



**UNIVERSIDADE DE COIMBRA**  
**FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA**  
**Departamento de Ciências da Terra**

**Tectónica Pelicular em Deslocamentos Evaporíticos na  
Margem Sudoeste de África.  
Estudo de Caso na Margem Angolana.**

**Afonso Puna**

**Mestrado em Geociências**  
**Especialização em Geologia do Petróleo**

**Dissertação apresentada para obtenção do  
Grau de Mestre em Geociências, na área de  
Especialização em Geologia do Petróleo**

**Orientadores científicos**

**Orientador:** Prof. Doutor Fernando Carlos da Silva Coelho Lopes (FCTUC)

**Co-Orientador:** Prof. Doutor Jorge Leitão Dinis (FCTUC)

**Setembro, 2011**

## **Agradecimentos**

Foi um longo percurso cheio de altos e baixos, com momentos bons, de alegria, riso e amizade mas em oposição, houve também momentos menos bons, com angústia, cansaço, insónias e com muito stress.

Chegando este momento, reflicto sobre os versos do Poeta, “ Valeu a Pena?”, e também eu sinto, “ Tudo vale a pena. Se a alma não é pequena”

Para que esse trabalho fosse possível, houve um grupo de pessoas que me apoiaram ao longo desta fase da minha vida, bem como algumas instituições das quais recebi apoio. Para eles, aqui vão os meus agradecimentos:

A Deus pela vida e saúde que me proporcionou durante a minha formação e realização deste trabalho.

Aos orientadores deste trabalho, Prof. Dr. Fernando Carlos Lopes e Prof. Dr. Jorge Leitão Dinis, por terem assumido tão grande responsabilidade, por toda a dedicação concedida na orientação deste meu trabalho científico e no esclarecimento de todas as dúvidas levantadas durante a execução deste trabalho, o que me deixa sem saber como agradece-los.

A todos os meus professores, desde o ensino primário até ao ensino superior, que ajudaram na minha formação, expresso os meus sinceros agradecimentos.

A todos os professores que fazem parte da grande equipa do curso de Mestrado em Geociências, da Universidade de Coimbra, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Departamento de Ciências da Terra, particularmente aos docentes do ramo de Geologia do Petróleo, Profs. Drs. Alcides Pereira, Nélson Rodrigues, Rui Pena, Luís Duarte, João Pratas, Pedro Diniz, Maria Helena, Ivo Alves, pelos valiosos ensinamentos e orientações prestados com inteligência e dedicação.

A professora Dra. Margarida Ventura e o Engenheiro Carlos Ribeiro agradeço pelo seu apoio e amizade.

Deixo o meu expresso agradecimentos as seguintes instituições:

Ao Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra pelo apoio material e aos seus funcionários deste Departamento pela ajuda e simpatia; à Universidade Privada de Angola (UPRA); à Galp Exploração e Produção Petrolífera SA.

Agradeço aos meus colegas do Mestrado, José Macosso Cumbo, Efraím Soma, Emiliana M`badu, Januário Segundo, Paulo Kessongo e Santiago Diogo (Pincelada) por terem estado sempre ao meu lado nos bons e maus momentos, ao que tornou esta etapa em algo agradável, a ajuda e convívio no percurso do caminho do saber.

Agradeço, ao casal Fernandes, Nabil, Veró, Luzia, Geruza, Luís Bungo, Victor Bumzingo, ao casal Lufuanquenda, casal Garcia, casal Benvindo, Msc Guido, Dr. Benício Puna, Dr. Benjamim Moisés de Castro Dr. Fula Florentino, Dr. Ladino Fernandes, Dra. Filomena Barros a todos os cabindenses sedeados na Huíla em geral e aos membros da ASSECAH, em particular, pelo amor, carinho, paciência e força que deram-me durante a formação.

À minha família, em especial os meus pais que desde cedo enveredaram pela minha formação, os meus sinceros agradecimentos, com amor e carinho.

Finalmente, agradeço a todos aqueles que directa ou indirectamente prestaram o seu apoio material, espiritual e moral para que este trabalho tivesse êxito.

## Resumo

O presente estudo, com base na interpretação de perfis de reflexão sísmica multicanal, proporciona uma visão de uma pequena área da margem angolana essencialmente no que respeita *i)* à sua estratigrafia sísmica, *ii)* aos seus principais elementos estruturais e *iii)* ao papel desempenhado pela tectónica salífera na evolução estrutural da margem angolana. Posteriormente, estes resultados foram integrados no contexto regional da Margem Sudoeste Africana e em particular na estratigrafia e evolução tectónica das bacias do Baixo Congo e do Kwanza.

Foram identificadas e caracterizadas na área de estudo onze unidades sísmicas, designadas, de baixo para cima, de U1 a U11, agrupadas em quatro sequências sísmicas, de S1 a S4, respectivamente a mais antiga e a mais recente. Estas unidades são limitadas por dez horizontes sísmicos principais, designados de H1 a H10, que representam descontinuidades estratigráficas maiores. A atribuição cronostratigráfica das principais sequências e unidades sísmicas, e dos seus limites, baseou-se, em particular, na correlação com as unidades classicamente reconhecidas nas bacias do Kwanza e do Baixo Congo.

A partir da interpretação estrutural dos perfis sísmicos e da análise e interpretação da cartografia elaborada, foi possível constatar que o dispositivo estrutural presente na área estudada obedece à articulação espacial e temporal, sin-sedimentar, de duas cristas evaporíticas e de um anticlinal de núcleo evaporítico ladeado por dois sinclinais em crescente. A actividade tectono-salífera, sin-deposicional, iniciou-se no Albiano (sin-U5), por deformação distensiva. Desde o Cretácico superior, e até ao Oligocénico (sin-S3), a halocinese acentua-se, sob a influência da deformação compressiva associada ao deslizamento gravitacional da série sedimentar acima dos evaporitos aptianos da U3 (*raft tectonics*). A partir do Miocénico inferior (sin-S4), torna-se moderada, como se irá manter até muito recentemente, ou mesmo à actualidade, uma vez que as estruturas evaporíticas estão associadas a relevos submarinos.

Pelas suas características, considera-se que o dispositivo estrutural da área estudada se enquadra no sub-domínio de encurtamento moderado, associado ao domínio de deformação compressiva frontal do sistema de deslizamento gravítico, supra-salífero, da margem angolana.

Palavras-chave: Margem Angolana, tectónica salífera, estratigrafia sísmica, deslizamento gravitacional, estruturas salífera.

## Abstract

This study, based on multichannel seismic (MCS) data interpretation, provides a vision of a small area of the Angolan margin, mainly concerning *i)* its seismic stratigraphy, *ii)* its main structural features, and *iii)* the role played by salt tectonic in the structural evolution of the Angolan margin. Later, these results were integrated in the regional context of the African Southwestern margin, in particular in the tectonic evolution and stratigraphy of the Lower Congo and Kwanza basins.

Eleven main seismic units, referred to, from the bottom upwards, as U1 to U11, grouped in four distinctive seismic sequences, from S1 to S4, upwards, have been identified. These units are bounded by ten main reflectors, respectively designated as H1 to H2, which constitute major stratigraphic unconformities. Their probable ages were determined, particularly, on the basis of their correlation with the main lithostratigraphic units classically recognized for the Kwanza and Lower Congo basins.

From the structural interpretation of the MCS profiles, synthesized in the elaborated cartography, it is possible to conclude that the structural framework of the study area is dominated by the sin-sedimentary spatial and temporal conjugation of two squeezed salt ridges and a salt core anticline surrounded by two growth synclines. The salt tectonics began during Albian times (syn-U5), by extensional deformation. Since the late Cretaceous to the Oligocene (syn-S3) an intensified salt tectonics is recognized, with compressional deformation associated with the gravitational gliding above the U3 upper Aptian salt layer (raft tectonics). A moderated salt tectonics is recognized from the early Miocene (syn-S4) to quite recent times, or even nowadays, since the evaporitic structures are associated with submarine reliefs.

From its main features, we propose that the structural framework of the study area is integrated in the moderate shortening subdomain of the downslope compressional domain of the Angolan margin gravitational gliding system.

Keywords: Angolan margin, salt tectonics, seismic stratigraphy, raft tectonics, salt structures.

## **Lista de Abreviaturas**

(MCS) - reflexão sísmica multicanal

BBC - Bacia do Baixo Congo

BK - Bacia do Kwanza

BN - Bacia do Namibe

FC = Falhas concêntricas;

Fm – Formação

FR = Falhas radiais

LM - Linhas Meridianas

LP – Linhas Paralelas

ms - milissegundos

SPP - sinclinal periférico primário

SPS - sinclinal periférico secundário

SPT - sinclinal periférico terciário

TD - tempo duplo

## Índice Geral

Agradecimentos.....	I
Resumo.....	III
Abstract.....	IV
Lista de Abreviaturas.....	V
Índice Geral.....	VI
Índice de Figuras.....	VIII
Capítulo I - Introdução geral.....	1
1.1 – Objectivos.....	1
1.2 – Dados e Metodologias.....	2
1.3 – Plano da Dissertação.....	3
Capítulo II - Tectónica salífera: princípios e conceitos teóricos básicos.....	4
2.1. Os depósitos evaporíticos.....	4
2.1.1. Origem das formações evaporíticas.....	4
2.1.2. Ambientes e idades de formação dos evaporitos.....	6
2.2. As estruturas evaporíticas.....	12
2.2.1. Mecanismos de implantação.....	13
2.2.2. Formas e contextos geodinâmicos.....	20
2.2.3. Reconhecimento das estruturas evaporíticas.....	25
2.2.3.1. Reconhecimento no subsolo .....	25
2.2.3.2. Reconhecimento à superfície.....	26
2.2.4. Importância económica das estruturas evaporíticas.....	27
Capítulo III – Evolução tectónica e estratigrafia das bacias atlânticas do Sudoeste Africano.....	28
3.1. Enquadramento na margem Atlântica.....	28
3.2. As bacias angolanas.....	31
3.2.1. Traços gerais comuns.....	31
3.2.2. Sucessão Sin-rifte.....	34
3.2.3. Sucessão pós-rifte.....	37
Capítulo IV – A tectónica salífera gravitacional e a sua importância no dispositivo estrutural da Margem Angolana.....	41

4.1. A tectónica salífera gravitacional.....	41
4.1.1 Mecanismos desencadeadores.....	41
4.1.2. A arquitectura da tectónica salífera gravitacional.....	44
4.2. A arquitectura estrutural da Margem Angolana.....	47
4.2.1. Os Domínios Estruturais da Margem.....	47
Capítulo V - Estudo de caso na bacia do Baixo Congo.....	50
5.1. Estratigrafia sísmica.....	51
5.1.1. Sequência sísmica 1 (S1).....	53
5.1.2. Sequência sísmica 2 (S2).....	54
5.1.3. Sequência sísmica 3 (S3).....	55
5.1.4. Sequência sísmica 4 (S4).....	56
5.2. Caracterização estrutural das secções sísmicas.....	57
5.2.1. Perfis de direcção N12 <sup>o</sup> W (LM-1 a LM-5).....	58
5.2.2. Perfis de direcção N78 <sup>o</sup> E (LP-1 a LP-6).....	63
5.3 Cartografia dos limites das sequências sísmicas e de síntese estrutural.....	69
5.3.1. Cartas de isóbatas temporais dos limites das sequências sísmicas.....	69
5.3.1. Carta de síntese do dispositivo estrutural.....	74
5.4. Integração no contexto regional.....	76
5.4.1. Correlação das sequências sísmicas com as formações pré-definidas.....	76
5.4.2. O dispositivo estrutural da área de estudo e sua posição no zonamento tectono-salífero da margem angolana.....	80
5.4.3. Fases de actividade tectono-salífera.....	82
Capítulo VI – Conclusões.....	83
Bibliografia.....	88

## Índice de Figuras

Figura 2.1. Mapa global (imagem da NASA) mostrando bacias evaporíticas actuais na África, Arábia, Europa e Ásia. (Mohriak, et al., 2008). .....	7
Figura 2.2 - Esquema ilustrativo dos principais ambientes evaporíticos modernos (os ambientes de águas profundas e de plataforma que não são encontrados actualmente) (modificado de Kendall, 1984).....	8
Figura 2.3 – Movimento das massas evaporíticas por distensão do soco: a) fase inicial, com as camadas horizontais e não deformadas; b) início da distensão do soco e adaptação da camada evaporítica e respectiva cobertura; c) A distensão do soco provoca instabilidade na camada evaporítica, que começa a fluir em direcção à falha e a “nuclear” um anticlinal (modificado de Jackson & Vendeville, 1994).....	14
Figura 2.4 – Modelação análoga de diapirismo reactivo em contexto extencional, activo em contexto compressivo (modificado de Jackson & Vendeville, 1994).....	16
Figura. 2.5 – Modelos de diapirismo em contexto compressivo. a) Formação de falhas inversas associadas a convergência de placas; b) Formação de falhas inversas em águas profundas, associadas à extensão na plataforma continental e margens divergentes; c) Formação de falhas inversas, devido a inversão de Bacia de rift. (Modificado de Letouzey et al., 1995).....	17
Figura 2.6 - Esquema que ilustra a formação de domos salíferos a partir de uma camada de sal de espessura uniforme, em consequência do peso dos sedimentos sobrejacentes. a) Camada inicial, de espessura constante; b) O sal move-se e origina sistemas de cristas e depressões; c) As cristas continuam a crescer, à medida que o sal se retira das zonas mais baixas; começam a formar-se domos; d) Os domos continuam a crescer à custa das cristas. O sal desaparece completamente das zonas baixas (modificado de Norton, 2007).....	19
Figura 2.7 – A) Mapa regional do Mar do Norte, com a localização de algumas linhas sísmicas; B) Mapa de diapiros de sal na Bacia Zechstein - Norte de Alemanha (Modificado de Taylor, 1985).....	20
Figura 2.8 – Algumas formas de estruturas evaporíticas (adaptado por Jackson & Talbot, 1986).....	21
Figura 2.9 – Modelo esquemático com visão 3D das estruturas halocinéticas entre a região proximal e distal da Bacia Zechstein, com almofadas, troncos e muralhas de sal. As setas indicam a espessura original estimada do complexo de sal pérmico.....	22
Figura 2.10 – Modelo evolutivo para a halocinese na bacia do Norte de Alemanha, com a formação de um sinclinal periférico primário (SPP) no final do estágio de almofada (B), e a formação de sinclinal periférico secundário (SPS) e terciário (SPT), ao final do estágio de diapiro (D) (Modificado de Trusheim, 1960).....	24
Figura 2.11 – Secção sísmica perpendicular à extremidade sul da estrutura de Monte Real, Orla Ocidental Portuguesa (modificado de Lopes, 1993).....	25
Figura 2.9 – Imagem de satélite da NASA mostrando o anticlinal de Kuh-e-Namak, na região do cinturão de dobramentos do Zagros, na parte sul do Irã (modificado de Jackson et al., 1990).....	26
Figura 3.1 - Mapa de localização da Província Costeira do Centro-Oeste da África Subsaariana. Assinaladas as bacias (in Brownfield & Charpentier, 2006).....	29
Figura 3.2 - Conjugação das margens Atlânticas Sul-americana e Sul-africana	

(segundo Moulin et al., 2005). Assinaladas com elipses as bacias conjugadas do Recôncavo (Brasil) e do Baixo Congo e Kwanza (Angola).....	30
Figura 3.3 – Reconstituição geodinâmica e dos teores de oxigénio do Atlântico durante o Cretácico. (in Brownfield & Charpentier, 2006, modificado de Tissot et al., 1980).....	31
Figura 3.4 - Principais falhas do soco do sistema transformante (WSW) e extensional (NNW) das bacias do Baixo Congo (esquerda) e do Kwanza (direita). Nesta, o sector interno (“Inner Kwanza Basin”) é separado do externo (“Outer Kwanza Basin”) por um conjunto de horsts de soco do sistema extensional (Modificado de Brownfield & Charpentier, 2006).....	32
Figura 3.5 - Restauração da geometria inicial da bacia de sal do Aptiano na margem de Angola (modificado de Marton et al., 2000).....	33
Figura 3.6 - Comparação da litostratigrafia das fases de sin-rifte e pós-rifte inicial das bacias conjugadas do Baixo Congo (Angola) e do Recôncavo (Sul do Brasil). Modificado de Brownfield & Charpentier, 2006). Ver localização das bacias na figura3.2.....	34
Figura 3.7 - Litostratigrafia e eventos estratigráficos principais das bacias do Baixo Congo (esquerda, segundo Brownfield & Charpentier, 2006) e do Kwanza (direita, segundo Guiraud et al., 2010). O raio assinala a descontinuidade de rotura continental.....	36
Figura 3.8 - Secção transversal esquemática com base na interpretação geológica de dados sísmicos na parte sul da Bacia do Kwanza, Angola. Modificado de Brownfield & Charpentier (2006).....	38
Figura 4.1. Modelo esquemático de uma margem afectada por deslizamento gravitacional (modificado de Rowan et al., 2004; Perovano, 2008).....	42
Figura 4.2. Modelo esquemático de uma margem afectada por divergência gravitacional. A) Visualização em corte; B) visualização em planta; CF = falhas concêntricas; RF = falhas radiais (modificado de Perovano, 2008).....	43
Figura 4.3. Modelo esquemático mostrando um possível zonamento estrutural gerado pela deformação pelicular num sistema de deslizamento gravitacional (modificado de Gaullier & Vendeville, 2005; Perovano, 2008).....	44
Figura 4.4. Modelos esquemáticos dos estilos estruturais dos domínios compressivos gerados pela tectónica gravitacional em margem passivas: a) cavalgamentos; b) dobramentos; c) diapiros (modificado de Rowan et al., 2004; Perovano, 2008).....	46
Figura 4.5. Modelo esquemático que mostra a importância do esgotamento do nível evaporítico de base para o desenvolvimento de cavalgamentos na zona frontal do domínio compressivo, num sistema de deslizamento gravitacional (modificado de Lopes et al., 2008).....	47
Figura 4.6. Zonamento estrutural da margem angolana, no âmbito da tectónica salífera gravitacional: a) secção paralela ao sentido do declive no sector proximal e distal próximo, atravessando o domínio distensivo e a parte superior do domínio compressivo; b) secção paralela ao declive, atravessando o domínio compressivo distal e o domínio abissal não deformado. A localização das secções é representada no mapa em caixa (modificado de Brun & Fort, 2004) .....	48
Figura 5.1. Plano de posição dos perfis de reflexão sísmica multicanal (MCS) interpretados neste estudo. Os pontos sobre as linhas sísmicas representam a	

posição dos pontos de tiro.....	51
Figura 5.2. Principais sequências e unidades sísmicas, e seus limites (reflectores sísmicos), identificados na área de estudo, com as respectivas assinaturas sísmicas..	52
Figura 5.3. Corte interpretativo do perfil LM-1 (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.....	59
Figura 5.4. Corte interpretativo do perfil LM-2 (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.....	60
Figura 5.5. Corte interpretativo do perfil LM-3 (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.....	61
Figura 5.6. Corte interpretativo do perfil LM-4 (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.....	62
Figura 5.7. Corte interpretativo do perfil LM-5 (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.....	63
Figura 5.8. Corte interpretativo do perfil LP-1 (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.....	64
Figura 5.9. Corte interpretativo do perfil LP-2 (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.....	65
Figura 5.10. Corte interpretativo do perfil LP-3 (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.....	66
Figura 5.11. Corte interpretativo do perfil LP-4 (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.....	67
Figura 5.12. Corte interpretativo do perfil LP-5 (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.....	68
Figura 5.13. Corte interpretativo do perfil LP-6 (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.....	69
Figura 5.14. Carta de isóbatas (em TD/s) do reflector H3 (topo de S1).....	71
Figura 5.15. Carta de isóbatas (em TD/s) do reflector H5 (topo de S2).....	72
Figura 5.16. Carta de isóbatas (em TD/s) do reflector H7 (topo de S3).....	73
Figura 5.17. Carta batimétrica (em metros) da área de estudo.....	74
Figura 5.18. Carta de síntese do dispositivo estrutural da área de estudo.....	75
Figura 5.19. Quadro de síntese das principais sequências e unidades sísmicas, e	

seus limites (reflectores sísmicos), identificados na área de estudo. Atribuição cronostratigráfica, com base, em particular, na correlação com as unidades identificadas nas bacias do Kwanza e do Baixo Congo por Hudec & Jackson (2004); Brun & Fort (2004); distribuição estratigráfica da actividade tectónica (em particular salífera); conjuntos maiores da litostratigrafia regional segundo Brun & Fort (2004)..... 77

## Capítulo I - Introdução geral.

A Margem Sudoeste de África, dos Camarões à Namíbia, é caracterizada por um estilo tectónico particular, dominado pela existência, em profundidade, de níveis evaporíticos, que funcionam como níveis de descolamento, à escala regional. Exemplo clássico de uma “margem passiva”, esta margem apresenta, no entanto, aspectos de deformação originados e condicionados pelo movimento horizontal e vertical, em profundidades, dessas espessas massas evaporíticas. Ao longo da margem basculada, sectores onde a deformação é predominantemente distensiva, coexistem com sectores onde domina a deformação compressiva, num sistema de deslizamentos gravitacionais sobre níveis evaporíticos. Dobras, falhas e estruturas evaporíticas deformam a cobertura sedimentar e condicionam a evolução geodinâmica desta margem. Neste trabalho iremos debruçarmo-nos, em particular, sobre as características tectono-sedimentares de uma pequena área da margem angolana, integrando-a, posteriormente, no contexto regional da Margem Sudoeste Africana.

### 1.1 – Objectivos.

O conhecimento da geometria e da evolução das estruturas evaporíticas é de especial relevância, não só para a compreensão dos processos relacionados com a própria evolução geodinâmica das bacias sedimentares, mas também para o estudo e o conhecimento dos sistemas petrolíferos em qualquer bacia sedimentar com potencial petrolífero, como é o caso da Bacia do baixo Congo, na Margem Sudoeste de África.

Pretendeu-se nesse trabalho, documentar aspectos relevantes da estratigrafia sísmica e da estrutura de um pequeno sector da Bacia do Baixo Congo, recorrendo a dados de reflexão sísmica multicanal, articulando-os, posteriormente com outra informação relevante, nomeadamente, a decorrente de outros sectores da margem angolana.

O trabalho teve como principais objectivos:

i) Identificar, caracterizar e interpretar as unidades sísmicas e o dispositivo estrutural de uma pequena área da margem angolana;

ii) Integrar no contexto regional da margem angolana os aspectos tectono-sedimentares identificados;

iii) Reconhecer o papel desempenhado pela tectónica salífera na evolução geodinâmica da margem angolana.

São necessariamente importantes os resultados deste trabalho. Todavia, mais relevante que os resultados obtidos, considera-se todo o exercício de aprendizagem no campo da análise e da interpretação de perfis sísmicos, geológica e geomorfológica realizada, que permitiu aprofundar conhecimentos na área da geologia, da sismostratigrafia e da análise estrutural. As competências adquiridas permitirão, no futuro, uma postura mais sólida e consistente perante estas temáticas, a sua compreensão e uma análise mais fundamentada do objecto em estudo.

## **1.2 – Dados e Metodologias.**

Para alcançar os objectivos propostos, estabeleceram-se as seguintes etapas metodológicas:

- a)** Pesquisa bibliográfica sobre a temática abordada, em bibliotecas de várias instituições, com destaque para a Biblioteca do Departamento de ciências da Terra da Universidade de Coimbra, ou através da Internet. A informação consultada, em formato papel o digital, compreendeu livros, capítulos de livros, artigos em revistas indexadas, mapas, relatórios e sites da especialidade;
- b)** Análise e interpretação sismostratigráfica e estrutural de uma malha regular de 11 perfis de reflexão sísmica multicanal (MCS), para prospecção petrolífera. Os dados, todos migrados, foram adquiridos e interpretados em formato papel. A estratigrafia sísmica foi estabelecida de acordo com a metodologia de Mitchum et al. (1977); Mitchum & Vail (1977). A interpretação estrutural foi estabelecida de acordo com a análise geométrica e cinemática de estruturas;
- c)** Construção de cortes interpretativos a partir das interpretações das secções sísmicas, com auxílio do software COREL PHOTO-PAINT (versão 12);
- d)** Construção de cartas de isóbatas temporais de horizontes sísmicos, com o auxílio dos softwares EXCEL e SURFER (versão 9);
- e)** Construção de uma carta estrutural de síntese, com auxílio do software COREL PHOTO-PAINT (versão 12);

### 1.3 – Plano da Dissertação.

O trabalho aqui apresentado está estruturado da seguinte forma, ao longo de seis capítulos:

**Capítulo I** – Neste capítulo estão descritos uma pequena introdução geral, os objectivos e uma breve resenha sobre as metodologias e técnicas utilizadas no trabalho.

**Capítulo II** – Neste capítulo focam-se aos princípios e conceitos teóricos básicos relacionados com a tectónica salífera. Abordam-se, em particular, **1)** a origem dos depósitos evaporíticos, os ambientes e as idades de formação; **2)** as estruturas evaporíticas, seus mecanismos de implantação, formas e contextos geodinâmicos, reconhecimento e importância das estruturas evaporíticas.

**Capítulo III** – Neste capítulo apresenta-se o enquadramento geológico das bacias da província costeira de Centro-Oeste da região de África Sub-saariana no seu conjunto, com destaque para a análise da sucessão pré-rifte, sin-rifte e pós-rifte, ocorrências e contextos tectono-sedimentares.

**Capítulo IV** – A tectónica salífera gravitacional e a sua importância no dispositivo estrutural da Margem Angolana.

**Capítulo V** – Neste capítulo é feita a análise e a interpretação sismoestratigráfica e estrutural de secções sísmicas, para identificação, caracterização e interpretação das unidades sísmicas e do dispositivo estrutural de uma pequena área da margem angolana. É apresentada uma proposta de integração dos resultados obtidos no contexto tectono-sedimentar da margem angolana.

**Capítulo VI** – Neste capítulo descreve-se as conclusões do trabalho realizado, identifica-se as limitações inerentes ao estudo efectuado e propõe-se algumas perspectivas relativamente a estudos futuros de corpos evaporíticos.

## Capítulo II - Tectónica salífera; princípios e conceitos teóricos básicos.

O estudo das estruturas evaporíticas é de grande utilidade para a compreensão: **1)** dos mecanismos relacionados com a deposição dos evaporitos e sua posterior acumulação em grandes estruturas em ascensão; **2)** do estilo de deformação no interior das bacias sedimentares (tectónica pelicular em distensão ou em compressão; e.g. Conward & Stewart, 1995; Cobbold *et al.*, 1995; Letouzey *et al.*, 1995); **3)** dos processos de acumulação de hidrocarbonetos (e.g. Jackson & Galloway, 1984). Este tipo de estudo é também muito útil para projectar o armazenamento de substâncias líquidas (petróleo) ou gasosas (gás natural ou CO<sub>2</sub>) em cavernas de sal (e. g. Dreyer, 1982).

### 2.1. Os depósitos evaporíticos

A evaporação excessiva das águas marinhas retidas em lagunas e das águas de lagos salgados no interior de áreas continentais de tendência árida, origina a precipitação de sais. A acumulação destes leva à formação de rochas salinas a que se dá o nome de evaporitos. Deste pequeno grupo, que constitui cerca de 3% das rochas sedimentares, destacam-se o sal-gema, a selenite (gesso; sulfato de cálcio hidratado) e a anidrite (sulfato de cálcio desidratado). O sal-gema é essencialmente constituído por cloreto de sódio (halite), numa percentagem que ronda os 95%. No entanto, contem outros sais e várias “impurezas” (argilas, óxidos de ferro, matéria orgânica) que perfazem, no total, os restantes 5%. Também se lhe chama sal-pedra ou sal da mina, uma vez que é no interior da crosta terrestre que é procurado e explorado.

#### 2.1.1. Origem das formações evaporíticas

Podem identificar-se bacias evaporíticas desde o Proterozóico até o Recente. As maiores ocorrências de evaporitos na Terra são observadas apenas no passado geológico, não havendo exemplos actuais de deposição de evaporitos formando amplas e espessas acumulações de sal em ambientes continentais ou marinhos (Friedman, 1972; Schreiber, 1978a; 1978b; 1986; Kendall, 1984). Durante os últimos 10.000 anos, depois do fim da última glaciação, o nível do mar elevou-se subitamente

e o mesmo aconteceu depois de cada glaciação do Plistocénico, o que torna Holocénico inapropriado para a deposição de grandes espessuras de sal.

A deposição de sal é o resultado da aridez climática e ausência ou diminuição do aporte de água, seja por isolamento do oceano, redução de precipitação meteórica (chuva) ou por ausência de drenagem (rios). Nas grandes bacias evaporíticas do passado, o balanço hidrológico negativo levou à evaporação dos corpos aquosos que existiam nas áreas de sedimentação. O estudo da evolução geológica e da deposição dos evaporitos nessas bacias, incluindo o processo de concentração da salmoura, sua composição, e, posteriormente, os mecanismos que levaram essas camadas a deformarem-se, apresenta aplicação directa na geologia de petróleo.

Para formar um volume unitário de uma camada de sal é necessário evaporar completamente um volume de água do mar 60 vezes maior. A acumulação de uma camada de sal com apenas 100 m de espessura necessita de uma coluna de água de 6.000 m, valores que não são observados nos oceanos actuais, excepto nas regiões de fossas oceânicas, onde ocorre a subducção de placas, mas onde actualmente não se regista a deposição de evaporitos. Soma-se este paradoxo à interpretação de que os evaporitos são formados muito rapidamente no tempo geológico, correspondendo quase a um evento vulcânico na história da bacia sedimentar. Esses factos levam os geocientistas a propor diferentes modelos geodinâmicos para a formação das grandes bacias evaporíticas do passado, chamadas de salinas gigantes, como as bacias do Mediterrâneo, do Atlântico Sul e do Mar do Norte (Zechstein).

- Modelos baseados em interpretações actualísticas: utilizam o Princípio do Uniformitarismo, em que os evaporitos são formados por evaporação da água do mar pela acção do calor do sol em regiões áridas, em bacias fechadas por uma barreira (in Mohriak., *et al.*, 2008).

- Modelos baseados em interpretações de mudanças catastróficas: alguns autores admitem que eventos vulcânicos podem ser responsáveis pela precipitação do sal, quando a água do mar atinge uma temperatura super-crítica, perdendo a capacidade de dissolver sais (e.g. Hovland *et al.*, 2006).

- Modelos baseados em mudanças drásticas de ambiente sedimentar: mudanças drásticas do ambiente sedimentar (marinho profundo passando a marinho raso, por exemplo) são também aventadas para explicar as crises de salinidade que resultam na

rápida e simultânea acumulação de evaporitos em bacias com áreas que atingem alguns milhões de quilómetros quadrados (*in* Mohriak., *et al*/2008).

Actualmente, regista-se deposição de sal halite formando camadas maciças e com grande distribuição areal em algumas poucas regiões do planeta, como em Afar, na África, e também no Golfo de Kara-Bogaz, no Turquemenistão (a sul do Cazaquistão e na margem leste do Mar Cáspio). O último episódio de grande acumulação de sal na superfície da Terra ocorreu no Miocénico Superior, resultando no evento Messiniano, com deposição de halite por todo o Mar Mediterrâneo, Mar Morto e Mar Vermelho (Hsü, 1972; Hsü *et al*, 1973).

### **2.1.2. Ambientes e idades de formação dos evaporitos**

Os evaporitos podem ser formados tanto em ambientes continentais como marinhos. O ambiente marginal é representado pelas planícies do tipo *sabkha* e salinas, porém os evaporitos podem ser formados em ambientes marinhos rasos e profundos; além desses, os lagos salinos em áreas continentais são extremamente importantes para a formação de camadas espessas de sais em sequências lacustres. Os evaporitos aparecem em todo o registo geológico, desde o Pré-Câmbrico.

Os ambientes deposicionais, modernos e antigos, favoráveis á deposição de evaporitos ocorrem em regiões áridas, próximo da influência de um mar restrito, como acontece actualmente nas regiões do Golfo Pérsico, Mar Vermelho, Mar Morto, Kara-Bogaz (a leste do Mar Cáspio) e Lago Assal, na região de Afar (norte de África) (figura 2.1).



Figura 2.1. Mapa global (imagem da NASA) mostrando bacias evaporíticas actuais na África, Arábia, Europa e Ásia. (Mohriak, *et al.*, 2008).

- **Golfo Pérsico, Costa Trucial nos Emirados Árabes Unidos.**

A região do Golfo Pérsico faz parte de uma bacia de frente de cadeia (*foreland basin*) periférica, associada à convergência de placas entre a Arábia e a Ásia. Esta bacia situa-se entre as Montanhas Zagros e as regiões da Arábia, e estende-se desde a Mesopotâmia (Iraque), a leste do Mar Mediterrâneo, ao Golfo de Omã, que se liga ao Golfo Pérsico através do Estreito de Ormuz (figura 2.1). Nessa bacia ocorre uma sedimentação de rochas carbonáticas e siliciclásticas desde o Mesozóico (180 Ma). No Cenozóico (Terciário) houve acumulação de sedimentos nas zonas periféricas desde região em compressão. Esta bacia tem um perfil assimétrico, com o lado mais profundo junto ao Irão, de que resulta um forte contraste topográfico entre o deserto da Arábia e as montanhas Zagros (figura 2.1).

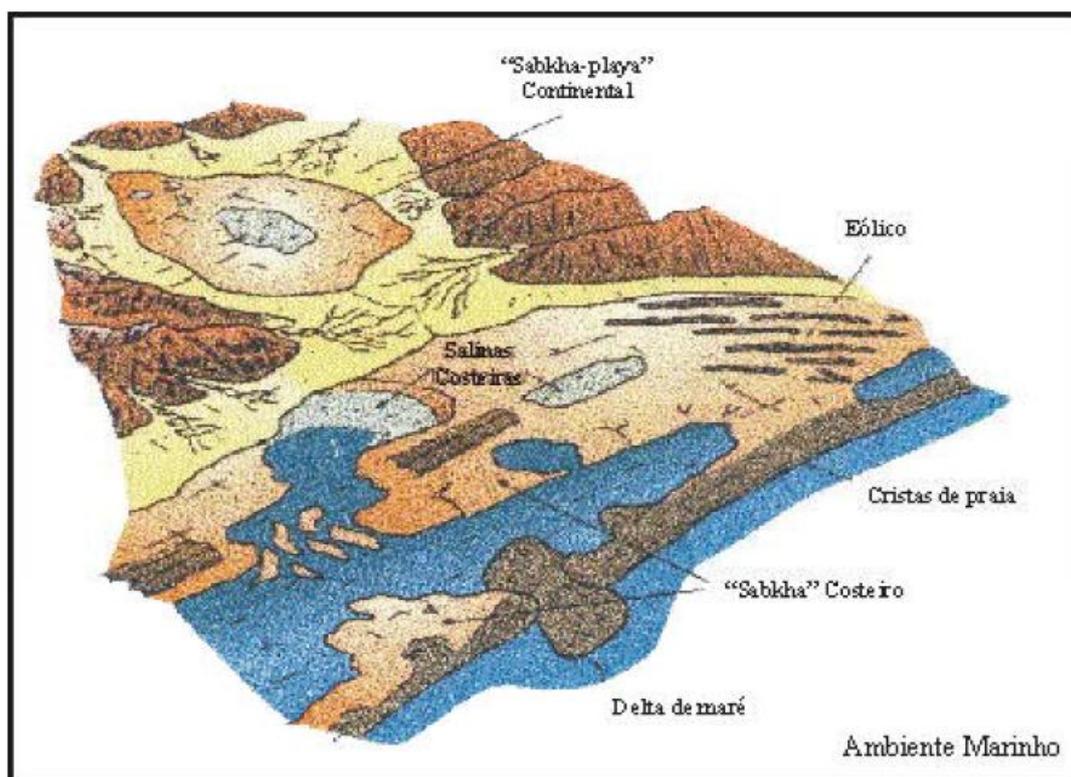


Figura 2.2 - Esquema ilustrativo dos principais ambientes evaporíticos modernos (os ambientes de águas profundas e de plataforma que não são encontrados actualmente) (modificado de Kendall, 1984).

O Golfo Pérsico é um mar raso, na parte norte, e com uma estreita ligação com o oceano Índico na parte mais funda, a sul, através do Estreito de Ormuz. Por ser uma bacia muito rasa, nos episódios climáticos glaciais, o fundo do Golfo Pérsico ficava exposto ou subaéreo. Já a região da Costa Trucial, nos Emirados Árabe Unidos, ficava exposta na maré baixa, e submersa na maré alta (região intermarés), onde geralmente ocorre a deposição de material algálico. A formação de evaporitos nas planícies costeiras dos desertos da Costa Trucial é associada a um ambiente conhecido como *sabkha* (figura 2.2), nome árabe para designar planícies de sal, geralmente desprovidas de vegetação (Wood & Wolfe, 1969; Till, 1978; Warren, 1989). O termo *sabkha* foi inicialmente utilizado na década 1960, para a deposição de camadas de gesso e anidrite, distribuídas em sedimentos desérticos, conforme se observa ao longo da Costa Trucial, nos Emirados Árabe Unidos, parte sul do Golfo Pérsico (Curtis et al., 1963; Butler, 1969; Shearman, 1978).

A costa Trucial constitui o exemplo clássico de *sabkha* costeira, sendo representada por uma área desértica do sul do Golfo da Pérsia, próximo de Abu Dhabi, capital dos

Emirados Árabe Unidos. É caracterizada por uma planície, um pouco acima do nível do mar, na qual predominam sedimentos carbonatados, que se estende ao longo da costa, por de cerca de 300 km de comprimento. A *sabkha* costeira é representada quase que totalmente por um deserto, com o solo constituído por material microalgar, formando uma cobertura sedimentar a cerca de 0,5 m a 1,0 m acima do nível da água do Golfo da Pérsia. Em paralelo, aparecem algumas ilhas no litoral, formando bancos carbonatados que ficam emersos em épocas de maré baixa. Na retaguarda destes altos carbonatados que formam diversas ilhas, ocorre um ambiente lagunar onde deposita-se uma lama carbonatada com aspecto de borracha, conhecida como “tapete algálico” (Shearman, 1978).

A *sabkha* costeira na Costa Trucial tem um ciclo regressivo de sedimentação, caracterizado por uma sucessão sedimentar em que os tapetes de algas são cobertos por carbonatos com anidrite nodular na região supramaré, e por lama de gesso na região intermaré. Uma sequência sedimentar evaporítica *sabkha* caracteriza-se, na base por depósitos marinhos (lamas carbonatadas acumuladas em ambientes submaré), que são recobertos por um “tapete” microalgar. Este é recoberto por sedimentos carbonatados e siliciclásticos, depositados em ambientes de *sabkha* costeira ou *sabkha* continental, supramaré. Em ambientes desérticos com sedimentação regressiva, observa-se a transição de sedimentos eólicos em dunas desérticas, *sabkhas* continentais, *sabkha* costeira, e salinas costeiras, para sedimentos marinhos carbonatados (Silver & Todd, 1969; Blatt *et al.*, 1980).

- **Mar Vermelho**

O Mar Vermelho, comprido e estreito, é um golfo de direcção NNW-SSE, com cerca de 2200 km de comprimento. Constitui uma bacia de mar bastante restrito, quase que totalmente fechado, cuja situação geográfica é especialmente favorável para a deposição de sais. De facto, este mar, longo e estreito, encontra-se dentro de um dos desertos mais secos e quentes do mundo, o Saara, entre a África e a Arábia, estando ligado ao Oceano Índico (com salinidade normal) através do estreito de Bab-el-Mandeb (figura 2.1). Portanto, o Mar Vermelho possui quase todos os requisitos para a deposição de sal, pois apresenta uma entrada do mar através de um estreito bem fechado, numa região de baixíssima pluviosidade, e possui mais de que 2000 km de comprimento. Embora seja um mar profundo, atingindo profundidades com mais de

2000 m em alguns pontos, a sua salinidade situa-se, praticamente, em torno dos 40000 ppm, ou seja, muito próxima da concentração normal da água do mar.

O Mar Vermelho representa um estágio juvenil (fissura crustal) de formação de um oceano (Lowell & Genilk, 1972). A história geológica regista a deposição de sal no Messiniano (Mioceno Superior), indicando que, há 5 Ma, o Mar Vermelho se caracterizava por grandes espessuras de evaporitos (cerca de 3 a 4 km) intercalados com basaltos. Na região próxima da linha da costa actual, ocorrem diapiros com 7 ou 8 km de sal (Hutchinson & Engels, 1972). Entretanto, hoje não estão mais presentes as condições para a deposição de sal em qualquer parte do Mar Vermelho. (Neumann & McGill, 1962).

- **Mar Morto**

O Mar Morto localiza-se na fronteira israelo-jordana (Arábia Setentrional), e ocupa 1049 km<sup>2</sup> de uma bacia em *pull-apart*, situada ao longo da zona de falha Jordão-Mar Morto-Acaba (figura 2.1). As suas águas possuem um teor em sal superior a 25%, uma salinidade muito superior à salinidade normal do mar. O Mar Morto é de especial interesse para o estudo da formação das bacias evaporíticas, pois é um exemplo actual de uma situação geográfica em que a superfície se encontra cerca de 400 m abaixo do nível do Mar, e a parte inferior do vale é um dos pontos mais baixos emerso do planeta (Brink & Bem-Avraham, 1989; Al-Zoubi & Brink, 2001). A profundidade máxima do Mar Morto corresponde à altitude de 800m, com uma coluna de água de cerca de 400 m. Não existe escoamento e a água perde-se unicamente por evaporação.

- **Kara-Bogaz (a leste do Mar Cáspio)**

Na margem oriental do Mar Cáspio, há um golfo chamado de Kara-Bogaz (figura.2.1), considerado um importante análogo actual da deposição de evaporitos em bacias pretéritas (Ochsenius, 1877; Hsü, 1972; Schreiber, 1978; 1986). Tanto o Mar Cáspio como o Kara-Bogaz situam-se abaixo do nível médio da água do mar (NMM), numa região de convergência de placas, com grandes elevações nos seus bordos sul e oeste. Esta região é fortemente influenciada por estruturas compressivas associadas à migração para norte da placa da Arábia (Seber *et al.*, 2000; Brunet *et al.*, 2000,

Glazovskiy & Rudakov, 2000). A parte norte do Mar Cáspio (figura 2.1), continua por uma depressão que se estende entre a Rússia e Cazaquistão, chamada de bacia Precáspica (Nevolin & Fedorov, 1995). O Golfo Kara-Bogaz tem dimensões de cerca 200 x 200 km, com uma pequena passagem de comunicação com o Mar Cáspio (figura 2.1). Por essa garganta passa a água proveniente do Mar Cáspio, entrando no Kara-Bogaz como uma corrente de água escuras, que desaparece quando as águas se misturam. A palavra “Kara-Bogaz” significa, na língua turcomena, “uma goela negra por onde entram as águas do Cáspio” (Kara = negro, Bogaz = goela ou garganta). Esta expressão refere-se ao influxo constante, sem retorno, das águas do Mar Cáspio para o lago, é a coloração das suas águas, que são escuras, devido a alta quantidade de cianobactérias e matéria orgânica que vem misturada com a água do Mar Cáspio.

O Mar Cáspio apresenta salinidade normal, enquanto o Lago Kara-Bogaz, situado topograficamente mais baixo que este, apresenta teores mais elevados de cloreto de sódio. O Mar Cáspio apresenta uma superfície média ao nível altimétrico de – 28 m, e o Kara-Bogaz em torno de – 31m, portanto, ocorre a tendência das águas do Mar Cáspio fluírem para leste, alimentando o Lago Kara-Bogaz (Dickerson, 2000; Varushchenko *et al.*, 2000). O Kara-Bogaz cruza o grande deserto da Ásia Central, Kyzyl Kum (em turco “área vermelha”), e esse ambiente árido facilita a evaporação da água e a deposição do sal em salinas nas margens, proporcionando uma actividade económica semelhante à que ocorre em Araruama, no Rio de Janeiro (Silva *et al.*, 2000). Entretanto, no Kara-Bogaz, o nível de evaporação é muito maior, chegando-se a acumular sais mais solúveis que halite; em algumas salinas, deposita-se sal de potássio, utilizado como fertilizante.

- **Lago Assal, na região de Afar, norte de África**

A região de Afar, na Etiópia, embora de tamanho reduzido se comparada ao Mar Mediterrâneo e ao Mar Vermelho, é um dos poucos exemplos modernos duma bacia alimentada por um mar próximo, num contexto de expansão oceânica incipiente. Localizada na parte sul de Mar Vermelho, junto ao Estreito de Bab-el-Mandeb, caracteriza-se por uma reentrância do Índico na região Djibuti, cujo prolongamento na direcção do continente é marcado pela ocorrência de lagos rasos. A região de Afar é marcada pela ocorrência de rochas vulcânicas aflorantes, indicativa da proximidade do centro do expansão da parte sul do Mar Vermelho, onde são registrados vários vulcões em actividade, como o Erta Ale, a noroeste do Estreito de Bab-el-Mandeb,

próximo do Alto de Danakil (Barberi & Varet, 1977; Jackson *e tal.*, 2000; Mohriak, 2001). O Lago Assal é um pequeno lago com cerca de 52 Km<sup>2</sup> de área, que se situa numa depressão muito abaixo em relação ao NMM, numa cota aritmética de -155m. Constitui o ponto mais baixo do continente africano. Apresenta um perfil batimétrico com uma profundidade média de 7 m a 8 m, atingindo cerca de 30 m na parte mais profunda. Entre o Lago Assal e Golfo de Djibuti, a depressão alinha-se segundo uma direcção NW-SE, denominada de rifte de Assal-Ghoubbat al Kharab. Na sua extensão para o mar (Golfo de Áden), são reconhecidas estruturas de expansão oceânica propagando-se em direcção a oeste (Manighetti *e tal.*, 1998; Dauteil *te al.*, 2001). Na região do Lago Assal, regista-se a deposição de espessas camadas de evaporitos no Quaternário e também a ocorrência de ciclos evaporíticos na região de Danakil, com a formação de sais de potássio (Howerda & Hutchinson, 1968). Esta região pode ser considerada como um análogo actual para a acumulação de evaporitos em ambientes marinhos pretéritos, durante a fase inicial de formação de crosta oceânica (Jackson *et al.*, 2000; Mohriak, 2003).

## 2.2. As estruturas evaporíticas

As séries evaporíticas formadas pelo processo anteriormente descrito apresentam, por vezes, grandes espessuras e constituem a base da pilha de sedimentos de uma bacia sedimentar. As rochas evaporíticas, em especial o sal-gema, são pouco densas e muito plásticas. Estas características contribuem para que grandes massas de sal ascendam da profundidade, através de zonas de fraqueza (falhas), sob a acção da pressão das rochas sobrejacentes, mais densas, e/ou da actuação de forças horizontais (orogénicas). Tais massas ascendentes deformam as camadas superiores, constituindo estruturas a que correspondem grandes espessuras verticais de sal, na ordem de milhares de metros, valores que nada têm a ver com a espessura das camadas originais: as estruturas evaporíticas. Tais estruturas correspondem a corpos cuja “intrusão” se pode comparar a uma chaminé gigantesca (não necessariamente de forma cilíndrica) que concentra o sal ascendente “espremido” da sua jazida original.

As estruturas de sal em ascensão provocam alterações na estrutura e na estratigrafia dos sedimentos encaixantes. Dobras, falhas e fracturas são deformações comuns associadas a estruturas evaporíticas e ao seu encaixante, mesmo em regiões estáveis como as margens passivas (e.g. Lerche & O'Brien, 1987; Vendeville & Cobbold, 1987; Cobbold & Szatmari, 1991; Demercien *et al.*, 1993; Demercian, 1996). Por outro lado,

os níveis evaporíticos actuam como níveis de descolamento à escala regional, quer por acção da força gravítica, quer por acção de tensões distensivas e compressivas envolvendo o soco.

### 2.2.1. Mecanismos de implantação

O sal tem propriedades físicas diferentes de todas as outras rochas. Flui a baixas temperaturas e pressões, e forma estruturas impressionantes em bacias sedimentares evaporíticas, observadas tanto na superfície da Terra, como nas águas profundas dos oceanos. A movimentação do sal é denominada halocinese, tal como foi definida por Trusheim (1960). A tectónica salífera refere-se aos mecanismos responsáveis pela deformação da camada de sal e à formação de estruturas diapíricas numa escala regional (Mohriak *et al.*, 2008).

A evolução do conhecimento geológico sobre a tectónica salífera pode ser subdividida em três grandes fases, em função do pensamento científico predominante para os mecanismos de deformação dos diapiros de sal (Jackson, 1995).

-“Era dos trabalhos pioneiros”: nesta primeira fase, foram realizados os primeiros estudos científicos baseados em geologia de superfície. Investigadores como Arhenius (1913) (in Mohriak *et al.*, 2008), indicavam que o principal motor para a formação dos diapiros era a baixa densidade do sal que, quando comparada com a de outros sedimentos, desencadeava a sua ascensão (*Buoyancy*), para locais mais próximos da superfície.

-“Era do modelo fluido”: esta segunda fase iniciou-se em 1933, com os trabalhos de Barton (1933). Nela se admite que os evaporitos se comportam como fluidos, sob certas condições.

-“Era de tectónica extensional”: nesta terceira fase, iniciada na década de 1980, os avanços científicos passaram a ter como base os modelos da tectónica extensional, com a deformação frágil da sobrecarga sedimentar (Mohriak *et al.*, 2008). O diapirismo pôde estar relacionado com vários mecanismos de activação, para além do contraste de densidades (Mohriak *et al.*, 2008).

Actualmente, através dos estudos no terreno e com modelos à escala (experiências com caixas de areia e silicone; simulações por computador), reconhece-se que os mecanismos de mobilização do sal são vários, podendo actuar simultaneamente.

➤ **Causas orogénicas (tectónica salífera - “*salt tectonics*”):** o movimento das massas evaporíticas é desencadeado por tensões horizontais resultantes da tectónica regional, distensiva ou transtensiva (e.g. Szatmari & Aires, 1987; Vendeville & Cobbold, 1988; Duval *et al.*, 1992; Vendeville & Jackson, 1992; Jackson & Vendeville, 1994; Jackson, 1995), compressiva ou transpressiva (e.g., Conward & Steward, 1995; Cobbold *et al.*, 1995; Letouzey *et al.*, 1995). Os evaporitos vão fluindo para o interior de núcleos anticlinais em formação (figura 2.3). Neste tipo de deformação. Os evaporitos actuam como níveis de descolamento, proporcionando o estilo tectónico pelicular (*thin-skinned*).

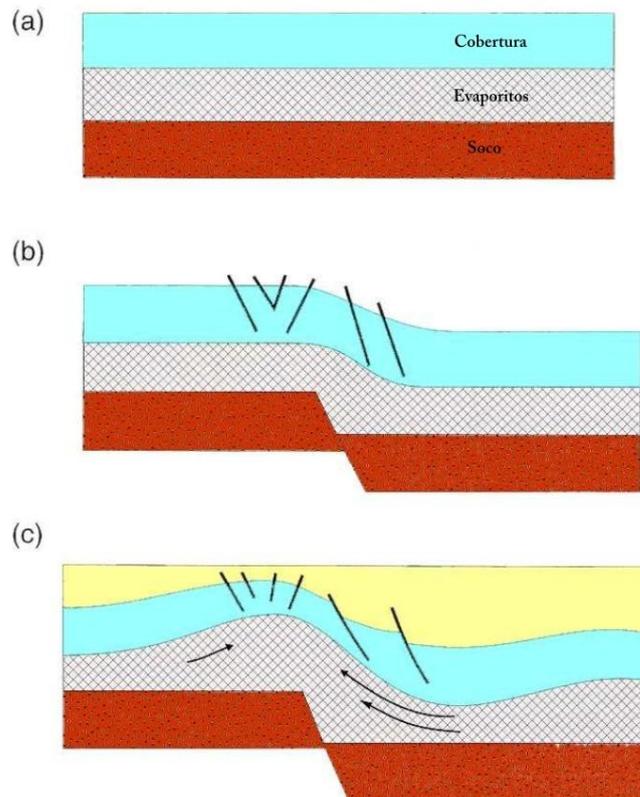


Figura 2.3 – Movimento das massas evaporíticas por distensão do soco: a) fase inicial, com as camadas horizontais e não deformadas; b) início da distensão do soco e adaptação da camada evaporítica e respectiva cobertura; c) A distensão do soco provoca instabilidade na camada evaporítica, que começa a fluir em direcção à falha e a “nuclear” um anticlinal (modificado de Jackson & Vendeville, 1994).

O modelo tectónico extensional para a formação de estruturas evaporíticas admite alguns estádios importantes para a formação dos diapiros de sal (Jackson & Vendeville, 1994).

#### ❖ Diapirismo Reactivo

Vendeville & Jackson (1992) mostram que a formação de um diapiro de sal ocorre ao longo de diversas fases evolutivas, desde a camada sub-horizontal até a fase do diapiro, com o sal cortando todas as camadas sobrepostas (diapiro reactivo). O termo reactivo aplica-se ao processo inicial da formação do diapiro, que apresenta um crescimento primeiramente sob a forma de uma almofada, em resposta à extensão da sobrecarga sedimentar. Existe uma correlação efectiva entre episódios de extensão e formação de diapiros de sal (Jackson & Vendeville, 1994; Hudec & Jackson, 2007; Mohriak *et al.*, 2008). A extensão de sobrecarga resulta em diapirismo de dois modos:

- a) As falhas extensionais localmente diminuem a espessura da cobertura sedimentar, criando um gradiente de pressão litostática (figura 2.4).
- b) As falhas reduzem a resistência da sobrecarga à ruptura, possibilitando a penetração do sal e o rompimento das camadas por diapirismo activo.

#### ❖ Diapirismo Activo

Quando a cobertura sedimentar sobre um diapiro de sal é muito fina e suficientemente fraca para ser rompida, os diapiros podem levantar o tecto e romper os sedimentos de forma penetrativa. O processo é chamado de activo (Vendeville & Jackson, 1992), porque o diapiro não necessita de extensão para perfurar as camadas, uma vez que a espessura crítica da camada subjacente é atingida, ou a altura de diapiro ultrapassa o valor limite para o rompimento (figura 2.4).

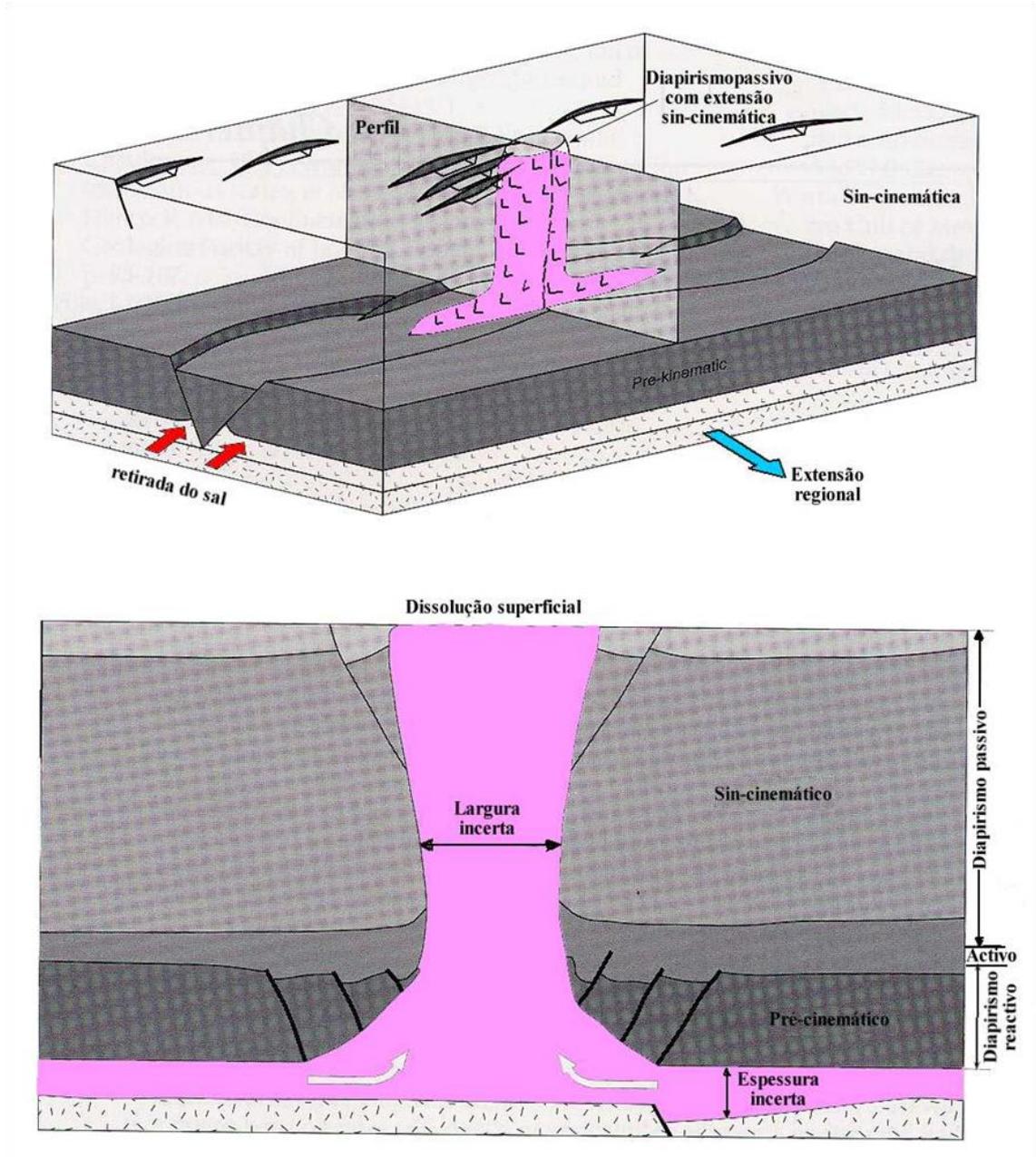


Figura 2.4 – Modelação análoga de diapirismo reactivo em contexto extencional, activo em contexto compressivo (modificado de Jackson & Vendeville, 1994).

### ❖ Diapirismo Passivo

No estágio passivo, o diapirismo permanece próximo da superfície deposicional, em equilíbrio isostático, e a estrutura de sal cresce à medida que os sedimentos se depositam nas bacias periféricas, aos flancos do diapirismo, por agradação, sem precisar

romper os sedimentos que são depositados lateralmente (Barton, 1933). Todos estes processos podem ocorrer ao longo da evolução de um diapiro de sal.

A tectônica salífera em bacias sedimentares, envolvendo compressão, está relacionada com os seguintes ambientes tectônicos:

- Margem de placas convergentes, como por exemplo, Norte de África e Ibéria, onde evaporitos do Triássico estão em compressão (ex: Atlas-Marrocos), onde os evaporitos servem, muitas vezes, como agente lubrificante em falhas de baixo ângulo (falhas lítricas) (figura 2.5a);
- Região intra-continental submetida a esforços compressivos, como bacias intra-cratônicas (Bacia de Solimões e Amazonas-Brasil) (figura 2.5c);
- Zona frontal dos sistema de deslizamento gravitacional em margens passivas (margem SW africana), onde os evaporitos servem, muitas vezes, como agente lubrificante (figura 2.5b)

Nestes casos, as falhas inversas podem estar relacionadas com tectônica do soco (figura 2.5a,c), ou com tectônica gravitacional (figura 2.5b) (Mohriak *et al.*, 2008).

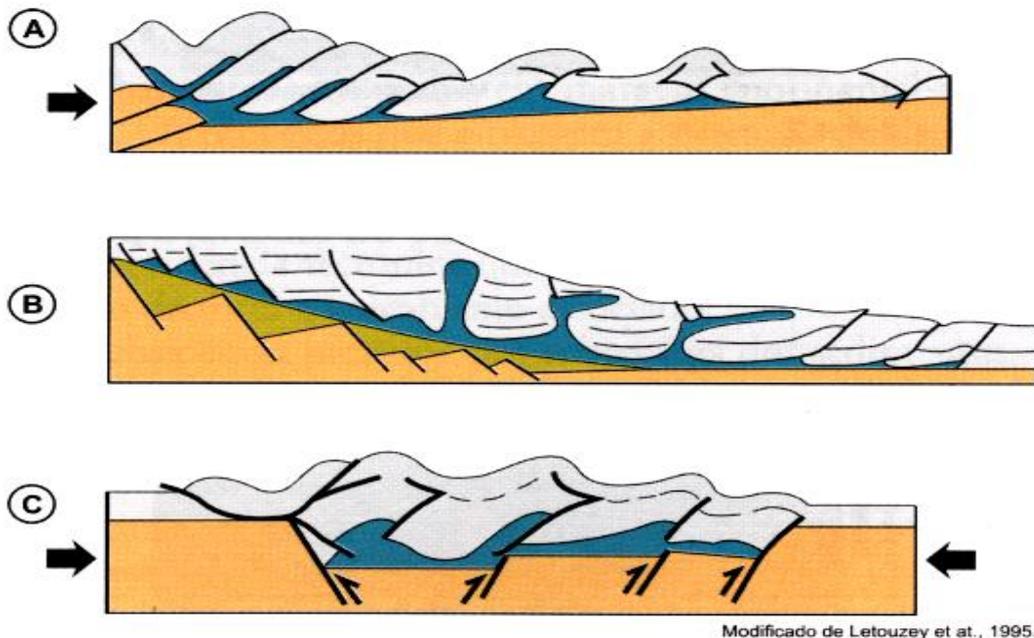


Figura. 2.5 – Modelos de diapirismo em contexto compressivo. **a)** Formação de falhas inversas associadas a convergência de placas; **b)** Formação de falhas inversas em águas profundas, associadas à extensão na plataforma continental e margens divergentes; **c)** Formação de falhas inversas, devido a inversão de Bacia de rift. (Modificado de Letouzey *et al.*, 1995).

A deformação alpina da serra da Arrábida (e. g. Ribeiro *et al.*, 1990) está relacionada, em parte, com este estilo tectónico, devido da presença, ali, deste tipo de massas salinas, em profundidade; o mesmo se pode dizer da estrutura da Serra da Boa Viagem (Cabral, 1995).

➤ **Causas por pressão litostática (haloquinése – “halokinesis”):** diferenças de pressão litostática, em conjugação com a baixa densidade do sal (figura 2.6). Este mecanismo pode ser desencadeado: 1) por acção da força gravítica (peso da massa evaporítica) a actuar numa superfície inclinada, como acontece nas margens passivas; 2) diferenças de densidade entre os evaporitos e o encaixante; 3) variações de volume da massa de sal devido a variações de temperatura (variação do gradiente geotérmico; magmatismo) (e.g. Talbot, 1978; Talbot & Jackson, 1987a,b; Weisjeirmars *et al.*, 1993, Hudec & Jackson, 2007).

O mecanismo dominado “carga diferencial” é actualmente indicado como um dos mais importantes para a ocorrência de diapiros (Hudec & Jackson, 2007). A formação de línguas de sal alóctone, pode ocorrer quando o aumento da carga sedimentar (progradação) gera pressão suficiente para movimentar o sal e provocar a sua ascensão noutros locais da bacia onde a carga sedimentar seja inferior (Mohriak *et al.*, 2008).

Um outro factor que também pode acelerar, ou mesmo promover, é a variação do gradiente geotérmico (ex: magmatismo). A uma profundidade de 5km, com gradiente geotérmico normal de 30°C/km, a halite expande ligeiramente menos densa, o que aumenta o gradiente inverso das densidades. Este pode ser precursor (*triggering mechanism*) do diapirismo (Talbor, 1978).

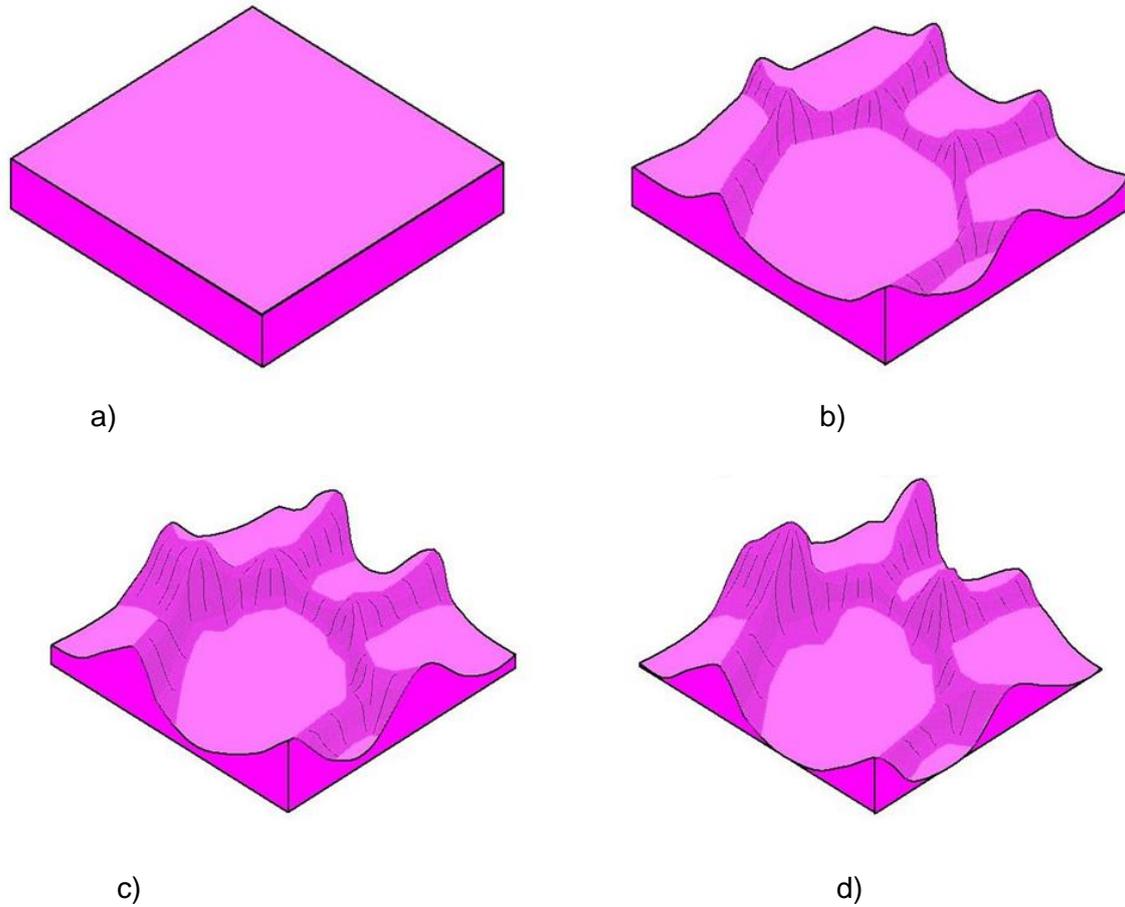


Figura 2.6 - Esquema que ilustra a formação de domos salíferos a partir de uma camada de sal de espessura uniforme, em consequência do peso dos sedimentos subjacentes. **a)** Camada inicial, de espessura constante; **b)** O sal move-se e origina sistemas de cristas e depressões; **c)** As cristas continuam a crescer, à medida que o sal se retira das zonas mais baixas; começam a formar-se domos; **d)** Os domos continuam a crescer à custa das cristas. O sal desaparece completamente das zonas baixas (modificado de Norton, 2007)

Ferdinand Trusheim apresentou grandes contribuições para o entendimento de tectónica de sal, no final da década de 1950. Foi um dos autores do conceito de halocinese, e de facto utilizou de forma pioneira o termo da publicação clássica em inglês no boletim da AAPG (American Association of Petroleum Geologists), em 1960, no qual discutiu a génese e o desenvolvimento de estruturas relacionadas com a tectónica salífera na bacia do Norte da Alemanha (figura 2.7).

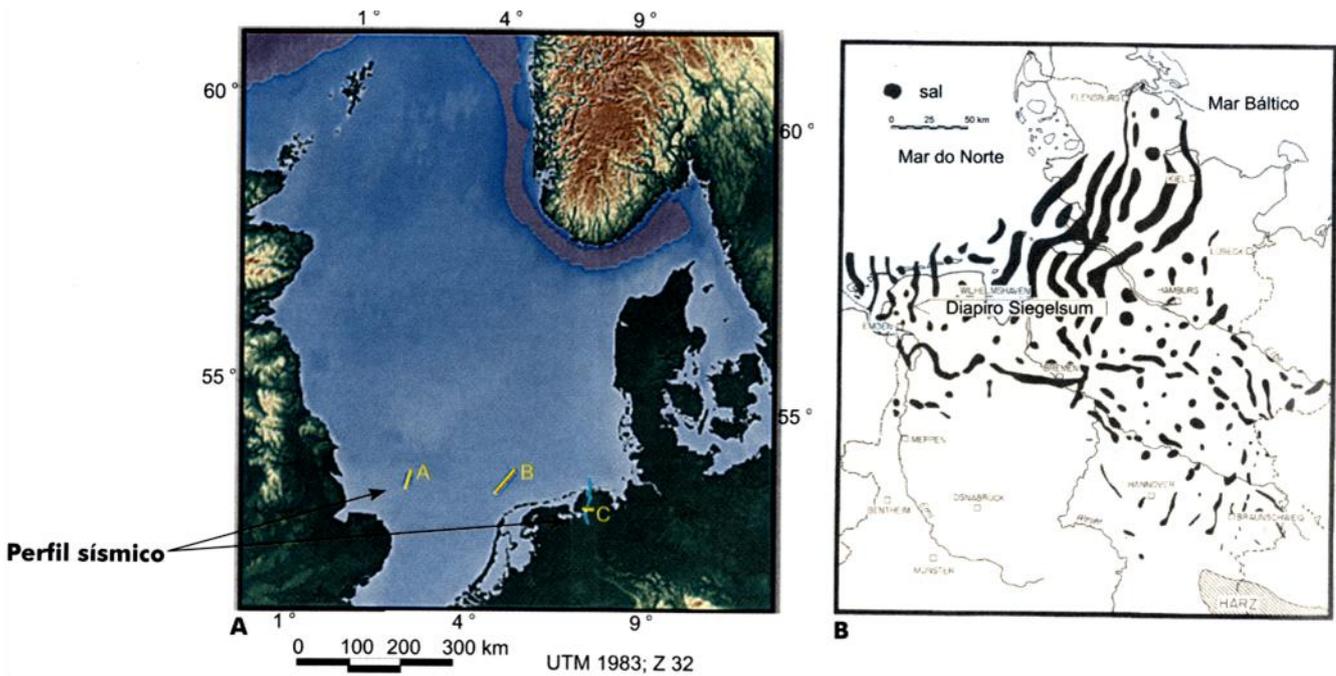


Figura 2.7 – **A)** Mapa regional do Mar do Norte, com a localização de algumas linhas sísmicas; **B)** Mapa de diapiros de sal na Bacia Zechstein - Norte de Alemanha (Modificado de Taylor, 1985)

### 2.2.2. Formas e contextos geodinâmicos

As estruturas evaporíticas podem surgir sob formas extremamente variadas (figura 2.8), função i) da espessura da camada de evaporitos, ii) do contraste de densidade e de viscosidade entre aquela e as rochas encaixantes e iii) do contexto geodinâmico em que se inserem.

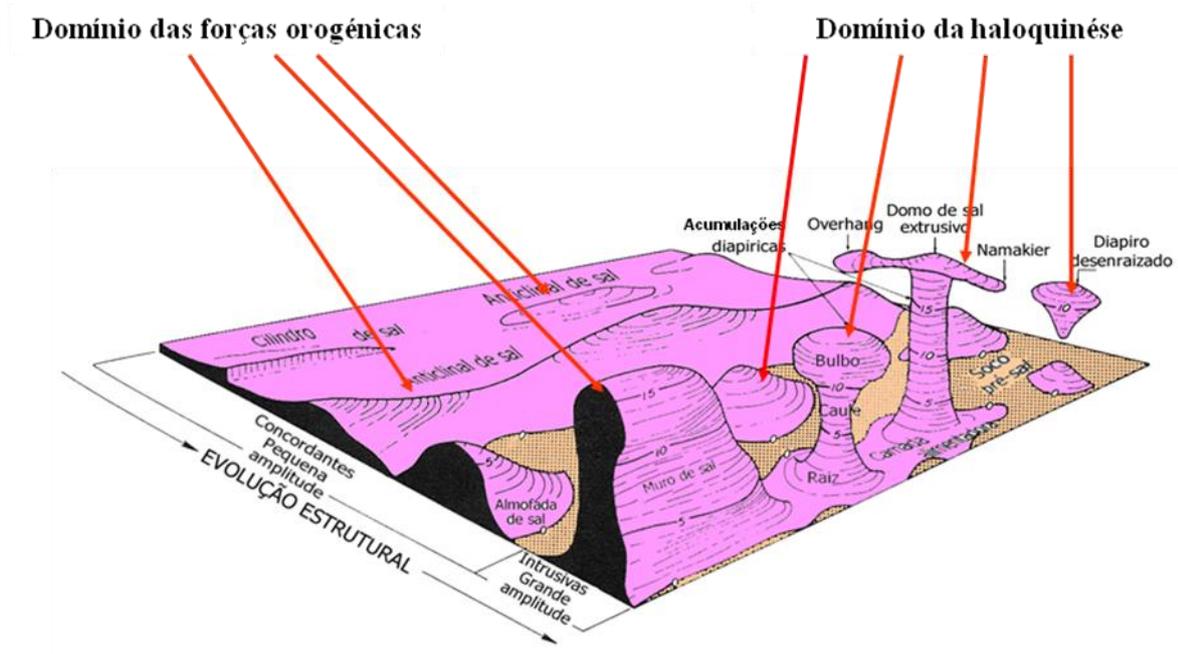


Figura 2.8 – Algumas formas de estruturas evaporíticas (adaptado por Jackson & Talbot, 1986).

De um modo geral, em áreas onde a haloquinése é o condutor dominante (ex. Mar do Norte), é comum observarem-se estruturas em forma de cogumelo (“mushrooms”), lágrima invertida (“teardrop”), rolha (“plug”), domo (“dome”), almofada (“pillow”), onda (“wave”). Por outro lado, nas áreas onde as forças orogénicas são dominantes (ex. Pirinéus, Béticas), o material evaporítico pode ser injectado ao longo das superfícies de falha e das fracturas ou fluir para o interior dos núcleos dos anticlinais. São típicas as formas em muro e as massas irregulares associadas a dobras e a falhas.

A configuração do topo e da base das estruturas pode ser também muito variável. O topo pode apresentar protuberâncias laterais, os “overhangs”, ou estar coberto por uma carapaça espessa, o “cap rock”, constituído, de fora para dentro, por calcário, gesso e anidrite. Por vezes o material pode chegar a romper à superfície, fluindo depois sob a forma de um glaciador de sal (“namakier”; Talbot & Jarvis, 1984). Na base, por outro lado, a estrutura pode ou não estar ligada à camada mãe. Nas regiões onde a deformação orogénica foi intensa, essa ligação já não existe. Por seu turno, a própria camada mãe pode existir ainda mas ser muito delgada, ou ter já sido completamente “espremida” para o interior das estruturas.

Trusheim (1960) questionou os modelos de tectónica saxónica defendidos pelo professor Hans Stille, que preconizavam que os diapiros de sal identificados em bacias sedimentares eram resultantes de pressões compressivas tangenciais. De acordo com os seus modelos, desenvolvidos a partir de análises geológicas e geofísicas, primeiro formaram-se almofadas no Jurássico e no Cretácico Inferior até o fim do Terciário. Conforme proposto por Trusheim (1960), as principais feições geológicas associadas a halocinese estão distribuídos em domínios tectónicos que incluem a região de almofadas de sal, a de troncos de sal e a de muralhas de sal. O bloco diagrama esquemático (figura 2.9) apresenta uma visão 3D dessas estruturas, sugerindo uma espessura original do sal maior na região das muralhas de sal, na parte norte da bacia.

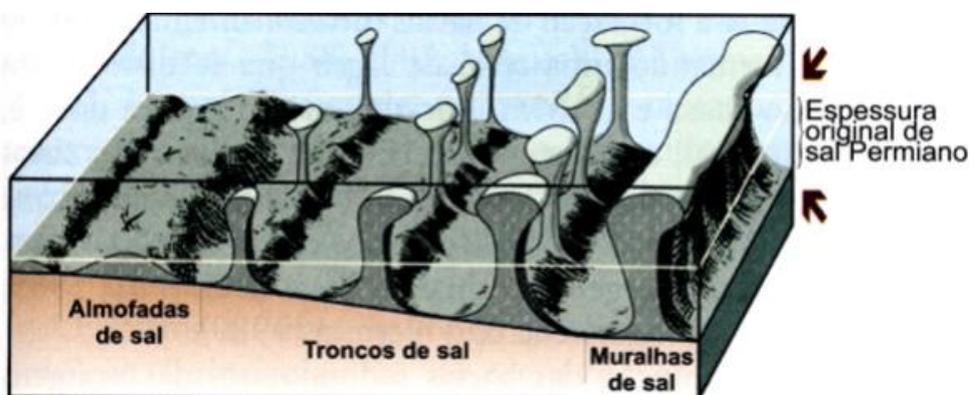


Figura 2.9 – Modelo esquemático com visão 3D das estruturas halocinéticas entre a região proximal e distal da Bacia Zechstein, com almofadas, troncos e muralhas de sal. As setas indicam a espessura original estimada do complexo de sal pérmico.

O modelo proposto por Trusheim (1960), para a formação dessas estruturas (figura 2.10), apresenta as seguintes etapas de evolução tectónica sedimentar:

1 - O estágio almofada resulta da migração lateral do sal desde camada-mãe até ao ponto de acumulação dos evaporitos, cujo topo forma um suave anticlinal, activo no Triássico e no Jurássico;

2 - Os sinclinais periféricos primários formam-se no local da retirada do sal da camada-mãe, que migra durante o fluxo para formar o anticlinal ou almofada de sal (desenvolvendo-se até o Neocretáceo, com a formação de sinclinal periférico primário, SPP). Esta região de retirada do sal é deprimida e preenchida com sedimentos que

afinam na direcção do ápice da almofada de sal. Estes estratos podem eventualmente ser erodidos no top da almofada, devido a progressiva subida do anticlinal;

3 - No final do Eocretáceo, a almofada dilata até formar um diapiro. A retirada do sal da almofada para formar o diapiro leva a formação de um sinclinal periférico secundário (SPS), nos locais onde os sedimentos anteriormente afinavam junto ao flanco da almofada em evolução;

4 - Os diapiros, por sua vez, podem formar pequenas apófises ou expansão de abóbada, no estágio pós-diapírico, concomitantemente com a formação dos sinclinais periféricos da terceira ordem (SPT).

A vista em corte geológico ou através de perfil sísmico da estrutura halocinética associada a espessamento das camadas entre domos de sal é semelhante a uma carapaça de tartaruga invertida, e Trusheim (1960) designou essas feições como estruturas tipo carapaça de tartaruga (*turtleback structures*).

O Modelo proposto por Trusheim (1960) indica que a retirada do sal na camada-mãe tem lugar não apenas localmente, com o fluxo de sal na direcção vertical, ao longo do tronco de um diapiro, mas regionalmente, com o sal migrando de várias áreas para alimentar uma almofada ou caule de um diapiro. A contínua retirada do sal em certas áreas, enquanto outras áreas ainda ficam com espessa camada de evaporitos remanescente, resulta na formação de depósitos residuais de sedimentos que formam anticlinais (figura 2.10).

Segundo o modelo proposto por Trusheim (1960), as carapaças de tartaruga resultam da relativa depressão dos estratos sedimentares junto aos flancos de diapiros de sal e não por dobramentos nas charneiras dos anticlinais, conforme defendido anteriormente no modelo que caracterizava estas como sendo parte de um processo compressivo.

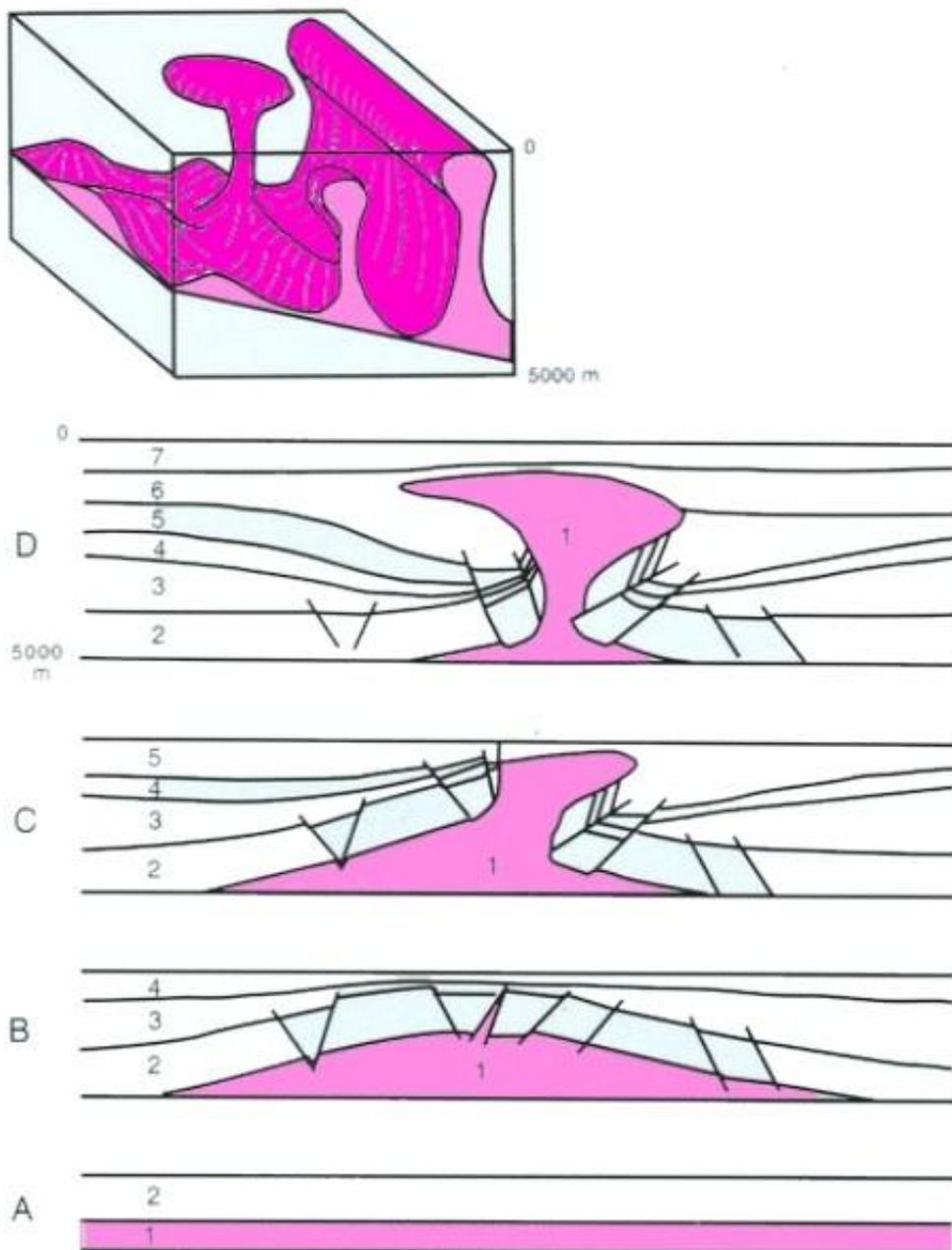


Figura 2.10 – Modelo evolutivo para a halocinese na bacia do Norte de Alemanha, com a formação de um sinclinal periférico primário (SPP) no final do estágio de almofada (B), e a formação de sinclinal periférico secundário (SPS) e terciário (SPT), ao final do estágio de diapiro (D) (Modificado de Trusheim, 1960).

### 2.2.3. Reconhecimento das estruturas evaporíticas

#### 2.2.3.1. Reconhecimento no subsolo

O reconhecimento de estruturas evaporíticas existentes no subsolo é geralmente feito de forma indirecta, recorrendo a métodos geofísicos. Destes são de destacar:

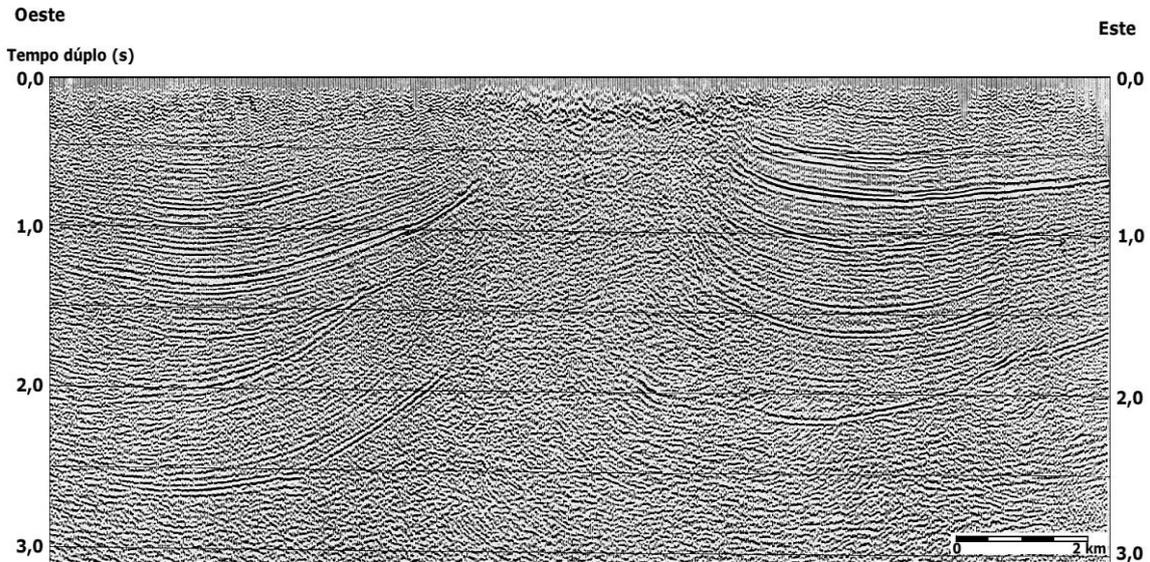


Figura 2. 11 – Secção sísmica perpendicular à extremidade sul da estrutura de Monte Real, Orla Ocidental Portuguesa (modificado de Lopes, 1993).

**Reconhecimento por reflexão sísmica:** o princípio deste método é idêntico ao da ecografia utilizada nos exames médicos. Consiste em registar o tempo que demora um impulso (onda sísmica) gerado por uma explosão, um impacto mecânico ou uma vibração no solo a regressar à superfície do solo, depois de ser reflectido nas superfícies que separam formações rochosas com diferentes propriedades físicas. Na imagem assim obtida, o reconhecimento das estruturas evaporíticas baseia-se, geralmente, nos efeitos que estas causam nos materiais adjacentes e sobrejacentes (figura 2.11). Ao intruir através do sobrejacente, a massa evaporítica provoca a interrupção abrupta das formações atravessadas, cujas extremidades adquirem forte inclinação para cima, contra os flancos da estrutura em ascensão. Devido à migração radial dos evaporitos para o centro do movimento vertical, formam-se em torno da estrutura zonas abatidas, com subsidência dos sedimentos sobrejacentes. Por outro lado, nas zonas ainda não intruídas, a pressão da massa evaporítica em ascensão provoca o arqueamento das formações sobrejacentes.

**Reconhecimento por gravimetria:** o princípio deste método baseia-se na variação do campo gravítico causado pelo contraste de densidades das rochas. Quanto maior for a densidade de uma rocha, maior é a atracção gravítica. Assim, devido à menor densidade das rochas evaporíticas relativamente às rochas envolventes, as estruturas evaporíticas causam anomalias gravimétricas negativas, característica que auxilia a sua localização.

**Reconhecimento por sondagens mecânicas:** A confirmação da existência do corpo evaporítico em profundidade pode ser obtida recorrendo a sondagens.

### 2.2.3.2. Reconhecimento à superfície

As estruturas evaporíticas aflorantes deixam marcas características na paisagem, ao sofrerem a acção dos agentes erosivos (figura 2. 12). Quando aparecem à superfície, as rochas evaporíticas são facilmente arrasadas pela erosão, por dissolução. A continuação da actividade erosiva acaba geralmente por rebaixar a área que lhes corresponde, relativamente às formações envolventes, mais resistentes, dando origem a formas deprimidas que facilitam o encaixe da rede fluvial: os vales tifónicos. Um extraordinário exemplo deste tipo de morfologia é a região das Caldas da Rainha, rodeada de relevos (e. g. Choffat, 1883; Carrington da Costa, 1944). Por vezes as estruturas evaporíticas arrastam no seu seio rochas magmáticas (rochas diabásicas ou dolomíticas; e. g. Portugal Ferreira & Macedo, 1983).

Muito recentemente, técnicas de detecção remota têm sido aplicadas com sucesso na cartografia superficial de estruturas de sal e da fracturação associada (e. g. Bujakowski et al., 2003; Yu et al., 1992; Lopes *et al.*, 2007, Safari *et al.*, 2010, Lopes *et al.*, 2011).



Figura 2.9 – Imagem de satélite da NASA mostrando o anticlinal de Kuh-e-Namak, na região do cinturão de dobramentos do Zagros, na parte sul do Irã (modificado de Jackson *et al.*, 1990).

#### 2.2.4. Importância económica das estruturas evaporíticas

Pela sua natureza intrínseca e pelo controlo que parecem exercer na evolução geodinâmica das bacias sedimentares, as estruturas evaporíticas sempre constituíram um grande desafio à ciência, permitindo um vasto campo de investigação. No entanto, para além do interesse puramente académico, as estruturas evaporíticas possuem também grande importância económica. Elas próprias ou as camadas em torno delas podem constituir grandes fontes de petróleo, gás natural, enxofre, sal e potássio. Muitos dos campos petrolíferos descobertos estão associados a estruturas evaporíticas (Golfo do México, Mar do Norte, Rússia, Costa Oriental Africana, Austrália...), que actuam como armadilhas estruturais. Por outro lado, a partir da década de 80 do século XX, ganhou importância a utilização dos domos de sal como reservatórios de gás natural, CO<sub>2</sub> ou mesmo petróleo, através de um processo de dissolução dos evaporitos e do aproveitamento das cavernas obtidas. Podem ainda ser utilizados como locais para a realização de explosões nucleares subterrâneas. Por seu lado, os próprios evaporitos são economicamente importantes, por serem fontes de matéria-prima para a fabricação de diversos produtos. Uma sucessão evaporítica, com salinidade crescente, inclui a deposição de carbonatos, sulfatos, cloreto de sódio, culminando com cloreto de potássio e magnésio. Os depósitos do sulfato de cálcio são encontrados em abundância na Natureza, ocorrendo como anidrite (CaSO<sub>4</sub>), ou sob a forma hidratada, o gesso (CaSO<sub>4</sub>.2H<sub>2</sub>O), contendo 79% de sulfato de cálcio e de 21% de água na sua composição. A selenite (gesso) é a forma natural mais comum de ocorrência de minerais evaporíticos de sulfato, sendo utilizado no fabrico de cimento como agente retardador. Quando submetido à calcinação, dá origem ao gesso industrial, produto empregado na construção civil, na forma de painéis e paredes divisórias, forro de tetos e decoração, além do uso em moldagens, em ortopedia e em próteses. O gesso e a anidrite são muito utilizados na agricultura como correctivos de solos deficientes em enxofre. No passado, esses minerais foram usados como fonte para a produção do ácido sulfúrico e sulfato de amónia (Pressler, 1985). Entre os sais solúveis, destacam-se o cloreto de sódio e cloreto de potássio. O cloreto de sódio produzido pela Natureza, recebe a denominação de sal-gema ou de halite (NaCl); é a principal fonte de cloro e derivados, hipocloreto (água sanitária), cloratos e porcloratos. Por suas propriedades germicidas, o cloro é usado na purificação de águas. A electrólise de cloreto de sódio fornece, também, o sódio metálico e a soda cáustica que é utilizada na fabricação de sabões, tratamentos de óleos e celulose (Abreu, 1973).



## Capítulo III – Evolução tectónica e estratigrafia das bacias Atlânticas do Sudoeste Africano

### 3.1. Enquadramento na margem Atlântica

A abertura do Atlântico iniciou-se com a separação entre a placa norte-americana e a Eurásia e placas africanas, durante o Pérmico e o Triásico (Ziegler, 1988). A fragmentação da Gondwana entre a África e a América do Sul começou no Jurássico Inferior, na parte meridional do Atlântico Sul e, gradualmente, progrediu para norte durante o Neocomiano (Guiraud & Maurin, 1992), sendo a área hoje ocupada pelo Golfo da Guiné a última a abrir. No lado africano, definiu-se a denominada Província Costeira do Centro-Oeste da África Subsaariana (figura 3.1), que se estende desde a orla leste do Delta do Níger até à Crista de Walvis na Namíbia, que se formou no Cretácico Inferior em resultado da migração do hot spot, actualmente situada sob a ilha de Tristão da Cunha. O limite leste da província é o bordo leste das bacias sedimentares, e o limite ocidental foi estabelecido em 4.000 m de profundidade de água.

Do ponto de vista geodinâmico, pertence ao segmento central do Atlântico Sul (Moulin et al., 2005; figura 3.2) que abrange os Camarões, Guiné Equatorial, Gabão, República do Congo, República Democrática do Congo e Angola, e inclui as Bacias de Douala e Kribi-Campo (Camarões), Rio Muni, (Guiné Equatorial), Gabão (Gabão), Congo (República do Congo, República Democrática do Congo e Angola), Kwanza e Namibe (Angola). Como demonstrado por Brownfield & Charpentier (2006), estas bacias, embora com particularidades, partilham características estruturais e estratigráficas comuns, sendo classificadas como do tipo Atlântico. São separadas por sistemas de falhas (transformantes) ou arcos estruturais aproximadamente perpendiculares à costa, relacionados com a tectónica de rifting.



- Limites da Província Costeira Centro-Oeste da Região Africana Sub-Saariana;
- Fronteiras de países; Abreviaturas: Eq. Guine, Guiné Equatorial.
- Zonas de fractura, arcos e altos estruturais, e eixos vulcânicos.

Figura 3.1 - Mapa de localização da Província Costeira do Centro-Oeste da África Subsaariana. Assinaladas as bacias (in Brownfield & Charpentier, 2006).

Durante a abertura do Atlântico Sul, as bacias angolanas eram conjugadas de algumas das bacias do Brasil (figura 3.2). Assim, o entendimento da geologia de ambas as margens, bem como a valorização do seu potencial de recursos, têm aumentado

consideravelmente, até porque o conhecimento de cada margem beneficia o da conjugada (e.g. Mello & Katz, 2000).

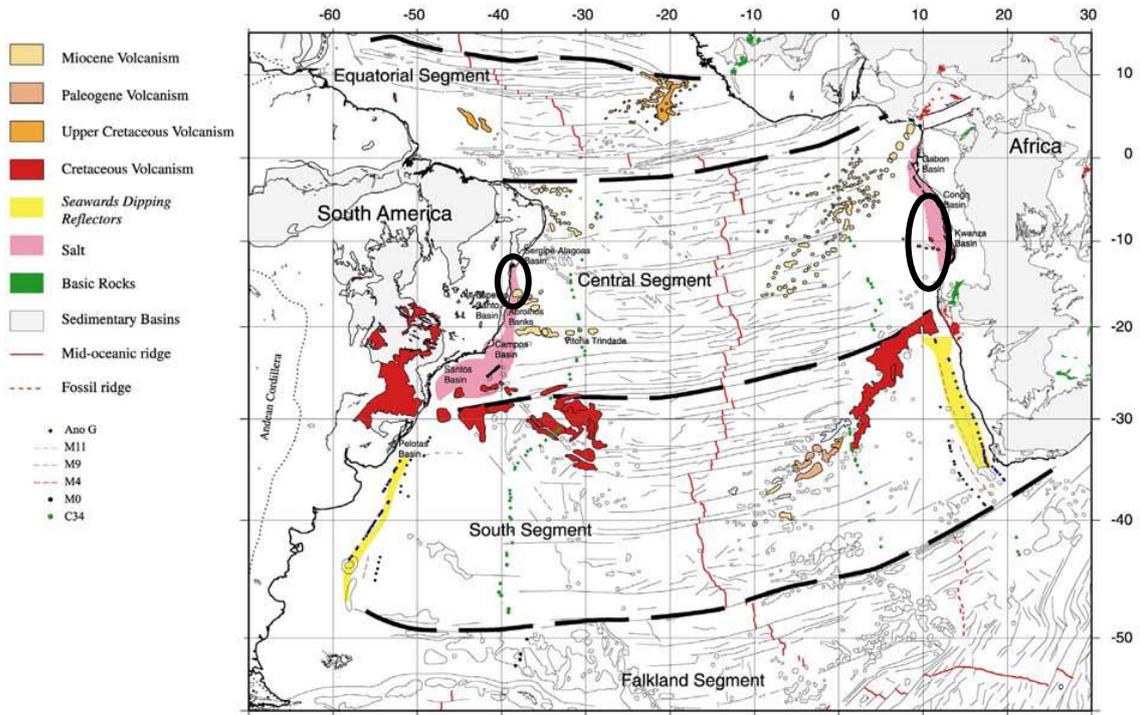


Figura 3.2 - Conjugação das margens Atlânticas Sul-americana e Sul-africana (segundo Moulin et al., 2005). Assinaladas com elipses as bacias conjugadas do Recôncavo (Brasil) e do Baixo Congo e Kwanza (Angola).

A restrição à circulação oceânica aberta nas primeiras fases da separação continental permitiu formação de uma extensa bacia evaporítica no Aptiano, bem como vastas áreas de ambiente anóxico desde a Crista de Walvis ao Norte da África (figura 3.2) desde ao Albiano ao Turoniano, ambos inclusive (Tissot et al., 1980) (Fig. 3.2). Subsequentemente, o Atlântico Sul foi essencialmente um ambiente oxigenado.

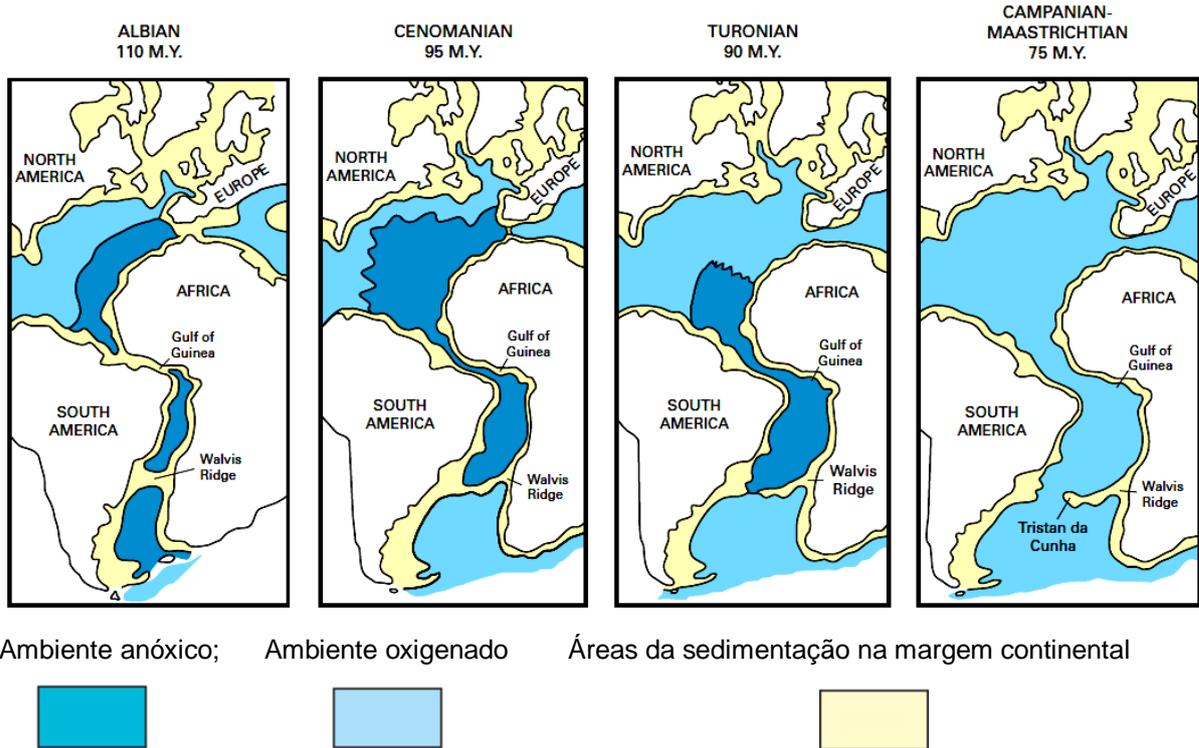


Figura 3.3 – Reconstituição geodinâmica e dos teores de oxigénio do Atlântico durante o Cretácico. (in Brownfield & Charpentier, 2006, modificado de Tissot et al., 1980).

## 3.2. As bacias angolanas

### 3.2.1. Traços gerais comuns

As bacias angolanas, adjacentes ao Pré-câmbrico do planalto central, ocupam uma estreita faixa sedimentar que vai do Mesozóico aos depósitos costeiros recentes. São limitadas a leste pelo Bloco Angolano do Cratão Proterozóico do Congo (e.g. Deilor et al., 2008) e estendem-se, para oeste, até ao talude continental. A plataforma continental tem apenas 30 a 50 km de largura e para além da sua extremidade a profundidade das águas aumenta rapidamente para mais de 5.000 m. A margem atlântica angolana é composta por três grandes bacias sedimentares: a Bacia do Baixo Congo (BBC), ao norte, a Bacia do Kwanza (BK) ao centro e a Bacia do Namibe (BN) ao sul. Estas são limitadas por importantes zonas de falha de orientação NE-SW, existindo também importantes fracturas deste sistema, do tipo falhas de transferência, a compartimentar sectores em cada bacia (figura 3.4). Com base em evidências morfológicas e geológicas no onshore, e nos lineamentos definidos nas anomalias gravimétricas no offshore, admite-se que estas zonas de falha envolvam o soco e tenham sido originadas como falhas transformantes (figura 3.2), durante a fase de rifte (e.g. Hudec & Jackson, 2002). A

conjugação do sistema transformante com o sistema extensivo resultou na formação de sub-bacias na fase de rifte e de depocentros na fase pós-rifting, quando movimentos do soco se reflectiram na tectónica pelicular salífera. A Bacia do Baixo Congo e a Bacia do Kwanza integravam a bacia evaporítica da província ocidental africana acima referida, pelo que a espessa camada de sal do Aptiano afectou decisivamente a evolução subsequente da bacia (Stark, 1991). De facto, como veremos no capítulo IV, a margem angolana é um excelente exemplo de uma margem passiva afectada pela tectónica salífera, por interacção entre o movimento dos materiais evaporíticos e deposição de sedimentos. Com excepção da parte norte, a bacia do Namibe é destituída de depósitos evaporíticos, resultando numa configuração mais simples.

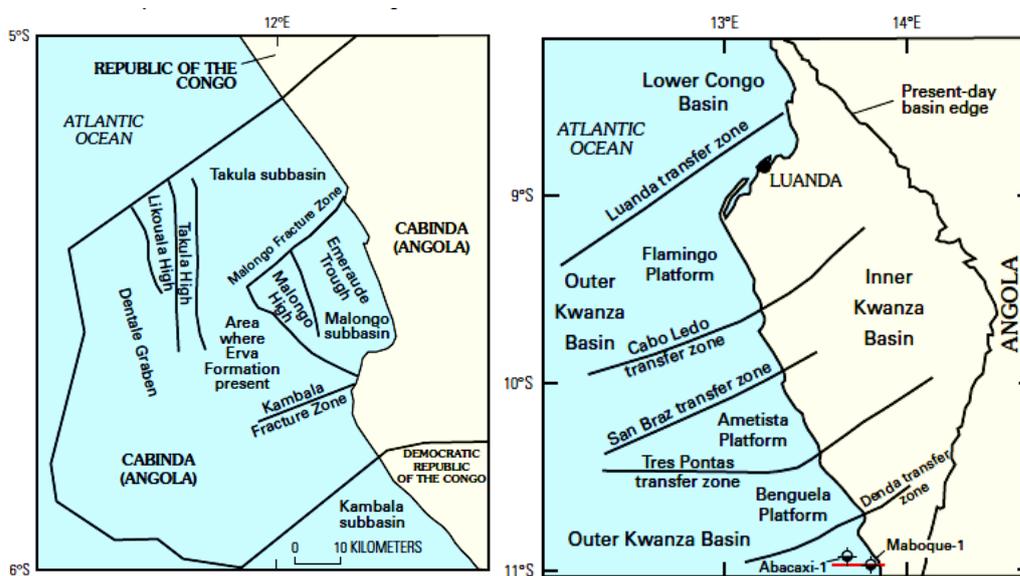


Figura 3.4 - Principais falhas do soco do sistema transformante (WSW) e extensional (NNW) das bacias do Baixo Congo (esquerda) e do Kwanza (direita). Nesta, o sector interno (“Inner Kwanza Basin”) é separado do externo (“Outer Kwanza Basin”) por um conjunto de horsts de soco do sistema extensional (Modificado de Brownfield & Charpentier, 2006).

A evolução tectono-sedimentar das bacias da margem angolana, como todas as bacias de rifting, pode ser dividida em três estágios de desenvolvimento: pré-rifte (Proterozóico a Jurássico Superior), estágio sin-rifte (Jurássico Superior a Barremiano), e estágio pós-rifte (Albiano a Holocénico). No contexto da abertura do Oceano Atlântico Sul (Nürnberg & Müller, 1991), o rifte da margem de Angola começou no início do Cretácico (144 - 140 Ma; Teisserenc & Villemin, 1989; Guiraud & Maurin, 1992) e terminou na transição Barremiano a Aptiano (c. 120 a 127 Ma; Teisseirenc & Villemin, 1989; Guiraud & Maurin, 1992; Karner & Driscoll, 1998). As bacias de rifte consistiam numa série de horsts e grabens assimétricos, com tendência de orientação paralela à costa actual, onde se

depositaram espessas sequências de rochas fluviais e lacustres durante o Neocomiano e o Barremiano, sendo frequentes a mudanças bruscas de espessura e de fácies em blocos tectónicos adjacentes. Os depósitos do sin-rifte assentam discordantemente no topo dos blocos falhados do soco. O fim do rifte é marcado pelo enchimento de uma bacia do tipo "sag", cuja base é interpretada como uma discordância de separação continental (breakup unconformity, Uchupi, 1992; Jackson et al, 2000; Marton et al, 2000). Durante o Aptiano, a inundação marinha desta bacia restrita levou à deposição de uma espessa e maciça formação de evaporitos (figura 3.5), nomeadamente a deposição de halite e outros evaporitos solúvel com alto teor de potássio.

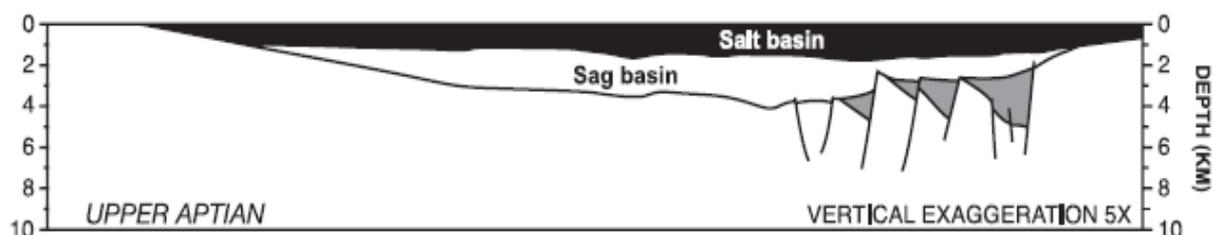


Figura 3.5 - Restauração da geometria inicial da bacia de sal do Aptiano na margem de Angola (modificado de Marton et al., 2000).

Esta camada de evaporitos terá alcançado os 1700 m no centro da bacia, biselando-se tanto para onshore como para offshore. Do Albiano   actualidade, a sedimentação foi inteiramente marinha, sendo classicamente reconhecidas três sequências principais:

- No Albiano, com o aumento da circulação oceânica desenvolveu-se uma plataforma carbonatada, a que se seguiu uma sedimentação cada vez mais dominada por margas e argilas (Walgenwitz et al. 1990; Lavier et al, 2001);
- A partir do Cretácico Superior e até ao Eocénico, ambos inclusive, a sedimentação foi transgressiva e predominantemente siliciclástica fina, mas com uma proporção significativa de carbonatos;
- A partir do Oligocénico, a sedimentação foi dominada pelo desenvolvimento de vários deltas Terciários, especialmente o do Congo (Kola et al, 2001; Fort et al., 2004; Hudec & Jackson, 2004). A tendência   regressiva, essencialmente devido à acumulação de grandes prismas progradantes ligados às oscilações eustáticas e aos soerguimentos das regiões costeiras. Esta fase incluiu a deposição de arenitos e siltitos nas áreas mais costeiras articulados com turbiditos distais.

### 3.2.2. Sucessão Sin-rifte

A litostratigrafia e descrição das unidades apresentadas seguidamente baseiam-se em Brownfield & Charpentier (2006), além dos autores citados em detalhe.

A sucessão pré-rifte é constituída por rochas do Pré-câmbrico ao Jurássico. Não foram atravessaram por sondagens no offshore da Bacia do Kwanza, mas no onshore ocorrem rochas possivelmente do Jurássico pré-rift, a unidade basal vermelha continental (Burwood, 1999).

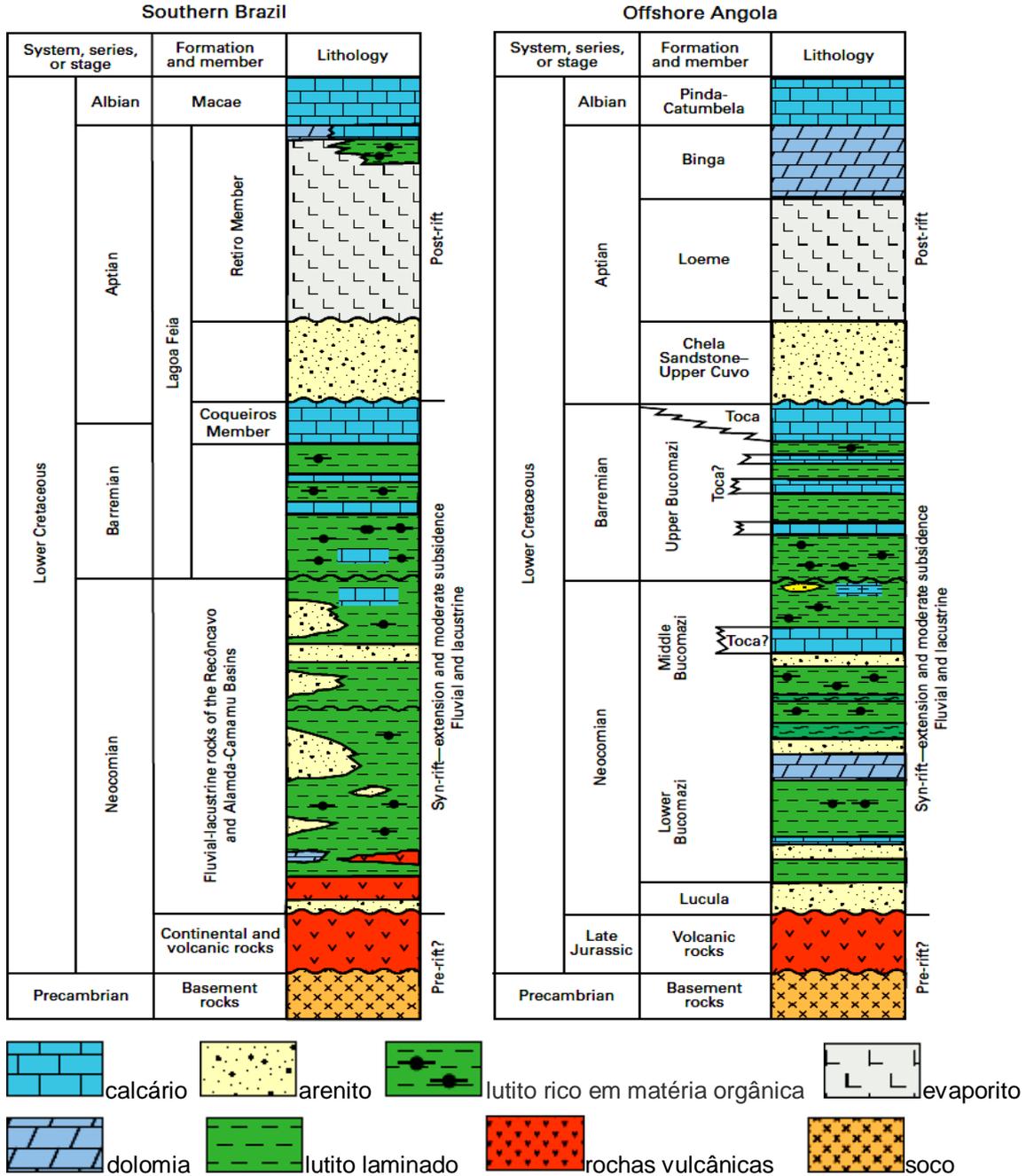


Figura 3.6 - Comparação da litostratigrafia das fases de sin-rifte e pós-rifte inicial das bacias conjugadas do Baixo Congo (Angola) e do Recôncavo (Sul do Brasil). Modificado de Brownfield & Charpentier, 2006). Ver localização das bacias na figura3.2.

Os depósitos sin-rifte na Bacia do Congo (figura 3.6) consistem em rochas lacustres, aluviais e fluviais (Brice et al., 1982; Schoellkopf & Patterson, 2000; Da Costa et al., 2001). Estes incluem a parte superior dos arenitos da formação Lucula e Formação Bucomazi na parte do offshore da bacia. A unidade Lucula consiste em arenitos quartzosos bem calibrados, provavelmente depositados em sistemas aluviais ou eólicos. Sucede-lhe a formação Bucomazi, dividida em três unidades informais (McHargue, 1990; Schoellkopf & Patterson, 2000) cuja espessura totaliza mais de 2.100 m, mas varia consideravelmente por todo o offshore da Bacia do Congo (McHargue, 1990). A parte inferior excede 1.000 m de espessura, e consiste em lutitos laminados, argilas, calcários laminados, margas e arenitos turbidíticos. A parte do meio do Bucomazi consiste em lutitos laminados particularmente ricos em matéria orgânica, argila e margas, enquanto a parte superior do Bucomazi consiste em argilas verdes a castanhas e lutitos laminados cinzentos e tem aproximadamente 400 m de espessura. A espessura original do Bucomazi superior é desconhecida devido à erosão aquando da formação da descontinuidade de breakup. Na parte ocidental do offshore da Bacia do Congo, a Formação Erva (McHargue, 1990) é equivalente ao arenito Lucula e formação Bucomazi, consistindo em pelo menos 1.200 m de arenitos argilosos e intercalações de lutitos laminados ricos em matéria orgânica e arenitos bem calibrados. A formação Toca, mais marginal, consiste em aproximadamente até 300 m de espessura de lutitos lacustres e carbonatos (calcários e dolomias). Esta formação foi informalmente dividida em quatro unidades (McHargue, 1990); as três inferiores (B, C e D) interdigitam-se com a formação Bucomazi, e a unidade superior (Toca A, pós-rifte) com os arenitos Chela.

O desenvolvimento independente das duas sub-bacias da Bacia do Kwanza resultou na deposição de unidades estratigraficamente diferentes nas fases de rifte e pós-rifte inicial. A sequência sin-rifte da bacia interior inclui as unidades Cuvo inferior (vermelho), Maculungo, e Cuvo cinzento. A formação Cuvo inferior e Maculungo são de origem lacustre e consistem em lutitos laminados ricos em matéria orgânica, argilas e evaporitos. O Cuvo cinzento consiste em arenitos, conglomerados e lutitos vermelhos de origem continental, intercalados com cinzas vulcânicas. As rochas sin-rifte da sub-bacia do Kwanza exterior são semelhantes às do sul da Bacia do Congo e das bacias do sul do Brasil (figura 3.6), onde as rochas syn-rift são similares em idade e litologia.

As rochas lacustres sin-rifte referidas formaram-se em ambiente anóxico, pelo que são ricas em matéria orgânica, sendo das mais importantes rochas-mãe de hidrocarbonetos nas bacias do Atlântico Sul (p.e. o “pré-sal” das bacias do SE do Brasil).

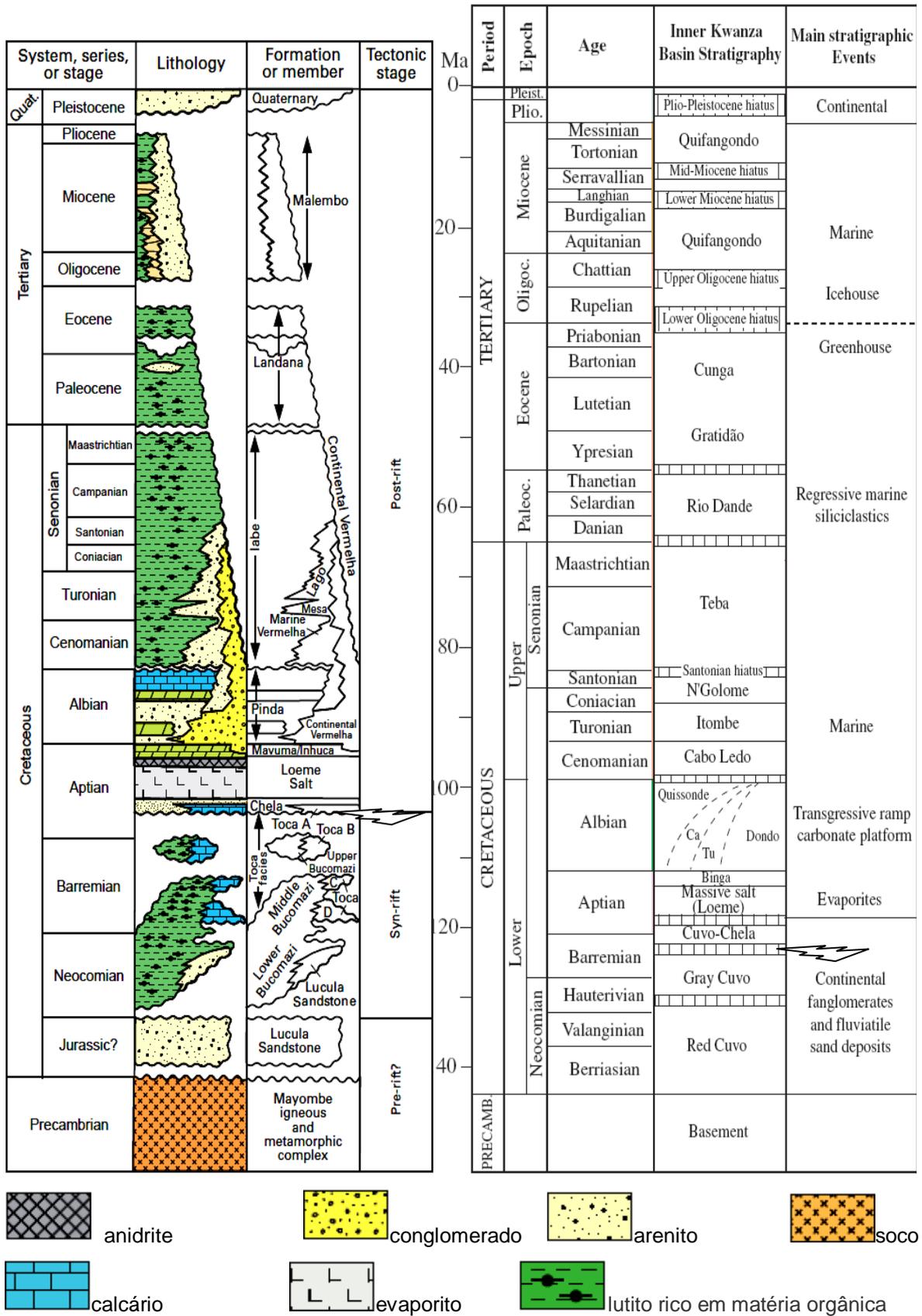


Figura 3.7 - Litoestratigrafia e eventos estratigráficos principais das bacias do Baixo Congo (esquerda, segundo Brownfield & Charpentier, 2006) e do Kwanza (direita, segundo Guiraud et al., 2010). O raio assinala a descontinuidade de rotura continental.

### 3.2.3. Sucessão pós-rifte.

As primeiras rochas de pós-rift (figura 3.6, 3.7), são de início a meados de Aptiano, de origem continental, fluvial e lagunar. Seguiu-se um período de deposição extensa de evaporitos, principalmente sal (halite). As rochas pós-rift mais recentes da margem continental foram genericamente depositadas em dois regimes distintos e sucessivos, como unidade transgressiva composta por clásticos e rochas carbonatadas, seguido pelas unidades progracionais ao longo da margem continental.

Na Bacia do Congo as rochas mais antigas pós-rifte são do Aptiano inferior: os arenitos e lutitos da formação Chela, depositados em ambientes marinhos, lacustres e fluviais, e os carbonatos, arenitos e lutitos laminados de provável origem lacustre da unidade A da formação Toca.

Na Bacia interior do Kwanza, as rochas basais do pós-rift são da formação Cuvo superior (Aptiano inferior), constituídas por arenitos, dolomias e calcários com finos níveis de carvão. O Cuvo superior tem aproximadamente 300 m de espessura, é equivalente aos arenitos Chela da Bacia do Baixo Congo (Fig. 3.8). Na Bacia externa do Kwanza, as rochas do pós-rift mais recentes (equivalente aos arenitos Chela) são representadas pela formação Cuvo superior, consistindo em arenitos, lutitos e raros calcários, de origem fluvial e lacustre (Stark et al., 1991).

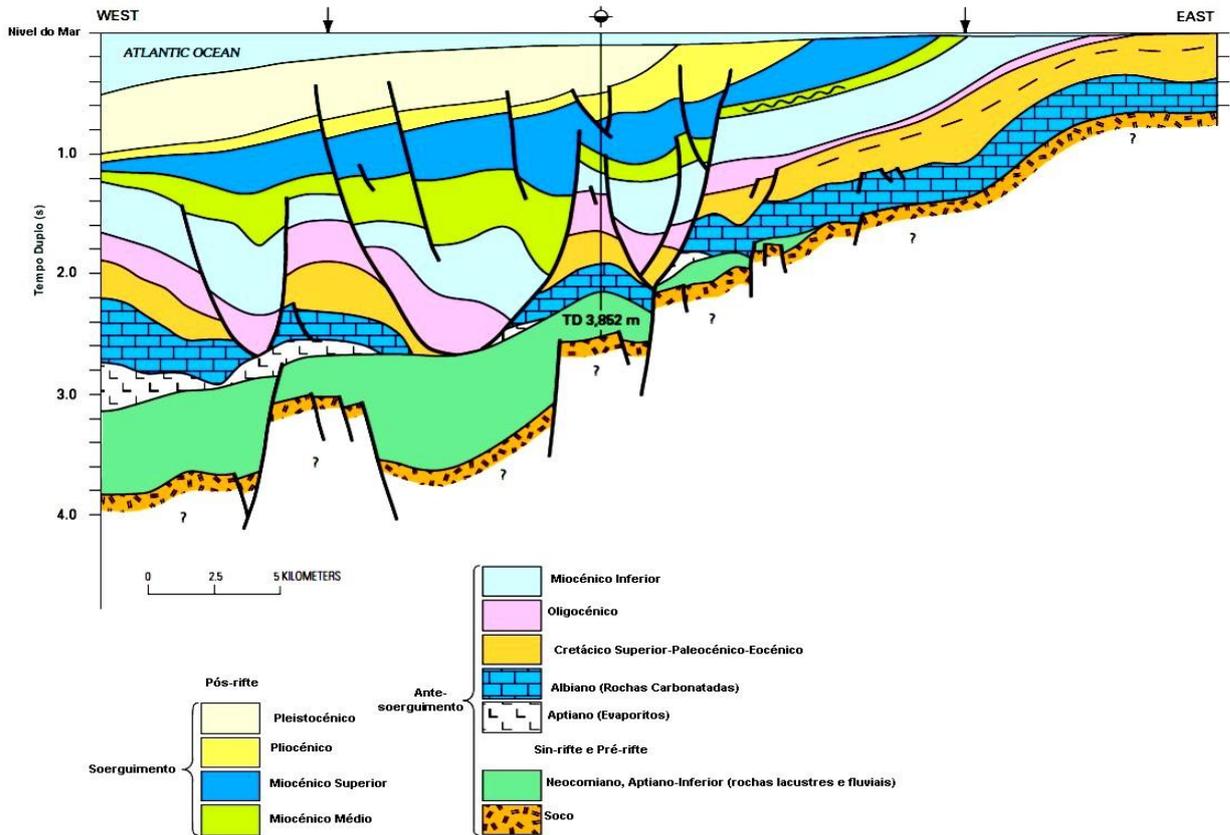


Figura 3.8 - Secção transversal esquemática com base na interpretação geológica de dados sísmicos na parte sul da Bacia do Kwanza, Angola. Modificado de Brownfield & Charpentier (2006).

No Aptiano médio e superior depositou-se nas duas bacias analisadas a espessa formação Loeme, correspondente aos evaporitos acima referidos (figura 3.5). Na Bacia do Kwanza, o horst separador das sub-bacias interna e externa estava saliente, pois o sal é fino ou ausente (Hudec e Jackson, 2002).

Em seguida, nas bacias do oeste da África depositaram-se durante o Albiano espessas unidades de rampa ou plataforma carbonatada. As unidades de transição entre o sal maciço do Aptiano e os carbonatos de plataforma são a formação Binga na Bacia interior do Kwanza, e as unidades Mavuma e Inhuca na Bacia do Baixo Congo. Este conjunto é constituído por clásticos e carbonatos de condições marinhas restritas. Na Bacia do Baixo Congo as unidades de rampa ou plataforma carbonatada correspondem à formação Pinda, com 1.200 m de espessura, composta por ciclos que incluem essencialmente calcários marinhos. A formação Pinda inclui ainda intercalações de dolomias e evaporitos

depositados em ambiente raso marinho, tipo sabkha, articulados lateralmente com os arenitos e conglomerados continentais da unidade Vermelha. Na Bacia do Kwanza (figura 3.7; Guiraud et al., 2010) a fase principal de instalação da rampa carbonatada é materializada pela articulação das unidades Dondo (Albiano inferior), Tuenza, Catumbela e Quissonde. As duas primeiras são sobretudo siliciclásticos (Quesne et al., 2009) fluvio-continentais. A formação Catumbela caracteriza-se essencialmente por calcários oolíticos e oncolíticos, e a formação Quissonde são quase exclusivamente margo-calcários. Como veremos depois, a deposição deste espesso conjunto essencialmente calcário criou uma carga, que aliada pela inclinação regional para oeste despoletou uma tectónica salífera pelicular (figura 3.8), com deslizamento de blocos da cobertura sobre os evaporitos (e.g. Hudec & Jackson, 2004)

No offshore da Bacia do Baixo Congo, o Cretácico Superior corresponde à unidade labe, classificado como grupo (Hudec & Jackson, 2004) ou formação (Brownfield & Charpentier, 2006), composta por lutitos marinhos ricos em matéria orgânica e margas. Alguns membros desta formação são arenitos com intercalações de calcários e dolomias, com espessamento dos arenitos turbidíticos nos depocentros associados à tectónica salífera. A larga escala, esta unidade formava um dispositivo de rampa mista carbonatada-siliciclástica na plataforma continental, com sedimentação condensada nos sectores mais profundos e passagem lateral aos depósitos arenosos marinho costeiros da unidade Vermelha. O registo coevo (Cenomaniano a Maestrichtiano) no offshore da Bacia do Kwanza, mostra um comportamento tectono-sedimentar semelhante, com deposição dominada por lutitos e margas marinhos. A extensão e riqueza em matéria orgânica dessas rochas sugerem que durante a sua deposição a circulação marítima entre o Norte e o Atlântico Sul ainda estava parcialmente restrita no Golfo da Guiné, (figura 3.3).

Um evento regional de erosão, que começou durante o Senoniano, forma uma discordância generalizada na passagem do Cretácico ao Paleogénico. Constitui o limite inferior da formação Landana, composta por lutitos pelágicos ricos em matéria orgânica. A discordância regional do topo desta unidade (Eocénico terminal a Oligocénico inferior) pode ser associada a mudanças climáticas ou tectónica. No clima, invoca-se a passagem condições mais húmidas (Guiraud et al., 2010) com maior transporte das bacias continentais, pela tectónica argumenta-se a subida do cratão do Congo e subsidência das bacias marginais, que acentuaram a erosão do talude continental (Da Costa et al., 2001; Hudec & Jackson, 2004).

A formação Malembo é constituída por turbiditos dominados por lutitos, mas com corpos arenosos de canais meandriformes distais do sistema turbidítico. Os lutitos são de um modo geral ricos em matéria orgânica, em particular na parte inferior, onde constituem importantes rochas geradoras e simultaneamente selantes, funcionando os canais arenosos como reservatório.

A unidade Quifangondo é a correlativa na Bacia do Kwanza da unidade Malembo, sendo de constituição e génese semelhantes, embora mais proximal (rampa). Na unidade Quifangondo foram reconhecidas várias discontinuidades, nomeadamente de idade Miocénico inferior e Miocénico médio (Guiraud et al. 2010), sendo esta relacionada com a subida tectónica da Bacia interior do Kwanza (Hudec & Jackson, 2002). Segundo Brownfield & Charpentier (2006), a discontinuidade do Miocénico médio é a mais marcante (figura 3.8). É muito provável que estas discontinuidades tenham expressão na BBC, eventualmente com intensidades diferentes. Tal como para a unidade Landana e correlativas, a distribuição dos canais arenosos e dos lutitos nas formações Malembo e Quifangondo depende da subsidência ou ascensão das formas criadas pela tectónica salífera (figura 3.8).

## Capítulo IV – A tectónica salífera gravitacional e a sua importância no dispositivo estrutural da Margem Angolana.

### 4.1. A tectónica salífera gravitacional.

As pesquisas sobre tectónica salífera têm sido foco de grande interesse da indústria do petróleo e alvo de forte debate entre os geocientistas, nos últimos 20 anos, devido à sua importância, não só para a análise das bacias sedimentares e estudos estruturais, mas também pela sua associação com bacias sedimentares com provado sistemas petrolíferos.

Experiências com modelos analógicos, confirmadas por exemplos naturais obtidos a partir da reflexão sísmica, mostram que uma sequência sedimentar contendo na sua base um nível evaporítico pode deslizar sob o efeito do seu próprio peso, ao longo de um declive com uma inclinação inferior a 3° (e. g., Vendeville, 1987; Vendeville & Cobbold, 1987; Vendeville *et al.*, 1987; Cobbold *et al.* 1989; Vendeville & Jackson, 1990; Gaulier, *et al.*, 1993; Conward & Stewart, 1995; Letouzey *et al.*, 1995; Mauduit *et al.*, 1997; Brun & Fort, 2004; Lopes *et al.*, 2006). Deste modo, sequências sedimentares carbonatadas e siliciclásticas de margens continentais, assentes sobre níveis dúcteis, podem desenvolver um mecanismo de deformação pelicular distensiva (*thin-skinned extension*) mecanicamente acoplado a deformação pelicular compressiva (*thin-skinned compression*) da cobertura sedimentar.

#### 4.1.1 Mecanismos desencadeadores.

A deformação superficial distensiva é desencadeada quando a força gravítica excede as forças de fricção interna e a resistência ao escorregamento da massa sedimentar, ao longo das superfícies de descolamento basal. Estas superfícies podem ser de dois tipos (Mourgues, 2003):

**Níveis com comportamento dúctil, ou descolamentos (*décollement*):** são níveis viscosos com comportamento reológico semelhante ao dos evaporitos, que acomodam o movimento da cobertura sedimentar através de uma deformação contínua. Sob condições de baixa velocidade de deformação, tais níveis deformam-se sem oferecer resistência;

**Superfícies de descolamento (*detachment surface*):** são superfícies de descontinuidade entre níveis frágeis, ao longo das quais se dá a translação ou o escorregamento. Como requisito, em tais superfícies deverão existir fluidos intersticiais sobre pressão, que reduzem a fricção (resistência ao deslizamento) entre as interfaces.

As variações do declive da superfície basal e as elevadas taxas de sedimentação desempenham papel fundamental neste tipo de deformação. A deposição de espessos pacotes sedimentares sobre níveis móveis, faz aumentar a pressão litostática e favorece o deslizamento. A tectónica gravitacional pode resultar da combinação de dois tipos de mecanismos desencadeadores:

➤ **Deslizamentos (ou escorregamento) gravitacionais (*gravity gliding*):**

Este tipo de mecanismo envolve a translação de uma cobertura sedimentar sobre uma superfície de descolamento inclinada em direcção ao centro da bacia. Ocorre, geralmente, associada à subsidência térmica da litosfera oceânica (figura 4.1). A intensidade deste processo é directamente proporcional à inclinação, quer da superfície basal, que do nível de descolamento ( $< 3^\circ$ ; e. g. Vendeville & Cobbold, 1987; Rowan et al., 2004). Esta alteração pode ser induzida por: *i)* diferenças nas taxas de subsidência térmica entre a litosfera oceânica e continental; *ii)* subsidências flexurais; *iii)* soerguimentos da litosfera continental (Duval et al., 1992; Cramez & Jackson, 2000).

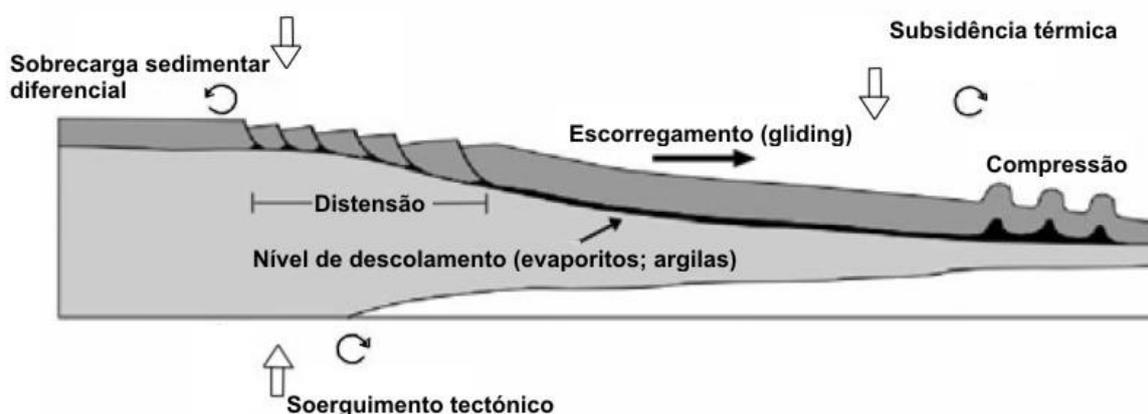


Figura 4.1. Modelo esquemático de uma margem afectada por deslizamento gravitacional (modificado de Rowan et al., 2004; Perovano, 2008).

➤ **Divergência gravitacional (*gravity spreading*)**

Este tipo de mecanismo consiste no colapso vertical e na expansão radial de uma sequência sedimentar, em função da instabilidade gravitacional gerada pelas variações de inclinação das superfícies da cunha sedimentar (variações na inclinação do fundo marinho; e. g. Ramberg, 1981; Gaulier & Vendeville, 2005). Nas margens passivas, variações laterais na espessura e na densidade da cobertura sedimentar podem gerar sobrecargas sedimentares diferenciais, induzindo a movimentação de níveis dúcteis evaporíticos (ou argilíticos). Variações no gradiente da pressão litostática, devido à construção de prismas progradantes, como acontece em deltas progradantes, nas plataformas carbonatadas e nos leques submarinos, podem desencadear o processo.

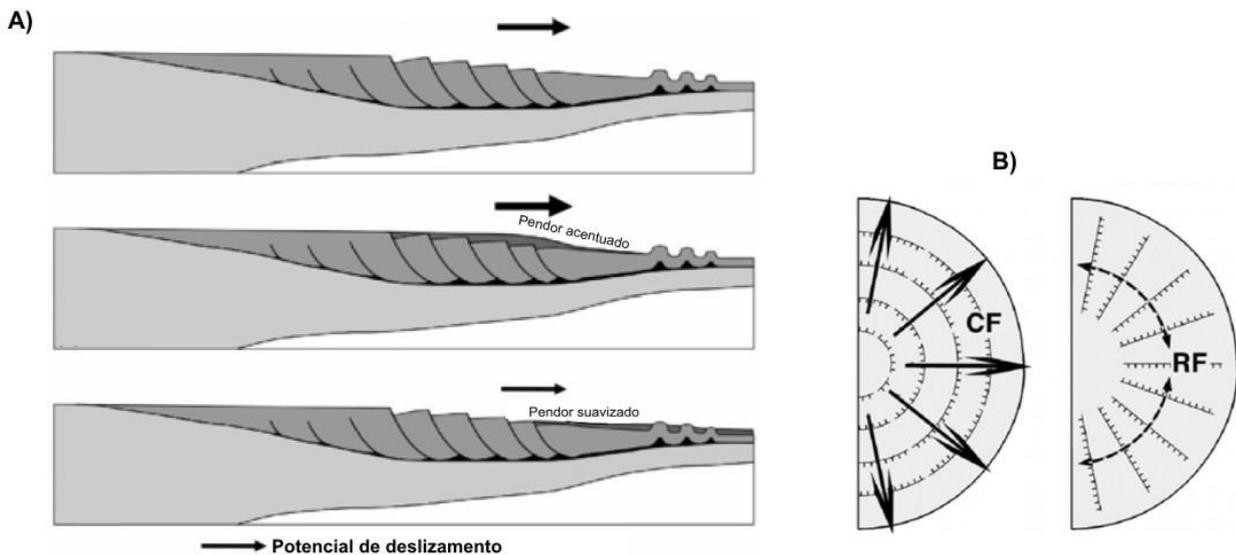


Figura 4.2. Modelo esquemático de uma margem afectada por divergência gravitacional. **A)** Visualização em corte; **B)** visualização em planta; CF = falhas concêntricas; RF = falhas radiais (modificado de Perovano, 2008).

De um modo geral, a maioria das margens continentais passivas com níveis basais evaporíticos (ou argilíticos) passam pelos seguintes e sucessivos estádios evolutivos:

**1)** Predomínio dos deslizamentos gravitacionais, causados pela subsidência térmica diferencial e a conseqüente inclinação do talude para o interior da bacia, após a fase rifte;

2) Predomínio da divergência gravitacional, nas margens continentais passivas já maduras, após a fase de subsidência térmica e de estabilização da litosfera oceânica, com a contínua progradação sedimentar.

#### 4.1.2. A arquitectura da tectónica salífera gravitacional.

A partir da década de 1980, com o aperfeiçoamento das técnicas de aquisição e processamento dos dados de reflexão sísmica, e o desenvolvimento de técnicas e materiais para a modelagem analógica, foi possível uma melhor caracterização e interpretação da arquitectura tectónica dos deslizamentos gravitacionais em diversas margens continentais. Foi possível, assim, constatar que o mecanismo da deformação pelicular distensiva (*thin-skinned extension*) desenvolve um sistema estrutural constituído por um domínio distensivo proximal, mecanicamente ligado a um domínio compressivo distal (figura 4.3) (e.g. Vendeville & Cobbold, 1988; Cobbold *et al.*, 1989; Cobbold & Szatmari, 1991; Vendeville, 1991; Vendeville & Jackson, 1992a,b; Jackson *et al.*, 1994; Mohriak *et al.*, 1995; Morley & Guerin, 1996). Por vezes pode desenvolver-se um domínio intermédio, que liga mecanicamente os dois domínios extremos, caracterizado pela translação rígida da cobertura sedimentar (*tectónica em jangada*; *raft tectonics*; e. g. Duval *et al.*, 1992; Danuth, 1994; Hooper *et al.* 2002).

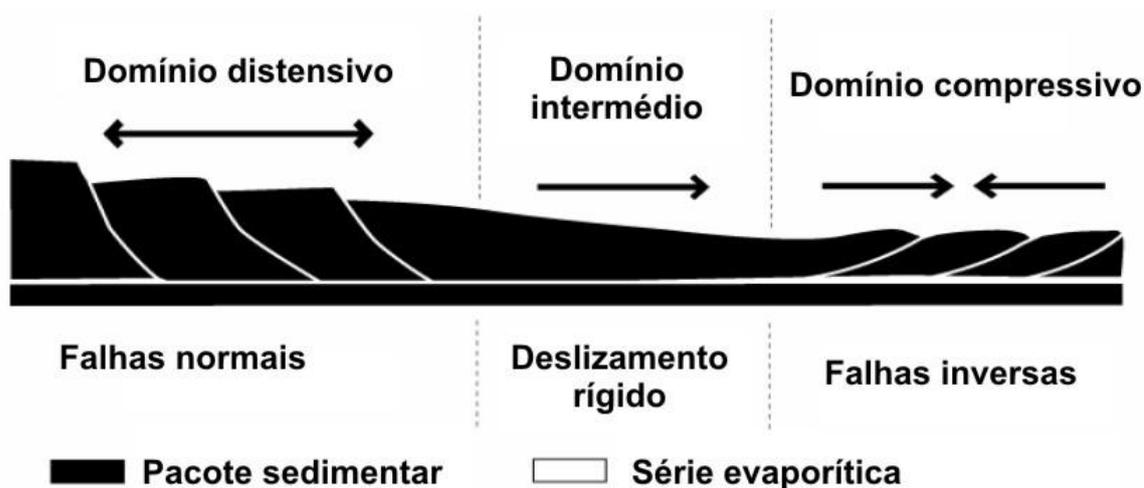


Figura 4.3. Modelo esquemático mostrando um possível zonamento estrutural gerado pela deformação pelicular num sistema de deslizamento gravitacional (modificado de Gaullier & Vendeville, 2005; Perovano, 2008).

➤ **Domínio distensivo:**

Este domínio fica situado no sector proximal da margem. Do ponto de vista estrutural, é caracterizado pelo desenvolvimento de falhas lítricas, sintéticas e antitéticas, que limitam blocos basculados (*rafts*) onde se desenvolvem semi-grabens e anticlinais em roll-over (*roll-over anticlines*). Atrás do plano de falha, podem desenvolver-se rolos de sal (*salt rollers*). De um modo geral, a direcção das falhas lítricas é perpendicular à direcção do transporte. Estas falhas estão enraizadas ao nível do descolamento e acomodam a translação e o basculamento dos blocos sedimentares. À medida que os blocos basculam, o espaço de acomodação gerado no plano de falha é continuamente preenchido por depósitos sin-tectónicos, que adquirem, por isso, uma típica geometria em leque (ou crescente) (e. g. Vendeville & Cobbold, 1987; Cobbold *et al.*, 1989).

Os modelos analógicos sugerem que a geometria e a evolução das estruturas distensivas dependem do volume e da distribuição dos acarreios sedimentares. Elevadas taxas de sedimentação sin-tectónica, podem gerar um aumento da pressão litostática e favorecer a manutenção da instabilidade. Por outro lado, o aumento da coluna sedimentar, em condições de progradação da plataforma continental, pode provocar a selagem e a inactivação de algumas falhas lítricas proximais, e provocar o avanço do sistema estrutural para uma posição mais distal.

➤ **Domínio compressivo:**

Este domínio desenvolve-se no sector distal da margem, próximo do limite da influência efectiva do nível de descolamento, e acomoda o processo de distensão proximal e a translação da cobertura sedimentar. O encurtamento da cobertura sedimentar traduz-se na forma de diferentes estruturas compressivas, como sejam as faixas de dobramentos e de cavalgamentos, os diapiros e os muros de sal (ou de argila) (figura 4.4). O estilo estrutural dos dobramentos e dos cavalgamentos é controlado pelo estado de tensão e pelas propriedades reológicas das unidades estratigráficas envolvidas.

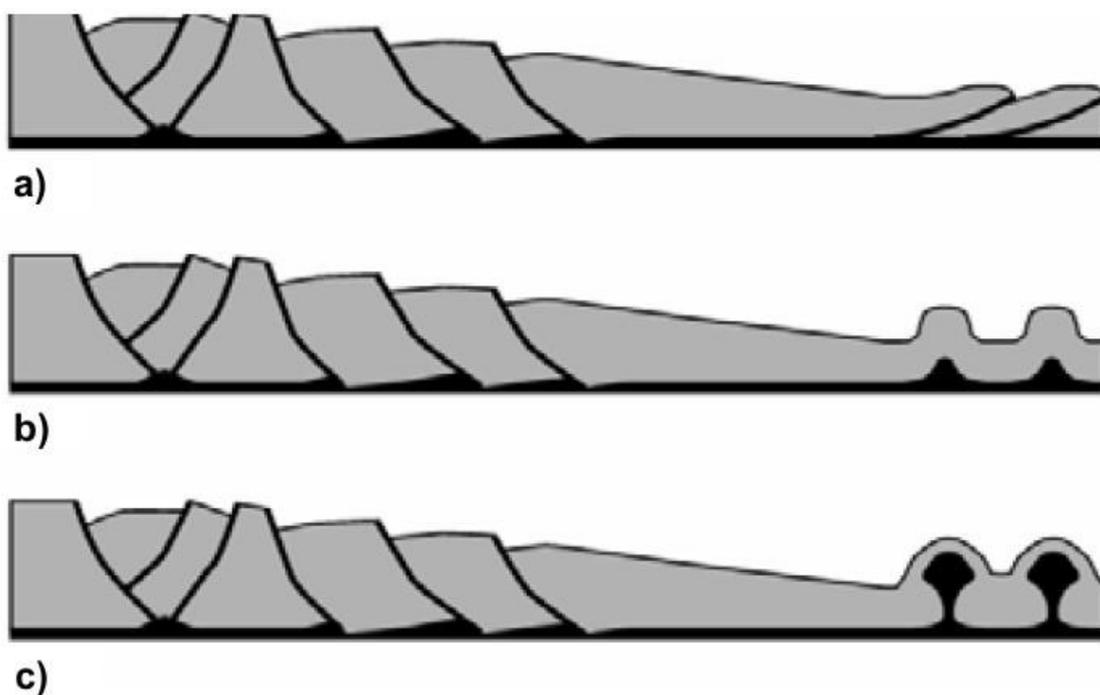


Figura 4.4. Modelos esquemáticos dos estilos estruturais dos domínios compressivos gerados pela tectónica gravitacional em margem passivas: **a)** cavalgamentos; **b)** dobramentos; **c)** diapiros (modificado de Rowan *et al.*, 2004; Perovano, 2008).

Nas bacias sedimentares afectadas por tectónica salífera, o dispositivo estrutural é caracterizado por domínios compressivos constituídos por dobramentos simétricos, sin-sedimentares, cujos anticlinais possuem núcleos evaporíticos, que podem ser rematados, frontalmente, por sistemas de cavalgamentos imbricadas convergências no sentido distal (Cobbold *et al.*, 1989; Mauduit, 1998; Ge *et al.*, 1997; McClay *et al.*, 1998; Cramez & Jackson, 2000). Segundo Letouzey *et al.* (1996), o crescimento dos dobramentos sin-sedimentares ocorre continuamente, enquanto houver um nível evaporítico que acomode o escorregamento, talude abaixo, do pacote sedimentar sobrejacente. Quando, na zona distal, o nível evaporítico se esgota (*basinward pinchout*), as forças de atrito na base da pilha sedimentar aumentam, dificultando a translação dos sedimentos e favorecendo o desenvolvimento de frentes de cavalgamentos imbricadas, ao longo das quais podem ocorrer injecções de evaporitos (figura 4.5).

Estruturas salíferas alóctones, diapiros “espremidos” e muros de sal, são estruturas tipicamente associadas a margens associadas a níveis evaporíticos.

A incompressibilidade e a fluviabilidade dos evaporitos (são geralmente menos densos que os sedimentos subjacentes) são factores determinantes para a formação destas estruturas (ver capítulo II).

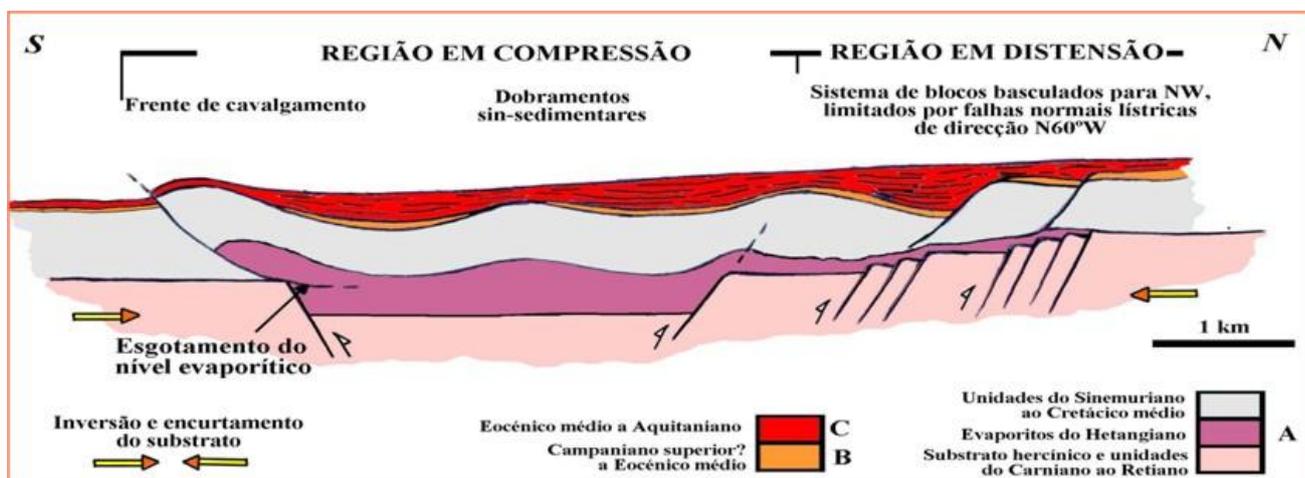


Figura 4.5. Modelo esquemático que mostra a importância do esgotamento do nível evaporítico de base para o desenvolvimento de cavalgamentos na zona frontal do domínio compressivo, num sistema de deslizamento gravitacional (modificado de Lopes *et al.*, 2008).

## 4.2. A arquitectura estrutural da Margem Angolana

### 4.2.1. Os Domínios Estruturais da Margem

Os evaporitos Aptiano, que, recorde-se, atingiram uma espessura estimada em 1700 m no centro da bacia, desempenharam papel determinante na arquitectura do dispositivo estrutural da margem angolana, ao constituir um nível de descolamento sobre o qual deslizaram, em direcção a oeste e sudoeste, as séries sedimentares subjacentes. O processo terá sido sin-deposicional, como demonstram as geometrias em crescente dos depósitos nos semi-grabens e sinclinais.

Estudos recentes, baseados na observação detalhada de perfis de reflexão sísmica e na sua comparação com resultados de experiência laboratoriais com modelos analógicos, propõem para a margem angolana, no âmbito da tectónica salífera gravitacional, um zonamento estrutural constituído por três grandes domínios (Brun & Fort, 2004). De leste para oeste, no sentido do declive da margem, é possível definir (figura 4.6):

❖ O Domínio distensivo

Localiza-se no sector proximal, elevado, da margem. Nele é possível reconhecer, de leste para oeste:

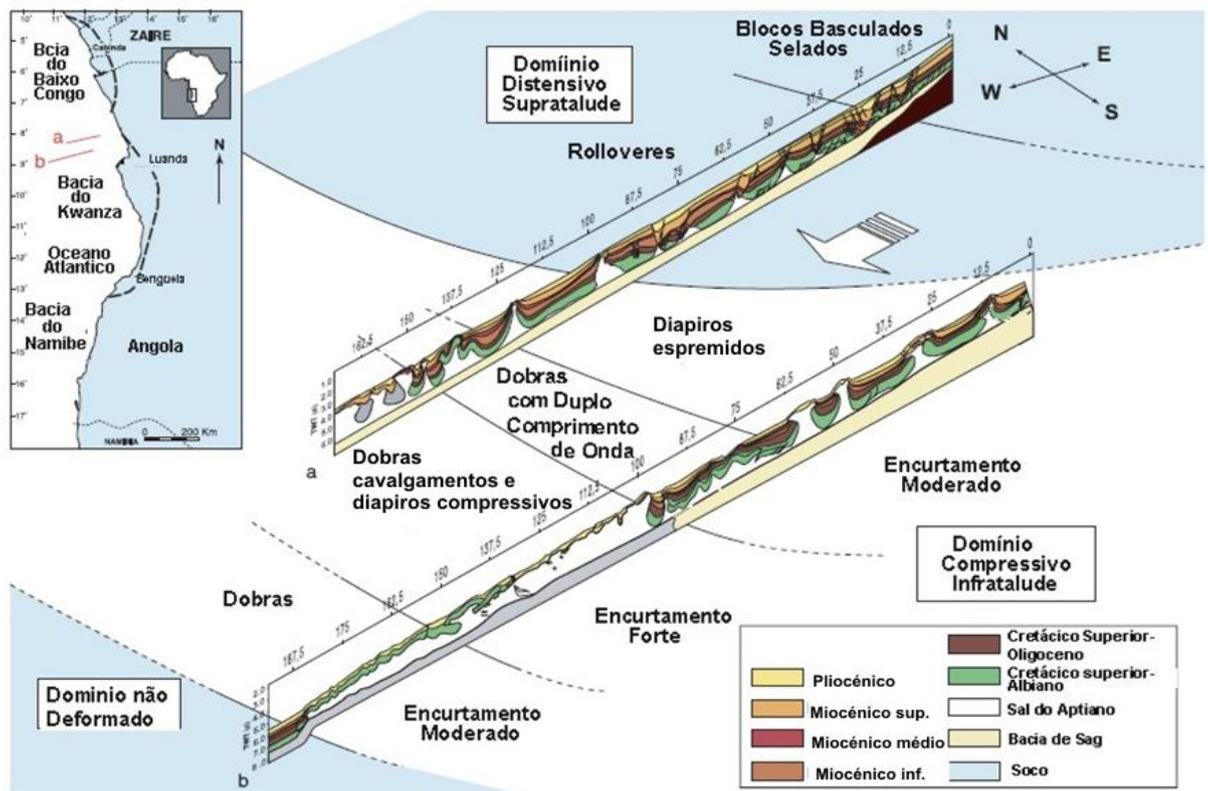


Figura 4.6. Zonamento estrutural da margem angolana, no âmbito da tectónica salífera gravitacional: **a)** secção paralela ao sentido do declive no sector proximal e distal próximo, atravessando o domínio distensivo e a parte superior do domínio compressivo; **b)** secção paralela ao declive, atravessando o domínio compressivo distal e o domínio abissal não deformado. A localização das secções é representada no mapa em caixa (modificado de Brun & Fort, 2004).

- 1) Um subdomínio de blocos basculados e selados pela sedimentação pós-cretácica;
- 2) Um subdomínio de anticlinais em *roller*, cujo desenvolvimento é controlado por falhas normais lísticas, ainda activas;
- 3) Um subdomínio constituído por diapiros evaporíticos, ligeiramente afectados por uma compressão tardia. Na verdade, estes diapiros desenvolveram-se em regime distensivo,

como o demonstra a existência de falhas normais a afectar os níveis estratigráficos inferiores nas “jangadas” entre diapiros (figura 4.6).

#### ❖ O Domínio compressivo

Situa-se a oeste do anterior, no sector distal e baixo da margem. De acordo com Brun & Fort (2004), este domínio deve ser interpretado em termos de “encurtamento forte” *versus* “encurtamento moderado”. À escala deste domínio, é possível identificar um domínio central, de forte encurtamento, limitado acima e abaixo dele, respectivamente a leste e a oeste, por domínios de encurtamento moderado. Desta forma, reconhecem-se, de leste para oeste (figura 4.6):

- 1) Um subdomínio com encurtamento moderado, imediatamente sobreposto ao último subdomínio distensivo, caracterizado pela existência de diapiros espremidos (*squeezed diapirs*), por vezes com topos coroados por línguas de sal projectadas para oeste, e sinclinais em crescente, com flancos afectados por falhas inversas;
- 2) Um subdomínio de encurtamento moderado, mas mais intenso que o subdomínio anterior, caracterizado pelo desenvolvimento de dobras com duplo comprimento de onda;
- 3) Um subdomínio de forte encurtamento, caracterizado por grande complexidade estrutural. A grande espessura dos evaporitos, neste subdomínio, torna obscuras as imagens sísmicas, mas é possível identificar, localmente, dobras, cavalgamentos e diapiros originados por compressão;
- 4) Um subdomínio caracterizado por dobras de comprimento de onda de cerca de 2,5 km, que se desenvolveu recentemente e afectou o fundo do mar.

#### ❖ O Domínio abissal, não deformado

A oeste do domínio compressivo, os evaporitos estão ausente e os sedimentos da planície abissal permanecem indeformados.



## Capítulo V - Estudo de caso na bacia do Baixo Congo

A área da margem angolana escolhida para este estudo fica situada no offshore da Bacia do Baixo Congo, numa região onde a profundidade do mar varia entre os 1800 m e os 2400 m. O conjunto de dados utilizados compreende uma malha regular de 11 perfis de reflexão sísmica multicanal (MCS), para prospecção petrolífera, com cerca de 785 km<sup>2</sup>, que inclui 5 perfis de direcção N12°W (LM-1 a LM-5) e 6 perfis de direcção N78°W (LP-1 a LP-6), todos migrados, com um parâmetro médio entre filas de 4 km (figura 5.1). O tempo total de registo em cada linha foi de 6700 ms. Por questões de segurança e privacidade dos dados, não foram facultados os parâmetros de aquisição e a localização geográfica exacta desta malha.

No decorrer do presente trabalho fez-se a análise e a interpretação sismostratigráfica e estrutural de toda a malha de perfis sísmicos. A ausência de dados de sondagens efectuadas na região não permitiu: **i)** a conversão, nos perfis sísmicos, dos tempos duplos em distâncias e, como tal, a correcta estimativa da profundidade dos reflectores e da espessura das unidades sísmicas por eles balizadas; **ii)** a atribuição de idades mais correctas às unidades sísmicas identificadas.

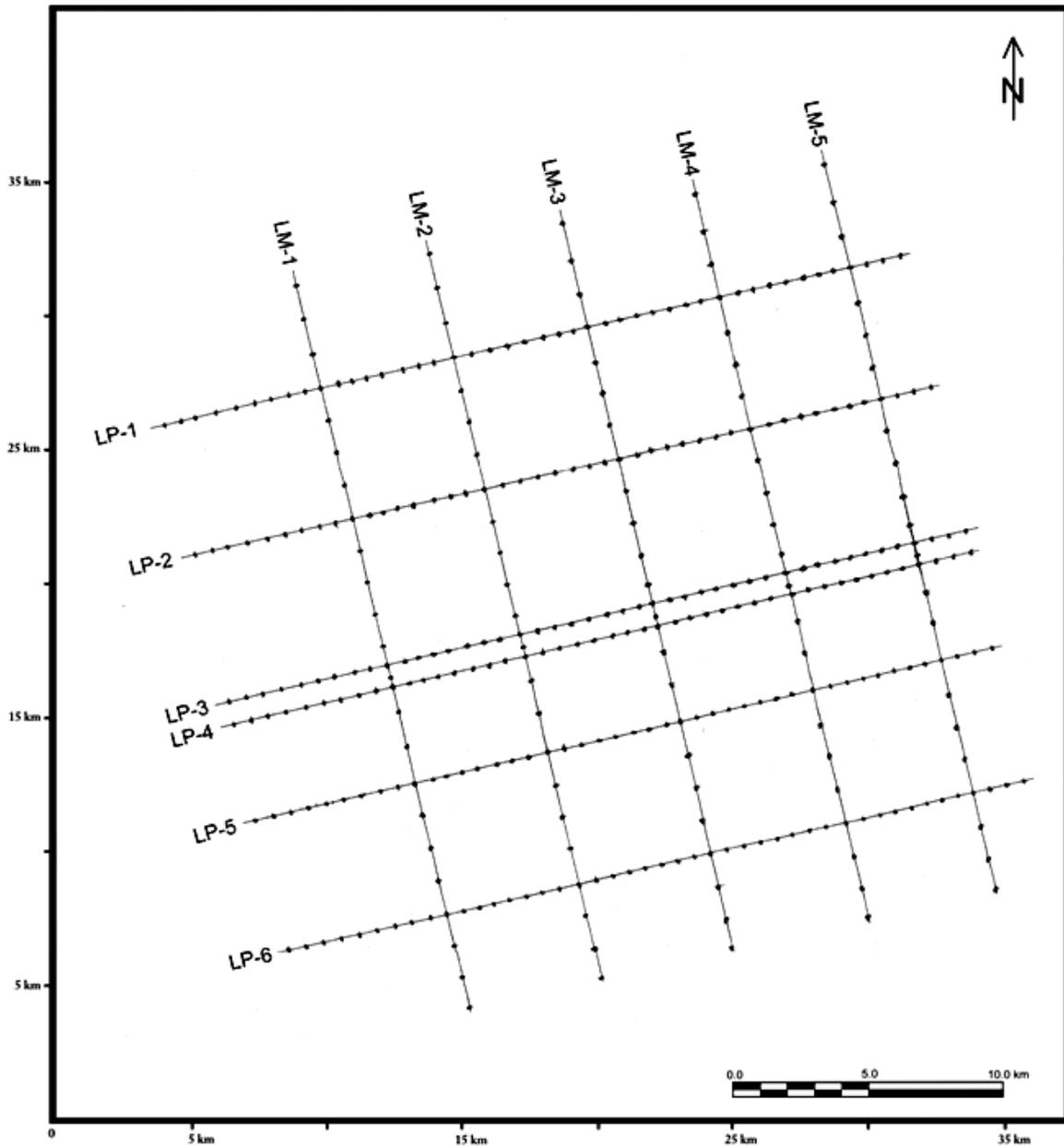


Figura 5.1. Plano de posição dos perfis de reflexão sísmica multicanal (MCS) interpretados neste estudo. Os pontos sobre as linhas sísmicas representam a posição dos pontos de tiro.

### 5.1. Estratigrafia sísmica

A partir da análise da malha de perfis de reflexão sísmica, foi possível identificar e individualizar onze unidades sísmicas (U1 a U11), agrupadas em quatro sequências sísmicas (S1 a S4), de acordo com a metodologia de Mitchum *et al.* (1977); Mitchum & Vail (1977). Estas unidades são limitadas por dez horizontes sísmicos principais, designados de H1 a H10 (respectivamente o mais antigo e o mais recente) (figura 5.2).

Correlacionados por toda a área de estudo, representam discontinuidades estratigráficas maiores. Na ausência de dados biostratigráficos de sondagens, a idade destas unidades foi estimada com base: **i)** nas suas relações geométricas relativamente à formação evaporítica da margem, datada do Aptiano superior (e.g. Marton *et al.*, 2000); nas idades atribuídas às principais formações classicamente reconhecidas na margem angolana, em particular na Bacia do Baixo Congo (BBC) e Bacia do Kwanza (BK) (Walgenwitz *et al.*, 1990; Lunde *et al.*, 1992; Anderson *et al.*, 2000; Lavier *et al.*, 2001; Hudec & Jackson; 2002, 2004; Brun & Fort, 2004; Brownfield & Charpentier, 2006a,b). Na descrição das unidades, as espessuras serão dadas em tempo duplo (TD), expresso em milissegundos (ms).

Geometria Reflector	Limite Sismico	Fácies Sísmica	Unidade Sísmica	Sequência Sísmica
continuo, por vezes ondulado, de média a forte amplitude, coberto em onlap pelos reflectores de U11	H10	reflectores continuos e bem estratificados de baixa amplitude, alta frequencia que se mostram frequentemente ondulados	U11	S4
continuo de médio a forte amplitude; trunca o topo de U9 nos flancos das cristas evaporíticas		H9	reflectore continuos ondulados, paralelos e sub-horizontais, de media a baixa amplitude e alta frequencia	
continuo de média a forte amplitude	H8	reflectores continuos e paralelos, média a baixa amplitude e alta frequencia	U9	
continuo, média amplitude, que tantopode ser claramente erosivo, como concordante	H7	Inf.reflect. desconti, amplitude variável, média frequencia. Sup: reflectores continuos e paralelos média amplitude, alta frequencia	U8	
média amplitude e relativamente continuo, que se torna atenuado na chameira do anticlinal diapirico	H6	reflectores dcontinuos, de amplitude variavel e média frequencia, com concavidades e bossas	U7	S3
média amplitude relativamente continuo; pode ser claramente erosivo (trunca a unidade subjacente)	H5	reflectores relativa/ continuos a des continuos, amplitude variavel; alternam com reflectores semi-transparentes	U6	
forte amplitude bem marcada em toda área de estudo, em alguns locais trunca em baixo angulo o topo de U4	H4	inferior; reflectores continuos, menor amplitude, alta frequencia. superior: reflectores descontinuos forte amplitude baixa frequencia	U5	S2
forte amplitude e grande continuidade lateral, identificado em toda área.	H3	reflectores continuos, paralelos de forte amplitude e baixa frequencia,	U4	
forte amplitude e grande continuidade lateral,	H2	ausencia acentuada de reflexões, ou por vezes presença de reflexões caóticas	U3	S1
grande amplitude e grande continuidade lateral, identificado em toda a área; localmente, parece truncar os reflectores de U1	H1	reflectores descontinuos, forte amplitude e baixa frequencia alternam com troços de reflectores fracos e irregulares	U2	
		reflectores descontinuos, forte amplitude e baixa frequencia, alternam com troços de reflectores fracos e irregulares	U1	

Figura 5.2. Principais sequências e unidades sísmicas, e seus limites (reflectores sísmicos), identificados na área de estudo, com as respectivas assinaturas sísmicas.

### **5.1.1. Sequência sísmica 1 (S1)**

A S1 é a sequência mais baixa identificada nos perfis sísmicos e, como tal, a que reúne as formações mais antigas existentes na área de estudo. Reconhecem-se nela três unidades sísmicas (figura 5.2):

#### **Unidade sísmica 1 (U1)**

É a unidade sísmica mais profunda identificada. Como ocupa o troço inferior dos perfis analisados, apenas é visível o seu topo, caracterizado por uma fácies sísmica constituída por reflectores descontínuos, de forte amplitude e de baixa frequência, que alternam com troços de reflectores fracos e irregulares, que indicam uma sedimentação em ambiente não marinho.

#### **Unidade sísmica 2 (U2)**

O limite inferior desta unidade é um reflector de muito forte amplitude e de grande continuidade lateral, identificado em toda a área (H1). Localmente, parece truncar os reflectores de U1. A espessura desta unidade varia entre os 500 e os 600 ms (TD). Internamente, a fácies sísmica é idêntica à de U1, ou seja, é constituída por reflectores descontínuos, de forte amplitude e de baixa frequência, que alternam com troços de reflectores fracos e irregulares, que indicam uma sedimentação em ambiente não marinho. A sua forma externa parece ser tabular, com deformação flexural.

#### **Unidade sísmica 3 (U3)**

A unidade U3 é internamente caracterizada por uma ausência acentuada de reflexões ou, por vezes, pela presença de reflexões caóticas. Esta fácies sísmica, associada às rápidas variações laterais de espessura (de 100 ms a 3000 ms, TD) e de geometria (em camada, em lentícula, em domo ou em crista) sugerem, fortemente, tratar-se de um nível evaporítico. É limitada inferiormente por um reflector de muito forte amplitude e de grande continuidade lateral, identificado em toda a área (H2). Localmente, este reflector pode apresentar-se interrompido ou arqueado, com a convexidade voltada para cima, num típico efeito de “pull-up”. Corresponderá à base da camada de sal, pois é frequente a presença de carbonatos e/ou anidrite, muito reflectantes, nas fases iniciais das sequências evaporíticas. As variações rápidas de espessura de U3 induzem variações na velocidade intervalar, o que origina artefactos sísmicos na sua base, como os pull-ups, em consequência da diferença de velocidade entre a massa evaporítica e o encaixante

(4500 m/s contra 3000 m/s, TD). No entanto, sem uma correcta conversão tempo-profundidade, será arriscado assumir que a base da unidade U3 é plana.

A identificação de U3 como nível evaporítico leva a considerar as unidades U1 e U2 como unidades do pré-sal.

Localmente, U3 aparece concentrada em estruturas com grande desenvolvimento vertical, chegando a ser sub-aflorantes e a controlar a topografia do fundo marinho.

### **5.1.2. Sequência sísmica 2 (S2)**

A S2 é a primeira sequência sísmica pós-sal. Inclui as unidades sísmicas U4 e U5

#### **Unidade sísmica 4 (U4)**

A unidade U4 é claramente reconhecida em toda a área. Contacta a muro quer com a unidade U3 quer directamente com a unidade U2, nas zonas onde U3 se esgota. É inferiormente limitada por um reflector de forte amplitude e de grande continuidade lateral, identificado em toda a área (H3). Este reflector parece atenuar-se um pouco nos locais onde U3 está ausente e U4 assenta directamente sobre U2. Nestes casos, confunde-se com H2.

Do ponto de vista da fácies sísmica, a unidade U4 é caracterizada por uma sucessão de conjuntos de reflectores contínuos, sub-paralelos e bem estratificados, de forte amplitude e de baixa frequência, que se mostram fortemente arqueados contra os flancos das estruturas diapíricas. Estes conjuntos estão separados entre si por um reflector de muito forte amplitude. A espessura desta unidade é relativamente constante e da ordem dos 700 ms (TD). A sua fácies sísmica e o carácter tabular da sua geometria sugerem que U4 constitui uma plataforma carbonatada desenvolvida em toda a margem, podendo corresponder a alternâncias de espessas bancadas de calcário, eventualmente com intercalações de margas.

#### **Unidade sísmica 5 (U5)**

A unidade U5 situa-se acima da unidade U4 e foi identificada em toda a área de estudo. A base desta unidade é marcada pelo horizonte reflector H4, contínuo e de forte amplitude, bem marcado em toda a área, que em alguns locais trunca em baixo ângulo os reflectores do topo de U4. Parece corresponder a uma mudança nas condições de sedimentação, que passaram a ter uma influência mais siliciclástica. Esta unidade é geralmente caracterizada por dois tipos de fácies sísmicas. Na parte inferior da unidade,

observa-se uma sucessão de reflectores relativamente contínuos e bem estratificados, aparentemente concordantes com os da unidade U4, embora de menor amplitude e de frequência mais alta. Para a parte superior da unidade, reflectores descontínuos, de forte amplitude e de baixa frequência, alternam com troços de reflectores fracos e irregulares, que indicam uma sedimentação em ambiente não marinho. Em qualquer dos casos, mostram-se fortemente arqueados contra os flancos das estruturas diapíricas. A espessura de U5 é, em média, de 300 ms (TD), podendo alcançar os 500 ms (TD) localmente, junto às estruturas diapíricas (figuras 5.5, 5.8 a 5.12). O tipo de fácies sísmica e a sua variação sugerem que U5 possui carácter carbonatado na base, evoluindo para o topo no sentido siliciclástico.

### **5.1.3. Sequência sísmica 3 (S3)**

A S3 é a segunda sequência sísmica pós-sal, estando separada de S2 através do horizonte reflector H5. Dela fazem parte as unidades sísmicas U6 e U7 (Fig. 5.2).

#### **Unidade sísmica 6 (U6)**

A unidade U6 foi identificada em toda a área de estudo. O seu limite inferior é marcado pelo horizonte reflector H5, de média amplitude, relativamente contínuo, que tanto pode ser claramente erosivo (trunca a unidade subjacente nos flancos e na charneira do anticlinal diapírico), como concordante. Considera-se que este reflector (figura 5.2) marca o início de uma sedimentação predominantemente siliciclástica. Internamente, U6 é dominada por reflectores relativamente contínuos a descontínuos, de amplitude variável, que alternam com reflectores semi-transparentes. Mostram-se fortemente arqueados contra os flancos das estruturas diapíricas e apresentam padrão divergente nos depocentros que flanqueiam tais estruturas, sugerindo subsidência sin-deposicional. É nestas zonas que se alcançam as maiores espessuras, da ordem dos 600 ms (TD). Em alguns destes depocentros, é possível distinguir sub-unidades no seio de U6, limitadas pelo que parecem ser superfícies de erosão. Tais sub-unidades não apresentam continuidade lateral.

#### **Unidade sísmica 7 (U7)**

A unidade U7 situa-se acima da unidade U6 e foi identificada em toda a área de estudo. É inferiormente limitada pelo horizonte reflector H6, de média amplitude e relativamente contínuo, que se torna atenuado na charneira do anticlinal diapírico. Considera-se que este reflector possa situar-se ao nível do Eocénico inferior. Do ponto de vista da fácies

sísmica, esta unidade é caracterizada por uma sucessão de reflectores descontínuos, de amplitude variável e média frequência, com concavidades e bossas. Para o topo, a amplitude dos reflectores diminui, tornando-se, por vezes, semi-transparentes. Nos depocentros que flanqueiam as estruturas diapíricas, apresentam padrão divergente, sugerindo subsidência sin-deposicional. As maiores espessuras são alcançadas nestes locais, com valores da ordem dos 500 ms (TD).

#### **5.1.4. Sequência sísmica 4 (S4)**

A S4 é a terceira sequência sísmica pós-sal, estando separada de S3 através do horizonte reflector H7. Dela fazem parte as unidades sísmicas U8, U9, U10 e U11 (figura 5.2).

#### **Unidade sísmica 8 (U8)**

A unidade U8 é claramente reconhecida em toda a área. Contacta a muro com a unidade U7 através do horizonte reflector H7, contínuo e de média amplitude, que tanto pode ser claramente erosivo, como concordante. Este reflector pode corresponder a fortes variações eustáticas e ou soerguimentos da margem referidos.

A metade inferior de U8 é caracterizada por reflectores descontínuos, de amplitude variável e média frequência, com concavidades e bossas, que se intercalam com reflectores de média amplitude e carácter caótico. A metade superior de U8 é caracterizada por uma sucessão de reflectores contínuos e paralelos, de média amplitude e alta frequência, que apresentam um padrão divergente nos depocentros que bordejam as estruturas diapíricas. Em qualquer das situações, mostram-se fortemente arqueados contra os flancos das estruturas diapíricas. A espessura desta unidade varia entre os 200 e os 350 ms (TD). As maiores espessuras são alcançadas nos depocentros que flanqueiam as estruturas evaporíticas.

#### **Unidade sísmica 9 (U9)**

A unidade U9 situa-se imediatamente acima da unidade U8, tendo sido identificada em toda a área, excepto no topo de algumas das cristas diapíricas sub-aflorantes. A base de U9 é marcada pelo reflector H8, contínuo e de média a forte amplitude. Do ponto de vista da fácies sísmica, esta unidade é geralmente caracterizada por uma sucessão de reflectores contínuos e paralelos, de média a baixa amplitude e alta frequência. Nos depocentros que bordejam as estruturas evaporíticas, exibem um padrão divergente. Em alguns destes depocentros, é possível distinguir 2 sub-unidades no seio de U9, limitadas

pelo que parece ser uma superfície de erosão. Tais sub-unidades não apresentam continuidade lateral. No flanco das estruturas evaporíticas, os reflectores da sub-unidade inferior são truncados por essa superfície, sobre a qual repousam, em onlap, os reflectores da sub-unidade superior. U9 possui uma espessura média de 200 ms (TD).

### **Unidade sísmica 10 (U10)**

Reconhecida em toda a área, situa-se imediatamente acima de U9, com a qual contacta através do horizonte reflector H9. Este reflector, apresenta-se contínuo, de média a forte amplitude. Nos flancos das cristas diapíricas sub-aflorantes, possui carácter claramente erosivo, truncando os reflectores do topo de U9. Do ponto de vista da fácies sísmica, esta unidade é geralmente caracterizada por uma sucessão de reflectores contínuos, ondulados, paralelos e sub-horizontais, de média a baixa amplitude e alta frequência, que se mostram fortemente inclinados nos flancos das estruturas evaporíticas. Para o topo de U10, observam-se níveis mais semi-transparentes. Quando presente no topo das estruturas evaporíticas sub-aflorantes, U10 exhibe uma fácies geralmente caótica. A espessura desta unidade varia entre os 200 e os 250 ms (TD).

### **Unidade sísmica 11 (U11)**

A unidade U11 fica situada entre a unidade U10 e o fundo do mar, tendo sido identificada em toda a área de estudo, excepto em alguns locais do topo das cristas diapíricas sub-aflorantes. O seu contacto com U10 é marcado pelo horizonte reflector H10, contínuo e por vezes ondulado, de média a forte amplitude. Embora genericamente concordante, este contacto possui carácter erosivo nos flancos e no topo das estruturas evaporíticas, onde é coberto em onlap pelos reflectores de U11. Do ponto de vista da fácies sísmica, esta unidade é genericamente caracterizada por uma sucessão de reflectores contínuos e bem estratificados, de baixa amplitude e alta frequência, que se mostram frequentemente ondulados. No topo e nos flancos das estruturas diapíricas, apresenta fácies caótica. Desenvolve prismas progradantes de tipo oblíquo-paralelo, na bordadura externa dos canhões submarinos que flanqueiam os topos sub-aflorantes das estruturas diapíricas. A sua espessura máxima não excede os 100 ms (TD).

## **5.2. Caracterização estrutural das secções sísmicas**

Para identificar e caracterizar as estruturas que deformam a área de estudo, fez-se a descrição e a caracterização dos perfis sísmicos que integram a malha sísmica aí implantada (ver figura 5.1). A ordem de apresentação seguida foi aquela pela qual os

perfis são designados na malha, respectivamente de Oeste para Leste (de LM-1 a LM-5) e de Norte para Sul (de LP-1 a LP-6). A representação das unidades sísmicas identificadas em cada perfil obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.

### 5.2.1. Perfis de direcção N12°W (LM-1 a LM-5)

**LM-1** (figura 5.3): situa-se na extremidade ocidental da área estudada. Interpretam-se os seguintes aspectos principais: **a)** a unidade U1 e a base da unidade U2, parecem afectadas por um sistema de duas falhas normais; com abatimento de blocos para Norte; **b)** a unidade U3, de natureza evaporítica, surge concentrada em duas estruturas: em forma de almofada (salt pillow), na extremidade Norte do perfil, e em crista evaporítica sub-aflorante, na extremidade Sul do perfil. Neste último caso, a estrutura está “espremida” (squeezed diapir), exibindo a forma de um bolbo. No seu topo, bastante irregular, repousam retalhos das unidades U8, U10 e U11, afectadas por sistemas de falhas normais que fazem deslocar e soerguer o fundo marinho, o que atesta a existência de actividade actual; **c)** as unidades Cenozóico (sequências sísmicas S3 e S4) ocupam um espesso depocentro, cobrindo em onlap o flanco da crista e sendo por esta fortemente basculados; **d)** entre a lentícula de sal e a base do bolbo, o nível evaporítico está esgotado, o que faz a unidade U4 assentar directamente sobre a unidade U2 (selagem primária; primary weld); **e)** nota-se um generalizado basculamento da margem para Sul.

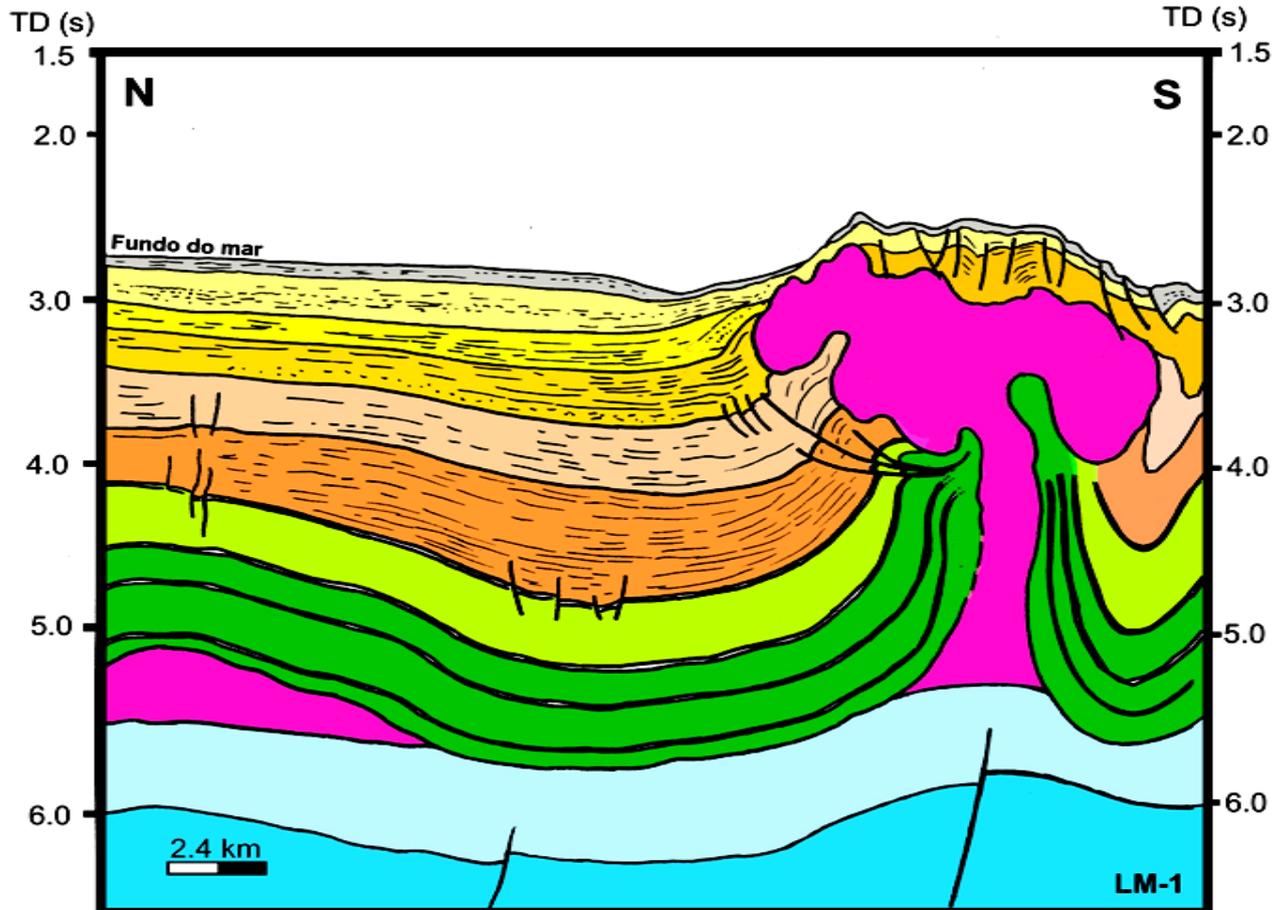


Figura 5.3. Corte interpretativo do perfil **LM-1** (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.

**LM-2** (figura 5.4): situa-se a cerca de 4 km a leste de **LM-1**. O dispositivo dominado por um grande anticlinal, ligeiramente assimétrico, com um núcleo evaporítico. A espessura constante da unidade U4 em todo o perfil sugere que este anticlinal se começou a desenvolver a partir da deposição da unidade U5. O dobramento continuou durante o Terciário, com intensificação sin-S3, e parece manter-se actualmente (observa-se ligeiro empolamento do fundo marinho). Notar os depocentros nos sinclinais que ladeiam o anticlinal e a sequência condensada no topo deste. A charneira anticlinal está retalhada por falhas normais, deformação característica do dobramento flexural. Assinale-se o efeito de pull-up sob o anticlinal, em consequência da diferença de velocidade entre a massa evaporítica do núcleo e o encaixante (4500 m/s contra 3000 m/s, TD). No entanto, sem uma correcta conversão tempo-profundidade, será arriscado assumir que a base da estrutura é plana. Tal como no perfil anterior, a margem mostra um generalizado basculamento para Sul.

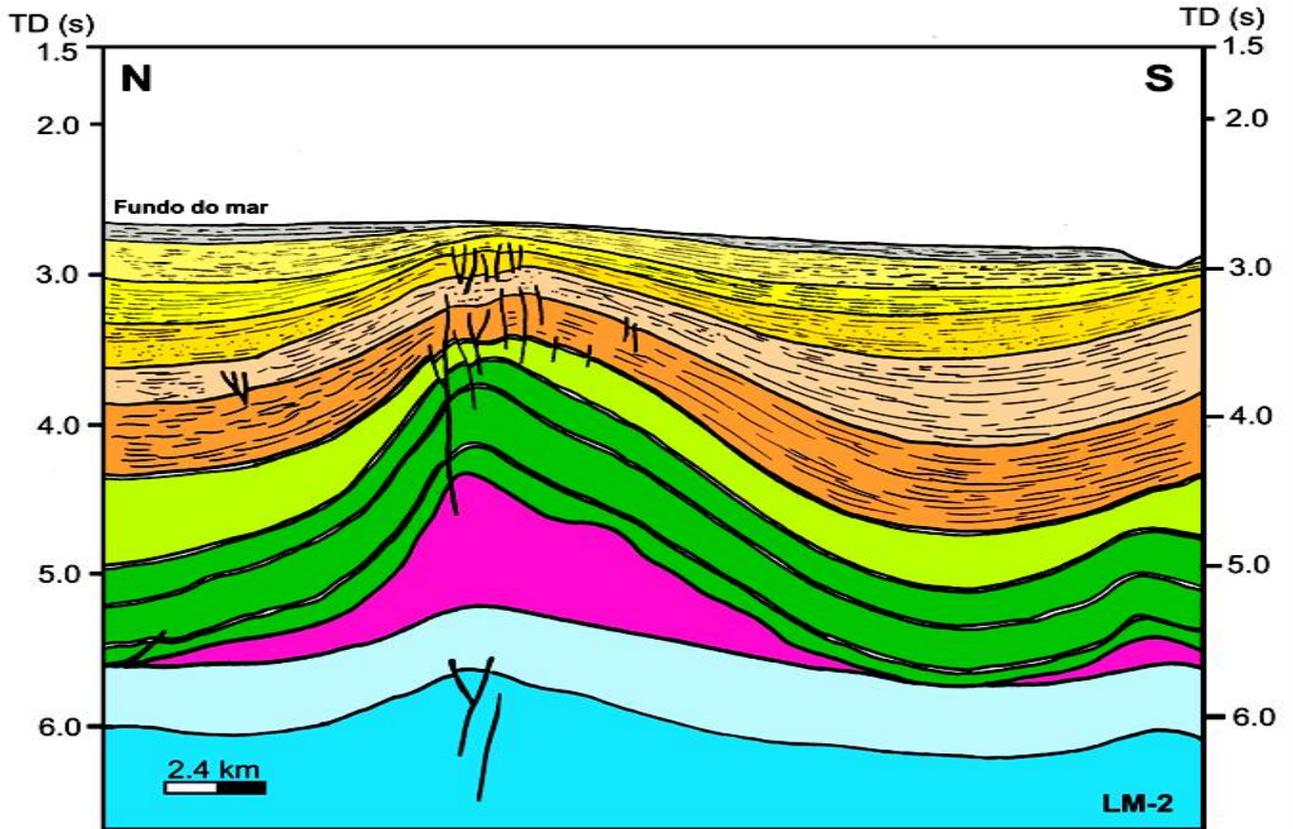


Figura 5.4. Corte interpretativo do perfil **LM-2** (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.

**LM-3** (figura 5.5): situa-se a cerca de 4 km a leste de **LM-2**. O dispositivo estrutural apresentado é muito semelhante ao do perfil **LM-2**. No entanto, é de assinalar, na extremidade Norte, a existência de uma língua de sal, projectada para sul, cujo topo, sub-aflorante, faz soerguer uma crista submarina. Esta língua parece ainda estar ligada à camada fonte através de uma raiz sub-vertical muito estreita, o que atesta o carácter “espremido” desta estrutura diapírica (squeezed diapir). Tal como nos perfis anteriores, a margem mostra um generalizado basculamento para Sul.

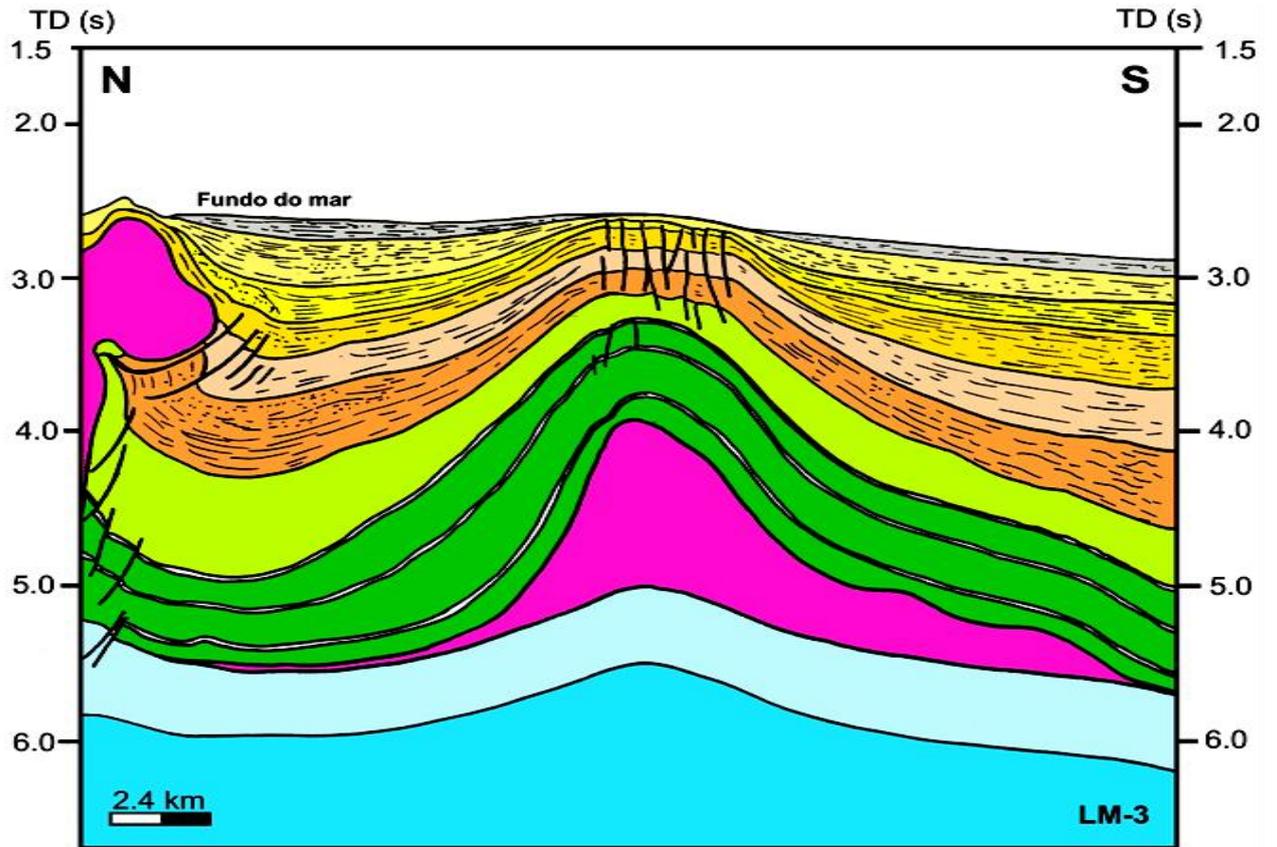


Figura 5.5. Corte interpretativo do perfil **LM-3** (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.

LM-4 (figura 5.6): situa-se a cerca de 4 km a leste de **LM-3**. O dispositivo estrutural apresentado é semelhante ao do perfil anterior. No entanto, o anticlinal de núcleo evaporítico é aqui mais atenuado e a língua de sal está desenraizada, não possuindo ligação física com a camada fonte. A selagem vertical do encaixante faz-se ao longo de uma falha que afecta o pré-sal (vertical salt weld). Trata-se, possivelmente, de uma falha translacional, pois o rejeito vertical apresentado é desprezível. A língua de sal parece desenvolver-se numa estrutura em flor positiva associada a esta falha translacional. Notar o pequeno canhão submarino que se escavou no topo da língua de sal, resultante da dissolução. Tal como nos perfis anteriores, a margem mostra um generalizado basculamento para Sul.

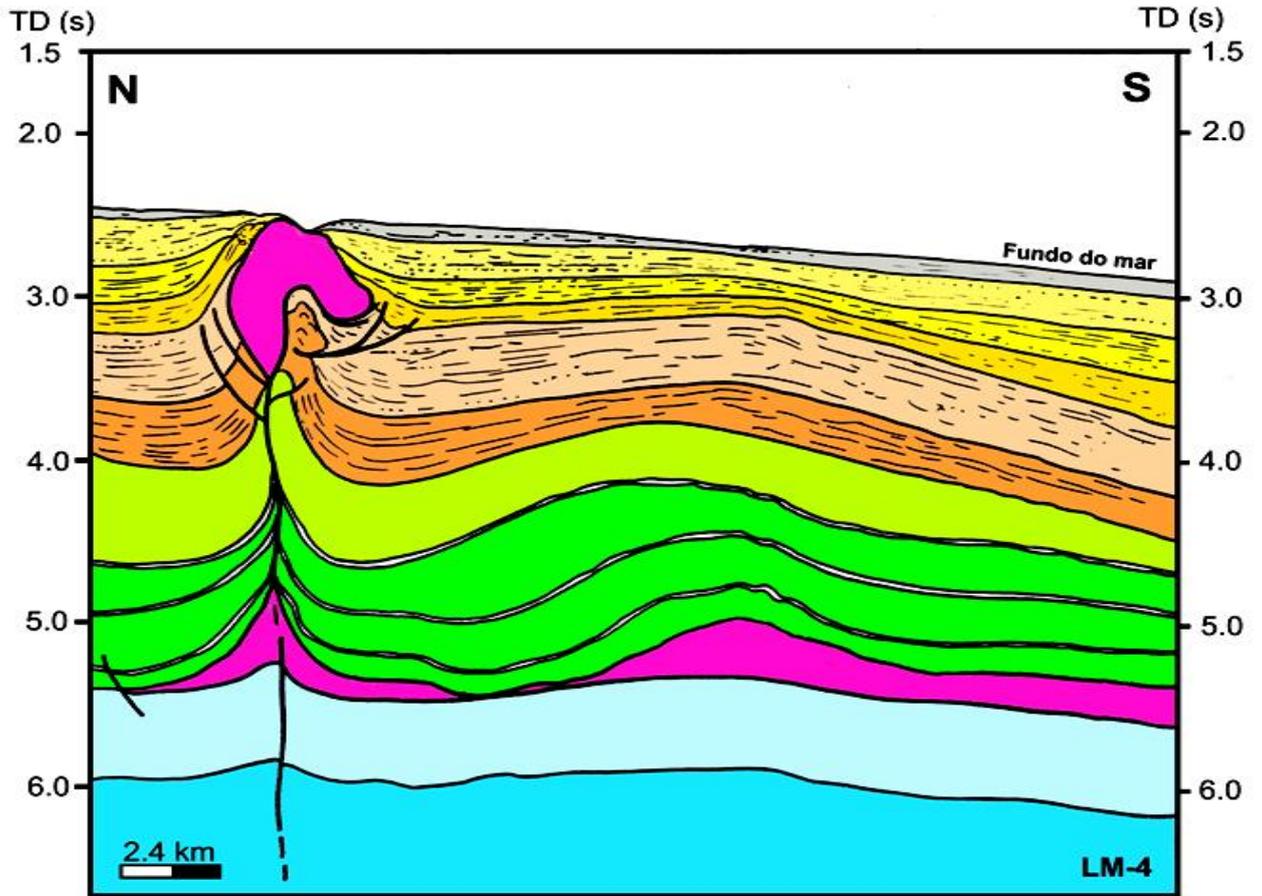


Figura 5.6. Corte interpretativo do perfil **LM-4** (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.

**LM-5** (figura 5.7): situado a cerca de 4 km a leste do perfil anterior, é o perfil mais oriental da área de estudo. Também aqui se observa um generalizado basculamento da margem para sul. O dispositivo estrutural é dominado por uma estrutura evaporítica, de topo sub-aflorante, ladeada por dois sinclinais onde se desenvolveram depocentros terciários. Estes depocentros, que são consequência da migração do sal para o interior da estrutura evaporítica, atingiram o seu máximo sin-U6 e U7. Tornaram-se inactivos a partir da unidade U10, altura em que a estrutura evaporítica parou de ascender de forma activa e passou a ascender de forma passiva, até ao esgotamento da camada fonte. Notar que os sinclinais são assimétricos, com o meridional a mostrar nítida inversão. O topo da estrutura evaporítica parece parcialmente aplanado, com evidências de dissolução. Assinale-se o efeito de pull-up na base da estrutura, em consequência da diferença de velocidade entre a massa evaporítica do núcleo e o encaixante.

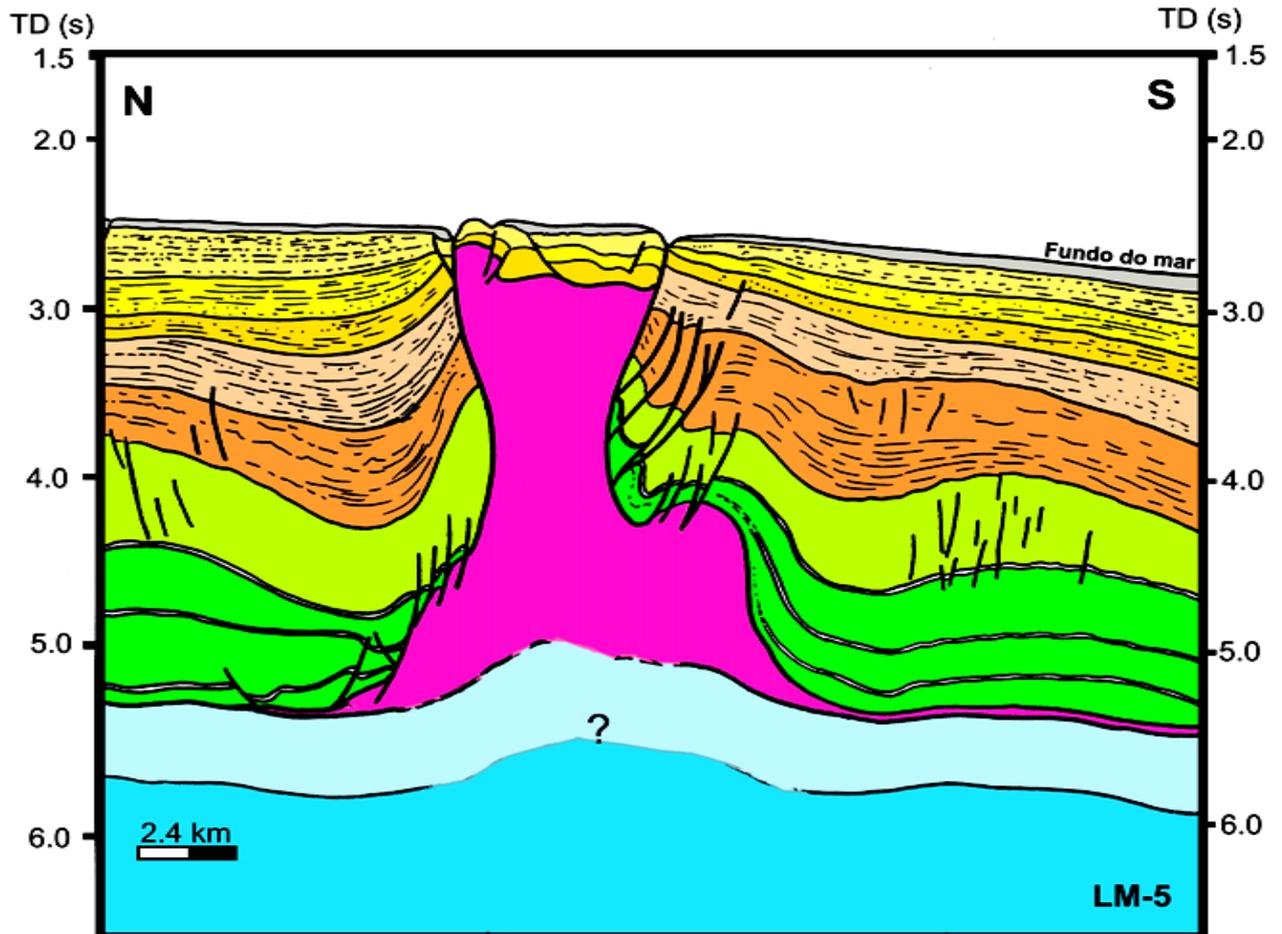


Figura 5.7. Corte interpretativo do perfil **LM-5** (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.

### 5.2.2. Perfis de direcção N78°E (LP-1 a LP-6)

**LP-1** (figura 5.8): situa-se na extremidade norte da área de estudo, e intersecta perpendicularmente as extremidades setentrionais dos perfis **LM**. Observa-se um generalizado basculamento da margem para Oeste. O dispositivo estrutural é dominado por duas estruturas evaporíticas cujos topos, sub-aflorantes, fazem soerguer duas pequenas cristas submarinas. Da mais ocidental destas estruturas, só se observa parcialmente o seu topo, destacado em overhang, ocupando a extremidade oeste do perfil. Notar o depocentro Cenozóico que se desenvolve imediatamente a leste, com as unidades fortemente arqueadas contra o flanco da estrutura diapírica. Interpreta-se que esta estrutura evaporítica corresponde a uma secção da crista evaporítica identificada na metade sul do perfil **LM-1**. A outra estrutura evaporítica referida, corresponde a uma língua de sal desenraizada, com a geometria de um squeezed diapir, que se projecta para Oeste, no sentido do basculamento geral da margem. Pela sua geometria, posição

no perfil e enquadramento estrutural, interpreta-se que esta segunda estrutura corresponde a uma secção da língua evaporítica identificada nos perfis **LM-3** e **LM-4**. Observa-se em profundidade, entre as duas estruturas evaporíticas maiores, uma estrutura de sal em almofada, que se interpreta como correspondendo à estrutura em almofada identificada em **LM-1**.

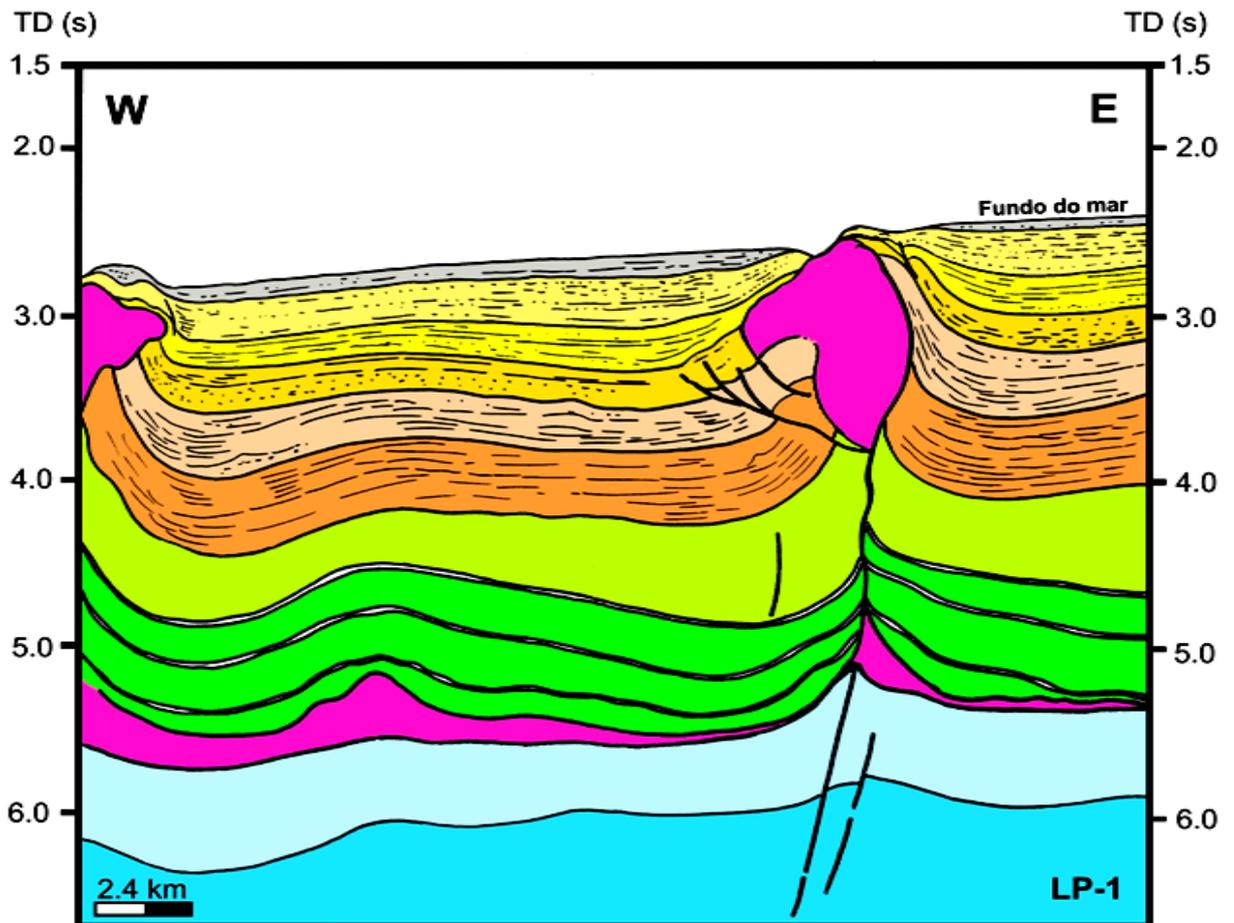


Figura 5.8. Corte interpretativo do perfil **LP-1** (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.

**LP-2** (figura 5.9): situa-se a cerca de 4 km para sul de **LP-1**. Também aqui se observa um generalizado basculamento da margem para oeste. O dispositivo estrutural é dominado por um grande anticlinal, ligeiramente assimétrico, com um núcleo evaporítico, enquadrado por duas estruturas evaporíticas de grande desenvolvimento vertical e carácter “espremido”, cujos topos, sub-aflorantes, deformam em crista o fundo marinho. Notar os depocentros terciários nos sinclinais que ladeiam o anticlinal e a sequência condensada no topo deste. A charneira anticlinal está retalhada por falhas normais, deformação característica do dobramento flexural. Interpreta-se que estas estruturas

correspondem, de oeste para leste, respectivamente: **a)** a uma secção da crista evaporítica identificada em **LM-1**; **b)** a uma secção do anticlinal identificado em **LM-2** e **LM-3**; **c)** a uma secção da estrutura evaporítica identificada em **LM-5**.

Assinale-se o efeito de “pull-up” na base das estruturas evaporíticas, em consequência da diferença de velocidade entre a massa evaporítica e o encaixante.

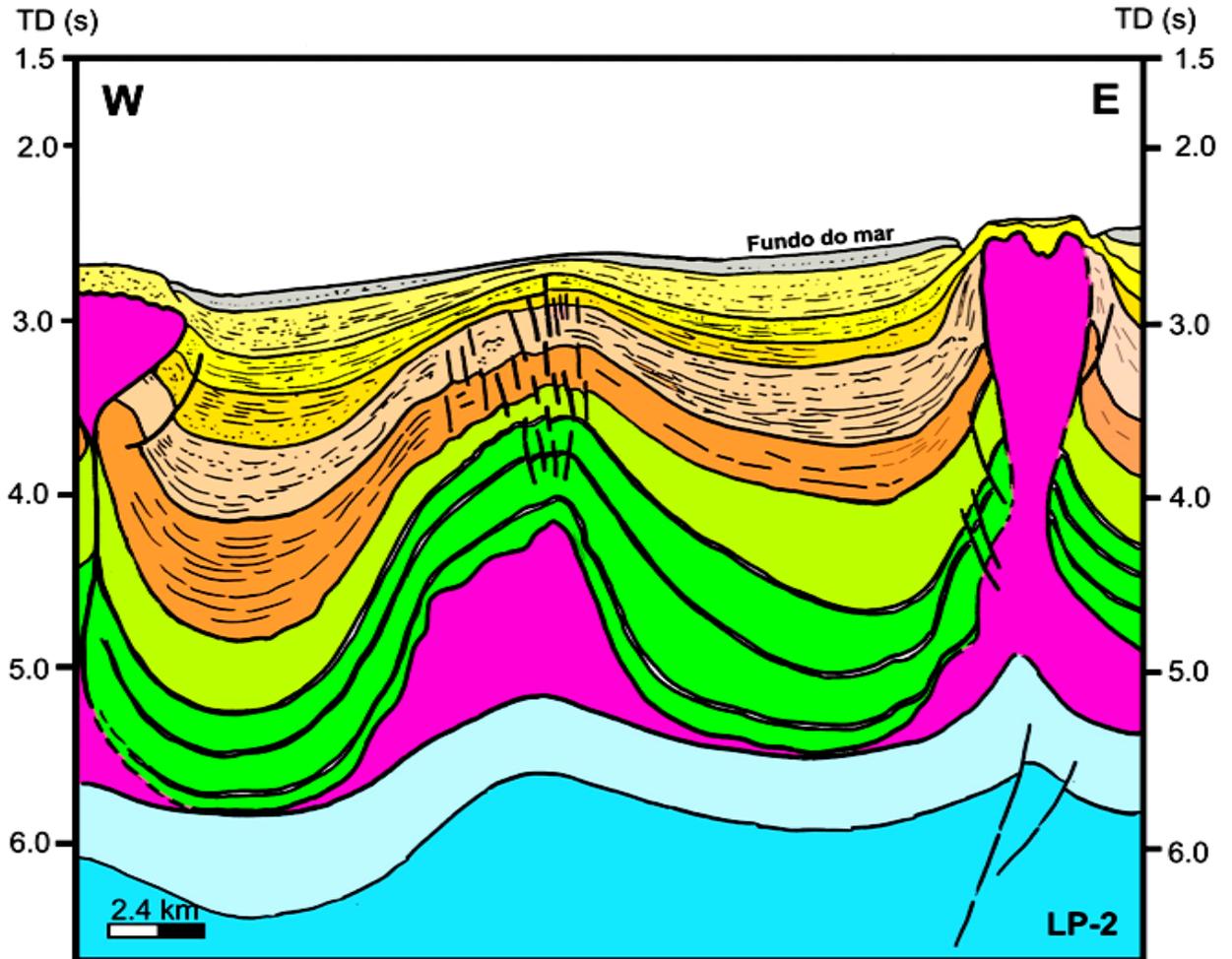


Figura 5.9. Corte interpretativo do perfil **LP-2** (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.

**LP-3** (figura 5.10): situa-se a cerca de 4 km para sul de **LP-2** e, tal como nos dois perfis anteriores, também aqui se observa um generalizado basculamento da margem para oeste. O dispositivo estrutural repete o mesmo padrão do de **LP-2**. Notar a língua de sal projectada para oeste que se destaca do topo da estrutura diapírica mais a ocidente. Assinale-se ainda o efeito de pull-up na base das estruturas evaporíticas, em consequência da diferença de velocidade entre a massa evaporítica e o encaixante.

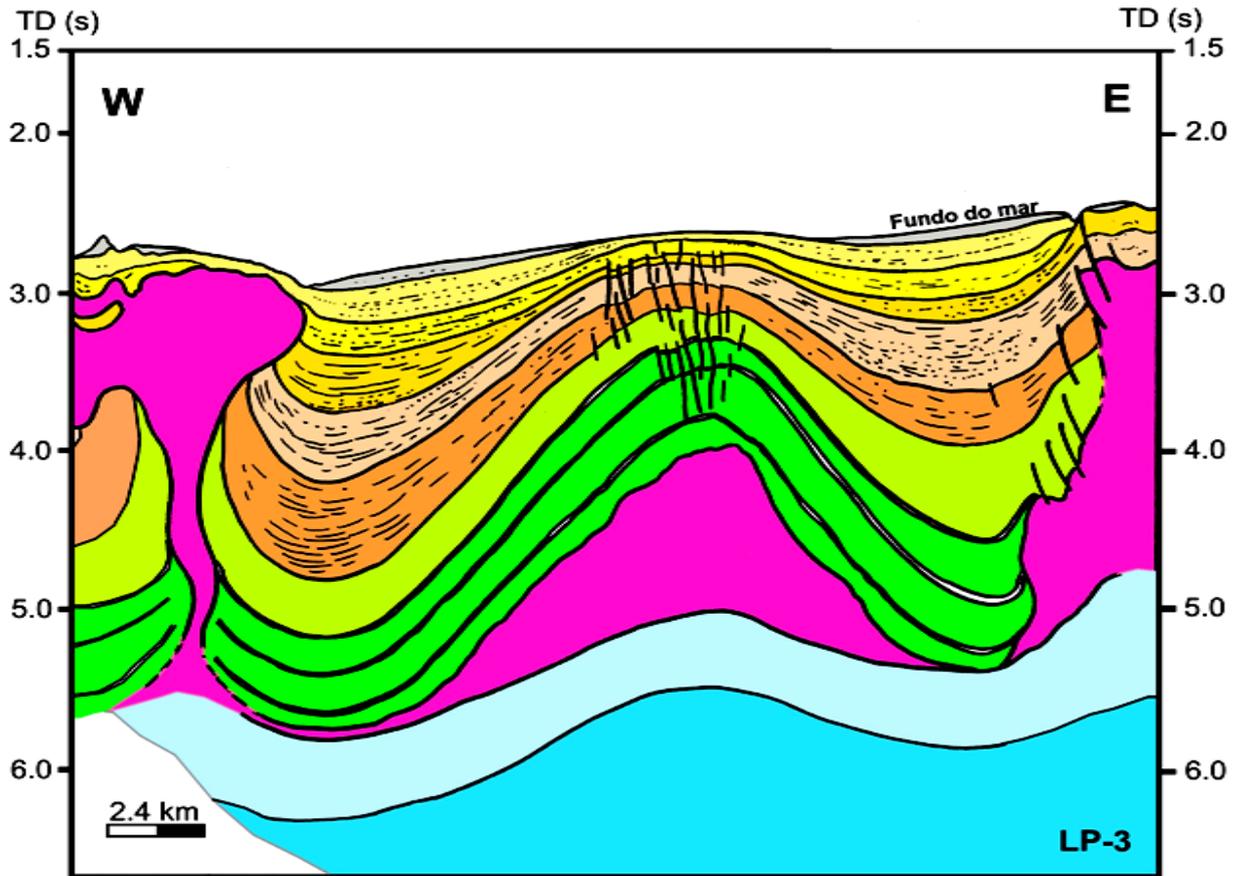


Figura 5.10. Corte interpretativo do perfil **LP-3** (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.

**LP-4** (figura 5.11): situa-se a cerca de 4 km para sul de **LP-3** e, tal como nos três perfis anteriores, também aqui se observa um generalizado basculamento da margem para oeste. O dispositivo estrutural repete o mesmo padrão do observado nos perfis **LP-2** e **LP-3**. Notar, a ocidente, a intensa flexão do topo da língua evaporítica e da sua cobertura. Assinale-se ainda o efeito de pull-up na base das estruturas evaporíticas, em consequência da diferença de velocidade entre a massa evaporítica e o encaixante.

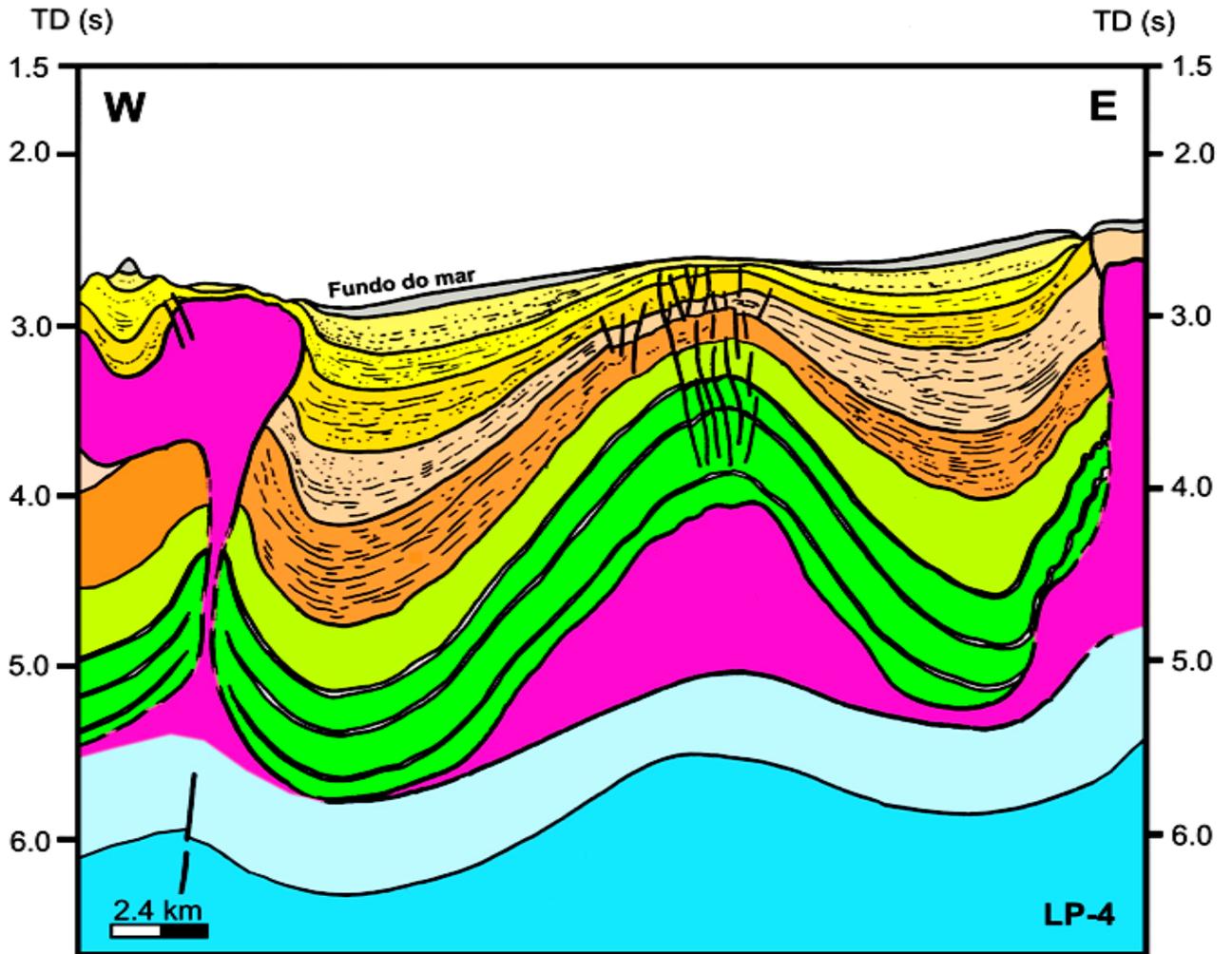


Figura 5.11. Corte interpretativo do perfil **LP-4** (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.

**LP-5** (figura 5.12): situa-se a cerca de 4 km para sul de **LP-4**, observando-se, tal como nos quatro anteriores perfis, um generalizado basculamento para sul. O dispositivo estrutural é idêntico ao do perfil anterior, com o anticlinal de núcleo evaporítico a mostrar-se aqui mais atenuado. A estrutura evaporítica sub-aflorante situada a oriente, não é visível neste perfil, mas a sua presença é assinalada pelo forte arqueamento das unidades sísmicas contra os seus flancos. A estrutura evaporítica sub-aflorante ocidental, apresenta carácter fortemente “espremido”, com o seu topo a soerguer o fundo marinho. Divide-se aqui em dois ramos, o mais ocidental dos quais não é visível por se encontrar já fora do perfil. Entre os dois ramos situa-se um sinclinal apertado, onde a sequência S4 assenta em discordância angular sobre as S3, evidenciando forte actividade diapírica pós-U7 (unidade mais recente de S3) e ante-U8 (unidade mais antiga de S4).

Assinale-se ainda o efeito de pull-up na base das estruturas evaporíticas, em consequência da diferença de velocidade entre a massa evaporítica e o encaixante. No

entanto, sem uma correcta conversão tempo-profundidade, será arriscado assumir que a base da estrutura é plana.

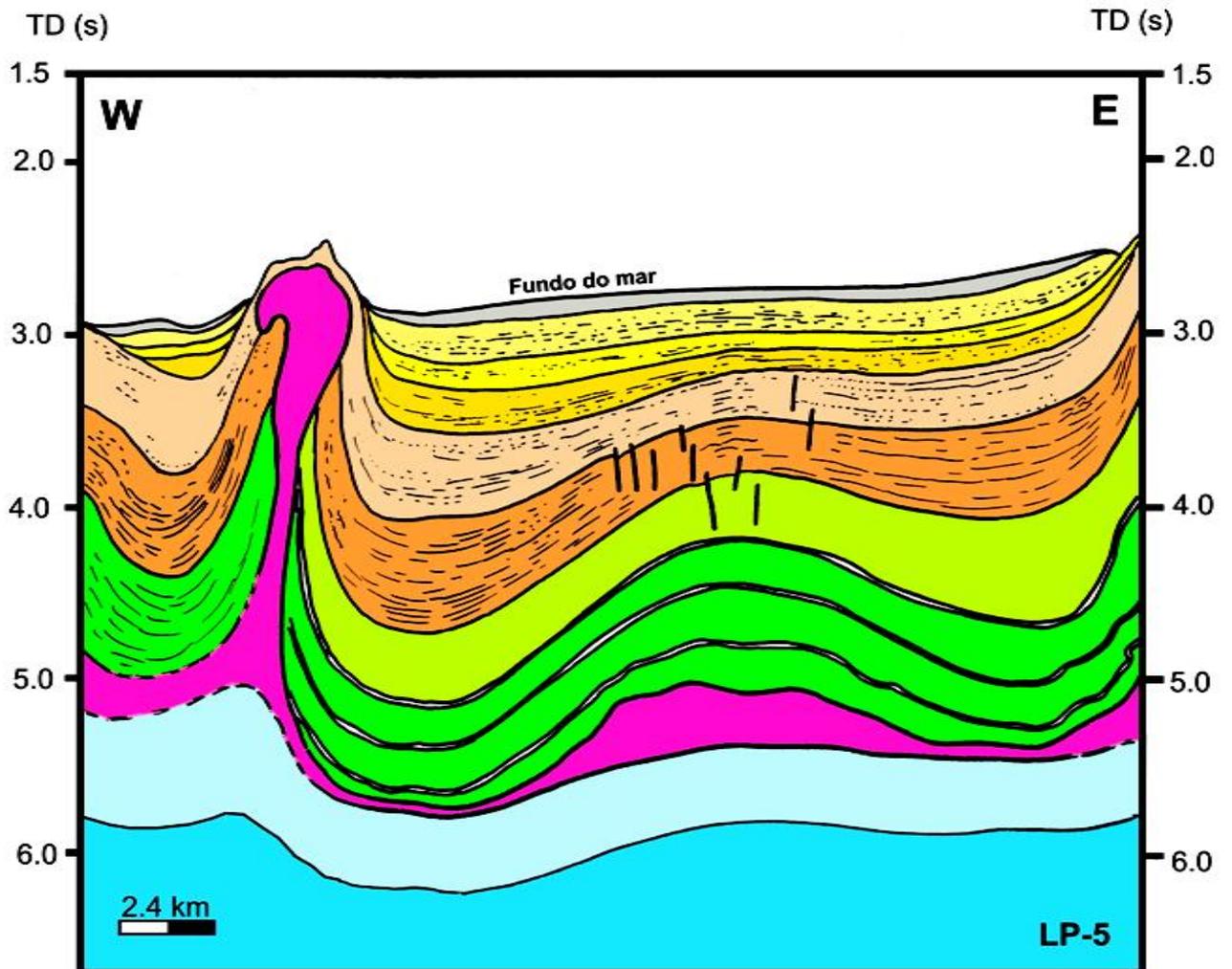


Figura 5.12. Corte interpretativo do perfil **LP-5** (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.

LP-6 (figura 5.13): situado a cerca de 4 km a sul do perfil anterior, é o perfil mais meridional da área de estudo. Também aqui se observa um generalizado basculamento da margem para oeste. O dispositivo estrutural é dominado por uma estrutura evaporítica em forma de coluna estreita e de grande desenvolvimento vertical, que se localiza perto da extremidade ocidental do perfil. O seu topo aflora no fundo marinho, fazendo-o soerguer em crista. Notar o acentuado arqueamento das unidades sísmicas contra os seus flancos. Interpreta-se que esta estrutura corresponde à extremidade meridional da estrutura evaporítica identificada em **PM-1**. Apesar do efeito de pull-up, é evidente o enraizamento da base da estrutura numa falha que afecta o pré-sal.

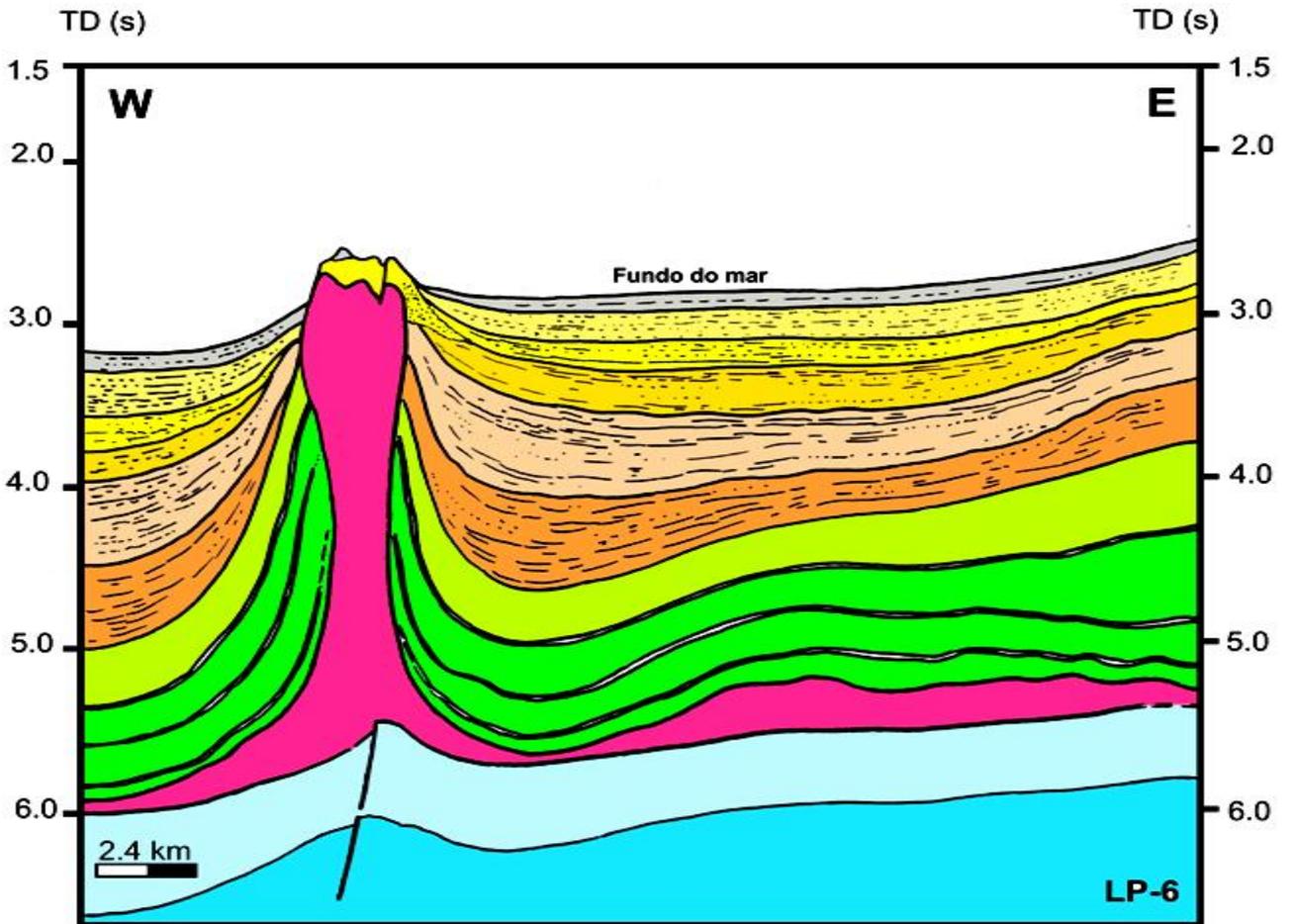


Figura 5.13. Corte interpretativo do perfil LP-6 (pormenores no texto). A representação das unidades sísmicas identificadas obedece ao código de cores definido na coluna da figura 5.2.

### 5.3 Cartografia dos limites das sequências sísmicas e de síntese estrutural.

#### 5.3.1. Cartas de isóbatas temporais dos limites das sequências sísmicas

Apresentam-se as cartas de isóbatas dos limites das sequências sísmicas identificadas na área de estudo. Todas elas foram traçadas em tempos duplos (TD), expressos em milissegundos (ms; isóbatas temporais), por não existir informação sobre a velocidade de propagação das ondas sísmicas nos sedimentos, o que impede uma correcta conversão dos tempos duplos em profundidade. Exceptua-se a carta batimétrica, cujos valores foram convertidos em metros usando o valor de 1500 m/s para a velocidade de propagação do som na água do mar. Para o traçado destas cartas procedeu-se à digitalização, em cada perfil da malha em estudo, do horizonte reflector correspondente ao topo das sequências sísmicas S1, S2, S3 e S4, respectivamente os horizontes de referência H3, H5, H7 e batimetria. Obteve-se, desta forma, para cada horizonte de

referência, o valor da sua profundidade, expresso em milissegundos e em tempo duplo (TD), em cada ponto do reflector. Os valores batimétricos foram, posteriormente, convertidos em metros, dividindo 1500 m/s pelo valor correspondente a metade do tempo duplo. Em seguida, para cada horizonte de referência, construiu-se um ficheiro (X, Y, Z) (latitude, longitude, profundidade em TD ms) que foi tratado com o programa informático SURFER, para proceder à interpolação dos valores e à construção da respectiva carta de isóbatas temporais. Para o traçado da carta batimétrica, procedeu-se do mesmo modo, usando em Z os valores batimétricos expressos em metros.

❖ **Carta de isóbatas temporais do topo de S1 (reflector H3) (figura 5.14):**

A carta de isóbatas temporais do topo de S1, ou seja, do horizonte reflector H3, proporciona uma visão da topografia do topo do nível evaporítico. Este “relevo” e a sua estruturação condicionaram a disposição e a geometria das unidades suprajacentes.

O traçado das linhas isóbatas mostra uma superfície “acidentada”, com um basculamento regional para sudoeste. As isóbatas possuem uma orientação geral NW-SE, definindo 3 corredores elevados, que alternam com dois corredores deprimidos.

As regiões mais elevadas correspondem: **i)** às duas cristas evaporíticas sub-aflorantes, situadas nos sectores sudoeste (entre os meridianos 5000m - 17000m e os paralelos 5000m - 15000m) e nordeste da área (entre os meridianos 25000m - 35000m e os paralelos 15000m - 35000m); **ii)** à charneira do anticlinal de núcleo evaporítico, que ocupa a zona central da área, entre os meridianos 10000m - 30000m e os paralelos 10000m - 30000m. As regiões mais deprimidas correspondem: **i)** aos dois sinclinais alongados que bordejam, a leste (entre os meridianos 12000m - 35000m e os paralelos 10000m - 35000m) e a oeste (entre os meridianos 5000m - 25000m e os paralelos 5000m - 30000m), o anticlinal de núcleo evaporítico e o separam das cristas sub-aflorantes. As maiores profundidades são alcançadas, no entanto, no sector noroeste do sinclinal ocidental; **ii)** o início da margem profunda, visível no extremo sudoeste da área, entre os meridianos 5000m - 15000m e os paralelos 5000m - 7000m.

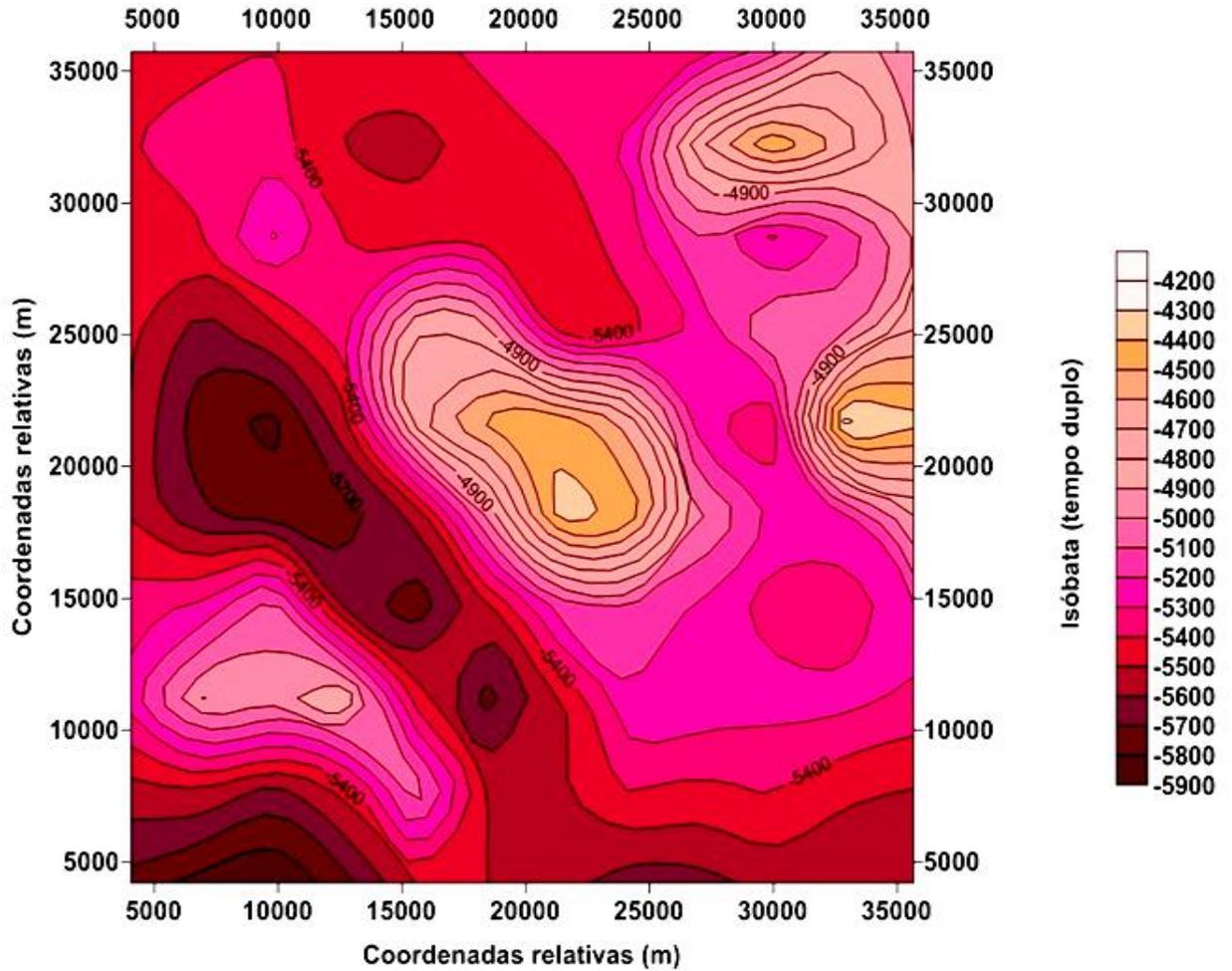


Figura 5.14. Carta de isóbatas (em TD/s) do reflector H3 (topo de S1)

❖ **Carta de isóbatas temporais do topo de S2 (reflector H5) (figura 5.15):**

O topo da sequência S2 corresponde ao horizonte reflector H5. A sua carta de isóbatas temporais é muito semelhante à carta de isóbatas temporais de H3, exibindo as mesmas orientações regionais preferências e “relevos” semelhantes, quer na forma, quer na disposição geográfica. Como diferenças importantes, são de assinalar: **i)** a má definição do sinclinal situado a oriente do anticlinal de núcleo evaporítico; **ii)** a boa definição do sinclinal circular localizado na extremidade norte da área, entre os meridianos 12000m e 17000m.

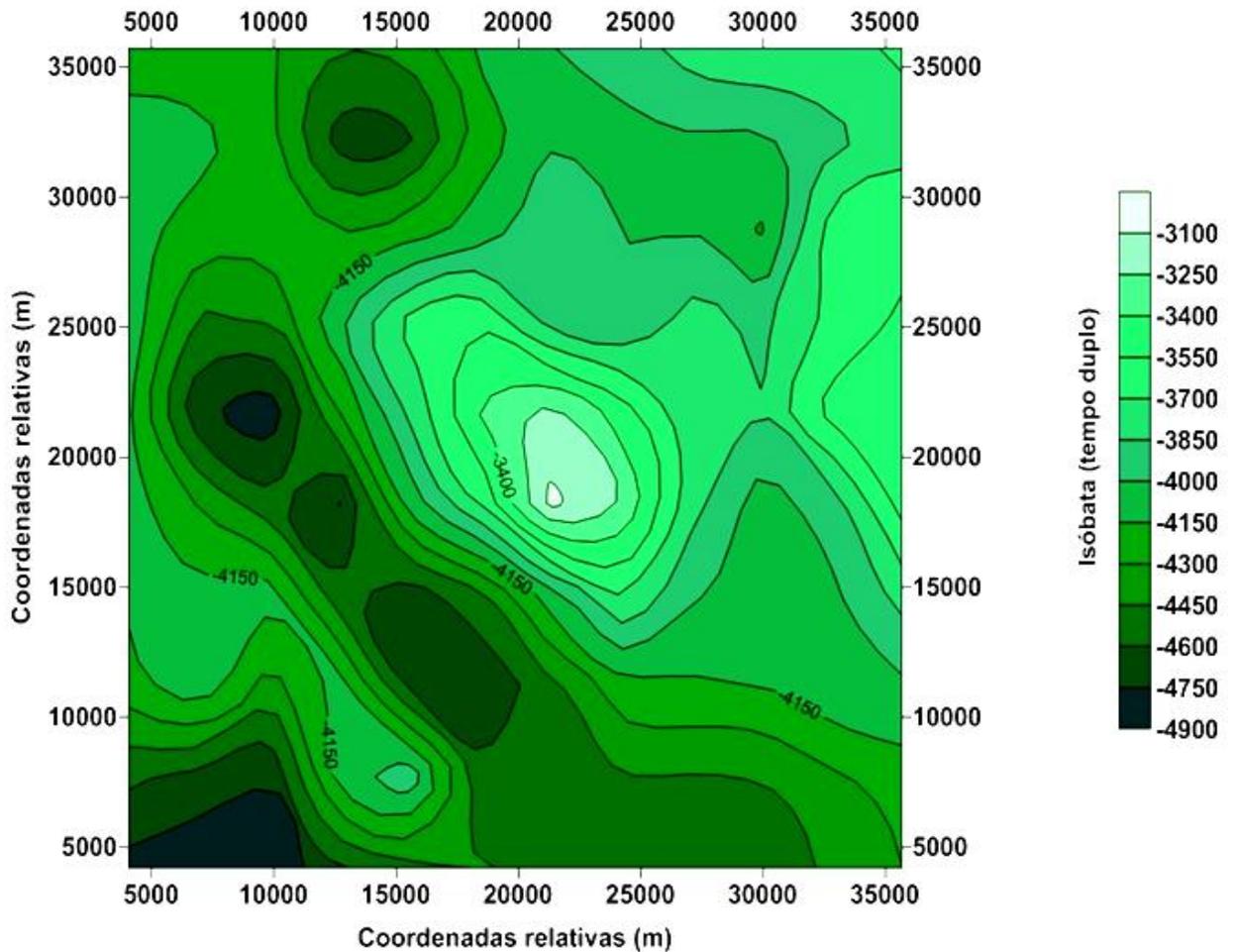


Figura 5.15. Carta de isóbatas (em TD/s) do reflector H5 (topo de S2)

❖ **Carta de isóbatas do topo de S3 (reflector H7) (figura 5.16):**

O topo da sequência S3 corresponde ao horizonte reflector H7. A sua carta de isóbatas temporais é, tal como a anterior, reflexo dos “relevos” da carta de isóbatas temporais de H3. Notar, no entanto, algumas modificações: **i)** melhor definição do sinclinal a oriente do anticlinal evaporítico, relativamente à carta de H3, que acaba por capturar a depressão circular situada entre os meridianos 12000m e 17000m; **ii)** reorientação do eixo do sinclinal a ocidente do anticlinal evaporítico, que roda de NW-SE para WNW-ESSE. Este sinclinal passa a apresentar dois sectores de maior profundidade, situados, respectivamente, nas suas extremidades noroeste e sudeste.

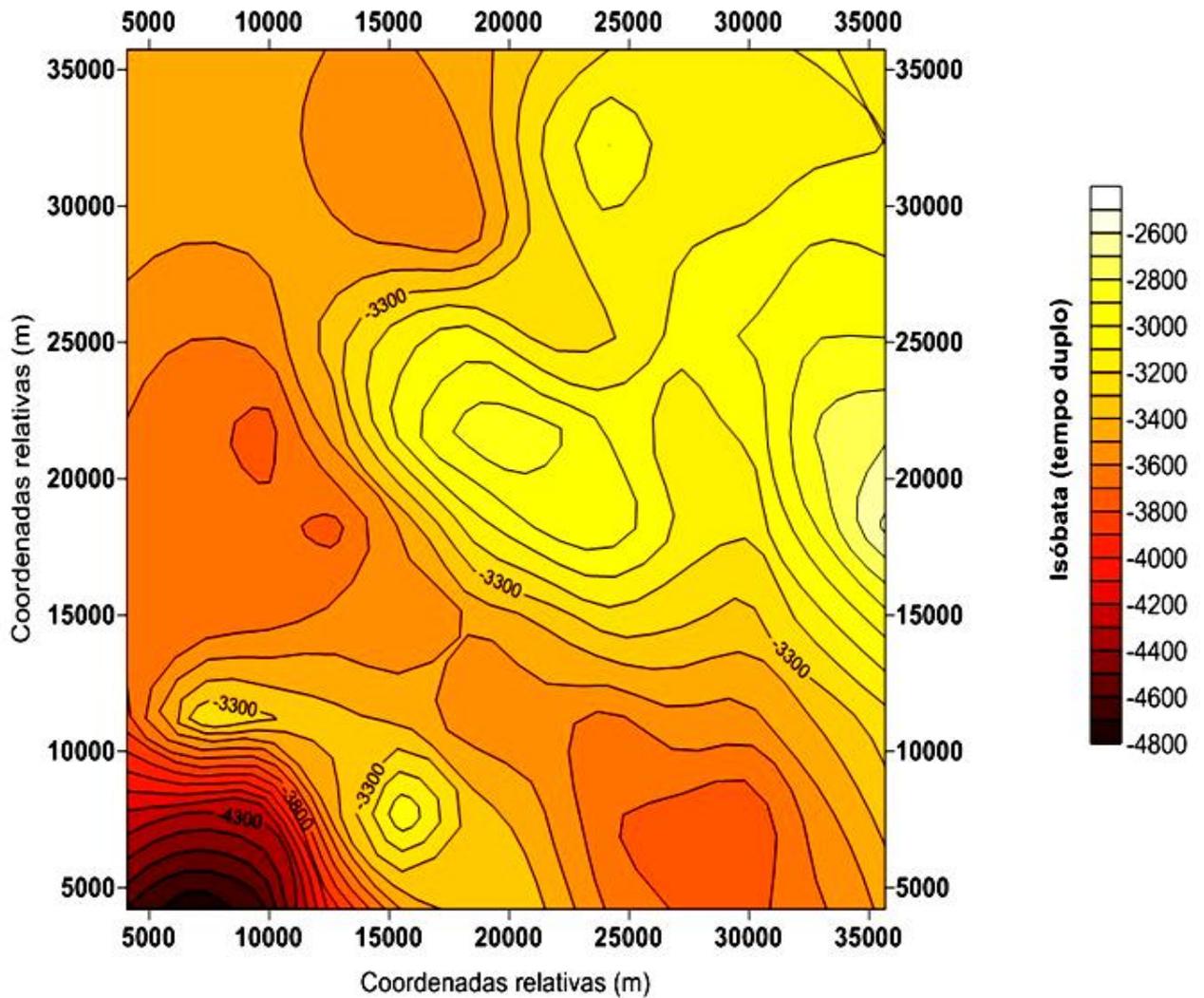


Figura 5.16. Carta de isóbatas (em TD/s) do reflector H7 (topo de S3)

❖ **Carta de isóbatas do topo de S4 (batimetria) (figura 5.17):**

Considera-se como topo da sequência S4 a superfície batimétrica, uma vez que esta superfície constitui o tecto da unidade mais recente reconhecida nos perfis sísmicos (unidade U11). Esta carta continua a reflectir, de um modo geral, as mesmas tendências já expressas nas cartas das anteriores superfícies, o que atesta o carácter neotectónico da actividade das estruturas subjacentes. Mantém-se o suave basculamento regional da superfície para sudoeste e os principais alinhamentos segundo NW-SE. Notar os altos-relevos alongados nessa direcção, entre os meridianos 5000m - 17000m e os paralelos 5000m - 15000m, e entre os meridianos 25000m - 35000m e os paralelos 15000m - 35000m, que são controlados, em profundidade, pelas cristas evaporíticas sub-aflorantes localizadas, respectivamente, a sudoeste e a nordeste da área. Refira-se ainda a

presença de pequenos canhões, escavados ao longo dos bordos das cristas, por dissolução.

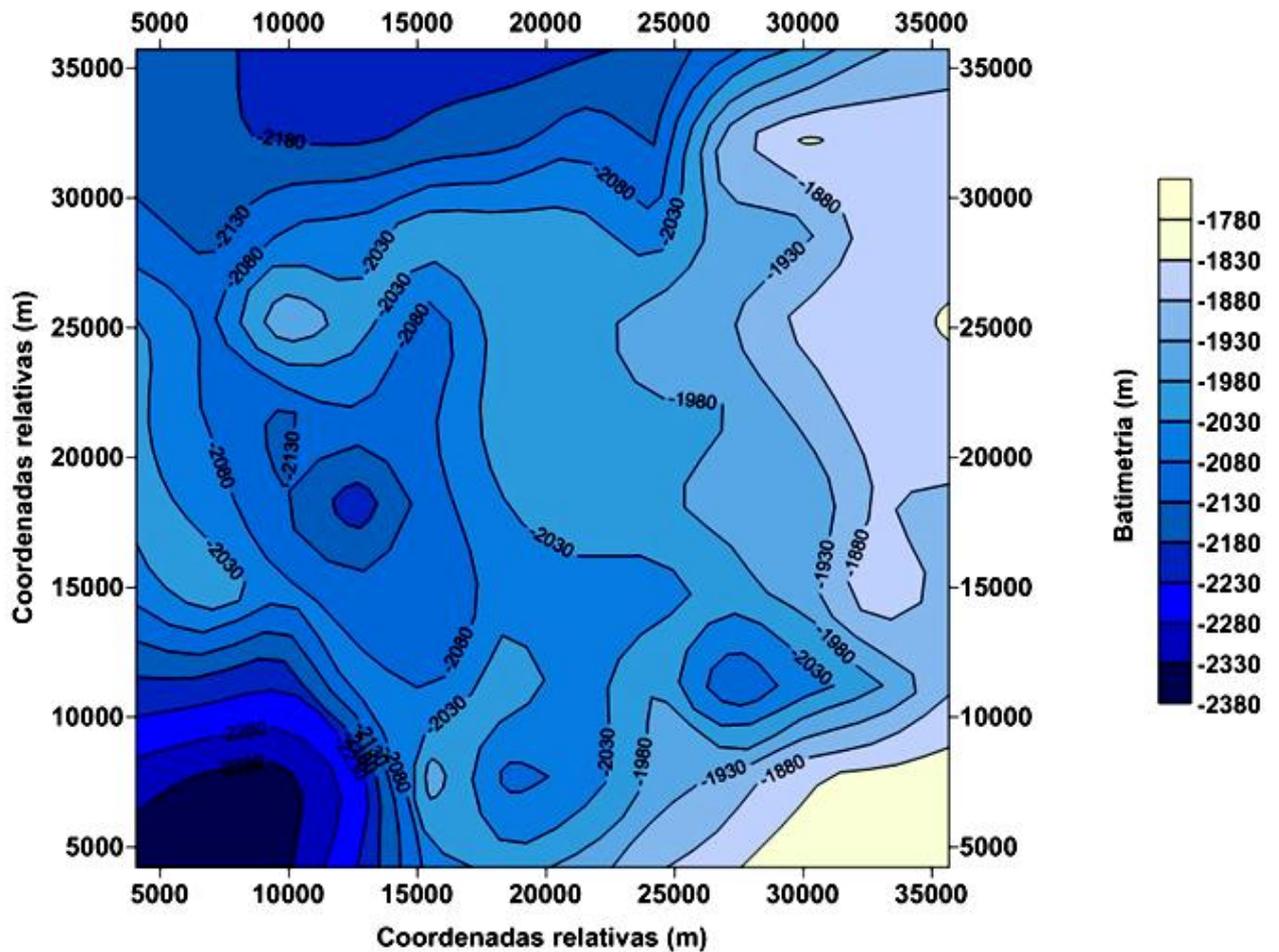


Figura 5.17. Carta batimétrica (em metros) da área de estudo

### 5.3.1. Carta de síntese do dispositivo estrutural

A carta de síntese elaborada (figura 5.18) integra as principais estruturas tectônicas que controlam o dispositivo da margem na área de estudo. Para a sua construção, foi utilizada toda a informação estrutural contida nos perfis sísmicos interpretados. Essa informação foi projectada numa carta contendo o plano de posição dos perfis sísmicos, garantindo a localização das estruturas reconhecidas.

Esta carta revela que a área de estudo é dominada por três importantes estruturas evaporíticas, alinhadas segundo NNW-SSE a NW-SE, designadas de sudoeste para nordeste, por “crista evaporítica ocidental”, “anticlinal evaporítico” e “crista evaporítica oriental”, respectivamente. Estas estruturas estão separadas entre por dois sinclinais

cujos eixos possuem a mesma orientação, designados, de sudoeste para nordeste, respectivamente, por “sinclinal ocidental” e “sinclinal oriental”.

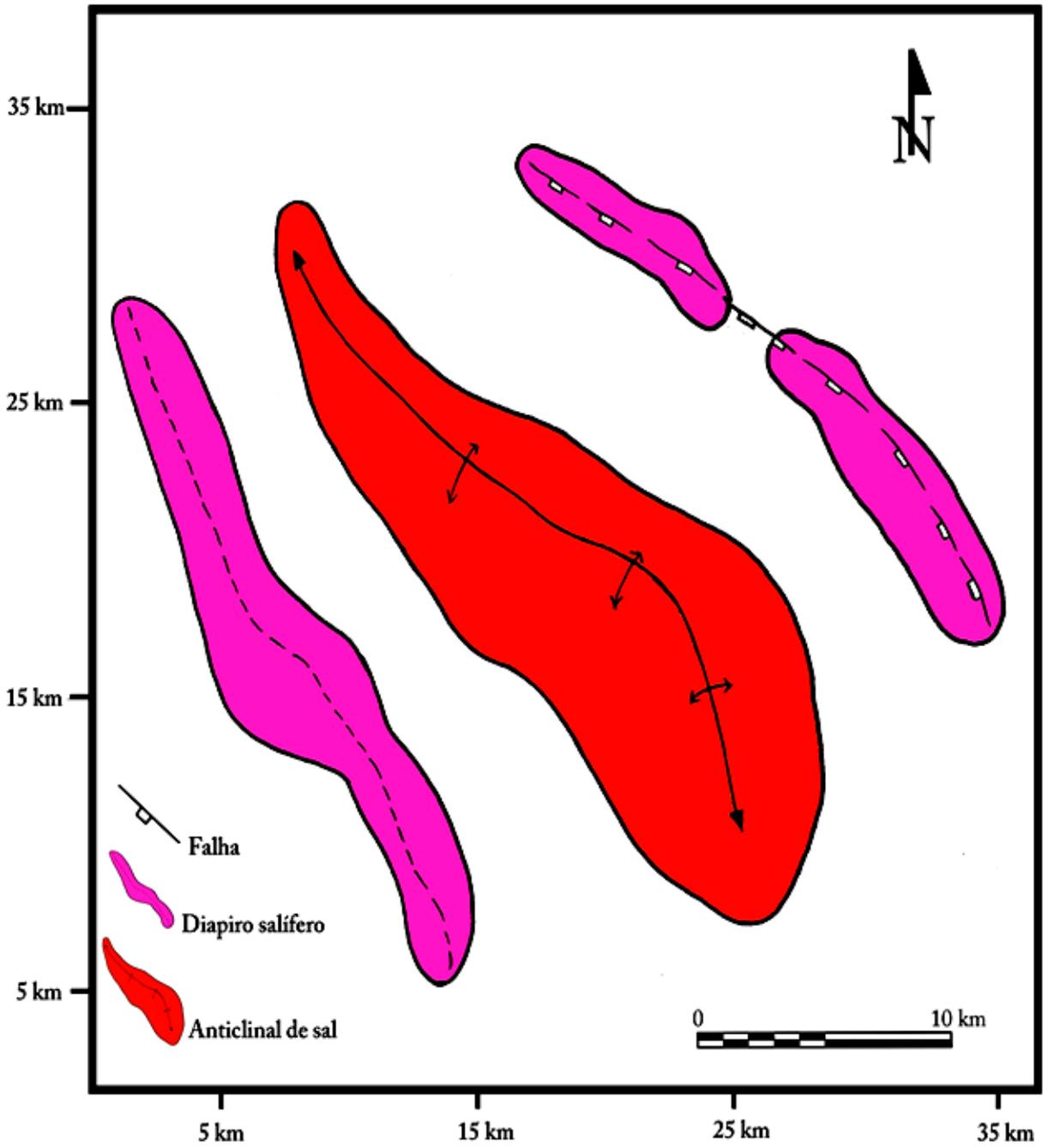


Figura 5.18. Carta de síntese do dispositivo estrutural da área de estudo

## 5.4. Integração no contexto regional

### 5.4.1. Correlação das sequências sísmicas com as formações pré-definidas

A correlação das unidades sísmicas identificadas para a área de estudo com unidades litostratigráficas propostas para a margem angolana não é fácil de estabelecer, devido fundamentalmente a: **1)** desconhecimento da localização exacta da área de estudo; **2)** ausência de dados biostratigráficos de sondagens que permitiriam datações precisas das unidades sísmicas e seus reflectores limite; **3)** desconhecimento de uma estratigrafia detalhada e globalmente aceite para a margem de Angola.

Apesar destas limitações, considerando **i)** a identificação inequívoca do nível evaporítico, **ii)** a superfície da unidade superior como sedimentação actual, **iii)** a geometria e as características das fácies sísmicas, foi possível propor uma cronostratigrafia para as unidades sísmicas identificadas através da correlação com as unidades regionais definidas para a margem angolana por diversos autores (e.g. Walgenwitz *et al.*, 1990; Uchupi, 1992; Lunde *et al.*, 1992; Anderson *et al.*, 2000; Jackson *et al.*, 2000; Marton *et al.*, 2000; Lavier *et al.*, 2001; Hudec & Jackson, 2002, 2004; Brun & Fort, 2004; Brownfield & Charpentier, 2006), apresentada na (figura 5.19).

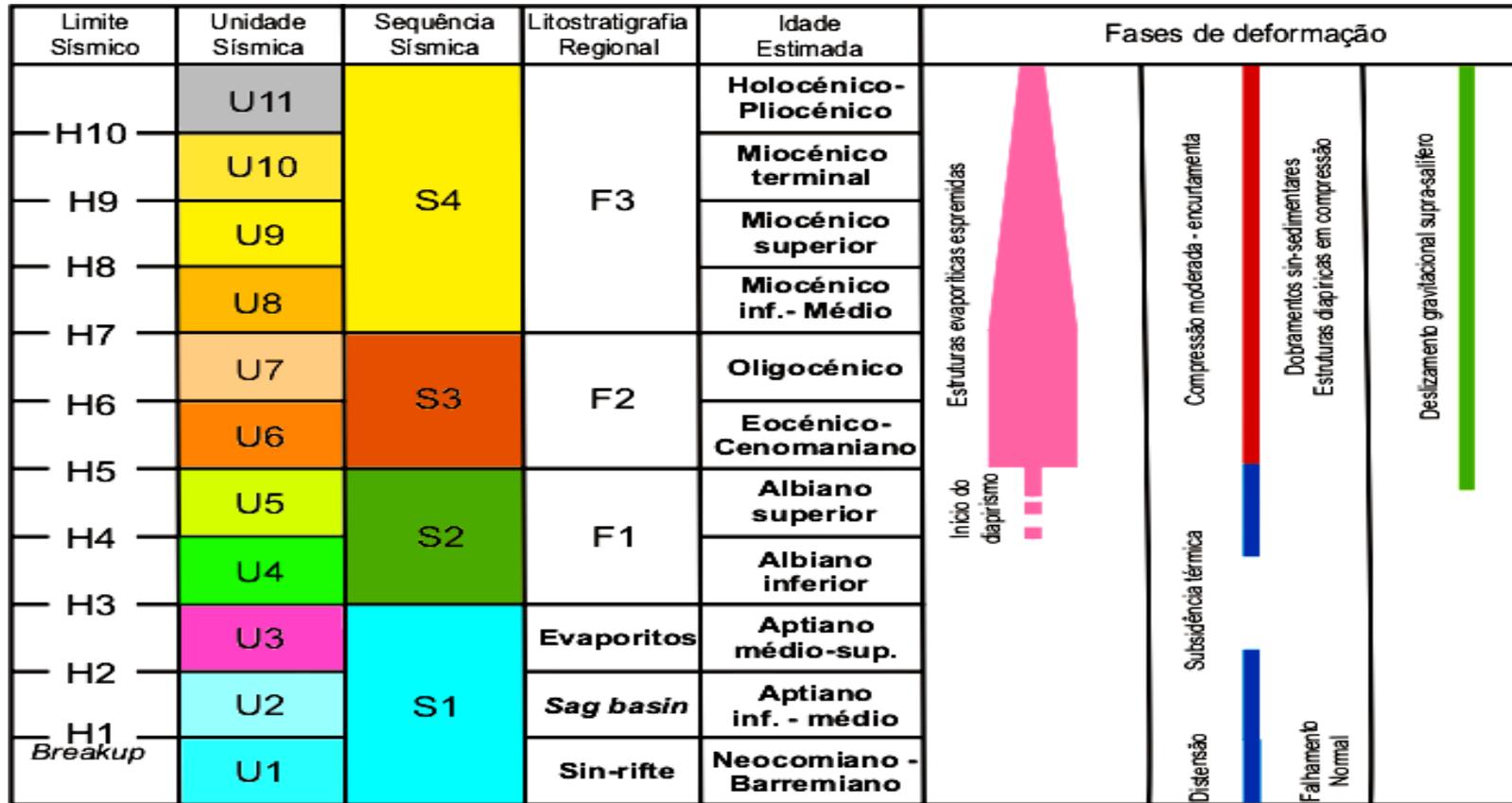


Figura 5.19. Quadro de síntese das principais sequências e unidades sísmicas, e seus limites (reflectores sísmicos), identificados na área de estudo. Atribuição cronostratigráfica, com base, em particular, na correlação com as unidades identificadas nas bacias do Kwanza e do Baixo Congo por Hudec & Jackson (2004); Brun & Fort (2004); distribuição estratigráfica da actividade tectónica (em particular salífera); conjuntos maiores da litostratigrafia regional segundo Brun & Fort (2004).

### ❖ Sequência S1 (Neocomiano a Aptiano superior)

É a sequência sísmica mais antiga identificada. Inclui as unidades U1 e U2 e encerra com a Unidade U3. A fácies sísmica desta última unidade, bem como a sua geometria peculiar, levam a correlacioná-la com a Fm. Loeme, unidade evaporítica também aflorante na margem. Relativamente às unidades do pré-sal, a sua fácies sísmicas são muito semelhantes e indicam uma sedimentação em ambiente não marinho. Estão separadas entre si por uma descontinuidade regional maior (reflector H1) que corresponde à rotura continental, i.e. ao início de formação de crosta oceânica (“breakup unconformity”), que diversos autores datam do Barremiano final a Aptiano inferior (e.g. Uchupi, 1992; Jackson *et al.*, 2000; Marton *et al.*, 2000; Brun & Fort, 2004). Por outro lado, U2 exibe uma deformação essencialmente flexural. Sugere-se que U1 seja correlacionada com o topo dos depósitos sin-rifte das unidades Cuvo e Toca B a D e/ou Bucomazi (Neocomiano a Barremiano final; e.g. Uchupi, 1992; Jackson *et al.*, 2000; Marton *et al.*, 2000), e que U2 se correlacione com os depósitos das unidades Cuvo superior, Chela e Toca A (Aptiano inferior a médio), dada a geometria típica de bacia de “sag”, que se formou no final da fase rifte e que foi selada pelos depósitos evaporíticos da unidade U3, a Fm. Loeme, tida como de idade Aptiano médio e superior (p.e. Cramez & Jackson, 2000; Brownfield & Charpentier, 2006). A descontinuidade H2 parece, pois, situar-se no Aptiano médio.

Considera-se que sequências seguintes, S2 a S4, se correlacionam com as três principais formações pós-sal reconhecidas na margem angolana por diversos autores (e.g. Walgenwitz *et al.*, 1990; Lunde *et al.*, 1992; Anderson *et al.*, 2000; Lavier *et al.*, 2001; Hudec & Jackson; 2004; Brun & Fort, 2004).

### ❖ Sequência S2 (Albiano)

Situa-se imediatamente acima da formação evaporítica (U3). Inferiormente, é constituída pela unidade U4, cuja fácies sísmica e geometria fazem com que nela se conheça uma vasta plataforma carbonatada das formações Pinda e Catumbela. Superiormente, inclui a unidade U5, cuja variação da fácies sísmica sugere ser caracterizada por uma base carbonatada e um topo com carácter mais siliciclástico. Sugere-se que S2 corresponda à formação principal pós-sal 1 (F1; Brun & Fort, 2004), que compreende, inferiormente, uma vasta plataforma carbonatada (U4), a que se sucedem, para o topo, depósitos constituídos por margas e argilas (U5), o que é compatível com as características da Fm. Quissonde definida na Bacia do Kwanza. À escala de toda a margem, a unidade

Catumbela é proximal e anterior, passando distal e superiormente, em articulação transgressiva, à unidade Quissonde. Como H3 limita a tecto U3, poder-se-á atribuir-lhe uma idade entre o final do Aptiano a início do Albiano. H4 será intra-Albiano, possivelmente próximo do Albiano médio (Walgenwitz *et al.*, 1990; Lavier *et al.*, 2001).

#### ❖ Sequência S3 (Cenomaniano a Oligocénico)

Sucede a S2 e é constituída pelas unidades U6 e U7, cuja fácies sísmicas lhes conferem um carácter misto entre o carbonatado e o siliciclástico. A sua geometria em crescente nos sinclinais, sugere que a sua deposição foi síncrona da deformação compressiva, que se iniciou e amplificou nesta fase. Sugere-se que S3 se correlacione com a formação principal pós-sal 2 (F2; Brun & Fort, 2004), fundamentalmente siliciclástica mas contendo carbonatos). A unidade U6 será o intervalo Cenomaniano a Eocénico (Grupo Iabe sensu Hudec & Jackson, 2004) e U7 corresponde ao Oligocénico (parte inferior das unidades Quifangondo na Bacia do Kuanza e Malembo na Bacia do Baixo Congo). Considera-se, pois, que a idade do reflector H5 se possa situar na transição Albiano – Cenomaniano. H7 provavelmente materialize o hiato e fase erosiva do Oligocénico, associada a uma descida eustática, mas também à elevação da margem da plataforma e mesmo das zonas continentais adjacentes (Lunde *et al.*, 1992; Cramez & Jackson, 2000; Hudec & Jackson, 2002).

#### ❖ Sequência S4 (Miocénico inferior a Holocénico)

Sucede a S3 é constituída pelas unidades U8 a U11, cuja fácies sísmicas lhes conferem um carácter misto entre o carbonatado e o siliciclástico. Nos sinclinais, continuam-se a exhibir geometrias em crescente, mas a alteração da orientação dos eixos dos depocentros e a menor espessura dos depósitos mostram uma mudança na deformação e na subsidência. Sugere-se que S4 se correlacione com a formação principal pós-sal 3 (F3; Brun & Fort, 2004), que se estende do Oligocénico à actualidade, e que o seu limite inferior (reflector H7) corresponde à descontinuidade do Oligocénico superior, que marca o início da fase das fortes variações eustáticas e dos novos soerguimentos da margem (Lunde *et al.*, 1992; Hudec & Jackson, 2004; Guiraud *et al.*, 2010). Propõe-se ainda que as unidades U8 a U11 se correlacionem com as unidades pós-oligocénicas definidas para o sector noroeste da Bacia do Kuanza por Hudec & Jackson (2004); Miocénico inferior a médio, Miocénico superior, Miocénico terminal e Pliocénico-Holocénico, respectivamente), Brun & Fort (2004); Miocénico inferior, Miocénico médio, Miocénico superior e Pliocénico, respectivamente.

#### 5.4.2. O dispositivo estrutural da área de estudo e sua posição no zonamento tectono-salífero da margem angolana

A partir da interpretação estrutural dos perfis sísmicos (figuras. 5.3 a 5.13) e da análise e interpretação da cartografia elaborada (figuras. 5.14 a 5.18), foi possível constatar que o dispositivo estrutural presente obedece à articulação espacial e temporal das seguintes estruturas:

**Crista evaporítica ocidental:** crista em forma de um largo sigmóide, com um eixo de orientação média N25°W-N30°W, com cerca de 25 km de comprimento por 2,5 km de largura (no seu troço central alcança os 5 km) (figuras. 5.3, 5.8 a 5.14 e 5.18). A sísmica revela que esta estrutura está comprimida (squeezed diapir), mantendo ainda uma ligação física com a camada fonte. O seu topo, sub-aflorante, faz soerguer o fundo marinho, originando uma crista submarina. Dele se destaca uma língua evaporítica projectada para sudoeste, no sentido do basculamento regional da margem. Esta crista parece associar-se, em profundidade, a um sistema de falhas normais com a mesma orientação, com abatimento para sudoeste, que afecta o pré-sal.

**Anticlinal evaporítico:** trata-se de um anticlinal em forma de um largo sigmóide, duplamente mergulhante, cuja geometria é a de uma antiforma com culminação de charneira (figuras. 5.3 a 5.14 e 5.18). O seu eixo está orientado segundo N45°W. Possui mais de 30 km de comprimento, alcançando um máximo de 10 km de largura no seu sector culminante. Possui um núcleo ocupado por evaporitos. Apresenta deformação de charneira materializada por sistemas de falhas normais, típico dos dobramentos flexurais.

**Crista evaporítica oriental:** crista evaporítica em forma de um largo arco com a concavidade voltada para sudoeste, cujo eixo está orientado segundo N45°W. Estende-se por cerca de 25 km de comprimento por 2 km de largura e está associada a uma falha que parece enraizar-se ao nível do pré-sal (figuras. 5.5 a 5.11 e 5.18). Esta crista parece dividir-se em dois segmentos. O segmento a noroeste consiste numa língua de sal projectada para sudoeste, com cerca de 10 km de comprimento, cujo topo, sub-aflorante, faz soerguer uma pequena crista submarina. Esta língua está desenraizada e a selagem vertical do encaixante (vertical salt weld), faz-se ao longo da falha que afecta o pré-sal. O segmento a sudeste possui cerca de 15 km de comprimento e o seu topo é também sub-aflorante, deformando ligeiramente o fundo marinho. Esta estrutura permanece ainda ligada à camada fonte, através de uma raiz vertical de aspecto comprimido.

**Sinclinal ocidental:** sinforma, apertada, com mais de 30 km de comprimento e 5-7 km de largura, que se estende entre a crista evaporítica ocidental e o anticlinal evaporítico (figuras. 5.3 a 5.18). Os dados sísmicos revelam que o seu eixo, inicialmente com orientação geral N45°W, sofre uma rotação para N60°W pós-S3 e ante-S4. Os seus flancos são afectados por falhas inversas. Poderá ser o resultado da combinação do contexto compressivo regional e da migração lateral dos evaporitos para o interior das estruturas em ascensão. As variações de espessura dos sedimentos pós-U5 no seu interior, reflectem o carácter síncrono do dobramento e da sedimentação.

**Sinclinal oriental:** sinforma em crescente, apertada, com mais de 30 km de comprimento e 5-7 km de largura, que se estende entre o anticlinal evaporítico e a crista evaporítica oriental (figuras. 5.3 a 5.18). A sua expressão acentua-se pós-S3. Os seus flancos são afectados por falhas inversas. Tal como o sinclinal ocidental, poderá resultar da combinação do contexto compressivo regional e da migração lateral dos evaporitos para o interior das estruturas enquadrantes em ascensão. Como no sinclinal ocidental, também aqui se observam variações de espessura dos sedimentos pós-U5, reflectindo o carácter síncrono do dobramento e da sedimentação.

A distribuição destas estruturas e a sua actividade, condicionaram a localização dos depocentros, que são, essencialmente, de natureza flexural, e a disposição e a geometria das unidades suprajacentes.

Pelas características apresentadas, considera-se que o dispositivo estrutural identificado na área de estudo se enquadra no domínio de deformação compressiva frontal do sistema de deslizamento gravítico, supra-salífero, da margem angolana. De acordo com o zonamento tectono-salífero reconhecido para esta margem (Brun & Fort, 2004), tal como referido no Cap. IV, o domínio compressivo inicia-se por um subdomínio de encurtamento moderado, onde os diapiros, originados por distensão, se mostram espremidos e se formam línguas de sal, a que se sucede um subdomínio caracterizado por dobramentos com duplo comprimento de onda, e posteriormente, se passa para um domínio de forte encurtamento, com forte complexidade estrutural, a que se associam frentes de cavalgamento e espessas injeções de material evaporítico. Interpreta-se que o dispositivo estrutural da área de estudo se integra no subdomínio de encurtamento moderado pelo facto de: **1)** não exibir frentes de cavalgamentos; **2)** possuir cristas evaporíticas espremidas, algumas delas desenraizadas, associadas a falhas normais; **3)**

os topos das cristas serem assimétricos, com línguas de sal projectadas no sentido de basculamento da margem; **4)** possuir sinclinais em crescente, cujos flancos podem exibir falhamento inverso.

### **5.4.3. Fases de actividade tectono-salífera**

A falta de informação estratigráfica não possibilita uma análise detalhada das fases de actividade tectono-salífera da área em estudo. Contudo, com base nas observações sísmicas efectuadas, por comparação com outras regiões da margem angolana, e considerando as correlações apresentadas em 5.3.1., podem considerar-se, genericamente, as seguintes fases (figura. 5.19):

**1ª Sin-U5 (Albiano superior):** inicia-se a formação das cristas evaporíticas, por tectónica distensiva;

**2ª Sin-S3 (Cretácico Superior e Paleogénico):** inicia-se a deformação compressiva, com formação de dobramentos sin-deposicionais, como atesta a espessura praticamente constante dos sedimentos Albiano (sequência S2) e a geometria em crescente dos depósitos do Cretácico Superior e Paleogénico (unidades U6 e U7). De acordo com Brun & Fort (2004), o desencadear desta deformação resultou da migração da compressão, que afectava a base do talude (a zona frontal do sistema de deslizamento gravítico, supra-salífero), para a parte superior deste, à medida que a margem se soerguia e basculava para sudoeste, acabando por alcançar as zonas ainda distensivas e provocando o seu moderado encurtamento. Esta deformação acentuou-se ao longo do Paleogénico, como mostram as grandes espessuras alcançadas pelas unidades U6 e U7 (sequência S3) nos sinclinais que bordejam as cristas. As cristas evaporíticas ascendem e são comprimidas;

**3ª Sin-S4 (Miocénico a Holocénico):** a deformação, embora sin-deposicional, torna-se moderada a partir do final de S3, como mostra a espessura dos depocentros neogénicos. As cristas diapíricas ascendem e são espremidas, sendo desenraizadas. No topo de algumas delas destacam-se línguas de sal, concordantes com o basculamento regional da margem para sudoeste. A deformação irá manter-se até à actualidade, uma vez que as estruturas evaporíticas identificadas estão associadas a relevos submarinos.

## Capítulo VI – Conclusões

O estudo de corpos evaporíticos e de todas as estruturas a eles associadas, assume uma grande relevância no âmbito da exploração de hidrocarbonetos, pelo facto destas estruturas, bem como a sua génese, constituírem uma temática-chave na interpretação evolução tectono-sedimentar das bacias sedimentares produtoras de hidrocarbonetos, bem como definição do próprio sistema petrolífero, quer como armadilha, quer como definindo depocentros de rochas geradoras ou reservatório. Assim, o conhecimento aprofundado da localização e da geometria deste tipo de corpos, bem como da deformação por eles imposta, pode mesmo ser fulcral na diferenciação entre uma bacia com elevado potencial petrolífero e uma bacia produtora.

Estudos recentes, baseados na observação detalhada de perfis de reflexão sísmica e na sua comparação com resultados de experiência laboratoriais com modelos analógicos, têm mostrado que nas margens continentais passivas pode desenvolver-se um mecanismo de deformação pelicular distensiva (*thin-skinned extension*) mecanicamente acoplado a deformação pelicular compressiva (*thin-skinned compression*) da cobertura sedimentar, se esta estiver assente sobre níveis evaporíticos. É na Margem Sudoeste Africana que se podem observar os melhores exemplos deste tipo de tectónica (tectónica salífera gravitacional), com os evaporitos aptianos, que, recorde-se, atingiram uma espessura estimada em 1700 m no centro da bacia, a desempenharam papel determinante na arquitectura do dispositivo estrutural, ao constituir um nível de descolamento sobre o qual deslizaram, em direcção a oeste e sudoeste, as séries sedimentares subjacentes (também denominado como *raft tectonics*). O processo terá sido sin-deposicional, como demonstram as geometrias em crescente dos depósitos nos semi-grabens e sinclinais.

No presente trabalho, identificaram-se, analisaram-se e interpretaram-se as principais características tectono-sedimentares de uma pequena área da margem angolana, integrando-as, posteriormente, no contexto regional da Margem Sudoeste Africana e mais especificamente nas bacias do Baixo Congo e do Kwanza. Este estudo, feito a partir da análise e da interpretação de perfis de reflexão sísmica multicanal, conduziu aos seguintes resultados:

- 1) Foram identificadas e caracterizadas onze unidades sísmicas, designadas, de baixo para cima, de U1 a U11, agrupadas em quatro sequências sísmicas (S1 a S4), de acordo com a metodologia de Mitchum et al. (1977) e Mitchum and Vail (1977). Estas unidades são limitadas por dez horizontes sísmicos principais, designados de H1 a H10

(respectivamente o mais antigo e o mais recente). Correlacionados por toda a área de estudo, representam descontinuidades estratigráficas maiores. Na ausência de dados biostratigráficos de sondagens, a idade destas unidades foi estimada com base *i*) nas suas relações geométricas relativamente à formação evaporítica típica desta província do Atlântico Sul, datada do Aptiano médio a superior (e.g. Marton et al., 2000), e *ii*) nas idades atribuídas às principais formações classicamente reconhecidas na margem angolana, em particular na Bacia do Baixo Congo (BBC) e Bacia do Kwanza (BK) (Walgenwitz et al., 1990; Lunde et al., 1992; Anderson et al., 2000; Lavier et al., 2001; Hudec & Jackson; 2002, 2004; Brun & Fort, 2004; Brownfield & Charpentier, 2006a,b);

2) – A atribuição cronostratigráfica das principais sequências e unidades sísmicas, e seus limites (reflectores sísmicos), baseou-se, em particular, na correlação com as unidades identificadas nas bacias do Kwanza e do Baixo Congo por Hudec & Jackson (2004) e Brun & Fort (2004). Foi estabelecida da seguinte forma:

i) Sequência S1 (Neocomiano a Aptiano superior)

Unidade U1 (Neocomiano-Barremiano => depósitos sin-rifte; unidades Cuvo e Toca B a D e/ou Bucomazi

Unidade U2 (Aptiano inferior a médio) => depósitos da designada bacia “sag”; unidades Cuvo superior, Chela e Toca A;

Unidade U3 (Aptiano médio a superior) => evaporitos; formação Loeme;

ii) Sequência S2 (Albiano) => formação principal pós-sal 1 (F1; Brun & Fort, 2004)

Unidade U4 (Albiano inferior) => plataforma carbonatada; formações Pinda e Catumbela;

Unidade U5 (Albiano médio a superior) => formação margo-argilosa de Quissonde;

iii) Sequência S3 (Cenomaniano a Oligocénico) => formação principal pós-sal 2 (F2; Brun & Fort, 2004),

Unidade U6 (Cenomaniano a Eocénico) => Grupo Labe (Hudec & Jackson, 2004);

Unidade U7 (Oligocénico) => parte inferior da unidade Quifangondo e Malembo

iv) Sequência S4 (Miocénico inferior a Holocénico) => formação principal pós-sal 3 (F3; Brun & Fort, 2004).

Unidade U8 (Miocénico inferior a médio)

Unidade U9 (Miocénico superior)

Unidade U10 (Miocénico terminal)

Unidade U11 (Pliocénico a Holocénico).

3) A partir da interpretação estrutural dos perfis sísmicos e da análise e interpretação da cartografia elaborada, foi possível constatar que o dispositivo estrutural presente obedece à articulação espacial e temporal das seguintes estruturas: *i)* crista evaporítica ocidental: crista em forma de um largo sigmóide, com um eixo de orientação média N25°W-N30°W, com cerca de 25 km de comprimento por 2,5 km de largura (no seu troço central alcança os 5 km); *ii)* anticlinal evaporítico: trata-se de um anticlinal em forma de um largo sigmóide, duplamente mergulhante, cuja geometria é a de uma antifoma com culminação de charneira, com eixo orientado, em média, segundo N45°W; *iii)* crista evaporítica oriental: crista evaporítica em forma de um largo arco com a concavidade voltada para sudoeste, cujo eixo está orientado segundo N45°W; *iv)* sinclinal ocidental: sinforma, apertada, com mais de 30 km de comprimento e 5-7 km de largura, que se estende entre a crista evaporítica ocidental e o anticlinal evaporítico; *v)* sinclinal oriental: sinforma em crescente, apertada, com mais de 30 km de comprimento e 5-7 km de largura, que se estende entre o anticlinal evaporítico e a crista evaporítica oriental.

4) As duas cristas evaporíticas identificadas são diapiros “espremidos” (*squeezed diapirs*), cujos topos, sub-aflorantes, projectam línguas de sal no sentido do basculamento geral da margem. O segmento noroeste da crista oriental está desenraizado da camada-fonte.

5) O dispositivo estrutural identificado na área de estudo apresenta características que permitem o seu enquadramento no domínio de deformação compressiva do sistema de deslizamento gravítico, supra-salífero, da margem angolana.

6) De acordo com o zonamento tectono-salífero reconhecido para esta margem por Brun & Fort, 2004, interpreta-se que o dispositivo estrutural da área de estudo se integra no subdomínio de encurtamento moderado, pelo facto de: *i)* não exhibir frentes de cavalgamento; *ii)* possuir cristas evaporíticas espremidas, algumas delas desenraizadas, associadas a falhas normais; *iii)* os topos das cristas serem assimétricos, com línguas de sal projectadas no sentido de basculamento da margem; *iv)* possuir sinclinais em crescente, cujos flancos podem exhibir falhamento inverso.

7) A actividade tectono-salífera, sin-deposicional, iniciou-se no Albiano (sin-U5), por deformação distensiva. No Cretácico superior, e até ao Oligocénico (sin-S3), a halocinese acentua-se, sob a influência da deformação compressiva associada ao deslizamento

gravitacional supra-salífero. A partir do Miocénico inferior (sin-S4), torna-se moderada; irá manter-se até tempos recentes, ou mesmo até à actualidade, uma vez que as estruturas evaporíticas estão associadas a relevos submarinos.

Reconhecem-se, no entanto, algumas limitações ao presente estudo, que superadas, possibilitariam resultados mais detalhados e rigorosos, elencados seguidamente.

- 1) Desconhecimento da localização geográfica exacta da área de estudo e da malha de perfis de reflexão sísmica, em resultado da natureza sigilosa dos dados (*proprietary data*);
- 2) Os dados sísmicos utilizados foram disponibilizados, analisados e interpretados em formato papel, pelas razões expostas em 1). Os resultados obtidos poderiam ser melhorados se fosse possível recorrer a dados digitais;
- 3) A correlação das unidades sísmicas identificadas para a área de estudo com unidades litostratigráficas propostas para a margem angolana contém incertezas, devido fundamentalmente a: *i*) desconhecimento da localização exacta da área de estudo; *ii*) ausência de dados biostratigráficos de sondagens que permitiriam datações precisas das unidades sísmicas e seus reflectores limite; *iii*) múltiplas propostas de quadros estratigráficos para a margem de Angola, por vez não concordantes;
- 4) As cartas de isóbatas dos limites das sequências sísmicas foram traçadas em tempos duplos (TD), expressos em milissegundos (ms; isóbatas temporais), por não existir informação sobre a velocidade de propagação das ondas sísmicas nos sedimentos, o que impediu a conversão dos tempos duplos em profundidade.
- 5) Sem uma correcta conversão tempo-profundidade, não se consegue ultrapassar o efeito de *pull-up* criado sob as estruturas evaporíticas, o que permitiria identificar a verdadeira geometria dessa base, nomeadamente se essa base seria plana.
- 6) Não se teve acesso a dados de gravimetria para poder restringir o dispositivo estrutural estabelecido com base na análise e interpretação dos dados de reflexão sísmica.

7) A falta de informação estratigráfica não possibilitou uma datação detalhada das fases de actividade tectono-salífera da área em estudo, sendo que as propostas de datação por correlação contêm as incertezas da própria correlação.

Numa perspectiva mais ampla, o presente estudo permitiu vislumbrar novas linhas de investigação futura, dado que funcionou como formação específica no âmbito *i)* do reconhecimento e interpretação da deformação tectono-salífera em margens passivas e *ii)* da análise e da interpretação sismostratigráfica e estrutural de perfis de reflexão sísmica, temáticas incontornáveis na exploração de hidrocarbonetos.

## Bibliografia

- Anderson, J.E., Cartwright, J., Drysdall, S.J., Vivian, N., (2000). Controls on turbidite sand deposition during gravity-driven extension of a passive margin: examples from Miocene sediments in Block 4, Angola. *Marine and Petroleum Geology* 17, 1165–1203.
- Baudouy, S., and Legorjus, C., (1991). Sendji field—People’s Republic of Congo, Congo basin, in Foster, N.H., and Beaumont, E.A., *Structural traps V: American Association of Petroleum Geologists*, 121-149.
- Brice, S.E., Cochran, M.D., Pardo, Georges, and Edwards, A.D., (1982). Tectonics and sedimentation of the South Atlantic rift sequence, Cabinda, Angola, in Watkins, J.S., and Drake, C.L., eds., *Studies in continental margin geology: American Association of Petroleum Geologists Memoir* 34, 5-18.
- Brognon., G.P., and Verrier., G.R., (1966). Oil and geology in Cuanza basin of Angola: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 50, 108-158.
- Brownfield, M.E., and Charpentier, R.R., (2006). Geology and total petroleum systems of the West-Central Coastal Province (7203), West Africa: *U.S. Survey Bulletin* 2207-B, 52 p.
- Brownfield, M.E., and R.R. Charpentier, (2006). Geology and total petroleum systems of the west-central coastal province (7203), West Africa: *U.S. Geological Survey Bulletin* 2207-B, 60p.
- Brun, J. & Fort, X. (2004). Compressional salt tectonics (Angolan margin) *Tectonophysics*, 382, 129-150.
- Bujakowski, W., Czerwinski, T., Garlicki, A., Jarzyna, J., Mularz, S. & Tarkowski, R. (2003). Thermal characteristics of rock massif in a region of salt domes: *Wydawnictwo IGSMIE PAN Krakow*, 136 p.
- Cobbold, P. R. & Szatmari, P. (1991). Radial gravitational gliding on passive margins: *Tectonophysics*, 188, 249-289.
- Cobbold, P. R., Szatmari, P., Demercian, L. S., Coelho, D. & Rossello, E. A. (1995). Seismic experimental evidence for thin-skinned horizontal shortening by convergent radial gliding on evaporates, deep-water Santos Basin, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., *Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir*, 65, 305-321.
- Cole, G. A., A. Yu, and J. Smith, (1998). Predicting oil charge types and quality in the Deep water offshore Lower Congo Basin, Angola (abs.): *AAPG Bulletin*, 82, 1902
- Conward, M. & Stewart, S. (1995). Salt-influenced structures in the Mesozoic-Tertiary cover of the southern North Sea, U.K., in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., *Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir*, v. 65, p. 229-250.
- Curtis, R., Evans, G., Kinsman, D.J.J. & Shearman, D.J. (1963). Association of dolomite and anhydrite in the recent sediments of the Persian Gulf. *Nature*, 197, 6779-6800.
- Da Costa, J. L., T. W. Schirmer, & B. R. Laws, (2001). Lower Congo Basin, deep-water exploration province, offshore. West Africa, in M. W. Downey, J. C. Threet, and W. A. Morgan, eds *Petroleum provinces of the twenty- first century A.A.P.G Memoir* 74, 517 530p

- Dale, C. T., J. R. Lopes, and S. Abilio, (1992). Takula oil field and the greater Takula area, Cabinda, Angola, in M. T. Halbouty, ed., Giant oil fields of the decade 1978-1988: AAPG Memoir 54, 197-215
- David, J., (1998). Evolving upstream opportunities in Angola (abs.): AAPG Bulletin, 82, 1907.
- Demercian, L. S. (1996). A halocinese na evolução do sul da Bacia de Santos do Aptiano ao Cretácico superior, MSc. Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 201 p.
- Demercien, L. S., Szatmari, P & Cobbold, P. R. (1993). Style and pattern of salt diapirs due to the thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil: Tectonophysics, 228, 393-433.
- Dominey, J. R., and S. White, (1998). Salt tectonics and sedimentation--An integrated interpretation ultra Deep water area, Lower Congo Basin, Offshore, Angola (abs.): AAPG Bulletin, 82, 1910.
- Dreyer, W., (1982). Underground storage of oil and gas in salt deposits and other non-hard rocks: Ferdinand Enke Publishers Stuttgart, 207p
- Duval, Bernard, and Cramez, Carlos, (1992). Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola: Marine and Petroleum Geology, 9, 389-404.
- Ewins, N., and R. Minck, (1998). Tertiary regional study: Chevron internal report.
- Edwards, Alan, and Bignell, Roger, (1988). Hydrocarbon potential of W. African salt basin: Oil and Gas Journal, 86, 50, 71-74.
- Edwards, Alan, and Bignell, Roger, (1988). Nine major play types recognized in salt basin: Oil and Gas Journal, v. 86, no. 51, p. 55-58.
- Fort et al. (2004). Salt tectonics on the Angolan margin, synsedimentary deformation processes. AAPG Bulletin, 88, 1523 – 1544.
- Goldhammer, R.K., R.M. Lawrence, H. Forero, E. Hussey, and D. Gaudoin, 2000, Cretaceous tectono-stratigraphic and paleogeographic evolution of the southern Kwanza Basin, Angola: AAPG Annual Meeting Expanded Abstracts, 9, A55.
- Guilbot, J., Cagnol JL., Stankoff, M., Bouroullec, J. L., Lemaistre, (2010). Subsalt Exploration, Appraisal and Development Challenges in Gulf of Guinea: Example of Block 32 – Angola. L. TOTAL SA & TOTAL E&P Angola, 20pp
- Guiraud, M., Buta-Neto, A., Quesne, D. (2010). Segmentation and differential post-rift uplift at the Angola margin as recorded by the transform – rifted Benguela and oblique-to-orthogonal-rifted Kwanza basins. Marine and Petroleum Geology, 27, 1040-1068.
- Guiraud, R., Maurin, J.-C., (1992). Early Cretaceous rifts of western and central Africa—An overview: Tectonophysics, 213, 153–168.
- Hudec, M. R., Jackson, M. P. A., (2004). Regional restoration across the Kuanza Basin, Angola: salt tectonics triggered by repeated uplift of a metastable passive margin. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 88, 971-990.
- Hudec, M.R & Jackson, M.P.A. (2002). Structural segmentation, inversion and salt tectonics of passive margin: Evolution of the Inner Kwanza Basin, Angola. Geological Society of America Bulletin. 114, 1222-1244.

- Hudec, M. R. & Jackson, M. P. A. (2007). Terra infirma: understanding salt tectonics: *Earth-Science Reviews*, 82, 1-28.
- Jackson, M. P. A., (1995). Retrospective salt tectonics: in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., *Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir*, 65, 1-28.
- Jackson, M. P. A. & Galloway, W. E. (1984). Petroleum traps and associated facies of salt domes: in M. P. A. Jackson and W. E. Galloway eds., *Structural and depositional styles of Gulf Coast Tertiary continental margins: application to hydrocarbon exploration: AAPG Special Pub.*, 103-112.
- Jackson, M. P. A. & Vendeville, B. C. (1994). Regional extension as a geologic trigger for diapirism: *Geological Society of America Bulletin*, 106, 57-73.
- Karner, G.D., N.W. Driscoll, and D.H.N. Barker, (2003). Syn-rift regional subsidence across the west African continental margin: The role of lower plate ductile extension, in T.J. Arthur, D.S. MacGregor, and N.R. Cameron, eds., *Petroleum geology of Africa: New themes and developing technologies: Geological Society (London) Special Publication* 207, 105-129.
- Karner, G.D. & Gambôa, L.A.P., (2007). Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites. In: Schreiber, B.C., Lugli, S., & Babel, M. (eds.), *Evaporites through space and time. Geological Society, London, Special Publications*, 285, 15-35.
- Karner, G.D., Driscoll, N.W., McGinnis, J.P., Brumbaugh, W.D., and Cameron, N.R., (1997). Tectonic significance of syn-rift sediment packages across the Gabon - Cabinda continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 14, 971 – 1000.
- Kola et al. (2001). Evolution of deep-water Tertiary sinuous channels offshore Angola (west Africa) and implications for reservoir architecture. *AAPG Bulletin*, 85, , 1373 – 1405.
- Labourdette, R., Poncet, J., Seguin, J., Temple, F., Hegre, J., Irving, A. (2006). Three-dimensional modelling of stacked turbidite channels in West Africa: impact on dynamic reservoir simulations. *Petroleum Geoscience* 12, 335-345.
- Lavier, L.L., Steckler, M.S., Brigaud, F., (2001). Climatic and tectonic control on the Cenozoic evolution of the West African margin. *Marine Geology* 178, 63–80.
- Lerche, I. & O'Brien, J. J. (1987). Modelling of deformation and faulting of formations overlying an uprising salt dome, in I. Lerche, and J. J. O'Brien, eds., *Dynamical Geology and salt related structures*, 419-455.
- Letouzey, J., Colletta, B., Vially, R. & Chermette, J. C. (1995). Evolution of salt-related structures in compressional settings, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., *Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir*, 65, 41-60.
- Lopes, F. C., Pereira A. & Vicente, A. (2007). Recognizing salt-structures on the basis of geophysical and remote sensing data: the case of Monte Real salt-structure (onshore West-Central Portugal), *Proceedings Book, IEEE, International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 23-27 July: Barcelona, Spain.
- Lopes, F. C., Pereira, A. & Mantas, V. (2011). Mapping of salt structures and related fault lineaments based on remote sensing and gravimetric data: the case of Monte Real salt-wall (onshore West-Central Portugal). *AAPG Bulletin (em impressão)*.

- Lunde, G., Aubert, K., Lauritzen, O., Lorange, E., (1992). Tertiary uplift of the Kwanza Basin in Angola. In: Curnelle, R. (Ed.), *Geologie Africaine. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, Pau, France, 99– 117.
- Lunde, G., K. Aubert, O. Lauritzen, and E. Lorange, (1992). Tertiary uplift of the Kwanza Basin in Angola, in R. Curnelle., ed.,
- Lunde, Geir, Aubert, Kristin, Lauritzen, Ornulf, and Lorange, Erik, (1992) Tertiary uplift of the Kwanza basin in Angola, in Curnelle, R., ed., *Géologie Africaine, 1er Colloque de Stratigraphie et de Paléogéographie des Bassins Sédimentaires Ouest-Africains, 2e Colloque Africain de Micropaléontologie*, Libreville, Gabon, 1991, *Recueil des Communications: Bousens, Elf Aquitaine*, 99-117.
- Lundin, E.R., (1992) Thin-skinned extensional tectonics on a salt detachment, northern Kwanza Basin, Angola: *Marine and Petroleum Geology*, 9, 405-411.
- Marton, G., G. Tari., and C. Lehmann, (1998). Evolution of salt-related structures and their impact on the post-salt petroleum systems of the Lower Congo Basin, offshore Angola (abs.): *AAPG Bulletin*, 82, 1939
- Marton, L.G., Tari, G.C., Lehmann, C.T., (2000). Evolution of the Angolan passive margin, West Africa, with emphasis on post salt structural styles. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series 115*, 129– 149.
- Mello, M.R., Katz, B.J., (2000). Petroleum systems of South Atlantic margins: *American Association of Petroleum Geologists Memoir 73*, 451p.
- Miranda, J. P. (2009). *Aquisição e Modelação de Dados Gravimétricos sobre o Diapiro Salino de Matacães (Torres Vedras, Bacia Lusitânica, Portugal)*. Tese do mestrado. Universidade de Coimbra, 79p.
- Mitchum, R.M., Jr. Vail, P.R., Sangree, J.B., (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. Part.6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In C.E. Payton (eds.), *Seismic Stratigraphy-application to hydrocarbon exploration*, A.A.P.G. Memoire 26, 117-133.
- Mitchum, R.M., Jr., Vail, P.R., (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. Part. 7: Seismic stratigraphic interpretation procedure. In C.E. Payton (eds.), *Seismic Stratigraphy-application to hydrocarbon exploration*, A.A.P.G. Memoire 26, 135-143.
- Mohriak, W., Szatman, P. & Anjos, S. M. C. (2008). *Sal Geologia e Tectónica Exemplos nas Bacias Brasileiras*. Edições Beca Ltda, São Paulo, 448p.
- Mohriak, W.U., (2005). Salt tectonics in Atlantic-type sedimentary basins: Brazilian and West African perspectives applied to the North Atlantic Margin. In: *GCSSEPM 25th Annual Bob F. Perkins Research Conference, Petroleum Systems of Divergent Continental Margin Basins*, 375-413.
- Moulin, M., Aslanian, D., Olivet, J-L., Contrucci, I., Matias, L., Géli, L., Klingelhoeffer, F., Nouzé, H., Réhault, J.-P. (2005). Geological constraints on the evolution of the angolan margin based on reflection and refraction seismic data (ZaiAngo project). *Geophys. Jour. Int.*, 162, 793-810.
- Norton, M. (2007). Salt tectonics. Wikipedia, the free encyclopedia. [http://en.wikipedia.org/wiki/Salt\\_tectonics](http://en.wikipedia.org/wiki/Salt_tectonics) (consultado em 27/07/2011).

- Proto, W.G. Siesser, (1978). Angola continental margin; Sites 364 and 365 :Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 40, 357-455.
- Proto, W.G. Siesser, 1978, Cape Basin continental rise; Sites 360 and 361: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 40, 29-182.
- Proto, W.G. Siesser, (1978) Walvis Ridge, Site 362 and 363: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 40, 183-356.
- Raillard, S., J. J. Biteau, P. Alix, and C. Chevalier, (1998). Lower Congo Tertiary Basin -- Marton, Offshore West Africa structural zonation and evolution (abs.): AAPG Bulletin, 82, 1954-1955.
- Raposo, A., and M. Inkollu, (1998). Tertiary reservoirs in Congo-Kwanza-Namibe Basins (abs.): AAPG Bulletin, 82, 1956.
- Rosendahl, B. R., Mohriak, W.U., Odegard, M.E., Turner, J.P., and Dickson, W.G., (2005) West African and Brazilian Conjugate Margins: Crustal Types, Architecture, and Plate Configurations. In: GCSSEPM 25th Annual Bob F. Perkins Research Conference, Petroleum Systems of Divergent Continental Margin Basins, 261 – 317.
- Safari, H. O., Pirasthe, S., Pradhan, B. & Gharibvand, L. K. (2010). Use of remote sensing data and GIS tools for seismic hazard assessment for shallow oilfields and its impact on the settlements at Majed-i-Soleiman area, Zagros Mountains, Iran: Remote Sensing, 2, 1364-1377.
- Stark, D.M (Coordinator), Alagoa A., Baird T., Belaud D., Chorrón M., Dodds K., Domzalski S., Faivre O., Fosset C., Gibbs M., Joli F., Kumar R., Lane G., Lefèvre L., Marca C., Miranda V., Motet D., Pousset M., Ségéral G., Serra, T. H. Tan, P. Trayner, N. Varotsis, P. Vergel, D. Vu Hoang, C. Walker O., Yver J.P. 1991. Well evaluation conference/Avaliação de Formações, Angola, Petroleum Geology/Geologia Petrolífera. Schlumberger Conference Proceedings, 95 pp.
- Szatmari, P. & Aires, J. R. (1987). Experimentos com modelagem física de processos tectônicos no Centro de Pesquisa de Petrobrás: Boletim de Geociências da Petrobrás, 1, 13-24.
- Talbot, C. J., (1978). Halokinesis and thermal convection: Nature, 273, 739-741.
- Talbot, C. J., & Jackson, M. P. A. (1987a). Internal kinematics of salt diapirs: AAPG Bull., 71, 1068-1093.
- Talbot, C. J., & Jackson, M. P. A. (1987). Salt tectonics: Scientific American, 256, 70-79.
- Tissot, B., Demaison, G., Masson, P., Delteil, J.R., Combaz, A., (1980). Paleoenvironment and petroleum potential of middle Cretaceous black shales in Atlantic basins: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 64, 2051–2063.
- Vendeville, B. C. & Cobbold, P. R. (1987). Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales listriques : modèles expérimentaux : Compte Rendues Academie Sciences Paris, Série II, 1313-1319.
- Vendeville, B. C. & Cobbold, P. R. (1988). How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges: Journal of structural Geology, 10, 649-659.

- Vendeville, B. C. & Jackson, M. P. A. (1992). The rise of diapirs during thin-skinned extension: *Marine and Petroleum Geology*, 9, 331-353.
- Walgenwitz, F. and M. Pagel, (1990). Diagenesis of cretaceous sandstone reservoirs of the South Gabon Rift Basin, West Africa:
- Walgenwitz, F., M. Pagel, A. Meyer, H. Maluski, and P. Monie, (1990), Thermo-Chronological approach to reservoir diagenesis in the offshore Angola Basin A fluid inclusion, 40AR-39AR and K-AR investigation: *AAPG Bulletin*, 74/5, 547-563.
- Walgenwitz, F., Pagel, M., Meyer, A., Maluski, H., Monie, P., (1990). Thermo-chronological approach to reservoir diagenesis in the offshore Angola basin: a fluid inclusion, 40 Ar – 39 Ar and K–Ar investigation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74, 547–563.
- Weijermars, R., Jackson, M. P. A. & Vendeville, B. C. (1993). Rheological and tectonic modeling of salt provinces: *Tectonophysics*, 217, p. 143-174.
- Yu, Z., Lerche, & Lowrie, A. (1992). Thermal impact of salt: simulation of thermal impact anomalies in the Gulf of Mexico, *Pageoph*, 138, 181-192.
- Ziegler, D.G., 1988). Early Mesozoic plate reorganization. in Ziegler, D.G., ed., *Evolution of the Arctic–North Atlantic and the Western Tethys: American Association of Petroleum Geologists Memoir* 43, 43–61.