

## **2 REVISÃO DE ALGUNS CONCEITOS FUNDAMENTAIS DE TECTÔNICA**

### **2.1 Estrutura e Subdivisão da Terra**

Devido às diferenças nas velocidades de propagação das ondas P (primárias ou longitudinais) e das ondas S (secundárias ou transversais), o comportamento do material interno do globo terrestre apresenta diferenças que permitem a sua subdivisão em camadas concêntricas, podendo ser classificados com relação a critérios sísmicos e químicos. Além disso, a estrutura interna da Terra também pode ser subdividida em relação ao comportamento mecânico das rochas de cada uma das camadas. A Figura 5 apresenta um diagrama comparando a subdivisão por critérios sísmicos e químicos e a subdivisão por critérios de comportamento mecânico das rochas.

#### **2.1.1 Critérios Sísmicos e Químicos**

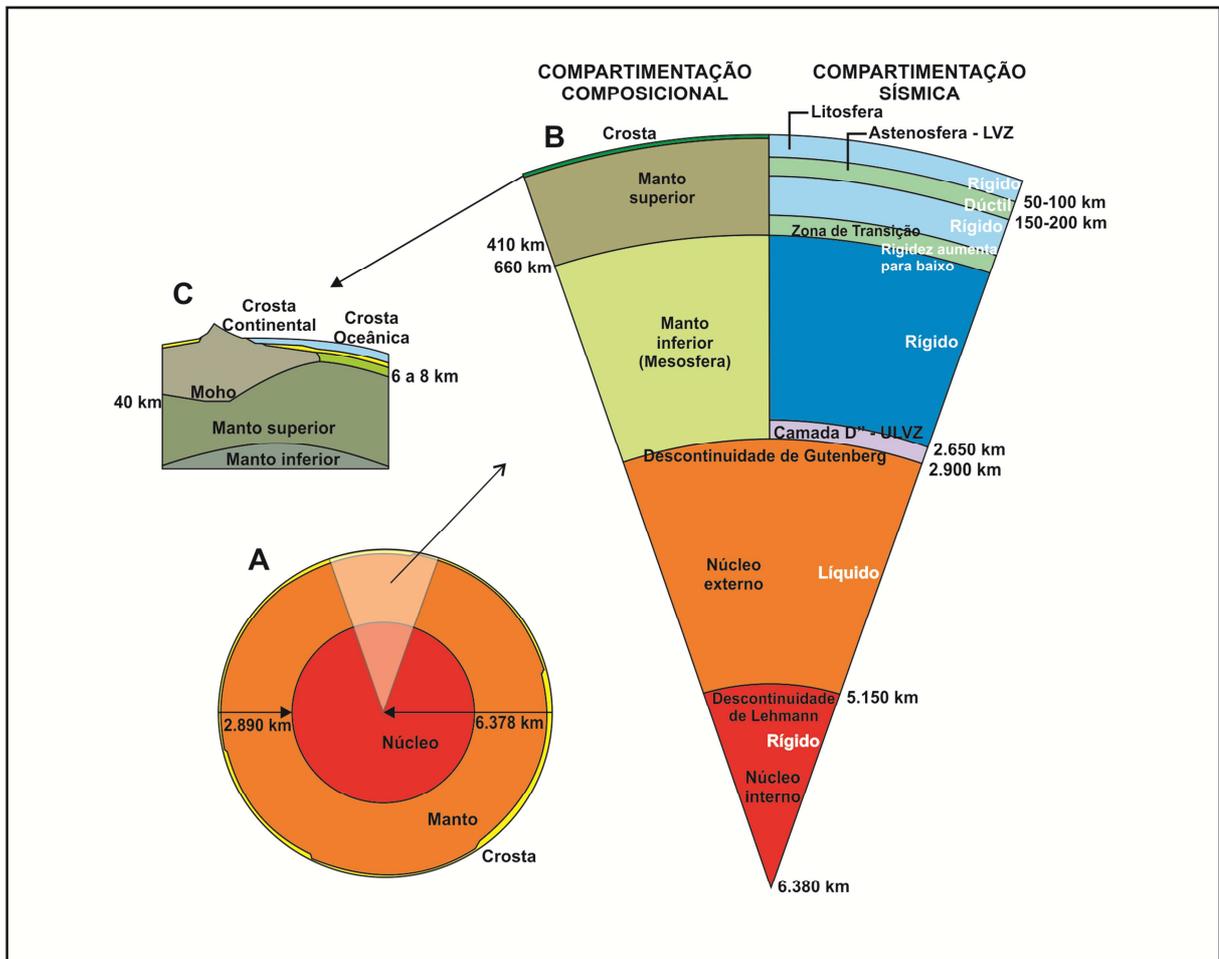
De acordo com características químicas, a Terra pode ser dividida em: Crosta (Continental ou Oceânica), Manto (Superior e Inferior) e Núcleo (Externo e Interno). A Figura 6 mostra um perfil com o comportamento das velocidades das ondas S e P e da densidade das camadas da estrutura da Terra. Aqui serão abordados apenas a Crosta e o Manto Superior.

##### **2.1.1.1 Crosta oceânica**

A crosta oceânica constitui o substrato rochoso presente nas bacias oceânicas, possuindo espessura de 5 a 10 km e idade máxima em torno de 180 Ma. A sua criação está ligada a correntes de convecção que atuam nos centros de espalhamento oceânico e que fazem com que o material ascenda do manto em

direção à superfície, injetando novo magma basáltico à medida que as placas se separam.

Figura 5: Subdivisão da Terra por critérios químicos e sísmicos e por comportamento mecânico das rochas.



Legenda: (A), dimensões do manto e núcleo, (B) camadas conforme a composição (esquerda) e conforme comportamento mecânico (direita), (C) detalhe que mostra as diferenças de espessura das camadas em áreas continentais e oceânicas.

Fonte: Adaptado de CARNEIRO, HASUI e GONÇALVES, 2012.

A crosta oceânica é constituída por rochas máficas, como basaltos e gabros, sendo rica em Si, Al, Mg, Fe e Ca. Segundo McKenzie (1978), apresenta uma densidade em torno de 2,8 g/cm<sup>3</sup>, sendo superior à densidade da crosta continental, que, em média, é de 2,67 g/cm<sup>3</sup> (TEIXEIRA et al., 2000). Essa característica faz com que a litosfera continental mergulhe para baixo da litosfera continental em zonas de subducção, resultando na sua destruição.

Um perfil de crosta oceânica típica possui espessura de cerca de 7 a 9 km, podendo ser descrito da base para o topo como uma sucessão composta de gabros cumulados, *sheeted dykes* e *pillow* lavas. A cobertura sedimentar é composta por rochas de granulometria fina sub-horizontais, principalmente folhelhos pelágicos.

### 2.1.1.2 Crosta continental

A crosta continental apresenta composição média granodiorítica, sendo as rochas mais comuns: sedimentos (no topo), xistos, anfibolitos, gnaisses, migmatitos (crosta superior) e granulitos (crosta inferior). Apresenta uma estratificação mal definida, com acamamento na sua base e com intrusões de rochas máficas entre os sedimentos. Quimicamente, é muito rica em Si, Al, Na e K na crosta superior e em Si e Mg na inferior. A sua espessura média é de 36 km, mas pode alcançar até 70 km em algumas poucas cordilheiras, como a dos Himalaias e dos Andes. As velocidades sísmicas podem chegar a 6,5 km/s na crosta superior e a 7,0 km/s na crosta inferior. A rocha mais antiga é o gnaise Acasta, no Canadá, que foi datado em 3,96 Ga (BOWRING, WILLIAMS e COMPSTON, 1989). No entanto, Iizuka et al. (2006) dataram com o método U/Pb em 4,2 Ga um xenocristal de zircão no complexo do gnaise Acasta.

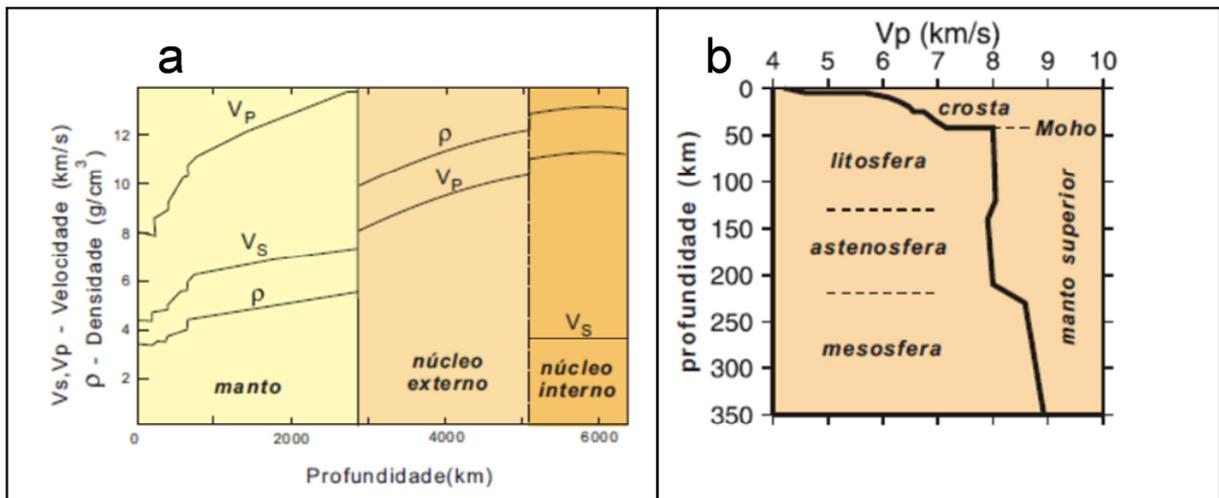
A Descontinuidade de Conrad, nem sempre representada, divide a crosta continental em superior e inferior, seguindo um plano sub-horizantal e está situada entre 15 e 20 km de profundidade. As antigas subdivisões consideravam essa região como o limite entre uma camada com composição mais granítica, conhecida como SiAl, devido aos teores de silício e alumínio; e uma camada inferior conhecida como SiMa, rica em silicatos de magnésio, de composição basáltica. No entanto, com o advento da sísmica, foi possível verificar que não há crosta oceânica sob crosta continental. Em tal descontinuidade ocorre um aumento descontínuo na velocidade das ondas sísmicas P ( $V_p$ ) de 6 para 6,4 km/s (CARNEIRO, HASUI e GONÇALVES, 2012), podendo variar para velocidades um pouco superiores.

### 2.1.1.3 Manto

O manto é a camada logo abaixo da crosta, separada desta pela Descontinuidade de Mohorovicic. Divide-se em manto superior, atingindo profundidades em torno de 650 km e em manto inferior com profundidade até 2890 km, no limite com o núcleo superior.

Na Descontinuidade de Mohorovicic (Moho) ocorre um aumento brusco nas velocidades das ondas sísmicas devido à densidade mais elevada das rochas que compõem o manto superior. Nessa região a velocidade das ondas P aumenta de 7 para 8 km/s (WINTER, 2010). Sua composição é basicamente peridotítica, rochas com uma densidade superior às rochas da crosta. A sua fusão parcial dá origem a basaltos toleíticos.

Figura 6: Perfil de velocidades sísmicas e densidades.



Legenda: (a) Perfil de velocidades sísmicas ( $V_p$  e  $V_s$ ) e densidades ( $\rho$ ) no interior da Terra. (b) Velocidade da onda P na crosta e no manto superior em uma região continental.

Fonte: TEIXEIRA et al., 2000.

A Descontinuidade de Gutenberg separa o manto interno do núcleo externo, a cerca de 2890 km de profundidade. Como a partir daqui as ondas S deixam de se propagar, estima-se que o núcleo externo seja líquido, visto que as ondas S não se propagam em meio líquido. Com isso diminui fortemente também a velocidade das ondas P. As ondas S só voltam a se propagar a partir da Descontinuidade de Lehman, demonstrando que o Núcleo Interno é sólido.

## **2.1.2 Subdivisão da Terra Quanto ao Comportamento Mecânico das Rochas**

De acordo com o comportamento viscoelástico das rochas, a estrutura da Terra pode ser dividida em: Litosfera, Astenosfera, Mesosfera e Endosfera. Apenas Litosfera e Astenosfera serão tratadas neste capítulo.

### **2.1.2.1 Litosfera**

A litosfera é a camada rochosa rígida mais externa do globo terrestre, compreendendo a crosta (continental e oceânica) e a porção mais rígida do manto superior. Possui espessura variável, sendo mais fina nas áreas oceânicas do que nas áreas continentais. É dividida, em superfície, por placas tectônicas que se movimentam, na maior parte, lateralmente sobre a astenosfera.

O seu limite inferior é marcado por temperaturas na ordem de 1300°C a 1400°C (PRESS et al., 2006), onde ocorre uma queda nas velocidades sísmicas.

### **2.1.2.2 Astenosfera**

Camada dúctil abaixo da litosfera, que se deforma e acomoda as movimentações das placas tectônicas. É formada por rochas ultramáficas, ricas em Fe e Mg. Devido ao seu comportamento dúctil, permite o mecanismo de compensação isostática, fazendo com que o material rochoso subjacente possa se movimentar verticalmente, devido à ação da gravidade.

A Zona de Baixa Velocidade (LVZ – Low Velocity Zone) apresenta velocidades sísmicas inferiores às da litosfera, por conta de uma queda na velocidade da onda S. A velocidade das ondas P diminui entre uma profundidade de 70 e 250 km em média. A sua causa é interpretada como sendo produto da fusão parcial de 0,1 a 6 % do manto. Ocorre nas regiões oceânicas e em parte das regiões continentais.

A base do manto superior pode estar a uma profundidade de 650 km. Possui uma densidade variando de 3,2 g/cm<sup>3</sup> a 3,7 g/cm<sup>3</sup>, de acordo com a profundidade (TEIXEIRA et al., 2000).

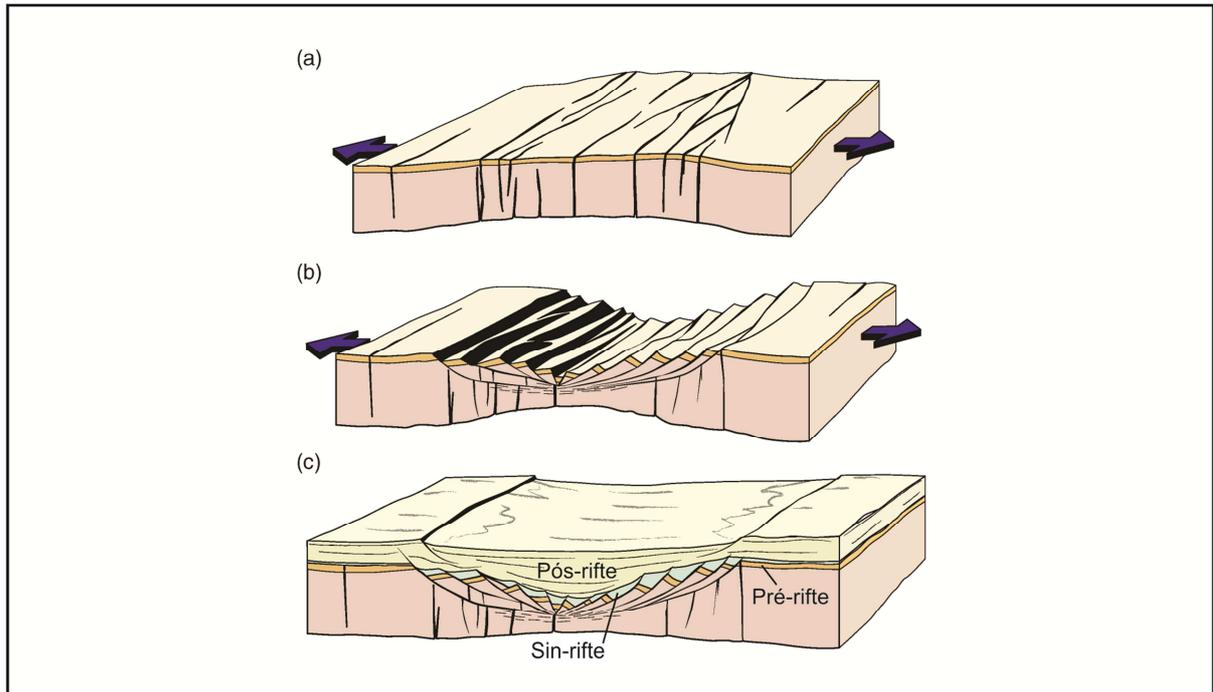
## 2.2 Bacias do tipo Rifte

Bacias rifte resultam do estiramento de crosta continental geralmente a partir de uma fonte de calor do manto, resultando no afinamento da litosfera. O desenvolvimento de processos distensivos permite identificar três fases principais no desenvolvimento de uma bacia rifte: pré-rifte, sin-rifte e pós-rifte (Figura 7). As bacias resultantes apresentam falhas normais sintéticas e antitéticas, consequência de um ambiente distensivo. A sedimentação começa com a formação de depocentros onde estão presentes sistemas de rios e lagos com ou sem influência vulcânica. Posteriormente pode haver uma evolução para um ambiente marinho. Essas bacias são encontradas em margens continentais passivas e mostram diversos estágios de evolução até a ruptura continental. Grandes províncias petrolíferas estão associadas a esse tipo de bacia, como por exemplo, na costa brasileira.

Segundo Fossen (2010), um rifteamento ativo é gerado por ascensão de material quente do manto ou de plumas do manto astenosférico, causando domeamento, enquanto o rifteamento passivo é controlado por tensões de placas litosféricas, ao longo de zonas de fraqueza. Vários riftes podem conter elementos de ambos os tipos de rifteamento.

Também segundo Fossen (2010), o deslocamento de uma falha tende a ser maior na parte central do seu traço, enquanto que nas suas bordas ele diminui gradualmente até desaparecer. Em um regime distensivo as falhas começam a ser formadas com o início da distensão na forma de pequenos segmentos. À medida que a deformação distensiva avança esses segmentos começam a se unir, formando falhas de maior comprimento (Figura 8). A Figura 9 mostra um bloco diagrama com a evolução de um sistema de falhas normais formando grábens e horsts à medida em que aumentam a distensão e o preenchimento sedimentar.

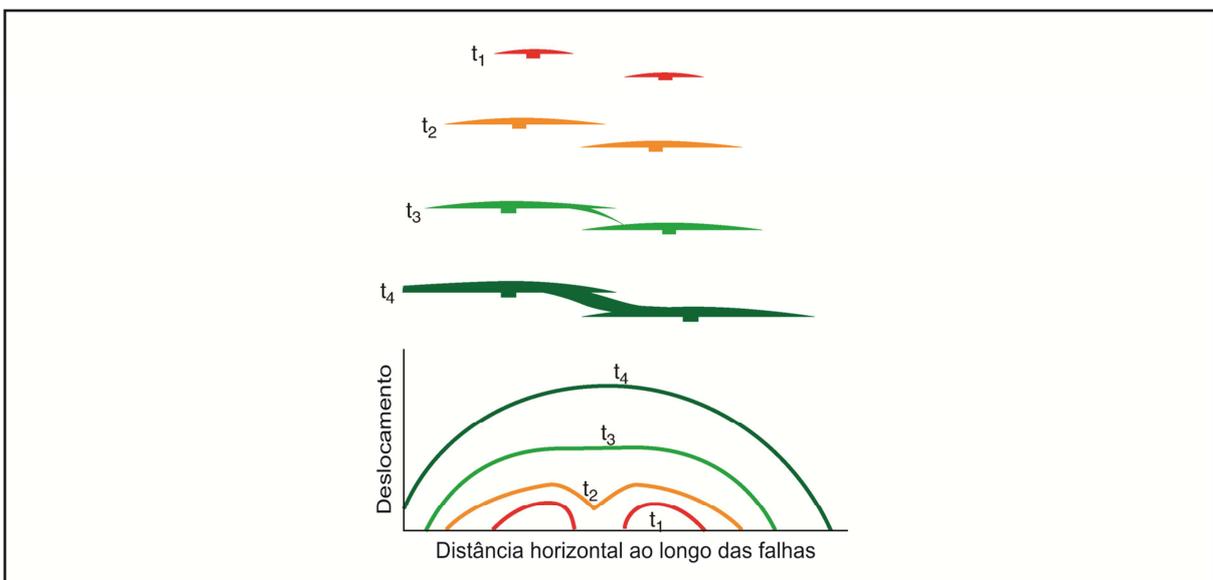
Figura 7: Estágios de Desenvolvimento de um Rifte.



Legenda: Três estágios de desenvolvimento de um rifte: em a) Pré-rifte: estágio inicial de uma distensão criando ou reativando antigas fraturas profundas; b) Sin-rifte: Fase de estiramento onde são formados os principais sistemas de falhas e; c) Subsidiência e sedimentação pós-rifte.

Fonte: Adaptado de FOSSEN, 2010.

Figura 8: Perfil de Evolução de Dois Segmentos de Falha.

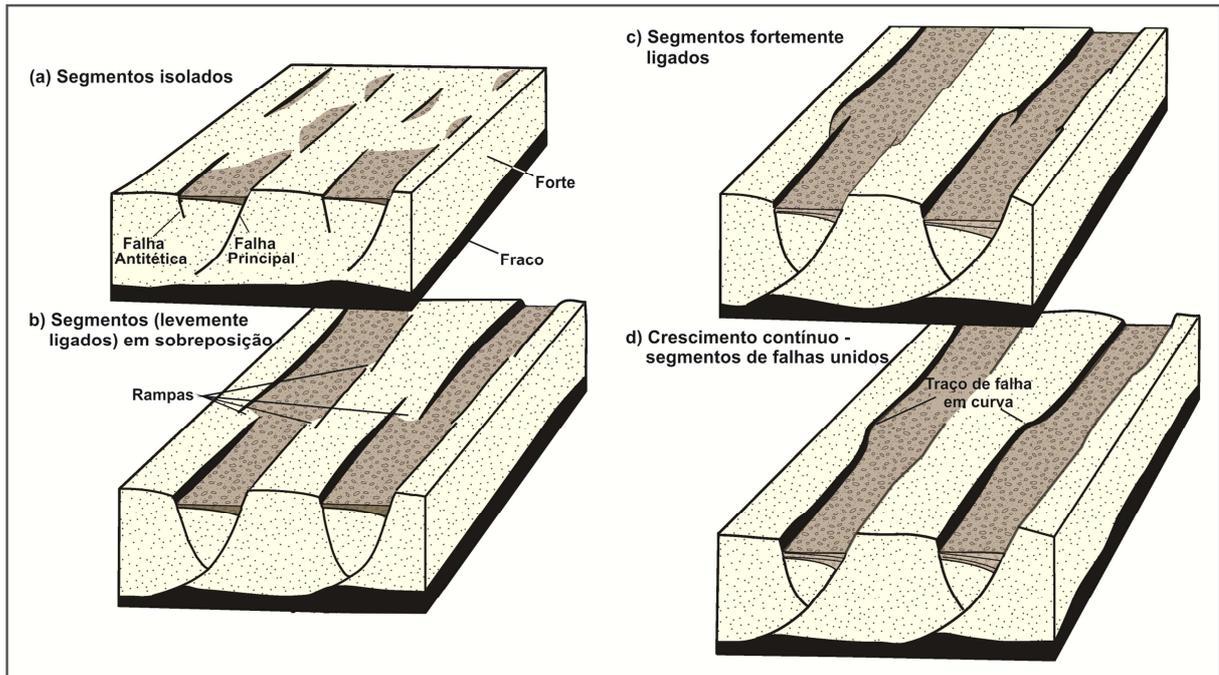


Legenda: Ilustração da mudança no deslocamento de duas falhas evoluindo até sua coalescência. A parte superior mostra a evolução de dois segmentos de falhas em quatro estágios de crescimento ( $t_1$  a  $t_4$ ). A parte inferior mostra o perfil do deslocamento nos quatro estágios.

Fonte: Adaptado de FOSSEN, 2010.

Um processo de rifteamento pode começar com a formação de uma junção tríplice, onde normalmente dois braços dessa junção dão origem a oceanos, enquanto o terceiro não sofre um rifteamento completo, permanecendo com um gráben. A esse gráben dá-se o nome de aulacógeno, ou rifte abortado.

Figura 9: Blocos Diagrama mostrando a Evolução de um Sistema de Falhas.



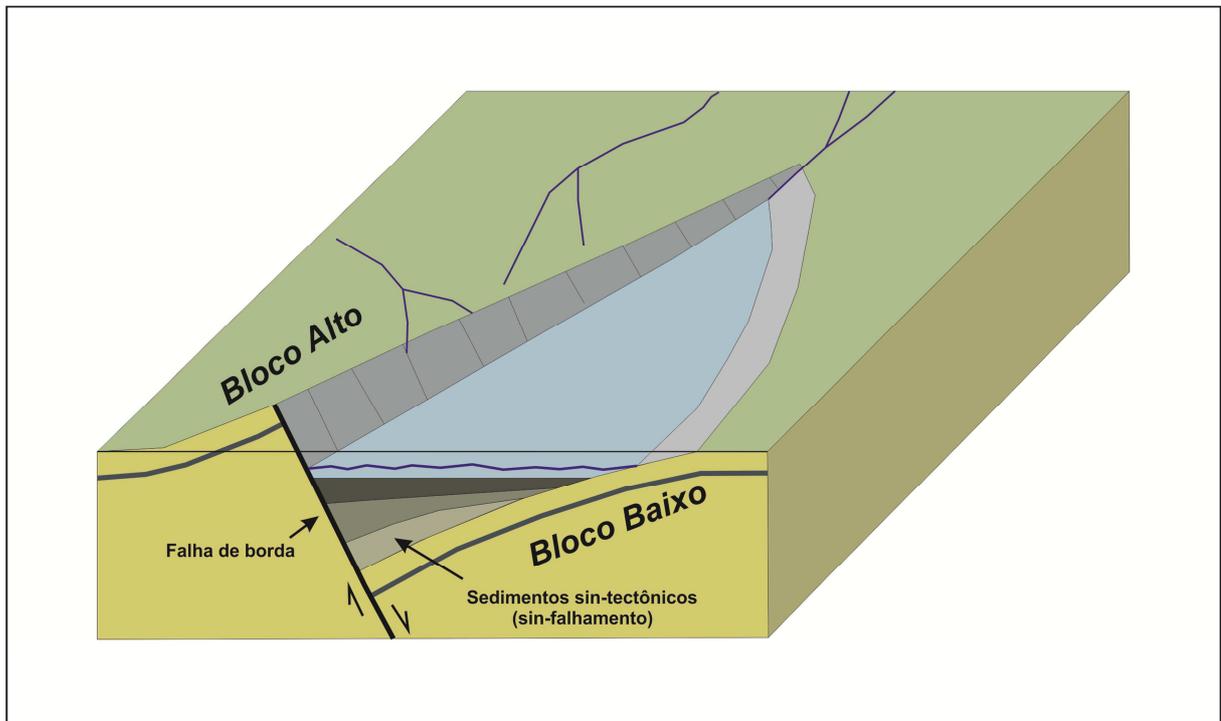
Legenda: Bloco diagrama representando a evolução de um sistema de falhas à medida que a distensão avança.

Fonte: Adaptado de FOSSEN, 2010.

### 2.2.1 Tectônica e Espaço de Acomodação

A tectônica é um dos fatores preponderantes para a geração de uma bacia tipo rifte, pois através de pulsos tectônicos pode ser gerado espaço de acomodação e controlada a taxa de erosão em áreas adjacentes. Outros fatores importantes para a evolução de uma bacia rifte são o clima, o magmatismo e o aporte sedimentar.

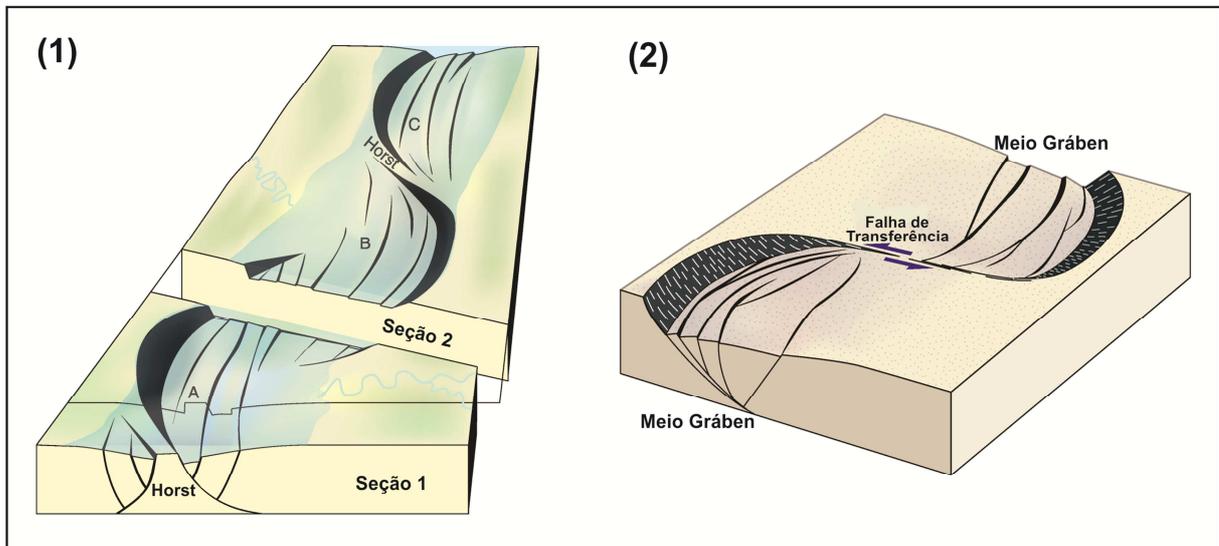
Figura 10: Desenho esquemático de um Hemi-Gráben.



Fonte: CARVALHO, 2013.

A estrutura típica de uma bacia riftada é o hemigráben, uma estrutura assimétrica onde a subsidência é controlada ao longo de uma única falha ou de um sistema de falhas. Tal estrutura (Figura 10), visualizada perpendicularmente ao plano de falha, mostra uma geometria triangular, onde os três lados representam em (1) a falha de borda, (2) a inconformidade entre as rochas sin-rifte e pré-rifte e (3) o limite entre as rochas das fases sin-rifte e pós-rifte (SCHLISCHE, 1991). Dessa maneira é criado um espaço de acomodação por subsidência no hangingwall e uma possível área fonte no footwall. O hemigráben também pode apresentar um padrão complexo, com um sistema de falhas de borda e estruturas internas dentro da calha, que podem gerar falhas sintéticas ou antitéticas. Caso ocorra uma mudança no sentido do mergulho da falha de borda, podem ocorrer horsts internos ao meio gráben (Figura 11) como expressões de zonas de transferência (ROSENDAHL et al., 1986, MORLEY et al., 1990 e FOSSEN, 2010).

Figura 11: Blocos Diagrama representando Feições em Zonas de Transferência



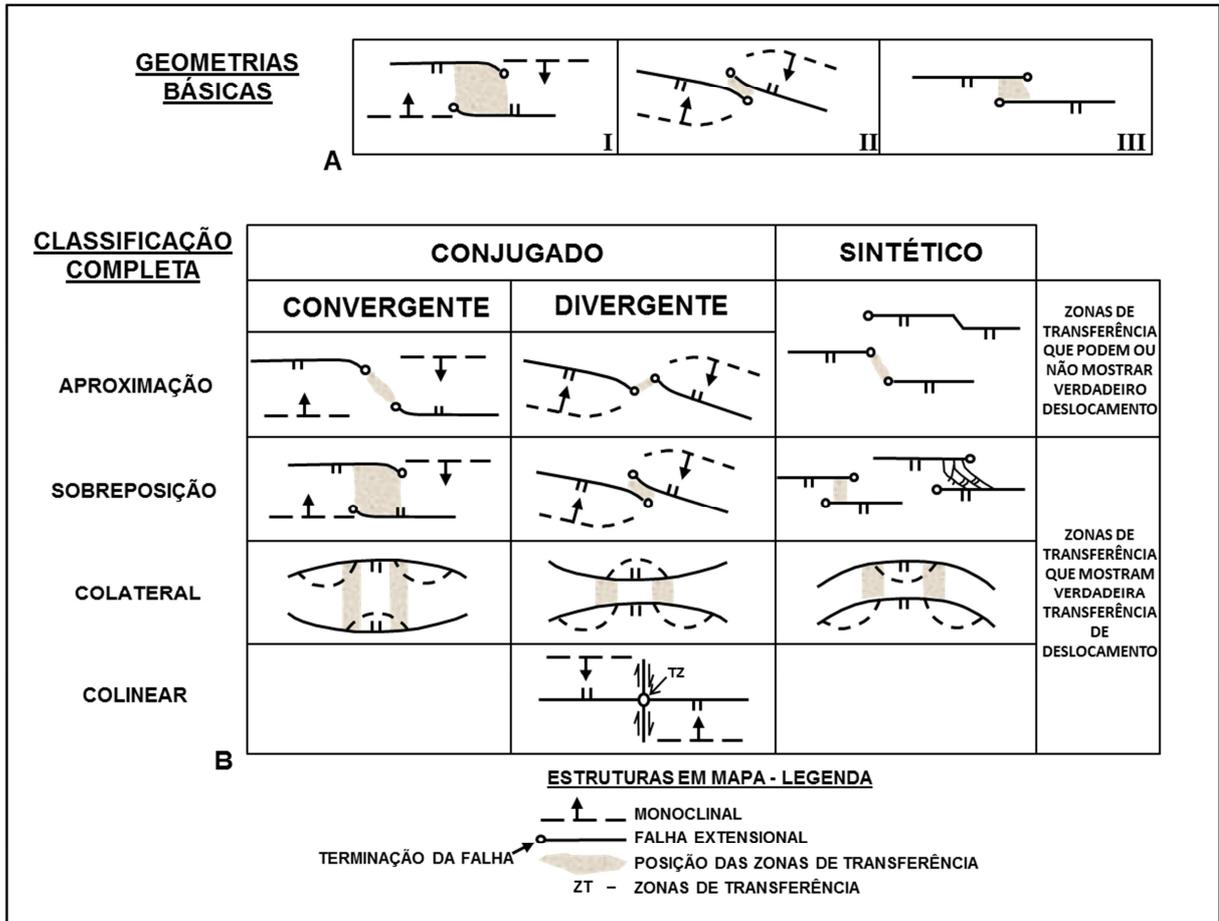
Legenda: Os meio-grábens inversos são separados por altos estruturais internos à bacia. (1) Zonas de acomodação podem conter horsts (seção 1) ou grábens (seção 2). (2) Zona de transferência é dada por uma falha de transferência.

Legenda: Adaptado de FOSSEN, 2010.

De acordo com Morley et al. (1990) uma zona de transferência em um rifte pode ser definida e classificada de acordo com as relações entre as direções dos mergulhos das falhas de borda, seu caráter sintético ou antitético e o grau de superposição (Figura 12).

Quando não há inversão no sentido do mergulho da falha de borda de um meio-gráben, pode ocorrer uma transferência de deslocamento por meio de uma rampa de revezamento (relay ramp), onde as deformações são acomodadas de acordo com as propriedades mecânicas das rochas (FOSSEN, 2010).

Figura 12: Classificação de Zonas de Transferência.



Legenda: Em (A), três tipos básicos de zonas de transferência. Zonas de transferência podem ocorrer entre falhas com mergulhos em direções opostas (conjugadas I e II) e entre falhas com mergulhos na mesma direção (sintético III). Zonas de transferência conjugadas são subdivididas com base na direção do mergulho da falha em zonas onde mergulham uma contra a outra (convergente I), distante uma da outra (divergente II). Em (B), classificação completa que define as zonas de transferência de acordo com as suas posições em mapas.

Fonte: Adaptado de MORLEY et al., 1990.

### 2.2.2 Clima e Aporte Sedimentar

O clima é um fator importante no preenchimento de qualquer bacia, pois controla os tipos litológicos e o volume de sedimentos gerados na área fonte. Além disso, o clima age no controle da taxa de sedimentação na bacia, além do controle da erosão e do intemperismo nas áreas fontes. O clima age também na taxa de evaporação, sendo responsável pela precipitação e deposição de evaporitos, como ocorreu no Aptiano da Bacia de Santos (MOREIRA et al., 2007). O clima é fator

preponderante nos estágios onde há a formação de rochas carbonáticas, pois controla o nível dos lagos, atuando no volume e na porosidade dos fácies gerados e na diagênese dessas rochas.

O aporte sedimentar é dependente do clima e da tectônica atuantes na área fonte, pois a direção e o volume das drenagens serão responsáveis pela carga sedimentar depositada na bacia.

### **2.2.3 Magmatismo**

Os estágios iniciais de abertura de um rifte podem ser marcados por intensa atividade vulcânica e plutônica. Os volumes de rochas geradas durante esses estágios irão preencher o fundo de uma bacia em um curto espaço de tempo e, em muitos casos, controlar os tipos de fácies e os volumes de hidrocarbonetos. Além disso, o magmatismo também é sempre importante no momento que precede a criação de crosta oceânica, ao final. Eventos magmáticos podem agir na maturação de hidrocarbonetos e as rochas ígneas servir de reservatórios em situações com intenso fraturamento ou quando estão alteradas por intemperismo, ou ainda funcionar como rochas selantes em acumulações de petróleo em camadas inferiores (THOMAZ FILHO, MIZUSAKI e ANTONIOLI, 2008).

Devido a anomalias térmicas no manto, intensa atividade ígnea é comumente encontrada nas fases pré-rifte, mas também pode estar presente em períodos mais recentes, nos estágios pós-rifte de uma bacia, como os eventos descritos por Moreira et al. (2006) e Oreiro (2006), onde foram relatados diques de composição básica e cones vulcânicos em idades do Cretáceo Superior e do Eoceno na Bacia de Santos. Além disso, o magmatismo também é sempre importante no momento que precede a criação de crosta oceânica.