

2

Técnicas Clássicas de Balanceamento

Nesse capítulo são apresentados alguns conceitos básicos importantes para a futura compreensão desse trabalho. Inicialmente são introduzidos sucintamente alguns conceitos relacionados as estruturas geológicas presentes na Terra e como essas estruturas foram formadas. Na seqüência é feita uma breve discussão sobre algumas propriedades físicas de materiais, em geral, especialmente a respeito do comportamento mecânico dos materiais geológicos.

Uma vez introduzidos esses conceitos básicos, descreve-se de uma forma geral a filosofia do balanceamento de seções geológicas e, mais especificamente, algumas técnicas do balanceamento clássico.

2.1. Estruturas Geológicas

Diversos fatores são determinantes na formação das estruturas geológicas, entre elas, pode-se destacar:

- movimentos tectônicos,
- sedimentação,
- compactação,
- erosão,
- migração.

As camadas geológicas são depositadas ao longo do tempo e, simultaneamente, vão sofrendo todos os processos geológicos causadores de deformações acima citados. Dentre esses, o que mais influencia a formação das estruturas são os movimentos tectônicos, classificados basicamente em: distensivos, compressivos e transcorrentes. Porém, antes

de examinarmos esses processos, será necessária a apresentação de alguns conceitos básicos relacionados à geologia estrutural. Nesse trabalho apenas os movimentos tectônicos e sedimentação e compactação são consideradas.

A Figura 2.1 [27], a seguir, ilustra algumas dessas estruturas geológicas determinadas pelos fenômenos acima citados.

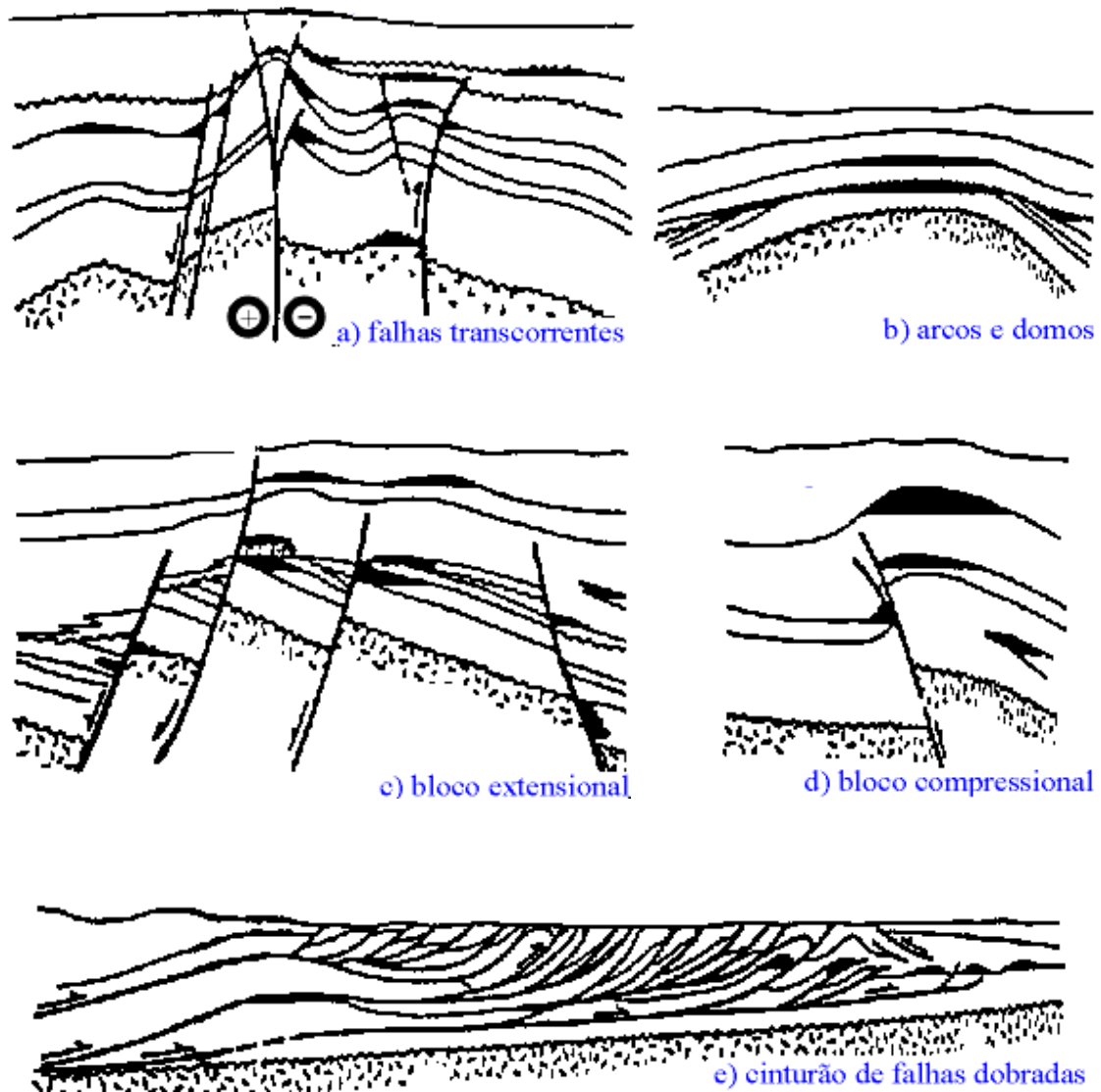


Figura 2.1 – Exemplos de estruturas geológicas.

2.1.1. Zoneamento da Crosta Terrestre

Pode-se dividir a Terra em zonas específicas sob basicamente duas classificações distintas: uma que se refere ao zoneamento da composição dos materiais geológicos (estrutura estática) e outra ao seu comportamento mecânico (estrutura dinâmica). Na literatura moderna é comum associar o comportamento mecânico das rochas ao termo reologia.

Sob o ponto de vista de composicional, a Terra pode ser dividida particularmente em três unidades principais: crosta, manto e núcleo [1]. A crosta, representa a película externa e é composta de rochas de relativa baixa densidade.

A crosta oceânica em geral é menos espessa do que a continental, podendo variar de 4 a 20 km, sendo constituída de sedimentos pouco consolidados. A crosta continental, com espessura variável de 30 a 70 Km apresenta uma variação de densidade contínua de acordo com a sua profundidade.

O manto é dividido em duas camadas: manto superior com cerca de 700 Km e o manto inferior, que pode atingir o limite de 2900 Km de profundidade. Análises de sismogramas em geral definem as densidades da crosta e do manto. Observa-se através dos dados sísmicos uma descontinuidade provocada pela diferença de propagação de ondas entre as duas camadas, denominada de descontinuidade de *Mohorovicic*. A crosta apresenta características de baixa velocidade de ondas sísmicas, enquanto no limite crosta-manto há um aumento considerável de ondas longitudinais, o que sugere um aumento de densidade das rochas [49].

Há também a divisão reológica da Terra, baseada em características de rigidez, que não coincide com o zoneamento referente a composição dos materiais acima descrita. São definidas nesse caso três camadas: litosfera, astenosfera e mesosfera [46].

A litosfera representa a camada externa rígida que compreende a crosta e uma parte do manto. Seu limite inferior é definido por temperaturas médias de 1100° a 1300° C. Apenas a sua parte superior é suficientemente rígida para reter tensões elásticas na escala de tempo geológico (até 10⁹ anos). Abaixo desse limite, processos visco-elásticos absorvem as tensões, diferenciando a litosfera em duas camadas: uma superior rígida e outra inferior visco-elástica [49].

Abaixo da litosfera, se posiciona a astenosfera, que possui temperatura mais elevada e portanto apresenta uma rigidez menor, sofrendo deformação mais facilmente, quando sujeita a esforços. A rigidez da astenosfera é tal que ela pode ser considerada um fluido viscoso para longos períodos de tempo e como um sólido elástico para curtos intervalos de tempo, como para a passagem de ondas sísmicas. De uma forma geral o seu fluxo se dá em taxas consideravelmente mais rápidas.

Abaixo da astenosfera se encontra a mesosfera, caracterizada por apresentar alta viscosidade, ocasionada pelo aumento da pressão com a profundidade.

2.1.2. Tectônica Distensiva

Em terrenos distensivos, Figura 2.1c, os esforços tectônicos atuantes provocam o estiramento e afundamento da crosta terrestre. São geradas falhas (chamadas normais, de gravidade ou distensivas) que dividem a litosfera em blocos, alguns dos quais sofrendo rebaixamento (blocos altos) com relação a outros (blocos baixos).

Os sítios distensivos são definidos por regimes tectônicos divergentes e estão associados a zonas de *rifte* continentais e oceânicas, regiões de retro-arco (*back-arc*) e em ambientes de margem continental.

Existem vários modelos que definem a formação das estruturas geológicas em regimes distensivos. O modelo clássico associa esses ambientes ao desenvolvimento de conjuntos de falhas normais de ângulo médio e alto. Recentemente falhas de baixo ângulo também

têm sido associadas a áreas distensivas. Em 1978 McKenzie [42] propôs um modelo simplificado onde a litosfera é estirada de forma uniforme e rápida, provocando assim uma diminuição de espessura. Isso gera o soerguimento da astenosfera por compensação isostática (equilíbrio estático), e o conseqüente aumento de temperatura média na descontinuidade de *Mohorovicic* além do afundamento da bacia, chamado de subsidência. Wernicke [66] em 1985, propôs um modelo alternativo considerando que a litosfera seria acomodada em uma zona de cisalhamento de baixo ângulo ao longo de toda a litosfera. Nesse modelo a distensão na crosta não coincide verticalmente com a distensão na base da litosfera.

Na Seção 2.2.6 discute-se sucintamente os tipos de falhas provocados por regimes distensivos, em especial quanto a sua geometria, que é a característica de maior influência para o contexto desse trabalho.

2.1.3. Tectônica Compressiva

Em áreas compressivas, como as ilustradas nas figuras 2.1b, 2.1d e 2.1e, os esforços tectônicos provocam encurtamento e soerguimento da crosta. São geradas falhas (de empurrão ou cavalgamento) ao longo das quais os blocos sobrepõem-se uns em relação aos outros. Ocorrem simultaneamente dobramentos das camadas. Nas áreas mais soerguidas, as rochas podem sofrer erosão.

Sistemas compressivos são resultantes de regimes tectônicos convergentes, associados a zonas de colisão continental e a regiões compressionais de *back-arc* em margens ativas.

2.1.4. Tectônica Transcorrente

Em regimes transcorrentes, como na figura 2.1a, os blocos se deslocam paralelamente entre si, ocorrendo uma zona de atrito ou cisalhamento, contudo, o deslocamento pode não ser exatamente paralelo. Quando os blocos convergem durante o deslocamento, pode suceder um regime transpressivo, caracterizado pela presença de falhas oblíquas reversas

e dobras (anticlinais) as quais constituem excelentes armadilhas para hidrocarbonetos. No caso dos blocos divergirem, caracteriza-se um regime transtrativo, responsável pela geração de falhas oblíquas normais e baixos estruturais (sinclinal) associados.

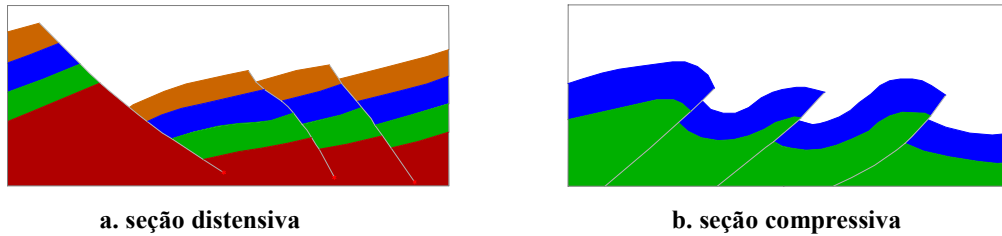


Figura 2.2 – Exemplos de seções distensivas e compressivas.

A Figura 2.2 ilustra esquematicamente seções submetidas a tectônica distensiva, Figura 2.2a, e compressiva, Figura 2.2b.

2.1.5. Camadas Geológicas

As camadas geológicas vão se depositando ao longo do tempo e, naturalmente, por ação gravitacional em posição horizontal, isto é, paralelas entre si. São constituídas de rochas de tipos diferentes. Os limites que separam uma camada de outra são chamados de contatos ou horizontes. Assim, cada camada é caracterizada a partir da definição dos seu horizonte topo e horizonte base. Cada camada, bem como cada horizonte tem uma idade de formação que está associada a um tempo geológico. Nas Figuras 2.3 e 2.4, é apresentada uma seção geológica em dois momentos diferentes: um na sua forma original (Figura 2.3), apenas com perfil erodido, e um outro, após sofrer deformações devidas a movimentos tectônicos (Figura 2.4).



Figura 2.3 – Camadas geológicas estratificadas.



Figura 2.4 – Camadas em uma seção geológica atual.

2.1.6. Fraturas

Fraturas são as estruturas geológicas mais comuns que ocorrem na litosfera, seccionando as rochas. O grau de complexidade dos fenômenos envolvidos na formação de fraturas nas rochas é normalmente bastante elevado.

As fraturas são representadas por planos de ruptura no maciço rochoso, quando a rocha perde totalmente a coesão [49]. Uma fratura é considerada uma falha quando ocorre deslocamento relativo entre as superfícies do material na região de ruptura.

De uma forma bastante simplificada, pode-se dizer que falhas são criadas a partir de movimentos tectônicos sofridos pela crosta terrestre ou localmente em bacias

sedimentares, gerando descontinuidades. A estes movimentos combina-se o movimento gerado pela gravidade, abatendo os blocos que perdem a estabilidade.

De uma forma geral é comum encontrar na literatura classificações de falhas de acordo com a sua geometria ou segundo os esforços tectônicos que determinaram suas formações.

As falhas compressivas, também conhecidas como falhas de empurrão, podem apresentar deslocamentos de mergulho ou de rejeito oblíquo [66]. Elas são formadas em função do encurtamento de uma determinada superfície de referência. O bloco alto é empurrado ao longo do plano de falha, emergindo e se posicionando acima do bloco baixo. Em áreas compressivas porém, os elementos geológicos estruturais mais comuns são as dobras, que podem ser geradas pela combinação de esforços compressivos e uma resposta dúctil do material geológico.

Falhas distensivas são geradas pela movimentação descendente do bloco baixo ao longo de uma superfície de falha, que desliza relativamente ao bloco alto.

As classificações geométricas de sistemas de falhas normais (ambientes distensivos) foram inicialmente propostas por Wernicke *et al.* [66], em 1982, e Gibbs [31] em 1984. Basicamente podem ser subdivididas em dois grandes grupos: falhas planares, não rotacionais e rotacionais, e falhas rotacionais lítricas, conforme ilustra a Figura 2.5.

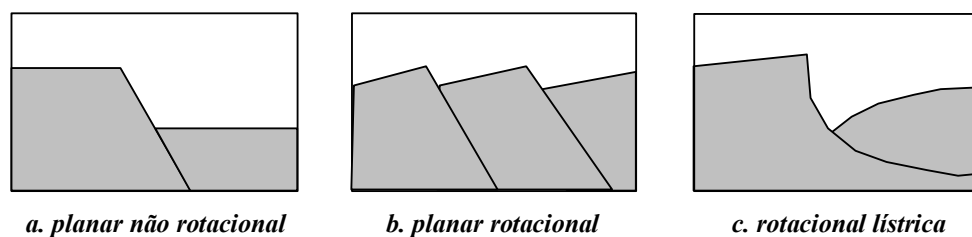


Figura 2.5 – Classificação geométrica de falhas.

As falhas normais não rotacionais geralmente são relacionadas a ambientes onde a distensão da crosta é uniforme. Observações sismológicas de falhas ativas indicam que falhas normais são essencialmente planares, atravessando a camada sismogênica com ângulos que podem variar entre 30 e 60 graus.

As falhas planares rotacionais podem ser representadas por um modelo simplificado, onde os blocos individualizados pelos planos de falha são submetidos a uma certa rotação rígida [66]. À medida que o material geológico é distendido, o plano de falha e os blocos são igualmente rotacionados. A característica principal é a conservação angular ao longo da seqüência de planos de falhas. A sua geometria assemelha-se a um conjunto de dominós rotacionados.

No modelo de falhamento lístrico a distensão é alcançada pelo deslocamento entre os estratos dos blocos alto (*footwall*) e baixo (*hanging-wall*) ao longo de um plano de falha curvilíneo (Figura 2.6).

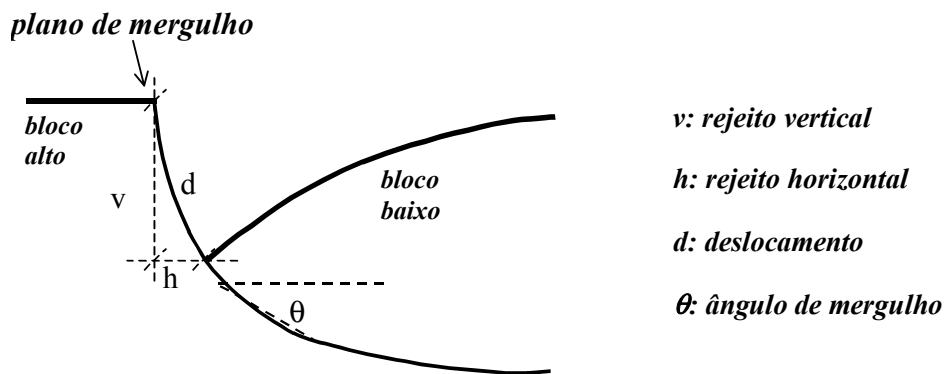


Figura 2.6 – A Geometria da falha lístrica.

As falhas lístricas são provenientes de falhamentos distensivos, associados a movimentos gravitacionais e que ocorrem mais comumente em margens continentais. Geralmente são formadas em seções sedimentares, parcialmente ou não consolidadas, onde as rochas apresentam propriedades elásticas de baixa resistência a coesão.

A geometria da falha listrica acomoda progressivamente a distensão crescente com a profundidade, suavizando o mergulho paulatinamente até alcançar uma superfície de descolamento horizontal. A deformação interna do bloco baixo associado a falhas listricas é bastante estudada devido à potencialidade das estruturas em *rollover* para armazenar óleo e gás [6].

2.2. Reologia das Rochas

Define-se como reologia o estudo das deformações e do fluxo da matéria [65]. O comportamento reológico das rochas, em conjunto com a distribuição das tensões e condições de contorno determina como as rochas são deformadas. Em outras palavras, a reologia descreve a resposta mecânica de um material sob a ação de esforços externos ao meio. As estruturas geológicas encontradas na natureza dependem em grande parte da resposta mecânica das rochas, ou seja, dependem do tipo de deformação que as levou ou não a sofrer à ruptura.

Para se compreender o comportamento do material geológico é fundamental entender as cargas atuantes no meio. No estudo das tensões atuantes na litosfera, tem-se as tensões normais ao plano, tensões cisalhantes e forças de fricção ou atrito. Esta última apresenta uma particular importância por estar associada ao coeficiente de fricção interno do material, que por sua vez é função do limite de resistência à ruptura que um corpo pode suportar ao ser solicitado.

Considera-se que um determinado meio geológico se encontra em equilíbrio caso não seja submetido aos esforços tectônicos citados. Isso pode ser representado por um cubo infinitesimal localizado no interior da crosta como é ilustrado na Figura 2.7.

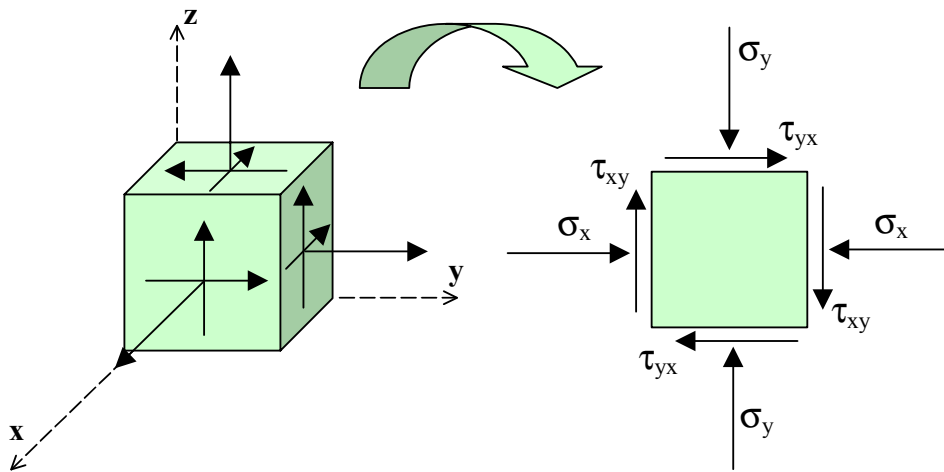


Figura 2.7 – Tensões atuantes no solo.

A esquerda são ilustradas as tensões normais e de cisalhamento atuando no cubo infinitesimal. A direita, simplificando para o problema bidimensional, tem-se as tensões atuantes no *plano xy*.

O modelo comumente adotado para descrever o equilíbrio entre as forças de superfície (peso de uma coluna de rocha) e de corpo (forças gravitacionais) atuantes entre o manto e a crosta (isostasia) é baseado no Princípio de Arquimedes (equilíbrio hidrostático). As forças de superfície decorrentes do peso das rochas sobrepostas é denominada de pressão litostática. As forças de superfície devido a diferentes colunas de rochas sob a litosfera devem ser iguais de forma a manter esse equilíbrio.

Quando um determinado meio se encontra submetido a esforços tectônicos, surgem tensões desviatórias que alteram esse equilíbrio. Em tais circunstâncias são introduzidas forças desequilibradas que determinam diferentes respostas do material geológico a depender de suas propriedades físicas, que por sua vez geram diferentes comportamentos mecânicos.

2.2.1. Comportamento Mecânico dos Materiais

Deformações ocorrem quando tensões são aplicadas a um material. É denominada deformação relativa a quantidade de deformação por unidade de comprimento e tensão a força por unidade de área. A deformação relativa inicial é essencialmente proporcional à tensão e é reversível. Após removida a tensão, a deformação desaparece. Essa é a definição de deformação elástica. O módulo de *Young* ou módulo de elasticidade E é a razão entre a tensão e essa deformação reversível. A deformação não reversível, ou seja, aquela cujas tensões excedem o limite linear elástico (Figura 2.8), são denominadas deformações plásticas. Ao ser retirada a tensão sobre o material, apenas a deformação referente a parcela elástica do material desaparece [64].

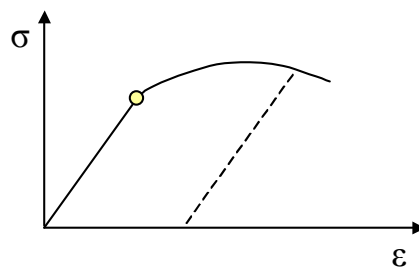


Figura 2.8 – Gráfico tensão vs deformação.

A deformação elástica, única resposta de deformação abaixo do limite de resistência ao escoamento, continua a aumentar à medida que o aumento de tensão vai ampliando a deformação plástica.

A ductilidade representa a deformação plástica requerida para a fratura do material. Em corpos submetidos a esforços de tração ou distensivos, uma medida da ductilidade do material é o seu alongamento percentual com relação ao corpo não deformado. Por outro lado, corpos submetidos a compressão tem a sua ductilidade observada pela extricção na seção de fratura, que representa a redução de área na seção fraturada.

Outra propriedade dos materiais é o coeficiente de Poisson ν , que representa a relação entre a deformação lateral D_l e a deformação axial D_a , conforme pode ser observado na Figura 2.9. Para modelagem geológica em terrenos distensivos, onde é comum preservar o volume do material geológico, pode-se adotar o valor de ν igual a 0.5.

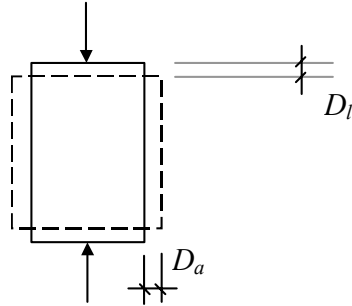


Figura 2.9 – Definição do coeficiente de Poisson.

2.2.2. Comportamento Mecânico das Rochas

As fraturas causadas por movimentos tectônicos consistem na mais conhecida forma de deformação crustal. Regiões com presença de falhas tectônicas são zonas de alta concentração de tensões de cisalhamento. A parcela de deformação elástica é significativamente pequena se comparada com a parcela de deformação viscosa irreversível. As estruturas geológicas presentes hoje na crosta são portanto função não apenas das cargas que atuam ou atuaram sobre si, mas principalmente das características e do comportamento do material submetido a esses esforços.

A distinção entre estruturas rúpteis e dúcteis é de fundamental importância em Geologia Estrutural [49]. De uma forma bem simplificada pode-se dizer que a deformação dúctil, envolve mudança de volume, conforme citado na seção acima, além de rotação e translação. A deformação rúptil por sua vez é basicamente causada por rotação e translação de blocos internamente rígidos.

O comportamento rúptil (ruptura frágil) ou dúctil do material geológico está em geral associado a sua temperatura e ao seu nível crustal. Em baixas temperaturas e níveis crustais superiores as rochas apresentam comportamento rúptil. Em altas temperaturas e

níveis crustais inferiores, as rochas pouco se deformam de forma elástica, se comparadas com o seu fluxo viscoso ou a quantidade de deformação plástica.

2.2.2.1. Deformação Rúptil

Quando submetida um estado desviatório de tensões, a rocha se deforma, a princípio de forma elástica. Embora de baixa magnitude, promove-se a propagação de ondas elásticas no contínuo. Após atingir o limite elástico, o material começa a deformar-se plasticamente até fraturar-se caso atinja o seu estado limite último de deformação plástica. Sob ação da gravidade pode haver deslizamento caso seja ultrapassado o limite de resistência à ruptura do material, associado ao coeficiente interno de fricção. A partir de então ocorre o movimento plástico friccional sobre uma superfície de falha.

2.2.2.2. Deformação Dúctil

A deformação dúctil, conforme já foi citado na *seção 2.2.2.1*, envolve deformação plástica, onde a rocha flui como um líquido. Os mecanismos de deformação dúctil ocorrem nas escalas de íons até grãos minerais. Podem se dar através de rearranjo de grãos, átomos, cristais e por superplasticidade. O que governa essas deformações são em geral as condições físicas do ambiente, como pressão, temperatura, taxa de deformação, etc.

A deformação plástica do material geológico é sempre proporcional a tensão aplicada. A viscosidade (medida para a ductilidade ou resistência ao fluxo) ao cisalhamento tende a ser dependente da temperatura do meio. A deformação das rochas apresenta um comportamento visco-elástico, apresentando inicialmente um comportamento elástico linear e, após atingir o seu limite ao escoamento, começa a apresentar fluxo viscoso.

A consideração da *anelasticidade* (deformação recuperável de forma não instantânea) e da resistência do material ao escoamento ao modelo visco-elástico define o

comportamento reológico das rochas na natureza, que considera a elasticidade, a ruptura e a plasticidade friccional, sob tensões desviatórias induzidas tectonicamente [49].

2.2.3. Comportamento Mecânico do Sal

Dentre as propriedades físicas do sal, a sua mobilidade é de fato a mais importante. O sal é excelente condutor térmico, apresentando calor específico elevado, ou seja, é bastante susceptível a variações de temperatura. O sal tem condutividade térmica 3 vezes maior que dos sedimentos vizinhos. O sal não possui porosidade e por isso não sofre variações de densidade sob efeito de compactação. A densidade pode ser uma propriedade física constante do sal dependendo apenas do seu tipo. (halita 2,17g/cm³, anidrita 2,98g/cm³). O sal é muito solúvel e boa parte das estruturas pode ter sofrido com o escape de sal solubilizado.

O mecanismo de deformação mais comumente encontrado na natureza é o fluxo provocado pelo efeito da sobrecarga sedimentar, por deslizamento e espalhamento gravitacional. As camadas (*pós-rifte*) que são depositadas ao longo do tempo provocam o fluxo do sal como um fluido. Durante a evolução de margens passivas, o sal pode fluir como resposta à distensão na cobertura ou, alternativamente os fenômenos halocinéticos (cinemática do sal) podem induzir os processos de deformação das rochas [48].

Sob ação do mesmo campo de tensões o comportamento é rúptil na cobertura sedimentar e dúctil na camada de sal. A característica mais importante do comportamento do sal é a deformação por *creep* (deformação em maior escala de tempo sob tensões com magnitude invariável), na qual ocorre fluência do material em função da aplicação de tensões desviatórias durante longos períodos de tempo.

2.3. Seções Geológicas

Uma seção geológica representa um plano de visualização vertical de um corte na crosta terrestre e por conseguinte auxiliam bastante no estudo das formações das sub-

superfícies. Sobre o mapa geológico de um terreno é traçada a linha da seção, que representa a interseção do perfil com a superfície do terreno. A trajetória da linha deve ser escolhida de forma que a seção apresente o melhor ponto de vista para o estudo das estruturas sub-aflorantes, como falhas, dobras, mergulhos, etc. Falhas, por exemplo, devem ser cortadas perpendicularmente pela seção. No caso de existirem poços na área de interesse, geralmente a trajetória é formada por segmentos de linha entre poços adjacentes. As seções devem ser obtidas de forma a representar uma projeção em relação ao transporte tectônico.

Existem dois tipos de seções. A estrutural tem como referência o nível do mar e representa as posições relativas de camadas, falhas, dobras, etc, ou seja, basicamente a geometria. A seção estratigráfica mostra a posição das camadas em relação a um nível aproximadamente horizontal, correspondente a um evento geológico de determinada idade e é preparada para o estudo de correlações estratigráficas, mudanças nas espessuras das camadas, e outras alterações sofridas pelas camadas ao longo do tempo.

O mapeamento geológico em sub-superfície consiste na predição de estruturas geológicas existentes em profundidade, com a maior precisão possível e de forma a buscar possíveis formações que se comportem como armadilhas de hidrocarbonetos. As seções são construídas a partir de dados geológicos e geofísicos, tais como dados de poços e dados sísmicos (Figuras 2.10, 2.11 e 2.12).

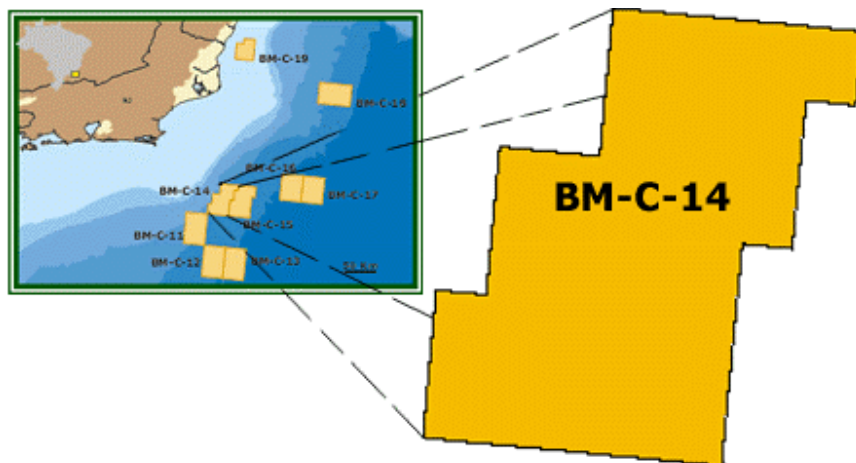


Figura 2.10 – Detalhe da Bacia de Campos [2].

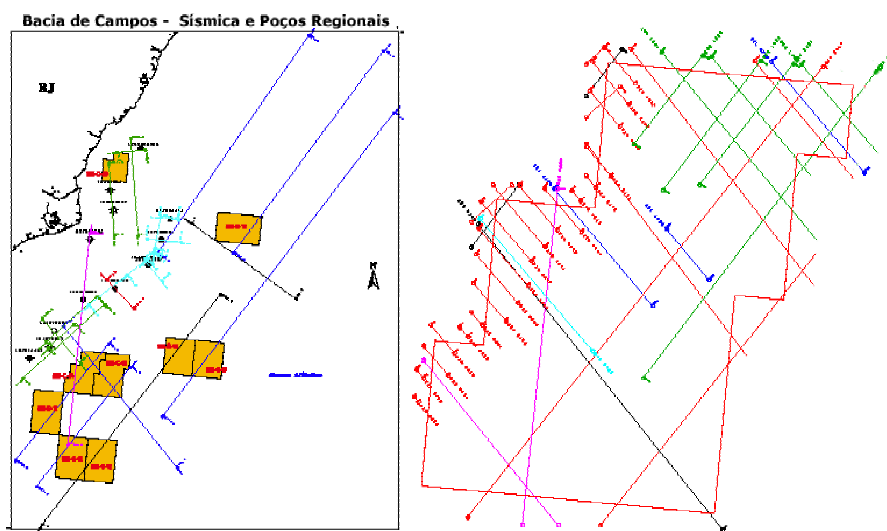


Figura 2.11 – Mapeamento da sísmica [2].

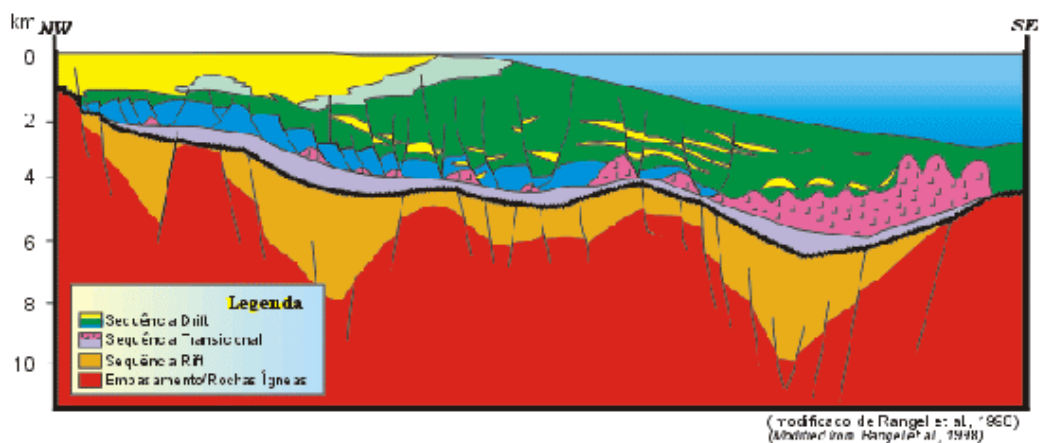


Figura 2.12 – Seção obtida da interpretação dos dados sísmicos [2].

Os dados de poços são obtidos a partir de perfilagem, amostragem e testes de formação. Mas estas técnicas só fornecem informações sobre a região próxima aos poços. As evidências obtidas com a sísmica de reflexão, a partir da qual se obtém as seções sísmicas ou perfis sísmicos, complementam o mapeamento de sub-superfície. A partir destas informações, o intérprete constrói a seção geológica. Em função da precisão dos dados e da boa interpretação dos mesmos é que vai resultar uma seção mais próxima da real que existe abaixo da superfície. As técnicas de balanceamento, discutidas adiante, podem aferir a consistência e a interpretação dos dados, aceitando ou invalidando a seção proposta.

A Figura 2.10 mostra em mapa a Bacia de Campos e um de seus vários blocos (*BMC-14*). A Figura 2.11 apresenta as posições dos levantamentos sísmicos realizados na bacia e em detalhe para o bloco *BCM-14*. Finalmente a Figura 2.12 ilustra a seção geológica obtida através da interpretação dos dados sísmicos [2].

2.4. O Balanceamento Clássico

2.4.1. Premissas

O surgimento de técnicas geométricas envolvendo seções geológicas balanceadas relaciona-se historicamente com a necessidade de testar de forma apropriada as formas estruturais representadas em seções transversais. O balanceamento de seções geológicas é um exercício de teste de confiabilidade geométrica de uma determinada interpretação, expressa por um geólogo, ou geofísico, em uma seção transversal [21]. Consiste na tentativa de reconstituição da geometria original que as camadas da seção possuíam antes das deformações sofridas ao longo do tempo. Como se tem muito pouco conhecimento acerca dos mecanismos de deformação ocorridos no passado, o balanceamento fundamenta-se em premissas geológicas que podem ser simuladas utilizando-se princípios geométricos [27].

Essas premissas são em geral fundamentadas em teorias bastante simples, isso em função do elevado grau de incertezas relativos aos processos tectônicos, entre outros, ocorridos na formação das estruturas geológicas. Um deles está baseado na “lei de conservação do volume”, que estabelece que as feições geológicas sejam restauradas para um estado pré-deformacional sem perda ou acréscimo de volume do material geológico de forma que a disposição do comprimento e a espessura de cada camada mantenha um quadro coerente [21].

A variação de volume é considerada apenas em processos que envolvam a perda de água que ocupa o volume poroso, decorrente da compactação dos sedimentos à medida em que são soterrados. Outra premissa básica diz respeito à consideração de que a seção restaurada não deve possuir sobreposições nem vazios, pois na natureza não existem buracos ou sobreposição de matéria.

A técnica de balanceamento de seções é um processo iterativo, representado por vários passos. Partindo-se de uma interpretação estrutural baseada em dados de poços ou dados sísmicos, é obtida uma seção geológica que passa por várias etapas de balanceamento até que se obtenha uma seção válida, o que pode não ocorrer e conseqüentemente uma nova interpretação deverá ser realizada. A Figura 2.13 resume o processo do balanceamento desde a obtenção dos dados de campo até uma possível validação dos mesmos.

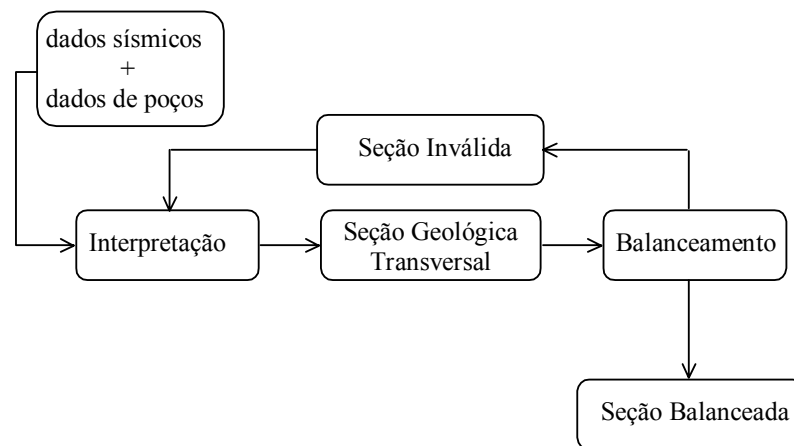


Figura 2.13 – O Processo do balanceamento.

O balanceamento, portanto, permite ao geólogo uma maior sensibilidade do histórico de formação das estruturas, já que busca simular os eventos deformacionais ocorridos, um a um, e de forma seqüencial.

2.4.2. Algumas Técnicas de Balanceamento

a. Conservação da Área

Em terrenos distensivos a suposição mais comum considera a conservação do volume. Ao trabalhar com seções geológicas, considera-se a conservação da área do bloco deformado, o que em outras palavras significa a adoção de um modelo no qual não teria havido entrada ou saída de material no plano da seção geológica. Isso impõe limitações na aplicação da técnica, entre elas a mais óbvia, ou seja, a seção deve ser escolhida entre aquelas situadas paralelas à direção do transporte tectônico. Em outras palavras, adota-se a simplificação de que nenhum material está entrando ou saindo do plano da seção, que é uma vista em corte de duas dimensões do espaço tridimensional. Assim sendo, a regra da preservação de volume pode ser estendida como regra de preservação de área dentro da seção bidimensional.

b. Preservação de Comprimento e Espessura

Se não houver fluxo elevado de material para dentro ou para fora da seção bidimensional, então o comprimento das camadas, antes e depois da deformação, deve ser o mesmo, inclusive caso a camada seja dobrada ou segmentada, o comprimento total se preservará. O mesmo vale para a espessura da camada. A premissa de preservação da espessura das camadas é em geral aplicado a cinturões compressivos.

c. Compactação das Camadas Geológicas

No balanceamento devem ser usadas as leis de conservação, levando-se em conta as variações de volume pela compactação das camadas geológicas causadas pela sobrecarga sedimentar imposta pelas camadas superiores.

Uma coluna de material sedimentar é formada por sedimentos de rocha, água e vazios em uma certa proporção. A razão entre o volume de água ou vazios e o volume total é chamada de porosidade. Com o aumento da profundidade, o peso da sobrecarga sedimentar aumenta e, conseqüentemente, a porosidade diminui.

A compactação pode ser estimada a partir de medidas diretas da deformação em amostras recuperadas na perfuração. Infelizmente essas medidas se aplicam apenas a pequenos intervalos e freqüentemente somente a uma dada litologia. Outro método seria estimar a compactação diretamente a partir do perfil sônico.

O modelo comumente utilizado [53] para estimar a compactação estabelece que a porosidade ρ decai exponencialmente com a profundidade (z), de acordo com a expressão (2.1):

$$\rho(z) = \rho_0 e^{-dec \cdot z} \quad (2.1)$$

Onde ρ_0 é a porosidade inicial e dec é o fator de decaimento.

No processo de balanceamento, os métodos de estimação da compactação citados são utilizados na descompactação das camadas, que é o processo inverso da compactação que ocorreu naturalmente ao longo do tempo. A descompactação é feita após a remoção da camada superior da seção, equivalente a um alívio de carga sobre as camadas inferiores.

A massa sedimentar não se altera com a compactação, mas a porosidade sim, e conseqüentemente o volume e a geometria (que se deforma na vertical). A deformação no

eixo vertical altera o ângulo de mergulho das falhas. Assim deve ser feita a descompactação antes da restauração das falhas.

O fato da massa sedimentar não se alterar, ou seja, ser uma constante, apesar da variação de porosidade, e de só depender das profundidades de topo e base, pode ser usado no cálculo da descompactação (ou compactação), como no exemplo da Figura 2.14.

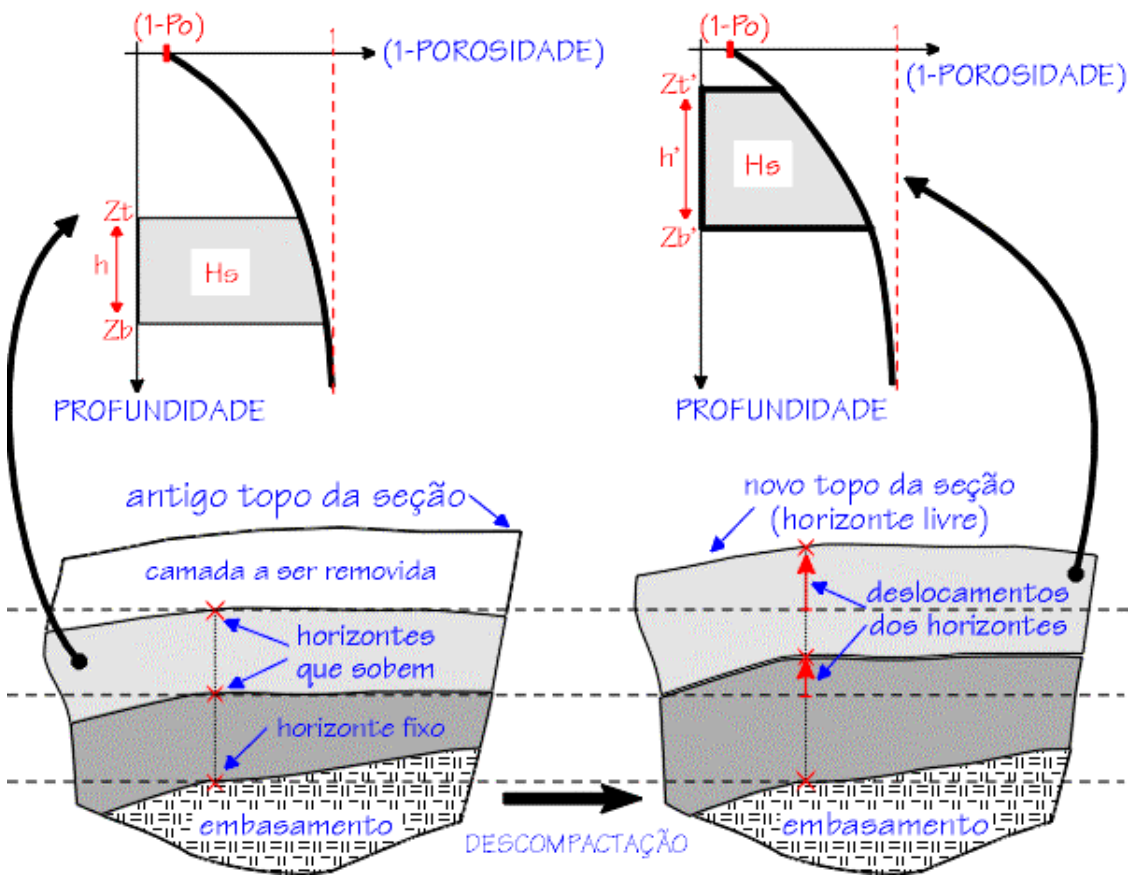


Figura 2.14 – Cálculo da Descompactação.

A integral da função de decaimento exponencial da porosidade entre as profundidades do topo Z_t e da base Z_b de uma camada resulta na altura equivalente de vazios e água da camada. Desta forma, a integral, da expressão (2.2), representa a altura equivalente de sedimento da camada.

$$H_s = \int_{Z_b}^{Z_t} (1 - \rho(z)) dz \quad (2.2)$$

Com isso a expressão (2.2) pode ser expressa por (2.3), como segue:

$$H_s = Z_b - Z_t + (\rho_0 / dec)(e^{-dec \cdot Z_b} - e^{-dec \cdot Z_t}) \quad (2.3)$$

O processo de descompactação é feito da seguinte maneira. Calcula-se o H_s da camada situada abaixo da coluna que vai ser removida a partir das suas profundidades de topo e base, e antes da remoção da camada superior. Após a sua remoção, H_s é o mesmo e a profundidade de topo da nova camada livre passa a ser zero. Basta então usar a expressão para H_s , expressão (2.3), afim de obter a nova profundidade de base da nova camada livre. O mesmo processo pode ser aplicado iterativamente para uma camada inferior, a partir do novo valor de profundidade de base obtido para a camada superior.

2.4.3. As Ferramentas

Na tectônica distensiva o processo de balanceamento pode ser definido como um conjunto de operações que envolvem o reagrupamento de módulos de trabalho, remoção dos sedimentos depositados e descompactação das camadas. Já em terrenos compressivos, deve ser feito o alongamento de camadas que foram empurradas e dobradas e também devem ser levados em conta os efeitos da erosão. Para realizar estas diferentes tarefas são necessárias ferramentas específicas para cada caso.

Em geral, as ferramentas utilizadas para o balanceamento clássico de seções geológicas, são um conjunto de transformações geométricas. Essas transformações são classificadas quanto a deformação ou não dos blocos, podendo ser rígidas (translação e rotação) ou não rígidas (distorção e dilatação).

Nas deformações rígidas os corpos são transladados e/ou rotacionados, mantendo seus tamanhos e formas originais. Quando ocorre mudança na forma do bloco, o processo é

chamado de distorção e quando ocorre aumento ou diminuição de volume, os processos deformacionais são chamados de dilatação e contração.

Na distorção, apesar da alteração da forma, não há variação de volume. Em alguns casos a distorção obedece a leis geométricas, sendo dita uniforme, e pode ser simulada através de transformações geométricas, como por exemplo, cisalhamento linear e deslizamento flexível.

O cisalhamento simples [24] [51] permite restaurar blocos que sofreram deformações paralelas a um eixo, situado geralmente próximo da vertical. Por exemplo, o bloco baixo da falha mostrada na Figura 2.15 se abateu pela força da gravidade, segundo um eixo vertical e sofrendo cisalhamento. Para esta transformação devem ser fornecidos ao sistema o bloco a ser cisalhado, o ângulo de cisalhamento e um perfil ao qual o bloco se ajustará, que é a geometria destino. No caso da Figura 2.15, a geometria destino é uma linha horizontal, correspondente a parte superior do bloco baixo, no seu estado deposicional original. Nessa transformação a área do bloco cisalhado deve ser mantida pelo processo de deformação.

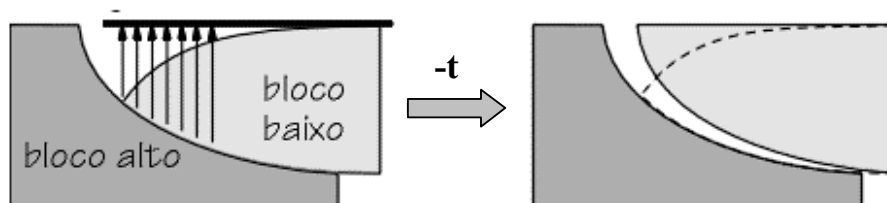


Figura 2.15 – Cisalhamento puro em um bloco sobre uma falha.

O deslizamento flexural pode ser observado na Figura 2.16, onde, à esquerda, se vê um bloco cujas camadas deslizaram umas com relação as outras, além de se curvarem, tal qual as folhas de um livro. Na direita observamos o mesmo bloco após a transformação. Esta técnica leva em conta a premissa de preservação das espessuras e comprimentos das camadas. É feita uma analogia com um catalogo submetido a compressão lateral, onde o efeito que se percebe é similar, ou seja, ocorre o dobramento das camadas inferiores que vão empurrando as superiores.

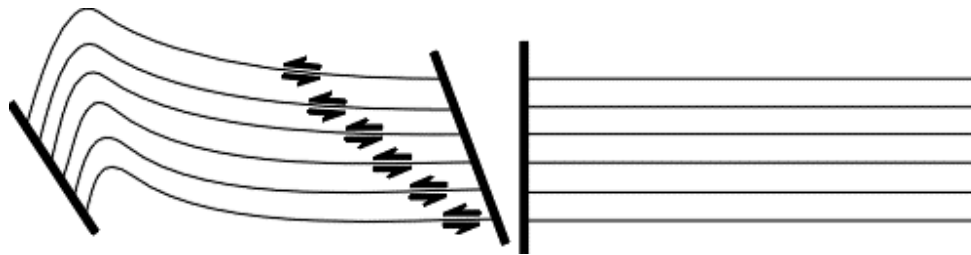


Figura 2.16 – Dobramento das camadas em terrenos compressivos.

As deformações que os blocos sofrem são estudadas pela geologia, que procura entender o mecanismo do processo através do estudo do comportamento mecânico das rochas. As transformações geométricas acima citadas, aplicadas em ordem reversa na tentativa de reconstituir o terreno original, constituem o balanceamento ou restauração. Os processos de deformação das rochas citados na *seção 2.2*, em especial o comportamento mecânico de rochas submetidas a esforços tectônicos, são fenômenos tridimensionais, mas como é bastante complexa a operação em três dimensões, tenta-se fazer balanceamento com seções bidimensionais, daí o chamado balanceamento de seções geológicas.