



GEOLOGIA DO PETRÓLEO

A Estrutura da Terra

01. Estrutura Interna

O interior da Terra, assim como o interior de outros planetas terrestres, é dividido por critérios químicos em uma camada externa denominada de crosta ou litosfera e sendo composta de silício, um manto altamente viscoso, e um núcleo que consiste de uma porção sólida envolvida por uma pequena camada líquida. Esta camada líquida dá origem a um campo magnético devido a convecção de seu material, eletricamente condutor.

O material do interior da Terra encontra frequentemente a possibilidade de chegar à superfície, através de erupções vulcânicas e fendas oceânicas. Muito da superfície terrestre é relativamente novo, tendo menos de 100 milhões de anos; as partes mais velhas da crosta terrestre têm até 4,4 bilhões de anos.

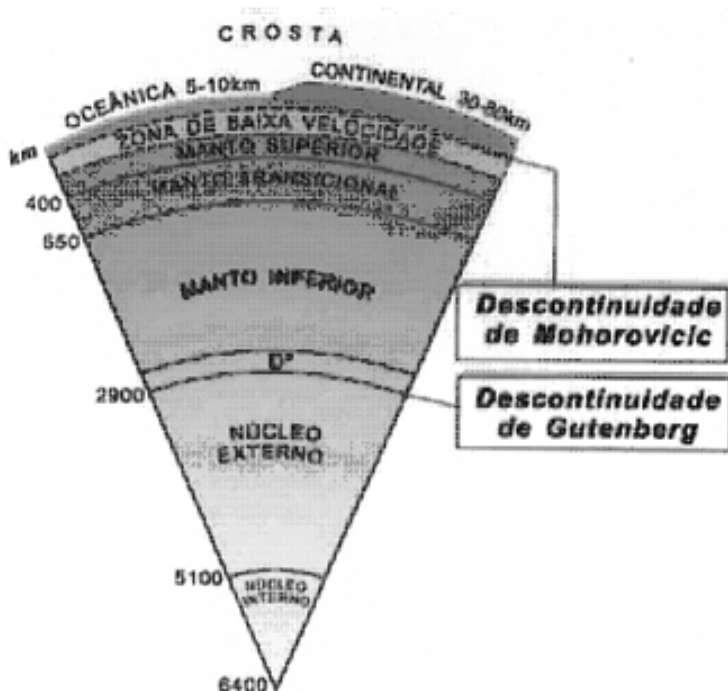


Figura 1 - Estrutura interna da Terra: o modelo clássico de primeira ordem, em camadas concêntricas, obtida a partir das ondas sísmicas. Mantêm-se as divisões na devida escala, exceto para as crostas e a zona de baixa velocidade

Camadas terrestres, a partir da superfície:

- a) Litosfera (de 0 a 60,2km)
- b) Crosta (de 0 a 30/35 km)
- c) Manto (de 60 a 2900 km)
- d) Astenosfera (de 100 a 700 km)
- e) Núcleo externo (líquido - de 2900 a 5100 km)
- f) Núcleo interno (sólido - além de 5100 km)

Tomada por inteiro, a Terra possui aproximadamente seguinte composição em massa:

34,6% de Ferro
29,5% de Oxigênio
15,2% de Silício
12,7% de Magnésio
2,4% de Níquel
1,9% de Enxofre
0,05% de Titânio

O interior da Terra atinge temperaturas de 5.270 K. O calor interno do planeta foi gerado inicialmente durante sua formação, e calor adicional é constantemente gerado pelo decaimento de elementos radioativos como urânio, tório e potássio. O fluxo de calor do interior para a superfície é pequeno se comparado à energia recebida pelo Sol (a razão é de 1/20k).

As características do interior da Terra foram obtidas através de ondas sísmicas geradas por grandes terremotos. Os dois modos principais de propagação das vibrações sísmicas são as ondas P (longitudinal) e S (transversal). Junto à superfície da Terra, propagam-se também as ondas superficiais: onda Rayleigh (C), que é uma combinação de ondas P e S onde cada partícula oscila num movimento elíptico, e ondas Love, com oscilação horizontal transversal.

A velocidade de propagação das ondas P é maior que a da S. Vale salientar também que as ondas S não se propagam em meios líquidos e gasosos, apenas nos sólidos.

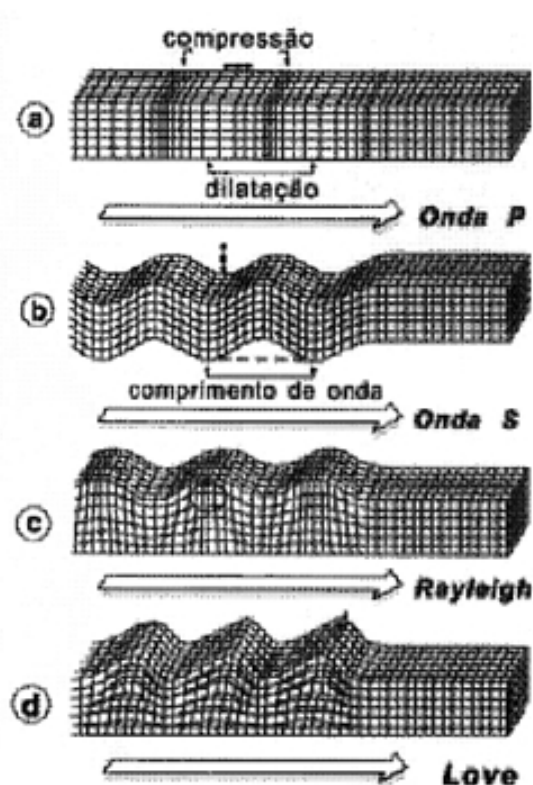


Figura 2 - Acima os diversos tipos de ondas sísmica

s

02. A Crosta Terrestre

A crosta (que forma a maior parte da litosfera) tem uma extensão variável de acordo com a posição geográfica. Em alguns lugares chega a atingir 80 km, mas geralmente estende-se por aproximadamente 30 km de profundidade. É composta basicamente por silicatos de alumínio, sendo por isso também chamada de Sial.

Existem basicamente tipos de crosta, sendo a oceânica (5-10Km) e a continental (30-80Km), sendo bastante diferentes em diversos aspectos. A crosta oceânica, devido ao processo de expansão do assoalho oceânico e da subducção de placas, é relativamente muito nova, mais densa, menos espessa e mais jovem que a continental. Normalmente é formada por uma camada homogênea de rochas basálticas.

A crosta continental é composta de rochas sedimentares até as rochas metamórficas, tendo espessura média entre 30 a 80km nas regiões tectonicamente estáveis (crátons), e entre 60 a 80km nas cadeias montanhosas como os Himalaias e os Andes.

A fronteira entre o manto e crosta é denominada de descontinuidade de Mohorovicic (ou Moho). Como o próprio nome indica, esta fronteira é descontínua, variando em espessura e distância da superfície. Esta distância varia de entre 5 km a 10 km no fundo dos oceanos a cerca de 35-40 km abaixo dos continentes, podendo atingir 60 km sob as cordilheiras e montanhas mais elevadas. Já a espessura varia de 0,1 km até alguns quilômetros.

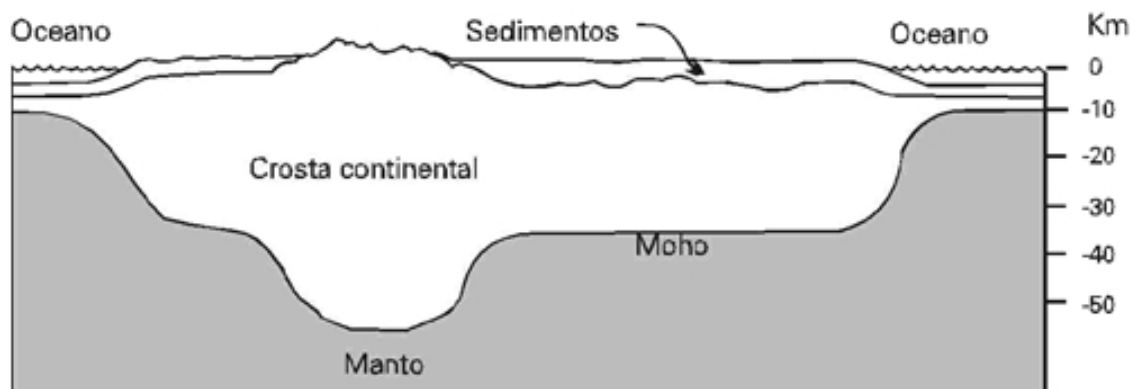


Figura 3 - Seção da crosta continental e oceânica

Princípio da Isostasia

Isostasia, ou movimento isostático, é o termo utilizado em Geologia para referir o estado de equilíbrio gravitacional, e as suas alterações, entre a litosfera e a astenosfera da Terra (porção superior do manto, fluida e quente, sobre a qual as placas tectônicas se movimentam ou flutuam). Esse processo resulta da flutuação das placas tectônicas sobre o material mais denso da astenosfera, cujo equilíbrio depende das suas densidades relativas e do peso da placa. Tal equilíbrio implica que um aumento do peso da placa (por espessamento ou por deposição de sedimentos, água ou gelo sobre a sua superfície) leva ao seu afundamento, ocorrendo, inversamente, uma subida (em geral chamada re-emergência ou rebound), quando o peso diminui.

A isostasia pode ser encarada como o simples reequilíbrio no deslocamento do volume de um fluido (neste caso a astenosfera) pela flutuação de um sólido (neste caso a litosfera) num processo em tudo semelhante ao observado por Arquimedes. Quanto mais pesada a camada litosférica,

maior volume de material astenosférico deve ser deslocado para que o equilíbrio se mantenha. Uma imagem sugestiva deste processo é o iceberg: quanto maior altura tiver acima da água, mais profunda estará a sua base.

Na realidade, as grandes extensões (placas com milhares de quilômetros de comprimento) e a elevada viscosidade dos materiais envolvidos tornam estes processos extremamente lentos (o reequilíbrio pode levar milhões de anos) e sujeitos a um complexo jogo de efeitos, em muitos casos contrários, resultantes dos processos de erosão e sedimentação, da própria geodinâmica e da tectônica de placas, que empurram as placas em direcções diversas, provocando a sua subida ou afundamento (tal como uma embarcação se inclina e altera o calado quando empurrada pelo vento).

Quando uma região da litosfera atinge o equilíbrio entre o peso relativo da placa litosférica e a sua espessura inserida na astenosfera, diz-se que está em equilíbrio isostático. Contudo, largas áreas continentais, como a região dos Himalaia, não estão em equilíbrio, nem parecem tender para ele, o que demonstra a existência das outras forças geodinâmicas em jogo que permitem a manutenção de uma topografia que não corresponde à que seria determinada pela isostasia.

No caso dos Himalaia, a explicação reside na impulsão causada pela placa tectônica indiana, comprimindo o bordo da placa eurasiática, que literalmente força a subida da região que ora se constitui com o mais alta do planeta, sem a correspondente deslocação astenosférica (pois tal como acontece numa abóbada, as forças que mantêm aquelas montanhas em posição são descarregadas lateralmente e não para baixo).

Em conclusão, a isostasia é a tradução geológica da impulsão hidrostática descrita pelo princípio de Arquimedes: para que exista equilíbrio, o aumento do peso das litosfera traduzido na existência de elevações topográficas (ou a presença de sedimentos ou massas de gelo ou água) deve traduzir-se num correspondente afundamento da placa, e vice-versa. Contudo, este processo decorre numa escala de tempo geológico e está sujeito à homeostasia resultante da complexidade do sistema geológico. Os fluxos laterais necessários para ajustar as variações decorrem muito lentamente: a Escandinávia continua a subir lentamente (cerca de 9 mm/ano) por ajustamento isostático em resultado do desaparecimento dos gelos da última glaciação, e assim continuará por muitas centenas de milhares de anos.

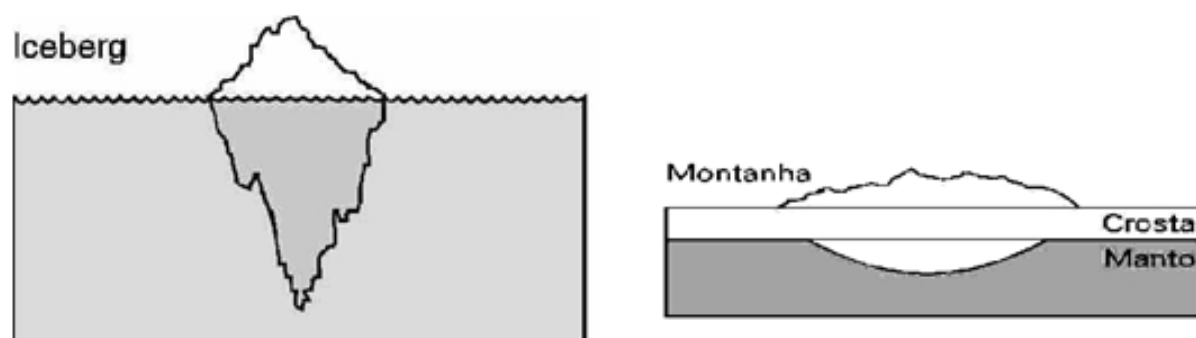


Figura 3 - O iceberg flutua porque o volume submerso é mais leve que o volume de água deslocado. De igual forma, o volume relativamente leve da crosta continental, projetada no manto, permite a flutuação da montanha.

03. Manto

A porção mais volumosa (80%) de todas as geosferas é o Manto. Divide-se em Manto Superior e Manto Inferior. É composto por substâncias ricas em ferro e magnésio. Também apresenta características físicas diferentes da crosta. O material de que é composto o manto pode apresentar-se no estado sólido ou como uma pasta viscosa, em virtude das pressões elevadas. Porém, ao contrário do que se possa imaginar, a tendência em áreas de alta pressão é que as rochas mantenham-se sólidas, pois assim ocupam menos espaço físico do que os líquidos. Além disso, a constituição dos materiais de cada camada do manto tem seu papel na determinação do estado físico local. (O núcleo interno da Terra é sólido porque, apesar das imensas temperaturas, está sujeito a pressões tão elevadas que os átomos ficam compactados; as forças de repulsão entre os átomos são vencidas pela pressão externa, e a substância acaba se tornando sólida.)

A Descontinuidade de Gutenberg é uma das camadas da Terra, separando o manto do núcleo. Esta camada separa o manto inferior do núcleo externo, a cerca de 2883 Km de profundidade. A partir deste limite as ondas S deixam de se propagar, pois o núcleo externo é líquido e as ondas P diminuem a sua velocidade.

04. O Núcleo

A massa específica média da Terra é de 5.515 quilogramas por metro cúbico, fazendo dela o planeta mais denso no Sistema Solar. Uma vez que a massa específica do material superficial da Terra é apenas cerca de 3000 quilogramas por metro cúbico, deve-se concluir que materiais mais densos existem nas camadas internas da Terra (devem ter uma densidade de cerca de 8.000 quilogramas por metro cúbico). Em seus primeiros momentos de existência, há cerca de 4,5 bilhões de anos, a Terra era formada por materiais líquidos ou pastosos, e devido à ação da gravidade os objetos muito densos foram sendo empurrados para o interior do planeta (o processo é conhecido como diferenciação planetária), enquanto que materiais menos densos foram trazidos para a superfície. Como resultado, o núcleo é composto em grande parte por ferro (80%), e de alguma quantidade de níquel e silício. Outros elementos, como o chumbo e o urânio, são muito raros para serem considerados, ou tendem a se ligar a elementos mais leves, permanecendo então na crosta.

O núcleo é dividido em duas partes: o núcleo sólido, interno e com raio de cerca de 1.250 km, e o núcleo líquido, que envolve o primeiro. O núcleo sólido é composto, segundo se acredita, primariamente por ferro e um pouco de níquel. Alguns argumentam que o núcleo interno pode estar na forma de um único cristal de ferro. Já o núcleo líquido deve ser composto de ferro líquido e níquel líquido (a combinação é chamada NiFe), com traços de outros elementos. Estima-se que realmente seja líquido, pois não tem capacidade de transmitir as ondas sísmicas. A convecção desse núcleo líquido, associada a agitação causada pelo movimento de rotação da Terra, seria responsável por fazer aparecer o campo magnético terrestre, através de um processo conhecido como teoria do dínamo. O núcleo sólido tem temperaturas muito elevadas para manter um campo magnético, mas provavelmente estabiliza o campo magnético gerado pelo núcleo líquido.

Evidências recentes sugerem que o núcleo interno da Terra pode girar mais rápido do que o restante do planeta, a cerca de 2 graus por ano.

Magma e Lava

Magma é rocha fundida, localizado normalmente dentro de uma câmara de magma, debaixo da superfície da Terra. Essa complexa solução de silicatos a alta temperatura, entre 650 e 1200 graus Celsius, é ancestral de todas as rochas ígneas, sejam elas intrusivas ou extrusivas. O magma permanece sob alta pressão e, algumas vezes, emerge através das fendas vulcânicas, na forma de lava fluente e fluxos piroclásticos. Os produtos de uma erupção vulcânica geralmente contêm gases dissolvidos que podem nunca ter alcançado a superfície do planeta. O magma se

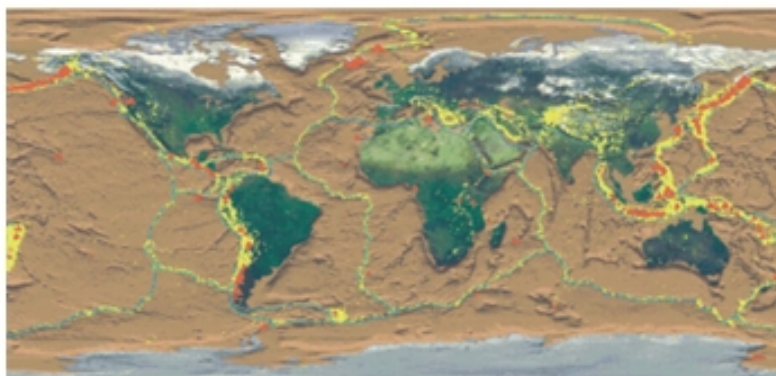
acumula em várias câmaras de magma, situadas no interior da crosta terrestre, cuja localização resulta em leves alterações na sua composição.

Lava é rocha em fusão que um vulcão expete durante uma erupção . Enquanto ainda sob a superfície da terra, a rocha em fusão, quando ainda no interior da terra e com a sua constituição original (rocha e gases), é denominada magma. Lava solidificada é conhecida como rocha ígnea extrusiva , embora o termo escoada lávica refira-se à formação rochosa endurecida. Devido à sua elevada temperatura, normalmente entre os 600 °C e os 1250 °C, a lava pode ser bastante fluída. Quando é expelido da chaminé vulcânica solidifica devido à diminuição da sua temperatura, tornando-se uma rocha magmática extrusiva . Entretanto, a lava pode fluir por muitos quilômetros antes de se solidificar formando uma escoada lávica . Uma escoada lávica activa refere-se a uma escoada lávica que possui ainda rocha fundida.



Figura 4 - Escoada Lávica

Mapa-múndi com as placas tectônicas



Mapa-múndi mostrando os limites (linhas azuis) entre as principais placas litosféricas (placas tectônicas), os epicentros dos terremotos mais intensos (pontos em amarelo) e os vulcões em atividade (triângulos em vermelho).
Fonte: National Aeronautics and Space Administration (NASA)

02. Tectônicas de Placas

Tectônica de Placas é uma teoria da geologia, desenvolvida para explicar o fenômeno da deriva continental, sendo a teoria atualmente com maior aceitação entre os cientistas que trabalham nesta área. Na teoria da tectônica de placas a parte mais exterior da Terra está composta de duas camadas: a litosfera, que inclui a crosta e a zona solidificada na parte mais externa do manto, e a astenosfera que inclui a parte mais interior e viscosa do manto. Numa escala temporal de milhões de anos, o manto parece comportar-se como um líquido super-aquecido e extremamente viscoso, mas em resposta a forças repentinas, como os terremotos, comporta-se como um sólido rígido.

A teoria da tectônica de placas surgiu a partir da observação de dois fenômenos geológicos distintos: a deriva continental, identificada no início do século XX e a expansão dos fundos oceânicos, detectada pela primeira vez na década de 1960. A teoria propriamente dita foi desenvolvida no final dos anos 60 e desde então tem sido universalmente aceita pelos cientistas, tendo revolucionado as Ciências da Terra (comparável no seu alcance com o desenvolvimento da tabela periódica na Química, a descoberta do código genético na Biologia ou à mecânica quântica na Física).

Atenção: A divisão do interior da Terra em litosfera e astenosfera baseia-se nas suas diferenças mecânicas. A litosfera é mais fria e rígida, enquanto que a astenosfera* é mais quente e mecanicamente mais fraca. Esta divisão não deve ser confundida com a subdivisão química da Terra, do interior para a superfície, em: núcleo, manto e crosta.

astenosfera* - porção superior do manto, fluida e quente, sobre a qual as placas se movimentam.

03. Teoria das Tectônicas das Placas

O princípio chave da tectônica de placas é a existência de uma litosfera constituída por placas tectônicas separadas e distintas, que flutuam sobre a astenosfera. A relativa fluidez da astenosfera permite que as placas tectônicas se movimentem em diferentes direcções.

As placas contactam umas com as outras ao longo dos limites de placa, estando estes comumente associados a eventos geológicos como terremotos e a criação de elementos topográficos como cadeias montanhosas, vulcões e fossas oceânicas. A maioria dos vulcões ativos

do mundo situa-se ao longo dos limites de placas, sendo a zona do Círculo de Fogo do Pacífico a mais conhecida e ativa. Estes limites são apresentados em detalhe mais adiante.

As placas tectônicas podem incluir crosta continental ou crosta oceânica, sendo que, tipicamente, uma placa contém os dois tipos. Por exemplo, a placa Africana inclui o continente africano e parte dos fundos marinhos do Atlântico e do Índico. A parte das placas tectônicas que é comum a todas elas, é a camada sólida superior do manto que se situa sob as crostas continental e oceânica, constituindo conjuntamente com a crosta a litosfera.

A distinção entre crosta continental e crosta oceânica baseia-se na diferença de densidades dos materiais que constituem cada uma delas; a crosta oceânica é mais densa devido às diferentes proporções dos elementos constituintes, em particular do silício. A crosta oceânica é mais pobre em sílica e mais rica em minerais máficos (geralmente mais densos), enquanto que a crosta continental apresenta maior percentagem de minerais félsicos (em geral menos densos).

Como consequência, a crosta oceânica está geralmente abaixo do nível do mar (como, por exemplo, a maior parte da placa do Pacífico), enquanto que a crosta continental se situa acima daquele nível (ver isostasia para uma explicação deste princípio).

04. Tipos de Limites de Placas

São três os tipos de limites de placas, caracterizados pelo modo como as placas se deslocam umas relativamente às outras, aos quais estão associados diferentes tipos de fenómenos de superfície:

a) Limites transformantes, transcorrentes ou conservativos- ocorrem quando as placas deslizam ou mais precisamente roçam uma na outra, ao longo de falhas transformantes (tipo de falha geológica, sendo um caso particular de falhamento de desligamento com terminação abrupta, em ambas extremidades, numa estrutura geológica transversa), não ocorre produção nem destruição da crosta. O movimento relativo das duas placas pode ser direito ou esquerdo, consoante se efetue para a direita ou para a esquerda de um observador colocado num dos lados da falha.

Muitas falhas transformantes ocorrem nos oceanos, gerando feições do tipo zig-zag, pois são transversais às Cadeias Meso-Oceânicas. Entretanto, essas falhas podem se estender para dentro do continente, como a Falha de Santo André, na Califórnia, nos Estados Unidos. Nesse caso, a Placa do Pacífico, onde está situada a cidade de Los Angeles, se desloca para o norte, enquanto a Placa Norte-Americana, contendo a cidade de São Francisco, se movimenta para sul. Quando a energia concentrada ao longo desses limites é liberada, há movimentação das placas, ocorrendo uma série de terremotos com focos rasos e, portanto, altamente destrutivos.

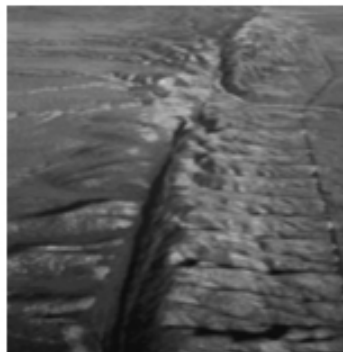


Figura 2 - Falha de Santo André, um tipo de falha transformante localizado na Califórnia, nos Estados Unidos

b) Limites divergentes ou construtivos - ocorrem quando duas placas se afastam uma da outra. Um exemplo de limite de placas divergente é o encontro entre a placa Sul-americana e a placa Africana no meio do Oceano Atlântico. O material adicionado forma o assoalho oceânico e provoca o afastamento das duas placas em questão. Este tipo de limite entre placas está muitas as vezes associado à dorsal meso-oceânica.

Os limites divergentes ocorrem quando uma nova crosta oceânica é criada, com movimentação horizontal das placas em sentido oposto. Desse modo, o surgimento de um oceano se inicia com a fragmentação de um continente, em regime tectônico extensional.

No primeiro estágio de "abertura de um oceano" ocorre o soerguimento e abaulamento da crosta continental e eventualmente o seu fraturamento. Uma grande depressão se desenvolve no continente e a água do mar invade as terras mais baixas, formando lagos salinos. A atividade vulcânica é intensa, pois o afinamento crosta continental faz com que a camada quente e fluída abaixo da litosfera (a astenosfera) se aproxime da superfície. Esse tipo de ambiente geotectônico é chamado de "rift valley" (termo geológico em inglês que significa "vale de fendas de grande extensão"). O exemplo atual de um continente nesta fase de fragmentação é o "Rift Valley" Africano, na África Oriental (Etiópia, Uganda, Quênia, República do Congo, Tanzânia, Malawi e Moçambique).

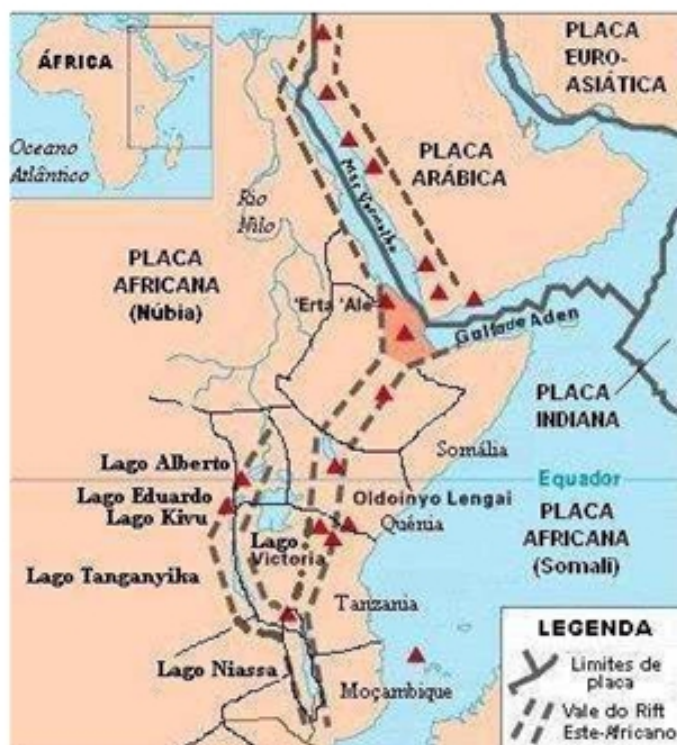


Figura 3 - Mapa do Grande Vale do Rift mostrando alguns dos vulcões historicamente ativos (triângulos vermelhos) e o Triângulo de Afar (rosa escuro), o ponto de encontro - ou de afastamento - de três placas: a Placa Arábica e as duas partes da Placa Africana (a Núbia e a Somali).

No segundo estágio, a divergência das forças se acentua e a crosta continental se fragmenta formando dois continentes, agora separados por um oceano encaixado em uma grande fratura. A

ascensão do material magmático quente da astenosfera gera uma série de atividades vulcânicas, formando um denso assoalho de composição básica (basalto), denominada crosta oceânica. As bordas continentais soerguidas tornam-se "área fonte" (onde ocorre intemperismo e erosão das rochas) dos sedimentos depositados nas bacias oceânicas adjacentes. O exemplo atual de um oceano nesse estágio de abertura é o Mar Vermelho que separa a Península Arábica da África Oriental.

Se a divergência prossegue, chega-se ao terceiro estágio da "formação de um oceano". O calor vindo da astenosfera fica restrito à região oceânica central, onde a atividade vulcânica intensa forma a Dorsal ou Cadeia Meso-Oceânica. À medida que as placas se distanciam, mais frias ficam suas bordas continentais (pois estão longe do centro de geração de calor) e estas são recobertas pelas águas marinhas, formando a plataforma continental. O exemplo atual desse estágio é o Oceano Atlântico que separa a América da África e Europa, cuja abertura teve início há 180 milhões de anos, com a fragmentação do supercontinente Pangea, circundado por um único oceano existente na época, chamado de Pantalassa (do grego que significa "todos os mares").

Hoje em dia, uma das mais baixas taxas de separação de placas é de cerca de 2.5 cm/ano, quer dizer 25 km em 1 milhão de anos (Cadeia do Ártico). A velocidade mais rápida de separação acontece na Cadeia do Pacífico Leste, próximo à Ilha de Páscoa, com mais de 16 cm/ano.

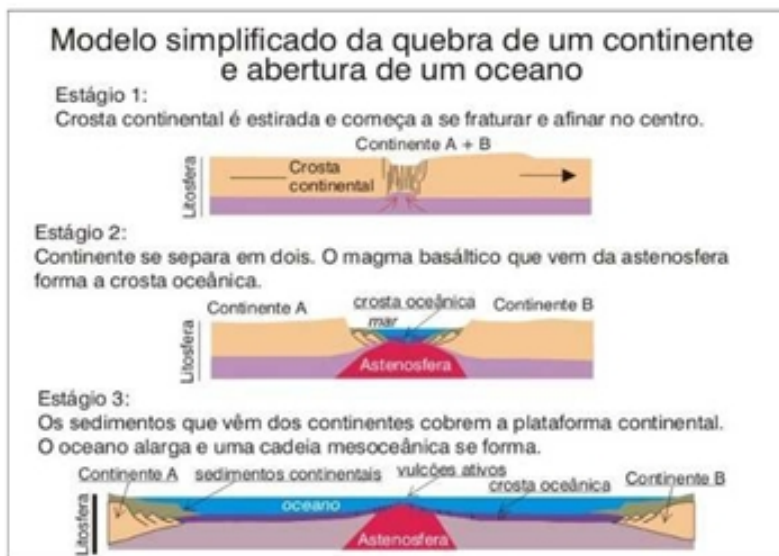


Figura 4 - Limites de Placas Divergentes

Dorsal oceânica (também chamada dorsal submarina ou dorsal meso-oceânica) é o nome dado a grandes cadeias de montanhas submersas no oceano, que se originam do afastamento das placas tectônicas. O soerguimento das placas e seu conseqüente afastamento se dá devido a correntes convectivas de magma divergentes no manto. As dorsais submarinas dos oceanos estão conectadas, formando a maior cadeia de montanhas do mundo, com cerca de 60.000 km de extensão.

c) Limites convergentes ou destrutivos - (também designados por margens ativas) ocorrem quando duas placas se movem uma em direção à outra, formando uma zona de subducção* (se uma das placas mergulha sob a outra) ou uma cadeia montanhosa (se as placas simplesmente colidem e se comprimem uma contra a outra).

Zona de subducção, região de subducção ou zona de Benioff-Wadati, é uma área de convergência de placas tectônicas, onde uma das placas desliza para debaixo da outra. As zonas

de subducção são áreas onde o alastramento oceânico iniciado dos rifts encontra compensação, isto é, onde as placas desaparecem. Este movimento descendente provoca a fusão parcial do manto subjacente e induz vulcanismo.

As maiores zonas de subducção encontram-se no Oceano Pacífico, ao largo da costa Oeste da América do Sul e América do Norte. A Cordilheira dos Andes e os seus vulcões é o maior exemplo de vulcanismo associado a zonas de subducção.

As zonas de subducção são potenciais focos sísmicos. Os terremotos de consequências mais devastadoras estão normalmente associados a este enquadramento geológico. A fricção das duas placas pode provocar a libertação repentina de enormes quantidades de energia, que resulta no terremoto.

Acredita-se que as dimensões das massas continentais não tenham variado significativamente desde a formação do planeta Terra. As variações das dimensões das massas continentais sugerem que a crosta deve ser destruída na mesma medida em que é criada. Tal destruição (reciclagem) da crosta ocorre ao longo dos limites convergentes das placas tectônicas, por colisão ou porque uma placa mergulha sob a outra na forma de "subducção" ou é até colocada sobre a outra na forma de "obducção", em regime tectónico compressivo e constante ao longo do tempo.

O tipo de convergência de placas tectônicas depende do tipo de litosfera envolvida:

- a) Oceânica - Continental;
- b) Continental - Continental;
- c) Oceânica - Oceânica.

a) Convergência Oceânica-Continental

Se fosse possível drenar o Oceano Pacífico, seria visto um grande número de longas e estreitas "fossas" (ou trincheiras) com 8 a 10 km de profundidade, cortando o substrato oceânico. As fossas correspondem às porções mais profundas dos oceanos e são criadas por subducção de crostas nos limites de placas convergentes (observe a figura abaixo).

Na costa oeste da América do Sul, ao longo da fossa Peru-Chile, a placa oceânica de Nazca está sendo empurrada por baixo da placa continental Sul-Americana. Por outro lado, está em soerguimento a Cordilheira dos Andes na placa Sul-Americana. Terremotos fortes e destrutivos ocorrem nos limites dessas placas, sendo comum a formação de cadeias de montanhas na crosta continental, cujo processo é denominado "orogênese".

A convergência oceânica - continental gera muitos dos vulcões hoje ativos, produzindo um "arco magmático" na borda do continente, com rochas de composição intermediária a ácida ("andesito" a "riolito", respectivamente). Nessas regiões, as atividades vulcânicas na crosta continental estão claramente associadas com a subducção da crosta oceânica ao longo das fossas tectônicas.

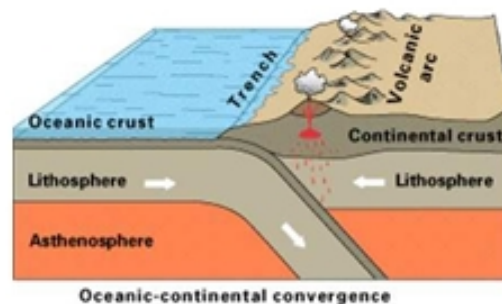


Figura 5 - Convergência de Placa Oceânica com Placa Continental

b) Convergência Continental-Continental

Devido à diferença de densidade entre a crosta oceânica e a crosta continental, a crosta oceânica (mais densa) é geralmente empurrada por baixo da crosta continental (menos densa), mergulhando para as regiões mais profundas da Terra, ao longo da zona de subducção (veja o estágio 1 da figura-6). Se esse movimento continua, a crosta oceânica é totalmente destruída, dando origem à colisão de continentes. Nesse processo, os continentes se aglutinam uns aos outros, resultando numa grande cadeia de montanhas (veja o estágio 2 do modelo). A Cordilheira dos Himalaias, exemplo desse tipo de convergência, foi formada a partir da colisão das placas da Índia e da Ásia, no processo iniciado há cerca de 70 milhões de anos e que continua até hoje em dia.

Ao contrário dos outros fenômenos, esse produz, no continente, forte deformação (dobramentos e falhamentos) e intenso "metamorfismo" (processo pelo qual uma rocha é transformada em outro tipo de rocha com características distintas, através de reações no estado sólido), podendo chegar à fusão parcial de suas rochas, gerando atividades plutônicas ácidas ("granito").

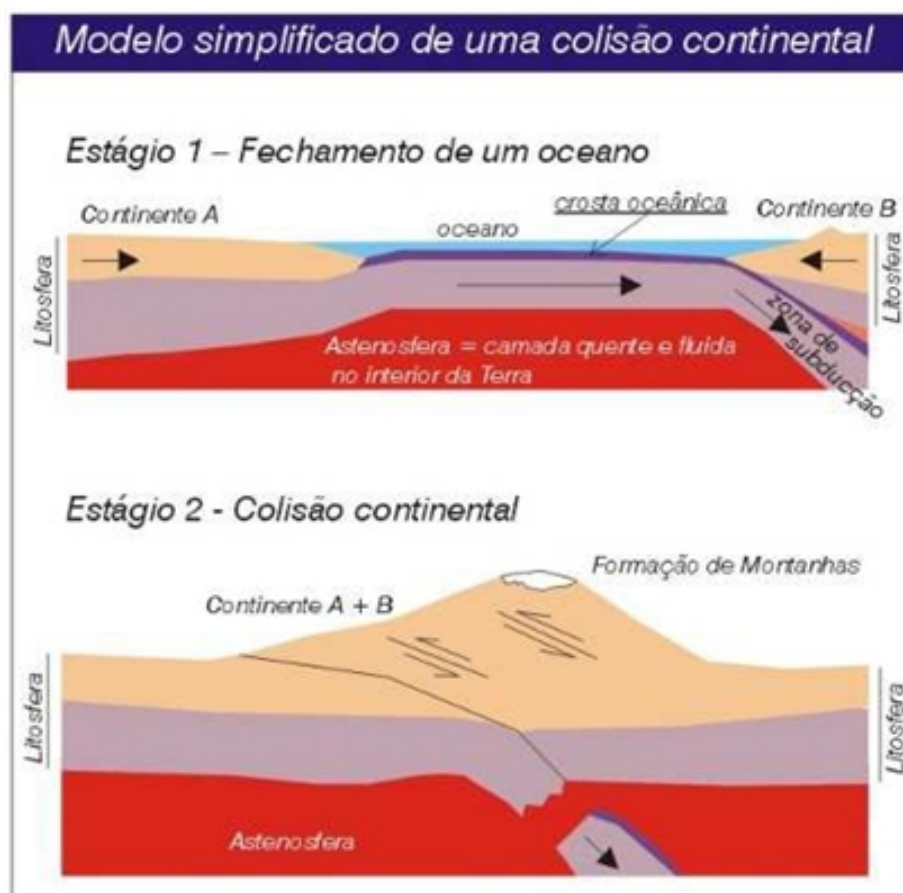


Figura 6 - Colisão de Placas Continentais

Na colisão de placas do tipo margem continental passiva, pode haver "cavalgamento" da crosta oceânica sobre a crosta continental, através de processo tectônico muito complexo, denominado obdução. Neste caso, são formados os "ofiolitos" (rochas que representam fatias de crosta oceânica ou manto posicionado em meio a rochas continentais, geralmente associado com

sedimentos marinhos na zona de colisão de placas). Exemplos de ofiolitos são encontrados atualmente no Chipre (Complexo de Troodos) e na Arábia Saudita (Montanhas de Omã).

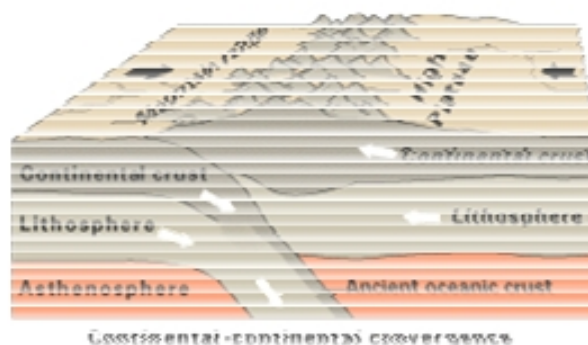


Figura 7 - Exemplo de Convergência Continental-Continental

c) Oceânica - Oceânica

Assim como ocorre uma zona de subducção na convergência oceano - continente, o mesmo fenômeno se dá quando duas placas oceânicas se encontram. Neste processo também há a formação de uma fossa oceânica. A Fossa das Marianas (paralela às Ilhas Marianas), com profundidade próxima a 11 km, é produto da convergência da Placa do Pacífico com a das Filipinas.

Neste processo também ocorrem vulcões. Depois de milhões de anos de acúmulo de lavas desses vulcões submarinos, formam-se inúmeras ilhas vulcânicas. Estas, por sua vez, dão origem aos arquipélagos, conhecidos como "arcos de ilhas", situados atrás da zona de subducção (observe a figura abaixo).

O magma que gera as rochas dos arcos de ilhas tem composição intermediária ("andesito") e é um produto da fusão da crosta oceânica subductada com o material ascendente da astenosfera. A placa descendente produz uma fonte de acumulação de energia pela interação com a outra placa, levando a freqüentes terremotos de intensidade moderada a forte.

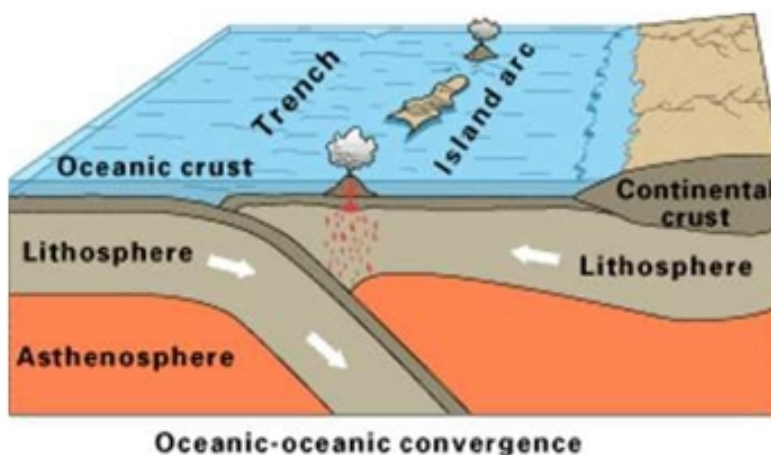


Figura 8 - Exemplo de Convergência Oceânica-Oceânica

05. HOT SPOT

São locais do manto terrestre onde existe uma anomalia térmica (o ponto quente ou hotspot), aparentemente associada a fenômenos de convecção térmica que traz magma mais quente das zonas profundas para as proximidades da superfície, que se traduzem na superfície terrestre pela existência de continuado vulcanismo, ou seja chaminés pequenas de vulcões muitas vezes deixando um rastro que assinala o movimento da placa tectônica sobre a zona de ascensão do magma.

A maioria dos vulcões ocorre nas bordas de placas, mas existem exceções. No caso das Ilhas do Havaí, situadas no meio da Placa do Pacífico, todas têm origem vulcânica, mas o limite de placa mais próximo fica a cerca de 3.200 km de distância. Isto ocorre devido ao fenômeno conhecido como "hot spot" (traduzido do inglês como "pontos quentes"). Os hot spots são registros pontuais de atividades magmáticas relacionadas com ascensão de material do manto, denominadas "plumas do manto", que têm origem na interface do manto inferior com o núcleo externo. Imagine os continentes sendo "carregados" sobre a crosta oceânica, como se fossem objetos em uma esteira rolante. Assim, enquanto uma placa se move sobre um hot spot, o material do manto chega à superfície e forma vulcões, na verdade, ilhas vulcânicas e até cordilheiras submarinas (veja figura abaixo).

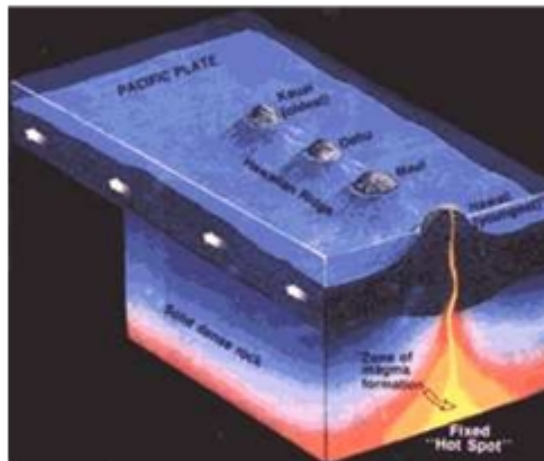


Figura 9 - Formação de Hot Spot, nas Ilhas do Havaí, Oceano Pacífico

06. Dorsal Meso-Atlântica

A dorsal meso-atlântica ou crista oceânica do Atlântico é uma cordilheira submarina que se estende sob o Oceano Atlântico e o Oceano Ártico. Os pontos mais elevados desta cordilheira emergem em vários locais, formando ilhas.

A dorsal meso-atlântica faz parte do sistema global de dorsais oceânicas, e como é o caso de todas as dorsais oceânicas, crê-se que a sua formação fique a dever-se a um limite divergente entre placas tectônicas: a placa Norte-americana e a placa Euroasiática, no Atlântico Norte e a placa Sul-americana e a placa Africana no Atlântico Sul. Estas placas encontram-se em movimento e por isso o Atlântico encontra-se em expansão ao longo desta dorsal, ao ritmo de 2 a 10 cm por ano.

As ilhas estendem-se por cerca de 11.300 km e na sua maior parte encontra-se submersa, mas ergue-se até à superfície, entre outros locais, na Islândia, na Ilha de Ascensão e nos Açores, onde se situa um dos seus pontos mais elevados, a Ponta do Pico na Ilha do Pico, com 2.351 metros de altitude.



Figura 10 - Dorsal Meso-Oceânica

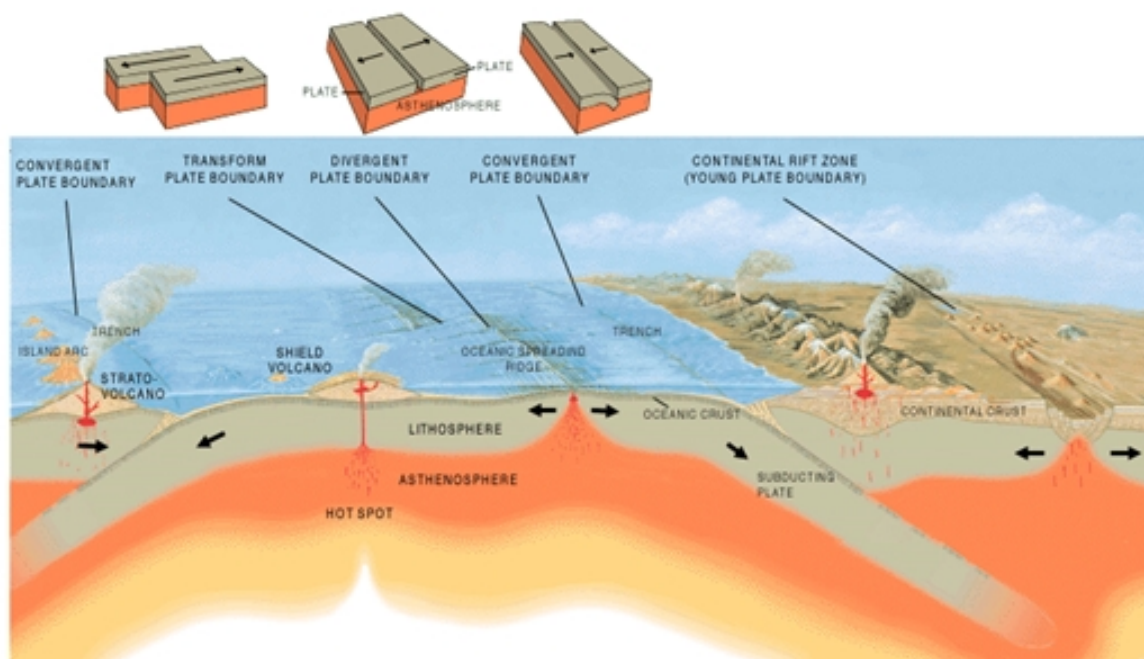


Figura 11 - Visão geral dos tipos de limites de placas

Exercícios

01) Quais das alternativas abaixo são falsas ?

- I - A estrutura da Terra pode ser dividida em núcleo, manto e crosta (ou litosfera).
- II - A crosta oceânica é mais espessa e mais densa que a continental.
- III - Lava é o magma trazido à superfície da crosta por erupções vulcânicas.
- IV - Cadeias de montanhas são formadas em zonas de colisão de placas tectônicas.
- V - Arcos de ilhas vulcânicas estão associadas a zonas de colisão de placas constituídas.

- a) Somente a alternativa II.
- b) I e IV.
- c) I, II e V.
- d) Somente a alternativa V.
- e) Nenhuma delas.

02) Relaciona a primeira coluna com a segunda:

- 1) Limite de Placa Divergente
- 2) Limite de Placa Convergente
- 3) Limite de Placa Transcorrente
- 4) Rifte Continental
- 5) Falhas Transformantes

- () Lineamentos transversais das dorsais meso-oceânicas.
- () Zonas de expansão do assoalho oceânico.
- () Marcado pela ocorrência de fossas ou trincheiras abissais.
- () Limite ou Zona de criação de nova placa no interior do continente africano.
- () Falha de San Andréas, na Califórnia (EUA).

03. Relacione a primeira coluna com a segunda:

- 1) Subducção
- 2) Dorsal Meso-Oceânica
- 3) Correntes de Convexão
- 4) Magma
- 5) Astenosfera

- () Ocorre em zonas de convergência (colisão) de placas, onde parte da crosta é consumida.
- () Porção superior do manto, fluida e quente, sobre a qual as placas tectônicas se movimentam.
- () Fusão de silicatos, sulfetos, óxidos, gases e vapor de água.
- () Cadeias de montanhas submarinas que marcam limites de placas divergentes.
- () Fluxo calorífico do interior da Terra que causa a circulação dos materiais constituintes do manto.

04. Relacione a primeira coluna com a segunda:

- 1) Himalaias
- 2) Andes
- 3) Arquipélago do Hawaii
- 4) Indonésia
- 5) Islândia

- () Colisão de placas envolvendo crosta oceânica x crosta continental.
- () Associado a um ponto quente (hot spot).
- () Associada à Dorsal Meso-Atlântica.

- () Limite convergente de placas, com a colisão de crosta continental x crosta continental.
- () Colisão de placas envolvendo crosta oceânica x crosta oceânica.

Gabarito

- 1) opção "a", pois a crosta oceânica é **menos** espessa. As demais opções estão todas corretas.
- 2) 3 - 1 - 2 - 4 - 5
- 3) 1 - 5 - 4 - 2 - 3
- 4) 2 - 3 - 5 - 1 - 4

Dobras Geológicas

Introdução

1. Definição
2. Principais elementos geométricos
3. Classificação das Dobras
4. Resumo

1. Definição

Dobras são superfícies curvas resultantes da deformação de camadas sedimentares ou de outras superfícies originalmente planares. São umas das estruturas geológicas mais espetaculares, e por si demonstram a ocorrência de deformações dúcteis em larga escala da crosta terrestre.

São em geral produtos de tensões tectônicas (esforços no interior da terra) compressivas, embora dobras de origem atectônica (escorregamentos, fluidização, ação da gravidade), devidas a deslizamentos.

Dobras podem ter formas tridimensionais bastante complexas (figura 1). Duas aproximações geométricas podem ser visualizadas no sentido de descrever a forma das superfícies dobradas, a saber, as dobras cilíndricas e as dobras cônicas

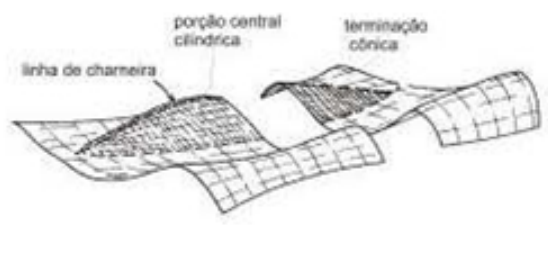


Figura 1 - Superfície dobrada genérica.

As dobras cilíndricas podem ser geradas geometricamente pela translação de uma linha no espaço (figura 2). A linha geratriz é chamada de eixo da dobra.

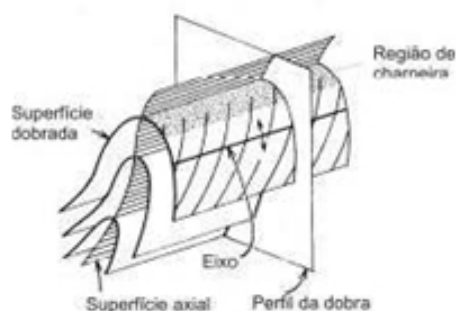


Figura 2 - Principais elementos geométricos de uma dobra cilíndrica.

Dobras cônicas podem ser desenhadas pela rotação de uma linha geratriz em torno de um eixo (figura 3).



Figura 3 - Geometria de uma dobra cônica circular.

As dobras reais que ocorrem na natureza até certo ponto aproximam-se dessas geometrias simples. Em geral as porções medianas e centrais de uma dobra aproximam-se da geometria cilíndrica, enquanto que suas terminações têm em geral formato cônico (figura 1).

A maior parte das descrições, classificações e termos relacionados a dobras referem-se a dobras cilíndricas, e a maior ênfase nelas será dada neste texto básico.

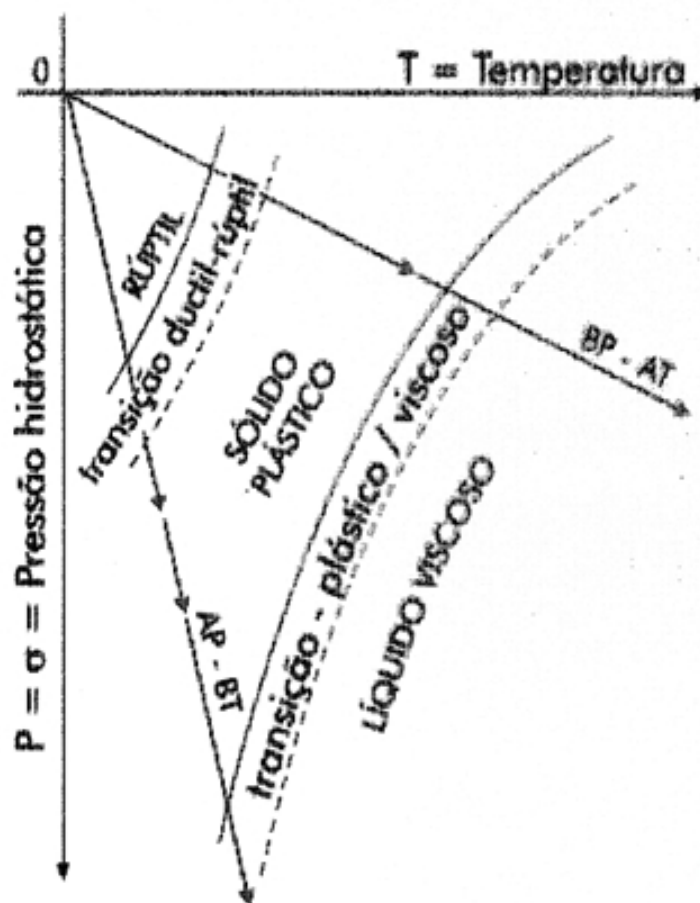


Figura 4 - Domínios de deformação natural em função da pressão hidrostática/litostática e temperatura. As linhas BT-AT e AP-BT representam o comportamento esperado em regimes de altos e baixos gradientes térmicos, respectivamente. AP = alta pressão, BP = baixa pressão; AT = alta temperatura; BT = baixa temperatura.

2. Principais Elementos Geométricos

A forma das dobras cilíndricas é descrita no plano de perfil da dobra (Figura 5), ou seja, em um plano perpendicular ao seu eixo (figura 2). Em uma dobra teórica, perfeitamente cilíndrica, a forma das superfícies dobradas é igual em qualquer plano tomado perpendicular ao seu eixo. Por outro lado, cortes em posições oblíquas ao eixo podem ter formas extremamente variadas, e não refletem a real geometria tridimensional da dobra. Portanto, a descrição das dobras cilíndricas pode ser reduzida em grande parte a um problema bidimensional, tomando-se o plano do seu perfil.



Figura 5 - Plano de Perfil da Dobra

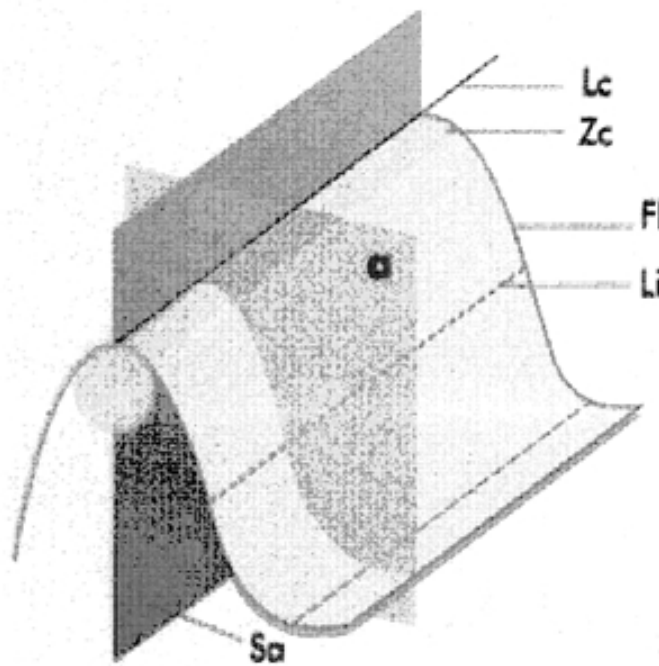


Figura 6 - Sa: Superfície Axial; Lc: Linha de Charneira; Zc: Zona de Charneira; Li: Linha de Inflexão; Fl: Flanco; a: Plano de Perfil da Dobra.

Vista no plano do perfil da dobra, um trecho de uma superfície dobrada pode ter um certo raio de curvatura. Em geral, essa curvatura não é constante, e podemos definir uma região ou zona de charneira, onde corresponde ao segmento de curvatura máxima, e em boa parte dos casos, uma linha de charneira, que é composta pela união dos pontos de máxima curvatura através da superfície dobrada, vista no espaço (figuras 1 e 2, Foto1). A linha de charneira é conhecida com geratriz ou eixo da dobra.



Foto 1 - Charneira de dobras aproximadamente cilíndricas.

É importante observar que em dobras cilíndricas a linha de charneira deve coincidir com a direção do eixo de dobra. Mas, enquanto que a linha de charneira é uma feição física, observável e mensurável, o eixo de dobra é um ente geométrico abstrato. No entanto, na linguagem usual do geólogo de campo, é comum o uso dos dois termos de uma forma menos precisa como sinônimos.

A região de charneira de uma dobra deve ser distinguida do ponto mais elevado da superfície dobrada, que é denominada cumeeira ou linha de crista. O ponto mais baixo da dobra é chamado de linha de quilha (figura 7).



Figura 7 - Distinção entre a cumeeira (ponto mais elevado) e charneira (ponto de maior curvatura) de uma dobra.

A região de menor curvatura corresponde aos flancos da dobra (cada um dos lados da dobra). O ponto ou linha de inflexão corresponde ao lugar no flanco onde o sentido da curvatura da superfície dobrada inverte-se.

Considerando-se as várias superfícies dobradas em uma dobra, a superfície que contém todas as linhas de charneira é denominada superfície axial, ou plano axial (figura 2). A orientação de uma dobra é descrita pela orientação de sua linha de charneira (eixo) e sua superfície (plano) axial.

A semelhança dos fenômenos ondulatórios, as dimensões de uma dobra podem ser especificadas pela sua amplitude e seu comprimento de onda (figura 8).

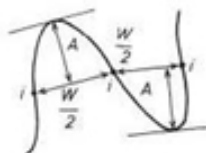


Figura 8 - A: amplitude; W: comprimento de onda; i: ponto de inflexão

A abertura de uma dobra pode ser definida pelo seu ângulo interflancos (figura 9).

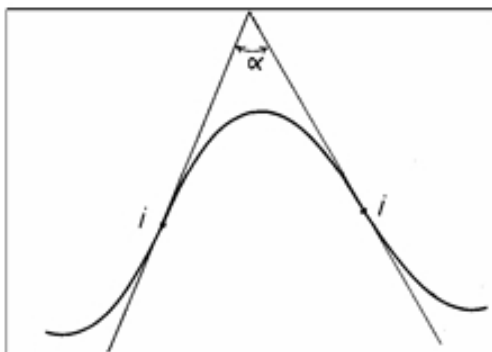


Figura 9 - Ângulos Interflancos

3. Classificação das Dobras

As dobras podem ser classificadas em dois tipos: atectônicas (relacionadas com a dinâmica externa do planeta) e tectônicas (relacionadas com a dinâmica interna).

As atectônicas são provenientes da ação da gravidade e as tectônicas pela ação da temperatura e pressão do interior da Terra.

As dobras tectônicas são formadas por dois mecanismos: flambagem e cisalhamento.

Flambagem é o mecanismo de dobra que promove o encurtamento das camadas perpendiculares à superfície axial das dobras, preservando porém a **espessura** e o **comprimento**.

Cisalhamento corresponde à deformação resultante de esforços que fazem ou tendem a fazer com que as partes contíguas de um corpo deslizem uma em relação à outra, em direção paralela ao plano de contato entre as mesmas. As dobras formadas por este mecanismo são acompanhadas de mudanças na **espessura** e **comprimento**.

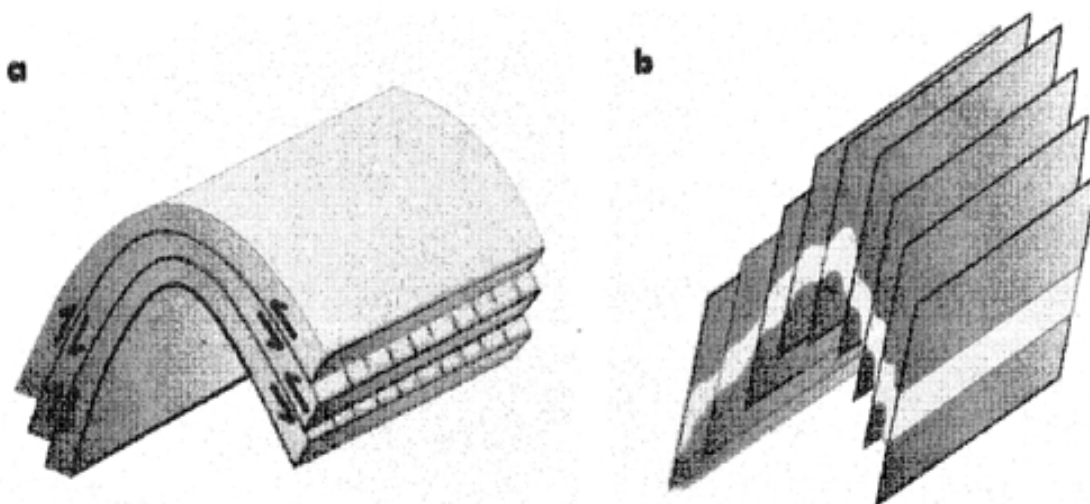


Figura 10 - a: flambagem; b: cisalhamento

Classificação Geométrica das Dobras

a) Classificação com base na linha de charneira

Classificação levando-se em conta a posição da linha de charneira em relação ao plano horizontal superficial.

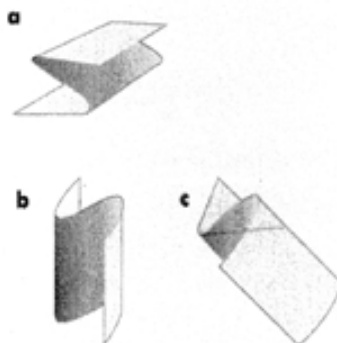


Figura 11 - a: horizontal; b: vertical; c: inclinad a

b) Classificação com base na linha axial (superfície e axial)

A classificação com base na linha axial toma-se em relação à simetria da dobra em relação a sua posição no espaço.

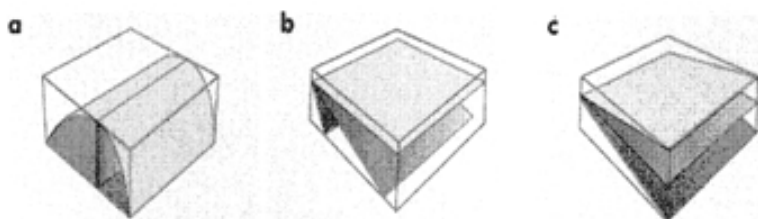


Figura 12 - a: normal; b: recumbente; c: inversa

c) Classificação das dobras com base no Ângulo Inte rflancos (superfície dobrada)

Esse tipo de classificação leva em conta o ângulo inter-flanco de uma dobra.

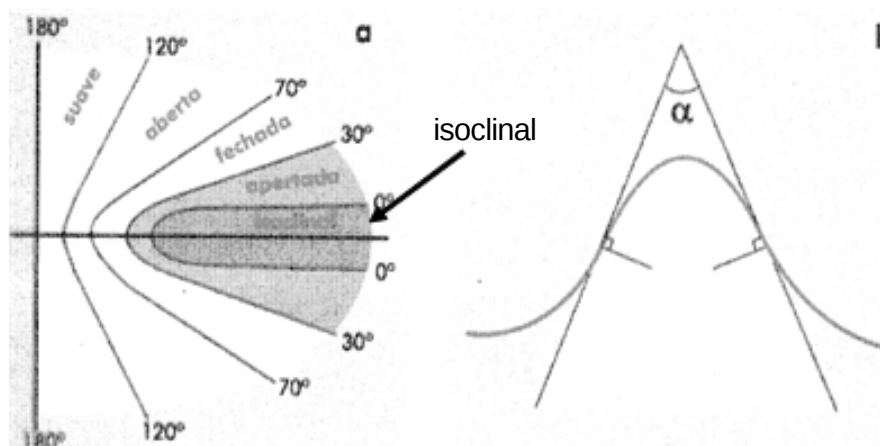


Figura 13 - Classificação das dobras segundo o crit ério de inter-flanco

As dobras são classificadas em: suave (180° a 120°), aberta (120° a 70°), fechada (70° a 30°), apertada (30° a 0°) e isoclinal (aproximadamente 0°).

d) Classificação das dobras com base na estratigrafia e critérios geométricos

De acordo com a classificação as dobras podem ser classificadas em: anticlinal e sinclinal.

Sinclinal - estruturas de camadas dobradas nas quais as camadas de idade mais recente estão no núcleo; ou forma adquirida pela dobra quando as camadas mais jovens estão mais próximas do centro de encurvamento (figura 14.a).

Anticlinal - dobra com concavidade para cima, cujo núcleo contém rochas estratigraficamente mais antigas (figura 14.b).

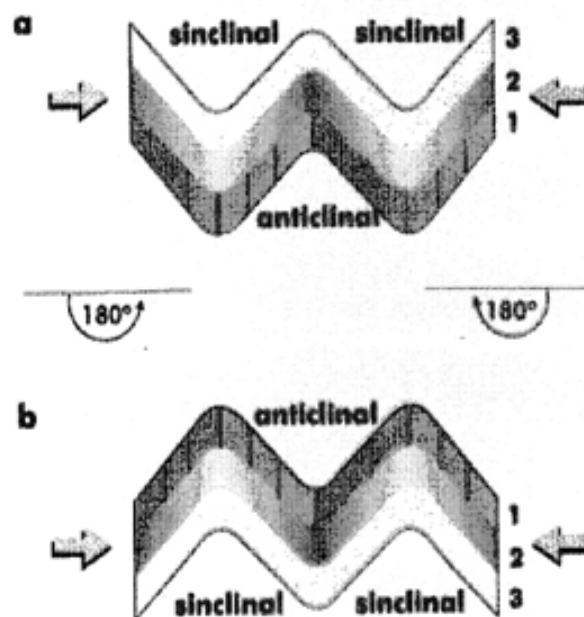


Figura 14 - Classificação das dobras segundo critérios de estratigrafia (1-mais antiga; 2-intermediária; 3-mais nova)



Figura 15 - Fotografia mostrando dobras associadas em Anticlinal e Sinclinal

4. Resumo

- a) dobras: são superfícies curvas resultantes da deformação de camadas sedimentares ou de outras superfícies originalmente planares. São em geral produtos de tensões tectônicas
- b) perfil da dobra: plano perpendicular ao eixo da dobra.
- c) superfície axial ou plano axial: superfície que contém todas as linhas de charneira.
- d) linha de charneira: composta pela união dos pontos de máxima curvatura através da dobra. A linha de charneira é conhecida com geratriz ou eixo da dobra.
- e) linha de inflexão: corresponde ao lugar no flanco onde o sentido da curvatura da superfície dobrada inverte-se.
- f) zona de charneira: corresponde ao segmento de curvatura máxima da dobra.
- g) flanco da dobra: região de menor curvatura da dobra.
- h) cumeeira: ponto mais elevado da dobra.
- i) linha de quilha: ponto mais baixo da dobra.
- j) dobra normal: possuem superfície axiais subverticais (entre 80° e 90°)
dobra recumbente: possuem superfícies axiais sub-horizontais (entre 0° e 10°).
dobra inversa: possuem superfícies axiais inclinadas (entre 10° e 80°).
dobra isoclinal: possuem flancos paralelos ao plano axial.

Exercícios:

01) Relacione a primeira coluna com a segunda:

- 1) Superfície Axial
- 2) Linha de Charneira
- 3) Linha de Inflexão
- 4) Zona de Charneira
- 5) Flanco da Dobra

- () Contém a linha de charneira da dobra.
- () Contém os pontos de curvatura máxima da dobra.
- () Marca a mudança no sentido de mergulho de dobra.
- () Região da dobra que apresenta curvatura máxima.
- () Cada um dos lados ou abas de uma dobra.

02) Relacione a primeira coluna com a segunda:

- 1) Anticlinal
- 2) Dobra Recumbente
- 3) Dobra Inversa
- 4) Sinclinal
- 5) Isoclinal

- () Dobra na qual as rochas mais antigas estão no núcleo.
- () Dobra na qual as rochas mais jovens estão no núcleo.

- () Dobra no qual os flancos mergulham para o mesmo quadrante, com os flancos paralelos ao plano axial.
- () Possuem superfície axial sub-horizontal (entre 0° a 10°).
- () Possuem superfície axial inclinada, porém com os flancos mergulhados para o mesmo quadrante.

Gabarito:

01) 1 - 2 - 3 - 4 - 5

02) 1 - 4 - 5 - 2 - 3

Falhas Geológicas

01. Conceito

As falhas são resultantes de deformações rúpteis nas rochas da crosta terrestre. Ocorre deslocamento relativo entre os dois blocos de um lado e de outro desta superfície que, muitas vezes, é plana. São expressas por superfícies descontínuas de poucos cm a dezenas de Km, sendo esta a ordem de grandeza para o deslocamento nas grandes falhas.

Falhamento é o processo geológico em que se produz uma falha.

A condição básica para a existência de uma falha é que haja deslocamento ao longo da superfície. Contudo, se ocorrer movimento perpendicular à superfície, a estrutura recebe o nome de fratura.

As falhas são oriundas a partir de deformações compressivas, distensivas e cisalhantes. Vale salientar que as falhas podem atravessar toda a litosfera, passando a constituir limites de placas tectônicas (por exemplo, a falha de San Andréas).

02. Elementos de uma falha

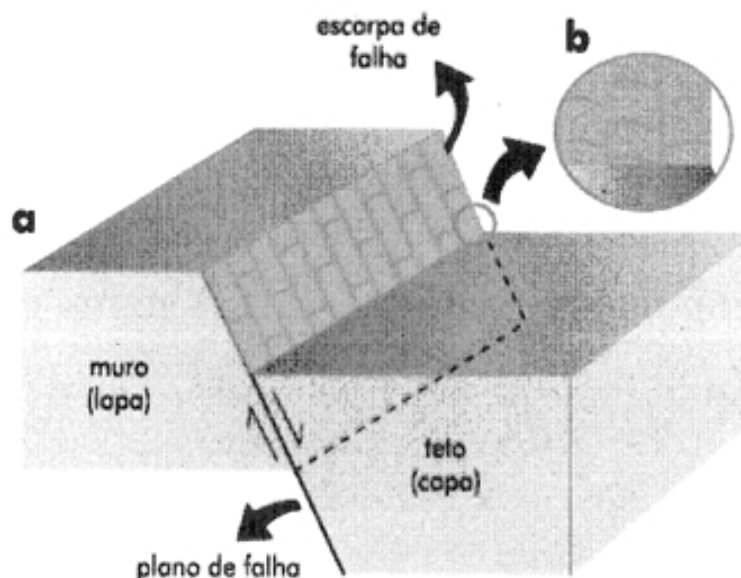


Figura 1 - Elementos Geométricos de uma falha

a) Espelho de Falha ou slickenside: Superfície polida de rocha originada pelo atrito dos blocos de falha ao se movimentarem.

Minerais ou fragmentos mais duros provocam estrias (estrias de falha) ou, se maiores, caneluras ou fault grooves (caneluras de falha) no plano de falha polido e são bons indicadores cinemáticos da direção e mergulho do rejeito de falha. O espelho formado por atrito rompe-se em ressaltos (ressaltos de falha) perpendiculares ao do deslocamento e são indicadores do sentido deste deslocamento dos blocos de cada lado da falha.

Superfície brilhante resultante do deslizamento dos blocos ao longo do plano de uma falha (segundo definição do professor Darlan).

b) Plano de Falha: Superfície ao longo da qual houve o deslocamento relativo dos blocos contíguos, apresentando em geral estrias, polimento e vestígios de cisalhamento.

c) Muro ou Lapa: corresponde ao bloco superior de uma falha inclinada.

d) Teto ou Capa: corresponde ao bloco inferior de uma falha inclinada.

e) Escarpa de Falha: corresponde à parte exposta da falha na topografia.

A escarpa corresponde na verdade a face ou talude íngreme abruptamente cortando a morfologia, freqüentemente apresentando afloramento de rochas. Genericamente distinguem-se as escarpas tectônicas (produzidas por falhamentos) e escarpas de erosão (formada por agentes erosivos). Linha de penhascos produzida por falhas ou erosão; uma encosta relativamente linear em penhasco, de extensão considerável, que quebra a continuidade geral do terreno separando as superfícies situadas em níveis diferentes .

f) Traço ou Linha da Falha: corresponde a uma linha no terreno que, em mapa, é representado por uma simbologia característica.

O deslocamento entre dois pontos previamente adjacentes, situados em lados opostos da falha, um ponto localizado no muro e outro no teto, medido no plano de falha, corresponde ao seu rejeito.

O rejeito pode ser classificado em:

- a) Rejeito Horizontal (A - D)
- b) Rejeito Vertical (D - C)
- c) Rejeito Direcional (A - C)
- d) Rejeito Total (A - A')
- e) Rejeito de Mergulho (B - A')

A localização do rejeito pode ser perfeitamente identificada na figura 2, localizada abaixo.

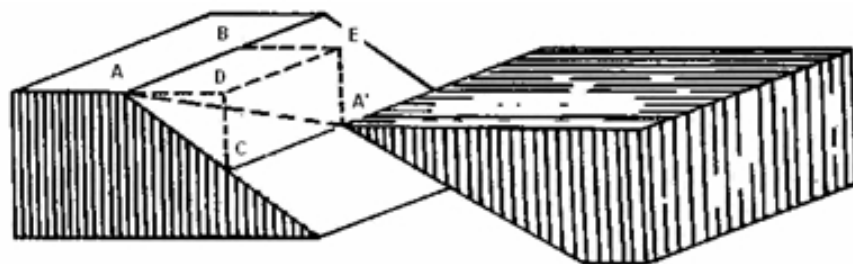


Figura 2 - Os vários tipos de rejeito

A escarpa de recuo de falha aparece quando a escarpa de falha original sofre processo de erosão, conforme pode ser verificado na figura 3.

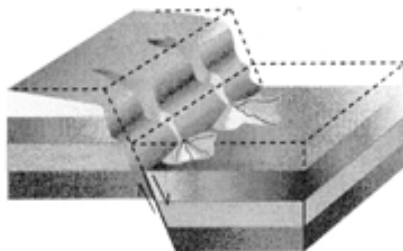


Figura 3 - Aspectos geomorfológicos de uma escarpa de recuo de falha.

03. Classificação das Falhas

As falhas podem ser classificadas com base em elementos geométricos e mecânicos .

Classificação Geométrica

A classificação geométrica pode ser em relação:

a) ao mergulho da superfície da falha

falha de alto ângulo: quando o mergulho do plano de falha é superior a 45° .

falha de baixo ângulo: quando o mergulho do plano de falha é inferior a 45° .

b) à forma da superfície da falha (plano de falha)

falha plana: ocorre quando a variação da direção da superfície encontra-se no intervalo de aproximadamente 5° (plano de falha vertical ou inclinada).

falha curva: também denominadas de falhas lítricas são conhecidas pela apresentação do plano de falha na forma de “pá” ou “colher” (ver figura 4).

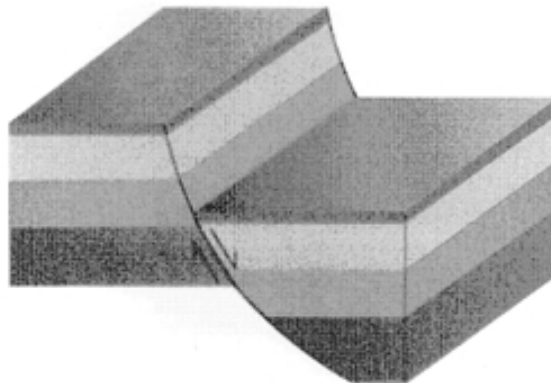


Figura 4 - Falha Lítrica

c) ao movimento relativo entre o teto e muro

falhas normais ou falhas de gravidade: o teto desloca-se no sentido do mergulho;

falhas inversas ou falhas de empurrão: o teto desloca-se ou sobe em relação o muro, em geral com mergulhos inferiores a 45° ;

falhas transcorrentes ou falhas direcionais: o teto e o muro movimentam-se paralelamente, ambos no mesmo nivelamento (apresenta rejeito total horizontalizado).

Falhas oblíquas : combinação entre forças tangenciais e compressivas (caso o ângulo entre o plano de falha e a superfície do bloco rebaixado seja agudo) ou distensivas (caso o mesmo ângulo seja obtuso).

Falhas de cavalgamento: falha inversa de baixo ângulo de inclinação e com mergulho menor do que 30° (termo utilizado no Brasil).

Falha cisalhante : falhas das rochas em zonas tensionadas que sofrem pressão dirigida, levando a ruptura e deformações texturais e estruturais com deslocamentos paralelizados ao plano principal de ruptura próximo. A falha cisalhante é produzida por esforços distensivos.

Falha transformante : é um tipo de falha geológica, sendo um caso particular de falhamento de desligamento com terminação abrupta, em ambas extremidades, numa estrutura geológica transversa. As falhas transformantes constituem um dos três tipos de limites de placas tectônicas, de acordo com a teoria de tectônica de placas.

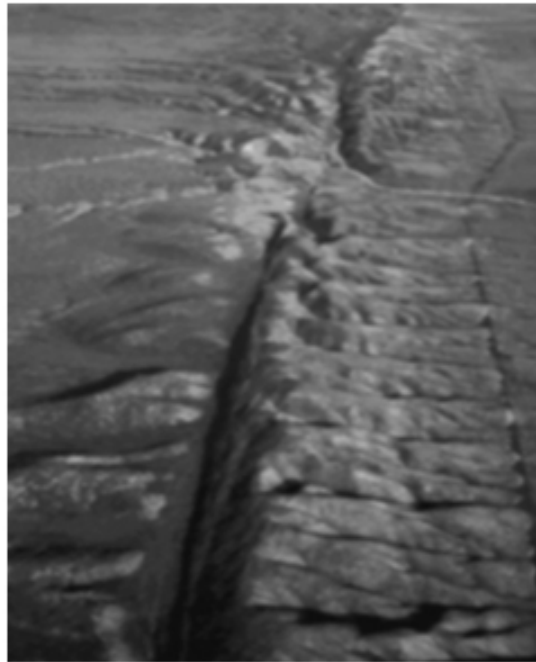


Figura 5 - Falha de Santo André, um tipo de falha transformante localizado na Califórnia, nos Estados Unidos

O movimento dos blocos pode ocorrer de várias formas: os dois blocos podem descer ou subir simultaneamente, porém com velocidades diferentes, ou ainda, um pode permanecer estacionário, enquanto o outro sobe, desce movimenta-se horizontalmente ou obliquamente.

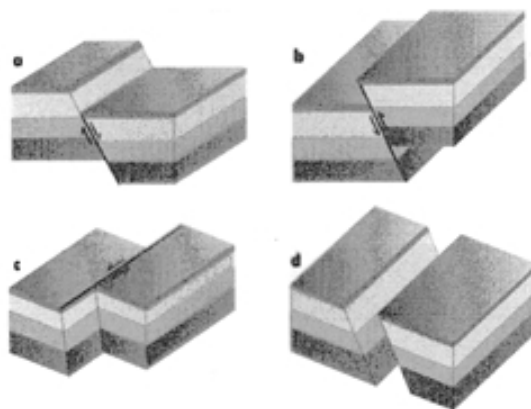


Figura 5 - Classificação de falhas com base no movimento relativo entre blocos adjacentes.
a) falha normal; b) falha inversa; c) falha transcorrente e d) falha oblíqua

d) ao tipo de rejeito

A classificação leva em conta os componentes geométricos do deslocamento entre dois pontos situados no muro e teto gerados pela falha, e que são medidos no plano de falha.

Vale salientar que o número de rejeitos apresentados numa falha depende do tipo da mesma. Assim, podemos dizer que em falhas oblíquas o número de rejeitos é máximo, sendo menor nos demais tipos.

Por exemplo, em falhas normais e inversas o rejeito total corresponde ao rejeito de mergulho, em falhas transcorrentes o rejeito total é igual ao rejeito direcional enquanto nas falhas oblíquas ao rejeito total.

Classificação Mecânica

A classificação mecânica leva em consideração o quadro de tensões que geraram a falha e distingue-se em três tipos: normal, inversa e transcorrente.

- a) Normal: o esforço principal é vertical;
- b) Inversa e Transcorrente: o esforço principal é horizontal.

04. Graben x Horst

Graben é a designação dada em geologia estrutural a uma depressão de origem tectônica, geralmente com a forma de um vale alongado com fundo plano, formada quando um bloco de território fica afundado em relação ao território circundante em resultado dos movimentos combinados de falhas geológicas paralelas ou quase paralelas.

A formação de um graben resulta do afundamento relativo de um bloco, formando uma estrutura que se distingue dos vales de origem erosiva pela presença de escarpas de falha em ambos os lados da zona deprimida. Dada a sua origem tectônica, os graben estão frequentemente associados a estruturas complexas onde se alternam as zonas deprimidas (os graben) e as zonas levantadas (os horst), em faixas com relativo paralelismo.

A palavra "graben" é de origem alemã, língua em que significa escavação ou vala.

Em contextos geotectônicos alargados (isto é, em estruturas com centenas ou milhares de quilômetros de extensão) os graben são por vezes designados por vales de rift (ou, aporuguesado, de rifte).

Horst é a designação dada em geologia estrutural e em geografia física a um bloco de território elevado em relação ao território vizinho por ação de movimentos tectônicos.

O território que forma o horst eleva-se devido ao movimento combinado de falhas geológicas paralelas, ou relativamente paralelas, cujo movimento provoca o afundamento dos terrenos vizinhos ou a elevação de uma faixa de terreno entre elas (ver esquema). Os horst tendem assim a ser faixas alongadas de terreno (que podem ter centenas de quilômetros de comprimento) elevado em relação ao território vizinho, do qual estão separadas por escarpas de falhas normais. Esta origem, e o fato de tenderem a ter um topo relativamente aplanado marcado por escarpas íngremes, leva a que estas formações sejam por vezes designadas por mesetas ou por montanhas bloco (um exemplo é a famosa Table Mountain nos arredores da Cidade do Cabo, África do Sul).

É frequente os horst fazerem parte de estruturas tectônicas complexas onde alternam com graben e múltiplas falhas.

As colinas dos Vosges , na França, e da Floresta Negra , na Alemanha, são exemplos destas formações.

A palavra "horst" é alemã, significando ninho de águia ou colina alcantilada.

Atenção: Graben e Horst estão associados às falhas normais .

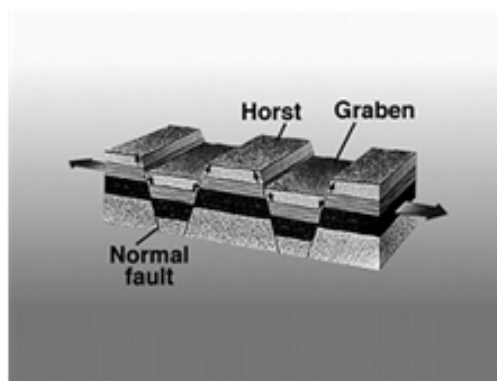


Figura 6 - Representação esquemática de uma sucessão de horst e de graben

05. Xistocidade

Estrutura própria das rochas metamórficas , resultantes de orientação mais ou menos paralela dos componentes minerais, principalmente lamelares (mica, clorita) e prismáticos (anfíbólio, etc.). A xistocidade geralmente se orienta paralelamente ao plano axial das dobras, podendo assim cortar a estratificação em ângulos diversos.

06. Destral e Sinistral

Os termos destal e sinistral são utilizados em relação ao movimento dos blocos resultantes de falhas transcorrentes . Para termos de conceituação devemos considerar um observador olhando fixo em um dos blocos olhando o sentido de deslocamento do outro bloco. Assim, quando o bloco observado desloca-se para direita, diz-se que o deslocamento da falha é destal, caso contrário, é sinistral.

07. Rift

Rift, ou rifte , é a designação dada em geologia às zonas do globo onde a crosta terrestre, e a litosfera associada, estão a sofrer uma fratura acompanhada por um afastamento em direções opostas de porções vizinhas da superfície terrestre.

Em resultado do afastamento das porções vizinhas da crosta, formam-se zonas de abatimento tendencialmente lineares, separadas por escarpas de falha, ou seja zonas de graben. Estas estruturas podem ter maior ou menor complexidade, mas, em geral, prolongam-se por muitas centenas ou mesmo por muitos milhares de quilômetros.

O alargamento da crosta cria condições propícias para a subida de magma, pelo que o eixo das zonas de rift está em geral associado a linhas de vulcanismo ativo onde as erupções geram nova crosta para compensar o afastamento. O Vale do Rift, que percorre cerca de 5000 km no Médio Oriente e no nordeste e centro da África, é o melhor exemplo de um rift emerso.

Apesar das semelhanças estruturais, os vales de rift são distintos das cristas médias oceânicas, onde nova crosta oceânica é continuamente formada para compensar o afastamento de

placas tectônicas divergentes. Contudo, se o processo de formação do rift prosseguir por tempo suficiente, criando uma ruptura que leve à formação de distintas placas tectônicas, pode originar uma crista capaz de gerar um novo oceano (tal parece ser a origem do Atlântico).

Quando a formação de riftes convergentes ocorre sobre um ponto quente, como é o caso da região dos Açores, existe em geral tendência para que o processo continue até que se desenvolva uma zona de ascensão de magma suficientemente poderosa para permitir a formação de uma crista oceânica, iniciando o afastamento das placas tectônicas vizinhas e a formação de crosta oceânica.

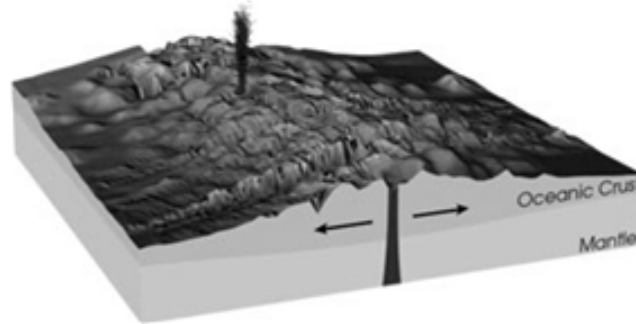


Figura 7 - Diagrama de formação de um rift oceânico

08. Nappe

Massa rochosa tabular alóctone *, normalmente de grande extensão, apresentando estruturas dobradas recumbentes e falhas horizontalizadas com grandes rejeitos sobre o muro mais jovem, decorrentes de **vergência** dirigida, geralmente, para o ante-país do sistema orogênico.

* alóctone - algo que não é do lugar onde se encontra.

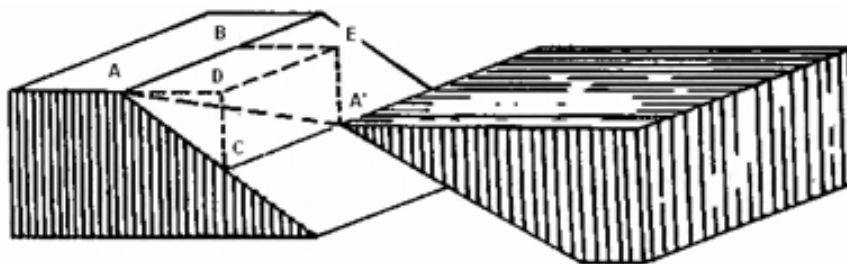
Exercícios:

01) Relacione a primeira coluna com a segunda:

- 1) Espelho de Falha
- 2) Capa
- 3) Lapa
- 4) Falha Transcorrente
- 5) Falha de Cavalgamento

- () O mesmo que "muro".
- () O mesmo que "teto".
- () Superfície brilhante resultante do deslizamento dos blocos ao longo do plano de uma falha.
- () Falha inversa com baixo ângulo de inclinação do plano da falha.
- () Apresenta rejeito total direcional (horizontal).

02) Relacione a primeira coluna com a segunda:



- 1) Rejeito Vertical
- 2) Rejeito Horizontal
- 3) Rejeito Direcional
- 4) Rejeito Total
- 5) Rejeito de Mergulho

- () A - D
() A - A'
() D - C
() B - A'
() C - A

03) Relacione a primeira coluna com a segunda:

- 1) Falha Normal
- 2) Falha Inversa
- 3) Falha Cisalhante
- 4) Graben
- 5) Horst

- () Produzida por esforços distensivos.
() O teto sobe em relação ao muro.
() Deslocamento horizontal paralelo à direção da falha.
() Elevação alongada ocasionada por falhas regionais.
() Depressão alongada ocasionada por falhas regionais.

04) Quais as alternativas abaixo estão corretas :

- I - Xistocidade é uma estrutura geológica comum em rochas sedimentares.
II - Horst são altos estruturais causados por falhamentos regionais.
III - Grabens são fossas ou depressões tectônicas causadas por falhas regionais.
IV - Dobras são deformações elásticas sofridas pelos materiais constituintes da crosta.
V - Falhas ou Dobras são as principais estruturas identificadas em bacias sedimentares.

- a) Somente a alternativa I.
- b) I e IV.
- c) II, III e V.
- d) Somente a alternativa V.
- e) Nenhuma delas.

Gabarito:

- 01) 3 - 2 - 1 - 5 - 4
02) 2 - 4 - 1 - 5 - 3

03) 1 - 2 - 3 - 5 - 4

04) c

Correção da questão 04:

I - Xistocidade é uma estrutura geológica comum em rochas **metamórficas** .

IV - Dobras são deformações elásticas sofridas pelos materiais constituintes **do interior da terra, ou seja, de origem tectônica**

Bibliografia

PARK, R.G. 1983 Foundations of structural geology . Blackie & Son Limited.
(Capítulo 2)

Ragan, D.M. 1985 Structural Geology: An Introduction to Geometrical Techniques . John Wiley & Sons, 207 pp.
(Capítulos 7 e 13)

RAMSAY, J.G.; HUBERT, M.I. (1987) The techniques of modern structural geology folds and fractures . New York, Academic Press. v.2
(Capítulos 15, 16 e 17)

TEIXEIRA, TOLEDO, FAIRCHILD e TAIOLI 2000 Decifrando a Terra.
(Capítulo 19)