

TECTÔNICA GLOBAL **4** TÓPICO

Wilson Teixeira

- 4.1** Introdução
- 4.2** A deriva continental e o legado de Wegener
- 4.3** Placas tectônicas
- 4.4** Placas e seus limites
 - 4.4.1** Limites divergentes
 - 4.4.2** Limites convergentes
 - 4.4.3** Limites conservativos
- 4.5** Supercontinentes
- 4.6** Tectônica de placas e hidrocarbonetos

4.1 Introdução

As grandes feições do relevo terrestre decorrem de transformações naturais que acontecem desde há 4,6 bilhões de anos, fruto da interação entre as partes sólidas (crosta e manto) e fluidas (atmosfera e hidrosfera) da Terra, numa dinâmica contínua que condiciona os ecossistemas que se adaptam pouco a pouco aos novos ambientes criados em diferentes escalas espaciais e temporais. É essa peculiaridade e, ao mesmo tempo, metamorfose, que torna o nosso planeta único no Sistema Solar.

As facetas mutantes do nosso mundo acontecem na escala do **Tempo Geológico** (tópico 11 “Tempo Geológico: a História da Terra e da Vida”), que vai a bilhões de anos. Portanto, no curto período da vida humana, é praticamente impossível acompanhar a maioria das grandes transformações geológicas da dinâmica interna e externa.

Fenômenos globais como a edificação da cordilheira dos Andes e do oceano Atlântico, o acúmulo de milhares de metros de sedimento para dar forma à Bacia Amazônica, ou a própria Evolução das Espécies, todos eles processos que envolvem desde séculos, milênios até dezenas a centenas de milhões de anos, não puderam ser acompanhados pelo olhar humano.

Mas, mesmo assim, parte desses eventos pretéritos pode ser recuperada pela inteligência humana, que faz uso do raciocínio geológico, examinando o registro das rochas, as estruturas e fósseis nelas contidos, para assim desvendar a evolução da Terra e a origem da vida.

As constantes mudanças na Terra, seja pelos fenômenos superficiais que lapidam incessantemente suas feições morfológicas, seja pelo movimento global das **placas tectônicas** (nome derivado do grego *tekton*, que significa construir) têm taxas de alguns centímetros por ano, apenas, mas ao longo de muito tempo os resultados são grandiosos.

Em termos da dinâmica interna da Terra, as placas correspondem a fragmentos da litosfera (do grego *lithos*, “pedra”), camada externa rígida da Terra, a qual inclui as rochas da crosta (continental e oceânica) e a camada imediatamente subjacente do manto superior por apresentar comportamento mecânico similar. A litosfera, por sua vez, sobrepõe-se à astenosfera (do grego *asthenes*, “sem força”), cujo material rochoso também pertence ao manto. Embora essencialmente sólido, é muito quente e está submetido a altas pressões. Desse modo, considerando-se a escala temporal de milhões de anos, tem comportamento mecânico sólido-plástico (dúctil). Devido a variações das condições físicas (pressão e temperatura) e termodinâmicas reinantes na astenosfera, o material rochoso flui muito lentamente, para dar curso à transferência do calor interno do planeta para o exterior. Nesse contexto, a Terra, do ponto de vista geológico, geofísico, químico, biológico ou sob qualquer outra

abordagem, é um sistema incrivelmente complexo, mas que, por isso mesmo, instiga os cientistas a prosseguir na busca do entendimento de sua dinâmica.

Como foi visto no estudo da estrutura interna da Terra (tópico “Estrutura Interna da Terra”), a espessura da litosfera é variável, atingindo até 100 km quando incorpora a crosta oceânica e até 400 km, no caso de acoplar a crosta continental. Em função da natureza de suas rochas, a crosta pode ser classificada em dois tipos: a continental, menos densa em função de sua composição média granítica, e a oceânica, cuja composição média é basáltica e, portanto, apresenta maior densidade (ver tópico “Estrutura Interna da Terra”). A crosta, de acordo com o princípio da isostasia, está em um equilíbrio dinâmico com o manto mais denso sotoposto a ela, e delimitado pela descontinuidade Mohorovicic. O processo isostático é análogo ao que acontece com um iceberg; em função de sua menor densidade em relação à água e o princípio de empuxo de Arquimedes, um iceberg afunda na água até que desloque um volume de água igual ao seu peso. Na posição de equilíbrio, somente cerca de 10% de seu volume se projeta acima do nível da água. Assim, simplificando, pode-se dizer que as espessuras da crosta continental e crosta oceânica (inclusive a lâmina d’água) são interdependentes, uma vez que a pressão exercida pelos respectivos pesos é equalizada pelo fluxo plástico do manto, ocorrendo movimento isostático até se atingir o nível de equilíbrio na escala de um evento geológico (**Figura 4.1**).

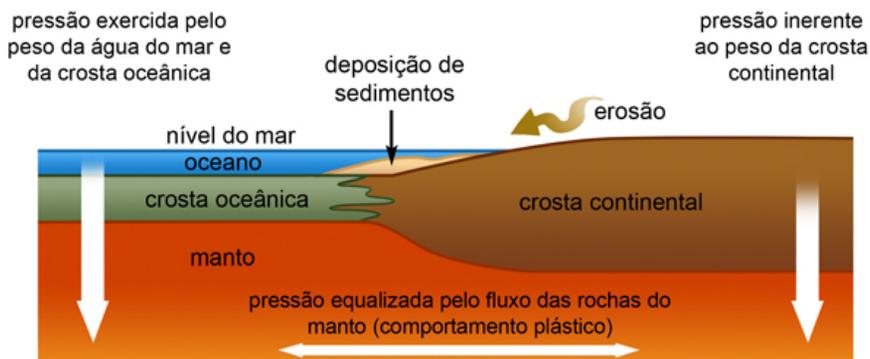


Figura 4.1: Esquema simplificado dos elementos físicos e geológicos que condicionam o equilíbrio entre a crosta (continental e oceânica) e o manto superior. A espessura da crosta continental está vinculada à espessura da crosta oceânica e à profundidade dos oceanos. A pressão exercida pelos dois sistemas é equilibrada pela plasticidade do manto. Assumindo-se que a espessura da crosta oceânica é fixa, a espessura da crosta continental depende somente da profundidade do oceano. / Fonte: Cepa

A teoria da Tectônica de Placas, tema deste tópico, foi construída ao longo de décadas (ou mesmo séculos) e representa, hoje, um modelo complexo mas cientificamente bem embasado para a dinâmica interna terrestre.

4.2 A deriva continental e o legado de Wegener

As primeiras ideias acerca da deriva continental foram cunhadas por cientistas europeus, como Francis Bacon (1620), ao notarem o ajuste incrível das linhas de costa em ambos os lados do oceano Atlântico, como se os continentes da África, das Américas e da Europa tivessem estado unidos no passado e se afastado depois. Nos séculos que se seguiram, muitos outros se apoiaram nessa ideia, como o geólogo austríaco **Eduard Suess**, no final do século XIX, que postulou a existência de um continente pretérito, formado pelo conjunto dos continentes meridionais atuais (*Gondwanaland*), com base na semelhança de fósseis da flora **Glossopteris**, um tipo de gimnosperma primitiva, que existiu abundantemente em tempos passados, entre 299 e 270 milhões de anos (Eopermiano), e na correlação paleogeográfica de depósitos glaciais. Para E. Suess, pontes de terra teriam ligado esses continentes mais próximos entre si no passado, sobre as quais animais e plantas teriam migrado. Contudo, faltavam para todas essas proposições os argumentos científicos que lhes dessem suporte.

Credita-se ao geofísico e meteorologista alemão Alfred Lothar Wegener (1880-1930) a proposição da **Teoria da Deriva Continental**. No início do século XX, ele propôs uma ideia sagaz para explicar o notável recorte complementar entre as linhas de costa atlântica da América do Sul e da África. Segundo sua hipótese, se essas peças pudessem juntar-se como pedaços de uma enorme louça partida, isso demonstraria que a Terra não seria estática como se admitia; ao contrário, os continentes ter-se-iam movimentado no passado como “barcas rochosas”. Imaginou, assim, que todos os blocos continentais dispersos na superfície terrestre teriam formado um único continente primordial que, mais tarde, teria se partido em pedaços para formar a configuração moderna de continentes e oceanos.

Alfred Wegener chamou de **Pangeia** (onde *Pan* significa “todo” e *Gea*, “Terra”) este supercontinente, como referência a uma terra emersa gigante pretérita, circundada por um imenso oceano – o **Pantalassa** – e que confinava a leste, em razão de porções emersas da Ásia e Índia, o **Mar de Tétis**. Para comprovar a sua Teoria da Deriva Continental, buscou feições geomorfológicas e orientações de estruturas geológicas marcantes em rochas, comparáveis, na América do Sul e na África, como a disposição geográfica da Serra do Cabo (sul do continente africano), que seria o prolongamento da Sierra de La Ventana, na Argentina, assim como registros de atividade glacial (estrias glaciais em leitos rochosos da América do Sul no sudeste do Brasil, Sul da África, Índia, Austrália e Antártica). Apontou também semelhanças entre fósseis da flora *Glossopteris*,

encontrados nos continentes dos dois lados do Atlântico. Essa flora representa uma abundante vegetação relativamente diversificada, que ocupava as planícies costeiras no Pangeia, formado em decorrência da junção dos dois maiores megacontinentes da época, o **Gondwana** e a **Euroamérica**, e de um melhoramento climático generalizado, com elevação da temperatura média terrestre e aumento da umidade atmosférica, por causa da retração e conseqüente derretimento das geleiras que habitaram o Gondwana. Este evento térmico precedente, ocorrido também no Eopermiano, teve caráter global e afetou as floras do planeta devido ao resfriamento ambiental generalizado.

Nos ambientes das planícies daquela época, onde as condições para a geração de turfeiras foram favoráveis (i.e., charcos, pântanos, margens de lagos e lagoas), enormes quantidades de matéria orgânica acumularam-se, dando origem, milhões de anos depois, aos atuais depósitos de carvão do sul do Brasil, por exemplo. Portanto, amostrar essas antigas camadas de carvão significa tocar em restos orgânicos provenientes de plantas que compuseram a flora *Glossopteris*, e que se acham sobrepostas aos depósitos glaciais representantes da glaciação gondwânica precedente do início do Permiano.

Em 1925, todas essas evidências foram reunidas no seu monumental livro **A origem dos Continentes e Oceanos**. Segundo A. Wegener, os continentes flutuavam sobre a crosta dos oceanos, sob a influência das marés, do Sol e da Lua, porém ele não explicou como ocorria tal fenômeno.

Outros cientistas de renome refinaram a hipótese da Deriva Continental como o eminente geólogo sul-africano **Alex du Tout** em sua obra clássica “Nossos continentes errantes”, publicada em 1937. Ele propôs que o Pangeia ter-se-ia fragmentado em duas grandes massas continentais: a **Laurásia** ao norte e o Gondwana ao sul, recuperando a ideia original de E. Suess, com base na correlação entre depósitos de carvão de mesma idade, encontrados nos continentes do hemisfério sul (*Gondwanaland*) e norte (**Figura 4.2**). Contudo, apesar das crescentes evidências geológicas, muitos outros cientistas consideraram a Teoria da Deriva Continental como “geopoesia”, no sentido de ideias não confirmadas, uma vez que ela fundamentalmente não explicava uma força motora plausível para movimentar a camada externa rígida da Terra e o porquê desse fenômeno ocorrer. Alfred Wegener morreu na Groenlândia durante pesquisas científicas, sem ter encontrado respostas às questões fundamentais de sua teoria, uma vez que as propriedades mecânicas da astenosfera e litosfera não eram ainda conhecidas. Portanto, a questão fundamental da teoria da Deriva Continental permanecia insolúvel: por que os imensos blocos rochosos da superfície terrestre se moveriam, como postulava Wegener?

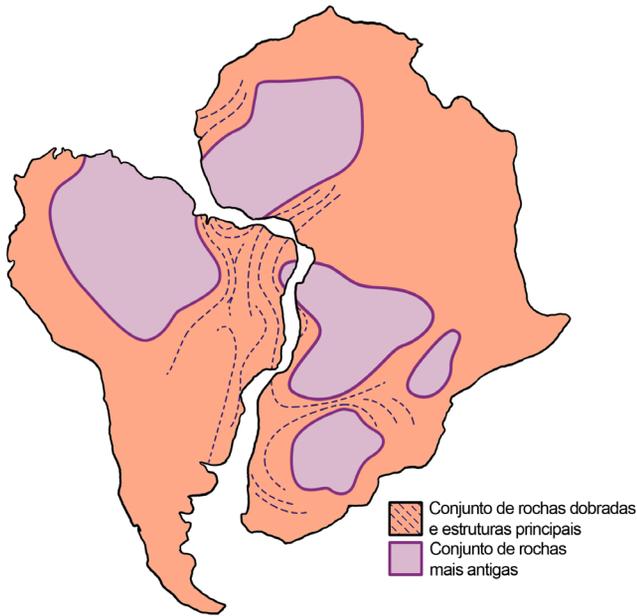


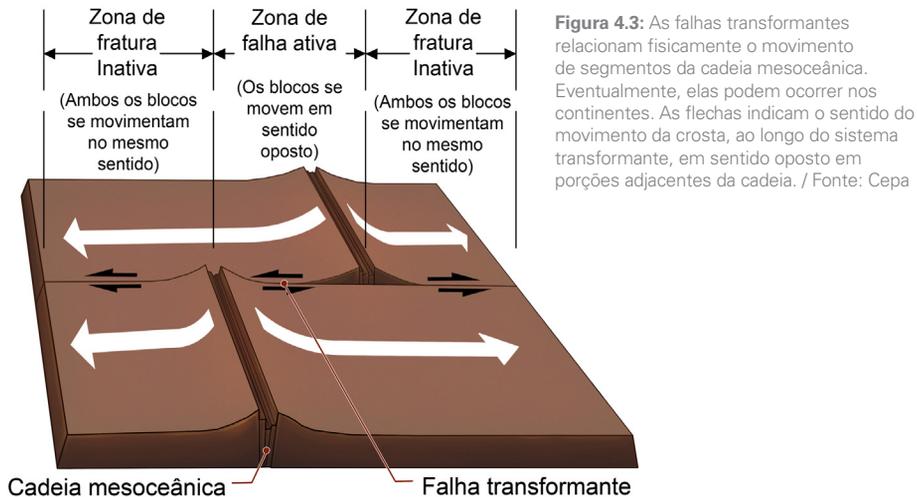
Figura 4.2: Justaposição entre as linhas de costa atlântica da América do Sul e África no passado, como parte do Pangeia. Há uma correlação notável das estruturas das rochas e suas idades nesta configuração. / Fonte: Cepa

Somente nos anos 1960, os fundamentos de uma visão planetária mais abrangente foram cunhados pelos norte-americanos **Harry Hesse** (Universidade de Princeton, EUA) e **Robert Dietz** (Instituição Scripps de Oceanografia, EUA), à qual deram o nome de **Teoria da Expansão do Assoalho Oceânico**. Esta grande síntese integrou todo o conhecimento adquirido dos estudos sistemáticos dos fundos oceânicos, iniciados no final dos anos 40 e na década seguinte, já com suporte de novos equipamentos e navios oceânicos e dos resultados da coleta de milhares de amostras de rochas. Estavam, finalmente, explicados os processos que regem a dinâmica terrestre e o mecanismo que movimenta as **placas litosféricas**.

Em seu trabalho seminal de 1962, **A história das bacias oceânicas**, Hess e Dietz demonstraram que os continentes e a crosta oceânica não apenas se movem em conjunto como segmentos íntegros rígidos, mas que nova crosta oceânica se forma periodicamente a partir da consolidação de magma que se forma quando se abrem fissuras na litosfera oceânica, aliviando a pressão e permitindo, assim, a fusão do manto sólido. A ascensão de magma acrescenta material à litosfera oceânica e a eleva, formando cadeias mesoocênicas ou dorsais mesoocênicas, assim chamadas por ocorrerem em todos os oceanos (ver tópico “As Grandes Feições do Relevo Terrestre”). Quando o magma resfria e se consolida, a dimensão do assoalho oceânico aumenta horizontalmente, por causa do crescimento de materiais nas bordas das **placas**, neste caso, em limites divergentes, já que as placas contíguas separam-se, em movimento de divergência. Concomitantemente, a porção fria das placas, ou seja, a mais antiga e distante da dorsal mesoocênica, tende a entrar sob porções continentais de placas, num processo chamado de **subducção** que forma as **fossas oceânicas** (tópico “As Grandes Feições do Relevo Terrestre”). Com o aumento da pressão e temperatura à medida que aumenta a profundidade, a placa sofre fusão parcial, forma magmas que ascendem para a crosta (literalmente formando mais material crustal) e a outra parte se recicla no manto.

Todo o processo de expansão e consumo de placas é induzido pelo fluxo térmico inerente às **correntes de convecção** mantélicas, mecanismo utilizado para explicar o movimento das placas.

Pouco mais tarde (1965), os estudos complementares de **John Tuzo Wilson**, um renomado geofísico canadense, indicaram que as dorsais formadas pela expansão do assoalho oceânico são segmentadas e compensadas ao longo de sistemas rúpteis de fissuras, que ele chamou de falhas transformantes, caracterizando um novo tipo de limite entre placas (**Figura 4.3**). Nessa época, o geofísico britânico **Sir Edward Bullard** também demonstrou, a partir de modelos de computador, que o melhor ajuste paleogeográfico dos continentes ocorria ao longo do sopé continental, a uma profundidade de 2 mil metros, onde a erosão seria mínima. Refinamentos mais recentes nos modelos paleogeográficos para o Pangeia utilizam como critério a correlação entre as bacias oceânicas mais jovens, confirmando o encaixe pretérito notável entre os continentes atuais.



Essa nova concepção da dinâmica terrestre teve o reforço dos estudos de magnetismo de rochas vulcânicas recolhidas do assoalho oceânico. Nessa época, já se sabia que o planeta se comporta como um ímã gigante, com polos magnéticos norte e sul. Seu campo magnético é muito semelhante ao campo que seria produzido se uma gigantesca barra imantada fosse colocada no centro da Terra e ligeiramente inclinada (11°) a partir do eixo de rotação.

A correlação paleogeográfica de polos calculados para rochas vulcânicas de mesma idade indicou uma distribuição pretérita de anomalias magnéticas (variações do campo magnético da Terra no tempo) em faixas paralelas, simétricas em relação à cadeia mesoceânica atual. A explicação para esta

feição peculiar está no fato de que certos minerais cristalizados durante a solidificação do magma nos pulsos periódicos de expansão do assoalho oceânico ao longo da dorsal, ficam magnetizados pelo campo magnético terrestre e se alinham com os polos magnéticos norte ou sul do planeta. Assim que a lava endurece, o campo magnético daquele momento é registrado na rocha; vale lembrar, contudo, que os polos paleomagnéticos não significam variações do polo geográfico da Terra, já que este é invariável e coincide com o eixo rotacional (ver tópico “Estrutura Interna da Terra”).

Essas pesquisas foram complementadas por estudos de magnetismo de rochas de diferentes idades nos continentes, que também revelaram mudanças nas posições dos polos magnéticos da Terra, ao longo do tempo geológico, em relação à posição atual dos pólos magnéticos, provando a teoria da expansão do assoalho oceânico (**Figura 4.4**).

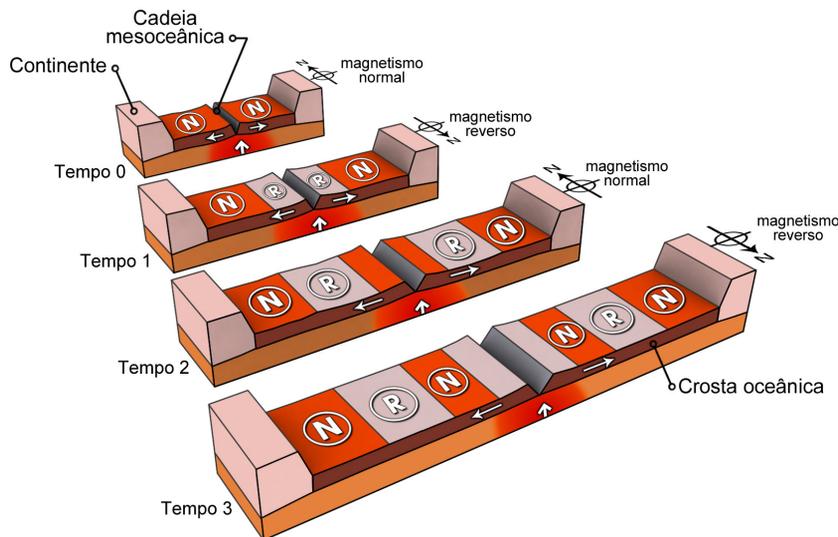


Figura 4.4: A crosta oceânica, ao se formar ao longo de dorsais mesoceânicas, registra o campo magnético na época. Os minerais magnéticos das rochas vulcânicas, ao se consolidarem sucessivamente, alinham-se ao campo magnético prevalecente da época, seja reverso ou normal. Sabe-se que os polos magnéticos da Terra – quase alinhados com seus polos geográficos – passam por inversões (o que é norte vira sul e vice-versa), em média a cada 250 mil anos. Cada inversão deixa uma assinatura nas rochas em função dos minerais magnéticos constituintes, adquirida durante o resfriamento magmático, reproduzindo no tempo a dinâmica dos polos magnéticos. Assim, em função da expansão do assoalho oceânico moderno, as rochas sucessivamente consolidadas exibem um padrão simétrico em relação ao eixo da dorsal em termos do magnetismo (faixas de magnetismo reverso e normal). / Fonte: Cepa

Atualmente, existem milhares de datações radiométricas das rochas do assoalho oceânico (todas elas mais jovens que 180 milhões de anos). Aliadas ao registro da magnetização dessas rochas em escala mundial, assim como a correlação de fósseis (por exemplo, o réptil estuarino Mesosaurus

da África e América do Sul, entre outros; **Figuras 4.5a, 4.5b e 4.6**) e de unidades geológicas contemporâneas em vários continentes e, finalmente, o uso de *softwares* capazes de realizar cálculos complexos e modelos computacionais, explicam os mecanismos da geração de sismos e do vulcanismo. Estes fenômenos globais, por sua vez, são reflexo da interação entre as placas, mas também refletem a sua geometria. Para tanto, uma rede mundial de radiotelescópios tem sido utilizada para obtenção de medidas precisas das respectivas localizações desses equipamentos em diferentes placas ao redor do mundo, através da medição dos sinais de rádio de quasares distantes. Com isso, os movimentos relativos de placas podem ser determinados, com precisão milimétrica.

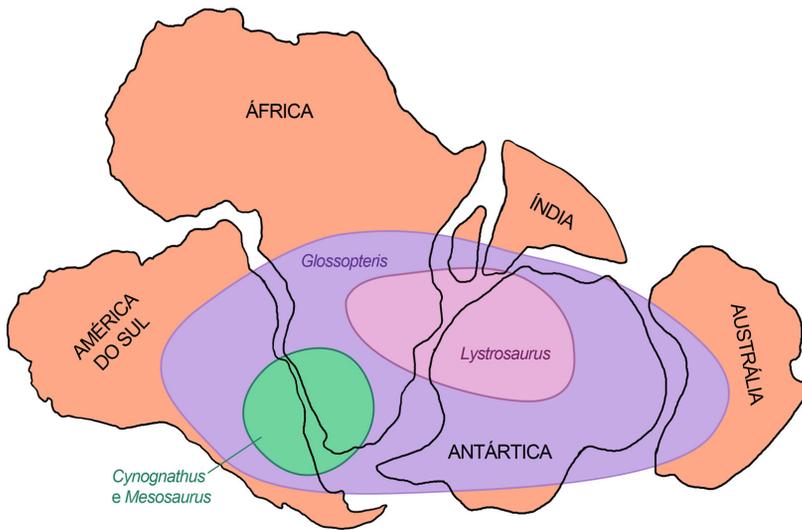


Figura 4.5: Distribuição de fósseis assemelhados, que corrobora a existência do supercontinente Pangeia: **a)** répteis *Lystrosaurus* (África, Índia, América do Sul) e *Mesosaurus* (África e América do Sul); **b)** fauna *Glossopteris* (ocorrência em todos os continentes meridionais e na Índia). / Fonte: Cepa

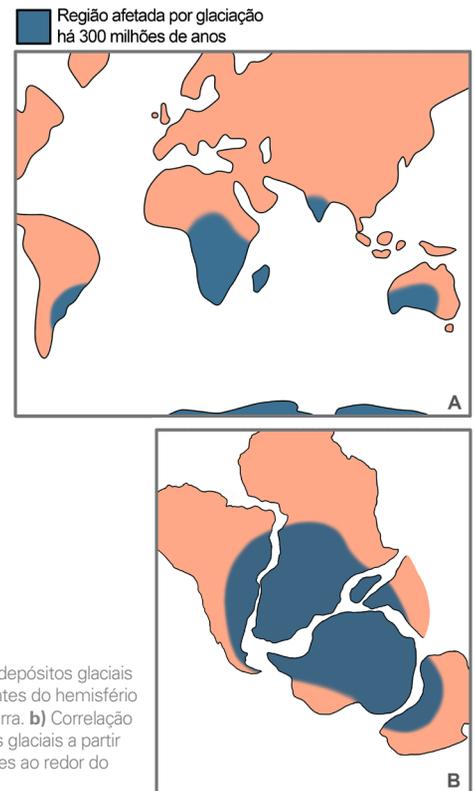


Figura 4.6: **a)** Distribuição de depósitos glaciais de mesma idade nos continentes do hemisfério sul na configuração atual da Terra. **b)** Correlação paleogeográfica dos depósitos glaciais a partir da justaposição dos continentes ao redor do polo Sul. / Fonte: Cepa

4.3 Placas tectônicas

Finalmente, a síntese dos conhecimentos e descobertas acumulados permitiu reconhecer que a litosfera está fragmentada em cerca de doze placas tectônicas principais, com outras menores, que se movem e interagem entre si, sob a influência das forças interiores planetárias. Seis das sete

maiores placas são predominantemente continentais, mas a maior delas, a Placa Pacífica, é oceânica. Em conjunto, essas placas cobrem 94% da superfície terrestre. Além delas, há também placas mistas, com parte continental e parte oceânica, como a placa que contém o território brasileiro.

A **Tectônica Global**, que descreve o movimento das placas e as forças atuantes entre elas, é atualmente o grande paradigma das Ciências da Terra, em razão de sua abrangência unificadora para o conceito moderno da Geologia e importância fundamental para os fenômenos naturais que regem a evolução do Sistema Terra.

O deslocamento das placas, da ordem de centímetros por ano conforme medições realizadas, é condicionado pelo fluxo do material aquecido do manto, em virtude das correntes de convecção tridimensionais cujas componentes horizontais forçam o deslocamento das placas. Esta dinâmica se alia aos processos que, embora ainda sejam pouco compreendidos, alteram o clima e os ambientes. Alternativamente, outros cientistas argumentam que o principal mecanismo que movimenta as placas é a força da gravidade, forçando suas partes mais frias (e relativamente mais densas) para o interior do manto quente. Ao mesmo tempo, o processo compensatório induz o deslocamento da placa para longe das zonas de maior fluxo termal.

Assim, de maneira simplificada, pode-se assumir que a Tectônica Global é ditada fundamentalmente pelo **fluxo do calor interno** e a **gravidade**. A evolução terrestre reflete um conjunto de fenômenos interconectados, que acontecem desde as profundezas até a superfície, em distintas escalas de tempo, envolvendo interações complexas entre a litosfera, hidrosfera e atmosfera, e com implicações globais para a evolução dos ecossistemas (**Figura 4.7**).

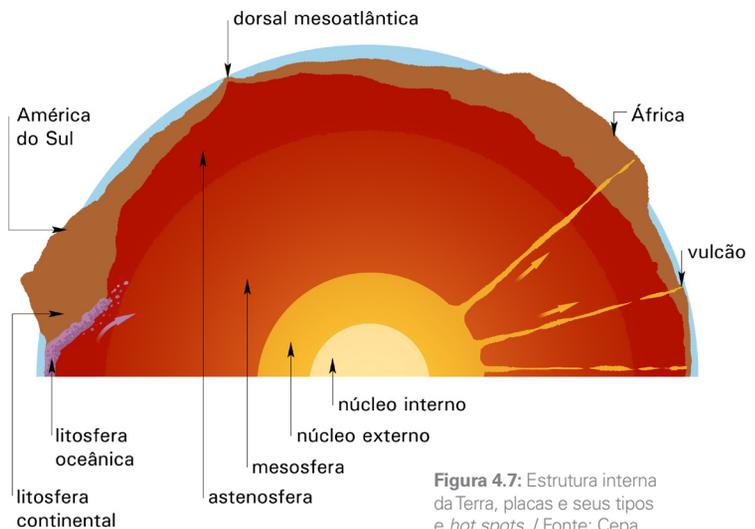


Figura 4.7: Estrutura interna da Terra, placas e seus tipos e hot spots. / Fonte: Cepa

Como já visto, o manto é constituído por materiais rochosos diversos sólidos e quentes. Seu movimento acontece na escala de milhões de anos, por convecção induzida pelo fluxo térmico interno e pela força gravitacional dos materiais do planeta. Além disso, em determinados domínios do manto inferior, nas maiores profundidades, próximas ao núcleo terrestre, podem ocorrer anomalias térmicas com material rochoso superaquecido, que acaba ascendendo como colunas quentes e turbulentas para níveis superiores do manto. Quando o topo da coluna alcança a interface manto-litosfera, ela se

achata formando uma câmara magnética gigante. Com o nome de **pluma** mantélica, ou *hot spot* (ver **Figuras 4.7 e 4.8**), este fenômeno peculiar produz uma grande quantidade de magma basáltico, devido à fusão parcial da câmara magnética, a qual se mantém estacionária durante muito tempo, da ordem de milhões de anos. Por essa razão, um *hot spot* pode alimentar sucessivos pulsos de magma correspondentes a eventos vulcânicos na superfície, seja no assoalho oceânico seja no continente. Tais manifestações vulcânicas atravessam a litosfera, e se ela estiver em movimento horizontal pode ser produzido um rastro de vulcões, como foi o caso da situação que originou o arquipélago de ilhas vulcânicas do Havá (Figura 4.8a, 4.8b) ou de Fernando de Noronha.

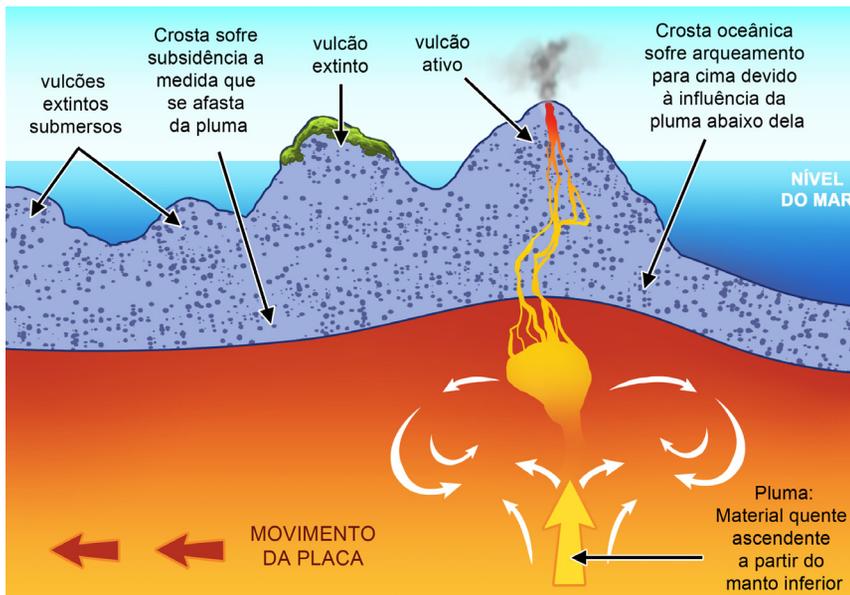


Figura 4.8a: Parte do fluxo térmico interno da Terra se dá por meio das plumas do manto. Trata-se de uma anomalia térmica de longa duração, que se mantém estacionária enquanto ocorre o movimento das placas litosféricas. O calor do topo da pluma induz a fusão de volumes limitados do manto superior e o arqueamento da crosta e, com isso, enormes quantidades de magmas basálticos são produzidos e extrudidos na forma de derrames ou vulcões. / Fonte: Cepa

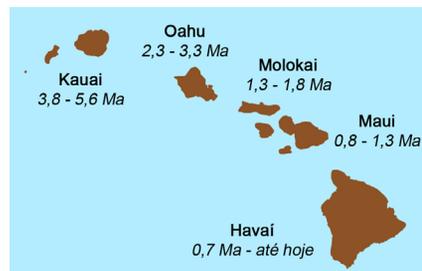
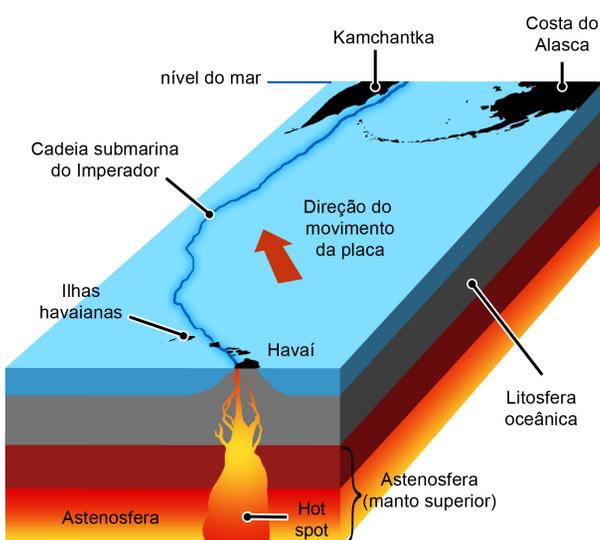


Figura 4.8b: Plumões do manto geralmente ocorrem sob placas oceânicas, cujo movimento sobre elas gera uma sucessão de ilhas vulcânicas, como é o caso do arquipélago do Havá (os números na figura indicam as idades determinadas para os vulcões, em milhões de anos). À medida que a placa passa sobre a posição da pluma, novos vulcões são formados; os vulcões anteriormente formados tornam-se dormentes, resfriam-se e colapsam. Como consequência final desse fenômeno forma-se uma cadeia de montes submarinos (ilhas vulcânicas colapsadas) no interior da placa oceânica, cuja distribuição geográfica e respectivas idades representam o sentido do movimento da litosfera sobre a pluma do manto. Já a Islândia está sobre uma pluma localizada na cadeia mesoceânica do Atlântico Norte. Com isso, grandes volumes de magma basáltico irrompem periodicamente, ampliando a extensão dessa Ilha. / Fonte: Cepa

A força motriz interna do planeta não só induz o deslizamento das placas tectônicas, mas influencia o aparecimento de elevações e afundamentos em largas porções da crosta continental. Vastas áreas superficiais são rebaixadas centenas de metros, induzindo sedimentação, e mais tarde podem se elevar novamente, modificando a paisagem ao longo do tempo geológico. Os processos intempérios e erosivos, por sua vez, modelam o relevo pela ação dos rios, do vento, ou do mar nas regiões litorâneas, sob o controle da dinâmica externa global, cuja energia provém, em última análise, da radiação solar, com variações cíclicas que produzem oscilações climáticas. Estas podem, por sua vez, conduzir às alternâncias de períodos glaciais e interglaciais, ou também a outros intervalos de clima com predomínio de temperaturas globais mais quentes, que condicionam as transformações ambientais e biológicas.

Como resultado de sua dinâmica peculiar, o cenário geral na Terra é constituído por placas de litosfera, que hospedam continentes circundados pelos enormes oceanos atuais, em cujo substrato estruturas peculiares controlam a sua expansão e destruição via interação de placas, tais como cadeias montanhosas submarinas, montanhas continentais, fossas profundas e falhas.

As erupções vulcânicas e sismos (**Figura 4.9**), que predominam ao longo das bordas de placas ou se propagam para o interior de continentes e oceanos, representam essa dinâmica que comandará ainda por milhões de anos a história futura da Terra.

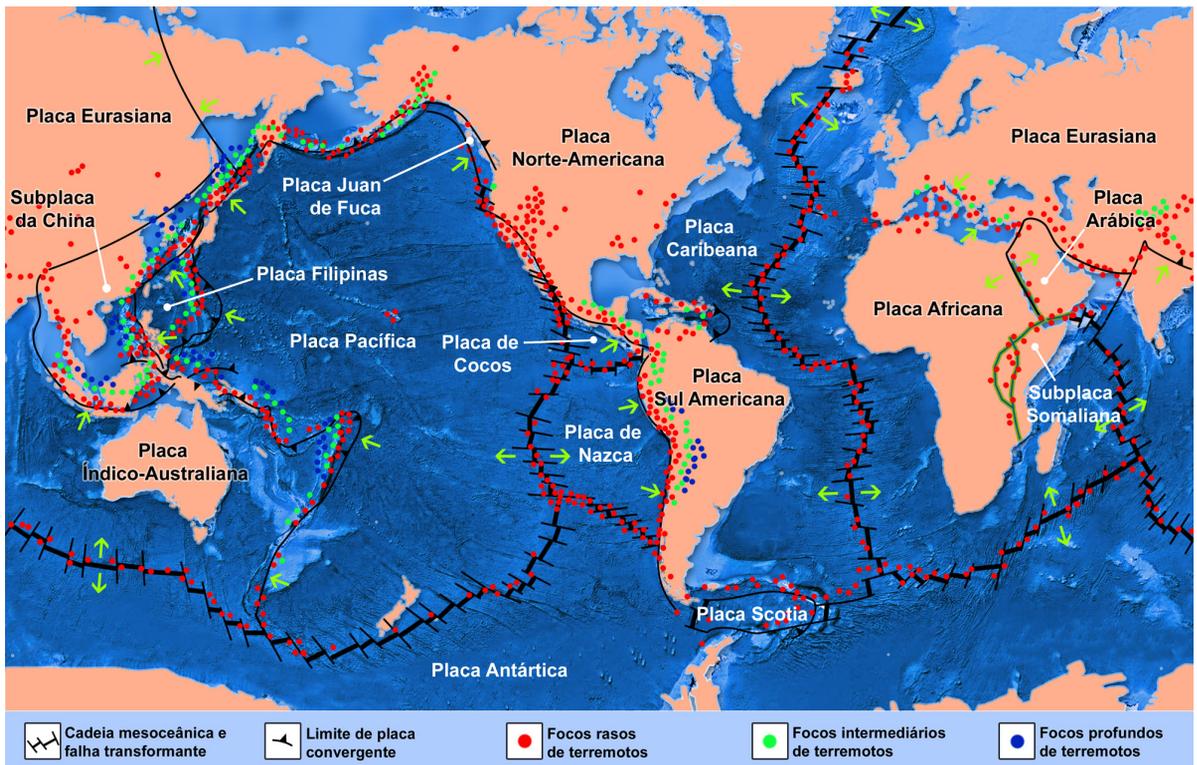


Figura 4.9: O mosaico das placas tectônicas modernas e distribuição de terremotos e vulcões ativos que demonstram sua conexão com a Tectônica Global. As flechas indicam o sentido do movimento das placas. / Fonte: Cepa

4.4 Placas e seus limites

As placas possuem dimensões variáveis e as maiores têm área superior a 10 milhões de km². Em termos de constituição podem ser mistas (contendo crosta continental e oceânica), como as placas Sul-Americana, Africana e Norte-Americana, ou de um único tipo, seja de natureza continental ou oceânica. Um dos exemplos deste último tipo (placas litosféricas oceânicas) é a placa de Nazca, que está em subducção sob a placa Sul-Americana. Três tipos básicos de limites de placas podem ser individualizados, conforme as características de seus movimentos. Além desses tipos, existem outros limites particulares, que combinam rupturas horizontais da litosfera com os processos de divergência ou convergência em função da natureza (oceânica ou continental) das placas envolvidas.

- Limites **divergentes**: as placas se afastam mutuamente e uma nova litosfera (oceânica) é formada, aumentando lateralmente a dimensão das placas.
- Limites **convergentes**: as placas colidem entre si, ocorrendo processos de encurtamento crustal e reciclagem (a dimensão das placas diminui, tanto por dobramento e formação de montanhas como por retorno ao manto).
- Limites **conservativos**: as placas interagem por deslizamento lateral horizontal, sem haver construção da litosfera.

A **Tabela 4.1** sintetiza os tipos de limites de placa, feições morfológicas relacionadas e rochas formadas.

Tipo	Exemplo	Feição Morfológica	Eventos Associados
Divergente			
Oceânica	Cadeia "Mesoceânica"	Vales profundos, ladeados por falhamentos subverticais e altos blocos rochosos	Vulcanismo, sismos
Continental	Vale do Leste Africano	Vales profundos ladeados por escarpas íngremes; vulcões	Vulcanismo, sismos
Convergente			
Oceânica-oceânica	Ilhas Aleutas	Ilhas vulcânicas, fossa oceânica litorânea	Vulcanismo, sismos, tsunamis
Oceânica-continental	Andes, Montanhas, Rochosas	Cadeia de montanhas, vulcões, fossa oceânica litorânea	Vulcanismo, sismos
Continental-Continental	Himalaia	Cadeia de montanhas	Sismos
Transformante	Falha de San Andrés	Vales. Reorganização do relevo e hidrografia.	Sismos

Tabela 4.1: Tipos de placas litosféricas, suas feições morfológicas principais e eventos geológicos associados.

4.4.1 Limites divergentes

Trata-se da situação ao longo das cadeias mesoceânicas, onde acontece o afastamento entre placas por causa de fraturas profundas distensivas, que aliviam a pressão do material do manto e permitem a mudança de estado, de sólido para líquido, com a consequente formação de magmas que ascendem, resultando na consolidação de nova crosta oceânica. Este limite, também chamado **construtivo**, é marcado por uma feição topográfica linear: a cadeia de montanhas submarinas. À medida que as placas se afastam, a espessura da litosfera se afina e o material da astenosfera quente abaixo dela tende a subir, o que produz uma ampla estrutura em arco, que é a própria cadeia mesoceânica. Em razão deste arqueamento e afinamento forçado da litosfera rígida, aparecem muitas fraturas, falhas e vales profundos (riffes), que são paralelos ao eixo da cadeia de montanhas submarinas. Terremotos rasos geralmente predominam neste tipo de limite de placas (ver **Figura 4.9**), originados pelas forças de estiramento ou distensão, que também condicionam o aparecimento de falhas e vulcanismo ativo (**Figura 4.10**). Estão sendo estudados, atualmente, vários exemplos dessa configuração (fossas intracontinentais – ver tópico “As Grandes Feições do Relevo Terrestre”). Um deles é a região Leste Africana, cuja crosta continental se encontra em um estágio inicial de fragmentação. Esse processo é marcado por vales paralelos, vulcões ativos e aparecimento de sismos. A Islândia, que se localiza no limite divergente entre as placas Norte-Americana e Eurasiana, representa um local onde a cadeia mesoceânica do Atlântico aflora espetacularmente acima do nível do mar, com as muitas rupturas do terreno preenchidas por rochas vulcânicas atuais, revelando a expansão do novo assoalho do Oceano Atlântico Norte; no caso, trata-se da presença de uma pluma mantélica naquele ponto, abaixo da litosfera, que alimenta os vulcões da ilha e a mantém emersa.

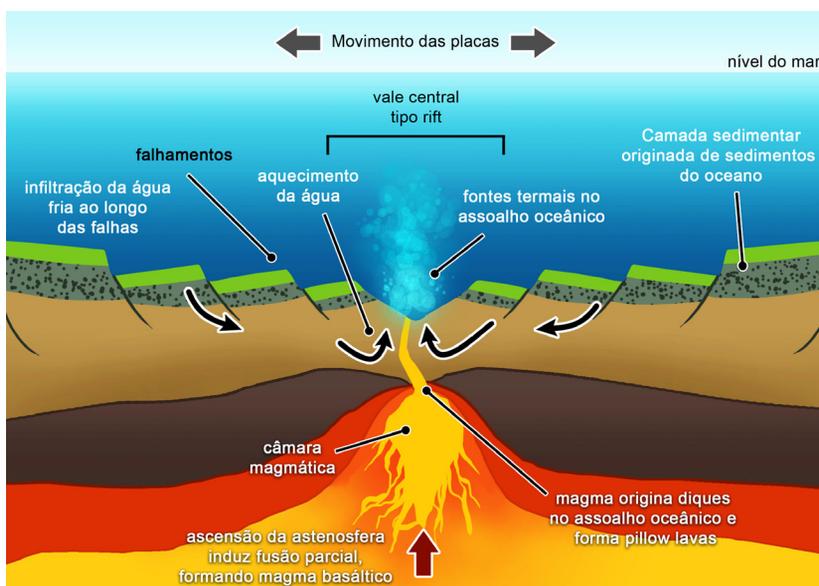
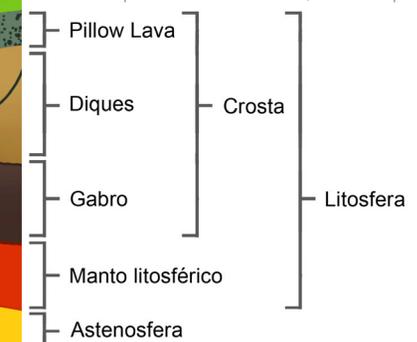


Figura 4.10: Perfil esquemático da cadeia mesoceânica. À medida que as placas se afastam, a litosfera se afina e sofre rupturas. As falhas produzem vales escalados no assoalho oceânico, que culminam com a formação de um rifte central. O manto quente e plástico ascende abaixo da litosfera adelgada, causando o arqueamento da dorsal e, finalmente, a extrusão de magmas basálticos de diferentes formas de ocorrência. Eventos cíclicos resultam na expansão do assoalho oceânico a partir do eixo da dorsal. / Fonte: Cepa



4.4.2 Limites convergentes

Nosso planeta pode ser considerado essencialmente como uma esfera com área superficial constante. Por isso, a produção periódica de nova litosfera entre placas divergentes é compensada pelos eventos de destruição de litosfera nas zonas onde ocorrem colisões entre placas (limites convergentes). Na convergência tectônica, em geral, a placa de maior densidade mergulha sob a outra (contendo tanto crosta continental quanto oceânica), gerando processos de fusão parcial da litosfera que mergulhou; o magma gerado sobe para a superfície criando grande volume de rochas ígneas. Um dos exemplos que ilustram as grandes feições morfológicas (ver tópico “As Grandes Feições do Relevo Terrestre”) geradas na convergência entre placas é a Cordilheira dos Andes, produzida pela subducção da placa de Nazca (oceânica) sob a placa Sul-Americana, além de toda a variedade de estruturas associadas aos movimentos compressivos, que também geram terremotos, como o que afetou o Chile em 2010. Entretanto, margens convergentes de placas ocorrem, principalmente, nas bordas da bacia oceânica do Pacífico (**Figura 4.8**), no chamado “Círculo do Fogo”, onde se situam as ilhas do Japão, Filipinas e Nova Zelândia. Estima-se que 80% de todas as atividades vulcânicas e sísmicas (inclusive a ignição de tsunamis) atuais ocorram no “Círculo do Fogo”, a exemplo dos terremotos que atingiram a Nova Zelândia (2011) e o Japão (1995, 2011). Esse processo geológico, em escala global, é resultado de subducções múltiplas de litosfera oceânica, ao mesmo tempo em que vai sendo ampliado o substrato dos oceanos Atlântico e Índico.

A expressão topográfica resultante da convergência entre bacias oceânicas é a **fossa** (ou trincheira), que forma as partes mais profundas de oceanos. Quando uma placa adentra pouco a pouco o manto, na subducção, sua superfície está fria e seus constituintes rochosos estão rígidos em termos mecânicos. Com a progressão do consumo da placa em subducção, seus materiais gradualmente se aquecem e se fundem parcialmente. A ascensão desses magmas originados nessa interface até a superfície da placa cria um conjunto de vulcões ativos chamado arco de ilhas, na zona frontal ortogonal à fossa, como o caso do arquipélago do Japão ou de Sumatra, na Indonésia. Ao mesmo tempo, o movimento causado pela combinação de esforços distensivos e compressivos ao longo da zona de subducção no manto produz os sismos e, eventualmente, os tsunamis, como o evento de 2004, um dos mais destrutivos da era moderna, ao lado do que atingiu o Japão em março de 2011.

Os focos dos terremotos são gradativamente mais profundos à medida que aumenta a distância destes em relação à fossa oceânica (**Figura 4.11**), como as situações recentes registradas no “Círculo do Fogo”, borda da placa do Pacífico.

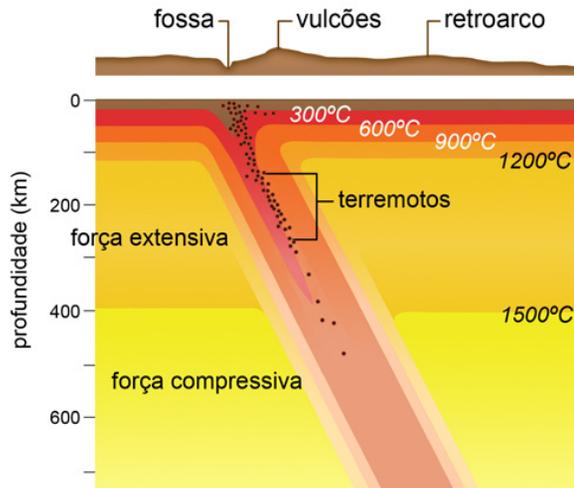


Figura 4.11: Distribuição de sismos ao longo da fossa oceânica. O processo é induzido pelo consumo dos materiais rígidos e frios da placa oceânica ao adentrarem o manto. À medida que a placa desce, o atrito produz ondas sísmicas (terremotos), cuja distribuição em profundidade acompanha a própria fossa oceânica. / Fonte: Cepa

De outra parte, a convergência entre placas contendo crosta continental corresponde a um dos processos mais instigantes da dinâmica da Terra. À medida que a placa adentra o manto, o oceano entre os dois continentes vai desaparecendo, ou seja, a crosta oceânica é consumida gradativamente e as massas continentais se aproximam. Contudo, os materiais continentais, por terem menor densidade que as rochas do manto não sofrem subducção. Com o fechamento do oceano, suas camadas sedimentares são comprimidas entre as margens convergentes, ao mesmo tempo em que a justaposição das duas massas continentais duplica a espessura da crosta, ou seja, forma uma cadeia de montanhas. Em outras palavras, a colagem das placas via desaparecimento total do oceano interveniente resulta na aglutinação continental. Um dos exemplos mais espetaculares deste tipo de processo é a colisão entre a placa Eurasiana (porção do Sudeste da Ásia) e a placa Indiana, que produziu a cordilheira dos Himalaias nos últimos 50 milhões de anos. Essa convergência encurtou em cerca de 2 mil quilômetros o extremo norte da Índia, aumentando a espessura continental para 55 km sob o Himalaia e 70 km sob o Tibete. O Mar de Tétis, que existiu entre a Ásia e a Índia nos últimos 200 milhões de anos, desapareceu durante o processo de subducção oceânica. Entre as consequências diretas da construção do Himalaia, estão novos ecossistemas, que incluem as planícies com solos férteis do Ganges, proporcionadas pela transformação do

clima regional, estabelecendo anualmente as monções do Sudeste Asiático. A **Figura 4.12** apresenta as principais situações de convergência de placas.

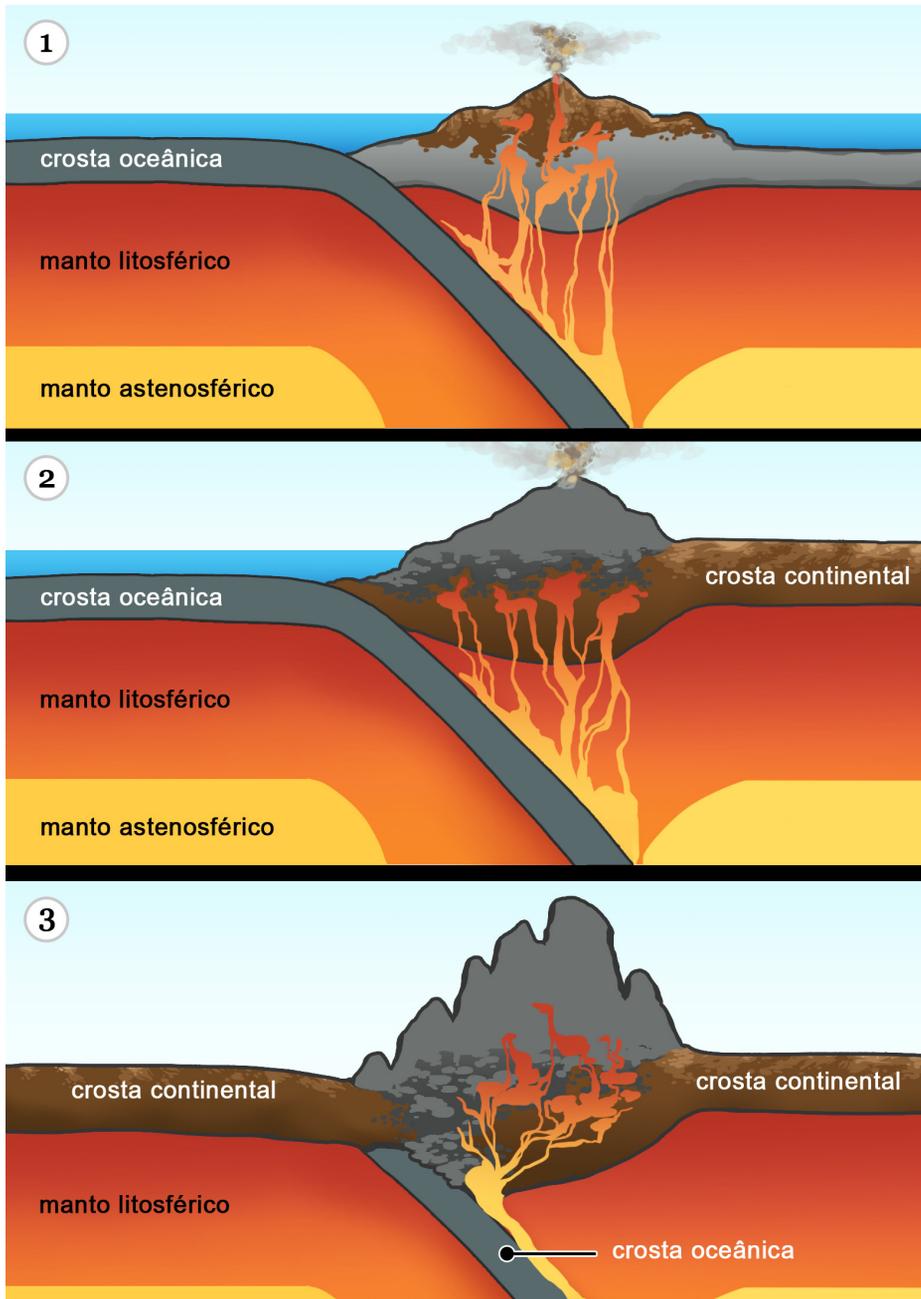


Figura 4.12: Processos convergentes entre placas, envolvendo: **1)** Crosta Oceânica versus Crosta Oceânica; **2)** Crosta Continental versus Crosta Oceânica; **3)** Crosta Continental versus Crosta Continental (esquemas sem escala). / Fonte: Cepa

4.4.3 Limites conservativos

Este tipo de limite ocorre quando duas placas se movem lateralmente em direções opostas, ao longo de um sistema de falhas transformantes na crosta, sem haver consumo nem expansão de nenhuma delas. Este tipo de estrutura é denominado **falha transformante** (Figura 4.3), cujo exemplo clássico é a Falha de San Andreas (Figura 4.13) na região costeira da Califórnia. Do lado oeste da falha situa-se a Placa Pacífica, que se estende da Califórnia até o leste da Ásia. A leste dela fica a Placa Norte-Americana, que constitui a maior parte do continente. Na zona de interação entre as duas placas, a costa da Califórnia “desliza” lentamente para noroeste em relação ao restante do continente. Os cálculos indicam que, nos últimos 20 milhões de anos, a Placa Pacífica se moveu horizontalmente cerca de 560 km em relação à placa adjacente, causando acúmulo crescente de tensões, além de deformações nas rochas e rupturas, com ocorrência de sismos. É por essa razão que, na costa da Califórnia, acontecem frequentes tremores, pontuados de tempos em tempos por terremotos de grande magnitude, como aquele que devastou São Francisco em 1906 (8,3 na Escala Richter). Nessa catástrofe, a Placa Pacífica deslizou cerca de 6 metros rumo norte ao longo de uma linha de 430 km na região setentrional da Falha de San Andreas.

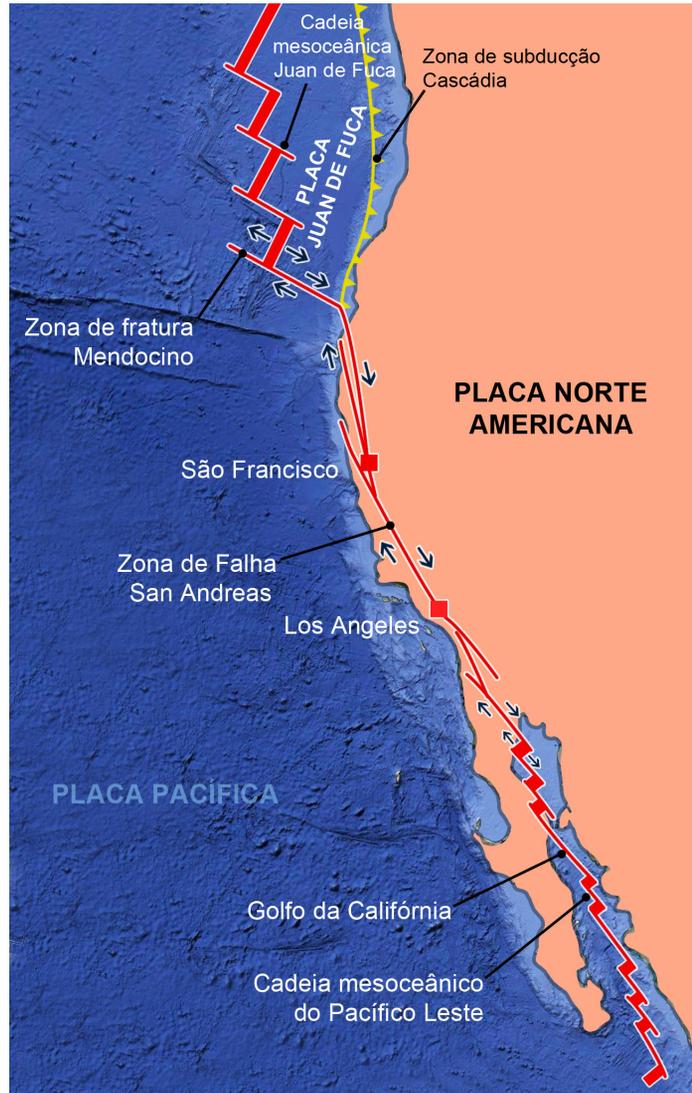


Figura 4.13: O sistema de falhas San Andreas na Califórnia (EUA) e sua relação com cadeias mesoceânicas e placas litosféricas intervenientes. / Fonte: Cepa

No assoalho oceânico atual, as falhas transformantes ocorrem também em outras situações de interação de placas. Elas podem conectar limites entre placas convergentes e divergentes, ou limites entre placas convergentes. Exemplos dessas situações complexas ocorrem na interação entre as placas Pacífica, Antártica e de Nazca (**Figura 4.14**).

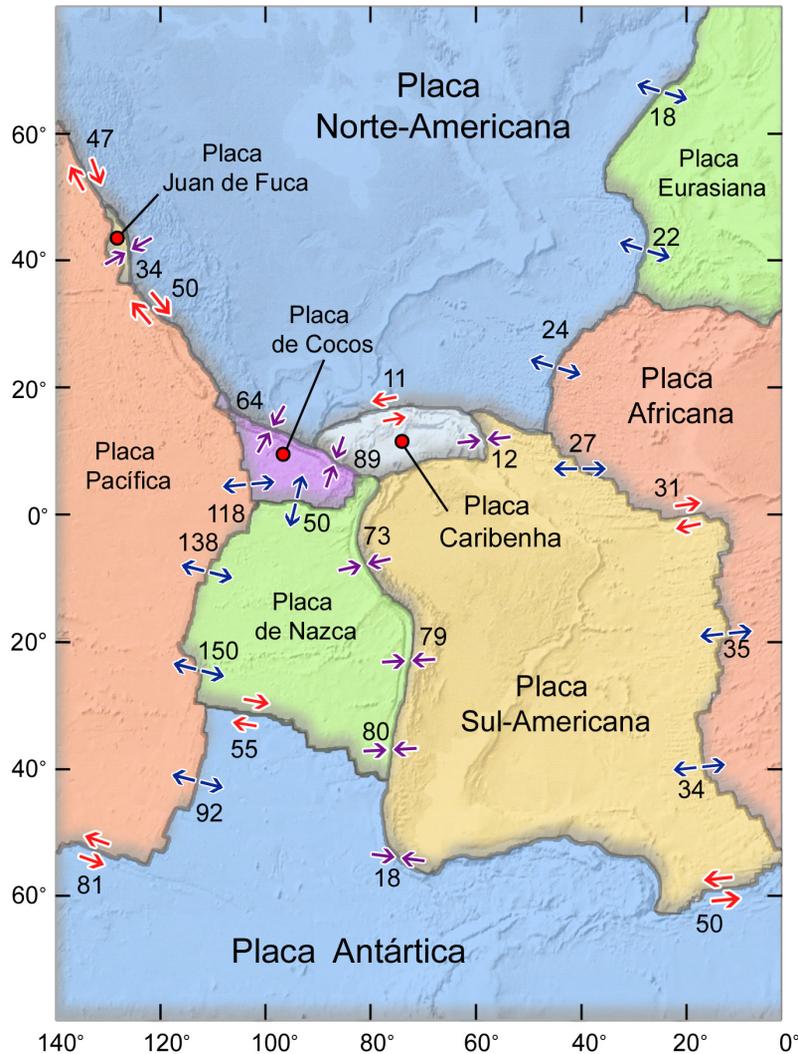


Figura 4.14: Mosaico atual dos tipos de limites de placas, envolvendo a placa Sul-Americana. As setas indicam o sentido de deslocamento das placas em relação às outras e aos seus limites comuns, e os números indicam as velocidades relativas das placas (limites de placas por Peter Bird, UCLA). / Fonte: Cepa

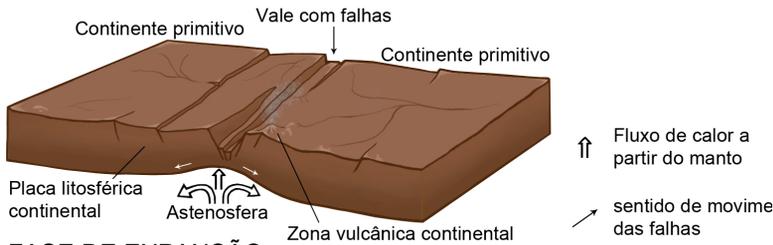
4.5 Supercontinentes

As placas tectônicas estão vinculadas, em sua origem, a **superciclos** geológicos, que são processos globais de criação, destruição e renovação da litosfera. Nessa óptica, os superciclos representam o produto das convecções internas da matéria planetária e da perda unidirecional do calor para a atmosfera. Em consequência, durante a história geológica, ocorre o reposicionamento relativo das placas tectônicas com crosta continental, concomitante ao aparecimento de muitas regiões oceânicas, e o desaparecimento de muitas outras. Quando as placas tectônicas se afastam entre si, bacias oceânicas se formam a partir da formação do assoalho vulcânico, que é oriundo da cristalização do magma extravasado diretamente do manto. Por outro lado, se o movimento horizontal das placas tectônicas for convergente, ele pode causar o desaparecimento de bacias oceânicas, destruindo oceanos preexistentes. Esse processo culmina com colisão e aglutinação das próprias placas continentais, o que resulta em massas continentais maiores. Todo o processo envolvido no superciclo tem duração de aproximadamente 200 a 300 milhões de anos.

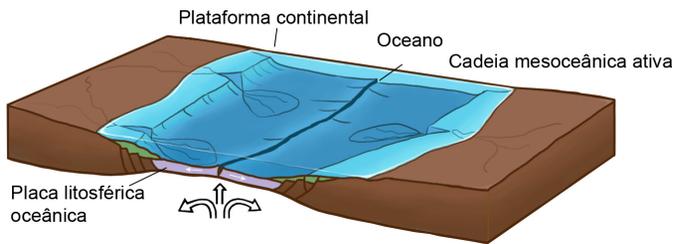
O choque entre placas é um processo complexo. Enormes cordilheiras, como é o caso do Himalaia, se formam quando duas placas continentais colidem entre si. Em outras situações, como quando uma placa oceânica (mais densa) mergulha no manto sob uma placa continental (menos densa), no processo de subducção, o material rochoso que se aprofunda e aquece na zona de convergência, sofre fusão parcial, gerando magmas constituídos por fases mais leves do material original da placa oceânica. Estes, devido à sua menor densidade em relação ao material rochoso circundante, ascendem na crosta e podem chegar à superfície em condições vulcânicas. Ao mesmo tempo, a placa sobrejacente, constituída por materiais rochosos diversos, sofre deformação das rochas e enrugamento (encurtamento crustal) ao longo de toda a região limítrofe entre as placas, que pode ter muitas centenas de quilômetros de comprimento, e muitas dezenas de quilômetros de largura, construindo montanhas, que crescem sucessivamente em função da adição do material injetado pelos magmas jovens. Esse é o caso típico de um cinturão de montanhas, como a Cadeia dos Andes ou as Montanhas Rochosas, nos EUA, referidas como cadeias recentes de montanhas no tópico “As Grandes Feições do Relevo Terrestre”. A repetição, no espaço, de vários casos de colisão continental, no âmbito de um superciclo, resulta na aproximação de placas tectônicas, que contêm massas continentais antes dispersas, para formar uma massa terrestre gigante – conhecida como **supercontinente**.

Na evolução da Terra ao longo do tempo geológico, vários superciclos ocorreram, durante os quais massas continentais gigantes colidiram e se aglutinaram em supercontinentes. Contudo, estas aglutinações tem vida efêmera, de apenas algumas dezenas de milhões de anos, e acabam sofrendo episódios de fragmentação; a dispersão dos vários fragmentos de litosfera resultantes dá lugar ao aparecimento de placas oceânicas jovens. Esse processo tectônico provoca também grandes modificações nas rochas preexistentes, já que os materiais são transformados durante os movimentos das placas (tópico “Minerais Formadores de Rochas”) formando rochas ígneas e metamórficas, bem como promove grandes variações no relevo. Mas o “ciclo de supercontinentes” afeta muito mais do que a simples distribuição e forma das terras emersas. Ele envolve não só a abertura e fechamento de oceanos, mas a consequente reorganização da circulação oceânica e atmosférica, alterando os padrões climáticos vigentes. Com o novo desenho das terras emersas e dos oceanos, aparecem mudanças significativas na organização ambiental, isolando ou aproximando ecossistemas distintos, ora estimulando ora impedindo a dispersão, afetando a evolução de plantas e animais. A **Figura 4.15** sumariza, de forma simplificada, o desenvolvimento de um ciclo supercontinental.

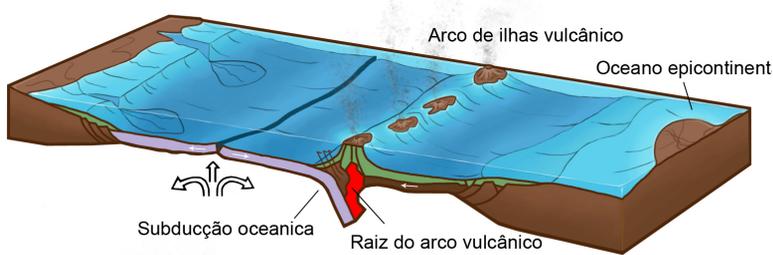
FASE DE RUPTURA CONTINENTAL



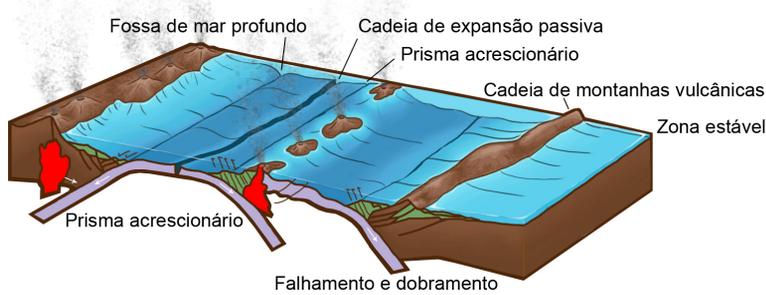
FASE DE EXPANSÃO



FASE DE ARCO DE ILHAS



FASE DE RESFRIAMENTO



FASE COLISIONAL



Figura 4.15: O ciclo supercontinental desde a fragmentação até a formação de um novo continente. / Fonte: Cepa

Os últimos eventos geológicos da história pré-Cambriana culminaram com a constituição do **Supercontinente Gondwana**, há aproximadamente 750–550 milhões de anos, quando as placas colidiram entre si, juntando todos os núcleos pré-cambrianos da África, América do Sul, Austrália, Índia e Antártica. Ao longo deste conjunto de suturas da litosfera, altas montanhas surgiram, colaborando com a formação dos alicerces do Gondwana, juntamente com toda a variedade de estruturas geológicas e rochas que se originam durante a colisão de placas tectônicas. Guardadas as devidas proporções, os eventos dessa época seriam comparáveis aos que contribuíram para a formação dos Alpes ou do Himalaia no contexto tectônico das placas modernas. O Supercontinente Gondwana não foi global, mas incluiu segmentos da atual América do Sul, a Índia, a Austrália, a África e a Antártica. Como testemunho dos episódios de sua aglutinação existem muitos registros rochosos nas regiões sudeste, sul e nordeste do Brasil.

O **Supercontinente Pangeia**, idealização intelectual de Alfred Wegener, foi montado apenas no final da era Paleozoica (período Permiano), há aproximadamente 300–280 milhões de anos. O registro da colagem do Pangeia aparece em várias regiões no mundo, representadas por áreas montanhosas como os Apalaches, na América do Norte, a Floresta Negra, na Europa, e os Urais, na Ásia, entre outras. Esse supercontinente começou a se fragmentar durante o período Jurássico (era Mesozoica), cerca de 200–190 milhões de anos atrás. Atualmente, estamos vivenciando ainda a sua dispersão, como se pode observar pelas feições geológicas ativas existentes na Islândia e nos vales do Leste Africano.

Logo no início da fragmentação do Pangeia, formou-se o oceano Atlântico Norte (África e América do Sul permaneciam unidas) e, cerca de 20 milhões de anos mais tarde, o Oceano Índico. Somente mais tarde, por volta de 150 a 140 milhões de anos atrás, abriu-se o Oceano Atlântico Sul, quando plumas do manto, ativas sob o Pangeia, geraram anomalias térmicas; ao trazerem material superaquecido das profundezas mantélicas até regiões superficiais, impeliram a extrusão de magmas preenchendo fraturas da litosfera continental (África-América do Sul), ao mesmo tempo em que fortes tensões provocaram o seu intumescimento e afinamento pronunciado. O ápice desse fenômeno induziu a quebra do Pangeia em dois fragmentos, aproveitando fraquezas estruturais intrínsecas à constituição de sua litosfera continental. Uma imagem atual desse fenômeno global pode ser observada no Leste Africano, pelos vales profundos e alinhados, em parte submersos nos lagos ali existentes, e pela presença de vulcões ativos. Essa dinâmica extensional produziu um sistema de vales alongados interconectados, controlados por falhas (rifes; ver tópico “As Grandes Feições do Relevo Terrestre”), que facilitaram o aparecimento de magmas, oriundos da astenosfera. A consolidação magmática criou o embrião de litosfera

oceânica, propiciando a entrada do mar e, finalmente, dos oceanos. Assim, a consolidação sucessiva de magmas basálticos jovens, no curso de milhões de anos, separou a América do Sul da África.

De outra parte, o *hot spot* que ainda hoje alimenta o vulcanismo moderno do Arquipélago de Tristão da Cunha (situado na dorsal mesoceânica do Atlântico Sul) estava, há 135 milhões de anos, sob a região meridional do protocontinente Sul-Americano. Foi a atividade desta pluma que causou a erupção vulcânica, que atingiu na época uma área de mais de um milhão de km² da Bacia Sedimentar do Paraná. Esse vulcanismo construiu uma pilha espessa de derrames de basalto – a Formação Serra Geral – um dos mais extraordinários fenômenos que afetaram a Terra em toda a sua história.

Há também muitas outras evidências geológicas, que dão pistas sobre a posição das placas em tempos anteriores aos supercontinentes Pangeia e Gondwana, tais como: a correlação entre terrenos de mesma idade, que ainda podem ser reconhecidos em diferentes partes da Terra, similaridades nas estruturas internas de continentes deslocados (que no conjunto sugerem justaposições pretéritas) e características geológicas inerentes de cada Era refletida nas rochas então formadas. Hoje em dia, com o apoio de simulações por computador, é possível simular a união de pedaços de continentes e movê-los pelo globo com alguma precisão. Saber como os continentes eram distribuídos pode oferecer respostas às questões sobre as grandes mudanças ambientais que ocorreram no passado, por exemplo, sobre eventos glaciais globais remotos, a química dos oceanos que existiram e da atmosfera primitiva, marcadas nas rochas sedimentares então geradas. Nos anos recentes, o interesse pela formação de supercontinentes incentivou a criação de centros de pesquisa e programas internacionais para estudar a sua formação, paleogeografia e fragmentação. Nesta fronteira científica está o debate da hipótese conhecida como *Snowball Earth* (Terra Bola de Neve), que postula a hipótese de que a Terra tenha sido coberta por gelo, entre 700 e 600 milhões de anos atrás.

4.6 Tectônica de placas e hidrocarbonetos

Óleo e gás são formados em um complexo processo geológico que se inicia em lamelas ricas em matéria orgânica (organismos microscópicos e restos de plantas), compactadas pela deposição de pacotes sedimentares espessos em uma depressão topográfica. O calor inerente a este processo leva à quebra das moléculas da matéria orgânica presente nos sedimentos lamosos e pode originar hidrocarbonetos.

Há cerca de 200–190 milhões de anos, quando o Pangeia iniciou sua fragmentação, a Terra era muito mais quente que hoje e micro-organismos floresciam abundantemente nos nichos ambientais que estavam sendo formados nos assoalhos oceânicos recém-abertos na litosfera. Isto propiciou um constante suprimento de matéria orgânica para os sedimentos que se acumulavam sobre os jovens fundos oceânicos. Nessa mesma época, os rios também transportavam sedimentos com nutrientes das terras emersas para os vales em crescimento vertical e lateral, favorecendo a proliferação de organismos, aumentando a acumulação de matéria orgânica, matéria prima para **petróleo** e **gás**. Ali, eles se misturaram com a matéria orgânica. São, portanto, da época do início da ruptura do Pangeia as rochas potencialmente férteis para esses recursos energéticos.

Quando, finalmente, o Pangeia se quebrou e os blocos continentais começaram a se separar, há 150–140 milhões de anos, os processos erosivos das áreas emersas carregaram mais sedimentos para os oceanos, os quais se depositaram nas margens continentais, em ambiente de águas rasas, para dar forma às rochas arenosas e calcárias. Estas se sobrepuseram uma a uma em pacotes espessos sobre as primeiras rochas acumuladas, originalmente ricas em matéria orgânica. No curso de milhões de anos, essas primeiras rochas, estando em maior profundidade, foram aquecidas e transformaram gradativamente a matéria orgânica em óleo e gás. Os hidrocarbonetos migraram para as camadas superiores, onde eventualmente foram aprisionados em armadilhas naturais. Desse modo, a maior parte das concentrações de petróleo e gás está localizada justamente nas margens dos continentes atuais, distante das cadeias mesoocênicas; os hidrocarbonetos originaram-se em rochas com idades da ordem de 200 milhões de anos (início da fragmentação do Pangeia), mas se concentraram por migração, em rochas sedimentares arenosas e calcárias (porosas) mais jovens que 150 milhões de anos. A **Figura 4.16** mostra as regiões onde óleo e gás estão sendo explorados comercialmente, em especial ao longo das margens continentais – uma das feições modernas decorrentes da Tectônica Global.

Grandes concentrações de petróleo ocorrem em muitas regiões da Terra, como no Golfo Pérsico, onde estão 50% de todas as reservas comprovadas. Há cerca de 200 milhões de anos, quando a maior parte do petróleo se formou, esta região era uma ampla margem continental (plataforma) submarina que se estendia a leste da proto-África. Essa margem continental era ocupada por grande quantidade de micro-organismos que habitavam as águas superficiais do oceano. Os restos desses organismos, ao se acumularem no assoalho oceânico e serem, no curso de 30 milhões de anos, soterrados e aquecidos devido à subducção nos primeiros estágios da colisão entre o que hoje é a Arábia e o Irã, tornaram-se a matéria-prima para a formação do petróleo.

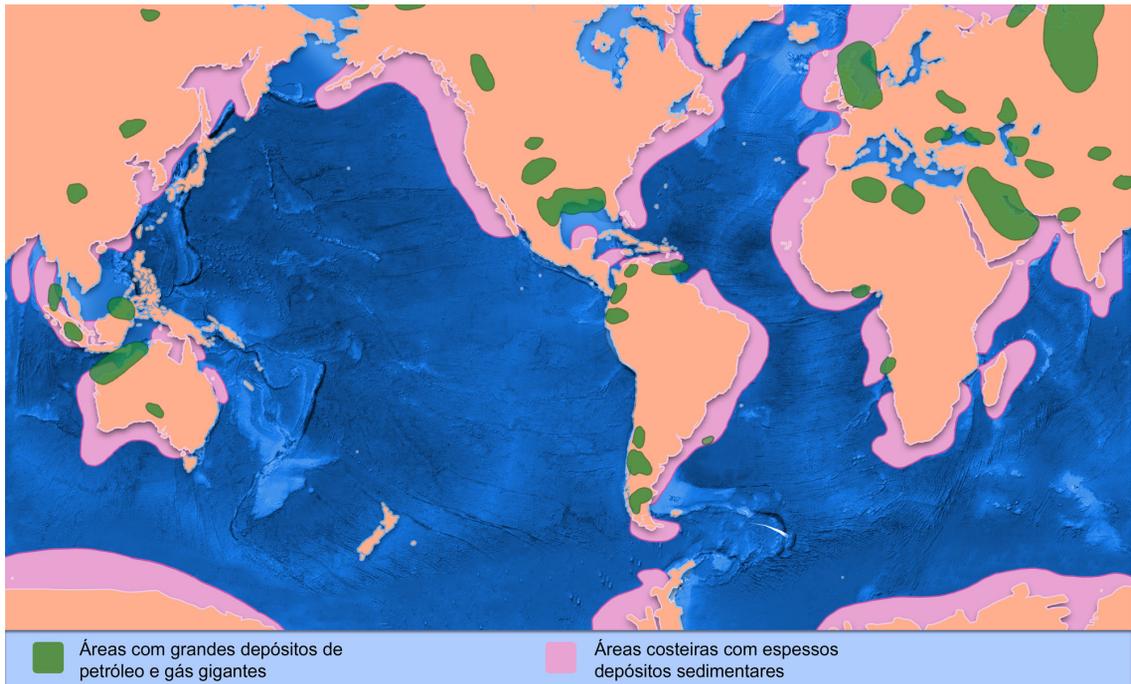


Figura 4.16: distribuição das rochas sedimentares com potencial para hidrocarbonetos. / Fonte: Cepa

Referências Bibliográficas

- MCCARTHY, T., RUBIDGE, B., 2005. **The story of Earth and Life**. Struik Publishers. África do Sul. 333p.
- PRESS, F., SIEVER, R., GROTZINGER, J., JORDAN, T.H., 2006. **Para entender a Terra**. 4ª edição. Tradução R. Menegat (coord.) ... [et al.] Bookman, Porto Alegre, 656p.
- TEIXEIRA, W., FAIRCHILD, T. R., TOLEDO, M. C. de, TAIOLI, F., 2009. **Decifrando a Terra**, 2ª edição. IBEP Editora Nacional - Conrad. 623 p.
- WEINER, J., 1988. **O planeta Terra**. Martins Fontes. São Paulo. 361 p.
- WICANDER, R., MONROE, J. S., 2009. **Fundamentos de Geologia**. Tradução H. O. Avritcher; revisão técnica M. A. Carneiro. Cengage Learning Edições, São Paulo, 508p.