

Notas de aula da disciplina de Estratigrafia (GSA0307)

Prof. Dr.: Renato Paes de Almeida

Monitora: Geovana Leite Geraldo

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO E CONCEITOS BÁSICOS.....	2
2 PRODUÇÃO SEDIMENTAR	3
2.1 Conceitos.....	3
2.2 Fatores que influenciam na intensidade do intemperismo:.....	3
2.3 Controles do transporte	6
2.4 Produção sedimentar.....	7
2.5 Referências Bibliográficas	15
2.6 Videoaulas:.....	15
3 BACIAS SEDIMENTARES.....	16
3.1 Bacias intraplaca	18
3.1.1 Exemplos	18
3.1.2 Conclusões	22
3.2 Bacias em contexto convergente.....	22
3.2.1 Exemplos	22
3.3 Movimento transforme de placa.....	24
3.4 Discussão	25
3.5 Referências Bibliográficas	25
3.6 Videoaulas.....	26
4 MECANISMOS DE SUBSIDÊNCIA.....	27
4.1 Introdução aos mecanismos de subsidência	27
4.1.1 Origem dos esforços na litosfera.....	27
4.1.2 Perfil de resistência da litosfera	33
4.2 Subsidência mecânica.....	38
4.3 Subsidência térmica	43
4.4 Subsidência flexural.....	48
4.5 Referências Bibliográficas	55
4.6 Videoaulas.....	56

1 INTRODUÇÃO E CONCEITOS BÁSICOS

Segundo o *Glossário Geológico* da CPRM, a Estratigrafia é o “estudo da gênese, da sucessão, no tempo e no espaço, e da representatividade areal e vertical das camadas e sequências de rochas de uma região, buscando-se determinar os eventos, processos e ambientes geológicos associados, o que inclui, entre outros, a determinação de fases de erosão ou de ausências de deposição (superfícies de discordâncias).

A estratigrafia objetiva organizar o conhecimento geológico através da caracterização de unidades estratigráficas com suas abrangências verticais e laterais, estabelecer correlações geológicas entre regiões diferentes e servir de fundamento para o estabelecimento da história da evolução geológica local, regional e mundial.

Apesar de o nome referir-se especificamente a rochas estratificadas, a estratigrafia tem significado bem mais amplo, pois envolve a determinação da sucessão geral das rochas de uma região, incluindo acontecimentos que modificaram a forma ou estruturas e a natureza dos pacotes de rochas, tais como: tectonismo e metamorfismo das rochas, intrusão de corpos magmáticos, intrusão de domos de sal (halocinese).”

As unidades temporais na Estratigrafia possuem duas classificações:

- Tempo Geológico: consiste nos intervalos de tempo *sensu strictu*
- Tempo Rocha: consistem em pacotes de rocha depositados em determinado intervalo do Tempo Geológico, como por exemplo a Formação Botucatu associada ao Jurássico.

PERÍODO SISTEMA

- Período: há quanto tempo foi depositado (abstrato)
- Sistema: rochas depositadas durante o período (concreto)

Unidades litológicas: independe do tempo, agrupada pela litologia

2 PRODUÇÃO SEDIMENTAR

2.1 Conceitos

Produção sedimentar: o quanto de sedimento é produzido em uma área da superfície da Terra.

Intemperismo: alteração das rochas expostas por processos superficiais.

Produtos do intemperismo:

- minerais resistentes ao intemperismo (quartzo, turmalina, zircão, rutilo, em certas condições feldspato)
- minerais neoformados (argilominerais, óxidos e hidróxidos)
- íons em solução

Intemperismo físico: desagregação, abrasão, fragmentação, pode ser originado devido a variações na temperatura.

Intemperismo químico: resultado de chuvas, mudanças químicas.

2.2 Fatores que influenciam na intensidade do intemperismo:

ALTITUDE

Áreas de altitude mais elevada possuem menor temperatura. Já em relação às chuvas, as bordas de regiões com maiores altitudes tendem a ter precipitação mais intensa, devido às chuvas orográficas.

Precipitação orográfica: quando as massas de ar úmido atingem uma região topograficamente mais elevada, que funciona como uma barreira, ocorre a subida dessas massas de ar para porções mais altas e conseqüentemente mais frias da atmosfera. A queda da temperatura causa a precipitação dessas massas de ar úmidas na borda das montanhas, gerando grandes diferenças no regime de pluviosidade nessas regiões, já que enquanto as chuvas se concentram de um lado dos altos topográficos, o outro lado da montanha apresentará taxas de precipitação reduzidas. Esse fenômeno é facilmente observável na Cordilheira dos Andes. Nos Andes Centrais, ao norte da latitude 15°S, os ventos que chegam da Amazônia são barrados topograficamente pela porção leste da Cordilheira Oriental, resultando em taxas de pluviosidade orográficas > 2000 mm/ano, enquanto a parte oeste apresenta taxas abaixo de 200 mm/ano (Montgomery et al., 2001).

LATITUDE

Latitudes menores possuem temperaturas maiores.

As zonas de maior precipitação estão próximas ao Equador (Figura 1). Próximo aos trópicos (~latitude 30°), existe uma zona de redução de precipitação. Já em latitudes maiores que os trópicos (Zona Temperada), a precipitação volta a aumentar. Isso acontece porque existem células atmosféricas que trazem porções de ar de maiores latitudes, com umidade reduzida, para a região dos trópicos, resultando em diversas áreas áridas próximas a essas latitudes (Figura 2).

Tropical (1980-2016)

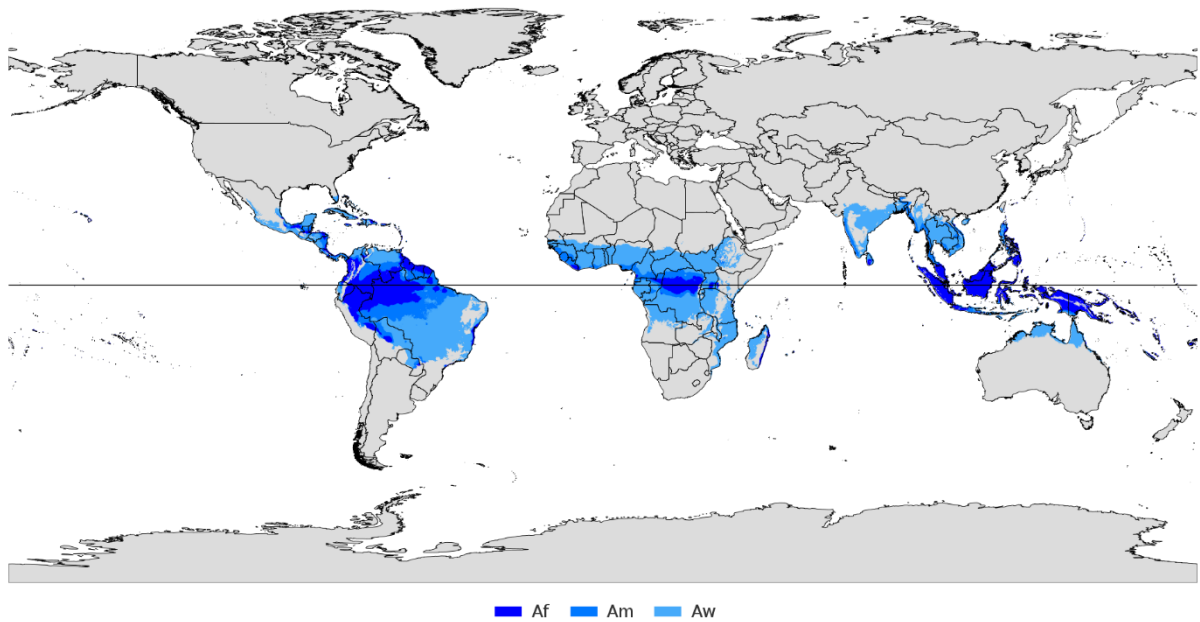


Figura 1: Distribuição do clima tropical próximo à região do Equador. Af- clima equatorial, Am- clima de monção, Aw- clima tropical com estação seca. Imagem: Wikipedia.

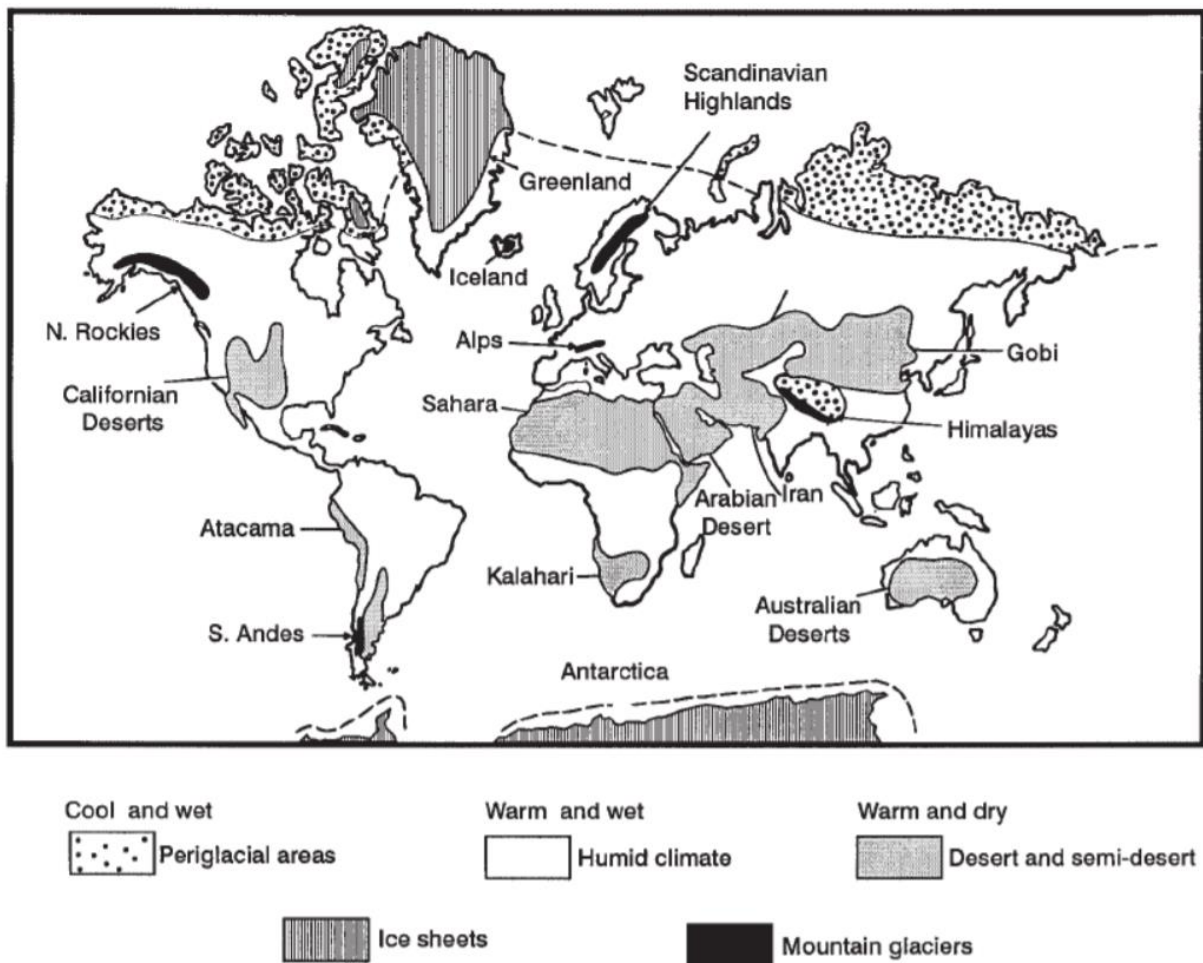


Figura 2: Predomínios dos climas na Terra. Notar que as regiões desérticas (baixa precipitação) do planeta estão próximas ao trópicos. Imagem: Brookfield, 2014.

Para separar genericamente onde predomina o intemperismo físico ou o químico, pode-se relacionar a temperatura e a precipitação de diferentes latitudes da Terra, como no gráfico abaixo (Figura 3): nas regiões próximas ao Equador e na Zona Temperada, as altas taxas de precipitação tornam o intemperismo químico dominante. Já nas regiões dos trópicos e polares, a falta de umidade faz com que o intemperismo físico seja mais intenso.

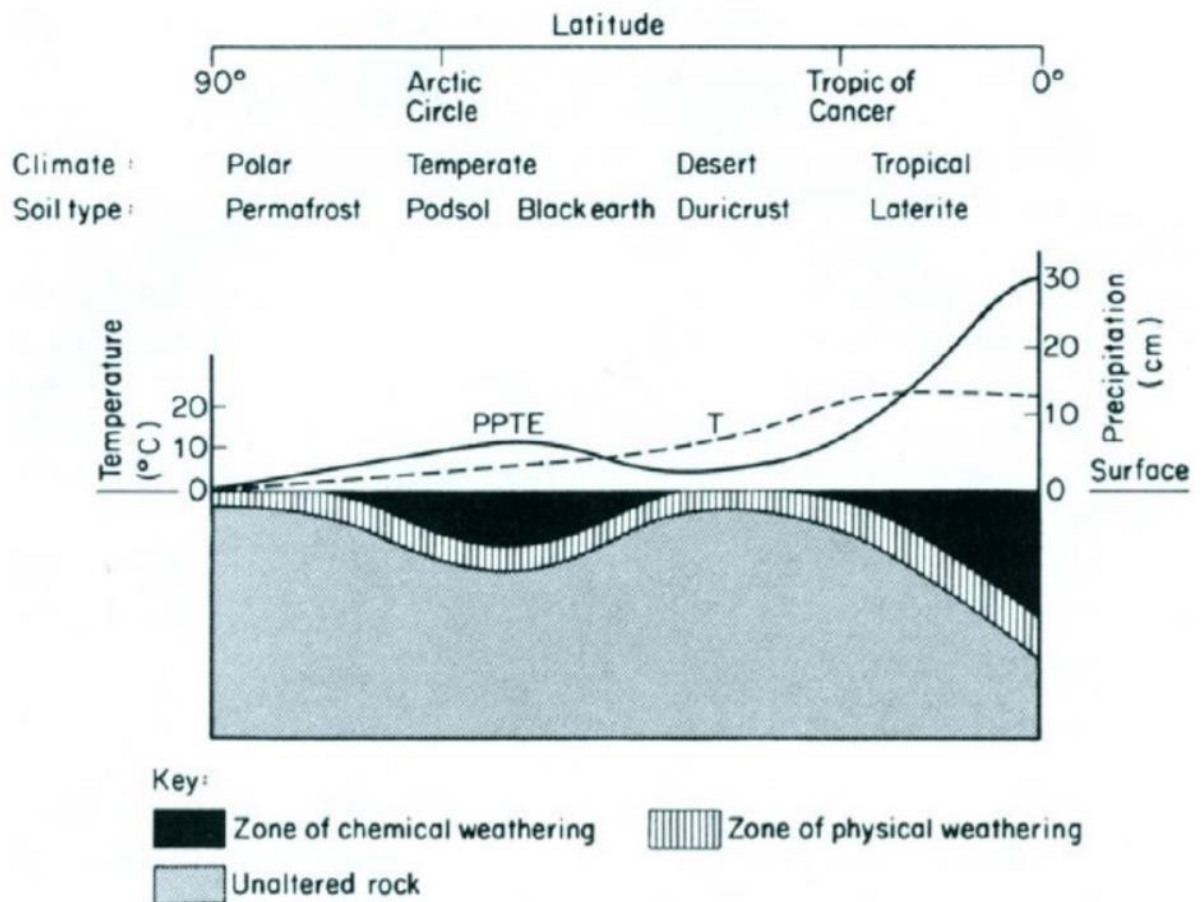


Figura 3: No gráfico, o eixo horizontal representa as latitudes, de 0° a 90°. O eixo vertical da esquerda corresponde à temperatura média (°C), representada pela linha vermelha. Já o eixo vertical da direita representa a precipitação (mm/ano), indicada na linha azul. Em marrom, tem-se indicado a variação de espessura dos perfis de solo. Imagem: Selley, 2000.

Considerando-se apenas a intensidade do intemperismo químico, o esperado seria que os perfis de solos são mais espessos nas regiões com mais alteração das rochas. Porém, essa espessura depende da taxa de remoção de materiais.

Portanto, uma área com perfil de solo espesso possui intemperismo químico intenso, porém não é necessariamente uma área com alta produção sedimentar, pois isso implica em remoção de material, ou seja, transporte. Se o material fica *in situ*, é solo e não sedimento.

2.3 Controles do transporte

A maior parte dos sedimentos são transportados por água corrente em superfície. Para que o transporte pela água seja mais eficiente, é necessário que o terreno apresente declividade.

Produção sedimentar = taxa de intemperismo e desagregação* + taxa de escoamento**

*controles climáticos locais

**controlada pela declividade e relevo, ou seja, pela tectônica

As áreas de maior produção sedimentar do planeta são áreas com altas declividades e climas diversos. O destino final dos sedimentos são as bacias sedimentares.

Depósitos:

- Terrígenos: materiais resistentes

- Químicos: formam depósitos em condições mais secas, onde a evaporação supera a precipitação

- Biogênicos: formados pelo metabolismo de organismos vivos, que retiram íons da água e transformam em partículas sólidas, como carapaças e ossos, geram um problema no balanço de massa, pois o material não veio necessariamente de rochas intemperizadas de fora da bacia, mas sim do ciclo do carbono.

2.4 Produção sedimentar

Medida da massa de sedimentos (SY) produzida por unidade de área por ano [t/km²/ano].

Produção sedimentar relaciona-se à taxa de denudação (ΔH), ou seja à redução vertical do relevo por erosão.

$$\Delta H = SY/\rho \cdot 10^6$$

Onde:

ΔH : taxa de denudação (m/ano)

SY: produção sedimentar (t/km²/ano)

ρ : densidade das rochas das áreas fonte desnudadas (t/m³)

*A produção sedimentar é determinada pela declividade, erodibilidade e clima

Ludwing & Probst (1996)

$$SY=C*R*S*VP$$

C= constante, depende da erodibilidade da área, aproximado originalmente para 0,02, quanto maior a erodibilidade, maior a constante

R= escoamento superficial específico (mm/ano), o quanto escoar de uma área superficialmente, através de rios

S= declividade média das fontes

VP= variabilidade da precipitação (mm/ano)

Escoamento superficial (R)

O quanto de água que escoar de uma área superficialmente, através de rios

R= chuva – transpiração – infiltração – evaporação

Coeficiente de runoff **CF= R/P**, onde P é o precipitado

Regiões úmidas, CF= 60-70%

Secas, CF= 1%

Locais com chuvas sazonais, CF=90% (o alto coeficiente é explicado pela falta de vegetação, o que diminui a transpiração)

Variabilidade da precipitação (VP)

$$VP= \sum P^2 \text{ cada mês/P ano}$$

Essa variável indica a distribuição de chuvas ao longo do ano. Uma área que chove de maneira homogênea o ano todo tende a ter mais vegetação, o que estabiliza o solo e diminui a produção sedimentar.

Se a distribuição de chuvas é heterogênea e concentrada, o VP é alto e o desequilíbrio do clima não permite o desenvolvimento de uma vegetação abundante, apresentando assim erosão mais intensa e conseqüentemente uma produção sedimentar maior. Além do mais, chuvas torrenciais erodem muito mais e transportam volumes maiores de sedimento.

Declividade (S)

A declividade é maior na transição de relevos maiores para menores, ou seja, nas bordas das grandes montanhas. Os altos topográficos são em geral orógenos

ativos, mas também existem resquícios de relevos de orógenos antigos assim como rugosidades em planaltos, que possuem declividades mais acentuadas que as planícies.

O próprio processo de denudação por águas superficiais altera a declividade do relevo. Nas bordas dos vales de rios, ocorre maior remoção de material, o que gera altas declividades locais devido aos rios que cavam os vales. As regiões de maior produção sedimentar são vales úmidos nas bordas de grandes cadeias de montanhas. Os vales são geradores de declividades locais reflexo da declividade global nas bordas de montanhas.

A produção sedimentar varia muito na Terra, de $<1\text{t}/\text{km}^2/\text{ano}$ na Sibéria até $>5.10^4\text{t}/\text{km}^2/\text{ano}$ no centro leste da China. O sistema de transporte sedimentar tende a concentrar os sedimentos que os rios distributários carregam para os rios tronco. A maior parte dos sedimentos do Rio Amazonas que são drenados na costa possuem origem de afluentes que nascem nos Andes. O mesmo acontece com o Rio Paraná. Mais da metade do aporte de sedimentos em suspensão do planeta são carregados por apenas 24 rios (Figura 4).



Figura 4: representação dos aportes de sedimento em suspensão dos 24 rios com maior fluxo sedimentar do planeta. São rios com grandes áreas de drenagem. Na América do Sul, os quatro maiores são o Rio Amazonas, Rio Paraná, Rio Orinoco e Rio Madalena. O Rio Yang-Tsé está em destaque porque possui uma bacia de drenagem pequena em relação aos outros. Sua produção sedimentar é alta porque o rio drena depósitos de Loess, de erodibilidade maior do que a média da crosta.

Pode-se concluir que no geral, rios com grande aporte sedimentar possuem afluentes que passam por locais de alta declividade, como nas bordas de orógenos. Outra característica comum desses rios é que possuem grandes áreas de drenagem. O clima passa a ser um fator de menor influência em relação à declividade, já que podem ocorrer variações locais no clima ao longo da bacia de drenagem.

O alto aporte sedimentar nos rios do Alasca e do Canadá podem ser explicados pela intensa erosão gerada pelas geleiras, o que produz grandes volumes de material.

A Terra possui maior produção sedimentar nas áreas de maior declividade. Porém, a denudação dos altos topográficos reduz a declividade. Conseqüentemente, a produção sedimentar também diminui.

O esperado é que a produção sedimentar caia onde não há tectônica ativa, devido à denudação, e caia de maneira cada vez mais lenta, porque a taxa de denudação fica mais lenta (Figura 5).

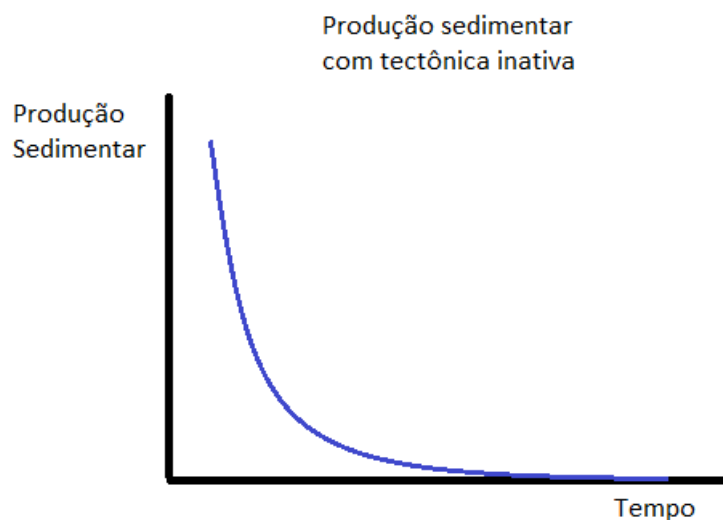


Figura 5: Tendência da queda da produção sedimentar ao longo do tempo em regiões sem soerguimento tectônico ativo.

Tectônica x Erosão

Soerguimento gera declividade.

Soerguimento -> declividade -> erosão

Com uma tectônica ativa, a altitude e declividade de uma região aumentam. Conforme o alto topográfico ganha altitude, a erosão aumenta. Considerando a taxa de soerguimento constante, esse aumento da topografia ocorre até um certo limite, no qual tudo o que soergue é erodido. Assim, essa região não pode ter uma declividade

(ou altitude) maior do que a de equilíbrio, quando a **taxa de denudação se equipara à taxa de soerguimento**. Quando o equilíbrio é atingido, é chamado de patamar ou *steady state* (Willet e Brandon, 2002; Naylor e Sinclair, 2008).

A produção sedimentar de um lugar com tectônica ativa aumenta até tender ao patamar. O fator que determina o valor do patamar é a taxa de soerguimento.

Clima

Considerando-se uma taxa de soerguimento constante, em locais de climas úmidos é necessária uma menor declividade para a mesma produção sedimentar em relação a lugares de clima seco (Figuras 6 e 7).

O que determina o clima não é apenas a pluviosidade, mas sim o déficit hídrico.

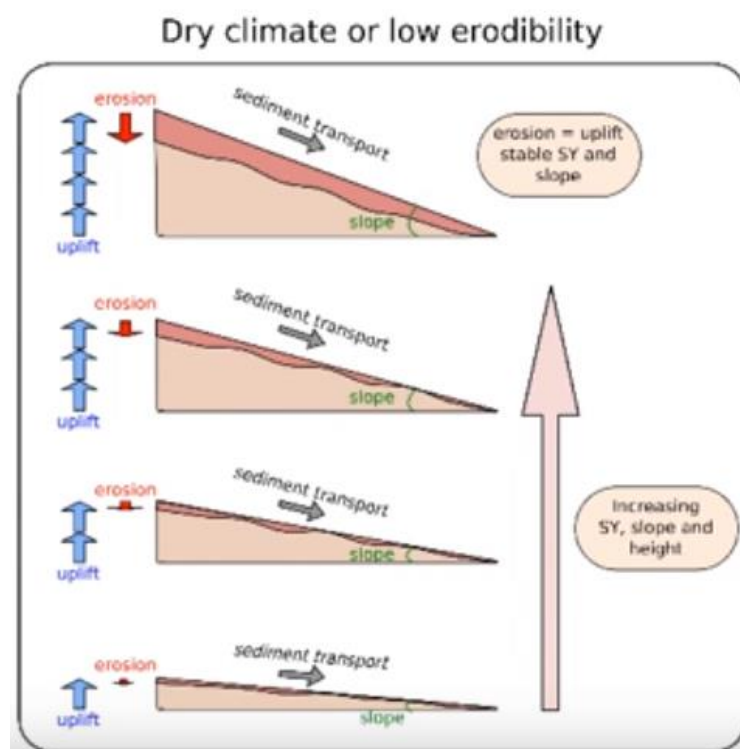


Figura 6: Conforme ocorre o soerguimento, a declividade aumenta e conseqüentemente a produção sedimentar aumenta progressivamente, até que a taxa de denudação seja equivalente ao soerguimento, atingindo assim o patamar da SY. A taxa de soerguimento ao longo do tempo é constante, porém a produção sedimentar varia ao longo do tempo em função da declividade até atingir o *steady state*, quando ambas as taxas são iguais, desse modo, a altitude mantém-se constante mesmo com o soerguimento tectônico.

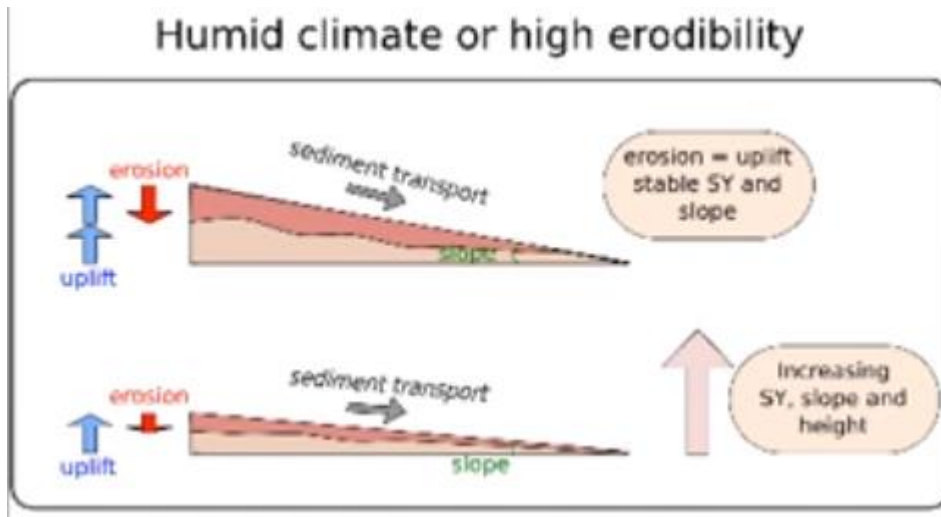


Figura 7: Em climas úmidos, a declividade necessária para uma mesma produção sedimentar é menor, originando relevos mais baixos nessas regiões. O patamar é atingido mais rapidamente.

Portanto, uma mudança climática não irá interferir no valor do patamar da produção sedimentar, pois ele é determinado pela **taxa de soerguimento**. Mudanças climáticas causam um desequilíbrio **momentâneo** na produção sedimentar. Porém, mudanças climáticas geram mudanças na altitude do *steady state*.

O aumento da umidade causa um aumento instantâneo na produção sedimentar, que retorna ao patamar após se equilibrar com o soerguimento. A altitude diminui porque para o mesmo volume de sedimento produzido, a declividade pode ser menor, já que o intemperismo e a erosão são mais eficientes (Figura 8).

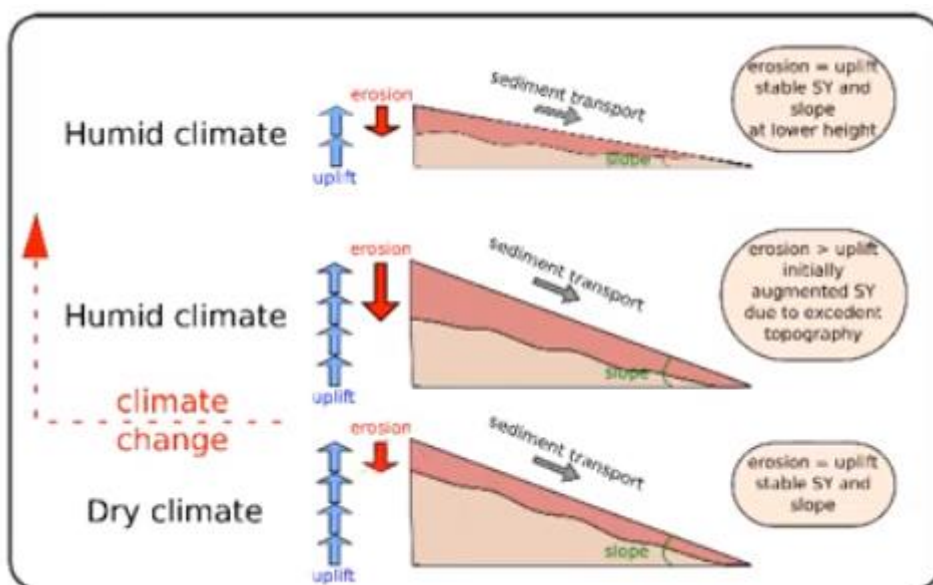


Figura 8: Para uma mesma taxa de soerguimento, a declividade necessária para atingir o patamar da SY é menor em climas úmidos. A variação no clima causa uma perturbação momentânea na produção sedimentar, que posteriormente volta a atingir o valor da taxa de soerguimento.

A produção sedimentar é limitada pelo soerguimento e ela tem variação na **transição** dos climas. O clima interfere na altura que o alto topográfico irá apresentar quando o equilíbrio for atingido. Para uma mesma produção sedimentar, climas úmidos apresentarão relevos mais baixos do que climas áridos (Figura 9).

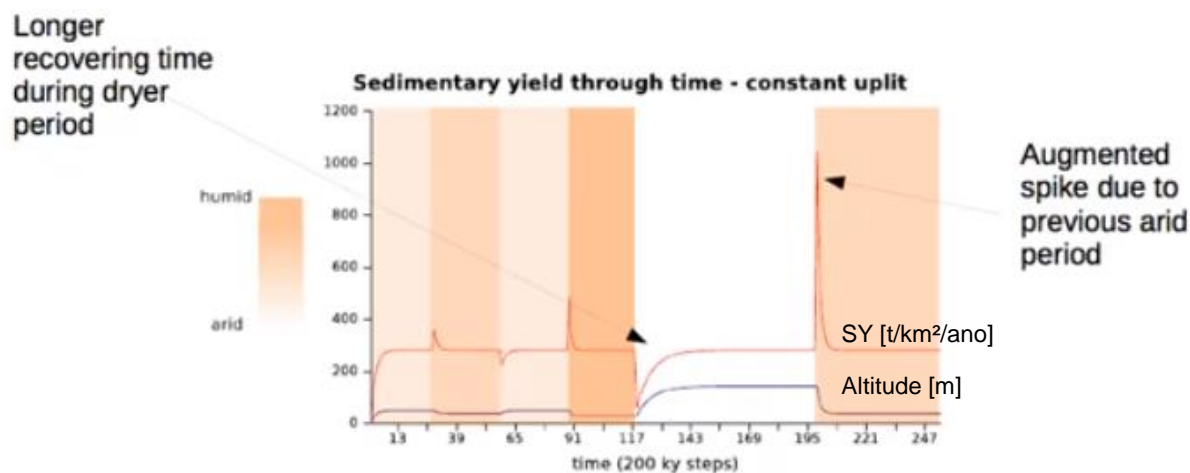


Figura 9: Produção sedimentar e elevação de uma área com taxa de soerguimento constante. A linha laranja representa a produção sedimentar e a azul representa a elevação do alto topográfico. A SY atinge um patamar equivalente ao soerguimento e esse patamar é controlado pelo soerguimento. Mudanças no clima originam picos de aumento e quedas na SY, até que a produção sedimentar tenda ao patamar novamente. Quanto mais drástica é a mudança climática, maior é o pico na produção sedimentar. A elevação dessas áreas também apresenta respostas às mudanças climáticas: em climas úmidos o relevo diminui e em climas áridos, aumenta. É importante destacar que a escala de tempo não reflete os eventos que ocorrem na Terra.

Realidade na Terra

A erosão das rochas é muito lenta, de modo que dificilmente se atinge o patamar da SY antes do clima mudar (Figura 10).

A manutenção da produção sedimentar no tempo indica manutenção de declividade, ou seja, soerguimento ativo. Logo, uma bacia sedimentar preenchida é um registro indireto do soerguimento da área fonte. Ou seja, registros sedimentares significativos nas bacias são resultado de um longo tempo de produção sedimentar. Caso não ocorra soerguimento, a denudação será tão rápida que o registro sedimentar será pouco significativo.

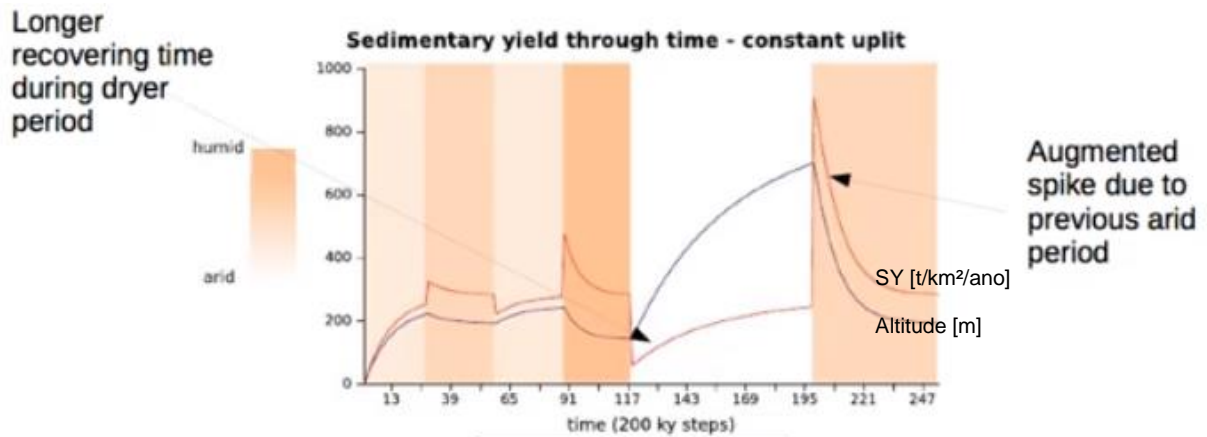


Figura 10: Situação mais condizente com o que acontece na Terra: devido à lenta erosão das rochas, o tempo para atingir o patamar maior e não é atingido antes da mudança climática. Outra consequência é que os picos não são tão bem marcados como no modelo anterior, porque a nova altura do relevo necessária para a mesma produção sedimentar é atingida de forma muito lenta (ou nem mesmo é atingida). Ou seja, na mudança para um clima úmido, a tendência é que o relevo passe a ter uma altura menor, porém é necessário muito tempo para atingir essa altura, devido à erodibilidade das rochas, de modo que em geral o clima muda antes de se atingir essa elevação.

Como exemplo, pode-se citar o Rio Amazonas: o volume de sedimentos com fonte andina é tão maior em relação às outras fontes que é gerado um efeito de diluição, ou seja, os sedimentos provenientes de áreas sem tectônica ativa praticamente não aparecem no registro porque proporcionalmente, seu volume é muito reduzido em relação aos sedimentos provenientes dos Andes, que representam 90% do total de sedimentos em suspensão que chegam à margem Atlântica (Latrubesse et al., 2005).

Portanto, a maior parte do sedimento clástico de bacias sedimentares é proveniente de áreas de soerguimento ativo, sendo assim o registro indireto da tectônica em escala regional. Áreas com soerguimento ativo possuem produção sedimentar da ordem de 2 a 3 vezes maiores do que as que não possuem soerguimento.

Não só o clima e a tectônica afetam na produção sedimentar, mas também a área da bacia de drenagem, de modo que mudanças na rede de drenagem, na continuidade e eventos de transgressão e regressão marinha também interferem na produção sedimentar.

2.5 Referências Bibliográficas

Brookfield, M. E. Principles of Stratigraphy Blackwell Publishing, 2004, 340 pp.

Latrubesse, E. M., Stevaux, J. C., Sinha, R. (2005). Tropical rivers. *Geomorphology*. 70 (2005), 187-206.

Ludwig, W., Probst, J. L. (1998). River sediment discharge to the oceans: present-day controls and global subjects. *American Journal of Science*, 298(4), 1998.

Montgomery, D. R., Balco, G., Willett, S. D. (2001). Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology*. 29 (7), 579 – 582.

Naylor, M., Sinclair, H. D. (2008). Pro- vs. Retro-foreland basins. *Basin Research*, 20(3): 285-303.

Selley, R. C. Applied Sedimentology 2000, 521 pp.

Willett, S. D., Brandon, M. T. (2002). On steady state in mountain belts. *Geology*, 30(2), 175-178.

2.6 Videoaulas:

Geodinâmica de Bacias Sedimentares - Produção Sedimentar 1

<https://www.youtube.com/watch?v=HjRidKfW3IQ&list=PLvPIYIEGKfUGw2h0caZHbQ8de7KAR4NUC&index=7>

Geodinâmica de Bacias Sedimentares - Produção Sedimentar 2

<https://www.youtube.com/watch?v=F45YT8I-QMY&list=PLvPIYIEGKfUGw2h0caZHbQ8de7KAR4NUC&index=8>

Geodinâmica de Bacias Sedimentares - Produção Sedimentar 3

<https://www.youtube.com/watch?v=D8RF2dDoUDs&list=PLvPIYIEGKfUGw2h0caZHbQ8de7KAR4NUC&index=9>

3 BACIAS SEDIMENTARES

São áreas da superfície terrestre que sofrem ou sofreram subsidência continuada (definição geodinâmica).

Subsidência: resposta a uma mudança de estado na crosta ou na litosfera, lento movimento em direção ao centro da Terra. Tem como principal agente a tectônica global. Taxas de subsidência comuns: 10^{-3} - 10^0 m/1000 anos. É um processo lento, mesmo comparando-se a outros eventos geológicos.

A velocidade de movimento das placas tectônicas é de 10^{-2} m/ano, ou seja, a subsidência é 1000 a 10.000 vezes mais lenta que movimentação das placas, porém é capaz de deixar registros de sucessões estratigráficas de alguns milhares de metros que refletem a tectônica, paleogeografia e a paleontologia da região onde se formam. A maior parte do Tempo Geológico foi dividido com base nessa sucessão.

Áreas que estão em subsidência hoje são bacias ativas. Como exemplo, temos a Bacia de Santos e a de Campos. A Bacia do Paraná é uma bacia inativa, pois sofreu subsidência no passado. As maiores províncias em subsidência são as bacias oceânicas, porém não entram na classificação porque entram em subducção e no geral não se preservam no registro.

CLASSIFICAÇÃO

A classificação de Dickinson (1974) divide as bacias sedimentares de acordo com a sua localização em relação a limites de placa e ao tipo de limite. Tal separação ocorre do seguinte modo (Figura 11):

- Bacias relacionadas a limites convergentes de placas
- Bacias relacionadas a limites divergentes de placas
- Bacias relacionadas a limites transformantes de placas
- Bacias intra-placa (não relacionadas aos limites de placas)

Esse tipo de classificação possui uma série de problemas e ambiguidades, pois não remete ao mecanismo formador da bacia. Desse modo, bacias formadas pelos mesmos mecanismos, que irão gerar geometrias, depósitos e produtos semelhantes podem encontrar-se em contextos totalmente diferentes em relação à tectônica de placas. Assim como um mesmo contexto de limite de placa pode gerar bacias distintas. Portanto, ao utilizar a classificação de Dickinson (1974) para atribuir

interpretações de contexto de tectônica de placas para bacias inativas, deve-se considerar que essa classificação não apresenta elementos que permitem identificar cada categoria com base no registro das bacias. Com o tempo, foram criadas outras categorias para a classificação (Figura 12), tornando-a mais complexa, como a de Kingston et al. (1983a,b).

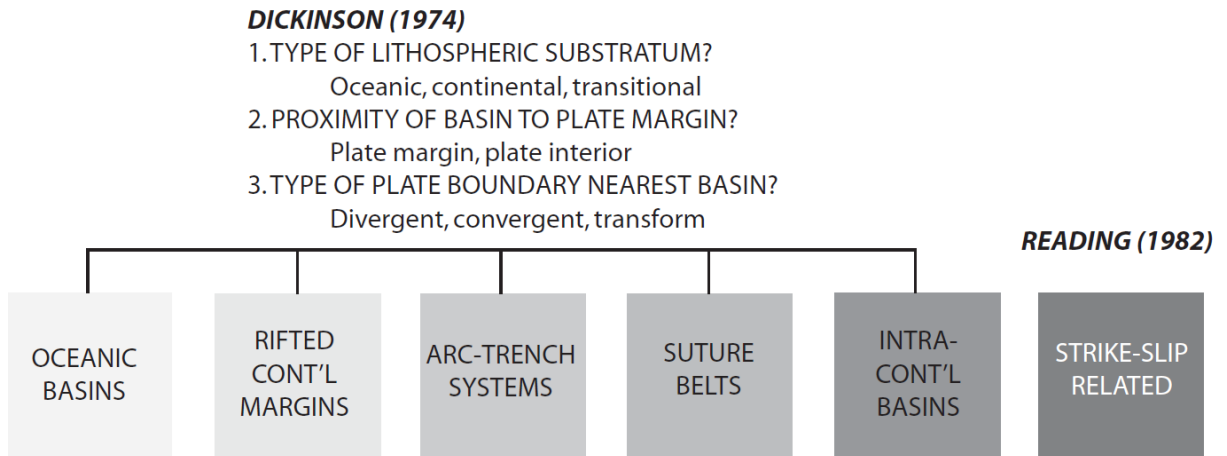


Figura 11: Classificação de Dickinson (1974) baseada na posição das bacias em relação aos limites de placas. Imagem: Allen et al., 2015.

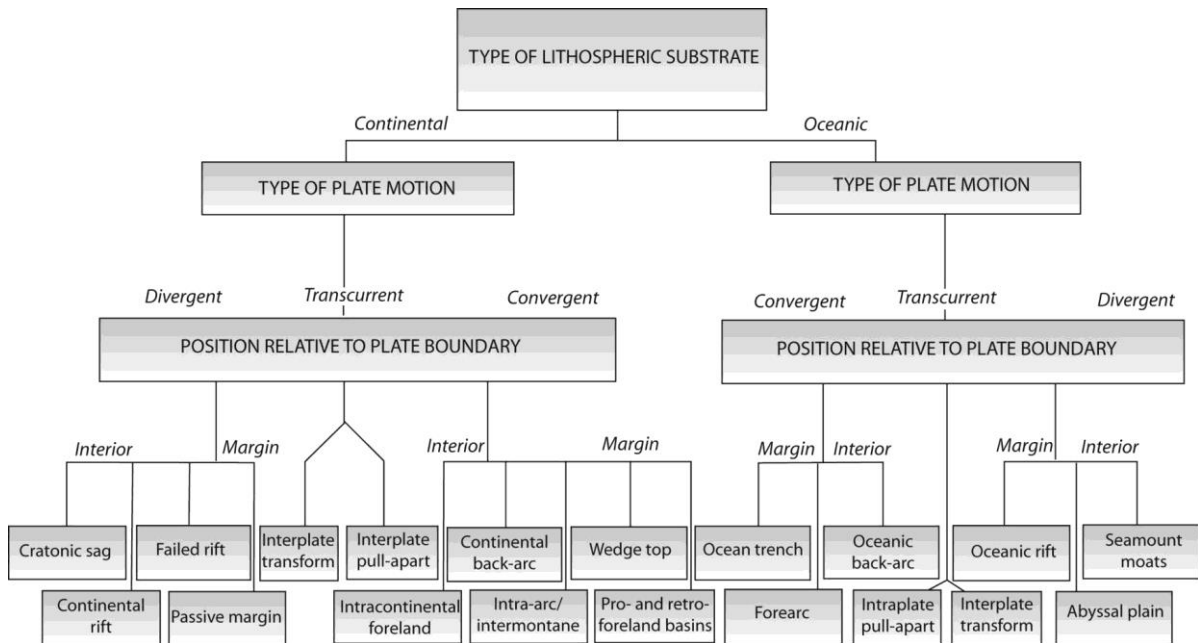


Figura 12: Adaptação da classificação de bacias de Kingston (1983a,b) baseada na posição da bacia em relação aos limites de placa. Imagem: Allen e Allen, 2013.

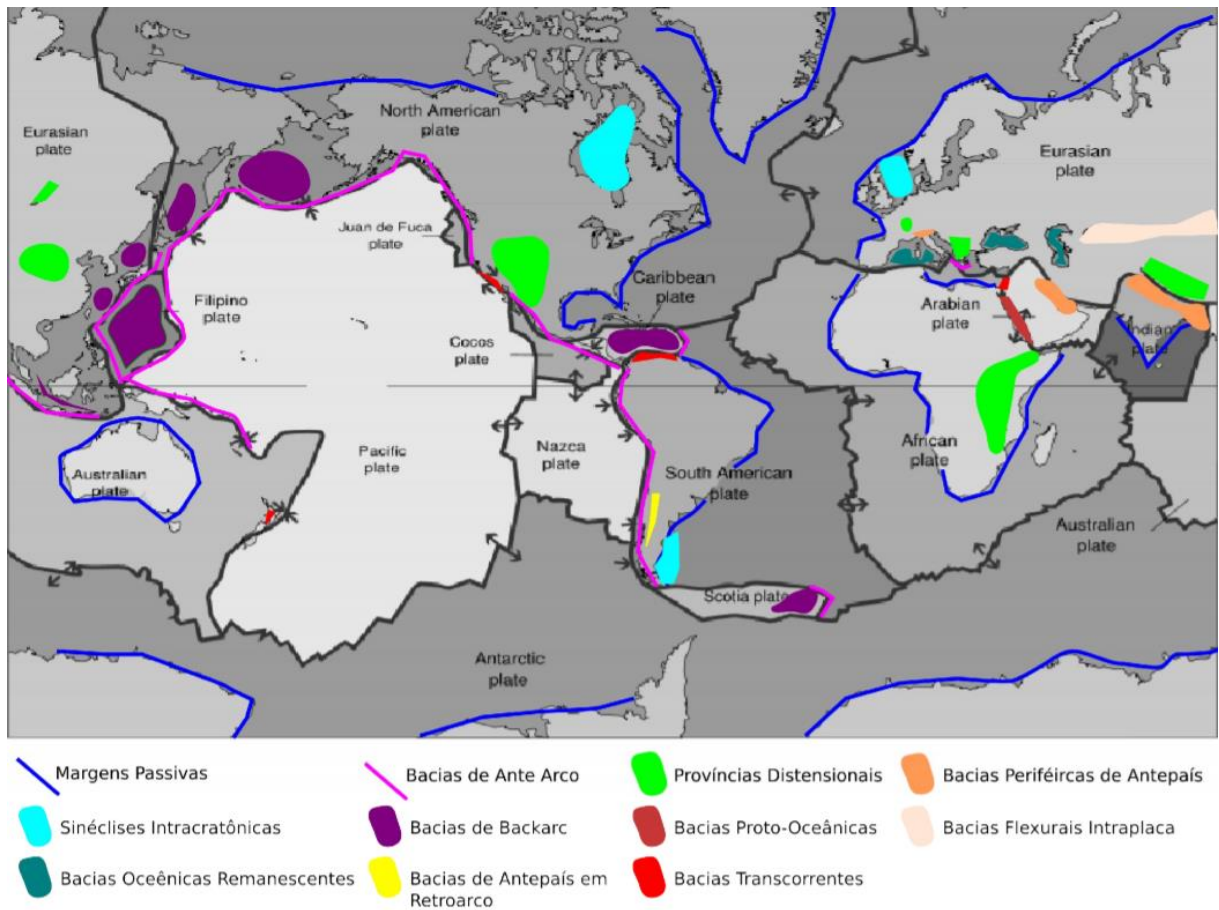


Figura 13: Classificação de bacias ativas de acordo com a sua posição em relação a limites de placa.

3.1 Bacias intraplaca

São as bacias que se encontram em regiões relativamente afastadas dos limites de placas. Como principais exemplos temos as bacias tipo *rift* e as bacias de margem passiva.

3.1.1 Exemplos

Rift da África

Sistema de bacias distensivas, profundas, distribuídas de modo linear, com muitos lagos e preenchimento sedimentar lacustre. Relacionada a falhas normais. Possui depocentros profundos e formas alongadas. As bordas das bacias são relativamente elevadas em relação ao terreno ao redor (Figuras 14 e 15).

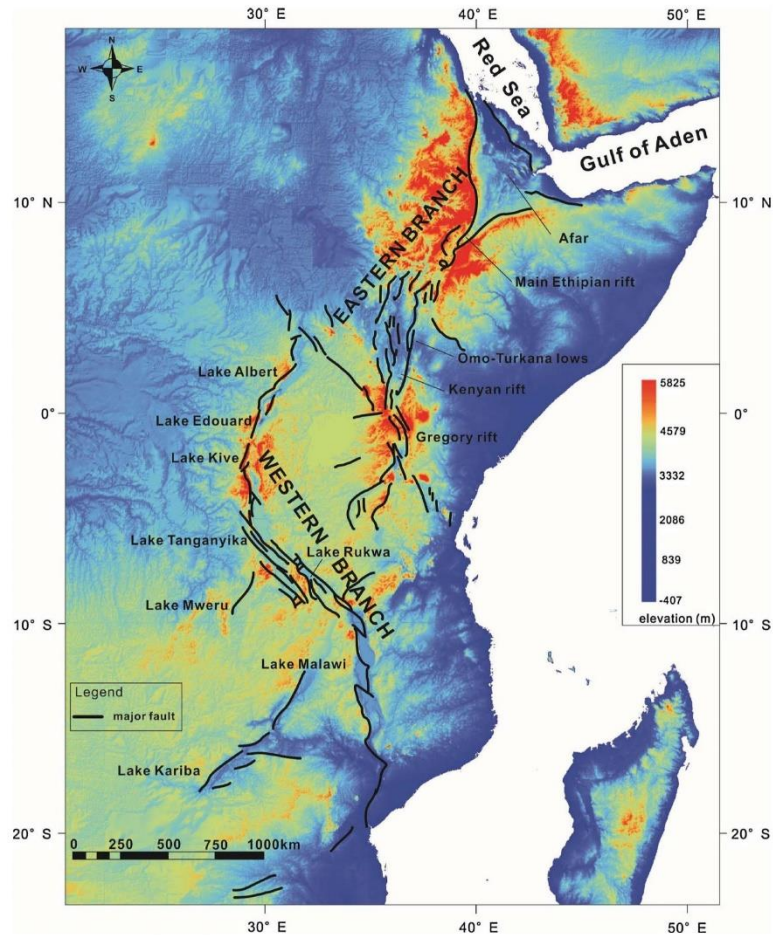


Figura 14: Modelo digital hipsométrico do Sistema de Rifts do leste da África. Notar que nas bordas dos rifts, as elevações são maiores do que nos terrenos adjacentes. Grandes porções das bacias formam lagos alongados. Imagem: Min e Hou, 2018.

Perfil no lago

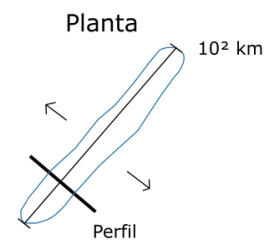
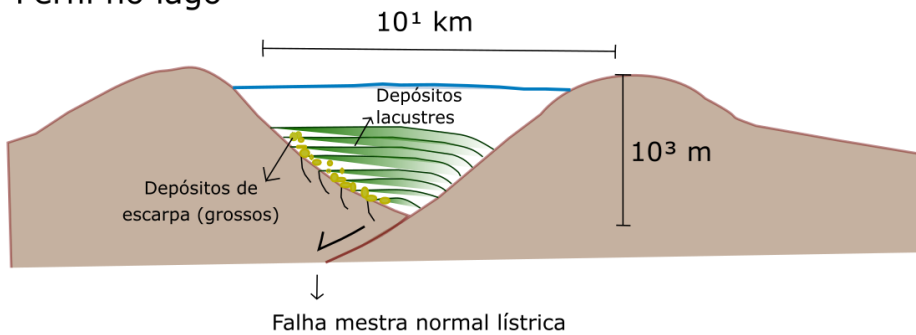


Figura 15: Perfil esquemático de uma bacia-tipo distensiva do Rift do Leste da África.

Basin and Range – oeste dos EUA

Consiste em um sistema de diversas distensivas subparalelas relacionadas a altos topográficos de grandes proporções. Já esteve ligado a um ambiente de convergência de placas, atualmente é um limite transforme de placas.

Ocorre distensão originando uma série de bacias paralelas de preenchimento aluvial. Clima árido com sistemas de drenagem tributários. Os rios vêm do alto das montanhas em direção à bacia (Figura 16).

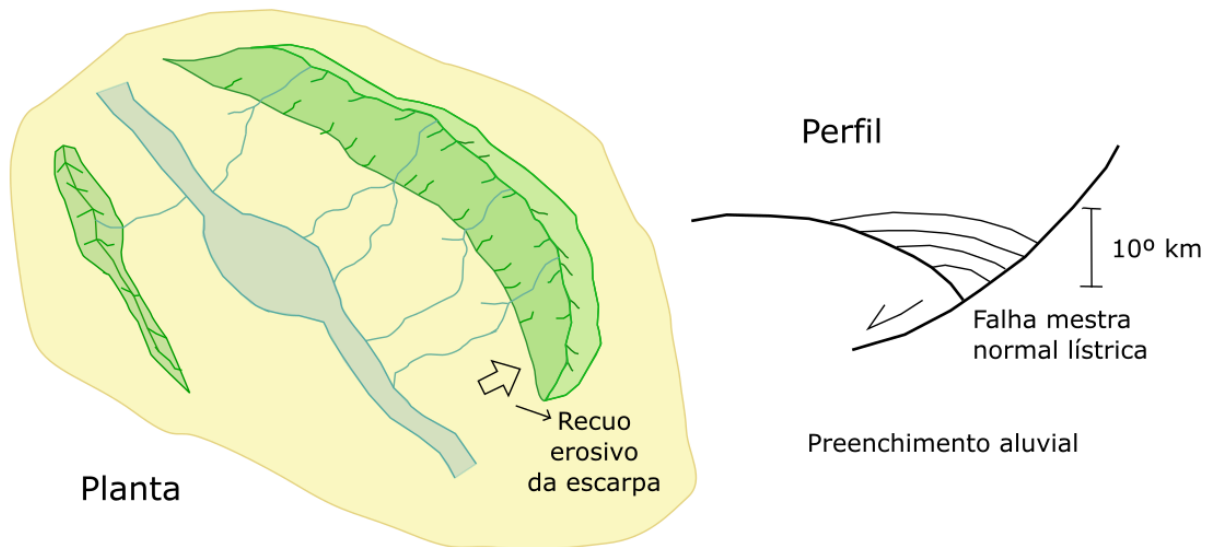


Figura 16: O perfil das bacias do Basin and Range assim como no Rift da África, são marcadas por uma falha mestra normal lítrica, com alguns km de profundidade e preenchimento aluvial.

Bacias de margem passiva

Bacias lineares que acompanham as margens dos continentes, com muitos milhares de km de comprimento e largura de poucas centenas de km.

O perfil desse tipo de bacia é totalmente diferente dos anteriores: uma área emersa passa a ser imersa, com geometria de deposição em cliniformas, que separam águas rasas (até 200 m) de águas profundas (até 2000 m de profundidade). O embasamento mergulha em direção à bacia e nele é possível observar falhas normais associadas a bacias anteriores, do tipo Rift. A borda da crosta continental encontra-se distendida e afinada, sendo adjacente à crosta oceânica. É uma bacia intraplaca não delimitada por falha. Essas bacias concentram a maior parte de sedimentos continentais do planeta, sendo chamadas de **bacias de margem passiva** (Figura 17). Como exemplo, temos o litoral leste da América do Sul.

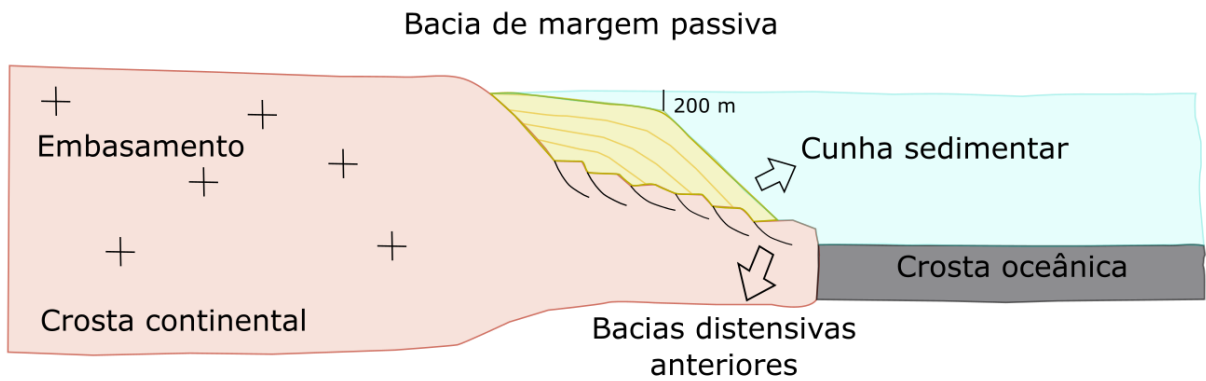


Figura 17: Perfil esquemático de uma bacia intraplaca de margem passiva (ou do tipo Atlântico). Notar a geometria do depósito sedimentar, que recebe o nome de clinofórmula. A borda da crosta continental foi afinada devido ao estiramento horizontal, o que originou sistemas de bacias rift prévias.

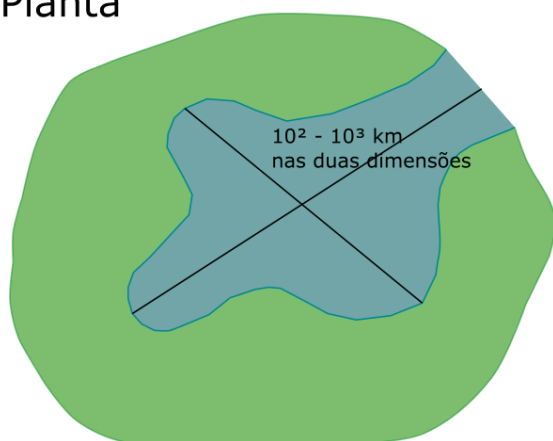
Bacias cratônicas ou interiores- Bacia de Hudson

Assim como as bacias de margem passiva, não são limitadas por falhas. A Bacia de Hudson encontra-se sobre crosta continental, com mar epicontinental adentrando nela.

Um perfil dessa bacia apresentaria centenas a milhares de km nas duas dimensões, com poucos km de profundidade (aproximadamente 5 km). Com preenchimento sedimentar não limitado por falha, mais espesso no centro e de baixíssima declividade ($<1^\circ$) (Figura 18).

A Bacia do Paraná foi uma bacia cratônica no passado.

Planta



Perfil



Figura 18: Desenho esquemático da Bacia cratônica de Hudson.

3.1.2 Conclusões

Bacias intraplaca, formadas por distensão da litosfera ou sem movimentos tectônicos claros, podem ser delimitadas por falhas normais ou não limitadas por falhas em suas bordas. A classificação por contextos tectônicos tem problemas porque classifica pela **posição** da bacia em relação ao ambiente tectônico e não pelo agente/processo que origina a bacia. Por exemplo: as bacias da costa do Brasil (de margem passiva) foram originadas devido ao movimento divergente que aconteceu na abertura do Atlântico, porém como estão muito longe do limite, são consideradas intraplaca.

3.2 Bacias em contexto convergente

3.2.1 Exemplos

Interação continente-continente-Platô do Tibet

Predominância de falhas inversas, originadas pela convergência da Índia sob a Ásia. Esse contexto dá a falsa ideia de que bacias em contexto divergente estão associadas a regimes distensivos e bacias relacionadas a contextos convergentes a regimes compressivos. No caso do Platô do Tibet, existem bacias condicionadas por falhas inversas, mas também existem bacias distensivas (Figura 19). Portanto, associar divergência a bacias de falhas normais e convergência a falhas inversas simplifica muito a realidade.

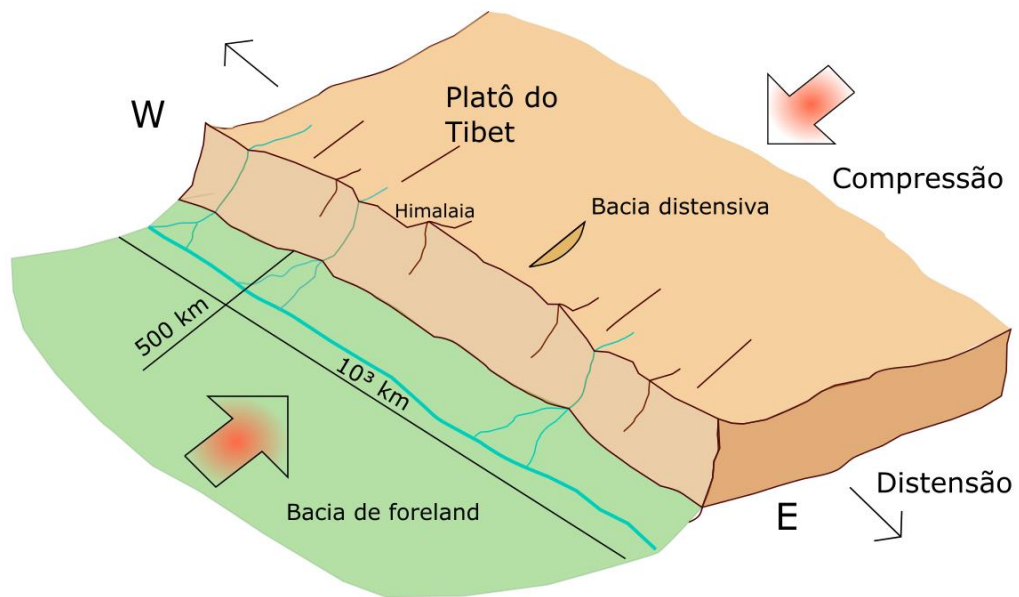


Figura 19: representação de dois tipos de bacia encontrados na região do Platô do Tibet: ao sul do platô, ocorre uma bacia alongada, controlada por falhas inversas, com 500 a 600 km de largura e alguns km de comprimento. Já sobre o platô, ocorrem movimentos distensivos devido à própria carga do alto topográfico, originando falhas normais e bacias controladas por elas, semelhantes às bacias tipo Rift com preenchimento aluvial. Assim, o contexto de convergência de placas não implica necessariamente em bacias originadas devido à compressão.

Interação oceano-continente – Andes

Subducção de placa oceânica sob a placa da América do Sul, originando um arco magmático continental e regime compressional atrás do arco. O alto topográfico andino gera flexura da crosta e como consequência forma uma bacia flexural.

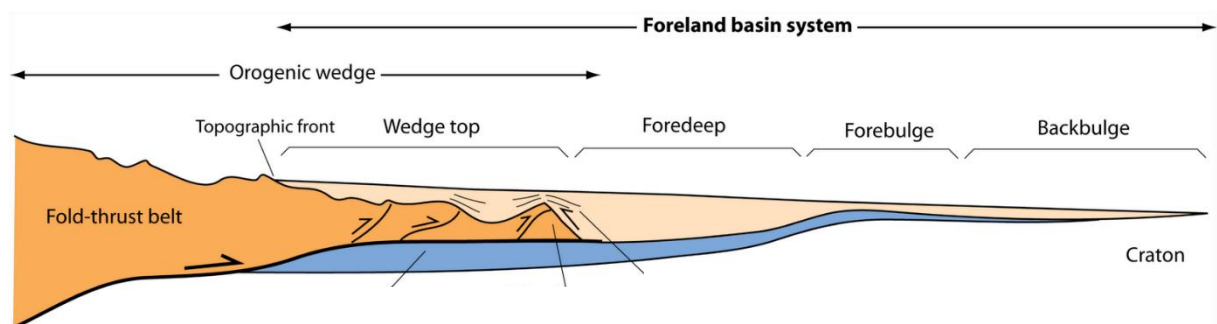


Figura 20: Esquema do sistema de bacias de foreland semelhante ao presente no sistema de foreland andino. Imagem: DeCelles e Giles (1996).

OBS:

Antearco=*forearc*

Retroarco=*backarc*

Antepaís=*foreland*

Interação oceano-oceano – Placa da América do Sul e do Caribe

Subducção de litosfera oceânica sob litosfera oceânica com o arco magmático sendo representado pelo Arquipélago das Antilhas. Formam-se bacias de antearco (compressiva) e de retroarco (distensiva) (Figura 21).

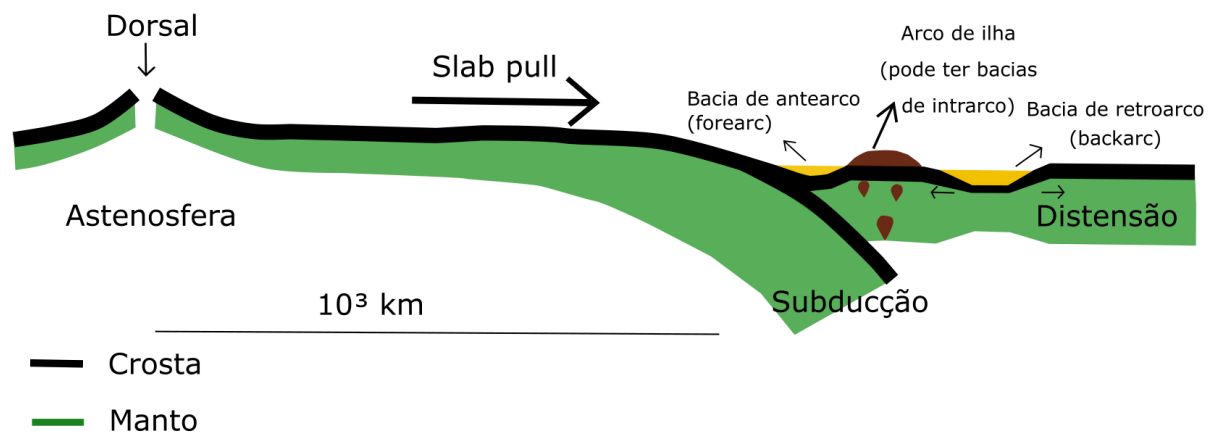


Figura 21: Desenho esquemático das possíveis bacias que podem se formar em ambiente de interação oceano-oceano. A distensão no backarc pode originar uma dorsal.

3.3 Movimento transforme de placa

Falha do Levante, separa a placa da Arábia da placa da África, que possuem movimento lateral. A variação da geometria da falha transforme gera zonas locais de distensão, originando bacias transcorrentes, como a Bacia do Mar Morto. O depocentro é profundo com alta taxa de subsidência (localizada no limite lateral de placas) e falha transcorrente de alto ângulo.

3.4 Discussão

O contexto tectônico não é o suficiente para prever o tipo e comportamento das bacias. Bacias distensivas, controladas por falhas normais, podem ocorrer em contextos intraplaca, de placas convergentes e divergentes. Bacias flexurais podem ocorrer em contextos convergentes e intraplaca.

Essa classificação abrange as bacias localizadas sobre litosfera continental (com exceção de algumas bacias de antearco e retroarco), pois as informações coletadas em bacias ativas são utilizadas para interpretações do registro geológico. Já bacias localizadas sobre a litosfera oceânica possuem baixo potencial de preservação, pois serão entrarrão em subducção em algum momento.

Assim, a classificação de bacias de acordo com a sua posição em relação aos limites de placas é útil, porém pode levar a interpretações erradas do registro geológico. Uma outra forma de classificar as bacias é relacionar o mecanismo de subsidência ao estilo e padrão de evolução da bacia.

3.5 Referências Bibliográficas

- Allen, P. A. & Allen, J. R. (2013). *Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment*, 3rd edn. Wiley-Blackwell, Oxford.
- Allen, P.A, Eriksson, P.G., Alkmim, F.F., Betts, P.G., Catuneanu, O., Mazumder, R., Meng, Q., Young, G.M. (2015). Classification of basins, with special reference to Proterozoic examples, *Geological Society of London*, 43, 5-28.
- DeCelles, P.G., Giles, K. A. (1996). Foreland basin systems. *Basin Research*, 105–123.
- Dickinson, W.R. (1974). Plate tectonics and sedimentation. In: Dickinson, W.R. (Ed.) *Tectonics and Sedimentation*, 1–27, Special Publication Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 22, Tulsa, Oklahoma.
- Kingston, D. R., Dishroon, C. P. & Williams, P. A. 1983a. Global basin classification. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67, 2175–2193.
- Kingston, D. R., Dishroon, C. P. & Williams, P. A. 1983b. Hydrocarbon plays and global basin classification. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67, 2194–2198.
- Min, G., Hou, G. (2018). Geodynamics of the East African Rift System ~30 Ma ago: A stress field model, *Journal of Geodynamics*, 117, 1-11.
- Reading, H. G. (1982). Sedimentary basins and global tectonics In: Ballance, H. G. & Reading, H. G. (Eds.) *Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones*. International Association of Sedimentologists Special Publications, 4, 7–26.

3.6 Videoaulas

Introdução às Bacias Sedimentares

<https://www.youtube.com/watch?v=2JPpiXJQkpo&list=PLvPIYIEGKfUGw2h0caZHbQ8de7KAR4NUC>

Introdução às Bacias Sedimentares 2

https://www.youtube.com/watch?v=LNdQ_1uDXzA&list=PLvPIYIEGKfUGw2h0caZHbQ8de7KAR4NUC&index=2

4 MECANISMOS DE SUBSIDÊNCIA

4.1 Introdução aos mecanismos de subsidência

4.1.1 Origem dos esforços na litosfera

Com o início das ideias da tectônica de placas, acreditava-se que a movimentação das placas era ocasionada pela convexão da astenosfera na base da litosfera (crosta + manto superior), mas hoje sabe-se que esse mecanismo é pouco eficiente para causar a movimentação e deformação da litosfera.

Manto litosférico: não entra em convecção

Astenosfera: parte do manto que entra em convecção

O limite entre o manto litosférico e a astenosfera é uma isoterma com temperatura de aproximadamente 1300°C, ou seja, esse limite não é estático ao longo do tempo: se a temperatura no manto varia, a isoterma pode subir ou descer, variando a espessura do manto litosférico.

Densidade da crosta (C) < Densidade astenosfera < Densidade da manto litosférico (ML)

Densidade da litosfera (C+ML) < Densidade astenosfera

PRINCIPAIS ESFORÇOS:

- *Slab pull*
- Distensão em *back arc*
- *Ridge push*
- Convexão na astenosfera

Slab Pull

É o esforço mais importante na movimentação das placas tectônicas, ocorre devido à subducção.

Conforme a placa oceânica fica mais antiga e se afasta da dorsal oceânica, a litosfera fica mais fria. Isso leva ao rebaixamento da isoterma que separa a astenosfera do manto litosférico, que fica mais espesso.

O espessamento do manto litosférico faz com que a densidade média da litosfera ultrapasse a densidade da astenosfera, de modo que a placa entra em subducção. A placa que afunda desidrata e sofre metamorfismo, o que aumenta sua densidade e faz com que afunde ainda mais.

O esforço que faz com que a litosfera afunde na astenosfera “puxa” a placa em direção à zona de subducção, movimentando-a (Figura 22).

Esse é um dos principais processos capazes de gerar esforço na litosfera, sendo da ordem de dezenas a 140 MPa de esforço tectônico, gerando o movimento de placas oceânicas ou placas que possuam parte oceânica.

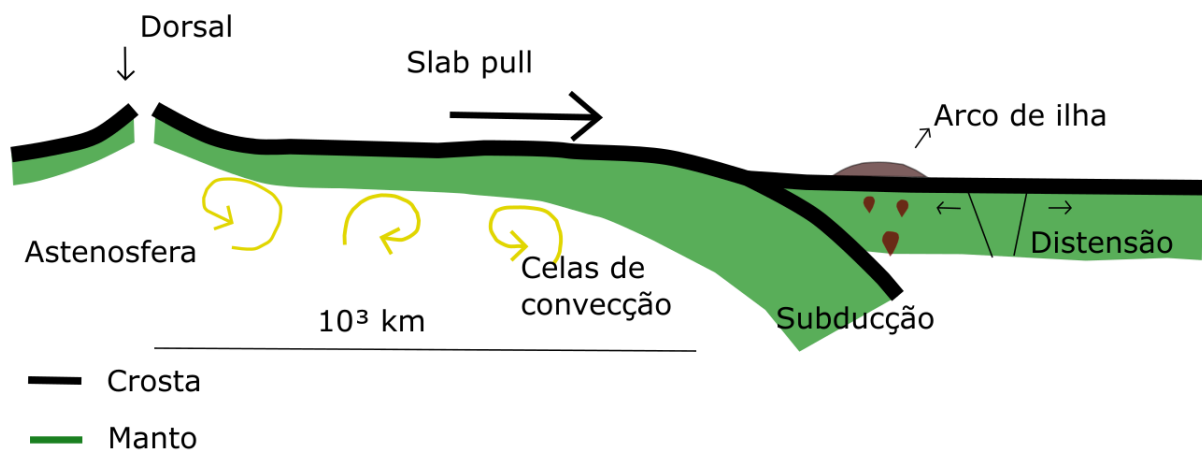


Figura 22: Representação de litosfera oceânica em subducção. A desidratação da litosfera subductada em porções profundas do manto causa a fusão parcial nessa região, originando os arcos magmáticos. No caso da interação de duas placas oceânicas, formam-se ilhas de arco.

Distensão em back arc

Se a subducção for de **alto ângulo**, a tendência é que o ponto onde se inicia a descida da placa migre no sentido da dorsal. No caso do esquema, esse ponto está representado por um círculo azul, que migra para a esquerda conforme ocorre a subducção. Esse movimento é chamado de *roll back* e ele pode causar distensão atrás e na frente do arco magmático.

Assim, além do movimento de *slab pull*, a subducção também pode causar esse movimento distensivo indiretamente.

Se a subducção for em **baixo ângulo**, porque a litosfera está sendo forçada a subductar ou em parte é continental (menos densa), o esforço do *slab pull* é transferido para a placa superior em forma de compressão, como por exemplo uma convergência

entre duas placas continentais. Nessa situação, a litosfera sofre esforços de grande magnitude.

Ridge push

É o esforço que opera a partir das dorsais empurrando a litosfera oceânica e crosta continental adjacente (se houver).

- Esforço topográfico

Variações laterais na espessura da crosta e do manto litosférico geram gradientes laterais de pressão litostática. Por exemplo, na figura abaixo, a pressão sobre o ponto azul é maior do que sobre o ponto amarelo devido ao peso do alto topográfico sobre o ponto azul. Essa variação lateral da pressão gera **esforços horizontais distensivos** no alto topográfico e compressivos nas bordas do alto.

Podemos calcular a pressão litostática no ponto azul para uma área de 1km² (Figura 23):

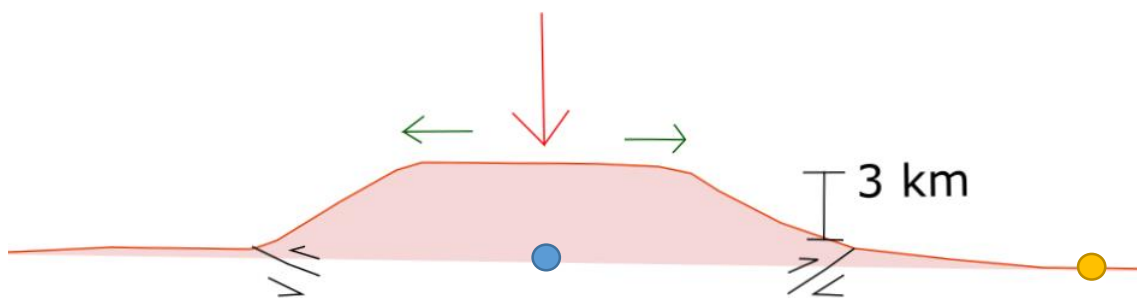


Figura 23: Representação do alto topográfico para cálculo do *Ridge push*.

Densidade (ρ)= 2,5 t/m³

Altura (h) = 3 km

Área (A)= 1 km²

Aceleração da gravidade (g)= 10m.s⁻²

Sendo:

$F = m \cdot a$

$m = \rho \cdot V$

F = força [N]

m = massa [kg]

a = aceleração [m/s²]

V = volume [m³]

Temos:

$$P = \frac{F}{A} = \frac{m \cdot g}{A} = \frac{\rho \cdot V \cdot g}{A}$$

$$P = \frac{2,5t \cdot m^{-3} \cdot 3 \cdot 10^9 m^3 \cdot 10m \cdot s^{-2}}{1 \cdot 10^6 m^2} = 75 \cdot 10^6 kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-2} = 75MPa$$

Assim, enquanto o ponto azul está sob pressão de 75 MPa, o ponto amarelo está sob a pressão atmosférica, de 1 atm ou aproximadamente 0,1 MPa.

Na crosta continental, que possui baixa resistência, o esforço (pressão) de 75MPa provoca a distensão do alto topográfico e a compressão de áreas adjacentes, originando falhas inversas de baixo ângulo e dobras (Figura 24). Onde ocorre a distensão, formam-se bacias.

No Platô do Tibet, com 5 km de desnível, o esforço é de 125MPa, equivalente ao *Slab pull*.

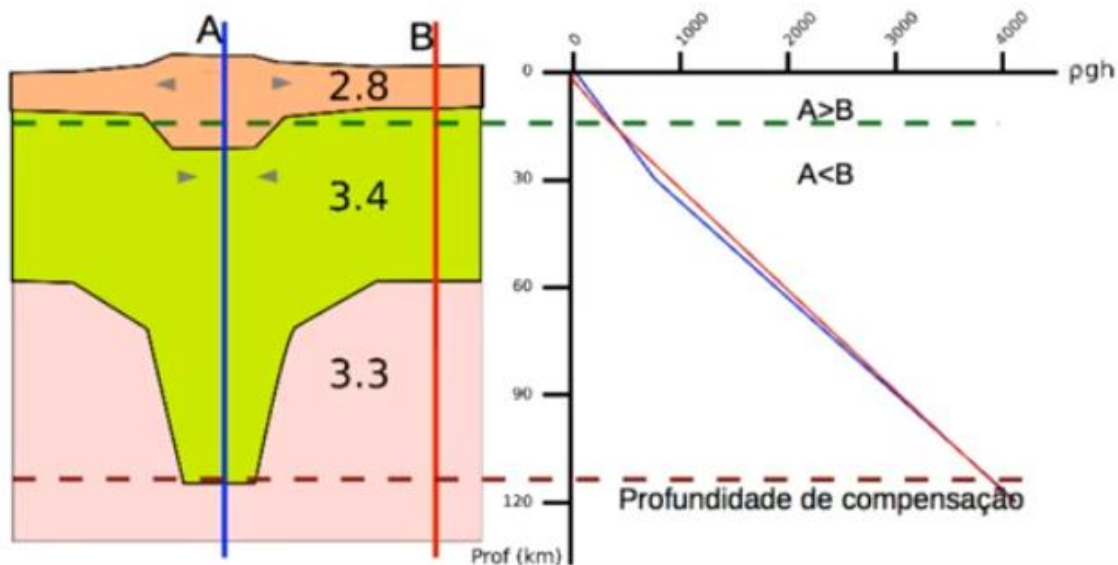


Figura 24: Exemplo do espessamento da litosfera por inteiro. Nesse caso, existem dois pontos de compensação isostática: nas porções mais rasas, em A temos uma pressão maior do que em B, devido ao alto topográfico. Porém, após o primeiro ponto de compensação isostática (verde), a pressão da coluna A passa a ser menor do que em B, pois em A a crosta é menos densa, fazendo com que a densidade média da coluna A seja menor do que em B. Como temos essa inversão das pressões, a direção dos esforços também é invertida: no alto topográfico, ocorrem movimentos **distensivos** em A, porém após a primeira profundidade de compensação isostática, ocorrem esforços **compressivos**.

No caso do oceano, nas dorsais ocorre a formação de crosta oceânica. A alta temperatura dessas regiões faz com que a astenosfera aflore. Conforme nos afastamos da dorsal, a temperatura diminui, o manto litosférico se espessa e

consequentemente a litosfera fica mais espessa, o que causa o seu rebaixamento conforme ocorre o afastamento da dorsal (Figura 25).

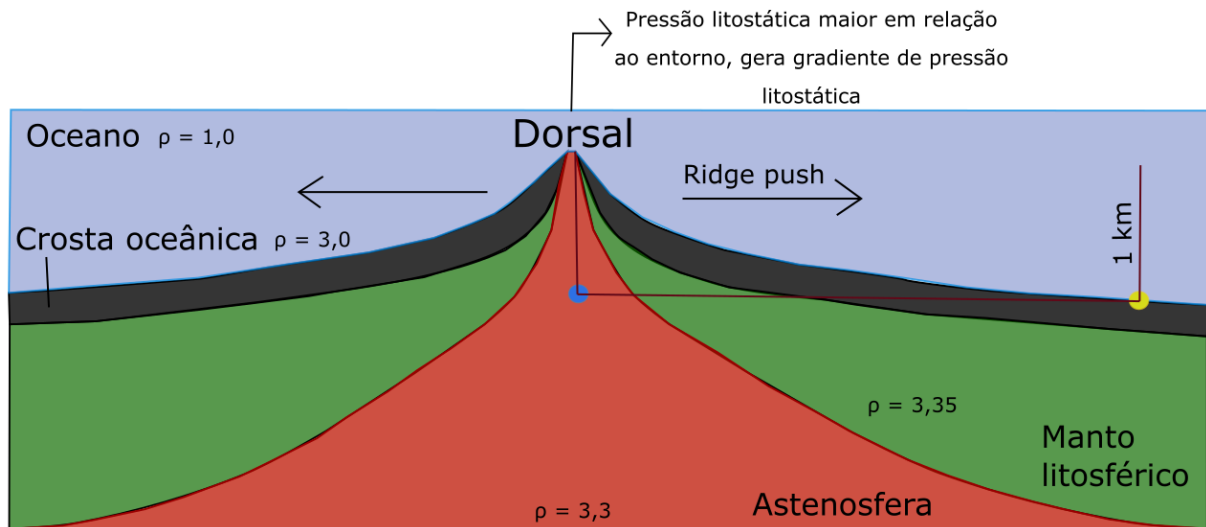


Figura 25: Representação esquemática do *Ridge push* em perfil de dorsal oceânica. Notar que a astenosfera aflora na região da dorsal devido às altas temperaturas.

Nesse caso, o gradiente de pressão é dado pela $P_{\text{dorsal}} - P_{\text{coluna d'água}}$. Para uma dorsal de **1km de altura** e considerando-se a carga sendo da astenosfera, de densidade de 3,3, temos:

$$P_{\text{dorsal}} = 33 \text{ MPa} \text{ e } P_{\text{coluna d'água}} = 10 \text{ MPa} \text{ (densidade da água} = 1)$$

Portanto, o gradiente será de $33 - 10 = \mathbf{23 \text{ MPa/km}}$

No caso de uma dorsal de 2km de altura, o gradiente será de 46 MPa. O gradiente causa movimento distensivo, que é propagado através da placa e faz a litosfera toda se mover, esse esforço é chamado de *ridge push* (Figura 26).

Os esforços nas placas continentais e oceânicas gerados por altos topográficos possuem a mesma magnitude, porém nos oceanos as placas se locomovem, pois a alta resistência da placa permite que o esforço seja propagado, enquanto no continente, devido à baixa resistência, a placa se deforma e os esforços não são propagados por grandes distâncias.

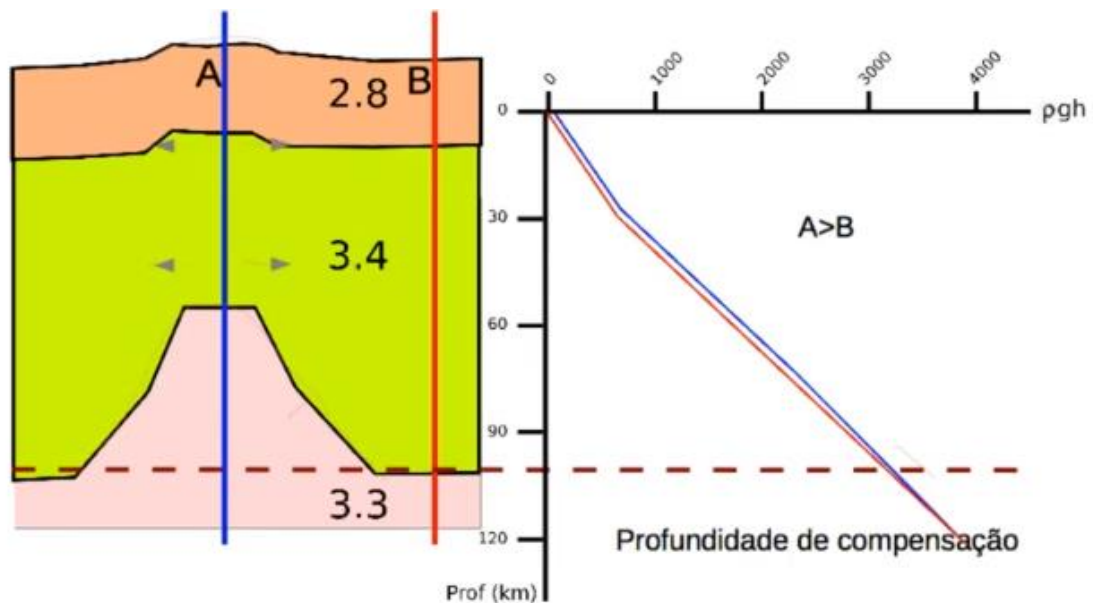


Figura 26: Na imagem, temos o afinamento do manto litosférico, fazendo com que a densidade média da litosfera diminua. Como consequência, ocorre soerguimento em superfície. Nesse caso, a profundidade de compensação isostática não é atingida na litosfera, de modo que tanto na crosta como no manto litosférico ocorrem esforços distensivos gerados pelo alto topográfico. Isso acontece no caso das dorsais: a diminuição da espessura do manto litosférico na região das dorsais faz com que a crosta oceânica fique soerguida em relação às áreas adjacentes. Nesse caso, o próprio gradiente de pressão litostática causa um movimento distensivo na região das dorsais.

Celas de convexão

A influência de celas de convexão da astenosfera no movimento da litosfera atualmente é muito pequena. Existem uma série de explicações que afastam a ideia de que essas celas seriam as responsáveis pela movimentação das placas:

- Para gerar movimento em **uma só direção** seria necessária uma cela muito grande, de dimensão da placa oceânica.

- Placas com porções continentais grandes tendem a ter velocidades menores do que placas oceânicas ou placas com porções continentais menores. Isso seria contraditório com a ideia de movimentação devido à componente horizontal das celas de convexão da astenosfera, pois como a crosta continental é menos densa que oceânica, o esperado seria que as placas continentais tivessem velocidade maior, o que não acontece na realidade.

- Quanto menor a viscosidade da litosfera, maior é a sua velocidade de movimentação, porém, quanto menor é a viscosidade, menor é a sua capacidade de transmissão de esforço para a litosfera acima dela.

- A velocidade da litosfera é da ordem de 10^{-2} m/ano. Caso a convexão da astenosfera fosse a responsável por esse movimento, sua velocidade teria que ser

muito superior, o que implicaria em uma viscosidade muito baixa e conseqüentemente uma baixa capacidade de mover a litosfera adjacente.

Admite-se hoje que a convexão astenosférica tem um efeito de arraste negativo, diminuindo o movimento das placas, já que as celas não se movimentam em apenas um sentido.

4.1.2 Perfil de resistência da litosfera

Crosta continental

A resistência das rochas da crosta continental é controlada pela reologia do quartzo. A resistência aumenta no regime rúptil conforme aumenta a pressão. As rochas mais resistentes da crosta estão em condições baixas de metamorfismo, no início da fácies xisto verde, quando a pressão torna a porosidade mínima e a temperatura não é suficiente para tornar o quartzo totalmente dúctil. Ao atingir temperatura de aproximadamente 200°C (~10km de profundidade, variando de acordo com o gradiente térmico), começa a ocorrer deformação dúctil e a resistência das rochas diminui progressivamente até a base da crosta, a cerca de 35 km de profundidade (Figura 27).

Após essa profundidade, começa o manto litosférico, com reologia controlada pela olivina hidratada. Assim, ocorre subitamente um aumento na resistência da litosfera (porque a olivina é mais resistente à deformação do que o quartzo), com a sua diminuição progressiva após a transição do regime rúptil para o dúctil.

Observando-se o perfil de resistência, é possível perceber que seriam necessários esforços de magnitudes muito grandes para deformar a litosfera continental, sendo que os esforços de máxima magnitude conhecidos possuem cerca de 140 MPa, o que traz o **paradoxo do esforço tectônico**, que diz que os esforços necessários para a deformação não existem na Terra, porém a deformação existe.

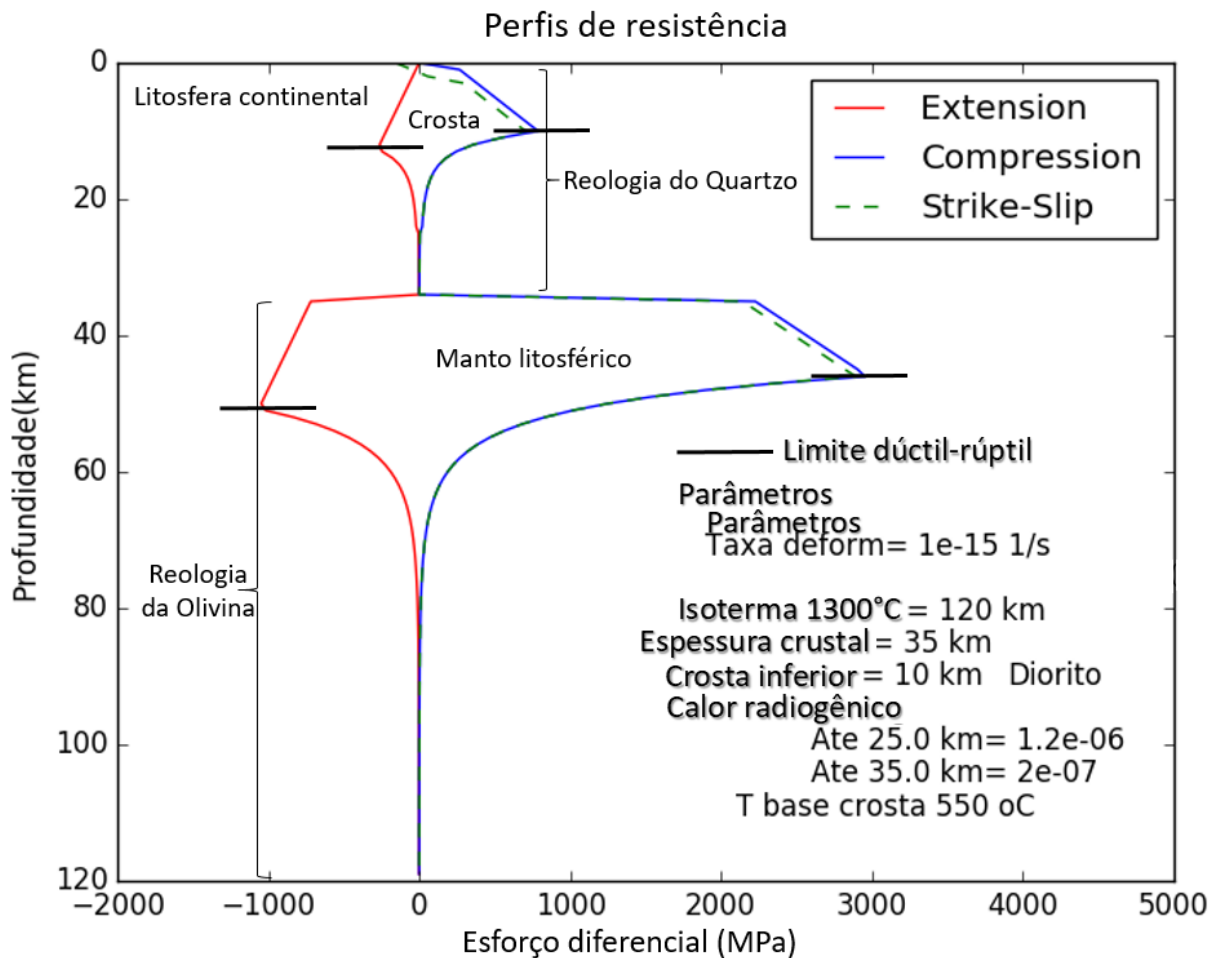


Figura 27: Perfil de resistência da litosfera continental, sendo a resistência da litosfera a soma das áreas integradas sob as curvas. Notar que a resistência é maior em regimes compressivos do que distensivos. Além disso, o limite dúctil-rúptil é mais profundo sob esforços distensivos do que compressivos.

Crosta oceânica

São outros minerais que determinam a reologia da crosta oceânica, como o plagioclásio e o piroxênio, enquanto a olivina é mais anidra. Podemos observar no gráfico que a resistência integrada na litosfera oceânica (área sob a curva do gráfico) é muito maior do que na continental (Figura 28).

A crosta oceânica é relativamente mais fina (~10 km) e mais resistente que a crosta continental e não atinge temperaturas capazes de causar deformação dúctil.

Como a resistência da litosfera oceânica é muito maior do que a da continental, um mesmo esforço aplicado às duas causa efeitos diferentes: na litosfera oceânica, os esforços não são capazes de deformar as rochas, de modo que o esforço é propagado através delas; enquanto na continental, devido às baixas resistências, os esforços deformam as rochas localmente e não se propagam. Por isso o *ridge push*

deforma a litosfera continental mas não é capaz de promover sua movimentação, enquanto na placa oceânica essa movimentação ocorre.

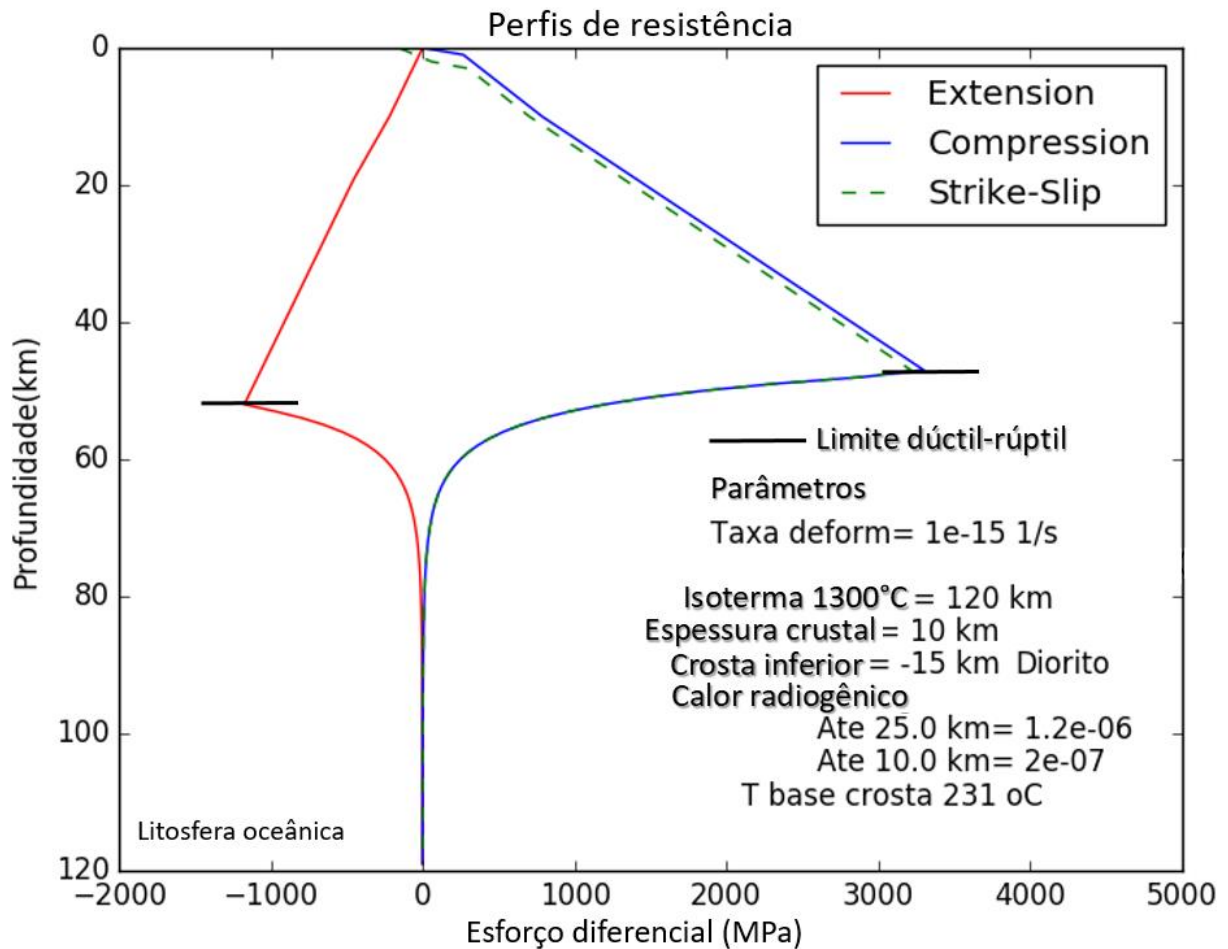


Figura 28: No caso da litosfera oceânica, o perfil de resistência das rochas é controlado pelo diabásio e pela olivina anidra. Notar que a resistência é maior quando comparada à da crosta continental, de modo que os esforços sob os quais a litosfera oceânica é submetida não são suficientes para deformá-la. Esses esforços são propagados e geram a movimentação da placa.

Paradoxo do esforço tectônico

Em certas profundidades, seria necessário um esforço de cerca de 800 MPa para causar deformação da crosta continental, porém os esforços máximos conhecidos possuem cerca de 140 MPa.

Explicações:

- O perfil de resistência não é absoluto, pois depende do **fluxo térmico**, quanto maior o fluxo térmico, menor é a resistência. Ou seja, uma temperatura maior para uma mesma profundidade diminui o esforço necessário para deformação, porém não o suficiente.

- A **taxa de deformação**, ou seja, a rapidez com que o esforço é aplicado, também interfere na resistência da rocha: para taxas maiores (tempo menor), o esforço necessário para a deformação é maior, porque o perfil de resistência possui uma maior área. Para esforços prolongados, a resistência é menor e para esforços rápidos, maior. Esse fator sozinho ainda não é suficiente para explicar a deformação.
- O principal fator é a **presença de magma** na litosfera, o que é relativamente comum. A resistência do magma líquido é muito baixa (praticamente zero), ou seja, qualquer esforço deforma as câmaras magmáticas, representando fraquezas a partir das quais a deformação começa. Descontinuidades pré-existentes com resistência menor que a média da litosfera também podem ser ativadas. A presença de magma é considerada cada vez mais importante para condicionar a deformação.

Perfil de resistência na distensão

Na distensão, o esforço necessário para a deformação é muito menor, logo, para um mesmo esforço, a distensão deforma mais do que a compressão.

Platô do Tibet

Apesar do platô gerar um esforço distensivo maior que 100 MPa, os esforços resultam em bacias de grábens distensivos sobre o platô e falhas inversas e deformação local nas bordas, onde os esforços são acomodados, não havendo assim a propagação do esforço e nem movimentação da placa.

Na litosfera oceânica, esforços de menores magnitudes nas dorsais conseguem movimentar a placa, pois como a resistência da litosfera oceânica é maior do que a continental, o esforço se propaga.

Outros perfis de resistência

Os perfis de resistência da litosfera variam de acordo com o gradiente geotérmico da região, com a taxa de deformação, com a composição, com a espessura e conseqüentemente com os processos tectônicos que a litosfera foi submetida ao longo do tempo (Figuras 29 e 30).

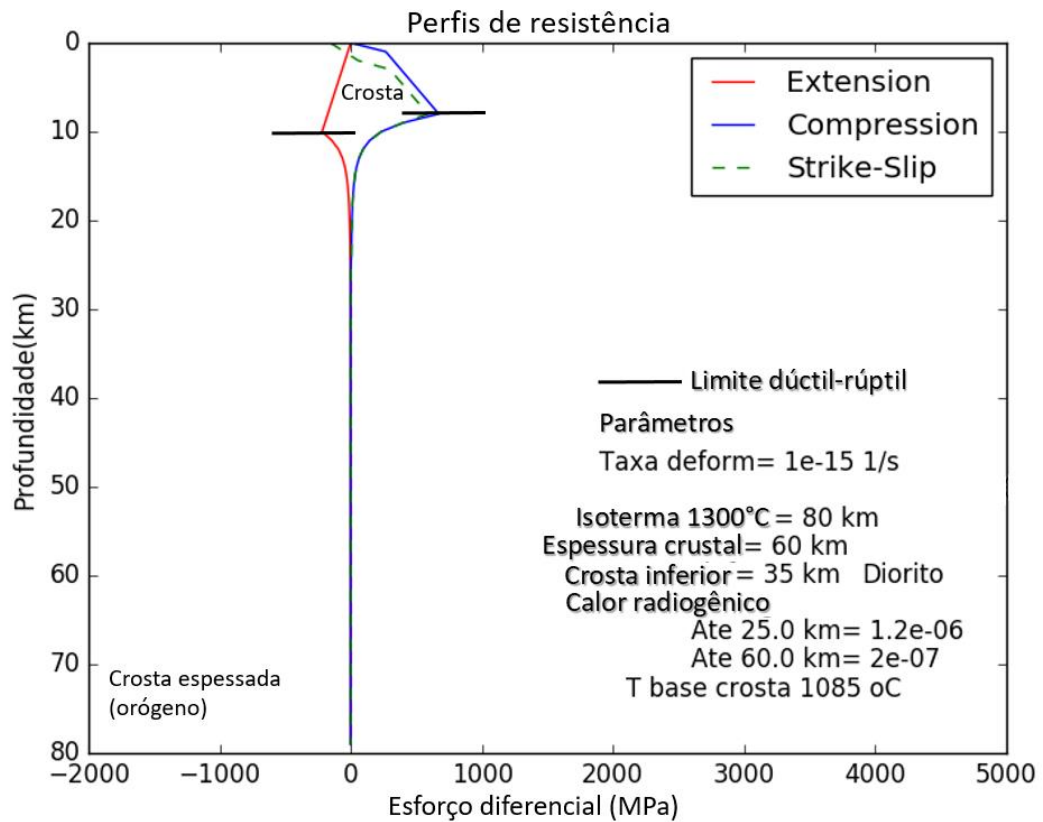


Figura 29: Perfil de resistência de uma crosta espessada devido à orogênese. A crosta continental produz calor radiogênico, de modo que quando espessada, ocorre o aumento da temperatura e conseqüentemente a diminuição da resistência. No caso do perfil aqui apresentado, ocorre também magma na crosta, o que faz com que a resistência da litosfera caia para zero.

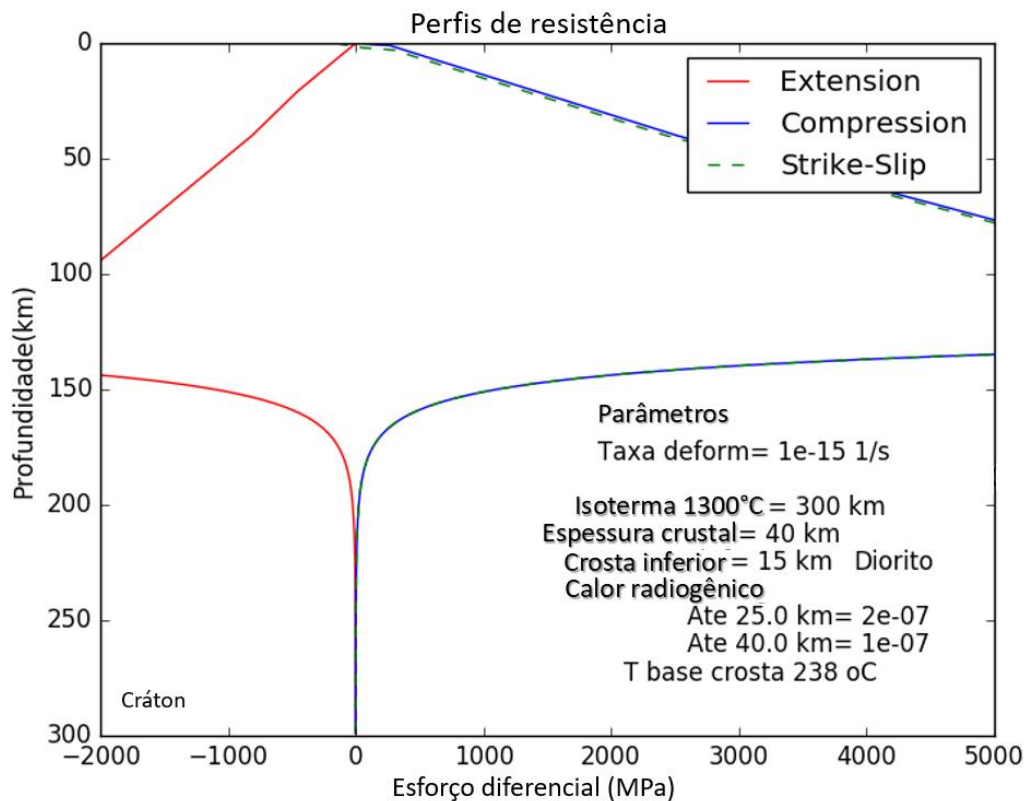


Figura 30: Nesse caso temos uma litosfera cratônica, antiga, na qual grande parte do calor radiogênico já foi dissipado. É possível observar o baixo gradiente térmico pela baixa temperatura baixa na base da crosta. Isso resulta em um perfil de resistência de grande área, no qual a crosta dificilmente sobre deformação.

Conclusões

- A maior parte da deformação é gerada por anomalias de **resistência** e não de esforços;
- O esforço necessário para a deformação em uma mesma profundidade é maior em ambientes de esforços compressivos do que distensivos;
- O limite dúctil-rúptil é mais profundo em regimes de esforços distensivos do que compressivos, ou seja, um esforço de mesma magnitude pode gerar deformação rúptil em regime distensivo e dúctil em um regime compressivo;
- Existem mais deformações distensivas do que compressivas na Terra, bem como bacias são mais associadas a esforços distensivos;
- A litosfera continental tende a ser deformada, enquanto a oceânica tende a propagar os esforços e se movimentar com o seus efeitos;
- As deformações e bacias sedimentares ocorrem em raras zonas de esforços anômalos e em zonas comuns de resistência anômala;

4.2 Subsidiência mecânica

Os esforços divergentes causam deformação em locais com menor resistência que foram submetidos a esse regime de esforços. Assim, a distensão não está relacionada necessariamente a limites divergentes de placa, podendo ocorrer em altos topográficos (contexto convergente), *rifts* em ambiente intraplaca e em ambientes transformes.

A subsidiência por afinamento é chamada de subsidiência mecânica, na qual ocorre afinamento da litosfera devido à sua distensão. Enquanto na superfície a litosfera perde topografia, sua porção inferior se afasta do núcleo da Terra, ou seja, a parte da litosfera que sofre subsidiência é a superior, enquanto sua base “sobe” (Figura 31). A razão entre a espessura inicial da litosfera e a espessura final é dada pelo fator de distensão β , sendo:

$$h_1/h_2 = \beta, \text{ com } 1 < \beta < \infty$$

Onde $\beta = 1$ significa que não houve afinamento, enquanto $\beta = \infty$ infinito significa que houve rompimento da litosfera. Para um $0 < \beta < 1$, temos o espessamento da litosfera.

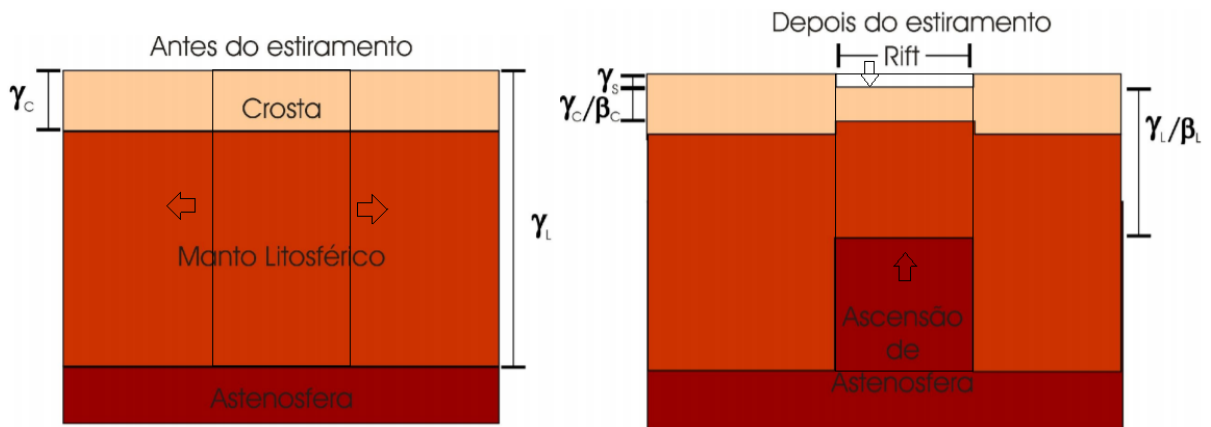


Figura 31: Perfil da litosfera continental antes e depois do estiramento. Notar que após o estiramento, a superfície sofre um rebaixamento, enquanto a base da litosfera ascende. O efeito de rebaixamento da topografia causado pelo estiramento recebe o nome de subsidência mecânica.

Manto litosférico: não entra em convecção

Astenosfera: parte do manto que entra em convecção, plástico

O limite entre o manto litosférico e a astenosfera é uma isoterma com temperatura de aproximadamente 1300°C, ou seja, esse limite não é estático ao longo do tempo: se a temperatura no manto varia, a isoterma pode subir ou descer, variando a espessura do manto litosférico.

Densidade da crosta (C) < Densidade astenosfera < Densidade da manto litosférico (ML)

Densidade da crosta (C) < Densidade astenosfera < Densidade da manto litosférico (ML)

Densidade da litosfera (C+ML) < Densidade astenosfera

A crosta faz com que a densidade média da litosfera seja menor do que da astenosfera, de modo que a litosfera funciona como um bloco com flutuabilidade na astenosfera.

Tais relações de densidade implicam que se **apenas** a crosta sofrer distensão, ocorre subsidência. Porém, se **apenas** o manto litosférico sofre distensão, ocorre soergimento, pois a diminuição da espessura da parte mais densa da litosfera causa uma diminuição em sua densidade média. Devido à isostasia, a litosfera, agora menos densa, sofre soergimento.

Pode-se calcular o relevo relativo entre dois blocos continentais adjacentes utilizando o modelo de Airy (1855 *apud* Pomerol et al., 2013) considerando-se que tanto o peso como a espessura das colunas adjacentes sejam iguais na profundidade de compensação isostática (Figura 32). Sendo:

- C: espessura da crosta
- M: espessura do manto litosférico
- A: espessura da astenosfera
- Z: espessura da bacia ou subsidência
- ρ_C : densidade da crosta (2,8)
- ρ_M : densidade do manto litosférico (3,4)
- ρ_A : densidade da astenosfera (3,3)
- ρ_Z : densidade do material de preenchimento da bacia (ar, água ou sedimento)

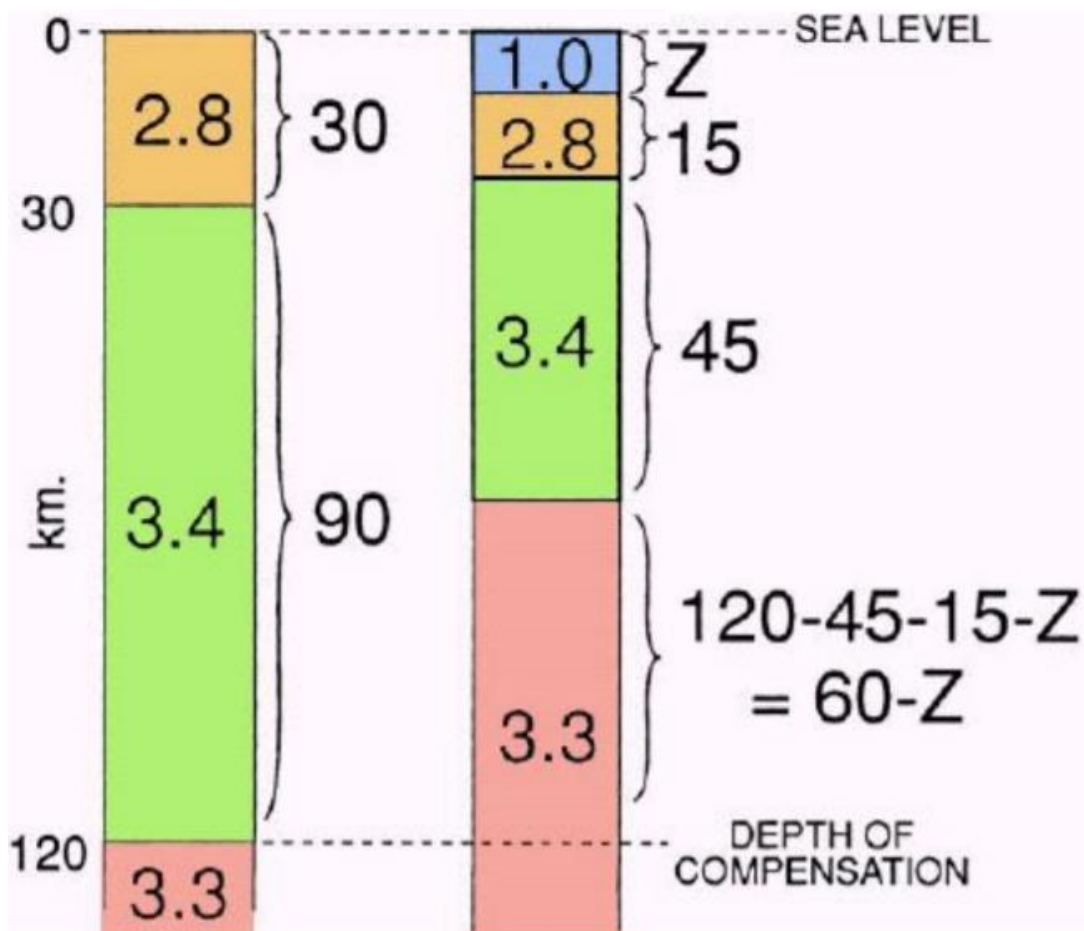


Figura 32: Modelo 1D de compensação isostática com afinamento da litosfera.

Na profundidade de compensação isostática, a pressão que as duas colunas adjacentes exercem é igual, por isso utilizamos essa profundidade para calcular a subsidência da bacia.

Espessuras iguais:

$$E1 = E2$$

$$C1 + M1 = C2 + M2 + A + Z$$

$$30 + 90 = 15 + 45 + A + Z$$

$$60 = A + Z$$

$$\mathbf{A = 60 - Z}$$

Esforços iguais:

$$P1 = P2$$

$$E1 \cdot \rho1 = E2 \cdot \rho2$$

Como $E1 = E2$, então $\rho1 = \rho2$

$$C1 \cdot \rho C + M1 \cdot \rho M = C2 \cdot \rho C + M2 \cdot \rho M + A \cdot \rho A + Z \cdot \rho Z$$

$$30 \cdot 2,8 + 90 \cdot 3,4 = 15 \cdot 2,8 + 45 \cdot 3,4 + (60 - Z) \cdot 3,3 + Z \cdot \rho Z$$

$$195 = 198 - 3,3Z + Z \cdot \rho Z$$

Para $\rho Z = 1$ (preenchimento por água)

$$3,3Z - Z = 3$$

$$2,3 Z = 3$$

$$Z = 1,3 \text{ km}$$

Para $\rho Z = 0$ (preenchimento por ar)

$$Z = 0,9 \text{ km}$$

Para $\rho Z = 2,3$ (preenchimento por sedimento)

$$Z = 3 \text{ km}$$

Com esses cálculos é possível concluir que a profundidade total da bacia depende não apenas do fator tectônico, mas também do preenchimento da bacia. A profundidade da bacia é um ajuste da litosfera distendida para a compensação isostática e as falhas normais são pequenas consequências locais disso, presentes em profundidades rasas da crosta, sendo consequências locais para acomodar a subsidência mecânica. Assim, não é o rejeito da falha que causa a subsidência, mas sim um processo de estiramento da litosfera. O rejeito da falha depende do **preenchimento** da bacia.

A subsidência de uma bacia portanto não é causada *a priori* pela carga de sedimento, pois o sedimento é menos denso que a crosta continental (densidade relativa de 2,8), que por sua vez é menos densa que o manto ($\rho = 3,4$). Assim, mesmo que a pilha sedimentar faça com que a base do manto afunde devido à carga extra, o relevo em si fica mais alto, porque houve aporte de material.

Caso do soerguimento: uma taxa de encurtamento constante não gera um soerguimento constante, mas sim um soerguimento acelerado. Porque quanto mais afina, proporcionalmente a porcentagem de encurtamento aumenta com o tempo, de modo que o soerguimento é cada vez maior.

O efeito de esforços distensivos na litosfera pode ser observado na Figura 33. Tanto a crosta quando o manto litosférico sofrem afinamento. A porção superficial da crosta sofre deformação rúptil, gerando falhas normais e originando sistemas de grabens e horsts. O rebaixamento da superfície gera espaço de acomodação, no qual são depositados sedimentos, em especial com origem das ombreiras do rift. Já a base da crosta e do manto litosférico se deformam ductilmente, de modo que a deformação atinge uma área maior em comparação à região que sofreu deformação rúptil.

As ombreiras do rift sofrem soerguimento, pois como se localizam nas bordas do rift, onde não houve deformação rúptil na superfície, mas ocorreu deformação dúctil na base da litosfera, o afinamento **apenas** do manto litosférico faz com que a densidade média da litosfera diminua, como consequência, nessa região ocorre o soerguimento das ombreiras.

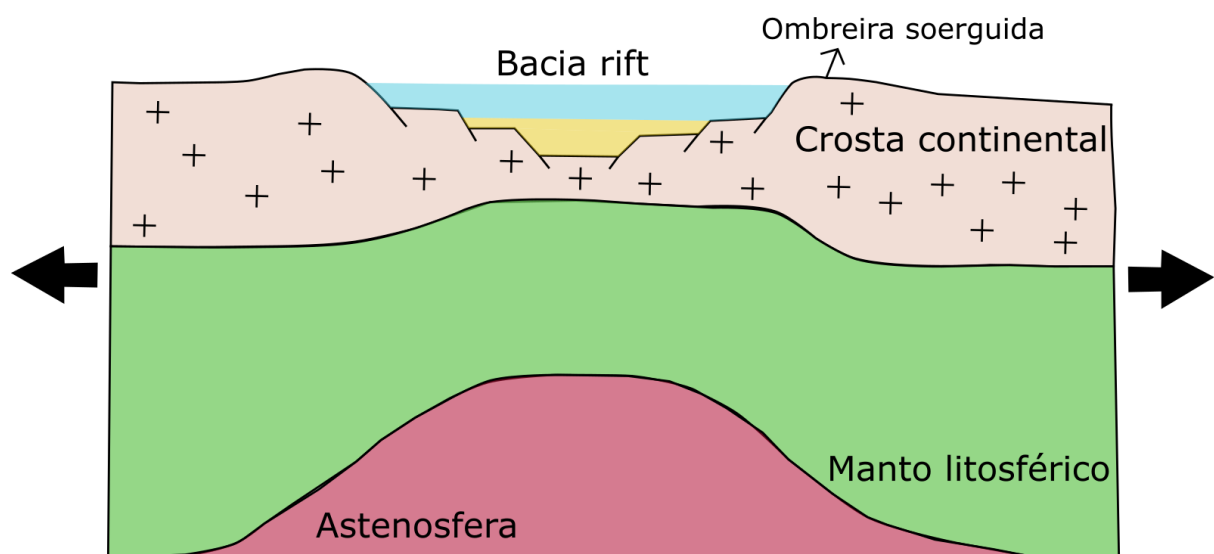


Figura 33: Efeito da distensão na crosta continental e no manto litosférico. Notar que a deformação na superfície é rúptil e abrange uma área menor que na base da litosfera, onde a deformação é dúctil.

4.3 Subsidiência térmica

A distensão da litosfera gera subsidiência por compensação isostática (subsidiência mecânica). O afinamento da litosfera leva à ascensão da astenosfera. O manto litosférico e a astenosfera possuem composições muito parecidas, assim, o que diferencia essas duas camadas é uma isoterma de cerca de 1300°C, de modo que a profundidade da base da litosfera varia de acordo com o gradiente geotérmico.

A base do manto litosférico (ML) é deformada mecanicamente com a distensão, porém como seu limite é uma isoterma, é gerada uma instabilidade térmica na região.

A astenosfera fica mais próxima à superfície devido à distensão, como consequência, o manto perde calor mais rapidamente devido ao aumento do fluxo de calor, fazendo com que a isoterma de 1300°C volte a abaixar e com que o manto litosférico fique mais espesso. **O manto litosférico é mais denso que a astenosfera, logo, seu espessamento e ocupação de espaço onde antes era a astenosfera gera subsidiência térmica.**

*Fluxo de calor (q): é função do gradiente de temperatura (variação) e da espessura da camada. Assim, nas porções onde o manto litosférico foi estirado, sua espessura é menor, de modo que o fluxo de calor (perda) para a superfície é maior. O fluxo de calor é dado pela Lei de Fourier (1822):

$$q = -k \frac{dT}{dx}$$

Sendo:

q = fluxo de calor [W/m²]

k = condutividade térmica do material [W.m⁻¹.K⁻¹]

T = temperatura [K]

x = espessura do material [m]

$\frac{dT}{dx}$ = gradiente térmico

O aumento da espessura do manto litosférico diminui o fluxo de calor, ou seja, a reconstituição de sua espessura ocorre de maneira cada vez mais lenta. Portanto, a subsidiência térmica ocorre de maneira cada vez mais lenta.

A subsidiência térmica é um efeito colateral da distensão, que causa diretamente a subsidiência mecânica e consequentemente a subsidiência térmica, devido ao afinamento da litosfera e aumento do fluxo de calor.

Modelo de McKenzie (1978)

Elaborou um modelo de subsidência térmica para diferentes valores de β . Para grandes distensões, a subsidência térmica é maior, pois o fluxo térmico é maior. Além disso, a velocidade de subsidência é maior no início, porque conforme perde calor, a camada condutora se espessa (ML) e a taxa de perda de calor diminui.

No modelo de McKenzie (1978), a subsidência térmica foi considerada instantânea (ou seja, ocorreu de uma vez), sendo modelada a subsidência térmica após a subsidência mecânica (Figura 34). Já no trabalho de Jarvis e McKenzie (1980), foram calculadas as curvas de subsidência térmica considerando a fase rift (subsidência mecânica e térmica) e a pós-rift (subsidência térmica).

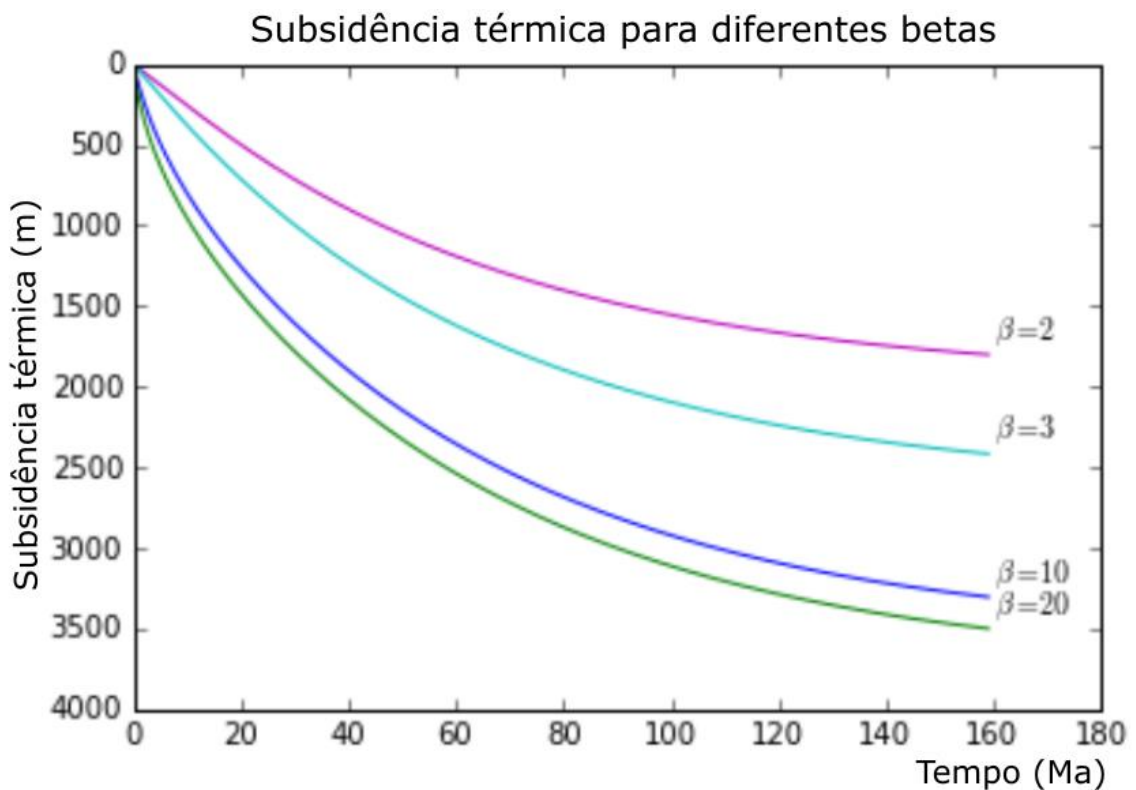


Figura 34: Curvas calculadas com modelos numéricos com base no modelo de McKenzie (1978). Foi considerado que a subsidência térmica teve início apenas após o término do estiramento, considerado instantâneo. Quanto maior o fator beta, ou seja, quanto maior o estiramento, maior é a subsidência térmica. O modelo indicaria que a subsidência térmica é considerável até cerca de 200 m.a. após o fim da fase rift.

As curvas do modelo analítico de McKenzie (1978) são apresentadas na figura 35.

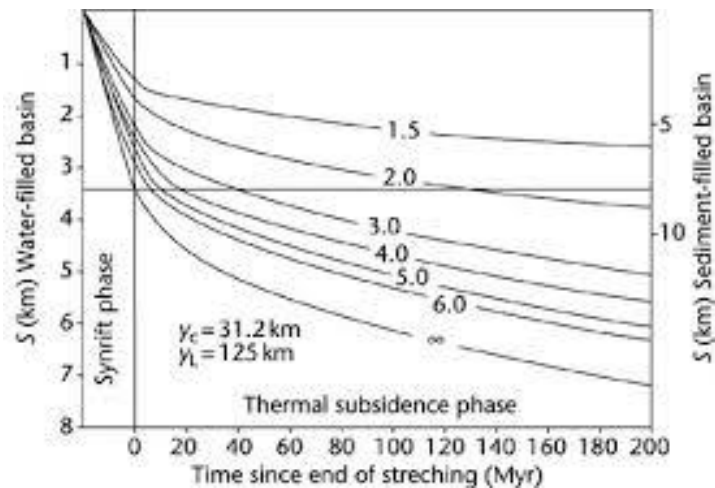


Figura 35: O eixo vertical da esquerda indica a subsidência com preenchimento da bacia por água, enquanto o eixo da direita indica a subsidência no caso de preenchimento por sedimento, no qual o rebaixamento da superfície é maior. O modelo indicaria que a subsidência térmica é considerável até cerca de 200 m.a. após o fim da fase rift.

Observando no gráfico, podemos calcular a taxa de subsidência em 20 Ma, com um $\beta=2$ e preenchimento sedimentar:

Inicialmente, a bacia possui 4,5 km de profundidade. Observando o gráfico, sabe-se que a subsidência em 20 Ma, a bacia terá 6 km de profundidade, ou seja, a subsidência foi de 1500 m.

$$1500 \text{ m} / 20 \cdot 10^3 \text{ mil anos} = 0,075 \text{ m/mil ano}$$

Em 100 Ma, a taxa de subsidência será de 0,01 m/mil ano

Comparando-se esse resultado com os valores de subsidência mecânica, pode-se notar que os mecanismos possuem ordem de grandeza diferentes:

Subsidência mecânica: decímetros/mil ano

Subsidência térmica: centímetros/mil ano

A curva para β infinito seria a curva na qual ocorre o rompimento da litosfera continental gerando uma dorsal com fundo oceânico. Após isso, conforme a litosfera oceânica fica mais antiga e esfria, a astenosfera volta a abaixar, com o espessamento do manto litosférico.

Margens passivas

Em margens passivas, o β varia ao longo da borda da placa (Figura 36), de modo que a subsidência térmica é mais rápida nas extremidades dos continentes, em

especial no início da formação da margem passiva, quando o manto litosférico ainda está muito fino devido ao estiramento. Os valores de β em geral são entre 1 e 2.

Margens passivas - β varia

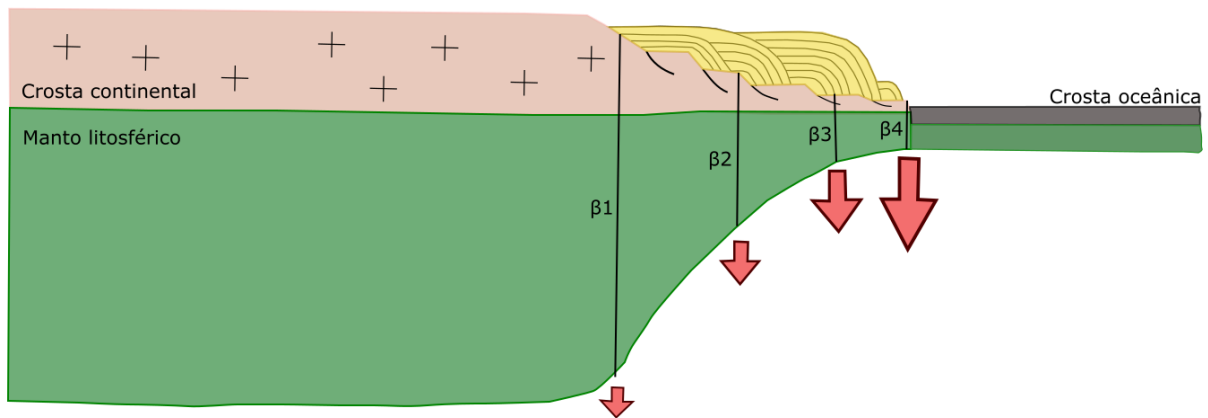


Figura 36: geometria de bacia de margem passiva. As setas de diferentes tamanhos indicam valores diferentes de subsidência para diferentes valores de β . Quanto maior β , maior a subsidência.

Fundo oceânico – β infinito

A profundidade da placa e as idades são maiores longe das dorsais porque cada ponto da litosfera oceânica segue a curva de McKenzie para β infinito, ou seja: como a idade da litosfera varia ao longo da placa oceânica, para cada idade haverá uma taxa de subsidência diferente, que é maior nas porções mais jovens da litosfera, ou seja, próximo às dorsais. Com isso, pode-se concluir que o fundo oceânico é de fato uma bacia.

Existe um limite para a duração da subsidência térmica do fundo oceânico: quando a espessura do manto litosférico fica muito grande, a crosta oceânica fina (~10-15 km) não é mais suficiente para manter a densidade da litosfera menor do que da astenosfera, de modo que a litosfera entra em subducção. Por isso a curva de McKenzie possui 200 Ma (Figura 37), pois dificilmente o fundo oceânico tem mais de 200 m.a., entrando em subducção antes disso.

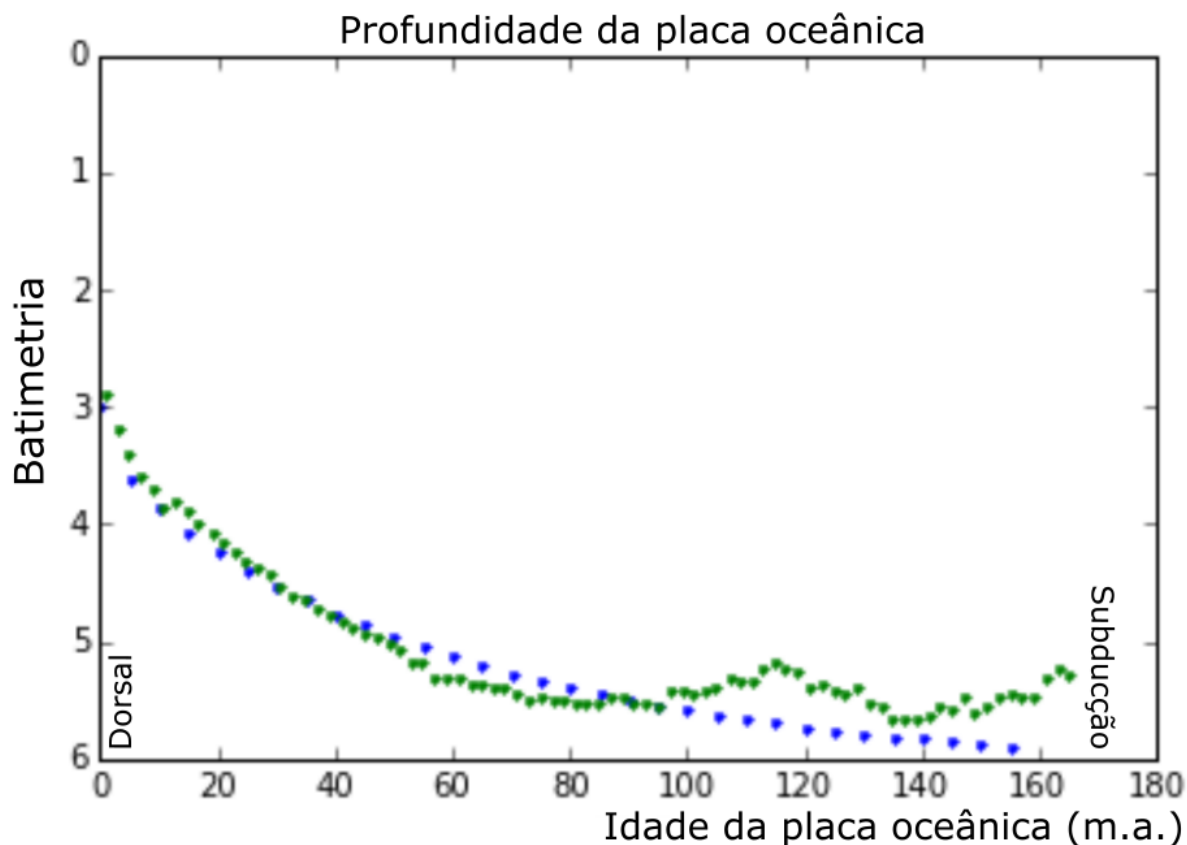


Figura 37: A curva em azul representa a curva de McKenzie para subsidência térmica calculada para um beta infinito. A curva em verde representa a profundidade de uma placa oceânica (dados reais). Quanto mais distante da dorsal, mais antiga, fria e densa é a placa e conseqüentemente, mais subsidência térmica ocorreu. Notar que a curva do modelo aproxima-se muito do formato da superfície da placa.

Subsidência térmica durante a distensão

Como a subsidência térmica ocorre enquanto a mecânica atua, a bacia de subsidência mecânica também apresenta subsidência térmica. E a maior parte dela ocorre durante a distensão mecânica (Figura 38).

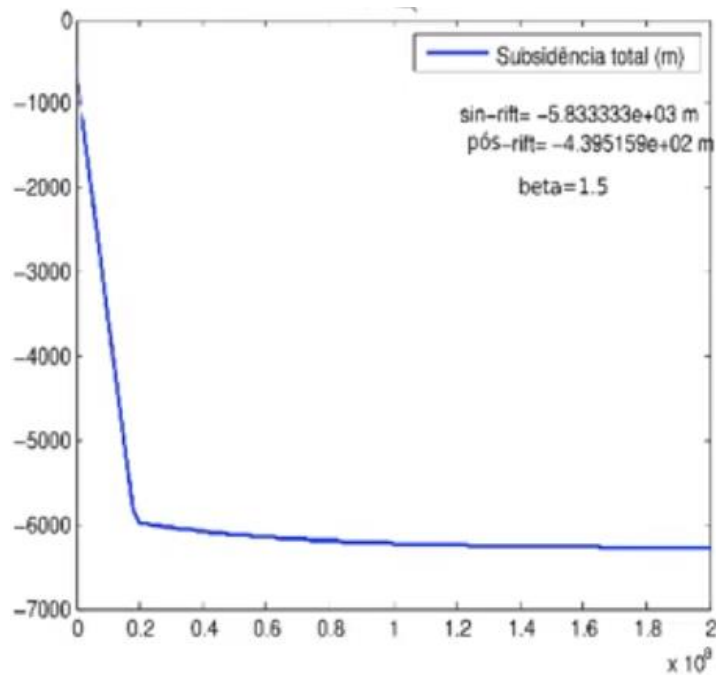


Figura 38: Curva de subsidência de uma bacia considerando que o mecanismo térmico atuou concomitantemente ao mecânico. No eixo y temos a subsidência (m) e no eixo x temos o tempo (anos). O período com a maior taxa de subsidência equivale à fase rift, (tectônica ativa). Após essa fase, ocorre apenas subsidência térmica.

Com essas considerações, a taxa de subsidência na fase *sin-rift* será maior do que a esperada, pois haverá a atuação de dois mecanismos, mantendo a ordem de grandeza em decímetros/mil anos. Já a fase *pós-rift* terá menos subsidência do que o modelo elaborado por McKenzie, pois a maior parte da subsidência térmica ocorre com a tectônica ativa, sendo a ordem de grandeza de centímetros a milímetros/mil anos.

4.4 Subsidência flexural

São bacias geradas devido à carga de altos topográficos. Como exemplo mais comum, temos as bacias de *foreland* localizadas em porções adjacentes a orógenos. Tais bacias não são originadas devido à compressão e sim pelo alto topográfico gerado na compressão. Qualquer elevação topográfica gera uma flexura da litosfera, de modo que bacias flexurais podem também estar localizadas em ambiente intraplaca, como por exemplo ao redor de vulcões.

Pode-se citar dois importantes tipos de carga que originam flexura da litosfera (Allen e Allen, 2005): o primeiro está relacionado a elevações topográficas, tais como orógenos, arcos de ilha e vulcões; já o segundo tipo está relacionado ao peso da própria pilha de sedimentos depositados e ocorre em qualquer tipo de bacia.

Adicionar uma carga sobre a litosfera (como por exemplo um orógeno) gera um esforço sobre a placa. Como a placa possui rigidez flexural, esse esforço não irá quebrar a placa, mas sim deformá-la elasticamente, de modo que ocorre o efeito de deflexão (descida) da placa. Como a deformação é elástica, se a carga sobre a litosfera é retirada, por exemplo no caso da erosão do orógeno, essa deformação é restituída e a placa volta ao estado de equilíbrio.

A força que uma carga gera sobre a litosfera faz com que ocorra uma deflexão e a descida regional da placa. Para que a carga seja suportada pela litosfera, é necessário que existam forças no sentido oposto à força peso para compensá-la. Existem dois fatores que suportam a carga: o empuxo devido à isostasia e a força de restituição, originada devido à rigidez flexural da placa (Figura 39). Quanto maior a deformação, maior será a **força de restituição** para o estado original.

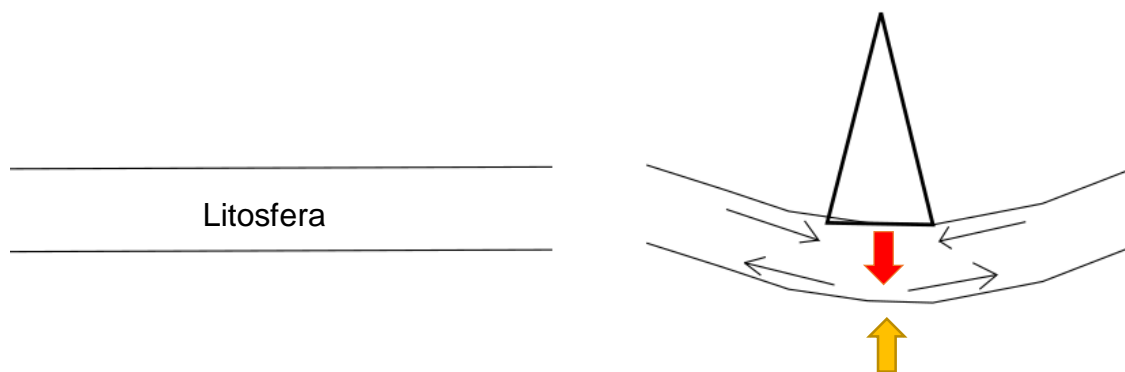


Figura 39: Efeito de flexão em litosfera continental devido a alto topográfico. Qualquer tipo de alto gera subsidência ao redor. O arco flexionado sofre compressão na parte interna e distensão na parte externa, como mostram as setas pretas na figura. A seta em vermelho indica a força peso causada pela carga, enquanto que a seta amarela indica a força de reconstituição somada ao empuxo.

A força de reconstituição depende das propriedades do material da placa:

- resistência (depende da composição e temperatura);
- espessura.

Tanto a resistência como a espessura da litosfera estão relacionadas ao **fluxo térmico**, ou seja, ele controla a rigidez flexural da litosfera.

Espessura elástica equivalente (T_e)

Trata-se de uma unidade de medida relativa, em km, da espessura da litosfera em estado térmico e composição ideais. É uma grandeza inferior à espessura original da litosfera, pois na realidade parte do esforço é acomodado por deformação

permanente (dúctil e rúptil), assim, o T_e considera apenas a porção na qual só ocorre deformação elástica (não permanente). O T_e da litosfera é entre 5 e 200 km.

Fatores que influenciam na subsidência flexural (Allen e Allen, 2005)

- Carga: é diretamente relacionada à altura do alto topográfico acima do nível de base. Quanto maior a carga, maior a profundidade do depocentro da bacia (Figura 40).

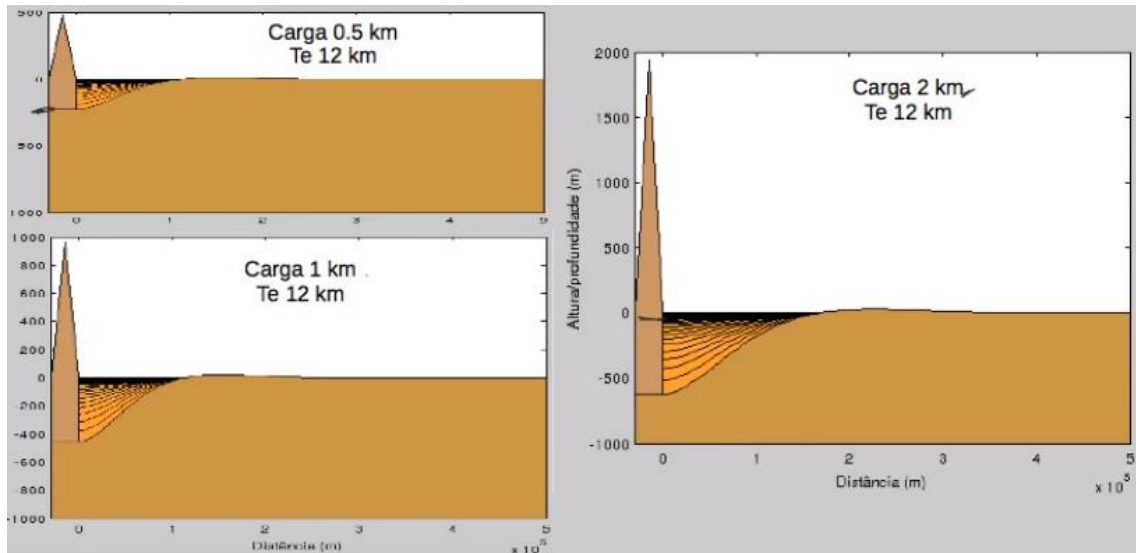


Figura 40: Efeito de diferentes cargas na subsidência de uma bacia, considerando o T_e constante.

- Resistência flexural: depende da temperatura, composição e o T_e da placa, quanto menor a temperatura e maior o T_e , mais resistente é a placa. A resistência da crosta oceânica é maior do que da crosta continental devido às diferentes composições.

A resistência flexural influencia tanto na profundidade da bacia como também na distância horizontal que a flexura atinge, ou seja, a localização do *forebulge* (elevação topográfica flexural gerada pelo arqueamento da placa, sua altura é muito menor do que a do alto topográfico que origina a bacia).

Para uma mesma carga, a litosfera com alta resistência flexural originará uma bacia mais extensa e com uma subsidência menor do que uma litosfera com resistência menor (Figura 41).

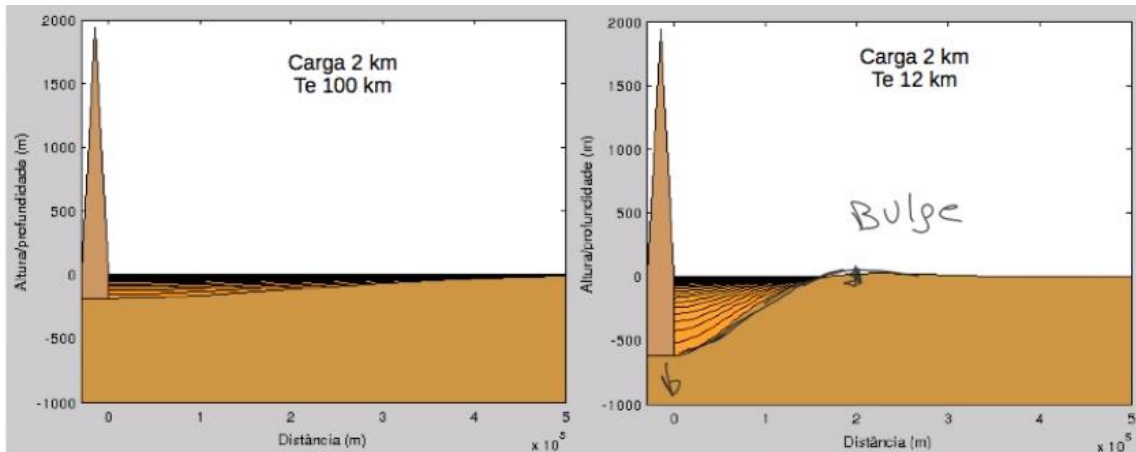


Figura 41: Efeito da resistência flexural na geometria da bacia. Para uma espessura maior, a resistência é maior e consequentemente a bacia originada será mais rasa e mais extensa do que a bacia originada em litosfera menos resistente.

As bacias de *foreland* podem apresentar até quatro subdivisões, que são distinguidas pelas características do embasamento sobre a qual se encontram (Figura 42): *wedge-top*, *foredeep*, *forebulge* e *backbulge*. A bacia de *wedge-top* é aquela localizada ainda sobre as falhas de cavalgamento do orógeno, na porção abaixo do nível de base; o *foredeep* é a porção após o término do orógeno, em direção ao cráton, onde encontra-se o depocentro; o *forebulge* é uma elevação que ocorre em consequência da flexura da bacia de *foreland*; já o *backbulge* é a subsidência flexural em decorrência do *forebulge*, que pode ser mais ou menos intensa dependendo da magnitude da flexura e do comportamento litosférico da placa (Horton e DeCelles, 1997; Roddaz et al., 2010).

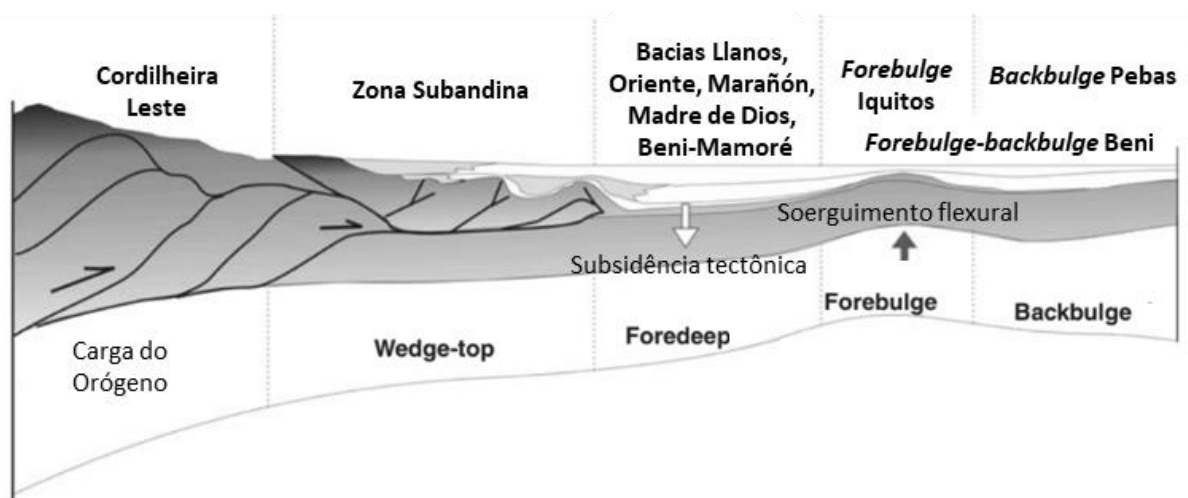


Figura 42: Tipos de bacias de *Foreland* e suas posições em relação ao orógeno. Nesse caso, temos um exemplo dos perfis-tipo de bacias de *foreland* andinas. SAZ: Zona Subandina. Fonte: Roddaz et al., 2010.

Sistema ativo – Andes

Os Andes constituem um orógeno ativo que teve início do soerguimento no Neocretáceo – Paleoceno (Balkwill, 1995; DeCelles e Horton, 2003). Ao longo do Cenozoico formou-se um sistema de bacias de foreland (Figura 43) com subsidência por mecanismo flexural devido ao soerguimento das cadeias de montanhas.

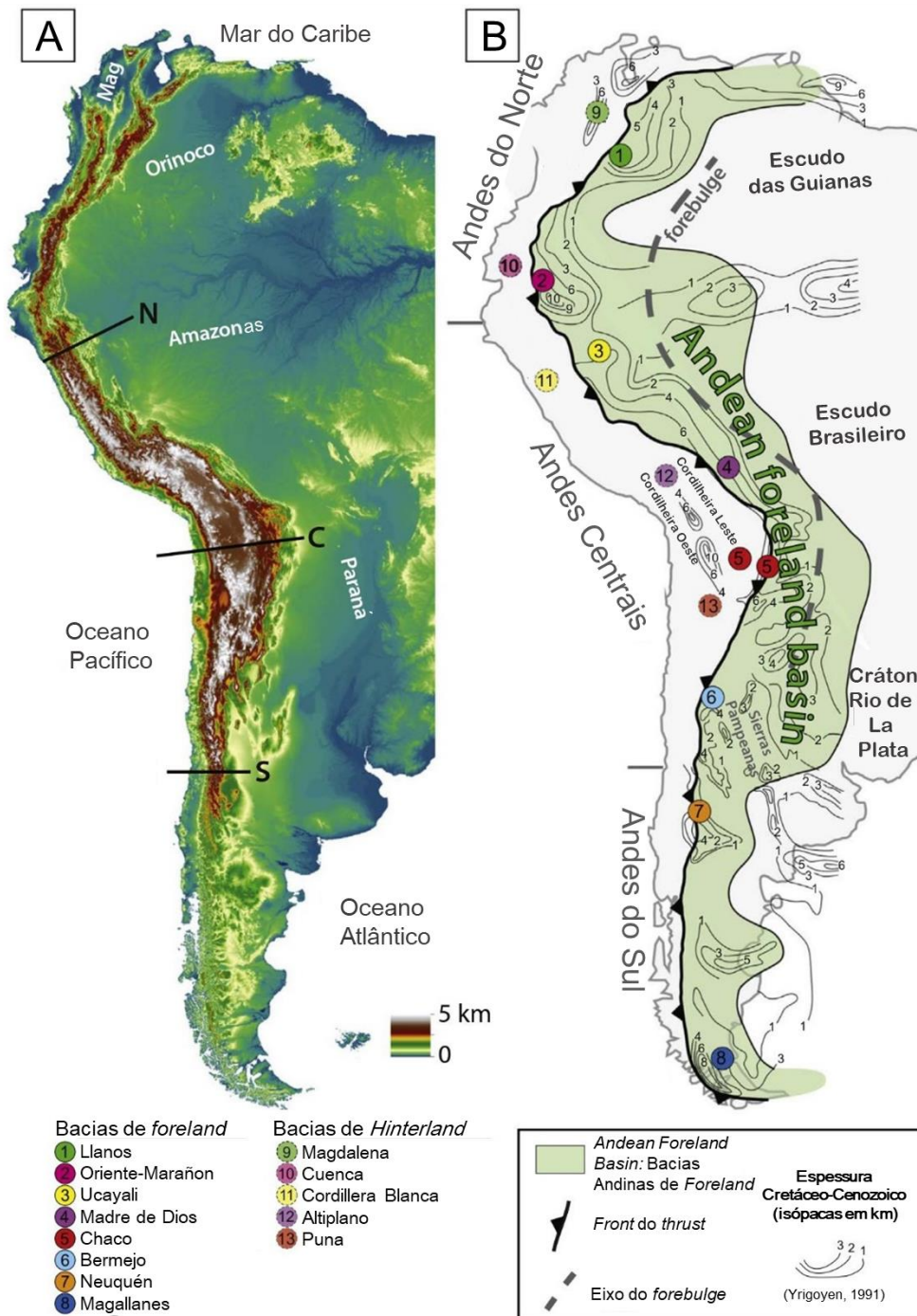


Figura 43: A- Mapa altimétrico da parte oeste da América do Sul. B- Mapa mostrando a divisão latitudinal dos Andes em Andes do Norte, Andes Centrais e Andes do Sul. A região de bacias de foreland andinas encontra-se destacada. Tais bacias formaram-se ao longo do cenozoico devido à carga sobre a litosfera gerada pelos Andes. Imagem: Horton, 2017.

Taxa de subsidência

A subsidência ocorre conforme o soerguimento do alto acontece. Como a taxa de elevação diminui devido ao aumento da denudação, conseqüentemente, a taxa de subsidência também irá diminuir com o tempo, porque depende da altura da carga. Assim, a subsidência flexural ocorre em duas etapas: primeiro ocorre de maneira rápida e com pouco aporte sedimentar; posteriormente, a subsidência é lenta e o aporte sedimentar na bacia é grande (Turcotte e Schubert, 2002; Wangen, 1992). As taxas variam de 10^{-1} - 10^{-2} m/1000 anos (Figura 44).

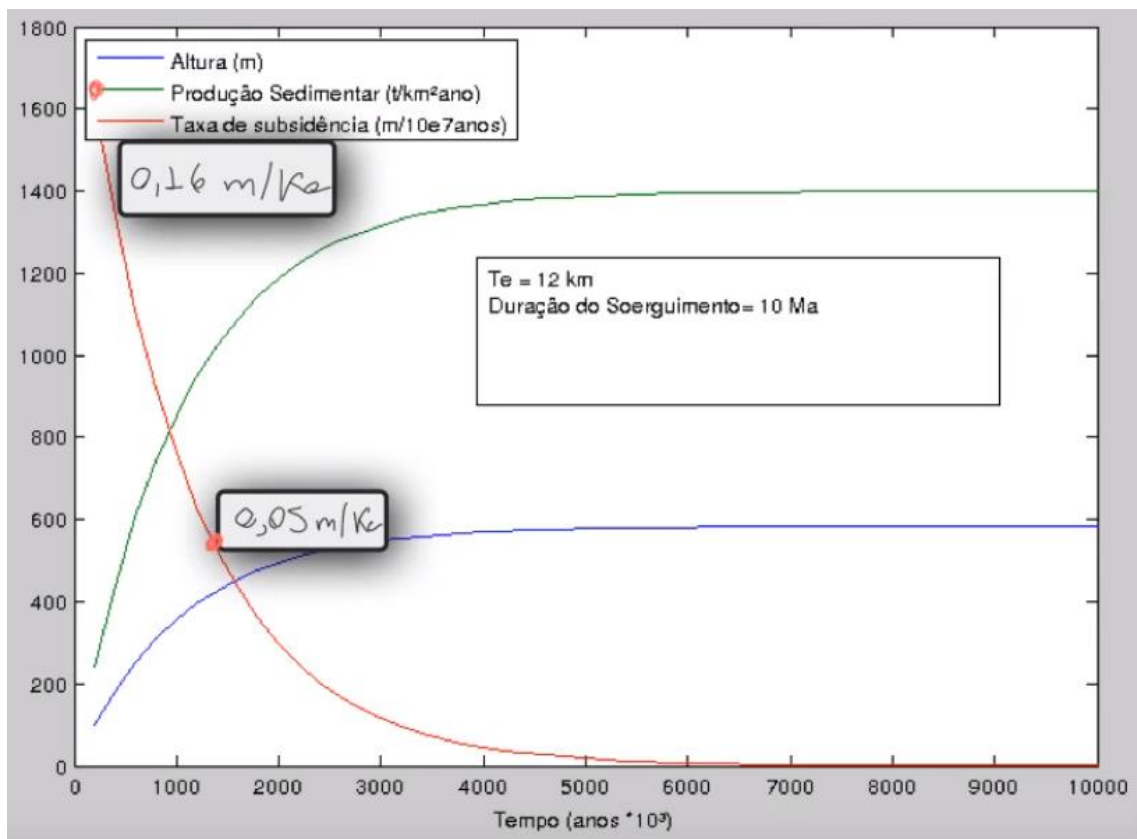


Figura 44: Subsidência flexural em crosta fina. Conforme ocorre o soerguimento, a produção sedimentar aumenta devido ao aumento da declividade. Isso faz com que o soerguimento ocorra de maneira cada vez mais lenta. Como a taxa de subsidência é diretamente proporcional à taxa de soerguimento, a subsidência é cada vez mais lenta ao longo do tempo.

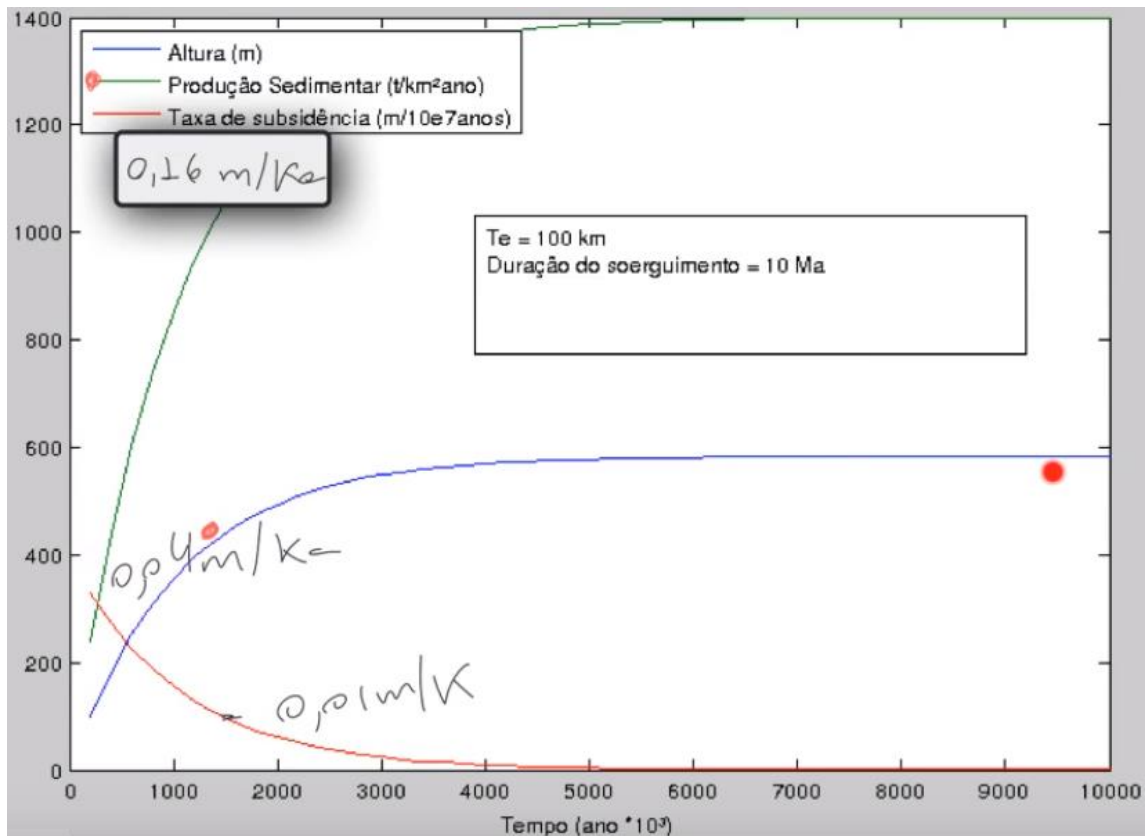


Figura 45: Subsidiência flexural em crosta espessa. Notar que a escala vertical é diferente em relação ao gráfico anterior. Tanto a altura do orógeno quanto a produção sedimentar atingiram patamares nos mesmos valores. Nesse caso, a subsidência é muito menor, pois o T_e maior aumenta a resistência flexural da litosfera, causando uma flexura menos profunda e com uma distância horizontal maior.

Backstripping (Watts e Ryan, 1976)

Além da flexura originada por altos topográficos, o peso da pilha sedimentar também gera subsidência, o que ocorre em qualquer tipo de bacia.

O *Backstripping* é um método geofísico de análise no qual utiliza-se a sucessão estratigráfica de uma bacia sedimentar para reconstituir a sua subsidência ao longo do tempo. Essa técnica foi desenvolvida por Watts e Ryan (1976) e consiste nos seguintes princípios: conforme os sedimentos são depositados, o peso da pilha sedimentar compacta as camadas subjacentes e intensificam também a subsidência da bacia. O método “retira” os estratos sedimentares um a um e considera seus efeitos de compactação e subsidência ao longo do período de tempo em que foram depositados. Assim, ao final do processo, é obtida uma curva de subsidência total e uma curva de subsidência tectônica da bacia (Allen e Allen, 2005).

Mecanismos de subsidência e os tipos de bacia associados

A figura 46 relaciona o mecanismo de subsidência com os tipos de bacia formados.

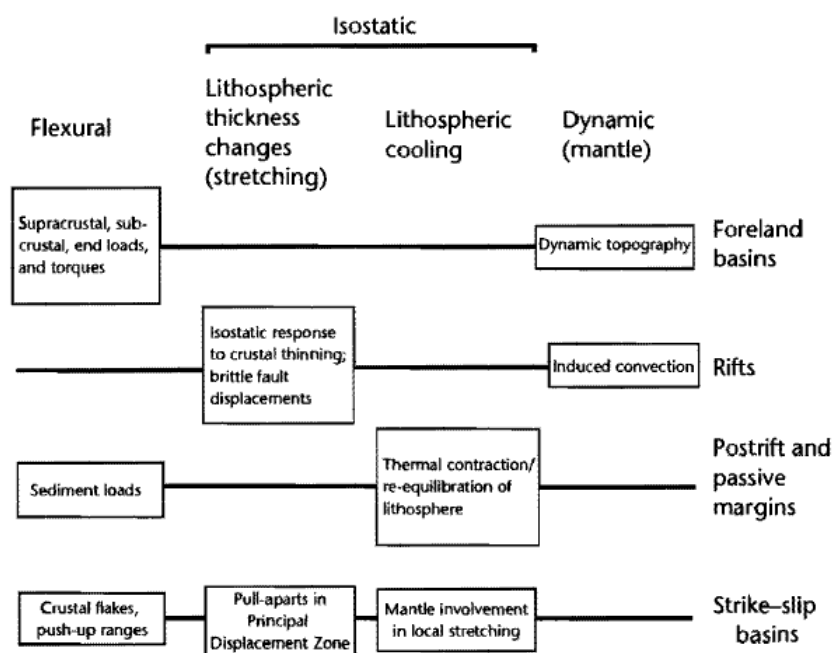


Figura 46: Tipos de bacias sedimentares relacionadas ao mecanismo de subsidência. Imagem: Allen e Allen, 2005.

4.5 Referências Bibliográficas

Allen, P. A., Allen, J. R. (2005). *Basin analysis: Principles and Applications*. Blackwell Publishing. 3-366.

Balkwill, H. R. (1995). Northern part of Orient Basin, Ecuador, reflection seismic expression of structures. In: RODRIGUE, G., PAREDES, F. I., ALMEIDA, J. P. (Eds) AAPG Memoir 62: *Petroleum Basins of South America*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 559.

DeCelles, P. G., Horton, B. K. (2003). Early to middle Tertiary basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia. *Geological Society American Bulletin*, 58-77.

Horton, B. K. (2017). Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth-Science Reviews*, 178, 279-309.

Horton, B. K., DeCelles, P. G. (1997). The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology*, 25(10), 895–898.

Jarvis, G.T., McKenzie, D.P. (1980). Sedimentary basin formation with finite extension rates. *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 42-52.

McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40, 25-32.

Pomerol, C., Lagabrielle, Y., Renard, M., Guillot, S. (2013). A gravimetria e a geodésia: as formas da Terra. In: Pomerol, C., Lagabrielle, Y., Renard, M., Guillot, S. (Eds.). *Princípios de Geologia: técnicas, modelos e teorias*, Bookman, 14ª ed.

Roddaz, M., Hermoza, W., Mora, A., Baby, P., Parra, M., Christophoul, F., Brusset, S., Espurt, N. (2010). Cenozoic sedimentary evolution of the Amazonian foreland basin system. In: Horn, C., Wesseling, F. (Org.), *Amazonia: Landscape and Species Evolution – a Look into the Past*, (61-88). Oxford: Wiley-Blackwell.

Turcotte, D. L., Schubert, G. (2002). *Geodynamics*. First Edition. Cambridge. 185-198.

Wangen, M. (1992). Pressure and temperature Evolution in sedimentary basins. *Geophysical Journal International*, 110, 601-613.

Watts, A. B., Ryan, W. B. F. (1976). Flexure of the lithosphere and continental margin basins. *Tectonophysics*, 36, 25-44.

4.6 Videoaulas

Geodinâmica - Introdução aos Mecanismos de Subsidiência

<https://www.youtube.com/watch?v=b8kAr1TxkB4&list=PLvPIYIEGKfUGw2h0caZHbQ8de7KAR4NUC&index=3>

Geodinâmica de Bacias Sedimentares - Subsidiência Mecânica – Introdução

https://www.youtube.com/watch?v=sLVPGpOIT_k&list=PLvPIYIEGKfUGw2h0caZHbQ8de7KAR4NUC&index=4

Geodinâmica de Bacias Sedimentares - Subsidiência Térmica - Introdução

<https://www.youtube.com/watch?v=oc04tCDy0bE&list=PLvPIYIEGKfUGw2h0caZHbQ8de7KAR4NUC&index=5>

Geodinâmica de Bacias - Aula Subsidiência Flexural - Introdução

<https://www.youtube.com/watch?v=VIBDkGWyp-8&list=PLvPIYIEGKfUGw2h0caZHbQ8de7KAR4NUC&index=6>