

Descobrir a Crusta terrestre

Revisão de conhecimentos RG2008

Manuel Francisco

MAIN MENU

- Crustal Types
- Heat Flow
- Exhumation and Cratonization
- Rheology of the Continental Crust
- Measured Seismic Wave Velocities in Rocks
- Sampling of the Lower Continental Crust
- Chemical Composition of the Crust
- Terranes and Crustal Provinces
- Review

- Plate Tectonics
- The Earth's Crust
- Tectonic Settings
- The Earth's Mantle and Core
- Glossary

Tectónica de Placas

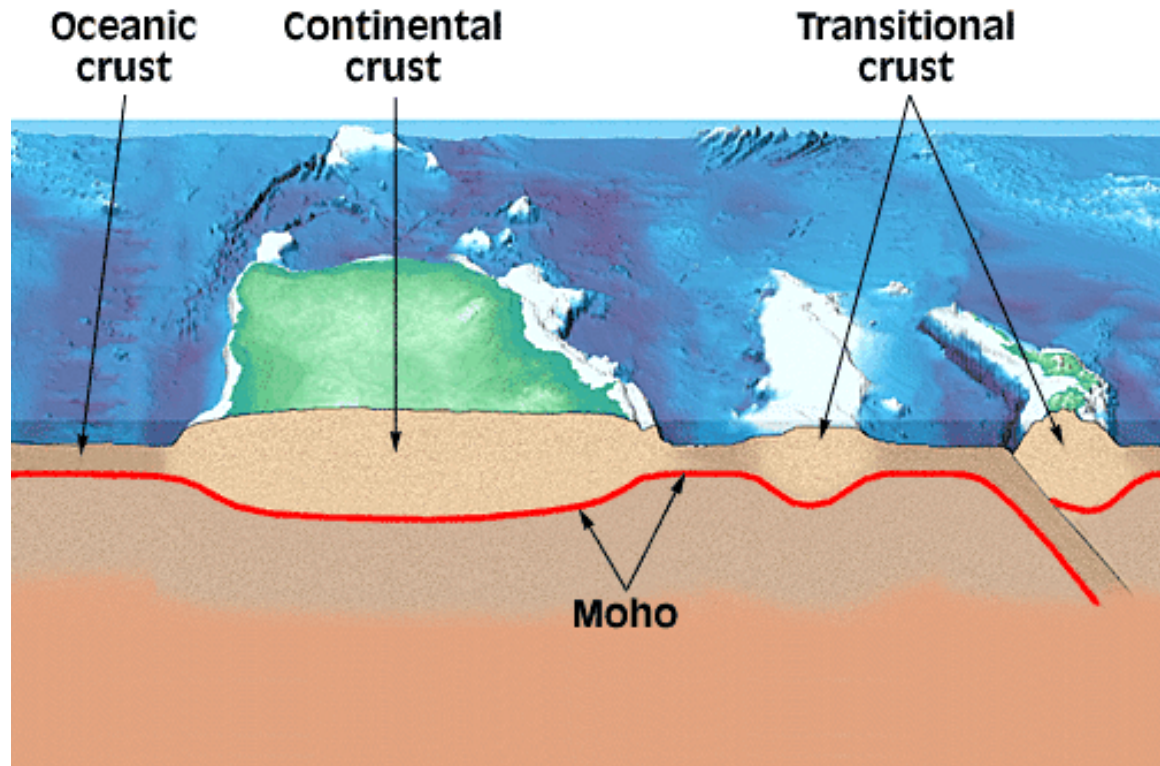
Crusta terrestre

Ambientes Tectónicos

- TIPOS DE CRUSTA
- FLUXO DE CALOR
- EXUMAÇÃO E CRATONIZAÇÃO
- REOLOGIA DA CRUSTA CONTINENTAL
- VELOCIDADES DAS ONDAS SÍSMICAS MEDIDAS NAS ROCHAS
- AMOSTRAGEM DA CRUSTA CONTINENTAL INFERIOR
- COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA CROSTA
- TERRENOS E PROVÍNCIAS CRUSTAIS

TÓPICOS

PRINCIPAIS TIPOS DE CROSTA



A crosta ou crusta terrestre constitui a parte rígida superior da litosfera, na base da qual se define uma descontinuidade sísmica de primeira ordem – **Descontinuidade de Mohorovicic** ou Moho (linha vermelha). Consideram-se três tipos principais de crosta:

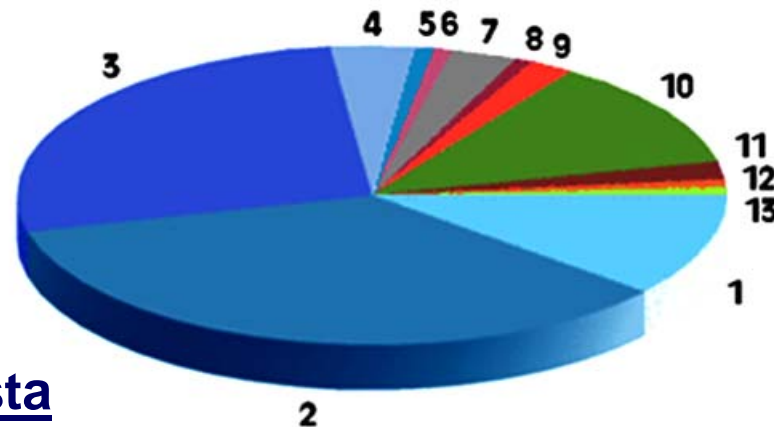
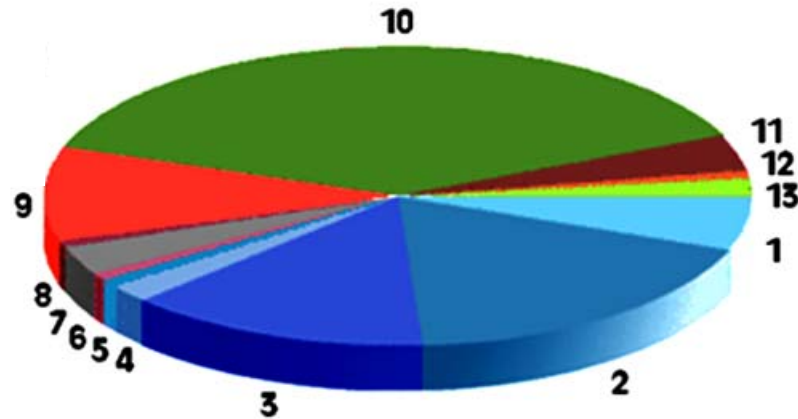
Oceânica

Transicional

Continental

PRINCIPAIS TIPOS E SUBTIPOS DE CROSTA

Área aflorante
(inclui domínio oceânico)



CONTINENTAL

- 1) Shield
- 2) Platform
- 3) Orogen
- 4) Continental margin arc

TRANSITIONAL

- 5) Rift
- 6) Island arc
- 7) Oceanic plateau
- 8) Inland-sea basin

OCEANIC

- 9) Ocean ridge
- 10) Ocean basin
- 11) Marginal-sea basin
- 12) Volcanic Island
- 13) Trench

Volume da crosta

Os 3 tipos principais de crosta são habitualmente divididos em **13 subtipos**

Cada subtipo representa uma porção de crosta com características geológicas e geofísicas próprias

Um desafio para estudos mais avançados

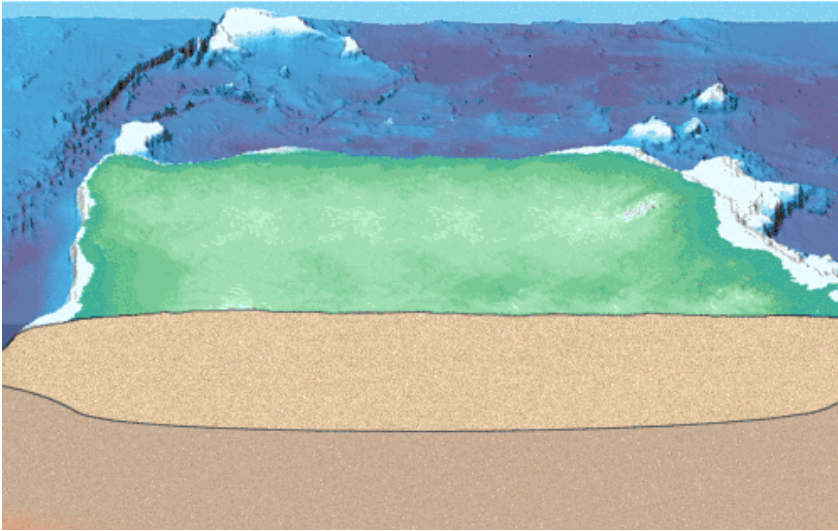
Que tipos de crosta encontramos representados em Portugal Continental, na Península Ibérica ou nas Ilhas da Madeira e dos Açores ?

Como identificar ou distingui-los?

Após esta apresentação já poderás ter uma ideia !

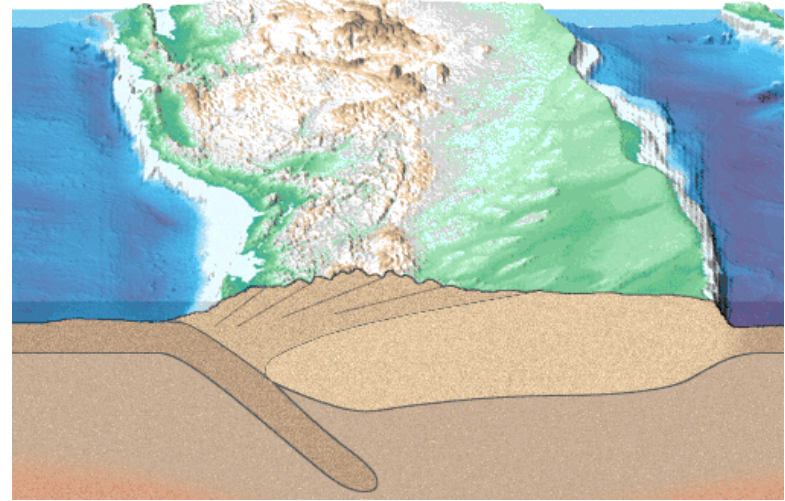
Escudos e Plataformas

Shield and Platform



Orógeno de colisão

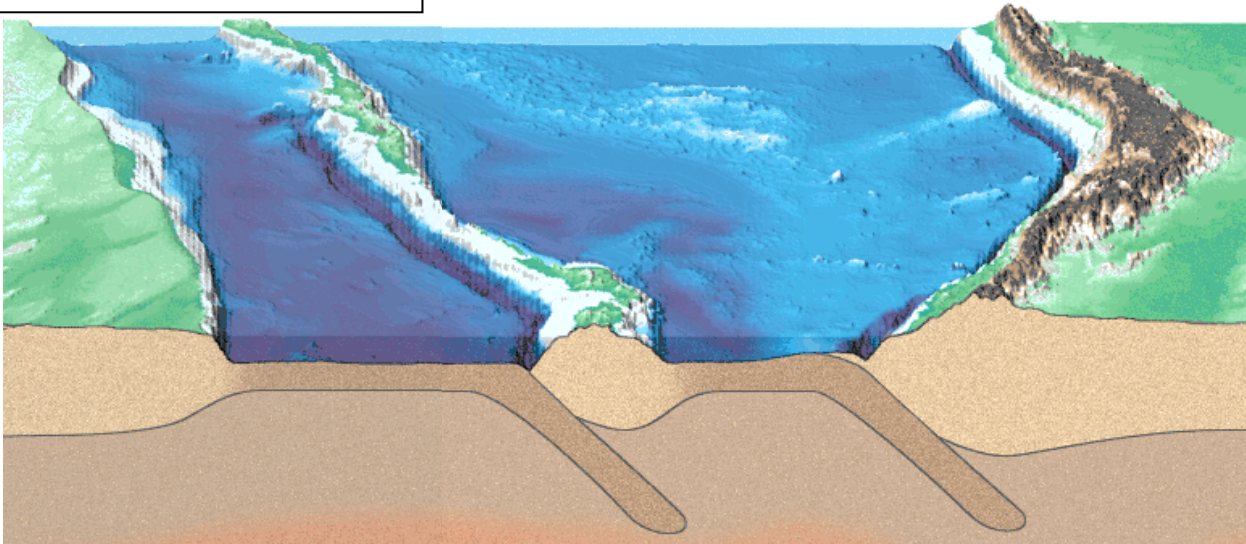
Collisional Orogen



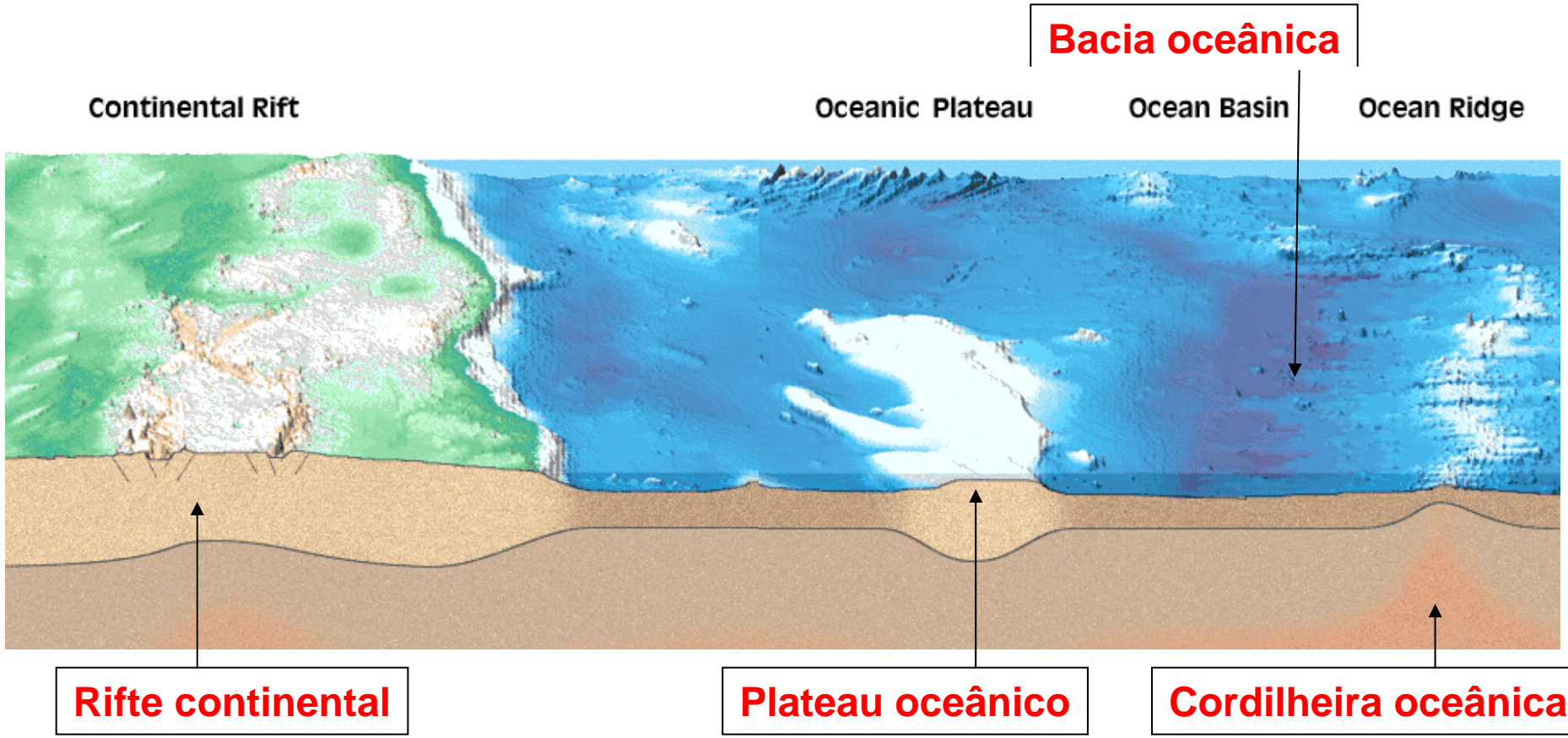
Arco vulcânico insular

Island Arc

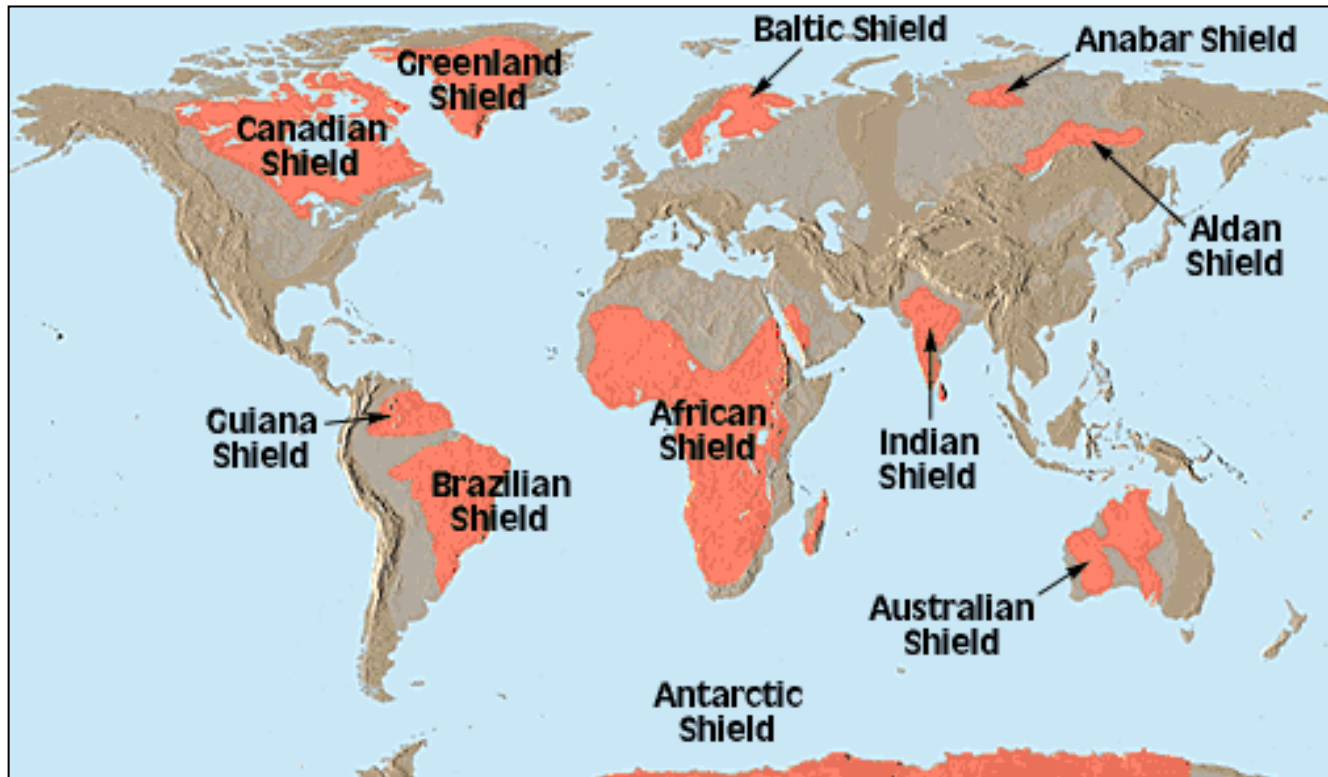
Continental Margin Arc



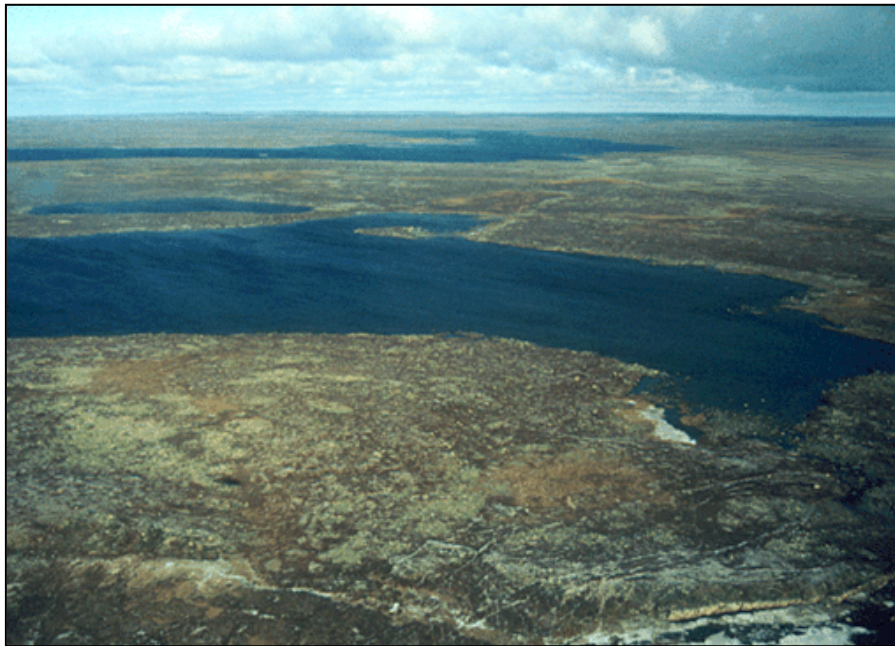
Arco de margem
continental



ESCUDOS E PLATAFORMAS



Os **ESCUDOS** pré-câmbrios representam as partes estáveis dos continentes constituídos por rochas do Pré-Câmbrio; se estes se encontrarem cobertos por uma camada pouco espessa de sedimentos (geralmente 1 a 3 km de espessura) são designados por **PLATAFORMAS**. Tanto os escudos como as plataformas quase não apresentam relevo e preservaram-se tectonicamente estáveis durante longos períodos de tempo. Os escudos e as plataformas, no seu conjunto, são designados por **CRATÕES**.



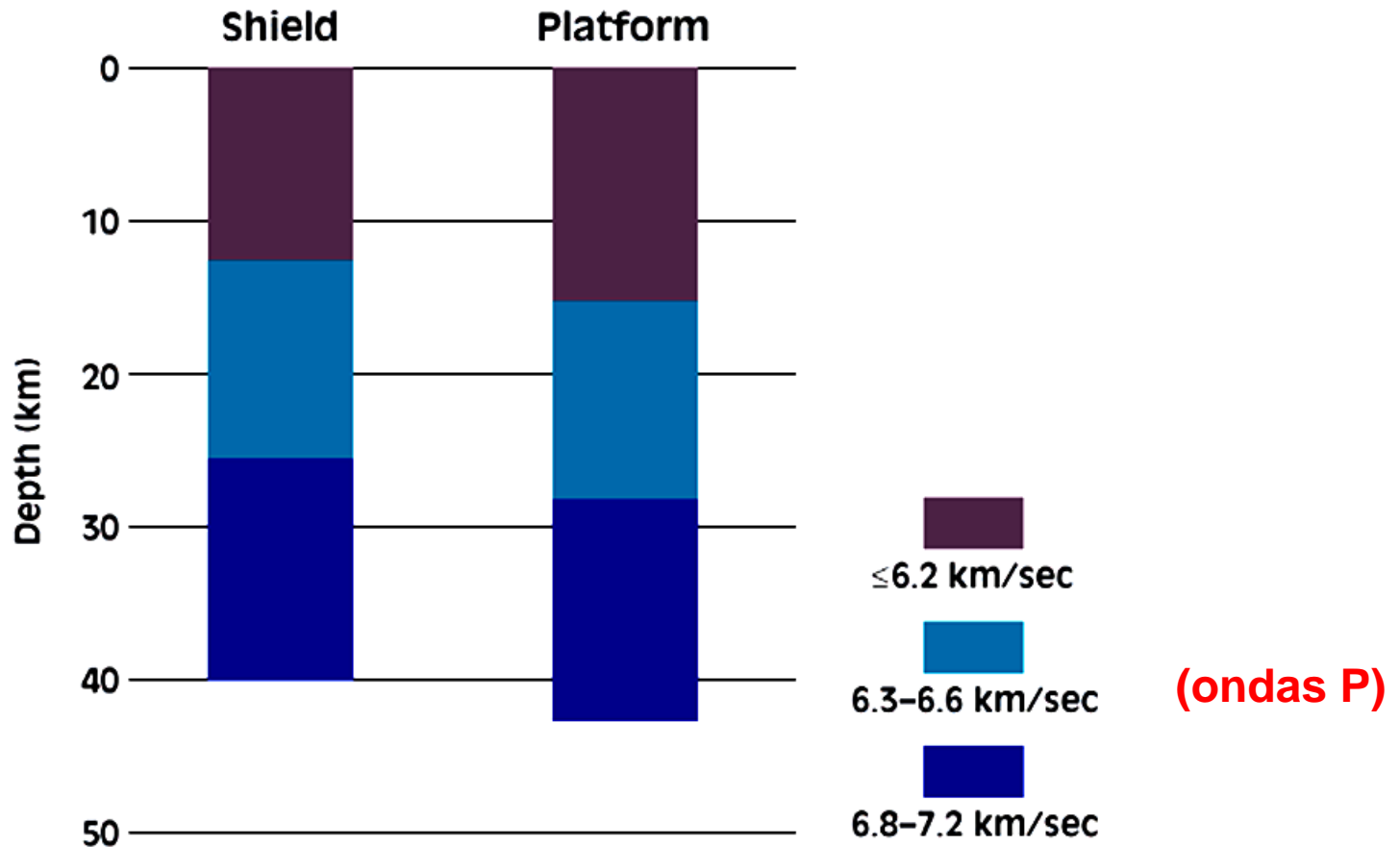
**Vista aérea do Escudo
Canadiano nos
Territórios do Noroeste,
Canadá**

**Vista aérea da parte
inferior do Rio Mississippi,
um exemplo típico de
plataforma continental**



ESCUDOS

PLATAFORMAS



Os escudos e as plataformas têm uma espessura média em torno do 40 km e são constituídos por três camadas com espessuras semelhantes, onde se verifica um aumento progressivo da velocidade de propagação das ondas sísmicas com a profundidade

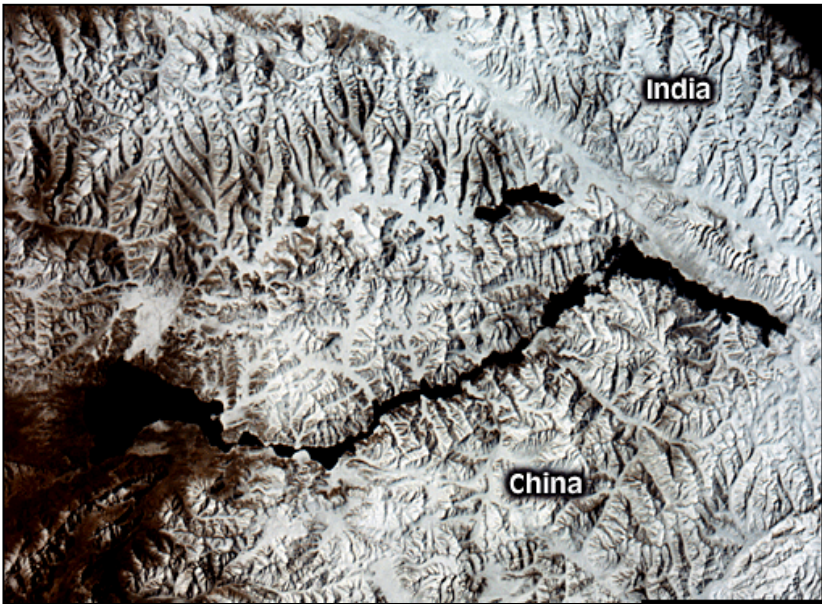
ORÓGENOS DE COLISÃO



...e em Portugal também existem orógenos deste tipo?

Os **ORÓGENOS DE COLISÃO** cadeias montanhosas têm disposição curvilínea e alongada e resultam de deformação compressiva gerada pela colisão de continentes. Os Himalaias e os Alpes são exemplos de orógenos colisionais do Terciário (ainda activos) e os Apalaches e os Urais são exemplos de orógenos colisionais do Paleozóico.

Consulta a tabela crono-estratigráfica para ver o que significam as designações anteriores

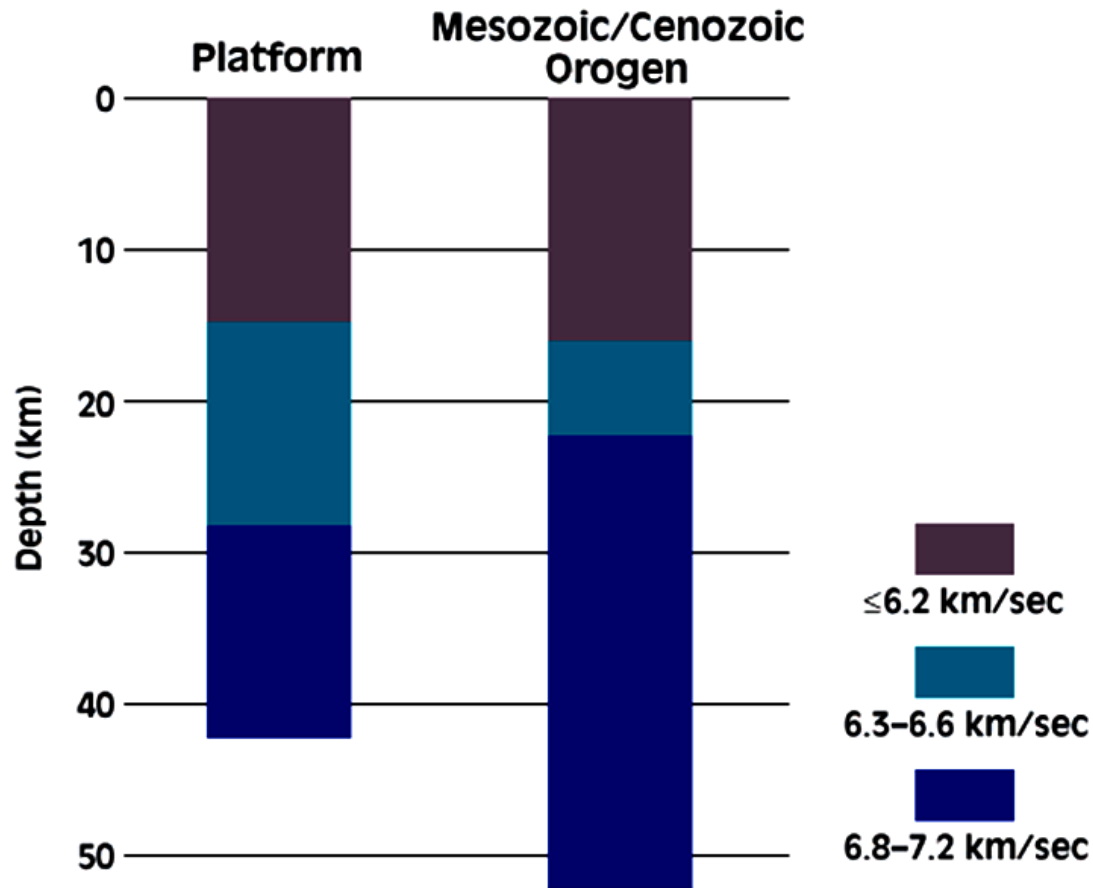


Os **orógenos colisionais antigos**, como os Apalaches do Nordeste Americano, encontram-se muito erodidos, com relevos apenas moderados, tal como se vê na imagem acima da parte NE dos EUA

Foto de satélite dos Himalaias criados por colisão entre a Índia e o Tibete, iniciada à cerca de 55 Ma



O limite entre a placa Africana (Apuliana) e a Eurasiática é definido por um cavalgamento com fraca inclinação, encoberto pelas camadas de neve, na região de Matterhorn na Suíça

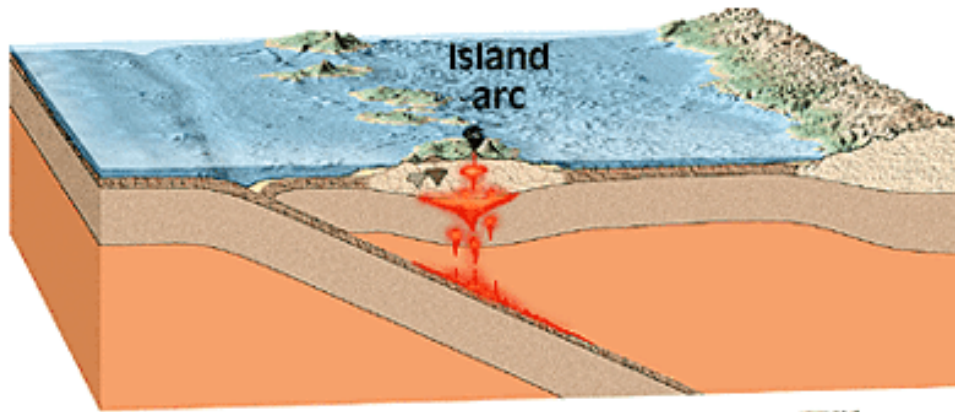


A espessura da crosta nos **orógenos colisionais** é extremamente variável, variando entre cerca de 30 km em alguns orógenos pré-câmbrios até 70 km abaixo dos Himalaias. No geral, a espessura diminui com a idade.

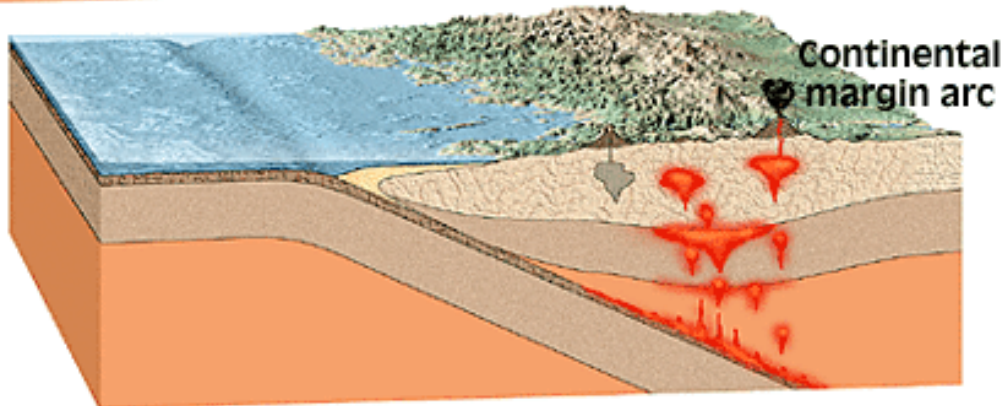
Nas regiões com crosta muito espessa o aumento da espessura é mais pronunciado na camada correspondente à crosta inferior

ARCOS

Arcs



ARCOS
VULCÂNICOS

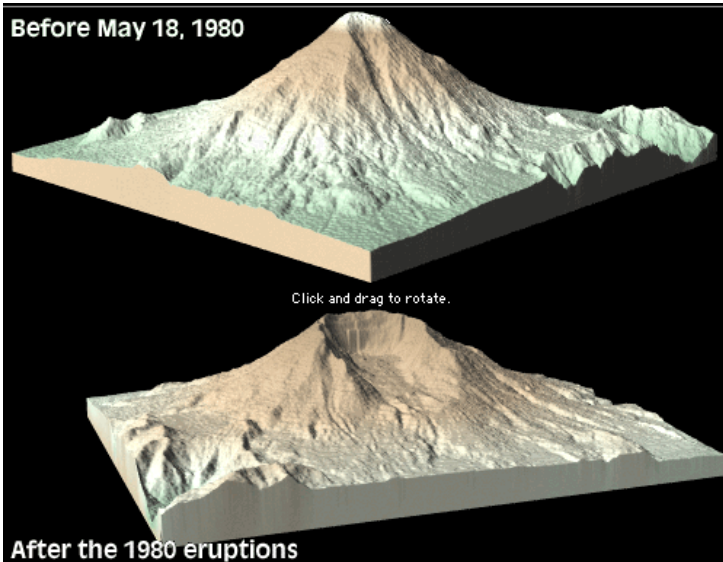


ARCOS DE
MARGEM
CONTINENTAL

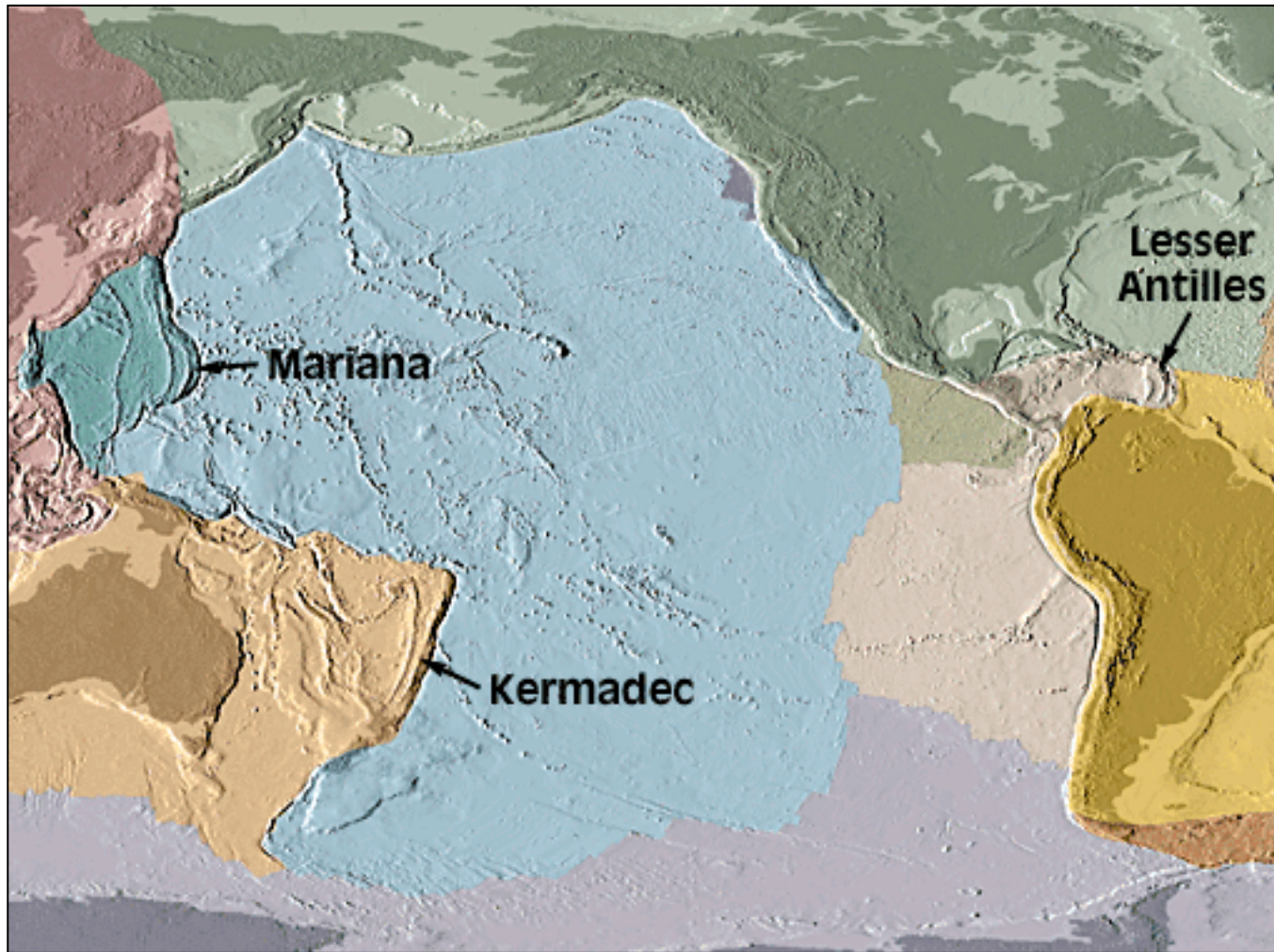
Os **ARCOS** ocorrem na parte superior de zona de subdução activas, onde uma placa mergulha para baixo de outra.

Existem dois tipos de arcos: os **ARCOS VULCÂNICOS** gerados em domínio de crosta oceânica e os **ARCOS DE MARGEM CONTINENTAL** gerados em crosta continental ou crosta de transição.

**O Arco Aleuta exterior é um arco vulcânico típico.
Erupção em Crater Peak no Monte Spurr**

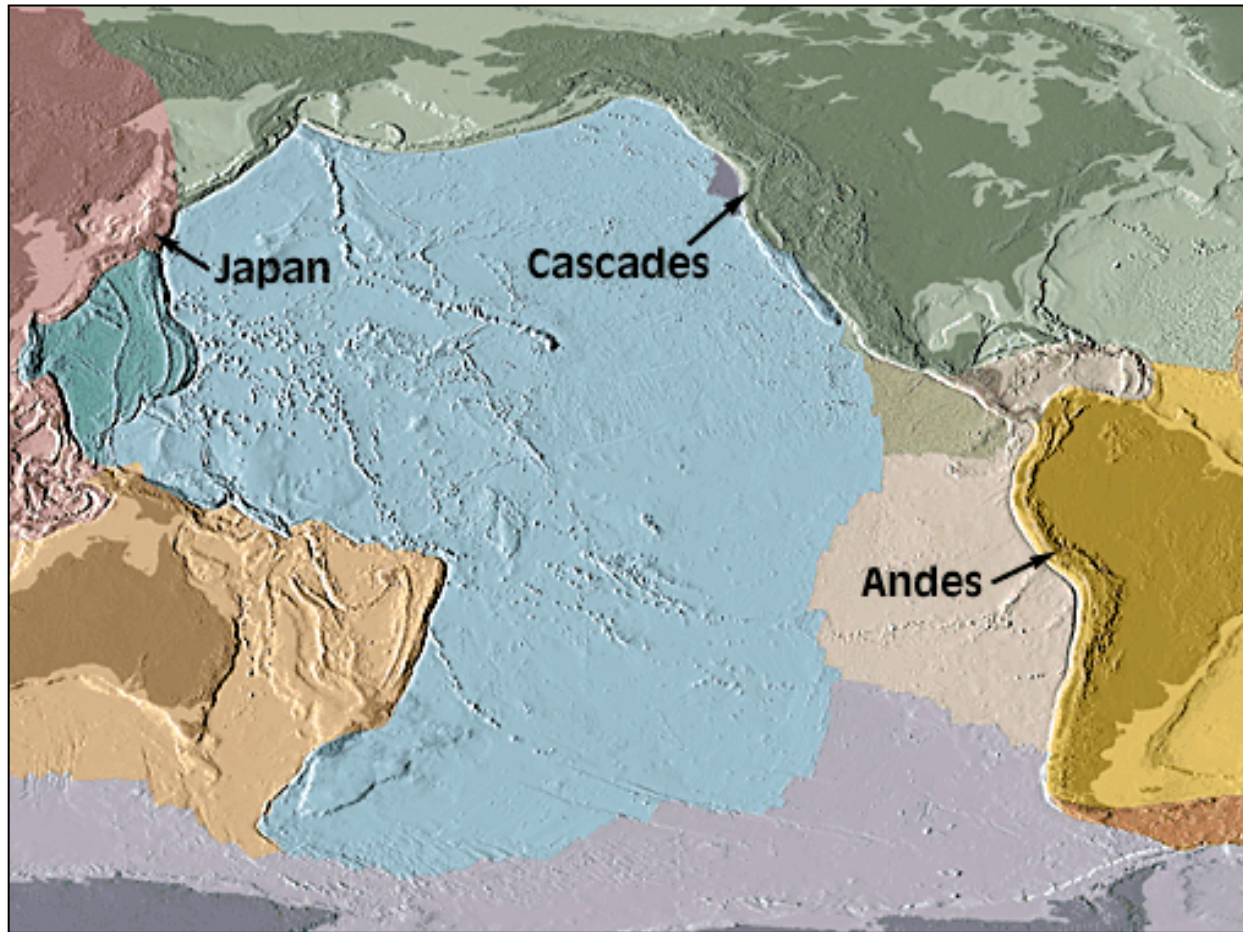


**Monte Santa Helena - SE do Estado de
Washington. Erupção de 1980.
Típico arco vulcânico de margem continental**

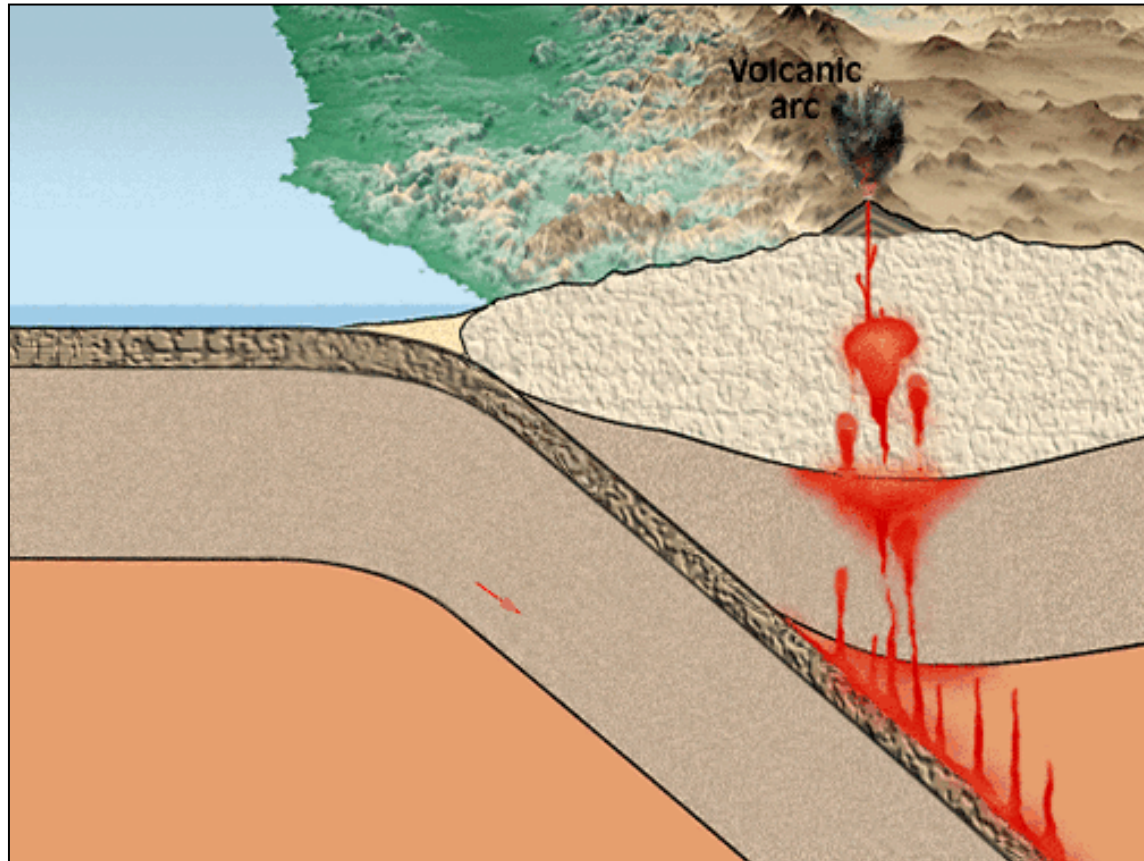


Os arcos insulares ocorrem vulgarmente como cadeias de ilhas vulcânicas dispostas em arco.

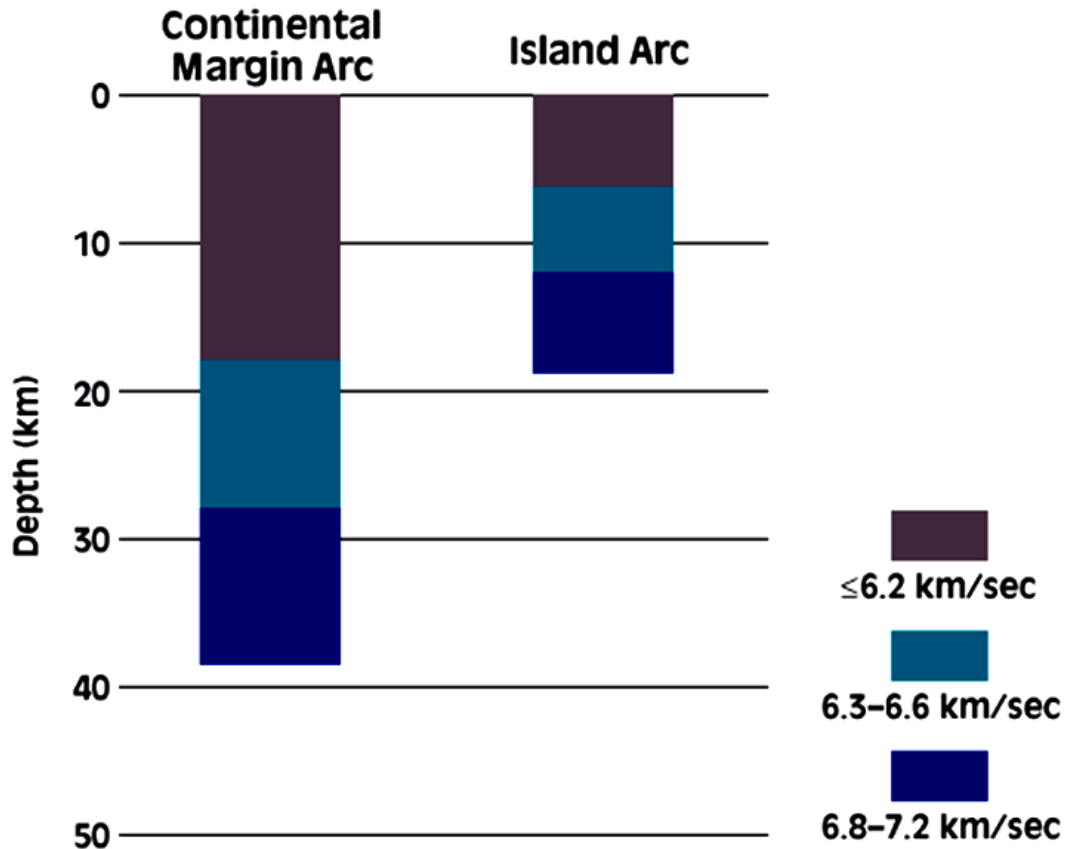
Exemplos: arcos das Marianas, de Kermadec e das Antilhas Inferiores



As maiores cadeias vulcânicas, tais como os Andes, as Cascades e as cadeias do Japão correspondem a arcos de margem continental



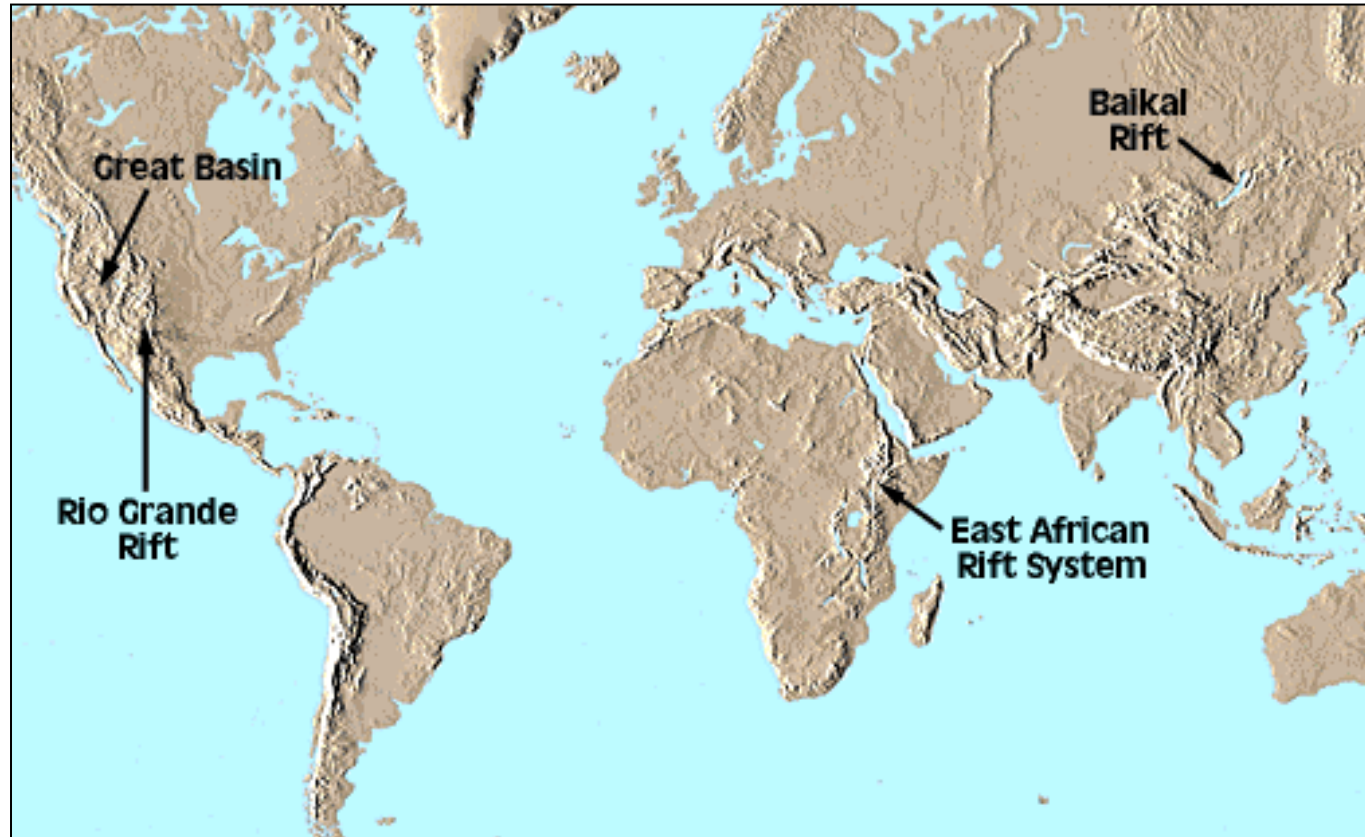
Os arcos recentes caracterizam-se por actividade sísmica e vulcanismo variáveis mas muito intensos. O fluxo de calor, a gravidade e a espessura crustal são também variáveis



Os arcos vulcânicos têm em média cerca de 19km de espessura, enquanto a média dos arcos das margens continentais é 38 km.

Note-se a elevada espessura da crosta superior nos arcos de margem continental

RIFTES CONTINENTAIS

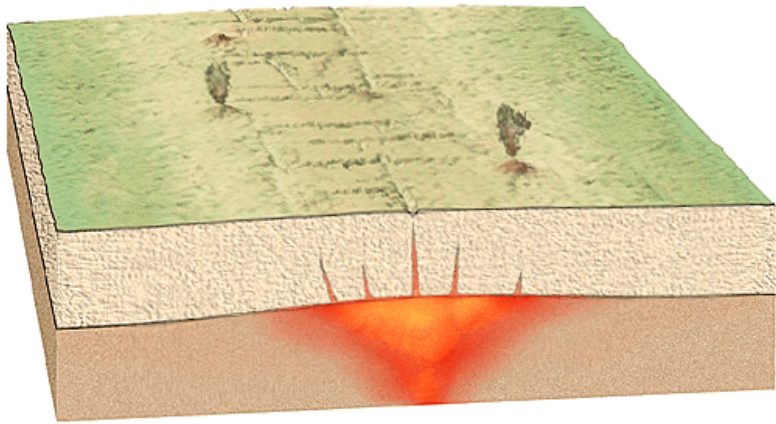


Os riftes continentais são vales definidos por falhas tectónicas com larguras de 30 a 75 km e comprimento variável desde as dezenas até às centenas de quilómetros. Mostram-se aqui quatro exemplos de sistemas de rifte recentes.

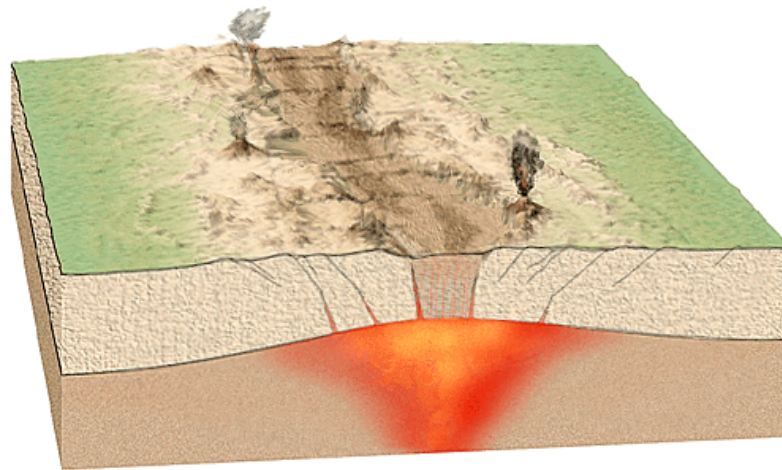
Vale do rifte na parte leste do Nevada no Parque Nacional da Great Basin – vista do Wheeler Peak



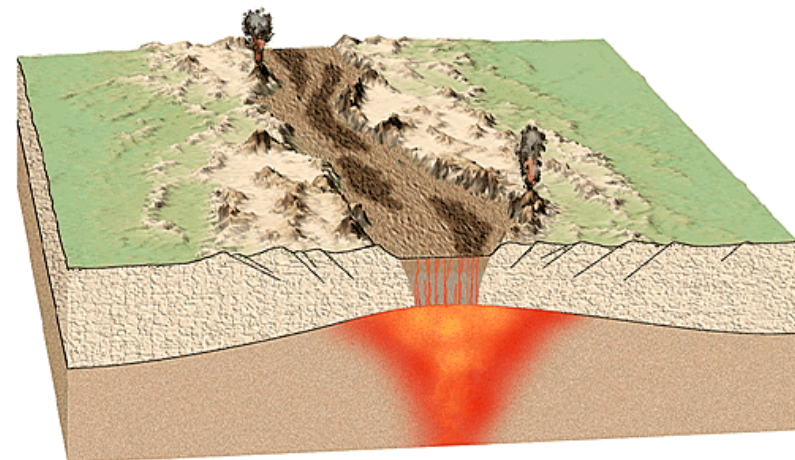
A Província Basin and Range do Nevada prolonga-se desde Wasatch no Utah até à Sierra Nevada na Califórnia



**Os riftes têm pequena
espessura crustal
(20-30 km)**

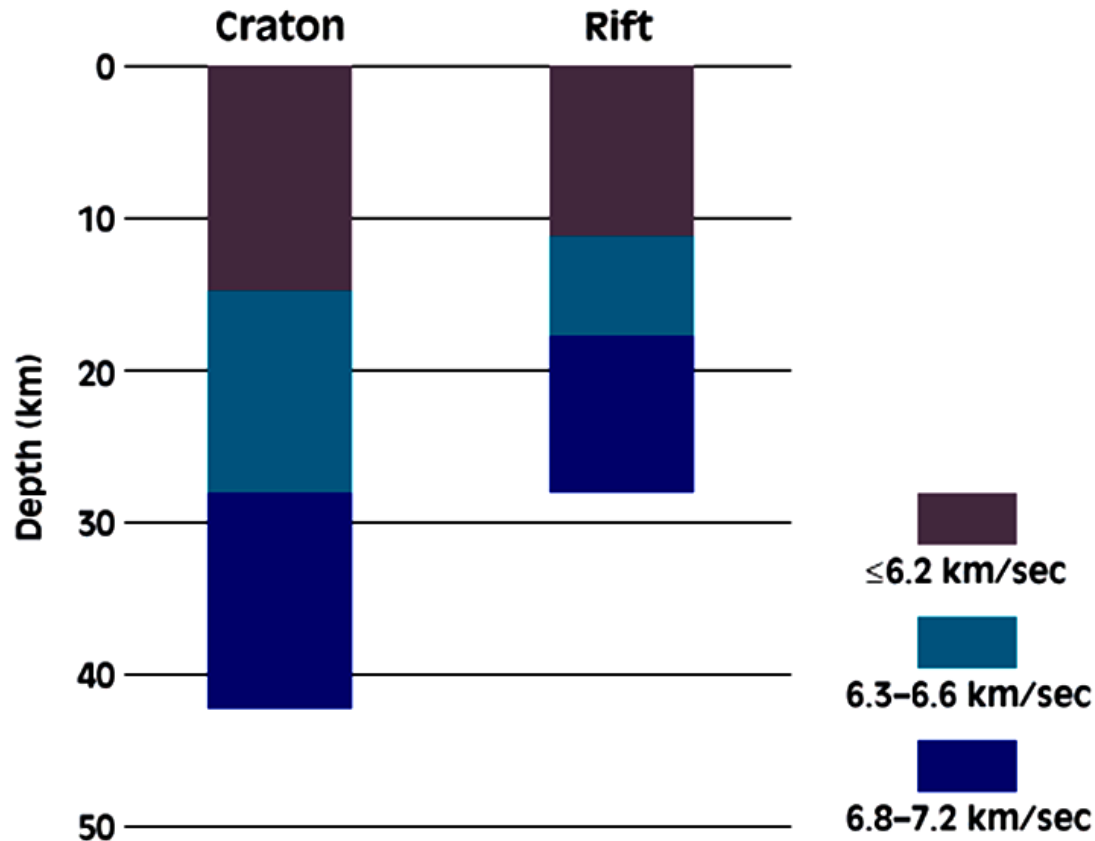


**À medida que o rifte vai abrindo
a crosta inferior sofre
adelgaçamento**



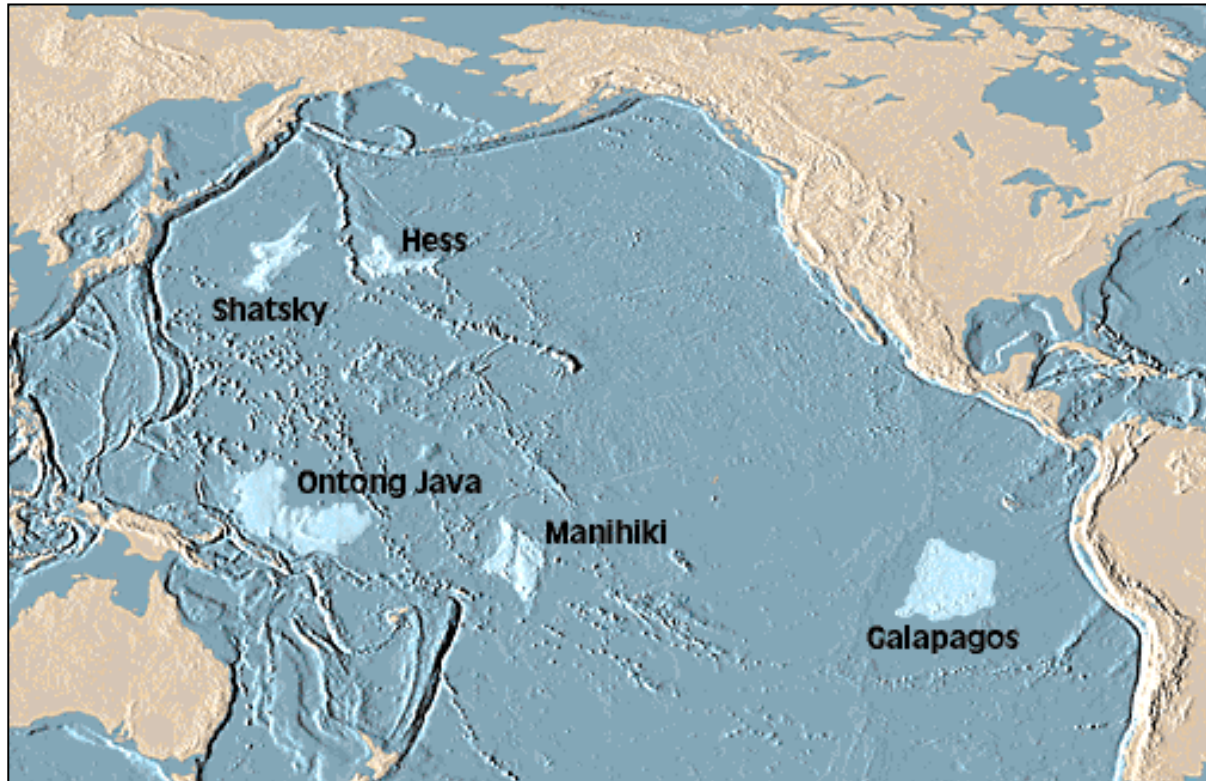
CRATÃO

RIFTE CONTINENTAL



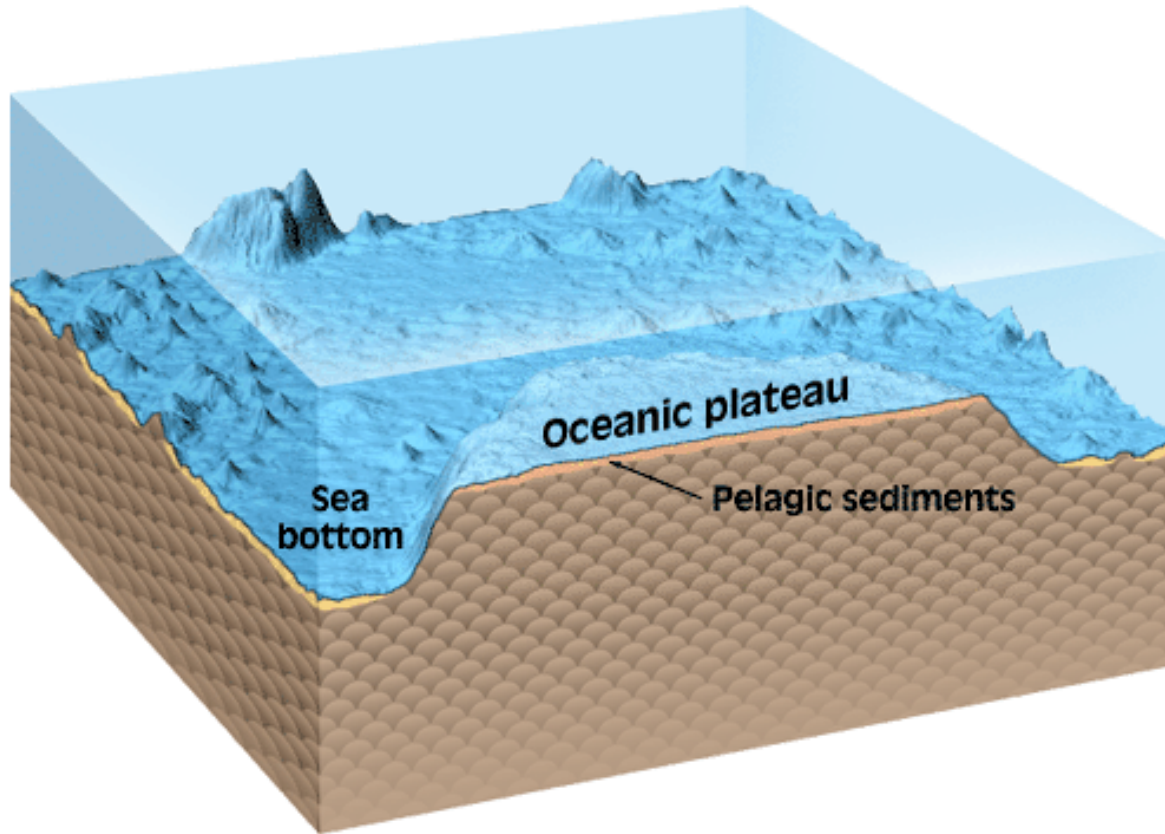
O adelgaçamento da crosta durante a formação do rifte deve-se principalmente ao adelgaçamento dúctil das camadas crustais média e inferior

PLATEAU OCEÂNICO

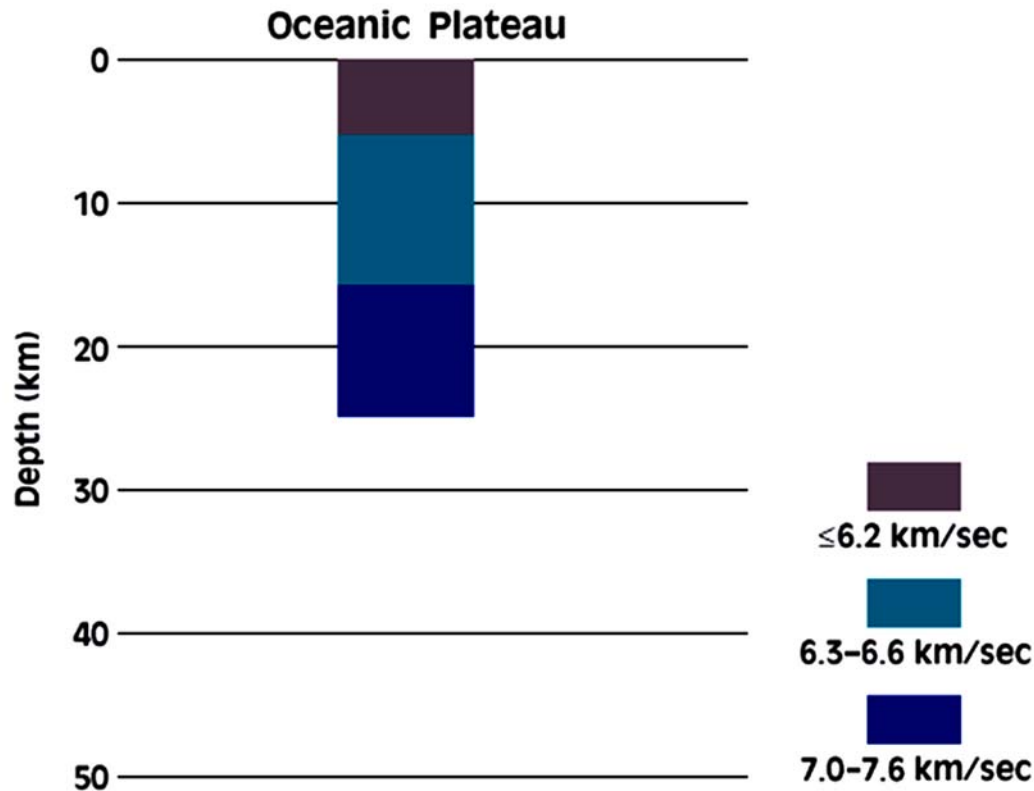


Os plateaus oceânicos são plataformas extensas e com topo aplanado localizadas nos fundos oceânicos. São compostos essencialmente por rochas máficas intrusivas e vulcânicas.

No mapa mostram-se cinco grandes plateaus oceânicos do Pacífico.

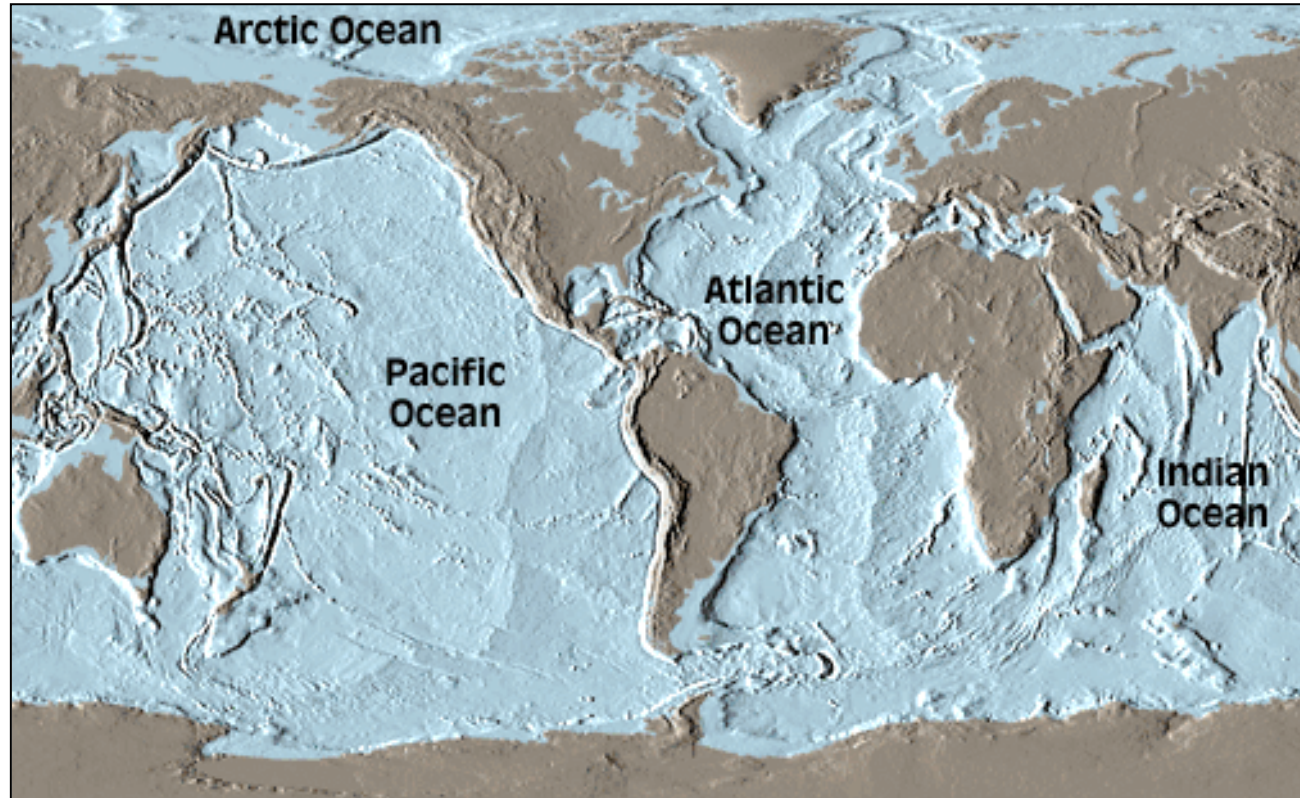


Os plateaus oceânicos estão geralmente cobertos por uma fina camada de sedimentos pelágicos (cherte, calcário) e tipicamente ascendem a 2 km ou mais acima dos fundos oceânicos

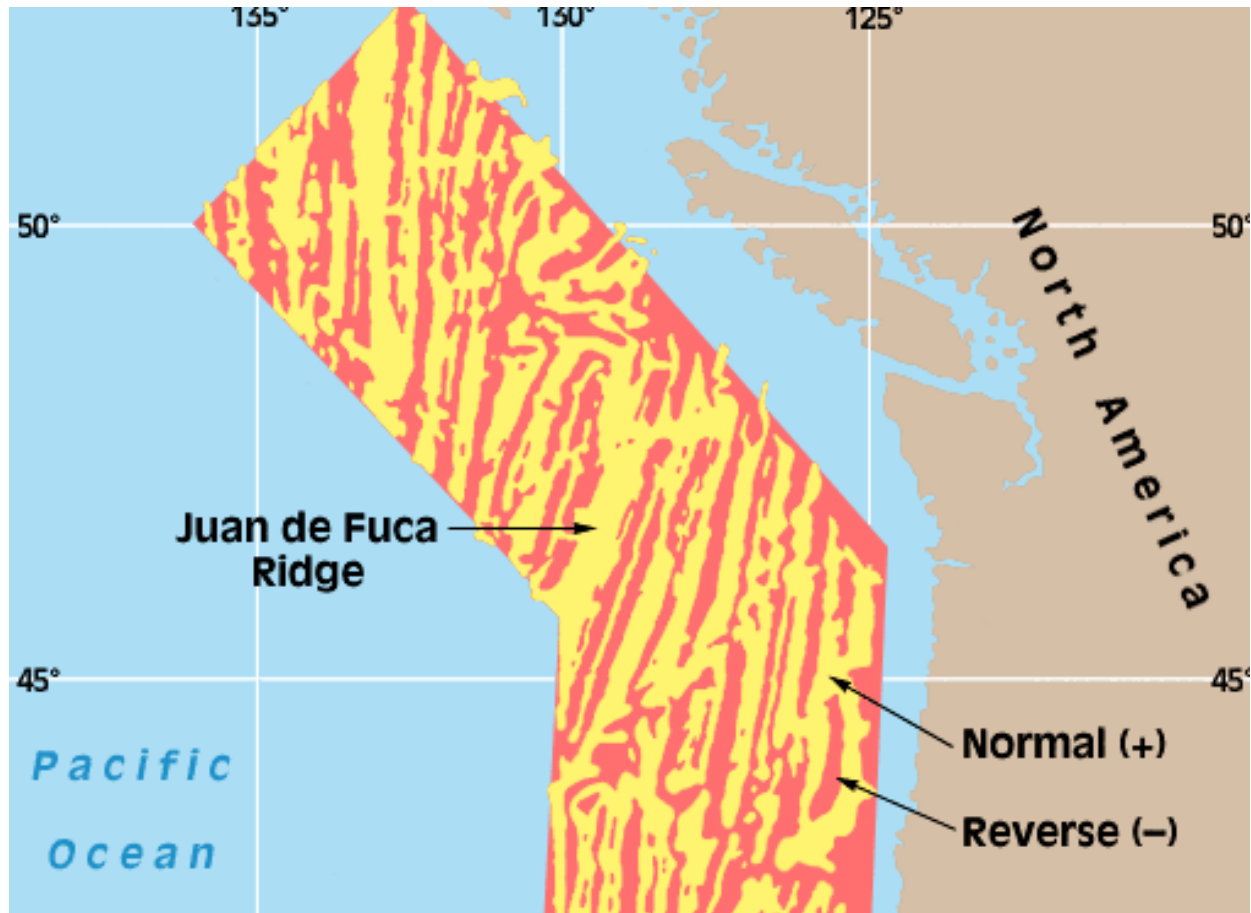


A maioria dos plateaus oceânicos têm 15 a 30 km de espessura, contudo esta pode ser superior a 30 km. As velocidades das ondas P dos níveis crustais inferiores são anormalmente elevadas (7.0-7.6 km/s), o que deve estar relacionado com presença de grandes volumes de basalto rico em magnésio (mais máficos do que os das zonas de rifte).

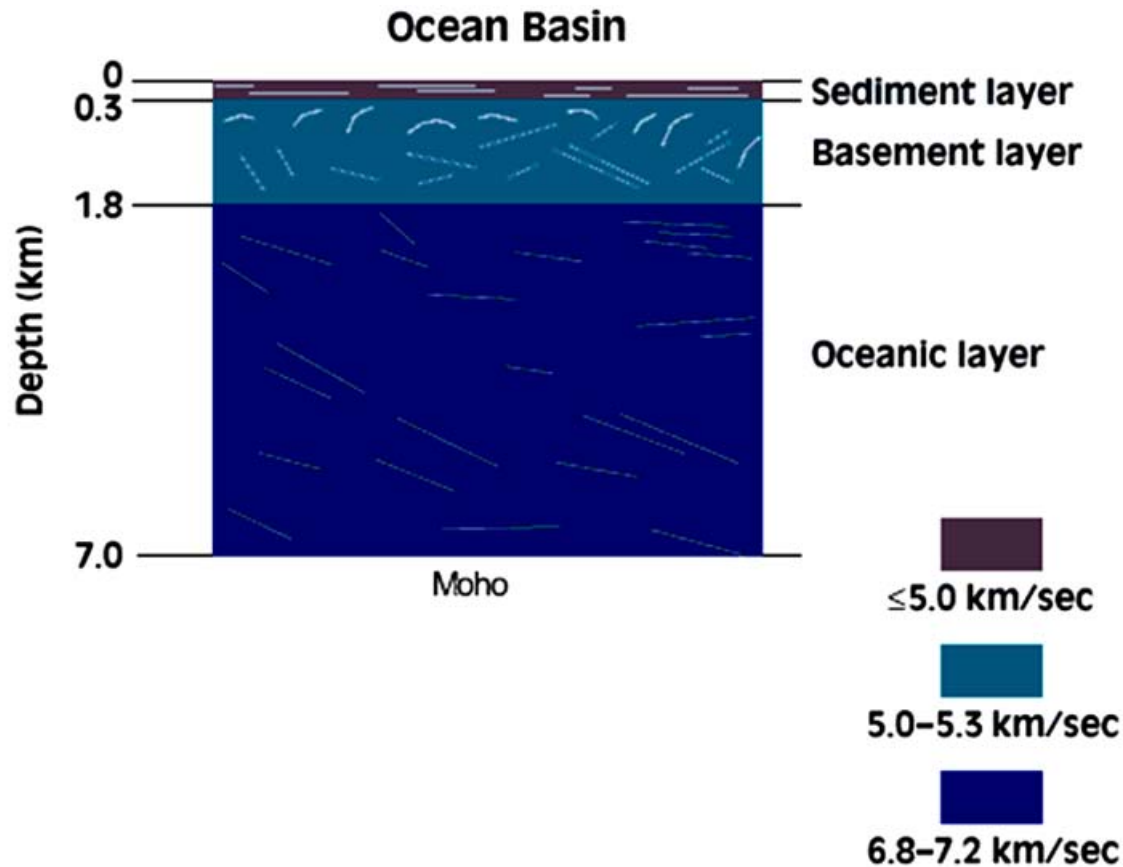
BACIAS OCEÂNICAS



As bacias oceânicas são tectonicamente estáveis e estão cobertas por uma fina camada de sedimentos pelágicos (300 m de espessura).

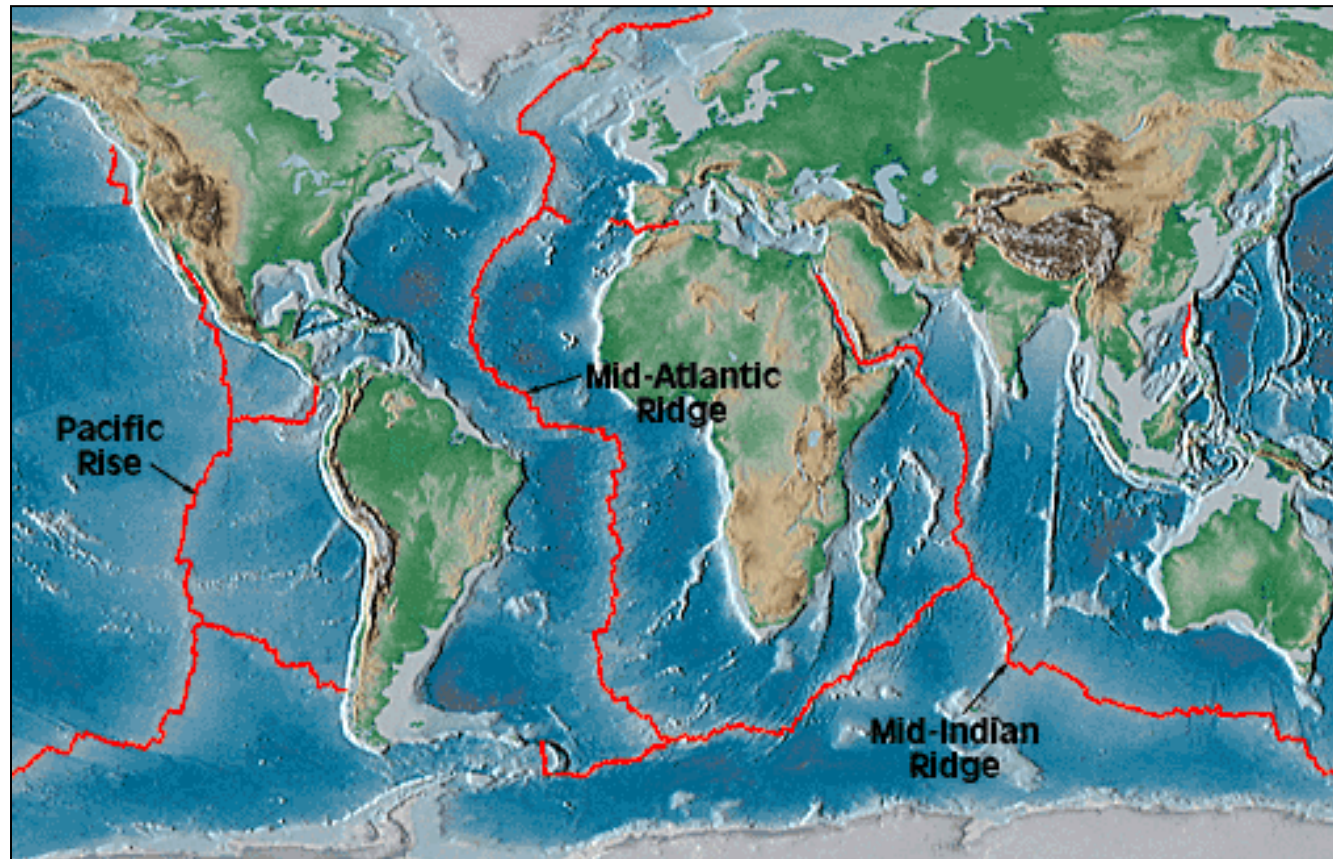


A maior parte dos fundos oceânicos têm anomalias magnéticas lineares que são produzidas nas cordilheiras oceânicas durante os intervalos de polaridade normal (idêntica à actual) e inversa (oposta à actual), tal como se mostra nesta figura referente ao Nordeste do Pacífico

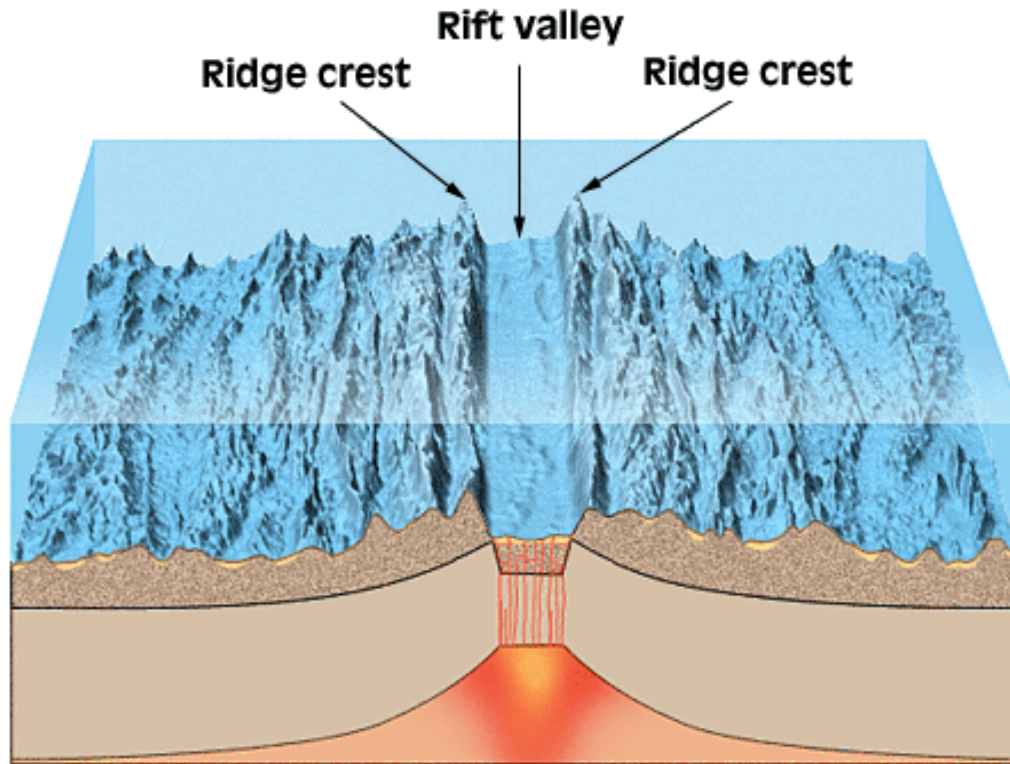


A estrutura da crosta nas bacias oceânicas é bastante uniforme, não apresentando grandes desvios no que respeita à velocidade ou à espessura das camadas. As linhas representadas no perfil correspondem a reflectores sísmicos.

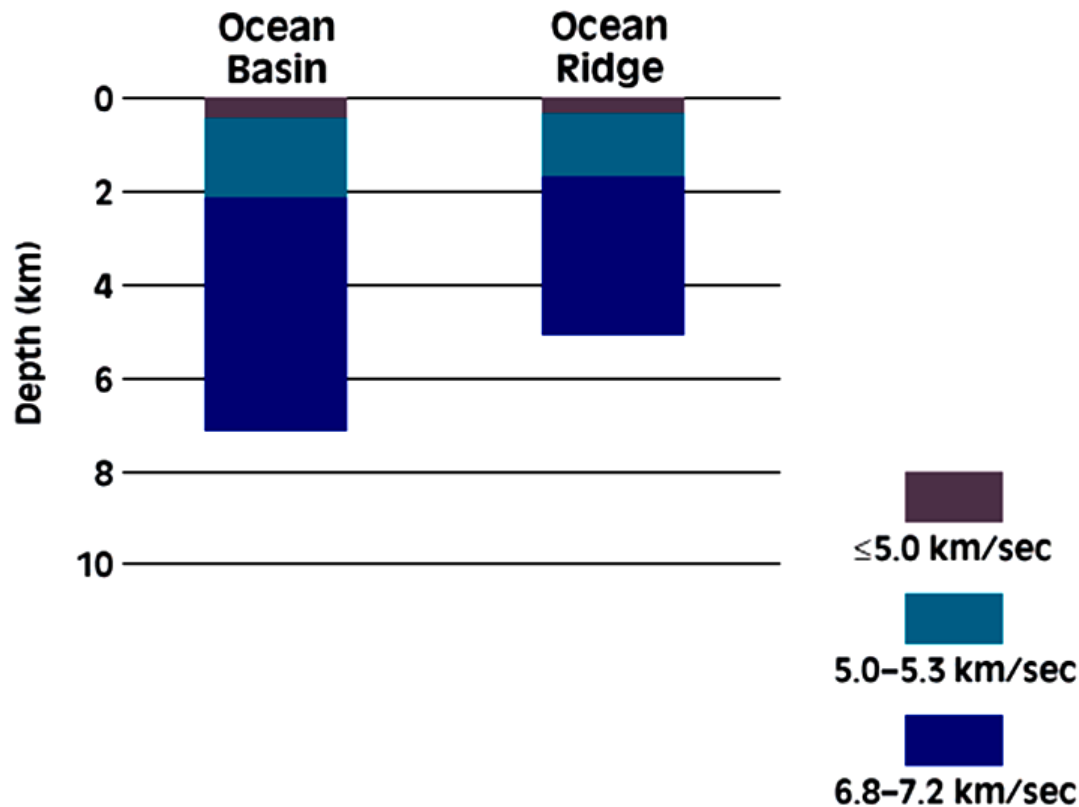
CORDILHEIRAS OCEÂNICAS



O sistema de cordilheiras oceânicas perfaz no seu todo cerca de 70 000 km de extensão

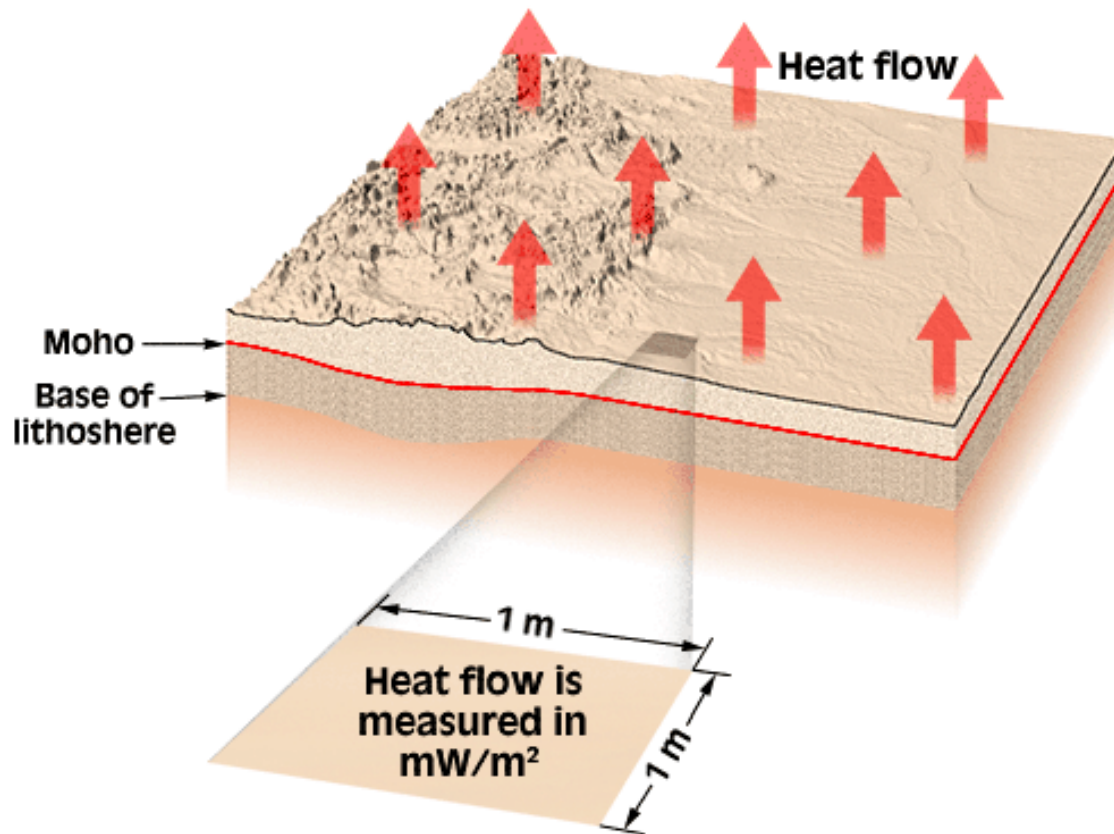


As cordilheiras oceânicas (limite de placas divergentes) têm um vale de rifte, na posição mediana junto às suas cristas, onde se forma nova crosta oceânica através da intrusão e extrusão de magmas basálticos. Constituem relevos topográficos nos fundos oceânicos e são tectonicamente muito instáveis.



A espessura da crosta oceânica varia entre 3 a 6 km, sendo a grande parte constituída pela camada crustal inferior. As camadas de sedimentos ou de crosta superior praticamente desaparecem nas zonas de cordilheira oceânica. As reflexões sísmicas indicam a existência de câmaras magmáticas localizadas abaixo das cordilheiras, a cerca de 1 a 3 km.

FLUXO DE CALOR



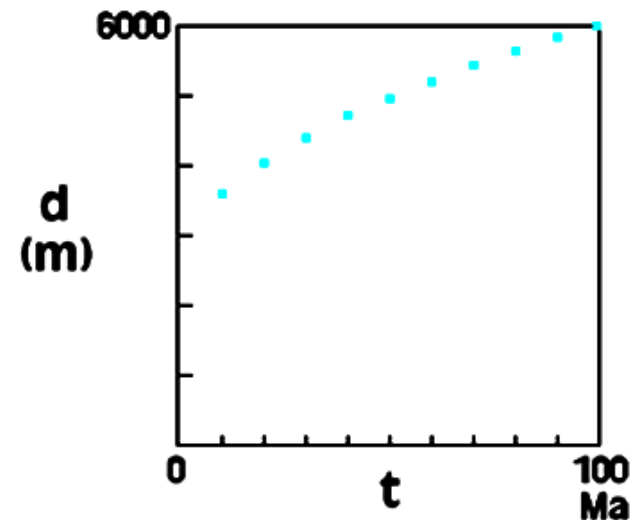
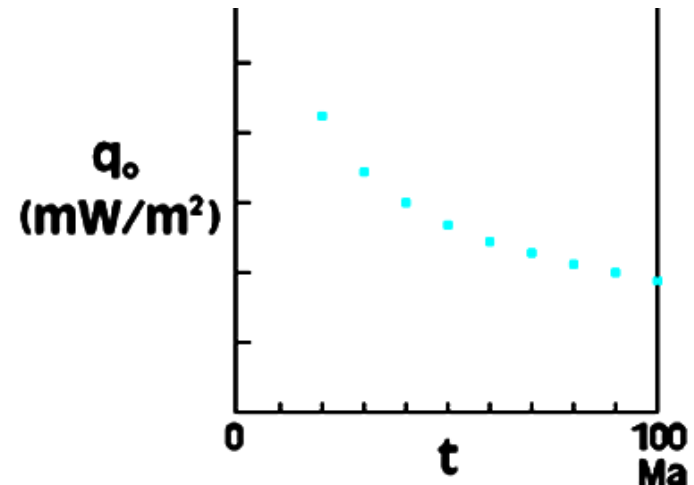
À medida que a Terra arrefece, o calor é transferido por convecção do interior do manto para a litosfera, sendo depois conduzido através da litosfera para a superfície. O fluxo de calor que se observa à superfície da Terra pode ser estimado com base na medição do gradiente térmico e na condutividade das rochas.

$$q_0 = 472.3 t^{(-1/2)}$$

where q_0 is the surface heat flow in mW/m^2 and t is lithospheric age in years. The decrease in q_0 is caused by cooling of the lithosphere as it ages. As the ocean floor cools, it sinks, and the depth beneath sea level (d) can be approximated by,

$$d \text{ (meters)} = 2500 + 350 t^{(1/2)}$$

Age (Ma) (t)	Heat flow (q_0)	Depth (d)
10	149.4	3607
20	105.6	4065
30	86.2	4417
40	74.7	4713
50	66.8	4975
60	61.0	5211
70	56.5	5428
80	52.8	5631
90	49.8	5820
100	47.2	6000



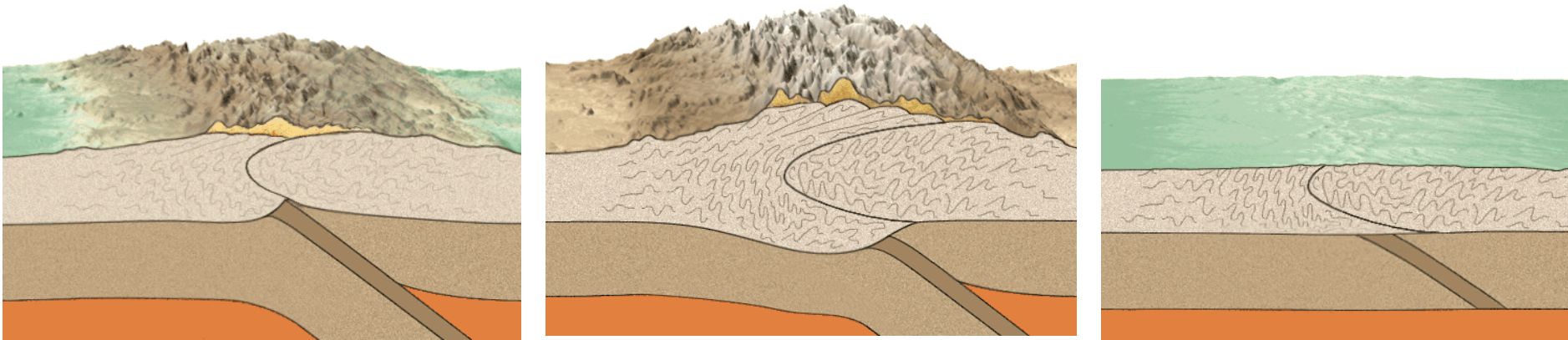
Nas áreas oceânicas, o fluxo de calor (q_0) diminui e a profundidade aumenta (d) com a idade (t) da litosfera - ver expressões indicadas acima

EXUMAÇÃO CRUSTAL

EXUMAÇÃO CRUSTAL

ASCENSÃO

EROSÃO

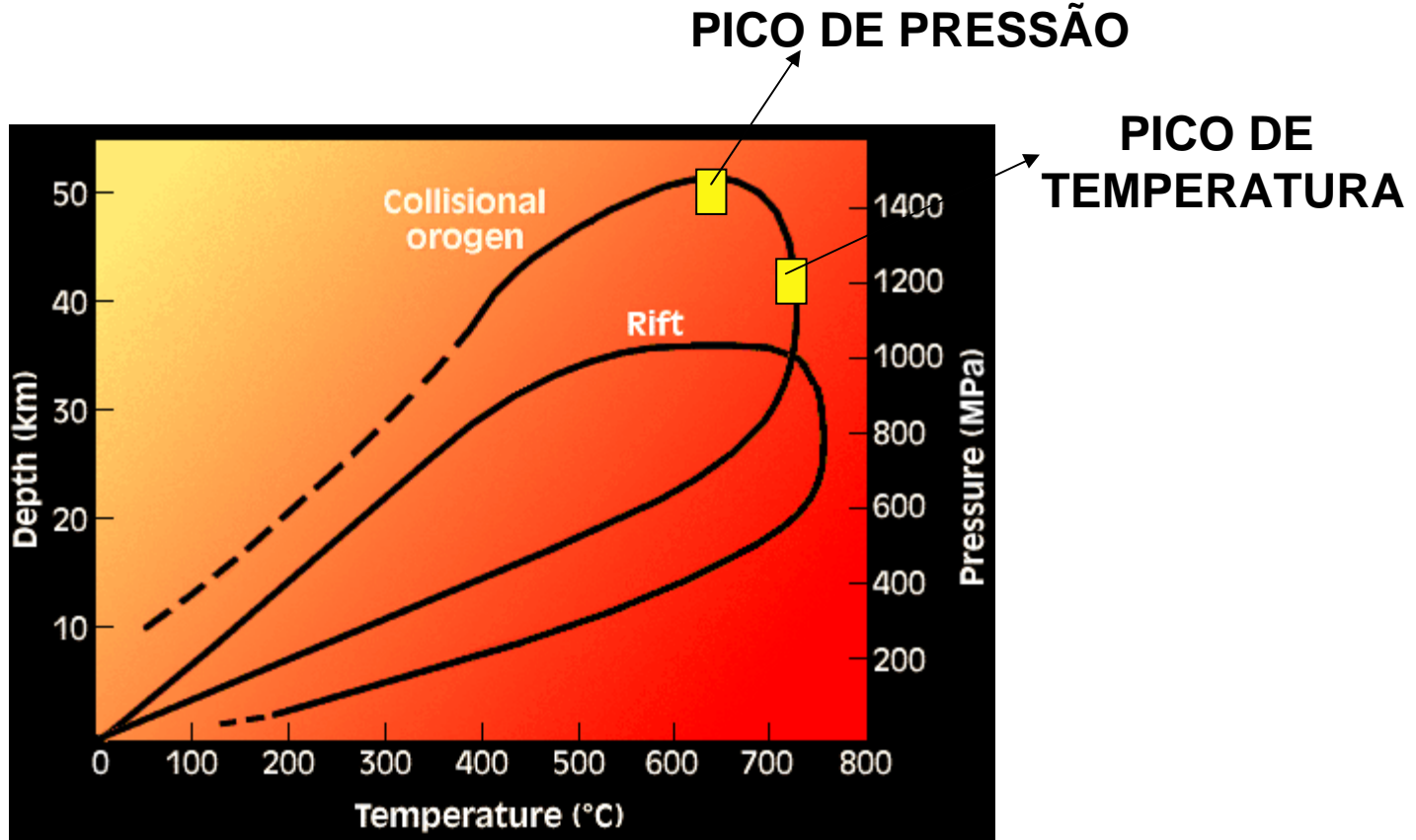


1

2

3

Durante as colisões continentais, grandes porções de crosta continental são deformadas e ficam mais espessas; posteriormente sofrem levantamento e erosão resultando na formação de cratões. O processo de levantamento e erosão designa-se por exumação crustal.



A história térmica da crosta está impressa nas rochas sob a forma de trajetórias de pressão-temperatura-tempo, geralmente referidos como trajectos P-T-t. Relacionando as relações de crescimento dos minerais das rochas com os resultados obtidos experimentalmente para os campos de estabilidade dos minerais metamórficos, é possível reconstituir em algumas situações as condições em que determinadas associações de minerais se formaram.

INTERPRETAR O INTERIOR DA TERRA

QUE MATERIAIS ? QUE COMPORTAMENTO ?

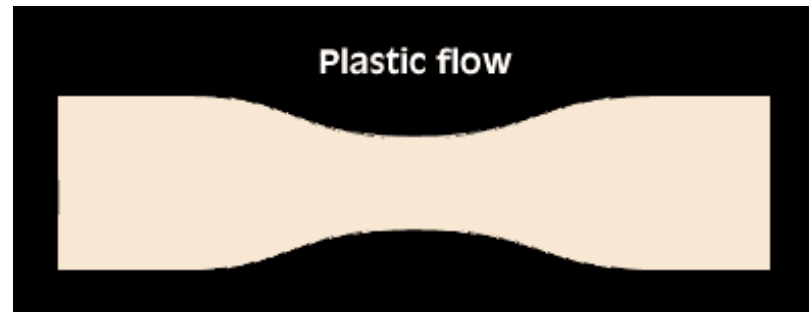
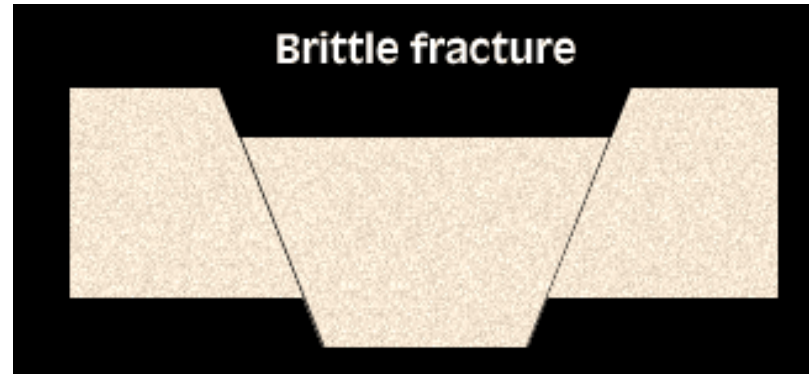
QUAIS AS TÉCNICAS E MÉTODOS UTILIZADOS?

REOLOGIA DA CRUSTA CONTINENTAL

COMPORTAMENTOS MECÂNICOS DA CROSTA

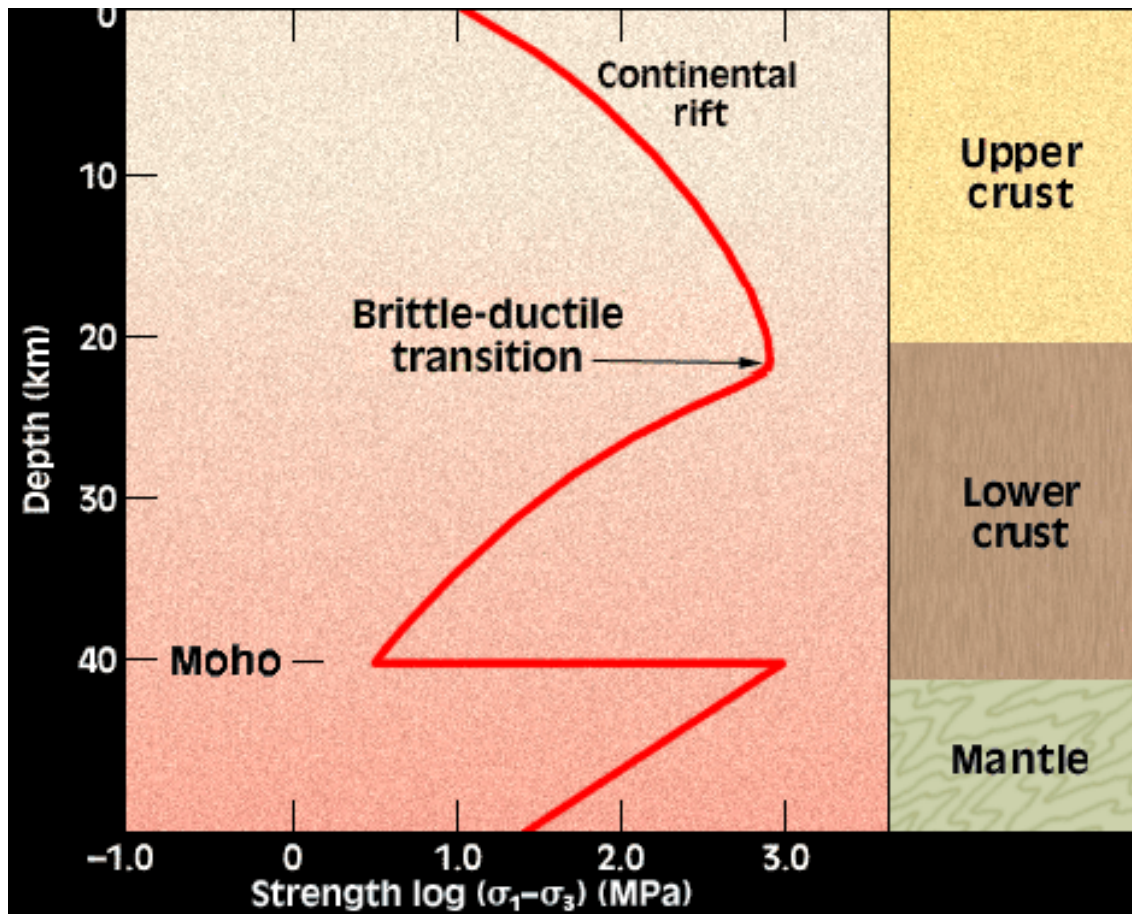


Comportamento frágil ou rígido



Comportamento plástico

O comportamento da crosta continental sujeita a esforços está dependente da temperatura e da duração de aplicação dessas tensões. Quanto mais quente estiver a crosta mais esta se comportará como um sólido dúctil deformando-se plasticamente; por outro lado crostas frias tendem a ter um comportamento mais elástico, observando-se frequentemente fracturas e deslizamentos por fricção.

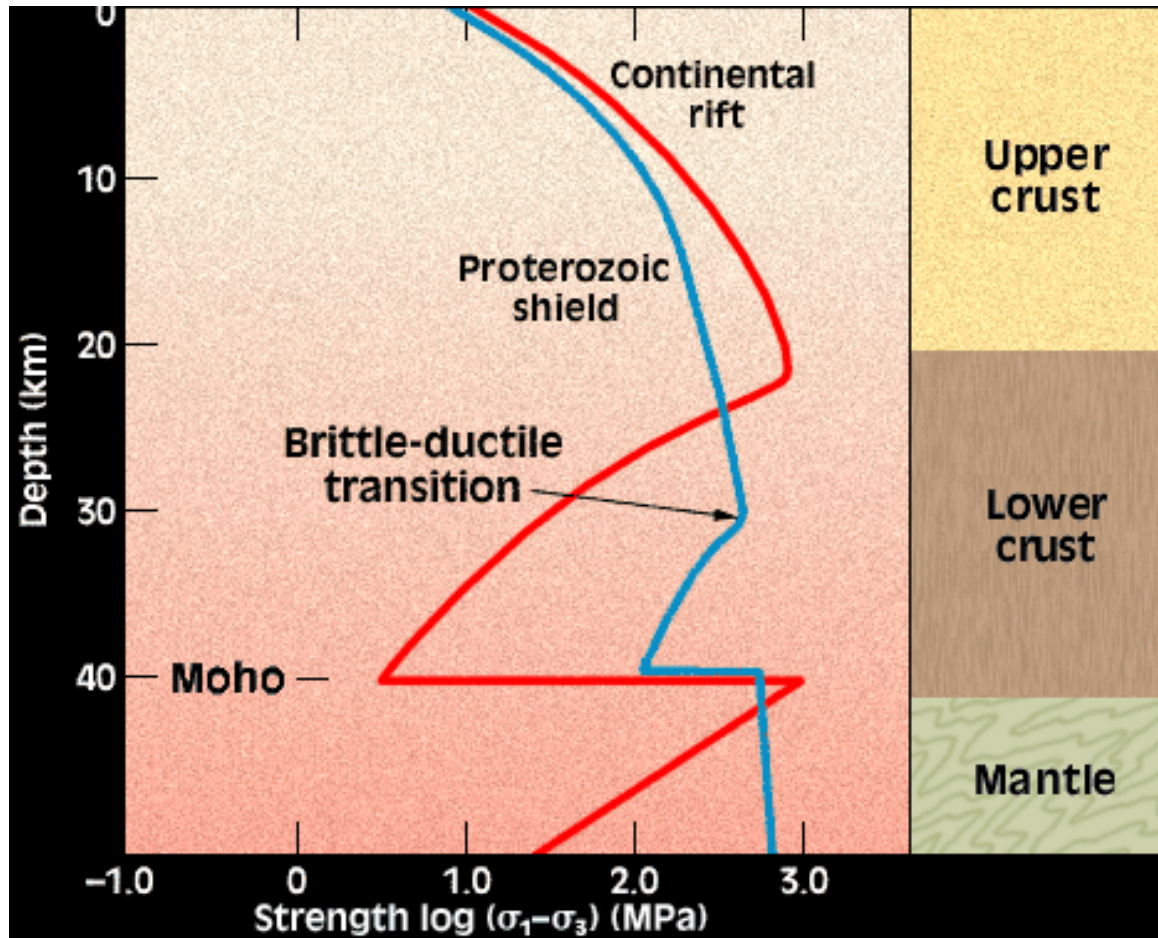


Tensões máxima (σ_1) e mínima (σ_3)

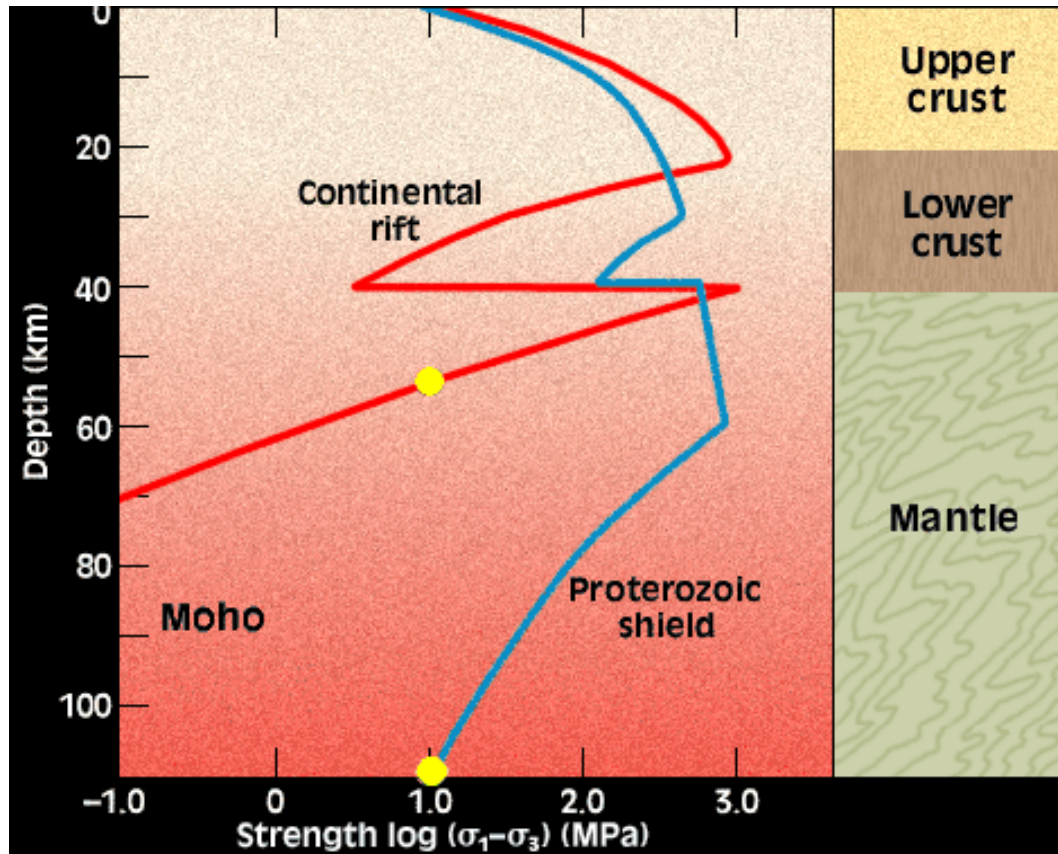
TRANSIÇÃO FRÁGIL – DÚCTIL (TFD)

Mais aspectos desta
transição em
“Deformação e Orogénese”

Como a temperatura da crosta aumenta com a profundidade, observa-se uma mudança de comportamento à deformação, de frágil para dúctil, uma vez ultrapassado um determinado limite. Esta transição frágil-dúctil ocorre apenas a cerca de 20 km de profundidade nos riftes pois aí o fluxo de calor é muito grande.

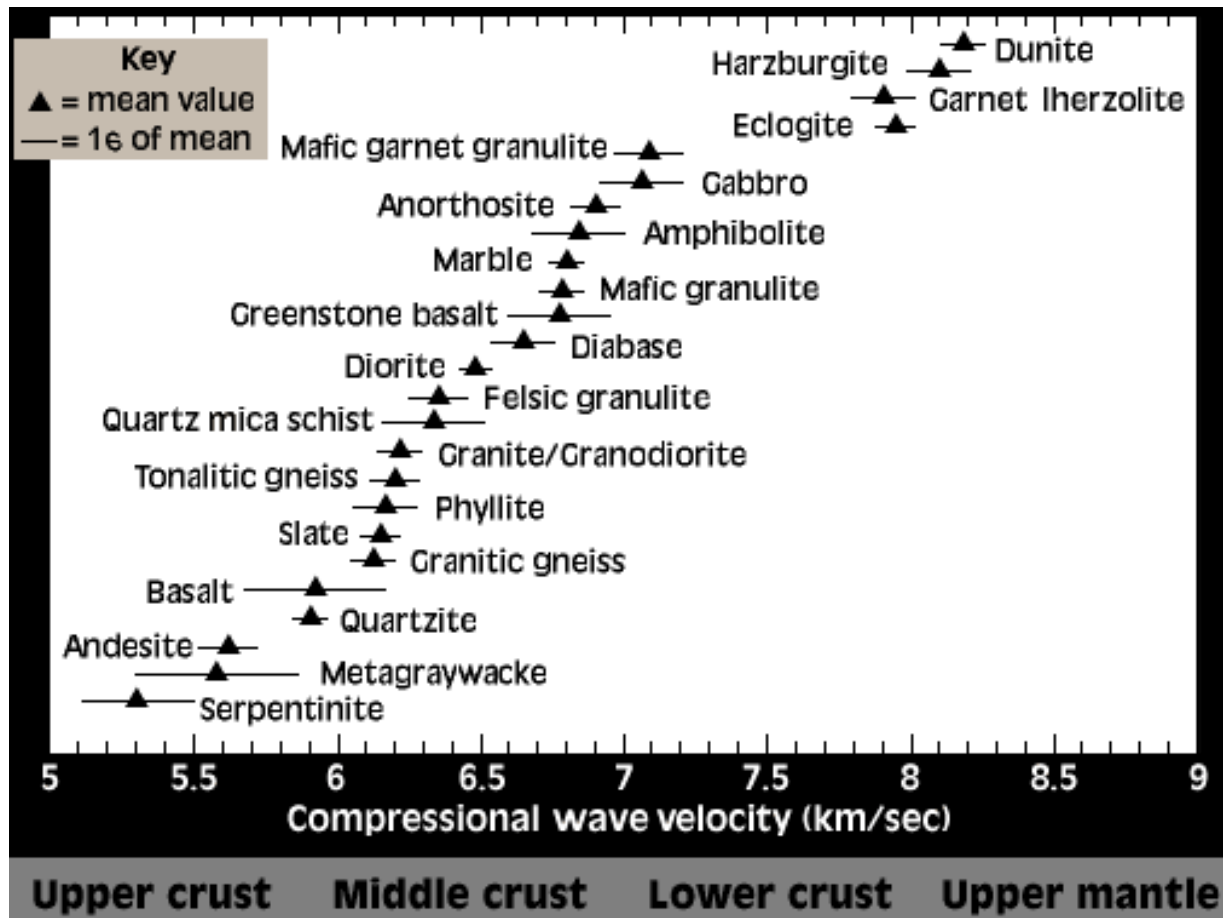


Nos escudos pré-câmbrios, relativamente frios, a transição frágil-dúctil ocorre a uma profundidade maior a cerca de 30 km.



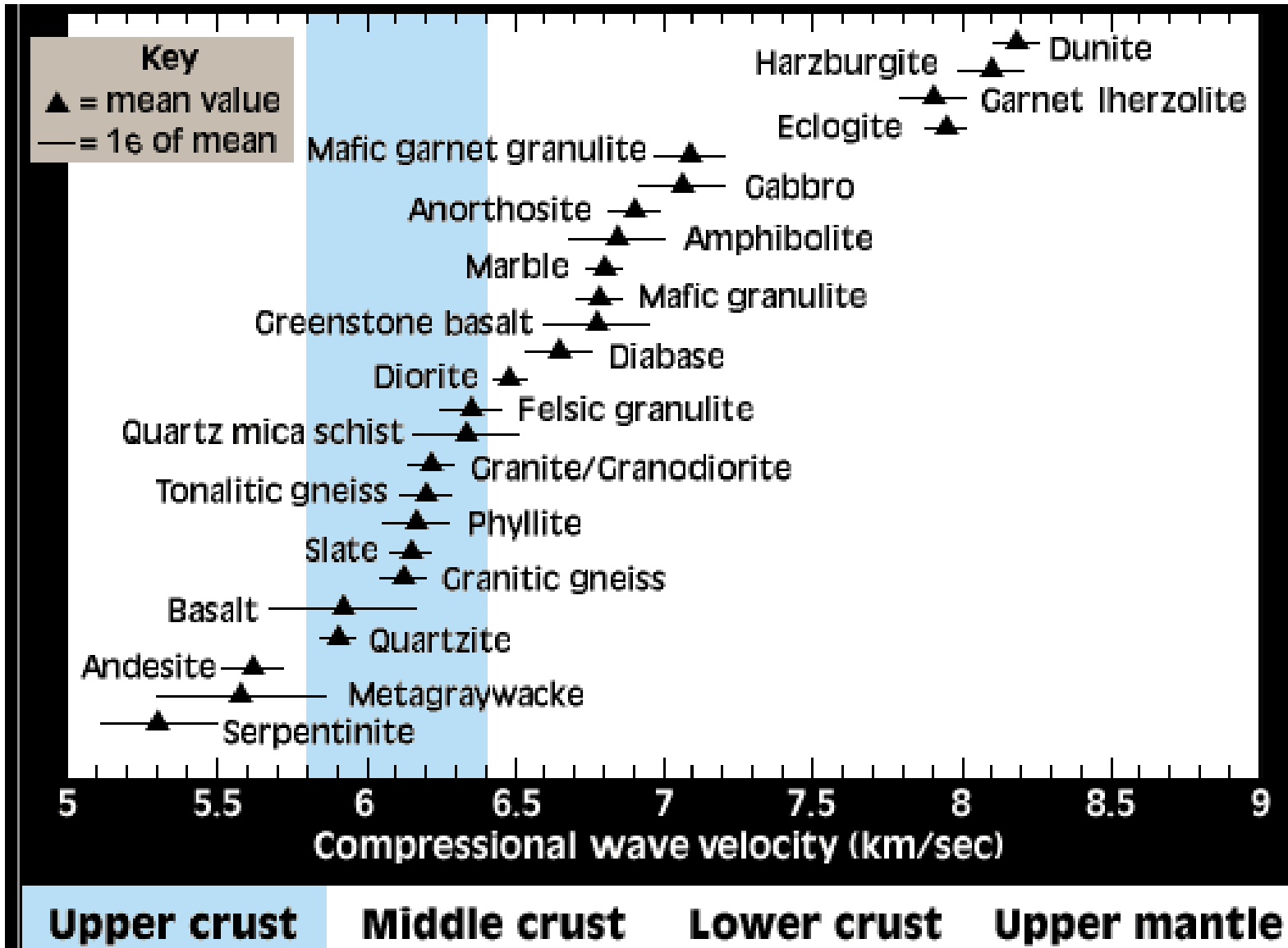
A base reológica da litosfera, correspondente ao valor estipulado de cerca de 1MPa de resistência à rotura, ocorre a 55 km nas zonas de rifte e a 115 km nas zonas dos escudos pré-câmbrios.

VELOCIDADES DAS ONDAS SÍSMICAS MEDIDAS NAS FORMAÇÕES ROCHOSAS



As velocidades das ondas sísmicas estão dependentes da densidade das rochas, que por sua vez dependem da densidade dos minerais constituintes. A medição dessas velocidades permite inferir a composição dos materiais crustais continentais e oceânicos.

Rochas mais prováveis na Crosta Superior



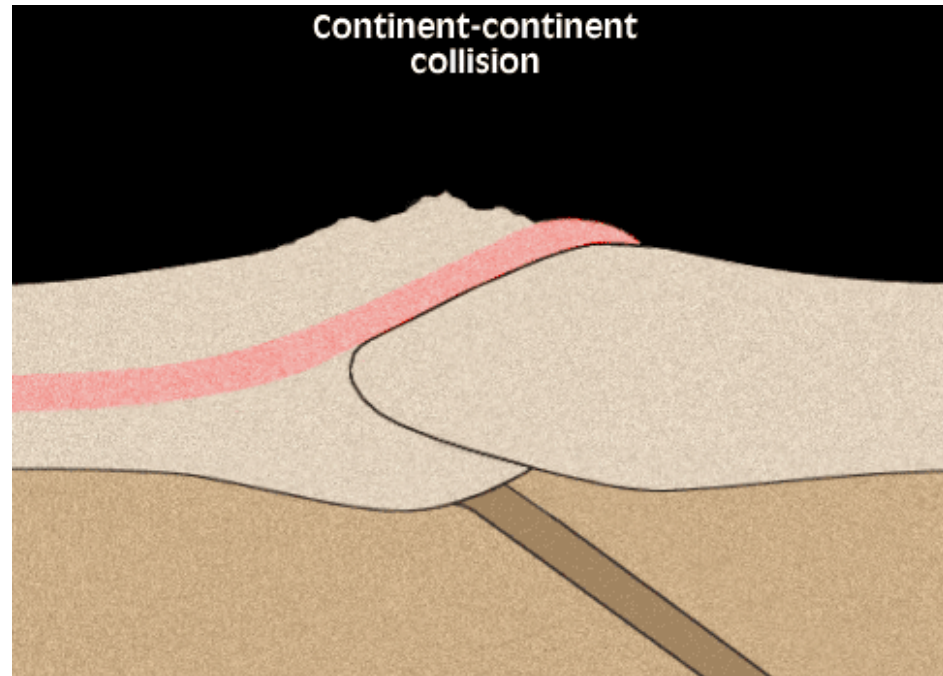
AMOSTRAGEM DA CRUSTA CONTINENTAL INFERIOR

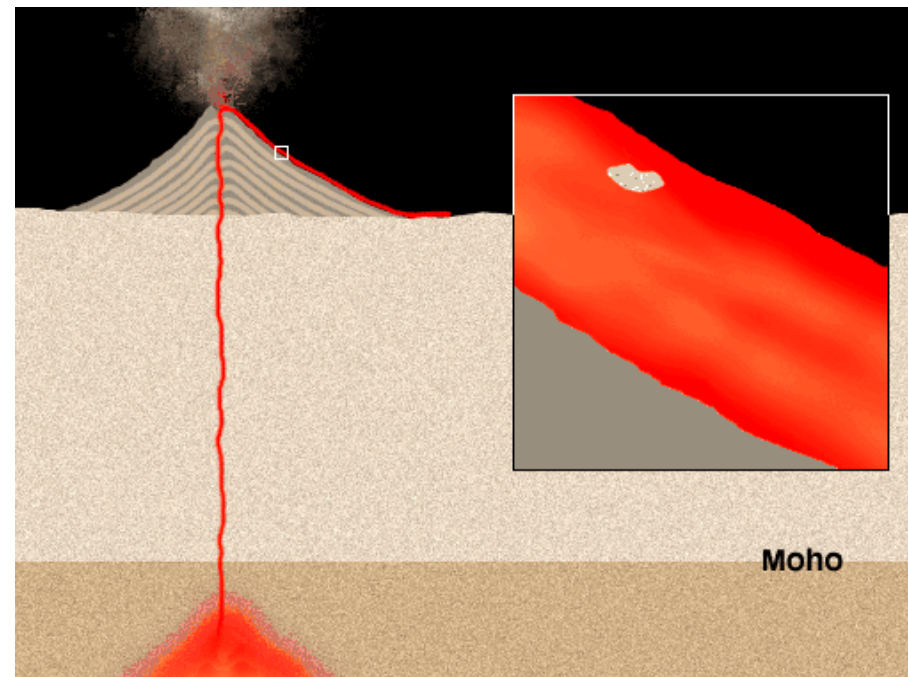
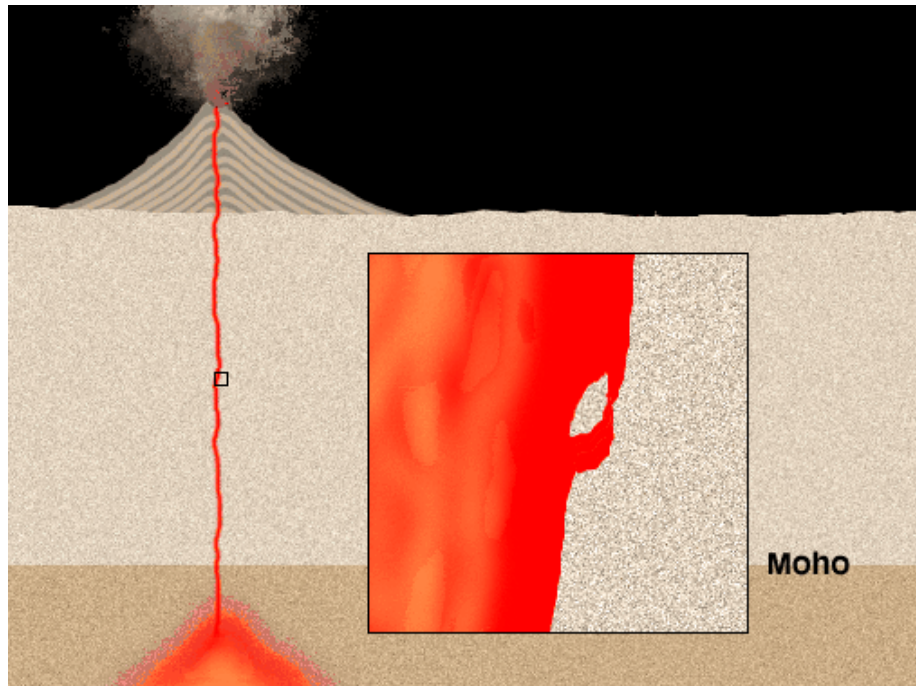
Como é difícil chegar directamente ao domínio crustal inferior actual, o melhor é estudar as rochas que já estiveram nessa condições ou as que chegaram à superfície por arrastamento de produtos magmáticos.



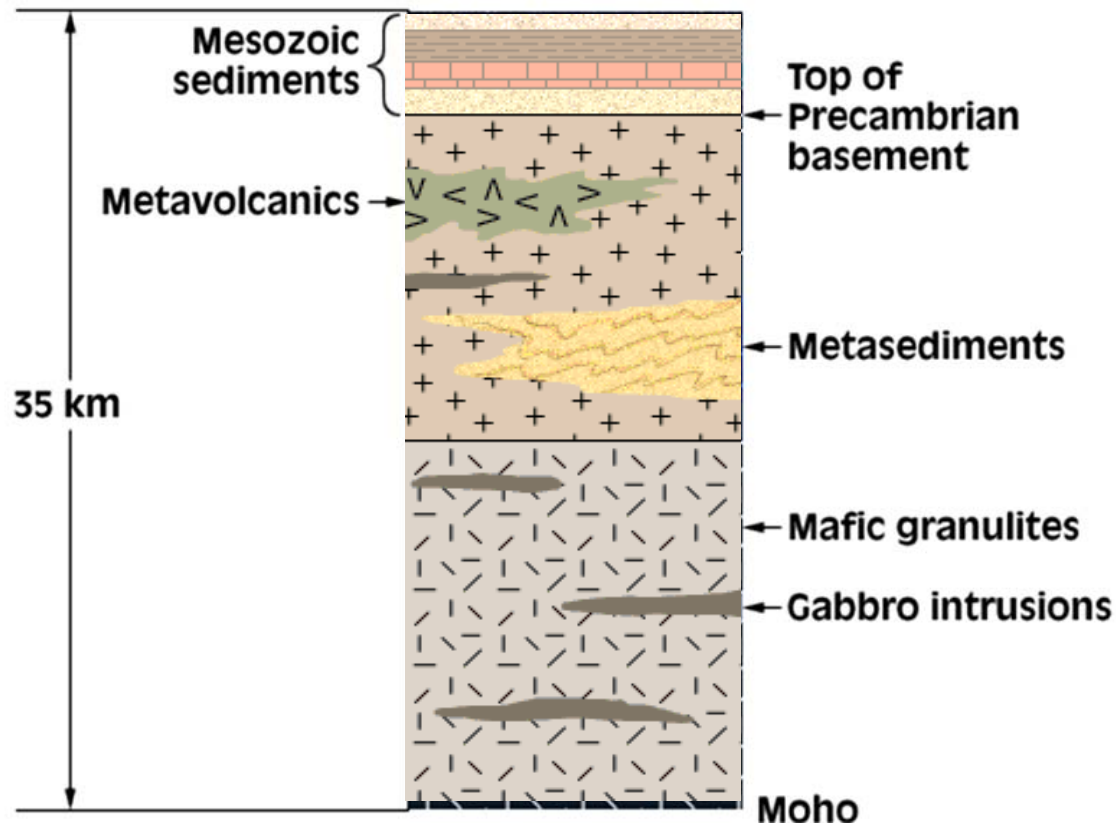
Identificam-se alguns blocos da crosta média a inferior no seio dos escudos pré-câmbrios e nos orógenos de colisão. Exemplo de granulitos félsicos da cadeia Limpopo da África do Sul correspondentes a rochas crustais médias do Arcaico.

As rochas da crosta inferior são trazidas para a superfície através de manto de carreamento durante as colisões continente-continente.





Os xenólitos crustais são fragmentos da crosta arrastados para a superfície da Terra através de erupções vulcânicas



É possível determinar a profundidade donde provêm os xenólitos com base em cálculos termo(T)-barométricos(p), e estimar a percentagem relativa de abundâncias de xenólitos na crosta. Deste modo é possível elaboram-se perfis para a crosta como é o caso da figura referente ao NE do Arizona.

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA CROSTA

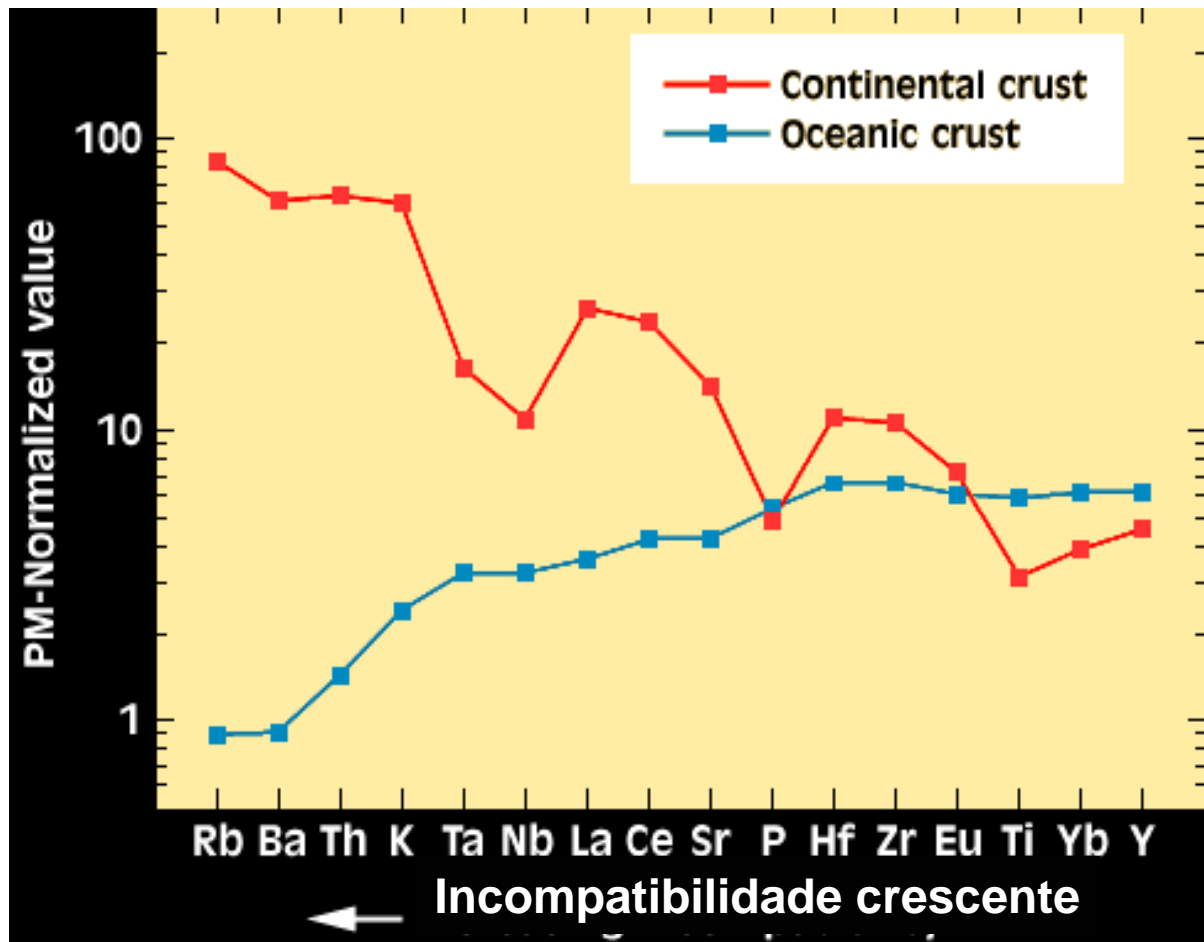
Mesmo rochas do mesmo tipo podem ter pequenas, mas importantes, diferenças na sua composição química. Deste modo é possível distinguir vários tipos de proveniências, em particular as rochas magmáticas.

Periodic Table of the Elements

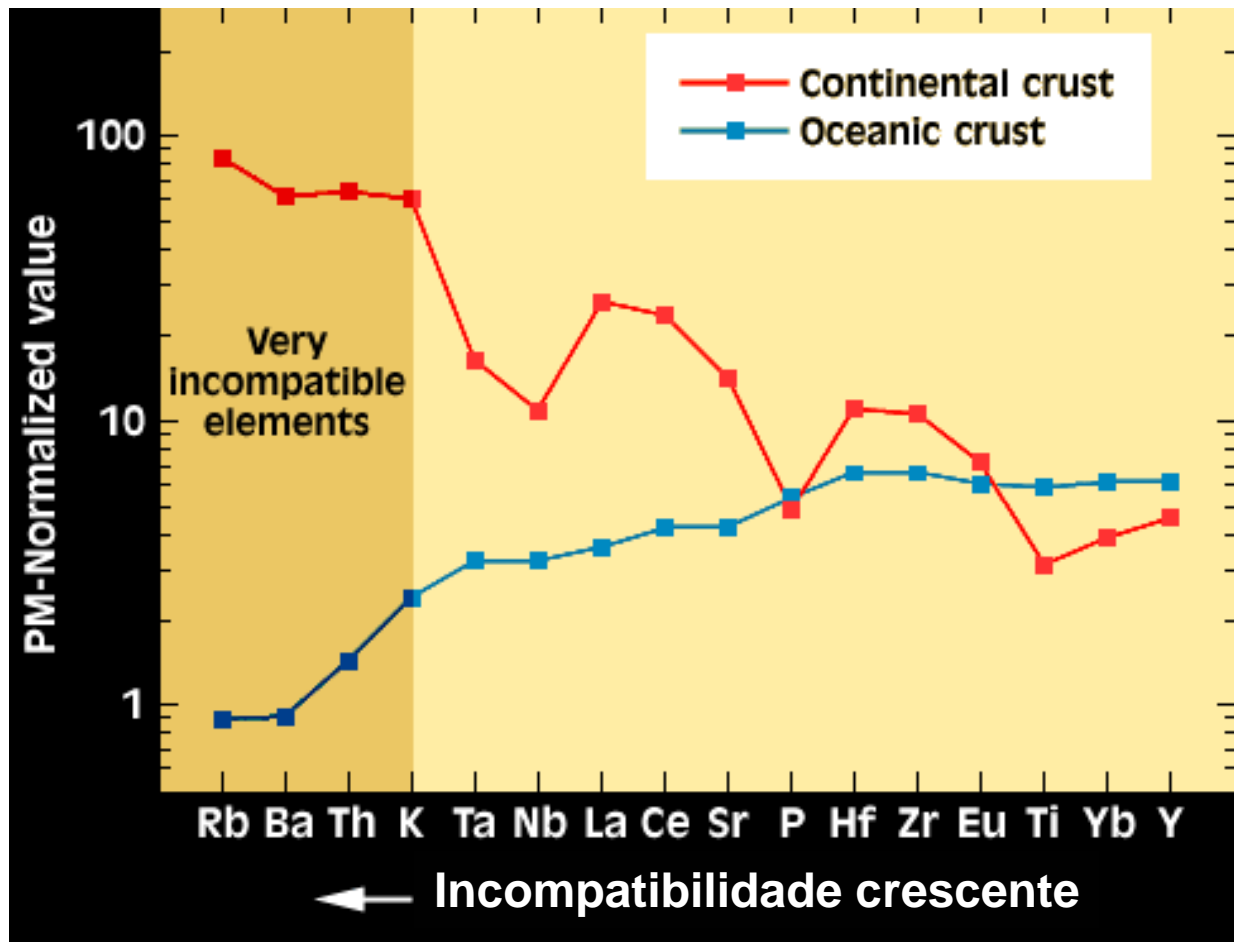
1												2								
H												He								
3		4												5		6	7	8	9	10
Li		Be												B	C	N	O	F	Ne	
11		12												13	14	15	16	17	18	
Na		Mg												Al	Si	P	S	Cl	Ar	
19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36			
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr			
37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54			
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe			
55	56	57 to 71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86			
Cs	Ba	La Ce Pr Nd Pm Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn			
87	88	89 to 103	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71			
Fr	Ra	Ac Th Pa U Np Pu Am Cm Bk Cf Es Fm Md No Lw	La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu			
89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103						

Click on any element for more

São considerados elementos incompatíveis aqueles que se concentram na fase líquida durante a cristalização ou fusão. A fusão do manto, faz com que estes elementos incorporem magmas basálticos, sendo assim transferidos para a crosta. Destacam-se nesta tabela periódica os elementos incompatíveis mais importantes.



As composições médias das crustas continental e oceânica apresentam padrões complementares em relação ao manto primitivo (diagrama com a composição normalizada do manto primitivo). Os elementos estão dispostos segundo uma relação de incompatibilidade crescente da direita para a esquerda. A composição média da crosta continental é semelhante à do andesito e a composição média da crosta oceânica é semelhante à dos basaltos médio-oceânicos.



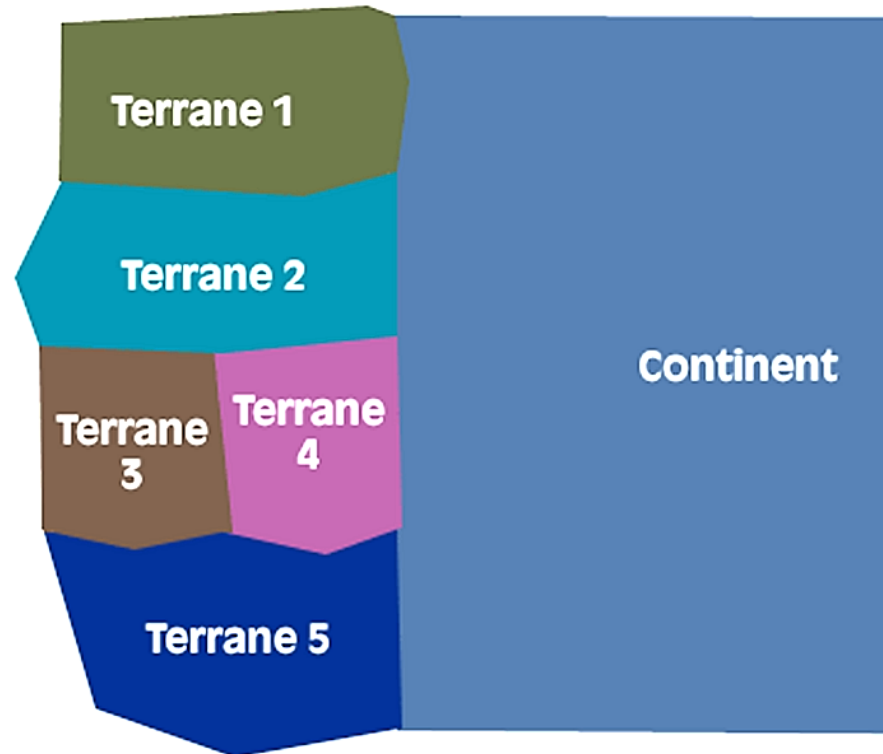
Estes padrões complementares de elementos podem ser justificados considerando que a crosta continental deriva do manto superior, deixando por isso o manto empobrecido em elementos fortemente incompatíveis. Como a crosta oceânica é gerada continuamente a partir do manto superior, empobrecido ao longo do tempo geológico, herda o referido empobrecimento de elementos.

TERRENOS E PROVÍNCIAS CRUSTAIS

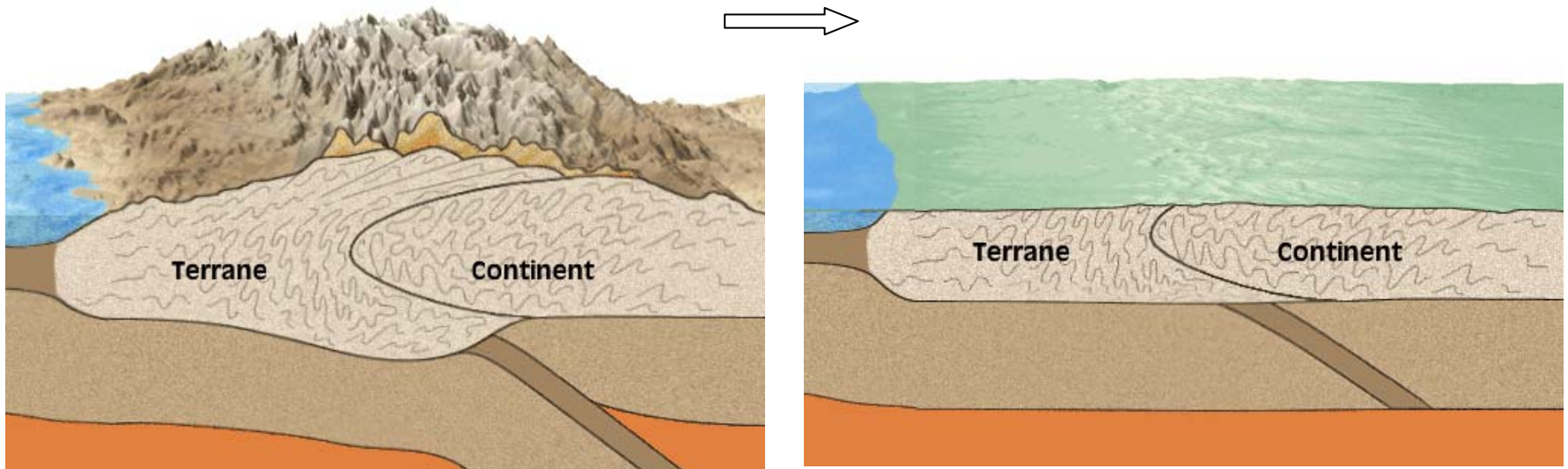
O que são? Como evoluem ?

TERRENOS

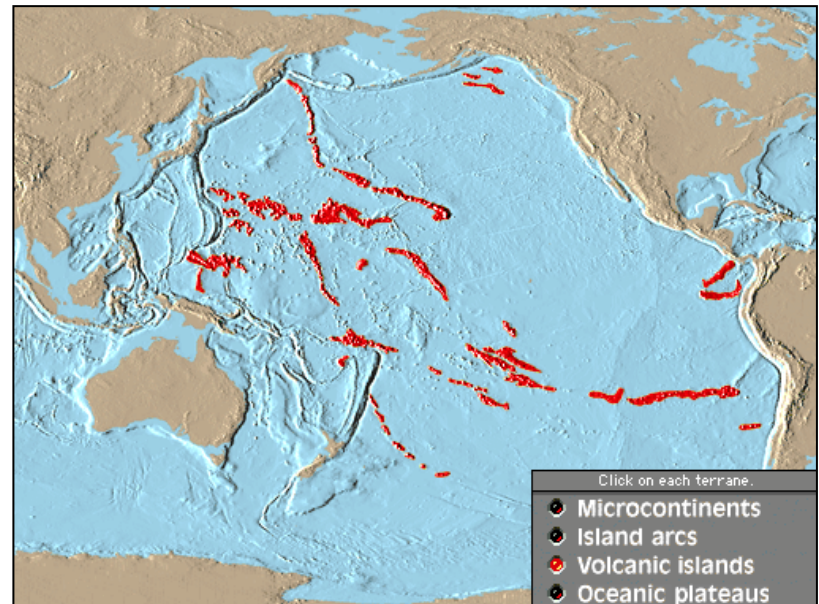
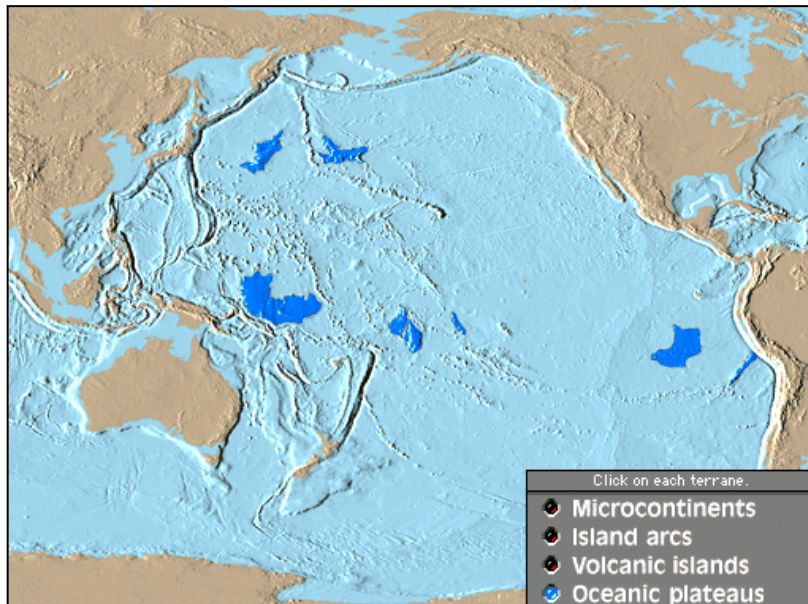
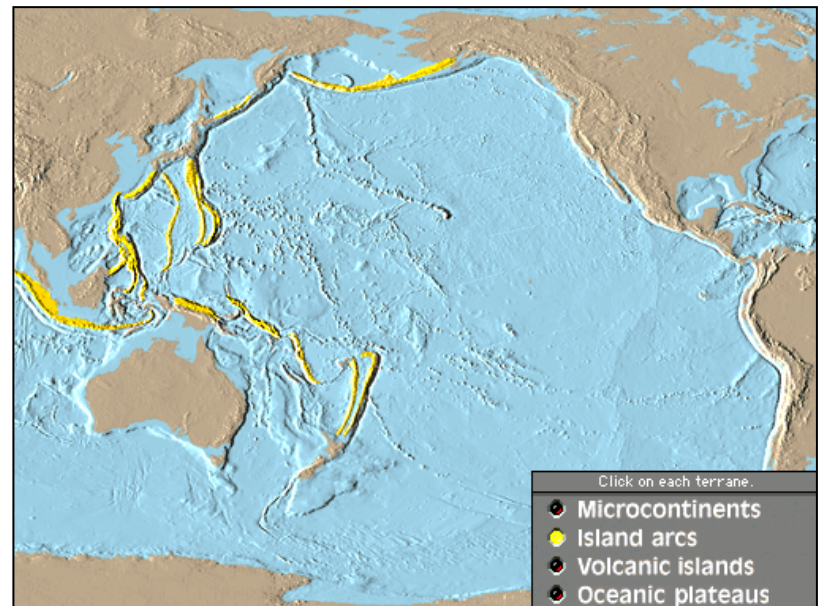
Idealized Terrane Map



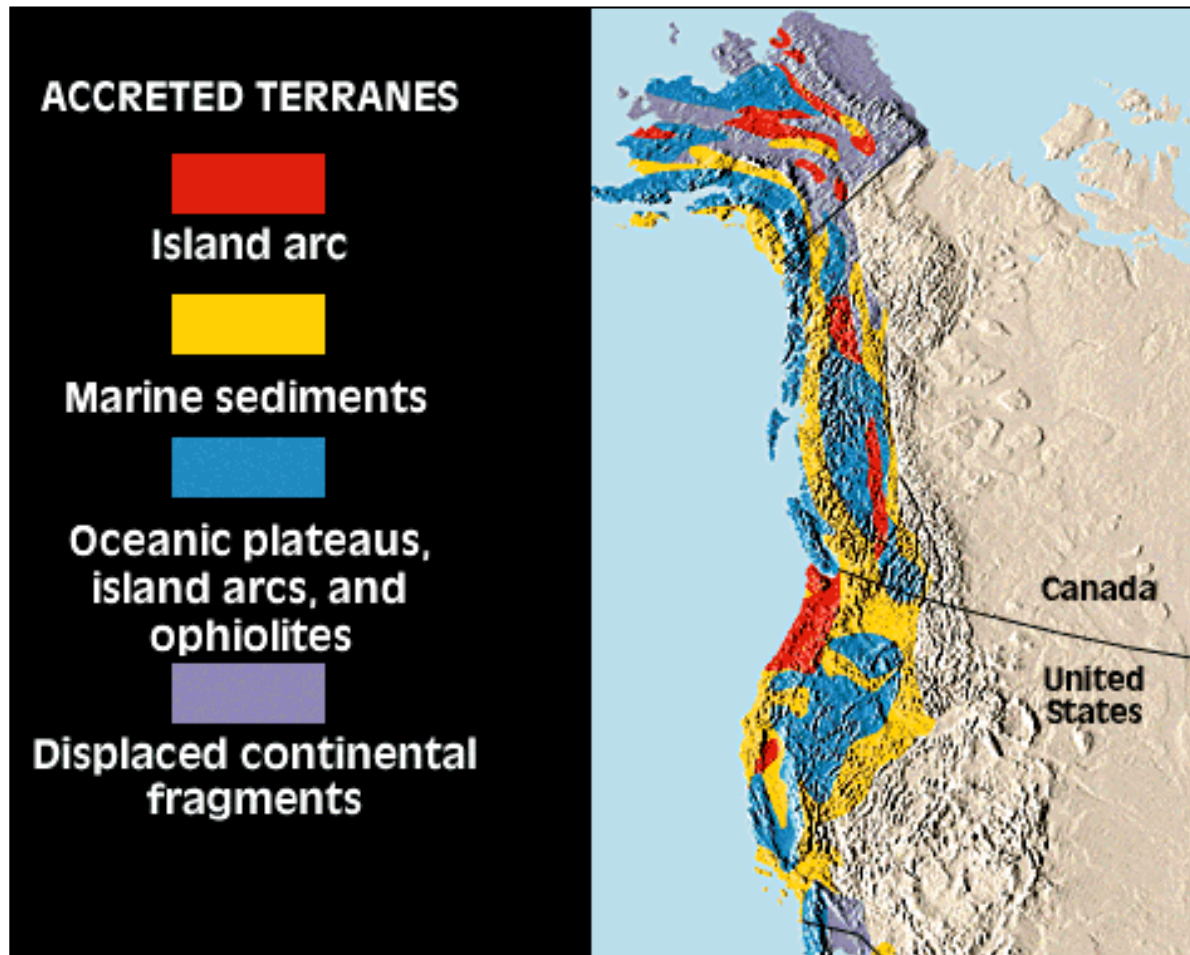
Os TERENOS são blocos litosféricos limitados por falhas que têm sucessões litológicas e estratigráficas distintas e têm histórias geológicas diferentes dos blocos com os quais estão em contacto.



A maioria dos terrenos colidiu com crosta continental, seja ao longo de falhas transcorrentes ou em zonas de subdução, e ligaram-se aos continentes.

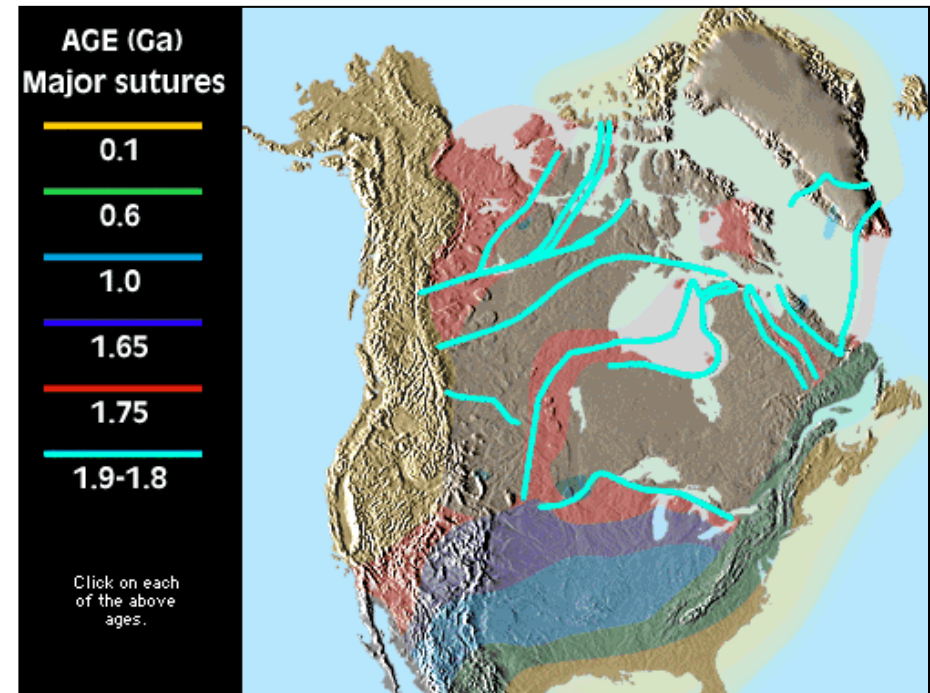
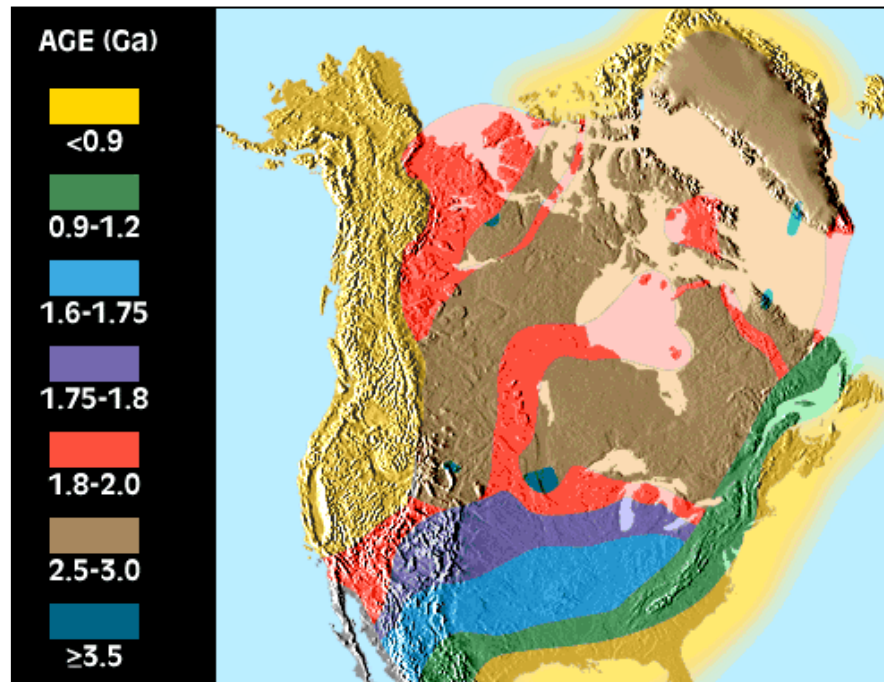


Os terrenos formam-se numa grande diversidade de ambientes, incluindo os arcos insulares, os plateaus oceânicos, ilhas vulcânicas, e microcontinentes. Na figura potenciais (ainda não colidiram) terrenos do Pacífico actual



Uma província crustal é um orógeno, activo ou exumado, composto por terrenos, que apresenta a mesma variação de idades isotópicas e a mesma história deformacional pós-acreção. Como se pode ver na Província da Cordilheira do Oeste da América do Norte, os terrenos são as unidades constituintes das províncias crustais, e a colisão de terrenos é o mecanismo através do qual os continentes aumentam de dimensão.

A América do Norte é uma amálgama de províncias crustais, por vezes referida como “ United Plates of America”



Apesar de cerca de 50% da crosta da América do Norte ter sido gerada a partir do manto no Arcaico, o continente só se reuniu no início do Proterozóico.



DIRECTOR® COPYRIGHT© 1994,
1997 Macromedia, Inc.



www.tasagraphicarts.com

Pangea animation is modified after
David B. Walsh and Christopher R Scotese
(1995), Plate Tracker Version 1.2,
University of Texas, Arlington, Texas.

Written by Kent C. Condie
New Mexico Institute of Mining
and Technology

Illustrated by
Dennis Tasa and Karen Tasa

Computer production by
Lisa Tomlin and Leon McNeill

Produced by
Tasa Graphic Arts, Inc.

**Esta apresentação baseou-se no CD ROM interactivo
Plate Tectonics and How the Earth Works**