



Sedimentação, rochas sedimentares e tempo geológico

Pedro Pereira

Objetivo:

O presente documento é um texto de cariz didático, elaborado com base em bibliografia atualizada, sobre sedimentação, rochas sedimentares, fósseis, tipos de fossilização e tempo geológico, sendo parte integrante dos materiais de estudo da Unidade Curricular de Geologia Geral I (21056), da Licenciatura em Ciências do Ambiente da Universidade Aberta.

Imagem da capa: Arriba costeira (Praia da Calada, Mafra). Autor: Pedro Pereira.



Índice

1. Transformação de sedimentos em rochas sedimentares _____	1
2. Classificação das rochas sedimentares _____	3
2.1. Rochas detríticas _____	3
2.1.1. Textura das rochas sedimentares detríticas _____	4
2.2. Rochas químicas _____	6
2.3. Rochas bioquímicas _____	8
2.4. Rochas orgânicas _____	10
3. Fácies e ambientes de sedimentação _____	15
4. Estruturas sedimentares _____	17
5. Fósseis e processos de fossilização _____	21
6. O Tempo Geológico _____	24
6.1. Datação relativa _____	24
6.2. Datação numérica _____	25
6.3. Datação absoluta _____	27
6.4. Escala do tempo geológico _____	28
Bibliografia _____	31

1. Transformação de sedimentos em rochas sedimentares

Todos os sedimentos, se não forem destruídos prematuramente pela erosão, acabam por sofrer transformações posteriores, mais ou menos acentuadas que, no conjunto, se designam por diagénese.

A **diagénese** inclui todas as alterações químicas, físicas e biológicas que ocorrem após a deposição dos sedimentos, bem como durante e após a litificação, ocorrendo nos primeiros quilómetros da crosta terrestre, a temperaturas inferiores 200°C e pressões inferiores a 300MPa. Para lá destes valores algo arbitrários, entra-se no domínio do metamorfismo.

As transformações referidas são a compacção, a cimentação, a metassomatose e a recristalização. A ordem pela qual os quatro fenómenos são elencados não significa a existência de qualquer sequência entre eles. Estes fenómenos podem ocorrer simultaneamente ou qualquer deles pode anteceder ou preceder os restantes, alguns podem repetir-se em qualquer fase do processo e não é necessário que todos ocorram para que haja diagénese.

Compacção

A compacção é a transformação diagenética mais comum, consistindo na redução de volume do sedimento sujeito à compressão resultante da carga litostática da coluna de sedimentos subjacente, com maior ou menor eliminação irreversível da água contida nos poros que ficam, assim, mais reduzidos.

Cimentação

A cimentação é a transformação diagenética mais importante pela qual os sedimentos se transformam em rochas sedimentares. Fluidos intersticiais e alguns organismos podem precipitar novos minerais nos espaços vazios, colmatando-os e formando um cimento que mantém o sedimento unido. Os cimentos mais comuns são a calcite e a sílica. Menos comumente, os óxidos de ferro e os minerais das argilas também podem atuar como cimento.

A compacção (e a consequente desidratação dos sedimentos) e a cimentação são as transformações básicas da **litificação**, processo através do qual sedimentos não consolidados são transformados em rochas sedimentares consolidadas. A precipitação de minerais a partir de solução aquosa, sem passar pela fase de sedimentos soltos, é outra forma de as rochas serem litificadas.

Metassomatose

A metassomatose consiste na troca de substâncias químicas entre os componentes iniciais da rocha e eventuais soluções que nela penetram. Não é raro uma rocha ser cimentada por uma dada substância e esta ser, posteriormente, substituída por outra (calcite substituída por sílica ou dolomite). São também exemplos de metassomatose, a total silicificação de rochas originalmente calcárias e a substituição de estruturas vegetais por sílica (e.g., madeiras silicificadas).

Recristalização

A recristalização consiste no desenvolvimento de minerais mais estáveis a partir de outros menos estáveis, através do rearranjo cristalino dos componentes da rocha, realizado por dissoluções locais seguidas de precipitação, ou na sequência da adaptação das estruturas cristalinas dos minerais sedimentares às novas condições de pressão e temperatura da diagénese. A recristalização ocorre mais frequentemente entre a aragonite e a calcite, dois polimorfos de carbonato de cálcio (CaCO_3). Muitos organismos marinhos segregam aragonite para formar as suas conchas e outras partes duras. Após a morte dos organismos, podem formar-se espessos depósitos destes materiais sólidos. Durante a diagénese, a aragonite (menos estável) é dissolvida e recristaliza como calcite (forma mais estável).

Outras condições presentes durante a diagénese, tais como a presença ou ausência de oxigénio livre, podem causar outras alterações ao sedimento inicial. Num ambiente rico em oxigénio (ambiente oxidante) os restos orgânicos são decompostos em dióxido de carbono e água e o ferro oxida-se de Fe^{2+} para Fe^{3+} , conferindo ao sedimento uma cor vermelha característica. Num ambiente pobre em oxigénio (ambiente redutor), o material orgânico pode ser transformado em carbono sólido, sob a forma de carvão, ou em hidrocarbonetos (petróleo).

2. Classificação das rochas sedimentares

As rochas sedimentares podem ser classificadas, quanto à origem dos sedimentos, em quatro grupos: detríticas, químicas, bioquímicas e orgânicas.

2.1. Rochas detríticas

A maioria das rochas sedimentares são detríticas, isto é, são constituídas por fragmentos (detritos) resultantes da alteração e erosão de rochas pré-existentes. Estes elementos detríticos (clastos) são classificados em função da respetiva natureza e dimensão.

Relativamente à natureza, os elementos detríticos são classificados em litoclastos (fragmentos de rochas), mineraloclastos (fragmentos de minerais) e bioclastos (fragmentos de conchas, carapaças e outras estruturas esqueléticas).

No que respeita à dimensão dos clastos, considera-se, em geral, que os elementos detríticos se dividem em quatro classes texturais principais: balastros, areias, siltes e argilas (Tab. 1).

Tabela 1 – Classificação dos elementos detríticos, segundo Wentworth (1922).

Classificação		Dimensão
Balastros	Blocos	> 256 mm
	Seixos, calhaus, burgaus, godos	64 a 256 mm
	Cascalho	4 a 64 mm
	Areão	2 a 4 mm
Areias	Areia muito grosseira	1 a 2 mm
	Areia grosseira	1/2 a 1 mm
	Areia média	1/4 a 1/2 mm
	Areia fina	1/8 a 1/4 mm
	Areia muito fina	1/16 a 1/8 mm
Siltes		1/256 a 1/16 mm
Argilas		< 1/256 mm

As rochas sedimentares detríticas, classificadas, principalmente, com base na dimensão dos clastos, podem ser não consolidadas (rochas móveis), se os clastos se encontram soltos, ou consolidadas, se os clastos se encontram unidos por um cimento formado por minerais precipitados no decurso da diagénese. No caso das rochas detríticas consolidadas constituídas por clastos da dimensão dos balastros, é ainda tido em conta na respetiva classificação o rolamento dos clastos (Tab. 2).

Tabela 2 – Classificação das rochas detríticas não consolidadas e consolidadas.

Dimensão dos clastos	Rocha não consolidada	Rolamento dos clastos	Rocha consolidada
2 a 256 mm	Cascalheiras	Arredondados	Conglomerados
		Angulosos	Brechas
1/16 a 2 mm	Areias		Arenitos
1/256 a 1/16 mm	Siltes		Siltitos
< 1/256 mm	Argilas		Argilitos

2.1.1. Textura das rochas sedimentares detríticas

Quando o sedimento é transportado e, posteriormente, depositado, deixa evidências sobre as características do agente de transporte e do modo como ocorreu a deposição. Por exemplo, se o transporte ocorre por ação da gravidade, ao longo de uma vertente, o depósito resultante é geralmente caótico, apresentando grande variedade de dimensão dos clastos (neste caso, angulosos). A dimensão dos grãos, a sua forma e a inter-relação entre estes conferem ao sedimento uma textura característica. Deste modo, podemos usar a textura dos depósitos sedimentares para obter informação sobre o respetivo modo de transporte e deposição. Dois aspetos da textura das rochas detríticas muito importantes para a respetiva interpretação são a calibragem e o rolamento.

Calibragem

A calibragem corresponde ao grau de uniformidade da dimensão (calibre) dos clastos de um qualquer depósito sedimentar. Devido à energia do agente de transporte, os clastos são calibrados em função da densidade. Correntes (de água ou vento) de alta energia podem transportar clastos mais pesados; à medida que a energia do agente de transporte diminui, os clastos mais pesados são depositados e os mais leves continuam a ser transportados. Se os clastos tiverem igual densidade, os maiores serão os mais pesados, ocorrendo a calibragem em função da dimensão.

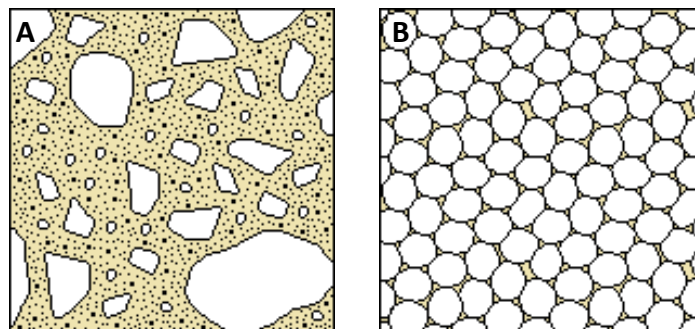


Figura 1 – Representações esquemáticas de um sedimento mal calibrado (A) e de um sedimento bem calibrado (B).

A calibragem pode ser classificada em termos relativos – de mal calibrado a bem calibrado (Fig. 1), permitindo inferir as condições de energia do agente de transporte responsável pela deposição do sedimento.

Rolamento

O rolamento corresponde ao desgaste progressivo que os clastos vão sofrendo ao longo do processo de transporte, do qual resulta o arredondamento dos seus vértices e arestas (Fig. 2). Assim, quanto maior for o rolamento dos clastos que constituem um sedimento, maior terá sido a distância e a duração do transporte a que este esteve sujeito.

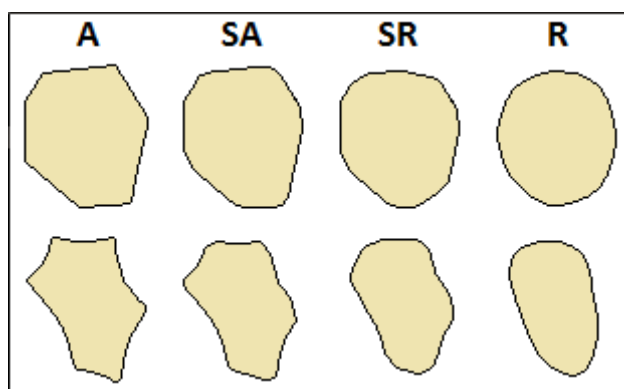


Figura 2 – Formas de detritos, mostrando estádios sucessivos de arredondamento adquirido durante o transporte: angulosos (A), subangulosos (SA), sub-rolados (SR), rolados (R).

Rochas sedimentares detríticas consolidadas

Brechas e conglomerados

As brechas e os conglomerados são rochas constituídas por uma fração significativa de clastos grosseiros (calibre superior a 2 mm – Tab. 2), geralmente, uma matriz de sedimentos mais finos e, sempre, um cimento que consolida a rocha. Considerando que, durante o transporte, os clastos podem ficar rapidamente rolados, é pouco provável que os clastos angulosos das brechas se tenham afastado muito da sua fonte. São frequentes como depósitos consolidados de sopé, formados na base de vertentes íngremes (Fig. 3A). Nos conglomerados (Fig. 3B), os clastos rolados indicam que sofreram algum transporte, geralmente pela água (dos rios ou do mar, no litoral) e foram depositados em ambientes de alta energia capazes de transportar grandes clastos.

Arenitos

Os arenitos resultam da consolidação de depósitos de clastos com calibre entre 1/16 mm a 2 cm (Tab. 2), podendo ter origem eólica, fluvial ou marinha. A calibragem, o rolamento e a composição mineralógica dos seus clastos são muito

variáveis. O arenito quartzítico (ou ortoquartzito) é composto quase exclusivamente por clastos de quartzo; as arcoses são arenitos com mais de 25% de clastos de feldspato; os grauvaques são arenitos com abundantes litoclastos e mais de 15% de sedimentos finos (siltes e argilas).



Figura 3 – **A** – Brecha com clastos de grandes dimensões e cimento carbonatado (Montanhas Grapevine, Califórnia, EUA). **B** – Conglomerado com cimento carbonatado (Oeste dos EUA). Fotos: James St. John, CC BY 2.0, <https://creativecommons.org/licenses/by/2.0>, via Wikimedia Commons.

Siltitos

Os siltitos, por definição, são constituídos por clastos de calibre entre 1/256 mm e 1/16 mm (Tab. 2). Resultam da deposição de poeiras transportadas pelo vento (*loess*) ou em suspensão na água, sendo, geralmente, constituídos por quartzo, feldspato e percentagem significativa de minerais argilosos.

Argilitos

Os argilitos são constituídos maioritariamente por clastos de calibre inferior a 1/256 mm (Tab. 2). A maioria dos argilitos contém, em média, cerca de dois terços de minerais das argilas (e.g., caulinite, ilite, montmorilonite) e um terço de clastos (quartzo) da dimensão dos siltes, resultando da deposição no fundo de lagos, em deltas, em planícies de inundação e em zonas clamas dos fundos marinhos.

2.2. Rochas químicas

As rochas químicas resultam da precipitação, a baixa temperatura, de substâncias químicas dissolvidas em soluções aquosas. São exemplos deste tipo de rochas, os evaporitos e os calcários químicos, de origem sedimentar, e os silicitos (ou chertes) químicos e os dolomitos, de origem diagenética.

Os **evaporitos** são originados por evaporação de água retida em lagunas, em zonas de influência marinha, e em lagos salgados em áreas continentais de

tendência árida. A precipitação química ocorre por aumento da concentração de sais devido à perda de água por evaporação. São exemplos de evaporitos, o salgema, constituído principalmente por halite (NaCl), e o gesso ($\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

Os **calcários químicos** são originados por sobressaturação de soluções ricas em carbonato de cálcio. Estão normalmente associados a grutas, onde são constituintes de espeleofórmos (e.g., estalactites e estalagmites) (Fig. 4), e a terrenos alagadiços envolventes de maciços calcários.



Figura 4 - **A** - Estalactites calcárias (Gruta Dominica, Eslováquia). Foto: Jojo, CC BY-SA 3.0, <http://creativecommons.org/licenses/by-sa/3.0/>, via Wikimedia Commons. **B** - Secção transversal de estalactite calcária. Foto: L. Récio.

Os **dolomitos** resultam da substituição total ou parcial da calcite (CaCO_3) de calcários, por dolomite [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$], processo diagenético a que se dá o nome de **dolomitização**. A dolomitização pode ser penecontemporânea da sedimentação ou mais tardia. No primeiro caso, atua sobre sedimentos calcíticos e aragoníticos, num período da ordem das centenas de milhares de anos após a sedimentação do calcário. No segundo caso, resulta de metassomatose, numa substituição molécula a molécula da calcite por dolomite (promovida por soluções aquosas, ricas em magnésio, circulantes entre as rochas), ocorrendo dezenas a centenas de milhões de anos após a sedimentação.

Os **chertes químicos** formam-se por alteração de rochas pré-existentes (principalmente calcários). Os fluidos que circulam nos interstícios das rochas

podem precipitar sílica (SiO₂), substituindo os minerais originais. Existem muitas variedades deste tipo de chertes com diferentes características como, por exemplo, o jaspe, de cor vermelha ou amarela, devido à presença de óxidos de ferro, a madeira petrificada, resultante da silicificação de estruturas lenhosas, e o sílex, rocha muito compacta e dura, com fratura conchoidal e de cor cinzenta a negra.

2.3. Rochas bioquímicas

As rochas bioquímicas resultam da atividade organismos vivos que extraem iões dissolvidos na água para sintetizarem estruturas como recifes ou da acumulação de restos físicos de seres vivos. São exemplos deste grupo de rochas os calcários e os chertes bioquímicos e os diatomitos.

Os **calcários bioquímicos** podem resultar de:

- Fixação dos carbonatos por certos organismos ao produzirem os seus próprios esqueletos. Entre as rochas assim originadas, destacam-se os calcários recifais, formados em consequência da atividade biológica de certos organismos (e.g., coraliários e briozoários) que edificam volumes consideráveis de estruturas calcárias (recifes) (Fig. 5), e os calcários conquíferos (Fig. 6), resultantes da acumulação e cimentação de conchas (ou fragmentos de conchas) de moluscos, crinoides, foraminíferos, etc.



Figura 5 – Recife de corais fóssil com 125.000 anos (Ilha de Bonaire, Pequenas Antilhas). Foto: Alessio Rovere, CC BY-SA 4.0, <https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0>, via Wikimedia Commons.



Figura 6 – Amostra de mão de calcário conquífero cretácico (Loures, Portugal). Foto: L. Récio.

- Precipitação bioquímica desencadeada ou favorecida pela atividade fisiológica de certos organismos. Os produtos desta precipitação confundem-se facilmente com os de precipitação exclusivamente química.

Os **chertes bioquímicos** resultam da recristalização de depósitos formados por acumulação de restos de organismos planctónicos de natureza siliciosa, como radiolários e diatomáceas. A recristalização origina uma rocha dura, de estratificação fina.

Os **diatomitos** são rochas, que não sofreram recristalização, de aspeto argiloso, friáveis, muito leves e essencialmente formadas por acumulação de frústulas de diatomáceas (Fig. 7).

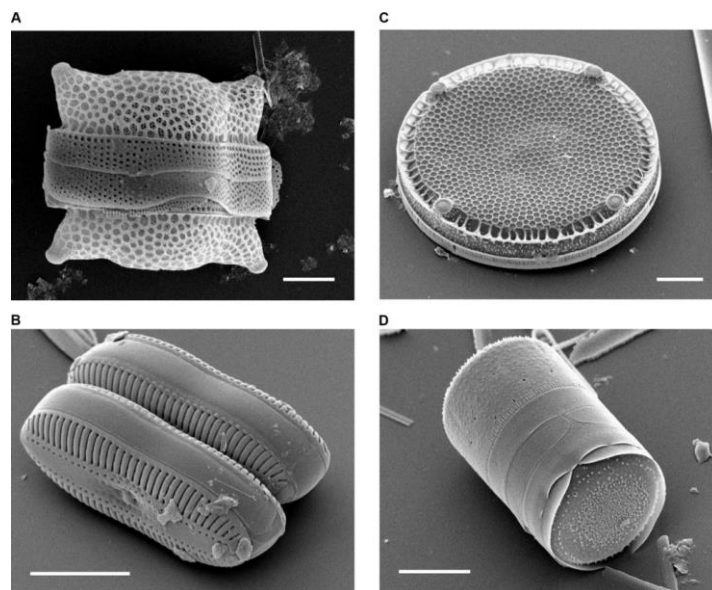


Figura 7 – Fotografias de microscópio eletrónico de varrimento de frústulas de diatomáceas. Escala: 10 μm in A, B e C; 20 μm em B. Fotos: Mary Ann Tiffany, San Diego State University. CC BY 2.5, <https://creativecommons.org/licenses/by/2.5>, via Wikimedia Commons.

2.4. Rochas orgânicas

As rochas sedimentares orgânicas ou carbonáceas (ricas em carbono orgânico) resultam da acumulação de matéria orgânica em bacias sedimentares. São exemplo deste tipo de rochas, os carvões e os argilitos e arenitos betuminosos. Os petróleos, apesar de não serem rochas, são frequentemente estudados no âmbito das rochas sedimentares, uma vez que são originados por transformação de matéria orgânica acumulada em rochas sedimentares.

Os **carvões** resultam da decomposição lenta de detritos vegetais, acumulados em ambientes aquáticos pouco profundos, com fraca drenagem e pouco oxigenados, como pântanos ou deltas estuarinos tropicais. Nestes locais e nestas condições, a acumulação de matéria orgânica excede a capacidade de remoção associada à decomposição aeróbia¹.

Sucessivas gerações de plantas acumulam-se sobre as mais antigas, impedindo o seu contacto com o oxigénio atmosférico, interrompendo a decomposição aeróbia e, deste modo, originando um sedimento constituído por restos vegetais parcialmente decompostos, com teor de carbono de cerca de 15% (**turfa** – Fig. 8A).

Frequentemente, a turfa é coberta por materiais detríticos. A sua compactação, devida ao soterramento, provoca a libertação de água e outros voláteis (CO₂, CH₄), resultando no aumento relativo do teor de carbono (**incarbonização**) e, assim, originando um carvão ainda com elevado teor de voláteis (**lignite** – Fig. 8B).

O progressivo aumento da coluna de sedimentos, devido à deposição de mais sedimentos orgânicos e inorgânicos, associada ao afundamento do fundo da bacia de sedimentação (subsidência), provoca o aumento da compactação e da temperatura e o processo de incarbonização prossegue, originando um carvão ainda mais rico em carbono (**carvão betuminoso** – Fig. 8C).

Se este for sujeito a metamorfismo, formar-se-á um carvão quase sem voláteis (**antracite** – Fig. 8D). Em situações extremas de pressão e de temperatura, os carvões continuam a transformar-se, dando origem a grafite (mineral composto por carbono puro).

Existem, assim, diversos tipos de carvões, os quais podem ser classificados de acordo com diversas propriedades físicas e químicas, como, a cor, o brilho, a dureza ou o teor de carbono (Tab. 3).

¹ Decomposição na presença de oxigénio, pela qual a matéria orgânica se decompõe em CO₂ e água, não deixando resíduo.

Tabela 3 – Principais características da turfa e dos diferentes tipos de carvão.

Tipo	Descrição	Composição (%)	
		Água	Outros voláteis
Turfa	Castanha, com restos vegetais evidentes.	75	10
Lignite	Castanha a negra, com aparência de madeira.	45	20
Carvão betuminoso	Negro, frequentemente bandado (leitos de brilho gorduroso a submetálico alternam com leitos mais baços).	5-15	20-30
Antracite	Negra, compacta, com brilho submetálico a metálico e fratura conchoidal.	4	1



Figura 8 – Fotografias de turfa e dos diferentes tipos de carvão: **A** – Turfa; **B** – Lignite; **C** – Carvão betuminoso; **D** – Antracite.

O termo “petróleo”, em sentido lato, abarca todas as ocorrências ou concentrações de hidrocarbonetos, independentemente do estado físico em que se encontrem; em sentido estrito, refere-se a hidrocarbonetos que ocorrem no estado líquido, constituindo o produto designado por crude, rama, ou petróleo bruto.

Os hidrocarbonetos gasosos constituem o gás natural e os sólidos (às condições de pressão e temperatura da superfície) são designados por asfaltos, betumes, parafinas, etc.

O petróleo tem origem na acumulação de restos de organismos fotossintéticos microscópicos, como fitoplâncton e bactérias, conjuntamente com materiais finos inorgânicos, em bacias oceânicas, localizadas nas margens continentais. Nestes ambientes, a taxa de sedimentação é suficientemente elevada para soterrar o sedimento fino rico em matéria orgânica e assim, protegê-la da decomposição aeróbica.

A rocha resultante deste sedimento fino é, normalmente, o argilito negro, o qual constitui a **rocha mãe** do petróleo. Com o aumento da espessura dos sedimentos, resultante da acumulação de mais sedimentos e da subsidência da bacia, os sedimentos mais profundos ficam sujeitos ao aumento da pressão litostática e da temperatura.

Nestas condições do domínio da diagénese, uma longa e complexa cadeia de reações químicas converte a matéria orgânica em diversos hidrocarbonetos (maturação). Como resultado da compactação dos sedimentos que contêm os hidrocarbonetos, o petróleo e o gás natural são obrigados a migrar para rochas adjacentes de elevada porosidade e permeabilidade, como arenitos e calcários porosos, denominadas **rochas reservatório** ou rochas armazém. As densidades relativamente baixas do petróleo e do gás natural, fazem com que estes flutuem sobre a água que quase sempre preenche os poros intersticiais de rochas permeáveis.

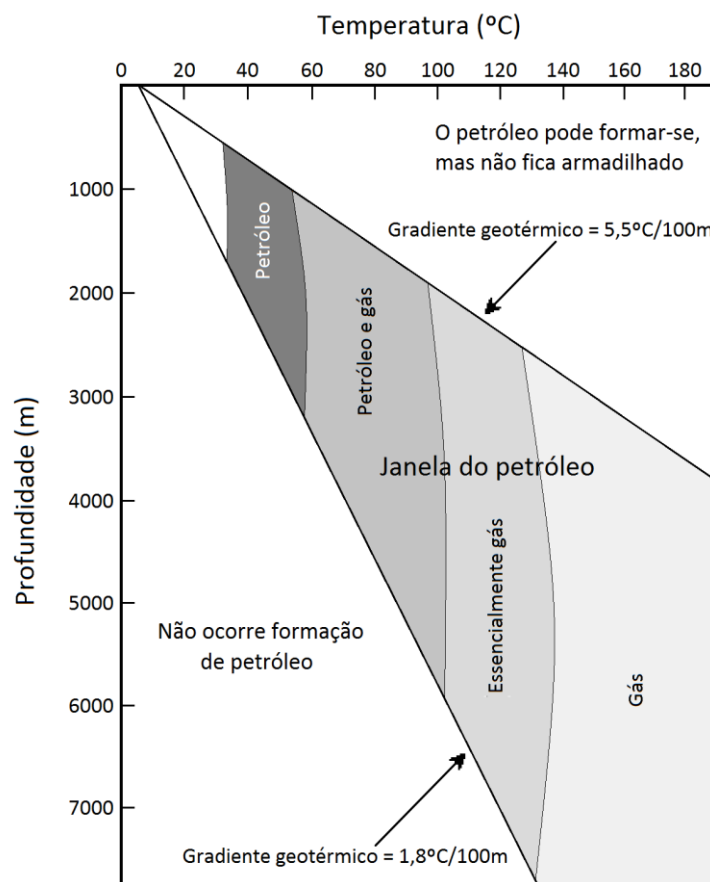


Figura 9 – Gráfico representado a "janela do petróleo".

A conversão de matéria orgânica em petróleo e gás natural é possível dentro de um intervalo específico de valores de profundidade (pressão) e temperatura, a denominada "janela do petróleo". Tipicamente, o petróleo forma-se a temperaturas

de 50-100°C e o gás natural a temperaturas mais elevadas. Se o gradiente geotérmico² for inferior a 1,8°C/100m, a temperatura aumenta muito lentamente e a maturação não ocorre. Se esse gradiente for superior a 5,5°C/100m, a temperatura é relativamente elevada a baixas profundidades, a maturação ocorre, mas os hidrocarbonetos escapam facilmente para a superfície e oxidam. A “janela” ideal de profundidade-temperatura, na qual o petróleo e o gás natural se formam e são “armadilhados”, situa-se entre os dois gradientes geotérmicos referidos (Fig. 9).

As condições que favorecem a acumulação em larga escala de petróleo e gás natural resultam maioritariamente da combinação de uma estrutura geológica e uma rocha de baixa porosidade e permeabilidade, denominada **rocha de cobertura**, as quais criam uma barreira impermeável à migração ascendente, constituindo uma **armadilha de petróleo**.

As armadilhas de petróleo podem ser estruturais, resultantes de estruturas geológicas, como dobras (anticlinais – Fig. 10A), falhas (Fig. 10B) ou domas salinas (Fig. 10C), ou estratigráficas, resultantes das relações geométricas entre estratos, como, por exemplo, discordâncias angulares (Fig. 10D).

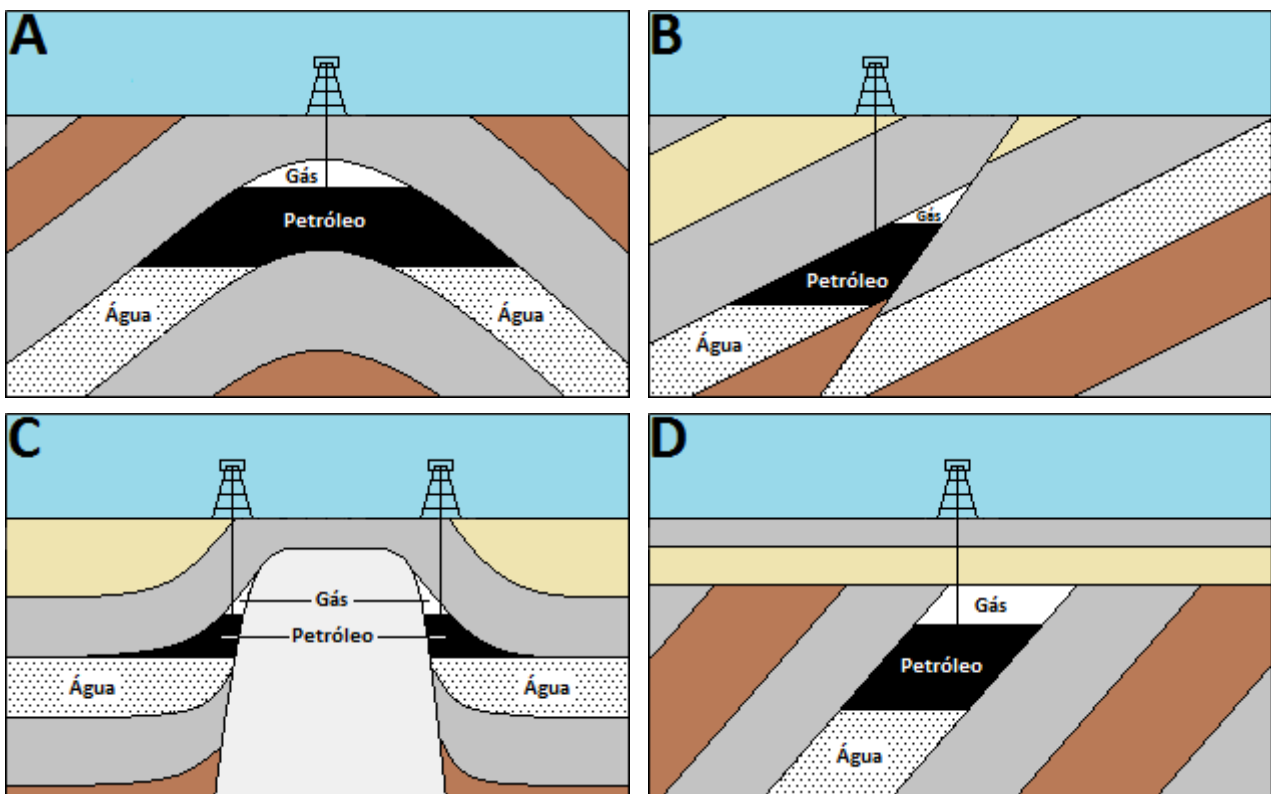


Figura 10 – Representação esquemática de diversos tipos de armadilhas petrolíferas: A – Anticlinal, B – Falha; C – Doma salino; D – Discordância angular.

² Variação da temperatura com a profundidade.

Os **argilitos e arenitos betuminosos** são rochas detríticas, contendo frequentemente níveis de dolomite, impregnadas de uma substância orgânica sólida (betume), constituída quase exclusivamente por hidrocarbonetos densos (as temperaturas de maturação nunca foram suficientes para quebrar completamente as moléculas orgânicas). O betume forma-se quando os compostos orgânicos em migração entram em contacto com a atmosfera, pedosfera e água subterrânea, mas os detalhes da sua formação não são claros.

3. Fácies e ambientes de sedimentação

Define-se **fácies** de uma rocha sedimentar como o conjunto distinto de características (e.g., textura, composição mineralógica/química, conteúdo fóssilífero) correlativas de determinado ambiente de sedimentação.

Diferentes tipos de fácies correspondem, assim, a diferentes ambientes, os quais podem dividir-se em continentais (e.g., eólico, fluvial, lacustre, glaciário), de transição (lagunar, estuarino, deltaico) e marinhos (litoral, recifal, nerítico, batial, abissal) (Fig. 11).

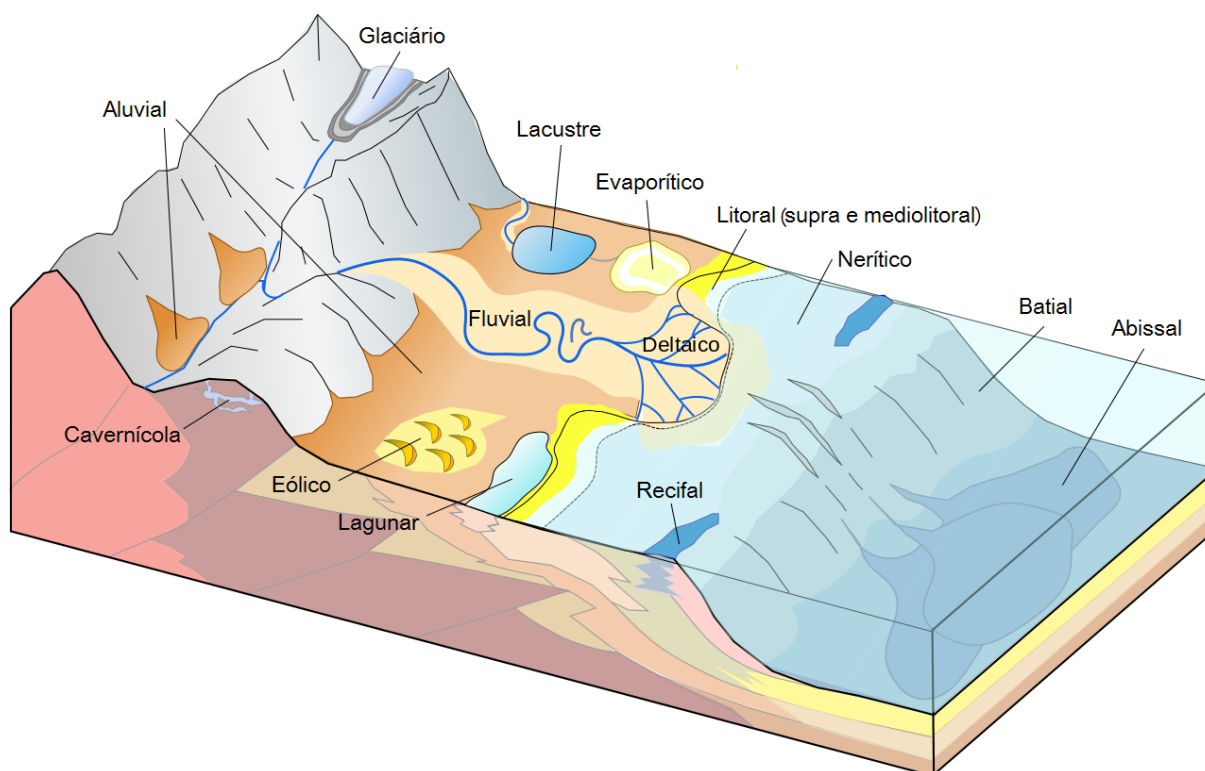


Figura 11 – Representação esquemática dos principais ambientes de sedimentação. Adaptado de SedimentaryEnvironment.jpg: Mikenortonderivative work: PePeEfe, CC BY-SA 3.0, <https://creativecommons.org/licenses/by-sa/3.0>, via Wikimedia Commons.

Numa determinada região, a qualquer instante, podem existir muitos ambientes de sedimentação distintos, originando, simultaneamente, depósitos sedimentares com características distintas. A progressiva variação das características de determinada rocha ao longo de um estrato (ou conjunto de estratos), evidenciando as variações laterais entre os respectivos ambientes denomina-se **variação lateral de fácies**. Por exemplo, enquanto se deposita areia numa praia, em águas costeiras mais calmas, costumam depositar-se sedimentos mais finos e, em zonas mais profundas, onde a atividade biológica é elevada e os sedimentos terrígenos escasseiam, os depósitos são essencialmente bioclásticos.

Ao observar uma sequência de estratos sobrepostos, é também possível identificar as sucessivas mudanças nas condições ambientais ocorridas num determinado local ao longo do tempo. Esta variação das características das rochas à medida que os estratos se sobrepõem denomina-se **variação vertical de fácies**. Por exemplo, no decurso de uma transgressão³, o avanço progressivo do mar sobre o continente e o consequente aumento da coluna de água podem originar uma sequência em que, primeiro, numa praia, se depositam areias, em seguida, sobrepõem-se sedimentos finos e, finalmente, em caso de clima tropical, corais e algas formam sedimentos carbonatados. Estes sedimentos, após diagénese, originam uma sequência vertical de arenitos, argilitos e calcários (sequência transgressiva).

Numa regressão⁴, a linha de costa recua e estas três rochas dispõem-se numa sequência vertical inversa da anterior: o calcário é sobreposto pelo argilito que, por sua vez, é sobreposto pelo arenito (sequência regressiva). Para que esta sequência fique preservada é necessário que, rapidamente, seja sobreposto por outros sedimentos, protegendo-a da erosão subaérea.

³ Subida do nível médio das águas do mar, devido a subsidência do continente ou a período interglaciar.

⁴ Descida do nível médio das águas do mar, devido a levantamento tectónico do continente ou a período glacial.

4. Estruturas sedimentares

As estruturas sedimentares incluem todos os tipos de características formadas durante ou pouco após a deposição, mas antes da diagénese. Estas estruturas são importantes para os geólogos porque podem permitir determinar o agente de transporte e o ambiente de deposição e reconhecer a base e o topo do depósito (polaridade do depósito).

Uma das características mais marcantes dos sedimentos e das rochas sedimentares, embora nem sempre seja evidente e por vezes nem exista, é a **estratificação**, a qual ocorre quando camadas de sedimentos (estratos) com diferentes características são depositadas umas sobre as outras. Os **estratos** são corpos sedimentares tabulares, de extensão lateral e espessura⁵ muito variáveis, individualizando-se dos estratos imediatamente abaixo e acima através de descontinuidades físicas (superfícies de estratificação), ou por variações de cor, textura, dimensão dos clastos, composição mineralógica ou conteúdo fossilífero. Todas estas diferenças podem ser relacionadas com as condições ambientais existentes durante os eventos deposicionais. A maior parte da estratificação é horizontal, ou quase, no momento da deposição. Contudo, alguns tipos de estratos formam-se num ângulo elevado em relação à horizontal.

Estratificação entrecruzada

A estratificação entrecruzada (Fig. 12) consiste em estratos ou laminações depositados pelo vento ou pela água, inclinados em ângulos até 35° em relação à horizontal. Este tipo de estratificação resulta da deposição de clastos nas vertentes mais íngremes (a sotavento) de dunas de areia, em terra, ou de bancos de areia, em rios e fundos marinhos. Variações nas direções das correntes eólicas, fluviais ou marinhas, resultam em diferentes inclinações dos estratos ou laminações (Fig. 13).

Gradação granulométrica

A gradação granulométrica consiste, num mesmo estrato, na variação vertical no calibre das partículas, passando de clastos grosseiros, na base, para clastos progressivamente mais finos, em direção ao topo (Fig. 14). A sedimentação de estratos com estas características está quase sempre associada a correntes de turbidez, massas de água carregadas de sedimentos, mais densas do que a água límpida, que se movem para baixo ao longo do fundo de um lago ou oceano. À medida que a velocidade da corrente diminui, vão-se depositando partículas progressivamente mais finas.

⁵ A espessura dos estratos varia entre 1 cm e muitos metros. Para espessuras inferiores a 1 cm, os "estratos" denominam-se laminações.



Figura 12 – Arenitos apresentando estratificação entrecruzada (Zion Canyon, Utah, EUA). Foto: Dr. Igor Smolyar, NOAA/NESDIS/NODC., Public domain, via Wikimedia Commons.

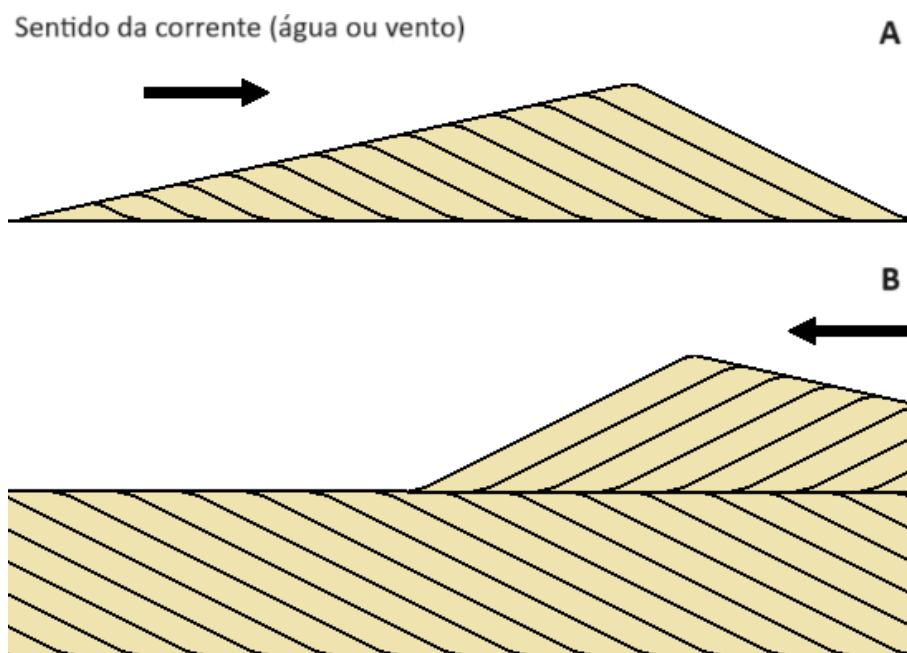


Figura 13 – Diagrama esquemático ilustrando o desenvolvimento da estratificação entrecruzada. **A** – Os grãos de areia deslocam-se ao longo da vertente mais longa e menos inclinada da duna ou banco de areia e depositam-se na vertente mais inclinada. **B** – A segunda camada com estratificação entrecruzada forma-se quando o agente de transporte muda de direção e o mesmo processo de deposição ocorre na direção oposta.

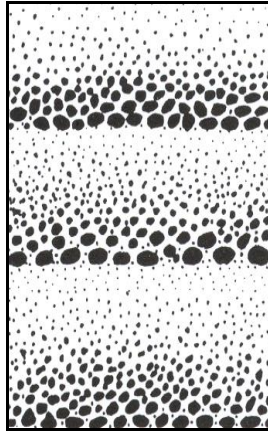


Figura 14 – Representação esquemática de estratos com gradação granulométrica (Carvalho, 1996).

Marcas de ondulação

As marcas de ondulação, associadas à formação da estratificação entrecruzada, consistem em conjuntos alinhados de cristas, simétricas ou assimétricas, produzidas em sedimentos arenosos ou argilosos. São características de deposição em águas pouco profundas, mas também podem ter origem eólica (as dunas de areia são semelhantes, mas numa escala maior). As marcas assimétricas (Fig. 15) indicam a direção da corrente, com a vertente menos inclinada virada para o lado de onde provém a corrente, enquanto as simétricas se formam em resultado da energia constante das ondas que oscilam para a frente e para trás. Quando observadas em rochas, as marcas de ondulação são indicadoras da polaridade dos estratos.

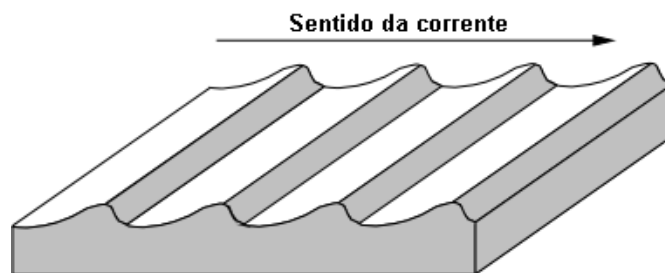


Figura 15 – Representação esquemática de marcas de ondulação assimétricas. Adaptado de Nelson (2018).

Fendas de retração

Fendas de retração ou de dessecação (Fig. 16) correspondem a conjuntos de fendas de contorno poligonal irregular, resultantes da retração do sedimento (com forte componente argilosa ou siltosa) devido a forte evaporação. Como a secagem requer ar, estas fendas formam-se apenas em sedimentos expostos (ainda que temporariamente) acima da água. As fendas de retração também são indicadoras da polaridade dos estratos.



Figura 16 – Fotografia de fendas de retração ou dessecação (Gunlock, Utah, EUA). Foto: Wilson44691, CC0, via Wikimedia Commons.

Estruturas de bioturbação

A bioturbação refere-se ao rearranjo físico das partículas do solo ou dos sedimentos como consequência da atividade de seres vivos. São exemplos de estruturas de bioturbação, as marcas deixadas nos fundos marinhos por organismos que se alimentam da matéria orgânica aí existente, as estruturas produzidas pelos organismos que vivem no interior do sedimento (estruturas tubulares, galerias) (Fig. 17) e as pistas de locomoção.



Figura 17 – Afloramento rochoso, apresentando molde interno de rede de galerias horizontais produzida por crustáceos (Makhtesh Qatan, Israel). Foto: Mark A. Wilson (Department of Geology, The College of Wooster).[1], Public domain, via Wikimedia Commons.

5. Fósseis e processos de fossilização

Fósseis são restos de estruturas somáticas, isto é, restos do corpo de organismos pretéritos (somatofósseis), ou traços e marcas de atividade orgânica (icnofósseis) conservados em contextos geológicos. Por exemplo, são somatofósseis os fósseis de dentes, carapaças, folhas, conchas, troncos, ossos, etc. (Fig. 18) e são icnofósseis os fósseis de pegadas, pistas de deslocação, marcas de predação, coprólitos (excrementos fossilizados), ovos, galerias de habitação⁶, etc. (Fig. 19).



Figura 18 – Exemplos de somatofósseis: **A** – Mamute-lanoso juvenil conservado por gelo (Foto: Matt Howry from Ardmore, OK, USA, CC BY 2.0, <https://creativecommons.org/licenses/by/2.0/>, via Wikimedia Commons); **B** – Concha de bivalve mineralizada; **C** – Moldes internos de bivalves.



Figura 19 – Exemplos de icnofósseis: **A** – Pegadas de dinossáurio carnívoro (terópode); **B** – Ovos de dinossáurio não identificado (Foto: Gerbil, CC BY-SA 3.0, <http://creativecommons.org/licenses/by-sa/3.0/>, via Wikimedia Commons); **C** – Orifício (marca de predação) produzido por gastrópode sobre valva de bivalve.

⁶ As estruturas de bioturbação, quando preservadas na rocha, uma vez que resultam da atividade de seres vivos, correspondem a icnofósseis.

O conteúdo fossilífero dos estratos assume particular relevância na caracterização dos paleoambientes. Os fósseis que melhores indicações fornecem quanto às características paleoambientais pertencem a organismos com exigências ambientais específicas e restritas (**fósseis indicadores paleoambientais**). Por exemplo, fósseis de rudistas (bivalves extintos) indicam que a rocha que os contém se formou em ambiente recifal.

A fossilização resulta da ação de diversos processos biológicos, físicos e químicos que atuam no ambiente deposicional. As estruturas resistentes dos organismos, tais como dentes, ossos e conchas, têm maior probabilidade de ficarem preservadas nas rochas. Contudo, ocorrem no registo geológico preservações excepcionais de tecidos moles, tais como pele, vísceras e músculos.

Normalmente, após a morte dos organismos, os tecidos moles entram em decomposição por ação das bactérias e as estruturas resistentes ficam sujeitas às condições ambientais, culminando com a sua destruição total. A fossilização representa a quebra deste ciclo e, como tal, deve ser encarado como um fenómeno excecional. O registo fóssil corresponde a uma ínfima parte dos organismos que habitaram a Terra desde a origem da Vida.

A preservação de estruturas somáticas ou de marcas de atividade orgânica é favorecida por diversos fatores, como o enterramento rápido após a morte, a ausência de decomposição bacteriana, a natureza e a composição química das estruturas somáticas, o modo de vida e as condições químicas ambientais, cujo somatório determinará o processo de fossilização.

Mesmo após a formação dos fósseis, existem diversos fatores que podem provocar a sua destruição nas rochas, designadamente, fluidos percolantes (soluções essencialmente aquosas que circulam pelas rochas através dos seus poros e fissuras), vulcanismo, metamorfismo, eventos tectónicos e processos erosivos.

Consideram-se quatro processos principais de fossilização (conservação, incarbonização, mineralização e moldagem):

Conservação – A estrutura e composição química dos restos orgânicos não sofrem alteração, na totalidade ou em parte. Este processo ocorre raramente pois necessita que o material lítico (argila), químico (sal), físico (gelo) ou orgânico (resina, asfalto) que envolveu o organismo tenha impedido a percolação de fluidos, atenuando ou mesmo anulando os efeitos da diagénese. Como exemplos deste tipo de fossilização podem citar-se os mamutes (Fig. 18A) e rinocerontes-lanosos preservados por gelo (Plistocénico da Sibéria) e os insetos aprisionados em âmbar (resina fóssil) (Eocénico do Mar Báltico).

Incarbonização – Neste processo ocorre o enriquecimento relativo e progressivo em carbono, resultante da depleção dos elementos voláteis (oxigénio e hidrogénio) da matéria orgânica, por processos biológicos e geológicos. Apesar das alterações ocorridas na composição química original, por vezes, a microestrutura fica preservada e é possível estudar a anatomia dos vegetais assim fossilizados (Fig. 8B).

Mineralização – Este tipo de fossilização pode ser subdividido em dois processos fundamentais, a epigenização e a recristalização.

Na epigenização ocorre a substituição iónica gradual, molécula a molécula, entre os compostos químicos dos restos orgânicos e os fluidos percolantes. Deste processo resulta a alteração da composição mineralógica do resto orgânico, mas com conservação significativa da sua estrutura original. Paralelamente a esta ação, é comum um mineral preencher os poros, canalículos e cavidades existentes no resto orgânico. Na recristalização ocorre o rearranjo mineralógico com perda significativa da estrutura original. Um exemplo muito frequente deste processo é a conversão da aragonite das conchas de moluscos em calcite (Fig. 18B).

Moldagem – Neste processo, ocorre a reprodução da morfologia interna (molde interno – Fig. 18C) ou externa (molde externo) de um resto orgânico pelo sedimento consolidado que, respetivamente, o preenche ou envolve. Com o tempo, o resto orgânico moldado pode ser dissolvido pelas águas percolantes, se o espaço assim formado for posteriormente preenchido por outro mineral forma-se uma réplica do original (contramolde). As impressões são casos particulares de moldes externos de baixo-relevo, geralmente associados à incarbonização de estruturas foliares ou outros restos de vegetais fossilizados.

6. O Tempo Geológico

No final do século XVIII, James Hutton reconheceu a imensidão da história da Terra e a importância do tempo como fator indissociável da maioria dos processos geológicos. No século XIX, Charles Lyell e outros cientistas demonstraram que a Terra tinha efetivamente passado por muitos episódios de formação e erosão de cadeias montanhosas, exigindo para isso grandes intervalos de tempo. Embora compreendessem que a Terra era muito antiga, estes cientistas pioneiros não tinham como calcular a sua idade. Neste capítulo, apresentam-se diversas metodologias utilizadas na datação das rochas.

6.1. Datação relativa

Numa sequência sedimentar, a **idade relativa** pressupõe a ordenação dos estratos e dos fenômenos deles inferidos, do mais antigo para o mais recente. A idade (relativa) obtida baseia-se na identificação dos acontecimentos geológicos, tendo em conta uma série de princípios, identificados como princípios fundamentais de estratigrafia:

Princípio da sobreposição – Definido em 1669 pelo médico holandês Nicolau Stensen (1638-1686), mais conhecido pela designação latina de Steno, estabelece que numa sucessão vertical de estratos, cuja ordem não tenha sido alterada, cada estrato é mais recente do que aquele que lhe serve de base e mais antigo do que aquele que o cobre. Assim, uma sequência estratigráfica representa um registo cronológico da história geológica de determinada região.

Princípio da horizontalidade original – Também definido por Steno em 1669, este princípio determina que os estratos sedimentares foram originalmente depositados na horizontal.

Princípio da continuidade lateral – Do trabalho de Steno resulta igualmente que os estratos sedimentares se estendem lateralmente. Assim, qualquer estrato, caracterizado por determinada fácies, tem a mesma idade em toda a sua extensão lateral.

Princípio da identidade paleontológica ou da sucessão faunística – Proposto pelo naturalista inglês William Smith (1769-1839), refere que todos os estratos que contenham o mesmo conteúdo fossilífero, desde que este não tenha sido remobilizado por erosão de rochas pré-existentes, têm a mesma idade, independentemente da variação das suas características litológicas, texturais ou outras.

Os fósseis que mais frequentemente são usados para a datação relativa fina são os pertencentes a grupos de organismos com distribuição estratigráfica tão restrita quanto possível e distribuição geográfica tão vasta quanto possível, que tenham existido em grande quantidade e que apresentem características morfológicas distintas. Esses fósseis são designados por **fósseis indicadores estratigráficos** ou fósseis indicadores de idade. Como exemplo deste tipo de fósseis pode referir-se as trilobites do género *Paradoxides*, indicadores do Câmbrio médio (Paleozoico).

Princípio da interseção – Aplicado geralmente a estruturas planares, tais como falhas e filões, estabelece que qualquer elemento geológico é posterior àqueles que interseca e anterior aos que não afeta.

Princípio da Inclusão – Aplicado geralmente a rochas conglomeráticas ou brechas tectónicas, determina que qualquer corpo lítico existente no interior de outro foi, necessariamente, formado antes do corpo que o inclui.

6.2. Datação numérica

Os métodos de datação numérica, por permitirem obter valores numéricos (em milhões de anos) para a idade das rochas, são frequentemente considerados como métodos de datação “absoluta”. Contudo, essa designação é enganadora, uma vez que os valores obtidos apresentam sempre algum grau de incerteza. Por esta razão, é mais adequada a denominação “datação numérica”.

Um dos conjuntos de métodos mais frequentemente utilizados, a **datação radiométrica**, baseia-se na variação da taxa de desintegração, espontânea e irreversível, de isótopos radioativos naturais ao longo do tempo. Aquando da formação de determinada rocha, os minerais que a constituem integram sempre, na sua estrutura cristalina, alguma quantidade de isótopos radioativos (isótopos-pai). Com o tempo, estes desintegram-se, dando lugar a elementos estáveis (isótopos-filho), que progressivamente se vão acumulando nos minerais.

O tempo necessário para que a quantidade de determinado isótopo radioativo, existente numa amostra (mineral, rocha, etc.), se reduza a metade designa-se por **semivida**, sendo constante para cada isótopo radioativo, independentemente das condições ambientais e do instante em que se inicia a medição do processo.

Pressupõe-se que, no início, a quantidade de determinado isótopo-pai é máxima (100%) e a de determinado isótopo-filho é nula (0%). Após o decurso de uma semivida, a quantidade de isótopo-pai reduz-se a metade (50%) e, conseqüentemente, a quantidade de isótopo-filho atinge os 50%; após a passagem de duas semividas, a percentagem de isótopo-pai reduz-se novamente a metade

(25%) e a do isótopo-filho aumenta para 75%; após três semividas, existirão 12,5% do isótopo-pai e 87,5% do isótopo-filho; e assim sucessivamente (Fig. 20).

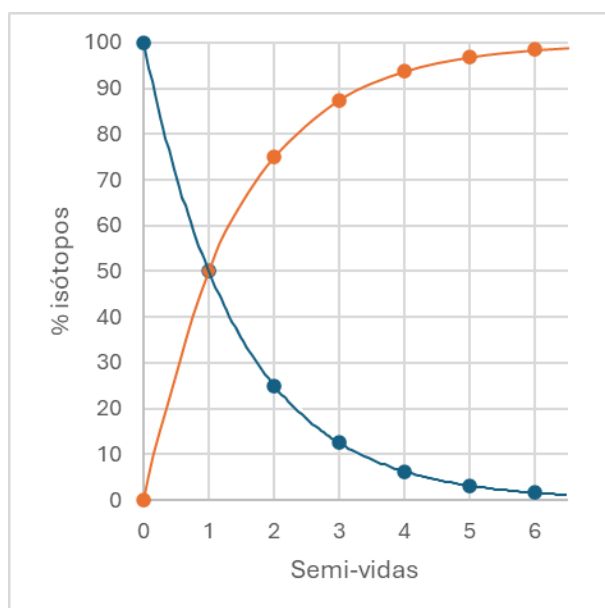


Figura 20 – Variação da percentagem de isótopos-pai (a azul) e de isótopos-filho (a laranja) em determinada amostra ao longo do tempo (em semividas).

Em datação radiométrica, são particularmente úteis o ^{14}C , o ^{40}K , o ^{87}Rb e o ^{238}U . A escolha do isótopo radioativo a utilizar tem em conta, entre outros aspetos, a respetiva semivida (Tab. 4) e a idade presumível da amostra a datar. Assim, para datar rochas muito antigas, utilizam-se isótopos-pais com semividas bastante longas, enquanto, para datar rochas recentes se utilizam isótopos-pais com semividas mais curtas.

Tabela 4 – Semividas e isótopos-filhos dos isótopos radioativos mais utilizados em datação radiométrica.

Isótopo-pai	Isótopo-filho	Semivida (anos)
^{14}C	^{14}N	5730
^{40}K	^{40}Ar	$1,28 \times 10^9$
^{87}Rb	^{87}Sr	$4,8 \times 10^{10}$
^{238}U	^{206}Pb	$4,47 \times 10^9$

Utilizando um espectrógrafo de massa, é possível determinar a proporção entre o isótopo-filho e o isótopo-pai. Conhecendo esta proporção e a semivida do isótopo-pai em questão, é possível determinar a idade da amostra que o contém.

A datação radiométrica é mais eficaz quando aplicada a rochas magmáticas. Em rochas sedimentares e metamórficas é menos eficaz, porque os minerais constituintes destas rochas provieram de rochas pré-existentes.

Outro conjunto de métodos de datação numérica amplamente utilizado, a **datação por luminescência**, permite datar eventos geológicos e artefactos arqueológicos do final do Quaternário, com uma faixa de idade datável entre alguns anos e algumas centenas de milhares de anos.

Todos os sedimentos e solos contêm quantidades vestigiais de isótopos radioativos. Com o seu decaimento, a radiação ionizante que produzem é absorvida e acumulada na rede cristalina de grãos minerais (quartzo e feldspato potássico). A estimulação destes grãos, utilizando radiação luminosa ou calor, provoca a emissão de um sinal de luminescência, resultante da libertação da energia acumulada. A datação da amostra é baseada na determinação dessa luminescência. Como a luz solar e o calor intenso branqueiam o sinal de luminescência e reiniciam o "relógio" do tempo, a idade calculada corresponde ao tempo decorrido desde a última exposição do material analisado à luz solar ou a calor intenso, podendo estes métodos ser utilizados, por exemplo, para datar períodos de enterramento de sedimentos em contextos geomorfológicos ou o último aquecimento de materiais arqueológicos.

6.3. Datação absoluta

Existem outros métodos de datação que conseguem resultados de grande precisão, tais como, a contagem dos anéis de crescimento em troncos de árvores provenientes de ambientes de marcada sazonalidade climática (dendrocronologia), a contagem de ciclos sazonais de congelamento-degelo em depósitos lacustres periglaciários (varvas) ou a identificação de horizontes de tefra (cinzas), intercalados em sedimentos, resultantes de erupções vulcânicas históricas (tefrocronologia).

Os episódios de inversão do campo magnético terrestre têm sido relativamente frequentes ao longo da história da Terra, originando eventos globais síncronos que ficam registados em rochas sedimentares e/ou vulcânicas. O cruzamento da datação destes eventos com datações por conteúdo fóssilífero e com datações numéricas permite obter datações de muito alta resolução, à escala global.

6.4. Escala do tempo geológico

No Século XIX, os geólogos, utilizando os princípios da datação relativa das rochas e cruzando os dados provenientes do estudo de sequências estratigráficas de diferentes regiões do planeta, elaboraram uma escala do tempo geológico. Cada intervalo desta escala está correlacionado com um conjunto de estratos e de fósseis a eles associados. A introdução de valores numéricos nesta escala apenas foi possível a partir do início do Século XX, com o advento dos métodos de datação radiométrica.

Os grandes intervalos da escala de tempo geológico designam-se por Eons, que se subdividem em Eras, as quais se subdividem em Períodos, que por sua vez ainda se subdividem em Épocas.

Os três eons mais primitivos – Hadaico, Arcaico e Proterozoico – são comumente agrupados sob a designação de **Pré-Câmbrico** e representam 88% da história do nosso planeta (Tab. 5).

O eon mais recente – Fanerozoico – subdivide-se em três eras, designadamente, Paleozoico, Mesozoico e Cenozoico, da mais antiga para a mais recente.

O início do **Paleozoico** (Tab. 5) é marcado por uma enorme diversificação de seres multicelulares, a chamada “explosão câmbrica”⁷, na qual surgiram quase todos os filos atuais. Dos muitos animais característicos desta era, destacam-se invertebrados marinhos, com os graptólitos e as trilobites, e diversos grupos de vertebrados, a começar pelos peixes. A Vida, surgida no mar, conquista os continentes e novas formas de vida surgem, incluindo anfíbios, répteis e plantas. A transição do Paleozoico para o Mesozoico é marcada pelo pior evento de extinção em massa da história da Terra. Terão sido dizimados cerca de 95% das espécies de organismos marinhos e 70% dos animais terrestres.

Durante o **Mesozoico** (Tab. 5) os répteis sobreviventes evoluíram rapidamente originando um grupo que se tornou dominante nos ambientes terrestres, os dinossáurios. Entre as plantas, destaca-se o surgimento de plantas com flor – angiospérmicas. No mar, dominavam os cefalópodes (amonites e belemnites, entre os invertebrados, e os répteis marinhos (crocodilos, ictiossauros e plesiossauros), entre os vertebrados.

⁷ O aspeto mais espetacular da “explosão câmbrica” terá sido o aparecimento, num curto período, de múltiplas formas radicalmente distintas entre si, merecendo especial destaque, o surgimento dos primeiros animais com esqueleto, favorecendo a fossilização.

Tabela 5 – Escala do tempo geológico, com indicação dos principais acontecimentos da história da Vida na Terra. Legenda: Ma = Milhões de anos.

Eon	Era	Período	Época	Ma	
Fanerozoico	Cenozoico	Quaternário	Holocénico	0,0117	Expansão da civilização humana.
			Plistocénico		Evolução dos humanos.
		Neogénico	Pliocénico	2,58	Primeiros australopithecíneos. Redução das espécies vegetais tropicais.
			Miocénico	5,33	Diversificação dos cavalos, artiodáctilos e mamíferos marinhos.
			Paleogénico	Oligocénico	23
		Eocénico		34	Surgimento de muitas das ordens de mamíferos atuais.
		Paleocénico		56	Domínio dos mamíferos e das aves entre os vertebrados terrestres. Coníferas e plantas com flor abundantes.
		66		Primeiros mamíferos placentários e plantas com flor.	
		Mesozoico	Cretácico	145	Os dinossáurios dominam. Surgem os mamíferos e as aves.
	Jurássico		201	Primeiros dinossáurios e pterossauros.	
	Triásico		252	Primeiros répteis de grande porte e coníferas.	
	Paleozoico	Pérmico	299	Primeiros insetos, répteis e florestas primitivas. Primeiros fetos com semente e anfíbios.	
		Carbónico	359	Primeiros peixes com mandíbulas.	
		Devónico	419	Primeiras plantas terrestres.	
		Silúrico	443	Primeiros graptólitos, nautiloides e peixes sem mandíbulas.	
		Ordovícico	485	Explosão câmbrica: primeiros artrópodes (incluindo trilobites), braquiópodes, cordados, equinodermes, moluscos, etc.	
		Câmbrico	541	Primeiros animais multicelulares. Primeiros eucariotas.	
				2500	Primeiros estromatólitos (estruturas devidas a cianobactérias). Primeiros procariotas.
Pré-Câmbrico	Proterozoico				
	Arcaico			4000	São conhecidas pouquíssimas rochas desta idade; as mais antigas (4280 Ma) foram encontradas no Canadá.
	Hadaico			~4600	

A transição do Mesozoico para o Cenozoico é também marcada por um evento de extinção em massa. Num período geologicamente curto, ter-se-ão extinguido cerca de três quartos das espécies de animais e plantas.

No **Cenozoico** (Tab. 5), os mamíferos, poucos expressivos até então, beneficiando da extinção dos dinossáurios, proliferaram de algumas formas pequenas para um conjunto bastante diversificado de animais terrestres, marinhos e voadores.

Bibliografia

- Amador, F. & Contencas, P. (2001). *História da Biologia e da Geologia*. Universidade Aberta.
- Carvalho, I. S. (ed.) (2004). *Paleontologia*. 2ª Edição. Interciência.
- Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L., & Fan, J.-X. (2013; updated). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, 36, 199-204.
- DIAS, J. A. (2004). *A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos (versão preliminar)*. Universidade do Algarve. https://www.researchgate.net/publication/236551412_A_ANALISE_SEDIMENTAR_E_O_CONHECIMENTOS_DOS_SISTEMAS_MARINHOS_Uma_Introducao_a_Oceanografia_Geologica
- Durcan, J. A. (2021). Luminescence Dating. In D. Alderton & S. A. Elias (Eds). *Encyclopedia of Geology* (2nd Edition), pp. 164-174.
- Earle, S. (2019). *Physical Geology* (2nd ed.). BCcampus. <https://opentextbc.ca/physicalgeology2ed/>
- Freitas, M. C. (2005). *Geologia e Ambiente: recursos geológicos*. Universidade Aberta.
- Galopim de Carvalho, A. M. (1996). *Geologia: morfogénese e sedimentogénese*. Universidade Aberta.
- Grotzinger, J. & Jordan, T. (2010). *Understanding Earth* (6th ed.). Freeman.
- LNEG (s/d). *Léxico de Termos Geológicos – Geolex*. Laboratório Nacional de Energia e Geologia. <https://geoportal.lneg.pt/pt/bds/geolex#!/>
- Nelson, S. (2018). Sediment and sedimentary rocks. *Physical Geology – Lecture Notes*. Tulane University. <https://www2.tulane.edu/~sanelson/eens1110/sedrx.htm>.
- Plummer, C. C., Carlson, D. H., & Hammersley, D. (2016). *Physical Geology* (15th ed.). McGraw-Hill.
- Tarback, E. J. & Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la Tierra: una introducción a la geología física* (8^{va} ed.) (AMR Traducciones Científicas, Trad.). Pearson. (Obra original publicada em 2004)
- Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377-392. <https://doi.org/10.1086/622910>