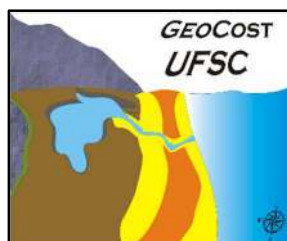


Cape Range National Park. Western Australia (br.pinterest.com)





Sedimentos cascalho arenosos do setor de pós-praia da praia do Horta, litoral Centro-norte de Santa Catarina, Brasil, observando-se o moderado selecionamento e subarredondamento dos grãos de diversas fontes minerais (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, outubro de 2014).

Dr. ALEXANDRE FELIX
Universidade Federal de Santa Catarina
Instituto de Planejamento Urbano de Florianópolis

Prof. Dr. NORBERTO OLMIRO HORN FILHO
Universidade Federal de Santa Catarina
Departamento de Geologia/CFH
Programa de Pós-graduação em Geografia
Programa de Pós-graduação em Oceanografia

FELIX, A. & HORN FILHO, N. O. 2020. **Apostila Sedimentologia**. Florianópolis: Edições do Bosque, 177p. (E-ISBN 978-65-991949-8-6).

Felix, Alexandre; Horn Filho, Norberto Olmiro

Apostila Sedimentologia Costeira
Alexandre Felix; Norberto Olmiro Horn Filho

Florianópolis, SC, 2020.
177p.

Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Departamento de Geologia, Bacharelado em Geologia, Departamento de Geociências, Bacharelado em Geografia, Centro de Ciências Físicas e Matemáticas, Bacharelado em Oceanografia. Programa de Pós-graduação em Geografia, Programa de Pós-graduação em Oceanografia.

Inclui referências

1. Sedimentogênese.
2. Classificação dos sedimentos.
3. Propriedades dos sedimentos.
4. Principais ambientes de sedimentação.
5. Principais rochas sedimentares.

I. Universidade Federal de Santa Catarina. II. Título.

SUMÁRIO

		Página
	ESTRUTURA DA APOSTILA	6
CAPÍTULO 1	INTRODUÇÃO À SEDIMENTOLOGIA	8
1.1	INTRODUÇÃO	8
1.2	SEDIMENTOGÊNESE: O PROCESSO/FORMAÇÃO DOS SEDIMENTOS	9
1.2.1	Intemperismo	12
1.2.2	Erosão	12
1.2.3	Transporte	14
1.2.4	Deposição	17
1.2.5	Diagênese	17
CAPÍTULO 2	CLASSIFICAÇÃO DOS SEDIMENTOS	19
2.1	INTRODUÇÃO	19
2.2	MECANISMOS DE DEPOSIÇÃO	19
2.3	SISTEMAS DEPOSICIONAIS E AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO	21
2.4	DEPÓSITOS SEDIMENTARES CORRELATIVOS	23
CAPÍTULO 3	PROPRIEDADES DOS SEDIMENTOS	29
3.1	INTRODUÇÃO	29
3.2	COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA	29
3.3	GRANULOMETRIA OU TEXTURA	30
3.3.1	Parâmetros estatísticos	32
3.3.2	Representação gráfica dos parâmetros estatísticos	34
3.4	FORMA DOS GRÃOS	37
3.4.1	Morfometria	38
3.4.2	Morfoscopia ou textura superficial	38
3.5	MATURIDADE TEXTURAL	39
CAPÍTULO 4	PRINCIPAIS AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO	41
4.1	INTRODUÇÃO	41
4.2	AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO GLACIAL	43
4.2.1	Principais características do ambiente glacial	45
4.2.2	Depósitos glaciais	51
4.3	AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO FLUVIAL	55
4.3.1	Principais características do ambiente fluvial	55
4.3.2	Depósitos fluviais	61
4.4	AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO EÓLICO	66
4.4.1	Principais características do ambiente eólico	69
4.4.2	Depósitos eólicos	71
4.5	AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO MARINHO (COSTEIRO E OCEÂNICO)	74
4.5.1	Província costeira e província oceânica	75
4.5.2	O ambiente de sedimentação litorâneo da província costeira	79
4.5.2.1	Principais características do ambiente litorâneo	86
4.5.2.2	Depósitos litorâneos	93
4.5.3	Principais características do ambiente marinho ou oceânico	100
4.5.3.1	Depósitos marinhos ou oceânicos	106
4.6	AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO ANTRÓPICO	113
4.6.1	Principais características dos ambientes antrópicos	115
4.6.2	Depósitos antropogênicos	116

CAPÍTULO 5	PETROLOGIA SEDIMENTAR	124
5.1	INTRODUÇÃO	124
5.2	ROCHAS SEDIMENTARES CLÁSTICAS	124
5.2.1	Rochas sedimentares clásticas psefíticas	125
5.2.2	Rochas sedimentares clásticas psamíticas	127
5.2.3	Rochas sedimentares clásticas pelíticas	130
5.2.4	Rochas sedimentares clásticas mistas	134
5.3	ROCHAS SEDIMENTARES QUÍMICAS	136
5.3.1	Rochas sedimentares químicas silicosas	137
5.3.2	Rochas sedimentares químicas carbonáticas	137
5.3.3	Rochas sedimentares químicas fosfáticas	141
5.3.4	Rochas sedimentares químicas cloretadas	143
5.3.5	Rochas sedimentares químicas ferruginosas	144
5.4	ROCHAS SEDIMENTARES ORGANÓGENAS	144
5.4.1	Rochas sedimentares orgânicas fitógenas	145
5.4.2	Rochas sedimentares orgânicas zoógenas	148
	OUTRAS REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS inerentes ao tema	150
APÊNDICES	REGISTRO FOTOGRÁFICO em ordem geocronológica	152

ESTRUTURA DA APOSTILA

A Sedimentologia é definida como o estudo do sedimento. Representa um importante ramo da Geologia Física que visa identificar a origem e os processos responsáveis pela formação do sedimento e da rocha sedimentar. O sedimento ou grão, partícula mineral ou soluto pode ocorrer na natureza individualmente, no entanto, na grande maioria dos casos, aparece como um agregado formando o depósito sedimentar.

Os depósitos e seus sedimentos caracterizam a parte mais superficial da Terra, geralmente acima das próprias rochas. Quando presente a matéria orgânica no sedimento, esse passa a se chamar solo ou simplesmente terra, estudados pela Pedologia.

A necessidade de apresentação de uma apostila complementar ao ensino teórico sobre o tema Sedimentologia, possibilitou que se elaborasse o presente trabalho, como forma de organizar o conhecimento acumulado, direcionando-o para a docência em diversos cursos e áreas como a Geociências, Biociências, Oceanografia, dentre outras.

Essa apostila é voltada ao ensino dos sedimentos, dos depósitos sedimentares, ambientes de sedimentação, sistemas deposicionais e rochas sedimentares correlativas, estudadas pela Petrologia Sedimentar.

A estrutura da presente obra divide-se em cinco capítulos, conforme descrição apresentada a seguir.

No Capítulo 1, apresenta-se uma breve Introdução à Sedimentologia, com foco na Sedimentogênese, entendida como o conjunto dos processos subaéreos e subaquosos que corresponde ao subciclo exógeno do Ciclo Petrogenético, sendo atuantes na transformação das rochas expostas em superfície, originando partículas cada vez menores e produzindo uma assembleia de minerais secundários que formarão um pacote de material que poderá ser erodido, transportado e depositado. Consiste na formação dos sedimentos em si, envolvendo os seguintes processos: intemperismo, erosão, transporte, deposição e diagênese.

No Capítulo 2, aborda-se a Classificação dos Sedimentos de acordo com suas origens (clástico, químico, orgânico), suas composições químicas ou mineralógicas (silicoso, carbonático, ferruginoso etc.) e suas texturas (psamítico, pelítico). São abordados, ainda, os principais mecanismos de deposição (precipitação química, atividade organógena, assentamento físico e atividade antrópica) no contexto de suas relações com a dinâmica dos agentes de transporte de partículas, os sistemas deposicionais (associações de litofácies), ambientes de sedimentação (âmbito geográfico de deposição) e depósitos sedimentares correlativos.

No Capítulo 3, são apresentadas as principais Propriedades dos Sedimentos, relacionadas com a composição mineralógica, características e classificações granulométricas ou texturais, aspectos morfométricos e morfoscópicos e maturidade textural. Discorre-se, ainda, importantes considerações a respeito dos parâmetros estatísticos e suas representações gráficas, que apresentam caráter determinante para as análises granulométricas, ao passo que proporcionam o melhor entendimento sobre as características sedimentares.

O Capítulo 4 é destinado às análises sobre os principais Ambientes de Sedimentação, suas principais características e depósitos sedimentares correlativos. Destacam-se as abordagens sobre os seguintes ambientes de sedimentação: glacial, fluvial, eólico, litorâneo, nerítico e oceânico profundo.

O Capítulo 5 é reservado para abordagem da Petrologia Sedimentar (principais rochas sedimentares), categorizadas de acordo com sua origem (clásticas, químicas e organógenas) e apresentadas conforme suas características principais.

Ao término de cada capítulo da apostila são apresentadas as referências bibliográficas. Ao final da apostila, são apresentadas outras referências relevantes para o tema Sedimentologia. As ilustrações seguem capítulo a capítulo ao longo do texto. Na forma de um apêndice são selecionadas diversas fotos de autoria do Prof. Norberto Olmiro Horn filho, para ilustrar tópicos apresentados ao longo do texto, tanto aqueles concernentes às rochas sedimentares, bem como aos ambientes da planície costeira e sistema praial de Santa Catarina.

Este trabalho, portanto, visa o fomento à docência ao passo que apresenta um compêndio didático sobre este rico cenário de conhecimento, contribuindo desta forma com o avanço do entendimento e a disponibilidade de informações sobre a Sedimentologia, com foco nos ambientes de sedimentação, seus depósitos correlativos e rochas sedimentares associadas. Seu formato em *e-book* foi pensado como a resposta necessária para melhor atingir o público acadêmico em geral.

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO À SEDIMENTOLOGIA

1.1. INTRODUÇÃO

Desde sua formação há mais de 4,5 Ba AP (bilhões de anos antes do presente) a Terra sofre contínua influência de processos endógenos e exógenos. Estes processos, ocorrendo de maneira contínua e natural e atuando de forma global ou localizada, constroem, destroem ou alteram as formas de relevo existentes, modificando constantemente a paisagem natural, ou seja, a morfologia da superfície terrestre. Portanto, vivemos em um planeta em constantes transformações e entender como ocorrem estas transformações é de vital importância para o desenvolvimento da humanidade.

Dentre as resultantes destas transformações figuram as formas de relevo observadas atualmente, derivadas de processos pretéritos de esculturação de modelados pré-existentes e deposição de sedimentos detríticos resultantes, sendo neste caso, o intemperismo o processo morfogenético predominante, tendo sua ação limitada pelo clima da região em que atua. O clima, por sua vez, impõe uma série de condicionantes, como a temperatura, a cobertura de vegetação, a umidade e a vida na região de abrangência. Todos estes fatores, individual e coletivamente, irão impor outra série de condicionantes, o que subdivide o estudo da morfogênese de relevos, rochas e depósitos sedimentares em várias ramificações.

Estes processos exógenos constituem-se objetos de estudo da Sedimentologia, uma das áreas mais amplas e abrangentes do conhecimento geológico. A Sedimentologia, portanto, se ocupa em estudar as partículas formadoras de sedimentos, avaliando os processos envolvidos em sua gênese, transporte e deposição. A Sedimentologia também se ocupa em estudar os processos diagenéticos atuantes na formação destes sedimentos em rochas sedimentares. Estas análises e estudos sedimentológicos, sejam realizados em sedimentos ou em rochas sedimentares, procuram instituir padrões de identificação e classificação destes materiais, interpretando-os com base na sua evolução ao longo do tempo geológico, naquilo que se denomina evolução paleogeográfica, sendo um ramo da Geologia fortemente vinculada à Estratigrafia.

Um exemplo claro desta interligação entre a Sedimentologia e a Estratigrafia se reflete no crescente avanço da indústria do petróleo, que evidenciou um desenvolvimento extraordinário nas últimas décadas, principalmente, no que se refere aos estudos e modelos desenvolvidos sobre as bacias sedimentares de margens continentais.

No entanto, a importância dos recursos sedimentares para os ciclos de desenvolvimento humano não se restringe, apenas, aos combustíveis fósseis. Observam-se recursos sedimentares sendo utilizados na indústria da construção civil, tanto como matéria-prima, quanto como agregados; na agroindústria, principalmente, como aditivos e corretivos de solo; na indústria química, como matéria-prima para inúmeros produtos; além de usos diversos como aterros hidráulicos e mecânicos, mineração etc.

Nestes termos, a importância da Sedimentologia na atualidade encontra-se associada à consolidação de conceitos básicos em Estratigrafia, Mineralogia, Geologia Econômica, Paleontologia, Geoquímica, Geofísica, dentre outras, em inúmeros ramos de áreas do conhecimento, tais como Geografia, Geologia, Oceanografia, Engenharias, Agronomia e Biologia.

Portanto, os estudos aplicados em Sedimentologia consistem em analisar e entender o passado, aplicando os conhecimentos adquiridos no que se observa atualmente em termos de formas, depósitos, características, recursos e processos, para então projetar o que teremos de futuro. A Sedimentologia, neste sentido, busca respostas para questões do tipo:

- ▶ De onde provêm as lamas e areias que encontramos na superfície terrestre e quais os processos responsáveis pela formação e deposição destas substâncias?
- ▶ De que forma as areias e lamas, que são materiais totalmente inconsolidados, transformam-se em rochas altamente consolidadas?
- ▶ Quais são os mecanismos responsáveis pelas diferenças observadas nas rochas sedimentares?
- ▶ Onde estão os recursos naturais originados dos processos exógenos e onde localizam-se as jazidas?
- ▶ O homem está interferindo na dinâmica natural do Planeta?

Neste sentido, a unidade básica de estudo da Sedimentologia é o sedimento e seus depósitos. Por sua vez, estes sedimentos, através de processos físicos, químicos e biológicos, podem originar rochas sedimentares. Na sequência deste capítulo abordam-se de forma bastante genérica os conceitos gerais sobre esta temática, que se trata da Sedimentogênese.

1.2. SEDIMENTOGÊNESE: O PROCESSO/FORMAÇÃO DOS SEDIMENTOS

O sedimento pode ser definido como um conjunto de partículas inconsolidadas, de natureza e constituição química/mineralógica diversificada, formado por agentes morfogenéticos atuantes na superfície terrestre e que sofreu ação de mecanismos de erosão, transporte e deposição (**Figura 1**).

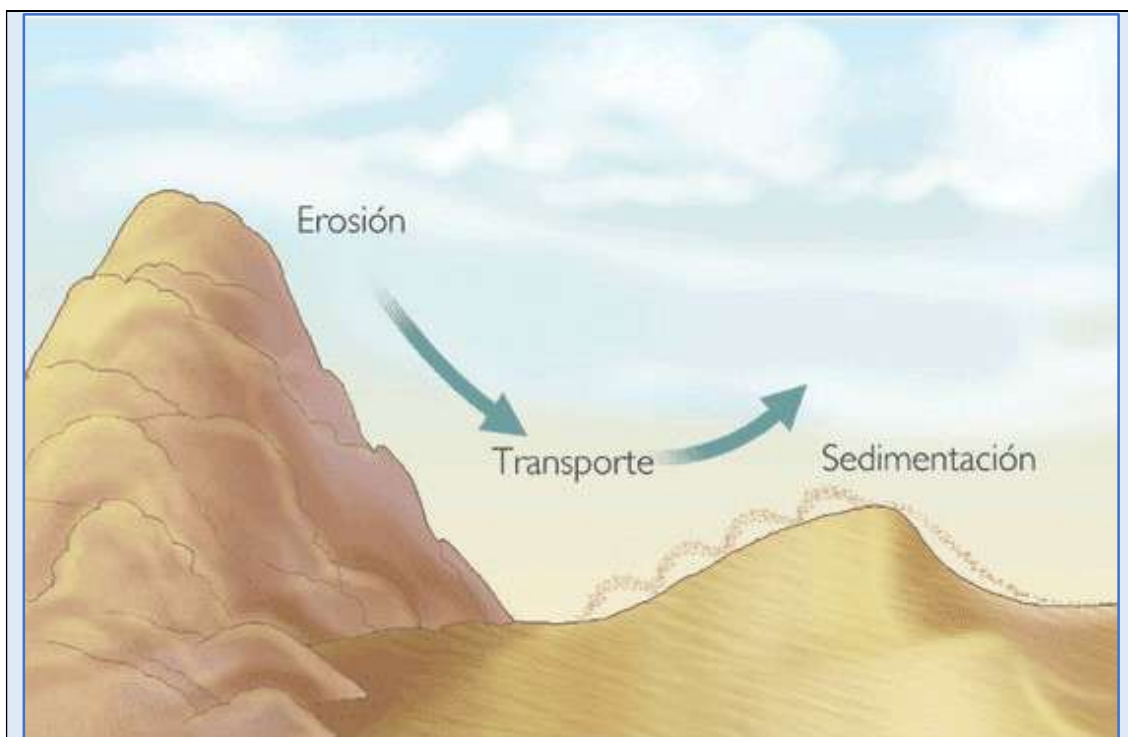


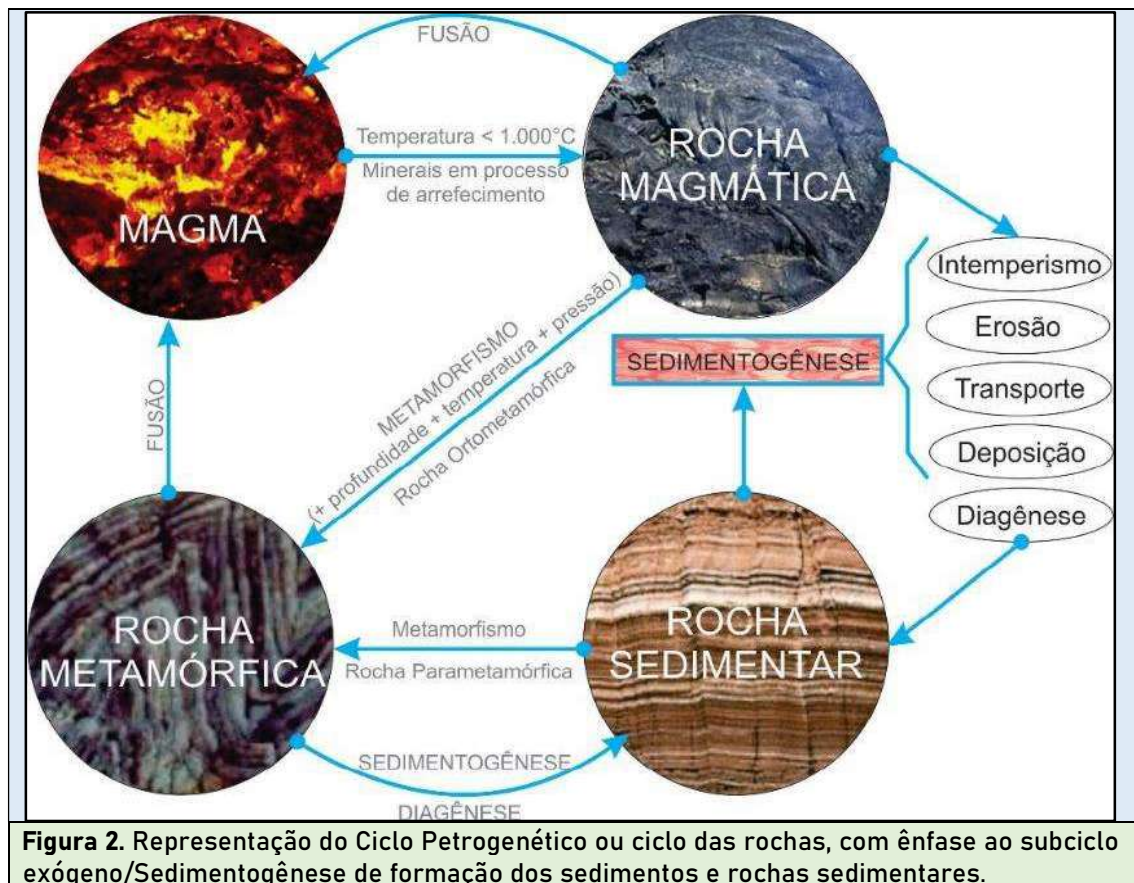
Figura 1. Representação dos mecanismos de erosão (*erosión*), transporte e sedimentação (*sedimentación*) ou deposição/acumulação, responsável pela formação dos depósitos sedimentares e posteriormente das rochas sedimentares.

Fonte: <http://erosion13agricultura.blogspot.com/2013/08/tipos-de-erosion.html>.

O sedimento não deve ser confundido com o material residual ou manto de alteração das rochas *in situ*, que é derivado exclusivamente do intemperismo. Ou seja, o sedimento é o resultado de um processo que se inicia com o intemperismo, que fragmenta a rocha e produz as partículas que se acumulam formando capas ou mantos de alteração. A partir do momento em que estas partículas são erodidas, transportadas e depositadas em outro sítio ou local, têm-se o sedimento. Este processo é chamado de Sedimentogênese e será mais bem explicado na sequência.

A formação de sedimentos na superfície terrestre é resultante de uma série de processos que integram o Ciclo Petrogenético ou ciclo das rochas, conceito que foi desenvolvido desde os séculos XVIII e XIX, por geólogos como James Hutton e Charles Lyell. Este ciclo consiste em um sistema dinâmico, onde os processos ocorrem de forma recorrente e interdependente, de modo a representar sistematicamente todo o mecanismo de formação de rochas e sedimentos na Terra (**Figura 2**).

O Ciclo Petrogenético, assim como a maioria dos processos terrestres em que se evidenciam o funcionamento de sistemas em larga escala, não ocorre de forma independente. Pelo contrário, apresenta estrita interdependência de outros sistemas, que podem ser explicados em seus próprios ciclos, como o ciclo climático, o ciclo biológico, o ciclo tectônico e o ciclo hidrológico, por exemplo. Da mesma forma, pode-se isolar ciclos de processos (como o ciclo do intemperismo, ou, o ciclo de transporte e deposição), bem como, subdividi-lo em dois subciclos ou etapas: subciclo endógeno e exógeno.



O processo de deposição de sedimentos ocorre no subciclo exógeno e se constitui na etapa de topo da Sedimentogênese. A Sedimentogênese pode ser entendida como o conjunto dos processos subaéreos e subaquosos que corresponde ao subciclo exógeno do Ciclo Petrogenético, sendo atuantes na transformação das rochas expostas em superfície (intemperismo, provocando fragmentação através da desintegração, dissolução, oxidação, carbonatação, etc.), originando partículas cada vez menores e produzindo uma assembleia de minerais secundários que formarão um pacote de material que poderá ser erodido, transportado e depositado.

Os depósitos formados, ao sofrerem diagênese (por cimentação ou compactação), dão origem a rochas sedimentares, ápice do subciclo exógeno. Uma vez exposta em superfície, a rocha sedimentar torna-se passível de Sedimentogênese, em um processo de retroalimentação comum neste ciclo.

Portanto, a deposição de sedimentos se constitui em um dos processos do subciclo exógeno, sendo o fator que ocasiona o acúmulo de materiais inconsolidados ou partículas em condições físico-químicas normais da superfície terrestre. No entanto, para se estudar de forma adequada este tópico, deve-se ater aos processos principais ocasionadores de sedimentos, que são os seguintes: intemperismo, erosão, transporte, além da própria deposição.

1.2.1. Intemperismo

O intemperismo é um dos conceitos mais abordados em livros de Geologia Geral, podendo ser apreendido, em síntese, como o conjunto de processos mecânicos, químicos e biológicos, ocorrentes na superfície terrestre, que ocasionam a fragmentação das rochas e são responsáveis pelos pacotes de materiais inconsolidados que recobrem o substrato superficial da crosta terrestre, desde a rocha sã até as camadas mais expostas, que pode ser denominado de alterito residual, regolito, manto ou capa de alteração ou manto de intemperismo.

Trata-se do processo de fragmentação que atua sobre a rocha sã em superfície, responsável por formar as capas de material inconsolidado decomposto *in situ*. De acordo com o tipo de agente atuante, em geral, os processos de intemperismo podem ser classificados nos seguintes tipos:

► Intemperismo físico - está ligado à variação da dilatação dos minerais produzida pelo aquecimento e resfriamento das rochas, promovendo sua desagregação mecânica. A variação de temperatura e o congelamento são os fatores predominantes, onde a cristalização de sais e a congelação são exemplos deste tipo de intemperismo (**Figura 3**).

► Intemperismo físico-biológico - processo de desagregação mecânica das rochas pela atividade, entre outras, do crescimento das raízes nas suas fraturas, por exemplo.

► Intemperismo químico - está ligado às reações químicas entre os minerais existentes e os fluídos (soluções líquidas diversas ou oxigênio), destacando-se os fenômenos de oxidação, redução, carbonatação, hidrólise, hidratação e dissolução, que decompõem a rocha (**Figura 3**).

► Intemperismo químico-biológico - se desenvolve pela ação das atividades orgânicas que contribuem para o processo de decomposição química das rochas. Ou seja, consiste na atuação de processos químicos desencadeados por atores biológicos, tais como os excrementos de aves e demais animais marinhos acumuladas sobre rochas na zona costeira, por exemplo.

1.2.2. Erosão

A erosão pode ser definida como o processo pelo qual um conjunto de fatores que atuam na superfície terrestre ocasiona a remoção de materiais minerais. De acordo com suas características, pode ocorrer a partir de dois processos principais: físicos e químicos.

► Erosão física ou corrasão - provocada por processos de atrito mecânico, ou seja, pela ação direta de agentes de transporte, ou, pelo impacto das partículas transportadas nas superfícies de contato dos materiais.

► Erosão química ou corrosão - provocada por reações decorrentes do contato entre o material e os fluídos em que estes se encontram (líquidos ou gasosos).

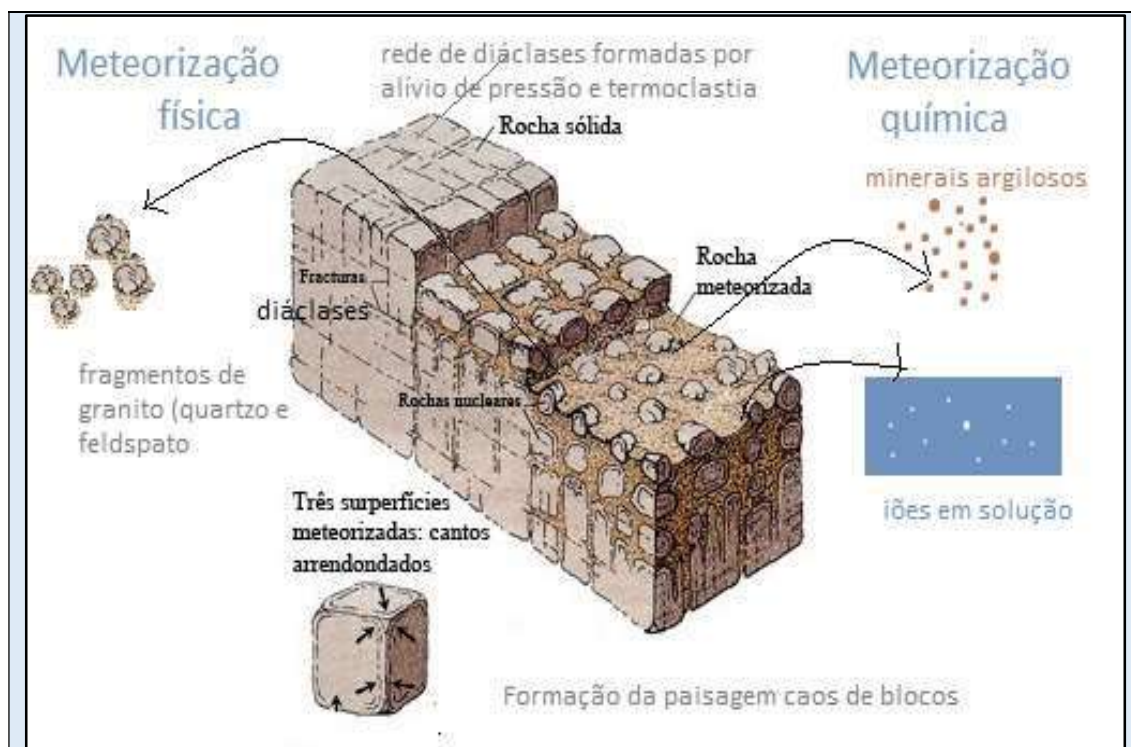


Figura 3. Exemplo típico de uma rocha sólida sob intemperismo ou meteorização. Ao sofrer intemperismo físico, em um 1º estágio, a rocha sofre desgaste em suas arestas, preparando para o 2º estágio, que resulta na formação de minerais argilosos após o intemperismo químico.

Fonte: <https://alemdasaulas.wordpress.com/tag/meteorizacao-quimica/>.

No tocante aos processos de remoção física, a erosão pode ser relacionada aos ambientes, segundo suas origens, podendo ser classificada como fluvial, eólica, marinha, glacial, litorânea, gravitacional e pluvial, sendo a água, a gravidade e o vento os principais agentes.

Os cinco primeiros conjuntos de processos serão mais bem abordados em capítulos específicos posteriormente, onde os ambientes glacial, fluvial, eólico, marinho e litorâneo serão estudados de forma pormenorizada. Cabe aqui, portanto, uma análise focada nos agentes gravitacionais e pluviais.

A gravidade atua como um agente que exerce uma força constante sobre as partículas em superfície, provocando ações diretas de deslocamento (ex.: movimento de massa do tipo *creep*), ou, em associação com outros fatores externos (como chuvas torrenciais e escoamento superficial ou *run-off*), desencadeando processos de erosão e movimentação de massas, com transporte e deposição subsequentes. Em meio subaquoso, a gravidade atua na velocidade de decantação das partículas.

Com relação aos processos erosivos causados pelas águas das chuvas, observa-se sua abrangência em quase toda a superfície terrestre, tendo seu efeito maior ou menor evidenciado, devido a uma série de condicionantes, tais como a quantidade e intensidade pluviométrica, a cobertura vegetal, a declividade do terreno, a granulometria e coesão do solo superficial e a intensidade do uso do solo (urbano ou agrícola).

A ação mecânica das gotas de chuva representa o primeiro impacto erosivo físico, exercido pela energia cinética das gotas, variável de acordo com o tamanho e a velocidade das mesmas, promovendo o deslocamento das partículas superficiais dos pacotes sedimentares (erosão por salpicamento ou *splash*) (Figura 4). Existem vários parâmetros que podem ser utilizados para medir a erosividade da chuva, como o total da precipitação, a intensidade da chuva, o momento e a energia cinética.

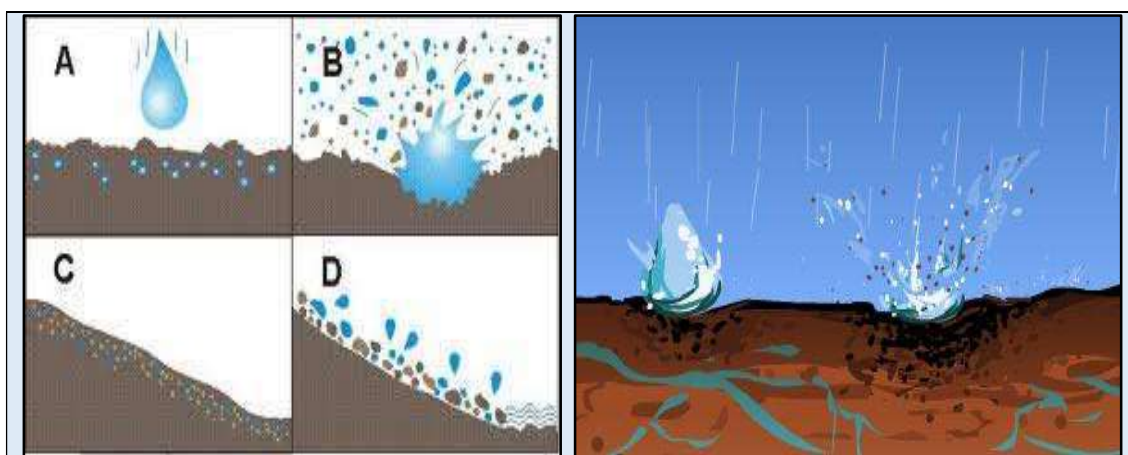


Figura 4. Exemplo típico da erosão ou corrosão hídrica causada pelo impacto da gota de água da chuva. Ao precipitar a chuva (A+B), a água toma dois caminhos: se infiltra na superfície, quando a cobertura vegetal presente faz dissipar a energia cinética da gota, ou causa erosão e deslocamento da massa d'água n superfície.

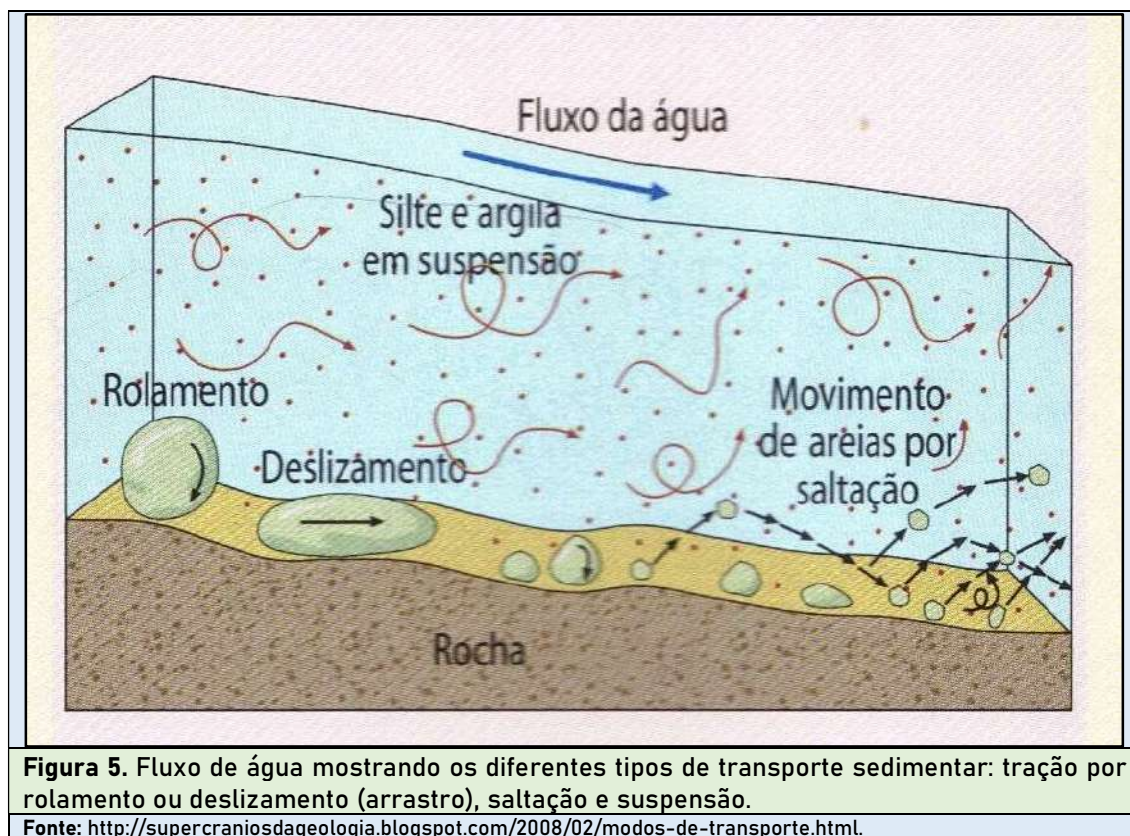
Fontes: (<http://conservandoosolo.blogspot.com/2012/05/importancia-do-manejo-e-conservacao-do.html>) e <http://waterdropess.blogspot.com/2016/03/erosao-hidrica.html>.

Cabe, ainda, destacar a seguinte associação: a erosão física ou corrosão acompanha o intemperismo físico, enquanto a erosão química ou corrosão acompanha o intemperismo químico.

1.2.3. Transporte

O transporte sedimentar pode ser definido como o deslocamento de material na superfície terrestre, ocasionado por variados agentes de transporte (água, vento, gravidade e homem).

Os mecanismos envolvidos no transporte de partículas em ambientes glacial, fluvial, eólico, marinho e litorâneo serão abordados de forma pormenorizada em capítulos específicos posteriormente. No entanto, cabe destacar que, de acordo com a granulometria, a massa e coesão entre partículas, relacionadas com a força tangencial e o tipo de agente envolvido, o transporte pode ocorrer por tração, saltação, suspensão (Figura 5), dissolução e queda.



► **Tração** - pode ocorrer em meios subaéreos e subaquosos e refere-se à carga de fundo ou de base, composta por partículas de granulometria a partir de seixo, que são arrastadas ou roladas pelo agente transportador.

► **Saltação** - refere-se às partículas arenosas e granulosas que deslizam e saltam ao longo do fluxo, podendo ocorrer em meios subaéreos e subaquosos, tocando ciclicamente a superfície de fundo ou de base.

► **Suspensão** - refere-se às partículas de tamanho silte e argila, que são carreadas pelos agentes, podendo ocorrer em meios subaéreos e subaquosos, sem tocar na superfície de fundo ou de base, permanecendo em suspensão pelo turbilhonamento da corrente.

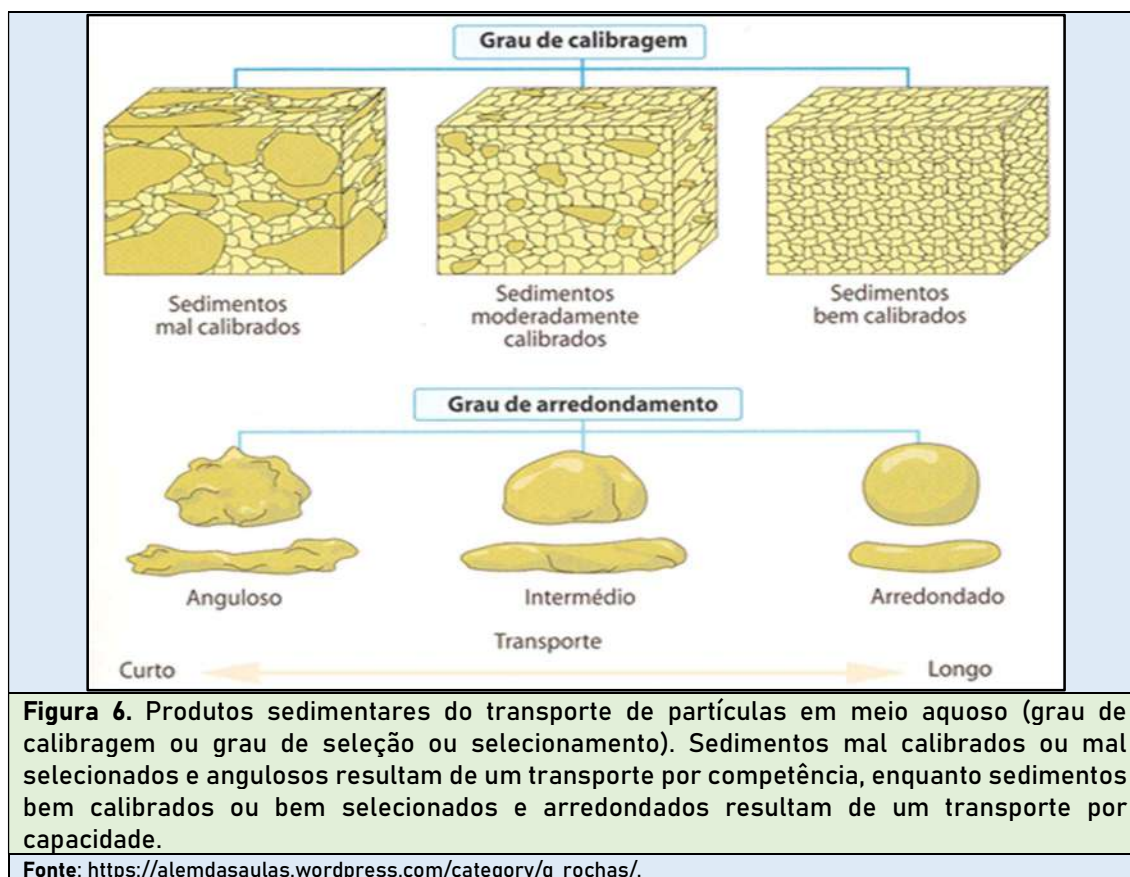
► **Dissolução** - ocorre quando a carga sedimentar entra em solução química com o agente aquoso, tornando-se parte constituinte dos fluxos em meios subaquosos.

► **Queda** - refere-se a partícula que se desprende da matriz por força externa (gravidade), ocasionando as correntes de turbidez, quedas de blocos e avalanches. Quando a queda da partícula ocorre em meio aquoso, denomina-se decantação.

Os processos de transporte de partículas são desencadeados após a erosão inicial, sendo que os agentes de transporte podem formar diferentes tipos de fluxos:

- ▶ Fluxos de transporte concentrados - quando os agentes de transporte possuem deslocamentos lineares e em sentido preferencial, podendo ocasionar feições erosivas como ravinas e voçorocas ao longo do curso.
- ▶ Fluxos de transporte difusos - quando os agentes de transporte contornam obstáculos ao longo do sentido de escoamento preferencial.
- ▶ Fluxos de transporte em lençóis - quando os agentes de transporte não possuem deslocamentos lineares, orientando-se de forma disseminada ao longo da superfície.

Pode-se, ainda, diferenciar duas características principais de transporte de acordo com o tipo de material transportado: competência e capacidade (**Figura 6**).



- ▶ Competência - quando o agente de transporte consegue deslocar partículas com granulometrias diversas e geralmente sedimentos maiores (quanto maior a partícula transportada, mais competente é o transporte).

► Capacidade - quando o agente de transporte consegue selecionar partículas de granulometria homogênea (quanto mais homogênea for a granulometria, mais capaz é o transporte).

1.2.4. Deposição

A deposição (tendo os termos sedimentação e acumulação como sinônimos) é o fator que consolida o caráter sedimentar de materiais sólidos inconsolidados ou partículas, ao proporcionar seu acúmulo em condições físico-químicas normais da superfície terrestre. De modo geral, após entrar em movimento, quando ocorre a diminuição da competência do agente de transporte, ao ponto de a força exercida ser menor que a inércia da partícula, acontece a deposição. Esta diminuição de competência pode ser ocasionada pela redução do gradiente, redução do volume ou velocidade do fluxo, ou, ainda, pelo aumento de carga detrítica transportada.

Neste sentido, os estudos sobre os processos de deposição devem abordar aspectos como os agentes de transporte (aquosos, eólicos, gravitacionais e o homem) e os mecanismos deposicionais (assentamento físico, precipitação química, atividade organógena e atividade antrópica). Deve-se, ainda, observar a relação intrínseca entre deposição e depósito correlativo (depósitos clásticos ou detríticos - coesivos e não coesivos, químicos, orgânicos e antrópicos), os tipos de depósitos de acordo com a natureza (inorgânicos e orgânicos) e origem dos sedimentos (clástico, químico e orgânico), bem como, a tipologia, de acordo com a granulometria (rudáceo ou pséfítico; arenoso ou psamítico; lutáceo ou pelítico).

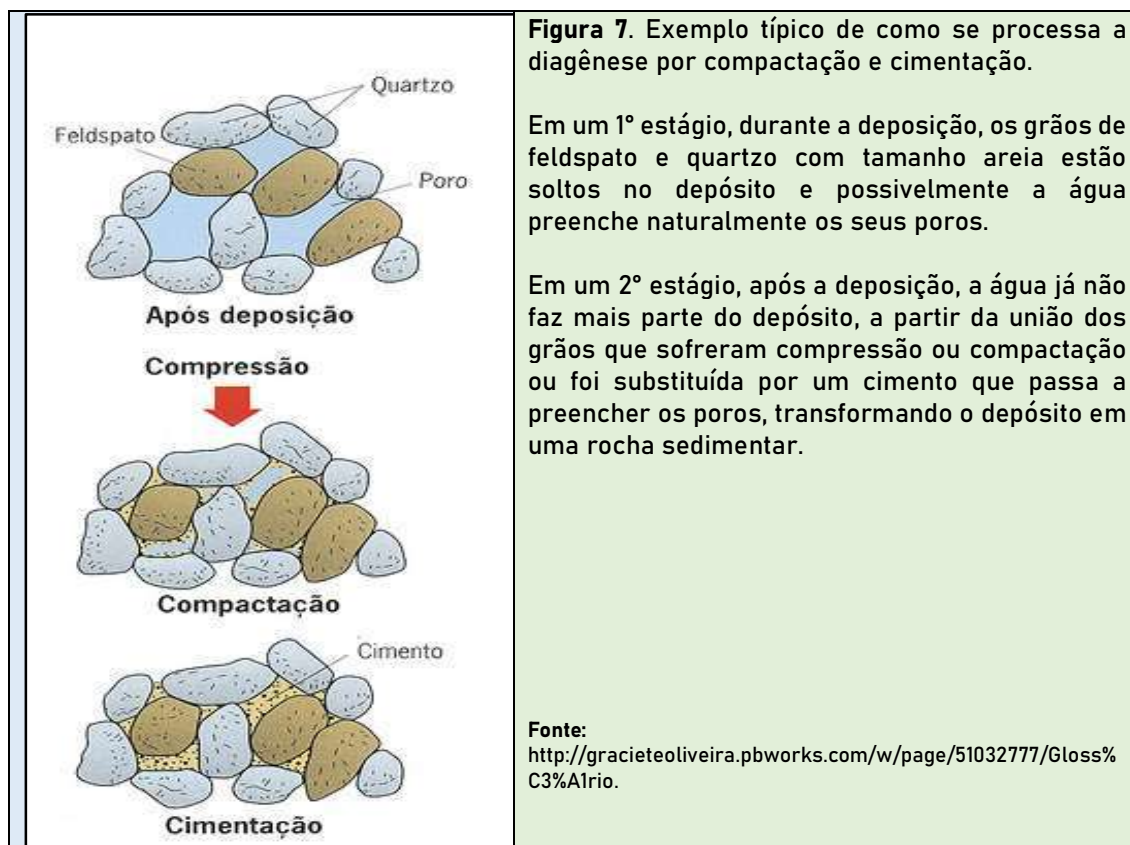
Estas características, analisadas em conjunto, proporcionam a classificação dos sedimentos e, por consequência, dos sistemas deposicionais/ambientes de sedimentação ocorrentes.

1.2.5. Diagênese

Diagênese ou litificação ou solidificação é o último processo do subciclo exógeno de transformação do depósito sedimentar em rochas sedimentar. Constitui um conjunto de fenômenos físicos e químicos que transformam os sedimentos móveis livres em rochas sedimentares compactas.

Existem três principais processos diagenéticos: compactação, cimentação e recristalização, que podem ocorrer sozinhos ou em conjunto.

► Compactação: os sedimentos vão sendo comprimidos por ação dos sedimentos que sobre eles vão se depositando. Assim, os materiais que se encontram por baixo são sujeitos a um aumento de pressão, o que vai provocar a expulsão de líquidos que existem entre eles (**Figura 7**).



► **Cimentação:** entre os espaços, poros ou interstícios dos diferentes sedimentos pode ocorrer a precipitação de substâncias químicas dissolvidas nos líquidos. Este processo resulta na agregação de sedimentos, com a ajuda da substância precipitada. Entre os vários tipos de cimento destacam-se os materiais silicosos, carbonáticos, ferruginosos, fosfáticos, evaporíticos, dentre outros (**Figura 7**).

► **Recristalização:** os minerais alteram as suas estruturas cristalinas. Este processo ocorre devido a alterações das condições de pressão, temperatura, circulação de líquidos, onde estão dissolvidos certos minerais.

A diagênese antecede a deposição no subciclo exógeno e precede o metamorfismo no subciclo endógeno, ou seja, existe uma distinção clara entre os termos diagênese e metamorfismo.

CAPÍTULO 2 – CLASSIFICAÇÃO DOS SEDIMENTOS

2.1. INTRODUÇÃO

Existem diversas formas de classificação de sedimentos, que variam de acordo com os diferentes critérios de análise. Dentre os principais quesitos, destacam-se: a origem, a composição química e a textura.

► Quanto à origem - o sedimento pode ser classificado como clástico, químico e orgânico.

► Quanto à composição química - o sedimento pode ser classificado como silicoso, carbonático, ferruginoso, fosfático etc.

► Quanto à textura - o sedimento pode ser classificado como pefítico (rudáceo), psamítico (arenoso) e pelítico (lutáceo).

No entanto, estas características são influenciadas por quatro principais fatores: área fonte, meio de transporte, tempo (maturidade) e mecanismo de deposição. Quando analisados no conjunto de seus depósitos correlativos, as classificações ocupam-se em ordenar os diferentes ambientes de sedimentação, organizando-os em sistemas deposicionais de maneira a compreender a evolução geológica das áreas analisadas.

No decorrer deste capítulo, as relações entre estes fatores e suas consequências nas características dos sedimentos e depósitos correlativos serão abordadas, de maneira a estruturar as classificações apresentadas.

2.2. MECANISMOS DE DEPOSIÇÃO

Os mecanismos de deposição apresentam estrita relação com a dinâmica dos agentes de transporte das partículas inconsolidadas, tendo em vista o fato, já mencionado, de que o estado de estar em movimento ou não depende da relação entre a força atuante sobre estas partículas e sua inércia (determinada pela massa e textura das partículas, somada ao volume das mesmas).

Na superfície terrestre, os principais agentes de transporte de partículas são a gravidade, o vento, a água e o homem.

► Gravidade - como já mencionado, exerce uma força constante sobre as partículas em superfície, provocando ações de deslocamento e desencadeando processos de erosão e movimentação de massas, com transporte e deposição subsequentes, atuando em meio subaquoso como velocidade de decantação das partículas.

► Vento - se caracteriza como um dos principais agentes de transporte em meio subaéreo, onde o processo de deposição ou acúmulo de sedimentos (sedimentação) inicia-se quando a força transportadora é sobrepujada pela inércia das partículas. Em outros termos, a partícula se deposita quando o agente transportador perde a competência para carregá-la.

► Água - atua em estado líquido ou sólido (gelo), variando sua energia hidrodinâmica em relação ao ambiente. A sedimentação das partículas ocorre através de arrasto e decantação (em glaciares), por decantação (no caso dos sedimentos clásticos não coesivos), por floculação (no caso dos sedimentos clásticos coesivos) e por precipitação (quando a água se torna supersaturada por materiais solúveis ou sedimentos químicos).

► Homem - por sua vez, se confirma como agente de transporte na medida em que altera ou produz processos da dinâmica superficial, gerando depósitos.

Por sua vez, os principais mecanismos de deposição sedimentar são a precipitação química, atividade organógena, assentamento físico e a atividade antrópica.

► Precipitação química - ocorre em meio subaquoso, através da dissolução de minerais que entram em solução com o meio e, quando atingem o ponto de saturação, precipitam-se e formam depósitos de sedimentos químicos. O ponto de saturação é entendido como a capacidade máxima que o meio aquoso possui de dissolver os solutos.

► Atividade organógena - ocorre em ambos os meios (subaéreo e subaquoso), sendo a deposição instaurada diretamente por atividade ou morte de organismos (sedimentos orgânicos ou biológicos).

► Assentamento físico - quatro tipos de processos predominantes são observados: deposição contínua, deposição episódica, deposição rítmica e floculação. A deposição contínua ocorre, principalmente, em ambientes subaquosos e de forma sucessiva e uniforme, quando a velocidade de decantação da partícula é maior do que o nível de energia do meio; a deposição episódica, em contrapartida, ocorre em associação a eventos curtos e de alta energia que interferem no equilíbrio dinâmico dos fluxos; quando estes eventos são cíclicos e repetitivos, formando sequências sedimentares ordenadas, têm-se a deposição rítmica; a floculação ocorre em ambientes subaquosos e atua sobre sedimentos coesivos finos como siltes e argilas (diferente das deposições contínuas, episódicas e rítmicas, que atuam em sedimentos clásticos não coesivos, predominantemente areias), cujas partículas se agregam e, desta forma, aumentam a velocidade de decantação, suplantando o turbilhonamento do meio.

► Atividade antrópica - a atividade antrópica distingue-se da atividade organógena devido aos padrões de deposição, que são efetuados de maneira a cumprir objetivos pré-definidos, sendo que o ambiente natural é moldado de acordo com um objetivo pré-determinado. Neste sentido, o homem constitui-se, ao mesmo tempo, em agente de transporte e mecanismo de deposição, ao passo que exerce o papel de agente geológico ao alterar e instituir novos depósitos em ambiente próprio, de acordo com objetivos específicos.

O último fator a ser considerado para a deposição deve ser o tempo, ou seja, as escalas temporais de análise, tendo em vista que as taxas de deposição sedimentar variam de acordo com os processos atuantes, bem como, com os episódios ocorrentes ao longo da história geológica.

2.3. SISTEMAS DEPOSICIONAIS E AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO

Os sistemas deposicionais podem ser entendidos como um conjunto tridimensional de litofácies constituído por associações específicas originadas de acordo com os fatores deposicionais atuantes nos ambientes de sedimentação de uma mesma província fisiográfica ou geomorfológica. Por sua vez, os ambientes de sedimentação caracterizam-se como o âmbito geográfico onde ocorre a deposição.

Sendo assim, as características do ambiente de sedimentação, definidas pelos fatores deposicionais, em conjunto com os mecanismos de transporte atuantes, definem o tipo de sedimento e os depósitos a serem originados. Os principais fatores deposicionais são:

- Fisiográficos - relevo e meio de transporte.
- Climáticos - temperatura, umidade, pluviosidade etc.
- Geológicos - litologia da área fonte.

Nestes termos, pode-se diferenciar quatro grandes sistemas deposicionais, a saber: continental, transicional costeiro, marinho ou oceânico e antropogênico.

► Sistema deposicional continental - é constituído por sedimentos fluviais e colúvio-aluvionares do Quaternário indiferenciado, dispostos continente adentro ao longo das principais drenagens fluviais e próximos ao contato entre o embasamento e as planícies costeiras (**Figura 8**).

► Sistema deposicional transicional costeiro - é constituído por sedimentos quaternários marinho-praias dispostos em ambientes litorâneos de praias, além de depósitos eólicos costeiros, lagunares, flúvio-lagunares e paludiais dispostos próximos à linha de costa. Forma uma zona de transição entre os sistemas continental e marinho ou oceânico, estendendo-se, mar adentro, até o ponto a partir do qual ocorre interação hidrodinâmica no fundo marinho e, continente adentro, até os limites emersos da província costeira (**Figura 8**).

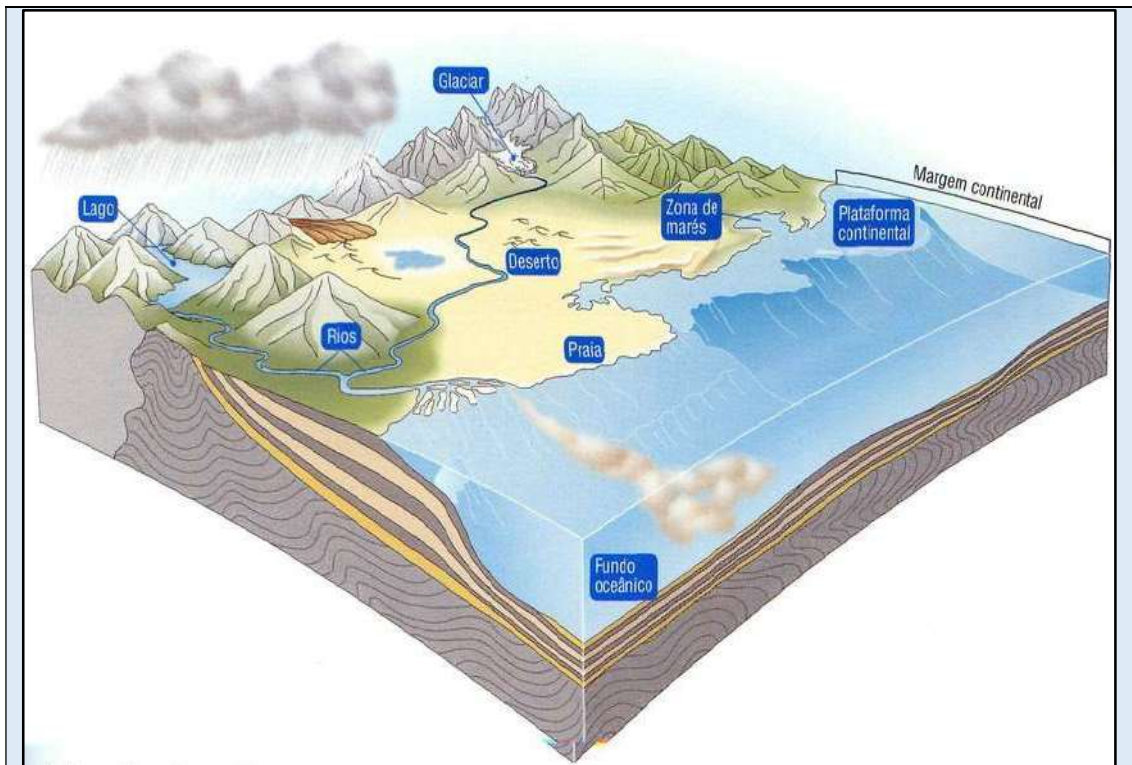


Figura 8. Do continente para o oceano, principais sistemas deposicionais: (i) sistema deposicional continental, formado aqui pelos ambientes de sedimentação glacial, lacustre, fluvial e desértico; (ii) sistema deposicional transicional costeiro, formado aqui pelos ambientes de sedimentação paludial e praiial; (iii) sistema deposicional marinho ou oceânico, formado aqui pelos ambientes de sedimentação nerítico e abissal.

Fonte: <http://biogeoart.blogspot.com/2010/03/rochas-sedimentares-o-volume-que-as.html>.

► Sistema deposicional marinho ou oceânico - é constituído por sedimentos variados (clásticos, químicos e orgânicos) e que se depositam em ambientes subaquosos. Ocorre a partir do limite de interação hidrodinâmica com o fundo marinho, até profundidades superiores a 10.000m (**Figura 8**).

► Sistema deposicional antropogênico - formado por unidades deposicionais associadas aos mecanismos de deposição antrópica.

Selley (1976) apresentou um esquema geral para classificação dos sistemas deposicionais e ambientes de sedimentação. O sistema deposicional continental aquoso é formado pelos ambientes de sedimentação deltaico, lacustre, pantanoso ou paludial e fluvial ou aluvial. O sistema deposicional continental terrestre é formado pelos ambientes de sedimentação de encosta ou colúvio-aluvionar, espélico ou cavernícola, glacial e eólico continental ou desértico. O sistema deposicional transicional costeiro é formado pelos ambientes de sedimentação eólico costeiro ou litorâneo, deltaico, de maré ou paludial, pantanoso ou paludial, estuarino ou flúvio-marinho, lagunar, de baía e praiial. O sistema deposicional continental marinho ou oceânico é formado pelos ambientes de sedimentação nerítico (da plataforma continental), batial (do talude continental), abissal (do assoalho oceânico ou planície abissal) e hadal (da planície abissal, fossas oceânicas e cordilheira meso-oceânica ou dorsal meso-oceânica).

2.4. DEPÓSITOS SEDIMENTARES CORRELATIVOS

O termo depósito sedimentar é aplicado para designar o material sedimentado a partir dos mecanismos de deposição (precipitação química, atividade organógena, assentamento físico e atividade antrópica), formando concentrações específicas de acordo com a origem dos sedimentos e as características do meio (fatores deposicionais e ambientes de sedimentação), ao longo do tempo geológico.

De acordo com o exposto, portanto, as relações processo/forma entre os ambientes de deposição e os depósitos correlativos gerados são primordiais na identificação das unidades deposicionais ocorrentes em uma determinada área. A **Figura 9** apresenta um esquema tipológico de sedimentos e materiais formadores de depósitos correlativos. Em geral, ocorre a subdivisão entre sedimentos inorgânicos, orgânicos e materiais tecnogênicos.

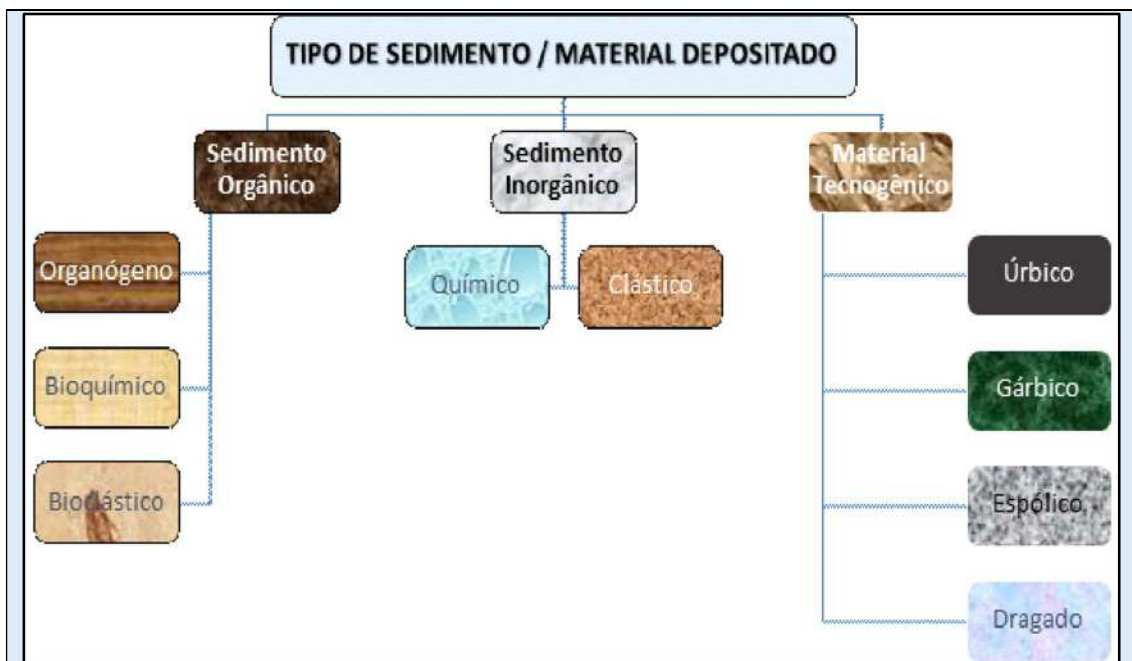


Figura 9. Esquema tipológico de sedimentos e materiais formadores de depósitos correlativos.

Os sedimentos inorgânicos, de maior ocorrência, na Sedimentologia são classificados em sedimentos clásticos (exemplo, as areias) e químicos (exemplo, os carbonatos). Os sedimentos orgânicos, de menor ocorrência, são classificados em sedimentos organógenos (fitógenos, zoógenos ou mistos), bioquímicos e bioclásticos. Os sedimentos ou materiais tecnogênicos, de origem antropogênica, são classificados em úrbicos (restos de construção civil), gárbicos (mistura com resíduos orgânicos), espólicos (transportados), dragados (fundos aquosos de diversa natureza).

Os sedimentos inorgânicos são subdivididos em duas grandes classes: clásticos e químicos.

► Os sedimentos inorgânicos clásticos, também denominados de detríticos, terrígenos, litoclásticos ou siliciclásticos, são aqueles formados pelo intemperismo atuante nas rochas superficiais pré-existentes. De acordo com a origem, podem ser subdivididos em três subtipos: (i) terrígenos, que são derivados do intemperismo sobre as rochas superficiais, sendo que, conforme a intensidade e tipo de intemperismo, os sedimentos podem ser mais ou menos diversificados (quanto maior a intensidade, maior a concentração de argilominerais e quartzo, em detrimento de feldspatos, micas, anfibólios e piroxênios); (ii) vulcanogênicos, que são os fragmentos de material vulcânico associados às erupções, tais como, cinzas, lapillis, tufos e bombas vulcânicas (**Figura 10**); (iii) cosmogênicos, constituídos por materiais extraterrestres, tais como, meteoritos e poeiras cósmicas, que adentram a atmosfera terrestre.

Cinzas	Fragmentos muito finos, com menos de 2mm de diâmetro, que podem ser facilmente transportados pelo vento até longas distâncias.	
Lapilli ou bagacina	Fragmentos angulosos arredondados, com diâmetro entre 2 mm e 50 mm, que podem ser expelidos em estado sólido ou plástico (semifundido).	
Bombas	Possuem diâmetro superior a 50 mm e podem pesar dezenas de quilos. Caracterizam-se pela forma particular que adquirem durante o seu trajecto no ar.	

Figura 10. Ejetólitos vulcânicos que formam os sedimentos vulcanogênicos ou piroclásticos, classificados em ordem decrescente do diâmetro do grão em bloco e bomba, lapilli e cinza, respectivamente.

Fonte: <http://vaniauniverso.blogspot.com/2010/05/materiais-vulcanicos-gasosos-os-vulcoes.html>.

► Os sedimentos inorgânicos químicos, diferentemente dos bioquímicos, são aqueles formados pela dissolução de minerais produzidos pelo intemperismo (carga transportada em solução), ou, pela precipitação de sais quando os fluídos atingem o ponto de saturação, formando depósitos relativamente puros de sedimentos químicos. Os oceanos, por exemplo, constituem-se em verdadeiras bacias sedimentares químicas, onde à solução marinha são acrescentados os sais e minerais carreados em grandes quantidades pelos rios, em associação com os íons e substâncias minerais diversas originados de atividades vulcânicas. Exemplos de sedimentos inorgânicos químicos: evaporitos, carbonatos, fosforitos, nódulos polimetálicos.

Os sedimentos orgânicos ou aloquímicos são constituídos por materiais derivados de atividades organógenas (seres vivos), através do acúmulo de carapaças de organismos marinhos, algas calcárias, troncos vegetais, restos animais etc. Podem ser subdivididos em três subtipos: sedimentos organógenos, bioquímicos e bioclásticos.

► Os sedimentos organógenos são formados pelo acúmulo de matéria orgânica derivada de organismos vivos (vegetais e animais). Quando os restos vegetais são preservados em ambientes anaeróbicos (sem oxigênio), originam a série turfa-linhito-hulha-antracito-grafite, conhecida como série de incarbonização (Figura 11).

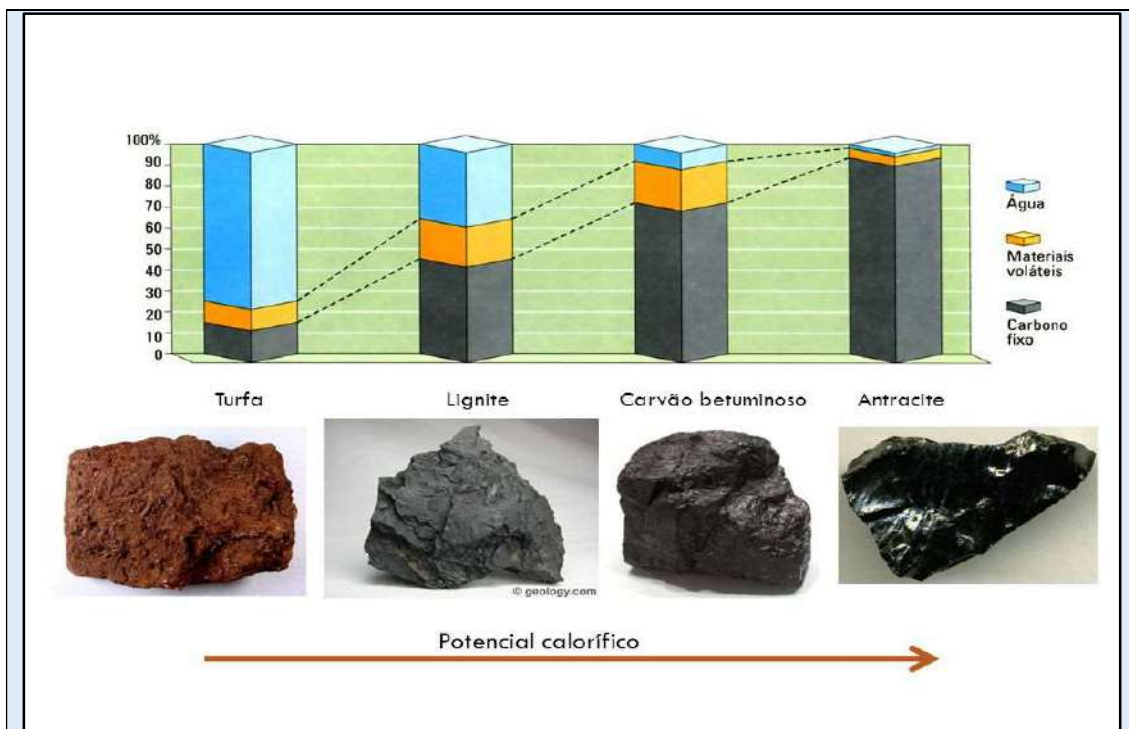


Figura 11. Série de incarbonização ou Série de *Rank*, que se refere à transformação do sedimento turfáceo à rocha sedimentar antracito. Em direção ao final da série, diminui o teor em celulose, oxigênio e água, aumentando o teor de carbono, materiais voláteis e potencial calorífico.

Fonte: <https://www.sobregeologia.com.br/2018/04/carvao-mineral.html>.

► Os sedimentos bioquímicos são formados pela atividade bioquímica de organismos, através da combinação do cálcio com os sais de bicarbonato, tais como carapaças e algas calcárias.

► Os sedimentos bioclásticos são formados pelo acúmulo de sedimentos bioquímicos e orgânicos em geral, que são retrabalhados pelos agentes de transporte. Exemplos: areias calcárias, fácies bioclásticas das areias praias.

Os sedimentos ou materiais tecnogênicos do sistema deposicional antropogênico são divididos em sedimentos prototecnogênicos e sedimentos tecnogênicos.

► Os sedimentos prototecnogênicos são constituídos por sedimentos clásticos e bioclásticos (predominando areias quartzosas, conchas de moluscos e bivalves, fragmentos de peixes, de aves e de mamíferos marinhos, além de materiais líticos e arqueológicos, tais como esqueletos e fragmentos de ossos humanos, restos de carvão e cinzas, objetos líticos como pontas de flecha, utensílios de cozinha e adornos diversos), construídos entre 6 e 1 Ka AP (mil anos antes do presente), sobre unidades deposicionais litorâneas, geralmente, em forma de acumulações com amplitudes altimétricas e extensões variáveis, identificados do ponto de vista geológico como Depósito do tipo sambaqui ou do ponto de vista arqueológico sítios arqueológicos do tipo sambaquis. Considera-se esses sedimentos prototecnogênicos do tipo sambaqui como sedimentos naturais de origem antropogênica.

► Os sedimentos tecnogênicos são compostos de materiais retirados ou alterados por ação antrópica, destinados a construções e demais usos antrópicos. Segundo trabalho realizado por Fanning & Fanning (1989), os depósitos tecnogênicos podem ser divididos em quatro subtipos: úrbicos, gárbicos, espólicos e dragados. Os sedimentos tecnogênicos que constituem a maioria dos aterros e coberturas para assentamento de estruturas rígidas são considerados como sedimentos

De acordo com o tamanho das partículas dos sedimentos, pode-se distinguir três classes de depósitos/sedimentos: psefíticos, psamíticos e pelíticos (Figura 12).

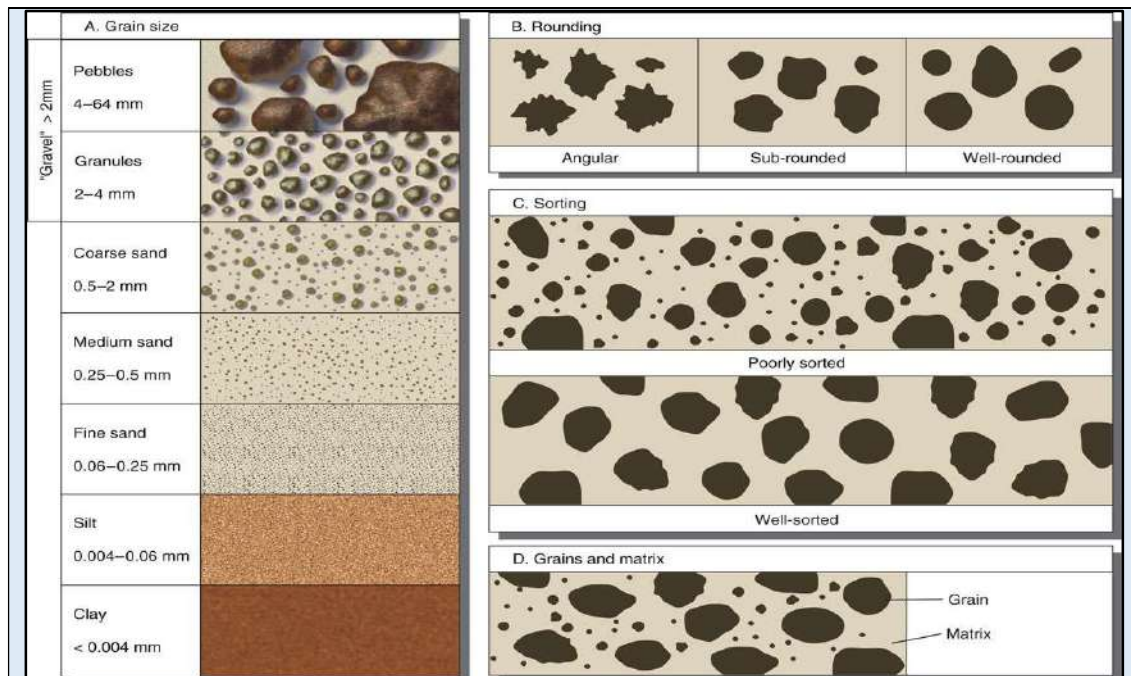


Figura 12. Classificação dos sedimentos de acordo com o tamanho do grão: psefíticos (*pebbles* e *granules*; seixos e grânulos, respectivamente); psamíticos (*coarse sand*, *medium sand* e *fine sand*; areia grossa, média e fina, respectivamente); pelíticos (*silt* e *clay*, silte e argila, respectivamente). Observa-se na coluna à direita, o arredondamento (*rounding*) dos cascalhos (*gravel*); o selecionamento (*sorting*) das areias e a relação dos grãos e matriz nos finos.

Fonte: <https://kosthilaire8162.wordpress.com/2015/04/04/grain-size-distribution/>.

► Os depósitos e sedimentos rudáceos ou psefíticos ou macroclásticos são constituídos por sedimentos com granulometria maior que 2mm (denominados de cascalhos).

► Os depósitos e sedimentos arenosos ou psamíticos ou mesoclásticos são constituídos por sedimentos com granulometria variando entre 0,062mm e 2mm (denominados de areias).

► Os depósitos e sedimentos lutáceos ou pelíticos são constituídos por sedimentos com granulometria menor que 0,062mm (silte e argila, denominados genericamente de finos ou lamas).

Os sedimentos apresentam, ainda, características relacionadas com as propriedades coesivas dos grãos em relação aos agentes de transporte, observando-se dois subtipos: coesivos e não coesivos.

► Nos sedimentos coesivos, as forças eletroquímicas de adsorção de íons atuam entre os minerais (siltico-argilosos) e entre estes e o meio, de modo que as partículas se soldam e formam uma massa coesa. A atração química é fundamental para determinar o tamanho e massa de partículas coesas.

► Os sedimentos não coesivos consistem em grãos individuais (tal como areia), com estrutura granular e ausência de propriedades de adsorção química, de modo que o tamanho e a massa do grão são os parâmetros principais para o transporte do sedimento.

Por fim, no **Quadro 1** apresenta-se uma classificação dos principais depósitos correlativos em termos de sistemas deposicionais, ambientes de sedimentação e características básicas dos sedimentos depositados.

Referências Capítulo 2

FANNING, D. S. & FANNING, M. C. 1989. **Soil morphology, genesis, and classification**. Chichester, UK: Wiley and Son.

SELLEY, R, C. 1976. **An Introduction to Sedimentology**. Londres/Nova York/São Francisco: Academic Press.

Quadro 1. Classificação dos principais depósitos correlativos observados na Sedimentologia.

SISTEMA DEPOS	AMBIENTE		DEPÓSITO	CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS SEDIMENTOS/MATERIAIS
ANTROP	Antrópico		Tecnogênico	Úrbicos, gárbicos, espólicos, dragados
			Prototecnogênico	Gárbicos e espólicos - clásticos e orgânicos
MARIN OCEANO	Ne	Plat. cont. interna (costa abrigada)	Marinho, com fácies biodetrítica e bioquímica	Clásticos, químicos e orgânicos Lutáceo
		Plat. cont. interna (costa exposta ou semi-exposta)	Marinho, com fácies biodetrítica e bioquímica	Clásticos, químicos e orgânicos Areno siltico-argiloso
		Plat. cont. média		
		Plat. cont. externa		
	Batial (talude continental)	Turbiditos e pelitos	Clásticos, químicos e orgânicos Cascalho-arenoso e siltico-argiloso	
Abissal (fundos e assoalhos marinhos)	Nódulos, crostas e sulfetos polimetálicos	Clásticos e químicos siltico-argiloso		
TRANS COST	Lae	Marinho e praias	Marinho praias	Clástico e orgânico - arenoso
			Leque de sobrelevagem (<i>washover</i>)	Clástico - arenoso
		Eólico	Eólico	Clástico - arenoso
	Deltaico	Deltaico	Deltaico oceânico	Clásticos e orgânicos - arenoso
			Deltaico de maré enchente	
			Deltaico de maré vazante	
	Lagunar	Flúvio-lagunar	Clástico e orgânico - areno siltico-argiloso	
	Lagunar e praias	Lagunar praias	Clástico e orgânico - arenoso	
	Estuarino	Flúvio-marinho	Clástico e orgânico - areno siltico-argiloso	
	Estuarino e praias	Estuarino praias	Clástico e orgânico - arenoso	
	de Baía	<i>Chenier</i>	Clástico e orgânico - arenoso	
	Lbe	Lagunar	Lagunar	Clástico e orgânico - areno siltico-argiloso
		Deltaico	Deltaico intralagunar	Clásticos e orgânicos Areno siltico-argiloso
			Deltaico de baía	
			Deltaico estuarino	
		Estuarino	Estuarino	Clástico e orgânico - lutáceo
			Paludial	Clásticos e orgânicos - areno siltico-argiloso
		Planície de maré		
de Baía		Paludial	Clásticos e orgânicos - areno siltico-argiloso	
Pantanosos		Planície de maré		
de Maré		Paludial	Clástico e Orgânico - areno siltico-argiloso	
de Maré	Planície de maré	Clástico e Orgânico - areno-siltoso		
CONTIN	Sbe	de Encosta	Tálus	Clástico - rudáceo
			Coluvial	Clástico de granulometria indiferenciada
			Leque aluvial	Clástico de granulometria indiferenciada
		Fluvial	Aluvial	Clástico de granulometria indiferenciada
	Eólico	Eólico	Clástico - arenoso	
	Sba	Pantanosos	Paludial	Clástico e orgânico - lutáceo
			Flúvio-paludial	Clástico e orgânico - areno siltico-argiloso
		Lagoa/lago	Lacustre	Clástico e orgânico - lutáceo
			Flúvio-lacustre	Clástico e orgânico - areno siltico-argiloso
			Lacustre praias	Clástico e orgânico - arenoso
		Fluvial	Aluvial	Clástico de granulometria indiferenciada
		Delta	Deltaico-lacustre	Clástico e orgânico - areno siltico-argiloso
Flúvio-deltaico			Clástico - areno siltico-argiloso	

DEPOS = deposicional; ANTRON = antropogênico; MARIN = marinho; TRAN = transicional; COS = costeiro; CONTIN = continental; Plat. = plataforma; Ne = nerítico; Lae = litorâneo de alta energia; Lbe = litorâneo de baixa energia; Sbe = subaéreo; Sba = subaquoso.

CAPÍTULO 3 - PROPRIEDADES DOS SEDIMENTOS

3.1. INTRODUÇÃO

O sedimento, entendido como um conjunto de partículas inconsolidadas, constitui-se como a unidade básica dos depósitos sedimentares. Neste sentido, estes depósitos podem ser estudados e classificados de acordo com as características mineralógicas e texturais intrínsecas dos sedimentos constituintes, que variam de acordo com a área fonte, o agente de transporte, o mecanismo de deposição, o ambiente de sedimentação e o tempo de retrabalhamento.

Estes fatores imprimem características específicas, tanto nas partículas, quanto na distribuição das mesmas ao longo do depósito, constituindo um conjunto de aspectos que podem ser denominados de propriedades dos sedimentos. Além da composição mineralógica, que pode ser entendida como a assembleia de minerais e fragmentos que compõem o pacote sedimentar, destacam-se as características granulométricas, morfométricas e morfoscópicas, determinadas pelo tamanho e forma dos grãos.

Na sequência, serão apresentadas de forma pormenorizada estas características, que constituem as propriedades descritivas, ou apenas, as propriedades dos sedimentos.

3.2. COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA

A composição mineralógica, ou seja, o conjunto ou assembleia de minerais e fragmentos que compõem o pacote sedimentar apresenta estrita relação entre a área fonte (que determina a origem dos sedimentos) e os agentes de transporte envolvidos (que, por sua vez, determinam os mecanismos de deposição atuantes). Neste sentido, o estudo da composição mineralógica deve abordar os seguintes aspectos: composição, proveniência e atributos (densidade, resistência, dureza, porosidade, permeabilidade).

► Composição - durante o processo de intemperismo, a predominância de material detrítico resultante que constitui o alterito residual (regolito, manto ou capa de alteração, ou, manto de intemperismo) e que irá formar os sedimentos clásticos, geralmente, associa-se às características de resistência física, estabilidade química e abundância. Por este motivo é que o quartzo e o feldspato predominam nos sedimentos terrestres, por serem minerais estáveis e abundantes nas rochas fontes da crosta continental. Isto explica o porquê de minerais como o topázio ou o próprio diamante, embora sejam mais resistentes que o quartzo, não são comuns nos sedimentos, por não serem abundantes. Em áreas com pequenos aportes de sedimentos terrígenos, como ilhas oceânicas, observam-se que as areias praias, por exemplo, são constituídas, predominantemente, por fragmentos carbonáticos (de origens químicas e bioquímicas).

► Proveniência - através de análises sobre a proveniência dos sedimentos pode-se avaliar o tipo de área fonte e os ambientes de formação dos depósitos, traçando-se o histórico sedimentar ocorrido desde a erosão até a deposição (PETTIJOHN *et al.*, 1987). Por exemplo, ao se identificar uma assembleia tipológica específica de minerais pesados e efetuar-se a correlação com as possíveis áreas fontes próximas ao depósito, pode-se inclusive estipular hipóteses sobre os padrões e agentes de transporte envolvidos entre a remoção do material sedimentar e sua deposição.

► Atributos - os atributos estão relacionados com as propriedades individuais das partículas e aquelas apresentadas pelos agregados (conjunto de grãos).

Com relação às propriedades individuais ou atributos das partículas, destacam-se a densidade, resistência e dureza.

► Densidade - refere-se à quantidade de massa por volume do sedimento ou material detrítico. A densidade do quartzo é de $2,65\text{g/cm}^3$, a do feldspato varia entre $2,56$ e $2,65\text{g/cm}^3$ e a da ilmenita varia entre $4,1$ e $4,8\text{g/cm}^3$. Minerais pesados são aqueles com densidade de grão $> 2,89\text{g/cm}^3$.

► Resistência - relaciona-se com a pressão máxima que uma partícula pode sofrer sem se romper. Para exemplificar, o quartzo apresenta resistência na ordem de 2.500Mpa , enquanto a resistência do arenito (rocha sedimentar formada a partir de areias quartzosas) é bem menor, devido aos cimentos e planos de fraqueza laminares da rocha.

► Dureza - refere-se à propriedade que um mineral possui de resistir ao atrito, podendo ser quantificada de acordo com a Escala de Dureza ou Escala de *Mohs*, que mede a relação de dureza dos materiais, variando de 1 (menos duro na escala = talco) a 10 (mais duro na escala = diamante).

Com relação às propriedades coletivas ou atributos dos agregados, elenca-se a porosidade e a permeabilidade.

► Porosidade - relaciona-se com os espaços vazios existentes entre os grãos, determinado pelo arranjo interno e forma dos mesmos.

► Permeabilidade - corresponde à capacidade que a água ou quaisquer outros fluidos possuem de percolar pelos pacotes sedimentares.

3.3. GRANULOMETRIA OU TEXTURA

Na natureza, existem sedimentos formados por partículas com tamanhos que variam de metros a micras de diâmetro e com distribuições extremamente variadas. Nestes termos, conforme já mencionado, existem classificações baseadas no tamanho dos grãos.

Estas classificações, denominadas de granulométricas ou texturais, tornam-se importantes por vários motivos, dentre os principais, por servirem de padronização para descrição, classificação e correlação de sedimentos clásticos, possibilitando os tratamentos estatísticos dos sedimentos.

As classificações granulométricas são efetuadas com base em escalas, sendo as mais utilizadas: escala geométrica do tamanho do grão de Wentworth (1922), adaptado para a escala logarítmica (ϕ ou \emptyset) por Krumbein (1934).

A escala geométrica de Wentworth (1922) utiliza 1mm como base, aplicando-se uma progressão geométrica com razão 2 para os valores superiores a 1mm (multiplica-se 1mm por 2 e, assim, sucessivamente = 2mm, 4mm, 8mm, 16mm, etc.) e razão $\frac{1}{2}$ para os valores decrescentes de 1 mm (divide-se 1mm por 2 e, assim, sucessivamente = 0,5mm, 0,25mm, 0,125mm, 0,0625mm, etc.).

A escala logarítmica de Krumbein (1934) modificou a escala geométrica de Wentworth (1922) para uma escala logarítmica com base 2, de modo a simplificar as análises estatísticas, complementado posteriormente por McManus (1963).

De acordo com o tamanho das partículas dos sedimentos, Wentworth (1922) identificou classes de tamanhos, ou classes texturais, a partir das propriedades envolvidas na predominância de movimentação ao longo do transporte de sedimentos (**Quadro 2**). Neste sentido, distinguiu-se três classes texturais principais de acordo com o tamanho, a saber:

Quadro 2. Escalas granulométricas e classes texturais dos sedimentos.

Wentworth (1922) (mm)	Classe textural		Krumbein (1934) (\emptyset)	
	Português	Inglês		
256,00		Matacão > 256,00mm	<i>Boulder</i>	-8
128,00		256,00mm > Bloco > 64,00mm	<i>Block</i>	-7
64,00	MG	64,00mm > Seixo > 4,00mm	<i>Pebble or gravel</i>	-6
32,00	G			-5
16,00	M			-4
8,00	F			-3
4,00		4,00mm > Grânulo > 2,00mm	<i>Granule</i>	-2
2,00	MG	2,00mm > Areia > 0,0625mm	<i>Sand</i>	-1
1,00	G			0
0,50	M			1
0,25	F			2
0,125	MF			3
0,0625	G	0,0625mm > Silte > 0,0391mm	<i>Silt</i>	4
0,03125	M			5
0,01563	F			6
0,00781	MF			7
0,00391	G	0,0391mm > Argila > 0,000245mm	<i>Clay</i>	8
0,00195	M			9
0,00098	F			10
0,00049	MF			11
0,000245		Coloide < 0,000245mm	<i>Colloid</i>	12
0,0001225				13

Legenda: MF = muito fino, F = Fino, M = médio, G = grosso, MG = muito grosso; mm (milímetro); (\emptyset) ϕ .

► Depósitos rudáceos ou psefíticos - constituídos por sedimentos denominados genericamente de cascalhos, com granulometria maior que 2mm e transportados, predominantemente, por tração.

► Depósitos arenosos ou psamíticos - constituídos por sedimentos denominados genericamente de areias, com granulometria variando entre 0,062 e 2mm e transportados, predominantemente, por saltação.

► Depósitos lutáceos ou pelíticos - constituídos por sedimentos denominados genericamente de finos, com granulometria entre 0,062 e 0,00391mm (silte), entre 0,00391 e 0,000245mm (argila) e menores que 0,000245mm (coloides) e transportados, predominantemente, por suspensão e dissolução. As lamaz referem-se aos sedimentos finos adicionados de água.

3.3.1. Parâmetros estatísticos

Os parâmetros estatísticos de distribuição granulométrica dos sedimentos foram estabelecidos por Folk e Ward (1957) sendo agrupados em medidas de tendência central e medidas de dispersão. A moda, a média (Mz) e a mediana (Md) são medidas da tendência central, consistindo nos parâmetros estatísticos mais importantes, pois, caracterizam as classes mais comuns da distribuição granulométrica. Em uma distribuição simétrica, os valores da moda, média e mediana são iguais.

A moda representa o intervalo predominante de concentração granulométrica em uma determinada distribuição, ou seja, constitui-se no intervalo com a maior concentração de sedimentos (**Figura 13**).

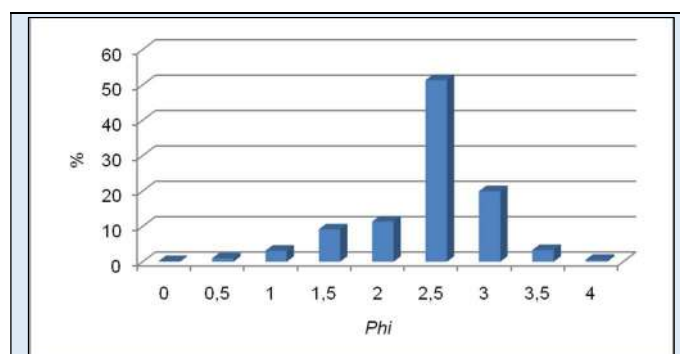


Figura 13. Indicação da moda em uma distribuição de frequência, no caso do gráfico % x média, a moda encontra-se na fração 2,5 Ø.

A média (Mz) constitui-se na soma de todos os resultados, dividida pelo número total de casos, consistindo no melhor parâmetro para indicação do tamanho médio de partículas dos sedimentos.

A mediana (Md) é o valor a partir do qual, metade da distribuição granulométrica encontra-se acima e, metade abaixo, da distribuição de frequência de sedimentos analisada.

O desvio padrão (Dp), a assimetria (SKi) e a curtose (Kg) são classificados como medidas de dispersão.

O desvio padrão (Dp) indica a distribuição geral em relação à dispersão a partir da média da distribuição granulométrica, indicando o grau de seleção da distribuição de partículas do sedimento, sendo classificado em sete classes de selecionamento.

CLASSE	SELECIONAMENTO	SIGLA	DP (Ø)
(1)	Muito bem selecionado	MBS	Dp < 0,35
(2)	Bem selecionado	BS	Dp entre 0,35 e 0,50
(3)	Moderadamente bem selecionado	MOBS	Dp entre 0,50 e 0,71
(4)	Moderadamente selecionado	MS	Dp entre 0,71 e 1,00
(5)	Pobrememente selecionado	PS	Dp entre 1,00 e 2,00
(6)	Muito pobrememente selecionado	MPS	Dp entre 2,00 e 4,00
(7)	Extremamente mal selecionado	EMS	Dp > 4,00

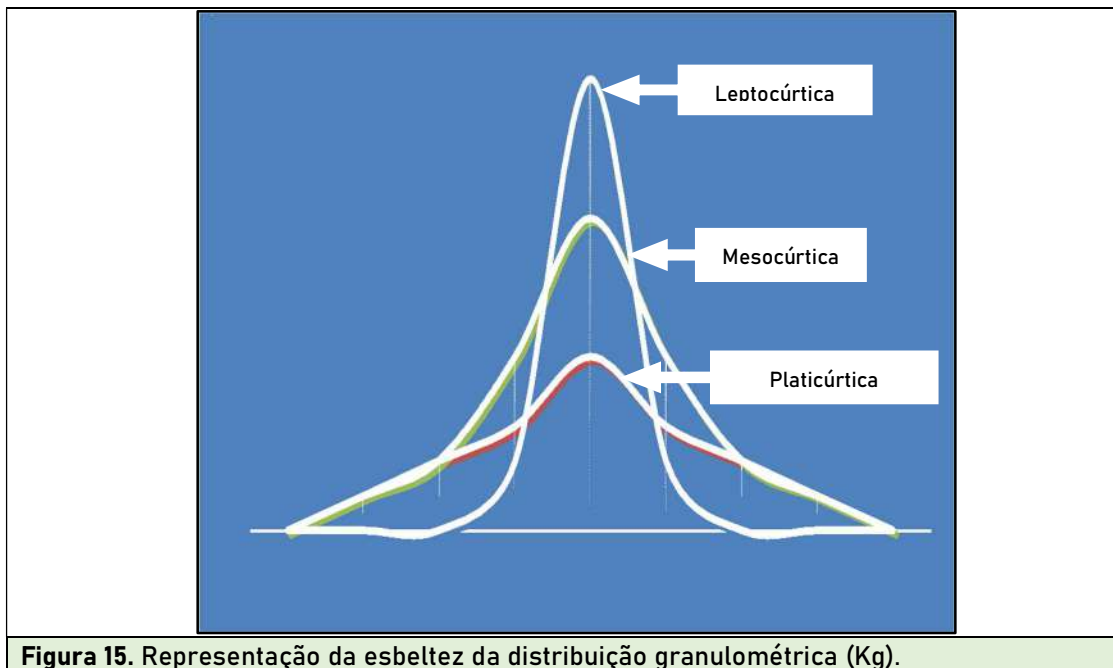
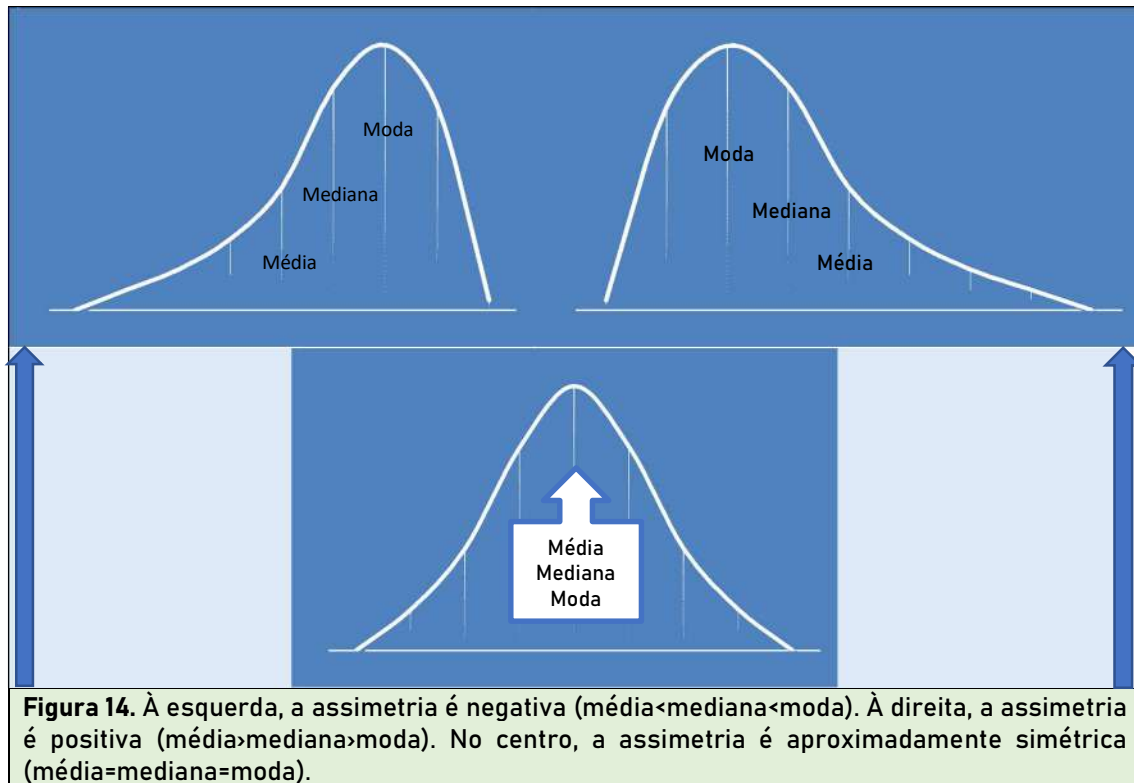
A assimetria (Ski) determina se a distribuição é simétrica ou assimétrica. Em caso de distribuição assimétrica, será classificada como negativa se a cauda tender para as classes de sedimentos mais finos à esquerda e positiva, se a cauda tender para os mais grossos, à direita da distribuição (Figura 14). Quando a assimetria é negativa, a média é menor que a mediana que, por sua vez, é menor que a moda. Quando a assimetria é positiva, a média é maior que a mediana que, por sua vez, a maior que a moda. Nos casos de distribuição simétrica, média, mediana e moda possuem valores iguais. O sedimento é classificado de acordo com cinco classes de assimetria.

CLASSE	ASSIMETRIA	SIGLA	SKi
(1)	Muito negativa	MN	Ski entre -1,00 e -0,30
(2)	Negativa	N	Ski entre -0,30 e -0,10
(3)	Aproximadamente simétrica	AS	Ski entre -0,10 e +0,10
(4)	Positiva	P	Ski entre +0,10 e +0,30
(5)	Muito positiva	MP	Ski entre +0,30 e +1,00

A curtose (Kg) indica a esbeltez da distribuição, podendo ser classificada em leptocúrtica (distribuição unimodal com curva muito esbelta), mesocúrtica (distribuição normal) e platicúrtica (distribuição polivariada com curva achatada) (Figura 15). O sedimento é classificado de acordo com seis classes de curtose.

CLASSE	CURTOSE	SIGLA	Kg
(1)	Muito platicúrtica	MP	Kg < 0,67
(2)	Platicúrtica	P	Kg entre 0,67 e 0,90
(3)	Mesocúrtica	M	Kg entre 0,90 e 1,11
(4)	Leptocúrtica	L	Kg entre 1,11 e 1,50
(5)	Muito leptocúrtica	ML	Kg entre 1,50 e 3,00
(6)	Extremamente leptocúrtica	EL	Kg > 3,00

Estes parâmetros estatísticos proporcionam análises longitudinais e transversais dos pacotes granulométricos, que subsidiam interpretações sedimentológicas acerca da dinâmica dos ambientes de deposição. Por exemplo: a medida de tendência central expõe o caráter de competência do transporte - quanto maior a média granulométrica, maior a competência, pois, necessita exercer maior energia para o transporte sedimentar; as medidas de dispersão, por sua vez, indicam características como variações de energia (para mais ou para menos) e a capacidade do agente transportador (indicado pelo grau de seleção das partículas).



3.3.2. Representação gráfica dos parâmetros estatísticos

As representações gráficas possuem caráter determinante para as análises granulométricas, ao passo que proporcionam o melhor entendimento sobre as distribuições sedimentares. As mais clássicas formas de representação granulométricas são: histogramas, curvas de distribuição de frequência, diagramas de dispersão e diagramas triangulares.

Os histogramas representam o método mais simples de distribuição granulométrica, onde os sedimentos são representados por barras de concentração de dados ao longo da dispersão das classes. Possibilitam representar as classes granulométricas predominantes e as variações de dispersão na distribuição (Figura 16).

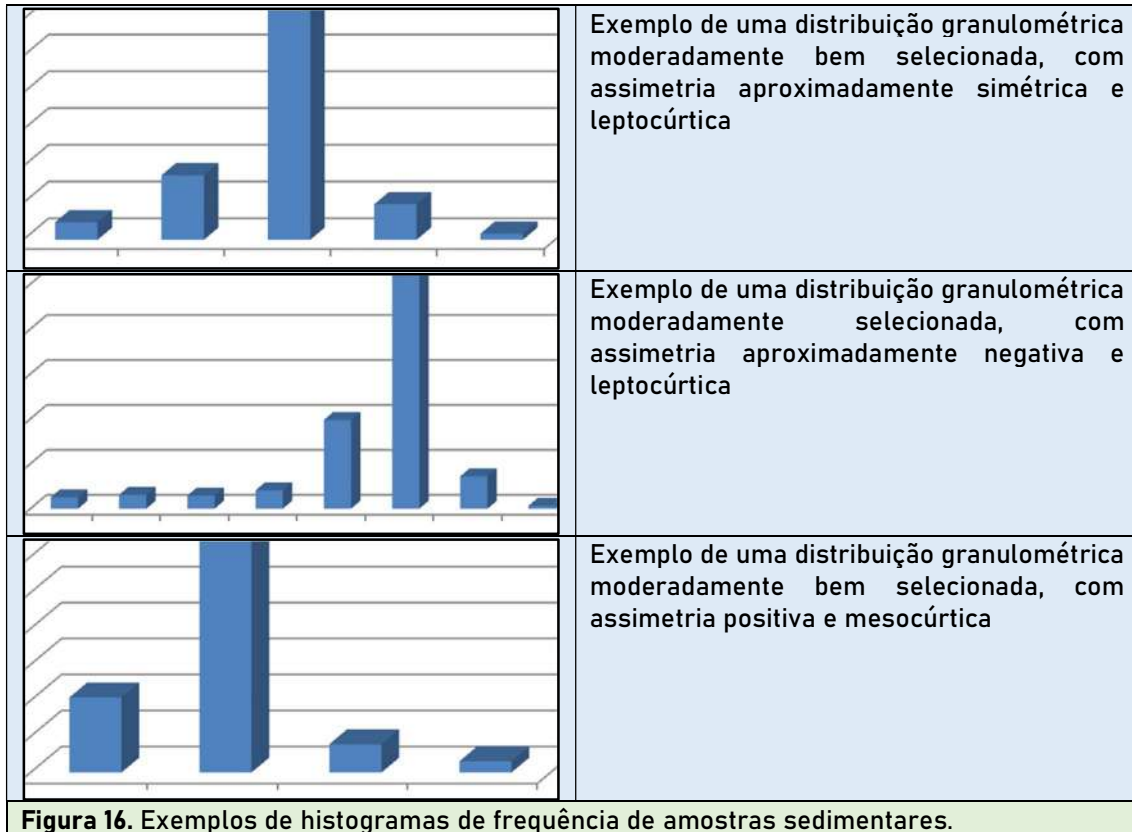
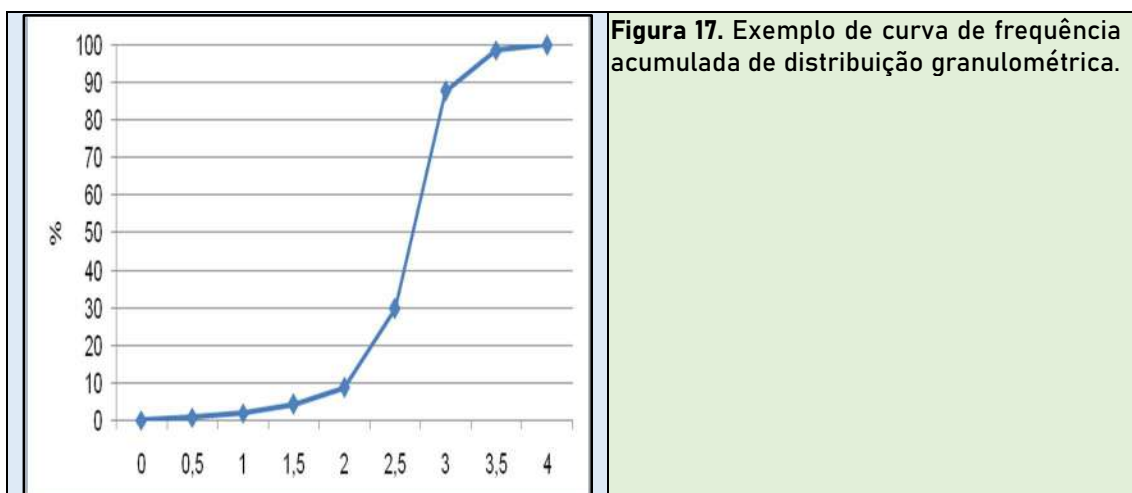


Figura 16. Exemplos de histogramas de frequência de amostras sedimentares.

As curvas de distribuição de frequência simples e de frequência acumulada consistem na forma atingida pelo traçado de distribuição da frequência que cada classe apresenta. As frequências acumuladas são representadas a partir dos percentuais de cada classe, somando-se ao percentual anterior (Figura 17).



Os diagramas de dispersão são utilizados para representar relações entre dois aspectos estatísticos, tais como, entre média/desvio padrão e média/assimetria, dentre outros atributos (**Figura 18**).

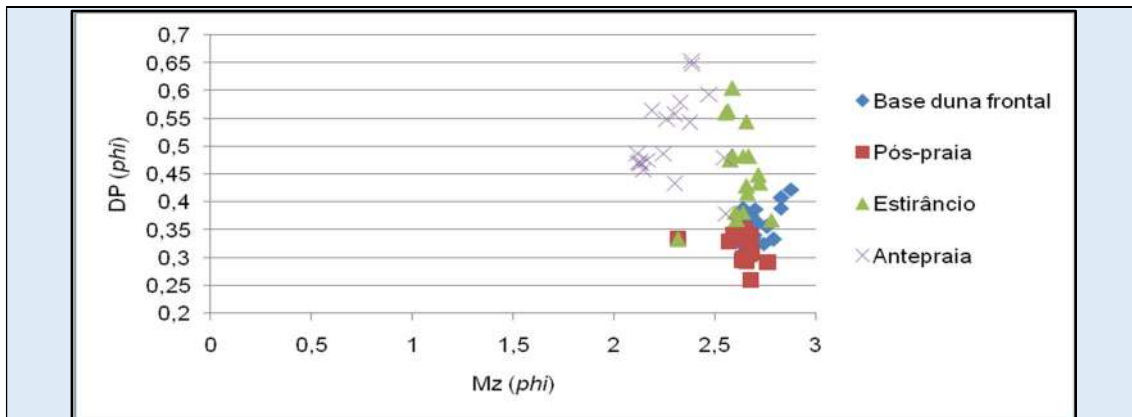


Figura 18. Exemplo de diagrama de dispersão entre média (Mz) e desvio padrão (Dp) de amostras de sedimentos praias dos setores morfológicos da base d duna frontal, pós-praia, estirâncio e antepraia.

Os diagramas triangulares ou ternários são utilizados para representar, classificar e contrastar as características texturais de várias amostras de sedimentos, sendo os mais comuns os de Shepard (1954) e Perjrup (1988) (**Figura 19**). Outro diagrama ternário adaptado de Shepard (1954) considera somente sedimentos arenosos de um depósito sedimentar, classificando-o de acordo com os teores de areia fina + areia muito fina, areia média e areia grossa + areia muito grossa (BIGARELLA *et al.*, 1966; ESTEVAM *et al.*, 2014) (**Figura 20**).

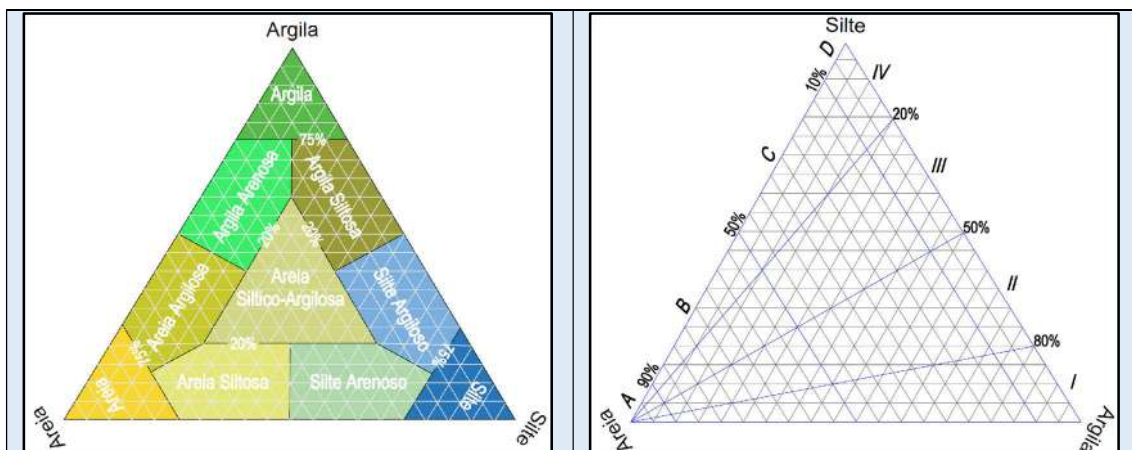


Figura 19. À esquerda, exemplo de diagrama triangular de Shepard (1954) e à direita, exemplo de diagrama triangular de Perjrup (1988).

O *boxplot* é um recurso estatístico gráfico bastante difundido na análise e interpretação de dados quantitativos. Este tipo de gráfico é composto pela representação da média, mediana, quartis inferior e superior, intervalo interquartil, limites inferior e superior, e *outliers* (**Figura 21**). Através desta representação é possível sumarizar valores de tendência central e dispersão.

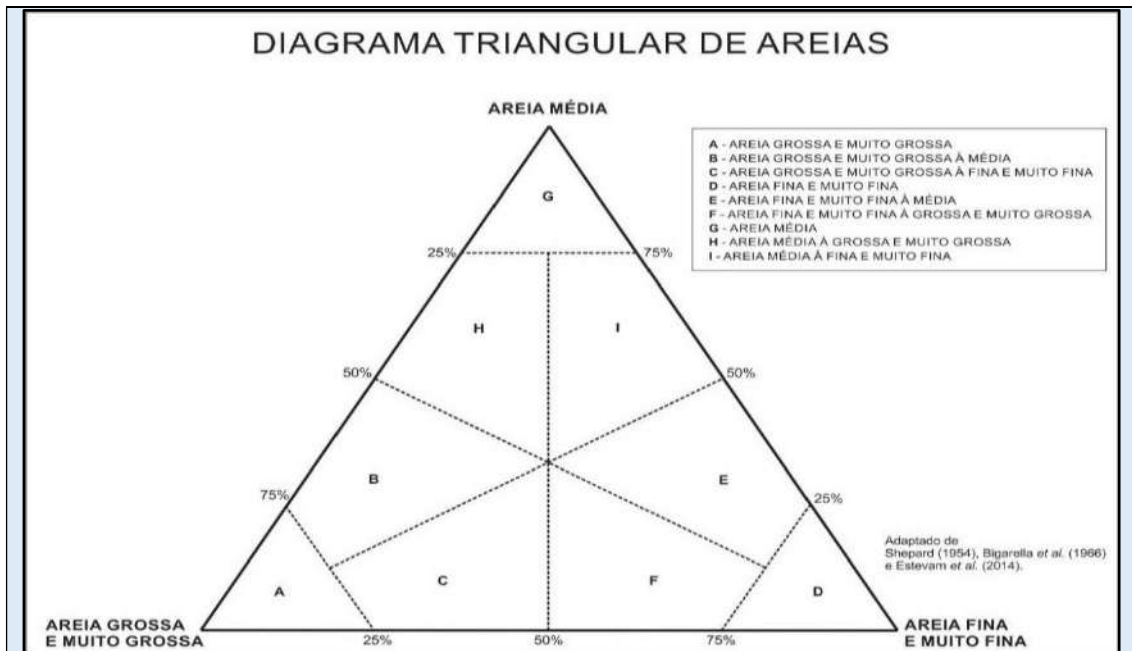


Figura 20. Exemplo de um diagrama triangular areia-areia-areia, considerando um depósito sedimentar constituído 100% de grãos do tamanho areia.

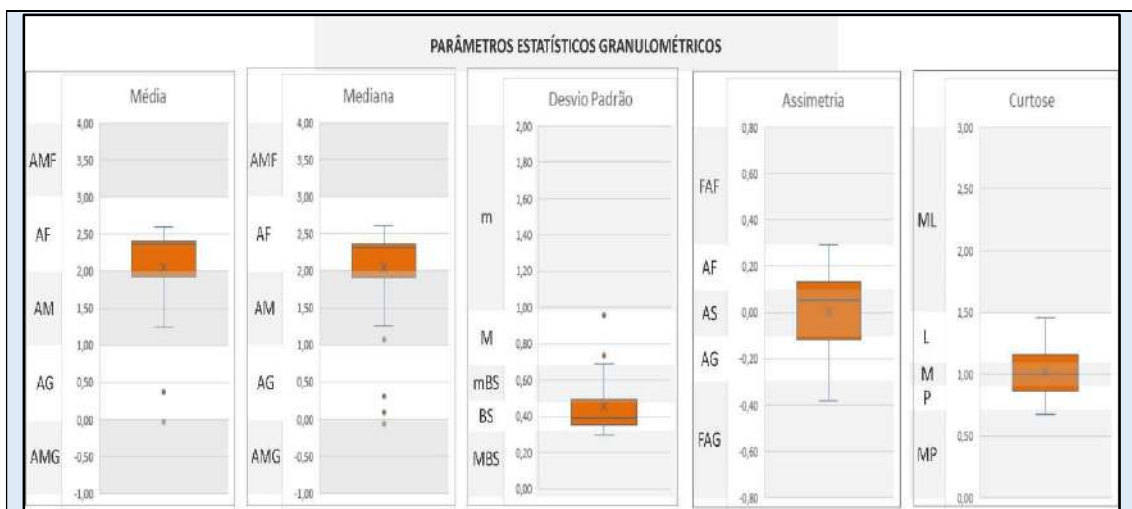


Figura 21. Exemplo de um gráfico do tipo *boxplot* que caracteriza a textura e os parâmetros estatísticos de uma amostra de sedimentos inconsolidados.

3.4. FORMA DOS GRÃOS

Consiste nas análises avaliadas sobre a forma e textura superficial dos grãos, provocadas por desgaste mecânico originado a partir do atrito ao longo do tempo. Estas análises são efetuadas sobre partículas arenosas, tendo em vista que em partículas mais finas (siltes e argilas) o desgaste mecânico nas partículas é muito pequeno. Dois aspectos principais são analisados: morfométricos e morfoscópicos. Estes aspectos podem indicar indícios, entre outros, sobre o meio de transporte e a idade ou grau de maturidade do retrabalhamento dos sedimentos. A morfometria inclui a esfericidade e o arredondamento; enquanto a morfoscopia ou textura superficial é determinada observando-se a superfície do grão.

3.4.1. Morfometria

Consiste no formato que o grão adquire ao ser retrabalhado ao longo do processo de Sedimentogênese, sendo os principais fatores de influência: forma original do grão na área fonte, propriedades físico-químicas e mineralógicas do grão e mudanças físico-químicas ocorridas após a deposição. Subdividem-se em duas categorias de análise:

► Esfericidade - avalia a forma da partícula, com relação ao quanto se assemelha a uma esfera, sendo subdividida em três classes: esfericidade baixa (*low sphericity*), esfericidade média (*medium sphericity*) e esfericidade alta (*high sphericity*) (Figura 22).

► Arredondamento - avalia o grau de rugosidade, ou seja, de angularidades ou arestas ocorrentes na partícula, sendo dividido em seis classes: muito angular ou muito anguloso (*very angular*), angular ou anguloso (*angular*), sub-angular ou sub-anguloso (*sub-angular*), sub-arredondado (*sub-rounded*), arredondado (*rounded*) e bem arredondado (*well rounded*) (Figura 22). Quanto mais arredondado for o grão, maior foi o retrabalhamento do mesmo, indicando provável maior idade cronológica (POWERS, 1953).

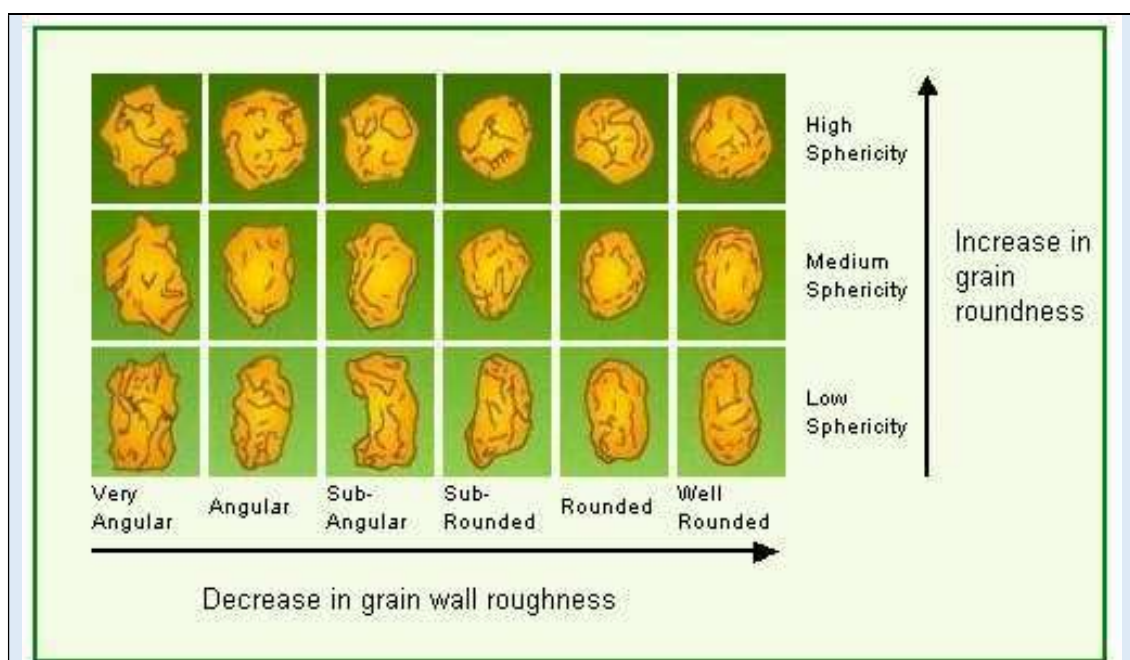


Figura 22. Grau de esfericidade e arredondamento dos sedimentos inconsolidados.

Fonte: <http://nuvoldepoma.blogspot.com/2012/01/sedimentologia.html>.

3.4.2. Morfoscopia ou textura superficial

As análises morfoscópicas consistem em avaliar a textura superficial do grão, visando identificar características impressas na superfície dos grãos. Os principais fatores determinantes destas características são o tipo de agente transportador da partícula, o tempo e a distância do transporte.

Através do uso de lupa binocular e da comparação com os aspectos propostos por Bigarella *et al.* (1955), pode-se determinar se a superfície do grão é rugosa ou lisa e fosca ou polida, visando auxiliar na interpretação dos ambientes de deposição das referidas amostras.

► A superfície rugosa é quando o grão se apresenta irregular e com arestas agudas ou curvas. Do contrário, a textura superficial é dita lisa.

► A superfície é polida quando o agente de transporte é aquoso, a viscosidade do líquido lubrifica a superfície das partículas e suaviza o atrito entre elas, proporcionando o polimento da superfície dos grãos. Do contrário, quando a partícula é transportada por agentes subaéreos (como o vento, por exemplo), a viscosidade não proporciona a mesma proteção, sendo que o atrito ocasiona maior desgaste na superfície, tornando-a fosca.

3.5. MATURIDADE TEXTURAL

A maturidade textural dos sedimentos determina o índice de mudanças ocorridas durante a Sedimentogênese, ou seja, desde o intemperismo na rocha matriz até o ciclo final de deposição, sendo avaliado em termos de ocorrência e quantidade de matriz fina, textura superficial do grão e grau de selecionamento do depósito.

De acordo com Folk (1951) podem ser reconhecidos quatro estágios de maturidade textural, classificando os sedimentos em:

► Imaturos - compostos por sedimentos com presença de lamias.

► Submaturos - compostos por sedimentos pobremente selecionados e com presença de matriz lamosa.

► Maturos - compostos por sedimentos bem selecionados e sem matriz lamosa.

► Supermaturos - compostos por sedimentos bem selecionados, bem arredondados e sem matriz lamosa.

A maturidade pode ainda ser identificada pela ocorrência e disposição dos minerais, geralmente a presença de quartzo e feldspato determina um grão maturo e supermaturo e a presença de argilominerais determina um grão imaturo e submaturo.

Referências Capítulo 3

BIGARELLA, J. J.; FREIRE, S. S.; SALAMUNI, R.; VIANA, R. 1966. Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes, II. Praias de Matinho e Caiobá. *Boletim Geografia Física*, 6:1-109.

BIGARELLA, J. J.; HARTKOPF, C. C.; SOBANSKI, A.; TREVISAN, N. 1955. Textura superficial dos grãos em areias e arenitos: contribuição à metodologia. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, **10(1)**:253-275.

ESTEVAM, C. N.; HORN FILHO, N. O.; MATEUS, A. P.; SANTOS, M. F.; SILVEIRA, M. R. 2014. Aspectos texturais e composicionais do tómbolo do Caiacangaçu, ilha de Santa Catarina. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 47., 2014. Salvador, **Anais de Resumos...SBG**, p.1739-1739.

FOLK, R. L. 1951. Stages of textural maturity in sedimentary rocks. **Journal of Sedimentary Petrology**, **21**:127-130.

FOLK, R. L. & WARD, W. C. 1957. Brazos river bar: study in the significance of grain size parameter. **Journal of Sedimentary Petrology**, **27(1)**:3-26.

KRUMBEIN, W. C. 1934. Size frequency distribution of sediments. **Journal of Sedimentary Petrology**, **4**:65-77.

MCMANUS, D. 1963. A criticism of certain usage of the phi-notation. **Journal of Sedimentary Petrology**, **33(3)**:670-674.

PEJRUP, M. 1988. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. *In*: BOER, P. L.; VAN GELDER, A.; NIO, S. D. (Eds). **Tide-influenced sedimentary environments and facies**. D. Reidel: Dordrecht, p.289-300.

PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E.; SIEVER, R. 1987. **Sand and sandstone**. 2^{ed}. New York: Springer.

POWERS, M. C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles: **Journal of Sedimentary Petrology**, **23**:117-119.

SHEPARD, F. P. 1954. Nomenclature based a sand-silt-clay rations. **Journal of Sedimentary Petrology**, **24(3)**:151-158.

WENTWORTH, C. K. 1922. A scale of grade and class term for clastic sediments. **Journal of Geology**, **30**:377-392.

CAPÍTULO 4 - PRINCIPAIS AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO

4.1. INTRODUÇÃO

As relações processo/forma entre os ambientes de sedimentação (ou deposição) e os depósitos correlativos gerados tornam-se determinantes da identificação dos sistemas deposicionais ocorrentes em uma determinada unidade fisiográfica.

Os ambientes de sedimentação podem ser entendidos como o âmbito geográfico onde ocorre a deposição de sedimentos. Por sua vez, a deposição ou sedimentação ocorre quando a competência do agente de transporte diminui, impossibilitando a remobilização de partículas, ocasionando o acúmulo de materiais sólidos em condições físico-químicas normais da superfície terrestre.

De acordo com os sistemas deposicionais (continental terrestre, continental aquoso, transicional costeiro, marinho ou oceânico e antropogênico), observam-se variados ambientes de deposição, como o desértico, glacial, espélico, fluvial, paludial, lacustre, deltaico, estuarino, lagunar, marinho litorâneo, eólico litorâneo, recifal, nerítico, batial, abissal, antrópico, etc. (**Figura 23**). Estes ambientes, de acordo com o material sedimentado a partir dos mecanismos de deposição, da origem dos sedimentos, das características do meio de transporte e do tempo geológico, formam concentrações específicas de material que são denominados de depósitos sedimentares.

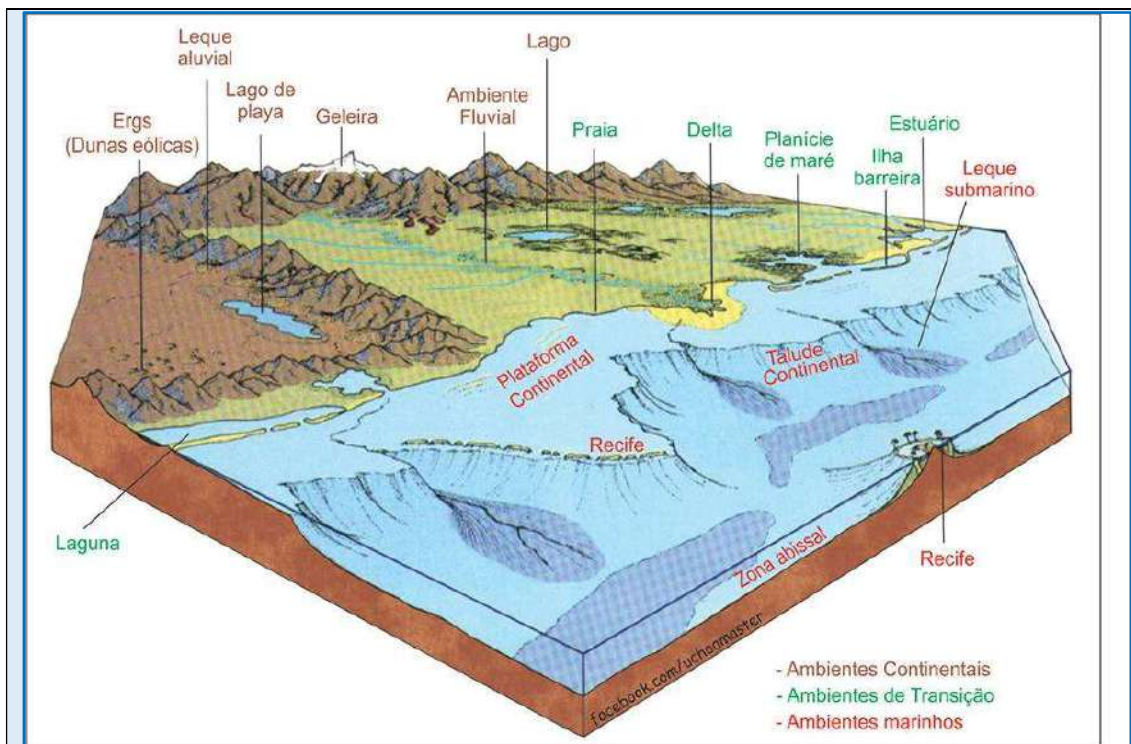


Figura 23. Ambientes de sedimentação continentais, de transição e marinhos.

Fonte: <http://www.blogcaicara.com/2019/04/ambientes-sedimentares-se-referem-aos.html>.

Estes depósitos, por sua vez, apresentam estruturas sedimentares relacionadas às condições dos fluxos e correntes deposicionais, responsáveis pela sedimentação das partículas, que recebem o nome de estruturas primárias.

As estruturas sedimentares primárias - relacionadas às condições dos fluxos e correntes deposicionais nos períodos de sedimentação das partículas, podendo ser denominadas, também, de estruturas sin-deposicionais ou singenéticas. Segundo suas formas, bem como, à ocorrência de acamamento ou estratificação e o sentido e organização interna das camadas, as estruturas sedimentares podem ser dos seguintes tipos: maciças (sem acamamento, tampouco, estratificação), marcas de ondas (*ripple marks*), estratificação cruzada, estratificação plano-paralela, laminações etc. (Figura 24).

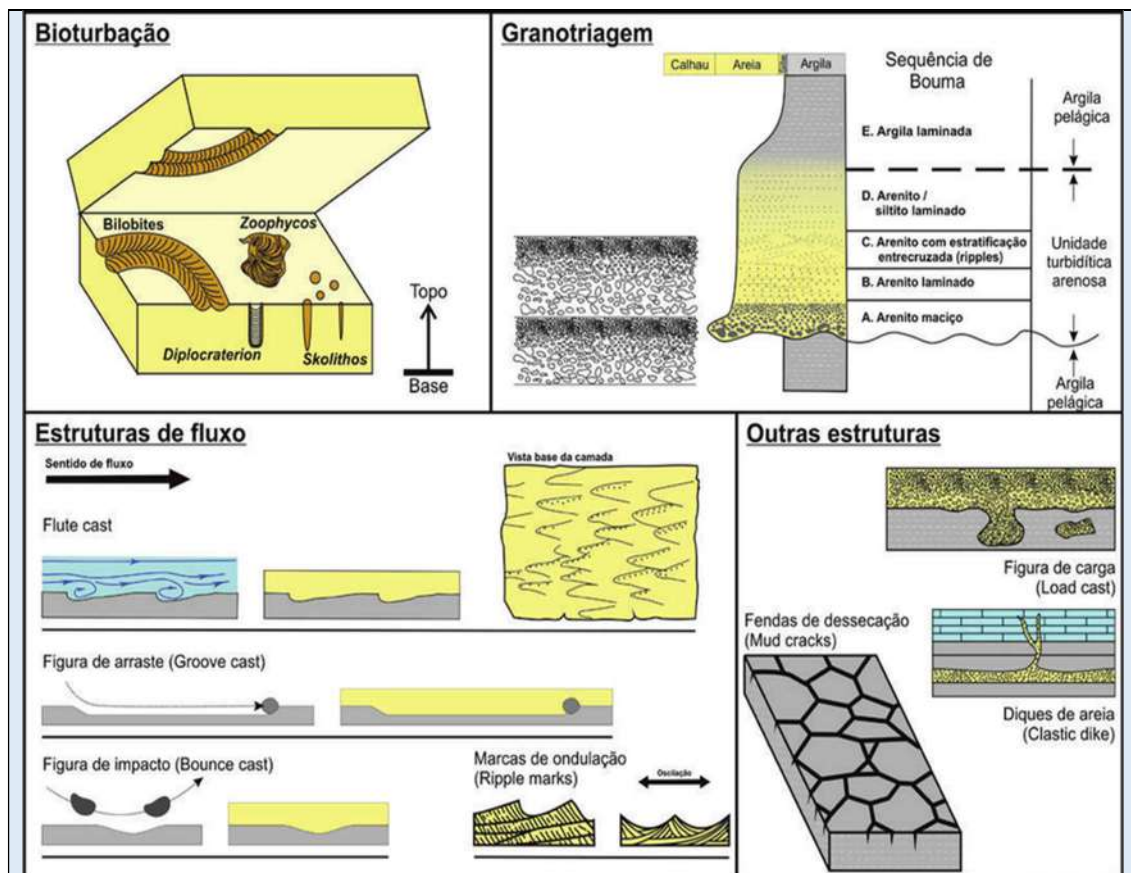


Figura 24. Estruturas sedimentares primárias: bioturbação, promovidas por organismos animais e vegetais; granotriagem decrescente; estruturas de fluxo e outras estruturas.

Fonte: https://www.researchgate.net/figure/Figura-2-Quadro-resumo-esquemático-com-estruturas-sedimentares-que-permitem-aferir_fig1_270569894.

Como as estruturas sedimentares são formadas durante a deposição, elas guardam relação intrínseca com os ambientes de sedimentação, permitindo reconstruções dos paleoambientes responsáveis pela sedimentação. Com relação às morfologias superficiais, os depósitos sedimentares apresentam expressões distintas, que podem ser associadas aos processos morfogenéticos atuantes, responsáveis pela gênese, evolução e transformações ocorridas na superfície terrestre.

4.2. AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO GLACIAL

O ambiente de sedimentação glacial ocorre em sistemas deposicionais continentais terrestres, embora o principal agente de transporte atuante seja a água, porém, em estado sólido: o gelo. A importância destes ambientes recai sobre sua extensão territorial, pois, cerca de 10% da superfície terrestre é recoberta por gelo perene (pouco mais de 15 milhões de km², sendo 98% correspondentes à Groenlândia e Antártica) (LEINZ & AMARAL, 1998), além de comportar 75% da água doce do planeta.

São consideradas áreas de gelos perenes ou geleiras aquelas em que a precipitação de neve ao longo do ano é maior do que a fusão ou sublimação (degelo) durante o período de verão, proporcionando taxas de acumulação constante de neve, que dão origem às geleiras.

Em latitudes mais altas, o limite da linha de neve perene se estende ao nível do mar entre as latitudes de 60° a 70°, tanto no hemisfério Norte, quanto no hemisfério Sul, sendo a partir destas latitudes para as mais baixas, a ocorrência de gelo perene associada aos picos de altitude. Em áreas mais baixas topograficamente, como nas estepes do Canadá e no Alasca, a quantidade de neve não é a suficiente para proporcionar acúmulos em geleiras, mesmo considerando as baixas temperaturas que mantém o solo congelado ao longo de todo o ano (denominados de *permafrost*). Em outras regiões mais baixas, como na Sibéria, a incidência de neve é bastante elevada, porém, durante o verão, a temperatura eleva-se o suficiente para provocar a fusão e evitar os acúmulos (LEINZ & AMARAL, 1998).

Portanto, como se pode denotar, a ocorrência de geleiras depende de uma complexa série de fatores climáticos, fisiográficos e geográficos, sendo que a quantidade de gelo na superfície da Terra se altera muito durante o ano (**Figura 25**).

O fator determinante para a ocorrência de geleiras é a neve, que se forma pela cristalização do vapor d'água na atmosfera quando atinge nuvens com temperaturas inferiores a 0°C, precipitando-se em forma de cristais de gelo. Esse processo de formação de cristais de gelo é muito comum em toda a atmosfera. Porém, em regiões subtropicais e tropicais é incomum a ocorrência de neve. A resposta para este aspecto natural encontra-se na correlação com as temperaturas médias mais elevadas destas regiões de climas tropicais e subtropicais, onde os cristais de gelo geralmente fundem-se antes de atingir a superfície, com exceção do granizo, que atinge a superfície em estado sólido mesmo em regiões tropicais devido ao fato de se formarem em nuvens muito mais frias (com temperaturas abaixo de -80°C), que proporcionam massas muito mais pesadas e sólidas em comparação aos flocos de neve (que se formam a partir de 0°C) (POPP, 2010).

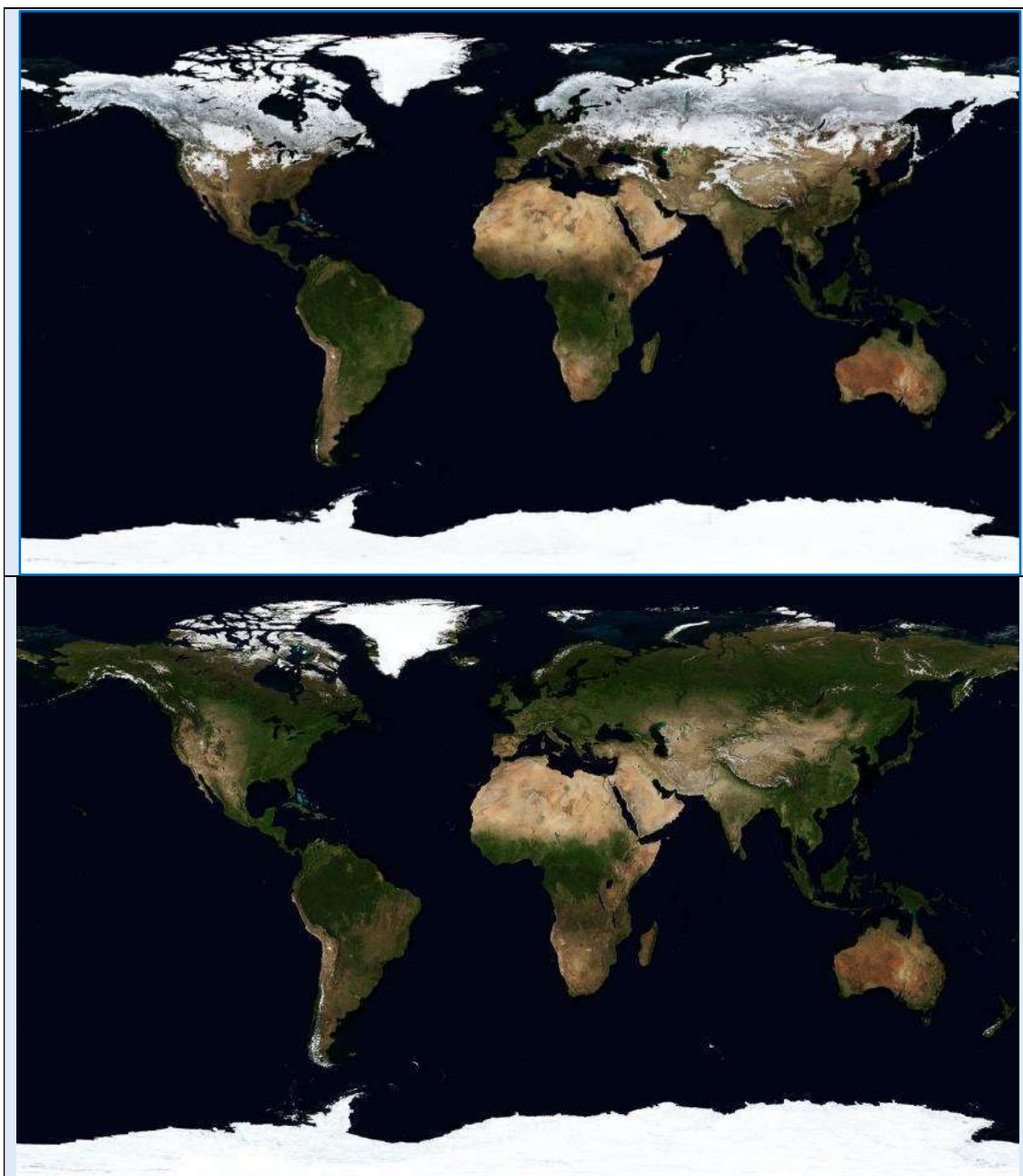


Figura 25. Imagem da superfície da Terra no ano de 2014. Na imagem superior, observa-se a cobertura de neve no mês de janeiro (bastante extensa no inverno do hemisfério Norte e praticamente ausente no verão do hemisfério Sul, com exceção da Antártica); na imagem inferior, observa-se a cobertura de neve no mês de julho (extensa diminuição no verão do hemisfério Norte – notadamente na região Siberiana, permanecendo, apenas, as regiões de gelo perene) e com um pequeno incremento na Patagônia Chilena e Argentina no inverno do hemisfério Sul).

Fonte: <http://www.skyscrapercity.com/showthread.php?t=558672>.

O processo de transformação dos acúmulos de neve em geleiras, conforme expresso por Leinz & Amaral (1998), pode ser subdividido, de forma bastante simplificada, nos seguintes estágios:

► A neve possui densidade de $0,01\text{g/cm}^3$ quando atinge a superfície, devido ao grande índice de espaços vazios entre os cristais de gelo.

- ▶ Com o acúmulo da neve na superfície terrestre, o peso passa a compactar os cristais, diminuindo os espaços vazios e aumenta, por conseguinte, a densidade da massa de gelo.
- ▶ O degelo parcial diurno (cujo ponto de fusão é 0°C em condições de pressão normal), somado com a recristalização noturna, altera parcialmente a forma dos cristais, diminuindo a rugosidade e proporcionando reacomodações que compactam o pacote, aumentando ainda mais a densidade.
- ▶ Persistindo este processo, a densidade aumenta paulatinamente, sendo que, ao término de 10 anos, atinge 0,8g/cm³ (semelhante a densidade do gelo de 0,917g/cm³), desse modo, a massa de gelo acumulada passa a adquirir a característica de geleira.

Existem três tipos principais de geleiras: de latitude (ou continental); de altitude (alpina ou geleira de vale); e Piedmonte:

- ▶ Geleira de latitude ou continental - formada em altas latitudes, devido principalmente às baixas temperaturas e grandes nevascas, estendendo-se sobre grandes áreas continentais. Ex.: geleiras da Antártica, Groenlândia e Patagônia (**figuras 26 e 27**).
- ▶ Geleira de altitude ou alpina ou geleira de vale - formada pelo acúmulo de neve nos vales montanhosos, como exemplos: geleiras nos Alpes, nos Himalaias, na Cordilheira dos Andes (**Figura 28**).
- ▶ Geleira de Piedmonte - formada em vales montanhosos, porém, que se espalham encosta abaixo, sobre planícies, formando extensas áreas aplainadas nas bordas. Estas geleiras são comuns no Alasca, mas também podem ocorrer na Cordilheira dos Andes (**Figura 29**), nos Alpes (**Figura 30**) e nos Himalaias. Essas geleiras são as mais comuns de ocorrerem na planície costeira.

4.2.1. Principais características do ambiente glacial

Após formadas as geleiras, o processo de erosão e transporte pode ocorrer de duas formas distintas: movimento lento e avalanche.

- ▶ O movimento lento é o movimento normal das geleiras, resultante do aumento considerável de tamanho dos cristais de gelo, o que provoca um lento deslocamento das partes terminais para as partes distais, provocado pelo aumento de volume global das massas de gelo.
- ▶ Avalanche - quando as geleiras se encontram em regiões inclinadas e o ponto de sustentação é rompido por vibrações (terremotos, ondas sonoras, etc.), pela água de degelo que pode lubrificar camadas internas da geleira, ou, devido à força exercida pelo próprio peso da massa, que aumenta a pressão nas camadas inferiores, provocando a fusão e consequente desestabilização. Neste momento, todo o bloco congelado desliza impetuosamente encosta abaixo, ocasionando as avalanches.



Geleira Perito Moreno

Figura 26. Imagens da geleira *Perito Moreno* ($50^{\circ}30'S./73^{\circ}08'W.$), que se estende por cerca de 20km desde o Campo de Gelo Patagônico Sul (Argentina/Chile) até o lago Argentino (Parque Nacional *Los Glaciares*, província de *Santa Cruz* – sul da Patagônia, Argentina). Trata-se de uma geleira de latitude (ou continental), com largura variando entre 3 e 7 km, altura média de 70m e profundidade média de 170m.

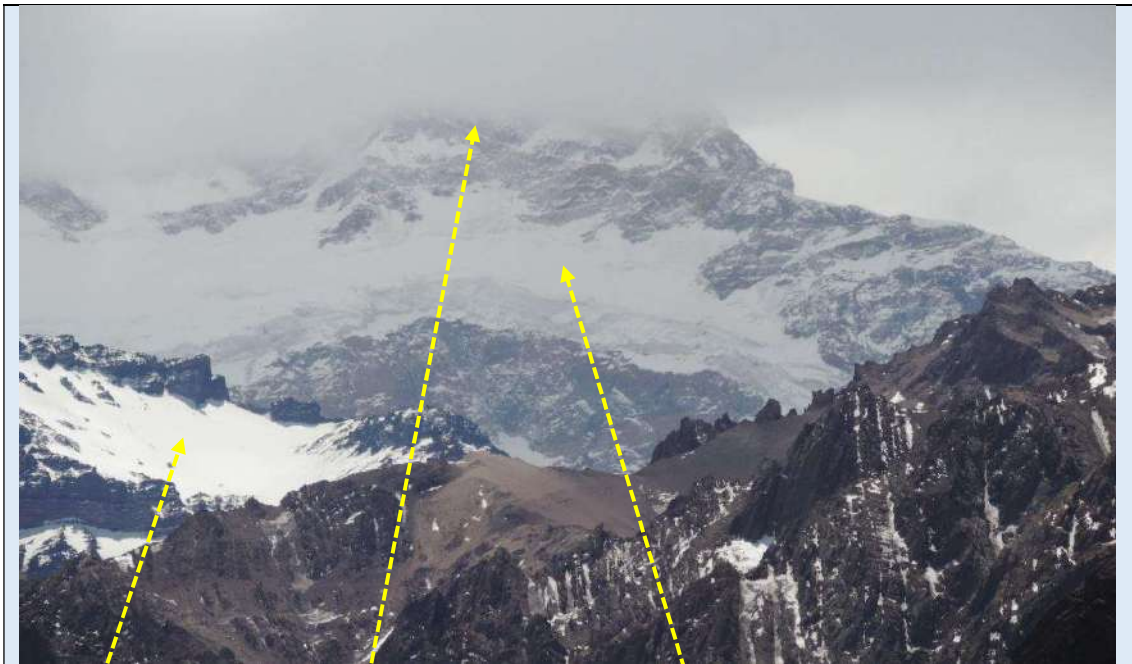
Fonte: Alexandre Felix.



Geleira Grey

Figura 27. Imagem da geleira *Grey* ($50^{\circ}56'S./73^{\circ}16'W.$), geleira de latitude (ou continental), com largura média de 3km e extensão de 20km desde o Campo de Gelo Patagônico Sul até o lago *Grey* (Parque Nacional *Los Glaciares*, província de *Santa Cruz* – sul da Patagônia, Argentina).

Fonte: Alexandre Felix.



Geleira Medio Pico Aconcágua (6.962m) Geleira Superior

Figura 28. Imagens de geleira de altitude (alpina ou de vale). Acima, geleira Médio (canto inferior esquerdo da foto - $32^{\circ}40'S./73^{\circ}08'W.$, altitude aproximada de 5.200m) e geleira Superior (centro da foto - $32^{\circ}39'40''S./70^{\circ}00'15''W.$, altitude aproximada de 5.800m), ambas na parede sul do pico do Aconcágua, província de *Mendoza*/região Centro-oeste da Argentina; abaixo, geleira do pico *Meson Alto*, próxima ao *Embalse El Yeso* em *Cajón del Maipo* ($33^{\circ}41'20''S./70^{\circ}02'30''W.$, altitude aproximada de 4.700m), vale do rio *Yeso* - província de *Mendoza*/região Centro-oeste da Argentina.

Fonte: Alexandre Felix.



Figura 29. Glacial *Pío XI*, também conhecido por *Bruggen*, localizado nos Andes chileno na região de Magalhães, um exemplo de geleira de Piedmonte, considerada a geleira mais extensa da América do Sul.

Fonte: <https://jp-lugaresfantasticos.blogspot.com/2014/12/glaciar-pio-xi-maior-da-america-do-sul.html>.



Figura 30. Geleira *Schlatenkees*, na Áustria, uma típica geleira de Piedmonte.

Fonte: <http://www.autoracing.com.br/forum/index.php?showtopic=50605>

Um dos fatores mais interessantes dos ambientes glaciais é a ação quase que exclusiva do intemperismo físico associado aos processos de fragmentação das rochas, que ocorre, principalmente, devido ao aumento de volume da água intersticial (contida nas fissuras) em virtude do seu congelamento (volume da água congelada amplia-se em 9%), fragmentando as rochas.

O atrito entre a superfície da geleira com o solo, provocado pelo movimento lento ou normal, ocasiona o tritramento das camadas rochosas superficiais, que já se encontravam inconsolidadas devido aos processos de intemperismo físico. Os materiais detríticos são arrastados pela massa de gelo, provocando extrema erosão por corrasão nas superfícies rochosas de abrasão, que são sulcadas ou estriadas devido ao referido atrito com a base das geleiras, ocasionando as marcas de ranhuras denominadas de estrias glaciais.

Os detritos são constituídos por blocos de granulometria muito heterogênea, variando de centimétricos a métricos, conferindo ao gelo o caráter de agente com maior competência e menor capacidade de transporte dentre todos os agentes transportadores de materiais na natureza.

Este mesmo processo de fragmentação de rochas por congelamento (intemperismo físico) é responsável pelo acúmulo de materiais em suas margens. Com o término do movimento da massa glacial, suas margens distais são tomadas por um expressivo depósito de blocos e fragmentos de rochas e materiais detríticos com granulometrias diversas, envoltos em matriz areno-argilosa. Estes depósitos recebem o nome de *till*, sendo as formas topográficas compostas por eles, denominados de morenas ou morainas (**Figura 31**).

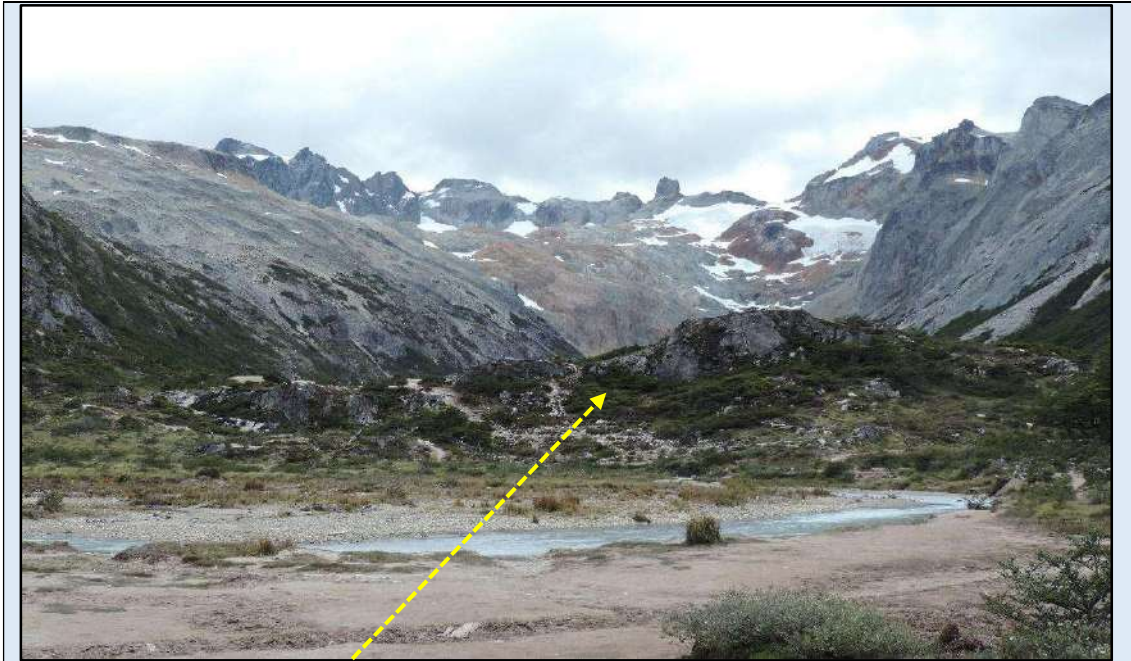


Figura 31. Imagem da moraina frontal de antiga geleira do tipo alpina ou de vale (atual glacial *del Albino*), constituindo a barragem natural que forma a lagoa Esmeralda (54°41'35"S./68°00'45"W., altitude aproximada de 400m), *Ushuaia* – província de *Tierra del Fuego/Argentina*.

Fonte: Alexandre Felix.

Como a velocidade das geleiras é menor nas bordas (devido ao maior atrito entre as superfícies), os detritos vão sendo solapados pelo gelo e acumulados nas laterais em formações que recebem o nome de morainas laterais. As formas ocasionadas pelos acúmulos de detritos de base são denominadas de morainas basais e, dos detritos das margens distais (frente das geleiras), de morainas frontais ou terminais.

Quando estes movimentos normais das geleiras ocorrem em vales encaixados, além das superfícies de base estriadas (estrias glaciais), resultam paredes igualmente erodidas, formando os denominados vales em “U” (**Figura 32**). Quando estes vales se encontram em regiões litorâneas e sobre influência marinha (movimentos eustáticos do NRM posteriores ao degelo das geleiras), recebem os nomes de fiordes (**Figura 33**).

Outro importante processo a ser considerado nas geleiras, responsável por inúmeras características observadas ao longo da erosão, transporte e deposição de materiais é a ablação, que pode ser definida como todo o processo de fusão do gelo que provoca a perda de massa da geleira. A ablação é a maior responsável pelo aporte de água de degelo nas porções frontais das geleiras, sendo que grande parte desta água se congela novamente nos interstícios das morainas ou nos depósitos flúvio-glaciais.

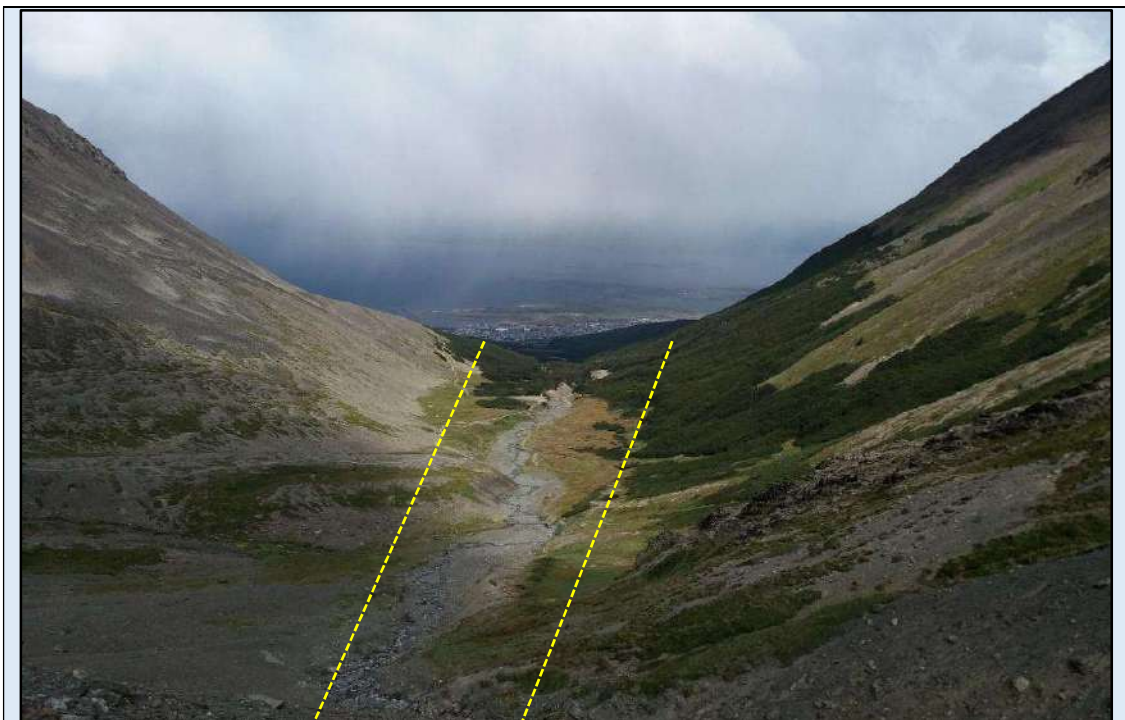


Figura 32. imagem do vale em “U” formado pelo avanço do glacial *Martial* ($54^{\circ}47'35''S./68^{\circ}23'10''W.$, altitude aproximada de 550m, com a cidade de *Ushuaia* à jusante – província de *Tierra del Fuego/Argentina*.

Fonte: Alexandre Felix.



Figura 33. Fiorde das ilhas *Kerguelen* no oceano Índico sul, distante 3.800km da África, 4.500km da Austrália e 1.900km da Antártica, considerada uma das ilhas mais isoladas da Terra.

Fonte: <https://alldatmatterz.com/article/491/One-of-the-most-isolated-islands-in-the-World>.

4.2.2. Depósitos glaciais

Os depósitos sedimentares glaciais são extremamente mal selecionados sendo predominantemente composto por fragmentos clásticos angulosos, envoltos em matriz areno-argilosa, com textura superficial fosca e apresentando estriamentos nos fragmentos maiores (a partir de seixos). Devido à atuação determinante do intemperismo físico, dentre as principais características dos depósitos glaciais encontra-se a ausência de argilominerais, sendo que os sedimentos mais finos são derivados da trituração mecânica das rochas.

Os depósitos glaciais podem ser agrupados em quatro tipos principais: *till*, varve, flúvio-glacial e glacio-marinho.

► Os depósitos de *till* são constituídos por agente transportador com alta competência e baixa capacidade (geleira), onde o processo de fragmentação mecânica das rochas pelas geleiras, associados aos posteriores processos de erosão e transporte, acabam por propiciar a deposição dos acúmulos de materiais em suas margens e base (**Figura 34**).

Com o término do movimento da massa glacial, observa-se o ápice deposicional caracterizado por depósitos extremamente mal selecionados, com estrutura maciça, constituídos por fragmentos angulosos de tamanhos variando de grânulos a blocos e matacões, envoltos em matriz areno-argilosa, assumindo textura polimítica (variação complexa em relação aos tamanhos e origens dos fragmentos), com colorações acinzentadas (típicas de rochas trituradas mecanicamente).

Estes depósitos assumem formas topográficas denominadas de morainas ou morenas e que variam de maneira associada à base das geleiras, ou, às suas margens (laterais e frontais).

► Os depósitos de varve constituem-se em sedimentos de fundo dos lagos glaciais (muito comuns em regiões glaciais), assim entendidos como aqueles que possuem recobrimento de gelo em toda a sua superfície durante a maior parte do ano (**Figura 35**).

Estes sedimentos são rítmicos, ou seja, com estrutura laminar, composto por lâminas que se alternam de acordo com os ciclos de deposição.

As varves são formadas por uma camada de material mais grosso e claro, predominando silte e areia muito fina, sobreposta a outra camada de material mais fino e escuro, totalmente constituído por argilas e coloides.

A camada mais clara e grossa refere-se ao ciclo deposicional de verão, onde o aumento da temperatura provoca a fusão do gelo da superfície do lago, propiciando a sedimentação de partículas mais grossas (derivando destas partículas a cor da camada, por predominar deposição de minerais claros como o quartzo e feldspato).

Durante o inverno, cessa a fusão e a cobertura de gelo volta a se formar na superfície do lago, interrompendo o aporte de sedimentação mais grossa, sendo que as argilas e os coloides em suspensão passam a sedimentar sobre a camada clara, juntamente com os restos de organismos de animais (daí derivando a cor escura), formando uma fina camada escura sobre a camada clara. Este ciclo de deposição, formado por uma lâmina clara e outra escura que demarcam um período sazonal (ciclos de verão e inverno), é denominado de varve (**Figura 36**).

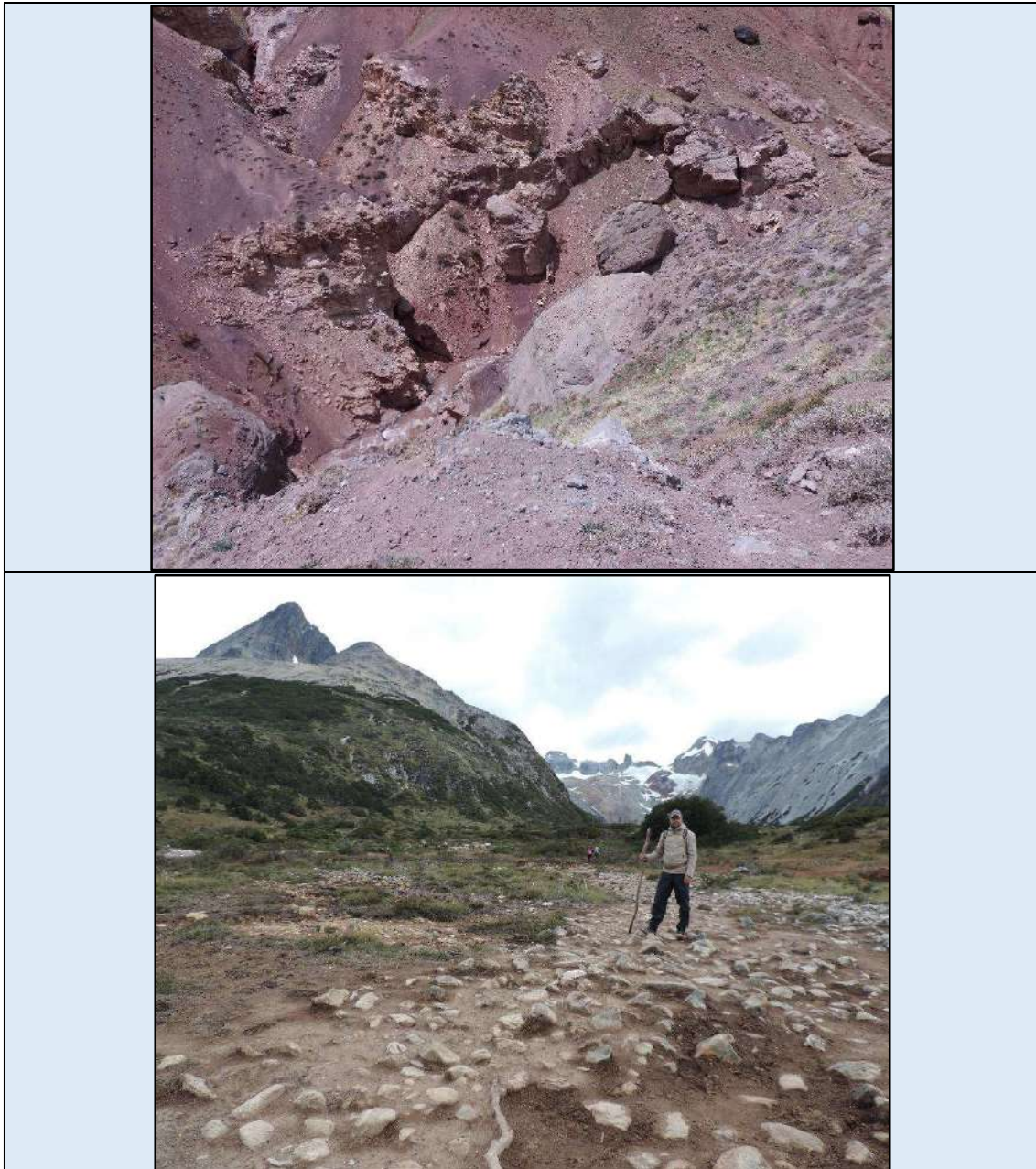


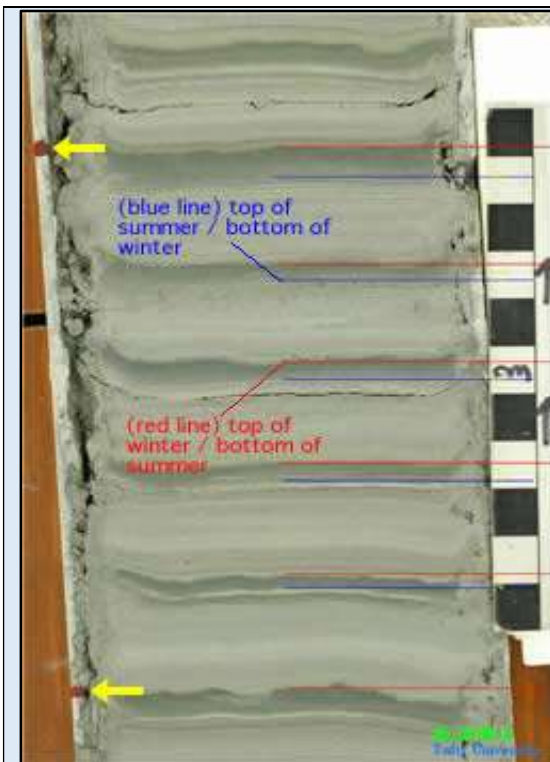
Figura 34. Na imagem superior, aspecto geral do depósito de *till* no vale do rio *Horcones* ($32^{\circ}48'20''S./69^{\circ}56'23''W.$, altitude aproximada de 3.000m, distante cerca de 17,5km do pico do Aconcágua, província de *Mendoza*/região Centro-Oeste da Argentina). Na imagem inferior, moraina frontal de antiga geleira do tipo alpina ou de vale (atual glacial *del Albino*) ($54^{\circ}41'35''S./68^{\circ}00'45''W.$, altitude aproximada de 400m, lagoa *Esmeralda*, *Ushuaia* – província de *Tierra del Fuego*/ Argentina).

Fonte: Alexandre Felix.



Figura 35. Lago *varve* ou lago *Forsaken*, em Montana, Estados Unidos, a 3.190m de altitude, nas coordenadas UTM 4126866x e 349924y, um exemplo típico de um ambiente glacio-lacustre para formação da varve e do varvito.

Fonte: <https://www.summitpost.org/varve-lake/809997>.



A linha de cor azul mostra o topo de período quente (verão) e base do período frio (inverno) com acúmulo de sedimento arenoso fino, enquanto a linha de cor vermelha mostra o topo do período mais frio (inverno) e base do período mais quente (verão). A alternância de uma camada mais clara e uma camada mais escura de uma varve representa um ano climático.

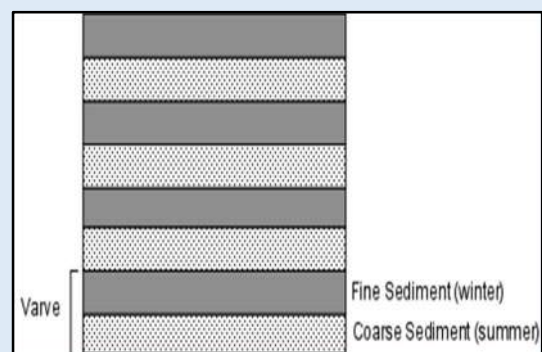


Figura 36. Sucessão de estratos de um varvito do testemunho ALD6B obtido em *Westmoreland, New Hampshire, EUA*, acervo do *North American Glacial Varve Project*.

Fonte: <https://eos.tufts.edu/varves/Lab/computer.asp>.

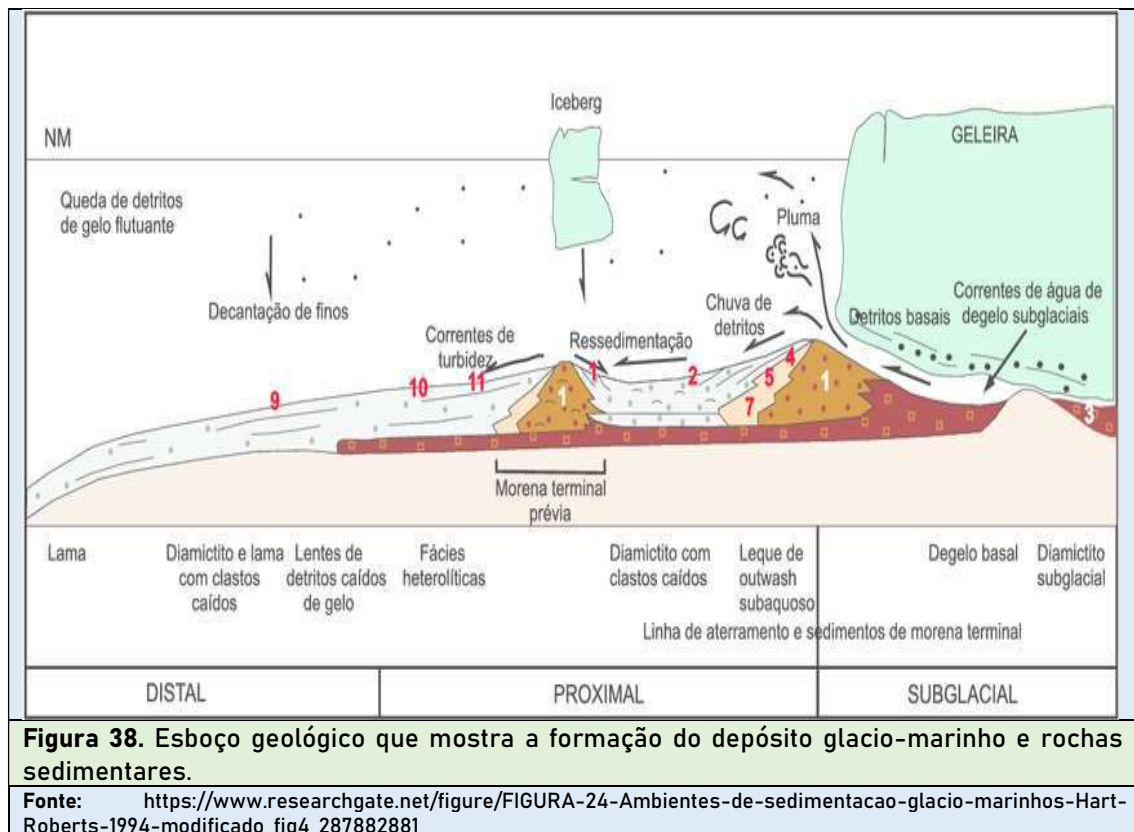
► Os depósitos flúvio-glaciais apresentam estrutura maciça e são originados a partir dos recuos das geleiras (movimento de retrocesso da porção frontal das geleiras) (**Figura 37**). A água, liberada através da fusão do gelo, percola pelos depósitos de till produzidos pela própria geleira e, durante esta circulação, provoca um processo de retrabalhamento que acaba por carrear os sedimentos mais finos (predominantemente siltico-argilosos e arenosos). Este processo proporciona uma leve estratificação nos depósitos de *till*, sendo que as areias podem formar os depósitos arenosos flúvio-glaciais e as argilas e siltes podem ser depositados nos lagos glaciais, constituindo os depósitos de varves.



Figura 37. Imagem de depósito flúvio-glacial à jusante da moraina frontal de antiga geleira do tipo alpina ou de vale (atual glacial *del Albino*) ($54^{\circ}41'43''S./68^{\circ}07'45''W.$, altitude aproximada de 380m), *Ushuaia* – província de *Tierra del Fuego/Argentina*.

Fonte: Alexandre Felix.

► Os depósitos glacio-marinhos se formam na confluência de uma geleira com ambiente marinho/oceânico, onde uma série de processos geológicos interagem entre ambos os meios glacial e marinho, acarretando a formação de depósitos de *till*, *varve*, areia e lamas. De acordo com a **Figura 38**, As principais rochas sedimentares formadas são: (1) diamictito maciço, (2) diamictito com lentes de arenito maciço deformadas, (3) diamictito com feições de cisalhamento, (4) arenito maciço com clastos, (5) arenito com estratificação cruzada acanalada ou tangencial na base, (7) arenito com laminação cruzada cavalgante, (9) ritmito, (10) lamito maciço com lentes deformadas de arenito e (11) lamito com barras arenosas.



4.3. AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO FLUVIAL

O ambiente de sedimentação fluvial ocorre em sistemas deposicionais continentais e transicionais costeiros aquosos, sendo constituídos por sedimentos predominantemente clásticos, de granulometria areno siltico-argilosa a cascalhosa, depositados no interior de bacias hidrográficas, formando depósitos fluviais ou aluviais constituídos por material transportado em fluxos de escoamento que compõem barras arenosas a cascalhosas, aluviões associados aos canais fluviais, além de depósitos de transbordamento de canais em fluxos torrenciais (depósitos de planície de inundação).

A bacia hidrográfica constitui-se na unidade fisiográfica básica para as análises em ambientes fluviais. Uma bacia hidrográfica pode ser definida como uma área de captação natural de águas, convergindo seus fluxos de escoamento para um ponto de saída, denominado de exutório, sendo composta de um conjunto de superfícies e de cursos d'água ou rios que confluem, resultando em um leito único próximo ao exutório. No exutório, a foz de um rio pode ser classificada como simples (formada por um único canal) ou complexa (formada por vários canais). No caso de foz complexa, observam-se a formação de deltas.

4.3.1. Principais características do ambiente fluvial

Os rios atuam como um dos principais agentes de transporte dos materiais intemperizados das áreas mais altas para as mais baixas dentro de uma bacia hidrográfica.

Contudo, eles não agem apenas no transporte, mas também como agentes erosivos e de deposição. Os sedimentos podem ser depositados no fundo do próprio canal ou na planície de inundação durante uma cheia e, durante um próximo evento de cheia, serem transportados rio abaixo e depositados novamente em outros locais da bacia hidrográfica. Além disso, o rio pode erodir suas próprias margens e o seu leito, atuando também como um agente erosivo através dos processos como os de cavitação, corrasão, corrosão e arranque.

De acordo com Christofolletti (1980), o trabalho exercido pelos rios pode ser distinguido entre: erosão, transporte e deposição dos materiais detríticos.

► Erosão fluvial - provocada pelo fluxo do rio e ocorre, principalmente, através dos processos de corrosão e corrasão. Corrosão é todo e qualquer processo químico decorrente do contato entre a água e a rocha superficial, que provoca a dissolução. Corrasão refere-se aos processos de atrito mecânico provocados pelo impacto das partículas transportadas nas superfícies que estão em contato com elas (abrasão), ou, diretamente pela ação hidráulica das correntes de turbilhonamento (CHRISTOFOLETTI, 1980).

► Transporte fluvial - pode ser definido como o deslocamento de material sedimentar, de montante para jusante de um rio, por água corrente (SUGUIO, 1998). A terminologia “a montante” designa tudo o que está localizado, a partir de um ponto qualquer de referência na bacia hidrográfica, dali para as cabeceiras de drenagem, ou seja, localiza-se contra a corrente principal de transporte; em contrapartida, a denominação “a jusante”, indica tudo o que está localizado deste ponto para a foz ou exutório da bacia hidrográfica, ou seja, a favor da corrente principal de transporte. Devido as suas características de transporte, o ambiente fluvial pode ser classificado como razoavelmente competente e pouco capaz, sendo que os sedimentos podem ser transportados por quatro mecanismos principais ao longo do canal fluvial: dissolução, suspensão, saltação e tração.

► Na dissolução os sedimentos entram em solução química com as águas dos rios e fazem parte constituinte dos fluxos d'água. Na suspensão, as partículas de granulometria silte e argila, por serem muito pequenas, conservam-se em suspensão pela turbulência do fluxo, constituindo-se na carga de sedimentos em suspensão na coluna d'água. Por saltação são transportadas as partículas de granulometria areia e cascalho, que saltam ao longo do rio, formando a carga de sedimentos do leito do canal. A tração é responsável pelo transporte da carga de fundo do canal, composta por partículas de granulometria seixo ou superior, que é arrastada pelo fluxo.

► Deposição fluvial - quando há diminuição da capacidade de transporte do rio, acontece a deposição. Esta diminuição pode ser ocasionada pela redução da declividade e velocidade do fluxo, redução do volume do fluxo ou pelo aumento de carga detrítica.

Os canais fluviais podem ser definidos como uma feição geomorfológica resultante do retrabalhamento de fluxos concentrados sobre a superfície terrestre, formando estreitos e lineares caminhos, deprimidos topograficamente, por onde escoam as águas fluviais. De acordo com sua geometria, apresentam características hidrográficas distintas que interferem de maneira direta nos padrões de deposição. Estas características podem ser subdivididas em três grandes conjuntos: tipos de leitos fluviais, tipos de canais fluviais e perfil longitudinal do rio.

Por tipos de leitos fluviais, de acordo com Christofolletti (1980), entende-se como os espaços que podem ser ocupados pelo escoamento das águas, podendo ser distinguidos os seguintes tipos:

- ▶ Leito de vazante - que acompanha o talvegue e está incluído no leito menor, sendo utilizado para o escoamento de águas baixas em períodos de escoamento hídrico normal.
- ▶ Leito menor - associado com os aumentos normais de escoamento associados à ampliação de aporte, principalmente devido às chuvas, sendo que o escoamento das águas, neste leito, tem frequência suficiente para impedir o crescimento de vegetação.
- ▶ Leito maior ou sazonal - que é ocupado em épocas de cheias de maior intensidade.
- ▶ Leito excepcional ou planície de inundação - que é por onde escoam as cheias mais elevadas durante as enchentes de maior magnitude.

Com relação aos tipos de canais fluviais, ou seja, os padrões espaciais que os rios apresentam ao longo de um trecho de seu escoamento, existem um entendimento na bibliografia básica sobre a ocorrência de quatro tipologias principais: retilíneo, meandrante, entrelaçado e anastomosado.

- ▶ Canais retilíneos - são menos comuns que os demais tipos, sendo aqueles em que a sinuosidade é praticamente irrelevante em relação à largura total do leito (**Figura 39**), podendo apresentar sinuosidade no interior do talvegue devido às barras laterais de sedimentos dispostas alternadamente ao longo das margens.

De acordo com Suguio & Bigarella (1990), estes canais se caracterizam por baixas declividades, baixo volume de carga de fundo e alto volume de carga em suspensão, sendo a erosão ocorrente nas margens mais profundas e a deposição através de barras nas margens mais rasas.

► Os canais meandrantos são aqueles em que os rios descrevem curvas longas, sinuosas e harmoniosas entre si, através de um trabalho de escavação nos pontos de maior energia (porção externa ou côncava das curvas segundo o sentido do fluxo) e deposição nos pontos de menor energia (porção interna ou convexa das curvas no sentido do fluxo). Estes canais se caracterizam por gradientes moderadamente baixos, de fluxos contínuos e regulares e com carga de suspensão e de fundo equivalentes e relativamente baixas (**Figura 40**).

► Os canais entrelaçados são os formados em condições especiais, altamente relacionados com a carga sedimentar que transportam. Quando esta carga é maior que a energia de transporte, impedindo que o rio conduza o sedimento até o nível de base final, este é depositado no próprio leito. O obstáculo que se forma faz com que o rio se ramifique em múltiplos canais pequenos, rasos e desordenados (CHRISTOFOLETTI, 1981). Caracterizam-se, portanto, como fluxos com elevados índices de transporte de sedimentos, tanto de fundo quanto em suspensão, sendo que os obstáculos que provocam a subdivisão em várias ramificações do canal são formados pela própria deposição sedimentar ao longo do leito (**Figura 41**).

► Os canais anastomosados são os formados por um conjunto de canais curvilíneos menores, com fluxos de baixas velocidades, que se bifurcam e escoam ao redor de ilhas aluviais permanentes, convergindo aleatoriamente. São extremamente raros e diferenciam-se dos canais entrelaçados pelo fato de que as barreiras que separam os fluxos não necessariamente são originadas pelo aporte direto dos materiais transportados pelos próprios fluxos, sendo as barreiras em canais anastomosados formadas por ilhas, enquanto nos canais entrelaçados, as barras são as responsáveis pelas ramificações (**Figura 42**).

No que se refere ao perfil longitudinal dos rios, trata-se da representação visual de sua declividade, ou seja, a relação entre a altitude e o comprimento de um determinado curso d'água. A forma característica deste perfil é côncava, com as maiores altitudes relacionadas com as cabeceiras de drenagem e as menores altitudes, com o nível da base do rio. A forma côncava deste perfil pode ser explicada devido a três regimes distintos ao longo do curso d'água: o trecho superior, o trecho intermediário e o trecho inferior.

O trecho ou curso superior ou de alta encosta corresponde a área onde predominam os processos de erosão de sedimentos, com o conseqüente entalhamento das cabeceiras. O trecho ou curso inferior ou de baixa encosta corresponde a área onde predomina a deposição de sedimentos, é tipicamente um rio da planície costeira já próximo à desembocadura ou foz. O trecho ou curso intermediário ou de média encosta corresponde a combinação entre ambos os trechos limítrofes do curso (**Figura 43**).

A combinação entre estes três trechos proporciona o perfil côncavo do curso d'água. O curso que possui este perfil é considerado equilibrado, portanto, o perfil longitudinal côncavo, normalmente é chamado de perfil de equilíbrio.



Figura 39. Exemplo de um canal fluvial retilíneo que ocorre no rio Colorado, Arizona/EUA.

Fonte: imagem obtida no software *Google Earth*.



Figura 40. Exemplo de um canal fluvial meandrante que ocorre na foz do rio Juruá junto ao rio Solimões, Amazonas/Brasil.

Fonte: imagem obtida no software *Google Earth*.



Figura 41. Exemplo de um canal fluvial entrelaçado que ocorre no rio São Francisco, Alagoas/Brasil.

Fonte: imagem obtida no software *Google Earth*.



Figura 42. Exemplo de um canal fluvial anastomosado que ocorre no rio Solimões, Amazonas/Brasil.

Fonte: imagem obtida no software *Google Earth*.

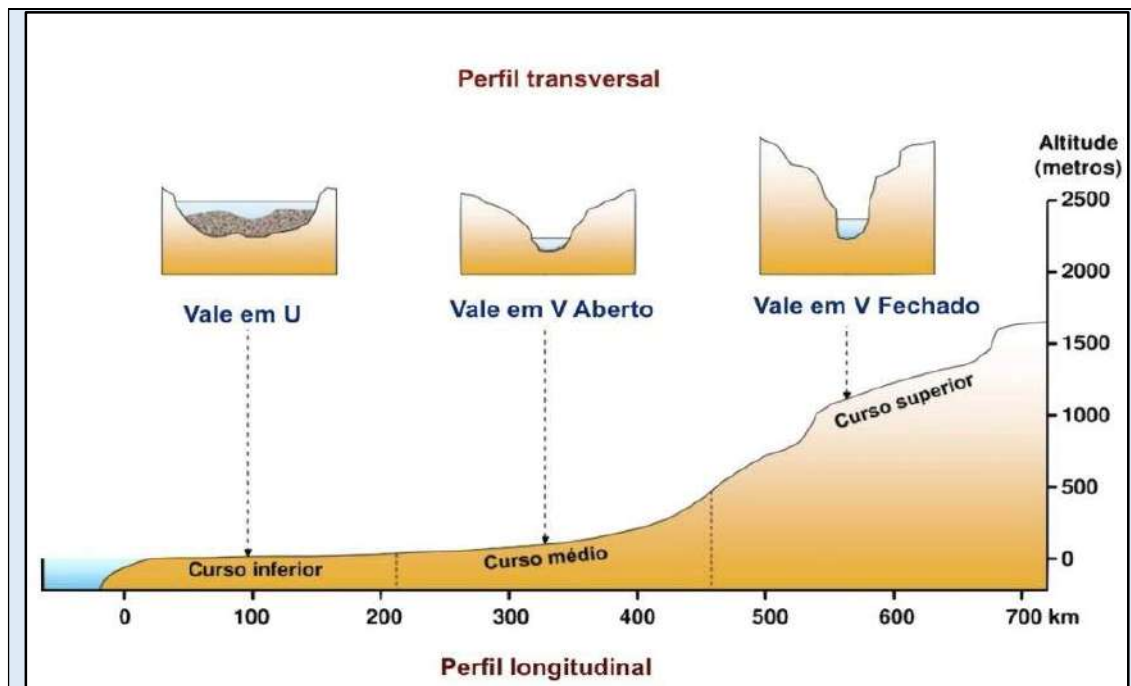


Figura 43. Perfis longitudinal e transversal de um rio. O rio é mais jovem no curso superior, mais maduro no curso médio e mais senil no curso inferior.

Fonte: <https://e-triplex.pt/M%C3%B3dulo/aula-n-o-1-bacias-hidrograficas/>.

Segundo Christofolletti (1981), estudos realizados pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos indicaram que o perfil longitudinal de um rio é determinado pelo trabalho que este realiza para manter o equilíbrio entre a capacidade, a competência, a quantidade e o teor de carga detrítica transportada em toda a extensão do leito. Os mesmos estudos ainda afirmaram que, a concavidade de um rio é determinada por um conjunto de fatores que interagem com as características do curso d'água, entre as quais: a carga detrítica fornecida pelo rio e sua granulometria, a velocidade da água e a largura, profundidade e a declividade do canal.

Importante salientar ainda que existem fórmulas matemáticas para determinar a curvatura do perfil longitudinal, baseadas na amplitude altimétrica, comprimento do canal e variação do tamanho das partículas em direção à jusante.

Segundo Christofolletti (1981), estudos realizados pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos indicaram que o perfil longitudinal de um rio é determinado pelo trabalho que este realiza para manter o equilíbrio entre a capacidade, a competência, a quantidade e o teor de carga detrítica transportada em toda a extensão do leito. Os mesmos estudos ainda afirmaram que, a concavidade de um rio é determinada por um conjunto de fatores que interagem com as características do curso d'água, entre as quais: a carga detrítica fornecida pelo rio e sua granulometria, a velocidade da água e a largura, profundidade e a declividade do canal. Importante salientar que existem fórmulas matemáticas para determinar a curvatura do perfil longitudinal, baseadas na amplitude altimétrica, comprimento do canal e variação do tamanho das partículas em direção à jusante.

4.3.2. Depósitos fluviais

Durante a dinâmica de erosão, transporte e deposição, os depósitos fluviais ou aluviais vão sendo criados, retrabalhados e destruídos pelo fluxo das águas ao longo do perfil de um rio. Para estas ações fluviais dentro da bacia hidrográfica, vários aspectos podem ser levados em conta, tais como: características do fluxo (turbulento ou laminar), oferta de sedimentos, gradiente de declividade do canal, forma do leito, área da bacia, precipitação, nível de base (local, regional ou global), controle estrutural na bacia, tipos de rochas, entre outros. Tratando especificamente da tipologia dos depósitos sedimentares, Christofolletti (1980) mencionou que estes depósitos relacionados ao canal fluvial e à planície de inundação podem ser classificados em três grandes grupos: depósitos em canais fluviais, depósitos nas margens e depósitos nas bacias de decantação. Suguio & Bigarella (1990) propuseram uma classificação semelhante para os depósitos de origem fluvial: depósitos de canais, depósitos dos bancos e depósitos das bacias de inundação.

Neste trabalho, serão apresentadas algumas características dos depósitos de leques aluviais, depósitos de canais fluviais, depósitos de bancos fluviais, depósitos de planície de inundação e depósitos deltaicos (**Figura 44**).

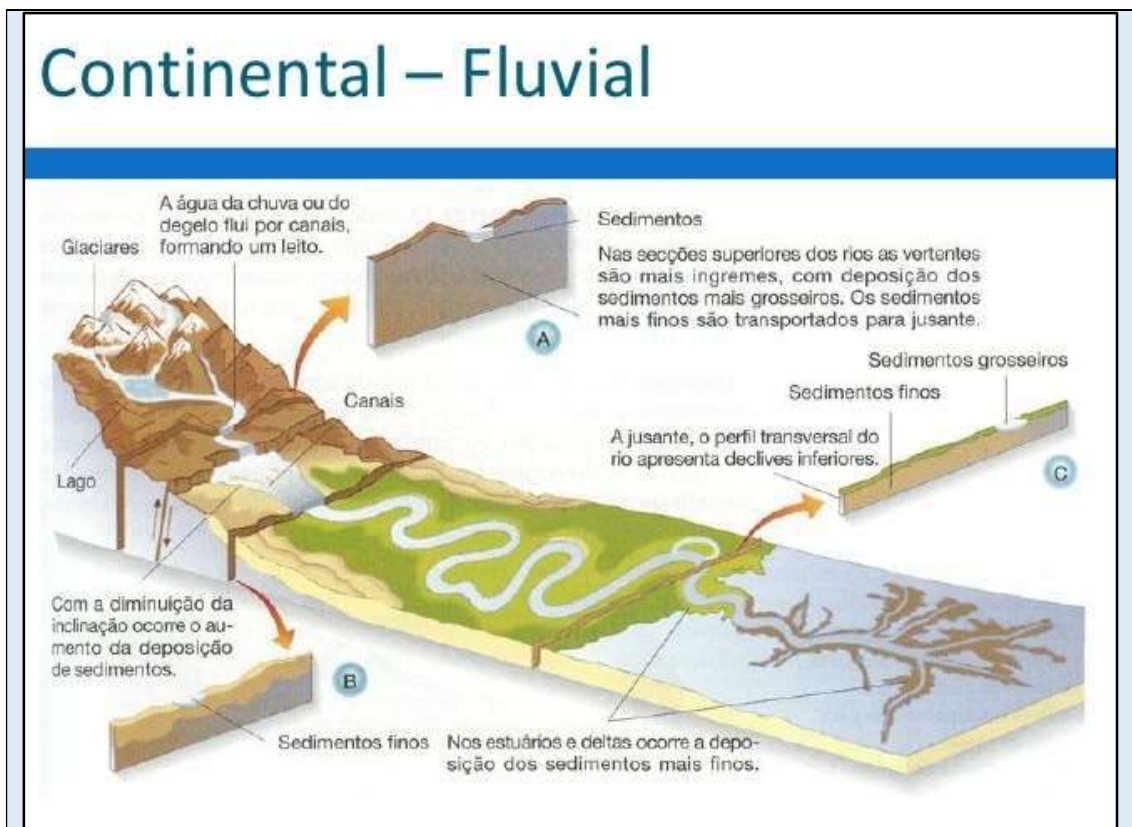


Figura 44. Principais depósitos fluviais formados a partir da precipitação ou água de degelo, das cabeceiras para a desembocadura do rio: depósitos de leques fluviais, depósitos de canais fluviais, depósitos de bancos fluviais, depósitos de planícies de inundação e depósitos deltaicos.

Fonte: <http://elambientesedimentario.blogspot.com/>.

► Os depósitos de leques aluviais são caracterizados como deposições em sopé de montanhas, predominando sedimentos típicos de movimentos de massa (tais como fluxos de detritos e corridas de lama), com matriz de constituição areno siltico-argilosa e presença abundante de cascalhos (seixos e matacões), sendo constituídos de sedimentos imaturos, muito mal selecionados e angulosos, que depositam-se em forma de rampas cônicas, levemente inclinadas, com o vértice agudo voltado para a montante do canal fluvial. Quando coalescem lateralmente, formam os chamados leques aluviais compostos ou planícies de Piemonte.

► Os depósitos de canais fluviais são formados por processos sedimentares que atuam dentro do canal e correspondem aos sedimentos mais grossos, como seixos e areias. Como exemplos, têm-se as barras laterais, transversais e longitudinais (**Figura 45**), além das barras de meandro, depósitos residuais de canais e depósitos de canais. As barras são formadas quando o fluxo do rio perde a competência de transportar material mais grosso, em virtude da redução da velocidade, da vazão, ou do aumento da granulometria da carga detrítica.



Figura 45. À esquerda, barras laterais e longitudinais numa curva do rio Pinheirinho em forma de cotovelo ($28^{\circ}55'07''S.$ e $49^{\circ}52'27''W.$, altitude aproximada de 155m), Jacinto Machado – SC/Brasil; à direita, barra longitudinal à jusante da curva em cotovelo, coberta por vegetação rasteira ($28^{\circ}55'07''S.$ e $49^{\circ}52'25''W.$, altitude aproximada de 155m), Jacinto Machado – SC/Brasil.

Fonte: Alexandre Felix.

Estas barras permanecem estáveis, podendo até mesmo estarem cobertas por vegetação, até que o rio adquira competência para mobilizá-la, o que geralmente ocorre durante um período de cheia. Dessa maneira, quanto maior o pico de vazão, maior poderá ser a competência do rio. Sear *et al.* (2003) comentaram que as barras apresentam uma variedade de formas, que dependem da geometria do canal e das características do fluxo. Elas podem ser divididas entre barras forçadas (*forced bars*) e barras livres (*free bars*). As barras forçadas são criadas e confinadas pela geometria do canal associada às características hidráulicas do fluxo naquele trecho do rio; e, as barras livres migram livremente pelo canal e não alteram as características hidráulicas do fluxo bem como o transporte de sedimentos do trecho do rio onde elas se encontram.

As principais estruturas sedimentares ocorrentes nos depósitos de canais fluviais são a maciça, a estratificação cruzada (festonada, acanalada e tabular) e as marcas de ondas.

Uma consideração a ser feita é que ainda não existe uma clara distinção entre ilhas e barras. Um critério que pode ser utilizado é a cobertura vegetal, pois devido a seu curto período de ocorrência, não há a formação de uma vegetação de grande porte sobre as barras em virtude da sua frequente mobilização. Por outro lado, maior poderá ser a vegetação sobre uma barra quanto maior for o intervalo de uma cheia capaz de removê-la. Quando um depósito permanece emerso durante uma cheia regular é considerado ilha, se fica submerso é considerado barra ou banco de sedimentos. Dessa maneira, para cada bacia deve-se determinar um critério para esta distinção, não havendo uma forma de generalizar a classificação entre ilhas e barras.

Nota-se, também, que quanto mais próximo do baixo curso do rio, menor é a ocorrência ou até mesmo a ausência de seixos. Nestas áreas, além do gradiente de declividade ser baixo, diminuindo a competência do fluxo, ocorre o transporte, principalmente, de areia, silte e argila. Além disso, o desgaste dos seixos, blocos e matações ao longo do canal proporcionam, em determinado ponto do curso do rio, a diminuição do seu tamanho até atingirem a granulometria areia.

Os sedimentos de fundo de canal ou até mesmo as barras acabam formando um sistema denominado *pool under riffle* (piscina sob corredeira) que é a ocorrência de uma área mais profunda de fluxo laminar ou muito pouco turbulento após um depósito de sedimentos de fundo ou uma barra que proporciona turbulência. Este sistema se “desloca” ao longo do rio devido a competência do mesmo. Sendo assim, em períodos de cheia, barras e piscinas são mobilizados dentro do canal.

Cada feição deposicional é singular e resultante das forças e características de uma bacia hidrográfica. Assim, em um canal individual, o sistema *pool under riffle* pode ter iniciado de uma maneira diferente e se propagado ao longo do canal até não ser mais encontrado. O fato é que este surgimento pode estar associado a um determinado elemento que já não está presente no local, como um bloco de rocha ou uma barreira natural formada por troncos, que podem ter sido carregados em uma determinada cheia.

Contudo, os sistemas *pool under riffle* se mantêm como uma espécie de reação em cadeia. Dessa maneira, pode-se supor que há um início para o sistema e, posteriormente, ele se mantêm como uma resposta às forças atuantes no fluxo do canal no trecho que se encontra, podendo até mesmo controlar estas forças e as características do fluxo.

► Os depósitos de bancos fluviais ou das margens fluviais ocorrem quando, em época de cheias, as águas do canal extravasam do seu leito menor, depositando sedimentos sobre as margens (ex.: diques marginais). Como as cheias ordinárias podem acontecer a cada dois ou cinco anos, sobre este tipo de depósito geralmente se desenvolve vegetação de médio porte. Com relação aos depósitos de bancos, destacam-se os diques marginais ou *levee*, que podem ser definidos como saliências alongadas composta por sedimentos, bordejando os canais fluviais, segundo Christofolletti (1981). Sua altura é maior perto da margem do canal, que formam bancos íngremes e altos, afinando em direção à planície de inundação. Os sedimentos formadores dos diques marginais são provenientes da fração mais grossa da carga suspensa (predominantemente arenosos). Observam-se, ainda, os depósitos de rompimento de diques. As estruturas sedimentares ocorrentes nos depósitos de bancos são as maciças.

► Os depósitos de planície de inundação também ocorrem quando as águas fluem sobre a planície de inundação. Contudo, a deposição incide quando o rio perde a competência de transporte, em virtude da diminuição da velocidade e da altura das águas. Os sedimentos deste tipo de depósito são de granulação fina (silte e argila). Estes depósitos apresentam acamamento horizontal, sendo que algumas vezes as lâminas argilosas são mescladas com camadas arenosas ou intercalações sílticas, e vice-versa (**Figura 46**). Os processos formadores destes depósitos subdividem-se em quatro fases: a) transbordamento das águas do canal para a planície de inundação; b) enchimento da bacia de inundação; c) esvaziamento da bacia de inundação; d) secamento da bacia de inundação e modificação nos sedimentos recentemente depositados (CHRISTOFOLLETTI, 1981). As principais estruturas sedimentares ocorrentes nos depósitos de planície de inundação são as marcas de ondas, a estratificação cruzada e plano paralela, a maciça, além de marcas de chuva e gretas de contração.



Figura 46. Depósitos areno síltico-argilosos com lâminas argilosas, típicos de planície de inundação, ocorrentes em uma planície de nível de base local no município de Pedras Grandes – SC/Brasil.

Fonte: Alexandre Felix.

► Os depósitos deltaicos são formados junto aos exutórios que apresentam foz complexa (**Figura 47**). Segundo Suguio (1998), os deltas são formados quando a carga de sedimentos depositada é maior que a carregada pela erosão. Conforme Christofolleti (1980), os principais fatores que influenciam as características dos deltas são: aspectos geológicos e oferta de sedimentos da bacia hidrográfica, condições climáticas da bacia hidrográfica, estabilidade tectônica, declividade do rio, regime fluvial, processos deposicionais e erosivos e amplitude das marés.

Apesar de manter um canal principal, nos deltas os rios tendem a se subdividir formando uma rede de inúmeros canais menores. Como a declividade é muito baixa, o rio já não tem mais energia para determinar o caminho preferencial do seu fluxo. Dessa maneira, esses canais menores acabam divagando de forma entrelaçada, sinuosa e até mesmo meandrante sobre o delta. Quando a porção distal de um leque aluvial se espalha junto ao oceano ou qualquer corpo aquoso lacustre ou lagunar, esta feição recebe o nome de leque deltaico.

Atualmente, devido as suas características topográficas, os deltas tendem a ser ocupados pelo homem, por se tratar de áreas planas, propícias para práticas agrícolas. Contudo, esta mesma condição topográfica faz com que o delta seja uma área muito susceptível às inundações. Um exemplo disso é *Bangladesh*, que está sobre o delta dos rios *Ganges* e *Brahmaputra*, estando mais da metade do país em uma área inundável, com frequente ocorrência de desastres naturais associados à elevação das águas dos rios neste delta. Um exemplo de delta ocorrente no estado de Santa Catarina constitui-se no delta lagunar do rio Tubarão.

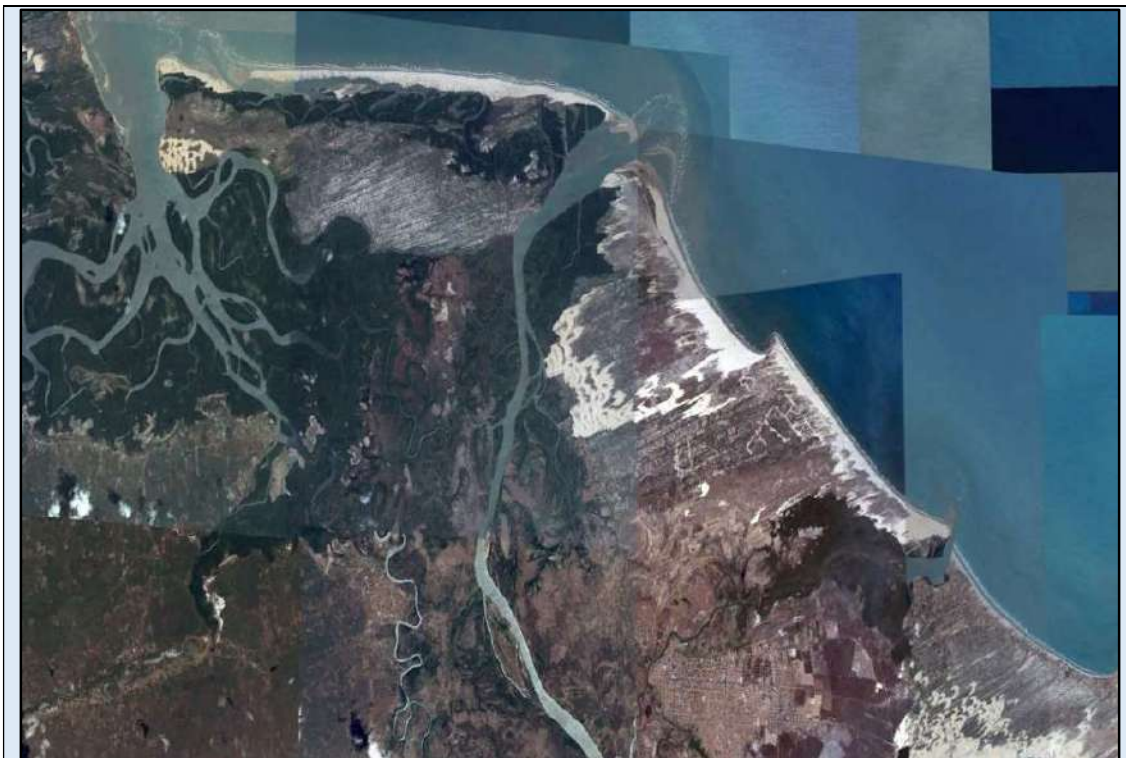


Figura 47. Vista geral do delta do rio Parnaíba, PI/Brasil.

Fonte: Imagem obtida no software *Google Earth*.

Quanto às rochas sedimentares de origem fluvial ou aluvial predominam as rochas clásticas com diversos tamanho de grão, sendo mais grossas à montante e mais finas à jusante. Nos depósitos de leques aluviais, os sedimentos são areno siltico-argilosos com presença abundante de cascalhos, formando arenitos, conglomerados e lamitos. Nos depósitos de canais fluviais, os sedimentos são cascalhosos e arenosos, formando conglomerados e arenitos. Nos depósitos de bancos fluviais (diques marginais) predominam as areias e arenitos. Nos depósitos de planície de inundação, os sedimentos são de granulação fina (silte e argila), predominando siltitos, argilitos, lamitos e folhelhos. Nos depósitos deltaicos ocorre a predominância de sedimentos arenosos finos e pelitos, vindo a formar arenitos, lamitos e folhelhos.

4.4. AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO EÓLICO

O ambiente de sedimentação eólico ocorre em sistemas deposicionais continentais terrestres, embora encontrem-se associados, também, aos sistemas transicionais costeiros em ambientes litorâneos, sendo que o principal agente de transporte atuante é o vento.

A formação dos ventos se deve às diferenças entre pressões atmosféricas, onde massas de ar formadas em áreas com pressões diferentes formam correntes de ar (ou ventos), que se deslocam em direção da massa com menor pressão. Por sua vez, a pressão atmosférica é inversamente proporcional à temperatura: quanto maior a temperatura, menor será a pressão.

Como a temperatura é diretamente relacionada com o grau de aquecimento solar que, por sua vez, depende da insolação e do calor específico da superfície, têm-se a seguinte relação:

- ▶ O calor específico da superfície, caracterizado como a quantidade de calor necessária para o aumento de temperatura (quanto maior o calor específico da superfície, maior a quantidade de calor total para aumentar a temperatura) determina a quantidade de insolação necessária para ocasionar o aquecimento solar;
- ▶ A variada ocorrência de aquecimento solar na superfície terrestre determina os diferentes níveis de temperatura atingidos;
- ▶ Estas diferentes superfícies aquecidas com temperaturas diversas formam massas de ar igualmente diversas em termos de pressão atmosférica;
- ▶ A pressão atmosférica diferente nas diferentes massas atmosféricas provoca o surgimento de padrões de circulação de ar ou ventos, que se deslocam no sentido das massas de maior pressão, para as de menor, ou seja, das massas de menores temperaturas para as de maiores temperaturas.

Este mecanismo geral de formação de ventos pode ser ilustrado, em menor escala, através dos ventos térmicos, também conhecidos como brisa terral e brisa maral (**Figura 48**).

O mar possui calor específico mais elevado do que o continente, provocando maior aquecimento nas áreas continentais em relação ao mar durante o dia, o que ocasiona o surgimento de centros de baixa pressão (altas temperaturas) sobre o continente, e o deslocamento do ar mais frio do mar para a terra, ocasionando os ventos denominados de maral; com o início da noite, a diminuição de calor ocorre de forma mais rápida no continente, alterando o centro de baixa pressão para o mar (onde a temperatura se mantém mais elevada), ocasionando os ventos denominados de terral.



Figura 48. Vento maral diurno e vento terral noturno atuando durante 24 horas na praia de Copacabana, RJ/Brasil.

Fonte: <https://zuckerbook.wordpress.com/2011/05/19/clima-tropical-de-moncoes-india-e-sudeste-asiatico/>.

As velocidades de deslocamento dos ventos são maiores ou menores de acordo com a rugosidade das superfícies. Por sua vez, a rugosidade é maior quanto maior for a presença de obstáculos como vegetação, edificações e relevos ondulados. Portanto, quanto mais acima da superfície, maior é a velocidade do vento. No entanto, Leinz & Amaral (1998) informaram que, até 500m de altitude, a velocidade dos ventos aumenta constantemente, decaindo a partir disso até os 10.000m de altitude.

Ainda de acordo com as velocidades, os ventos podem ser classificados em 13 categorias, de acordo com a Escala de Beaufort, apresentada no **Quadro 3**.

Os principais efeitos ocasionados pelos ventos podem ser classificados em três grupos: destrutivos, transportadores e construtivos.

► Os efeitos destrutivos encontram-se relacionados aos mecanismos de desgaste e podem ser classificados em dois subtipos: corrasão e deflação. A corrasão corresponde ao efeito erosivo associado ao desgaste mecânico provocado pelas partículas transportadas pelos ventos sobre as rochas e demais estruturas físicas. Ex.: as formas diversificadas em arenitos como as “taças” e “cogumelos” (**Figura 49**). A deflação ocorre em superfícies de solos desérticos ou em locais onde os solos apresentam susceptibilidade à erosão eólica, formando áreas deprimidas topograficamente devido à remoção de sedimentos mais finos pelos ventos, podendo atingir o nível freático, que proporcionará a estabilização da deflação. Ex.: oásis em deserto (**Figura 49**).

Quadro 3. Escala de Beaufort para classificação dos ventos de acordo com suas velocidades.

Grau	Designação	m/s	km/h	nós	Aspecto do mar	Efeito em terra
0	Calmo	<0,3	<1	<1	Espelhado	Fumaça sobe na vertical
1	Aragem	0,3 a 1,5	1 a 5	1 a 3	Pequenas rugas na superfície do mar	Fumaça indica direção do vento
2	Brisa leve	1,6 a 3,3	6 a 11	4 a 6	Ligeira ondulação sem rebentação	As folhas das árvores movem; os moinhos começam a trabalhar
3	Brisa fraca	3,4 a 5,4	12 a 19	7 a 10	Ondulação de até 60cm, com alguns carneiros	As folhas agitam-se e as bandeiras desfraldam ao vento
4	Brisa moderada	5,5 a 7,9	20 a 28	11 a 16	Ondulação até 1m, carneiros frequentes	Poeira e pequenos papéis levantados; movem-se os galhos das árvores
5	Brisa forte	8 a 10,7	29 a 38	17 a 21	Ondulação de até 2,5m, com cristas e muitos carneiros	Movimentação de grandes galhos e árvores pequenas
6	Vento fresco	10,8 a 13,8	39 a 49	22 a 27	Ondas grandes de até 3.5m; borrifos	Movem-se os ramos das árvores; dificuldade em manter um guarda-chuva aberto; assobio em fios de postes
7	Vento forte	13,9 a 17,1	50 a 61	28 a 33	Mar revolto de até 4,5m com espuma e borrifos	Movem-se as árvores grandes; dificuldade em andar contra o vento
8	Ventania	17,2 a 20,7	62 a 74	34 a 40	Mar revolto de até 5m com rebentação e faixas de espuma	Quebram-se galhos de árvores; dificuldade em andar contra o vento; barcos permanecem nos portos
9	Ventania forte	20,8 a 24,4	75 a 88	41 a 47	Mar revolto de até 7m; visibilidade precária	Danos em árvores e pequenas construções; impossível andar contra o vento
10	Tempestade	24,5 a 28,4	89 a 102	48 a 55	Mar revolto de até 9m; superfície do mar branca	Árvores arrancadas; danos estruturais em construções
11	Tempestade violenta	28,5 a 32,6	103 a 117	56 a 63	Mar revolto de até 11m; pequenos navios sobem nas vagas	Estragos generalizados em construções
12	Furacão	>32,7	>118	>64	Mar todo de espuma, com até 14m; visibilidade nula	Estragos graves e generalizados em construções

Fonte: adaptado do sítio eletrônico da Diretoria de Portos e Costas da Marinha do Brasil.



Figura 49. À esquerda, arenito do Parque Estadual de Vila Velha/PR, esculpido pela corrosão eólica, originando a forma de uma taça; à direita, lago *Ubary*, no deserto do *Sahara*, originando um oásis do deserto a partir do processo de deflação.

Fonte: <https://passeandoalimpo.com.br/2015/09/11/video-parque-estadual-de-vila-velha/>.

Fonte: <https://nevereverseenbefore.blogspot.com>.

► Os efeitos transportadores estão relacionados com o transporte de material sedimentar que, de acordo com Greeley & Iversen (1985) ocorre por saltação (75% da carga), arrasto (25% da carga) e suspensão (parcela pouco representativa da carga total), sendo a quantidade de material movimentado dependente da umidade, velocidade do vento e tamanho do grão.

► Os efeitos construtivos estão associados com a sedimentação do material em transporte, devido à diminuição da competência do vento, podendo ocasionar deposição em forma de dunas e lençóis arenosos, segundo as características assumidas por suas formas.

Na sequência, serão apresentados os principais aspectos que caracterizam os ambientes de sedimentação eólicos, em termos de erosão, transporte e deposição de materiais detríticos.

4.4.1. Principais características do ambiente eólico

Conforme já mencionado, o vento se caracteriza como um dos principais agentes de erosão e transporte em meio subaéreo, sendo o processo de deposição ocorrente a partir do momento em que a força transportadora (desencadeada pela velocidade dos ventos) é sobrepujada pela massa das partículas (sedimentos clásticos), ocasião em que o agente perde a competência e a partícula cessa sua movimentação, sedimentando-se.

Pode-se compartimentar os ambientes eólicos em dois principais subtipos: ambientes continentais áridos (desertos) e ambientes litorâneos costeiros.

► Nos ambientes continentais áridos (desertos), a origem das areias se dá pela ausência ou baixíssima ocorrência de precipitação, fator que provoca o predomínio de intemperismo físico e a baixa concentração de argilominerais, conferindo caráter extremamente arenoso e pobre aos solos, o que prejudica a colonização por vegetação e possibilita, outrossim, a remobilização constante por ventos. Ex: deserto do *Sahara* (Figura 50);



Figura 50. Deserto do *Sahara*, na África setentrional, com um oásis localizado no distrito de *Wadi Al Hayat*/Líbia (no detalhe).

Fonte: Imagem obtida no software *Google Earth*.

► Nos ambientes litorâneos costeiros, nas proximidades da linha de costa, os ventos são responsáveis pela remobilização e transporte de sedimentos no sistema praias, ao passo que atuam como geradores de ondas e, conseqüentemente, das células de circulação ocasionadas por elas.

De acordo com Bresolin (1979), o principal efeito da ação do vento sobre o litoral consiste na movimentação e transporte de areias, que são impelidas às praias pelas ondas. Este efeito é potencializado durante eventos meteorológicos intensos, como tempestades formadas pela passagem de frentes frias. Estes processos são os responsáveis pela formação das dunas costeiras ou litorâneas (**Figura 51**), sendo que Hesp & Thom (1990) apontaram três fatores independentes como principais responsáveis: taxa de aporte arenoso, energia de onda e do vento e competência das plantas fixadoras.

De acordo com Roy *et al.* (1994), a maioria das dunas costeiras ou litorâneas ocorre “onde o aporte de areia por ondas apresenta-se em grande quantidade e em costas expostas aos ventos costeiros, soterrando e matando as plantas pioneiras locais antes delas estabilizarem as areias e formarem dunas incipientes”.



Figura 51. Exemplo de uma típica duna costeira ou litorânea chamada de duna *Cerro Dragon* de *Iquique*, no deserto do litoral Norte do Chile. Representa uma duna longitudinal do tipo *seif*, com 4km de comprimento e largura entre 150 e 550m.

Fonte: <http://cuandodespertoeldinosauriotodaviaesta.blogspot.com/2016/09/duna-cerro-dragon-de-iquique-20-15-s.html>.

Os processos de erosão e transporte de materiais detríticos em ambientes eólicos já foram devidamente explicitados, sendo que, em termos de deposição, o mecanismo atuante é o assentamento físico.

4.4.2. Depósitos eólicos

Dentre as principais características dos sedimentos eólicos, as mais marcantes são a predominância da textura arenosa, extremamente bem selecionada, composto por fragmentos clásticos bem arredondados e com textura superficial fosca. Nestes termos, o agente eólico constitui-se no transporte mais capaz, sendo que o material depositado possui elevado grau de seleção devido ao fato de ser transportado e sedimentado a partir de ventos que, embora apresentem rajadas com altas velocidades, possuem padrões bastante uniformes ao longo do ano. No entanto, o vento se constitui em um agente pouco competente, podendo movimentar partículas maiores que seixos, apenas, durante eventos de furacões (**Quadro 4**).

Quadro 4. Relação entre velocidades dos ventos e tamanhos máximos de partículas transportadas.

Velocidade do vento (Km/h)	Diâmetro máximo de partícula transportada (mm)
1,8	0,04
11	0,25
32	0,75
47	1,0

Fonte: adaptado de Leinz & Amaral (1998).

Considera-se, ainda, que as partículas apresentam elevado grau de arredondamento, pelo fato de se movimentarem em um meio (ar) onde a viscosidade é baixa, sendo o atrito bastante efetivo no desgaste dos grãos, que também ocasiona a textura superficial fosca, que se constitui em outra característica marcante dos sedimentos eólicos.

Os depósitos eólicos são formados por sedimentos geralmente estratificados, constituídos de grãos arenosos finos a médios, predominantemente quartzosos, arredondados, de boa seleção, minerais pesados eventuais, coloração em tons de bege, ocre a amarelados, presença de marcas ondulares na superfície (**Figura 52**).



Figura 52. Depósitos eólicos na forma de dunas constituídos de sedimentos arenosos finos à médios, bem selecionados e predominantemente quartzosos. À esquerda, duna de Genipabu/RN, mostrando típicas marcas de onda e à direita, duna em *De Haan*, costa do mar do Norte, na Bélgica, mostrando típica vegetação de duna.

Fonte: <https://viagemeturismo.abril.com.br/materias/15-dunas-do-brasil-que-merecem-a-sua-visita/>.

Fonte: <https://es.dreamstime.com/foto-de-archivo-dunas-en-de-haan-costa-de-mar-del-norte-del-belga-contra-horizonte-azul-image57754487>.

Com relação às formas adquiridas pelos depósitos eólicos, podem ser considerados dois tipos principais: dunas e lençóis.

► As dunas são formadas em locais onde a velocidade do vento e a disponibilidade de materiais sedimentares são adequados para o transporte eólico. Apresentam como principais estruturas sedimentares a estratificação cruzada, sendo que suas características físicas e morfológicas vão depender dos processos básicos, tais como: tipo de transporte, intensidade do vento predominante e tamanho dos grãos.

De acordo com a localização, podem ser subdivididas em dois principais subtipos: dunas continentais e dunas costeiras ou litorâneas. As dunas continentais são as que se formam em regiões desérticas, localizadas longínquas à costa, tendo como principais fatores formadores: o clima, a quantidade de material sedimentar (areia) e a força do vento para transportá-las e depositá-las. As dunas costeiras ou litorâneas se formam em regiões litorâneas, associadas ao sistema praias, tais como as observadas na praia da Joaquina (ao leste da ilha de Santa Catarina), no litoral Sul catarinense, na costa do Rio Grande do Sul, dentre outros locais.

Outra classificação pode ser efetuada de acordo com a capacidade de remobilização de areias e movimentação do pacote sedimentar, ocasionando uma subdivisão em dois tipos: dunas ativas e dunas fixas. As dunas ativas são móveis, ou seja, continuam em processo de movimentação e deposição, impulsionadas pelos agentes eólicos (**Figura 53**), são geralmente mais jovens e seus depósitos de cores mais claras. As dunas fixas, por sua vez, são estagnadas por cobertura vegetal e não se movimentam, sendo esta vegetação, de vital importância para sua fixação (**Figura 53**), são geralmente mais antigas e seus depósitos de cores mais escuras.



Figura 53. À esquerda, duna ativa no Parque Estadual *Monahans Sandhills*, Texas, USA; à direita, duna ativa e inativa (fixa pela vegetação, à retaguarda), no Parque Estadual de Itaúnas, Espírito Santo/Brasil,

Fonte:
<https://portraitsofwildflowers.wordpress.com/tag/wind/page/1/>.

Fonte:
<https://portraitsofwildflowers.wordpress.com/tag/wind/page/1/>.

As formas que estas dunas vão adquirir vai depender, principalmente, da ação do vento predominante e da quantidade de material disponível (areia). As principais formas são: duna barcana, duna transversa, duna domo, duna longitudinal, duna parabólica, duna estrela, duna reversa e *blow out* (ou bacias de deflação). Na **Figura 54** apresentam-se algumas destas morfologias dunárias.

► Os lençóis arenosos constituem-se em corpos arenosos com superfícies planas e declividades suaves, sendo que sua continuidade pode ser interrompida por obstáculos topográficos. Nas regiões costeiras, os lençóis eólicos migram continente adentro até se desprenderem do litoral ou formarem rampas arenosas. De acordo com sua posição e interdigitação com demais depósitos continentais (principalmente os de encosta), podem ser do tipo mantos de aspersão eólica, rampas de dissipação eólica e *loess*.

Os mantos de aspersão eólica são constituídos por capas arenosas, com estruturas sedimentares variando de maciça à estratificação cruzada e de espessuras diversas, que recobrem as demais unidades deposicionais em planícies. As rampas de dissipação eólica são os corpos arenosos que cavalgam as superfícies onduladas (morros e montanhas), apresentando interdigitação entre materiais arenosos e sedimentos clásticos continentais areno/siltico/argilosos, apresentando estruturas sedimentares variando de maciça à estratificação cruzada.



Os depósitos de *loess* são encontrados em áreas periglaciais (*loess* frio) ou peridéserticas (*loess* quente), sendo compostos por sedimentos predominantemente siltosos, contendo areias finas e pouca argila, com presença de minerais instáveis como feldspato e calcita, com estrutura maciça (SUGUIO, 1998).

Outros elementos deposicionais de interesse do ambiente eólico são os ventifactos (gliptólitos), que se constituem em fragmentos com granulometria predominante de seixos, apresentando formas geralmente compostas por superfícies aplainadas e textura superficial fosca e/ou polida, ambas devido à abrasão eólica, sendo típicos de áreas desérticas ou periglaciais.

Quando os ventifactos são preservados sem deslocamento ou alteração, eles podem servir como indicadores de paleoventos. A direção do vento no momento da formação do ventifacto (**Figura 55**) será paralela às ranhuras ou ranhuras esculpidas na rocha.



Figura 55: Ventifactos esculpidos em basaltos da região de *Puna* e ignimbritos da região de *Laguna Grande, Santa Cruz, Argentina*.

Fonte: <http://users.monash.edu.au/~weinberg/Pages/Ventifacto/Ventifacto.htm>.

4.5. AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO MARINHO (COSTEIRO E OCEÂNICO)

O ambiente de sedimentação marinho (costeiro e oceânico) está relacionado a descrever os aspectos dos mares e oceanos, tanto das partes mais rasas como das partes de maior profundidade. Para tanto é introduzido o conceito de província costeira, a mais rasa e de província oceânica, a mais profunda, no âmbito do referido ambiente.

4.5.1. Província costeira e província oceânica

Ambos termos se referem a províncias geológicas associadas aos mares e oceanos.

O termo província costeira foi introduzido por Villwock (1972), descrevendo uma unidade tridimensional, no que tange aos aspectos geológicos, estratigráficos e estruturais. Província costeira é descrita do ponto de vista morfolitológico como uma região onde dominam terrenos de baixa altitude (até 50-60m) e profundidade (até 150-200m), adjacente aos continentes e oceanos e mares e composta de sedimentos consolidados a semi-consolidados e secundariamente de rochas cristalinas e sedimentares. Província e zona costeiras são denominações usuais, às vezes correlacionadas entre si no que concerne a diversos aspectos físicos, biológicos e sócio-econômicos. O substrato da província costeira é constituído exclusivamente da crosta continental ou siática.

Já a província oceânica ou bacia oceânica é descrita do ponto de vista morfolitológico como uma região onde dominam terrenos de alta profundidade (>200m), típica dos oceanos, representando os setores mais profundos da margem continental (talude continental e sopé continental), das planícies abissais, das cordilheiras mesooceânicas, das fossas oceânicas, dos montes submarinos e ilhas oceânicas. O substrato da província oceânica é majoritariamente constituído da crosta oceânica ou simática, apesar de que nos setores mais rasos do talude continental e sopé continental ainda ocorre a crosta continental.

Uma província costeira é constituída de duas unidades geológicas maiores: o embasamento e a bacia sedimentar marginal, assentada adjacente a um oceano ou mar (**Figura 56**). As bacias sedimentares extracontinentais são formadas na margem continental, podendo ser classificada de acordo com o seu caráter tectônico em três tipos principais: bacia sedimentar passiva de uma margem continental distensiva, típica do oceano Atlântico, bacia sedimentar ativa de uma margem continental compressiva, típica do oceano Pacífico (América do Sul) e bacia sedimentar ativa de uma margem continental transformante, típica do Pacífico (América do Norte).

O talude continental, a elevação continental, a planície abissal e os turbiditos já fariam parte da província oceânica (**Figura 56**).

A respeito da província costeira, o embasamento, geralmente cristalino, se agrega à parte sedimentar da bacia, na maioria das vezes inconsolidada, formada de três unidades geológico-geomorfológicas: no domínio emerso, a planície costeira; no domínio submerso, a plataforma continental e na interface entre ambos meios, o sistema praial.

A planície costeira é uma extensa feição geomorfológica de terras baixas e planas, na interface terrestre/aquoso, geralmente adjacente aos oceanos, mares, lagos, lagoas, lagoas, lagunas, estuários, rio, baías e golfos, afetada pelas condições terrestre e aquática e condicionada às altas ou baixas variações hidrográficas (marés). A superfície da planície costeira é relativamente plana à ondulada com pouca ou nenhuma variação de altura, típica de regiões de baixas altitudes e formadas preferencialmente por sedimentos.

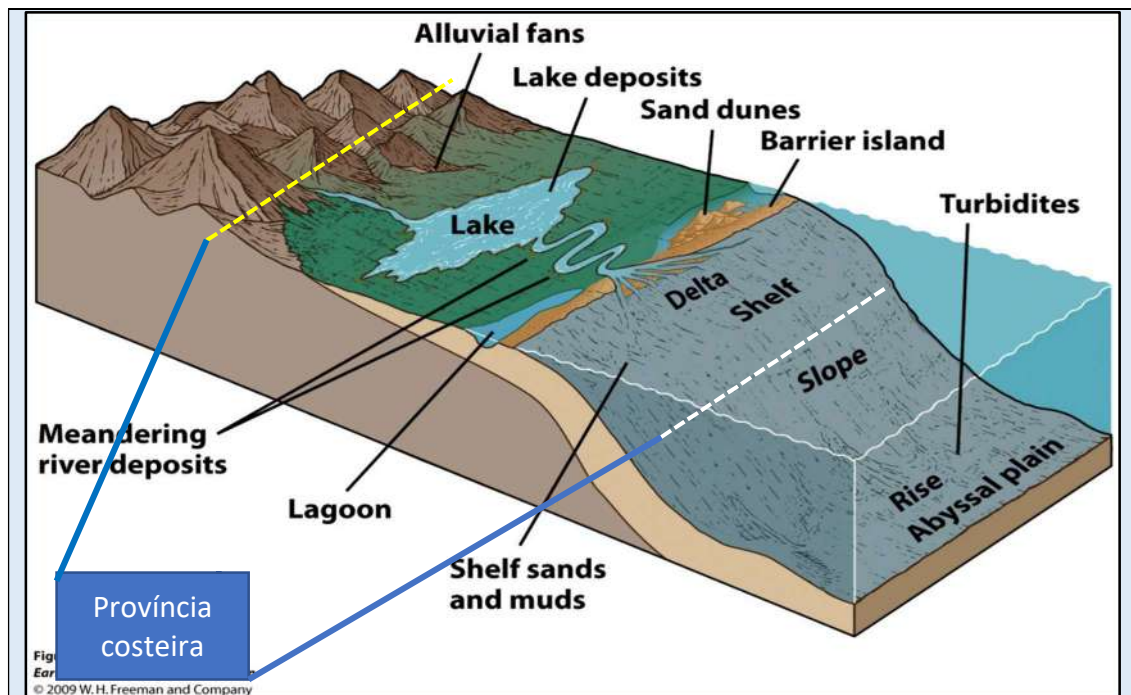


Figura 56. Esboço geológico que registra os diversos ambientes da província costeira: (i) o embasamento, abaixo da linha tracejada de cor amarela; (ii) a planície costeira e seus ambientes, entre a linha amarela e a linha de costa; (iii) a plataforma continental, entre a linha de costa e a quebra da plataforma (linha de cor tracejada de cor esbranquiçada).

Fonte: <http://perfob.blogspot.com/2015/12/rocas-clasticas-y-ambientes.html>.

Legenda: *Alluvial fans* = leques aluviais; *Lake deposits* = depósitos lacustres; *Sand dunes* = dunas arenosas; *Barrier island* = ilha barreira; *Lake* = lago; *Delta* = delta; *Shelf* = plataforma; *Slope* = talude; *Rise* = elevação; *Abyssal plain* = planície abissal; *Turbidites* = turbiditos; *Meandering river deposits* = depósitos fluviais meandranantes; *Lagoon* = lagoa; *Shelf sands and muds* = lamas e areia de plataforma.

A plataforma continental, juntamente com o talude continental e o sopé continental, constituem a margem continental, que começa na linha de costa até profundidades em média de 200m, atingindo as bacias oceânicas. Apesar de estar situada em meio aquoso, a plataforma continental pertence ainda à crosta continental siálica, porém submersa. Uma plataforma continental tem seu grau de inclinação (declividade/gradiente) variável, bem como sua extensão determinados a partir de sua gênese, mantendo suas características pela sedimentação então vigente. A plataforma continental é normalmente subdividida em plataforma continental interna ou proximal (até 30m de profundidade), plataforma continental média (entre 30 e 100m de profundidade) e plataforma continental externa ou distal (maior que 100m de profundidade até a quebra da plataforma), cada uma delas com suas especificidades geológicas, geomorfológicas e oceanográficas.

Entre a planície costeira e a plataforma continental, fazendo parte da própria planície costeira e da zona mais rasa da plataforma continental interna, ocorre o sistema ou ambiente praias. Praia é uma feição geomorfológica ou um ecossistema, localizada ao longo da costa ou litoral onde se acumula geralmente sedimento não consolidado, compreendido entre a linha de água das marés baixas e o ponto mais elevado atingido por ondas de tempestade. As praias apresentam geralmente um perfil côncavo suave, formato que lhes é dado pela influência permanente das ondas, marés e correntes litorâneas.

Enquanto a província costeira está relacionada às variações relativas do nível do mar (oceano), a província oceânica está relacionada à tectônica global imposta nos setores mais profundos da Terra, principalmente dos oceanos Atlântico, Índico e Pacífico. Neste enfoque se inserem na província oceânica ambientes geológicos do talude continental, elevação continental, fossa oceânica, rifte, dorsal e planície abissal (**Figura 57**).

O texto a seguir traz aspectos gerais do ambiente marinho (costeiro e oceânico) e descrição dos depósitos correlativos, optando-se pela apresentação dos setores mais rasos para os setores mais profundos.

Os oceanos cobrem cerca de 70% da superfície da Terra e concentram 97% da água do planeta, representando assim um ecossistema de reconhecida importância para o homem. Eles dispõem de uma enorme fonte de recursos naturais e minerais, bem como, são responsáveis pelo saldo positivo de oxigênio na atmosfera (através do metabolismo planctônico) e pelo balanço climático resultante da distribuição e temperatura das massas d'água.

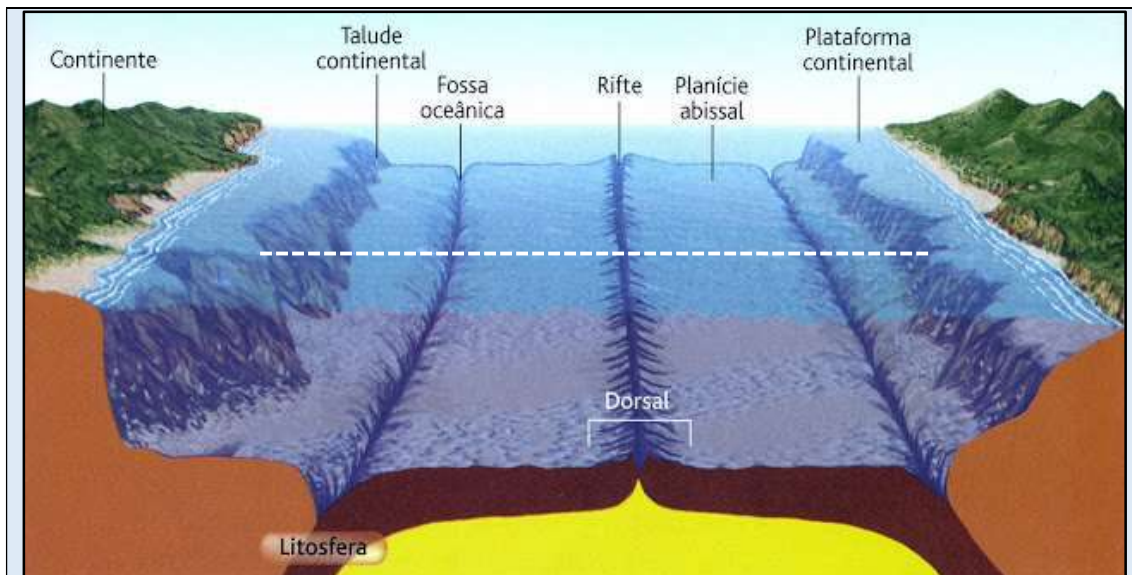


Figura 57. Esboço geológico que registra os diversos ambientes da província oceânica, dentro dos limites da linha tracejada de cor branca.

Fonte: http://geografiamazucheli.blogspot.com/2012_10_10_archive.html.

Doze das vinte maiores áreas urbanas do mundo estão localizadas dentro de um raio de 160km da linha de costa (**Figura 58**), o que demonstra uma crescente relação do homem com os oceanos sob os mais diferentes aspectos, incluindo não só a pesca, mas o transporte, o lazer e a exploração mineral, sendo indispensável o conhecimento destes ambientes, através da pesquisa técnica e científica.

Em termos de recursos minerais, os sais presentes na água dos oceanos constituem-se, por si só, em bens minerais e fontes sustentáveis de elementos economicamente importantes, como por exemplo, o cloro (Cl), sódio (Na), magnésio (Mg), potássio (K), bromo (Br), estrôncio (Sr) e boro (B).



Figura 58. A Terra vista à noite. Observa-se a grande concentração de centros urbanos junto às zonas costeiras, principalmente na América do Sul, África, entorno do Mediterrâneo e Oceania.

Fonte: <http://www.skyscrapercity.com/showthread.php?t=558672>.

Entretanto, até o presente, os únicos elementos comercialmente extraídos das águas do mar em grande escala são o sódio (Na) e o cloro (Cl), na forma de sal, os compostos de magnésio (Mg), usados na indústria química e o bromo (Br), utilizado em derivados do petróleo.

Embora a água do mar seja rica em elementos de valor econômico com potencial de se tornarem jazidas minerais, as maiores partes dos recursos minerais encontrados nos oceanos estão relacionados a ambientes geológicos específicos e, portanto, à interação entre a água do mar e outros fatores, tais como aporte sedimentar de rios, atividade biológica e magmatismo. Desta forma, diversos mecanismos (os quais muitas vezes agem conjuntamente) levam à formação de depósitos sedimentares, incluindo a precipitação química, a sedimentação mecânica (assentamento físico), o metabolismo biológico, a concentração diagenética e a atividade vulcânica. Portanto, os depósitos sedimentares marinhos são encontrados tanto nas margens continentais como nas bacias oceânicas e cordilheiras mesoceânicas.

O processo de formação de oceanos, como o Atlântico, encontra-se intimamente relacionado com os limites divergentes entre as placas tectônicas, onde o rifteamento ocasiona zonas de expansão que proporcionam o desenvolvimento da crosta oceânica. Em limites convergentes de placas tectônicas, as zonas de subducção atuam no sentido oposto, diminuindo a crosta oceânica.

É a partir desse momento geológico que as bacias de borda, que antes partilhavam histórias sedimentares e tectônicas conjuntas com as porções aéreas, passam a ter desenvolvimentos distintos em cada lado do oceano, que está em expansão. Observa-se a evolução destas bacias de borda, para as atuais bacias sedimentares da margem continental ou bacias marginais, desenvolvendo através de suas continuidades tectônicas e sedimentares, as margens continentais a elas afeitas (MOHRIAK, 2003).

4.5.2. O ambiente de sedimentação litorâneo da província costeira

O ambiente de sedimentação litorâneo da província costeira ocorre em sistemas deposicionais transicionais costeiros. Estes sistemas deposicionais são constituídos por sedimentos quaternários marinho praias, lagunares, lagunares praias, flúvio-lagunares, paludiais, deltaicos, flúvio-deltaicos, deltaico-lagunares, estuarinos, de marés, de baías e eólicos costeiros ou litorâneas, dispostos próximos à linha de costa em áreas de planície costeira. Estão vinculados às variações relativas do nível médio do mar durante o Quaternário (eustasia), somado a fatores de deposição acumulativa associados à dinâmica erosiva dos ambientes relacionados.

Nos ambientes de sedimentação litorâneo, os principais agentes de transporte são a água (mar), o vento e a gravidade (não a força gravitacional, mas a atração gravitacional de astros celestes, atuantes através das marés). Na sequência, estes ambientes serão mais bem detalhados, visando o entendimento dos mecanismos envolvidos em sua formação, sendo que os depósitos oriundos podem ser do tipo marinho praias, lagunar, lagunar praias, paludial, estuarino, de marés, de baía e eólico costeiro.

Para melhor compreensão dos ambientes de sedimentação litorâneo, deve-se estudar os sistemas em duas escalas de ocorrência de processos: instantânea e geológica.

► Na escala instantânea dominam os processos que ocorrem em momento atual na linha de costa, relacionados às forçantes primárias externas (principalmente ondas, correntes, marés e ventos), sendo que as respostas ocorrentes na morfologia são imediatas e se dão em escala instantânea de análise.

A dinâmica nestes ambientes costeiros de sedimentação é conduzida por ações concomitantes de fatores meteorológicos, hidrodinâmicos e antrópicos (massas de ar, marés, ondas, correntes litorâneas e obras de engenharia), que produzem diversos efeitos e são os responsáveis pela morfologia costeira.

► Na escala geológica, o comportamento evolutivo das barreiras costeiras decorre da atuação dos processos em larga escala de análise (escala geológica), abrangendo um conjunto de flutuações nas condições de contorno (variações do nível do mar, alterações na morfologia do substrato geológico e variações no balanço sedimentar) e de ciclos das forçantes externas.

As variações relativas no Nível Médio do Mar (NMM) ao longo do Quaternário consiste na causa mais relevante aos estudos de dinâmica de sedimentação dos ambientes litorâneos, tornando-se determinantes na gênese das planícies costeiras.

Neste sentido, o Pleistoceno caracterizou-se por uma grande ocorrência de oscilações do nível relativo do mar (NRM), ocasionadas pelos efeitos isostáticos provocados por glaciações e variações de volumes das massas de água nos oceanos, acarretando o desenvolvimento de ambientes e, conseqüentemente, de depósitos transicionais costeiros. O NRM é um conceito utilizado em estudos de flutuações de nível do mar, referindo-se ao nível marinho em relação ao continente em áreas costeiras, considerando-se, sobretudo, as variações em escalas locais e regionais (SUGUIO, 1998).

Estas variações do NRM durante o Quaternário, denominadas de variações eustáticas, proporcionaram concomitantemente a erosão de feições pré-estabelecidas e a sobreposição de novos depósitos, através do panorama sucessivo entre fases transgressivas (retrogradação da linha de costa) e regressivas (progradação da linha de costa), formando o mosaico diversificado de depósitos sedimentares que caracterizam as planícies costeiras.

Apesar de evidências sobre paleoníveis marinhos mais elevados na costa brasileira serem conhecidas há mais de 160 anos (como as rochas praias na costa do Pernambuco identificadas por Charles Darwin), estudos sobre os paleoníveis do mar e paleolinhas de costa durante o Quaternário tornaram-se mais significativos e frequentes a partir da década de 1970, após a implantação do Projeto Reconhecimento da Margem Continental Brasileira (REMAC) em 1972. Destacam-se, segundo Suguio *et al.* (2005) as indicações pioneiras de subidas de paleoníveis marinhos apontadas por Hart (1870), Branner (1902, 1904), Freitas (1951) e Bigarella (1965), bem como, os primeiros estudos sistemáticos, incluindo métodos de datação por radiocarbono, executados por Van Andel & Laborel (1964) e Delibrias & Laborel (1971).

Suguio *et al.* (2005) consideraram que as variações de paleoníveis marinhos são conseqüências diretas de fatores que envolvem duas causas principais: flutuações do nível dos oceanos (eustasia) e mudanças dos níveis continentais (tectônica e/ou isostasia).

Em relação às variações de nível nos oceanos, Suguio *et al.* (2005) apontaram as seguintes causas principais: flutuações de volume das bacias oceânicas (tectônica de placas - tectono-eustasia); flutuações de volume de água contida nestas bacias (glaciação/deglaciação - glacio-eustasia) e deformações das superfícies oceânicas (gravidade - geoide eustasia).

Quanto às mudanças continentais, Suguio *et al.* (2005) relacionaram os seguintes processos envolvidos: movimentos tectônicos; movimentos isostáticos ou isostasia - causados por glaciação/deglaciação sobre áreas continentais, variações de pressão sobre a plataforma continental pelo peso da água que ocasiona transgressão/regressão e deposição/erosão em bacias sedimentares; deformações sobre as superfícies continentais causadas por forças gravitacionais.

Alguns destes fatores, como a tectonoeustasia e a glacioeustasia apresentam consequências em escalas globais. Outros, como a geoide eustasia e a isostasia, atuam em escalas regionais ou locais. A interação entre estes fatores, portanto, constitui a formação dos níveis relativos marinhos, demonstrando a normalidade nas discrepâncias entre reconstruções de paleoníveis marinhos de mesma idade em pontos diferentes da Terra.

Um interessante exemplo para ilustrar esta divergência é a comparação entre a costa Sudeste dos Estados Unidos da América, onde o NRM subiu alguns metros nos últimos 7 Ka AP (mil anos antes do presente) e a costa Central do Brasil, onde o NRM desceu cerca de 2 a 4m no mesmo período.

Portanto, o NRM apresenta-se como resultado de um complexo conjunto de fatores, atuando de forma integrada e diferenciada, onde o clima apresenta-se como um dos aspectos determinantes. Neste sentido, as variações dos paleoníveis marinhos e paleolinhas de costa durante o Quaternário, em parte, são explicadas pelas alternâncias climáticas, ocorridas de forma cíclica, alternando períodos extremos de glaciações, intercalados por períodos mais quentes conhecidos como interglaciais (deglaciações). Segundo Sant'Anna Neto & Nery (2005), existem indícios de, pelo menos, 16 glaciações nos últimos 1,8 Ma AP (milhões de anos antes do presente), sendo conhecidas e identificadas cinco grandes glaciações no Quaternário (**Quadro 5**).

Quadro 5. Glaciações conhecidas e identificadas no Quaternário, na Europa e América do Norte (Ma AP = milhões de anos antes do presente; Ka AP = mil anos antes do presente).

Nome		Período
Europa	América do Norte	
<i>Donau</i>	--	1,6 Ma AP
<i>Günz</i>	Nebraskaniano	600 a 500 Ka AP
<i>Mindel</i>	Kansaniano	480 a 440 Ka AP
<i>Riss</i>	Illinoiano	230 a 190 Ka AP
<i>Würm</i>	Wisconsiniano	115 a 12 Ka AP

Fonte: adaptado de Sant'Anna Neto & Nery (2005).

Atualmente, a explicação mais aceita e que vem sendo comprovada pelos pesquisadores é que os intervalos entre os períodos glaciais e interglaciais estão relacionados às variáveis da Teoria de *Milankovitch*.

Esta teoria aponta como causas das alterações climáticas globais, as variações sazonais de insolação provocadas por mudanças nos movimentos orbitais da Terra, como modificações da excentricidade da órbita, na inclinação do eixo de rotação e na distância da Terra em relação ao Sol (SUGUIO, 1998).

A tarefa de reconstrução de paleoníveis do mar e paleolinhas de costa deve considerar indicadores no espaço e no tempo. A correlação com o espaço se faz através da altitude de deposição, enquanto para a correlação com o tempo, utiliza-se métodos geocronológicos, geralmente, através de datação por radioisótopos (SUGUIO *et al.*, 2005).

As evidências utilizadas para determinação de paleoníveis marinhos abaixo do NRM atual se relacionam aos seguintes aspectos: rupturas de declive e escarpas na plataforma continental e alinhamentos de rocha praial em forma de paleolinhas de costa submersa. Em virtude da conservação e da facilidade de acesso e identificação dos testemunhos, a determinação de paleoníveis marinhos acima do NRM atual é mais diversificada, podendo ser agrupada em três conjuntos de indicadores: geológicos, biológicos e antropológicos pré-históricos (SUGUIO *et al.*, 2005).

► Os indicadores geológicos relacionam-se aos depósitos marinho praias e demais feições correlativas situadas acima do NRM atual, classificados como terraços de construção marinha, terraços de abrasão marinha e rochas praias.

► Os indicadores biológicos são representados por restos e rastros biogênicos, como incrustações de vermitídeos, tubos fósseis de *Callichirus* (Figura 59) e tocas de ouriços-do-mar situadas acima da zona de vida atual destes animais.

► Os indicadores antropológicos pré-históricos referem-se à ocorrência e posição dos sítios arqueológicos, como os do tipo sambaqui, considerando-se que no início de sua construção, as bases destes encontravam-se emersas (Figura 60). A utilização de sambaquis para determinação de paleoníveis do mar e paleolinhas de costa suscita divergência entre os pesquisadores, sendo desaconselhável sua utilização para tal fim quando se dispõem de indicativos mais confiáveis, como os biológicos.

Os trabalhos de Angulo & Lessa (1997), Lessa & Ângulo (1998) e Giannini *et al.* (2005) apontaram como problemas da utilização de indicadores antropológicos pré-históricos, dentre outros, a impossibilidade de precisar a distância de construção do sítio em relação ao NRM à época, à própria variação local da paleolinha de costa (causada por aporte de sedimentos ou por erosão provocados por dinâmicas locais de circulação de correntes litorâneas) e a diferença de cota altimétrica provocada pela compactação do substrato deposicional sobre a base do sambaqui.



Figura 59. Depósito marinho praiado semi-consolidado do Pleistoceno superior aflorante na planície costeira da ilha de São Francisco do Sul, litoral Norte de Santa Catarina, observando-se icnofósseis de *Callichirus major* (círculo tracejado de cor amarela) em meio aos estratos arenosos, quartzosos e ferruginosos do referido depósito

Fonte: Norberto Olmiro Horn Filho, outubro de 2014.



Figura 60. À esquerda, sambaqui Cubatão I, localizado na foz do rio Cubatão em confluência com o rio Palmital, na região de Joinville/SC; à direita, corte transversal em um sambaqui, mostrando o pacote de sedimentos e os restos arqueológicos e biológicos (Museu Arqueológico de Sambaqui de Joinville – MASJ).

Fonte: <http://museusambaqui.blogspot.com/>.

Fonte: <http://aquisotemhistoria.blogspot.com/2017/01/o-museu-do-sambaqui-em-joinville.html>.

De acordo com Angulo (2004), as variáveis astronômicas dos ciclos de *Milankovitch* apontam para um novo período glacial, ou seja, de nível do mar mais baixo. No entanto, destaca-se a atuação do homem como agente global, operando como possível fator determinante do aquecimento global e consequente aumento do NMM. Porém, apesar da grande quantidade de dados estatísticos sobre a evolução da dinâmica atmosférica do planeta, não se pode afirmar com segurança o quanto as interferências antrópicas são as determinantes no atual quadro de elevação da temperatura média global e do consequente aumento do NMM.

Sant'Anna Neto & Nery (2005) indicaram, a partir de registros históricos, crônicas, obras de arte e documentos detalhados da produção vinícola francesa que, entre os séculos XVI e XIX, ocorreu uma espécie de “pequena idade do gelo”.

A partir da década de 1850, a temperatura se estabilizou, passando a um crescente constante que se intensificou a partir de década de 1970, como pode ser observado na **Figura 61**. Atualmente, existem várias projeções para o nível do mar nas próximas décadas, entre elas, a proposta pelo IPCC (2013), apresentada na **Figura 62**.

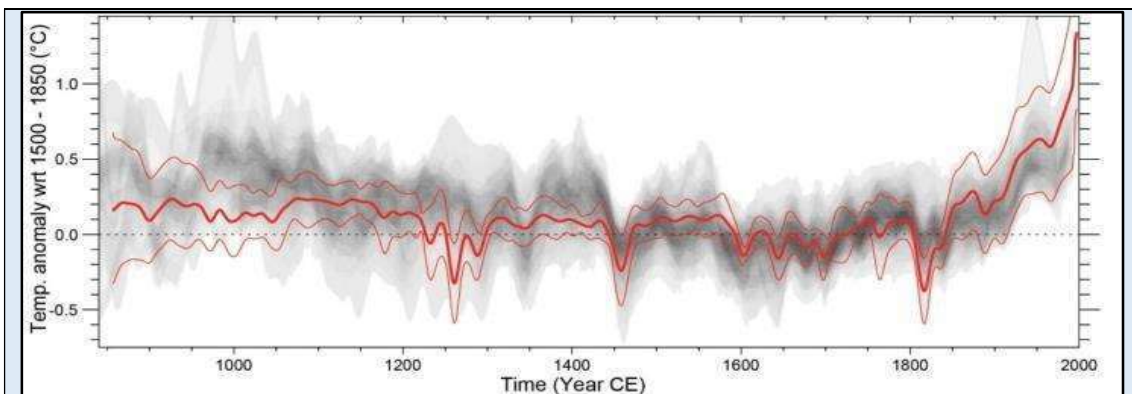
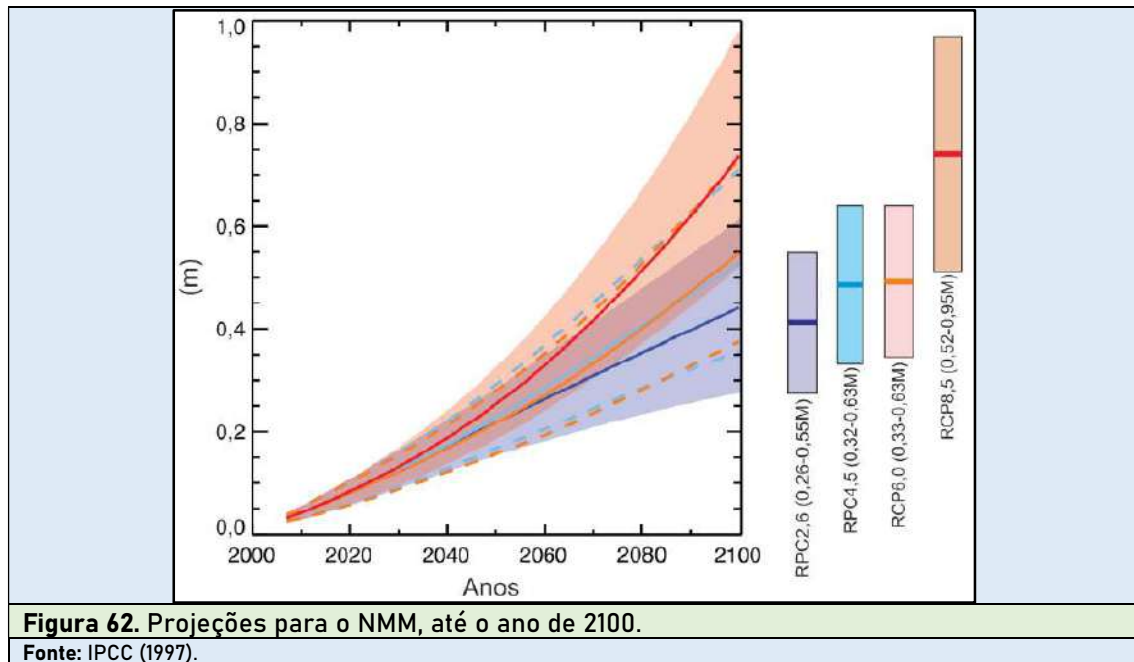


Figura 61. Registro da variação da temperatura média anual global de superfície.

Fonte: IPCC (1997).



De certo, sabe-se que o aumento da concentração de gases de efeito estufa na atmosfera provoca o acréscimo de temperatura. Suguio (2008) explicou que a concentração de dióxido de carbono representa 0,03% da composição atual da atmosfera terrestre. Se esta concentração passar para 0,06%, por exemplo, a temperatura média do planeta se elevaria em 2°C, ocasionando uma série de problemas relacionados, principalmente, com erosão costeira, que cada vez mais estão despertando interesses na sociedade em geral.

Estudos realizados por Souza *et al.* (2005) indicaram que cerca de 70% das linhas de costa dominadas por ondas encontram-se, atualmente, sobre influência de processos erosivos, sendo considerado como causa principal, a elevação do NMM durante o último século, provocada pelo aumento da temperatura média global conforme indicado anteriormente. No Brasil, muitos exemplos de linhas de costa em erosão podem ser listados, entre eles, as praias de Rio do Fogo (RN), do Farol (PA), de Lagoa Doce (ES), de Piratininga (RJ), da ilha Comprida (SP), de Canasvieiras (SC) (Figura 63) e do Hermenegildo (RS).

Portanto, as alterações atuais nas linhas de costa apresentam-se como resultado da ação combinada de fatores naturais globais, além de antrópicos globais e locais (como a elevação de temperatura causada por aumento da emissão de gases na atmosfera e a execução de obras de engenharia como dragagens e demais estruturas costeiras).

Na sequência, serão detalhados os mecanismos que atuam no sistema praial em costas dominadas por ondas e em regimes de micro marés, que corresponde aos ambientes de sedimentação litorâneos (intermarés) mais comumente estudados no Brasil, tanto em escala de processos instantânea, quanto, em escala geológica. Serão apresentadas, ainda, considerações acerca de ambientes de sedimentação litorâneos em costas dominadas por marés.



Figura 63. Falésia pronunciada na praia de Canasvieiras, ilha de Santa Catarina, resultado de processo erosivo em maio de 2017.

Fonte: Norberto Olmiro Horn Filho.

4.5.2.1. Principais características do ambiente litorâneo

Segundo Schmiegelow (2004), a zona costeira caracteriza-se como uma região de numerosas interações biológicas, químicas, físicas, geológicas e meteorológicas, onde o mar imprime alterações constantes na forma e configuração dos continentes, podendo estas alterações se processarem de forma lenta ou acelerada.

Segundo Davies (1964), as zonas costeiras estão submetidas a diferentes amplitudes de marés de acordo com sua situação geográfica, sendo classificadas como costas de micro marés, meso marés e macro marés.

- ▶ Costas micro marés – amplitude de maré inferior a 2m;
- ▶ Costas meso marés – amplitude de maré entre 2 e 4 m;
- ▶ Costas macro marés – amplitude de maré superior a 4m (**Figura 64**).

Masselink & Tunner (1999) apontaram que as costas sobre influência de micro marés são dominadas pela ação das ondas, em contraste com as de macro marés, onde os movimentos periódicos de subida e descida do nível do mar é que regulam e caracterizam seus ambientes. As alterações representadas pelo alinhamento do Sol e da Lua em relação à Terra ocasionam duas variações básicas: marés de sizígia e marés de quadratura.

- ▶ Marés de sizígia - ocorrentes quando os astros estão em conjunção (Lua nova) e em oposição (Lua cheia).
- ▶ Marés de quadratura - quando o Sol e a Lua formam ângulos retos em relação à Terra, representados pelas fases crescente e minguante da Lua.



Segundo Souza *et al.* (2005), as marés de sizígia apresentam variações na ordem de 20% mais altas e mais baixas que as de quadratura.

A periodicidade de subida e descida das águas é provocada pela rotação da Terra. Na maioria das costas é observada a ocorrência de ciclos semi-diurnos, ou seja, duas subidas e duas descidas do nível do mar por dia. No entanto, algumas costas em particular, devido à configuração das bacias e configuração da linha de costa, apresentam ciclos diurnos, compostos por uma subida e uma descida do nível do mar por dia ou, ainda, ciclos mistos.

Sendo assim, o foco maior se dará sobre a dinâmica dos sistemas praias oceânicos, que correspondem aos ambientes de sedimentação litorâneos em costas predominantemente dominadas por ondas. Nestes termos, a dinâmica de sedimentação destes sistemas é conduzida por ações concomitantes de fatores meteorológicos, hidrodinâmicos e antrópicos (massas de ar, marés, ondas, correntes litorâneas e obras de engenharia), que produzem diversos efeitos e são os responsáveis pela morfologia costeira.

► Fatores meteorológicos - de acordo com Nimer (1990), pode-se dividir estes fatores em estáticos (situação latitudinal, influência do mar e características do relevo) e dinâmicos (influência dos centros de ação formadores das massas de ar, sendo os ventos considerados como os agentes básicos responsáveis pela remobilização e transporte de sedimentos e do spray salino no sistema praias).

► Fatores hidrodinâmicos - destacam-se a importância das ondas (e sua interação em águas rasas), correntes (de retorno e de deriva litorânea) e marés (astronômicas e meteorológicas). São os fatores hidrodinâmicos os responsáveis pelo aporte de energia e material (sedimentar e nutrientes), constituindo-se nos principais agentes de circulação, retrabalhamento e distribuição dos sedimentos ao longo da costa, sendo que todos os ambientes costeiros evidenciados (dunas, lagunas, estuários, baías, enseadas e praias) possuem níveis de inter-relações com estes fatores.

► Fatores antrópicos - ao assumir o papel de agente de controle e alterações morfológicas, o homem passa a interagir com o ambiente, interferindo de forma direta, principalmente, através das obras de engenharia diversas. Podem ser citadas como exemplos destas intervenções as interferências diretas ocasionadas por obras de engenharia costeira, além das indiretas, como a ocupação urbana junto aos ambientes praias (que descaracterizam o pós-praia e as dunas frontais e impedem a troca e reposição de material entre estes ambientes), as obras de dragagens em ambientes estuarinos e na plataforma continental, retiradas de areias em praias e dunas, alterações nos padrões de drenagens (retificações, barragens, etc.) e extração de areias fluviais (desassoreamento e mineração) (SOUZA *et al.*, 2005).

Short (1999) definiu o sistema praias como acúmulos de sedimentos depositados por ondas, tendo como limite interno mar adentro, a profundidade máxima a partir da qual ocorre transporte de material de fundo para a praia (base da onda ou *wave base*) e, como limite externo continente adentro, o alcance máximo subaéreo de ação das ondas de tempestade (limite de espraiamento ou *swash limit*).

Para Woodroffe (2002), as praias são depósitos sedimentares que permanecem na costa, apesar de sofrerem a ação direta das ondas.

Nestes termos, segundo Felix (2016), as praias são definidas como ambientes extremamente dinâmicos, formando estreitas faixas, paralelas à linha de costa, onde os sedimentos compostos de materiais de origens diversas (predominando as areias quartzosas) são depositados.

Os sistemas praias possuem zonações de acordo com as características morfológicas e hidrodinâmicas, sendo subdividido em dois compartimentos: submerso e emerso (Figura 65).

► O compartimento submerso ou praia submersa representa a porção praial perenemente submersa, dispendo-se entre a profundidade de fechamento (ponto a partir do qual ocorre remobilização de sedimentos em relação à praia) até o nível de maré baixa de sizígia. Neste compartimento, observam-se as zonas hidrodinâmicas próxima à praia, de arrebenção (rebentação) e de surfe (empolamento), além das zonas morfológicas da antepraia inferior e da antepraia superior, com presença de cavas e barras submarinas.

► O compartimento emerso ou praia emersa representa a porção praial que se estende entre o nível de maré baixa de sizígia até o ponto de máximo alcance do espraimento em períodos de tempestades. Este compartimento permanece exposto a maior parte do tempo, sendo inundado por curtos períodos devido à forças gravitacionais e meteorológicas, onde se observa a ocorrência da zona hidrodinâmica de espraimento (espraio) e zona de espalhamento ou espalho, onde encontra-se a zona entre-marés e das zonas morfológicas do estirâncio (face de praia) e pós-praia, com presença de bermas, cristas de bermas, bermas d temporal e escarpa de praia.

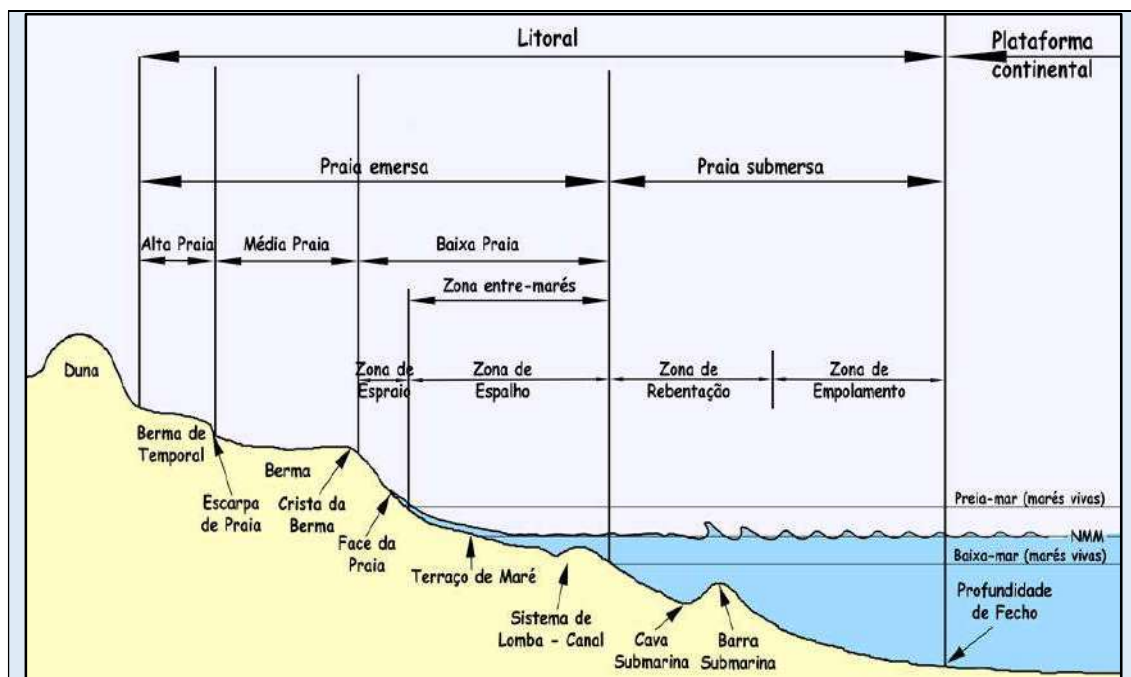


Figura 65. Setores morfológicos e hidrodinâmicos de uma praia arenosa.

Fonte: https://www.geocaching.com/geocache/GC2MF38_praias-arenosas-sandy-beaches-oeiras.

Nestes ambientes, predominam os processos relacionados às forçantes primárias externas (ondas, correntes, marés e ventos), com respostas morfológicas imediatas e em escala instantânea de análise: transporte e deposição, remobilização eólica e sobrelavagem.

► O transporte e deposição podem ocorrer pela ação das forçantes primárias (deposição de sedimentos em direção ao continente, ou *cross-shore*, devido à dissipação de energia das ondas em águas rasas); pela deriva litorânea ou *longshore current* (transporte e deposição de sedimentos ao longo da costa, ou *along shore*); e pelas correntes de retorno ou *rip current* (transporte e deposição de sedimentos em direção ao mar, ou *offshore*).

► A remobilização eólica ou deposição eólica ocorre continente adentro (*onshore*), dando origem aos depósitos eólicos costeiros ou litorâneos.

► A sobrelavagem (*washover*) caracteriza a erosão, transporte e deposição de sedimentos continente adentro, pelas ondas de tempestade (ressacas).

Estes processos, ao atuarem de maneira interdependente e concomitante na dinâmica costeira, produzem diversos efeitos hidrodinâmicos e morfológicos no sistema praias, provocando acreção costeira ou erosão costeira em virtude do aumento ou diminuição de material sedimentar disponível, em uma relação denominada de balanço sedimentar.

Além das praias, outros ambientes de sedimentação litorânea derivam de vários processos, que ocorrem não apenas em escala instantânea, mas também em escala geológica de análise (*large scale*), como respostas às tendências médias das condições ambientais ao longo do tempo. Sobre estes aspectos, Roy *et al.* (1994) propuseram três categorias de costas, em virtude de suas condições evolutivas: costa em condição de transgressão marinha, costa em condição de regressão marinha e costa em condição de estabilidade do NMM.

► A costa em condições de transgressão marinha ocorre onde há subida do nível do mar, quando a linha de costa se movimenta em direção ao continente (retrogradação da linha de costa). Nestas costas, os principais ambientes de sedimentação litorânea a desenvolverem-se são os marinho praias, de baías, lagunares e estuarinos.

► A costa em condições de regressão marinha ocorre onde há queda do nível do mar, quando a linha de costa se movimenta em direção ao mar (progradação da linha de costa). Nestas costas, os principais ambientes de sedimentação litorânea a desenvolverem-se são os marinho praias, lagunares, paludiais e estuarinos.

► A costa em condições de estabilidade do NMM ocorre onde os níveis relativos do mar encontram-se razoavelmente estáveis, sendo que os principais ambientes de sedimentação litorânea que se desenvolvem são os marinho praias, de baías, eólicos costeiros, lagunares, paludiais e estuarinos.

Cada um dos ambientes de sedimentação originados nos diferentes tipos evolutivos de costas possui suas próprias características intrínsecas, dentre os quais, destacamos os seguintes ambientes: marinho praias, de baías, lagunares, estuarinos, paludiais, de marés e eólicos costeiros ou litorâneos.

► Os ambientes marinho praias estão associados diretamente aos sistemas praias, estes ambientes apresentam, como característica básica, os mecanismos morfodinâmicos de “ajustamento mútuo entre topografia e dinâmica de fluídos, envolvendo transporte de sedimentos” (WRIGHT & THOM, 1977) onde estas interações mútuas provocam variações de relevo e o consequente movimento e posterior transporte de sedimentos, ocasionando padrões de erosão ou deposição que podem ser mensurados através do balanço sedimentar. Trata-se, portanto, de um ambiente aquoso, de alta energia dinâmica e ocorrente em ambas as condições costeiras (costas transgressivas, regressivas e estáveis), onde a turbulência dos fluxos proporciona a manutenção de sedimentos finos em suspensão, ocasionando a sedimentação, apenas, de partículas grossas.

► Os ambientes de baías ocorrem em costas transgressivas ou estáveis, onde as rochas do embasamento afloram em contato direto com as águas oceânicas. Suguio (1998) caracterizou as baías como trechos côncavos do litoral marinho, delimitado lateralmente por cabos ou promontórios. Trata-se das reentrâncias litorâneas ocorrentes em costas abrigadas da ação direta das ondas, onde as marés se constituem nos principais mecanismos atuantes, ocasionando ambientes de baixa energia hidrodinâmica e, conseqüentemente, com padrão de deposição sedimentar predominantemente lamosa, com presença de bioclastos e restos orgânicos de animais marinhos.

► Os ambientes lagunares são corpos aquosos rasos que possuem ligação com o mar e localizam-se nas planícies costeiras, sendo comuns em costas transgressivas. Quando se encontram associadas ao preenchimento de depressões topográficas em retro barreira (pela subida do NMM), formam sistemas geneticamente ligados denominados de laguna-barreira. Estes corpos aquosos são preenchidos de forma lenta, propiciando o surgimento de camadas de sedimentos finos em retro barreira. Quando não se comunicam com o oceano, as lagunas podem denominar-se de lagoas ou lagos. Caracterizam-se como ambientes aquosos, de baixa energia dinâmica e indicativo de condições costeiras transgressivas (atuais ou pretéritas), onde os sedimentos predominantemente lamosos apresentam condições ideais para a colonização de moluscos bivalves, principal fator que ocasiona o surgimento de fragmentos de conchas calcárias ou carbonatadas associados ao sedimento de fundo lagunar. Em muitos casos, a concentração de carbonatos é tão elevada que formam depósitos calcários de valor econômico, denominados de concheiros ou depósitos conchíferos naturais.

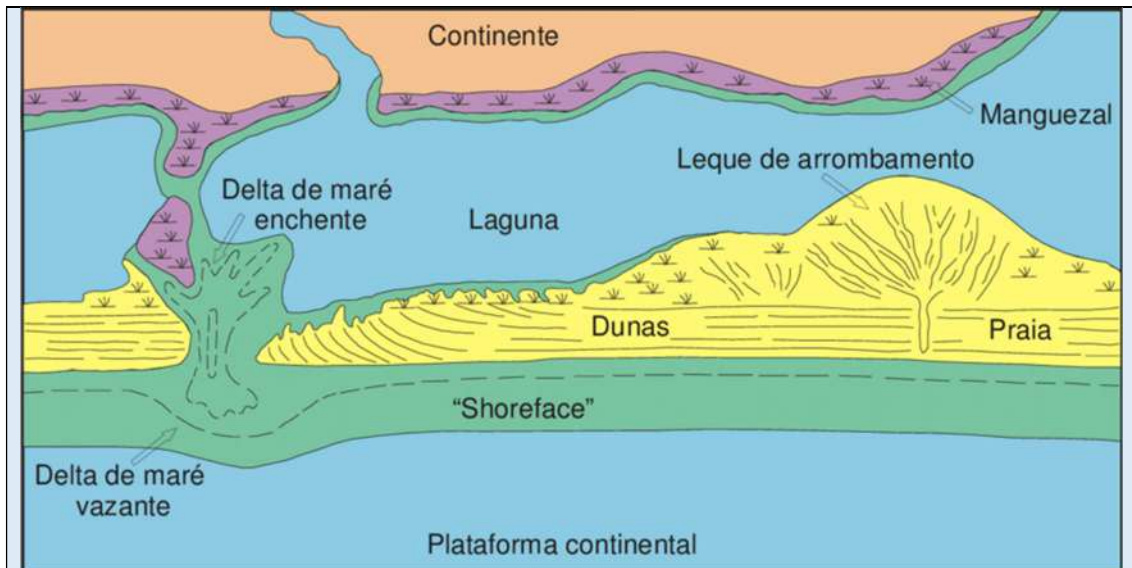


Figura 66. Barra arenea e subambientes costeiros associados. As dunas e a praia representam as feições geomorfológicas da barra e a laguna, a retro barra, ambas do sistema deposicional laguna-barreira.

Fonte: André Luiz Carvalho da Silva, Scholle & Spearing (1982).

https://www.researchgate.net/figure/Figura-6-barreira-arenosa-e-subambientes-costeiros-associados-SCHOLLE_fig1_307167507.

► Os ambientes estuarinos correspondem às regiões de desembocaduras de rios junto ao oceano, passíveis de influência de maré, onde desenvolvem-se padrões de circulação e deposição de sedimentos bastante heterogêneos, que ocasionam o surgimento de subambientes como os paludiais, deltaicos e de marés. Quando a carga sedimentar aportada pelos rios é pequena, os estuários constituem-se em sumidouros de sedimentos marinhos (predominando deposição marinha). Do contrário, quando o aporte sedimentar fluvial é intenso, predomina deposição fluvial. Como ocorre nos ambientes lagunares, apresentam condições propícias para o desenvolvimento de fauna bentônica em geral, fator que ocasiona grande aporte de material orgânico em matriz sedimentar areno siltico-argilosa. Trata-se de um ambiente de alta energia dinâmica e ocorrente em ambas as condições costeiras (costas transgressivas, regressivas e estáveis).

► Os ambientes paludiais são constituídos por áreas alagadiças ou pantanosas extremamente rasas, com nível de energia hidrodinâmica muito baixa, formando ambiente geralmente redutor, que se torna colonizado por vegetação hidrófita e higrófila (que possuem adaptações a solos úmidos ou permanentemente encharcados). Portanto, os sedimentos derivados apresentam-se predominantemente lamosos e ricos em matéria orgânica em decomposição. De acordo com a presença de salinidade na água, os ambientes paludiais podem ser classificados em dois tipos: pântanos doces (pântanos marginais ou brejos) e pântanos salinos (ou pântanos costeiros). Quando os pântanos salinos ou costeiros ocorrerem em regiões subtropicais e tropicais (quentes e úmidas), desenvolvem os ecossistemas de manguezais (Figura 67), considerados como um dos mais ricos em termos de produção biológica no planeta. Trata-se de um ambiente de baixa energia dinâmica e ocorrente em condições costeiras regressivas e estáveis.

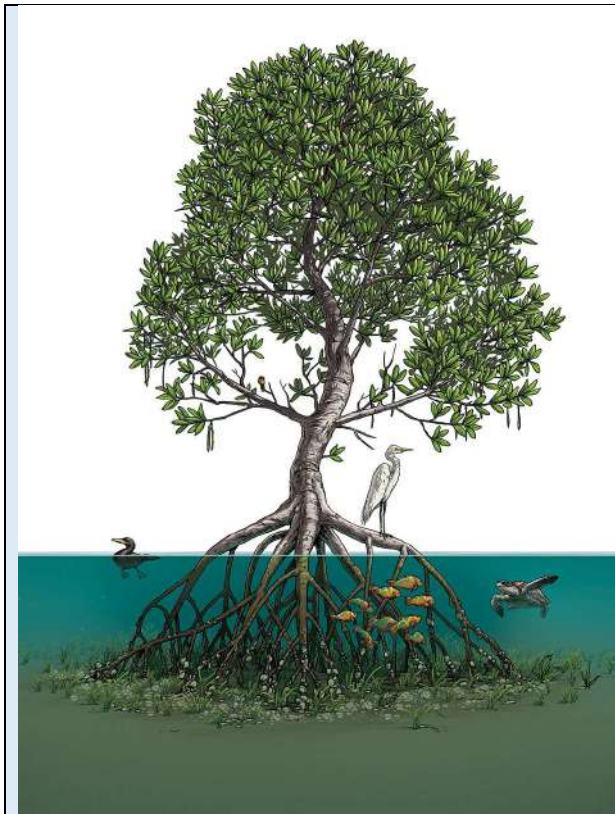


Figura 67. Exemplo típico da biota vegetal e animal de um ecossistema litorâneo de um manguezal, que desempenha um papel crucial em quase dois terços dos ecossistemas costeiros tropicais. Eles fornecem habitat para muitas espécies terrestres e marinhas, protegem as margens da erosão e agem como um sumidouro de carbono natural.

Fonte:

<https://br.pinterest.com/pin/763712049283467527>.
matthewtwombly.com.

Em costas dominadas por marés, a ocorrência mais comum de ambientes de sedimentação litorânea refere-se aos estuarinos, paludiais e os de maré. Os ambientes estuarinos e paludiais já foram devidamente descritos.

► Os ambientes de maré constituem-se por áreas planas ou de baixíssimo gradiente, que são recobertas pelas águas em períodos de maré enchente, ficando expostas durante os períodos de maré vazante, desenvolvendo-se em áreas abrigadas. O fluxo e refluxo ocasionado durante o avanço e recuo da maré são os principais mecanismos responsáveis pela deposição sedimentar, sendo que o baixo nível energético ocorrente neste deslocamento provoca pouca turbulência e, conseqüentemente, predominância de deposição de finos, sendo estas áreas planas denominadas também de planícies de maré ou planícies lamosas (*tidal flat* ou *mud flat*) (Figura 68).

4.5.2.2. Depósitos litorâneos

O padrão de deposição dos sedimentos litorâneos foi modelado pelas seguidas transgressões e regressões marinhas recentes, principalmente as ocorridas ao longo do Quaternário, sendo que grande parte da plataforma continental foi exposta a processos subaéreos durante as fases regressivas do nível do mar, que atingiram a borda da plataforma continental (nível médio do mar entre 120 e 130m abaixo do atual), ocasionando inúmeras mudanças nos padrões de sedimentação marinha.

Dentre as principais características dos sedimentos litorâneos, as mais marcantes são a predominância da textura arenosa em costas dominadas por ondas, expostas ou semi-abrigadas e em ambientes com alta energia hidrodinâmica (compostos por fragmentos bioclásticos e siliciclásticos, subarredondados a bem arredondados e com textura superficial polida); e, textura lamosa em costas dominadas por marés, abrigadas e em ambientes com baixa energia hidrodinâmica (constituídos por materiais de origem clástica e orgânica).

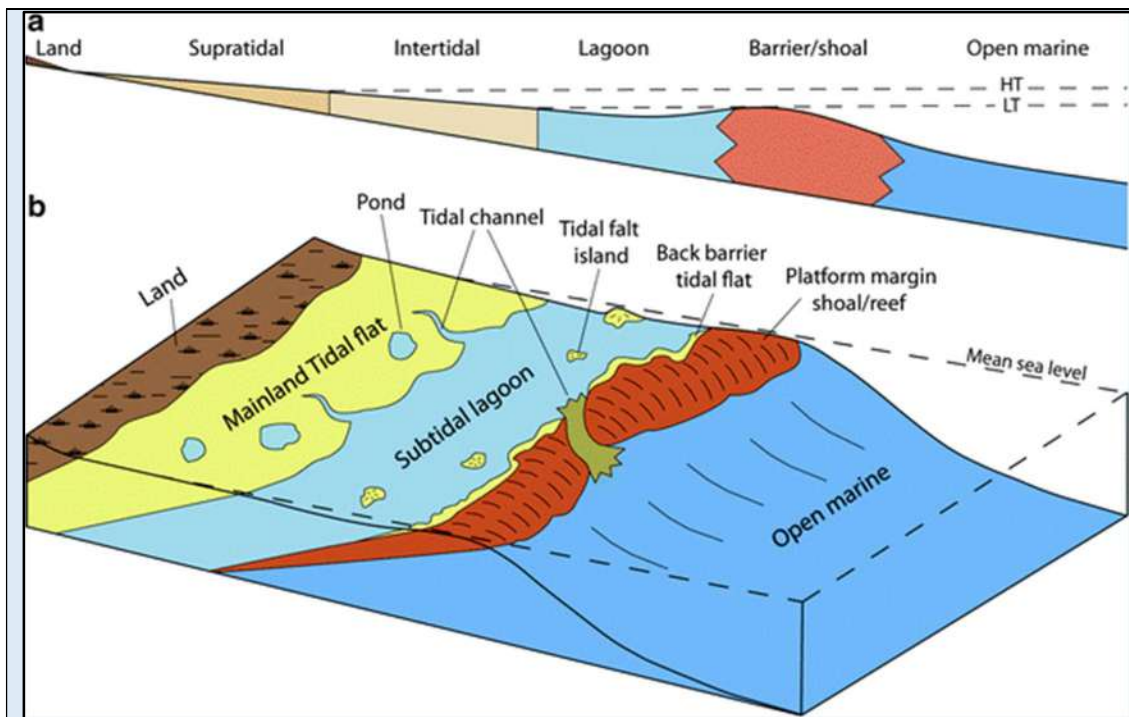


Figura 68. (a) Perfil geológico de um típico ambiente dominado por marés, observando-se as seguintes feições geomorfológicas: *land* (continente), *supratidal* (ambiente supra marés), *intertidal* (ambiente intermarés), *lagoon* (laguna), *barrier* (barreira), *open marine* (mar aberto); (b) Esboço geológico de um típico ambiente dominado por marés, observando-se as seguintes feições geomorfológicas: *mainland tidal flat* (planície de maré), *pond* (lago), *tidal channel* (canal de maré), *tidal flat island* (ilha de planície de maré), *back barrier tidal flat* (retro barreira de planície de maré), *platform margin shoal/reef* (plataforma continental rasa com presença de recifes de corais).

Fonte: https://link.springer.com/chapter/10.1007%2F978-94-007-0123-6_21. Lasemi *et al.* (2011)

Nestes termos, o ambiente litorâneo, a exemplo do marinho, constitui-se em um meio relativamente capaz e pouco competente, apresentando as mesmas condições em relação ao grau de maturidade textural e textura superficial polida dos sedimentos clásticos marinhos.

Uma maneira apropriada de se classificar os depósitos litorâneos é efetuar uma subdivisão baseada nos ambientes de sedimentação. Nestes termos, observam-se os seguintes tipos de depósitos em ambientes de sedimentação litorânea: Depósito marinho praiado, Depósito lagunar, Depósito lagunar praiado, Depósito paludial, Depósito estuarino, Depósito de maré, Depósito de baía, Depósito de *chenier* e Depósito eólico costeiro ou litorâneo, que já foi descrito no ambiente de sedimentação eólico.

► O Depósito marinho praiial ocorre em forma de cordões arenosos (paralelos a subparalelos ao longo da linha de costa) e terraços (planos a levemente inclinados em direção ao mar), associados a praias pretéritas, além das deposições associadas aos sistemas praiiais atuais ao longo da linha de costa.

São constituídos por areias quartzosas, finas a grossas, maduras a imaturas, de coloração variando de esbranquiçada a avermelhada (dependendo das idades, sendo os tons avermelhados relacionados a impregnações por óxidos de ferro), bem selecionadas, podendo apresentar concentrações variadas de minerais pesados (**Figura 69**) e bioclastos carbonáticos, com estruturas predominantemente laminares (podendo apresentar marcas de ondas e estratificação cruzada).

Os mecanismos de erosão, transporte e deposição dos sistemas praiiais oceânicos promovem a transferência de areias da plataforma continental interna para a zona praiial emersa. Essas areias são retrabalhadas pela dinâmica costeira, desde o nível de baixa-mar média, até a linha de vegetação permanente, que configura o limite superior das ondas de tempestade.

► O Depósito lagunar é formado em ambientes de baixa dinâmica e energia de deposição, favorecendo o acúmulo de silte, argila de cores negras e matéria orgânica em decomposição, associado à progressiva fragmentação de corpos lagunares costeiros em locais abrigados, onde o processo de colmatção favorece o surgimento de pântanos e turfeiras. Ocorrem em áreas semiconfinadas por material arenoso, associados ao reverso de depósitos praiiais e a antigos corpos aquosos costeiros.



Figura 69. Placer de minerais pesados sobreposto e justaposto aos sedimentos arenosos finos e quartzosos do Depósito marinho praiial no setor de pós-praia da praia do Pântano do Sul, sul da ilha de Santa Catarina, no setor Central do litoral catarinense

Fonte: Norberto Olmiro Horn Filho, outubro de 2014.

A composição destes depósitos é formada por areias finas à muito finas e lamas, de coloração cinza-escuro a marrom, típicos de ambientes redutores, geralmente com presença de matéria orgânica. Fragmentos de conchas calcárias de moluscos podem constituir parte importante dos sedimentos lagunares.

As estruturas sedimentares predominantes são as laminações, a maciça, estratificação cruzada e as marcas de ondas. Do ponto de vista geomorfológico, apresenta-se na forma de terraço alongado de superfícies planas, quase sempre paralelos à linha de costa atual. Em suas orlas, podem se desenvolver deposições associadas aos ambientes de praias lagunares, formando depósitos lagunares constituídos por areias médias a finas (predominando as finas), de coloração esbranquiçada e bem selecionadas, podendo apresentar concentrações variadas de minerais pesados e bioclastos carbonáticos (**Figura 70**).

► O Depósito paludial é composto por sedimentos arenosos finos com lama, ou, lamosos com areia fina e muito fina, com estruturas maciças, moderadamente selecionados e ricos em matéria orgânica em decomposição, originada de associações vegetais específicas. Essas espécies vegetais são importantes para classificar, do ponto de vista ecossistêmico, o depósito paludial em pântanos doces (**Figura 71**) ou salgados. Do ponto de vista geomorfológico esses depósitos apresentam-se em forma de áreas planas e alagadiças.



Figura 70. Sobreposição de estratos siliciclásticos e bioclásticos, arenosos de granulometria e cores diversas, que afloram no Depósito lagunar praiado da lagoa do Peri, ilha de Santa Catarina/SC, Brasil.

Fonte: Norberto Olmiro Horn Filho, outubro de 2014.



Figura 71. Depósito paludial que aflora na margem lagunar da lagoa do Caverá, sul de Santa Catarina, Brasil, uma área pantanosa alagadiça constituída de sedimento lamoso turfáceo, explotado na região como fertilizante e corretivo de solo.

Fonte: Norberto Olmiro Horn Filho, setembro de 2014.

► O Depósito estuarino é constituído por assembleias diversificadas de sedimentos encontrados nos estuários, desembocaduras, deltas e canais estuarinos com movimentos aquosos restritos, porém sujeito aos efeitos sensíveis das marés (**Figura 72**). Geralmente, esses sedimentos são arenosos finos, com teores de silte e argila provenientes de baías e estuários, podendo conter fragmentos de bioclastos carbonáticos e cobertura turfácea ou eólica.

Do ponto de vista geomorfológico, apresentam-se em forma de deltas e terraços estuarinos de superfície plana, levemente ondulados e depressões intercaladas. As estruturas sedimentares predominantes são as laminações, a maciça, estratificação cruzada e as marcas de ondas. Nas bordas dos estuários podem se desenvolver depósitos estuarino praias (**Figura 72**), constituídos por areias finas, de coloração esbranquiçada e bem selecionadas, podendo apresentar bioclastos carbonáticos.

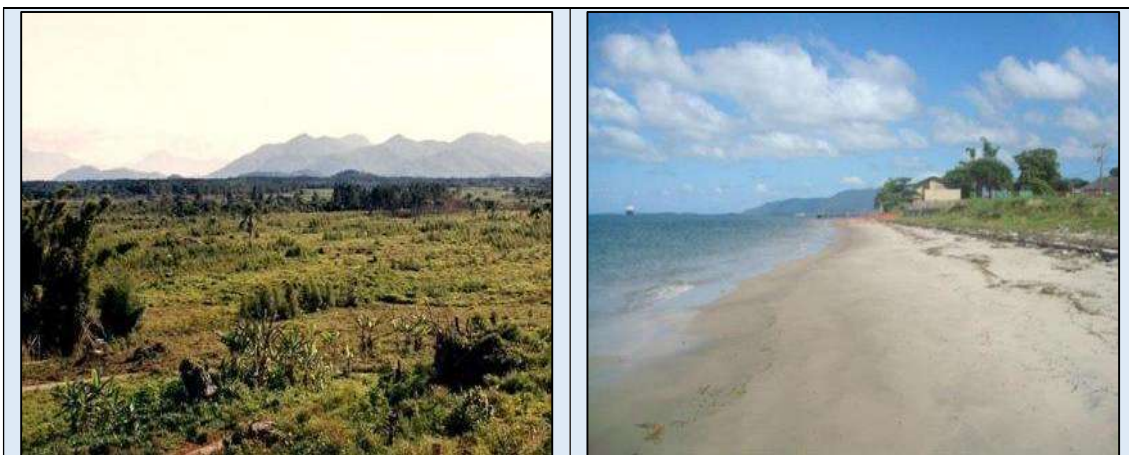


Figura 72. À esquerda, Depósito estuarino em forma de terraço no canto Sudoeste da ilha de São Francisco do Sul/SC, Brasil; à direita, Depósito estuarino praias na praia Figueira do Pontal, ilha de São Francisco do Sul/SC, Brasil.

Fonte: Norberto Olmiro Horn Filho, abril de 1995.

► O Depósito de marés é formado de sedimentos arenosos finos e lamosos, com presença de matéria orgânica, bioclastos carbonáticos e ocasional presença de estratificação plano-paralela, acumulados em áreas planas denominadas de baixios ou planícies de maré (**Figura 73**). As estruturas sedimentares predominantes são as laminações do tipo *flaser* e ondular cruzada.

► O Depósito de baía é constituído por sedimentos arenosos finos e lamosos, moderadamente selecionados, com presença de matéria orgânica responsável por sua coloração escurecida e ocasional presença de estratificação, acumulados em áreas de baixa energia hidrodinâmica típicas dos ambientes de baías atuais (**Figura 73**). Do ponto de vista geomorfológico, apresentam-se em forma de planícies, levemente inclinadas em direção à linha de costa.

As estruturas sedimentares predominantes são as laminações, a maciça e as marcas de ondas. Em suas orlas, podem se desenvolver deposições associadas aos ambientes praias, formando depósitos praias de baías, constituídos por areias finas à grossas, de coloração esbranquiçada e bem selecionadas, podendo apresentar bioclastos carbonáticos (**Figura 74**), com deposição praias e retrabalhamento por ações eólicas, antrópicas e, principalmente, pelas marés.



Figura 73. À esquerda, Depósito de maré na forma de planície tidal, aflorante na localidade de Tapera da Barra do Sul, ilha de Santa Catarina/SC, Brasil; à direita, Depósito de baía da Planície Entremares, ilha de Santa Catarina/SC, Brasil.

Fonte: Norberto Olmiro Horn Filho, setembro de 2003.

► O Depósito de *chenier* é constituído de areias de granulometria grossa, estrutura maciça, com ocorrência de bioclastos carbonáticos e cascalhos, originados durante as fases de retrogradação costeira cíclica a partir de processos marinhos de surgência relacionados a eventos de alta energia, em costas de baixa energia hidrodinâmica (tais como em baías), propiciando a acumulação de sedimentos arenosos médios a grossos na forma de cordões ou feixes de cordões, sobre sedimentação predominantemente lamosa (**Figura 75**).



Figura 74. Sedimentação bioclástica e siliciclástica dos estratos arenosos médios a muito grossos, típicos do Depósito de baía praial do setor de pós-praia da praia de Fora, sudoeste da ilha de Santa Catarina, no setor Central do litoral de Santa Catarina.

Foto: Norberto Olmiro Horn Filho, outubro de 2014.



Figura 75. Depósito de *chenier* na planície costeira do município de Tijucas/SC, Brasil.

Fonte: Norberto Olmiro Horn Filho.

4.5.3. Principais características do ambiente marinho ou oceânico

O sistema deposicional marinho ou oceânico é formado pelo conjunto de ambientes subaquosos ocorrentes em diferentes profundidades, variando entre o limite inferior da maré (baixa-mar de sizígia, aproximadamente, 1m) até profundidades superiores a 10.000m, onde a salinidade das águas varia ao redor de 35ppm (partes por mil), ou seja, cada litro de água do mar possui aproximadamente 35 gramas de sais solúveis inorgânicos.

Os ambientes marinhos são ricos em diversidade biológica e sedimentar, devido às suas características físicas e químicas, sendo comumente subdivididos, de acordo com a luminosidade e com as profundidades.

Segundo a luminosidade, os ambientes marinhos podem ser enquadrados em três zonas distintas: zona eufótica, zona disfótica e zona afótica (**Figura 76**).

► Na zona eufótica ou zona clara, a iluminação solar proporciona a realização da fotossíntese pela flora marinha, estendendo-se até profundidades de 80m. Corresponde à zona epipelágica.

► Na zona disfótica ou zona difusa, entre profundidades de 80 e 200m, não existem condições propícias para realização da fotossíntese pela flora marinha, devido às profundidades. Corresponde à zona mesopelágica.

► A zona afótica ou zona escura, corresponde ao limite máximo a partir do qual não ocorre luminosidade solar (abaixo de 200m). Na zona afótica são reconhecidas as zonas batipelágica, abissopelágica e adipelágica.

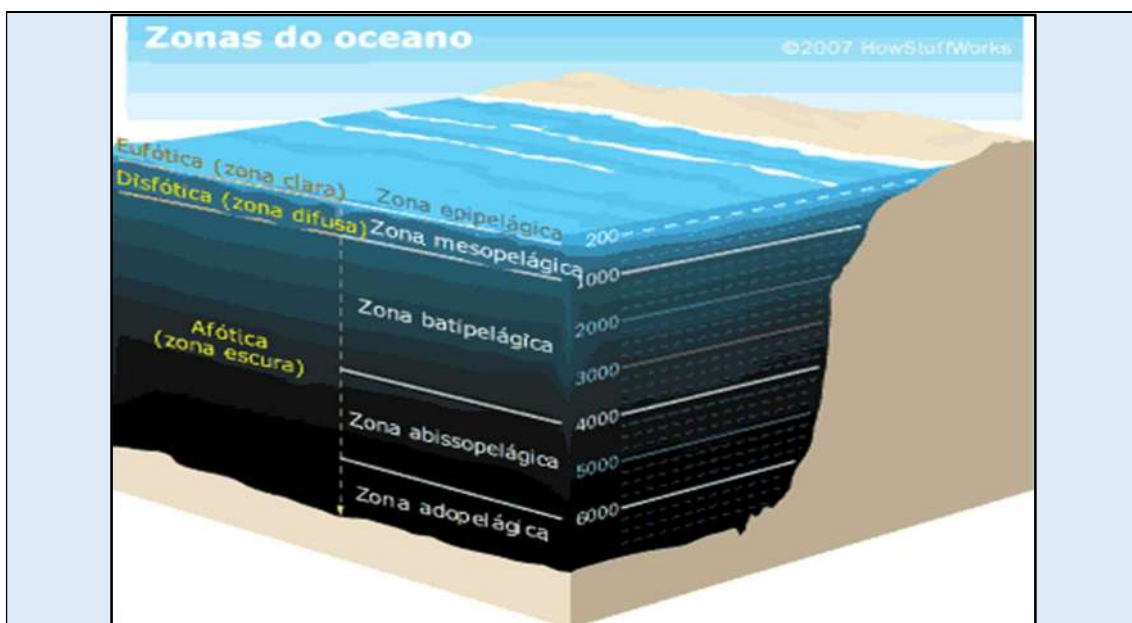


Figura 76. Subdivisão dos mares e oceanos de acordo com a profundidade e luminosidade: (i) zona superior ou eufótica, sob domínio das ondas, (ii) zona intermediária ou disfótica, sob domínio das marés, (iii) zona inferior ou afótica, chamada de reino abissal.

Fonte: <http://etecgeo.blogspot.com/2012/11/as-ondas-e-as-mares.html>.

De acordo com a profundidade, os ambientes marinhos podem ser subdivididos em: nerítico, batial, abissal e hadal (Figura 77).

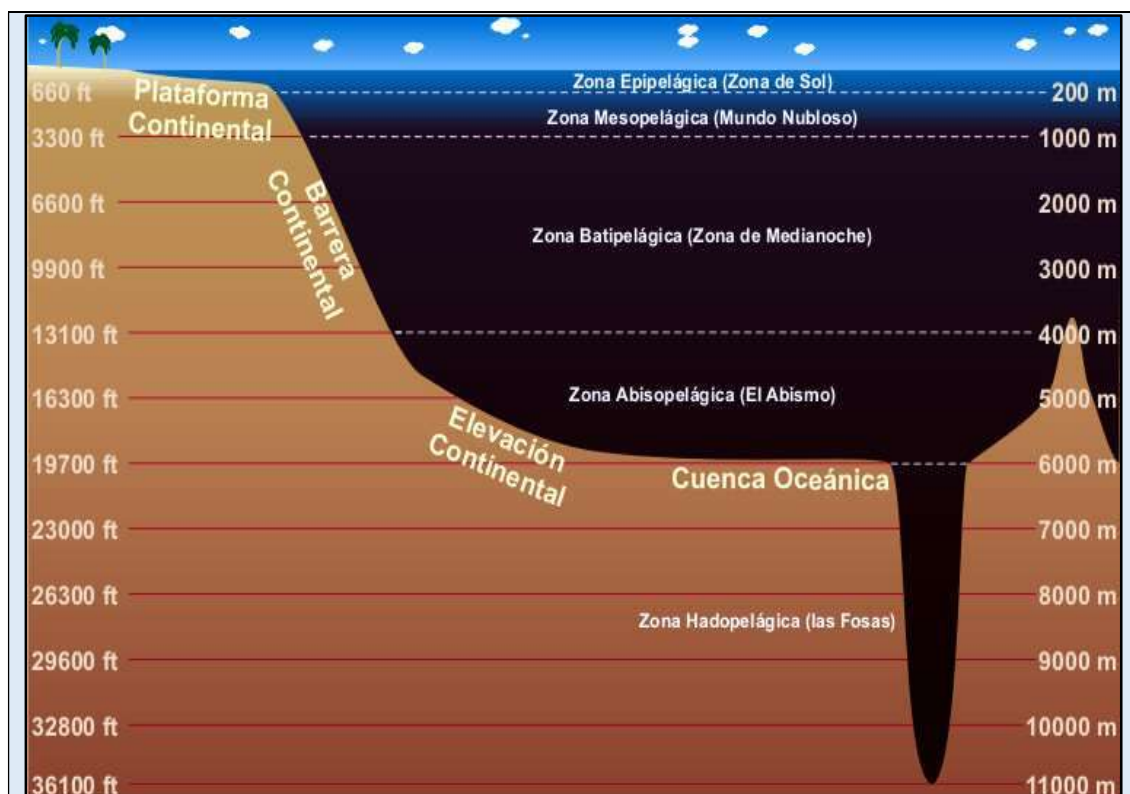


Figura 77. Ambientes marinhos de acordo com a profundidade: (i) ambiente nerítico da plataforma continental, que corresponde às zonas epipelágica e mesopelágica; (ii) ambiente batial do talude continental ou *barrera* continental, que corresponde à zona batipelágica; (iii) ambiente da elevação ou sopé continental, que corresponde à zona abissopelágica (*abisopelágica*); (iv) ambiente abissal do assoalho oceânico ou planície abissal ou da *cuenca oceánica*, que também corresponde à zona abissopelágica; (v) ambiente hadal das fossas oceânicas, que corresponde à zona hadopelágica.

Fonte: http://meteobasica.blogspot.com/2011_09_01_archive.html.

► O ambiente nerítico é o ambiente da plataforma continental, fazendo parte da margem continental. Pode ser considerado como um ambiente marinho raso, desenvolvido entre profundidades que se estendem até o limite de 200m, onde ocorre a borda da plataforma continental. Nestas águas rasas as taxas de sedimentação variam, dependendo da situação em relação às grandes desembocaduras de rios ou à proximidade da borda do talude continental, ocorrendo sedimentos de granulometria arenosa, areno siltico-argilosa à lamosa. Consiste no ambiente que apresenta as interações da ondulação, portanto, com energia hidrodinâmica elevada.

► O ambiente batial é o ambiente do talude continental, fazendo parte da margem continental, que se desenvolve entre o limite da zona nerítica, até o máximo de 2.000m de profundidade, com sedimentação predominantemente composta por sedimentos lamosos. Logo abaixo do talude continental, ainda fazendo parte da margem continental, ocorre o sopé ou elevação continental.

► O ambiente abissal é caracterizado como os fundos oceânicos dispostos entre os limites da zona batial, estendendo-se em profundidades de até 6.500m, predominando os fundos, assoalhos oceânicos planícies abissais, onde a sedimentação é muito lenta e associada aos sedimentos terrígenos e pelágicos (marinho profundos), com granulometria predominantemente argilosa e características ambientais de alta pressão, baixa temperatura e baixa energia dinâmica das águas.

► O ambiente hadal localiza-se abaixo do substrato oceânico profundo, estando associado às fossas submarinas em profundidades superiores a 6.500m, aos montes submarinos e a cordilheira mesoocênica, sendo regiões pouco conhecidas e compostas, predominantemente, de substrato rochoso basáltico, com sedimentação predominantemente pelítica.

Em termos topográficos, podem-se dividir os ambientes marinhos em quatro compartimentos de relevo: a margem continental, o assoalho oceânico, o sistema de cadeia oceânica e a fossa oceânica (Figura 78).

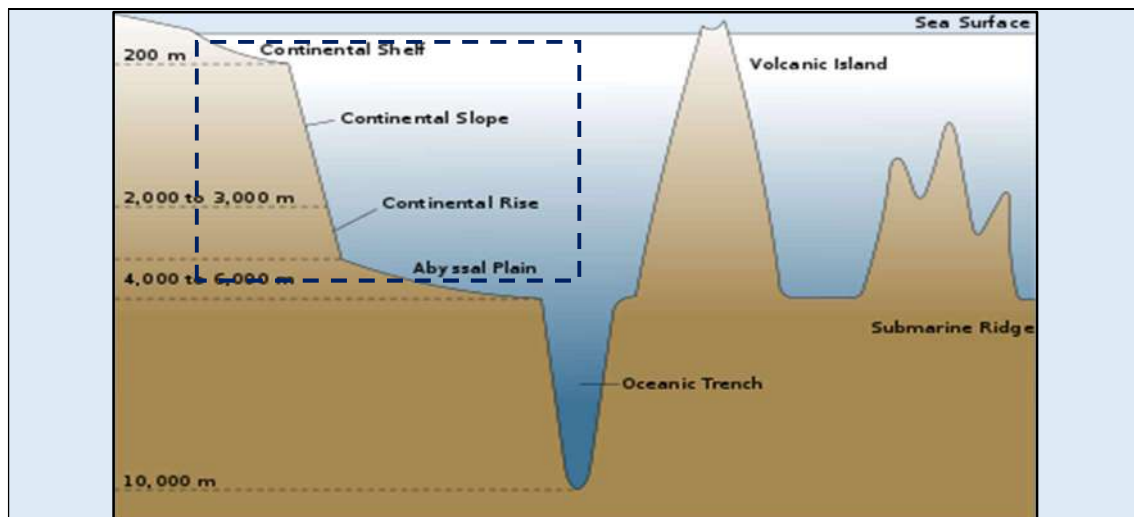


Figura 78. Compartimentos de relevo do funcho oceânico classificados segundo a topografia e profundidade: (i) margem continental (vide retângulo tracejado), subdividida em plataforma continental (*continental shelf*), talude continental (*continental slope*) e elevação continental (*continental rise*); (ii) planície abissal (*abyssal plain*); (iii) sistema de cadeia oceânica constituído da ilha vulcânica (*volcanic island*) e elevação submarina (*submarine ridge*), aqui incluído a cordilheira mesoocênica; (iv) fossa oceânica (*oceanic trench*).

Fonte: <http://mirellyssalazar1b.blogspot.com/2014/11/principales-formas-del-relieve.html>.

► A margem continental é uma extensão submersa do continente, podendo variar muito de uma costa para outra, porém, geralmente formada pela plataforma continental, talude continental e elevação continental.

► O assoalho oceânico representa as partes profundas dos oceanos, exceto as fossas oceânicas. Possui uma topografia rugosa e ondulada, caracterizando as ações do fraturamento e vulcanismo submarino. Próximo às elevações continentais, os sedimentos terrígenos começam a preencher as feições rugosas de fundo e, normalmente, produzem uma superfície plana chamada de planície abissal.

► A cadeia oceânica corresponde às cadeias montanhosas, de origem vulcânica, que surgem do fundo do mar em função dos movimentos tectônicos de placas, formando ilhas oceânicas quando os picos destas cadeias emergem da superfície dos oceanos. A principal cadeia oceânica é a Cordilheira Mesoceânica do Atlântico Sul, Dorsal ou Cadeia Mesoatlântica, ou, Cordilheira Mesoatlântica.

► A fossa oceânica, também denominada de fossa submarina, fossa abissal ou depressão submarina, constitui-se nas depressões abruptas, longas e relativamente estreitas existentes nos assoalhos profundos dos oceanos (**Figura 79**), podendo chegar a 11.000m de profundidade como nas fossas das Marianas (*Challenger Deep*), no oceano Pacífico.

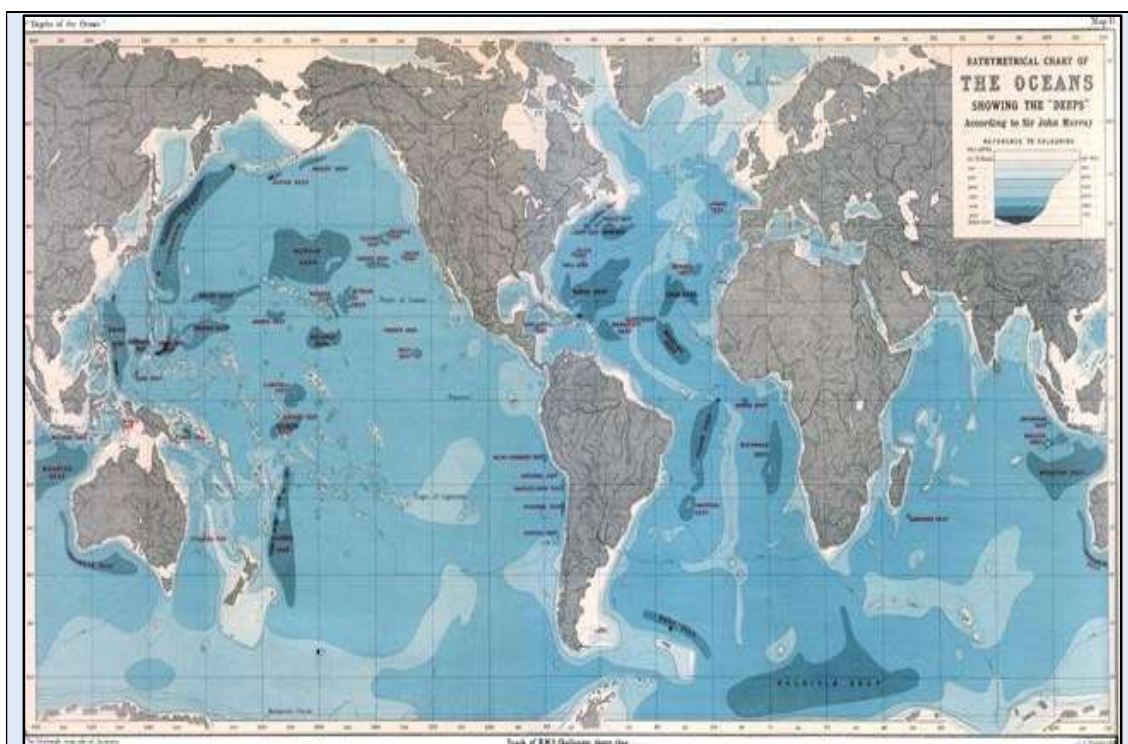


Figura 79. Carta batimétrica dos oceanos mostrando as fossas oceânicas (*deeps*) em altas profundidades.

Fonte: <http://www.os5elementos.com/glossary/fossas-abissais/>.

Dos compartimentos acima descritos, a margem continental representa a mais conhecida e explorada, principalmente, pela maior facilidade de acessar a superfície de fundo em águas rasas e, devido ao fato de que todos os tipos de depósitos minerais continentais podem ser previstos nas margens submersas adjacentes.

Delgadas camadas de sedimentos modernos (últimos 15 Ma AP = milhões de anos antes do presente) formam uma cobertura irregular sobre as margens continentais, onde podem se desenvolver tipos especiais de depósitos minerais de origem química, terrígena ou costeira, depositados em períodos de nível do mar mais baixo que o atual.

A margem continental corresponde à região do fundo do mar adjacente ao continente, que engloba as feições do relevo submarino definidas geomorfologicamente como plataforma continental, talude continental e elevação continental.

► A plataforma continental (*continental shelf*) constitui-se em uma planície subhorizontal que, por ser a transição das terras emersas para as bacias oceânicas profundas, é submetida à intensa sedimentação. Parte dessa sedimentação é retida na plataforma continental, porém, grandes porções de sedimentos são transportados em direção ao talude e elevação continentais. Embora seja submetida a tectonismos localizados, o predomínio morfogenético é sedimentar e os processos de erosão e deposição que se sucederam nos períodos glaciais e interglaciais quaternários são os grandes responsáveis pela sua morfologia atual. De largura variável, a plataforma continental se estende da linha de costa até a quebra ou borda da plataforma continental (*shelf break*), que demarca o limite com o talude continental, em profundidades variadas, atingindo até 200m.

► O talude continental (*continental slope*) é uma feição geralmente estreita e com declividade relativamente acentuada a partir da quebra ou borda da plataforma continental, estendendo-se até o sopé ou elevação continental, onde o gradiente diminui consideravelmente.

A largura e as inclinações do talude continental variam regionalmente, condicionadas por diferenças no regime de sedimentação e por feições estruturais específicas, tais como falhamentos, montes submarinos, diápiros lamosos ou salinos. Os declives relativamente acentuados do talude continental são suavizados em alguns trechos por patamares que constituem os platôs marginais ou, quando de menor extensão, os terraços marginais. Nestas áreas, o talude continental divide-se em duas porções, sendo a inferior, o flanco externo do platô, geralmente mais íngreme, denominado escarpamento marginal.

O talude continental é frequentemente entalhado por *canyons*, canais e ravinas. Os *canyons*, com grande pujança de relevo, são contínuos através dele e geralmente denotam um efeito erosivo no talude continental, muito embora possam ter desempenhado um papel sedimentar importante como canais transbordantes no passado geológico, quando ligados a redes de drenagens subaéreas. Quando ligados a redes de drenagens subaéreas, os *canyons* se constituem em caminhos preferenciais de transposição de sedimentos (*bypassing*) para a elevação continental e as bacias oceânicas profundas adjacentes, podendo originar canais contínuos. As ravinas são frequentes nos taludes continentais e resultam de escavações por fluxos gravitacionais submarinos de massas e sedimentos deslocados da plataforma continental, ou, por erosão do próprio talude continental, sendo geralmente descontínuas talude continental abaixo.

► A elevação continental (*continental rise*) é uma superfície com inclinação suave que se estende da base do talude continental até o início da bacia oceânica profunda (planície abissal), em profundidades variáveis de 3.050 a 5.000m. Os cones submarinos (*deep sea fans*) são grandes acumulações sedimentares, oriundas de uma fonte pontual de distribuição de materiais terrígenos, que se depositam na elevação continental superior.

A margem continental pode ser estreita (caso da região Nordeste brasileira) ou mais larga, como nas regiões Sul e Sudeste e na região equatorial do Brasil (onde ocorre o cone do rio Amazonas), sendo que os padrões de relevo essencialmente modelados por processos sedimentares são condicionados por feições topográficas de origem ígnea e tectônica, que podem ser classificados em altos ou plataformas e colinas ou montes (MOHRIAK, 2003).

► Os altos ou plataformas caracterizam-se por extensos derrames basálticos que formam as elevações oceânicas (*oceanic rises*), como o Alto ou Plataforma de Florianópolis.

► As colinas (*submarine hills*) e montes submarinos (*seamounts*) aparecem isolados, agrupados ou dispostos em cadeias lineares, representando expressões fisiográficas de vulcanismo localizado (**Figura 80**).

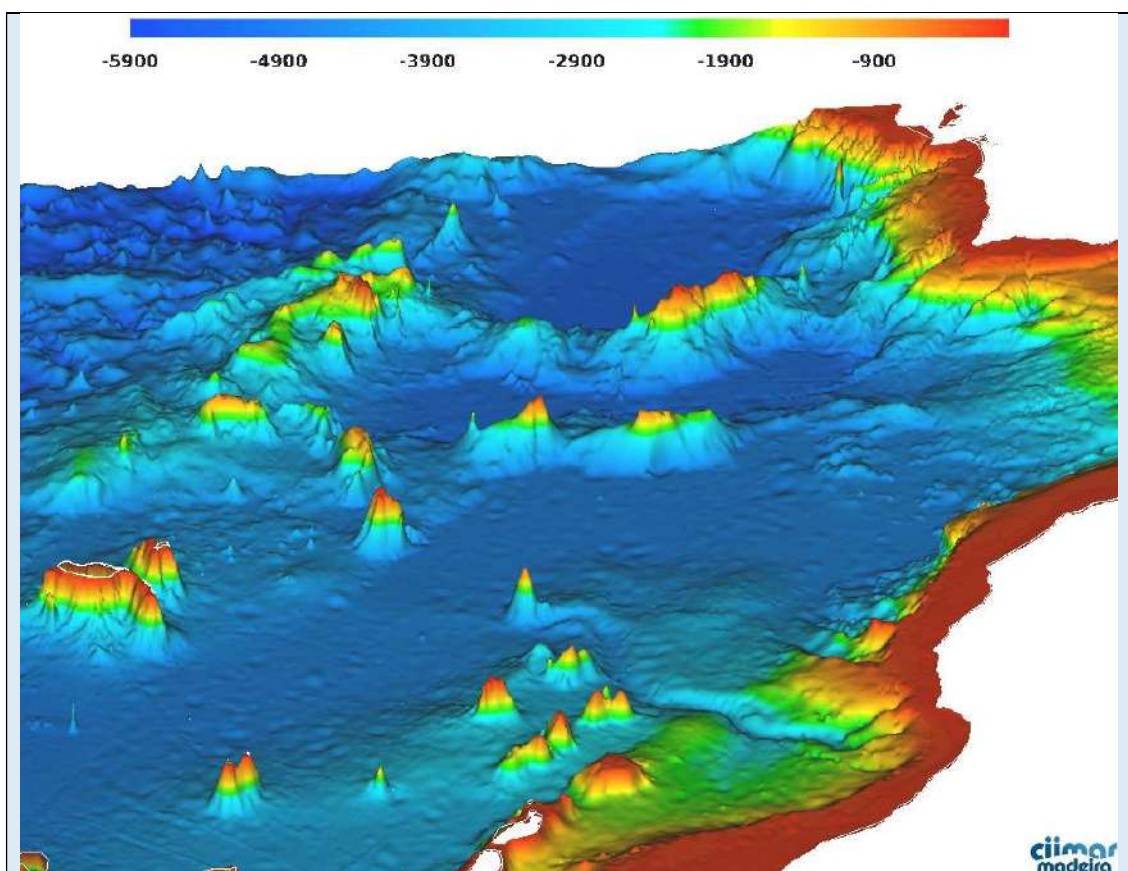


Figura 80. Montanhas e montes submarinos do Planalto submarino *Madeira-Tore*, no oceano Atlântico, nas adjacências de Portugal.

Fonte: <https://funchalnoticias.net/2016/09/01/dois-sismos-registados-no-planalto-submarino-madeira-tore/>.

Nos assoalhos e cadeias oceânicas, as rochas diferem das continentais, pois os processos que as formam são, em parte, distintos. O assoalho oceânico profundo e as cadeias oceânicas são compostos por rochas de origem vulcânica (basaltos), de textura afanítica, conteúdos relativamente baixos de silício, alumínio, sódio e potássio e caracterizados por alta densidade e elevado conteúdo de elementos como o magnésio, ferro e cálcio. Nestas regiões, os sedimentos que se acumulam nas denominadas bacias oceânicas profundas são um tanto quanto diferentes dos sedimentos das margens continentais, sendo que os materiais que se precipitam das águas, tanto por ações biológicas, como por precipitação química, diferem-se daqueles que precipitam nas margens continentais.

No assoalho oceânico, as feições relevantes se constituem nas planícies abissais, que se constituem nas porções superficiais do fundo marinho das bacias oceânicas, constituindo-se em superfícies planas a levemente inclinadas (declividades com gradientes de 1:1.000), com deposições de sedimentos predominantemente turbidíticos (formados pelas correntes de turbidez) (SUGUIO, 1998).

As bacias oceânicas podem ser definidas como porções deprimidas, com feições semicirculares e dispostas entre as cadeias oceânicas e os sopés ou elevações continentais, constituídas por sequências sedimentares de espessuras variadas e que formam o assoalho oceânico, sendo conhecidas 19 bacias oceânicas no oceano Atlântico; 14 bacias oceânicas no oceano Pacífico, e 12 bacias oceânicas no oceano Índico. Com relação às fossas oceânicas, observam-se grandes deposições salinas, além de concentrações bastante elevadas de lamas de granulometria extremamente fina e potencialmente ricas em materiais metálicos (SUGUIO, 1998).

4.5.3.1. Depósitos marinhos ou oceânicos

De forma geral, pode-se dividir a tipologia de sedimentos oceânicos/marinhos em três classes, conforme expresso no **Quadro 6**: clásticos, orgânicos e químicos, sendo os orgânicos subdivididos em três subclasses: organógenos, bioquímicos e bioclásticos.

Quadro 6. Classificação dos principais tipos de sedimentos ocorrentes em ambientes marinhos ou oceânicos.

Classificação		Descrição
	Clástico	Fragmentos originados por processos de intemperismo e erosão de rochas continentais, sendo transportados posteriormente para o oceano (no caso de clásticos terrígenos); ou, material de origem extraterrestre (no caso de clásticos cosmogênicos)
Orgânico	Organógeno	Composto por fragmentos ou atividades de animais marinhos
	Bioquímico	
	Bioclástico	
	Químico	Formados por precipitação química de elementos em solução e contidos na água do mar

Dentre as principais características dos sedimentos marinhos, as mais marcantes são a predominância da textura arenosa em águas rasas, compostos por fragmentos bioclásticos e siliciclásticos (subarredondados a bem arredondados e com textura superficial polida) e textura lamosa em águas profundas (constituídos por materiais de origem clástica, orgânica e química). Nestes termos, o ambiente marinho constitui-se em um meio relativamente capaz, sendo que o material depositado possui grau de seleção relativo à maior ou menor energia hidrodinâmica ocorrente (águas rasas ou profundas). No entanto, se constitui em um meio pouco competente, sendo as maiores partículas transportadas, apenas, em águas rasas e sob influência de eventos de altas magnitudes como em ressacas e tsunamis.

Considera-se, ainda, que os depósitos clásticos marinhos possuem elevado grau de maturidade textural e, por se movimentarem em um meio onde a viscosidade é alta, apresentam a textura superficial polida, que se constitui em outra característica marcante desses sedimentos. As principais estruturas sedimentares ocorrentes nos depósitos marinhos são a maciça, a estratificação cruzada, as marcas de ondas (*ripple marks*) e as laminações.

Uma maneira apropriada de se classificar os depósitos marinhos é efetuar uma subdivisão baseada em concentrações granulométricas e mineralógicas específicas (tamanho do grão, composição, proveniência e atributos). Nestes termos, observam-se os seguintes tipos de depósitos em ambientes marinhos: areias e cascalhos, lamas, sedimentos carbonáticos, sedimentos fosfáticos, sedimentos evaporíticos, depósitos de placeres, nódulos e crostas polimetálicos e sulfetos polimetálicos.

► As areias e cascalhos ocorrem principalmente na plataforma continental na forma de lençóis e bancos (MOHRIAK, 2003), constituindo os granulados marinhos, que são os depósitos sedimentares superficiais marinhos mais importantes e de mais fácil exploração. São representados pelas fácies de areias quartzosas e bioclásticas, pelos sedimentos carbonáticos e pelos minerais pesados, depositados predominantemente em ambientes neríticos na plataforma continental (**Figura 81**).

Estas fácies são constituídas por areias e cascalhos com pouca concentração de finos, caráter nitidamente litorâneo ou flúvio-marinho (quando associadas às desembocaduras de rios). Os grãos de quartzo, na sua maioria, são de textura arenosa média a fina, subarredondados a bem arredondados e com textura superficial polida. Apresentam certa homogeneidade na composição mineralógica, com predominância de areias sub-arcoseanas com tendência a arredondamento de grãos e concentrações variadas de bioclastos, com muitos componentes bióticos (especialmente moluscos).

Os granulados marinhos (areias e cascalhos) constituem matéria prima largamente utilizada pela indústria da construção civil, indústria química e alimentícia, fertilizantes, projetos portuários e alimentação artificial de praias.



Figura 81. Explotação por dragagem de granulados marinhos (areias) da plataforma continental interna em *Dubai*.

Fonte: <http://revistagalileu.globo.com/Revista/Common/0,,ERT166304-17773,00.html>.

► As lamas representam a maior parte dos sedimentos finos encontrados nos depósitos marinhos, derivados do intemperismo de minerais sobre os continentes (originando argilominerais como a caulinita, montmorillonita, illita e clorita), de matérias de origem orgânica (vasas de diatomáceas e de foraminíferos) e dos produtos de alteração das rochas vulcânicas marinhas, concentrando-se em ambientes batiais, abissais e hadais. Os materiais do fundo, como as areias e rochas, estão envolvidos por lamas, oriundas do transporte de finos efetuado pelos rios ou por correntes de turbidez (formando os turbiditos) (**Figura 82**). Os depósitos de lamas mais comuns são os pelitos e os turbiditos (MOHRIAK, 2003).

► Os sedimentos carbonáticos são formados por precipitação química, fragmentos de algas calcárias e de demais animais marinhos (moluscos, briozoários e foraminíferos bentônicos), formando sedimentos constituídos por areias e cascalhos, predominando sobre a fração lamosa. Ocupam as partes médias e externas da plataforma continental, em ambientes neríticos, sendo constituídos de 75 a 95% de carbonato de cálcio, 4 a 10% de carbonato de magnésio e de oligoelementos (elementos traços), sendo a taxa de sedimentação terrígena, associada à temperatura da água e à produtividade carbonática, os principais fatores responsáveis pela distribuição do teor de carbonato de cálcio nos sedimentos. Ocorrem em formas de concheiros naturais, sendo utilizados como matéria-prima para a produção do cimento e da cal e como corretivo de solos (MOHRIAK, 2003).

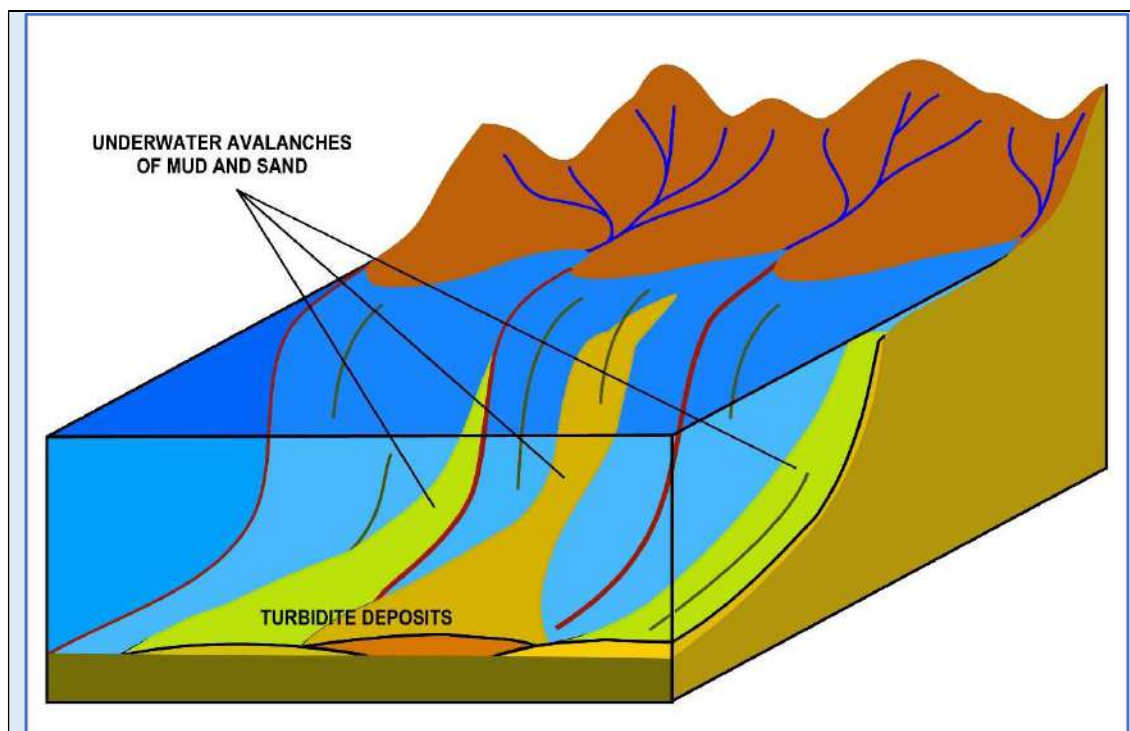


Figura 82. Exemplo que mostra a formação de depósitos de turbiditos no sopé continental a partir da avalanche de lama e areia da plataforma continental através do talude continental.

Fonte: <https://www.wikiwand.com/en/Turbidite>.

► Os sedimentos fosfáticos são materiais sedimentares em que o principal constituinte é uma variedade de apatita, chamada de carbonato fluorapatita ou francolita. Este mineral frequentemente ocorre sob a forma de nódulos ou pelotas, o que deu origem ao termo nódulos fosfáticos ou fosforita nodular (**Figura 83**). As fosforitas de margem continental suprem 70 a 80 % das necessidades mundiais de fosfatos, além de incluírem os maiores depósitos conhecidos no mundo. Estes depósitos são produtos dos principais episódios globais de fosfatogênese em áreas de atividade biológica realçada, associadas com zonas de ressurgência (MOHRIAK, 2003).

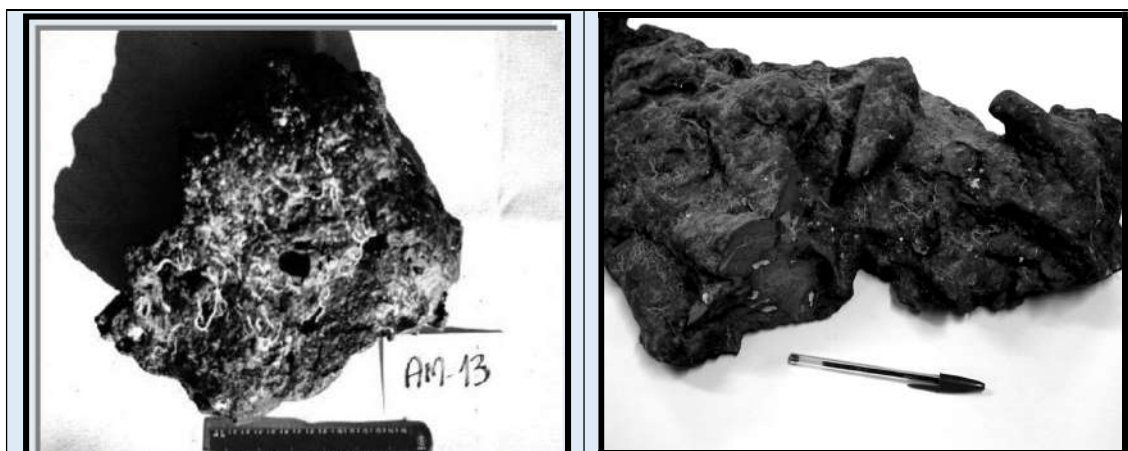


Figura 83. Fosforitos de fundo oceânico coletados na margem continental Sul brasileira nas profundidades de 365m (amostra à esquerda) e 495m (amostra à direita), que apresentaram teores de P_2O_5 de 2,34% e 1,19%, respectivamente, em base aos minerais fluorapatita carbonática e a hidroxiapatita carbonática.

Fonte: Abreu *et al.* (2014).

► Os sedimentos evaporíticos são formados em ambientes neríticos marinho rasos. Ao longo das eras geológicas, baías marinhas rasas e bacias com fluxos limitados de água e com altas taxas de evaporação superficial foram formadas pelo avanço dos oceanos sobre as massas continentais, sendo que os ciclos de influxo de água salgada e a evaporação seguidos produzem, eventualmente, espessas camadas de sais marinhos com centenas de metros de espessura. Formas interessantes são adquiridas pelos evaporitos, como por exemplo as formas dômicas (domos), que constituem os diápiros salinos (domos de sal), que se formam devido à menor densidade e maior plasticidade do sal em relação às rochas sobrejacentes, desenvolvendo uma injeção de material através de um fluxo de baixo para cima, formando a estrutura dômica (**Figura 84**). Um domo salino carrega consigo quaisquer outros materiais presentes nos horizontes evaporíticos profundamente soterrados, sendo a anidrita o composto relativamente abundante (MOHRIAK, 2003).

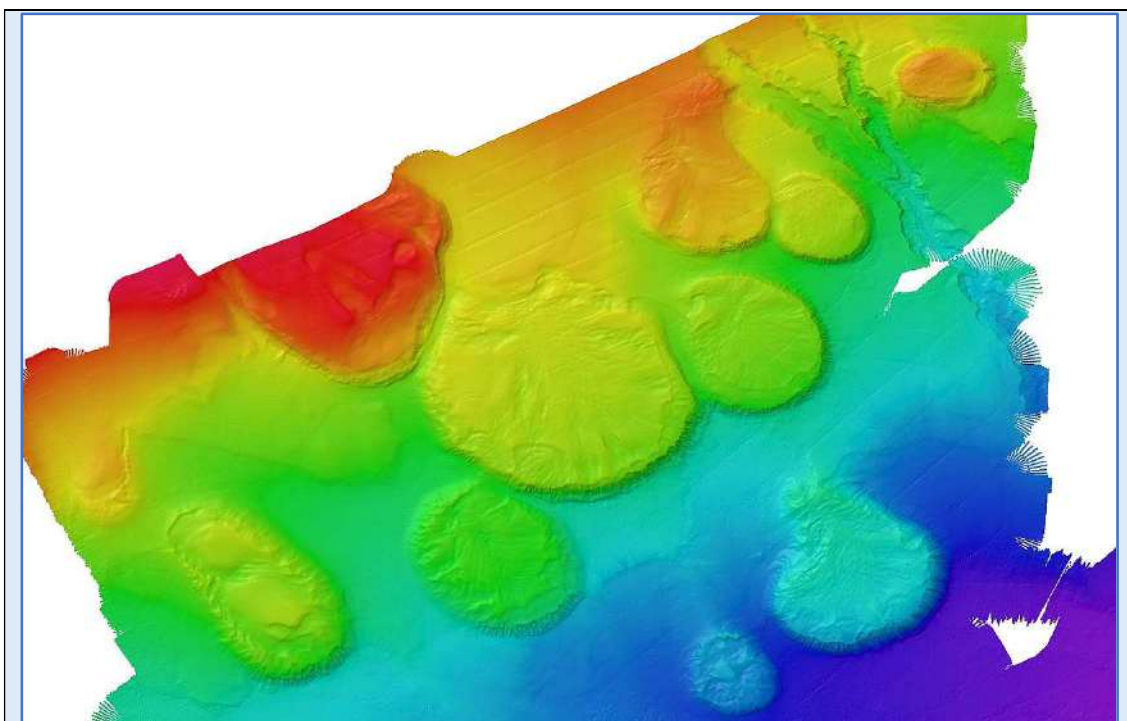


Figura 84. Domos de sal que sobressaem no fundo oceânico do Golfo do México.

Fonte: [https://en.wikipedia.org/wiki/Salt_dome#/media/File:Map00365_\(27670433694\).jpg](https://en.wikipedia.org/wiki/Salt_dome#/media/File:Map00365_(27670433694).jpg).

► Os depósitos de placeres são depósitos de minerais pesados (densidade de grão $> 2,89\text{g/cm}^3$) que são formados pelo aumento da energia do agente de transporte durante eventos episódicos, sendo que, na medida em que esta energia diminui, os minerais pesados se precipitam antes da fração de minerais leves, que continuam em suspensão. Este mecanismo de segregação pela densidade específica proporciona a concentração de lâminas de minerais pesados e a conseqüente formação do placer. Os principais exemplos de *placeres* marinhos são constituídos dos minerais cassiterita, monazita, rutilo, zircão e ilmenita (MOHRIAK, 2003), com destaque aos placeres diamantíferos da Namíbia (**Figura 85**). Os depósitos de *placeres* mais comuns são os formados em ambientes neríticos associados aos ambientes litorâneos praias.

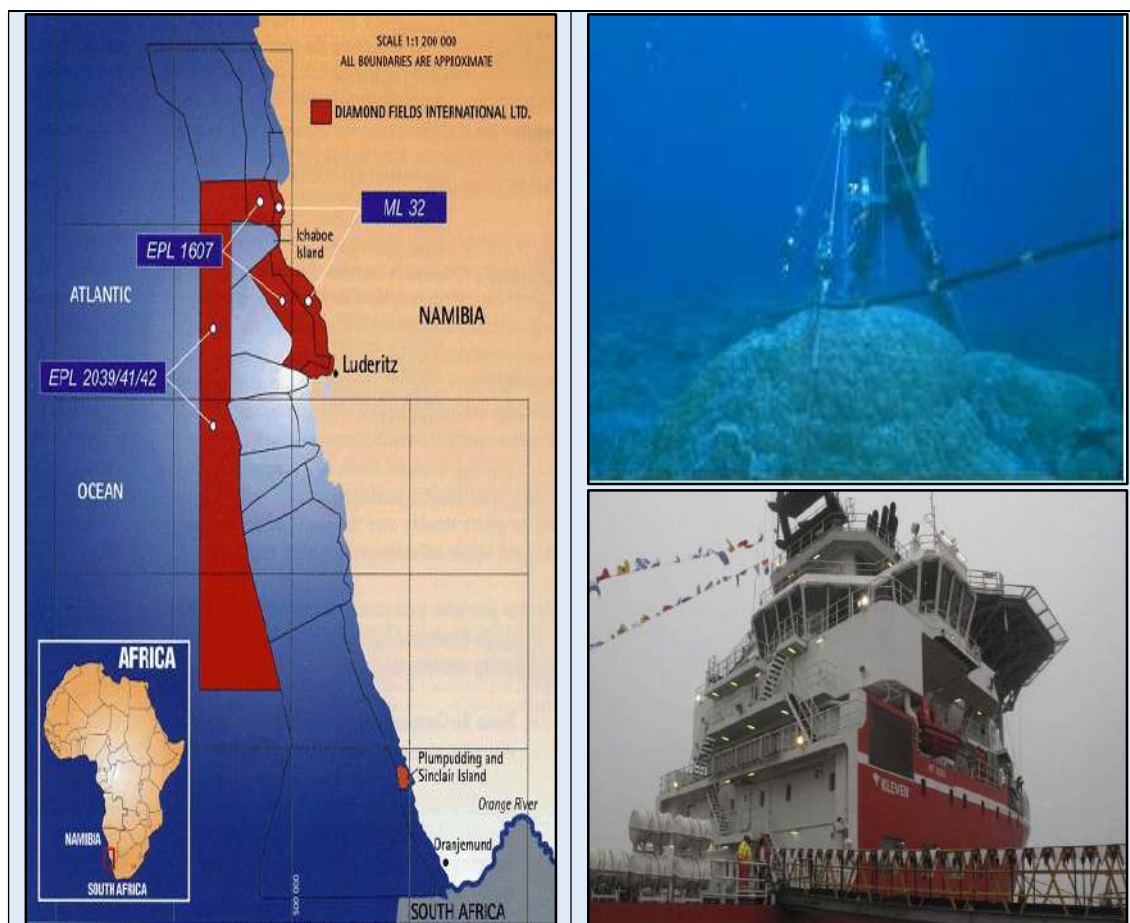


Figura 85. Localização geográfica da exploração dos placeres diamantíferos na plataforma continental interna à média, em profundidade de 40 a 80m, do projeto *Luderitz*, na Namíbia/Africa, representando antigos depósitos marinho praias submersos da África do Sul. À direita abaixo, navio oceanográfico MV SS *Nujoma*, da *Debmarmine Namibia*, explorando e explotando os referidos placeres diamantíferos (gemas), considerado o maior e mais avançado navio de exploração e amostragem de diamantes do mundo.

Fonte: www.diamondfields.com/; <https://maremarinheiros.blogspot.com/2017/06/o-navio-de-exploracao-de-diamantes-mais.html>.

► Os nódulos e crostas polimetálicos ou nódulos de manganês se apresentam sob a forma de concreções ferromagnesianas de cor marrom escuro, levemente achatadas, com tamanho variando de 5 a 10 cm de diâmetro, repousando sobre o leito marinho em grandes profundidades (entre 4.000 e 6.000m), portanto em ambientes abissais nas bacias oceânicas, sendo que, em profundidades mais rasas, as concentrações são menos expressivas (**Figura 86 e Figura 87**).

As crostas polimetálicas (ou crostas ferromagnesianas), ricas em cobalto, são igualmente encontradas em todos os oceanos e ocorrem comumente no flanco dos montes submarinos, em profundidades, variando de 300 a 2.000m (ambiente batial), com espessuras variando de 0,5 a 10cm (**Figura 88**). O parâmetro mais importante na formação de nódulos e crostas polimetálicas é o grau de oxidação do ambiente deposicional, sendo que a constituição química dos nódulos mostra que eles são compostos de diferentes elementos, dentre os quais se destacam o manganês, ferro, níquel, cobre, cobalto, titânio e zinco. No início dos anos 1960, os nódulos começaram a ser considerados como uma fonte possível de extração de níquel, cobre, cobalto e manganês (MOHRIAK, 2003).

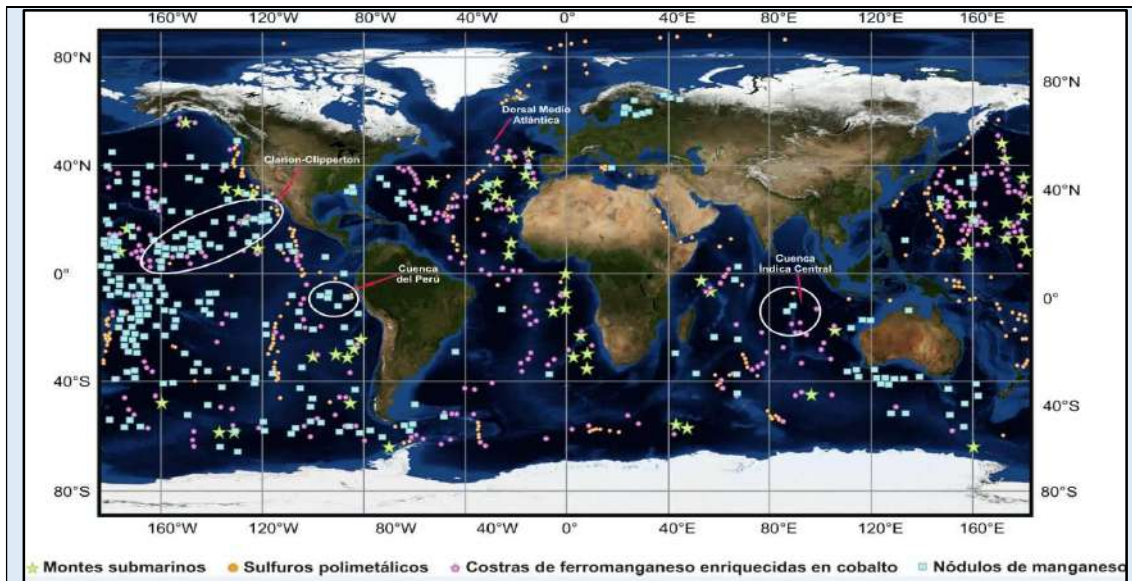


Figura 86. Localização geográfica da ocorrência no oceano profundo dos nódulos de manganês, das crostas ferromagnesianas enriquecidas em cobalto e dos sulfetos polimetálicos, muitas dessas próximas dos montes submarinos.

Fonte: <https://www.icog.es/TyT/index.php/2017/05/llega-la-era-de-la-mineria-submarina/>.



Figura 87. (A) e (B) – imagens submarinas de um campo de nódulos de manganês adquiridas com uso do ROV *Isis* no monte submarino *Tropic* nas ilhas Canárias; (C) – estrutura interna de um nódulo subsférico com núcleo fosforítico.

Fonte: IGME. <https://www.icog.es/TyT/index.php/2017/05/llega-la-era-de-la-mineria-submarina/>

► Os sulfetos polimetálicos se encontram, geralmente, em regiões de cordilheiras mesoceânicas, em profundidades inferiores a 2.500m (ambientes batiais e abissais), associados a vulcanismo submarino, próximos dos quais a temperatura da água do mar é da ordem de 350°C (fumarolas vulcânicas) (Figura 89). O contato desta água aquecida com a água fria de fundo ocasiona a precipitação dos sulfetos metálicos sobre a superfície do fundo oceânico, formando depósitos que apresentam interesse econômico devido ao seu alto teor em zinco, cobre, ferro, prata e ouro (MOHRIAK, 2003).

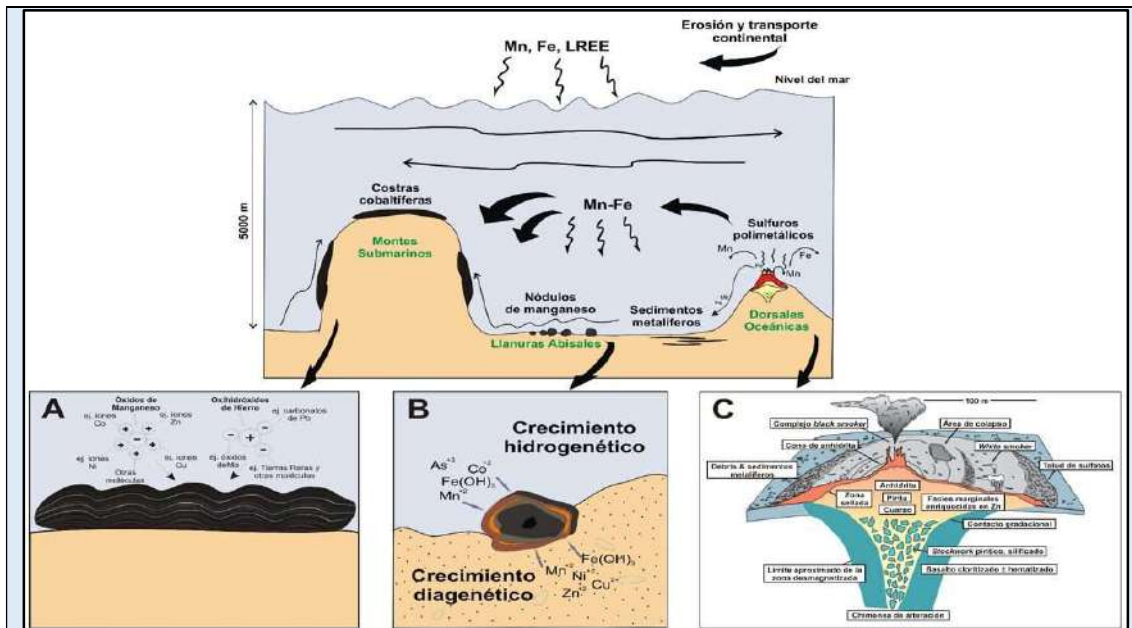


Figura 88. (A) mecanismo de formação das crostas cobaltíferas nos montes submarinos; (B) dos nódulos de manganês nas planícies abissais; (C) dos sulfetos polimetálicos nas dorsais oceânicas.

Fonte: <http://www.icog.es/TyT/wp-content/uploads/2017/05/fig2-e1494575251375.jpg>.

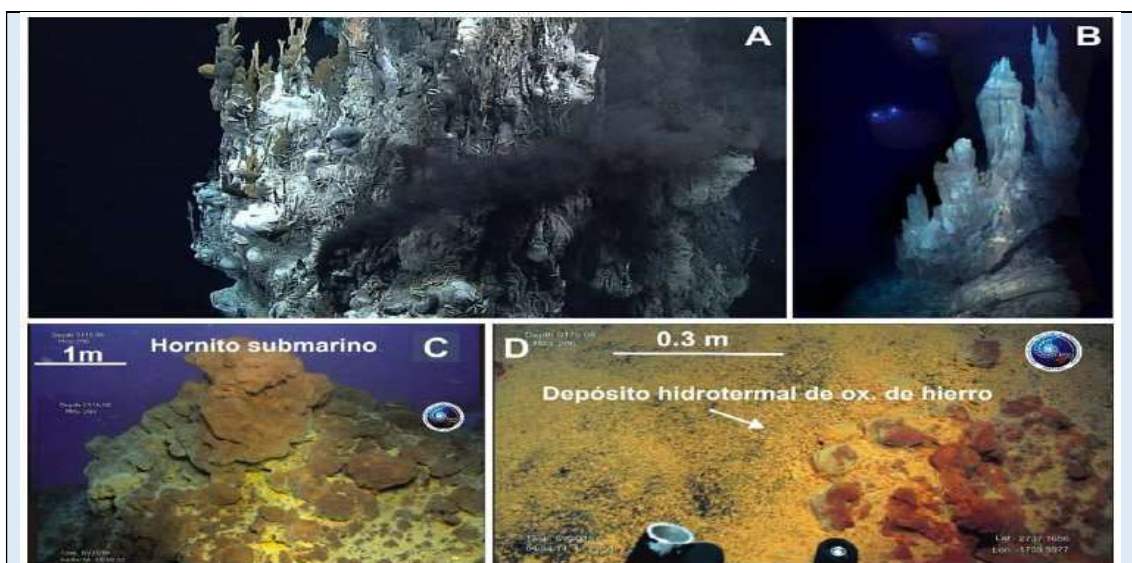


Figura 89. (A) Chaminés (fumarolas negras) da bacia Mariana no Pacífico ocidental, cuja emissão de fluidos com água fria gera os sulfetos polimetálicos; (B) Chaminés de coloração branca formada pela precipitação do carbonato de cálcio no campo hidrotermal Ciudad Perdida, no Atlântico Central (Fonte: NOAA); (C) e (D) Rochas submarinas e sedimentos metalíferos hidrotermais do vulcão submarino Tagoro (El Hierro, ilhas Canárias) filmados e amostrados com ROV LUSO (Fonte: IGME).

Fonte: <https://www.icog.es/TyT/index.php/2017/05/llega-la-era-de-la-mineria-submarina/>.

4.6. AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO ANTRÓPICO

A forma como o homem se relaciona com o seu habitat é bastante distinta das demais criaturas que habitam o planeta Terra. O homem tem a peculiar característica de moldar a natureza de acordo com suas necessidades, fazendo-a cumprir funções específicas estruturadas em organizações espaciais.

Produzindo o espaço através do trabalho, o homem foi desenvolvendo e aperfeiçoando variadas técnicas, visando a satisfação das novas necessidades originadas. Desta forma, diversificadas relações homem-natureza-trabalho surgiram, resultando nas mais diferentes ocorrências de organização espacial ao longo da história.

Neste sentido, o papel de agente geológico assumido pelo homem se confirma na medida em que ele modifica e/ou produz processos da dinâmica superficial, alterando ambientes pré-existentes ou ocasionando o surgimento de novos ambientes, resultando em depósitos correlativos (PELLOGIA, 1997), (PELLOGIA & OLIVEIRA, 2005), (OLIVEIRA *et al.*, 2005).

Os novos ambientes mencionados referem-se àqueles onde a ação antrópica constitui-se em fator determinante para gênese de depósitos correlativos, ou seja, os depósitos antrópicos. Esta qualificação decorre da possibilidade apresentada por Ter-Stepanian (1988) de se estabelecer correlações qualitativas entre os processos naturais e os processos antrópicos de gênese e transformações de depósitos e relevos correlativos.

Apesar de sua aceitação como unidade geológica, os depósitos originados por atividades antrópicas ainda carecem de consolidação a respeito de classificação cronoestratigráfica. Em sua proposta original, Ter-Stepanian (1988) considera o Holoceno uma época de transição, que passaria a denominar-se Tecnógeno a partir da Revolução Industrial do século XVIII.

O Tecnógeno seria então caracterizado pela aplicação de tecnologias e técnicas por parte da humanidade na transformação do meio ambiente. Neste sentido, os depósitos antrópicos oriundos de ações transformadoras da natureza de acordo com determinadas necessidades humanas passariam a denominarem-se depósitos tecnogênicos, em alusão ao Tecnógeno.

Peloggia (2003) afirmou que o início da Revolução Neolítica (7 Ka AP, mil anos antes do presente) tem sido aceita como o marco do Tecnógeno, sendo essa revolução, conforme expresso por Childe (1981), o auge de um período marcado por processos que conduziram à sedentarização do homem, processos estes que ocorreram de forma diferenciada de acordo com cada cultura. Denota-se, portanto, que o Tecnógeno não teria um limite inferior isocrônico definido, fator que impossibilita sua adoção como unidade cronoestratigráfica formal.

Sendo assim, neste trabalho, optou-se por adotar a proposta de Cohen et al. (2013), que apresentou a escala do tempo geológico, atualmente, em uso pela *International Commission on Stratigraphy* - ICS, fator que inviabiliza a consideração de uma nova época ou período cronoestratigráfico, como por exemplo, o Quinário ou Tecnógeno propostos por Ter-Stepanian (1998). No entanto, os depósitos tecnogênicos serão considerados neste trabalho, sendo reconhecidos como unidades geológicas resultantes de ambientes antrópicos correlativos.

4.6.1. Principais características dos ambientes antrópicos

As interferências antrópicas sobre os ambientes naturais podem ocorrer por duas formas: diretas e indiretas.

► Intervenções diretas - são ações efetuadas diretamente sobre os ambientes naturais e que acabam por interferirem na dinâmica natural dos ambientes de sedimentação, ao passo que se impõem novas dinâmicas de origens antrópicas, traduzidas em obras de engenharias diversas, cortes, aterros e mineração em geral. Estas intervenções visam garantir a manutenção de espaços para usos residenciais, agrários, industriais, comerciais, de transporte e locomoção, recreacionais, ecológicos e de exploração de recursos. Em virtude do panorama mundial atual, mediante o atual quadro de expansão da humanidade, este quadro de interferências antrópicas diretas tende a aumentar.

► Intervenções indiretas - dentre as alterações indiretas, destaca-se o aquecimento global e o conseqüente aumento do NMM que, de acordo com Suguio (1998), pelo menos parcialmente pode ser atribuído à ação antrópica. Esta afirmação remete a principal interação indireta ocasionada pelos fatores antrópicos sobre a dinâmica terrestre, que pode ser definida como a longa e peremptória atuação do homem como agente global, operando como possível fator determinante do aquecimento global e conseqüente aumento do NMM.

Estudos realizados por Souza *et al.* (2005) em relação à zona costeira, por exemplo, indicaram que cerca de 70% das linhas de costa formadas por praias arenosas na Terra encontram-se, atualmente, sobre influência de processos erosivos, sendo considerado como causa principal, a elevação do nível do mar durante o último século, provocada pelo aumento da temperatura média global. No entanto, apesar da grande quantidade de dados estatísticos sobre a evolução da dinâmica atmosférica do planeta, não se pode afirmar com segurança o quanto as interferências antrópicas são as determinantes no atual quadro de elevação da temperatura média global.

Nestes termos, as principais características relacionadas aos ambientes antrópicos referem-se às técnicas empregadas pelo homem, que evoluem de acordo com o aporte tecnológico e desenvolvimento geral das culturas atuantes. Na atual civilização ocidental, por exemplo, observa-se o resultado de uma evolução secular de grupos sociais, em que o modo capitalista de produção tende à crescente utilização de recursos minerais e naturais.

Sendo assim, a materialização prática das relações de um grupo social com o meio natural torna-se o fator determinante da alteração dos ambientes naturais, ao passo que o homem emprega suas técnicas gerais para a transformação destes ambientes de acordo com suas necessidades de uso. Portanto, no decorrer deste processo, o homem exerce o papel de agente de erosão, de transporte e de deposição de sedimentos.

4.6.2. Depósitos antropogênicos

O padrão de alteração dos ambientes naturais e deposição dos sedimentos antrópicos é modelado pelas intenções de uso que, por sua vez, condicionam as técnicas e ações de transformação dos ambientes pelo homem. Dentre as principais características dos sedimentos antropogênicos, as mais marcantes são a extrema variedade de tamanho, origem e composição que as técnicas implantadas permitem aplicar. Nestes termos, os ambientes antrópicos podem se converter em meios muito capazes e competentes.

Uma maneira apropriada de se classificar os depósitos antropogênicos refere-se às técnicas implantadas que, grosso modo, variam de acordo com o estágio de desenvolvimento da sociedade atuante. Em geral, as intervenções humanas se constituem em transitórias, ao se levar em consideração a escala geológica do tempo. Sendo assim, pode-se determinar dois tipos principais de depósitos antropogênicos: os antigos, denominados de prototecnogênicos (relacionados aos sítios arqueológicos associados a sociedades humanas extintas, como por exemplo, os povos sambaquieiros do litoral Sul brasileiro); e os atuais ou tecnogênicos (relacionados às intervenções humanas implantadas pela sociedade atual).

► Os depósitos prototecnogênicos compreendem as acumulações em sítios arqueológicos, tais como os do tipo sambaqui, formados por sedimentos lito e bioclásticos construídos entre 6 e 1 Ka AP (mil anos antes do presente), sobre unidades deposicionais litorâneas, geralmente, em forma de acumulações cônicas com amplitudes altimétricas e extensões variáveis (**Figura 90**).

A partir dos anos 1990, novos estudos utilizando-se de técnicas como a zooarqueologia e investigações antracológicas, indicaram que os sambaquis se constituíam em construções intencionais executadas por sociedades sedentárias e que, entre outros fatores, serviam também como postos de observação e controle de território. Esta nova interpretação contraria a ideia de que a deposição concentrada de conchas e restos de alimentos por bandos nômades em espécies de lixões era o fator determinante para a edificação dos sambaquis.

Três principais tipos de substâncias compõem os sambaquis: os materiais de origem sedimentar são geralmente areias finas, claras, quartzosas, bem selecionadas, dos ambientes marinho praias e eólico; os materiais de origem orgânica consistem de conchas de bivalves e moluscos (predominantemente da espécie *Anomalocardia brasiliensis*, além de ostras), fragmentos de peixes, de aves e de mamíferos marinhos; os materiais líticos e arqueológicos compreendem esqueletos e fragmentos de ossos humanos, restos de carvão e cinzas, objetos líticos como pontas de flecha, utensílios de cozinha e adornos diversos.



Figura 90. À esquerda, depósitos prototecnogênicos do tipo acumulação em sambaqui (Sambaqui Santa Marta I), localizado próximo ao cabo de Santa Marta Grande, município de Laguna - SC/Brasil; à direita, um detalhe da parede lateral do mesmo sambaqui, onde se observa a predominância de conchas do bivalve *Anomalocardia brasiliana* (berbigão) e bioturbação causada por tocas de *Speotyto cunicularia* (coruja buraqueira).

Fonte: Norberto Olmiro Horn Filho.

► Os depósitos tecnogênicos são compostos de materiais retirados, alterados ou criados por ação antrópica das sociedades atuais, destinados a construções e demais usos antrópicos.

Existem algumas classificações para os depósitos tecnogênicos, tais como as de Oliveira *et al.* (2005) (subdivide os depósitos tecnogênicos em três categorias: construído - materiais oriundos de aterros; induzido - materiais oriundos de erosões e demais usos do solo; modificado - materiais alterados por influências de usos antrópicos) e de Nolasco (2002) (subdivide os depósitos tecnogênicos em duas categorias: diretos - podendo ser construídos ou induzidos; indiretos - oriundos de modificações a partir de influências de usos antrópicos).

No entanto, a classificação proposta por Fanning e Fanning (1989), sugere a subdivisão dos depósitos tecnogênicos entre quatro categorias: úrbicos, gárbicos, espólicos e dragados.

► Os depósitos tecnogênicos úrbicos são constituídos pelos artefatos manufaturados pelo homem moderno, tais como vidro, asfalto, plásticos, e demais detritos urbanos que integram materiais terrosos (**Figura 91**).

► Os depósitos tecnogênicos gárbicos são constituídos pelo lixo orgânico gerado pelo homem, que pode atingir quantidade significativa e com capacidade de alterar os teores do metano e do oxigênio da atmosfera, mesmo que localmente (**Figura 91**).

► Os depósitos tecnogênicos espólicos são provenientes de escavações e terraplanagem em minas, rodovias, centros urbanos e obras de engenharia em geral (**Figura 92**).

► Os depósitos tecnogênicos dragados são compostos de materiais retirados ou alterados por ação antrópica, provenientes de ambientes aquosos e destinados a construções e demais usos antrópicos (Figura 93).



Figura 91. À esquerda, Depósito tecnogênico do tipo úrbico, a base de resíduos sólidos da construção civil; à direita, Depósito tecnogênico do tipo gárbico, mostrando o aterro sanitário de Indaiatuba/SC, Brasil.

Fonte:
<https://italostephanarquitecto.blogspot.com/2015/06/residuos-solidos-um-grande-desafio.html>.

Fonte:
<https://indaiatubaecologia.blogspot.com/2013/02/aterro-sanitario-de-indaiatuba.html>.



Figura 92. Exemplos de amostragem do Depósito tecnogênico do tipo espóico e uso na terraplanagem.

Fonte: <https://www.youtube.com/watch?v=yjY9T82LyB0>.

Fonte:
<http://construindoparamorar.blogspot.com/2011/07/terraplanagem.html>.



Figura 93. Alargamento da faixa de areia ou alimentação/engordamento artificial da praia de Canasvieiras, ilha de Santa Catarina/SC, Brasil. As duas imagens superiores mostram a praia antes do engordamento, as duas imagens centrais mostram a técnica utilizada com implantação de Depósito tecnogênico dragado num montante de 350.000m³ de areia de uma jazida submarina localizada à 1km à nordeste da praia erodida, a imagem inferior mostra a praia recuperada no final de 2019.

Fonte: <https://www.skyscrapercity.com/threads/santa-catarina-not%C3%ADcias.1653423/>.

Fonte: <https://www.nsctotal.com.br/noticias/obra-de-alargamento-aumentara-faixa-de-areia-de-canasvieiras-em-mais-40-metros.>

Fonte: <https://www.nsctotal.com.br/colunistas/moacir-pereira/alargamento-da-praia-de-canasvieiras-termina-neste-domingo.>

Fonte: <https://www.nsctotal.com.br/noticias/alargamento-em-canasvieiras-draga-quebra-e-obras-nao-serao-entregues-dentro-do-prazo.>

Fonte: <https://www.correiosc.com.br/obra-de-alargamento-da-praia-de-canasvieiras-e-inaugurada-nesta-sexta/>.

Referências Capítulo 4

- ABREU, J. G. N.; CÔRREA, I. C. S.; HORN FILHO, N. O.; CALLIARI, L. J. 2014. Phosphorites of the Brazilian continental margin, southwestern Atlantic Ocean. *Revista Brasileira de Geofísica*, **32(3)**:539-548
- ANGULO, R. J. 2004. Aspectos físicos das dinâmicas de ambientes costeiros, seus usos e conflitos. *Revista Desenvolvimento e Meio Ambiente*, **10**:175-185.
- ANGULO, R. J. & LESSA, G. C. 1997. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, **140**:141-166.
- BIGARELLA, J. J. 1965. Subsídios para o estudo das variações do nível oceânico no Quaternário brasileiro. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*, **37**:263-277.
- BRANNER, J. C. 1904. The stone reefs of Brazil, their geological and geographical relations. *Bulletin of Museum of Comparative Zoology*, **44**:207-275.
- BRANNER, J. C. 1902. Geology of Northeast coast of Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **13**:41-98.
- BRESOLIN, A. 1979. *Flora da restinga da ilha de Santa Catarina*. Florianópolis: UFSC.
- CHILDE, V. G. 1981. A evolução cultural do homem. 5^{Ed}. Rio de Janeiro: Guanabara Koogan.
- CHRISTOFOLETTI, A. 1980. *Geomorfologia*. 2.^{ed}. rev. e ampl. São Paulo: Edgard Blucher.
- CHRISTOFOLETTI, A. 1981. *Geomorfologia fluvial*. São Paulo: Edgard Blucher.
- COHEN, K. M.; FINNEY, S. M.; GIBBARD, P. L.; FAN, J.-X. 2013. The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, **36**:199-204.
- DAVIES, J. L. 1964. A morphogenic approach to world shorelines. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **8**:127-142.
- DELIBRIAS, G. & LABOREL, J. 1971. Recent variations of sea-level along the Brazilian coast. *Quaternária*, **10**:45-49.
- DPC – DIRETORIA DE PORTOS E COSTAS. 2012. *Normas e procedimentos da Capitania dos Portos do Rio de Janeiro*. Marinha do Brasil: Capitania dos Portos do Rio de Janeiro.

FELIX, A. 2016. **Estratigrafia e evolução dos sistemas deposicionais costeiros holocênicos da costa leste da ilha de Santa Catarina – SC/Brasil**. Florianópolis. Qualificação de tese de doutorado. Programa de Pós-graduação em Geografia. Universidade Federal de Santa Catarina.

FREITAS, R. O. 1951. **Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil**. São Paulo: FFCL/USP (Boletim 130 – Série Geologia, v.6, p.1-120).

GIANNINI, P. C. F.; DEBLASIS, P.; SAWAKUCHI, A. O.; AMARAL, P. G. C. 2005. Processos e materiais geológicos e a construção de sambaquis no litoral Sul de Santa Catarina. *In*: CONGRESSO NACIONAL DA ABEQUA. **Anais...**

GREELEY, R. & IVERSEN, J. D. 1985. **Wind as a geological process on Earth, Mars, Venus and Titan**. Cambridge: University Press.

HART, C. F. 1870. **Geology and physical geography of Brazil**. Boston: Fields Osgood.

HESP, P. A. & THOM, B. G. Geomorphology and evolution of erosional dunefields. *In*: NORDSTROM, K. F.; PSUTY, N. P.; CARTER, R. W. G. **Coastal dunes: processes and morphology**. Chichester: J. Willey & Sons, p.253-288.

IPCC. INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. 2013. **Climate Change 2013: The Physical Science Basis**.

JENNINGS, J. N. 1967. Cliff-top dunes. **Australian Geophysical Studies**, 5:40-49.

LASEMI, Y.; JAHANI, D.; AMIN-RASOULI, H.; LASEMI, Z. 2011. **Ancient carbonates tidalites**. DAVIS JR., R. A. & DALRYMPLE, R. W. (Eds.). **Principles of tidal Sedimentology**: Springer. p567-607.

LEINZ, V. & AMARAL, S. E. 1998. **Geologia Geral**. 13.^{ed}. São Paulo: Editora Nacional.

LESSA, G. C. & ANGULO, R. J. 1998. Oscillations or not oscillations, that is the question - reply. **Marine Geology**, 150:189-196.

MASSELINK, G. & TURNER, I. L. 1999. The effect of tides on beach morphodynamics. *In*: SHORT, A. D. (Ed.). **Handbook of beach and shoreface morphodynamics**. Nova York: John Wiley & Sons.

MOHRIAK, W. U. 2003. Bacias sedimentares da margem continental brasileira. *In*: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: CPRM.

NIMER, E. Clima. 1990. *In*: IBGE. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Geografia do Brasil: Região Sul**. Rio de Janeiro. p.151-187.

- NOLASCO, M. C. 2002. **Registros geológicos gerados pelo garimpo**. Lavras Diamantinas - Bahia. Porto Alegre. Tese de doutorado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- OLIVEIRA, A. M. S.; BRANNSTROM, C.; NOLASCO, M. C.; PELOGGIA, A. U. G.; PEIXOTO, M. N. O.; COLTRINARI, L. 2005. Tecnógeno: registros da ação geológica do homem. /n: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA/Holos Editora.
- PELOGGIA, A. U. G. 1997. A ação do homem enquanto ponto fundamental da geologia do tecnógeno: proposição teórica básica e discussão acerca do caso do município de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, 27(3):257-268.
- PELOGGIA, A. U. G. 2003. O problema estratigráfico dos depósitos tecnogênicos. /n: CONGRESSO BRASILEIRO DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9, 2003, Recife, **Anais...** ABEQUA (CD-ROM).
- PELOGGIA, A. U. G. & OLIVEIRA, A. M. S. 2005. Tecnógeno: um novo campo de estudos das Geociências. /n: CONGRESSO DA ABEQUA, 10, 2005, Guarapari. **Anais...** (CD-ROM).
- POPP, J. H. 2010. **Geologia Geral**. 6^{ed.} rev. Rio de Janeiro: LTC.
- ROY, P. S.; COWELL, P. J.; FERLAND, M. A.; THOM, B. G. 1994. Wave-dominated coasts. /n: CARTER, R. W. G.; WOODROFFE, C. D. **Coastal evolution: late Quaternary shoreline morphodynamics**. Cambridge: Cambridge University Press, p.121-186.
- SANT'ANNA NETO, J. L. & NERY, J. T. 2005. Variabilidade e mudanças climáticas no Brasil e seus impactos regionais. /n: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO - ABEQUA/Holos Editora.
- SCHMIEGELOW, J. M. M. 2004. **O planeta azul: uma introdução às ciências marinhas**. Rio de Janeiro: Interciência.
- SCHOLLE, P. A. & SPEARING, D. 1982. **Sandstone depositional environments**. Ulsa, Okla: American Association of Petroleum Geologists, 410p.
- SEAR, D. A.; NEWSON, M. D.; THORNE, C. R. 2003. **Guidebook of applied fluvial geomorphology**. R&D Technical Report.
- SHORT, A. D. 1999. Beaches. /n: SHORT, A. D. (Ed.) **Handbook of beach and shoreface morphodynamics**. Nova York: Wiley & Sons.

SOUZA, C. R. G.; SOUZA FILHO, P; W. M.; ESTEVES, L. S.; VITAL, H.; DILLENBURG, S. R.; PATCHINEELAM, S. M.; ADDAD, J. E. 2005. Praias arenosas e erosão costeira. *In*: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA/Holos Editora.

SUGUIO, K. 1998. **Dicionário de Geologia Sedimentar e Áreas Afins**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.

SUGUIO, K. 2008. **Mudanças Ambientais da Terra**. São Paulo: Instituto Geológico.

SUGUIO, K. & BIGARELLA, J. J. 1990. **Ambientes fluviais**. 2^{ed}. rev. Florianópolis: Editora da UFSC; Curitiba: Editora da UFPR.

SUGUIO, K.; ANGULO, R. J.; CARVALHO, A. M.; CORRÊA, I. C. S.; TOMAZELLI, L. J.; VILLWOCK, J. A.; VITAL, H. 2005. Paleoníveis do mar e paleolinhas de costa. *In*: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA/Holos Editora.

TER-STEPANIAN, G. 1988. Beginning of the Technogene. **Bulletin IAEG**, **38**:133-142.

VAN ANDEL, T. H. & LABORELA, J. 1964. Recent high sea-level stand near Recife, Brazil. **Science**, **145**:580-581.

VILLWOCK, J. A. 1972. **Contribuição à geologia do Holoceno da província costeira do Rio Grande do Sul, Brasil**. Porto Alegre. 133p. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

WOODROFFE, C. D. 2002. **Coasts: form, process and evolution**. Cambridge: University Press.

WRIGHT, L. D. & THOM, B. G. 1977. **Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach**. Progress in Physic.

CAPÍTULO 5 – PETROLOGIA SEDIMENTAR

5.1. INTRODUÇÃO

As rochas sedimentares ou secundárias são formadas a partir da litificação de depósitos sedimentares em ambiente exógeno, representando cerca de 75% das rochas existentes na porção mais superficial da crosta terrestre. Essas rochas têm sido aplicadas em diversos usos de acordo com suas especificidades, sendo em geral rochas frágeis quando comparadas às rochas magmáticas e metamórficas associadas. Do ponto de vista do Ciclo Petrogenético, as rochas sedimentares podem ser formadas a partir de rochas magmáticas e rochas metamórficas e, até mesmo, de outras rochas sedimentares, desde que estejam situadas na superfície terrestre sofrendo os efeitos geológicos do subciclo exógeno.

As rochas sedimentares, de acordo com sua origem, são classificadas em clásticas, químicas e organógenas, originando-se dos depósitos sedimentares homônimos dos diversos ambientes de sedimentação já apresentados anteriormente.

Neste capítulo, serão apresentadas sucintamente as características das principais rochas sedimentares encontradas na crosta terrestre, conforme o **Quadro 7**.

Quadro 7. Rochas sedimentares em ordem alfabética (a numeração que acompanha o nome da rocha refere-se à ordem de apresentação no Capítulo 5).

Classificação	Rocha
Clástica	⁵ Arenito, ⁶ arcósio, ⁹ argilito, ⁴ brecha, ¹ conglomerado, ³ diamictito, ¹¹ folhelho, ⁷ gravaca, ¹⁰ lamito, ¹² loessito, ⁸ siltito, ¹⁵ tempestito, ² tilito, ¹⁴ turbidito, ¹³ varvito
Química	¹⁷ Calcário, ¹⁸ dolomito, ²² evaporito, ²¹ fosforito, ²³ jaspilito, ¹⁹ marga, ¹⁶ silexito, ²⁰ travertino
Organógena	²⁶ Antracito, ²⁹ calcário, ²⁵ carvão, ³⁰ coquina, ²⁷ diatomito, ²⁴ linhito, ²⁸ madeira petrificada

5.2. ROCHAS SEDIMENTARES CLÁSTICAS

As rochas sedimentares clásticas, terrígenas, detríticas ou mecânicas, são rochas que passaram por todos os processos do subciclo exógeno do Ciclo Petrogenético (intemperismo, erosão, transporte, deposição e diagênese), tendo como parâmetro classificador o tamanho granulométrico em base ao diâmetro médio do grão. Nesse sentido as rochas sedimentares clásticas são classificadas em rochas psefíticas (macroclásticas), psamíticas (mesoclásticas) e pelíticas (microclásticas), com grãos de tamanho cascalho, areia e finos, respectivamente.

5.2.1. Rochas sedimentares clásticas psefíticas

Compreendem as rochas formadas na maioria de sedimentos macroclásticos ou rudáceos, com partículas que variam desde matacão, bloco ou calhau, seixo e grânulo, imersos em uma matriz mais fina, arenosa ou lamosa. Destacam-se as seguintes rochas: ¹conglomerado (*conglomerate*), ²tilito (*tillite*), ³diamictito (*diamictite*) e ³brecha (*breccia*).

►¹Conglomerado (ou rudito) - é uma rocha sedimentar clástica psefítica, geralmente mal selecionado, estrutura maciça, cores variadas, ambiente oxidante ou redutor, formado em ambiente de sedimentação fluvial, com grãos cascalhosos subarredondados a arredondados imersos em material mais fino, chamado de matriz e composta por argila, silte ou areia.

A matriz é comumente endurecida pela ação de cimento carbonático, ferruginoso ou silicoso, que preenche os espaços vazios ou porosidade da rocha. Os fragmentos líticos que compõem o ¹conglomerado são constituídos de minerais ou rochas. Raramente os clastos estão orientados na rocha, podendo constituir seixos imbricados. Quando explotado seu uso é principalmente para revestimento de estradas vicinais, construção civil e como plácemes fluviais, pela concentração dos minerais densos (ouro, cassiterita, diamante, ilmenita, monazita, dentre outros).

Os conglomerados são classificados em ortoconglomerado e paraconglomerado de acordo com a proporção de cascalho e matriz na rocha: ortoconglomerado, quando a proporção de matriz é pequena, predominando o cascalho, proporcionando o surgimento de um arcabouço que sustenta estruturalmente a rocha (**Figura 94**) e paraconglomerado, quando a proporção de matriz é grande, sendo a rocha estruturalmente sustentada pela matriz (**Figura 94**).

Podem ainda ser classificados em oligomítico e polimítico, de acordo com a natureza dos clastos presentes na rocha: oligomítico é quando todos os clastos são constituídos de uma única espécie de mineral ou rocha e polimítico, quando ocorrem clastos de diversos tipos de minerais e rochas (**Figura 94**). Fanglomerado é a designação para conglomerados constituídos de sedimentos mal selecionados depositados nos cones de dejeção e leques aluviais. Metaconglomerado é um conglomerado metamorfozido.

►O ²tilito é uma rocha sedimentar clástica psefítica, geralmente mal selecionada, estrutura maciça, de cor acinzentada, formado em ambiente de sedimentação glacial, a partir dos depósitos de *till* (moraina glacial) (**Figura 95**) em geleiras de altitude (alpinas ou de vales), latitude (continental) ou de Piedmonte. O tilito é geralmente composto por sedimento não estratificado, pobremente classificado, com material variando de argila a matacão. Os clastos são angulares, facetados e estriados por não serem sujeitos a importante transporte por massas de água em consequência da abrasão glacial.



Figura 94. À esquerda, exemplo típico de um ortoconglomerado polimítico (*pudding stone*) e à direita, um paraconglomerado polimítico, ambos com grãos cascalhosos, arredondados e subarredondados de cores diversas e imersos em matriz arenosa. Ambas as rochas são formadas no ambiente de sedimentação fluvial.

Fonte: (https://www.123rf.com/photo_48547825_conglomerate-putting-stone.html).

Fonte: utori.com/story/rochas-sedimentares--J7nx1WZMGCNwfvsexjnbuHQ4.



Figura 95. À esquerda, depósito glacial de *till*, onde os cascalhos aparecem imersos em matriz síltico-arenosa; à direita, corte de afloramento de tilito intemperizado na ilha de *cape Breton*, adjacente ao golfo de *St. Lawrence*, no Canadá. Ambas as rochas são formadas no ambiente de sedimentação glacial

Fonte: <https://en.wikipedia.org/wiki/Till>.

Fonte: <http://gaea-habitat.blogspot.com.br/2012/02/tilito-glacial-da-ilha-de-cape-breton.html>.

► Já o ³diamictito é uma rocha sedimentar clástica psefítica formada de grãos mal selecionados e maciços, não tendo nenhuma conotação genética (FLINT *et al.*, 1960), isto é, podem ser designados como diamictitos os tilitos glaciais (Figura 96), os turbiditos, as rochas formadas nas encostas continentais a partir de deslizamentos e escorregamentos e até mesmo os conglomerados fluviais. Os clastos são grossos formados de fragmentos de rochas pré-existentis com diversos tamanhos granulométricos e abundante matriz lamítica, síltico-argilosa. Na literatura os diamictitos são conhecidos como sopas-de-pedra.

► ⁴Brecha é uma rocha sedimentar clástica psefítica, geralmente mal selecionada, estrutura maciça, com fragmentos de cascalho muito angulosos que retratam pouco ou nenhum transporte em meio a uma massa de cimentação composta de material mais fino. Os fragmentos que compõem as brechas podem ser constituídos de clastos de mesma natureza ou de diferente natureza, vindo a classificar as brechas em monogênicas e poligênicas (**Figura 96**), respectivamente. A brecha não é exclusiva de rochas sedimentares, razão pela qual existem outras brechas denominadas de brecha vulcânica, ou tufito; brecha tectônica, ou cataclasito, ou milonito; brecha de impacto meteorítico, ou impactito; e, ainda, brechas artificiais, ou marmorites.



Figura 96. À esquerda, detalhe do diamictito glacial da Formação Bebedouro do Grupo Una, aflorante no estado da Bahia – Brasil, à direita, brecha sedimentar poligênica, observando-se a predominância de clastos angulosos de diversas fontes minerais.

Fonte: http://www.ebah.com.br/content/ABAAek_QAl/xuxu-tle-final?part=3.

Fonte: <http://espacociencias.com.pt/site/galeriaderochas-sedimentares-detriticas/brecha>.

5.2.2. Rochas sedimentares clásticas psamíticas

Compreendem as rochas formadas na maioria de sedimentos mesoclásticos ou arenosos, com partículas que variam entre 2 e 0,062 mm de diâmetro: areia muito grossa, areia grossa, areia média, areia fina e areia muito fina. Destacam-se as seguintes rochas: ⁵arenito (*sandstone*), ⁶arcósio (*arkose*) e ⁷gravaca (*grauvaque*). A distinção entre esses três tipos de rochas se faz pela composição dos clastos, sendo que no arenito predomina os grãos de quartzo, enquanto no arcósio e gravaca, predominam os grãos de feldspatos e fragmentos de rocha (**Figura 97**). Essa classificação utiliza a abundância relativa de quartzo, de feldspato e de grãos líticos em comparação com a abundância do material matricial que ocorre entre estes grãos maiores, ou seja, a relação entre material clástico e material matricial, de acordo com Dott (1996).

Considera-se ainda a gênese dos clastos, sendo comum as rochas sedimentares clásticas siliciclásticas com predominância de materiais silicosos, rochas carbonáticas com predominância de materiais carbonáticos, rochas piroclásticas, com predominância de fragmentos rochosos durante uma erupção vulcânica e rochas hidrotermais resultantes da atividade hidrotermal. A estrutura geral dessas rochas pode ser maciça ou estratificada.

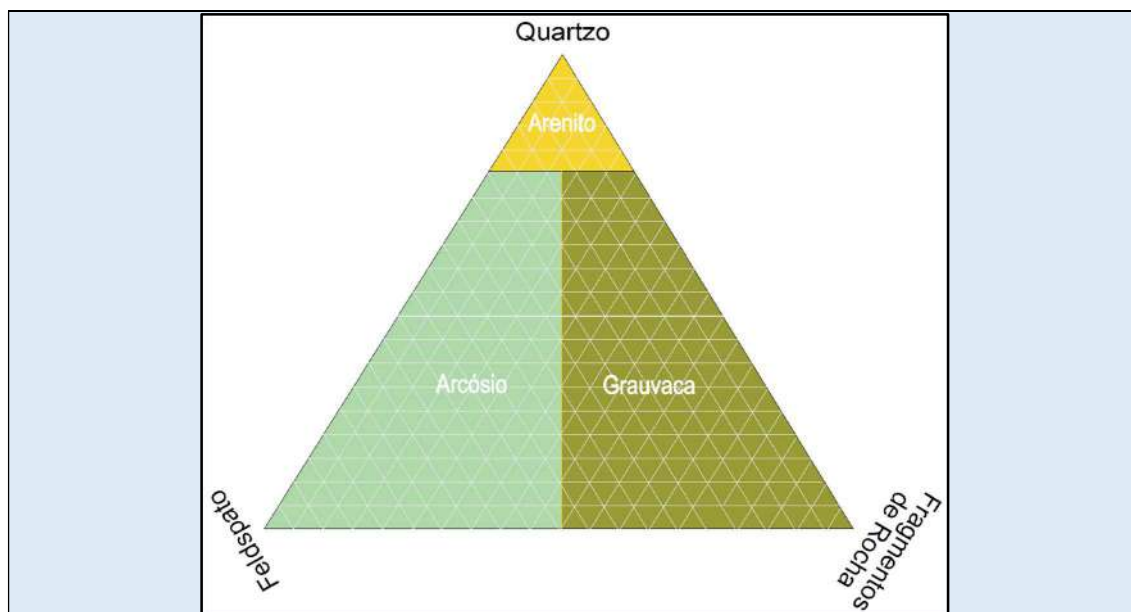


Figura 97. Diagrama triangular quartzo-feldspato-fragmentos de rocha que mostra a classificação das rochas sedimentares clásticas psamíticas: arenito, arcósio e grauvaca.

Fonte: <http://www.geovirtual2.cl/geologiageneral/ggcap05b-4.htm>.

►⁵Arenito é a rocha sedimentar clástica psamítica mais comum formada de grãos do tamanho areia entre 2 e 0,062 mm de diâmetro, também denominada de grés. Predominam os grãos de quartzo, ligados por cimento silicoso ou carbonático, o que o denomina de quartzarenito. As cores são variadas, desde as tonalidades mais claras (bege, amarelo, róseo) até tonalidades mais escuras (avermelhado, cinza claro a cinza escuro e até preto, quando da concentração de minerais opacos e pesados). A coloração avermelhada de alguns arenitos se deve a presença de óxidos de ferro como a hematita (Figura 98).

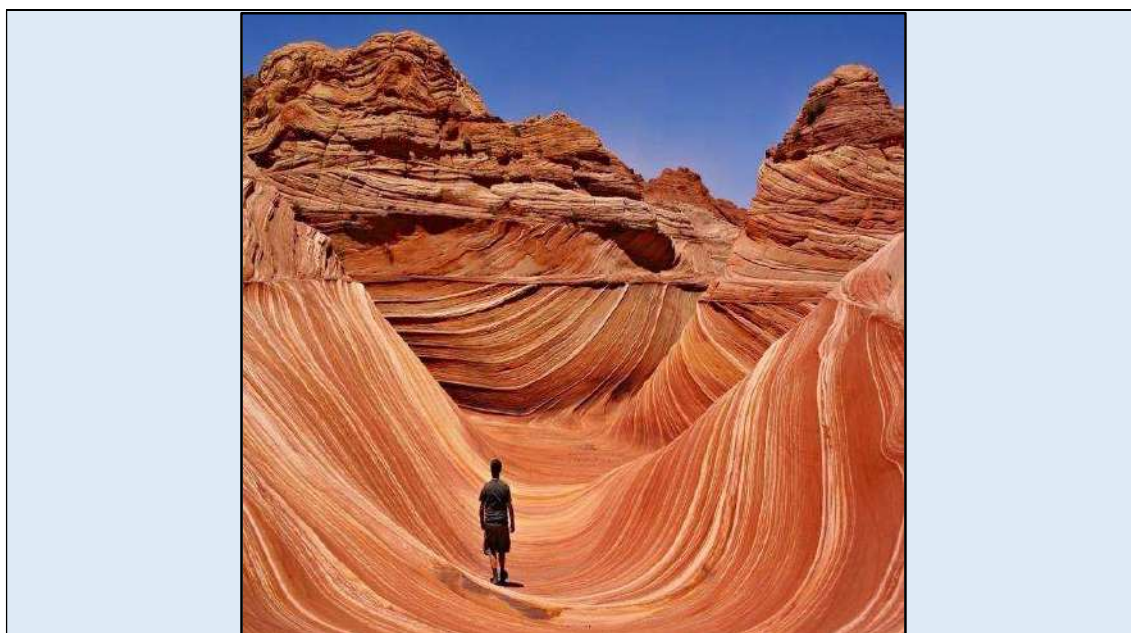


Figura 98. Típica formação arenosa na região conhecida como *The Wave* - Arizona/EUA, observando-se os arenitos avermelhados estratificados e ondulados.

Fonte: <https://jp-lugaresfantasticos.blogspot.com.br/2011/12/fantastica-formacao-de-coyote>.

Os principais ambientes de sedimentação onde são formados os depósitos arenosos e os arenitos compreendem o sistema deposicional continental (ambientes fluvial, lacustre e eólico), o sistema deposicional transicional costeiro (ambientes praias, estuarino e eólico costeiro), bem como, no sistema deposicional marinho ou oceânico das seqüências turbidíticas do talude continental, além dos ambientes neríticos.

Os arenitos podem ocorrer maciços ou estratificados, com estrutura plano-paralela, truncada, horizontal, vertical, ondulada e inclinada, cujos estratos apresentam espessuras e cores variadas. Pela sua alta porosidade e permeabilidade, os arenitos costumam se converter em excelentes aquíferos, tomando-se como exemplo o Aquífero Guarani na região Sul do Brasil.

►⁶Arcósio (ou arenito arcosiano) é um arenito de coloração cinza ou róseo avermelhada (**Figura 99**), com grãos de areia média a grossa, composto de minerais de quartzo e no mínimo 25% de feldspato potássico.

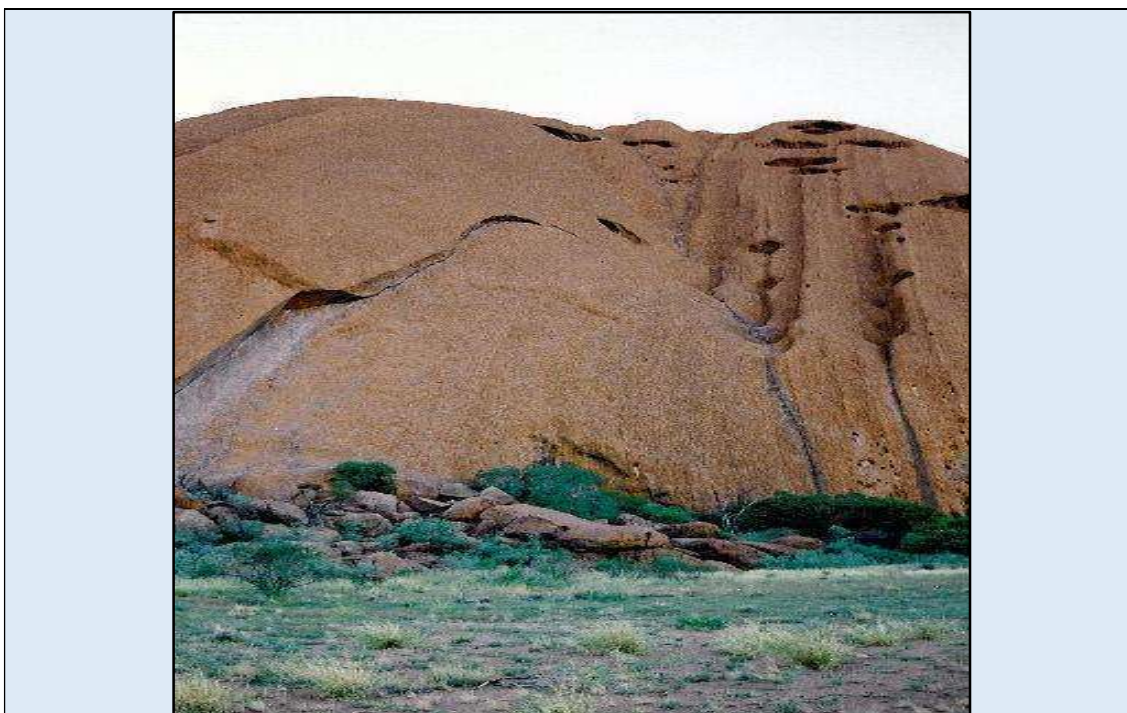


Figura 99. Afloramento de arenito arcosiano na localidade de *Ayres Rock (The Rock)*, próximo à cidade de *Yulara* – região central da Austrália.

Fonte: <http://www.earthscienceworld.org/imagebank/search/lightbox2.html?ID=he2atn>.

►⁷Grauvaca é um arenito de coloração cinza-média à escura e esverdeada (**Figura 100**), composto de grãos de areia com granulometria variada, com matriz pelítica (silte e argila). O selecionamento das grauvacas é baixo, podendo conter quartzo, feldspato e fragmentos de rochas sedimentares e metamórficas de baixo grau, como folhelho, siltito, ardósia, filito e mica-xistos. Comumente as grauvacas são maciças, entretanto podem apresentar raramente estratificação gradacional. São típicas de áreas de clima frio e glacial, com intemperismo químico restrito ou ausente.



Figura 100. Grauvaca de coloração cinza-escuro com tons esverdeados.

Fonte: <https://www.pinterest.pt/pin/441282463468352882/?lp=true>.

5.2.3. Rochas sedimentares clásticas pelíticas

Compreendem as rochas formadas na maioria de sedimentos microclásticos ou lutáceos, com partículas que variam desde silte a argila. Destacam-se as seguintes rochas: ⁸siltito (*siltstone*), ⁹argilito (*argillite*), ¹⁰lamito (*mudstone*), ¹¹folhelho (*shale*) e ¹²loessito (*loess*).

► ⁸Siltito é uma rocha sedimentar clástica pelítica de ambientes de baixa energia, como lagoas, lagunas, planícies de inundação, estuários, pântanos e oceanos profundos, formada pela deposição e litificação de sedimentos com grãos de tamanho silte, intermediário entre os tamanhos areia e argila (diâmetro de 0,0625 até 0,00391mm). Quando associado às areias, o siltito é denominado de siltito arenoso e, quando associado às argilas, o siltito é denominado de siltito argiloso (**Figura 101**).

O siltito aparece nos afloramentos geológicos sem estratificação (maciço) ou com estratificação, dependendo das características do ambiente de sedimentação. A mineralogia essencial dos siltitos é constituída de fragmentos diminutos de quartzo, feldspato, micas e argilominerais, de cores variadas, com tendência para tonalidades cinza e bege. Os siltitos são ásperos ao tato quando comparados com os argilitos (**Figura 101**).

► ⁹Argilito é uma rocha sedimentar pelítica de ambientes de baixa energia como lagoas, lagunas, planícies de inundação, estuários, pântanos e oceanos profundos, formada pela deposição e litificação de sedimentos com grãos de tamanho argila, o menor sedimento clástico de todos com diâmetro menor que 0,00391mm. Quando associado às areias, o argilito é denominado de argilito arenoso e quando associado aos siltes, o argilito é denominado de argilito siltoso.

O argilito é uma das rochas sedimentares mais abundantes, sendo potencialmente fossilífera, tendo em vista o tamanho diminuto dos seus grãos.

Podem ocorrer maciças ou estratificadas, exibindo orientação dos argilominerais foliados, geralmente de composição química à base de sílica e alumínio com presença de água (caulinita, esmectita, montmorillonita, ilita). De todas as rochas sedimentares clásticas, a untuosidade de seus grãos ressalta ao se observar e tocar a rocha. A coloração dos argilitos é variada, desde tons branco, bege, cinza, preto, amarelo, verde ou avermelhado.



►¹⁰Lamito é uma rocha sedimentar pelítica formada da diagênese de lamias (silte e argila em ambiente aquoso). A principal característica do lamito é a ausência de estratificação quando comparado com o folhelho. Dependendo do ambiente de sedimentação, os lamitos poderão apresentar cores mais claras (ambientes oxidantes) (**Figura 102**) e cores mais escuras (ambientes redutores).

Os minerais que compõem os lamitos são idênticos aos minerais encontrados nos siltitos e argilitos, ou seja, quartzo, feldspato e argilominerais como caulinita, esmectita, montmorillonita e ilita, dentre outros. Em fundos oceânicos rasos e profundos, os lamitos são provenientes da diagênese (cimentação e compactação) de vasas inorgânicas e organógenas.

►¹¹Folhelho é uma rocha sedimentar pelítica formada da diagênese por compactação de lamias (silte e argila em ambiente aquoso). A compactação é o principal processo de litificação dos sedimentos mais finos, provocada pela compressão dos sedimentos sob o peso daqueles sobrepostos, que resulta na redução da porosidade.



Figura 102. Lamito fotografado pelo jipe-robô *Curiosity* da Nasa em Marte, sugerindo-se presença de minerais de argila e sulfatos e possível presença dos elementos químicos enxofre, nitrogênio, hidrogênio, oxigênio, fósforo e carbono.

Fonte: <https://astronomy-universo.blogspot.com/2013/03/curiosity-da-nasa-encontra-evidencias.html>.

A principal característica do folhelho é a presença de estratificação (fissilidade) quando comparado com o lamito (**Figura 103**). A fissilidade é oriunda da orientação paralela dos constituintes micáceos durante o processo de deposição, compactação e com a concomitante recristalização. Apesar de que o termo folhelho se aplica às rochas sedimentares compostos de uma mistura de silte e argila (lama), existem folhelhos siltosos e folhelhos argilosos, formados exclusivamente de grãos do tamanho silte e argila, respectivamente.



Figura 103. À esquerda, folhelho pirobetuminoso da Formação Irati (Permiano superior), em São Mateus do Sul/PR, Brasil; à direita, folhelho de Burgess, da Formação Stephen, um folhelho fóssilífero do Cambriano, das Rochosas da Colúmbia Britânica, Canadá.

Fonte: <https://br.pinterest.com/>.

Fonte: https://pt.wikipedia.org/wiki/Folhelho_Burgess.

As cores dos folhelhos são variadas: amarelada, vermelha, parda, acastanhada, cinzenta a negra e até esverdeada, contendo argilominerais como minerais essenciais e minerais acessórios como carbonatos, pirita, enxofre e gipsita, dentre outros.

Os folhelhos são rochas potencialmente fossilíferas e podem ser classificados em carbonosos (carvão/hulha), betuminosos e pirobetuminosos, esses últimos se confundindo com os xistos betuminosos, que na verdade são folhelhos. No folhelho betuminoso, a matéria orgânica é o betume, enquanto no folhelho pirobetuminoso a matéria orgânica é o querogênio.

►¹²Loessito é uma rocha sedimentar pelítica encontrada em alguns países da Europa (França e Países Baixos), setor central dos Estados Unidos e, principalmente, na China, nas proximidades do rio Amarelo. É considerada uma rocha sedimentar clástica pelítica com frações finas (0,05 a 0,01 mm de diâmetro), derivada da digênese a partir do depósito de *loess* (Figura 104). A cor do loessito é amarela, formado no ambiente periglacial, isto é, tem fonte no ambiente glacial, sendo transportado pela ação eólica para ambientes periglaciais. É difícil a distinção entre o depósito de *loess* e a rocha loessito pela contemporaneidade durante sua formação.



Figura 104. Depósito de *loess* ou loessito que aflora em *Palouse*, no sudeste de *Washington/EUA*, formado de sedimento fino de alta umidade, onde ocorre o cultivo de trigo apesar da baixa precipitação pluviométrica da região.

Fonte: <http://geographyjourney.blogspot.com/2014/09/day-2-inland-empire.html>.

Os sedimentos são muito férteis, cheio de nutrientes, principalmente para uso nas atividades agrícolas (plantio de cereais), como milho e trigo. Entretanto o solo originado do loessito é muito frágil suscetível à erosão podendo formar terrenos ravinados e ruiniformes.

Seus minerais principais pertencem a família dos silicatos (quartzo e feldspato) e carbonatos (calcita) envolvidos em uma matriz fina argilosa. É uma rocha pouco ou nada estratificada, formando imensos paredões verticais, sendo típicos de regiões de clima úmido e relevo suave

5.2.4. Rochas sedimentares clásticas mistas

Compreendem as rochas formadas de sedimentos mistos do ponto de vista textural, com estrutura maciça e/ou estratificada, gradacional ou não, intercalando-se camadas mais grossas e camadas mais finas em específicos ambientes de sedimentação. Destacam-se as seguintes rochas: ¹³varvito (*varve*), ¹⁴turbidito (*turbidite*) e ¹⁵tempestito (*tempestite*).

► ¹³Varvito é uma rocha sedimentar pelítica (folhelho várvido), estratificada, formada em ambiente glacio-lacustre a partir de varves consolidadas. A deposição com ritmo bem definido permite que rochas desse tipo sejam também chamadas de ritmitos.

A regularidade das camadas com diferentes espessuras mostra anos de maior e menor acumulação de sedimentos glaciais. Durante os meses de maior temperatura (verão e primavera), a água de degelo transporta sedimentos arenosos ou siltosos para o interior do lago, formando lâminas ou camadas de cor cinza-claro; enquanto que nos meses de menor temperatura (outono e inverno), a superfície do lago congela e cessa o aporte de sedimentos, com a deposição de sedimentos argilosos e siltosos que estavam em suspensão, formando camadas ou lâminas cinza-escuro. Essa alternância de uma camada clara e uma escura chama-se varve e ocorre num ciclo anual. Um intervalo claro mais espesso indica a ocorrência de um verão mais quente ou prolongado, enquanto um intervalo escuro mais espesso indica a ocorrência de um inverno mais rigoroso ou prolongado.

Ocorrem ainda entremeados às camadas várvidas, clastos caídos ou seixos pingados, que correspondem à fragmentos de rochas no tamanho cascalho que adentraram ao lago pela geleira e se depositaram no meio dos sedimentos do varvito (**Figura 105**).

Bioturbação causada pelo deslocamento (rastro) de invertebrados (icnofósseis) e marcas de onda são estruturas sedimentares primárias que aparecem na superfície do varvito.

► ¹⁴Turbidito é uma rocha sedimentar clástica rítmica originada em ambientes subaquáticos de taludes continentais a partir de correntes de turbidez submarinas relacionado a fluxos gravitacionais. Os turbiditos são excelentes reservatórios de hidrocarbonetos das bacias sedimentares ao redor das margens continentais do mundo.

Caracterizam-se por apresentar estratos com continuidade lateral, acamamento regular e gradacional com afinamento dos grãos para o topo de cada estrato. Os sedimentos variam desde conglomerado até frações siltico-argilosas, com o tamanho de grão dominante sendo o de arenito médio e fino (Figura 106). É comum os turbiditos formarem sequências de deposição de sedimentos finos a médios, com estratificação rítmica e gradacional, mas um turbidito pode estar representado por apenas uma camada. Estas rochas se depositam normalmente nos contextos do talude continental e bacia oceânica, formando canais e lobos.



Figura 105. À esquerda, depósito glacio-lacustre de *varve* no *Glacier Bay National Park, Alaska*, com intercalação de estratos arenosos finos mais claros e estratos lamosos mais escuros, à direita, varvito com seixo pingado (vide círculo tracejado em cor amarela) que aflora no Parque Geológico do Varvito, município de Itu - SP/Brasil.

Fonte:

<https://woostergeologists.scotblogs.wooster.edu/2012/06/19/from-the-desert-to-the-rainforest-heading-to-alaska/>.

Fonte:

[https://pt.wikipedia.org/wiki/Varvito#/media/File:Webysther_20161118094338_Parque_Geol%C3%B3gico_o_do_Varvito.jpg](https://pt.wikipedia.org/wiki/Varvito#/media/File:Webysther_20161118094338_Parque_Geol%C3%B3gico_do_Varvito.jpg).

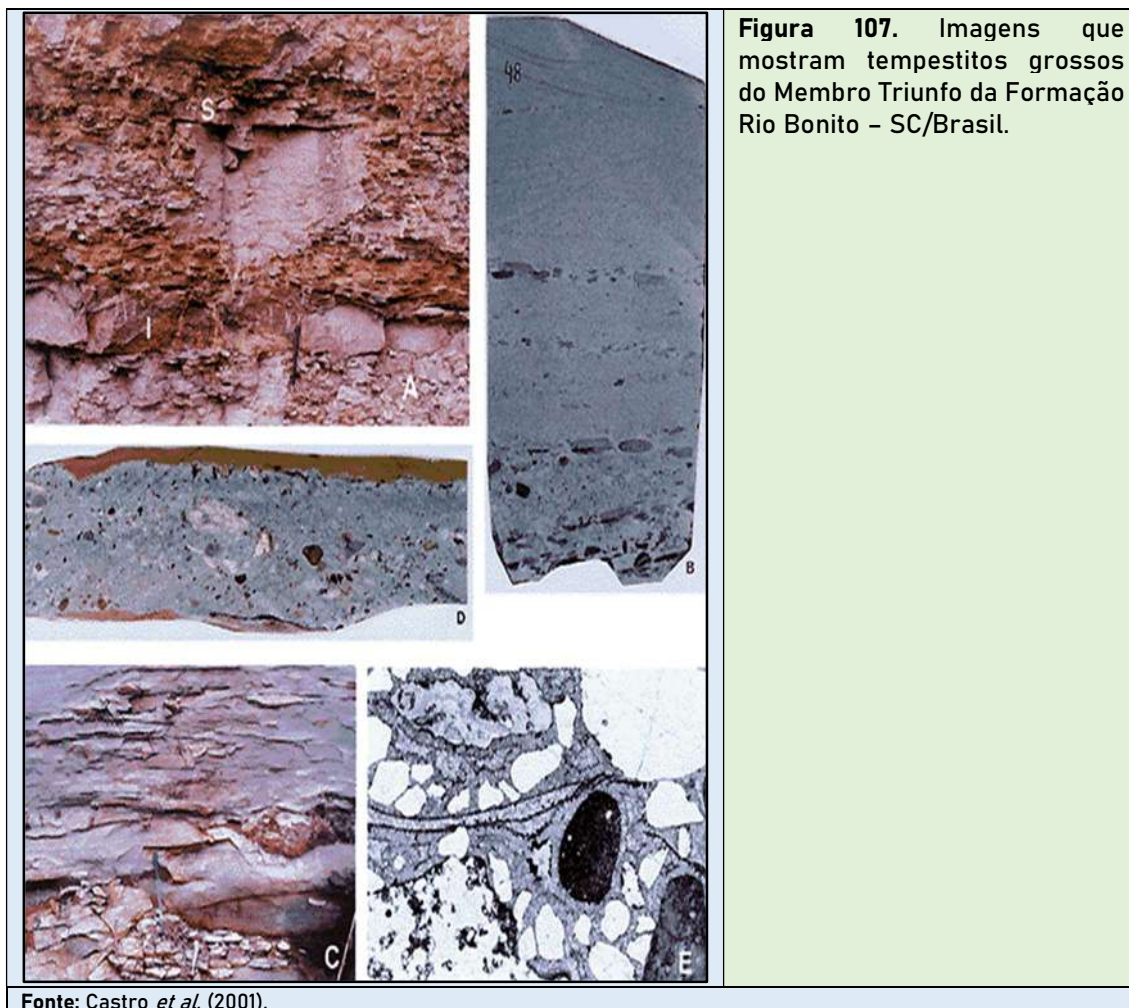


Figura 106. Sequência rítmica de turbiditos aflorando nos costões em Saint-Jean-de-Luz, Pyrénées/França.

Fonte: https://fr.wikipedia.org/wiki/Flysch#/media/File:Falaise_de_flysch.JPG.

►¹⁵Tempestito é uma rocha sedimentar clástica rítmica originada da ação de ondas de tempestade em ambiente marinho raso. As estruturas sedimentares e a granulometria granodecrescente atestam o caráter rítmico dessas rochas.

O tamanho de grão é mais grosso na base (conglomerático), diminuindo em direção ao topo da sequência (arenitos e pelitos), indicando tempestitos grossos e finos com granodescrescência do pacote sedimentar (**Figura 107**). Estratificação cruzada seguida de laminação ondulada truncada à simétrica caracterizam o tempestito.



5.3. ROCHAS SEDIMENTARES QUÍMICAS

As rochas sedimentares químicas ou iônicas são rochas formadas pela precipitação de solutos em solventes, preferencialmente água, em diversos ambientes de sedimentação aquosos, tendo como parâmetro classificador o tipo de soluto precipitado.

Nesse sentido as rochas sedimentares químicas são classificadas em rochas silicosas, carbonáticas, fosfáticas, cloretadas e ferruginosas.

5.3.1. Rochas sedimentares químicas silicosas

A principal rocha sedimentar química silícica ou silicosa é o ¹⁶silexito ou *sílex* ou *chert*.

► ¹⁶Silexito é uma rocha sedimentar química silicosa que se apresenta compacta, de granulação fina, de origem química ou bioquímica, composta de quartzo microcristalino ou criptocristalino associada a rochas carbonáticas ou sílico-carbonáticas e tonalidades variadas. Ocorre principalmente, em nódulos ou camadas originadas, muitas vezes, por silicificação, desde singenética até epigenética. Os povos primitivos (da Idade da Pedra Lascada) e os sambaqueiros usavam o silexito em pontas de flechas e outras armas e ferramentas (**Figura 108**). *Flint* é uma rocha sedimentar química silicosa criptocristalina, categorizada como uma variedade de *chert*, que ocorre como nódulos, de cores cinza escuro, preto, verde, branco ou marrom, exibindo, como o silexito, a aparência de um vidro.



Figura 108. À esquerda, ponta de projétil em silexito, encontrado no sítio Salto Caxias 5, município de Nova Prata do Iguazu-PR/Brasil; à direita, silexito encontrado no “*arenero de El Cuervo*”, na *Sevilla*, Espanha.

Fonte:
<http://www.naturezabrasileira.com.br/foto/28240>.

Fonte: <http://geologiadesevilla.blogspot.com/2014/11/el-arenero-de-el-cuervo-iii-silex.html>.

5.3.2. Rochas sedimentares químicas carbonáticas

As principais rochas sedimentares químicas carbonáticas compreendem o ¹⁷calcário (*limestone*), ¹⁸dolomito (*dolomite*, *dolostone*), ¹⁹marga (*marl*, *marlstone*) e ²⁰travertino (*travertine*).

► ¹⁷Calcário é uma rocha sedimentar química que contém acima de 30% de carbonato de cálcio (CaCO_3), na forma dos minerais calcita e aragonita. Pode ter origem geoquímica ou biogeoquímica, bastante utilizado para a construção civil, na indústria do cimento e da cal (**Figura 109**), bem como, para pavimentação de estradas, produção de fertilizantes, pedra de ornamento para pisos, paredes e monumentos.



Figura 109. Caverna para mineração de calcário na região da vila *Shiryaevo Samara*, na Rússia.

Fonte: <https://br.depositphotos.com/84198238/stock-photo-caves-for-mining-of-limestone.html>.

É uma rocha potencialmente fossilífera, de cores claras (principalmente esbranquiçada), maciça ou estratificada, encontrada nos meios marinho, fluvial, lacustre e cavernícola (**Figura 110**).

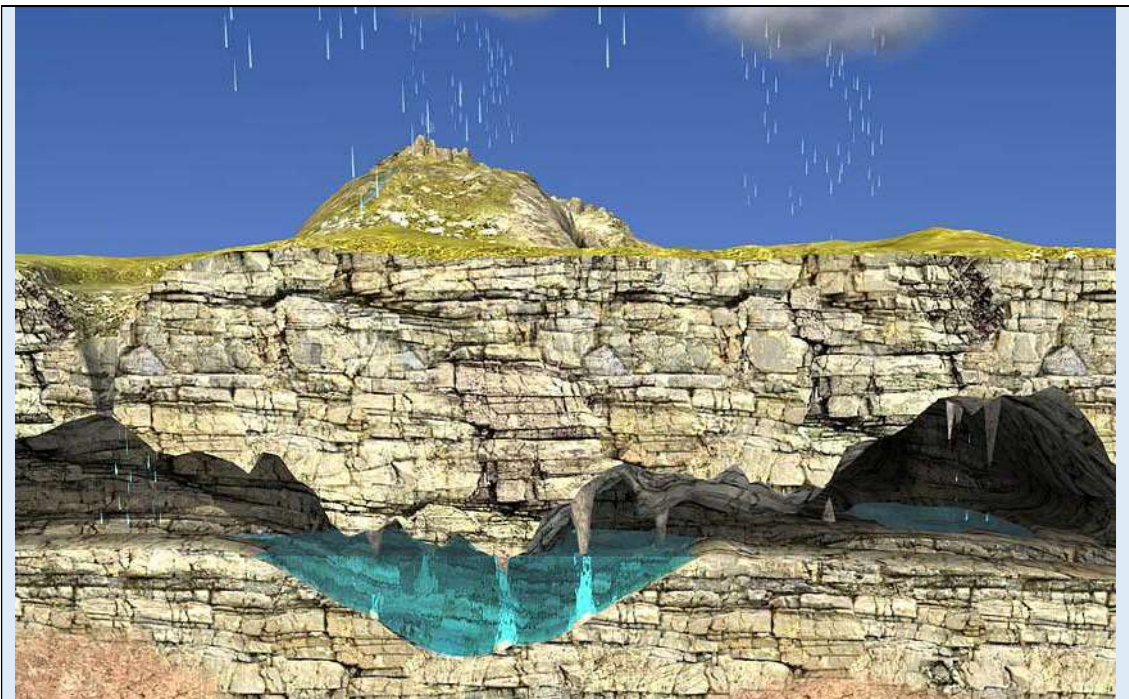


Figura 110. Exemplo típico de um relevo cárstico, observando-se o calcário fraturado, a caverna calcária e os espeleotemas formados (estalactites e estalagmites).

Fonte: https://www.mozaweb.com/pt/Extra-Cenas_3D-Relevo_carstico_intermedio-47085.

Silicatos, argilominerais, fosfatos, gipsita, glauconita, fluorita, óxidos e sulfetos são as principais impurezas químicas que o calcário pode apresentar. O relevo ou paisagem onde se encontram os calcários e dolomitos é denominado (a) de carste, destacando-se diversas feições geológico-geomorfológicas como cavernas), espeleotemas, dolinas, fraturas, sumidouros, rios subterrâneos, dentre outras.

► O ¹⁸dolomito é uma rocha sedimentar química com mais de 50% de dolomita [CaMg(CO₃)₂], na maioria das vezes associado e interestratificado com o calcário. A principal diferença entre o calcário e o dolomito é que esse apresenta cor mais escura, pela presença do magnésio. Assim mesmo, os dolomitos exibem tonalidades variadas (branco, cinzento, acastanhado, rosado), por vezes com aspecto sacaróide.

Na indústria da construção civil, o dolomito serve para fazer blocos, material para agregados, cimento, cal e rochas ornamentais. Na indústria siderúrgica, o dolomito é usado como agente de remoção de enxofre ou fósforo. Pode ser utilizado, também, como abrasivo e corretivo de solos. Os dolomitos são mais densos e mais resistentes ao intemperismo e à erosão quando comparado aos calcários. O calcário e o dolomito formam misturas naturais e contínuas que a Petrologia Sedimentar os reúne na série calcário-dolomito.

Tal como o calcário, os dolomitos podem estar presentes em ambientes cavernícolas e originar espeleotemas de rara beleza (**Figura 111**).



Figura 111. Lapa Terra Ronca localizada no extremo Nordeste de Goiás/Brasil, onde afloram dolomitos com diversos espeleotemas destacando-se as estalactites, estalagmites, colunas, flores de calcita, pérolas de dolomita e travertinos. A gruta ou lapa fica situada no Parque Estadual de Terra Ronca.

Fonte: <https://www.megacurioso.com.br/turismo-e-viagens/102237-cavernas-de-terra-ronca-elas-sao-espetaculares-e-ficam-aqui-no-brasil.htm>.

► A ¹⁹marga é uma rocha sedimentar química carbonática fina (tipo de calcário), pouco estratificada, composta de uma mistura de calcita, dolomita e minerais argilosos, com vestígios de quartzo, micas, gipsita e resíduos carbonosos. Contém 35% a 60% de argila, usada em olarias, composição do cimento e agricultura. Sua cor varia desde muito clara a cinzenta escuro, acastanhada e avermelhada (**Figura 112**). Formada nos ambientes de sedimentação marinho e lacustre, apresenta frequentemente estruturas sedimentares, fósseis e concreções.



Figura 112. Exemplo de uma marga.

Fonte: <https://pt.dreamstime.com/foto-de-stock-pedra-da-marga-image58523232>.

► O ²⁰travertino é uma rocha sedimentar química carbonática (tipo de calcário), resistente, com estrutura concêntrica ou fibrosa, formada por rápida precipitação química de carbonato de cálcio, apresentando bandas compactas, paralelas entre si, nas quais se observam pequenas cavidades (**Figura 113**).



Figura 113. Detalhe da rocha sedimentar química carbonática travertino, cujo nome deriva do latim "*lapis tiburtinus*", a "pedra Tivoli", assim definida porque extraída das encostas das montanhas *Tivoli*, na Itália.

Fonte: <http://www.ianiri.it/general/ianiri-informa-general/il-travertino-romano-lo-sapevi-che/>.

Os principais minerais são calcita, aragonita e limonita, com tonalidades diversas com predomínio do bege claro. Graças à sua extraordinária compactação, resistência e elasticidade, torna-o um material adequado para muitas aplicações, adequado para ambientes internos e externos, sendo o principal uso do travertino como pedra ornamental em arquitetura, em estado natural ou polida, aplicada em interiores, exteriores e em decoração. Exemplos desse uso podem ser observados no Coliseu de Roma (Itália) e na Basílica de São Pedro (Vaticano). Pode ser denominado comercialmente como mármore travertino (**Figura 114**).

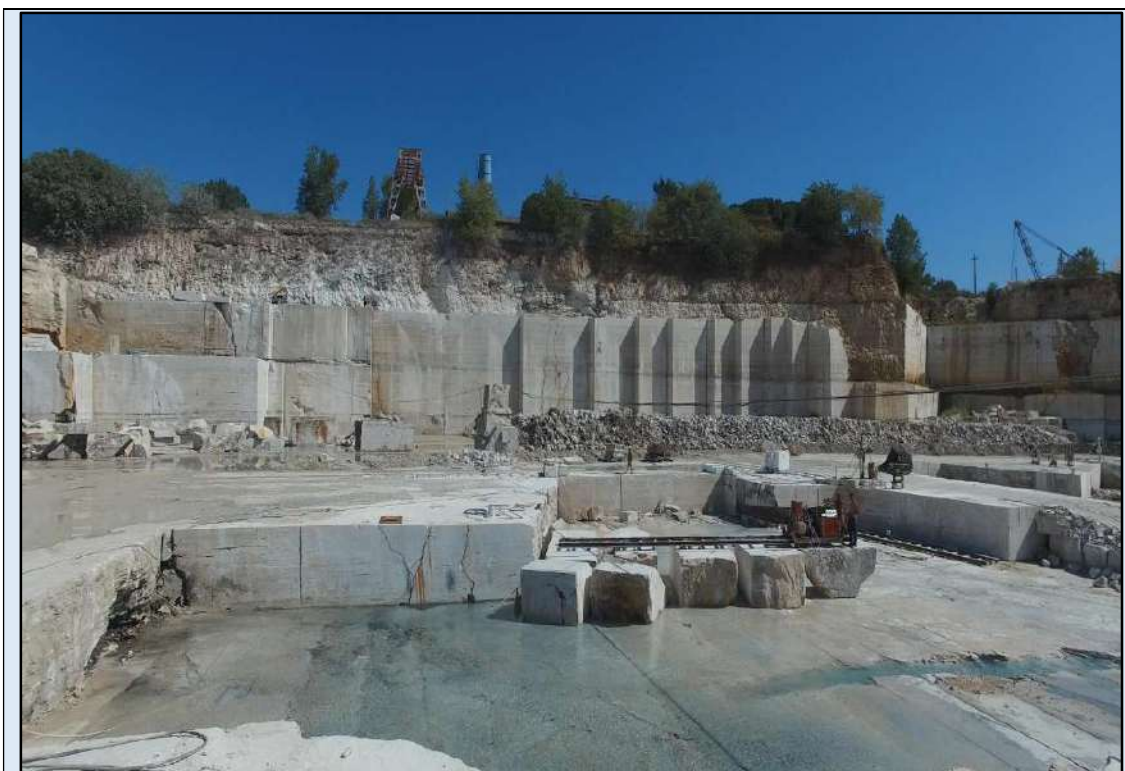


Figura 114. Jazida de exploração do travertino ou travertino romano, em *Tivoli*, Itália, que tem fornecido material de construção de muitos edifícios monumentais da antiguidade romana e da Roma papal, como templos, aquedutos, monumentos, complexos térmicos e anfiteatros, incluindo o Coliseu, a famosa Colunata da Praça de São Pedro em Roma (1656-1667) e a colunata externa da Basílica de São Pedro.

Fonte: <https://www.pascucci.com/it/cave-travertino-tivoli.html>.

5.3.3. Rochas sedimentares químicas fosfáticas

A principal rocha sedimentar química fosfática é o ²¹fosforito (*fosforite*) também denominado de fosforita, apesar de fosforita ser a denominação do mineral.

► ²¹Fosforito é uma rocha sedimentar química fosfática cujos principais minerais são a fluorapatita carbonatada e a fosforita. A fosforita é uma variedade fibrosa da apatita se constituindo num fosfato tricálcio de origem sedimentar, geralmente associada a carbonatos de cálcio e magnésio, óxidos de ferro e alumínio e traço de urânio.

O fosforito é uma rocha estratificada na forma de lâminas, nódulos, oólitos e fragmentos de ossos e conchas, que possibilita classificá-la de origem poligenética: química e zoógena. Apresenta estrutura amorfa ou criptocristalina, de consistência arenosa ou argilosa. A maioria das jazidas fosfatadas naturais tem origem em rochas ígneas continentais. Entretanto, os fosforitos também podem ter origem marinha, formada nas bordas das plataformas continentais (**Figura 115**) e na porção superior dos taludes continentais, nos topos de montanhas e platôs submarinos (**Figura 116**).



Figura 115. Aspecto macroscópico do fosforito areno-pelítico rico em fosfato sedimentar e óxidos de manganês, um precipitado fosfático primário originado na plataforma continental de baixa energia.

Fonte: Lima *et al.* (2007).

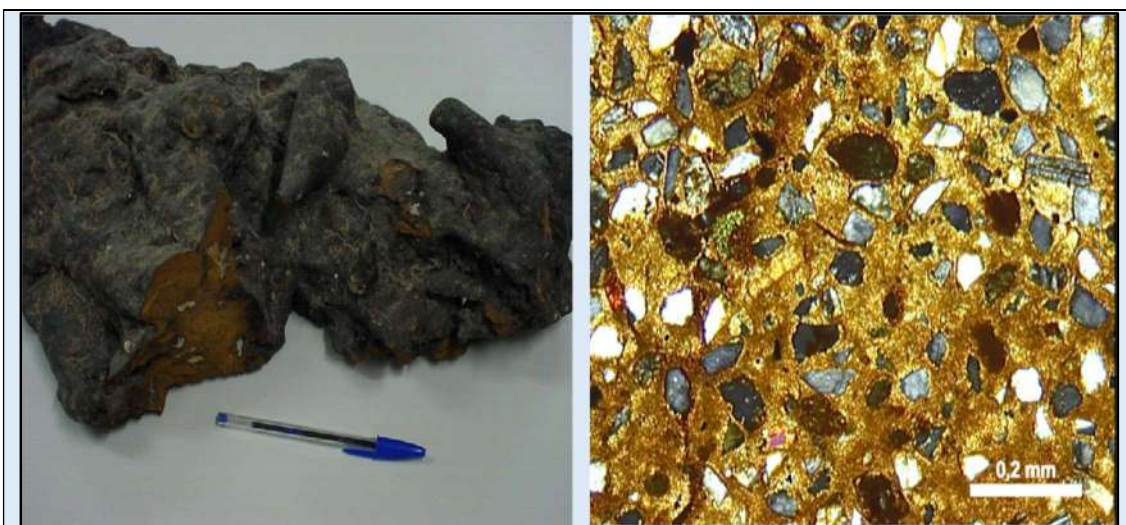


Figura 116. Aspecto macroscópico (esquerda) e microscópico (direita) do fosforito coletado na margem continental Sul brasileira (profundidade entre 420 e 490m), cujos principais minerais encontrados são dolomita carbonática na matriz fosfática e outros minerais acessórios como quartzo, glauconita, philipsita, barita, fluorapatita carbonática e clorapatita.

Fonte: Abreu *et al.* (2014).

5.3.4. Rochas sedimentares químicas cloretadas

A principal rocha sedimentar química cloretada é o ²²evaporito (*evaporite*).

► O ²²evaporito corresponde à rocha sedimentar química formada pela cristalização e precipitação química dos sais dissolvidos em um meio aquoso, devido a um processo de evaporação. Pode ser de origem continental ou marinha, apresentando como principais minerais no evaporito continental de lagos salgados, a bleodita, epsomita, gaylussita, glauberita, thernardita, mirabilita, gipsita, halita e anidrita (**Figura 117**). No evaporito marinho de bacias rasas fechadas, os principais minerais são gipsita, calcita, anidrita, halita, silvita, carnalita, langbeinita, polihalitsa e kainita.

As cores são variadas devido as impurezas químicas, podendo apresentar tonalidades esbranquiçada, amarelada e, por vezes, avermelhada. Sal-gema é o nome que se dá ao cloreto de sódio, acompanhado de cloreto de potássio e de cloreto de magnésio, que ocorre em jazidas continentais ou marinhas da superfície terrestre. Quando puro é incolor, transparente, brilho vítreo, baixa densidade, salgado e extremamente solúvel em água. O sal-gema tem larga aplicação nas indústrias química e alimentar.



Figura 117. Evaporitos do Vale da Morte no deserto de *Mojave*, na Califórnia/EUA. Observe os enormes fragmentos de rocha que se movimentam naturalmente na superfície do terreno, cuja origem está ligada à anômala precipitação pluviométrica da região que forma uma película de água sobre o terreno seco, criando um lago superficial. O congelamento e descongelamento do lago associado à ação dos ventos faz com que os fragmentos rochosos se movimentem lentamente no lago deixando os rastros impressos na superfície.

Fonte: <http://jnettropical.blogspot.com/2012/12/as-pedras-que-se-movem-sozinhas-vale-da.html>.

5.3.5. Rochas sedimentares químicas ferruginosas

A principal rocha sedimentar química ferruginosa é o ²³jaspilito (*ironstone*), também denominado de itabirito, taconito ou BIF (formação ferrífera bandada).

► O ²³jaspilito é uma rocha sedimentar química, metassedimentar ou vulcanoquímica finamente estratificada, apresentando camadas de óxidos de ferro (hematita e magnetita) ritmicamente alternadas com camadas diferenciadas de carbonatos ou silicatos (quartzo, anfibólio, *chert*). O bandeamento típico é caracterizado pela repetição de camadas ricas em óxido de ferro com cor cinza à preta, alternando com bandas pobres em óxido de ferro, geralmente de cor vermelha ou branca, de espessuras milimétricas ou centimétricas (**Figura 118**). Consiste em importante reserva de minério de ferro continental.



Figura 118. Jaspilito ou pedra de ferro da Austrália, uma rocha antiga, bandada e rica em ferro, devido à disponibilidade do oxigênio produzido pelos primeiros organismos fotossintéticos, como as cianobactérias.

Fonte: Bill Bachman (Science Photo Library). <https://www.sciencephoto.com/media/168747/view>.

5.4. ROCHAS SEDIMENTARES ORGANÓGENAS

As rochas sedimentares organógenas (orgânicas ou biólitos) são rochas formadas pela substituição da matéria orgânica vegetal ou animal pela matéria mineral (inorgânica) em diversos ambientes de sedimentação aquosos, tendo como parâmetro classificador a natureza da matéria orgânica original. Dentre as rochas sedimentares são as únicas que podem ser classificadas como caustobiólitos, isto é, rochas que podem gerar energia.

Nesse sentido as rochas sedimentares organógenas são classificadas em rochas fitógenas e zoógenas.

5.4.1. Rochas sedimentares orgânicas fitógenas

São rochas sedimentares que foram originadas da matéria orgânica vegetal. Compreendem a série de incarbonização após a turfa (formado pelo aumento da porcentagem de carbono e a diminuição da quantidade de água e de substâncias voláteis, originando o ²⁴linhito (*lignite*), depois o ²⁵carvão ou hulha (*coal*) e o ²⁶antracito (*antracite*), além do ²⁷diatomito (*diatomite*) e da ²⁸madeira petrificada (*petrified wood*).

► O ²⁴linhito é uma rocha sedimentar organógena fitógena, que corresponde ao 1º estágio da série de incarbonização após a turfa (**Figura 119**), rico em detritos vegetais, de cor preta ou marrom-escuro, fraco poder calorífico, alto teor de água e matérias voláteis. Também denominado de lignito, antecede o carvão mineral ou hulha na referida série, sendo considerada uma rocha combustível (caustobiólito), com conteúdo de carbono entre 25% e 35%, alta umidade e conteúdo de cinzas entre 6% e 19%.

► O ²⁵carvão é uma rocha sedimentar organógena fitógena, que corresponde ao 2º estágio da série de incarbonização após a turfa (**Figura 119**), rico em detritos vegetais de plantas tropicais e subtropicais, de cor preta, alto poder calorífico, baixo teor de água e matérias voláteis. Também denominado de hulha ou carvão mineral, antecede o antracito na referida série, sendo considerada uma rocha combustível (caustobiólito).

Apresenta estrutura estratificada em camadas plano-paralelas horizontais, sendo composto basicamente por carbono, enxofre, hidrogênio, oxigênio e nitrogênio. Quanto maior o teor de carbono, mais puro se considera.

É extraído do solo por mineração a céu aberto ou subterrânea, muito usado em usinas termoelétricas e indústrias de siderurgia, sendo considerado um recurso mineral não renovável. Ainda são conhecidos outros tipos de carvão, entretanto todos de origem orgânica: carvão vegetal, carvão de animal e carvão de fuligem. O carvão vegetal é obtido por meio da destilação seca da madeira; o carvão de animal é obtido por meio da calcinação ou destilação seca de ossos de animais; o carvão de fuligem ou em pó, é obtido em combustões incompletas de metano e acetileno.

► O ²⁶antracito é uma rocha sedimentar organógena fitógena, que corresponde ao 3º estágio da série de incarbonização após a turfa (**Figura 119**), sendo considerada uma rocha combustível (caustobiólito). Apresenta brilho lustroso, cor muito negra, alto conteúdo de carbono (entre 92% e 98%), alto poder calorífero e baixo conteúdo de substâncias voláteis, queimando sem chama e sem cheiro.

Além de ser combustível, o antracito também é largamente utilizado em filtros de tratamento de água funcionando com taxas de filtração maiores, logo, com menor área de filtração, menor volume de material filtrante e menor consumo de água de lavagem.

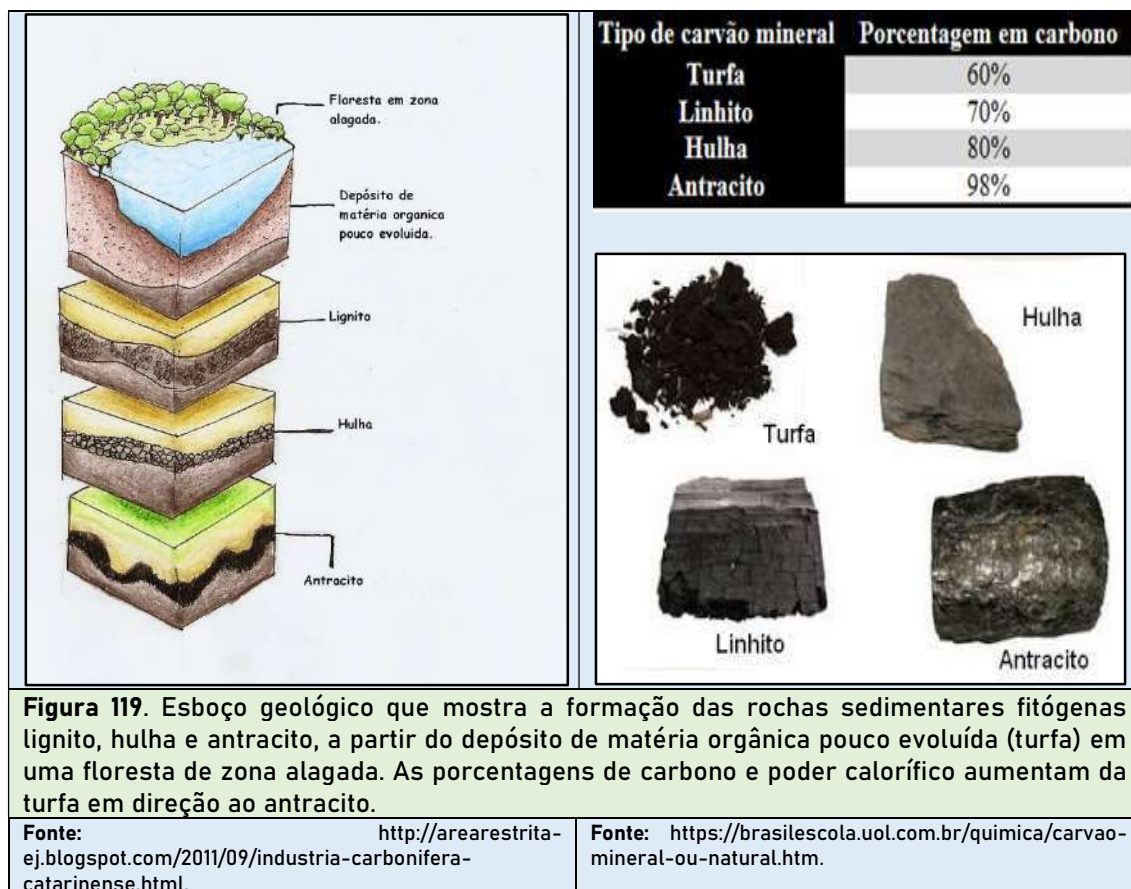


Figura 119. Esboço geológico que mostra a formação das rochas sedimentares fitógenas lignito, hulha e antracito, a partir do depósito de matéria orgânica pouco evoluída (turfa) em uma floresta de zona alagada. As porcentagens de carbono e poder calorífico aumentam da turfa em direção ao antracito.

► O ²⁷diatomito é uma rocha sedimentar organógena fitógena, também chamada de terra de diatomáceas, deriva de um composto não combustível (acaustobiólito), formada pelo acúmulo de frústulas de carapaças de algas diatomáceas. As diatomáceas são algas unicelulares marinhas e lagunares, microscópicas, plantônicas, cobertas por carapaça de sílica hidratada (**Figura 120**). É uma rocha muito porosa, pura, maciça e estratificada, pulverulenta e de baixa densidade, composta de minerais silicosos (opala). O diatomito é inodoro, insípido, opaco, quebradiço, insolúvel em ácidos exceto o ácido fluorídrico e apresenta cor variada desde branca, creme, cinza, marrom e esverdeada.

► A ²⁸madeira petrificada é uma rocha sedimentar organógena fitógena, acaustobiólito, que corresponde a matéria vegetal fossilizada pela silicificação, isto é, penetração e fixação de sílica no material orgânico. Também chamada de madeira silicificada, madeira fossilizada, madeira agatizada, xilopala, árvore de pedra, floresta petrificada (**Figura 121**) tem na calcedônia, ágata, opala e quartzo, os principais constituintes minerais responsáveis pela substituição da holocelulose pela matéria inorgânica (ácidos silícicos).

A rocha geralmente aparece em tons de marrom, mas pode ser listrada de preto e cinzento. A madeira petrificada pode ser usada como bioterapia, auxiliando pessoas que sofrem de arteriosclerose, artrite, reumatismo, senilidade e no combate a coágulos sanguíneos.

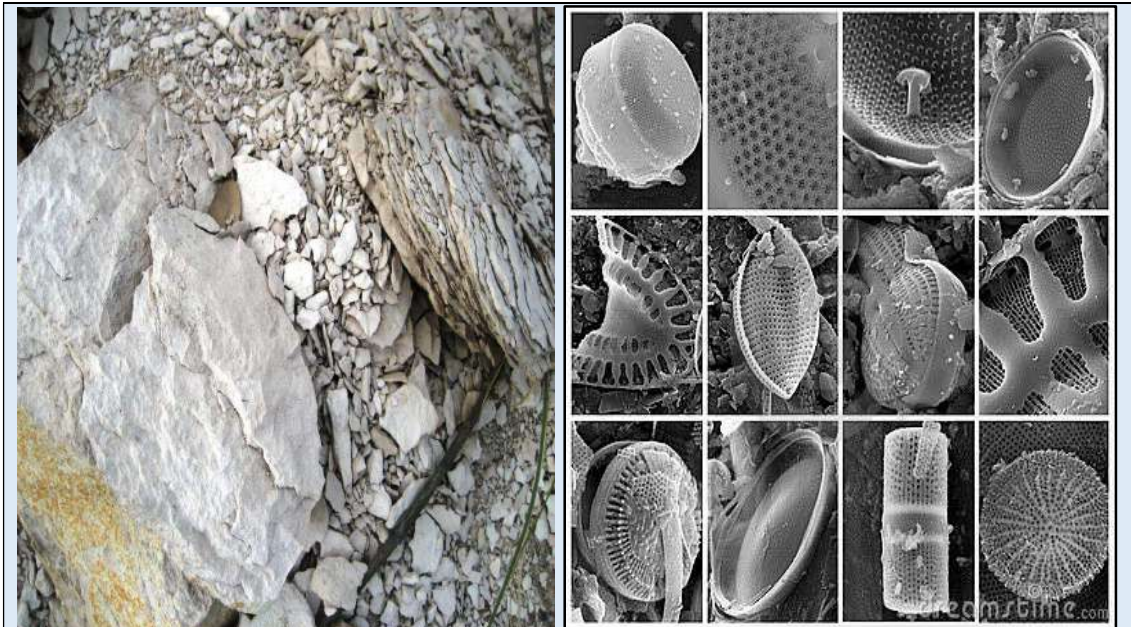


Figura 120. À esquerda, diatomito explotado na mina de giz em Rio Maior em Portugal, uma rocha organogénica sedimentar pouco densa, muito porosa e absorvente, formada no Plioceno, pela precipitação das carapaças de algas diatomáceas, que aparecem à direita.

Fonte: <http://rio-maior-cidadania.blogspot.com/2011/10/mina-de-giz-em-rio-maior.html>.



Figura 121. Vista geral do Parque Nacional da Floresta Petrificada, localizado no Nordeste do estado do *Arizona*, entre os condados de *Apache* e *Navajo*, Estados Unidos, onde afloram na superfície do terreno em um altitude 1.600m, fósseis de árvores caídas que viveram no Triássico, cerca de 225 Ma AP (225 milhões de anos antes do presente).

Fonte: <https://jp-lugaresfantasticos.blogspot.com/2016/04/parque-nacional-da-floresta-petrificada.html>.

5.4.2. Rochas sedimentares orgânicas zoógenas

Representam as rochas sedimentares que foram originadas da matéria orgânica animal. Compreendem o ²⁹calcário (*limestone*) e a ³⁰coquina (*coquina*).

► O ²⁹calcário é uma rocha sedimentar organógena zoógena, acaustobiólito, formada pelo acúmulo de organismos que contém carbonato na sua estrutura, nos ambientes marinho e lagunar. São citadas diversas formas de calcários zoógenos: comuns, recifais e oolíticos. O comum geralmente é maciço e de cor diversa (branca, negra, bege, amarela, cinzenta, vermelha, castanha e cor-de-rosa), formado de calcita a partir de fragmentos de conchas. O recifal é formado de restos de polípeiros (coraliários) unidos por um cimento natural carbonático. O oolítico é esbranquiçado, produto da precipitação de calcita em capas concêntricas em volta de partículas argilosas e microorganismos suspensos na água. O *chalk* é um calcário branco puro, formado a partir da calcita, podendo conter também pequenas quantidades de argilominerais e quartzo. Possui micro e macro fósseis, que incluem moluscos como amonites, bivalves e equinóides (**Figura 122**).



Figura 122. Falésia esculpida em calcário (*chalk*) que aflora no sul da Inglaterra.

Foto: Piero Izzo via Flickr.com. <http://www.collecting-rocks-and-minerals.com/organic-sedimentary-rock.html>.

► A ³⁰coquina é uma rocha sedimentar organógena zoógena, acaustobiólito, composta de fragmentos transportados e desgastados de conchas de moluscos, trilobitas, braquiópodes e outros invertebrados, unidos por cimentos silicosos e carbonáticos (**Figura 123**). A cor e consistência da coquina varia de acordo com as diferentes proporções, assim como os tipos de areia e outros componentes. A coquina é composta principalmente de calcita, podendo ainda ocorrer apatita. A coquina é usada na construção civil, como pedra decorativa e paisagística.



Figura 123. Afloramento de coquina na praia de *Washington Oaks State Gardens, Florida/EUA.*

Fonte: https://en.wikipedia.org/wiki/Coquina#/media/File:Washington_Oaks_Gardens_coquina01.jpg.

Referências Capítulo 5

CASTRO, J. C.; ROHN, R.; CASTRO, M. R.; TOLEDO, C. E. V. 2001. Camadas de tempestito grosso (*coarse grained storm beds*): exemplos do Permiano da Bacia do Paraná. *Revista Escola de Minas*, **54(3)**.

DOTT, R. H. 1996. Wacke, graywacke and matrix - what approach to immature sandstone classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, **34**:625-632.

FLINT, R. F.; SANDERS, J. E.; RODGERS, J. 1960. Diamictite, a substitute term for symmictite. *Geological Society America Bulletin*, **71**:1809-1810.

LIMA, O. N. B.; UHLEIN A.; BRITTO W. 2007. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **37(4)**:204-215.

OUTRAS REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS inerentes ao tema

AYRES, A. 2014. **Geoacústica submarina: aplicação de métodos geofísicos acústicos na investigação do fundo marinho**. Apostila da disciplina Geoacústica Submarina e Métodos Geofísicos Associados (Doutorado em Geografia/UFSC). FLORIANÓPOLIS: UFSC.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. 1994. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. v.1. Florianópolis: Ed. UFSC.

BIGARELLA, J. J.; HARTKOPF, C.C.; SOBANSKI, A.; TREVISAN, N. 1955. Textura superficial dos grãos em areias e arenitos. *Arq. Biol. Tecn.*, **11**: 253-275.

BLATT, H.; MIDDLETON, G.V.; MURRAY, R. 1972. **Origin of sedimentary rocks**. Prentice Hall, Nova Jersey, 634p.

CASTELLO, J. P. & KRUG, L. C. 2015. **Introdução às Ciências do Mar**. Editora Textos. 602p.

DAVIES, J. L. 1980. **Geographical variation in coastal development**. 2^{ed}. Londres: Longman. 212p.

DAVIS JR., R. A. 1985. **Coastal sedimentary environments**. 2^{ed}. Springer-Verlag. 716p.

DAVIS, R. A. 1978. **Coastal sedimentary environments**. New York: Springer-Verlag. 420p.

GUERRA, A.T. 1987. **Dicionário geológico-geomorfológico**. 7.^{ed}. Rio de Janeiro: IBGE.

KING, C. A. M. 1959. **Beach and coasts**. London: E. Arnold Publ. 403p.

KOMAR, P. D. 1976. **Beach processes and sedimentation**. Englowood Cliffs: Prentice-Hall. 429p.

LEEDER, M. R. 1982. **Sedimentology: process and products**. London: G. Allen & Unwin. 344p.

MEDEIROS, R. A.; SCHALLER, H.; FRIEDMAN, G. M. 1971. **Fácies sedimentares - análise e critérios para o reconhecimento de ambientes deposicionais**. Rio de Janeiro: Departamento de Exploração e Produção, CENPES, PETROBRÁS, n.5. 123p.

MENDES, J. C. 1984. **Elementos de estratigrafia**. São Paulo: T. A. Queiroz. 566p.

PETHICK, J. 1984. **An introduction to coastal geomorphology**. London: E. Arnold. 260p.

PETTIJOHN, F. J. 1975. **Sedimentary Rocks**. 3^{ed}. New York: Harper & Row Publ. 628p.

PETTIJOHN, F.J. & POTTER, P.E. 1964. **Atlas and glossary of primary sedimentary structures**. Springer-Verlag. 145p.

REINECK, H. E. & SINGH, I. B. 1975. **Depositional sedimentary environments**. New York: Springer Verlag, 439p.

SELLEY, R.C. 1976. **An introduction to Sedimentology**. Academic Press, 408p.

SHEPARD, F.P. 1954. Nomenclature based sand-silt-clay rations. **Journal Sedimentary Petrology**, 24(3).

SUGUIO, K. 1973. **Introdução à Sedimentologia**. São Paulo: Edgard Blücher/Editora da USP.

SUGUIO, K. 1980. **Rochas sedimentares**. São Paulo: Edgard Blücher Ltda./EDUSP, 500p.

WALKER, R. G. 1979. **Facies models**. Hamilton: Geological Assoc. 211p.

WILLIAMS, H.; TURNER, F.J.; GILBERT, C.M. 1954. **Petrology**. Freeman, San Francisco. 406p.

ZENKOVICH, V. P. 1967. **Processes of coastal development**. Oliver Boyd, Edinburgh, 378p.

APÊNDICES
REGISTRO FOTOGRÁFICO, em ordem geocronológica

Nº	UTM _x	UTM _y	Rocha/Depósito	Idade
1	7025033	715137	Conglomerado	NeoProterozoico
2	7025033	715137	Arenito, conglomerado	NeoProterozoico
3	6933570	672850	Tilito	Carbonífero
4	6981300	618197	Varvito	Carbonífero
5	6933570	672850	Tilito	Carbonífero
6	6898895	647229	Arenito, folhelho	Triássico
7	6899006	636403	Arenito	Jurássico
8	7093478	737017	Depósito coluvial	Quaternário indiferenciado
9	6901977	728163	Depósito de leque aluvial	Quaternário indiferenciado
10	6771102	607295	Depósito fluvial	Quaternário indiferenciado
11	7106024	709599	Depósito fluvial	Quaternário indiferenciado
12	7101738	739127	Depósito marinho praial	Pleistoceno
13	7094665	747364	Depósito marinho praial	Pleistoceno
14	7094665	747364	Depósito marinho praial	Pleistoceno
15	6877633	729071	Depósito eólico	Pleistoceno
16	6877609	729071	Depósito eólico	Pleistoceno
17	6823312	691237	Depósito eólico	Pleistoceno
18	6823312	691237	Depósito eólico	Pleistoceno
19	6877778	729053	Depósito eólico	Pleistoceno
20	6944700	753204	Depósito eólico	Pleistoceno
21	6953467	755450	Depósito eólico, praial	Pleistoceno/Holoceno
22	6811545	664729	Depósito lagunar	Pleistoceno
23	6881016	722658	Depósito lagunar	Holoceno
24	6781502	645186	Depósito eólico	Holoceno
25	7093150	747775	Depósito eólico	Holoceno
26	6917396	737994	Depósito eólico	Holoceno
27	6866344	723585	Depósito eólico	Holoceno
28	6962234	746430	Depósito marinho praial	Holoceno
29	6983934	736173	Depósito de chenier	Holoceno
30	6877838	729134	Depósito marinho praial	Holoceno
31	6989396	741717	Depósito marinho praial	Holoceno
32	6877838	729134	Depósito marinho praial	Holoceno
33	6877838	729134	Depósito marinho praial	Holoceno
34	6947680	754147	Depósito marinho praial	Holoceno
35	6977987	734422	Depósito de baía praial	Holoceno
36	7033727	739764	Depósito marinho praial	Holoceno
37	6930775	745904	Depósito marinho praial	Holoceno
38	6836272	711967	Depósito lagunar	Holoceno
39	6831729	705960	Depósito de sambaqui	Holoceno
40	6874896	729285	Depósito tecnogênico	Antropoceno

UTM_x = latitude sul; UTM_y = longitude oeste.

(1). Litofácies conglomerado da Formação Garcia do Grupo Itajaí, um conglomerado polimítico com matriz feldspática mal selecionada. Estrutura maciça à caótica, com clastos de quartzo leitoso e fragmentos de arenitos, siltitos e felsitos, altitude de 7m (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, janeiro de 2015).



(2). Litofácies arenito e conglomerado da Formação Garcia do Grupo Itajaí, intercalação de arenito, conglomerado e siltito maciço, estratificado, mal selecionado (590 ± 7 MA U-Pb), altitude de 7m (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, janeiro de 2015).



(3). Sobreposição de duas rochas, mostrando na base o granito do embasamento cristalino (abaixo da linha tracejada de cor amarela) e no topo, o tilito (acima da linha tracejada de cor amarela), com uma discordância litológica entre as duas rochas, sendo o tilito do Grupo Itararé, Membro Rio do Sul. Estrutura dobrada e levemente estratificada no tilito, altitude 543m (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, maio de 2007).



(4). Folhelho várvido ou varvito do Grupo Itararé, Membro Rio do Sul, que aflora em Trombudo Central/SC, mostrando um seixo pingado de granito, responsável pela flexura atectônica da varve que se encontra sobreposta, altitude de 373m (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, outubro de 2008).



(5). Estrias glaciais esculpidas sobre granito do embasamento cristalino, mostrando a direção do transporte da geleira, altitude 543m (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, maio de 2007).



(6). Intercalação de arenito (entre as duas linhas tracejadas de cor amarela) e folhelho, ambas as rochas da Formação Rio do Rasto, Grupo Passa Dois, que aflora em Urubici/SC, mostrando os diastemas entre as duas rochas sedimentares, altitude de 965m (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, outubro de 2008).



(7). Inscrição rupestre em arenito da Formação Botucatu, que aflora em Urubici/SC, altitude de 1083m (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, outubro de 2008).



(8). Sedimento cascalhoso na base (abaixo da linha tracejada de cor amarela) sobreposto por sedimento lamoso no topo (acima da linha tracejada de cor amarela), do Depósito coluvial nas encostas de uma elevação na ilha de São Francisco do Sul, planície costeira Norte de Sana Catarina, altitude de 46m (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, outubro de 2014).



(9). Sedimento lamo areno cascalhoso do Depósito de leque aluvial, com presença de clastos angulosos à subarredondados de quartzo imerso em matriz fina, na planície costeira Centro-sul de Santa Catarina, altitude de 5m (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, setembro de 2014).



(10). Depósito fluvial aflorante às margens do rio Canoas, planície costeira Sul de Santa Catarina, mostrando os clastos cascalhosos de basaltos, polidos e subarredondados, imersos em matriz siltico argilosa, altitude de 20m (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, setembro de 2014).



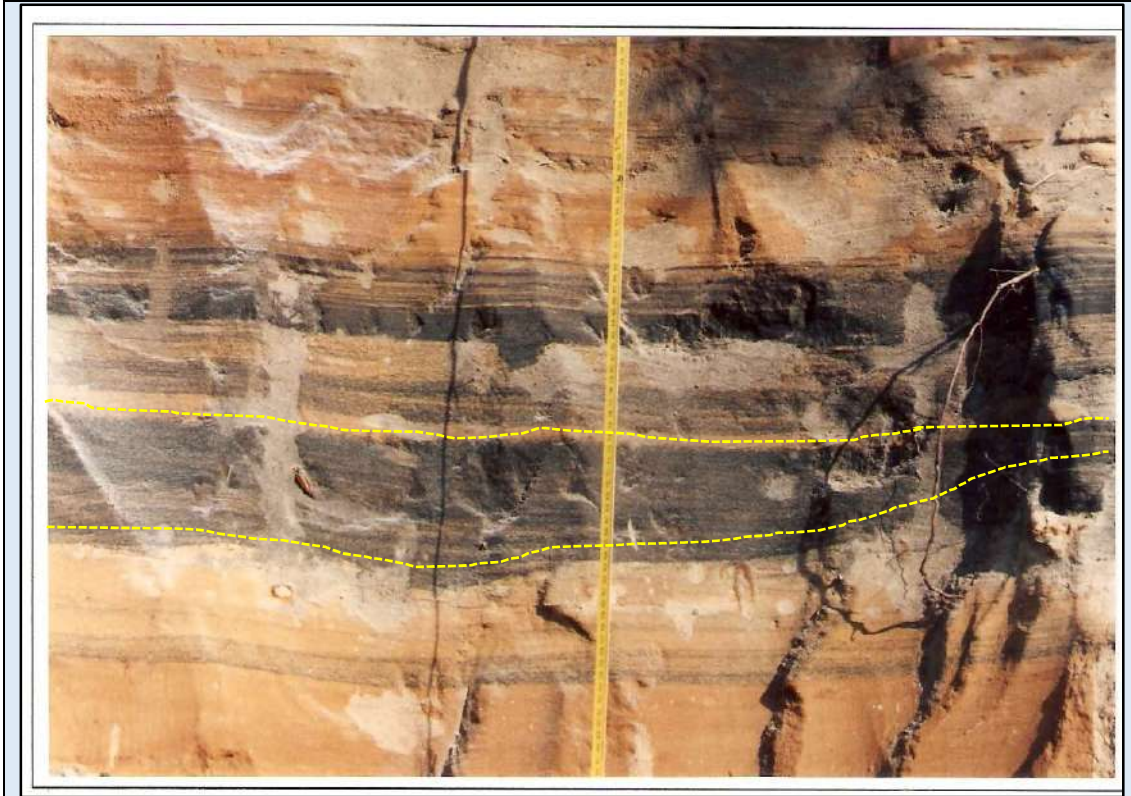
(11). Depósito fluvial aflorante às margens do rio Pirabeiraba, planície costeira Norte de Santa Catarina, mostrando os clastos cascalhosos de granitoides, subangulosos, imersos em matriz areno cascalhosa, altitude de 27m (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, outubro de 2014).



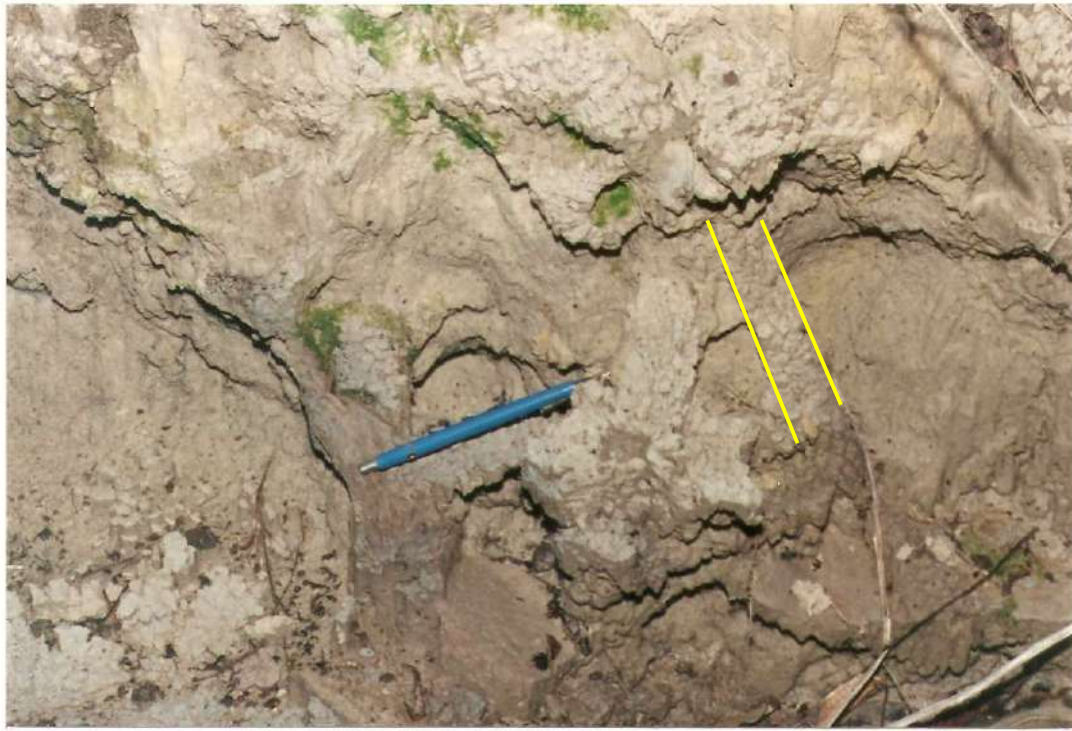
(12). Depósito marinho praiado afluente às margens da baía da Babitonga na praia do Pontal da Figueira, planície costeira Norte de Santa Catarina, mostrando a sedimentação arenosa do ambiente intermarés com tubo fóssil do crustáceo *Callinectes major*, acima do martelo, altitude de 6m (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, abril de 2009).



(13). Depósito marinho praiado afluente na falésia do terraço fluvial do rio Acaraí, na planície costeira Norte de Santa Catarina, mostrando estratos avermelhados e negros, compostos de minerais de quartzo e hematita e pesados (opacos), respectivamente, altitude de 5m (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, setembro de 1996).



(14). Depósito marinho praiado afluente na falésia do terraço fluvial do rio Acaraí, na planície costeira Norte de Santa Catarina, mostrando a sedimentação arenosa do ambiente intermarés e o bioindicador marinho raso *Callichirus major*, entre as linhas de cor amarela, altitude de 6m (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, abril de 2009).



(15). Arenito afluente na encosta granítica adjacente à praia de Muita Água, na planície costeira Centro-sul de Santa Catarina, mostrando a estratificação plano-paralela. A granulometria arenosa, a altitude de 28m, sugere uma rampa de sedimentação eólica provavelmente originada no início do Quaternário (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, junho de 2016).



(16). Arenito aflorante na encosta granítica adjacente à praia de Muita Água, na planície costeira Centro-sul de Santa Catarina, mostrando arenito maciço negro, rico em minerais opacos e pesados, em uma altitude de 33m, sugerindo uma rampa de sedimentação eólica provavelmente originada no início do Quaternário, cujos minerais pesados deveriam compor um placer marinho raso transportado pela ação eólica na época da formação (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, junho de 2016).



(17). Arenito ferruginoso com aspecto reniforme e botrioidal originado a partir de processos epigenéticos de diagênese sobre os sedimentos eólicos pleistocênicos, aflorante no balneário Campo Bom, na planície costeira Centro-sul de Santa Catarina, em uma altitude de 38m (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, setembro de 2014).



(18). Três gerações de sedimentos eólicos pleistocênicos aflorantes no balneário Campo Bom, na planície costeira Centro-sul de Santa Catarina, em uma altitude de 38m. Os sedimentos arenosos mais jovens e claros, no topo, representam as dunas atuais holocênicas, os sedimentos arenosos avermelhados representam as paleodunas pleistocênicas e os arenitos ferruginosos devem representar, provavelmente, mantos eólicos formados no início do Quaternário (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, setembro de 2014).



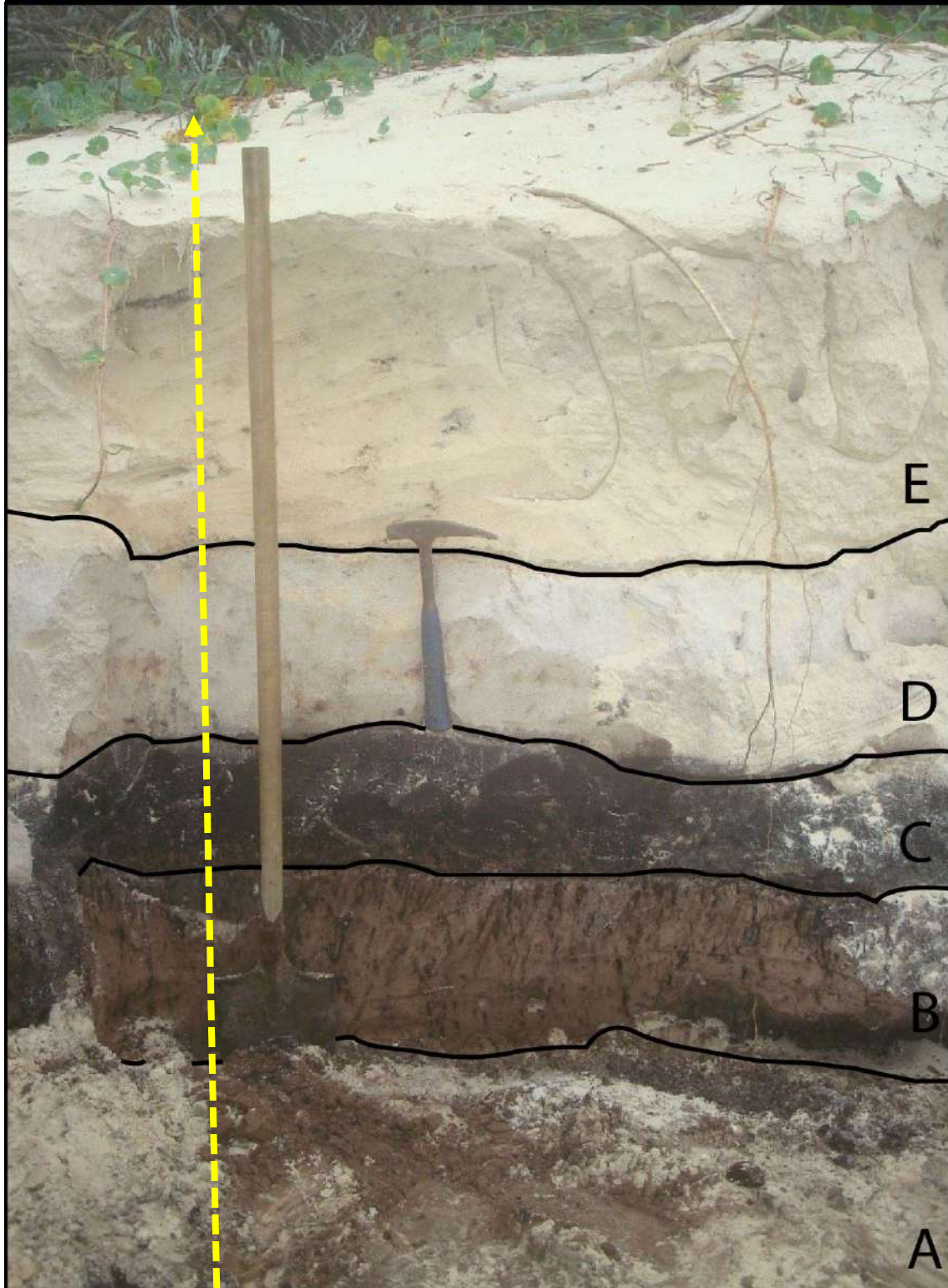
(19). Depósito eólico na forma de paleoduna que aflora à retaguarda da praia de Muita Água na planície costeira Centro-sul de Santa Catarina, em uma altitude de 21m. O sedimento é arenoso fino a muito fino com elementos de silte, de cor avermelhada (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, junho de 2016).



(20). Depósito eólico na forma de rampa de dissipação que aflora à retaguarda da praia Mole, na ilha de Santa Catarina, na planície costeira Central de Santa Catarina, em uma altitude de 59m. O sedimento é arenoso fino a muito fino com elementos de silte, de cor avermelhada (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, outubro de 2014).



(21). Sucessão de estratos plano-paralelos que afloram na praia do Moçambique, na ilha de Santa Catarina, altitude de 2m, na planície costeira Central de Santa Catarina, expostos pela erosão costeira no contato entre o limite superior do pós-praia e a duna frontal. Da base para o topo: A) Sedimento arenoso do Depósito marinho praial atual (limite superior do pós-praia), B) Sedimento arenoso do Depósito eólico do Pleistoceno superior (paleoduna), C) Sedimento lamo arenoso do Depósito paludial do Holoceno (planície de maré), D) Sedimento arenoso do Depósito marinho praial do Holoceno (praia), E) Sedimento arenoso do Depósito eólico do Holoceno (campo de dunas) (Foto de Norberto Olmiro Horn filho, dezembro de 2018).



(22). Depósito lagunar do Pleistoceno na forma de terraço lagunar em uma altitude de 12m, que aflora na região de Coqueiros, à retaguarda da praia do Rincão, na planície costeira Centro-sul de Santa Catarina. O sedimento é areno lamoso, escuro, moderadamente selecionado, com presença de matéria orgânica e representa a retro barreira do sistema deposicional laguna barreira III (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, setembro de 2014).



(23). Depósito lagunar do Holoceno na forma de planície lagunar em uma altitude de 3m, que aflora na região de Imbituba, na planície costeira Centro-sul de Santa Catarina. O sedimento é lamo arenoso, escuro, moderadamente selecionado, com presença de matéria orgânica (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, setembro de 2014).



(24). Depósito eólico na forma de duna frontal em uma altitude de 4m, que aflora no Balneário Arroio do Silva, na planície costeira Sul de Santa Catarina. O sedimento é arenoso, claro, bem selecionado e siliciclástico (quartzoso) (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, setembro de 2019).



(25). Depósito eólico do campo de dunas à retaguarda da praia Grande, na ilha de São Francisco do Sul, planície costeira Norte de Santa Catarina, em uma altitude de 9m. O sedimento é arenoso, médio, claro, bem selecionado, siliciclástico (quartzoso), apresentando estratificação plano-paralela horizontal (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, outubro de 2014).



(26). Depósito eólico da duna frontal na praia do Sonho, planície costeira Central de Santa Catarina, em uma altitude de 3m. O sedimento é arenoso, fino, claro, bem selecionado, siliciclástico (quartzoso), apresentando estratificação plano-paralela horizontal (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, maio de 2008).



(27). Depósito eólico de dunas móveis e ativas da lagoa do Timbé, planície costeira Centro-sul de Santa Catarina, em uma altitude de 28m. O sedimento é arenoso, fino, claro, bem selecionado e siliciclástico (quartzoso). Nesse depósito, sucedendo passagem de tempestades e precipitação pluviométrica anômalas durante o verão, pode ser formado o fulgurito. Após descargas elétricas de origem atmosférica, o quartzo do sedimento arenoso do Depósito eólico é vitrificado durante a descarga elétrica pela fusão da sílica, vindo a formar formas coloridas, alongadas, cilíndricas, tubulares e geralmente ocas, denominadas de fulguritos ou pedras de raio (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, maio de 2009).



(28). Depósito marinho praial na forma de planície de cordões regressivos, em uma altitude de 4m, que aflora na praia de Jurerê, ilha de Santa Catarina, na planície costeira Central de Santa Catarina. Observe as cristas e cavas em linhas tracejadas de cor amarela e a estratificação espinha-de-peixe (linhas tracejadas de cor preta), típica da sedimentação intermarés do ambiente praial (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, outubro de 2011).



(29). Depósito de *chenier* na planície de cordões regressivos litorâneos, no nível do mar, que aflora na planície costeira Central de Santa Catarina, junto à enseada de Tijucas e rio Tijucas. Observe a sedimentação arenosa grossa e pelotas de lama de diferentes tamanhos que ocorrem juntos às areias siliciclásticas e bioclásticas (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, abril de 2009).



(30). Depósito marinho praiado do setor de pós-praia da praia de Muita Água, em altitude de 1m, que aflora na planície costeira Centro-sul de Santa Catarina. Observe a concentração de minerais opacos e pesados que constituem o plácer, cujos principais minerais são epidoto, espessartita, hematita, ilmenita, magnetita, rutilo, turmalina e zircão (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, abril de 2009).



(31). Depósito marinho praiado da praia Triste, em altitude de 1m, na planície costeira Centro-norte de Santa Catarina, observando-se na falésia erosiva provocada pela ação fluvial no setor morfológico do pós-praia, sedimento estratificado, arenoso fino à grosso, e enriquecido em minerais pesados e opacos intercalados com quartzo (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, outubro de 2014).



(32). Depósito marinho praias do setor de pós-praia da praia de Muita Água, em altitude de 1m, que aflora na planície costeira Centro-sul de Santa Catarina. Observe a bioturbação sedimentar primária na superfície do sedimento arenoso fino causada pelo deslocamento de espécie de invertebrado (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, abril de 2009).



(33). Depósito marinho praias do setor de pós-praia da praia de Muita Água, em altitude de 1m, que aflora na planície costeira Centro-sul de Santa Catarina. Observe a estrutura sedimentar primária na superfície do sedimento arenoso fino do plácer, que representa marcas originadas pelo deslocamento das ondas e correntes litorâneas no depósito (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, abril de 2009).



(34). Detalhe do sedimento do Depósito marinho praiado do setor de pós-praia da praia da Barra da Lagoa, ilha de Santa Catarina, na planície costeira Central de Santa Catarina, mostrando típico sedimento arenoso fino e estratificado (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, abril de 2011).



(35). Detalhe do sedimento do Depósito de baía praiado à retaguarda da baía de Tijucas, na planície costeira Central de Santa Catarina, em uma altitude de 5m, mostrando típico sedimento arenoso de granulometria diversa, estratificado e presença de matéria orgânica (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, outubro de 2014).



(36). Detalhe da sedimentação bioclástica do setor morfológico do pós-praia da praia do Goiá, na planície costeira Centro-norte de Santa Catarina (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, agosto de 2011).



(37). Detalhe da sedimentação bioclástica do setor morfológico do pós-praia da praia da Armação, ilha de Santa Catarina, na planície costeira Central de Santa Catarina (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, abril de 2011).



(38). Exploração de carbonatos de Depósito lagunar em jazida à céu aberto, em uma altitude de 1m, na planície costeira Centro-sul de Santa Catarina. Representa um depósito conchífero natural (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, setembro de 2014).

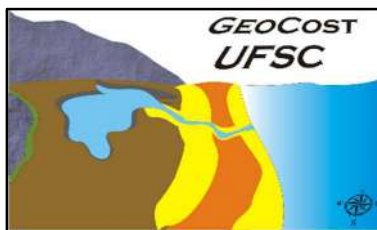


(39). Depósito antropogênico do tipo sambaqui, em uma altitude de 9m, na planície costeira Centro-sul de Santa Catarina. Representa o sambaqui Garopaba do Sul, um depósito conchífero artificial, considerado o maior sambaqui do mundo em extensão (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, setembro de 2014).



(40). Detalhe do Depósito tecnogênico, em uma altitude de 20m, na planície costeira Centro-sul de Santa Catarina, representando um depósito espólico, mal selecionado, constituído essencialmente de rejeitos da Indústria Carboquímica Catarinense (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, setembro de 2014).





**APOSTILA SEDIMENTOLOGIA
2020**



Dan Bristy, Irlanda



(E-ISBN 978-65-991949-8-6).

2020