UFRGS

SEDIMENTOLOGIA DO AMBIENTE MARINHO

Iran Carlos Stalliviere Corrêa

CECO/PGGM/IGEO/UFRGS

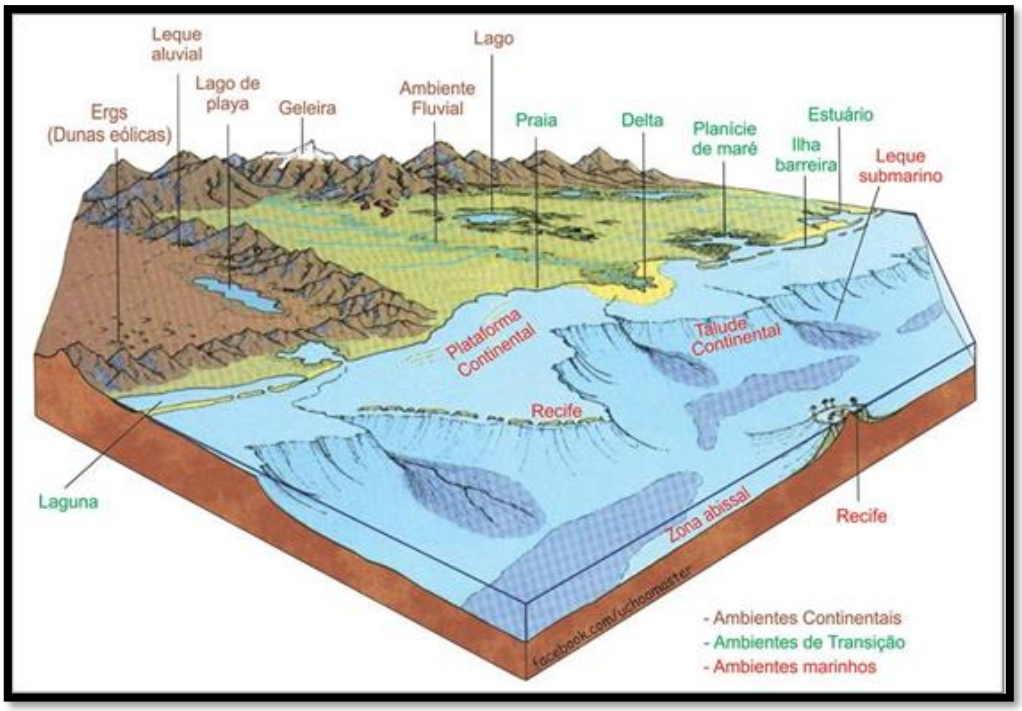
Imagem da Capa: Mar Revolto.
(Fonte imagem da capa: https://encrypted-tbn0.gstatic.com/images?q=tbn:ANd9GcTFmgXx8477vCmzhAjnsMEltVyLIGLe0-tyMA&usqp=CAU)

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CENTRO DE ESTUDOS DE GEOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA

PROGRAMA DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA



(Fonte:https://1.bp.blogspot.com/-sc07_UUwYZs/XKu_kvuiF3I/AAAAAAAAleY/Nok9nBTCvHM3zB5pN7eHlCHNnAopq2HgQCLcBGAs/s1600/ambientes%2Bsedimentares.jpg)

SEDIMENTOLOGIA DO AMBIENTE MARINHO

Iran Carlos Stalliviere Corrêa

2021

Prof. Dr. Iran Carlos Stalliviere Corrêa
Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO)
Instituto de Geociências
Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Porto Alegre – RS – Brasil.

C824s Corrêa, Iran Carlos Stalliviere
Sedimentologia do Ambiente Marinho/Iran Carlos Stalliviere Corrêa, E-Book. Porto Alegre: CECO/PGGM/IGEO/UFRGS. Edição do autor, 2021
[171 f., 163 il. e 35 tb.]

ISBN: 978-65-00-17287-4

1.Sedimentologia. 2.Ambiente Marinho. 3.Sedimento Marinho. 4. Depósitos Sedimentares. I. Título.
CDD:551
CDU:551.1

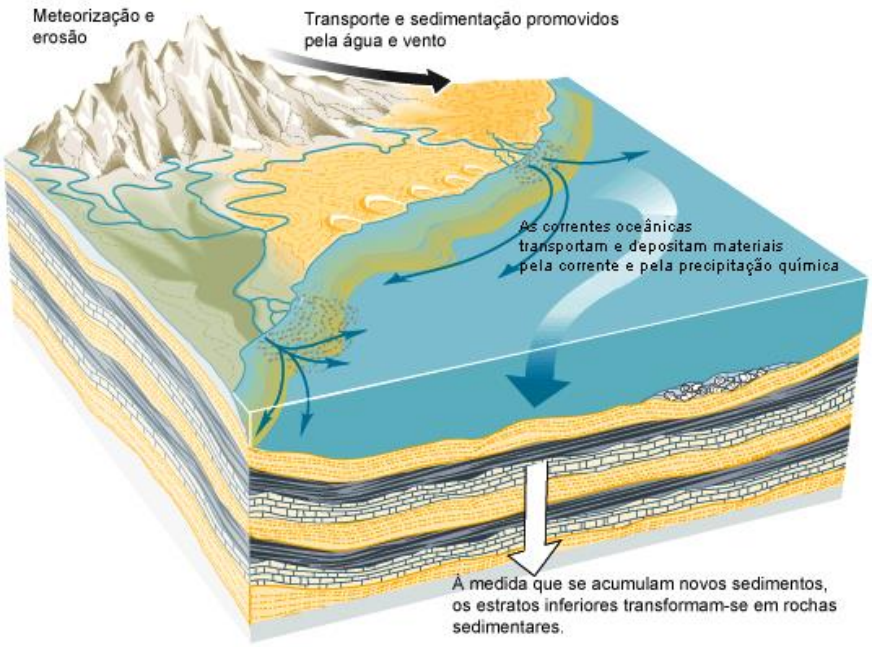
Catalogação na Publicação
Biblioteca Geociências – UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

UFRGS
UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica

Programa de Geologia e Geofísica Marinha



(Fonte:https://image.slidesharecdn.com/003-rochassedimentares-121021061017-phpapp01/95/ambiente-sedimentar-formao-tipos-de-rochas-e-paisagens-14-638.jpg?cb=1350799907)

Sedimentologia do Ambiente Marinho

2021

Iran Carlos Stalliviere Corrêa

UFRGS
UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor
Carlos André Bulhões Mendes

Vice-Reitora
Patrícia Helena Lucas Pranke

Diretor do Instituto de Geociências
Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Vice-Diretora do Instituto de Geociências
Tatiana Silva da Silva

Projeto Apostila
Projetado e elaborado pelo Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica

Diretor: Iran Carlos Stalliviere Corrêa
Vice-Diretora: María Alejandra Gomez Pivel

2021

Segundo a lei n° 9610/98 e o Código Penal no Artigo 184, é vedada a reprodução, por qualquer meio, desta apostila didática, sendo somente permitida com autorização do professor-autor.
A cópia não autorizada é punível com sanções administrativas e penais.

SUMÁRIO

Apresentação 9
I. **Introdução** 10
II. **Principais fontes e tipos de sedimentos** 15
2.1. Origem dos sedimentos 15
2.2. Transporte dos sedimentos 18
2.3. Classificação dos sedimentos 20
2.3.1. Sedimentos terrígenos 21
2.3.2. Sedimentos biogênicos 24
2.3.2.1. Sedimentos carbonáticos 24
2.3.2.2. Sedimentos silicosos 26
2.3.3. Produtos de transformação química 28
2.3.4. Sedimentos vulcanogênicos e ricos em material piroclástico 30
2.3.5. Sedimentos poligênicos 31
2.4. Importância da cor dos sedimentos 32
III. Textura dos sedimentos marinhos 35
IV. **Condições da sedimentação oceânica** 38
4.1. As massas de água oceânica 38
4.2. Suprimento sedimentar dos oceanos 42
4.3. Zonas climáticas e tipos de litogênese 44
4.4. Influência de fatores endogênicos na sedimentação Recente 45
V. **A sedimentação marinho-rasa** 46
5.1. Condições hidrodinâmicas 48
5.2. Sedimentos de plataformas abertas 51
5.2.1. Composição mineralógica dos sedimentos 57
5.2.2. Sedimentos carbonáticos de plataforma 62
5.2.3. Idade dos carbonatos de plataforma 63
5.2.4. Estruturas dos sedimentos 65
5.2.4.1. Estratificação gradacional 67
5.2.4.2. Imbricações dos seixos 68
5.2.4.3. Acamadamento plano-paralelo 68
5.2.4.4. Acamadamento laminar 69
5.2.4.4.1. Laminação ou estratificação horizontal 69
5.2.4.4.2. Laminação ou estratificação cruzada obliqua 70

5.2.4.4.3. Laminação cruzada acanalada 71
5.2.4.5. Estrutura flaser 71
5.2.4.6. Estrutura convoluta 73
5.2.4.7. Marcas de ondas 73
5.2.4.7.1. Marcas de ondas simétricas 73
5.2.4.7.2. Marcas de ondas assimétricas 74
5.2.4.8. Estruturas de deformação 75
5.2.4.9. Estruturas maciças 75
5.2.5. Espessura e modo de ocorrência dos sedimentos 76
5.3. Sedimentos de plataformas abrigadas 76
5.3.1. Sedimentos de baías e lagoas 78
5.3.1.1. Tamanho e profundidade das baías e lagoas 79
5.3.1.2. Largura dos canais (*inlets*) e quantidade de água que ingressa nas baías e lagoas e as condições hidrológicas resultantes 79
5.3.1.3. Topografia da costa (relevo e drenagem das áreas circundantes) 80
5.3.1.4. Origem dos fundos 81
5.3.1.5. Condições climáticas da região 82
5.3.1.6. Vegetação circundante 82
5.3.1.7. Carácter geoquímico dos sedimentos 82
5.3.2. Composição e tamanho dos sedimentos 82
5.3.2.1. Sedimentos cascalhosos 82
5.3.2.2. Sedimentos arenosos 83
5.3.2.3. Conteúdo de carbonato 85
5.3.2.4. Conteúdo de matéria orgânica 87
5.3.2.5. Composição mineralógica dos sedimentos 87
5.3.2.6. Sedimentos biológicos 89
5.3.2.7. Estrutura sedimentar dos depósitos 93
5.3.2.8. Modo de deposição 95
5.3.2.9. Sedimentos de mangues 96
VI. **Sedimentação marinho-profundo** 100
6.1. Materiais em suspensão 100
6.2. Correntes de águas profundas 103
6.2.1. Correntes gravitacionais 106
6.2.1.1. Correntes de turbidez 109
6.2.1.1.1. Origem das correntes de turbidez 112
6.2.1.1.2. Modelo de fácies de um turbidito 113
6.2.1.1.3. Variações laterais e verticais nos depósitos turbidíticos 118

6.2.1.2. Fluxo de grãos 122
6.2.1.3. Fluxo liquefeito 123
6.2.1.4. Fluxo de fragmentos 124
6.3. Sedimentos de cânions submarinos e deltas de águas profundas 125
6.4. Classificação dos sedimentos de mar profundo 127
6.4.1. Classificação de Shepard 127
6.4.1.1. Sedimentos terrígenos (hemipelágicos) 127
6.4.1.2. Sedimentos pelágicos (eupelágicos) 127
6.4.2. Classificação de Kuenen 128
6.4.3. Sedimentos hemipelágicos 129
6.4.3.1. Lamas terrígenas 129
6.4.3.1.1 Lamas azuis 130
6.4.3.1.2. Lamas verdes 132
6.4.3.1.3. Lamas vermelhas 132
6.4.3.1.4. Lamas pretas 133
6.4.3.2. Depósitos de deslizamento 134
6.4.4. Sedimentos eupelágicos 135
6.4.4.1. Vasas de foraminíferos 135
6.4.4.2. Vasas de diatomáceas e radiolários 138
6.4.4.3. Argilas Marrom 142
6.4.4.4. Sedimentos glacio-marinhos 146
6.4.4.5. Sedimentos piroclásticos 147
6.5. Fosforita 148
6.6. Outros minerais nos sedimentos 149
6.7. Deposição de carbonato no ambiente marinho-profundo 151
6.8. Matéria orgânica em mar profundo 153
6.9. Sedimentos de ferro e manganês em sedimentos de mar profundo 155
6.10. Elementos traços em sedimentos marinho-profundo 158
VII. Sugestão de Leitura 162
VIII. Glossário 162
IX. Referências Bibliográficas 165

APRESENTAÇÃO

Com a finalidade de atender às necessidades dos alunos da disciplina de Morfologia e Sedimentologia do Ambiente Marinho**, da Área de Concentração em Geologia Marinha, do Programa de Pós-Graduação em Geociências,** do Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), é que foi organizada esta coletânea de informações referentes a notas de aulas elaboradas durante mais de quarenta anos de magistério.

A elaboração deste trabalho não tem o intuito de compará-lo a um livro didático e sim apenas um complemento para os alunos, no acompanhamento das aulas e, também, para futuras consultas na vida profissional deles já que o conhecimento da **Sedimentologia do Ambiente Marinho** é uma ferramenta que contribui notavelmente para a interpretação da evolução paleogeográfica de uma área oceânica.

Até o século XIX, praticamente nada se sabia acerca da sedimentologia dos fundos oceânicos. As populações que viviam à beira dos oceanos, conheciam apenas os efeitos e as forças das ondas e marés e os sedimentos das regiões litorâneas, não muito longe da costa. Em 1872, o H.M.S. *Challenger,* deixou a Inglaterra para uma viagem de quatro anos pelos oceanos do mundo. Foi a primeira expedição de grande envergadura de cunho científico e a primeira a dar conhecimento dos tipos de sedimentos existência em regiões afastadas da costa e de mar profundo. Em seus relatórios é descrita a presença de sedimentos arenosos de granulometria grossa com presença de fósseis de organismos de ambientes costeiro em regiões de fundos abissais. Na época, isso foi interpretado como sedimentos depositados pelo Dilúvio Universal.

Nesta brochura encontra-se descrita os tipos de sedimentos e seus componentes do ambiente marinho, a partir dos trabalhos pioneiros e atuais, com a descrição e caracterização dos principais tipos de sedimentos, com suas divisões e subdivisões, suas origens e composição. Pretende-se mostrar as principais tipos de sedimentos existentes nos fundos oceânicos do mundo e em especial da costa brasileira.

Quero expressar aqui o meu mais profundo agradecimento ao **Prof. Dr. Luiz Roberto Silva Martins** (in memoriam), meu Mestre e Professor, o qual me ensinou os primeiros passos na área da Geologia Marinha e que me fez gostar desta ciência tornando-me, mais tarde, professor da mesma. Agradeço a ele também, pelas inúmeras oportunidades que me deu em participar de inúmeras Operações Oceanográficas e o de coordenar algumas delas. Me incentivou a desenvolver meu doutorado fora do Brasil, pois dizia que temos que experimentar ares novos.

Ao Prof. Martins meu respeito e gratidão.

O Autor,

SEDIMENTAÇÃO MARINHA

I- INTRODUÇÃO

O fundo oceânico representa, dentro do domínio sedimentar, o ponto terminal de acumulação daquelas substâncias que foram intemperizadas e liberadas nas áreas fontes e transportadas por vários agentes.

A importância das investigações sobre a sedimentação marinha é óbvia se levarmos em conta que grande parte das rochas expostas na superfície da Terra são depósitos sedimentares acumulados em oceanos (Fig.1). Desta forma, para interpretar a história de boa parte da Terra é necessário determinar e conhecer as características do material que está sendo depositado nas diferentes regiões dos oceanos.

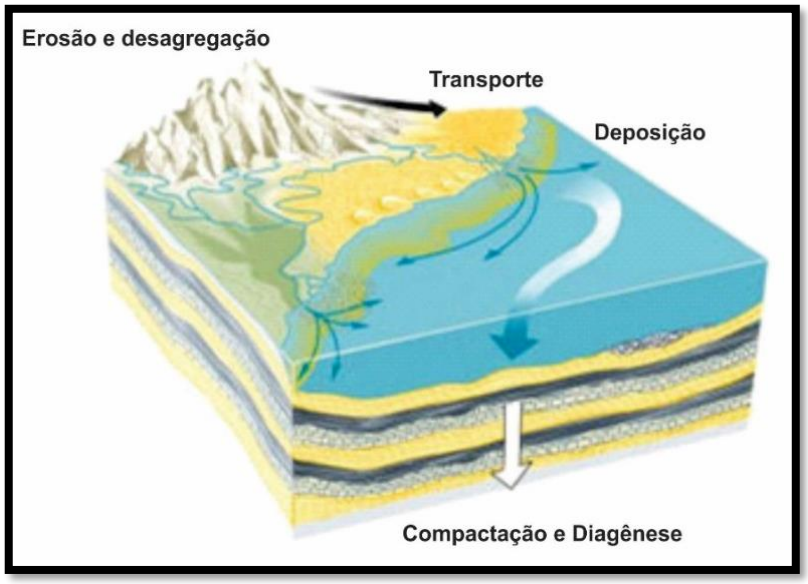


Figura 1. Formação dos depósitos sedimentares.
(Fonte: http://pt.slideshare.net/profleonardokaplan/aula-6-ano-estrutura-do-planeta-terra-rochas-e-solos)

Por outro lado, problemas essencialmente práticos, como o da indústria do petróleo, e desde que este se forma a partir de sedimentos marinhos, torna-se de grande importância determinar as condições sob as quais, sedimentos produtores de óleo em potencial são acumulados, de modo que a pesquisa para novos campos possa ser executada cada vez com maior sucesso (Fig.2)

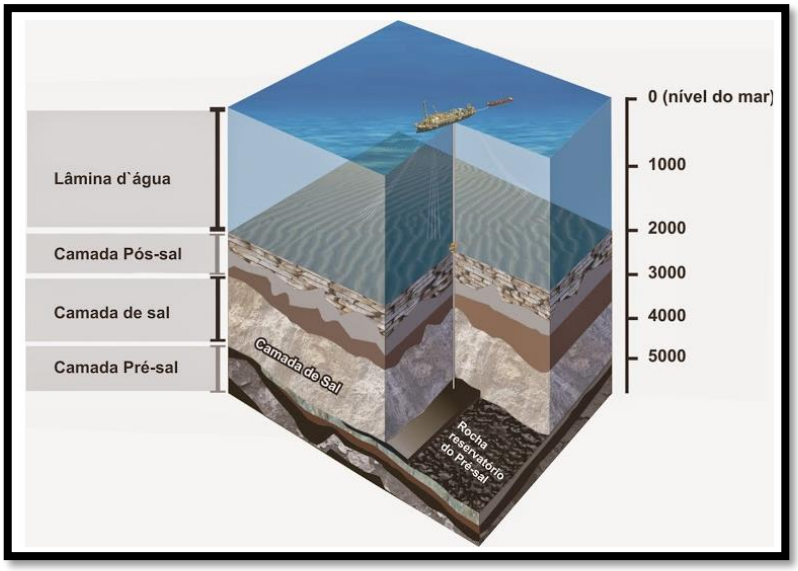


Figura 2. Sequência sedimentar com presença de rocha reservatório de hidrocarbonetos.
(Fonte: Comunica Bacia de Santos).

Por outro lado, a exploração de recursos minerais do soalho oceânico despertou nestes últimos anos grande interesse das nações de tecnologia mais avançada, proporcionando um estudo não somente das condições de sedimentação, mas igualmente da geoquímica do ambiente marinho. A exploração de recursos como manganês, fosfato e calcário do fundo oceânico, representa ponto básico no desenvolvimento de muitas nações já preocupadas com a exaustão de certos tipos de jazidas no continente (Fig.3).

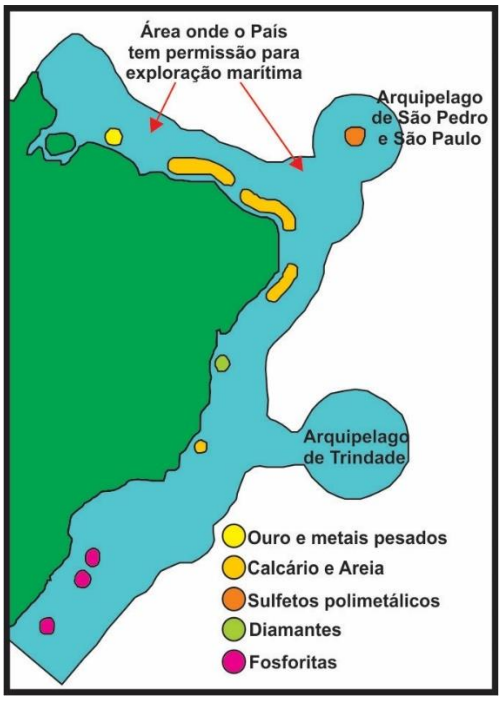


Figura 3. Recurso econômicos da costa brasileira.
(Fonte:http://www.cprm.gov.br/publique/CPRM-Divulga/Recursos-Minerais-do-Fundo-do-Mar-2560.html).

Em adição, muitos problemas concernentes aos sedimentos marinhos são de significado imediato para outros ramos da oceanografia. Para citar um apenas, existe sempre um interesse muito grande da oceanografia biológica nas associações de organismos encontrados nos diferentes ambientes do fundo oceânico e os remanescentes que podem ser preservados nos sedimentos. A ocorrência de certos tipos de organismos tem sido atualmente deduzida de seus remanescentes esqueletais que ficaram preservados nos sedimentos onde se encontravam quando ainda vivos no oceano (Fig.4).

Figura 4. Recifes de coral de Abrolhos, sul da Bahia.
(Fonte: Juline Walter)

Por tudo isso, apenas para citar alguns exemplos, tem tornado o desenvolvimento do estudo dos sedimentos marinhos muito rápido.

Muito disso se deve ao emprego de técnicas modernas de estudo como microscópios químicos e físicos que foram desenvolvidos especialmente para tal finalidade (Fig.5).

Figura 5. Microscópio óptico físico.

Emprego de raios-X, por exemplo, tornou possível a identificação de materiais de granulação fina e determinar estruturas cristalinas de muitos materiais classificados como amorfos, porque não podiam ser reconhecidos em microscópio.

O advento do microscópio eletrônico e seu consequente emprego na geologia foi elemento chave na elucidação de grandes problemas (Fig.6).

Figura 6. Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) do IQ/USP.
(Fonte: http://ca.iq.usp.br/novo/paginas_view.php?idPagina=16)

A questão da precipitação e solução de carbonato de cálcio (importante componente de muitos sedimentos) foi classificada graças a estudos de oceanografia química.

Até recentemente a sedimentação marinha e as leis da distribuição e composição dos sedimentos oceânicos, eram pouco conhecidas em razão da falta de dados e amostras de sedimentos, e em razão de que a distribuição e posição do material em suspenso na água do mar eram virtualmente não estudadas.

Por outro lado, algumas partes dos oceanos como Antártico e Ártico foram pouco explorados em razão da inacessibilidade e as grandes distâncias dos países engajados em pesquisa oceanográfica intensa.

Durante as últimas décadas muitos trabalhos têm sido realizados sobre a sedimentação marinha. Fruto destas pesquisas torna-se necessário realçar os seguintes eventos:

a) Novos dados sobre a distribuição e composição dos sedimentos dos oceanos têm sido sintetizados em cartas e mapas, em especial para os oceanos Pacífico, Índico e Atlântico e igualmente para muitos mares de diferentes zonas climáticas.

b) Grande volume de dados quantitativos sobre a distribuição e composição do sedimento em suspensão nas águas dos oceanos e mares. Dados seguros têm sido obtidos de todas as regiões oceânicas desde a superfície até o fundo.

c) Técnicas foram desenvolvidas para o estudo de vários tipos de sedimentogênese-litogênese e métodos, os mais variados, para estudos comparativos de sedimentos recentes e antigos, têm sido largamente empregados.

Zonas climáticas e verticais da sedimentação recente têm sido estudada. Novos conceitos sobre o mecanismo de sedimentação não somente na água, mas também no ambiente subaéreo, tornou possível o estudo da distribuição global de materiais e o papel desempenhado por eles com a sedimentação terrígena e biogênica.

d) Novos dados sobre estratigrafia de mar profundo têm sido obtidos com método geocronológicos, determinação de paleotemperaturas, estudos paleomagnéticos e novos métodos bioestratigráficos, envolvendo o uso de diatomáceas, esporopólens, cocólitos, pterópodos e outros componentes da biota junto com a utilização de métodos bioestratigráficos já consagrados.

Estes dados podem agora servir como base para análise das taxas de sedimentação recente, bem como para formular leis de sedimentação, utilizando um método de "massas absolutas" que expressa a quantidade total de material sedimentar ou seus componentes, não em porcentagem, mas em unidades de um sistema "*abert*", tal como gramas por centímetro quadrado da superfície de fundo por 1000 anos.

Técnicas de geofísica têm se tornado ferramentas sedimentológicas essenciais e continuam a serem aperfeiçoadas. O programa conhecido como "*Deep Sea Drilling Project*" conduzido a bordo do navio "Geomar Challenger" iniciado em 1968, representa um desenvolvimento realmente revolucionário em geologia marinha, abordando, através de seus estudos, problemas dos mais sofisticados em oceanografia.

Tudo isso proporcionou, ao lado de que nestas últimas décadas a sedimentologia oceânica estendeu seus estudos a áreas as mais distantes e inacessíveis, uma experiência das mais profundas auxiliada, é bem verdade, pelo advento de uma instrumentação e metodologia que proporcionaram o

desenvolvimento de tendências inteiramente novas de investigação, com o surgimento de novas teorias e novas leis.

No Brasil a implantação e o desenvolvimento da sedimentologia marinha ocorreram inicialmente através do esforço isolado de pesquisadores distribuídos, especialmente, em Recife, Rio de Janeiro e Porto Alegre. Com o advento do Decreto Lei 200 milhas, a Diretoria de Hidrografia e Navegação do Ministério da Marinha chamou a si a responsabilidade da formação de uma equipe de geologia marinha, num programa nacional, onde todos pudessem trabalhar, dando cada um sua contribuição para o projeto denominado "**Programa de Geologia e Geofísica Marinha**" que já realizou 28 missões denominadas GEOMAR na margem continental brasileira com resultados dos mais promissores. O Programa, desenvolveu também inúmeras pesquisas na área da Geologia Costeira em todo o Brasil, com diversas missões denominadas “GEOCOSTA”.

O Programa de Geologia e Geofísica Marinha, completou no ano de 2019 o seu Cinquentenário de existência. Atualmente o Programa integra uma rede de pesquisadores que engloba 25 instituições acadêmicas e científicas brasileiras, desde o Rio Grande do Sul até o Amapá.

A Petrobrás, já anteriormente, realizara várias pesquisas de caráter de levantamento geofísico, com base preliminar na pesquisa e extração do petróleo na plataforma e talude continental.

Na década de 70 o Ministério de Minas e Energia (DNPM e CPRM) e a Petrobrás realizaram o programa em curto prazo, denominado "Levantamento Global da Margem Continental Brasileira". Este Programa desenvolveu uma série de trabalho dos mais relevante sobre a margem continental brasileiro.

II - PRINCIPAIS FONTES E TIPOS DE SEDIMENTOS

2.1 Origem dos Sedimentos

O material sedimentar, desde sua origem até chegar ao local onde será depositado, sofre a influência de variáveis físicas, químicas e biológicas. Estas variáveis atuam, na área fonte, durante o transporte, na área de deposição, e posteriormente no próprio depósito (diagênese).

Na área fonte sob a ação dos agentes físicos, químicos e biológicos, ocorre intemperismo e erosão (Fig.7).

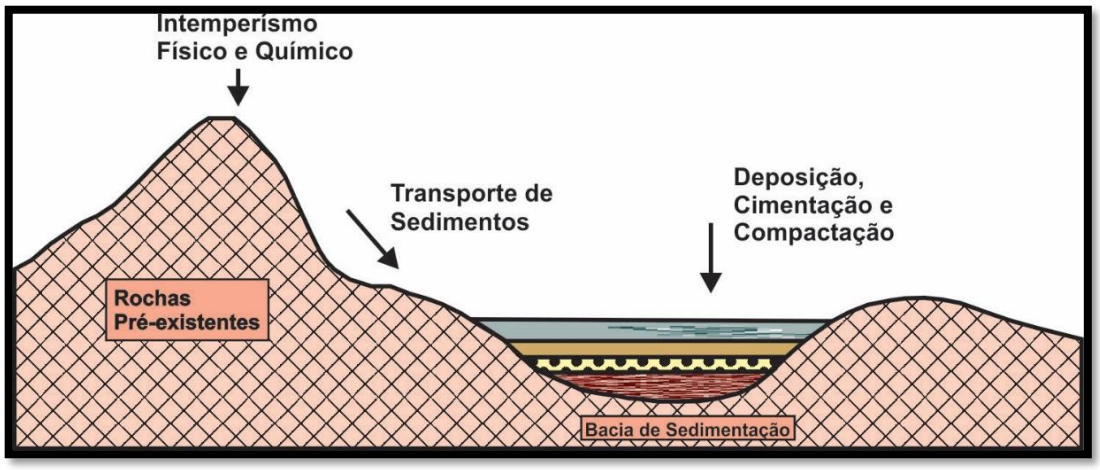


Figura 7. Intemperismo, transporte e deposição dos sedimentos.

O clima (temperatura e umidade) vai influir sobre o tipo de intemperismo que vai predominar na área fonte e consequentemente nas características dos materiais resultantes (Fig.8).

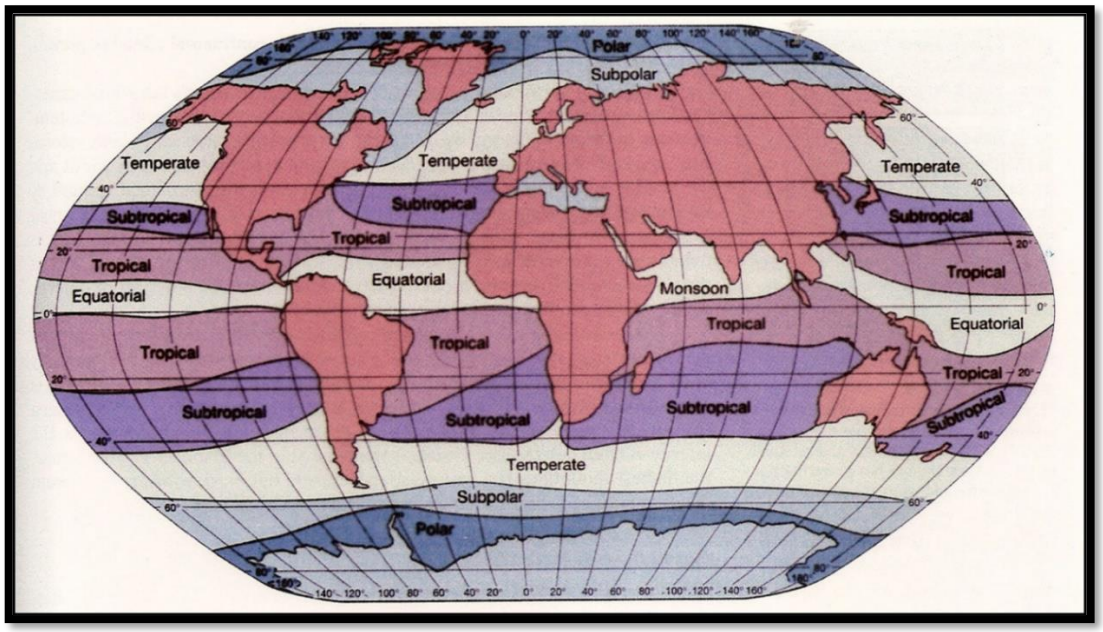


Figura 8. Zonas climáticas sobre os oceanos.

Outro fator importante no caráter dos sedimentos é a influência tectônica. Um tectonismo intenso pode resultar em relevos íngremes, os quais fornecerão clastos angulosos, que devido as condições geomorfológicas da área, ocasionarão a

deposição dos mesmos nas proximidades da área fonte, sofrendo, portanto, pouco transporte. Estes sedimentos serão mal selecionados e imaturos (Fig.9).

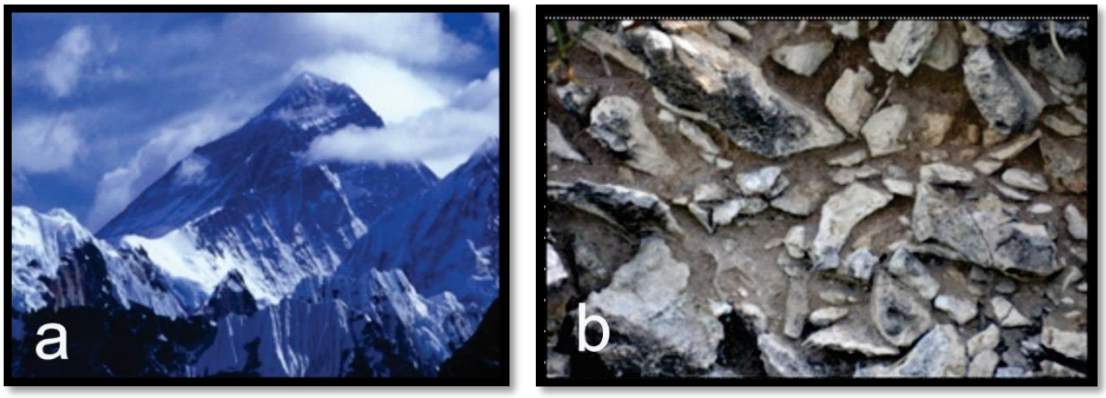


Figura 9. a) Relevo tectônico ingreme; b) Sedimentos mal selecionados e imaturos.

Áreas fontes com relevos suáveis, típicas de embasamentos graníticos, produzem depósitos maturos constituídos de areia e argila, dependendo das condições climáticas (Figs.10 e 11).

Figura 10. Relevo suave de embasamento granítico
(Fonte: https://escolaeducacao.com.br/regiao-sul/)

Figura 11. Sequência estratigráfica de depósito de areia maturo.

Os sedimentos ricos em quartzo têm sua área fonte nas margens cratônicas as quais são tectonicamente estáveis enquanto que as áreas que contêm pouco quartzo provêm de áreas vulcânicas ou derivam das ilhas de áreas magmáticas.

A composição dos sedimentos arenosos é influenciada pelas características da área fonte, natureza dos processos sedimentares que ocorrem na bacia de sedimentação e pelo tipo de distribuição que terá durante o transporte entre a área fonte e a bacia de deposição.

A relação existente entre a área fonte e a bacia sedimentar é governada pela tectônica de placas a qual controla a distribuição dos diferentes tipos de sedimentos. Portanto, os padrões detríticos das sequências arenosas das diferentes bacias dependem do tipo de tectônica de placas atuante na província.

2.2 Transporte dos Sedimentos

Os sedimentos são transportados pela água, vento e gelo através das seguintes formas: tração, suspensão, saltação e solução (Fig.12). Cada processo imprime no depósito sedimentar estruturas típicas.

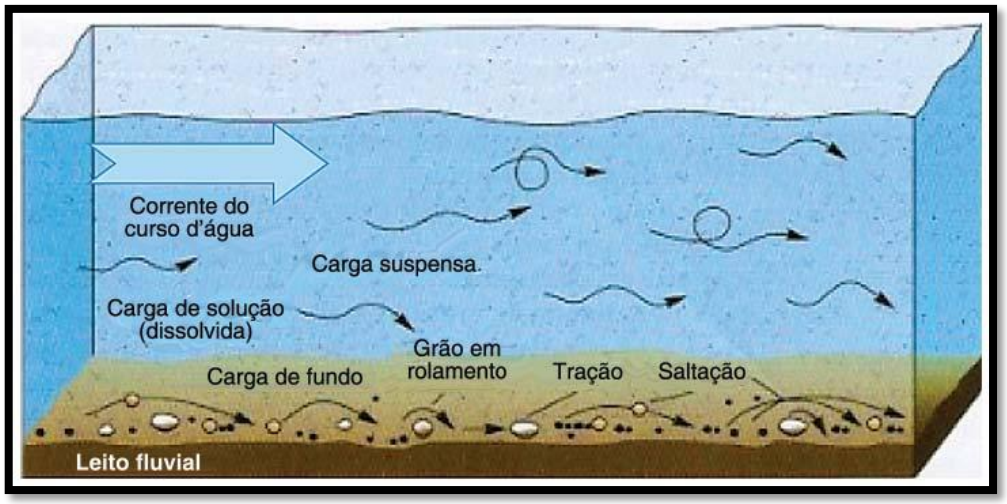


Figura 12. Transporte de materiais por solução, suspensão, saltação e arraste. (Fonte: Christopherson, 2012).

A tração se processa por rolamento e deslizamento, produzindo seixos imbricados e de arredondamento variável (Fig.13).

Figura 13. Seixos imbricados ao longo do rio Itajaí do Sul. A seta indica a direção da Corrente. (Fonte: Chandelier *et al*. 2017)

As areias transportadas por tração apresentam boa seleção granulométrica bem como formam acamadamento gradacional, porém sem matriz (Fig.14). Já as areias transportadas por saltação, via de regra, apresentam marcas de ondas.

Figura 14. Acamadamento gradacional normal.
(Fonte: Petrobrás)

O transporte por suspensão ocasiona depósitos de baixa seleção granulométrica e pouco retrabalhamento dos grãos. A matriz é predominantemente

pelítica. As estruturas sedimentares características são: as do tipo laminação plano paralela e as marcas de substrato, podendo apresentar seixos pingados (Fig.15).

Figura 15. Sequência sedimentar depositada por suspensão

2.3 Classificação dos Sedimentos:

De um modo geral, entre as muitas classificações existentes, para referir tipos e fontes de sedimentos, pode-se resumir os principais sedimentos marinhos em:

1 - Terrígenos (com menos de 30% de carbonato de cálcio e sílica amorfa)

A - Sedimentos transportados por gelo (icebergs)

B - Terrígenos, fora das zonas de influência dos icebergs.

C - Lamas de baixo teor de carbonato e sílica.

2 - Biogênicos (com mais de 30% de carbonato de cálcio e sílica amorfa)

A - Sedimentos calcários (>30% de carbonato de cálcio)

1-Plantogênicos

Foraminíferos, cocólitos e pterópodos.

2-Bentogênicos

Corais, algas, foraminíferos bentônicos, conchas, briozoários, remanescentes de construções de vermes, equinoides.

B - Sedimentos silicosos(>30% de sílica amorfa)

Diatomáceas, radiolários e esponjas silicosas.

3 - Autigênicos

4 - Vulcanogênicos e ricos em material piroclástico.

5 - Poligênicos (argila vermelha ou marrom).

Esquemas de classificação dos sedimentos devem ser normalmente modificados segundo a área de estudo, sua profundidade e escala. Quanto menor a escala mais sintética e geral deve ser a classificação e quanto maior a escala mais detalhada e profunda é a classificação, sempre com uma maior riqueza de detalhes.

2.3.1 - Sedimentos terrígenos.

São produtos da denudação de rochas do continente, representados normalmente por fragmentos ou partículas clásticas. Utilizando a classificação apresentada são considerados terrígenos aqueles sedimentos que possuem normalmente mais de 50% de clásticos (Figs.16 e 17). Deve ser levado em conta que material terrígeno forma muitas vezes misturas, em variadas proporções, com sedimentos biogênicos, autigênicos, vulcanogênicos e poligênicos.

Figura 16. Praias formadas por areias terrígenas (Portugal).
(Fonte: https://lifecooler.com/artigo/dormir/paisagem-protegida-da-arriba-fssil-da-costa-de-caparica/306267)

As maiores áreas cobertas por sedimentos terrígenos são as zonas úmidas onde sedimentos são fornecidos do continente com especial abundância. Nas zonas áridas, o material terrígeno está subordinado aos carbonatos que frequentemente se estendem da praia até as profundidades críticas para a ocorrência deste tipo de sedimento.

Figura 17. Praia formada de seixos terrígenos (Portugal)
(Fonte: https://jamachado.blogs.sapo.pt/ao-largo-de-belinho-364005)

Os sedimentos terrígenos clásticos e argilosos são quimicamente mais estáveis na água do mar, sendo encontrados em todas as profundidades.

Os terrígenos grossos são usualmente fornecidos pelo degelo de icebergs, estando a área ocupada por estes sedimentos ao redor de 65 x 10^6 km^2, 1.200 km de largura.

Dois processos estão envolvidos na produção de sedimentos terrígenos: a desintegração, a partir do intemperismo físico e a decomposição, a partir do intemperismo químico (Fig.18).

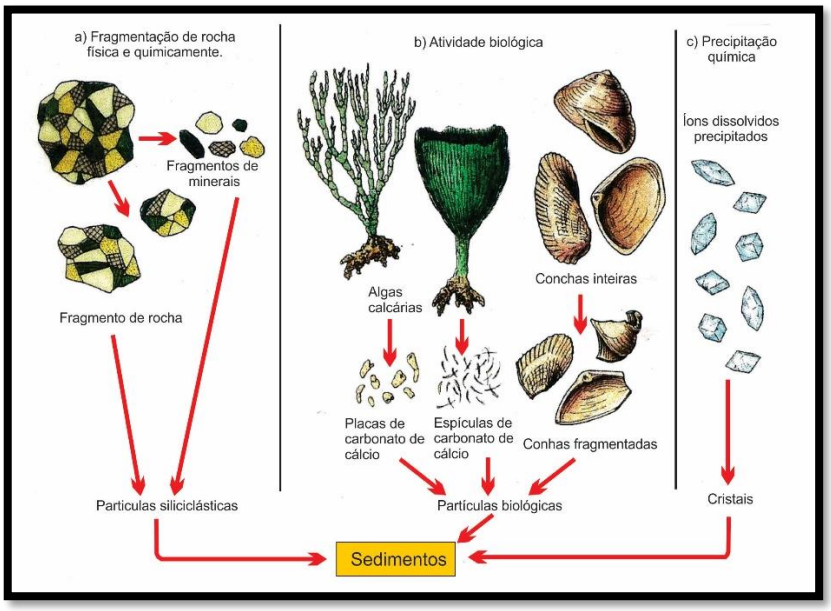


Figura.18. Ação do intemperismo sobre rochas e organismos.

A desintegração envolve a formação de partículas sedimentares a partir da rocha fonte sem alteração na composição, sendo apenas, acompanhada por uma redução do tamanho do fragmento original.

A decomposição envolve mudanças químicas nos componentes originais produzindo compostos de composição diferente da original (alteração dos feldspatos em minerais argilosos, por exemplo).

Alguns constituintes das áreas fontes são mais solúveis e mais facilmente atacáveis, ingressando no ciclo marinho como elemento em solução.

Os sedimentos terrígenos encontrados no ambiente marinho variam em tamanho desde matacões até partículas de dimensões coloidais. Os materiais variam desde minerais quimicamente inalteráveis, isto é, produtos de desintegração, à materiais que sofreram grandes mudanças nas propriedades físicas e na composição química.

Na distribuição dos sedimentos terrígenos existe uma zonalidade na composição de tamanho, devida às diferenças no modo de intemperismo.

Nas zonas glaciais e frias os rios carregam principalmente material síltico e muita areia, enquanto nas zonas equatoriais a carga fluvial é constituída quase exclusivamente de materiais argilosos com pequenas quantidades de material grosso.

Sedimentos pelíticos, frequentemente associados com vegetação tipo mangue, recobrem plataformas equatoriais (Fig.19).

Figura 19. Sedimentação em manguezal (Brasil).
(Fonte: https://www.coladaweb.com/geografia-do-brasil/manguezal)

2.3.2 - Sedimentos Biogênicos

2.3.2.1 - Calcários:

Os sedimentos calcários, normalmente, podem ser divididos em um número bastante grande de tipos genéticos, pela predominância de um ou outro tipo de organismo remanescente, que podem ser facilmente identificados através de microscópio ou outro método.

A distribuição de cada tipo é governada pela ocorrência de organismos e pela diluição por material não calcário. Subdivisões detalhadas podem ser feitas dentro de cada tipo genético, dependendo dos grupos taxionômicos ou predominância de algumas de suas espécies mais características.

O principal tipo de sedimento calcário pelágico é constituído por carapaças de foraminíferos (Fig.20). Todos os outros sedimentos carbonáticos são distintamente subordinados e ocorrem somente como manchas ou franjas.

Figura 20. Depósitos de calcário pelágico. (Dover/Inglaterra).
(Fonte: Getty)

Sedimentos de foraminíferos são encontrados entre latitude 50°N e 50°S. De modo diferente, com o que sucede com os sedimentos terrígenos, eles estão sujeitos a uma definida zonalidade vertical. Abaixo de 3.500 a 3.700 m as testas dos foraminíferos são dissolvidas e abaixo de certas profundidades denominadas críticas ou de compensação, o conteúdo de carbonato de cálcio se torna menos do que 10%.

O conteúdo de carbonato de cálcio nos sedimentos de foraminíferos podem atingir 98%. Tais sedimentos são mais frequentemente encontrados em zonas áridas. Em águas quentes, cocólitos são também abundantes nos sedimentos pelágicos.

Contudo nenhum sedimento recente é formado exclusivamente de cocólitos, que constituem somente uma mistura para os sedimentos de foraminíferos.

Em águas tropicais rasas sedimentos produzidos por algas e corais são igualmente abundantes (Fig.21). As algas calcárias produzem as maiores quantidades de material carbonático dos recifes, perfazendo um total de 30 a 50%.

Figura 21. Algas halimedas.
(Fonte: http://www.lakeneosho.org/King1Pic50-Tech.html)

Figura 22. Depósitos de conchas carbonáticas.
(https://www.oeco.org.br/wp-content/uploads/oeco-migration//images/stories/rits/popups/concheiros_conchas_gr.jpg)

Sedimentos carbonáticos compostos de foraminíferos bênticos e conchas são confinados à plataforma e declive continentais ocupando muitas vezes grandes áreas (Fig.22).

Acumulações biogênicas, peculiares, de sedimentos calcários, ocorrem na plataforma das Bahamas, bem como no Golfo Pérsico e em regiões similares dos oceanos Índico e Pacífico. Nestas regiões, agulhas de aragonita e agregados, bem como oólitos, se formam numa combinação de fatores climáticos e biológicos.

Sedimentos carbonáticos recentes se acumulam em duas zonas batimétricas maiores:

- A zona superior, até a profundidade de 200 m, a acumulação carbonática biogênica predomina, acompanhada às vezes por acumulações químicas.

A acumulação é caracterizada pela participação de muitos organismos bentônicos de tipos e características variadas.

- A zona inferior, de 200 m para baixo, até a profundidade crítica ou de compensação, carbonato de cálcio biogênico se acumula com uma predominância saliente de um grupo de organismos, os foraminíferos plantônicos (Fig.23).

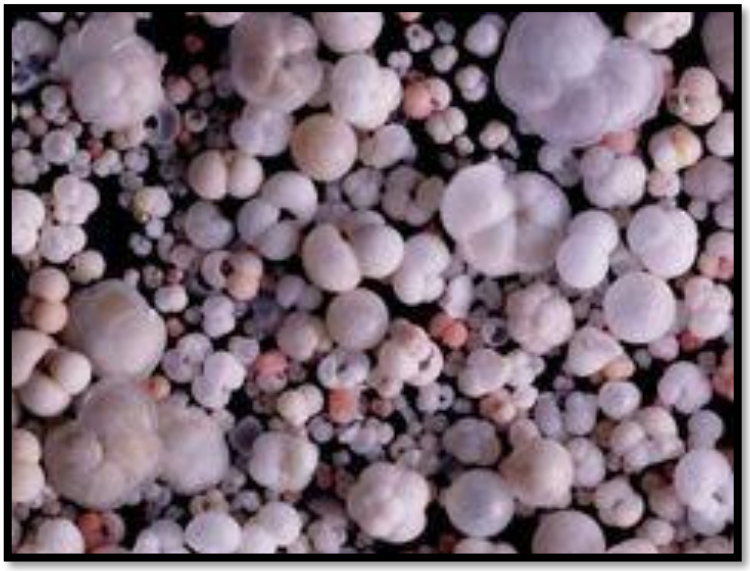


Figura 23. Foraminíferos plantônicos.
(Fonte: https://br.pinterest.com/pin/573997914987963694/)

2.3.2.2 - Sedimentos silicosos

Os organismos importantes na formação dos sedimentos silicosos por ordem decrescente são: diatomáceas (algas) (Fig.24), radiolários (protozoários) (Fig.25), e esponjas silicosas (Fig.26). Testas de silicoflagelados são encontradas somente como pequenas misturas. Mais de 3/4 dos sedimentos silicosos Recentes são diatomáceas.

Faixas, norte e sul de acumulações de vasas de diatomáceas, podem ser distinguíveis. A máxima quantidade de sílica amorfa, nas vasas de diatomáceas, é de 72% no oceano Antártico. O cinturão mais espesso e contínuo de vasas de diatomácea, de 900 a 1.200 km de extensão, é encontrado no hemisfério sul.

Figura 24. Diatomáceas
(Fonte: https://www.labroots.com/trending/microbiology/3886/diatoms-they-re-everywhere)

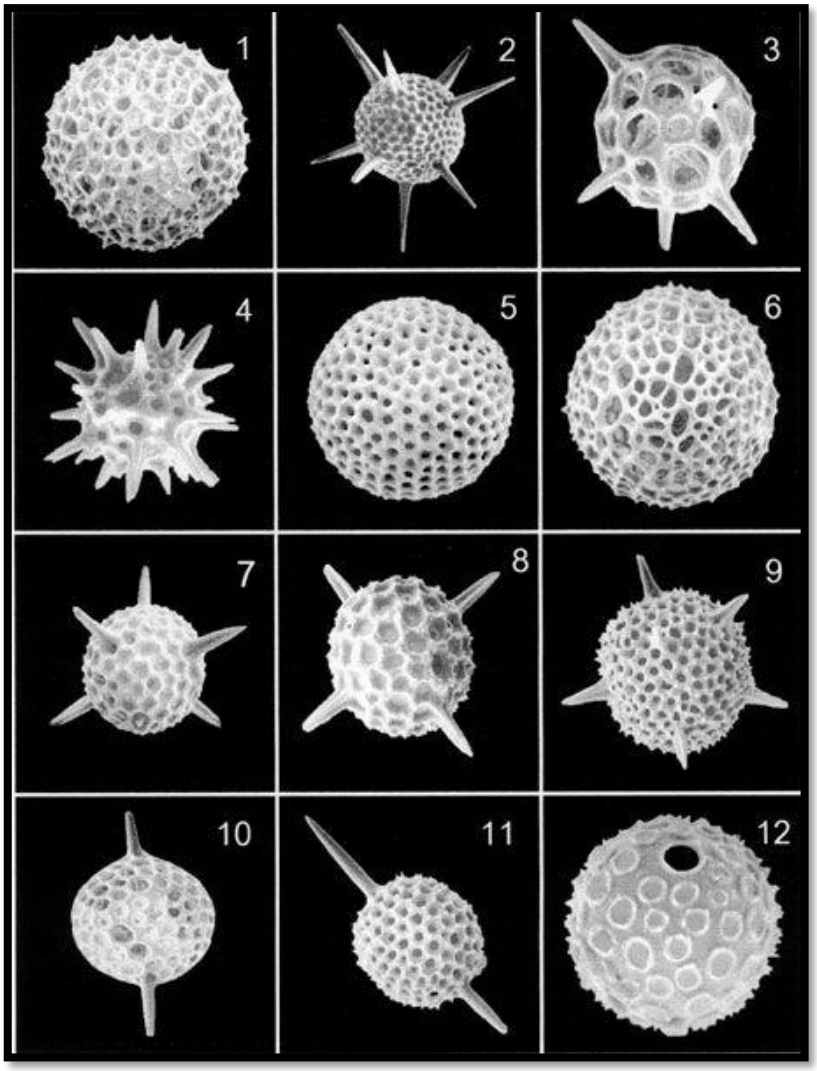


Figura 25. Radiolários
(Fonte: https://br.pinterest.com/pin/490470215660105719/)

Nas zonas equatoriais úmidas, sedimentos de radiolários-diatomáceas são abundantes devido a uma variedade peculiar de vasa de "*Ethomodiscus*".

Devido a rápida acumulação de carbonato nesta zona, os sedimentos silicosos ocorrem somente abaixo das profundidades críticas ou de compensação.

Diferente dos carbonatos, não existem limites críticos de profundidades para a ocorrência de sedimentos silicosos.

No hemisfério norte, vasas de diatomáceas são encontradas somente no oceano Pacífico e mares leste, estando ausentes no oceano Atlântico. Vasas de radiolários e de radiolário-diatomáceas são abundantes nas zonas equatoriais do oceano Índico. Sedimentos de esponjas silicosas formam manchas de pequena extensão nos cinturões norte e sul de acumulações silicosa.

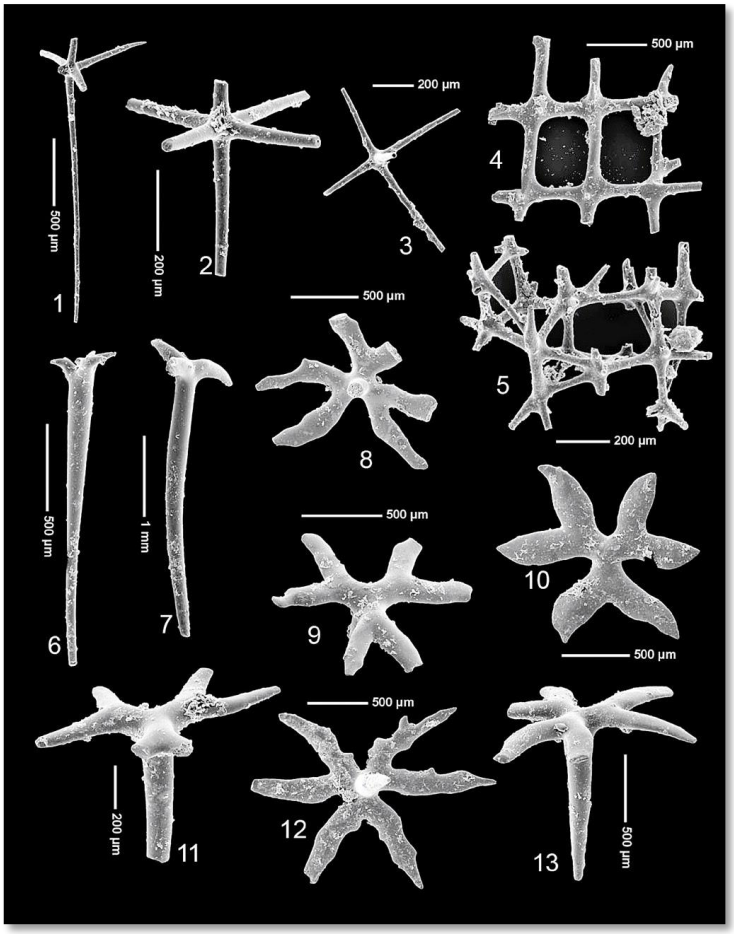


Figura 26. Espículas de Esponjas
(Fonte:http://eluniversobajoelmicroscopio.blogspot.com/2017/01/sistema-esqueletico-i.html)

Sedimentos silicosos que possam ser relacionados a vulcanismo ainda não foram descritos, sendo toda a acumulação Recente de sílica dos oceanos biogênica, principalmente diatomáceas e radiolários.

2.3.3 - Produtos de transformação química

Nesta categoria são incluídas aquelas substâncias que são formadas pela interação da água do mar e partículas sólidas existentes no fundo oceânico. Esta interação pode ser entre material sólido e água do mar normal ou por reações entre a água intersticial e os sedimentos.

Tais depósitos são igualmente designados como quimogênicos (Lizitzin) ou autigênicos. Incluem normalmente nódulos de fosforita bem como glauconita (silicato aluminoso hidratado de Fe, Mg e K) (Figs.27 e 28), filipsita (zeolita) - (silicato de Al, Ca, Na) (Fig.29), paragonita (mica) [$NaAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$] (Fig.30), celestobavita e outros minerais marinhos profundos.

Estudos feitos sobre material em suspensão mostraram que todos estes minerais não são formados na coluna d'água, mas durante a diagênese da lâmina superior do sedimento.

Figura 27. Rocha fosfática.
(Crédito: Amy West. Public domain.)

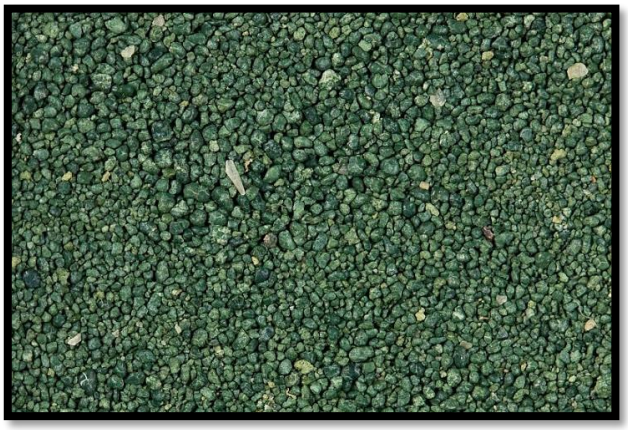


Figura 28. Areias glauconíticas (França).
(Fonte: https://www.sandatlas.org/glauconite/)

Figura 29. Filipsita da família das Zeolitas – (Alemanha).
(Fonte: https://www.foro-minerales.com/forum/viewtopic.php?p=104160#104160)

Figura 30. Cristais micáceos de Paragonita.

2.3.4 - Sedimentos vulcanogênicos e ricos em piroclásticos

Neste tipo de sedimento, dois tipos de vulcanismos devem ser considerados: subaéreo e submarino.

Em ambos, essencialmente, os mesmos tipos de materiais podem ser ejetados, mas, no primeiro caso os produtos vulcânicos são submetidos a intemperismo mecânico e químico antes de atingirem o oceano, sendo transportados por ação fluvial ou pela atmosfera. Os seguintes tipos de materiais vulcânicos podem ocorrer: fragmentos de lava (Fig.31), vidro vulcânico, púmice (Fig.32) e grão minerais. As maiores quantidades de material vulcânico são encontradas próximas as áreas de atividade vulcânica.

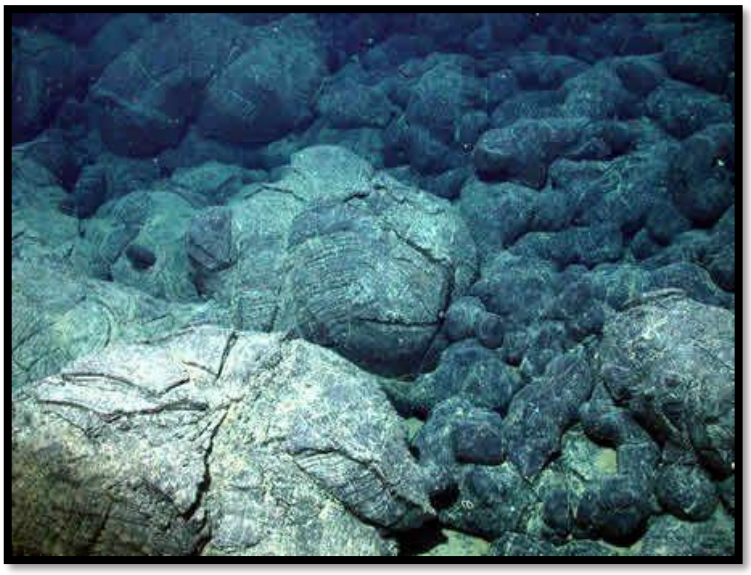


Figura 31. Fragmentos de lava de vulcanismo submarino.
(Fonte: https://br.pinterest.com/pin/385480049327588887/)

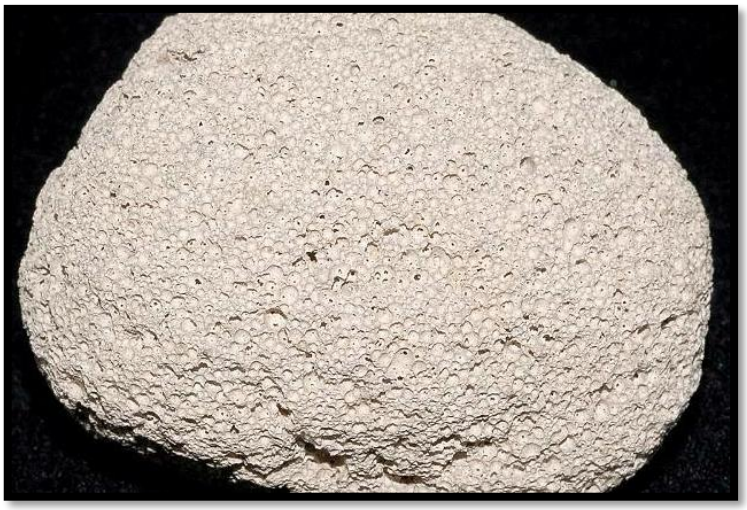


Figura 32. Pedra-pomes (Púmice).
(Fonte: http://clubedosminerais.blogspot.com/2014/06/mineral-pedra-pome.html)

Certas partes do fundo oceânico são parcialmente cobertas com lavas basálticas de origem relativamente recente. Vulcanismo submarino é, provavelmente, mais comum do que se pensa e em alguns locais quantidade suficiente de material se acumulam para atingir a superfície e formando ilhas oceânicas.

Por outro lado, a análise de mapas da morfologia do fundo oceânico, revelam inúmeras outras feições que não atingem a superfície.

Os sedimentos vulcanogênicos não são relacionados com condições climáticas ou zonalidade vertical, mas estreitamente relacionado com a tectônica.

2.3.5 - Sedimentos Poligênicos

Sedimentos pelágicos distribuídos abaixo da profundidade crítica e contendo menos de 10% de carbonato de cálcio e sílica amorfa são chamados de argilas vermelhas ("*red clay*") ou argilas marrons (Fig.33). Eles são encontrados somente na zona de acumulação carbonática Recente, o que sugere que eles estejam associados com sedimentos de foraminíferos.

Argila vermelha ou argila marrom pode ser obtida no laboratório pela dissolução de testas de foraminífero com ácido. A composição mineralógica da argila vermelha inclui materiais terrígenos finos, vulcanogênicos, biogênicos e cósmicos (Fig.34).

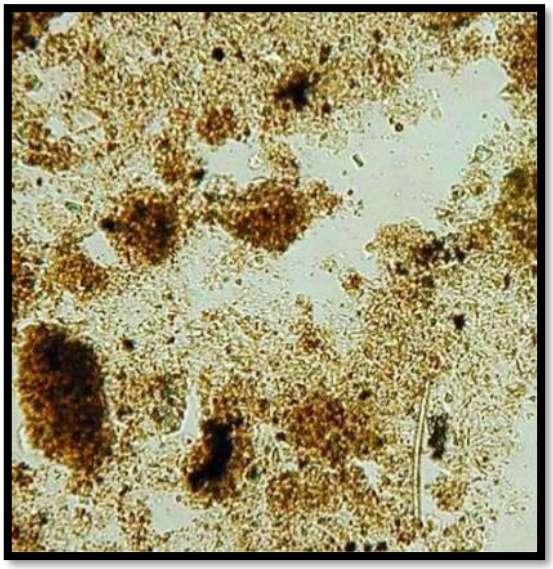


Figura 33. Argilas vermelhas de oceano profundo com espículas de esponjas.
(Fonte: Paula Worstell, SIO)

Figura 34. Esferulito cósmico (Poeira-Cósmica)
(Fonte: Matthew Genge, do Imperial College de Londres)

2.4 Importância da Cor dos Sedimentos:

A cor dos sedimentos pode ser de origem primária, ou seja, que reflete a cor quando o sedimento foi depositado, ou secundária, a qual resulta de transformações posteriores.

As cores, além de serem úteis na caracterização dos depósitos ou camadas sedimentares, são importantes também, na identificação de ambientes antigos. Entretanto devem ser usadas com precaução e cautela.

As cores preta ou cinza são devidas a presença de maior ou menor quantidade de matéria orgânica (Fig.35). Ocorrem em sedimentos formados em ambientes redutores, daí sua associação com compostos de enxofre e pirita. Os sedimentos com estes tons são em geral de granulometria fina e são encontrados em ambientes marinhos, lacustres ou pantanosos, sendo cada um com suas associações fossilíferas típicas.

A cor cinza esverdeada ou esverdeada relaciona-se com a presença de clorita [$Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2Mg_3(OH)_6$], glauconita [$K_2(Mg,Fe)_2Al_6(Si_4O_{10})_3(OH)_{12}$], montmorilonita [$(Al,Mg)_8(Si_4O_{10})_3(OH)_{10}12H_2O$] e minerais de cobre. Sedimentos com estas cores são formados em ambiente redutor fraco (Fig.36).

Figura 35. Folhelho pirobetuminoso - São Mateus do Sul, Pr.
(Fonte: https://br.pinterest.com/pin/346917977525592716/)

Figura 36. Clorita.
(Fonte: https://www.ecured.cu/Clorita)

A cor azul é ocasionada pela presença de celestita ($SrSO_4$) ou pela presença de anidrita ($CaSO_4$), e gipsita ($CaSO_4 2H_2O$). Este tipo de sedimento é comum em depósitos evaporíticos e em alguns pântanos redutores (Fig.37).

Figura 37. Típico depósito evaporítico.
(Fonte:https://www.quora.com/How-is-an-evaporite-formed-and-what-are-some-examples-of-their-formation).

As cores vermelha, amarela, laranja e castanha estão relacionadas a presença de hidróxido de ferro, como a goethita ($Fe_2O_3H_2O$) e a lepidocrosita [FeO(OH)]. Indicam ambiente oxidante (Fig.38).

A cor chocolate é ocasionada pela presença de hidróxido de ferro e manganês.

Figura 38. Arenito ferruginoso.
(Fonte:https://www.infoescola.com/geografia/tipos-de-rochas-e-minerais/)

À cor branca indica a isenção de qualquer um dos componentes anteriormente mencionados. Esta ocorre nos sedimentos formados predominantemente por quartzo (Fig.40). Igualmente os depósitos carbonáticos apresentam uma coloração branca devida à presença da calcita (Fig.41).

Figura 40. Areia quartzosa – Carolina do Sul, USA.
(Fonte:https://www.curioso.blog.br/post/areia-como-voce-nunca-viu-antes/)

Figura 41. Conchas carbonáticas - Albardão.
(Fonte: https://img.elo7.com.br/product/zoom/29E2CC1/lote-146-conchinhas-brancas-mini-concha-da-praia.jpg)

III - TEXTURA DOS SEDIMENTOS MARINHOS

Dependendo de sua textura, os sedimentos marinhos podem ser subdivididos de duas maneiras. De um modo geral, contudo, cada tipo de sedimento possui uma classificação particular (Tabela I, II e III).

Deve ser levado em conta ainda a percentagem de carbonato, se superior a 50%, se entre 50-30% ou abaixo de 10%.

Tabela I. Classificação granulométrica dos sedimentos terrígenos.

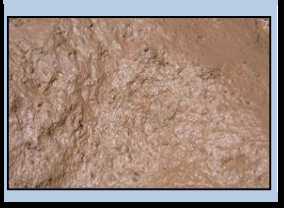
TERRíGENOS			FOTOS
Clásticos grossos (ruditos) (psefitos	Matacões (>256 mm) Calhaus (64 a 256 mm) Seixos (4 a 64 mm) Grânulos (2 a 4 mm)	Cascalhos	
Clásticos médios (arenitos) (psamítos)	Areia muito grossa (1 a 2 mm) Areia grossa (0,5 a 1mm) Areia média (0,25 a 0,5 mm) Areia fina (0,125 a 0,25 mm) Areia muito fina (0,062 a 0,125mm)	Areias	
Clásticos finos (lutitos) (pelitos)	Silte (0,004 a 0,062mm) Argila (<0,004mm)	Lamas	

Tabela II. Classificação textural dos sedimentos silicosos orgânicos.

SILICOSOS	
Textura	**Sedimentos**
Arenáceos	Areias silicosas de esponjas
Lutáceos	Vasas silicosas de diatomáceas e radiolários

Tabela III. Classificação textural dos sedimentos carbonáticos orgânicos.

CALCÁRIOS		
Textura	**Sedimentos**	
Maciça	Recifes calcários	Corais, algas, briozoários, conchas cimentadas, crostas calcárias.
Rudácea	Conchas	nódulos calcários, concreções de recifes calcários, mutacões calcários, seixos e fragmentos.
Arenácea	Areias calcárias clásticas. Areias calcárias organôgenicas clásticas	Conchas, corais, briozoários., lithothanium. Areias oolíticas
Lutácea	Vasas calcárias clásticas. Vasas calcárias organogênicas clásticas	Conchas, corais, briozoários e algas, foraminíferos, pterópodes. Vasas quimiogênicas.

Para o estudo textural dos sedimentos marinhos são empregadas as mesmas técnicas desenvolvidas no estudo da petrologia e petrografia sedimentar.

Propriedades de tamanho, morfoscopia mineralógica, propriedade de massa: como cor, peso específico, parâmetros estatísticos, etc., constituem atributos normalmente medidos e interpretados nos sedimentos marinhos.

A análise morfoscópica estuda a forma e a superfície dos grãos e seixos. Esta permite avaliar o desgaste produzido nos grãos durante os diferentes processos de transporte e também da própria natureza destes (Fig.42).

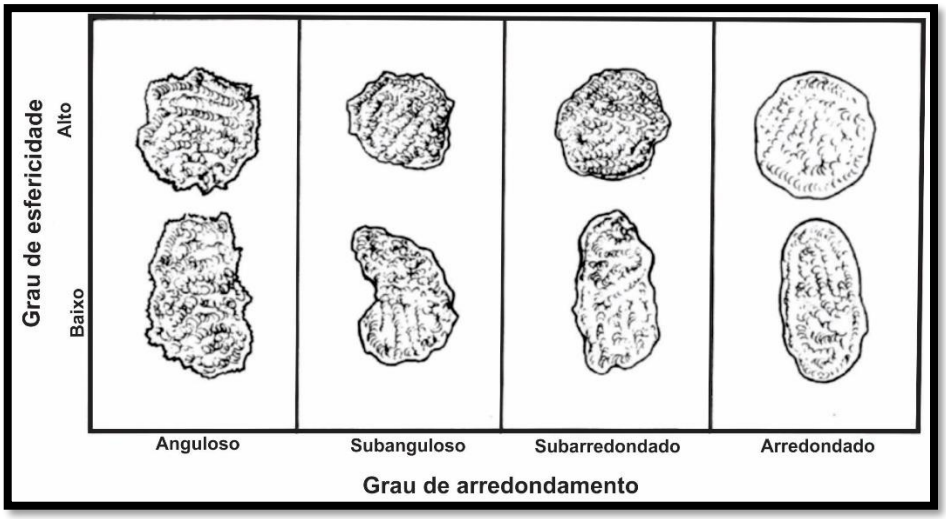


Figura 42. Grau de arredondamento e esfericidade de grãos.
(Fonte: NBR 7389 (ABNT, 2009))

As observações devem ser efetuadas sobre os grão secos e cujos diâmetros sejam superiores a 0,5 mm (acima de areia média). Podemos distinguir três categorias de grãos:

1. Angulares - Sofrem um transporte muito pequeno ou nulo;
2. Desgastados e brilhantes - Sofrem transporte sob a ação da água;
3. Arredondados e opacos - Sofrem transporte por ação do vento.

IV - CONDIÇÕES DA SEDIMENTAÇÃO OCEÂNICA

4.1. As massas de água oceânica

Os oceanos compõem cerca de 70,8% da superfície da Terra. Para cada quilômetro quadrado da bacia oceânica existe uma área de 0,5 km^2 de drenagem subaérea. Isto determina o fato de que as taxas de sedimentação oceânica devem ser duas ou três vezes mais baixas do que as taxas de denudação continental.

As condições hidrológicas e hidroquímicas dos oceanos influenciam grandemente a sedimentação terrígena e biogênica.

A dinâmica da água determina a diferenciação mecânica dos sedimentos e influência o suprimento de nutrientes para a superfície oceânica, influenciando a sedimentação biogênica.

A temperatura da água determina limites laterais ecológicos na superfície e consequente influência na acumulação de sedimentos carbonáticos nas profundidades oceânicas.

Assim, todos os fatores do ambiente hidrológico estão relacionados com a sedimentação, direta ou indiretamente.

A superfície das águas oceânicas é caracterizada por uma distribuição zonal de temperatura e salinidade.

Contudo, perfis realizados mostram que estes parâmetros indicam a zonalidade climática somente dentro da camada superior da superfície oceânica, entre 100 a 200 m, onde se desenvolve o fitoplâncton.

A temperatura superficial da água do mar chega ao ponto de congelamento nas altas latitudes, durante o inverno, e a temperatura de mais de 28°C nas baixas latitudes. As temperaturas mais elevadas da água do mar são observadas no hemisfério Norte (Fig.43).

A temperatura média anual da água superficial do mar é de 17°C, sendo mais alta no hemisfério Norte (19°C) e mais baixa no hemisfério Sul (16°C). Esta diferença se deve a variação nos padrões de correntes, os quais são controlados pela posição relativa do mar em relação a terra (Fig.43).

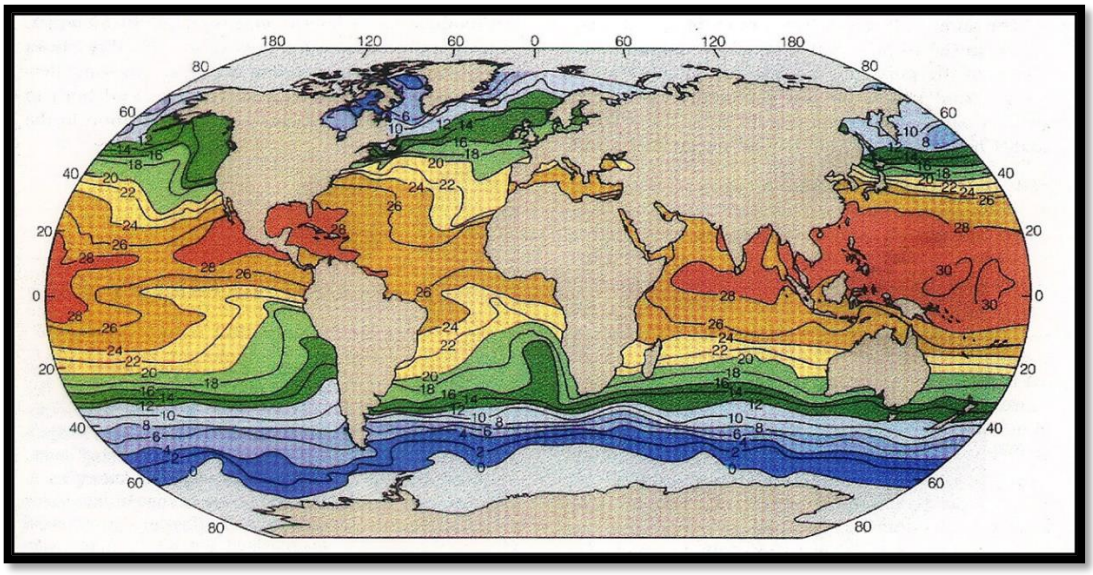


Figura 38. Mapa de variação da temperatura das águas superficiais dos oceanos.

A variação da salinidade está associada a evaporação, precipitação e ao degelo. A salinidade está relacionada ao decréscimo da evaporação e o aumento da precipitação com valores baixos de salinidade nas altas latitudes e na região equatorial.

O valor da salinidade em mar aberto pode estar entre 33‰ e 37‰, com um valor médio de 35‰. O oceano Atlântico é o oceano mais salino devido as águas mais salinas provenientes do Mar Mediterrâneo. A salinidade das águas superficiais é mais alta nas regiões subtropicais onde a evaporação excede a precipitação (Fig.44).

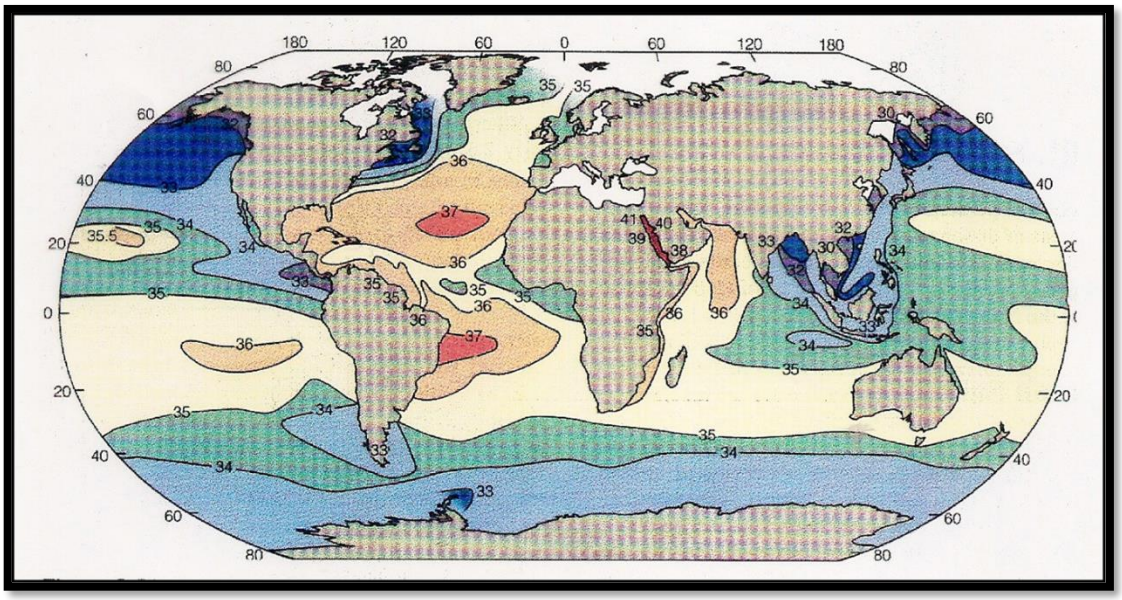


Figura 44. Mapa de variação da salinidade das águas superficiais dos oceanos.

A densidade média da água do mar está em torno de 1,02 e 1,07 g/cm^3 e depende da temperatura, salinidade e pressão. A densidade cresce com o aumento da salinidade e da pressão e com o decréscimo da temperatura.

As mudanças na densidade resultam da evaporação, aquecimento, precipitação e formação de gelo na superfície dos oceanos.

As águas de alta densidade, localizadas em latitudes médias, são devidas a alta salinidade originada pela alta evaporação e baixa precipitação. Águas de alta densidade na região Antártica é devida a formação de gelo.

As águas tornam-se azonais abaixo da zona freática, sendo a temperatura e salinidade das águas de fundo praticamente constante, variando de 0° a 3°C e de 34,7 a 34,9%, respectivamente.

Podemos distinguir, nas massas de água que recobrem os oceanos, as seguintes zonas de correntes:

a) A massa de água superficial ou troposfera estende-se até 200-250 m de profundidade. É nesta zona que ocorrem as trocas físico-químicas mais ativas com a atmosfera. Todos os elementos da zonalidade climática estão mais fortemente pronunciados dentro desta camada (Fig.45).

A velocidade das correntes nesta zona, em oceano aberto, é da ordem de 100 a 200 cm/seg, para mais. Ondas de 25 cm de altura, produzidas pelo vento, se desenvolvem dentro da troposfera.

O maior desenvolvimento e intensidade de ondas, e desta forma o máximo de erosão costeira, são observados em regiões ciclônicas dos oceanos. Períodos de longa calma, caracterizam a zona equatorial. Nas altas latitudes, as ondas são atenuadas pela presença do gelo.

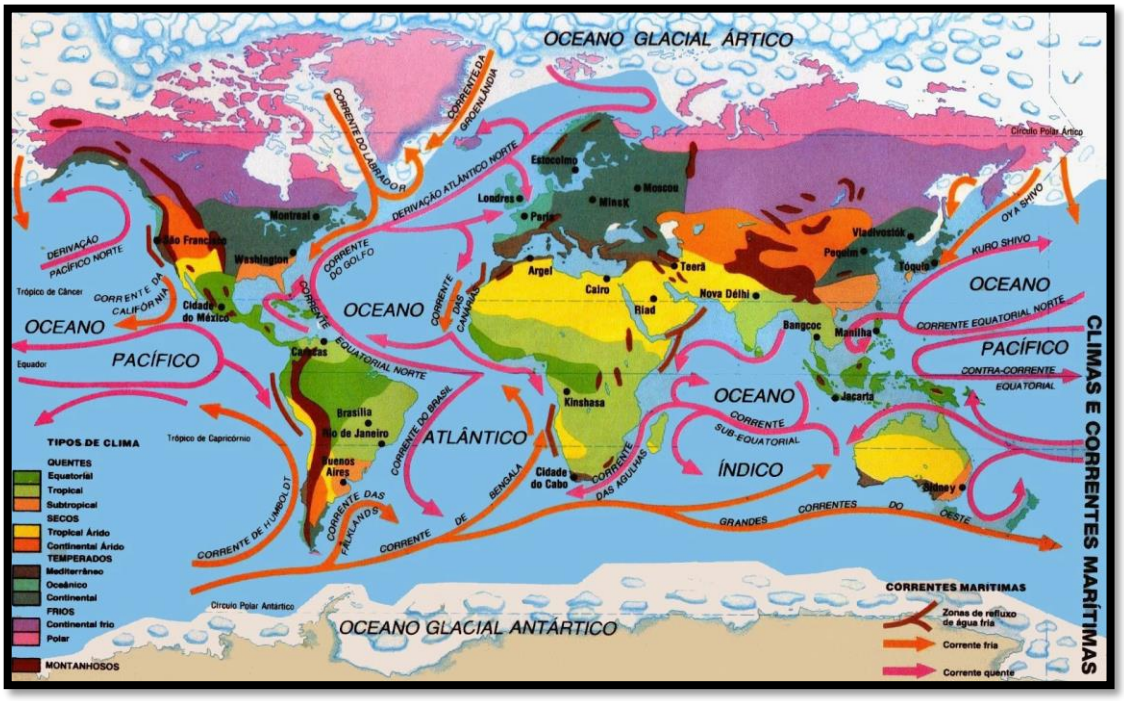


Figura 45. Principais correntes superficiais do globo terrestre.
(https://meteorologialaranjeiras.wordpress.com/2013/04/23/mapas-correntes-maritimas-e-circulacao-atmosferica/)

b) A massa de água intermediária fica entre a profundidade de 200-250 m, se estendendo até 1.000-2.000 m (Fig.46).

A velocidade das correntes nesta camada, são muito mais baixas, variando de 2 a 8 cm/seg, em média. O transporte resultante é dirigido das altas latitudes para o Equador.

c) A massa de água profunda é formada nas altas latitudes. O limite inferior desta camada é mais ou menos 4.000 m, proporcionando para essa, uma espessura de 1.200 a 2.500 m (Fig.46).

A velocidade das correntes é ainda mais baixa, entre 0,2 e 0,8 cm/seg, contudo a grande espessura da camada promove um transporte de massa de água

com apreciável quantidade de material em suspensão e dissolvido. Esta camada desempenha o papel de troca de sedimentos interlatitudinal.

Na camada superficial o material sedimentar é principalmente disperso dentro das zonas latitudinais.

d) Massas de água de fundo, se estendem de 4.000 m até o fundo dos oceanos. São formadas devido ao assentamento das águas superficiais em altas latitudes, especialmente na Antártica. A média da velocidade, teoricamente computada, é de 0,1 a 0,2 cm/seg (Fig.46).

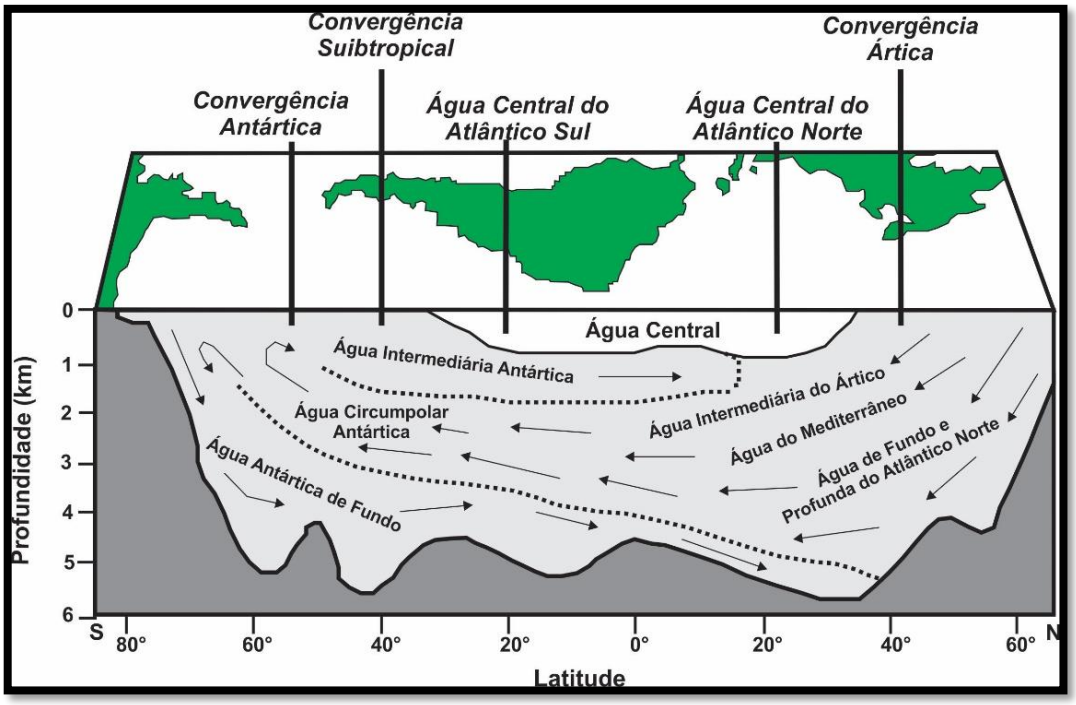


Figura 46. Distribuição das principais massas d'água no oceano Atlântico.
(Modificado de http://cursos.unisanta.br/oceanografia/correntes_marinhas/Image11.gif)

4.2. Suprimento sedimentar dos oceanos

O material sedimentar é fornecido aos oceanos como carga dissolvida, suspensa e coloidal, principalmente pelos rios, embora geleiras e icebergs possam ser igualmente catalogados como contribuidores.

Algum material terrígeno é também transportado pelo vento ou formado durante abrasão marinha.

Em adição, apreciáveis quantidades de sedimentos são fornecidos localmente por vulcões, e nas zonas onde a taxa de sedimentação é mínima, o papel do material cosmogênico se torna importante.

O material biogênico se origina no oceano; contudo todos os elementos necessários para a construção das partes esqueletais, tais como carbonato de cálcio, sílica e magnésio, e numa extensão considerável também aqueles elementos requeridos para a geração de tecidos vivos, notadamente fósforo, potássio, nitrogênio e ferro, são tomados pelos organismos a partir de soluções salinas, fornecidas aos oceanos pelos rios.

A Tabela IV mostra a contribuição média anual de material em suspensão, transportado dos continentes para os oceanos (Lopatin,1950).

Tabela IV. Contribuição média anual de material em suspenção dos continentes para os oceanos (Lopatin, 1950).

Continente	Material em suspensão 10^6ton/ano
Europa	420
Ásia	7.445
África	1.395
América do Norte e Central	1.503
América do Sul	1.676
Austrália	257
TOTAL	**12.696**

A descarga anual de material dissolvido, sob a forma de íons, elementos biogênicos, microelementos e matéria orgânica é de 3,2 x 10^9 ton/ano .

Os elementos biogênicos constituem 18 x 10^6 ton, microelementos 7 x 10^6 ton/ano (Alekin, 1966).

De acordo com Gilluly (1955) a carga total dissolvida é igual a 2,25 x 10^9 ton/ano. Poldewaact (1955) fornece um valor de 5,402 x 10^9 ton/ano.

A Tabela V mostra a contribuição média anual de material dissolvido, transportado dos continentes para os oceanos (Lopatin,1950).

Tabela V. Contribuição média anual de material dissolvido dos continental para os oceanos (Lopatin, 1950).

Descarga anual de material dissolvido dos continentes para os oceanos			
Região	**Área drenada 10^6km**	**Descarga líquida km³**	**Carga dissolvida 10^6ton**
Ásia(c/Japão,Filipinas e Ceilão	28.620	7.150	583
África(c/Madagascar)	18.690	6.050	425
América do Norte (c/Índia W e S/Canadá)	19.560	6.430	421
América do Sul	17.069	8.100	442
Europa	9.610	3.000	222
Austrália(c/Nova Zelândia e Tasmânia)	4.233	612	79
Arquipélago Malaio (c/ Nova Guiné)	3.200	5.100	144
TOTAL	**100.980**	**36.442**	**2.316**

Em adição ao transporte fluvial o gelo também deve ser considerado como de importância no suprimento terrígeno.

Presentemente o gelo cobre cerca de $80x10^6$ km^2 ou cerca de 1/4 dos oceanos. O gelo continental que contribui com material terrígeno para os oceanos cobre $16,7x10^6$ km^2, concentrado na Antártica e na Groenlândia.

A descarga de gelo na Antártica é da ordem de 1.000 a 1.500 km^3 por ano (Bardin e Shilnikov, 1960).

Organismos planctônicos e bentônicos também desempenham um papel importante no fornecimento de sedimento aos oceanos.

Fitoplâncton são produtores fotossintéticos de matéria orgânica primária da qual dependem zooplâncton e bentos.

4.3. Zonas climáticas e tipos de litogênese

A zonalidade latitudinal de todos os processos ocorrentes na superfície da terra é causada pela forma esférica da mesma e rotação sobre seu eixo o qual é

inclinado de um ângulo constante ao plano elíptico de revolução em torno do sol. Esta geometria, causa insolação no Equador a um mínimo nos polos.

A heterogeneidade termal opera a máquina de aquecimento da Terra que dirige o sistema geral de circulação atmosférica criando a zonalidade climática.

As maiores zonas climáticas da Terra, geralmente, são classificadas a partir da temperatura e precipitação. A temperatura das águas cria barreiras ecológicas para alguns grupos de organismos, ou para suas espécies individuais.

Contudo a zonalidade, no suprimento de sais que determina a produção primária, é também elemento importante.

4.4. Influência de fatores endogênicos na sedimentação Recente.

As forças internas da Terra são expressas como movimentos tectônicos resultando na formação das grandes dobras topográficas dos continentes e dos oceanos, bem como em movimentos verticais lentos, terremotos e erupções vulcânicas.

As fontes destes processos são forças gravitacionais de composição radioativa e processos gerais de compressão e expansão, em alguns locais.

Nos oceanos, fenômenos sísmicos causam mudanças abruptas na profundidade, produzindo deslizamentos submarinos e correntes de turbidez. Correntes de turbidez podem se originarem sem atividade tectônica e são usualmente relacionadas a abundantes suprimentos de material sedimentar.

Atividades vulcânicas afetam a sedimentação de diferentes maneiras. Em primeiro lugar, fornecendo material piroclástico: cinza, púmice, vidro vulcânico, etc., em segundo dissolvendo material carbonático devido ao aumento da acidez do meio (Ph<7).

Muitas erupções submarinas não são aparentes a superfície, pois produtos líquidos e gasosos são dissolvidos rapidamente sob altas pressões enquanto correntes de lava são cobertas com uma crosta insulada.

Erupções explosivas próximas a superfície oceânica, produzem cinza e vapor e são acompanhadas pela destruição da fauna e da flora.

Atividades endogênicas não estão relacionadas com zonalidade climática e são submetidas a controle tectônico e usualmente perturbam a zonalidade climática da acumulação sedimentar.

V - A SEDIMENTAÇÃO MARINHO-RASA

Sob esta denominação costuma-se incluir todos os depósitos marinhos localizados entre a linha de praia estendendo-se pela plataforma continental, até a zona de ruptura ou quebra (Fig.47).

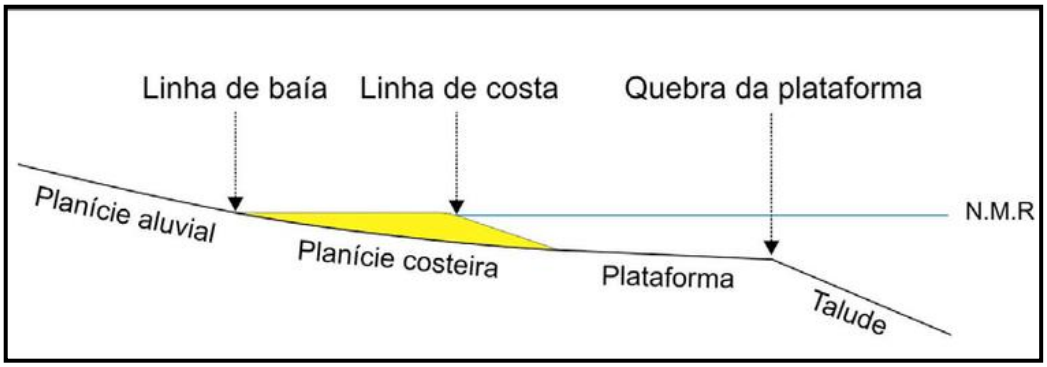


Figura 47. Área de influência da sedimentação marinho-rasa.

Para alguns, esta zona se acha representada pela isóbata de 200 m, o que não corresponde em muitos casos a realidade, pois a mudança de gradiente pode acontecer aos 100 m ou menos ou então muitas vezes somente se dar aos 400 m de profundidade.

O mais adequado é caracterizar a plataforma continental como o domínio marinho raso, sem incluir qualquer valor numérico quanto ao limite de sua borda externa.

De todas as regiões do ambiente marinho esta é a mais conhecida, por ser bem mais acessível que as áreas profundas e representar normalmente uma continuidade submersa do continente, onde muitas nações têm buscado recursos minerais para seu desenvolvimento.

Por outro lado, ela tem atraído a atenção dos geólogos em razão dos depósitos antigos análogos, os quais são muito frequentemente encontrados na coluna geológica.

Deve-se ter em conta que esta zona inclui sedimentos que diferem grandemente, tanto em gênese como em composição, de maneira que sua feição comum é apenas baseada nas profundidades relativamente pequenas em que são acumuladas.

A plataforma continental é, antes de tudo, uma feição do presente período geológico, tendo se originado numa gama de processos de acumulação e de erosão no Pleistoceno e no limite do Pleistoceno/Holoceno.

Normalmente a sedimentação nas plataformas continentais costuma ser dividida de conformidade com a situação: de plataforma aberta; esta é diretamente afetada pelas condições marinhas, sem barreira ou proteção de qualquer tipo (Fig.48), ou de plataforma abrigada, quando existem proteção de algum tipo (Fig.49).

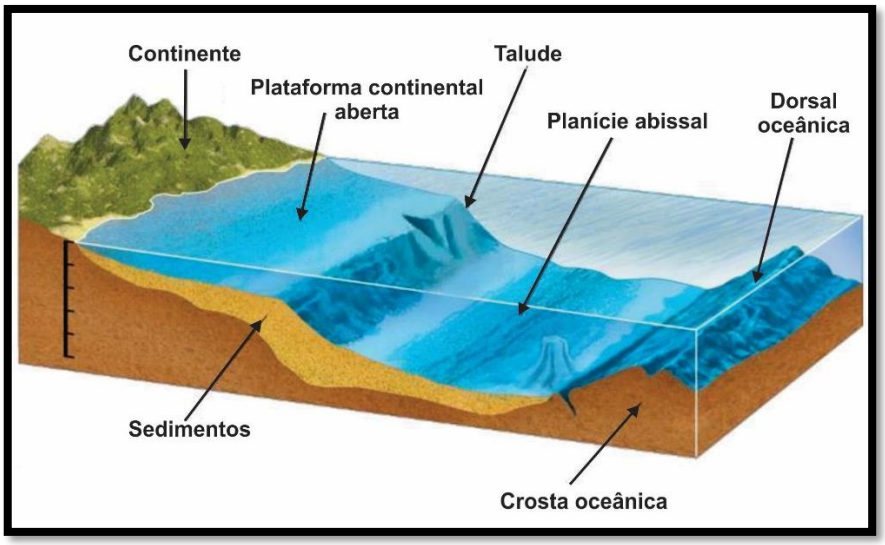


Figura 48. Plataforma continental aberta.
(modificado de: https://app.emaze.com/@AOZLCCICZ#9)

O ambiente de plataforma aberta pode ser normalmente dividido em plataforma interna e externa, incluindo igualmente planos de águas rasas e plataformas insulares.

O ambiente de plataforma abrigada inclui em sua categoria: baías, lagoas, lagunas, planos tidais, fiordes, etc. e outra depressões na plataforma.

Figura 49. Plataforma continental abrigada (Baía de São Martinho do Porto-Portugal).
(Fonte:https://gazetadascaldas.pt/sociedade/s-martinho-do-porto-candidata-as-baias-bonitas-do-mundo/)

5.1 - Condições Hidrodinâmicas

A distribuição de tamanho dos sedimentos clásticos de ambientes de águas rasas é controlada pelas condições hidrodinâmicas, isto é, a ação das ondas e correntes.

A ação das ondas é efetiva apenas em pequenas profundidades, e a questão de sua extensão tem sido frequentemente discutida por experimentações e observações diretas sem, entretanto, se ter uma resposta decisiva (Fig.50).

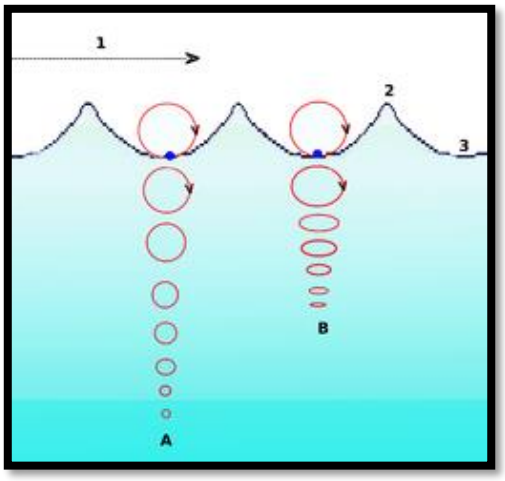


Figura 50. Movimento das partículas da água numa onda. A=Movimento orbital em águas profundas, B=Movimento orbital elíptico em águas rasas,
1=Direção de propagação da onda, 2=Crista, 3=Vale.
(https://pt.wikipedia.org/wiki/Onda_oce%C3%A2nica_de_superf%C3%ADcie).

Assim, a oscilação de partículas de água, produzidas por ação da onda, tem sido medida até uma profundidade de 200 m, mas por outro lado, medidas precisas, desenvolvidas em condições marinhas normais, forneceram dados de que os sedimentos são afetados a uma profundidade de alguns metros somente (Fig.51).

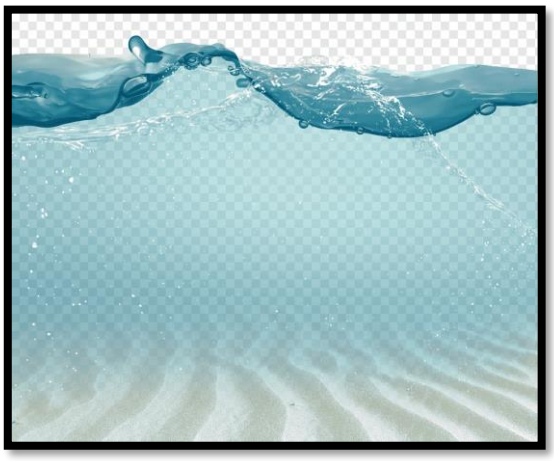


Figura 51. Marcas de ondas no fundo marinho.
(https://www.pngwing.com/pt/free-png-bmrvg).

Quanto maior a órbita, o comprimento e a amplitude das ondas, mais profunda é a sua ação.

Todas estas circunstâncias dependem do poder do vento e do tamanho do corpo de água. Numerosas medidas diretas de energia de onda têm provado que em média ela é muito maior nos oceanos do que nos mares (Tabelas VI e VII).

Tabela VI. Efeito da ação de ondas sobre sedimentos argilosos não consolidados

AMBIENTE	ONDAS AGITAM SEDIMENTOS ARGILOSOS NÃO CONSOLIDADOS
Oceano	90-100 metros, as vezes mais profundo
Mares	30-50 metros
Baías,lagoas,planos tidais	vários metros

Tabela VII. Efeitos da ação de ondas sobre sedimentos arenosos inconsolidados.

AMBIENTE	ONDAS CAPAZES DE RETRABALHAR AREIA INCONSOLIDADA
Oceano	15 metros
Mares	8 metros, as vezes mais profundo
Baías,lagoas,planos tidais	1 metros ou vários decímetros somente

Em relação as correntes marinha, estas podem ser divididas nos seguintes grupos:

a) Correntes locais, influenciadas por diferenças locais de temperatura e salinidade.

b) Correntes de grande escala, semipermanentes induzidas pela direção predominante do vento. São características da circulação de certos mares ou grandes golfos (Fig.52).

Figura 52. Corrente litorânea de grande escala com corrente de retorno.
(Modificado de www.ceco.ufrgs.br 2008)

c) Correntes de circulação oceânica (Falklands, do Brasil, etc) (Fig.53).

d) Correntes de marés (Fig.54).

Todas estas correntes podem afetar o sistema de deposição em ambientes de águas rasas.

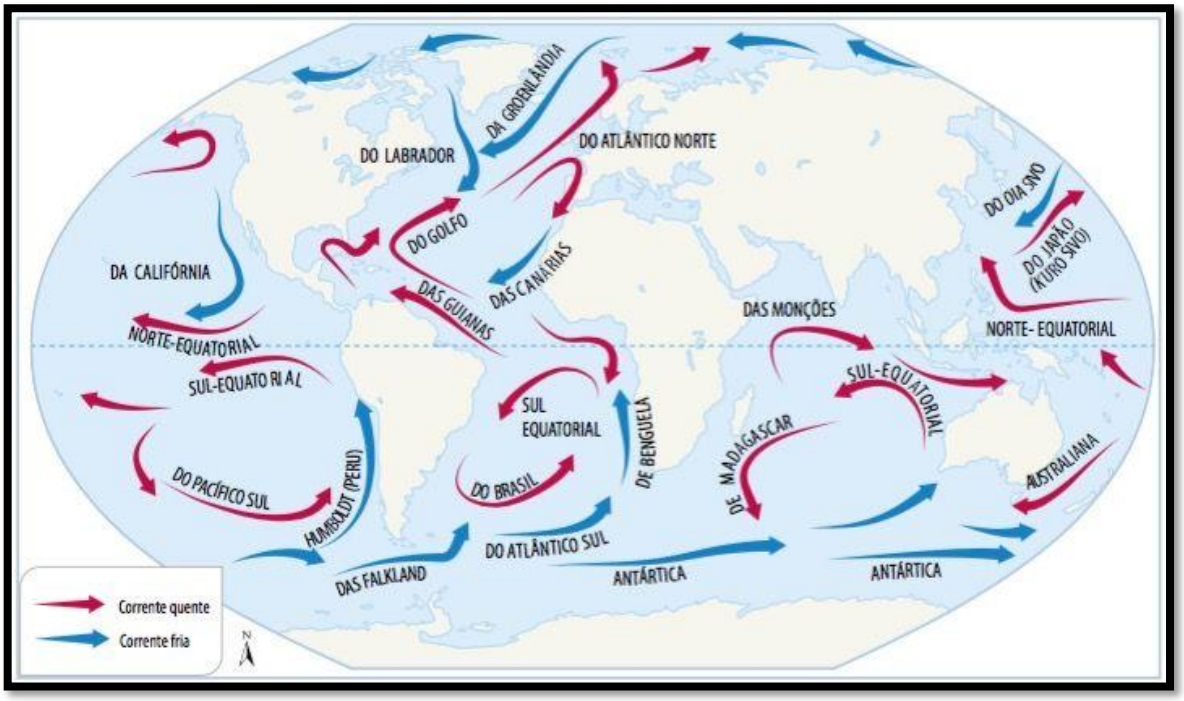


Figura 53. Correntes de circulação oceânica.
(Fonte: https://www.todoestudo.com.br/geografia/corrente-de-humboldt)

Figura 54. Corrente de maré enchente (Noruega).
(Fonte: http://rroffemix.blogspot.com/2008/08/saltstraumenthe-strongest-tidal-current.html/).

Suas velocidades médias variam de alguns centímetros/segundo a várias dezenas de centímetros/segundo. Algumas correntes locais atingem considerável velocidade, particularmente em estreitos, onde são capazes de transportar areia grossa e cascalho fino até profundidades de várias centenas de metros.

Correntes de marés podem atingir velocidades expressivas (dezenas de metros nas proximidades da quebra da plataforma).

Esta zona representa o local de correntes de fundo com velocidades mais rápidas que na plataforma interna.

Todas estas correntes mencionadas acima são correntes de superfície que podem, mas não necessariamente afetar camadas de água profundas.

5.2 - Sedimentos de plataforma aberta

Plataformas abertas de topografia regular são muito frequentes. Seu declive é normalmente bastante uniforme. Sua largura pode variar apreciavelmente.

Em costas montanhosas a largura é de apenas alguns quilômetros, mas em outras áreas como no Amazonas atinge mais de 300 km ou na Antártica onde é de 1.300 km.

Os acidentes encontrados na plataforma são formados por várias causas. Algumas são ornamentadas por uma série de depressões e espinhaços. Níveis de terraços, que são fenômenos universais, são produtos de movimentos recorrentes de estabilização do nível do mar durante transgressões e regressões progressivas.

No oceano Pacífico o terraço de 20 m é largamente distribuído, enquanto no oceano Atlântico o de 40 e 60 m são mais desenvolvidos.

Irregularidades locais são representadas por domos de sal, biohermas soterrados e outras feições. A plataforma externa pode se apresentar entalhada por "cânions" submarinos, como ocorre na plataforma amazônica, na plataforma oeste americana e em muitos outros locais (Fig. 55).

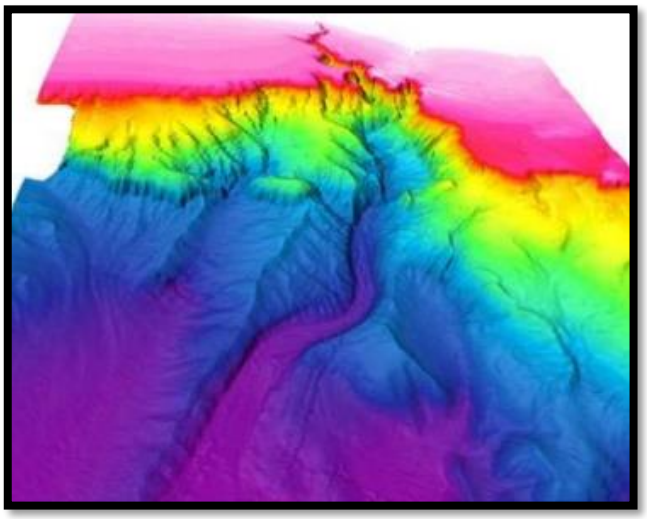


Figura 55. Cânion da baía de Monterey (USA) por sonar de varredura.
(Fonte: https://image.slidesharecdn.com/sedimentologiamargemcontinental-150614150238-lva1-app6891/95/sedimentologia-margem-continental-18-638.jpg?cb=1477166015)

A sedimentação pode ser afetada ainda por pequenas diferenças topográficas, que produzem correntes locais.

O padrão geral de sedimentação em plataformas abertas pode ser resumido da seguinte maneira:

a) Sedimentos de áreas glaciadas os quais diferem consideravelmente daqueles de outras áreas. Eles apresentam uma grande quantidade de material glacial transportado pelo gelo oceânico e pelos "icebergs" (Fig.56).

b) Em Latitudes baixas os sedimentos das plataformas, usualmente não apresentam um decréscimo em tamanho de grão com o aumento da profundidade, pelo contrário um aumento é observado.

Resumidamente, a sedimentação da área pode ser apresentada como dominantemente lutácea, na plataforma interna, mudando, através de uma faixa transicional, para um fundo areno-quartzoso que vai se tornando areno-biodetrítico à medida que nos afastamos da costa e nos aproximamos do limite da plataforma externa (Fig.57).

Figura 56. Conglomerado glacial.
(Fonte:http://previa.uclm.es/profesorado/egcardenas/depositos.htm)

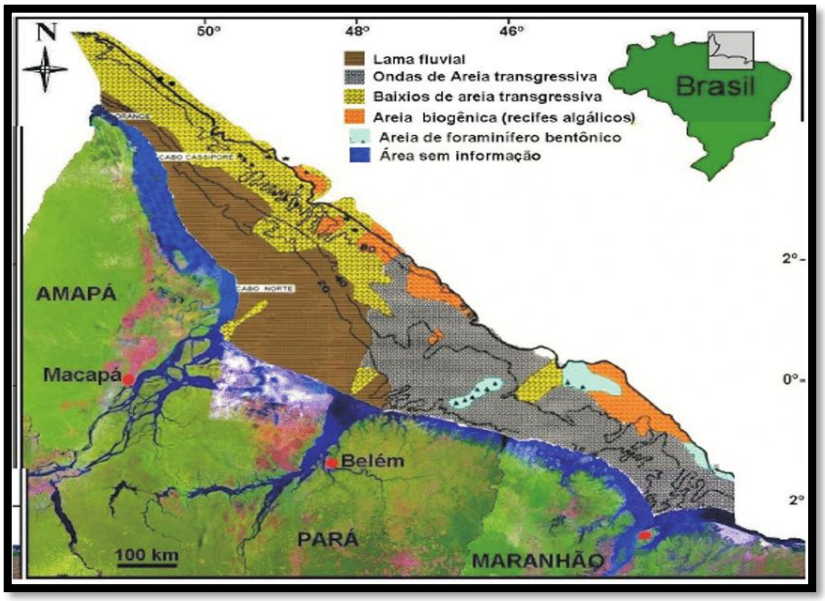


Figura 57. Distribuição dos sedimentos em plataforma de latitude baixa (Brasil).
(Modificado de Souza, 2002)

c) Em muitos locais, grande parte das plataformas são cobertas por sedimentos relíquias, cuja distribuição de tamanho não corresponde às atuais condições reinantes (Fig.58). São sedimentos normalmente arenosos cuja superfície do fundo oceânico, em condições de plataforma, é devida a presença de correntes persistentes que inibem a deposição de material argiloso ou porque o aporte de um material a esta zona é pequeno ou até mesmo ausente.

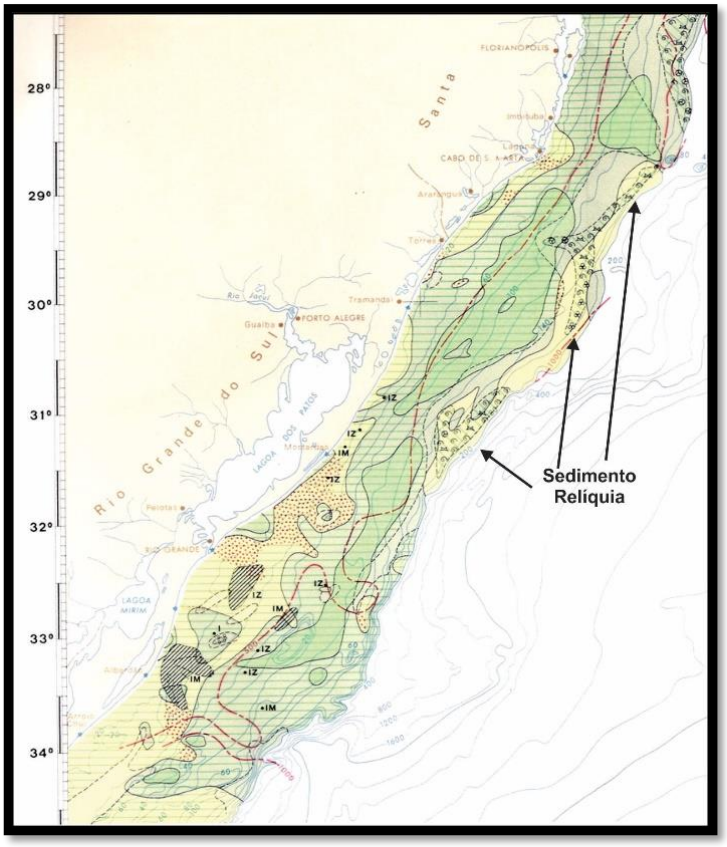


Figura 58. Localização dos sedimentos relíquias da plataforma continental do RGS.
(modificado de Projeto REMAC, 1970).

Segundo Emery (1968), aproximadamente 70% das plataformas atuais são cobertas por sedimentos relíquias, ou seja, sedimentos que foram depositados sob condições diferentes daquelas que caracterizam o ambiente atual.

A presença de sedimentos relíquias na plataforma continental brasileira foi pela primeira vez estudada por Martins, Urien e Eichler (1967), os quais determinaram, na plataforma continental do Rio Grande do Sul, extensa faixa arenosa se estendendo desde a plataforma interna até a isobática de 80 a 100 m, representando o que constituía uma extensa planície costeira arenosa, durante a glaciação do Wisconsiniano. Com a transgressão, pós-wisconsiana, toda esta faixa foi recoberta e ali permanece numa situação relíquia.

Em outros trabalhos realizados na plataforma continental brasileira, em especial Zembruscki, Gorini, Cunha, Martins & Costa (1971); Martins, Gorini, Cunha & Martins (1971), estes fizeram referências a ocorrência de sedimentos relíquias na plataforma continental norte do Brasil.

d) Aproximadamente entre as latitudes 40°- 50° Norte e Sul, em direção ao Equador, as plataformas suportam uma grande quantidade de carbonatos que são acumulados particularmente na plataforma externa, sendo representados até por calcarenitos (Fig.59). Nesta situação o conteúdo de carbonato nos sedimentos da plataforma interna é variável.

Tomando por exemplo, mais uma vez o da plataforma continental brasileira, os mapas de distribuição faciológica disponíveis (Milliman & Barreto,1975; Mabessoone,1971; Martins, Villwock & Martins,1972; Martins & Corrêa,1996), nos revelam a presença de fundos calcários, predominantemente organógenos, na plataforma externa em uma extensa área que vai desde Chuí até Cabo Frio e deste até o Maranhão.

O trabalho de Mabesoone & Coutinho (1970) é rico em apresentar detalhes, sobre a ocorrência deste tipo de sedimentação na plataforma continental brasileira.

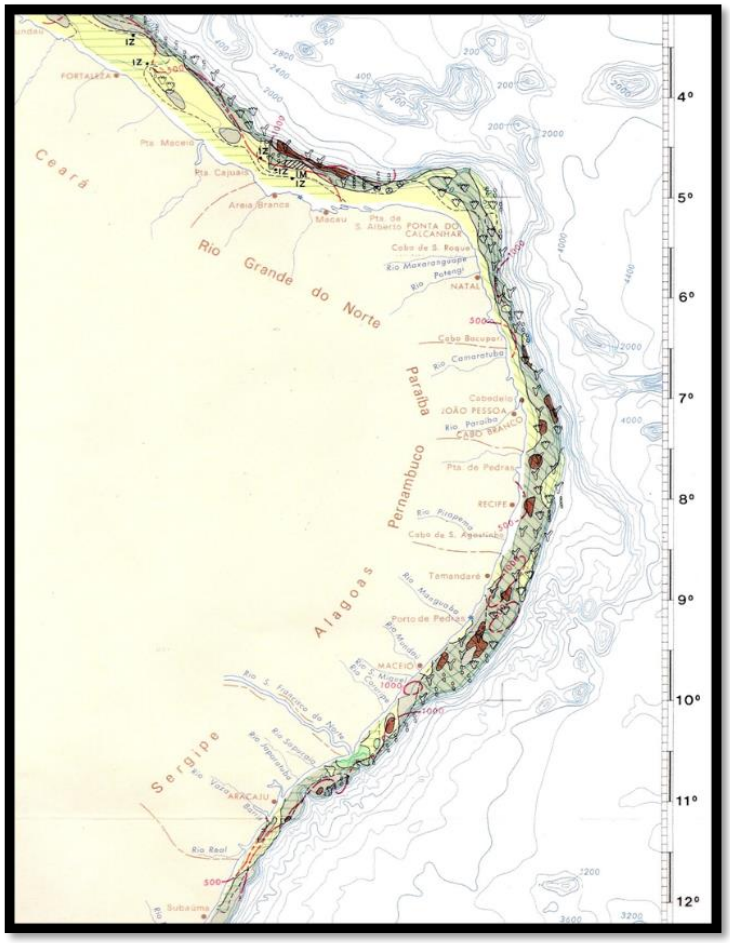


Figura 59. Distribuição dos sedimentos carbonáticos na plataforma continental NE do Brasil. (modificado de Projeto REMAC, 1970).

e) Próximo a desembocadura de grandes rios, sedimentos de granulometria fina são mais desenvolvidos, estendendo-se, muitas vezes, esse sedimentos até a plataforma externa e por vezes o talude continental (Fig.60).

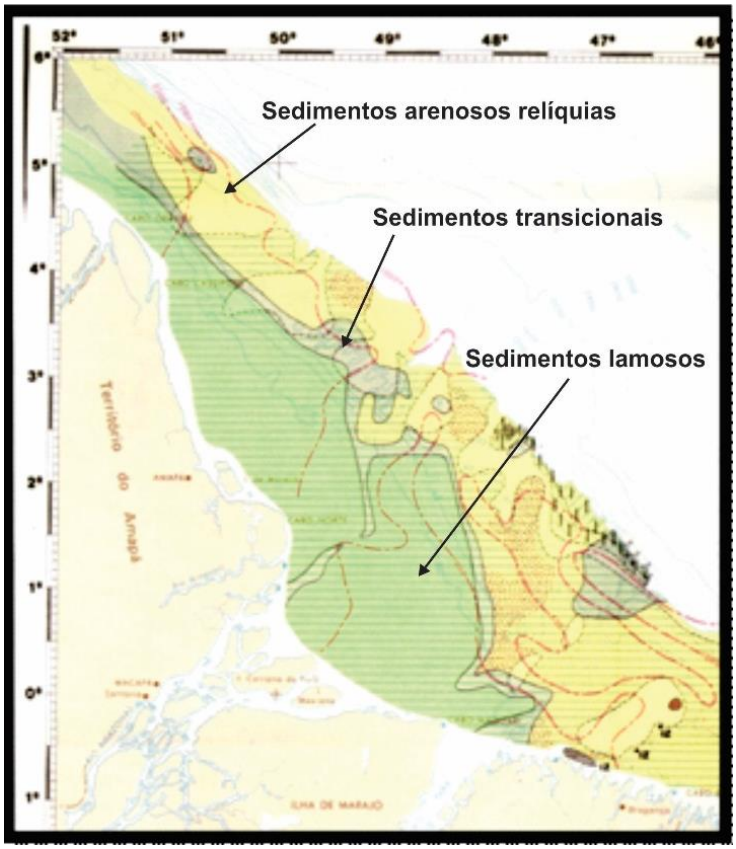


Figura 60. Distribuição dos sedimentos na plataforma continental Norte do Brasil.
(modificado de Projeto REMAC, 1970).

Exemplo dos mais clássicos, neste sentido, é do Rio de La Plata que contribui com grande quantidade de material pelítico para a sedimentação da plataforma (Urien 1967), influenciando, através da deriva litorânea, a parte sul da plataforma continental brasileira (Martins, Melo, França, Santana & Martins,1972) de fácies platina.

f) Existe uma regra geral que, em locais de sedimentação ativa, sedimentos lamíticos são encontrados e em locais ausentes de sedimentação atual expressiva, sedimentos arenosos ou mais grossos (relíquias dos depósitos pleistocênicos), são encontrados. Exemplos como os do rio Amazonas, rio São Francisco e rio de La Plata, podem ser apontados como no primeiro caso enquanto a plataforma continental sul-brasileira, onde não existe grande contribuição de sedimentos atualmente, pode ser catalogado no segundo caso.

Cascalhos podem ocorrer na zona litorânea da plataforma e na altura de sua quebra, bem como em cristas de elevações isoladas (Fig.61). Mas se comparados aos sedimentos de granulometria mais fina, eles são geralmente raros.

Figura 55. Praia de calhaus (Nice-França).
(Fonte:https://br.pinterest.com/pin/436919601338117159/)

Em locais onde areia e lama são transportadas juntas até a plataforma, os grãos mais grossos assentarão mais facilmente, enquanto os finos são carregados mais adiante, tendendo que as deposições das areias e lamas se acumularão em locais diferentes.

Plataforma com sedimentação ativa são universalmente desenvolvidas, especialmente em torno de deltas de grandes rios.

As zonas de ocorrências de sedimentos relíquias são bastante irregulares.

5.2.1 - Composição Mineralógica dos Sedimentos

Sedimentos da plataforma contém, em média, uma boa porcentagem de carbonato de cálcio, que depende grandemente da taxa de deposição. Em locais de deposição recente rápida, onde prevalece a acumulação de material fino, os depósitos são pobres em carbonato. Por outro lado, em locais de sedimentação baixa e de depósitos predominantemente grossos, sedimentos puros ou ricos em carbonato são usualmente desenvolvidos.

Exemplos de sedimentos de plataforma com o respectivo conteúdo de carbonatos são apresentados na Tabela VIII.

O limite entre a plataforma e o talude é frequentemente manifestado por um rápido decréscimo no conteúdo carbonático em direção de mar aberto (Fig.62).

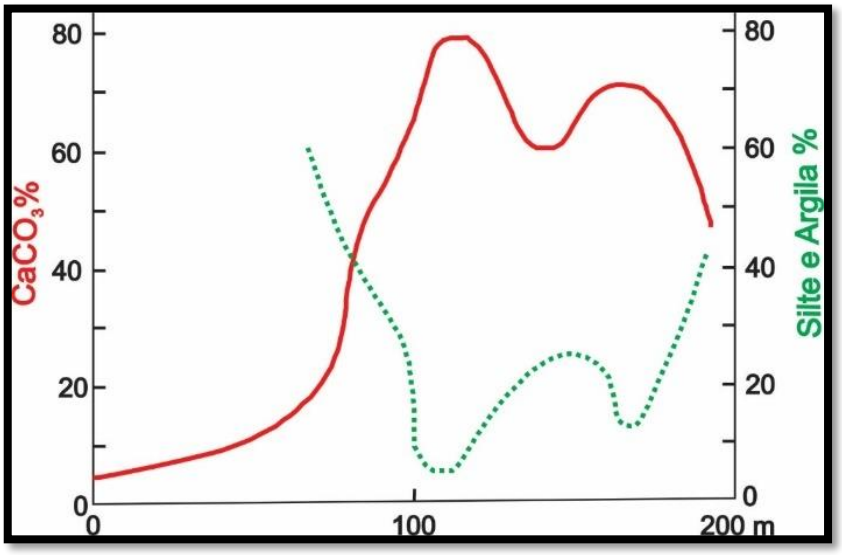


Figura 62. Variação dos teores de carbonato e lama com o aumento da profundidade em plataformas continentais.

Tabela VIII. Conteúdo de carbonato de cálcio em algumas plataformas continentais.

Região	% de Carbonato
Plat. Leste da Ásia	28% em média
Mar de Barentz	2-3% igualmente distribuído
Plat. da Califórnia	10-80%
Plat. Leste da Índia	80-90% na plat. externa
Plat. da Antártica	1-10%
Plat. da Baía do Alasca	Frequentemente abaixo de 5%
Plat. Amazônica	Menor na plat. interna e 50% na altura da quebra
Plat. das Guianas	Parte central 30-40%. Parte externa 30-90% (calcarenito)
Plat. NW do Oc. Pacífico	Abaixo de 10%

O conteúdo de matéria orgânica nos sedimentos de águas rasas foi estimado por Trask (1936) ,como sendo 2,5%.

Os sedimentos grossos de plataforma externa (calcarenitos), contém comumente 0,1-0,2% de carbono orgânico e a queda observada, em direção a mar aberto, da razão Carbono org./N, que é claramente observável, é devida ao

decréscimo de matéria orgânica de origem terrestre e o aumento de matéria orgânica de origem platafórmica (Fig.63).

O conteúdo de matéria orgânica aumenta, não somente com o decréscimo do tamanho de grão, mas também em direção a altas latitudes geográficas, onde águas mais frias retardam sua decomposição.

Figura 63. Depósitos litorâneos com camadas de matéria orgânica.
(Fonte: autor)

A presença de glauconita é característica de plataformas aberta. Sua quantidade varia de 1 a 70%, sendo que à avaliação estatística média de análises conhecidas, indicam 3-10% como sendo o valor mais frequente (Fig.64).

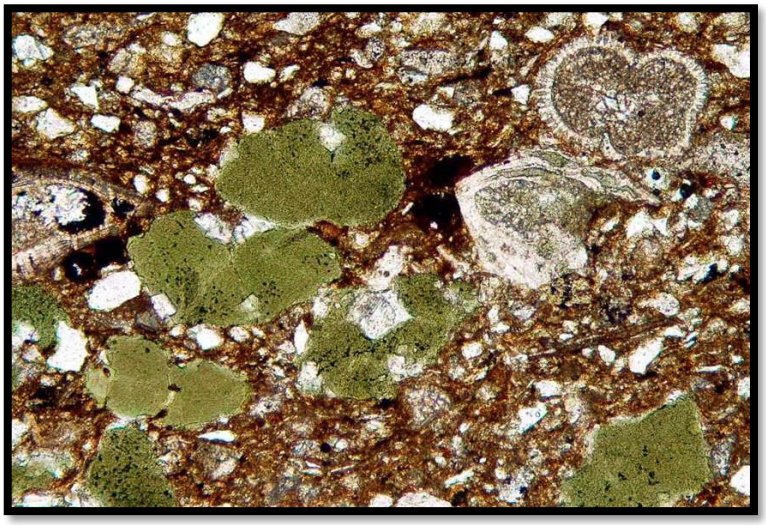


Figura 64. Grãos de glauconita, foraminíferos planctônicos e grãos de quartzo, tamanho silte com matriz micrítica (Espanha).
(Fonte: https://webs.ucm.es/info/petrosed/rc/com/ejemplos_oc_in.html)

A glauconita ocorre, principalmente, em sedimentos arenosos nas zonas centrais e externas das plataformas e decresce em sedimentos de granulação fina, para ser substituída pela pirita.

Existe uma relação direta entre o conteúdo da fração areia e a porcentagem de glauconita. Este material ocorre nas mais variadas formas; como grãos clásticos arredondados e polilobados, como nódulos metacoloidais com superfície reniforme, como preenchimento de carapaças de foraminíferos e outros organismos e como produto de alteração da biotita e outras partículas de minerais (Fig.65).

Figura 65. Grão arredondados e polilobados de grauconita. Alguns dos grãos mostram a estrutura de antigas carapaças de foraminíferos.
(http://sopasdepedra.blogspot.com/2012/04/)

A glauconita pode se formar em material de pílulas fecais e substitui metassomaticamente carapaças carbonáticas de organismos (Fig.66). Geralmente a quantidade de glauconita é indiretamente proporcional à taxa de sedimentação.

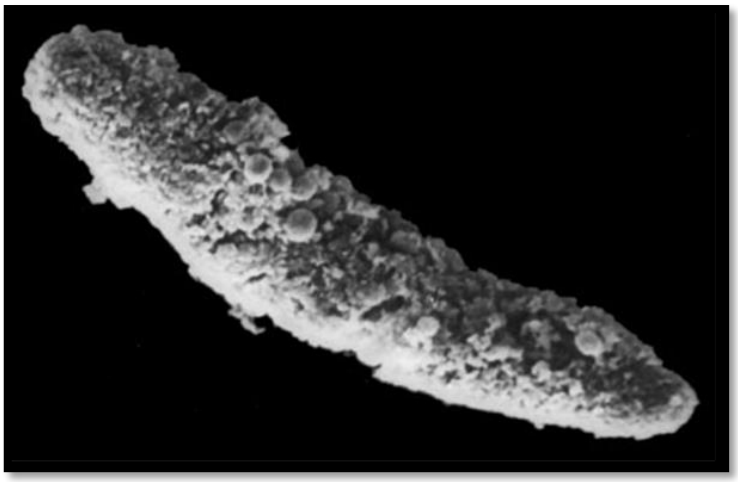


Figura 66. Pílulas fecais de organismos marinhos.

Fosfatos, um importante componente dos sedimentos de plataforma ocorrem, frequentemente, em associação com a glauconita.

Formam geralmente grãos pequenos ou grandes (acima 1/2 mm) como nódulos, recobrimentos de grandes conchas e seixos ou substituindo metassomaticamente carapaças calcárias. A descoberta de nódulos quebrados e novamente cimentados provam sua origem autigênica. Grandes nódulos são encontrados em elevações do fundo oceânico, onde partículas finas não são acumuladas (Fig.67).

Figura 67. Nódulo fosfático com aproximadamente 8 cm de largura.
(Fonte: https://www.sciencedirect.com/topics/agricultural-and-biological-sciences/phosphorite)

Apresentam normalmente uma estrutura concêntrica, com as zonas individuais sendo formadas de diferentes minerais fosfáticos. A presença de fosfatos é indicativa de sedimentação lenta, sendo sua origem causada especialmente por fatores hidrológicos.

Feldspatos, geralmente se desenvolvem em locais de correntes profundas ascendentes que atingem a plataforma.

Na fração areia, a porcentagem de feldspatos varia em relação aos grãos de quartzo, e dependem da origem do material clástico.

Geralmente o conteúdo feldspático não é maior do que 25% da fração areia.

De uma maneira gera,l a composição química dos sedimentos varia consideravelmente e corresponde a composição mineralógica (Tabela IX).

Tabela IX. Composição de areias carbonáticas e glauconíticas da plataforma continental Atlântica dos Estados Unidos.

	TODAS AREIAS %	AREIAS CARBONÁTICAS %	AREIAS GLAUCONÍTICAS %
SiO_2	52,04	1,07	22,76
Al_2O_3	0,27	0,47	0,90
Fe_2O_3	0,86	1,09	5,28
MnO	0,11	0,23	0,13
MgO	0,92	1,68	1,45
CaO	22,75	49,13	35,09
K_2O	0,18	0,33	0,98
P_2O_5	3,80	5,12	4,04
Sr	0,27	0,50	0,35
CO_3	18,80	40,40	29,02
Ca/Mg	31,10	36,60	30,20
Sr/1000Ca	7,60	6,60	6,40

5.2.2 - Sedimentos Carbonáticos de Plataforma

Ambiente sublitorâneo ocupa águas com profundidades entre -20 e -200 m. Este intervalo coincide com a profundidade limite de muitas plataformas continentais e alguns taludes superiores. Sedimentos carbonáticos, dentro deste habitat, representam, geralmente, uma transição entre águas rasas e fácies de mar profundo. Muitos carbonatos sublitorâneos consistem de material depositado durante a última elevação do nível do mar, 5.000 a 17.500 anos atrás (Milliman & Emery, 1968), misturados com carbonatos atuais e componentes plantônicos.

A solubilidade do carbonato de cálcio diminui com o aumento da temperatura (Fig.68). Emery (1968) descreve que a sedimentação dos carbonatos biogênicos aumenta nas plataformas de baixas latitudes, sendo as concentrações maiores nos lados Leste dos continentes do que nos lados Oeste dos mesmos.

A afluência de sedimentos terrígenos não só dilui os grãos carbonáticos, mas também pode soterrar muitos carbonatos de origem orgânica.

Em áreas onde a influência terrígena é menor ou onde as correntes evitam a deposição de material terrígeno, sedimentos carbonáticos predominam.

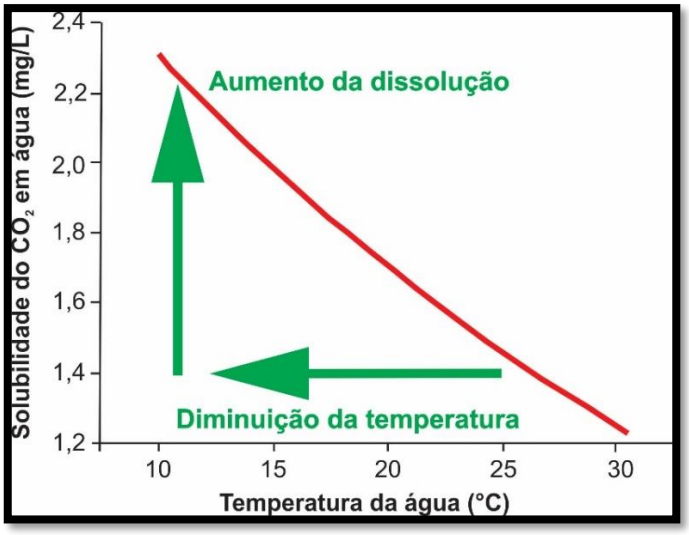


Figura 68. Curva de solubilidade do carbonato de cálcio.

A sedimentação terrígena, usualmente, é expressiva em áreas de "*nearshore*", enquanto o conteúdo carbonático dos sedimentos de plataforma geralmente aumenta em "*offshore*".

As máximas concentrações carbonáticas, usualmente, ocorrem sobre as plataformas externas ou nos taludes superiores.

A maioria dos carbonatos das plataformas continentais são do tamanho areia, entretanto, moluscos, foraminíferos e fragmentos biodetríticos podem contribuir com quantidades significante de cascalho, em algumas áreas. Milliman (1972) constatou que a maioria dos cascalhos presentes sobre a plataforma e o talude superior do Cabo Hatteras são carbonáticos. Corrêa e Ponzi (1978 a,b), estudando os cascalhos presentes na plataforma continental interna do RGS, na região de Albardão e Mostardas, constataram que a maioria destes cascalhos apresentam composição carbonática.

Carbonatos do tamanho silte e argila são derivados da degradação biomecânica de partículas maiores (Molnia & Pilkey, 1972) e, em menor quantidade, de micro constituintes. Muitos carbonatos de granulação fina, em plataformas, provavelmente refletem deposição moderna.

5.2.3 - Idades dos Carbonatos de Plataformas

Componentes carbonáticos em sedimentos de plataforma mostram uma ampla variedade de idades.

Geralmente muitos componentes carbonáticos de plataformas são de idade holocênica. Oóides, foraminíferos e moluscos de águas rasas, provavelmente, foram depositados durante a transgressão holocênica do nível do mar (Milliman,1974).

Sedimentos relíquias, frequentemente, são caracterizados por sua aparência retrabalhada. Muitos componentes são perfurados e fragmentados (Fig.69).

Figura 69. Sedimentos relíquias fragmentados e retrabalhados.
(Fonte: https://www.dreamstime.com/photos-images/tiny-seashells.html?pg=2)

Muitos fragmentos de moluscos ou equinoides, sobre a plataforma continental interna, foram depositados por organismos que vivem em condições atuais de plataforma. Similarmente, muitos destes briozoários que incrustam vários substratos, são modernos (Ross *et al.*1964; Pérès & Picard,1964; Zullo,1966; Maxwell,1968), como são muitos dos foraminíferos plantônicos dos sedimentos de plataforma externa.

Em muitos casos os sedimentos de plataforma externa tendem a ter uma maior porcentagem de calcário do que sedimentos de plataforma média ou interna (Pilkey *et al*.,1969). A explicação mais provável é que a plataforma externa tenha sofrido uma taxa de sedimentação terrígena mais baixa que a plataforma interna, desde a última transgressão marinha.

Material conchífero pode ser fragmentado por processos físicos ou biológicos. O principal agente físico é a energia das ondas, e a extensiva fragmentação por este meio é restrita, provavelmente, a zona litorânea. Este fato tem sido utilizado para indicar antigas linhas de praia.

5.2.4 - Estrutura dos Sedimentos

A observação e o reconhecimento das estruturas sedimentares, produzidas pelos processos físicos e por organismos durante a sedimentação, são de fundamental importância para a identificação dos ambientes.

As estruturas ou ornamentações de topo ou superficiais não são provavelmente tão abundantes como as do ambiente praial.

Ainda que marcas de ondulação ocorram até em grandes profundidades, de um modo geral, elas não se desenvolvem sobre grandes superfícies quando a profundidade ultrapassa 20 m (Fig.70).

Figura 70. Marcas de ondas simétricas ocasionadas por correntes de maré.
(Fonte: http://www.geta.geo.ufba.br/GETA-Quiz-04.html)

Normalmente os tipos assimétricos predominam sobre os simétricos, e os de crista regular sobre os de crista irregular (Fig.71).

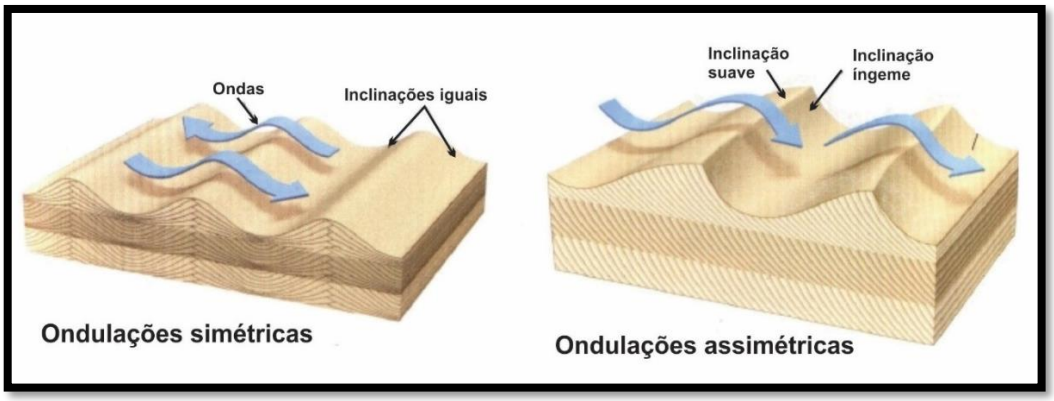


Figura 71. Marcas de ondulação simétricas e assimétricas.
(Fonte: Para Entender a Terra, 2006)

Para o estudo das estruturas internas, muitos testemunhos de depósitos sedimentares, têm sido obtidos e analisados. Tais pesquisas têm revelado que estas estruturas se apresentam homogêneas, presumivelmente devido ao retrabalhamento intenso que sofreram por organismos bênticos, que perturbam e destroem as feições produzidas no momento da acumulação dos sedimentos, não sendo por isso mesmo preservadas.

Em locais de ativa sedimentação, nos depósitos de granulometria fina, estruturas mosqueadas passando para acamadamento irregular, são usualmente desenvolvidas.

Esta relação entre taxa de sedimentação e presença de estruturas é válida. Em locais de sedimentação rápida, os organismos não possuem tempo suficiente para destruir o acamadamento primário. Quanto mais lenta a sedimentação, o acamadamento regular que vem sendo formado, passa a mosqueado, e posteriormente, se tornando homogêneo.

Em sedimentos de plataforma, bioglifos (marcas de organismos) são também frequentes, mas sua quantidade e variedade são menores do que numa praia. Eles são mais abundantes em fundo formados de areia fina e silte (Fig.72).

Figura 72. Depósito sedimentar com bioerosão (Bioglifos) – Arauco-Chile.
(Fonte: autor)

Horizontes, correspondendo a períodos mais antigos de intemperismo subaéreo ou submarino, aparecem nos sedimentos de plataforma como zonas de oxidação, formadas por hidróxido de ferro e oxidação de compostos de manganês. O limite superior da zona de intemperismo subaéreo é comumente abrupto, enquanto a zona de intemperismo submarino é mais gradual.

Estas zonas são preservadas, somente onde elas são brevemente soterradas por outros depósitos, onde um processo de acelerada litificação tem lugar.

5.2.4.1 Estratificação gradacional

Este tipo de estratificação ocorre quando a energia do agente de transporte diminui progressivamente, ocasionando a deposição das partículas por ordem decrescente de tamanho.

Caso a energia do meio aumente, resultará em uma estratificação gradacional inversa, onde o tamanho dos grãos aumentará na vertical e, também, na horizontal (Fig.73).

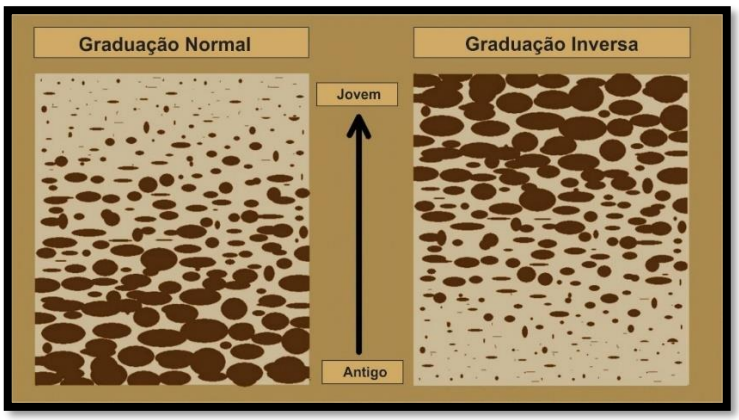


Figura 73. Depósito com graduação normal (granodecrescente) e depósito com graduação inversa (granocrescente).
(modificado de: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Inverse_grading.gif)

A estratificação gradacional é comum em ambiente aquático onde ocorre transporte por suspensão, como por exemplo, nos turbiditos (Fig.74).

Figura 74. Depósito sedimentar com estratificação granodecrescente.
(Foto do autor).

5.2.4.2. Imbricação de Seixos:

Quando seixos ou grânulos são transportados por uma corrente unidirecional, estes se depositam sobrepostos um aos outros como as telhas de um telhado. Medidas das orientações de imbricação indicam as direções das paleocorrentes (Fig.75).

Figura 75. Seixos imbricados. A seta mostra a direção da corrente.
(modificado de: https://twitter.com/stephenrice15/status/900462166280634369)

5.2.4.3. Acamadamento Plano e Paralelo:

São os depósitos que apresentam camadas planas que se delimitam paralelamente entre si, por grandes distâncias. Formam-se em ambientes lacustres e marinhos (Fig.76).

Figura 76. Acamadamento plano-paralelo.
https://docplayer.com.br/docs-images/63/49294620/images/21-2.jpg

5.2.4.4. Acamadamento Laminar:

As camadas são constituídas por sucessões milimétricas chamadas de lâminas (Fig.77). Estas se originam das flutuações na velocidade da sedimentação ou da natureza do agente. Conforme a disposição das lâminas no interior das camadas ocorrem várias formas de laminações ou estratificações:

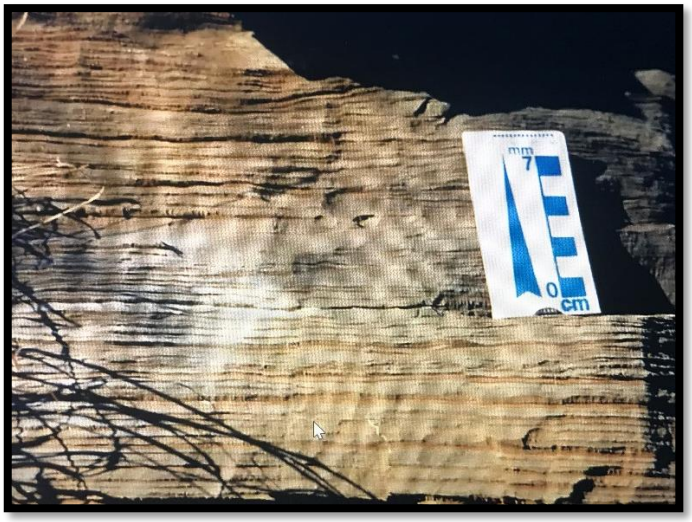


Figura 77. Estratificação laminar plano-paralela.

5.2.4.4.1 Laminação ou Estratificação Horizontal:

A superfície das lâminas é plana e paralela ou subparalela à base e ao topo da camada. Nos sedimentos finos (pelitos e micritos), a laminação se processa por decantação das partículas. Isto ocorre em um ambiente calmo de deposição. Nos sedimentos de granulometria mais grossa (areias) indicam a ação de correntes, ou seja, de alta energia hidrodinâmica (Fig.78 e 79).

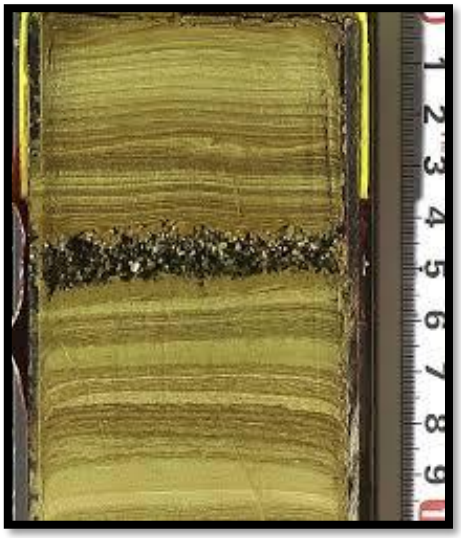


Figura 78. Estratificação plano-paralela com laminação horizontal.
(Fonte: Litt *et al*, 2009)

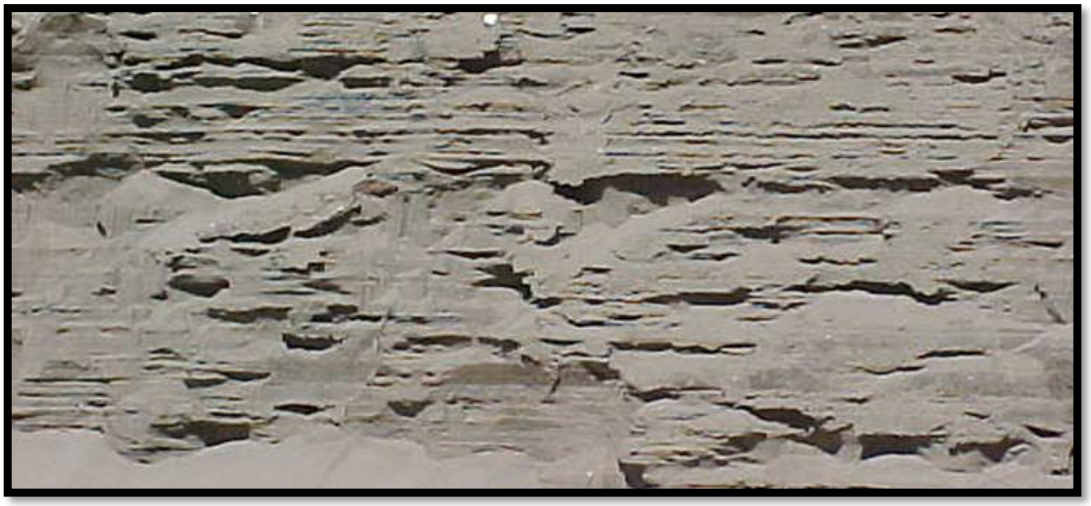


Figura 79. Laminação plano-paralela, praia de Las Piñas-Chile.
(Foto do autor).

5.2.4.4.2. Laminação ou Estratificação Cruzada Oblíqua

Esta estratificação apresenta as lâminas formando um ângulo agudo com a superfície da camada. A laminação cruzada revela o sentido das paleocorrentes. Nos depósitos aquáticos, o ângulo formado entre as lâminas e a superfície da camada subjacente é da ordem de 20° (Fig.80). Nos depósitos de origem eólica o valor atinge 40° (Fig.81).

Figura 80. Estratificação cruzada oblíqua de origem aquosa.
(Fonte: http://www.columbia.edu/dlc/cup/ricci/ricci20pl18.html)

Figura 81. Estratificação cruzada oblíqua de origem eólica (Formação Botucatu).
(Fonte: http://www.ufrgs.br/museumin/Geotopos003.html)

5.2.4.4.3. Laminação Cruzada Acanalada:

Neste caso a superfície que separa as lâminas é côncava. Desenvolve-se a partir da migração de canais (Fig.82).

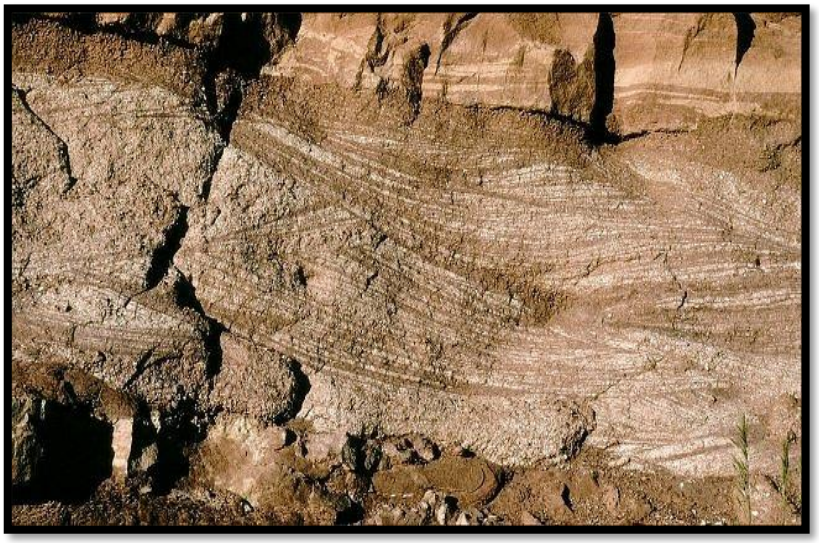


Figura 82. Estratificação cruzada acanalada

5.2.4.5. Estrutura Flaser:

Sob as mesmas condições ambientais requeridas para formarem as marcas de ondas, podem se formarem as estruturas flaser.

Assim, quando cessa a atividade de transporte das areias, o material fino, que resta em suspensão na água, começa a se depositar nas depressões entre as marcas ondulares. Antes da deposição de uma nova sequência de areia, a qual formará novas marcas de ondas, as cristas das ondas da sequência anterior são erodidas, resultando pequenas lentes côncavo-convexas de material fino no meio de depósitos mais grossos (Fig.83).

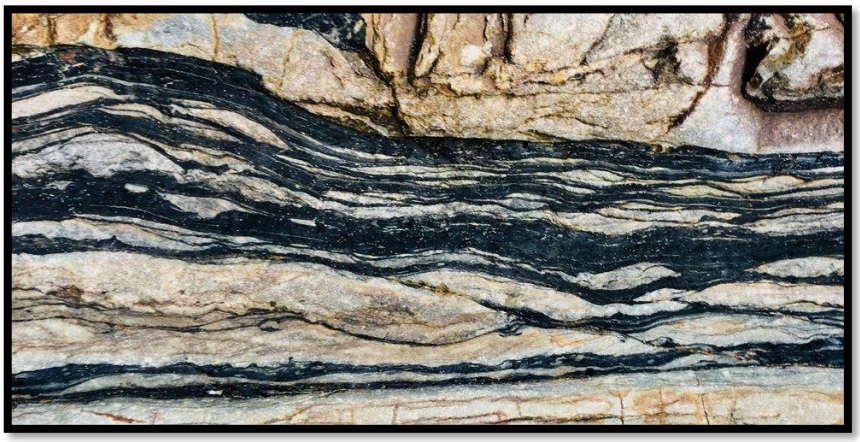


Figura 83. Estrutura Flaser (França).
(Fonte: https://pbs.twimg.com/media/D-ey0QgW4AAYJ9c.jpg)

Este tipo de estrutura se desenvolve em ambientes intermarés e em zonas estuarinas, onde há uma parada entre períodos de movimentação das águas. Nestes locais, devido a movimentação de fluxo e refluxo das correntes de maré, são originadas as estruturas com laminação em forma de espinha de peixe (*herringbone structure*) (Fig.84).

Figura 84. Estrutura espinha de peixe (*Herringbone structure*) - China
(Fonte: https://geosociety.files.wordpress.com/2014/05/3-gorges-4herringbone.jpg?w=616&h=440)

5.2.4.6. Estruturas Convolutas

Após a deposição de sequências rítmicas, formadas por intercalações de sedimentos argilosos e sílticos, sobre superfícies inclinadas, pode ocorrer um movimento do material produzindo pequenas ondulações ou micro dobras, mais ou menos irregulares, entre dois níveis mais plásticos da sequência (Fig.85).

Algumas laminações convolutas são simdeposicionais e formam-se quando sedimentos finos embebidos em água são depositados rapidamente. São reconhecidas e diferenciadas dos escorregamentos (*slump*) porque as micro dobras da laminação convoluta se encontram sempre entre camadas superiores e inferiores paralelas entre si.

Figura 85. Camada sedimentar convoluta entre camadas plano paralelas.
(Fonte: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/c/c7/Soft_sed_deformation_mcr1.JPG)

5.2.4.7. Marcas de Ondas

As marcas de ondas são ondulações rítmicas que se desenvolvem na superfície das camadas sob a ação de correntes ou ondas. A distância entre duas cristas varia desde poucos centímetros (marcas de ondas de pequeno porte) até algumas dezenas de metros (dunas).

5.2.4.7.1. Marcas de Ondas Simétricas

Estas são formadas pelo movimento oscilatório das ondas. Indicam pequenas profundidades (Fig.86).

Figura 86. Marcas de ondas simétricas de ambiente raso.
(Fonte: https://image.slidesharecdn.com/geologiarochassedimentares-150527033407-lva1-app6891/95/geologiarochassedimentares-28-638.jpg?cb=1432697742)

5.2.4.7.2. Marcas de Ondas Assimétricas

Estas são originadas por correntes unidirecionais e são formadas pela acreção de partículas que formam lâminas irregulares, que resulta em cristas e depressões. O lado mais suave da crista indica a procedência da corrente (Fig.87).

Em princípio, as marcas de ondas de origem subaquática se distinguem das de origem eólica pela característica que, nas de natureza subaquática, as partículas mais grossas se acumulam nas depressões, ou seja, entre as cristas; e nas de origem eólica, os sedimentos mais grossos se acumulam nas cristas.

Figura 87. Marcas de ondas assimétricas,
(Fonte:https://2.bp.blogspot.com/_9FEmSrwLEJ8/SOe2kdW3nDI/AAAAAAAAAD4/r-kBMcT4JWQ/s320/7L9822+ripples.jpg)

5.2.4.8. Estruturas de Deformação

A deposição rápida de areias sobre pelitos embebidos em água, produzem estruturas de sobrecarga, podendo evoluir para estruturas de “chama” ou “pseudonódulos” (Fig.88).

Figura 88. Estruturas de deformação – Pseudonódulos.
(Fonte: https://blogs.agu.org/mountainbeltway/files/2016/08/IMG_5372.jpg)

5.2.4.9. Estruturas Maciças

Estudos detalhados em sedimentos, demonstram que são raras as sequências sedimentares desprovidas de estruturas internas e, mesmo aquelas que a olho nu se mostram maciças, analisadas em raios-X, revelam a presença de estruturas.

Alguns depósitos podem apresentar estrutura maciça pelo motivo de terem perdido suas estruturas primárias durante os processos de compactação e diagênese (Fig.89).

Figura 89. Depósito sedimentar com estrutura maciça.

5.2.5. Espessura e modo de ocorrência dos sedimentos

Comparado com os sedimentos litorâneos, os sedimentos de plataforma atingem grandes espessuras. Como a morfologia das plataformas se originam por uma combinação de processos sedimentares e erosivos, ocorridos no Pleistoceno e no limite Pleistoceno/Holoceno, os sedimentos de algumas plataformas, como a do Golfo do México, atingiram uma espessura de 6.000 m de sedimentos.

Na plataforma Atlântica dos Estados Unidos, cerca de 1.000 m de sedimentos inconsolidados foram medidos, em bolsões, na zona de quebra da plataforma.

A grande espessura de depósitos de plataformas é particularmente remarcável, considerando-se que no presente, as plataformas são, frequentemente, locais de ausência de sedimentação ou erosão (Fig.90).

As plataformas de origem erosiva apresentam um fino recobrimento de sedimentos sobre um substrato sólido.

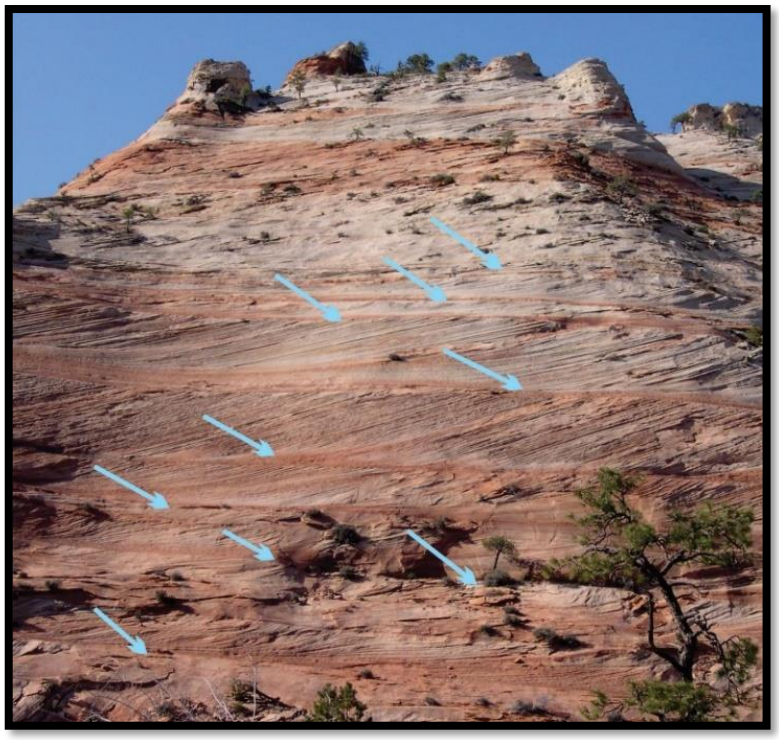


Figura 90. Superfícies erosional em sequência sedimentar.
(Fonte: https://d32ogoqmya1dw8.cloudfront.net/images/NAGTWorkshops/sedimentary/images/xbeds.jpg_crops/dfaf95f0b783f7adbe3cba3ecee24e06.jpg)

5.3. Sedimentos de plataformas abrigadas

O termo plataforma abrigada é muito amplo para definir um complexo variado de ambientes deposicionais.

Os ambientes são principalmente: plataformas abrigadas por barreiras naturais, baías, estuários, lagos, lagoas, lagunas, planícies de maré, fiordes e planos de águas rasas.

Este complexo ambiental indica que os sedimentos foram depositados num mar raso e possuem algumas feições em comum que os distinguem daqueles de plataforma aberta. As principais diferenças podem ser sumarizadas nas Tabelas X e XI, de conformidade com Kukal (1971).

Deve ser enfatizado que as partes abrigadas de uma plataforma possuem, em média, sedimentos de granulometria mais fina, maior conteúdo de matéria orgânica e um menor conteúdo de carbonato como resultado da menor quantidade de conchas calcárias.

Tabela X. Principais diferenças entre sedimentos de plataformas abertas dos de plataformas abrigadas

PRINCIPAIS DIFERENÇAS ENTRE SEDIMENTOS DE PLATAFORMA ABERTA DE ABRIGADAS	
Plataformas Abertas	**Plataformas Abrigadas**
-pequena acumulação ou sedimentação nula.	-acumulação mais expressiva de sedimentos Recentes.
-sedimentos arenosos normalmente predominantes.	-sedimentos sílticos e argilosos predominam.
-salinidade geralmente normal.	-grande variação de ambientes de água salgada, salobra, hipersalina e doce.
-fauna somente marinha.	-fauna de água doce, salobra e marinha ocorrem.
-profundidade de 10 a 200 m mais ou menos.	-profundidade média de apenas algumas dezenas de metros.
-ambiente sedimentar mais uniforme.	-ambiente sedimentar grandemente variado.

Tabela XI. Diferença entre os sedimentos da plataforma do Rio Grande do Sul e os da Laguna dos Patos (Martins, 1972).

DIFERENÇAS NAS PROPRIEDADES TEXTURAIS DOS SEDIMENTOS DE FUNDO DA PLATAFORMA INTERNA E MÉDIA DO RIO GRANDE DO SUL E LAGUNA DOS PATOS (Martins,1972)		
	Plataforma (areia)	**Laguna dos Patos (lama)**
Mediana (Md ∅)	2-3 - areia fina	5-6 - silte média
Média Aritmética (Mz ∅)	2-3 – areia fina	5-6 – silte médio
Desvio Padrão (σ ∅)	0,35-0,50 (bem selecionado)	1-2 (pobremente selecionado)
Assimetria (Sk_1)	negativa	positiva
Curtose (KG_1)	leptocúrtica (curva aguda)	mesocúrtica (curva achatada)

5.3.1. Sedimentos de Baías e Lagoas

As baías e lagoas se formam em climas quentes, temperados e periglaciais. Em virtude da ampla diversificação de climas e regiões, os sedimentos de baías e lagoas recentes apresentam grandes variações, o mesmo pode ser esperado dos depósitos antigos (Fig.91).

Os sedimentos que atapetam os fundos das baías e lagoas são consequências da área fonte e do ambiente de deposição.

Figura 91. Ambientes de baía e laguna.
(Fonte: https://upload.wikimedia.org/)

A composição e distribuição dos sedimentos de baías e lagoas depende dos seguintes fatores

5.3.1.1.Tamanho e profundidade das baías e lagoas

O tamanho das baías é um fator muito importante. Em amplos golfos, a atividade das ondas é mais intensa e a velocidade média das correntes é maior de maneira que, uma ampla praia de sedimentos de granulometria grossa, pode se desenvolver.

A profundidade das baías é outro agente importante. Baías profundas são locais de deposição de sedimentos mais finos. Baías e lagoas profundas podem estar associadas a áreas tectônicas ou a áreas de antigas geleiras.

Existe uma regra geral válida de que, abaixo da isóbata de 5 m, a diminuição de tamanho dos sedimentos com a profundidade, pode ser observada.

Baías, mesmo as de pequeno tamanho podem ter praias desenvolvidas, particularmente quando a direção do vento predominante é perpendicular à linha de praia, e quando estão conectadas ao oceano por uma ampla área de água (Fig.92).

Figura 92. Desenvolvimento de praia na Baía do Sancho-Fernando de Noronha.
(Fonte: Ana Clara Marinho/TV Globo)

5.3.1.2. Largura dos canais (inlets), quantidade de água que ingressa na baía e as condições hidrológicas resultantes.

O ingresso de água doce é decisivo para as condições hidrológicas e de suprimento de material. Baías e estuários, nos quais desembocam grandes rios, são preenchidos rapidamente por sedimentos finos, sua água é salobra e a salinidade aumenta da desembocadura em diante (Fig.93).

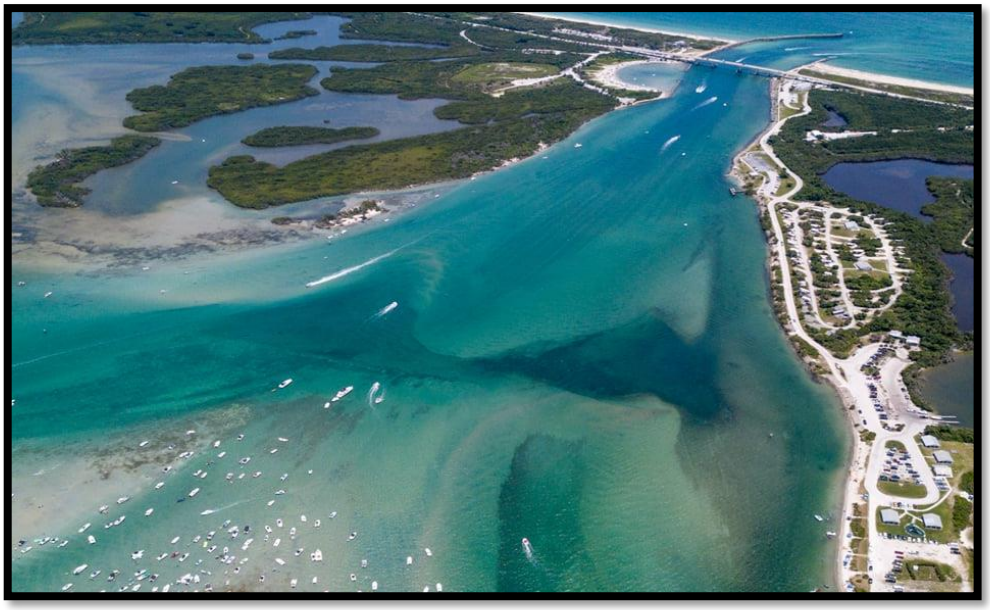


Figura 93. Visualização do *inlet* da Baía de San Sebastian-Flórida
(Fonte: https://i.vimeocdn.com/video/707856828_1280x720.jpg)

5.3.1.3. Topografia da costa (relevo e drenagem das áreas circundantes)

A topografia de uma costa é decisiva para a distribuição vertical dos sedimentos de granulometria grossa.

Os efeitos da topografia são manifestados, principalmente, em grandes baías e golfos, devido que, pequenas baías são usualmente adjacentes a costas aplainadas.

Em áreas em que o relevo circundante as baías e lagoas é suave, o material produzido e transportado é fino e em solução; quando o relevo é abrupto, o material fornecido e transportado será grosso e com pouco conteúdo em solução.

A topografia de fundo das baías e lagoas, quando regular, favorece a circulação das águas e sua aeração. Topografias irregulares dificultam a circulação, propiciando o aparecimento de condições redutoras. A circulação das águas, dentro dos corpos de baías e lagunas, é determinada pela influência da temperatura, densidade e quantidade de material em suspensão (Fig.94).

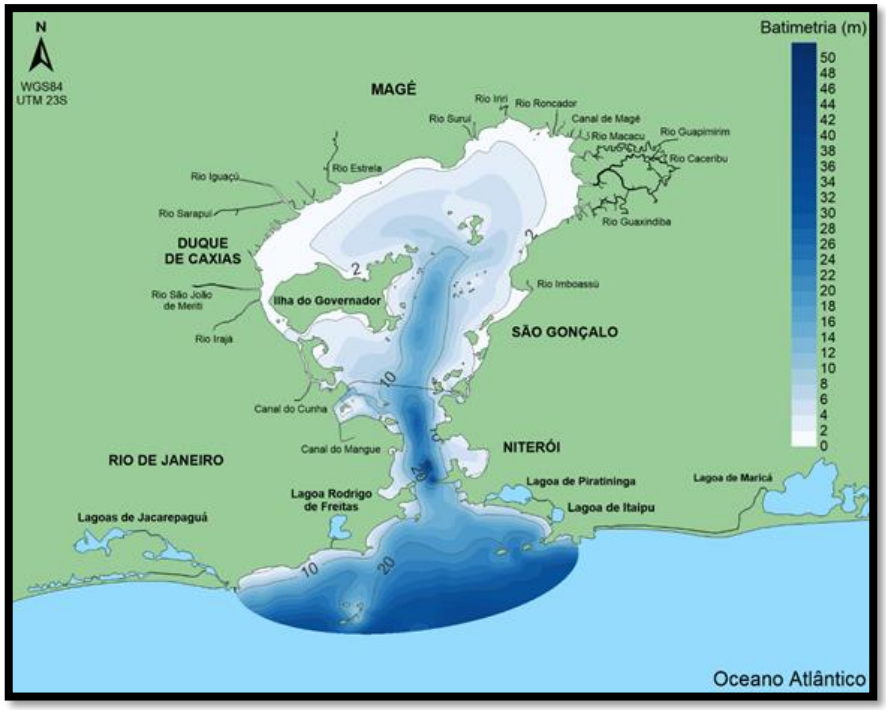


Figura 94. Carta batimétrica da Baía da Guanabara mostrando um fundo irregular.
(Fonte: http://www.baiasdobrasil.coppe.ufrj.br/assets/relatorios/rel_baia_guanabara.html)

5.3.1.4. Origem dos fundos

A origem dos fundos pode ser por escavação ou resultante de movimentos da crosta. As escavações podem ser de origem glacial, marinha, fluvial, explosões vulcânicas ou dissolução de material calcário (Fig.95). Os fundos resultantes de movimentos da crosta são originados principalmente por falhamentos.

Figura 95. Lago de origem glacial - Canadá
(Fonte: https://www.viajoteca.com/wp-content/uploads/2017/03/lake-moraine2.jpg)

5.3.1.5. Condições climáticas da região

O Clima afeta a sedimentação pelo controle exercido no intemperismo das rochas das áreas fontes, especialmente da área costeira.

5.3.1.6. Vegetação circundante

A vegetação influi na medida em que protege às áreas que fornecem materiais para a sedimentação das baías e lagoas; esta proteção se dá, tanto absorvendo parte da umidade presente, como também servindo de anteparo às chuvas violentas e de moderadora para as enxurradas (Fig.96).

Figura 96. Vegetação circundante a um estuário.
(Fonte: https://meioambiente.culturamix.com/blog/wp-content/uploads/2019/11/Estu%C3%A1rios-5.jpg)

5.3.1.7. Caráter geoquímico das águas

Outro fator que vem influenciar na deposição de sedimentos em baías e estuários é o caráter geoquímico apresentado pela água. Os valores de Eh e Ph são importantes na aceleração da precipitação de alguns tipos de sedimentos.

5.3.2. Composição e tamanho dos sedimentos

5.3.2.1. Sedimentos cascalhosos

Depósitos de cascalho são raros. Praias de cascalho ou cascalho relíquia e frações de cascalho formados de testas de organismos podem ocorrer somente em grandes baías ou estreitos (Fig.97).

Figura 97. Praia de cascalho em uma enseada.
(Fonte: https://cdn.pixabay.com/photo/2017/07/13/15/07/seascape-2500755_960_720.jpg)

5.3.2.2. Sedimentos arenosos

As seguintes condições são favoráveis para a deposição de sedimentos arenosos em baías e lagoas:

a) Baías ou lagoas não muito profundas.

b) Presença de dunas eólicas na área costeira ou uma barreira ampla de areia separando a lagoa do oceano. Areia transportada das dunas ou barreiras formam grande parte dos sedimentos de baías ou lagoas.

c) A presença de sedimentos antigos relíquias pleistocênicos e condições de não sedimentação. Este fator, que é tão abundante em uma plataforma aberta, é excepcional em ambientes de baías e lagunas.

Areias praiais de lagoas e baías são mais finas do que areias marinhas e de praias oceânicas com mediana entre 0,08 mm (AMF) e 0,15 mm (AF). A sedimentação de silte e argila representam geralmente o sedimento mais volumoso nas baías e lagoas. As condições de suas acumulações são diversas daquelas que governam a acumulação de areias.

No mapa da figura 98, que apresenta a Lagoa dos Patos, tais deduções podem perfeitamente serem realizadas, verificando a distribuição dos diferentes parâmetros estatísticos de tamanho de seus sedimentos de fundo (Tabela XII).

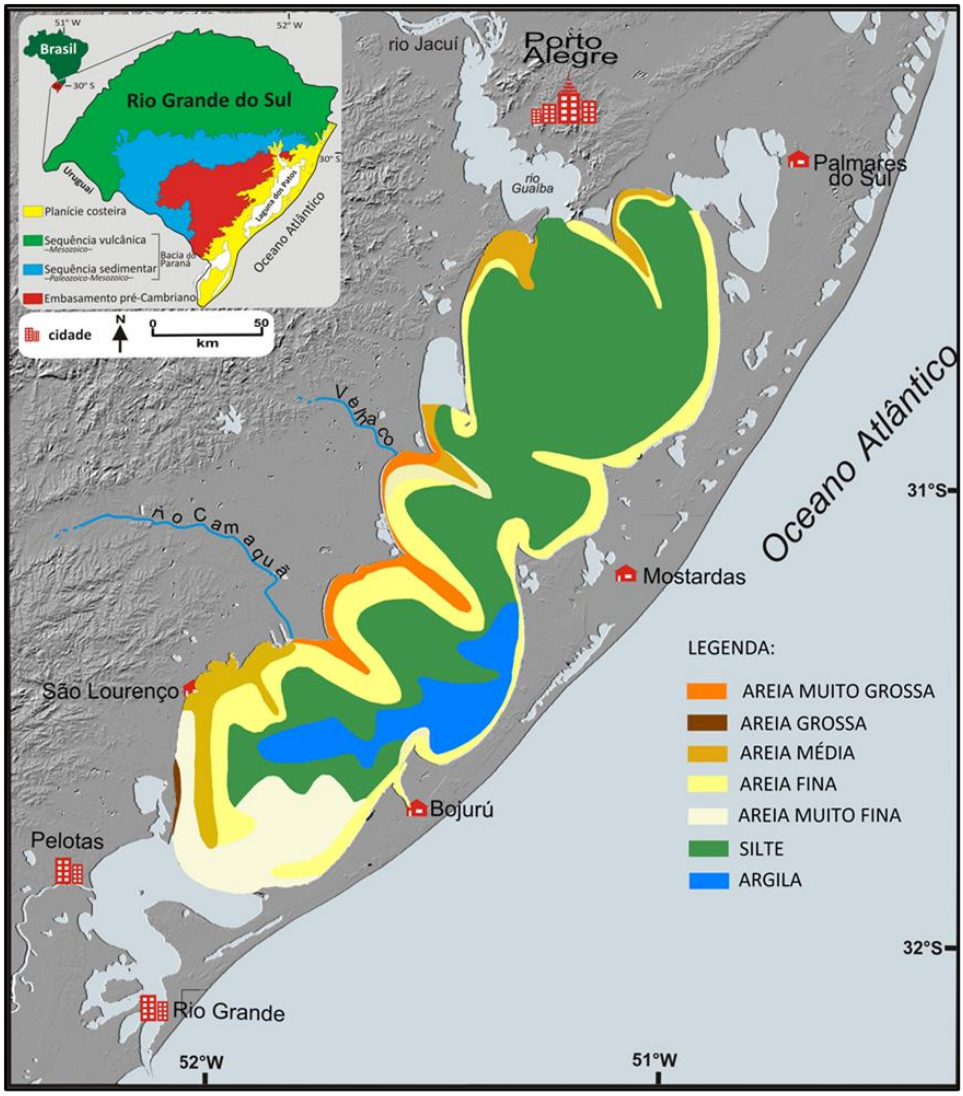


Figura 98. Distribuição dos sedimentos superficiais do fundo da Lagoa dos Patos-RS.
(Mapa do autor)

Através dos mesmos fica perfeitamente demarcada a influência das três fontes principais na sedimentação da Lagoa dos Patos.

a) Sedimentos finos, originados de deposição lenta nas partes centrais e mais profundas, provenientes da carga de suspensão do complexo fluvial do Guaíba e do rio Camaquã.

b) Sedimentos arenosos médio/grossos das zonas rasas e praiais da margem continental, representando material proveniente da Formação Graxaim e do Escudo Sul-Rio-Grandense.

c) Sedimentos arenosos finos das zonas rasas e praiais da margem da restinga, consistindo de material retrabalhado da formação Chuí e de areias recentes, ingressas por ação de correntes eólicas, uma vez que o vento predominante na planície costeira é o tipo "*onshore*", soprando predominantemente de NE.

Depósitos mais grossos e melhor selecionados, afetados por ação de ondas, se originam nas partes mais rasas das baías e lagoas, enquanto que sedimentos depositados em águas calmas, ocorrem, principalmente, nas partes centrais mais profundas, não afetados por ação de ondas ou por suprimento fluvial.

Tabela XII. Variação dos parâmetros estatísticos dos sedimentos da Laguna dos Patos.

VARIAÇÃO DOS SEDIMENTOS DA LAGUNA DOS PATOS (Martins,1967/1972)				
Sub-Ambiente	**Mz ∅ mm**	**Seleção So**	**Assimetria SK_1**	**Curtose KG_1**
Parte rasa margem continental	0-1 1,0-0,50 areia grossa	0,50-1,50 moderada à pobre	0,90-0,01 muito positiva à simétrica	0,47-0,52 mesocúrtica
Parte rasa margem da restinga	3-4 0,125-0,062 areia muito fina	0,50-1,00 moderada	0,4-0,8 muito positiva	0,47-0,52 mesocúrtica
Parte centrais	5-6 0,031-0,015 silte médio	1,00-2,00 pobre	0,1-0,6 positiva à muito positiva	0,47-0,52 mesocúrtica
Areia de praia oceânica	média 2,44 areia fina	0,190 muito bem	-0,25--0,50 negativa	leptocúrtica
Dunas costeiras	2,52 areia fina	0,177 muito bem	-0,35 muito negativa	mesocúrtica

5.3.2.3. Conteúdo de Carbonato

O conteúdo de carbonato depende principalmente das condições hidroquímicas e hidrológicas das baías e lagoas, particularmente em Ph e salinidade. Ambos os fatores são influenciados pela presença ou ausência de fluxo de água doce e da largura da conexão com o mar (Tabela XIII).

A sedimentação e a distribuição do carbonato em sedimentos de plataforma abrigada são governadas pelas seguintes leis:

1- Os sedimentos de baías e lagoas com água salobra (pH mais baixo do que a água do mar) contém carbonato somente nas frações mais grossas, sob a forma de fragmentos de carapaças ou remanescentes orgânicos. A porcentagem máxima de $CaCO_3$, nos sedimentos grossos, é de 80%. A quantidade decresce rapidamente nos sedimentos de granulometria fina e crescem na conexão das lagoas

com o mar, isto é, naqueles locais onde as condições passam para as de marinho aberto normal. Nesses locais, os sedimentos são geralmente muito ricos em $CaCO_3$, formados quase que exclusivamente por material biogênico. Concomitantemente o tamanho dos grãos dos sedimentos também aumenta.

Tabela XIII. Conteúdo de carbonato de cálcio na Baía de Sebastian Viscaino e no Golfo de Nápoles.

CONTEÚDO DE CARBONATO NA BAÍA SEBASTIAN VISCAINO E GOLFO DE NÁPOLES (Emery,1957 e Muller, 1958)	
Ambientes	**% $CaCo_3$**
1. Baía Sebastian Viscaino	
Praias	12,0 (acumulações locais de conchas)
Partes rasas costeiras	10,0
Partes centrais	21,0
Estreitos	65,0
2. Golfo de Nápoles	
Areias praiais grossas	1-20
Areias grossas de elevações submarinas	20-40
Sedimentos de granulação média de elevações submarinas	10-15
Sedimentos costeiros de granulação média	5-6
Sedimentação das partes mais profundas	5-10

2- Nos sedimentos de baías e lagoas com águas super-salinas, sem influxo de água doce, ou completamente separados do mar e apresentando uma reação de águas mais alcalinas, o carbonato pode ocorrer como material biológico e como material lamítico fino, produzido por precipitação química ou bioquímica de carbonato de cálcio.

Em casos extremos a quantidade de carbonato aumenta em direção aos sedimentos de granulometria mais fina das partes centrais.

Em lagoas tropicais e subtropicais a sedimentação é fortemente carbonática e uma grande parte do carbonato é de origem biológica. Esteiras de algas estão presentes com lama calcária que se deposita principalmente na zona intertidal.

Pisolitos (2 a 10 mm, semelhantes aos oólitos) e pedaços de aragonita contribuem também para a sedimentação, sendo o Golfo Pérsico e as Antilhas Holandesas (*South Bonaire*) bons exemplos deste tipo de sedimentação (Fig.99).

Figura 99. Pisólitos
(Fonte: https://3.bp.blogspot.com/-zSGYUIUKO1E/UmwG4zK--yI/AAAAAAAAF7E/oyEx7d3mI28/s1600/GC3.JPG)

5.3.2.4. Matéria Orgânica

A matéria orgânica é muito sensível a composição granulométrica e seus teores aumentam nas frações mais finas. Argilas das partes centrais, frequentemente, contém mais do que 5% de carbono orgânico.

A composição da matéria orgânica, algumas vezes, muda a partir da desembocadura dos rios, com um decréscimo na razão Carbono org./Nitrogênio org.

Assim por exemplo, em pequenas baías da costa Australiana, a proporção C/N decresce de 37 para 17, fora dos mangues em direção às partes livres das baías, mas em locais onde a matéria orgânica deriva mais do plâncton e bentos marinhos a razão cai para 10.

5.3.2.5. Composição Mineralógica dos Sedimentos

Areias e cascalhos de lagoas e baías são de composição similar aqueles de outros ambientes sedimentares.

Os mais importantes e interessantes indicadores dos ambientes, são os minerais autígenos dos sedimentos argilosos. Enquanto a glauconita e a fosforita são predominantes entre os autígenos de plataformas abertas; pirita é mais abundante em sedimentos de baías e lagoas.

A quantidade de pirita aumenta com a profundidade, mas sua concentração é algumas vezes máxima, poucos centímetros sob os sedimentos superficiais.

Os estudos detalhados da composição dos minerais argilosos dos sedimentos mais finos, conduz a resultados contraditórios. Alguns autores registram que esmectita aumenta e ilita decresce em quantidade, para fora da desembocadura dos rios (Fig.100). Estudos realizados por Villwock, Martins & Formoso (1972), na composição mineralógica das argilas dos sedimentos de fundo da Lagoa do Patos, revelaram esmectita seguida de caolinita e interestratificados do tipo ilita-esmectita, como os mais abundantes.

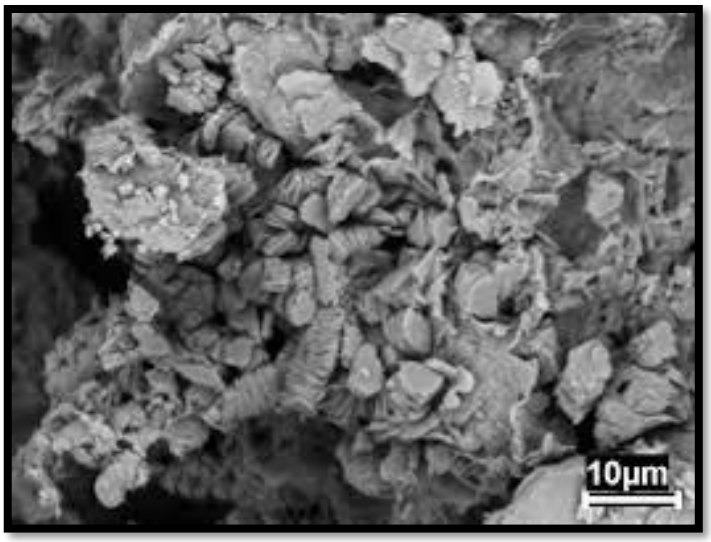


Figura 100. Imagem do MEV de uma esmectita autigênica.
(Fonte: https://encrypted-tbn0.gstatic.com/images?q=tbn:ANd9GcSDDXAAD6-guP4T9AHa7n-c1V0V7C1VAw3JDw&usqp=CAU)

Assinalam os autores que sua quantidade relativa diminui apesar de ser o mineral dominante. Resultados obtidos no Golfo do México são bem diferentes.

O primeiro caso tem sido interpretado em termos de diferenciação mecânica, e o último, explicado por processos diagênicos, ou processos singênicos (formado durante a deposição) no limite, água doce/água salgada.

A possibilidade destas transformações diagênicas, particularmente da esmectita para ilita, tem sido provada por experimentações e observações diretas em sedimentos Recentes.

Kukal (1971) afirma que em geral existe, em todas as baías e lagoas, uma predominância moderada da ilita, com esmectita vindo logo a seguir. Caolinita é predominante em algumas lagoas tropicais ou em mangues, mas em média é subordinada (Fig.101).

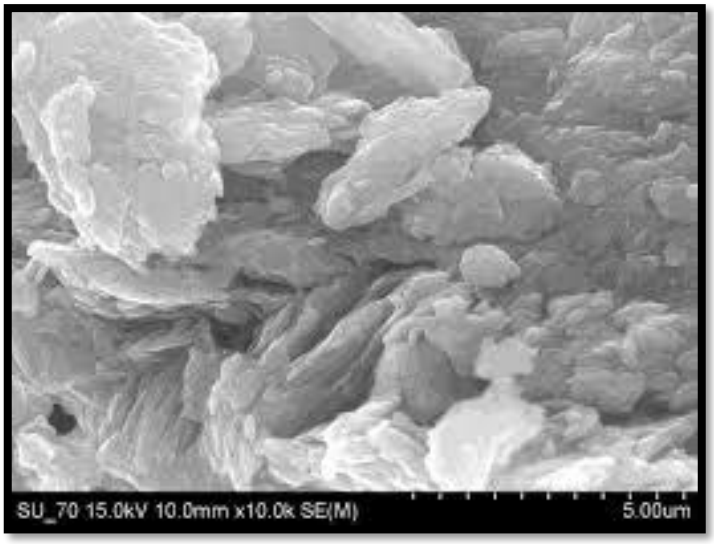


Figura 101. Imagem do MEV de uma caulinita.
(Fonte: Silveira *et al.*2016)

Assinala, este autor, que a presença de minerais com estruturas mistas ainda não foram perfeitamente classificadas; estas têm sido registradas em algumas baías e lagoas. Estruturas mistas ilita-clorita foram identificadas no mar Adriático.

Villwock, Martins & Formoso (1972) registram, dentro do complexo mineralógico argiloso dos sedimentos de fundo da Lagoa dos Patos, estrutura mista de ilita-montmorilonita (I10-14M) nos sedimentos ocorrentes no extremo sul da Lagoa próxima à sua conexão com o oceano Atlântico onde, a salinidade é sempre mais elevada. Nesta zona ocorre, igualmente, um aumento na cristalinidade da ilita e uma diminuição nas quantidades relativas de montomorilolita, caolinita e clorita.

Os autores afirmam que estas modificações sugerem a atuação de processos de sedimentação diferencial e transformação dos argilo-minerais como consequência de mudanças ambientais.

5.2.3.6. Sedimentos Biológicos

Como resultado da produção orgânica imensa, sedimentos organógenos podem se constituir no principal tipo, em algumas baías e lagoas.

Diatomáceas são evidentes, sendo que em alguns locais cerca de 45.000 carapaças podem ocorrer em 1cm^3 de material (Fig.102).

As informações mais detalhadas sobre esse tipo de sedimento, provém do Golfo da Califórnia. Os depósitos se apresentam laminados, alternando lâminas claras (ricas em diatomáceas) e escuras (ricas em argila), de aproximadamente 2 mm de espessura. Sua composição consiste em 52,4% de opala, nas lâminas claras, e 26,5%

nas lâminas escuras, possuindo ainda cerca de 20% de $CaCO_3$, pequena porcentagem de material terrígeno e algumas espículas.

Figura 102. Depósitos de diatomáceas.
(Fonte: https://www.biodrydiatomaceas.pt//assets/stores/1337/userfiles/mina_diatomaceas.png)

Biohermas de ostras e estromatólitos, constituem outro tipo de sedimento frequente, particularmente nas margens e nas proximidades dos estreitos, tendo sido descritos, por exemplo, em muitas partes da Baía do Texas (Figs.103 e 104).

Figura 103. Bioherma de ostras – França.
(Fonte: https://www.ilenoirmoutier.fr/images/huitres.jpg)

Figura 104. Bioherma de estromatólitos.
(Fonte: http://andrecafe.blogspot.com.br/2010/01/o-que-e-estromatolito.html)

Carapaças de organismos (pelecípoda, gastrópode, pterópoda, porífera, antozoa etc.), podem constituir particularmente a fração grossa dos sedimentos, em grupos individuais, sendo representados em várias proporções (Figs.105,106 e 107).

Figura 105. Gastrópodes marinhos
(Fonte:https://cdn.pixabay.com/photo/2016/04/12/20/01/mussels-1325258_960_720.jpg)

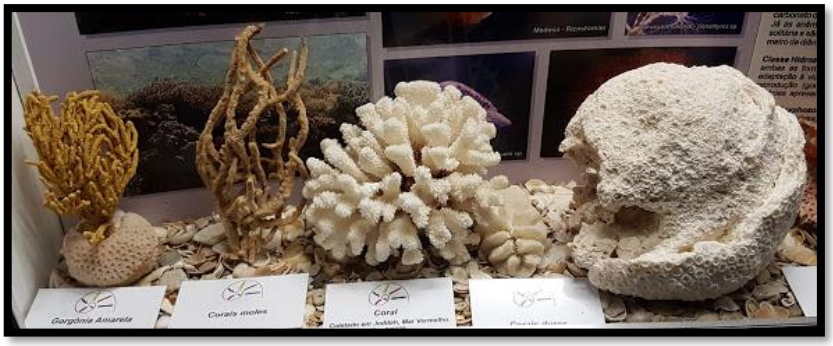


Figura 106. Corais fósseis (Antozoa).
(Foto: Museu Oceanográfico Prof. Eliézer Rios – FURG)

Figura 107. Bivalves fósseis (Pelecípoda), Bacia do Aquitaine).
(Fonte: https://www.le-comptoir-geologique.com/_media/img/large/b62-09-012016.jpg)

Figura 108. Porífera (esponjas fósseis).
https://www.digitalatlasofancientlife.org/wp-content/uploads/2019/11/Recent-Sponge-B.png

Foraminíferos, especialmente, constituem outro tipo de depósitos de carapaças cuja quantidade pode se tornar expressiva (Fig.109).

Figura 109. Algumas espécies de foraminíferos textulariinos e alogromiinos encontrados nos canais Parapuca e Carapitanga, delta do rio São Francisco-Brasil.
(Fonte: Semensatto Jr. & Dias-Brito, 2004).

5.3.2.7. Estruturas sedimentares dos depósitos

Três tipos fundamentais de estruturas ou feições deposicionais caracterizam os sedimentos de plataformas abrigadas.

a) Estruturas homogêneas

b) Estratificação e laminado regular

c) Estratificação e laminação secundariamente perturbada por:

1) fatores inorgânicos

2) fatores biológicos

Existe uma regra geral que diz: quanto mais lenta a sedimentação e mais abundante os organismos bentônicos presentes no ambiente, mais homogêneas são as estruturas sedimentares.

Uma perfeita estratificação só ocorre em dois casos: ausência de fauna bêntica ou em razão da sedimentação ser tão rápida que a estratificação original não pode ser perturbada pelos organismos.

Estruturas homogêneas se desenvolvem em sedimentos grossos (areias) e argilas. Estas estruturas são quase invariavelmente de origem secundária, podendo ser primária em algumas argilas de águas profundas. Estruturas mosqueadas parecem ser as mais abundantes em sedimentos lagunares e de baías.

Laminação regular se origina pela alternância de material de diferente tamanho de grão ou por alteração do material biológico ou químico. O último tipo de laminação é mais abundante do que o primeiro.

Seibold (1958) registra, para o Mar Adriático, uma laminação típica, que é devida a alteração de lâminas claras, ricas em carbonato, com lâminas mais escuras, que são mais ricas em matéria orgânica.

A espessura das lâminas é de 0,25 mm. As lâminas mais clara contém 60% de $CaCO_3$, 8% de matéria orgânica, 30% de componentes clásticos terrígenos e 2% de sulfeto de ferro.

As lâminas mais escuras, atingem somente 30-50% de $CaCO_3$. As laminações refletem trocas sazonais: as lâminas claras correspondem aos períodos de verão e as escuras aos períodos de outono e inverno (Fig.110).

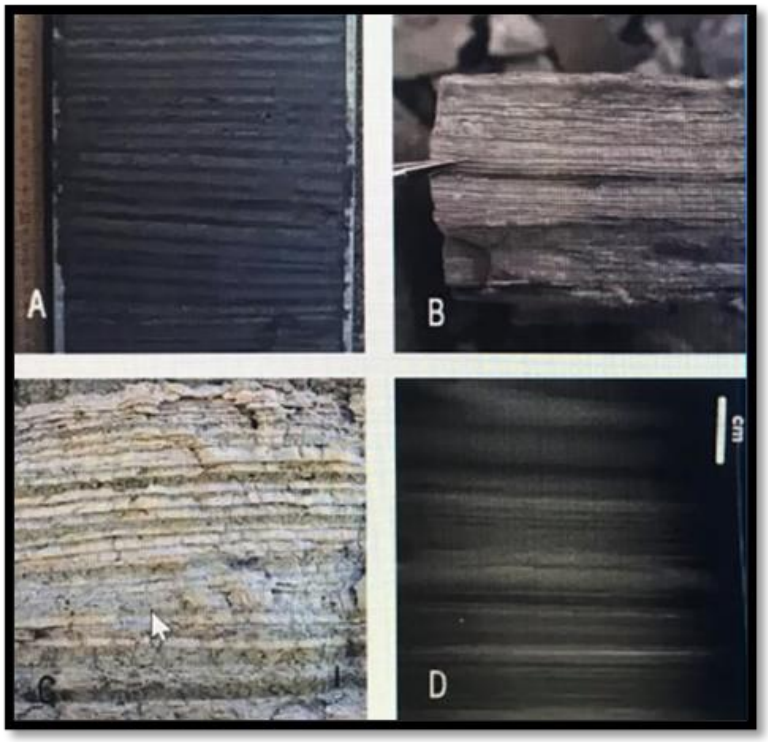


Figura 110. Laminação plano-paralela em depósito carbonático lacustre.

Igualmente, no Golfo da Califórnia, uma laminação bem desenvolvida foi encontrada em argilas de diatomáceas, onde lâminas escuras de 0,5 mm, ricas em material terrígeno, se alternam com lâminas mais claras, de mesma espessura, ricas em frústulas de diatomáceas.

As lâminas claras são depositadas após a florescência de verão das diatomáceas, quando, uma chuva de testas, assentam no fundo. A taxa de acumulação de diatomáceas foi calculada como sendo duas vezes maior que as de siltes e argilas terrígenas (92 mg/cm² contra 53 mg/cm² por ano).

A laminação regular é preservada também devido à ausência de fauna bêntica, em partes desta área.

As perturbações secundárias, na estratificação e laminação, são muito comuns, produzidas, seja por atividade de organismos, ou pelo escape de bolhas de ar da água intersticial dos sedimentos (Fig.111).

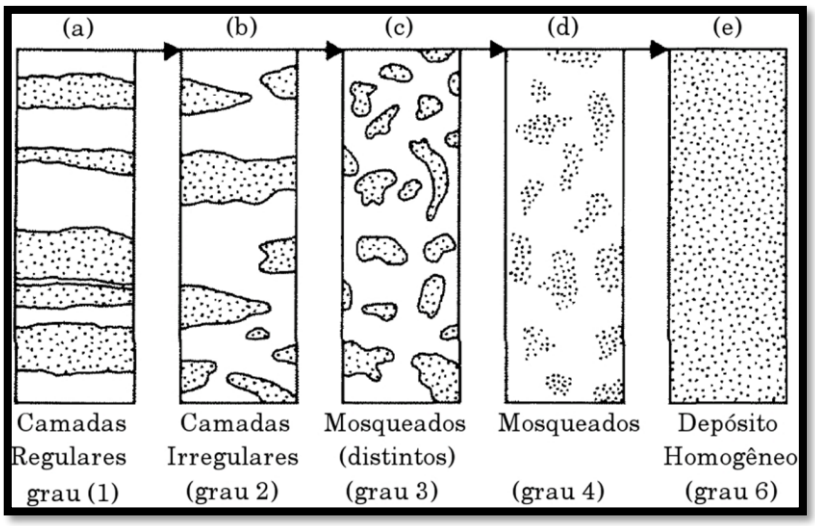


Figura 111. Grau de perturbação biogênica em um depósito sedimentar.

5.3.2.8. Modo de Deposição

Os sedimentos de baías e lagoas ocupam porções definidas entre os sedimentos Recentes e seu significado, na história geológica, não pode ser desprezado.

De maneira similar, aos sedimentos deltaicos, estes representam uma transição entre depósitos continentais e marinhos.

Onde sedimentos marinhos são os únicos componentes das séries antigas, os depósitos lagunares são suas fácies marginais. Por outro lado, formam a fácies marginal de depósitos continentais.

No lado continental, estes se encontram próximos aos depósitos praiais ou sedimentos pantanosos ou ainda campos de dunas.

No lado marinho, gradam para barreiras de areia ou depósitos praiais de restingas.

Todos os sedimentos de baías e lagoas são muito sensíveis as oscilações do nível do mar, mesmo que pequenas. Abundantes referências são feitas para alternância vertical de sedimentos lagunares finos e areias de barreiras, que resulta da oscilação do nível do mar e subsequente estabilização das condições, pela migração lateral dos ambientes individuais.

Estabelecendo-se que o movimento positivo do nível do mar ocorre a uma velocidade constante, uma barreira arenosa se desenvolve primeiro e a laguna ,então formada, é preenchida por sedimentos finos lagunares e depósitos continentais (principalmente fluviais), podendo se alternar através de uma seção vertical.

A espessura dos sedimentos Recentes, de baías e lagunas, podem variar consideravelmente. Onde não ocorre subsidência intensa, a espessura é ao redor de poucas dezenas de metros.

5.3.2.9. Sedimentos de Mangues

Os manguezais são ecossistemas costeiros de transição entre os biomas terrestre e marinho. O termo se aplica a zonas úmidas, características de regiões tropicais e subtropicais, associadas às margens de baías, enseadas, barras, desembocaduras de rios, lagunas e reentrâncias costeiras, onde há encontro de águas de rios com a do mar, ou diretamente expostos à linha da costa, sujeitas ao regime das marés e dominadas por espécies vegetais típicas, às quais se relacionam outros componentes vegetais e animais.

Ao contrário do que acontece em praias arenosas e dunas, a cobertura vegetal dos manguezais se instala em substratos lamosos ou areno-lamoso de formação recente, de pequena declividade, sob a ação diária das marés de água salgada ou, pelo menos, salobra.

As costas da Flórida, Cuba, Guianas, partes da costa do Brasil e Sumatra são típicos locais de ocorrência de mangues.

No aspecto geral, os mangues diferem de local para local, podem se desenvolver como um pântano com árvores isoladas ou como impenetráveis massas

de árvores e arbustos. Passam em direção ao mar, pela presença de grama marinha (Fig.112 e 113).

Figura 112. Grama marinha de manguezais.
(Fonte: http://domescobar.blogspot.com/2012/02/posidonia-oceanica-o-organismo-mais.html)

Figura 113. Mangues com impenetráveis massas de árvores e arbustos.
(Fonte:https://pensamentoverde.com.br/wp-content/uploads/2017/07/manguezal.jpg)

Desde que o substrato não seja mais grosso do que areia média, eles podem desenvolver-se em areia, silte e argila ou mesmo areia coralígena.

Os manguezais afetam a sedimentação somente quando eles são densos o suficiente para os sedimentos serem entrelaçados. Neste caso, seus efeitos são consideráveis, especialmente dentro da variação tidal, porque os detritos trazidos pelas correntes de preamar permanecem entrelaçados na vegetação, sendo que as correntes de baixa-mar são insuficientes para removê-los.

A vegetação dos manguezais é ampla e bem diversificada devido serem as características de uma região bem diferente de outra, sendo influenciada por fatores como salinidade, pH e teor de matéria orgânica.

Os manguezais são encontrados ao longo de todo o litoral brasileiro, onde as principais espécies de árvores típicas deste ecossistema são:

- *Rhizophora mangle* (mangue-vermelho) - próprio de solos lodosos, com raízes aéreas; um dos mangues mais resistentes (Fig.114).
- *Laguncularia racemosa* (mangue-branco) - encontrado em terrenos mais altos, de solo mais firme, associado a formações arenosas (Fig.115);
- *Avicennia schaueriana* (mangue-preto) (Fig.116).
- *Avicennia germinans.*
- *Avicennia nitida.*
- *Conocarpus erectus* (mangue-de-botão).
- *Clusia fluminensis* (abaneiro).

Figura 114. *Rhizophora mangle* (mangue-vermelho)
(Fonte: https://azgardens.com/wp-content/uploads/2017/06/Red-Mangrove-or-Rhizophora-mangle-5.jpg)

A quantidade de matéria orgânica é extremamente alta. Nos manguezais, a porcentagem de matéria orgânica varia de 6 a 50% e a taxa C.org./N.org. varia entre 7 e 37%. Os sedimentos são caracterizados por um alto conteúdo de pedaços de madeira e remanescentes de plantas.

Figura 115. *Laguncularia racemosa* (mangue-branco)
(Fonte: https://plantasdecolombia666.files.wordpress.com/2017/09/2017-04-14-11-48-07.jpg)

Figura 116. *Avicennia schaueriana* (mangue-preto)
(Fonte: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/b/b6/
Avicennia-germinans.jpg/280px-Avicennia-germinans.jpg)

Nos mangues da costa do Brasil, óxido de ferro forma minúscula peças de hidróxido, que se originam pela quebra de crostas de oxidação.

Estruturas sedimentares são representadas principalmente por estruturas mosqueadas, formadas por bandas de areia fina ou silte com margens pouco distintas, imersas numa argila síltica mais escura.

A macro fauna consiste em 80-90% de moluscos. A espessura dos sedimentos não é muito grande em costas tectonicamente estáveis, onde as diferenças entre o nível médio da água e a preamar e baixa mar é igual. Por outro lado, os sedimentos podem atingir grandes espessuras em áreas subsidentes onde os sedimentos são apanhados em persistente desenvolvimento de manguezais.

Eles podem ocasionalmente gradacionar, lateralmente, para sedimentos ou se interdigitarem com sedimentos arenosos de restinga.

Os manguezais desempenham um importante papel como exportadores de matéria orgânica para os estuários, contribuindo para a produtividade primária na zona costeira. Por essa razão, constituem-se em ecossistemas complexos e dos mais férteis e diversificados do planeta. A sua biodiversidade faz com que essas áreas se constituam em grandes "berçários" naturais, tanto para as espécies típicas desses ambientes, como para animais, aves, peixes, moluscos e crustáceos, que encontram, nesses manguezais, as condições ideais para reprodução, eclosão, criadouro e abrigo, que tenham valo ecológico ou econômico.

VI - SEDIMENTAÇÃO MARINHO-PROFUNDA

O termo sedimento marinho-profundo é usado aqui para designar os sedimentos das regiões desde o declive continental até os planos abissais (Fig.117).

Desta forma discutiremos alguns problemas fundamentais como correntes marinho-profundas, correntes de turbidez, materiais em suspensão nas águas oceânicas e outros.

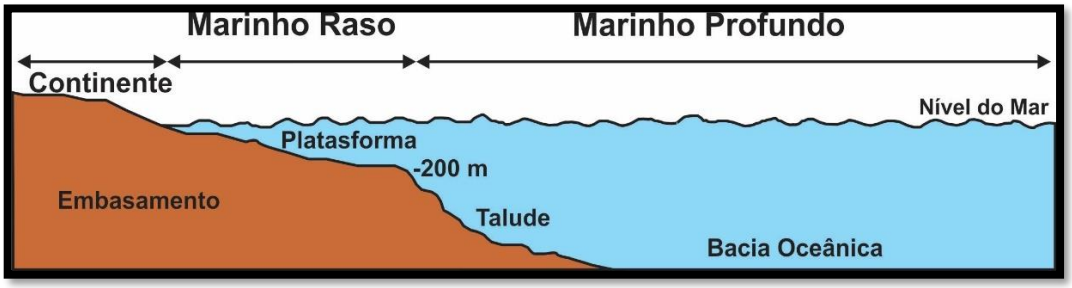


Figura 117. Limite entre a sedimentação marinho-rasa e marinho-profunda.

6.1. Materiais em suspensão

Materiais em suspensão na água do mar, representam sedimentos no primeiro estágio de sua origem.

Conforme já se conhece, erosão e ação de transporte podem ser os responsáveis da composição de uma carga em suspensão. De modo análogo, o tipo de sedimentação, em vários locais dos oceanos, pode ser determinado, com alguma extensão, a partir da composição das suspensões marinhas.

O estudo das quantidades de materiais suspensos, em certos locais, principalmente nas proximidades de grandes rios, conduz ao reconhecimento de correntes superficiais e de fundo (Fig.118).

Figura 118. Material em suspensão no estuário do Rio de La Plata.
(Fonte: NASA-GSFC)

Os materiais em suspensão podem ser de origem orgânica ou inorgânica. Nas lâminas superficiais da camada de água dos oceanos, existem um máximo de porcentagem de suspensões inorgânicas nas proximidades dos continentes, particularmente nas proximidades das desembocaduras de grandes rios.

Suspensões biogênicas atingem o seu máximo em locais de correntes ascendentes e de mistura de águas quentes com frias.

Um metro cúbico de água do mar contém, em média, 0,5 a 4 gramas de material em suspensão, em alguns locais o conteúdo pode exceder muitas vezes este valor.

O material em suspensão, presente na água do mar, deriva das seguintes fontes, em ordem de importância (Tabela XIV).

Tabela XIV. Fonte de suspensões inorgânicas e orgânicas.

Suspensões inorgânicas	Suspensões orgânicas
1.Material de suspensão fluvial	1. Fitoplâncton
2.Material eólico	2. Zooplâncton
3.Substâncias precipitadas sólidas ou coloidais	
4.Material cósmico	
5.Material vulcanogênico	

Num ambiente oceânico normal, onde existe uma produção média de plânctons, as suspensões orgânicas e inorgânicas apresentam mesma importância.

Em locais onde fitoplanctons enriquecem de significado, as suspensões biogênicas excedem as suspensões inorgânicas. As suspensões de origem eólica, aumentam consideravelmente em zonas onde o material de origem desértica é trazido pelo vento. Em águas mais quentes e mais salgadas, a água pode ser rica em cristais quimicamente precipitados de calcita e aragonita.

A análise mecânica do material em suspensão, não apresenta resultados muito diferentes. Todas as amostras apresentam uma predominância de partículas argilosas, uma mistura de silte e alguma areia. Areia fina e silte são componentes ocasionais da carga de suspensão, enquanto que a argila está sempre presente.

A quantidade de material em suspensão e a proporção de seu decréscimo, foi usado para se obter o valor da taxa de sedimentação. Cálculos realizados na determinação da taxa de sedimentação de vasas de diatomáceas, na parte sul do oceano Índico, forneceram um valor de 0,13 cm (de sedimento seco) em 1000 anos. Na Baía de Bengala à 1.000 km da costa, a taxa de sedimentação foi de 35 cm em 1.000 anos (Tabela XV).

Tabela XV. Quantidade de material em suspensão na água do mar.

QUANTIDADE DE MATERIAL EM SUSPENSÃO NA ÁGUA DO MAR	
Área	Quantidade de material em suspensão g/m^3
Mar Báltico, durante florescência do fitoplancton	7-10
Mar Cáspio, longe da costa	5
Mar Cáspio regiões costeiras	10-25
Mar Cáspio, próximo a desembocadura do Volga	100-600

6.2. Correntes de águas profundas

O sistema de correntes superficiais nos oceanos é muito bem conhecido e dados detalhados de suas características quantitativas, são fornecidos em todos os livros de oceanografia.

A maior parte das correntes oceânicas possui velocidades suficientes para transportar sedimentos, até tamanho areia, a certas distâncias (Tabela XVI).

Tabela XVI. Velocidade de correntes oceânicas superficiais.

CORRENTE	VELOCIDADE MÉDIA cm/seg
Corrente do Golfo, no estreito da Flórida	193
Corrente do Golfo, no Atlântico Central	120-140
Corrente do Pacífico Equatorial	50
Corrente Kuroshio	20-89

O estudo das correntes de águas profundas é mais complicado e de maior importância geológica, ainda que as correntes profundas sejam pouco conhecidas. A expedição do "*Meteor*", no Atlântico Equatorial, mostrou que ao lado da circulação mundial de oceano profundo, uma série de correntes profundas locais existem, sendo estas denominadas de "*forth*" pelas diferenças que apresentam nas propriedades físico-químicas das massas de água.

A circulação oceânica atual é causada pelo zoneamento climático.

Alguns dados de velocidades absolutas de correntes profundas são fornecidos na tabela XVII.

Tabela XVII. Velocidade de correntes profundas no Atlântico equatorial.

VELOCIDADES DE CORRENTES PROFUNDAS NO ATLÂNTICO EQUATORIAL	
Profundidade em metros	Velocidade cm/seg
2000	13-25
2500	16-19
3000	8

As velocidades máximas têm sido determinadas em elevações submarinas. Todas as velocidades de correntes na Cadeia Mesoatlântica, excedem os 20 cm/seg.

Os oceanos são divididos, através do sistema de correntes oceânicas profundas, em zonas de divergência e convergência.

A ressurgência e a subsidência também podem ocorrer, longe da influência das bordas dos continentes, em mar aberto. Por exemplo, nas proximidades de 30°N e 30°S as correntes superficiais dos giros de circulação, convergem (vão na mesma direção) devido a deflexão de Coriolis, produzindo empilhamentos de água que induzem a subsidência. No equador, por outro lado, os ventos de sudeste e nordeste geram duas correntes superficiais, as quais fluem para o oeste e são desviadas pelo efeito de Coriolis para o norte (direita) no Hemisfério Norte e para o sul (esquerda) no Hemisfério Sul. As águas superficiais locais são então removidas por esse fluxo divergente (em direção oposta), promovendo a ressurgência (Fig.119).

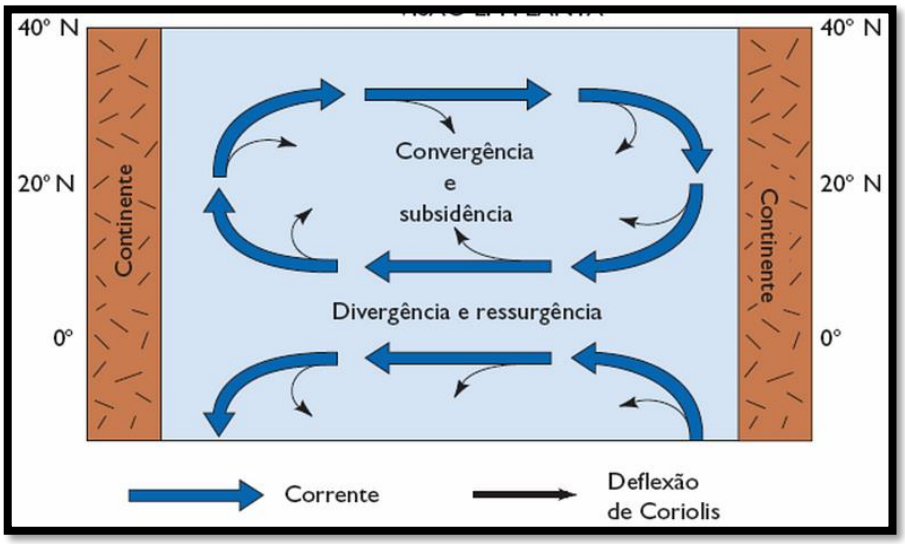


Figura 119. Divergência e Convergência de correntes oceânica no hemisfério norte.
(Fonte: Pinet, 2014).

No oceano Atlântico Equatorial, estas zonas de divergência estão localizadas próximas do Equador e a 10° de latitude sul.

Regiões oceânicas ao longo da costa oeste da África e leste da América do Sul, representam outros locais de descida (convergência) de águas superficiais. No Atlântico, a zona de convergência corre ao longo da latitude 5°S.

De acordo com alguns autores, o sistema de correntes oceânicas é decisivo para a distribuição dos sedimentos carbonáticos e não carbonáticos.

Schott (1944), registra que a rota da corrente Atlântica de água profunda, para o norte, pode ser seguida ao longo da zona oeste do oceano Atlântico, segundo as ocorrências de sedimentos não carbonáticos nesta área.

Outros autores atribuem a diferença no conteúdo de carbonatos, nos sedimentos dos oceanos Atlântico Norte e Pacífico Norte, à circulação oceânica; nesse sistema, águas do oceano Pacífico, ricas em carbonato, se movem através da região polar norte para o oceano Atlântico, para depositar ali o carbonato sob a forma de sedimentos calcários orgânicos.

Tais dados indicam que, em qualquer local, pode existir correntes de fundo que são capazes de transportar argila e silte, algumas vezes até areia. Contudo, não é sabido ainda se as correntes locais possuem um caráter estável ou periódico (Tabela XVIII).

As correntes localizadas acima de elevações parecem ser mais periódicas que as correntes localizadas a maiores profundidades.

Tabela XVIII. Velocidades de correntes oceânicas profundas

OUTROS DADOS DE VELOCIDADES DE CORRENTES PROFUNDAS	
Locais	**Velocidade cm/seg**
Estreito da Flórida	150
Cânion submarino,costa da Califórnia	25
Cânion submarino, Nova Inglaterra	11
Declividade continental-Sul da Califórnia	34,8-37,7
Banco submarino, próximo a Costa da Califórnia	50
Depressões adjacentes	cerca de 10
Declive continental, Noruega 250m-600m	vários centímetros

Em adição aos resultados apresentados acima, resultantes de medidas diretas, a presença de correntes profundas tem sido provada por inúmeros fenômenos observados diretamente em sedimentos de mar profundo.

Dentre estes podemos citar:

a) Achados de foraminíferos, de idade Terciária, na superfície de sedimentos, em muitos locais do oceano Pacífico. Sua presença pode ser mais adequadamente explicada por suprimento das elevações vizinhas, que foram submetidas a intensas erosões.

b) Traços de erosão submarina e discordâncias locais encontrados em testemunhos de sedimentos de mar profundo, ou pela presença de prováveis hiatos estratigráficos de diferentes extensões.

c) Presença de sedimentos de granulometria grossa no assoalho de mar profundo, desde que estes tenham se originado pela lavagem e consequente retirada das frações mais finas de sedimentos, originalmente mal classificados. Isto é verdadeiro, particularmente em depressões localizadas a vários milhares de metros abaixo do nível do mar, onde sedimentos de granulação grossa podem ser preservados ou formados como um resultado de atividades contínua de correntes.

d) Mudanças na distribuição do material em suspensão acima do fundo.

A maior parte do material detrítico grosso, removido das margens continentais, é transportado para as bacias oceânicas profundas por corridas de massa (correntes gravitacionais), do que pela ação das ondas, marés e correntes oceânicas.

Basicamente podem ser reconhecidas quatro tipos de corridas de massa, as quais são: correntes de turbidez, fluxo de grão, fluxo liquefeito e fluxo de fragmentos.

6.2.1. Correntes gravitacionais

Segundo estudos de Ericson *et al*. (1956), os primeiros dados sobre depósitos ocasionados por correntes gravitacionais, foram encontrados pela Expedição Gazelle (1874-1876), no oceano Atlântico Sul. Foi observado que amostras coletadas a uma profundidade de 4.755 m, possuíam camadas de areia, intercaladas com argilas e vasas de globigerina.

A questão das correntes gravitacionais e sua influência na sedimentação de mar profundo, apareceu na literatura geológica, apenas nos últimos cinquenta anos, sendo que presentemente, se acredita que estas tenham uma grande importância para a sedimentação marinho profundo.

Comparadas com correntes normais, as correntes gravitacionais possuem uma alta densidade, grande quantidade de material em suspensão e competência múltipla. Elas podem ser comparadas, em largos traços, como meio transicional de transporte entre correntes de água normal e corridas de lama (*mud flows*).

As diferenças entre estes três modos de transporte podem ser sumarizadas no tabela XIX.

Tabela XIX. Propriedades das correntes, normal, turbidez e lama.

CORRENTES		
Normais	**Turbidez**	**Lama**
Água suporta a suspensão sólida.	Água + suspensão sólida formam um meio homogêneo.	Sedimentos em movimento arrastados pela partículas de água.
Água + sedimento em suspensão, em estado líquido.	Água + sedimento em suspensão concentrado.	Sedimento + água em transporte plástico.
Densidade levemente >1.	Densidade entre 1,2 e 1,6.	Densidade alta, >2.
Competência correspondente a velocidade da corrente.	Competência muitas vezes maior que a velocidade da corrente.	Poder erosivo negligível.
Poder erosivo da corrente depende da velocidade.	A velocidades idênticas, o poder erosivo substancialmente diminuído.	Distribuição regular das partículas sólidas.
Ocorre até em mínimos declives de fundo.	Declive mínimo >2°.	Declive mínimo >5°.
Distribuição das partículas sólidas em suspensão não é uniforme, o conteúdo do material em suspensão aumenta em direção ao fundo e em direção aos setores mais rápidos da corrente.	Distribuição do material em suspensão mais uniforme, conteúdo de partículas maiores e mais pesadas aumenta nas partes inferiores e setores anteriores da corrente.	Sedimento não estratificado ou caoticamente estratificado.
Sedimentos resultantes com estratificação normal de corrente.	Sedimentos com predomínio de acamadamento gradacional.	

Ao lado disto, existe um número de fenômenos que se originam como efeitos de correntes gravitacionais, muitos dos quais quase totalmente inexplicáveis como por exemplo:

a) Encontro de flora terrestre nas vizinhanças das ilhas Galápagos, a profundidades maiores do que 3.000 m.

b) Presença da alga "Zostera" próxima a desembocadura do rio Magdalena, a profundidades maiores do que 1.000 m (Fig.120).

Figura 120. Algas Zostera.
(Fonte: www.flora-on.pt).

c) Encontro de pelecípodes de águas rasas a 5.000 m, nas vizinhanças das Ilhas Bahamas, e em sedimentos do cânion submarino do rio Hudson a 3.700 m de profundidade (Fig.121).

Figura 121. Carapaças de pelecípodes.
(Fonte: http://pt.wikipedia.org)

d) Encontro de algas do gênero "Halimeda" em área adjacente às Ilhas Bermudas, à profundidade de 4.500 m (Fig.122).

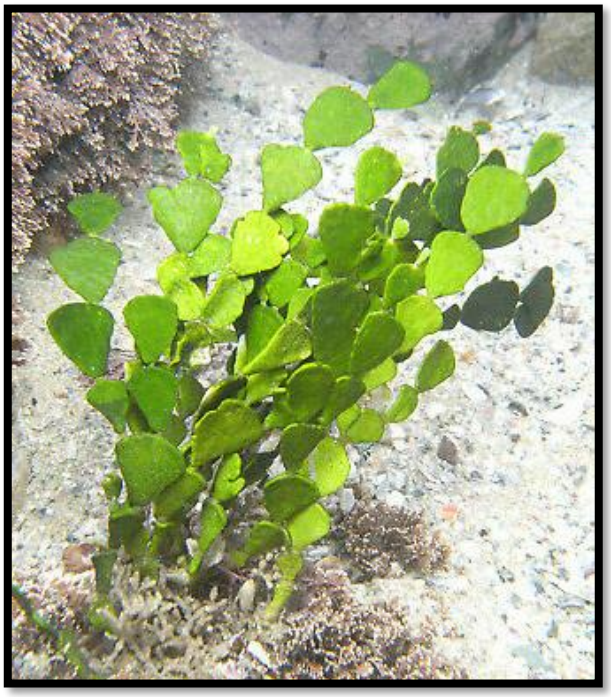


Figura 122. Algas halimedas.
(Fonte: https://i.ebayimg.com/images/g/ZYYAAOSwls1cSpjF/s-l400.jpg)

e) Encontro de sedimentos com acamadamento gradacional, formados por areias e siltes, em testemunhos de sedimentos de mar profundo, alguns dos quais com remanescentes perfeitamente classificados da fauna de água rasa e de mesmo tamanho de grão que o material terrígeno.

f) Interestratificados, muito frequentes, de material de granulometria grossa em depressões de mar profundo. O acamadamento gradacional conspícuo sugere que na maioria dos casos eles foram depositados por correntes de turbidez.

g) O fato de que em mais de 1.500 testemunhos de sedimentos de mar profundo, somente 20% mostram uma estratificação não perturbada. Cerca de 20% mostram sinais indubitáveis de deposição por correntes de turbidez.

6.2.1.1. Correntes de turbidez

As corrente de turbidez são mais densas nas partes inferiores, declinando para as zonas superiores.

Como a densidade geral é diretamente proporcional à velocidade, esta última também decresce nessas direções. Em consequência da diferença na

velocidade, as partículas mais grossas se acumulam nas partes anterior e inferior da corrente.

O resultado deste processo é chamado acamadamento gradacional, e reproduzido em laboratório.

Em razão de sua grande densidade, as correntes de turbidez possuem uma competência bem maior do que uma corrente normal. Tem sido provado, experimentalmente e por computação, que uma correntes de turbidez, de velocidade 50 cm/seg, pode transportar um matacão de 1kg de peso (Tabela XX).

Tabela XX. Competência de transporte de correntes de turbidez.

COMPETÊNCIA DAS CORRENTES DE TURBIDEZ		
Velocidade cm/seg	**Densidade**	**Peso dos matacões que podem ser rolados (kg)**
100	2,0	50
200	2,0	3.200
400	2,0	205.500

A divisão anatômica das correntes de turbidez compreende três partes distintas: cabeça, corpo e cauda. A cabeça é geralmente mais espessa que o resto e apresenta uma forma característica e um comportamento hidráulico particular. Atrás da cabeça aparece o corpo, onde o fluxo é quase uniforme em espessura. Na parte terminal surge a cauda, onde a espessura diminui bruscamente e se torna mais diluída (Fig.123).

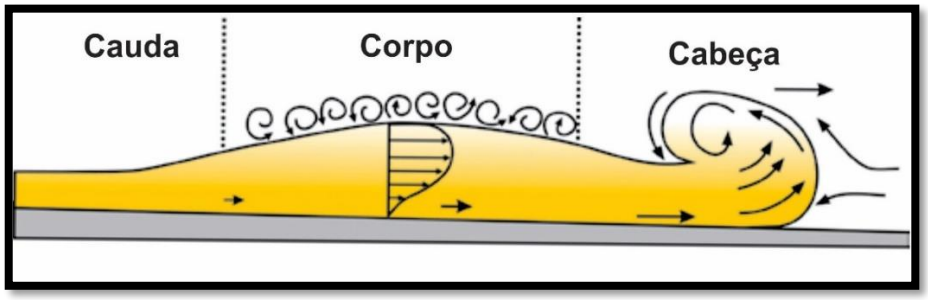


Figura 123. Divisão de uma corrente de turbidez.
(Modificada de Postma *et al.,* 1988).

Segundo Middleton & Hampton (1976), a velocidade da cabeça de uma corrente de turbidez pode ser calculada pela expressão:

$$V = 0{,}7\sqrt{(\Delta\rho/\rho)g.d_2}$$

Onde

V é a velocidade da cabeça;

$\Delta\rho$ é a diferença de densidade entre os dois fluidos;

ρ é a densidade da água limpa;

g é a aceleração da gravidade; e

d_2 é a espessura da cabeça da corrente.

A dedução desta equação é encontrada em Middleton (1966a,b). O coeficiente (0,7) não muda muito por variações da declividade.

Pela comparação de resultados experimentais com a composição de produtos de correntes de turbidez naturais, Walker(1957-67) concluiu que vários tipos de correntes de turbidez podem se originar produzindo produtos diferentes. Assim ele diferenciou:

1.Corrente de turbidez tradicional imatura;

2.Corrente de turbidez semimatura;

3.Corrente tradicional com tapete de tração;

4.Corrente de turbidez tradicional perfeitamente matura;

5.Corrente de turbidez com auto-suspensão

As correntes de turbidez afetam a sedimentação de várias maneiras, as mais importantes são:

a) Podem ter ou carregar uma imensa carga de partículas sólidas simultaneamente.

b) Podem transportar partículas de enorme tamanho, muitas vezes maiores do que outras correntes de mesma velocidade.

c) Em razão de sua considerável constância lateral, podem dispersar sedimentos sobre uma grande área (Fig.124).

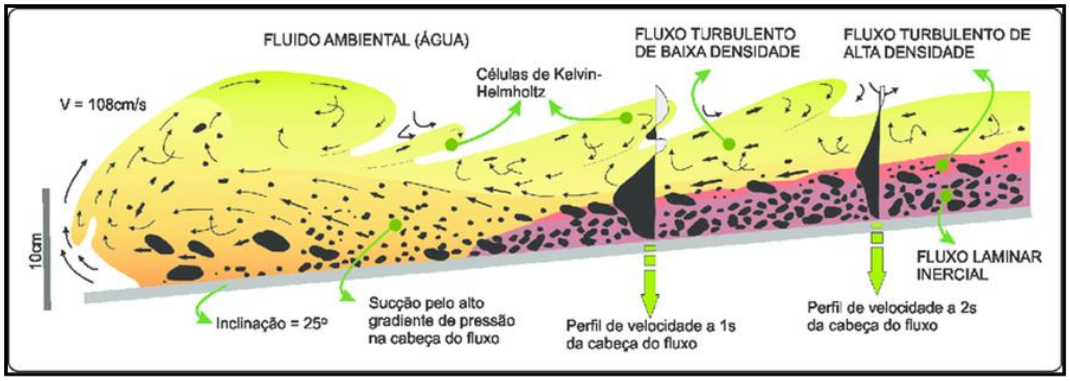


Figura 124. Esquema de uma corrente de turbidez.
(modificado de Postma *et al.* (1988))

6.2.1.1.1. Origem das correntes de turbidez

Segundo o atual estágio de conhecimento, as correntes de turbidez podem se desenvolver de várias maneiras:

a) Rápido aporte de sedimentos em uma bacia com água estagnante. É suficiente que a densidade da corrente seja 0,0001 vezes maior do que a densidade da água estagnante. Diante disto é evidente que correntes de turbidez em lagos são muito mais abundantes que em oceanos. Para se originar a correntes de turbidez, se necessita a presença de no mínimo 0,0242 g de sedimentos em $1cm^3$ de água, no local onde o rio flui para o oceano. Na desembocadura de um rio em um lago, o contudo de um quinto desta quantidade é suficiente.

b) Sedimentos transportados por processos glaciais e depositados sob condições instáveis no talude continental.

c) Pela colocação de uma grande massa de sedimentos em movimento. Isto pode ser produzido, particularmente, por movimentos sísmicos ou por gravidade, quanto sedimentos são rapidamente acumulados até uma posição de desequilíbrio.

Esta última causa é a responsável pelas maiores e mais importantes correntes de turbidez, não podendo ser induzidas por fatores menores.

A primeira informação sobre os efeitos de correntes de turbidez na sedimentação foi obtida em estudos realizados nos lagos suíços. No lago Zurique, por exemplo, entre depósitos laminados calcários e argilosos, camadas de areias sílticas podem ser encontradas, as quais foram determinadas, como correspondente em tempo aos anos, quando grandes deslizamentos ocorreram nos bancos do lago.

As Correntes de Turbidez diferem de escorregamentos, deslizamentos e fluxos de sedimentos, pelo fato de mostrarem decréscimo na concentração de material e na densidade, em direção ascendente da corrente.

A descoberta de óleo em areias depositadas por correntes de turbidez em bacias Terciárias do sul da Califórnia, deram importância econômica ao estudo dos turbiditos. O rápido preenchimento de uma bacia por sedimentos, transportados por correntes de turbidez, pode preservar quantidades consideráveis de matéria orgânica existente, formando assim a fonte para um grande volume de óleo.

Com base na ocorrência mais frequente das correntes de turbidez em depressões e cânions de mar profundo, as correntes de turbidez são operativas, principalmente em áreas sismicamente ativas e de topografia variada.

Recentemente as acumulações turbidíticas foram encontradas em todos os cânions da região Indo-Pacífico. Isto parece também ter sido verdadeiro para outros períodos geológicos.

6.2.1.1.2. Modelo de fácies de um turbidito.

Os estudos desenvolvidos por Bouma (1962), possibilitaram a divisão de um depósito turbiditico em cinco intervalos (Fig.125).

1. Intervalo gradacional.
2. Intervalo inferior de laminação paralela.
3. Intervalo de laminação com marcas de correntes.
4. Intervalo superior de laminação paralela.
5. Intervalo pelítico.

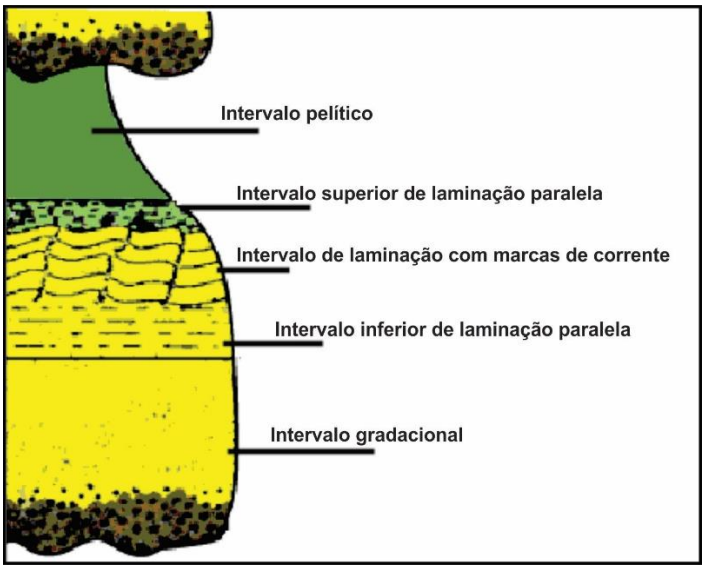


Figura 125. Modelo proposto de Bouma (1962) para um depósito turbidítico.

1. Intervalo Gradacional

Constitui a porção basal mais grossa do modelo e se caracteriza pelo aleitamento gradacional, indistinto ou ausente, em sedimentos bem classificados (Fig.126). Aleitamento gradacional inverso pode ser observado. Este é geralmente confinado à parte basal da gradação de cauda grossa e parece ser característico de correntes de alta concentração (Fig.127). Frequentemente ocorrem marcas basais (turboglifos) ou estruturas de sobrecarga (Fig.128). A presença de turboglifos, na base de uma camada de arenito, permite concluir que a corrente que escavou os sedimentos, para a formação dessa estrutura, era turbulenta e capaz de, pelo menos,

erodir uma camada argilosa. As estruturas de sobrecarga são originadas quando ocorre uma inversão do gradiente de velocidade, isto é, quando uma camada arenosa é depositada sobre uma camada argilosa e quando a viscosidade e a resistência da areia e argila são suficientemente baixas para permitir a deformação da interface entre elas. Este intervalo gradacional está associado a regime de fluxo superior.

Figura 126. Depósito com granulometria granodecrescente.
(Fonte: https://skeptic.smugmug.com/photos/206742562_a46Jg-L.jpg)

Figura 127. Depósito com granulometria granocrescente.
(Fonte: https://www.pitt.edu/~cejones/GeoImages/5SedimentaryRocks/SedStructures/GradedBedding/ReverseGradedBishopTuffLake.JPG)

Figura 128. Marcas basais (turboglífos) em depósito invertido de corrente de turbidez. A seta indica a direção da corrente.
(Fonte: http://atlasaas.blogspot.com/p/erosivas.html) (Foto:Florencio Aceñolaza)

2. Intervalo Inferior de Laminação Paralela

Este intervalo ocorre acima do intervalo anterior, apresentando, entre ambos, um contato transicional. Caracteriza-se pela alternância de lâminas lamosa e arenosas (Fig.129). Esta laminação não é marcada por nítidos contrastes de tamanho, forma ou densidade dos grãos. Este intervalo está associado a regime de fluxo superior.

Figura 129. Intervalo inferior de laminação paralela.
(Fonte: https://pt.wikipedia.org/wiki/Turbidito)

3. Intervalo de Laminação com Marcas de Correntes

Este intervalo apresenta marcas ondulares com altura menor que 5 cm e comprimento menor que 20 cm.

A laminação frontal é comum e as marcas ondulares podem se tornar convolutas, cuja origem está associada a liquefação parcial da areia fina a muito fina.

Muitas laminações convolutas exibem superfícies internas deformadas com erosão, indicativas de ocorrência de liquefação em várias fases, durante a deposição das sucessivas camadas. A orientação dos eixos das dobras e as cristas recumbentes, dirigidas a jusante da corrente, sugerem que o arrastro, pela própria corrente, foi pelo menos uma das causas da liquefação. Este intervalo está associado a regime de fluxo inferior (Fig.130).

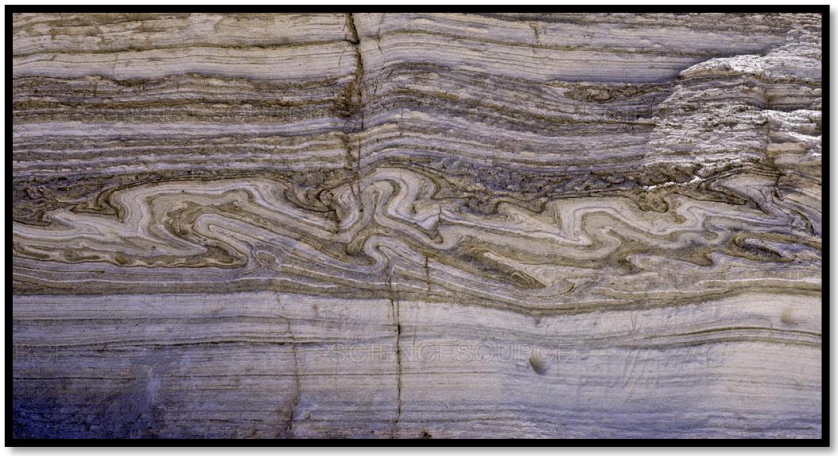


Figura 130. Presença de marcas convolutas em depósito turbidítico.
(Fonte: https://www.sciencesource.com/Doc/TR1_WATERMARKED/3/e/2/c/SS2278761.jpg?d63641801660)

4. Intervalo Superior de Laminação Paralela

Este intervalo difere do anterior, de laminação paralela, por apresentar sua laminação paralela mais indistinta (Fig.131).

Os sedimentos dominantes, deste intervalo, são formados por pelitos arenosos a siltítos. O contato com o intervalo inferior é distinto. Este intervalo está associado a regime de fluxo inferior.

Figura 131. Intervalo superior de laminação paralela.
(Fonte: https://geopark.jp/geopark/oita-himeshima/img/020_050.jpg)

5. Intervalo Pelítico:

Neste intervalo não se observa estruturas sedimentares. O teor de $CaCO_3$ é mais elevado que nos intervalo anteriores. Os teores de areia são relativamente baixos. O intervalo apresenta a ocorrência de fósseis marinhos. Este intervalo está associado a regime de fluxo de decantação.

Nem sempre a sequência completa de Bouma está presente, muitas vezes se observa sequências incompletas em muitos leitos de turbiditos. O que se pode notar nestas sequências incompletas de Bouma é que, os intervalos mantém uma sucessão fixa característica (Fig.132).

As sequências incompletas na base, não possuem os intervalos inferiores, provavelmente devido a mudança no regime de fluxo da corrente.

Sequências truncadas ocorrem devido a erosão provocada por fluxo subsequente. Nestas sequências se observa a ausência dos intervalos superiores.

Muitas vezes os depósitos turbidíticos podem terem sofridos vários eventos erosionais e de truncamento (Fig.133).

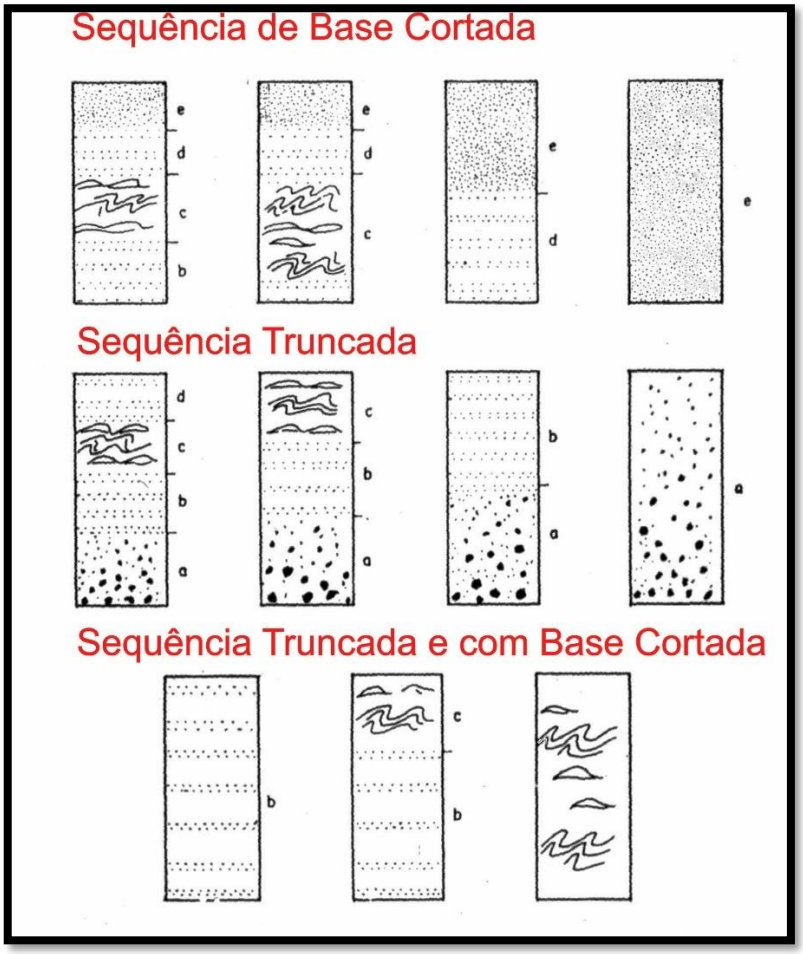


Figura 132. Sequências de depósitos turbidíticos com truncamentos.

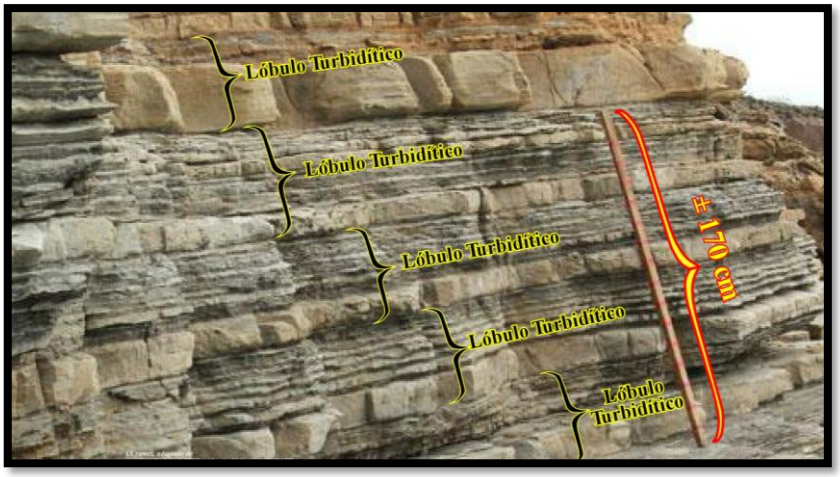


Figura 133. Sequência de vários eventos truncados de corrente de turbidez.
(Fonte: http://homepage.ufp.pt/biblioteca/WebThesaurus/Pages/PageC4.html#CortejoDeNivelBaixo)

6.2.1.1.3. Variações laterais e verticais nos depósitos de turbiditos

Nos depósitos de turbiditos, são observadas, tanto mudanças laterais como verticais nos leitos dos mesmos.

Observa-se um decréscimo no tamanho dos grãos e nas espessuras dos intervalos gradacionais, corrente abaixo.

Em certos pontos, durante a deposição, a velocidade da corrente é tão baixa (lenta), que a sequência laminar pode ocorrer na parte inferior do depósito, com omissão do intervalo gradacional.

Nas figuras 134 e 135, se observa que a sucessão de intervalos encontrados na vertical são observados lateralmente, mostrando uma sequência completa nas vizinhanças do ponto onde foi iniciada a deposição e apenas sedimentos pelíticos nas regiões mais afastadas da área fonte.

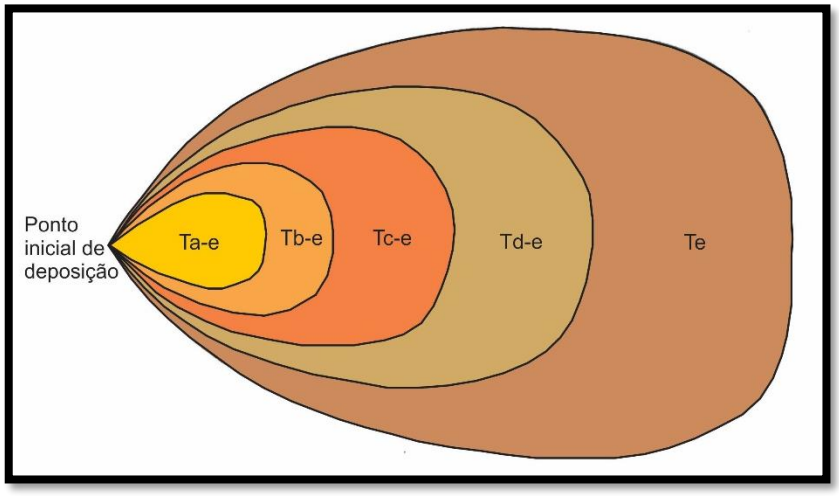


Figura 134. Distribuição das sequencias de um depósito turbidítico na horizontal.

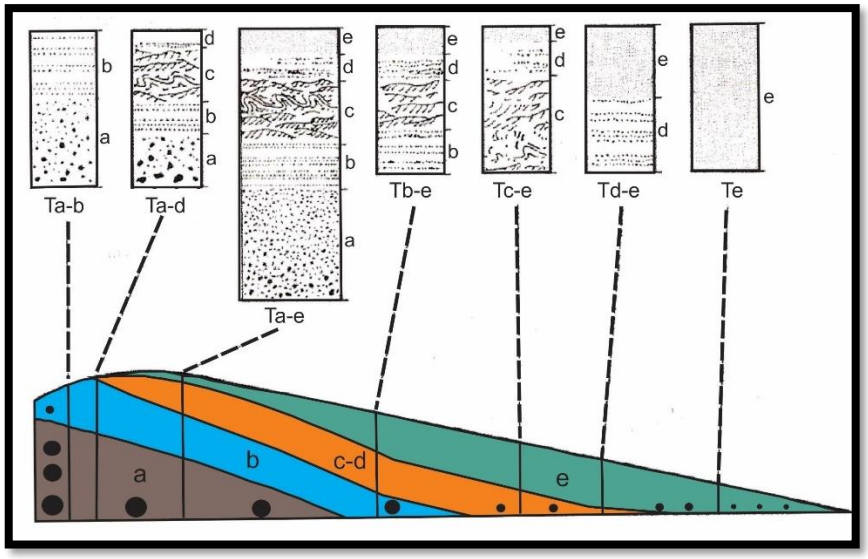


Figura 135. Distribuição das sequências de um depósito turbidítico na vertical.

A Tabela XXI mostra as variações nas características dos turbiditos conforme o aumento da distância, a partir do ponto inicial da deposição.

Tabela XXI. Variação das características dos depósitos turbidíticos conforme aumenta a distância, a partir do ponto inicial de deposição.

VARIAÇÕES NAS CARACTERÍSTICAS DOS TURBIDITOS COM O AUMENTO DA DISTÂNCIA A PARTIR DO LOCAL ONDE A DEPOSIÇÃO SE INICIA
1. A espessura das camadas decresce.
2. O tamanho dos grãos decresce.
3. Aumenta a regularidade dos acamadamentos.
4. A proporção de lâminas e lâminas cruzadas aumenta.
5. Maior proporção de camadas gradacionais bem desenvolvidas.
6. A abundância e profundidade de erosão decrescem. Ausência de canais.
7. Decrescem o número de camadas com topos e bases bem desenvolvidas.
8. Marcas mecânicas (***Tool Marks***) aumentam em relação as marcas de escavação (***Scour Marks***)

São bastante comuns a presença de marcas de objetos (*Tool Marks)* nos depósitos basais dos turbiditos, seguidas pelas marcas de desgaste (*Scour Marks*).

Os *Tool Marks* resultam do arrasto de algum objeto ao longo do substrato lamoso. Se apresentam como cristas alongadas contínuas na base do banco arenoso e aparecem individualmente ou em grupos paralelos (Fig.136). No corte vertical costumam ter relevo irregular. Eles indicam polaridade e direção.

Figura 136. Estruturas de marcas de objetos (*Tool Marks*).
(Fonte: https://encrypted-tbn0.gstatic.com/images?q=tbn:ANd9GcQZsRchDiipWJjJ5Nw_dnfDTBzSBIfKLfSJvA&usqp=CAU)

Os Scour Marks, são marcas de desgaste, resultantes somente da ação da corrente, incluindo os efeitos produzidos pelos materiais transportados: areia, silte e argila (Fig.137).

Figura 137. Estrutura de marca de desgaste (*Scour Marks*)
(Fonte: https://external-preview.redd.it/RnCQFN1xi7Wv2KgPrDhhSCPzjSoJxuj5eW5HYqtl-28.jpg?auto=webp&s=7cb04f0738ce737dd633bbfb12c508b226f106ee)

A tabela XXII resume as principais características na identificação de depósitos turbidíticos, enquanto que, a tabela XXIII apresenta as principais feições que não ocorrem em um depósito turbidítico.

Tabela XXII. Principais feições na caracterização de depósitos turbidíticos.

FEIÇÕES CARACTERÍSTICAS DOS TURBIDITOS
1. Arenitos e lutitos. Alto conteúdo de matriz e de fragmentos de rochas. Presença de seixos de folhelhos.
2. Base das sequências com aleitamento gradacional.
3. Laminação convoluta e laminação com marcas ondulares de correntes ocorrem combinadas.
4. Marcas de sola ocorrem em forma de moldes na base das camadas.
5. Folhelhos ou margas aparecem no topo das seqüências capeadas por folhelhos hemipelágicos ou pelágicos. A erosão por correntes subseqüentes pode remover esse intervalo.
6. As direções de correntes são subparalelas em grandes áreas e através de espessas seqüências.
7. As camadas podem estender-se por grandes áreas. (30-40 km).

Tabela XXIII. Principais feições que não ocorrem em depósitos turbidíticos.

CRITÉRIOS NEGATIVOS DE RECONHECIMENTO DOS TURBIDITOS (FEIÇÕES QUE NÃO OCORREM EM DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS)
1. Presença de areias eólicas.
2. Marcas ondulares simétricas.
3. Direção de corrente reversa.
4. Estruturas praiais.
5. Estruturas eólicas.
6. Depósitos paludais.
7. Depósitos fluviais.
8. Camadas frontais e estratificação cruzada de grande porte.
9. Marcas ondulares gigantes.
10.Gretas de contração.
11.Marcas de chuva.
12.Rastros de animais.
13.Recifes.
14.Biostromas.
15.Ausência de lutitos entre as camadas de areia.
16.Marcas ondulares em negativo na sola das camadas.

6.2.1.2. Fluxo de grãos

Nesse tipo de transporte, os sedimentos são suportados pela interação direta grão a grão (colisão ou estreita aproximação).

O Fluxo de Grãos ocorre quando dispersões concentradas de sedimentos se movem em um declive, em resposta ao arranco da gravidade em que os grãos permanecem em um estado disperso.

Este tipo de fluxo só é possível ocorrer em áreas que apresentem um declive bastante acentuado (>18°).

A deposição se dá por acumulação de massa, a qual produz gradação inversa e orientação dos grãos paralelo ao fluxo (Figs.138 e 139).

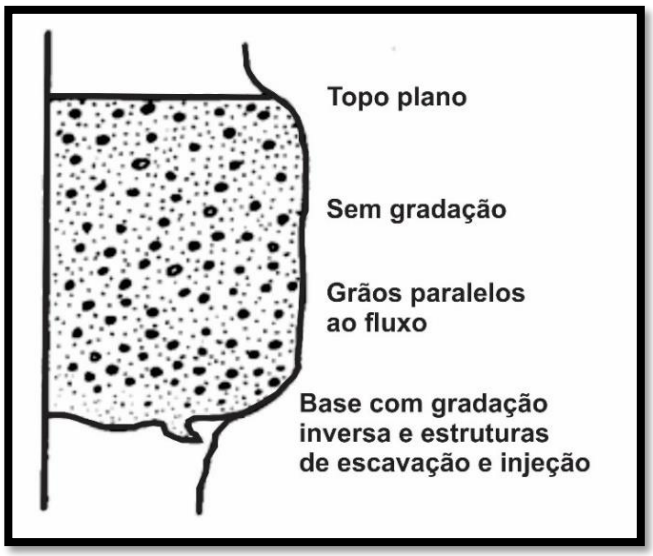


Figura 138. Modelo de um depósito por fluxo de grãos.
(modificado de: https://static.wikia.nocookie.net/7f5d951c-55c5-464d-9b33-e88c3960f479)

Figura 139. Depósito arenoso de fluxo de grãos.
(Foto: Autor)

6.2.1.3. Fluxo liquefeito

O Fluxo Liquefeito ocorre quando o arrastro ascendente, exercido pelo movimento do fluido intersticial, excede o peso efetivo dos grãos em um corpo de sedimento, suspendendo as partículas contra a força da gravidade.

Desta maneira podemos dizer que o Fluxo Liquefeito é um meio onde os grãos são sustentados pelo escape ascendente do fluido intergranular.

Quando este movimento ascendente ultrapassa a velocidade mínima de liquefação, a camada se expande rapidamente, a porosidade aumenta e o sedimento se torna mais mantido pelo fluido que pelos grãos e, desta maneira, o sedimento é denominado liquefeito (Fig.140).

Este tipo de transporte pode apresentar um movimento muito rápido em declive baixo, mas o mecanismo de sustentação é rapidamente dissipado com o escape do fluido intergranular.

Estruturas do tipo disco *(dish structure)* e coluna *(pillar structures)* podem ser formadas durante a deposição. Estas estruturas são formadas pela expulsão de fluido intersticial durante a consolidação dos sedimentos, rapidamente depositados (Fig.141).

Figura 140. Modelo de um depósito por fluxo liquefeito.
(modificado de: https://static.wikia.nocookie.net/70443477-c51d-4087-a4ff-8f4ad2d3820e)

Figura 141. Depósito de fluxo liquefeito mostrando estruturas em pires.
(Fonte: https://hinderedsettling.files.wordpress.com/2008/02/s_7ab3ww72v190.jpg)

6.2.1.4. Fluxo de fragmentos

O Fluxo de Fragmento é um estado de transporte onde as maiores partículas são sustentadas por uma matriz, ou seja, uma mistura de fluido intersticial e sedimentos finos. O produto final é uma lama arenosa conglomerática ou uma lama conglomerática.

De um modo geral, fluxos de fragmentos marinhos produzem sequências mais arenosas na matriz do que sequências similares subaéreas, que usualmente são mais lamosas (Fig.142).

Os fluxos de fragmentos apresentam velocidades baixas em declives médios, sendo que a matriz previne o assentamento das partículas.

Os depósitos podem ser formados por sedimentos de granulometria grossa, pobremente classificados e inteiramente maciços, com marcas de sola na base e com topo irregular (Fig.143).

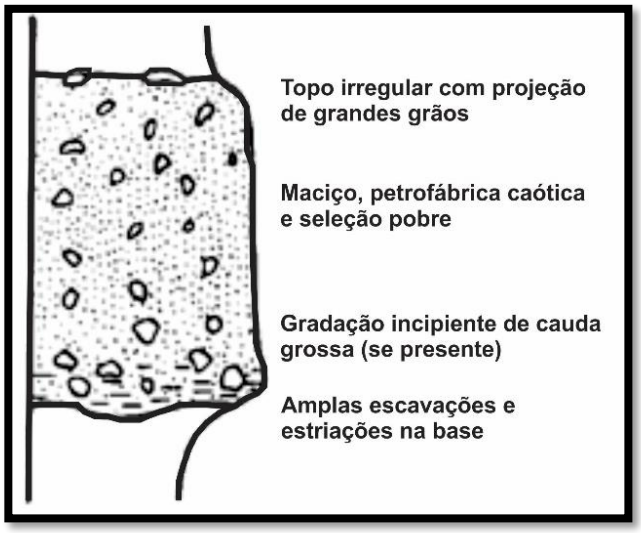


Figura 142. Modelo de um depósito por fluxo de fragmentos.
(modificado: https://slideplayer.com/slide/15136001/91/images/3/Features+of+a+debris+flow+deposit%3A.jpg)

Figura 143. Depósito de fluxo de fragmentos mostrando matriz arenosa.
(Fonte: https://clasticdetritus.files.wordpress.com/2009/09/fff93-debris-flow.jpg)

6.3. Sedimentos de cânions submarinos e deltas de águas profundas

Cânions submarinos são vales estreitos de paredes abruptas que cortam a plataforma e o talude continental. O gradiente das paredes de um cânion é ao redor de 40°.

A diferença em altura, entre o cânion e seus ambientes, excede muitas vezes 1.000 m.

As cabeceiras e partes superiores dos cânions, pertencem, principalmente, ao bordo externo da plataforma continental.

Em razão das acentuadas declividades das paredes dos cânions, os sedimentos são distribuídos irregularmente.

Nas paredes dos cânions, sedimentos mais antigos, afloramentos rochosos, depósitos de silte e argila e, ocasionalmente, cascalhos misturados com materiais mais finos, são observados. Surpreendentemente, camadas de argila são preservadas até nas paredes acentuadamente abruptas.

Como se vê, o recobrimento sedimentar das paredes de um cãnion é variado e não existe regularidade em sua distribuição.

O fundo dos cânions é geralmente formado de argilas arenosas e siltes ou areias sílticas e argilosas. Em direção a profundidades maiores do que 2.000 m, um padrão irregular, passa para depósitos mais regulares. Em seu conjunto, o tamanho de grão dos sedimentos decresce com a profundidade.

Em testemunhos obtidos dos fundos de cânions, a alternância de depósitos finos e mais grossos, usualmente siltes arenosos de coloração clara e siltes argilosos de tonalidade escura, têm sido invariavelmente observados. Os siltes arenosos são geralmente gradacionais e, nas partes superiores, mostram acamadamento com laminação.

Este modo de acamadamento está intimamente associado com atividade de correntes de turbidez.

Heezen *et al*. (1964), estimaram que aproximadamente 50 correntes de turbidez fluíram, no cânion do rio Hudson, durante os últimos 100 anos.

Na desembocadura de quase todos os cânions, deltas de mar profundo, em forma de leque de vários tamanhos, são desenvolvidos. Seus declives são de poucos graus e o comprimento de seus eixos podem exceder 100 km. O mais conhecido e investigado é o delta submarino do cânion do rio Hudson (Fig.144).

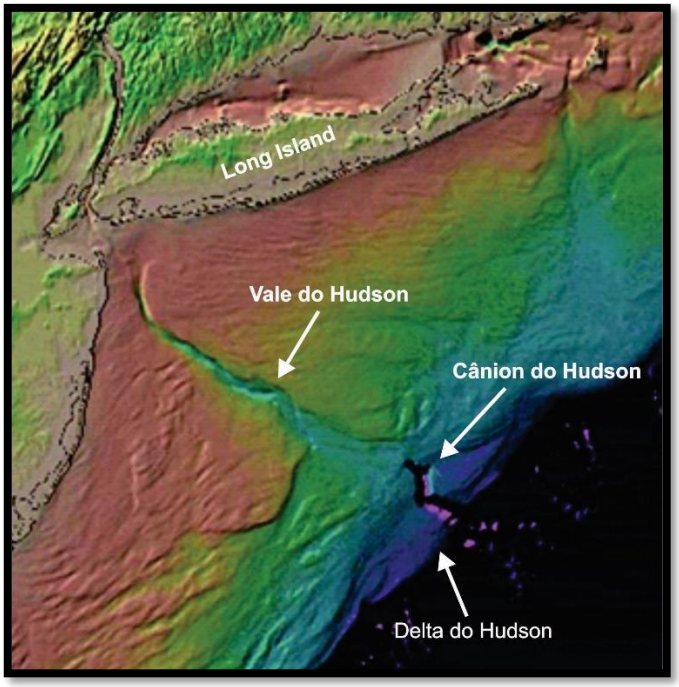


Figura 144. Visualização do vale e cânion do rio Hudson-USA.
(Fonte: http://www.savingseafood.org/wp-content/uploads/2017/04/elevation_600.jpg)

Uma enorme quantidade de sedimentos é transportada, através dos cânions submarinos, para as regiões marinho-profundas. Parte deles são acumulados no delta submarino e o material mais fino é disperso, para assentar lentamente ou ser transportado por correntes profundas, à grande distâncias.

6.4. Classificação dos sedimentos de mar profundo

Apesar de todas as classificações surgidas e várias inovações efetuadas, dois termos têm sido mantidos, pelágicos e terrígenos, como elementos normativos e distintos.

6.4.1 Classificação de Shepard.

A classificação apresentada por Shepard (1963), tem grande aplicação no estudo da sedimentologia de mar-profundo e pode ser divide em:

6.4.1.1. Sedimentos Terrígenos (Hemipelágicos)

Os sedimentos terrígenos podem ser subdivididos em:

a) **Lamas terrígenas**, contendo mais do que 30% de silte e argila de origem definidamente terrígena.

Estas lamas terrígenas pode ser classificada a partir de sua coloração em:

-**Lamas azuis;**

-**Lamas verdes**;

-**Lamas pretas**;

-**Lamas vermelhas**.

b) **Turbiditos** , derivados de depósitos formados por correntes de turbidez.

c) **Depósitos de deslizamento**, carregados para o mar profundo por deslizamento e escorregamento de material. Frequentemente ocorrem sobre os taludes continentais.

d) **Depósitos Glacio-Marinhos**, com uma porcentagem apreciável de partículas alóctonas derivadas de transporte por "*icebergs*".

6.4.1.2. Sedimentos Pelágicos (Eupelágicos)

Os sedimentos pelágicos podem ser subdivididos em:

a) **Argilas marrons ou Argilas Vermelhas**, contendo menos do que 30% de material biogênico. São compostas por vários argilo-minerais (caolinita, clorita) e grãos de quartzo ou feldspato tamanho argila ou silte. A sua cor é resultado da presença de minerais de ferro que foram oxidados pelas águas oxigenadas de mar profundo.

b) **Depósitos diagênicos ou autigênicos**, formados de minerais cristalizados na água do mar como, filipsita (*zeolita-silicato de Al,Ca,Na*) e nódulos de manganês.

c) **Depósitos biogênicos**, contendo mais de 30% de material originado de organismos. São conhecidos como vasas e podem ser subdividios conforme o tipo dominante de organismos presentes.

-**Vasas de foraminíferos**, com mais de 30% de calcário biogênico, principalmente foraminíferos, usualmente denominada vasa de Globigerina.

-**Vasas de diatomáceas**, com mais de 30% de material silicoso biogênico, principalmente algas do tipo diatomáceas.

-**Vasas de radiolários**, com mais de 30% de material silicoso biogênico, consistindo, principalmente, de protozoários da ordem radiolária.

-**Detritos de recifes coralígenos**, derivados de deslizamentos ao redor de recifes e consistindo em areias e lamas coralígenas.

6.4.2. Classificação de Kuenen

A classificação apresentada por Kuenen (1950), classifica os sedimentos em dois grupos:

a) **Hemipelágicos**, com mais de 30% de material terrígeno.

b) **Eupelágicos**, com menos de 30% de material terrígeno.

De acordo com o autor, a distribuição dos sedimentos hemipelágicos e eupelágicos depende, primeiro da distância do continente e das diferenças topográficas e, subordinadamente, da profundidade absoluta de sedimentação. Com base no exposto, o autor divide o ambiente de mar profundo nos seguintes grupos:

1) **Ambiente Pelágico - abissal** - caracterizado por uma distância considerável da linha de costa (várias centenas de quilômetros) e profundidade acima de 1.000 m. Sedimentos eupelágicos, como vasas calcárias, vasas silicosas e argilas marrons, são típicos deste ambiente.

2) **Ambiente Hemipelágico - abissal** – caracterizado por uma distância menor do litoral (200-500 km, dependendo das diferenças topográficas) e profundidade menor do que 1.000 m. Os sedimentos são formados por uma mistura predominantemente arenosa ou siltosa, com quantidades menores de organismos plantônicos.

3) **Ambiente Batial** – caracterizado por uma profundidade entre 200 e 1.000 m e distante do litoral em várias centenas de metros. Sedimentos hemipelágicos são típicos.

6.4.3. Sedimentos hemipelágicos

Os sedimentos hemipelágicos contém mais que 30% de material terrígeno de tamanho argila, silte e areia. O conteúdo de areia não é usualmente muito grande, a não ser que os sedimentos possuam uma mistura de material de origem glacial, de forma que os sedimentos consistam, quase que inteiramente de argila e silte.

Normalmente os sedimentos hemipelágicos possuem três componentes principais distinguíveis:

1) *Material Terrígeno*, predominando de tamanho silte e argila.

2) *Material Calcário*, principalmente orgânico. Os componentes silicosos são menos frequentes.

3) *Componentes químicos autigênicos*, incluindo glauconitas, fosfatos, componentes de Fe e Mn, ou produtos de alteração de material vulcânico.

Os sedimentos hemipelágicos, conforme a classificação de Shepard (1963), são subdivididos em:

6.4.3.1 Lamas Terrígenas

Estas lamas se desenvolvem nas zonas de taludes continentais e são formadas por siltes e areias terrígenas. Estes depósitos variam de cor de acordo com as condições ambientais.

a) Lamas Azuis,
b) Lamas Verdes,
c) Lamas Vermelhas,
d) Lamas Pretas.

Observando-se os dados acima se verifica que as diferenças entre os três tipos de depósitos hemipelágicos não são grandes.

6.4.3.1.1. Lamas Azuis

Estas lamas são típicos sedimentos hemipelágicos e formam um cinturão quase contínuo ao redor dos continentes, a profundidades menores que 5.000 m. Podem passar lateralmente para Lamas Calcárias e, em latitudes mais altas, graduar para sedimentos glacio-marinhos.

Em direção as regiões mais profundas, passam, geralmente, para vasas calcárias de globigerinas, como resultado do decréscimo dos componentes terrígenos e o aumento dos componentes calcários orgânicos. A porcentagem de material terrígeno atinge 75%, em profundidades médias, tendendo a diminuir com o aumento da profundidade. As áreas de maior ocorrência estão localizadas no oceano Atlântico.

Lamas Calcárias constituem uma variedade de Lamas Azuis muito difundida, cobrindo por exemplo, os fundos do mar Mediterrâneo e o mar do arquipélago das *East Indian*.

Os componentes biogênicos são representados por cocólitos e testas de foraminíferos (Figs.145 e 146).

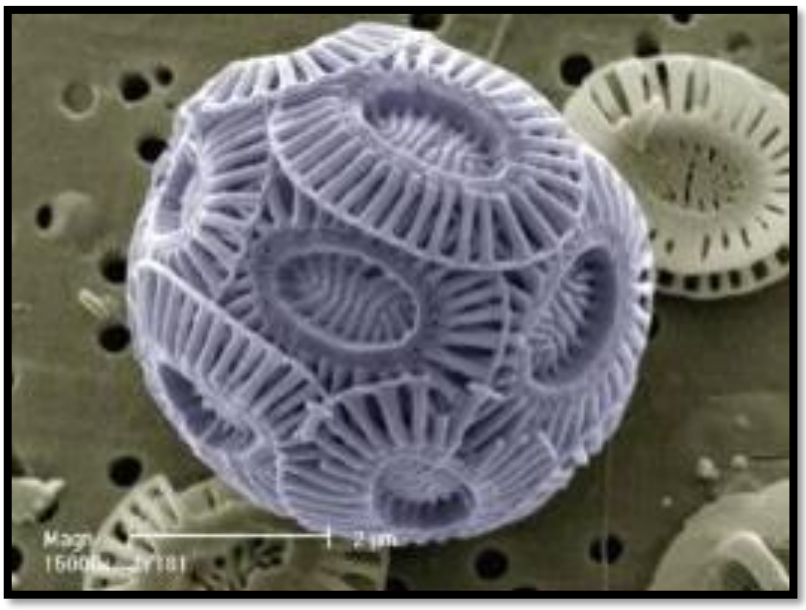


Figura 145. Cocólitos
(Fonte: http://www.joseeduardomattos.com.br/os%20microbios%20tambem%20formam%20rochas.html)

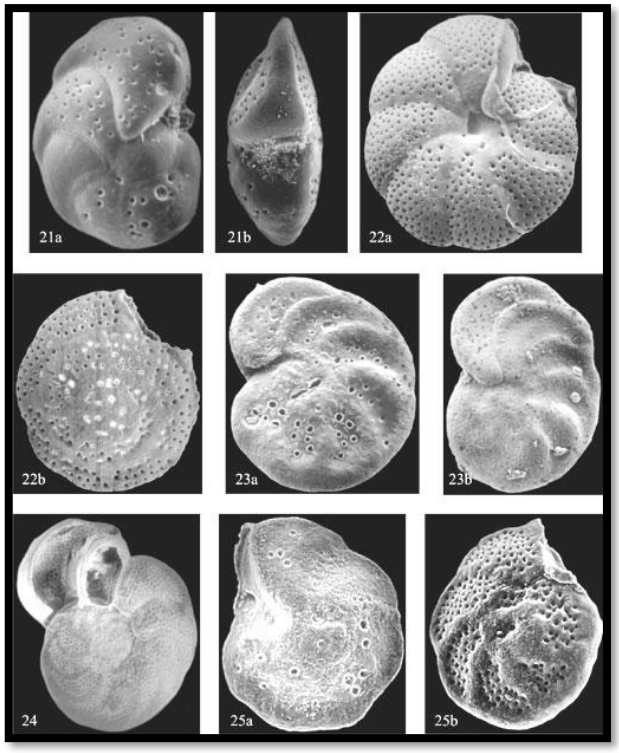


Figura 146. Testas de foraminíferos bentônicos.
(Fonte: https://scielo.conicyt.cl/fbpe/img/gayana/v69n2/img13-06.jpg)

As Lamas Azuis constituem o mais comum e representativo tipo de sedimento terrígeno abissal. Estas são formadas de material muito fino, com a presença de algum material plantônico (foraminíferos).

Sua cor cinza-zinco vai até cinza escuro azulado, quando úmida, mudando para cinza amarelado, quando seca.

A cor azul é atribuída à presença de matéria orgânica e a alteração de sulfatos de ferro, sob moderadas condições de redução (Fig.147).

Figura 147. Lamas azuis (Hemipelágica).

Pílulas Fecais formam mistura frequente com as Lamas Azuis, as quais podem gradacionar para as chamadas Lamas Fecais (*pellet muds*). Fosfatos também ocorrem abundantemente.

Uma feição marcante das Lamas Azuis é a presença de uma lâmina superficial, de poucos milímetros ou centímetros, de oxidação, a qual lhe dá uma coloração vermelho-marrom, e que apresenta a mesma composição das Lamas Vermelhas. Esta representa o produto do processo halmirolítico oxidante. Quando esta é recoberta pela lâmina seguinte de sedimento, a redução reaparece e a cor retorna a ser cinza azulada.

6.4.3.1.2. Lamas Verdes

As Lamas Verdes são similares as Lamas Azuis, diferindo apenas na cor, que pode ser causada, ocasionalmente, pela presença de clorofila ou minerais terrígenos verdes, usualmente glauconita, daí o termo "lama glauconítica".

Sua cor verde ou cinza esverdeada é devido, também, a presença de minerais argilosos como ilita ou clorita (Fig.148).

Figura 148. Lamas verdes (Hemipelágica).

6.4.3.1.3. Lamas Vermelhas

, Normalmente, as Lamas Vermelhas são de origem primária, uma variedade de sedimento hemipelágico, depositado em locais, onde uma grande quantidade de suspensões vermelho-marrom, de material laterítico, é trazida por correntes, como ocorre em grande áreas e em desembocadura de rios. Exemplo o rio Amazonas.

As Lamas Vermelhas possuem uma mistura apreciável de partículas de tamanho silte e mesmo areia muito fina. Não apresentam, em sua composição, sulfetos, matéria orgânica, fosfatos ou glauconita.

Sua cor vermelha é ocasionada pela oxidação completa dos componentes de ferro (lateritas), pelas águas profundas e oxigenadas (Fig.149).

Figura 149. Lamas Vermelhas (Hemipelágicas).

6.4.3.1.4. Lamas Pretas

As poucos difundidas Lamas Pretas e Cinzas também estão entre os sedimentos hemipelágicos. Elas representam depósitos de um ambiente com água estagnante e uma reduzida quantidade de oxigênio.

Sua presença não está condicionada ao fator profundidade, mas as áreas fechadas, estagnantes e fossas oceânicas.

Sua cor está ligada aos componentes de ferro e a presença de matéria orgânica (Fig.150).

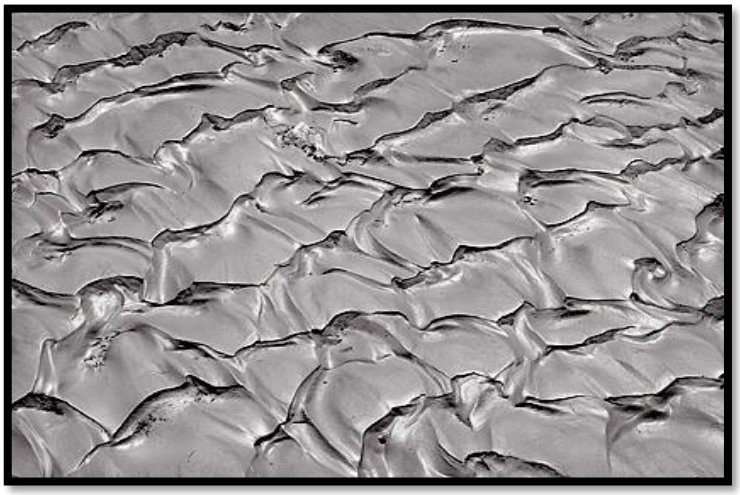


Figura 150. Lamas Pretas e Cinzas (Hemipelágicas).

6.4.3.2. Depósitos de Deslizamento

O grupo dos sedimentos hemipelágicos, também inclui sedimentos oriundos por deslizamento, em especial as fossas de mar profundo, isto é, depressões alongadas de mais de 5.000 m de profundidade que geralmente ficam adjacente a ilhas vulcânicas jovens. A despeito da enorme profundidade de sua deposição, os sedimentos possuem uma quantidade suficiente de material terrígeno de granulometria grossa. Os depósitos das fossas de Kurile, Mariana, Riukiu, Porto Rico e Peru-Chile, têm sido intensamente estudados.

A natureza especial destes sedimentos é causada pelas grandes diferenças entre área fonte e o local de deposição. Para uma distância relativamente pequena (dezenas ou poucas centenas de metros) a diferença vertical atinge valores maiores que 1.000 m.

O declive das paredes das depressões, varia entre 8° e 30°, mas podem ser mais abruptos. As paredes são comumente interrompidas pela presença de alguns terraços, marcados por uma súbita diminuição da declividade. Algumas partes dos declives se apresentam livres de sedimentos, enquanto outras, apresentam manchas de cascalhos e, nas grandes profundidades, se observa a presença de argilas arenosas e sílticas (Fig.151).

Acamadamento gradacional é uma estrutura sedimentar frequentemente desenvolvida nos sedimentos de fossas de mar profundo, particularmente em camadas, com a presença de material vulcânico. Por outro lado, acamadamento regular caótico está presente, quando se tem alternância das maneiras de deposição, por correntes de turbidez, deslizamentos, corridas de lama ou suspensão.

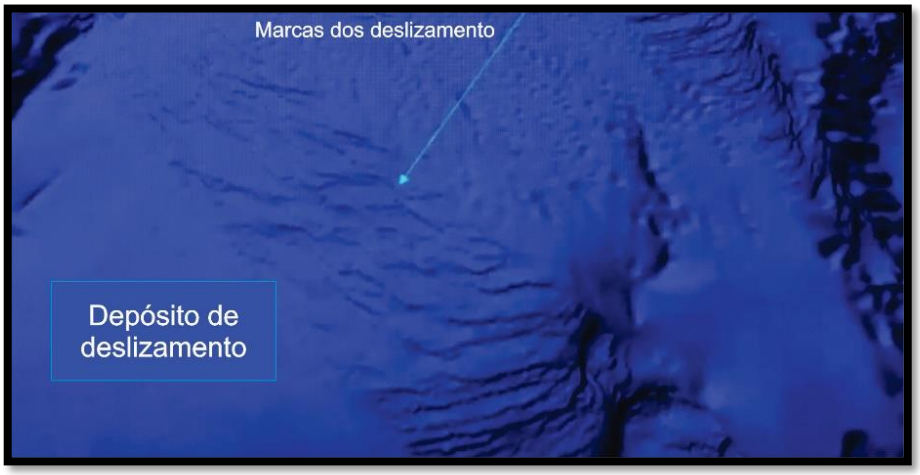


Figura 151. Depósitos de deslizamento em encosta de cânion.
(Fonte: Google Earth)

O conteúdo de partículas biológicas é relacionado a condições hidrológicas. Quando as fossas se localizam em locais de correntes ascendentes (como na fossa Peru-Chile), os sedimentos são ricos em partículas esqueletais e matéria orgânica. Uma lâmina fina de oxidação se desenvolve e origina sedimentos de coloração cinza.

A taxa de sedimentação, nas fossas marinhas profundas, é relativamente grande, embora valores precisos não sejam conhecidos em razão da alternância de processos sedimentares recorrentes (correntes de turbidez, deslizamentos submarinos e assentamento lento de suspensões). A taxa de sedimentação é estimada em 10 vezes o valor atingido, em outras áreas abissais, em média mais de 10 cm por 1.000 anos.

6.4.4. Sedimentos Eupelágicos

Diferentes dos depósitos hemipelágicos, os sedimentos eupelágicos contém o material terrígeno na fração argila e somente pequena mistura da fração silte. Os detritos terrígenos estão misturados com o material biogênico que é predominante e, apresentam também, uma quantidade variável de material vulcânico e extra telúrico (cósmico).

A presença de carapaças de foraminíferos e pterópodes é responsável pelo tamanho de grãos maiores, que correspondem as condições hidrológicas. A predominância deste material calcário, resulta num alto grau de classificação. A assimetria é igual a zero ou positiva.

Enquanto os foraminíferos possuem tamanho de silte a areia fina, diatomáceas e radiolários se apresentam com tamanho finamente síltico e, as espículas de esponja, apresentam tamanho que varia de silte grosso a areia fina.

6.4.4.1. Vasas de Foraminíferos

Vasa de globigerina é a vasa que apresenta maior extensão de distribuição entre as vasas calcárias e, provavelmente, é a que se apresenta mais desenvolvida em todos os sedimentos de mar profundo. Estas apresentam mais de 30% de $CaCO_3$ ou mais do que 6.000 carapaças de foraminíferos em 1 grama de sedimento seco (o número de carapaças de foraminíferos em 1 grama de sedimento seco é denominado "número foraminífero", sendo seu valor máximo teórico 23.300, entretanto o número máximo observado até hoje foi de somente 12.800).

Estas vasas cobrem, aproximadamente, 35% dos fundos oceânicos, e raramente são encontradas a profundidades maiores que 5.000 m.

Nas vasas de globigerinas, os foraminíferos planctônicos são os predominantes, mas podem também apresentar cocólitos e outros fragmentos de composição calcária (Fig.152).

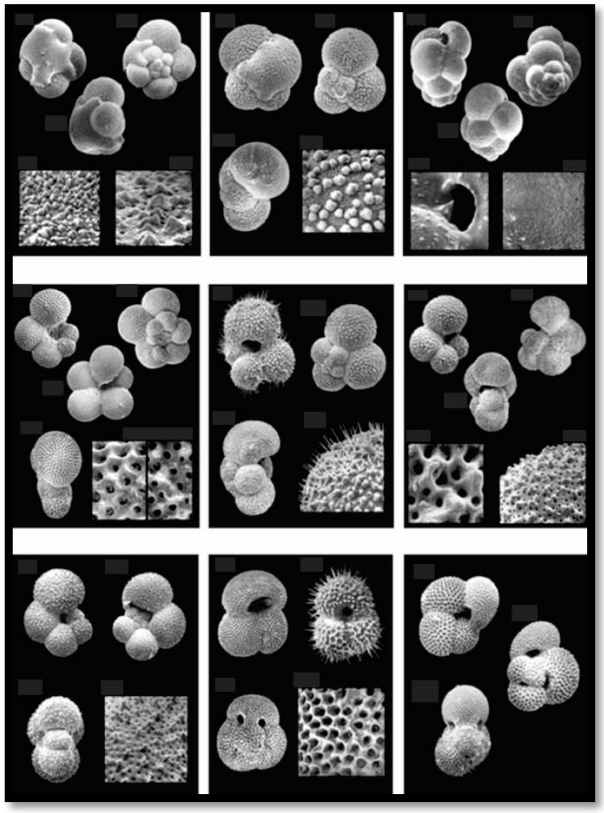


Fig. 152. Sequência de foraminíferos plantônicos - Chile.
(Fonte: https://scielo.conicyt.cl/fbpe/img/gayana/v69n1/img08-04.jpg)

Ainda que a quantidade de carapaças seja enorme, o número de espécies é limitado, enquanto que os menos numerosos foraminíferos bênticos (geralmente cerca de 1% do volume total), ocorram em menor quantidade, este apresentam um maior número de espécies (Tabela XXIV).

Tabela XXIV. Relação da quantidade e o número de espécies de foraminíferos nos sedimentos eupelágicos.

	Quantidade	Número de Espécies
Foraminíferos plantônicos	cerca de 60%	12-23
Foraminíferos bentônicos	até 1%	89-119

Em adição aos foraminíferos, as vasas calcárias contém, em certos locais, a presença abundante de carapaças de pterópodos. Estas formam até 30% do volume total dos sedimentos no oceano Atlântico equatorial.

Depósitos que apresentam uma apreciável quantidade destas carapaças são chamados de vasas de pterópodos e são considerados como uma variedade de vasa de globigerina de águas mais rasas. Estas ocorrem em elevações submarinas do oceano Atlântico (Cadeia Mesoatlântica), a uma profundidade de várias centenas a alguns milhares de metros.

Os depósitos, denominados de Vasa de Cocólitos, contém cerca de 60% de testas de flagelados (cocólitos). As ocorrências mais conhecidas estão localizadas no mar Mediterrâneo, onde estes são os sedimentos mais abundantes, e no oceano Atlântico Tropical.

Vasas de globogerina, de granulometria grossa, são igualmente mais ricas em carbonato de cálcio porque, o resíduo insolúvel, fica confinado somente a fração mais fina.

Em sua composição, as vasas de globigerina apresentam componentes orgânicos e inorgânicos, conforme mostrado na Tabela XXV.

Tabela XXV. Composição de vasas de globigerina.

COMPOSIÇÃO DE VASAS DE GLOBIGERINA RECENTE			
Const. Orgânicos	**%**	**Const. Inorgânicos**	**%**
$CaCO_3$ Máximo	97,3	>0,50 mm Máximo	50,0
Mínimo	30,2	Mínimo	1,2
Média	64,5	Média	3,3
Foraminíferos Pelágicos		<0,05 mm Máximo	64,6
Máximo	80,0	Mínimo	1,2
Mínimo	25,0	Média	30,6
Média	53,1		
Foraminíferos Bentônicos			
Média	2,1		
Outros Remanescentes Calcários	31,8		
Máximo	1,2		
Mínimo	9,2		
Média			
Remanescentes Silicosos			
Máximo	10,0		
Mínimo	1,2		
Média	1,6		

6.4.4.2. Vasa de diatomáceas e radiolários

Remanescentes esqueletais silicosos, principalmente diatomáceas (algas) e radiolários (protozoários unicelulares), com pequenas quantidades de espículas de esponja e silicoflagelados, constituem até aproximadamente 40% de alguns sedimentos pelágicos Recentes.

Os principais fatores que controlam a contribuição, feita pelos organismos silicosos aos sedimentos marinhos, são aparentemente, segundo Revelle,(1944):

a) a taxa de produção de organismos silicosos na água de recobrimento do fundo oceânico;

b) o grau de diluição dos remanescentes silicosos, por contribuições terrígenas, vulcânicas e orgânicas calcárias ao sedimentos.

A profundidade da água não é aparentemente um fator diretamente importante, a não ser o fato que afeta a quantidade de contribuição calcária aos sedimentos.

As evidências, atualmente disponíveis, indicam que a produção de organismos silicosos é alta em regiões dos sistemas de correntes equatoriais e ao redor dos limites de massa de água central dos oceanos, especialmente em áreas de ressurgência. É muito menor naquelas partes dos oceanos, nas quais as águas próximas à superfície são mais estavelmente estratificadas.

As vasas de diatomáceas são parcialmente hemipelágicas e parcialmente eupelágicas (Fig.153).

Sendo as vasas de diatomáceas distribuídas em latitudes geográficas mais altas, onde existe um grande suprimento de material glacial grosso, estas contém em média, mais detritos arenosos e sílticos do que outros sedimentos de mar profundo.

Geralmente uma porcentagem variável, mas sempre alta, de argila e silte terrígeno, carapaças de radiolários, espículas de esponjas e carapaças aglutinadas de foraminíferos, são misturas comuns nas vasas de diatomáceas.

A corrosão de carapaças recentemente depositadas de diatomáceas, tem sido descrita frequentemente. Dentro do sedimento, estas são completamente dissolvidas e transformadas em massas gel pseudoamorfa e SiO_2.

As vasas de diatomáceas são formadas por constituintes orgânicos e inorgânicos como pode ser visto na Tabela XXVI.

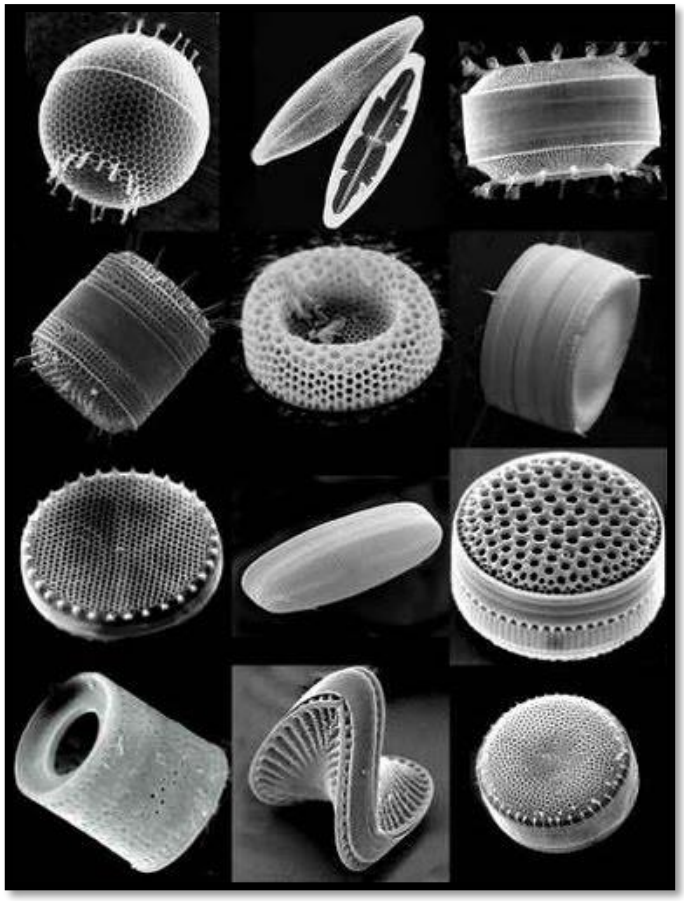


Figura 153. Algumas espécies de diatomáceas.
(Fonte: https://sites.google.com/site/correiamiguel25/dddi.jpg)

Tabela XXVI. Composição de vasas de diatomácea.

COMPOSIÇÃO DE VASAS DE DIATOMÁCEAS RECENTES			
Const. orgânicos	**%**	**Const. inorgânicos**	**%**
$CaCO_3$ Máximo	36,3	>0,05 mm Máximo	25,0
Mínimo	2,6	Mínimo	3,0
Médio	23,0	Médio	15,6
Foraminíferos pelágicos		<0,05 mm Máximo	27,9
Médio	18,2	Mínimo	12,5
		Médio	20,4
Outros remanescentes calcários			
Médio	3,2		
Foraminíferos benticos			
Médio	1,6		
Remanescentes silicosos			
Máximo	60,0		
Mínimo	20,0		
Médio	41,0		

Vasas de diatomáceas são acumuladas em locais, onde a produção de fitoplâncton predomina sobre o zooplâncton e onde, o suprimento de detritos terrígenos não expressivo para mascarar a sedimentação biogênica. São sedimentos de mares frios e cobrem aproximadamente 9% dos fundos oceânicos.

A primeira condição, predominância de fitoplanctons, pode ser preenchida não somente em latitudes geográficas mais altas, mas também em muitas áreas costeiras, o que entretanto não concorda com o segundo requisito (presença de terrígenos). Ambas as condições são satisfatoriamente preenchidas nas regiões polares, em um cinturão contínuo ao redor do oceano Atlântico, onde sedimentos glacio-marinhos estão sendo depositados. Nas regiões polares, as vasas de diatomáceas, passam em direção aos polos para depósitos glacio-marinhos e em direção ao Equador, a vasas de globigerina e argilas vermelhas. Sedimentos de diatomáceas também ocorrem em bacias isoladas, onde a produção de fitoplâncton é suportada por correntes ascendentes, ricas em nutrientes e que estão pelo menos isoladas do aporte substancial de detritos terrígenos.

A produção de diatomáceas pode ser também suportada por atividade vulcânica submarina e emanações submarinas de produtos que suprem material disponível para a construção de carapaças de diatomáceas.

As maiores áreas de vasas de diatomáceas estão localizadas em um amplo cinturão ao redor do oceano Antártico e em amplas zonas a nordeste das Ilhas Japonesas.

As vasas de radiolários (protozoários), são uma variedade de argila vermelha, contendo mais de 20% de carapaças de radiolários e uma mistura de diatomáceas e espículas de esponjas (Tabela XXVII). Estas cobrem aproximadamente 2% dos fundos oceânicos.

As condições de deposição das vasas de radiolários se assemelham aquela postulada para a sedimentação da argila vermelha. Uma grande produção de zooplancton, pré-requisito para seu desenvolvimento, significa sua restrição a regiões equatoriais, em particular (Fig.154).

As maiores áreas de vasas de radiolários estão no oceano Pacífico equatorial, enquanto ocorrências menores têm sido observadas no oceano Índico, especialmente a SW do arquipélago *East Indian*.

Tabela XXVII. Composição de vasas de radiolários.

COMPOSIÇÃO DE VASAS DE RADIOLÁRIOS RECENTE			
Const. Orgânicos	**%**	**Const. Inorgânicos**	**%**
$CaCO_3$ Máximo	20,0	>0,50 mm Máximo	5,0
Mínimo	-	Mínimo	1,0
Média	3,1	Média	1,7
Foraminíferos Pelágicos		<0,05 mm Máximo	67,0
Média	3,1	Mínimo	17,0
		Média	39,0
Foraminíferos Bentônicos			
Média	0,1		
Outros Remanescentes Calcários			
Média	0,1		
Remanescentes Silicosos			
Máximo	80,0		
Mínimo	30,0		
Média	54,5		

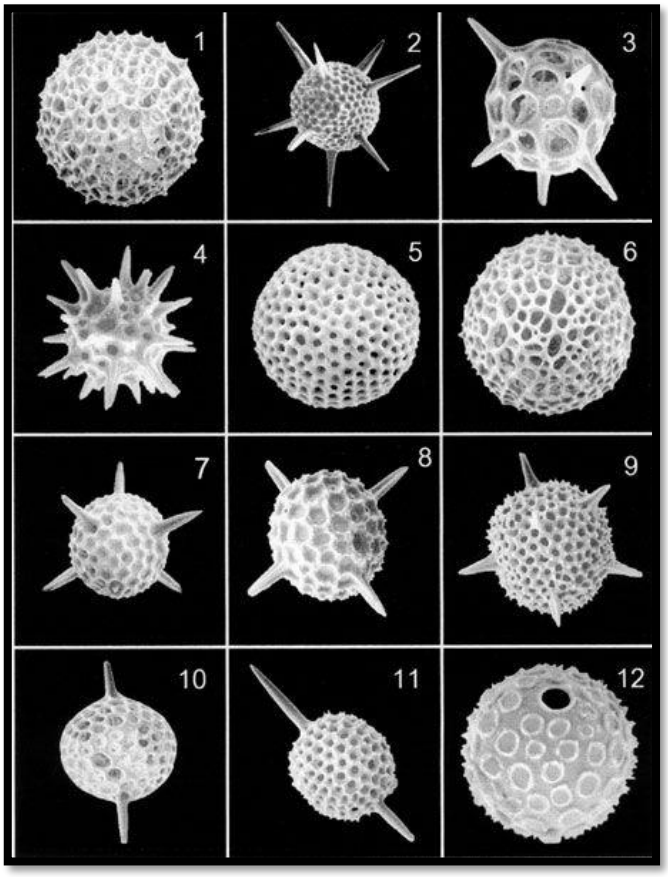


Figura 154. Algumas espécies de radiolários.
(Fonte: https://i.pinimg.com/originals/41/80/13/418013678a8d8b07c458c0148ef0025b.jpg)

6.4.4.3. Argilas Marrom

A argila marrom ou também denominada argila vermelha (*red clay*), um dos mais espalhados e interessante tipo de sedimento de mar profundo, foi considerada por Bezrukov *et al*. (1961) como um tipo de sedimento poligênico. Essa assertiva é bem substanciada porque a argila marrom pode ser originada de várias maneiras, as quais podem ser resumidas por:

a) Pela dissolução de vasas calcárias, deixando um resíduo insolúvel.

b) A partir das substâncias marinhas ditas hidrogênicas, as quais correspondem a uma suspensão constante na água do mar de origem parcialmente detrital, química e coloidal.

c) Pela decomposição de material vulcânico.

d) A partir de material cósmico.

e) Pela oxidação e halmirólise, ou seja alteração no fundo oceânico, dos materiais acima citados.

Como resultado de muitas possíveis origens, a composição mineralógica e química da argila marrom é também variável (Tabela XXVIII).

Tabela XXVIII. Composição das argilas marrom.

COMPOSIÇÃO DAS ARGILAS MARRONS			
Const. orgânicos	**%**	**Const. inorgânicos**	**%**
$CaCO_3$ Máximo	29,0	>0,05 mm Máximo	60,0
Mínimo	0,0	Mínimo	---
Médio	10,4	Médio	2,4
Foraminíferos pelágicos		<0,05 mm Máximo	100,00
Máximo	3,0	Mínimo	31,0
Mínimo	0,0	Médio	87,5
Médio	2,0		
Foraminíferos benticos			
Máximo	3,0		
Mínimo	0,0		
Médio	0,6		
Outros remanescentes calcários Máximo	6,3		
Mínimo	0,0		
Médio	1,0		
Remanescentes silicosos			
Máximo	5,0		
Mínimo	0,0		
Médio	0,7		

O termo Argila Vermelha ou Marrom é derivado de sua cor, característica que depende do conteúdo de manganês, variando do vermelho tijolo, no oceano Atlântico, para marrom chocolate, no oceano Pacífico (Fig.155).

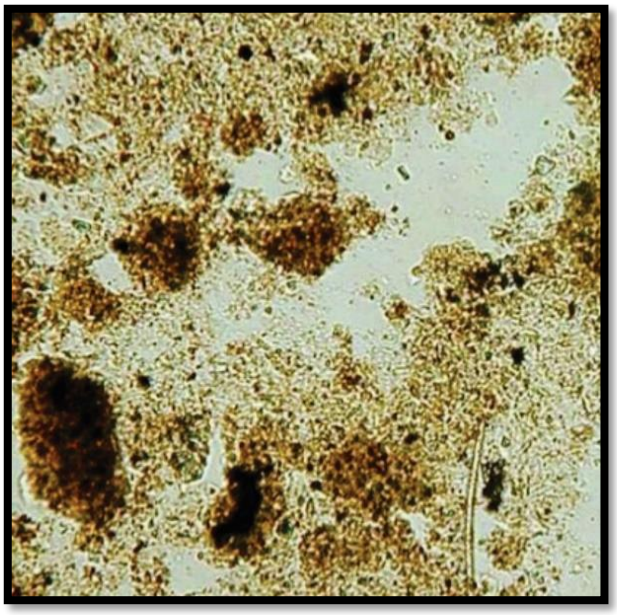


Figura 155. Argilas marrom com espículas de esponja-Pacífico Norte.
(Fonte: https://image.slidesharecdn.com/powerpoint-illustrating-deep-s-141201121153-conversion-gate02/95/powerpoint-illustrating-deep-sea-sediment-types-4-638.jpg?cb=1417435940)
(Foto: Paula Worstell, SIO)

As argilas marrons são excessivamente ricas em vários acessórios, devido a sua sedimentação lenta. Essas contém grãos terrígenos ou de origem vulcânica (feldspato, augita, epidoto, granada, zircão, turmalina) e componentes autígenos (esporadicamente, glauconita, abundantes grãos de minerais de manganês, paragonita (mica) [$NaAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$] e filipsita (zeolita) [$KCa(Al_3Si_5o_{16})6H_2O$]). Em adição são igualmente ricas em partículas de origem cósmica (Fig.156).

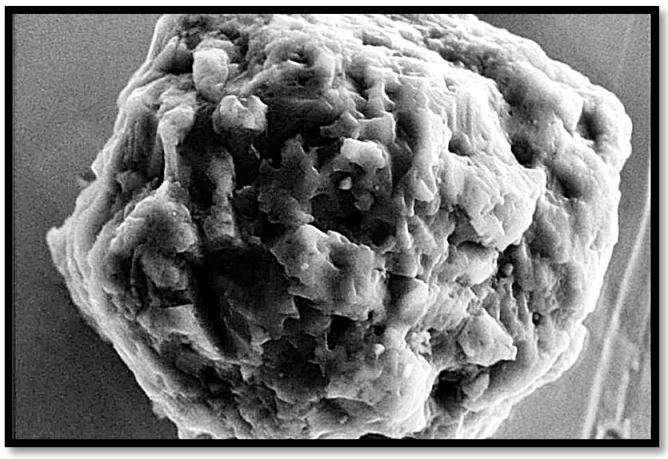


Figura 156. Grão de poeira cósmica (diâmetro do grão 12μ)
(Fonte: https://inforgom.pt/eclypsespacenews/wp-content/uploads/2020/01/jn14012020-01.png)

Em áreas adjacentes a ilhas vulcânicas e em extensas partes do fundo oceânico, como por exemplo, noroeste do Pacífico, ou nas vizinhanças das fossas de mar profundo, a argila marrom contém muitas partículas vulcânicas de tamanho silte, sugerindo sua indubitável origem vulcânica, no mínimo em alguma extensão (Fig.157).

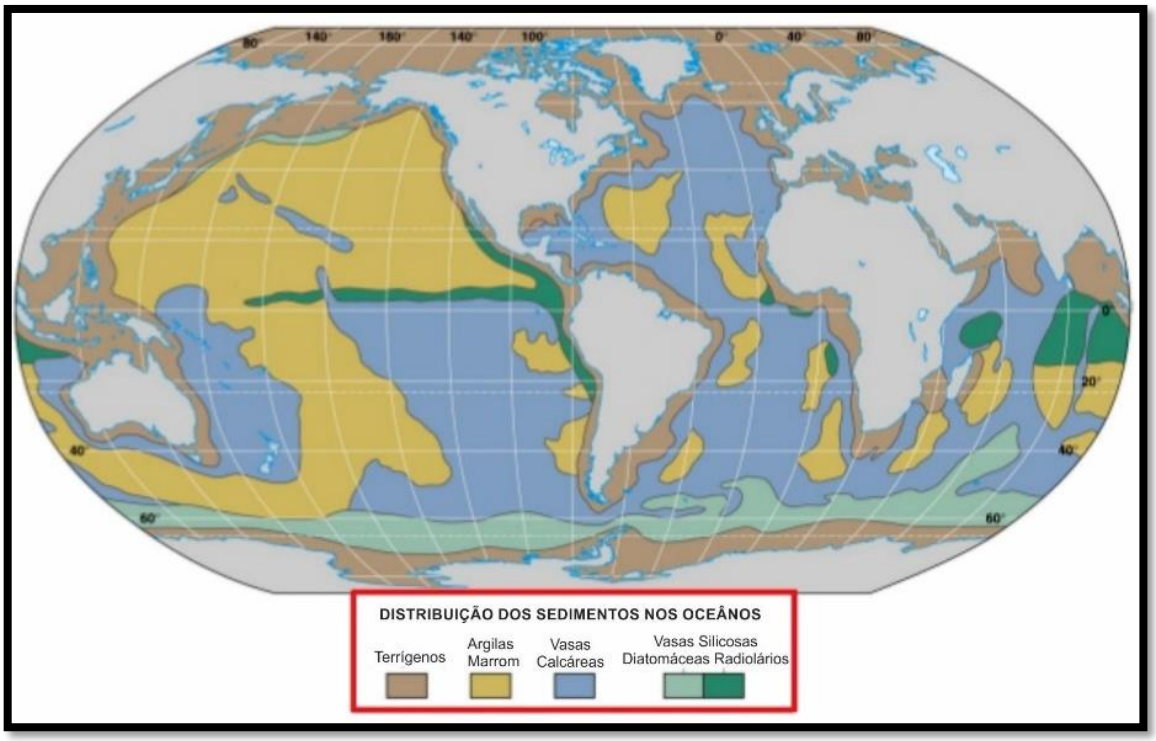


Figura 157. Distribuição das argilas marrons e outros sedimentos nos oceanos.
(Fonte: https://image.slidesharecdn.com/oceansediments-121120053930-phpapp01/95/ocean-sediments-40-638.jpg?cb=1353390077)

A gênese diversa é refletida na diferente composição mineralógica, ainda que estas diferenças não sejam tão grandes quanto o esperado, isto porque os processos halmirolíticos conduzem a uma composição muito semelhante das argila marrom. Geralmente em argilas marrons, o argilo-mineral ilita predomina sobre a esmectita; somente naquelas de origem vulcânica a esmectita predomina sobre a ilita e a clorita.

Nas argilas marrons do oceano Atlântico, badeleita (ZrO_2) e, ocasionalmente, uma quantidade substancial de caolinita, têm sido observada.

Argila marrom pode ser depositada, somente naqueles locais onde não exista apreciável quantidade de carapaças calcárias e silicosas assentando. Estas condições são preenchidas em águas frias e a grandes profundidades, onde as carapaças calcárias são dissolvidas.

Em razão disso, argila marrom pode ser tomada como sendo um dos resíduos insolúveis mais estáveis do que qualquer outro componente dos depósitos de mar profundo. Como um produto da halmirólise, ela corresponde largamente em composição às bem conhecidas camadas de oxidação na superfície de outros depósitos.

A questão da origem da argila marrom, está estritamente relacionada com a halmirólise. Como este termo é largamente usado, não está precisamente estabelecido quais os processos que devem ser nele incluído. Parece, contudo, que o termo oxidação subaquosa e halmirólise são aproximadamente equivalentes. Halmirólise é de fato uma oxidação que ocorre em águas com oxigênio livre. A primeira informação foi derivada do encontro de anéis de intemperismo ao redor de peças de vidro básico e de lâminas vermelho-marrom de oxidação, em argilas azuis e cinzas.

Nos produtos de oxidação, o conteúdo de ferro trivalente aumenta grandemente as espessas do ferro bivalente, e assim se sucede com a quantidade de manganês, álcalis e água. Por outro lado, a porcentagem de Ca, Mg e levemente SiO_2 e ocasionalmente Al_2O_3, diminui. As seguintes alterações em sedimentos marinhos têm sido demonstradas:

a) Oxidação pura, se constitui no desenvolvimento de hidróxidos de ferro livre as espessas do Fe bivalente dos minerais argilosos, minerais máficos e ocasionalmente siderita ($FeCO_3$).

b) Alteração de vidros vulcânicos ácidos em uma mistura de quartzo, caolinita, ilita e analcima ($Na(AlSi_2O_6)H_2O$) (feldspatóide), em proporção 1:2:20:5. Na alteração a opala, parece estar igualmente presente.

c) Alteração de vidros vulcânicos básicos em paragonita [$NaAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$], isto é uma presumível mistura de clorita e ilita, compostos de Fe trivalente e filipsita.

d) Migração de elementos e enriquecimento das camadas superiores em ferro e manganês. Na crosta superficial de um fragmento de basalto, por exemplo, a porcentagem de Fe_2O_3 aumenta de 10,71 a 17,57 e a de MnO de 0,44 a 2,69.

e) Alterações especiais, tais como a transformação de plagioclásios a ortoclásios, ou geração de ilita a muscovita a partir de vidros vulcânicos.

A intensidade dos processos halmirolíticos é afetada pela taxa de sedimentação, tamanho das partículas e do conteúdo de oxigênio livre na água do mar.

Sedimentação lenta, presença de partículas finíssimas de dimensões coloidais nos sedimentos e o conteúdo normal de oxigênio livre na água, todos contribuem para a intensidade das alterações halmirolíticas.

É inquestionável que, seja de origem vulcânica, terrígena ou autigênica, sua composição resultante é homogeneizada por estes vários processos halmirolíticos.

O estado de oxidação do ferro e a cor vermelha ou marrom, correspondem a isto. A pequena quantidade de carbonato e o aumento da porcentagem total de Fe e Mn, sempre sugerem a atividade de processos de intemperismo submarino.

6.4.4.4. Sedimentos Glacio-Marinhos

Os efeitos dos processos glaciais, na formação de depósitos de mar profundo, já foram mencionados.

Estes sedimentos estão largamente distribuídos em áreas de latitudes geográficas mais altas, na plataforma e declive continental, assim como em regiões abissais.

Representam uma mistura de sedimentos de mar profundo comuns e materiais trazidos por "*icebergs*" (Fig.158).

Figura 158. Depósito glacio-marinho com seixo pingado. Seixo com 20 cm de diâmetro.
(Fonte: https://encrypted-tbn0.gstatic.com/images?q=tbn:ANd9GcS7_QMAOIshHZTuw-KGsTucYwVR-nirTDbTKw&usqp=CAU)

Isso propicia para, os mesmos, em média, uma granulação grossa, com a distribuição de tamanho correspondendo, geralmente, a intensidade das condições glaciais ou a proximidade destas áreas.

O efeito da água fria contribui para a preservação de algumas substâncias orgânicas instáveis, como por exemplo, pílulas fecais as quais podem se apresentar no estágio de transformação para glauconita [$K_2(Mg,Fe)_2Al_6(Si_4O_{10})_3(OH)_{12}$].

A porcentagem de $CaCO_3$ varia de 1 a 10%.

Menard (1953), observou que a fração argilosa desses sedimentos é frequentemente formada por farinha de rocha não alterada, de granulometria extremamente fina. Outros estudos, contudo, não corroboram com esta afirmação, pois se observa a presença de ilita abundante e misturas de clorita nestes sedimentos.

Em grandes áreas dos oceanos, sedimentos glacio-marinhos do último período glacial, ainda são observados aflorando em superfície.

Nas elevações submarinas, nas áreas de altas latitudes, se observa a presença de depósitos de cascalhos com seixos estriados os quais foram, evidentemente, trazidos pelas geleiras, durante o último período glacial, e ainda não foram recobertos por depósitos Recentes mais finos.

6.4.4.5. Sedimentos Piroclásticos

Estes depósitos incluem dois tipos de composição e de gêneses diferentes:

a) Produtos de vulcanismo subaéreo, transportados pelo vento e depositados no fundo oceânico como partículas de tamanho silte e argila.

b) Produtos acompanhando vulcanismos submarinos.

O primeiro tipo de depósito piroclástico, originado por vulcanismo subaéreo, tem sido comumente reconhecido em estudos de depósitos de mar profundo.

Análises conduzidas por Besrukov(1959) revelaram a predominância do tamanho silte nestes depósitos.

Sua distribuição é controlada não somente pela posição do centro vulcânico, mas também pela direção predominante do vento.

Menard (1953) estimou que derrames de lavas ocupam 8% do fundo do oceano Pacífico, sem contar as montanhas submarinas e os "*guyots*" que são de origem vulcânica. Os abundantes fragmentos de vidro básico e rochas basálticas que foram encontrados nas argilas marrom e descritos pelo termo coletivo de paragonita, são indubitavelmente desta origem.

Inúmeros traços de atividade vulcânica têm sido encontrados em fossas profundas, incluindo material piroclástico, tais como fragmentos de lavas e de púmice com vários centímetros. Este material constitui produto de redeposição dos declives das fossas ou são gerados por atividade vulcânica junto ao fundo das mesmas (Fig.159).

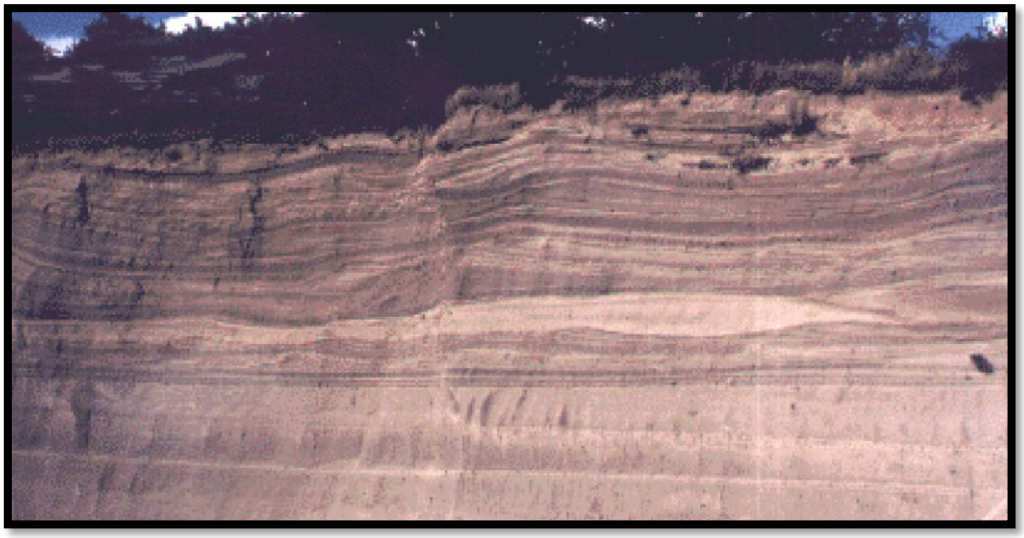


Figura 159. Sequência de sedimentos piroclástico – Alemanha
(Fonte: http://homepage.ufp.pt/biblioteca/Estratigrafia%20Sequencial/FigjpgPlates/FichasP073.jpg)

6.5. Fosforita

Concreções e nódulos de fosforita ocorrem, geralmente, na margem externa das plataformas, no declive continental e em elevações submarinas isoladas. O Banco Agulhas, não muito distante da ponta sul da África, é o mais bem conhecido local de ocorrência de depósitos de fosforita.

Estes depósitos são também observados junto ao declive continental oeste do Japão, próximo a costa do Chile, na Flórida, no platô do Rio Grande e em outros locais de menor extensão.

O tamanho das concreções varia de poucos milímetros até meio metro e sua superfície pode ser suave ou nodular (Fig.160).

Sua forma regular oval, pode ter sua origem devido a um transporte moderado e a processos de abrasão, mas usualmente se origina por uma deposição regular de lâminas.

Figura 160. Concreção de fosforita – Espanha
(Fonte: https://i.pinimg.com/originals/a7/b2/f4/a7b2f47af22c4a925a66b6002fd5e7f9.jpg)

Os principais minerais componentes das concreções de fosforita são colofanita [$Ca_5(F,Cl,OH)(PO_4)_3$](apatita maciça) e fluor-apatita [$Ca_5F(PO)_3$].

Associadas a pequenos oóides de fosfato, disperso entre as grandes concreções, estruturas concêntricas de francolita (variedade microcristalina de fluor-apatita) e dalita, também foram observadas. Tem sido estabelecido que depósitos de fosfatos, em locais de sedimentação, são precipitados quimicamente sob condições hidrológicas e hidroquímicas disponíveis ou, como resultado de um supressivo suprimento de fosfatos do continente por atividade vulcânica ou por organismos impulsionadores, no contato de correntes frias e quentes. A variação brusca da temperatura, ocasiona a morte dos organismos marinhos, que com isso entram em decomposição, enriquecendo as águas de P_2O_5, as quais, em zonas de ressurgência, encontram águas mais quentes e com menor pressão, causando assim a precipitação do fosfato.

Em alguns locais, a água do mar se encontra saturada ou supersaturada em fosfatos de maneira a produzir metassomatismo, a fosfatização.

A fosfatização de carapaças de foraminíferos calcários tem sido frequentemente observada.

6.6.Outras misturas nos sedimentos

Concreções de barita ($BaSO_4$) têm sido encontradas em depósitos de argilas vermelhas e em depósitos de vasas calcárias, próximos a costa da Califórnia.

As concreções de barita, encontradas próximas a costa da Califórnia, contém entre 62 e 77% de $BaSO_4$.

As concreções de barita se originam, mais provavelmente, pela precipitação de bário, o qual é originário das águas quentes que fluem das zonas de falha (Fig.161).

Figura 161. Concreções de barita.
(Fonte: http://lh3.googleusercontent.com/-s-he0o5uKD0/Ves_dZ9cuTI/AAAAAAAALGw/SXoVErXkGxw/s720/Barite%252520concretions%252520Howard%252520Allen.jpg)

Ao lado disto, a acumulação de bário e outros elementos (Si,Pb) é influenciada por organismos marinhos planctônicos.

Análises efetuadas em algumas concreções de barita mostraram a composição química desta (Tabela XXIX).

Tabela XXIX. Composição química de concreções de barita.

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE CONCREÇÕES DE BARITA			
BaO	53,85	Fe_2O_3	1,67
SO_3	28,56	CaO	2,01
SiO_3	6,46	MgO	0,42
Al_2O_3	2,32	Perda por ignição	2,94

Comparativamente, altas concentrações de bário, estrôncio e zinco foram encontradas em alguns organismos planctônicos que contém, também, quantidades consideráveis de íons de outros metais pesados. Isto sugere que a extração biológica,

a partir da água do mar e subsequente assentamento, é um mecanismo importante de acumulação destes elementos nos sedimentos.

Entre os organismos notáveis neste aspecto, se destacam algumas espécies de foraminíferos, pterópodos e heterópodos.

A zeolita filipsita [$KCa(Al_3Si_5O_{16})6H_2O$] foi inicialmente reconhecida como quantitativamente importante na lenta acumulação de sedimentos pelágicos. Recentemente foi determinado que outros membros da série filipsita são muito espalhados.

Concentrações de zeolita, maiores do que 50%, não são infrequentes e zeolita, consequentemente, é um tipo de sedimento pelágico comum.

De acordo com experimentações, a precipitação química da zeolita, a partir da água do mar, é possível. A parte disso, zeolita microcristalina é encontrada em esqueletos de organismos. Isto sugere que grandes concentrações de sílica dissolvida, de fonte biogênica, na interfase sedimento/água, induz, nesses casos, a formação de zeolitas. A frequente e estreita relação da zeolita com os sedimentos piroclásticos, indica cristalização direta a partir destes produtos, como possível.

Indicações de cristalização de zeolita na interação entre água do mar e fusão de lava basáltica, têm sido registradas.

6.7. Deposição de carbonatos em ambiente marinho-profundo

A principal fonte de carbonato, nos sedimentos de mar profundo, é o plâncton.

Precipitação química de carbonato de cálcio é altamente improvável, e o suprimento terrígeno pode ser considerado somente para os depósitos hemipelágicos.

Desta maneira, parece que o grande conteúdo de $CaCO_3$ nos sedimentos marinhos profundo, é totalmente de origem biológica.

Sua distribuição é controlada pelo equilíbrio entre produção orgânica, possibilidade de sedimentação de material biológico e das forças que contribuem para a remoção do carbonato da água do mar e dos sedimentos.

Os seguintes fatores exercem influência na distribuição dos sedimentos carbonáticos nos oceanos:

a) Dissolução de carapaças durante o assentamento e durante a diagênese do sedimento.

b) Correntes marinho-profundas e sua influência na dissolução de $CaCO_3$.

c) Profundidade absoluta, por causa da solubilidade do CO_2 e também, do aumento de $CaCO_3$ com o aumento da pressão.

d) Processos vulcânicos, como emanações de caráter ácido, as quais induzem na dissolução do carbonato de cálcio.

e) Salinidade da água.

Todos estes fatores influenciam de uma maneira a deposição e distribuição dos sedimentos carbonáticos de mar profundo. Normalmente estes fatores estão combinados em seus efeitos e é evidente que a visão geral da sedimentação carbonática não pode ser explicada por qualquer destas suposições isoladas.

A mudança regional na distribuição dos carbonatos deve ser interpretada em termos de causas regionais, tais como, correntes de mar profundo, atividades vulcânicas e condições de profundidade, a qual limita a sedimentação carbonática batimetricamente.

Mudanças locais são então explicadas por fatores locais como, topografia, correntes locais, produção orgânica local, mistura com detritos terrígenos e parcialmente atividades vulcânicas.

A dissolução de carapaças, durante o assentamento, tem sido observada diretamente e estabelecida experimentalmente. Assentando em um profundidade de 300 m, 20% das carapaças de foraminíferos são dissolvidas; aumentando este valor para 50% durante o assentamento a uma profundidade de 3.600 m.

A influência das correntes de mar profundo pode ser bem ilustrada por uma comparação do conteúdo de $CaCO_3$ nos sedimentos, nas partes leste e oeste do oceano Atlântico Equatorial, na mesma profundidade (Tabela XXX).

Carbonato presentes nos sedimentos da bacia do Brasil, são dissolvidos pela corrente fria Antártica, que flui de S-N.

O efeito da profundidade absoluta é fortemente aparente, pela correlação dos conteúdos médios de carbonato em várias profundidades, em análises efetuadas por Revelle (1944) no oceano Pacífico (Tabela XXXI).

Tabela XXX. Conteúdo de carbonado em sedimentos da Bacia do Brasil e Bacia do Congo.

CONTEÚDO DE CARBONATO EM SEDIMENTOS DAS PARTES LESTE E OESTE DO ATLÂNTICO EQUATORIAL		
Zona	**Profundidade**	**% $CaCO_3$**
Bacia do Brasil	5.150 5.900	4 2
Bacia do Congo	5.200 5.600	80 40

Tabela XXXI. Variação do teor de carbonato com o aumento da profundidade.

PROFUNDIDADE (m)	% $CaCO_3$
0-1.000	46
1.000-2.000	62,1
2.000-3.000	60,2
3.000-4.000	48,7
4.000-5.000	26,0
>5.000	5,1

A influência dos processos vulcânicos, na sedimentação do carbonato, é evidente, principalmente, no oceano Índico. Na parte oeste, onde traços de processos vulcânicos não foram encontrados, o fundo é coberto por vasas carbonáticas, por outro lado, na parte leste, rica em produtos vulcânicos, essa se encontra recoberta por argilas vermelhas não carbonáticas. O limite batimétrico da sedimentação carbonática é muito mais acima do normal em pequenos mares, com manifestações de processos vulcânicos, do que em marés livres de atividade vulcânica.

6.8. Matéria orgânica em mar profundo

A produção anual de matéria orgânica nos oceanos atinge 1.000 g/cm², mas somente 0,02% desta quantidade se torna sedimento. Aproximadamente um quarto da matéria orgânica é destruída antes do sedimento ser coberto por 30 cm de material dos depósitos seguintes.

Durante a diagênese, cerca de 40% do conteúdo de matéria orgânica original é perdida.

Na tabela XXXII são fornecidos os conteúdos de carbono orgânico em vários tipos de sedimentos.

Tabela XXXII. Conteúdo de carbono orgânico em alguns sedimentos.

Conteúdo de carbono orgânico em alguns sedimentos	
Argilas cinzas hemipelágicas	1-2%
Argilas pretas de bacias com águas estagnantes	3-10%
Lamas vermelhas e azuis	0,2-0,8%
Vasas de globigerinas	0,2-1%
Vasas de diatomáceas	0,5-1,2%
Argila marrom e vasas de radiolários	tr

A quantidade de matéria orgânica em depósitos Recentes de mar profundo é controlada pelos seguintes fatores:

a) Produção orgânica nas partes superiores das massas de água. Esta produção é mais efetiva em locais de correntes ascendentes, em latitudes geográficas altas e em locais de impetuoso desenvolvimento de fitoplâncton.

b) Decomposição de matéria orgânica na água e no sedimento. A decomposição é mais rápida em águas quentes e ambiente oxidante. Este fator é de grande importância porque conforme mencionado, somente uma porcentagem negligível de matéria orgânica, primariamente produzida, é preservada no sedimento.

c) Diluição da matéria orgânica por detritos terrígenos e carbonáticos. Este fator é relevante para a criação de diferenças regionais no conteúdo de matéria orgânica. Assim, por exemplo, partes dos oceanos com vasas de globigerina, possuem geralmente um conteúdo menor de matéria orgânica do que áreas com argilas marrom. A influência do suprimento terrígeno é perceptível, principalmente no conteúdo variável de matéria orgânica nos sedimentos hemipelágicos.

d) O caráter do sedimento, sendo este fator relacionado, com a possibilidade acima mencionada, de decomposição da matéria orgânica. Sedimentos de granulação fina são usualmente mais ricos em matéria orgânica do que os de granulação grossa, como o resultado de sua decomposição mais lenta nas argilas.

e)Taxa de sedimentação. Este fator tem dois efeitos contraditórios. Quando a sedimentação ocorre lentamente, a matéria orgânica pode se concentrar, mas é exposta à decomposição por longo tempo, de modo que um sedimento pobre

em matéria orgânica, usualmente se desenvolve. Por outro lado, durante a sedimentação rápida, a matéria orgânica é mascarada por material terrígeno de tal ordem que o depósito resultante é pobre. A taxa de sedimentação ideal para a preservação de grandes quantidades de matéria orgânica, parece ser ao redor de 5 mm em 1.000 anos. Sedimentação e preservação da matéria orgânica são afetadas pela soma de todos os fatores acima, cada um dos quais podem ser fundamentais em algumas áreas e subordinados em outras.

6.9. Sedimentação de ferro e manganês em sedimentos de mar profundo

A concentração de ferro e manganês em sedimentos marinhos profundo, encontra explanação para o primeiro, mas a interpretação de concentrações anômalas do segundo ainda não são unanimamente aceitas.

Concentrações de ferro requer, principalmente suprimento terrígeno, sendo concentrado também, por processos halmirolíticos em sedimentos depositados com baixa taxa de sedimentação.

Concentrações de manganês, nos sedimentos de mar profundo, atingem sete vezes o valor das concentrações de ferro. Para a interpretação de tal fato, quatro teorias têm sido propostas:

a) Teoria de uma fonte vulcânica para o manganês.

b) Suposição de um aumento na concentração de manganês, por absorção biogênica em carapaças de foraminíferos. Após a dissolução da calcita, concentrações de manganês podem aumentar muitas vezes.

c) Suposição de concentração do manganês pela absorção em partículas argilosas. Esta teoria possui sustento teórico e seu modo de concentração foi experimentalmente realizado.

d) Suposição do enriquecimento durante os processos halmirolíticos, numa oxidação perfeita de sedimentos de mar profundo.

Um bom número de autores modernos é de opinião que os processos vulcânicos são de fato fontes de manganês, por exalações submarinas e decomposição de produtos de material vulcânico no solo submarino. Diferenças locais, no conteúdo de manganês, podem ser interpretadas, em termos de diluição diferencial dos compostos de manganês, por material terrígeno.

A precipitação de compostos de manganês foi explanada tanto por processos orgânicos como inorgânicos, especialmente atividade bacteriana. Arrhenius (1963), sugere que o manganês é removido das águas de fundo por oxidação catalítica de íons de Mn por hidróxido de ferro coloidal, na interfase sedimento/água.

Em suporte a transferência biótica, está a presença de matéria orgânica nos nódulos. Tem sido igualmente comprovado que os nódulos, contém bactérias capazes de reduzir o manganês.

Concentrações individualizadas de manganês, chamados nódulos de manganês ou nódulos polimetálicos são comuns em todos os sedimentos marinhos profundo, com baixa taxa de acumulação. Apresentam-se sob a forma de micronódulos à nódulos de 10 cm de diâmetro, ou na forma de crostas ou concentrações irregulares (Fig.162).

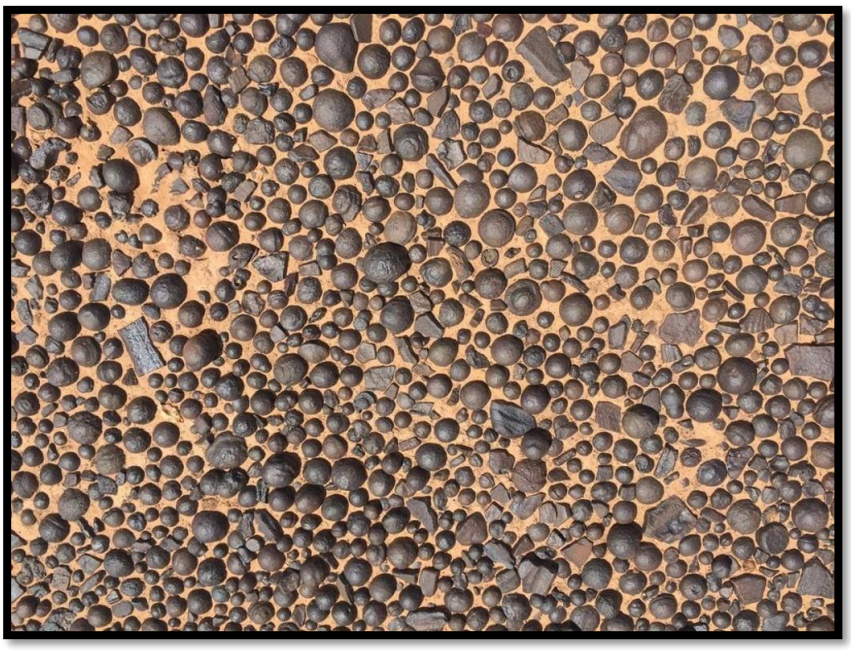


Figura 162. Depósitos de nódulos polimetálicos.
(Fonte: https://dsmobserver.com/wp-content/uploads/2020/01/25c152b371c31fbdbf7b52664a519468.jpg)

Para muitos pesquisadores, cerca de 10% do fundo pelágico do oceano Pacífico é coberto por nódulos de manganês. Dados sobre o oceano Atlântico corroboram com esta distribuição ampla.

Em certos locais a concentração de nódulos de manganês é espantosa.

Assim por exemplo, na profundidade de 6.000 m, em alguns locais do oceano Pacífico, acima de 200 nódulos foram encontrados numa área de 2 m².

Os nódulos se originaram ao redor de pequenos núcleos, cuja substância é, mais tarde, substituída metasomaticamente (Fig.163).

Figura 163. Corte de um nódulo polimetálico mostrado como núcleo um fragmento de rocha.
(Fonte: http://worldoceanreview.com/wp-content/uploads/2014/02/wor3_k2b_abb_2-10.jpg)

Alguns nódulos, contém boa quantidade de remanescentes orgânicos, frequentemente de idade Terciária. A taxa de crescimento dos nódulos polimetálicos é muito pequena, aproximadamente 1mm em 1.000 anos, o que mostra claramente uma relação indireta entre o número de nódulos e a taxa de sedimentação dos depósitos adjacentes.

Investigações recentes mostraram que a composição mineralógica dos nódulos polimetálicos é muito complicada. Os nódulos consistem em intercrescimentos cristalinos de diferentes minerais, particularmente opala, goethita, rutilo, barita e montronita.

Os componentes de manganês são representados por MnO e manganita. As camadas de manganita são compostas de uma lâmina de MnO_2 e uma lâmina de $Mn(OH)_2$ ou $Fe(OH)_2$.

A razão Fe/Mn varia entre 0,26 e 1,04, dependendo da quantidade de goethita.

Os nódulos de manganês são enriquecidos por um bom número de elementos traços.

Ahrens *et al.* (1967), determinaram a composição dos nódulos polimetálicos (Tabela XXXIII).

Tabela XXXIII. Composição química dos nódulos polimetálicos.

Composição dos Nódulos Polimetálicos	
Mn - 21,6%	Zn - 0,06%
Fe - 11,6%	Pb - 0,10%
Co - 0,30%	Cd - 9 ppm
Ni - 0,62%	Bi - 7 ppm
Cu - 0,20%	Tl - 140 ppm
Sn - 2 ppm	

6.10. Elementos traços em sedimentos marinho profundo

A Tabela XXXIV apresenta o conteúdo de elementos traços em sedimentos marinho profundo, obtidos por Ahrens (1968).

Tabela XXXIV. Conteúdo de elementos traços em sedimentos de marinho profundos

Elemento	Sedimentos hemipelágicos	Vasa de globigerinas	Vasa de radiolários	Vasa de Diatomáceas	Nódulos de Mn	Argila marrom
Li	---	---	---	---	55	78
Rb	---	---	---	---	---	391
Ca	---	---	---	---	---	13
Sa	---	---	---	---	---	60
Ba	---	180	180	---	---	200
B	16-155	155	---	---	---	---
Sc	---	4,6	3	---	3	4
Zr	---	---	---	---	---	140
Mn	---	---	---	---	---	1.770
Ni	---	---	---	---	---	253
Cu	---	---	---	---	3.000	160
Y	---	8	---	---	8	8
Ag	---	---	---	---	0,2	---
Ga_2O_2	---	50	100	50	50	1.000
GeO_2	---	---	---	---	---	50
Se	---	---	---	---	19	---
Cd	---	4	4	4	51-84	4

Wedephol (1958), em seus estudos, determinou o conteúdo médio dos elementos presentes nos sedimentos marinho-profundo (Tabela XXXV).

Tabela XXXV. Conteúdo médio dos elementos presentes.

Elementos	%	Elementos	%
Si	23,00	Ni	0,032
Al	9,20	Cu	0,074
Fe	6,50	Cr	0,009
Ti	0,73	V	0,045
Mg	2,01	Pb	0,015
Ca	2,90	Mo	0,005
Na	4,00	Zr	0,018
K	2,50	Yb	0,002
Si	0,07	Y	0,015
Ba	0,39	La	0,014
B	0,03	Sc	0,025
Mn	1,25	Co	0,016
Ga	0.002		

O comportamento dos elementos, nos sedimentos marinho profundo, é de fundamental importância para a solução de seu equilíbrio geoquímico. Podemos assim resumidamente mencionar o regime de alguns mais importantes.

Mg, Ca e Sr - A concentração de Mg aumenta com a diminuição do tamanho de grão, porque este elemento é mais ligado aos minerais argilosos. Em depósitos lentamente acumulados, grandes quantidades de Ca são concentradas na filipsita e na apatita biogênica.

Nos sedimentos biogênicos, Ca se concentra numa proporção maior do que Mg e consequentemente a razão Ca/Mg aumenta rapidamente. Estrôncio é concentrado, principalmente, na apatita das escamas de peixe, atingindo mais de 0,2% de Sr.

Altas concentrações de Sr, são também encontradas em filipsitas e óxidos de Fe e Mn. Na fração argilosa pura, existe apenas 0,05% de Sr.

Ba - Em alguns sedimentos, este elemento se apresenta distribuído regionalmente, como por exemplo no oceano Pacífico equatorial, onde este é fortemente concentrado.

Uma correlação positiva estabelecida entre Ba e Mg, sugere que o Ba foi provavelmente precipitado como carbonato. A quantidade de bário parece aumentar com a produção orgânica.

Migração pós-deposicional de Ba, tem sido evidenciada em excrementos de organismos bentônicos.

B - Forma concentrações anômalas em todos os sedimentos marinhos, aproximadamente 10% da quantidade total de boro é firmemente ligada aos minerais antigênicos e, provavelmente, substitui parte do Silício, no tetraedro dos minerais argilosos.

Y, Sc, Th e Terras Raras - São concentrados em apatitas biogênicas e minerais de Fe e Mn máficos.

Ti - É representado nos sedimentos marinhos-profundo e tem sua origem a partir do material vulcânico básico. Um decréscimo, considerável, na quantidade de Ti (e outros elementos) é observado em direção oposta as fontes de materiais vulcânicos. Em amostras com ausência de material piroclástico, existe menos que 0,8% de TiO_2.

Zr - Ocorre parcialmente associado a depósitos de Fe e Mn autigênicos, e na fração coloidal mais fina da fração argilosa.

V - Atinge 2,5 vezes a quantidade contida nas rochas ígneas. A maior parte do vanádio ocorre na apatita biogênica, na filipsita e nas frações mais finas dos sedimentos. O enriquecimento de frações mais grossas, por vanádio, é devido a sua presença na magnetita e na ilmenita. A quantidade de vanádio diminui com o decréscimo de material vulcânico básico.

Cr - Ocorre em quantidades variáveis (de 35 a 530 ppm). É frequente em sedimentos ricos em material piroclástico básico. Similarmente ao Ti, é altamente concentrado nas frações mais grossas devido a sua presença nos minerais máficos de Fe e Mn. Em alguns locais, concentrações de Cr, têm sido observadas em esmectitas, originadas da decomposição de vidros básicos. O conteúdo de Cr, acima de 0,01%, é um bom indicador da presença de material vulcânico inalterado.

Ni - Os sedimentos marinhos-profundo são apreciavelmente enriquecidos em níquel. Concentrações altas estão presentes nos nódulos de manganês.

Além disso é confinado também, nas frações mais finas, o que revela um parentesco direto entre Fe e Ni e Mn e Ni.

Na opinião dos pesquisadores, prevalece que Ni deriva das seguintes fontes:

a. Suprimento de rochas básicas do continente;

b. Precipitação a partir da água do mar;

c. Vulcanismo submarino;

d. Material cósmico.

O aumento do conteúdo de Ni pode, também, ocorrer em sedimentos com uma grande quantidade de matéria orgânica.

Cu - Encontra-se normalmente concentrado em nódulos de manganês, podendo ocorrer em sedimentos que apresentem teores apreciáveis de matéria orgânica.

Cd - O seu conteúdo aumenta com a elevação da porcentagem de matéria orgânica nos sedimentos. Foi provado, experimentalmente, que consideráveis quantidades de Cd são precipitadas, simultaneamente, com carbonato de cálcio. Uma quantidade relativamente grande de cádmio se concentra nos nódulos de manganês.

O conteúdo de elementos traços em sedimentos de mar profundo é largamente dependente da distribuição dos nódulos polimetálicos, dos sedimentos fosfáticos e dos depósitos ricos em matéria orgânica.

Nas concreções fosfáticas são concentrados, principalmente, Zn, Cd, In e Bi, enquanto V, Mo, Cu e Ni se acumulam em depósitos betuminosos.

A quantidade de elementos traços é adicionalmente afetada pela mistura com material terrígeno e pela deposição de componentes de sedimentos calcários e silicosos.

Com base em sua origem e sua história nos sedimentos de mar profundo, os elementos podem ser divididos em três grupos:

a. Elementos importados de produtos de intemperismo de massa continental;

b. Elementos de origem primariamente marinha concentrados, principalmente, por organismos;

c. Elementos de origem mista.

O estudo dos elementos em sedimentos de oceano profundo é de especial importância para o estabelecimento de seu ciclo e equilíbrio geoquímico.

VII. SUGESTÕES DE LEITURA

CASTELO, J.P. & KRUNG, L.C., 2017. *Introdução à Ciências do Mar*. Ed. Textos, Pelotas. 602 p.

DIAS, S.M.; BASTOS, A.C. & VITAL, H. 2019. Plataforma Continental Brasileira: Estados do Rio de Janeiro, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Série I. Rio de Janeiro. 189 p. ISBN 978-65-80022-02-1. (https://storage.googleapis.com/wzukusers/user-31897907/documents/5e063b52ae77eG12LMBK/Livro_Plataforma_Continental_Brasileira_PGGM_Serie_I_rev_27_12_19.pdf)

SEIBOLD, E. & BERGER, W.H. 1993. *The Sea Floor: An Introduction to Marine Geology.* 2ª Ed. Sringer-Verlag. Beriom.356 p.

VIII. GLOSÁRIO

Acamadamento - Estrutura originada pela acumulação progressiva de qualquer material, tendendo a formar estratos ou camadas definidas por descontinuidades físicas e/ou por passagens bruscas ou transicionais de mudanças de textura, estrutura ou quimismo.

Autigênico - Cristalização de mineral(is) durante a sedimentação, singeneticamente, ou logo após a sedimentação, durante a diagênese, em uma rocha sedimentar, geralmente cimentando-a e/ou diminuindo a sua porosidade.

Bentônico - Referente ao ambiente ou *habitat* marinho do fundo dos oceanos, onde se fixam, caminham ou se arrastam seres diversos.

Bioherma – Estrutura sedimentar de crescimento recifal, em forma de montículos, lentes ou domos desenvolvido *in situ* por organismos como corais, algas, moluscos, gastrópodes, espongiários com ocorrências também em estromatólitos.

Clastos - Designação dos grãos individuais ou fragmentos constituintes de sedimentos detríticos ou rochas sedimentares.

Concreção - Feição geológica de forma geralmente esférica ou discóide, geralmente porosa e/ou permeável e que é resultante da precipitação de hidróxidos, carbonatos, ou outros componentes químicos migrados em solução química ou coloidal,.podendo até substituir minerais e partículas em torno de um núcleo que favorece esta precipitação.

Convoluta - São estruturas de deformação plástica, com dobras atectônicas devido à compactação.

Depósito maturo – São depósitos que não contém argila e apresentam uma boa seleção granulométrica.

Detrítico – São os componentes de uma rocha sedimentar constituída predominantemente por fragmentos de outras rochas.

Endogênico - Fenômeno ou processo geológico que se realiza no interior da Terra.

Esferulito -Grãos de forma esférica a elipsoidal, de dimensões submilimétricas a centimétricas.

Estromatólito – Estrutura com dimensão decimétrica a métrica, carbonática, com forma geralmente colunar finamente laminada, construída por ação de bactérias em mares rasos e quentes.

Eupelágico – Sedimento marinhor de mar profundo. Tipo muito comuns de depósito marinhos constituídos por silte calcário (globigerina, pterópodes), silicioso (diatomáceas, radiolários), bem como argilas vermelhas

Evaporito - Rocha sedimentar formada por camadas de minerais salinos, sendo os principais a gipsita e a halita, depositados diretamente de salmouras em áreas da bacia de sedimentação, notadamente litorâneas, que apresenta condições de forte evaporação.

Fosfatização – É a substituição de componentes químicos de um grão mineral ou fóssil por fosfato.

Halmirólise - Processo de reação geoquímica ou alteração singenética a diagenética entre sedimentos e a água salgada do ambiente marinho.

Hemipelágico - Acumulação sedimentar em mar aberto e profundo, normalmente próximo à margem continental, constituída de partículas de granulometria fina, associada a restos de organismos planctônicos, um significativo teor de elementos terrígenos, vulcanogênicos e/ou neríticos, geralmente na fração de silte.

Imbricação - Estrutura caracterizada pelo recobrimento parcial de fragmentos tabulares ou elipsoidais que mergulham no sentido contrário ao da corrente

Linha de costa – É a linha que separa o mar de um continente ou ilha.

Litogênese - Última fase de um ciclo geológico em que os materiais resultantes das destruição das rochas e acumulados nas depressões, se sedimentam e lapidificam resultando assim novas rochas consolidadas.

Lutáceo - Sedimento detrítico cujos componentes principais são da fração argilosa e siltíca.

Metassomático - Processo de alteração e/ou transformação química de um sedimento principalmente pela ação de fase fluida reagente, resultando em entrada e/ou saída significativa de componentes químicos do sedimento com modificação importante de seus minerais (reação metassomática).

Pelágico - Referente ao *habitat* ou ambiente ecológico das águas oceânicas abertas, acima do ambiente bentônico do fundo dos oceanos, e habitado principalmente por organismos planctônicos e bentônicos.

Pelitos - Sedimento detrítico cujos componentes principais são das argilas e os siltes e que se originam pela litificação de lamas.

Pillar structure – São canais verticais de escape de água verticais. Eles se formam por meio da fluidização localizada de sedimentos ao longo de zonas subverticais discretas e acompanhando a elutriação de componentes de granulação fina durante o escape de água pós ou sin deposição. Eles são frequentemente associados a estruturas de prato.

Planctônico - O termo referente aos organismos que flutuam na coluna d'água dos oceanos e lagos.

Polimetálico – Depósitos os metais em sua composição.

Pseudoamorfo – Mineral que preserva a forma original com a substitutição significativa da matéria seja cristalina seja amorfa por outra.

Pseudonódulo - Feição geológica de origem inorgânica e geralmente secundária que se assemelha a um nódulo mas sua origem é diferente da do nódulo.

Púmice - Rocha vulcânica muito leve devido a sua vesicularidade, com uma rede de cavidades onde ocorreu expansão de gás.

Relíquia - São sedimentos reliquia os componentes herdados de fases anteriores de sedimentação e, portanto, não estão necessariamente em equilíbrio com o ambiente atual em que ocorrem.

Scour marks - São marcas de abrasão que representam características negativas do relevo produzidas como resultado da erosão de uma superfície de sedimento pela corrente que flui sobre ela, formada pelo impacto de redemoinhos geralmente carregados de sedimentos em leitos.

Terrígeno - Depósito de material oriundo do intemperismo e erosão de rochas em áreas emersas, transportado e sedimentado em bacia sedimentar subaérea ou subaquosa. A designação é dada se o sedimento marinho contém mais de 30% de silte e areia originados, comprovadamente, de um continente.

Testa - Estrutura esqueletal, externa, com forma de carapaça que protege a célula de certos protistas, entre elas as diatomáceas.

Tool marks – É uma marca produzida pelo impacto contra um fundo lamacento de um objeto sólido impulsionado por uma corrente que se move sobre a camada. Geralmente é preservado na forma de molde, visto na base do leito de areia ou silte depositado no fundo lamacento logo após as marcas terem sido formadas.

Tração – Meio de transporte de detrios os quais podem ser deslocados por deslizamento ou rolamento.

Turbidito - Depósito sedimentar originado em ambientes sub-aquáticos de taludes por correntes de turbidez. Os turbiditos são sedimentos cujo tamanho dos fragmentos varia desde conglomerado até as frações siltico-argilosas, com o tamanho de grão dominante sendo o de arenito médio e fino.

Turboglifo - Marcas de desbaste em forma de depressões alongadas com a porção mais profunda e estreita dirigida no sentido contrário ao da corrente e com a parte mais rasa e alargada no sentido da jusante. Normalmente, são preservadas como marcas de sola em sedimentos arenosos e raramente estão isolados.

Vasa - Sedimento fino que ocorre como depósito pelágico nos assoalhos abissais oceânicos onde é constituído por finíssimas carapaças calcárias e/ou silicosas de seres planctônicos (diatomáceas e radiolários) e material vulcanogênico e cosmogênico.

Zooplâncton - Comunidade de organismos, animais e/ou vegetais, unicelulares ou pluricelulares diminutos, que flutuam na superfície das águas salgadas, salobras ou doces dos oceanos, mares internos e lagos.

IX. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHRENS, L.H. 1968. *Origin and distribution of elements*. Oxford. Ed. 1178p.

AHRENS, L.H.; WILLIS, J.P.; OOSTHUIZEN, C.O, 1967. Further observations on the composition of manganese nodules. *Geochim. Cosmochim. Acta*. London. 31:2169-2180.

ALEKIN, O,A. 1966. *Chemistry of the Ocean*. Leningrad. Gidrometeoizdat.

ALEKIN, O,A.; BRAZHNIKOVA, L.B. 1961. Runoff of dissolved substances from the land surface. In: Strakhov, N.M. ed., Sedimentation in recent and ancient basins. Moscow. *Publ. House Akad. Nauk. SSSR*.

ARRHENIUS, G. 1954. Origin and accumulation of aluminosilicates in the ocean. *Tellus*, Stockholm. 3:215-220.

ARRHENIUS, G. 1963. Pelagic sediments. In: *The Sea*. London. 3:655-728.

BARDIN, V.I.; SHILNIKOV, V.I. 1960. Productivity at the east Antartic coast. *Inform. Bull. Soviet. Antarc. Exped*. n°23.

BEZRUKOV, P.L.; LISICYN, A.P.; SKORNIAKOVA, N.S. 1961. The map of distribution of recent sediments in oceans. In: *Recent sediments of sea and oceans*, Moscow. p.73-85.

BEZRUSKOV, P.L. 1959. Sediments of trenches in the North-Western Pacific. *Eclog. Geol. Helv., Basel*. 51:500-505.

BIGG, G.R. 1998. *The Oceans and Climate.*Ed. Cambridge University Press. 266p.

BLANC, J. 1972. *Initiation à la Géologie Marine*. Doin Eds., Paris. 101p.

BOUMA, A.H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam, New York, Elsevier Publishing Co., 168p.

CHANDELIER, F., MARANGON, G.M., SILVA, M.P.M., 2017. *Relatório Geológico da Região de Passo da Limeira, Alfredo Wagner (SC)*.Setor de Ciências da Terra. Departamento de Geologia, UFPR. 101p.

CHRISTOPHERSON, R. W. 2012. *Geossistemas: uma introdução à geografia física*. Tradução: AQUINO, F. E. , 7ª Edição. Porto Alegre: Bookman.

CLARKE,F.W. 1924. The data of geochemistry. *US Geol. Surv. Bull*. Washington. 770:1-871.

CORRÊA, I.C.S.; PONZI, V.R. 1978a. Bioclastic Carbonate Deposits along Albardão and Mostardas in Rio Grande do Sul inner continental shelf. In: SEMINARIO SOBRE ECOLOGIA BENTÉNICA Y SEDIMENTACÍON DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL DEL ATLANTICO SUR. Montevideo - Uruguai. *Memórias...,* UNESCO, Montevideo - Uruguai. p.67-91.

CORRÊA, I.C.S.; PONZI, V.R. 1978b. Depósitos de Calcário Biodetrítico das regiões de Albardão e Mostardas na Plataforma Interna do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Recife-PE. *Anais...,* Recife- PE. 2:851-866.

CURRAY, J.R. 1960. Sediments and history of Holocene transgression, continental shelf, northwest Gulf of Mexico. In: Shepard, F.P. et al., Recent sediments northwest Gulf of Mexico. Tulsa, Okla., *American Association of Petroleum Geologists*. p.221-266.

CURRAY, J.R. 1965. Late quaternary history continental shelves of the United States. In: Wright, H.E.; Frey, D.G., eds., *The Quaternary of the United States*. Princeton. N.J., Princeton Univ. Press. p.723-736.

DIETZ, R.S. 1955. Manganeous nodules on ocean floor. *California Jour. Geol. Mines*. Berkeley. 33:218-228.

DOYLE, L.J. 1967. *Black shells*. Unpub. Master's thesis. Duke Univ., Durham, N.C. 120p.

EMERY, K.O. 1952. Continental shelf sediments off southern California. *Geol. Soc. America Bull*., 63:1105-1108.

EMERY, K.O. 1965. *Geology of the continental margin off eastern United States*. In: Whittard, W.F.; Bradshaw, R. eds., Submarine geology and geophysics. London, Butterworth & Co., p.1-20.

EMERY, K.O, 1957. Sediments and water of Persian Gulf*. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol*. Tulsa, Okla., 40:2354-2383.

EMERY, K.O, 1968. Relict sediments on continental shelves of world. *Bull. Assoc. Petrol. Geol*., Tulsa, Okla., 52:445-464.

ERICSON, D.B.; EWING, G.; WOLLIN, G.; HEEZEN, B. 1961. Atlantic deep-sea sediment cores. *Bull. Geol. Soc. Am.*, Baltimore. 72:193-286.

GILLULY, J.J. 1955. Geologic contrasts between continents and ocean basins. In: Poldervaart, A. ed., Crust of the earth. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 62. Baltimore, Waverly.

GORSLINE, D.S. 1963. Bottom sediments of the Atlantic shelf and slope off the southern United States. *Jour. Geology. Chicago.* 71:422-440.

KENNETT, J.P. 1982. *Marine Geology*. Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island-USA. 787p.

KUENEN, Ph.H. 1950. *Marine Geology*. New York. 568p.

KUKAL, Z. 1971. *Geology of Recent Sediments*. Central Geological Survey, Prague. 463p.

LISITZIN, A.P. 1971. *Distribution of Carbonate Microfossils in Suspension and in bottom Sediments.* In. The Micropaleontology of the Oceans. Ed. B.M. Funnell and W.R.Riedel. London: Cambridge University Press. p.173-196.

LISITZIN, A.P. 1972. Sedimentation in the World Ocean. *Society of Economic Paleontologist and Mineralogist*. Special Publ. n°17. 218p.

LITT, T., KRASTEL, S., STURM, M., KIPFER, R., ÖRCEN, S., HEUMANN, G., FRANZ, S.O., ÜLGEN, O.B., NIESSEN, F. 2009. 'PALEOVAN', International Continental Scientific Drilling Program (ICDP): site survey results and perspectives. *Quaternary Science Reviews*. 28:1555-1567.

LOPATIN, G.V. 1952. *River deposits of USSR*. Moscow. 366p.

MABESOONE, J.M. 1971. Fácies sedimentares da plataforma continental brasileira. *Estudos sedimentológicos*. UFRN, 1:55-71.

MABESOONE, J.M.; COUTINHO, P.N. 1970. Littoral and shallow marine geology of northern and northeastern Brazil. *Trabalhos Oceanográficos*. UFPE, 12:1-214.

MARTINS, L.R.; CORRÊA, I.C.S. (eds.). 1996. *Atlas Morphology and Sedimentology of the Southwest Atlantic Coastal Zone and Continental Shelf from Cabo Frio (Brazil) to Península Valdés (Argentina*). Porto Alegre-RS: UFRGS/IG/CECO. 4p., 20 mapas.

MARTINS, L.R.; CORRÊA, I.C.S. (eds.). 1996. *Explanatory Text of the Atlas Morphology and Sedimentology of the Southwest Atlantic Coastal Zone and Continental Shelf from Cabo Frio (Brazil) to Península Valdés (Argentina).* Porto Alegre-RS: UFRGS/IG/CECO. 74p.

MARTINS, L.R.; GORINI, M.A.; CUNHA, R.; MARTINS, I.R. 1971. Observações geológicas da margem continental norte do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,25. *Boletim Especial.* São Paulo, SBG, São Paulo. 1:29-30.

MARTINS, L.R.; MELO, U.; FRANÇA, A.M.C.; SANTANA, C.I.; MARTINS,I.R. 1972. Distribuição faciológica da margem continental sul riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,26. Belém, SBG. *Anais...,* p.115-132.

MARTINS, L.R.; URIEN, C.M.; EICHLER, B.B. 1967. Distribuição dos sedimentos modernos da plataforma continental sulbrasileira e uruguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,21. *Anais...,* Curitiba, SBG. 3:29-43.

MARTINS, L.R.; VILLWOCK, J.A.; MARTINS, I.R. 1972. Estudo preliminar sobre a distribuição faciológica da plataforma continental brasileira. *Pesquisas,* Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre, 1:51-56.

MEDEIROS, R.A.; SCHALLER, H.; FRIEDMANN, G.M. 1971. Fácies Sedimentares: Análise e critérios para o reconhecimento de ambientes deposicionais. *Ciência-Técnica-Petróleo*. Petrobrás. Centro de Pesquisa e Desenvolvimento. v.5, 123p.

MENARD, H.W. 1953. Pleistocene and Recent sediments from the floor of the Northeastern Pacific Ocean. *Bull. Geol. Soc. Am*. Baltimore. 64:1278-1294.

MERO, J.L. 1965. *The mineral resources of the sea*. Elsevier Oceanography Series,1. Amsterdam. 312p.

MIDDLETON, G.V. 1996a. Experiments on density and turbidity currents - In: Motion of the head. *Can. Earth Journal Science*. 3:523-546.

MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. 1976. *Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows.* In: Marine Sediment Transport and Environmental Management. D.J. Stanley e D.J.P.Swift, Edts. John Wiley & Sons. p.197-218.

MIDDLETON, G.V. 1996b. Experiments on density currents II: Uniform flow of density currents*. Can. Earth Journal Science*. 4:475-505.

MILLIMAN, J.D. 1974. *Marine Carbonates*. Pt. 1. New York. Springer-Verlag.

MILLIMAN, J.D.; BARRETO, H.T. 1975. Relict magnesian calcite and subsidence of the Amazon shelf. *Sedimentology*, 22:137-145.

MILLIMAN, J.D.; EMERY, K.O, 1968. Sea levels during the past 35.000 years. *Science*. 162:1121-

MILLIMAN, J.D.; PILKEY, H.; BLACKWELDER, B.M. 1968. Carbonate sediments on the continental shelf, Cape Hatteras to Cape Romain. *Southeastern Geology*. 9:245-267.

MÜLLER, G. 1958. Die rezenten sedimente im Golf von Neapel. *Geol. Rundschau*, Stuttgart. 47:117-149.

MURRAY, J. & RENARD, A.F. 1891. Report on deep sea deposits based on specimens collected during the voyage of HMS Challenger in the years 1872-1876. *Challenger Reports*. London. 525p.

PARKER, R.H. 1960. Ecology and distributional patterns of marine macroinvertebrates. In: Shepard, F.P. et al., Recent sediments northwest Gulf of Mexico. Tulsa. Okla., *American Association of Petroleum Geologists*. p.302-337.

PETTIJOHN, F.J. 1970. *Rocas Sedimentarias*. Editorial Universitaria de Buenos Aires, Buenos Aires. 731p.

PINET, P.R. 2014. *Invitation to Oceanography*. 7ª edição. Jones & Bartlett. Learning. 662p.

POLDERWAART, A. 1955. Chemistry of the earth's crust. In: Polderwaart, A. ed., Crust of the earth. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 65. New York. Waverly.

POPP, J.H. 1987. *Introdução ao Estudo da Estratigrafia e da Interpretação de ambientes de Sedimentação*. Scientia et Labor Ed., Curitiba. 323p.

REVELLE, R. 1944. Marine bottom samples collected in the Pacific Ocean by the Carnegie on its Seventh cruise. *Carneg. Inst.Publi*. Washington. 556:1-179.

SCHOTT, G. 1944. *Geographie des Atlantischen Ozeans*. Hamburg. 438p.

SEMENSATTO Jr., D.L. & DIAS-BRITO, D. 2004. Análise ambiental de uma área parálica no delta do rio São Francisco, Sergipe-Brasil, com base na sinecologia de foraminíferos e tecamebas (Protista). *Revista Brasileira de Paleontologia.* 7(1):53-66.

SHEPARD, F.P. 1932. Sediments on the continental shelves. *Geol. Soc. America Bull*., 43:1017-1039.

SHEPARD, F.P. 1963. *Submarine Geology*, 2ª ed. New York. 557p.

SILVEIRA, G.C.L., ACCHAR, W., GOMES, U.U., LABRINCHA, J.A., MIRANDA, C.M.P., LUNA DA SILVEIRA, R.V. 2016. Avaliação do mineral caulinita presente em argilas portuguesas para uso em grés porcelanato. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA E CIÊNCIA DOS MATERIAIS, 22º. Natal, RN. *Anais....,* p.999-1010.

SOUZA, R.F.C. 2002. Dinâmica populacional do pargo lutjanus purpureus poey 1875 (pisces: lutjanidae) na plataforma norte do Brasil. Dissertação (Mestrado). Ciência Animal, UFPA, Belém.

SUGUIO, K. 1980. *Rochas Sedimentares: Propriedades-Gênese-Importância econômica*. Ed. Edgard Blücher Ltda. São Paulo. 500p.

SVERDRUP, H.U.; JOHNSON, M.W.; FLEMING, R.H. 1942. *The oceans, their physics, chemistry and general biology*. New York. 1060p.

SWIFT, D.J.P.; STANLEY, D.J.; CURRAY, J.R. 1971. Relict sediments on continental shelves: A reconsideration. *Journal of Geology*, 79:322-346.

TERMIER, H.G. 1960. *Érosion et Sédimentation*. Masson & Cie, Éditeurs. Paris. 412p.

TRASK, P.D. 1936. The relationship of salinity to the calcium carbonate content of marine sediments. *Prof. Papers*, Washington. 186:273-300.

URIEN, C.M. 1967. Los sedimentos modernos del Río de La Plata. Boletín del Servicio de Hidrografía Naval. Buenos Aires, v.4, n.2.

VILLWOCK, J.A.; MARTINS, I.R.; FORMOSO, M.L.L., 1972. Contribuição ao estudo da mineralogia de argilas e sedimentos de fundo da Lago dos Patos, RS, Brasil. *Estudos Sedimentológicos*, UFRN. 2(1/2):13-34.

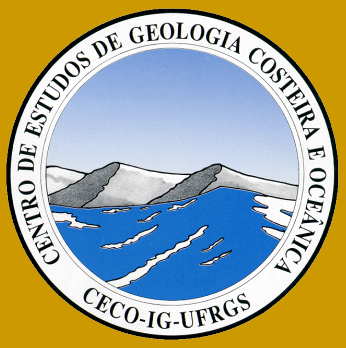
WEDEPOHL, K.H. 1958. Comparison of the deep sea and nearshore clays with reference to some minor elements. *Geochim. Cosmochim. Acta*. London. 14:166.

WINN Jr., R.D.; ARMENTROUT, J.M. (ed.) 1995. *Turbidites and associated deep-water facies*. SEPM Core Workshop n°20. Houston, Texas. (Society for Sedimentary Geology). 176p.

ZEMBRUSCKI, S.G.; GORINI, M.A.; PALMA, J.J.C.; MARTINS, L.R. COSTA, M.P.A. 1971. Fisiografia e distribuição dos sedimentos superficiais da plataforma continental norte brasileira. *Boletim Técnico da Petrobrás*, Rio de Janeiro. 14:127-155.

UFRGS

UFRGS
GEOCIÊNCIAS


CENTRO DE ESTUDOS DE GEOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA
CECO-IG-UFRGS

PROGRAMA DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA
PGGM