Versão exclusiva do autor

Recursos Minerais Marinhos

Lauro Júlio Calliari
Sidney L. M. Mello
Norberto O. Horn Filho
Iran Carlos Stalliviere Corrêa
Marcelo Sperle
Organizadores

Séries de Geofísica 5

Versão exclusiva do autor

RECURSOS MINERAIS MARINHOS

LAURO JÚLIO CALLIARI
SIDNEY L. M. MELLO
NORBERTO HORN FILHO
IRAN STALLIVIERE
MARCELO SPERLE DIAS

Organizadores

Rio de Janeiro | 2023

Versão exclusiva do autor

© 2023 by Sociedade Brasileira de Geofísica (SBGf)
É proibida a reprodução total ou parcial, por quaisquer meios,
sem autorização por escrito da editora.

Editora de Publicações: Adriana Reis Xavier
Revisão: Leda Maria da Costa
Criação Capa: Andrea Hecksher

Ficha Catalográfica elaborada pela Biblioteca do ON

R311r Recursos Minerais Marinhos/ Lauro Júlio Calliari, Sidney L. M. Mello, Norberto O. Horn Filho, et al (orgs.).- Rio de Janeiro: SBGf, PGGM, 2023.
478p.
E-Book, no formato PDF
ISBN: 978-65-86570-05-2

1.Geofísica marinha.2.Mineração marinha.I. Título.
CDU 574.5

CDU

Sociedade Brasileira de Geofísica - SBGf
Av. Rio Branco, 156 sala 2.509
20040-901 – Centro – Rio de Janeiro – RJ
Tel./Fax: (55-21) 2533-0064
sbgf@sbgf.org.br
www.sbgf.org.br

Versão exclusiva do autor

Em memória de Lauro Julio Calliari

Versão exclusiva do autor

Página intencionalmente deixada em branco

Versão exclusiva do autor

PREFÁCIO

É com grande satisfação que apresento este novo volume da coleção "Séries de Geofísica", que é editada pela SBGf com o objetivo de disseminar o conhecimento da geofísica aplicada. Esperamos que assim como outras obras editadas e publicadas pela SBGf seja uma referência e contribua na ampliação do conhecimento na área assim como na formação de recursos humanos.

Esta obra intitulada "Recursos Minerais Marinhos" é uma publicação da SBGf com a coedição do Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM) e reúne o trabalho de pesquisadores nacionais e internacionais em dezenove capítulos, que englobam diversos aspectos das atividades de mineração no mar, desde a aplicação de diferentes métodos, ressaltando aqui os geofísicos, a recuperação de minerais presentes nas planícies costeiras e na água do mar, além de disposições legais vigentes no Brasil e exterior sobre meio ambiente, tecnologia e economia neste ambiente.

A produção deste livro é uma contribuição nossa à Década da Ciência Oceânica para o Desenvolvimento Sustentável (2020-2030), que foi instituída pela Organização das Nações Unidas (ONU) para o impulsionamento de ações que promovam a saúde e sustentabilidade do oceano, além da conscientização da sua importância para a vida na Terra.

Com muitas possibilidades de crescimento, a temática "mineração marinha" desperta interesses ambientais, sociais e financeiros. Contudo, a falta de conhecimento científico completo sobre os potenciais danos à vida marinha e à sua biodiversidade constitui um grande desafio para a sua realização.

Nesse contexto, é essencial que as decisões e práticas relacionadas à extração de recursos minerais marinhos sejam realizadas com extrema cautela, com base em evidências científicas e assim, promovendo o desenvolvimento de tecnologias verdes eficazes na mitigação de impactos.

A mineração marinha pode vir a garantir o acesso a diversos bens estratégicos, tornando-se uma fonte alternativa para atender à crescente demanda global de cobalto, lítio e outros metais e elementos raros, além de fornecer o recurso mineral que no futuro poderá ser o bem mais valioso para a humanidade: a água potável.

Acreditamos que a geofísica tenha condições de desempenhar um importante papel em projetos de mineração marinha tanto nas descobertas de depósitos, quanto em sistemas de monitoramento, para avaliação dos impactos ambientais, como também na recuperação de minerais com o uso de tecnologias avançadas e sustentáveis.

O conhecimento das pesquisas aqui apresentadas permite o desenvolvimento de novos estudos, novas tecnologias e regulamentações, que garantam que a mineração marinha ocorra de forma responsável e consciente.

Por fim, em nome da SBGf, gostaria de expressar a nossa gratidão aos organizadores e autores por compartilharem seus trabalhos e à professora Natasha Stanton (UERJ) e um revisor anônimo, por suas valiosas contribuições durante a revisão.

Roberta Mary Vidotti
Presidente SBGf

Versão exclusiva do autor

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA - SBGf

Diretoria Biênio 2021-2023

Presidente
Roberta Mary Vidotti (UnB)

Vice-Presidente
Luiz Fernando Santana Braga (Invision)

Secretário Geral
Marco Antonio Pereira de Brito (Petrobras)

Secretário Financeiro
Rui Pinheiro Silva (SBGf)

Secretária de Publicações
Elaine Maria Lopes Loureiro (ANP)

Secretário Relações Institucionais
Diego Chagas Garcia (Petrobras)

Secretária Relações Acadêmicas
Andréa Teixeira Ustra (USP)

Conselho Nacional

Alan de Souza Cunha (UFRJ)
Eder Cassola Molina (USP)
George Sand Leão Araújo de França (UnB)
Guilherme Sidou Canha (Petrobras)
Marco Antonio Cetale Santos (UFF)
Mário Sérgio Costa (Petrobras)
Jaqueline Krueger (CGG)
Patricia Descovi (ON)
Renato Lopes Silveira (ANP/BDEP)
Ricardo Augusto Rosa Fernandes (Petrobras)

Divisões Regionais

Secretária Regional Sul – Sudeste
Eliane da Costa Alves (UFF)

Secretária Regional Norte
Adriany Tiffany Moura Reis Valente (UFOPA)

Secretário Regional Centro-Oeste
Elder Yokoyama (UnB)

Secretário Regional Nordeste
Marco Antônio Pereira de Brito (Petrobras)

PROGRAMA DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA – PGGM

Gestão 2022-2023

Coordenador
Alex Cardoso Bastos (UFES)

Vice- Coordenador
Marcelo Sperle Dias (UERJ)

Versão exclusiva do autor

Breve Histórico do Programa de Geologia e Geofísica Marinha – PGGM

O PGGM foi oficialmente fundado em 1969 quando, após o 1o Encontro de Diretores de Instituições de Pesquisa no Mar, foi formado um grupo de trabalho que delineou os primeiros passos para a implantação do que foi denominado de Programa de Geologia e Geofísica Marinha - PGGM. O objetivo deste Encontro foi discutir diretrizes para a pesquisa oceanográfica no Brasil, visando elaborar um programa nacional para oceanografia. Esse programa, focado na Geologia e Geofísica Marinha, começou com o objetivo de discutir e propor diretrizes para o desenvolvimento da pesquisa em geologia e geofísica marinha na Margem Continental Brasileira. Na prática, o PGGM formou, se não a primeira, uma das primeiras redes científica e acadêmica brasileiras para o estudo da ciência do mar. A atuação do PGGM no projeto de Reconhecimento da Margem Continental Brasileira (REMAC), em parceria com Marinha do Brasil, CPRM, DNPM, Petrobras e instituições de pesquisa internacionais, produziu um dos principais conjuntos de dados sobre a margem continental brasileira, incluindo seus aspectos fisiográficos, geológicos, geofísicos e seus recursos minerais associados. Desde 1969, pesquisadores e instituições do PGGM planejaram, conduziram e participaram das mais importantes e relevantes expedições de geologia e geofísica marinha no Atlântico Sul e Equatorial (e.g. GEOMAR, GEOCOSTA, CENTRATLAN, entre outras), em estreita parceria com o Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil, Ministério da Ciência e Tecnologia, Serviço Geológico Brasileiro, Departamento Nacional de Produção Mineral (hoje Agência Nacional de Mineração) e Petrobras.

Nesses 53 anos de existência, o PGGM esteve diretamente envolvido na coordenação, execução ou participação dos principais projetos e programas desenvolvidos no âmbito do Plano Setorial para os Recursos do Mar (PSRM) e de projetos direcionados pelo Ministério de Ciência e Tecnologia, Ministério de Minas e Energia e Ministério da Educação. Entre esses programas destacam-se o Programa de Avaliação da Potencialidade Mineral da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (REMPLAC), Programa de Prospecção e Exploração de Recursos Minerais da Área Internacional do Atlântico Sul e Equatorial (PROAREA), Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC) e o Programa IODP-Brasil (International Ocean Discovery Program). Nos últimos anos, o PGGM vem atuando de forma constante junto à Comissão Interministerial de Recursos do Mar (CIRM) e sua Secretaria (SECIRM) como representante técnico e científico com assento em 3 Comitês: REMPLAC, PROAREA e PEM (Planejamento Espacial Marinho), mantendo assim sua atuação no assessoramento aos tomadores de decisão e apoiando o contínuo desenvolvimento do nosso conhecimento sobre a Margem Continental Brasileira e o Oceano Atlântico.

Como uma rede acadêmica e científica, o PGGM vem fomentando a produção científica e a formação de recursos humanos em nível de graduação e pós-graduação. Além de todos os relatórios produzidos nos diferentes programas em que participou, o PGGM atuou como um catalizador na produção científica de livros e edições especiais em Revistas e Jornais científicos nacionais e internacionais, como por exemplo: o livro de Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro (2006) e Panorama da Erosão Costeira no Brasil (2018), ambos organizados por Dieter Muehe; a edição especial Geologia e geofísica na exploração de recursos minerais marinhos, publicado na Revista Brasileira de Geofísica (volume 18, número 3, 2000) com a edição de Sidney Mello e Jorge Palma; a edição especial From the Coastal Zone to the Deep Sea: 50 years of the Marine

Versão exclusiva do autor

Geology and Geophysics Brazilian Program publicado no Journal Geo-Marine Letters (2020) com a edição de Alex Bastos e Marcelo Sperle; o livro de Geografia Marinha (2020, http://www.pggmbrasil.org/publicacoes) editado por Dieter Muehe, Flávia Lins-de-Barro e Lidriana Pinheiro; e a Série Plataforma Continental Brasileira (Série I e II, 2019 e 2021, http://www.pggmbrasil.org/publicacoes) editadas por Marcelo Sperle, Helenice Vital e Alex Bastos. Mais recentemente, o PGGM vem organizando eventos científicos e técnicos através de Simpósios e Workshops que englobam discussões de interesse nacional e internacional, tais como: recursos minerais marinhos, vulnerabilidade costeira, mapeamento e exploração do fundo marinho, hidrografia portuária e petrolífera, gerenciamento costeiro e planejamento marinho, entre outros (http://www.pggmbrasil.org).

Após 53 anos de existência, o PGGM integra uma rede de pesquisadores que engloba 28 instituições acadêmicas e científicas brasileiras, desde o Rio Grande do Sul até o Amapá. O PGGM é uma rede composta por 20 Instituições Efetivas (universidades, centros de pesquisa e instituições científicas) e 8 Instituições Colaboradoras (órgãos e institutos governamentais, ministérios e indústria).

A história da exploração oceânica e mapeamento do fundo oceânico ao longo da Margem Continental Brasileira é a história do PGGM.

Alex Bastos e Marcelo Sperle Dias
Coordenação PGGM 2022-2023

Versão exclusiva do autor

Sumário

INTRODUÇÃO ____ **32**

1 – PROVÍNCIAS FISIOGRÁFICAS COSTEIRA E OCEÂNICA
COASTAL AND OCEANIC PHISYOGRAPHIC PROVINCES ____ **2**

Norberto Olmiro Horn Filho

1.1 - Introdução *2*
1.2 - Província Costeira *3*
1.3 - Província Oceânica *7*

2 – RECURSOS MINERAIS DA PLANÍCIE COSTEIRA
MINERAL RESOURCES OF THE COASTAL PLAIN ____ **15**

Norberto Olmiro Horn Filho, Carlos Roney Tagliani

2.1 - Introdução *15*
2.2 - Planície Costeira *16*
2.3 - Recursos Minerais *18*
2.3.1 - Uso direto 18
2.3.1.1 - Recursos líquidos 18
2.3.1.2 - Recursos sólidos 20
2.3.1.2.1 - Inorgânicos 20
2.3.1.2.2 - Saibreiras 21
2.3.2 - Uso indireto 34
2.4 - Considerações Finais *40*

3 – RECURSOS MINERAIS DA ÁGUA DO MAR
MINERAL RESOURCES FROM THE SEA WATER ____ **45**

Lauro Júlio Calliari

3.1 - Introdução *45*
3.2 - Extração de sal *47*
3.2.1 - Sal solar 48
3.2.2 - Sal Gema mineração de formações rochosas 51
3.2.3 - Sal evaporado 52
3.3 - Magnésio da água do mar *53*
3.3.1 - Compostos de Magnésio 54
3.4 - Bromo da água do mar *57*
3.5 - Obtenção de água doce a partir da água do mar *58*
3.5.1 - Destilação 60
3.5.1.1 - Destilação solar 60
3.5.2 - Sistema de evaporação relâmpago (Flash) 61
3.5.3 - Osmose Reversa 62
3.5.4 - Dessalinização no mundo 64

4 – EVAPORITOS
EVAPORITES ____ **68**

Maria Augusta Martins da Silva, Flávio Zaborne Oliver, Lauro Júlio Calliari, Tim Lowenstein

4.1 - Introdução *69*
4.2 - Características Geológicas e Sedimentológicas da Formação dos Depósitos Evaporíticos *72*
4.2.1 - Ambiente Marginal – Sabkhas 72

Versão exclusiva do autor

4.2.2 - Ambiente Evaporítico Marinho Raso e Profundo – Deposição Subaquosa 73
4.2.3 - Águas Rasas 74
4.2.4 - Águas Profundas 76
4.2.5 - Sais de Potássio 77
4.3 - Depósitos Econômicos *80*
4.3.1 - Mineração de Gipso no Lago MacDonnell (Austrália) 80
4.3.2 - Mineração de Halita na Bacia de Zechstein (Kłodawa, Polônia) 82
4.3.3 - Mineração de Potássio na Bacia de Sergipe (Taquari-Vassouras) 85
4.4 - Domos de Sal *88*
4.5 - Considerações Finais *92*

5 – DEPÓSITOS BIOGÊNICOS DE COMPOSIÇÃO CARBONÁTICA
BIOGENIC DEPOSITS OF CARBONATIC COMPOSITION ____ **99**

Iran Carlos Stalliviere Corrêa, Lauro Júlio Calliari

5.1 - Introdução *100*
5.2 - Produção de Carbonato *101*
5.3 - Distribuição Global de Depósitos Carbonáticos *102*
5.4 - Sedimentação Carbonática de Plataformas Continentais *106*
5.5 - Vasas de Foraminíferos *111*
5.6 - Ocorrência de Depósitos Bioclásticos na Plataforma Brasileira *112*
5.7 - Volume de Material Bioclástico Carbonático *115*
5.8 - Implicações Econômicas e Sociais da Produção de Areia Carbonática *116*
5.9 - Uso *117*

6 – EXPLOTAÇÃO DE GRANULADOS BIOCLÁSTICOS - ALGAS CALCÁRIAS
BIOCLASTIC AGGREGATE EXPLOITATION - CALCAREOUS ALGAE ____ **124**

Gilberto Tavares de Macedo Dias

6.1 - Introdução: Gênese do recurso mineral *125*
6.2 - Características geológicas e sedimentológicas *126*
6.3 - Histórico da explotação do maerl na Europa *128*
6.4 - Uso do recurso mineral *130*
6.5 - Principais ocorrências mundiais *131*
6.5.1 - Ocorrências no Brasil 132
6.6 - Evidências nas Cartas Sedimentológicas *134*
6.7 - Exemplos de Áreas Licenciadas no Brasil (ANM/IBAMA) para Extração Mineral de granulados bioclásticos *136*
6.8 - Areia e Cascalho com Rodolitos da Plataforma do ES *136*
6.9 - Maranhão *138*
6.10 - Métodos de exploração e explotação *139*
6.11 - Impactos ambientais em áreas de ocorrência de algas calcárias *141*
6.12 - Discussão e Conclusões *145*

7 – GRANULADOS SILICICLÁSTICOS
SILICICLASTIC GRAINS ____ **150**

Narelle Maia de Almeida, George Satander Sá Freire, Vanessa Maria Mamede Cavalcanti, João Capistrano Abreu Neto, Isabelly Maria Maia Ferro

7.1 - Introdução *151*
7.2 - Características geológicas e sedimentológicas *152*
7.3 - Gênese do recurso mineral *153*
7.4 - Principais ocorrências/reservas mundiais *155*

Versão exclusiva do autor

7.4.1 - Principais ocorrências/reservas brasileiras 157
7.5 - Métodos de exploração e explotação *158*
7.5.1 - Técnicas de reconhecimento 158
7.5.1.2 - Métodos indiretos 158
7.5.1.2.1 - Batimetria 158
7.5.1.2.2 - Sonografia 160
7.5.1.2.3 - Perfilagem Sísmica Contínua 160
7.5.1.3 - Métodos diretos 161
7.5.1.3.1 - Amostradores de fundo 161
7.5.1.3.2 - Amostradores de subsuperfície 163
7.5.1.3.3 - ROVs e AUVs 164
7.5.2 - Técnicas de Extração 164
7.5.2.1 - Dragas mecânicas 164
7.5.2.2 - Dragas Hidráulicas 165
7.6 - Uso do recurso mineral *167*
7.6.1 - Engorda de praia, recuperação do perfil praial e mitigação da erosão costeira 168
7.7 - Indústria do quartzo *169*
7.8 - Construção civil *170*
7.9 - Indústria do vidro *170*
7.10 - Indústria da fundição *171*
7.11 - Indústria da cerâmica *171*
7.12 - Indústrias químicas (tintas, borracha, plástico) *171*
7.13 - Indústria do petróleo *172*
7.14 - Filtração *172*
7.15 - Possíveis impactos ambientais decorrentes da explotação mineral *172*

8 – PLACERES MARINHOS
MARINE PLACERS **181**

Cleverson Guizan Silva, Lauro Júlio Calliari

8.1 - Introdução *182*
8.2 - Características Geológicas e Sedimentológicas *182*
8.3 - Gênese *183*
8.4 - Principais Ocorrências Mundiais *184*
8.4.1 - Placeres Marinhos no Brasil 188
8.5 - Métodos de Exploração e Explotação *191*
8.5.1 - Impactos Ambientais Decorrentes da Explotação 192

9 – FOSFORITAS DA MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA
PHOSPHORITES FROM THE BRAZILIAN CONTINENTAL MARGIN **198**

José Gustavo Natorf de Abreu

9.1 - Introdução *199*
9.2 - O Fósforo e sua Importância nos Processos Biogeoquímicos *199*
9.2.1 - A origem do fosfato 199
9.2.2 - O ciclo do fosfato no oceano 200
9.3 - Fosforitas: Conceito, Ocorrência e Origem *201*
9.3.1 - Idade das fosforitas 204
9.3.2 - A Importância do Fosfato 205
9.3.3 - Ocorrências de fosforita no Brasil 206
9.3.4 - Mineralogia 208
9.4 - Conclusão *209*

Versão exclusiva do autor

10 – HIDRATOS DE GÁS NA MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA
GAS HYDRATES ON THE BRAZILIAN CONTINENTAL MARGIN **216**

João Marcelo Ketzer, Adriano Viana, Dennis Miller, Adolpho Augustin, Frederico Rodrigues, Daniel Praeg, José Cupertino

10.1 - Introdução *217*
10.2 - Hidratos de Gás no Brasil *220*
10.2.1 - Leque do Amazonas 221
10.2.2 - Cone de Rio Grande 223
10.3 - Considerações Finais *225*

11 – PETRÓLEO E GÁS NAS BACIAS DA MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA: QUAIS AS PERSPECTIVAS DOS COMBUSTÍVEIS FÓSSEIS NUM AMBIENTE DE TRANSIÇÃO ENERGÉTICA?
OIL AND GAS IN BASINS OF THE BRAZILIAN CONTINENTAL MARGIN: PERSPECTIVES OF FOSSIL FUELS IN A WORLD OF ENERGY TRANSITION? **233**

Rui Jorge Baptista, André Etienne Ferraz, José Milton Cronemberger Mendes, Cristiano Leite Sombra, Eugenio V. Santos Neto, Marcelo Carvalho, Bernardo Peluso, Andre Luiz Ferrari, Luiz Antonio Pierantoni Gamboa

11.1 - Introdução *234*
11.2 - Recursos petrolíferos do Brasil *235*
11.3 - Conceito de Sistema Petrolífero *239*
11.4 - Classificação Geotectônica da Margem Brasileira *239*
11.5 - Métodos potenciais *240*
11.6 - Potencial Petrolífero das Bacias das Margens Continentais *242*
11.6.1 - Potencial Petrolífero das Bacias da Margem Equatorial 243
11.6.2 - Potencial Petrolífero das Bacias da Margem Leste 247
11.7 - As descobertas de Águas Profundas da Bacia de Santos *251*
11.8 - Os Desafios Tecnológicos colocados à exploração de objetivos do Pré-Sal *253*
11.9 - Considerações finais *254*

12 – MINERAIS POLIMETÁLICOS
POLYMETALLIC MINERAL **261**

Iran Carlos Stalliviere Corrêa, Lauro Júlio Calliari

12.1 - Introdução *262*
12.2 - Características Gerais *263*
12.3 - Características dos Depósitos *264*
12.4 - Textura *265*
12.5 - Mineralogia *266*
12.6 - Proveniência do Fe e Mn dos Nódulos Polimetálicos *270*
12.7 - Formação dos Nódulos Polimetálicos *272*
12.8 - Elementos terras raras – ETR *277*
12.9 - Principais Ocorrências dos Depósitos Polimetálicos nos Oceanos *277*
12.9.1 - Principais Ocorrências de Nódulos Polimetálicos no Atlântico Sul 280
12.10 - Métodos de Exploração de Nódulos Polimetálicos *281*
12.11 - Mineração oceânica no Brasil *284*
12.12 - Consequências Ambientais *285*
12.13 - Uso dos principais potenciais minerais dos Nódulos Polimetálicos *286*
12.13.1 - Manganês 286
12.13.2 - Ferro 286
12.13.3 - Cobre 286
12.13.4 - Níquel 287

Versão exclusiva do autor

12.13.5 - Cobalto 287
12.13.6 - Zinco 288
12.13.7 - Chumbo 288

13 – OUTROS MINERAIS AUTIGÊNICOS NO AMBIENTE MARINHO
OTHER AUTHIGENIC MINERALS IN THE MARINE ENVIRONMENT **295**

Iran Carlos Stalliviere Corrêa

13.1 - Introdução *295*
13.2 - Minerais Autigênicos *296*
13.2.1 - Glauconita 296
13.2.1.1 - Introdução 296
13.2.1.2 - Distribuição das ocorrências 297
13.2.1.3 - Características gerais 298
13.2.1.3.1 - Propriedades físicas 299
13.2.1.3.2 - Propriedades químicas 299
13.2.1.3.3 - Variações Morfológicas 299
13.2.1.3.4 - Características Mineralógicas 300
13.2.1.3.5 - Gênese dos depósitos 301
13.2.1.4 - Profundidade do ambiente marinho de formação 304
13.2.1.5 - Glauconitização e distribuição de ferro no mar 304
13.2.1.6 - Recursos econômicos, ocorrência e aproveitamento 305
13.2.1.7 - Barita 306
13.2.1.7.1 - Introdução 306
13.2.1.7.2 - Características químicas, físicas e mineralógicas 306
13.2.1.7.3 - Origem da barita 308
13.2.1.7.4 - Reservas 310
13.2.1.7.5 - Uso industrial 310
13.2.1.8 - Francolita 311
13.2.1.8.1 - Introdução 311
13.2.1.8.2 - Características químicas, físicas e mineralógicas 312
13.2.1.8.3 - Origem da Francolita 312
13.2.1.8.4 - Usos econômicos 313
13.2.1.9 - Zeolita-Filipsita 313
13.2.1.9.1 - Introdução 313
13.2.1.9.2 - Características gerais 314
13.2.1.9.3 - Distribuição nos oceanos 314
13.2.1.9.4 - Uso 315
13.2.1.10 - Pirita 315
13.2.1.10.1 - Introdução 315
13.2.1.10.2 - Características gerais 315
13.2.1.10.3 - Uso 316
13.2.1.11 - Carbonato de Cálcio (Calcita/Aragonita) 316
13.2.1.11.1 - Introdução 316
13.2.1.11.2 - Carbonato de cálcio na água do mar 316
13.2.1.11.3 - Uso 318
13.2.1.12 - Argilominerais 318
13.2.1.12.1 - Introdução 318
13.2.1.12.2 - Características gerais 318
13.2.1.12.3 - Uso 319

14 – DEPÓSITOS DE SULFETOS METÁLICOS NO FUNDO OCEÂNICO
DEPOSITS OF METALLIC SULPHIDES ON THE OCEAN BOTTOM **326**

Sidney L. M. Mello, Thaise M. Senez-Mello

14.1 - Introdução *326*
14.2 - Sítios Hidrotermais e os Depósitos de Sulfetos Metálicos *328*
14.3 - Pesquisas Exploratórias dos Depósitos de Sulfetos *332*
14.4 - Estrutura dos Depósitos de Sulfetos *333*

Versão exclusiva do autor

14.5 - Concentração de Metais *335*
14.6 - As Comunidades Bentônicas nos Depósitos de Sulfetos no Fundo Oceânico *338*
14.7 - Impactos da Mineração de Sulfetos na Comunidade Bentônica *340*
14.8 - Tecnologia de Mineração e Questões Legais *341*
14.9 - Considerações Finais *343*

15 – MÉTODOS GEOFÍSICOS ACÚSTICOS APLICADOS À PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS MARINHOS
ACOUSTICAL GEOPHYSICAL METHODS APPLIED TO THE RESEARCH OF MARINE MINERAL RESOURCES ____ **352**

Arthur Ayres Neto, Luciano Neves da Fonseca, Luiz Antônio Pereira de Souza

15.1 - Introdução *353*
15.2 - Métodos geofísicos acústicos - Princípios e Métodos *355*
15.2.1 - Batimetria 355
15.2.2 - Ecobatímetros Monofeixe 356
15.2.3 - Sonares Multifeixe 360
15.2.4 - Sonar de Varredura Lateral 364
15.2.5 - Perfilagem Sísmica 370
15.3 - Aplicações na Mineração submarina *377*

16 – MÉTODOS GEOFÍSICOS POTENCIAIS APLICADOS À EXPLORAÇÃO DE RECURSOS MINERAIS MARINHOS
POTENTIAL GEOPHYSICAL METHODS APPLIED TO THE EXPLORATION OF MARINE MINERAL RESOURCES ____ **381**

Marcelo Sperle Dias

16.1 - Introdução *382*
16.2 - Fundamentos dos Campos Potenciais *386*
16.3 - Principais Métodos Geofísicos Potenciais Marinhos *388*
16.3.1 - Gravimetria 389
16.3.2 - Magnetometria 391
16.3.3 - Eletromagnetometria e Magnetotelúrica 393
16.4 - Considerações Finais *396*

17 – METODOLOGIA PARA O PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO DE TESTEMUNHOS INCONSOLIDADOS
METHODOLOGY FOR UNCONSOLIDATED CORES PROCESSING AND INTERPRETATION _ **403**

Alberto Garcia Figueiredo Junior, Juliane Castro Carneiro, João Regis dos Santos Filho, Kerly Araújo Jardim, Natália de Jesus Lopes Chaves, Thais Guterres Soares

17.1 - Introdução *404*
17.2 - Processamento *405*
17.2.1 - Processamento no Campo 405
17.2.2 - Processamento no Laboratório 406
17.3 - Perfilagem com Multi Sensor Core Logger (MSCL) *407*
17.4 - Radiografia e Tomografia *408*
17.5 - Fases da Coleta e Processamento *410*
17.5.1 - Marcação para Corte em Seções Longitudinais 410
17.5.2 - Corte em Seções Longitudinais 411
17.5.3 - Fotografia 414
17.5.4 - Descrição do Testemunho 415
17.5.5 - Fluorescência de Raio X (XRF) 417
17.5.6 - Scanner de Cores do Sedimento 418
17.5.7 - Confecção de peels de Sedimento 419

Versão exclusiva do autor

17.5.8 - Impregnação de testemunhos 420
17.5.9 - Testes e Amostragens 424
17.5.10 - Interpretação de Testemunhos 425

18 – O REGIME REGULATÓRIO DA PLATAFORMA CONTINENTAL E ALGUMAS POTENCIALIDADES MINERAIS REFLETIDAS NO RELEVO SUBMARINO
THE REGULATORY REGIME OF THE CONTINENTAL SHELF AND SOME MINERAL POTENTIALITIES REFLECTED IN THE SUBMARINE MORPHOLOGY **431**

Izabel King Jeck, Ana Angelica L. Alberoni, Luiz Carlos Torres, Lorena Sampaio

18.1 - Introdução *432*
18.2 - A Plataforma Continental Brasileira *432*
18.2.1 - Plataforma Continental 433
18.2.2 - Breve histórico sobre a legislação na Plataforma Continental no Brasil 436
18.2.3 - Regiões de Ocorrência de Recursos Minerais na Margem Continental Brasileira 438
18.2.3.1 - Crostas e nódulos polimetálicos 438
18.2.3.2 - Rodolitos 443
18.2.3.3 - "Pockmarks" 444
18.3 - Halocinese *445*
18.4 - REMPLAC *447*
18.5 - Conclusão *448*

19 – ASPECTOS LEGAIS DOS RECURSOS MINERAIS DA AREA INTERNACIONAL DOS OCEANOS
LEGAL ASPECTS OF THE MINERAL RESOURCES OF THE INTERNATIONAL SEABED AREA **452**

Kaiser Gonçalves de Souza

19.1 - Introdução *453*
19.2 - A Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar e a Exploração de Recursos Minerais em Áreas além das Jurisdições Nacionais *454*
19.3 - Recursos Minerais de Interesse Comercial na área Internacional dos Oceanos *455*
19.4 - O Código de Mineração da Autoridade Internacional dos Fundos Marinhos *458*
19.4.1 - Recomendações e orientações 458
19.4.2 - Regulamentações 458
19.4.2.1 - Introdução e uso de termos e escopo 460
19.4.2.2 - Prospecção 460
19.4.2.3 - Pedidos de aprovação de planos de trabalho para exploração na forma de contratos 460
19.4.2.4 - Contratos de exploração 463
19.4.2.5 - Proteção e a preservação do meio ambiente marinho 465
19.4.2.6 - Confidencialidade de dados e de informações 466
19.4.2.7 - Procedimentos gerais 466
19.4.2.8 - Solução de controvérsias 466
19.4.2.9 - Outras categorias de recursos minerais 466
19.4.2.10 - Revisão da Regulamentação 466
19.4.2.11 - Os anexos 467
19.4.2.12 - Outras Regulamentações da Autoridade 467
19.4.2.13 - Contratos para Pesquisa Mineral na Área Internacional dos Oceanos 467
19.5 - Breve Histórico da Atuação Brasileira na Exploração de Recursos Minerais da Área Internacional do Atlântico Sul *470*
19.6 - Considerações Finais *471*

Versão exclusiva do autor

Lista de Figuras

Figura 1.1 – Principais elementos geológicos da província costeira (embasamento, onde encontram-se as terras altas) e os ambientes de sedimentação da planície costeira e plataforma continental _____ 3

Figura 1.2 – As bacias sedimentares passivas distensivas do oceano Atlântico na costa brasileira e os principais trabalhos que realizaram estudos de bioestratigrafia dos nanofósseis calcários do Cretáceo superior _____ 4

Figura 1.3 – Exemplo genérico de modelo de representação geológica da planície costeira continental, interna e externa do estado da Carolina do Sul (USA)_____ 5

Figura 1.4 – Exemplo de modelo de representação geológica da planície costeira externa e interna de Maricá, estado do Rio de Janeiro, a partir de foto oblíqua de campo. A planície costeira externa é representada pela barreira holocênica e planície lagunar, separada por um paleocanal, da planície costeira interna, representada pela barreira pleistocênica e margem lagunar _____ 5

Figura 1.5 – Subdivisão da plataforma continental Norte do Rio Grande do Norte, estando a plataforma continental interna entre 0 e 15m; a plataforma continental média entre 15 e 25m e a plataforma continental externa entre 25 e 40m _____ 6

Figura 1.6 – Setorização morfológica e hidrodinâmica do ambiente de sedimentação praial entre a planície costeira e a plataforma continental _____ 7

Figura 1.7 – Imagem que mostra algumas feições fisiográficas da província oceânica como a dorsal com seu rifte, a planície abissal, o talude continental e a fossa oceânica _____ 7

Figura 1.8 – Perfil longitudinal submarino desde a plataforma continental ao sopé continental, tendo na porção intermediária o talude continental, onde são registradas as diferenças de densidade na água do mar causadas pelas correntes de turbidez _____ 8

Figura 1.9 – Região central da bacia de Campos com diversos cânions submarinos e domínio dos domos halocinéticos no Platô de São Paulo, ao sul_____ 9

Figura 1.10 – Imagem do cânion da Nazaré, na costa da Nazaré, Portugal, considerado o maior cânion submarino da Europa, com uma extensão de cerca de 200km e profundidades de até 5.000m _____ 9

Figura 1.11 – Elevação ou sopé continental em profundidades entre 2.000 e 5.000m, na interface oceânica sial/sima_____ 10

Figura 1.12 – Sedimentos recobrindo a crosta simática na planície abissal, sendo também denominada de zona abissopelágica, representando 42% dos fundos oceânicos_____ 10

Figura 1.13 – Imagem que mostra a Dorsal Meso-atlântica (DMA) ou *Mid-Atlantic Ridge* (MAR), entre as Américas e a África e a Europa com uma extensão de 11.300km, representando o limite divergente entre as placas tectônicas que se encontram em expansão ao ritmo de 2 a 10cm/ano _____ 11

Figura 1.14 – Modelo de evolução geológica de um *guyot* a partir de um monte submarino submerso, passando para uma ilha oceânica, subsidência e erosão marinha/eólica em ambiente de sedimentação marinho_____ 12

Figura 1.15 – Modelo de evolução geológica de um atol a partir de ilha oceânica, recife de franja, recife de barreira e atol _____ 12

Figura 1.16 – Carta batimétrica dos oceanos mostrando as fossas oceânicas (*deeps*) _____ 13

Figura 1.17 – Modelo geológico que mostra a formação da fossa oceânica de Porto Rico no limite tectônico convergente oceânico-oceânico, tendo como exemplo a convergência da placa tectônica do Caribe com a placa tectônica da América do Norte_____ 13

Versão exclusiva do autor

Figura 2.1 – Vista para sudeste da planície costeira do entorno da laguna da Conceição na ilha de Santa Catarina, observando-se desde o morro da Lagoa, a superfície plana à levemente ondulada dos depósitos quaternários. A foto superior é de 1960 (autor desconhecido) e a foto inferior de 2003 ____ 17
Figura 2.2 – Vista para sul da lagoa do Peri que representa um manancial de água doce da planície costeira do setor Sudeste da ilha de Santa Catarina, abastecendo cerca de 140.000 pessoas que residem no sul da ilha. Observe o local na praia onde ocorre a captação da água até a Estação de Tratamento de Água da Lagoa do Peri ____ 19
Figura 2.3 – As três regiões hidrográficas do estado do Rio Grande do Sul: Região Hidrográfica do Uruguai, Região Hidrográfica do Guaíba e Região Hidrográfica do Litoral ____ 19
Figura 2.4 – Localização da bacia hidrográfica da laguna dos Patos ____ 20
Figura 2.5 – Vista para sul da praia da Armação na ilha de Santa Catarina sob forte erosão costeira, tendo sido utilizado como medida mitigadora e provisória, rochas do embasamento cristalino dispostas paralelas à linha de costa atual como enrocamento ____ 21
Figura 2.6 – Jazida a céu aberto para explotação de arenitos eólicos da Formação Botucatu na planície costeira de Santa Catarina, com uso direto na construção civil como pedras de alicerce, muros, lajotas de revestimento, dentre outras ____ 21
Figura 2.7 – Detalhe do material sedimentar típico de uma saibreira ou caixa de empréstimo originado do intemperismo de rochas granito-gnáissicas na ilha de São Francisco do Sul, Santa Catarina ____ 22
Figura 2.8 – Jazida de saibro no município de Capão do Leão, RS ____ 23
Figura 2.9 – Extração de areia para aterro em Santo Antônio da Patrulha, RS ____ 24
Figura 2.10 – E Explotação de sedimentos arenosos das calhas fluviais dos rios Itajaí-Açu (à esquerda) e Tijucas (à direita), ambos localizados na planície costeira de Santa Catarina ____ 25
Figura 2.11 – Explotação de cascalhos rolados do Depósito aluvial do rio Canoas localizado na planície costeira do sul de Santa Catarina. A peneira instalada na margem direita do rio tem por objetivo separar as classes granulométricas seixo, bloco e matacão, que são explotados *in loco* para uso na construção civil ____ 26
Figura 2.12 – Exemplo de explotação de sedimentos arenosos de um Depósito eólico do Pleistoceno superior na planície costeira de Imbituba, SC ____ 26
Figura 2.13 – Local de explotação na planície costeira de Imbituba (SC) de sedimentos arenosos do Depósito eólico do Holoceno na forma de duna utilizados na construção civil ____ 27
Figura 2.14 – Área de explotação e beneficiamento de argilas em jazida à céu aberto na planície costeira de Sangão, SC ____ 28
Figura 2.15 – Vista da praia da Areia Preta, na região de Guarapari (ES), observando-se no setor do pós-praia e face praial a concentração de minerais pesados, entre eles a monazita, utilizada pelos banhistas para efeitos terapêuticos prevenindo artrites e inflamações ____ 30
Figura 2.16 – Placer de minerais pesados da praia de Muita Água, Imbituba (SC) com presença de hematita, ilmenita, magnetita, epidoto, espessartita, rutilo, turmalina e zircão. Granodioritos, diabásios, arenitos ferruginosos e sedimentos arenosos do Depósito eólico do Pleistoceno aparecem no entorno do placer como provável área fonte ____ 31
Figura 2.17 – Detalhe do Depósito lagunar conchífero da planície costeira de Laguna (SC) observando-se a concentração de carbonatos em meio à matriz lamo arenosa ____ 32
Figura 2.18 – Planície lagunar onde ocorre a turfeira do Depósito paludial da planície costeira do sul de Santa Catarina ____ 34
Figura 3.1 – Diagrama de obtenção do sal solar ____ 48
Figura 3.2 – Tanques de cristalização da companhia Salinor com as máquinas fazendo a "colheita" do sal ____ 49

Versão exclusiva do autor

Figura 3.3 – Estocagem do sal solar da companhia Salinor 50
Figura 3.4 – Esquema do domo de Matarandiba 51
Figura 3.5 – Planta de produção de sal puro usando o processo de evaporação por recompressão mecânica de vapor 53
Figura 3.6 – Síntese de extração do Magnésio da água do mar 54
Figura 3.7 – Planta de extração de compostos de Mg da água do mar em Barra do Sul, SC. Sistema de captação, os tanques de precipitação do hidróxido de magnésio e sua secagem ao ar livre 55
Figura 3.8 – Poster comemorativo do primeiro lingote de magnésio produzido pela Dow Chemical Co. de salmouras em 1916. A ilustração mostra uma das aplicações do metal leve na indústria da aviação 56
Figura 3.9 – Principais fases e compostos usados na extração de bromo da água do mar 57
Figura 3.10 – Distribuição da água na Terra 59
Figura 3.11 – Destilação solar 60
Figura 3.12 – Sistema múltiplo de evaporação relâmpago (flash) 61
Figura 3.13 – Osmose reversa. Ao aplicar pressão na solução mais concentrada o processo de osmose natural se reverte 62
Figura 3.14 – Sistema de dessalinização por Osmose reversa 63
Figura 3.15 – Esquema de um vaso de dessalinização por osmose reversa 63
Figura 3.16 – Parte do sistema de Osmose Reversa de Ashkelon, Israel 64
Figura 4.1 – (A) Alternância de camadas de halita e sais de potássio, Montanha Zagros, Irã; (B) Salinas da Lagoa de Araruama (Rio de Janeiro) 69
Figura 4.2 – (A) Esquema com os principais ambientes evaporíticos modernos (continental e marinho costeiro); (B) Perfil de sabkha e ambientes relacionados 70
Figura 4.3 – Localização e idade dos principais depósitos evaporíticos marinhos no mundo, com realce para os exemplos das bacias com sais explorados apresentados neste trabalho: Lago MacDonnell, Bacia de Zechstein e Bacia de Sergipe 71
Figura 4.4 – Esquema geológico em águas ultraprofundas da Bacia de Santos mostrando a camada de sal e o reservatório de óleo logo abaixo (camada pré-sal) 71
Figura 4.5 – (A) Gipsita prismática na superfície do sabkha, costa de Omã; (B) Tepees, sabkha na costa de Omã, caneta como escala (ver seta); (C) Gipsita lenticular, trincheira rasa no sabkha em Abu Dhabi, costa do Golfo da Pérsia. Escala no canto inferior direito (1cm); (D) Anidrita enterolítica, trincheira rasa no sabkha em Abu Dhabi, Costa do Golfo da Pérsia, moeda como escala (ver seta). Observar que a camada inferior com anidrita enterolítica apresenta truncamento, que representa a superfície de deflação do sabkha 74
Figura 4.6 – Morfologias características de gipsita subaquosa em águas rasas: (A) prismática; (B) geminada; (C) Cristais colunares (tipo “palisades”) 75
Figura 4.7 – Morfologias características da halita subaquosa em águas rasas: (A) hopper; (B) chevron; (C) crosta formada por cristais cúbicos e irregulares de halita 76
Figura 4.8 – Exemplos de fácies evaporíticas de águas rasas e profundas do Mar Morto, um lago salino aqui considerado como um análogo moderno para a formação de evaporitos subaquosos marinhos: (A) Halitas de águas rasas mostrando estratificação cruzada, marcas de ondas e correntes; as laminações escuras são formadas por lama e areia; (B) Halitas de águas mais profundas mostrando laminações rítmicas (tipo “varvas”) 77
Figura 4.9 – (A) Camadas de halita (branca) e silvita (rosa) formando depósito superficial no litoral norte do Lago Dabusun (noroeste da China); (B) Microfotografia de lâmina petrográfica mostrando cristais de halita (cubos brancos) cimentados por cristais de carnalita poiquilotópicos (cinza) 78

Versão exclusiva do autor

Figura 4.10 – (A) Sequência de minerais nos evaporitos Eocênicos do Graben do Reno (França). (B) Amostra de mão mostrando lama dolomítica com anidrita (marrom escuro) sobreposta por halita com cristais de crescimento vertical (branca) e cristais acumulados de silvita (vermelho) 79
Figura 4.11 – Variação secular na concentração de Ca^{2+} e SO_4^{2-} (milimolal, mmol/kg H_2O) na água do mar durante o Fanerozoico, estimada a partir das inclusões fluidas nas halitas marinhas 79
Figura 4.12 – Produção global estimada de gipso nos anos de 2010 a 2020 80
Figura 4.13 – (A) Imagem aérea da mineração de gipso no Lago MacDonnell, sul da Austrália; (B) Foto do minério de gipso (selenita) da mina do Lago MacDonnell 81
Figura 4.14 – Esquema geológico para a salina do Lago MacDonnell com as principais fácies sedimentares, em especial aquelas relativas ao gipso 82
Figura 4.15 – Produção global estimada de sal nos anos de 2010 a 2020 83
Figura 4.16 – (A) Minério de halita da mina de Kłodawa; (B) Galeria da mina de Kłodawa; (C) Halita Azul; (D) Halita pura 84
Figura 4.17 – (A) Seção esquemática da Bacia Zechstein. A plataforma salina agiu como uma fábrica de evaporitos fornecendo sedimentos que foram depositados no talude por escorregamentos e como turbiditos; (B) Perfil litoestratigráfico do depósito Zechstein no diápiro de sal de Kłodawa 85
Figura 4.18 – Produção global em percentual dos principais países produtores de potássio no ano de 2019 85
Figura 4.19 – (A) Coluna litoestratigráfica do Membro Ibura da Fm. Muribeca com os ciclos de salinidade e interpretação dos paleoambientes deposicionais; (B) Perfil litoestratigráfico da mina de Taquari-Vassouras; (C) Testemunhos do minério silvita 87
Figura 4.20 – Esquema da deposição dos evaporitos na Bacia de Sergipe. O estágio I é marcado pela entrada de águas continentais e marinhas na bacia provocando a dissolução das crostas e deposição de lamas. No estágio II, com a evaporação acentuada e concentração das salmouras, inicia-se a precipitação de halita. Posteriormente a salmoura atinge a fase de precipitação dos sais carnalita, taquidrita e silvita. O estágio III pode terminar com o ressecamento total da salmoura. O processo inundação/ressecamento se repetiu proporcionando a formação de ciclos característicos e a grande espessura dos sais da bacia. As profundidades da lâmina de água não estão aqui representadas 87
Figura 4.21 – (A) Galeria da mina de Taquari-Vassouras. Os círculos concêntricos são o resultado da ação mecânica da broca para desagregar o minério; (B) Camada de silvinita na mina 88
Figura 4.22 – Esquema de um domo salino com rocha capa onde pode ocorrer enxofre nativo 89
Figura 4.23 – Registro de sísmica de reflexão de um domo salino 89
Figura 4.24 – Planta original da Freeport Sulphur Company incorporada pela Freeport MacMoran Inc. 91
Figura 4.25 – Esquema do Processo Frasch 91
Figura 5.1 – Grande Barreira de Corais – Austrália 100
Figura 5.2 – Material bioclástico fragmentado de composição carbonática 101
Figura 5.3 – Sedimentos clásticos carbonáticos na praia dos Concheiros - Santa Vitória do Palmar, RS 102
Figura 5.4 – Arenito de praia em Natal, RN 103
Figura 5.5 – Coquina silicificada - rocha sedimentar biogênica 103
Figura 5.6 – Eolianitos da região NE do Brasil 104
Figura 5.7 – Distribuição dos principais depósitos carbonáticos nos oceanos 105

Versão exclusiva do autor

Figura 5.8 – Agregados de grãos (geralmente do tipo ooides) cimentados por atividade microbiana, denominados grapestone 105
Figura 5.9 – Estruturas internas de oólitos vistas ao microscópio 106
Figura 5.10 – Calcário pelágico formado por assembleia de foraminíferos plantônicos 106
Figura 5.11 – Curva de solubilidade do carbonato de cálcio 107
Figura 5.12 – Bioherma de ostras – Estados Unidos 108
Figura 5.13 – Bioherma de estromatólitos - Austrália 108
Figura 5.14 – Gastrópodes marinhos 109
Figura 5.15 – Corais fósseis (Antozoa) 109
Figura 5.16 – Bivalves fósseis (Pelecípode) 109
Figura 5.17 – Porífera (esponjas fósseis) 110
Figura 5.18 – Foraminíferos bentônicos - Indonésia 110
Figura 5.19 – Sequência de foraminíferos planctônicos – Mar do Caribe 111
Figura 5.20 – Pterópodes com marcas de dissolução na carapaça 111
Figura 5.21 – Cocólitos 112
Figura 5.22 – Mapa de distribuição dos depósitos bioclásticos de composição carbonática na plataforma continental brasileira 113
Figura 5.23 – Teor de carbonato de cálcio das amostras superficiais a leste do Parcel do Carpinteiro 114
Figura 5.24 – Amostras de material bioclástico com teores superiores a 60% de $CaCO_3$ 115
Figura 5.25 – Draga de caçamba (*Clam-shell*) 118
Figura 5.26 – Draga de sucção do tipo Hopper 119
Figura 5.27 – Draga de sucção em engordamento de praia 119
Figura 6.1 – Formas de crescimento e os modos de incrustação de algas calcárias 126
Figura 6.2 – A) Exemplo de formação de rodolito (nódulo monoespecífico, nucleado) a partir de um fragmento preexistente. Imagem de um grânulo carbonático da plataforma do Espírito Santo, Brasil; B) Modelo de formação de rodolitos 127
Figura 6.3 – Embarcações (Gabares à sable) utilizadas para extração das algas calcárias em 1850 e imagens das duas espécies de algas calcárias que compõem o maerl na Bretanha 129
Figura 6.4 – Praia na Irlanda formada por fragmentos de talos de maerl provenientes dos depósitos rasos adjacentes 130
Figura 6.5 – Mapa mostrando áreas de ocorrência de algas a nível mundial 131
Figura 6.6 – Áreas de ocorrências de maerl, atualmente protegidas na Bretanha 132
Figura 6.7 – Exemplo de “box work” formado por coalescência e cimentação do sedimento bioclástico, por incrustação das algas, durante período de estabilidade do fundo 133
Figura 6.8 – Fragmento da superfície de uma “crosta carbonática” utilizada como suporte para fixação do apressório de alga laminária (foliácea) na plataforma do ES 133
Figura 6.9 – Banco de Halimeda na plataforma do Ceará 133
Figura 6.10 – Mapas de distribuição de amostras (A) e tipos de tenças (B). Em cor laranja estão representados os diversos tipos de cascalho carbonático, relacionados principalmente às ocorrências de algas calcárias (Rodolitos, Halimeda e Maerl) 135
Figura 6.11 – Mapa dos tipos de tenças - Plataforma do Maranhão-Piauí 136
Figura 6.12 – A - Mapa de tipos de fundo; B - Variações batimétricas em áreas requeridas no Espírito Santo 137
Figura 6.13 – 1- Amostra preservada da superfície do fundo marinho (plataforma do ES), coletada por draga de caçamba. Os rodolitos com a crosta externa viva (cor avermelhada), estão

Versão exclusiva do autor

apenas na superfície do fundo. Na época da coleta, praticamente não havia algas foliáceas fixadas sobre os rodolitos; 2- Foto submarina macro, mostrando rodolitos vivos in situ, sobre o fundo bioclástico; 3- Evidências de erosão (por atrição) em rodolitos mortos _____ 137
Figura 6.14 – Imagens das marcas de ondas (mega ripples) características do cascalho de algas tipo maerl na plataforma continental do Maranhão (Tutoia - EIA Biomar Mineração, 2020)_ 138
Figura 6.15 – Exemplo de depósito na plataforma da Bretanha_____ 139
Figura 6.16 – Perfil sísmico obtido por perfilador de sub fundo Edge Tech 3100 na plataforma do Maranhão. Nota-se o espessamento do depósito bioclástico em direção ao topo do banco. O refletor subjacente representa a superfície relativamente plana do fundo regional areno quartzoso _____ 139
Figura 6.17 – Superposição georreferenciada de imagens de sonar de varredura lateral sobre mapa batimético. Nota-se o contraste do padrão sonográfico de alta refletividade (cor escura) do depósito de algas calcária em direção a um alto fundo, aproximadamente circular, situado entre profundidades de 27 m a 20 m. A área de maior profundidade é relativamente plana areno quartzoso é representado pelo padrão cinza claro nas imagens, em profundidades maiores que 27m. A transição entre os dois tipos de sedimentos é claramente visualizada nas imagens __ 140
Figura 6.18 – A) Dragagem com o navio em movimento (Draga Hopper); B) com o navio ancorado _____ 140
Figura 6.19 – Efeitos da dragagem tipo Hopper _____ 141
Figura 6.20 – Fases cíclicas de transformação do fundo marinho na plataforma do ES _____ 142
Figura 6.21 – Rotas de dragagens de arrasto sobre o fundo no Canal da Mancha, registrados nos sistemas de monitoramento eletrônico (VMS, AIS), entre janeiro e junho de 2005 _____ 144
Figura 7.1 – A) Deposição de areia e cascalho através da contribuição fluvial, formando uma extensa planície costeira pleistocênica. B) Afogamento pela elevação do nível do mar (Holoceno) e remobilização dos sedimentos da antiga planície costeira. C) Linha de costa atual com praias, lagunas e ilhas barreiras _____ 154
Figura 7.2 – Ambientes de sedimentação costeira e marinha e principais depósitos associados _____ 155
Figura 7.3 – Mapa batimétrico (multibeam) do fundo do mar em uma área licenciada para dragagem no estuário do Rio Tâmisa o banco de areia Kentish Knock com suas ondas de areia associadas e um naufrágio de um navio (HMS Leandros)_____ 159
Figura 7.4 – Amostrador pontual de superfície tipo *van Veen*_____ 162
Figura 7.5 – Sondagem do tipo *jet probe* com a participação de mergulhadores especializados neste tipo de serviço, auxiliando na localização e estabilidade dos tubos para a efetiva coleta em subsuperfície _____ 163
Figura 7.6 – A) Navio transportando sedimentos siliciclásticos (cortesia da *British Marine Aggregate Producers Association*). B) Embarcação retirando os sedimentos do fundo marinho e realocando-os diretamente no seu destino final, a faixa de praia_____ 164
Figura 7.7 – A) Draga de caçamba (Clam-Shell) mostrando o guindaste responsável pela movimentação da caçamba e os cabos presos ao flutuante que possibilitam o ciclo de corte de dragagem; B) Draga de alcatruzes mostrando o conjunto de caçambas que atuam continuadamente na remoção do material de fundo; C) Draga retroescavadeira mostrando o carregamento em uma barcaça e seu sistema de posicionamento no fundo, através de dois charutos de fixação do flutuante_____ 165
Figura 7.8 – A) Draga autotransportadora mostrando a atuação das duas bocas e dos dois tubos de sucção durante a dragagem, dispostos em cada lado da embarcação. B) Draga de sucção e recalque atuando com um desagregador na ponta da lança de dragagem mostrando as âncoras de arinque que permitem o movimento lateral e, juntamente com os charutos de fixação, propiciam o ciclo de corte de dragagem do equipamento _____ 166

Versão exclusiva do autor

Figura 7.9 – Draga pneumática ecológica mostrando a linha de recalque e o equipamento de sucção pneumático em contato com o leito _____ 167
Figura 7.10 – A faixa de areia da Praia de Canasvieiras (SC) que antes tinha entre um e cinco metros (A) e atualmente tem cerca de 45 metros de largura no decorrer de 2.340 metros de extensão (B) _____ 168
Figura 7.11 – Praia de Iracema em Fortaleza (CE) com obras de engenharia costeira e o alargamento da faixa de praia. Como fonte dos granulados foi utilizado um banco sedimentar localizado ao largo da enseada do Mucuripe no litoral nordeste de Fortaleza _____ 168
Figura 8.1 – Durante a fase de nível de mar alto (A) os depósitos do prisma praial (amarelo) estão sobrejacentes aos depósitos de areias relíquias (laranja) na plataforma continental. Com a descida do nível do mar relativo e exposição da plataforma continental (B) ocorre a erosão e incisão fluvial. Nova elevação do nível do mar (C) provoca o preenchimento dos vales fluviais afogados e o avanço da sedimentação na praia e antepraia. As curvas pontilhadas indicam o nível de base ajustados ao nível do mar _____ 183
Figura 8.2 – Placeres praiais e marinhos de diamantes na África do Sul e Namíbia. Os placeres praiais ocorrem em enseadas e barreiras arenosas e são também retrabalhados pelo vento formando concentrações eólicas no litoral da Namíbia. As áreas de concessão marinha, ativas e inativas e aquelas exclusivas do governo da Namíbia ocorrem em lâmina d'água de até 500 m _____ 187
Figura 8.3 – Localização das áreas cadastradas no Sistema de Informações Geográficas da Mineração (SIGMINE) da Agência Nacional de Mineração (ANM), discriminando-se as solicitações de autorização para pesquisa, requerimento e concessão de lavra _____ 189
Figura 8.4 – Concentração de minerais pesados, com alto teor de ilmenita, pela ação erosiva das ondas e retrabalhamento eólico, junto à falésia do Grupo Barreiras, na praia de Lagoa Doce, município de São Francisco do Itabapoana, RJ _____ 190
Figura 9.1 – Formas de ocorrência das fosforitas coletadas no Terraço do Rio Grande (2017). (A) Areias fosforíticas, (B, C) Nódulos e concreções (D) Crostas _____ 201
Figura 9.2 – Sequência de conchas de moluscos bivalves mostrando diferentes fases e estágios de fosfatização que ocorre na fração biodetrítica do sedimento _____ 203
Figura 9.3 – Localização das amostras de fosforitas recolhidas durante a execução de diferentes projetos de pesquisa desenvolvidos ao largo da região Sul do Brasil _____ 207
Figura 9.4 – Seixos de fosforita coletados durante um cruzeiro do Programa REVIZEE e lâmina delgada da amostra (B) _____ 208
Figura 9.5 – Fotomicrografia das amostras de fosforitas: A) amostra n. 3 onde se observa a matriz fosfática e o arcabouço; B) amostra n. 6 onde se observa a matriz fosfática e o arcabouço; C e D) onde se observa a matriz fosfática do arcabouço e o contato entre o fosfato e o carbonato da matriz _____ 209
Figura 10.1 – a) Diagrama mostrando a disposição de moléculas de água envolvendo moléculas de gás que formam a estrutura cristalina (neste caso Tipo I) de hidratos de gás; b) fotos mostrando hidratos de gás em sedimentos lamosos em testemunho (esquerda, seta) e chama produzida pela queima do gás (direita). Os hidratos de ambas as fotos foram recuperados no Cone de Rio Grande, Bacia de Pelotas _____ 217
Figura 10.2 – Mapa mostrando ocorrências inferidas (com dados sísmicos) e confirmadas (com recuperação de amostras) de hidratos de gás no mundo. O mapa mostra também a localização de perfurações científicas que recuperaram amostras de hidratos de gás _____ 218
Figura 10.3 – Diagrama mostrando a zona de estabilidade de hidratos de gás em sedimentos e na coluna d'água em função da temperatura e pressão (profundidade). Nos sedimentos, a zona de estabilidade é limitada em profundidade pelo aumento de temperatura em função do gradiente

Versão exclusiva do autor

geotérmico. A base da zona de estabilidade de hidratos de gás no sedimento pode ser marcada pelo BSR _____ 219
Figura 10.4 – a) Mapa mostrando a localização das duas ocorrências de hidratos de gás comprovadas no Brasil: leque do Amazonas na Bacia da Foz do Amazonas e no Cone de Rio Grande na Bacia de Pelotas; b) mapa batimétrico de detalhe do leque do Amazonas mostrando a localização da seção sísmica na Figura 10.5; e c) mapa batimétrico de detalhe do Cone de Rio Grande mostrando a localização da seção sísmica na Figura 10.7_____ 221
Figura 10.5 – a) Seção sísmica não interpretada e b) sua respectiva interpretação mostrando a associação do BSR com estruturas compressivas e seu desaparecimento lateral, formando um refletor descontínuo no leque do Amazonas _____ 222
Figura 10.6 – Diagrama modificado de Whiticar (1999) mostrando a situação das amostras de gás em hidratos recuperados no leque do Amazonas e no Cone de Rio Grande com relação a sua composição química (razão metano / etano + propano) ou C1/(C2+C3) e razão isotópica (δ13C do metano em ‰). Esta relação sugere uma origem biogênica para o metano encontrado nos hidratos de gás em ambas as ocorrências, com uma possível contribuição termogênica para os recuperados em um canyon fora dos limites do leque do Amazonas_____ 223
Figura 10.7 – a) Seção sísmica não interpretada e b) sua respectiva interpretação mostrando um BSR contínuo, característico do Cone de Rio Grande. Notar a diminuição de espessura da zona de estabilidade de hidratos de gás talude acima, marcada pela projeção do BSR em direção ao fundo do mar _____ 224
Figura 11.1 – Bacias Sedimentares das Margens Continentais do Brasil _____ 236
Figura 11.2 – Fotografias de testemunhos de rochas carbonáticas do Pré-sal da Bacia de Santos, ilustrando a boa porosidade _____ 237
Figura 11.3 – Produção média diária de todos os campos do Brasil entre 1941 e 2021. Destaque para o início da produção na Bacia de Campos em 1977, o seu pico em 2009 coincidindo com o início da produção em Tupi no Pré-sal da Bacia de Santos _____ 238
Figura 11.4 – Esquema simplificado de um Sistema Petrolífero _____ 239
Figura 11.5 – Mapa da anomalia de gravidade Bouguer residual do Atlântico Sul_____ 241
Figura 11.6 – Mapa da anomalia de campo magnético total do Atlântico Sul_____ 241
Figura 11.7 – Posicionamento da Margem Equatorial Brasileira e Africana no Cretáceo Superior _____ 243
Figura 11.8 – Bacias da Margem Equatorial. O número de poços exploratórios inclui todos os poços perfurados exceto os produtores e injetores_____ 244
Figura 11.9 – Conceito de Play nas Bacias da Margem Equatorial _____ 246
Figura 11.10 – Bacias Sedimentares da Margem Leste. O número de poços exploratórios inclui todos os poços perfurados exceto os produtores e injetores_____ 248
Figura 11.11 – Esquema de Sistemas Petrolíferos com reservatórios turbidíticos Pós-Sal ___ 250
Figura 11.12 – Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo. Polígono azul representa a faixa principal de ocorrência da província do Pré-sal (COB – Limite entre a Crosta Continental e a Oceânica; LCS – Lineamento Cruzeiro do Sul; FFZ – Zona de Fratura de Florianópolis; ASA – Eixo de Espalhamento Abortado) _____ 251
Figura 11.13 – Esquema simplificado do Sistema Petrolífero do Pré-sal _____ 252
Figura 12.1 – Secção transversal polida de dois nódulos polimetálicos com camadas concêntricas. O núcleo da esquerda é formado de um fragmento de rocha de forma triangular e no da direita o núcleo é de um nódulo antigo_____ 262
Figura 12.2 – Nódulo polimetálico com formato globular_____ 262
Figura 12.3 – Diferentes tipos morfológicos de nódulos polimetálicos do mar de Kara: A - tubo, B - disco, C - esferoidal _____ 264

Versão exclusiva do autor

Figura 12.4 – Crosta polimetálica – Oceano Pacífico 265
Figura 12.5 – Nódulo polimetálico 265
Figura 12.6 – Nódulos polimetálicos com superfície áspera (à esquerda) e lisa (à direita) 266
Figura 12.7 – Nódulo polimetálico com textura mista (lisa-rugosa) e composição diferente em sua parte superior e inferior 266
Figura 12.8 – Diagrama ternário de classificação de depósitos polimetálicos com base na concentração de Mn-Fe e Si x2 269
Figura 12.9 – Diagrama binário Si/Al de classificação de ambientes 270
Figura 12.10 – Modelo hidrogenético da formação dos nódulos polimetálicos de fontes magmáticas 271
Figura 12.11 – Esferulitos cósmicos presentes em nódulos polimetálicos 272
Figura 12.12 – Modelo eletroquímico simplificado de adsorção do processo hidrogenético 273
Figura 12.13 – Nódulo polimetálico com formato elipsoidal 274
Figura 12.14 – Tipos de crescimentos em nódulos polimetálicos 274
Figura 12.15 – Nódulos polimetálicos do fundo marinho da região sudeste dos EUA 276
Figura 12.16 – Padrões de ETR na precipitação de crostas e nódulos polimetálicos no ambiente marinho 277
Figura 12.17 – Corte transversal em nódulo polimetálico do Blake Plateau com fragmento fosfático como núcleo e com microfraturas preenchidas por carbonatos 278
Figura 12.18 – Escala de concentração superficial de nódulos polimetálicos 278
Figura 12.19 – Localização das principais áreas de ocorrência de nódulos e crostas polimetálicos nos oceanos 279
Figura 12.20 – Distribuição genérica de manganês (%) nos depósitos polimetálicos do oceano Atlântico 281
Figura 12.21 – Distribuição genérica de ferro (%) nos depósitos polimetálicos do oceano Atlântico 281
Figura 12.22 – Esquema de sistema de mineração em mar profundo com linha contínua de caçambas 282
Figura 12.23 – Esquemas de mineração em mar profundo com sistema hidráulico 282
Figura 12.24 – Esquema de sistema de mineração em mar profundo híbrido com coletor mecânico de elevação hidráulica 283
Figura 12.25 – À esquerda máquina trituradora de 310 toneladas e à direita máquina coletora a serem usadas na extração de nódulos e crostas polimetálicos na região de Papua Nova Guiné 283
Figura 12.26 – Área de localização da Elevação do Rio Grande 285
Figura 13.1 – Grãos de glauconita em praias arenosas – França 297
Figura 13.2 – Distribuição de depósitos de glauconita nos fundos oceânicos 298
Figura 13.3 – Grãos de glauconita. Alguns substituindo metasomaticamente o carbonato de cálcio das carapaças de organismos 300
Figura 13.4 – Grãos de glauconita 301
Figura 13.5 – Modelo de formação de glauconita em ambiente marinho raso. NM: nível do mar; MO: matéria orgânica; BOTB: base de ondas de tempo bom; BODT: base de ondas de tempestade 302
Figura 13.6 – Processos de glauconitização em substratos de diferentes tamanhos, na interface sedimento/água do mar 303
Figura 13.7 – Lâmina delgada de um arenito glauconítico 304
Figura 13.8 – Cristal de barita com formas laminares 307

Versão exclusiva do autor

Figura 13.9 – Concreções marinhas de barita com formato globular do Cretáceo (Canadá) 308
Figura 13.10 – Processo de formação de barita na coluna d'água. a) Acantária - organismo planctônico; b) Xenophyophore - organismo bentônico 309
Figura 13.11 – Utilização de fluido de perfuração na elaboração de furos de sondagem 311
Figura 13.12 – Mineral Francolita 312
Figura 13.13 – Oxi-hidróxidos de Fe são levados para a zona abaixo do limite Fe-redox, liberando PO_4^{3-}, que passa a fazer parte da composição da água intersticial (interporos). A combinação do fosfato com o flúor da água do mar dá origem à francolita 312
Figura 13.14 – Distribuição dos depósitos de fosforitas com presença da francolita 313
Figura 13.15 – Cristais de filipsita 314
Figura 13.16 – Cristais agregados de pirita autigênica. a) Pirita framboidal composta de microcristais. b) Agregado de pirita preenchendo carapaça de foraminífero 315
Figura 13.17 – Reações químicas no ambiente marinho na precipitação do carbonato de cálcio 316
Figura 13.18 – Microfoto de um sedimento carbonático com cimentação em franja ao redor dos grãos de areia 317
Figura 13.19 – Estrutura em camadas de uma montmorilonita da família das esmectitas 319
Figura 14.1 – Distribuição dos sítios hidrotermais e depósitos de sulfetos metálicos associados em zonas vulcânicas das cordilheiras mesoceânicas e arcos de ilhas vulcânicas 329
Figura 14.2 – Os depósitos de sulfetos submarinos se desenvolvem a partir de fontes hidrotermais em quatro ambientes tectônicos magmaticamente ativos. (a) Cordilheiras mesoceânicas formadas pelo deslocamento lateral das placas litosféricas oceânicas, (b) vulcões intraplaca, que se originam em pontos de fraqueza da litosfera, (c) vulcanismo gerado por centros de expansão oceânico formados na bacia atrás dos arcos da ilha e (d) vulcões em arco ilhas formadas pela subducção da placa litosférica 330
Figura 14.3 – Distribuição da profundidade superficial (esquerda) e das temperaturas (direita) dos sítios hidrotermais ativos em diferentes configurações tectônicas 331
Figura 14.4 – Diagrama esquemático modificado, mostrando a formação de um depósito moderno de sulfeto metálico em ambiente de cordilheira mesoceânica 333
Figura 14.5 – Seção típica de um ventilador hidrotermal mostrando (a) interior rico em cobre (calcopirita) e exterior, em zinco (esfalerita – sl) coletada pelo RV Falkor no campo hidrotermal em Niua Sul no arco vulcânico de Tonga; (b) Calcopirita primitiva (cpy) revestida por esfalerita (contorno cinza) e coberto por pirita maciça (py), fotomicrografia de seção fina da amostra 53ROV-05 obtida na bacia Manus durante o cruzeiro RV Sonne SO216 em 2011; (c) Intercrescimento de bornita (bn) coberto por calcopirita (cpy) e esfalerita (sl). A bornita é oxidada originando a covelita (cv) ao longo de fissuras. Fotomicrografia de seção fina da amostra 29ROV-16 obtida na bacia Manus durante o cruzeiro RV Sonne SO216 em 2011; (d) Ouro nativo (amarelo brilhante) integrado a bornita (bn) e calcopirita (cpy), fotomicrografia de seção fina da amostra 33GTV-1A obtida na bacia Manus durante o cruzeiro RV Sonne SO216 em 2011 336
Figura 14.6 – Fontes hidrotermais em águas profundas associadas ao monte submarino Palinuro no Mar Tirreno: a) O braço robótico do Hercules sondando uma área de ventilação hidrotermal de baixa temperatura mostrando consórcios bacterianos; b) Ventiladores hidrotermais colunares de óxido de ferro com comunidades microbianas; c) Agregado denso de siboglinídeos vivos em um substrato vulcânico rochoso afetado por hidrotermalismo ativo de alta temperatura. Ambientes de emanações frias (cold-seeps) em águas profundas com metazoários quimiosimbióticos em lâmina d'água de 950 m no monte submarino Eratóstenes, bacia Levantina: d) Campo de bivalves lucinídeos quimiosimbióticos ao lado de substrato de calcário manchado em cor escura; e) Concentração de amêijoas lucinídeos mortos, tanto articulados

Versão exclusiva do autor

como soltos com arbustos siboglinídeos intercalados e um ouriço-do-mar ocasional; f) Siboglinídeos vivos em fissuras de rocha calcária _____ 339
Figura 14.7 – Esquema conceitual de uma mineração comercial (esquerda) e Equipamento teste de mineração com sistema de 4 esteiras e cabeça de corte multieixo (direita) _____ 342
Figura 15.1 – O som é uma onda compressional, onde as partículas se movem na mesma direção de propagação _____ 354
Figura 15.2 – Utilização do Prumo de mão ao longo de 4000 anos de história _____ 355
Figura 15.3 – Sondagem Monofeixe. Notar que a frente de onda acústica se espalha em uma geometria cônica, e que a taxa de repetição de pulsos é limitada pela profundidade batimétrica _____ 356
Figura 15.4 – Exemplo com a piezoeletricidade do quartzo. Quando submetido a uma deformação, o arranjo cristalino dos materiais piezoelétricos é alterado, deslocando sua estrutura de uma posição original de equilíbrio elétrico. Com os átomos em uma nova posição deformada, o material piezolétrico apresentará em suas extremidades uma diferença de potencial elétrico 357
Figura 15.5 – Avanço esférico da frente de onda acústica produzida por um transdutor pontual, que atinge o fundo e é refletida de volta ao transdutor. O parâmetro Δs é a duração do pulso em segundos ($normalmente < 1ms$) _____ 358
Figura 15.6 – a) Movimentos da embarcação de arfagem (‘pitch’), balanço (‘roll’), guinada (‘yaw’) e afundamento (‘heave’). b) Ilustração mostrando que um movimento de arfada da embarcação pode projetar o feixe para frente (ou para trás) da vertical logo abaixo do navio 358
Figura 15.7 – Arranjo com três ecobatímetros monofeixe Kongsberg EK80 (discos vermelhos), com frequências nominais de 200 kHz (o mais acima), 70 kHz (o central) e 333 kHz (o mais abaixo) _____ 359
Figura 15.8 – a) Sonar Multifeixe Seabat T20-P 400 kHz; b) Sonar Multifeixe SeaBat 8160, 50 kHz; c) Sonar Multifeixe Kongsberg EM122, 12 kHz _____ 360
Figura 15.9 – Sonar Multifeixe – Notar que na interseção entre o feixe de transmissão e os feixes de recepção forma-se uma ‘varredura’ de feixes acústicos estreitos e direcionados, espaçados na direção perpendicular à navegação _____ 361
Figura 15.10 – a) Perfil de velocidade do som. b) Trajeto de um feixe acústico com ângulo inicial θi _____ 362
Figura 15.11 – O retroespalhamento acústico é controlado pelo contraste de impedância acústica, pela rugosidade do fundo oceânico e pela reverberação de volume (a terceira dimensão não mostrada na figura). É uma medida proporcional à intensidade de energia que retorna ao transdutor de cada feixe acústico _____ 362
Figura 15.12 – Edição e validação de do sonar Multifeixe SEABEAM 2112 (12 kHz). a) Perspectiva da batimetria mostrando todos os dados adquiridos, incluindo ruídos outliers. b) Dados após edição manual utilizado o software livre MB-SYSTEM. c) Tela de edição de varreduras do MB-SYSTEM mostrando dados provenientes do retângulo preto destacado em (a) e (b). Cada linha corresponde a uma varredura do sonar, e cada ponto preto um feixe acústico. Os pontos em vermelho foram editados manualmente, pois foram considerados outliers pelo intérprete _____ 363
Figura 15.13 – Dados do sonar Multifeixe Simrad EM1002 (95–98 kHz). a) Mosaico Batimétrico Multifeixe com escala de cores (azul profundo, vermelho raso); b) Mosaico de Retroespalhamento Acústico (branco alto, preto baixo); c) Combinação da batimetria com o retroespalhamento. As cores refletem a batimetria e a luminosidade reflete o retroespalhamento. A linhas azuis são as linhas de navegação _____ 364
Figura 15.14 – Geometria do feixe de um equipamento de sonar de varredura _____ 365

Versão exclusiva do autor

Figura 15.15 – Recorte de uma imagem sonográfica com e discretização dos píxeis e a respectiva curva amplitude X tempo (eco) para um tiro do sonar de varredura lateral _____ 365
Figura 15.16 – Exemplo de padrões de reflexão com diferentes características _____ 366
Figura 15.17 – Fluxograma de processamento de imagens de sonar de varredura lateral __ 367
Figura 15.18 – Exemplo de imagem sonográfica antes e depois do processamento _____ 369
Figura 15.19 – Dutos flexíveis imageados com SAS _____ 370
Figura 15.20 – Ilustração da técnica de Perfilagem Sísmica monocanal aplicada à investigação de ambientes submersos _____ 371
Figura 15.21 – Seção sísmica oriunda do emprego de sistema de perfilagem sísmica multicanal utilizando-se de fonte acústica impulsiva (air-gun), que tem como prioridade a penetração na coluna sedimentar. Neste perfil observa-se a estratigrafia da bacia de Santos a profundidades superiores a 3 km _____ 372
Figura 15.22 – Exemplos de alguns tipos de fontes acústicas empregadas na perfilagem sísmica. 1. Airgun; 2. Boomer/sparker submersível da Geoforce; 3. Sparker da Geomarine; 4. Sparker da SIGFrance; 5. Bubble gun da Falmouth; 6. e 7. Chirp de baixa frequência da Edgetech; 8. e 9. Boomer da SIGFrance; 10. e 11. SBP 3.5 kHz da Syquest; 12. Chirp da Teledyne; 13. e 14. Duplo Chirp da Meridata _____ 373
Figura 15.23 – Perfil sísmico obtido com uma fonte acústica do tipo minisparker, rebocada na superfície da água e empregada em projeto de investigação geológico-geotécnico desenvolvido na Baia da Angra dos Reis, no Estado do Rio de Janeiro. Fonte acústica: Minisparker SIGFrance ELC30 _____ 373
Figura 15.24 – Perfil sísmico obtido com uma fonte acústica do tipo chirp[1] de baixa frequência, tracionada na superfície da água e empregada em projeto desenvolvido Baía da Babitonga, no Estado de Santa Catarina. Fonte acústica: Chirp Edgetech 512i _____ 374
Figura 15.25 – Perfil sísmico com múltipla obtido de uma fonte acústica do tipo boomer, submersível, tracionada próxima à superfície de fundo e empregada em projeto desenvolvido na plataforma continental da Escócia (Costa da Nova Escócia). Fonte acústica: Geoforce DTS® fully compensated boomer 4kv (480 Joules) _____ 374
Figura 15.26 – Exemplo de um perfil sísmico no canal do Porto de Santos no Estado de São Paulo, obtido com uma fonte acústica do tipo chirp (2 – 8 kHz) da Meridata, mostrando camadas subsuperficiais, e submétricas, de sedimentos finos, provavelmente, lamas fluidas_ 375
Figura 15.27 – Perfis sísmicos obtidos em lago da Finlândia utilizando o sistema MDCS, da Meridata, que tem a capacidade de gerenciar a aquisição simultânea de dados de várias fontes acústicas, neste caso, um boomer, um chirp[2] de baixa frequência e de um chirp[3] de ultra alta frequência _____ 376
Figura 16.1 – Mapa global de anomalias gravimétricas ar-livre, derivado dos dados de altimetria de satélites integrados até 2014 _____ 385
Figura 16.2 – Mapa global de idade relativa da litosfera oceânica e sua relação com as províncias fisiográficas e tectônicas, com base em dados integrados de satélites _____ 385
Figura 16.3 – Princípio de operação de um AUV (Autonomous Underwater Vehicle). O submersível (AUV) possui propulsão própria, pode incorporar diversos equipamentos geofísicos e oceanográficos e é controlado por um navio através de telemetria _____ 389
Figura 16.4 – Sistema de gravímetro, gradiômetro e sensor de pressão instalados no AUV Urashima, possibilitando a obtenção de anomalias gravimétricas de alta-resolução associadas a recursos minerais metálicos _____ 390
Figura 16.5 – Mapa de anomalias gravimétricas Bouguer, obtidas através do AUV Urashima, a uma profundidade de 1.550m, no Baixo de Izena, próximo à Okinawa, Japão _____ 390

Versão exclusiva do autor

Figura 16.6 – Sistema de magnetômetros utilizados nos levantamentos feitos pela Alemanha na área conhecida como “Cinturão de Nódulos Polimetálicos do Pacífico”. À direita o SeaSpy, sistema de gradiômetro com dois sensores de magnetômetro Overhauser e um sensor de fluxo Magson (Fluxgate) orientado _____ 391
Figura 16.7 – Mapa das anomalias magnéticas identificadas ao longo da área de licença da Alemanha _____ 392
Figura 16.8 – Mapa das anomalias magnéticas obtidas com um “Magnetômetros Auto-Compensado” (Self-Compensated Magnetometer) _____ 393
Figura 16.9 – Três abordagens para a aquisição de CSEM marinho estão agora disponíveis. À esquerda: Receptores implantados no fundo do mar e uma fonte EM de reboque profundo (Método Clássico). Ao centro: o sistema EM com streamer rebocado próximo à superfície; que permite a aquisição rápida de dados, pois tanto a fonte quanto os receptores são rebocados atrás do navio de pesquisa. É aplicável em profundidades de água inferiores a cerca de 500m. À direita: O sistema dipolo vertical, que usa receptores implantados no fundo do mar e estações de transmissão intercaladas _____ 394
Figura 16.10 – O CSEM agrega mais valor quando integrado à sísmica. Este exemplo do Mar de Barents (cortesia da PGS) demonstra a melhoria na resolução de resistividade, que pode ser alcançada condicionando a inversão EM com a estrutura de velocidades da sísmica. Fluxos de trabalho multifísicos podem então ser aplicados para determinar propriedades de rochas, fluidos e outros recursos minerais marinhos _____ 395
Figura 16.11 – Resultados dos experimentos utilizando os métodos eletromagnético e magnetotelúrico de forma integrada. Mostrando o potencial de discriminar entre sedimentos siliciclásticos prospectivos, de baixa resistividade e sedimentos vulcânicos, não prospectivos de alta resistividade abaixo da seção vulcânica _____ 396
Figura 17.1 – Fluxograma da metodologia para processamento e análise de testemunhos ___ 405
Figura 17.2 – Ilustração das identificações nos testemunhos incluindo orientação de topo e base _____ 406
Figura 17.3 – Perfilador de múltiplos sensores da Geotek e exemplo de resultados _____ 407
Figura 17.4 – Imagem de radiografia de testemunhos onde a cor clara representa sedimento arenoso e a cor escura sedimento lamoso _____ 409
Figura 17.5 – Imagem de tomografia de testemunho em uma sucessão de camadas arenosas e lamosas _____ 410
Figura 17.6 – Esquema de marcação em fita crepe para divisão longitudinal do testemunho em duas partes iguais _____ 411
Figura 17.7 – Calha para corte do tubo de PVC que contém o testemunho com uma serra circular manual _____ 412
Figura 17.8 – Corte do sedimento contido no tubo de PVC com um fio de níquel cromo ___ 413
Figura 17.9 – Mini estúdio fotográfico para fotografia de testemunhos. Exemplo de fotografia de testemunho _____ 414
Figura 17.10 – Exemplo de ficha de descrição de testemunhos e anotações _____ 415
Figura 17.11 – Exemplo de tendencia da granulometria do sedimento ao longo do testemunho. A- Sem variação da Base para o topo. B- Granulometria aumenta para o topo. C- Granulometria diminui para o topo _____ 417
Figura 17.12 – Exemplo de uso de dados de reflectância do sedimento, da fluorescência de Raio X para obter a razão Fe/Ca, da densidade do sedimento e isótopos de O18 para estimativa da idade do sedimento _____ 418
Figura 17.13 – Foto de peels de testemunhos onde as laminações de areia são realçadas alternando com sedimentos lamosos _____ 419

Versão exclusiva do autor

Figura 17.14 – Modelo de forma utilizada para a impregnação de testemunhos com resina 420
Figura 17.15 – Parte 1 – Planta da câmara de vácuo utilizada na impregnação de testemunhos 421
Figura 17.15 – Parte 2 – Figura ilustrativa do sistema de impregnação de testemunhos utilizando câmaras de vácuo 422
Figura 17.16 – Seção de testemunho após impregnação com resina 423
Figura 17.17 – Tipos de contatos entre unidades. A) Contato brusco e B) contato gradual 426
Figura 17.18 – Tipos de sequências de camadas. A) Espessura das camadas de sedimento de maior granulometria aumentam para o topo e B) A frequência de camadas de maior granulometria aumentam para o topo 426
Figura 18.1 – Espaços marítimos estabelecidos pela CNUDM e sua associação com a morfologia do fundo marinho 433
Figura 18.2 – Disposição na margem brasileira das três regiões correspondentes às Submissões Parciais Revisadas encaminhadas ao Secretário Geral das Nações Unidas 434
Figura 18.3 – Linha de limite exterior da plataforma continental além das 200M na Região Sul em vermelho, como recomendada pela CLPC em 8 de março de 2019 435
Figura 18.4 – Linha de limite exterior da plataforma continental além das 200M nas margens Equatorial e Oriental/Meridional em vermelho tracejado, como depositado junto ao Secretário Geral das Nações Unidas em 2017 e 2018 respectivamente 435
Figura 18.5 – MDT no Platô de Pernambuco produzido com dados batimétricos multifeixe com recobrimento total do fundo. A linha branca indica a região onde ocorreu a dragagem de nódulos polimetálicos 439
Figura 18.6 – MDT com a morfologia da Cadeia Vitória-Trindade e a identificação dos bancos montes submarinos. (1) Banco Besnard, (2) Monte Submarino Vitória, (3) Monte Submarino Champlain, (4) Banco Congress, (5) Monte Submarino Montague, (6) Monte Submarino Jaseur, (7) Banco Columbia, (8) Banco Davis, (9) Guyot Asmus, (10) Banco Dogaressa, (11) Monte Submarino Columbia, (12) Monte Submarino Palma 440
Figura 18.7 – Fotografia de crostas dragadas na cadeia entre o Banco Congress e o Monte Submarino Montague 440
Figura 18.8 – No quadro superior o MDT e vistas 3D da morfologia da Cadeia Norte Brasileira 441
Figura 18.9 – Fotografia de crostas dragadas na cadeia 441
Figura 18.10 – (A) Elevação do Rio Grande (ERG), o retângulo branco indica a região apresentada no quadro B; (B) MDT em 3D na porção central da ERG mostrando o Rifte Cruzeiro do Sul e os platôs que bordejam o rifte, onde a maior parte das crostas polimetálicas estão concentradas; (C) Detalhe de um dos platôs e de parte do Rifte Cruzeiro do Sul; (D) Perfil sísmico do perfilador de sub-fundo (3,5 kHz) de caráter difuso com superfície regular, alta amplitude e refletividade, sem refletores internos 442
Figura 18.11 – Fotografias de crostas polimetálicas na ERG 443
Figura 18.12 – MDT da Cadeia Vitória-Trindade e vistas 3D dos Montes Submarinos Vitória e Jaseur e Bancos Davis e Columbia no topo dos quais foram descritas ocorrência de rodolitos. A fotografia no quadro inferior apresenta um recife mesofótico de algas calcárias a 77 metros de profundidade no Monte Jaseur 443
Figura 18.13 – Fotografia de um recife mesofótico de algas calcárias a 77 metros de profundidade no Monte Jaseur 444
Figura 18.14 – (A) Mapa batimétrico multifeixe de recobrimento total exibindo a concentração de “pockmarks” na porção nordeste da ERG Central; (B) Mapa de localização regional da área de “pockmarks” (polígono em preto); (C) MDT mostrando o agrupamento de diversos

Versão exclusiva do autor

"pockmarks"; (D, E e F) MDT e perfis sísmicos associados ilustrando diferentes ocorrências de "pockmarks" 445
Figura 18.15 – "Pockmarks" na porção superior do Terraço de Rio Grande. MDT produzido com dados batimétricos multifeixe com recobrimento total do fundo 446
Figura 18.16 – MDT na região do Platô de São Paulo com as isóbatas traçadas a cada 500 m. A maior irregularidade batimétrica associada à halocinese é observada entre as isóbatas de 2.500 e 3.500 metros 446
Figura 18.17 – Visada 3D (SE→NW) do Platô de São Paulo com a localização dos perfis batimétricos sobre a região de maior rugosidade e irregularidade batimétrica, entre as isóbatas de 2.500 e 3.000 metros 447
Figura 18.18 – Varredura multifeixe das linhas B44_1, 50518027, 50520025, 50518026, 50518044. A) Localização regional das linhas; B) Varredura multifeixe em planta; C) Visada 3D da região com as três linhas em alta resolução 447
Figura 19.1 – Nódulo polimetálico, detalhe da estrutura externa 456
Figura 19.2 – Nódulo polimetálico, detalhe da estrutura interna 456
Figura 19.3 – Campo marinho de nódulos polimetálicos do Sul da Nova Zelândia 456
Figura 19.4 – Sulfeto polimetálico 457
Figura 19.5 – A) Crosta de Fe-Mn hidrogenética com 18 cm sobre substrato hialoclástico fosfatizado; B) Crosta de Fe-Mn mista hidrotermal-hidrogenética sobre substrato de basalto amigdalóide; C) Crosta com superfície botróide polida e corroída por corrente; D) Estrutura interna colunar da mesma crosta de C 457
Figura 19.6 – Áreas de contrato de exploração de nódulos polimetálicos na Zona de Clarion-Clipperton, Oceano Pacífico 468
Figura 19.7 – Áreas de contrato de exploração de nódulos polimetálicos e sulfetos polimetálicos no Oceano Índico 468
Figura 19.8 – Áreas de contrato de exploração de nódulos polimetálicos e crostas ferromanganesíferas ricas em cobalto no Oceano Pacífico 469
Figura 19.9 – Áreas de contrato de exploração de nódulos polimetálicos e crostas ferromanganesíferas ricas em cobalto no Oceano Pacífico 469

Versão exclusiva do autor

Lista de Tabelas

Tabela 6.1 – Resumo das condições de impacto e regeneração 144
Tabela 7.1 – Produção de granulados siliciclásticos marinhos e sua destinação em alguns países membros do *International Council for the Exploration of the Sea* – ICES 156
Tabela 7.2 – Títulos minerários distribuídos por substância na zona econômica exclusiva brasileira 157
Tabela 7.3 – Títulos minerários distribuídos por substância e UF na zona econômica exclusiva brasileira 157
Tabela 7.4 – Produção e exportação referentes à indústria do quartzo 169
Tabela 8.1 – Principais placeres marinhos 184
Tabela 12.1 – Porcentagem média de alguns metais presentes em nódulos polimetálicos nos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico 263
Tabela 12.2 – Mineralogia dos nódulos polimetálicos 267
Tabela 12.3 – Composição química de amostras de nódulos polimetálicos do oceano Pacífico 267
Tabela 12.4 – Teores médios de elementos constituintes dos nódulos polimetálicos e outros depósitos de óxido de ferro-manganês dos oceanos 268
Tabela 12.5 – Teor médio de Mn, Fe, Ni, Co e Cu em nódulos polimetálicos e incrustação de diferentes ambientes 269
Tabela 14.1 – Conteúdo médio de metal das ocorrências de sulfeto maciço no fundo oceânico com respeito aos ambientes tectônicos. MOR = cordilheira mesoceânica. N = número de depósitos para os quais existem dados químicos 335
Tabela 14.2 – Tipos de depósitos, concentração do metal e origem provável do metal 337
Tabela 14.3 – Potenciais impactos decorrentes das atividades de mineração sobre a comunidade bentônica e demais organismos associados 341
Tabela 15.1 – Características que definem um padrão sonográfico 366
Tabela 15.2 – Principais fontes acústicas empregadas na perfilagem sísmica tendo como base o espectro de frequências emitido 371
Tabela 17.1 – Quantidade de resina clara de polyester para impregnação de testemunhos 422

Versão exclusiva do autor

INTRODUÇÃO

Os artigos publicados neste livro digital da Sociedade Brasileira de Geofísica divulgam avanços no conhecimento sobre recursos minerais marinhos a partir de estudiosos de diversas áreas. Grande parte desses pesquisadores estão de alguma forma diretamente ligados ao Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM). Este livro tem o propósito de contribuir principalmente na área acadêmica dos cursos de graduação e pós-graduação que envolve ciências do mar existentes no Brasil. Em particular, esta edição é uma atualização inspirada na iniciativa exitosa do Departamento de Geologia-Laboratório de Geologia Marinha (LAGEMAR) da Universidade Federal Fluminense (UFF) publicada em 2000 na Revista Brasileira de Geofísica como resultado de um seminário sobre Recursos Minerais Marinhos, coordenado por Sidney L. M. Mello e Jorge J. C. Palma. Após duas décadas várias previsões sobre os Recursos Minerais Marinhos feitas na época para o novo milênio estão se confirmando. Houve um aumento da explotação de areia e cascalho das plataformas continentais e um crescimento vertiginoso de plantas de dessalinização e extração de elementos maiores da água do mar. Da mesma forma, a procura de minerais pesados e gemas aumentou e está direcionada para maiores profundidades uma vez que vários placeres costeiros foram exauridos. Os recursos minerais profundos mais promissores são os nódulos e as crostas polimetálicas, especialmente as com alta concentração de cobalto e depósitos maciços de sulfetos metálicos, os quais provavelmente serão os precursores da mineração marinha profunda. A estes sulfetos depositados em fontes hidrotermais se associam bactérias quimiossintéticas, fonte de compostos orgânicos para processos industriais e farmacêuticos.

Procurou-se nesse livro manter uma sequência de abordagem dos recursos minerais a partir da planície costeira em direção ao mar aberto, incluindo a água do mar. O livro é constituído de três partes principais: (1) A geologia dos depósitos minerais superficiais e sub-subsuperficiais associados às províncias fisiográficas e sua mineração; (2) Métodos exploratórios geofísicos acústicos e geopotenciais; (3) A metodologia de processamento de testemunhos geológicos; e (4) Aspectos legais associados aos recursos minerais do mar tanto na plataforma continental jurídica brasileira como na área internacional dos oceanos. Ao todo dezenove artigos compõem a publicação.

Contribuíram com artigos: Norberto Olmiro Horn Filho, Carlos Roney Tagliani, Lauro Júlio Calliari, Maria Augusta Martins da Silva, Flávio Zaborne Oliver, Tim Lowenstein, Iran Carlos Stalliviere Corrêa, Gilberto Tavares de Macedo Dias, Narelle Maia de Almeida, George Satander Sá Freire, Vanessa Maria Mamede Cavalcanti, João Capistrano Abreu Neto, Isabelly Maria Maia Ferro, Cleverson Guizan, José Gustavo Natorf de Abreu, João Marcelo Ketzer, Adriano Viana, Dennis Miller, Adolpho Augustin, Frederico Rodrigues, José Cupertino, Rui Jorge Baptista, André Etienne Ferraz, José Milton Cronemberger Mendes, Cristiano Leite Sombra, Eugenio V. Santos Neto, Marcelo Carvalho, Bernardo Peluso, André Luiz Ferrari, Luiz Antonio Pierantoni Gamboa, Sidney L. M. Mello, Thaise M. Senez-Mello, Arthur Ayres Neto, Luciano Neves da Fonseca, Luiz Antônio Pereira de Souza, Marcelo Sperle Dias, Alberto Garcia Figueiredo Junior, Juliane Castro Carneiro, João Regis do Santo Filho, Kerly Araújo Jardim, Natália de Jesus Lopes Chaves, Thais Guterres Soares, Izabel King Jeck, Ana Angélica Alberoni, Luiz Carlos Torres, Lorena Sampaio e Kaiser Gonçalves de Souza.

Versão exclusiva do autor

Além dos aspectos educacionais, esta publicação visa aumentar a conscientização sobre a importância dos recursos minerais do oceano demonstrando as complexidades associadas ao seu uso e incentivar um relacionamento sustentável entre as indústrias e as agências governamentais, contribuindo na gestão dos recursos oceânicos. De maneira mais específica, este livro é uma contribuição do PGGM para o Programa de Avaliação da Potencialidade Mineral da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (REMPLAC), que é parte do Plano Setorial para os Recursos do Mar (PSRM) da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM), coordenado pelo Ministério de Minas e Energia. Somos gratos a SBGf por viabilizar a edição deste livro de forma que tenha ampla divulgação para a comunidade acadêmica e sociedade.

Organizadores

Lauro Júlio Calliari
Sidney L. M. Mello
Norberto O. Horn Filho
Iran Carlos Stalliviere Correa
Marcelo Sperle Dias

Versão exclusiva do autor

1 – PROVÍNCIAS FISIOGRÁFICAS COSTEIRA E OCEÂNICA

COASTAL AND OCEANIC PHISYOGRAPHIC PROVINCES

Norberto Olmiro Horn Filho
Departamento de Geologia
Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC

Resumo

Os recursos minerais marinhos estão associados às rochas, depósitos e suas fácies sedimentares dos meios emersos costeiros e litorâneos e fundos oceânicos submersos, agrupados nas províncias fisiográficas marinhas subdivididas nas províncias costeira e oceânica. São apresentadas as principais características geológicas das feições fisiográficas da planície costeira, margem continental, planície abissal, cordilheira meso-oceânica, monte submarino e fossa oceânica.

Palavras-chave: zona costeira, zona litorânea, fundo oceânico e marinho.

Abstract

Marine mineral resources are associated with rocks, deposits and their sedimentary facies from coastal and littoral environments and ocean floors, grouped into marine physiographic provinces subdivided into coastal and oceanic provinces. The main geological characteristics of the coastal plain, continental margin, abyssal plain, midocean mountain range, seamount and ocean trench are presented.

Keywords: coastal zone, littoral zone, sea floor.

1.1 - Introdução

Antes do advento do espalhamento do fundo oceânico e da Tectônica de Placas, víamos as bacias oceânicas como sumidouros funcionando como tanques estáticos para armazenar material dissolvido e particulado erodido do continente, formando, assim, grandes espessuras de sedimentos. Tal visão é adequada para explicar os tipos de minerais conhecidos naquela época - tais como placeres, agregados (areia e cascalho), depósitos autigênicos - tais como fosforita e nódulos polimetálicos, bem como sais da água do mar derivados primariamente da erosão química de rochas continentais.

A partir da Tectônica de Placas, ampliou-se a visão, mudando dos processos erosivos terrestres para processos tectônicos (relacionados a movimentos da crosta terrestre) e magmáticos nos limites divergentes e convergentes das placas primariamente submersas no oceano. Mineralização do assoalho oceânico é uma consequência de um sistema global de troca de calor e produtos químicos entre o manto, crosta e oceanos justamente nos limites das placas.

Os recursos minerais marinhos estão associados às rochas, depósitos e suas fácies sedimentares dos meios emersos costeiros e litorâneos e fundos oceânicos submersos. A íntima relação geológica dos recursos minerais e seus litotipos tem motivado o conhecimento das diversas feições fisiográficas do meio costeiro e marinho, razão pelo qual as mesmas serão descritas sucintamente a seguir.

Nota dos Organizadores: o manuscrito deste capítulo foi produzido em abril de 2022.

Versão exclusiva do autor

De um modo geral, as províncias fisiográficas marinhas podem ser subdivididas nas províncias costeira e oceânica. Essa subdivisão tem por base o modo que elas se expõem (emersas ou submersas) e a profundidade relacionada ao nível médio do mar.

1.2 - Província Costeira

O termo "província costeira" foi introduzido por Villwock (1972) descrevendo uma unidade tridimensional, no que tange aos aspectos geológicos, estratigráficos e estruturais.

Província costeira é descrita do ponto de vista morfolitológico como uma região onde dominam terrenos de baixa altitude (até 50-60m) e profundidade (até 150-200m), adjacente aos continentes e oceanos e mares e composta de sedimentos consolidados a semi-consolidados e secundariamente de rochas cristalinas e sedimentares (Fig. 1.1).

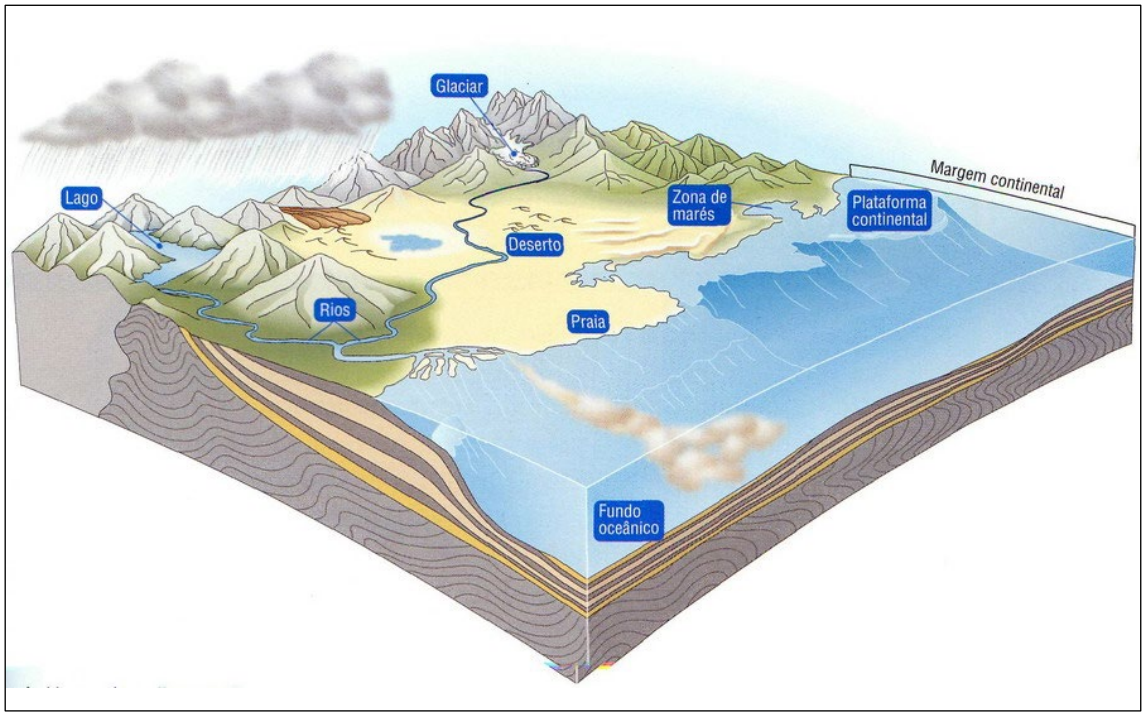


Figura 1.1 – Principais elementos geológicos da província costeira (embasamento, onde encontram-se as terras altas) e os ambientes de sedimentação da planície costeira e plataforma continental (fonte: https://biogeoart.blogspot.com/2010/03).

Uma província costeira é constituída de duas unidades geológicas maiores: o embasamento e a bacia sedimentar marginal, assentada adjacente a um oceano ou mar (HORN FILHO, 2020).

As bacias sedimentares extracontinentais são formadas na margem continental, podendo ser classificada de acordo com o seu caráter tectônico em três tipos principais: bacia sedimentar passiva de uma margem continental distensiva, típica do oceano Atlântico (Fig. 1.2), bacia sedimentar ativa de uma margem continental compressiva, típica do oceano Pacífico (América do Sul ocidental) e bacia sedimentar ativa de uma margem continental transformante, típica do Pacífico (América do Norte ocidental).

O embasamento, geralmente cristalino, se agrega à parte sedimentar da bacia, na maioria das vezes inconsolidada, formada de três unidades geológico-geomorfológicas:

Versão exclusiva do autor

no domínio emerso, a planície costeira; no domínio submerso, a plataforma continental e na interface entre ambos os meios, o sistema praial.

A planície costeira é uma extensa feição geomorfológica de terras baixas e planas, na interface terrestre/aquoso, geralmente adjacente aos oceanos, mares, lagos, lagoas, lagunas, estuários, rio, baías e golfos, afetada pelas condições terrestre e aquática e condicionada às altas ou baixas variações hidrográficas (marés). A superfície da planície costeira é relativamente plana à ondulada com pouca ou nenhuma variação de altura, típica de regiões de baixas altitudes e formadas preferencialmente por sedimentos (HORN FILHO, 2020).

A planície costeira abrange depósitos característicos de três sistemas deposicionais quaternários: o sistema deposicional continental, o sistema deposicional transicional ou costeiro e o sistema deposicional antropogênico (HORN FILHO, 2003).

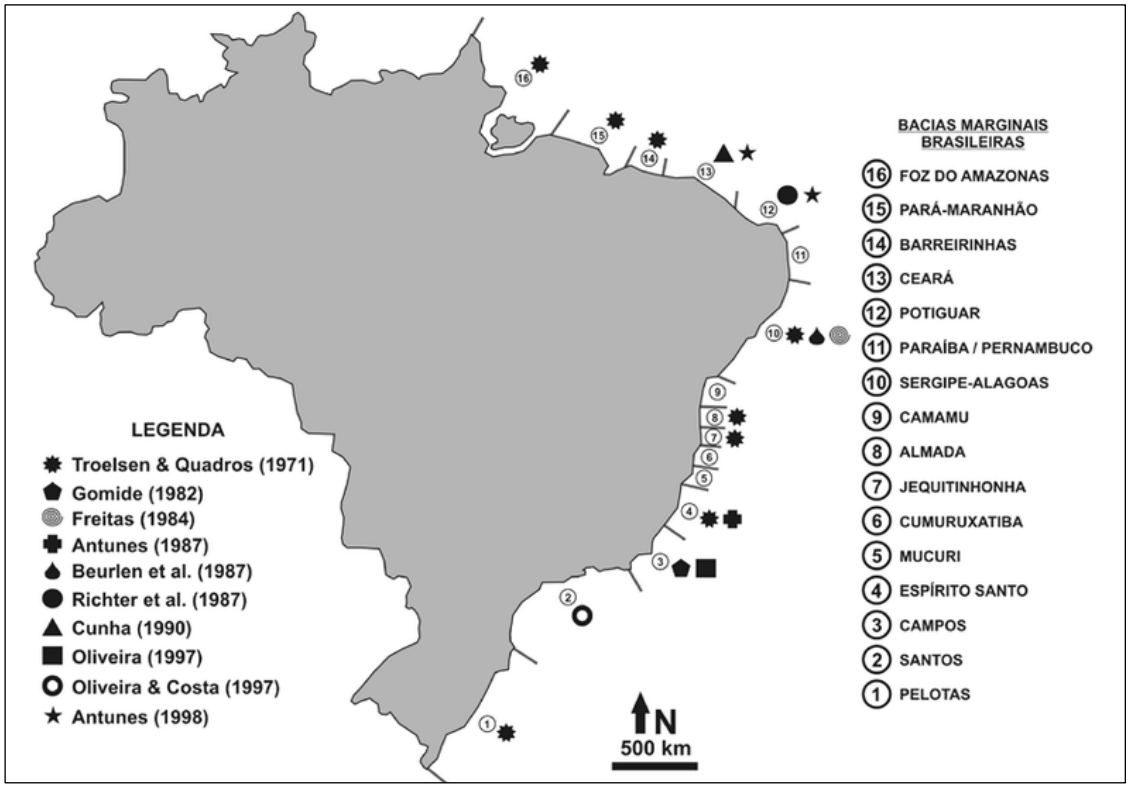


Figura 1.2 – As bacias sedimentares passivas distensivas do oceano Atlântico na costa brasileira e os principais trabalhos que realizaram estudos de bioestratigrafia dos nanofósseis calcários do Cretáceo superior (fonte: GUERRA; TOKUTAKE, 2011).

O sistema deposicional continental está associado às encostas das terras altas, englobando os depósitos coluvial, de leque aluvial e aluvial, geralmente datados do Quaternário indiferenciado. Representam os depósitos de *Piedmont* no sopé das elevações das terras altas (Fig. 1.3).

O sistema deposicional costeiro, na maioria das regiões do tipo laguna-barreira, associado às variações relativas do nível do mar ocorridas durante o Quaternário, compreende depósitos pleistocênicos e holocênicos dos ambientes marinho raso, eólico, lagunar e paludial, cujas principais formas de relevo são terraços, dunas, cordões regressivos e planícies. Os depósitos litorâneos mais próximos da linha de costa são agrupados na planície costeira externa, enquanto os depósitos mais próximos dos depósitos continentais são agrupados na planície costeira interna (Fig. 1.3 e Fig. 1.4).

Versão exclusiva do autor

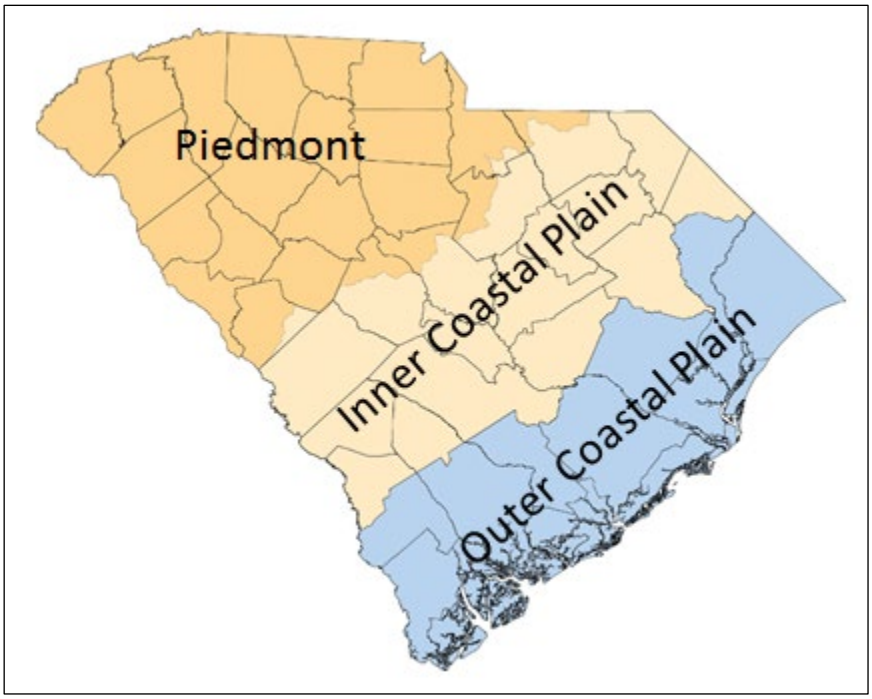


Figura 1.3 – Exemplo genérico de modelo de representação geológica da planície costeira continental, interna e externa do estado da Carolina do Sul (USA) (fonte: https://clemson.edu/public/water-assessment/groundwater.html).



Figura 1.4 – Exemplo de modelo de representação geológica da planície costeira externa e interna de Maricá, estado do Rio de Janeiro, a partir de foto oblíqua de campo. A planície costeira externa é representada pela barreira holocênica e planície lagunar, separada por um paleocanal, da planície costeira interna, representada pela barreira pleistocênica e margem lagunar (fonte: SILVA, 2011).

Versão exclusiva do autor

O sistema deposicional antropogênico compreende os depósitos do Holoceno (Quaternário) ou Recente (Quinário), originados pela ação natural ou artificial humana. Considera-se os sambaquis, de idade holocênica, como acumulações de origem natural, com mistura de materiais de origem sedimentar, artefatos líticos e restos orgânicos. Os sedimentos de origem artificial construídos pela ação tecnógena antropogênica, como aterros e rejeitos minerais representam o Depósito tecnogênico.

A plataforma continental, juntamente com o talude continental e o sopé continental, constituem a margem continental, que começa na linha de costa até profundidades em média de 200m, atingindo as bacias oceânicas. Apesar de estar situada em meio aquoso, a plataforma continental pertence ainda à crosta continental siálica, porém submersa. A plataforma continental é a única feição fisiográfica que pertence a província costeira (junto com a planície costeira) e a província oceânica (feição mais rasa da margem continental). Uma plataforma continental tem seu grau de inclinação (declividade/gradiente) variável, bem como sua extensão determinados a partir de sua gênese, mantendo suas características pela sedimentação então vigente.

A plataforma continental é normalmente subdividida em plataforma continental interna ou proximal (até 30m de profundidade), plataforma continental média (entre 30 e 100m de profundidade) e plataforma continental externa ou distal (maior que 100m de profundidade até a quebra da plataforma), cada uma delas com suas especificidades geológicas, geomorfológicas e oceanográficas (Fig. 1.5).

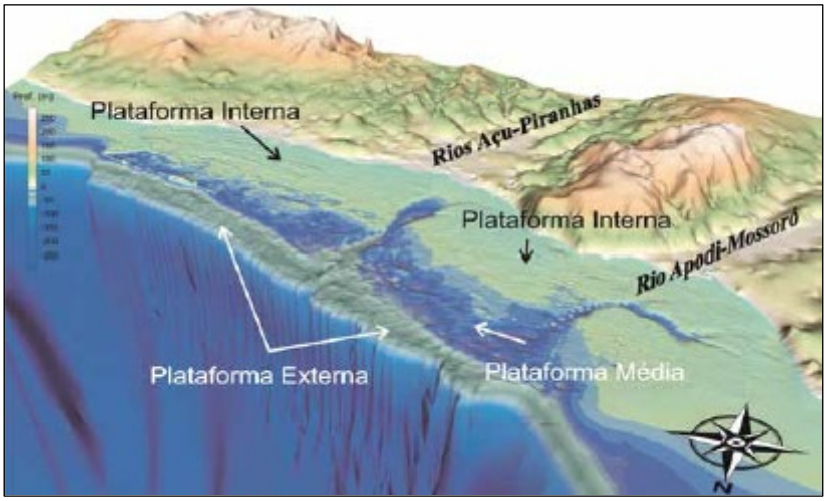


Figura 1.5 – Subdivisão da plataforma continental Norte do Rio Grande do Norte, estando a plataforma continental interna entre 0 e 15m; a plataforma continental média entre 15 e 25m e a plataforma continental externa entre 25 e 40m (fonte: GOMES; VITAL, 2010).

Entre a planície costeira e a plataforma continental, fazendo parte da própria planície costeira e da zona mais rasa da plataforma continental interna, ocorre o sistema ou ambiente praial (Fig. 1.6). Praia é uma feição geomorfológica ou um ecossistema, localizada ao longo da costa ou litoral onde se acumula geralmente sedimento não consolidado, compreendido entre a linha de água das marés baixas e o ponto mais elevado atingido por ondas de tempestade. As praias apresentam geralmente um perfil côncavo suave, formato que lhes é dado pela influência permanente das ondas, marés e correntes litorâneas.

Versão exclusiva do autor

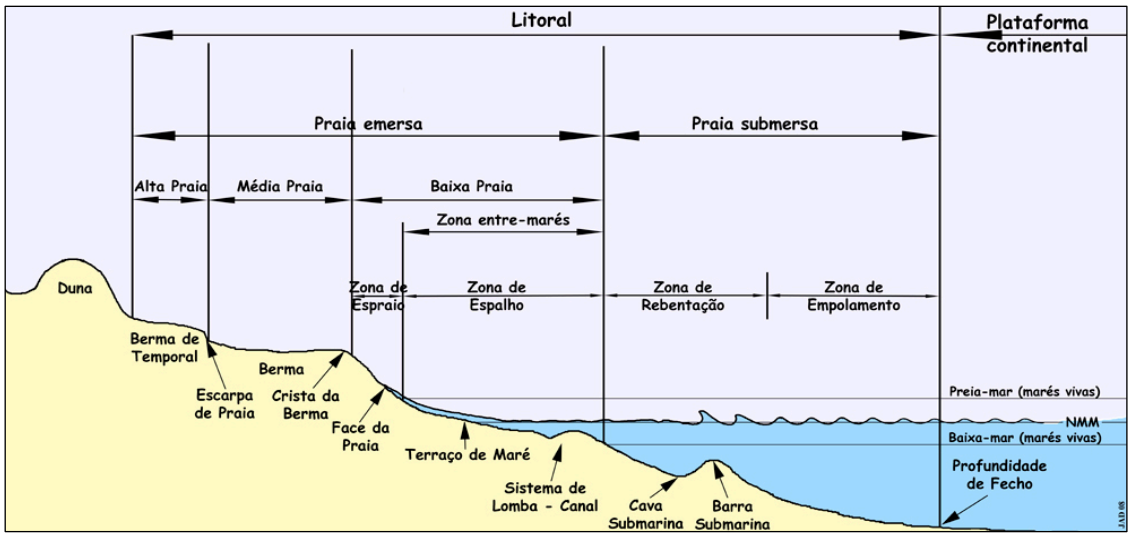


Figura 1.6 – Setorização morfológica e hidrodinâmica do ambiente de sedimentação praial entre a planície costeira e a plataforma continental (fonte: Glossário da Revista de Gestão Costeira Integrada).

Os principais recursos minerais do substrato emerso e submerso da província costeira compreendem os elementos químicos da água do mar, bem como as rochas, granulados siliciclásticos e bioclásticos, placeres, argilas, fosforitas e evaporitos e recursos energéticos como o petróleo, gás natural, turfas e carbonatos.

1.3 - Província Oceânica

A província oceânica ou bacia oceânica é descrita do ponto de vista morfolitológico como uma região onde dominam terrenos de alta profundidade (maior de 200m), típica dos oceanos, representando os setores mais profundos da margem continental (talude continental e sopé continental), das planícies abissais, das cordilheiras meso-oceânicas, das fossas oceânicas, dos montes submarinos e ilhas oceânicas (Fig. 1.7).

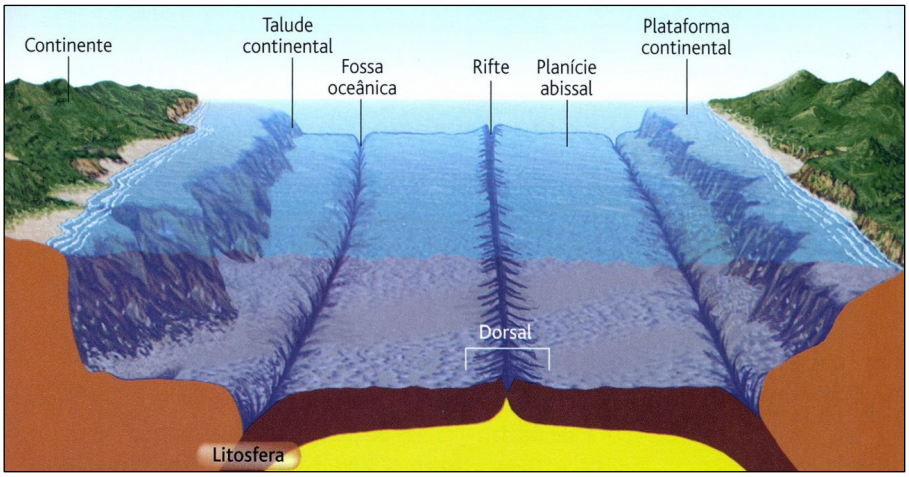


Figura 1.7 – Imagem que mostra algumas feições fisiográficas da província oceânica como a dorsal com seu rifte, a planície abissal, o talude continental e a fossa oceânica (fonte: https://mybrainsociety.blogspot.com/2015/06/relevo-oceanico.html).

Versão exclusiva do autor

O substrato da província oceânica é majoritariamente constituído da crosta oceânica ou simática, apesar de que nos setores mais rasos do talude continental e sopé continental ainda ocorre a crosta continental. Enquanto a província costeira está relacionada às variações relativas do nível do mar (oceano), a província oceânica está relacionada à tectônica global imposta nos setores mais profundos da Terra, principalmente dos oceanos Atlântico, Indico e Pacífico (FELIX; HORN FILHO, 2020).

Serão descritos a seguir, sucintamente, os principais aspectos geológicos de algumas feições fisiográficas maiores e menores oceânicas, tais como: talude continental, platô marginal, cânion submarino, elevação continental, planície abissal, cordilheira meso-oceânica, monte submarino, *guyot,* ilha oceânica e fossa oceânica.

O talude continental ou zona batial corresponde ao setor mediano da margem continental localizado entre a plataforma continental e o sopé continental. No talude continental, a largura é variável (20km em média) dependendo das características sedimentares e tectônicas da margem continental. A declividade média é de 1:40, podendo atingir 1:20.

O talude continental pode ser subdividido em talude continental superior, mais próximo da plataforma continental e talude continental inferior, antecedendo o sopé continental. No talude continental ocorrem as correntes de turbidez ou de densidade com deposição continuada de sedimentos da plataforma continental, caracterizando um fluxo gravitacional subaquoso, cuja base é normalmente laminar e a porção superior é altamente turbulenta, podendo originar os turbiditos no sopé continental (Fig. 1.8). Estruturas positivas típicas do talude continental incluem os escorregamentos, deslizamentos e platôs marginais, enquanto estruturas negativas compreendem ravinas, cicatrizes de escorregamento e cânions submarinos.

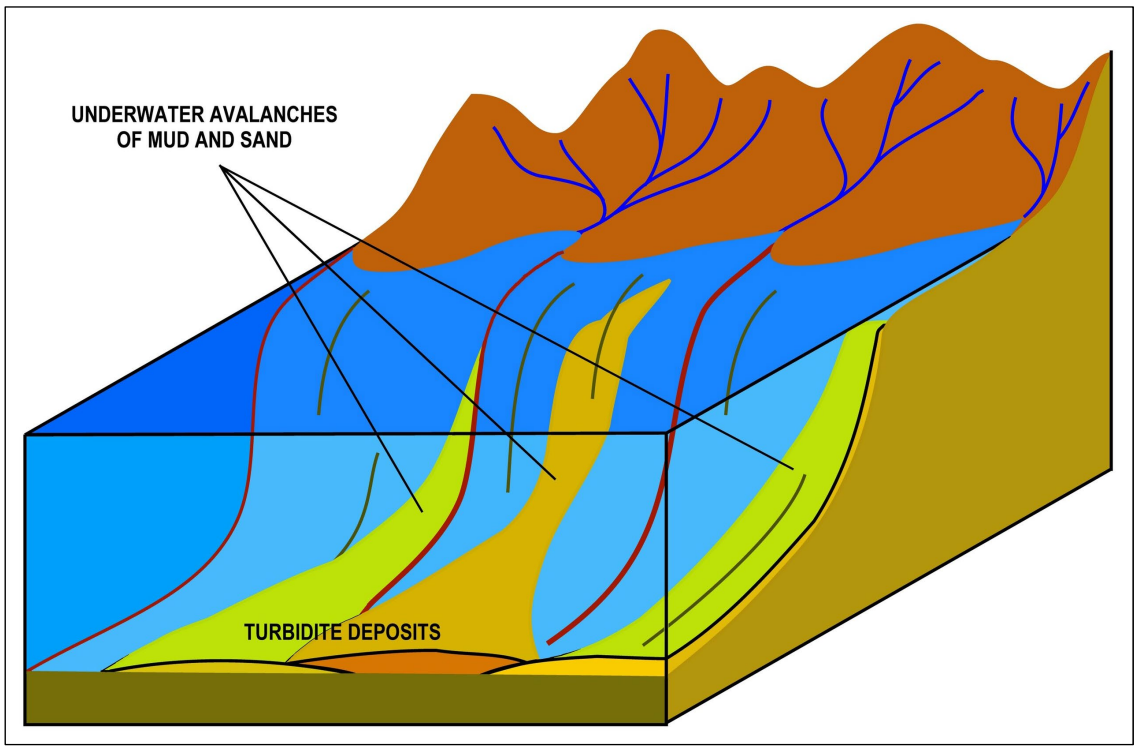


Figura 1.8 – Perfil longitudinal submarino desde a plataforma continental ao sopé continental, tendo na porção intermediária o talude continental, onde são registradas as diferenças de densidade na água do mar causadas pelas correntes de turbidez (fonte: https://stringfixer.com/pt/Turbidite).

Versão exclusiva do autor

Os platôs marginais são estruturas do talude continental, semelhantes às plataformas continentais apresentando, no entanto, área menor e se localizam em profundidades mais elevadas. Estão separadas das plataformas continentais por declives pouco acentuados e são limitados com a bacia oceânica por uma escarpa marginal. Os principais platôs marginais da margem continental brasileira são o Platô de São Paulo (Fig. 1.9), Platô de Pernambuco e Platô do Ceará.

Os cânions submarinos são feições topográficas de origem erosiva normalmente em forma de V, em regiões de declividade elevada, que representam drenagens submarinas que se desenvolvem principalmente no talude continental, prolongando-se na forma de vales submarinos que cortam o sopé continental, podendo atingir centenas de quilômetros de extensão (Fig. 1.10).

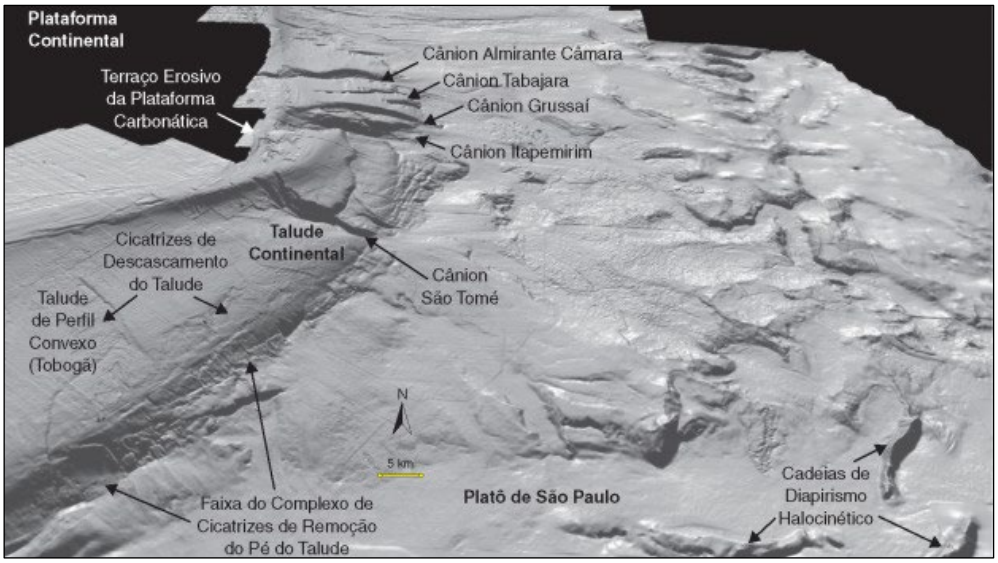


Figura 1.9 – Região central da bacia de Campos com diversos cânions submarinos e domínio dos domos halocinéticos no Platô de São Paulo, ao sul (fonte: ALMEIDA; KOWSMANN, 2015).

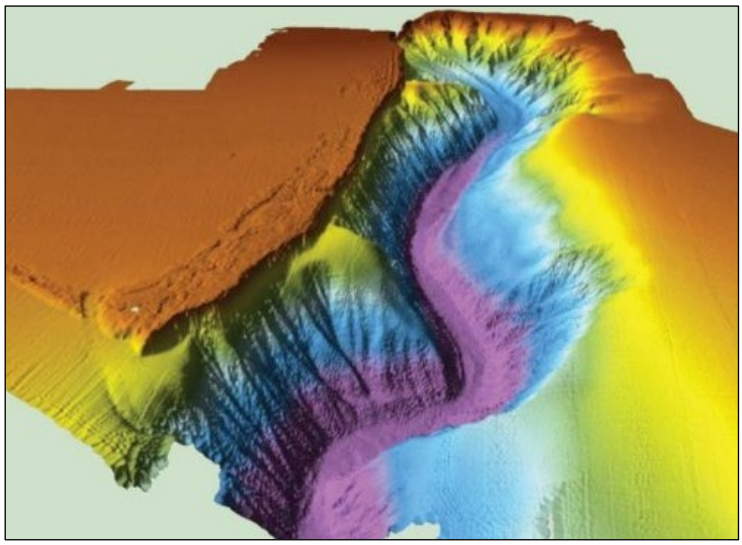


Figura 1.10 – Imagem do cânion da Nazaré, na costa da Nazaré, Portugal, considerado o maior cânion submarino da Europa, com uma extensão de cerca de 200km e profundidades de até 5.000m (fonte: Instituto Oceanográfico de Portugal).

Versão exclusiva do autor

A elevação continental ou sopé continental corresponde ao setor externo da margem continental localizado entre o talude continental e a planície abissal, sendo a feição fisiográfica mais externa e a mais extensa da margem continental. Constitui-se numa cunha de sedimentos que se estende desde a base do talude continental até as profundidades abissais. As profundidades limites do sopé continental variam entre 2.000 e 3.000m na base do talude continental (Fig. 1.11) e entre 4.000 e 5.000m no limite com a bacia oceânica. Pode ser subdividida em elevação continental superior com desníveis mais irregulares e elevação continental inferior, mais suave e horizontal caracterizando um ambiente predominantemente deposicional.

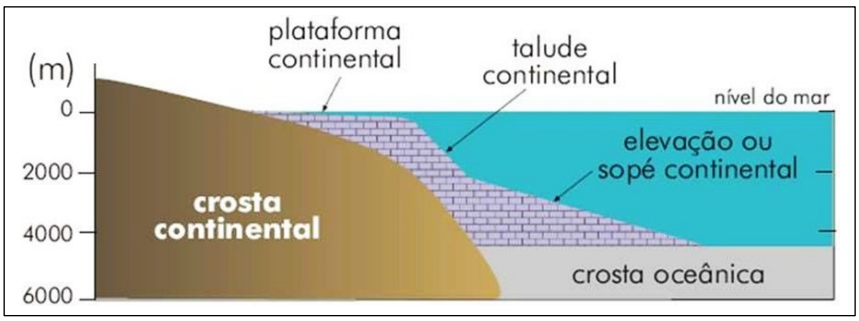


Figura 1.11 – Elevação ou sopé continental em profundidades entre 2.000 e 5.000m, na interface oceânica sial/sima (fonte: TESSLER; MAHIQUES, 2000).

A planície abissal ou assoalho oceânico é uma região que sucede a margem continental antecedendo em termos gerais a cordilheira meso-oceânica. Representa uma região extensa, com profundidades médias de 4.000m, mais ou menos plana e horizontal, proveniente de movimentos divergentes das placas tectônicas. O assoalho oceânico muitas vezes é interrompido pelas dorsais oceânicas, podendo exibir ainda ravinas, colinas e montes submarinos abissais e *guyots*, num domínio geológico estritamente de crosta simática ou oceânica (Fig. 1.12).

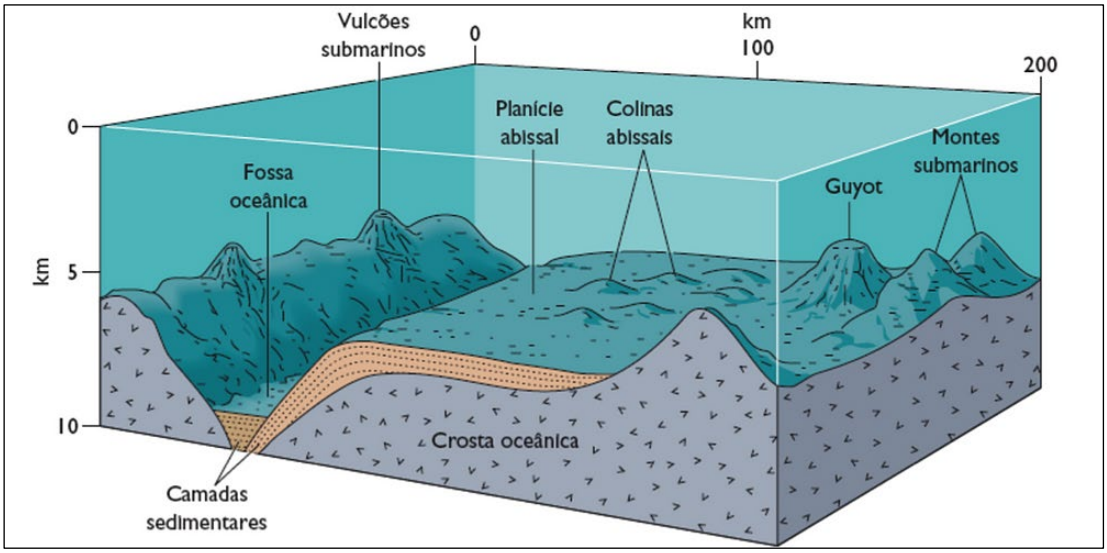


Figura 1.12 – Sedimentos recobrindo a crosta simática na planície abissal, sendo também denominada de zona abissopelágica, representando 42% dos fundos oceânicos (fonte: PINET, 2014).

Versão exclusiva do autor

A cordilheira meso-oceânica representa a maior feição fisiográfica de fundo oceânico tanto em extensão como em largura, aflorando excepcionalmente como uma ilha oceânica. É conhecida também por cadeia oceânica, dorsal meso-oceânica, dorsal submarina e crista média oceânica, consistindo em um conjunto de cadeias de montanhas que ficam abaixo do nível do mar, originadas a partir da divergência das placas tectônicas.

Apresenta extensão total superior a 70.000km, profundidades de 2.500m e larguras de até 1.000km. O relevo é extremamente irregular, evidenciando duas feições distintas: província da crista junto ao rifte e província dos flancos, onde se encontram fraturas e falhas transformantes. As principais rochas aflorantes são os basaltos, que são o foco da expansão do assoalho oceânico. A principal cadeia oceânica é a Cordilheira Meso-oceânica do oceano Atlântico, também denominada de Dorsal ou Cadeia Meso-atlântica, ou Cordilheira Meso-atlântica. Desde o oceano Atlântico essa cordilheira se estende ainda no oceano Ártico (Fig. 1.13).

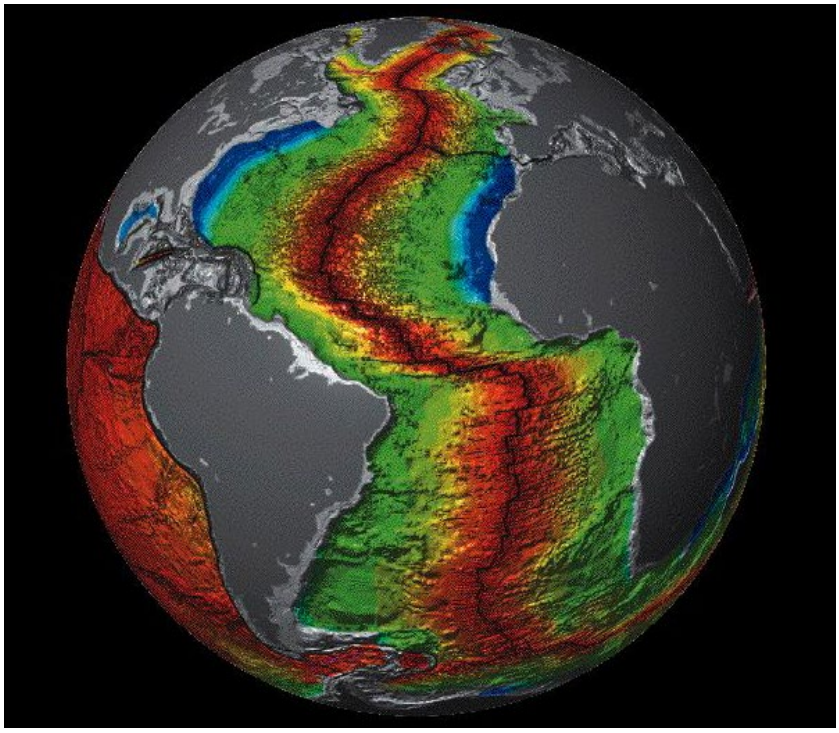


Figura 1.13 – Imagem que mostra a Dorsal Meso-atlântica (DMA) ou *Mid-Atlantic Ridge* (MAR), entre as Américas e a África e a Europa com uma extensão de 11.300km, representando o limite divergente entre as placas tectônicas que se encontram em expansão ao ritmo de 2 a 10cm/ano (fonte: https://pt.wikipedia.org/wiki/Dorsal_Mesoatlântica).

Os montes submarinos são projeções magmáticas dos fundos oceânicos, normalmente de origem vulcânica e de aspecto cónico, podendo originar ilhas oceânicas, produto do soerguimento tectono-magmático, tendo como exemplo as ilhas do Arquipélago dos Açores, São Tomé e Príncipe, Hawaii, Bermudas e a própria Islândia. Os montes submarinos são divididos consoante o seu tamanho em grandes (altura > 1.000m) e pequenos (altura < 1.000m), esses detectáveis no terreno por métodos de sondagem subaquática. A formação de alinhamentos de montes vulcânicos, constituindo as cadeias de montes submarinos é atribuída à movimentação da placa litosférica sobre um ponto quente fixo no manto onde há extravasamento do magma da pluma mantélica (*hot spot*). As ilhas oceânicas através da erosão marinha e eólica podem sofrer o aplainamento de seus topos formando os

Versão exclusiva do autor

guyots (Fig. 1.14). Os recifes de corais do tipo franja, de barreira e os atóis mantém relação indireta com os montes submarinos, cuja subsidência pode revelar condições propícias para o desenvolvimento dos recifes, dependendo igualmente das condições climato-oceanográficas e acúmulo dos animais e algas carbonáticas (Fig. 1.15).

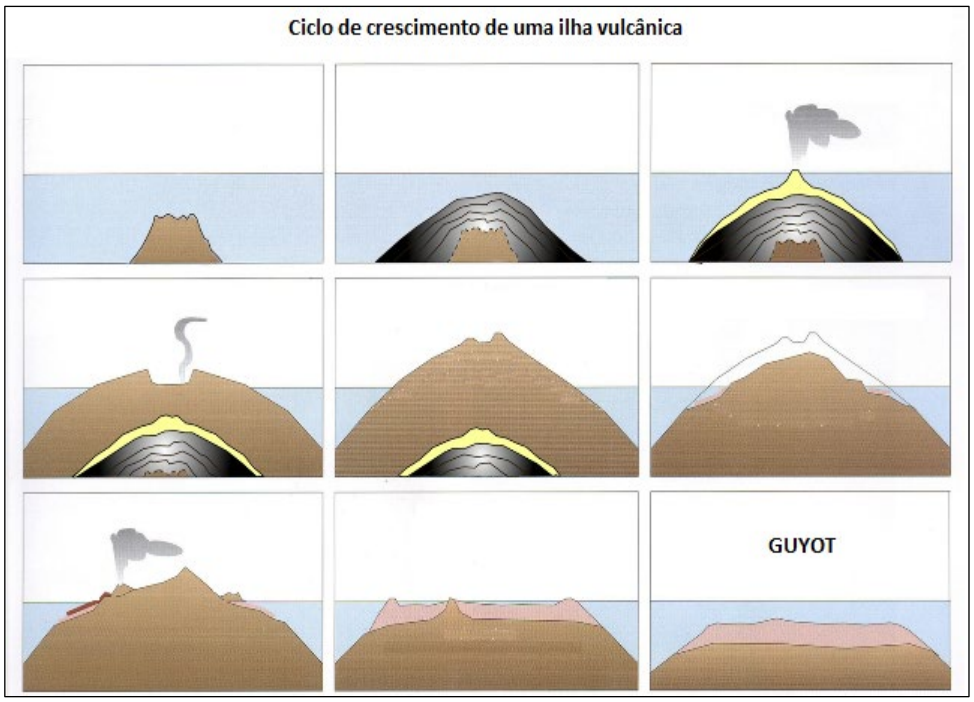


Figura 1.14 – Modelo de evolução geológica de um *guyot* a partir de um monte submarino submerso, passando para uma ilha oceânica, subsidência e erosão marinha/eólica em ambiente de sedimentação marinho (fonte: https://os5elementos.com/glossary/guyots).

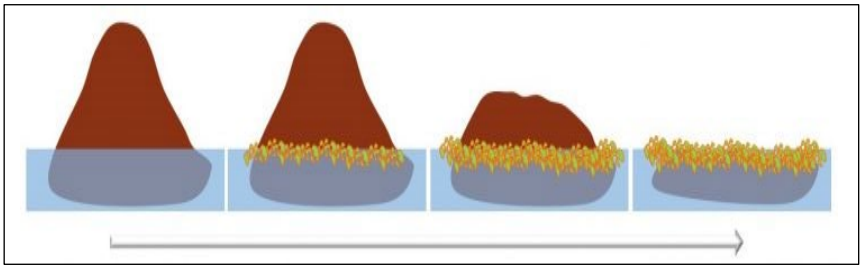


Figura 1.15 – Modelo de evolução geológica de um atol a partir de ilha oceânica, recife de franja, recife de barreira e atol (fonte: https://knoow.net/ciencterravida/biologia/atol/).

A fossa oceânica, também denominada de fossa submarina, fossa abissal ou depressão submarina, constitui-se nas depressões abruptas, longas e relativamente estreitas existentes nos assoalhos profundos dos oceanos (Fig. 1.16), podendo chegar a 11.000m de profundidade como nas fossas das Marianas (*Challenger Deep*), no oceano Pacífico. As fossas são formadas nos limites convergentes das placas tectônicas ou limites destrutivos, que passam a se tangenciar como consequência de movimentos convergentes horizontais. As fossas oceânicas podem ocorrer nos limites tectônicos oceânico-oceânico (Fig. 1.17) e oceânico-continental.

Os principais recursos minerais da província oceânica compreendem os nódulos polimetálicos, crostas cobaltíferas, sulfetos polimetálicos, petróleo do pré-sal e hidratos de gás.

Versão exclusiva do autor

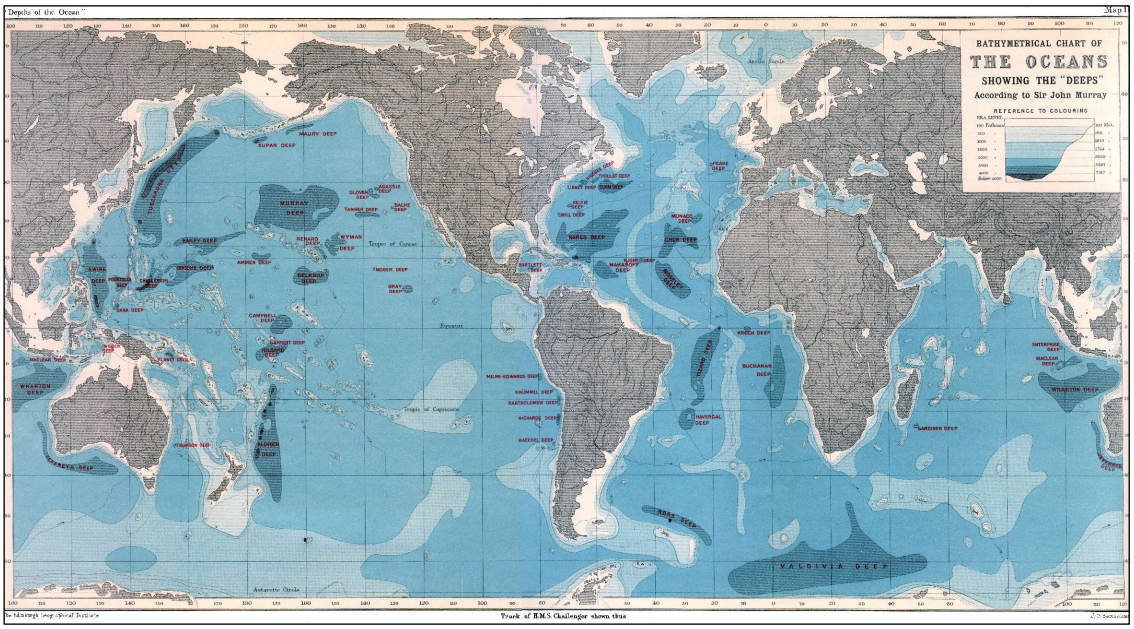


Figura 1.16 – Carta batimétrica dos oceanos mostrando as fossas oceânicas (*deeps*) (fonte: http://www.os5elementos.com/terra/mapa-das-fossas-oceanicas).

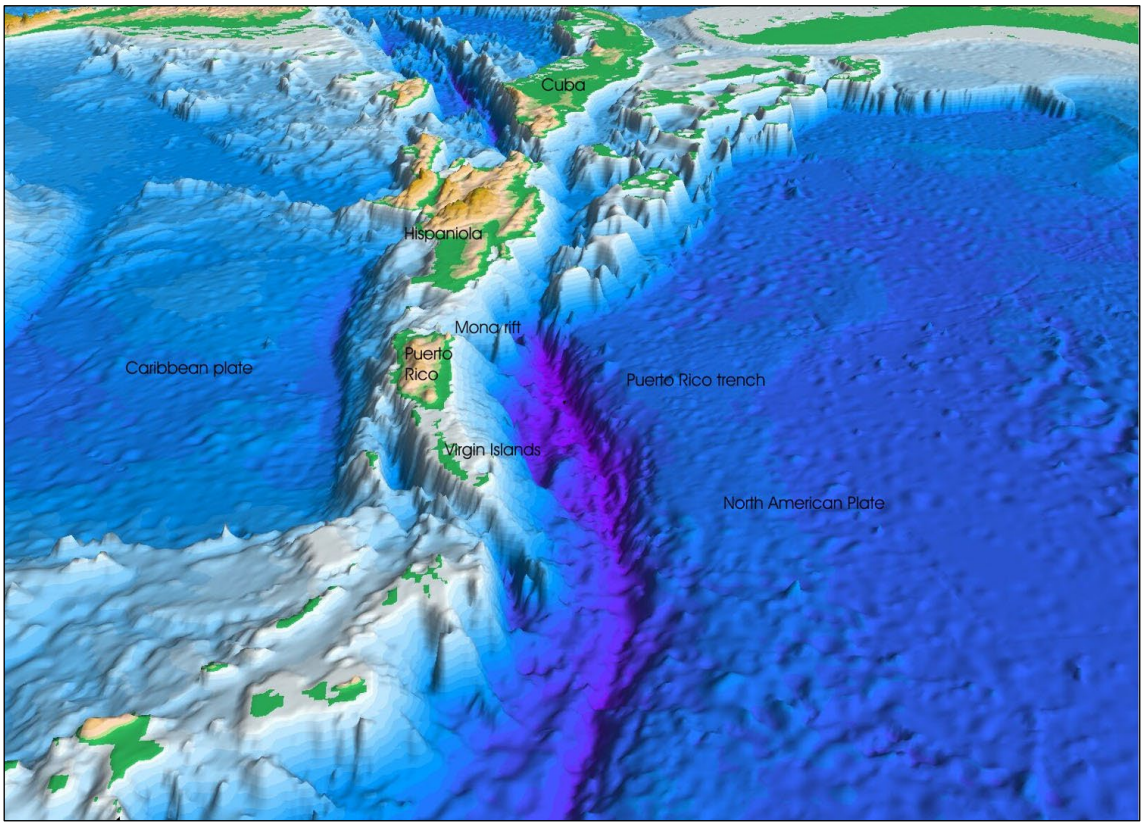


Figura 1.17 – Modelo geológico que mostra a formação da fossa oceânica de Porto Rico no limite tectônico convergente oceânico-oceânico, tendo como exemplo a convergência da placa tectônica do Caribe com a placa tectônica da América do Norte (fonte: https://mesozoico.wordpress.com/2012/06/06/3-limite-convergente-oceano-oceano/).

Versão exclusiva do autor

Referências Bibliográficas

ALMEIDA, A. G. de; KOWSMANN, R. O. 2015. Geomorfologia do talude continental e do Platô de São Paulo. *In*: KOWSMANN, R. O. (Ed.). Geologia e Geomorfologia. Rio de Janeiro: Elsevier. Habitats, 1: 33–66. DOI: 10.1016/B978-85-352-6937-6.50010-0.

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

GOMES, M.P.; VITAL, H. 2010. Revisão da compartimentação geomorfológica da plataforma continental Norte do Rio Grande do Norte, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 40(3): 321–329. ISSN 0375-7536. DOI: 10.25249/0375-7536.2010403321329.

GUERRA, R. de M.; TOKUTAKE, L. R. 2011. Evolução do conhecimento biocronoestratigráfico do Cretáceo nas bacias marginais brasileiras baseado em nanofósseis calcários. Terrae Didatica, 7(1): 41–48. DOI: 10.20396/td.v7i1.8637440.

HORN FILHO, N. O. 2003. Setorização da província costeira de Santa Catarina em base aos aspectos geológicos, geomorfológicos e geográficos. Geosul, 18(35): 71–98.

HORN FILHO, N. O. 2020. Geologia e geomorfologia da planície costeira de Santa Catarina. *In*: MUEHE, D.; LINS-DE-BARROS, F. M.; PINHEIRO, L. de S. (Org.). Geografia Marinha. Oceanos e Costas na Perspectiva de Geógrafos. p.531–550. ISBN 978-65-992571-0-0.

PINET, P. R. 2014. Invitation to Oceanography. 7a ed., Jones & Bartlett Learning. 662p.

SILVA, A. L. C. 2011. Arquitetura sedimentar e evolução geológica da planície costeira Central de Maricá (RJ) ao longo do Quaternário. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geologia e Geofísica Marinha. Universidade Federal Fluminense. Niterói, Rio de Janeiro. 185f.

TESSLER, M. G; MAHIQUES, M. M. de. 2000. Processos oceânicos e a fisiografia dos fundos marinhos. *In*: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI F. (Org.). Decifrando a Terra. São Paulo, Oficina de Textos. 568p. Il. p.261–284. il.

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

Sobre o Autor

Norberto Olmiro Horn Filho

Geólogo pela Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS), mestre pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e doutorado pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Professor titular e permanente do Programa de pós-graduação em Geografia e Programa de pós-graduação em Oceanografia da UFSC. Representante da UFSC junto ao Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM) e Coordenador do Score Sul do Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM).

E-mail: norberto.horn@ufsc.br

ORCID: 0000-0002-2173-7680

Versão exclusiva do autor

2 – RECURSOS MINERAIS DA PLANÍCIE COSTEIRA

MINERAL RESOURCES OF THE COASTAL PLAIN

Norberto Olmiro Horn Filho
Departamento de Geologia
Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC

Carlos Roney Tagliani
Instituto de Oceanografia
Universidade Federal do Rio Grande - FURG

Resumo

Os principais recursos minerais da planície costeira com uso direto pelo homem são a água doce e salgada, rochas, saibreiras, areias e cascalhos, argilas, placeres, carbonatos e turfas, utilizados para o abastecimento de áreas urbanas e centros industriais; brita, enrocamentos, molhes, aterros, chapa de revestimento e pedra de cantaria; construção civil, aterros, revestimentos de estradas e loteamentos; indústria da cerâmica branca ou nobre (pisos, azulejos e louças) e cerâmica vermelha (tijolos, telhas e lajotas); indústria (metálicos) e gemas; corretivo agrícola e cimento na construção civil e corretivo de solo e fertilizante, respectivamente. O uso indireto dos recursos minerais está relacionado à urbanização, parques eólicos, culturas em geral, reflorestamento, salinas solares, extração de sais e talassoterapia.

Palavras-chave: exploração e explotação mineral, uso direto e indireto, desenvolvimento costeiro.

Abstract

The main mineral resources of the coastal plain with direct use by man are fresh and salt water, rocks, *saibreiras*, sand and gravel, clay, placers, carbonates and peat, used to supply urban areas and industrial centers; *brita*, rockfills, breakwaters, embankments, cladding and masonry stone; civil construction, landfills, road coverings and allotments; white or noble ceramics industry (floors, tiles and tableware) and red ceramics (bricks, tiles and tiles); industry (metals) and gemstones; agricultural corrective and cement in civil construction and soil corrective and fertilizer, respectively. The indirect use of mineral resources is related to urbanization, eolic farms, crops in general, reforestation, solar saline, salt extraction and thalassotherapy.

Keywords: mineral exploration and explotation, direct and indirect use, coastal development.

2.1 - Introdução

Os recursos ou bens minerais representam uma importante fonte econômica, tendo relação permanente com as atividades sociais urbanas e rurais, bem como com os impactos ambientais advindos do uso dos mesmos. Desse modo os recursos minerais são explorados e explotados em todo planeta Terra, conforme os diferentes contextos geológicos regionais e locais.

O recurso mineral é um recurso natural não vivo ou abiótico, que tem mineral como palavra-chave, podendo ser conceituado como uma substância química, geralmente

Nota dos Organizadores: o manuscrito deste capítulo foi produzido em abril de 2022.

Versão exclusiva do autor

resultante de processos inorgânicos, apresentando estrutura interna ordenada com propriedades físicas, químicas e ópticas próprias, sendo, os constituintes naturais das rochas ígneas, metamórficas e depósitos e rochas sedimentares.

O ato de explorar ou pesquisar um determinado recurso mineral é conhecido como exploração, seguido do ato de prospectar ou extrair a substância explorada conhecido como explotação. O termo "extrativismo mineral" é utilizado para designar a atividade de exploração e explotação mineral, associado à mineração que consiste também no beneficiamento dos minerais, importante para o desenvolvimento socioeconômico, podendo ainda representar riscos ao meio ambiente quando não recuperada a área minerada.

As atividades da legislação mineral e ambiental para explotação dos recursos minerais compreendem a análise e levantamento regional, avaliação mineral, exploração mineral, explotação mineral e recuperação ambiental, envolvendo as subáreas da Geologia regional, Geologia local, Geofísica, Petrologia, Sedimentologia, Geologia econômica e Geologia ambiental.

De um modo geral, os recursos minerais são classificados em hídricos e sólidos, renováveis e não renováveis nas escalas temporal humana e geológica, energéticos e não energéticos e metálicos e não metálicos. Do ponto de vista da localização geográfica ao longo da superfície e subsuperfície terrestre, os recursos minerais são classificados em continentais, costeiros e oceânicos (marinhos).

Os recursos minerais oceânicos (marinhos) podem ser classificados em recursos de origem inorgânica, como água do mar, granulados litoclásticos (siliciclásticos), placeres de minerais pesados, lamas (vasas), fosforita, nódulos polimetálicos, crostas cobaltíferas e sulfetos polimetálicos. Já os de origem orgânica incluem os granulados bioclásticos, petróleo, gás natural, carvão e hidratos de gás.

Os recursos minerais associados às planícies costeiras podem ainda ser classificados considerando dois sistemas costeiros diferenciados: 1) de uma barreira arenosa longa e 2) de uma planície costeira de menor amplitude com depósitos ancorados em promontórios rochosos, com ênfase nesse trabalho às planícies costeiras dos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, na região Sul do Brasil. O primeiro sistema caracteriza os depósitos da planície costeira do estado do Rio Grande do Sul, enquanto o segundo sistema ocorre ao norte do cabo de Santa Marta Grande em Santa Catarina até o limite com o estado do Paraná.

2.2 - Planície Costeira

A planície costeira é uma extensa feição geomorfológica de terras baixas e planas, na interface terrestre/aquosa, geralmente adjacente aos oceanos, mares, lagos, lagoas, lagunas, estuários, rios, baías e golfos, afetada pelas condições terrestre e aquática e condicionada às altas ou baixas variações hidrográficas (marés). A superfície da planície costeira é relativamente plana à ondulada com pouca ou nenhuma variação de altura, típica de regiões de baixas altitudes e formadas preferencialmente por sedimentos (Fig. 2.1).

Inseridos na planície costeira ocorrem os litotipos do embasamento cristalino e sedimentar que constitui as terras altas, aflorando na forma de maciços costeiros, promontórios e pontas rochosas.

Versão exclusiva do autor



Figura 2.1 – Vista para sudeste da planície costeira do entorno da laguna da Conceição na ilha de Santa Catarina, observando-se desde o morro da Lagoa, a superfície plana à levemente ondulada dos depósitos quaternários. A foto superior é de 1960 (autor desconhecido) e a foto inferior de 2003 (fonte: NORBERTO OLMIRO HORN FILHO, outubro de 2003).

Os depósitos sedimentares da planície costeira estão agrupados em três sistemas deposicionais quaternários: o sistema deposicional continental, o sistema deposicional transicional ou costeiro e o sistema deposicional antropogênico.

O sistema deposicional continental está associado às encostas das terras altas, englobando os depósitos coluvial, de leque aluvial e aluvial, geralmente datados do Quaternário indiferenciado.

O sistema deposicional transicional ou costeiro, na maioria das regiões do tipo laguna-barreira, associado às variações relativas do nível do mar ocorridas durante o Quaternário, compreende depósitos pleistocênicos e holocênicos dos ambientes marinho raso, eólico, lagunar e paludial, cujas principais formas de relevo são terraços, dunas, cordões regressivos e planícies.

O sistema deposicional antropogênico compreende os depósitos do Holoceno (Quaternário) ou Recente (Quinário), originados pela ação natural ou artificial humana. Considera-se os sambaquis, de idade holocênica, como acumulações de origem natural, com mistura de materiais de origem sedimentar, artefatos líticos e restos orgânicos. Os sedimentos de origem artificial construídos pela ação tecnógena antropogênica, como aterros e rejeitos minerais representam o Depósito tecnogênico.

Os recursos minerais associados às rochas e depósitos da planície costeira têm sido explotados indiscriminadamente na maioria dos setores costeiros. A utilização desses recursos minerais tem crescido consideravelmente nos últimos anos, devido ao desenvolvimento socioeconômico aliado à expansão urbana e ao turismo em geral. Na maioria dos casos, a explotação destes recursos tem sido efetivada desordenada e irracionalmente, não respeitando as diretrizes básicas do gerenciamento costeiro, com consequências irreparáveis e até mesmo desastrosas ao meio ambiente.

Versão exclusiva do autor

A seguir serão apresentados os principais recursos minerais da planície costeira, alguns deles associados à importantes ecossistemas amparados pela legislação ambiental, entretanto, algumas ocorrências não têm respeitado os ditames da preservação ambiental destoando da referida legislação. Os exemplos de afloramentos de campo desses recursos minerais são obtidos prioritariamente nas planícies costeiras dos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, Brasil, complementado com exemplos de outras planícies costeiras.

2.3 - Recursos Minerais

Os recursos minerais da planície costeira são subdivididos de acordo com sua utilização em uso direto (explorados e/ou explotados *in loco*) e uso indireto, cuja superfície da planície costeira tem sido utilizada sem explotação mineral.

2.3.1 - Uso direto

Os recursos minerais com uso direto são subdivididos em recursos líquidos e recursos sólidos.

2.3.1.1 - Recursos líquidos

Os recursos líquidos abrangem principalmente as águas que podem ser subdivididas de acordo com sua salinidade em águas doces, águas salgadas (salinas ou marinhas) e águas salobras.

A água doce apresenta pouca quantidade de sal (cloreto de sódio), enquanto a água salgada apresenta relevante quantidade de sais dissolvidos, principalmente o cloreto de sódio. Já a água salobra apresenta características intermediárias, possuindo mais sais que a água doce e menos sais que a água salgada.

No Brasil, a Resolução CONAMA nº 357 (CONAMA, 2005) classifica a água doce com salinidade igual ou inferior a 0,05% ou ≈ 500 mg/L; a água salobra com salinidade superior a 0,05% e inferior a 3,0% ou entre 500 mg/L e 30.000 mg/L e a água salina com salinidade igual ou superior a 3,0% ou acima de 30.000 mg/L.

O uso global de água doce aumentou seis vezes nos últimos cem anos e continua a crescer 1% ao ano, como consequência do crescimento populacional, desenvolvimento econômico e mudança dos padrões de consumo. Em âmbito mundial, a agricultura, a dessedentação do gado e a aquacultura são responsáveis por 69% do uso da água, podendo chegar a 95% em alguns países em desenvolvimento. A indústria consome 19% e os municípios outros 12%.

A água doce é um recurso natural essencial da planície costeira sendo obtida dos rios e lagoas (Fig. 2.2), abastecendo áreas urbanas e centros industriais após tratamento indispensável para uso como água potável, bem como de aquíferos porosos e fraturados. Excepcionalmente, a água salobra é obtida de lagunas costeiras.

No contexto do estado do Rio Grande do Sul, o sistema lagunar costeiro é influenciado pela descarga hídrica de duas grandes regiões hidrográficas (SEMA/RS) - a Região Hidrográfica do Guaíba e a Região Hidrográfica do Litoral, ou das Bacias Litorâneas (Fig. 2.3). Esta ocupa uma superfície de mais de 53.000km², correspondendo a 20,11 % da área do estado.

Versão exclusiva do autor



Figura 2.2 – Vista para sul da lagoa do Peri que representa um manancial de água doce da planície costeira do setor Sudeste da ilha de Santa Catarina, abastecendo cerca de 140.000 pessoas que residem no sul da ilha. Observe o local na praia onde ocorre a captação da água até a Estação de Tratamento de Água da Lagoa do Peri (fonte: CASAN/Acervo/Divulgação/ND).

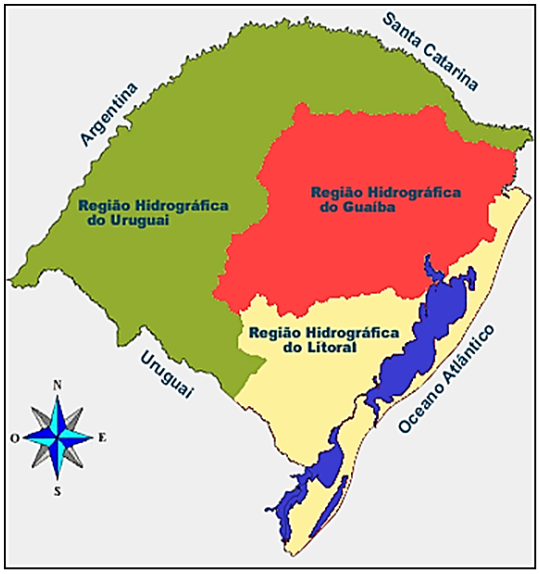


Figura 2.3 – As três regiões hidrográficas do estado do Rio Grande do Sul: Região Hidrográfica do Uruguai, Região Hidrográfica do Guaíba e Região Hidrográfica do Litoral (fonte: https://www.fepam.rs.gov.br/qualidade/regioes_hidro.asp).

De acordo com Schäfer *et al*. (2009) existem cerca de 100 lagoas ao longo da planície costeira do Rio Grande do Sul, agrupadas em seis sistemas hidrológicos, nas quais, pode ser observado um conjunto de ecossistemas aquáticos e terrestres com uma diversidade e estruturação tão complexa, que as tornam únicas no mundo todo. As lagoas costeiras do estado têm suas origens vinculadas à evolução geomorfológica dessa região, onde a instalação dos sistemas laguna-barreira (VILLWOCK, 1984) permitiu o aprisionamento da drenagem continental e/ou da água da chuva nas depressões interbarreiras. Suas morfologias atuais são resultado da atuação conjunta principalmente de ventos e ondas que promovem o transporte de sedimentos dos campos de dunas para o interior das lagoas e no interior destas.

Versão exclusiva do autor

Merece destaque o sistema hidrológico da laguna dos Patos. A carga hídrica superficial de quase ⅔ do estado e de parte do Uruguai é drenada para a planície costeira através dos rios e afluentes que compõem a imensa bacia hidrográfica da laguna dos Patos, cujo deságue final no oceano Atlântico se dá pelo canal de Rio Grande (Fig. 2.4).

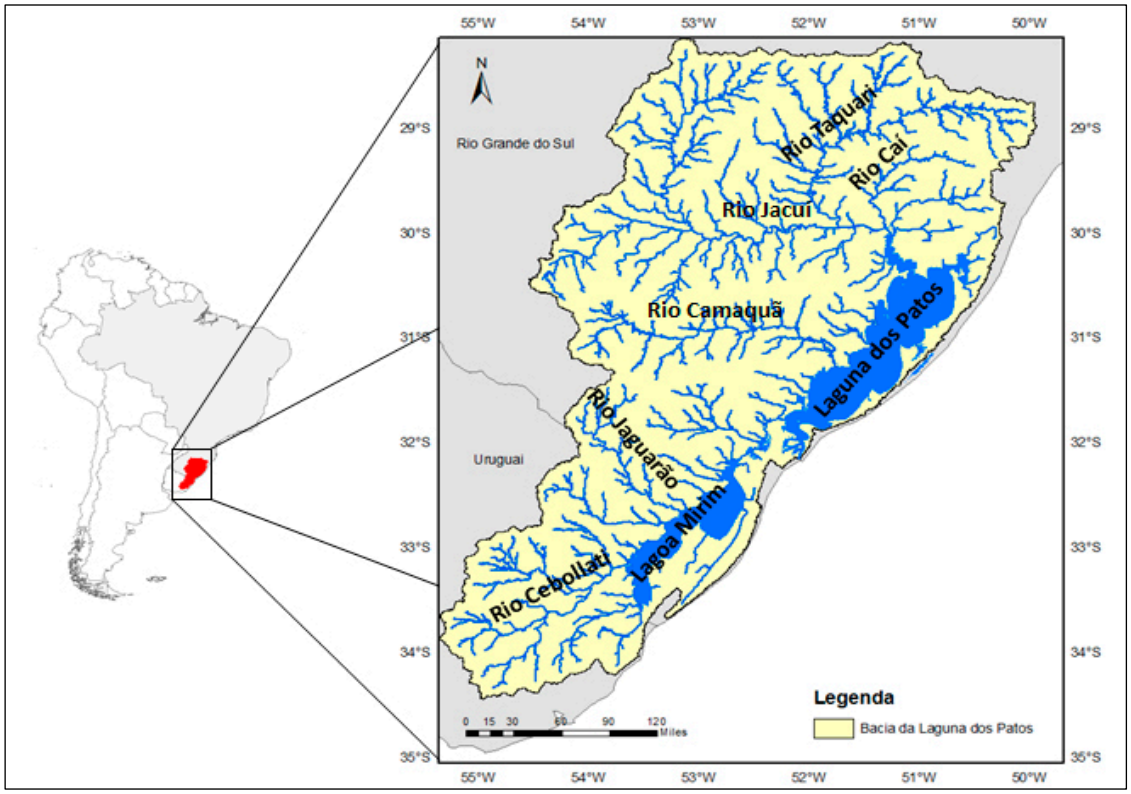


Figura 2.4 – Localização da bacia hidrográfica da laguna dos Patos (fonte: LOPES, 2015).

2.3.1.2 - Recursos sólidos

Os recursos minerais sólidos são subdivididos em recursos inorgânicos ou orgânicos de acordo com a origem das substâncias minerais.

2.3.1.2.1 - Inorgânicos

Os recursos minerais inorgânicos incluem as rochas, saibreiras, areias e cascalhos, argilas e placeres.

2.3.1.2.1.1 - Rochas

Os litotipos do embasamento cristalino e sedimentar aflorantes na planície costeira como área fonte de sedimentos, dependendo de suas características petrológicas, têm sido utilizados como recursos minerais sólidos e inorgânicos, dando preferência as rochas magmáticas e ortometamórficas.

Não se descarta o uso de rochas sedimentares, entretanto, pela sua origem e fragilidade as mesmas devem ser evitadas, principalmente as rochas clásticas pelíticas, as rochas químicas e as rochas organógenas.

Versão exclusiva do autor

As rochas do embasamento são utilizadas como material para brita, enrocamentos (Fig. 2.5), molhes, aterros, chapa de revestimento e pedra de cantaria, cujos usos destinam-se a fabricação de pedras de alicerce de construções (Fig. 2.6), mourões, guias para calçamento e paralelepípedos.



Figura 2.5 – Vista para sul da praia da Armação na ilha de Santa Catarina sob forte erosão costeira, tendo sido utilizado como medida mitigadora e provisória, rochas do embasamento cristalino dispostas paralelas à linha de costa atual como enrocamento (fonte: NORBERTO OLMIRO HORN FILHO, maio de 2010).

2.3.1.2.2 - Saibreiras

As saibreiras estão associadas principalmente ao Depósito colúvio-aluvionar nas encostas das elevações do embasamento cristalino na forma de rampas coluviais e tálus, empregadas para o revestimento de estradas vicinais e aterros diversos.



Figura 2.6 – Jazida a céu aberto para explotação de arenitos eólicos da Formação Botucatu na planície costeira de Santa Catarina, com uso direto na construção civil como pedras de alicerce, muros, lajotas de revestimento, dentre outras (fonte: NORBERTO OLMIRO HORN FILHO, setembro de 2018).

Versão exclusiva do autor

O termo "saibreira" refere-se ao local de onde se extrai o saibro, que é o regolito ou manto de intemperismo de rochas quartzo-feldspáticas, como granitos e gnaisses, podendo ainda ser aplicado para outras rochas do embasamento cristalino/sedimentar. As saibreiras podem ser chamadas de jazidas de empréstimo ou caixas de empréstimo do ponto de vista da geotecnia, definidas como as áreas com ocorrência natural de solos cujas características e propriedades sejam adequadas para utilização nas obras em geral (Fig. 2.7). O saibro pode apresentar dezenas de metros de espessura em climas úmidos, ocorrendo na base do manto de intemperismo e podendo ser exposto por erosão dos níveis regolíticos.

O emprego do saibro é bastante variado e suas características, em termos de granulometria, percentual de argila e outros constituintes minerais, variam dependendo do uso. Na indústria da construção civil o saibro é utilizado na composição de argamassas de emboço e assentamento de tijolos. Em estradas não pavimentadas é utilizado *in natura* para nivelamento e recomposição da pista de rodagem. Em pistas esportivas é usado como piso em quadras de tênis, pistas de atletismo e canchas de bocha.

Na planície costeira do estado do Rio Grande do Sul, o saibro ocorre no limite oeste do sistema lagunar Patos-Mirim, a partir do contato com as rochas granitoides do Escudo Cristalino, as quais são responsáveis pela sua origem. A maioria das jazidas de saibro são originárias de migmatitos e granitoides quartzo-feldspáticos, e o saibro resultante dessas litologias, apresenta uma coloração amarelo-avermelhada (Fig. 2.8).

O pobre selecionamento dos sedimentos do Depósito colúvio-aluvionar faz com que os mesmos sejam usados como sedimentos tecnogênicos construídos espólicos derivados de materiais provenientes de terraplenagem (FANNING; FANNING, 1989); sedimentos tecnogênicos construídos como aterros (OLIVEIRA, 1990) e sedimentos tecnogênicos diretos e construídos como aterros, segundo Nolasco (2002). Silva e Horn Filho (2014) identificaram os depósitos tecnogênicos espólicos, dragados e úrbicos (rejeito da construção civil) ao longo da ilha de Santa Catarina.



Figura 2.7 – Detalhe do material sedimentar típico de uma saibreira ou caixa de empréstimo originado do intemperismo de rochas granito-gnáissicas na ilha de São Francisco do Sul, Santa Catarina (fonte: NORBERTO OLMIRO HORN FILHO, outubro de 2014).

Versão exclusiva do autor



Figura 2.8 – Jazida de saibro no município de Capão do Leão, RS (fonte: Carlos Roney Armanini Tagliani).

2.3.1.2.1.3 - Areias e cascalhos

A mineração de agregados para uso na construção civil é uma das mais importantes atividades extrativas do país, sendo que o consumo per capita é um indicador importante da situação econômica e social da sociedade e do seu nível de desenvolvimento, pois a sua utilização está ligada diretamente à melhoria da qualidade de vida da população (SCHERER *et al.*, 2016). Entre os agregados para uso na construção civil destacam-se as areias, cascalhos e argilas, empregados principalmente na formulação do concreto, cimento, asfalto, lastros e bases de vias férreas e estradas, além de preparo de argamassa em geral. Os agregados de uso mais frequentes na construção civil são os agregados miúdos, com granulometria entre 0,15 e 4,8mm, representados por areia natural e areia de britagem, e os agregados graúdos, com granulometria entre 4,8 e 75mm, representados pela brita e cascalho natural (SCHERER *et al.*, 2016).

A mineração de agregados possui características diferenciadas em relação a outros setores da mineração em geral, onde se destacam os grandes volumes de produção, beneficiamento simples, baixo preço unitário, alto custo relativo de transporte e necessidade de proximidade das fontes produtoras/local de consumo.

A areia é um material granular de origem mineral resultante da erosão, transporte e deposição de fragmentos de qualquer tipo de rocha. Normalmente são constituídas por quartzo, devido à resistência física e química desse mineral aos processos intempéricos e ao transporte, mas podem conter diversos outros tipos de minerais dependendo da área fonte.

Versão exclusiva do autor

Os ambientes deposicionais relacionados às barreiras marinhas, aos depósitos eólicos e lagunares e sistemas de leques aluviais são fontes de recursos minerais que incluem principalmente a areia para uso como aterro e na construção civil. Em que pese a importância histórica e econômica do aproveitamento de alguns desses agregados nos municípios costeiros do Rio Grande do Sul, e a potencialidade de aproveitamento de outros recursos minerais, eles têm sido relativamente pouco explorados ou mal aproveitados (TAGLIANI, 2002).

O processo envolvido na extração mineral das jazidas de areia para aterro é bastante simples e pode ser classificado como lavra a céu aberto, dirigida à depósitos superficiais ou semi-superficiais e conduzida por escavação e captação (Fig. 2.9).



Figura 2.9 – Extração de areia para aterro em Santo Antônio da Patrulha, RS (fonte: https://litoralmania.com.br/jazidas-sao-autuadas-em-santo-antonio-da-patrulha).

Como os sedimentos são inconsolidados não é necessário o desmonte hidráulico e o avanço da frente de mineração se dá somente por escavação, utilizando-se para tal uma pá carregadeira ou retroescavadeira. O material é empilhado com o auxílio de uma motoniveladora e está pronto para o carregamento e transporte por caminhões basculantes. As áreas de lavra não possuem qualquer tipo de unidade de beneficiamento, sendo o material lavrado e transportado bruto para uso como aterro, não havendo nenhum tipo de descarte

As areias finas à grossas e cascalhos do Depósito aluvial dos leitos dos rios da planície costeira (Fig. 2.10 e Fig. 2.11), têm sido utilizadas para construção civil, aterros, revestimentos de estradas e loteamentos. Já as areias quartzosas mais finas do Depósito marinho praial e do Depósito eólico, de idades do Pleistoceno (Fig. 2.12) e do Holoceno (Fig. 2.13), têm seu uso direto na construção civil.

Versão exclusiva do autor



Figura 2.10 – E Explotação de sedimentos arenosos das calhas fluviais dos rios Itajaí-Açu (à esquerda) e Tijucas (à direita), ambos localizados na planície costeira de Santa Catarina (fontes: https://repositorio.ufsc.br/bitstream e https://vipsocial.com.br/noticia-detalhe/19134).

A melhor qualidade da areia para construção civil é estabelecida pelo seu emprego, e está diretamente relacionada à sua forma de obtenção, rocha-origem, granulometria, angulosidade, e presença de impurezas (PATTON, 1978; BAUER, 1982, PETRUCCI, 1982).

A areia silicosa é a mais recomendada por não absorver água das argamassas, ser composta de grãos de alta dureza, normalmente quartzo e não apresentar grãos de tamanho argila, os quais são prejudiciais à resistência e à durabilidade das argamassas.

Na produção do concreto, por exemplo, os grãos de areia devem ter um tamanho entre 0,15 e 4,8 mm para melhor compactação e redução dos espaços maiores que 0,15mm, entre os fragmentos da brita e o cimento. Já para as argamassas utilizadas para acabamentos gerais as especificações incluem areias finas e arredondadas, com distribuição granulométrica uniforme, ausência de torrões, baixa proporção de argila e baixa salinidade (SCHERER *et al.*, 2016).

As impurezas presentes nas areias naturais são prejudiciais para o uso na construção civil, interferindo de várias maneiras na qualidade das argamassas e concretos. As impurezas mais comuns são a argila, materiais pulverulentos, matéria-orgânica e outras partículas minerais. A argila possui pouca resistência, absorve água em demasia e origina "vazios" com sua desagregação, enquanto o pó requer muita água para envolvê-lo.

Versão exclusiva do autor



Figura 2.11 – Explotação de cascalhos rolados do Depósito aluvial do rio Canoas localizado na planície costeira do sul de Santa Catarina. A peneira instalada na margem direita do rio tem por objetivo separar as classes granulométricas seixo, bloco e matacão, que são explotados *in loco* para uso na construção civil (foto: NORBERTO OLMIRO HORN FILHO, setembro de 2014).



Figura 2.12 – Exemplo de explotação de sedimentos arenosos de um Depósito eólico do Pleistoceno superior na planície costeira de Imbituba, SC (foto: NORBERTO OLMIRO HORN FILHO, agosto de 2008).

Versão exclusiva do autor



Figura 2.13 – Local de explotação na planície costeira de Imbituba (SC) de sedimentos arenosos do Depósito eólico do Holoceno na forma de duna utilizados na construção civil (fonte: https://notisul.com.br/geral/local-esta-em-processo-de-tombamento).

Segundo Tagliani (2002), existem outros fatores que determinam as escolhas das áreas para explotação dos agregados arenosos e cascalhosos da planície costeira, essencialmente de ordem econômica, tais como distância do centro consumidor, exposição topográfica, volume e facilidade de acesso. Atualmente há uma preocupação das empresas em escolher áreas que não venham a ter empecilhos de ordem ambiental para o licenciamento, já que, neste caso, isto pode significar a perda do investimento antes do início da lavra.

2.3.1.2.1.4 - Argilas

Do ponto de vista granulométrico, o termo "argila" está associado a grãos minerais com tamanho inferior a 4 µm de diâmetro. É uma substância inorgânica natural formado a partir da alteração de rochas com feldspato e constituída por um número restrito de minerais chamados de argilominerais, alumino-silicatos hidratados contendo elementos como ferro, magnésio, cálcio, sódio, potássio, lítio e outros. Os principais grupos de argilominerais são formados pela caulinita, ilita, esmectita ou montmorilonita.

Segundo Scherer *et al.* (2016) as argilas possuem ampla utilização em vários setores da indústria, mas o uso mais comum é na indústria da construção civil e de cerâmica, onde são empregadas na produção de cerâmica vermelha, tais como tijolos, telhas, blocos, lajes, lajotas, manilhas e elementos vazados diversos. Na cerâmica branca é empregada na produção de louças sanitárias, porcelanas de mesa, porcelana elétrica, porcelana técnica e de laboratório. Na cerâmica de revestimento, para uso na confecção de azulejos, porcelanatos, ladrilhos e pastilhas.

Versão exclusiva do autor

Aplica-se o termo “argila” também em setores de cerâmicas especiais ou de alta tecnologia. Outros setores onde são utilizadas incluem a de isolantes térmicos, fibras cerâmicas, refratários isolantes, produção de cimento Portland (argila pozolânica), vidro, abrasivos, agregados leves, papel, borracha, plástico, tinta, fluido de perfuração, dentre outros.

Características como resistência mecânica elevada, resistência ao fogo, durabilidade, isolamento térmico e acústico e impermeabilidade, conferem às cerâmicas uma ampla possibilidade de usos. Entretanto, a produção de novos produtos cerâmicos significa uma adequação e modernização do processo produtivo das olarias como forma de aumentar a sua competitividade no mercado. Paralelamente, a diminuição dos custos de produção (a substituição da lenha por gás) é um caminho a ser perseguido, mas que dificilmente será alcançado sem negociação política e obtenção de incentivos governamentais.

Um uso de grande importância atualmente está no emprego de argilas na área ambiental como impermeabilizantes de solos em projetos de aterros sanitários ou industriais.

As argilas constituem um importante recurso mineral da planície costeira sendo parte da composição dos depósitos pleistocênicos e holocênicos formados em ambientes de baixa energia, tais como Depósito lagunar e Depósito flúvio-lagunar, nas formas de terraços e planícies lagunares. Os sedimentos pelíticos apresentam superfícies relativamente planas, úmidas, representando os fundos lagunares e flúvio-lagunares que foram colmatados durante as fases regressivas marinhas. Popularmente os locais de extração das argilas podem ser chamados barreiras (Fig. 2.14). São usadas para a indústria da cerâmica branca ou nobre (pisos, azulejos e louças) e cerâmica vermelha (tijolos, telhas e lajotas).



Figura 2.14 – Área de explotação e beneficiamento de argilas em jazida à céu aberto na planície costeira de Sangão, SC (fonte: https://www.facebook.com/telhasnaturais).

Versão exclusiva do autor

No município de Arroio Grande, no estado do Rio Grande do Sul, na margem oeste da lagoa Mirim, há ocorrência de depósitos de argilas expansíveis (argilas bentoníticas) compostas de argilominerais do grupo das esmectitas. A origem do nome (KNIGHT, 1898) refere-se a um depósito de argila esmectítica na região de *Fort Benton, Wyoming* (USA), produto de alteração de cinza vulcânica.

As bentonitas originam-se mais frequentemente da desvitrificação e alteração química de cinzas vulcânicas e podem apresentar outros componentes, tais como: outros argilominerais (caulinita, ilita), feldspatos, anfibólios, cristobalita, quartzo, sendo que o total de componentes não argilosos dificilmente é superior a 10% (ALBARNAZ, 2009).

A estrutura cristalina é bem particular, possui duas folhas de tetraedros e uma folha central de octaedros. O grupo das esmectitas é composto de várias espécies sendo que a diferença entre elas é que alguns elementos podem substituir o silício da folha tetraédrica ou o alumínio da folha octaédrica (SOUZA SANTOS, 1992).

O fato de se caracterizarem por apresentar partículas muito finas, elevada carga superficial, alta capacidade de troca catiônica (CTC), elevada área superficial e inchamento quando em presença de água, resultam em propriedades que determinam o seu uso industrial.

Dentre as principais utilizações desta argila bentonítica, estão: componente de fluidos utilizados para perfuração de poços de petróleo; aglomerante de areias de moldagem usadas em fundição; pelotização de minério de ferro; descoramento de óleos e clarificação de bebidas; impermeabilizante de solos; absorvente sanitário para animais de estimação; carga mineral em produtos farmacêuticos, rações animais, produtos cosméticos e outros; agente plastificante para produtos cerâmicos e composição de cimento, entre outros (ALBARNAZ, 2009).

A bentonita, por ser utilizada como um mineral industrial, tem sua dinâmica de demanda e oferta profundamente afetada pelo desempenho econômico dos setores produtivos que a utilizam como insumo e, consequentemente, depende do desempenho econômico dos países consumidores (TOMIO, 1999).

2.3.1.2.1.5 - Placeres

Placeres são acumulações sedimentares geralmente arenosas finas à muito finas, formadas pela concentração mecânica de minerais detríticos pesados de valor econômico, incluindo diversos bens metálicos ou pedras preciosas, originadas a partir da decomposição e erosão de rochas-fonte, principalmente ígneas, mas também de rochas metamórficas e sedimentares (SILVA, 2000). A ação das ondas, ventos, correntes litorâneas e correntes fluviais gera a retirada dos minerais mais leves e concentra aqueles cujas densidades são mais altas, dando origem aos placeres praiais, eólicos e fluviais.

Os minerais pesados podem ser classificados segundo sua diafaneidade, densidade e estabilidade química.

Em base à diafaneidade são separados em dois grupos: opacos e não opacos. Os minerais opacos mais comuns são a magnetita, ilmenita, hematita, limonita, pirita e marcassita, todos contendo elevados teores de ferro. Os minerais não opacos translúcidos e/ou transparentes mais comuns são o zircão, turmalina, rutilo e epidoto.

Versão exclusiva do autor

Em base à densidade são separados em três grupos: pesados "pesados", pesados "leves" e gemas (EMERY; NOAKES, 1968). Os pesados "pesados" possuem densidade entre 21 e 6,8 g/cm³, os pesados "leves", densidade entre 5,3 e 4,2 g/cm³ e as gemas, densidade entre 4,1 e 2,89 g/cm³. O ouro, platina e cassiterita são considerados minerais pesados "pesados"; a ilmenita, rutilo, zircão, monazita (Fig. 2.15) e magnetita são considerados minerais pesados "leves" e o diamante é considerado uma gema.



Figura 2.15 – Vista da praia da Areia Preta, na região de Guarapari (ES), observando-se no setor do pós-praia e face praial a concentração de minerais pesados, entre eles a monazita, utilizada pelos banhistas para efeitos terapêuticos prevenindo artrites e inflamações (fonte: https://www.temqueir.com.br/2014/10/praias-de-guarapari-es.html).

Em base à estabilidade química são separados em dois grupos: instáveis e estáveis. Os minerais pesados instáveis compreendem o piroxênio e anfibólio, enquanto os minerais pesados estáveis compreendem a estaroulita, epidoto, titanita, granada, apatita e zircão (MORTON; HALLSWORTH, 2007).

Os placeres são conhecidos em algumas localidades pela denominação areias negras ou pretas devido a concentração de minerais máficos, de alta densidade, dos placeres praiais e eólicos, a base de ilmenita e magnetita. A explotação dos placeres de minerais pesados no sistema deposicional praial e eólico da planície costeira para fins industriais é ainda restrita, embora já se conheçam importantes ocorrências e acumulações ao longo da região litorânea (Fig. 2.16).

Versão exclusiva do autor



Figura 2.16 – Placer de minerais pesados da praia de Muita Água, Imbituba (SC) com presença de hematita, ilmenita, magnetita, epidoto, espessartita, rutilo, turmalina e zircão. Granodioritos, diabásios, arenitos ferruginosos e sedimentos arenosos do Depósito eólico do Pleistoceno aparecem no entorno do placer como provável área fonte (foto: NORBERTO OLMIRO HORN FILHO, junho de 2016).

2.3.1.2.2 - Orgânicos

Os recursos minerais orgânicos incluem os carbonatos e as turfas, sendo os carbonatos, acaustobiólitos e as turfas, caustobiólitos.

2.3.1.2.2.1 - Carbonatos

Os depósitos lagunares e estuarinos, em ambiente costeiro e marinho raso, sob influência dos agentes oceanográficos e flúvio-estuarinos podem acumular carbonatos como um recurso mineral da planície costeira, a partir das tecas e carapaças da fauna bentônica, vindo a constituir o Depósito lagunar e o Depósito estuarino, ambos conchíferos, cujos carbonatos têm sido usados como corretivo agrícola e cimento na construção civil.

Como exemplo é apresentado o Depósito lagunar conchífero da planície costeira do sistema deposicional laguna-barreira IV entre as dunas holocênicas à retaguarda da praia

Versão exclusiva do autor

Grande do Sul e a laguna do Camacho, no entorno da paleolaguna de Santa Marta, SC. Esse depósito concentra uma grande densidade de bioclastos numa matriz maciça lamo arenosa. A variedade de tecas indica grande diversidade de espécies de moluscos bivalves e gastrópodes.

A observação das diversas cavas de mineração atualmente existentes na área, em altitudes de cerca de 2m, permite a obtenção de informações relacionadas com a posição dos depósitos e suas relações com as fácies litológicas adjacentes, com sua forma, e de modo especial com suas estruturas internas (Fig. 2.17).



Figura 2.17 – Detalhe do Depósito lagunar conchífero da planície costeira de Laguna (SC) observando-se a concentração de carbonatos em meio à matriz lamo arenosa (foto: NORBERTO OLMIRO HORN FILHO, setembro de 2014).

Concentrações de conchas aparecem relacionadas com a fácies lamosa acumuladas em ambiente lagunar e estuarino e com a fácies arenosa de ambiente praial e marinho. Ambos parecem constituir a fonte principal de bioclastos que submetida a retrabalhamento posterior por ação da dinâmica litorânea originam depósitos que podem ser caracterizados como fácies lagunares, praiais lagunares e marinhas, e de canais de maré (CARUSO JR., 1995).

2.3.1.2.2.2 - Turfas

A turfa é o primeiro estado da sequência de maturação dos sedimentos carbonosos denominada série de incarbonização, onde da turfa passa-se ao linhito, depois ao carvão mineral ou hulha, ao antracito e por fim a grafita. É considerado um depósito fitógeno, parcialmente decomposto, encontrado em regiões montanhosas e em planícies costeiras,

Versão exclusiva do autor

formada principalmente por *Sphagnum* (grupo de musgos) e *Hypnum* (grupo das juncáceas). Por ser inflamável, a turfa pode ser utilizada como combustível, entretanto, sua maior aplicação é como corretivo de solo e fertilizante.

A turfa é uma substância fóssil, organo-mineral, originada da decomposição de vegetação existente em ambientes sedimentares aquáticos, pouco oxigenados e de Ph baixo (EVANS; WARBURTON, 2007). Sua consistência é branda quando úmida e tenaz quando seca, variando principalmente em função do seu grau de decomposição. Pode ser encontrada como uma pasta gelatinosa preta (alto grau de decomposição) até um estado mais fibroso (fibras vegetais mais preservadas), com coloração mais clara.

Em ambientes paludiais o nível da água se encontra na superfície ou perto desta, permitindo o desenvolvimento de vegetação hidrofítica onde ocorre a formação da turfa. Estas condições permitem a humificação e mineralização da matéria orgânica bem como a preservação continuada das estruturas biológicas presentes nestes ambientes deposicionais. Devido a ampla preservação da matéria orgânica carbonosa e de pólen, as turfas permitem reconstituir precisamente a evolução das associações vegetais e determinar cronologicamente as diversas fases dessa evolução (LIMA *et al*., 2020).

A turfa é utilizada em inúmeros segmentos, destacando-se como combustível e no mercado agrícola. No segmento agrícola é utilizada como condicionador de solo e como substrato agrícola (agricultura, floricultura, olericultura, silvicultura e fruticultura). A sua aplicação é crescente em paisagismo (cobertura de gramados e floreiras) e em projetos de recuperação ambiental (revegetação de áreas degradadas, filtração de esgotos, biorecuperação de solos contaminados por compostos orgânicos, organoclorados e metais pesados) (TAGLIANI, 2002).

Como exemplo na planície costeira de Santa Catarina, é citado um afloramento do Depósito paludial na forma de pântanos e alagadiços na planície costeira do entorno da lagoa de Caverá, sul de Santa Catarina, constituído de sedimentos lamosos escuros ricos em matéria orgânica, que se manifestam como uma turfeira (CARUSO JR., 1995). A superfície do Depósito paludial é praticamente plana em altitudes de 1-2m acima do nível do corpo lagunar. As turfas se formaram a partir do rebaixamento da lâmina d'água de corpos lagunares e seu consequente preenchimento com vegetação, que em lenta decomposição realizada por microrganismos anaeróbicos, originou material rico em carbono e matéria orgânica. O referido Depósito paludial foi formado durante o Holoceno, tendo sido realizadas datações em outro depósito semelhante que revelaram idade de 1,8 Ka AP.

As turfas são explotadas e beneficiadas no próprio local de ocorrência (Fig. 2.18), cujos principais usos são como condicionador de solo, substrato para plantas e fertilizante sólido organo mineral, recomendado para melhorar as propriedades físico-químicas do solo, pela adição de matéria orgânica de alta qualidade.

Em um mapeamento geológico da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), realizado em meados da década de 80 (WILDNER *et al.,* 1988) foram identificadas e estudadas 66 turfeiras na planície costeira do Brasil Meridional (entre Laguna, SC e Chuí, RS).

No município de Rio Grande, no estado do Rio Grande do Sul, ocorre uma das maiores turfeiras conhecidas na região Sul do Brasil, localizada em uma área deprimida relacionada a um antigo leito fluvial. A expressão volumétrica e a localização entre Pelotas e Rio Grande, com acesso direto pela BR-392, tornam este depósito altamente atrativo para sua exploração e utilização (TRAININI, 1987). A jazida de turfa desenvolve-se em um banhado de forma alongada, eixo principal NS, com uma área total de 1868ha denominado de "Banhado do 25". A área situa-se nos depósitos arenosos pleistocênicos, representando uma turfeira do tipo fibrosa, composta basicamente de matéria orgânica em decomposição, fibras de lignina e celulose, argilas orgânicas e substâncias húmicas.

Versão exclusiva do autor



Figura 2.18 – Planície lagunar onde ocorre a turfeira do Depósito paludial da planície costeira do sul de Santa Catarina (foto: NORBERTO OLMIRO HORN FILHO, setembro de 2014).

No litoral Norte da planície costeira riograndense ocorrem amplos depósitos de turfa associados à evolução dos sistemas laguna-barreira presentes. As turfeiras estão numa região plana de altitudes inferiores a 5m, próximas à borda norte da laguna dos Patos, da qual distam entre 3 e 8km. As turfeiras estão localizadas na borda SW da Coxilha das Lombas, uma unidade eólica ancorada sobre o embasamento cristalino, com forma alongada na direção SW-NE, onde configuram corpos ovalados com dimensões entre 2 e 4km. Sua formação está associada à evolução da planície costeira comandada pelas variações relativas do nível do mar (TOMAZELLI; VILLWOCK, 2002) desde o final do Neógeno e durante o Quaternário.

Segundo Suffert (1998), após o estabelecimento da barreira I, que gerou a Coxilha das Lombas, se formou um corpo lagunar raso, em processo de assoreamento, protegido da ação marinha por cordões de dunas. Esse corpo evoluiu para sedimentação típica de turfeiras, as quais começaram a ser separadas em corpos isolados pela ação de pequenas drenagens (assoreamento, remoção de matéria orgânica) oriundas da Coxilha das Lombas.

Em um trabalho realizado na década de 90, Andriotti e Suffert (1991) estimaram um volume de cerca de 15 milhões de toneladas (*in situ*) de turfa de boa qualidade em quatro turfeiras da planície costeira Norte do Rio Grande do Sul, no município de Viamão.

Atualmente, observa-se uma grande dificuldade de licenciamento ambiental para jazidas de turfa, tendo em vista que a sua localização, associada a áreas baixas e alagadiças na planície costeira embute um considerável potencial de impacto ambiental sobre os ecossistemas associados.

2.3.2 - Uso indireto

São vários os usos indiretos da superfície dos depósitos da planície costeira, relacionado ao sistema deposicional continental e ao sistema deposicional transicional ou litorâneo. Entre eles incluem-se a urbanização, parques eólicos, culturas em geral, reflorestamento, salinas solares, extração de sais e a talassoterapia.

Do ponto de vista socioeconômico, os espaços costeiros são utilizados pela sociedade humana de forma bastante diversificada, predominando os setores de desenvolvimento urbano, turismo, portos, aeroportos, rodovias, aquicultura, pesca e mineração. Por estes motivos, as planícies costeiras vêm recebendo o efeito direto do crescimento demográfico (urbanização),

Versão exclusiva do autor

do aumento na ocupação e da multiplicação dos usos, que ocasionam sérias e amplas alterações geoambientais, decorrentes da exploração e explotação dos recursos minerais, principalmente, próximo dos centros urbanos das grandes cidades e praias adjacentes (Fig. 2.19).

Um parque eólico ou usina eólica ou fazenda eólica é um espaço, terrestre ou marinho, onde estão concentrados vários aerogeradores destinados a transformar energia eólica em energia elétrica (MME, 2011). A planície costeira é uma das feições geomorfológicas que reúne as melhores condições para a implantação das usinas eólicas, uma vez que exibe uma superfície plana à levemente ondulada e ventos litorâneos frequentes (Fig. 2.20).

As culturas em geral são plantadas na superfície dos depósitos da planície costeira, independente da granulometria dos sedimentos, entretanto, necessitam de condições hipsométricas, climáticas e hidrológicas adequadas. Como exemplo são apresentadas as monoculturas de arroz e fumo na planície costeira de Santa Catarina (Fig. 2.21 e Fig. 2.22, respectivamente).

Reflorestamento é a regeneração natural ou intencional de florestas e matas que foram esgotadas anteriormente, geralmente devido ao desmatamento. Nesse interim, a superfície dos depósitos da planície costeira e seus ecossistemas pode ser alterada com o plantio de novas espécies, tal como ocorre no Parque Estadual do Rio Vermelho, na ilha de Santa Catarina (SC), onde foram introduzidas as espécies de pinheiros-americanos (*Pinus spp*) e de eucaliptos (*Eucalyptus spp*), que totalizam atualmente 30,2% da área do Parque (Fig. 2.23).

As salinas solares, a extração de sais da água do mar e o uso da água salina ou salobra da própria água do oceano como terapia alternativa medicinal ou como forma de lazer pode ainda caracterizar outro usos indiretos advindos da plataforma continental rasa e da planície costeira.



Figura 2.19 – Vista da Avenida Jornalista Rubens de Arruda Ramos (Beira-mar Norte), representando uma extensão da linha de costa e planície costeira do município de Florianópolis, SC (fonte: https://www.meufloripa.com.br/beira-mar-florianopolis).

Versão exclusiva do autor



Figura 2.20 – Complexo Eólico de Mundaú, Ceará, cujos geradores foram implantados na planície costeira sobre o Depósito eólico holocênico (fonte: https://marsemfim.com.br/brasil-litoral-e-energia-eolica).



Figura 2.21 – Monocultura de arroz em Depósito aluvial na planície costeira do município de Itajaí, SC (fonte: https://cidasc.sc.gov.br).

Versão exclusiva do autor



Figura 2.22 – Monocultura de fumo em Depósito eólico do Pleistoceno superior na planície costeira do município de Araranguá, SC (fonte: https://imprensanewssul.com.br).



Figura 2.23 – Superfície plana do Depósito marinho praial reflorestada com *Pinus spp* e *Eucalyptus spp*, no Parque Estadual do Rio Vermelho, ilha de Santa Catarina, SC (fonte: https://www.pousadadossonhos.com.br/blog/parque-florestal-do-rio-vermelho-em-floripa-vale-a-pena-visitar).

Versão exclusiva do autor

A água salgada das salinas solares é obtida da plataforma continental e armazenada em tanques artificiais na planície costeira através do bombeamento por sucção. Segundo Oren (2019) apud Costa *et al*. (2013), as salinas solares têm sido estudadas extensivamente ao longo do globo, com ênfase na Austrália, França, Grécia, Índia, Itália, Israel, México, Espanha e outros países. As salinas solares brasileiras constituem ecossistemas artificiais de supra maré explorados para a extração de sal marinho (salgema), a partir da evaporação natural da água do mar e precipitação de sais como NaCl, $MgCl_2$ e NaBr na superfície dos depósitos marinho praiais e estuarinos (OREN, 2002).

No Brasil as maiores reservas de sal (salinas) estão concentradas na planície costeira dos estados do Rio Grande do Norte, Ceará, Piauí e Rio de Janeiro, sendo Miramar no município de Areia Branca, Rio Grande do Norte, a maior salina do Brasil com 2.000ha, produzindo centenas de milhares de toneladas de sal, por ano (Fig. 2.24).

Outro uso indireto da água do mar da plataforma continental ocorre no município de Balneário Barra do Sul (SC). Representa a única explotação do Brasil da água do mar como recurso mineral para a fabricação de derivados ricos em magnésio e hidróxidos de alumínio. Apesar da fonte do recurso mineral estar na plataforma continental interna, a empresa responsável pela explotação mantém na planície costeira sobre o Depósito marinho praial, a 5m de altitude, a infraestrutura responsável para fabricação de insumos para o mercado farmacêutico e alimentício (Fig. 2.25 e Fig. 2.26).

A água salgada e/ou salobra da plataforma continental pode ainda ser bombeada, filtrada e armazenada em piscinas artificiais (termais e/ou não termais) na planície costeira, servindo para fins terapêuticos (talassoterapia), como é mostrado na Figura 2.27. A talassoterapia é um tratamento terapêutico baseado na utilização, no corpo humano, das propriedades da água do mar, das algas (micro fragmentadas), das lamas e outros elementos marinhos, os quais ajudam nos processos de desintoxicação da pele além de relaxar e aumentar a imunidade.



Figura 2.24 – Vista geral da praia de Upanema, no município de Areia Branca, Rio Grande do Norte, onde localiza-se a salina solar de Miramar (fonte: https://www.tripadvisor.com.br).

Versão exclusiva do autor



Figura 2.25 – Vista para o oceano Atlântico mostrando o local de extração da água do mar no município de Balneário Barra do Sul, SC (foto: NORBERTO OLMIRO HORN FILHO, setembro de 2012).



Figura 2.26 – Vista aérea do empreendimento onde estão localizados na planície costeira os tanques de armazenamento e precipitação do magnésio após a adição de calcário, visando obtenção *in loco* do magnésio e hidróxidos de alumínio (foto: NORBERTO OLMIRO HORN FILHO, setembro de 2012).

Versão exclusiva do autor



Figura 2.27 – Vista da maior piscina salgada do mundo com 80.000m^2, profundidades de até 35m e temperatura de 26°C, do Resort San Alfonso del Mar, cidade de Algaborro, Chile, junto ao oceano Pacífico (foto: https://www.egali.com.br/blog/a-maior-piscina-do-mundo-fica-no-chile).

2.4 - Considerações Finais

A utilização de bens minerais se confunde com a própria história da humanidade desde épocas remotas, mas adquiriu ao longo do tempo uma importância cada vez maior, sendo vital para a vida moderna. Pode ser considerada como uma atividade de utilidade pública, uma vez que disponibiliza à sociedade os recursos essenciais ao seu conforto, bem-estar e desenvolvimento.

É difícil imaginar uma situação em que os recursos minerais não estejam presentes, seja na construção, nos transportes, nas comunicações, na saúde, na educação, no lazer, na alimentação, no vestuário ou qualquer outro aspecto da vida moderna. Considera-se que o homem moderno dependa de pelo menos 350 minerais diferentes para sobreviver, sendo que cada pessoa consome, anualmente, uma média de 10.000kg de produtos do reino mineral (AREIA; BRITA, 1998).

A mineração é um dos setores básicos da economia brasileira, fundamental para o desenvolvimento de uma sociedade equânime, desde que seja operada segundo os preceitos do desenvolvimento sustentável (SCHERER *et al.*, 2016). Por representar um uso temporário da terra, por seu caráter restrito e principalmente em razão das tecnologias hoje disponíveis e das normas a que está submetida, a mineração é um dos setores com melhores possibilidades de harmonizar-se com a proteção ambiental, perfeitamente conciliada com o conceito de desenvolvimento sustentável.

Segundo a Associação Nacional das Entidades de Produtores de Agregados para Construção Civil (ANEPAC, 2023), a mineração de agregados para uso direto na construção civil, em particular, é um importante indicador da situação econômica e social de um país, bem como seu nível de desenvolvimento, uma vez que se relaciona com a melhoria da qualidade de vida e geração de conforto. Embora tenha uma importância enorme para a

Versão exclusiva do autor

humanidade a mineração tem um *status* injusto, a ponto dessa atividade ser automaticamente associada à degradação ambiental, independentemente de suas características particulares e possibilidades de gestão.

Os principais recursos minerais da planície costeira e seus usos estão relacionados na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 – Recursos minerais da planície costeira e seus usos principais.

Recurso	Fonte	Uso
Água doce	Depósitos aluvial e lagunar e aquíferos porosos	Abastecimento de áreas urbanas e centros industriais
Rochas	Embasamento	Brita, enrocamentos, molhes, aterros, chapa de revestimento e pedra de cantaria
Saibreiras	Depósito colúvio-aluvionar	Revestimento de estradas vicinais e aterros diversos
Areias e cascalhos	Depósitos aluvial, marinho praial e eólico	Construção civil, aterros, revestimentos de estradas e loteamentos
Argilas	Depósitos lagunar e flúvio-lagunar	Indústria da cerâmica branca ou nobre (pisos, azulejos e louças) e cerâmica vermelha (tijolos, telhas e lajotas)
Placeres	Depósitos aluvial, praial e eólico	Indústria (metálicos) e gemas
Carbonatos	Depósito lagunar conchífero	Corretivo agrícola e cimento na construção civil
Turfas	Depósito paludial	Corretivo de solo e fertilizante

Os problemas relacionados as atividades de mineração em planícies costeiras estão relacionadas à dinâmica intensa a que está submetida, comandada pelos efeitos combinados de ventos, ondas, correntes e marés. Aliado ao fato de que são áreas geologicamente recentes, com sedimentos inconsolidados, em áreas topograficamente planas e próximas do nível do mar, pequenas interferências no ambiente ocasionam importantes respostas nos processos físicos, químicos e biológicos em curso, caracterizando a fragilidade intrínseca aos ecossistemas costeiros (TAGLIANI, 2002).

As condições naturais das planícies costeiras têm um papel estratégico para o país, haja vista que se configura como área de convergência de circulação referente à economia nacional e a circuitos logísticos globais, além fonte de novos recursos (minerais, bióticos) e usos (turismo, lazer). Entretanto, o acelerado processo de ocupação é, ao mesmo tempo, fator de degradação e potencial de desenvolvimento (MMA, 1996).

O ritmo acelerado com que a explotação dos recursos minerais vem muitas vezes indiscriminada, poderá gerar prejuízos ambientais com fortes consequências na economia local, intimamente dependente das características naturais que propiciam o estabelecimento de uma forte "indústria do turismo" na planície costeira.

Recomenda-se a utilização racional dos recursos minerais da planície costeira, respeitando a legislação ambiental pertinente e o desenvolvimento sustentável associado ao gerenciamento costeiro.

Versão exclusiva do autor

Referências Bibliográficas

ALBARNAZ, L. D. T. 2009. A jazida de bentonita de Bañado de Medina, Melo, Uruguai. Geologia, mineralogia e aplicação industrial. 70f. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

ANDRIOTTI, J. L. S.; SUFFERT, T. 1991. Turfeiras de Itapoã, Viamão (RS). Avaliação por método convencional e geoestatístico. Acta Geológica Leopoldensia, 33(XIV): 5–16.

ANEPAC - ASSOCIAÇÃO NACIONAL DAS ENTIDADES DE PRODUTORES DE AGREGADOS PARA CONSTRUÇÃO CIVIL. 2023. História do Agregado. Disponível em https://anepac.org.br/wp-content/uploads/2023/07/Anepac-historia-do-agregado-2023.pdf. Acesso em: ago. 2023.

ANM - AGÊNCIA NACIONAL DE MINERAÇÃO. 2018. Sumário Mineral Brasileiro 2018. Disponível em http://www.gov.br/anm/pt-br/centrais-de-conteudo/publicacoes/serie-estatisticas-e-economia-mineral/sumario-mineral/sumario-mineral-brasileiro

AREIA E BRITA. 1998. Revista da Associação Nacional das Entidades de Produtores de Agregados para Construção Civil. n.4, Jan/Fev/Mar.

BAUER, L.A. 1982. Materiais de Construção. Livros Técnicos Editora S.A.

CARUSO JR., F. 1995. Mapa geológico e de recursos minerais do sudeste de Santa Catarina - Escala=1.100.000, Texto explicativo e mapa. Brasília: Programa Cartas de Síntese e Estudos de Integração Geológica. N°1. DNPM. p. 1–52.

CONAMA - CONSELHO NACIONAL DO MEIO AMBIENTE. 2005. Resolução CONAMA n° 357/2005. Dispõe sobre a classificação dos corpos de água e diretrizes para o seu enquadramento, bem como estabelece as condições e padrões de lançamento de efluentes, e dá outras providências. Data da legislação: 17/3/2005. Publicação DOU n° 053, de 18/3/2005, p 58–63.

COSTA, D. F. S.; SILVA, A. A.; MEDEIROS, D. H. M.; LUCENA FILHO, M. A.; ROCHA, R. de M.; LILLEBO, A. I.; SOARES, A. M. V. M. 2013. Breve revisão sobre a evolução histórica da atividade salineira no estado do Rio Grande do Norte (Brasil). Sociedade e Natureza, 25(1): 21–34. DOI: 10.1590/S1982-45132013000100003.

EMERY K. O.; NOAKES, L.C. 1968. Economic placer deposits of the continental shelf. Technical Bull., 1: 95–110.

EVANS, M.; WARBURTON, J. 2007. The geomorphology of upland peat: pattern, process, form. Oxford: Blackwell, 281p. DOI: 10.1002/9780470798003.

FANNING, D. J.; FANNING, M. C. B. 1989. Soil: morphology, genesis and classification. New York: John Wiley & Sons. 395p.

KNIGHT, W. C. 1898. Bentonite. Engineering and Mining Journal, 66(17): 491.

LIMA, L. G.; DILLENBURG, S. R.; PARISI, C. K.; BUCHMANN, F. 2020. O significado paleogeográfico das turfeiras costeiras do Rio Grande do Sul. Geociências, 39(2): 393–410. ISSN 0101-9082, ISSN-e 1980-900X. DOI: 10.5016/geociencias.v39i2.14402.

LOPES, V. A. R. 2015. Modelagem hidrológica integrada da bacia hidrográfica da laguna dos Patos e seus complexos lagunares usando o modelo MGB-IPH com propagação inercial de vazões. 83f. Porto Alegre. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Versão exclusiva do autor

MMA - MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. 1996. Macrodiagnóstico da zona costeira na escala da União. Brasília, DF. Disponível em: www.mma.gov.br.

MORTON A. C.; HALLSWORTH, C. 2007. Stability of detrital heavy minerals during burial diagenesis. Developments in Sedimentology, 58: 215–245. DOI: 10.1016/S0070-4571(07)58007-6.

NOLASCO, M. C. 2002. Registros geológicos deixados pelo garimpo. Lavras Diamantinas - BA. Porto Alegre. 355p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

OLIVEIRA, A. M. S. 1990. Depósitos tecnogênicos associados à erosão atual. *In*: Congresso Brasileiro de Engenharia, 6, Salvador. Atas... ABGE, 1: 411–415.

OREN, A. 2002. Solar salterns. Halophilic microorganisms and their environments. Cellular origin, Life in extreme habitats and astrobiology, v. 5, cap. 14. p. 441–469. DOI: 10.1007/0-306-48053-0_16.

PATTON, W. J. 1978. Materiais de construção para Engenharia Civil. Editora Pedagógica e Universitária Ltda. (EPU/USP).

PETRUCCI, E. J. R. 1982. Materiais de construção. 6a ed., Editora Globo, Porto Alegre. 435 pp.

SCHÄFER, A.; LANZER, R. M.; PEREIRA, R. 2009. Atlas Socioambiental: municípios de Mostardas, Tavares, São José do Norte e Santa Vitória do Palmar. Educs. 372p.:il.

SCHERER, O. L. B.; GODOY, M. M.; PIMENTEL, G. B.; NORONHA, F. L.; RUBBO, M.; LAUX, J. H.; BERGMANN, M.; SARDOU FILHO, R.; CARRION, E. S.; RODRIGUES, J. S. 2016. Projeto materiais de construção civil da região metropolitana de Porto Alegre. Porto Alegre: CPRM. Informe de Recursos Minerais. Série Rochas e Minerais Industriais, 17. 142 p.

SILVA, C. G. 2000. Placeres marinhos. Revista Brasileira de Geofísica, 18(3): 327–336. DOI: 10.1590/S0102-261X2000000300010.

SILVA, M. da; HORN FILHO, N. O. 2014. Os depósitos tecnogênicos construídos no mapeamento geológico de planícies costeiras: o caso da ilha de Santa Catarina, Santa Catarina, Brasil. Quaternary and Environmental Geosciences, 5(2): 112–120. DOI: 10.5380/abequa.v5i2.34697.

SOUZA SANTOS, P. 1992. Ciência e Tecnologia de Argilas. 2ª ed. São Paulo: Edgard Blücher. v.2.

SÜFFERT, T. 1998. Turfa da Região de Itapoã, estado do Rio Grande do Sul. CPRM, 1v.: il., Informe de Recursos Minerais.

TAGLIANI, C. R. A. 2002. A mineração na porção média da planície costeira do Rio Grande do Sul: estratégia para a gestão sob um enfoque de Gerenciamento Costeiro Integrado. 252f. Porto Alegre. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

TOMAZELLI, L. J.; VILLWOCK, J. A. 2002. O Cenozoico no Rio Grande do Sul: geologia da planície costeira. *In*: HOLZ, M.; De ROS, L.F. (Eds.). Geologia do Rio Grande do Sul. CIGO/UFRGS. p. 375–406.

TOMIO, A. 1999. A mineração no Mercosul e o mercado da bentonita. 118f. Campinas. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Universidade Estadual de Campinas.

Versão exclusiva do autor

TRAININI, D. R. 1987. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha SI.22-V-A/V-B, Jaguarão/Rio Grande. Convênio DNPM-CPRM, SUREG-PA, vol. 1, Texto e Mapas, 44p. (Relatório Interno).

VILLWOCK, J. A. 1984. Geology of the coastal province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A synthesis. Pesquisas, 16: 5–49. DOI: 10.22456/1807-9806.21711.

WILDNER, W.; LOPES, R. C.; CAMOZZATO, E. 1988. Turfa na província costeira do Brasil Meridional, do Chuí à Laguna. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 35., Belém, Anais... Belém: SBG, v.6, p. 2514–2527.

Sobre os Autores

Norberto Olmiro Horn Filho
Geólogo pela Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS), mestrado pelo Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e doutorado pelo Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Professor titular do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), e Professor permanente do Programa de Pós-graduação em Geografia e do Programa de Pós-graduação em Oceanografia da UFSC. Representante da UFSC junto ao Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM) e Coordenador do Score Sul do PGGM.

E-mail: norberto.horn@ufsc.br

ORCID: 0000-0002-2173-7680

Carlos Roney Armanini Tagliani
Geólogo, graduado pela Universidade do Vale do Rio dos Sinos, RS, com doutorado em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul desde 2002. Atualmente é Professor Titular da Universidade Federal do Rio Grande. Na graduação leciona disciplinas básicas da área geológica e na pós-graduação, disciplinas de geologia e gerenciamento costeiro e ferramentas SIG. Através de projetos de pesquisa, extensão e/ou consultoria, colabora com o governo federal, estadual e municipal na condução de suas demandas ambientais. Os termos mais frequentes na contextualização da produção científica, tecnológica e artístico-cultural são: Gerenciamento Costeiro, Sistema de Informações Geográficas, Geomorfologia Costeira, Recursos Minerais, Zona Costeira, Cartografia Geoambiental.

E-mail: crtagliani@gmail.com

ORCID: 0000-0001-5476-1727

Versão exclusiva do autor

3 – RECURSOS MINERAIS DA ÁGUA DO MAR

MINERAL RESOURCES FROM THE SEA WATER

Lauro Júlio Calliari
Laboratório de Oceanografia Geológica
Universidade Federal do Rio Grande - FURG

Resumo

A água do mar contém grandes quantidades de minerais valiosos, alguns dos quais são muito escassos e caros em sua forma terrestre. A maioria dos minerais que desejamos ocorre em combinação com outras substâncias, neste caso como soluções na água do mar. Esta situação é o maior problema em nosso aproveitamento de água do mar como riqueza mineral. Os minerais são tão disseminados que a maioria não atende à definição normalmente aceita de minério - um elemento mineral ou composto de elementos de valor suficiente em quantidade e qualidade que possa ser extraído com lucro. Devido aos problemas recentes associados às indústrias de mineração terrestre, como resultado do esgotamento de minérios de alto teor, demanda sustentável de água e energia e questões ambientais, a mineração de água do mar está se tornando uma opção atraente. No entanto, alguns minerais que apresentam altas concentrações são extraídos atualmente. Este capítulo apresenta uma síntese dos processos de extração do sal comum, do magnésio, do bromo e por fim, do recurso mineral que poderá ser num futuro próximo o bem mais valioso do oceano: a água potável.

Palavras-chave: extração de sal e magnésio, dessalinização, água doce.

Abstract

Seawater contains large amounts of valuable minerals, some of which are very scarce and expensive in their terrestrial form. Most of the minerals we want occur in combination with other substances, in this case as solutions in seawater. This situation is the major problem in our use of sea water as mineral wealth. Minerals are so disseminated that most do not meet the commonly accepted definition of ore - a mineral element or compound of elements of sufficient value in quantity and quality that it can be extracted profitably. Due to the recent problems associated with the onshore mining industries, as a result of the depletion of high-grade ores, sustainable demand for water and energy, and environmental issues, seawater mining is becoming an attractive option. However, some minerals that have high concentrations are currently extracted. This chapter presents a synthesis of the processes of extraction of common salt, magnesium, bromine and finally, the mineral resource that may in the near future be the ocean's most valuable asset: fresh water.

Keywords: salt and magnesium extraction, desalination, fresh water.

3.1 - Introdução

Os oceanos contêm imensas quantidades de íons dissolvidos que, em princípio, poderiam ser extraídos sem os processos complexos e energia necessária para a extração e beneficiamento associados à mineração terrestre. Além disso, uma porção considerável

Nota dos Organizadores: o manuscrito deste capítulo foi produzido em abril de 2022.

Versão exclusiva do autor

dos minerais que são perdidos como resíduos no final do processo econômico termina no mar como íons dissolvidos. Nesse sentido, os oceanos podem ser considerados um repositório infinito de materiais que podem ser usados para fechar o ciclo industrial e alcançar a sustentabilidade de longo prazo.

Atualmente, os quatro íons metálicos mais concentrados na água do mar (Na, Mg, Ca e K) são recuperados comercialmente. Várias tentativas foram feitas para viabilizar a extração comercial de outros elementos, mas, até agora, sem sucesso. A mineração de água do mar tornou-se popular durante a "crise do petróleo" de 1970 e um conhecimento considerável foi adquirido com os estudos realizados naquela década após a qual as tentativas foram abandonadas. Atualmente a história se repete e a grande alta nos preços das commodities, nos primeiros anos do século XXI, gerou um novo interesse na mineração de água do mar (BARDI, 2010). Abaixo do potássio, o próximo íon metálico em ordem de concentração é o lítio, mas com concentrações inferiores a três ordens de magnitude. A literatura científica relata apenas dois casos recentes de testes experimentais de extração do mar de íons diferentes dos quatro mais concentrados: lítio e urânio. Nenhuma dessas tentativas levou ao desenvolvimento de processos comerciais. A concentração estimada de urânio na água do mar é $4{,}5 \times 10^9$ toneladas e representa assim um recurso de energia aberto que requer uma tecnologia de separação seletiva. Vários adsorventes, incluindo polímeros sintéticos, materiais inorgânicos e biopolímeros foram testados para recuperação de urânio da água do mar (KIM *et al*., 2013). Atualmente, os polímeros sintéticos com ligantes amidoxima, um tipo de amida, são considerados os adsorventes mais promissores. Durante as últimas seis décadas, a viabilidade técnica da recuperação de urânio da água do mar foi comprovada. A recuperação de até 1% do urânio na água do mar, expandiria os recursos de urânio convencional conhecidos por um fator de mais de 10. Resta demonstrar que o urânio pode ser recuperado da água do mar a um custo que proporcionaria confiança na viabilidade indefinida da energia nuclear, mesmo que os recursos convencionais se tornem escassos.

O lítio é um dos recursos mais importantes da sociedade moderna. Compostos de lítio são amplamente usados em muitas áreas, incluindo cerâmica, vidro, produtos farmacêuticos, indústrias nucleares e as tecnologias de baterias. Nos últimos anos, a rápida comercialização de veículos elétricos e dispositivos eletrônicos portáteis causou uma expansão significativa do lítio no mercado de baterias. No entanto, o fornecimento limitado de recursos de lítio pode se tornar um problema com o rápido crescimento do consumo de lítio. A proporção do consumo total de lítio dedicado às baterias de íon-lítio aumentou de 31% em 2010 para 43% em 2017 e estima-se que chegue a 65% até o ano 2025 (YOUNG *et al*., 2018). Correspondentemente, a demanda por recursos de lítio está crescendo continuamente, o que causou um aumento no preço do carbonato de lítio nos últimos anos. Com base na taxa de consumo projetada para 2050, a reserva residual de lítio na terra será exaurida até 2080. Segundo YOUNG *et al*. (2018), as reservas de lítio nos continentes chegam a 18 milhões de toneladas. Já as reservas na água dos oceanos são estimadas em 230 bilhões de toneladas. Talvez o lítio possa se tornar economicamente importante especialmente em baterias para transporte. Em adição às muitas patentes criadas para processos de extração da água do mar de sal, magnésio, compostos de magnésio e bromo, várias outras patentes têm aparecido para a extração de sulfato de cálcio, iodo, potássio, ouro e prata (MERO, 1965). Além da água doce, atualmente apenas halita, magnésio e bromo são obtidos comercialmente da água do mar. Esses produtos mais carbonato de sódio (trona), sulfato de sódio, iodo, lítio, boro e potássio também são produzidos a partir de salmouras naturais. As tentativas anteriores de obter potássio, urânio, ouro e outras commodities minerais da água do mar falharam porque o valor de mercado dos produtos recuperados era muito baixo para

Versão exclusiva do autor

cobrir os custos de capital e operacionais das fábricas de processamento exclusivamente dedicadas a recuperá-los separadamente (PETERSEN, 1994).

O problema com a extração de minerais da água do mar está nas enormes quantidades de água que precisam ser processadas. Outro elemento não metálico como o bromo (Br) foi extraído numa época em que sua demanda aumentou para evitar a deposição de chumbo na parede dos cilindros dos motores, quando se usava chumbo na gasolina.

Hoje, a produção de água potável tornou-se uma preocupação mundial; para muitas comunidades, o crescimento populacional projetado e a demanda excedem os recursos hídricos convencionais disponíveis. Mais de 1 bilhão de pessoas estão sem água potável e cerca de 2,3 bilhões de pessoas (41% da população mundial) vivem em regiões com escassez de água (GREENLEE *et al*., 2009). Para a maioria, soluções como conservação de água e transferência de água ou construção de barragem não são medidas suficientes para lidar com o aumento da demanda e, em muitos casos, oferta decrescente. Recursos tradicionais de água doce, como lagos, rios e águas subterrâneas são usados de forma excessiva ou mesmo mal-usados. Como resultado, esses recursos estão diminuindo ou se tornando salinos. À medida que os países continuam a se desenvolver e as cidades se expandem, poucas fontes novas de recursos hídricos estão disponíveis para sustentar a produção diária de água potável Como resultado, soluções como reutilização e a dessalinização de água salgada surgiram como a chave para sustentar gerações futuras em todo o mundo. Água doce obtida através da dessalinização tem sido cada vez mais implementada no mundo. Mudanças climáticas e o aumento populacional podem levar a sua depleção. O oceano é único como fonte de água pelo fato de ser independente de estiagens e suas reservas inesgotáveis.

3.2 - Extração de sal

Através da história o sal comum tem sido um mineral importante. Escavações em cavernas na Bélgica mostram evidências de que o sal foi usado no cozimento de trigo e cevada há cerca de 5.000 anos. O sal foi comercializado entre pessoas pelo menos há 4.000 anos. Os fenícios, entre 1.200 a 300 anos antes de Cristo, o utilizavam no seu comércio marítimo e soldados romanos recebiam parte do seu pagamento em taxas de sal "*salarium argentum*" um termo latino da qual derivou a palavra inglesa "*salary*" (EARNEY, 1990).

Segundo Pilson (1998) a civilização Maia, a qual floresceu há cerca de 1.200 anos na região atual correspondente a Belize e Guatemala e partes adjacentes do México e Honduras e cujos remanescentes foram descobertos por vários exploradores que descobriram Copán e outras cidades em 1841, é testemunho da necessidade de extração de sal da água do mar. Com uma população estimada em 5 milhões, com pouca comida proveniente de animais selvagens, os Maias transformaram a floresta úmida tropical em campos de agricultura. Sem animais disponíveis para o trabalho, eles trabalharam duramente para preparar estas culturas, sendo que em certas regiões, tais como do Tikal (região central da área), a população atingia 45.000, uma cifra que outras cidades de grande porte como Londres só atingiria séculos mais tarde (ANDREWS, 1980). Trabalhando a céu aberto sob condições de clima tropical quente e úmido certamente necessitavam de grandes quantidades de sal para suprir as perdas pelo suor. A média necessária de sal para uma pessoa, trabalhando neste ambiente, é cerca de 8 g/dia. Nestas condições somente a população do Tikal deve ter consumido 15.000 toneladas por ano. Assim numa região tal como a da península de Iucatã com pouca comida animal, sem depósitos evaporíticos, a única fonte disponível de sal era o oceano.

Versão exclusiva do autor

Evidentemente, a tecnologia para obter sal de depósitos salinos (rocha), lagos salgados e da água do mar foi largamente utilizada através dos tempos. Muitos depósitos evaporíticos são encontrados ao redor do globo terrestre e sua explotação permite o uso direto do sal, entretanto a obtenção de sal da água do mar para consumo humano requeria certo conhecimento tecnológico. A iniciação da produção humana de sal através da água do mar provavelmente começou naturalmente por evaporação solar em piscinas rasas, através da construção de diques em pequenas bacias inundadas pela maré deixando depois o tempo fazer o resto. Devido ao fato dos estágios de evaporação não serem separados, o sal era impuro e amargo. Mais tarde os produtores de sal descobriram que o produto era melhorado se antes da completa cristalização a salmoura fosse removida do primeiro compartimento e colocada num segundo compartimento para posterior evaporação. Através do tempo aprenderam a usar vários estágios de cristalização fracionada.

O sal pode ser encontrado em todo o mundo. Atualmente contamos com 3 métodos principais de obtenção: evaporação da água do mar (sal solar), mineração de formações rochosas em terra (bacias evaporíticas, domos salinos) e criando salmouras que são submetidas à evaporação a vácuo.

3.2.1 - Sal solar

O sal tem sido extraído do mar para utilização pelo homem desde 2.200 a. C. na China, e posteriormente tem sido utilizado por muitos outros povos. Atualmente o sal é largamente produzido em diversas costas por evaporação, mais eficientemente em áreas desérticas com: baixa humidade, precipitação restrita ou limitada em determinadas épocas do ano e altas taxas de evaporação, mas na maioria das vezes em áreas temperadas com solos impermeáveis ou facilmente impermeabilizáveis, possuindo trechos planos em cotas convenientes.

A operação se baseia numa cristalização fracionada em uma série de tanques de evaporação onde os compostos precipitados são controlados pela densidade da água nos tanques, medida em graus Boumé (uma medida de densidade formada como padrão 96% de ácido sulfúrico e 4% de água). O processo no Brasil foi primeiramente descrito por Fróes de Abreu (1965) (Fig. 3.1).

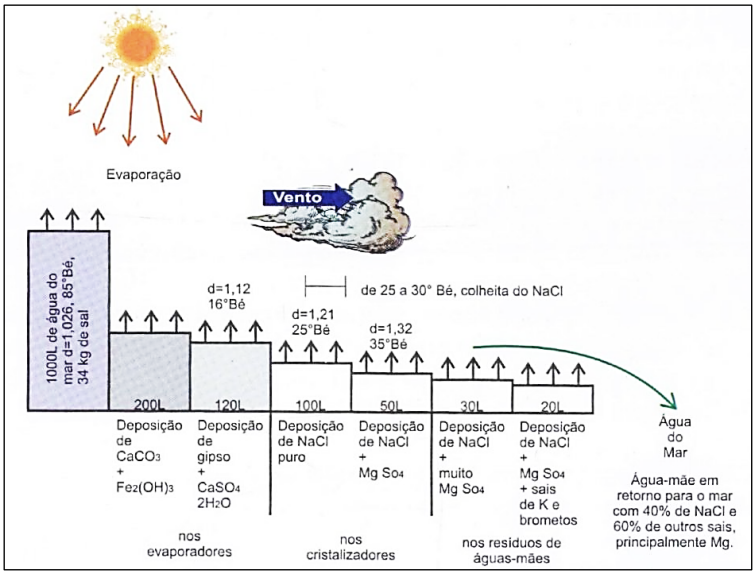


Figura 3.1 – Diagrama de obtenção do sal solar (modificado de FRÓES DE ABREU, 1965).

Versão exclusiva do autor

Nas salinas comuns, submete-se a água do mar (densidade 3,5° Bé) à evaporação natural, até a solução atingir a densidade de 24° Bé, quando passa para os cristalizadores aonde vai se depositar o NaCl. Nos tanques evaporadores, quando a concentração atinge entre 7 e 16° Bé, precipitam o Hidróxido de Ferro e o calcário existentes na água do mar, decantando também sedimentos em suspensão. Entre 16 e 25° Bé, precipita o gipso. Ao atingir 25° Bé a solução é conduzida aos cristalizadores onde começa a precipitação do sal marinho (de 25° Bé a 30° Bé) (Fig. 3.2).



Figura 3.2 – Tanques de cristalização da companhia Salinor com as máquinas fazendo a "colheita" do sal (foto: autor).

Acima dessa concentração começa a concentrar sal marinho juntamente com grande quantidade de sais magnesianos (sulfato de magnésio), por isso suspende-se a operação descartando as águas mães com 30° Bé. Da última solução conhecida como resíduos de águas mães são retirados sais de magnésio e bromo, contendo cerca de 366g de sais por litro, porém muitas vezes estas soluções são descartadas quando atingem 30° Bé para evitar que mais "impurezas" sejam depositadas sobre o NaCl. O sal obtido nas salinas corresponde a aproximadamente 60 a 80% dos sais contidos na água sob evaporação. Nota-se uma expressiva redução do volume de água do mar (90%) para o início do processo de cristalização. A eficiência do processo de evaporação pode ser aumentada com operações sofisticadas com a adição de corantes verdes à água do mar, reduzindo a reflexão dos raios solares e potencializando consideravelmente a absorção de energia. Depois os cristais de sal são lavados com uma salmoura diluída para a remoção de impurezas, e tratores especiais removem o sal do lago de cristalização, armazenando-o (Fig. 3.3).

Versão exclusiva do autor



Figura 3.3 – Estocagem do sal solar da companhia Salinor (foto: autor).

Com mais uma ou duas lavagens feitas com água doce (a lavagem com água pura elimina ainda a maior parte de sais de magnésio e purifica ainda mais o produto), o sal é seco, peneirado e remetido normalmente por navio. O beneficiamento consiste na "cura" para a eliminação de parte dos sais magnesianos ou com lavagem com solução saturada de NaCl que dissolvem os sais magnesianos sem ocasionar grandes perdas. Descrições adicionais mais atualizadas do processo são descritas para a extração de sal na Índia (Goa) e para a costa oeste da Sicília (LOGANATHAN *et al*., 2017). Mensah e Bayitse (2006) apresentam um método para pequenos produtores o qual melhora a qualidade do sal (redução do conteúdo de magnésio) eliminando a reciclagem da salmoura e efetuando a lavagem do sal cristalizado.

A produção de sal por este processo pode trazer dois principais problemas ambientais: a grande área necessária para os lagos de evaporação pode retirar espaço necessário para outras funções e causar danos nos ecossistemas se salmouras forem jogadas próximas a estuários ou baias. O sal pode causar problemas como a corrosão e também matar a vida animal e vegetal e pode danificar o suprimento de água potável. No nordeste do Brasil muitos manguezais foram isolados do fluxo de água para a formação de salinas. Mesmo com estes problemas, a demanda por sal vai aumentar no futuro. A produção de metal, a perfuração de poços de petróleo e gás e as instalações de tratamento de água são os principais usuários de sal.

Melhoramentos foram introduzidos com o fabrico de tanques de ferro galvanizado que armazenam energia solar e tanques de evaporação que empregam aço inoxidável utilizando um trocador de calor para transferir o calor do tanque de energia solar para os evaporadores, aumentando assim a taxa de evaporação. O isolamento dos armazenadores foi feito com tinta preta de alta qualidade com capacidade de absorver a máxima quantidade de calor (ABDULSALAM *et al*., 2017). Os autores sugeriram que a salmoura de dessalinização pode ser concentrada para produzir minerais em um tempo menor em comparação com as técnicas convencionais sem a troca de calor.

Versão exclusiva do autor

A produção mundial de sal é cerca de 190 x 10^6 ton do qual cerca de 20 a 30% provêm da evaporação da água do mar. O resto do sal comercial provém da mineração de depósitos de sal. No Brasil, as principais salinas em atividade estão localizadas nos estados do Rio Grande do Norte, Ceará, Piauí e Rio de Janeiro. O estado do Rio Grande do Norte é responsável por mais de 90% da produção de sal do país. A Salinor é a maior produtora de sal do país, responsável por mais de 40% da produção nacional. Suas salinas estão localizadas, nos municípios de Macau – distante 180 km de Natal – e Mossoró – distante 280 km de Natal –, onde as condições climáticas e pluviométricas são excepcionais para a produção de sal por evaporação solar da água do mar. A salina de Macau tem capacidade de produção de 1 milhão de toneladas por ano, enquanto as duas salinas de Mossoró juntas têm capacidade de produção de aproximadamente 1,3 milhão de toneladas por ano.

3.2.2 - Sal Gema mineração de formações rochosas

O sal gema é uma rocha sedimentar composta por cloretos de sódio, potássio e magnésio. As camadas de sal depositadas, por ter densidade inferior aos sedimentos sobrepostos, tendem a migrar para a superfície. Cerca de 700 m de sedimentos já seria um peso suficiente para fazer a camada de sal depositado iniciar o movimento de ascensão podendo formar domos salinos**.** Água doce é reciclada e injetada através de poços perfurados em um leito de sal subterrâneo que pode ser uma camada ou um domo salino. A dissolução do sal forma um vazio ou caverna no depósito de sal. A salmoura é retirada da caverna e transportada por dutos para uma planta de evaporação local para fazer sal seco ou para uma planta de processamento químico de cloro e álcalis ou outra produção química. A Figura 3.4 exemplifica um domo de sal existente em Matarandiba na ilha de Itaparica na Bahia (CPRM, 2018).

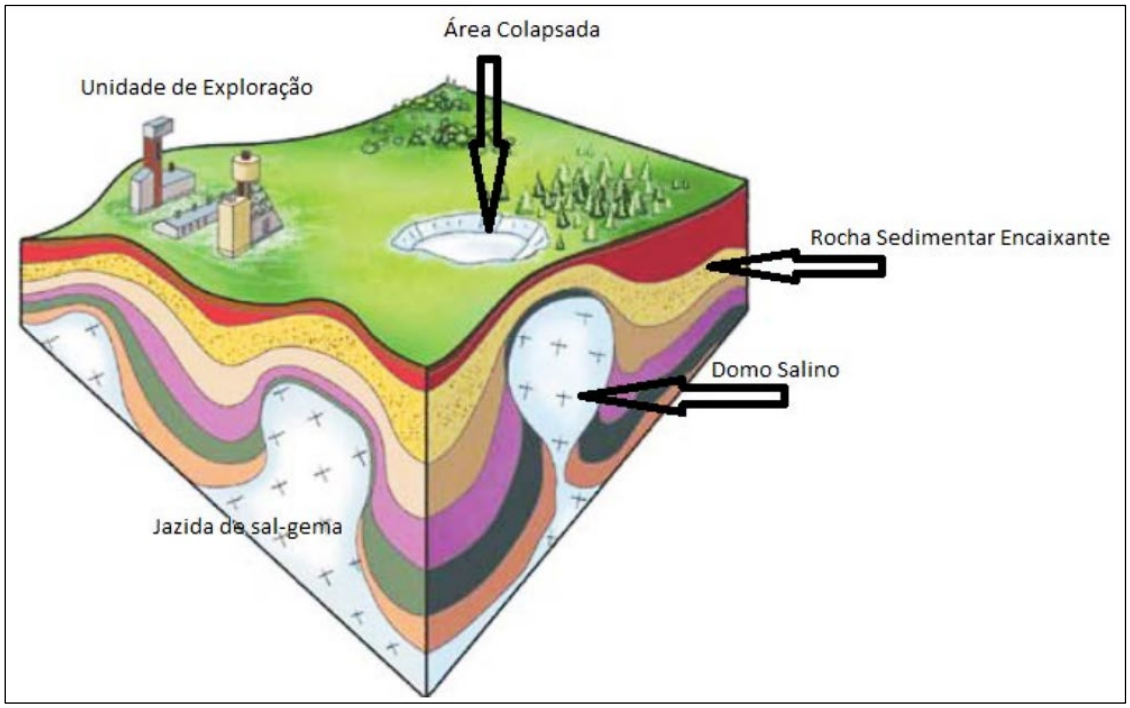


Figura 3.4 – Esquema do domo de Matarandiba (fonte: http://rigeo.cprm.gov.br).

Versão exclusiva do autor

Segundo informações da mineradora Dow Química (D.Q), a jazida tem 1200-1300 m de profundidade e é um depósito evaporítico de origem continental, bem estratificado, homogêneo, com 92% de NaCl (CPRM, 2018). A companhia já tem tradição no processo, pois explotou sal e enxofre de domos salinos no Golfo do México. O sal dessa região é extraído baseado no mesmo princípio, ou seja, o método de solução subterrânea. A água doce é injetada em profundidades de 1200-1300 m tornando-se assim aquecida atingindo 50°C, dissolvendo assim a rocha e formando uma salmoura que é recolhida na superfície e enviada para a indústria.

3.2.3 - Sal evaporado

Este processo usa sal solar ou sal minerado (sal gema). O sal evaporado é produzido fervendo-se a salmoura saturada (obtida do sal gema ou do sal solar, não diretamente da água do mar), sob vácuo parcial com calor de vapor, em recipientes fechados chamados de panelas de vácuo. A salmoura é purificada e enviada para grandes evaporadores, onde o sal cristaliza em sal granulado (REID, 1976). Antes da evaporação mecânica, a salmoura pode ser tratada para remover minerais que podem causar incrustações nos evaporadores e afetar adversamente a pureza do sal. O tratamento químico da salmoura, seguido de sedimentação, reduz os níveis de cálcio, magnésio e sulfato dissolvidos. O tratamento com ácido sulfúrico ou cloração pode ser usado para remover o sulfeto de hidrogênio, e o ácido clorídrico neutralizará a salmoura usada na produção de cloro e soda cáustica. Os recipientes a vácuo com cerca de três andares de altura sob vácuo estão ligados em série, com cada um na linha sob maior vácuo do que o anterior. Esta série de panelas a vácuo opera com um princípio muito simples: sempre que a pressão é reduzida, a temperatura na qual a água ferverá também é reduzida. Por exemplo, sob pressão atmosférica normal ao nível do mar, a água ferve a 100 °C. Mas a 3000 m acima do nível do mar, onde a pressão do ar é muito menor, a água ferve a 90 ° C. As panelas a vácuo podem operar a até 37,7 °C. No processo o vapor é alimentado para a primeira panela. Isso faz com que a salmoura na panela ferva. O vapor da salmoura fervente é então usado para aquecer a salmoura na segunda panela. A pressão na segunda panela é mais baixa, permitindo que o vapor feito pela fervura na primeira panela ferva a salmoura na segunda panela. A pressão é reduzida ainda mais em cada bandeja seguinte. Isso permite que o vapor feito pela salmoura fervente na panela anterior ferva a salmoura na próxima panela. Enquanto a operação de fervura pode ser feita com apenas uma panela, várias panelas em uma fileira produzem mais sal por quilo de vapor, permitindo assim maior eficiência energética.

A purificação da salmoura tornou-se cada vez mais importante para a produção de sal de alta pureza para uso na produção de cloro e álcalis, particularmente na Europa, onde o sal seco é amplamente utilizado para esse fim. Praticamente todo o sal de qualidade alimentar vendido ou usado nos Estados Unidos é produzido por evaporação a vácuo da salmoura. As plantas de processamento são enormes, verdadeiras usinas de processamento (Fig. 3.5).

Versão exclusiva do autor



Figura 3.5 – Planta de produção de sal puro usando o processo de evaporação por recompressão mecânica de vapor (fonte: http://www.unitedsalt.com).

Além do uso mais comum na da alimentação o sal é usado em refrigeração sendo matéria-prima para os álcalis cloro e seus derivados. Na indústria eletroquímica é fonte de cloro e derivados importantes como ácido clorídrico e cloretos diversos sendo também matéria-prima para produção de plásticos com base de cloro (PVC) e outros.

3.3 - Magnésio da água do mar

Cada quilometro cúbico de água do mar contém aproximadamente 1,3 milhões de toneladas de magnésio, ou seja, a água do mar possui 0,13% de magnésio, o que é um valor muito apreciável. As primeiras extrações de compostos de magnésio da água do mar foram feitas de salmouras em 1923 na baia de San Francisco, quando obtiveram cloreto de magnésio e sulfato de cálcio. Daí em diante o desenvolvimento das técnicas de extração gerou um progresso muito rápido. A primeira planta para produção em larga escala foi feita pela Dow Chemical Co em Freeport, Texas, em 1941 (ROBINSON *et al*., 1946). Até 1951 a Dow Chemical era a única produtora desde tipo de metal proveniente do mar, quando surgiu a Norsk Hydro Elektrisk em Heroya, Suécia (MERO, 1965).

A indústria de extração do magnésio da água do mar produz os compostos de magnésio (não metálicos) e o magnésio metálico. Em geral, existem duas rotas principais para a produção de magnésio. Primeira, uma rota eletrolítica em que o magnésio líquido

Versão exclusiva do autor

é obtido do cloreto de magnésio. A fonte de magnésio pode ser de água do mar, salmoura, dolomita, magnesita e carnalita. O outro processo envolve redução de minérios de magnésio por um reagente (WULANDARI *et al*., 2010).

Fundamentalmente para a produção é necessário um suprimento de água do mar isenta de algas e diluição por água doce, carbonato de cálcio de conchas ou dolomita e uma fonte de energia de baixo custo (gás natural ou carvão). Para otimizar a extração de magnésio, as impurezas da água do mar precisam ser eliminadas. A evaporação e o processo de dissolução com adição de bicarbonato de amônio foram usados para remover as impurezas especialmente cálcio na água do mar (NATASHA *et al*., 2017).

O processo de extração é esquematizado na Figura 3.6.

1. $CaCO_{3\ conchas}$ (s) --1300°C-------> CaO (cal)+ CO_2 (g)
2. CaO + H_2O ----> $Ca(OH)_{2\ (cal\ hidratada)}$
3. $Ca(OH)_2$ + água do mar ----> $Mg(OH)_{2\ leite\ de\ magnésia}$ (s) + Ca^{2+}
4. $Mg(OH)_2$ (s) + HCl ----> Mg^{2+} + Cl^- ------> $MgCl_2$ (s)
5. $MgCl_2$ (s) ------> $Mg^{2+}_{\ magnésio\ metal}$ (isolado em células eletrolíticas)
6. $Mg(OH)_2$ –1300°C----------> MgO + H_2O (calcinação)

Figura 3.6 – Síntese de extração do Magnésio da água do mar (fonte: CALLIARI; CASTELLO, 2015).

3.3.1 - Compostos de Magnésio

Beneficiamento da água do mar para produzir hidróxido e óxido de magnésio, ambos não metálicos, envolve uma série de passos em que o carbonato de cálcio e outros materiais são precipitados, resultando num bolo de hidróxido de magnésio insolúvel. Primeiramente calcinam-se as conchas para a produção de cal, ao qual é misturado a água para produzir cal hidratada. A cal é então misturada com água do mar para produzir hidróxido de magnésio. O hidróxido de magnésio precipita formando uma pasta em grandes tanques de sedimentação. Essa pasta de magnésio é submetida a espessamento, lavada com água doce, filtrada, secada e calcinada. Resulta então dois produtos que são o hidróxido e o óxido de magnésio. Essa pasta também pode ser misturada com ácido clorídrico (HCl) convertendo o hidróxido de magnésio em cloreto de magnésio. Hidróxido de magnésio é usado no refinamento do açúcar, na indústria do papel e produtos farmacêuticos. O óxido de magnésio é matéria-prima para fabricantes de refratários usados nas indústrias de ferro e aço, cobre, níquel, cimento, e vidro e para produtores de cimento, rayon, material de construção, ração animal, fertilizantes, borracha, isoladores elétricos e urânio. Carbonato de magnésio é usado na indústria do vidro, cerâmica, tinta e pigmentos. O cloreto de magnésio serve como um aditivo em têxteis, papel e metal de magnésio.

Na década de oitenta, 85% do magnésio consumido nos Estados Unidos era de compostos não metálicos. Nesta década também países que já produziam magnésio não metálico a partir da água do mar incluíam a Irlanda, Itália, Japão, México, Noruega Inglaterra e Rússia. Estima-se que nessa época a produção era cerca de 1,6 milhões de toneladas, lideradas em ordem decrescente pelo Japão, Estados Unidos e Inglaterra (EARNEY, 1990).

Versão exclusiva do autor

No Brasil, a Bel Mag, unidade do grupo Buschle & Lepper (BL), é pioneira na extração de magnésio a partir da água do mar e especialista na produção de derivados de alta pureza para indústrias farmacêuticas, cosméticas, alimentícias e outras tanto no país como no exterior (Fig. 3.7). O grupo BL extrai o elemento magnésio em sua unidade fabril na região Sul do Brasil, localizada no município litorâneo de Balneário Barra do Sul - SC, desde 1970, produzindo hidróxido de magnésio pó, hidróxido de magnésio pasta, óxido de magnésio, carbonato de magnésio e suplemento mineral em solução de cloreto de magnésio.



Figura 3.7 – Planta de extração de compostos de Mg da água do mar em Barra do Sul, SC. Sistema de captação, os tanques de precipitação do hidróxido de magnésio e sua secagem ao ar livre (fonte: https://www.belmag.com.br).

Magnésio metálico pode ser produzido de duas formas: por processos eletrolíticos ou silicotérmicos sendo o primeiro a partir da combinação de salmouras e água do mar. O processo produz cloreto de magnésio hidratado filtrado o qual é neutralizado com ácido clorídrico resultando numa solução de cloreto de magnésio que é parcialmente desidratada. Na preparação do cloreto de magnésio desidratado, uma salmoura concentrada em cloro é tratada com cloreto de cálcio, causando a precipitação de impurezas tais como sulfatos. A concentração aumenta quando a salmoura é colocada num secador, resultando num pó de cloreto de magnésio. Ambos os compostos hidratados e desidratados são colocados em células eletrolíticas que possuem um sistema de ânodo de corrente contínua (hastes de grafite) e cátodo (haste de aço). A corrente contínua separa o cloreto de magnésio em gás cloro e metal magnésio fundido. A extração de magnésio da água do mar resulta em sal e bromo como coprodutos e compostos e subprodutos de gipso e potássio. A Dow Chemical Co de Midland, Michigan tem sido um produtor de magnésio metálico desde 1916 (Fig. 3.8) quando o primeiro lingote de magnésio foi produzido de salmouras com magnésio.

Versão exclusiva do autor



Figura 3.8 – Poster comemorativo do primeiro lingote de magnésio produzido pela Dow Chemical Co. de salmouras em 1916. A ilustração mostra uma das aplicações do metal leve na indústria da aviação (fonte: http://digital.sciencehistory.org).

Após isto as técnicas utilizadas por esta empresa foram muito aperfeiçoadas, até a construção de uma fábrica em Freeport, Texas, em 1941. Até 1951 a Dow Chemical era a única produtora desde tipo de metal proveniente do mar, quando surgiu a Norsk Hydro Elektrisk em Heroya, Suécia. Mais da metade de toda a produção de magnésio metálico mundial é feita se retirando este elemento da água do mar por estas duas empresas. Magnésio metálico, e suas ligas, é um metal altamente resistente à corrosão. É fácil de usinar em altas velocidades e pode ser soldado, rebitado ou encadernado com adesivo. Por sua dureza e leveza, o magnésio metálico tem um bom desempenho como liga de alumínio, como em latas de refrigerantes, cerveja e em peças de veículos militares, aeronaves e automóveis.

Estes métodos tradicionais de produção de magnésio, (processamento hidromineral), apesar de sua lucratividade, apresentam dificuldades para satisfazer padrões ecológicos cada vez mais crescentes. Consequentemente, novas alternativas ecológicas de tecnologias limpas, baseadas na troca iônica de dessalinizados da água do mar com íons Mg^{+2}, processo de nanofiltração / cristalização de salmouras de dessalinização, precipitação de $Mg(OH)_2$ (sólido) na área de superfície de micropartículas de magnetita auto-sintetizada (Fe_3O_4), e uso de nanofiltração de compostos de poliamida para separação de lítio e magnésio foi desenvolvido (ZAHEDI; GHASEMI, 2017). Além disso, como a necessidade mundial de metais aumenta e a concentração do minério diminui**,** aumenta o incentivo para encontrar métodos de separação e purificação mais eficazes e eficientes.

Versão exclusiva do autor

3.4 - Bromo da água do mar

Anteriormente ao desenvolvimento do motor de combustão interna a alta compressão, não havia grande demanda de bromo para o mercado e a extração deste elemento de depósitos de sal e de águas mães, facilmente supria as necessidades de mercado. Com o desenvolvimento de gasolinas especiais, uma grande demanda de bromo foi requerida. Estas gasolinas contêm tetraetileno de chumbo, e o dibromo etileno é adicionado para prevenir que o chumbo se deposite nas paredes dos cilindros, válvulas e faiscar os pontos de junta. Como as águas mães não puderam ser utilizadas numa taxa que suprisse a demanda, uma fonte alternativa tornou-se necessária. Apesar de que o bromo estivesse sendo retirado da água do mar durante o período de desenvolvimento desta nova demanda, ele poderia apenas ser retirado economicamente como um subproduto da produção de sal. Uma das pioneiras na linha de extrair bromo da água do mar foi a Ethyl Gasoline Corporation. Em 1924 eles operaram uma planta de pequena escala tendo a água do mar como fonte de bromo e produzindo tribromoanilina que pode ser usada com tetraetila chumbo no tratamento de gasolina. Alguns meses depois, a mesma organização operou o processo a bordo de um barco, o S. S. Ethyl. O bromo foi inicialmente explorado da água do mar na Califórnia em 1924 pelo tratamento das águas mães de algumas salinas (STEWART, 1934).

Para uma planta de extração de bromo, o local deve ser escolhido com cuidado, pois além de não poder ter a diluição da água do mar por chuva ou rios e da própria planta, a água do mar deve ser de salinidade alta e uniforme, de temperatura relativamente alta, e não deve haver contaminação da água do mar com resíduos orgânicos, como esgoto que consumiria cloro sem necessidade (MERO, 1965). Estas condições foram parcialmente satisfeitas na praia de Kure na Carolina do Norte, onde a Ethyl-Dow Company instalou em 1933 uma indústria de extração de bromo com operação de 3.000 toneladas por ano. Em 1938 a capacidade da indústria favorecida com as condições oceanográficas do local aumentou para 20.000 toneladas ao ano de extração de bromo (MERO, 1965). Mais tarde uma planta foi construída em Freeport e a da Carolina do Norte foi fechada. O processo usado na praia de Kure envolvia a mistura de ácido e cloro com água do mar e, em seguida, alimentava a mistura para o topo de uma torre (Fig. 3.9). O cloro reduzia os brometos solúveis da água do mar a um bromo elementar relativamente volátil, enquanto o ácido evitava a hidrólise do cloro. À medida que a mistura de água do mar e bromo escorria pela torre, o ar era injetado para cima através da mistura. O ar removia o bromo livre levando-o para uma torre de absorção enquanto a água do mar sem bromo era devolvida ao mar a jusante da planta. Dióxido de enxofre e ar foram usados como meio de transporte no estágio primário de separação do bromo. Este processo fornece o bromo na forma de ácido bromídrico, que permite algumas eficiências operacionais no refino subsequente do bromo (WISNIAK, 2002). Os produtos finais do processo eram ácido bromídrico, gás bromo ou dibromo etileno e um aditivo para a gasolina. Os produtos descartados eram ácido clorídrico e ácido sulfúrico, os quais eram combinados com efluentes alcalinos associados a plantas de magnésio e lançados no oceano.

$$\text{Água do mar} + H_2SO_4 + Cl_2\,(g) \text{ ----> } 2HCl + Br_2(g)$$

$$Br_2\,(g) + H_2O + SO_2\,(g) \text{ ----> } 2HBr + H_2SO_4$$

Figura 3.9 – Principais fases e compostos usados na extração de bromo da água do mar (fonte: http://gill.tamug.tamu.edu/mars615).

Versão exclusiva do autor

Plantas de extração de bromo operaram nos EUA por mais de 40 anos quando então ficou comercialmente impossível competir com as salmouras subsuperficiais de minas terrestres com um conteúdo muito rico em bromo (EARNEY, 1990). A última planta operou em 1969. Os compostos de bromo são usados em anestéticos, em medicamentos anti-espasmódicos, em reagentes de tingimento, em emulsões de filmes fotográficos, em papel, em retardadores de fogo, em perfuração de poços de petróleo e gás, em fungicidas e rodenticidas e em fluidos para gasolinas com chumbo (atualmente fora do mercado). O bromo é tóxico, especialmente quando colocado em compostos como dibrometo de etileno, dibrometo de metila e brometo de vinil. Se não forem usados corretamente, esses produtos podem criar problemas ambientais durante a produção, transporte e consumo. O consumo de bromo está diminuindo em algumas indústrias, mas pode ocorrer a necessidade de retardadores de fogo e fluidos de perfuração de poços. De modo geral, não há perigo de falta de bromo no mercado mundial, porque ele pode ser produzido como um coproduto do processamento de salmouras e também na produção de magnésio. Em algumas plantas de produção de sal solar, quando 85% do cloreto de sódio tenha evaporado, as salmouras remanescentes são transferidas para outro tanque onde magnésio, potássio e bromo podem ser extraídos.

3.5 - Obtenção de água doce a partir da água do mar

Segundo a ONU em menos de 50 anos, mais de quatro bilhões de pessoas, ou seja, 45% da população mundial sofrerão com a falta d'água. Uma em cada quatro principais cidades do mundo, constituindo US$ 5 trilhões da economia, já enfrenta estresse hídrico. Com o aumento da população, urbanização e crescimento econômico, a escassez de água deve piorar. Segundo o Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente (UNEP, 1998) em 2030, o mundo pode enfrentar um déficit de 40% no abastecimento de água se nenhuma mudança for feita na forma como a água é gerenciada. Os recursos hídricos também estão diminuindo com o impacto de mudanças nos padrões de chuva, aumento das temperaturas e superexploração (WORLD BANK, 2019). Já num terço do mundo os aquíferos estão em perigo. Os países em risco são aqueles em desenvolvimento uma vez que o maior crescimento populacional nos próximos 50 anos se dará nesses países. São apontadas como principais causas a poluição e o mau uso associado ao desmatamento que fragilizam o ecossistema nas regiões dos mananciais e impedem a retenção de água nas bacias. Exemplo dramático vem da África e outros menos dramáticos em vários locais do mundo inclusive nos EUA. No Brasil, embora concentre 14% da água doce do planeta, a escassez já aparece em algumas regiões do nordeste, sudeste (São Paulo) e alguns municípios do Rio Grande do Sul. Em 2000 no Brasil mais de 3 milhões de pessoas foram afetadas pela falta d´água. Uma das alternativas para regiões que possuem escassez de água doce é a utilização de água com alta concentração de sais, como a água salobra (muito comum nos aquíferos do NE do Brasil) e a água do mar. Para torná-las potáveis é necessário fazer a dessalinização. O rápido progresso tecnológico nas últimas duas décadas reduziu significativamente o custo da dessalinização de água e estimulou um crescimento impressionante dessa indústria. Cerca de metade da capacidade de dessalinização usa água do mar, a outra metade usa água salobra continental. A maior parte da água dessalinizada é consumida para fins domésticos e municipais. No entanto, parte dela, especialmente a derivada de água salobra, também é competitiva para irrigação de safras de alto valor e para alguns fins industriais, particularmente em regiões com deficiência hídrica (PETERSEN, 1994).

Versão exclusiva do autor

No Brasil, a dessalinização começa a ser objeto de estudo por parte dos órgãos do governo – NE-ANA-Agência Nacional das Águas-MCT – em cidades litorâneas. Em outros países como a China, são usadas diferentes estratégias, que vão da construção de extensas tubulações, canais e estações de bombeamento a instalação de grandes centros de dessalinização movidos a energia nuclear que poderão produzir 100 milhões de m^3/ano (em estudo para a maior concentração da população concentrada na região nordeste daquele país). A Arábia Saudita utiliza o processo em larga escala, empregando como fonte primária de energia a eletricidade ou combustíveis fósseis que pelo alto custo se volta para a energia nuclear.

O total de água doce no nosso planeta corresponde a 3% de toda água da Terra. A maior parte da água doce está nas calotas polares e geleiras, nos solos e nos pântanos. Apenas 0,3% estão prontamente acessíveis em rios e lagos (Fig. 3.10).

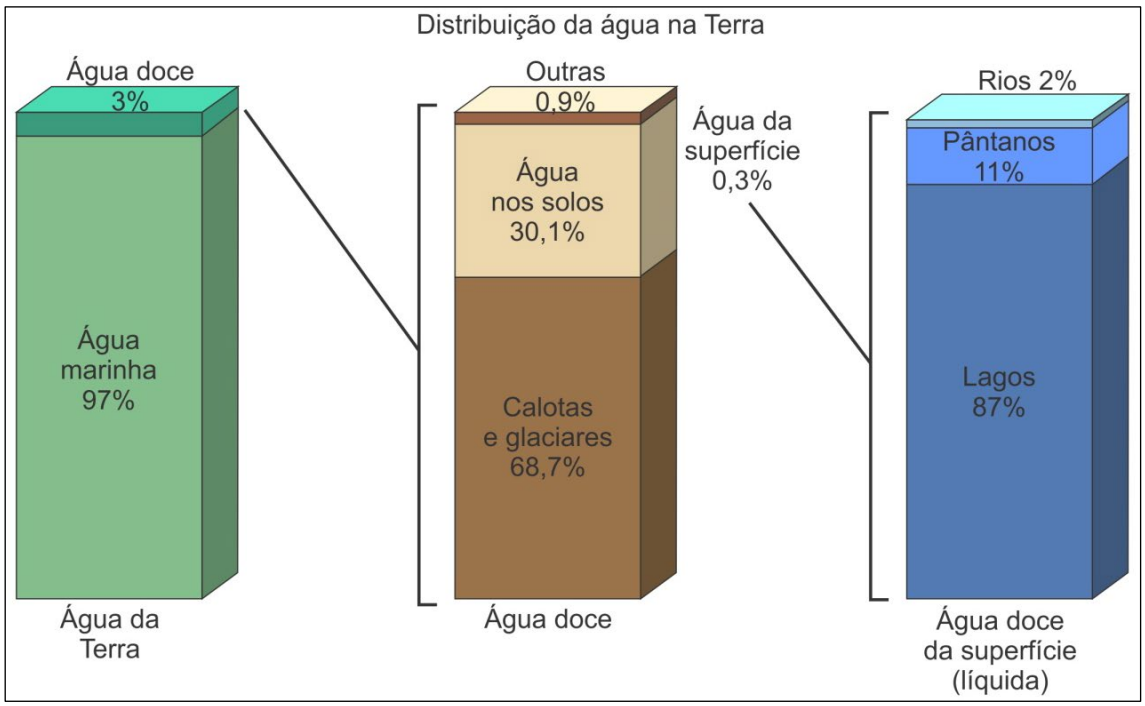


Figura 3.10 – Distribuição da água na Terra (fonte: CALLIARI; CASTELLO, 2015).

O processo de dessalinização da água do mar fornece apenas 1% da água potável do mundo, mas essa percentagem cresce anualmente. Esperam-se investimentos da ordem de US$10 bilhões nos próximos cinco anos, os quais vão aumentar a capacidade de produção diária em mais de 5,7 milhões de m^3, com previsão de dobrar essa capacidade em 2030 (GARCÍA-RODRÍGUEZ, 2003; PEÑATE; GARCÍA-RODRÍGUEZ, 2012). Água dessalinizada é produzida tanto pelo processamento de água salobra (conteúdo de sal < 10g/l), ou da água do mar, com salinidades variando de 30g/l a 44g/l. A dessalinização da água salobra proporciona a obtenção de água a baixo custo, mas é improvável que esta seja a principal fonte alternativa de água para o futuro, devido ao seu volume limitado (< que 1% da água mundial).

No final de 2015 existiam aproximadamente 18.000 plantas de dessalinização no mundo, com uma capacidade de produção instalada de 86,55 milhões de m^3/dia. Cerca de 44% dessa capacidade (37,32 milhões de m^3/dia) estão localizados no Oriente Médio e norte da África. Embora seja previsto um aumento contínuo de 7 a 9% ao ano nessas duas áreas, prevê-se um crescimento acelerado na Ásia, Estados Unidos e América Latina. A produção de água doce a partir da água do mar não é um problema de viabilidade, mas de economia.

Versão exclusiva do autor

Nos últimos anos, o custo de operação da maioria das usinas de dessalinização aumentou significativamente, principalmente por causa do aumento dos preços da energia. É o custo da energia que determinará amplamente a viabilidade futura da dessalinização da água do mar.

Durante as últimas décadas, houve um aumento significativo no uso de dessalinização de água do mar para atender às necessidades de pessoas com falta de água em regiões do mundo. Até 2030, estima-se que a produção global de água dessalinizada pode chegar a 155-345 milhões m^3/dia. A osmose reversa surgiu como a melhor tecnologia disponível para uso comercial. O conceito de fábrica de água do mar do futuro é apresentado por Diallo *et al*. (2015) o qual integra a produção de água potável, agricultura, geração de energia (usando gradientes de salinidade) e recuperação de metais.

Os projetos de usinas de dessalinização variam muito, mas podem ser classificados em quatro tipos de processo de conversão - destilação, cristalização, membrana e química.

Vamos abordar dois processos de destilação e um de membrana (osmose reversa ou invertida) que são os mais usados.

3.5.1 - Destilação

Todos os métodos de destilação dependem da volatilidade da água e da não volatilidade (abaixo dos 300° C) dos sais dissolvidos nela. Destilação é um processo em duas etapas: evaporação e condensação

3.5.1.1 - Destilação solar

Técnica mais simples e mais econômica, entretanto apresenta limitações operacionais quanto à eficiência (época do ano, condições do tempo e latitude). Nesse método, usado em lugares quentes, grandes tanques são construídos e cobertos por vidro ou outro material transparente (Fig. 3.11). A luz solar não aquece o vidro, mas sim a superfície escura da base de tanque de água do mar. À medida que a água se aquece, vapor ascende e em contato com o vidro se condensa sendo a água doce coletado na base.

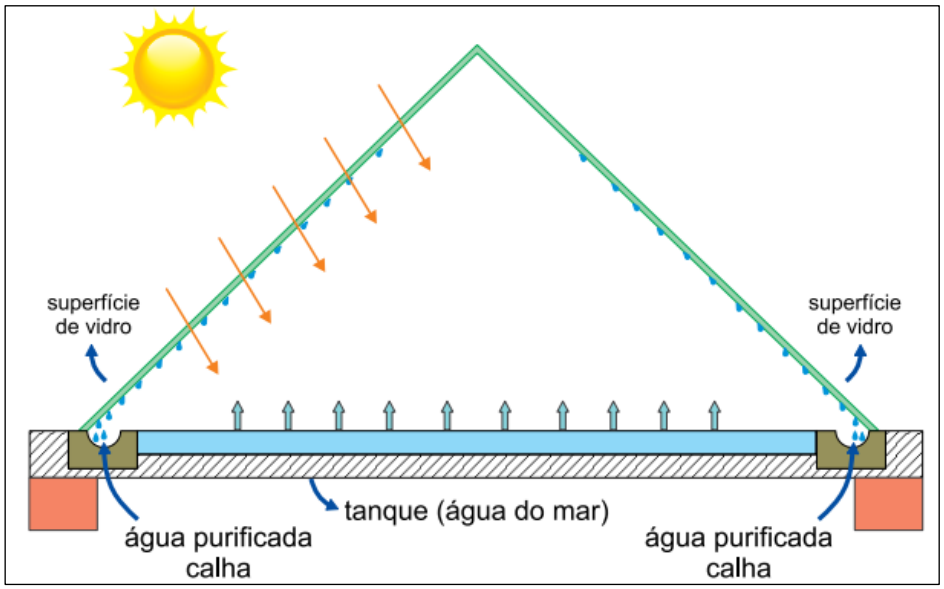


Figura 3.11 – Destilação solar (fonte: angloresolve.plurall.net/press/question/767316).

Versão exclusiva do autor

O problema do método geral de destilação é a alta energia requerida para produção e massa de água. O problema da destilação solar é que funciona para pequenas quantidades de líquido e também o tempo é grande quando depende somente da energia solar. A implementação de novas técnicas tal como a dessalinização por umidificação e desumidificação tem se mostrado mais eficiente devido ao reaproveitamento da energia, sendo ainda necessário viabilizar sua implementação em larga escala (CAMPOS *et al*., 2019). Os sistemas de destilação solar oferecem ferramentas sustentáveis para produção de água doce. Vários parâmetros ambientais e operacionais são atribuídos para otimizar o sistema. Diferentes projetos que incorporam condensadores externos e internos, os quais melhoram a eficácia do processo, vêm sendo testados (KABEEL *et al*., 2016).

3.5.2 - Sistema de evaporação relâmpago (Flash)

Os métodos de destilação de água do mar mais complicados e caros incluem sistemas de flash único e múltiplo. Com as técnicas de flash, a água do mar pré-aquecida (mantida sob pressão suficientemente alta para evitar sua ebulição) entra em uma câmara de evaporação flash que é mantida em pressão reduzida (Fig. 3.12). Quando a água do mar encontra a pressão reduzida, ela vaporiza parcialmente, condensa ao entrar em contato com tubos de água do mar fria e, em seguida, é coletada em uma câmara de água destilada. Se um sistema de flash múltiplo for usado, cada câmara de flash é mantida a uma pressão progressivamente mais baixa, resultando em vaporização adicional em cada estágio. Nesta unidade, a água de alimentação pode passar de um estágio para outro e ser fervida repetidamente sem adicionar mais calor (GHAFFOUR *et al*., 2013; SILVEIRA *et al*., 2015; GUERREIRO, 2008). Normalmente, uma planta MSF pode conter de 4 a 40 estágios. Unidades multi-stage flash (MSF) são amplamente utilizadas no Oriente Médio de tal forma que responde por 34% da água do mar mundial dessalinizada.

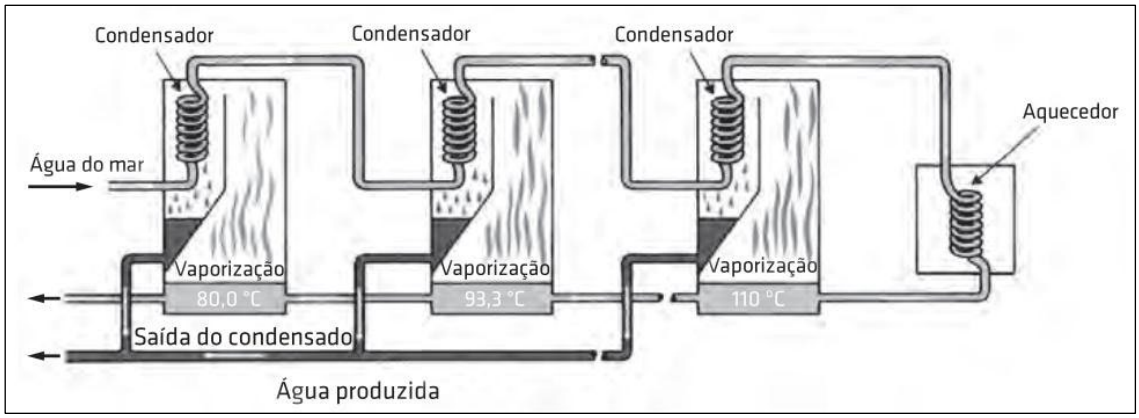


Figura 3.12 – Sistema múltiplo de evaporação relâmpago (flash) (fonte: SILVEIRA *et al*., 2015).

A maioria das instalações de usinas MSF são operadas em cogeração com uma usina de energia. Além disso, as plantas de MSF podem ser combinadas com outras tecnologias de dessalinização, como nanofiltração e osmose reversa (RO). No entanto, as novas fábricas de MSF são recomendadas, onde grandes quantidades de energia barata ou desperdiçada estão disponíveis (por exemplo, plantas de energia convencionais). Além disso, a localização da planta está desempenhando um papel importante para a operação econômica devido às condições climáticas (frio ou calor).

Versão exclusiva do autor

A operação de uma planta de dessalinização multi-flash em regiões frias é mais econômica do que em regiões, sendo isso muito importante na consideração de futuras instalações de grande escala (EL-GHONEMY, 2018). Uma fonte de energia potencialmente útil, embora ainda não economicamente viável para operar o sistema de destilação relâmpago de água do mar, é baseada na conversão de energia térmica do oceano. Águas profundas e frias do oceano podem ser usadas para condensar águas superficiais quentes que foram alimentadas em uma câmara flash no processo de geração de eletricidade (EARNEY, 1990).

3.5.3 - Osmose Reversa

Comparativamente a destilação, o processo de osmose reversa é relativamente novo, tendo sua comercialização iniciada no início dos anos 70. É um processo de separação por membrana no qual a água de uma solução salina pressurizada é separada dos solutos (material dissolvido) ao passar através de uma membrana. Nenhum aquecimento ou troca de fase é necessário para essa separação, e a maior parte de energia requerida no processo é usada para pressurizar a água de alimentação.

Quando dois líquidos de diferentes concentrações de sal são separados por uma membrana semipermeável, vai existir difusão da solução de menor para a de maior concentração. A força motriz é chamada de pressão osmótica. Entretanto se existir uma pressão suficiente na solução mais concentrada, a pressão osmótica é superada e a água sem sal se difunde dela (por osmose reversa) através da membrana (Fig. 3.13).

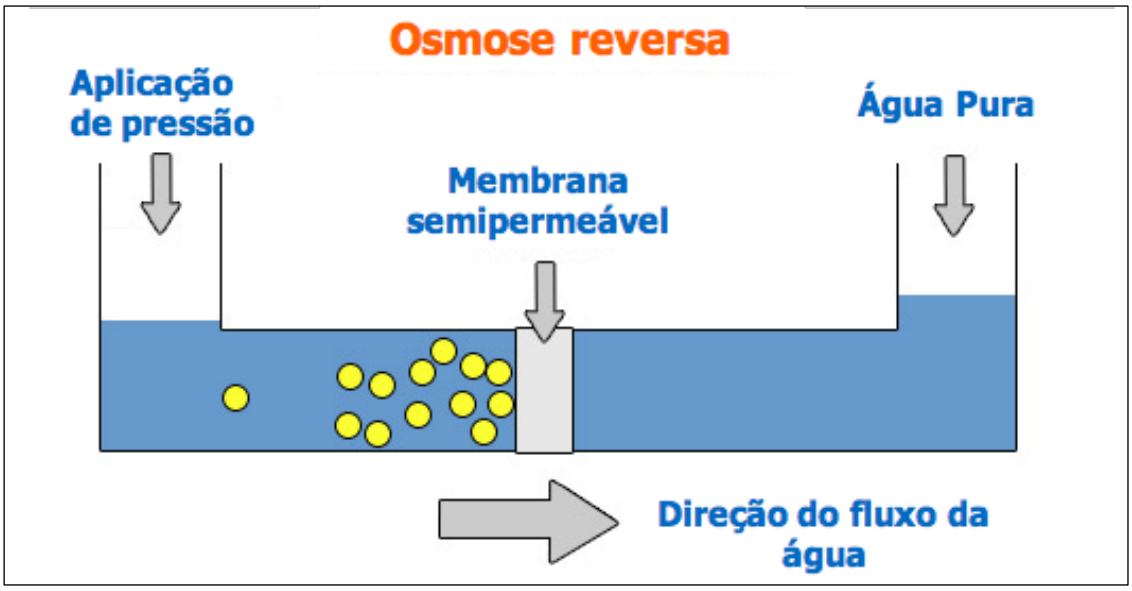


Figura 3.13 – Osmose reversa. Ao aplicar pressão na solução mais concentrada o processo de osmose natural se reverte (fonte: http://www.resumov.com.br).

Um sistema de osmose reverso consiste no pré-tratamento da água para remover material em suspensão; uma bomba de alta pressão para forçar a passagem da água pela membrana; um conjunto de membranas especiais semipermeáveis que suportam alterações de pressão e retém a maior parte dos sais e um sistema de pós-tratamento o qual estabiliza a água removendo os gases e corrigindo o pH, deixando-a pronta para consumo (Fig. 3.14).

Versão exclusiva do autor

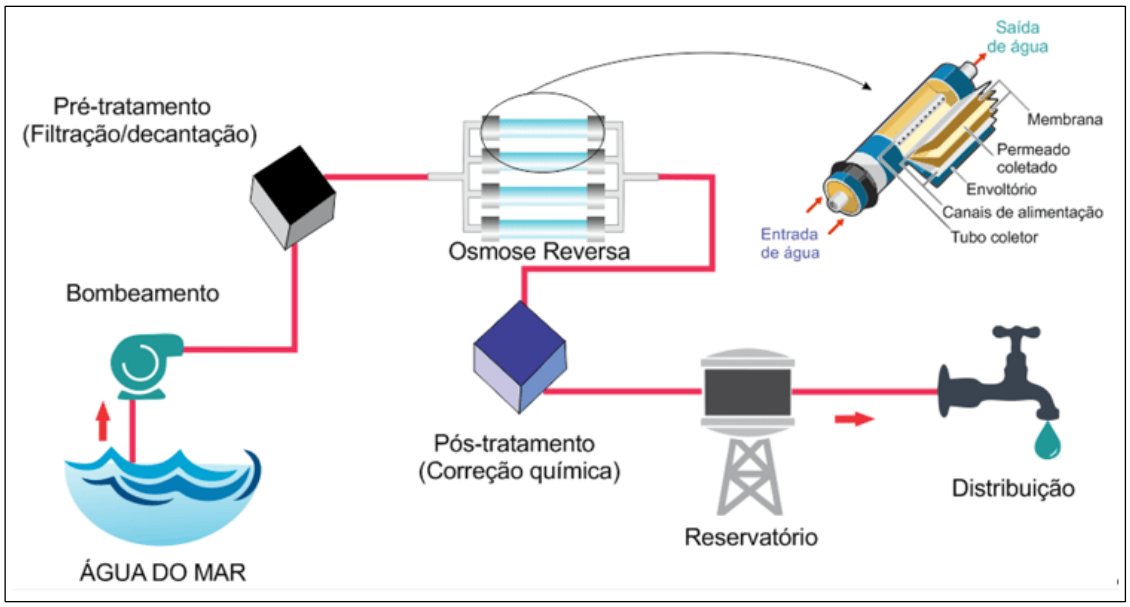


Figura 3.14 – Sistema de dessalinização por Osmose reversa
(fonte: http://www.engenharia360.com/maior-usina-de-dessalinizacao-do-brasil).

A dessalinização é feita por um conjunto de vasos e é pressurizada contra as membranas que realizam uma filtragem tangencial. Cada vaso tem um envoltório externo, um canal de alimentação, e um canal de coleta da água dessalinizada (permeado) (Fig. 3.15). Parte da água passa ficando livre dos sais e parte é eliminada com maior concentração de sais.

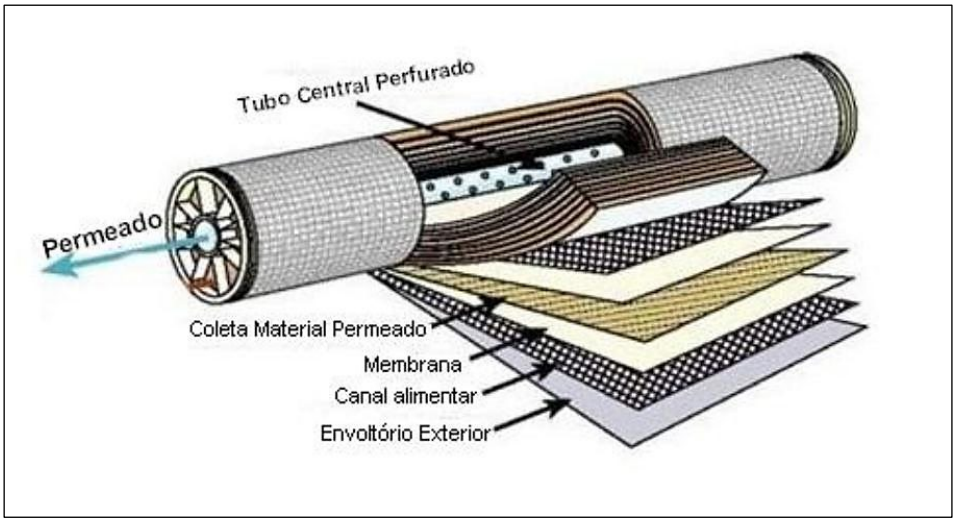


Figura 3.15 – Esquema de um vaso de dessalinização por osmose reversa
(fonte: FREITAS, 2011).

Nem toda a água que entra passa pelas membranas. A quantidade de alimentação descartada no fluxo de salmoura varia de 20 a 70% do fluxo de entrada (FREITAS, 2011).

Montam-se assim verdadeiras "baterias" de vasos no caso de grandes plantas de processamento como a de Ashkelon (Israel) (Fig. 3.16), que está fornecendo com sucesso 330.000 m^3/d de água potável com o menor custo de produção para este tipo de projeto.

Versão exclusiva do autor



Figura 3.16 – Parte do sistema de Osmose Reversa de Ashkelon, Israel (fonte: https://www.flickr.com/photos/glichfield/976149966).

As vantagens da dessalinização por osmose são (1) os custos de investimento inicial da planta são normalmente menores; (2) o consumo de energia é relativamente baixo, porque nenhuma mudança de fase é necessária; e (3) problemas de corrosão e incrustação são limitados, visto que o processo funciona sob temperaturas relativamente baixas. O principal problema envolve colmatação nas membranas e, como as membranas devem ser substituídas a cada 3 anos, o sistema exige uma manutenção que pode ser dispendiosa.

3.5.4 - Dessalinização no mundo

Em meados da década de 1980, a osmose reversa havia capturado cerca de 50% do mercado total de dessalinização, mas realmente foi aplicada de forma comercial à água do mar até 1981, quando a cidade de Eilat, em Israel, instalou a primeira instalação do mundo, que processa água do mar a 50 atmosferas de pressão. Essa planta de Eilat substituiu a antiga que usava o processo de evaporação relâmpago (multi-flash). Israel é internacionalmente conhecido por ter o mais avançado sistema de manejo de água do mundo. Localizada numa área desértica, com fontes naturais escassas de água, tem uma agricultura desenvolvida e raramente passa por crises hídricas. Outros países, como Inglaterra (Londres), Austrália (Perth) e os Estados Unidos (Califórnia), que passaram por crises hídricas em décadas recentes, construíram usinas de processamento por osmose reversa.

O processo de obtenção de água doce a partir da osmose reversa vem sendo cada vez mais usado em navios das marinhas mercantes e de guerra bem como em plataformas de prospecção e produção de óleo em todo o mundo (GREENLEE *et al*., 2009). Em 1987 a PETROBRAS iniciou seu programa de dessalinização de água do mar para atender às plataformas marítimas, usando o processo de osmose reversa que no Brasil foi usado a primeira vez no município de Feira de Santana (Bahia) no tratamento de água salobra. Entretanto a técnica é ainda pouco utilizada e seria fundamental aplicá-la no semiárido e em áreas onde existe carência de recursos hídricos superficiais, mas dispõem de reservatórios subterrâneos salinizados.

Versão exclusiva do autor

Uma usina de dessalinização de água do mar com tecnologia nacional está localizada em Fernando de Noronha desde 2004. Em 2011 entrou em operação um sistema de quatro dessalinizadores, tornando a ilha autossuficiente em produção de água (BORDIGNON, 2016). Recentemente o governo de Pernambuco anunciou a instalação de um novo sistema de osmose reversa com investimento de 22 milhões projetando um aumento de 5 vezes a oferta de água para a população. Conforme a administração, o novo equipamento terá capacidade para produzir 72 m³/h – o atual produz 15 m³/h. O objetivo é que, no futuro, os dois sistemas operem de forma simultânea.

Referências Bibliográficas

ANDREWS, A. P. 1980. Salt Making, Merchants and Markets; The role of a critical resource in the development of Maya civilization. PhD Thesis. University of Arizona. 366 p.

ABDULSALAM, A.; IDRIS, A.; MOHAMED, T. A.; AHAN, A. 2017. An integrated technique using solar and evaporation ponds for effective brine disposal management. International Journal of Sustainable Energy (Int. J. Sustain. Energy), 36(9): 914-925, DOI: 10.1080/14786451.2015.1135923

BARDI, U. 2010. Extracting Minerals from Seawater: An Energy Analysis. Sustainability 2010, 2(4): 980–992. DOI: 10.3390/su2040980.

BORDIGNON. 2016. Dessalinização da água do mar como alternativa para obtenção de água potável. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Paraná. 39p.

CALLIARI, L. J.; CASTELLO, X. 2015. Recursos Marinhos não-vivos. *In*: CASTELLO, J.P. e KRUG, L.C. (Orgs.). Introdução às Ciências do Mar. Pelotas, RS, Editora Textos. cap. 15. 446–499.

CAMPOS, B. L.; FRAGA, M. M. C.; COSTA, A. O. S.; COSTA JUNIOR, E. F. 2019. Análise do processo de dessalinização solar com ênfase no método de umidificação e desumidificação. Eng. Sanit. Ambient., 24(5): 861–873. DOI: 10.1590/S1413-41522019177407.

CPRM. 2018. Relatório Preliminar: Ilha de Matarandiba/Bahia. Programa Geologia do Brasil. Levantamentos Geológicos Básicos. Salvador. 23p.

DIALLO, M. S.; KOTTE, M. R.; CHO, M. 2015. Mining Critical Metals and Elements from Seawater: Opportunities and Challenges. Environ. Sci. Technol., 49(16): 9390−9399. DOI: 10.1021/acs.est.5b00463.

EARNEY, F. C. F. 1990. Marine mineral resources. Ocean Management and Policy Series. Routledge, 387 p.

EL-GHONEMY, A. M. K. 2018. Performance test of a sea water multi-stage flash distillation plant: Case study. Alexandria Engineering Journal, 57(4): 2401–2413. DOI: 10.1016/j.aej.2017.08.019.

FREITAS, T. D. N. 2011. Produção de água a bordo de Navios e Plataformas. Trabalho de Conclusão de curso de Graduação em Tecnologia em Construção Naval. Centro Universitário Estadual da Zona Oeste. 38p.

FRÓES DE ABREU, S. 1965. Recursos Minerais do Brasil. 2a ed. Biblioteca Geográfica Brasileira, IGGE-Conselho Nacional de Geografia. 505p.

Versão exclusiva do autor

GHAFFOUR, N.; MISSIMER, T. M.; AMY, G L. 2013. Technical review and evaluation of the economics of water desalination: Current and future challenges for better water supply sustainability. Desalination, 309: 197–207. DOI: 10.1016/j.desal.2012.10.015.

GARCÍA-RODRÍGUEZ, L. 2003. Renewable energy applications in desalination: state of the art. Solar Energy, 75(5): 381–393. DOI: 10.1016/j.solener.2003.08.005.

GREENLEE, L. F.; LAWLER, D. F.; FREEMANA, B. D.; MARROT, B. 2009. Reverse osmosis desalination: Water sources, technology, and today's challenges. Water Research, 43(9): 2317–2348. DOI: 10.1016/j.watres.2009.03.010

GUERREIRO, M. L. F. B. 2008 Dessalinização para produção de água potável: Perspectivas para Portugal. Dissertação de Mestrado. Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, Porto/Portugal. 62p.

KABEEL A.E.; ABDELGAIED M.; ALMULLA N. 2016. Performances of pyramid-shaped solar still with different glass cover angles: Experimental study. *In*: IREC 2016 - 7th Int. Renew. Energy Congress (IREC), Hammamet, Tunisia, 2016, pp. 1–6, doi: 10.1109/IREC.2016.7478869.

KIM, J.; TSOURIS, C.; MAYES, R.T.; OYOLA, Y.; SAITO, T.; JANKE, C. J.; DAI S.; SCHNEIDER, E.; SACHDE, D. 2013. Recovery of Uranium from Seawater: A Review of Current Status and Future Research Needs. Separation Science and Technology, 48(3): 367–387. DOI: 10.1080/01496395.2012.712599.

LOGANATHAN, P.; NAIDU, G.; VIGNESWARAN, S. 2017. Mining valuable minerals from seawater: a critical review. Environ. Sci.: Water Res. Technol., 2017(3): 37–53. DOI: 10.1039/C6EW00268D.

MENSAH, B.; BAYITSE, R. 2006. Solar salt technology in Ghana – a case study of small scale salt winning process. Ghana J. Sci., 46: 99–109.

MERO, J. L. 1965. The mineral resources of the sea. Elsevier, Amsterdam 312p.

MOREIRA, T. M.; BEZERRA, S. R. A., 2016. Dessalinização: um recurso para o enfrentamento da escassez hídrica. *In*: 10º Simpósio Internacional de Qualidade Ambiental. ABES-RS. 19 a 21 de outubro de 2016, Porto Alegre.

NATASHA, N. C.; FIRDIYONO, F.; SLISTIYONO, E. 2017. Impurities Removal in Seawater to Optimize the Magnesium Extraction. *In*: IOP Conf. Ser.: Mater. Sci. Eng. Surakarta, Indonesia. 176, 012039. DOI: 10.1088/1757-899X/176/1/012039.

PEÑATE, B.; GARCÍA-RODRÍGUEZ, L. 2012. Current trends and future prospects in the design of seawater reverse osmosis desalination technology. Desalination, 284: 1–8. DOI: 10.1016/j.desal.2011.09.010.

PETERSEN, U. 1994. Mining the hydrosphere. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58(10): 2387–2403. DOI: 10.1016/0016-7037(94)90017-5.

PILSON, M. E. Q. 1998. Chemical Extraction of Useful Substances from the Sea. *In*: An Introduction to the Chemistry of the Sea. Prentice Hall. p. 341–350.

REID, J. 1976. Salt for New Zealand. Dominion Salt Limited, Pegasus Press, Christchurch, 47 p.

ROBINSON, H. A.; FRIEDRICH, R. E.; SPENCER, R. S. 1946. UNITED STATES PATENT OFFICE-2,405,055 1946. Magnesium hydroxide from sea water. Application June 30, 1943, Serial No. 492,860 Midland, Michigan. 8p.

Versão exclusiva do autor

SILVEIRA, A. P. P.; NUVOLARI, A.; DEGASPERI, F. T.; FIRSOFF, W. 2015. Dessalinização de águas. Oficina de Textos. São Paulo. 288p.

STEWART, L. C. 1934. Commercial Extraction of Bromine from Sea Water. Industrial and Engineering Chemistry, 26(4): 361–369. DOI: 10.1021/ie50292a002.

UNEP-IETC. 1998. Sourcebook of Alternative Technologies for Freshwater Augmentation in Latin America and the Caribbean. 247p.

WORLD BANK. 2019. The Role of Desalination in an Increasingly Water-Scarce World. World Bank, Washington, DC. 97p.

WISNIAK, J. 2002. The history of bromine from discover to commodity. Indian Journal of Chemical Technology, 9: 263–271.

WULANDARI, W.; BROOKS, G.; RHAMDHANI, M.; MONAGHAN, B. 2010: Magnesium: current and alternative production routes. *In*: Australasian Conference on Chemical Engineering. Chemeca: RIS ID 35242. Disponível em: https://ro.uow.edu.au/engpapers/1254.

YANG, S.; ZHANG, F.; DING, H.; HE, P.; ZHOU, H. 2018. Lithium Metal Extraction from Seawater. Joule, 2: 1648–1651. DOI: 10.1016/j.joule.2018.07.006.

ZAHEDI, M. M.; GHASEMI, S. M. 2017. Separation study of Mg^{+2} from seawater and RO brine through a facilitated bulk liquid membrane transport using 18-Crown-6. Journal of Water Reuse and Desalination, 7(4): 468–475. DOI: 10.2166/wrd.2016.103.

Sobre o Autor

Lauro Júlio Calliari

Oceanólogo pela Universidade Federal de Rio Grande (FURG), mestre pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e PhD em Ciências Marinhas pelo Virginia Institute of Marine Science (VIMS/EUA). Professor titular e colaborador do curso de pós-graduação em Oceanologia do Instituto de Oceanografia da FURG (IO-FURG). Representante da FURG junto ao Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM).

E-mail: calliarilauro@gmail.com

ORCID: 0000-0002-5503-8300

Versão exclusiva do autor

4 – EVAPORITOS

EVAPORITES

Maria Augusta Martins da Silva
Departamento de Geologia e Geofísica
Universidade Federal Fluminense - UFF

Flávio Zaborne Oliver
Exploration & Production International-Subsurface
Trident Energy

Lauro Júlio Calliari
Laboratório de Oceanografia Geológica
Universidade Federal do Rio Grande - FURG

Tim Lowenstein
Department of Geological Sciences and Environmental Studies
Binghamton University

In memoriam Dr. B. Charlotte Schreiber

Resumo

Evaporitos são rochas sedimentares formadas por sais de grande valor econômico. Bacias sedimentares com sequências de evaporitos de mais de 1 quilômetro de espessura, com idades que vão do Proterozoico até os dias atuais, fornecem diversos tipos de sais, tais como a halita o sal mais explorado comercialmente e utilizado para o consumo humano desde a antiguidade, a gipsita e a anidrita, sais de potássio como a silvita, entre dezenas de minerais evaporíticos marinhos que se constituem em matéria-prima para os mais diversos fins (fertilizantes, material de construção, etc.). Além disso, ambientes evaporíticos são propícios ao acúmulo de matéria orgânica com potencial para a geração de petróleo. Os evaporitos podem também ser selantes para a formação dos reservatórios de petróleo em especial quando ocorrem na forma de domos e diápiros de sal. No ambiente marinho, os evaporitos podem se formar na região costeira, em planícies de sal (ou sabkhas), lagunas e salinas, bem como em ambientes marinhos rasos e de águas mais profundas. Morfologias e estruturas sedimentares caracterizam as fácies dos sais nesses ambientes e fornecem evidências para o reconhecimento paleoambiental e modos de formação e evolução das sequências evaporíticas. Alguns depósitos comercialmente explorados são aqui apresentados: a gipsita do Lago MacDonnell, no sul da Austrália, formada pela inundação da região costeira em consequência da subida do nível do mar no Holoceno; a halita extraída de diversas minas da Bacia do Zechstein (Europa), um enorme graben Permiano ocupado por uma bacia marinha com ambientes de plataforma e águas profundas; a silvita extraída da mina de Taquari-Vassouras a partir da sequência evaporítica do Cretáceo da Bacia de Sergipe formada durante a fase inicial de abertura do Oceano Atlântico Sul.

Palavras-chave: sabkha, salinas, evaporitos de água rasa, evaporitos de águas profundas, Lago MacDonnell, Bacia de Sergipe, Bacia de Zechkstein.

Nota dos Organizadores: o manuscrito deste capítulo foi produzido em abril de 2022.

Versão exclusiva do autor

Abstract

Evaporites are sedimentary rocks formed by salts of great economic value. Sedimentary basins containing thick sequences of evaporites (1 km or more), from the Proterozoic to the present day, provide salts such as halite, gypsum, anhydrite and potash salts such as sylvite, among a dozen of other marine salts, which are feedstocks for many purposes (human and animal consumption, fertilizers, construction material, etc.). In addition to that, evaporitic environments are favorable to organic matter accumulation with potential for oil generation. The evaporites can also be seals for oil reservoirs, in special when in the form of domes and salt diapirs. Evaporites in the marine environment appear along the coastal region on salt plains or sabkhas, lagoons and salinas, as well as in shallow and deeper waters. Morphologies and sedimentary structures characterize the salt facies formed in such settings and provide evidence for the paleoenvironmental recognition, mechanisms of salt formation and of economic deposits. Some of the world's commercial deposits are described here: the gypsum deposit of the Lake MacDonnell, south of Australia, formed by coastal flooding during the Holocene sea-level rise; the halite extracted from mines in the Zechstein Basin, northern Europe, an enormous graben occupied by a marine basin with well-developed platform – deep basin in the Permian; sylvite mined from Taquari-Vassouras which belongs to Sergipe Basin where a Cretaceous evaporite sequence represent the initial stage of formation of the South Atlantic Ocean.

Keywords: sabkha, salina, shallow/deep waters; Lake MacDonnell, Zechstein Basin, Sergipe Basin.

4.1 - Introdução

Evaporitos são rochas sedimentares (Fig. 4.1A) formadas a partir de sedimentos encontrados hoje em bacias onde a razão de evaporação das águas excede a razão de precipitação e/ou outro aporte de água para o ambiente deposicional. O resultado deste processo de evaporação é a formação de uma salmoura a partir da qual sais são precipitados e podem se acumular gerando depósitos econômicos. A halita (NaCl), o sal de cozinha, é sem dúvida o sal mais conhecido, explorado e utilizado no mundo desde a antiguidade (Fig. 4.1B).

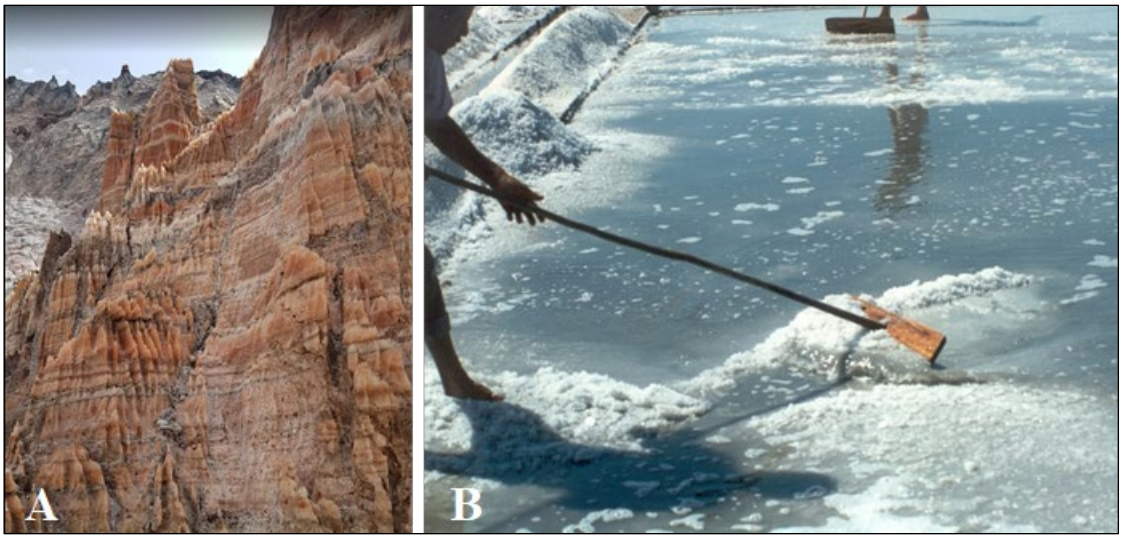


Figura 4.1 – (A) Alternância de camadas de halita e sais de potássio, Montanha Zagros, Irã; (B) Salinas da Lagoa de Araruama (Rio de Janeiro) (fonte: A - fonte: https://www.google.com.br/maps/place/Jashak+Mountains; B - foto: MAM Silva).

Versão exclusiva do autor

Os ambientes evaporíticos podem ser tanto continentais (como os lagos salinos) como marinhos (costeiros, de água rasa ou mais profundos). Geralmente ocorrem nas latitudes de 30°N e S onde ventos frios descendem, porém podem ocorrer em áreas tão diferentes como a Antártica ou nas regiões equatoriais onde o clima é controlado por cinturões orográficos. Neste trabalho abordaremos somente os recursos evaporíticos marinhos.

Os estudos sobre evaporitos começaram há cerca de 150 anos, porém com uma abordagem basicamente química. Gradativamente os estudos se tornaram mais geológicos e sedimentológicos até que na década de 1960 do século passado houve uma grande mudança e os estudos sedimentológicos bem como os relativos aos ambientes deposicionais modernos de sais passaram a dominar e novos modelos surgiram para a formação de evaporitos. A razão dessa mudança foi a descoberta de sedimentos evaporíticos na Costa de Abu Dhabi no Golfo Pérsico (CURTIS *et al*., 1963) em ambientes de planícies denominados pelos árabes de "sabkhas", ou planícies de sal (Fig. 4.2). Os estudos desse ambiente, uma planície de sal associada a outros subambientes costeiros, forneceram as características sedimentológicas que ocasionaram a geração de modelos de fácies sedimentares e de sequências deposicionais que muito colaboraram para o entendimento de bacias antigas. Do mesmo modo, estas observações em sabkhas foram de grande auxílio para a geologia de petróleo.

Além da importância econômica da halita, outros sais mais comumente utilizados são: gipsita ($CaSO_4.2H_2O$), anidrita ($CaSO_4$), trona ($NaHCO_3.Na_2CO_3.2H_2O$), sais de potássio e magnésio como a silvita (KCl), carnalita ($MgCl_2.KCl.6H_2O$), bischofita ($MgCl_2.6H_2O$), thenardita (Na_2SO_4) glauberita ($CaSO_4.Na_2SO_4$), mirabilita ($Na_2SO_4.10H_2O$) entre tantos outros. Esses minerais são empregados na conservação de alimentos, na agricultura, na indústria química, como material de construção, e vários outros usos como a utilização do sal halita na limpeza da neve nas ruas das grandes cidades após nevascas. Depósitos importantes destes minerais, de várias idades, são encontrados em diversas bacias sedimentares no Brasil e no mundo e alguns exemplos serão apresentados em maior detalhe neste trabalho (Fig. 4.3).

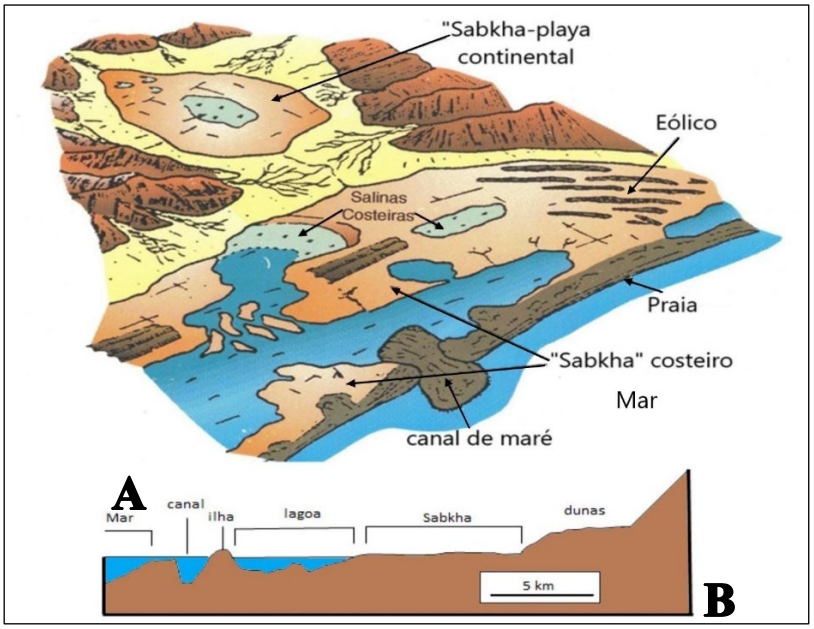


Figura 4.2 – (A) Esquema com os principais ambientes evaporíticos modernos (continental e marinho costeiro); (B) Perfil de sabkha e ambientes relacionados (fonte: A - modificado de KENDALL, 1984, em SILVA *et al.*, 2000; B - modificado de WARREN, 1989).

Outros aspectos econômicos estão relacionados ao papel dos evaporitos como selantes para o acúmulo de petróleo bem como sua associação com a formação do petróleo em si. A associação do sal com a matéria orgânica é facilmente observada em salinas

Versão exclusiva do autor

(SILVA *et al*., 2000). Diversos estudos mostram que o ambiente evaporítico apresenta grande atividade biológica (SZATMARI, 1980; KIRKLAND; EVANS, 1981; EVANS; KIRKLAND, 1988), e que os sedimentos ricos em matéria orgânica formados em ambientes salinos/hipersalinos contém valores altos de H/C atestando o potencial para óleo dessa matéria orgânica (SCHREIBER *et al*., 2001).

Uma das características dos depósitos espessos de evaporitos antigos é a possibilidade de o sal fluir com a sobrecarga, mesmo a baixas temperaturas e pressão, gerando domos e diápiros (MOHRIAK; SZATMARI, 2008). Estas feições dão origem a relevos impressionantes no registro geológico, tanto em superfície em regiões de clima árido como é o caso das montanhas Zagros no Irã (Fig. 4.1A), como em subsuperfície, a exemplo do que observamos na seção estratigráfica de algumas margens continentais, em especial a margem continental brasileira do oceano Atlântico Sul (Fig. 4.4). Esta muralha de sal é responsável em muitos casos por conter a migração do óleo em direção à superfície, atuando assim como um selante para o petróleo conhecido como pré-sal (Fig. 4.4).

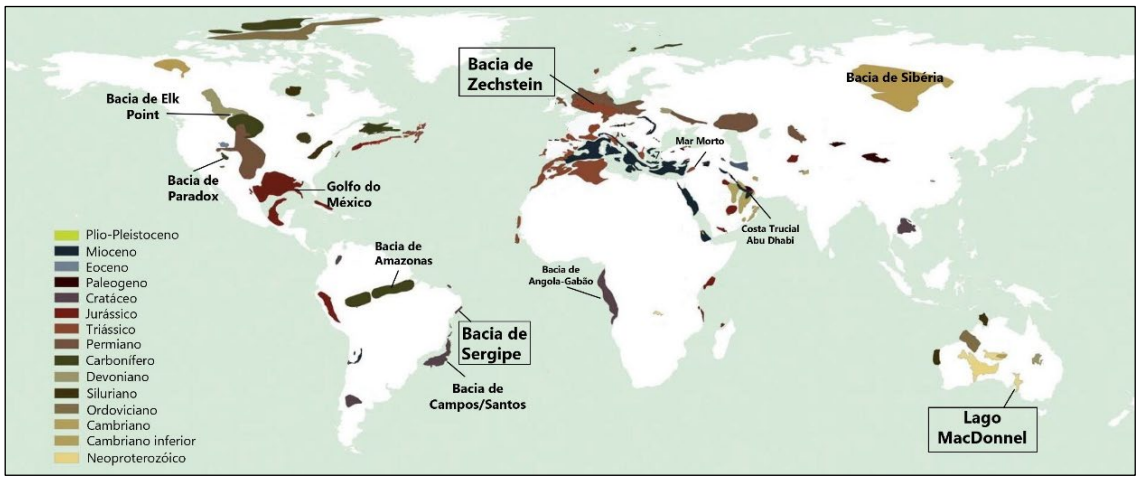


Figura 4.3 – Localização e idade dos principais depósitos evaporíticos marinhos no mundo, com realce para os exemplos das bacias com sais explorados apresentados neste trabalho: Lago MacDonnell, Bacia de Zechstein e Bacia de Sergipe (modificado de WARREN, 2010).

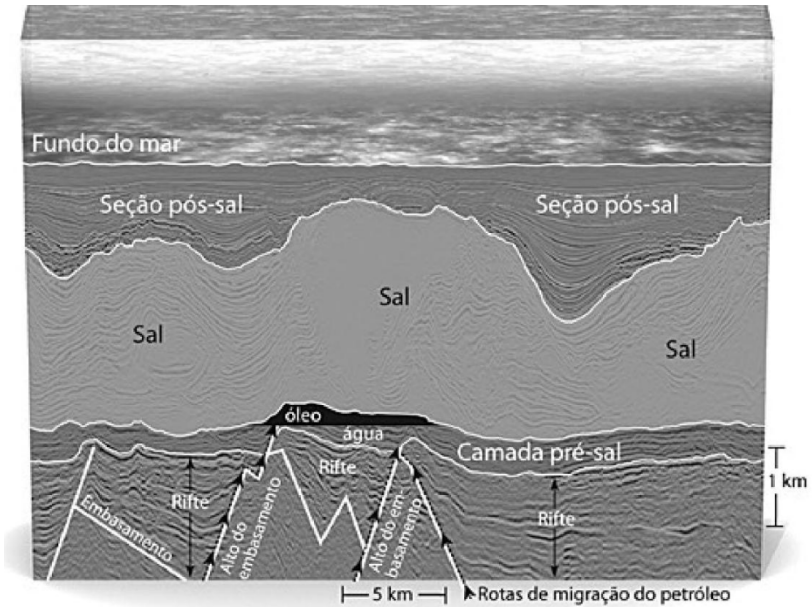


Figura 4.4 – Esquema geológico em águas ultraprofundas da Bacia de Santos mostrando a camada de sal e o reservatório de óleo logo abaixo (camada pré-sal) (MACHADO, 2018).

Versão exclusiva do autor

4.2 - Características Geológicas e Sedimentológicas da Formação dos Depósitos Evaporíticos

A química da água do mar atualmente é dominada pelos íons Na e Cl e quantidades menores de SO_4, Mg, Ca, K, CO_3 e HCO_3; outros constituintes menores são o B, Br, Ba, Sr e Li (WARREN, 2016). A evaporação dessa água vai ocasionar a formação de uma salmoura em que minerais vão cristalizar em sequência, seguindo uma ordem previsível. Os primeiros minerais são os carbonatos, geralmente aragonita (WARREN, 2016), calcita e dolomita, quando a solução alcança a concentração equivalente à duas vezes a da água do mar.

Com a salinidade na faixa de 130 a 160% precipitam os sulfatos, normalmente gipso (WARREN, 2016). Quando a salmoura já se encontra com salinidades superiores a 10 vezes a da água do mar começa a precipitação de halita, o sal mais abundante e o mais importante recurso mineral evaporítico. A continuação da evaporação e concentração dos elementos químicos residuais ocasiona por fim a formação de sais complexos, como a silvita, carnalita, taquidrita etc. até o ressecamento total.

A química da água do mar não é constante através do tempo geológico. Variações são encontradas quando se analisa certas características do sal como as inclusões fluídas na halita, que contém elementos químicos originais da água do mar. Os estudos apontam para mudanças nessa química ao longo do Fanerozoico (TIMOFEEFF *et al*., 2006). Uma das razões para tais variações químicas está relacionada às fases de altas razões de produção da crosta oceânica e atividade hidrotermal reagindo com rochas basálticas, como no Cretáceo, quando a água do mar era enriquecida em Ca e empobrecida em SO_4, Na e Mg (TIMOFEEFF *et al*., 2006).

O processo de evaporação da água é favorecido em bacias isoladas do mar por barreiras, o que acarreta uma circulação restrita, mas permite a inundação ou influxo repetido ou periódico da água do mar. Com a repetição do processo um ciclo de evaporação pode se completar desde a fase dos sulfatos até os sais mais complexos; ou o ciclo pode ser interrompido em fases anteriores. O resultado final é a formação de sequências de raseamento ("shallowing upward cycles"). Com o tempo, a disponibilidade e a persistência dessas condições, os gigantes salinos, grandes bacias preenchidas por sal, acabam por se formar.

As fácies sedimentares e os modelos deposicionais encontrados em várias bacias antigas apontam para uma diversidade de tipos de bacias. Tectônica, clima, flutuações do nível do mar, entre outros fatores têm papel fundamental na formação desses depósitos espessos. Mohriak *et al*. (2008) e Warren (2006; 2010) apresentam uma excelente discussão sobre os vários modelos de bacias e mecanismos controladores da sedimentação baseados em uma revisão dos principais trabalhos e ideias propostas nas últimas décadas. Bacias do tipo: bacia rasa / água rasa, bacia profunda/ água rasa, bacia profunda/ água profunda, modelo deposicional concêntrico ("bull's eye"), modelo de transgressão e regressão, entre outros, são claramente discutidos pelos autores acima citados. Essas bacias apresentam ambientes marginais (subaéreos e de águas muito rasas como lagos e salinas) e os centrais formados por áreas de águas rasas e em alguns casos as de águas mais profundas. As principais características dos sais que ocorrem nessas várias regiões das bacias serão apresentadas na próxima seção.

4.2.1 - Ambiente Marginal – Sabkhas

Sabkhas são planícies de sal encontradas em regiões de clima árido (Fig. 4.2A). Elas estão associadas a outros ambientes costeiros como salina/lagoa salgada, dunas, praias e a recifes de corais e algas bem como a outras bioconstruções. Esses ambientes evaporíticos,

Versão exclusiva do autor

em geral, são isolados do mar aberto por diferentes tipos de barreiras (Fig. 4.2B) as quais têm papel fundamental pois dificultam a inundação frequente da água do mar nesses locais, permitindo assim que cada entrada de água do mar seja seguida por um período de evaporação suficiente para a formação de uma salmoura e a cristalização dos sais. A repetição do processo é importante pois permite a elevação das taxas de sedimentação e por consequência o espessamento das camadas, mas principalmente ocasiona a progradação da linha de costa. Por exemplo, na Costa de Abu Dhabi no Golfo da Pérsia a progradação tem sido em média de 1,5 km por 1000 anos (WARREN, 2006).

Os evaporitos observados nos sabkhas podem se formar na superfície (Fig. 4.5A e 4.5B) porém eles se formam principalmente de modo intersticial como cristais e nódulos que crescem dentro dos sedimentos hospedeiros (Fig. 4.5C e 4.5D), que podem ser tanto de natureza carbonática como siliciclástica, ou uma mistura destes. Gipsita, anidrita e halita são os sais mais comuns, ainda que a contribuição esporádica de águas de natureza continental, de química mais variável do que a da água do mar, possa causar o aparecimento de diferentes minerais. Porém, os nódulos de anidrita e a anidrita enterolítica (Fig. 4.5D) são exemplos marcantes de sedimentação em sabkhas. Uma outra formação marcante e curiosa desses ambientes áridos é a rosa do deserto, um arranjo circular de placas de gipsita misturada com areia.

As fácies sedimentares e suas associações são de extrema importância para o reconhecimento dos depósitos evaporíticos antigos. Nos sabkhas, as fácies carbonáticas marcantes são aquelas relacionadas à formação de dolomita bem como às relacionadas às bioconstruções (microbiolitos, estromatólitos, esteiras de modo geral); micritas são sedimentos carbonáticos de textura fina que funcionam também como matriz. Aqui neste trabalho não serão abordados os aspectos da sedimentação carbonática, um assunto de enorme importância por si só. Em relação aos sulfatos, os mais característicos são os nódulos de anidrita e a gipsita. Estes minerais crescem e coalescem, formando estruturas particulares como por exemplo a anidrita enterolítica (Fig. 4.5D) que se formam intersticialmente na região de supramaré por evaporação das águas salinas na zona de capilaridade (WARREN, 2006).

Nas camadas mais superiores dos sedimentos bem como na superfície do sabkha, crostas de halita bem como cubos e halita esqueletal podem se formar nas fases de mais alta salinidade (fase de ressecamento). Tepees são comuns e representam o crescimento de sais, principalmente halita, que deformam e levantam as bordas dos polígonos relativos a gretas de ressecamento devido à disputa pelo crescimento dos cristais (Fig. 4.5B). A halita no sabkha representa os períodos de maior intensidade das taxas de evaporação e é encontrada nas regiões mais superiores do sabkha (distante do mar) (WARREN, 2006).

4.2.2 - Ambiente Evaporítico Marinho Raso e Profundo – Deposição Subaquosa

No registro geológico são descritas sequências evaporíticas chamadas de gigantes salinos, com espessuras de 1 km ou mais e extensão na ordem de centenas a milhares de quilômetros interpretadas como sendo o resultado da formação de sais em ambientes marinhos. Depósitos evaporíticos com tais espessuras e extensão com indicações de terem se formado em curtos intervalos de tempo só podem ser explicados por importantes e repetidos influxos marinhos. A espessura de mais de 2 km dos evaporitos marinhos Messinianos do Mediterrâneo levou de 250 mil a 300 mil anos para se formar (RYAN *et al*., 1974). Porém, não há no mundo hoje nenhum ambiente evaporítico marinho análogo a essas bacias gigantes, particularmente no caso das águas mais profundas (WARREN, 1989; SCHREIBER, 1988; SIROTA *et al*., 2020). Águas mais profundas, neste contexto,

Versão exclusiva do autor

se refere a lâminas d'água superiores a 50 metros, baseados nos principais processos operantes na salmoura e formação de fácies sedimentares (SCHREIBER, 1986), ou superiores a 30-100 metros (WARREN, 2016). O Mar Morto, o único exemplo de deposição de sais em águas profundas, apresenta hoje lâmina d'água em torno de 290 metros (SIROTA *et al*., 2020). Porém, o Mar Morto é um lago salino em contexto continental, mas é o melhor exemplo que temos atualmente para compreender os processos e faciologias comparáveis aos exemplos antigos. Recentemente, estudos foram realizados no Mar Morto para melhorar nosso conhecimento a respeito da deposição da halita em águas profundas bem como os processos envolvidos, com resultados que ajudam muito na compreensão sobre os gigantes salinos (SIROTA *et al*., 2020a; SIROTA *et al*., 2020b).

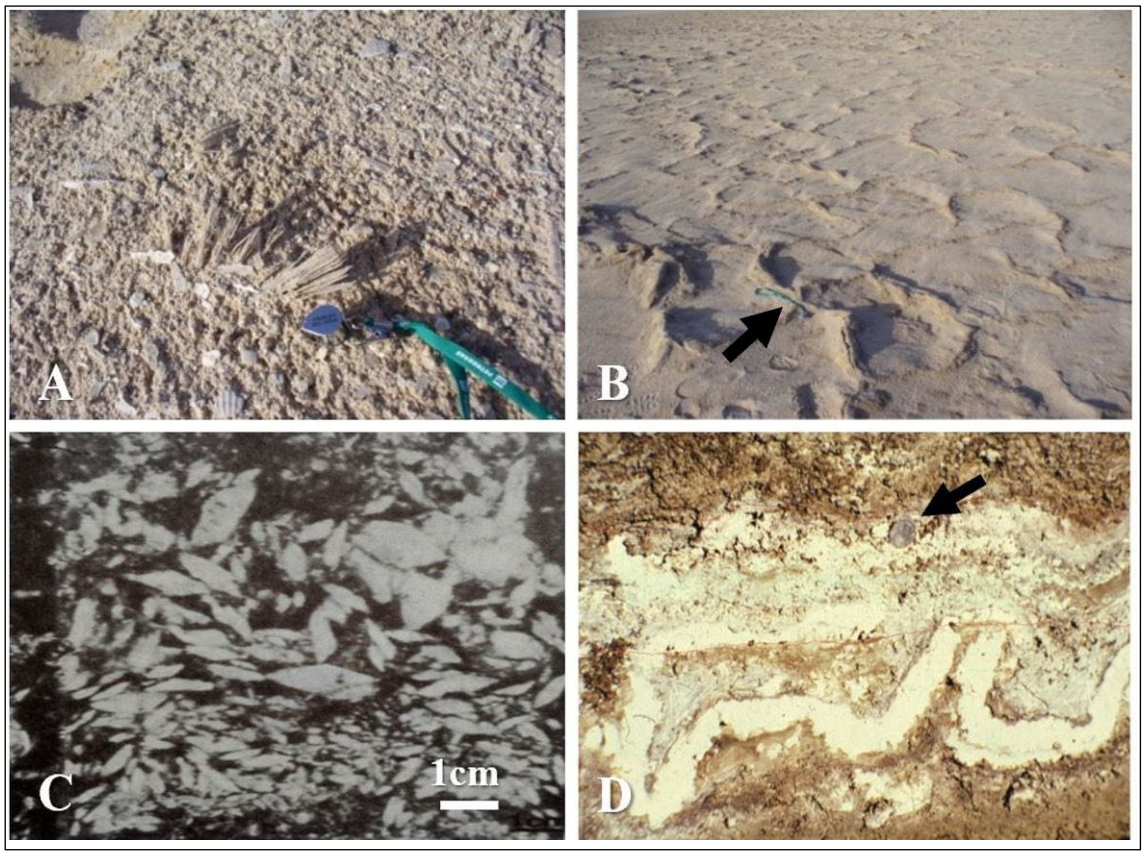


Figura 4.5 – (A) Gipsita prismática na superfície do sabkha, costa de Omã; (B) Tepees, sabkha na costa de Omã, caneta como escala (ver seta); (C) Gipsita lenticular, trincheira rasa no sabkha em Abu Dhabi, costa do Golfo da Pérsia. Escala no canto inferior direito (1cm); (D) Anidrita enterolítica, trincheira rasa no sabkha em Abu Dhabi, Costa do Golfo da Pérsia, moeda como escala (ver seta). Observar que a camada inferior com anidrita enterolítica apresenta truncamento, que representa a superfície de deflação do sabkha (fotos A e B - L. GAMBÔA; fotos C e D - READING, 1996).

4.2.3 - Águas Rasas

Depósitos evaporíticos modernos de águas rasas só são observados hoje no continente, em lagos salinos, e em lagoas/salinas costeiras. Nas salinas, com lâminas d'água bem mais rasas, é possível observar algumas morfologias e seus processos de formação, encontradas em formações antigas e, portanto, têm sido úteis como laboratório para o entendimento de pelo menos algumas faciologias evaporíticas. Exemplos bem

Versão exclusiva do autor

estudados são as salinas do sudeste e sul australianos onde, por exemplo, a gipsita forma camadas de 10 metros de espessura precipitadas ao longo dos últimos 6 mil anos (WARREN, 1989). Outros exemplos importantes são a Baja California no sudoeste dos Estados Unidos, Sicília na Itália, bem como as salinas do Oriente Médio e as salinas do Cabo di Gata na Espanha.

As morfologias desses minerais são variadas e há excelentes trabalhos detalhando as possíveis formas de cristalização no ambiente subaquoso (SCHREIBER, 1988; WARREN, 1989; KENDALL; HARWOOD, 1996; SILVA *et al*., 1997; WARREN, 2006; MOHRIAK; SZATMARI, 2008). As morfologias mais marcantes observadas nas salinas com respeito a gipsita são as formas prismáticas alongadas (Fig. 4.6A), podendo apresentar geminação (Fig. 4.6B), crostas de pequenos cristais irregulares, cristais dispostos na vertical, como as formas colunares (Fig. 4.6C) ("palisades" de SCHREIBER, 1988 ou "grass-like-gypsum" de KENDALL; HARWOOD, 1996), e lâminas e camadas de gipso na forma de agulhas ou discos nos tamanhos areia e silte (WARREN, 1989), que podem apresentar estruturas sedimentares como resultado da ação de ondas e correntes.

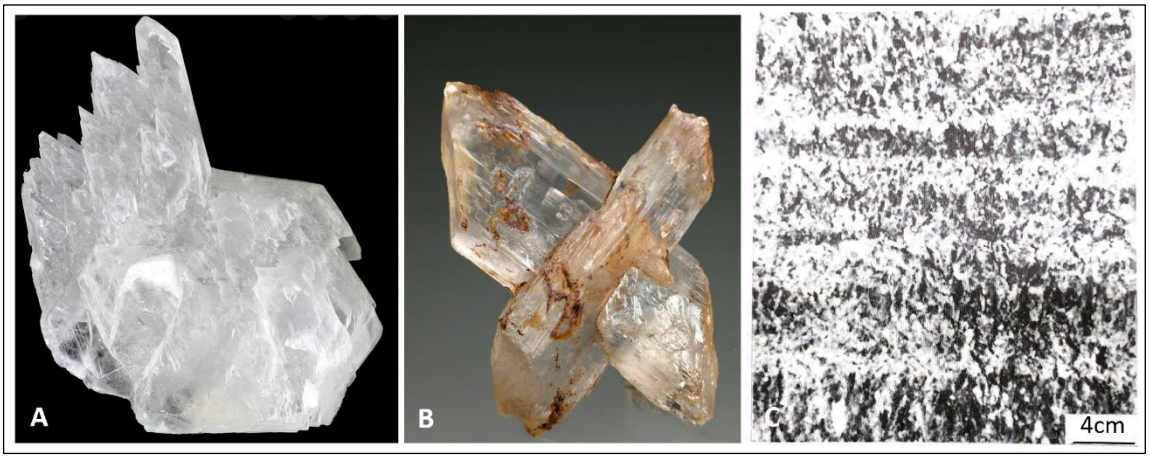


Figura 4.6 – Morfologias características de gipsita subaquosa em águas rasas: (A) prismática; (B) geminada; (C) Cristais colunares (tipo "palisades") (fotos A e B - http://www.rc.unesp.br/igce/petrologia/nardy/n6.pdf; foto C - SCHREIBER; SCHREIBER, 1977).

A nucleação da halita pode ocorrer tanto na superfície da salmoura (interface ar/salmoura) como no fundo (SILVA; SANTOS, 1997). Os cristais que se formam na superfície podem crescer e com o aumento do tamanho e do peso acabam por se depositar no fundo da bacia. Esses cristais são caracteristicamente cúbicos, sendo esta a forma mais abundante da halita. Porém, na superfície da salmoura, esses cristais podem evoluir de forma a que somente uma das faces, ou as bordas cresçam originando uma depressão central; esses cristais são denominados "hopper" (Fig. 4.7A). Os cristais formados na superfície podem se agrupar criando "balsas", muitas vezes empurradas pelo vento ao longo da superfície indo formar acúmulos de cristais na extremidade oposta da bacia; esses cristais também acabam por se depositar no fundo (HANDFORD, 1990). No fundo, além de cubos, é formada a halita "chevron" (Fig. 4.7B) que apresenta um arranjo típico em que um lado do cristal cresce preferencialmente para cima ou para os lados dando origem a cristais superpostos. Crostas de pequenos cristais cúbicos ou irregulares, lembrando dentes, podem também ser encontrados no fundo da bacia (Fig. 4.7C) (SILVA; SANTOS, 1997). A halita depositada no fundo quando sob ação de ondas e correntes pode apresentar marcas de ondas e correntes e estratificação cruzada (Fig. 4.8A).

Versão exclusiva do autor



Figura 4.7 – Morfologias características da halita subaquosa em águas rasas: (A) hopper; (B) chevron; (C) crosta formada por cristais cúbicos e irregulares de halita
(foto A - http://www.rc.unesp.br/igce/petrologia/nardy/n6.pdf; foto B - http://caminhodoscristais.blogspot.com/2012; foto C – M.A.M. SILVA)

4.2.4 - Águas Profundas

A identificação dos depósitos evaporíticos marinhos de águas profundas vem sendo realizada principalmente com base na presença de fácies e associação de fácies sedimentares como turbiditos formados por sais de águas mais rasas resedimentados, apresentando inclusive a sequência de Bouma (SCHREIBER *et al*., 1986) bem como por depósitos de fluxo de massa. Novamente, o Mar Morto, apesar de ser um lago, é o único ambiente moderno onde se depositam sais em profundidades de quase 300 metros, o que faz dele um modelo importante para o reconhecimento de paleoambientes evaporíticos.
Em uma bacia com essa característica de profundidade de água e extensão, a salmoura alcança grande volume. Nessa situação, grandes flutuações na composição ou na concentração do corpo da salmoura não costumam ocorrer. Tais flutuações ocorrem na interface ar-salmoura e os cristais formados devem ser decantados ao longo da coluna de salmoura e acumularem no fundo formando laminações regulares que se prolongam por toda bacia (KENDALL; HARWOOD, 1996). Tal continuidade lateral e vertical dessas laminações, que origina uma organização rítmica (ritmitos) é a evidência mais forte usada para inferir a deposição de sais em ambientes mais profundos. Soma-se a isso a ausência de estruturas indicativas de ressecamento e exposição subaérea como feições de dissolução marcantes, truncamentos e gretas de ressecamento.

Estudos recentes no Mar Morto (SIROTA, 2017; SIROTA *et al*., 2020) forneceram informações sobre os processos operantes na coluna de salmoura na área rasa da bacia (epilímnio) e nas áreas mais profundas (hipolímnio) bem como sobre as várias faciologias da halita nucleadas em cada um desses ambientes. Os resultados apontam para um comportamento cíclico sazonal (verão/inverno) da salmoura saturada de halita: no verão a coluna da salmoura se apresentou estratificada com uma termoclina; no epilímnio ocorre dissolução da camada de halita previamente depositada formando superfícies de truncamento e diminuição das taxas de acúmulo dos sais; o foco da sedimentação por sua vez se dá no hipolímnio, onde a formação de halitas ocorre o ano inteiro de forma contínua, variando apenas as texturas dos cristais entre o verão e inverno (SIROTA, 2017). O resultado é a formação de sequências espessas e extensas no fundo da bacia representadas por laminações rítmicas de halitas em que cada dupla de laminações representa verão/inverno (Fig. 4.8B) um arranjo característico de "varvas" (SIROTA *et al*., 2020a). Dessa maneira, uma explicação é fornecida para o entendimento das sequências antigas de halitas laminadas dos Gigantes Salinos considerados grandes bacias preenchidas por evaporitos de natureza marinha.

Versão exclusiva do autor

4.2.5 - Sais de Potássio

Evaporitos com potássio podem conter os minerais silvita (KCl), carnalita ($KMgCl_3.6H_2O$), polihalita ($K_2Ca_2Mg(SO_4)_4.2H_2O$), langbeinita ($2MgSO_4.K_2SO_4$) e kainita ($MgSO_4.KCl.11/4H_2O$). Estes minerais são utilizados para uso como fertilizantes químicos. Salmouras superficiais (como nas salinas, por exemplo) quando totalmente evaporadas também são fontes importantes de potássio para a produção de fertilizantes. Evaporitos com potássio são raros porque precisam de condições hidroclimatológicas extremas para se formar; (1) extrema evaporação das águas e (2) climas hiperáridos. Por exemplo, a água do mar atual deve alcançar 40 vezes sua concentração inicial para ocorrer a precipitação de polihalita, e acima de 100 vezes para a precipitação de carnalita. Todos evaporitos de potássio ocorrem em subsuperfície porque eles se dissolvem quando expostos ao ar e a água na superfície da Terra.

Depósitos de evaporitos com potássio não são encontrados hoje no ambiente marinho. Uma das ocorrências modernas mais importante é a da Bacia de Qaidam (Província Qinghai, noroeste da China), onde uma série de lagos rasos com salmouras cujas profundidades não ultrapassam 1 metro ocorrem em uma enorme planície de sal (LOWENSTEIN *et al*., 1989; CASAS *et al*., 1992). Nessa bacia, depósitos modernos de silvita e carnalita aparecem intercalados com halita (Fig. 4.9A).

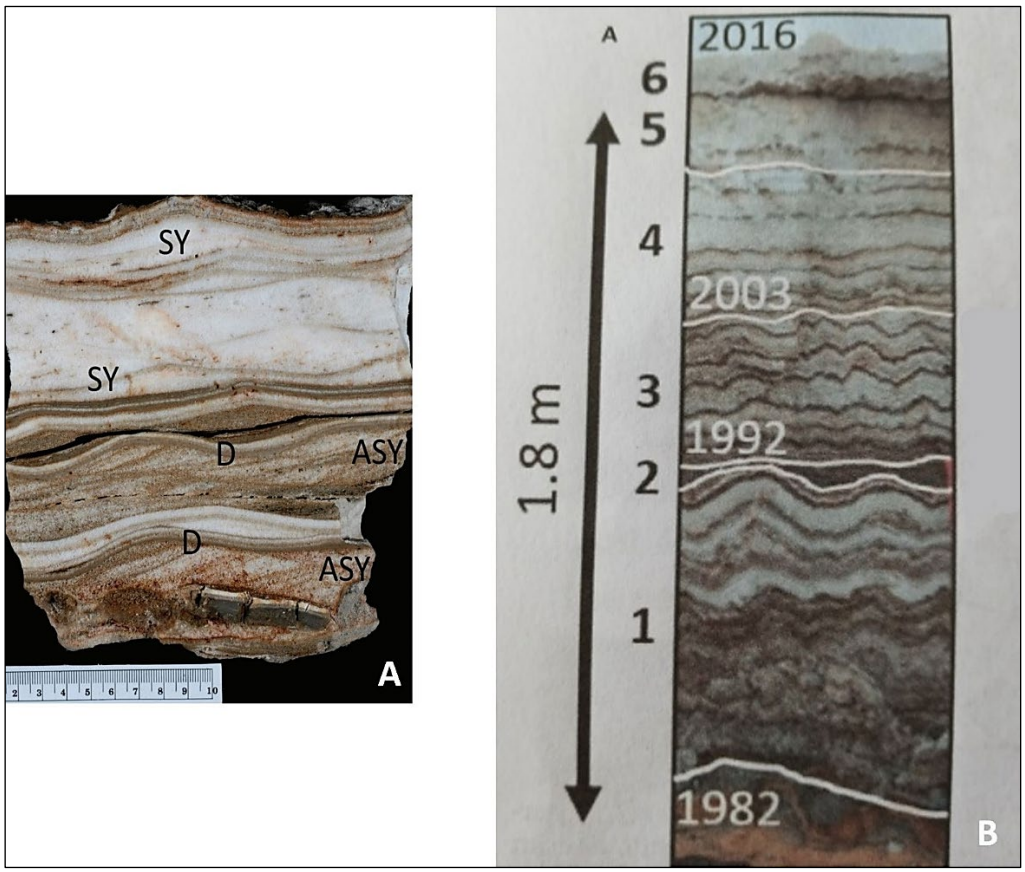


Figura 4.8 – Exemplos de fácies evaporíticas de águas rasas e profundas do Mar Morto, um lago salino aqui considerado como um análogo moderno para a formação de evaporitos subaquosos marinhos: (A) Halitas de águas rasas mostrando estratificação cruzada, marcas de ondas e correntes; as laminações escuras são formadas por lama e areia; (B) Halitas de águas mais profundas mostrando laminações rítmicas (tipo "varvas") (foto A - T. Lowenstein; foto B - SIROTA *et al*., 2020a).

Versão exclusiva do autor

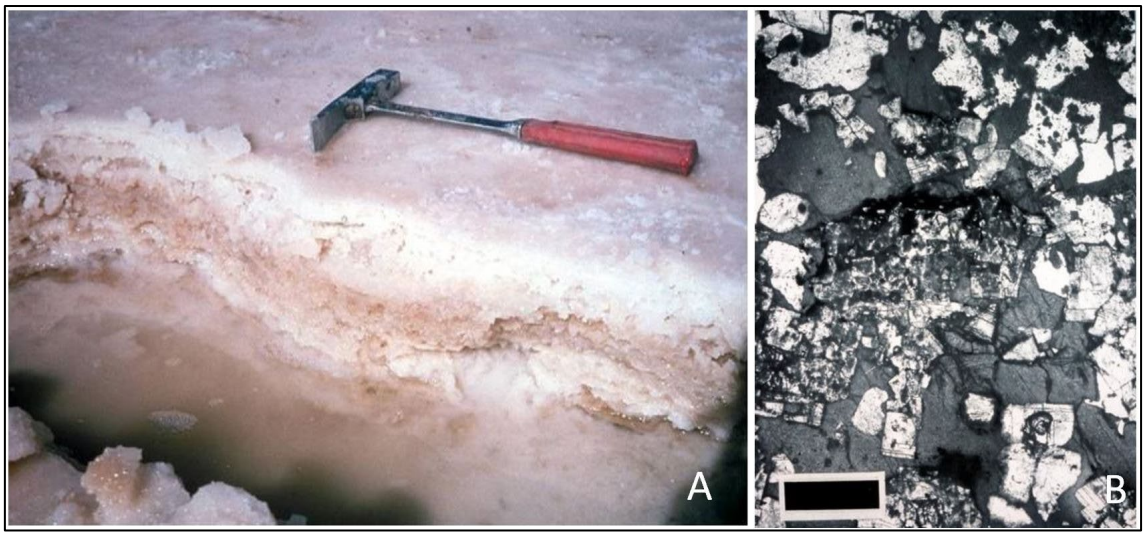


Figura 4.9 – (A) Camadas de halita (branca) e silvita (rosa) formando depósito superficial no litoral norte do Lago Dabusun (noroeste da China); (B) Microfotografia de lâmina petrográfica mostrando cristais de halita (cubos brancos) cimentados por cristais de carnalita poiquilotópicos (cinza) (foto A - LOWENSTEIN *et al*., 1989; foto B - CASAS *et al*., 1992).

Testemunhos realizados nessa região mostram que o depósito principal de halita tem seus espaços porosos preenchidos por cimento formado por minerais de potássio (carnalita) (CASAS *et al*., 1992) (Fig. 4.9B). Esses cimentos são interpretados como sendo formados por salmouras em subsuperfície, presentes em profundidades rasas, e que descenderam e se resfriaram, o que produziu condições supersaturadas com respeito a carnalita.

A maioria dos evaporitos com potássio antigos são de origem marinha e formados pela evaporação da água do mar. Alguns exemplos famosos são a Formação Zechstein de idade Permiana (oeste da Europa), Formação Salado do Permiano (Texas e Novo México, EUA) e a Formação Prairie do Devoniano (oeste do Canadá). Antigos depósitos de sais de potássio foram formados em ambiente subaquoso, tanto de águas rasas como profundas. A silvita do Graben do Reno (França e Alemanha) de idade Eocênica, por exemplo, foi precipitada a partir de uma coluna de salmoura permanentemente estratificada e os cristais se acumularam sobre camadas de halita (LOWENSTEIN; SPENCER, 1990) (Figs. 4.10A e 4.10B). A silvita se posiciona no topo de uma sequência repetitiva de lamas dolomíticas-anidrita-halita-silvita (LOWENSTEIN; SPENCER, 1990) (Figs. 4.10A e 4.10B). A dupla de camadas halita-silvita lembra as camadas rítmicas encontradas no fundo atual do Mar Morto (SIROTA *et al*., 2017; LOWENSTEIN *et al*., 2021). Sais de potássio também se formam diagenéticamente em subsuperfícies como nódulos, substituições e cimentos. Os minerais de potássio da Formação Salado do Permiano, por exemplo, ocorrem como cimento de silvita e carnalita, como nódulos de langbeinita e kieserita ($MgSO_4.H_2O$), e como silvita e polihalita pseudomorfos de gipso (LOWENSTEIN, 1988).

Variações seculares na química dos principais íons da água do mar durante o Fanerozoico vem sendo documentadas em estudos sobre inclusões fluídas nas halitas marinhas (Fig. 4.11) (LOWENSTEIN *et al*., 2001, 2003; HORITA *et al*., 2002). Essas variações, mais notavelmente as envolvendo Ca^{2+}, Mg^{2+} e SO_4^{2-}, estão registradas na mineralogia dos sais de potássio marinho ($MgSO_4$ versus KCl) (HARDIE, 1996). Especificamente, duas oscilações de longa duração ocorreram na química dos elementos mais importantes da água do mar no Fanerozoico (Fig. 4.11) (LOWENSTEIN *et al*., 2001). Durante os períodos Pré-Cambriano tardio, Permiano, Triássico e do Eoceno até o presente, a água do mar foi relativamente enriquecida em Mg^{2+} e SO_4^{2-} e empobrecida em Ca^{2+}. Em contraste, a água do mar apresentou teores relativamente baixos de SO_4^{2-} e Mg^{2+} e altas

Versão exclusiva do autor

concentrações de Ca^{2+} durante os intervalos do Cambriano ao Devoniano e do Jurássico ao Cretáceo. A mineralogia dos sais de potássio marinho reflete as mudanças seculares na química da água do mar. A água do mar enriquecida em Mg^{2+} e SO_4^{2-}, quando evaporada, precipita sais de $MgSO_4$ como polihalita e kieserita. Por outro lado, evaporitos do tipo KCl se formam quando a água do mar apresenta $Ca^{2+}>SO_4^{2-}$ $+1/2HCO_3^-$. Este tipo de água enriquecida em Ca^{2+} perde todo o sulfato durante a evaporação e precipitação da gipsita e anidrita. Com a continuação da evaporação, minerais de potássio livres de sulfato, tais como silvita e carnalita, e eventualmente taquidrita ($CaMgCl_4.12H_2O$) se formam.

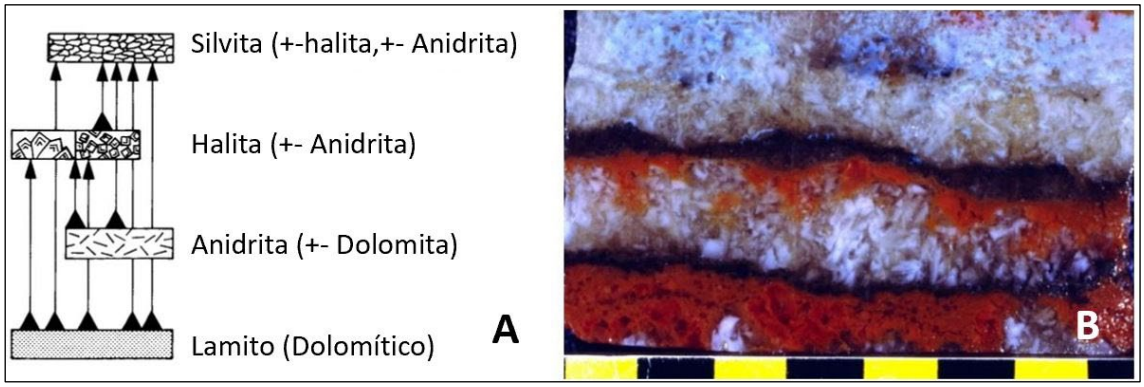


Figura 4.10 – (A) Sequência de minerais nos evaporitos Eocênicos do Graben do Reno (França). (B) Amostra de mão mostrando lama dolomítica com anidrita (marrom escuro) sobreposta por halita com cristais de crescimento vertical (branca) e cristais acumulados de silvita (vermelho) (fonte: LOWENSTEIN; SPENCER, 1990).

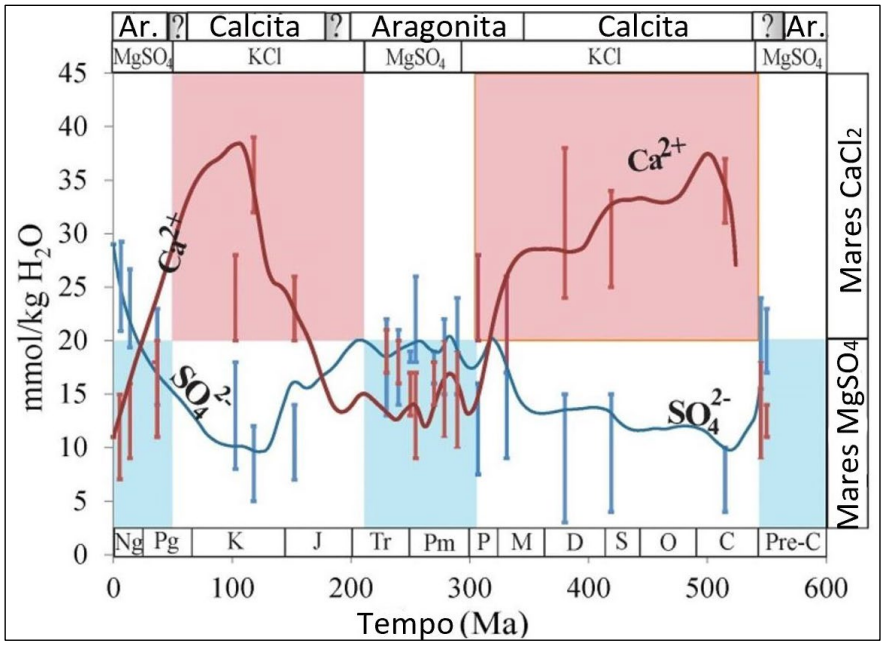


Figura 4.11 – Variação secular na concentração de Ca^{2+} e SO_4^{2-} (milimolal, mmol/kg H_2O) na água do mar durante o Fanerozoico, estimada a partir das inclusões fluidas nas halitas marinhas (barras vermelhas e azuis). As curvas de Ca^{2+} e SO_4^{2-} são do modelo de DEMICCO *et al*. (2005) para a composição da água do mar no Fanerozoico. Os mares $CaCl_2$ tem água com m Ca^{2+} > m SO_4^{2-} e os mares de $MgSO_4$ tem m Ca^{2+} < m SO_4^{2-}. Os evaporitos KCl e $MgSO_4$ aparecem plotados no topo do diagrama junto com a distribuição dos carbonatos não esqueletais primários do Fanerozoico (SANDBERG, 1983; HARDIE, 1996) (modificada de HOLT *et al.*, 2014).

Versão exclusiva do autor

4.3 - Depósitos Econômicos

4.3.1 - Mineração de Gipso no Lago MacDonnell (Austrália)

O gipso é um mineral sedimentar evaporítico bastante abundante na superfície da Terra. A sua forma pura consiste em um sulfato de cálcio dihidratado ($CaSO_4.2H_2O$). O mineral pode ocorrer na natureza na forma cristais tabulares e transparentes (selenita) (Fig. 4.6A) com tamanhos na escala centimétrica a métrica. Na mina de Naica situada no norte do México foram encontrados megacristais com até 11 metros de comprimento e espessura de 1 metro. Outra forma bastante comum de ocorrência são os cristais roseta, conhecidos como "rosas do deserto", sendo formados pela evaporação intensa em ambiente árido. Os cristais formam um arranjo circular de placas planas, dando ao mineral uma forma semelhante a uma flor de rosa. Estes cristais são encontrados em grande número principalmente na Tunísia e Argélia no deserto do Saara.

As maiores reservas de gipso são encontradas na China, Estados Unidos, Canadá, Brasil, Turquia, Índia e Austrália. A produção mundial de gipso em 2020 foi estimada em 160 milhões de toneladas métricas sendo os maiores produtores Estados Unidos, Irã, China, Turquia e Tailândia (Fig. 4.12). No Brasil o principal depósito comercial de gipsita está localizado na Bacia do Araripe. A gipsita também é encontrada associada às formações evaporíticas nas bacias Potiguar, Parnaíba, Amazonas e Recôncavo.

O gipso é utilizado principalmente na construção civil na confecção de forros e placas de isolamento devido a sua baixa dureza (2 na escala de Mohs), baixa densidade ($2{,}31 g/cm^3$) e propriedade isolante/retardante do fogo. Na agricultura é utilizado como corretivo da acidez de solos e fertilizante. É utilizado também industrialmente na fabricação de vidros e fundição de metais.

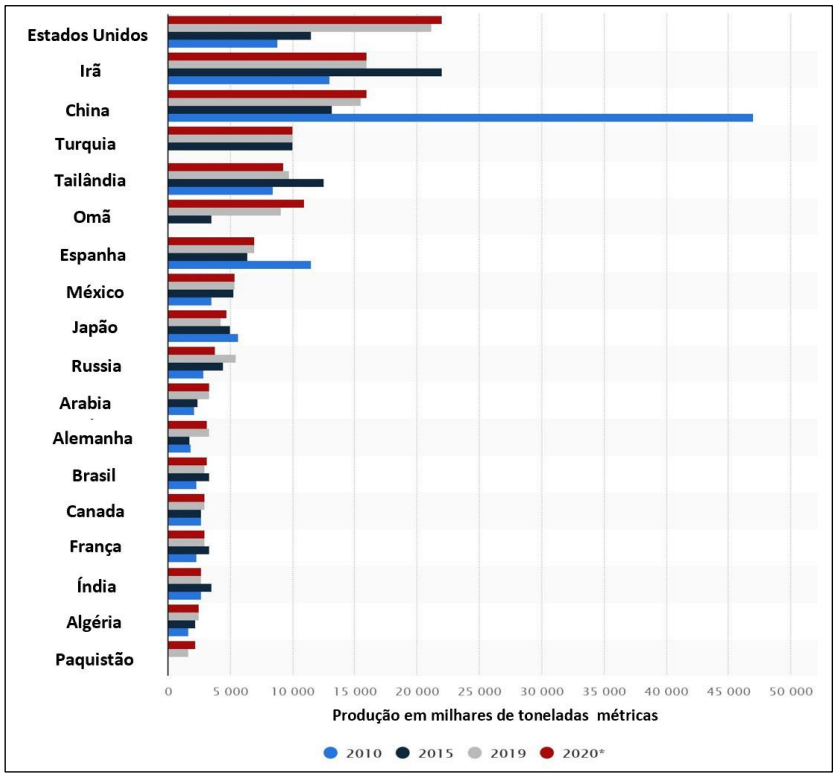


Figura 4.12 – Produção global estimada de gipso nos anos de 2010 a 2020 (fonte: https://www.statista.com/statistics/264936/global-gypsum-production-by-major-countries).

Versão exclusiva do autor

Localizada no sul da Austrália, a mina do Lago MacDonnell (Figs. 4.3 e 4.13A) é o maior depósito de gipso daquele país com reservas de aproximadamente 500 milhões de toneladas (WARREN, 1983). A extração do mineral iniciou-se em 1919 produzindo cerca de 3.5 milhões de toneladas no ano de 2013. O depósito é composto por uma camada de um metro de gipso na granulometria areia com teor 93% de $CaSO_4.2H_2O$ sobrepondo outra camada de 5 metros de espessura da variedade selenita do gipso (Fig. 4.13B) com teores 95% de $CaSO_4.2H_2O$. A extração do mineral é feita a céu aberto próximo às bordas do lago. Utilizando maquinário pesado as crostas de gipso natural são extraídas, moídas, peneiradas e colocadas em pilhas para lixiviação do sal (NaCl). A purificação do gipso através da extração do sal pelo processo de lixiviação requer de 2 a 3 anos de chuvas anuais.

A formação do Lago MacDonnell está relacionada à elevação do nível do mar no final da última era glacial há aproximadamente 12 mil anos atrás. O degelo das capas polares causou a elevação do nível do mar, fazendo com que as águas marinhas invadissem as depressões próximas à costa formando lagoas salinas. Há aproximadamente 6 mil anos atrás a elevação do nível do mar foi estabilizada iniciando-se um intenso processo de evaporação das águas, sendo periodicamente repostas pela água do mar através da infiltração nas dunas costeiras ou pela conexão direta com o oceano. À medida que a salinidade aumentava foram depositando-se inicialmente a aragonita e o gipso e posteriormente a halita (WARREN, 1982). Nas partes mais profundas do lago, a partir de uma salmoura saturada em $CaSO_4$, depositaram-se grandes cristais prismáticos de gipso seguido pela deposição de selenita laminada (Fig. 4.13B) e aragonita. À medida que a salina era preenchida por sedimentos e o volume da salmoura decrescia as mudanças de salinidade sazonal tornaram-se mais rápidas ocasionado a formação de lâminas de gipso com cristais na fração areia (gipso-arenito) depositadas a cada verão.

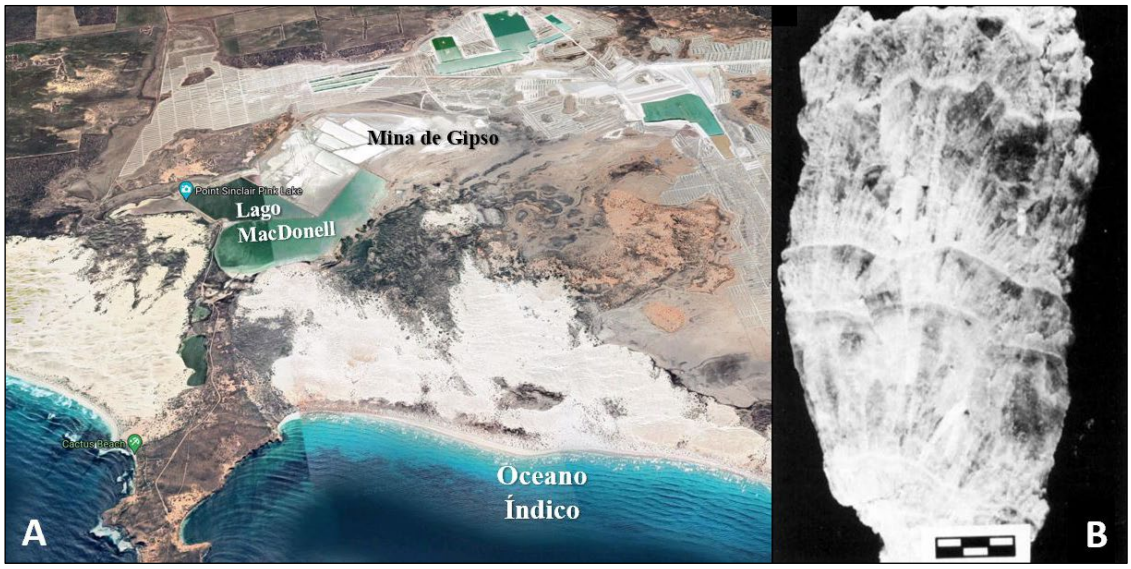


Figura 4.13 – (A) Imagem aérea da mineração de gipso no Lago MacDonnell, sul da Austrália; (B) Foto do minério de gipso (selenita) da mina do Lago MacDonnell (fonte: A - https://www.google.com.br/maps/@-32.0838257,133.0519499,12262m; B - WARREN, 1982).

Segundo Warren (2016), a jazida de gipso do Lago MacDonnell foi depositada em um ambiente de salina preenchida por gipso. Vista em plano, a superfície de sedimentos da salina de gipso define um padrão "olho de boi" ("bull's eye") com uma borda carbonática originada por infiltração e na parte central com a deposição preferencial de gipso (Fig. 4.14). A parte central da salina preenchida por gipso no Lago MacDonnell possui as dimensões de 20 x 12 km de extensão.

Versão exclusiva do autor

A parte central da salina de gipso foi formada pela deposição subaquosa do gipso, com cristais de selenita de granulação grosseira, nucleados no fundo e crescimento alinhado (Fig. 4.6C). Sobrepondo esta camada a salina é preenchida por selenita milimetricamente laminada e acumulações de gipso na granulometria areia (gipso-arenito). Acima, representando condições mais subaéreas de deposição, encontram-se "ripples" de arenito gipsífero (Fig. 4.14).

4.3.2 - Mineração de Halita na Bacia de Zechstein (Kłodawa, Polônia)

A halita (NaCl) ou simplesmente sal, além do seu uso culinário é uma importante matéria-prima na indústria química, sendo usada na produção de hidróxido de sódio, cloro, ácido clorídrico e plásticos (PVC). A halita possui brilho vítreo, normalmente incolor para branco, dureza 2,0 a 2,5 (escala de Mohs) e densidade de 2,168 g/cm^3. A mineração e extração do sal remonta os primórdios da civilização, evidências arqueológicas indicam a extração de sal por humanos em salinas próximas ao Mar Morto antes da idade do Bronze (5 mil anos) (LUZ; LINS, 2008). No Mediterrâneo diversas civilizações faziam o comércio do sal chegando até mesmo a utilizar o bem mineral como moeda corrente. Os romanos utilizaram o sal até como forma de pagamento.

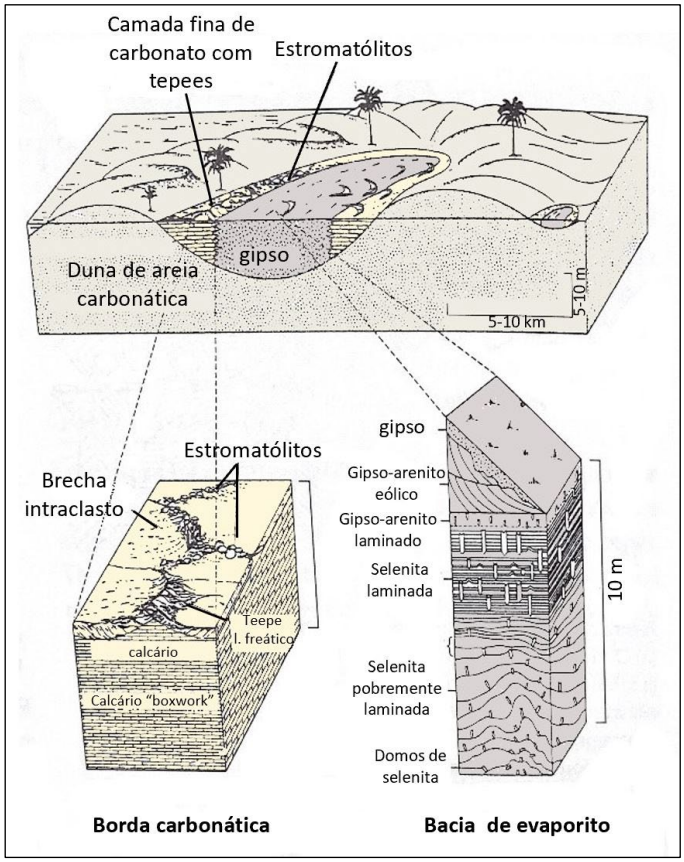


Figura 4.14 – Esquema geológico para a salina do Lago MacDonnell com as principais fácies sedimentares, em especial aquelas relativas ao gipso (modificado de KENDALL; WARREN, 1988).

As maiores reservas de halita são encontradas na China, Estados Unidos, Alemanha e Austrália. Os maiores produtores de halita são: China, Estados Unidos, Índia, Alemanha, Austrália e Canadá (Fig. 4.15), sendo que a produção mundial em 2020 foi estimada em

Versão exclusiva do autor

270 milhões de toneladas métricas. No Brasil o sal é produzido em salinas nos estados do Rio de Janeiro (Fig. 4.1B), Ceará, Maranhão, Sergipe e Rio Grande do Norte (principal produtor e responsável por 95% de todo sal produzido). Em 2014 foram produzidas 6.050.000 toneladas de sal no Brasil.

A bacia evaporítica do Zechstein (Fig. 4.3) foi formada a partir da incursão de um mar epicontinental (Mar de Zechstein do Permiano) que cobriu aproximadamente 600.000 km^2 do nordeste da Europa, estendendo-se desde as Ilhas Britânicas até a Polônia e Lituânia. Estima-se que este mar foi relativamente raso, tendo uma profundidade máxima de aproximada de 300 metros na parte central da bacia, sendo posteriormente isolado e seco (WARREN, 2016). A deposição dos evaporitos ocorreu nos últimos 5-7 milhões de anos do Permiano em toda a bacia. Nas bordas da bacia depositaram-se os evaporitos de plataforma transicionando para laminitos nas partes mais profundas. A classificação litoestratigráfica dos sedimentos da bacia foi baseada em ciclos sedimentares dos evaporitos. Foram identificados 4 ciclotemas principais. Três destes ciclos são compostos por carbonatos, anidritas, sal e sais de potássio e magnésio (ciclos PZ1, PZ2 e PZ3). Os ciclotemas seguiram os ciclos transgressivos-regressivos do Mar de Zechstein. No ciclotema PZ4 são identificados 5 sub-ciclotemas com sequências de terrígenos-evaporitos resultantes de mudanças cíclicas climáticas (ZELEK *et al*., 2014).

A mina de halita de Kłodawa está localizada próxima à cidade de Kłodawa, na parte central da Polônia. A mina foi descoberta através de estudos gravimétricos realizados em 1930, os quais identificaram um enorme domo de sal que posteriormente foi confirmado pela perfuração de inúmeros poços no período de 1946-1950 (ZELEK *et al*., 2014).

O domo de sal de Kłodawa é considerado o maior diápiro da Polônia consistindo em uma estrutura alongada na direção NW-SE, possuindo 26 km de comprimento, 0,5-2km de largura e atingindo profundidades de 7.000-8.000m.

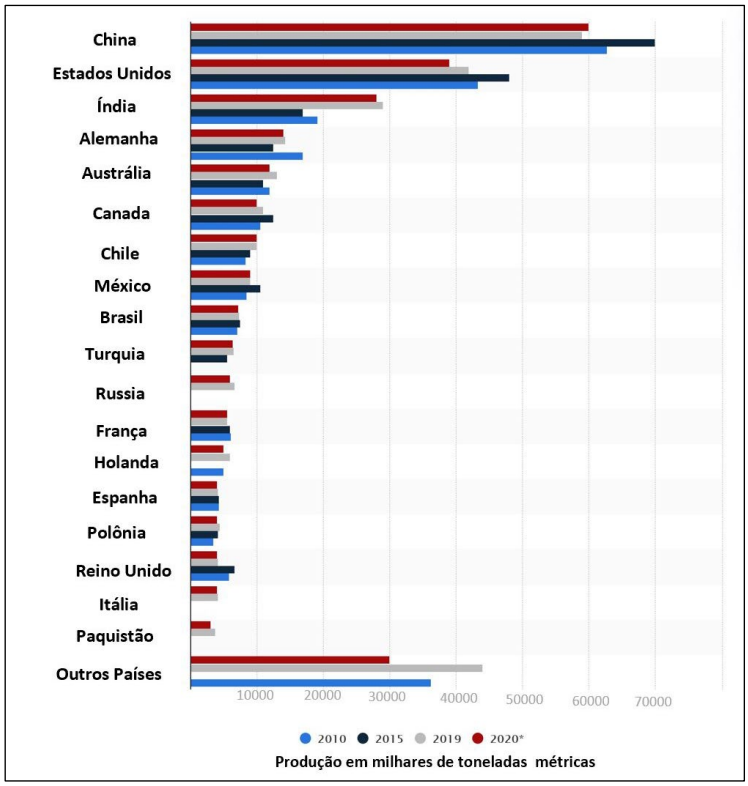


Figura 4.15 – Produção global estimada de sal nos anos de 2010 a 2020 (fonte: https://www.statista.com/statistics/273334/global-production-output-of-salt).

Versão exclusiva do autor

A mineração do sal é subterrânea com galerias abertas em vários níveis no interior do diápiro. O acesso à mina é feito por meio de 3 poços verticais (shafts). O minério extraído possui um elevado grau de pureza. Na mina, em zonas com intensa deformação tectônica e com a presença de sedimentos epigenéticos ricos em potássio, são encontrados afloramentos de cristais de halita na coloração azul (Figs. 4.16A e 4.16C). O nível mais raso de explotação está localizado a aproximadamente 450 metros de profundidade no subsolo, existindo na mina três níveis básicos separados de avanço das galerias (450, 600 e 750 metros). A exploração principal do minério ocorre entre os níveis 600 e 750 metros.

O depósito de sal de Kłodawa faz parte da Bacia Zechstein, a deposição primária deste evaporitos ocorreu em um ambiente plataformal de água rasa, tendo sido posteriormente remobilizados e depositados no talude e mar profundo por escorregamentos e como turbiditos. A Figura 4.17A apresenta uma seção geológica esquemática da deposição dos evaporitos na bacia.

O depósito de sal é composto principalmente por halitas depositadas nos ciclotemas PZ2-PZ4. Na Figura 4.17B é apresentado o perfil litoestratigráfico com os ciclos de deposição do depósito de Zechstein no diápiro de sal de Kłodawa. A unidade inferior (ciclo PZ1) é formada na base por folhelhos cupríferos (T1) (Kupferschiefer) e calcáreos (Ca1) e anidrita (A1d). O ciclo PZ2 inicia-se com a deposição de folhelhos escuros (T2) e dolomita (Ca2) seguido por anidrita (A2) e um espesso pacote de halita pura (Na2), finalizando com a deposição de uma camada de sais de potássio (K2). A porção inferior do ciclo PZ3 inicia-se com a deposição de pelitos (T3) e dolomita (Ca3), seguida por anidrita (A3) e pacotes de halita (Na3a, Na3b) com intercalações de sais de potássio (K3) e halita argilosa (Na3T). O ciclo PZ4 é composto principalmente por uma camada de halita pura (Na4b) inferior e sobreposta por halita argilosa (Na4b), no topo do ciclo ocorrem argilitos marrom avermelhados (T4b).

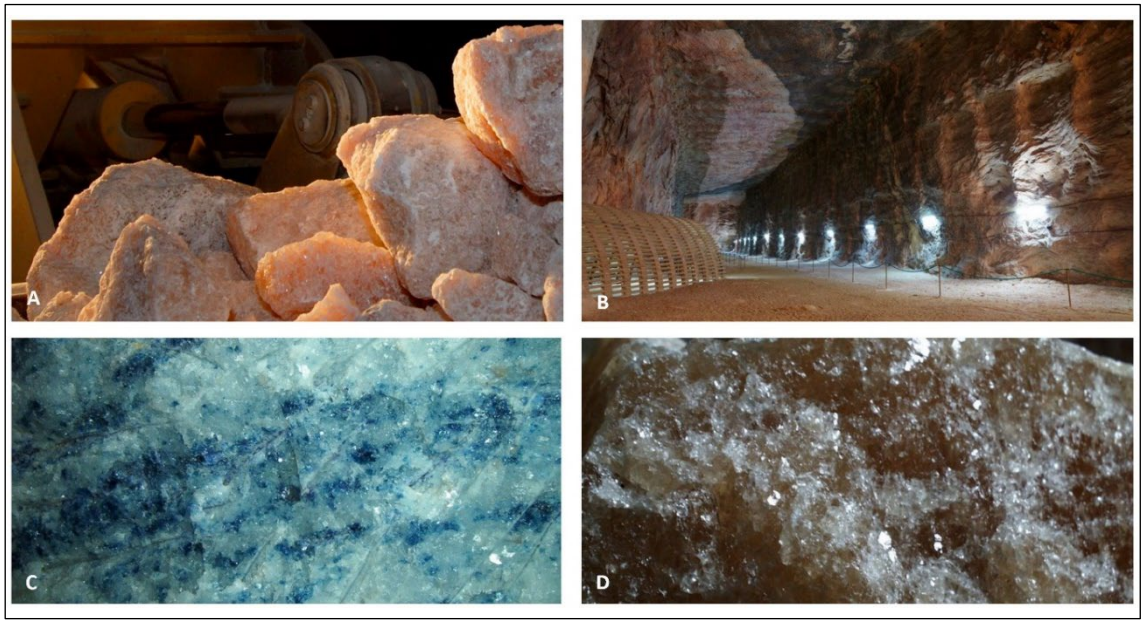


Figura 4.16 – (A) Minério de halita da mina de Kłodawa; (B) Galeria da mina de Kłodawa; (C) Halita Azul; (D) Halita pura (fonte: https://sol-klodawa.com.pl/en/galleries).

Versão exclusiva do autor

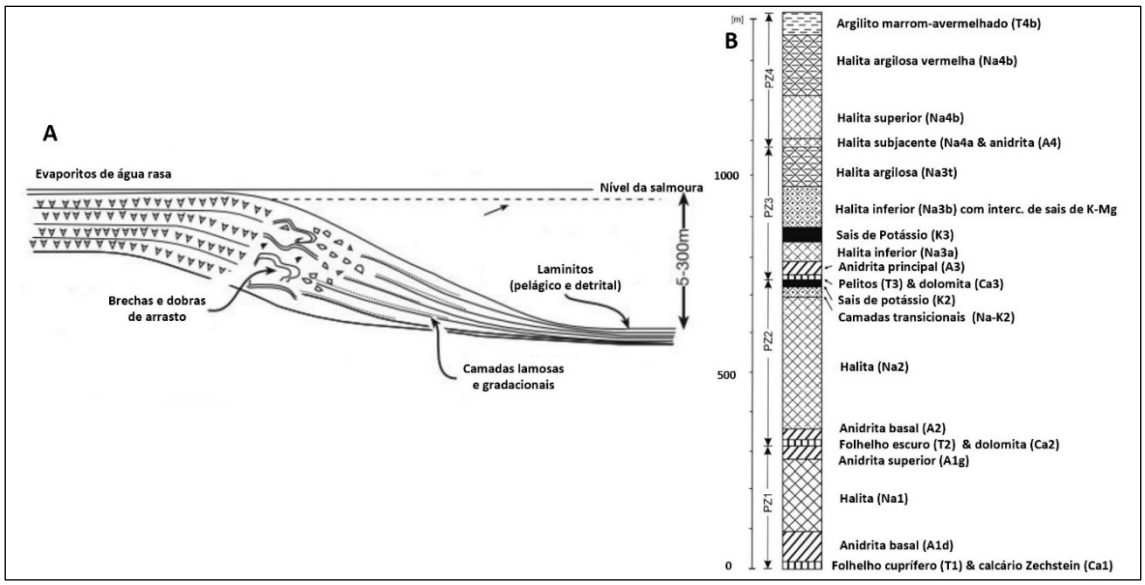


Figura 4.17 – (A) Seção esquemática da Bacia Zechstein. A plataforma salina agiu como uma fábrica de evaporitos fornecendo sedimentos que foram depositados no talude por escorregamentos e como turbiditos; (B) Perfil litoestratigráfico do depósito Zechstein no diápiro de sal de Kłodawa (fonte: A - modificado de WARREN, 2016; B - ZELEK *et al.*, 2014).

4.3.3 - Mineração de Potássio na Bacia de Sergipe (Taquari-Vassouras)

O elemento químico potássio é um dos dez elementos mais abundantes na crosta terrestre, ocorrendo na natureza principalmente na forma de sais. Os principais minerais evaporíticos de potássio são a silvita (KCl), carnalita ($KCl.MgCl_2.H_2O$), silvinita (KCl + NaCl), kainita ($4KCl.4MgSO_4.H_2O$) e polihalita ($K_2SO_4.MgSO_4.2CaSO_4.2H_2O$).

A silvita (KCl) é o mineral evaporítico com a maior percentagem de potássio (cerca de 52,5%). Cristaliza em estrutura hexoctaédrica, cúbica de face centrada, similar à estrutura do sal-gema, porém sua célula unitária tem maiores dimensões. A mistura de silvita (KCl) e halita (NaCl) é comumente designada de silvinita.

O Canadá é o maior produtor mundial de potássio com reservas na ordem de 1 bilhão de toneladas e produção de 20.9 milhões de toneladas no ano de 2019. Outros grandes produtores são Rússia, Bielorússia, China, Estados Unidos e Alemanha (Fig. 4.18).

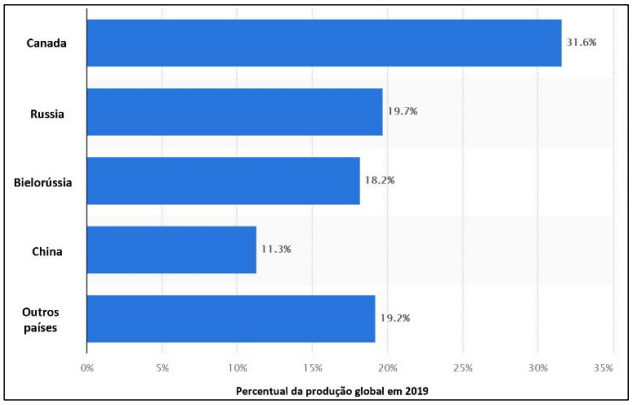


Figura 4.18 – Produção global em percentual dos principais países produtores de potássio no ano de 2019 (fonte: https://www.statista.com/statistics/604158/distribution-of-potash-production-worldwide-by-select-country).

Versão exclusiva do autor

No Brasil, Taquari-Vassouras na Bacia de Sergipe é a única mina de potássio atualmente em produção, tendo sido produzidas 418 mil toneladas de minério no ano 2010 (DNPM-Sumário Mineral, 2011). A Bacia de Sergipe (Fig. 4.3) está localizada na costa nordeste do Brasil no estado de Sergipe. Entre todas as bacias da margem continental brasileira a Bacia de Sergipe é a que possui a mais completa sucessão estratigráfica, com depósitos sedimentares relacionados às sinéclises paleozoicas até as sequências características da evolução de bacias do tipo rift e drift em margens passivas (SOUZA-LIMA, 2008). A fase pós-rift marca o início da subsidência térmica da bacia e o basculamento para sudeste ocorrendo as primeiras incursões marinhas na bacia e a deposição dos sedimentos evaporíticos da Formação Muribeca (SOUZA-LIMA, 2008).

A Formação Muribeca foi dividida litoestratigraficamente nos Membros Carmópolis, Ibura e Oiteirinhos. O Membro Carmópolis é composto por sedimentos siliciclásticos depositados em um ambiente de leques aluviais gradando para o fluvial e leques gravitacionais subaquosos. O Membro Ibura é representado pela deposição de folhelhos, calcáreos microbiais e evaporitos depositados em diversos ciclos. O Membro Oiteirinhos é constituído pela alternância de folhelhos e calcilutitos peloidais ou cálcarios microbiais marinhos depositados nas porções menos restritas externas à bacia evaporítica.

Szatmari *et al*. (1974) colocam a sequência evaporítica da Formação Muribeca como representante de uma fase transicional entre um ambiente continental e marinho em uma bacia rasa que sofreu repetidas dissecações. Estes autores reconhecem dois períodos distintos de deposição evaporítica caracterizados, respectivamente, por um aumento gradual de concentração das salmouras seguido por uma diluição abrupta inicial e posteriormente uma diluição gradual dela. As sequências foram subdivididas em 9 ciclos refletindo as mudanças cíclicas na salinidade da salmoura e seu conteúdo detrítico. Nos ciclos I a VI, a salinidade do ambiente é crescente, e nos ciclos VII a IX, a salinidade é decrescente (Fig. 4.19A e 4.19B). Cabe ressaltar aqui a ocorrência de depósitos de taquidrita (um sal extremamente raro e solúvel) (SZATMARI *et al*., 1974). Estes mesmo autores sugeriram a existência de um conjunto de pequenas bacias evaporíticas onde as concentrações de sais seriam progressivamente maiores em direção às áreas mais distais a entrada de água marinha. Baseado nas associações de fácies e correlações estratigraficas Souza-Lima (2008) e Araujo *et al*. (2009) sugeriram para os Membros Carmópolis e Ibura da Formação Muribeca um ambiente deposicional composto por um sistema de leques aluviais associado a um complexo lacustre-lagunar hipersalino e evaporítico em um clima semiárido.

Oliver (1997) propôs o modelo deposicional de salinas para a deposição dos evaporitos Ibura, tendo ocorrido neste ambiente inúmeros episódios de inundações provocados pela entrada de água marinha e continental. Estes eventos provocaram a dissolução de parte dos sais depositados anteriormente formando um lago salobro. O estágio seguinte é marcado por uma intensa evaporação e concentração de sais na água com a precipitação subaquosa de halita. Com o aumento da concentração da salmoura inicia-se a precipitação dos sais mais solúveis (carnalita, silvita e taquidrita) (Fig. 4.19 C) até o ressecamento total do lago (Fig. 4.20). Nas bordas e porções mais rasas do lago seriam gerados os calcáreos estromatolíticos. A intensa evaporação e concentração das águas teria gerado uma planície de sabkha nas bordas precipitando a anidrita nodular. A ocorrência de sais de elevada solubilidade (carnalita e taquidrita) intercalados com halita sugere eventos episódicos de diluição da salmoura.

A inundação das sequências de mais alta solubilidade (carnalita-taquidrita) por salmouras mais diluídas ocasionou a dissolução da taquidrita e a lixiviação do $MgCl_2$ das carnalitas precipitando a silvinita (silvita+halita) (Fig. 4.19A, 4.19B e 4.19C). A datação da silvinita pelo método Ar^{39}-Ar^{40} indicou a idade de cerca de 110 milhões de anos, atribuindo assim uma idade mais jovem para a formação do Gigante Salino do Atlântico Sul (SZATMARI *et al*., 2021).

Versão exclusiva do autor

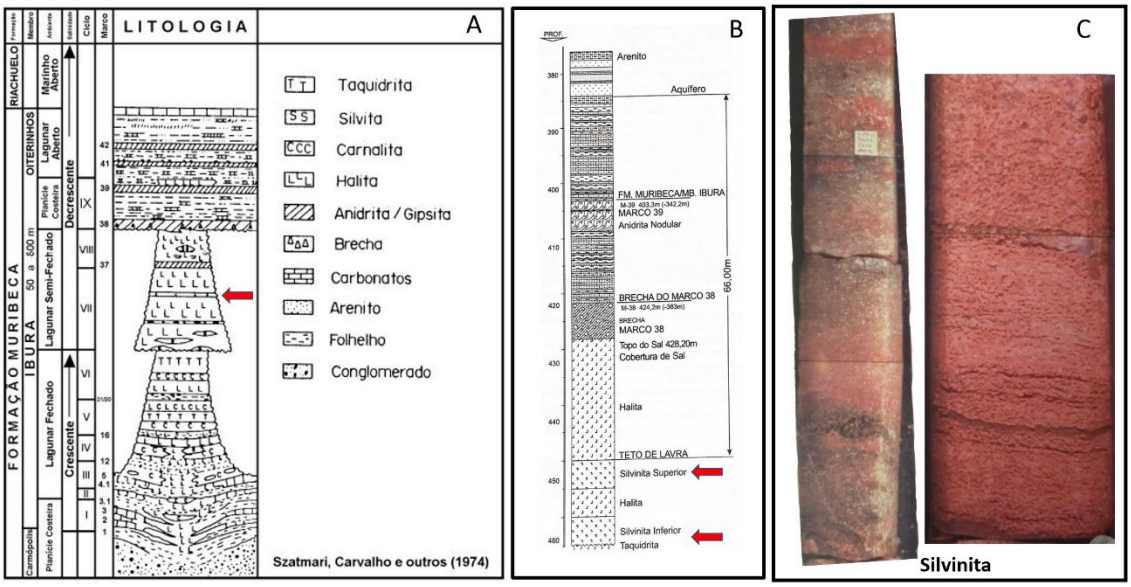


Figura 4.19 – (A) Coluna litoestratigráfica do Membro Ibura da Fm. Muribeca com os ciclos de salinidade e interpretação dos paleoambientes deposicionais; (B) Perfil litoestratigráfico da mina de Taquari-Vassouras; (C) Testemunhos do minério silvita (fonte: A - SZATMARI *et al*., 1974; B - CARVALHO JR.; ALVES, 2000; C - foto: MAM SILVA).

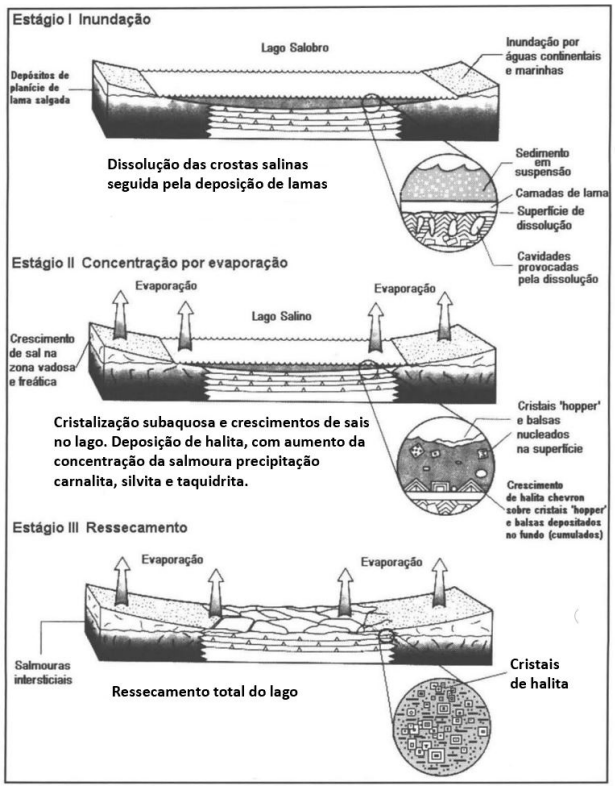


Figura 4.20 – Esquema da deposição dos evaporitos na Bacia de Sergipe. O estágio I é marcado pela entrada de águas continentais e marinhas na bacia provocando a dissolução das crostas e deposição de lamas. No estágio II, com a evaporação acentuada e concentração das salmouras, inicia-se a precipitação de halita. Posteriormente a salmoura atinge a fase de precipitação dos sais carnalita, taquidrita e silvita. O estágio III pode terminar com o ressecamento total da salmoura. O processo inundação/ressecamento se repetiu proporcionando a formação de ciclos característicos e a grande espessura dos sais da bacia. As profundidades da lâmina de água não estão aqui representadas (LOWENSTEIN; HARDIE, 1985, modificado de OLIVER, 1997).

Versão exclusiva do autor

A mina de Taquari-Vassouras localiza-se no município de Rosário do Catete – SE, distando 60 km da cidade de Aracaju. A bacia evaporítica na região de Taquari-Vassouras ocupa uma área aproximada de 185 km^2. O teor de KCl no minério varia em torno de 30% (CARVALHO JR.; ALVES, 2000). Em 2016 as reservas de silvinita (KCl+NaCl) da mina de Taquari-Vassouras foram estimadas em 55 milhões de toneladas, tendo sido produzidas neste mesmo ano 501 mil toneladas de KCl (DNPM- Sumário Mineral, 2011).

Os depósitos de silvinita (Figs. 4.21A e 4.21B), principal minério da mina, ocorrem próximo ao topo da sequência evaporítica no ciclo VII (seta vermelha nas Figs. 4.20A e 4.20B). A mineração é subterrânea e do tipo convencional, e em profundidades que variam de 430 a 460 metros através de galerias onde se encontram câmaras e pilares. O acesso às galerias é feito através de um poço vertical (shaft). Na escavação das câmaras de lavra e posicionamento nos horizontes com maiores teores de KCl são utilizados marcos estratigráficos compostos por halita fina e argila (Fig. 4.21B). O material é desmontado e levado por correias até a superfície utilizando o "shaft". Na superfície é britado e moído indo depois para a usina de processamento (FLORENCIO, 2008).

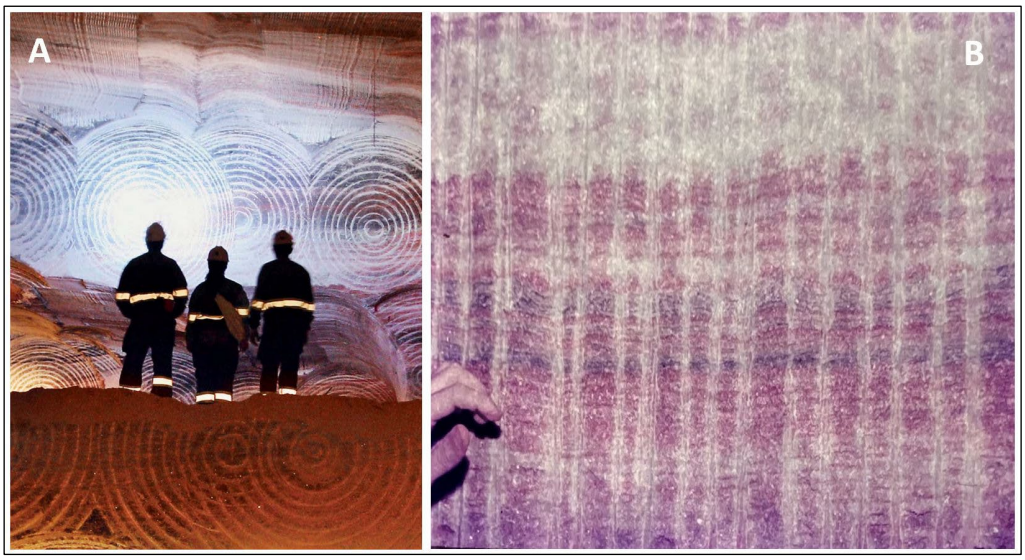


Figura 4.21 – (A) Galeria da mina de Taquari-Vassouras. Os círculos concêntricos são o resultado da ação mecânica da broca para desagregar o minério; (B) Camada de silvinita na mina
(A) http://www.vale.com/brasil/PT/aboutvale/news/Documents/historia70anos/Vale_Livro_Nossa_Historia_cap9.pdf; (B) F. OLIVER.

4.4 - Domos de Sal

A formação dos domos salinos se baseia nos princípios da mecânica dos fluidos, a qual postula que o crescimento de um domo de sal é essencialmente o resultado de movimento de fluidos muito viscosos sob a influência de forças de gravidade. Esta teoria baseia-se nas seguintes suposições: sal e sedimentos sotopostos comportam-se como fluidos altamente viscosos através do tempo geológico; deve existir uma diferença negativa de densidade entre o sal e os sedimentos de carga. Isso ocorre a uma profundidade entre 600 e 900 m. O sal mais leve tende a subir; devem existir irregularidades na base ou no topo da camada salina, para que o movimento do fluxo se inicie; o início da ascensão começa por influência de um movimento tectônico. Esse movimento de subida do sal é denominado de halocinese e pressiona as rochas sobrejacentes, deformando-as e formando estruturas do tipo domo (Fig. 4.22) uma vez que a camada de sal original é geralmente tabular. Dependendo de

Versão exclusiva do autor

certas condições uma rocha capa pode se formar no topo do domo a qual contém depósitos de enxofre disseminados. Esses domos salinos, quando causados por halocinese também podem ser chamados de diápiros identificados na sísmica de reflexão por anticlinais e sinclinais lateralmente dispostas (Fig. 4.23).

Em alguns casos esse processo pode estar vinculado a esforços extensionais ou compressionais decorrentes da tectônica onde a bacia está inserida. O conhecimento de processos de halocinese e mapeamento de domos de sal é muito importante no ramo de extração de petróleo no mar, uma vez que podem formar excelentes armadilhas para petróleo.

Um domo salino tem um núcleo de sal com 90% de halita (NaCl), 3% de anidrita ($CaSO_4$) e outros 7% que podem ser dolomita, calcita, barita, pirita, quartzo celestita e enxofre. Na parte superior dos domos podemos ter a rocha capa cuja ocorrência decresce com o aumento da profundidade. A rocha capa tem três partes principais: a zona superior onde se encontram carbonatos, a zona de transição com anidrita, gipsita e calcário e a zona inferior composta de anidrita compactada (ROCHA, 1973). É na zona de transição que ocorrem os depósitos de enxofre nativo.

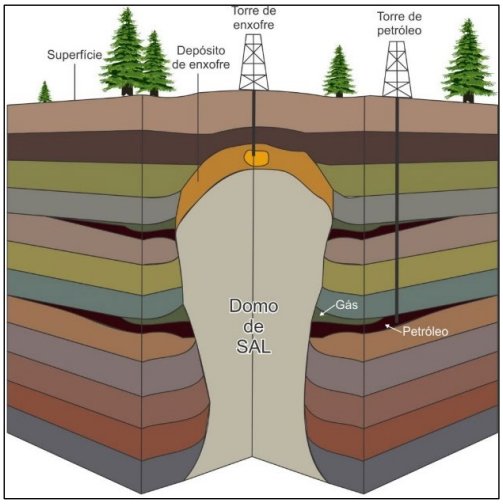


Figura 4.22 – Esquema de um domo salino com rocha capa onde pode ocorrer enxofre nativo (fonte: http://gill.tamug.tamu.edu/mars615).

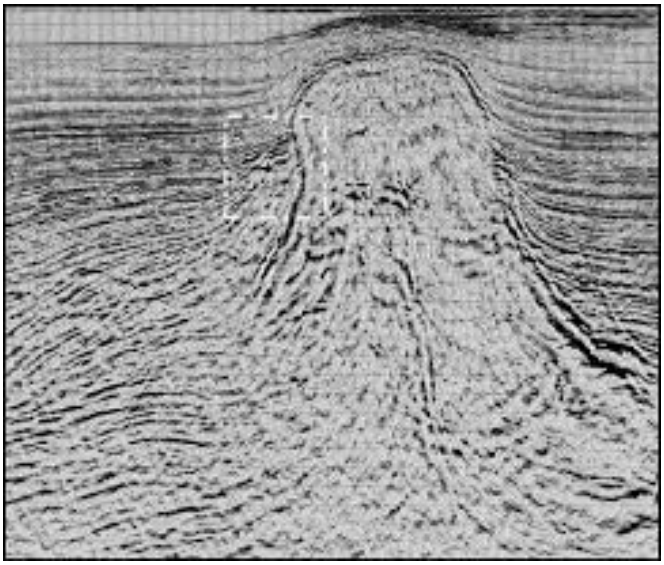


Figura 4.23 – Registro de sísmica de reflexão de um domo salino (fonte: http://www.glyfac.buffalo.edu/mib/class/325/Lecture/07/0701SeismReflect.pdf).

Versão exclusiva do autor

Feely e Kulp (1957), baseados na aplicação de técnicas isotópicas, reações de laboratório e estudos bacteriológicos, descrevem a origem do enxofre nativo nos domos: a rocha capa se forma quando o topo do diápiro de sal penetra um aquífero. A Halita se dissolve e deixa um resíduo relativamente insolúvel de anidrita ($CaSO_4$). Bactérias redutoras de sulfato na presença de hidrocarbonetos oxidam a matéria orgânica, reduzem o sulfato e emitem CO_2 e H_2S com produto de descarte. O CO_2 reage com os íons de cálcio da anidrita para formar carbonato de cálcio ($CaCO_3$), e o H_2S se oxida para S nativo segundo as reações abaixo:

Reação de redução do sulfato

$$CaSO_4 + HC \text{ (hidrocarboneto)} + \text{Bactéria} \text{ ----- } H_2S + H_2O + CaCO_3$$

Reação de oxidação do H_2S

$$3H_2 + SO_4 \text{ ---------- } 4S + 2\ H_2O + 2\ OH.$$

A anidrita na zona de transição forma-se pela concentração e cimentação dos resíduos insolúveis do núcleo de sal, devido à lixiviação da halita pela circulação de água subsuperficiais no topo do domo, quando este penetra rochas permo-porosas. A espessura da anidrita depende da razão do movimento do sal, da razão do fluxo da água e do conteúdo de anidrita disseminado no sal. Com base na origem dos depósitos de S na rocha capa dos domos salinos e nos processos relacionados Feely e Kulp (1957), estabeleceram critérios que permitem avaliar a probabilidade de um domo ainda não explorado conter S em quantidades comerciais na sua rocha capa: tendo em vista que a rocha-capa se forma quando o sal é lixiviado, somente aqueles domos que penetram camadas permo-porosas são potencialmente portadores de enxofre; somente domos com espessa rocha-capa de anidrita e calcita devem ser pesquisados. Desde que grandes quantidades de petróleo devem ser usadas durante a formação do gás sulfídrico e calcário da rocha capa, os domos que mostrarem espessas camadas geradoras de petróleo em seus flancos merecem mais esforço exploratório de sua rocha-capa. Tendo em vista que o enxofre só se formará no domo, quando o gás sulfídrico produzido na rocha capa não pode escapar, há necessidade de uma boa armadilha para o seu aprisionamento. Por isto, domos mostrando extensivo fraturamento sobre a sua cobertura estariam sujeitos a perda de H_2S.

Por razões similares, domos cujas rochas-capa alcançaram a profundidade de 30 m (aproximadamente) não despertam interesse para enxofre. Domação pronunciada dos sedimentos é necessária para permitir uma migração rápida de água através da rocha-capa. Um domo, cuja rocha capa alcançou a superfície num determinado tempo geológico passado, sofrendo erosão e destruição dos depósitos de S, pode ser ainda pesquisado. Novos depósitos poderiam se formar após seu soterramento pela sedimentação posterior.

Nos EUA, na costa do Golfo do México, entre o continente e o oceano, existem 329 domos dos quais 24 apresentam rocha capa que contém enxofre (EARNEY, 1990). A maior parte do enxofre é produzida em terra, mas uma grande mina offshore – a Grand Isle – operou nos Estados Unidos em águas rasas (15 m), a cerca de 11 km da costa da Louisiana central (Fig. 4.24). A jazida estava situada sob 30,5 m de rocha calcária e 540 m de sedimentos.

Versão exclusiva do autor



Figura 4.24 – Planta original da Freeport Sulphur Company incorporada pela Freeport MacMoran Inc. (fonte: cardcow.com/72147).

A Freeport-MacMoRan Inc. foi a última proprietária da instalação e usava o método Frasch para extrair os calcários com enxofre que cobrem as cúpulas de sal. Neste processo, a água do mar aquecida a 160°C é bombeada sob pressão no depósito de enxofre, fundindo-o (Fig. 4.25). O enxofre fundido é forçado para um tubo que é colocado dentro do tubo que transporta a água para a formação (EARNEY, 1990). A pressão da água, sendo bombeada para o depósito, força o enxofre parcialmente à superfície. Em vez de bombear o enxofre pelo resto do caminho, o ar é injetado no enxofre que, ao causar uma diminuição na densidade da coluna de enxofre, permite que ele suba até a superfície. O enxofre é enviado para a costa através de tubos externamente encamisados e aquecidos com água. O uso do processo de extração Frasch envolve vários requisitos. Os depósitos de enxofre devem ter permeabilidade uniforme, embora sejam relativamente separados de outros estratos permeáveis. O depósito também deve estar em uma profundidade adequada para evitar evaporação quando a temperatura da água injetada está em 150 a 170°C, mas raso o suficiente para que o custo do poço não seja proibitivo. Finalmente, como o processo de Frasch é termicamente ineficiente, os depósitos devem ser ricos em enxofre.

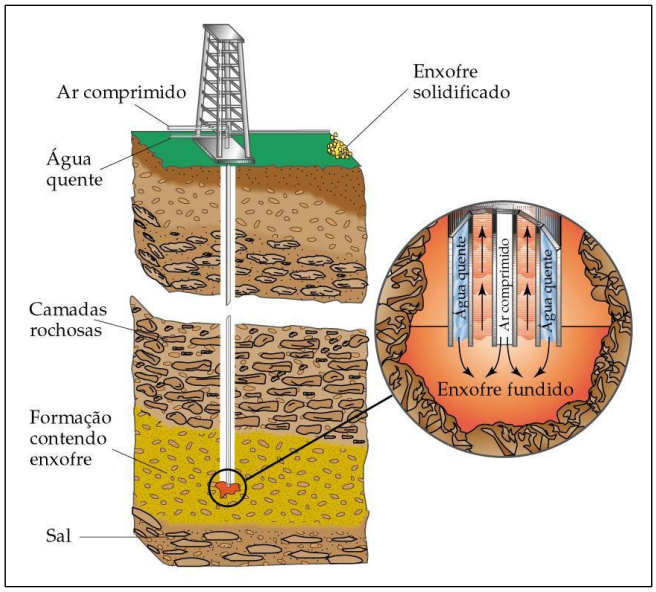


Figura 4.25 – Esquema do Processo Frasch (fonte: https://docplayer.com.br/72347096-Grupo-16-grupo-dos-calcogenios.html).

Versão exclusiva do autor

No Brasil, os depósitos evaporíticos do Cretáceo ocorrem nas bacias sedimentares marginais e são conhecidas ocorrências de gipsita, anidrita, salgema e sais de potássio e magnésio. Os depósitos vão da bacia de Alagoas ao Platô de São Paulo (SOUZA *et al*., 2009) numa extensão de 1.500 km. Ocorrem também na porção emersa de algumas bacias como as do Espírito Santo e Sergipe-Alagoas onde foram mais estudados (CAVALCANTI, 2011). A largura máxima da bacia salífera é no seu extremo sul na latitude de Santos onde se estende por aproximadamente 650 km até o Platô de São Paulo (MARTINS; SOUZA, 2007). O sal ocorre tanto na forma de depósitos tabulares como formando domos e almofadas.

Os domos presentes nas regiões de Abrolhos Norte e Mucuri (BA) juntamente com os da Barra Nova (ES) podem ser economicamente interessantes uma vez que são relativamente rasos e próximos à costa. Os três domos localizados ao norte de Abrolhos estão localizados numa lâmina d'água entre 25 e 30 m cujo topo da camada de sal situa-se a 300 m do leito marinho. Os domos de Mucuri situam-se a 25 m e o topo de um deles é quase aflorante (CAVALCANTI, 2011).

Tendo em vista a associação do enxofre com o óleo, as bacias evaporíticas que contém óleo são potencialmente favoráveis para depósitos de enxofre na rocha capa dos domos salinos desde que preencham alguns dos critérios apontados por Feely e Kulp (1957). Os domos da plataforma continental do Espírito Santo apresentam interesse imediato tanto pelas condições de localização em termos de profundidade e distância da costa como similaridades com os domos salinos do Golfo do México. Segundo Rocha (1973; 1975) com base em seções sísmicas, mapas gravimétricos e dados de poços foram selecionados 21 domos na margem continental leste dos quais 3 apresentam possibilidade de conter enxofre. Esses domos situam-se na foz do Rio Doce e, portanto, na porção submersa da Bacia do Espírito Santo onde já se constatou indícios de enxofre na porção emersa. Segundo Souza *et al*. (2009) em termos de prioridade e importância de recursos minerais do mar, no Brasil o enxofre é o bem mineral que segue os hidrocarbonetos caso realmente existam depósitos comerciais nas rochas capeadoras da foz do Rio Doce.

4.5 - Considerações Finais

A halita, gipsita, silvita, entre dezenas de outros sais, são minerais evaporíticos de enorme importância econômica. No ambiente marinho eles são formados pela evaporação progressiva da água do mar em situações climáticas de aridez, e em ambientes isolados onde a salmoura pode ser renovada com frequência, porém não o suficiente para ser diluída, de forma que essa repetição de influxo da água do mar e evaporação forma sequências cíclicas de evaporitos. Isso pode acontecer em ambientes de sabkha, lagunas ou salinas, no ambiente de mar raso ou em águas mais profundas. As taxas de sedimentação ou de acúmulo são muito altas e, em alguns milhares ou poucos milhões de anos, sequências de mais de 1 km de espessura podem ser formadas preenchendo bacias sedimentares contendo importantes reservas de sais. Estes depósitos econômicos, explorados desde a antiguidade, especialmente no caso da halita, são encontrados em diversas partes do mundo com idades que variam desde o Proterozoico até os dias atuais. No caso da halita, além dos depósitos onde ela é extraída de minas subterrâneas, as salinas naturais ou artificiais são as que fornecem as maiores quantidades de sal para o consumo. Apresentamos aqui neste trabalho o exemplo de exploração da halita a partir das minas da Bacia do Zechstein (Europa), uma das explorações mais antigas realizadas pelo homem; trata-se de uma enorme bacia apresentando uma sequência evaporítica de idade Permiana na forma de domos e diápiros. O sal é extraído pelo método convencional de

Versão exclusiva do autor

escavação em minas a profundidade de 450m (mais raso) e a níveis de 600-750 m na mineração principal.

No Brasil, além de inúmeras salinas artificiais, como no estado do Rio Grande do Norte, responsáveis por boa parte da demanda do sal consumido, a halita é extraída também na sequência evaporítica Cretácica nas Bacias de Sergipe e Alagoas (nordeste do Brasil).

A gipsita vem sendo explorada no sul da Austrália, entre muitos outros lugares no mundo, a partir de depósitos lagunares Holocênicos; ela é colocada em pilhas nas áreas vizinhas a bacia por onde passa por um processo de lixiviação, o qual pode demorar vários anos, até se obter um minério puro de sulfato de cálcio. No Brasil a ocorrência mais importante fica na Chapada do Araripe (interior do nordeste) onde uma camada de 40 metros de espessura é explorada em minas a céu aberto.

A silvita é extraída no Brasil da sequência evaporítica do Cretáceo da Bacia de Sergipe da mina de Taquari-Vassouras. Ela é encontrada na mina a profundidades de 430-450 metros e explorada através de galerias pelo método de extração subterrânea convencional. Inúmeras bacias no mundo fornecem silvita, como a Formação Salado do Permiano do Texas e Novo México (EUA).

Os domos e diápiros de sal têm papel econômico relevante, principalmente como fornecedores de enxofre presentes na capa desses corpos; eles também têm papel fundamental como selantes em reservatórios de petróleo. Uma formação importante das camadas evaporíticas como selantes é a do óleo presente nas camadas do pré-sal, um extraordinário exemplo de associação entre evaporitos e o petróleo, ocorrência marcante da margem sudeste do Brasil.

Uma última consideração diz respeito aos cuidados que se impõem durante a extração dos sais em minas, para que a estabilidade geológica da região seja mantida. A retirada desses sais de halita e também silvita com métodos exploratórios que podem levar a dissolução do depósito subterrâneo, podem gerar a formação de grandes cavidades e fraturas/fissuras que eventualmente provoquem colapsos na superfície do terreno, formação de cavernas, abaulamentos bem como rachaduras no solo. Em áreas urbanas ou nas suas proximidades, as consequências disso podem ser trágicas, a exemplo do que ocorre em vários bairros da cidade de Maceió (Alagoas). É importante, portanto, a escolha correta do método e o acompanhamento das etapas de mineração para a manutenção da estabilidade geológica e ambiental.

Referências Bibliográficas

ARAÚJO, C. C.; MORETTI, P.A.; MADRUCCI, V.; CAMARRAL, N. G.; TOCZECK, A.; ALMEIDA, A. B. 2009. Carbonatos aptianos do Campo de Carmópolis, Bacia de Sergipe-Alagoas: estratigrafia e modelo deposicional. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 17(2): 311–330.

CARVALHO Jr., A.L.P.; ALVES, E.A.A. 2000. O planejamento de lavra da mina de Taquari-Vassouras. *In*: Congresso Brasileiro de Mina Subterrânea. 1, 2000, Belo Horizonte, MG. Anais... Instituto Brasileiro de Mineração. 13p. CD-ROM.

CASAS, E.; LOWENSTEIN, T. K.; SPENCER, R. J.; PENGXI Z. 1992. Carnallite mineralization in the nonmarine Qaidam Basin, China: evidence for the early diagenetic

Versão exclusiva do autor

origin of potash evaporites. Journal of Sedimentary Research, 62(5): 881–898. DOI: 10.1306/D4267A05-2B26-11D7-8648000102C1865D.

CAVALCANTI, V. M. M. 2011. Plataforma Continental. A última fronteira da mineração brasileira. Ministério de Minas e Energia. Departamento de Produção Mineral. Diretoria de Planejamento e Desenvolvimento da Mineração. Programa de Avaliação de distritos Mineiros. DNPM. 96 p.

CURTIS, R.; EVANS, G.; KINSMAN, D. J. J.; SHEARMAN, D. J. 1963. Association of dolomite and anhydrite in the recent sediments of the Persian Gulf. Nature, 197: 679–680. DOI: 10.1038/197679a0.

DEMICCO, R. V.; LOWENSTEIN, T. K.; HARDIE, L. A.; SPENCER R.J. 2005. Model of Seawater Composition for the Phanerozoic. Geology, 33(11): 877–880. DOI: 10.1130/G21945.1.

DNPM. 2011. Sumário Mineral / Ministério de Minas e Energia, Departamento Nacional de Produção Mineral, coordenação Sumário Mineral – Brasília, 20. 128p.

EVANS, R.; KIRKLAND, DIW. 1988. Evaporitic environments as a source for petroleum. *In*: Schreiber, B.C. (Ed). Evaporites and Hydrocarbons. Columbia University Press. New York. 475p. ISBN 0-231-06530-2.

EARNEY, F. C. F. 1990. Marine Mineral Resources. Ocean Management and Policy Series. Routledge, Londres, 387 p.

FEELY, H. W.; KULP, J. L. 1957. Origin of Gulf Coast salt-dome sulphur deposits. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, AAPG Bulletin, 41(8): 1802–1853. DOI: https://doi.org/10.1306/0BDA5939-16BD-11D7-8645000102C1865D

FLORENCIO, C. P. 2008. A Mineração de Evaporitos. *In*: MOHRIAK, W.; SZATMARI, P.; ANJOS, S. M. C. (Orgs.). Sal, Geologia e Tectônica. Exemplos nas Bacias Brasileiras. Editora Beca. p. 406–415. ISBN 978-85-87256-49-2.

HANDFORD, C. R. 1990. Halite depositional facies in a solar pond: A key to interpreting physical energy and water depth in ancient deposits? Geology, 18(8): 691–694. DOI: 10.1130/0091-7613(1990)018%3C0691:HDFIAS%3E2.3.CO;2.

HARDIE, L. A. 1996. Secular variation in seawater chemistry: An explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporites over the past 600 m.y. Geology, 24(3): 279–283. DOI: 10.1130/0091-7613(1996)024%3C0279:SVISCA%3E2.3.CO;2.

HARDIE, L. A.; LOWENSTEIN, T. K.; SPENCER, R. J. 1985 The problem of distinguishing between primary and secondary features in evaporites. *In*: SCHREIBER, B. C.; HARNER, H. L. (Eds.). Sixth International Symposium on Salt. Salt Institute, Alexandria, VA, p. 11–39.

HOLT, N. M.; GARCÍA-VEIGAS, J.; LOWENSTEIN, T. K.; GILES, P. S.; WILLIAMS-STROUD, S. 2014. The Major-Ion Composition of Carboniferous Seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta, 134: 317–334. DOI: 10.1016/j.gca.2014.03.009.

HORITA, J.; ZIMMERMANN, H.; HOLLAND, H. D. 2002. Chemical evolution of seawater during the Phanerozoic: Implications from the record of marine evaporites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66(21): 3733–3756.

KENDALL, A. C.1984. Evaporites. *In*: WALKER, R.G. (Ed.) Facies Models. 2a ed. Geoscience Canada Reprint Series 1, cap.17, p. 259–296.

Versão exclusiva do autor

KENDALL, A. C.; WARREN, J. K. 1988. Peritodal Evaporites and Their Sedimentary Assemblages. *In*: SCHREIBER, B. C. (Ed.). Evaporites and Hydrocarbons. Columbia University Press, 473p. ISBN 0-231-06530-2.

KENDALL, A. C.; HARWOOD, G. M. 1996. Marine Evaporites: arid shorelines and basins. *In*: READING, H. G. (Ed.). Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Blackwell Science. 688p. ISBN 0-632-03627-3.

KIRKLAND, D. W.; EVANS, R. 1981. Source-rock potential of evaporitic environment. American Association of Petroleum Geologists, AAPG Bulletin, 65(2): 181–190. DOI: 10.1306/2F91979C-16CE-11D7-8645000102C1865D.

LOWENSTEIN, T. K. 1988. Origin of depositional cycles in a Permian "saline giant": The Salado (McNutt Zone) evaporites of New Mexico and Texas. Geological Society of America. GSA Bulletin, 100: 592–608. DOI: 10.1130/0016-7606(1988)100%3C0592:OODCIA%3E2.3.CO;2.

LOWENSTEIN, T. K.; SPENCER, R. J. 1990. Syndepositional origin of potash evaporites: petrographic and fluid inclusion evidence. American Journal of Science, 290(1): 1-42. DOI: 10.2475/ajs.290.1.1.

LOWENSTEIN, T. K.; SPENCER, R. J.; PENGXI Z. 1989. Origin of ancient potash evaporites: clues from the modern nonmarine Qaidam Basin of western China. Science, 245(4922): 1090–1092. DOI: 10.1126/science.245.4922.1090.

LOWENSTEIN, T. K.; TIMOFEEFF, M. N.; BRENNAN, S. T.; HARDIE, L. A.; DEMICCO, R. V. 2001. Oscillations in Phanerozoic Seawater Chemistry: Evidence from Fluid Inclusions. Science, 294(5544): 1086–1088. DOI: 10.1126/science.1064280.

LOWENSTEIN, T. K.; HARDIE, L. A.; TIMOFEEFF, M. N.; DEMICCO, R. V. 2003. Secular Variation in Seawater Chemistry and the Origin of Calcium Chloride Basinal Brines. Geology, 31(10): 857–860. DOI: 10.1130/G19728R.1.

LOWENSTEIN, T. K.; WELDEGHEBRIEL, M. F.; SIROTA, I.; EYAL, H.; MOR, Z.; LENSKY, N. G. 2021. Criteria for the recognition of clastic halite: The modern Dead Sea shoreline. Sedimentology, 68: 2253–2269. DOI: 10.1111/sed.12907.

LUZ, A. B.; LINS, F. A. F. (Eds.). 2008. Rochas & Minerais Industriais: usos e especificações. 2a ed., Rio de Janeiro: CETEM/MCT, 2008. 990p. ISBN 978-85-61121-37-2.

MACHADO, M. A. P. 2018. Pré-Sal: A Saga. L&PM, 218p. ISBN 978-85-254-3777-8.

MARTINS, L. R. S.; SOUZA, K. G. 2007. Ocorrência de Recursos Minerais na Plataforma Continental Brasileira e Áreas oceânicas adjacentes. Revista Parcerias Estratégicas, 24: 137–190.

MOHRIAK, W.; SZATMARI, P. 2008. Introdução às propriedades químicas e físicas dos evaporitos. *In*: MOHRIAK, W.; SZATMARI, P.; ANJOS, S. M. C. (Orgs.). Sal, Geologia e Tectônica. Exemplos nas Bacias Brasileiras. Editora Beca. p. 18–41. ISBN 978-85-87256-49-2.

MOHRIAK, W.; SZATMARI, P.; ANJOS, S. M. C. 2008. Sedimentação de Evaporitos. *In*: MOHRIAK, W.; SZATMARI, P.; ANJOS, S. M. C. (Orgs.). Sal, Geologia e Tectônica. Exemplos nas Bacias Brasileiras. Editora Beca. p. 66–91. ISBN 978-85-87256-49-2.

OLIVER, F. Z. 1997. Seqüência Evaporítica Ibura da Bacia de Sergipe, Revisão de Fácies Sedimentares, Paleoambientes Deposicionais e Potencialidades na Geração de Petróleo. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia da UFF, 145p.

Versão exclusiva do autor

READING, H. G. 1996. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Blackwell Science. 688p. ISBN 0-632-03627-3

ROCHA, J. M. 1973. Domos de sal e possibilidades de enxofre, Plataforma continental da Bahia Sul/Espírito Santo. Projeto REMAC, 92 p. Relatório interno, Rio de Janeiro, Brasil.

ROCHA, J. M.1975. Recursos Minerais do Mar: Recursos Subsuperficiais. Projeto REMAC, 23 p. Relatório interno, Rio de Janeiro, Brasil.

RYAN, W. B. F.; CITA, M. B.; RAWSON, M. D.; BURKCLE, L. H.; SAITO, T. 1974. A paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific, and Indian Oceans in order to investigate the responsive of the world oceans to the Mediterranean "Salinity Crisis". *In*: SCHREIBER, B. C. (Ed.). Evaporites and Hydrocarbons. Columbia University Press, 473p. ISBN 0-231-0653-2.

SANDBERG, P. A. 1983. An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. Nature, 305: 19–22. DOI: 10.1038/305019a0.

SCHREIBER, B. C. 1986. Arid shorelines and evaporites. *In*: READING, H. G. Sedimentary Environments and facies. 2a ed., Blackwell Scientific Publishers. 615p. ISBN 0632012234.

SCHREIBER, B. C. 1988. Subaqueous Evaporite Deposition. *In*: SCHREIBER, B. C. (Ed.) Evaporites and Hydrocarbons. Columbia University Press, 473p. ISBN 0-231-06530-2.

SCHREIBER, B. C.; SCHREIBER, E. 1977. The salt that was. Geology, 5(9): 527–528. DOI: 10.1130/0091-7613(1977)5%3C527:TSTW%3E2.0.CO;2.

SCHREIBER, B.C.; PHILP, R. P.; BENALI, S.; HELMAN, M. L.; DE LA PEÑA, J.A.; MARFIL, R.; LANDAIS, P.; COHEN, A. D.; KENDALL, C. G St. C. 2001. Characterisation of Organic Matter Formed in Hypersaline Carbonate/Evaporite Environments: Hydrocarbon Potential and Biomarkers obtained through Artificial Maturation Studies. Journal of Petroleum Geology, 24(3): 309–338. DOI: 10.1111/j.1747-5457.2001.tb00677.x.

SILVA, M. A. M. da; SANTOS, C. L. dos. 1997. Halitas das Salinas de Cabo Frio: Reconhecimento das Morfologias como Subsídio para o Entendimento de Halitas Pretéritas. Boletim Geociências Petrobras, 11(1/2): 74–83.

SILVA, M. A. M. da; SCHREIBER, B. C.; SANTOS, C. L. dos. 2000. Evaporitos como Recursos Minerais. *In*: MELLO, S.; PALMA, J. (Eds.). Geologia e Geofísica na Exploração de Recursos Minerais Marinhos. Revista Brasileira de Geofísica, 18(3): 337–350. DOI: 10.1590/S0102-261X2000000300011.

SIROTA, I.; ENZEL, Y.; LENSKY, N. G. 2017. Temperature seasonality control on modern halite layers in the Dead Sea: In situ observations. Geological Society of America. GSA Bulletin, 129(9-10): 1181–1194. DOI: 10.1130/B31661.1.

SIROTA, I.; YEHOUDA, E.; ZIV, M.; MOSHE, L. B.; EYAL, H.; LOWESTEIN, T.; NADAV, L. G. 2020a. Sedimentology and stratigraphy of a modern halite sequence formed under Dead Sea level fall. Sedimentology, 68(3): 1069–1090. DOI: 10.1111/sed.12814

SIROTA, I.; OUILLON, R.; MOR, Z.; MEIBURG, E.; ENZEL, Y.; ARNON, A.; LENSKY, N. G. 2020b. Hydroclimatic Controls on Salt Fluxes and Halite Deposition in the Dead Sea and the shaping of "Salt Giants". Geophysical Research Letters, 47(22): e2020GL090836. DOI: 10.1029/2020GL090836

Versão exclusiva do autor

SOUZA, K. G.; MARTINS, L. R.; CAVALCANTI, V. M.; PEREIRA, C. V.; BORGES, L. F. 2009. Recursos Não-Vivos da Plataforma Continental Brasileira e Áreas Oceânicas Adjacentes. Gravel, UFRGS. EE. 86p.

SOUZA-LIMA, W. 2008. Sequências Evaporíticas da Bacia de Sergipe-Alagoas. *In*: MOHRIAK, W.; SZATMARI, P.; ANJOS, S.M.C. (Orgs.). Sal, Geologia e Tectônica. Exemplos nas Bacias Brasileiras. Petrobras. 448p. ISBN 978-85-87256-49-2.

SZATMARI, P. 1980. The Origin of Oil Deposits: A Model Based on Evaporites. *In*: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia. SBG. Anais. Camboriú, SC. v.1, p. 455–499.

SZATMARI, P.; CARVALHO, R. S.; SIMÕES, I. A.; TIBANA, P.; LEITE, D. C. 1974. Evaporitos de Sergipe. Aracaju: PETROBRAS, RPNE. 159p.

SZATMARI, P.; LIMA, C. M.; FONTANETA, G.; LIMA, N. M.; ZAMBONATO, E.; MENEZES, M. R.; BAHNIUK, J.; COELHO, S. L.; FIGUEIREDO, M.; FLORENCIO, C. P.; GONTIJO, R. 2021. Petrography, geochemistry and origin of South Atlantic evaporites: The Brazilian side. Marine and Petroleum Geology, 127, 104805. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2020.104805.

TIMOFEEFF, M. N.; LOWENSTEIN, T. K.; SILVA, M. A. M. da; HARRIS, N. B. 2006. Secular variation in the major-ion chemistry of seawater: Evidence from fluid inclusions in Cretaceous halites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70(8): 1977–1994. DOI: 10.1016/j.gca.2006.01.020.

WARREN, J. K. 1982. The hydrological setting, occurrence and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in South Australia. Sedimentology, 29(5): 609–637. DOI: 10.1111/j.1365-3091.1982.tb00071.x.

WARREN, J. K. 1983. A review of gypsum reserves at Lake MacDonnell, Eyre Peninsula. Mineral Resources Review, South Australia, n. 152: 12–18.

WARREN, J. K. 1989. Evaporite Sedimentology Importance in Hydrocarbon Accumulation. Prentice Hall. 285p. ISBN 0-13-292335-1.

WARREN, J. K. 2006. Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Springer, 1019 p. ISBN 978-3-540-26011-0.

WARREN, J. K. 2010. Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. Earth-Science Reviews, 98(3-4): 217–268. DOI: 10.1016/j.earscirev.2009.11.004.

WARREN, J. K. 2016. Evaporites. *In*: WHITE, W. M. (Ed.). Encyclopedia of Geochemistry. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer. Cham. DOI: 10.1007/978-3-319-39193-9_100-1.

ZELEK, S. M.; STADNICKA, K. M.; TOBOŁA, T.; NATKANIEC-NOWAK L. 2014. Lattice deformation of blue halite from Zechstein evaporite basin: Kłodawa Salt Mine, Central Poland. Miner Petrol., 108: 619–631. DOI: 10.1007/s00710-014-0323-9.

Versão exclusiva do autor

Sobre os Autores

Maria Augusta Martins da Silva

Geóloga pela UFRJ e mestre em geologia costeira pela UFRGS. Mestrado e PhD pela Columbia University (NY/USA) sobre análise de bacias sedimentares em especial a fase evaporítica das bacias do Araripe e Sergipe. Áreas atuais de interesse são evaporitos, caracterização e evolução dos sistemas costeiros do tipo barreira-laguna no estado do Rio de Janeiro, dinâmica de praias. Professora aposentada da Universidade Federal Fluminense (UFF)

E-mail: mariaaugustasilva0@gmail.com

ORCID: 0000-0003-1877-7304

Flávio Zaborne Oliver

Geólogo pela UFPR e mestre em geologia e geofísica marinha pela Universidade Federal Fluminense. Geólogo de reservatório na EQUINOR atuou na modelagem e caracterização de reservatórios do pré-sal das bacias de Campos e Santos. Atualmente na Trident Energy atuando na bacia de Campos.

E-mail: fzaborne@gmail.com

Lauro Júlio Calliari

Oceanólogo pela Universidade Federal de Rio Grande (FURG), mestre pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e PhD em Ciências Marinhas pelo Virginia Institute of Marine Science (VIMS/EUA). Professor titular e colaborador do curso de pós-graduação em Oceanologia do Instituto de Oceanografia da FURG (IO-FURG). Representante da FURG junto ao Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM).

E-mail: calliarilauro@gmail.com

ORCID: 0000-0002-5503-8300

Tim Lowenstein

Geólogo com BA pela Colgate University (NY/USA) e PhD pela Johns Hopkins University (MD/USA). Principais interesses são evaporitos, geoquímica, geomicrobiologia, paleoclimatologia, com pesquisas recentes sobre variações da química dos oceanos antigos, mudanças climáticas antigas, sobrevivência de microrganismos antigos e DNA em depósitos de sal. Considerado um dos maiores especialistas em evaporitos do mundo. Recebeu prêmios em 2012 e 2016 da Geological Society of America e o Excellence in Research da Binghamton University 2000-2001. Professor emérito do Department of Geological Sciences and Environmental Studies da Binghamton University da State University of New York.

E-mail: lowenst@binghamton.edu

ORCID: 0000-0003-2828-7341

Versão exclusiva do autor

5 – DEPÓSITOS BIOGÊNICOS DE COMPOSIÇÃO CARBONÁTICA

BIOGENIC DEPOSITS OF CARBONATIC COMPOSITION

Iran Carlos Stalliviere Corrêa
Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica
Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS

Lauro Júlio Calliari
Laboratório de Oceanografia Geológica
Universidade Federal do Rio Grande - FURG

Resumo

A grande parte dos organismos que vivem no ambiente marinho contribuem na formação de sedimentos, a partir de suas carapaças, de suas partes esqueletais e mesmo de sua matéria orgânica. "Sedimento bioclástico" é o termo usado para descrever sedimentos ricos em material carbonático, formado por fragmentos e/ou conchas de organismos mortos. A maioria das plataformas continentais de climas tropicais e equatoriais, e em algumas de climas temperados, apresentam depósitos sedimentares com altos teores de restos de corais e materiais conchíferos. Praticamente todo o material carbonático depositado no fundo marinho, pertence à categoria dos sedimentos biogênicos. Nas plataformas continentais se encontram, principalmente, as carapaças e as estruturas esqueletais de organismos bentônicos, enquanto nos taludes continentais e zonas mais profundas, se observa uma proporção crescente de restos de organismos planctônicos (foraminíferos, cocólitos e outros). Os organismos bentônicos são os responsáveis pela formação dos grandes depósitos bioclásticos das plataformas continentais de várias regiões do mundo. Um dos exemplos mais citados na literatura são os depósitos da Grande Barreira de Corais Australiana, que é composta de conchas calcárias e esqueletos de corais, algas, moluscos e foraminíferos. Estes depósitos bioclásticos são de grande importância econômica por podem ser utilizados como corretivos de solos, ração animal, fabrico do cimento, como fonte de cálcio para a farmacologia e como base na produção de cosméticos.

Palavras-chave: material carbonático, material bioclástico, carbonato de cálcio.

Abstract

Most of the organisms that live in the marine environment contribute to the formation of sediments, from their shells, their skeletal parts and even their organic matter. Bioclastic sediment is the term used to describe sediments rich in carbonate material, formed by fragments and/or shells of dead organisms. Most continental shelves in tropical and equatorial climates, and some in temperate climates, have sedimentary deposits with high levels of coral debris and shell material. Practically all carbonate material deposited on the seabed belongs to the category of biogenic sediments. On continental shelves are mainly found the carapaces and skeletal structures of benthic organisms, while on continental slopes and deeper zones, there is an increasing proportion of remains of planktonic organisms (foraminifers, coccoliths and others). Benthic organisms are responsible for the formation of large bioclastic deposits on continental shelves in various regions of the world. One of the most cited examples in the literature are the Australian Great Barrier Reef deposits, which are composed of calcareous shells and coral skeletons, algae, molluscs and foraminifera. These bioclastic deposits are of great economic importance as they can be used as soil improvers, animal feed, cement manufacturing, as a source of calcium for pharmacology and as a basis for the production of cosmetics.

Keywords: carbonate material, bioclastic material, calcium carbonate.

Nota dos Organizadores: o manuscrito deste capítulo foi produzido em abril de 2022.

Versão exclusiva do autor

5.1 - Introdução

Vários organismos contribuem na formação de sedimentos, a partir de suas carapaças, de suas partes esqueletais e mesmo de sua matéria orgânica. O termo "biogênico", geralmente, é utilizado quando se refere as partes duras de composição calcária, siliciosa ou fosfática.

Sedimento bioclástico é um termo usado para descrever sedimentos ricos em material carbonático, formado por fragmentos e/ou conchas de organismos mortos. A maioria das plataformas continentais de climas tropicais e equatoriais, e em algumas de climas temperados, apresentam depósitos sedimentares com altos teores de restos de corais e materiais conchíferos.

Praticamente todo o material carbonático depositado no fundo marinho pertence à categoria dos sedimentos biogênicos. Nas plataformas continentais se encontram, principalmente, as carapaças e as estruturas esqueletais de organismos bentônicos, enquanto, nos taludes continentais e zonas mais profundas, se observa uma proporção crescente de restos de organismos planctônicos (foraminíferos, cocólitos e outros). Nesse contexto, algas calcárias que também são granulados biogênicos são apresentadas no capítulo subsequente por sua tradição de uso, demanda crescente e diversidade de aplicações.

Os organismos bentônicos são os responsáveis pela formação de grandes depósitos bioclásticos das plataformas continentais de várias regiões do mundo. Um dos exemplos mais citados na literatura são os depósitos da Grande Barreira de Corais Australiana, que é composta de conchas calcárias e esqueletos de corais, algas, moluscos e foraminíferos (Fig. 5.1). Grande parte da Flórida se encontra localizada sobre uma plataforma carbonática, formada por organismos bentônicos. No Brasil, os depósitos bioclásticos de composição carbonática, se encontram presentes em quase toda a extensão de sua plataforma continental.



Figura 5.1 – Grande Barreira de Corais – Austrália
(fonte: https://exame.com/wp-content/uploads/2016/11/16318890626_c794af4f1c_b.jpg).

Os sedimentos bioclásticos podem variar em sua granulometria, desde argilas a blocos, e apresentarem áreas-fontes variadas. Depósitos bioclásticos, localizados perto de recifes, na maioria das vezes, consistem em corais e blocos de corais mortos, mas esses

Versão exclusiva do autor

sedimentos também podem conter uma quantidade significativa de argila, silte e areia que foram transportados por correntes oceânicas.

Os processos sedimentares, em desenvolvimento nos ambientes de plataformas, estão relacionados à disponibilidade de sedimentos, ao regime hidrodinâmico e as oscilações do nível do mar (NITTROUER *et al*., 2007; CAMPOS; DOMINGUEZ, 2010). A interação existente entre esses fatores, acaba imprimindo diferentes padrões de sedimentação nas plataformas: os depósitos sedimentares modernos estão concentrados, preferencialmente, nas plataformas internas e médias, enquanto os depósitos formados por sedimentos relíquias carbonatados estão concentrados no ambiente das plataformas externas (PINET, 2009).

5.2 - Produção de Carbonato

A produção de carbonato de cálcio, de origem biológica, é um processo importante nos oceanos. Este pode ser produzido em oceano aberto (pelágico) ou em águas costeiras (nerítico). Nas regiões costeiras, estes contribuem como sedimentos por meio da fragmentação das estruturas esqueletais, produzindo depósitos de areias e cascalhos bioclásticos nas praias, nas plataformas continentais e dentro de recifes.

Organismos marinhos que apresentam partes rígidas do corpo, após a morte, se depositam no fundo marinho, depositando carbonato de cálcio na forma de minerais calcita ou aragonita. Corais, moluscos, foraminíferos, briozoários, algas, são particularmente produtos da formação de depósitos bioclásticos de composição carbonática, assim como algumas espécies de algas verdes (especialmente Halimeda) e algas vermelhas (especialmente Lithothamnium). Após a morte, esses organismos carbonáticos se decompõem por processos de erosão física, química e biológica, resultando em fragmentos de diversas granulometrias, formadores dos sedimentos carbonáticos (Fig. 5.2) (PERRY *et al*., 2011).



Figura 5.2 – Material bioclástico fragmentado de composição carbonática
(fonte: https://farm9.staticflickr.com/8095/8512338009_d5486a131b.jpg).

Versão exclusiva do autor

A produção de carbonato marinho é estimada em aproximadamente 2,5 Gt/ano (MILLIMAN; DROXLER, 1995; HEAP *et al*., 2009). Os maiores contribuintes são os recifes de coral que formam estruturas complexas, cobrindo uma área total de mais de 250.000 km^2 (SPALDING; GRENFELL, 1997; VECSEI, 2004), mas outros organismos, como ostras, também podem formar estruturas de recife menores.

As mudanças climáticas podem afetar a produção e decomposição de carbonato nos oceanos, o que ocasiona implicações nos volumes de sedimentos costeiros. A elevação do nível do mar, pode ocasionar o deslocamento de muitas praias em direção ao continente (NICHOLLS *et al*., 2007). Ilhas formadas por recifes baixos, ao longo dos últimos milênios na orla dos atóis, são particularmente vulneráveis, junto com as comunidades que vivem nelas. A elevação do nível do mar também pode resultar em maior crescimento do recife e produção de sedimentos onde ocorrem recifes de coral saudáveis (BUDDEMEIER; HOPLEY, 1988). Em áreas onde os corais se encontram mortos ou danificados por atividades humanas, os recifes podem não apresentarem capacidade de acompanharem o aumento do nível do mar, caso em que a energia das ondas será capaz de se propagar, mais livremente, através da crista do recife, expondo assim as linhas costeiras a níveis mais elevados de energia das ondas (STORLAZZI *et al*., 2011).

5.3 - Distribuição Global de Depósitos Carbonáticos

As praias são acumulações de sedimentos que se desenvolvem na região costeira. Organismos carbonáticos, particularmente conchas que vivem nas areias, juntamente com conchas mortas retrabalhadas de costas marinhas rasas ou rochosas adjacentes, podem contribuir para a formação dos sedimentos das praias (Fig. 5.3).



Figura 5.3 – Sedimentos clásticos carbonáticos na praia dos Concheiros - Santa Vitória do Palmar, RS (foto: BUCHMANN, 2018).

Versão exclusiva do autor

A dissolução e a reprecipitação do carbonato podem ocasionar a cimentação dos sedimentos formando rochas de praia (Fig. 5.4) ou depósitos de conchas chamados coquínas (Fig. 5.5). Em muitas costas áridas e ilhas sem contribuição fluvial de sedimentos para a região costa, a produção biológica de carbonato é a fonte dominante de areias e cascalhos. Ao longo de milhares de anos, essa fonte biológica de sedimentos carbonáticos pode ter formado praias compostas inteiramente, ou quase inteiramente, de carbonato de cálcio. Onde grandes rios descarregam sedimentos para a costa, ou ao longo das costas cobertas por depósitos glaciais depositados durante a última idade do gelo, as praias são dominadas por sedimentos derivados de fontes terrígenas. Os sedimentos carbonáticos compreendem uma proporção menor desses sedimentos de praia (PILKEY *et al*., 2011).



Figura 5.4 – Arenito de praia em Natal, RN (foto: BUCHMANN, 2018).



Figura 5.5 – Coquina silicificada - rocha sedimentar biogênica
(fonte: https://didatico.igc.usp.br/rochas/sedimentares/coquina).

Versão exclusiva do autor

A areia soprada para o interior, a partir de praias carbonáticas, forma dunas que podem ser extensas e podem se tornar litificadas, formando depósitos substanciais de eolianito carbonático. Depósitos significativos de eolianita são encontrados no Mediterrâneo, África, Austrália, algumas partes do Caribe e no Brasil, na região NE (Fig. 5.6). A ocorrência de eolianitos carbonáticos é, portanto, uma proxy útil para mapear a ocorrência de praias carbonáticas (BROOKE, 2001).



Figura 5.6 – Eolianitos da região NE do Brasil (foto: ALEXANDRE M. CARVALHO).

As praias carbonáticas podem ser compostas por conchas produzidas por espécies tropicais a subpolares, portanto, sua ocorrência não é limitada pela latitude, embora a produção de carbonatos nas plataformas polares tenha sido pouco estudada (FRANK *et al*., 2014). Ritchie e Mather (1984) relataram a existência de praias na Escócia, compostas quase inteiramente de areias bioclásticas de composição carbonática.

As maiores áreas costeiras formadas por sedimentos bioclásticos, apresentam, em média, 60-80% de carbonato de cálcio em sua composição, e se estendem por mais de 6.000 km ao longo da costa temperada do sul da Austrália (JAMES *et al*., 1999; SHORT, 2006). A biota calcária também contribuiu ao longo de grande parte da costa NW e NE da Austrália; os teores de carbonatos são em média 50-70%, com presença de depósitos de eolianitos, ao longo desta costa NW árida (Fig. 5.7) (SHORT, 2010).

Produções semelhantes de carbonato, em áreas não tropicais, ocorre na costa da Nova Zelândia (NELSON, 1988) e no sul do Brasil (CORRÊA; PONZI, 1978a, 1978b; CORRÊA, 1983; CARANNANTE *et al.,* 1988), bem como ao redor do Mediterrâneo, Golfo da Califórnia, Noroeste da Europa, Canadá, Japão, Sul da África e ao redor do Mar do Sul da China setentrional (Fig. 5.7) (JAMES; BONE, 2011).

Versão exclusiva do autor

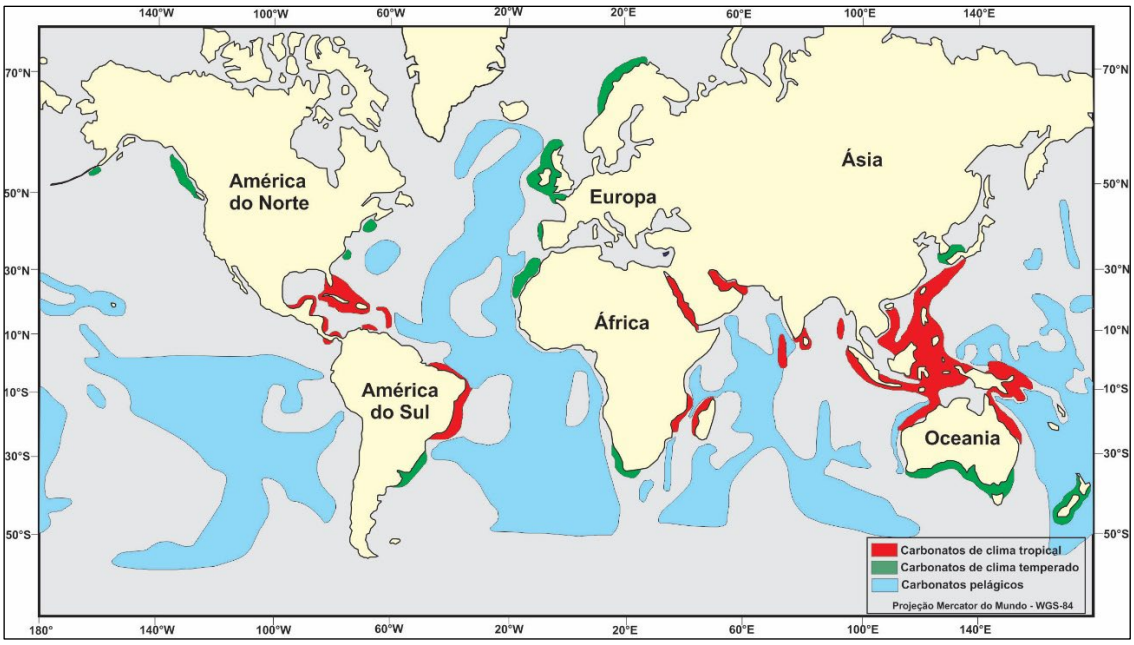


Figura 5.7 – Distribuição dos principais depósitos carbonáticos nos oceanos (modificado de BOSENCE; WILSON, 2003).

Em grandes bancos de carbonato, o carbonato biogênico é suplementado pela precipitação de carbonato inorgânico, incluindo pelotas e depósitos de *grapestone* (aglomerados de grãos de carbonato na forma de cachos de uva) (Fig. 5.8) (SCOFFIN, 1987).

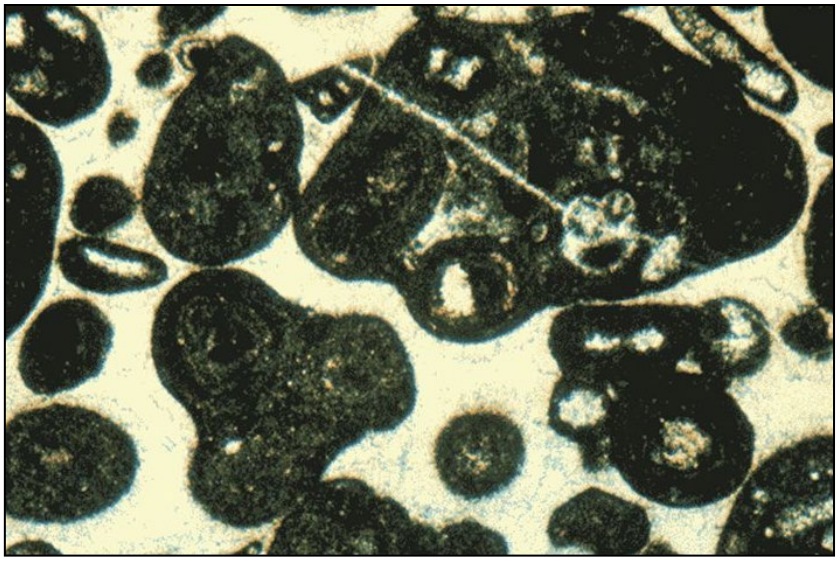


Figura 5.8 – Agregados de grãos (geralmente do tipo ooides) cimentados por atividade microbiana, denominados grapestone
(fonte: https://images.slideplayer.com/27/9035933/slides/slide_14.jpg).

A região das Bahamas é um dos locais onde ooides (oólitos) se formam através da precipitação concêntrica de carbonato em grãos esféricos (Fig. 5.9). Os depósitos de aragonita considerados como "*white gold*" ocorre em águas rasas adjacentes às ilhas de Andros, Bimini e Eleuthera. Esse precipitado químico inorgânico, denominado de oólitos, é o resultado da interação de águas frias, saturadas em carbonato de cálcio, da corrente do Golfo, e as águas quentes em torno das ilhas. Marés de sizígia, transportam as águas para áreas mais rasas onde a mistura ocasiona aumento da temperatura, causando a precipitação do carbonato de cálcio

Versão exclusiva do autor

em torno de um núcleo de forma concêntrica (EARNEY, 1990). O processo ocasiona a formação de grãos com alto conteúdo de $CaCO_3$ (95 a 98%). A precipitação inorgânica, no Golfo Pérsico, também reflete a temperatura e salinidade mais altas da água (PURSER, 1973; BREWER; DYRSSEN, 1985).



Figura 5.9 – Estruturas internas de oólitos vistas ao microscópio
(fonte: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:CarmelOoids.jpg).

5.4 - Sedimentação Carbonática de Plataformas Continentais

Os sedimentos carbonáticos presentes no ambiente marinho podem ser divididos em um número bastante grande de tipos genéticos, pela predominância de um ou outro tipo de organismo remanescente.

O principal tipo de sedimento carbonático pelágico é formado por carapaças de foraminíferos (Fig. 5.10). Todos os outros sedimentos carbonáticos são distintamente subordinados e ocorrem somente como manchas ou franjas.

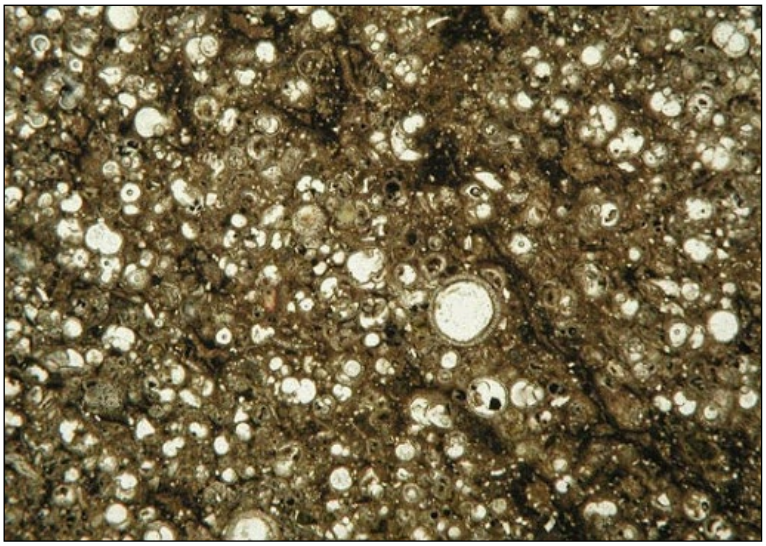


Figura 5.10 – Calcário pelágico formado por assembleia de foraminíferos plantônicos
(foto: http://searg.rhul.ac.uk/current-research/biostratigraphy).

Versão exclusiva do autor

Sedimentos formados de foraminíferos são encontrados entre a latitude 50°N e 50°S. De maneira diferente, com o que ocorre com os sedimentos terrígenos, estes estão sujeitos a uma definida zonalidade vertical. Abaixo de 3.500 a 3.700 m, as testas dos foraminíferos sofrem dissolução, acarretando, que abaixo destas profundidades denominadas de compensação, o conteúdo de carbonato de cálcio seja menor que 10%. Embora a ocorrência dessas vasas carbonáticas apresente volumes imensuráveis do ponto de vista de recursos minerais a sua explotação é muito remota.

A solubilidade do carbonato de cálcio diminui com o aumento da temperatura (Fig. 5.11). 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.

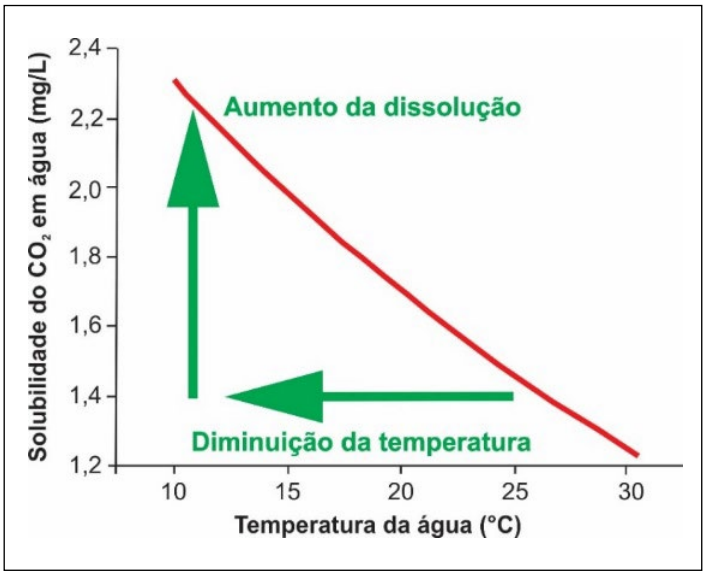


Figura 5.11 – Curva de solubilidade do carbonato de cálcio (modificado de CORRÊA, 2021).

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, gastrópodes, briozoários e fragmentos biodetríticos podem contribuir com quantidades significantes 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 (1978a; 1978b), 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 microconstituintes.

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. 5.12 e 5.13).

Versão exclusiva do autor



Figura 5.12 – Bioherma de ostras – Estados Unidos
(fonte: https://seagrant.umaine.edu/wp-content/uploads/sites/467/2017/09/IMG_1782.jpg).



Figura 5.13 – Bioherma de estromatólitos - Austrália
(fonte: https://www.work-travel-balance.de/wp-content/uploads/Australien-Hamelin-Pool.jpg).

Carapaças de organismos (pelecípode, gastrópode, pterópoda, porífera, antozoa e outros), podem constituir particularmente a fração grossa dos sedimentos carbonáticos, em grupos individuais, sendo representados em várias proporções (Figs. 5.14, 5.15, 5.16 e 5.17).

Versão exclusiva do autor



Figura 5.14 – Gastrópodes marinhos
(fonte: https://valentint.blog.bg/photos/178454/original/shell_morph.jpg).



Figura 5.15 – Corais fósseis (Antozoa)
(foto: Museu Oceanográfico Prof. Eliézer de Carvalho Rios - FURG).



Figura 5.16 – Bivalves fósseis (Pelecípode)
(fonte: http://www.sobiologia.com.br/figuras/Reinos2/conchas.jpg).

Versão exclusiva do autor



Figura 5.17 – Porífera (esponjas fósseis)
(fonte:https://res.cloudinary.com/jerrick/image/upload/fl_progressive,q_auto,w_1024/xv1feaszcjvpmzda07gz.jpg).

Foraminíferos, especialmente, constituem outro tipo de depósitos de carapaças cuja quantidade pode se tornar expressiva (Fig. 5.18).



Figura 5.18 – Foraminíferos bentônicos - Indonésia
(fonte: https://live.staticflickr.com/4091/5005159241_4ecfbb0f33_b.jpg).

Versão exclusiva do autor

5.5 - 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 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. 5.19).



Figura 5.19 – Sequência de foraminíferos planctônicos – Mar do Caribe
(fonte: https://i.pinimg.com/236x/b1/c9/23/b1c923d676643e57fa4afe356809f4fc—concha.jpg).

Em adição aos foraminíferos, as vasas calcárias contêm, em certos locais, a presença abundante de carapaças de pterópodes. Estas formam até 30% do volume total dos sedimentos no oceano Atlântico equatorial (Fig. 5.20).

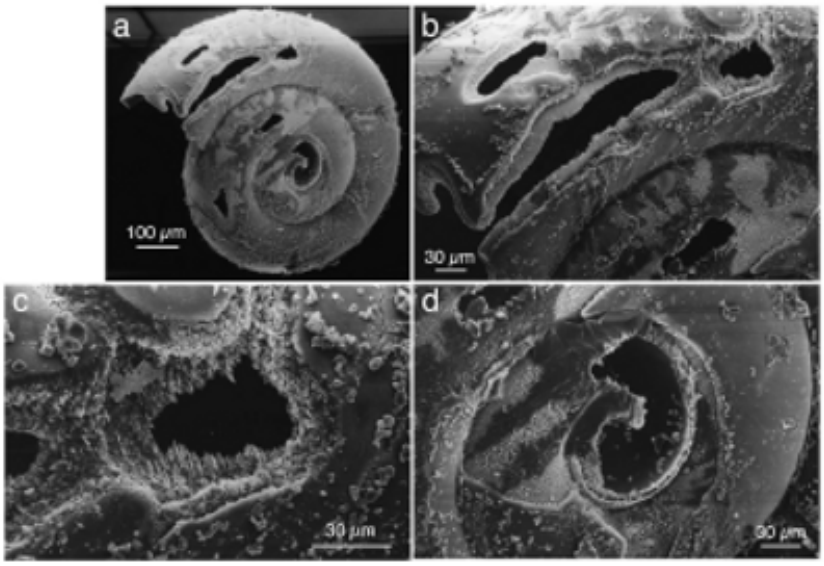


Figura 5.20 – Pterópodes com marcas de dissolução na carapaça
(fonte: https://www.researchgate.net/figure/6-Pteropod-shell-dissolution-when-reared-at-3-o-C-and-1100-atm-Reprinted-from_fig16_266138744).

Versão exclusiva do autor

Os depósitos, denominados de vasa de cocólitos, contêm cerca de 60% de testas de flagelados (cocólitos) (Fig. 5.21). As ocorrências mais conhecidas estão localizadas no mar Mediterrâneo, onde estes são os sedimentos mais abundantes, e no oceano Atlântico Tropical.

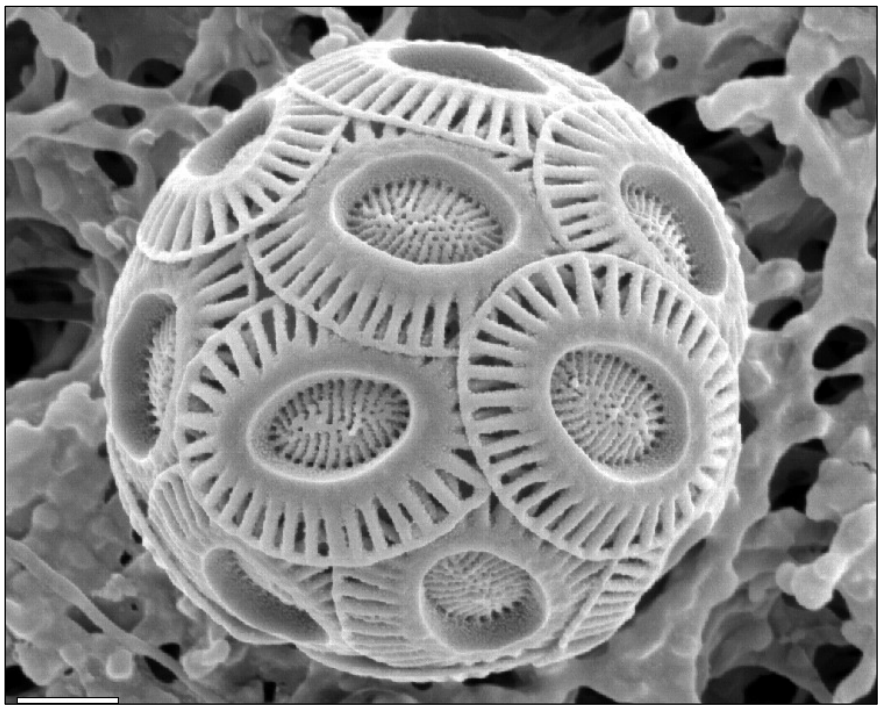


Figura 5.21 – Cocólitos
(fonte: http://thegreenbardo.blogspot.com/2017/12/cocolitoforidos.html).

Vasas de globigerina, de granulometria grossa, são igualmente mais ricas em carbonato de cálcio porque o resíduo insolúvel fica confinado somente na fração mais fina. Em sua composição, as vasas de globigerina apresentam componentes orgânicos e inorgânicos.

5.6 - Ocorrência de Depósitos Bioclásticos na Plataforma Brasileira

A plataforma continental brasileira representa um dos mais extensos ambientes de deposição carbonática do mundo, estendendo-se desde o Amapá até o Rio Grande do Sul, constituído por sedimentos representados por recifes, areias e cascalhos bioclásticos e concheiros (Fig. 5.22).

Na plataforma continental do Maranhão, existem áreas com depósitos expressivos de granulados bioclásticos, formados por fragmentos de algas coralíneas, dos gêneros Lithothamnium e Halimedas.

A plataforma continental do Ceará pode ser dividida em duas áreas, de acordo com o tipo de alga calcária predominante nos sedimentos bioclásticos: – a leste de Fortaleza predominam, entre os bioclásticos, os depósitos de areias e/ou cascalhos de halimeda, subordinadamente ocorrem depósitos de areias e cascalhos biodetríticos, compostos por fragmentos de algas coralíneas, moluscos, briozoários e outros, em profundidades superiores a 15 m; – a oeste de Fortaleza predominam depósitos constituídos, principalmente, por fragmentos de algas coralíneas, seguidos de conchas de moluscos e briozoários, rodolitos, restos de halimeda, entre outros que, embora estejam distribuídos da

Versão exclusiva do autor

linha de costa até os 20 m de profundidade, somente se tornam dominantes no limite com a plataforma externa (FREIRE; CAVALCANTI, 1998).

Na plataforma continental do Nordeste, entre Rio Grande do Norte e Pernambuco, ocorrem depósitos carbonáticos formados por fragmentos de algas e restos de recifes de corais.

Na plataforma continental da Bahia, a sul da ilha de Itaparica, ocorrem importantes depósitos bioclásticos formados por areias e/ou cascalhos de algas coralíneas e secundariamente por foraminíferos e fragmentos de halimedas. Na Baía de Todos os Santos, depósitos bioclásticos de composição carbonática, formados por conchas e fragmentos de conchas de moluscos, formando concheiros, são observados.



Figura 5.22 – Mapa de distribuição dos depósitos bioclásticos de composição carbonática na plataforma continental brasileira (modificado de CAVALCANTI, 2011).

No estado do Espírito Santo, a norte de Vitória, na plataforma continental, ocorrem depósitos de granulados bioclásticos constituídos, predominantemente, por fragmentos de algas coralíneas, moluscos e briozoários. Na região sul do estado ocorrem depósitos de areias, cascalhos e grânulos provenientes da fragmentação de algas calcárias, misturados com rodolitos.

Versão exclusiva do autor

Na plataforma continental do Rio de Janeiro e São Paulo, os sedimentos da plataforma continental externa são constituídos de cascalhos estritamente carbonáticos, formando quase uma faixa contínua. Sua ocorrência na plataforma externa e borda do talude continental está inversamente relacionado com a presença de sedimentos siliciclásticos, na plataforma interna e média, que inibem o desenvolvimento das algas calcárias. Os teores de carbonato de cálcio são bastante variados, entretanto estes tendem a crescer em direção a plataforma externa onde podem atingir valores maiores que 75%.

A plataforma continental de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul, apresentam uma série de depósitos alinhados na plataforma continental externa. No Rio Grande do Sul, entre Rio Grande e Chuí, são observados inúmeros bancos localizados na plataforma continental interna entre as profundidades de 10 e 50 m de lâmina d'água. Estes são formados, na sua maioria, quase que exclusivamente de carapaças de moluscos e briozoários.

Detalhamento de uma área localizada a 15 milhas náuticas da cidade de Rio Grande (leste do Parcel do Carpinteiro), em profundidades médias de 23 m, fornecem indicações do potencial de calcário bioclástico ocorrente na plataforma interna do RGS. Com base em 105 amostras superficiais, Calliari *et al*. (1999) determinaram a concentração de $CaCO_3$ nas amostras coletadas ao longo de linhas paralelas de navegação sobre o depósito. A Figura 5.23 mostra zonas com concentrações entre 50 e 75%, envolvidas por zonas de concentrações menores entre 5 a 50%. Na Figura 5.24 pode-se observar o tipo de material encontrado na área. O depósito é formado por um corpo alongado de 17 km de comprimento por 3 km de largura, equivalendo a uma área de 51 km^2. Considerando uma espessura média de 1 m e a densidade das conchas de 2,71 g/cm^3 o volume inferido chega a 64 milhões de toneladas.

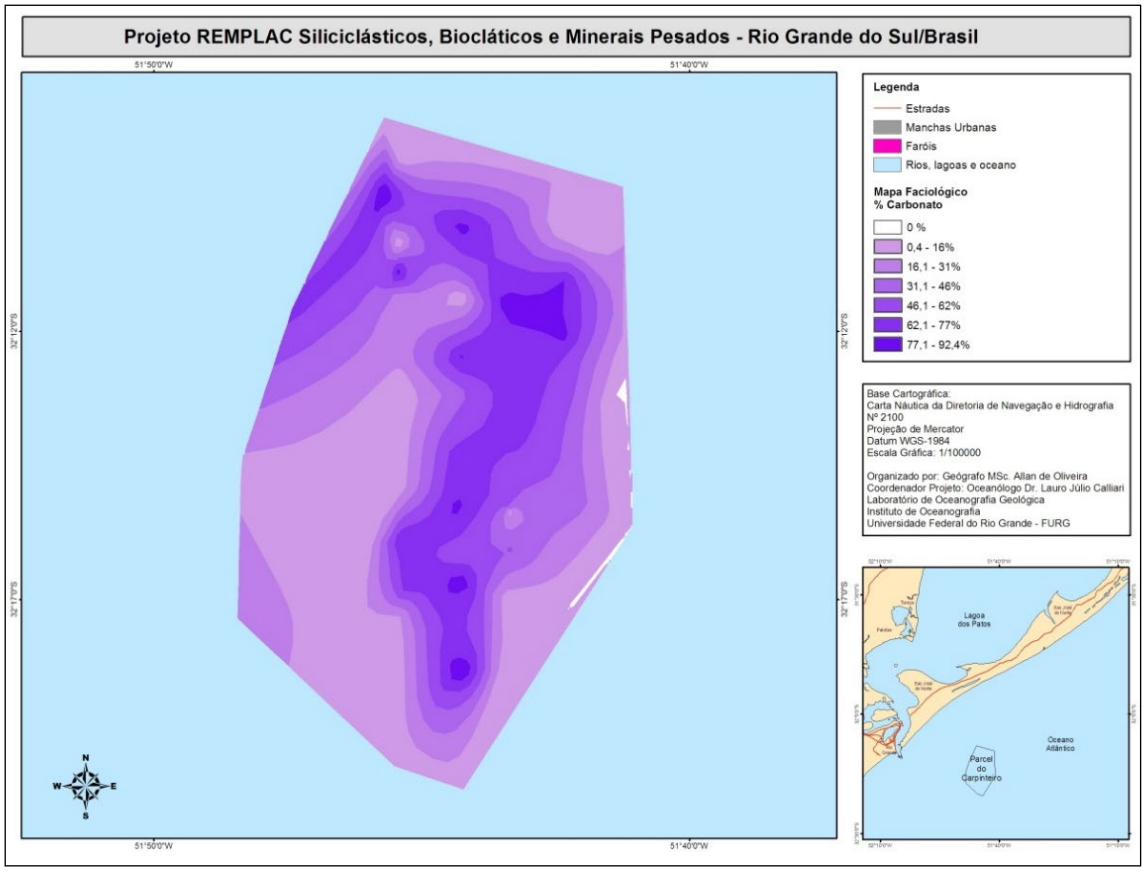


Figura 5.23 – Teor de carbonato de cálcio das amostras superficiais a leste do Parcel do Carpinteiro (fonte: modificado de CALLIARI *et al*., 1999).

Versão exclusiva do autor



Figura 5.24 – Amostras de material bioclástico com teores superiores a 60% de $CaCO_3$ (foto: LAURO CALLIARI).

5.7 - Volume de Material Bioclástico Carbonático

A mineração de carbonato de cálcio é efetuada a partir de material recifal consolidado ou como acumulações bioclásticas não consolidadas recifais ou de conchas. A mineração de depósitos bioclásticos formados por conchas é mais comum, enquanto depósitos de recifes coralíneos são menos explorados, pois a utilização de corais não-vivos aumenta a vulnerabilidade das áreas costeiras, ocasionando danos, mediante a ação de ondas e de tempestades. No meio marinho, o esforço mais expressivo da pesquisa se encontra dirigido a oólitos, corais, algas coralígenas e conchas. Nas ilhas tropicais, com franjas de recifes coralígenos, as areias não são de quartzo, mas de fragmentos de corais de carbonato de cálcio, componente básico do cimento. Carbonato de cálcio sob a forma de conchas é também comum nas plataformas continentais.

A extração de material carbonático dos depósitos de areias aragoníticas, situados em Cat Cay nas Bahamas, é uma das mais expressivas. Com mais de 37 bilhões de metros cúbicos, que abastecem segmentos do mercado americano, com carbonato de cálcio, para a utilização como corretivos de solos e fabricação de cimento. A aragonita não apresenta odor, nem gosto, e a poeira não é tóxica. Os principais consumidores são as plantas neutralizadoras de ácidos, na fabricação do aço, vidro, ração animal, a indústria química e da agricultura.

Marcona Ocean Industries Ltda, era uma das companhias que tinha a concessão para explotar aragonita, usando uma draga de sucção que operava em profundidade de 1 a 8 m. O material era transportado em forma fluída (*slurry*) para uma barcaça onde era peneirado e enviado em barcaças (com capacidade própria para o descarregamento) de 1.500 toneladas as quais eram depositadas em pequenas ilhas interligadas com a costa. Cerca de 1.250.000 toneladas eram extraídas anualmente (EARNEY, 1990). Atualmente a indústria de extração enfrenta problemas ambientais e socioeconômicos e a produção encontra-se interrompida.

As areias calcárias denominadas *maerl* são também dragadas da plataforma continental francesa para aplicação direta nos solos ácidos da Bretanha. Tais depósitos possuem composição similar às encontradas no nordeste do Brasil. A produção é bastante expressiva entre 500 e 700 toneladas/ano.

Segundo Cavalcanti (2011) a produção de calcário de depósitos marinhos ainda é pequena em contraposição aos granulados siliciclásticos. Nos Estados Unidos na forma de cascalho de conchas de moluscos são dragados na Costa do Golfo (Alabama, Flórida, Louisiana, Mississipi e Texas, da costa leste (Maryland e Virgínia) e da costa

Versão exclusiva do autor

oeste (Califórnia). Uma das maiores operações para recuperar conchas de "offshore" para a indústria do cimento é a da Islândia. Os depósitos estão localizados na baía de FAXA no sudoeste da Islândia e contém cerca de 80% de carbonato de cálcio. O depósito situa-se a uma profundidade máxima de 40 m e tem espessuras da ordem de 1 a 4 m (EARNEY, 1990). Devido à falta de rocha sedimentar calcária na Islândia, o governo desenvolveu o fabrico de cimento sob o gerenciamento do estado (em Akranes) e um estabelecimento de calcário para a agricultura (em Reykjavik) o qual usa conchas marinhas como matéria-prima. A companhia de cimento usa vastos depósitos de areia de conchas que cobrem porções de Faxaflói (entre Reykjavik e Akranes). O depósito principal fica em profundidades de 30 a 35 m e os fragmentos variam em tamanho desde 0,5 mm a 2,00 mm com mais de 75% medindo entre 0,5 e 1,0 mm. Atualmente as companhias usam uma draga do tipo sucção e produzem um output anual de areia de conchas de 5.000 m^3 para a planta de calcário para agricultura. Cavalcanti (2011) aborda vários aspectos relacionados às áreas explotáveis de granulados bioclásticos no Brasil, salientando que estes são limitados em função da profundidade e dos teores de mistura com areias quartzosas. Além disso, apenas as formas livres, ou seja, rodolitos, nódulos e fragmentos de conchas, têm viabilidade econômica, pois formam depósitos sedimentares inconsolidados, facilmente lavrados por dragagens.

Mont'Alverne e Coutinho (1982) estimaram reservas de 1,96 bilhões de toneladas de carbonatos na plataforma continental de Pernambuco, considerando a isóbata entre 20 e 30 m e uma espessura média de 1,5 m. Santana (1979; 1999) estimou reservas da ordem de 200 bilhões de toneladas de carbonato para a margem continental nordeste e leste do Brasil até a altura de Cabo Frio, com teores de $CaCO_3$ superiores a 75%, considerando uma espessura média de 5 m, correspondendo, na época, a mais de 50 vezes a reserva estimada do continente.

Os depósitos de calcário bioclástico da plataforma continental interna do Rio Grande do Sul, estudados por Corrêa e Ponzi (1978a; 1978b) e Corrêa (1983), estão vinculados a antigas linhas de praia de alta energia, principalmente aqueles relacionados às regiões de Albardão e Mostardas, podendo representar um potencial econômico da ordem de 2 bilhões de toneladas.

Segundo Cavalcanti (2011), as reservas medidas de granulados bioclásticos marinhos aprovadas pelo DNPM são da ordem de 962.330.131 toneladas, distribuídas nos estados do Espírito Santo, Bahia e Maranhão.

5.8 - Implicações Econômicas e Sociais da Produção de Areia Carbonática

Mais de 90% da população que vive nos atóis das Maldivas, ilhas Marshall e Tuvalu, bem como muitas nas ilhas Cayman, Turks e Caicos, vivem a uma altitude menor que 10 m acima nível do mar, se encontrando vulneráveis à subida do nível do mar, a erosão costeira e as inundações (McGRANAHAN *et al*., 2007). A ruptura social causada pelo deslocamento de pessoas para diferentes ilhas ou mesmo para outros locais é um problema de grande preocupação para muitos países (FARBOTKO; LAZRUS, 2012).

A mineração de agregados de regiões costeiras é uma indústria de pequena escala em muitas ilhas do Pacífico e do Caribe, que empregam populações locais (McKENZIE *et al*., 2006), mas a mineração desenvolvida por estas populações, causa danos ambientais quando praticada em escala industrial (CHARLIER, 2002; PILKEY *et al.,* 2011). No Caribe, a mineração ilegal de praias é generalizada, mas há poucas informações sobre a proporção de carbonato presentes nos sedimentos (CAMBERS, 2009). A erosão da praia reduz as oportunidades potenciais associadas ao turismo e aumenta o habitat para aves limnícolas e tartarugas (FISH *et al.,* 2005; MAZARIS *et al*., 2009).

Versão exclusiva do autor

Sem os recifes de corais produzindo areia e cascalho para a nutrição da praia e protegendo a linha costeira de correntes, ondas e tempestades, a erosão e a perda de terra são mais prováveis. Na Indonésia, Cesar (1996), estimou que a perda devido à diminuição da proteção costeira foi entre 820 dólares americanos (para áreas remotas) e 1.000.000 dólares por quilômetro de costa (em áreas de grande infraestrutura turística), como consequência da destruição de corais (com base em taxas de erosão lateral de 0,2 m/ano e uma taxa de desconto de 10% [semelhante a uma taxa de juros] durante um período de 25 anos). Nas Maldivas, a mineração de corais, para construção, teve impactos severos (BROWN; DUNNE, 1988), resultando na necessidade de um quebra-mar substituto artificial ao redor de Malé, a um custo de construção de cerca de 12 milhões de dólares (MOBERG; FOLKE, 1999).

5.9 - Uso

Os granulados bioclásticos são sedimentos importantes, como recursos minerais, devido a seus inúmeros usos e utilizações:

- Na agricultura é utilizado como complemento na fertilização do solo, permitindo uma redução no uso de fertilizantes e nutrindo as plantas com micro e macro nutrientes, essenciais ao bom desenvolvimento vegetal, e aumentando a produtividade.
- Na pecuária bovina e na criação de frangos e suínos, melhora a saúde dos animais, seu ciclo reprodutivo e a qualidade dos derivados (carne, leite e queijos). A utilização de 200 g/dia cobre 60% do déficit causado pela produção de leite e 100% das necessidades de iodo do rebanho.
- Na Europa é amplamente utilizado no tratamento de água potável e esgotos domésticos e industriais, possuindo a capacidade de neutralizar e mineralizar a água, servindo como filtro para metais pesados.
- Na farmacologia é utilizado como complemento alimentar e como agente antiácido. O consumo de 3 g/dia cobre totalmente as necessidades de um adulto em cálcio e iodo, 80% do Fe e mais 20% do Mg. A FDA (Administração de Alimentos e Medicamentos) aprovou seu uso como complemento nutricional em alimentos, podendo sua adição atingir até 0,5% em peso. No Brasil o seu uso como complemento alimentar, já foi aprovado pelo Ministério da Saúde.
- Em biotecnologia é utilizado como potencializador e catalisador do crescimento de bactérias específicas para diversos tipos de tratamentos.
- É utilizado na criação de peixes e de crustáceos, melhorando a qualidade do ambiente e da água com a redução de fungos e bactérias, permitindo uma melhoria no ganho de peso dos animais. A recomendação básica é de 1 ton/ha de lâmina d'água.
- É utilizado como implante em cirurgia óssea, através da biocerâmica Hidroxiapatita [$Ca_{10}(PO_4)_6\,(OH)_2$], fabricada pela substituição do carbonato do material algálico por fosfatos, oferecendo um equilíbrio estrutural, químico e biológico quase perfeito com os tecidos ósseos (DIAS, 2000).
- Na indústria cosmética é utilizado na fabricação de dentifrícios e sais de banhos e ainda como cataplasmas e envelopamentos nos centros de estética ou de talassoterapia (DIAS, 2000).
- É utilizado como componente em um sistema de filtração de gases de combustão, cujos resultados superam as exigências das autoridades ambientais mundiais.

A produção de calcário, a partir de depósitos marinhos, ainda é relativamente pequena. Fora da Europa, exemplos de depósitos marinhos que já foram ou são minerados incluem areias de aragonita em águas rasas ao largo de Andros, Bimini e Eleuthera nas

Versão exclusiva do autor

ilhas Bahamas. Nos Estados Unidos, granulados bioclásticos são ou já foram dragados em áreas da costa do golfo (Alabama, Flórida, Louisiana, Mississippi e Texas), da costa leste (Maryland e Virgínia) e da costa oeste (Califórnia). Na Islândia, em Faxa Bay, ocorre recuperação de bioclástos em até 35 m de profundidade, para produção de cimento e fertilizantes (MERO, 1965).

5.10 - Lavra Mineral

O método de extração mais utilizado para granulados carbonáticos é a dragagem, que pode ser efetuada até os 35 m de profundidade de lâmina d´água. Os principais tipos de dragas utilizadas, para a extração, são as de caçamba (*clam-shell*) e de sucção, em que o material é retirado do fundo marinho e colocado em grandes navios ou barcaças (Fig. 5.25).



Figura 5.25 – Draga de caçamba (*Clam-shell*)
(fonte: https://www.liebherr.com/shared/media/corporate/news/news-2015/09/16/lwn/liebherr-images-hs8300hd-dredging-barge.zip).

Na dragagem com draga de caçamba, a embarcação permanece ancorada e o rendimento da dragagem depende do volume de coleta da caçamba e da natureza do fundo dragado, sendo esse o método mais indicado à lavra de jazidas, com área superficial limitada e em depósitos de grande espessura.

Versão exclusiva do autor

Na dragagem por sucção ou hidráulica, o material é aspirado, de forma contínua, do fundo marinho por uma tubulação, formando uma mistura água/sedimento, sendo o minério acumulado por decantação no porão do navio e a água em excesso extravasada juntamente com as partículas mais finas (Fig. 5.26). A dragagem por sucção pode ser de dois tipos: - extração por sucção em ponto fixo, em que a draga opera com a embarcação ancorada, formando cavidades pontuais, contínuas e de formato cônico, sendo também indicado para lavrar depósitos de grande espessura e área superficial limitada; e - extração por sucção em movimento, em que a dragagem é executada por uma embarcação que se desloca em linha reta a uma velocidade lenta (de 2 a 3 nós) e uniforme, produzindo sulcos laterais, lineares e paralelos à embarcação. Este tipo de dragagem tem impacto em uma área maior, mas deixa o fundo em um estado aproximado das condições iniciais. No caso da dragagem de granulados para recuperação de perfis de praia, é utilizada draga de sucção, com o material, ou seja, a mistura água/sedimento movimentado por dutos diretamente para o local da obra (Fig. 5.27) (BOUTIMIN, 1986).



Figura 5.26 – Draga de sucção do tipo Hopper
(fonte: https://allonda.com/site/wp-content/uploads/2018/11/TSHD.png).

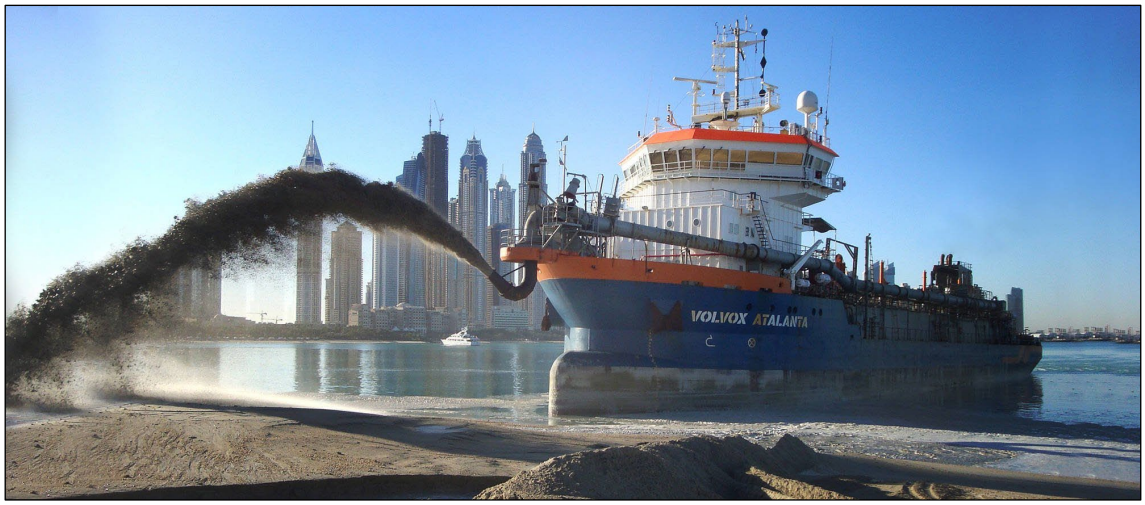


Figura 5.27 – Draga de sucção em engordamento de praia
(fonte: http://forum.cursoh.com.br/wp-content/uploads/sites/4/palm_jumeirah_beach_work_volvox_atalanta-1340x500.jpg).

Versão exclusiva do autor

Referências Bibliográficas

BOUTIMIN, G. 1986. Dragage et exploitation des sables marins: qualité des matériaux et conséquences sur le milieu. Thèse de Doctorat, Université de Nantes. 201p.

BREWER, P. G.; DYRSSEN, D. 1985. Chemical oceanography of the Persian Gulf. Progress in Oceanography, 14: 41–55. DOI: 10.1016/0079-6611(85)90004-7.

BROOKE, B. 2001. The distribution of carbonate eolianite. Earth-Science Reviews, 55: 135–164. DOI: 10.1016/S0012-8252(01)00054-X.

BROWN, B. E.; DUNNE, R.P. 1988. The environmental impact of coral mining on Coral Reefs in the Maldives. Environmental Conservation, 15: 159–165. DOI: 10.1017/S0376892900028976.

BOSENCE D. W. J.; WILSON R. C. L. 2003. Carbonate depositional systems. *In:* COE, A. L. (Ed.) The Sedimentary Record of Sea-level Change. Open University, Cambridge, UK, 209–233.

BUCHMANN, F. S. C. 2018. Oceanografia geológica. *In*: SAES, R. V. S. T., VALENTIM, S. S.; BUCHMANN, F. S.; MORAIS, P. C. V. D. *et al*. (Org.). Princípios de Oceanografia. Teresina: EDUFPI, 1: 49–63.

BUDDEMEIER, R. W.; HOPLEY, D. 1988. Turn-ons and turn-offs: causes and mechanisms of the initiation and termination of coral reef growth. *In*: 6th International Coral Reef Congress. Proceedings. 1: 253–261.

CALLIARI, L.J.; CORRÊA, I. C. S.; ASP, N. E. 1999. Inner shelf and beach seashell resources in Southern Brazil. *In*: MARTINS, L. R.; SANTANA, C. I. (Eds.) 1999. Non-living resources of the southern Brazilian Coastal Zone and Continental Margin. OAS/IOC-UNESCO/MCT, Special Publication. Porto Alegre. p. 39–49.

CAMBERS, G. 2009. Caribbean beach changes and climate change adaptation. Aquatic Ecosystem Health & Management, 12: 168–176. DOI: 10.1080/14634980902907987.

CAMPOS, R. H. S.; DOMINGUEZ, J. M. L. 2010. Mobility of sediments due to wave action on the continental shelf of the northern coast of the state of Bahia. Brazilian Journal of Oceanography, 58(2): 57–63. DOI: 10.1590/S1679-87592010000600007.

CARANNANTE, G.; ESTEBAN, M.; MILLIMAN, J. D.; SIMONE, L. 1988. Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations. Sedimentary Geology, 60: 333–346. DOI: 10.1016/0037-0738(88)90128-5.

CAVALCANTI, V. M. M. 2011. Plataforma continental: a última fronteira da mineração brasileira. Brasília: DNPM. 96p.

CESAR, H. 1996. Economic analysis of Indonesian coral reefs. World Bank Environment Department, Washington DC, EUA., 103p.

CHARLIER, R. H. 2002. Impact on the coastal environment of marine aggregates mining. International Journal of Environmental Studies, 59: 297–322. DOI: 10.1080/00207230211304.

CORRÊA, I. C. S. 1983. Depósitos de Material Carbonático da Plataforma Continental Interna do Rio Grande do Sul (Brasil). *In*: Conferência Internacional sobre Recursos Marinos del Pacifico, Viña del Mar-Chile. Atas..., p.155–163.

CORRÊA, I.C.S. 2021. Sedimentologia do Ambiente Marinho. E-Book, UFRGS, Porto Alegre. 171p. Disponível em: https://lume.ufrgs.br/handle/10183/217851.

Versão exclusiva do autor

CORRÊA, I. C. S.; PONZI, V. R. A. 1978a. Depósitos de Calcário Biodetrítico das regiões de Albardão e Mostardas na plataforma interna do Rio Grande do Sul. *In*: XXX Congresso Brasileiro de Geologia. SBG. Recife-PE. Anais..., 2: 851–866.

CORRÊA, I. C. S.; PONZI, V. R. 1978b. Bioclastic carbonate deposits along Albardão and Mostardas in Rio Grande do Sul inner continental shelf. In: Seminario sobre Ecología Bentónica y Sedimentación de la Plataforma Continental del Atlántico Sur, Montevidéo-Uruguay. Memorias. p. 67–91.

DIAS, G. T. M. 2000. Granulados bioclásticos – algas calcárias. Revista Brasileira de Geofísica, 18(3): 307–318. DOI: 10.1590/S0102-261X2000000300008.

EARNEY, F. C. F. 1990. Marine mineral resources. Ocean Management and Policy Series. Routledge, 387 p.

EMERY, A. R. 1968. Preliminary observations on coral reef plankton. Limnology and Oceanography, 13(2): 293–303. DOI: 10.4319/lo.1968.13.2.0293.

FARBOTKO, C.; LAZRUS, H. 2012. The first climate refugees? Contesting global narratives of climate change in Tuvalu. Global Environmental Change, 22: 382–390. DOI: 10.1016/j.gloenvcha.2011.11.014.

FISH, M. R.; CÔTÉ, I. M.; GILL, J. A.; JONES, A. P.; RENSHOFF, S.; WATKINSON, A. R. 2005. Predicting the Impact of Sea-Level rise on Caribbean Sea Turtle Nesting Habitat. Conservation Biology, 19: 482–491. DOI: 10.1111/j.1523-1739.2005.00146.x.

FRANK, T. D.; JAMES, N. P.; BONE, Y.; MALCOLM, I.; BOBAK, L. E. 2014. Late Quaternary carbonate deposition at the bottom of the world. Sedimentary Geology, 305: 1–16. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2014.02.008.

FREIRE, G. S. S.; CAVALCANTI, V. M. M. 1998. A cobertura sedimentar quaternária da plataforma continental do Estado do Ceará. Fortaleza, DNPM/ UFC, 42p. il. mapa.

HEAP, A. D.; HARRIS, P. T.; FOUNTAIN, L. 2009. Neritic carbonate for six submerged coral reefs from northern Australia: Implications for Holocene global carbon dioxide. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 283: 77–90. DOI: 10.1016/j.palaeo.2009.08.003.

JAMES, N. P.; BONE, Y. 2011. Neritic carbonate sediments in a temperate realm. Springer, Dordrecht. 254 pp. DOI: 10.1007/978-90-481-9289-2.

JAMES, N. P.; COLLINS, L. B.; BONE, Y.; HALLOCK, P. 1999. Subtropical carbonates in a temperate realm: modern sediments on the southwest Australian shelf. Journal of Sedimentary Research, 69: 1297–1321. DOI: 10.2110/jsr.69.1297.

MAZARIS, A. D.; MATSINOS, G.; PANTIS, J. D. 2009. Evaluating the impacts of coastal squeeze on sea turtle nesting. Ocean & Coastal Management, 52: 139–145. DOI: 10.1016/j.ocecoaman.2008.10.005.

McGRANAHAN, G.; BALK, D.; ANDERSON, B. 2007. The rising tide: assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones. Environment and Urbanization, 19: 17–37. DOI: 10.1177/0956247807076960.

McKENZIE, E.; WOODRUFF, A.; McCLENNEN, C. 2006. Economic assessment of the true costs of aggregate mining in Majuro Atoll, Republic of the Marshall Islands. SOPAC Technical Report, 383, 74p.

MERO, J. L. 1965. The mineral resources of the sea. Elsevier Oceanography Series. New York, 312 p.

Versão exclusiva do autor

MILLIMAN, J. D. 1972. Atlantic continental shelf and slope of the United States – Petrology of the sand fraction of sediments, northern New Jersey to southern Florida, U.S. Geological Survey, USGS Numbered Series, Professional Paper 529-J. 40 p. DOI: 10.3133/pp529J.

MILLIMAN, J. D.; DROXLER, A. W. 1995. Calcium carbonate sedimentation in the global ocean: Linkages between the neritic and pelagic environments. Oceanography, 8(3): 92–94. DOI: 10.5670/oceanog.1995.04.

MOBERG, F.; FOLKE, C. 1999. Ecological goods and services of coral reef ecosystems. Ecological Economics, 29: 215–233. DOI: 10.1016/S0921-8009(99)00009-9.

MOLNIA, B. F.; PILKEY, O. H. 1972. Origin and distribution of calcareous fines on the Caroline continental shelf. Sedimentology, 18(3-4): 293–310. DOI: 10.1111/j.1365-3091.1972.tb00016.x.

MONT'ALVERNE, A.; COUTINHO, P. N. 1982. Províncias Sedimentares da Plataforma Continental de Pernambuco. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32., Salvador, Anais... SBG, Salvador, BA, 1524–1530.

NELSON, C. S. 1988. An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates. Sedimentary Geology, 60: 3–12. DOI: 10.1016/0037-0738(88)90108-X.

NICHOLLS, R. J.; WONG P.P.; BURKETT V. R.; CODIGNOTTO J. O.; HAY J. E.; McLEAN R. F.; RAGOONADEN, S.; WOODROFFE, C. D. 2007. Coastal systems and low-lying areas. *In*: PARRY, M. L.; CANZIANI, O. F.; PALUTIKOF, J. P.; VAN DER LINDEN, P. J.; HANSON, C. E. (Eds.). 2007. Climate Change 2007: impacts, adaptation, and vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, p.315–357.

NITTROUER, C. A.; AUSTIN, J. A.; FIELD, M. E.; KRAVITZ, J. H.; SYVITSKI, J. P. M.; WIBERG, P. L. (Eds.). 2007. Continental margin sedimentation: from sediment transport to sequence stratigraphy. Malden: Blackwell Publishing. IAS - International Association of Sedimentologists. Special Publication, 37. DOI: 10.1002/9781444304398.

PERRY, C. T.; KENCH, P. S.; SMITHERS, S. G.; RIEGL, B.; YAMANO, H.; O'LEARY, M. J.; 2011. Implications of reef ecosystem change for the stability and maintenance of coral reef islands. Global Change Biology, 17: 3679–3696. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2011.02523.x.

PILKEY, O. H.; NEAL, W. J.; COOPER, J. A. G.; KELLEY, J. T. 2011. The World's Beaches: A global guide to the science of the shoreline. University of California Press. 302 p.

PINET, P. R. 2009. Invitation to Oceanography. 5a ed., Egham: Jones and Bartlett Publishers. 598 pp.

PURSER, B. H. (Ed.). 1973. The Persian Gulf. Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. Springer-Verlag, New York. 471 p. DOI: 10.1007/978-3-642-65545-6.

RITCHIE, W.; MATHER, A.S. 1984. The beaches of Scotland. Commissioned by the Countryside Commission for Scotland. 1984, Report No. 109. http://www.snh.org.uk/pdfs/publications/commissioned_reports/ReportNo109.pdf

SANTANA, C. I. 1979. Recursos minerales del mar. *In*: Seminario sobre Ecología Bentónica y Sedimentación de la Plataforma Continental del Atlántico Sur. Montevideo. Memorias... UNESCO/ROSTLAC, p. 361–382.

Versão exclusiva do autor

SANTANA, C. I. 1999. Mineral Resources of the Brazilian Continental Margin and Adjacent Oceanic Regions. *In*: MARTINS, L. R.; SANTANA, C. I. (Eds.). Non-living resources of the southern Brazilian coastal zone and continental margin. OAS/IOC-UNESCO/MCT, Special Publication. Porto Alegre. p. 15–25.

SCOFFIN, T. P. 1987. An Introduction to Carbonate Sediments and Rocks. Chapman & Hall, New York, 274 p.

SHORT, A. D. 2006. Australian Beach Systems — Nature and Distribution. Journal of Coastal Research, 22: 11–27. DOI: 10.2112/05A-0002.1.

SHORT, A. D. 2010. Sediment transport around Australia – sources, mechanisms, rates, and barrier forms. Journal of Coastal Research, 263: 395–402. DOI: 10.2112/08-1120.1.

SPALDING, M. D.; GRENFELL, A. M. 1997. New estimates of global and regional coral reef areas. Coral Reefs, 16: 225–230. DOI: 10.1007/s003380050078.

STORLAZZI, C. D.; ELIAS, E.; FIELD, M. E.; PRESTO, M. K. 2011. Numerical modeling of the impact of sea-level rise on fringing coral reef hydrodynamics and sediment transport. Coral Reefs, 30: 83–96. DOI: 10.1007/s00338-011-0723-9.

VECSEI, A. 2004. A new estimate of global reefal carbonate production including the fore-reefs. Global and Planetary Change, 43: 1–18. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2003.12.002.

Sobre os Autores

Iran Carlos Stalliviere Corrêa

Geólogo pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), mestre em Geologia Marinha pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Especialização em Sensoriamento Remoto Aplicado à Oceanografia, pelo Département d'Océanologie da Université de Bordeaux I (França) e doutor em Oceanologia pela Université de Bordeaux I (França). Professor Titular da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e Professor Permanente do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Representante da UFRGS junto ao Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM).

E-mail: iran.correa@ufrgs.br

ORCID: 0000-0003-4388-9770

Lauro Júlio Calliari

Oceanólogo pela Universidade Federal de Rio Grande (FURG), mestre pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e PhD em Ciências Marinhas pelo Virginia Institute of Marine Science (VIMS/EUA). Professor titular e colaborador do curso de pós-graduação em Oceanologia do Instituto de Oceanografia da FURG (IO-FURG). Representante da FURG junto ao Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM).

E-mail: calliarilauro@gmail.com

ORCID: 0000-0002-5503-8300

Versão exclusiva do autor

6 – EXPLOTAÇÃO DE GRANULADOS BIOCLÁSTICOS - ALGAS CALCÁRIAS

BIOCLASTIC AGGREGATE EXPLOITATION - CALCAREOUS ALGAE

Gilberto Tavares de Macedo Dias
Departamento de Geologia
Universidade Federal Fluminense - UFF

Resumo

As algas calcárias vermelhas (coralline algae), são compostos biogênicos, formados por material mineral, a calcita magnesiana (> 95%). As formas livres destas algas incrustantes (rodolitos e maerl) e seus fragmentos sedimentares (cascalho de algas, granulado, agregado bioclástico) constituem a principal matéria-prima para extração mineral. A explotação das algas foi intensa na França e na Inglaterra, desde o século XVII. Na década de 70 na França extraía-se 600 mil ton/ano. A interdição total da extração na França, no final de 2013, deu-se para evitar o total desaparecimento das algas calcárias vivas, que crescem na superfície do fundo (fotossíntese), sobre camadas de algas mortas (minério). São utilizadas em diversas aplicações: agricultura, nutrição animal, filtragem e potabilização de água para consumo, indústria de cosméticos, dietética, implantes em cirurgia óssea, tratamento da água em lagos. O vasto número elementos nutrientes, contidos nas algas, e sua excepcional estrutura física, com ~40% de porosidade intragrãos, diferenciam totalmente o granulado bioclástico marinho do calcário continental. Para se avaliar a magnitude do volume potencial de granulados bioclásticos na plataforma continental brasileira, basta considerar apenas as áreas requeridas da plataforma do ES, que contêm volumes superiores ao total extraído na Bretanha (França), durante mais de 50 anos (1950 – 2010). Os mergulhos de diagnóstico ambiental e monitoramentos, realizados durante vários anos na mesma área (ES), por pesquisadores da USP, UFRJ e UFF, financiados pela empresa Fermisa/Algarea, mostraram que os impactos naturais do fundo marinho podem ser proporcionalmente maiores do que os impactos da extração mineral propriamente dita. Isto se deve ao fato de ser um fundo móvel, sujeito a remobilizações causadas por ondas e correntes (contrariamente às suposições preestabelecidas). Os estudos contribuíram para subsidiar o licenciamento ambiental (EIA RIMA) aprovados pelo IBAMA. Considerando que todas as espécies vivas de organismos bentônicos, estão concentradas muito próximos da superfície do fundo marinho (~ 60 cm), a extração mineral dos sedimentos bioclásticos, deve ser concentrada ao máximo em subsuperfície. A pesca de arrasto sobre o fundo marinho pode também impactar severamente esta fina camada superficial do sedimento. Em todas as áreas licenciadas pelo IBAMA, os granulados bioclásticos são formados por depósitos móveis de "cascalho de algas". Em áreas estáveis as algas formam "recifes" (*unattached algal reefs*), e devem ser preservadas da extração mineral (e da pesca), pois constituem refúgios para várias centenas de espécies.

Palavras-chave: extração mineral, granulados, algas calcárias, histórico, tipos de ocorrência, impactos naturais e antrópicos.

Abstract

Red calcareous algae (coralline algae) are composed of mineral material, (magnesian calcite > 95%). The free forms of these encrusting algae (rhodoliths and maerl) and their sedimentary fragments (algae gravel, granules, bioclastic aggregate) constitute the main raw material for

Nota dos Organizadores: o manuscrito deste capítulo foi produzido em abril de 2022.

Versão exclusiva do autor

mineral extraction. The exploitation of algae has been intense in France and England since the 17th century. In the 70s, in France, 600 thousand ton/year were extracted. The total ban on extraction in France at the end of 2013 was to prevent the total extinction of the live calcareous algae, which grow on the bottom surface (photosynthesis), over layers of dead algae (ore). They are used in various applications: agriculture, animal nutrition, filtering and drinking water for consumption, cosmetics industry, diet, implants in bone surgery, water treatment in lakes. The vast number of nutrient elements contained in the algae and its exceptional physical structure, (~40% intragrain porosity), fully differentiate marine bioclastic granules from continental limestone. To assess the magnitude of the potential volume of bioclastic granules on the Brazilian continental shelf, it is enough to consider only the areas required of the ES shelf, which contain volumes greater than the total extracted in Brittany (France), for more than 50 years (1950 – 2010). The environmental diagnosis and monitoring dives, carried out for several years in the same area (ES), by researchers from USP, UFRJ and UFF, financed by the company Fermisa/Algarea, showed that the natural impacts of the seabed can be proportionally greater than the impacts of the mineral extraction itself. This is due to the fact that it is a mobile sea bottom, at the inner shelf (12-25m depth) subject to remobilizations caused by waves and currents (contrary to pre-established assumptions). These studies contributed to subsidizing the environmental licensing (EIA RIMA) approved by Government Environmental Agency (IBAMA). Considering that all living species of benthic organisms are concentrated very close to the surface of the seabed (~ 60 cm), the mineral extraction of bioclastic sediments should be concentrated as much as possible in the subsurface. Seabed trawling can also severely impact this thin surface layer of sediment. In all areas licensed by IBAMA, bioclastic granules are formed by mobile deposits of "algae gravel". In stable areas, these algae form "reefs" (unattached algal reefs), and must be preserved from mineral extraction (and fishing), as they constitute refuges for several hundred species.

Keywords: calcareous algae, types of occurrences, exploitation history, natural and anthropogenic impacts.

6.1 - Introdução: Gênese do recurso mineral

As algas calcárias da família *Corallinaceae* (coralline algae) são algas vermelhas, incrustantes, que se desenvolvem na forma de crostas superpostas. São compostos biogênicos, formados por material mineral, a calcita magnesiana (> 95%) (BROWNLEE, 2002). A biomineralização do carbonato de cálcio e magnésio promove o endurecimento celular da alga, incluindo muitos microelementos existentes na água do mar, que ficam adsorvidos nas paredes das células.

As algas coralinas incrustantes exibem uma impressionante variedade morfológica. A Figura 6.1 é um modelo que representa todas as formas de crescimento e modos de incrustação das algas calcarias. As crostas dessas algas podem ser (i) espessas, (ii) finas ou (iii) protuberantes, (iv) foliares (margens não aderentes) de acordo com o grau de aderência sobre algum substrato fixo, ou (v) totalmente livres sobre o fundo na forma de rodolitos e maerl.

As formas livres (rodolitos e maerl) e seus fragmentos, produzidos por erosão, durante movimentações locais sobre o fundo, ou por bioerosão, provocada por ação de organismos perfurantes, formaram depósitos sedimentares autóctones (in situ), ao longo de milhares de anos de produção, e constituem a matéria-prima para extração mineral (granulado bioclástico). As características químicas, únicas das algas calcarias, além da alta porosidade específica (40%), representam o maior interesse para as aplicações do produto.

Versão exclusiva do autor

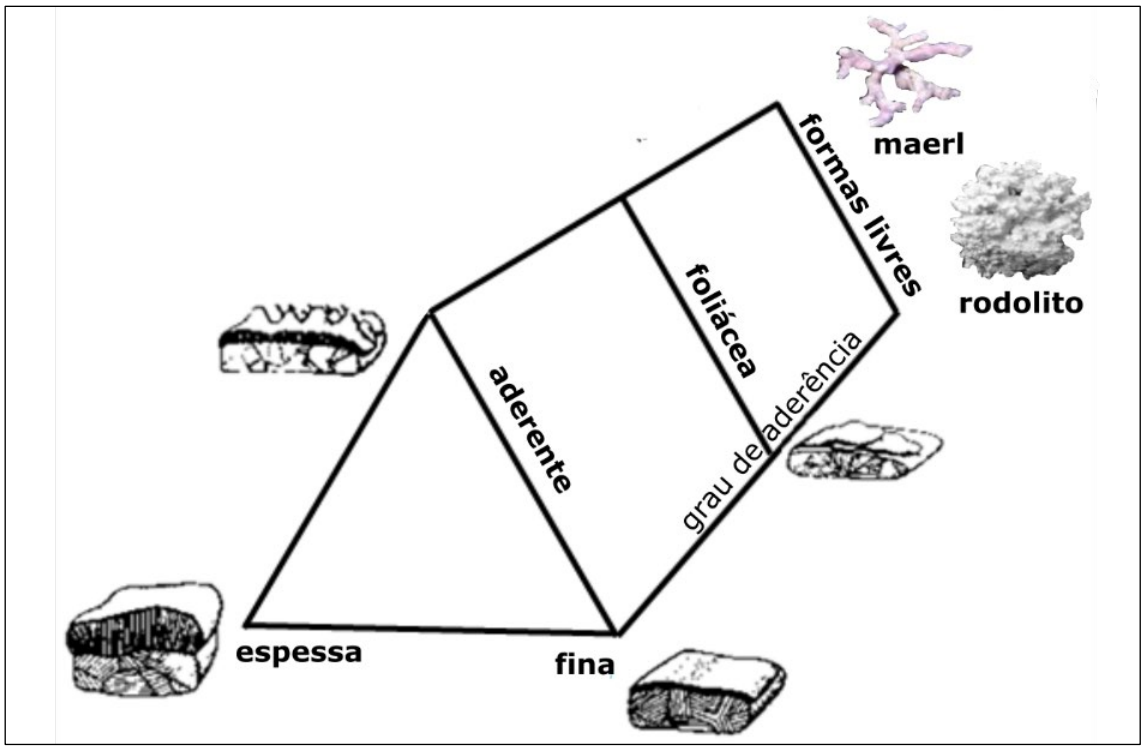


Figura 6.1 – Formas de crescimento e os modos de incrustação de algas calcárias (modificada segundo STENECK, 1986).

A faixa batimétrica de ocorrência das algas calcárias está relacionada à transparência das águas, e apresentam sempre uma profundidade ideal de desenvolvimento, ou seja, a profundidade na qual os talos da alga aproveitam melhor a intensidade e a qualidade da luz (8 m na baía de Morlaix-Bretanha e 60 m em certas áreas do Mediterrâneo). Nenhum outro tipo de alga marinha ocupa tão ampla diversidade de habitats, desde a zona intermarés até profundidades em torno de 200 m, as maiores registradas entre todas as algas.

6.2 - Características geológicas e sedimentológicas

Estudos pioneiros de Jacquotte (1962), Cabioch (1969; 1970) e Bosence (1976) consideraram os principais fatores determinantes da presença de maerl. Esses trabalhos mostram que os nichos ecológicos das espécies de Lithothamnium são relativamente restritos em função de: (i) necessidade de águas relativamente claras para permitir a fotossíntese, (ii) velocidades limitadas de correntes próximo ao fundo para não provocar o deslocamento dos talos frágeis das algas nem a sedimentação de partículas finas soterrando as algas. As velocidades das correntes de fundo devem ser menores que 100 cm/s, para manter os talos sobre o fundo, e maiores que 10 cm/s para evitar acumulações de partículas sobre as algas. Outros fatores, tais como temperatura, salinidade e tipo de substrato são de menor importância.

Conforme evidenciado por Cabioch (1969), os bancos naturais de algas calcárias só apresentam aspecto homogêneo (100% de algas vivas) em condições ótimas de seu ambiente de crescimento. A relação das frações algais (algas vivas) e não algais (algas mortas) no sedimento superficial mostra o grau de impacto natural. Assim, certas áreas distantes das melhores condições de crescimento, devido ao aumento da profundidade, excesso de turbidez, ou da agitação por ondas, permanecem em estado de equilíbrio precário. Isto se

Versão exclusiva do autor

evidencia nos talos, que apresentam despigmentação parcial, possuindo mais estágios de regeneração do que de crescimento normal.

Piller e Rasser (1996) mostraram como se formam rodolitos, em uma pequena área recifal coralina no Mar Vermelho, onde ocorre a alga calcária *Lithophyllum kotschyanum.* O processo inicia-se com a incrustação dessa alga no entorno de algum fragmento carbonático preexistente. Os fragmentos são produzidos por bioerosão, causada por ouriços, que se instalam sobre as estruturas carbonáticas locais (corais recentes e antigos e crostas de algas). A Figura 6.2A mostra um exemplo de incrustação no entorno de um grão. Segundo os autores, dependendo do subambiente onde se depositam, os rodolitos tomam diversas formas: (i) formas elipsoidais ocorrem nas depressões isoladas, de baixa energia, (ii) nos canais de descarga ocorrem pequenos rodolitos alongados, (iii) Rodolitos esféricos ocorrem na área recifal rasa (reef flat). As formas esféricas são devidas ao reviramento ocasional, expondo progressivamente toda sua superfície à luz solar. O modelo da Figura 6.2B mostra que os fragmentos produzidos diretamente por ouriços ou por ação de ondas (em locais do recife fragilizados por bioerosão) se dispersam na área recifal rasa e plana (reef flat). Durante o transporte, alguns fragmentos crescem em todas as direções, formando rodolitos. A maior parte destes rodolitos é transportada e depositada nas seguintes áreas: 1- Em depressões locais do reef flat*,* 2- Em canais, formados no talude recifal (reef slope), 3- na base do talude recifal e, 4- Estabilizados no fundo plano de fanerógamas marinhas (gramas marinhas) adjacente ao recife.

Nas depressões, os rodolitos são estabilizados e cobertos por algas foliáceas e invertebrados, ficam protegidos da destruição mecânica e crescem lateralmente (gerando formas achatadas), e podem coalescer, formando uma estrutura rígida e porosa (boxwork, ex: Fig. 6.7).

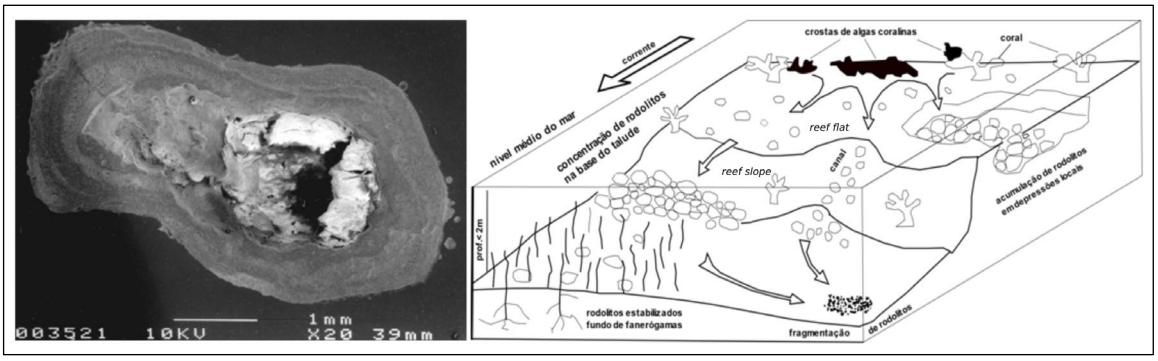


Figura 6.2 – A) Exemplo de formação de rodolito (nódulo monoespecífico, nucleado) a partir de um fragmento preexistente. Imagem de um grânulo carbonático da plataforma do Espírito Santo, Brasil; B) Modelo de formação de rodolitos (fonte: A - cortesia da Universidade de Belfast - Irlanda, obtida pelo autor; B - modificado de PILLER; RASSER, 1996).

Os fragmentos e rodolitos depositados nos canais são de pequeno tamanho e crescem lentamente independentemente do formato do núcleo.

Os rodolitos depositados na base do talude recifal só se concentram quando há presenças de um campo de fanerógamas adjacente. Neste ambiente específico os rodolitos são mais esféricos, porém não são revirados por ação hidrodinâmica, mesmo em tempestades moderadas, segundo observações dos autores. A exposição à luz, de toda a superfície do rodolitos, é mais provável de ser produzida por atividade de organismos (ouriços, caranguejos e peixes).

Versão exclusiva do autor

Bosence (1979, 1983) realizou um elucidativo estudo ecológico dos depósitos de maerl na Irlanda e comparou com as demais ocorrências na Bretanha e no Canal da Mancha. O autor descreveu a existência de vários tipos de fácies com presença de algas calcarias, destacando dois tipos principais de ocorrência:

1- Banco de Algas (*bank facies*) - ocorrem em áreas abrigadas, onde há condições ideais para o crescimento autóctone do *maerl*. As algas coralinas, favorecidas nestes locais protegidos, constroem na superfície do banco uma estrutura tridimensional, entrelaçada e fixa, constituindo um ambiente "recifal" (*unatached algal reef*).

2- Cascalho de Algas (*clean algal gravel facies*) - este tipo de depósito é móvel, formado em áreas de alta energia, expostas à ação de ondas e correntes de marés, que remobilizam as algas. São constituídos por fragmentos dos talos de algas, vivas e mortas, em variadas proporções, misturados com outros sedimentos, tais como areia quartzosa e fragmentos de conchas. São depositados (*swept*) na forma de marcas de ondas (*megaripples, megarides*).

Esses dois tipos de depósitos de algas calcárias servem de modelo para exemplificar todas as ocorrências de algas calcárias sobre o fundo marinho. Os depósitos fixos (bancos de rodolitos/maerl) que constituem as estruturas recifais, devem ser protegidos de qualquer intervenção antrópica, pois propiciam abrigo estável para várias centenas de espécies de organismos (epifauna vágil e séssil).

Contrariamente, nos depósitos móveis, formados por cascalho de algas, a epifauna é pobre, devido à natureza instável deste sedimento, pois as partículas são constantemente remobilizadas localmente por ação das ondas e correntes.

6.3 - Histórico da explotação do maerl na Europa

Na Inglaterra (Falmouth Bay), a extração de maerl foi feita desde o século 17, tendo sido interrompida em 1850 e retomada entre 1975 e 1991, em volumes de 30.000 toneladas/ano, para adubo e condicionador do solo.

Na França, desde 1850, o volume extraído de areias conchíferas e maerl já era representativo. Naquele ano, na Bretanha (Côtes du Nord e Finisterre), foi de aproximadamente 350.000 m^3. Aplicava-se o material na agricultura (no estado natural) e para fabricação de cal. Em geral os teores de carbonato variavam entre 60 e 85% e os teores de siliciclásticos (litoclásticos) de 40 a 15%. O maerl, durante muito tempo, foi considerado como sendo de natureza animal e classificado como corais *nullipores* (CABIOCH, 1969). Eram explotados na época, 14 bancos de nullipores mortos, 6 de nullipores vivos e 28 de areias siliciclásticas conchíferas. Aproximadamente 300 barcaças (*gabares à sable*) atuavam na explotação do sedimento calcário, com um contingente de 1000 homens. Na baia de Paimpol o comércio das areias com fragmentos de conchas e maerl já existia há mais de 100 anos e os bancos, no ritmo de extração, iriam durar mais dez anos (referência de 1850). As 40 barcaças existentes em Pointreux tinham capacidade de 8 m^3 e o transporte se fazia de abril a outubro. O comércio quintuplicou entre os anos de 1835 e 1850.

Versão exclusiva do autor

A extração na França se intensificou rapidamente na segunda metade do século 20, atingindo 600.000 ton/ano na década de 70. Em função da necessidade de preservação ambiental, houve a instauração de cotas de extração em volumes inferiores a 500.000 ton/ano a partir de 1980. Em 2007 a extração foi de 325.000 ton. Na região do pequeno arquipélago de Glénan o maerl, de grande pureza (bancos de Lithothamnium), era utilizado sobretudo para tratamento de água potável, e foi adotado por 1200 Usinas de Tratamento de Água (*Stations d'Epuration*) na França. No pico da extração chegou-se a 100.000 m^3/ano, passando a 20.000 m^3/ano em 2009. A interdição da extração em Glénan em março de 2011 foi a primeira de uma série, até a interdição total na França no final de 2013, visando evitar o total desaparecimento das algas calcárias vivas com a continuidade da explotação.

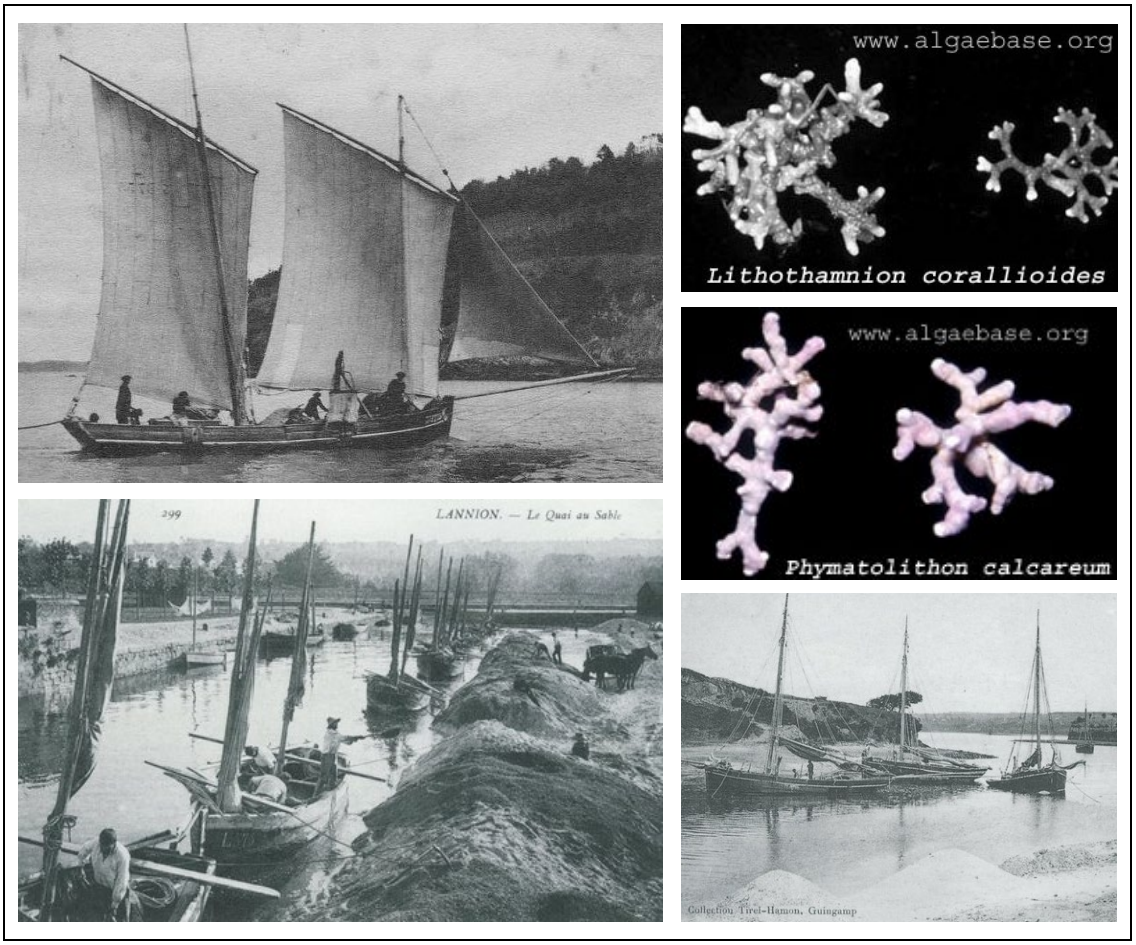


Figura 6.3 – Embarcações (Gabares à sable) utilizadas para extração das algas calcárias em 1850 e imagens das duas espécies de algas calcárias que compõem o maerl na Bretanha (fonte: https://www.histoiremaritimebretagnenord.fr/activit%C3%A9s-maritimes/sable-et-ma%C3%ABrl).

Na Irlanda a extração foi restrita, devido às profundidades rasas dos depósitos, que ocorrem geralmente entre 2 e 8 m com uma espessura média de 2 m (DE GRAVE *et al*., 2000). A extração foi realizada em pequenos volumes. A empresa Celtic Sea Minerals possuía licença para extrair 5.000 ton/ano de um depósito formado por maerl morto em Lonehort Point, Bantry Bay. Atualmente a explotação de maerl na Europa está concentrada na Islândia (http://www.aquamin.org; http://www.celticseaminerals.com).

Versão exclusiva do autor



Figura 6.4 – Praia na Irlanda formada por fragmentos de talos de maerl provenientes dos depósitos rasos adjacentes (fonte: https://www.tripadvisor.ie/LocationPhotoDirectLink-g1887824-i37257044-Carraroe_County_Galway_Western_Ireland.html).

6.4 - Uso do recurso mineral

Os sedimentos bioclásticos formados por algas calcárias (granulados bioclásticos) são utilizadas para diversas aplicações: agricultura, nutrição animal, filtragem e potabilização de água para consumo, indústria de cosméticos, dietética, implantes em cirurgia óssea, tratamento da água em lagos (DIAS, 2000).

Segundo Cavalcanti (2020), o vasto número de elementos fundamentais à nutrição contidos nas algas, e sua excepcional estrutura física (~40% porosidade intergrãos), diferenciam totalmente o granulado bioclástico marinho (GMB) de qualquer outro material. Esta autora compilou informações sobre o produto, obtidas em Relatórios de Pesquisa Mineral, testes agronômicos de campo, pesquisas científicas em universidades e centros de pesquisa, visando o uso do GBM como fertilizante, na nutrição animal e farmacologia. Os elementos Ca, Mg, Si, Na, Fe, S, Sr, Cl, Al, F, P, K, Mn, Ti, Cr, Ba, As, V, B, Ni, Cu, Ce, Zn, La, Li, Y, Nd, Zr, Rb, Pb, Th, U, Sc, Se, Sb, Pr, Mo Co, Sn, W, Sm, Gd, Dy, Ga, Er, Ta, YB, Be, Eu, Cd, Ho, Tb, Tm, Bi, Ag e Hg foram detectados em todas as amostras definidas como GBM. O cálcio foi o elemento mais abundante com valor médio de 31,04 %. Os demais elementos mais abundantes, com base na média são: Mg (2,51 %); Si (1,92 %); Na (0,64 %); Fe (0,45 %); S (0,30 %); Sr (0,30 %); Cl (> 0,15 %); Al (0,13 %); F (0,09 %); P (0,05 %); K (0,05 %) e Mn (0,02 %). O resultado das análises químicas mostrou que a maioria das amostras estava de acordo com as garantias mínimas previstas no Anexo II da Instrução Normativa MAPA nº 39/2018. Nesta Instrução Normativa a alga calcária, denominada “Alga Marinha Lithothamnium”, (32% de Ca e 2% de Mg) foi considerada como substância fertilizante.

Versão exclusiva do autor

6.5 - Principais ocorrências mundiais

A compilação realizada por Foster (2001) mostrou as áreas de ocorrências de algas calcárias em escala global. A área contínua assinalada na plataforma brasileira S-SE, refere-se aos trabalhos de Kempf (1970) e Milliman (1977). Esta área foi superestimada, conforme será visto a seguir (Fig. 6.10). Na Austrália, a área de ocorrência das algas calcárias está subestimada, pois, segundo Harvey *et al*. (2016), rodolitos estão presentes em 70% da plataforma continental australiana, tanto em águas tropicais quanto em águas frias, até 117 m de profundidade.

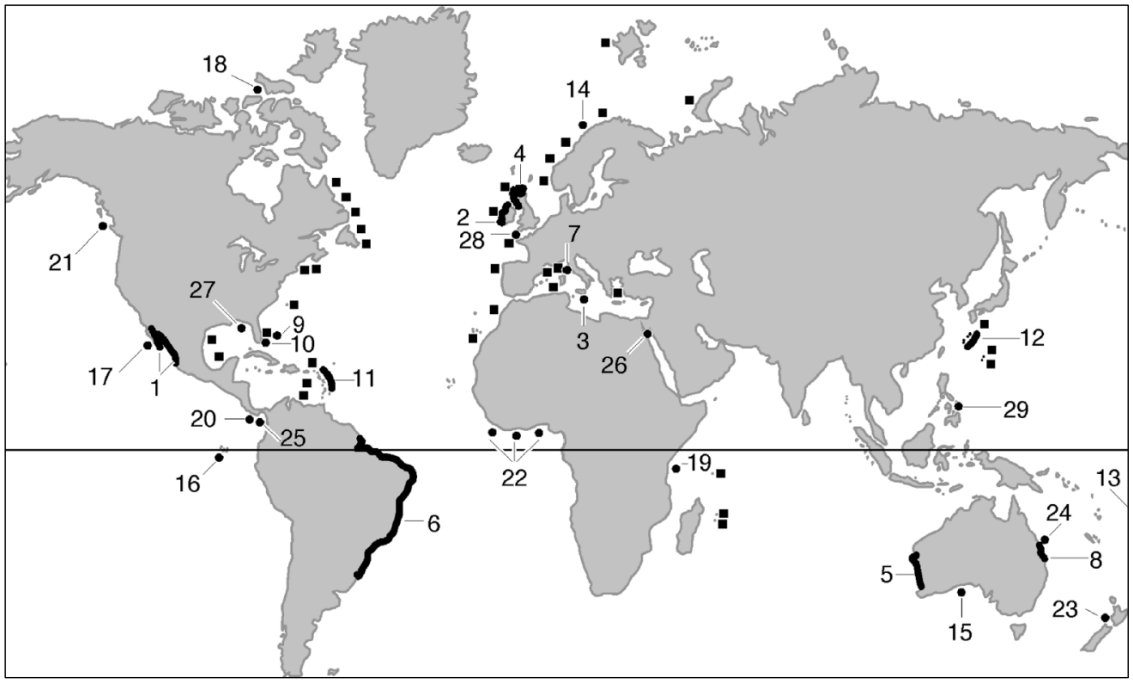


Figura 6.5 – Mapa mostrando áreas de ocorrência de algas a nível mundial (fonte: FOSTER, 2001).

Segundo Basso (2015), os bancos de maerl no Atlântico Europeu são distribuídos em pequenas áreas (*patches*) com poucos km^2, de modo geral em águas turvas, em condições ambientais de ocorrência muito diferentes das encontradas na plataforma continental brasileira. As áreas de ocorrências são muito restritas na Europa, totalizando 24 km^2 na Galícia e 100 km^2 na Bretanha, em profundidades de 0 a 20 m (Fig. 6.6). A explotação destas áreas se deu porque os depósitos são rasos e economicamente viáveis. Outra categoria de ocorrência das algas calcárias na Europa é o denominado *Deep Mediterranean Rhodolith Beds*, que são completamente diferentes, comparativamente aos bancos da Bretanha. São compostos por formas mistas, com outras espécies de algas coralinas, mas são também distribuídas em pequenas áreas de poucos km^2, em profundidade média de 55 m (18% em profundidades maiores que 75m). No Mediterrâneo existe uma similaridade com o que existe no Brasil, mas a grande diferença é que o maior e contínuo banco de algas mapeado no Mediterrâneo é de apenas 90 km^2, no canal de Minorca, entre 60 e 90 m, em águas claras.

Versão exclusiva do autor

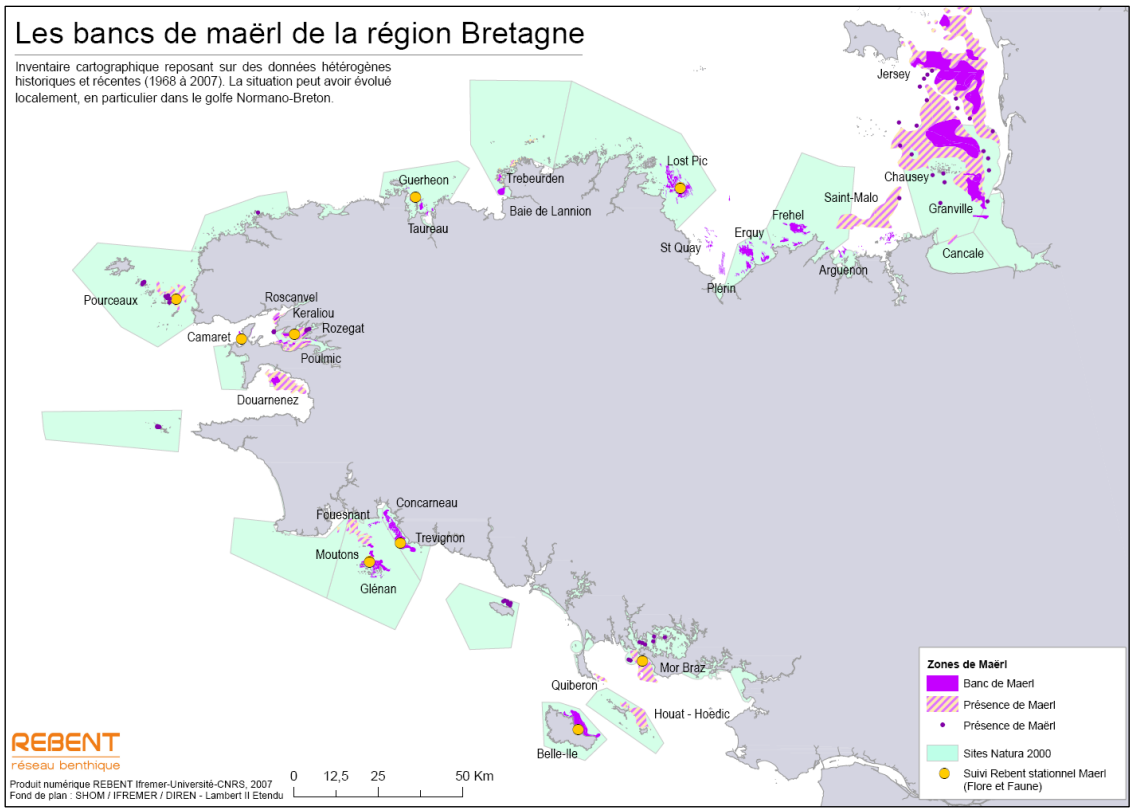


Figura 6.6 – Áreas de ocorrências de maerl, atualmente protegidas na Bretanha (GRALL *et al.*, 2009: https://geo.data.gouv.fr/fr/datasets/6610df56ae443c4a154b9c878efc6e91c6638de2).

6.5.1 - Ocorrências no Brasil

No mapeamento efetuado na década de 70 pelo projeto REMAC (AMARAL, 1979) foi mostrado que os sedimentos carbonáticos biogênicos, ocorrem amplamente na plataforma continental brasileira, principalmente na plataforma externa. A região ao largo de Cabo Frio (RJ) representa o limite de duas grandes províncias biogeográficas. Ao sul de Cabo Frio os sedimentos carbonáticos são compostos basicamente por moluscos e foraminíferos bentônicos (*Foramol*, descrito por VICALVI; MILLIMAN, 1977). Em notável exceção, apresenta-se o Banco de Arvoredo na região de Santa Catarina (GHERARDI, 2004). Ao norte de Cabo Frio as algas calcárias e briozoários dominam amplamente a plataforma, por grandes extensões, até as regiões Nordeste e Norte.

Segundo Della Giustina (2006), as algas coralináceas se desenvolvem mais em profundidades entre 45m e 150m, sendo que o intervalo de maior produção ocorre entre 55m e 90m. Este fato foi comprovado por observações de imagens ROV mostrando a abundância relativa das algas no fundo, e incrustações nos dutos que atravessam toda a plataforma continental, na Bacia de Campos.

No Brasil ocorrem todas as formas de crescimento das algas coralinas: (i) algas livres (*free living*), com nódulos (rodolitos) ou talos ramificantes (*maerl*), (ii) algas em placas sobre substrato duro (ex.: costões rochosos, concreções ferruginosas, arenitos de praia (*beach rocks*) etc.), (iii) edificando imponentes áreas recifais tais como o "Atol" das Rocas (RN) e os Recifes de Manuel Luís (Ma), (iv) formando localmente recifes algáceos em associação com vermetídeos na parte frontal dos recifes de corais brasileiros tais como os *algal ridges* de Abrolhos e os *"trotoirs"* da Ilha de Fernando de Noronha), (v) concreções (*boxworks)* formadas por cimentação do substrato arenoso com rodolitos (Fig. 6.7; BASSO *et al*., 2012); (vi) algas em placas finas (laminitos) sobre sedimentos inconsolidados, na plataforma externa;

Versão exclusiva do autor

(vii) Crostas compactas de diversas espessuras ocorrem entre 60 e 80 m de profundidade (Fig. 6.8) ao largo da costa entre Cabo de São Tomé e Abrolhos (DIAS; JEVEAUX, 1996). Estas crostas são idênticas àquelas descritas por Davies *et al*. (2004), na Austrália, com espessuras variando de decímetros até vários metros, formadas durante a transgressão holocênica.



Figura 6.7 – Exemplo de "box work" formado por coalescência e cimentação do sedimento bioclástico, por incrustação das algas, durante período de estabilidade do fundo (foto: autor).



Figura 6.8 – Fragmento da superfície de uma "crosta carbonática" utilizada como suporte para fixação do apressório de alga laminária (foliácea) na plataforma do ES (foto: autor).

Segundo Monteiro (2011), na Plataforma do Ceará, entre 12 e 25 metros, ocorrem amplos bancos de algas calcárias verdes (Halimeda *incrassata*) que produzem grande quantidade de talos mortos que se misturam com as areias quartzosas. A Halimeda *incrassata* se desenvolve na região apenas sobre substrato areno quartzoso (Fig. 6.9).

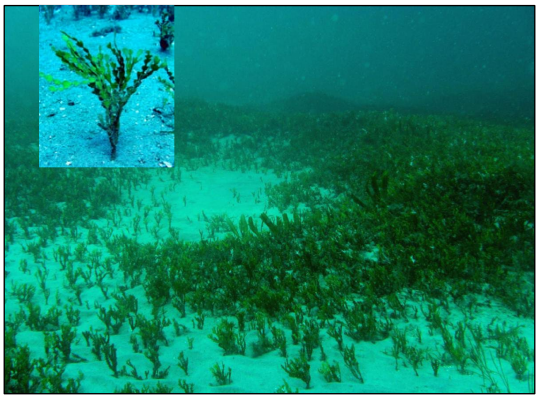


Figura 6.9 – Banco de Halimeda na plataforma do Ceará (MONTEIRO, 2011).

Versão exclusiva do autor

6.6 - Evidências nas Cartas Sedimentológicas

Dias e Medeiros (2005) apresentaram a metodologia para elaboração das cartas sedimentológicas da plataforma continental brasileira, utilizadas no âmbito do Projeto Revizee. O trabalho objetivou a integração, análise e padronização de conjuntos de informações sedimentológicas provenientes de diferentes fontes, contendo, portanto, diferentes níveis de informação. Na época do estudo, foram consideradas aproximadamente 28 mil amostras, cadastradas no Banco Nacional de Dados Oceanográficos, da Diretoria de Hidrografia e Navegação (BNDO-DHN), além de dados específicos obtidos nas expedições de Oceanografia Geológica do Programa REVIZEE (+ 500 amostras).

Todas as amostras do BNDO possuem uma descrição de "Tença". Deve-se entender por *tença*, termo utilizado pela Marinha do Brasil, à descrição visual e expedita da amostra de fundo. Os dados de tença vêm sendo coletados pela Marinha do Brasil, ao longo de muitos anos, e contêm em sua forma original uma grande variedade de termos de descrição (cf. "Códigos de Tença da DHN"). Em um trabalho de interpretação e depuração, essas descrições foram reagrupadas em 10 classes de tipos de fundo (DIAS, 2004):

1 - Areia Fina,
2 - Areia Média,
3 - Areia Grossa,
4 - Areia Lamosa,
5 - Lama,
6 - Cascalho,
7 - Cascalho Lamoso,
8 - Conchas,
9 - Recife,
10 - Alga Calcária.

Com essa nova classificação, foram elaboradas 11 cartas representativas das variações dos tipos de tenças ao longo da plataforma continental brasileira.

As cartas foram geradas no sistema Oasis Montaj/Geosoft", utilizando-se o aplicativo "Seafloor Mapping", desenvolvido pela Geosoft, sob nossa demanda, para traçar o contorno dos 10 tipos de classes.

As cartas de tenças, apesar de não mostrar detalhes locais, permitiram visualizar regionalmente as áreas de ocorrências das algas calcárias na plataforma continental brasileira, que estão relacionadas principalmente aos diversos tipos de "cascalhos", ou especificamente "alga calcária". Não há ocorrências representativas de cascalho siliciclástico ou litoclástico, na nossa plataforma, são bioclásticos de natureza carbonática.

Existem basicamente dois tipos de bioclástos carbonáticos na nossa plataforma continental: 1- depósitos de conchas de moluscos, representativos na região Sul-SE (ex.: os "concheiros de Albardão" que ocorrem na plataforma interna e média do RS, entre as cristas de bancos arenosos); 2- carbonático algáceo, com ampla ocorrência na plataforma média e externa a partir de Cabo Frio até a região Norte.

As Figuras 6.10A e 6.10B representam a distribuição de amostras (~28 mil) e dos tipos de "tenças" ao longo da plataforma continental brasileira.

Versão exclusiva do autor

O mapa da Figura 6.11 representa uma das onze cartas de tenças que compõem o mapa regional da figura anterior. Mostra a região da plataforma do Maranhão-Piauí, predominantemente composta por areia quartzosa fina. Localmente, ocorrem altos fundos formados por acumulações in situ de algas calcárias diretamente sobre o fundo areno quartzoso.

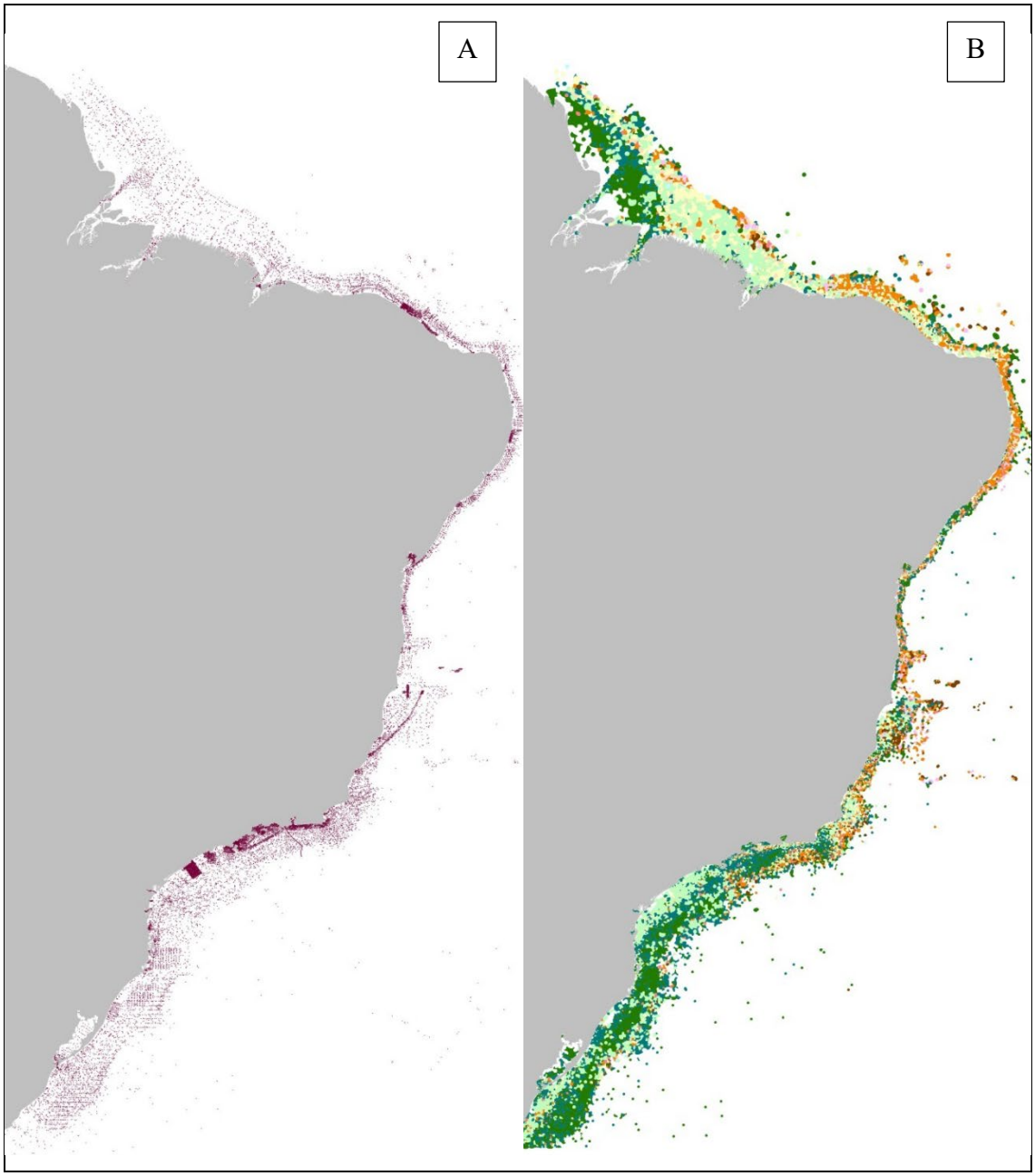


Figura 6.10 – Mapas de distribuição de amostras (A) e tipos de tenças (B). Em cor laranja estão representados os diversos tipos de cascalho carbonático, relacionados principalmente às ocorrências de algas calcárias (Rodolitos, Halimeda e Maerl). A cor rosa refere-se à descrição específica "alga calcária". A cor azul refere-se à descrição específica "conchas". A cor marrom refere-se às áreas recifais. As cores: amarelo, verde claro e verde escuro, representam respectivamente areias siliciclásticas médias, areias siliciclásticas finas e lamas, todas de origem terrígena. Dados interpretados da descrição macroscópica (Tenças DHN) de 28.000 amostras de fundo (DIAS, 2004).

Versão exclusiva do autor

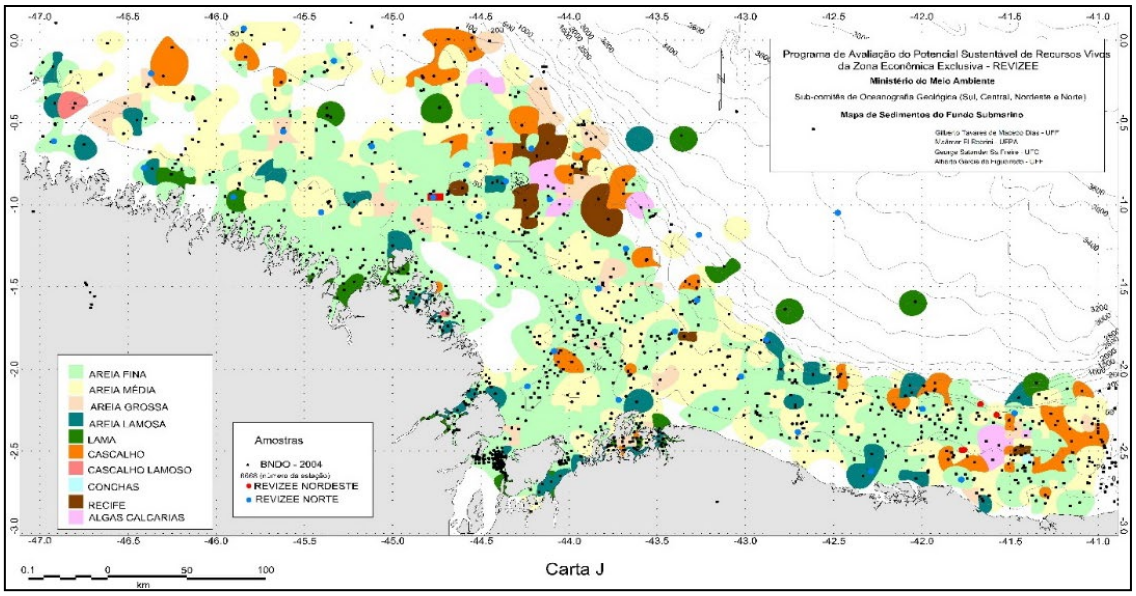


Figura 6.11 – Mapa dos tipos de tenças - Plataforma do Maranhão-Piauí (fonte: ROBRINI *et al.*, 2004).

6.7 - Exemplos de Áreas Licenciadas no Brasil (ANM/IBAMA) para Extração Mineral de granulados bioclásticos

As únicas ocorrências de algas calcárias que apresentam interesse para a extração mineral são os depósitos sedimentares carbonáticos inconsolidados, com rodolitos e/ou maerl que constituem o "cascalho de algas". Devem estar situados em águas rasas (< 30m) fáceis de serem extraídos através de dragagens por sucção hidráulica do fundo marinho.

Áreas da plataforma continental interna a média no Espírito Santo, Bahia e Maranhão foram licenciados para extração, após avaliação dos Relatórios de Pesquisa Mineral, aprovados pelo DNPM/ANM, e dos Relatórios de Impacto Ambiental (EIA-RIMA) aprovados pelo IBAMA. Obtiveram Licença de Operação as empresas Algarea (ES), Fertimar (BA) e Oceana (MA).

A seguir descreve-se com mais detalhes as características das áreas de extração, na plataforma do ES, ao largo de Marataízes, e no Maranhão, ao largo de Tutoia.

6.8 - Areia e Cascalho com Rodolitos da Plataforma do ES

A primeira área licenciada no Brasil pelo DNPM e IBAMA para extração de algas calcárias localiza-se na plataforma interna a média do Espírito Santo, ao largo de Marataízes, em profundidades de 12 a 20 m, distante 12 milhas náuticas da costa. Os sedimentos são formados por rodolitos móveis, espalhados sobre as areias carbonáticas de granulometria média a grossa com grânulos, conforme visualizado na Figura 6.12. Nota-se que os rodolitos vivos apresentam cor avermelhada na camada externa e ocorrem apenas sobre a superfície do fundo. A massa arenosa, subjacente aos rodolitos, é totalmente carbonática, sem presença de lama. Este sedimento bioclástico (minério prospectado) é composto basicamente por fragmentos dos próprios rodolitos, produzidos por erosão mecânica ou bioerosão (Fig. 6.13). Rodolitos mortos (esbranquiçados) podem estar presentes no sedimento arenoso, porém em concentrações de 10 a 20%. A espessura medida dos depósitos, confirmadas através de sondagens por jateamento hidráulico (jet probe), atingiu 6m, sem presença de areia quartzosa. Estas areias ocorrem apenas no fundo dos paleocanais que esculpiram a plataforma carbonática em condições de mar regressivo da última glaciação (CETTO, 2009).

A Figura 6.12A mostra a distribuição de fácies sedimentares ao largo de Marataízes, ES. A batimetria da área mapeada esta destacada na Figura 6.12B. Nota-se

Versão exclusiva do autor

que faixa de areia quartzosa corresponde ao fundo de um paleocanal. No trecho mais raso (~13m) ocorrem concreções de *boxwork* e nas depressões adjacentes (à SW) concentram-se areias puramente carbonáticas, produto da erosão das crostas de algas calcárias.

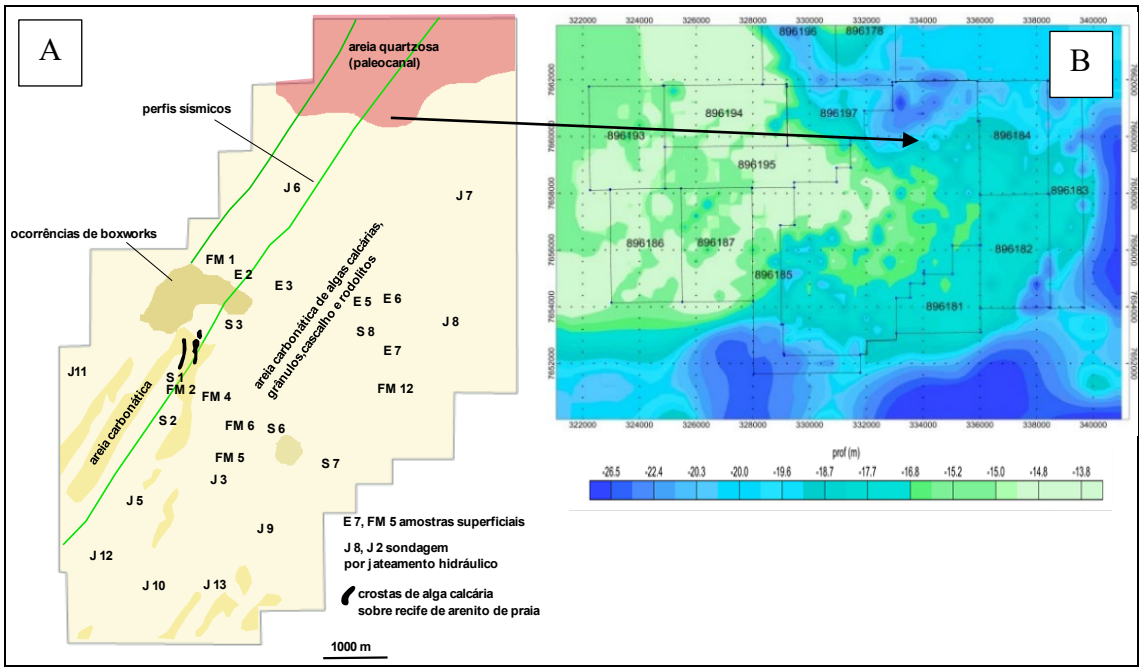


Figura 6.12 – A - Mapa de tipos de fundo; B - Variações batimétricas em áreas requeridas no Espírito Santo (fonte: A - modificado de DIAS; VILLAÇA, 2012; B - mapa índice: autor).

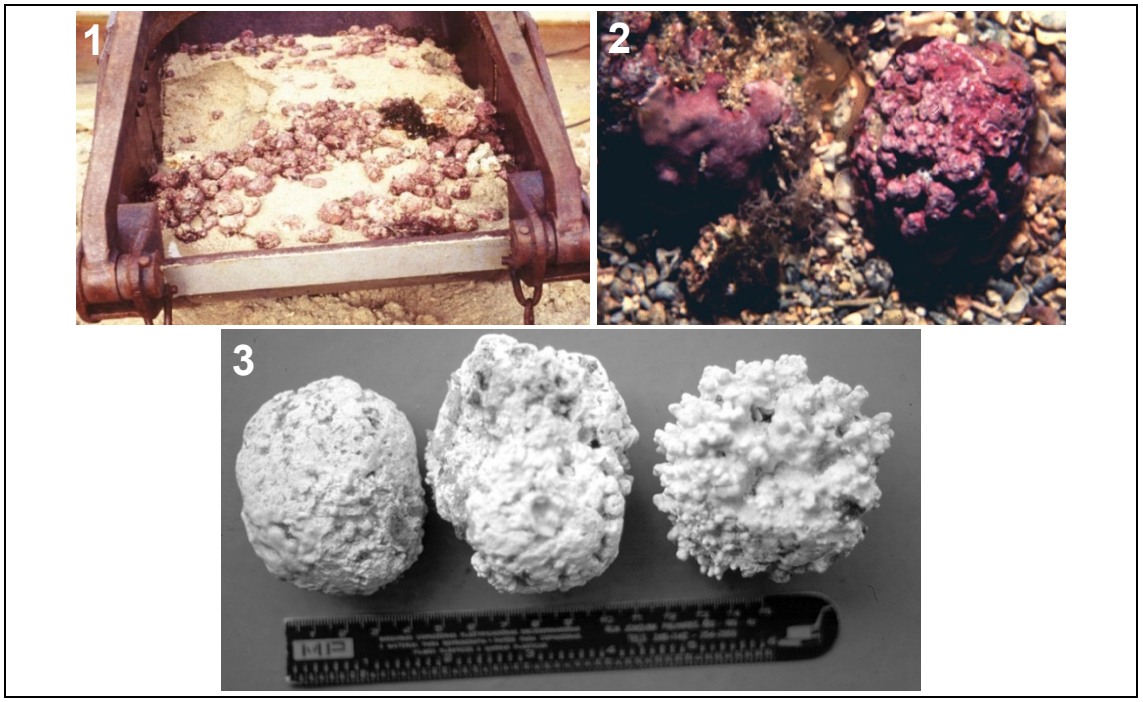


Figura 6.13 – 1- Amostra preservada da superfície do fundo marinho (plataforma do ES), coletada por draga de caçamba. Os rodolitos com a crosta externa viva (cor avermelhada), estão apenas na superfície do fundo. Na época da coleta, praticamente não havia algas foliáceas fixadas sobre os rodolitos; 2- Foto submarina macro, mostrando rodolitos vivos in situ, sobre o fundo bioclástico; 3- Evidências de erosão (por atrição) em rodolitos mortos (1, 2, 3 - fotos: autor; EIA - Algarea Mineração Ltda., 2005).

Versão exclusiva do autor

6.9 - Maranhão

As características dos depósitos de algas calcárias encontradas na plataforma do Maranhão-Piauí-Ceará são semelhantes às ocorrências de "cascalho de algas" da Bretanha, França, condicionados por efeitos da hidrodinâmica local, em ambientes de macro marés, com ação de ondas. São depósitos tipo *maerl*, moldados em superfície, por amplas formações de mega ripples (Figs. 6.14 e 6.15) com aproximadamente 1,5 m de comprimento de onda e 50 cm de altura das cristas. Deve-se enfatizar que estas formações não se deslocam horizontalmente sob ação das correntes; são formas simétricas, construídas pelo movimento oscilatório (pendular) das ondas, atuando sobre o fundo. As cavas entre as cristas constituem os locais de menor agitação, e por este motivo estão concentrados os organismos vivos. A orientação das cristas é NNW-ESE, indicando que as ondas geradoras são oriundas de N-NE. Esta orientação das ondas não está relacionada aos fortes ventos alísios de E-SE, mas sim às ondas de longo período (swell), originadas durante tempestades do hemisfério Norte e que viajam milhares de milhas até atingir a plataforma N-NE brasileira.

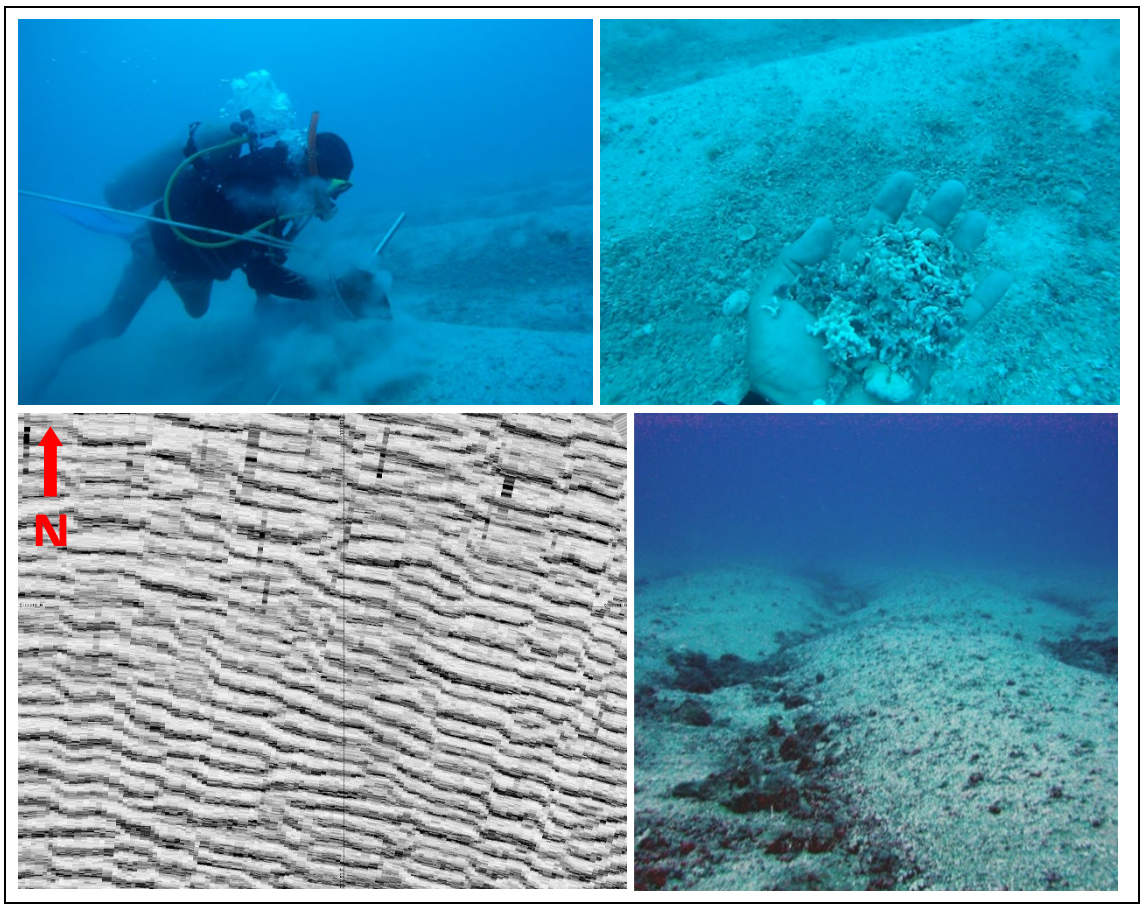


Figura 6.14 – Imagens das marcas de ondas (mega ripples) características do cascalho de algas tipo maerl na plataforma continental do Maranhão (Tutoia - EIA Biomar Mineração, 2020).

Versão exclusiva do autor

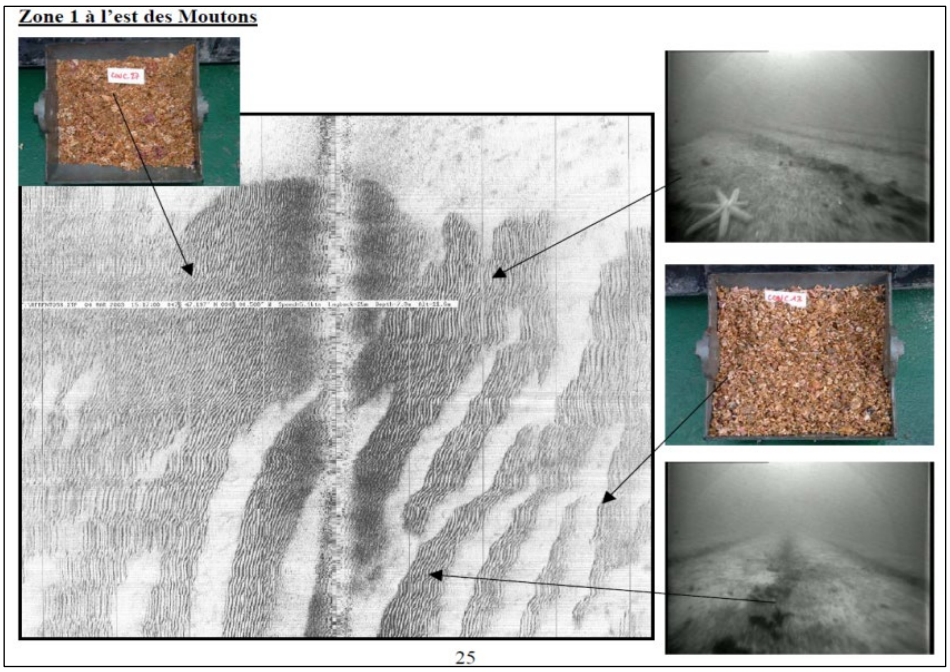


Figura 6.15 – Exemplo de depósito na plataforma da Bretanha (cortesia de AXEL EHROLD - Ifremer França). Cascalho de algas isento de lama, com marcas de ondas (EHRHOLD, 2006), semelhantes aos depósitos da plataforma do Maranhão (ver Fig. 6.14).

6.10 - Métodos de exploração e explotação

A prospecção das áreas de ocorrências dos depósitos de algas calcárias é feita regionalmente, através de levantamentos batimétricos e geofísicos, e posteriormente confirmados por filmagens de fundo (drop camera), amostragens superficiais por busca fundo e sondagens por jateamento hidráulico.

Os métodos geofísicos consistem em perfilagens, realizadas por perfilador de sub-fundo (sub bottom profiler) e imageamento da superfície de fundo por sonar de varredura lateral (side scan sonar).

As Figuras 6.16 e 6.17 a seguir mostram exemplos de imagens obtidas por métodos geofísicos.

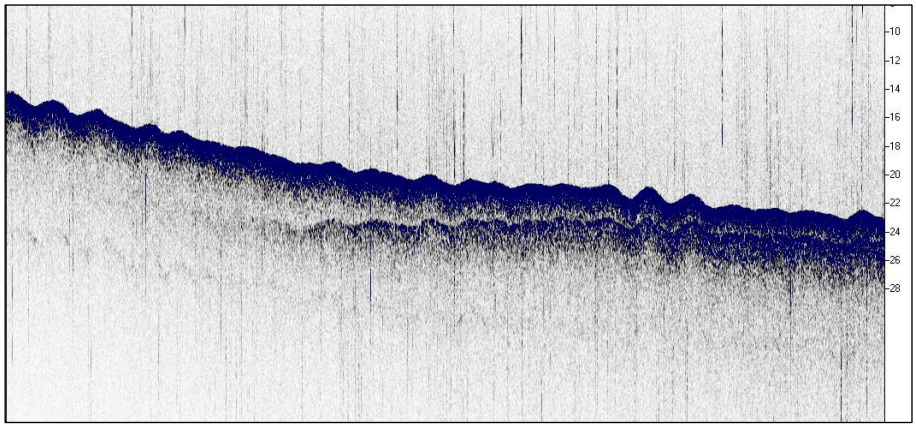


Figura 6.16 – Perfil sísmico obtido por perfilador de sub fundo Edge Tech 3100 na plataforma do Maranhão. Nota-se o espessamento do depósito bioclástico em direção ao topo do banco. O refletor subjacente representa a superfície relativamente plana do fundo regional areno quartzoso (EIA Biomar Mineração, 2012).

Versão exclusiva do autor

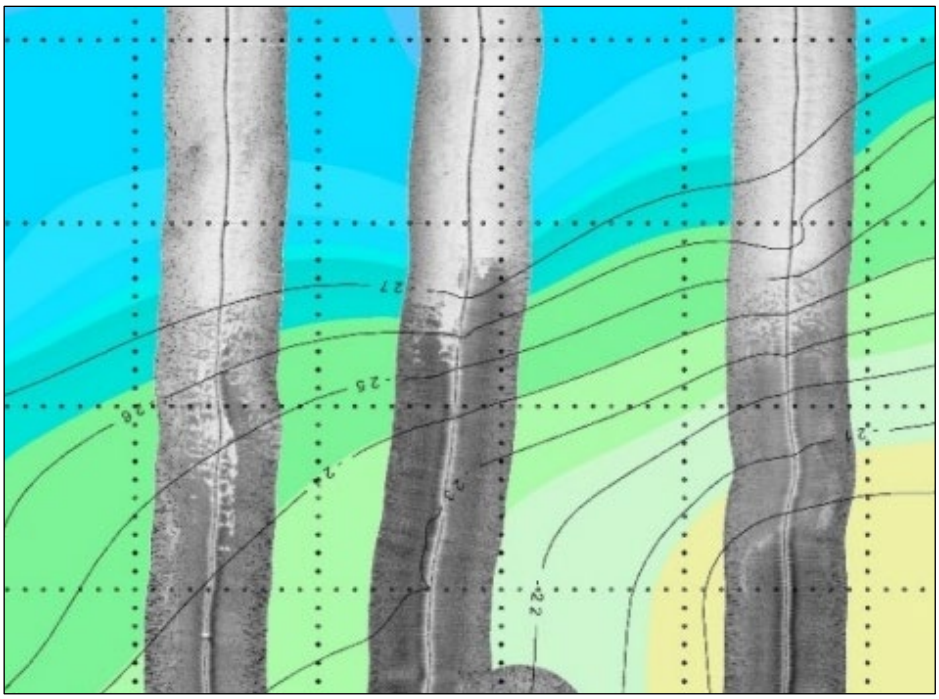


Figura 6.17 – Superposição georreferenciada de imagens de sonar de varredura lateral sobre mapa batimético. Nota-se o contraste do padrão sonográfico de alta refletividade (cor escura) do depósito de algas calcária em direção a um alto fundo, aproximadamente circular, situado entre profundidades de 27 m a 20 m. A área de maior profundidade é relativamente plana areno quartzoso é representado pelo padrão cinza claro nas imagens, em profundidades maiores que 27m. A transição entre os dois tipos de sedimentos é claramente visualizada nas imagens (EIA Biomar Mineração, 2020).

A extração mineral dos depósitos é feita geralmente por navios equipados com dragas de sucção. O método de dragagem pode ser feito com o navio em movimento (dragas Hoppers) ou ancorado (Figs. 6.18A e 6.18B).

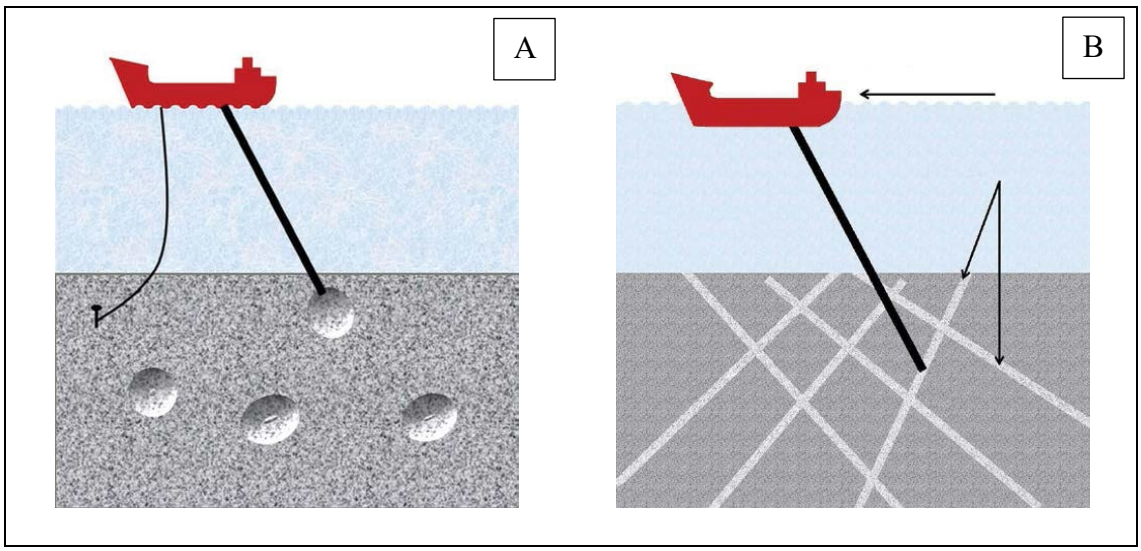


Figura 6.18 – A) Dragagem com o navio em movimento (Draga Hopper); B) com o navio ancorado (HILL *et al*., 2011).

Versão exclusiva do autor

As operações de dragagens para mineração de granulados marinhos devem ser controladas, e limitadas em áreas bem definidas. Todas as dragas devem possuir um sistema de rastreamento (AIS; EMS) que registram em tempo real as posições da draga durante as operações de dragagens, para confirmar se estão dentro dos limites das áreas licenciadas. Sistemas de rastreamento não são exigidos nas condicionantes das Licenças de Operação (LO) do IBAMA.

As dragagens causam impactos diretos no fundo marinho, provocando a remoção dos organismos bentônicos que vivem integralmente na camada superficial (~ 60cm) dos sedimentos de fundo. Outro efeito pode ser provocado por deposição de sedimentos em suspensão, gerados durante o extravasamento da água de sucção, após a deposição do material dragado na cisterna do navio. Os sedimentos muito finos, principalmente se houver presença de lama (silte + argila), permanecem na água de transbordo e são dispersados em suspensão no ambiente marinho.

Geralmente os navios dragas, de qualquer tamanho e alto desempenho, são planejados para realizar uma operação completa de dragagem, em aproximadamente 1 hora, enchendo totalmente o volume do compartimento de carga (cisterna).

A Figura 6.19 ilustra o processo de operação de uma dragagem de sucção do tipo *Hopper*.

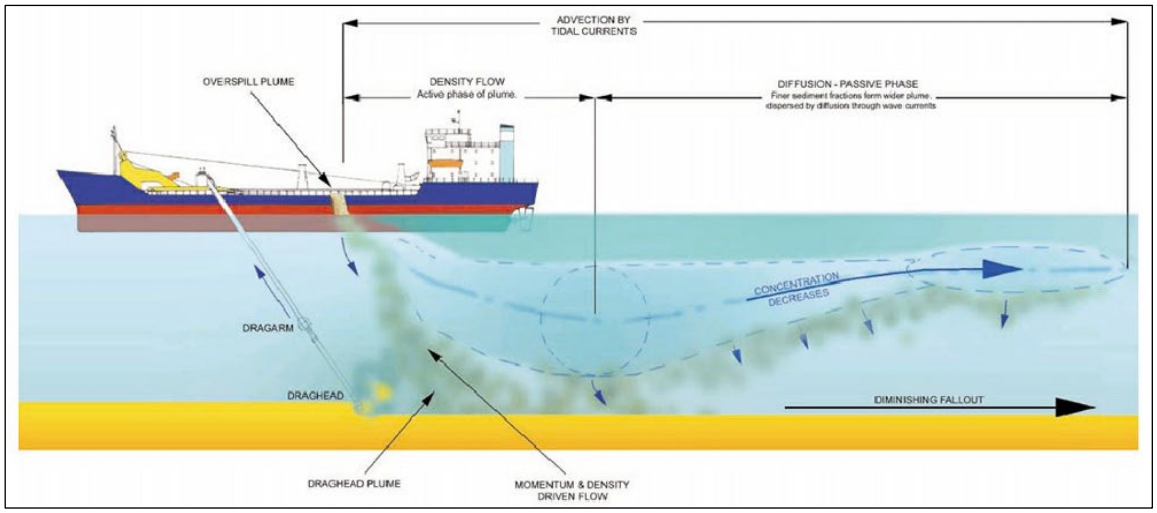


Figura 6.19 – Efeitos da dragagem tipo Hopper (HILL *et al*., 2011).

6.11 - Impactos ambientais em áreas de ocorrência de algas calcárias

De acordo com Grall e Spencer (2003) os seguintes impactos interferem nos bancos de maerl da Bretanha: (i) Mineração, (ii) Eutrofização, (iii) Pesca e maricultura, (iv) Invasão descontrolada do gastropode *Crepidula fornicata.* A crepídula é um molusco gastrópode que teve uma incrível explosão demográfica na Europa após a introdução da espécie exótica de ostra americana (*Cassostrea virginica).* Foi assinalada pela primeira vez na baía de Liverpool em 1872. A partir daí colonizou a Holanda (1922), Bélgica (1930), França (1940) e hoje toda a costa SW da Europa.

A mineração dos bancos, citada em primeiro lugar na lista de impactos por Grall e Spencer (2003), deve-se à intensa destruição das restritas áreas de ocorrência de maerl na região da Bretanha (França). Os depósitos de maerl, com vários km de extensão e até 7 a 10 m de espessura, desapareceram. A extração foi proibida na França em 2013, pois a continuação da atividade poderia acarretar o total desaparecimento dos bancos de algas vivas.

Versão exclusiva do autor

Os efeitos dos impactos de dragagens marinhas de granulados (bioclásticos ou siliciclásticos) nos organismos bentônicos são, em nível global, regulamentados e monitorados a partir de: (i) identificação dos tipos específicos de habitats, (ii) índices relativos à diversidade de espécies, (iii) densidade populacional e biomassa. Essa abordagem metodológica, porém, não é plenamente efetiva, pois, na maioria das comunidades biológicas do fundo marinho, ocorrem importantes e imprevisíveis variações ao longo do tempo. Mesmo para as comunidades relativamente estáveis que habitam o fundo, os eventos episódicos de tempestades podem afetar por longos períodos a estrutura das comunidades.

As afirmações acima citadas foram comprovadas durante estudos de monitoramento na plataforma sul do Espírito Santo-Brasil, na área requerida para extração mineral, ao largo de Marataízes. Berchez *et al*. (2009) mostraram, nesta área, entre março de 1992 e maio 1994, severas reduções na biomassa, na riqueza de espécies (de 24.8 para 14.9) e no índice de diversidade de Shannon (de 2.9 a 1.6). Em maio de 1994 não se observou mais, sobre o fundo, a organização das algas em estratos, havendo apenas rodolitos espalhados sobre o sedimento. Esta instabilidade temporal foi atribuída a distúrbios durante períodos de forte movimentação por correntes de fundo, provocando instabilidade dos sedimentos. Os autores sugeriram novos estudos visando definir se essas modificações estariam relacionadas às oscilações de longo prazo ou uma alteração definitiva no ecossistema. A continuação dos estudos de monitoramento, realizados em março e outubro de 2002 (DIAS; VILLAÇA, 2012), mostraram que estas modificações do fundo na área de estudos são naturais e sazonais, podendo ser proporcionalmente maior do que os impactos da extração mineral. O resultado desses estudos forneceu subsídios ao IBAMA no processo de concessão da Licença de Operação para extração de calcário biodetrítico, na área requerida. A seguir descreve-se este ciclo de modificações sazonais, ao largo de Marataízes (ES): (i) Durante as calmarias de verão, ocorre amplo desenvolvimento de algas foliáceas sobre os rodolitos; (ii) Durante o inverno e início de primavera, as algas foliáceas tornam-se senescentes (completam seu ciclo de vida) e, nas fases de tempestade, se desprendem dos rodolitos, que ficam novamente expostos sobre o fundo; (iii) Neste período aparecem espécies oportunistas, principalmente o bivalvo *Pinctata pectinata,* que rapidamente se instala sobre o fundo, e sobre os rodolitos, aproveitando a liberação e exposição do substrato disponível. Esta fase permanece apenas alguns meses (primavera), iniciando em outubro, e desaparecem no verão, deixando novamente disponível o substrato, quando então reaparecem as exuberantes coberturas de algas foliáceas (ex.: Sargasso e *Dictyopteris).* A Figura 6.20 ilustra o processo. As algas calcárias (rodolitos) com a película externa viva estão contornadas por linha dupla (inclusive aqueles bruscamente recobertos por sedimento durante tempestade). Os rodolitos mortos, já incorporados ao sedimento, estão representados por linha simples.

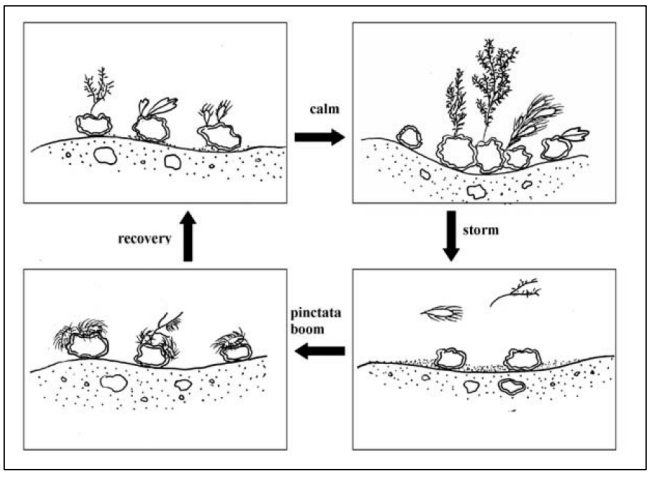


Figura 6.20 – Fases cíclicas de transformação do fundo marinho na plataforma do ES (DIAS; VILLAÇA, 2012).

Versão exclusiva do autor

É difícil identificar os impactos de uma determinada fonte de distúrbios em sistemas instáveis, onde a variabilidade natural é alta. Esta situação se complica ainda mais, pelo fato de as atividades impactantes da pesca não estarem sujeitas aos mesmos processos de monitoramento e licenciamento ambiental, pois Estudos de Impacto Ambiental (EIA-RIMA) não são exigidos da indústria pesqueira.

A pesca de arrasto sobre o fundo marinho, de qualquer natureza, impacta severamente a fina camada superficial do sedimento (~60 cm), onde vive a totalidade dos organismos bentônicos. Foi mostrado que o arrasto de dragagens para extração de coquilles, sobre os bancos de maerl na França e no Reino Unido, provoca fortes impactos (HALL-SPENCER *et al*., 1999; HALL-SPENCER; MOORE, 2000): (i) enterramento do maerl e desaparecimento de espécies sésseis de grande tamanho (grandes bivalves, esponjas e ascídias); (ii) quebra dos frágeis talos do maerl, homogeneizando a estrutura sedimentar do fundo; (iii) produzindo redução (~30%) da diversidade biológica, e a chegada de grande quantidade de organismos necrófagos (RAMSAY *et al.*, 1998); (iv) Os bancos perdem a capacidade de sustentar o berçário das espécies de interesse econômico, pois desaparecem os refúgios utilizados pelos juvenis dos bivalvos e peixes. (v) perdem a biomassa de alimento para os peixes adultos; (vi) reduzem ainda fortemente a produção primaria (macroalgas e microfitobentos) que sustenta grande parte da cadeia trófica.

Hall-Spencer e Moore (2000) mostraram na Escócia que o rastro das dragas de arrasto em fundos de maerl, para a pesca de coquiles (scalops), podem ser ainda visíveis sobre o fundo após 4 anos da interrupção da dragagem.

Foden *et al*. (2009) identificaram que tanto as atividades de dragagens de fundo para mineração como os arrastos pesqueiros de fundo (bottom trawling) causam um significativo impacto nos recursos bentônicos, porém enfatizaram que as cicatrizes deixadas por arrasto de dragagens de mineração foram inferiores a 1% daquelas deixadas por arrastos de pesca no período estudado (2001 a 2007).

De acordo com o relatório da "International Council for the Exploration of the Sea" (ICES, 1992) o impacto no fundo marinho por atividade pesqueira é muito maior do que todas as outras atividades. Foi estimado que a extração de granulados marinhos impactava na época, 0,03% do fundo marinho no Mar do Norte, enquanto o impacto da pesca representava cerca de 54%. Considerando a atual escala da atividade de extração por dragagens, não existe evidencia substancial de nenhuma atividade licenciada ter tido um efeito deletério observado na ecologia pesqueira (ICES, 2000). Hiddink e outros (2006) citam que as dragagens de pesca por arrasto causam amplas áreas de impactos em sedimentos do fundo marinho e nos organismos bentônicos associados. O impacto é maior em áreas de baixos níveis de distúrbios naturais, e menor em áreas de altos níveis de distúrbios naturais. No Mar do Norte o modelo mostrou que a frota de barcos pesqueiros de arrasto de fundo reduziu a biomassa bentônica em 56% e a produção pesqueira em 21%, comparativamente com as áreas preservadas.

A Figura 6.21 mostra a intensidade de arrastos de fundo no Canal da Mancha. Nos arrastos de redes de porta (*otter trawling*), as pranchas (portas) que separam a rede são arrastadas sobre o fundo enquanto a rede desliza sobre a superfície do fundo. Nos arrastos de *beam trawling,* são usadas malhas de correntes metálicas para pescar as espécies alvos (flatfish) enterradas no sedimento, e também afetando a infauna (https://www.youtube.com/watch?v=oB6TV1MLJ7w).

Versão exclusiva do autor

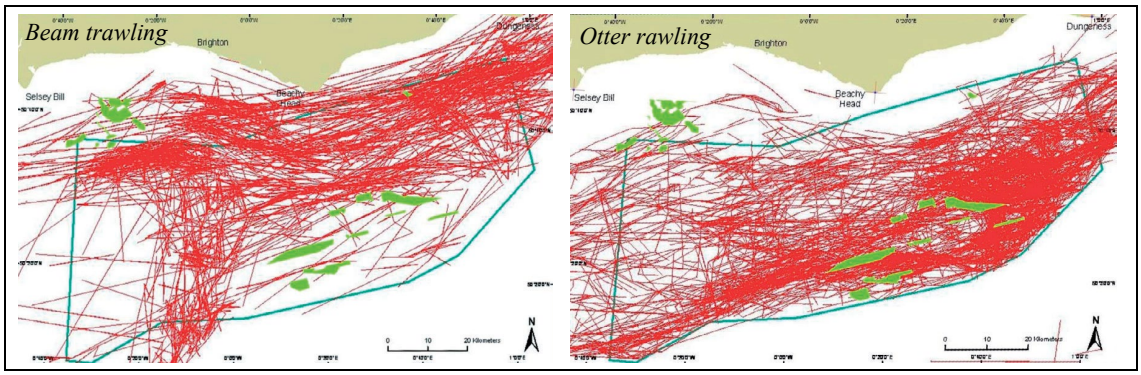


Figura 6.21 – Rotas de dragagens de arrasto sobre o fundo no Canal da Mancha, registrados nos sistemas de monitoramento eletrônico (VMS, AIS), entre janeiro e junho de 2005 (HILL *et al*., 2011).

As dragagens para mineração de granulados bioclásticos ou siliciclásticos podem causar fortes impactos sobre os organismos bentônicos, se forem concentradas em grandes áreas, e na superfície do fundo marinho. Em algumas atividades, é permitido realizar o peneiramento do sedimento bruto, durante a dragagem (*in-situ screening permitted*), lançando o rejeito na coluna d´água. Esta atividade pode gerar grandes plumas de sedimentos em suspensão e deposição de lama e areia fina sobre o fundo. De modo geral, a recuperação do granulado bioclástico é feita integralmente (*All-in (non-screened) cargoes*), reduzindo o impacto do material descartado sobre o fundo. Além deste fato, nos depósitos carbonáticos algáceos, produzidos *in situ,* não há presença de lama terrígena.

Os impactos e recuperações nos sítios de extração de granulados, são altamente variáveis e dependem de vários fatores ambientais e biológicos. Hill *et al*. (2011) apresentaram diversos estudos de casos sobre a recuperação de áreas do fundo marinho após a interrupção da extração de granulados marinhos siliciclásticos. Os exemplos podem ser extrapolados para as áreas de areia e cascalho bioclásticos. A recuperação é mais rápida em ambientes de alta energia, ou quando a intensidade de dragagem é baixa, ou limitada em pequenas áreas. Neste caso a recolonização pode ocorrer através da migração de espécies adultas dos sedimentos adjacentes. Em alguns casos a recuperação das condições pré-dragagem pode não ser possível.

A tabela abaixo mostra um resumo das condições típicas de impacto e regeneração.

Tabela 6.1 – Resumo das condições de impacto e regeneração (HILL *et al*., 2011).

CONDIÇÕES TÍPICAS DE IMPACTO E REGENERAÇÃO	
Rápida Regeneração (meses ou 1 ano)	Lenta Regeneração (anos ou décadas)
Alta energia de marés	Baixa ou moderada energia
Sedimentos finos, areia inclusive	Sedimentos grossos
Comunidade recolonizada	Comunidade estável
Espécies dominantes do tipo *r-estrategistas*	Espécies dominantes do tipo *K- estrategistas*
Dragagem de baixa intensidade	Dragagem de alta intensidade
Sedimentos preservados	Mudança do tipo de sedimento
Pequena área de dragagem	Grande área de dragagem

Versão exclusiva do autor

6.12 - Discussão e Conclusões

Existe uma grande discussão, sobre os benefícios da aplicação do produto, bem como dos impactos ambientais da extração das algas calcárias no Brasil. Os principais argumentos são:

(i) A França proibiu desde 2013 a extração do "maerl". A proibição de extração deste tipo de alga calcária, que ocorre em áreas restritas na França, visou evitar o total desaparecimento das algas calcárias vivas com a continuidade da explotação de grandes volumes (>600.000 ton/ano desde a década de 70). Não se compara com a extensão das ocorrências brasileiras. Apenas as áreas requeridas na plataforma do Espírito Santo contêm volumes superiores ao total extraído na França, durante mais de 50 anos (1950 - 2010). Atualmente na Europa a extração autorizada de grandes volumes, continua sendo feita, na Islândia.

(ii) O "banco de rodolitos" representa uma "camada viva" a ser preservada, e não um depósito mineral. A maioria dos estudos biológicos sobre rodolitos/maerl considera todas as ocorrências como sendo "rhodoliths beds" formados em áreas estáveis, porém esta única denominação não representa a grande variação dos tipos de fundo com ocorrências de algas calcárias (sedimentos marinhos biogênicos). Nos mergulhos de diagnóstico ambiental e monitoramentos, realizados durante vários anos na mesma área (ES), por pesquisadores da USP, UFRJ e UFF, financiados pela empresa Fermisa/Algarea, ficou comprovado que os impactos naturais do fundo marinho na região podem ser proporcionalmente maiores do que os impactos da extração mineral propriamente dita. Isto se deve ao fato de ser um fundo móvel (fácies cascalho de algas), sujeito a remobilizações causado por ondas e correntes, contrariamente às suposições preestabelecidas. Estes estudos contribuíram para subsidiar o primeiro licenciamento ambiental (LO) do IBAMA para extração das algas calcárias no Brasil. Importante salientar que não existe licenciamento para extração em áreas estáveis onde as algas calcárias formam ambientes recifais, que devem ser integralmente preservados da extração mineral (e da pesca), pois constituem refúgios para várias centenas de espécies de invertebrados. Estas áreas, no entanto, são naturalmente protegidas da extração mineral, pois desenvolvem-se predominantemente em ambientes de maior profundidade, principalmente em regiões mesofóticas (> 50 m). Considerando que todas as espécies vivas de organismos bentônicos estão concentradas muito próximos da superfície do fundo marinho (~ 60 cm), a extração mineral dos sedimentos bioclásticos, deve ser concentrada ao máximo em subsuperfície, para minimizar o impacto. A pesca de arrasto na superfície do fundo marinho, de qualquer natureza, impacta severamente a fina camada superficial do sedimento onde concentra-se a totalidade dos organismos bentônicos vivos. Desta forma é muito mais impactante do que a extração localizada das algas calcárias. A extração deve ser interrompida antes de se exaurir totalmente a camada bioclástica, com as mesmas características granulométricas prévias, permitindo assim a recolonização da superfície do fundo. Um controle rígido de posicionamento contínuo das dragas (24h) deveria ser exigido (ex.: sistema de rastreamento automático - AIS). Andrade (2017) analisou as normas brasileiras no que tange à exploração/explotação das algas calcárias, mostrando as vulnerabilidades da legislação nacional, e sugerindo modificações.

(iii) As rochas calcárias moídas, usadas para calagem dos solos, custam dez vezes menos e teriam o mesmo efeito das algas. As algas calcárias nunca foram indicadas, pelos produtores, para calagem de solos, mas sim como produto bioestimulante, tanto na agricultura como na alimentação animal. As características únicas das algas, contendo material de origem orgânica, alta porosidade específica e micronutrientes adsorvidos na estrutura vegetal, e não complexados na estrutura mineral das rochas, fazem grande

Versão exclusiva do autor

diferença. Discussões valiosas, mostrando o potencial das algas calcárias na agricultura e também no saneamento ambiental foram apresentadas recentemente no "I Workshop Brasileiro de Lithothamniun" (maio, 2022), realizado sob a tutela da EMBRAPA. O Brasil é um país altamente dependente da importação de fertilizantes, e as fontes alternativas tais como os fertilizantes organominerais e os bioestimulantes (algas) podem trazer grandes benefícios por atuarem além da fertilidade do solo.

Os fatos citados no presente trabalho corroboram as principais conclusões de Cavalcanti (2020): (i) que o granulado bioclástico marinho pode ser uma alternativa viável, para diminuir nossa dependência externa de fertilizantes por se tratar de material totalmente diferente do calcário continental, utilizado para calagem, (ii) desfazer alguns mitos de que o investimento para produzir "calcário" no mar seria inviável economicamente e que os impactos ambientais seriam muito altos, (iii) Reunir informações disponíveis visando dar subsídios aos gestores públicos e privados, principalmente relacionados a economia e ao agronegócio, para criar condições e políticas públicas para o desenvolvimento da produção de granulados bioclásticos marinhos no Brasil.

Referências Bibliográficas

AMARAL, C. A. B. 1979. Recursos Minerais da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas Adjacentes. Projeto REMAC. v.10. Petrobras. Rio de Janeiro. 112 p.

BASSO, D. 2015. Sustainable exploitation and managing of natural resources (coralline Mining). Palestra Workshop GT Rodolitos - 2015 Cooperação Técnica IBAMA- IBP.

BASSO, D.; DIAS, G. T. M.; HENRIQUES, M. C. 2013. The occurrence of coralligène de plateau in Brazilian coastal waters. *In*: IV International Rhodolith Workshop. Granada, Espanha.

BERCHEZ, F.; TIAGO, C. G.; ROSSO, S.; DIAS, G. T. M.; OLIVEIRA FILHO, E. C. 2009. Structure of a coralline algal bed on southeast Brazil. Brazilian Journal of Ecology, 13: 49–57.

BOSENCE, D. 1976. Ecological studies on two unattached coralline algae from western Ireland. Paleontology, vol 19, part 2, 1976, p. 365–395.

BOSENCE, D.W.J. 1979. Live and dead faunas from coralline algal gravels, Co. Galway. Palaeontology, 22: 449–478.

BOSENCE, D. W. J. 1983. The occurrence and ecology of recent rhodoliths – a review. *In*: PERYT, T.M. (Ed.). Coated Grains. Springer, Berlim. III Rhodoids. p. 225–242. DOI: 10.1007/978-3-642-68869-0_20.

BROWNLEE, C.; TAYLOR A. R. 2002. Algal Calcification and Silification. *In*: Encyclopedia of Life Sciences - eLS (Ed.). DOI: 10.1038/npg.els.0000313.

CABIOCH, J. 1969. Les fonds de maerl de la baie de Morlaix et leur peuplement végétal. Cahiers de Biologie Marine, 10: 139–161.

CABIOCH, J. 1970. Le maërl des côtes de Bretagne et le problème de sa survie. Penn Ar Bed, Brest, 7(63): 421–429.

Versão exclusiva do autor

CAVALCANTI, V. M. M. 2020. O Aproveitamento de granulados bioclásticos marinhos como alternativa para a indústria de fertilizantes no Brasil - Relatório Final. Brasília: DNPM, 2020. 85 p.: il. Anexos.

CETTO, P. H. 2009. Vales Incisos Quaternários da Plataforma Continental do Espírito Santo, Brasil. Rio de Janeiro, Brasil. Dissertação de Mestrado, Dept. Geologia, Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro. 137p.

DAVIES, P. J.; BRAGA, J. C; LUND, M.; WEBSTER, J. D. 2004. Holocene Deep Water Algal Buildups on the Eastern Australian Shelf. PALAIOS, 2004, 19: 598–609. DOI: 10.1669/0883-1351(2004)019%3C0598:HDWABO%3E2.0.CO;2.

DIAS, G. T. M. 2000. Granulados bioclásticos – algas calcárias. Brazilian Journal of Geophysics, 18(3): 307–318. DOI: 10.1590/S0102-261X2000000300008.

DIAS, G. T. M. 2004. Decodificação de Tenças/BNDO e elaboração de cartas sedimentologicas. Relatório Interno - Lagemar/UFF.

DIAS, G. T. M; JEVEAUX, J. L. 1996. Tipos de fundo da plataforma continental sudeste revelados em levantamentos por sonar de varredura lateral e dragagens durante a expedição Revizee Central I- 2 Etapa. *In*: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia. SBG. Salvador, BA. 1996 (resumo expandido).

DIAS, G. T. M.; MEDEIROS, M. F. 2005. Proposta de metodologia para elaboração de Cartas Sedimentológicas. *In*: X Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2005, Guarapari, ES.

DIAS, G. T. M.; VILLAÇA R. C. 2012. Coralline Algae Depositional Environments on the Brazilian Central-South-Eastern Shelf. Journal of Coastal Research, 28(1): 270–279. DOI: 10.2112/11T-00003.1.

DIAS, G. T. M.; ROBRINI, M.; FREIRE, J. S. S; FIGUEIREDO, A. G. 2004. Cartas de sedimentos de fundo. Programa de Avaliação do Potencial Sustentável dos recursos vivos na Zona Econômica Exclusiva. REVIZEE. Ministério do Meio Ambiente. Ver: https://antigo.mma.gov.br/integridade/item/396-programa-revizee.html.

DELLA GIUSTINA, I. D. 2006. Sedimentação carbonática de algas vermelhas coralináceas da plataforma continental da Bacia de Campos: um modelo carbonático análogo para o Terciário. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 134 p.

DE GRAVE, S.; FAZAKERLEY, H.; KELLY, L.; GUIRY, M. D.; RYAN, M.; WALSHE, J. 2000. A Study of Selected Maerl Beds in Irish Waters and their Potential for Sustainable Extraction. Final Report of the Marine Research Measure Project IR.95.MR.019. Marine Institute, Dublin. Disponível em: https://oar.marine.ie/handle/10793/209.

EHRHOLD, A.; HAMON, D.; GUILLAUMONT, B. 2006. The REBENT monitoring network, a spatially integrated, acoustic approach to surveying nearshore macrobenthic habitats: application to the Bay of Concarneau (South Brittany, France). ICES Journal of Marine Science, 63(9): 1604–1615. DOI: 10.1016/j.icesjms.2006.06.010.

EIA-RIMA - Algarea Mineração Ltda. 2005. Explotação de Algas Calcárias na Plataforma Continental do Espírito Santo. IBAMA-Relatório Estudo de Impacto Ambiental. 194 pp.

EIA-RIMA - Biomar Mineração. 2012. Explotação e Beneficiamento de Sedimento Biodetrítico Marinho da Plataforma Continental de Cururupu-MA. IBAMA-Relatório Estudo de Impacto Ambiental 292 pp.

Versão exclusiva do autor

EIA-RIMA - Biomar Mineração. 2020. Exploração, Transporte, Descarregamento e Beneficiamento de Calcário Marinho-Tutóia-MA. IBAMA-Relatório Estudo de Impacto Ambiental. 6 vols. 658 pp.

FOSTER, M. S. 2001. Rhodoliths: between rocks and soft places. Journal of Phycology, 37: 659–667. DOI: 10.1046/j.1529-8817.2001.00195.x.

FODEN, J.; ROGERS, S. I.; JONES, A. P. 2009. Recovery rates of UK seabed habitats after cessation of aggregate extraction. Mar. Ecol. Prog. Ser., 390: 15–26. DOI: 10.3354/meps08169.

GHERARDI, D. F. M. 2004. Community structure and carbonate production of a temperate rhodolith bank from Arvoredo Island, Southern Brazil. Brazilian Journal of Oceanography, 52(3/4): 207–224. DOI: 10.1590/S1679-87592004000300004.

GRALL, J.; HALL-SPENCER, J. M. 2003. Problems facing maerl conservation in Brittany. Aquat Conserv: Mar. Freshw. Ecosyst., 13: S55–S64. DOI: 10.1002/aqc.568.

GRALL, J.; GUILLAMONT, B.; BAJJOUK, T. 2009. Les bancs de maerl, Fiche de Synthèse. Habitat Maërl. Rebent/Natura 2000. Disponível em: https://geo.data.gouv.fr/fr/datasets/6610df56ae443c4a154b9c878efc6e91c6638de2.

HALL-SPENCER, J. M.; MOORE, P. G. 2000. Scallop dredging has profound, long-term impacts on maerl habitats. ICES Journal of Marine Science, 57: 1407–1415. DOI: 10.1006/jmsc.2000.0918.

HALL-SPENCER, J. M.; FROGLIA, C.; ATKINSON, R. J. A; MOORE, P. G. 1999. The impact of Rapido trawling for scallops, *Pecten jacobaeus* (L.), on the benthos of the Gulf of Venice. ICES Journal of Marine Science, 56: 111–124. DOI: 10.1006/jmsc.1998.0424.

HARVEY, A. S.; HARVEY, R. M.; MERTON, E. 2016. The distribution, significance and vulnerability of Australian rhodolith beds: a review. Marine and Freshwater Research, 68, 411–428. DOI: 10.1071/MF15434.

HIDDINK, J.G.; JENNINGS, S.; KAISER, M.J.; QUEIRÓS, A.M.; DUPLISEA, D.E.; PIET, G.J. 2006. Cumulative impacts of seabed trawl disturbance on benthic biomass, production, and species richness in different habitats. Can. J. Fish. Aquat. Sci., 63: 721–736. DOI: 10.1139/f05-266.

HILL, J. M.; MARZIALETTI, S.; PEARCE, B. 2011. Recovery of Seabed Resources Following Marine Aggregate Extraction. *In*: NEWELL R.C.; MEASURES J. (Eds.). Marine Aggregate Levy Sustainability Fund (MALSF). Marine Environment Protection Fund. Science Monograph Series. no. 2. MEPF 10/P148. 44p. ISBN: 978 0 907545 45 3.

HORTA, P. A.; SALLES, J. P.; BOUZON J. L.; SCHERNER, F.; CABRAL, D. Q.; BOUZON, Z. L. 2008. Composição e estrutura do fitobentos do infralitoral da Reserva Biológica Marinha do Arvoredo, Santa Catarina, Brasil – Implicações para a conservação. Oecol. Bras., 12(2): 243–257. DOI: 10.4257/oeco.2008.1202.06.

ICES - International Council for the Exploration of the Sea. 1992. Annual Report International Council for the Exploration of the Sea. Conseil International pour l'Exploration de la Mer. DOI: 10.17895/ices.pub.7554.

ICES - International Council for the Exploration of the Sea. 2000. Annual Report International Council for the Exploration of the Sea. Conseil International pour l'Exploration de la Mer. DOI: 10.17895/ices.pub.7435.

Versão exclusiva do autor

JACQUOTTE, R. 1962. Étude des fonds de maërl de Méditerranée. Recueil des Travaux de la Station Marine d'Endoume 26: 141–235.

KEMPF, M. 1970. Notes on the benthic bionomy of the N-NE Brazilian Shelf. Marine Biology, 5: 213–224. DOI: 10.1007/BF00346909.

KEMPT, M. 1974. Perspectives d'Exploitation des fonds de maërl du Plateau Continental du N-E du Brésil. II Colloque International sur l'Exploitation des Océans. Bordeaux, França. 2: 1–17.

MILLIMAN, J. D. 1977. Role of Calcareous Algae in Atlantic Continental Margin Sedimentation. *In*: Flügel E. (Ed.). Fossil Algae. Springer, Berlin, Heidelberg. p. 232–247. DOI: 10.1007/978-3-642-66516-5_26.

MONTEIRO, L. H. U. 2011. Feições superficiais da plataforma continental cearense entre o litoral de Fortaleza e Icapuí. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Pernambuco. 188 pp.

PILLER, W. E.; RASSER M. 1996. Rhodolith formation induced by reef erosion in the Red Sea, Egypt. Coral Reefs, 15: 191–198. DOI: 10.1007/BF01145891.

RAMSAY, K.; KAISER, M. J. 1998. Demersal fishing disturbance increases predation risk for whelks (*Buccinum undatum* L.). Journal of Sea Research, 39: 299–304. DOI: 10.1016/S1385-1101(98)00005-7.

STENECK, R. S. 1986. The Ecology of Coralline Algal Crusts: Convergent Patterns and Adaptive Strategies. Annual Review of Ecology and Systematics, 17: 273–303. DOI: 10.1146/annurev.es.17.110186.001421.

VICALVI, M. A.; MILLIMAN, J. D. 1977. Calcium carbonate sedimentation on continental shelf off southern Brazil, with special reference to the benthonic Foraminifera. *In*: FROST, S. H., WEISS, M. P., SAUNDERS, J. B. (Eds.). Reefs and Related Carbonates — Ecology and Sedimentology. Am. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geology - SG4. p. 313–328. DOI: 10.1306/St4393C24.

Sobre o Autor

Gilberto Tavares de Macedo Dias

Geólogo pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), doutorado em Géologie de L'Environnement - Université de Bordeaux I (França). Professor Titular da Universidade Federal Fluminense (UFF). Professor permanente do Programa de Pós-graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da UFF. Representante da UFF junto ao Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM) em 25 reuniões anuais de 1980 a 2020.

E-mail: gilbertotmd@id.uff.br

ORCID: 0000-0003-2876-3184

Versão exclusiva do autor

7 – GRANULADOS SILICICLÁSTICOS

SILICICLASTIC GRAINS

Narelle Maia de Almeida
George Satander Sá Freire
Universidade Federal do Ceará - UFC

Vanessa Maria Mamede Cavalcanti
Agência Nacional de Mineração - ANM

João Capistrano Abreu Neto
Universidade Federal do Ceará - UFC

Isabelly Maria Maia Ferro
Universidade Federal do Ceará - UFC

Resumo

As areias e cascalhos siliciclásticos são substâncias minerais de granulometria variável com composição predominante de quartzo (SiO_2) e, secundariamente, por outros minerais tais como feldspato, calcita, zircão, turmalina e ilmenita. Tais sedimentos são considerados relíquias, pois foram originados nos continentes e depositados em ambientes atualmente marinhos durante os eventos de rebaixamento do nível do mar que ocorreram durante as glaciações. São amplamente e mundialmente distribuídos nas plataformas continentais e, por se tratar de um bem mineral de baixo valor agregado, é importante que o local de extração seja próximo ao mercado consumidor, para que a viabilização do empreendimento se torne possível, tanto nos casos de utilização como agregado na indústria da construção civil quanto para projetos de reconstituição de perfis de praias (por exemplo, em áreas próximas a regiões metropolitanas e/ou áreas de interesse turístico). As areias industriais também podem ser utilizadas em diversos setores industriais, tais como a indústria do vidro, da fundição, da cerâmica, de tintas e do petróleo. Várias técnicas são utilizadas para a pesquisa destes granulados, tanto para a coleta de dados indiretos como a batimetria multifeixe, sonografia e perfilagem sísmica contínua, bem como para coleta de dados diretos como a amostragem superficial de sedimentos e de testemunhos. Para a explotação destes agregados destacam-se os métodos de dragagem mecânica, hidráulica e pneumática, sendo esta última considerada como draga ecológica pois atenua a dispersão do material dragado, evitando sua elevação na coluna de água. Os impactos ambientais são principalmente relacionados às modificações na morfologia do fundo marinho e às mudanças na coluna d'água as quais afetam, principalmente, a comunidade bentônica. Estudos mostram que os impactos tendem a ser locais e a recolonização advém após um período de cessação da dragagem.

Palavras-chave: recurso mineral marinho, areia industrial, quartzo, sustentabilidade.

Abstract

The siliciclastic sands and gravels are mineral substances of variable granulometry with a predominant composition of quartz (SiO_2) and, secondarily, of other minerals such as feldspar, calcite, zircon, tourmaline, and ilmenite. Such sediments are considered relics, as

Nota dos Organizadores: o manuscrito deste capítulo foi produzido em abril de 2022.

Versão exclusiva do autor

they were originated on the continents and deposited in currently marine environments during the sea level lowering events that occurred during the glaciations. They are widely and worldwide distributed on continental shelves and, as it is a mineral of low value, it is important that the extraction site is close to the consumer market, so that the feasibility of the enterprise becomes possible, both in cases of the use in the civil construction industry and of beach profiles reconstruction projects (for example, in areas close to metropolitan regions and/or areas of tourist interest). Industrial sands can also be used in various industrial sectors, such as the glass, foundry, ceramics, paints and petroleum industries. Several techniques are used for the investigation of these granules, such as multibeam bathymetry, sonography and continuous seismic profiling (indirect data), as well as surface sampling of sediments and cores (direct data). For the exploitation of these aggregates, the methods of mechanical, hydraulic and pneumatic dredging stand out, the latter being considered an ecological dredge because it attenuates the dispersion of the dredged material, preventing its elevation in the water column. Environmental impacts are mainly related to changes in the seabed morphology and changes in the water column, which mainly affect the benthic community. Studies show that impacts tend to be local and recolonization comes after a period of cessation of dredging.

Keywords: marine mineral resource, industrial sand, quartz, sustainability

7.1 - Introdução

Os granulados siliciclásticos são sedimentos que possuem sua composição rica em sílica (SiO_2), de onde se deriva o termo "siliciclásticos", sendo compostos principalmente pelo mineral quartzo, podendo conter secundariamente outros minerais que, semelhante ao quartzo, também são resistentes ao intemperismo, tais como zircão, turmalina, rutilo, ilmenita, cassiterita, dentre outros, bem como podem conter fragmentos de rochas. O termo "granulado" é empregado por possuírem uma granulometria variável, incluindo desde areias finas (0,250 – 0,125mm) até seixos (64,0 – 4,0 mm).

A origem dos granulados siliciclásticos está relacionada ao intemperismo e erosão de rochas-fontes continentais. Segundo Larsonneur (1977), os sedimentos siliciclásticos presentes na plataforma continental são o resultado de contribuições pré-Holoceno no domínio peri-glacial. Enquanto o nível do mar estava, há 18.000 anos AP, a aproximadamente 120 metros abaixo do nível atual, rios volumosos percorriam a superfície da plataforma continental, depositando um grande volume de sedimento constituído de areias e camadas de cascalho e suspensões de silte e argila (ALDUC *et al*., 1979; AUFFRET *et al*., 1980; QUESNEY, 1983; FREIRE, 1985).

Atualmente os granulados siliciclásticos marinhos são os recursos minerais com maiores volumes e potencial de valor agregado imediato. Com a exaustão das reservas de areias e cascalhos siliciclásticos terrestres, sua contaminação por poluentes e as atuais restrições ambientais para a explotação, os granulados siliciclásticos marinhos se tornam uma alternativa atrativa para investimentos da indústria dos vidros e construção civil e para a gestão costeira. Neste contexto, vale destacar ainda que, atualmente, mais de 60% do litoral brasileiro é afetado pela erosão costeira, causando prejuízos significativos para os municípios costeiros, indústria naval, portuária, petrolífera e de turismo e uma alternativa para a contenção de processos de erosão costeira seria utilizar areias e/ou cascalhos siliciclásticos marinhos em projetos de reconstrução de praias (X PSRM, 2020).

Neste capítulo a abordagem será sobre as características geológicas e sedimentológicas dos granulados siliciclásticos, sobre gênese deste recurso mineral, as principais reservas mundiais e brasileiras, os métodos de exploração e explotação, os

Versão exclusiva do autor

principais usos e os possíveis impactos ambientais decorrentes da explotação mineral dos granulados siliciclásticos. Para tal, é importante definir alguns conceitos. Os conceitos de recursos e reservas têm sempre uma conotação econômica e, de acordo com o *Committee for Mineral Reserves International Reporting Standards* (CRIRSCO), são definidos como:

- **Recurso Mineral** é uma concentração ou ocorrência de material sólido de interesse econômico dentro ou na superfície da crosta terrestre onde forma teor ou qualidade e quantidade que apresentem perspectivas razoáveis de extração econômica.
- **Reserva Mineral** é a parte economicamente lavrável de um Recurso Mineral. A reserva é na verdade um valor calculado que representa o volume e teor ou qualidade de uma determinada substância, que pode ser medida, indicada ou inferida.
- Já a **Ocorrência Mineral** é um registro de uma substância sem nenhum dado de viabilidade econômica para seu aproveitamento.

Normalmente os granulados siliciclásticos marinhos são utilizados na construção civil, no aterro hidráulico, na indústria química, na indústria de vidro, em abrasivos e para moldes de fundição. Mundialmente, depois dos hidrocarbonetos de petróleo, são atualmente os recursos minerais marinhos mais extraídos do fundo dos oceanos.

7.2 - Características geológicas e sedimentológicas

Granulados siliciclásticos marinhos tem origem resultante da erosão e do intemperismo de rochas cristalinas ou sedimentares continentais, gerando assim, as areias e/ou cascalhos. De acordo com Emery (1952; 1968), na plataforma continental, a maioria dos depósitos siliciclásticos são de areias relíquias, isto é, 'areias remanescentes de ambiente anterior distinto do atual'. Estas areias relíquias foram produzidas no continente, carreadas para ambientes litorâneos e marinhos, através de agentes como chuvas, rios, ventos, geleiras, ou por eventos tais como terremotos e escorregamentos. Posteriormente, estes sedimentos foram depositados na zona costeira e plataforma continental onde são retrabalhados mediante as ações das marés, das ondas e das correntes marinhas.

Quanto às características geológicas e sedimentológicas desses granulados, sabe-se que são constituídos basicamente por areias e cascalhos quartzosos, com granulometria variando desde areias finas (0,250 – 0,125mm) até seixos (64,0 – 4,0mm), sendo a sua composição química composta principalmente por sílica (SiO_2). Eles também são constituídos por outros minerais, além do quartzo, tais como feldspatos, zirconita, turmalina, rutilo, ilmenita e outros, assim como por fragmentos de rocha. A quantidade e variedade desses minerais pesados, chamados de minerais pesados quando possuem densidade superior 2,9 g/cm³, dependem da área fonte e dos processos pelos quais os sedimentos passaram até chegar no ambiente deposicional. Estes minerais pesados são frequentemente utilizados como ferramenta para a determinação da proveniência sedimentar. Eles podem ser identificados com base nas suas propriedades físicas ou submetendo-os a um forte campo magnético (por exemplo, com o uso do eletroímã de Frantz). Segundo Tomazelli (1978), o estudo dos minerais pesados representa uma referência para a caracterização dos processos sedimentares de transporte, velocidade de fluxo hidráulico, erosão e deposição, parâmetros que definem os ambientes sedimentares.

As areias podem ser compostas de muitos minerais diferentes, mas os depósitos de areia industrial são constituídos principalmente do mineral quartzo. Algumas praias são compostas de sedimentos constituídos por olivina verde, minerais ferromagnesianos escuros, óxidos pretos resistentes, ou outros minerais disponíveis perto do ambiente deposicional. Mas depósitos de areia industriais importantes são compostos do mineral quartzo com variados

Versão exclusiva do autor

tipos e quantidades de outros minerais (SHAFFER, 2006). Como exemplo, Boutmin (1986) afirma que em alguns locais no estuário do rio Loire, as areias podem ser muito micáceas.

Segundo as classificações de Dias (1996), Freire *et al*. (1997) e Vital *et al*. (2005), para ser considerado granulado siliciclástico o teor de carbonato de cálcio ($CaCO_3$) precisa ser baixo e, no máximo, de 30%. Cloretos e sulfatos solúveis podem aparecer. Em ambiente redutor, os depósitos de areias marinhas podem ser enriquecidos pela formação de sulfetos, regularmente relacionados à matéria orgânica (BOUTMIN; OTTMANN, 1988). A cor dos sedimentos está intimamente associada à composição química dos grãos que os compõem.

O grau de esfericidade dos granulados siliciclásticos pode variar de alto a baixo e o grau de arredondamento, de muito angular a muito arredondado. Como exemplo, os granulados siliciclásticos da região metropolitana de Fortaleza estudados por Cavalcanti (1998), para a utilização como agregado na construção civil, são areias compostas por grãos de quartzo subarredondados a arredondados com a superfície brilhante, podendo apresentar-se, algumas vezes, foscos e picotados. O grau de seleção, via de regra, varia de pobremente a moderadamente selecionado. Não apresentam quantidades significativas de lama, devendo-se esta baixa concentração a não existência de uma drenagem importante e a presença de cordões de dunas litorâneos nas proximidades que barram o pequeno aporte que possa ocorrer. A pequena associação carbonática é composta, predominantemente, por fragmentos de moluscos, algas calcárias e foraminíferos.

Considerando o uso industrial dos granulados siliciclásticos, vale ressaltar algumas de suas propriedades, a saber:

- Inércia química: por serem constituídas por grãos de quartzo, possibilitam a inércia química, tendo em vista que o quartzo é pouco susceptível a reações químicas;
- Refratariedade: devido ao alto ponto de fusão do quartzo (~1700°C);
- Resistência mecânica: característica intrínseca do quartzo, sendo as areias amplamente utilizadas para confecção de moldes para fundição de peças, assim como propante na perfuração de poços de petróleo e gás, por exemplo.

7.3 - Gênese do recurso mineral

Os granulados siliciclásticos se originam a partir de rochas fontes, ígneas, sedimentares ou metamórficas, que sofreram intemperismo e erosão, desagregando e liberando os grãos detríticos para o transporte pelos agentes superficiais (rios, vento, águas pluviais, gelo e ação da gravidade).

Dois processos estão envolvidos na produção destes sedimentos terrígenos: a desintegração, a partir do intemperismo físico, e a decomposição, a partir do intemperismo químico. 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) (CORRÊA, 2021).

Embora atualmente submersos, esses materiais foram originalmente depositados por rios e, em alguns casos, por gelo, que fluíram por uma planície costeira que foi afogada pelo atual nível do mar (MARTINS; NUNES, 2007) (Fig. 7.1). Isso quer dizer que esses sedimentos relíquias (EMERY, 1952; 1968) foram depositados na plataforma continental por processos continentais durante eventos de rebaixamento do nível do mar que ocorreram durante as glaciações ao longo do Quaternário, pois durante esses períodos glaciais quase

Versão exclusiva do autor

ou toda a plataforma continental se encontrava exposta e os canais fluviais se estendiam até a plataforma continental externa, chegando até a atingir a quebra da plataforma continental.

Swift *et al*. (1971) afirmam que esses depósitos de nível de mar baixo podem ter sido parcialmente afogados e retrabalhados pelos diferentes eventos transgressivos que ocorreram durante o Período Quaternário, sendo então denominados 'palimpsestos' (Fig. 7.1). Segundo Figueiredo (1984), durante os eventos de transgressão marinha, estes sistemas litorâneos são também retrabalhados pelas ondas, correntes marinhas e correntes de maré, remanescendo como depósitos arenosos na plataforma continental. Nestas fases transgressivas, o deslocamento do cordão arenoso litorâneo em direção ao continente gera um lençol de areias transgressivas, cuja espessura diminui em direção à plataforma continental externa. A redistribuição das areias na plataforma pelas ondas e correntes marinhas pode dar origem a cristas arenosas de grandes dimensões, que podem apresentar quilômetros de largura por dezenas de quilômetros de extensão e alturas variando entre 5 e 10 metros, com composição variando de areias médias a finas com cascalhos nas depressões entre cristas. Elas são comuns em plataformas largas, de baixo gradiente, associadas a planícies costeiras amplas e em áreas de micro a mesomarés.

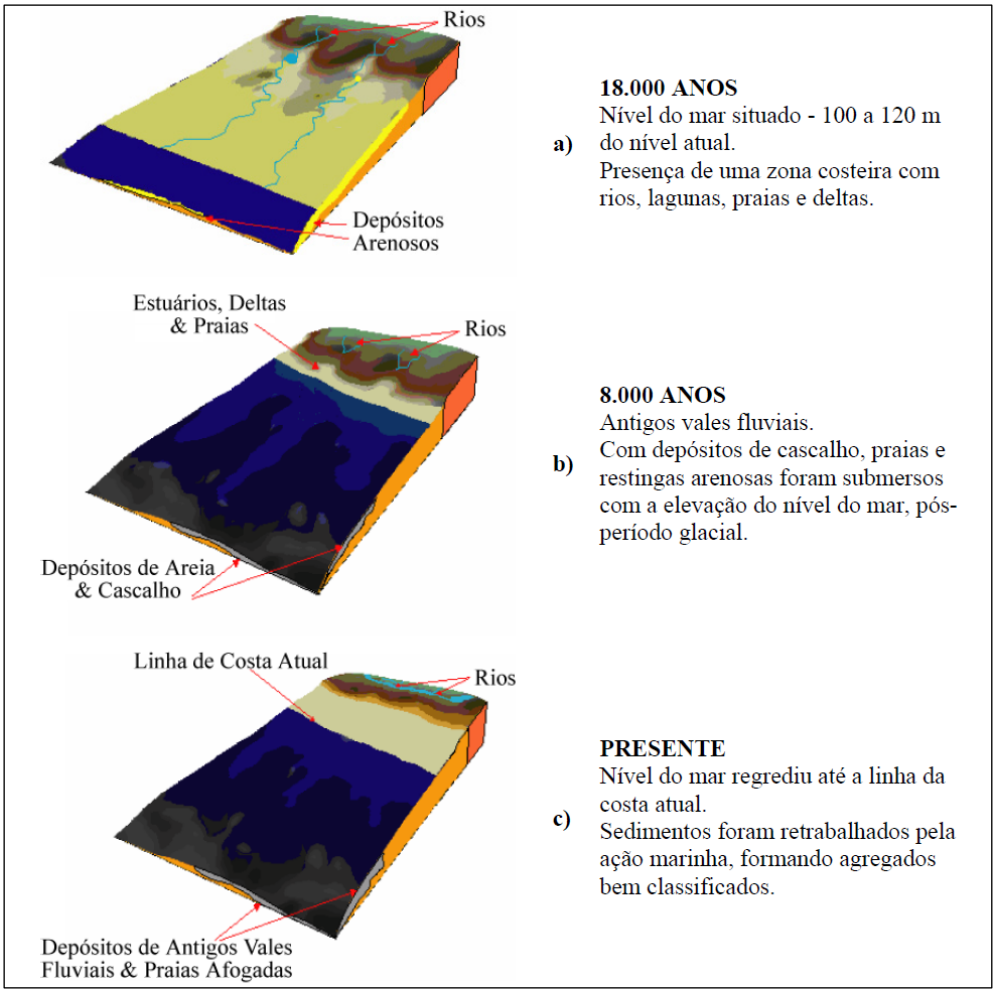


Figura 7.1 – A) Deposição de areia e cascalho através da contribuição fluvial, formando uma extensa planície costeira pleistocênica. B) Afogamento pela elevação do nível do mar (Holoceno) e remobilização dos sedimentos da antiga planície costeira. C) Linha de costa atual com praias, lagunas e ilhas barreiras (fonte: MARTINS; NUNES, 2007).

Versão exclusiva do autor

Depósitos de granulados siliciclásticos comuns nas plataformas continentais em todo o mundo se associam a paleocanais afogados (Fig. 7.2) pelos eventos de elevação do nível do mar. Devido à competência do fluxo fluvial, os canais tendem a ser preenchidos por cascalho na sua base, passando a sedimentos de menor granulometria para o topo. Com a subida do nível do mar, estes paleocanais podem ser parcialmente preenchidos por sedimentos do lençol arenoso transgressivo, porém, alguns não são totalmente preenchidos e ainda apresentam alguma expressão topográfica negativa (SILVA *et al*., 2001).

Atualmente os granulados siliciclásticos submersos são retrabalhados por meio de processos marinhos. As acumulações rearranjadas por tais processos constituem-se de dunas e bancos arenosos, de tamanhos variados, construídos sob o efeito da influência dos aspectos hidrodinâmicos e oceanográficos (e.g. correntes, ondas, marés, clima, deriva litorânea) que redistribuem parte dos sedimentos, pelo preenchimento de antigos vales fluviais, bancos de areias e dunas submersas.

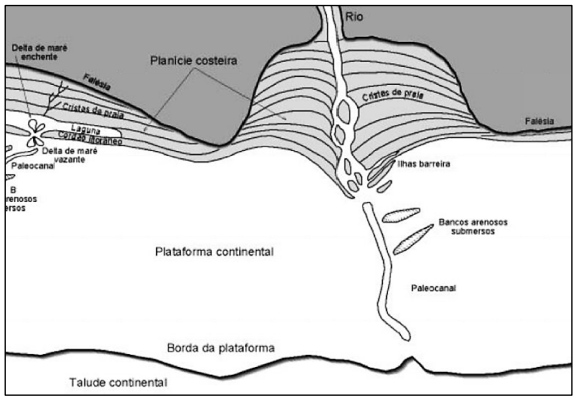


Figura 7.2 – Ambientes de sedimentação costeira e marinha e principais depósitos associados (fonte: SILVA *et al*., 2000).

7.4 - Principais ocorrências/reservas mundiais

Os agregados marinhos (areia e cascalho) são importantes recursos minerais e *commodities* comercializadas para uso, principalmente, na indústria da construção civil e em obras de engenharia costeira. Sua importância tende a aumentar ainda mais, devido ao crescente desenvolvimento da zona costeira, à regulamentação ambiental mais rígida em relação aos agregados continentais e à crescente demanda por material de reposição de praias. No mundo, é um dos recursos minerais mais extraídos do fundo marinho, excedendo em volume e potencial qualquer outro recurso não-vivo.

Suas ocorrências estão distribuídas ao longo das plataformas continentais siliciclásticas em todo o mundo, porém, por se tratar de uma substância mineral de baixo valor agregado, só podem ser considerados como recurso mineral os depósitos minerais em áreas próximas aos mercados consumidores, tanto nos casos de utilização como agregado na indústria da construção civil quanto para projetos de reconstituição de perfis de praias. Em águas rasas, segundo Reineck e Singh (1980), os depósitos de material siliciclásticos geralmente mensuram entre dezenas a centenas de metros de largura, centenas de quilômetros de extensão e de 10 a 20 metros de espessura.

Entre os países importantes como produtores de agregados marinhos, destacam-se Japão, Holanda, Reino Unido, Estados Unidos e Dinamarca, sendo o Japão, de acordo com Martins e Souza (2007), responsável por cerca de 50% da produção mundial.

No Japão, a mineração de agregados marinhos começou na década de 1950 e a produção anual, ainda na década de 1990 era de aproximadamente 80 milhões de toneladas e vem aumentando ano a ano (NARUMI; SEKINI, 1993).

Versão exclusiva do autor

A extração de sedimentos marinhos no Atlântico Norte, incluindo o Báltico e o Mar do Norte, mostrou um aumento expressivo de algumas centenas de milhares de m³ por ano no início da década de 1970 para alguns milhões na década de 1990 e dezenas de milhões de m³ nos últimos anos (ICES, 2019).

Os países do Atlântico Norte possuem uma organização que coordena e promove a investigação marinha denominada *International Council for the Exploration of the Sea*- ICES. Alguns de seus membros possuem atividades de extração de agregados marinhos, cuja produção anual consta da Tabela 7.1. No entanto, estimativas precisas do total de reservas não estão disponíveis para a maioria dos países (ICES, 2017; 2018; 2019).

Segundo Velegrakis *et al*. (2010), as reservas comprovadas recuperáveis de agregados marinhos na Europa são difíceis de ser estabelecidas com precisão. No entanto, tais estimativas existem para alguns países. As reservas dinamarquesas de areia marinha foram estimadas como da ordem de vários bilhões de m^3, mas as reservas de cascalho são bastante limitadas no Mar do Norte. Na Alemanha, as reservas de agregado marinho recuperáveis do Mar Báltico são da ordem de 40-50 milhões de m^3, enquanto as reservas polonesas foram estimadas em cerca de 100 milhões de m^3. Estimativas de reservas para o Reino Unido comprovam o potencial de recursos de agregados marinhos da ordem de bilhões de m^3, em contraste, depósitos de cascalhos são bem restritos, pois, a maioria, possui menos de 1 m de espessura, apresentando espessuras significativas apenas em áreas muito específicas.

No final da década de 1980, a produção de agregado marinho aumentou significativamente em vários países europeus. A produção tem sido, desde então, mais ou menos estabilizada, podendo ocorrer variações interanuais significativas em resposta à demanda impulsionada por grandes projetos. Os três principais países produtores na União Europeia são a Holanda, o Reino Unido e a Dinamarca, que coletivamente respondem por cerca de 80% dos agregados marinhos produzidos pelos países estudados (Tabela 7.1).

Pesquisa em grande escala demonstra que agregados marinhos são abundantes na plataforma norte do Mar da China Oriental. O principal alvo está localizado no *Yangtze Shoal* em lâmina d'água de 25–55 m, tendo uma análise de viabilidade preliminar sugerindo que a dragagem no *Yangtze Shoal* é viável economicamente (QIN *et al*., 2014).

Tabela 7.1 – Produção de granulados siliciclásticos marinhos e sua destinação em alguns países membros do *International Council for the Exploration of the Sea* – ICES (adaptado de ICES WGEXT Report, 2017; 2018; 2019).

	2016				2017				2018			
País	Indústria da construção civil (m3)	Reconstrução de perfis de praia, aterros e recuperação de áreas degradadas (m3)	Agregado exportado (m3)	**Total Extraído (m3)**	Indústria da construção civil (m3)	Reconstrução de perfis de praia, aterros e recuperação de áreas degradadas (m3)	Agregado exportado (m3)	**Total Extraído (m3)**	Indústria da construção civil (m3)	Reconstrução de perfis de praia, aterros e recuperação de áreas degradadas (m3)	Agregado exportado (m3)	**Total Extraído (m3)**
Bélgica	2.731.810	298.229	1.425.000	**4.455.039**	2.669.615	1.527.254	1.321.000	**5.517.869**	2.801.000	988.000	1.075.000	**4.864.000**
Dinamarca	7.425.735	2.148.111	366.362	**9.940.208**	4.236.564	4.439.690	418.462	**9.094.716**	6.239.702	3.901.291	478.546	**10.619.539**
França	2.740.816			**2.740.816**	2.066.174			**2.066.174**	3.476.303			**3.476.303**
Alemanha	N/d	N/d	N/d	N/d	970434	1.186.294		**2.156.728**	20.560	1.148.682		**1.169.242**
Groelândia	N/d	N/d	N/d	N/d	N/d	N/d	N/d	N/d	63.500			**63.500**
Islândia	213537			**213.537**	268099			**268.099**	316.777			**316.777**
Holanda	6.689.005	9.004.289	2.927.774	**18.621.068**	8.309.545	11.397.977	3.165.023	**22.872.545**	8.947.131	12.374.401	3.262.389	**24.583.921**
Polonia	360.578	470.000		**830.578**	343.607	568.321		**911.928**	459.682	970411	91936	**1.522.029**
Portugal	148.323	30.865		**179.188**	184.203	28.620		**212.823**	137.951			**137.951**
Espanha	N/d	N/d	N/d	N/d		379.899		**379.899**		997.397		**997.397**
Suécia				**0**		80.304		**80.304**				
Reino Unido	10.669.318	650.863	1.666.943	**12.987.124**	10.814.802	965.561	1.883.958	**13.664.321**	8.859.699	493.355	2.375.805	**11.728.859**
Estados Unidos		4.828.404		**4.828.404**		6.194.792		**6.194.792**	525.782	16.928.253		**17.454.035**
	30.979.122	**17.430.761**	**6.386.079**	**54.795.962**	**29.863.043**	**26.768.712**	**6.788.443**	**63.420.198**	**31.848.087**	**37.801.790**	**7.283.676**	**76.933.553**

Versão exclusiva do autor

7.4.1 - Principais ocorrências/reservas brasileiras

O Brasil possui uma linha de costa contínua de mais de 8000 km e uma das mais extensas plataformas continentais do mundo, estando, a maior parte dela, recoberta por sedimentos siliciclásticos. No entanto, como já dito anteriormente, por se tratar de uma *commodity* mineral de baixo valor, a areia e o cascalho só podem ser considerados como recurso mineral em depósitos próximos aos centros consumidores, ou seja, nas regiões metropolitanas costeiras e os locais de interesse turístico.

Os agregados siliciclásticos já são amplamente utilizados para reconstituição de perfis de praia ao longo do litoral brasileiro, havendo projetos em vários estados, principalmente relacionados a áreas de interesse turístico. Na maioria das vezes, os projetos são obras realizadas com recursos públicos, vinculadas a governos municipais ou estaduais. Com isso, estimativas do volume total de agregados extraídos para uso em reconstrução praial no Brasil não estão facilmente disponíveis.

Com relação ao uso na indústria da construção civil, embora já tenha havido alguns estudos e outorgas de títulos de mineração para áreas com esta finalidade, nenhuma lavra de agregados com essa finalidade foi, efetivamente, implantada até o momento no Brasil. Existem 38 áreas com concessão de lavra para areia, sendo 33 (trinta e três) ao largo do município de Praia Grande, SP, e 5 (cinco) na Baía de Guanabara, RJ, estando todas com os trabalhos de lavra suspensos ou paralisados.

A areia é a substância mineral com mais áreas oneradas na zona econômica exclusiva brasileira, representando cerca de 45% dos requerimentos em vigor. Como para uso em obras de reconstrução de praias não há necessidade de autorização da Agência Nacional de Mineração, todas essas áreas foram requeridas para areia com a intenção de utilização na indústria da construção civil (Tabelas 7.2 e 7.3).

Tabela 7.2 – Títulos minerários distribuídos por substância na zona econômica exclusiva brasileira. Atualizado em outubro/2019 (fonte: Sistema Cadastro Mineiro, ANM, 2021).

SUBSTÂNCIA	REQUERIMENTO DE PESQUISA	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	REQUERIMENTO DE LAVRA	CONCESSÃO DE LAVRA	
AREIA	59	119	8	38	224
CALCÁRIO *	4	126	11	12	153
CARVÃO		7			7
FOSFATO	4	32			36
ILMENITA	8	53			61
SAIS DE POTÁSSIO		19			19
SAL GEMA	1	5			6
MINÉRIO DE TÂNTALO		2			2
	76	363	19	50	508

(*) Inclui algas calcárias e conchas calcárias

Tabela 7.3 – Títulos minerários distribuídos por substância e UF na zona econômica exclusiva brasileira. Atualizado em outubro/2019 (fonte: Sistema Cadastro Mineiro, ANM, 2021).

SUBSTÂNCIA	AL	BA	ES	MA	PE	PI	RJ	RN	RS	SC	SP	
AREIA			82		50		48			11	33	224
CALCÁRIO *		23	72	19	9	9		18		3		153
CARVÃO										7		7
FOSFATO			2	34								36
ILMENITA			10				37		14			61
SAIS DE POTÁSSIO	3	4	12									19
SAL GEMA			6									6
MINÉRIO DE TÂNTALO							2					2
	3	27	184	53	59	9	87	18	14	21	33	508

(*) Inclui algas calcárias e conchas calcárias

Versão exclusiva do autor

7.5 - Métodos de exploração e explotação

7.5.1 - Técnicas de reconhecimento

As técnicas de levantamento utilizadas para reconhecimento dos recursos minerais marinhos baseiam-se em dois tipos de métodos: indiretos e diretos.

Os métodos indiretos consistem na prospecção com métodos geofísicos marinhos (batimetria, sonografia e sísmica de reflexão de alta resolução) que permitem determinar a morfologia do fundo, inferir o tipo do substrato marinho, bem como a espessura e estrutura dos sedimentos não consolidados com a visualização das principais superfícies de discordância e das irregularidades do fundo e subfundo marinho. No entanto, estas técnicas não fornecem informações sobre a natureza dos sedimentos, o que requer calibração por métodos de investigação direta, como amostras de fundo e de testemunhos. Veículos do tipo ROVs (*Remotely Operated Vehicles* / Veículos Remotamente Operados) e AUVs (*Autonomous Underwater Vehicles* / Veículos Submarinos Autônomos) também podem ser utilizados.

7.5.1.2 - Métodos indiretos

Neste subitem os métodos indiretos de investigação indireta dos granulados marinhos siliciclásticos são abordados baseados em Souza e Gandolfo (2021), sendo eles: batimetria, sonografia e perfilagem sísmica contínua.

7.5.1.2.1 - Batimetria

A batimetria é um método que tem por finalidade medir a espessura da coluna d'água, ou seja, a profundidade do fundo em relação à superfície da água. Geralmente emprega transdutores acústicos que emitem espectros de frequências, comumente, superiores a 30 kHz. Estão incluídos neste grupo os sistemas monofeixe e os sistemas batimétricos de varredura dos tipos multifeixe (*beamform*), interferométrico e multifase. Ressalta-se que existem sistemas disponíveis no mercado que operam com frequências inferiores a 30 kHz (SOUZA; GANDOLFO, 2021). No entanto, estes sistemas têm como aplicação principal os levantamentos em águas profundas (>100 m) e que, portanto, não são o objetivo deste capítulo que busca explicitar sobre os métodos de exploração e explotação dos granulados siliciclásticos.

A batimetria é uma técnica acústica muito bem normatizada e os levantamentos são categorizados por vários parâmetros e critérios definidos em normas técnicas, sendo que as mais importantes e vigentes no Brasil são: a NORMAM-501/DHN (MARINHA DO BRASIL, 2023) e a Publicação Especial n°44 (S-44) da autoridade internacional IHO (*International Hydrographic Organization*, 2020) (SOUZA; GANDOLFO, 2021).

Os ecobatímetros utilizam os princípios físicos da propagação do som na água para o cálculo da profundidade. Os sinais do equipamento são emitidos por uma fonte e consistem em ondas acústicas de alta frequência que se propagam através da água, atingem o fundo e são refletidas de volta à superfície. Conhecendo a velocidade de propagação do som na água e o tempo de trânsito dos sinais, é possível calcular a profundidade. As ondas acústicas são emitidas pelos ecobatímetro a partir de transdutores acústicos instalados no casco ou na lateral da embarcação.

Os sistemas batimétricos de varredura do tipo multifeixe (MBES), embora mais caros, possibilitam a cobertura de 100% da área investigada (Fig. 7.3), o que não é possível com o emprego dos sistemas monofeixes, mesmo com execução de perfis (linhas de investigação) muito próximos entre si. O produto oriundo do emprego de um sistema

Versão exclusiva do autor

monofeixe sempre conterá áreas não cobertas pelo levantamento e, portanto, processos de interpolação matemática de dados serão empregados para a geração do produto final (mapa batimétrico). Além disso, sistemas de multifeixe mais recentes permitem a gravação simultânea de dados de diferentes frequências (modo multiespectral) (SOUZA; GANDOLFO, 2021).

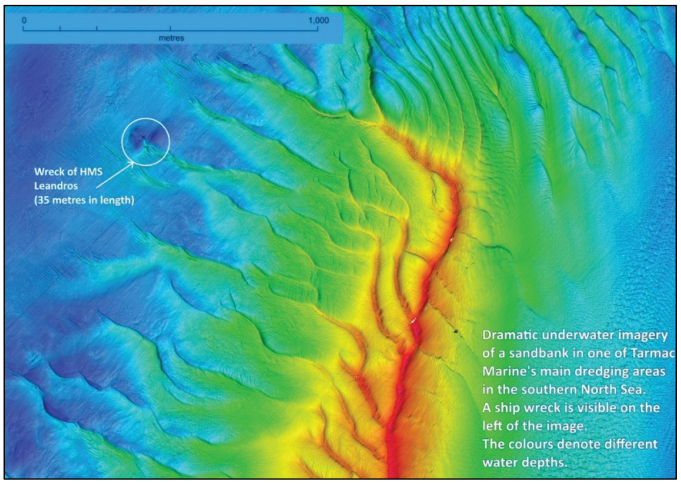


Figura 7.3 – Mapa batimétrico (multibeam) do fundo do mar em uma área licenciada para dragagem no estuário do Rio Tâmisa o banco de areia Kentish Knock com suas ondas de areia associadas e um naufrágio de um navio (HMS Leandros) (fonte: BELLAMY, 2018).

O sucesso de um levantamento batimétrico está diretamente associado não só à escolha apropriada da fonte acústica, mas também dos periféricos do sistema, a se destacar: o sistema de posicionamento DGPS (*Differential Global Positioning System*), os sensores de movimentos e os sistemas de medição do nível da superfície da água, tais como maré. Esses elementos têm um papel crucial para garantir a qualidade dos dados (SOUZA; GANDOLFO, 2021).

Exploradores são obrigados a realizar levantamentos batimétricos tanto nos primeiros estudos ambientais para a mineração de agregados marinhos, bem como para monitorar o aprofundamento do sítio e a evolução da morfologia de fundo. A partir de um conjunto de levantamentos batimétricos sucessivos em intervalos regulares, é possível realizar a avaliação de volume de material extraído. A seguir são abordadas algumas recomendações que dizem respeito às condições básicas para realizar levantamentos batimétricos e tratamento dos dados, a saber:

- Se possível, manter o mesmo operador, o mesmo equipamento e a mesma embarcação, o que pode eliminar erros inerentes às diferenças nas ferramentas e metodologias de levantamento;
- Realização da medição dos *offsets* e calibração do equipamento antes e depois de cada levantamento;
- Utilização de um sistema de posicionamento preciso (DGPS, RTK), de um sistema de *heading* e de um compensador de movimentos (MRU);
- Realização de *patch test*, com levantamento de perfis transversais (mesmo no caso de aquisição por multifeixe) a fim de controlar as medições;
- Correção da distância entre a superfície do mar e a base do transdutor (atraso de emissão);
- Medição da velocidade de propagação do som na água do mar (efeitos da temperatura e salinidade sobre toda a lâmina d'água);
- E a correção da maré usando a maré observada.

Versão exclusiva do autor

Para o cálculo de volumes de sedimentos, deve ser realizado controle da qualidade dos dados levantados antes e depois da dragagem, o processamento dos dados, a geração de modelos digitais dos terrenos (superfícies), a análise de diferenças e, então, o cálculo volumétrico de sedimentos que foi extraído.

7.5.1.2.2 - Sonografia

O Sonar de Varredura Lateral (SVL) é uma ferramenta acústica utilizada com objetivo de mapear a superfície de fundo de áreas submersas. O SVL é composto por uma fonte acústica ('peixe') imersa na água que emite sinais em direções opostas ao longo de uma linha de navegação, permitindo que se mapeie a superfície de fundo, desde o ponto na vertical abaixo da embarcação (nadir) até uma distância lateral (alcance lateral), que é igual a 10-15 vezes o valor da espessura da coluna d'água abaixo da fonte acústica. As imagens obtidas de um levantamento com SVL são semelhantes a fotografias aéreas (SOUZA; GANDOLFO, 2021).

Dois mecanismos básicos permitem que os sinais emitidos pelo SVL retornem ao transdutor: reflexão especular e *backscattering* (retroespalhaento). A reflexão especular está relacionada com o sinal que atinge a superfície de fundo e retorna diretamente ao transdutor. Já o retroespalhamento é um fenômeno relacionado com a interação entre as ondas acústicas e a textura do material do fundo, e que pode ser entendido com uma reflexão difusa em que a energia é forçada a se desviar da trajetória em linha reta, devido à presença de inconformidades em seu caminho.

Equipamentos com frequências maiores (>300 kHz) permitem a observação de mais detalhes da superfície de fundo, mas com prejuízo do alcance lateral que comumente não ultrapassa 200 m de cada lado da rota de navegação. Equipamentos com frequências inferiores a 300 kHz geram imagens da superfície de fundo com menor resolução, mas, por outro lado, possuem maior capacidade de cobertura lateral e, assim, viabilizam o mapeamento de áreas maiores em um menor tempo.

Dados de SVL permitem uma análise das propriedades relacionadas às texturas das imagens, que, quando associadas à análise de amostras de fundo, os mosaicos gerados permitem a caracterização geológica das superfícies submersas, tais como: tipo de fundo, identificação de contatos litológicos/faciológicos, falhas, lineamentos, estruturas submersas.

No caso de áreas com interesse em exploração mineral, geralmente programa-se uma cobertura de 100% da área com sistemas de alta frequência, tendo em vista que nestes tipos de projetos um mapeamento de detalhe se faz necessário.

7.5.1.2.3 - Perfilagem Sísmica Contínua

A Perfilagem Sísmica Contínua (PSC) é um método de investigação indireto baseado na propagação de ondas sísmicas. É capaz de fornecer uma visão dos estratos sedimentares e que, dependendo da geologia do local, permite o mapeamento do topo rochoso. O termo "Perfilagem Sísmica Contínua (PSC)" tem significado amplo no contexto da investigação acústica de áreas submersas. Sob esta nomenclatura, podem ser reunidos vários métodos sísmicos que têm por objetivo penetrar na subsuperfície, reconhecendo características da coluna sedimentar.

Podem ser incluídos os métodos que utilizam fontes acústicas de grande potência, como *sparkers*, *air-guns* e *water-guns*, entre outras, e aquelas de potências intermediárias, como *minisparkers*, *boomers*, *bubble-guns* e *chirps* de baixa frequência (<2 kHz). Também são incluídos os perfiladores de baixa potência do tipo SBP (*subbottom profiler*). Os

Versão exclusiva do autor

sistemas de baixa potência que lidam com frequências mais altas e que utilizam pastilhas piezoelétricas para a emissão e recepção do pulso sísmico são referidos como fontes ressonantes. Os sistemas de maior potência que lidam com frequências mais baixas (<2 kHz) e que possuem emissor/receptor separados (fonte acústica/hidrofone) são referidos como fontes impulsivas.

Fontes de maior potência possibilitam uma maior penetração no substrato (de algumas dezenas de metros), porém, pelas próprias características construtivas, essas fontes operam em faixas de frequência inferiores a 2 kHz. Por sua vez, fontes capazes de operar em frequências mais altas e que fornecem melhor resolução não possuem potência suficiente para mapear os estratos mais fundos.

A execução de levantamentos sísmicos em áreas submersas contribui efetivamente para diminuir o número de sondagens diretas necessárias para viabilizar a adequada caracterização de uma área de estudo, poupando, dessa forma, tempo e dinheiro, tendo em vista que esses tipos de levantamentos podem trazer informações sobre a caracterização dos estratos sedimentares, o mapeamento do topo rochoso e o estudo da geometria de camadas sedimentares (espessura, extensão, morfologia, estimativa de volume), sendo, portanto, necessários para projetos de dragagem.

7.5.1.3 - Métodos diretos

Os levantamentos geofísicos são sucedidos por campanhas de amostragem de sedimentos de fundo e testemunhagem/sondagem, as quais objetivam reconhecer os diferentes padrões do imageamento acústico e atingir os depósitos e superfícies discordantes visualizados na sísmica. Aqui apresenta-se alguns tipos de equipamentos utilizados na amostragem geológica (superficial e subsuperficial) baseados em Figueiredo Jr. e Brehme (2000).

7.5.1.3.1 - Amostradores de fundo

A amostragem de fundo é realizada com o propósito de definir a natureza do fundo marinho e realizar análises de detalhe para a caracterização do mesmo. É fundamental que a amostra seja integral e representativa para que os resultados das análises sejam válidos. A definição dos pontos de amostragens deve levar em consideração o espaçamento entre as amostras e, se possível, os dados de batimetria, sonar e sísmica rasa. Ressalta-se que durante a amostragem são indispensáveis informações como posicionamento geográfico, profundidade, dia, hora, equipamento coletor e uma breve descrição da amostra e das condições de amostragens.

São classificados como amostradores de fundo os equipamentos que não passam de 30 cm de profundidade e englobam os dos tipos busca-fundo e dragas de arrasto. Dentre as dragas de arrasto, destaca-se a draga de Gibbs. Trata-se de um dos instrumentos mais simples para amostragem e, todavia, bem eficaz. É constituída por um tubo de metal com diâmetro variável, onde em uma das extremidades está preso um saco de tecido para recolher a amostra e na outra, que tem a borda cortante, é fixado o cabo de arrasto. Um dos problemas deste equipamento é a coleta de sedimento misturado caso o equipamento se arraste sobre mais de uma fácies sedimentar.

Os amostradores pontuais de superfície são geralmente equipamentos leves, podendo ser utilizados em embarcações pequenas, e permitem rapidez entre uma amostragem e outra. Junto com a geofísica eles são ideais para conhecer o fundo antes de enviar equipamentos que demandem mais tempo de operação e que sejam mais valiosos

Versão exclusiva do autor

como, por exemplo, um testemunhador ou um amostrador caixa em embarcações de maior porte. São exemplos os amostradores *Phipps*, *Skoopfish*, *Dietz-LaFond*, *Shipeck*, *van Veen* e *Ekman*. Dentre estes somente o *Phipps* e *Skoopfish* são utilizados com a embarcação em movimento.

Phipps tem o formato de um tubo tendo em um lado uma borda cortante e no outro um saco de tecido para armazenar o sedimento. Ao tocar o fundo rompe-se um elo de barbante que prende o cabo de tração à parte posterior e o equipamento passa a ser rebocado pela parte dianteira e assim com tendência a subir. Já o *Skoopfish é* uma placa articulada que fecha a extremidade aberta após o equipamento tocar o fundo (EMERY; CHAMPION, 1948; FIGUEIREDO JR.; BREHME, 2000).

Dietz-LaFond é um equipamento de estrutura alongada com duas conchas na base as quais descem abertas e travadas por uma barra transversal, que, assim que toca o fundo, libera as conchas para abocanhar os sedimentos (LaFOND; DIETZ, 1948; FIGUEIREDO JR.; BREHME, 2000). O *Shipeck* tem um formato de um semicilindro e seu sistema de fechamento é acionado por uma poderosa mola de aço. Assim que toca o fundo, um peso na parte superior do equipamento desliza por um cursor, bate em uma trava que libera o semicilindro interno que é impulsionado pela mola. O semicilindro corta o sedimento e armazena-o dentro do equipamento. O *van Veen* é um equipamento de funcionamento simples e robusto que, dependendo de seu tamanho, pode pegar grande volume de sedimentos. Ele é constituído de duas conchas articuladas por uma dobradiça através de duas barras cruzadas presas ao cabo de aço que vai até a embarcação. As conchas se mantêm abertas por um sistema de trava que é liberado assim que o equipamento toca o fundo (Fig. 7.4). E o *Ekman* é um equipamento em formato de caixa que desce ao fundo com as tampas superiores e também as duas mandíbulas em forma de segmento de cilindro abertas. Assim que o equipamento toca o fundo, é liberada a tensão que prende uma trava na parte superior do equipamento e as mandíbulas são impulsionadas por duas potentes molas de aço e as tampas superiores também são fechadas. Assim, a superfície de interface água-sedimento é amostrada.

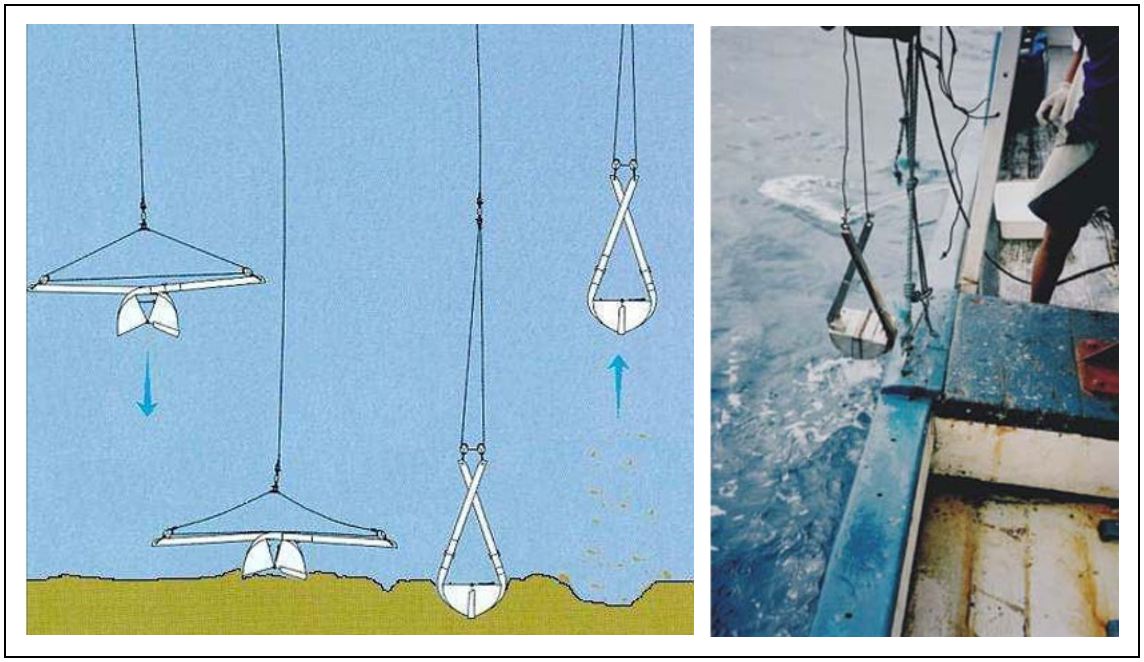


Figura 7.4 – Amostrador pontual de superfície tipo *van Veen* (fonte: Relatório Técnico do Projeto GRANMAR BRASIL, 2005).

Versão exclusiva do autor

7.5.1.3.2 - Amostradores de subsuperfície

As amostragens subsuperficiais envolvem a coleta de sedimentos desde a superfície do fundo marinho até dezenas de metros e, para isto, são empregadas as caixas amostradoras e os testemunhadores.

A caixa amostradora, do inglês *box-corer*, foi desenvolvida de forma a ser possível amostrar um bloco de sedimentos que pudesse posteriormente ser secionado em diversas direções. Tem o formato de uma caixa que é inserida em uma estrutura alongada e tem um braço articulado com uma lâmina que fecha a base no momento de retirada da mesma do fundo.

Como os sedimentos siliciclásticos são normalmente areias ou cascalhos, os testemunhadores a gravidade ou pistão são muito pouco efetivos. Portanto, utilizam-se equipamentos mais robustos, como os vibracores, sondas rotativas (por exemplo, tipo Banka), à percussão, ou sondas por *airlift* ou *jet probe*. A escolha do método de amostragem, depende do tipo de material a ser penetrado, da profundidade do objetivo e da lâmina d'água (e.g. SILVA, 2000).

Os vibracores são compostos dispositivos de vibração (*vibracorer*), uma torre de sustentação e um tubo amostrador. O equipamento é lançado na água e, ao tocar o fundo do mar, o dispositivo de vibração é acionado, fazendo com que o tubo amostrador penetre no material a ser coletado. Após a coleta, o equipamento é içado à embarcação.

Em sondas do tipo Banka (rotativas), o avanço da ferramenta de corte se dá pela rotação da coluna de perfuração que possui em sua extremidade inferior uma sapata cortante (dentada). Geralmente utiliza-se equipamentos com diâmetro de 2 a 6 polegadas. Algumas vantagens desse método é o pequeno peso total do equipamento e a relativa facilidade em seu transporte. A desvantagem principal é que necessita de um maior número de operários para operação.

Os testemunhadores à percussão são acionados por impactos de alta frequência sobre o tubo que penetra no solo. A percussão na parte posterior do tubo pode ser produzida por martelete acionado por ar comprimido. O tubo deve ser resistente e de parede fina para que o atrito com o sedimento seja o menor possível.

A sondagem por *airlift* ou *jet probe* consistem na técnica que permite a penetração de um tubo galvanizado, injetando no solo marinho ar (*airlift*) ou água (*jet probe*) em alta pressão por meio de uma bomba centrífuga, com auxílio de equipe de mergulhadores para posicionamento dos tubos e coleta das amostras (Fig. 7.5).



Figura 7.5 – Sondagem do tipo *jet probe* com a participação de mergulhadores especializados neste tipo de serviço, auxiliando na localização e estabilidade dos tubos para a efetiva coleta em subsuperfície (à esquerda: adaptação de http://www.belov.com.br/hidrografia-geofisica/sondagem-tipo-jet-probe/index.html; à direita: jeed.com.br/servicos/sondagens-submersas).

Versão exclusiva do autor

7.5.1.3.3 - ROVs e AUVs

ROV é um veículo subaquático conectado por um cabo, não tripulado e altamente manobrável. É operado por uma pessoa que fica na embarcação na superfície e é conectado à embarcação por um cabo umbilical que é composto por um conjunto de cabos que transportam energia elétrica e sinais de vídeo e dados. Equipamentos adicionais são comumente adicionados para expandir as capacidades do veículo. Estes podem incluir sonares, magnetômetros, câmera fotográfica, braço manipulador, cortador, ou que possua capacidade de coletar amostra, amostrador de água, além de outros instrumentos que podem medir a turbidez da água, a penetração de luz e a temperatura (EGOROV *et al*., 2012).

Já os AUVs são robôs que viajam sob a água sem a necessidade de um operador para guiá-los. Eles são equipados com sonda de eco e vários sensores que medem a concentração de vários elementos e compostos químicos, absorção e reflexão da luz, além da presença da vida microscópica (EGOROV *et al*., 2012).

7.5.2 - Técnicas de Extração

A lavra dos granulados siliciclásticos é feita geralmente por intermédio de dragas mecânicas (caçamba) ou dragas hidráulicas, que retiram o material do fundo marinho para grandes navios (Fig. 7.6a), ou por dragagem hidráulica diretamente para o local de interesse, no caso de projetos de recuperação de praias (Fig. 7.6b) (SOUZA; MARTINS, 2008). Existem ainda as dragagens com o uso de técnicas de injeção de ar (*airlift*) ou água no sedimento (*jetsed*).

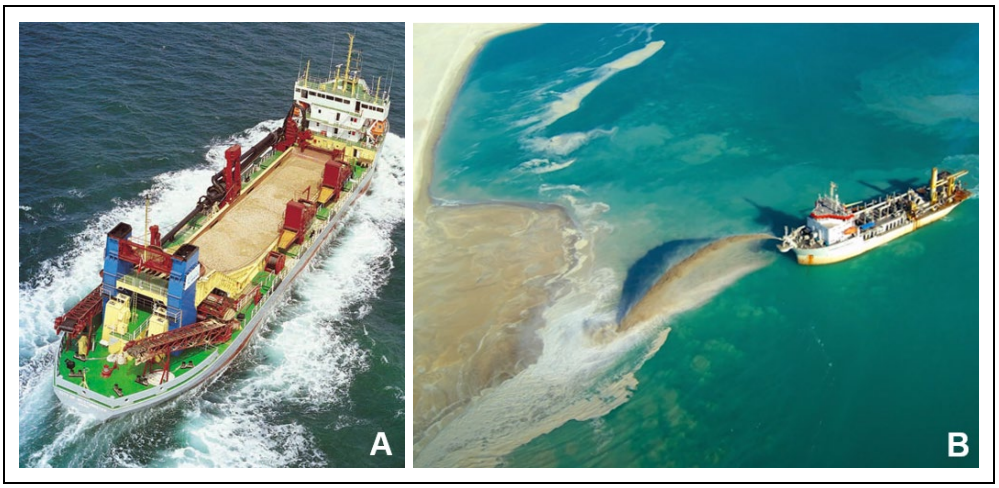


Figura 7.6 – A) Navio transportando sedimentos siliciclásticos (cortesia da *British Marine Aggregate Producers Association*). B) Embarcação retirando os sedimentos do fundo marinho e realocando-os diretamente no seu destino final, a faixa de praia (fonte: A: https://www.bmapa.org/downloads/photos.php#!prettyPhoto[gallery1]/20; B: https://www.jandenul.com/projects/palm-island-ii-dubai).

7.5.2.1 - Dragas mecânicas

São caracterizados pela atuação mecanizada dos equipamentos para a remoção dos sedimentos de fundo. Os equipamentos de dragagem mais conhecidos que utilizam

Versão exclusiva do autor

este processo são: Draga de Alcatruzes, Draga de Caçamba, Caçamba tipo Mandíbulas, Escavadeiras Frontais, Retro-Escavadeiras, Pás de Arrasto (SOARES, 2006).

A exploração de granulados utiliza principalmente as dragas do tipo concha, de pá e dragas de caçamba (SOGREAH, 1994). Os sedimentos dragados são lançados no porão da draga, em uma barcaça ou em terra (Fig. 7.7). As dragas mecânicas podem possuir propulsão própria ou não, as não propelidas são conhecidas como dragas estacionárias. São comumente utilizadas em áreas de difícil acesso (cais, bacias estreitas) e podem trabalhar em profundidades de 25 m a 30 m.

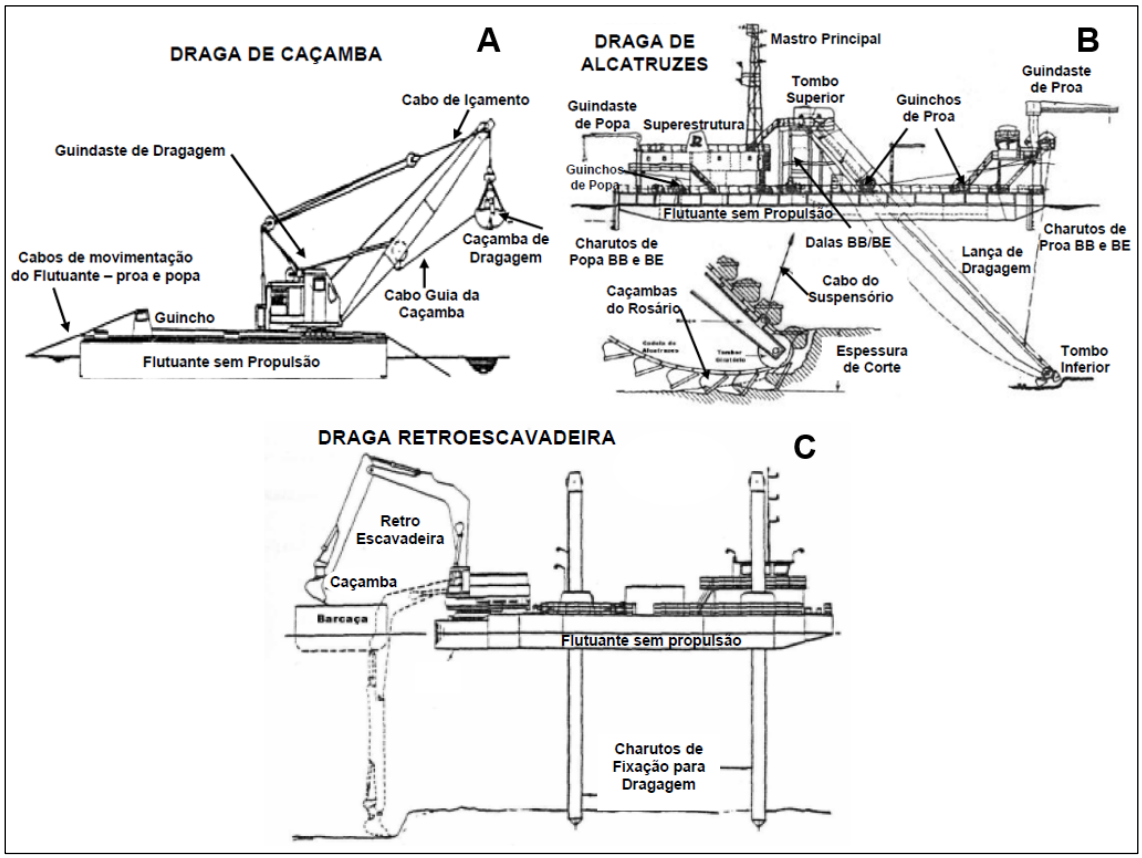


Figura 7.7 – A) Draga de caçamba (Clam-Shell) mostrando o guindaste responsável pela movimentação da caçamba e os cabos presos ao flutuante que possibilitam o ciclo de corte de dragagem; B) Draga de alcatruzes mostrando o conjunto de caçambas que atuam continuadamente na remoção do material de fundo; C) Draga retroescavadeira mostrando o carregamento em uma barcaça e seu sistema de posicionamento no fundo, através de dois charutos de fixação do flutuante (fonte: www.ihcholland.com; GÓES FILHO, 2004 *apud* SOARES, 2006).

7.5.2.2 - Dragas Hidráulicas

Neste tipo de dragas há a atuação de bombas hidráulicas para sucção e recalque dos sedimentos, que podem ser fragmentados mecanicamente por desagregadores ou hidraulicamente através de fortes jatos de água. Podemos citar os seguintes tipos de equipamentos: Dragas Autotransportadoras e Dragas de Sucção e Recalque, as quais poderão ser propelidas ou não (Fig. 7.8) (SOARES, 2006).

Versão exclusiva do autor

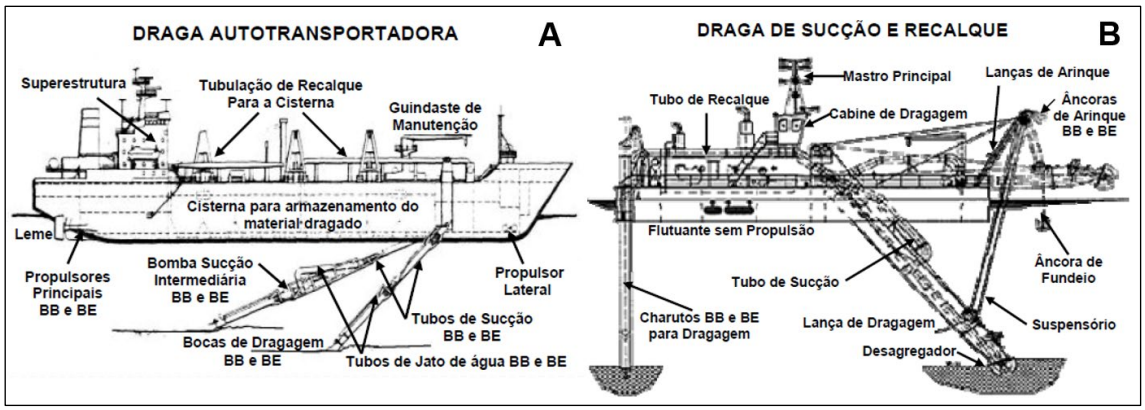


Figura 7.8 – A) Draga autotransportadora mostrando a atuação das duas bocas e dos dois tubos de sucção durante a dragagem, dispostos em cada lado da embarcação. B) Draga de sucção e recalque atuando com um desagregador na ponta da lança de dragagem mostrando as âncoras de arinque que permitem o movimento lateral e, juntamente com os charutos de fixação, propiciam o ciclo de corte de dragagem do equipamento (fonte: www.ihcholland.com *apud* SOARES, 2006).

Durante a remoção do material dragado, é formada uma mistura de água com o material sólido do leito, que é bombeado por bombas centrífugas através de um tubo longo (elinde) equipado com um bico (bico elinde) para tubulações flutuantes a distâncias compatíveis com a potência dos equipamentos (no caso de dragas de sucção e recalque) ou em bombeamentos para dentro de cisternas, porões (no caso de dragas autotransportadoras) (GÓES FILHO, 2004). O volume do porão é variável, como por exemplo de 4000 m^3 (draga Paul Barillon do porto autônomo de Rouen) a até 23.000 m^3 (projetos de dragagem holandesas).

O arrastamento de sedimentos por dragas de sucção requer o bombeando uma grande quantidade de água (OTTMANN, 1985), de 10 a 12 vezes em volume e cerca de 8 vezes em peso. Ao depositar sedimentos no porão, o excesso de água retorna no meio por retorno (estorno); isto constitui a matéria suspensa mais importante no caso de dragagem por sucção. Os sedimentos coesivos extraídos por uma draga de sucção são geralmente mais ricos em água do que os extraídos por meio de draga mecânica.

As dragas de sucção e recalque são, normalmente, equipamentos sem propulsão que atuam em regiões costeiras, sendo muito utilizadas em aterros hidráulicos ou restauração de praias. Geralmente, são equipadas com um desagregador mecânico instalado na extremidade da lança de dragagem junto ao tubo de sucção, que atua por rotação desagregando o material do leito, o qual é aspirado pela bomba de dragagem. Estas dragas, como as dragas mecânicas, também são conhecidas como estacionárias e a utilização dos charutos, normalmente localizados a ré, juntamente com as lanças e âncoras de arinque, funcionam para dar apoio durante a dragagem, possibilitando o avanço e o giro da draga (movimento responsável pelo ciclo de corte de dragagem) (SOARES, 2006).

A profundidade de dragagem é menor ou igual a cerca de trinta metros. As dragas hidráulicas são constituídas de tecnologias mais recentes e, geralmente, possuem maior rendimento operacional que as dragas mecânicas.

7.5.2.3 - Dragas pneumáticas

O material é dragado por meio de bomba de ar comprimido ou água pressurizada. No primeiro caso, trata-se de um tubo de sucção utilizando um sistema com pressão de ar

Versão exclusiva do autor

comprimido na ponta que induz a aspiração de pequenos sedimentos de fundo. Este método é conhecido como *airlift*. Existem dragas ecológicas que utilizam, na sucção, sistemas pneumáticos em seus mecanismos para atenuar a dispersão do material dragado, evitando sua elevação na coluna de água (SOARES, 2006) (Fig. 7.9). A técnica de injeção (*jetsed*) consiste em fluidizar o material de fundo com a aplicação de água pressurizada e então succioná-lo.

Estes equipamentos de dragagem pneumáticas são considerados ecológicos, pois são os que menos poluem durante o processo de dragagem. São particularmente adequados para dragagem de sedimentos contaminados, pois esse tipo de dragagem requer precauções particulares para evitar a ressuspensão de sedimentos de camadas poluídas. Para este fim, algumas dragas podem ser equipadas com equipamentos especiais, por exemplo, cabeças de corte montadas em dragas estacionárias equipadas com dispositivos envolventes que isolam a área dragada. Esses equipamentos são equipados com vários sistemas de controle, em particular para limitar os volumes de água de diluição e otimizar sua eficiência.

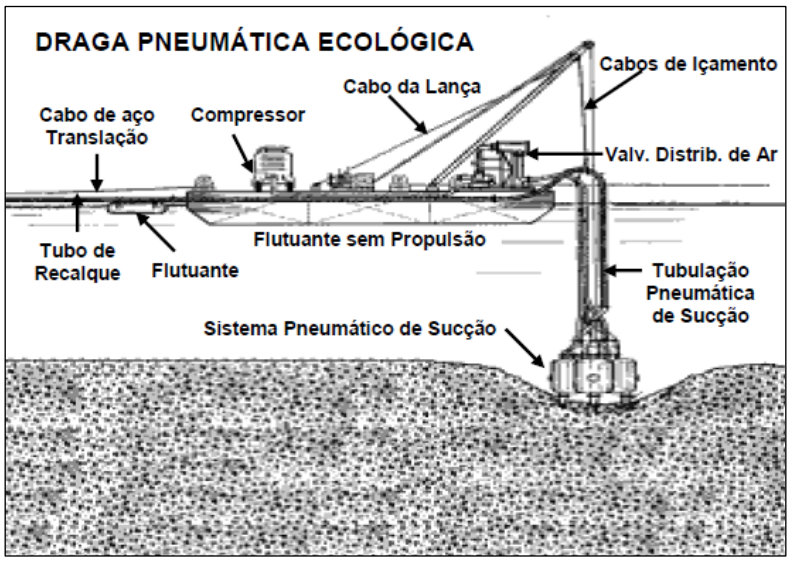


Figura 7.9 – Draga pneumática ecológica mostrando a linha de recalque e o equipamento de sucção pneumático em contato com o leito (fonte: http://www.pneuma.it).

As **barras de nivelamento** são equipamentos rebocados por embarcação que regulam ou nivelam o piso marinho depois de dragado. Essas barras de nivelamento são usadas após passar dragas de sucção. Na operação de uma barra de nivelamento, não há extração de sedimentos.

7.6 - Uso do recurso mineral

As principais atividades mineradoras no ambiente marinho relacionadas ao uso de granulados siliciclásticos são a extração de areias para regeneração de praias e a extração de areia e cascalho para utilização na construção civil (GOMES *et al*., 2000). Além disso, diversos estudos têm demonstrado que as areias marinhas carregam um ótimo potencial de aproveitamento industrial para a fabricação de vidro, apresentando teores compatíveis com os que o mercado industrial exige os quais foram atingidos com métodos de separação mineral adequados (ROCHA; DELBONI JÚNIOR, 2017), bem como nas indústrias da fundição, cerâmica e refratários, químicas (tintas, borracha, plástico) e petrolífera.

Versão exclusiva do autor

7.6.1 - Engorda de praia, recuperação do perfil praial e mitigação da erosão costeira

Os granulados siliciclásticos têm sido utilizados no gerenciamento costeiro (para prevenção, remediação e mitigação de processos erosivos nas zonas costeiras) (X PSRM, 2020), como por exemplo os programas de reconstrução praial conduzidos pelo MMS (*Minerals Management Service*) na costa leste dos Estados Unidos. Na verdade, projetos como o MMS com a utilização de areias e/ou cascalhos marinhos são largamente operados no mundo, sendo realizado também em alguns países da União Europeia há várias décadas.

No Brasil, existem projetos similares implementados em grandes cidades e em locais turísticos, com o intuito de minimizar os efeitos significativos da erosão na linha de costa e/ou ampliar a largura da faixa de praia, como por exemplo, Praia de Iracema em Fortaleza (CE), Praia de Candeias em Jaboatão dos Guararapes (PE), Praia de Camburi em Vitória (ES), Praia de Copacabana no Rio de Janeiro (RJ) (FISCHER; CALLIARI, 2006), Balneário de Camboriú (SC), Praia de Canasvieiras em Florianópolis (SC) (Figs. 7.10 e 7.11).



Figura 7.10 – A faixa de areia da Praia de Canasvieiras (SC) que antes tinha entre um e cinco metros (A) e atualmente tem cerca de 45 metros de largura no decorrer de 2.340 metros de extensão (B) (fonte: LEONARDO SOUSA / Prefeitura Municipal de Florianópolis, SC).

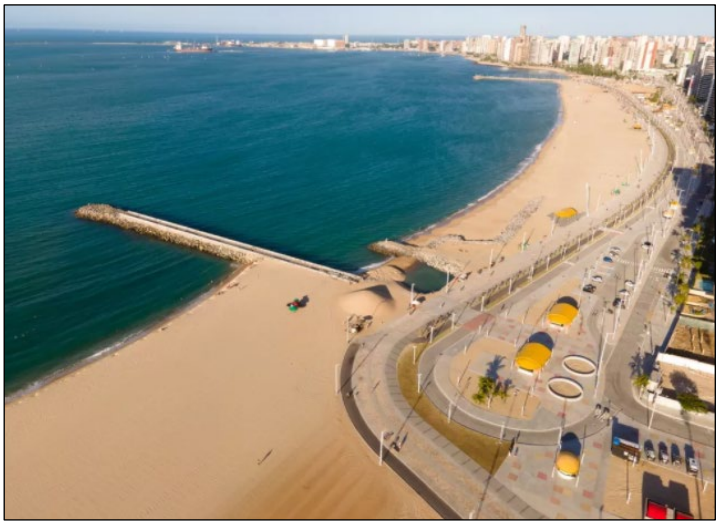


Figura 7.11 – Praia de Iracema em Fortaleza (CE) com obras de engenharia costeira e o alargamento da faixa de praia. Como fonte dos granulados foi utilizado um banco sedimentar localizado ao largo da enseada do Mucuripe no litoral nordeste de Fortaleza (SOARES, 2012; VASCONCELOS, 2019) (fonte: IZAIAS VIEIRA / SEINF).

Versão exclusiva do autor

A recuperação de praias, de acordo com Fischer e Calliari (2006), consiste no preenchimento de areia na linha de costa colocada através de meios mecânicos e é a medida de proteção costeira que mais se assemelha com o estado natural da praia ao contrário das estruturas rígidas de engenharia costeira.

7.7 - Indústria do quartzo

De acordo com a DNMP (2005), os dados referentes à importância econômica dos granulados siliciclásticos corresponderiam àqueles referentes à indústria do quartzo, segundo a qual a China é o maior produtor e exportador mundial, concentrando cerca de 22% do total, sendo também o maior exportador (Tabela 7.4). O Brasil aparece na terceira colocação, com 7,6% da produção.

Tabela 7.4 – Produção e exportação referentes à indústria do quartzo.

Exportações e Produção Mineral				
Discriminação	**Produção**		**Exportação**	
Brasil	6.400*	7,66	1.830	5,57
China	18.000	21,52	7.534	22,91
Índia	9.500	11,37	3.875	11,79
Itália	7.650	9,14	3.089	9,39
Espanha	6.250	7,47	2.480	7,48
Irã	5.250	6,28	-	-
Turquia	4.200	5,02	2.633	8,01
Egito	3.200	3,82	-	-
Portugal	2.450	2,93	1.147	3,49
EUA	2.300	2,75	-	-
Grécia	1.400	1,67	-	-
França	1.300	1,55	-	-
África do Sul	1.100	1,31	-	-
Outros	14.650	17,51	10.309	31,36
Total	83.650	100,00	32.877	100

*Segundo estimativa da ABIROCHAS, a produção em 2004 foi registrada em 4,33 milhões de toneladas (fonte: DNPM, 2005 *apud* BORGES, 2007).

Cavalcanti (2011) apresenta dados do Internacional Council for the Exploration of the Sea (ICES) uma organização intergovernamental que coordena e promove a investigação marinha no Atlântico Norte e que congrega 20 países onde granulados siliciclásticos são explotados. Entre os países líderes em ordem decrescente figuram Holanda, Alemanha e Reino Unido com, respectivamente, 121, 20 e 15 milhões de toneladas. Entre os países não membros do ICES despontam a Nova Zelândia e o Japão, o qual é responsável por 50% da produção mundial.

Versão exclusiva do autor

7.8 - Construção civil

Na construção civil, as areias terrígenas marinhas são amplamente utilizadas na produção de argamassa, na fabricação de blocos de concreto, vigas, reboco interno e externo e ainda na fabricação de blocos para pavimento e blocos de alvenaria (MARTINS; NUNES, 2007). Alguns países se destacam na explotação dos granulados marinhos nas plataformas continentais para uso na construção civil, incluindo a fabricação de vários os tipos de concreto, sendo eles: China, EUA, Japão, Reino Unido, França, Países Baixos, Bélgica, Alemanha, Dinamarca e Nova Zelândia.

De acordo com The Crown Estate (2017), o agregado marinho atende cerca de 20% da demanda de areia e cascalho para a Inglaterra e País de Gales, sendo importante destacar que 50% de todo o concreto produzido em Londres contém agregado marinho.

No Brasil, a maioria das regiões metropolitanas encontram-se na zona costeira e os depósitos de agregados localizados dentro ou nas proximidades emersas desses aglomerados urbanos já estão, na maioria dos casos, em processo de exaustão das reservas, além de sua exploração estar submetida a restrições ambientais crescentes. Dessa maneira, os agregados marinhos podem ter um papel importante para substituir ou suprir a demanda existente, reduzindo impactos ambientais que seriam causados em áreas continentais.

Diversas pesquisas têm atestado o uso dos granulados siliciclásticos marinhos brasileiros na indústria da construção civil (CAVALCANTI, 1998; FERREIRA *et al*., 2019; CARDOSO *et al*., 2021). Estudos como o de Cardoso *et al*. (2021) atestaram a viabilidade do uso de areias marinhas do litoral de Jacaraípe (ES) para a produção de concreto, com o material analisado dentro dos parâmetros permitidos (granulométricos, de bioclastos, de cloretos e sais solúveis).

7.9 - Indústria do vidro

Os granulados marinhos siliciclásticos também apresentam potencial para a fabricação de vidro, a exemplo do estudo do aproveitamento de areias marinhas provenientes de uma jazida localizada no fundo da Baía de Guanabara (RJ) realizado por Rocha e Delboni Júnior (2017). A caracterização tecnológica do material demonstrou que o mesmo carrega um ótimo potencial de aproveitamento industrial, apresentando teores compatíveis com os que o mercado industrial exige, concluindo que a areia da Baía de Guanabara possui grande potencial para utilização na indústria produtora de vidros.

A areia industrial é o insumo mais importante na indústria vidreira, cuja finalidade é fornecer SiO_2 para a formação da rede de estrutura do vidro. O seu baixo custo e relativa abundância são fatores fundamentais uma vez que na composição dos vidros a areia participa com aproximadamente 70% (ROCHA, 2015).

Os grãos angulares da areia favorecem o processo de produção do vidro, pois a fusão se inicia nas pontas e arestas dos grãos (NAVA, 1997). A areia para a indústria de vidro deve apresentar um teor elevado de quartzo, baixo teor de ferro e de material refratário. Há muitos tipos de vidros, com diferentes propriedades. A maioria dos vidros comerciais usados no nosso cotidiano é produzida com três ingredientes principais, areia, cal e barrilha, que respondem por 90% das matérias primas que alimenta os fornos de fabricação de vidro. O vidro normalmente contém 70-74% SiO_2, sendo esta sílica provida principalmente pela areia industrial e, de modo crescente, por vidro reciclado (e.g. SHAFFER, 2006). Os outros componentes, como CaO, MgO (na forma de dolomita) e Al_2O_3 (como minerais feldspáticos), são adicionados para conferir estabilidade e durabilidade ao vidro (SHREVE; BRINK JR., 1977; BGS, 2004; LUZ; LINS, 2005).

Versão exclusiva do autor

Os mais importantes produtos de vidro, em volume de produção, são os vidros planos, os vidros brancos de embalagem e os vidros coloridos de embalagem. Outras aplicações são na fabricação de bulbos de lâmpadas e tubos de luz fluorescente; telas de televisão e de computadores; fibra de vidro, entre muitas outras (BGS, 2004). No Brasil, a produção em 2003 alcançou 3,0 milhões de toneladas, assim distribuídas: embalagem, com 45%; vidros domésticos, 11%; vidros especiais, 9%; e vidros planos, 35% (ABIVIDRO, 2004; LUZ; LINS, 2005).

7.10 - Indústria da fundição

Na indústria de fundição, o metal ou liga é fundido em moldes nos quais a areia é usada como o principal material para sua confecção. A areia tem a função de resistir às solicitações térmicas, mecânicas e químicas a que estão submetidos os moldes, desde o vazamento do metal fundido até a solidificação das peças produzidas (NAVA, 1997). As propriedades físicas e químicas da areia são importantes e dependem de vários fatores, tais como do tipo de metal e de produto a ser fundido e do tipo de aglomerante utilizado. No passado, eram utilizadas areias contendo argilas, estas em quantidade suficiente para conferir plasticidade e resistência ao molde, funcionando como ligante. Atualmente, a demanda é por areias sem argilas (lavadas), com alto teor de sílica. Devem também apresentar uma distribuição granulométrica bem selecionada e grãos com alta esfericidade. O agente ligante, uma argila (geralmente bentonita) ou resina, é adicionado e misturado à areia para a fabricação do molde (BGS, 2004; LUZ; LINS, 2005).

7.11 - Indústria da cerâmica

Na indústria cerâmica, a areia de quartzo moída é um componente essencial na formulação da massa e do esmalte de vários tipos cerâmicos, tais como: louça de mesa, louça sanitária, cerâmica de piso e de revestimento, refratários, cerâmica elétrica, vidrados/fritas e cadinhos de porcelana. Sua função é reduzir a plasticidade, a deformação e o tempo de secagem, e aumentar a porosidade e a resistência mecânica, durante a queima (FERREIRA; DAITX, 2000; LUZ; LINS, 2005).

7.12 - Indústrias químicas (tintas, borracha, plástico)

Os formuladores de tinta selecionam as areias industriais para melhorar a aparência e durabilidade das tintas e coberturas industriais e arquiteturais. A areia siliciclástica de alta pureza contribui para influenciar as propriedades de desempenho crítico, tais como alvura (*brightness*), consistência de cor, adsorção de óleo, etc. Nas tintas denominadas arquiteturais, a areia siliciclástica melhora a retenção, a durabilidade e a resistência à sujeira, ao mofo, à fissuração e ao intemperismo. Em coberturas marinhas e de manutenção, a durabilidade do quartzo confere excelente resistência à abrasão e à corrosão (LUZ; LINS, 2005).

A areia siliciclástica é utilizada na fabricação de sílica amorfa usada na fabricação de borracha. A brancura (*whiteness*), o baixo índice de absorção de óleo e a moabilidade para granulometrias específicas permitem que areia de quartzo seja usada como carga na indústria de plástico e borracha (HARBEN, 1995).

Versão exclusiva do autor

7.13 - Indústria do petróleo

Luz e Lins (2005) afirmam que a areia com alto teor de sílica é utilizada no fraturamento hidráulico de rochas reservatório de poços de petróleo e gás. Um fluido, com areia em suspensão, é bombeado sob alta pressão na formação produtora de petróleo, com a finalidade de aumentar e criar novos poros na rocha. A seguir, o fluido é extraído da formação; no entanto a areia permanece, atuando como mantenedor dos poros da rocha abertos – propante (HARBEN; KUZVART; 1996). Esta operação de fraturamento hidráulico tem como função aumentar a recuperação secundária de explotação do petróleo.

7.14 - Filtração

Para esta finalidade, as areias são usadas no preparo de leitos (filtros) destinados à filtragem e purificação de águas e efluentes industriais. A areia para filtração deve ser isenta de impurezas (argilas, pó, materiais micáceos ou orgânicos). Não há restrições ao formato dos grãos, no entanto é desejável que não sejam alongados ou planos. Grãos angulares ou arredondados propiciam porosidade e permeabilidades adequadas aos leitos de filtração. A areia deve apresentar tamanho uniforme e estar distribuída em faixas granulométricas estreitas (LUZ; LINS, 2005).

Por fim, faz-se necessário mencionar que o X Plano Setorial para os Recursos do Mar (X PSRM, 2020) foi aprovado pelo Decreto nº 10.544/2020, definindo as diretrizes e as prioridades para o setor no período de 2020 a 2023. Dentre os vários importantíssimos objetivos, pode-se citar a avaliação e o desenvolvimento do uso sustentável dos recursos minerais marinhos, visando, também, à aquisição do direito de exploração e explotação mineral em áreas de interesse.

7.15 - Possíveis impactos ambientais decorrentes da explotação mineral

A Resolução CONAMA nº 001, de 23 de janeiro de 1986 conceitua impacto ambiental como qualquer alteração das propriedades físicas, químicas e biológicas do meio ambiente, causada por qualquer forma de matéria ou energia resultante das atividades humanas que, direta ou indiretamente, afetam: (i) a saúde, a segurança, o bem-estar da população; (ii) as atividades sociais e econômicas; (iii) a biota; (iv) as condições estéticas e sanitárias do meio ambiente; (v) a qualidade dos recursos ambientais.

O ser humano sempre extraiu dos mares e oceanos o seu sustento, justificando a percepção de que mais da metade dos habitantes do planeta vivem nas costas ou a 60 quilômetros dela (CLAUSSEN, 2007). Andrade (2017) parte da premissa que a mineração submarina já se constitui como uma grande fonte econômica. E, como uma atividade geradora de impactos ambientais, é necessário que sua exploração ocorra de forma sustentável, ressalvando a poluição e a degradação de mares e oceanos.

Silva (2000) ressalta que os impactos ambientais da explotação de recursos minerais marinhos por intermédio de dragagens são imediatos em diversos níveis, podendo afetar a lâmina d'água, o fundo submarino e seus organismos, a linha de costa e até mesmo sobre as comunidades costeiras que dependem do mar para sua sobrevivência, uma vez que as atividades de mineração interferem diretamente na pesca, na navegação e no turismo. Ainda destaca que os efeitos da dragagem do fundo submarino sobre os organismos bentônicos resultam de diferentes processos, dentre os quais: a eliminação direta dos organismos na área dragada; a mudança na turbidez da água diminuindo sua produtividade e impedindo a

Versão exclusiva do autor

luminosidade de atingir o fundo; a modificação do substrato marinho; o despejo de rejeitos sobre o fundo submarino, eliminando grande parte da população bentônica que não tem condições de escapar para a superfície após o soterramento.

Martins e Nunes (2007) identificaram que os impactos ambientais vinculado a explotação por dragagem são considerados em 3 categorias: modificações do fundo marinho, alterações na linha de costa e mudanças na coluna d'água.

Já Andrade (2017) identificou que os impactos podem ser físicos, químicos e biológicos, com maior influência dos impactos físicos, que agem na alteração da morfologia de fundo, influenciando no curso das correntes e podendo levar a erosão costeira. No entanto, ressalta-se que o objetivo da indústria extrativa é assegurar que a exploração do agregado marinho não afete os processos costeiros, por exemplo: alteração do padrão de ondas ou interferência no transporte do sedimento de fundo. Ainda que a dragagem ocorra em distâncias variáveis de mar aberto (usualmente 8 km de distância, ou mais), e comumente à uma profundidade de 20 m, devem ser desenvolvidos estudos de detalhe. Antes da concessão da permissão para dragar, deverá ser realizada uma cuidadosa análise das correntes e ondas através de modelos hidrodinâmicos. A permissão não será concedida se for detectada qualquer alteração. A modelagem é sempre combinada com o trabalho de campo, visando assegurar que os padrões das praias e áreas adjacentes não sejam afetados (MARTINS; NUNES, 2007). Acrescenta-se ainda que as morfologias do perfil praial da zona costeira adjacente e do fundo marinho da área de dragagem devem ser monitoradas à medida que a dragagem é realizada. Ao final, a morfologia do fundo marinho pode ser deixada em condições similares àquelas encontradas antes das atividades começarem iniciando-se a recolonização e o retorno das condições ambientais normais.

Os impactos químicos, associados à extração de areias e cascalhos, apresentam pouca interação com a coluna d'água devido a sua composição (basicamente sílica), textura e pequena superfície específica (CIARLINI, 2014). Deve-se citar aqui as emissões relacionadas aos combustíveis fósseis utilizados pelas embarcações, se for o caso.

Com relação aos impactos biológicos, deve-se considerar que a remoção de areia e cascalho sob a espessura uniforme de grandes áreas irá impactar a fauna de fundo podendo gerar áreas estéreis do piso marinho e o aumento da turbidez na água do mar pode reduzir o desenvolvimento de plantas em águas rasas, o que pode prejudicar o habitat de certas espécies de peixes e crustáceos e reduzir a captura comercial e as oportunidades de pesca recreativa (MARTINS; SOUZA, 2007).

Sugestões existem para um dano menor ao ambiente, por meio da realização do corte de trincheiras no piso marinho, rodeadas por áreas não perturbadas, e onde é criada uma variação de relevo que poderá ser benéfica a população de peixes (MARTINS; SOUZA, 2007).

Uma vasta bibliografia, incluindo pesquisas nacionais e internacionais (por exemplo: EARNEY, 1990; BOYD *et al*., 2005; MARTINS; NUNES, 2007; WAYE-BARKER *et al*., 2015; JONG *et al*., 2016; dentre outras), tem demonstrado que a vida marinha é efetivamente afetada pelas atividades de dragagem, mas que se recuperam havendo a recolonização após um período de tempo com o retorno das condições normais. Além disso, tal impacto é confinado à área de trabalho propriamente dita e suas adjacências muito próximas.

Boyd *et al*. (2005) indicaram que a fauna dentro de uma área de fundo marinho exposta a altas intensidades de dragagem permaneceu em estado perturbado cerca de 4 anos após a cessação da dragagem. A partir daí, o monitoramento anual dos bentos demonstrou que eles seguiram o processo de recolonização. Os resultados das análises de dados univariados e multivariados mostram que diferenças na natureza das assembleias em locais expostos a níveis altos e baixos de intensidade de dragagem persistem pelo menos 6 anos após a cessação da dragagem.

Versão exclusiva do autor

Waye-Barker *et al*. (2015), através de análises multivariadas, descobriram que a comunidade da macrofauna em um local de alta intensidade de dragagem foi comparável aos dos locais de referência, demonstrando a recuperação prevista da área impactada.

Jong *et al*. (2016) mostram que o tempo de recuperação do macrozoobentos para as condições pré-extração (assembleia de espécies, riqueza de espécies e biomassa) após extração de areia rasa (2 m) perto do local de Terschelling, Mar do Norte, foi estimado em 4-6 anos (VAN DALFSEN *et al*., 2000).

Como a mineração dos granulados siliciclásticos é desenvolvida próxima a linha de costa, uma série de cuidados devem ser seguidos com vistas a preservação ambiental. Isto ocorre no Reino Unido, onde a dragagem é regulada, sendo confinada a específicas áreas de concessões. O mesmo sucede nos Estados Unidos, onde a realização de tais trabalhos é coordenada por agências como o USGS, MMS e CERC (MARTINS; SOUZA, 2007).

A maior parte das dragagens é realizada a profundidades menores de 45 metros, estando previsto um aumento para 50-60 metros em um futuro próximo. O material pode ser minerado sempre com regras sensíveis ao ambiente marinho. Medidas governamentais restringem a mineração muito próximas à linha de costa, de duas maneiras, pela distância ou pela profundidade da lâmina d'água. Em Brunswick (Canadá), a distância é de 300 metros, enquanto no Japão a dragagem é proibida num limite de 4/5 km da costa. No Reino Unido, as licenças de mineração de mar aberto não são concedidas para águas mais rasas que 18 metros (MARTINS; SOUZA, 2007).

Para prevenir impactos antes da concessão de exploração, deve ser realizado um estudo de Impacto Ambiental que atenda aos dispositivos legais em vigor referentes ao uso e à proteção dos recursos ambientais. No caso de dragagem, as convenções Internacionais em que o Brasil é signatário, bem como a Resolução CONAMA nº 344, de 25/03/2004, mais tarde revisada e publicada na Resolução CONAMA n° 454/12, estabelecem as diretrizes gerais e os procedimentos referenciais do material a ser dragado em águas sob jurisdição nacional e regulamentou aspectos relevantes relacionados ao licenciamento ambiental de dragagens, ao gerenciamento e à disposição de material dragado (FROHLICH *et al*., 2015).

Referências Bibliográficas

ABIVIDRO. 2004. Associação Técnica Brasileira das Indústrias Automáticas de Vidro. (www.abividro.org.br).

ALDUC, D.; AUFFRET J.-P.; CARPINTEIRO G.; LAUTRIDOU J.-P.; LEFEBVRE D.; PORCHER, M. 1979. Nouvelles données sur le Pléistocène de la basse vallée de la Seine et son prolonguement sous marin en Manche Orientale. Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris, 16: 27–34.

ANDRADE, R. M. 2017. A explotação de algas calcarias: uma fronteira na mineração brasileira. 105 f. Dissertação de Mestrado. Escola de Guerra Naval, Programa de Pós-Graduação em Estudos Marítimos. Rio de Janeiro.

ANM - AGÊNCIA NACIONAL DE MINERAÇÃO. 2021. Sistema Cadastro Mineiro. Disponível em: https://sistemas.anm.gov.br/scm/extra/site/admin/default.aspx. Acesso em: fev. 2021.

AUFFRET, J. P.; ALDUC, D.; LARSONNEUR, C.; SMITH, A. 1980. Cartographie en isopaques des formations sédimentaires de la Manche orientale et bathymétrie au toit du bed-rock. Annales de l'Institut Océanographique de Paris, 56: 21–35.

Versão exclusiva do autor

BELLAMY, A. G. 2018. Marine sand and gravel prospecting and seabed investigations for aggregate extraction. p. 205–215. *In*: HUNGER, E.; BROWN, T. J.; SMITH, G.; ANDERSON, P. (Eds.). Proceedings of the 19th Extractive Industry Geology Conference 2016 and Technical Meeting 2017, EIG Conferences Ltd., 256p.

BGS. 2004. British Geological Survey. Mineral Planning Factsheet. Silica Sand, 9 p. (http://www.mineralsUK.com).

BORGES, L. 2007. Recursos minerais da Plataforma Continental brasileira e regiões oceânicas adjacentes do Atlântico Sul e Equatorial: aspectos socioeconômicos. *In*: Parcerias Estratégicas / Centro de Gestão e Estudos Estratégicos. v. 1, n. 24 (ago. 2007) . Brasília: Centro de Gestão e Estudos Estratégicos: Ministério da Ciência e Tecnologia. 274 pp. ISSN 1413-9375.

BOUTMIN, G.; OTTMAN, F. 1988. Détermination théorique des teneurs en sels résiduels dans les sables marins déchargés par refoulement hydraulique. Bull. Liaison Labo. P. et Ch, Nantes, 157: 29–37.

BOUTMIN, G. 1986. Dragage et exploitation des sables marins: qualité des materiaux et consequences sur le milieu. Tese de Doutorado. Université de Nantes. França, 201p.

BOYD, S. E.; LIMPENNY, D. S.; REES, H. L.; COOPER, K. M. 2005. The effects of marine sand and gravel extraction on the macrobenthos at a commercial dredging site (results 6 years post-dredging). ICES J. Mar. Sci., 62(2): 145–162. DOI: 10.1016/j.icesjms.2004.11.014.

CARDOSO, W. S.; OLIVEIRA FILHO, A. G. de; COSME, R. L.; SANTOS, B. B. dos; LESSA, D. F. 2021. Utilização da areia marinha para produção de concreto: Estudo de viabilidade. Revista Ifes Ciência, 7, 1–17. DOI: 10.36524/ric.v7i1.1009.

CAVALCANTI, V. M. M. 1998. Qualidade das areias marinhas para utilização como agregado na construção civil, na Região Metropolitana de Fortaleza, Estado do Ceará. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Ceará. 87 p.

CAVALCANTI, V. M. M. 2011. Plataforma continental: a última fronteira da mineração brasileira. Brasília: DNPM. Departamento Nacional de Produção Mineral. 96p.

CIARLINI, C. 2014. Aproveitamento econômico da explotação dos recursos minerais na plataforma continental do município de Icapuí-Ceará. Tese apresentada ao Curso de Doutorado em Geografia do Programa de Pós-Graduação em Geografia. Universidade Estadual do Ceará (UECE). Fortaleza, 114 pp.

CLAUSSEN, E. B. 2007. Costas críticas. Revista Nuestro Planeta. PNUMA – Programa das Nações Unidas para Meio Ambiente. Tomo 8, nº 5.

CORRÊA, I. C. S. 2021. Sedimentologia do Ambiente Marinho. E-Book. Porto Alegre: CECO/PGGM/IGEO/UFRGS. ISBN: 978-65-00-17287-4. 173pp.

DIAS, G. T. M. 1996. Classificação de sedimentos marinhos, proposta de representação em cartas sedimentológicas. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 39., Salvador. Anais. Salvador: SBG, 1996, 3: 423–426.

DNPM - Departamento Nacional de Produção Mineral. 2005. Anuário Mineral Brasileiro. Brasília. DF. 761pp. ISSN 0100-9303.

EARNEY, F. C. F. 1990. Marine mineral resources. Ocean Management and Policy Series. Londres: Routledge. 387 p.

EGOROV, L.; ELOSTA, H.; KUDLA, N. L.; SHAN, S.; YANG, K. K. 2012. Sustainable seabed mining: guidelines and a new concept for Atlantis II Deep. Southampton: University of Southampton, 2021. 190 p. (The LRET Collegium Series, 4).

Versão exclusiva do autor

EMERY, K. O.; CHAMPION, A. R. 1948. Underway bottom sampler. SEPM. J. Sed. Petrology, 18: 30–33. DOI: 10.1306/D42692E7-2B26-11D7-8648000102C1865D.

EMERY, K. O. 1952. Continental Shelf sediments of Southern California, Geol. Soc. Amer., GSA Bull., 63: 1105–1108. DOI: 10.1130/0016-7606(1952)63[1105:CSSOSC]2.0.CO;2.

EMERY, K.O. 1968. Relict sediments on continental shelves of the world. AAPG Bulletin, Tulsa, Okla., 52: 445–464. DOI: 10.1306/5D25C2E7-16C1-11D7-8645000102C1865D.

FERREIRA, G. C.; DAITX, E. C. 2000. Características e especificações da areia industrial. Geociências, 19(2): 235–242.

FERREIRA, R. L. S.; BARROS, I. M. S.; COSTA, T. C. S.; MEDEIROS, M.; SÁ, M. V. V. A.; CARNEIRO, A. M. P. 2019. Efeitos do uso de areia de praia nas propriedades de argamassas mistas: análise da variação granulométrica. Revista Matéria, e-12366. DOI: 10.1590/S1517-707620190002.0681

FIGUEIREDO, JR., A. G.; BREHME, I. 2000. Amostragem Geológica na Pesquisa Mineral. Brazilian Journal of Geophysics, 18(3): 269–280. DOI: 10.1590/S0102-261X2000000300006.

FIGUEIREDO, JR., A. G. 1984. Submarine sand ridges: geology and development. Ph.D. Dissertation, University of Miami. New Jersey, U.S.A. 408 pp.

FISCHER, A.; CALLIARI, L. J. 2006. Proposta para recuperação das áreas afetadas por erosão na praia estuarina do Barro Duro – Laguna dos Patos/RS. *In*: II Seminário e Workshop em Engenharia Oceânica. SEMENGO. Rio Grande, RS.

FREIRE, G. S. S. 1985. Geologia Marinha da Plataforma Continental do Estado do Ceará. Recife, 162p. Dissertação de Mestrado. Pós-Graduação em Geociências. Departamento de Geologia. Universidade Federal de Pernambuco.

FREIRE, G. S. S.; CAVALCANTI, V. M. M.; MAIA, L. P.; LIMA, S. F. 1997. Classificação dos Sedimentos da Plataforma Continental do Estado do Ceará. *In*: Simpósio de Geologia do Nordeste; Fortaleza. Anais. Fortaleza, 1997, p. 209–211.

FROHLICH, M. F.; NASPOLINI, B. F.; VOLSCHAN JR., I. 2015. A evolução do processo de avaliação e gerenciamento de material relacionado às atividades de dragagem no Brasil: Uma análise comparativa entre as Resoluções CONAMA n° 344/04 e n° 454/12. Revista de Engenharia Sanitária e Ambiental, 20(1): 131–140. DOI: 10.1590/S1413-41522015020000123410.

GOES FILHO, H. de A. 2004. Dragagem e Gestão de Sedimentos. Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado. Ciências em Engenharia Civil - COPPE/UFRJ.

GOMES, A. S.; PALMA, J. J. C.; SILVA, C.G. 2000. Causas e consequências do impacto ambiental da exploração dos recursos minerais marinhos. Brazilian Journal of Geophysics, 18(3): 447–454. DOI: 10.1590/S0102-261X2000000300016.

GRANMAR BRASIL. 2005. Relatório Técnico do Projeto Granmar Brasil. Serviço Geológico do Brasil, Programa de Levantamentos Geológicos Básicos. Subprograma de Geologia e Geofísica Marinha. 15 p.

HARBEN, P. W.; KUZVART, M. 1996. Silica. *In*: Industrial Minerals – A global Geology. Industrial Minerals Information Ltd., Metal Bulletin, PLC, Londres. p. 352–364.

HARBEN, P. W. 1995. Silica and Quartz. *In*: HARBEN, P. W. The Industrial Minerals Handybook: A Guide to Markets, Specifications and Prices. 2a ed., Metal Bulletin Books Ltd., p. 156–161.

Versão exclusiva do autor

ICES - INTERNATIONAL COUNCIL FOR THE EXPLORATION OF THE SEA. 2017. Report of the Working Group on the Effects of Extraction of Marine Sediments on the Marine Ecosystem. 24 a 27/04/2017. ICES WGEXT Report 2017, Norwich, Inglaterra. 148 p. DOI: 10.17895/ices.pub.8555.

ICES - INTERNATIONAL COUNCIL FOR THE EXPLORATION OF THE SEA. 2018. Report of the Working Group on the Effects of Extraction of Marine Sediments on the Marine Ecosystem (WGEXT). 16 a 19/04/2018. ICES WGEXT Report 2018, Copenhagen, Dinamarca. 49 p. DOI: 10.17895/ices.pub.8255.

ICES - INTERNATIONAL COUNCIL FOR THE EXPLORATION OF THE SEA. 2019. Report of the Working Group on the Effects of Extraction of Marine Sediments on the Marine Ecosystem (WGEXT). ICES Scientific Reports (ICES WGEXT Report 2019). Copenhagen, Dinamarca. 1:87. 133p. DOI: 10.17895/ices.pub.5733.

IHO - INTERNATIONAL HYDROGRAPHIC ORGANIZATION. 2020. International Hydrographic Organization Standards for Hydrographic Surveys. S-44 Edition 6.1.0. 52 pp. Disponível em: https://iho.int/uploads/user/pubs/standards/s-44/S-44_Edition_6.1.0.pdf

JONG, M. F. de.; BORSJEC, B. W.; BAPTIST, M. J.; WAL, J. T. van der; LINDEBOOM, H. J.; HOEKSTRA, P. 2016. Ecosystem-based design rules for marine sand extraction sites. Ecological Engineering, 87: 271–280. DOI: 10.1016/j.ecoleng.2015.11.053.

LaFOND, E. C.; DIETZ, R. S. 1948. New snapper-type sea floor sampler. J. Sed. Petrology, 18: 34–37. DOI: 10.1306/D42692EC-2B26-11D7-8648000102C1865D.

LARSONNEUR, C. 1977. La cartographie de‘s dépots meubles sur le plateau continental français: méthode mise du points et utilisée em Manche. Journal de Recherche Océanographique, 2: 34–39.

LUZ, A. B.; LINS, F. F. 2005. Areia Industrial. *In*: Rochas e minerais industriais: usos e especificações. Rio de Janeiro: CETEM/MCT, 2005. Parte II. Cap.5. p.107-126.

MARINHA DO BRASIL. 2023. Normas da Autoridade Marítima para Levantamentos Hidrográficos. Diretoria de Hidrografia e Navegação. 147pp. Disponível em: https://www.marinha.mil.br/dhn/?q=pt-br/node/266

MARTINS, L. R.; NUNES, J. C. 2007. Granulados Marinhos Terrígenos. Gravel, nº 5, p. 39–46. Porto Alegre.

MARTINS, L. R. S.; SOUZA, K. G. 2007. Ocorrência de recursos minerais na plataforma continental brasileira e áreas oceânicas adjacentes. *In*: PARCERIAS ESTRATÉGICAS. Centro de Gestão e Estudos Estratégicos: Ministério da Ciência e Tecnologia, Brasília, DF. n. 24, p. 1–274. ISSN 1413-9375.

NARUMI, Y.; SEKINE, A. 1993. Deep Sea Aggregate Mining Technology in Japan. *In*: Third International Offshore and Polar Engineering Conference. June 1993. Singapore. ISOPE-I-93-021.

NAVA, N. 1997. Geologia das Areias Industriais. *In*: SCHOBBENHAUS, C.; QUEIROZ, E. T.; COELHO, C. E. S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília: DNPM/CPRM. v. IV, Rochas e Minerais Industriais. parte C, cap. 25, p. 325–331.

OTTMANN E, 1985. Un problème controversé pour l'environnement marin: les dragages et leurs conséquences [Um problema controverso para o meio ambiente marinho: dragagem e suas consequências]. Actes du 1er Colloque d'Océanologie Côtière, Bordomer 85. Bordeaux, 8-11 outubro 1985. Aderma, 367–382.

Versão exclusiva do autor

QIN, Y-C; YANG, J.; LAN, X.; ZHANG, Z. 2014. Offshore Aggregates Resources on the Northern Continental Shelf of the East China Sea. Resource Geology, 65(1): 39–46. DOI: 10.1111/rge.12052.

QUESNEY, A. 1983. Manche occidentale et Mer Celtique, étude despaléovallées, des fosses et des formations superficielles. Thesis, University of Caen, França. 157 pp

REINECK, H.-E.; SINGH, I. B. 1980. Depositional Sedimentary Environments: With Reference to Terrigenous Clastics. 2a ed., Springer-Verlag, Heidelberg, 551p. DOI: 10.1007/978-3-642-81498-3.

ROCHA, L.; DELBONI JÚNIOR, H. 2017. Mineração oceânica: um estudo para aproveitamento de areias marinhas para fabricação de vidroítulo. *In*: XXVII Encontro Nacional de Tratamento de Minérios e Metalurgia Extrativa. Anais... Belém, PA.

ROCHA, L. 2015. Mineração oceânica: uma alternativa sustentável para o aproveitamento de areias quartzosas. Tese de Doutorado. Escola Politécnica, Universidade de São Paulo. 820 pp.

SHAFFER, N. 2006. The Time of Sands: Quartz-rich Sand Deposits as a Renewable Resource. UCLA Electronic Green Journal, 1(24): 34p. DOI: 10.5070/G312410669. https://escholarship.org/uc/item/6m743258

SHREVE, R. N.; BRINK JR., J. A. 1977. Indústrias de Vidro. *In*: Indústria de Processos Químicos. Tradução de Horácio Macedo, Instituto de Química da UFRJ, 4a ed., Editora Guanabara, p. 160–175.

SILVA, C. G.; FIGUEIREDO Jr, A. G. de; MELLO, S. L. de M.; ESTEVES, M. G. P.; PESSANHA, I. B. M.; MOLINARI, L.; LACERDA, C. 2001. Avaliação do Potencial de Minerais Pesados do Delta do Rio Paraíba do Sul.

SILVA, C. S.; FIGUEIREDO Jr., A. G.; BREHME, I. 2000. Granulados Litoclásticos. Brazilian Journal of Geophysics, 18(3): 319-326. DOI: 10.1590/S0102-261X2000000300009.

SOARES, C. R. L. 2006. Avaliação do Processo de Dragagem por Injeção de Água em Estuários. Rio de Janeiro, RJ, Brasil. 126 p. Dissertação de Mestrado em Engenharia Oceânica, COPPE/UFRJ.

SOARES, R. C. 2012. Evolução e caracterização do Banco sedimentar de Fortaleza, Ceará, Brasil. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geografia. Universidade Estadual do Ceará. Fortaleza. 116 p.

SOGREAH, 1994. Dragagem em portos franceses. Síntese. Geode. 99p. + anexos.

SOUZA, K. G.; MARTINS, L. R. 2008. Recursos Minerais Marinhos: Pesquisa, Lavra e Beneficiamento. GRAVEL, v.6 – n°1, 99–124, Porto Alegre. ISSN 1678-5975.

SOUZA, L. A. P.; GANDOLFO, O. C. B. 2021. Geofísica aplicada à Geologia de Engenharia e Meio Ambiente: Manual de Boas Práticas. São Paulo: ABGE, 120 p. ISBN 9786588460023.

SWIFT, D. J. P.; STANLEY, D. J.; CURRAY, J. R., 1971. Relict sediments on continental shelves: a reconsideration. The Journal of Geology, 79: 322–346. DOI: 10.1086/627629.

THE CROWN ESTATE. 2017. Integrated Annual Report and Accounts 2017/18. 124 pp.

TOMAZELLI, L. J. 1978. Minerais pesados da plataforma continental do Rio Grande do Sul. Acta Geológica Leopoldensia, 5(2): 159p.

VAN DALFSEN, J. A.; ESSINK, K.; TOXVIG MADSEN, H.; BIRKLUND, J.; ROMERO, J.; MANZANERA, M. 2000. Differential response of macrozoobenthos to marine sand extraction in the North Sea and the Western Mediterranean. International

Versão exclusiva do autor

Council for the Exploration of the Sea (ICES). J. Mar. Sci., 57, 1439–1445. DOI: 10.1006/jmsc.2000.0919.

VASCONCELOS, F. P. 2019. Coord. Diagnóstico ambiental da área de jazida e de deposição de sedimentos nos aterros das praias de Iracema e Beira Mar de Fortaleza. Relatório Técnico. Instituto de Estudos Pesquisas e Projetos da UECE. Fortaleza.

VELEGRAKIS, A.F.; BALLAY, A.; POULOS, S.; RADZEVI, R.; BELLEC, V.; MANSO, F. 2010. European marine aggregates resources: Origins, usage, prospecting and dredging techniques. Journal of Coastal Research SI 51 1-14 West Palm Beach, Florida.

VITAL, H.; SILVEIRA, I. M.; AMARO, V. E. 2005. Carta sedimentológica da plataforma continental brasileira - área Guamaré a Macau (NE Brasil), utilizando integração de dados geológicos e sensoriamento remoto. Rev. Bras. Geof., 23(3): 233–241. DOI: 10.1590/S0102-261X2005000300003

WAYE-BARKER, G. A.; McILWAINE, P.; LOZACH, S.; COOPER, K. M. 2015. The effects of marine sand and gravel extraction on the sediment composition and macrofaunal community of a commercial dredging site (15 years post-dredging). Marine Pollution Bulletin, 99: 207–215.

X PSRM. 2020. X Plano Setorial para os Recursos do Mar. DECRETO nº 10.544, de 16 de novembro de 2020. DIÁRIO OFICIAL DA UNIÃO. Publicado em: 17/11/2020. Edição: 219. Seção: 1. Página: 1. Comissão Interministerial para os Recursos do Mar.

Sobre os Autores

Narelle Maia de Almeida

Geóloga, Professora do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará (UFC), Coordenadora do Laboratório de Geologia Marinha e Aplicada (LGMA-UFC) e Pesquisadora do Centro de Excelência em Geofísica do Petróleo e Gás (CEGPG-UFC). Doutora em Geologia pela UFC com período sanduíche em Cardiff University (Reino Unido), mestre em Geodinâmica e Geofísica pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN). Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Geologia e Geofísica Marinha e do Petróleo, há mais de 10 anos. Atualmente realiza pesquisas sobre temas, tais como, morfologia do fundo marinho, sedimentação marinha, métodos geofísicos marinhos, recursos minerais marinhos, sistemas petrolíferos, modelagem e caracterização de reservatórios de petróleo e gás e monitoramento ambiental.

E-mail: narelle@ufc.br

ORCID: 0000-0003-2586-4502

George Satander Sá Freire

Graduado em Geologia pela Universidade de Fortaleza (1977), mestrado em Geociências pela Universidade Federal de Pernambuco (1985) e doutorado em Geologia pela Université de Nantes (1989). Foi Professor Titular do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará dos cursos de graduação em Geologia e Oceanografia e de pós-graduação dos cursos de Desenvolvimento e Meio Ambiente (PRODEMA) e de Geologia (PPGG). Teve mais de 40 anos de experiência na área das Geociências, com ênfase em Geologia Marinha, Costeira, Hidrossedimentologia e Ambiental. Foi coordenador do Programa de

Versão exclusiva do autor

Geologia Marinha (PGGM) nos períodos de 1997 a 2001 e 2007 a 2011. Orientou mais de uma centena de alunos de graduação e pós-graduação do Brasil e de outras nacionalidades e publicou diversos trabalhos científicos na área.

E-mail: freire@ufc.br

ORCID: 0000-0001-8850-7225

Vanessa Maria Mamede Cavalcanti

Geóloga da Agência Nacional de Mineração (ANM), com graduação pela Universidade Federal do Ceará (1983), especialização em Terrenos Sedimentares (1.061 horas) no CIEG/MC e mestrado em Geologia pela Universidade Federal do Ceará (1998), tendo defendido dissertação sobre aproveitamento de recursos minerais marinhos. Tem vários trabalhos técnico-científicos publicados, destacando-se os livros "Plataforma Continental – a última fronteira da mineração brasileira" (2011) e "O Aproveitamento de granulados bioclásticos marinhos como alternativa para a indústria de fertilizantes no Brasil" (2020). É representante da ANM nos comitês executivos dos programas Avaliação da Potencialidade Mineral da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (REMPLAC) e Prospecção e Exploração de Recursos Minerais da Área Internacional do Atlântico Sul e Equatorial (PROAREA) da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM). Presidiu o Grupo de Trabalho criado no DNPM para estudar e propor critérios e procedimentos a serem observados na outorga e fiscalização da autorização de pesquisa e concessão de lavra de áreas localizadas na zona econômica exclusiva. Desenvolve atividades de fiscalização, pesquisa e desenvolvimento nas áreas de recursos minerais marinhos, pesquisa, lavra e legislação mineral.

E-mail: vanessa.cavalcanti@anm.gov.br

João Capistrano de Abreu Neto

Bacharelado e licenciatura em Geografia pela Universidade Estadual do Ceará (UECE), mestre e doutor em Geologia pela Universidade Federal do Ceará (UFC) com apoio do Laboratório de Geologia Marinha e Aplicada (LGMA). Professor EBTT do Instituto Federal do Ceará (IFCE) e professor formador da licenciatura em Geografia da Universidade Aberta do Brasil (UAB/UECE).

E-mail: joaoabreuneto@gmail.com

ORCID: 0000-0002-4601-9386

Isabelly Maria Maia Ferro

Geóloga pela Universidade Federal do Ceará (UFC), mestre pela Universidade Federal de Pernambuco (UFPE) com apoio do Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha (LGGM) e doutoranda do Programa de Pós-graduação em Geologia (PPGG) da Universidade Federal do Ceará (UFC). Trabalha como colaboradora em projetos desenvolvidos no Laboratório de Geologia Marinha e Aplicada (LGMA) da Universidade Federal do Ceará. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Geologia Marinha, Dinâmica Costeira, Sedimentação marinha e Monitoramento ambiental.

E-mail: isabellymmferro@alu.ufc.br

ORCID: 0000-0002-9624-9307

Versão exclusiva do autor

8 – PLACERES MARINHOS

MARINE PLACERS

Cleverson Guizan Silva
Universidade Federal Fluminense - UFF

Lauro Júlio Calliari
Laboratório de Oceanografia Geológica
Universidade Federal do Rio Grande - FURG

Resumo

Os placeres marinhos são depósitos de minerais detríticos de densidade elevada, presentes nas praias e planícies costeiras e também submersos na plataforma continental. São formados pela ação das ondas, correntes costeiras e também pelo vento, que removem os minerais mais leves concentrando aqueles de maior densidade, como ouro, diamantes, cassiterita, ilmenita, monazita e zircão. Os placeres marinhos têm sua gênese também relacionada às variações do nível do mar e à migração da linha de costa. Durante as regressões marinhas ocorre a exposição da plataforma continental e incisão fluvial e nas transgressões subsequentes os depósitos fluviais afogados são retrabalhados pelas ondas e correntes marinhas, promovendo a concentração dos minerais pesados. Também durante as transgressões marinhas verifica-se o recuo erosivo da linha de costa e a concentração dos minerais mais densos pela ação das ondas, correntes marinhas e pelo vento. A explotação de diamantes nos placeres costeiros e marinhos na Namíbia e África do Sul se destaca por sua sofisticada tecnologia e investimentos, fornecendo gemas de excelente qualidade. Destacam-se também as atividades de extração de cassiterita no sudeste da Ásia e de "minerais pesados" contendo comumente ilmenita, zircão, rutilo e monazita, em diversos países, como Austrália, África do Sul, Moçambique e também no Brasil. A mineração interfere no ambiente e requer estabelecimento de procedimentos de controle segundo a legislação ambiental vigente, aplicando-se as técnicas apropriadas para minimização do impacto ambiental. Neste capítulo apresentamos uma revisão sobre os placeres marinhos, abordando sua gênese, principais ocorrências mundiais e no Brasil e os impactos ambientais decorrentes de sua extração.

Palavras-chave: minerais pesados, placeres costeiros, mineração submarina, plataforma continental.

Abstract

Marine placers are deposits of high density detritic minerals, present on beaches and coastal plains and also submerged on the continental shelf. They are formed by the action of waves, coastal currents and also by wind, which remove the lighter minerals concentrating those of higher density, such as gold, diamonds, cassiterite, ilmenite, monazite and zircon. Marine placers also have their genesis related to sea level changes and shoreline migration. Marine regressions expose the continental shelf and cause fluvial incision and during subsequent marine transgressions the drowned river deposits are reworked by waves and marine currents, concentrating the heavy minerals. The erosive coastal retreat during marine transgressions promotes additional concentration of the densest minerals by the action of waves, marine currents and wind. Diamond placers in Namibia and South Africa stands out for its sophisticated technology and investments, providing gems of excellent quality. Also noteworthy are the activities of cassiterite extraction in Southeast Asia and "heavy minerals"

Nota dos Organizadores: o manuscrito deste capítulo foi produzido em abril de 2022.

Versão exclusiva do autor

commonly containing ilmenite, zircon, rutile and monazite, in several countries, such as Australia, South Africa, Mozambique and also in Brazil. Mining interferes in the environment and requires the establishment of control procedures according to current environmental legislation, applying the appropriate techniques to minimize environmental impact. In this chapter we present a review on marine placers, addressing their genesis, major occurrences worldwide and in Brazil and the environmental impacts resulting from its extraction.

Keywords: heavy minerals, coastal placers, marine mining, continental shelf.

8.1 - Introdução

Os placeres são depósitos de minerais detríticos de densidade elevada, concentrados pela ação mecânica nos ambientes continentais, costeiros e oceânicos. Estes minerais são derivados das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas no continente, que após sofrerem intemperismo e erosão, fornecem os sedimentos transportados pelo escoamento superficial, ou ação fluvial, eólica, ondas, correntes de maré e correntes costeiras. Durante o processo de transferência sedimentar desde a área fonte até o ambiente deposicional, ocorre a separação e concentração dos grãos mais densos que se depositam nos ambientes fluviais, eólicos e marinhos. Os placeres marinhos são formados pela ação atual de ondas, ventos ou correntes costeiras concentrando os minerais nas praias e campos de dunas, ou pela ação de correntes marinhas e correntes de maré, concentrando os minerais mais densos em depósitos submersos na plataforma continental. Adicionalmente, ocorrem placeres em paleocanais e paleo-terraços marinhos atualmente submersos na plataforma continental, mas que foram formados em condições de nível de mar mais baixo do que o atual e posteriormente afogados durante a última transgressão marinha.

Os recursos minerais marinhos têm sido explorados há muitos séculos. Depósitos de diamantes, ouro e cassiterita têm interesse particular devido ao seu alto valor no mercado internacional, contudo, outros minerais pesados em ocorrências marinhas, como a ilmenita, o zircão e a monazita, também têm sido explotados em diferentes localidades. Existem relatos de exploração de depósitos praiais de cassiterita, na região de Cornwall, Inglaterra, que eram transportados pelos fenícios para o porto de Cadiz, Espanha, no período entre 1000 a 200 anos antes de Cristo (LEWIS, 1908). Registram-se atividades de extração de ouro na localidade de Nome, no Alasca desde pelo menos 1898, em depósitos que se estendem desde a linha de costa até a plataforma continental interna, em lâmina d'água de até 20 m de profundidade (JEWETT *et al*., 1999). A exploração semimecanizada, e mecanizada, começou já no início do século passado, com a extração submarina de cassiterita, na plataforma continental sul da Tailândia, a partir de 1907 (YIM, 2000) e com a recuperação de ilmenita, monazita e rutilo nas praias do estado de Kerala, na Índia, a partir de 1910 (http://www.kmml.com).

Neste artigo iremos descrever as principais características geológicas e sedimentológicas dos placeres marinhos, abordando os mecanismos envolvidos em sua gênese, com apresentação de exemplos brasileiros e mundiais e discorrendo sobre a tecnologia atual de extração e sobre os impactos ambientais associados.

8.2 - Características Geológicas e Sedimentológicas

Por conterem minerais com densidade elevada, acima de 2,9 g/cm³, bem superior à densidade do quartzo (2,65 g/cm³), os minerais presentes nos placeres são comumente denominados de "minerais pesados", e incluem muitos metais preciosos como ouro e pedras preciosas como o diamante. Segundo Emery e Noakes (1968), os placeres são compostos por

Versão exclusiva do autor

minerais pesados “pesados” (densidade entre 21 e 6,8 g/cm³), por minerais pesados “leves” (densidade entre 5,3 e 4,2g/cm³) e por gemas (densidade entre 4,1 e 2,9g/cm³). Devido à sua alta densidade os minerais “pesados”, como a platina (21,5 g/cm³), o ouro (19,3 g/cm³) e a cassiterita (7 g/cm³), são transportados apenas por curtas distâncias a partir da área fonte (15 a 20 km), enquanto que os pesados “leves”, como a ilmenita (4,9 g/cm³), o zircão (4,7 g/cm³) e a monazita (5,2 g/cm³), podem ser transportados por distâncias superiores. Caso cheguem à linha de costa poderão se concentrar pela ação de ondas e correntes, formando os placeres marinhos. Considera-se também importante a susceptibilidade dos minerais ao intemperismo químico e físico, ocasionando o enriquecimento daqueles minerais mais resistentes a estes processos durante todo o percurso do mineral desde a área fonte, até o ambiente deposicional.

8.3 - Gênese

Os placeres marinhos podem ocorrer nas praias atuais, ou então em paleo-praias suspensas ou submersas, em decorrência das variações do nível do mar relativo em uma determinada região, entendendo-se por nível de mar relativo, a resultante entre movimentos de subida ou descida do nível do mar e dos efeitos de soerguimento ou subsidência do continente. Em função destas variações, podemos também expor as plataformas continentais nas fases de baixo nível de mar relativo, ocasionando a incisão fluvial, e propiciando a formação de placeres fluviais, que permanecerão nos vales fluviais afogados durante os eventos de transgressão marinha subsequentes (Fig. 8.1). Durante as fases posteriores de subida do nível de mar relativo, ocorre o retrabalhamento erosivo, pela ação das ondas, e o recuo da linha de costa, formando depósitos litorâneos que podem conter altas concentrações de minerais pesados (Fig. 8.1).

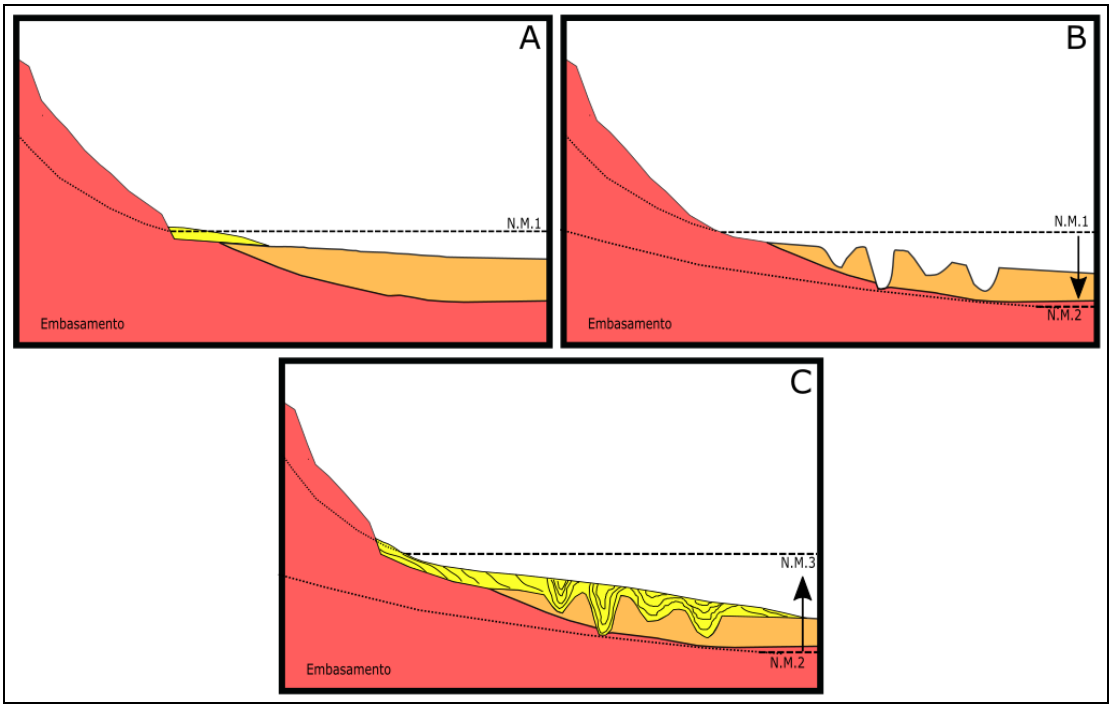


Figura 8.1 – Durante a fase de nível de mar alto (A) os depósitos do prisma praial (amarelo) estão sobrejacentes aos depósitos de areias relíquias (laranja) na plataforma continental. Com a descida do nível do mar relativo e exposição da plataforma continental (B) ocorre a erosão e incisão fluvial. Nova elevação do nível do mar (C) provoca o preenchimento dos vales fluviais afogados e o avanço da sedimentação na praia e antepraia. As curvas pontilhadas indicam o nível de base ajustados ao nível do mar (fonte: autores).

Versão exclusiva do autor

Os grãos de minerais pesados, em função de sua alta densidade, são mais difíceis de serem remobilizados pelo vento, onda e correntes costeiras, e em consequência os grãos mais leves são erodidos, deixando um depósito residual de minerais pesados. Deste modo as concentrações dos minerais pesados ocorrem preferencialmente durante os eventos de maior energia que resultam em fases de erosão da linha de costa. Como a erosão costeira predomina nas fases de elevação do nível de mar relativo, os placeres marinhos de interesse econômico nas regiões costeiras formam-se principalmente durante as transgressões marinhas (ROY, 1999). O retrabalhamento eólico em dunas costeiras pode ainda atuar no enriquecimento progressivo dos depósitos litorâneos de minerais pesados, como relatado por Dillenburg *et al*. (2004) na planície costeira do Rio Grande do Sul.

8.4 - Principais Ocorrências Mundiais

Os placeres marinhos de ouro, diamante e cassiterita, destacam-se em função de seu alto valor de mercado, que justificam grandes investimentos em exploração e na extração mecanizada. Outras ocorrências mundiais de minerais pesados contendo ilmenita, monazita, rutilo e zircão serão também abordadas, considerando-se os grandes volumes extraídos em placeres marinhos em todo o mundo. A Tabela 8.1 resume os principais placeres marinhos e seus respectivos minerais, atualmente em explotação, ou que foram explotados em diversas localidades.

Tabela 8.1 – Principais placeres marinhos (MURTON, 2000; KUDRASS, 2000).

Minerais	**Localização das Minerações**
Ouro	EUA (Alasca, Oregon)
Diamantes	África do Sul, Namíbia, Austrália
Cassiterita	Indonésia, Malásia, Tailândia
Rutilo, Ilmenita, Monazita e Zircão	Austrália, África do Sul, Índia, Moçambique, Senegal, Brasil, EUA (Flórida)
Magnetita	Nova Zelândia, Indonésia, Filipinas, Japão
Granada	Austrália, Índia
Sillimanita	Índia
Apatita	Peru, Chile

Placeres marinhos de ouro nas praias do estado de Oregon, EUA, são conhecidos desde 1852 e forneceram cerca de 75 kg de ouro, entre 1903 e 1929 (PARDEE, 1934). Os depósitos ocorrem nas praias atuais e também em terraços marinhos suspensos e foram formados pelas ações erosivas das ondas e correntes marinhas em condições de diferentes níveis de mar relativo. São compostos predominantemente por areias negras, ricas em magnetita e cromita, contendo ainda ouro e platina em pequenas proporções. A maior parte das ocorrências situa-se na linha de costa adjacente às montanhas Klamath, onde se encontram os veios de ouro, fonte primária dos placeres costeiros (PARDEE, 1934).

Versão exclusiva do autor

Os placeres marinhos da região de Nome, no Mar de Behring, no estado do Alasca (EUA) ocorrem nas praias atuais e na plataforma continental adjacente, em lâmina d'água de até 20 m, a cerca de 5 km da linha de costa. Foram formados pelo retrabalhamento de tilitos glaciais, afogados durante a última transgressão marinha e posteriormente retrabalhados pela ação de ondas e correntes marinhas, que concentraram os minerais pesados. Estes depósitos forneceram mais de 160 toneladas de ouro desde as primeiras descobertas em 1898 até aproximadamente 1967 (UN, 1971). A descoberta de depósitos submersos na plataforma continental suscitou intensa atividade exploratória entre 1960 e 1991, por grandes corporações como a Shell Oil Company, a American Smelting and Refining Company (ASARCO) e a WestGold (USGS Mineral Resources Program, 2022) resultando na recuperação de ~3,7 toneladas de ouro (GARNETT, 2000; UN, 2016). Em 2011 o estado do Alasca ofereceu um total de 93 km² de blocos *offshore* para mineração, resultando na renovação de interesse exploratório (UN, 2016). Novas ofertas de blocos exploratórios ocorreram em 2020 conforme informações do Departamento de Recursos Naturais do Estado do Alasca (https://dnr.alaska.gov/mlw/mining/nome).

Os placeres marinhos de diamante da Namíbia e África do Sul ocorrem ao longo de mais de 600 km do litoral entre a desembocadura do rio Olifante, na África do Sul e a Baía de Hottentote, ao norte de Luderitz, na Namíbia (GURNEY *et al*., 1991; CORBETT, 2016) (Fig. 8.2). As primeiras descobertas ocorreram em 1908, nas proximidades de Luderitz (LEVINSON, 1983). Os depósitos ocorrem em paleo-praias submersas e emersas, com idades que variam do Cretáceo (Santoniano Superior/Cenomaniano) ao Holoceno Superior, situadas entre as profundidades de -135 metros e altitudes de até 170 metros, relativos ao nível do mar (CORBETT, 2016). Os diamantes derivados dos kimberlitos no interior do continente foram transportados através da rede de drenagem dos rios Olifante e Orange e posteriormente retrabalhados pelas correntes costeiras, predominantemente em direção ao norte. Os principais placeres de praia ocorrem no litoral sul da Namíbia, em terraços marinhos emersos com idades predominantes entre Plioceno Superior ao Pleistoceno Inferior (CARRINGTON; KENSELEY, 1969; PETHER *et al*., 2000). Os diamantes destas concentrações foram trazidos pelo rio Orange e sua rede de drenagem. Os placeres localizam-se preferencialmente em ravinas, "panelas" e depressões do embasamento associadas a plataformas de abrasão marinha. Igualmente prospectivos são os paleocanais e a face sul dos promontórios, que interceptam as correntes marinhas em direção ao norte. Intensa atividade eólica contribuiu para a erosão das paleopraias emersas, re-concentração e transporte de diamantes em direção ao norte, através da imensa planície de deflação que se estende do norte da desembocadura do rio Orange, até a cidade de Luderitz, já na fronteira com o deserto costeiro da Namíbia ("Namib Sand Sea") (CORBETT, 2016). Este mesmo autor conclui que além das concentrações de diamantes presentes no pavimento desértico desta planície de deflação, por ele chamada de "Namib Aeolian Erosion Basin" (NAEB), outros placeres eólicos de diamantes foram também formados por processos de arrasto e saltação. Esses depósitos situam-se em corredores de vento, com orientação norte-sul, paralelos à direção dos ventos predominantes do quadrante sul. Verifica-se ainda a diminuição das concentrações e do diâmetro dos diamantes em direção ao norte, confirmando a efetiva contribuição do transporte eólico para estes depósitos (CORBETT, 2016).

A explotação em placeres submersos na África do Sul e Namíbia teve início em 1954 (GURNEY *et al*., 1991). Em 1963 a Marine Diamond Corporation, que foi

Versão exclusiva do autor

posteriormente comprada pela De Beers, obteve uma licença para exploração, durante 20 anos dos depósitos praiais e marinhos, até lâmina d'água de 200 m (UN, 1971). Entre 1967 e 1969, esta corporação extraiu aproximadamente 70 kg de diamantes nos placeres de praia e praticamente a mesma quantidade nos depósitos submersos (UN, 1971). A explotação *offshore* na Namíbia é feita pela empresa Debmarine Namíbia, parte do consórcio entre a empresa De Beers e o governo da Namíbia. Esta empresa opera uma frota com cinco grandes navios, com sofisticada tecnologia dedicada à mineração de diamantes em lâmina d'água de até 140 m. Entre 2010 e 2017, a produção *offshore* da empresa passou de cerca de um milhão para um milhão e quatrocentos quilates de diamantes por ano (~200 para 287 kg/ano) (DEBMARINE; NAMIBIA, 2022).

A cassiterita (SnO_2) é o principal mineral minério de estanho (Sn), utilizado para a produção de ligas metálicas como o bronze, em associação com o cobre (Cu), desde 3.500 antes de Cristo (KAMILLI *et al*., 2017). Placeres marinhos de cassiterita no sudeste da Ásia ocorrem na plataforma continental de Myanmar, Tailândia, Indonésia e Malásia e vêm sendo explorados desde o início do século 20, em profundidades de lâmina d'água de até 50 m (YIM, 2000; RONA, 2008). Em função do alto peso específico (6,8 a 7,1) da cassiterita e de sua instabilidade química, os placeres de cassiterita situam-se muito próximos da área fonte, em depressões nos leitos fluviais afogados pela transgressão marinha. A cassiterita do sudeste da Ásia é derivada de granitos e granitoides mesozoicos que ocorrem ao longo de uma faixa de quase 3.000 km, desde a Tailândia, Myanmar e Camboja, e através da Malásia, Singapura e Indonésia (RONA, 2008; WIBOWO *et al*., 2013) e foi concentrada em ambiente fluvial ou em leques aluviais paleógenos e pleistocênicos, afogados (YIM, 2000). No final da década de 60, a produção chegou a atingir 10.000 toneladas de concentrado de cassiterita, no entanto, a produção marinha declinou sobremaneira a partir de meados da década de 80, em função dos baixos preços da cassiterita no mercado internacional, após descobertas de importantes reservas em terra localizadas no Brasil (YIM, 2000). Na Indonésia, a exploração é realizada pela empresa de economia mista PT Timah, que produziu em média 17.000 toneladas de estanho por ano entre 2012 e 2015 em suas áreas de exploração marinhas.

Os depósitos de areias ricas em minerais pesados de praias e dunas eólicas costeiras atuais e pretéritas, constituem a principal fonte de zircão ($ZrSiO_4$), rutilo (TiO_2), ilmenita ($FeTiO_3$), e monazita ($[Ce,La,Th]PO_4$) e têm sido extensivamente explorados na Austrália, EUA, Brasil, China, Sri Lanka, Índia, África do Sul, Senegal e Moçambique. Estes depósitos possuem volumes de minério muitas vezes superiores a 10 milhões de toneladas, com teores de pesados acima de 2% e adicionalmente são de fácil extração em função de ocorrerem próximos à superfície e em sedimentos inconsolidados. Comumente a ilmenita é o mineral mais abundante, contudo pode haver a predominância de zircão, como ocorre na Austrália e rutilo, como se verifica nos depósitos de Sierra Leone (ILUKA, 2020; VAN GOSEN *et al*., 2014). O zircão é utilizado na indústria cerâmica e de refratários. Ilmenita e rutilo são usados predominantemente na produção de pigmento branco de dióxido de titânio, metais para a indústria aeroespacial e para soldas especiais. A monazita é fonte de tório e elementos de terras raras, utilizada como catalisadores em refinarias, lâmpadas incandescentes e tem interesse crescente na indústria nuclear e para a produção de ímãs permanentes utilizados em turbinas para energia eólica e veículos elétricos modernos (KUDRASS, 2000; ILUKA, 2020).

Versão exclusiva do autor

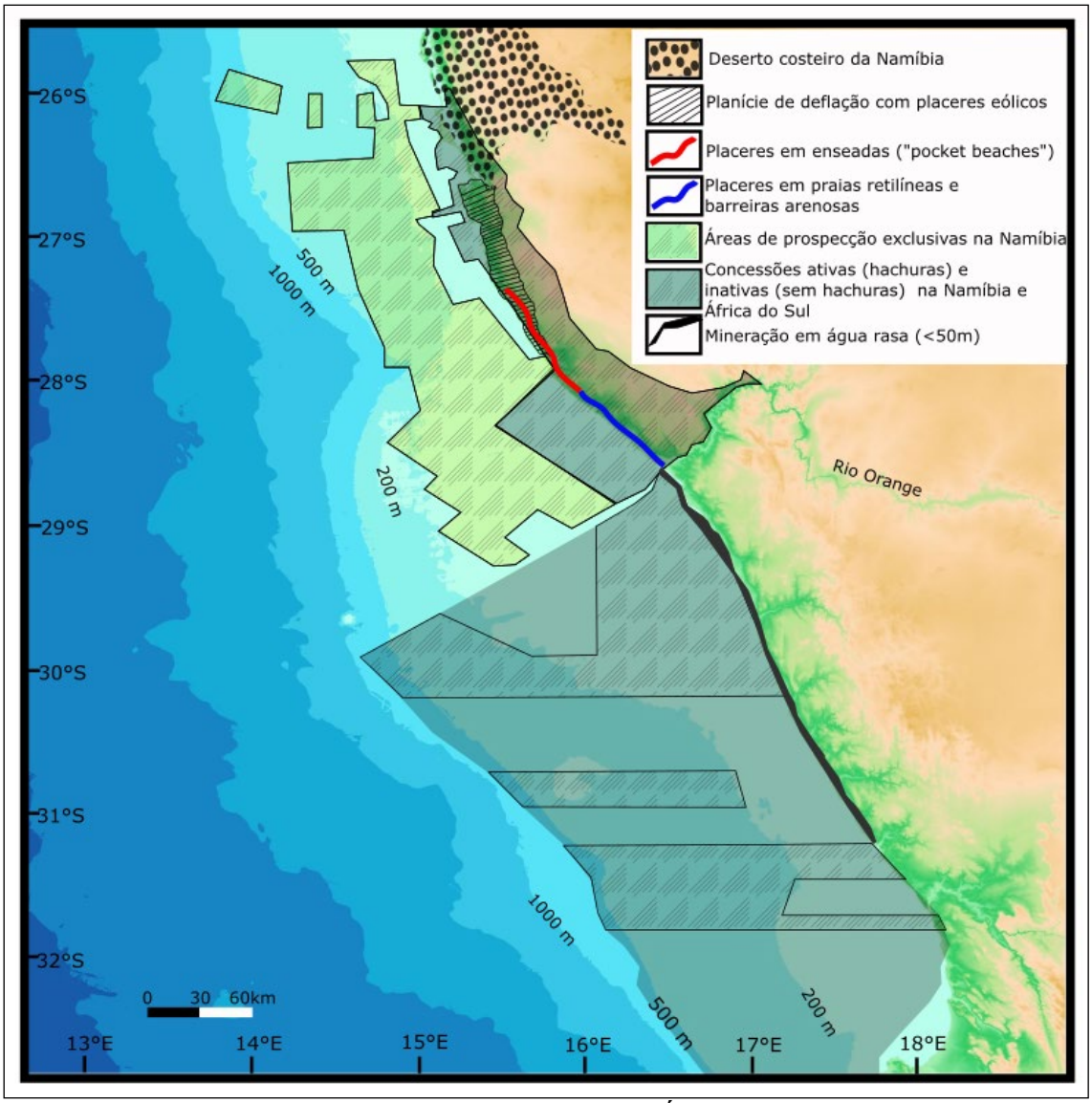


Figura 8.2 – Placeres praiais e marinhos de diamantes na África do Sul e Namíbia. Os placeres praiais ocorrem em enseadas e barreiras arenosas e são também retrabalhados pelo vento formando concentrações eólicas no litoral da Namíbia. As áreas de concessão marinha, ativas e inativas e aquelas exclusivas do governo da Namíbia ocorrem em lâmina d'água de até 500 m (informações compiladas de GURNEY *et al.*, 1991; CORBET, 2016; ALEXKOR, 2020; DIAMONDS FIELDS RESOURCES, 2021; NAMIBIA MINING CADASTRE MAP PORTAL, 2021).

A ilmenita responde por 89% da produção mundial de titânio (Ti), com reservas mundiais de 797 Mt concentradas na China (27,7%) e Austrália (23,3%) (ANM, 2017). Os principais produtores em 2016 foram África do Sul (20,7%), Austrália (16,2%) e China (12,1%). As reservas brasileiras de 6,18 Mt de ilmenita e rutilo correspondem a somente 0,8% das reservas mundiais (ANM, 2017). O zircão é o principal mineral para a produção do zircônio (Zr), cujas reservas mundiais de 75 Mt se concentram principalmente na Austrália (66%), África do Sul (18%), Índia (4%) e Brasil (3%) (ANM, 2017). A monazita ocorre em placeres marinhos na Índia, Sri Lanka e Brasil. As reservas de monazita em areias marinhas no Brasil totalizam 1.048 t nas jazidas de São Francisco do Itabapoana (RJ), exploradas pelas Indústrias Nucleares Brasileiras (INB) (ANM, 2017).

Versão exclusiva do autor

Os depósitos de minerais pesados podem se estender por dezenas a centenas de quilômetros em praias e campos de dunas, como na costa oeste do Senegal (100 km) e nordeste do Sri Lanka (72 km) apresentando espessuras variando entre 3m a 45m e larguras de 0,4 a 4 km (VAN GOSEN *et al*., 2014). Depósitos de minerais pesados na Austrália ocorrem nas praias e dunas costeiras atuais e relíquias (Eoceno Médio ao Pleistoceno), que chegam a se localizar a 35 km, no interior do continente (HITCHMAN, 2018). As reservas em 2016 totalizavam 56,5 Mt (milhões de toneladas) de ilmenita, 6,7 Mt de rutilo e 20 Mt de zircão (HOATSON *et al*., 2011; HITCHMAN, 2018) e a produção atingiu 1,4 Mt de ilmenita, 0,3 Mt de rutilo e 0,6 Mt de zircão. A corporação Iluka, de origem australiana, é detentora de importantes reservas medidas de minerais pesados na Austrália (37,7 Mt), EUA (1,3 Mt) e Sierra Leone (1,2 Mt), além de reservas inferidas no Sri Lanka (9,5 Mt), (ILUKA, 2020).

As ocorrências de minerais pesados de Noma, em Moçambique, ocorrem principalmente em campos de dunas holocênicas e pleistocênicas que se estendem em uma faixa de mais de 3 km desde o litoral até o contato com rochas do embasamento cristalino (JOANITO, 2014). Estes depósitos vêm sendo explorados pela empresa Kenmare Resources, desde 2007, com reservas medidas e prováveis de 1.584 Mt de minério contendo ilmenita (2,5%), rutilo (0,06%) e zircão (0,18%) (KENMARE RESOURCES, 2019). Os recursos estimados são da ordem de 182 Mt de ilmenita, suficientes para manter a produção de 1,2 Mt/ano pelos próximos 100 anos, o que corresponde a 10% do consumo mundial atual de ilmenita (KENMARE RESOURCES, 2019). Depósitos de minerais pesados ocorrem em toda a região costeira leste e oeste da Índia. A exploração teve início a partir de 1908 no estado de Kerala na costa oeste. Estimativas dos recursos em minerais pesados de placeres costeiros indicam 348 Mt de ilmenita, 21 Mt de zircão, 18 Mt de toneladas de rutilo e 8 Mt de toneladas de monazita, além de recursos consideráveis de granada (107 Mt) e sillimanita (103 Mt) (ALI *et al*., 2001).

8.4.1 - Placeres Marinhos no Brasil

Placeres marinhos de minerais pesados contendo ilmenita, rutilo, zircão e monazita ocorrem em grande extensão em todo o litoral brasileiro desde a fronteira com o Uruguai no estado do Rio Grande do Sul, até o Maranhão (Fig. 8.3). Os depósitos ocorrem diretamente na praia atual ou estão associados a terraços marinhos elevados e campos de dunas costeiras. A Figura 8.3 localiza as áreas cadastradas na Agência Nacional de Mineração, onde houve solicitação de autorização para pesquisa, requerimento ou concessão de lavra de minerais pesados. As duas concessões ativas situam-se no litoral norte do estado do Rio de Janeiro e na fronteira entre os estados da Paraíba e Rio Grande do Norte. As Indústrias Nucleares Brasileiras (INB) detém a titularidade da concessão no Rio de Janeiro, no Município de São Francisco do Itabapoana. O grupo Tronox Pigmentos do Brasil S.A. é responsável pela extração da ilmenita da mina do Guajú, localizada no município de Mataraca, na Paraíba. Existem também solicitações para autorização de pesquisa de jazidas na plataforma continental rasa, principalmente ao largo do Rio Grande do Sul e do litoral norte do Rio de Janeiro e sul do Espírito Santo (Fig. 8.3).

O litoral do estado do Rio Grande do Sul tem extensão de 630 km e uma planície costeira com largura variável de 15 a 80 km, compreendendo uma área de 33.000 km² desde seu contato com o embasamento a oeste e a linha de costa (CARASSAI *et al*., 2019). Altas concentrações de minerais pesados são reportadas nas praias atuais do estado, tais como entre Chuí e a praia do Cassino, no município de Rio Grande, com até 47% de minerais pesados, contendo 72% de ilmenita, 58,4% de rutilo, e até 6% de zircão (DA SILVA, 1979).

Versão exclusiva do autor

A planície é formada por sistemas de terraços marinhos e por depósitos lagunares das lagoas Mirim e dos Patos, sendo reconhecidos 3 sistemas de barreirra-laguna Pleistocênicas (I, II e III) e um sistema Holocênico (IV), que compõe o litoral atual (VILLWOCK *et al*., 1986; VILLWOCK; TOMAZELLI, 1995; TOMAZELLI; VILLWOCK, 1996; DILLENBURG *et al*., 2014). Cada sistema barreira-laguna corresponde a um ciclo transgressivo-regressivo e foram correlacionados aos máximos transgressivos, fornecendo as idades de 325 Ka, 230 Ka, 125Ka e 8Ka para as barreiras I, II e III e IV respectivamente (DA CAMARA ROSA *et al*., 2017). Dillenburg *et al*. (2004) apresentam um modelo, em três etapas, para a formação dos depósitos de minerais pesados presentes no distrito de Bujuru, no município de São José do Norte (RS): (1) erosão dos depósitos costeiros e concentração dos minerais pesados na barreira transgressiva durante a transgressão marinha entre 18 ka e 5,6 ka; (2) recuo da linha de costa e erosão de sedimentos do substrato pleistocênico nos últimos 5,6 ka, contribuindo para o enriquecimento em minerais pesados; (3) retrabalhamento eólico dos depósitos do pós-praia desde 1 ka, e migração das dunas transgressivas, que atingem teores médios de 4,66% de minerais pesados. De acordo com o Anuário Mineral Estadual do Rio Grande do Sul (DNPM, 2019), as reservas medidas no município de São José do Norte, atingem pouco mais de 13 Mt de ilmenita, 0,5 Mt de rutilo e 1,4 Mt de zircão. Ainda não há extração ativa nestes depósitos, o requerimento de lavra é de titularidade da empresa Rio Grande Mineração S.A. que detém os direitos minerários de 76 áreas na planície costeira (1030 km² ao todo) e mais 14 áreas na plataforma continental adjacente.

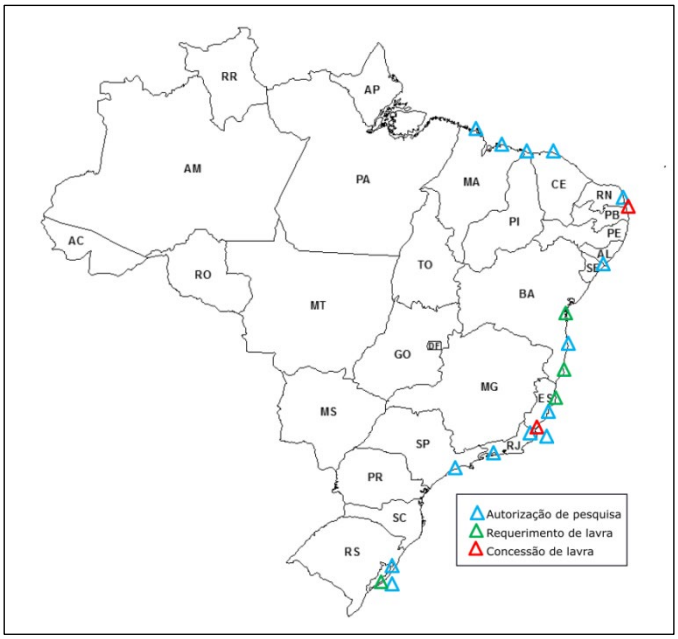


Figura 8.3 – Localização das áreas cadastradas no Sistema de Informações Geográficas da Mineração (SIGMINE) da Agência Nacional de Mineração (ANM), discriminando-se as solicitações de autorização para pesquisa, requerimento e concessão de lavra (acesso ao SIGMINE através do endereço: https://geo.anm.gov.br).

Os teores médios de minerais pesados na plataforma continental são de 20%, contendo valores médios de 31,6% de minerais opacos (magnetita, ilmenita, limonita, leucoxeno e pirita) e 4,5% de zircão (Corrêa *et al*., 2008). Os valores máximos chegam a 44,35% defronte à Lagoa Mirim e porção central da Lagoa dos Patos (Corrêa *et al.*, 2008), onde situam-se as áreas de autorização de pesquisa de titularidade da Rio Grande Mineração S.A.

Versão exclusiva do autor

Existem relatos sobre a extração de placeres marinhos ricos em monazita do litoral norte do Rio de Janeiro, Espírito Santo e sul da Bahia, desde 1885. As areias eram levadas como pretexto para serem usadas como lastro de navios, sendo posteriormente comercializadas nos Estados Unidos e Europa para a indústria de iluminação incandescente (DE SOUZA FILHO; SERRA, 2014). Posteriormente, nas décadas de 1950 e 1960 o processamento da monazita no Brasil era realizado pela empresa ORQUIMA, na cidade de São Paulo, que foi estatizada e passou a se chamar NUCLEMON (Nuclebrás Monazita) em 1970, sendo depois sucedida pelas Indústrias Nucleares Brasileiras (INB) a partir de 1988 (DE SOUZA FILHO; SERRA, 2014). A INB possui uma unidade de tratamento de minerais pesados na localidade de Buena, município de São Francisco do Itabapoana, no litoral norte do estado do Rio de Janeiro. As reservas deste setor litorâneo estão esgotadas e a produção atual em Buena se restringe ao tratamento do minério que ficou acumulado no pátio junto à usina de beneficiamento primário, para a concentração de zircão, rutilo, ilmenita e monazita (INB, 2022). Os placeres marinhos de Buena tiveram como rocha fonte os sedimentos semiconsolidados do Grupo Barreiras (Fig. 8.4) que foram erodidos pela ação das ondas e correntes costeiras, formando falésias e plataformas de abrasão, sobre as quais se situam os placeres marinhos. A ação eólica também contribui para a concentração dos minerais pesados na base das falésias. Durante a última transgressão marinha, entre ~18 e 5 Ka, formaram-se os placeres atualmente elevados, muitas vezes adjacentes a linhas de falésias "fósseis" que marcam o limite interno das planícies costeiras quaternárias (SILVA, 2000).



Figura 8.4 – Concentração de minerais pesados, com alto teor de ilmenita, pela ação erosiva das ondas e retrabalhamento eólico, junto à falésia do Grupo Barreiras, na praia de Lagoa Doce, município de São Francisco do Itabapoana, RJ (fonte: autores).

Os principais placeres costeiros ricos em ilmenita (75%) e zircão (~5%) no litoral da Bahia situam-se entre as cidades de Valença e Itacaré (DOMINGUEZ, 2010). Os depósitos situam-se nas áreas de proteção ambiental (APA) municipal de Maraú e na APA estadual de Pratigi, proibindo as atividades de mineração. As principais concentrações ocorrem nos terraços marinhos holocênicos e no contato entre estes e os terraços pleistocênicos, em cordões topograficamente mais elevados, levando Dominguez (2010) a sugerir que fossem associados a períodos de erosão prolongada, favorecendo a concentração dos pesados, conforme mecanismo já proposto por Roy (1999) e Dillenburg *et al*. (2004). As reservas chegam a 266 Mt de minério, com teores médios de 3%, fornecendo 8,2 Mt de minerais pesados (DOMINGUEZ, 2010). O autor apresenta uma nova proposta de zoneamento ambiental nas áreas das APAS de Maraú e Pratigi, com a delimitação de áreas sem restrições ambientais, demonstrando a existência de 236 Mt de minério prospectáveis, que poderiam fornecer 7,5 Mt de pesados.

Versão exclusiva do autor

No litoral de Mataracá, no estado da Paraíba, situa-se a mina de Guajú, com placeres em dunas eólicas costeiras que capeiam a Formação Barreiras, contendo ilmenita (74%), zircão (10%), rutilo (1%) e cianita (1%) (SAMPAIO *et al*., 2001). Os depósitos são explorados pela empresa Tronox Pigmentos do Brasil S.A., atual denominação social do grupo Cristal Pigmentos do Brasil. Em novembro de 2019, a empresa anunciou a previsão para exaustão da lavra na mina do Guajú em 2020, com encerramento do fornecimento de zircão, rutilo e cianita em 2021 e da ilmenita em 2023 (TRONOX, 2022).

8.5 - Métodos de Exploração e Explotação

O mapeamento de placeres litorâneos em terraços marinhos e dunas eólicas e nas praias são feitos inicialmente a partir da identificação visual de concentrações anômalas, seguidas por coleta de amostras superficiais e sondagens rasas para estimativa das reservas. Levantamentos com cintilômetros e gammaespectômetros portáteis são também utilizados para identificar concentrações elevadas de monazita em função de sua radioatividade natural.

Após a remoção da camada orgânica superficial, que é armazenada para posterior reconstituição do solo, a lavra a céu aberto é feita por extração direta com escavadeiras e caminhões caçamba, como foi adotado pela INB nas minas de Buena (RJ), ou por dragagem, como é feito na mina de Guaju (PB), após abertura de um lago artificial onde se instala uma planta de concentração flutuante que se desloca paralelamente ao avanço da dragagem (SOUZA; FIGUEIREDO FILHO, 2005).

A concentração hidrogravimétrica primária é feita com espirais de Humphrey e o material estéril retorna à cava para reconstituição do terreno. O concentrado é seco em fornos e segue para a separação magnética e eletrostática, separando-se a fração magnética de ilmenita do zircão, rutilo e monazita, que são novamente separados por via úmida em mesas vibratórias.

A identificação dos placeres submersos é precedida por uma análise das ocorrências emersas e da presença de áreas fonte nos continentes (como os placeres fluviais de ouro, diamante e cassiterita), direcionando-se a pesquisa para as áreas adjacentes na plataforma continental. A seguir são feitas campanhas de batimetria e sonografia para determinação precisa da morfologia submarina, identificando-se a presença de feições batimétricas, como paleocanais e paleo-linhas de costa submersas e levantamentos com sísmica de alta resolução, utilizando-se fontes CHIRP, Boomer ou Sparker para determinação de feições subsuperficiais e da espessura sedimentar. Finalmente são planejadas as campanhas de amostragem superficial com dragas e buscadores de fundo e de sondagens, utilizando-se testemunhadores à vibração (*vibracorers*) ou percussão ou sondas por sucção (*airlift*) ou jato d'água (*jet probe*), permitindo a determinação das jazidas e estimativa das reservas.

Em águas rasas, até 30 m, a extração pode ser feita por mergulhadores operando dragas, como as dragagens de diamantes na África do Sul e Namíbia e de cassiterita no sudeste da Ásia. Em águas mais profundas, a explotação pode ser hidráulica através de dragas de sucção ou mecânica, com dragas com caçambas ou tratores submarinos operados a partir de cabos umbilicais ligados aos navios sonda (SILVA, 2000). A extração de diamantes em águas profundas na Namíbia emprega as mais sofisticadas técnicas, como submersíveis e navios sonda dedicados, com sondagens rotativas de largo diâmetro (até 10 m), denominadas de "Wirth drill" que operam em até 200 m de profundidade como uma gigantesca enceradeira, realizando furos circulares e colhendo os sedimentos (SILVA, 2000). A empresa De Beers Marine opera uma frota de 6 navios sonda com capacidade de extrair os diamantes do leito marinho e realizar a concentração a bordo, devolvendo o rejeito para o leito marinho, tudo isto sendo controlado por veículos remotos e por submarinos à medida que a lavra vai avançando. Seu mais novo navio sonda o SS Nujoma, lançado ao mar em 2016, tem 113 m de comprimento, 22 m de largura e pesa 12.000 t e está equipado com um avançado sistema de mineração submarina, com avanço hidráulico, capaz de operar em lâmina d'água de até 200 m (DE BEERS GROUP, 2022).

Versão exclusiva do autor

8.5.1 - Impactos Ambientais Decorrentes da Explotação

A mineração interfere no ambiente e deve realizada de forma controlada segundo a legislação ambiental vigente e aplicando-se as técnicas apropriadas para minimização do impacto ambiental associado.

Nas regiões emersas, a mineração a céu aberto em regiões costeiras como terraços marinhos e campos de dunas eólicas, provoca a descaracterização da paisagem e a destruição de espécies nativas, além de interferir com as atividades de lazer e turismo e com as comunidades pesqueiras, com óbvios impactos econômicos e sociais. A mineração de placeres marinhos nas praias e manguezais é proibida no Brasil e em diversos outros países, em função da fragilidade destes ambientes e face à importância dos estoques de areia das praias para conter processos de erosão costeira. A lavra a céu aberto é normalmente concedida após aprovação dos estudos de diagnóstico e avaliação de impacto ao meio ambiente pelos órgãos de controle ambiental, normalmente limitando-se a extensão dos blocos destinados à extração e os volumes de minério a serem extraídos e conservando-se as áreas de maior sensibilidade ambiental. Relatórios de diagnóstico ambiental são ainda conduzidos durante a fase de lavra, exigindo-se ainda projetos de recomposição do terreno e a reintrodução de espécies nativas. O "Plano de Recuperação de Áreas Degradadas da Mina do Guaju, em Mataraca (PB)" foi citado pelo Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA) como exemplo de empreendimento bem-sucedido (IBAMA, 2019). Desde 2018, mais de 90% dos 685 hectares de área lavrada foram recuperados, com a recomposição do solo original e o replantio de quase dois milhões de espécies nativas, verificando-se em consequência o retorno da maioria das espécies de aves e da população de macacos-prego-galego, atestando o restabelecimento do equilíbrio ecológico.

As atividades de mineração dos placeres submersos na plataforma continental são igualmente impactantes, causando a destruição de espécies bentônicas que são o principal alimento dos peixes demersais, interferindo em toda a cadeia alimentar. As dragagens causam a descaracterização morfológica do fundo, provocando a destruição de habitats sensíveis, o aumento da turbidez da água e dificulta a penetração da luz. O descarte de rejeito no fundo submarino soterra as comunidades bentônicas. Igualmente são necessárias medidas de controle ambiental, aplicando-se técnicas apropriadas de extração que minimizem o descarte direto na coluna d'água e limitando-se as áreas concedidas.

Em uma extensa revisão sobre os efeitos das dragagens nas comunidades bentônicas e sua capacidade de recuperação, Newell *et al*. (1998) concluem que as espécies que habitam fundos inconsolidados, arenosos ou lamosos, em águas rasas (<30m), onde as ondas remobilizam os sedimentos do fundo submarino, apresentam maior capacidade de recuperação após eventos de grande mortalidade que podem ser causados por tempestades ou dragagens. Por outro lado, em profundidades superiores e em fundos cascalhosos mais estáveis, os organismos bentônicos sobrevivem por tempos maiores, desenvolvendo estratégias de equilíbrio e habilidades para competir por espaço de colonização reduzido. No primeiro caso (águas rasas) as comunidades bentônicas apresentam baixa diversidade e grande abundância e após eventos de mortalidade são capazes de rápida recuperação, com duração entre 6 meses a 3 anos. Nos fundos mais estáveis o período de recuperação pode levar de 5 a 10 anos, observando-se a mudança de composição das comunidades bentônicas originais que lentamente se recuperam antes de atingir suas condições originais de equilíbrio.

Agradecimentos

Ao Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM) pela iniciativa de organizar esta obra e pelo convite para a elaboração deste capítulo. Ao professor Sidney Mello pelo incentivo e parceria no Laboratório de Geologia Marinha (LAGEMAR) da Universidade Federal Fluminense (UFF).

Versão exclusiva do autor

Referências Bibliográficas

ALEXKOR. 2020. Integrated Report 2019/2020. África do Sul. Disponível em: https://www.alexkor.co.za/assets/alexkor-ar-2020.pdf

ALI, M.A.; KRISHNAN, S.; BANERJEE, D.C. 2001. Beach and inland heavy mineral sand investigations and deposits in India - An overview. Exploration and Research for Atomic Minerals, v. 13, p. 1–21.

ANM - AGÊNCIA NACIONAL DE MINERAÇÃO. 2017. Sumário Mineral. Agência Nacional de Mineração, v. 37. Acesso em: 6 jan. 2022. Disponível em: (https://www.gov.br/anm/pt-br/centrais-de-conteudo/publicacoes/serie-estatisticas-e-economia-mineral/sumario-mineral/sumariomineral_2017

ANM - AGÊNCIA NACIONAL DE MINERAÇÃO. 2019. Anuário Mineral Estadual do Rio Grande do Sul, 2018 – Ano base 2017, 64 pp. Disponível em: https://www.gov.br/anm/pt-br/centrais-de-conteudo/publicacoes/serie-estatisticas-e-economia-mineral/anuario-mineral/anuario-mineral-estadual/rio-grande-do-sul/anuario-mineral-estadual-rio-grande-do-sul-2018-ano-base-2017

CARASSAI, J.J.; LAVINA, E.L.C.; JUNIOR, F.C.; GIRELLI, T.J. 2019. Provenance of heavy minerals for the quaternary coastal plain of southernmost Brazil (Rio Grande do Sul State). Journal of Coastal Research, 35(2), 295–304. DOI: 10.2112/JCOASTRES-D-18-00066.1.

CARRINGTON, A.J.; KENSLEY, B.F. 1969. Pleistocene molluscs from the Namaqualand coast. Ann. S. Afr. Mus., 52: 189–223.

CORBET, I.B. 2016. Sediment Dynamics of the Namib Aeolian Erosion Basin and the Arid Zone Diamond Placers of the Northern Sperrgebiet, Namibia. *In*: Martin Pickford, (Ed.)., Geological Processes and Stratigraphy of the Diamond Placers of the Northern Sperrgebiet. Geological Survey of Namibia, Memoir 22: 6–171.

CORRÊA, I.C.S.; AYUP-ZOUAIN, R.N.; WESCHENFELDER, J.; TOMAZELLI, L.J. 2008. Áreas fontes dos minerais pesados e sua distribuição sobre a plataforma continental sul-brasileira, uruguaia e norte-argentina. Revista Pesquisas em Geociências, 35(1): 137–150. DOI: 10.22456/1807-9806.17899.

DA CAMARA ROSA, M.L.C.; BARBOZA, E.G DOS SANTOS ABREU, V.; TOMAZELLI, L.J.; DILLENBURG, S.R. 2017. High-Frequency Sequences in the Quaternary of Pelotas Basin (coastal plain): A record of degradational stacking as a function of longer-Term base-level fall. Brazilian Journal of Geology, 47(2), 183–207. DOI: 10.1590/2317-4889201720160138

DA SILVA, M.A.M. 1979. Provenance of heavy minerals in beach sands, southeastern Brazil: from Rio Grande to Chui (Rio Grande do Sul State). Sediment. Geol., 24, 133–148. DOI: 10.1016/0037-0738(79)90033-2.

DE BEERS GROUP. 2022. Homepage De Beers Group. (n.d.). Acesso em: 6 jan. 2022. Disponível em: https://www.debeersgroup.com

DE SOUSA FILHO, P.C.; SERRA, O.A. 2014. Terras raras no Brasil: Histórico, produção e perspectivas. Química Nova, 37(4): 753-760. DOI: 10.5935/0100-4042.20140121

Departamento de Recursos Naturais do Estado do Alasca, Nome Offshore Mining. Acesso em: 6 jan. 2022. Disponível em: https://dnr.alaska.gov/mlw/mining/nome

Versão exclusiva do autor

DEBMARINE NAMIBIA. 2022. Explore Production - Debmarine. Debmarine Namibia is Namibia's leading marine diamond mining company and is a recognized world leader in marine diamond exploration and mining technology. (n.d.). Acesso em: 6 jan. 2022. Disponível em: https://debmarinenamibia.com/main/exploreproduction

DIAMOND FIELDS RESOURCES. 2021. Acesso em: 6 jan. 2022. Disponível em: https://www.diamondfields.com/namibia-diamond-mining

DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J.; BARBOZA, E.G. 2004. Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil. Marine Geology, 203(1–2): 43–56. DOI: 10.1016/S0025-3227(03)00330-X

DILLENBURG, S.; BARBOZA, E.; HESP, P.; ROSA, M.; ANGULO, R.; SOUZA, M.; GIANNINI, P.C.; SAWAKUCHI, A. 2014. Discussion: "Evidence for a transgressive barrier within a regressive strandplain system: implications for complex response to environmental change". Sedimentology, 61(7): 2205–2212. DOI: 10.1111/sed.12132

DOMINGUEZ, J.M.L. 2009. Ilmenita do Rio de Campo: texto e mapas. Salvador: CBPM, 45p. Disponível em: http://www.cbpm.ba.gov.br/book/a-ilmenita-de-rio-do-campo-apa-de-pratigi

EMERY, K.O.; NOAKES, L.C. 1968. Economic placer deposits of the continental shelf. Technical Bull. Economic Commission for Asia and Far East, U.N., 1: 95–110.

GARNETT, R.H.T. 2000. Marine placer gold, with particular reference to Nome, Alaska. *In*: CRONAN, D.S. (Ed.). Handbook of Marine Mineral Deposits. CRC Press, cap. 4, 67–101. DOI: 10.1201/9780203752760-4.

GURNEY, J.J.; LEVINSON, A.A.; SMITH, H.S. 1991. Marine mining of diamonds off the west coast of Southern Africa. Gems and Gemology, 27: 206–219. DOI: 0.5741/GEMS.27.4.206.

HITCHMAN, A. 2018. Australian Resource Reviews: Mineral Sands 2017. Geoscience Australia, Canberra. 14 p. DOI: 10.11636/9781925297706

HOATSON, D.M.; JAIRETH, S.; MIEZITIS, Y. 2011. The major rare-earth-element deposits of Australia — Geological setting, exploration, and resources. Geoscience Australia, 204 p.

IBAMA - INSTITUTO BRASILEIRO DO MEIO AMBIENTE E DOS RECURSOS NATURAIS RENOVÁVEIS. 2019. Recuperação Ambiental acompanhada pelo Ibama alcança 1,8 milhão de Mudas Plantadas na Paraíba. Acesso em: 6 jan. 2022. Disponível em: http://ibama.gov.br/noticias/730-2019/1987-recuperacao-ambiental-acompanhada-pelo-ibama-alcanca-1-8-milhao-de-mudas-plantadas-na-paraiba

ILUKA. 2020. Annual Report Iluka Resources Limited. Acesso em: 6 jan. 2022. Disponível em: https://www.iluka.com/getattachment/e75f44fd-7fe4-4559-8f38-f5c13918c074/2020-annual-report-including-appendix-4e.aspx).

INB - Indústrias Nucleares do Brasil. 2022. Buena. Acesso em: 6 jan. 2022. Disponível em: http://www.inb.gov.br/A-INB/Onde-estamos/Buena

JEWETT, S.C.; FEDER, H.M.; BLANCHARD, A. 1999. Assessment of the benthic environment following offshore placer gold mining in the northeastern Bering Sea. Marine Environmental Research, 48(2): 91–122. DOI: 10.1016/S0141-1136(99)00034-3

JOANITO, R. 2014. Exploração e caracterização de minerais pesados de Moma, Moçambique. Dissertação de Mestrado, Universidade de Aveiro. Portugal. Disponível em: http://hdl.handle.net/10773/13658

Versão exclusiva do autor

KAMILLI, R.J.; KIMBALL, B.E.; CARLIN JR., J.F. 2017. Critical Mineral Resources of the United States — Economic and Environmental Geology and Prospects for Future Supply. *In*: Klaus J. Schulz, John H. DeYoung, Jr.; Robert R. Seal II, e Dwight C. Bradley, Eds., USGS Professional Paper 1802–S, 68 pp.

KENMARE RESOURCES. 2019. Annual Report and Accounts. Acesso em: 6 jan. 2022. Disponível em: https://www.kenmareresources.com

KMML. 2022. Coming from nature. The Kerala Minerals and Metals Limited. (n.d.). Acesso em: 6 jan. 2022. Disponível em: http://www.kmml.com

KUDRASS, H.R. 2000. Marine placer deposits and sea-level changes. *In*: CRONAN, D. S. (Ed.). Handbook of Marine Mineral Deposits. CRC Press, cap. 1, 3–26. DOI: 10.1201/9780203752760-1.

LEVINSON, O. 1983, Diamonds in the Desert: the story of August Stauch and his times. Cape Town, Tafelberg, 172pp.

LEWIS, G.R. 1908. The Stannaries: A Study of the Medieval Tin Miners of Cornwall and Devon. Boston New York: Houghton, Mifflin and Company 332 pp. Acesso em: 28 nov. 2022. Disponível em: https://archive.org/details/stannariesstudyo00lewi/page/n7/mode/2up

MURTON, B.J. 2000. A global review of non-living resources on the extended continental shelf. Revista Brasileira de Geofísica, 18(3): 283–306. DOI: 10.1590/S0102-261X2000000300007

NAMIBIA MINING CADASTRE MAP PORTAL. 2021. Acesso: 6 jan. 2022. Disponível em: https://maps.landfolio.com/Namibia

NEWELL, R.C.; SEIDERER, L.J.; HITCHCOCK, D.R. 1998. The impact of dredging works in coastal waters: A review of the sensitivity to disturbance and subsequent recovery of biological resources on the sea bed. Oceanography and Marine Biology, 36: 127–178.

Nome offshore placer deposits (ARDF #NM253) AU. Interactive maps and downloadable data for regional and global geology, geochemistry, geophysics, and mineral resources; products of the USGS Mineral Resources Program. (n.d.). Retrieved January 6, 2022, from https://mrdata.usgs.gov/ardf/show-ardf.php?ardf_num=NM253

PARDEE, J.T. 1934. Beach placers of the Oregon Coast. USGS, Circular 8, 42 pp. Disponível em: https://pubs.usgs.gov/circ/1934/0008/report.pdf. DOI: 10.3133/cir8.

PETHER, J.; ROBERTS, D.L.; WARD, J. 2000. Deposits of the West Coast. *In*: PARTRIDGE, T.C.; MAUD, R.R. (Eds.). The Cenozoic of Southern Africa. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 40, pp. 33–54

RONA, P.A. 2008. The changing vision of marine minerals. Ore Geology Reviews, 33: 618–666. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2007.03.006.

ROY, P.S. 1999. Heavy mineral beach placers in Southeastern Australia: their nature and genesis. Econ. Geol. 94: 567–588. DOI: 10.2113/gsecongeo.94.4.567.

SAMPAIO, J.A.; LUZ, A.B.; ALCANTERA, R.M.; ARAÚJO, L.S. 2001. Minerais pesados Millennium. *In*: Usinas de Beneficiamento de Minérios do Brasil. CETEM/MCT. Rio de Janeiro. p. 231–239.

SIGMINE - Sistema de Informação Geográfica da Mineração. Acesso em: 6 jan. 2022. Disponível em: https://geo.anm.gov.br/portal.

Versão exclusiva do autor

SILVA, C.G. 2000. Placeres Marinhos. Revista Brasileira de Geofísica, 18(3): 327–336. DOI: 10.1590/s0102-261x2000000300010.

SOUZA, H.C.; FIGUEIREDO FILHO, O.A. 2005. Aspectos tecnológicos e ambientais da exploração de minerais pesados na Mina do Guajú/Mataráca-PB: um estudo de caso da Millennium Inorganic Chemicals. *In*: XXI Encontro Nacional de Tratamento de Minérios e Metalurgia Extrativa - ENTMME. Natal, RN, 538–545.

TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A. 1996. Quaternary geological evolution of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 68(3): 373–382.

TRONOX. 2022. Relações com investidores. Acesso em: 6 jan. 2022. Disponível em: https://www.tronox-ri.com.br.

UN. 1971. Interregional Seminar on the Development of the Mineral Resources of the Continental Shelf. Technical Papers, United Stations, Port-of-Spain, Trinidad and Tobago (5-16 April, 1971), 172 pp.

UN. 2016. Offshore Mining Industries. *In*: First Global Integrated Marine Assessment. Nações Unidas. Capítulo 23. 34 pp. Acesso em: 10 mar. 2022. Disponível em: https://www.un.org/Depts/los/global_reporting/WOA_RPROC/Chapter_23.pdf

VAN GOSEN, B.S.; FEY, D.L.; SHAH, A.K.; VERPLANCK, P.L.; HOEFEN, T.M. 2014. Deposit Model for Heavy-Mineral Sands in Coastal Environments. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–L, 51 p. DOI: 10.3133/sir20105070L

VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J. 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. Notas Técnicas 8: 1–45.

VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN FILHO, N.O.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. *In*: RABASSA J. (Ed.). Quaternary of South America and Antarctic Peninsula. CRC Press, cap. 5: 79–97. DOI: 10.1201/9781003079316-5.

WIBOWO, A.P.; ROSYID, F.A.; BASKORO, F.R. 2013. Application of Linear Programming in Determining the Composition of Inland and Offshore Mining Production of Pt Timah (Persero), Tbk. Procedia Earth and Planetary Science, 6: 350–363. DOI: 10.1016/j.proeps.2013.01.046.

YIM, W.W.S. 2000. Tin placer deposits on continental shelves. *In*: CRONAN, D.S. (Ed.). Handbook of Marine Mineral Deposits. CRC Press, cap. 3, 27–66. DOI: 10.1016/j.proeps.2013.01.046.

Sobre os Autores

Cleverson Guizan da Silva

Graduação e mestrado em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Doutorado em Geologia pela Duke University, EUA. Professor titular da Universidade Federal Fluminense (UFF), atuando no curso de graduação em Geofísica e no Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra. Editor-chefe da Revista Brasileira de Geofísica (Brazilian Journal of Geophysics). Tem experiência em Geologia e Geofísica marinha, com ênfase em ambientes deposicionais costeiros e marinhos.

E-mail: cguizan@id.uff.br

ORCID: 0000-0002-8102-8341

Versão exclusiva do autor

Lauro Júlio Calliari

Oceanólogo pela Universidade Federal de Rio Grande (FURG), mestre pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e PhD em Ciências Marinhas pelo Virginia Institute of Marine Science (VIMS/EUA). Professor titular e colaborador do curso de pós-graduação em Oceanologia do Instituto de Oceanografia da FURG (IO-FURG). Representante da FURG junto ao Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM).

E-mail: calliarilauro@gmail.com

ORCID: 0000-0002-5503-8300

Versão exclusiva do autor

9 – FOSFORITAS DA MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA

PHOSPHORITES FROM THE BRAZILIAN CONTINENTAL MARGIN

José Gustavo Natorf de Abreu
Laboratório de Oceanografia Geológica - LOG
Escola do Mar, Ciência e Tecnologia - EMCT
Universidade do Vale do Itajaí - UNIVALI

Resumo

Fosforita são rochas sedimentares autigênicas com teores variáveis de fosfato (PO_4^{-3}) que ocorrem em ambientes marinhos de baixa sedimentação terrígena, no bordo das plataformas continentais e talude superior, em médias e baixas latitudes e, no máximo até 1000m de profundidade. Podem se formar também no topo de montanhas e platôs. O fósforo é um elemento básico para vários processos bioquímicos e desempenha função essencial no metabolismo molecular de seres vivos, representando um fator crítico para os cultivos vegetais. Muitas vezes a sua concentração no solo não é suficiente para suprir as necessidades de crescimento das plantas, precisando, por esta razão, ser resposto após ter sido retirado nas colheitas. Assegurar a produção de alimentos para a atual população mundial e para as futuras gerações é um desafio para governantes e gestores públicos e privados. O propósito deste capítulo é abordar a origem das fosforitas marinhas, considerando as fontes do fósforo e o ciclo deste elemento nas águas oceânicas, a geomorfologia da área de ocorrência e, em seguida, descrever a mineralogia das amostras coletadas e os aspectos econômicos, destacando a produção brasileira e mundial. Finalmente se faz algumas considerações sobre o futuro da prospecção da fosforita na margem continental do Brasil e sobre a importância de se descobrir novas fontes de rochas fosfáticas numa projeção de aumento da demanda pelos produtos manufaturados à base de fosfato.

Palavras-chave: rochas sedimentares fosfatadas, recursos minerais marinhos, Margem Continental Brasileira.

Abstract

Phosphorite are autogenic sedimentary rocks with variable phosphate contents (PO_4^{-3}) that occur in marine environments of low terrigenous sedimentation, on the edge of continental shelves and upper slope, in medium and low latitudes and, at most, up to 1000m deep. They can also form on top of mountains and submarine plateaus. Phosphorus is a basic element for several biochemical processes and plays an essential role in the molecular metabolism of living beings, representing a critical factor for plant crops. Often, its concentration in the soil is not sufficient to meet the growing needs of plants and, for this reason, it needs to be replaced after being removed from the crops. Ensuring food production for the current world population and for future generations is a challenge for governments and public and private managers. The purpose of this chapter is to address the origin of marine phosphorites, considering the sources of phosphorus and the cycle of this element in ocean waters, the geomorphology of the area of occurrence and then describe the mineralogy of the collected samples and the economic aspects, highlighting the Brazilian and world production. Finally, some considerations are made about the future of prospecting for phosphorite in the continental margin of Brazil and the importance of discovering new sources of phosphate rocks in a projected increase in demand for phosphate-based manufactured products.

Keywords: phosphate sedimentary rocks, marine mineral resources, Brazilian Continental Margin.

Nota dos Organizadores: o manuscrito deste capítulo foi produzido em abril de 2022.

Versão exclusiva do autor

9.1 - Introdução

A fosforita, como são chamados os depósitos marinhos de fosfato, tem sua ocorrência registrada há mais de um século desde a expedição *Challenger* (1873-1876) que recolheu amostras ao sul do banco das Agulhas, na África do Sul (BATURIN, 1982). No Brasil as primeiras amostras de fosforitas foram recolhidas somente a partir da década de 1970 por ocasião da realização do projeto REMAC, nas campanhas realizadas sobre os montes submarinos da região Nordeste (MELO *et al*., 1978; MENOR *et al.*, 1979). Klein *et al*. (1992) fizeram registro da ocorrência de fosforita no talude continental superior do Rio Grande do Sul sendo este o primeiro para a margem continental sul do Brasil. Ainda na década de 1990 mais dados foram acrescentados sobre a presença de fosforita em outras áreas da margem continental sul. Amostras coletadas incidentalmente por embarcações de pesca de espinhel para captura de peixes demersais indicaram a presença de fosforita na plataforma continental externa e talude superior entre os estados de São Paulo e Rio Grande do Sul. Devido a estes novos registros, o interesse sobre este depósito foi renovado, pois a área de ocorrência passou a ser mais extensa do que inicialmente pressuposto, uma vez que estava restrita aos montes submarinos da região Nordeste. Ecogramas aquisitados nas locações onde as amostras foram recolhidas mostraram um relevo do fundo submarino bastante rugoso e muito compactado que, associados à locação das amostras, sugeriram uma ampla ocorrência de fosforitas na região Sul do Brasil e uma possível explotação deste recurso mineral (ABREU *et al*., 2014). No entanto, para que isso seja confirmado, é necessário o mapeamento geológico detalhado para melhor avaliar sua extensão, seu teor de fosfato e, por conseguinte, sua viabilidade econômica.

O propósito deste capítulo é abordar a origem das fosforitas marinhas, considerando as fontes do fósforo e o ciclo deste elemento nas águas oceânicas, a geomorfologia da área de ocorrência e, em seguida, descrever a mineralogia das amostras coletadas e os aspectos econômicos, destacando a produção brasileira e mundial. Finalmente se faz algumas considerações sobre o futuro da prospecção da fosforita na margem continental do Brasil e sobre a importância de se descobrir novas fontes de rochas fosfáticas numa projeção de aumento da demanda pelos produtos manufaturados à base de fosfato.

9.2 - O Fósforo e sua Importância nos Processos Biogeoquímicos

9.2.1 - A origem do fosfato

O fósforo encontra-se em quase todas as rochas magmáticas extrusivas (cerca de 15%), estando presente nas erupções vulcânicas. Contudo são as rochas sedimentares (85%) as que representam a maior fonte de fosfato para a demanda de matéria-prima. Apesar disso, não é encontrado em forma livre na natureza, representando apenas 0,27% da composição da crosta terrestre em combinações de óxido fosfórico (P_2O_5) em rochas fosfáticas.

É um mineral não metálico e, apesar de ser relativamente abundante no globo terrestre, não é renovável e não pode ser substituído. Na maioria das vezes está associado ao cálcio.

O P é um componente vital de todas as células vivas e desempenha vários papéis fundamentais nos processos metabólicos (ALBAUM, 1952). É essencial para a fotossíntese, no processo de formação de conchas de inúmeros organismos e também é um dos constituintes de ossos e dentes. Fica clara a vital importância do P nos processos metabólicos de todos os seres vivos e, sendo muito reativo, liga-se a outros elementos como C, N, O, H, S. CO_2 e O_2 nas vias bioquímicas (GLENN *et al*., 1994).

Versão exclusiva do autor

Entre os vários elementos o fósforo é pouco abundante e sua disponibilidade representa um fator crítico para os cultivos vegetais. Muitas vezes sua concentração pode não ser suficiente para suprir as necessidades de crescimento das plantas (McKELVEY, 1967). Por essa razão, e como não há outra fonte natural disponível para sua reposição, o fósforo deve ser agregado ao solo como fertilizante pois é retirado nas colheitas (JOHNSTON, 2000). Assegurar a produção de alimentos para a atual população mundial e para as futuras gerações dependerá enormemente dos fertilizantes, à base nitrogênio, fósforo e potássio (NPK), principalmente para aqueles cultivos em que cada vez mais se busca o desenvolvimento da pesquisa genética vegetal para o maior potencial de rendimento da produção.

Na bioquímica o fósforo constitui elemento básico, já que faz parte da composição do ATP (Trifosfato de Adenosina) e do ADP (Difosfato de Adenosina), nucleotídeos presentes nos tecidos dos organismos vivos que desempenham função essencial tanto no metabolismo molecular como na regulação entre absorção e liberação de energia.

9.2.2 - O ciclo do fosfato no oceano

Análises globais sobre o ciclo do P revelam que o mecanismo dominante para o seu *input* no ambiente marinho é o intemperismo e consequente liberação de P das paisagens terrestres para os oceanos (FILIPPELLI, 2011). Dessa forma o ciclo do fosfato no oceano tem início com o seu aporte a partir dos sistemas de drenagens continentais e prossegue com a assimilação pelos organismos marinhos e a deposição no sedimento onde estaria disponível para a formação da fosforita, em ambientes marinhos de O_2 mínimo que após a ação bacteriana sobre a matéria orgânica libera o P absorvido (FÖLLMI, 1996). O fosfato pode ser encontrado tanto no continente como no mar. No continente pode estar associado à rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, na grande maioria como acessório. Pode haver enriquecimento local em minerais fosfáticos dependendo de fatores como mineralogia das rochas primárias, hidrotermalismo e intemperismo (BORN; KAHN, 1990). No mar são promordialmente sedimentares e têm sua formação relacionada ao aporte do fósforo para o oceano (BATURIN, 1982; RUTTENBERG; BERNER, 1993 *apud* SCHENAU *et al.,* 2000) transferido pelos sistemas fluviais e subterrâneos e ao suprimento de nutrientes em zonas de ressurgência. Outros mecanismos envolvem atividades vulcânicas e hidrotermais e processos biogeoquímicos com presença de matéria orgânica (RIGGS; SHELDON, 1990) da excreção de organismos marinhos, precipitação atmosférica, descargas glaciais, abrasão costeira e poeira cósmica (BATURIN, 1982).

Estando no mar, o fosfato (PO_4^{-3}) permanece em suspensão ou dissolvido e sua dissolução ou precipitação depende da temperatura da água do mar. Em águas frias o fosfato permanece na forma dissolvida, tendendo a precipitar e formar depósitos no leito marinho com o aumento da temperatura e do pH (KAZAKOV, 1939 *apud* KHOLODOV, 2003).

A maior parte desse fósforo chega ao oceano como constituinte de matéria detrítica, geoquimicamente inerte e de sedimentação relativamente rápida, não participando diretamente ainda dos processos de formação da fosforita. Por outro lado, estando à disposição da biota marinha, o fósforo é incorporado pela cadeia alimentar iniciando pela assimilação pelo fitoplancton e terminando com os peixes e os mamíferos marinhos (BATURIN, 1982).

Depois de reciclado, através da excreção de organismos e pela ação de bactérias e/ou enzimas que decompõe a matéria orgânica, o fósforo é devolvido ao meio ambiente e é então "re-mineralizado" juntamente com outros nutrientes, em zonas de ressurgência (BROWN *et al.,* 1995).

Versão exclusiva do autor

9.3 - Fosforitas: Conceito, Ocorrência e Origem

O termo fosforita é atualmente empregado para designar os depósitos fosfáticos formados em ambiente marinho, nos oceanos atuais ou em antigos mares epicontinentais. Sua formação, de maneira geral, depende de uma série de fatores que envolve o ambiente geológico, geoquímico e oceanográfico persistente nessas regiões.

A fosforita é um mineral autigênico formado a partir de processos diagenéticos em ambientes marinhos redutores com taxa mínima de oxigênio (O_2), ricos em matéria orgânica (BENTOR, 1980). Contém teores variáveis de fosfato (NOTHOLT, 1980; SLANSKY, 1986), predominantemente na forma de apatitas e hidroxiapatitas. Entre estas, destaca-se a francolita, que é considerado o mineral fosfático mais comum formado por diagênese recente em ambientes marinhos (McCLELLAN, 1980).

Apresenta estrutura amorfa ou criptocristalina, de consistência arenosa ou argilosa, geralmente associada ao carbonato de cálcio e de magnésio, óxidos de ferro e alumínio e traços de urânio. Podem ocorrer como areias fosforíticas, cascalhos, nódulos ou crostas ou ainda como uma variedade fibrosa da apatita, como fosfato tricálcio de origem sedimentar.

As fotos da Figura 9.1 apresentadas a seguir mostram como a fosforita se apresenta na Margem Continental Sul do Brasil.

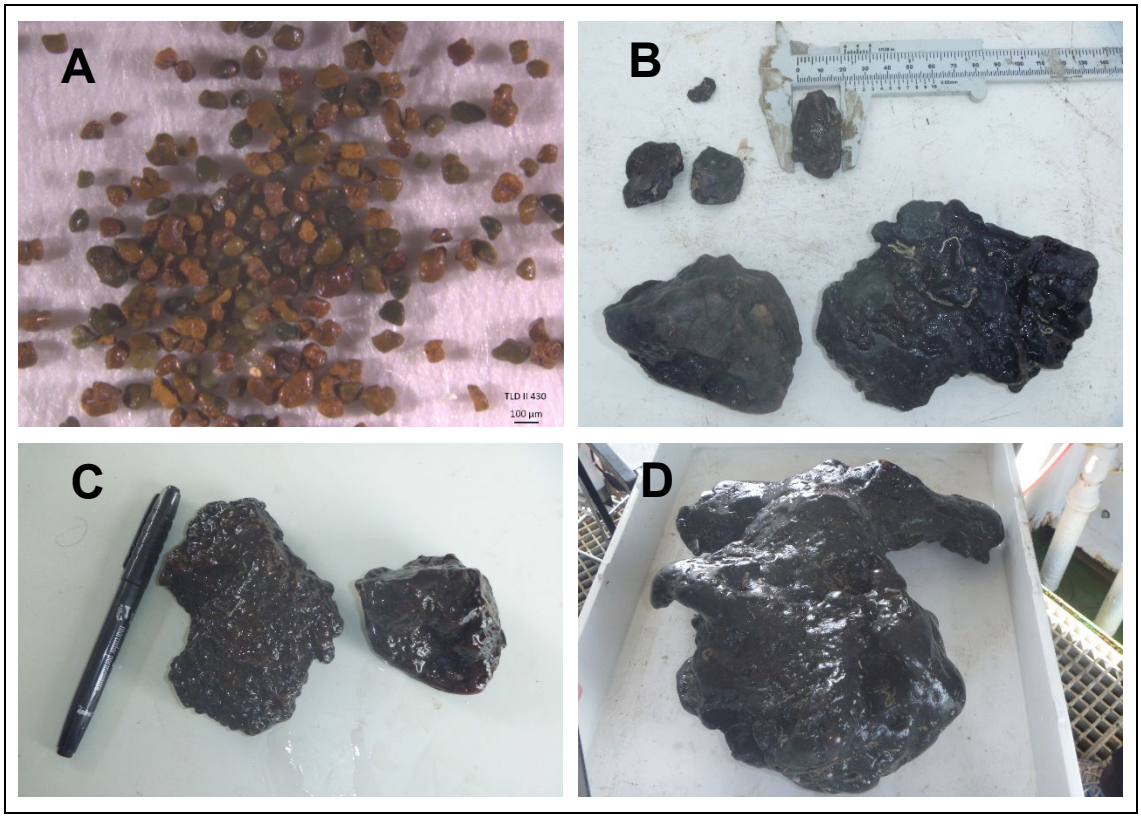


Figura 9.1 – Formas de ocorrência das fosforitas coletadas no Terraço do Rio Grande (2017). (A) Areias fosforíticas, (B, C) Nódulos e concreções (D) Crostas.
Contribuição: RV Alpha Crucis (FAPESP/2019 - Projeto 2016/22194-0).

Os depósitos de fosforita formam-se nas bordas das plataformas continentais e na porção superior dos taludes continentais, em regiões de médias e baixas latitudes (BURNETT, 1977), e máximo até 1000m de profundidade (SILVA; MELLO, 2004). Atualmente as maiores e mais importantes áreas de ressurgência do mundo estão

Versão exclusiva do autor

localizadas nas bordas leste das bacias oceânicas, onde ocorrem expressivos depósitos de fosfato. Burnett e Riggs (1989) descreveram importantes eventos de fosfogênese na costa oeste dos Estados Unidos associados à ressurgência e à batimetria, condições favoráveis, que conforme o seu modelo, se estenderam desde Oligoceno superior (23,8kanos AP) ao Quaternário (1,8 kanos AP).

Podem ocorrer também em topos de montanhas e platôs submarinos os quais representam barreiras ao fluxo de correntes de fundo, ricas em nutrientes, e que acabam por se depositar na superfície por turbilhonamento, enriquecendo o sedimento com vários elementos, entre eles o fósforo. Geralmente está associada com sedimentos terrígenos, calcários ou silicosos (BATURIN; BEZRUKOV, 1979).

Grandes depósitos de rochas fosfáticas são encontrados na costa da Califórnia (USA); margem continental oeste da América do Sul costa do Chile e Peru e Oeste do oceano Atlântico, na plataforma continental do Marrocos e região do Saara Ocidental (ABREU *et al*., 2014) que, segundo Baturin (1969; 1982) e Bremner (1980), é a região de maior ocorrência de depósitos fosfáticos nos oceanos.

A primeira descrição de uma fosforita foi realizada por Murray e Renard (1891, *apud* BATURIN, 1982) com amostras coletadas no banco das Agulhas, durante a expedição *Challenger* entre 1873 e 1876. De acordo com a descrição realizada na época, a fosforita consistia em nódulos arredondados ou sub-angulares de 1,0 a 6,0 cm de diâmetro, superfície vítrea e coloração marrom. Posteriormente, outras amostras foram descritas (PARKER, 1971; 1975; PARKER; SIESSER, 1972) e, de acordo com os pesquisadores, as fosforitas foram classificadas em: não-conglomeráticas, também denominadas de nodulares; e conglomeráticas. As nodulares consistem em carbonato fosfatizado e arenitos quartzosos glauconíticos. Variedades ferruginosas e não ferruginosas são associadas aos carbonatos fosfatizados. A superfície vitrificada é típica da forma conglomerática enquanto a rugosa é da forma não-conglomerática.

As teorias sobre sua formação levam em consideração duas hipóteses nas quais a principal questão está relacionada ao processo de deposição do fósforo. Pela primeira hipótese, ocorre a precipitação direta do fósforo através de interações químicas em soluções saturadas de fosfato. Pela segunda hipótese, ocorrem mecanismos de substituições convertendo carbonatos pré-existentes em apatita, quando expostos a soluções ricas em fosfatos. Ambos os mecanismos são essencialmente restritos ao ecossistema marinho e dependem da disponibilidade de fósforo nos processos.

A composição das fosforitas marinhas inclui, além do material fosfático, componentes não fosfáticos cuja presença depende das características do sedimento presente e da atuação de fatores ambientais durante a fosfatogênese (BAIOUMY, 2013). As concreções existentes em águas de menor profundidade contêm glauconita e carapaças de foraminíferos o que confirma seu caráter autigênico (BATURIN, 1982). Alterações diagenéticas posteriores podem alterar sua composição pós-formacional, principalmente se houver exposição subaérea dos depósitos no topo de montes submarinos (TAMBIYEV, 1979; McARTHUR, 1985).

A variação no teor de fósforo no sedimento depende da liberação ou adsorção de fosfato pelo óxido de ferro. De acordo com Froelich (1988), em condições de baixa concentração de oxigênio, o ferro é reduzido liberando fosfato e precipitando na forma de glauconita ou sulfeto de ferro. O autor relaciona também a reação entre o Fe e o fosfato ao pH da água. Sob condição de baixo pH, o Fe precipita, adsorvendo fosfato, retirando-o da coluna d'água, formando óxido de ferro. Em pH mais alcalino, entretanto, ocorre a precipitação autigênica do PO_4^3 juntamente com o Ca, formando apatita ou, com a substituição do carbonato na calcita, originará a apatita carbonática ou a francolita. Molibdênio e manganês, quando presentes em crostas ferromanganesíferas associados a coberturas fosforíticas, podem indicar formação em ambientes redutores ou oxidantes.

Versão exclusiva do autor

Fosforitas de ambientes redutores têm enriquecimento em Mo e depleção de Mn enquanto em condições subóxicos a óxicos a relação Mo/Mn é reduzida (BATURIN, 1982).

A partir da formação da apatita, geralmente tem início a acumulação nos interstícios do sedimento, de pequenos núcleos de precipitação chamados de "pristine" (BATURIN, 1982). Com a formação da pristine ocorre também o surgimento de uma camada gelatinosa que pode vir a incorporar outras partículas não fosfáticas, como por exemplo, a substituição do carbonato de cálcio $CaCO_3$ pelo PO_4^{-3} em sedimentos bioclásticos (BATURIN *et al.*, 1982). A Figura 9.2 mostra diferentes níveis de fosfatização ilustrando como as conchas podem sofrer alterações devido as substituições do carbonato pelo fosfato. Stum e Leckie (1977 *apud* BURNETT; RIGSS, 1989) também citam a relação Ca com o PO_4^{-3}, mas em lâminas de água menores onde a cristalização de apatita pode ocorrer tendo como núcleos, sedimentos carbonáticos finos.



Figura 9.2 – Sequência de conchas de moluscos bivalves mostrando diferentes fases e estágios de fosfatização que ocorre na fração biodetrítica do sedimento (fonte: autor).

A introdução de flúor por adsorção a partir de soluções de água intersticial proveniente da concentração mineral de ossos e dentes de organismos marinhos pode ocorrer em alguns locais do fundo submarino conforme relatam Baker e Burnett (1998). Na presença deste elemento o mineral resultante mais frequente é a fluorapatita carbonática ou francolita, que é representado pela fórmula estrutural simplificada $Ca_{10}[(PO_4)_{6-x}(CO_3)_x](F, Cl, OH)_{2+x}$ (SLANSKY, 1986).

Essa formulação pode sofrer pequenas, porém significativas, variações devido a substituições do Ca pelo Na, Mg, Sr, U, e Th, e do PO_4^{-3} por CO_3 e SO_4^{-2}. Alguns metais também podem estar associados às fosforitas, não à apatita em si, mas à matéria orgânica e aos óxidos que compõe a estrutura como: Cr, V, Zn, Fe e Al (BURNETT, 1977; BERGERET, 1980; JARVIS *et al*., 1994).

Condições físico-químicas específicas, determinadas por períodos de transgressão e regressão, podem influenciar no processo de fosfatização e formação da fosforita. Os períodos transgressivos são os mais propícios, com maior precipitação, maior produtividade, bacias oceânicas mais estagnadas devido a menor hidrodinâmica, saturadas em fósforo e águas de fundo com camadas de O_2 mínimo (FISCHER; ARTHUR, 1977; SHELDON, 1980).

Kolodny (1980), Baturin (1971; 1988), Glenn e Arthur (1988) e Burnett e Riggs (1989) descreveram em seus trabalhos as etapas de fosfatização de detritos de origem biogênica que se completam em diferentes condições do nível do mar. Os processos de ressurgência, que conduzem à um aumento de produtividade e de aporte de nutrientes, estão associados a um primeiro episódio de fosfatogênese, de quatro fases, ocorrido entre o final do Oligoceno e início do Mioceno devido ao aumento do nível médio do mar por glacioeustasia (SCHÖLLHORN *et al*., 2019).

Versão exclusiva do autor

A primeira etapa se processa com a fosfatização de ossos e carapaças foraminíferais, com formação uma matriz microcristalina também chamada de colofano, formada durante os períodos trangressivos. Uma segunda fase seria a de enriquecimento e concentração mecânica através do retrabalhamento dos depósitos primários durante uma posterior regressão marinha, quando o ambiente é mais oxidante e de maior energia, favorecendo o acúmulo de nódulos com presença de glauconita, dolomita e outros óxidos de ferro (KOLODNY, 1980; BATURIN, 1971; 1988; GLENN; ARTHUR, 1988; BURNETT; RIGGS, 1989).

9.3.1 - Idade das fosforitas

A idade das fosforitas foi inicialmente discutida por Murray e Renard (1891 *apud* BATURIN, 1982). Os pesquisadores compararam os depósitos marinhos com alguns depósitos de fosfatos continentais e concluíram que datavam do Recente (Holoceno). Tal conclusão foi baseada na identificação dos componentes não fosfáticos nos sedimentos circundantes tais como carapaças de foraminíferos e de glauconita, ao que os pesquisadores relacionaram a depósitos terciários erodidos de rochas oligocênicas e plio-pleistocênicas como a fonte da glauconita.

Datações realizadas através da composição isotópica do urânio mostraram idades superiores a 1,0MaAP (KOLODNY; KAPLAN, 1970). Jarvis *et al.* (1994), utilizando razão $^{67}Sr/^{66}Sr$, apontaram idades diferenciadas para o início do processo de fosfatogênese oscilando entre 29,8 e 3,4 Ma AP. Esta variabilidade depende da área onde o depósito está se formando em função da concentração local dos elementos que compõem as fosforitas tais como o C, o F e o próprio fósforo. Amostras coletadas no topo de montes submarinos do Atlântico Equatorial ao largo de Serra Leoa, NO da África, foram datadas e colocadas no Paleoceno/Eoceno e Mioceno (JONES; GODDARD, 1979). Na Namíbia, pelotas de fosforitas tiveram suas idades situadas no Mioceno médio e até mesmo no Pleistoceno (0,4 Ma AP) e ao redor de 8,9 Ma AP, no deserto de Sechura, Peru. A fosfatização em calcitas carbonáticas, da província do Cabo, na África do Sul, vem ocorrendo recentemente, durante o Pleistoceno e o Holoceno, embora a matriz carbonática tenha se formado, segundo citaram Jarvis *et al*. (1994), entre o Mioceno e Plioceno (18,5 a 3,4 Ma AP). Na plataforma da Califórnia (EUA) e Baja Califórnia (México) as idades determinadas situam nódulos e areias fosfáticas no Mioceno ao Pleistoceno recente, respectivamente (EMERY; DIETZ, 1950; D'ANGLEJAN, 1967).

Klein *et al*. (1992) e Klein *et al*. (1993) dataram as amostras coletadas no talude continental do Rio Grande do Sul e o resultado indicou uma idade de 32,8±6,4 Ma AP situando as amostras no Oligoceno. Mais análises devem ser realizadas para que se possam relacionar os depósitos de fosforita da margem continental brasileira e as suas condições ambientais de formação com outras áreas de ocorrências em outros oceanos e mares do planeta. A afirmação se baseia no fato de que a determinação da idade dos depósitos deve levar em consideração as variáveis ambientais que imperam no ambiente de formação tais como: composição química da água do mar na interface água sedimento e na água intersticial e os processos de dissolução/precipitação (FÖLLMI, 1996). Estudos mais detalhados, enfocando mecanismos biogeoquímicos de fosfatogênese, a substituição do Ca pelo P em conchas e carapaças de foraminíferos e ostracodes e também estudos associados à presença de glauconita ou a glauconitização, deverão contribuir para melhor compreensão das questões que envolvem a idade das fosforitas marinhas.

Versão exclusiva do autor

9.3.2 - A Importância do Fosfato

O óxido fosfórico ou pentóxido de fósforo (P_2O_5), denominação dada ao composto natural presente nas rochas fosfatadas, é largamente utilizado como insumo para produtos manufaturados e industrializados tais como sabões, detergentes, produtos de limpeza, ração animal e corretivo de solos. Devido a esta última aplicação, tem enorme importância no setor do agronegócio, pois, juntamente com o Na e K, é um insumo agrícola essencial para as lavouras e plantações. Por tal importância na cadeia produtiva, principalmente na produção de alimentos, sua condição de elemento não renovável torna a pesquisa exploratória de novas fontes uma necessidade plenamente justificável, visando, principalmente, a manutenção de estoques de produção deste elemento num cenário de números crescentes da população mundial. Há também uma forte demanda de fertilizantes destinada a produção de biocombustíveis que tem apresentado números crescentes pelas tendências de uso de energias limpas e renováveis.

Nos últimos anos tem sido especulado o volume das reservas de rocha fosfática no mundo. Algumas fontes sugerem que entre 2033-2034 haverá um "pico de fósforo" a partir de quando ocorrerá um declínio da oferta de matéria-prima até o esgotamento das reservas (CASARIN, 2012). Entretanto, mesmo com tais indicações que não preocupam em médio prazo em relação às reservas, seu suprimento é uma questão estratégica, pois envolve os setores industrial, econômico e social, que são as bases do desenvolvimento de uma nação.

Não somente avanços na produtividade e na busca de maior rendimento das culturas devem ser considerados como justificativas para aumento de demandas em rochas fosfáticas no mundo atual. As esperadas mudanças nos padrões climáticos nas próximas décadas, afetando diretamente as condições ótimas para a agricultura e, consequentemente, a agroindústria e o agronegócio, também podem alterar as projeções de demanda em fósforo. Por essas razões o abastecimento do fosfato deve ser alvo de preocupação constante das nações e seus governantes, pois não há alternativa para o caso da falta de fósforo.

Em termos de produção mundial, cerca de 80% provêm de depósitos sedimentares e 20% de depósitos sedimentares (ABRAM *et al*., 2011) com a maior parte concentrada em sete países, destacando-se China com 140Mt (53% da produção mundial) seguida dos Estados Unidos, Marrocos e Rússia, segundo o Sumário Mineral Brasileiro Ano Base 2018 (DNPM, 2018). O Brasil é o quinto maior consumidor de fosfato no mundo e o sexto maior produtor, alcançando no ano de 2017 uma produção de cerca de 5,8Mt de rocha fosfática após a concentração. Com estes números representa 2,29% da produção mundial que é de 263Mt anuais (DNPM, 2018).

No Brasil a maior parte da matéria-prima para os produtos à base de fósforo é quase que integralmente extraída da apatita a partir de rochas ígneas e sedimentares não marinhas associada a complexos alcalinos e alcalino-carbonatíticos (ABRAM *et al*., 2011; ABRAM *et al*., 2016). A exploração de fosfato no Brasil ocorre principalmente nos estados de Minas Gerais e Goiás onde, segundo o DNPM (2018), encontram-se cerca de 80% das reservas brasileiras, as quais giram em torno de 300Mt. Alguns depósitos sedimentares passaram a ser explotados a partir de 2005, mas com produção bem inferior em comparação com as fontes ígneas (LÁPIDO-LOUREIRO *et al*., 2008). Contudo, este nível de produção nacional não é suficiente para abastecer a crescente demanda para a produção de alimentos, fazendo do Brasil um país dependente de importações fertilizantes e produtos secundários fosfatados. O Marrocos e o Peru são as principais origens deste insumo atualmente para o Brasil alcançando o número de 1,9Mt no ano de 2017 (DNPM, 2018).

Os depósitos de fosfato no Brasil têm uma grande variação mineralógica natural o que acarreta uma maior complexidade no processo de beneficiamento e, consequentemente, um custo do produto final mais elevado. Em vista disso e numa possibilidade de exaustão das jazidas brasileiras em futuro próximo, a fosforita marinha pode ser considerada uma alternativa para abastecimento da demanda brasileira e mundial.

Versão exclusiva do autor

De acordo com o Programa *Ocean Science in Relation to Non-Living Resources* (OSNRL), compartilhado entre a *United Nations Education Scientific and Cultural Organization* e o *Intergovernmental Oceanographic Commission* (UNESCO/IOC), a fosforita foi classificada como um material que desperta interesse econômico, com potencial médio, interesse científico intermediário, ocorrente em várias regiões, mas com poucos depósitos sendo explorados ou com potencial exploração a médio e longo prazo. Ainda é considerado como de interesse contemporâneo moderado, havendo um relativo crescimento do interesse científico e do número de pesquisadores atraídos pelo tema, contudo, necessitando de um considerável esforço direcionado à pesquisa (CGEE, 2007). Com base principalmente nesta última constatação e aliado às estatísticas que refletem aumento da demanda de consumo interno, dados de reservas nacionais, números da balança comercial, controle ambiental nas áreas de mineração atuais, a sua pesquisa é encarada pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) e pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) como um recurso potencial estratégico. Neste contexto, a exploração a médio e longo prazo sobre os depósitos de fosforita na margem continental brasileira requer um aumento de investimentos em pesquisa para elevar o nível de conhecimento que existe na atualidade sobre as ocorrências de fosforita na Zona Econômica Exclusiva do Brasil.

9.3.3 - Ocorrências de fosforita no Brasil

O registro de ocorrência e o conhecimento das condições ambientais para a formação de fosforitas marinhas no Atlântico Sul Ocidental é ainda reduzido e pesquisas mais detalhadas precisam ser realizadas para uma precisa avaliação do potencial deste recurso mineral na margem continental do Brasil. Segundo Baturin (1982), as grandes ocorrências de fosforita no oceano se relacionam às áreas influenciadas por grandes correntes de ressurgência que se manifestam mais intensamente nas margens oeste dos continentes. Contudo, um modelo proposto por Riggs e Sheldon (1990) sugeriu que a costa brasileira poderia apresentar condições favoráveis para a fosfatogênese. Até o momento, ocorrências de fosforitas foram registradas nos terraços e platôs submarinos do Ceará, Rio Grande do Norte e Pernambuco (MILLIMANN; AMARAL, 1974; MELO *et al*., 1978; GUAZELLI; COSTA, 1978; MENOR *et al*., 1979; SCHOBBENHAUS, 1984; SANTANA, 1999). A concentração de P_2O_5 presente nessas províncias varia entre 14,2 e 0,17% no platô do Ceará, e de 12,6 a 0,15% no platô de Pernambuco. Nessas feições morfologicamente proeminentes da margem continental da região Nordeste brasileira, a fosfatogênese estaria condicionada à circulação oceânica e aporte de nutrientes e a presença de carbonato de cálcio (MENOR *et al.*, 1979). Klein *et al*. (1992) registraram a primeira ocorrência da presença de fosforita na região Sul do Brasil com amostras recolhidas no Terraço do Rio Grande (RS). A partir do final da década de 1990 e início dos anos 2000, o Programa de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva (REVIZEE) também contribuiu com dados para alimentar a discussão sobre a existência de fosforita nesta área. Registros de ecossonda e dados de índices de refletividade, ou de retroespalhamento (*backscattering*), mostraram um piso submarino extremante irregular, compacto e endurecido, podendo indicar a presença de fosforitas em algumas regiões entre o Chuí (RS) e o Cabo São Tomé (RJ) (COOKE, 2007; PINHO *et al.,* 2011). Amostras de fosforita foram recolhidas incidentalmente por embarcações pesqueiras entre 200 e 800m de profundidade ao largo dos estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná, com a localização coincidente com os perfis batimétricos anteriormente comentados, o que sugere uma ocorrência mais ampla de depósitos fosfáticos na margem continental sul-brasileira. A localização geográfica e a distribuição de todas as amostras recolhidas na região Sul, após a compilação de dados realizada por Abreu *et al*. (2014) e atualizada após um cruzeiro oceanográfico realizado em fevereiro de 2020 (dados inéditos), pode ser conferida no mapa da Figura 9.3. Este mapa mostra uma grande concentração de pontos amostrais que recolheram fosforita na superfície do Terraço do Rio Grande, entre os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul.

Versão exclusiva do autor

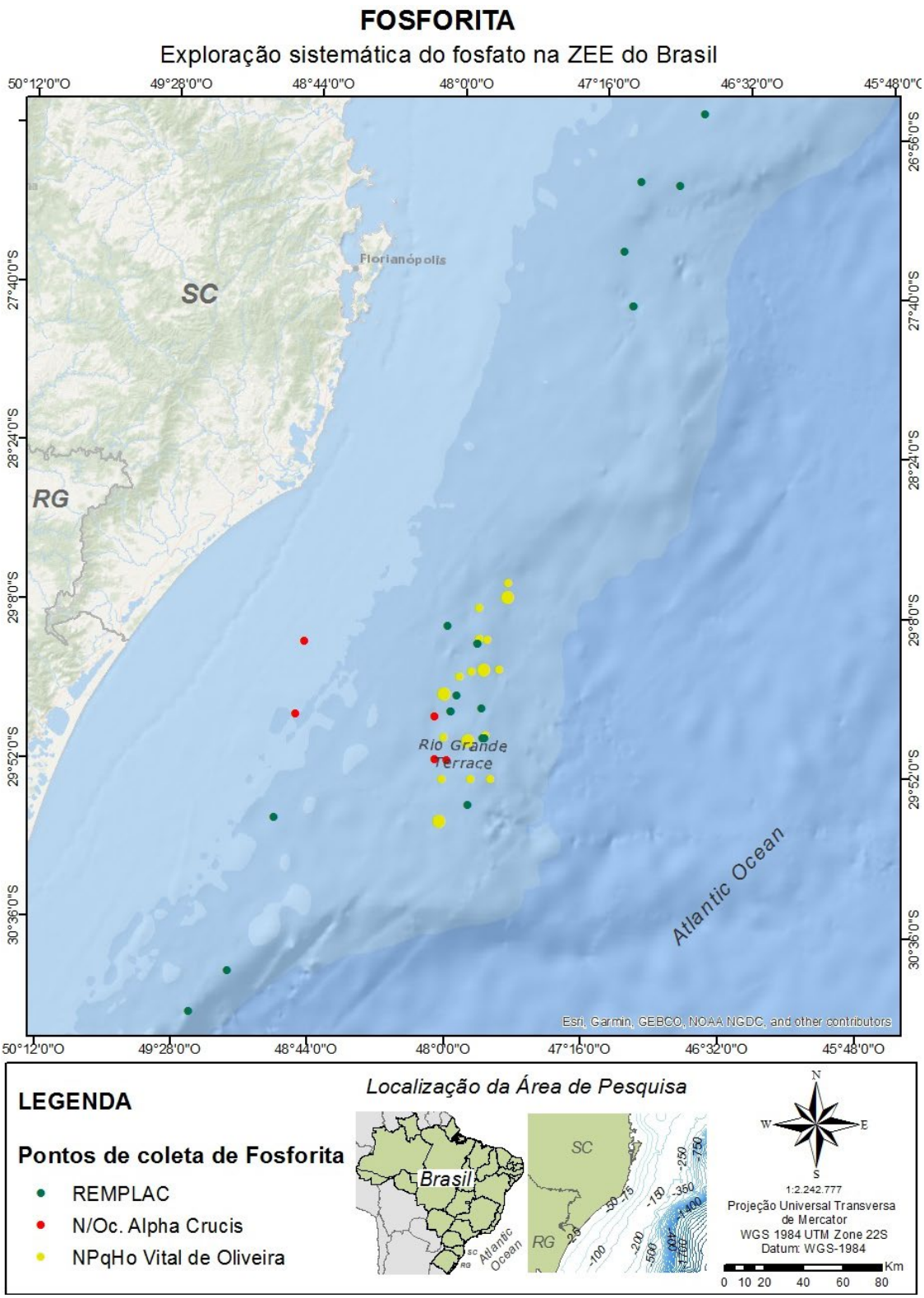


Figura 9.3 – Localização das amostras de fosforitas recolhidas durante a execução de diferentes projetos de pesquisa desenvolvidos ao largo da região Sul do Brasil (fonte: autor).

Versão exclusiva do autor

9.3.4 - Mineralogia

Algumas lâminas delgadas feitas com amostras de fosforita foram analisadas por meio de raios-X e microscópio eletrônico de varredura (MEV) (MEIRELES *et al*., 2009). Essas análises apontaram que os principais constituintes minerais são: fosfato, carbonato (dolomita) e quartzo. Este último é o único mineral presente em todas as amostras analisadas. Em algumas amostras ocorre também a goethita.

Quanto aos minerais fosfáticos, os mais presentes são: a fluorapatita carbonática e a hidroxiapatita carbonática, as quais são provavelmente formados pela substituição do carbonato pelo fosfato e pela alta afinidade iônica do flúor pelo fósforo. Outros minerais identificados nos difratogramas são a witherita, a phillipsita, a barita e o carbonato fluorapatita, os quais estão associados aos processos de substituição e/ou adsorção dos elementos nas rochas fosfáticas.

Seixos fosfáticos coletados entre Paranaguá (PR) e o cabo de Santa Marta Grande (SC) (FIGUEIREDO; TESSLER, 2004) são evidência de que a fosforita ocorre também como seixos e nódulos centimétricos (Fig. 9.4A). A matriz fosfática também e facilmente observada na Figura 9.4B.

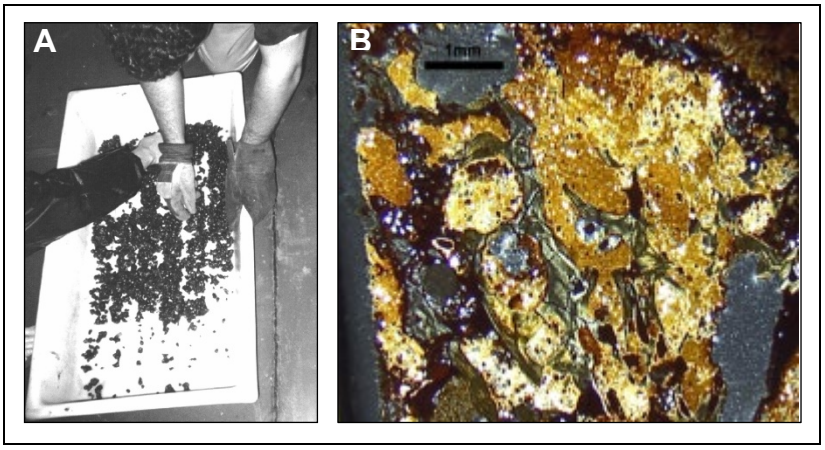


Figura 9.4 – Seixos de fosforita coletados durante um cruzeiro do Programa REVIZEE e lâmina delgada da amostra (B) (fonte: autor).

Fotomicrografias produzidas com outras amostras (Fig. 9.5) indicaram a colofanita como componente principal da matriz que envolve ainda quartzo, calcita, dolomita e outros minerais encontrados nas amostras analisadas (MEIRELES *et al.,* 2009).

A Figura 9.5 também mostra uma etapa da formação da fosforita, a fosfatização. O processo que envolve a substituição do carbonato de cálcio ($CaCO_3$) biogênico por fosfato (PO_4^{3-}), discutido por Romankevich e Baturin (1972) e Baturin (1982) e que, segundo Slansky (1986), é relativamente comum na gênese das fosforitas. Nas lâminas da Figura 9.5, inferior direita e inferior esquerda (Figs. 9.5C e 9.5D), pode-se observar o contato entre o fosfato e o carbonato e onde provavelmente está ocorrendo a substituição do carbonato pelo fosfato, até que a rocha se torne completamente fosfática.

Versão exclusiva do autor

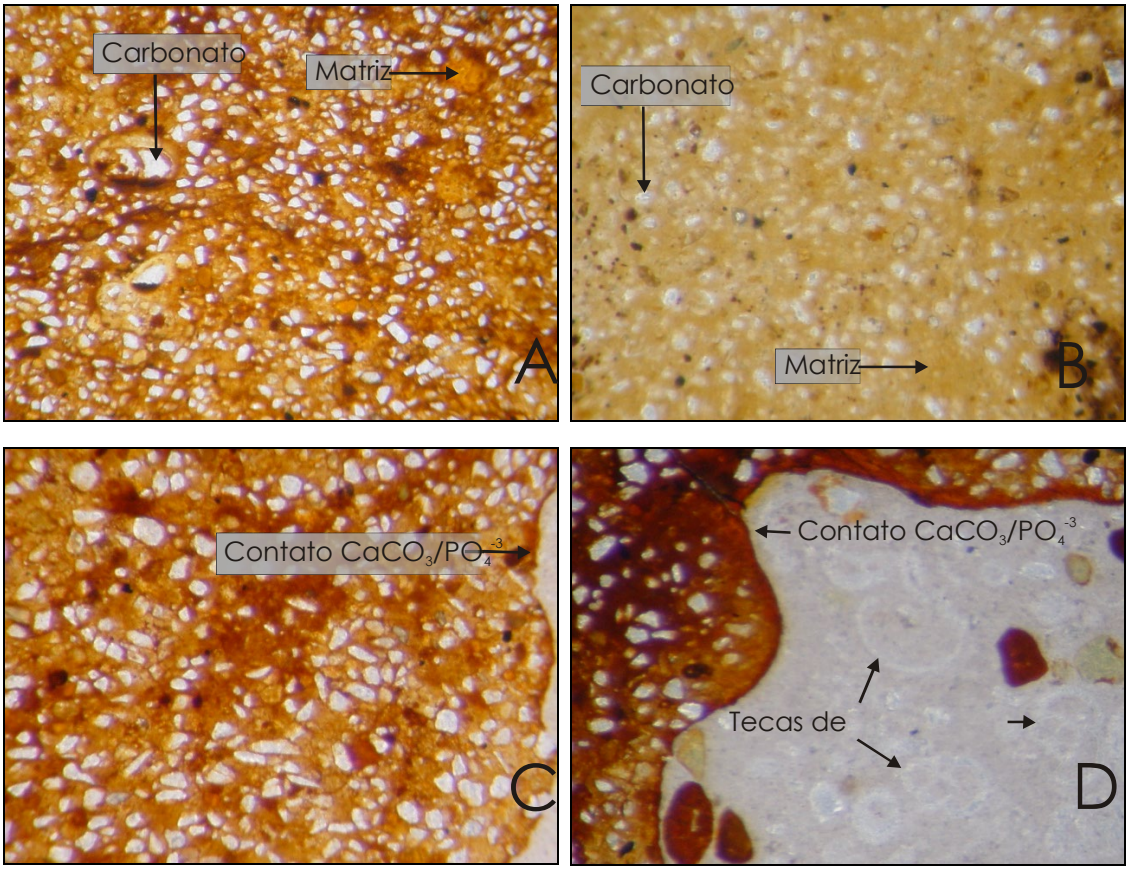


Figura 9.5 – Fotomicrografia das amostras de fosforitas: A) amostra n. 3 onde se observa a matriz fosfática e o arcabouço; B) amostra n. 6 onde se observa a matriz fosfática e o arcabouço; C e D) onde se observa a matriz fosfática do arcabouço e o contato entre o fosfato e o carbonato da matriz (fonte: MEIRELES *et al*., 2009).

9.4 - Conclusão

Profundidade, fisiografia, correntes, profundidade de oxigênio mínimo, aporte de fósforo, concentração de carbonatos e cobertura biodetrítica são aspectos que precisam ser mais bem caracterizados para o perfeito entendimento dos processos de formação da fosforita, além, logicamente, da extensão da sua ocorrência vista como recurso mineral explotável.

O mundo atingiu a marca de 8 bilhões de habitantes em novembro de 2022. Para o ano de 2050 há uma projeção para 9 bilhões sendo que, para abastecer essa população, seria necessário produzir em 40 anos, a mesma quantidade de alimento produzida em 8.000 anos (CASARIN, 2012). Esse é o grande desafio para os governantes do nosso tempo e do futuro. O Brasil tem potencial para ajudar a atender essa demanda, tanto no que se relaciona à disponibilidade de terras agriculturáveis quanto em tecnologias para aumentar a produtividade das culturas. Em ambas as situações o emprego de fertilizantes será de fundamental importância para que a demanda de alimentos seja atendida (CASARIN, 2012). Associada a isso, a participação dos biocombustíveis na matriz energética dos países desenvolvidos é cada vez maior e esses produtos também dependem das lavouras e o emprego de fertilizantes para obter rendimentos cada vez maiores das culturas.

Versão exclusiva do autor

Cenários projetados até 2030, com perspectivas crescentes do PIB brasileiro e, nesse contexto, o consumo de rochas fosfáticas é fundamental para o alcance de metas de abastecimento e diminuição da dependência externa (autossuficiência). Para tanto, seriam requeridos de 14 a 20 Mt com um acréscimo de 8 a 14 Mt de concentrados de fosfato em relação à produção atual (FERNANDES *et al.*, 2010). Entretanto, para essas metas são necessários novos investimentos em projetos de ampliação em toda a cadeia produtiva, onde está inserida a pesquisa de novas fontes de rocha fosfática.

Dados publicados sugerindo uma ocorrência maior de depósitos de fosfato na margem continental brasileira devem ser complementados para a avalição do real potencial da fosforita. Abreu *et al.* (2014) e Pinho *et al.* (2011) mostraram que depósitos de fosfato são encontrados na plataforma continental e talude continental superior da margem continental Sul-brasileira e não estão restritos somente ao topo dos platôs e montes submarinos da região Nordeste conforme Menor *et al.* (1979). Desta forma, pode-se considerar a Zona Econômica Exclusiva Brasileira (ZEE) como potencial supridora da demanda interna de fosfato num futuro muito próximo. A avaliação das reservas potenciais de fosforita existentes na margem continental brasileira representa novas fontes de fosfatos que podem ser consideradas estratégicas, principalmente porque vem de encontro com a intenção de reduzir a dependência externa aumentando a produção interna de rocha fosfatada.

A pesquisa exploratória dos depósitos de fosforita da Zona Econômica Exclusiva Brasileira representa, assim, a incorporação de dados às estatísticas de reservas nacionais e de produção e comercialização deste bem mineral. Representa uma ação estratégica de gestão voltada aos mercados interno e externo, estimulando a competitividade da indústria nacional através da manutenção do poder de agente regulador dos produtos importados.

Referências Bibliográficas

ABRAM, M. B.; BAHIENSE, I. C.; PORTO, C. G.; BRITO, R. S. C. (Orgs.). 2011. Projeto Fosfato Brasil – Parte I. Informe de Recursos Minerais. Série Insumos Minerais para Agricultura 13, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, Salvador. 526 p.

ABRAM, M. B.; CUNHA, I. A.; ALMEIDA, R. C. (Orgs.). 2016. Projeto Fosfato Brasil – Parte II. Informe de Recursos Minerais. Série Insumos Minerais para Agricultura 17. Serviço Geológico do Brasil, CPRM, Salvador. 1346 p.

ABREU, J. G. N.; CORRÊA, I. C. S.; HORN-FILHO, N. O.; CALLIARI, L. J. 2014. Phosphorites of the Brazilian Continental Margin, Southwestern Atlantic Ocean. Brazilian Journal of Geophysics, 32: 539–548. DOI: 10.22564/rbgf.v32i3.508.

ALBAUM, H. G. 1952. The role of phosphorus in the metabolism of plants. The biology of phosphorus. *In*: WOLTERINK, L. F. (Ed.). Michigan State College Press. East Lansing. p. 37–75.

BAIOUMY, H. M. 2013. Effect of the depositional environment on the compositional variations among the phosphorite deposits in Egypt. Russian Geology and Geophysics, 54: 454–463. DOI: 10.1016/j.rgg.2013.03.007.

BAKER, K. B.; BURNETT, W. C. 1998. Distribution, texture and composition of modern phosphate pellets in Peru shelf muds. Mar. Geol., 80: 195–213. DOI: 10.1016/0025-3227(88)90090-4.

Versão exclusiva do autor

BATURIN, G. N. 1969. Authigenic phosphorite concretions in Recent sediments of the shelf of the southwest Africa. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 183: 6.

BATURIN, G. N. 1971. Stages of phosphorite formation on the ocean floor. Nature Phys. Sci., 232(29): 61–62. DOI: 10.1038/physci232061a0.

BATURIN, G. N. 1982. Phosphorites on the sea floor: origin, composition and distribution. New York: Elsevier Scientific Publishing Company. Developments in Sedimentology, 33: 343p.

BATURIN, G. N. 1988. Disseminated phosphorus in oceanic sediments – A review. Mar. Geol., 84: 95–104. DOI: 10.1016/0025-3227(88)90127-2.

BATURIN, G. N.; BEZRUKOV, P. L. 1979. Phosphorites on the sea floor and their origin. Mar. Geol., 31: 317–332. DOI: 10.1016/0025-3227(79)90040-9.

BATURIN G. N.; PETELIN, V. P. 1972. Phosphorite concretions on the shelf of Chile. Litol. Polezn. Iskop, 3.

BATURIN, G. N.; KOCHENOV, A. V.; DUBINCHUK, V. T. 1982. (Table 2) Contents of U, P_2O_5, CO_2, and TOC in phosphorites from Pacific seamounts. PANGAEA. *In*: BATURIN, G. N.; KOCHENOV, A. V.; DUBINCHUK, V. T. (Eds.). Uranium in Phosphorites from Seamounts of the Pacific Ocean. Litologiya i Poleznyye Iskopaemyye (Lithology and Mineral Resources), 17(1): 3–10. DOI: 10.1594/PANGAEA.778854.

BENTOR, Y. K. 1980. Marine Phosphorites – Geochemistry, Occurrence, Genesis. *In*: Symposium on Marine Phosphorites helds at the X International Congress on Sedimentology. Jerusalem, Israel, 9-14 July, 1978. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, SEPM Special Publication, n. 29. DOI: 10.2110/pec.80.29.

BERGERET, M. 1980. Recovery of uranium from phosphates. Uranium and Nuclear Energy, 118–133.

BORN, H.; KAHN, H. 1990. Caracterização geológica e mineralógica voltada ao aproveitamento de jazimentos fosfáticos. *In*: Encontro Nacional de Rocha Fosfática, 5. São Paulo, IBRAFOS, Anais... São Paulo, SP, p. 213–233.

BREMNER, J. M. 1980. Concretionary phosphorites from SW Africa. Journal of the Geological Society, 137(6): 773–786. DOI: 10.1144/gsjgs.137.6.0773.

BROWN, J.; COLLING, A.; PARK, D.; PHILIPS, J.; BOTHERY, D.; WRIG, J. 1995. Seawater: its composition, properties and behavior. 2a ed. Singapore: The Open University. 168p.

BURNETT, W. C. 1977. Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Peru and Chile. Geol. Soc. Am., GSA Bulletin, 88(6): 813–823. DOI: 10.1130/0016-7606(1977)88%3C813:GAOOPD%3E2.0.CO;2.

BURNETT, W. C.; RIGGS, S. R. 1989. Phosphate deposits of the world. Cambridge University Press. 464 pp.

CASARIN, V. 2012. Produção de alimentos. O desafio do século. Informações Agronômicas. 2012. nº 139. Acesso: 10 abril 2013, Disponível em: http://www.ipni.net/publication/iabrasil.nsf/0/1AA2B9F30075D97083257A9B00404406/$FILE/JornalIA139.pdf.

COOKE, C. V.; MADUREIRA, L. S. P.; GRIEP, G. H.; PINHO, M.P. 2007. Análise de ecossondagem de fundo oriundos de cruzeiros realizados entre Fortaleza (CE) e Chuí

Versão exclusiva do autor

(RS) com enfoque na morfologia e tipos de fundo. Revista Brasileira de Geofísica, 25(4): 443–457. DOI: 10.1590/S0102-261X2007000400008.

CGEE - CENTRO DE GESTÃO DE ESTUDOS ESTRATÉGICOS. 2007. Parcerias Estratégicas. MCT - Ministério de Ciência e Tecnologia, Brasília-DF, Nº. 24.

D'ANGLEJAN, B. 1967. Origin of marine phosphorite off Baja California, Mexico. Mar. Geol., 5: 15–44. DOI: 10.1016/0025-3227(67)90066-7.

DNPM - DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. 2018. Sumário Mineral Brasileiro. Disponível em: <https://www.gov.br/anm/pt-br/centrais-de-conteudo/publicacoes/serie-estatisticas-e-economia-mineral/sumario-mineral>. Acesso em: 11 maio 2021.

EMERY K. O.; DIETZ, R. S. 1950. Submarine phosphorite deposits off California and Mexico. California Journal of Mines and Geology, 46(1): 7–15.

FAPESP. 2019. Projeto 2016/22194. Feições anômalas de fundo no talude superior do Sul do Brasil. Fundação de Amparo à Pesquisa da Universidade de São Paulo 01/04/2017 – 31/3/2019.

FERNANDES, F. R. C.; LUZ, A. B.; CASTILHOS, Z. C. (Eds.). 2010. Agrominerais para o Brasil. Centro de Tecnologia Mineral, (CETEM/MCT). 380p.

FILIPPELLI, G. M. 2011. Phosphate rock formation and marine phosphorus geochemistry: The deep time perspective. Chemosphere, 84(6): 759–766. DOI: 10.1016/j.chemosphere.2011.02.019.

FISCHER, A. G.; ARTHUR, M. A. 1977. Secular variations in the pelagic realm. *In:* COOK, H. E.; ENOS P. (Eds.). Deep-water carbonate environments. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. SEPM Special Publication, n. 25: 19–50. DOI: 10.2110/pec.77.25.0019.

FROELICH, P. N. 1988. Kinetic controls of dissolved phosphate in natural rivers and estuaries: A primer on the phosphate buffer mechanism. Limnol. Oceanogr., 33(4 part 2): 649–668. DOI: 10.4319/lo.1988.33.4part2.0649.

FÖLLMI, K. B. 1996. The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. Earth-Science Reviews, 40: 55–124. DOI: 10.1016/0012-8252(95)00049-6.

FIGUEIREDO JR., A. G.; TESSLER, M. G. 2004. Topografia e composição do substrato marinho da região Sudeste–sul do Brasil. Série Documentos REVIZEE – Score-Sul. São Paulo, Instituto Oceanográfico, IO-USP.

GLENN, C. R.; ARTHUR, M. A. 1988. Petrology and major element geochemistry of Peru margin phosphorites and associated diagenetic minerals: Authigenesis in modern organic-rich sediments. Mar. Geol., 80: 231–267. DOI: 10.1016/0025-3227(88)90092-8.

GLENN, CRAIG. R.; FOLLMI, K. B., RIGGS, S. R.; BATURIN; G. N.; GRIMM, K. A.; TRAPPE. J.; ABED, A. M.; GALLI-OLIVIER, C.; GARRISON, R. E.; ILYIN, A. V.; JEHL, C.; ROHRLICH, V.; SADAQAH, R. M. Y., SCHIDLOWSKI, M.; SHELDON, R. E.; SIEGMUND, H. 1994. Phosphorus and phosphorites: Sedimentology and environments of formation. Eclogae Geol. Helv., Birkhauser Verlag, Basel. 87/3, p: 747–788.

GUAZELLI, W.; COSTA, M. P. A. 1978. Ocorrência de fosfatos no platô do Ceará. *In:* Ocorrência de fosforita e de nódulos polimetálicos nos platôs do Ceará e de Pernambuco. Rio de Janeiro. PETROBRAS, CENPES, DINTEP n°3: p:7–14.

Versão exclusiva do autor

JARVIS, I.; BURNNET, W. C.; NATHAN, Y.; ALMBAYDIN, F. S. M.; ATTIA, A. K. M.; CASTRO, L. N.; FLICOTEAUX, R.; HILMY, M. E.; HUSAIN, V.; QUTAVNAAH, A. A.; SERJANI, A.; ZAMIN, Y. N. 1994. Phosphorite geochemistry, state-of-the-art and environmental concerns. Eclogae Geol. Helv., 87: 643–700.

JOHNSTON, A. E. 2000. The efficient use of plant nutrients in agriculture. Paris, International Fertilizer Industry Association - IFA. 14p.

JONES, E. J. W; GODDARD, D. A. 1979. Deep-sea phosphorite of Tertiary age from Annan Seamount, eastern equatorial Atlantic. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers, 26A: 1363–1379. DOI: 10.1016/0198-0149(79)90004-9.

KHOLODOV, V. N. 2003. Geochemistry of Phosphorus and Origin of Phosphorites: Communication 1. Role of Terrigenous Material in the Hypergene Phosphorus Geochemistry. Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscou, 119017 Rússia. 2003. Ver: https://doi.org/10.1023/A:1024659612956.

KLEIN, A. H. F.; GRIEP, G. H.; CALLIARI, L. J; VILLWOCK, J. A. 1992. Ocorrência de concreções fosfáticas no Terraço do Rio Grande, RS. *In*: 37° Congresso Brasileiro de Geologia. SBG. Resumos... São Paulo, SP, Brasil.

KLEIN, A. H. F.; GRIEP, G. H.; CALLIARI, L. J; VILLWOCK, J. A. 1993. Occurrence of phosphate concretions on the Rio Grande Terrace, Brazil. *In*: Coi-Un (Oalos) Programa de Ciências Oceânicas en Relacion los Recursos no Vivos (OSNLR), 1993, Porto Alegre, RS, Brasil.

KOLODNY, Y. 1980. Phosphorites. *In*: EMILIANI, C. (Ed.). The sea. v.7: The Oceanic Lithosphere. Willey, Nova Iorque, p. 981–1023.

KOLODNY, Y.; KAPLAN, I. R. 1970. Uranium isotopes in sea-floor phosphorites. Geochemica et Cosmochimica Acta, 34: 3–24. DOI: 10.1016/0016-7037(70)90148-1.

LÁPIDO-LOUREIRO, F.E.; MONTE, M.B.M.; NASCIMENTO, M. 2008. Fosfato. *In*: Luz, A.B.; Lins F.A.F. Mineral Rochas & Minerais Industriais Usos e Especificações. 2a ed., Rio de Janeiro: CETEM/MCT, 2008.

McARTHUR, J.M. 1985. Francolite geochemistry — compositional controls during formation, diagenesis, metamorphism and weathering. Geochimica et Cosmochimica Acta, 49(1): 23–35. DOI: 10.1016/0016-7037(85)90188-7.

McCLELLAN, G. H. 1980. Mineralogy of carbonate fluorapatites. J. Geol. Soc. London, 137: 675–681.

McKELVEY, V.E. 1967. Phosphate Deposits. U.S.G.S. Bull., 1252-D. 21p.

MEIRELES, R.P.; ABREU, J.G.N.; BATISTA, M.H. 2009. Mineralogia das fosforitas marinhas na plataforma continental Sul Brasileira. Revista UnG-Geociências, 8(1): 5–13.

MELO, U.; GUAZELLI, W.; COSTA, M. P. A. 1978. Nódulos polimetálicos, com núcleo de fosforitas, no platô de Pernambuco. Rio de Janeiro. PETROBRAS, CENPES, DINTEP, Série Projeto REMAC nº 3 p. 15–32.

MENOR, E. A.; COSTA, M. P. A.; GUAZELLI, W. 1979. Depósitos de fosfato. Rio de Janeiro. PETROBRAS, CENPES, DINTEP n°10: p. 51–72.

MILLIMANN, J. D.; AMARAL, C. A. B. 1974. Economic potential of Brazilian continental margin sediments. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, XXVIII. SBG. Anais... Porto Alegre, RS, Brasil.

Versão exclusiva do autor

MURRAY, J.; RENARD, A. 1891. Deep-sea deposits. Report of the "Challenger" Expedition, 1873–1876. Londres.

NOTHOLT, A. J. G. 1980. Economic phosphatic sediments: mode of occurrence and stratigraphical distribution. Journal of the Geological Society, 137(6): 793–805. DOI: 10.1144/gsjgs.137.6.0793.

PARKER, R. J. 1971. The petrography and major element geochemistry of phosphorite nodule deposits on the Agulhas Bank, South Africa. Bull. S. Afr. Nat. Comm. Ocean. Res. Mar. Geol. Progr., 2, 94p.

PARKER, R. J. 1975. The petrology and origin of some glauconite and glauco-conglomeratic phosphorites from the South African continental margin. J. Sediment. Petrol., 45(1): 230–242. DOI: 10.1306/212F6D1B-2B24-11D7-8648000102C1865D.

PARKER, R. J.; SIESSER, W. G. 1972. Petrology and origin of some phosphorites from the South African continental margin. J. Sediment. Petrol., 42(2): 434–440. DOI: 10.1306/74D7257C-2B21-11D7-8648000102C1865D.

PINHO, M. P; MADUREIRA, L. S. P.; CALLIARI, L. J.; GRIEP, G. H.; COOK, C. V. 2011. Depósitos fosfáticos marinhos na costa sudeste e sul do Brasil: potenciais áreas de ocorrência identificadas com dados de retroespalhamento acústico do fundo e sedimentológicos analisados sobre mapa batimétrico 3D. Rev. Bras. Geof., 29(1): 113–126. DOI: 10.1590/S0102-261X2011000100008.

PROGRAMA DE AVALIAÇÃO DO POTENCIAL SUSTENTÁVEL DE RECURSOS VIVOS NA ZONA ECONÔMICA EXCLUSIVA (REVIZEE). Projeto de Prospecção de Peixes Demersais com Armadilhas e Espinhéis Verticais. Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e Recursos Naturais Renováveis (IBAMA), Centro de Pesquisa e Extensão Pesqueira das Regiões Sudeste e Sul (CEPSUL). Relatório de Cruzeiro 01/97.

RIGGS, S. R.; SHELDON, R. P. 1990. Paleoceanographic and paleoclimatic controls of the temporal and geographic distribution of upper Cenozoic continental margin phosphorites. *In*: BURNET, W.C.; RIGGS, S.R. (Eds.) Phosphate deposits of the world. V.3. Neogene to modern phosphorites. Cambridge University Press, p. 207–222.

ROMANKEVICH, Y. A.; BATURIN, G. N. 1972. On the composition of organic matter of the phosphorites of the shelf of southwest Africa. Geokhimiya, 6: p. 719–726.

SANTANA, C. I. 1999. Mineral resources of the Brazilian continental margin and adjacent oceanic regions. *In:* MARTINS, L. R.; SANTANA, C. I. (Eds.). Non-Living resources of the southern Brazilian coastal zone and continental margin. OAS/IOC-UNESCO/MCT, Special Publication, Porto Alegre. p. 15–25.

SCHOBBENHAUS, C. 1984. Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. Coord. SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. Brasília, DNPM.

SHELDON, R. P. 1980. Episodicity of phosphate deposition and deep ocean circulation – a hypothesis. *In:* BENTOR, Y. K. (Ed.). Marine phosphorites: Geochemistry, Occurrence, Genesis. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. SEPM Special Publication, n. 29. 239–247. DOI: 10.2110/pec.80.29.0239.

SCHENAU, S. J.; SLOMP, C. P.; De LANGE, G. J. 2000. Phosphogenesis and active phosphorite formation in sediments from the Arabian Sea oxygen minimum zone. Mar. Geol., 169: 1–20. DOI: 10.1016/S0025-3227(00)00083-9.

Versão exclusiva do autor

SCHÖLLHORN, I.; HOUBEN, A.; GERTSCH, B.; ADATTE, T.; ALEXEY, U.; KAENEL E.; SPANGENBERG, J. E.; JANSSEN, N.; SCHWENNICKE, T.; FÖLLMI, K. B. 2019. Enhanced upwelling and phosphorite formation in the northeastern Pacific during the late Oligocene: Depositional mechanisms, environmental conditions, and the impact of glacio-eustacy. Geological Society of America. GSA Bulletin, 132 (3-4): 687–709. DOI: 10.1130/B32061.1.

SILVA, C. G.; MELLO, S. L. 2004. Recursos não-vivos. *In:* O mar e o espaço geográfico brasileiro. Coleção Explorando o Ensino em Geografia, 8: 160–194. Ministério da Educação, Secretaria de Educação Básica.

SLANSKY, M. 1986. Geology of Sedimentary Phosphates. New York: Elsevier Science Publishing. 210 p.

TAMBIYEV, S.B.; BATURIN, G.N.; LYAPUNOV, S.M.; MIENEYEV, D.A. 1979. Behavior of rare-earth elements during Holocene and Late Quaternary phosphate deposition in the ocean. Dokl. Akad. Nauk, Earth Sci. Sect., (Engl. Trans.), 246: 183–187.

Sobre o Autor

José Gustavo Natorf de Abreu

Oceanólogo pela Universidade Federal de Rio Grande (FURG), Especialista em Geologia e Geofísica Marinha e Mestre Geologia e Geofísica Marinha pelo Laboratório de Geologia Marinha da Universidade Federal Fluminense (LAGEMAR/UFF), Doutor em Geociências pelo Centro de Estudos Costeiros e Oceânicos da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (CECO/UFRGS). Professor Titular do Curso de Graduação em Oceanografia da Escola Politécnica da Universidade do Vale do Itajaí (UNIVALI). Representante da UNIVALI junto ao Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM) e atual Vice-Coordenador da Sub-Coordenação Regional Sul (SCORE-Sul) para o REMPLAC.

E-mail: gabreu@univali.br

ORCID: 0000-0002-1090-4308

Versão exclusiva do autor

10 – HIDRATOS DE GÁS NA MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA

GAS HYDRATES ON THE BRAZILIAN CONTINENTAL MARGIN

João Marcelo Ketzer
Departamento de Biologia e Ciências Ambientais
Linnaeus University, Suécia

Adriano Viana
Dennis Miller
Petróleo Brasileiro SA - Petrobras

Adolpho Augustin
Frederico Rodrigues
Instituto do Petróleo e dos Recursos Naturais
Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul - PUC-RS

Daniel Praeg
Géoazur, França

José Cupertino
Instituto do Petróleo e dos Recursos Naturais
Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul - PUC-RS

Resumo

O presente capítulo faz uma introdução geral sobre o tema hidratos de gás naturais, i.e., que ocorrem nos sedimentos, apresentando os tipos existentes, como se formam, os principais gases envolvidos, a sua importância econômica e ambiental (incluindo mudança climática e como geohazards), além de suas ocorrências naturais no mundo. A seguir é apresentado um breve histórico dos estudos e da exploração de hidratos de gás no Brasil, seguido de uma descrição das ocorrências naturais confirmadas no país, no leque do Amazonas (Bacia da Foz do Amazonas) e no Cone de Rio Grande (Bacia de Pelotas). Por fim é apresentada uma breve comparação entre as duas ocorrências e uma discussão sobre o desenvolvimento futuro da exploração de hidratos de gás no país.

Palavras-chave: metano, leque do Amazonas, Cone de Rio Grande, recurso energético, mudança climática, geohazard.

Abstract

This chapter starts with an introduction of the topic of natural gas hydrates, presenting the main existing types, how they form, the main gases involved in their formation, their economic and environmental (including climate change and as geohazards) importance, in addition to their worldwide natural occurrences. Also included is a brief history of the study and exploration of gas hydrates in Brazil, and a description of the two confirmed occurrences in the country: The Amazon fan (Foz do Amazonas basin) and the Rio Grande Cone (Pelotas Basin). The chapter ends with a brief comparison between the two occurrences and a discussion about the future development of the exploration for gas hydrates in the country.

Keywords: methane, Amazon fan, Rio Grande Cone, energy resource, climate change, geohazard.

Nota dos Organizadores: o manuscrito deste capítulo foi produzido em abril de 2022.

Versão exclusiva do autor

10.1 - Introdução

Hidrato de gás é uma substância sólida, similar ao gelo, formada por uma estrutura cristalina em forma de gaiola (clatrato), composta por moléculas de água que envolvem moléculas de gás (BOHRMANN; TORRES, 2006; Fig. 10.1). O gás mais comum em hidratos naturais é o metano, porém outros gases também formam hidratos como o CO_2, H_2S e hidrocarbonetos como etano e propano (KVENVOLDEN, 1993). Os hidratos de gás ocorrem em três tipos de estruturas cristalinas (BOHRMANN; TORRES, 2006): Tipo I, a mais comum, forma-se com gases tipo metano, etano e CO_2, e é formada por 46 moléculas de água para cada molécula de gás; Tipo II, formada por hidrocarbonetos mais pesados como propano, consiste em 136 moléculas de água para cada molécula de gás; e Tipo H, mais complexa, formada por 34 moléculas de água e uma mistura de gases, como por exemplo metano e neohexano ou cicloheptano.

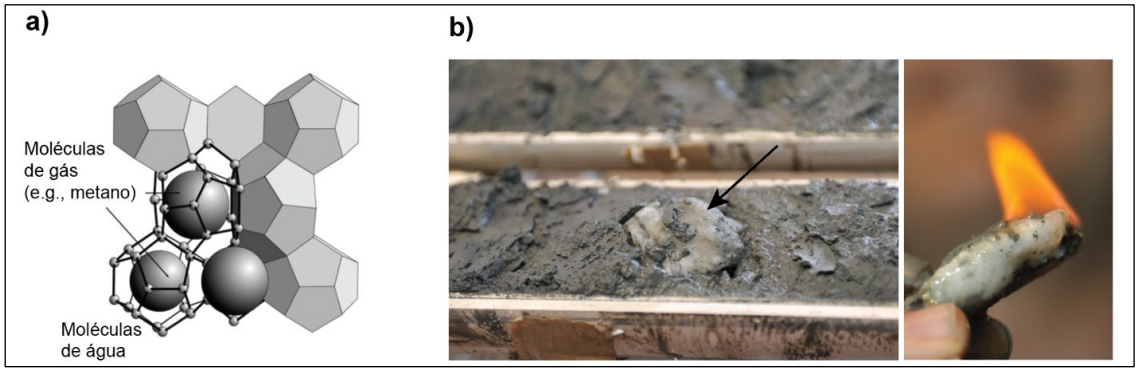


Figura 10.1 – a) Diagrama mostrando a disposição de moléculas de água envolvendo moléculas de gás que formam a estrutura cristalina (neste caso Tipo I) de hidratos de gás; b) fotos mostrando hidratos de gás em sedimentos lamosos em testemunho (esquerda, seta) e chama produzida pela queima do gás (direita). Os hidratos de ambas as fotos foram recuperados no Cone de Rio Grande, Bacia de Pelotas (fonte: a - modificado de BOHRMANN; TORRES, 2006; b - autores).

Hidratos de gás ocorrem naturalmente em dois ambientes principais: solos permanentemente "congelados" em altas latitudes (*permafrost*) e em sedimentos marinhos profundos nos taludes e sopés continentais (COLLETT *et al*., 2009; BOSWELL; COLLETT, 2011). Em alguns casos, hidratos de gás são também encontrados em ambiente lacustre profundo (KUZUMIN *et al*., 2000). Os hidratos de gás em ambiente marinho constituem o maior reservatório de metano na superfície do planeta e há evidências de sua ocorrência nas margens de todos os continentes (Fig. 10.2). Estimativas para a quantidade de gás armazenada em hidratos neste ambiente indicam vastas quantidades de metano ($0.5–12.7 \times 10^{21}$ g) (DICKENS, 2011; PIÑERO *et al*., 2013). Esta enorme quantidade é superior a massa de carbono presente em todos os combustíveis fósseis somados e, por isso, desperta um grande interesse da indústria para sua possível explotação como fonte de energia (BOSWELL; COLLETT, 2011). Embora a exploração de hidratos de gás se beneficie das técnicas já maduras e normalmente utilizadas pela indústria do petróleo (sísmica, métodos eletromagnéticos, perfurações), a sua produção ainda enfrenta importantes desafios, notadamente relacionados com o controle da dissociação e formação de hidratos dentro do reservatório (DE SILVA; DAWE, 2011; YE *et al*., 2020). A dissociação de hidratos no reservatório para liberação e produção do gás é feita através de três métodos principais: o aquecimento do reservatório através da injeção de fluidos quentes, a sua despressurização, ou a injeção de inibidores (DEMIRBAS, 2010). A produção de gás a partir de hidratos ainda se encontra em uma fase imatura mundialmente, com exemplos no Canadá (*permafrost*) (DALLIMORE *et al*., 2012), no Japão (FUJII *et al*., 2015) e na China (YE *et al*., 2020), sendo estes dois últimos em ambiente marinho profundo.

Versão exclusiva do autor

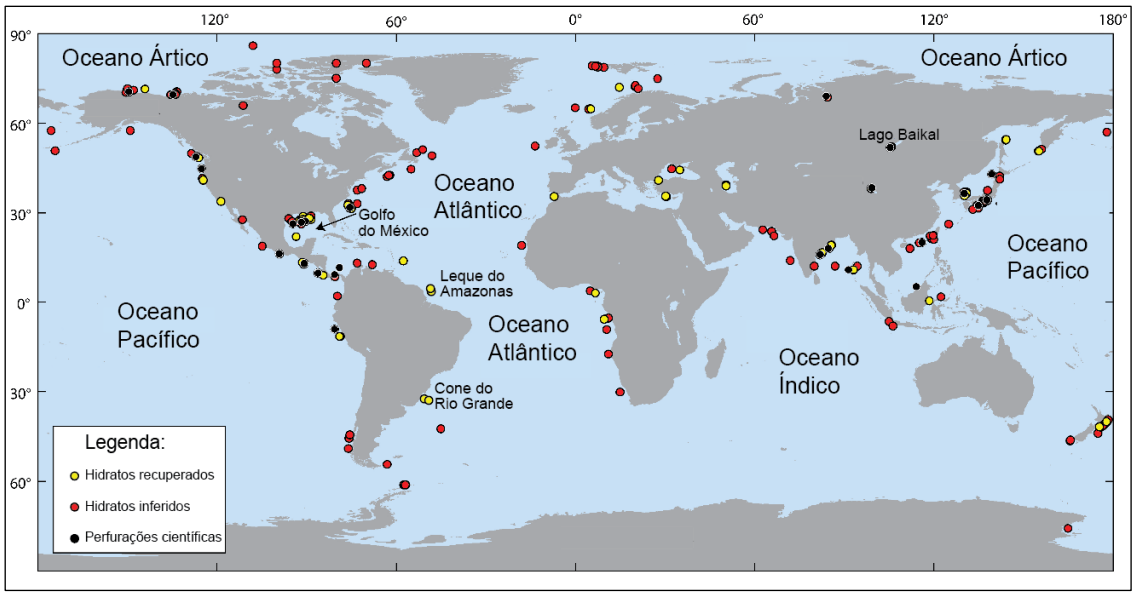


Figura 10.2 – Mapa mostrando ocorrências inferidas (com dados sísmicos) e confirmadas (com recuperação de amostras) de hidratos de gás no mundo. O mapa mostra também a localização de perfurações científicas que recuperaram amostras de hidratos de gás (dado público modificado do USGS – *United States Geological Survey*, fonte: www.usgs.gov).

A indústria do petróleo também tem interesse no estudo de hidratos, principalmente no que se refere a garantias de escoamento de gás em tubulações submarinas (*flow assurance*). A formação de hidratos de gás pode bloquear totalmente o fluxo de fluidos nas tubulações, causando importantes prejuízos (ZERPA *et al*., 2011). Além disso, operações de exploração (perfuração de poços) e produção (de fluidos aquecidos, em temperatura de reservatório) podem desestabilizar localmente depósitos de hidratos de gás, comprometendo a estabilidade mecânica do maciço sedimentar e a integridade de instalações submarinas (HOVLAND; GUDMESTAD, 2001; McCONNELL *et al*., 2012).

A formação de hidratos de gás nos sedimentos ocorre quando baixas temperaturas (comumente próximo de 4 °C) e altas pressões, decorrentes de profundidades de lâmina d'água normalmente maiores que 300 m em regiões polares (BERNDT *et al*., 2014) ou 600 m em regiões equatoriais (KETZER *et al*., 2018), são encontradas próximas ao fundo marinho (DICKENS; QUINBY-HUNT, 1994). Além de baixas temperaturas e altas pressões, outro importante componente é a quantidade de gás disponível nos poros, que deve ser acima da saturação (ARCHER, 2007), ou seja, em uma fase gasosa (bolhas). Durante a formação dos hidratos, a fase gasosa nos poros é totalmente consumida até a saturação (toda a fase gasosa) e o processo é interrompido se não houver suprimento adicional de gás. Por isso, acumulações de hidratos de gás ocorrem em regiões com elevado suprimento de gás.

A origem do metano para a formação de hidratos de gás é comumente biogênica, ou seja, formada pela decomposição da matéria orgânica nos sedimentos por microrganismos através de duas rotas metabólicas principais: a redução de CO_2 e a fermentação de acetato (HEUER *et al*., 2009). Em alguns locais, a origem do metano (e outros hidrocarbonetos) presentes nos hidratos está relacionada a decomposição térmica da matéria orgânica (termogênese) na janela de geração de gás e migração até a zona de estabilidade dos hidratos. A distinção entre o metano de origem biogênica e termogênica é principalmente feita através da composição do gás (razão entre metano, etano e propano ou C1/(C2+C3) > 1000 para origem biogênica) e de isótopos estáveis de carbono, sendo o metano de origem biogênica enriquecido no isótopo leve (^{12}C) em relação ao pesado (^{13}C). Tipicamente razões isotópicas ($\delta^{13}C$) menores que -60‰ são consideradas de origem biogênica (CLAYPOOL; KVENVOLDEN, 1983).

Versão exclusiva do autor

Embora existam afloramentos de hidratos de gás no fundo do mar (EGOROV *et al*., 1999), tipicamente a zona de estabilidade nos sedimentos se estende desde o fundo marinho (de fato, alguns metros abaixo deste, pois o processo natural de sulfato-redução, promovido por consórcios de microrganismos que consomem metano abaixo do fundo do mar, tende a diminuir significativamente a disponibilidade de gás) (DICKENS; QUINBY-HUNT, 1994) até algumas centenas de metros de soterramento, onde a temperatura torna-se demasiadamente alta devido ao gradiente geotérmico (SLOAN *et al*., 2010; Fig. 10.3). A base da zona de estabilidade pode ser marcada por um refletor sísmico característico (BSR, *bottom simulating reflector*), com polaridade inversa a do refletor do fundo do mar, causada pelo contraste de impedância acústica entre a zona de gás livre (abaixo) e a zona de hidratos de gás (acima) (HAACKE *et al*., 2007).

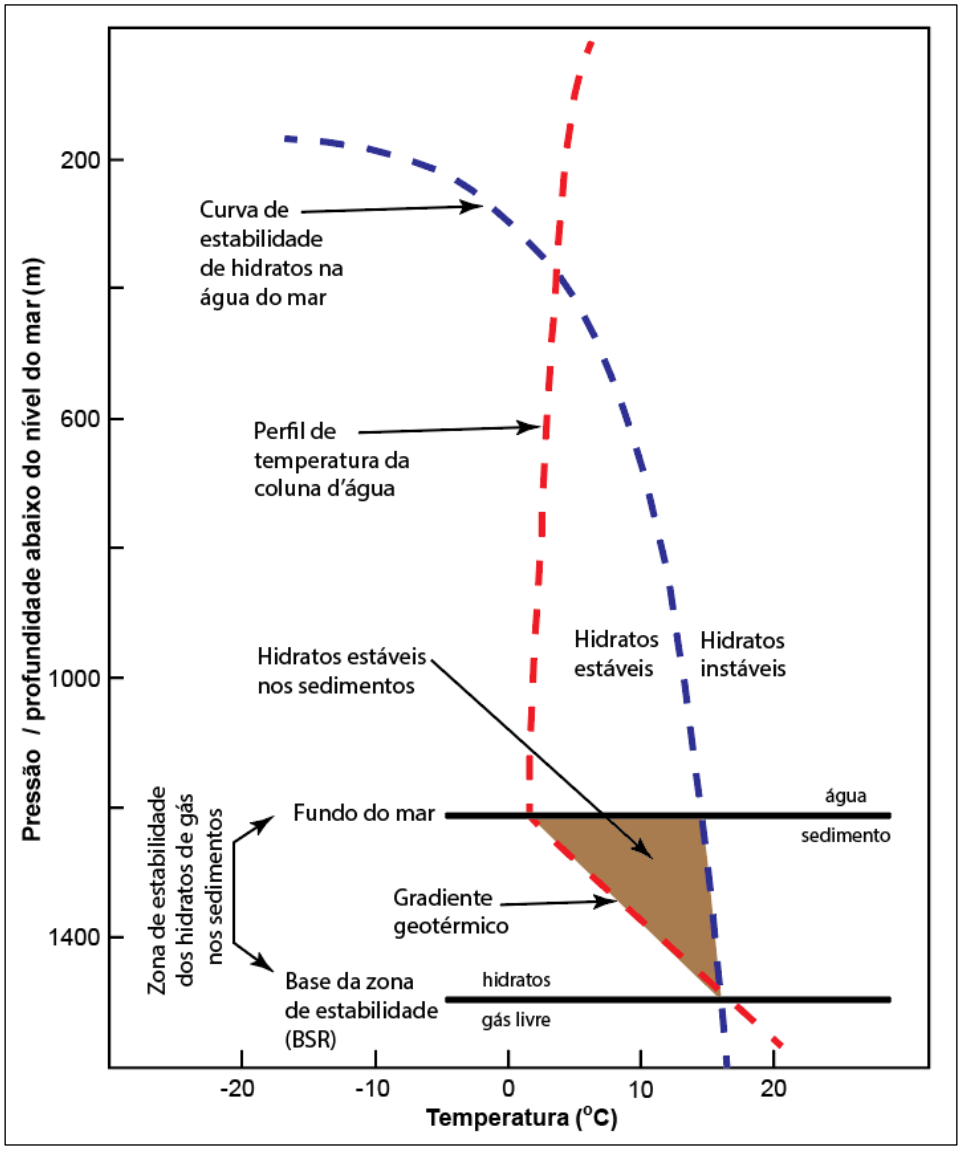


Figura 10.3 – Diagrama mostrando a zona de estabilidade de hidratos de gás em sedimentos e na coluna d'água em função da temperatura e pressão (profundidade). Nos sedimentos, a zona de estabilidade é limitada em profundidade pelo aumento de temperatura em função do gradiente geotérmico. A base da zona de estabilidade de hidratos de gás no sedimento pode ser marcada pelo BSR (modificado de SLOAN *et al*., 2010).

Versão exclusiva do autor

Estudos mostram que rebaixamentos do nível do mar e aumento de temperatura da água no fundo do mar no passado geológico são capazes de desestabilizar depósitos de hidratos e transferir grandes quantidades de carbono dos sedimentos para a coluna d'água e atmosfera, alterando o clima da Terra (DICKENS, 1999; DICKENS, 2001). A dissociação maciça e rápida de hidratos de gás no passado é também apontada como possível mecanismo de disparo de movimentos de massa submarinos e, portanto, hidratos de gás também estão possivelmente relacionados a geohazards (MASLIN *et al*., 2010). É também uma importante fonte de discussão recente se a mudança climática da atualidade afeta a estabilidade dos hidratos de gás em escala global, produzindo importantes vazamentos de gás no fundo marinho em diversos locais do planeta (RUPPEL; KESSLER, 2017). Vazamentos de gás na Bacia de Pelotas relacionados a mudança de clima da atualidade, os quais serão detalhados neste capítulo, foram os primeiros identificados no hemisfério sul (KETZER *et al*., 2020). O foco deste capítulo são os hidratos de gás que ocorrem naturalmente em ambiente marinho profundo, onde se localizam as ocorrências brasileiras prováveis e confirmadas, estas últimas no leque do Amazonas, na bacia da Foz do Amazonas, e no Cone de Rio Grande, na Bacia de Pelotas.

10.2 - Hidratos de Gás no Brasil

O interesse e o estudo de hidratos de gás no Brasil iniciaram fundamentalmente nos anos 1980-1990 com a identificação do BSR em seções sísmica nas bacias da Foz do Amazonas (MANLEY; FLOOD, 1988; FLOOD *et al*., 1995; SOH, 1997) e Pelotas (FONTANA, 1989; FONTANA; MUSSUMECI, 1994; SAD *et al*., 1998). Apesar destas possuírem os indícios mais claros da presença de depósitos de hidratos de gás entre as bacias brasileiras, a exploração de petróleo *offshore* no país esteve focada nas margens sudeste e leste (e.g., Santos, Campos, Sergipe-Alagoas) e na porção leste da margem equatorial (Potiguar). Apesar dos claros indícios da presença de hidratos de gás no Brasil, poucos estudos foram realizados na década de 2000 (CLENNELL, 2000; TANAKA *et al*., 2003; MATSUDA; FREIRE, 2008; OLIVEIRA *et al*., 2010). A partir de 2010, no entanto, iniciou-se uma nova fase de exploração e estudos dos depósitos brasileiros, notadamente com a implementação do projeto Conegas (2010-2021) no Cone de Rio Grande, Bacia de Pelotas, que resultou na primeira amostragem de hidratos de gás no país (MILLER *et al*., 2015) e na identificação de comunidades quimiossintéticas associadas a vazamento de gás no fundo marinho (GIONGO *et al*., 2016). O êxito do projeto Conegas despertou interesse da comunidade científica internacional, resultando na proposição de um projeto de perfuração de poços no âmbito do *International Ocean Discovery Program* (*IODP; Expedition 394 - Rio Grande Cone Methane and Carbon Cycling*).

Os hidratos de gás no leque do Amazonas, na Foz do Amazonas foram o foco do projeto Tucuxi, que igualmente resultou na primeira recuperação de amostras de hidratos da margem equatorial e na descoberta importantes vazamentos de gás (plumas) na coluna d'água (KETZER *et al*., 2018). Indícios sísmicos de hidratos de gás (BSRs) também foram encontrados em outras bacias, como por exemplo Campos e Santos (FONTANA; MUSSUMECI, 1994). A seguir será apresentada uma caracterização das duas ocorrências comprovadas de hidratos de gás no Brasil, o leque do Amazonas e o Cone de Rio Grande (Fig. 10.4), as quais foram o foco do capítulo brasileiro do Atlas Mundial de Hidratos de Gás Submarinos em Margens Continentais (KETZER *et al*., 2022).

Versão exclusiva do autor

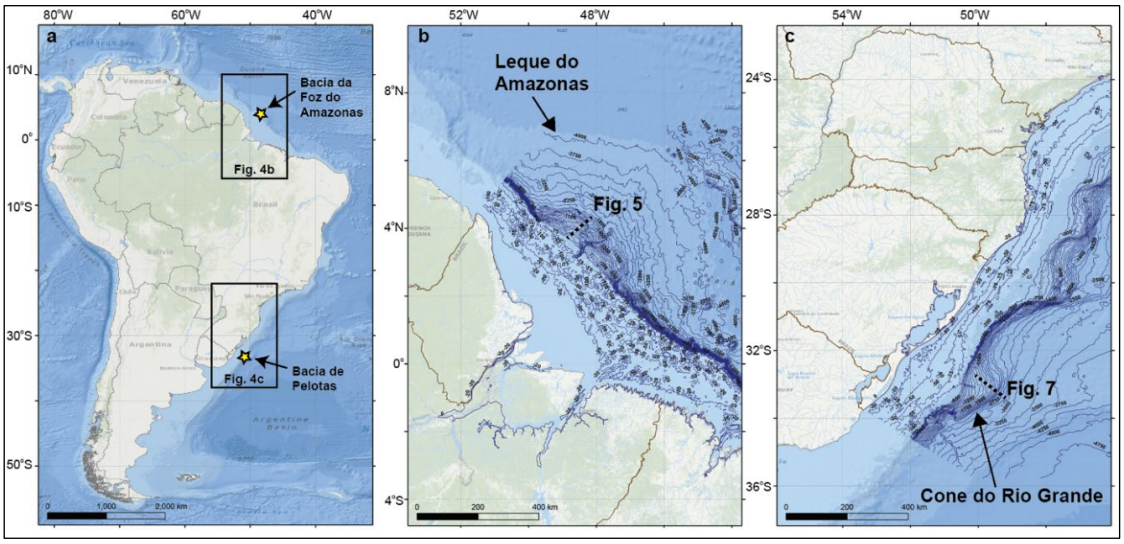


Figura 10.4 – a) Mapa mostrando a localização das duas ocorrências de hidratos de gás comprovadas no Brasil: leque do Amazonas na Bacia da Foz do Amazonas e no Cone de Rio Grande na Bacia de Pelotas; b) mapa batimétrico de detalhe do leque do Amazonas mostrando a localização da seção sísmica na Figura 10.5; e c) mapa batimétrico de detalhe do Cone de Rio Grande mostrando a localização da seção sísmica na Figura 10.7 (modificado de KETZER *et al*., 2022).

10.2.1 - Leque do Amazonas

O leque do Amazonas consiste em um grande depocentro (330,000 km^2 de área e 9 km de espessura) (SILVA *et al*., 1999) no talude continental da Bacia da Foz do Amazonas, se estendendo desde o limite com a plataforma até planície abissal Demerara, onde profundidades superiores a 4000 m são encontradas (DAMUTH; KUMAR, 1975). Os principais ambientes deposicionais são constituídos por sistemas de canal-*levee* turbidíticos intercalados com movimentos de massa submarinos gigantes (FLOOD *et al*., 1991; REIS *et al*., 2016). O aporte sedimentar principal é proveniente da desembocadura do Rio Amazonas desde o Mioceno Superior, que teve uma importante inversão do curso (de oeste para leste) como consequência do soerguimento dos Andes (FIGUEIREDO *et al*., 2009). A carga sedimentar do leque do Amazonas tem induzido seu colapso gravitacional e deformação sin-sedimentar, resultando na formação de estruturas distensivas (falhas normais) e compressivas (dobras e falhas de empurrão) no talude (REIS *et al*., 2010, 2016), estas últimas resultando em soerguimento e formação de um pronunciado relevo submarino de até 500 m de altura (KETZER *et al*., 2018).

Os hidratos de gás foram inferidos através do mapeamento do BSR, o qual é caracteristicamente descontínuo, normalmente encontrado a 450 m abaixo do leito marinho (SAD *et al*., 1998; MATSUDA; FREIRE, 2008) e principalmente associado as estruturas compressivas (MANLEY; FLOOD, 1988; TANAKA *et al*., 2003; AGUIAR *et al*., 2019; Fig. 10.5). O volume potencial de metano em hidratos foi estimado em 12 bilhões de m^3 (ou 430 tcf), baseado no volume da zona de estabilidade obtido a partir do mapeamento do BSR e assumindo uma saturação de hidratos de 1.5% nos sedimentos (SAD *et al*., 1998).

Versão exclusiva do autor

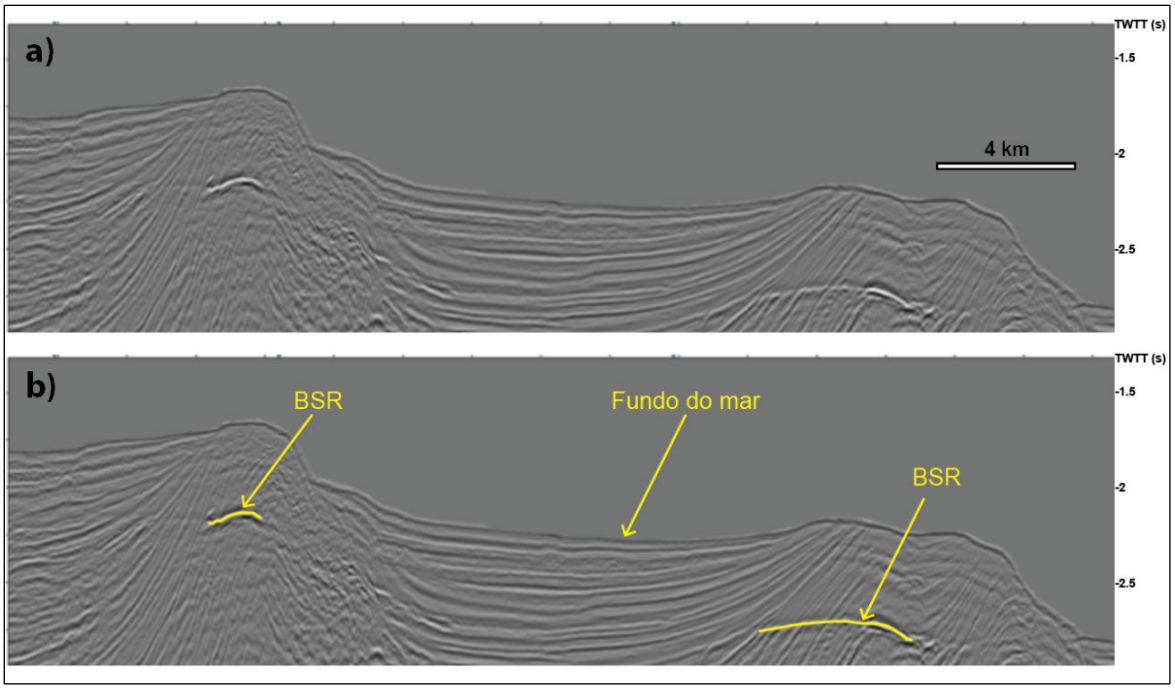


Figura 10.5 – a) Seção sísmica não interpretada e b) sua respectiva interpretação mostrando a associação do BSR com estruturas compressivas e seu desaparecimento lateral, formando um refletor descontínuo no leque do Amazonas (modificado de AGUIAR *et al*., 2019). Seção sísmica no domínio do tempo com escala vertical em *two-way travel time* (TWTT, segundos). Ver Figura 10.4 para localização.

Amostras de hidratos de gás foram recuperadas em testemunhos a pistão em locais de vazamentos ativos de gás associados a falhas de empurrão e falhas transcorrentes que afloram junto ao fundo marinho, entre 1000-1800 m de profundidade, e no limite superior da zona de estabilidade de hidratos de gás entre 650-725 m de profundidade (KETZER *et al*., 2018, 2019). Os hidratos de gás ocorrem como nódulos centimétricos dispersos no sedimento lamoso, mas pedaços maciços de até 10 cm de espessura foram também encontrados, juntamente com concreções carbonáticas. O gás que forma os hidratos é predominantemente metano (85-98%), seguido por CO_2 (2-15%) e traços de etano, sendo o metano de origem biogênica ($\delta^{13}C < - 77,3‰$) (KETZER *et al*., 2018; RODRIGUES *et al*., 2019). Uma amostra de hidrato de gás foi também recuperada fora do limite do leque do Amazonas, em um *canyon* submarino a 1900 m de profundidade. Os gases que formam a amostra consistem em metano (95%), CO_2 (4%) e etano (1%), tendo o metano valores de $\delta^{13}C = - 59,2‰$ (RODRIGUES *et al*., 2019). A composição química do gás e os isótopos estáveis de carbono do metano sugerem uma origem biogênica com uma possível contribuição termogênica na formação deste (KETZER *et al*., 2018; Fig. 10.6).

Versão exclusiva do autor

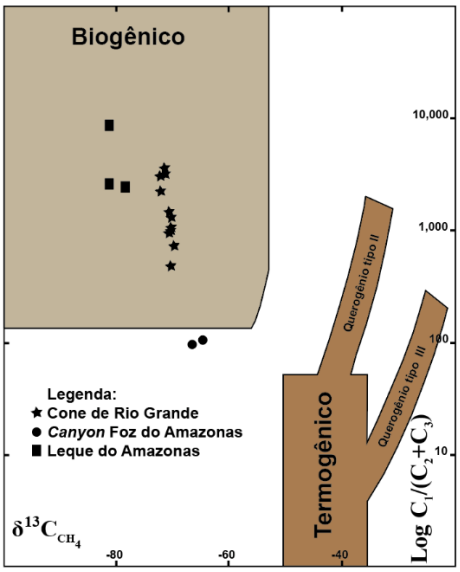


Figura 10.6 – Diagrama modificado de Whiticar (1999) mostrando a situação das amostras de gás em hidratos recuperados no leque do Amazonas e no Cone de Rio Grande com relação a sua composição química (razão metano / etano + propano) ou C1/(C2+C3) e razão isotópica (δ13C do metano em ‰). Esta relação sugere uma origem biogênica para o metano encontrado nos hidratos de gás em ambas as ocorrências, com uma possível contribuição termogênica para os recuperados em um canyon fora dos limites do leque do Amazonas. Compilação de dados de Miller *et al*. (2015), Ketzer *et al*. (2018), Rodrigues *et al*. (2019) e Ketzer *et al*. (2020).

10.2.2 - Cone de Rio Grande

O Cone do Rio Grande consiste em um importante depocentro na Bacia de Pelotas, com 250.000 km^2 de área e 5 km de espessura formado por sedimentos acumulados desde o Barremiano (Cretáceo Inferior, 129,4-125 M.a.) até o Recente (FONTANA, 1996). O Cone se estende desde o limite da plataforma até cerca de 3500 m de profundidade e é formado por sedimentos provenientes do sistema La Plata (MARTINS *et al*., 1972; CONTRERAS *et al*., 2010) e/ou por correntes de sistemas contorníticos existentes ao sul e ao norte (VIANA, 2002; HERNÁNDES-MOLINA *et al*., 2016). A carga sedimentar é causadora do colapso gravitacional do Cone de Rio Grande, com deformação sin-sedimentar, tal qual ocorre no leque do Amazonas, podendo ser dividido em uma zona proximal no talude superior com esforços distensivos (falhas normais) e uma zona distal no talude médio-superior (dobras e falhas de empurrão) (SILVEIRA; MACHADO, 2004; CASTILLO *et al*., 2009). A zona compressiva contém elevações que formam relevo submarino de até 200 m de altura.

Diferentemente do leque do Amazonas, o BSR no Cone de Rio Grande é razoavelmente contínuo, ocorrendo principalmente entre profundidades de 200-300 m abaixo do fundo marinho (SAD *et al*., 1998; MATSUDA; FREIRE, 2008; OLIVEIRA *et al*., 2010; Fig. 10.7). O volume potencial de metano no Cone de Rio Grande foi estimado em 22 trilhões de m^3 (ou 780 tcf) assumindo uma saturação de 1.5% e o volume da zona de estabilidade de gás mapeada em sísmica (SAD *et al*., 1998). Dados acústicos e eletromagnéticos mostram importantes acumulações de gás livre abaixo da zona de estabilidade de hidratos de gás e chaminés de gás que se estendem desde a zona de gás livre até o fundo do mar (THARIMELA *et al*., 2019).

Versão exclusiva do autor

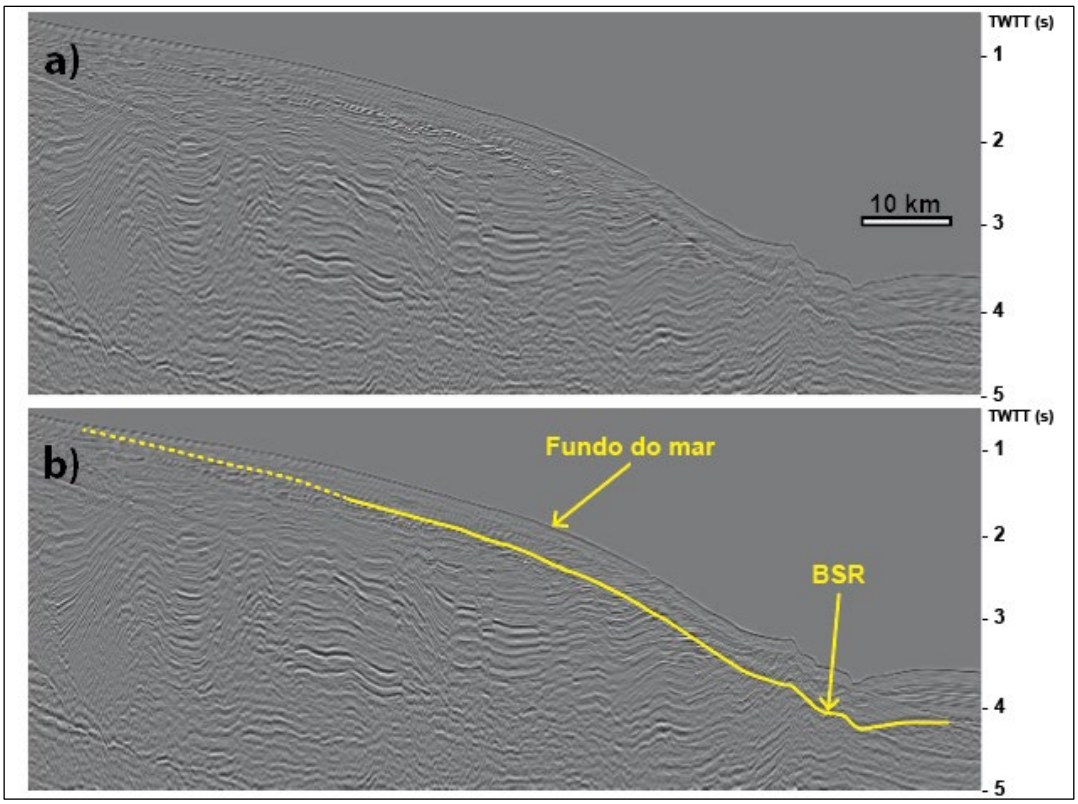


Figura 10.7 – a) Seção sísmica não interpretada e b) sua respectiva interpretação mostrando um BSR contínuo, característico do Cone de Rio Grande. Notar a diminuição de espessura da zona de estabilidade de hidratos de gás talude acima, marcada pela projeção do BSR em direção ao fundo do mar (modificado de ROSA, 2007). Seção sísmica no domínio do tempo com escala vertical em *two-way travel time* (TWTT, segundos). Ver Figura 10.4 para localização.

Uma importante feição sísmica no Cone de Rio Grande, que é raramente observada em outros locais no mundo, é o "afloramento" do BSR no fundo do mar, ou seja, o BSR torna-se progressivamente mais raso devido a diminuição de pressão (profundidade) e aumento da temperatura da água talude acima até aflorar no fundo do mar (Fig. 10.7). Esta feição marca o limite superior da zona de estabilidade de hidratos de gás no talude e que, no caso do Cone de Rio Grande, corresponde a 515-520 m de lâmina d'água (KETZER *et al*., 2020). Evidências geofísicas e geoquímicas, além de dados da coluna d'agua foram usados para demonstrar que a mudança de clima da atualidade está afetando a estabilidade dos hidratos de gás nesta região limítrofe e causando o vazamento de metano (através de plumas de gás) no fundo marinho (KETZER *et al*., 2019; KETZER *et al*., 2020).

Amostras de hidratos de gás foram recuperadas em dois locais no Cone de Rio Grande, associados a feições de escape de fluidos no fundo marinho (*pockmarks*), tanto próximo ao afloramento do BSR a 550 m de lâmina d'água quanto em maiores profundidades (i.e., 1.500 m) (MILLER *et al*., 2015). Hidratos de gás são encontrados na forma de nódulos e lâminas milimétricas a centimétricas dispersas na matriz lamosa, mas também formando camadas maciças de até 25 cm de espessura. O gás nos hidratos é composto majoritariamente por metano com traços e etano, e os isótopos estáveis de carbono indicam uma origem biogênica para o metano ($\delta^{13}C < -66{,}7‰$) (MILLER *et al*., 2015; RODRIGUES *et al*., 2020; Fig. 10.6). Comunidades quimiossintéticas que dependem da ascensão de fluidos de subsuperfície foram identificadas junto as áreas em que hidratos de gás foram recuperados (GIONGO *et al*., 2016; MEDINA-SILVA *et al*., 2017).

Versão exclusiva do autor

10.3 - Considerações Finais

Os depósitos confirmados de hidratos de gás na margem continental brasileira, no leque do Amazonas, na Bacia da Foz do Amazonas, e no Cone de Rio Grande, na Bacia de Pelotas, contém significativas quantidades de metano potencialmente armazenadas na forma de hidratos (430 tcf e 780 tcf, respectivamente). As ocorrências de hidratos destas duas bacias possuem similaridades, mas também importantes diferenças. Em ambas as bacias o principal gás formador de hidratos é o metano de origem biogênica, o que é esperado para grandes acumulações sedimentares (depocentros), que também potencialmente acumulam grandes quantidades de matéria orgânica. Fora do limite dos depocentros, como no caso de leque do Amazonas, por exemplo, parece haver uma influência de metano de origem termogênica. Por outro lado, a distribuição dos depósitos de hidratos de gás parece distinta nas duas ocorrências. No leque do Amazonas, BSRs são descontínuos e encontrados principalmente em estruturas compressivas (dobras e falhas de empurrão), indicando uma possível relação entre a tectônica gravitacional e fluxo de fluídos. No Cone de Rio Grande, BSRs são contínuos e distribuídos ao longo de toda a região (depocentro), indicando um aporte de gás mais homogêneo e distribuído em todo o pacote sedimentar.

A presença de vazamentos de gás no fundo marinho próximo ao limite da zona de estabilidade de hidratos, tanto no leque do Amazonas como no Cone de Rio Grande, indica que a mudança climática da atualidade está desestabilizando parte dos depósitos, com transferência de carbono (metano) dos sedimentos para o oceano. A ocorrência do Cone de Rio Grande, em particular, foi recentemente apontada como o primeiro local do hemisfério sul em que a mudança climática está afetando a estabilidade de hidratos de gás marinhos, somando a evidências no hemisfério norte de que este é um fenômeno global.

Os hidratos de gás recuperados até o momento no Brasil estão principalmente relacionados a nódulos dispersos em sedimentos lamosos (localmente formando camadas de até 25 cm de espessura). Não foram recuperados hidratos de gás em sedimentos com textura mais grossa, análogos aos reservatórios que são alvo de testes de produção pelos métodos até então utilizados no Japão, por exemplo, embora a produção de gás a partir de hidratos em sedimentos com textura fina tenha sido testada na China. No Brasil, o conhecimento de prováveis reservatórios e da real extensão dos depósitos de hidratos de gás é bastante limitado, pois a exploração ainda se encontra em uma fase imatura. É possível que iniciativas de âmbito científico, como IODP, constituam importante fonte de dados para o desenvolvimento e estudo de hidratos de gás no país, com avanços para o entendimento do seu potencial econômico, mas também para seu significado ambiental, como por exemplo o impacto da mudança de clima da atualidade para o planeta. Além de programas de cunho científico, é fundamental que o conhecimento dos hidratos de gás no Brasil seja incentivado por programas de grande porte nacionais, a exemplo do que ocorreu com sucesso em países como Japão, EUA, Canadá, China, Índia e Coreia do Sul. É, portanto, de importância estratégica (econômica e ambiental) para o Brasil o conhecimento de seus depósitos naturais de hidratos de gás. Até o momento, foram recuperados hidratos de gás apenas em duas bacias brasileiras, mas existe enorme potencial para a existência de depósitos também em outras bacias na vasta margem continental do país, notadamente em bacias prolíferas das margens equatorial e leste.

Versão exclusiva do autor

Agradecimentos

Os autores agradecem aos organizadores desta publicação, Lauro Calliari e Norberto Horn Filho, pelo convite para escrever este capítulo sobre hidratos de gás no Brasil. Os autores agradecem também à PETROBRAS por suporte financeiro ao projeto CONEGAS na Bacia de Pelotas e à Seaseep Dados de Petróleo Ltda. pela colaboração no projeto Tucuxi na Bacia da Foz do Amazonas. M.K. agradece ao CNPq e a CAPES pelo apoio aos projetos 309915/2015-5 e 0558/2015, respectivamente.

Referências Bibliográficas

AGUIAR, L.F.; FREIRE, A.F.M.; SANTOS, L.A.; DOMINGUEZ, A.C.F.; NEVES, E.H.P.; GUIZAN SILVA, C.; CETALE SANTOS, M.A. 2019. Analysis of seismic attributes to recognize bottom simulating reflectors in the Foz do Amazonas basin, Northern Brazil. Brazilian Journal of Geophysics, 37: 43–53. DOI: 10.22564/rbgf.v37i1.1988.

ARCHER, D. 2007. Methane hydrate stability and anthropogenic climate change. Biogeosciences, 4: 521–544. DOI: 10.5194/bg-4-521-2007.

BERNDT, C.; FESEKER, T.; TREUDE, T.; KRASTEL, S.; LIEBETRAU, V, NIEMANN, H.; BERTICS, V.J.; DUMKE, I.; DÜNNBIER, K.; FERRÉ, B.; GRAVES, C.; GROSS, F.; HISSMANN, K.; HÜHNERBACH, V.; KRAUSE, S.; LIESER, K.; SCHAUER, J.; STEINLE, L. 2014. Temporal constraints on hydrate-controlled methane seepage off Svalbard. Science, 343: 284–287. DOI: 10.1126/science.1246298.

BOHRMANN G.; TORRES M.E. 2006. Gas Hydrates in Marine Sediments. *In*: SCHULZ, H.D.; ZABEL, M. (Orgs.). Marine Geochemistry. Springer, Berlin, Heidelberg. 481–512. DOI: 10.1007/3-540-32144-6_14.

BOSWELL, R.; COLLETT, T.S. 2011. Current perspectives on gas hydrate resources. Energy & Environmental Science, 4: 1206–1215. DOI: 10.1039/C0EE00203H.

CASTILLO, L.L.A.; KAZMIERCZAK, T. DE S.; CHEMALE JR., F. 2009. Rio Grande cone tectono-stratigraphic model e Brazil: seismic sequences. Earth Sci. Res. J., 13: 42–53.

CLAYPOOL, G.E.; KVENVOLDEN, K.A. 1983. Methane and other hydrocarbon gases in marine sediment. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 11: 299–327. DOI: 10.1146/annurev.ea.11.050183.001503.

CLENNELL, M.B. 2000. Hidrato de gás submarino: natureza, ocorrência e perspectivas para exploração na margem continental brasileira. Braz. J. Geophys., 18: 397–410. DOI: 10.1590/S0102-261X2000000300013.

COLLETT, T.S.; JOHNSON, A.H.; KNAPP, C.C.; BOSWELL, R., 2009. Natural gas hydrates: a review. *In*: COLLETT, T.S.; JOHNSON, A.H.; KNAPP, C.C.; BOSWELL, R. (Orgs.). Natural Gas Hydrates - Energy Resource Potential and Associated Geologic Hazards. AAPG Memoir, 89: 146–219. DOI: 10.1306/13201142M891602.

CONTRERAS, J.; ZÜHLKE, R.; BOWMAN, S.; BECHSTÄDT, T. 2010. Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins). Mar. Pet. Geol., 27: 1952–1980. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2010.06.007.

Versão exclusiva do autor

DALLIMORE, S.R.; YAMAMOTO, K.; WRIGHT, J.F.; BELLEFLEUR, G. 2012. Scientific Results from the JOGMEC/NRCan/Aurora Mallik 2007-2008 Gas Hydrate Production Research Well Program, Mackenzie Delta, Northwest. Geological Survey of Canada, Bulletin 601, 291 p. DOI: 10.4095/291751.

DAMUTH, J.E.; KUMAR, N. 1975. Amazon cone, morphology, sediments, age, and growth pattern. Geol. Soc. Am., GSA Bull., 86: 863–878. DOI: 10.1130/0016-7606(1975)86%3C863:ACMSAA%3E2.0.CO;2.

DE SILVA, J.M.; DAWE, R. 2011. Towards Commercial Gas Production from Hydrate Deposits. Energies, 4: 215–238. DOI: 10.3390/en4020215.

DEMIRBAS, A. 2010. Processes for Methane Production from Gas Hydrates. *In*: DEMIRBAS, A. Methane Gas Hydrate. Green Energy and Technology. Springer, Londres. p. 161–181. DOI: 10.1007/978-1-84882-872-8_5.

DICKENS, G. R. 1999. The blast in the past. Nature, 401: 752–755. DOI: 10.1038/44486.

DICKENS, G. R. 2001. On the fate of past gas: what happens to methane released from a bacterially mediated gas hydrate capacitor? Geochem., Geophys., Geosyst., 2: 1–5. DOI: 10.1029/2000GC000131.

DICKENS, G. R. 2011. Down the Rabbit Hole: toward appropriate discussion of methane release from gas hydrate systems during the Paleocene-Eocene thermal maximum and other past hyperthermal events. Climate Past, 7: 831–846. DOI: 10.5194/cp-7-831-2011.

DICKENS, G. R.; QUINBY-HUNT, M. S. 1994. Methane hydrate stability in seawater. Geophys. Res. Lett., 21: 2115–2118. DOI: 10.1029/94GL01858.

EGOROV, A.; CRANE, K.; VOGT, P.R., ROZHKOV, A.N.; SHIRSHOV, P.P. 1999. Gas hydrates that outcrop on the sea floor: stability models. Geo-Marine Letters, 19: 68–75. DOI: 10.1007/s003670050094.

FIGUEIREDO, J.; HOORN, C.; VAN DER VEN, P.; SOARES, E. 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. Geology, 37: 619–622. DOI: 10.1130/G25567A.1.

FLOOD, R.D.; MANLEY, P.L.; KOWSMANN, R.O.; APPI, C.J.; PIRMEZ, C. 1991. Seismic facies and Late Quaternary growth of Amazon submarine fan. *In*: WEIMER, P.; LINK, M.H. (Eds.). Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems. Springer-Verlag New York, p. 415–434. DOI: 10.1007/978-1-4684-8276-8_23.

FLOOD, R.D.; PIPER, D.J.W.; KLAUS, A. *et al*. 1995. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, v. 155 Initial Reports, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1233 pp. DOI: 10.2973/odp.proc.ir.155.1995

FONTANA, R.L. 1989. Evidências geofísicas da Presença de Hidratos de Gás na Bacia de Pelotas. *In*: 1st Congress of the Brazilian Geophysical Society, SBGf. Rio de Janeiro, Brazil, 20 November. Proceedings.

FONTANA, R.L. 1996. Geotectnia e sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas Plataforma de Florianópolis. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS. 214 p.

FONTANA, R.L.; MUSSUMECI, A. 1994. Hydrates offshore Brazil. *In*: Annals of the New York Academy of Sciences. International Conference on Natural Gas Hydrates; New York Academy of Sciences: New York, NY, EUA, 1994; Annals, v. 715, p. 106–113. DOI: 10.1111/j.1749-6632.1994.tb38827.x.

Versão exclusiva do autor

FUJII, T.; SUZUKI, K.; TAKAYAMA, T.; TAMAKI, M.; KOMATSU, Y.; KONNO, Y.; YONEDA, J.; YAMAMOTO, K.; NAGAO, J. 2015. Geological setting and characterization of a methane hydrate reservoir distributed at the first offshore production test site on the Daini-Atsumi Knoll in the eastern Nankai Trough, Japan. Mar. Petrol. Geol., 66: 310–322. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2015.02.037.

GIONGO, A.; HAAG, T.; LOPES-SIMÃO, T.L.; MEDINA-SILVA R.; UTZ L.R.P.; BOGO M.R.; BONATTO S.L.; ZAMBERLAN P.M.; AUGUSTIN, A.H. *et al*. 2016. Discovery of a chemosynthesis-based community in the western South Atlantic Ocean. Deep Sea Res. Part I: Oceanogr. Res. Pap., 112: 45–56. DOI: 10.1016/j.dsr.2015.10.010.

HAACKE, R.R.; WESTBROOK, G.K.; HYNDMAN, R.D. 2007. Gas hydrate, fluid flow and free gas: Formation of the bottom-simulating reflector. Earth Planet. Sci. Lett., 261: 407–420. DOI: 10.1016/j.epsl.2007.07.008.

HERNÁNDES-MOLINA, F.J.; SOTO, M.; PIOLA, A.R.; TOMASINI, J.; PREU, B.; THOMPSON, P.; BADALINI, G.; CREASER, A.; VIOLANTE, R.A.; MORALES, E.; PATERLINI M., DE SANTA ANA H. 2016. A contourite depositional system along the Uruguayan continental margin: Sedimentary, oceanographic and paleoceanographic implications. Mar. Geol., 378: 333–349. DOI: 10.1016/j.margeo.2015.10.008.

HEUER, V.B.; POHLMAN, J.W.; TORRES, M.E.; ELVERT, M.; HINRICHS, K.-U. 2009. The stable carbon isotope biogeochemistry of acetate and other dissolved carbon species in deep subseafloor sediments at the northern Cascadia Margin. Geochim. Cosmochim. Acta, 73: 3323–3336. DOI: 10.1016/j.gca.2009.03.001.

HOVLAND, M.; GUDMESTAD, O.T., 2001. Potential influence of gas hydrates on seabed installations. *In*: PAULL, C.K.; DILLON, W.P. (Orgs.), Natural Gas Hydrates: Occurrence, Distribution, and Detection. American Geophysical Union, Washington, D.C., v. 124: 307–315. DOI: 10.1029/GM124p0307.

KETZER, J.M.; AUGUSTIN, A.; RODRIGUES, L.F.; OLIVEIRA, R.; PRAEG, D.; PIVEL, M.A.G.; REIS, A.T.; SILVA, C.G.; LEONEL, B. 2018. Gas seeps and gas hydrates in the Amazon deep-sea fan. Geo-Marine Letters, 38: 429–438. DOI: 10.1007/s00367-018-0546-6.

KETZER, M.; PRAEG, D.; PIVEL, M.A.G.; AUGUSTIN, A.H.; RODRIGUES, L.F.; VIANA, A.R.; CUPERTINO, J.A. 2019. Gas Seeps at the Edge of the Gas Hydrate Stability Zone on Brazil's Continental Margin. Geosciences, 9: 193. DOI: 10.3390/geosciences9050193.

KETZER, M.; PRAEG, D.; RODRIGUES, L.F.; AUGUSTIN, A.H.; PIVEL, M.A.G.; RAHMATI-ABKENAR, M.; MILLER, D.J.; VIANA, A.R.; CUPERTINO, J.A. 2020. Gas hydrate dissociation linked to contemporary ocean warming in the southern hemisphere. Nature Communications, 11: 3788. DOI: 10.1038/s41467-020-17289-z.

KETZER, M.; VIANA, A.; MILLER, D.J.; AUGUSTIN, A.H.; RODRIGUES, L.F.; PRAEG, D.; CUPERTINO, J.A.; FREIRE, A.F.M.; KOWSMANN, R.O.; DICKENS, G.R.; MALINVERNO, A. 2022. Gas hydrate systems on the Brazilian continental margin. *In*: MIENERT, J.; BERNDT, C.; TRÉHU, A.M.; CAMERLENGHI, A.; LIU, C.S. (Eds.). World Atlas of Submarine Gas Hydrates in Continental Margins. Springer-Nature Switzerland, p. 343–353. DOI: 10.1007/978-3-030-81186-0_29.

KVENVOLDEN, K.A. 1993. Gas hydrates – geological perspective and global change. Rev. Geophysics, 31: 173–187. DOI: 10.1029/93RG00268.

Versão exclusiva do autor

KUZUMIN, M.I.; GELETIY, V.F.; KALMYCHKOV, G.; KUZNETSOV, F.A.; LARIONOV, E.G.; MANAKOV, A.Y.; MIRONOV, Y.I.; SMOLJAKOV, B.S.; DYADIN, Y.A.; DUCHKOV, A.D.; BAZIN, N.M.; MAHOV, G.M. 2000. The first discovery of the gas hydrates in the sediments of the Lake Baikal. Ann. N.Y. Acad. Sci., 912: 112–115. DOI: 10.1111/j.1749-6632.2000.tb06764.x.

MANLEY, P.L.; FLOOD, R.D. 1988. Cyclic sediment deposition within Amazon deep-sea fan. Am. Assoc. Petrol. Geol., AAPG Bulletin, 72: 912–925. DOI: 10.1306/703C910E-1707-11D7-8645000102C1865D.

MARTINS, L. R.; MELO, U.; FRANÇA, A. M. C.; SANTANA, C. I.; MARTINS, I. R. 1972. Distribuição Faciologica da Margem Continental Sul Riograndense. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia. SBG. Belém, PA, Brasil. Anais, 26, 115–132.

MASLIN, M.; OWEN, M.; BETTS, R.; DAY, S.; JONES, T.D.; RIDGWELL, A. 2010. Gas hydrates: Past and future geohazard? Philos. Trans. R. Soc. Am., 368: 2369–2393. DOI: 10.1098/rsta.2010.0065.

MATSUDA, N.S.; FREIRE, A.F.M. 2008. The Bottom Simulating Reflector (BSR) along the Brazilian Atlantic Coast: A New Perspective for Gas Hydrates Exploration in the Southern Hemisphere. AAPG International Conference and Exhibition, Cape Town, South Africa, 26–29 October 2008. Proceedings.

McCONNELL, D.R.; ZHANG, Z.; BOSWELL, R. 2012. Review of progress in evaluating gas hydrate drilling hazards. Mar. Pet. Geol., 34: 209–223. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2012.02.010.

MEDINA-SILVA, R.; OLIVIERA, R. R.; TRINDADE, F. J.; BORGES L. G. A.; SIMÃO T. L. L.; AUGUSTIN A. H.; VALDEZ F. P.; CONSTANT M.J.; SIMUNDI C. L.; EIZIRIK E.; GROPOSO C.; MILLER D. J.; SILVA P. R.; VIANA A. R.; KETZER J. M. M.; GIONGO A. 2017. Microbiota associated with tubes of *Escarpia* sp. from cold seeps in the southwestern Atlantic Ocean constitutes a community distinct from that of surrounding marine sediment and water. Antonie van Leeuwenhoek. Int. J. Gen. Mol. Microbiol., 111: 533–550. DOI: 10.1007/s10482-017-0975-7.

MILLER, D. J.; KETZER, J. M.; VIANA, A. R; KOWSMANN, R. O.; FREIRE, A. F. M.; OREIRO, S. G.; AUGUSTIN, A. H.; LOUREGA, R. V.; RODRIGUES, L. F.; HEEMANN, R.; PREISSLER, A. G.; MACHADO, C. X.; SBRISSA, G. F. 2015. Natural gas hydrates in the Rio Grande Cone (Brazil): a new province in the western South Atlantic. Mar. Pet. Geol., 67: 187–196. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2015.05.012.

OLIVEIRA, S.; VILHENA, O.; DA COSTA, E. 2010. Time–frequency spectral signature of Pelotas Basin deep water gas hydrates system. Mar. Geophys. Res., 31: 89–97. DOI: 10.1007/s11001-010-9085-x.

PIÑERO, E.; MARQUARDT, M.; HENSEN, C.; HAECKEL, M; WALLMANN, K. 2013. Estimation of the global inventory of methane hydrates in marine sediments using transfer functions. Biogeosciences, 10: 959–975. DOI: 10.5194/bg-10-959-2013.

REIS, A.T.; PEROVANO, R.; SILVA, C.G.; VENDEVILLE, B.C.; ARAÚJO, E.; GORINI, C.; OLIVEIRA, V. 2010. Two-scale gravitational collapse in the Amazon Fan: a coupled system of gravity tectonics and mass-transport processes. J. Geol. Soc., 167: 593–604. DOI: 10.1144/0016-76492009-035.

REIS, A.T., ARAÚJO, E.; SILVA, C.G.; CRUZ, A.M.; GORINI, C.; DROZ, L.; MIGEON, S.; PEROVANO, R.; KING, I.; BACHE, F. 2016. Effects of a regional décollement level for gravity tectonics on late Neogene to recent large-scale slope

Versão exclusiva do autor

instabilities in the Foz do Amazonas Basin, Brazil. Mar. Petrol. Geol., 75: 29–52. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2016.04.011.

RODRIGUES, L.F.; KETZER, J.M.; OLIVEIRA, R.R.; SANTOS, V.H.J.M.; AUGUSTIN, A.H.; CUPERTINO, J.A.; VIANA, A.R.; LEONEL, B.; DORLE, W. 2019 Molecular and isotopic composition of hydrate-bound, dissolved and free gases in the Amazon deep-sea fan and slope sediments, Brazil. Geosciences, 9: 73. DOI: 10.3390/geosciences9020073.

ROSA, A.P. 2007. Interpretação sismo-estratigráfica da porção da Bacia de Pelotas que engloba o Cone do Rio Grande e a avaliação do seu potencial petrolífero. Macaé. 277 p. Tese de doutorado. Universidade Estadual do Norte Fluminense.

RUPPEL, C.D.; KESSLER, J. D. 2017. The interaction of climate change and methane hydrates. Rev. Geophys., 55: 126–168. DOI: 10.1002/2016RG000534.

SAD, A.R.E.; SILVEIRA, D.P.; MACHADO, M.A.P. 1998. Marine gas hydrates evidence along the Brazilian coast. *In*: AAPG International Conference and Exhibition, Rio de Janeiro, Brazil, Nov. 8−11. Abstract Volume.

SILVA, S.R.P.; MACIEL, R.R.; SEVERINO, M.C.G. 1999. Cenozoic tectonics of Amazon Mouth Basin. Geo-Marine Letters, 18: 256–262. DOI: 10.1007/s003670050077.

SILVEIRA, D.P.; MACHADO, M.A.P. 2004 Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Pelotas. Boletim Informativo da Fundação Paleontológica Phoenix, ano 6, n. 63.

SLOAN, E.D.; KOH, C.A.; SUM, A.K. 2010. Gas Hydrate Stability and Sampling: The Future as Related to the Phase Diagram. Energies, 3: 1991–2000. DOI: 10.3390/en3121991.

SOH, W. 1997. Computed tomography scan analysis of Site 941 cores, western mass-transport deposit, Amazon Fan. *In*: FLOOD, R.D., PIPER, D.J.W., KLAUS, A., PETERSON, L.C. (Eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Amazon Fan. Ocean Drilling Program, College Station, TX, v. 155, p. 465–476. DOI: 10.2973/odp.proc.sr.155.231.1997.

TANAKA, M.D.; SILVA, C.G.; CLENNELL, M.B. 2003. Gas hydrates on the Amazon Submarine Fan, Foz do Amazonas Basin, Brazil. *In*: AAPG Annual Convention. Salt Lake City, Utah, EUA. AAPG Search and Discovery, Article #90013 11–14 May 2003. Proceedings.

THARIMELA, R.; AUGUSTIN, A.H.; KETZER, M.; CUPERTINO, J.A.; MILLER, D.J.; VIANA, A.R.; SENGER, K. 2019. 3D controlled-source electromagnetic imaging of gas hydrates: Insights from the Pelotas Basin offshore Brazil. Interpretation, 7: SH111-SH131. DOI: 10.1190/INT-2018-0212.1.

VIANA, A.R. 2002. Seismic expression of shallow- to deep-water contourites along the south-eastern Brazilian margin. Mar. Geophys. Res., 22: 509–521.

WHITICAR, M. J. 1999. Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane. Chem. Geol., 161: 291–314. DOI: 10.1016/S0009-2541(99)00092-3.

YE, J.-L.; QIN, X.-W.; XIE, W.-W.; LU, H.-L.; *et al*. 2020. The second natural gas hydrate production test in the South China Sea. China Geology, 2: 197–209. DOI: 10.31035/cg2020043

ZERPA, L.E.; SALAGER, J.-L.; KOH, C.A.; SLOAN, E.D.; SUM, A.K. 2011. Surface Chemistry and Gas Hydrates in Flow Assurance. Ind. Eng. Chem. Res., 50: 188–197. DOI: 10.1021/ie100873k.

Versão exclusiva do autor

Sobre os Autores

João Marcelo Ketzer

Geólogo e mestre em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS, 1994, 1997) e doutor em Mineralogia, Petrologia e Tectônica pela Universidade de Uppsala, Suécia (2002). Estágio de pós-doutorado no Instituto Francês do Petróleo (IFP, 2003) e experiência em missões oceanográficas no oceano Atlântico e nos mares Mediterrâneo, Báltico e do Japão. Atualmente é professor titular da Universidade de Linnaeus na Suécia.

E-mail: marcelo.ketzer@lnu.se

ORCID: 0000-0003-4796-8177

Adriano Viana

Geólogo formado pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e com doutorado em Geologia Marinha e Sedimentologia pela Universidade de Bordeaux, França. Atua na Academia da Exploração da Petrobras e representa a empresa em Programas do Plano Setorial para os Recursos do Mar (PSRM) da Secretaria da Comissão Interministerial de Recursos do Mar (SECIRM), e no PGGM.

E-mail: aviana@petrobras.com.br / vianaadri@hotmail.com

ORCID: 0000-0001-8527-3080

Dennis Miller

Geólogo formado pela Northern Arizona University, EUA e mestre em Sistemas Petrolíferos pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (COPPE-UFRJ). Atualmente é geólogo Sênior da Gerência de Geoquímica do Centro de Pesquisas e Desenvolvimento da PETROBRAS (CENPES).

E-mail: miller@petrobras.com.br

ORCID: 0000-0002-8587-4182

Adolpho Augustin

Formado em Geologia pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) em 2005 e com Mestrado em Geoquímica pela UFRGS em 2007. Trabalho desde 2010 com Hidratos de Gás, participei de inúmeros Missões Oceanográficas para a coleta de dados Geofísicos e Amostragem para Hidratos de Gás e trabalho com processamento de dados Geofísicos Marinhos.

E-mail: adolpho.augustin@pucrs.br / ahaugustin@yahoo.com.br

ORCID: 0000-0002-4889-9735

Frederico Rodrigues

Químico Industrial pela Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), mestrado e doutorado em Química Analítica pela UFSM e Pós-doutorado em Geociências pela Universidade Federal Fluminense (UFF).

E-mail: frederico.rodrigues@pucrs.br

ORCID: 0000-0001-5960-4843

Versão exclusiva do autor

Daniel Praeg

Possui graduação em Ciências Geológicas pela Universidade Dalhousie, Canadá (1984) e doutorado em Geologia Marinha e Geofísica pela Universidade de Edimburgo, Escócia (1997). Possui interesse em sistemas criogênicos e geodinâmicos de margens continentais.

E-mail: daniel.praeg@geoazur.unice.fr

ORCID: 0000-0003-1107-3128

José Cupertino

Geólogo formado pela Universidade do Vale do Rio dos Sinos (Unisinos) e doutor pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). É atualmente assessor de pesquisa do Instituto do Petróleo e dos Recursos Naturais da Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul (PUCRS) e representante deste junto ao PGGM.

E-mail: jose.cupertino@pucrs.br

ORCID: 0000-0002-1684-1870

Versão exclusiva do autor

11 – PETRÓLEO E GÁS NAS BACIAS DA MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA: QUAIS AS PERSPECTIVAS DOS COMBUSTÍVEIS FÓSSEIS NUM AMBIENTE DE TRANSIÇÃO ENERGÉTICA?

OIL AND GAS IN BASINS OF THE BRAZILIAN CONTINENTAL MARGIN: PERSPECTIVES OF FOSSIL FUELS IN A WORLD OF ENERGY TRANSITION?

Rui Jorge Baptista
Departamento de Geologia
Universidade de Lisboa, Portugal

André Etienne Ferraz
Departamento de Geologia e Geofísica
Universidade Federal Fluminense - UFF

José Milton Cronemberger Mendes
Consultor Independente, Brasil

Cristiano Leite Sombra
Consultor Independente, Brasil

Eugenio V. Santos Neto
Marcelo Carvalho
Bernardo Peluso
Andre Luiz Ferrari
Luiz Antonio Pierantoni Gamboa
Departamento de Geologia e Geofísica
Universidade Federal Fluminense - UFF

Resumo

Embora as mudanças climáticas indiquem a necessidade de alterações no sistema energético global fortemente baseado no uso de recursos fósseis, todos os cenários de mudança considerados pelos inúmeros especialistas que suportam de forma independente e credível as teses defendidas pela ONU, preveem ainda a continuação do uso de fontes fósseis nas próximas décadas. Sendo pilar fundamental para a economia do país gerir os seus recursos endógenos, incluindo os energéticos renováveis e não renováveis, impõe-se um bom conhecimento do potencial existente em todo o território através de levantamentos e de reconhecimentos feitos responsavelmente por especialistas de diversas áreas do saber. Como pode um país defender e gerenciar os seus próprios recursos se não tiver um bom conhecimento do potencial existente em todo o seu território terrestre e marítimo? Neste capítulo, será apresentada uma breve história da exploração e explotação de recursos petrolíferos em bacias costeiras e *offshore*, incluindo áreas em águas rasas e profundas. Faz-se uma referência especial às descobertas na secção pré-sal das águas ultra profundas de Santos e Campos e aos desafios impostos pela exploração e produção nestes ambientes hostis de fronteira tecnológica. O potencial remanescente não descoberto também é apontado noutras bacias *offshore*, nomeadamente aquelas da margem equatorial, onde são previstos sistemas petrolíferos ativos e acumulações de hidrocarbonetos com elevado potencial econômico, mas ainda exigindo a confirmação através de atividades de exploração intensiva.

Palavras-chave: Brasil, margem continental, transição energética, potencial petrolífero, mudança climática.

Nota dos Organizadores: o manuscrito deste capítulo foi produzido em abril de 2022.

Versão exclusiva do autor

Abstract

Although the dramatic climatic events require changes in the global energy system strongly based on the use of fossil resources, all scenarios of change, considered by the numerous experts who independently and credibly support the theses advocated by the UN, still foresee the continued use of fossil sources in the coming decades. Being a fundamental pillar for the country's economy to manage its endogenous resources, including renewable and non-renewable energy resources, it is mandatory a good knowledge of the potential that exists throughout the territory, through research and recognition made in a responsible manner by specialists from various areas of knowledge. How can a country defend and manage their own resources if there isn't a good knowledge of the existing potential all over the territory including onshore and offshore areas? In this paper a briefly history of the exploration and exploitation of oil and gas resources in onshore and offshore basins including areas in shallow and deep waters. A special reference is made to the discoveries in the pre-salt section in the Santos and Campos ultra-deep waters and the technological challenges imposed by the exploration and production in these hostile frontier environments. The remaining potential is also appointed in other offshore basins, namely on the equatorial margin, where active petroleum systems and large accumulations of hydrocarbons with high economic potential are anticipated but still is requiring intensive exploration activities to be confirmed.

Keywords: Brazil, continental margin, energy transition, petroleum potential, climate change.

11.1 - Introdução

Os combustíveis fósseis, carvão, petróleo e gás têm assegurado mais de 80% do total da energia primária consumida mundialmente desde meados do século passado. A sua utilização tem constituído, direta ou indiretamente, a principal fonte de emissões de gases com efeito estufa considerada pela comunidade internacional como sendo os principais responsáveis pelas alterações climáticas que vêm sendo mais percebidas nas últimas décadas. Por imposição da comunidade internacional e com a assinatura dos Acordos de Paris sobre as alterações climáticas, em 2016, foram definidas, e anualmente renovadas, metas ambiciosas para reduzir e neutralizar as emissões de CO_2 até 2050. Apesar dos esforços desenvolvidos e do impacto que a pandemia trouxe a toda a atividade econômica global, tem se verificado um persistente aumento do consumo de energia, sobretudo por parte dos países de economia emergente, aumento esse que só parcialmente é assegurado pela crescente produção de energias renováveis cabendo o restante aos combustíveis fósseis que continuam a ver a sua produção aumentar. Acréscimos de eficiência dos sistemas consumidores e a substituição, em algumas geografias, do uso do carvão pelo gás natural têm atenuado o crescimento de emissões de CO_2, mas não as têm reduzido tão significativamente como o desejado para que se alcancem as metas propostas pelos especialistas das Nações Unidas.

Cabe assim questionar se, num ambiente de transição para a descarbonização global do setor da energia como contribuição para reduzir o efeito estufa, fará sentido a continuação dos esforços exploratórios para a descoberta de novas jazidas de hidrocarbonetos?

Será possível aliar a pesquisa e produção de novas jazidas de petróleo e gás que sustentem as necessidades energéticas e as outras demandas da sociedade moderna com práticas que por um lado assegurem o desenvolvimento econômico das regiões produtoras

Versão exclusiva do autor

e por outro não ponham em causa a segurança e a sustentabilidade ambiental em escala planetária?

Apesar da urgência climática, requerendo uma rápida alteração do sistema energético global e até dos níveis de vida das sociedades economicamente mais desenvolvidas, todos os cenários para a mudança analisados pelos especialistas que sustentam as teses defendidas pelas Nações Unidas preveem, para as próximas décadas, a continuidade da utilização de fontes fósseis, ainda que em progressiva regressão.

As reservas já conhecidas, apesar de significativas a nível global, serão insuficientes para assegurarem o abastecimento mundial até ao final do século, justificando a continuidade dos projetos exploratórios com o objetivo de descobrir novas acumulações que possam garantir a disponibilidade do recurso para as gerações vindouras, lembrando que os hidrocarbonetos, sendo fontes de energia são também matéria-prima indispensável para a petroquímica e para assegurar, em quantidade requerida pela humanidade, bens essenciais para manutenção da qualidade de vida das sociedades atuais.

Os hidrocarbonetos, petróleo e gás são e serão ainda nas próximas décadas recursos estratégicos tanto para os países que têm a sua economia dependente do consumo de energia como para os países possuidores no seu subsolo de recursos desta natureza. Como qualquer outro recurso natural, a sua exploração terá de ser avaliada numa perspectiva global em que se pesam as condições técnicas das infraestruturas produtoras com os impactes ambientais e econômicos associados. Nenhuma faceta deverá ser desconsiderada para que as decisões que venham a ser tomadas sejam suportadas por estudos sérios e realmente abrangentes que não negligenciem nenhum dos aspectos críticos associados a atividades desta natureza, técnicos, econômicos, ambientais e sociais. Conhecer os recursos de uma região ou do país não é só uma questão econômica de empresas potencialmente interessadas, é também e acima de tudo uma questão de interesse nacional, sendo fundamental saber o máximo possível sobre as características dos recursos naturais e as condições associadas à sua explotação para depois, baseados em critérios cientificamente suportados, se ponderar e se tomar decisões em que todos os aspetos técnicos, ambientais e econômicos sejam devidamente pesados.

Ignorar e rejeitar saber quais os recursos do país não é solução clarividente numa sociedade evoluída e esclarecida. É numa ótica de reconhecimento da importância do saber que se enquadra a mensagem que se procura transmitir neste trabalho. Conhecer quais os recursos que a natureza geológica pode proporcionar ao país e aos brasileiros é um desígnio, é uma obrigação que as geociências e as engenharias devem ter sempre presente quer exerçam a sua atividade em entidades públicas, universitárias ou empresariais. Só o que se conhece bem pode ser bem defendido, bem explotado e bem usado de acordo com as melhores práticas que o conhecimento nos permite estabelecer em cada momento.

11.2 - Recursos petrolíferos do Brasil

Nos primórdios da prospecção petrolífera no Brasil, antes da formação da Petrobras, a prospecção petrolífera, focada nas áreas terrestres, permitiu fazer os primeiros reconhecimentos das bacias sem que se tivessem obtidos resultados animadores. Com a criação da Petrobras, em 1953, as atividades exploratórias passaram a ser mais sistematizadas, mas ainda assim, até 1968, focadas apenas nas áreas terrestres. A partir de 1968 e até 1984, as atividades exploratórias estenderam-se às áreas marítimas, mas somente em plataformas de águas rasas. Em 1968 foram perfurados os primeiros poços marítimos na Bacia de Espírito Santo e na Bacia de Sergipe onde, com o segundo

Versão exclusiva do autor

poço da sonda P-1, a primeira plataforma a ser construída no Brasil, se fez a primeira descoberta marítima – o Campo de Guaricema. A partir de 1985 e até 1997, os trabalhos estenderam-se, na Bacia de Campos, às áreas de Água Profunda ultrapassando sucessivas fronteiras tecnológicas.

Com o fim dos direitos de exclusividade da Petrobras em 1997 e o surgimento dos leilões da ANP, começaram a ser disputados blocos em áreas de Águas Ultraprofundas, tendo sido aberta uma nova fase em que as barreiras tecnológicas foram sendo sucessivamente vencidas. Esta última fase levou à descoberta em 2006 de uma nova província petrolífera de classe mundial, o Pré-Sal da Bacia de Santos e Campos.

Estas descobertas permitiram identificar volumes gigantescos de petróleo, tendo provocado um tremendo impacto no setor petrolífero do Brasil e o interesse das principais operadoras mundiais que passaram a ter o Brasil e em particular a Bacia de Santos como alvo para os seus investimentos.

As descobertas de campos gigantes na Seção Pré-Sal da Bacia de Santos feitas a partir de 2006 vieram enriquecer e transformar os conceitos pré-existentes sobre a exequibilidade da presença e produção de hidrocarbonetos nas bacias de água profunda.

Estas descobertas e a entrada em produção dos campos do pré-sal são ainda mais relevantes para o Brasil, não só por contrabalançarem a queda da produção e das reservas remanescentes na Bacia de Campos, mas também por assegurarem por muitos anos a autossuficiência do país em petróleo e gás e a independência face a produtores externos.

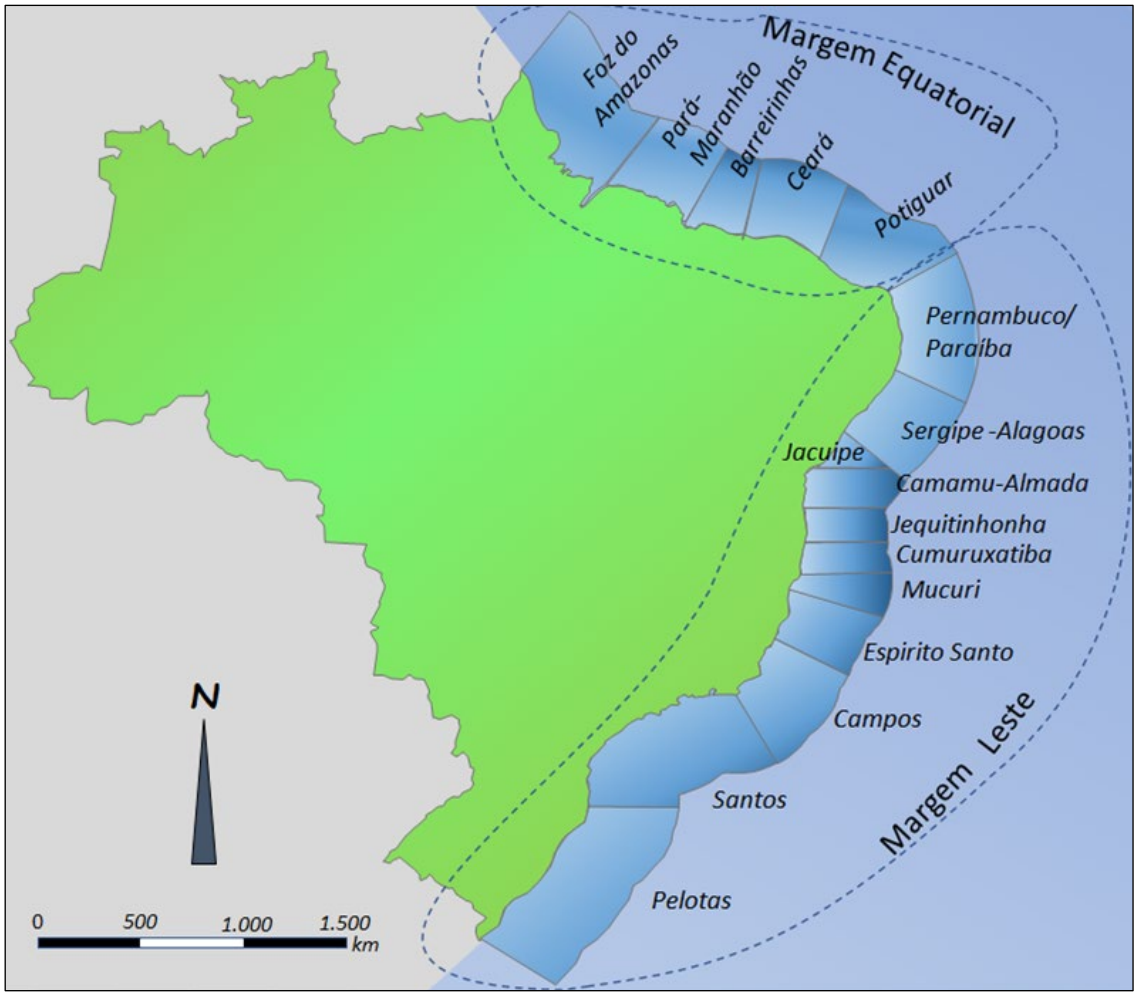


Figura 11.1 – Bacias Sedimentares das Margens Continentais do Brasil (fonte: autores, baseado em ANP/SDP/SIGEP).

Versão exclusiva do autor

A exploração e produção de grandes volumes de hidrocarbonetos a partir de trapas presentes em ambientes geológicos muito profundos sempre foi matéria de discussão entre especialistas devido ao acrescido risco de se encontrarem condições adversas tanto no que concerne às características e valor comercial dos hidrocarbonetos quanto a respeito das características petrofísicas dos reservatórios, sabendo-se que soterramentos expressivos induzem por norma aumentos de temperatura, potenciando a excessiva maturação das rochas geradoras e, por outro lado, induzindo reduções significativas de porosidade e de permeabilidade na maioria das rochas com potencial para atuarem como reservatórios.

As descobertas de acumulações significativas de hidrocarbonetos nas seções infra salíferas nas áreas de águas profundas de Santos e Campos vieram testemunhar que era possível ter boas porosidades (Fig. 11.2) e permeabilidades em reservatórios essencialmente carbonáticos sob um espesso soterramento e petróleo com densidades entre 25 e 30º API quando seria mais esperado encontrar reservatórios fechados e hidrocarbonetos do tipo condensado ou gás.

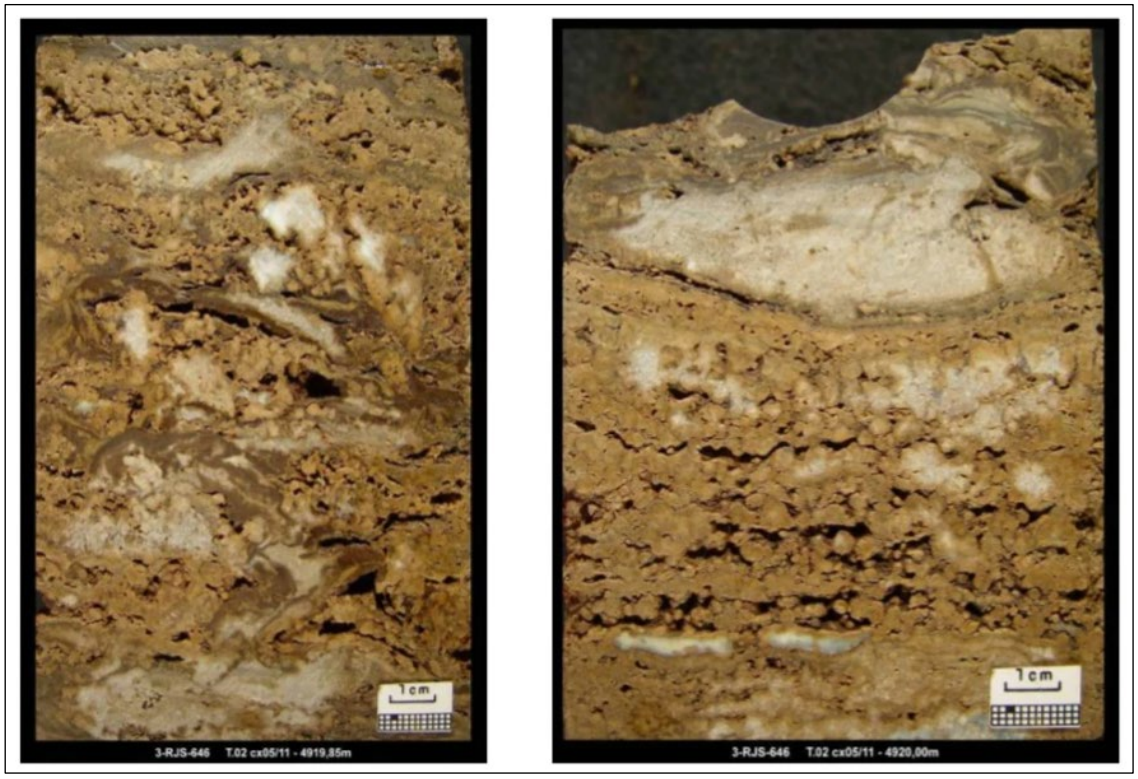


Figura 11.2 – Fotografias de testemunhos de rochas carbonáticas do Pré-sal da Bacia de Santos, ilustrando a boa porosidade (extraído de FORMIGLI, 2008).

Também neste campo a natureza revelou-se amistosa para o Brasil proporcionando condições para a existência de bacias extremamente prolíferas no que diz respeito à produção economicamente viável de hidrocarbonetos nas águas ultraprofundas das Bacias de Santos e Campos.

Revisitando e atualizando as análises de alguns autores (BRUHN *et al*., 2017) com informações excelentemente disponibilizadas *online* pela ANP/SDP/SIGEP pode visualizar-se a evolução da produção de petróleo no Brasil desde a primeira produção em 1941 até ao presente (Fig. 11.3).

Versão exclusiva do autor

No gráfico da Figura 11.3 fica bem evidenciado o impacto causado pela produção proveniente da Bacia de Campos desde o seu primeiro óleo em 1977, o seu pico de produção em 2009 e a alteração originada pela entrada em produção das descobertas do Pré-sal da Bacia de Santos a partir de 2009.

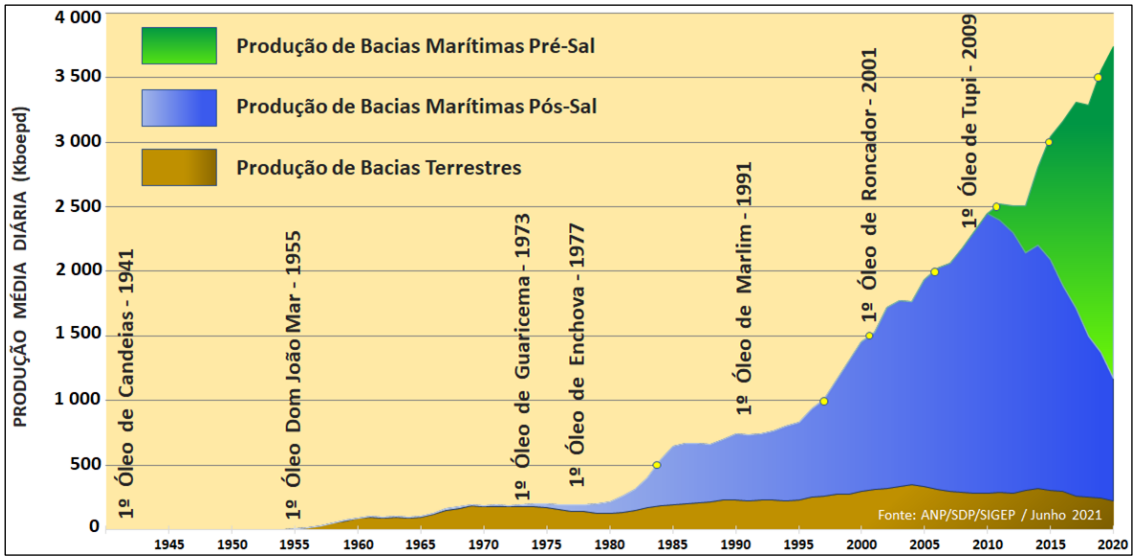


Figura 11.3 – Produção média diária de todos os campos do Brasil entre 1941 e 2021. Destaque para o início da produção na Bacia de Campos em 1977, o seu pico em 2009 coincidindo com o início da produção em Tupi no Pré-sal da Bacia de Santos (fonte: ANP/SDP/SIGEP – jun. 2021).

Cabe salientar aqui que as quebras na produção verificadas nas Bacias Marítimas Pós-Sal, dominada pela acentuada diminuição da produção proveniente dos campos da Bacia de Campos, se deve não só à natural depleção das jazidas, mas também às opções da Petrobras que optou por desinvestir na Bacia de Campos e focalizar os recursos financeiros requeridos para a revitalização desses campos em queda de produção no desenvolvimento das promissoras descobertas da Bacia de Santos. Estas descobertas do Pré-sal (CARMINATTI *et al.*, 2008 e 2009; BRUHN *et al.*, 2017) permitiram transformar o perfil da produção de petróleo no Brasil, até então dominado por reservatórios turbidíticos da Bacia de Campos, para um domínio crescente de reservatórios carbonáticos do Pré-sal das Bacias de Santos e Campos.

As descobertas do Pré-sal vieram abrir novas perspectivas exploratórias noutras bacias da margem continental brasileira e impuseram a necessidade de revisitar e atualizar conceitos relativos aos sistemas petrolíferos conhecidos nas bacias sedimentares brasileiras existentes ao longo da margem continental do Brasil (Fig. 11.1).

Neste texto pretende-se fazer uma pequena síntese atualizada de conceitos já amplamente divulgados com outro detalhe em inúmeras publicações sobre a temática – (merecem aqui referência, de entre outros, o trabalho publicado no *Brazilian Journal of Geophysics*, volume 18, número 3, intitulado "Petróleo na Margem Continental Brasileira: Geologia, Exploração, Resultados e Perspectivas" da autoria de Milani, E.J.; Brandão J.A.S.L.; Zalán, P.V.; Gamboa, L.A.P. (2000), e os trabalhos sobre as Bacias Sedimentares Brasileiras coordenados por E.J. Milani e publicados em 2007 no Boletim de Geociências da Petrobras, volume 15, número 2) – que beneficiaram dos novos conhecimentos entretanto adquiridos com estudos de métodos potenciais, novos dados sísmicos, novos poços perfurados e dados de geoquímica bem como a sugestão de novos modelos e conceitos apresentados por diversos autores em teses de doutorado e em variadas publicações.

Versão exclusiva do autor

11.3 - Conceito de Sistema Petrolífero

O conceito de Sistema Petrolífero é genericamente aceito como sendo o conjunto de elementos geológicos e de processos que, associados e com um sincronismo temporal adequado, permitem a geração, migração e acumulação de hidrocarbonetos em estruturas geológicas que funcionem como trapas.

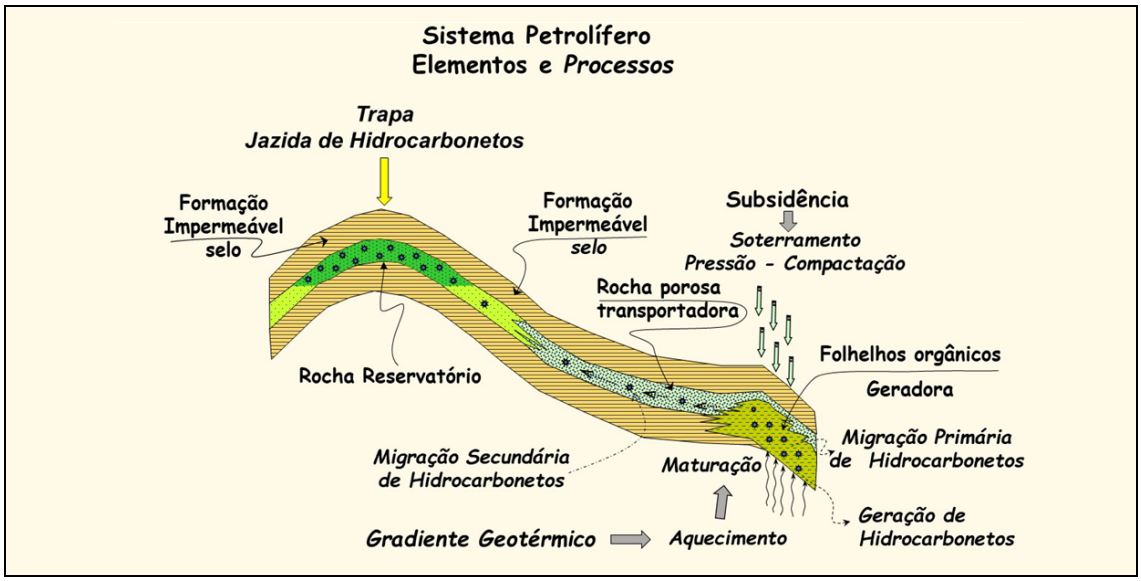


Figura 11.4 – Esquema simplificado de um Sistema Petrolífero (fonte: autores).

A identificação dos diferentes Sistemas Petrolíferos é genericamente associada às designações da rocha geradora e da formação reservatório. Esta metodologia leva à identificação de múltiplos sistemas petrolíferos nas diferentes bacias sedimentares das margens continentais brasileiras, podendo, dentro de uma mesma bacia sedimentar, haver mais do que um Sistema Petrolífero desde que haja mais do que um nível de Rocha Geradora estratigraficamente diferenciados e mais do que uma Rocha Reservatório, litológica e estratigraficamente distintas.

Milani *et al*. (2000) apresentaram uma descrição bastante detalhada das principais bacias brasileiras, tendo aí definido os elementos básicos dos Sistemas Petrolíferos necessários para a ocorrência de acumulações de petróleo e/ou gás.

Desde essa data, modificações importantes ocorreram no cenário da Exploração de petróleo e gás no Brasil, alterando significativamente as perspectivas para descobertas comerciais nas águas profundas e ultra profundas das bacias brasileiras.

11.4 - Classificação Geotectônica da Margem Brasileira

Como é do conhecimento geral, as bacias sedimentares que se desenvolveram ao longo da Margem Continental Brasileira (MCB) estão associadas aos processos de abertura e à evolução do Atlântico Sul desde as suas fases mais precoces até à sua abertura franca.

Os fenómenos geológicos que condicionaram a geometria da separação entre os dois continentes, com uma grande inflexão de direção entre a seção N-S que incorpora a Margem Leste (ML) e a seção E-W equatorial que incorpora a Margem Equatorial (ME) do Brasil, são ainda objeto de controvérsia como está bem expresso em Matos *et al.* (2021), referindo-se à instalação da crosta oceânica nas áreas próximas da mudança de orientação axial das bacias ou seja, no encaixe do Nordeste do Brasil com o Golfo da Guiné, durante o Aptiano-Albiano.

Versão exclusiva do autor

Esta zona de inflexão divide a MCB em duas grandes províncias onde, adaptando-se aos contextos e diferenças geológicas herdadas do Proterozoico, se desenvolveram conjuntos de bacias caracterizadas por terem estilos de *pull-apart* ao longo de toda a ML e no extremo norte da Margem Equatorial, na envolvente da Foz do Amazonas, e por estilos associados a processos de transcorrência ao longo da restante ME.

Pela peculiaridade das suas características, uma terceira província quase poderia mesmo ser considerada, precisamente na zona de inflexão imediatamente vizinha à convergência da ML com a ME englobando as bacias de Pernambuco/Paraíba e Cariri-Potiguar.

As heranças geotectônicas Proterozoica e um complexo campo de tensões que afetou igualmente as áreas conjugadas do lado africano condicionaram fortemente as fases precoces de desenvolvimento destas bacias bem como a sua evolução durante todo o processo de abertura do Atlântico Sul (SZATMARI *et al*., 1987).

11.5 - Métodos potenciais

Numa visão espacial a Figura 11.5 apresenta o mapa da gravidade Bouguer residual do Atlântico Sul, onde pode-se observar com destaque proeminentes anomalias positivas (representadas em tons quentes) distribuídas ao longo de ambas as margens continentais da América do Sul e África Ocidental. Pode-se constatar que essas anomalias são características das duas margens possuindo importantes significados.

Em primeira análise, são relacionadas a áreas de afinamento crustal, onde o manto se elevou, e podem ser interpretadas como indicadoras do rompimento da crosta continental envolvida no rifteamento cretáceo dos continentes.

Essas anomalias (batizadas aqui de anomalias mantélicas) podem estar parcialmente associadas à crosta transicional COTZ (*Continent-Ocean Transition Zone*), referida em Causer *et al*. (2020), ou então a áreas de manto exumado. A crosta transicional, que pode constituir partes do embasamento das bacias marginais, ainda é pouco estudada e o seu conhecimento pode ser muito relevante para um melhor entendimento da evolução dessas bacias.

Focando na margem brasileira, pode-se observar entre o continente e as anomalias mantélicas uma faixa de gravidade negativa (representada em azul profundo na Fig. 11.5) associada em parte a depocentros das bacias marginais onde os enchimentos sedimentares atingiram grandes espessuras. Naturalmente, deve-se considerar que algumas dessas anomalias estão associadas a variações litológicas do embasamento continental ou a espessos pacotes vulcânicos nas áreas distais.

Se encontra também em destaque na Figura 11.5 as zonas de fratura oceânica que produzem nítidos lineamentos gravimétricos que podem ser observados a partir de sua origem nas margens continentais, se propagando em direção ao domínio oceânico.

Ao confrontar os mapas da Figura 11.5 com os da Figura 11.6, que representa a imagem do campo magnético total do Atlântico Sul, pode-se perceber uma perfeita superposição entre os lineamentos magnéticos e gravimétricos associados às zonas de fratura. Tal observação confere confiabilidade tanto aos dados magnéticos como aos gravimétricos que geraram estes mapas.

Basicamente, podem ser observados dois domínios do rifte que caracterizam a margem continental brasileira: o domínio da Margem Equatorial controlado por um sistema transformante onde se destacam as zonas de fratura de Romanche e São Paulo com proeminentes respostas magnética e gravimétrica observadas na porção norte das Figuras 11.5 e 11.6, e o domínio da margem leste que (diferentemente do cisalhamento característico do domínio equatorial) é caracterizado predominantemente pelos movimentos de *pull-apart* responsáveis por sua formação.

Versão exclusiva do autor

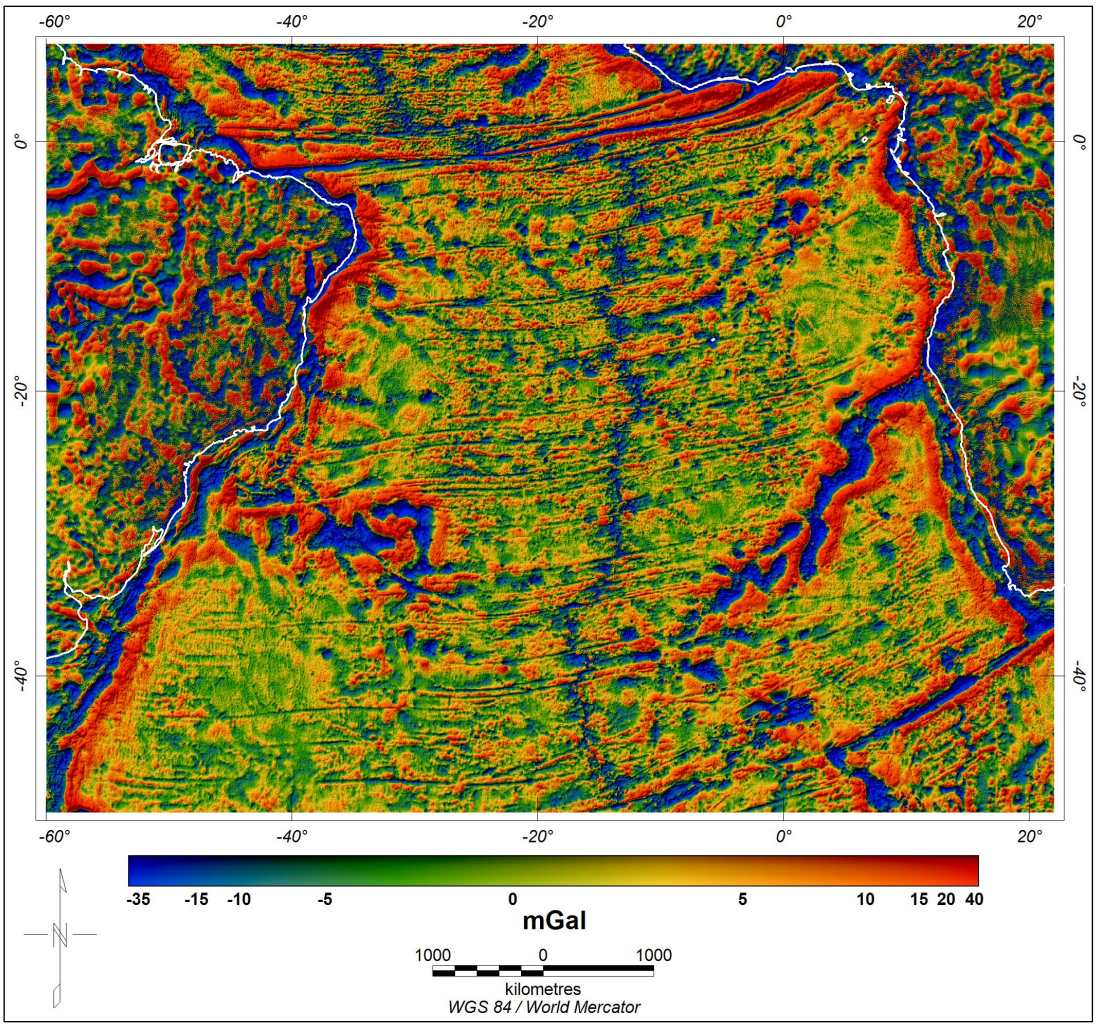


Figura 11.5 – Mapa da anomalia de gravidade Bouguer residual do Atlântico Sul (fonte: autores).

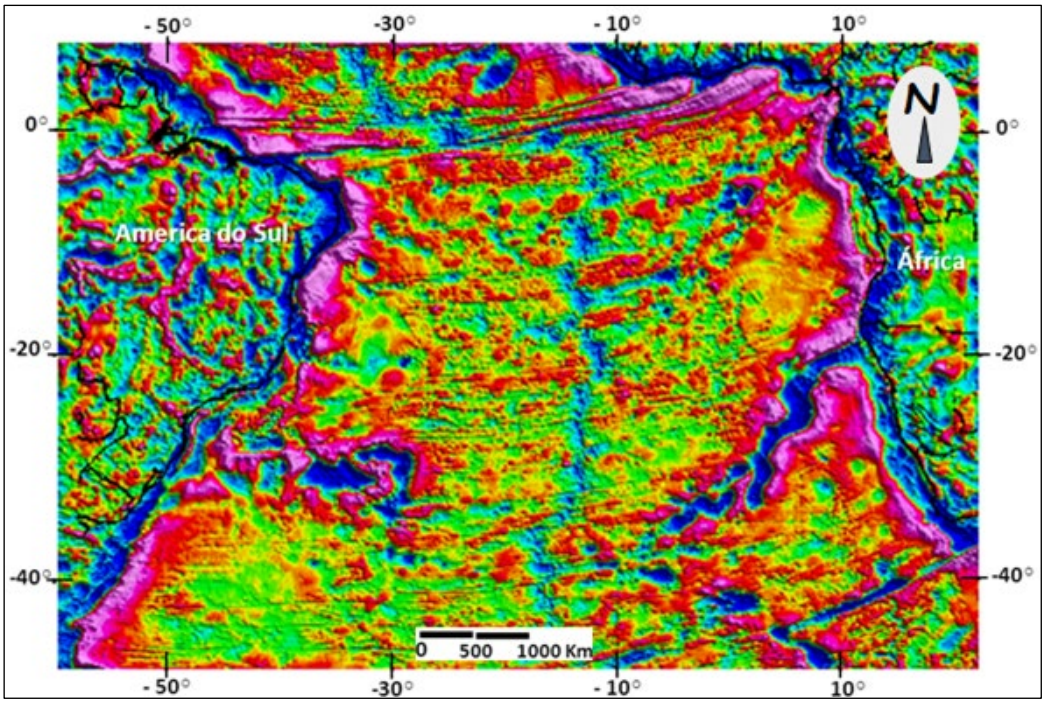


Figura 11.6 – Mapa da anomalia de campo magnético total do Atlântico Sul (fonte: autores).

Versão exclusiva do autor

Na Margem Leste podem ser observados subdomínios do rifte, dos quais se destaca o segmento SE dominado pela Bacia de Santos. Nessa porção se observa uma expressiva expansão da crosta continental (ou da crosta transicional) que sustenta o Platô de São Paulo. O mapa da Figura 11.5 mostra a assinatura gravimétrica desse segmento, destacada em relação ao restante da Margem Leste, onde pode-se observar uma expansão das anomalias mantélicas da margem em direção ao oceano. Sua resposta magnética também é notável, sendo caracterizada por um domínio de altas frequências do campo magnético anômalo (Fig. 11.6).

11.6 - Potencial Petrolífero das Bacias das Margens Continentais

O potencial petrolífero de todas as bacias que se desenvolveram ao longo das províncias referidas está naturalmente associado aos diferentes enquadramentos geotectônicos que presidiram à formação das depressões que estiveram na base do desenvolvimento de cada uma das bacias. Está também intrinsecamente ligado aos processos geológicos que posteriormente condicionaram a subsidência, a formação de ambientes sedimentares favoráveis à deposição de formações geradoras e de sucessivas sequências sedimentares que asseguraram o soterramento e a deposição de formações com características reservatoriais e de selo essenciais para garantir a eficiência dos mecanismos de geração, acumulação e retenção dos hidrocarbonetos em trapas estruturais, estratigráficas ou mistas.

As porções terrestres destas bacias e mesmo as áreas das plataformas de águas rasas estão já bastante exploradas existindo um razoável a bom conhecimento quer dos sistemas petrolíferos presentes quer das principais jazidas. Embora haja ainda espaço e oportunidades para novas descobertas, a probabilidade de serem encontradas outras grandes acumulações é cada vez menor em áreas já prospectadas através de muitas campanhas e com muitos poços exploratórios perfurados como se pode constatar no *site* da ANP.

Depois da publicação de Milani *et al*. (2000) que nos serve de referência, a partir da segunda metade da primeira década deste século, ocorreu não só a já referida descoberta da província do "Pré-Sal" nas bacias de Santos e Campos, província petrolífera de classe mundial, como também se comprovou a economicidade de descobertas nas águas profundas e ultra profundas da Bacia de Sergipe-Alagoas, com a entrada de produção do campo de Piranema. A descoberta deste campo foi seguida pela descoberta de outras acumulações próximas com volumes recuperáveis estimados em torno de 1,5 bilhões de BOER (barris de petróleo equivalente recuperáveis).

A confirmação da viabilidade técnica e econômica das descobertas em plataformas de águas profundas e ultraprofundas, sustentadas pelas excelentes performances de produção dos reservatórios do pré-sal da Bacia de Santos, veio abrir novas fronteiras exploratórias em todas as outras bacias das margens continentais brasileiras. Como expressão dessa abertura viu-se, por parte da indústria, um interesse em explorar nas águas profundas e ultraprofundas das bacias mais setentrionais da ML, consideradas pelo seu histórico, novas fronteiras exploratórias.

Alguns êxitos comprovados na Bacia de Sergipe e na Bacia Potiguar, onde a descoberta da acumulação de Pitu, em 2013, pelo consórcio Petrobras/Petrogal, numa

Versão exclusiva do autor

área com lâmina de água de 1850m, com um óleo de 24º API em reservatórios arenosos e uma coluna de hidrocarbonetos com cerca de 200 metros, atraiu, de novo, a atenção de outros consórcios para as bacias da ME até à Foz do Amazonas. Estes consórcios procuram explorar as correspondências entre as bacias da costa africana no Golfo da Guiné (GDG) onde, nas bacias desenvolvidas em ambientes geotectônicos transtensionais, foram feitas diversas descobertas de grande dimensão e as respectivas bacias conjugadas na ME do Brasil (Fig. 11.7).

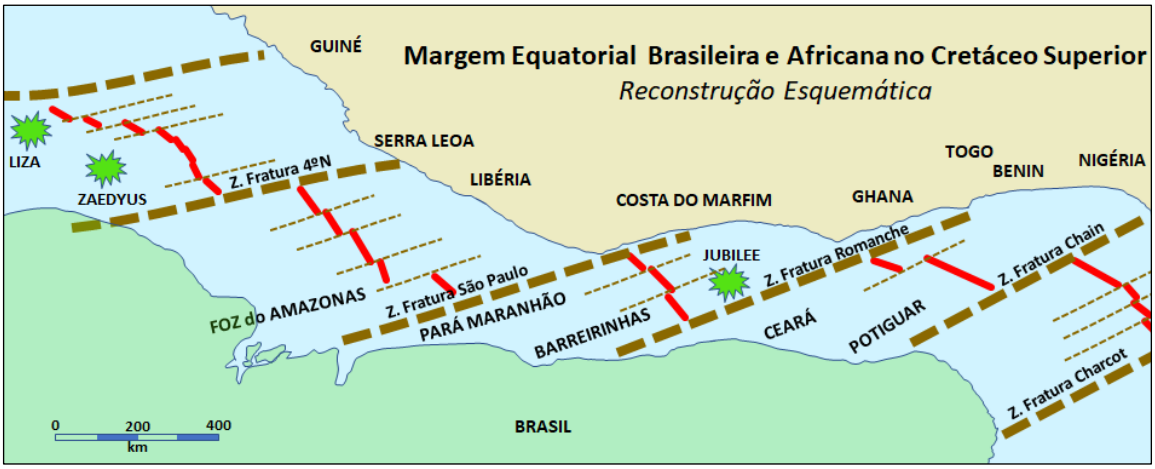


Figura 11.7 – Posicionamento da Margem Equatorial Brasileira e Africana no Cretáceo Superior (fonte: autores).

Por outro lado, o enquadramento geotectônico das importantes descobertas no *offshore* profundo na Guiana e no Suriname, em bacias associadas a processos de *pull-apart*, têm potencial de continuidade para sul, já na ME brasileira, em áreas envolventes à Foz do Amazonas, havendo razão para acreditar na possibilidade de existência de um importante Sistema Petrolífero ativo nessas regiões. Apesar de nas Águas Profundas da seção da ME brasileira não haver ainda descobertas significativas o conhecimento já alcançado através dos estudos realizados com base nos dados de sísmica de reflexão, permite que alguns especialistas admitam a possibilidade de existência de várias dezenas de bilhões de barris de óleo em recursos prospectivos recuperáveis nas bacias da ME, ou seja recursos que se admitem existir, mas cuja existência não foi ainda comprovada por poços exploratórios (BARROS FILHO *et al.*, 2021).

11.6.1 - Potencial Petrolífero das Bacias da Margem Equatorial

Existem de fato argumentos para acreditar que os Sistemas Petrolíferos das Bacias da ME sejam considerados os mais importantes nas águas profundas e ultra profundas das bacias brasileiras depois do sistema petrolífero do Pré-sal de Santos/Campos, o qual pela sua relevância será objeto de detalhamento em outra seção.

Para as bacias da ME, assume-se que os sistemas petrolíferos incluem a geração de hidrocarbonetos pelos geradores marinhos da seção albiana-turoniana e a acumulação em reservatórios principalmente da seção maestrictiana/campaniana.

Versão exclusiva do autor

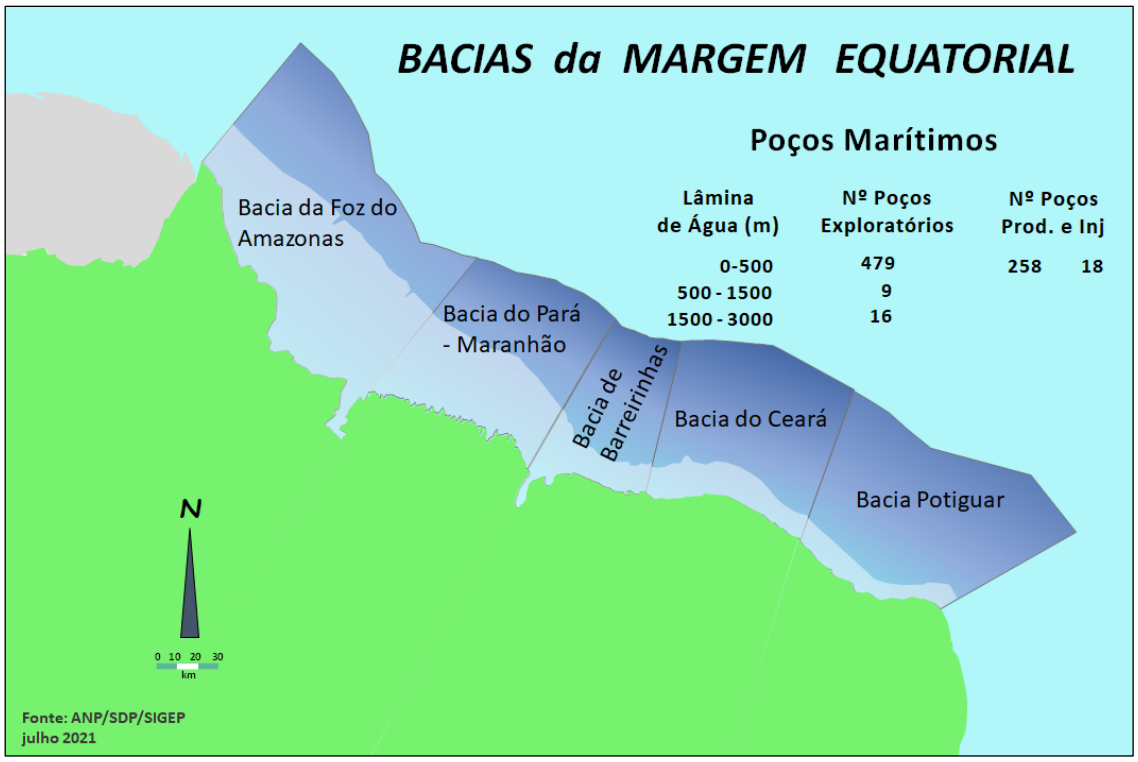


Figura 11.8 – Bacias da Margem Equatorial. O número de poços exploratórios inclui todos os poços perfurados exceto os produtores e injetores (fonte de dados: ANP/SDP/SIGEP).

Durante muitos anos se considerou que as rochas potencialmente geradoras de hidrocarbonetos da seção albiana-turoniana nas bacias marítimas brasileiras poderiam estar imaturas, isto é, não teriam sido submetidas às necessárias condições de soterramento e às condições de pressão e temperaturas para gerarem e expulsarem quantidades significativas de petróleo e/ou gás, porém o aumento das informações pela perfuração de poços e aquisição de sísmica 2D e 3D permitiu concluir que essa hipótese não era correta.

A seção marinha nas bacias marítimas do Norte e Nordeste brasileiro se inicia desde o final do Aptiano com as ingressões do Atlântico Norte que já estava em desenvolvimento mais avançado. As principais seções geradoras são desse período até a deposição das seções turonianas/coniacianas, dependendo de qual bacia se esteja avaliando. Os intervalos com enriquecimentos significativos em matéria orgânica são associados a eventos anóxicos globais, referentes às máximas transgressões dos níveis oceânicos.

Os principais eventos anóxicos globais já foram constatados nas bacias marítimas brasileiras, com percentuais adequados de COT, carbono orgânico total, para terem potenciais volumes de hidrocarbonetos gerados e expulsos. (MENDES, 1994; ARAI, 1988; HERBIN *et al*., 1987; SANTOS NETO *et al*., 1996; BASTOS *et al*., 2020; TEDESCHI *et al*., 2017).

Claro que condições locais de bacia e entre as diversas bacias podem modificar a importância de cada evento anóxico como potencial gerador com carga adequada para propiciar significativas acumulações de hidrocarbonetos. Eventuais eventos erosivos podem significar ausência localizada de um ou mais desses eventos anóxicos.

Com o aumento das informações, melhoria de técnicas e de *softwares* de modelagens, hoje se tem boa segurança da importância dessas seções para a geração de

Versão exclusiva do autor

significativos volumes de hidrocarbonetos, compatíveis com as necessidades para tornarem comerciais as descobertas em águas profundas e ultra profundas.

Em bacias como Barreirinhas e na região do Cone do Rio Amazonas, essas seções geradoras sofreram grandes soterramentos, que resultaram nas mesmas poderem estar na janela de geração de gás ou mesmo já sem potencial gerador remanescente.

Na própria bacia da Foz do Amazonas, existem regiões onde a expectativa é de geração de hidrocarbonetos líquidos, o mesmo ocorrendo em bacias como Pará-Maranhão e Sergipe-Alagoas, com grandes áreas adequadas para a geração de petróleo. Certamente que em todas as bacias analisadas também ocorrem áreas onde esse potencial gerador se encontra ainda imaturo.

Em relação aos reservatórios para a acumulação desses hidrocarbonetos gerados pelas seções marinhas, havia também falta de informações de suas distribuições nas porções mais distais das bacias.

Havia um dogma que, por não possuir uma "Serra do Mar" como fonte para os reservatórios siliciclásticos bacia adentro, as bacias do Nordeste e da Margem Equatorial teriam altos riscos em relação a esse elemento do sistema petrolífero em discussão.

Novamente, com a coleta de mais informações de poços e de sísmica nessas bacias, hoje esse problema parece ser de menor importância. Existem informações seguras que o volume de areias originalmente estocadas em ambientes costeiros / plataformais foram em quantidades suficientes para a construção de imensos corpos arenosos nas águas profundas e ultra profundas dessas bacias em períodos de baixo nível do mar.

Os reservatórios principais desse sistema petrolífero são relacionados principalmente a processos de retrabalhamento de areias estocadas nas plataformas durante períodos de mar alto, e redepositadas principalmente através de fluxos turbidíticos em complexos de canais/diques marginais até chegarmos às grandes feições lobadas nas porções mais distais das bacias nos períodos de mar baixo (MENDES, 2018; CANELLAS *et al.,* 2018).

De maneira geral, as seções canalizadas tendem a ser mais confinadas, com menores áreas de distribuição, enquanto os lobos de fundo de bacia se espalham por grandes áreas. Reservatórios confinados com até poucos quilômetros quadrados de área de distribuição são mais frequentes nas regiões mais proximais e podem ser de grande importância econômica em águas rasas das bacias. Para justificar grandes reservas e produtividades demandadas para as águas profundas e ultra profundas, reservatórios com dezenas e mesmo centenas de quilômetros quadrados são necessários, e isso somente ocorre nos sítios de deposição dos reservatórios tipo lobos.

Mesmo que as águas profundas e ultra profundas das bacias no Nordeste e da Margem Equatorial brasileiras sejam pouco amostradas por poços, já existem perfurações em praticamente todas elas. Associada a essas informações de poços, existe uma malha sísmica 2D de boa densidade e qualidade que permitem interpretações seguras em relação à distribuição das areias em suas regiões distais. Em alguns casos, sísmica 3D permite uma melhor visualização dos sistemas deposicionais. Em certas situações o imageamento permite belíssimas imagens da distribuição de corpos potencialmente arenosos, desde as áreas mais proximais, confinadas, até as regiões distais, com o espraiamento das areias em formas lobadas com centenas de quilômetros de distribuição (Fig. 11.9).

Versão exclusiva do autor

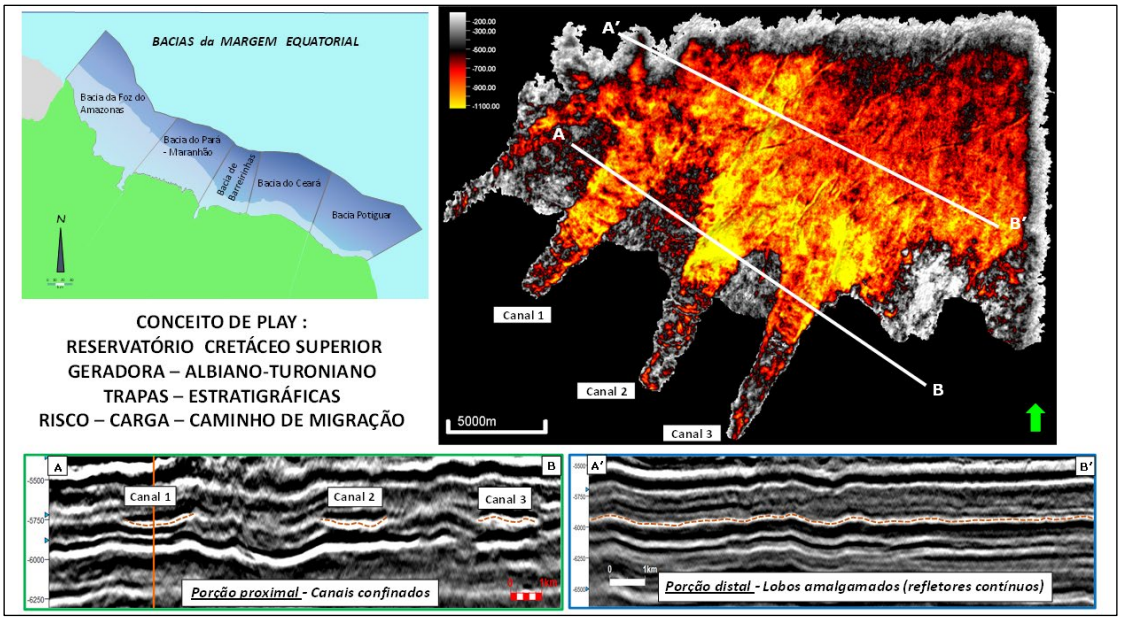


Figura 11.9 – Conceito de Play nas Bacias da Margem Equatorial (adaptado de MENDES, 2018; e de CANELLAS *et al*., 2018). Anomalias de amplitude, brilhos canalizados bem visíveis na seção A-B e mais espraiados e uniformes na seção A'-B' sugerem a presença de possíveis reservatórios arenosos em que hidrocarbonetos possam estar trapeados.

Com esse nível de banco de dados e do conhecimento na avaliação exploratória de bacias, inúmeras oportunidades em águas profundas e ultra profundas já foram mapeadas em todas as bacias em discussão, claro que possuindo diferentes níveis de risco em função do grau de conhecimento em cada bacia, e das condições de seus elementos desse Sistema Petrolífero.

O aumento no número de perfurações e de aquisições sísmicas em águas profundas e ultra profundas, e o uso mais intenso de atributos sísmicos possibilitaram uma adequada e melhor calibrada avaliação dos riscos associados às oportunidades exploratórias mapeadas nessas regiões de bacias. Quando se associa os atributos sísmicos com os dados de poços, calibrando as diversas respostas dos diversos atributos sísmicos com os resultados observados nos poços, com reservatórios preenchidos por hidrocarbonetos ou com água, forma-se uma condição ideal de avaliação dos riscos para os prospectos mapeados.

Considerando-se o grande número de atributos sísmicos, de características das rochas reservatórios e de fluidos envolvidos, a utilização de bancos de dados robustos, de *softwares* e da utilização da Inteligência Artificial é ferramenta fundamental para uma melhor caracterização dos riscos envolvidos na perfuração de um determinado prospecto. Essa abordagem tem melhorado bastante o índice de sucesso na perfuração de poços nessas regiões de bacias no Brasil e no Mundo.

A importância desse sistema petrolífero associado aos geradores marinhos albianos-turonianos e a reservatórios maestrichtianos-campanianos, principalmente, vem sendo cada vez mais enfatizada para essas bacias brasileiras.

Em Sergipe-Alagoas a descoberta do campo de Piranema, descoberto pelo poço 1-SES-142 perfurado em 2001, teve sua declaração de comercialidade em 2004 e seu primeiro óleo em 2007. Esta descoberta foi fundamental para que a Petrobras adquirisse em 2004, no bid-6 da ANP, os blocos onde foram realizadas cinco das seis descobertas comerciais depois de Piranema.

A descoberta de Piranema e a sua entrada em produção foram aproximadamente síncronas com as descobertas na Costa Oeste africana nesse mesmo sistema petrolífero. O campo Jubilee, a mais importante dessas descobertas, teve seu primeiro óleo em 2007, mesmo ano da entrada em produção de Piranema.

Versão exclusiva do autor

A descoberta de petróleo na Guiana Francesa em 2011, na área do prospecto Zaedyus, foi considerada como fundamental para o sucesso da licitação da ANP em 2013, na 11ª Rodada, quando 45 blocos foram licitados na Margem Equatorial brasileira, desde a Foz do Amazonas até a Bacia Potiguar.

Esse grande interesse das petroleiras internacionais resultou em altos bônus de assinaturas e de programas de trabalho com muitos poços previsto para serem perfurados. Infelizmente, devido a questões de licenciamento ambiental, essas oportunidades para possíveis descobertas de petróleo e gás continuam sem ser testadas em todas as bacias da Margem Equatorial.

A partir de 2015, descobertas na Guiana realizada pela Exxon e sócios voltaram a animar o setor de petróleo em todas as bacias na Margem Equatorial. A primeira descoberta em 2015, do campo de Lisa, já entrou em produção em 2020 e se aproxima de seu pico de vazão. Pelas notícias circulando no mercado, já existem descobertas que no total devem estar acima de 8 bilhões de OER. A maior parte dessas reservas são referentes ao mesmo sistema petrolífero em discussão.

Desde 2020 que a petroleira Apache Corporation, juntamente com a Total, iniciou uma série de descobertas no Suriname, também relacionadas com o sistema petrolífero em apreço. Após a primeira descoberta a operação foi assumida pela Total. Este consórcio já realizou outras significativas descobertas continuando a perfurar poços com êxitos sucessivos. Outros operadores também já obtiveram bons resultados no Suriname.

Todo esse histórico de resultados na Guiana Francesa, Guiana e Suriname trazem muitas esperanças de que esse sistema petrolífero esteja maduro nas bacias brasileiras da Margem Equatorial, e que significativas descobertas possam vir a ser ali realizadas. Desnecessário ressaltar a importância socioeconômica para as possíveis regiões onde descobertas comerciais de grande envergadura sejam realizadas.

11.6.2 - Potencial Petrolífero das Bacias da Margem Leste

As bacias da Margem Leste tiveram seu processo evolutivo condicionado pelos arcabouços estruturais pré-existentes e por processos de rifting/drifting mesocenozoicos cujo entendimento está evoluindo à medida que novos dados estão sendo obtidos com a exploração do petróleo. Pode-se constatar que algumas dessas bacias experimentaram estiramento crustal anômalo com a consequente formação de complexos sistemas de falhas e hemi-grabens e áreas intercaladas de espessamento e afinamento crustal (GAMBOA *et al*., 2021). Esses processos de deformação, por sua vez, foram provavelmente influenciados pelo calor anômalo imanente das plumas de Tristão-Gouch (TG) e Santa Helena (SH) que teriam produzido durante o Cretáceo sistemas de trilhas de *hotspot* que afetaram a crosta continental que sustentava essas bacias (MOULIN *et al*., 2010; MOULIN *et al*., 2012; SCHNÜRLE *et al*., 2019; MATOS, 2021).

Os arcabouços geotectônicos pré-existentes e diferentes campos de tensão heterogêneos e assíncronos associados a esses hotspots teriam não só condicionado o desenvolvimento da fracturação continental durante a fase de pré-rift como posteriormente a segmentação diacrónica do rifte, com mudanças de direção axial e até mesmo, em alguns trechos, a sua bifurcação, bem como o desenvolvimento de algumas barreiras transversais que contribuíram para que cada seção tivesse um processo evolutivo ligeiramente diferenciado das seções vizinhas, gerando-se, assim, uma sequência de bacias sedimentares de orientação geral Sul-Norte que, apesar de serem geneticamente correlacionadas, apresentam algumas diferenças nos respectivos registros tectônicos e lito-estratigráficos.

Versão exclusiva do autor

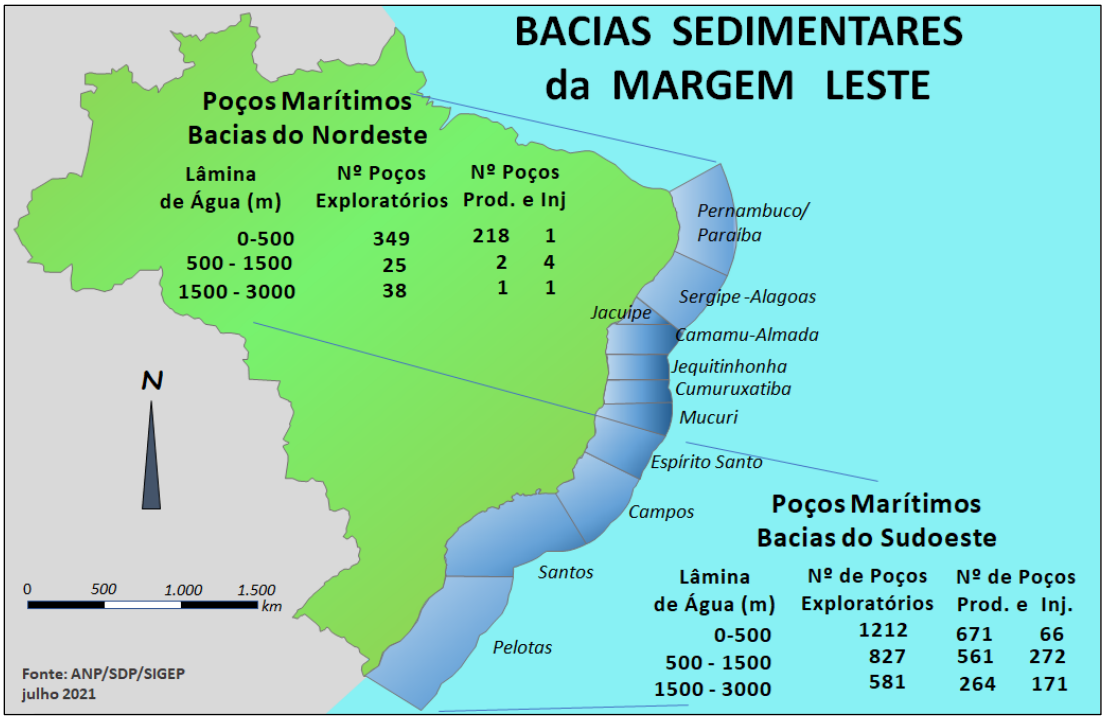


Figura 11.10 – Bacias Sedimentares da Margem Leste. O número de poços exploratórios inclui todos os poços perfurados exceto os produtores e injetores (fonte de dados: ANP/SDP/SIGEP).

Nas fases iniciais do processo evolutivo das diferentes seções do rifte primordial, do Hauteriviano ao Aptiano, as sequências sedimentares depositadas nesta fase nas diferentes bacias são genericamente semelhantes, nomeadamente nas Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo, que se diferenciam das restantes bacias mais a norte, em função das geometrias, dimensões, subsidências diferenciadas, distância entre margens e influência das redes de drenagem portadoras de sedimentos para cada uma delas proporcionaram a formação de diversos depocentros e a coexistência de distintos ambientes faciológicos. Nas áreas mais proximais o preenchimento sedimentar foi dominado por leques aluviais enquanto nas áreas mais distais, em ambientes euxínicos, se depositaram rochas geradoras, folhelhos com níveis mais ou menos espessos ricos ou mesmo muito ricos em matéria orgânica. Estes folhelhos ricos em matéria orgânica depositados em lagos com variações de salinidade e alcalinidade, não são os únicos geradores depositados nestas bacias, mas são os mais prolíficos geradores dos principais sistemas petrolíferos das bacias do Atlântico Sul.

Diferenças do tipo da matéria orgânica, representadas por microbiotas específicas, depositadas nos níveis de rochas geradoras que estão associadas a ambientes marinhos pós-Aptianos ou a ambientes lacustres anóxidos pré-Aptianos, juntamente com os diferentes graus de maturação térmica, e eventuais alterações pós-genéticas explicam as composições distintas dos hidrocarbonetos gerados nas diferentes bacias.

Na fase Pós-Rifte, durante o Eoaptiano, acalmado o período de grande estiramento da crosta continental que proporcionou a formação das bacias da Margem Leste, os ambientes deposicionais que se desenvolveram em todas estas bacias foram fundamentalmente condicionados pela distância às margens e pelas invasões marinhas provenientes da abertura meridional ao oceano através da bacia de Pelotas. Se nas áreas próximas às margens prevaleceram ambientes de transição, nas áreas mais afastadas e de águas mais rasas desenvolveram-se depósitos carbonáticos de diversas tipologias e fácies e, nos ambientes de águas mais profundas, folhelhos. Variações das profundidades dos ambientes deposicionais proporcionaram a sobreposição de fácies umas vezes mais carbonáticas e outras vezes mais argilosas.

Versão exclusiva do autor

Culminando esta fase Pós-rifte, as entradas pulsantes de águas marinhas que sobrepassando a Plataforma de Florianópolis no extremo norte da bacia de Pelotas fizeram a ligação ao oceano tendo proporcionado a formação de depósitos de evaporitos muito mais espessos nas bacias meridionais – Santos e Campos – do que nas outras bacias mais a norte onde, embora presentes perdem progressivamente possança à medida que se progride em direção norte. Depósitos evaporíticos estão ainda bem representados na Bacia de Sergipe onde, na fase Pós-rifte, o início da subsidência térmica basculamentos para sudeste favoreceram as incursões marinhas que estão na base da deposição salífera. Mais para norte, na Bacia de Pernambuco, dados sísmicos recentes permitem identificar feições típicas de corpos salinos intrusivos o que revela a extensão até às latitudes mais setentrionais de ambientes deposicionais evaporíticos.

As rochas geradoras da fase rifte acima mencionadas vieram a ser os sustentáculos dos principais sistemas petrolíferos destas bacias e os depósitos carbonáticos, com algumas fácies extremamente porosas, vieram a transformar-se em excelentes reservatórios. As espessas camadas de evaporitos, para além de estarem na base de um intenso e complexo tectonismo halocinético mais tardio, além de controlarem as acumulações turbidíticas na seção marinha sobrejacente nas Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo e mesmo nas bacias nordestinas, serviram de selos tremendamente eficientes, sobretudo na Bacia de Santos e Campos.

Com a ruptura da crosta continental e início do surgimento da crosta oceânica iniciou-se um período de adiastrofismo generalizado afetando as duas margens continentais, entretanto separadas e em processo de afastamento acompanhado pela entrada franca das águas oceânicas, caracterizando o início de uma fase *drift*.

A subsidência e o basculamento das margens continentais de um lado e do outro do Atlântico Sul nascente iniciou-se no Albiano uma fase de transgressão com enchimentos sedimentares das bacias condicionados pelos diferentes arcabouços regionais emersos, pelas diferentes velocidades de subsidência, pela geometria dos depocentros e pelos distintos aportes de sedimentos resultantes dos processos erosivos das áreas emersas próximas. De uma forma geral, nas diferentes bacias estes processos começaram por propiciar ambientes de plataforma rasa passando a ambientes de talude e de águas profundas conformando processos transgressivos.

Como consequência desta tendência transgressiva, depois da deposição de formações carbonáticas nas fases iniciais, quando predominavam ambientes de águas rasas, passaram a depositar-se espessas sequências siliciclásticas, com alternâncias de sedimentação pelítica, psamítica ou grosseira com arenitos aluviais, costeiros, de talude ou de águas profundas, ideais para funcionarem como reservatórios de petróleo.

Nestas sequências sedimentares, depositadas desde o Neocretáceo até ao presente, num processo de tendência inicial transgressiva com episódios regressivos, em função das variações dos níveis marinhos, houve deposição de matéria orgânica em ambientes mais profundos e anóxidos formando-se níveis de rochas geradoras que nalguns casos puderam atingir graus de maturação suficiente para gerarem hidrocarbonetos e funcionarem como base de outros sistemas petrolíferos. Os episódios de aumento da preservação da matéria orgânica são correlacionáveis aos eventos anóxicos globais conhecidos como OAE-1 (Aptiano/Albiano), OAE-2 (Turoniano-Cenomaniano) e OAE-3 (Coniciano-Santoniano) e são responsáveis pela geração de grande parte do petróleo do mundo (WAGREICH, 2012).

As bacias da Margem Leste foram até agora as mais intensamente exploradas primeiro nas suas porções terrestres, depois em áreas marítimas próximas de águas rasas e posteriormente, à medida que a tecnologia o permitiu, em águas cada vez mais profundas. A capacidade técnica de exploração e produção em águas ultraprofundas abriu novas oportunidades e a Agência Nacional do Petróleo tem procurado atrair o interesse das operadoras nacionais e internacionais para novos projetos exploratórios ao longo das rodadas de licitação de blocos.

Versão exclusiva do autor

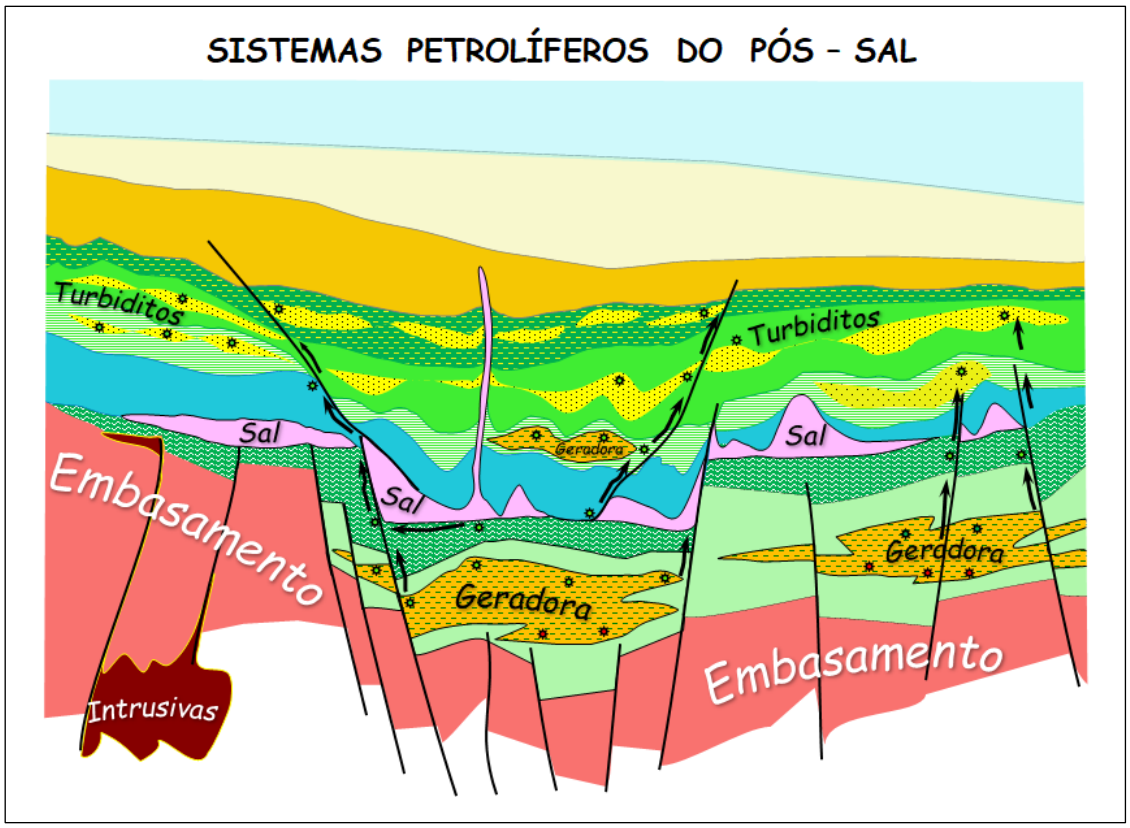


Figura 11.11 – Esquema de Sistemas Petrolíferos com reservatórios turbidíticos Pós-Sal (fonte: autores).

Os Sistemas Petrolíferos da maioria destas bacias, genericamente esquematizados na Figura 11.11, estão já bastante conhecidos sobretudo das que se mostraram mais prolíficas, como é o caso das bacias de Sergipe-Alagoas, Espírito Santo, Campos e Santos que são as que mais interesse têm despertado junto das empresas operadoras. As restantes bacias da ML, sobretudo nas rodadas mais recentes, não têm conseguido motivar as empresas operadoras, seja por receio de constrangimentos de natureza ambiental que impeçam a realização de operações e/ou, principalmente, por falta de argumentos geológicos que minimizem o risco de insucesso.

Em função do conhecimento já existente acredita-se que nas Bacias da Margem Leste não haverá condições para a descoberta de novas províncias petrolíferas nem jazidas gigantes de grande dimensão como as que foram descobertas no Pré-sal da Bacia de Santos a partir de 2006. A dimensão de potenciais descobertas em água profunda é um aspecto crítico para o sucesso econômico de jazidas de hidrocarbonetos pelo que se compreende que o interesse das operadoras seja centrado nas bacias onde os sistemas petrolíferos, tanto ao nível dos volumes de hidrocarbonetos gerados como ao nível da dimensão das trapas, tenha ainda um potencial para novas descobertas que justifiquem os riscos financeiros de projetos exploratórios nesse tipo de ambientes.

É nesse contexto que se compreende que a atividade exploratória continue focada nos plays já bastante conhecidos nas bacias de Campos e Santos, como demonstra o fato das áreas colocadas em oferta nas últimas rodadas só os blocos das bacias de Campos e Santos têm continuado a atrair o interesse das operadoras que deixam sem ofertas os blocos das restantes bacias.

Versão exclusiva do autor

11.7 - As descobertas de Águas Profundas da Bacia de Santos

O histórico exploratório nas áreas da plataforma continental reflete o grau de conhecimento existente que foi evoluindo em função das campanhas realizadas e das soluções que a indústria, liderada no Brasil pela Petrobras, desenvolveu para atender aos sucessivos desafios tecnológicos colocados pelos objetivos cada vez mais situados em águas de maior profundidade.

Os primeiros objetivos nas plataformas continentais, em águas rasas, foram orientados tendo em perspectiva os conceitos de play comprovados nas estruturas terrestres vizinhas.

Foram, porém, as descobertas da Bacia de Campos nas décadas de 70 e 80 que vieram dar expressão significativa à produção de petróleo no Brasil fazendo a produção própria ganhar dimensão e aproximando o país da autossuficiência em hidrocarbonetos.

A dimensão das descobertas na Bacia de Campos, a qualidade de alguns dos petróleos aí encontrados e a alta produtividade alcançada em alguns dos reservatórios turbidíticos levou à centralização dos esforços exploratórios para este tipo de play, quer por parte da Petrobras, principal responsável pelo desenvolvimento de tecnologias para produzir petróleo em águas profundas e depois ultra profundas, como depois por parte de outras empresas internacionais.

A Figura 11.12 ilustra o posicionamento geográfico das Bacias de Santos, Campos e Espírito Santos, bem como a área de ocorrência da "Província do Pré-sal", desde a Bacia de Santos até a Bacia de Campos.

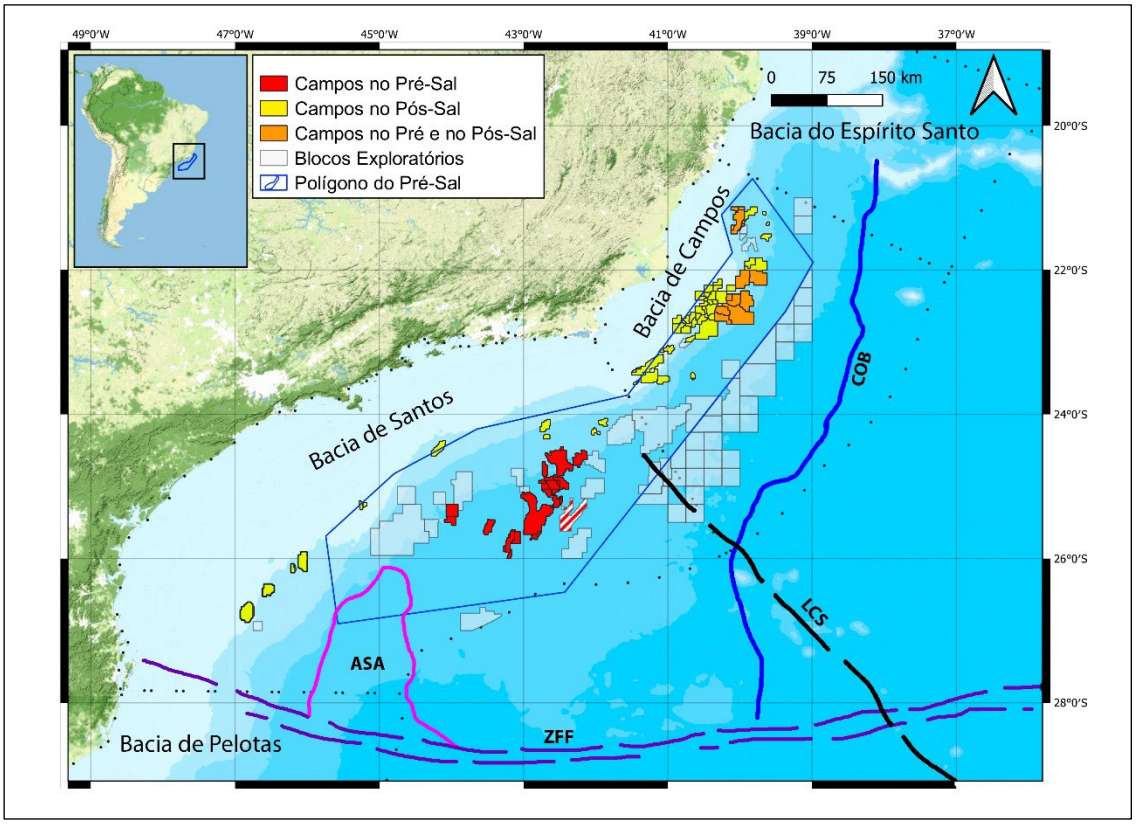


Figura 11.12 – Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo. Polígono azul representa a faixa principal de ocorrência da província do Pré-sal (COB – Limite entre a Crosta Continental e a Oceânica; LCS – Lineamento Cruzeiro do Sul; FFZ – Zona de Fratura de Florianópolis; ASA – Eixo de Espalhamento Abortado) (fonte: XXX).

Versão exclusiva do autor

Os estudos de geoquímica permitiram correlacionar os hidrocarbonetos descobertos confirmando as principais geradoras como sendo folhelhos da seção rifte depositados em ambientes lacustres salinos, e os principais reservatórios como sendo carbonatos de idade Albiana e sobretudo arenitos turbidíticos do Neocretáceo e Cenozoico.

O processo de migração e ascensão dos hidrocarbonetos gerados na seção rifte em direção à superfície foi facilitada pela existência de janelas nos depósitos evaporíticos aptianos (Formação Retiro na Bacia de Campos) permitindo que parte considerável do petróleo gerado tenha ficado trapeado nas areias turbidíticas situadas acima do sal, gerando assim as acumulações gigantes da Bacia de Campos.

A procura de análogos turbidíticos na Bacia de Santos não teve, no entanto, o mesmo êxito. Nesta bacia já tinham sido feitas descobertas de petróleo e gás/condensado em reservatórios carbonáticos do Albiano e em arenitos do Santoniano/Cenomaniano, tendo como fontes um misto de geradoras lacustres salinas da seção rifte e marinhas do Albiano/Cenomaniano.

Estas ocorrências não criavam grandes expectativas para as seções de águas ultraprofundas da Bacia de Santos em especial para os potenciais reservatórios mais profundos pesando aqui os riscos elevados de sobrematuração das principais geradoras, elevado soterramento de potenciais reservatórios areníticos, evidências de uma forte halocinese que gerou diápiros e muros de sal que poderiam afetar a migração de hidrocarbonetos gerados para reservatórios mais superficiais. A escassa informação sobre *seeps* nos fundos oceânicos era também um fator desabonatório.

A confirmação em 2003 da existência de uma vasta e espessa seção de evaporitos em grande parte da área de águas ultraprofundas da Bacia de Santos condicionou fortemente a possibilidade de se encontrarem reservatórios turbidíticos análogos aos da bacia de Campos passando os objetivos exploratórios a estarem focados nos reservatórios da seção Rifte, abaixo da base do sal. Os primeiros poços perfurados vieram a demonstrar a presença de um sistema petrolífero excepcional (Fig. 11.13) tendo por base as geradoras lacustres da seção Rifte, os reservatórios carbonáticos da Fm. Barra Velha imediatamente sotopostos e um selo de excelente qualidade, sem paralelo nas bacias do Atlântico Sul, constituído pelos evaporitos da Fm. Ariri que nestes setores da Bacia de Santos têm espessuras da ordem dos 2 quilômetros.

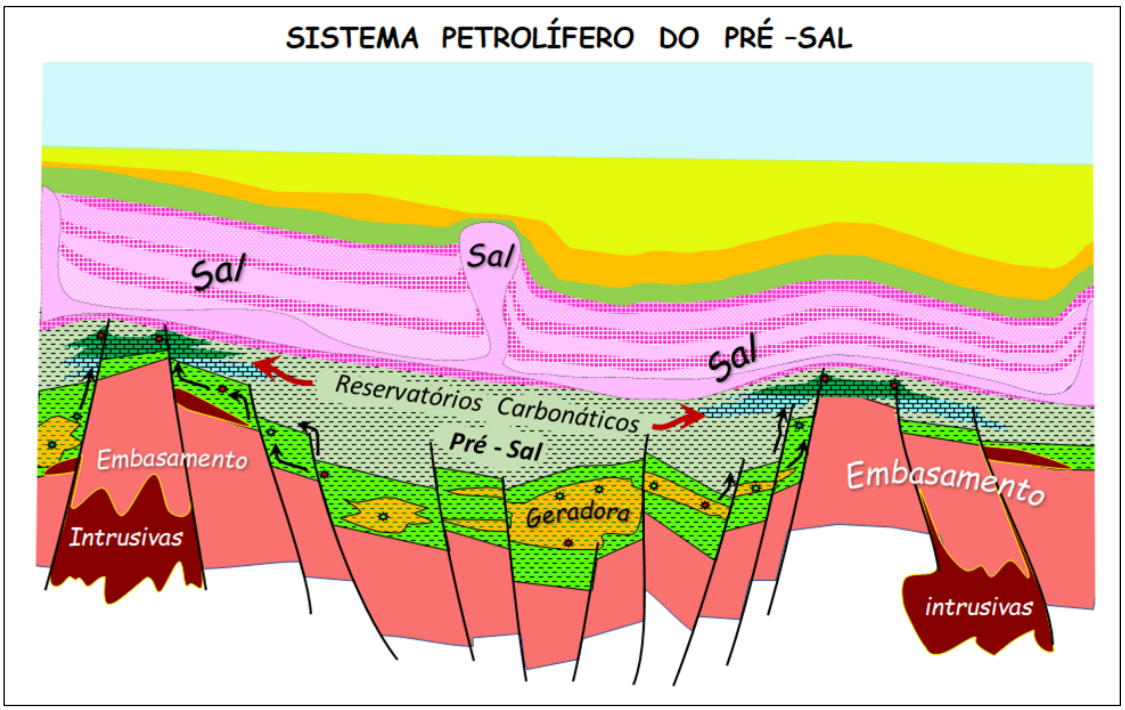


Figura 11.13 – Esquema simplificado do Sistema Petrolífero do Pré-sal (fonte: autores).

Versão exclusiva do autor

A descoberta do Campo Tupi, o primeiro campo supergigante do Brasil, provou assim a existência de uma "nova" província petrolífera de classe mundial, a província do Pré-sal da Bacia de Santos e Campos. Esta descoberta, seguida de uma série de outras na mesma área mudaram completamente o rumo da história da exploração e produção de petróleo no Brasil. Os conceitos de pesquisa focados até então nos reservatórios turbidíticos das supersequências neocretácicas e cenozoicas foram redirecionados para os reservatórios carbonáticos da Fm. Barra Velha extremamente porosos nas áreas em torno dos paleo-altos estruturais da bacia durante o neo Aptiano (MACHADO, 2018).

11.8 - Os Desafios Tecnológicos colocados à exploração de objetivos do Pré-Sal

Com os esforços exploratórios focados nos objetivos profundos abaixo da seção evaporítica foram enfrentados desafios tecnológicos de diversa ordem a começar pelas dificuldades no imageamento dos reservatórios abaixo de uma espessa camada de sal profunda, heterogênea e com diápiros de halita no interior da própria seção salífera causando enorme absorção e perda de energia sísmica e a criação de ruídos que afetaram negativamente a iluminação das estruturas situadas logo abaixo da base do sal.

A falta de experiência em atravessar seções evaporíticas com espessuras superiores a 2000m, o risco de se gerarem fortes tensões de corte no interior da seção salina, e ainda a possibilidade de ocorrência de sobrepressões muito elevadas nos reservatórios muito profundos constituíam outros desafios tecnológicos relevantes ainda na fase exploratória. Todos estes desafios, descritos no trabalho de Beltrão *et al*. (2009), foram enfrentados e todos têm sido ultrapassados com maior ou menor dificuldade.

A exploração destes objetivos na seção pré-sal da Bacia de Santos, em ambientes de águas ultraprofundas com colunas superiores a 2100m, só foi possível devido à capacidade tecnológica e experiência operacional adquirida anteriormente pela Petrobras na Bacia de Campos, tanto na perfuração de poços como na instalação e operação de sistemas de produção (ASSAYAG *et al*., 1997). À medida que as descobertas iam sendo feitas na Bacia de Campos, em águas cada vez mais profundas, novos desafios iam sendo colocados e novas barreiras tecnológicas iam sendo sucessivamente ultrapassadas.

Em 1999, no Campo de Roncador, produtor a partir de reservatórios turbidíticos da Bacia de Campos, já havia produção em lâmina d'água de 1853 m, então recorde mundial e não muito inferior aos cerca de 2100 m da coluna de água presente na área da descoberta Tupi.

A larga experiência da Petrobras a perfurar e produzir em águas profundas atenuou os riscos tecnológicos na perfuração dos poços de águas ultraprofundas na Bacia de Santos apesar das águas serem mais adversas do que na Bacia de Campos e das dificuldades de logística devidas a distâncias à costa superiores a 300 km.

Com os resultados obtidos nos primeiros poços exploratórios foram surgindo outros desafios colocados em função do que foi sendo descoberto como por exemplo a variabilidade de fácies dos reservatórios carbonáticos, a presença de níveis elevados de CO_2 em algumas das descobertas, a ocorrência de alguns reservatórios com elevadas sobrepressões (GAMBOA *et al.,* 2019).

No entanto a extraordinária epopeia que tem sido descobrir e produzir hidrocarbonetos a partir dos reservatórios carbonáticos do Pré-sal da Bacia de Santos tem sido até agora uma aventura bem-sucedida.

Os grandes desafios do Pré-sal têm sido ultrapassados, as operações de produção têm sido bem-sucedidas, os reservatórios têm tido um comportamento acima dos melhores

Versão exclusiva do autor

cenários antecipados, o CO_2 produzido tem sido reinjetado nos reservatórios. Hoje a produção do Pré-sal já representa mais de 70% da produção de petróleo do Brasil e as expectativas atuais apontam para fatores de recuperação bastante mais elevados do que o considerado na fundamentação inicial das declarações de comercialidade, o que acresce de sobremaneira o valor das reservas provadas e a importância destas descobertas tanto para as empresas concessionárias como para o Brasil.

11.9 - Considerações finais

Conhecer, avaliar o potencial e produzir os recursos naturais de uma região de modo adequado para subsidiar o crescimento econômico e tecnológico do país é objetivamente uma questão de interesse nacional.

Como é possível defender e gerir um recurso natural que, existindo, não é conhecido nem reconhecido?

Competirá aos governos através de seus departamentos especializados e órgãos reguladores fomentar a pesquisa desses recursos a nível regional com financiamentos específicos e planejamento estratégico das áreas de interesse. Para isso poderá contar com profissionais e também com parceiros da academia que possuam capacitação científica, técnica para desenvolverem, com responsabilidade social e ambiental, trabalhos básicos de prospecção e avaliação de eventuais recursos qualquer que seja a sua natureza.

As necessidades energéticas a nível mundial continuam a crescer em todos os continentes e em todas as sociedades. Os acréscimos de consumo, mesmo em tempos de pandemia, e num ambiente em que se apela a comunidade internacional para a urgente necessidade de descarbonizar o setor da energia, continuam a ser assegurados por incrementos da produção dos combustíveis fósseis, finitos e não renováveis.

Apesar de todos os esforços e dos enormes avanços no desenvolvimento tecnológico para a produção de energias mais amigas do ambiente, a economia de todos os países, produtores e consumidores, está e estará ainda nas próximas décadas, de acordo com os especialistas que suportam as diretivas das Nações Unidas, muito dependente do uso de combustíveis fósseis que são também a base, ainda insubstituível, de toda a indústria petroquímica, ou seja a base do atual nível de desenvolvimento social da humanidade.

Países que não tenham no seu território recursos petrolíferos vão ter de continuar a importar essa matéria-prima em bruto ou os seus produtos já refinados e processados.

Países que, sendo consumidores, mas sejam também produtores, deverão ter a preocupação de gerir esses recursos por forma a retirarem o máximo proveito lembrando que não sendo renováveis irão continuar ainda a ser indispensáveis como fonte energética nas próximas décadas e sobretudo como matéria-prima essencial para assegurar um nível de vida que se pretende de padrão elevado e sustentável para a humanidade.

Tendo em mente esse quadro importa obviamente assegurar que o impacto socioeconômico seja relevante para as comunidades dos países ou regiões onde ocorram descobertas comerciais e não apenas para alguns setores privilegiados dessas sociedades. Importa também assegurar que as operadoras interessadas em desenvolver projetos exploratórios tenham capacidade técnica e económica para conduzirem operações técnica e ambientalmente seguras.

O potencial petrolífero das bacias sedimentares brasileiras, terrestres e marítimas, ainda não está totalmente avaliado sendo importante que campanhas exploratórias continuem a ser realizados com foco nas bacias menos exploradas, mas onde se reconhecem maiores possibilidades de possuírem Sistemas Petrolíferos ativos e boas probabilidades de existência de acumulações passíveis de serem economicamente explotadas.

Versão exclusiva do autor

Os tempos atuais de transição energética não são os mais favoráveis para licitação de novas áreas e lançamento de novos programas exploratórios até pela pressão mediática contra o uso de combustíveis fósseis. Essa é uma realidade com que tanto operadoras como organismos reguladores têm de lidar agora e cada vez mais no futuro. E é uma realidade que naturalmente está já a condicionar muitas empresas operadoras nas decisões sobre novos investimentos nas atividades exploratórias.

No Brasil é o organismo regulador – a ANP – que tem como obrigação a promoção, regulação, gestão e fiscalização das atividades exploratórias de óleo, gás natural e biocombustíveis. E tem-no feito com êxito através da organização de rodadas de licitação de blocos em bacias terrestres e marítimas, gerenciando diversos regimes fiscais e contratuais aplicáveis em função da legislação e do grau de risco exploratório atribuído para as diferentes bacias. Nas últimas rodadas, porém constata-se que as operadoras são bem mais seletivas na disputa de blocos apostando nas bacias mais prolíferas e deixando sem ofertas os blocos em bacias de maior risco.

As dificuldades que as empresas têm tido na execução de alguns projetos exploratório com o surgimento de contestação de organismos ambientais oficiais revela, no entanto, um desalinhamento da ANP com os outros organismos federais licenciadores de atividades operacionais como se tem visto nos blocos das bacias da Margem Equatorial onde as atividades de perfuração têm sido impedidas.

Este desalinhamento traz um risco administrativo/legal que penaliza as avaliações de risco por parte das empresas operadoras com reflexos negativos, não só nos resultados de novas rodadas, mas afetando, sobretudo, os progressos no reconhecimento e inventariação dos recursos geológicos do país.

Referências Bibliográficas

ARAI, M. 1988. Geochemical reconnaissance of the Mid-Cretaceous anoxic event in the Santos Basin, Brazil. Rev. Bras. de Geoc., 18(3): 273–282. DOI: 10.25249/0375-7536.1988273282.

ASSAYAG, M.I.; CASTRO, G.; MINAMI, K.; ASSAYAG, S. 1997. Campos Basin: A real scale lab for deepwater technology development. *In*: Offshore Technology Conference, 1997, Houston. OTC-8492. DOI: 10.4043/8492-MS.

BASTOS, L.P.H.; PEREIRA, E.; CAVALCANTE, D.C.; ALFERES, C.L.F.; MENEZES, C.J.; RODRIGUES, R. 2020. Expression of Early Cretaceous global anoxic events in northeasthern Brazilian basins. Cretaceous Research, 110: 104390. DOI: 10.1016/j.cretres.2020.104390

BARROS FILHO, A.-K. D.; CARMONA, R.G.; ZALÁN, P. V. 2021. Nota Técnica Sobre a Margem Equatorial Brasileira. Um Novo "Pré-Sal" no Arco Norte do Território Brasileiro?

BELTRÃO, R. L. C.; SOMBRA, C. L.; LAGE, A. C. V. M.; FAGUNDES NETTO, J. R.; HENRIQUES, C. C. D. 2009. Challenges and new technologies for the development of the Pre-salt cluster, Santos Basin, Brazil. *In*: Offshore Technology Conference, 2009, Houston. OTC-19880. DOI: 10.4043/19880-MS.

BRUHN, C. H. L.; PINTO, A. C. C.; JOHANN, P. R. S.; BRANCO, C. C. M.; SALOMÃO, M. C.; FREIRE, E. B. 2017. Campos and Santos Basins. 40 Years of Reservoir Characterization and Management of Shallow- to Ultra-Deep Water, Post-

Versão exclusiva do autor

and Pre-Salt Reservoirs - Historical Overview and Future Challenges. *In*: Offshore Technology Conference OTC Brasil. 2017. Rio de Janeiro. OTC-28159-MS. DOI: 10.4043/28159-MS.

CANELLAS, D. B.; KARAM, M.; NASCIMENTO, F.; SOUZA, A.; BALDI, R.; AZAMBUJA, N. 2018. Sistemas de Canais e Lobos Turbidíticos do Cretáceo Superior em Águas Profundas na Bacia do Pará-Maranhão. *In*: 49º Congresso Brasileiro de Geologia. 2018. SBG. Rio de Janeiro.

CARMINATTI, M.; DIAS, J. L.; WOLFF, B. 2009. From turbidites to carbonates: breaking paradigms in deep waters. *In*: Offshore Technology Conference. 2009. Houston. OTC-20124. DOI: 10.4043/20124-MS.

CARMINATTI, M.; WOLF, B.; GAMBOA, L. 2008. New Exploration Frontiers in Brazil. *In*: 9th World Petroleum Congress, Spain 2008 - Forum 01 – New Frontier Exploration

CAUSER, A.; PÉREZ-DÍAZ, L.; ADAM, J.; EAGLES, G. 2020. Uncertainties in break-up markers along the Iberia–Newfoundland margins illustrated by new seismic data. Solid Earth, 11, 397–417. DOI: 10.5194/se-11-397-2020

FORMIGLI, J. M. 2008. Santos Basin Pre-Salt Cluster: How to Make Production Development Technical and Economically Feasible. Oral presentation in: Rio Oil & Gas Conference, held in Rio de Janeiro/Brazil, 18 setembro 2008. https://pt.slideshare.net/petrobrasri/18-092008-jos-miranda-formigli-filho-na-rio-oil-and-gas-expo-conference-no-rio-de-janeiro-somente-em-ingls

GAMBOA, L.; FERRAZ, A.; DREHMER, L.; DEMERCIAN, L. 2021. Seismic, Magnetic, and Gravity Evidence of Marine Incursions in the Santos Basin During the Early Aptian. *In*: MELLO, M.R.; YILMAZ, P.O.; KATZ, B.J. (Eds.). The Supergiant Lower Cretaceous Pre-Salt Petroleum Systems of the Santos Basin, Brazil. AAPG Memoir 124, chapter 10, 257–272. DOI: 10.1306/13722322MSB.10.1853.

GAMBOA, L., FERRAZ, A., BAPTISTA, R., SANTOS NETO, E.V. 2019. Geotectonic controls on CO_2 Formation and Distribution processes in the Brazilian pre-salt basins. Geosciences, 9(6): 252. DOI: 10.3390/geosciences9060252.

HERBIN, J. P.; MULLER, C.; DE GRACIANSKY, P. C.; JACQUIN, T.; MAGNIEZ-JANNIN, F.; UNTERNEHR, P. 1987. Cretaceous anoxic events in the South Atlantic. Rev. Bras. Geoc., 17(2): 92–99. DOI: 10.25249/0375-7536.19879299.

MACHADO, M.A.P. 2018. Pré-sal: A Saga - A História de uma das Maiores Descobertas Mundiais de Petróleo. L&PM – Porto Alegre. ISBN 978-85-254-3777-8.

MATOS, R. M. D. 2021. Magmatism and hotspot trails during and after continental break-up in the South Atlantic. Marine and Petroleum Geology, 129: 105077. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2021.105077.

MENDES, J. M. C. 1994. Análise Estratigráfica da seção Neo-aptiana/Eocenomaniana (Fm. Riachuelo) na área do Alto de Aracaju e Adjacências – Bacia de Sergipe-Alagoas, 166 p. Dissertação (Mestrado) - UFGRS, Porto Alegre, 1994.

MENDES, J.M.C. 2018. E&P Perspectives Brazil. *In*: 49º Congresso Brasileiro de Geologia. SBG. Rio de Janeiro, 2018.

MILANI, E. J.; BRANDÃO, J. A. S. L.; ZALÁN, P. V.; GAMBOA, L. A. P. 2000. Petróleo na Margem Continental Brasileira: Geologia, Exploração, Resultados e

Versão exclusiva do autor

Perspectivas. Brazilian Journal of Geophysics, 18(3): 351–396. DOI: 10.1590/S0102-261X2000000300012.

MOULIN, M.; ASLANIAN, D.; UNTERNEHR, P. 2010. A new starting point for the south and equatorial Atlantic Ocean. Earth Sci. Rev., 98(1–2): 1–37. DOI: 10.1016/j.earscirev.2009.08.001

MOULIN, M.; ASLANIAN, D.; RABINEAU, M.; PATRIAT, M.; MATIAS, L. 2012. Kinematic keys of the Santos-Namibe basins. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ. 369, 91–107. DOI: 10.1144/SP369.3

SANTOS NETO, E.V.; HAYES, J.M.; TAKAKI, T. 1996. Isotopic and geochemical evidence of the Upper Aptian anoxic event in the Potiguar Basin, Northeasthern Brazil. *In*: 5th ALAGO Congreso Latinoamericano de Geoquímica Orgánica, Cancun, Mexico.

SCHNÜRLE, P.; MOULIN, M.; AFILHADO, A.; EVAIN, M.; LOUREIRO, A.; DIAS, N., ASLANIAN, D. 2019. From rifting to spreading: The proto-oceanic crust. *In*: ROSSETI, F. BLANC A. C.; RIGUZZI F.; LEROUX E.; PAVLOPOULOS K.; BELLIER, O.; KAPSIMALIS V. (Eds.). The Structural Geology Contribution to the Africa-Eurasia Geology: Basement and Reservoir Structure, Ore Mineralisation and Tectonic Modelling. CAJG 2018. Advances in Science, Technology & Innovation (IEREK Interdisciplinary Series for Sustainable Development). Springer, Cham. p. 329–331. DOI: 10.1007/978-3-030-01455-1_72

SZATMARI, P.; FRANÇOLIN, J. B. L.; ZANOTTO, O.; WOLFF, S. 1987. Evolução Tectônica da Margem Equatorial Brasileira. Revista Brasileira de Geociências, 17(2): 180–188. DOI: 10.25249/0375-7536.1987180188.

TEDESCHI, L. R.; JENKYNS, H. C.; ROBINSON, S. A.; SANJINÉS, A. E. S.; VIVIERS, M. C.; QUINTAES, C. M. S. P.; VAZQUEZ, J. C. 2017. New age constraints on Aptian evaporites and carbonates from the South Atlantic: Implications for Oceanic Anoxic Event 1a. Geology, 45(6): 543–546. DOI: 10.1130/G38886.1.

WAGREICH, M. 2012. “OAE 3” - Regional Atlantic organic carbon burial during the Coniacian-Santonian. Climate of the Past, 8(5): 1447–1455. DOI: 10.5194/cp-8-1447-2012.

Conferências ABGP

4ª Live ABGP | ZÁLAN, P. 2021. O Potencial Exploratório Bilionário das Águas Ultra-Profundas do Pará-Maranhão – Geologia e Sistemas Petrolíferos. (Abril 2021). https://abgp.com.br/4-live-abgp-o-potencial-exploratorio-bilionario-das-aguas-ultra-profundas-do-para-maranhao-geologia-e-sistemas-petroliferos

5ª Live ABGP | FRANÇA, A.; AMORIM, W. 2021. Avanços na qualidade e imageamento sísmico na Bacia do Paraná – uma quebra de paradigma (Abril 2021) https://abgp.com.br/5a-live-abgp-avancos-na-qualidade-e-imageamento-sismico-na-bacia-do-parana-uma-quebra-de-paradigma

6ª Live ABGP | MATOS, R.D. 2021. Perspetivas exploratórias nas Bacias de Pernambuco e Paraíba e suas circunvizinhanças. (Maio 2021) https://abgp.com.br/6a-live-abgp

Versão exclusiva do autor

8ª Live ABGP | CONCEIÇÃO, J.C. 2021. Província Petrolífera da Bacia de Sergipe: um ensaio sobre a Exploração Digital. (Junho 2021) https://abgp.com.br/provincia-petrolifera-da-bacia-de-sergipe-um-ensaio-sobre-a-exploracao-digital

9ª Live ABGP | LIMA, C. 2021. Bacia do Parnaíba: um Modelo Geológico Regional e Perspectivas Exploratórias. (Junho 2021) https://abgp.com.br/9-live-abgp-bacia-do-parnaiba-um-modelo-geologico-regional-e-perspectivas-exploratorias

Sobre os Autores

Rui Jorge Baptista

Desde 2005/2006 Professor Auxiliar Convidado da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, tendo a seu cargo a regência da disciplina de Geologia do Petróleo. É geólogo formado na FCUL em 1979 e Mestre em Geologia de Engenharia pela FCT da UNLisboa em 1987. Tem mais de 40 anos de experiência na indústria petrolífera, tendo desempenhado ao longo da sua carreira na empresa portuguesa Petrogal, SA diversas funções, estando atualmente aposentado. Até 2013 teve participação ativa em todos os projetos em que a empresa participou em Portugal, Médio Oriente, Angola, Brasil, Moçambique e Timor Leste, nomeadamente nos que levaram às maiores descobertas de hidrocarbonetos do Brasil na Bacia de Santos. Colaborou ao longo dos anos com os Serviços Geológicos de Portugal (atual LNEG) na revisão da maioria das cartas geológicas 1/50 000 da orla mesocenozoica ocidental de Portugal. Atuou ainda como consultor do governo de S. Tomé e Príncipe e da Organização das Nações Unidas - UNTAET, aquando da independência de Timor-Leste.

E-mail: ruijorge.baptista@gmail.com

ORCID: 0000-0002-8046-1477

Andre Etienne Ferraz

Graduado em Geologia pela Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ) em 1981, realizou ao longo de 12 anos, como geofísico, dezenas de projetos de consultoria para aquisição, processamento e interpretação de dados magnetométricos, gama espectrométricos, métodos elétricos (terrestres e aéreos), gravimétricos, EM e sísmica rasa destinados a prospecção mineral e a indústria do petróleo. Doutorado em Geologia e Geofísica Marinha pela Universidade Federal Fluminense (UFF).

E-mail: andreetienne@id.uff.br

ORCID: 0000-0002-3911-5732

José Milton Cronemberger Mendes

Geólogo da Petrobras durante 24 anos. Coordenador da Petrobras America, Inc. Gerente de exploração. Superintendente de Exploração Enauta. Consultor independente. Rio de Janeiro.

E-mail: mendesjmc@uol.com.br

Versão exclusiva do autor

Cristiano Leite Sombra

Geólogo pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia (UFBA, 1978) e mestre em Sedimentologia e Petrologia Sedimentar pela Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP, 1987). Desenvolveu atividade profissional na Petrobras desde 1978 a 2020: em Acompanhamento geológico de poços em Aracaju (1978-81), Geologia de Desenvolvimento de Reservatórios (1981-1987), passando a integrar em 1987, no Rio de Janeiro, o Centro de Pesquisa e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguêz de Mello (CENPES), onde desenvolveu atividades técnicas e gerenciais em Geologia de Reservatórios e de Exploração, com ênfase em Petrologia e Petrografia Sedimentar, Prevenção de Dano a Formações, Integração Rocha-Perfil-Sísmica, Geologia de Reservatórios, Modelagem de Bacias Sedimentares, Métodos de Previsão de Porosidade em prospectos exploratórios, e desde 2007 até 2020 coordenou o PROSAL, Programa Tecnológico para o Desenvolvimento da Produção dos Reservatórios Pré-sal.

E-mail: csombra@id.uff.br

ORCID: 0000-0001-7297-4996

Eugenio Vaz dos Santos Neto

Geólogo de petróleo da PETROBRAS em 1981, iniciou sua carreira de geólogo de petróleo em acompanhamento geológico de poços nas bacias de Campos e do Espírito Santo. Em 1982 foi transferido para o Setor de Ensino da Bahia e, a seguir, para o Setor de Ensino do Rio como parte do corpo docente para ministrar cursos de Geologia do Petróleo, Mapas Geológicos e Geologia Geral. Participou de todos os cursos de especialização na área de geologia de petróleo exigidos pelo treinamento interno da Petrobras e a seguir foi transferido para a Gerência de Geoquímica do Centro de Pesquisas e Desenvolvimento da Petrobras (Cenpes) onde permaneceu de 1984 a 2016, quando se aposentou.

E-mail: santosnetoeugenio@gmail.com

ORCID: 0000-0003-4418-5513

Marcelo Carvalho

Graduado em Geofísica pelo Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo (IAG/USP, 2000), possui mestrado em Geodinâmica e Geofísica pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN, 2003). Atuou como geofísico de exploração na Petrogal Brasil S.A durante o período de 2005 a 2016 e atualmente está cursando o doutorado em Dinâmica dos Oceanos e da Terra na Universidade Federal Fluminense (UFF).

E-mail: marcelojc@id.uff.br

ORCID: 0000-0003-2872-066X

Bernardo Peluso Erthal de Souza

Graduação em Geofísica pela Universidade Federal Fluminense (UFF). Atualmente está na UFF. Especialização em aplicações de atributos sísmicos para caracterização estrutural.

E-mail: bernardopeluso@id.uff.br

ORCID: 0000-0003-3154-4214

Versão exclusiva do autor

Andre Luiz Ferrari

Graduado em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), em 1978, e com Doutorado em Geologia Sedimentar pela Universidade de São Paulo (USP), em 2001, tem atuado na análise estrutural da reativação de áreas plataformais em bordas continentais, formação de bacias rifte, tectono-sedimentar¸ e controle tectônico do magmatismo. Desde 1984 é Professor do Departamento de Geologia da Universidade Federal Fluminense (UFF).

E-mail: andreluizferrari@id.uff.br

ORCID: 0000-0003-4019-931X

Luiz A. P. Gamboa

Geólogo formado pela UFGJ obteve mestrado em Geologia Marinha na Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e o doutorado na Universidade de Columbia, Nova York, EUA. Trabalhou na Gulf Oil, no Ocean Drilling Program e foi professor na Universidade do Texas A&M, College Station, Texas. Trabalha no Departamento de Exploração e Produção da Petrobras e no Departamento de Geologia da Universidade Federal Fluminense (UFF).

E-mail: lgamboa@id.uff.br

ORCID: 0000-0001-9340-1863

Versão exclusiva do autor

12 – MINERAIS POLIMETÁLICOS

POLYMETALLIC MINERAL

Iran Carlos Stalliviere Corrêa
Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica
Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS

Lauro Júlio Calliari
Laboratório de Oceanografia Geológica
Universidade Federal do Rio Grande - FURG

Resumo

A distribuição dos nódulos e das crostas polimetálicas ocorre sobre a maior parte do assoalho oceânico, em profundidades acima dos 4.000 m. Estes apresentam estratificações laminares, com espessuras que variam de milímetros a decímetros. Estima-se que estes depósitos de nódulos e crostas polimetálicas, cubram uma área de aproximadamente 6,4 x 106 km^2. Estes nódulos polimetálicos, são concreções rochosas formadas por camadas concêntricas de hidróxidos de ferro e manganês os quais se desenvolvem a partir de um núcleo o qual pode ser um fragmento de rocha, restos de origem biogênica como dentes de tubarão ou carapaças de organismos como os radiolários e até mesmo fragmentos de antigos nódulos. Em sua composição química, os nódulos polimetálicos possuem metais estratégicos como níquel, cobalto e cobre, bem como a presença de terras raras, metais amplamente utilizados hoje em dia para o desenvolvimento tecnológico e econômico dos países industrializados. No presente estudo demonstra-se do desenvolvimento desde nódulos e o valor estratégico e econômico de sua exploração. Estes depósitos apresentam um valor econômico de importância mundial devido aos inúmeros elementos químicos que formam sua composição.

Palavras-chave: nódulos polimetálicos, ocorrência de nódulos, formação de nódulos.

Abstract

The distribution of polymetallic nodules and crusts occurs over most of the ocean floor, at depths above 4,000 m. These have laminar stratifications, with thicknesses ranging from millimeters to decimeters. These deposits of polymetallic nodules and crusts are estimated to cover an area of approximately 6.4 x 106 km^2. These polymetallic nodules are rocky concretions formed by concentric layers of iron and manganese hydroxides which develop from a core which can be a fragment of rock, remains of biogenic origin such as shark teeth or shells of organisms such as radiolaria and even fragments of old nodules. In their chemical composition, polymetallic nodules have strategic metals such as nickel, cobalt and copper, as well as the presence of rare earths, metals widely used today for technological and economic development in industrialized countries. This study demonstrates the development of nodes and the strategic and economic value of their exploration. These deposits have an economic value of world importance due to the numerous chemical elements that make up their composition.

Keywords: polymetallic nodules, nodule occurrence, nodule formation.

Nota dos Organizadores: o manuscrito deste capítulo foi produzido em abril de 2022.

Versão exclusiva do autor

12.1 - Introdução

Os nódulos e as crostas polimetálicas ocorrem em áreas distribuídas sobre o assoalho oceânico, em profundidades médias, de lâmina de água, entre 4.500 e 5.500 m, apresentam estratificações laminares, com espessuras que variam de milímetros a decímetros. Alguns autores estimam que os depósitos de nódulos e crostas polimetálicas, cubram uma área de aproximadamente 6,4 x 10^6 km^2, o que representa menos de 2% da superfície da Terra.

Os nódulos polimetálicos, também denominados de nódulos de manganês devido à abundância deste metal na sua composição química, são concreções rochosas formadas por camadas concêntricas de hidróxidos de ferro e manganês os quais se desenvolvem a partir de um núcleo (Fig. 12.1), que pode ser um fragmento de rocha, restos de origem biogênica como dentes de tubarão ou carapaças de organismos como os radiolários e até mesmo fragmentos de antigos nódulos.

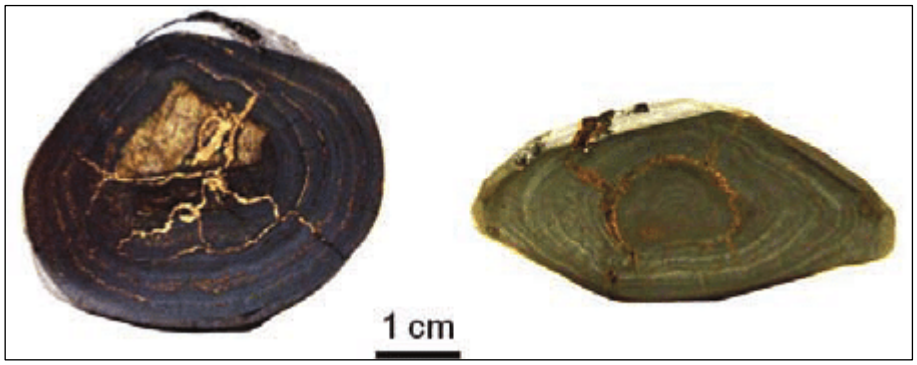


Figura 12.1 – Secção transversal polida de dois nódulos polimetálicos com camadas concêntricas. O núcleo da esquerda é formado de um fragmento de rocha de forma triangular e no da direita o núcleo é de um nódulo antigo (foto: MARLENE OLIVARES CRUZ).

A regularidade na formação das camadas concêntricas e a espessura dessas, são determinadas pelos estágios sucessivos de crescimento (Fig. 12.1). A formação dessas camadas de óxido reflete as condições físico-químicas do ambiente de deposição (HEIN *et al*., 1992; ABOUCHAMI *et al.*, 1999), como quando os nódulos apresentam variações na espessura dos anéis de crescimento. O tamanho dos nódulos pode variar desde partículas microscópicas denominadas micronódulos, até nódulos maiores que 20 cm, frequentemente apresentando valores entre 3 e 10 cm de diâmetro.

Sua superfície se apresenta geralmente lisa, às vezes áspera e de formato mamelonar ou globular, ou às vezes com formato irregular (MORGAN, 2000) (Fig. 12.2).



Figura 12.2 – Nódulo polimetálico com formato globular
(fonte: https://e-rocks.com/item/cam220130/manganese-nodule).

Versão exclusiva do autor

Os nódulos polimetálicos, nos diferentes oceanos, apresentam uma composição química variada, conforme pode ser observado na Tabela 12.1. Acredita-se que, com maior atividade vulcânica no oceano Pacífico, essa influencie a maior presença de manganês. Outros fatores tais como a área dos continentes em relação às respectivas bacias oceânicas e a maior ou menor drenagem continental influenciam na variação da composição dos nódulos, entre os principais oceanos.

Em sua composição química, os nódulos polimetálicos possuem metais estratégicos como níquel, cobalto e cobre e mais recentemente se observou a presença de terras raras, metais amplamente utilizados hoje em dia para o desenvolvimento tecnológico e econômico dos países industrializados. Quando a percentagem destes três metais estratégicos ultrapassar 3%, a área de ocorrência passa a apresentar maior economicidade.

Tabela 12.1 – Porcentagem média de alguns metais presentes em nódulos polimetálicos nos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico (modificado de RONA, 2002).

Elementos (%)	Oceano Atlântico	Oceano Pacífico	Oceano Índico
Mn	13,25	20,10	15,25
Fe	16,97	11,40	14,23
Ni	0,32	0,76	0,43
Cu	0,13	0,54	0,25
Co	0,27	0,27	0,21
Zn	0,12	0,16	0,15
Pb	0,14	0,08	0,10
Mn/Fe	0,78	1,76	1,07

A taxa de crescimento dos nódulos polimetálicos pode ser determinada através de métodos radiogênicos, medindo-se as diferenças de idade entre as diferentes camadas concêntricas que os formam. A maioria das técnicas, de datação radiométrica, indicam uma taxa de crescimento muito lenta para os nódulos, sendo essa de apenas alguns décimos de milímetros por milhões de anos. No entanto, embora o crescimento dos nódulos polimetálicos seja muito lento, pode apresentar variações da taxa de crescimento em períodos de acumulação rápida, separados por períodos de crescimento lento ou nulo. Portanto, a taxa de crescimento dos nódulos polimetálicos é altamente dependente da velocidade com que os suprimentos de elementos fluem no ambiente (CRONAN, 2010).

12.2 - Características Gerais

Os nódulos polimetálicos foram pela primeira vez observados no mar de Kara, um mar marginal do oceano Ártico a oeste da Sibéria, em 1878-1880 pela expedição de A. E. Nordenskjold (NORFENSKJOLD, 1881), mas não receberam estudos adicionais por mais de um século (Fig. 12.3). Posteriormente, se observou que estes nódulos polimetálicos apresentavam ampla distribuição, em muitos locais, no fundo dos oceanos (MURRAY, 1878; MURRAY; IRVINE, 1895; MURRAY; RENARD, 1891).

Versão exclusiva do autor

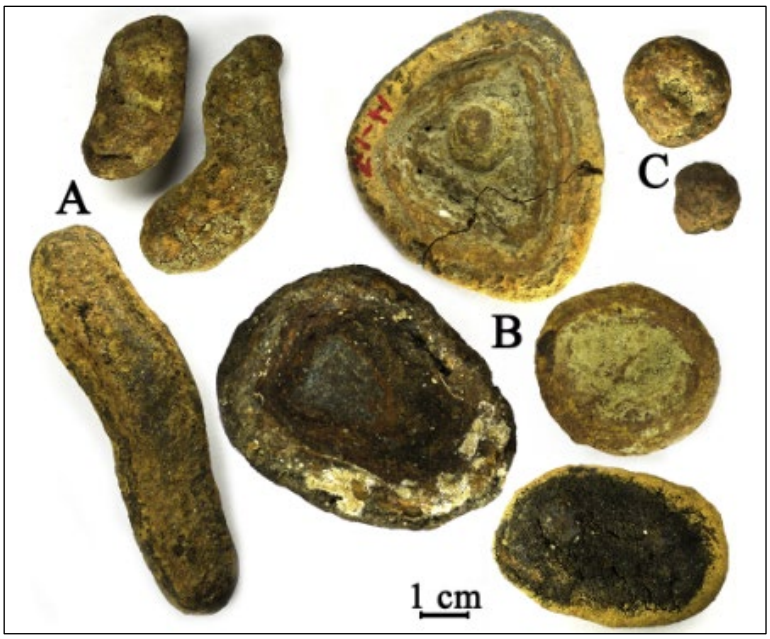


Figura 12.3 – Diferentes tipos morfológicos de nódulos polimetálicos do mar de Kara: A - tubo, B - disco, C - esferoidal (foto: VERESHCHAGIN *et al.*, 2019).

Esses recursos, conhecidos a mais de um século, localizados em profundidades da ordem dos 5.000 m, tornava impossível supor a possibilidade de os recuperar e explorar economicamente. A partir dos anos 1960, com o avanço da tecnologia, se tornou realidade a exploração e aproveitamento desses nódulos polimetálicos. No entanto, a queda dos preços dos metais, no mercado mundial, no final dos anos setenta, provocou uma queda drástica na exploração de nódulos polimetálicos pelas mineradoras. Apesar disso, o interesse científico na origem e evolução dos depósitos de nódulos e de recursos potencialmente econômicos, em um futuro, alcançou grandes avanços nos anos seguintes (VON STACKELBERG, 2000) e, no final da década de 1970, as investigações realizadas no fundo marinho, possibilitaram a identificação de outros recursos minerais com grande potencial econômico, entre eles, os sulfetos polimetálicos (FRANCHETEAU *et al.*, 1979), formados ao redor de fontes hidrotermais, em áreas vulcanicamente ativas, crostas enriquecidas com cobalto, finas camadas de manganês e níquel encontradas cobrindo montes vulcânicos submarinos (RONA, 2002; 2008).

Nas últimas décadas, as pesquisas sobre esses recursos se intensificaram devido à sua utilidade em estudos paleo-oceanográficos e paleoclimáticos (HEIN, 2004; CLAUDE *et al.*, 2005).

12.3 - Características dos Depósitos

Os depósitos de minerais polimetálicos ocorrem no ambiente marinho, em diversas formas. Comumente se apresentam na forma de crostas revestindo os fundos oceânicos, com distribuição e espessuras variadas (Fig. 12.4), bem como na forma de nódulos, com diâmetro variando de alguns centímetros a vários decímetros e que se encontram distribuídos tanto na superfície sedimentar dos fundos oceânicos, como em subsuperfície (Fig. 12.5).

Versão exclusiva do autor

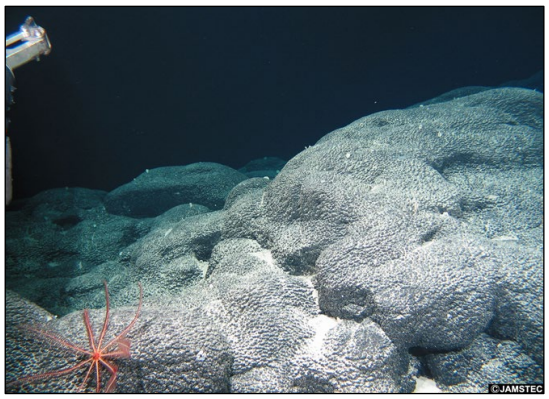


Figura 12.4 – Crosta polimetálica – Oceano Pacífico
(fonte:https://media.springernature.com/lw685/springer-static/image/chp%3A10.1007%2F978-3-030-87982-2_4/MediaObjects/511521_1_En_4_Fig1_HTML.jpg)



Figura 12.5 – Nódulo polimetálico
(fonte: https://metals.co/wp-content/uploads/2020/08/polymetallic-nodule.jpg)

Menard (1964) e Cronan e Tooms (1967) observaram que a quantidade de nódulos polimetálicos, soterrados nos primeiros 3 m da camada sedimentar do fundo oceânico, seria igual ou às vezes maior que a quantidade encontrada nos depósitos sedimentares de superfície.

Além da ocorrência dos minerais polimetálicos em forma de crostas e nódulos, estes também são observados disseminados nos sedimentos marinhos em grande quantidade, na forma de micro aglomerações, com tamanhos menores que 1 mm de diâmetro.

Em relação às características físicas, esses minerais polimetálicos apresentam uma densidade que varia entre 2,1 e 3,1 g/cm^3 e uma dureza entre 2 e 4 da escala Mohs. Glasby (1972) observou que os nódulos polimetálicos apresentam uma coloração em torno do castanho ao castanho-escuro, quando esses são enriquecidos em ferro (Goethita e Magnetita), podendo chegar à coloração preto-azulado, quando enriquecidos em manganês (Manganita e Psilomelano). Geralmente os nódulos do oceano Pacífico são mais escuros que os do oceano Atlântico.

12.4 - Textura

A textura superficial dos nódulos polimetálicos é variável, podendo ser lisas, ásperas ou mistas (Fig. 12.6), o que implica que a superfície dos nódulos que se encontram em contato com a água, seja lisa e a que se encontra em o contato com o sedimento, seja áspera. A morfologia dos nódulos pode ser do tipo esferoidal, discoidal, cilíndrica ou irregular. Essas dependem da gênese do nódulo e da forma do núcleo, bem como das fraturas que ocorrem durante sua formação.

Versão exclusiva do autor

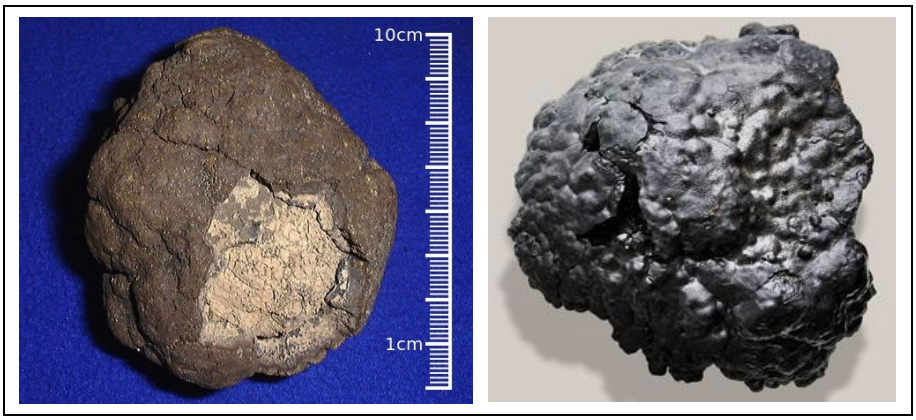


Figura 12.6 – Nódulos polimetálicos com superfície áspera (à esquerda) e lisa (à direita) (fonte: PEACOCK; ALFORD, 2018).

Tanto a forma interna como externa dos nódulos polimetálicos, em especial suas características criptocristalinas e botrioidais, indicam uma natureza concrecional. Estes nódulos apresentam, internamente, um crescimento concêntrico de camadas ao redor de um núcleo, o qual pode ser constituído de um grão de areia, um fragmento de rocha, uma carapaça de organismo de composição carbonática ou silicosa, grãos fosfáticos, assim como outros (Fig. 12.7).

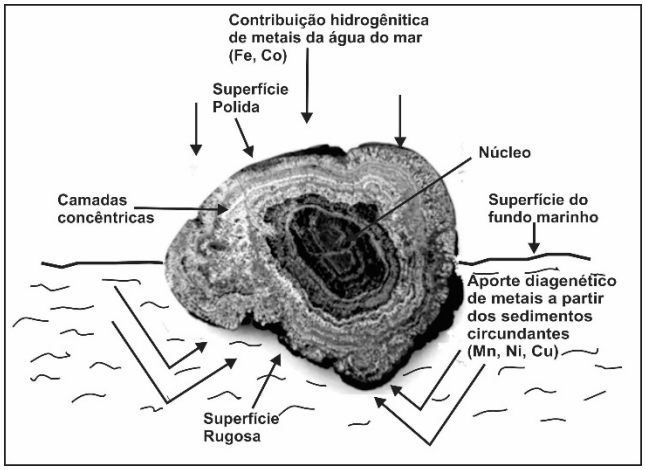


Figura 12.7 – Nódulo polimetálico com textura mista (lisa-rugosa) e composição diferente em sua parte superior e inferior (modificado de CRONAN, 2010).

12.5 - Mineralogia

Dentre as fases de óxidos de manganês encontradas nos nódulos polimetálicos, se têm os apresentados na Tabela 12.2, onde são mostrados os principais picos obtidos pela difração de Raio X, para esses minerais. Os minerais de manganês, que foram identificados, e que estão associados aos diferentes processos de formação, são: a Todorokita [(Ca,K,Na,Mg,Ba,Mn) $(Mn,Mg,Al)_6O_{12}.3H_2O$] formada por diagênese óxica, Vernadita [(Mn^{4+},Fe^{3+},Ca,Na) $(O,OH)_2 \cdot nH_2O$] formada por precipitação hidrogênica e Birnessita [$(Na,Ca)_{0,5}$ $(Mn^{4+}, Mn^{3+})_2.O_4.1,5H_2O$] formada por diagênese subóxica e a partir da Todorokita por desidratação; os minerais de ferro observados em nódulos polimetálicos são Goethita [FeO(OH)], Lepidocrocita [γ-FeO(OH)], Hematita (Fe_2O_3) e Ferroxyhita [δ'-FeO(OH)].

Versão exclusiva do autor

Tabela 12.2 – Mineralogia dos nódulos polimetálicos (SCHULTZ; ZABEL, 2006).

Óxidos de Mn	**Picos DRX**	**Mineral**
10 Å manganato	9,7 Å 4,8 Å 2,4 Å 1,4 Å	Todorokita, Buserita 10 Å Manganita, Birnesita
7 Å manganato	7,3 Å 3,6 Å 2,4 Å 1,4 Å	7 Å Manganita
δ MnO_2	2,4 Å 1,4 Å	Vernadita

Mineralogicamente, os nódulos polimetálicos apresentam uma mistura de minerais de óxido de manganês, minerais de argila e uma pequena quantidade de outros minerais detríticos. Outros minerais são observados na composição dos nódulos polimetálicos como filipsita, rutilo, anatásio, barita, estroncianita, piroxênio, olivina, quartzo, apatita, mica e minerais de argila (MERO, 1965; BONATTI; NAYUDU, 1965; KERL, 1970). Vários elementos, como o sódio, cálcio, estrôncio, cobre, cobalto, níquel e molibdênio, podem substituir o manganês e o ferro nas estruturas cristalinas dos minerais de manganês.

A composição química desses nódulos polimetálicos é bastante variada, tanto de um oceano para outro, como em áreas dentro do mesmo oceano. Estudos efetuados em vários laboratórios do mundo mostram consideráveis flutuações na composição química dessas concreções, de um oceano para outro, mas se observa que, em regiões individualizadas, a composição química se mantém praticamente constante.

Mero (1965), em trabalhos efetuados no oceano Pacífico, apresenta uma ideia aproximada da composição química dos nódulos polimetálicos (Tabela 12.3).

Tabela 12.3 – Composição química de amostras de nódulos polimetálicos do oceano Pacífico (MERO, 1965).

Elementos	**Variação Observada**
Mn	8,2 – 50,1 (%)
Fe	2,4 – 26,6 (%)
Ca	0,8 – 4,4 (%)
Mg	1,0 – 2,4 (%)
Na	1,5 – 4,7 (%)
K	0,3 – 3,1 (%)
Sr	0,024 – 0,16 (%)
Cu	280 – 16.000 (ppm)
Zn	400 – 800 (ppm)
Co	140 – 36.000 (ppm)
Ni	1.600 – 20.000 (ppm)
Cr	10 – 70 (ppm)
Pb	200 – 3.600 (ppm)

Versão exclusiva do autor

Melo e Guazelli (1976) observam que, mineralogicamente, os depósitos de nódulos polimetálicos do oceano Atlântico diferem dos depósitos observados em outros oceanos, devido ao maior conteúdo de ferro e o baixo teor de níquel e cobre, variações estas que podem estar associadas ao maior suprimento de ferro do que nos demais oceanos. Variações regionais foram observadas na concentração de manganês, níquel e cobre, os quais se enriquecem em depósitos de mar profundo, em áreas de lenta deposição sedimentar, normalmente entre a cordilheira mesoatlântica e o talude continental e com enriquecimento de cobalto em topos de elevações submarinas.

Cronan (1977) apresenta uma tentativa de classificar os nódulos de todos os três principais oceanos, de acordo com seu ambiente de deposição. Sete são os ambientes diferenciados: montes submarinos, platôs, dorsais meso-oceânicas ativas, dorsais inativas, bordas continentais, elevações topográficas marginais e fundos oceânicos entre 2.000 e 6.000 m. Estes ambientes contêm nódulos formados por todos os processos conhecidos de formação de nódulos, desde a simples precipitação da água do mar, de soluções hidrotermais, intemperismo de rochas vulcânicas e processos diagenéticos nos sedimentos subjacentes depositados.

Cronan (1977) apresenta uma relação dos teores médios dos principais elementos constituintes dos nódulos polimetálicos de todos os oceanos do mundo (Tabela 12.4), bem como as concentrações médias de Mn, Fe, Ni, Co e Cu em cada um desse ambientes (Tabela 12.5).

Tabela 12.4 – Teores médios de elementos constituintes dos nódulos polimetálicos e outros depósitos de óxido de ferro-manganês dos oceanos (CRONAN, 1977).

Elementos	**Média (%)**	**Elementos**	**Média (%)**
B	0,0277	Sr	0,0825
Na	1,9409	Y	0,0310
Mg	1,8234	Zr	0,0648
Al	3,0981	Mo	0,0412
Si	8,6240	Pd	$0{,}553.10^{-6}$
P	0,2244	Ag	0,0006
K	0,6427	Cd	0,0008
Ca	2,5348	Sn	0,0003
Sc	0,0001	Te	0,005
Ti	0,6424	Ba	0,2012
V	0,0558	La	0,0160
Cr	0,0014	Yb	0,0031
Mn	16,174	W	0,0060
Fe	15,608	Ir	$0{,}935.10^{-6}$
Co	0,2987	Au	$0{,}248.10^{-6}$
Ni	0,4888	Hg	$0{,}500.10^{-4}$
Cu	0,2561	Tl	0,0129
Zn	0,0710	Pb	0,0867
Ga	0,0010	Bi	0,0008

Versão exclusiva do autor

A Tabela 12.5 mostra que os nódulos polimetálicos de alguns ambientes são composicionalmente mais distintos do que os de outros. Observa-se que os nódulos polimetálicos dos montes submarinos apresentam um alto teor de cobalto, enquanto as bordas continentais apresentam uma alta relação Mn/Fe, ao passo que nos fundos abissais, os nódulos apresentam um alto teor de Cu. Em contraste, os nódulos polimetálicos encontrados em dorsais ativas pouco se diferem dos de dorsais inativas. Além da razão Mn/Fe, não há muito para distinguir nódulos polimetálicos de montes submarinos dos de platôs.

Tabela 12.5 – Teor médio de Mn, Fe, Ni, Co e Cu em nódulos polimetálicos e incrustação de diferentes ambientes (CRONAN, 1977).

Elementos (%)	**Montes Submarinos**	**Platôs**	**Dorsais Ativas**	**Dorsais Inativas**	**Bordas Continentais**	**Elevações Marginais**	**Fundos Oceânicos**
Mn	14,62	17,17	15,51	19,74	38,69	15,65	16,78
Fe	15,81	11,81	19,15	20,08	1,340	19,32	17,27
Ni	0,351	0,641	0,306	0,336	0,121	0,296	0,540
Co	1,150	0,347	0,400	0,570	0,011	0,419	0,256
Cu	0,058	0,087	0,081	0,052	0,082	0,078	0,370
Mn/Fe	0,920	1,530	0,800	0,980	28,80	0,810	0,970
Prof. (m)	1.872	945	2.870	1.678	3.547	1.694	4.460

O estudo dos elementos maiores, traço e terras raras, é de fundamental importância para a obtenção da classificação genética dos depósitos de nódulos polimetálicos. As primeiras classificações (Fig. 12.8 e Fig. 12.9) foram propostas por Bonatti *et al*. (1972), e posteriormente aplicadas e modificadas por Toth (1980), Crerar *et al.* (1982) e Nath *et al*. (1997). Estas classificações levam em conta a origem dos depósitos de nódulos polimetálicos e os divide em três tipos genéticos: hidrotermais, hidrogenéticos e diagenéticos. Os critérios com os quais se obtém os diversos campos, dentro dos diagramas de classificação, se baseiam nas concentrações de elementos maiores, traço e terras raras.

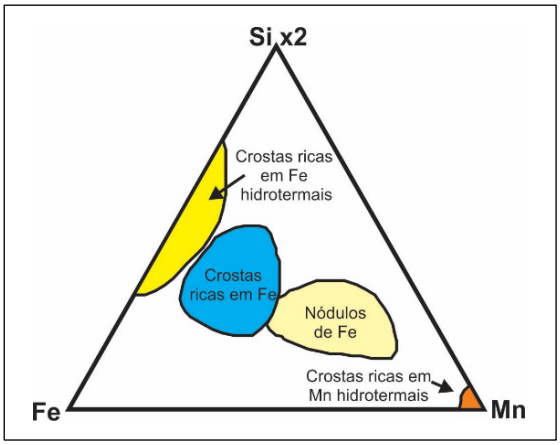


Figura 12.8 – Diagrama ternário de classificação de depósitos polimetálicos com base na concentração de Mn-Fe e Si x2 (modificado de NATH *et al.*, 1997).

Versão exclusiva do autor

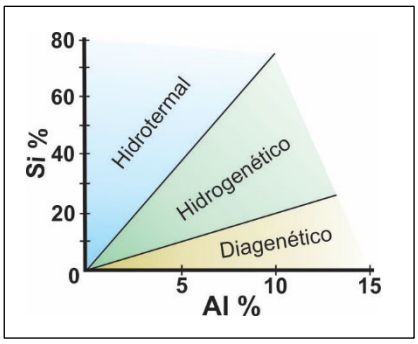


Figura 12.9 – Diagrama binário Si/Al de classificação de ambientes (modificado TOTH, 1980).

O estudo das terras raras tem sido de grande importância para o estabelecimento das condições redox nos ambientes de depósitos dos nódulos polimetálicos, o principal indicador dessas condições é a relação Ce/La, utilizada inclusive para traçar a trajetória das massas de água de fundo nos oceanos Pacífico e Atlântico (GLASBY, 1972; KASTEN *et al.*, 1998). A composição química dos nódulos polimetálicos está relacionada com diversos fatores, entre os quais se encontram, a produtividade em águas superficiais, onde se observa a abundância em Sc, Cr, Fe, Co, As, Hf, Th, REE e Ce/La, em zonas de baixa produtividade e de Mn, Ni, Cu, Zn e Ba, em zonas de alta produtividade no oceano Pacífico (GLASBY, 1972).

12.6 - Proveniência do Fe e Mn dos Nódulos Polimetálicos

Dois aspectos devem ser levados em consideração no estudo da gênese dos depósitos de nódulos e crostas polimetálicos. O primeiro é em relação à origem dos elementos presentes e o segundo é em relação ao processo de acumulação desses elementos nos depósitos. Melo e Guazelli (1976) alertam que nem todas as acumulações de ferro e manganês, nas águas ou nos sedimentos marinhos, precisam conduzir à formação de nódulos ou crostas.

As fontes desse ferro e manganês podem ter duas origens: os continentes e o vulcanismo submarino. No caso da proveniência ser dos continentes, temos a considerar a decomposição das rochas continentais ricas em ferro e manganês, como as rochas magmáticas, e seu transporte através do sistema fluvial, para os oceanos. Os elementos ferro e manganês são dissolvidos em um ambiente redutor e são transportados na sua forma bivalente (Fe^{+2} e Mn^{+2}).

O ferro (Fe^{+2}) e o manganês (Mn^{+2}) ao ingressarem no ambiente marinho se comportam, geoquimicamente, de maneiras diferentes. Segundo os diagramas geoquímicos, desenvolvidos por Blumer (1950) e Marchandise (1956), o elemento ferro ao entrar no ambiente marinho, precipita, passando da valência Fe^{+2} para Fe^{+3}, em ambientes com Eh e pH mais baixos que os valores necessários para a precipitação do manganês, que passa de Mn^{+2} para Mn^{+4}. Esta diferenciação comportamental, geoquimicamente, é a razão principal da possível separação do ferro e do manganês no ciclo sedimentar, embora os dois apresentem afinidades no sistema periódico. Essa, também, é a provável razão da existência de jazidas sedimentares ricas só em manganês, não obstante ser de 1 para 50 a relação ferro e manganês na crosta terrestre.

Mero (1965) atribui que, com a entrada das águas fluviais nos oceanos e com a resultante subida do pH, o ferro precipita primeiro, continuando o manganês por mais tempo em solução. Isto poderia justificar os maiores teores de ferro, nos nódulos, próximos às áreas continentais.

Versão exclusiva do autor

A segunda fonte mais importante para o fornecimento de ferro e manganês, para os nódulos polimetálicos, é a atividade vulcânica submarina. Estudos têm demonstrado uma certa relação entre as atividades vulcânicas e hidrotermais, e a concentração de ferro e manganês nos sedimentos.

Segundo estudos de Carranza-Edwards *et al.* (1986; 1990), as fontes de suprimento de metais, que formam os nódulos, são de origens hidrotermais, ao longo das dorsais oceânicas, a partir da contribuição de elementos químicos proveniente de águas e ventos continentais, precipitação de minerais contidos na água do mar (hidrogênico), da contribuição dos elementos da coluna sedimentar (diagênico) e dos componentes químicos contidos nos organismos marinhos que precipitam para o fundo do oceano, com sua morte e decomposição (Fig. 12.10).

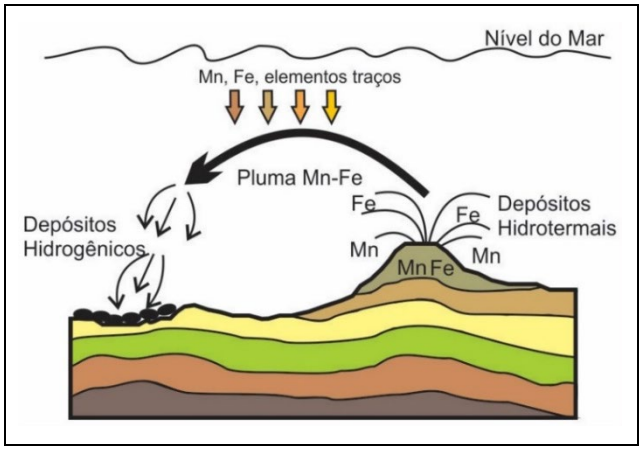


Figura 12.10 – Modelo hidrogenético da formação dos nódulos polimetálicos de fontes magmáticas (modificado de MARTÍNEZ; LUNAS, 1992).

Boström *et al*. (1973) demonstraram que a distribuição de ferro nos sedimentos do oceano Pacífico Leste mostra um aumento à medida que nos aproximamos da crista do Alto Pacífico Oriental, com valores acima de 60 mg/cm^2/1000 anos. Esquema quase idêntico ocorre para o manganês, onde se observa, nas elevações vizinhas a crista, valores acima de 3 mg/cm^2/1000 anos.

Várias outras origens do ferro e manganês, para a formação dos nódulos e crostas polimetálicas, foram propostas por vários autores. Uma delas foi proposta por Correns (1941), afirmando que a dissolução de carapaças de foraminíferos, abaixo da zona de compensação do carbonato de cálcio, contribuiria com ferro e manganês aos depósitos sedimentares.

Segundo estudos de Chow e Patterson (1959), Wedephol (1960), El Wakeel e Riley (1961) e Chester e Hughes (1969), demonstraram que outros elementos menores existentes nos nódulos e crostas polimetálicas, como o níquel, chumbo, cobalto e cobre, apresentam os mesmos princípios de formação que as fontes de ferro e manganês. No entanto, alguns autores apresentam a possibilidade de que a região cósmica possa fornecer em quantidades reduzidas, alguns elementos como o níquel, irídio e ouro (HEWETT *et al.*, 1963; HARRISS *et al*., 1968). Essa contribuição cósmica pode ser comprovada pelos inúmeros esferulitos presentes nos nódulos e crostas polimetálicas (Fig. 12.11).

Versão exclusiva do autor

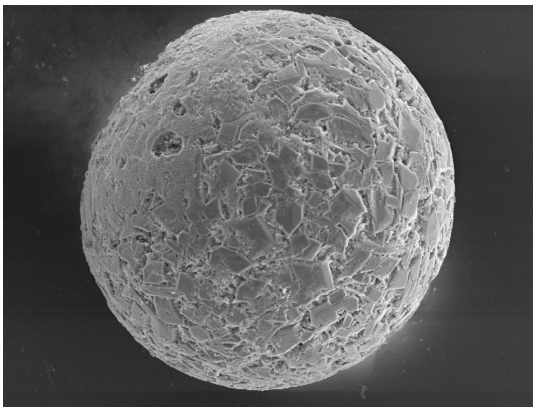


Figura 12.11 – Esferulitos cósmicos presentes em nódulos polimetálicos (fonte: http://www.niobioinformatics.in/getmerProject2.php).

12.7 - Formação dos Nódulos Polimetálicos

Os processos de acumulação dos elementos nos nódulos e crostas polimetálicos podem ser enquadrados em duas grandes categorias. A primeira que inclui todos os processos inorgânicos de precipitação e a segunda que abrange as teorias orgânicas, isto é, as que levam em consideração a participação de micro-organismos na formação dos nódulos e crostas polimetálicos.

Goldberg (1954) desenvolveu uma teoria buscando, basicamente, explicar a presença de outros metais em adição ao Mn e Fe. Desenvolveu uma teoria, baseada em dados sobre os capturadores químicos. Numa atmosfera levemente alcalina, com pH próximo a 8 e altamente oxidante, a água do mar é saturada em Mn e Fe. Os efeitos concentradores da evaporação, forçariam a precipitação destes elementos, formando partículas coloidais. Estas partículas são eletricamente carregadas e, enquanto são decantadas, tendem a aglutinar e remover certas espécies iônicas, como Cu, Ni, Co, Mo, Zn, Pb e outros, da solução da água do mar. Estes elementos são subsaturados na água, consequentemente, algum processo, como a captura e remoção, ou a extração bacteriana, deve estar envolvido para colocá-los nos nódulos polimetálicos. Uma vez no fundo oceânico, os colóides de Fe e Mn são arrastados por correntes de fundo até ficarem em contato com uma superfície capaz de aprisioná-los.

A teoria proposta por Bonatti e Nayudu (1965) se encontra totalmente ligada ao vulcanismo submarino. Na opinião desses autores, a interação das lavas básicas de vulcanismo submarino com a água do mar ajudaria a dissolver os gases ácidos do magma. As soluções ácidas resultantes, circulariam na lava e ocasionariam a extração de Fe, Mn e outros elementos. Como consequência, ocorreria primeiro a precipitação do Fe e posteriormente a do Mn. Os autores ainda enfatizam que até as camadas concêntricas, que são observadas nos nódulos polimetálicos, refletiriam a variação das condições de potencial redox, observadas durante as erupções vulcânicas. Essa teoria com base no intemperismo submarino (halmirólise) é viável para os depósitos de nódulos que se encontram nas vizinhanças de vulcões submarinos, mas o argumento desfavorável é que não explica os depósitos de nódulos polimetálicos, presentes em regiões do fundo marinho, onde não existem evidências de vulcanismos.

Burns (1975) apresenta a teoria para a formação dos nódulos polimetálicos, a qual tem início com a acumulação de óxidos de ferro em torno de um núcleo, seguindo, posteriormente, a precipitação de óxido de manganês. O processo inicial de acumulação de óxido de ferro seria devido à floculação de colóides de ferro nas imediações do núcleo, com um elevado valor de pH, enquanto o manganês se depositaria pela oxidação parcial

Versão exclusiva do autor

autocatalítica, ou pela formação de complexos. Burns (1975) parte do pressuposto de que o limite entre o núcleo e os óxidos dos nódulos é nítido, e formado exclusivamente por óxido de ferro, o que segundo algumas observações, em nódulos dos oceanos Atlântico e Pacífico, não podem ser comprovados, pois o limite não é nítido e tão pouco formado exclusivamente de óxidos de ferro.

A maior dificuldade de explicar a formação de nódulos polimetálicos por qualquer um dos processos inorgânicos, reside no fato de que tanto o Fe como o Mn não se apresentam saturados na água do mar. Observa-se que um litro de água do mar contém, em média, apenas 1 mg de Fe e 10 mg de Mn.

Vários autores, entre eles Hein *et al*. (2013), propõem que a formação dos depósitos de nódulos e crostas polimetálicos estão diretamente relacionados a cinco processos de precipitação que podem ocorrer, dependendo da composição do fluido aquoso, a partir do qual, óxidos de Fe e Mn são precipitados. Esses processos são os hidrogenéticos, diagenéticos, hidrotermais e mistos (hidrogenéticos/hidrotermais ou hidrogenéticos/diagenéticos). O enriquecimento metálico dos nódulos e crostas resulta da combinação, da disponibilidade, do comportamento dos metais no ambiente marinho, das suas propriedades absortivas e cristaloquímicas, das fases autigênicas das concreções, dos materiais em suspensão, das razões de acumulação dessas fases e do tempo disponível para a incorporação dos elementos nas crostas e nódulos.

O processo hidrogenético parece ser o mais comum no ambiente oceânico, e responsável pela precipitação na formação de crostas polimetálicas em superfícies aplainadas ou elevações vulcânicas. Para a formação dos nódulos, a precipitação ocorre em planícies abissais, platôs oceânicos, montes submarinos, cumes ou taludes continentais. Crostas e nódulos polimetálicos constituem importante recurso mineral para Co, T, Pt, além de Terras Raras. A precipitação desses metais ocorre a partir da água do mar. O processo hidrogenético resulta no crescimento controlado das crostas de Fe-Mn, pela precipitação de colóides hidratados de óxidos/hidróxidos de Fe e Mn, que absorvem metais presentes em concentrações de traço.

O modelo eletroquímico é bastante complexo e envolve reações entre íons com cargas positivas e negativas, e sua interação com óxidos/hidróxidos de Fe e óxidos de Mn, na água do mar (HEIN *et al*., 2013). A Figura 12.12 ilustra, de modo geral, este modelo.

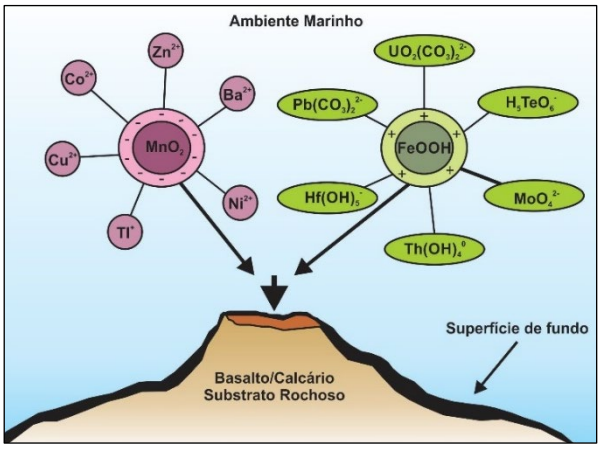


Figura 12.12 – Modelo eletroquímico simplificado de adsorção do processo hidrogenético (modificado de HEIN *et al*., 2013).

Considerando-se o processo diagenético, os nódulos teriam se formado por precipitação química ao redor de núcleos, nas regiões das planícies abissais ou platôs oceânicos. Quando se trata da formação de crostas polimetálicas, se observa uma carência de informações nos processos de precipitação destas.

Versão exclusiva do autor

Segundo Toro *et al.* (2020), os nódulos hidrogenéticos são minerais depositados por precipitação diretamente da água do mar. São polinucleares e irregulares, com texturas lisas e finamente porosas, em que o mineral Mn, predominante, é a Vernadita. Estudos mostram que este tipo de nódulo apresenta um teor semelhante de Fe e Mn e um teor relativamente alto de Ni, Cu e Co, enquanto os nódulos diagenéticos são formados pela precipitação de elementos presentes na água intersticial dos sedimentos, ou na superfície dos sedimentos. Estes nódulos polimetálicos apresentam, comumente, formas elipsoidais a discoides, com superfícies porosas e arenosas, com Todorokita sendo o mineral dominante (Fig. 12.13). Estes nódulos são ricos em Mn, mas pobres em Fe, Ni, Cu e Co.



Figura 12.13 – Nódulo polimetálico com formato elipsoidal
(fonte: https://www.nzgeo.com/stories/minerals-in-the-deep).

Os depósitos naturais podem apresentar sua formação, por uma combinação desses dois processos, hidrogenético e diagenético. Além disso, esses processos concentram os metais durante sua formação e crescimento, ao longo de milhões de anos. Os processos diagenéticos podem gerar a mobilidade do fluido pela ação da água dos poros; esses fluidos, enriquecidos em metais (essencialmente Mn, Ni e Cu), precipitam em torno de um núcleo se formando, intrinsecamente, com o próprio nódulo polimetálico. Por outro lado, a precipitação hidrogenética é possível quando a superfície do nódulo é exposta à água do mar, na presença de correntes de fundo fortes o suficiente para mantê-los limpos de sedimentos; esses tipos de nódulos têm conteúdo de Fe e Mn semelhante ao diagenético, mas geralmente têm um conteúdo de Co mais alto. No entanto, as camadas hidrogenéticas têm menos Ni e Cu do que as diagenéticas (Toro *et al.*) (Fig. 12.14).

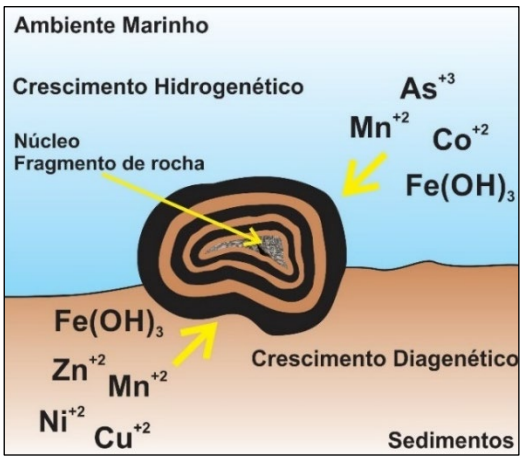


Figura 12.14 – Tipos de crescimentos em nódulos polimetálicos (modificado de MARINO *et al.*, 2017).

Versão exclusiva do autor

Outra teoria para a formação dos nódulos e crostas polimetálicas é a participação de micro-organismos, isto é, por interferência biológica. Esta teoria se baseia no fato que existe uma série de bactérias e outros micro-organismos, tanto no ambiente de água doce como no ambiente de água salgada, capaz de oxidar o Fe e o Mn presente na camada d'água. Os micro-organismos que atuam nesse processo, não utilizam diretamente estes elementos, mas somente a energia liberada das reações oxidantes, a qual é utilizada, pelos micro-organismos, em seus processos de metabolismo. Os óxidos de Fe e Mn são para estes micro-organismos um rejeito, sem nenhum interesse para seu desenvolvimento.

Vários trabalhos citam o isolamento destas bactérias ferromanganezíferas de nódulos e crostas polimetálicas. Os estudos experimentais realizados com estas bactérias (EHRLICH, 1968; 1971), como os estruturais (MONTY, 1973; XAVIER, 1976), possibilitam caracterizar que os micro-organismos têm uma ação preponderante na formação dos nódulos e crostas ferromanganezíferas.

Nas regiões oceânicas, com alta produtividade primária, os organismos planctônicos são os responsáveis pela extração de metais da água do mar, concentrando os metais adsorvidos e particulados e os liberando sob a forma de pelotas fecais ou pela morte destes organismos, ocasionando sua deposição no fundo oceânico. Parte deste material, constituído pelas partes moles do organismo, é decomposto na coluna d'água, entretanto uma parte deste material não sofre decomposição, sendo esta oxidada no sedimento que, associada a decomposição da matéria orgânica, ocasiona redução do local de potencial redox, mobilizando o Mn, gerando assim um ambiente adequado à formação de óxido hidratado, a Todoroquita [(Ca,K,Na,Mg,Ba,Mn) $(Mn,Mg,Al)_6O_{12}.3H_2O$], podendo ocorrer também a formação, menos comum, de óxido hidratado de Mn, a Birnessita [$(Na,Ca)_{0,5}$ $(Mn^{4+}, Mn^{3+})_2.O_4.1,5H_2O$], devido à ocorrência de óxido de Mn cristalizado. Outros metais traços como Ni, Cu e Zn são extraídos da água do mar por cátions orgânicos complexos, durante a deposição dos restos orgânicos pela coluna d'água, sendo incorporados aos nódulos pela oxidação/adsorção.

O processo diagenético de precipitação, na formação dos nódulos, pode ser dividido em:

a) diagênese óxica – os metais são incialmente depositados no fundo oceânico na forma de cátions adsorvidos, posteriormente, o material das pelotas fecais é ingerido pelos organismos bentônicos que ao final do processo liberam os metais na forma de cátions bivalentes, os quais serão incorporados aos nódulos, na forma reduzida, por oxidação/adsorção (PALMA; PESSANHA, 2000).

b) diagênese subóxica – similar ao processo anterior, sendo que neste caso, os nódulos devem se encontrar superficialmente recobertos por sedimentos, implicando na redução e remobilização do Mn (PALMA; PESSANHA, 2000).

O processo hidrotermal, na formação dos depósitos polimetálicos, é caracterizado pelo fornecimento de metais, a partir de águas termais, associadas à atividade vulcânica submarinas, as quais ocasionam a precipitação destes e a formação de crostas em eixos ativos de espalhamento, sejam em arcos vulcânicos, zonas de fratura ou em elevações submarinas de batimetria plana. No caso dos nódulos, estes, geralmente, são precipitados em planícies abissais, cadeias submersas ou zonas de fraturas.

As fontes hidrotermais associadas a vulcanismo submarino e a descarga fluvial de fontes terrestres nos oceanos disponibilizam Fe e Mn. O Fe^{+2}, por ser mais sensível a variações de Eh e pH, é o primeiro a precipitar em águas rasas, permitindo que o Mn^{+2} fique livre para sofrer oxidação e ser precipitado como Mn^{+4}, em águas mais profundas. Esse processo dilui os metais de interesse econômico como Fe, Mn e Co; no entanto depósitos relacionados a hidrotermalismo podem ser ocasionalmente enriquecidos em Li, Mo, Cr, Zn, Ni ou Cu (HEIN *et al*., 1997).

Versão exclusiva do autor

Considerando-se o processo misto, as atividades hidrogenéticas e hidrotermais são as responsáveis pela formação de crostas, especialmente em arcos vulcânicos, eixos de espalhamento ativo, eixos fora dos montes submarinos e zonas de fratura (HEIN *et al*., 2000). No processo misto do tipo hidrogenético e diagenético, as crostas são precipitadas em colinas abissais; os nódulos nesse caso seriam precipitados em planícies abissais, platôs oceânicos, cumes e taludes continentais. O processo de precipitação misto não é muito comum de ser encontrado para crostas e nódulos (HEIN *et al*., 2000).

Sabe-se que as altas taxas de sedimentação marinha inibem o crescimento dos nódulos polimetálicos por ocasionar o soterramento destes na coluna de sedimentos, impedindo o seu crescimento (CRONAN, 2010), assim como permite que a disponibilidade de núcleos, para a formação dos nódulos, seja menor devido ao fato do soterramento, não permitindo a formação dos nódulos.

A baixa taxa de sedimentação marinha favorece o crescimento dos nódulos, pois estes permanecem na superfície do fundo oceânico. A topografia do fundo também é um fator importante, pois esta controla a trajetória das correntes submarinas que permitirá a contribuição de metais oriundos das áreas fontes. O exposto acima ocasiona a localização dos nódulos polimetálicos, geralmente em bacias oceânicas profundas, longe dos continentes ou em bacias marginais com baixa taxa de sedimentação.

Conforme mencionado, a presença de núcleos para a deposição de óxidos de Fe e Mn é de fundamental importância para a formação dos nódulos, estes núcleos são muito diversos quanto à sua origem e composição. Desta forma, podem ser encontrados núcleos constituídos por fragmentos vulcânicos ou tefras relacionadas à atividade vulcânica submarinas, por fragmentos biogênicos siliciosos, dentes de tubarão, fragmentos de rocha, aglomerados de argila ou mesmo fragmentos de nódulos pré-existentes. Dessa forma, os diferentes tamanhos existentes nos nódulos, provavelmente, estão relacionados ao tipo e tamanho do núcleo, bem como ao processo genético que influencia o seu crescimento (Fig. 12.15).

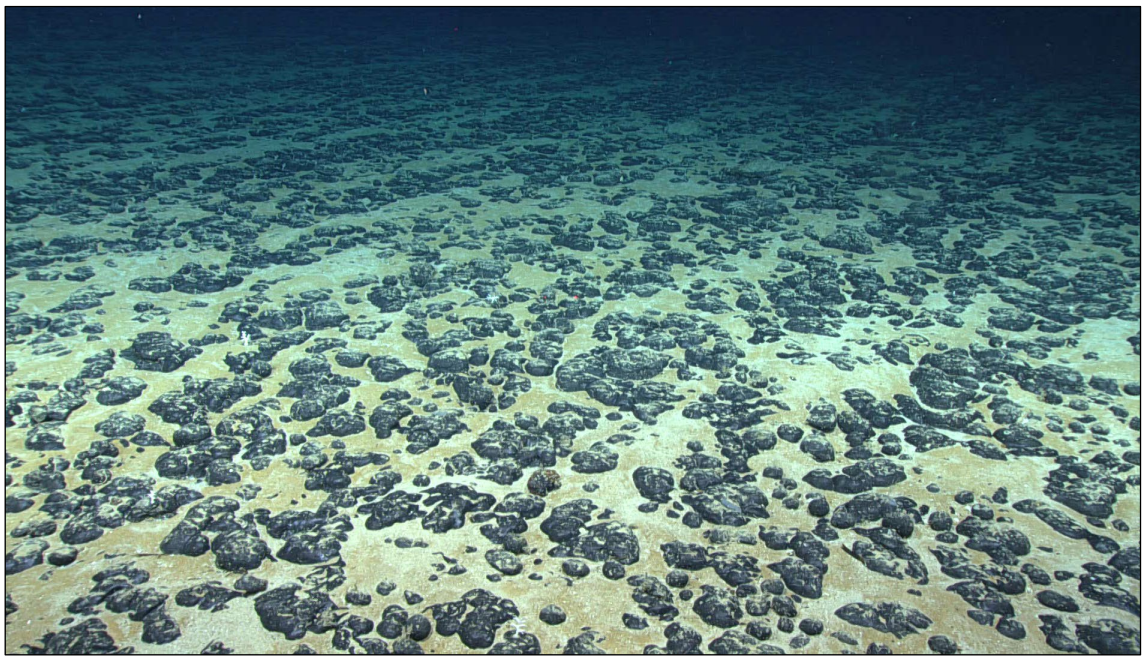


Figura 12.15 – Nódulos polimetálicos do fundo marinho da região sudeste dos EUA (fonte: https://imagens.publico.pt/imagens.aspx/1710482?tp=UH&db=IMAGENS&type=JPG).

Versão exclusiva do autor

12.8 - Elementos terras raras – ETR

Em seus estudos, Bau e Koschinsky (2009) sugerem que os óxidos de Mn e Fe são importantes armadilhas para os elementos terras raras (ETR), da água do mar, sendo que neste processo o Ce se precipita sob a forma de óxido. Segundo Elderfield *et al*. (1988) e Moffett (1990), as anomalias de Ce, presentes em sedimentos químicos, seria o resultado apenas da precipitação de óxidos de Mn. Entretanto esta teoria é contestada por Haley *et al.* (2004), os quais sugerem que a lixiviação de ETR por óxidos de Mn, seria um fator insignificante e que revestimentos orgânicos e óxidos de ferro hidratados seriam portadores importantes de ETR nos oceanos. Argumentam, ainda, que o Ce não estaria associado às partículas de óxidos hidratados, mas poderia ser formado como uma fase sólida de óxidos dentro da coluna de água. Os ETR presentes em crostas e nódulos polimetálicos seriam resultantes, segundo Cui *et al*. (2009), da precipitação de óxidos e hidróxidos de Fe e Mn; anomalias positivas em Ce são atribuídas ao ambiente oxidante de formação, tendo o seu enriquecimento controlado pela taxa de crescimento de crostas e nódulos polimetálicos. Geralmente, os teores de ETR encontrados em crostas polimetálicas são elevados, com valores variando entre 100 e 1.000 ppm (HEIN *et al*., 2000). As concentrações de ETR trivalentes parecem aumentar à medida que aumenta a profundidade em que eles são formados, exceto Ce. No diagrama da Figura 12.16 são apresentados exemplos de padrões típicos de elementos terras-raras, presentes em crostas e nódulos polimetálicos de ambientes marinhos, classificados como: depósito hidrotermal de Mn, crosta hidrogenética de Fe-Mn, nódulo diagenético de Fe-Mn, crosta fosfatizada de Fe-Mn e nódulo hidrogenético de Fe-Mn (BAU *et al*., 2014).

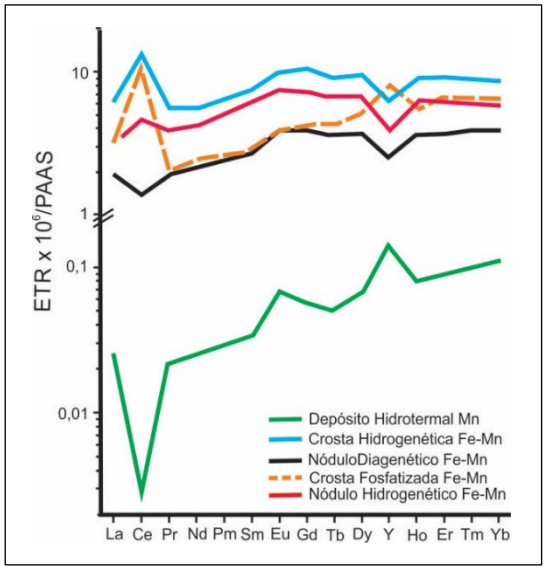


Figura 12.16 – Padrões de ETR na precipitação de crostas e nódulos polimetálicos no ambiente marinho (modificado de BAU *et al.,* 2014).

12.9 - Principais Ocorrências dos Depósitos Polimetálicos nos Oceanos

Nódulos e crostas polimetálicas foram observadas em todos os fundos oceânicos e mares adjacentes. Entretanto os estudos de suas distribuições, realizados até então não obedecem a um plano sistemático de observação e coletas de informações, à exceção de algumas áreas de maior interesse, como no caso, a região central do oceano Pacífico e o Blake Plateau, na costa da Flórida (Fig. 12.17).

Versão exclusiva do autor

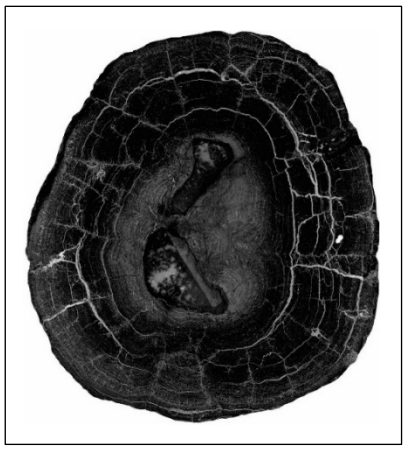


Figura 12.17 – Corte transversal em nódulo polimetálico do Blake Plateau com fragmento fosfático como núcleo e com microfraturas preenchidas por carbonatos. Nódulo pertencente à coleção do Dr. Frank T. Manhein, USGS, Wood Hole, MA (crédito da foto: DANN BLACKWOOD - NOAA - http://www.ngdc.noaa.gov).

Pode-se dizer que menos de 8% dos fundos oceânicos foram estudados detalhadamente, no que diz respeito aos depósitos de nódulos e crostas polimetálicas. Devido a isso é difícil estimar a distribuição real desses depósitos, nos fundos marinhos.

De um modo geral esses depósitos podem ser encontrados em qualquer profundidade de lâmina d'água, mas sua distribuição maior se dá abaixo de 4.500 m do nível do mar, onde estes nódulos se apresentam em maior ou menor concentração.

Ewing *et al.* (1971), a partir de numerosas observações de fotografias do fundo marinho, de áreas com presença de nódulos polimetálicos, elaborou uma tabela, onde caracterizou quatro diferentes tipos de concentração dos nódulos distribuídos na superfície dos fundos marinhos (Fig. 12.18).

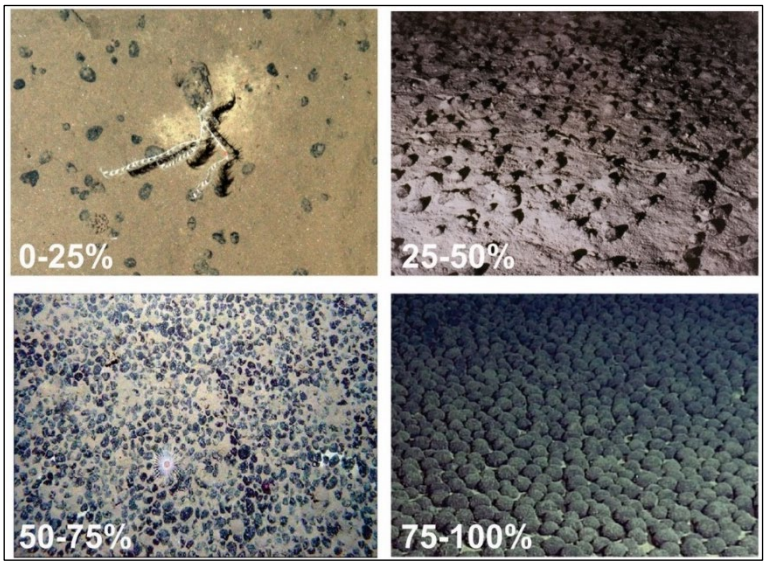


Figura 12.18 – Escala de concentração superficial de nódulos polimetálicos (modificado de EWING *et al.,* 1971).

Horn *et al*. (1973a) descrevem uma das áreas de maior potencial de nódulos polimetálicos, até então conhecida, a Zona de Clarion-Clipperton (ZCC), localizada no oceano Pacífico, entre as latitudes de 8°30'N e 10°00'N e as longitudes de 131°30'W e

Versão exclusiva do autor

150°00'W, contendo nódulos com teores médios de Cu de 1,16% e de Ni de 1,28%, teores estes mais elevados de qualquer outro depósito conhecido (Fig. 12.19).

A ZCC corresponde a uma área de cerca de 9 milhões de quilômetros quadrados, e é a maior região de nódulos polimetálicos do mundo. Os nódulos não se encontram uniformemente distribuídos nesta área. Estes se encontram sobre sedimentos associados com os depósitos das argilas vermelhas. Estudos têm demonstrado que o valor médio de nódulos na ZCC é de 15 kg/m^2, podendo em certos locais chegar a 75 kg/m^2.

Outras áreas de grande potencial de nódulos são: a Zona da Bacia do Peru (ZBP), com cerca da metade da ZCC, contendo, em média 10 kg/m^2 de nódulos; a Zona da Bacia de Penrhyn (ZBPh) com uma área de 750.000 km^2, localizada próximo às ilhas Cook a leste da Austrália, apresentando concentrações da ordem de 25 kg/m^2 de nódulos e a Zona Central do Índico (ZCI), sendo esta comparável com a Zona da Bacia de Penrhyn (Fig. 12.19).

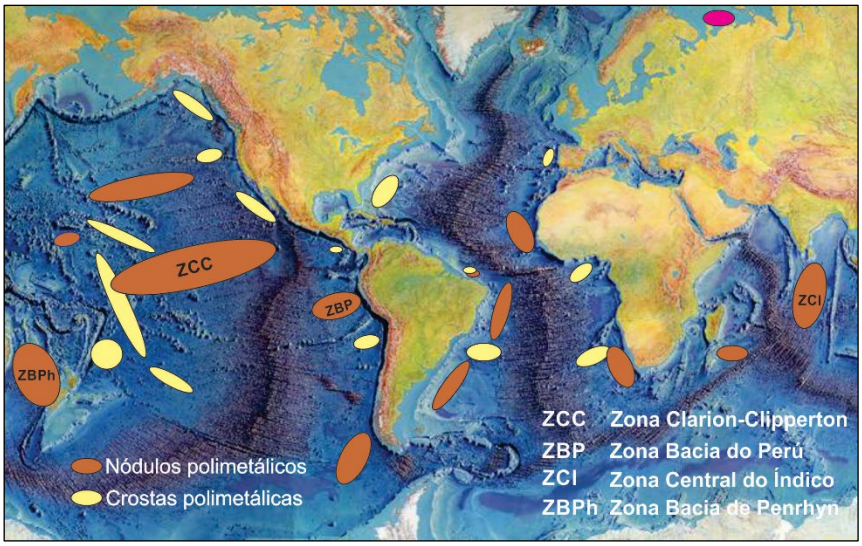


Figura 12.19 – Localização das principais áreas de ocorrência de nódulos e crostas polimetálicos nos oceanos (modificado de HEIN *et al.*, 2013; NOAA, 2015; MILLER *et al.*, 2018).

Parece que a baixa taxa de sedimentação, característica das zonas abissais, contribui para a formação dos nódulos polimetálicos sobre a superfície desses fundos.

Os nódulos que se encontram associados a depósitos de radiolários apresentam conteúdo de níquel e cobre duas vezes maior que os nódulos encontrados junto aos depósitos de argilas vermelhas.

Estudos efetuados a partir dos dados conhecidos sugerem que pelo menos 27 a 35 bilhões de toneladas desses depósitos polimetálicos ocorrem dentro da Zona Clarion-Clipperton (CCZ), no oceano Pacífico (Fig. 12.19), contendo 7,5 bilhões de toneladas de Mn, 340 milhões de toneladas de Ni, 265 milhões de toneladas de Cu e 78 milhões de toneladas de Co (MORGAN, 2000). O cobre, presente nesta área, representa cerca de 10% das reservas conhecidas no continente. O manganês perfaz um teor de 25 a 30% dos nódulos polimetálicos, sendo que sua explotação poderá vir a ser econômica quando as reservas continentais escassearem. Estudos têm demonstrado que o componente essencial desses depósitos para exploração comercial é o Ni, que ocorre em concentrações entre 1,20% e 1,45% nos depósitos da ZCC (ATMANAND *et al.*, 2006). A corrente norte equatorial pode ser um mecanismo importante para transportar metais para a área da ZCC. A descarga de partículas finas e metais adsorvidos da drenagem continental são transportados para o sul pela corrente da Califórnia e se juntam a material terrestre da

Versão exclusiva do autor

América Central e, possivelmente, materiais vulcânicos liberados da Elevação leste do oceano Pacífico (*East Pacific Rise*) fluindo para oeste. Estes mecanismos contribuem para tornar essa área mais enriquecida.

A abundância e qualidade dos nódulos tendem a aumentar em áreas mais distantes dos continentes, em que a quantidade de material em suspensão é menor, e a atividade biológica mostra produtividade elevada (CAVALCANTI, 2011). Os metais presentes nos nódulos polimetálicos dos depósitos do oceano Pacífico, têm sua provável origem da sedimentação de partículas finas de materiais inorgânicos, os quais são incorporados a matéria fecal planctônica, que posteriormente é reduzida através da biota bentônica e, finalmente, adsorvido a óxido de manganês nas superfícies dos nódulos (VERLAAN *et al*., 2004 *apud* ATMANAND *et al*., 2006).

Várias pesquisas vêm sendo efetuadas no mundo inteiro em relação à exploração de recursos minerais nos oceanos. Uma dessas pesquisas em desenvolvimento diz respeito à possibilidade de recuperação de nódulos ricos em cobalto na zona econômica exclusiva das ilhas Cook, no oceano Pacífico, em profundidades menores que 5.000 m. Uma avaliação inferida sugere reservas da ordem de 33 milhões de toneladas de cobalto, 24 milhões de toneladas de níquel e 14 milhões toneladas de cobre (CLARK *et al*., 1995 *apud* ATMANAND *et al*., 2006).

12.9.1 - Principais Ocorrências de Nódulos Polimetálicos no Atlântico Sul

A distribuição dos nódulos e crostas no Atlântico Sul é relativamente ainda pouco conhecida. Cronan (1972) em seus estudos apresenta um mapeamento dos teores de Mn no Atlântico Sul (Fig. 12.20). Ele observa que, no Atlântico Sul, o Mn é mais abundante na parte sul da área, em especial na parte sudoeste enquanto os depósitos de nódulos localizados na parte norte apresentam teores abaixo de 15%.

A importância na distribuição do Mn se deve ao fato de que o Ni e o Cu estão intimamente relacionados com este. Desta maneira pode-se dizer que depósitos com elevados teores de Mn, incluem geralmente elevados teores de Ni e Cu (STEVENSON; STEVENSON, 1970; PRICE; CALVERT, 1970).

A distribuição de Fe no Atlântico Sul (Fig. 12.21) se apresenta oposta a distribuição do Mn. Observa-se que as regiões que apresentam elevados teores de Mn contém geralmente pouco Fe e vice-versa. Devido a que o Fe se encontrar, geralmente mais associado ao Co, as regiões do Atlântico Sul, ricas em Fe, serão também regiões que possam apresentar elevados teores de Co (SKORNYAKOVA *et al*., 1964).

Os depósitos de nódulos polimetálicos do oceano Atlântico, em geral, não possuem teores em metais comparáveis àqueles encontrados nos oceanos Pacífico e Índico, principalmente, devido à presença da sedimentação terrígena. No entanto são conhecidas ocorrências no Atlântico Sul, ainda pouco estudadas, mas que despertam interesse da comunidade científica. Na zona econômica exclusiva brasileira, já foram identificadas algumas ocorrências, merecendo destaque uma dragagem realizada no platô de Pernambuco a uma profundidade entre 1.750 e 2.200 m, com recuperação de 150 kg de material, formado predominantemente por nódulos polimetálicos, com a seguinte composição: no núcleo (28% de P_2O_5) e nas camadas concêntricas que envolvem o núcleo (20-30% de Mn; 30% de ferro; 0,6 a 1,5 % de Co; 0,04 a 0,23% de Cu; 0,08 a 0,53% de Pb e 0,12% de Zn) (SANTANA, 1999).

Versão exclusiva do autor

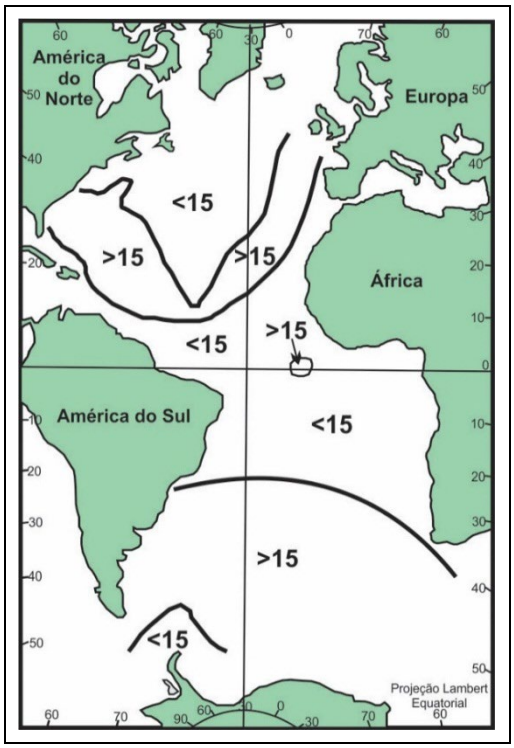


Figura 12.20 – Distribuição genérica de manganês (%) nos depósitos polimetálicos do oceano Atlântico (modificado de CRONAN, 1972).

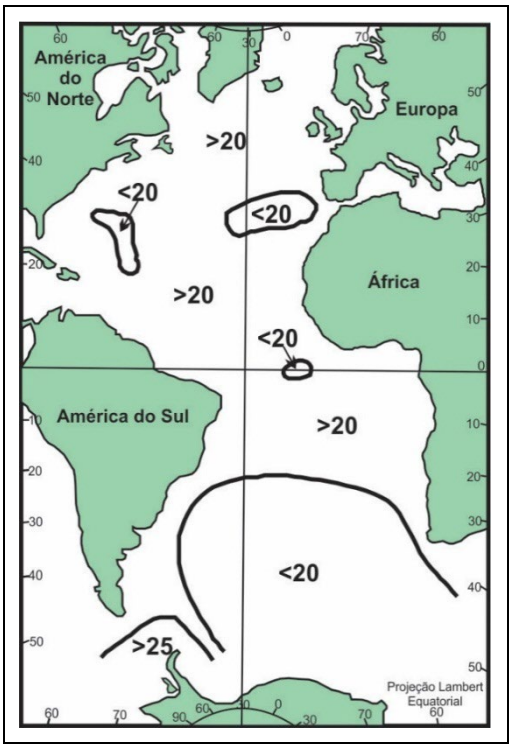


Figura 12.21 – Distribuição genérica de ferro (%) nos depósitos polimetálicos do oceano Atlântico (modificado de CRONAN, 1972).

12.10 - Métodos de Exploração de Nódulos Polimetálicos

Para a exploração de minerais em oceano profundo, necessita-se da utilização de métodos diretos e indiretos de investigação, esses distribuídos em equipamentos de pesquisa utilizados a partir de navios oceanográficos, orientados por um sistema de navegação e posicionamento. Segundo Cavalcanti (2011), esses equipamentos podem ser assim subdivididos: equipamentos de amostragem (dragas, busca-fundo e testemunhadores); equipamentos visuais (câmeras fotográficas e de vídeo); equipamentos visuais e de amostragem (submersíveis e veículos de controle remoto); e equipamentos geofísicos (sondagem batimétrica, sonar de feixe único, sonar multifeixe, sonar de varredura lateral e sísmica de reflexão). Os sistemas de ecobatímetros de multifeixe são, atualmente, a tecnologia mais avançada no que diz respeito ao mapeamento batimétrico de precisão do fundo dos oceanos, com resultados em três dimensões de elevada precisão. O sonar de varredura lateral é amplamente utilizado para dar informações da natureza da parte superior dos sedimentos, sendo a sísmica de reflexão utilizada para a obtenção de informações subsuperficiais. Os submersíveis e os veículos remotamente operados (ROV) são usados para o mapeamento detalhado do assoalho oceânico, sendo equipados com câmeras fotográficas, de vídeo e amostradores. Os submersíveis são projetados para levar no máximo três tripulantes, operam em profundidades de até 6.500 m e todos os seus acessórios para coleta de sedimentos, água, rochas e organismos são presos à parte externa do veículo. Tanto quanto os submersíveis, os ROV são equipados com dois braços mecânicos, mas estes últimos são ligados por cabo ao navio, transmitindo as imagens em tempo real através de fibra óptica para a equipe de pesquisadores embarcada, que a partir dessas informações pode tomar decisões quanto à amostragem e escolha de locais para detalhamento.

Versão exclusiva do autor

Dentre as minerações de mar profundo, a mineração de nódulos polimetálicos é a mais estudada já tendo sido registradas centenas de patentes de equipamentos destinados a este fim. Os métodos desenvolvidos se baseiam em sistemas hidráulicos, que variam de dragas rebocadas até veículos com autopropulsão.

Alguns tipos de sistemas de extração, caracterizados pelo método de recuperação, têm sido estudados em ensaios pré-industriais no ambiente marinho com equipamentos de pequena escala:

- Cadeia contínua de caçambas de dragagem conectadas a um cabo dimensionado de acordo com a profundidade da lâmina d'água e do porte do navio (Fig. 12.22), nesse sistema as taxas de recuperação dos nódulos polimetálicos é considerada baixa (PALMA; PESSANHA, 2000).

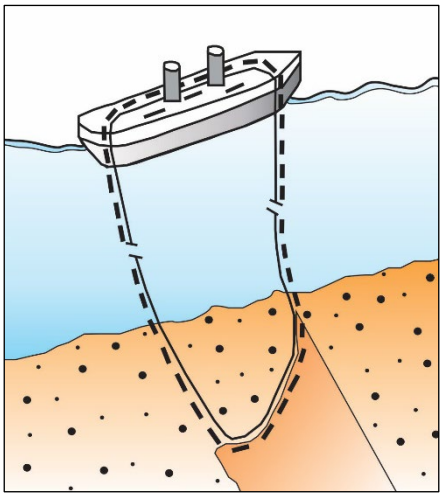


Figura 12.22 – Esquema de sistema de mineração em mar profundo com linha contínua de caçambas (modificado de von STACKELBERG *et al.*, 2000).

- Veículo de curto percurso autônomo, que submerge ao fundo do mar, coleta os nódulos polimetálicos e emerge para a superfície com a carga de material extraído (Fig. 12.23). Este sistema, para uma capacidade de carga de 250 toneladas de nódulos, requer um veículo de tamanho superior a 1.200 toneladas, levando ao gigantismo das instalações de superfície.

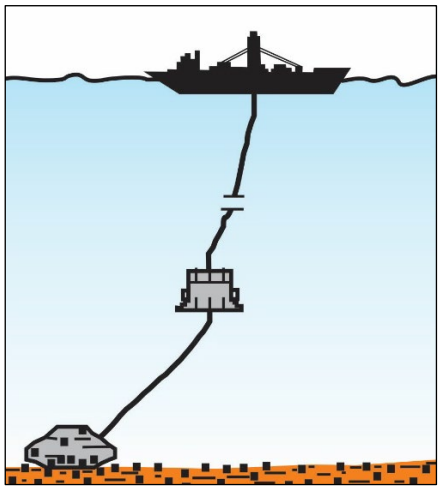


Figura 12.23 – Esquemas de mineração em mar profundo com sistema hidráulico (modificado de von STACKELBERG, 2000).

Versão exclusiva do autor

- Hidráulicos, em que os nódulos são coletados com veículo semelhante a uma colheitadeira rebocada ou com autopropulsão, sendo o minério transportado para a superfície por meio de elevação hidráulica simples ou a ar comprimido, sendo caracterizado por um tubo vertical que assegura um fluxo ascendente dos nódulos (PALMA; PESSANHA, 2000). Este sistema hidráulico foi testado nos depósitos de nódulos polimetálicos do oceano Pacífico por consórcios norte-americanos, sendo essas pesquisas importantes para demonstrar a possibilidade de mineração de nódulos pelo sistema hidráulico de bombeamento (Fig. 12.24).

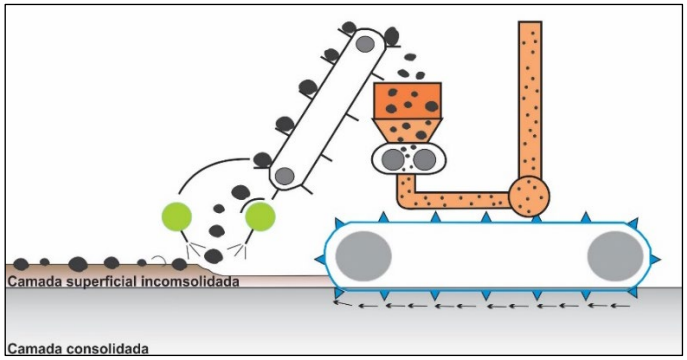


Figura 12.24 – Esquema de sistema de mineração em mar profundo híbrido com coletor mecânico de elevação hidráulica (modificado de BROCKETT, 1999).

De 1984 a 1988, as pesquisas francesas foram direcionadas para o estudo de um sistema de dragagem com elevador hidráulico e autopropelido, tendo sido criado o GENOMOD (*Groupement pour la Mise au Point des Moyens Nécessaires à l'Exploitation des Nódules Polymétalliques*), um grupamento de interesse público criado especificamente para desenvolver os meios para a exploração dos nódulos polimetálicos.

A empresa *Nautilus Minerals* tem desenvolvido pesquisas nos depósitos de nódulos e crostas polimetálicas ao largo de Papua Nova Guiné desde os anos 1990. Segundo o acordo assinado, o governo de Papua Nova Guiné terá uma participação de 15% na mina oceânica e irá contribuir com US$ 120 milhões para cobrir os custos da operação.

A mina, conhecida como Solwara-1, será escavada por uma frota de máquinas robóticas controladas a partir de um navio na superfície. O plano consiste em triturar o material do fundo do mar de modo que o minério possa ser bombeado para a superfície como uma lama. Para quebrar as rochas e raspar o fundo do mar será empregada a maior máquina da mina, um triturador pesando 310 toneladas, que trabalhará 24 horas por dia (Fig. 12.25).

De acordo com a *Nautilus Minerals*, a mina terá um impacto ambiental mínimo, o equivalente a cerca de 10 campos de futebol e com foco em uma área que é suscetível de ser rapidamente recolonizada pela vida marinha.

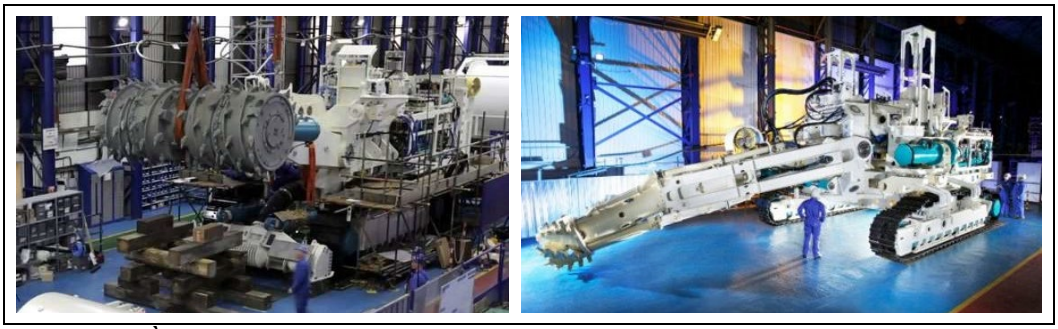


Figura 12.25 – À esquerda máquina trituradora de 310 toneladas e à direita máquina coletora a serem usadas na extração de nódulos e crostas polimetálicos na região de Papua Nova Guiné (fonte: *Nautilus Minerals*).

Versão exclusiva do autor

Alguns países envolvidos na exploração econômica do fundo marinho desenvolveram tecnologias de mineração especificamente para a extração de nódulos polimetálicos, como os exemplos apresentados a seguir conforme estudos de Toro *et al.* (2020):

• IKS (Alemanha) extrai nódulos de manganês usando um coletor montado em uma esteira motorizada; o sistema de extração inclui uma mangueira flexível para o transporte hidráulico de sólidos com uma entrada de alta pressão. Existe um sistema de extração de satélite composto por uma nave-mãe acoplada a várias pequenas unidades de mineração.

• DORD (Japão) testou a recuperação de nódulos de manganês com um sistema coletor apoiado por cinco trenós e equipados com quatro unidades de dispositivos de sucção e entrada entre os trenós.

• COMRA (China), utilizou um sistema especial para a coleta de nódulos polimetálicos, formado por um coletor híbrido baseado em princípios hidráulicos. É formado por um dispositivo de captação, jatos duplos e placas defletoras, um bocal, um canal de transporte e uma saída com uma grade para a separação dos sedimentos dos nódulos. Apresentou uma alta taxa de coleta e um baixo conteúdo de sedimentos.

• KORDI (Coreia) desenvolveu um dispositivo de coleta de nódulos polimetálicos composto por um elevador hidráulico e um transportador mecânico. A desagregação e separação dos nódulos dos sedimentos é realizada pela ação conjunta de um par de jatos d'água e placas defletoras. Um sistema de aletas giratórias capta os nódulos para o coletor.

• ATLANTIS DEEP SEA (EUA), desenvolveu um kit de recuperação de nódulos polimetálicos composto de duas partes - um subsistema de superfície e um subsistema de fundo marinho. A parte superior inclui um navio para controle operacional e suporte de manutenção para o subsistema inferior. O subsistema do fundo marinho possui um veículo de mineração móvel, manobrável e autopropelido que coleta, manuseia, lava e tritura os nódulos. Inclui um depósito que armazena temporariamente o material triturado e serve para isolar o veículo de mineração da dinâmica causada por um tubo que se estende desde a superfície até o fundo. O sistema global possui sensores que detectam a localização do veículo de mineração e mostra a topografia do fundo do oceano onde ele opera.

É importante destacar que a exploração lucrativa da mineração em alto mar só é viável com a premissa de que existe um coletor de nódulos com capacidade de coleta de 140 kg de nódulos úmidos por segundo. Além da eficiência de coleta, processos de mineração menos danosos e poluentes também são necessários devido a mineração em alto mar poder ser um novo desafio ambiental relacionado ao oceano biologia.

12.11 - Mineração oceânica no Brasil

Vários países do mundo vêm há décadas desenvolvendo pesquisas na área oceânica com vista à exploração de recursos minerais. Alguns deles já se encontram na fase da mineração oceânica, entretanto o Brasil desenvolve pesquisa no ambiente marinho a mais de 60 anos estando agora a caminho da mineração. Atualmente o Brasil desenvolve pesquisas envolvendo oceanografia, amostragem da água, testemunhagem, mineralogia, sedimentologia, petrografia, geofísica, magnetometria e gravimetria que estão sendo realizadas na região compreendida da Elevação do Rio Grande (Fig. 12.26). Esta localiza-se a uns 1260 km da costa do Rio Grande do Sul, a uma profundidade de 700 m abaixo do nível do mar, elevando-se até 3500 m acima do fundo oceânico em águas internacionais do Atlântico Sul.

Versão exclusiva do autor

Explorações preliminares foram efetuadas pela Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM) e indicaram a existência de minérios de Co, Ni, Pt, Mn e terras raras, entre outros.

A presença destes minérios motivou o Brasil a requerer à Autoridade Internacional para os Fundos Marinhos (ISA), em dezembro de 2013, a permissão para exploração destas riquezas. Uma permissão para a realização de estudos preliminares foi concedida em julho de 2014. O país tem 15 anos, a partir de então, para completar o levantamento da área requerida e apresentar uma proposta de mineração para a região. O projeto se encontra sob a responsabilidade do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). O estudo tem como objetivo avaliar áreas de acordo com a viabilidade econômica, ambiental e técnica dos depósitos minerais encontrados.

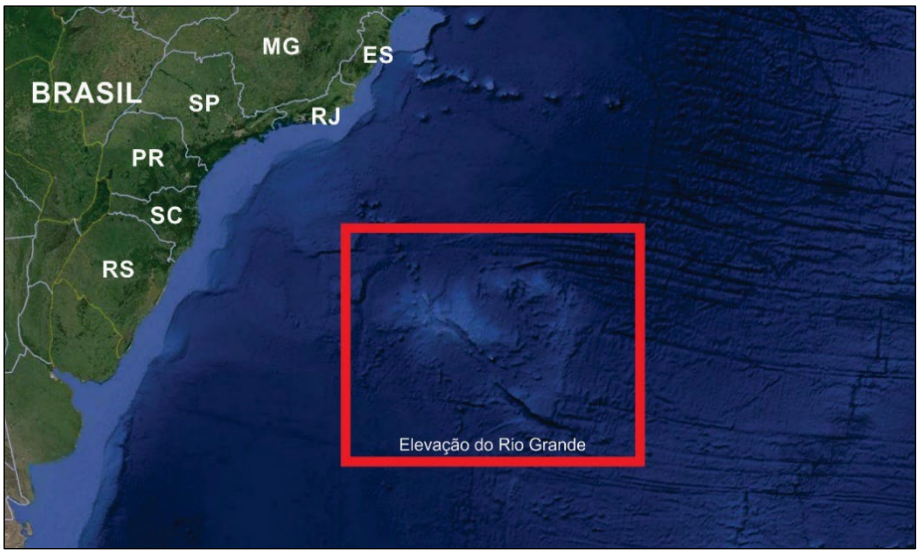


Figura 12.26 – Área de localização da Elevação do Rio Grande (fonte: GOOGLE EARTH).

12.12 - Consequências Ambientais

Qualquer tipo de mineração apresenta inúmeras consequências para o meio ambiente terrestre e marinho. A mineração no ambiente marinho apresenta algumas vantagens em relação à mineração terrestre, mas também apresenta outras tantas desvantagens.

Como vantagens pode-se considerar o fato de que os equipamentos utilizados na exploração marinha podem ser facilmente retirados do ambiente de exploração a partir do momento que a mineração termina, diferente do que ocorre em mineração terrestre a céu aberto onde as instalações permanecem no ambiente na maior parte das vezes, já que sua restauração é muito difícil e custosa.

Além disso, deve-se levar em conta que os grandes depósitos e de fácil extração de minério, na área continental, estarem em fase de esgotamento de suas reservas, leva a exploração de jazidas de mais difícil extração, as quais ocasionam um gasto maior de energia bem como de processos mais degradantes. A mineração oceânica poderia representar a diminuição dessas consequências.

Por outro lado, é possível observar que os nódulos polimetálicos são formados, na sua maior parte, por componentes que não apresentam aproveitamento, produzindo assim muito rejeito que, normalmente, são descartados no próprio oceano, o que vem a causar danos à biodiversidade marinha.

Versão exclusiva do autor

12.13 - Uso dos principais potenciais minerais dos Nódulos Polimetálicos

12.13.1 - Manganês

Há registros do uso deste metal desde a Idade da Pedra, quando o homem da caverna usava dióxido de manganês em suas pinturas rupestres. Além de ter importância crescente por sua utilização cada vez maior na tecnologia emergente, o manganês não tem substituto satisfatório em suas principais aplicações. Ele é o quarto metal mais negociado no mundo, depois do alumínio, ferro e cobre. Cerca de 90% do consumo mundial de manganês é destinado à indústria siderúrgica. Entre as suas principais aplicações se pode citar: atualmente é utilizado na produção do aço, para lhe conferir maior dureza e flexibilidade; em outras ligas ferromagnéticas; na despolarização de pilhas secas; no controle da coloração através da eliminação de impurezas do vidro; na coloração de plásticos, em esmaltes artísticos e cosméticos; como bactericida e algicida no tratamento de água e efluentes; como oxidante na síntese química orgânica; em alguns fertilizantes; em suplementos multivitamínicos e em tecnologias para energias limpas. Na produção do aço, o manganês remove oxigênio e enxofre quando o ferro é processado (GONZALEZ, 2018a).

12.13.2 - Ferro

O principal destino do minério de ferro (98%) é a fabricação de aço, tendo os 2% restantes as seguintes aplicações: ferro em pó para certos tipos de aços, ímãs, autopeças e catalisadores; ferro radioativo (Fe 59), para usos na medicina ou como um elemento traçador em pesquisas bioquímicas e metalúrgicas; pigmento azul, em tintas, plásticos, cosméticos, corantes para obras de arte, tingimento de papel, fertilizantes; acabamentos esmaltados em veículos e eletrodomésticos e acabamentos industriais; óxido de ferro preto, como pigmento em compostos de polimento, na metalurgia, na medicina, em tintas magnéticas e na indústria eletrônica.

12.13.3 - Cobre

O Cobre tem sido utilizado desde os tempos pré-históricos. Um exemplo de uso muito antigo foi na confecção de moedas. No final do século XVIII e início do século XIX, descobertas e invenções relacionadas à eletricidade e ao magnetismo e produtos fabricados com cobre fizeram a Revolução Industrial acontecer. Ainda hoje, este metal continua a atender as necessidades da sociedade com o crescente surgimento de aplicações inovadoras.

Estima-se que 40% da demanda de cobre refinado atende à indústria da construção civil (fiações elétricas e tubulações). O segundo maior mercado é a indústria eletroeletrônica. A cadeia produtiva do cobre tem sido motivada pelas expectativas sobre a produção de veículos elétricos e de unidades de armazenamento de energia elétrica (eólica e solar).

Algumas outras utilidades e aplicações do cobre: na Dieta alimentar - o cobre, em pequenas doses, é essencial na dieta dos seres humanos para a formação de glóbulos vermelhos; na Medicina - por ter propriedade antibacteriana, pode ser usado para retardar a propagação de infecções hospitalares; na Física – o cobre pode ser resfriado próximo ao zero absoluto para manter recipientes em temperaturas extremas, o que é útil como detector de partículas, como os neutrinos; na Agricultura – o cobre, com outros elementos, pode aumentar o rendimento nas lavouras e o sulfato de cobre é amplamente utilizado

Versão exclusiva do autor

como veneno agrícola e como algicida na purificação da água; na Eletrônica – é útil em biossensores; para circuitos em chips de silício, tornando os microprocessadores capazes de operar em alta velocidade com menos energia; na Eletricidade – é componente essencial de geradores, motores, transformadores e sistemas de produção de energia renovável com eficiência energética; na Construção civil – é usado em encanamentos, torneiras, válvulas e acessórios; no Maquinário e equipamentos industriais – o cobre e suas ligas oferecem durabilidade, usinabilidade e capacidade de fundição com alta precisão e tolerâncias. A resistência à corrosão o torna ideal para ambientes marinhos e outros ambientes exigentes; na Arquitetura – o cobre, por ter baixa reatividade química, no ar úmido, forma lentamente um filme esverdeado na superfície (pátina), um revestimento que protege o metal de novos ataques. Além desses usos o cobre pode formar ligas com outros metais, formando: bronze: constituída por cobre e estanho; latão: constituída por cobre e zinco; cobre-estanho-zinco: liga forte o suficiente para fabricar armas e canhões; cobre-níquel: conhecida como cupro-níquel, que era o material preferido para a fabricação de algumas moedas (GONZALEZ, 2019).

12.13.4 - Níquel

Em razão de suas propriedades – alta resistência à corrosão e oxidação, moderada condutividade elétrica e térmica, elevada resistência e tenacidade a altas temperaturas –, o níquel é um dos mais importantes metais de adição às ligas, sejam ferrosas, sejam não-ferrosas. Como reflexo de suas qualidades, o níquel é amplamente empregado em uma grande gama de produtos nos setores de bens de consumo duráveis, industrial, militar, transporte, aeroespacial, marítimo, e aplicações arquitetônicas. Aplicado eletroliticamente como fina cobertura ao aço, no processo conhecido como niquelagem, o níquel se faz presente nos utensílios domésticos e em inúmeros outros artigos do dia a dia do homem moderno. O grande uso do níquel, no entanto, é como elemento de liga com o cromo e outros metais nos aços inoxidáveis. A indústria de aço inoxidável é a principal consumidora do níquel, sendo responsável por cerca de 62% do níquel consumido no mundo. O restante é usado na fabricação de ligas ferrosas e não-ferrosas, baterias, niquelagem entre outros (GONZALEZ, 2018b).

12.13.5 - Cobalto

Esse material tem diversas aplicações, sendo uma delas a produção de metais. Elementos como o níquel, o alumínio, o silício e o manganês desenvolvem uma liga metálica utilizada em ímãs de grande magnetismo. Juntamente com o tungstênio, o cobalto é empregado na indústria de peças de precisão e de ferramentas de corte. O cobalto também está relacionado à composição química da vitamina B12, sendo essa a sua importância para a saúde humana.

O cobalto é um elemento químico muito utilizado na medicina. Sua aplicação na forma de Co-60 é utilizada em tratamentos médicos e na técnica de irradiação de alimentos, onde tem como objetivo a eliminação dos organismos que deterioram e envenenam os alimentos. É utilizado em ligas na odontologia (Vitallium – 64% cobalto, 30% cromo e 5% molibdênio). É também utilizado nos componentes ativos de fórmulas, que servem para secar pinturas a base de óleo; no processo de refinamento de petróleo e na radiografia e radioterapia, por trata-se de uma poderosa fonte de raios gama. Sais de cobalto são adicionados na fabricação de vidros, esmaltes, cerâmica e porcelana para obter uma cor azul brilhante e permanente.

Versão exclusiva do autor

12.13.6 - Zinco

O zinco tem uma gama variada de utilização, destacando-se o seu uso no processo de galvanização (anticorrosão) na proteção de peças metálicas, principalmente o aço. Este uso corresponde por 49% do consumo nacional. Mas o zinco também é matéria-prima para ligas metálicas, além de ser utilizado em pigmentos, pilhas secas e outros usos diversos. Os principais setores consumidores de chapas zincadas a quente e chapas eletrogalvanizadas foram: automobilístico (39,9%); construção civil (13,1%) e utensílios domésticos e comerciais (7,6%), com destaque para os eletrodomésticos.

12.13.7 - Chumbo

O chumbo metálico é usado na forma de lâmina ou tubos, onde flexibilidade e resistência à corrosão são características requeridas em indústrias químicas e da construção. O chumbo é também usado como revestimentos de cabos, como ingrediente de soldas e em material de revestimento na indústria automotiva, sendo ainda um material protetor contra radiações ionizantes. É usado como metalizante para coberturas protetoras, na manufatura de baterias e, como banho de tratamento quente, em revestimento de cabos. O chumbo está presente numa variedade de ligas e seus compostos são preparados e usados em grande escala nas indústrias. Cerca de 40 % do chumbo é usado como metal, 25% em ligas e 35% em compostos químicos (ATSDR, 1995; PARMEGGIANI, 1983 *apud* PAOLIELLO; CHASIN, 2001). Os óxidos de chumbo são usados nas placas de baterias elétricas e acumuladores, como ingrediente nas tintas e como constituintes de vitrificados, esmaltes e vidros (ATSDR, 1995 *apud* PAOLIELLO; CHASIN, 2001). Os sais de chumbo formam a base de muitas tintas e pigmentos. Carbonato de chumbo e sulfato de chumbo são usados como pigmentos brancos, e cromatos de chumbo fornecem pigmentos amarelo, laranja, vermelho e verde. O arseniato de chumbo pode ser usado como inseticida, o sulfato de chumbo é usado como composto na borracha, o acetato de chumbo tem importante uso na indústria química, o naftenato de chumbo é um secante extensivamente usado e o chumbo tetraetila é um aditivo antidetonante para gasolina. O chumbo pode formar ligas com outros metais como antimônio, arsênio, estanho e bismuto para melhorar suas propriedades mecânicas ou químicas. Pode também ser adicionado a ligas como latão, bronze e aço para obter certas características desejáveis (ATSDR, 1993 *apud* PAOLIELLO; CHASIN, 2001).

Referências Bibliográficas

ABOUCHAMI, W.; GALER, S.J.G.; KOSCHINSKY, A. 1999. Pb and Nd isotopes in NE Atlantic Fe–Mn crusts: proxies for trace metal paleosources and paleocean circulation. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63: 1489–1505. DOI: 10.1016/S0016-7037(99)00068-X.

ATMANAND, M.A.; MORGAN, C.; SCOTT, S. 2006. Manganese Nodules. *In*: SCOTT, S.D. (Ed.). Mineral Deposits in the Sea: A Future Resource. Report of the ECOR Specialist Panel on Marine Mining. ECOR Symposium, March/2006, p. 4–7.

BAU, M.; KOSCHINSKY A. 2009. Oxidative scavenging of cerium on hydrous Fe oxide: evidence from the distribution of rare earth elements and yttrium between Fe oxides and

Versão exclusiva do autor

Mn oxides in hydrogenetic ferromanganese crusts. Geochemical Journal, 43: 37–47. DOI: 10.2343/geochemj.1.0005.

BAU, M.; SCHMIDT, K.; KOCHINSKY, A.; HEIN, J.; KUHN, T.; USUI, A. 2014. Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium. Chemical Geology, 381: 1–9. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2014.05.004.

BLUMER, M. 1950. Die Existensgrenzen anorganischer Ionen bei der Bildung von Sedimentgesteinen. Geochemische Untersuchungen IV. Helvetica Chimica Acta, Bern, 33(6): 1568–1581. DOI: 10.1002/hlca.19500330625.

BONATTI, E.; NAYUDU, Y.R. 1965. The origin of manganese nodules on the ocean floor. American Journal of Science, New Haven, 263: 17–39. DOI: 10.2475/ajs.263.1.17.

BONATTI, E.; JOENSUU, O.; WANLESS, H. 1972. Geological observations in the submarine Caldera of Santorini (Aegean Sea). Rapp. Comm. Int. Mer Médit., 20(4): 569–570.

BOSTRÖM, K.; KRAEMER, T.; GARTNER, S. 1973. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediments. Chemical Geology, Amsterdam, 11: 123–148. DOI: 10.1016/0009-2541(73)90049-1.

BROCKETT, T. 1999. Nodule collector subsystems, *In*: Workshop on Proposed Technologies for Deep Seabed Mining of Polymetallic Nodules. International Seabed Authority. Kingston, Jamaica. p. 67–93.

BURNS, R.G. 1975. Mechanism for nucleation and growth of manganese nodules. Nature, 225(5504): 130–131. DOI: 10.1038/255130A0.

CARRANZA-EDWARDS A.; ROSALES-HOZ, L.; VILLASEÑOR-CABRAL, G.; LOZANO, R.; HORNELAS-OROZCO, Y. 1986. Sulfuros metálicos submarinos de la Península de Baja California. An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. Univ. Nal. Autón. México, 17(2): 287–298.

CARRANZA-EDWARDS, A.; ROSALES-HOZ, L.; AGUAYO-CAMARGO, J.E.; LOZANO-SANTA CRUZ, R.; HORNELAS-OROZCO, Y. 1990. Geochemical study of hidrothermal core sediments and rocks from the Guaymas Basin, Gulf of California. Applied Geochemistry, 5(1/2): 77–82. DOI: 10.1016/0883-2927(90)90038-7.

CAVALCANTI, V.M.M. 2011. Plataforma Continental a última fronteira da mineração brasileira. Ministério de Minas e Energia, DNPM. Brasília. 104 p.

CHESTER, R.; HUGHES, M.J. 1969. The trace element geochemistry of a North Pacific pelagic clay core. Deep-Sea Research, 16: 639–654. DOI: 10.1016/0011-7471(69)90064-3.

CHOW, T.I.; PATTERSON, C.C. 1959. Sub-surface concentration of manganese nodules in Pacific Sediments. Deep Sea Research, 14: 117–119.

CLAUDE, C.; SUHR, G.; HOFMANN, A.W.; KOSCHINSKY, A. 2005. U–Th chronology and paleoceanographic record in Fe–Mn crusts from the NE Atlantic over the last 700 ka. Geochimica et Cosmochimica Acta, 69(20): 4845–4854. DOI: 10.1016/j.gca.2005.05.016.

CORRENS, C.W. 1941. Beiträge zur Geochemie des Eisens und Mangans. Narchr. Akad. Wiss. Math-Physik, Gottingen, 5: 219–230.

CRERAR, D. A.; NAMSON, J.; CHYI, M. S.; WILLIAMS, L.; FEIGENSON, M. D. 1982. Manganiferous cherts of the Franciscan assemblage; I, General geology, ancient and modern analogues, and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers. Economic Geology, 77(3): 519–540. DOI: 10.2113/gsecongeo.77.3.519.

Versão exclusiva do autor

CRONAN, D.S. 1972. Composition of Atlantic manganese nodules. Nature, 235(61): 171–172. DOI: 10.1038/physci235171a0.

CRONAN, D.S. 1977. Deep-sea nodules: Distribution and Geochemistry. *In*: GLASBY, G.P. (Ed.). Marine Manganese Deposits. Elsevier Oceanography Series, v. 15, cap. 2. p. 11–44. DOI: 10.1016/S0422-9894(08)71016-X.

CRONAN, D.S. 2010. Manganese Nodules. *In*: TUREKIAN, K. (Ed.). Marine Chemistry and Geochemistry, Encyclopedia of Ocean Sciences, 2a ed., 631 p.

CRONAN, D.S.; TOOMS, J.S. 1967. Sub-surface concentrations of manganese nodules in Pacific sediments. Deep-Sea Research, 14: 117–119. DOI: 10.1016/0011-7471(67)90034-4.

CUI, Y.; LIU, J.; REN, X.; SHI, X. 2009. Geochemistry of rare earth elements in cobalt-rich crusts from the Mid-Pacific M seamount. Journal of Rare Earths, 27(1): 169–176. DOI: 10.1016/S1002-0721(08)60214-8.

EHRLICH, H.L. 1968. Bacteriology of manganese nodules: II. Manganese oxidation by cell-free extract from a manganese nodule bacterium. Applied Microbiology, 16: 197–202. DOI: 10.1128/am.16.2.197-202.1968.

EHRLICH, H.L. 1971. Bacteriology of manganese nodules: V. Effect of hydrostatic pressure on bacterial oxidation of Mn^{II} and reduction of MnO_2. Applied Microbiology, 21: 306–310. DOI: 10.1128/am.21.2.306-310.1971.

ELDERFIELD H.; WHITFIELD M.; BURTON D.J.; BACON P.M.; LISS S.P. 1988. The oceanic chemistry of the rare-earth elements [and discussion]. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences, 325(1583): 105–126. DOI: 10.1098/rsta.1988.0046.

EL WAKEEL, S.K.; RILEY, J.P. 1961. Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta, 25(2): 110–146. DOI: 10.1016/0016-7037(61)90128-4.

EWING, M.; HORN, D.; SULLIVAN, L.; AITKEN, T.; THORNDIKE, E. 1971, Photographing manganese nodules on the ocean floor, Oceanol. Intl., Beverly Sh., December, p. 26-32.

FRANCHETEAU, J.; NEEDHAM, H.; CHOUKROUNE, P.; JUTEAU, T.; SÉGURET, M.; BALLARD, R.D.; FOX, P.J.; NORMARK, W.; CARRAZA, A.; CORDOBA, D.; GUERRERO, J.; RANGIN, C.; BOUGAULT, H.; CAMBON, P.; HEKINIAN, R. 1979. Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. Nature, 277: 523–528. DOI: 10.1038/277523a0.

GLASBY, G.P. 1972. The mineralogy of manganese nodules from a range of marine environments. Marine Geology, 13(1): 57–72. DOI: 10.1016/0025-3227(72)90071-0.

GOLDBERG, E.D. 1954. Marine geochemistry 1. Chemical scavengers of the sea. Journal of Geology, 62: 249–265. DOI: 10.1086/626161.

GONZALEZ, M. 2018a. Manganês: aplicações, reserva e produção. https://www.notasgeo.com.br/2018/10/manganes-aplicacoes-reservas-e-producao.html

GONZALEZ, M. 2018b. Níquel: aplicações, reserva e produção. https://www.notasgeo.com.br/2018/04/niquel-aplicacoes-reservas-e-producao.html#more

GONZALEZ, M. 2019. Cobre: aplicações, reserva e produção. https://www.notasgeo.com.br/2019/09/cobre-aplicacoes-reservas-e-producao.html#more

Versão exclusiva do autor

HALEY, B.A.; KINKHAMMER, G.P.; McMANUS, J. 2004. Rare earth elements in pore waters of marine sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta, 68(6): 1265–1279. DOI: 10.1016/j.gca.2003.09.012.

HARRISS, R.C.; CROCKET, J.H.; STAINTON, M. 1968. Palladium, iridium and gold in deep-sea manganese nodules. Geochimica et Cosmochimica Acta, 32(10): 1049–1056. DOI: 10.1016/0016-7037(68)90107-5.

HEIN, J.R. 2004. Cobalt-rich ferromanganese crusts: Global distribution, composition, origin and research activities. *In*: Minerals other thanpolymetallic nodules of the International Seabed Area. Proceedings of a workshop held on 26-30 June 2000, International Seabed Authority, Kingston, Jamaica, 1: 188–256.

HEIN, J.R.; BOHRSON, W.A.; SCHULZ, M.S.; NOBLE, M.; CLAGUE, D.A. 1992. Variations in the fine-scale composition of a central Pacific ferro-manganese crust: paleoceanographic implications. Paleoceanography, 7: 63–77. DOI: 10.1029/91PA02936.

HEIN, J.R.; KOSCHINSKY, A.; HALBACH, P.; MANHEIM, F.T.; BAU, M.; KANG, J.-K.; LUBICK, N. 1997. Iron and manganese oxide mineralization in the Pacific. *In*: NICHOLSON, K., HEIN, J.R., BŰHN, B., DASGUPTA, S. (Eds.). Manganese mineralization: geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposits. Geological Society of London, Special Publication, 119(1): 123–138. DOI: 10.1144/GSL.SP.1997.119.01.09.

HEIN, J.R.; KOSCHINSKY, A.; BAU, M.; MANHEIM, F.T.; KANG, J.-K.; ROBERTS, L. 2000. Cobalt-Rich Ferromanganese Crusts in the Pacific. *In*: CRONAN, D.S. (Ed.). Handbook of Marine Mineral Deposits. CRC Press, cap. 9. 239–279. DOI: 10.1201/9780203752760-9.

HEIN, J.R.; MIZELL, K.; KOSCHINSKY, A.; CONRAD, T.A. 2013. Deep-ocean mineral deposits as a source of critical metals for high- and green-technology applications: comparison with land-based resources. Ore Geology Reviews, 51(1): 1–14. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2012.12.001.

HEWETT, D.F.; FLEISCHER M.; CONKLIN N. 1963. Deposits of manganese oxides. Economic Geology, 58: 1–51. DOI: 10.2113/gsecongeo.58.1.1.

HORN, D.R.; DELACH, M.N.; HORN, B.M. 1973a. Ocean manganese nodules, metal values, and mining sites. National Science Foundation Technology. Rept. 4.

KASTEN, S.; FREUDENTHAL, T.; GINGELE, F.X.; SCHULZ, H.D. 1998. Simultaneous formation of iron-rich layers at different redox boundaries in sediments of the Amazon deep-sea fan. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62(13): 2253–2264. DOI: 10.1016/S0016-7037(98)00093-3.

KERL, J.F. 1970. Eigenschaften, Vorkommen und Entstehung von Nickel, Kupfer und Kobalthaltingen Manganknollen des Meerresbodens. Erzmetall, Stuttgart, 23: 1–10.

MARCHANDISE, H. 1956. Contribution à l'étude des gisements de manganése sédimentaires. *In*: Congrès Géologique International, 20. México. 1: 107–118.

MARINO, E.; BLASCO, I.; BLANCO, L.; GONZÁLEZ, F.J.; SOMOZA, L.; MEDIALDEA, T. 2017. Llega la era de la Minería Submarina. Tierra y Tecnología, 49. DOI: 10.21028/em.2017.05.12.

MARTÍNEZ FRÍAS, J.; LUNAR, R. 1992. Mineralizaciones hidrotermales submarinas. Mundo Científico, 128(12): 808–815.

MELO, U.; GUAZELLI, W. 1976. Nódulos Polimetálicos, Importância e Tendências. Centro de Pesquisas e Desenvolvimento, Petrobras. 53 p.

Versão exclusiva do autor

MENARD, H.W. 1964. Marine Geology of the Pacific. New York, McGraw-Hill, 271 p.

MERO, I.L. 1965. The mineral resources of the sea. Amsterdam, Elsevier, 312 p.

MILLER, K.A.; THOMPSON, K.F.; JOHNSTON, P.; SANTILLO, D. 2018. An Overview of Seabed Mining Including the Current State of Development, Environmental Impacts, and Knowledge Gaps. Frontiers in Marine Science. DOI: 10.3389/fmars.2017.00418

MOFFETT, J.W. 1990. Microbially mediated cerium oxidation in sea water. Nature, 345(6274): 421–423. DOI: 10.1038/345421a0.

MONTY, M.C. 1973. Les nodules de manganèse sont des stromatolithes océaniques. C. R. Acad. Sci. Paris, Série D 276: 2385–2388.

MORGAN, C.L. 2000. Resource Estimates of the Clarion-Clipperton Manganese Nodule Deposits. *In*: CRONAN, D. S. (Ed.). Handbook of Marine Mineral Deposits. CRC Press, cap. 6, 145–170. DOI: 10.1201/9780203752760-6.

MURRAY, J. 1878. On the distribution of volcanic debris over the seafloor of the oceans, its character, source and some of the products of its disintegration and decomposition. Proceedings Royal Society of Edinburgh, 9: 247–261. DOI: 10.1017/S0370164600032181.

MURRAY, J.; RENARD A.F. 1891. Deep sea deposits. HMSO. Rep. Sci. Results Explor. Voyage HMS Challenger, 1873–1876, 525 p.

MURRAY, J.; IRVINE, R. 1895. On the manganese oxides and manganese nodules in marine deposits. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 37: 721–742. DOI: 10.1017/S0080456800032816.

NATH, B.B.; PLUGER W.L.; ROELANDTS I. 1997. Geochemical constraints on the hydrothermal origin of ferromanganese incrustations from the Rodriguez Triple Junction, Indian Ocean. *In*: NICHOLSON, K.; HEIN, J.R.; BÜHN, B.; DASGUPTA, S. (Eds.), Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits. Geological Society of London, Special Publication, 119(1): 199–221. DOI: 10.1144/GSL.SP.1997.119.01.13.

NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration. 2015. Controle de informações georreferenciadas sobre continentes e oceanos. Disponível em https://www.noa.gov/ocean.html. Acesso: 28 nov. 2020.

NORDENSKJOLD, A.E. 1881. The Voyage of the Vega Round Asia and Europe. Londres: Macmillan, p. 521.

PALMA J.J.C.; PESSANHA I.B.M. 2000. Depósitos ferromanganesíferos de oceano profundo. Revista Brasileira de Geofísica, 18(3): 433–446. DOI: 10.1590/S0102-261X2000000300015.

PAOLIELLO, M.M.B.; CHASIN, A.A.M. 2001. Ecotoxicologia do Chumbo e seus Compostos. Centro de Recursos Ambientais – CRA, Salvador: Bahia. Série Cadernos de Referência Ambiental, vol.3. 144 p.

PEACOCK, T.; ALFORD, M.H. 2018. Is Deep-sea Mining Worth it? Scientific American, May 2018. p. 72–77. DOI: 10.1038/scientificamerican0518-72.

PRICE, N.B.; CALVERT, S. E. 1970. Compositional variation in Pacific Ocean ferromanganese nodules and its relationship to sediment accumulation rates. Marine Geology, Amsterdam, 9(3): 145–171. DOI: 10.1016/0025-3227(70)90012-5.

RONA, P.A. 2002. Marine minerals for the 21st century. Episodes, 25(1): 2–12. DOI: 10.18814/epiiugs/2002/v25i1/001.

Versão exclusiva do autor

RONA, P.A. 2008. The changing vision of marine minerals. Ore Geology Reviews, 33: 618–666. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2007.03.006.

SANTANA, C. I. 1999. Mineral resources of the Brazilian continental margin and adjacent oceanic regions. *In*: MARTINS, L. R.; SANTANA, C. I. (Eds.). Non-living resources of the southern Brazilian coastal zone and continental margin. OAS/IOC-UNESCO/MCT, Special Publication, Porto Alegre. p. 15–25.

SCHULZ, H.D.; ZABEL, M. (Eds.). 2006. Marine Geochemistry. Springer, Berlin, Heidelberg. DOI: 10.1007/3-540-32144-6.

SKORNYAKOVA, N. S.; ANDRUSHCHENKO, P.F.; FOMINA, L.S. 1964. Chemical composition of the Pacific Oceans iron-manganese concentrations. Deep Sea Research, 11(1): 93–104. DOI: 10.1016/0011-7471(64)91086-1.

STEVENSON, J.S.; STEVENSON, L.S. 1970. Manganese nodules from the Challenger Expedition at Rajpath Museum. Canadian Mineralogist, Ottawa, 10: 599–615. Disponível em: https://doi.pangaea.de/10013/epic.45948.d001.

TORO, N.; JELDRES, R.I.; ÓRDENES, J.A.; ROBLES, P.; NAVARRA, A. 2020. Manganese Nodules in Chile, an Alternative for the Production of Co and Mn in the Future — A Review. Minerals, 10(8): 1–19. DOI: 10.3390/min10080674

TOTH, J.R. 1980. Deposition of submarine crust rich in manganese and iron. Geological Society of America. GSA Bulletin, 91(1): 44–54. DOI: 10.1130/0016-7606(1980)91<44:DOSCRI>2.0.CO;2.

VERESHCHAGIN, O.S.; PEROVA, E.N.; BRUSNITSYN, A.I.; ERSHOVA, V.B.; KHUDOLEY, A.K.; SHILOVSKIKH, V.V.; MOLCHANOVA, E.V. 2019. Ferro-manganese nodules from the Kara Sea: Mineralogy, geochemistry and genesis. Ore Geology Reviews. 106: 192–204. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2019.01.023.

von STACKELBERG, U. 2000. Manganese Nodules of the Peru Basin. *In*: CRONAN, D. S. (Ed.). Handbook of Marine Mineral Deposits. CRC Press, cap. 8, 197–238. DOI: 10.1201/9780203752760-8.

WEDEPHOL, K.H. 1960. Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik: Ein Beitrag zur Deutung der geochemischen Sonderstellung von pelagischen Tonen. Geochimica et Cosmochimica Acta, 18: 200–231. DOI: 10.1016/0016-7037(60)90088-0.

XAVIER, A. 1976. The exploitation of deep-sea manganese nodules; progress and prospects. Maritime Policy & Management, 4: 33–40. DOI: 10.1080/03088837600000035.

Sobre os Autores

Iran Carlos Stalliviere Corrêa

Geólogo pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), mestre em Geologia Marinha pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Especialização em Sensoriamento Remoto Aplicado à Oceanografia, pelo Départemet d'Océanologie de l'Université de Bordeaux I (França) e doutor em Oceanologia pela Université de Bordeaux I (França). Professor Titular da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e Professor Permanente do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Representante da UFRGS junto ao Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM).

E-mail: iran.correa@ufrgs.br

ORCID: 0000-0003-4388-9770

Versão exclusiva do autor

Lauro Júlio Calliari

Oceanólogo pela Universidade Federal de Rio Grande (FURG), mestre pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e PhD em Ciências Marinhas pelo Virginia Institute of Marine Science (VIMS/EUA). Professor titular e colaborador do curso de pós-graduação em Oceanologia do Instituto de Oceanografia da FURG (IO-FURG). Representante da FURG junto ao Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM).

E-mail: calliarilauro@gmail.com

ORCID: 0000-0002-5503-8300

Versão exclusiva do autor

13 – OUTROS MINERAIS AUTIGÊNICOS NO AMBIENTE MARINHO

OTHER AUTHIGENIC MINERALS IN THE MARINE ENVIRONMENT

Iran Carlos Stalliviere Corrêa
Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica
Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS

Resumo

Existem muitos tipos e formas de depósitos minerais autigênicos no fundo marinho, alguns em maior abundância e, em alguns casos, potencialmente econômicos. Entre este encontram-se os depósitos ferromanganesíferos, fosforíticos, barita marinha e minerais silicatados autigênicos. Aqui serão descritos alguns dos demais minerais autigênicos de importância nos sedimentos do fundo oceânico, tais como glauconita, francolita, zeolita/filipsita, pirita, calcita/aragonita e argilominerais. As zeolitas e argilas mais abundantes, como a esmectita, se formam principalmente a partir da alteração diagenética de vidros vulcânicos metaestáveis, mas muitas outras vias de reação são conhecidas.

Palavras-chave: minerais autigênicos, ambiente marinho, recursos econômicos.

Abstract

There are many types and forms of autogenic mineral deposits on the seafloor, some in greater abundance and in some cases potentially economical. Among these are ferromanganesiferous, phosphoritic, marine barite and autogenic silicate mineral deposits. Here, some of the other autogenic minerals of importance in the sediments of the ocean floor will be described, such as glauconite, francolite, zeolite/philipsite, pyrite, calcite/aragonite and clay minerals. The most abundant zeolites and clays, such as smectite, are mainly formed from the diagenetic alteration of metastable volcanic glasses, but many other reaction pathways are known.

Keywords: authigenic minerals, marine environment, economic resources.

13.1 - Introdução

Autigênese é qualquer processo que envolve crescimento *in situ*, ou seja, no local. O termo foi introduzido por Kalkowsky (1880), e descreve a origem de qualquer mineral que seja formado, subsequentemente à origem de sua matriz ou arredores, mas não é um produto de transformação ou recristalização, e o termo é normalmente reservado para situações sedimentares de baixa temperatura.

A formação desses minerais depende das condições geoquímicas locais, incluindo abundâncias de elementos, características da água, proximidade de fontes hidrotermais e taxa de acumulação de sedimentos. A precipitação de minerais sobre ou dentro dos sedimentos do fundo do mar, geralmente resulta da supersaturação do elemento ou composto necessário para formar o mineral. A supersaturação pode ocorrer como resultado da mudança no estado de oxidação de um elemento, indo de um estado solúvel reduzido, para um estado oxidado de solubilidade inferior, resultando na precipitação de uma fase hidrogenada, como crostas de ferro e manganês. Como as taxas de acumulação

Nota dos Organizadores: o manuscrito deste capítulo foi produzido em abril de 2022.

Versão exclusiva do autor

de minerais autigênicos costumam ser menores que 1 mm/1000 anos, os sedimentos resultantes são comuns apenas onde as taxas de acumulação terrígena e biogênica são nulas ou quase zero. Em muitos casos, crostas de minerais autigênicos se formam onde as correntes de fundo impedem o acúmulo de outros sedimentos.

Segundo Glenn e Filippelli (2007), os minerais autigênicos são aqueles que se formam muito cedo, durante a história de um sedimento. Com base nisso, os processos de autigênese têm sido cada vez mais utilizados para compreender as condições biogeoquímicas na coluna d'água e nos sedimentos, e para capturar o estado biogeoquímico de paleoambientes.

Existem muitos tipos e formas de depósitos minerais autigênicos no fundo do mar, alguns são mais abundantes e, em alguns casos, potencialmente econômicos, a saber, depósitos de ferromanganês, fosforitos, barita marinha e os minerais silicatados autigênicos, em sedimentos submarinos.

Os depósitos de nódulos polimetálicos e de fosforitas são descritos em capítulos a parte. Aqui serão descritos alguns dos outros minerais autigênicos de importância nos sedimentos do fundo oceânico. Há uma grande variedade de minerais de silicatos autigênicos em sedimentos do fundo do mar. As zeolitas e as argilas mais abundantes, como a esmectita, se formam principalmente a partir da alteração diagenética de vidros vulcânicos metaestáveis, mas muitas outras vias de reação são conhecidas.

13.2 - Minerais Autigênicos

13.2.1 - Glauconita

13.2.1.1 - Introdução

O termo "*glauconita*" foi proposto por Keferstein (1828) (*In*: MILLOT, 1964), para designar um argilo-mineral homeotipo férrico da família das ilitas, característico do meio marinho. O termo glauconita tem sido utilizado, muitas vezes, de maneira confusa em diversos trabalhos, englobando uma série de minerais com características químicas e estruturais diferenciadas (DILLENBURG *et al*., 2000). Ehlmann *et al*. (1963) propõem o uso do termo "grãos de glauconita" para a representação morfológica e "glauconita" para o constituinte destes grãos.

Segundo Odin e Fullagar (1988), se deve ter o cuidado de fazer uma distinção apropriada entre a fácies glauconita, termo este geralmente usado após uma observação apenas superficial dos grãos, e o mineral glauconita (mica glauconítica), que é um componente mineralógico, específico da fase autigênica, formadora dos grãos esverdeados. Odin e Fullagar (1988) descrevem a glauconita como um dos argilo-minerais da fácies glauconita, o qual é formado por uma série contínua de micas dioctaédricas do tipo 2:1, com um extremo, composto por esmectitas, pobres em potássio (esmectita glauconítica), e o outro, constituído por micas ricas em potássio (micas glauconíticas). Desta maneira se pode dizer que o termo "*glauconita*" pode ser aplicado sob o ponto de vista geológico e sob o ponto de vista mineralógico, e que os mecanismos de gênese não podem ser abordados, sem levar em conta a variedade do jazimento e a variedade da natureza.

A característica comum e marcante, a todos os membros da fácies glauconita, são os altos teores de ferro trivalente. A fácies glauconítica ocorre em rochas sedimentares de várias idades, inclusive no Pré-Cambriano. Entretanto, em certos períodos geológicos, como no Terciário e Quaternário, os processos de glauconitização são mais frequentes e comuns.

Versão exclusiva do autor

Estudos efetuados por Kossovskaya e Drits (1970) constataram que a glauconita formada em meio marinho e a formada em meio continental apresentam variações em sua composição química, sendo esta última essencialmente ilita férrica, com o conteúdo de Fe_2O_3 muito mais baixo que o da glauconita marinha.

13.2.1.2 - Distribuição das ocorrências

A presença de glauconita é característica de plataformas abertas. Nos oceanos atuais, a glauconita ocorre, principalmente, em águas com profundidade entre 100 e 500 m. Formam depósitos com porcentagens que variam entre 1 e 70% e se localizam, preferencialmente, nas partes mais distais das plataformas continentais e, nas regiões superiores dos taludes continentais, isto é, em locais de baixa taxa de deposição sedimentar ou de não-deposição.

Dados estatísticos têm mostrado que os valores mais frequentes estão entre 3 e 10%. Por outro lado, foi observada a presença de glauconita em ambientes mais profundos, 800 a 1000 m, devendo-se estas a transporte por fluxos gravitacionais.

A glauconita ocorre associada a sedimentos de granulometria areia (Fig. 13.1), e seu teor decresce em direção aos sedimentos de granulometria fina, sendo substituída pela pirita. Existe uma relação direta entre o conteúdo da fração areia e a porcentagem de glauconita.

Segundo Porrenga (1967), temperaturas da água do mar mais baixas que 15°C tendem a ser favoráveis a formação de glauconita.



Figura 13.1 – Grãos de glauconita em praias arenosas – França (fonte: https://www.sandatlas.org/glauconite).

A presença de glauconita nos sedimentos pode ser usada como indicador de ambiente sedimentar, mas com os devidos cuidados.

Os principais modos de ocorrências da glauconita, segundo Millot (1964), em depósitos atuais e antigos, podem ser:

a) Pseudomorfos de espículas silicosas;
b) Epigênese parcial de carapaças calcárias de moluscos, braquiópodes, equinodermas e briozoários;
c) Epigênese de pelotas fecais ou pelotas de argilas;
d) Transformação da biotita;
e) Preenchendo carapaças de vários organismos, principalmente foraminíferos;
f) Englobando minerais detríticos como quartzo, feldspatos, calcita e outros;

Versão exclusiva do autor

g) Englobando ou como constituinte interno dos nódulos polimetálicos;
h) Como glauconita globular formada por substituição na opala;
i) Pigmentos de glauconita difusos em cimentos calcíticos ou silicosos;
j) Epigênese de grãos de lamas ou de coprólitos.

A glauconita se desenvolve de várias maneiras, tanto no interior de cavidades de organismos viventes, tanto por epigênese de cristais, os mais diversos, e tanto pelo crescimento epitáxico sobre silicatos. Estas variedades, devem ser lembradas no momento da interpretação genética.

Atualmente, extensas áreas de plataformas continentais são recobertas por sedimentos glauconíticos. As principais ocorrências estão no oceano Atlântico Norte e mar Mediterrâneo. Foram também encontrados depósitos sedimentares associados à glauconitas, na costa da Califórnia, Flórida, África do Sul, Portugal, China, Japão, Inglaterra, Brasil, Austrália e Nova Zelândia, entre profundidades de 100 a 300 m.

Na região da plataforma continental do Rio Grande do Sul, esses argilominerais foram identificados pela primeira vez, nos sedimentos superficiais, por Rocha *et al*. (1975). Posteriormente Martins e Martins (1985) descrevem a presença de glauconita em um testemunho raso, coletado na zona de transição entre a plataforma e o talude continental. Klein *et al.* (1992) descrevem a ocorrência de glauconitas, associadas às concreções fosfáticas, na região do terraço de Rio Grande. Em trabalho realizado na planície costeira do Rio Grande do Sul, Dillenburg *et al.* (2000) descrevem, pela primeira vez, a presença de glauconita em testemunhos coletados na região da laguna de Tramandaí.

A Figura 13.2 mostra que os depósitos de glauconita ocorrem em todos os oceanos e que o efeito latitudinal exclui somente as áreas mais frias do globo terrestre. Isto pode estar relacionado a depósitos mais antigos e não somente a depósitos atuais.

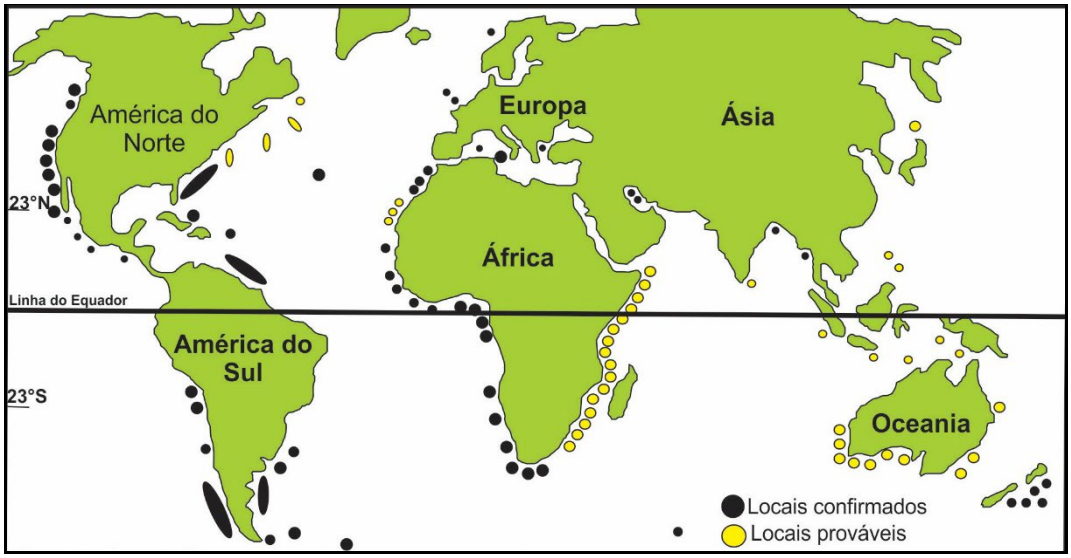


Figura 13.2 – Distribuição de depósitos de glauconita nos fundos oceânicos (fonte: autor).

13.2.1.3 - Características gerais

As principais características das glauconitas estão relacionadas as variações em suas propriedades físicas e químicas e em sua morfologia.

Versão exclusiva do autor

13.2.1.3.1 - Propriedades físicas

As glauconitas apresentam uma densidade específica entre 2,4 e 2,95 g/cm^3, sendo as glauconitas de coloração mais esverdeadas, as que apresentam maior densidade, devido possuírem maiores teores de ferro.

O alto conteúdo de ferro, na sua composição química, define uma susceptibilidade magnética característica para as glauconitas, possibilitando a identificação dos diferentes tipos de glauconita e destas, entre outros minerais.

13.2.1.3.2 - Propriedades químicas

A glauconita apresenta propriedades químicas similares à dos argilominerais da família das ilitas. Conforme estudos de Odin (1975) e Odin e Fullagar (1988), o conteúdo de SiO_2 é constante e, geralmente, está entre 47,5 e 50% (quando os teores se apresentam maiores indicam mistura com quartzo). O Al varia entre 3,5 e 11%; o conteúdo de Fe_2O_3 está entre 19 e 27%, sendo que em alguns casos, a presença de teores anormais está ligada à presença de impurezas, tais como, superfícies de grãos oxidados; o conteúdo de FeO é bem menor, entre 1 e 3,2%; o conteúdo de MgO se encontra entre 2,6 e 4,6%, enquanto o K_2O se apresenta entre 3,0 e 8,5% (ou menos quando o substrato é abundante).

A fórmula química da glauconita foi postulada por Hendricks e Ross (1941), a partir da análise de 32 amostras, e pode ser assim expressa:

$$OH_2\left(K,\ Ca_{0,5},\ Na_{0,84}\right)\left(Al_{0,47},\ Fe^{+3}{}_{0,97},\ Fe^{+2}{}_{0,19},\ Mg_{0,40}\right)\left(Si_{3,65},\ Al_{0,35}\right)O_{10}$$

Onde Al^{+3} é praticamente substituído pelo Fe^{+3}, em diversas proporções, na camada octaédrica. A razão Fe^{+3}/Fe^{+2} está em torno de 5 e o Mg^{+2}, em relação ao Si_4O_{10}, varia com valores entre 0,35 e 0,45 íons por fórmula.

13.2.1.3.3 - Variações Morfológicas

As características observadas em glauconitas de formações antigas e atuais sugerem a ocorrência de quatro tipos de arcabouço para este mineral:

a) Moldes internos de fósseis;
b) Pelotas fecais com grande quantidade de material argiloso e matéria orgânica;
c) Bioclastos carbonáticos ou silicosos, frequentemente substituídos por glauconita;
d) Grãos minerais e fragmentos de rochas, com substituição de glauconita em quartzo, feldspato, biotita, moscovita, calcita, fragmentos de rochas plutônicas e vulcânicas, cherts etc.

Moldes internos de fósseis são as formas mais comuns, e foram observadas por vários autores em testas de microfósseis carbonáticos, preenchidos por argilas verdes. Estes substratos predominam nas partes mais profundas das atuais plataformas continentais. Nestes sedimentos, os foraminíferos são os predominantes, seguidos pelos ostracodes, moluscos e briozoários. Moldes internos de testas de microfósseis silicosos parecem caracterizar altas latitudes (MORTON *et al*., 1984).

Versão exclusiva do autor

Pelotas fecais formam o substrato predominante para a glauconitização, em muitos dos sedimentos Recentes (TAKAHASHI; YAGI, 1929; MOORE, 1939; TOOMS *et al.*, 1971). Segundo Pryor (1975), estas pelotas fecais são dejetos de organismos comedores de lamas, normalmente viventes nas partes oestes das plataformas continentais, em profundidades maiores que 100 m.

Bioclastos carbonáticos ou silicosos podem sofrer glauconitização por dois caminhos diferentes, o primeiro seria o preenchimento dos vazios dos bioclastos por argilas autigênicas verdes. Estes vazios poderiam ser os poros naturais dos bioclastos ou poros originados por alterações químicas ou biogênicas. O segundo caminho seria a substituição do material carbonático ou silicoso pelas argilas verdes, muitas vezes preservando a estrutura inicial e a escala dos microcristais (ODIN; FULLAGAR, 1988).

Grãos minerais e fragmentos de rochas constituem outro importante grupo de substrato granular. Glauconitização de quartzo, sílica, chert, feldspato, mica, calcita, dolomita, fosfato, vidro vulcânico e outros fragmentos de rochas têm sido observados na natureza. A glauconitização destes substratos minerais ocorrem ao longo de planos de fissura ou clivagem.

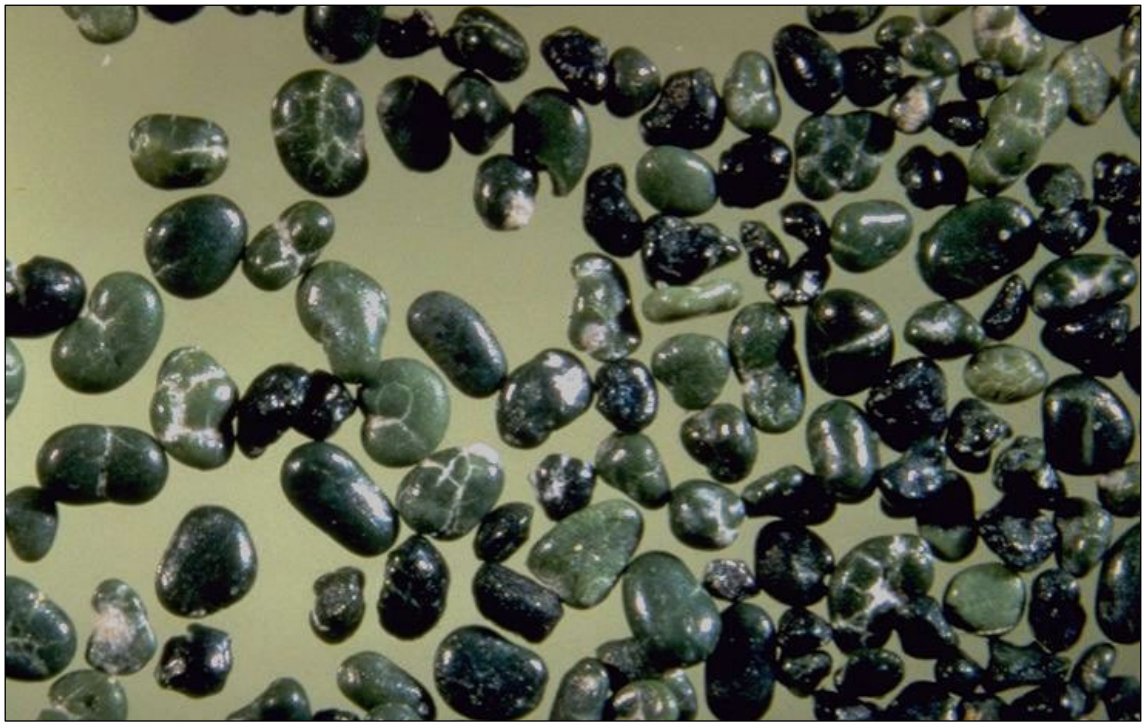


Figura 13.3 – Grãos de glauconita. Alguns substituindo metasomaticamente o carbonato de cálcio das carapaças de organismos (fonte: http://sopasdepedra.blogspot.com/2012/04/das-rochas-sedimentares-50.html).

13.2.1.3.4 - Características Mineralógicas

Em geral, os grãos de glauconita não excedem a 1 mm em diâmetro, embora possam, em alguns casos, estarem aglomerados no interior de nódulos de vários centímetros de diâmetro e estarem cimentados por material fosfatado.

Os grãos são arredondados, duros, de coloração verde escuro e frequentemente mostram forma e aparência de micro-organismos (foraminíferos) (Fig. 13.4) (MERO, 1965).

Versão exclusiva do autor



Figura 13.4 – Grãos de glauconita (fonte: https://goodies.benwildeboer.com/that-greenish-mineral-trilobite-poop).

O reconhecimento dos minerais originais e que, atualmente, formam o arcabouço onde se desenvolve o processo de glauconitização é de fundamental importância na medida em que possibilita condições de reconhecer a evolução deste processo. O estudo do reconhecimento dos diversos estágios de evolução da glauconita, pode ser feito a partir de uma sequência ordenada de padrões de difratogramas de raio X.

Odin e Matter (1981) estabeleceram o campo cristalográfico desta família, em base aos teores de ferro e potássio e substituições nos tetraedros de SiO_2. Segundo estes autores, os extremos da família seriam as glauconitas pobres em potássio e as micas glauconíticas ricas em potássio.

Segundo estudos de Mero (1965), a caolinita parece ser o argilomineral mais importante das pelotas glauconíticas recentes, sendo a esmectita mais raramente encontrada.

Outros minerais ferro-silicatados de coloração esverdeada podem ocorrer associados à paragênese glauconítica, nos ambientes marinhos. A berthierita frequentemente é indistinguível da glauconita, se diferenciando somente do ambiente de formação. A berthierita é um mineral abundante na foz de deltas de rios, como por exemplo, no Golfo da Guiné, Delta do Orenoco e Foz do Amazonas. Estudos têm demonstrado que a glauconita se forma em águas mais profundas, em regiões mais distais da plataforma continental, enquanto a berthierita ocorre, predominantemente, nas regiões de plataformas continentais mais próximas do continente, portanto em águas mais rasas.

13.2.1.3.5 - Gênese dos depósitos

As glauconitas são formadas em ambiente marinho, típico de plataforma continental e de mares continentais. As principais características do ambiente de formação são:

a) Baixa taxa de deposição de terrígenos;
b) Águas relativamente agitadas;
c) Meio salino e oxidante;
d) Alta quantidade de ferro, potássio e magnésio, em menor escala, na água do mar;
e) Baixa taxa de oxigênio;
f) Suficiente matéria orgânica para criar um ambiente propício à liberação dos elementos, a partir de organismos.

Versão exclusiva do autor

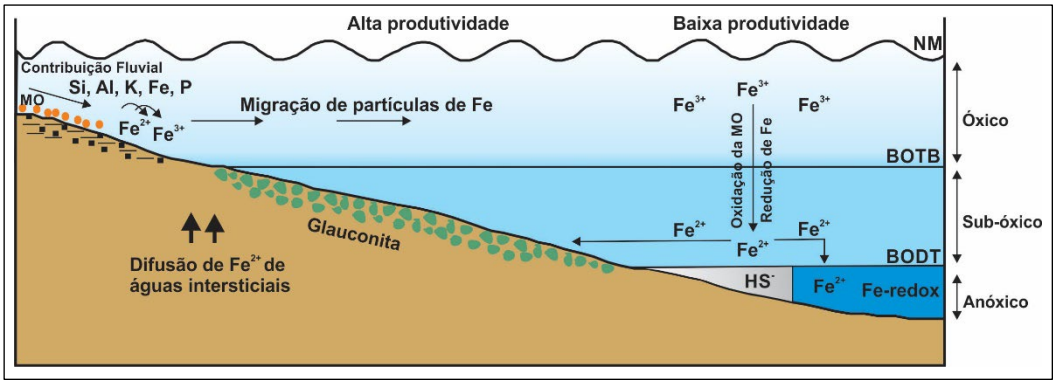


Figura 13.5 – Modelo de formação de glauconita em ambiente marinho raso. NM: nível do mar; MO: matéria orgânica; BOTB: base de ondas de tempo bom; BODT: base de ondas de tempestade (modificado de BANERJEE *et al*., 2020).

O ambiente de deposição apresenta um forte controle sobre a formação de glauconita, regulando a taxa de sedimentação, as condições redox, bem como o fornecimento de íons abundantes (Fig. 13.5). Um aumento no suprimento de íons K, Fe, Si, Al e Mg no ambiente marinho raso, por meio de rios, ocasiona um aumentou da alcalinidade dos oceanos (Fig. 13.5). Embora a água do mar apresente quantidades abundantes de potássio, seu teor em ferro é muito menor, principalmente em ambiente marinho profundo. O ferro é fornecido ao ambiente marinho raso pelo intemperismo de áreas continentais. Entretanto, o ambiente de deposição permanece óxico e o suprimento de sedimentos permanece alto em ambientes marinhos rasos, o que não favorece o crescimento de glauconita. Nos oceanos atuais, a glauconita se forma abundantemente em zonas de plataformas externas e parte do talude superior (ODIN; MATTER, 1981; AMOROSI, 2012; BANERJEE *et al*., 2016).

A formação de fases autigênicas, portadoras de ferro, é regulada pela condição redox de deposição e pelas reações de redução de ferro (EL ALBANI *et al*., 2005; MEUNIER; EL ALBANI, 2007; TAYLOR; MACQUAKER, 2011). Estudos indicam que a condição subóxico é um pré-requisito para a formação de glauconita (HARDER, 1980) (Fig. 13.5).

A glauconita recente se forma, principalmente ao longo da margem leste da África, da margem ocidental da América do Norte, da margem sul da Austrália e margem oeste da América do Sul (Fig. 13.2). A formação da glauconita sempre permaneceu confinada entre as latitudes de 60°N e 60°S (PORRENGA 1968; ODIN; MATTER, 1981). A ausência de glauconita nas regiões polares indica que temperaturas mais altas da água do mar facilitam a formação desse mineral.

Glauconita é um dos constituintes das lamas e areias verdes, algumas vezes sendo o constituinte principal. É também encontrada nas lamas azuis e em vasas de globigerinas. São raramente encontradas próximas à costa, onde a taxa de sedimentação de clásticos é alta. Entretanto, podem formar depósitos abundantes ao longo de costas, onde não há presença de grandes rios aportando sedimentos para a plataforma, e a taxa de sedimentação é compativelmente baixa (MERO, 1965).

Odin e Matter (1981) propõem a formação das glauconitas como autigênicas, as quais seriam formadas dentro dos poros e fraturas de microfósseis, micas e minerais silicatados (quartzo, feldspatos, cherts). Estes materiais serviriam de substrato para o desenvolvimento dos processos de glauconitização. Os poros e fraturas existentes permitiriam, ao mesmo tempo, a entrada de soluções glauconíticas, ricas em ferro e potássio, proveniente da água do mar, dos sedimentos subjacentes e mesmo do substrato

Versão exclusiva do autor

inicial, e a existência de um microambiente de confinamento a estas soluções. Nestas condições de isolamento, em relação ao meio marinho e às águas intersticiais dos sedimentos subjacentes, a cristalização das fases glauconíticas poderia ser iniciada. Em outras palavras, os poros e as fraturas serviriam como catalisadores às reações e ao crescimento da glauconita.

O crescimento inicial se dá perpendicularmente à superfície dos poros e das fraturas do substrato, e aos poucos vai ocupando os espaços vazios, conforme o aporte das soluções. Com o avanço do processo, a textura primária é extinta e o grão assume um hábito mamelonar (bulbo), devido às diferenças nas condições de glauconitização, entre o centro e a borda do grão em neo-formação. No final do processo, que dura cerca de 10^4 anos, é formada uma fina crosta arredondada ou polida sobre esta superfície mamelonar.

Odin e Fullagar (1988) observaram que nem todos os substratos são igualmente favoráveis para o desenvolvimento da glauconitização. A natureza e o tamanho do substrato vão interferir no desenvolvimento de uma maior ou menor glauconitização.

O desenvolvimento da glauconitização nem sempre ocorre normalmente, podendo muitas vezes encontrar resistência ao processo. Partículas muito grandes (2 a 3 mm) não permitem a penetração completa das soluções, da mesma forma, os substratos silicosos resistem às substituições, deixando formar apenas finas películas de glauconita.

Odin e Fullagar (1988) observaram, em seus estudos, que os grãos de areias, com diâmetro inferior a 0,1 mm, são sempre menos envolvidos pela glauconitização do que os grãos com diâmetros maiores (Fig. 13.6). As características granulométricas ideais para o desenvolvimento do processo glauconítico são encontradas em areias com diâmetros entre 0,2 e 0,5 mm. Quando grãos maiores que 1 mm de diâmetro são submetidos à glauconitização, a zona central dos grãos é menos envolvida pelo processo, que as zonas intermediária e externa. A zona intermediaria apresenta uma coloração verde-escuro, enquanto a coloração da zona externa é de um verde mais claro. Os autores observaram, também, que para grãos de tamanho similares, mas de minerais diferentes, o estágio evolutivo da glauconitização se comporta diferentemente.

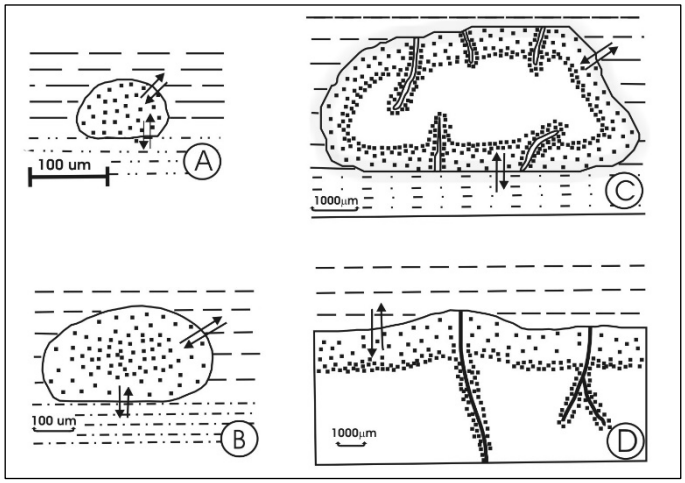


Figura 13.6 – Processos de glauconitização em substratos de diferentes tamanhos, na interface sedimento/água do mar (modificado de ODIN; MATTER, 1981).

A Figura 13.6 sumariza as quatro situações relacionadas ao processo de glauconitização: a) grãos menores que 100 µm; b) grãos maiores que 100 µm; c) litoclastos (grânulos) e d) crostas. Os exemplos “a” e “b” apresentam diferenças apenas granulométricas, enquanto os exemplos “c” e “d” representam a glauconitização em forma de película, recobrindo a superfície e as fraturas do substrato.

Versão exclusiva do autor

De grande interesse estratigráfico é a formação de níveis glauconíticos sobre o substrato rígido que constituía o assoalho oceânico, na época de formação das glauconitas. Importantes conclusões paleogeográficas podem advir destas observações, uma vez que caracterizam ambientes marinhos específicos (Fig. 13.7).

No geral, pode-se dizer que a glauconita é um mineral que pode ser formado por neoformação, por transformação ou por diagênese, no meio marinho. Pela neoformação ou transformação, a estrutura cristaloquímica da glauconita se forma a cada vez que as soluções silicosas, aluminosas, magnesianas, ferruginosas e potássicas apresentem concentrações propícias para este fim, estando estas soluções em meio favorável, o qual seria a água do mar.

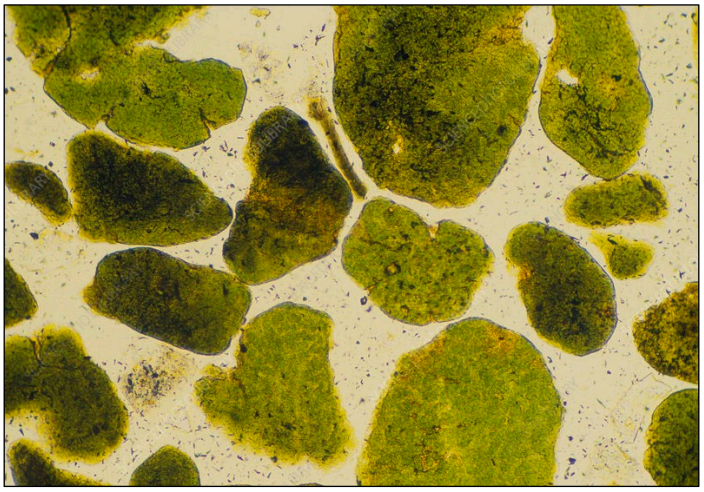


Figura 13.7 – Lâmina delgada de um arenito glauconítico (fonte: JON WILSON / Science Photo Library - https://www.sciencephoto.com/media/169117/view).

13.2.1.4 - Profundidade do ambiente marinho de formação

A glauconita é atualmente encontrada em profundidades de 100 a 500 m, nas plataformas continentais. Em profundidades menores que 50 m, o fluxo de detritos é maior do que a erosão, não sendo possível o desenvolvimento da glauconitização, pois os detritos se encontram em constante movimento (MERO, 1965). A profundidades maiores, o fluxo detrital é menor e a ação das correntes causa uma contínua redistribuição dos sedimentos, ocasionando a exposição das partículas, por tempo suficiente, para que se desenvolvam os processos de glauconitização. Fica desta maneira caracterizado um ambiente marinho aberto para a formação destes minerais, com fraca taxa de sedimentação terrígena (PORRENGA, 1967). Nas condições atuais, a glauconitização ocorre em todos os oceanos, exceto nas regiões glaciais. Estes são mais abundantes no domínio intertropical, entre os 120 e 250 m.

13.2.1.5 - Glauconitização e distribuição de ferro no mar

Segundo Burst (1958), é importante a interpretação do meio ambiente, para caracterizar a glauconita, sendo necessário definir a relação férrico/ferroso, uma vez que ela reflete o potencial de oxidação (Eh), no qual se forma a mesma. O autor sugere ainda um ambiente semi-oxidante para semi-redutor.

Versão exclusiva do autor

A presença da matéria orgânica impõe condições redutoras que permite a solubilização, em escala local, dos oxi-hidróxidos de ferro terrígenos. Esta matéria orgânica provoca a difusão destes elementos, no sentido água intersticial-substrato sólido, mantendo um gradiente do potencial oxi-redox (DEh), ocasionando com que os íons em excesso nos sólidos passem à solução.

Pelo fato das propriedades redutoras da matéria orgânica, bem como a presença majoritária de íons Fe^{+3}, a glauconita se encontra, muitas vezes, associada à pirita.

Um parâmetro importante na glauconitização é a atividade ou presença de sílica em solução: se esta for baixa, ocasiona a formação de berthierita; se for elevada, desencadeia a glauconitização (MEUNIER, 2003).

Segundo estudos de Velde (1985), o único elemento inerte, durante o processo de glauconitização, é o alumínio.

Uma vez que o ferro é o elemento crucial na glauconitogênese, pode-se localizar a formação destes minerais, em relação à distribuição de ferro, no ambiente marinho. O ferro é fornecido ao ambiente marinho por via detrital, por exalações vulcânicas ou nos rifts, como constituinte de soluções juvenis.

13.2.1.6 - Recursos econômicos, ocorrência e aproveitamento

O principal aproveitamento, para os sedimentos glauconíticos, é a indústria do potássio. Se considerarmos estes depósitos, em relação às fontes continentais de potássio, estas acumulações marinhas não despertariam muito interesse, à primeira vista, pois seus teores são bem mais baixos. Por outro lado, se aceitarmos que os depósitos marinhos são relativamente espessos e de consideráveis extensões laterais, é possível a sua mineração, a baixos custos operacionais.

As concentrações de glauconitas poderiam ser obtidas por jigagem (*jigging)*, separação de pesados por densidade ou métodos de separação magnética, para os produtos contendo teores acima de 10% de K_2O (MERO, 1965).

Na plataforma continental brasileira, este mineral não chega a formar depósitos economicamente exploráveis. Perfurações efetuadas na plataforma continental do Rio Grande do Sul detectaram a presença deste mineral, na região costeira próximo a Mostardas e na região de Torres, associado a diatomáceas, em uma profundidade de 400 m, com teores médios em torno de 20%.

Costa e Ramos (1983) descrevem a presença de glauconita, em testemunhos coletados no talude continental do Rio Grande do Sul, a uma profundidade de 400 m, na região do Cone de Rio Grande. Os sedimentos descritos são constituídos, exclusivamente, de areias glauconíticas (70%), associadas a fragmentos de bioclástos e vasas de foraminíferos.

Pomerancblum e Costa (1972) descrevem a presença de glauconita nos sedimentos da plataforma continental norte brasileira. Estes sedimentos se encontram associados a fácies areno-quartzosa, que se estende pela plataforma média e parte da externa, desde a foz do rio Pará até a ilha de Maracá. Segundo os autores, a presença de glauconita nesta fácies areno-quartzosa é produto da alteração de biotita, em condições marinhas. No trabalho, os autores denominam esta fácies de areno-quartzosa glauconítica.

Os minerais glauconíticos têm tido, ultimamente, uma larga aplicação na agricultura, sendo utilizado “in natura” como fertilizante (adubo), ou pode ser usado como fonte para outros componentes a base de potássio.

Versão exclusiva do autor

Cientistas russos observaram que a glauconita pode ser uma alternativa ecológica e eficaz aos fertilizantes tradicionais de potássio, explorados na agricultura. Seus estudos recentes mostraram que rochas contendo glauconita podem ser tão eficientes quanto os fertilizantes tradicionais no aumento da produção de trigo, mesmo com o cultivo mínimo do solo.

O uso da glauconita, como fertilizante, tem a vantagem, sobre outros fertilizantes, de não deixar elementos nocivos no solo, como o cloro, e é capaz de liberar potássio durante várias estações agrícolas.

Os elementos nocivos podem afetar negativamente o solo, como no caso do cloro que ocasiona a salinização. A glauconita não possui este elemento, portanto, é um aluminossilicato seguro para o solo sem causar outros danos.

13.2.1.7 - Barita

13.2.1.7.1 - Introdução

O mineral barita é um sulfato de bário ($BaSO_4$), que pode ser encontrado em rochas ígneas, metamórficas ou sedimentares. O nome "barita" tem origem na palavra grega "*barys*" que significa pesado. O mineral foi descoberto, na Itália, no século XVII. Um dos primeiros usos ocorreu, no século XIX, na indústria de tintas branca, como carga. A seguir, passou a ser usada na produção de um pigmento branco denominado de *lithopone*, constituído por uma mistura de sulfato de bário, sulfato de zinco e óxido de zinco. Mais tarde surgiu a indústria química dos sais de bário e, por último, já no século XX, foi descoberto o uso da barita como controlador de densidade de fluido de perfuração (HAINES, 1979).

13.2.1.7.2 - Características químicas, físicas e mineralógicas

O grupo de minerais, ao qual a barita pertence, apresenta estrutura ortorrômbica e fórmula geral $BaSO_4$, onde o Ba pode ser bário (barita), estrôncio (celestita) ou chumbo (anglesita). A barita é o mais abundante mineral de bário e a mais importante fonte desse elemento. No estado puro, contém 58,8% de bário e 41,2% de sulfato. O mineral barita é um sal de bário de fórmula química simplificada $BaSO_4$, cuja composição média teórica contém 65,7% de monóxido de bário (BaO), sendo que o bário elementar participa, em média, com 58,8% e o trióxido de enxofre (SO_3), com 34,3% (ARAUJO, 2007).

No entanto, a presença de outros elementos pode reduzir esse teor significativamente. Em algumas ocorrências, o estrôncio pode substituir o bário na estrutura cristalina da barita, devido à similaridade dos raios iônicos existente, entre os dois metais, no estado bivalente.

A barita se apresenta, mais frequentemente, como mineral incolor, branco leitoso ou cinza, podendo ter outras cores, dependendo das impurezas presentes na rede cristalina (Fig. 13.8). A barita apresenta fratura conchoidal, clivagem prismática, brilho vítreo, cristal transparente a translúcido e índice de refração 1,63. É o mineral mais denso entre os não metálicos, com uma densidade que varia entre 4,3 e 4,6 g/cm^3, sendo relativamente friável, com dureza variando entre 2,5 e 3,5 na escala de Mohs (VELHO *et al*., 1998).

Versão exclusiva do autor



Figura 13.8 – Cristal de barita com formas laminares
(fonte: https://fineartamerica.com/featured/glauconite-sand-grains-jon-wilsonscience-photo-library.html).

Uma importante característica da barita é a de permanecer praticamente insolúvel em água e em ácido, o que lhe confere a propriedade de inércia química. A barita é facilmente identificável devido ao seu peso.

No entanto, pode ser confundida com minerais isomórficos, tais como, a celestita ($SrSO_4$), que tem a mesma estrutura, formando cristais bastante parecidos com os da barita. A identificação só é possível por meio do teste da chama, a partir do material pulverizado. A celestita gera uma chama vermelha, enquanto a barita produz uma chama verde. Outros minerais que podem ser confundidos com a barita são: witherita ($BaCO_3$); estroncianita ($SrCO_3$); cerusita ($PbCO_3$); anglesita ($PbSO_4$) e hidrozincita [$Zn_5(CO_3)_2(OH)_6$]. Esses minerais são raros e apresentam elevado peso específico, cor e aparência semelhantes. A barita, geralmente ocorre associada a uma grande quantidade de minerais como; calcita ($CaCO_3$), dolomita [$CaMg(CO_3)_2$], aragonita ($CaCO_3$), apatita [$Ca_5(PO_4)_3(OH,F,Cl)$], quartzo (Si), hematita (Fe_2O_3), siderita ($FeCO_3$), vanadinita [$Pb_5(VO_4)_3Cl$], cerusita ($PbCO_3$), fluorita (CaF_2), gipsita [$Ca(SO_4)_2H_2O$], anglesita ($PbSO_4$), celestita ($SrSO_4$), calcopirita ($CuFeS_2$), pirita (FeS_2), galena (PbS) e esfalerita [(Zn,Fe)S], entre outros (VELHO *et al*., 1998).

Concreções de barita foram, primeiramente, dragadas no oceano Índico, a profundidade de 1.235 m, em 1880 (JONES, 1887 *In*: Mero, 1965). Estas concreções apresentaram teores da ordem de 75% de sulfato de bário. Similarmente, concreções de barita foram dragas na Indonésia, a profundidade de 304 m e na costa sul da Califórnia, na profundidade de 650 m (SVERDRUP *et al.*, 1942).

Alguns dos depósitos formados por este mineral, nos ambientes marinhos, consistem em concreções de barita, argilo-minerais, minerais detríticos, tais como, feldspatos, fragmentos de rochas vulcânicas, glauconitas, piroxênios e anfibólios, associados a espículas de esponjas silicosas ou calcárias. Estes depósitos concrecionais apresentam um baixo grau de seleção, variando sua granulometria, de poucos milímetros a concreções com mais de 25 cm.

Suas formas são bastante variadas, podendo estas serem tubulares, globulares, fibrosas, laminares finas ou achatadas, subesféricas e irregulares (Figs. 13.8 e 13.9). Apresentam uma coloração em bandas como a dos estalagmites.

Versão exclusiva do autor



Figura 13.9 – Concreções marinhas de barita com formato globular do Cretáceo (Canadá) (fonte: HOWARD ALLEN - https://www.sandatlas.org/barite).

Estruturalmente, estas concreções, exibem um bandeamento concêntrico, com um acamadamento externo mais compacto e duro, envolvendo este, um núcleo mais leve e de aparência porosa (REVELLE; EMERY, 1951).

A porosidade das concreções é bastante variável, ocorrendo valores entre 13,8 e 33,6%. A lama envolvente apresenta uma porosidade em torno de 52%. Esta porosidade nos dá uma ideia da possibilidade de percolação das soluções, através das concreções ou mesmo do depósito.

Em termos químicos, as concreções de barita são singulares, sendo constituídas principalmente por SiO_2, BaO e SO_3. Entre os elementos menores se destacam o Sr e o F, aparecendo estes nas concreções e nas lamas respectivamente.

Este elemento possui 22 isótopos, destes, a maioria é radioativa e com tempo de meia vida curta, de alguns segundos.

13.2.1.7.3 - Origem da barita

O modelo genético a ser atribuído a formação dos depósitos de barita devem levar em consideração os seguintes fatores:

a) Zoneamento concêntrico, com os maiores teores nas camadas mais externas;
b) Forma tubular, na maioria das concreções;
c) Ocorrências localizadas em escarpas de falhas;
d) Superfícies rugosas e protuberâncias em forma de pontas;
e) Alta permeabilidade das concreções;
f) Concreções com porosidade inicial maior que a das lamas;
g) Elevado teor de Sr nas concreções;
h) Elevado teor de Cl nas águas intersticiais das concreções.

O mecanismo de formação de barita, na água do mar, é ainda pouco conhecido. O ambiente marinho se encontra comumente subsaturado em barita. Entretanto, essa

Versão exclusiva do autor

afirmação tem gerado discussões, principalmente, por ser possível observar cristais de barita ao longo da coluna d'água (MONNIN *et al.*, 1999).

Em determinadas condições, em microambientes, pode ocorrer supersaturação de barita, ocasionando a precipitação biogênica de cristais de barita ou autigênica (BROOK *et al.*, 1980). Esse processo ocorre, devido à liberação de sulfato, a partir da degradação de matéria orgânica (BISHOP, 1988), e a degradação de celestita presente em carapaças de acantárias, formadas por $SrSO_4$ e que é enriquecida em Ba ($BaSO_4/SrSO_4 \sim 0{,}003$) (BERNSTEIN *et al*., 1998) (Fig. 13.10).

Além dos acantárias, outras espécies planctônicas têm importância indireta na formação de barita biogênica. Stecher III e Kogut (1999) observaram, em seus estudos, que durante os períodos de floração de fitoplâncton, as concentrações de Ba dissolvido decresciam. E em oposição aos períodos de não floração, essas concentrações voltavam as condições normais. Não se sabe ao certo se a absorção de Ba ou a adsorção deste na superfície dos organismos seria o causador dessa diferenciação observada, entretanto, a presença de organismos planctônicos pode gerar ambientes supersaturados, havendo a precipitação de cristais de barita biogênica (GANESHRAM *et al*., 2003).

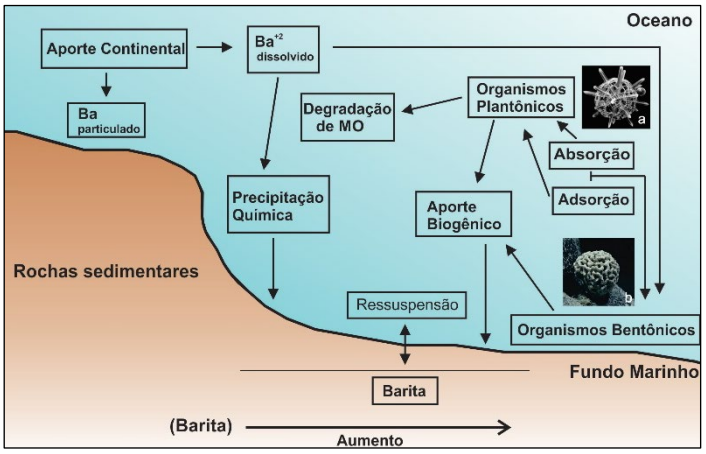


Figura 13.10 – Processo de formação de barita na coluna d'água. a) Acantária - organismo planctônico; b) Xenophyophore - organismo bentônico (modificado de PIRES, 2014).

O mecanismo de formação biogênica de barita foi também observado por Gooday e Nott (1982), no qual protozoários bentônicos (Xenophyophore) apresentaram cristais de barita em suas células. No entanto, não se sabe ao certo se esses protistas precipitam ativamente a barita, ou se a retêm em suas células durante a filtração alimentar.

De um modo geral, a precipitação autigênica de barita no oceano é predominante, quando comparada ao processo biogênico. Essa afirmativa é fundamentada pela pequena participação de protozoários, algas e outros organismos na precipitação direta de barita, nesse ambiente (BISHOP, 1988).

A estreita relação espacial, observada entre os depósitos de barita e escarpas de falhas, levou muitos pesquisadores a aceitarem que as concreções de barita têm sua origem a partir da reação entre soluções hidrotermais, oriundas de emanações provenientes das escarpas de falhas e a água intersticial contidas nos sedimentos. Estas soluções, ricas em cloretos de Ba e Sr, e portadoras de elementos radiativos, percolariam através dos sedimentos marinhos com alta porosidade, reagindo com as águas intersticiais, ricas em íons sulfato. A supersaturação em $BaSO_4$, assim produzida, ocasiona a precipitação deste, assim como parte do Sr. O alto teor de Cl, nas soluções percolantes, é o responsável pela alta clorinidade da água intersticial e da lama.

Versão exclusiva do autor

A forma tubular e a zonação concêntrica de muitas das concreções são aceitas como evidência da existência de soluções que migram através dos depósitos. Estas características texturais são originadas pela cimentação dos poros dos sedimentos, pelas soluções de barita, ou mesmo, pelos canais de acesso. As concreções, em forma de pontas são originadas pela bifurcação dos canais. Estas águas percolantes podem ocasionar a retirada dos constituintes mais finos das lamas dos canais, e com isso, provocar um aumento da porosidade inicial (MERO, 1965).

Segundo Chow e Goldberg (1960), nos oceanos, apenas 5% do Ba, oriundo dos continentes, permanece dissolvido como íon divalente (Ba^{+2}). O sulfato de bário apresenta baixa solubilidade em água, e baixa toxicidade à biota ($BaSO_4$ – $Kps=1x10^{-10}$) (NORDBERG *et al*., 2007). De acordo com Reitz *et al.* (2004), o sulfato de bário ($BaSO_4$) pode ser utilizado por algumas espécies de organismos marinhos na formação de suas carapaças ou na formação de estatólitos (estruturas estas responsáveis pela orientação e profundidade de atuação dos organismos–equilíbrio, BROOK *et al.,* 1980). Neste caso, a barita é precipitada intracelularmente (TEN-DAL, 1972 *apud* GONZALEZ-MUNOZ *et al.*, 2012). A barita biogênica se encontra relacionada a áreas com produtividade biológica considerável (McMANUS *et al*., 1998), e sua biodisponibilidade tem sido associada à degradação de matéria orgânica e restos biológicos (DEHAIRS *et al.,* 2000).

As plataformas continentais são responsáveis por cerca de 20% da produtividade oceânica de barita. A barita biogênica tem sido uma importante ferramenta para os estudos de (paleo)produtividade (BONN *et al*., 1998), apesar de ser pouco estudada no ambiente marinho, especialmente em ambientes tropicais (REITZ *et al*., 2004).

Ainda existem poucos estudos sobre os mecanismos de formação da barita no ambiente marinho, entretanto este ambiente se encontra comumente subsaturado. A supersaturação de microambientes pode ocasionar a precipitação de cristais de barita de forma biogênica ou autigênica (BROOK *et al.*, 1980). Segundo Bishop (1998), isso é possível, devido à liberação de sulfato a partir da degradação de matéria orgânica, e da celestita, presente no exoesqueleto das Acantárias (rizhopoda), que é enriquecida em Ba.

Gooday e Nott (1982), estudando o mecanismo de formação biogênica de barita, observaram que os protozoários bentônicos (Xenophyophore) apresentam cristais de barita em suas células. Entretanto os autores não confirmam se esses protistas precipitam ativamente a barita, ou se somente a retêm em suas células durante a filtração alimentar.

De modo geral, a precipitação autigênica de barita no oceano é predominante quando comparada aos processos biogênicos. Essa afirmativa é fundamentada pela pequena participação de protozoários, algas e outros organismos na precipitação direta de barita nesse ambiente (BISHOP, 1988).

13.2.1.7.4 - Reservas

A estimativa das reservas de barita mineradas nas plataformas continentais do mundo é dificultada pelo fato das informações, obtidas através de anuários mineralógicos, serem computadas, juntamente com a barita produzida em jazidas associadas a rochas metamórficas ou ígneas de embasamento cristalino.

13.2.1.7.5 - Uso industrial

A barita é a principal fonte para a obtenção de sais de bário elementar, e ainda o principal insumo básico na indústria mundial de petróleo e gás natural e outros segmentos industriais.

Versão exclusiva do autor

A aplicação mais generalizada de barita é no preparo de lamas densas, usadas nos sistemas de sondagem rotativa (*rotary)*, na pesquisa do petróleo. Estas lamas densas têm a finalidade de agirem como um agente selador na lama de perfuração. Estas criam uma pressão superficialmente alta, nas paredes dos furos, evitando assim seu desmoronamento, e mesmo sobre o petróleo e o gás, evitando assim jorros inesperados (Fig. 13.11).

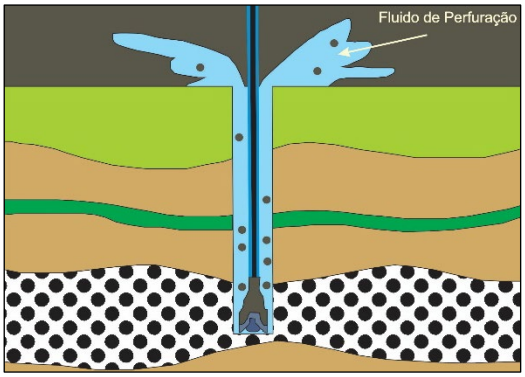


Figura 13.11 – Utilização de fluido de perfuração na elaboração de furos de sondagem (fonte: autor).

É utilizado, na forma de acetato de bário, como eletrólito na deposição de fósforo nos "écrans" de aparelhos de TV, bem como no preparo de concreto denso, usados na proteção de reatores nucleares. O fabrico de concreto denso faz com que o material produzido absorva as radiações eletromagnéticas, como Raio X e raios gamas, embora com menor capacidade que o chumbo metálico.

A barita tem sua utilização, também, na indústria siderúrgica, têxtil, no fabrico da borracha, tintas, plásticos, papeis, vidros e na indústria farmacêutica.

Tem como finalidade aumentar a densidade das tintas, ajudar na produção de tintas de alto brilho e altos sólidos, melhorando as propriedades das tintas industriais, têxteis, esmaltes sintéticos e tintas em pó. É utilizada também, para aumentar a densidade das resinas termoplásticas.

A partir de 1988, a indústria química se tornou o primeiro setor demandante de barita, embora em termos mundiais este setor responda por apenas 10 a 12% do consumo. No Brasil o consumo de barita, para a produção de sais de bário, é de 55% em relação ao total de minério destinado aos processos industriais.

O consumo interno brasileiro aparente, de barita beneficiada em 2005, segundo dados de Véras (2006), foi da ordem de 50 $x10^3$ t, enquanto a produção brasileira de barita bruta foi da ordem de 59 $x10^3$ t.

13.2.1.8 - Francolita

13.2.1.8.1 - Introdução

O fósforo aparece na natureza com certa abundância. Seus minérios são rochas naturais que se formam em ambientes geológicos diversos. Habitualmente, contêm mais de um tipo de fosfato, sendo os mais comuns os fosfatos de cálcio do grupo da apatita. Quando em quantidade e concentração suficientes, formam depósitos de valor econômico. Estes minérios podem então serem utilizados diretamente, ou após beneficiamento, na manufatura de produtos comerciais. Sua principal aplicação é na agricultura, como fertilizante.

Versão exclusiva do autor

13.2.1.8.2 - Características químicas, físicas e mineralógicas

A francolita é um mineral de fósforo e flúor do grupo das apatitas, caracterizando um carbonato-fluorapatita. Apresenta uma coloração marrom, esverdeada a incolor, densidade de 3,12 g/cm^3 e dureza 5 na escala Mohs. Pode apresentar uma forma botrioidal, recobrindo superfícies ou em forma cristalina (Fig. 13.12).

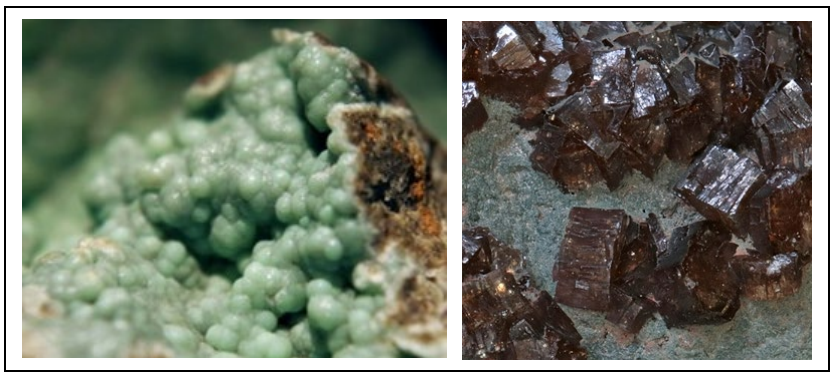


Figura 13.12 – Mineral Francolita
(fonte: https://mineralcollectionblog.wordpress.com/2016/07/05/apatites/francolite).

13.2.1.8.3 - Origem da Francolita

Com base em pesquisas recentes, a francolita se forma nas margens continentais, em áreas de sedimentação lenta a intermediária, e mais eficientemente, em águas subóxicas a óxicas de fundo, onde o ciclo Fe-redox do elemento químico fósforo (P), prevalece (VAN CAPELLEN; INGALL, 1996) (Fig. 13.13).

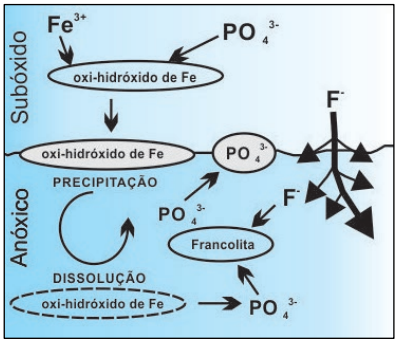


Figura 13.13 – Oxi-hidróxidos de Fe são levados para a zona abaixo do limite Fe-redox, liberando PO_4^{3-}, que passa a fazer parte da composição da água intersticial (interporos). A combinação do fosfato com o flúor da água do mar dá origem à francolita (modificado de UHLEIN *et al.*, 2018).

Variações seculares, na ocorrência de grandes depósitos de fosforita no registro geológico, refletem mudanças nos padrões regionais globais de deposição de fósforo, que são controlados pela tectônica e pelo clima. As assinaturas químicas e isotópicas na fosforita francolita que se formam na ou próximo à interface sedimento-água do mar são aquelas do ambiente oceânico de fundo marinho (Fig. 13.14).

A francolita é uma variedade rica em carbonato do mineral fluorapatita e está presente na maioria das fosforitas sedimentares. Apresenta uma fórmula química variável,

Versão exclusiva do autor

que pode ser representada por $(Ca, Mg, Sr, Na)_{10}$ $(PO_4, SO_4, CO_3)_6$ F_{2-3}. Já está bem estabelecido que este mineral pode se formar autenticamente em lamas ricas em matéria orgânica ou por substituição do carbonato precursor, mas a origem de alguns depósitos ainda é questionável ou desconhecida.



Figura 13.14 – Distribuição dos depósitos de fosforitas com presença da francolita (fonte: autor).

A francolita se forma por precipitação anóxica nas águas intersticiais (PRICE; CALVERT, 1978; BATURIN, 1982), por substituição do carbonato (PARKER; SIESSER, 1972; CULLEN, 1980; MANHEIM *et al*., 1980), por processos bacterianos (CAYEUX, 1936; LUCAS; PRÉVÔT, 1984); por precipitação de francolita post-mortem de células bacterianas ricas em fósforo (O'BRIEN *et al*., 1981; BENMORE *et al*., 1984) e, possivelmente, por precipitação da coluna de água, na interface água-sedimento (SHELDON, 1981).

13.2.1.8.4 - Usos econômicos

O principal aproveitamento, para os sedimentos com francolita, é a indústria do fosfato. Seu uso está mais ligado a fabricação de fertilizantes.

13.2.1.9 - Zeolita-Filipsita

13.2.1.9.1 - Introdução

As zeolitas são um grupo de silicatos de alumínio, potássio e cálcio hidratado de ocorrência geológica diversa. A maioria das zeolitas, encontradas em sedimentos, foram formadas pela alteração de cinzas vulcânicas ou outro material piroclástico. Embora sejam conhecidas trinta e três zeolitas naturais, apenas três – a filipsita, a clinoptilolita e o analcime – têm alguma importância nos sedimentos marinhos.

Destes, a filipsita e a clinoptilolita são de longe os mais comuns, o analcime é o próximo em abundância e as outras espécies de zeolita ocorrem muito mais raramente. No entanto, apenas a filipsita e, raramente a clinoptilolita, ocorrem como cristais suficientemente grandes para serem identificados visualmente em lâminas delgadas.

A filipsita é um mineral do grupo da zeolita presente em sedimentos marinhos, bem como em sedimentos de lagos salinos de depósitos terrestres.

Foi descoberto em 1825 no monte Etna e recebeu seu nome em honra de William Phillips, mineralogista inglês.

Versão exclusiva do autor

13.2.1.9.2 - Características gerais

As zeolitas são aluminossilicatos hidratados contendo álcalis e elementos alcalinos, são silicatos autigênicos comuns em depósitos sedimentares vulcanoclásticos.

A filipsita é um mineral diagenético importante no fundo marinho, apresenta sua composição como $(Ca_{0,5}\ Mg_{0,3}\ Na_{1,1}\ K_{1,5})\ (Fe_{0,3}\ Al_{4,2}\ Si_{11,8})O_{32}\ 10H_2O$, tem dureza que varia de 4 a 4,5 na escala Mohs e uma densidade de 2,242 g/cm^3.

Uma substituição considerável de Al por Si pode ocorrer, com um aumento correspondente de Ca, Na e K. Dependendo do ambiente, a relação Si/Al pode variar de 1,3 a 3,4 (SHEPPARD *et al*., 1970).

A filipsita marinha é, geralmente, mais silicosa que a filipsita terrestre, associada a rochas vulcânicas máficas, mas menos silicosa que as de lagos salinos. A estrutura básica da filipsita é uma estrutura composta por (Si,Al)O, tetraedros. A carga negativa na estrutura é equilibrada pela presença de cátions, na maioria dos casos Ca, Na ou K, que se encontram localizados em cavidades, dentro da estrutura (LEE; LEE, 1998).

A filipsita apresenta uma coloração branca leitosa a amarelo pálido, um brilho vítreo, embora alguns grãos possam apresentar uma cor marrom amarelada, possivelmente ocasionada pela oxidação. Esta comumente se encontra associada com quartzo, plagioclásio, barita e minerais de argila (esmectita e ilita). A filipsita ocorre preenchendo cavidades e fraturas, em nódulos de manganês e discretamente como cimento (Fig. 13.15).

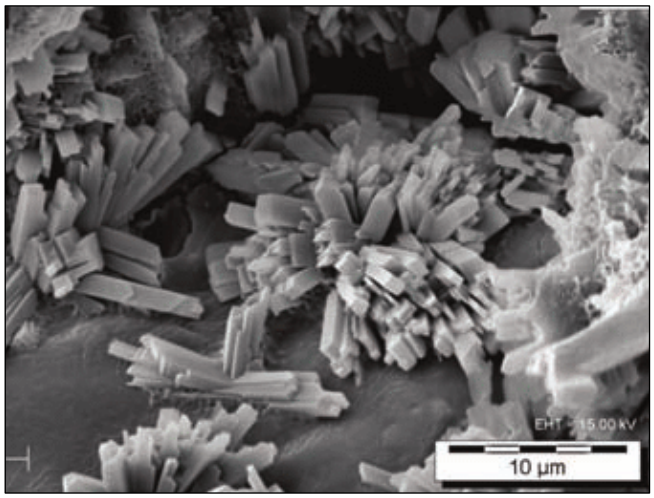


Figura 13.15 – Cristais de filipsita (fonte: VOLA *et al.*, 2011).

13.2.1.9.3 - Distribuição nos oceanos

Segundo Kastner (1979), a filipsita constitui cerca de 1,5% dos sedimentos do fundo marinho ocorrendo associada aos nódulos de manganês (BURNS; BURNS, 1978a; 1978b).

Estudos experimentais (HAY, 1966) demonstraram que a formação de filipsita é auxiliada por altas atividades de sílica, altas concentrações de metais alcalinos e um pH ligeiramente alcalino. Esses fatores são preenchidos pela lixiviação de vidros vulcânicos.

O contato entre as águas do mar e as águas intersticiais dos sedimentos subjacentes, provavelmente, é essencial para a formação de filipsita no fundo marinho. Glaccum e Bostrom (1976) observaram que o conteúdo relativamente alto de sílica das águas do fundo marinho parece ser controlado pela dissolução de testes siliciosos de plânctons, bem como pela decomposição do vidro vulcânico.

Versão exclusiva do autor

Burns e Burns (1978b) também sugeriram que a filipsita é formada por uma reação envolvendo argilas pelágicas, sílica biogênica e água do mar contendo cátions alcálicos dissolvidos.

13.2.1.9.4 - Uso

A Zeolita-Filipsita é utilizada na fabricação de filtros químicos.

13.2.1.10 - Pirita

13.2.1.10.1 - Introdução

O nome pirita provém do grego "pyr" que significa fogo, em alusão às faíscas emitidas quando golpeada. Apresenta uma coloração amarelo latão, com brilho metálico. Sua dureza varia de 6,0 a 6,5 na escala Mohs e apresenta uma densidade que varia de 5,0 a 5,2 g/cm^3.

13.2.1.10.2 - Características gerais

A pirita autigênica marinha é um constituinte comum em rochas sedimentares e em sedimentos, ocorrendo normalmente, associada a matéria orgânica. Sua formação se deve a reação do H_2S com o elemento ferro, dissolvido na coluna d'água. A pirita é um bissulfeto de ferro (FeS_2). Segundo Berner (1970; 1984), os sedimentos marinhos, depositados em ambientes profundos oxigenados, apresentam baixos teores de pirita, enquanto, em sedimentos marinhos, depositados sob condições euxínicas, a abundância de matéria orgânica e de sulfeto de hidrogênio dá origem a altas concentrações de pirita.

A precipitação de pirita autigênica, nos sedimentos, ocorre de forma incipiente, normalmente preenchendo espaços porosos de origem secundária.

Os cristais de pirita autigênica apresentam hábitos prismáticos e idiomórficos, formando agregados framboidais, o que permite inferir sua origem diagenética tardia (Fig. 13.16).

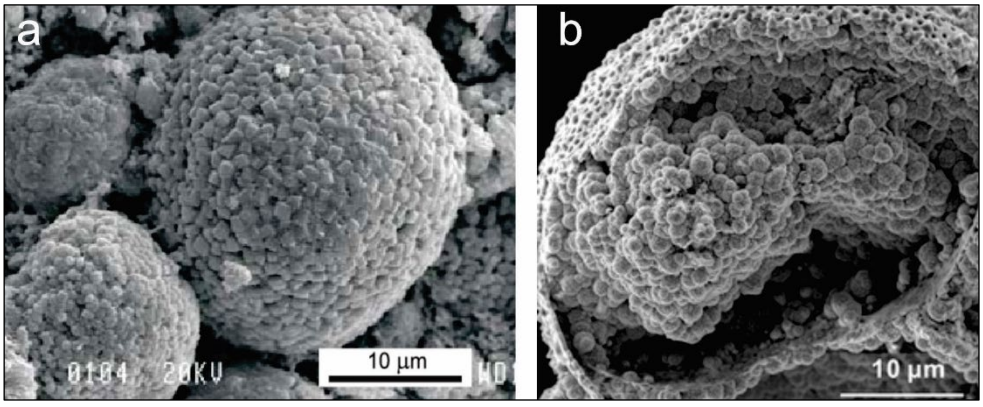


Figura 13.16 – Cristais agregados de pirita autigênica. a) Pirita framboidal composta de microcristais. b) Agregado de pirita preenchendo carapaça de foraminífero (fonte: LIN *et al.*, 2017).

Versão exclusiva do autor

13.2.1.10.3 - Uso

Seu principal uso é como fonte de enxofre na fabricação de ácido sulfúrico e, menos frequentemente, como fonte de ferro.

13.2.1.11 - Carbonato de Cálcio (Calcita/Aragonita)

13.2.1.11.1 - Introdução

O carbonato de cálcio é uma substância de fórmula química $CaCO_3$, sendo o sal de cálcio do ácido carbônico. Na natureza é uma substância comum, encontrada na forma de calcita e aragonita, quando puro, ou na forma de dolomita, quando formado de um carbonato duplo com magnésio, sendo os principais componentes do calcário, podendo ainda ser o principal constituinte de esqueletos e conchas de animais marinhos.

Na natureza, o carbonato de cálcio é encontrado de três formas cristalinas: aragonita, com cristais na forma ortorrômbica; calcita, com cristais na forma romboédrica ou trigonal, sendo este o mais estável dos carbonatos de cálcio; e vaterita, com cristais na forma hexagonal, sendo o mais instável dos carbonatos de cálcio (BESSLER; RODRIGUES, 2008).

13.2.1.11.2 - Carbonato de cálcio na água do mar

No oceano, o carbonato de cálcio tem um papel importante nas reações químicas do sistema carbonato marinho.

Nas reações químicas, ocorrentes no ambiente marinho, o dióxido de carbono (CO_2) sequestrado da atmosfera pelos oceanos reage com a molécula de água (H_2O) para formar o ácido carbônico (H_2CO_3). Este é instável e se dissocia liberando prótons (H^+) e íons bicarbonato (HCO_3^-). Os íons bicarbonato se dissociam liberando prótons (H^+) e íons carbonato (CO_3^{2-}). O carbonato pode se ligar ao cálcio (Ca^{2+}) formando carbonato de cálcio ($CaCO_3$).

Esse sistema de reações é dinâmico, podendo haver deslocamentos em ambos os sentidos de cada reação química. Na reação do carbonato com o cálcio, há a formação de uma substância sólida, o carbonato de cálcio. Este precipita em direção ao fundo, se acumulando no sedimento marinho (Fig. 13.17).

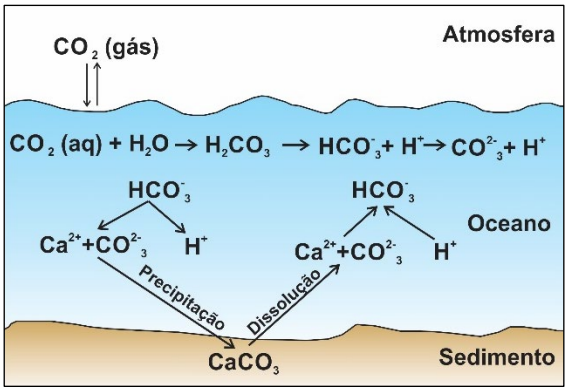


Figura 13.17 – Reações químicas no ambiente marinho na precipitação do carbonato de cálcio (fonte: autor).

A formação do carbonato de cálcio em águas superficiais e sua sedimentação em direção ao assoalho oceânico é importante na transferência do carbono superficial para

Versão exclusiva do autor

águas profundas (MILLERO, 2005). Além disto, a deposição do carbonato de cálcio no sedimento pode se tornar um importante sistema de acumulação de hidrocarbonetos (TISSOT; WELTE, 1984).

A calcita autigênica é bastante comum no oceano. Se forma principalmente a partir da recristalização da calcita biogênica e é geoquimicamente distinta, em suas concentrações de elementos menores e traços, de sua área fonte.

Este processo de recristalização transforma vasas calcárias em giz e calcário. A dolomita se forma onde a água do mar intersticial é modificada bacterianamente ou por processos físico-químicos.

Nas margens continentais, onde as águas intersticiais se tornam subóxicas a anóxicas, a dolomita se forma, tanto como um precipitado primário, quanto pela substituição dos carbonatos precursores Ca e Ca-Mg. Também ocorre em plataformas carbonáticas, onde a dolomita substitui $CaCO_3$ pelo fluxo convectivo termicamente acionado da água do mar, que está sendo inorgânica e bacterialmente modificada, ao longo do caminho do fluxo.

As composições químicas e isotópicas, principalmente de carbono e oxigênio, revelam as origens das várias dolomitas. Rodocrosita e siderita são minerais marinhos incomuns.

Manganês e Fe substituem principalmente o Mg na estrutura da dolomita, em ambientes com águas intersticiais subóxicas a anóxicas, onde são mobilizados. Nesses ambientes, apenas na presença de muitos detritos de Mn e Fe, a rodocrosita e a siderita podem se formar durante a diagênese tardia, onde as reações levaram as razões Mg/Ca nas águas intersticiais a níveis abaixo da estabilidade da dolomita.

O carbonato de cálcio autigênico pode fazer parte de um sedimento, na forma de cimento (Fig. 13.18). A cimentação ocorre pela precipitação do carbonato de cálcio em torno dos grãos formadores dos sedimentos, preenchendo assim os poros existentes entre os grãos. A cimentação por carbonato de cálcio pode ocorrer rapidamente após a deposição. Um exemplo são os arenitos de praia (*beachrocks*), uma mistura de areia de praia e areias intertidais (geralmente carbonato e fragmentos esqueletais), cimentados por $CaCO_3$ em climas subtropicais a tropicais. O cimento se forma tão rapidamente que artefatos humanos, com apenas algumas décadas, são comumente encontrados cimentados nos arenitos de praia. Outros exemplos de cimentação de $CaCO_3$ diagenética precoce são fornecidos por calcarenitos litificados subtidais, recifes e lamas pelágicos. Em todos os casos, o cimento é de aragonita, ou calcita com alto teor de magnésio, indicando a formação destes, em ambientes marinhos ricos em magnésio.

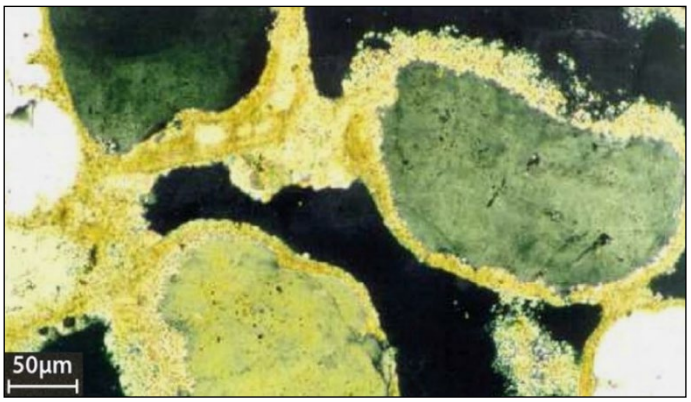


Figura 13.18 – Microfoto de um sedimento carbonático com cimentação em franja ao redor dos grãos de areia (fonte: SUSAN GOURVENEC – UWA).

Versão exclusiva do autor

13.2.1.11.3 - Uso

Industrialmente, o carbonato de cálcio é uma das principais fontes de cálcio, sendo usado na indústria de construção civil para a produção de cimento, na agricultura para a correção de acidez do solo, por possuir um pH alcalino em solução, e como abrasivo.

13.2.1.12 - Argilominerais

13.2.1.12.1 - Introdução

Os argilominerais autigênicos, em geral, se formam nos espaços intersticiais dos sedimentos, a partir da precipitação dos fluidos intersticiais e da alteração direta de grãos detríticos ou, através da transformação de argilominerais precursores detríticos ou autigênicos.

A composição dos fluidos intersticiais contribui fortemente na formação e ocorrência destes argilominerais. Os fluidos que podem formar as caulinitas possuem uma composição caracteristicamente meteórica, durante o estágio de diagênese superficial, enquanto os fluidos de composições alcalinas ou salinas estão diretamente envolvidos na formação de esmectitas, com a influência da distribuição de sedimentos detríticos adequados à alteração para estes argilominerais e da taxa de fluxo de fluidos (KETZER *et al*., 2003; WORDEN; MORAD, 2003).

13.2.1.12.2 - Características gerais

Os argilominerais eodiagenéticos mais comuns são: esmectita, caulinita, bertierina e glauconita. Ilita e clorita dominam entre os argilominerais mesodiagenéticos e, geralmente, se formam pela transformação dos argilominerais eodiagenéticos, utilizando sua estrutura, assim como pela substituição de feldspatos detríticos, fragmentos líticos e outros grãos.

Os argilominerais são compostos organizados em lamelas e designados filossilicatos (do grego *phyllon* folhas) apresentam dureza baixa, de 1 a 2 na escala Mohs e densidade de 2 a 3 g/cm^3.

Os argilominerais do grupo das esmectitas 2:1 são constituídos por duas folhas de silicato tetraédricas (T) e uma folha central octaédrica de aluminato (O), unidas entre si por átomos de oxigênio comuns a ambas as folhas. As esmectitas, normalmente, são diferenciadas de acordo com a natureza dos cátions que ocupam a camada octaédrica e da localização da carga (camada octaédrica ou tetraédrica).

Os membros mais importantes, pertencentes ao grupo das esmectitas dioctaédricas, são a montmorilonita, a beidelita, a hectorita e a saponita, sendo a montmorilonita (Fig. 13.19) o mineral mais popular desse grupo.

A composição química teórica da unidade estrutural das esmectitas pode ser expressa como: $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2.nH_2O$. Os minerais naturais pertencentes a este grupo diferem da composição teórica devido às substituições isomórficas e aos cátions trocáveis.

Versão exclusiva do autor

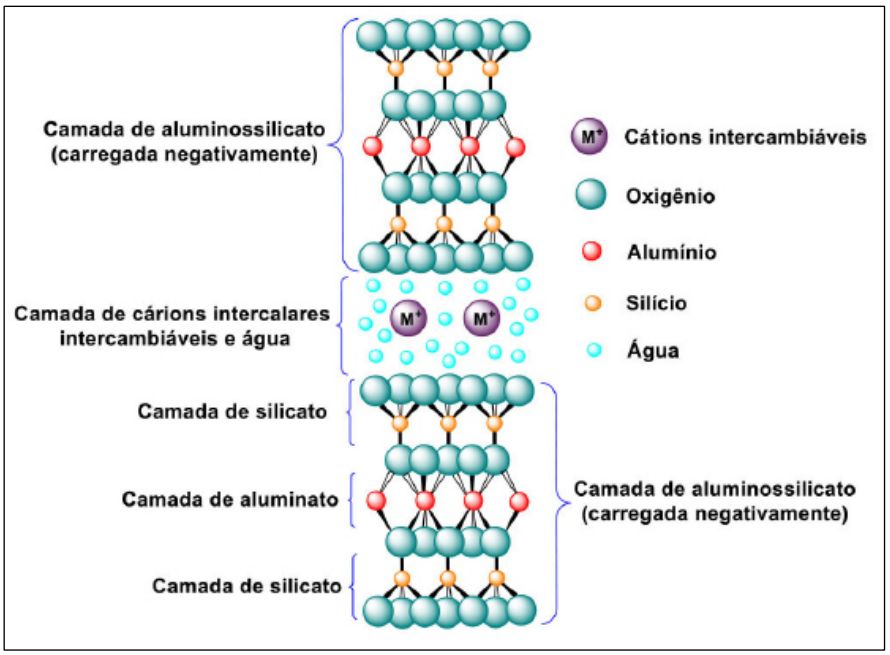


Figura 13.19 – Estrutura em camadas de uma montmorilonita da família das esmectitas (fonte: SANTOS *et al*., 2018).

A presença de esmectita, em arenitos marinhos está relacionada tanto à deposição quanto à diagênese (McKINLEY; WORDEN; RUFFELL, 2002). As esmectitas autigênicas podem se desenvolver em arenitos, pela alteração de fragmentos líticos, feldspatos e outros grãos, como também precipitados diretamente pelos fluidos intersticiais.

Esmectita, em arenitos marinhos, podem se transformar em ilita, clorita ou camadas mistas, através da progressão da diagênese. Com o aumento do soterramento dos arenitos, o aumento da temperatura e a geoquímica das águas intersticiais, estes ocasionam a instabilidade das esmectitas, levando à sua substituição por ilitas e cloritas (WORDEN; MORAD, 2003).

13.2.1.12.3 - Uso

A maior importância tecnológica desses materiais é a capacidade de intercalar moléculas neutras ou espécies quimicamente carregadas no espaço interlamelar. É possível intercalar desde cátions metálicos, aprisionar poluentes, como metais pesados e contaminantes radioativos, biomoléculas utilizadas na liberação controlada de medicamentos, até polímeros orgânicos. Além disso, podem ser utilizados como catalisadores ácido-ativados na produção de biodiesel, como fertilizantes e na fabricação de nanocompósitos polímero/argila, devido à sua larga disponibilidade, baixo custo e atributos tecnológicos favoráveis, tais como facilidade para exfoliação.

Referências Bibliográficas

AMOROSI, A. 2012. The occurrence of glaucony in the stratigraphic record: Distribution patterns and sequence-stratigraphic significance. *In*: MORAD S.; KETZER J.M.; DE ROS L.F. (Eds.). Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy.

Versão exclusiva do autor

International Association of Sedimentologists. Special Publications, 45: 37–54. DOI: 10.1002/9781118485347.ch2.

ARAÚJO, R.M. 2007. Barita. Anuário DNPM – 14° Distrito, 460–473.

BANERJEE, S.; BANSAL, U.; THORAT, A.V. 2016. A review on palaeogeographic implications and temporal variation in glaucony composition. Journal of Palaeogeography, 5(1): 43–71. DOI: 10.1016/j.jop.2015.12.001.

BANERJEE, S.; CHOUDHURY, T.R.; SARASWATI, P.K.; KHANOLKAR, S. 2020. The formation of authigenic deposits during Paleogene warm climatic intervals: a review. Journal of Palaeogeography, p. 1–27. DOI: 10.1186/s42501-020-00076-8.

BATURIN, G.N. 1982. Phosphorites on the sea floor: origin, composition, and distribution. Elsevier. 343 p.

BATURIN, G.N.; SAVENKO, V.S. 1985. Mechanism of formation of phosphorite nodules, Oceanology, 25(6): 747–750.

BENMORE, R.A.; McARTHUR, J.M.; COLEMAN, M.L. 1984. Stable isotopic composition of structural carbonate in sedimentary francolite. Special Publication Geological Survey of India, 17: 35–40.

BERNER, R.A. 1970. Sedimentary pyrite formation. Am. J. Sci., 268: 1–23. DOI: 10.2475/ajs.268.1.1.

BERNER, R.A. 1984. Sedimentary pyrite formation: an update. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48: 605–615. DOI: 10.1016/0016-7037(84)90089-9.

BERNSTEIN, R. E.; BYRNE, R. H.; SCHIJF, J. 1998. Acantharians: a missing link in the oceanic biogeochemistry of barium. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 45: 491–505. DOI: 10.1016/S0967-0637(97)00095-2.

BESSLER, K.E.; RODRIGUES, L.C. 2008. Os polimorfos de carbonato de cálcio: uma síntese fácil de aragonita. Química Nova, 31(1): 178–180. DOI: 10.1590/S0100-40422008000100032.

BISHOP, J.K.B. 1988. The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter. Nature, 332(6162): 341–343. DOI: 10.1038/332341a0.

BONN, W.J.; GINGELE, F.X.; GROBE, H.; MACKENSEN, A.; FFITTERER, D.K. 1998. Palaeoproductivity at the Antarctic continental margin: opal and barium records for the last 400 ka. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 139: 195–211. DOI: 10.1016/S0031-0182(97)00144-2.

BROOK, A.; FOTHERINGHAM, S.; BRADLY, J.; JENKINS, A. 1980. Barium accumulation by desmids of the genus Closterium (Zygnemaphyceae). British Phycological Journal, 15(3): 261–264. DOI: 10.1080/00071618000650251.

BURNS, V.M.; BURNS, R.G., 1978a. Post-depositional metal enrichment processes inside manganese nodules from the north equatorial Pacific. Earth and Planetary Science Letters, 39: 341–348. DOI: 10.1016/0012-821X(78)90020-1.

BURNS, V.M.; BURNS, R.G. 1978b. Authigenic todorokite and phillipsite inside deep-sea manganese nodules. American Mineralogist, 63: 827–831.

BURST, J.F. 1958. Glauconite pellets: Their mineral nature and applications to stratigraphic interpretations. Bulletin of American Association Mineral, 40(2): 310–327.

Versão exclusiva do autor

CAYEUX, L. 1936. Existence de nombreuses bactéries dans les phosphates sediments de tout âge – consequences. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris. 203: 1198–1200.

CHOW, T.J.; GOLDBERG, E.D. 1960. On the marine geochemistry of barium. Geochimica et Cosmochimica Acta, 20: 192–198. DOI: 10.1016/0016-7037(60)90073-9.

COSTA, C.; RAMOS, F.T. 1983. Notas sobre a ocorrência de glauconita no talude continental do Rio Grande do Sul. Relatório Técnico. CECO/UFRGS.

CULLEN, D.J. 1980. Distribution, composition and age of submarine phosphorites on Chatham Rise, east of New Zealand. *In:* BENTOR, Y. K. (Ed.). Marine phosphorites: Geochemistry, Occurrence, Genesis. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. SEPM Special Publication, 29: 139–148. DOI: 10.2110/pec.80.29.0139.

DEHAIRS, F.; FAGEL, N.; ANTIA, A.N.; PEINERT, R.; ELSKENS, M.; GOEYENS, L. 2000. Export production in the Bay of Biscay as estimated from barium – barite in settling material: a comparison with new production. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 47: 583–601. DOI: 10.1016/S0967-0637(99)00072-2.

DILLENBURG. S.R.; LAYBAUER, L.; MEXIAS, A. S.; DANI, N.; BARBOZA, E. G.; LUMMERTZ, C. N. 2000. Significado estratigráfico de minerais glauconíticos da planície costeira do Rio Grande do Sul, região da laguna de Tramandaí. Revista Brasileira de Geociências, 30(4): 649–654. DOI: 10.25249/0375-7536.2000304649654.

EHLMANN, A.J.; HULINGS, N.C.; GLOVER, E.D. 1963. States of glauconite formation in modern foraminiferal sediments. Journal of Sedimentary Petrology, 33(1): 87–96. DOI: 10.1306/74D70DD5-2B21-11D7-8648000102C1865D.

EL ALBANI, A.; MEUNIER, A.; FÜRSICH, F. 2005. Unusual occurrence of glauconite in a shallow lagoonal environment (Lower Cretaceous, northern Aquitaine Basin, SW France). Terra Nova, 17: 537–544. DOI: 10.1111/j.1365-3121.2005.00646.x.

GANESHRAM, R. S.; FRANÇOIS, R.; COMMEAU, J.; BROWN-LEGER, S.L. 2003. An experimental investigation of barite formation in seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta, 67(14): 2599–2605. DOI: 10.1016/S0016-7037(03)00164-9.

GLACCUM. R.; BOSTROM, K. 1976. (Na, K)-phillipsite: its stability conditions and geochemical role in the deep sea. Marine Geology, 21: 47–58. DOI: 10.1016/0025-3227(76)90103-1.

GLENN, C.R.; FILIPPELLI, G.M. 2007. Authigenic mineral formation in the marine environment: Pathways, processes, and products. Deep Sea Research, Part II Topical Studies in Oceanography, 54(11): 1141–1146. DOI: 10.1016/j.dsr2.2007.05.001.

GONZALEZ-MUNOZ, M. T.; MARTINEZ-RUIZ, F.; MORCILLO, F.; MARTIN-RAMOS, J.D.; PAYTAN, A. 2012. Precipitation of barite by marine bacteria: A possible mechanism for marine barite formation. Geology, 40(8): 675–678. DOI: 10.1130/G33006.1.

GOODAY, A.J.; NOTT, J.A. 1982. Intracellular barite crystals in two xenophyophores, *Aschemonella Ramuliformis and Galatheammina* sp. (Protozoa: Rhizopoda) with comments on the taxonomy of *A. Ramuliformis*. Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom, 62: 595–605. DOI: 10.1017/S0025315400019779.

HAINES, S. 1979. Barite. Mineral Commodity Profile-MCP. United State Department of the Interior. February, 13 p.

HARDER, H. 1980. Syntheses of glauconite at surface temperatures. Clays and Clay Minerals, 28: 217–222. DOI: 10.1346/CCMN.1980.0280308.

Versão exclusiva do autor

HAY, R.L. 1966. Zeolites and zeolitic reaction in sedimentary rocks. Geological Society of America. Special Paper, 85, 130 p. DOI: 10.1130/SPE85-P1.

HENDRICKS, S. B.; ROSS, C.S. 1941. Chemical composition and genesis of glauconite and celadonite. American Mineralogist., 26: 683–708.

JONES, E.J. 1887. On some nodular stones obtained by trawling off Colombo in 675 fathoms of water. Journal Asiatic Society Belgal, 56: 209–212.

KALKOWSKY, E. 1880. Über die Erforschung der archaeischen Formationen, Neues Jahrb. Min. Geol. Palaeont., Monatsh., 1: 1–29.

KASTNER, M. 1979. Zeolites. *In*: BURNS, R.G. (Ed.). Marine Minerals. De Gruyter, Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy, 6: cap. 4. p. 111–122. DOI: 10.1515/9781501508646-008.

KEFERSTEIN, C. H. 1828. Deutsch Geognotisch. Geol. Dargestellt., 5,3, p. 510.

KETZER, J. M.; MORAD, S.; AMOROSI, A. 2003. Predictive diagenetic clay-mineral distribution in siliciclastic rocks within a sequence stratigraphic framework. *In*: WORDEN, R. H.; MORAD, S. Clay Mineral Cements in Sandstones. International Association of Sedimentologists. Special Publication, n. 34, Blackwell Publishing, Oxford p. 43–61. DOI: 10.1002/9781444304336.ch2.

KLEIN, A.H.F.; GRIEP, G.H.; CALLIARI, L.J.; VILLWOCK, J.A. 1992. Ocorrência de concreções fosfáticas no terraço do Rio Grande. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 37. SBG. São Paulo. Resumos..., 1: 202–203.

KOSSOVSKAYA, A.G.; DRITS, V.R. 1970. Micaceous minerals in sedimentary rocks. Sedimentology, 15: 83–101. DOI: 10.1111/j.1365-3091.1970.tb00207.x.

LEE, C.H.; LEE, S.-R. 1998. Authigenic phillipsite in deep-sea manganese nodules from the Clarion-Clipperton area, NE equatorial Pacific. Marine Geology, 148: 125–133. DOI: 10.1016/S0025-3227(98)00004-8.

LIN, Z.; SUN, X.; LU, Y.; STRAUSS, H.; XU, L.; GONG, J.; TEICHERT, B. M. A.; LU, R.; LU, H.; SUN, W.; PECKMANN, J. 2017. The enrichment of heave iron isotopes in authigenic pyrite as a possible indicator of sulfate-driven anaerobic oxidation of methane: Insights from the South China Sea. Chemical Geology, 449: 15–29. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2016.11.032.

LUCAS, J.; PRÉVÔT, L. 1984. Synthèse de l'apatite par voie bactérienne à partir de matière organique phosphatée et de divers carbonates de calcium dans des eaux douce et marine naturelles. Chemical Geology, 42: 101–118. DOI: 10.1016/0009-2541(84)90008-1.

MANHEIM, F.T.; PRATT, R.M.; McFARLIN, P.F. 1980. Composition and origin of phosphorite deposits of the Blake Plateau. *In:* BENTOR, Y. K. (Ed.). Marine phosphorites: Geochemistry, Occurrence, Genesis. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. SEPM Special Publication, n. 29: 117–137. DOI: 10.2110/pec.80.29.0117.

MARTINS, L.R.S.; MARTINS, I.R. 1985. Contribuição a sedimentologia da plataforma externa e talude superior de Santa Catarina. Pesquisas em Geociências – UFRGS, 17: 91–111. DOI: 10.22456/1807-9806.21692.

McKINLEY, J.M.; WORDEN, R.H.; RUFFELL, A.H. 2002. Smectite in sandstones: A review of the controls on occurrence and behavior during diagenesis. International Association of Sedimentologists Special Publications, 34: 109–128. DOI: 10.1002/9781444304336.ch5.

Versão exclusiva do autor

McMANUS, J.; BERELSON, W.M.; KLINKHAMMER, G.P.; JOHNSON, K.S.; COALE, K.H.; ANDERSON, R.F.; KUMAR, N.; BURDIGE, D.J.; HAMMOND, D.E.; BRUMSACK, H.J.; McCORKLE, D.C.; RUSHDI, A. 1998. Geochemistry of barium in marine sediments: implications for its use as a paleoproxy. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62(21-22): 3453–3473. DOI: 10.1016/S0016-7037(98)00248-8.

MERO, J. L. 1965. The mineral resources of the sea. Amsterdam, Elsevier. 312p.

MEUNIER, A. 2003. Argiles. Contemporary Publishing International. France. 433p.

MEUNIER, A.; EL ALBANI, A. 2007. The glauconite–Fe-illite–Fe-smectite problem: A critical review. Terra Nova, 19: 95–104. DOI: 10.1111/j.1365-3121.2006.00719.x.

MILLERO, F.J. 2005. Chemical Oceanography. 3a ed., CRC Press. 536p. DOI: 10.1201/9780429258718.

MILLOT, G. 1964. Géologie des Argiles. Ed. Maison et Cia. Paris. 499p.

MONNIN, C.; JEANDEL, C.; CATTALDO, T.; DEHAIRS, F. 1999. The marine barite saturation state of the world's oceans. Marine Chemistry, 65: 253–261. DOI: 10.1016/S0304-4203(99)00016-X.

MOORE, H.B. 1939. Faecal pellets in relation to marine deposits. *In*: TRASK, P.D. (Ed.). Recent Marine Sediments. American Association Petroleum Geologist, Tulsa, Ok. AAPG Special Publication, SP10, p. 516–524. DOI: 10.2110/pec.55.04.0516.

MORTON, A.C.; MERRIMAN, R.J.; MITCHELL, J.G. 1984. Genesis and significance of glauconitic sediments of the Southwest Rockall Plateau. *In*: ROBERTS D.G., BACKMAN W.J., MORTON A.C., KEENE J.B. (Eds.). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project - DSDP. v. 81: Part IV: Sedimentological Studies., U.S. Govt. Printing Office - GPO, Washington, cap. 20. p. 645-652. DOI: 10.2973/dsdp.proc.81.120.1984.

NORDBERG, G. F.; FOWLER, B.A.; NORDBERG, M.; FRIBERG, L.T. 2007. Handbook on the Toxicology of Metals. 3a ed., Elsevier. 975p. DOI: 10.1016/B978-0-12-369413-3.X5052-6.

O'BRIEN, G.W.; HARRIS, J.R.; MILNES, A.R.; VEEH, H.H. 1981. Bacterial origin of east Australian continental margin phosphorites. Nature, 294: 442–444. DOI: 10.1038/294442a0.

ODIN, G. S. 1975. De glauconiarum, constitutione, origine, aetateque. Thèse, Université Pierre et Marie Curie, Paris. Offset, 280p.

ODIN G.S.; MATTER, A. 1981. De glauconiarum origine. Sedimentology, 28(5): 611–641. DOI: 10.1111/j.1365-3091.1981.tb01925.x.

ODIN, G.S.; FULLAGAR, P.D. 1988. Geological significance of the glaucony facies. *In*: G.S. Odin (Ed.). Green Marine Clays, Amsterdam, Elsevier. p. 295–332. DOI: 10.1016/S0070-4571(08)70069-4.

PARKER, R. J.; SIESSER, W. G. 1972. Petrology and origin of some phosphorites from de South African continental margin. J. Sediment. Petrol., 42(2): 434–440. DOI: 10.1306/74D7257C-2B21-11D7-8648000102C1865D.

PIRES, B.T.L. 2014. Fracionamento geoquímico do bário em sedimentos superficiais da margem continental sudeste brasileira, Bacia de Campos-RJ. Dissertação de Mestrado. Centro de Biociências e Biotecnologia – UENF. 80p.

Versão exclusiva do autor

POMERANCBLUM, M.; COSTA, M.P. A. 1972. Glauconita como processo de alteração de biotita: ocorrência na plataforma continental norte-brasileira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26. SBG. Belém. Anais., Belém. 2: 319–324.

PORRENGA, D.H. 1967. Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. Marine Geology, 5: 495–501. DOI: 10.1016/0025-3227(67)90056-4.

PORRENGA, D.H. 1968. Non-marine glauconitic illite in the lower Oligocene of Aardebrug, Belgium. Clay Minerals, 7: 421–430. DOI: 10.1180/claymin.1968.007.4.05.

PRICE, N.B.; CALVERT, S.E. 1978. The geochemistry of phosphorites from the Namibia shelf. Chemical Geology, 23: 151–170. DOI: 10.1016/0009-2541(78)90072-4.

PRYOR, W.A. 1975. Biogenic sedimentation and alteration of argillaceous sediments in shallow-marine environments. Bulletin of the Geological Society of America, 86: 1244–1254. DOI: 10.1130/0016-7606(1975)86%3C1244:BSAAOA%3E2.0.CO;2.

REITZ, A.; PFEIFER, K.; De LANGE, G.J.; KLUMP, J. 2004. Biogenic barium and the detrital Ba/Al ratio: a comparison of their direct and indirect determination. Marine Geology, 204: 289–300. DOI: 10.1016/S0025-3227(04)00004-0.

REVELLE, R.; EMERY, K.O. 1951. Barite concretions from the ocean floor. Geological Society of America, GSA Bulletin, 62: 707–724. DOI: 10.1130/0016-7606(1951)62[707:BCFTOF]2.0.CO;2.

ROCHA J.; MILLIMAN J.D.; SANTANA C.I.; VICALVI M.A. 1975. Continental margin sedimentation off Brazil. Part 5: Southern Brazil. Contr. Sedimentol., 4: 117–150.

SANTOS, C.S.; DOS SANTOS, A.R.S; SILVA, R.O.; FREITAS FILHO, J.R.; FREITAS, J.C.R. 2018. Uma acetilação eficiente e econômica do 1,2:3,4-di-*O*-isopropilideno-α-D-galactopiranose utilizando anidrido acético ativado *in situ* pela argila montmorilonita K10. Cerâmica, 64(372): 616–622. DOI: 10.1590/0366-69132018643722406.

SHELDON, R.P. 1981. Ancient marine phosphates. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 9: 251–284. DOI: 10.1146/annurev.ea.09.050181.001343.

SHEPPARD, R.A.; GUDE, A.J.; GRIFFIN, J.J. 1970. Chemical composition and physical properties of phillipsite from the Pacific and Indian Oceans. American Mineralogist, 55: 2053–2062.

STECHER III, H. A.; KOGUT, M. B. 1999. Rapid barium removal in the Delaware estuary. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(7): 1003–1012. DOI: 10.1016/S0016-7037(98)00310-X.

SVERDRUP, H.U.; JOHNSON, M.W.; FLEMING, R.H. 1942. The oceans, their physics, chemistry, and general biology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 1087p.

TAKAHASHI, J.I.; YAGI, T. 1929. The peculiar mud grains in the recent littoral and estuarine deposits, with special reference to the origin of glauconite. Economic Geology, 24: 838–852. DOI: 10.2113/gsecongeo.24.8.838.

TAYLOR, K.G.; MACQUAKER, J.H. 2011. Iron minerals in marine sediments record chemical environments. Elements, 7: 113–118. DOI: 10.2113/gselements.7.2.113.

TISSOT, B.P.; WELTE, D.H. 1984. Petroleum formation and occurrence. 2a ed. rev. e ampl. Springer-Verlag, Berlin. 702p. DOI: 10.1007/978-3-642-87813-8.

TOOMS, J.S.; SUMMERHAYES, C.P.; McMASTER, R.L. 1971. Marine geological studies on the Northwest African margin: Rabat-Dakar. In: DELANY, F.M. (Ed.). The

Versão exclusiva do autor

Geology of the East Atlantic Continental Margin. v. 4, Africa. Institute of Geological Sciences Report, Londres, 70/16, p. 9–25.

UHLEIN, A.; SOUSA MARQUES, C.S.; UHLEIN, G. J. 2018. Fertilizantes provenientes de depósitos sedimentares de fosfato e de potássio pré-cambrianos. In: Pedrosa-Soares, A.C., Voll, E., Cunha, E.C. (Eds.). Recursos Minerais de Minas Gerais. Companhia de Desenvolvimento de Minas Gerais (CODEMGE). Minas Gerais. p. 1-18. DOI: http://recursomineralmg.codemge.com.br/wp-content/uploads/2018/10/Fertilizantes.pdf

VAN CAPPELLEN, P.; INGALL, E. D. 1996. Redox Stabilization of the Atmosphere and Oceans by Phosphorus-Limited Marine Productivity. Science, 271: 493–496. DOI: 10.1126/science.271.5248.493.

VELDE, B. 1985. Clay minerals. A physic-chemical explanation of their occurrence. Developments in Sedimentology, 40, Elsevier. Amsterdam, 427p.

VELHO, J.; GOMES, C.; ROMARIZ, C. 1998. Minerais Industriais. Universidade de Aveiro, p. 101–110.

VÉRAS, A.M. 2006. Barita. *In*: RODRIGUES, A.F.S. (Coord.). Sumário Mineral 2006. DNPM, Brasília-DF. p. 23–34.

VOLA, G.; GOTTI, E.; BRANDON, C.; OLESON, J.P. 2011. Chemical, mineralogical, and petrographic characterization of Roman ancient hydraulic concretes cores from Santa Liberata, Italy, and Caesarea Palestinae, Israel. Periodico de Mineralogia, 80(2): 317–338. DOI: 10.2451/2011PM0023.

WORDEN, R. H.; MORAD, S. 2003. Clay minerals in sandstones: controls on formation distribution and evolution. *In*: WORDEN, R. H.; MORAD, S. (Eds.). Clay mineral cements in Sandstones, International Association of Sedimentologists. Special Publication, 34, Blackwell Publishing, Oxford, p. 3–41.

Sobre o Autor

Iran Carlos Stalliviere Corrêa

Geólogo pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), mestre em Geologia Marinha pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Especialização em Sensoriamento Remoto Aplicado à Oceanografia, pelo Départemet d'Océanologie de l'Université de Bordeaux I (França) e doutor em Oceanologia pela Université de Bordeaux I (França). Professor Titular da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e Professor Permanente do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Representante da UFRGS junto ao Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM).

E-mail: iran.correa@ufrgs.br

ORCID: 0000-0003-4388-9770

Versão exclusiva do autor

14 – DEPÓSITOS DE SULFETOS METÁLICOS NO FUNDO OCEÂNICO

DEPOSITS OF METALLIC SULPHIDES ON THE OCEAN BOTTOM

Sidney L. M. Mello
Thaise M. Senez-Mello
Laboratório de Geologia Marinha
Universidade Federal Fluminense - UFF

Resumo

Este capítulo trata dos depósitos hidrotermais de sulfetos metálicos no fundo dos oceanos a partir de uma revisão da literatura. O foco desta revisão está no processo de formação dos depósitos em diferentes ambientes geológicos, métodos de investigação e importância das jazidas minerais. A revisão cobre ainda aspectos sobre a biodiversidade em torno dos sítios hidrotermais e os prováveis impactos ambientais na prospecção mineral empregando novas técnicas de extração mineral em oceano profundo.

Palavras-chave: depósitos hidrotermais, sulfetos metálicos, fundo oceânico.

Abstract

This chapter deals with the hydrothermal deposits of metallic sulfides on the ocean floor from a literature review. This review focuses on the formation process of deposits in different geological environments, investigation methods, and the importance of mineral deposits. The review also covers aspects of biodiversity around hydrothermal sites and the likely environmental impacts on mineral prospecting using new deep ocean mineral extraction techniques.

Keywords: hydrothermal deposits, metallic sulfides, ocean bottom.

14.1 - Introdução

Os depósitos modernos de sulfetos metálicos formados no fundo oceânico podem ser considerados como possíveis fontes de recursos minerais no futuro. Esta é uma visão que reflete o crescente interesse e a necessidade de renovadas fontes de metais imposta por governos e indústria. Tais depósitos têm origem provável a partir de processos geológicos vulcanogênicos que vem moldando o planeta ao longo de bilhões de anos. E sua exploração, em regiões continentais emersas, tem servido historicamente com fonte inestimável de metais para o desenvolvimento das civilizações. Depósitos de sulfetos metálicos hospedados em antiga crosta oceânica estão entre as primeiras jazidas de cobre mineradas há 1000 anos a.C. pelos fenícios na ilha de Chipre, nome derivado da palavra grega para cobre, Kyprios.

Hoje, já se passaram mais de 40 anos desde a descoberta dos primeiros depósitos modernos de sulfetos metálicos no fundo oceânico no rifte oceânico de Galápagos e na Cadeia do Pacífico Leste (FRANCHETEAU *et al.*, 1979). Ao longo deste período, o conhecimento sobre novos depósitos do tipo evoluiu sobremaneira, levando inclusive a uma melhor compreensão sobre a gênese dos depósitos de sulfetos metálicos antigos minerados em regiões continentais.

Nota dos Organizadores: o manuscrito deste capítulo foi produzido em abril de 2022.

Versão exclusiva do autor

Atualmente é sabido que os grandes depósitos de sulfetos metálicos no fundo oceânico resultam da circulação profunda da água do mar em rochas oceânicas aquecidas por atividade vulcânica subjacente em limites de placas tectônicas, sejam associados a sistemas de expansão de crosta oceânica nas cordilheiras mesoceânicas ou sistemas de subducção nos arcos de ilhas vulcânicas (e.g., HANNINGTON; DE RONDE; PETERSEN, 2005).

Cerca de 35 km^3 de nova crosta oceânica é formada por ano em centros de expansão placas litosféricas. Este processo, que envolve a geração e resfriamento da litosfera oceânica, contribui com 75% da perda anual de calor do interior da Terra (POLLACK; HURTER; JOHNSON, 1993). Um quarto da perda total de calor ($1{,}1 \times 10^{13}$ W) resulta da circulação hidrotermal na crosta oceânica (STEIN; STEIN, 1994). Esta circulação proporciona trocas químicas entre a água do mar e as rochas oceânicas, agindo como importante regulador da química dos oceanos e do conteúdo de voláteis do interior da Terra. Além disso, é responsável pela formação de depósitos minerais e por viabilizar a vida marinha em ambientes de condições físico-químicas extremas (e.g., McCOLLOM; SHOCK, 1997; VAN DOVER, 2000).

A água do mar fria penetra por vários quilômetros de profundidade nas rochas oceânicas onde é aquecida a temperaturas acima de 400º C. Este processo promove reações químicas, gerando um fluído quente e cáustico. Este fluído lixivia as rochas circundantes se tornando enriquecido em metais dissolvidos e enxofre, formando uma pluma superaquecida e enriquecida em metais, que emerge na superfície do fundo marinho como fontes hidrotermais. Estas fontes formam verdadeiros campos de ventilação hidrotermal, comumente associados com "oásis de vida" em grandes profundidades, abrigando comunidades faunísticas quimiossintéticas (FISHER; TAKAI; LE BRIS, 2007).

A maioria dos metais dissolvidos trazidos pelas chaminés de ventilação hidrotermal precipitam quando se misturam com água fria do mar, gerando fumarolas negras ou brancas de acordo com a sua composição química (e.g., CANN; STRENS, 1982). A maioria dos metais transportados pelas chaminés de ventilação ascendente se dispersa na coluna d'água. Alguns desses metais precipitam como sedimentos metalíferos no fundo oceânico, enquanto o resto permanece dissolvido sendo carregados por correntes ao longo de dezenas a centenas de quilômetros no fundo do oceano (RESING *et al.*, 2015). Chaminés e montes são formados pela precipitação dos sulfetos metálicos maciços, constituindo assim a principal massa e tonelagem dos depósitos. O crescimento dos depósitos, não se restringe somente ao colapso das chaminés, mas inclui processos complexos, como dissolução e substituição dentro e subjacente aos montes, resultando na formação de misturas de sulfetos metálicos e rocha hospedeira alterada conhecido como depósitos ramificados em formato de veios. Fluidos hidrotermais de alta temperatura também podem dissolver sulfetos metálicos formados precocemente e reprecipitar em outras áreas próximas e mais frias.

Ao longo dos anos, vários modelos de depósitos hidrotermais submarinos têm sido descritos globalmente. Rona (1986; 1988) e Hannington *et al.* (1994) compilaram originalmente dados de centenas de ocorrências de mineralização hidrotermal, incluindo depósitos de óxido de Fe, Cu e Mn, depósitos de nontronita, sulfetos metálicos disseminados, sedimentos metalíferos, montes maciços de sulfetos polimetálicos e ainda chaminés de ventilação hidrotermal. Inclusive, muitos destes depósitos no oceano, não têm paralelo com antigos depósitos de sulfetos metálicos continentais (HANNINGTON *et al.*, 2010). Isso inclui sítios hidrotermais submarinos com contribuições pronunciadas de voláteis magmáticos e metais, que resultam em lagos de enxofre líquido e outros que são caracterizados por ventilação de dióxido de carbono líquido (DE RONDE; STUCKER, 2015). Em alguns casos, o fato de não existirem depósitos análogos antigos aos atuais pode estar relacionado ao estado de preservação.

Versão exclusiva do autor

Este capítulo trata da ocorrência mundial dos depósitos modernos de sulfetos metálicos em sítios hidrotermais no fundo dos oceanos. É uma revisão da literatura científica com foco na ocorrência e formação dos depósitos, bem como no potencial mineral das jazidas, métodos de mineração e impactos ambientais associados. Esta revisão atualiza e complementa trabalho anterior de Mello e Quental (2000), o qual foi publicado em volume especial da Revista Brasileira de Geofísica em decorrência de workshop sobre Recursos Minerais Marinhos (MELLO; PALMA, 2000).

14.2 - Sítios Hidrotermais e os Depósitos de Sulfetos Metálicos

A base de dados denominada *InterRidge Global Database* compõe um banco de dados autorizado sobre os sítios hidrotermais submarinos. Este banco é conhecido como *InterRidge Vents*, é a fonte oficial para a localização dos sítios hidrotermais em todo o mundo (BEAULIEU *et al.*, 2013). Os dados consistem em uma lista abrangente dos sítios para uso em pesquisa acadêmica, educação e exploração mineral, pois indica a distribuição, tamanho e grau dos depósitos de sulfetos metálicos no fundo oceânico. Ademais, estes dados têm sido usados para decisão em política marinha em áreas protegidas e a concessão de áreas para exploração e mineração dos depósitos de sulfetos metálicos.

De acordo com Hannington *et al.* (2011), mais de 500 sítios hidrotermais com mineralização associada são conhecidos no fundo oceânico. Cerca de 290 sítios ocorrem em áreas de alta temperatura, atestado pela ventilação hidrotermal com fumarolas negras e associação com depósitos de sulfetos. Aproximadamente 65% dos sítios ocorrem no eixo das cordilheiras mesoceânicas, enquanto 35% estão associados aos arcos de ilhas vulcânicas (BAKER; GERMAN, 2013). Amostras obtidas em 130 sítios permitiram estimar os tamanhos dos depósitos em pelo menos 63 localidades. Os maiores depósitos, excluindo o Atlantis II no Mar Vermelho, são da ordem de 10 milhões de toneladas (BERTRAM *et al.*, 2011). No entanto, em média, os depósitos possuem entre 50.000 e 100.000 toneladas.

As estimativas globais futuras do número total de depósitos chegam a 1000 sítios ao longo das zonas vulcânicas nas cordilheiras mesoceânicas e até 500 sítios adicionais em arcos vulcânicos submarinos e em centros de expansão atrás do arco vulcânico (BEAULIEU; BAKER; GERMAN, 2015). Ademais, simulação a partir de modelos de fluxo de calor global, circulação de fluídos em sítios hidrotermais, balanço geoquímico dos oceanos e incidência de plumas hidrotermais demonstram número semelhantes de depósitos (HANNINGTON *et al.*, 2011). Se a distribuição do tamanho dos depósitos conhecidos for representativa, o que resta a ser descoberto nas cordilheiras mesoceânicas e arcos vulcânicos no mundo, poderá ser da ordem de 600 milhões de toneladas, com total em metal de cerca de 30 milhões de toneladas de Cu e Zn (HANNINGTON, 2014). Esta estimativa é semelhante ao total de metal descoberto no Cenozoico em depósitos de sulfeto metálicos hospedados por vulcanismo no continente (SINGER, 1995). Estes cálculos não incluem depósitos de sulfetos em sítios hidrotermais inativos (extintos) que podem estar localizados afastados dos centros de expansão oceânicos. Se as taxas atuais de formação de sulfetos maciços nas cordilheiras mesoceânicas forem extrapoladas para crosta oceânica mais antiga, tonelagens significativas de sulfeto metálicos podem estar cobertos por sedimentos no flanco das cordilheiras e nas bacias oceânicas.

A atual distribuição dos sítios hidrotermais com respeito a ocorrência em diferentes ambientes tectônicos e domínio de jurisdições nacionais (Zonas Econômicas Exclusivas – ZEEs) é mostrada na Figura 14.1.

Versão exclusiva do autor

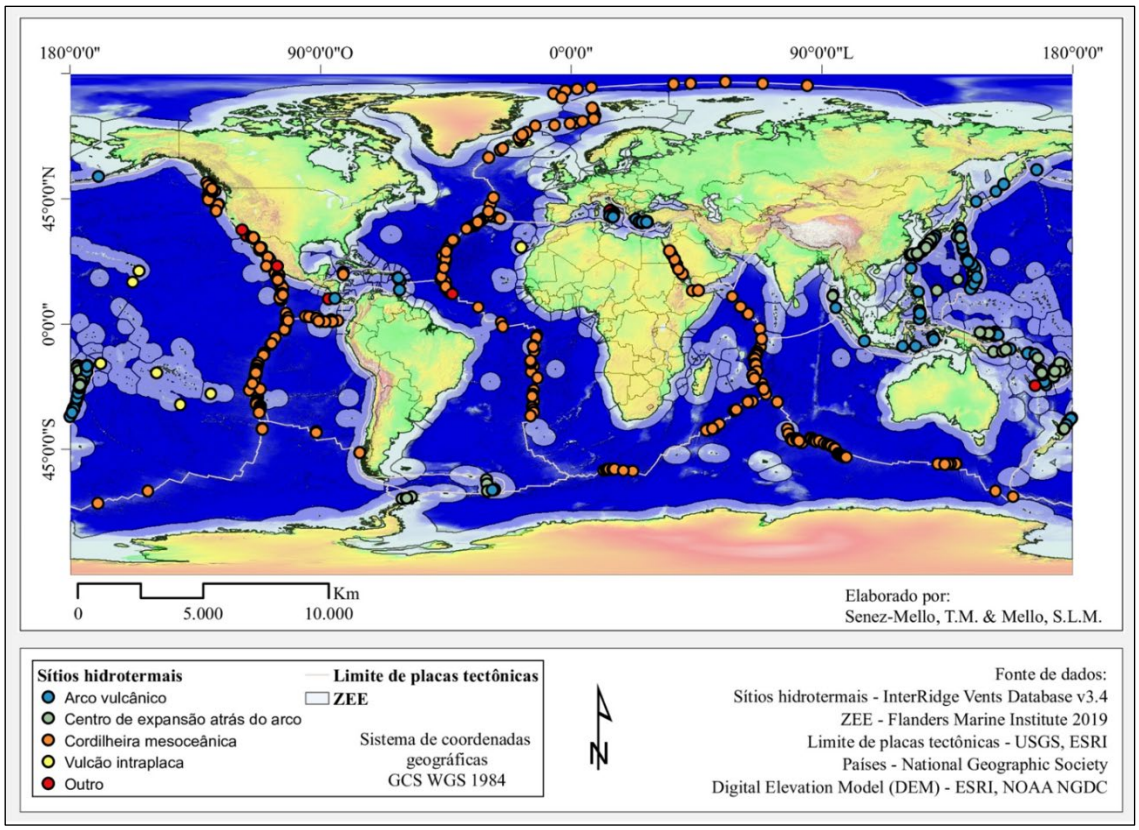


Figura 14.1 – Distribuição dos sítios hidrotermais e depósitos de sulfetos metálicos associados em zonas vulcânicas das cordilheiras mesoceânicas e arcos de ilhas vulcânicas (figura elaborada por SENEZ-MELLO; MELLO (2022a) e licenciada sob CC BY 4.0).

Os sítios hidrotermais, formadores dos depósitos de sulfetos metálicos, estão relacionados ao regime de calor oriundo do processo magmático gerador das rochas hospedeiras nos diferentes ambientes tectônicos. Os depósitos ocorrem em limites de placa divergentes (ou seja, cordilheiras mesoceânicas) e convergentes, relacionados à subducção de placas litosféricas, onde os sulfetos ocorrem no arco vulcânico e no ambiente extensional atrás do arco vulcânico, em centros de expansão oceânico. Em ambos os casos, os depósitos metálicos, sejam hospedados em rochas ou sedimentos, resultam da circulação da água do mar no substrato vulcânico superaquecido (Fig. 14.2).

O processo de formação do depósito de sulfetos nas cordilheiras mesoceânicas ou arco de ilhas é idêntico, mas a composição das rochas vulcânicas varia entre os basaltos toleíticos nas cordilheiras mesoceânicas e a lavas félsicas calco alcalinas (andesito, riolito) nos arcos de ilhas, o que causa diferenças na composição mineralógica dos depósitos. Isso é evidenciado pela variabilidade dos sulfetos metálicos nas cordilheiras mesoceânicas (por exemplo, Cadeia do Pacífico Leste em 21º N), nos centros de expansão oceânico entre arcos vulcânicos no sudoeste oceano Pacífico (por exemplo, Bacia do Lau, Bacia de Fiji Norte, Bacia de Manus, bacia atrás do arco das ilhas Marianas) e nas zonas de rifte intracontinental formando por fragmentos de crosta continental (por exemplo, Fossa de Okinawa no Mar da China Oriental) (HERZIG; HANNINGTON, 1995).

Versão exclusiva do autor

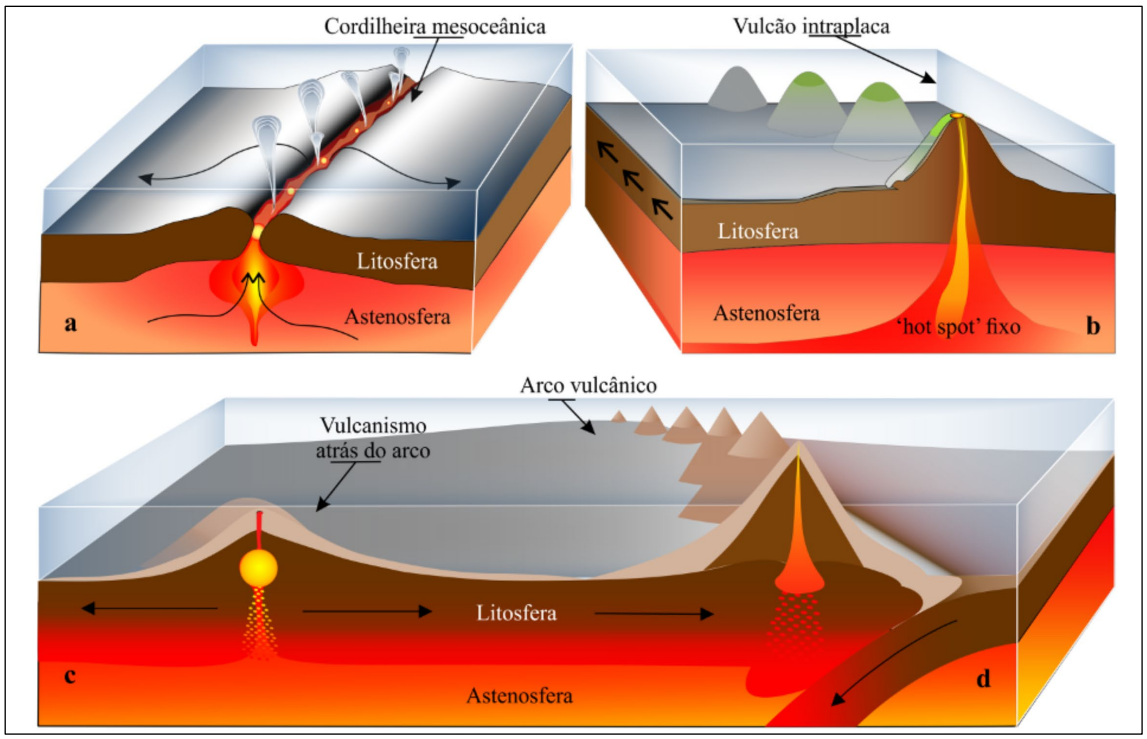


Figura 14.2 – Os depósitos de sulfetos submarinos se desenvolvem a partir de fontes hidrotermais em quatro ambientes tectônicos magmaticamente ativos. (a) Cordilheiras mesoceânicas formadas pelo deslocamento lateral das placas litosféricas oceânicas, (b) vulcões intraplaca, que se originam em pontos de fraqueza da litosfera, (c) vulcanismo gerado por centros de expansão oceânico formados na bacia atrás dos arcos da ilha e (d) vulcões em arco ilhas formadas pela subducção da placa litosférica (fonte elaborada por SENEZ-MELLO; MELLO (2022b) e licenciada sob CC BY 4.0).

A atual distribuição dos sítios indica uma maior ocorrência percentual nas cordilheiras mesoceânicas, graças a descobertas predominantemente na década de 1990. Desde então, inúmeros sítios têm sido encontrados em limites convergentes de placas litosféricas associados aos arcos de ilhas vulcânicos, sendo em maior número no arco vulcânico do que nos centros de expansão na bacia oceânica atrás do arco vulcânico. Há um reduzido número de sítios hidrotermais associados a vulcanismo intraplaca no Oceano Pacífico (Fig. 14.1). Descobertas relevantes ocorreram nos arcos vulcânicos (e.g., BAKER *et al.*, 2008; DE RONDE *et al.*, 2011).Uma consequência destas descobertas nos arcos vulcânicos foi o aumento da diversidade de geológica e biogeoquímica dos sítios hidrotermais (e.g., DE RONDE *et al.*, 2001; EMBLEY *et al.*, 2007; FUYUNO, 2007).

Um maior percentual de sítios hidrotermais está fora das ZEEs. No entanto, crescem rapidamente as descobertas nestas áreas, em razão de interesses exploratórios de recursos minerais próximos aos arcos de ilhas (HOAGLAND *et al.*, 2010). Assim, mais de 75% dos campos hidrotermais descobertos na última década estão dentro de ZEEs em arcos ilhas de soberania da Nova Zelândia, Estados Unidos, Reino Unido, Equador, Papua Nova Guiné e Japão. Todos compreendendo depósitos de alta temperatura de sulfetos metálicos ricos em cobre, zinco e metais preciosos (e.g. TIVEY, 2007). Um total de 11 depósitos hidrotermais já foram requeridos por empresas de mineração, seis em Tonga e cinco em Papua Nova Guiné (BEAULIEU *et al.*, 2013).

Paralelamente, um crescente número de campos hidrotermais submarinos vem sendo designados como áreas marinhas protegidas (AMPs). Pelo menos 8% dos campos de ventilação hidrotermal conhecidos já foram transformados em AMPs (41 sítios). A primeira

Versão exclusiva do autor

AMP em campos de ventilação hidrotermal submarino foi declarada pelo Canadá em 2003 (segmento Endeavor da Cadeia de Juan de Fuca), seguido por Portugal nos Açores, mais recentemente designado como Parque Marinho, México (bacia de Guaymas e Cadeia do Pacífico Leste em 21º N), e em 2009 pelos Estados Unidos (Fossa das Marianas - Monumento Nacional Marinho). Outros esforços estão a caminho para proteger campos hidrotermais em alto mar (e.g., DEVEY; FISHER; SCOTT, 2007; O'LEARY *et al.*, 2012), envolvendo uma lista de 142 campos enviada pelo *InterRidge* para a Autoridade Internacional dos Fundos Marinhos (ISA) em 2011. A preservação de campos hidrotermais visa criar laboratórios avançados para monitoramento permanente da atividade vulcânica em associação com a formação dos depósitos e a geração de videm ambientes extremos.

A profundidade superficial de ocorrência dos sítios hidrotermais e, consequentemente, dos depósitos de sulfetos é variável. Em geral, os campos de ventilação hidrotermal associados aos arcos de ilhas ocorrem predominantemente em mais águas rasas entre 200 e 1.500 m, enquanto os campos nas cordilheiras mesoceânicas ocorrem em profundidades entre 2.200 e 2.600 m. As profundidades dos sítios hidrotermais de alta temperatura variam entre 345 m (*East Diamante*) (EMBLEY *et al.*, 2007) e 4.960 m (*Piccard*/*Beebe*) (CONNELLY *et al.*, 2012; KINSEY; GERMAN, 2013).

A Figura 14.3 de Hannington; De Ronde; Petersen (2005) mostra gráficos de profundidade e temperatura para 270 sítios hidrotermais conhecidos.

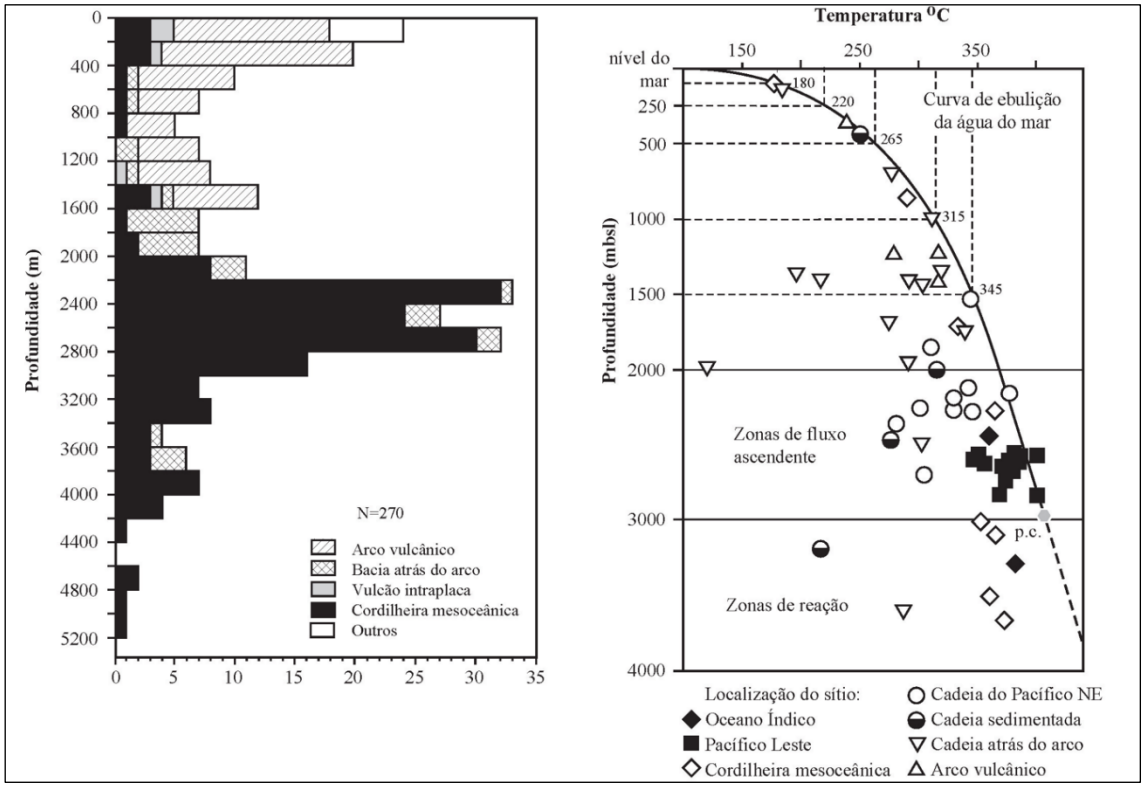


Figura 14.3 – Distribuição da profundidade superficial (esquerda) e das temperaturas (direita) dos sítios hidrotermais ativos em diferentes configurações tectônicas (gráfico obtido em HANNINGTON; DE RONDE; PETERSEN (2005) e adaptação em português dos autores).

Cerca de 90% dos sítios hidrotermais de alta temperatura com fumarolas negras estão em profundidades superiores a 200 m (HANNINGTON *et al.*, 2010). Os sítios hidrotermais nas cordilheiras mesoceânicas estão entre os de maior temperatura e mais profundos. A temperatura máxima dos sítios hidrotermais mais rasos é inferior à dos sítios mais profundos,

Versão exclusiva do autor

em razão da curva de pressão e temperatura. A maioria dos sítios hidrotermais possuem temperatura confirmada igual ou maior que 100º C (BEAULIEU *et al.*, 2013).

14.3 - Pesquisas Exploratórias dos Depósitos de Sulfetos

Os depósitos de sulfetos modernos têm sido encontrados em sítios de ventilação hidrotermais ativos mapeados a partir de tecnologias de exploração disponíveis. A localização dos sítios decorre da presença de anomalias físicas e químicas na coluna de água (BAKER, 2017). Essas anomalias indicam a presença de plumas de água do mar em alta temperatura, ricas em partículas e assinaturas químicas com altas concentrações de manganês e ferro, mudanças no potencial redox (Eh), e até mesmo bolhas de gás.

Métodos tradicionais de exploração têm envolvido a perfilagem vertical da coluna d'água a partir de amostragem com base em navio. O traçador ideal das descargas hidrotermais é o He^{-3}, uma vez que sua inércia geoquímica permite que o sinal na coluna d'água persista por longas distâncias da fonte (e.g., BAKER; GERMAN; ELDERFIELD, 1995). No entanto, na prática as medições de He^{-3} dissolvido exigem uma logística de amostragem sistemática seguida de uma lenta e trabalhosa técnica de análise em laboratórios especializados. Os traçadores mais utilizados são, portanto, o Mn dissolvido e o CH4, cujas análises podem ser feitas a bordo do navio de pesquisa, algumas horas após as amostras de água serem coletadas. Além dos traçadores químicos, sensores óticos para captar a atenuação de luz e seu espalhamento têm sido amplamente empregados no mapeamento de plumas hidrotermais. Os traçadores óticos são não-conservativos e dependem do balanço entre produção de partículas por precipitação (também crescimento biológico) e perda de partículas por deposição, dissolução e ingestão. Estes traçadores são geralmente mais sensíveis e simples de interpretar do que os traçadores hidrográficos. Esta detecção requer também a integração com métodos geofísicos, envolvendo levantamento batimétrico multifeixe e sonar de varredura lateral acoplado com sensores óticos capazes de transmitirem dados em tempo real à superfície. De maneira geral, os levantamentos até agora realizados têm mostrado que um mês de operação de navio é suficiente para cobrir 100% de 200 km de crista da cordilheira. Pesquisas mais recentes, empregando uma variedade de sensores montados em veículos autônomos submarinos, vem acelerando significativamente a investigação (CONNELLY *et al.*, 2012; KAWADA; KASAYA, 2018). A eficiência desta abordagem com o emprego de robôs submarinos foi demonstrada em investigações na Fossa de Okinawa (ao largo do Japão) que, em quatro anos, mais do que dobrou o número sítios hidrotermais descobertos entre 1988 e 2013, um total de 11 sítios.

As plumas hidrotermais ainda representam o melhor indicativo dos campos hidrotermais ativos, o que limita a descoberta dos depósitos de sulfetos mais antigos distantes de zonas magmáticas ativas. Por isto, pouco se conhece sobre a ocorrência e distribuição dos depósitos de sulfetos mais antigos, provavelmente cobertos por sedimentos ou lavas vulcânicas. Estes depósitos poderão se tornar foco de exploração global no futuro (PETERSEN; LEHRMANN; MURTON, 2018). Depósitos de sulfetos em área hidrotermais inativas já foram determinados apenas por observação visual, muitas vezes por acaso, nas proximidades de áreas ativas conhecidos (CHERKASHEV *et al.*, 2013). Em pesquisa recente no segmento Endeavor da Cadeia de Juan de Fuca, nordeste do Oceano Pacífico, usando robótica submarina foram identificados chaminés e montes associados a depósitos de sulfetos metálicos extintos (JAMIESON; CLAGUE; HANNINGTON, 2014). Estas observações fornecem evidências crescentes de que os depósitos de sulfetos maciços no fundo oceânico em áreas hidrotermais inativas são comuns e quase certamente compreendem a grande maioria dos recursos de sulfeto maciço no fundo do mar nos dias de hoje.

Versão exclusiva do autor

A maioria dos levantamentos exploratórios não são representativos de todo potencial exploratório do jazimento mineral, até porque os depósitos maciços de sulfeto são em três dimensões e as estimativas de recursos potenciais devem incorporar informações de profundidade, envolvendo cálculos de tonelagem pois os depósitos mais conhecidos são baseados em estimativas da extensão lateral de precipitados hidrotérmicos, morfologia e espessura do afloramento. Em muitos casos, essas estimativas são consideradas superestimadas para tamanho e tonelagem devido à incorporação de grandes áreas que são cobertos por depósito hidrotermal (HANNINGTON *et al.*, 2011).

A perfuração, como rotina para avaliação de recursos minerais em terra, é atualmente a única tecnologia que pode fornecer informações confiáveis sobre a composição do depósito mineral em subsuperfície. Isto só foi realizada em alguns depósitos maciços de sulfeto, fornecendo valiosa informação. Em 1994, a perfuração do sítio hidrotermal TAG na cordilheira mesoceânica revelou um depósito mineral de 200 m de diâmetro e 45 m de altura. O sulfeto próximo à superfície é enriquecido em cobre, zinco e ouro, enquanto os graus mais baixos ocupam o interior (HUMPHRIS *et al.*, 1995). No segmento do vale da Cadeia de Juan de Fuca, uma perfuração atingiu 100 metros de sulfetos no sítio *Bent Hill*, mostrando várias lentes de sulfetos soterradas por sedimentos. Uma estimativa conservadora indica nove milhões de toneladas de sulfetos somente neste depósito (ZIERENBERG *et al.*, 1998). A perfuração mais abrangente em qualquer depósito de sulfeto foi no sítio *Solwara 1* no mar de Bismarck em Papua Nova Guiné (WHITE *et al.*, 2011). A perfuração revelou uma reserva de 2,5 milhões de toneladas de sulfeto maciço no local que foi planejado para ser a primeira explotação em alto mar.

14.4 - Estrutura dos Depósitos de Sulfetos

A Figura 14.4 apresenta um modelo esquemático do processo de formação de um depósito de sulfeto maciço atual a partir da circulação hidrotermal em rochas oceânicas.

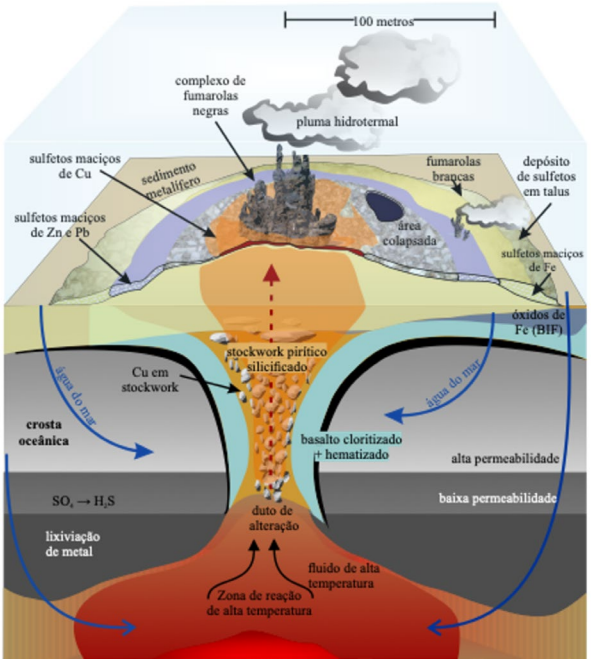


Figura 14.4 – Diagrama esquemático modificado, mostrando a formação de um depósito moderno de sulfeto metálico em ambiente de cordilheira mesoceânica (figura elaborada por SENEZ-MELLO; MELLO (2022c) e licenciada sob CC BY 4.0).

Versão exclusiva do autor

A água do mar percola as rochas oceânicas através de falhas, fraturas e fissuras e chega à base da crosta oceânica superaquecidas e, em alguns casos, em estado de fusão parcial (e.g., CANN; STRENS, 1982). Deste modo, a água do mar é progressivamente aquecida e reage quimicamente com as rochas alterando a sua composição original. Em função da alta temperatura, a água se expande e a viscosidade é reduzida, facilitando mais o seu fluxo. Se este processo ocorresse em ambiente subaéreo, sob pressão atmosférica (1 bar), a água passaria a vapor a partir dos 100°C. Entretanto, como os sítios hidrotermais estão em sua maioria entre 1500 e 4000 metros de profundidade, sob pressões entre 20 e 40 MPa, a água chega a atingir temperaturas de até 400°C sem entrar em ebulição. Esta água quimicamente modificada e fortemente aquecida é bem menos densa do que a água do mar que penetra as rochas e, por isto, retorna rapidamente a superfície do fundo oceânico como um fluido hidrotermal. O movimento do fluido através da rocha é tal que, enquanto o fluxo descendente que penetra as rochas é lento e gradual sobre uma ampla área, o fluxo ascendente é muito rápido e concentrado através de chaminés, também denominadas respiradouros ou ventiladores hidrotermais.

O tempo de residência crustal da água do mar nos sistemas hidrotermais é da ordem de 3 anos (KADKO; MOORE, 1988). Dados sobre a interação da água do mar com a rocha indicam que, com o aumento da temperatura, o Mg^{+2} e o SO_4^{-2} dissolvidos na água são precipitados sob a forma de sulfetos minerais e argilas (ALT, 1995). Em altas temperaturas, os metais, sílica e sulfetos são lixiviados da rocha, formando um fluido hidrotermal quente e ácido (pH = 2), abundante em sílica, H_2S e elementos como Li, K, Rb, Ca, Ba, Fe, Mn, Cu, Zn, Au e Ag. Este fluido ascende e se mistura com as águas frias, alcalinas e mais oxigenadas do fundo oceânico, causando a precipitação de sulfetos metálicos e óxidos minerais e formando as fumarolas. A precipitação continuada de sulfetos e óxidos formam edifícios do tipo chaminés. Em geral, as chaminés variam de 1 a 40 m de altura e exalam os fluidos hidrotermais com velocidade entre 1 e 5 m/seg. Estes fluidos ainda ascendem por centenas de metros acima do fundo oceânico, formando uma grande pluma hidrotermal que, com o tempo, se mistura com a água do mar.

Um típico campo hidrotermal é formado por várias estruturas do tipo chaminés, dispersas em uma área com aproximadamente 100 m de raio (Fig. 14.4). Nestas áreas ocorrem, em superfície, depósitos minerais de sulfetos maciços associados às fumarolas negras. Estes depósitos são em geral ricos em sulfetos de ferro e cobre, anidrita (sulfato de cálcio) e outros complexos de sulfetos. Depósitos de tálus são observados nos flancos das elevações mineralizadas e mais afastado ocorrem ainda os sedimentos metalíferos. Algumas áreas apresentam respiradouros termais de baixa temperatura que emitem fumarolas brancas a partir do fundo oceânico, formando depósitos mais ricos em zinco. A temperatura dos fluidos hidrotermais emitidos pelas fumarolas brancas varia entre 20°C e 300°C. Particularmente, os ventiladores termais de mais baixa temperatura liberam águas quentes reluzentes que são 5 a 10 vezes ainda mais quentes do que água do mar em oceano profundo (2 a 3°C). Em subsuperfície, dentro da zona principal de passagem do fluxo hidrotermal (zona de fluxo ascendente), ocorrem os depósitos de sulfetos metálicos ramificados em formato de veios. Lentes concordantes de sulfetos semi-maciços a maciços são sustentadas por um sistema ramificado por estes veios de forma discordante associado a um halo de alteração. Como um todo, o campo hidrotermal mostra um zoneamento concêntrico com os depósitos de sulfetos de alta temperatura no centro e os sulfetos e óxidos de ferro distribuídos lateralmente.

Versão exclusiva do autor

14.5 - Concentração de Metais

O potencial de recursos de sulfetos maciços no fundo oceânico é diferente pois, a composição química dos depósitos é altamente variável em uma escala regional (Tabela 14.1). Por exemplo, os depósitos de sulfetos maciços na região dos arcos de ilhas geralmente contêm maiores de concentrações de cobre e zinco do que aqueles nas cordilheiras mesoceânicas, o que é economicamente mais atraente. Ouro e prata também aparecem de forma enriquecida em alguns tipos depósitos, especialmente na bacia atrás do arco de ilhas, arco vulcânico e rochas ultramáficas nas cordilheiras mesoceânicas, onde as concentrações podem chegar a várias dezenas de partes por milhão (ppm) para ouro e centenas de ppm para prata (FONTBOTÉ *et al.*, 2017).

Tabela 14.1 – Conteúdo médio de metal das ocorrências de sulfeto maciço no fundo oceânico com respeito aos ambientes tectônicos. MOR = cordilheira mesoceânica. N = número de depósitos para os quais existem dados químicos. As concentrações de Cu, Zn e Pb estão apresentados em % do peso do depósito, e Au e Ag em partes por milhão (ppm). Dados a partir de PETERSEN; LEHRMANN; MURTON (2018) e adaptação em português dos autores.

Ambiente Tectônico	N	Cu % peso	Zn % peso	Pb % peso	Fe % peso	Au ppm	Ag ppm
MOR livre de sedimentos	60	4,2	8,2	0,2	26,0	1,2	92
MOR hospedado em ultramáficas	12	13,2	7,1	<0,1	24,7	6,6	66
MOR hospedado em sedimentos	4	0,9	3,1	0,4	32,2	0,4	65
Bacia atrás do arco vulcânico	36	2,6	17,3	0,7	14,9	4,2	188
Arco vulcânico transicional	13	6,6	17,4	1,5	8,8	12,9	321
Arco intracontinental em rifte	6	2,7	14,0	8,0	5,8	3,5	2091
Arco vulcânico	17	3,9	8,9	1,8	11,0	10,0	204

Nem todos os elementos contidos nos sulfetos são de interesse comercial. Porém, certos oligoelementos que têm importância crescente para a sociedade moderna (por exemplo gálio, germânio, telúrio, selênio e índio) ocorrem em concentrações de algumas dezenas de ppm, podendo ocorrer enriquecidos em alguns depósitos (MURTON *et al.*, 2019). Os oligoelementos ocorrem nos sulfetos em diferentes estados químicos, sendo incorporados à estrutura cristalina dos principais minerais ou ocorrendo como nano partículas de outros sulfetos ou sulfossais que são homogêneas ou seletivamente distribuídos no mineral hospedeiro (COOK; CIOBANU, 2015). A esfalerita em alguns depósitos hidrotérmicos pode conter até 1.000 ppm de germânio, gálio, cobalto e selênio; até 10.000 ppm estanho, índio, cobre, prata e antimônio; e valores ainda mais altos para manganês, cádmio e ferro. A galena pode incorporar até 1.000 ppm de estanho, cobre, cádmio, selênio e telúrio e até 10.000 ppm de bismuto, antimônio e prata (GEORGE; COOK; CIOBANU, 2016). Em contraste, a calcopirita comumente tem concentrações mais baixas da maioria dos oligoelementos, normalmente com algumas dezenas de ppm em estanho, gálio, antimônio, telúrico e bismuto ou centenas de ppm em selênio e índio (GEORGE; COOK; CIOBANU, 2016). A pirita (FeS2) é o sulfeto mais comum entre os minérios, em que os elementos mais abundantes são cobalto, níquel, cobre, arsênio e zinco, atingindo níveis > 10.000 ppm, seguidos por selênio,

Versão exclusiva do autor

molibdênio, prata, antimônio, chumbo (até 1.000 ppm) e os mais escassos são ouro, bismuto, estanho (dezenas a centenas de ppm). Ouro epigênico é encontrado em rochas vulcânicas, ultramáficas e sedimentares (ZHU; AN; TAN, 2011; FRANCHINI *et al.*, 2015).

Petersen *et al*. (2018) mostraram que a composição química também varia muito na escala de depósito, e até mesmo em amostra de mão. Muitas vezes, isso é um reflexo da solubilidade de muitos metais com temperatura controlada. Minerais rico em cobre (calcopirita e isocubanita) normalmente formam núcleos de alta temperatura para chaminés e montes (Fig. 14.5). As partes externas mais frias dos depósitos compreendem minerais ricos em ferro (pirrotita, pirita, marcassita) e zinco (esfalerita e wurtzita) juntamente com vários silicatos e sulfatos. Essas associações minerais são geralmente depositadas em temperaturas ligeiramente mais baixas devido aos fluidos hidrotérmicos começando a se misturar com a água do mar.

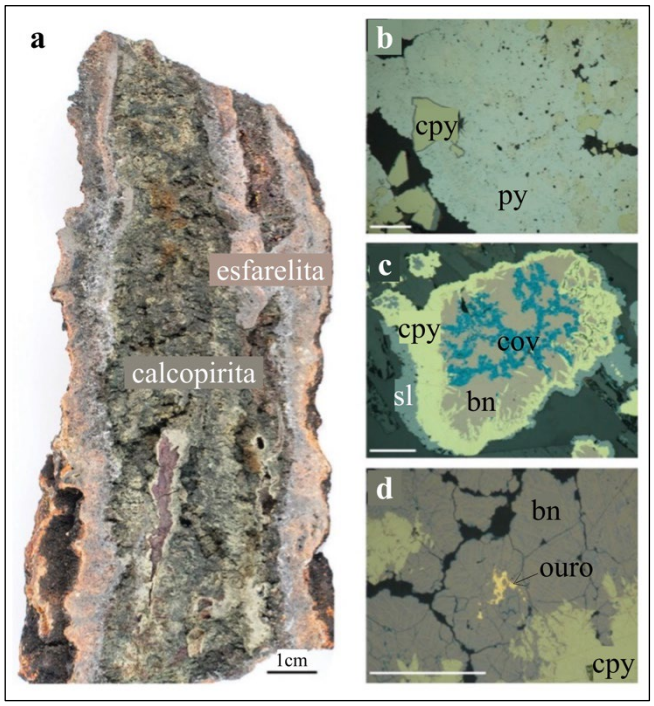


Figura 14.5 – Seção típica de um ventilador hidrotermal mostrando (a) interior rico em cobre (calcopirita) e exterior, em zinco (esfalerita – sl) coletada pelo RV Falkor no campo hidrotermal em Niua Sul no arco vulcânico de Tonga; (b) Calcopirita primitiva (cpy) revestida por esfalerita (contorno cinza) e coberto por pirita maciça (py), fotomicrografia de seção fina da amostra 53ROV-05 obtida na bacia Manus durante o cruzeiro RV Sonne SO216 em 2011; (c) Intercrescimento de bornita (bn) coberto por calcopirita (cpy) e esfalerita (sl). A bornita é oxidada originando a covelita (cv) ao longo de fissuras. Fotomicrografia de seção fina da amostra 29ROV-16 obtida na bacia Manus durante o cruzeiro RV Sonne SO216 em 2011; (d) Ouro nativo (amarelo brilhante) integrado a bornita (bn) e calcopirita (cpy), fotomicrografia de seção fina da amostra 33GTV-1A obtida na bacia Manus durante o cruzeiro RV Sonne SO216 em 2011. A escala é de 100 µm (imagens obtidas em PETERSEN *et al*. (2018) e adaptação para o idioma português pelos autores).

Há evidências de que a composição química no interior dos depósitos de sulfetos em chaminés ou montes, como um todo, difere significativamente das amostras coletados no fundo oceânico. Investigações no interior dos montes de sulfetos via perfuração indicaram que o enriquecimento em cobre, zinco, ouro e prata são típicos para amostras

Versão exclusiva do autor

coletadas na superfície dos montes (HANNINGTON; DE RONDE; PETERSEN, 2005). Composições químicas médias dos depósitos modernos de sulfetos são geralmente baseados em tais amostras de superfície retirados de chaminés de alta temperatura e, portanto, não representam uma base confiável para estimativa de recursos. Basta dizer, a única avaliação econômica viável no fundo marinho foi efetuada para o sítio Solwara 1, que incluiu mais de 500 perfurações (WHITE *et al.*, 2011).

A Tabela 14.2 apresenta o percentual de metais típicos para diferentes depósitos de sulfeto com indicação da origem do fluido hidrotermal e estimativa da quantidade de minério. As concentrações de metais com base em análises de amostras de superfície são 3,6% em peso de Cu, 7,9% em peso de Zn, 0,4% em peso de Pb, 1,7 g/t Au e 115 g/t Ag. Embora as comparações com o núcleo de perfuração indicam que os valores podem ser significativamente maiores em subsuperfície abaixo do fundo do mar em muitos depósitos.

Tabela 14.2 – Tipos de depósitos, concentração do metal e origem provável do metal (a partir de BOSCHEN *et al*. (2013) com adaptação para o idioma português feita pelos autores).

Tipos de depósitos	**Concentração do metal**	**Tamanho do minério**	**Origem do fluido hidrotérmico com metal principal**
Depósitos de Cu Pórfiro (– Mo – Au)	0,4 – 1,5 % Cu 0,04 – 0,15 % Mo (± Au)	500–5000 Mt	Magmático
Escarnito Cu /Zn – Pb	1 – 2 % Cu (± Au) 2 – 10 % Zn + Pb	10–150 Mt	Magmático
HS e IS epitermal	0,5 – 5 g/t (Au) (± Ag) 1 – 2 % Cu 4 – 8 % (Zn + Pb) (± Ag)	10–150 Mt	Magmático
LS epitermal Au	0,5 – 5 g/t Au (± Ag)	10–100 Mt	Águas meteóricas misturada com fluidos magmáticos
Sulfeto maciço (VHMS)	1,0 – 1,8 % Cu 0,8 – 4 % Zn 0,1 – 1 % Pb	10–50 Mt	Água do mar misturada com fluidos magmáticos em arcos vulcânicos
SHMS/MVT	~ 3 – 8 % Zn 1 – 2 % Pb < 0,3 % Cu (±Ag)	10–40 Mt (MVT) 20–200 Mt (SHMS)	Salmouras basinais
Cu estratiforme	2 – 3 % Cu < 0,4 % Co (Ag) (± Zn – Pb)	200–3000 Mt	Salmouras basinais
Au orogênico	2 – 8 g/t	4–40 Mt	Rico em CO_2, fluidos de baixa salinidade. Componentes metamórficas e magmáticas.
IOCG	0,5 – 2 % Cu (± Au)	20–200 Mt	Magmático ± Salmouras basinais

Versão exclusiva do autor

14.6 - As Comunidades Bentônicas nos Depósitos de Sulfetos no Fundo Oceânico

Os sítios hidrotermais ativos são conhecidos por hospedar comunidades únicas de organismos que se desenvolvem a partir de bactérias quimiossintetizantes dependentes de metano e fluidos ricos em sulfetos (VAN DOVER, 2000). Essas comunidades são de considerável interesse para a ciência, em particular para estudos biogeográficos (MOALIC *et al.*, 2012) e a compreensão da origem da vida no planeta (CORLISS; BAROSS; HOFFMAN, 1981).

Dois tipos principais de comunidades bentônicas são encontrados em depósitos de sulfetos maciços, uma comunidade quimiossintetizante (produtores primários) e uma comunidade que coloniza depósitos inativos, observados perifericamente (consumidores de níveis tróficos iniciais e detritívoros). Uma terceira comunidade também é hipotetizada, envolvendo uma fauna adaptada ao ambiente químico único de intemperismo de depósitos inativos (VAN DOVER, 2012).

Muitos organismos em campos hidrotermais estão em simbiose com as bactérias quimiolitossintéticas e só podem sobreviver nas proximidades da emissão dos fluidos (KARL; WIRSEN; JANNASCH, 1980). Por exemplo, o verme tubular *Riftia pachyptila* que não possui boca ou intestino (acelomado) e obtém sua energia de bactérias endossimbióticas alojadas dentro de um órgão especializado em forma de saco (e.g., CAVANAUGH *et al.*, 1981. A fauna que habita os ventiladores hidrotermais possui alta biomassa e baixa diversidade (GRASSLE; MACIOLEK, 1992) em comparação com a fauna média do ambiente de fundo, e ainda possui eficiente capacidade de dispersão permitindo assim a colonização de novos habitats de ventilação hidrotermal (LUTZ *et al.*, 1994). Apesar da relativamente baixa diversidade, mais de 500 novas espécies já foram descritas em fontes hidrotermais (DESBRUYÈRES; HASHIMOTO; FABRI, 2006). O grau de atividade dos campos hidrotermais e escala de temperatura, também influenciam na ocorrência e distribuição das espécies nos sítios (Fig. 14.6).

As comunidades de fundo que colonizam depósitos inativos não têm sido bem estudadas, tal como aquelas em sítios hidrotermais ativos. Porém, a fauna de fundo compreende comunidades submarinas como organismos tipicamente sésseis ou sedentários, filtradores, suspensívoros ou depositívoros, com ciclo de vida longo e crescimento lento, incluindo os seguintes: cnidários (medusas, esponjas e anêmonas), crustáceos (lagostins, camarões e cracas), moluscos (polvos, lesmas e mexilhões), equinodermos (estrelas, ouriços e holotúrias), anelídeos (poliquetas) WoRMS (2021). Estas comunidades tiram vantagem do substrato consolidado proporcionado pelos depósitos de sulfetos inativos.

Não há estudos confirmando ou refutando a existência da terceira comunidade, envolvendo fauna hospedada em ambiente de intemperismo depósitos inativos. No entanto, (VAN DOVER, 2014) reiterou que existem espécies, incluindo poliquetas polinóide (*Eunoe alvinela*) e arqueogastrópodes (*Neolepetopsis verruca* e *Neoleptopsis densata*).

Na escala de depósito, as comunidades biológicas apresentam um zoneamento distinto em relação à distância das emissões das fontes hidrotermais. Há uma zona de ventilação hidrotermal central dominada pela fauna que depende do habitat de alta temperatura e fluidos de sulfetos. Uma zona de ventilação mais distal com densidade faunística máxima, e uma zona ainda mais distante do depósito com maiores densidades de fauna comparativamente aos valores regionais (ARQUIT, 1990). A distância na qual essas zonas ocorrem em relação ao campo de ventilação hidrotermal ativo é diferente entre depósitos. As altas densidades de fauna de fundo nas proximidades dos ventiladores hidrotermais derivam do aumento do suprimento de alimentos, como confirmado por valores de isótopos estáveis nos seus tecidos, que indicam a contribuição de uma fonte de produção primária quimiolitossintética na composição da estrutura trófica local (ERICKSON *et al.*, 2009).

Versão exclusiva do autor



Figura 14.6 – Fontes hidrotermais em águas profundas associadas ao monte submarino Palinuro no Mar Tirreno: a) O braço robótico do Hercules sondando uma área de ventilação hidrotermal de baixa temperatura mostrando consórcios bacterianos; b) Ventiladores hidrotermais colunares de óxido de ferro com comunidades microbianas; c) Agregado denso de siboglinídeos vivos em um substrato vulcânico rochoso afetado por hidrotermalismo ativo de alta temperatura. Ambientes de emanações frias (cold-seeps) em águas profundas com metazoários quimiosimbióticos em lâmina d'água de 950 m no monte submarino Eratóstenes, bacia Levantina: d) Campo de bivalves lucinídeos quimiosimbióticos ao lado de substrato de calcário manchado em cor escura; e) Concentração de amêijoas lucinídeos mortos, tanto articulados como soltos com arbustos siboglinídeos intercalados e um ouriço-do-mar ocasional; f) Siboglinídeos vivos em fissuras de rocha calcária (imagens de TAVIANI (2014). Fotos tiradas pelo ROV Hercules do Nautilus E / V © Ocean Exploration Trust / Institute for Exploration, a, b, c - durante campanha 2011; d, e, f - durante campanha de 2010).

As comunidades em depósitos de sulfetos ativos geralmente existem em relativo isolamento com distâncias variando entre centenas a milhares de quilômetros entre campos de ventilação hidrotermal, potencialmente restringindo a mistura genética entre locais por meio de dispersão de larvas (BOSCHEN *et al.*, 2013). Em uma escala global, os processos tectônicos podem também isolar campos de ventilação hidrotermal ao longo de milhões de anos, levando a especiação e a formação de comunidades biológicas únicas que podem ser amplamente separados em províncias biogeográficas (VAN DOVER, 2000).

A natureza irregular da amostragem em ambientes hidrotermais levou a uma atenção sobre a evolução da biogeografia das fontes hidrotermais com os limites das províncias redefinidos a partir da amostragem e a descoberta de novos campos

Versão exclusiva do autor

hidrotermais. Rogers *et al*. (2012) propõem a existência de um total de 11 províncias biogeográficas em todos os oceanos. Essas províncias são definidas pela composição faunística, a estrutura das comunidades nos ventiladores hidrotermais e particularmente pela abundância das espécies. À medida que mais campos de ventilação são descobertos, mais províncias biogeográficas podem ser identificadas, ampliando a amostragem e reduzindo a separação das províncias. Também é possível que alguns sítios sejam identificados como fontes ou trampolins para a dispersão da fauna entre as províncias distintas (MOALIC *et al.*, 2012).

14.7 - Impactos da Mineração de Sulfetos na Comunidade Bentônica

A mineração de depósitos de sulfetos maciços no fundo oceânico consiste em três etapas, prospecção, exploração e aproveitamento, cada uma com impactos associados. A exploração envolve a análise do depósito, o uso e teste de equipamentos de mineração, instalações e empreendimentos ambientais, técnicos, econômicos e estudos comerciais. A exploração envolve ainda a recuperação dos minérios para fins comerciais e a extração dos minerais contidos, incluindo a construção e operação de mineração, processamento e sistemas de transporte. Até o presente, nenhuma atividade comercial de mineração de sulfetos submarinos ocorreu em lugar algum no mundo. A falta de um precedente torna difícil prever os impactos potenciais. A prospecção inclui a determinação dos depósitos, incluindo uma estimativa do tamanho, distribuição, composição e valor econômico. O aproveitamento trata dos regimes de lavras, extração e beneficiamento do minério.

Os impactos serão diferentes nas várias fases de mineração, com a fase de exploração com alto impacto direto, numa escala espacial local da ordem alguns quilômetros e uma duração de anos de atividade. Mesmo que a probabilidade de um evento acidental de dano ambiental fosse pequena, a persistência da atividade de mineração por décadas forçosamente requereria mitigação ou restauração eficaz dos impactos. Leal Filho *et al*. (2021) preveem que os impactos da mineração ocorram em todo ambiente marinho (bentônicos, batipelágicos, mesopelágicos e epipelágicos), variando em escalas local a regional e em curta a prolongada duração. Em particular, a comunidades bentônicas são extremamente vulneráveis a distúrbios e perdas, pois a mineração atuará diretamente sobre o substrato (Tabela 3). A recuperação de comunidades pela mineração vem sendo investigada a partir da recolonização de populações vizinhas, no entanto, muito pouco se sabe sobre a conectividade (genética ou demográfica) de populações ou a distribuição espacial da fauna bentônica dos depósitos. Impactos específicos para comunidades bentônicas em depósitos foram revisados e resumidos na Tabela 3 de Van Dover (2011).

Somente no ambiente bentônico, há uma variedade de habitats, incluindo substratos consolidados e não consolidados com diferentes comunidades que residem em cada um (LEVIN *et al.*, 2016). Os organismos bentônicos possuem uma variedade de tamanhos variando entre a microbiota (< 32 μm), o meiobentos (32 μm a 0,5 mm), o macrobentos (0,5 - 10 mm) até o megabentos (> 10 mm), com diferentes características ecológicas, incluindo a natureza e extensão da dispersão, mobilidade, estratégia alimentar e interações tróficas (GIERE, 2009). Tal conjunto de habitats faunísticos e ecologias significa que a resposta dos organismos bentônicos à mineração irá variar amplamente, complicando qualquer tentativa de generalizar a identificação e mitigação de impactos (COLLINS *et al*., 2012; GOLLNER *et al*., 2017). A natureza e a escala desses impactos (espacial e temporal) também podem ser diferentes entre depósitos.

Versão exclusiva do autor

Tabela 14.3 – Potenciais impactos decorrentes das atividades de mineração sobre a comunidade bentônica e demais organismos associados (a partir de VAN DOVER (2011), com adaptação para o idioma português feita pelos autores).

Potenciais impactos sobre a comunidade bentônica das atividades de mineração
• Perda de habitat sulfuroso • Degradação da qualidade do habitat sulfuroso • Modificação dos regimes de fluxo de fluidos • Extinção local, regional ou global de táxons endêmicos ou raros • Diminuição da diversidade (em todos os níveis: genético, espécie, filogenético e habitat) • Diminuição da produção primária do fundo do mar • Modificação de interações tróficas • Risco de transplantar organismos de um local de mineração para outro • Exposição de habitats do fundo do mar (sem enxofre) para sedimentos e deposição de metal pesado • Impactos cumulativos de vários eventos de perda de habitat dentro de uma região • Perda de oportunidade de obter conhecimento sobre habitat ainda muito desconhecido

Plumas de água de retorno podem estender-se entre 5 e 10 km do local de mineração, dispersando a coluna de sedimentos e água ao longo desta distância. A distância potencial e a profundidade dos efeitos de sedimentação irão variar entre os locais, e terá que ser avaliado em cada área de mineração. Com relação à toxicidade dessas plumas, acredita-se que concentrações de metais pesados teriam risco mínimo para a fauna adaptada aos depósitos ativos (GOLLNER *et al*., 2017). No entanto, este material pode ser tóxico para a fauna adaptada a depósitos inativos ou a fauna adjacente.

Os impactos da mineração também deverão variar em razão dos métodos e equipamentos utilizados. Serão necessárias estratégias especiais de gestão para conservar as comunidades biológicas e a ecologia do depósito, permitindo a extração economicamente viável do bem mineral (LEAL FILHO *et al.*, 2021). Tal gestão de recursos requer uma estrutura legislativa robusta, objetivos claros de gestão e informações abrangentes sobre o depósito, seu ambiente mais amplo e as comunidades biológicas. Entretanto, existem lacunas consideráveis em nossa compreensão da ecologia dos depósitos que impedem o refinamento da legislação existente para melhor gerenciar as atividades (BRÄGER *et al*., 2020).

14.8 - Tecnologia de Mineração e Questões Legais

A extração mineral de depósitos de sulfetos apresenta enormes desafios tecnológicos. Depósitos de interesse são frequentemente encontrados a quase 2.000 metros abaixo da superfície do oceano, em água do mar aquecida a 400º C e sob pressão da ordem de 20 Mpa. Todos os equipamentos necessários para perfurar, cortar e triturar amostras, extrair sedimentos, separar o minério e transportar para navios de espera e processar o minério devem ser customizados para superar obstáculos, seja por meio de novos desenvolvimentos ou pela adaptação de equipamentos de produção de petróleo e gás ou outras indústrias.

Versão exclusiva do autor

De acordo com as propriedades mecânicas dos depósitos de sulfetos, as características de corte são semelhantes aos do carvão, enquanto a tenacidade e plasticidade são semelhantes às do sal e carbonato de potássio. A resistência à compressão axial do depósito é inferior a 40 Mpa (LIU *et al.*, 2016). Para cortar este tipo de rocha, a tecnologia de mineração de carvão em terra é apropriada. Amostras já foram cortadas como sucesso em alto mar pela *Japan Oil, Gas and Metals National Corporation* (JOGMEC) e a Nautilus Minerals Inc. em diferentes sítios.

No Japão, a lei básica sobre política oceânica, promulgada em 2007, forneceu base para um plano de explotação e comercialização de sulfetos metálicos do fundo oceânico. Em seguida, o Ministério da Economia, Comércio e Indústria (METI) introduziu um roteiro de trabalho, envolvendo a *Japan Oil, Gas and Metals National Corporation* (JOGMEC) para liderar a pesquisa de depósitos de sulfetos dentro da ZEE do Japão. A JOGMEC estabeleceu um programa de P&D sobre o sistema de mineração, processamento e tecnologias metalúrgicas, bem como uma avaliação de impacto ambiental (EIA) em 2008. A partir daí, máquinas foram desenvolvidas para dois tipos de tecnologia de ponta, ferramentas de escavação e coleta de fundos marinhos em pequena escala. Testes de mar usando estas ferramentas foram conduzidas em campos hidrotérmicos em profundidade de 1600m na calha de Okinawa desde 2012 (Fig. 14.7). Em 2017, foi realizado o primeiro teste piloto de mineração dos sulfetos metálicos com sucesso (OKAMOTO *et al.*, 2018).

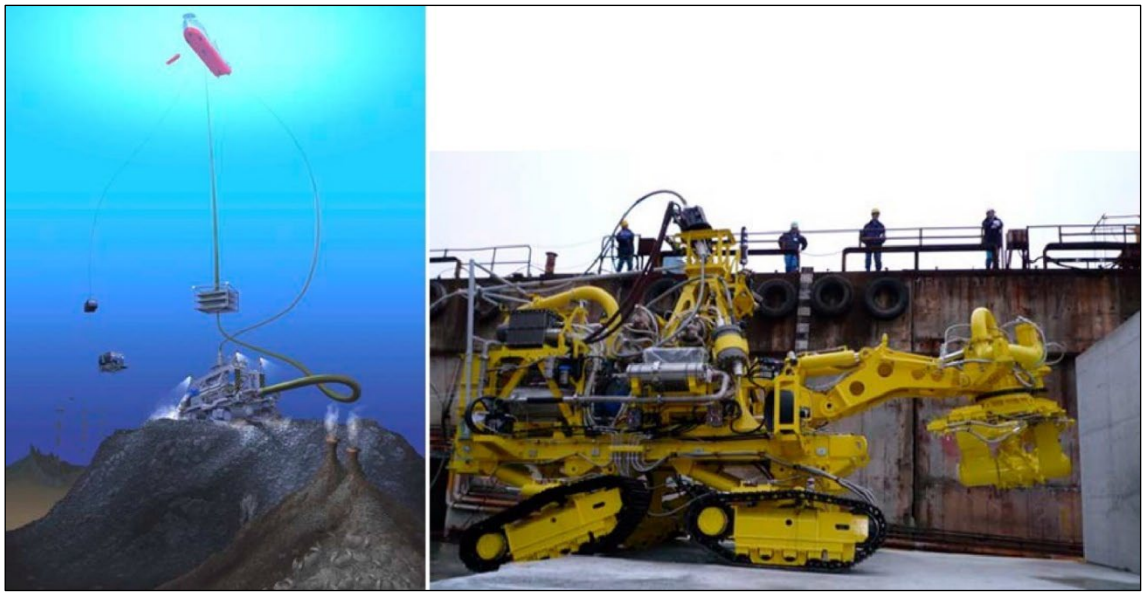


Figura 14.7 – Esquema conceitual de uma mineração comercial (esquerda) e Equipamento teste de mineração com sistema de 4 esteiras e cabeça de corte multieixo (direita) (imagens de OKAMOTO *et al.*, 2018).

Outro empreendimento de mineração em alto mar foi em Papua Nova Guiné, denominado *Solwara 1*. O sítio recebeu uma licença de mineração para explotar dentro da ZEE, cobre e ouro de alto grau em um depósito hidrotermal ativo, localizado a 1600 de profundidade, no mar de Bismark no oceano Pacífico. Usando uma tecnologia de ROV (veículos subaquáticos operados remotamente) desenvolvida pela *Soil Machine Dynamics*, com sede no Reino Unido, a *Nautilus Minerals Inc*. assumiu o plano para iniciar a mineração submarina em escala real do depósito. No entanto, uma disputa com o governo da Papua Nova Guiné atrasou a produção e as operações até o início de 2018.

Versão exclusiva do autor

Em setembro de 2019, foi anunciado que o projeto havia entrado em colapso em razão de problemas financeiros da *Nautilus Minerals Inc.* (LILLIE, 2019).

Os avanços tecnológicos para minerar sulfetos em grande profundidade, na prática, ainda têm muitos problemas para serem resolvidos, até o início da mineração de uma jazida submarina. De fato, a economicidade da mineração e inúmeras questões de ordem ambiental e legais devem ser considerados e rigorosamente seguidos segundo parâmetros internacionais.

A Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (UNCLOS), que entrou em vigor em 1994, já divide o oceano em zonas legais. O "mar territorial", estendendo-se até 12 náuticas milhas da costa, é o território soberano de cada nação costeira. A "zona econômica exclusiva" (ZEE) se estende além do território emerso até 200 milhas náuticas da costa. Além da ZEE, o Estado costeiro poderá requerer ainda, junto à UNCLOS, direitos de soberania para fins de exploração e aproveitamento dos recursos naturais dentro da sua Plataforma Continental Jurídica (PCJ) (SOUZA GOMES *et al.*, 2008). Estes direitos compreendem uso de recursos minerais e outros recursos não vivos do leito do mar e subsolo bem como os organismos vivos pertencentes a espécies sedentárias. O fundo oceânico, além das jurisdições nacionais, é denominado "Área".

A Autoridade Internacional do Fundo Marinho (sigla em inglês, ISA) é o órgão intergovernamental hoje com 167 estados membros e a União Europeia que, sob a UNCLOS, tem a dupla missão de autorizar e controlar o desenvolvimento de operações minerais no fundo do mar além considerado o "patrimônio comum de toda a humanidade" e proteger o ecossistema do fundo do mar, fundo oceânico e subsolo na "Área" além das jurisdições nacionais. A ISA objetiva proteger o mar profundo internacional, aproximadamente 50 por cento da área total dos oceanos do mundo, de atividades que ameaçam a diversidade biológica e prejudicam o ambiente marinho. A Autoridade funciona como uma organização internacional autónoma com a sua própria Assembleia, Conselho e Secretariado. Até o presente a ISA já aprovou 29 contratos de 15 anos para exploração de nódulos polimetálicos, sulfetos metálicos e crostas ricas em ferromanganês e cobalto crostas (www.isa.org.jm/deep-seabed-minerals-contractors).

14.9 - Considerações Finais

As estruturas regulatórias para viabilizar mineração em águas profundas internacionais e dentro das ZEEs de estados costeiros, ainda não estão equacionadas, existindo inúmeras incertezas que cercam a mineração submarina. Em particular, aquelas decorrentes da complexidade e escala das operações propostas, seu impacto ambiental regional e global e regras jurídicas de mineração. Não há dados que indiquem a recuperação da biota do fundo do mar após perturbações físicas, o que demanda ampla pesquisa. Igualmente, não há uma compreensão da ecologia do mar profundo nas zonas propostas de mineração (por exemplo, endemismo local, conectividade demográfica dentre outros importantes fatores). Ademais, as estratégias de gestão ambiental precisam ser adaptadas para incorporar a variabilidade espacial e temporal dos ecossistemas de águas profundas (CLARK *et al*., 2010). Há um quadro jurídico incompleto para regular a exploração de sulfetos, sobretudo com questões de proteção ambiental, prestação de contas, interações internacionais e fronteiras nacionais, e o cumprimento de reivindicações, como entrada de cientistas marinhos, especialistas jurídicos e organizações não governamentais (e.g., MILLER *et al*., 2018).

Ainda assim, a recuperação de recursos metálicos via mineração submarina tem sido identificada como um dos cinco setores com alto potencial de desenvolvimento dentro da

Versão exclusiva do autor

estratégia de crescimento azul da Comissão Europeia (EUROPEAN COMMISSION, 2017). No entanto, há que se considerar alternativas à exploração de minérios do fundo do mar, que incluem a substituição de metais em escassez, por terras raras, o uso de metais mais abundantes em terra com propriedades semelhantes e a coleta e reciclagem de componentes de produtos no final do seu ciclo de vida. Outras opções inovadoras incluem o potencial de recuperar lítio e outros metais raros da água do mar (e.g., HOSHINO, 2015). A reciclagem provavelmente não fornecerá quantidades suficientes de metais para satisfazer os requisitos nos próximos anos, o que levou a sugestões de que a redução uso de metais em produtos será necessário (UNITED NATIONS ENVIRONMENT PROGRAMME, 2013).

É crítico observar que os sulfetos maciços (polimetálicos) em torno de fontes hidrotermais, crostas ricas em cobalto nos flancos de montes submarinos ou campos de manganês nódulos (polimetálicos) nas planícies abissais não podem ser considerados conjuntos distintos, em alguns casos são habitados por espécies marinhas associadas com mesmo habitats e estruturas. Por esta razão, muitas regiões da "Área", originalmente identificadas de interesse para futura mineração já são reconhecidas como áreas marinhas vulneráveis ecossistemas. Entretanto, alguns estados costeiros, exercem suas próprias leis ambientais dentro de sua ZEE, neste caso autorizando operações de mineração do fundo do mar, muitas vezes em descompasso com regras internacionais, a exemplo da explotação de sulfetos na plataforma continental de Papua Nova Guiné.

De acordo com Miller *et al*. (2018), há que se considerar uma ampla revisão dos aspectos relacionados à exploração e explotação de recursos minerais do fundo do mar: (1) o estado atual de desenvolvimento de tais atividades em áreas dentro e fora das jurisdições nacionais, (2) prováveis impactos ambientais tanto próximo e mais distante das atividades de mineração e (3) as incertezas e lacunas conhecimento científico e compreensão que tornam as avaliações de base e de impacto particularmente difícil para o mar profundo. Vale considerar ainda, se existem alternativas para a gestão das reservas e recursos minerais existentes, que podem reduzir os incentivos para a mineração do fundo do mar. Como um todo, os desafios tecnológicos e ambientais precisam ser superados com respeito a mineração submarina e ao uso dos metais industriais no contexto do desenvolvimento sustentável e a proteção global dos oceanos.

Referências Bibliográficas

ALT, J. C. 1995. Subseafloor processes in mid-ocean ridge hydrothermal systems. *In:* HUMPHRIS, S.E.; ZIERENBERG, R.A.; MULLINEAUX, L.S.; THOMSON, R.E. Seafloor hydrothermal systems. Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions, 91: 85–114. DOI: 10.1029/GM091p0085.

ARQUIT, A. M. 1990. Geological and hydrothermal controls on the distribution of megafauna in Ashes vent field, Juan de Fuca Ridge. Journal of Geophysical Research, 95, no. B8. DOI: 10.1029/jb095ib08p12947.

BAKER, E. T. 2017. Exploring the ocean for hydrothermal venting: New techniques, new discoveries, new insights. Ore Geology Reviews, 86, 55–69. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2017.02.006.

BAKER, E. T.; EMBLEY, R. W.; WALKER, S. L.; RESING, J. A.; LUPTON, J. E.; NAKAMURA, K.; DE RONDE, C. E. J.; MASSOTH, G. J. 2008. Hydrothermal activity and volcano distribution along the Mariana arc. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 113(B8): 1–16. DOI: 10.1029/2007JB005423.

Versão exclusiva do autor

BAKER, E. T.; GERMAN, C. R. 2013. On the Global Distribution of Hydrothermal Vent Fields. Mid-Ocean Ridges. Geophysical Monograph Series. p. 245–266. DOI: 10.1029/148GM10.

BAKER, E. T.; GERMAN, C. R.; ELDERFIELD, H. 1995. Hydrothermal Plumes Over Spreading-Center Axes: Global Distributions and Geological Inferences. Geophysical Monograph Series. [*S. l.*: *s. n.*], 91: 47–71. DOI: 10.1029/GM091p0047.

BEAULIEU, S. E.; BAKER, E. T.; GERMAN, C. R. 2015. Where are the undiscovered hydrothermal vents on oceanic spreading ridges? Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 121: 202–212. DOI: 10.1016/j.dsr2.2015.05.001.

BEAULIEU, S. E.; BAKER, E. T.; GERMAN, C. R.; MAFFEI, A. 2013. An authoritative global database for active submarine hydrothermal vent fields. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 14(11): 4892–4905. DOI: 10.1002/2013GC004998.

BERTRAM, C.; KRÄTSCHELL, A.; O'BRIEN, K.; BRÜCKMANN, W.; PROELSS, A.; REHDANZ, K. 2011. Metalliferous sediments in the Atlantis II Deep—Assessing the geological and economic resource potential and legal constraints. Resources Policy, 36(4): 315–329. DOI: 10.1016/j.resourpol.2011.09.001.

BOSCHEN, R. E.; ROWDEN, A. A.; CLARK, M. R.; GARDNER, J. P. A. 2013. Mining of deep-sea seafloor massive sulfides: A review of the deposits, their benthic communities, impacts from mining, regulatory frameworks and management strategies. Ocean and Coastal Management, 84: 54–67. DOI: 10.1016/j.ocecoaman.2013.07.005.

BRÄGER, S.; ROMERO RODRIGUEZ, G. Q.; MULSOW, S. 2020. The current status of environmental requirements for deep seabed mining issued by the International Seabed Authority. Marine Policy, 114: 103258. DOI: 10.1016/j.marpol.2018.09.003.

CANN, J. R.; STRENS, M. R. 1982. Black smokers fuelled by freezing magma. Nature, 298(5870): 147–149. DOI: 10.1038/298147a0.

CAVANAUGH, C. M.; GARDINER, S. L.; JONES, M. L.; JANNASCH, H. W.; WATERBURY, J. B. 1981. Prokaryotic cells in the hydrothermal vent tube worm Riftia pachyptila Jones: Possible chemoautotrophic symbionts. Science, 213(4505): 340–342. DOI: 10.1126/science.213.4505.340.

CHERKASHEV, G. A.; IVANOV, V. N.; BEL'TENEV, V. I.; LAZAREVA, L. I.; ROZHDESTVENSKAYA, I. I.; SAMOVAROV, M. L.; POROSHINA, I. M.; SERGEEV, M. B.; STEPANOVA, T. V.; DOBRETSOVA, I. G.; KUZNETSOV, V. Y. 2013. Massive sulfide ores of the northern equatorial Mid-Atlantic Ridge. Oceanology, 53(5): 607–619. DOI: 10.1134/S0001437013050032.

CLARK, M. R.; ROWDEN, A. A.; SCHLACHER, T.; WILLIAMS, A.; CONSALVEY, M.; STOCKS, K. I.; ROGERS, A. D.; O'HARA, T. D.; WHITE, M.; SHANK, T. M.; HALL-SPENCER, J. M. 2010. The ecology of seamounts: Structure, function, and human impacts. Annual Review of Marine Science, 2(1): 253–278. DOI: 10.1146/annurev-marine-120308-081109.

COLLINS, P. C.; KENNEDY, R.; VAN DOVER, C. L. 2012. A biological survey method applied to seafloor massive sulphides (SMS) with contagiously distributed hydrothermal-vent fauna. Marine Ecology Progress Series, 452: 89–107. DOI: 10.3354/meps09646.

CONNELLY, D. P.; COPLEY, J. T.; MURTON, B. J.; STANSFIELD, K.; TYLER, P. A.; GERMAN, C. R.; VAN DOVER, C. L.; AMON, D.; FURLONG, M.; GRINDLAY, N.; HAYMAN, N.; HÜHNERBACH, V.; JUDGE, M.; LE BAS, T.; MCPHAIL, S.; MEIER,

Versão exclusiva do autor

A.; NAKAMURA, K. I.; NYE, V.; PEBODY, M.; … WILCOX, S. 2012. Hydrothermal vent fields and chemosynthetic biota on the world's deepest seafloor spreading centre. Nature Communications, 3. DOI: 10.1038/ncomms1636.

COOK, N. J.; CIOBANU, C. L. 2015. Mineral Hosts for Critical Metals in Hydrothermal Ores. *In*: 13th SGA Biennial Meeting. Mineral Resources in a Sustainable World. 2, Nancy, França. p. 707–710.

CORLISS, J. B.; BAROSS, J. A.; HOFFMAN, S. E. 1981. An hypothesis concerning the relationship between submarine hot springs and the origin of life on Earth. Oceanol. Acta, 1980: 59–69.

DE RONDE, C. E. J.; BAKER, E. T.; MASSOTH, G. J.; LUPTON, J. E.; WRIGHT, I. C.; FEELY, R. A.; GREENE, R. R. 2001. Intra-oceanic subduction-related hydrothermal venting, Kermadec volcanic arc, New Zealand. Earth and Planetary Science Letters, 193(3–4): 359–369. DOI: 10.1016/S0012-821X(01)00534-9.

DE RONDE, C. E. J.; MASSOTH, G. J.; BUTTERFIELD, D. A.; CHRISTENSON, B. W.; ISHIBASHI, J.; DITCHBURN, R. G.; HANNINGTON, M. D.; BRATHWAITE, R. L.; LUPTON, J. E.; KAMENETSKY, V. S.; GRAHAM, I. J.; ZELLMER, G. F.; DZIAK, R. P.; EMBLEY, R. W.; DEKOV, V. M.; MUNNIK, F.; LAHR, J.; EVANS, L. J.; TAKAI, K. 2011. Submarine hydrothermal activity and gold-rich mineralization at Brothers Volcano, Kermadec Arc, Nova Zelândia. Mineralium Deposita, 46(5–6): 541–584. DOI: 10.1007/s00126-011-0345-8.

DE RONDE, C. E. J.; STUCKER, V. K. 2015. Seafloor Hydrothermal Venting at Volcanic Arcs and Backarcs. The Encyclopedia of Volcanoes. 2a ed., Elsevier, p. 823–849. DOI: 10.1016/b978-0-12-385938-9.00047-x.

DESBRUYÈRES, D.; HASHIMOTO, J.; FABRI, M. C. 2006. Composition and biogeography of hydrothermal vent communities in western pacific back-arc basins. Geophysical Monograph Series, 166: 215–234. DOI: 10.1029/166GM11.

DEVEY, C. W.; FISHER, C. R.; SCOTT, S. 2007. Responsible Science at Hydrothermal Vents. Oceanography, 20(1): 162–171. Disponível em: http://www.jstor.org/stable/24859985.

EMBLEY, R. W.; BAKER, E. T.; BUTTERFIELD, D. A.; CHADWICK JR, W. W.; LUPTON, J. E.; RESING, J. A.; DE RONDE, C. E. J.; NAKAMURA, K.-I.; TUNNICLIFFE, V.; DOWER, J. F.; MERLE, S. G. 2007. Exploring the Submarine Ring of Fire: Mariana Arc - Western Pacific. Oceanography, 20(4): 68–79. DOI: 10.5670/oceanog.2007.07.

ERICKSON, K.; MACKO, S.; VAN DOVER, C. 2009. Evidence for a chemoautotrophically based food web at inactive hydrothermal vents (Manus Basin). Deep-sea Research. Part II, Topical Studies in Oceanography, 56, 19: 1577–1585. DOI: 10.1016/j.dsr2.2009.05.002

EUROPEAN COMMISSION. 2017. Report on the Blue Growth Strategy towards more Sustainable Growth and Jobs in the Blue Economy. Commission Staff Working Document. Bruxelas, Bélgica.

FISHER, C.; TAKAI, K.; LE BRIS, N. 2007. Hydrothermal Vent Ecosystems. Oceanography, 20(1): 14–23. DOI: 10.5670/oceanog.2007.75.

FONTBOTÉ, L.; KOUZMANOV, K.; CHIARADIA, M.; POKROVSKI, G. S. 2017. Sulfide minerals in hydrothermal deposits. Elements, 13, 2, 97–103. DOI: 10.2113/gselements.13.2.97.

Versão exclusiva do autor

FRANCHETEAU, J.; NEEDHAM, H. D.; CHOUKROUNE, P.; JUTEAU, T.; SÉGURET, M.; BALLARD, R. D.; FOX, P. J.; NORMARK, W.; CARRANZA, A.; CORDOBA, D.; GUERRERO, J.; RANGIN, C.; BOUGAULT, H.; CAMBON, P.; HEKINIAN, R. 1979. Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. Nature, 277(5697): 523–528. DOI: 10.1038/277523a0.

FRANCHINI, M.; MCFARLANE, C.; MAYDAGÁN, L.; REICH, M.; LENTZ, D. R.; MEINERT, L.; BOUHIER, V. 2015. Trace metals in pyrite and marcasite from the Agua Rica porphyry-high sulfidation epithermal deposit, Catamarca, Argentina: Textural features and metal zoning at the porphyry to epithermal transition. Ore Geology Reviews, 66: 366–387. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2014.10.022.

FUYUNO, I. 2007. Undersea vent blows blue. Nature, 70129. DOI: 10.1038/news070129-1.

GEORGE, L. L.; COOK, N. J.; CIOBANU, C. L. 2016. Partitioning of trace elements in co-crystallized sphalerite-galena-chalcopyrite hydrothermal ores. Ore Geology Reviews, 77: 97–116. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.02.009.

GOLLNER, S.; KAISER, S.; MENZEL, L.; JONES, D. O. B.; BROWN, A.; MESTRE, N. C.; VAN OEVELEN, D.; MENOT, L.; COLAÇO, A.; CANALS, M.; CUVELIER, D.; DURDEN, J. M.; GEBRUK, A.; EGHO, G. A.; HAECKEL, M.; MARCON, Y.; MEVENKAMP, L.; MORATO, T.; PHAM, C. K.; … MARTINEZ ARBIZU, P. 2017. Resilience of benthic deep-sea fauna to mining activities. Marine Environmental Research, 129: 76–101. DOI: 10.1016/j.marenvres.2017.04.010.

GRASSLE, J. F.; MACIOLEK, N. J. 1992. Deep-Sea Species Richness: Regional and Local Diversity Estimates from Quantitative Bottom Samples. The American Naturalist, 139(2): 313–341. DOI: 10.1086/285329.

GIERE, O. 2009. Meiobenthology. The Microscopic Motile Fauna of Aquatic Sediments. 2a ed., University of Hamburg. Springer-Verlag, Berlim, Heidelberg,

HANNINGTON, M. D. 2014. Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. Treatise on Geochemistry. 2a ed., Elsevier, 13: 463–488. DOI: 10.1016/B978-0-08-095975-7.01120-7.

HANNINGTON, M.D.; PETERSEN, S.; JONASSON, I.R.; FRANKLIN, J.M. 1994. Hydrothermal Activity and Associated Mineral Deposits of the Seafloor. Ottawa, Ont: Geological Survey of Canada, GSC Open File, 2915c. Map 1:35,000,000. Natural Resources Canada/CMSS/Information Management. DOI: 10.4095/82631.

HANNINGTON, M. D.; DE RONDE, C. E. J.; PETERSEN, S. 2005. Sea-Floor Tectonics and Submarine Hydrothermal Systems. One Hundredth Anniversary Volume. Society of Economic Geologists, p. 111–141. DOI: 10.5382/AV100.06.

HANNINGTON, Mark; JAMIESON, J.; MONECKE, T.; PETERSEN, S. Modern Sea-Floor Massive Sulfides and Base Metal Resources: Toward an Estimate of Global Sea-Floor Massive Sulfide Potential. The Challenge of Finding New Mineral Resources: Global Metallogeny, Innovative Exploration, and New Discoveries. [*S. l.*]: Society of Economic Geologists, 2010. DOI: 10.5382/SP.15.2.001.

HANNINGTON, M.; JAMIESON, J.; MONECKE, T.; PETERSEN, S.; BEAULIEU, S. The abundance of seafloor massive sulfide deposits. Geology, 39(12): 1155–1158, 1 Dec. 2011. DOI: 10.1130/G32468.1.

HERZIG, P. M.; HANNINGTON, M. D. 1995. Polymetallic massive sulfides at the modern seafloor a review. Ore Geology Reviews, 10(2): 95–115. DOI: 10.1016/0169-1368(95)00009-7.

Versão exclusiva do autor

HOAGLAND, P.; BEAULIEU, S.; TIVEY, M. A.; EGGERT, R. G.; GERMAN, C.; GLOWKA, L.; LIN, J. 2010. Deep-sea mining of seafloor massive sulfides. Marine Policy, 34(3): 728–732. DOI: 10.1016/j.marpol.2009.12.001.

HOSHINO, T. 2015. Innovative Lithium Recovery Technique from Seawater by Using World-First Dialysis with a Lithium Ionic Superconductor. Desalination, 359: 59–63. DOI: 10.1016/j.desal.2014.12.018.

HUMPHRIS, S. E.; HERZIG, P. M.; MILLER, D. J.; ALT, J. C.; BECKER, K.; BROWN, D.; BRÜGMANN, G.; CHIBA, H.; FOUQUET, Y.; GEMMELL, J. B.; GUERIN, G.; HANNINGTON, M. D.; HOLM, N. G.; HONNOREZ, J. J.; ITURRINO, G. J.; KNOTT, R.; LUDWIG, R.; NAKAMURA, K.; PETERSEN, S.; … ZHAO, X. 1995. The internal structure of an active sea-floor massive sulphide deposit. Nature, 377(6551): 713–716. DOI: 10.1038/377713a0.

JAMIESON, J. W.; CLAGUE, D. A.; HANNINGTON, M. D. 2014. Hydrothermal sulfide accumulation along the Endeavour Segment, Juan de Fuca Ridge. Earth and Planetary Science Letters, 395: 136–148. DOI: 10.1016/j.epsl.2014.03.035.

KADKO, D.; MOORE, W. 1988. Radiochemical constraints on the crustal residence time of submarine hydrothermal fluids: Endeavour Ridge. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52(3): 659–668. DOI: 10.1016/0016-7037(88)90328-6.

KARL, D. M.; WIRSEN, C. O.; JANNASCH, H. W. 1980. Deep-Sea Primary Production at the Galapagos Hydrothermal Vents. Science, 207(4437): 1345–1347. DOI: 10.1126/science.207.4437.1345.

KAWADA, Y.; KASAYA, T. 2018. Self-potential mapping using an autonomous underwater vehicle for the Sunrise deposit, Izu-Ogasawara arc, southern Japan. Earth, Planets and Space, 70(1): 142. DOI: 10.1186/s40623-018-0913-6.

KINSEY, J. C.; GERMAN, C. R. 2013. Sustained volcanically-hosted venting at ultraslow ridges: Piccard Hydrothermal Field, Mid-Cayman Rise. Earth and Planetary Science Letters, 380: 162–168. DOI: 10.1016/j.epsl.2013.08.001.

LEAL FILHO, W.; ABUBAKAR, I.; NUNES, C.; PLATJE, J.; OZUYAR, P.; WILL, M.; NAGY, G.; AL-AMIN, A.; HUNT, J.; LI, C. 2021. Deep Seabed Mining: A Note on Some Potentials and Risks to the Sustainable Mineral Extraction from the Oceans. Journal of Marine Science and Engineering, 9(5): 521. DOI: 10.3390/jmse9050521.

LEVIN, L. A.; BACO, A. R.; BOWDEN, D. A.; COLACO, A.; CORDES, E. E.; CUNHA, M. R.; DEMOPOULOS, A. W. J.; GOBIN, J.; GRUPE, B. M.; LE, J.; METAXAS, A.; NETBURN, A. N.; ROUSE, G. W.; THURBER, A. R.; TUNNICLIFFE, V.; VAN DOVER, C. L.; VANREUSEL, A.; WATLING, L. 2016. Hydrothermal vents and methane seeps: Rethinking the sphere of influence. Frontiers in Marine Science, 3: 1–23. DOI: 10.3389/fmars.2016.00072.

LILLIE, A. C. Seafloor Massive Sulfides Mining. Natural Resources & Environment, 34(2): 1–4, 2019.

LIU, S.; HU, J.; ZHANG, R.; DAI, Y.; YANG, H. Development of mining technology and equipment for seafloor massive sulfide deposits. Chinese Journal of Mechanical Engineering, 29(5): 863–870, 2016. DOI: 10.3901/CJME.2016.0815.093.

LUTZ, R. A.; SHANK, T. M.; FORNARI, D. J.; HAYMON, R. M.; LILLEY, M. D.; VON DAMM, K. L.; DESBRUYERES, D. 1994. Rapid growth at deep-sea vents. Nature, 371(6499): 663–664. DOI: 10.1038/371663a0.

Versão exclusiva do autor

McCOLLOM, T. M.; SHOCK, E. L. 1997. Geochemical constraints on chemolithoautotrophic metabolism by microorganisms in seafloor hydrothermal systems. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61(20): 4375–4391. DOI: 10.1016/S0016-7037(97)00241-X.

MELLO, S. L. M. M.; QUENTAL, S. H. A. J. A. J. 2000. Depósitos de sulfetos metálicos no fundo dos oceanos. Revista Brasileira de Geofísica, 18(3): 411–430. DOI: 10.1590/S0102-261X2000000300014.

MELLO, S. L. M.; PALMA, J. J. C. 2000. Geology & Geophysics for the exploration of marine mineral resources. Revista Brasileira de Geofísica, 18(3): 239-240. DOI: 10.1590/s0102-261x2000000300003.

MILLER, K. A.; THOMPSON, K. F.; JOHNSTON, P.; SANTILLO, D. 2018. An Overview of Seabed Mining Including the Current State of Development, Environmental Impacts, and Knowledge Gaps. Frontiers in Marine Science, 4. DOI: 10.3389/fmars.2017.00418.

MOALIC, Y.; DESBRUYÈRES, D.; DUARTE, C. M.; ROZENFELD, A. F.; BACHRATY, C.; ARNAUD-HAOND, S. 2012. Biogeography revisited with network theory: Retracing the history of hydrothermal vent communities. Systematic Biology, 61(1): 127–137. DOI: 10.1093/sysbio/syr088.

MURTON, B. J.; LEHRMANN, B.; DUTRIEUX, A. M.; MARTINS, S.; DE LA IGLESIA, A. G.; STOBBS, I. J.; BARRIGA, F. J. A. S.; BIALAS, J.; DANNOWSKI, A.; VARDY, M. E.; NORTH, L. J.; YEO, I. A. L. M.; LUSTY, P. A. J.; PETERSEN, S. 2019. Geological fate of seafloor massive sulphides at the TAG hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge). Ore Geology Reviews, 107: 903–925. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2019.03.005.

O'LEARY, B. C.; BROWN, R. L.; JOHNSON, D. E.; VON NORDHEIM, H.; ARDRON, J.; PACKEISER, T.; ROBERTS, C. M. 2012. The first network of marine protected areas (MPAs) in the high seas: The process, the challenges and where next. Marine Policy, 36(3): 598–605. DOI: 10.1016/j.marpol.2011.11.003.

OKAMOTO, N.; SHIOKAWA, S.; KAWANO, S.; SAKURAI, H.; YAMAJI, N.; KURIHARA, M. 2018. Current status of Japan's activities for deep-sea commercial mining campaign. *In*: 2018 OCEANS - MTS/IEEE Kobe Techno-Oceans, OCEANS - Kobe 2018, p. 1–7. DOI: 10.1109/OCEANSKOBE.2018.8559373.

PETERSEN, S.; LEHRMANN, B.; MURTON, B. J. 2018. Modern seafloor hydrothermal systems: New perspectives on ancient ore-forming processes. Elements, 14(5): 307–312. DOI: 10.2138/gselements.14.5.307.

POLLACK, H. N.; HURTER, S. J.; JOHNSON, J. R. 1993. Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set. Reviews of Geophysics, 31(3): 267. DOI: 10.1029/93RG01249.

RESING, J. A.; SEDWICK, P. N.; GERMAN, C. R.; JENKINS, W. J.; MOFFETT, J. W.; SOHST, B. M.; TAGLIABUE, A. 2015. Basin-scale transport of hydrothermal dissolved metals across the South Pacific Ocean. Nature, 523(7559): 200–203. DOI: 10.1038/nature14577.

ROGERS, A. D.; TYLER, P. A.; CONNELLY, D. P.; COPLEY, J. T.; JAMES, R.; LARTER, R. D.; LINSE, K.; MILLS, R. A.; GARABATO, A. N.; PANCOST, R. D.; PEARCE, D. A.; POLUNIN, N. V. C.; GERMAN, C. R.; SHANK, T.; BOERSCH-SUPAN, P. H.; ALKER, B. J.; AQUILINA, A.; BENNETT, S. A.; CLARKE, A.; … ZWIRGLMAIER, K. 2012. The discovery of new deep-sea hydrothermal vent communities

Versão exclusiva do autor

in the Southern ocean and implications for biogeography. PLoS Biology, 10(1): e1001234. DOI: 10.1371/journal.pbio.1001234.

RONA, P. A. 1988. Hydrothermal mineralization at oceanic ridges. The Canadian Mineralogist, 26(3): 431–465.

RONA, P. A. 1986. Mineral Deposits from Sea-Floor Hot Springs. Scientific American, 254(1): 84–92. DOI: 10.1038/scientificamerican0186-84.

SENEZ-MELLO, T.M.; MELLO, S. L. M. 2022a. Distribuição dos sítios hidrotermais e depósitos de sulfetos metálicos associados em zonas vulcânicas das cordilheiras mesoceânicas e arcos de ilhas vulcânicas, Niterói, RJ, Brasil. *Figshare Digital Science*, Niterói. DOI: 10.6084/m9.figshare.20060576.v1.

SENEZ-MELLO, T.M.; MELLO, S. L. M. 2022b. Os depósitos de sulfetos submarinos se desenvolvem a partir de fontes hidrotermais em quatro ambientes tectônicos magmaticamente ativos. (a) Vulcões mesoceânicos, (b) vulcões intraplaca, (c) vulcões na bacia atrás dos arcos da ilha e (d) vulcões em arco ilhas. *Figshare Digital Science*, Figshare, Niterói, RJ, Brasil. DOI: 10.6084/m9.figshare.20060375.v1.

SENEZ-MELLO, T.M.; MELLO, S. L. M. 2022c. Diagrama esquemático mostrando a formação de um depósito moderno de sulfeto metálico em ambiente de cordilheira mesoceânica, Niterói, RJ, Brasil. *Figshare Digital Science*. DOI: 10.6084/m9.figshare.20060216.v1.

SINGER, D. A. 1995. World class base and precious metal deposits; a quantitative analysis. Economic Geology, 90(1): 88–104. DOI: 10.2113/gsecongeo.90.1.88.

SOUZA GOMES, B.; MARCONDES DE SOUZA, J.; PINHEIRO MACHADO, R. A. 2008. Plataforma Continental Jurídica - proposta brasileira para a delimitação da sua última fronteira marítima. *In*: Proceedings of the 3 Simpósio Brasileiro de Geofísica. Belém, PA. Sociedade Brasileira de Geofísica, 2008. p. 1–6. DOI: 10.22564/3simbgf2008.019.

STEIN, C. A.; STEIN, S. 1994. Constraints on hydrothermal heat flux through the oceanic lithosphere from global heat flow. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 99(B2): 3081–3095. DOI: 10.1029/93JB02222.

TAVIANI, M. 2014. Marine Chemosynthesis in the Mediterranean Sea. The Mediterranean Sea. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 69–83. DOI: 10.1007/978-94-007-6704-1_5.

TIVEY, M. K. 2007. Generation of Seafloor Hydrothermal Vent Fluids and Associated Mineral Deposits. Oceanography, 20(1): 50–65. DOI: 10.5670/oceanog.2007.80.

UNITED NATIONS ENVIRONMENT PROGRAMME. 2013. Metal Recycling: Opportunities, Limits, Infrastructure. Report 2b of the Global Metal Flows Working Group of the International Resource Panel of UNEP. *In*: REUTER M.A.; HUDSON C.; VAN SCHAIK A.; HEISKANEN K.; MESKERS C.; HAGELÜKEN C. (Eds.).

VAN DOVER, C. L. 2000. The ecology of deep-sea hydrothermal vents. Princeton: Princeton University Press, 448 p. DOI: 10.2307/j.ctv1zm2v35.

VAN DOVER, C. L. 2011. Mining seafloor massive sulphides and biodiversity: What is at risk? ICES Journal of Marine Science, 68(2): 341–348. DOI: 10.1093/icesjms/fsq086.

VAN DOVER, C. L. 2012. Ocean policy: Hydrothermal Vent Ecosystems and Conservation. Oceanography, 25(1): 313–316. DOI: 10.5670/oceanog.2012.36.

Versão exclusiva do autor

VAN DOVER, C. L. 2014. Impacts of anthropogenic disturbances at deep-sea hydrothermal vent ecosystems: A review. Marine Environmental Research, 102: 59–72. DOI: 10.1016/j.marenvres.2014.03.008.

WHITE, M.; MANOCCHIO, A.; LOWE, J.; JOHNSTON, M.; SANT, T. 2011. Resource Drilling of the Solwara 1 Seafloor Massive Sulfide (SMS) Deposit. May, p. 2–5. DOI: 10.4043/21645-ms.

ZHU, Y.; AN, F.; TAN, J. 2011. Geochemistry of hydrothermal gold deposits: A review. Geoscience Frontiers, 2(3): 367–374. DOI: 10.1016/j.gsf.2011.05.006.

ZIERENBERG, R. A.; FOUQUET, Y.; MILLER, D. J.; BAHR, J. M.; BAKER, P. A.; BJERKGÅRD, T.; BRUNNER, C. A.; DUCKWORTH, R. C.; GABLE, R.; GIESKES, J.; GOODFELLOW, W. D.; GRÖSCHEL-BECKER, H. M.; GUÈRIN, G.; ISHIBASHI, J.; ITURRINO, G.; JAMES, R. H.; LACKSCHEWITZ, K. S.; MARQUEZ, L. L.; NEHLIG, P.;… ZUFFA, G. G. 1998. The deep structure of a sea-floor hydrothermal deposit. Nature, 392(6675): 485–488. DOI: 10.1038/33126.

Sobre os Autores

Sidney L. M. Mello

Geólogo e MSc em geologia marinha pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ); pesquisador visitante no Lamont-Doherty Earth Observatory da Universidade de Columbia, NY, EUA; PhD em Ciências da Terra pela Escola de Ciências da Terra da Universidade de Leeds, Reino Unido e estágio de pós-doutorado na Universidade da Bretanha Ocidental, Brest, França. Representante do Brasil em Comissões Internacionais nas áreas de Geologia e Geofísica marinha, ex-membro do comitê executivo da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior/CAPES/ Ministério da Educação no Programa Internacional de Perfuração dos Oceanos (IODP). Professor Titular na Universidade Federal Fluminense.

E-mail: smello@id.uff.br

ORCID: 0000-0003-4977-558X

Thaise Machado Senez-Mello

Bióloga graduada pela Faculdade Maria Theresa (FAMATH), Mestre em Biologia Marinha pela Universidade Federal Fluminense (UFF), no Laboratório MICROMAR e Doutora em Biogeoquímica Marinha pelo programa de Dinâmica dos Oceanos e da Terra, no LAGEMAR, UFF. Pós doutoranda no Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM). Membro editorial do jornal Frontiers in Marine Science, Researcher Ambassador da plataforma Researcher (Translation & Innovation Hub, Imperial College, Londres). Atua também como tradutora, editora e agente de submissão de revistas científicas. Associada ao Council of Rosalind Members (London Journals Press, Reino Unido). Membro da Academia Brasileira de Ciências, Artes, História e Literatura (cadeira 81) ABRASCI.

E-mail: thaise_senez@id.uff.br

ORCID: 0000-0002-2246-7117

Versão exclusiva do autor

15 – MÉTODOS GEOFÍSICOS ACÚSTICOS APLICADOS À PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS MARINHOS

ACOUSTICAL GEOPHYSICAL METHODS APPLIED TO THE RESEARCH OF MARINE MINERAL RESOURCES

Arthur Ayres Neto
Departamento de Geologia e Geofísica
Universidade Federal Fluminense - UFF

Luciano Emídio da Fonseca
Departamento de Engenharia Eletrônica
Universidade de Brasília - UnB

Luiz Antonio Pereira de Souza
LAPS Consulting Ltda.

Resumo

Este capítulo traz os principais conceitos sobre os métodos geofísicos que utilizam a transmissão e recepção de pulsos acústicos para investigação do fundo marinho. Os métodos são Batimetria, para determinação da morfologia do fundo marinho; Sonar de Varredura Lateral, usado para realizar uma imagem acústica e identificar diferentes domínios sedimentares e objetos sobre o fundo marinho; e Perfilagem Sísmica, usada para investigar disposição estrutural das camadas geológicas subsuperficiais. Além disso, serão apresentados alguns conceitos de geoacústica submarina, em que se usam determinados atributos retirados dos dados geofísicos a fim de se realizar uma avaliação mais objetiva e quantitativa da geologia do fundo marinho.

Palavras-chave: batimetria, sonar de varredura lateral, sísmica de alta resolução, geoacústica submarina.

Abstract

This chapter presents the main concepts about the geophysical methods that use the transmission and reception of acoustic pulses to investigate the seabed. The methods are bathymetry, which gives the morphology of the seabed; Side Scan Sonar, used to create an acoustic image and to identify different sedimentary domains and debris on the seabed; and seismic profiling, used to investigate the structural arrangement of subsurface geological layers. In addition, some concepts of underwater geoacoustics will be presented. Here we use certain attributes taken from the geophysical data to carry out a more objective and quantitative assessment of the seabed geology.

Keywords: bathymetry, side scan sonar, high resolution seismic, underwater geoacoustics.

✍ Nota dos Organizadores: o manuscrito deste capítulo foi produzido em abril de 2022.

Versão exclusiva do autor

15.1 - Introdução

A água do mar é um forte atenuador das ondas eletromagnéticas. Por isso, a luz tem um alcance extremamente limitado, fazendo com que a partir de 200 metros de profundidade a escuridão seja completa. Além disso, a pressão exercida pela coluna d'água restringe que mergulhos abaixo de 50 metros sejam realizados sem o auxílio de equipamentos especiais e com consideráveis efeitos ao organismo dos mergulhadores no médio e longo prazo. Esse conjunto de fatores impede que os métodos de investigação direta do fundo marinho sejam, na prática, viáveis. Por outro lado, o oceano é um excelente meio para a propagação do som. Sinais de baixas frequência (< 100 Hz), cuja atenuação pela água do mar é mínima, poderão ser claramente captados a uma distância de até 10.000 km (WILLIE, 2005).

Os métodos geofísicos marinhos se valem desta habilidade do oceano para investigar, através da emissão e recepção de pulsos acústicos, a geologia superficial e subsuperficial do fundo marinho. Os equipamentos usados podem ser classificados, essencialmente, como sonares ativos. Esses instrumentos emitem um sinal acústico com forma conhecida que, ao encontrar uma superfície, é refletido de volta à fonte emissora. Conhecendo-se a velocidade do som na água e, medindo-se o tempo transcorrido entre a transmissão e a recepção do sinal, é então possível determinar a distância do alvo refletor. Para cada um dos métodos (batimetria, sonar de varredura lateral e sísmica), existe uma diversidade enorme de equipamentos disponíveis no mercado. A principal diferença entre eles está na faixa de frequência do pulso emitido. Aqueles que operam com frequências mais altas (> 100 kHz) são usados para levantamentos em águas mais rasas, pois sinais de alta frequência são mais atenuados que os de baixa frequência. Por outro lado, esses sinais possuem menor comprimento de onda e, por isso, possuem maior resolução (definida aqui como a capacidade de diferenciar dois alvos próximos).

Assim, levantamentos realizados em águas rasas terão maior precisão dos que os levantamentos em águas profundas, situação em que a utilização de equipamentos que operam com sinais de frequências mais baixas e, portanto, que sofrem menor atenuação, é mandatória a fim de efetivamente se conseguir mapear o fundo marinho. Atualmente, esses equipamentos possuem um elevado grau de tecnologia embutida e são capazes não só de determinar a tempo transcorrido, como também gravar as características do sinal de retorno (o eco!). Isso permite que uma série de técnicas de processamentos possam ser realizadas, melhorando a qualidade do sinal e possibilitando determinar algumas propriedades físicas da superfície refletora (no nosso caso, o fundo marinho). Da mesma forma, cada vez mais se impõe a demanda por levantamentos de alta resolução em águas profundas. A solução para isso é a utilização de AUV's (abreviação em inglês de Veículos Autônomos Submarinos). Eles são sistemas que navegam de forma independente da embarcação e podem atingir profundidades de até 6000 m (a depender do modelo). Como esses sistemas operam a uma altura entre 5 m e 50 m do fundo, a mesma condição de operação em águas rasas, e podem carregar sistemas geofísicos de alta frequência, torna-se possível realizar levantamentos de alta resolução em águas profundas.

Em geofísica o som é definido como uma onda mecânica que se propaga concentricamente na forma de uma frente de compressão e rarefação, a partir da sua fonte geradora pontual. Por ser uma onda, pode ser definido por sua frequência / comprimento de onda, amplitude (energia embutida no sinal) e velocidade de propagação. A propagação dessa onda no meio vai depender da elasticidade desse meio. O pulso, ao ser gerado na fonte, causa um deslocamento na água imediatamente a frente da fonte, fazendo com que as moléculas sejam comprimidas gerando um pequeno volume de compressão. A pressão dentro desse volume de água comprimida será maior do que a pressão da água imediatamente à

Versão exclusiva do autor

frente. As moléculas de água no volume comprimido tenderão a se expandir (a força restauradora da elasticidade) fazendo com que essa pressão seja transmitida para o volume de água imediatamente a frente. Quando a água é deslocada e comprimida para frente, na parte imediatamente atrás da compressão vai ser criada uma zona de rarefação, onde a pressão é menor do que o ambiente circundante. Isso faz com que as moléculas de água se movam (retornem!) para a zona de rarefação, pois a pressão ali é menor. Esse processo se repetirá enquanto a fonte geradora da onda sonora estiver ativa, gerando continuamente uma nova frente de compressão / rarefação no meio de propagação. Portanto, durante a passagem dessas ondas de compressão e rarefação as moléculas de água (ou sedimento) movem-se para frente e para trás, paralelamente à direção de propagação da frente de pressão (Fig. 15.1). Quando isso acontece chamamos essa onda de uma onda longitudinal (ou compressional ou P).

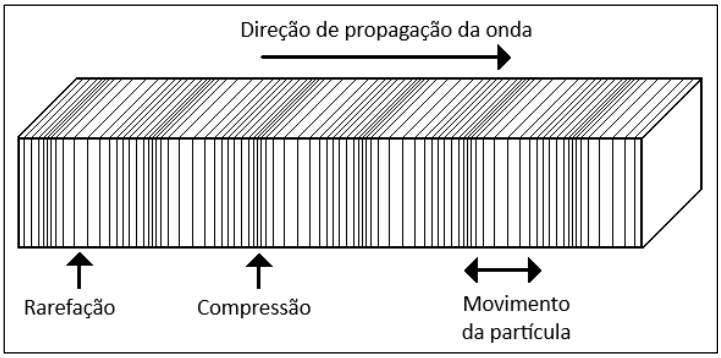


Figura 15.1 – O som é uma onda compressional, onde as partículas se movem na mesma direção de propagação (fonte: elaborado pelo autor ARTHUR AYRES NETO).

O principal fator que controla a quantidade de energia refletida por uma interface é a impedância acústica (Z), o produto entre a velocidade da onda P (V_p) e a densidade do meio (d), segundo a equação 1.

$$Z = V_p . d \tag{1}$$

A velocidade de propagação vai depender da elasticidade do meio que, por sua vez, vai depender dos elementos que compõe esse meio. No caso de sedimentos marinhos, vai depender da mineralogia e do tipo de fluido intersticial (gás ou líquido). Os sedimentos marinhos podem ser considerados como um *continuum*, ou seja, um material cujas propriedades físicas macroscópicas vão resultar do somatório das propriedades físicas de seus elementos constituintes, em relação à sua presença em volume. A equação 2 mostra que a velocidade da onda P "média" do sedimento (V_p) será o somatório das velocidades dentro de cada um dos elementos que o constituem (V_{pi}) (diferentes minerais, água e/ou gás) em relação a presença de cada um (V_i) no volume total da amostra (V).

$$V_p = \sum_{i=1}^{n} V_{p_i} \left(\frac{V_i}{V}\right) \tag{2}$$

A densidade do sedimento segue a mesma regra. A densidade "média" do sedimento será o somatório das densidades de cada um dos elementos que o constituem em relação à presença de cada um (V_i) no volume total da amostra (V).

Versão exclusiva do autor

O coeficiente de reflexão (R) é definido como a quantidade de energia que uma determinada interface é capaz de refletir. Matematicamente, o coeficiente de reflexão para um sinal que incide normal à interface é definido como o contraste de impedância entre os dois meios acima e abaixo da interface (equação 3). O valor de R varia entre 0 e 1, e quanto maior esse valor mais energia é refletida pela interface, sendo 1 reflexão total e 0 reflexão inexistente.

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \tag{3}$$

Fica claro, portanto, que cada tipo de sedimento vai ter uma reposta acústica própria, função essencialmente das suas características geológicas. A interação do sinal acústico, que também possui características próprias de frequência, potência e comprimento de pulso, com o fundo definirá a "forma" do eco. Assim, conhecendo-se as características do pulso emitido (definido pelo equipamento e pelo usuário) e do eco (gravado pelo equipamento), e valendo-se de técnicas de processamento de sinais, é possível fazer uma avaliação prévia, semiquantitativa da maneira como os diferentes tipos de sedimentos estão distribuídos no fundo marinho.

Nesse capítulo faremos uma breve exposição dos conceitos gerais (operação e interpretação) dos três principais métodos geofísicos acústicos e como eles podem ser usados na pesquisa de recursos minerais marinhos.

15.2 - Métodos geofísicos acústicos - Princípios e Métodos

15.2.1 - Batimetria

O método batimétrico sempre teve como sua principal finalidade a determinação precisa da espessura da lâmina abaixo da embarcação, i.e., da profundidade, de modo a garantir primeiramente uma navegação segura, mas também de revelar a localização de alvos e obstáculos que possam porventura representar riscos a navegação. Há inúmeros registros da aplicação do método batimétrico em diversos momentos históricos. Durante séculos, a técnica mais comumente usada para a medição direta da profundidade foi o prumo (ou prumo de mão), que consiste simplesmente de uma longa corda, com um peso metálico em uma de suas extremidades. O peso é lançado da embarcação, e o comprimento da corda necessário para que ele atinja o fundo fornece uma boa estimativa para a cota batimétrica. A Figura 15.2 mostra um registro da utilização do prumo em um artefato egípcio de 2.000 AC; em uma ilustração na época das grandes navegações (1450); e em um levantamento batimétrico na metade do século passado (1940). Vemos assim que ao longo de quase 4000 anos pouco mudou na tecnologia de mapeamento oceânico.

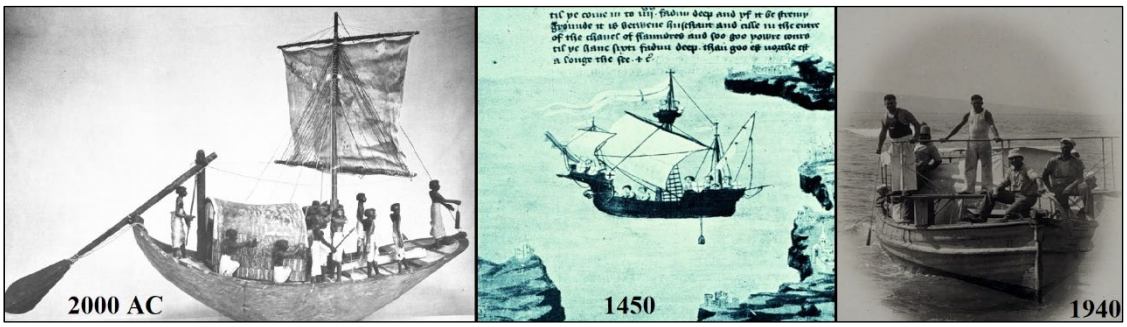


Figura 15.2 – Utilização do Prumo de mão ao longo de 4000 anos de história (NOAA/CCOM, 2021) (fonte: https://oceanservice.noaa.gov/navigation/hydro).

Versão exclusiva do autor

A grande mudança tecnológica no mapeamento oceânico ocorreu em meados do século 20 com o surgimento das sondas batimétricas, que aplicam ondas acústicas para a determinação da profundidade. Estas sondas utilizam transdutores eletroacústicos que foram desenvolvidos com base em sonares militares aperfeiçoados durante a guerra. Com o advento destes novos sensores, as sondagens batimétricas se tornaram mais práticas, principalmente em águas mais profundas, e as aplicações para o método batimétrico se multiplicaram. Houve também paralelamente grandes avanços no posicionamento *offshore*, pois de nada vale uma medida batimétrica precisa, se não é possível especificar com exatidão onde o dado foi adquirido. Hoje com novas técnicas de posicionamento incluindo DGPS (Differential Global Positioning System) e RTK (Real Time Kinematics), a confiabilidade do posicionamento está na ordem centimétrica.

Com estes avanços tecnológicos, o mapeamento acústico do fundo oceânico se tornou etapa fundamental em inúmeras atividades offshore, incluído caracterização geológica do fundo marinho, pesca, aplicações de engenharia como posicionamento de plataformas, mapeamento habitats submarinos, determinação de alvos na coluna d'água, aplicações militares, mineração submarina, posicionamento dutos e cabos de comunicação submarinos, arqueologia submarina, análise de risco de engenharia entre outras.

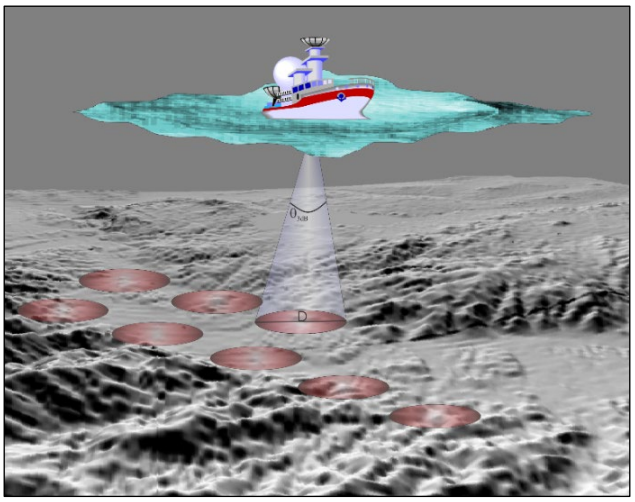


Figura 15.3 – Sondagem Monofeixe. Notar que a frente de onda acústica se espalha em uma geometria cônica, e que a taxa de repetição de pulsos é limitada pela profundidade batimétrica (fonte: elaborado pelo autor LUCIANO FONSECA).

15.2.2 - Ecobatímetros Monofeixe

O equipamento mais simples que utiliza esta tecnologia de sondagem acústica é o Ecobatímetro monofeixe (Fig. 15.3). Ele é composto por um único transdutor elétrico-acústico (ou de uma matriz de transdutores) que emite um único feixe e registra seu eco. Os transdutores elétrico-acústicos são normalmente construídos com base em materiais cerâmicos piezoelétricos, que se contraem e/ou se expandem de acordo com a tensão elétrica que é aplicada em suas extremidades (Fig. 15.4). Estes materiais podem ser usados tanto no ciclo de transmissão, quando um sinal elétrico é aplicado à cerâmica para ser transformado em energia acústica (através da sua contração/expansão), quanto no ciclo de recepção, quando a onda acústica incidente deforma a cerâmica, que responde então com uma diferença de potencial elétrica nas suas extremidades.

Versão exclusiva do autor

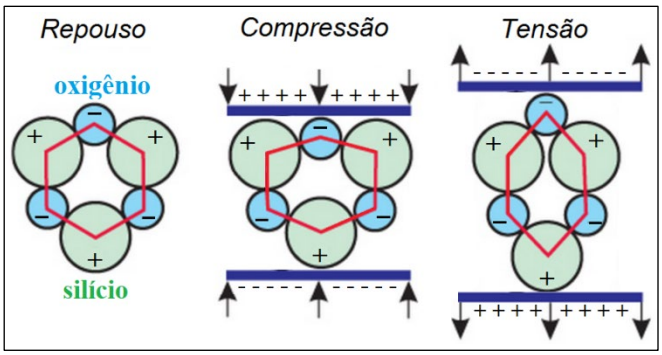


Figura 15.4 – Exemplo com a piezoeletricidade do quartzo. Quando submetido a uma deformação, o arranjo cristalino dos materiais piezoelétricos é alterado, deslocando sua estrutura de uma posição original de equilíbrio elétrico. Com os átomos em uma nova posição deformada, o material piezolétrico apresentará em suas extremidades uma diferença de potencial elétrico (fonte: elaborado pelo autor LUCIANO FONSECA).

Se o transdutor elétrico-acústico puder ser considerado de dimensão pontual, isto é, se for pequeno em relação ao comprimento de onda do sonar, a frente de onda acústica gerada será esférica, se afastando concentricamente até atingir o fundo marinho onde sobre reflexão e espalhamento (Fig. 15.5). O comprimento de onda do sonar está diretamente relacionado com a sua frequência de operação, segundo a Equação 4.

$$\lambda = c / f \tag{4}$$

Onde: λ = comprimento de onda em m; f – Frequência em Hertz; c – Velocidade do som na água (aproximadamente 1.500 m/s).

Em transdutores muito maiores que o comprimento de onda, a frente de onda acústica deixa de ser esférica e se concentra em um cone (Fig. 15.3), que é projetado no fundo oceânico. Transdutores comerciais normalmente projetam feixes acústicos com espalhamento cônico, em ângulo de abertura entre 5^0 e 20^0. Quanto maior o transdutor (em relação ao comprimento de onda), menor será o ângulo de abertura do feixe, cuja relação está explicitada na Equação 5 (LURTON, 2006). Vale observar que transdutores maiores raramente são formados por um disco único de material piezoelétrico, mas sim de uma matriz de elementos menores, pontuais. Esta matriz dá mais flexibilidade à operação, pois os elementos podem ser acionados simultaneamente. Um feixe cônico com ângulo de abertura θ_{3dB} irá projetar uma área ensonificada no fundo oceânico ('footprint') com diâmetro D (Fig. 15.3), calculado através da Equação 6.

$$\theta_{3dB} \approx 58.9 \frac{\lambda}{L} \tag{5}$$

Onde θ_{3dB}= Ângulo de abertura do feixe; L – Diâmetro de um transdutor ideal em forma de disco circular

$$D = 2\, p \tan\left(\frac{\theta_{3dB}}{2}\right) \approx p\ \theta_{3dB} \tag{6}$$

Onde p = Profundidade Batimétrica; D – Diâmetro da área circular ensonificada no fundo oceânico ('footprint')

Transdutores com feixe estreitos ($\theta_{3dB} < 10^0$) exigem medições mais precisas dos movimentos da embarcação de arfagem ('*pitch*'), balanço ('*roll*'), guinada ('*yaw*') e afundamento ('*heave*') (Fig. 15.6a). Caso o navio se movimente, não se pode mais garantir

Versão exclusiva do autor

que o feixe será projetado exatamente abaixo do navio (Fig. 15.6b). Neste caso, o ângulo ϕ resultante formado entre a frente de onda acústica e a vertical abaixo do navio deve ser levado em conta nos cálculos da profundidade da Equação 7 ($p_{corrigido} = {}^1/_2\ c\ \Delta t\ cos\phi$). Este ângulo também deve ser levando em conta para o posicionamento espacial do eco, isto é, o ponto no qual o eco atinge o fundo (*offset* em relação ao navio $= {}^1/_2\ c\ \Delta t\ sen\phi$). Até a década de 70 as medições dos movimentos do navio eram feitas com pêndulos amortecidos, o que limitava a sua precisão para algo em torno de 1^0. Nos últimos anos, com sensores inerciais acoplados com tecnologia RTK, se tornou possível fazer medições com precisão da ordem de $0{\cdot}01^0$.

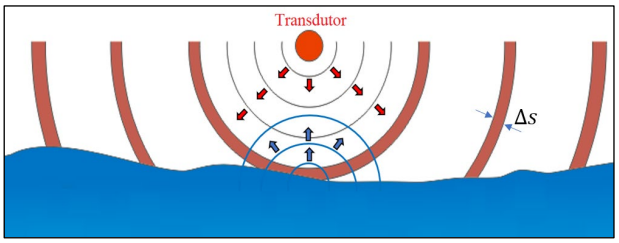


Figura 15.5 – Avanço esférico da frente de onda acústica produzida por um transdutor pontual, que atinge o fundo e é refletida de volta ao transdutor. O parâmetro Δs é a duração do pulso em segundos ($normalmente < 1ms$) (fonte: elaborado pelo autor LUCIANO FONSECA).

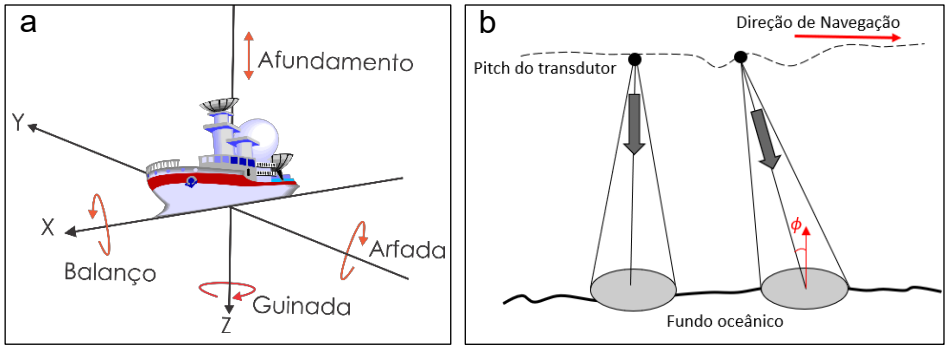


Figura 15.6 – a) Movimentos da embarcação de arfagem (‘pitch’), balanço (‘roll’), guinada (‘yaw’) e afundamento (‘heave’). b) Ilustração mostrando que um movimento de arfada da embarcação pode projetar o feixe para frente (ou para trás) da vertical logo abaixo do navio (fonte: elaborado pelo autor LUCIANO FONSECA).

A frequência de operação é uma característica importante dos Ecobatímetros Monofeixe, pois determina a faixa de profundidades na qual eles podem operar. O mercado oferece uma grande variedade de equipamentos que operam em diversas frequências entre 12 e 700 kHz, que são suficientes para a maioria das aplicações (Fig. 15.7). Equipamento de alta frequência (maiores que 200 kHz) são adequados para águas mais rasas (menores que 100 m). Eles têm ótima resolução, são menores e mais leves, mas sofrem alta atenuação do sinal acústico, o que limita a sua aplicabilidade em águas mais profundas. Por outro lado, os equipamentos de frequências mais baixas (menores que 50 kHz) são adequadas para águas mais profundas (maiores que 1.500 m), pois as frequências mais baixas são menos atenuadas na água. No entanto os equipamentos que operam em baixas frequências são maiores, pesados e com custos mais elevados. Como exemplo podemos utilizar as Equações 4 e 5 para estimar que o diâmetro de um transdutor de 300 kHz (águas rasas) com cone de projeção de 5^0 será de aproximadamente 5.8 cm, e que o diâmetro de um transdutor de 12 kHz (águas profundas) com o mesmo cone de 5^0 será de 145.0 cm.

Versão exclusiva do autor

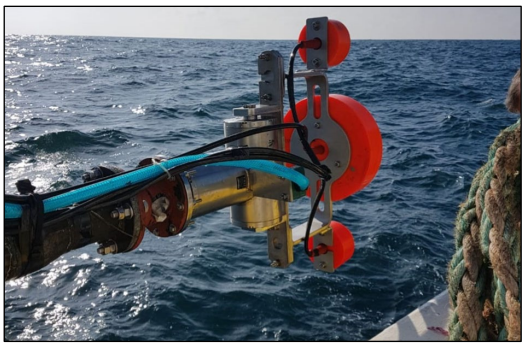


Figura 15.7 – Arranjo com três ecobatímetros monofeixe Kongsberg EK80 (discos vermelhos), com frequências nominais de 200 kHz (o mais acima), 70 kHz (o central) e 333 kHz (o mais abaixo) (fonte: elaborado pelo autor LUCIANO FONSECA).

O princípio de operação do Ecobatímetro Monofeixe é relativamente simples. No ciclo de transmissão, o transdutor elétrico-acústico será excitado por um pulso elétrico de curta duração (Δs <1ms) que vai projetar um único feixe acústico na região imediatamente abaixo da embarcação. O feixe se propaga até o fundo oceânico, onde há uma reflexão especular da frente de onda acústica, devido ao contraste de impedância acústica entre a água e o assoalho marinho (Equação 3). No ciclo de recepção, o sinal refletido pelo fundo retorna ao transdutor, onde a energia acústica é transformada em um sinal elétrico análogo à forma de onda do eco. A profundidade 'p' é determinada multiplicando-se o tempo Δt transcorrido entre a transmissão e a recepção pela velocidade média de propagação do som na água do mar, e dividindo-se o resultado por dois, pois a frente de onda percorreu um trajeto duplo, do transdutor para o fundo e do fundo para o transdutor (Equação 7). Em um ciclo de operação, um novo pulso de transmissão só é emitido quando o eco do pulso anterior é recebido no transdutor, de modo que a período de repetição T_x dos pulsos é limitado pela profundidade (Equação 8).

$$p = \frac{1}{2}\ c\ \Delta t \tag{7}$$

Onde: $p =$ Profundidade Batimétrica; c – Velocidade média do som na coluna d'água abaixo do navio; Δt – Tempo duplo entre a transmissão e a recepção

$$T_x > \frac{2p}{c} + \Delta s \tag{8}$$

Onde: T_x – Período de repetição para emissão de pulsos; Δs – Duração do pulso em s ($normalmente < 1ms$)

O Ecobatímetro monofeixe é sem dúvida um equipamento robusto, de fácil operação e de baixo custo, que pode ser extremamente útil em diversas aplicações. No entanto, a maior limitação deste equipamento fica evidente quanto se faz necessária a cobertura batimétrica de grandes áreas com uma resolução mais detalhada, isto é, com uma densidade mínima de sondagens. A operação de um Ecobatímetro monofeixe pode exigir muitos dias no mar, pois este equipamento só faz uma sondagem por vez abaixo do navio (com período de repetição T_x) ao logo de uma linha de aquisição. Isto encarece muito o levantamento de alta resolução, pois exige que o navio adquira dados em um número excessivo de linhas de aquisição paralelas. O sonar multifeixe surge então com uma alternativa, pois ao invés de adquirir apenas uma medição por feixe abaixo do navio, o Sonar Multifeixe faz centenas de medições simultâneas em um faixa transversal à navegação, conhecida com varredura, o que vai diminuir o número de linhas de aquisição paralelas, necessário para uma cobertura adequada do fundo marinho.

Versão exclusiva do autor

15.2.3 - Sonares Multifeixe

Sonares Multifeixe utilizam dois transdutores longos montados ortogonalmente, um para transmissão, outro para recepção (Fig. 15.8) (SEABEAM, 2000). O transdutor de transmissão é normalmente formado por uma matriz de elementos pontuais, em uma geometria longa na direção de navegação e estreita na direção perpendicular, o que faz com que ele projete no fundo oceânico um feixe acústico estreito na direção de navegação (tipicamente 1.0^0), e largo na direção perpendicular ($\sim 60^0$), que está mostrado em vermelho na Figura 15.9. O feixe de transmissão multifeixe (1.0^0 por 60^0) é muito similar ao feixe de transmissão de um sonar de varredura lateral (Sidescan). Já o transdutor de recepção, que é montado ortogonalmente ao transdutor de transmissão, é longo na direção perpendicular à navegação, o que faz com ele escute ecos provenientes somente de um faixa longa na direção do navio e estreita na direção perpendicular (40^0 por 1.0^0), mostrada pelos feixes azuis da Figura 15.9.

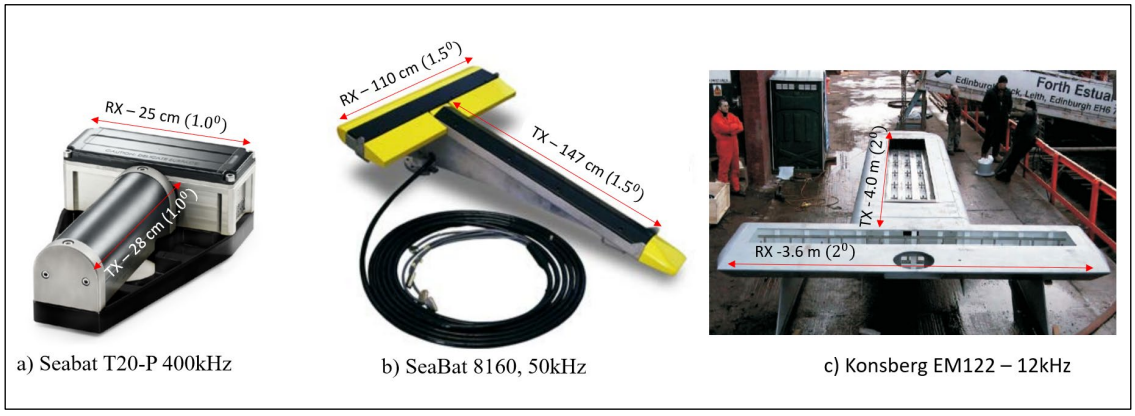


Figura 15.8 – a) Sonar Multifeixe Seabat T20-P 400 kHz; b) Sonar Multifeixe SeaBat 8160, 50 kHz; c) Sonar Multifeixe Kongsberg EM122, 12 kHz (fontes: 15.8a e 15.8b - http://www.teledynemarine.com/multibeam-echosounders; 15.8c - Kongsberg EM 122 Multibeam Echosounder Product Description - https://www.kongsberg.com). Notar a montagem ortogonal entre os transdutores de transmissão e o de recepção, em geometria "Mill Cross". Observar a relação entre tamanho do transdutor e frequência de operação (Equações 4 e 5).

A interseção entre o feixe de transmissão e os feixes de recepção forma uma 'varredura' de feixes acústicos estreitos e direcionados (BJØRNØ, 2017), espaçados na direção perpendicular à navegação (tipicamente uma área projetada de 1.0^0 por 1.0^0). Caso o transdutor de recepção seja fisicamente rotacionado de bombordo para estibordo, diversos feixes de recepção poderão ser formados (feixes azuis na Figura 15.9). No entanto na prática esta inclinação não é feita fisicamente, mas simulada eletronicamente a partir de atrasos temporais no acionamento dos elementos individuais deste transdutor. Normalmente centenas de feixes acústico são formados no fundo oceânico em uma 'varredura' perpendicular à navegação, havendo opção de espaçá-los uniformemente no fundo oceânico, ou de projetá-los segundo um intervalo angular fixo.

Versão exclusiva do autor

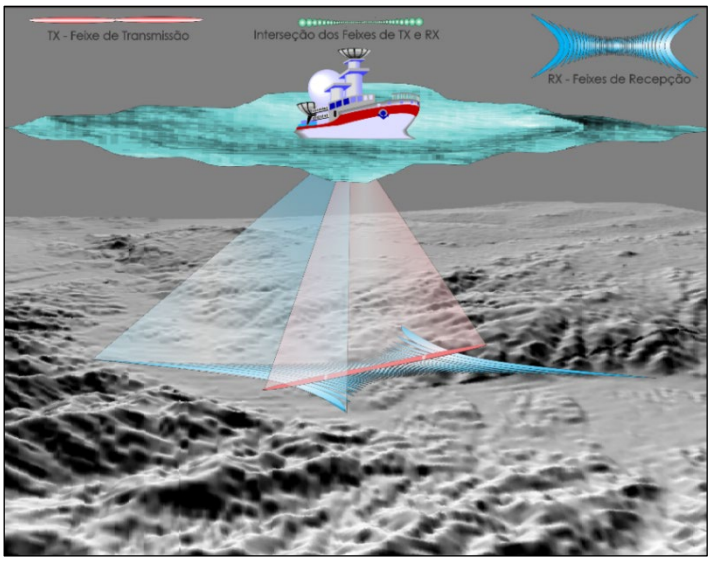


Figura 15.9 – Sonar Multifeixe – Notar que na interseção entre o feixe de transmissão e os feixes de recepção forma-se uma 'varredura' de feixes acústicos estreitos e direcionados, espaçados na direção perpendicular à navegação (fonte: elaborado pelo autor LUCIANO FONSECA).

Para cada feixe acústico, é registrada uma solução batimétrica para a profundidade, que está relacionada com a medição do tempo duplo Δt para o retorno do eco. No entanto, como o trajeto do feixe é obliquo, não podemos utilizar a aproximação média para a velocidade do som 'c' que aparece nas Equações 7 e 8, já que velocidade do som na água é na verdade função da profundidade (pressão hidrostática), da temperatura e da salinidade. Há na literatura várias aproximações para esta correlação. A mais direta, que é aproximação de Medwin, é mostrada abaixo na Equação 9 (MEDWIN; CLAY, 1998). Como o perfil de velocidade do som é variável, o trajeto oblíquo do feixe não será mais uma reta, mas uma curva complexa (Fig. 15.10b). Por esse motivo os perfis de temperatura, profundidade e condutividade/salinidade (Fig. 15.10a) devem ser medidos com regularidade durante os levantamentos hidrográficos, utilizando-se para isso equipamentos do tipo CTD ou XBT/ XSV e velocímetros.

$$c \cong 1492.2 + 4.6T - 0.055T^2 + 0.00029T^3 + (1.34 - 0.01T)(S - 35) + 0.016\,p \qquad (6)$$

Onde T – Temperatura em ^0C; S – Salinidade em p.s.u; p – Profundidade Batimétrica.

O cálculo da profundidade para cada feixe acústico do sonar multifeixe e seu posicionamento espacial (ponto que o feixe atinge o fundo marinho) devem ser feitos através de uma integração numérica do tempo, por um algoritmo chamado de '*ray tracing*'. Para isso, considera-se que o feixe parte do transdutor com o seu ângulo inicial de emissão, e sofre então refrações sucessivas em função do tempo (Fig. 15.10b), ao longo do seu trajeto na coluna d'água, segundo o perfil de velocidade do som medido (Fig. 15.10a). A integração deve ser interrompida quando o tempo acumulado se iguala ao tempo duplo Δt medido pelo sonar multifeixe (LURTON, 2006). A Figura 15.10b mostra a solução exata para profundidade (p_1) e para o posicionamento do feixe (r_1), e o erro que seria cometido caso o perfil de velocidade do som não fosse levado em conta nos cálculos (z_o, r_o).

Versão exclusiva do autor

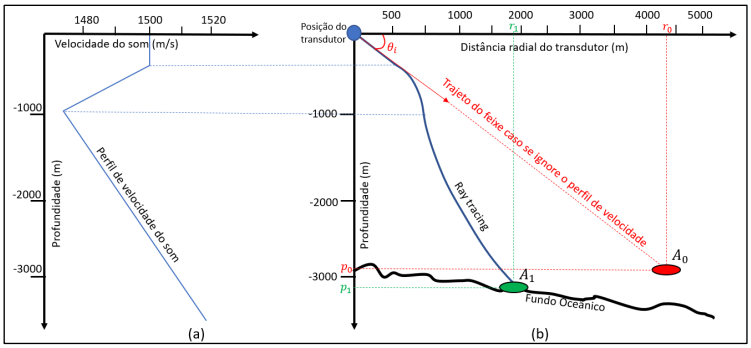


Figura 15.10 – a) Perfil de velocidade do som. b) Trajeto de um feixe acústico com ângulo inicial θ_i. Caso não se leve em consideração o perfil de velocidade do som, a solução equivocada seria o ponto A_o (em vermelho), com profundidade z_o e um distância horizontal r_o do transdutor. Caso se faça a solução completa com ray-tracing (a partir do perfil de velocidade do som), a solução exata será o ponto A_1 (em verde), com profundidade z_1 e um distância horizontal r_1 do transdutor (fonte: elaborado pelo autor LUCIANO FONSECA).

Os sonares multifeixe, além da profundidade, registram também para cada feixe acústico um valor de retroespalhamento médio (backscatter), que está relacionado à intensidade média do sinal que retorna ao transdutor. O retroespalhamento é uma função complexa do contraste de impedância, da rugosidade do fundo e da reverberação volumétrica, que provém da energia acústica que penetra no sedimento. Quanto maior o contraste de impedância (Equação 3), maior a intensidade no sinal refletido. Se o fundo marinho for rugoso, não haverá somente reflexão especular, mas também um espalhamento em todas as direções, o que garante que mais energia retorne ao sonar emissor. Assim, um alto valor de retroespalhamento pode significar tanto um alto contraste de impedância, quanto uma alta rugosidade do fundo oceânico. A energia que penetra no volume sedimentar (reverberação volumétrica) também influencia o retroespalhamento, pois ela será espalhada por heterogeneidades presentes da estrutura sedimentar (seixos, conchas, bolhas etc.). A Figura 15.11 mostra como diferentes combinações de impedância acústica / rugosidade podem influenciar a intensidade de retroespalhamento. As setas mostram a direção da reflexão especular do feixe, e o volume em vermelho mostra o padrão de espalhamento do feixe. Notar que um fundo rugoso espalha uniformemente a energia incidente, e que um fundo pouco rugoso espalha preferencialmente na direção de reflexão.

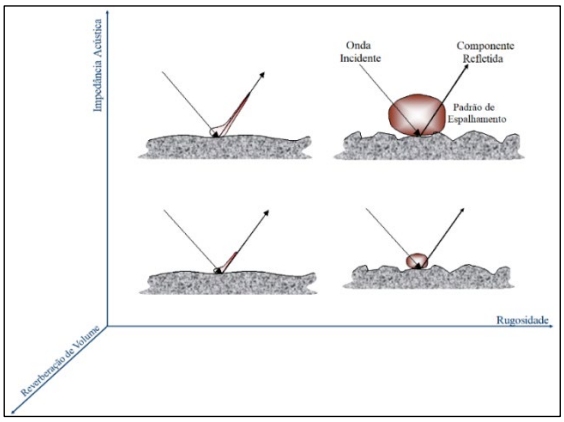


Figura 15.11 – O retroespalhamento acústico é controlado pelo contraste de impedância acústica, pela rugosidade do fundo oceânico e pela reverberação de volume (a terceira dimensão não mostrada na figura). É uma medida proporcional à intensidade de energia que retorna ao transdutor de cada feixe acústico (fonte: elaborado pelo autor LUCIANO FONSECA).

Versão exclusiva do autor

O sonar multifeixe é claramente mais eficiente que os sonares monofeixe, diminuindo consideravelmente o tempo necessário para se completar um levantamento batimétrico de detalhe. Dada a alta densidade de amostragem do fundo oceânico, os dados provenientes deste equipamento permitem a confecção de imagens e mapas mais realísticos, mostrando detalhes da morfologia do fundo oceânico. A alta densidade também dá mais confiabilidade para a confecção de cartas náuticas, o que aumenta a segurança de navegação. As vantagens são tão evidentes que esta tecnologia está substituindo o Ecobatímetro Monofeixe na maioria das aplicações. Hoje no mercado estão disponíveis diversas geometrias de transdutores multifeixe operando em frequências de 12 a 500 kHz, adequadas tanto em águas rasas como profundas.

No entanto isto vem com um custo. Com o sonar multifeixe, há um aumento considerável na complexidade do processamento, pois o posicionamento de cada feixe se torna crítico (‘ray-tracing). Para isso, há exigências maiores na acurácia do posicionamento do navio, dos movimentos do navio, do perfil de velocidade do som, da geometria de aquisição, do posicionamento relativo (offsets) dos sensores no navio e da sincronização destes sensores. Além disso, a quantidade de dados gerada pode ser muito grande, o que exige estratégias de armazenamento e validação dos dados. A Figura 15.12a mostra uma perspectiva de um mosaico batimétrico preparado com dados multifeixe brutos, isto é, não processados, não validados e não editados, que foram adquiridos pelo sonar Multifeixe SEABEAM 2112, 12 kHz (FONSECA *et al*., 2002). A Figura 15.12b mostra como os dados brutos foram editados manualmente, varredura por varredura, com o auxílio de uma ferramenta iterativa disponível no software livre MB-SYSTEM, mostrada na Figura 15.12c (MB-SYSTEM, 2015). Nos últimos anos se popularizaram ferramentas automáticas para a edição e mosaicamento de dados multifeixe, baseados em algoritmos estatísticos, como o CUBE (CALDER; WELLS, 2006).

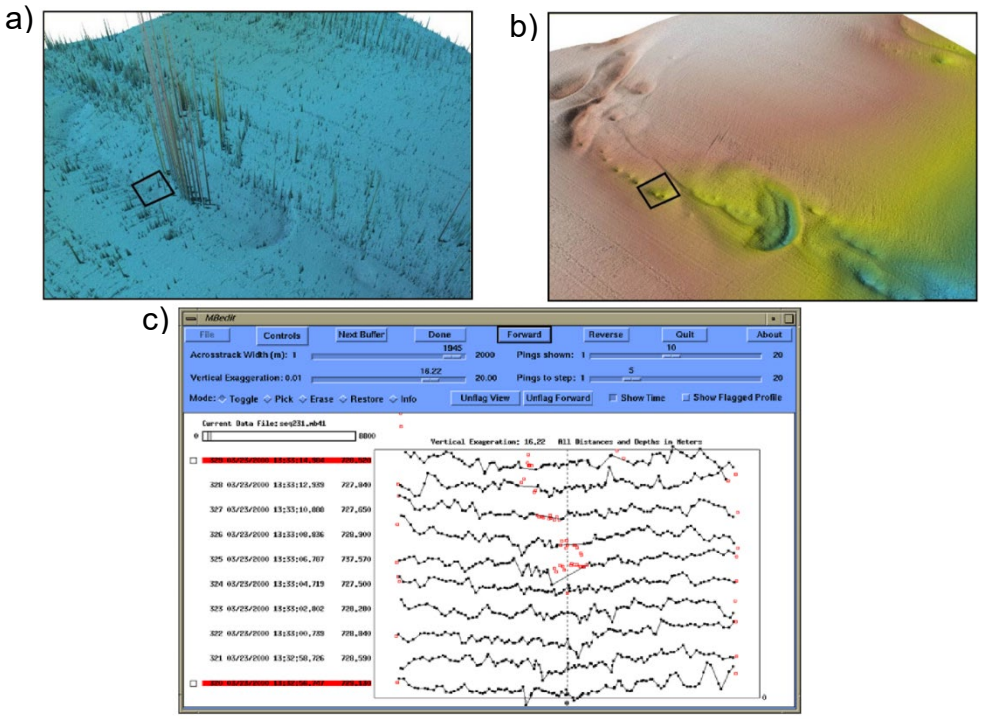
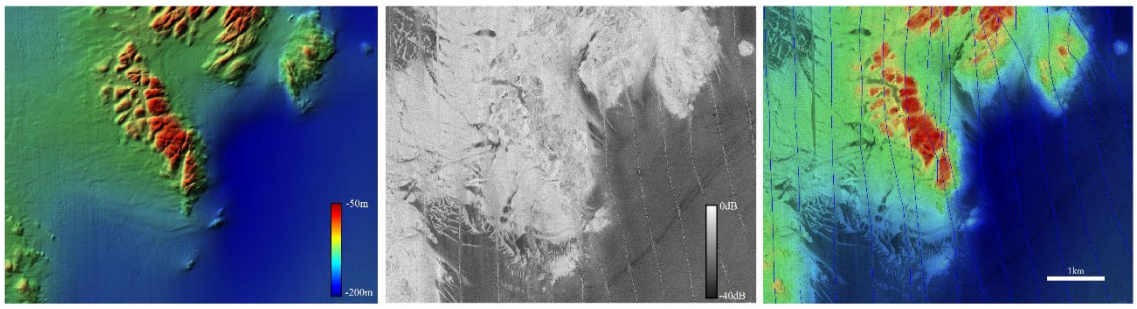


Figura 15.12 – Edição e validação de do sonar Multifeixe SEABEAM 2112 (12 kHz). a) Perspectiva da batimetria mostrando todos os dados adquiridos, incluindo ruídos outliers. b) Dados após edição manual utilizado o software livre MB-SYSTEM. c) Tela de edição de varreduras do MB-SYSTEM mostrando dados provenientes do retângulo preto destacado em (a) e (b). Cada linha corresponde a uma varredura do sonar, e cada ponto preto um feixe acústico. Os pontos em vermelho foram editados manualmente, pois foram considerados outliers pelo intérprete (fonte: FONSECA *et al*., 2002).

Versão exclusiva do autor

Independentemente de o processamento ter sido manual ou automático, o produto final de uma análise de dados multifeixe é com frequência um arquivo com milhares de pontos na forma (latitude, longitude, profundidade), que pode ser interpolado ou reamostrado em uma grade batimétrica regular. Como os sonares multifeixe também registram para cada feixe um valor médio de retroespalhamento, o processamento multifeixe também produz um arquivo com a mesma quantidade pontos na forma (latitude, longitude, retroespalhamento), que também pode ser interpolado ou reamostrado em um mosaico sonográfico. A Figura 15.13 mostra um grid batimétrico e um mosaico de retroespalhamento feitos a partir de dados do sonar Multifeixe Simrad EM1002, 95–98 kHz (FONSECA *et al*., 2009).

Os mosaicos de retroespalhamento provenientes de sonares multifeixe (Fig. 15.13b) são semelhantes às sonografias produzidas pelos sonares de varredura lateral (Sidescan). O Sidescan é um equipamento mais dedicado à produção de imagens sonográficas do fundo oceânico (Fig. 15.16), diferentemente do sonar multifeixe que é mais dedicado à produção de batimetria. Normalmente, as imagens sonagráficas provenientes de Sidescan apresentam maior resolução espacial e maior contraste (devido à projeção de sombra) quando comparadas aos mosaicos preparados com retroespalhamento de multifeixe. No entanto, como há maior controle da geometria de aquisição do multifeixe, os mosaicos de retroespalhamento (backscatter) são calculados com precisão, tendo por isso maior correlação com os parâmetros geoacústicos do fundo oceânico, sendo muitas vezes mais adequados para uma análise quantitativa ou para uma caracterização remota do fundo oceânico.



(a) (b) (c)

Figura 15.13 – Dados do sonar Multifeixe Simrad EM1002 (95–98 kHz). a) Mosaico Batimétrico Multifeixe com escala de cores (azul profundo, vermelho raso); b) Mosaico de Retroespalhamento Acústico (branco alto, preto baixo); c) Combinação da batimetria com o retroespalhamento. As cores refletem a batimetria e a luminosidade reflete o retroespalhamento. A linhas azuis são as linhas de navegação (fonte: FONSECA *et al*., 2009).

15.2.4 - Sonar de Varredura Lateral

O sonar de varredura lateral é um equipamento que usa a transmissão de pulsos acústicos para gerar uma "imagem sonográfica" do fundo marinho. O equipamento possui dois transdutores laterais que emitem um feixe com uma abertura horizontal entre 0,5° e 1,5° e vertical variando entre 30° e 65° (Fig. 15.14). A grande maioria dos equipamentos operam em frequências entre 100 kHz e 500 kHz, mas é possível encontrar no mercado equipamentos com frequência de operação próxima a 2 GHz. Estes últimos são principalmente usados para busca de destroços e minas, pois possuem altíssima resolução, mas uma varredura bastante limitada (< 50 m), o que restringe seu uso em levantamentos cuja finalidade é mapear a geologia do fundo marinho em uma escala mais ampla.

Versão exclusiva do autor

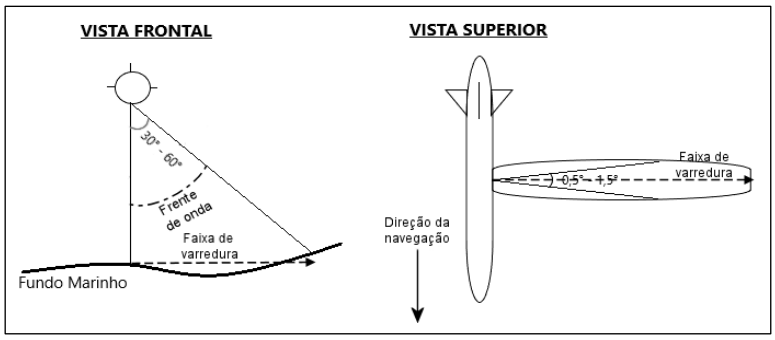


Figura 15.14 – Geometria do feixe de um equipamento de sonar de varredura (fonte: elaborado pelo autor ARTHUR AYRES NETO).

A imagem é formada quando a frente de onda emitida pelo transdutor é refletida pelo fundo e retorna ao mesmo transdutor. O sinal refletido é então discretizado em um determinado número de amostras (normalmente 2048) que corresponderão a cada *pixel* da faixa de varredura. A intensidade de cada ponto da frente de onda vai depender da quantidade de energia refletida pelo fundo (Fig. 15.15). Quanto maior a energia refletida, maior o contraste de impedância entre a água do mar e o fundo marinho.

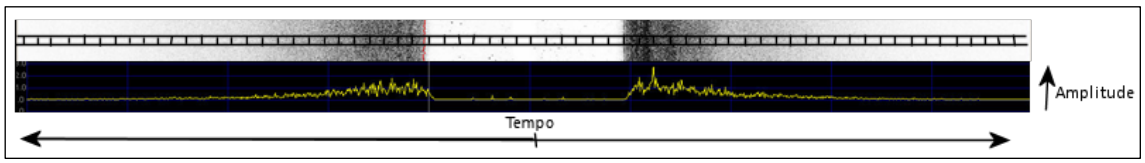


Figura 15.15 – Recorte de uma imagem sonográfica com e discretização dos píxeis e a respectiva curva amplitude X tempo (eco) para um tiro do sonar de varredura lateral (fonte: elaborado pelo autor ARTHUR AYRES NETO).

Para cada tiro haverá uma faixa de varredura. A imagem será o resultado da composição de várias faixas de varreduras correspondente aos diversos tiros dados pelo equipamento. A taxa de disparo (T_x) será função essencialmente da largura da faixa de varredura. Quanto mais larga, menor a taxa de disparo, pois maior o tempo necessário para o sinal ir até o final da varredura e retornar ao transdutor. O próximo tiro somente poderá ser disparado após o decorrer deste tempo. Por exemplo, considerando a velocidade do som na água como sendo 1.500 m/s, e a varredura escolhida de 375 m, a taxa de disparo será de 2 tiros por segundo (caminho total de 750 m = 0,5 segundo).

Pelo aspecto geológico, cada tipo de sedimento vai ter um coeficiente de reflexão próprio, dependendo de fatores como mineralogia, compactação, presença ou não de gás, presença de biodetritos, rugosidade, entre outros. Dessa maneira, cada sedimento irá refletir uma determinada quantidade de energia em função do contraste de impedância com a água do mar acima e do ângulo de incidência do feixe em relação à normal (quanto maior o ângulo de incidência, menor a quantidade de energia refletida). Essa redução de amplitude em função do ângulo de incidência é considerada um "artefato", e será corrigida na fase de processamento.

Uma imagem sonográfica será constituída por diferentes "padrões de reflexão" que serão definidos pelas características geológicas/acústicas dos sedimentos. Esses padrões de reflexão são definidos qualitativamente a partir da sua intensidade (alta / média / baixa), relacionados ao contraste de impedância, e textura (grossa / média / fina), relacionada essencialmente a rugosidade do fundo marinho (Tabela 15.1).

Versão exclusiva do autor

Tabela 15.1 – Características que definem um padrão sonográfico.

Característica do padrão sonográfico		**Função**
INTENSIDADE	Alta	Contraste de impedância (Geologia)
	Média	
	Baixa	
TEXTURA	Grossa	Rugosidade (Granulometria)
	Média	
	Fina	

De uma maneira geral, sedimentos com baixos valores de impedância, como as lamas, são menos reflexivos; por outro lado, sedimentos arenosos, que são mais densos e onde o som se desloca com maior velocidade e, portanto, possuem maior impedância, são mais reflexivos. A intensidade do padrão de reflexão estará diretamente ligada ao contraste de impedância. As lamas, constituídas por grãos mais finos de silte e argila (< 0,0625 mm), tendem a gerar superfícies mais lisas (padrão sonográfico com textura mais lisa), do que as areias (granulometria entre 0,0625 e 2 mm), que geram superfícies mais rugosas. À medida que grãos maiores que 2 mm (cascalhos) estão presente nos sedimentos, a rugosidade do fundo aumenta e a padrão sonográfico assume uma textura mais grossa. Por apresentarem uma combinação de alto coeficiente de reflexão e relevo bastante irregular em mesoescala, fundos carbonáticos e afloramentos rochosos costumam aparecer nas imagens sonográficas como padrões de reflexão de alta intensidade e textura grossa. É importante dizer que a rugosidade é uma propriedade relativa ao comprimento de onda do sinal. Um sedimento poderá aparecer na imagem com textura lisa se o sinal tiver baixa frequência, mesmo este possuindo um granulometria maior. Da mesma forma, para uma mesma geologia do fundo, os feixes mais próximos do equipamento, com menor ângulo de incidência em relação a normal, irão refletir mais energia do que os feixes que retornam das bordas da faixa de varredura. Reparem que na Figura 15.15 a amplitude do traço diminui à medida que se desloca em direção às laterais da borda da varredura. Isso também é refletido nos tons mais escuros no centro da imagem e mais claros nas bordas. A Figura 15.16 mostra essa variação de intensidade e textura na imagem sonográfica.

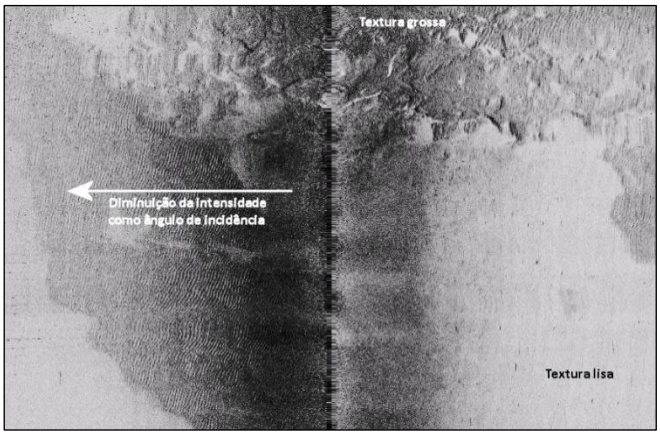


Figura 15.16 – Exemplo de padrões de reflexão com diferentes características (fonte: elaborado pelo autor ARTHUR AYRES NETO).

Versão exclusiva do autor

Como os padrões de reflexão são características relativas, é preciso se atentar para que algumas regras sejam consideradas quando da aquisição de dados sonográficos. A regra de ouro é que, depois que os parâmetros de aquisição sejam configurados, não devem ser alterados durante o levantamento. Alterar o ganho do sinal emitido significa alterar a potência desse sinal. Como a energia refletida por uma interface é definida pelo seu coeficiente de reflexão, quanto mais energia for transmitida, mais energia será refletida. Isso irá passar a impressão de que uma região do fundo marinho é mais reflexiva do que outra com a mesma geologia. Igualmente, a faixa de varredura não deve ser alterada ao longo do levantamento. A largura da faixa de varredura é determinada com base na resolução desejada para o levantamento e/ou os custos totais do levantamento. Como a quantidade de amostras (píxeis) da varredura é constante (usualmente 2048), quanto mais larga a varredura, maior a área do fundo marinho representada por um determinado pixel. Para que um objeto seja identificado no fundo marinho ele precisa ter um tamanho mínimo de 4 píxeis (2x2). Portanto, se a faixa de varredura lateral for de 200 m, cada pixel corresponderá a uma área de aproximadamente 10 cm x 10 cm e um objeto será visível se tiver um tamanho da ordem de 30 cm. Outra questão importante é que a altura do equipamento em relação ao fundo marinho deve ser equivalente a aproximadamente 15% da varredura (Ex: varredura de 100 m altura em torno de 15 m). Essa configuração favorece a correção da variação da amplitude em relação ao ângulo de incidência durante o processamento radiométrico.

O processamento de dados de sonar de varredura lateral pode ser dividido em 4 fases distintas (Fig. 15.17).

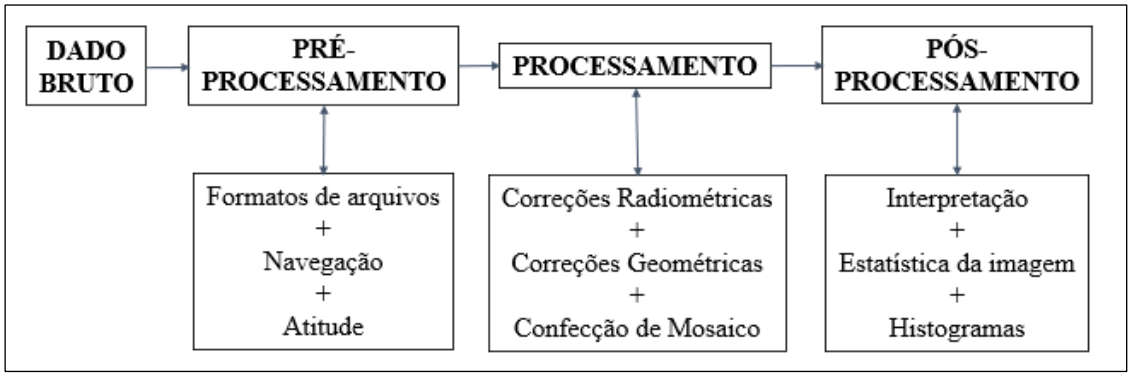


Figura 15.17 – Fluxograma de processamento de imagens de sonar de varredura lateral (fonte: elaborado pelo autor ARTHUR AYRES NETO).

A primeira fase do processamento dos dados sonográficos consiste em alterar os formatos de arquivo, processar a navegação e os dados de atitude do equipamento. Como cada fabricante de equipamento tem seu formato proprietário (Edgetech = .jsf; Klein = .sdf; Knudsen = .keb; Imaginex = .832; etc.), os programas de processamento normalmente carregam estes dados e transformam para outro formato permitindo que o programa possa trabalhar de forma padronizada. Em seguida é necessário analisar os dados de posicionamento. Apesar de atualmente os sistemas de posicionamento DGPS serem bem estáveis, pode ocorrer que eventualmente ocorra uma leitura errada, gerando um "salto" na posição da embarcação. Além disso, sistemas rebocados necessitam de um sistema de posicionamento acústico submarino para que a posição precisa do equipamento seja determinada. Esses sistemas, no

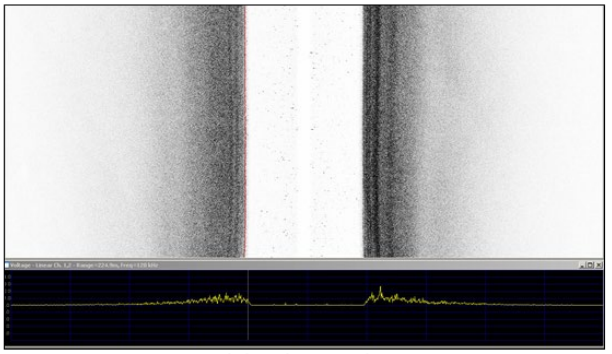
Versão exclusiva do autor

entanto, são extremamente sensíveis a relação sinal/ruído do sinal transmitido pelo equipamento, a estratificação da coluna d'agua, cujas interfaces são superfícies refletoras e refratoras e à atenuação do sinal (função da distância entre o sensor e a embarcação). A combinação destes dois fatores, saltos no posicionamento DGPS e qualidade do posicionamento acústico submarino, geram, com frequência, saltos no posicionamento do equipamento rebocado. Da mesma forma, os sensores de atitude do equipamento (pitch, roll e heading) devem ser analisados para verificar se existe algum valor espúrio no dado que possa influenciar no posicionamento correto da imagem. A maioria dos equipamentos não possuem um sensor de movimento embutido e, portanto, essas variáveis não são conhecidas. Nesse caso esta etapa do processamento não é realizada. Sistemas instalados em AUV's terão sempre um sensor de movimento associado.

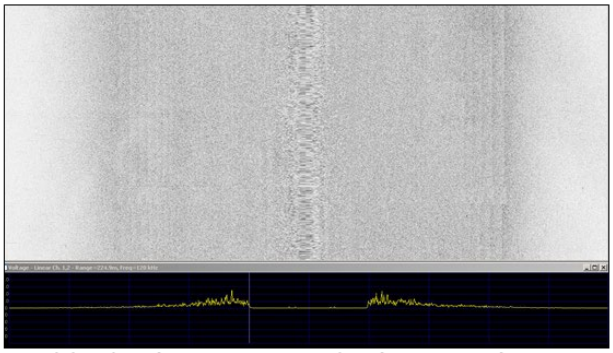
O processamento propriamente dito consiste em fazer correções na imagem. A primeira correção é a compensação do ângulo de incidência do feixe sobre o fundo marinho (correção radiométrica). Como visto anteriormente quanto maior o ângulo de incidência do feixe em relação à normal, maior a quantidade de energia refletida na direção oposta do equipamento. Isso gera um efeito na imagem onde um mesmo tipo de fundo vai apresentar diferentes intensidades de reflexão (Fig. 15.16). Para corrigir este efeito usa-se uma função que, após analisar a curva de decaimento de vários *pings*, calcula uma curva de ganho oposta (de forma semelhante a um filtro de ganho variado -TVG), que é aplicada sobre o dado. Assim, cada pixel irá ter sua amplitude "normalizada" e esse efeito será retirado da imagem. A correção geométrica consiste em corrigir a posição de cada um dos píxeis da imagem em função do deslocamento causado no registro em função do tempo de chegada do sinal no fundo marinho. Durante a aquisição do dado sonográfico é formada uma faixa branca no meio do registro. Essa faixa é conhecida como "zona cega", onde o fundo não foi efetivamente imageado e está relacionada à altura do equipamento em relação ao fundo marinho. Quanto mais alto estiver o equipamento, maior será a largura desta faixa. No entanto, a largura da faixa não imageada é bem menor (da ordem de 10%). Isso acontece porque o feixe mais próximo do equipamento não é um feixe vertical, mas possui uma pequena inclinação (da ordem de 1°-2°) em relação à normal e a largura da faixa está mais associada à altura do equipamento. A correção é feita movendo-se o primeiro pixel com informação no registro (e seu correspondente no canal oposto), detectado pela função "*bottom-tracking*", para o centro da imagem sonográfica. Todos os outros píxeis (com exceção do último na borda do registro) serão movidos em direção ao centro da imagem. A Figura 15.18 mostra uma imagem antes e depois das etapas de processamento radiométrico e geométrico.

Após todos os dados terem sidos processados e os mosaicos de cada linha terem sido gerados (imagens GeoTiff), eles são agrupados em um único mosaico com a cobertura de toda a área levantada, sobre o qual são delimitados todos diferentes tipos de padrões de reflexão identificados. Com a coleta de amostras geológicas nas áreas de ocorrência de cada um dos padrões, estes podem finalmente ser associados a um tipo de cobertura sedimentar (e/ou afloramento de rocha), gerando o produto final que é o Mapa de Distribuição Superficial de Sedimentos. Normalmente são obtidas de duas a três amostras geológicas por padrão de reflexão, de maneira a evitar qualquer viés devido a coleta ter sido executada em algum ponto onde as características do sedimento não sejam representativas da área maior.

Versão exclusiva do autor



(A) Dado original



(B) Dado após processamento radiométrico e geométrico

Figura 15.18 – Exemplo de imagem sonográfica antes e depois do processamento (fonte: elaborado pelo autor ARTHUR AYRES NETO).

Como pode-se verificar o processo de identificação de padrões de reflexão e interpretação do mosaico sonográfico é um processo que vai depender muito da experiência da pessoa que estiver envolvida no processo. Definições como alta/baixa intensidade de reflexão, textura grossa/fina são bastante subjetivas. Diferentes intérpretes irão identificar diferentes padrões de reflexão na mesma imagem. Áreas geologicamente muito complexas, com várias coberturas sedimentares, ou muito simples, com apenas um tipo de sedimento recobrindo o fundo marinho, podem gerar dúvidas sobre quantos padrões de reflexão realmente existem na área. Pessoas mais detalhistas podem "mapear" mais padrões de reflexão do que pessoas menos detalhistas. Para minimizar a subjetividade na interpretação de imagens sonográficas, testes têm sido realizados (MOYA; AYRES NETO, 2015; GONZAGA, 2017) para usar atributos de imagem para diferenciar de forma mais quantitativa padrões de reflexão sonográficos. Basicamente existem dois tipos de atributos: de primeira ordem e de segunda ordem. Os atributos de primeira ordem são baseados somente na avaliação individual de cada um dos píxeis da imagem e não leva em consideração sua distribuição espacial. A análise estatística é realizada por meio do estudo do histograma da distribuição de tons de cinza da imagem que é uma representação gráfica da distribuição dos píxeis da imagem. Do histograma podem-se computar características como a frequência de ocorrência dos níveis de cinza presentes na imagem, o range dinâmico ($D = I_{max} - I_{min}$) e o contraste da imagem ($C = I_{max} - I_{min} / I_{max} + I_{min}$). No entanto, estes atributos não servem para o estudo de classificação de texturas por apresentarem limitações e resultados contraditórios. Tirumazhisai (2012) mostrou que duas imagens com texturas diferentes podem ter o mesmo histograma de frequência de tons de cinza. Por outro lado, a extração das texturas é baseada na suposição de que a informação textural da imagem está ligada à relação espacial que os tons de cinza têm entre eles e pode ser extraída gerando a Matriz de Co-ocorrência de Níveis de Cinza (GLCM), que pode ser calculada tendo em conta as relações angulares e distância entre um pixel de referência e seus píxeis vizinhos. Existe um conjunto grande de propriedades que podem ser extraídas da GLCM. Entretanto,

Versão exclusiva do autor

Blondel *et al*. (1998) definiram que só duas têm boa correlação na análise das imagens de sonar de varredura lateral, a Homogeneidade (que mede a suavidade da transição das intensidades dos píxeis na imagem) e a Entropia (que mede a aleatoriedade das intensidades dos píxeis na imagem). Os estudos de Moya e Ayres Neto (2015) e Gonzaga (2017) mostraram que de uma maneira geral pequenas variações texturais de lamas (com mais ou menos areias e biodetritos associados) são difíceis de serem individualizadas mesmo fazendo-se uso de atributos de segunda ordem. Já a separação de lamas e areias é facilmente realizada usando-se atributos de primeira e segunda ordem. De uma maneira geral padrões de reflexão associados a sedimentos lamosos, mais finos, possuem range dinâmico e contraste baixo; GLCM com valores altos nas direções diagonais (45°, 135°, 225° e 315°); Homogeneidade alta e Entropia baixa. Os sedimentos arenosos mais grossos estão associados a padrões de reflexão caracterizados por range dinâmico e contraste elevados; GLCM aleatório; Homogeneidade baixa e entropia alta. No entanto, essas análises ainda dependem de análises mais detalhadas. Esses estudos mostraram que em imagens de uma mesma área geradas com sinais de frequências diferentes, os histogramas de distribuição de tons de cinza são diferentes, pois a resolução da imagem é diferente. Da mesma forma, a relação entre a direção de navegação da linha e a direção preferencial de uma estrutura no fundo resultará em histogramas de distribuição de tons de cinza distintos.

Atualmente, alguns modelos de sonares de varredura lateral incorporaram uma técnica de pós-processamento da imagem análoga a aplicada em imagens radar de abertura sintética. São os chamados Sonar de Abertura Sintética (SAS). O princípio do sonar de abertura sintética é aumentar o ângulo de abertura horizontal do feixe de 0,5° para 5° e mover o equipamento enquanto ilumina o mesmo ponto no fundo do mar com vários *pings*. No processamento esses *pings* são reorganizados para formar uma imagem com uma resolução *along-track* muito mais alta (tipicamente 10 vezes maior) do que os sonares convencionais. O resultado são imagens com resolução da ordem de 3 cm e uma nitidez que se aproxima a de uma fotografia (Fig. 15.19).

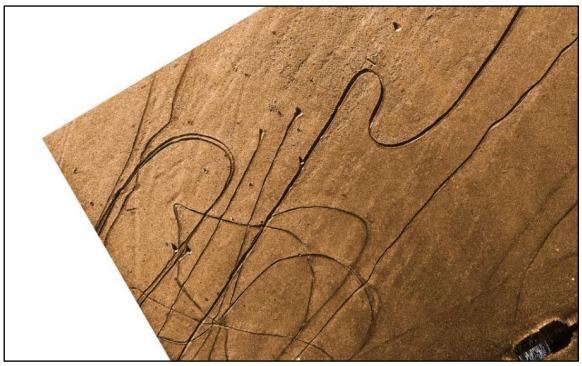


Figura 15.19 – Dutos flexíveis imageados com SAS (fonte: elaborado pelo autor ARTHUR AYRES NETO).

15.2.5 - Perfilagem Sísmica

O termo “Perfilagem Sísmica” tem significado amplo no contexto da investigação sísmica de áreas submersas, pois, sob esta denominação, estão reunidas várias técnicas da sísmica de reflexão com o objetivo de penetrar na coluna sedimentar e identificar a espessura dos estratos, a profundidade do topo do embasamento rochoso, além de estruturas geológicas (falhas, lineamentos, domos salinos etc.). A Figura 15.20 ilustra a técnica da sísmica de reflexão denominada de Perfilagem Sísmica.

Versão exclusiva do autor

As técnicas da sísmica de reflexão empregadas com o propósito de perfilar a coluna sedimentar se diferenciam pelo tipo de fonte acústica utilizada, que, por sua vez, está diretamente relacionada ao espectro de frequências emitido por cada uma delas. Tendo como base o espectro de frequências, as fontes acústicas podem ser compartimentadas em quatro categorias: 1) fontes de baixa resolução e alta penetração que emitem frequências abaixo de 300 Hz; 2) fontes de resolução e penetração intermediários e que emitem frequências entre 300 e 2.000 Hz; 3) fontes de baixa penetração e alta resolução, que emitem frequências entre 2.000 e 20.000 Hz, e; 4) fontes de baixa penetração e ultra alta resolução e que lidam com frequências entre 20 e 50 kHz (Tabela 15.2).

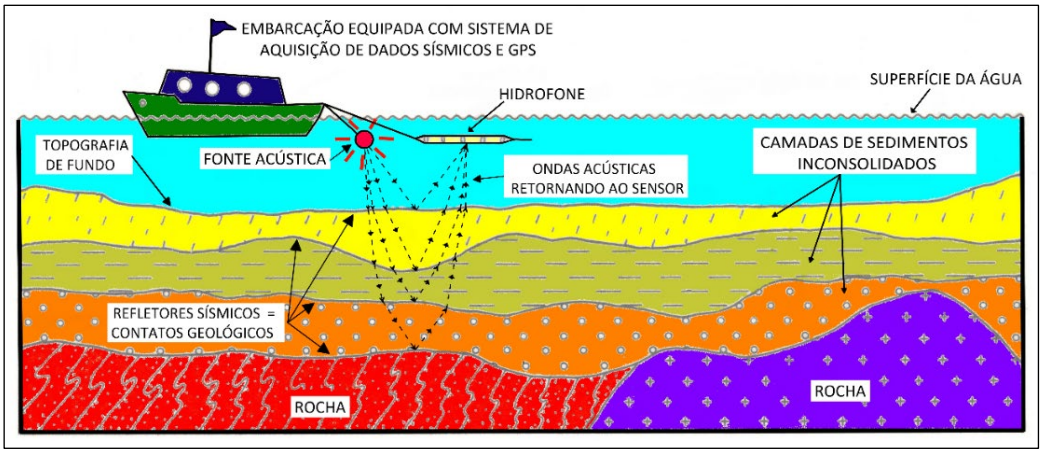


Figura 15.20 – Ilustração da técnica de Perfilagem Sísmica monocanal aplicada à investigação de ambientes submersos (fonte: SOUZA; GANDOLFO, 2021).

Tabela 15.2 – Principais fontes acústicas empregadas na perfilagem sísmica tendo como base o espectro de frequências emitido.

Perfilagem Sísmica - Método da Reflexão Sísmica				
CATEGORIA	**1**	**2**	**3**	**4**
FREQUÊNCIAS	**< 300 Hz**	**300 – 2.000 Hz**	**2.000 – 20.000 Hz**	**20.000 – 50.000 Hz**
ENERGIA DA FONTE ACÚSTICA	alta	média	baixa	
RESOLUÇÃO	baixa	média	alta	ultra alta
	decamétrica	métrica	decimétrica	centimétrica
PENETRAÇÃO	quilômetros	decâmetros	metros	
EXEMPLOS DE FONTES ACÚSTICAS			3,5 kHz	*chirp* [3]
		minisparker	7 kHz	
	air gun	*miniairgun*	10 kHz	
	sparker	*boomer*	15 kHz	
	water gun	*bubble gun*	24 kHz	
		chirp [1]	paramétrica	
			chirp [2]	
chirp [1]	chirp de baixa frequência (500 - 12.000 Hz)			
chirp [2]	chirp de frequências intermediárias (2 - 10.000 e 10.000 - 20.000 Hz)			
chirp [3]	chirp de ultra alta frequência (20.000 - 50.000 Hz)			

Versão exclusiva do autor

A categoria 1 inclui técnicas que têm como prioridade a penetração (centenas de metros ou quilômetros) na coluna sedimentar e com esse objetivo emprega fontes acústicas de alta energia (centenas ou milhares de joules) e baixa frequência (comumente abaixo de 300 Hz), com consequente perda de resolução, que normalmente é da ordem de dezenas de metros. Estas técnicas são utilizadas quando objetivo principal é o estudo de bacias sedimentares, comumente relacionado à prospecção de hidrocarbonetos. Podem ser utilizados sistemas monocanais (um único arranjo de hidrofones) ou sistemas multicanais (dezenas ou centenas de hidrofones distribuídos ao longo de uma linha na superfície da água). As fontes acústicas e os sensores (hidrofones) são comumente tracionados por uma embarcação que se desloca na superfície da água. *Air-gun*, *sparker*, *water-gun* são exemplos de fontes acústicas incluídas nesta categoria. Um exemplo de perfil sísmico mostrando a alta capacidade de penetração deste tipo de fonte acústica está ilustrado na Figura 15.21.

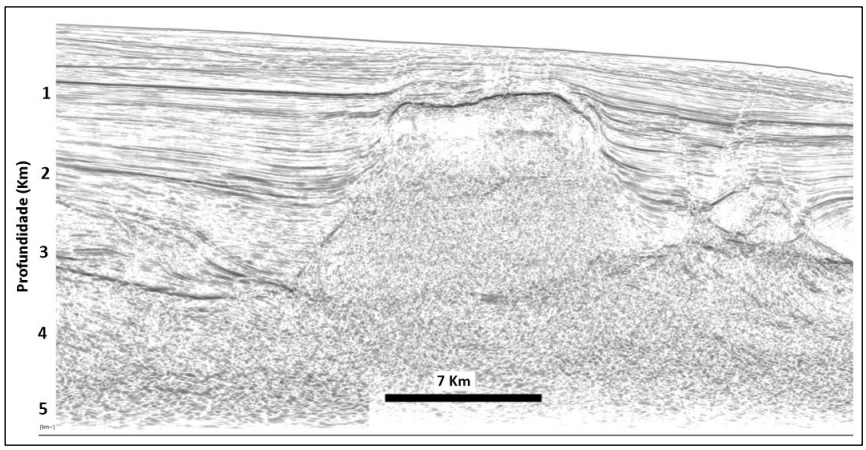


Figura 15.21 – Seção sísmica oriunda do emprego de sistema de perfilagem sísmica multicanal utilizando-se de fonte acústica impulsiva (air-gun), que tem como prioridade a penetração na coluna sedimentar. Neste perfil observa-se a estratigrafia da bacia de Santos a profundidades superiores a 3 km. Perfil cedido pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) para fins de pesquisa acadêmica (fonte: cortesia do Prof. Dr. MICHEL. M. DE MAHIQUES, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo).

Na categoria 2 estão incluídas as técnicas de Perfilagem Sísmica que possuem objetivos intermediários em termos de resolução e de penetração, e assim, empregam fontes acústicas de menor energia (dezenas ou centenas de joules) e frequências um pouco mais altas (entre 300 Hz e 2.000 Hz). Emitindo este espectro de frequências este tipo de fonte acústica garante certa penetração (dezenas de metros) na coluna sedimentar, bem como uma resolução (métrica) compatível com a necessidade de projetos comumente relacionados à prospecção mineral (cubagem de jazidas etc.) e projetos de engenharia, como a construção de parques eólicos offshore, plataformas exploratórias, tuneis, pontes entres outras obras de grande porte no mar. As fontes acústicas classificadas nesta categoria são comumente tracionadas na superfície da água, embora, existem modelos que se deslocam próximos da superfície de fundo (Fig. 15.22 (2)) e que são controladas remotamente por cabos, ou sistemas autônomos (AUV's ou ROV's), e têm como aplicação a investigação estratigráfica de detalhe de áreas profundas. *Minisparker*, *miniairgun*, *boomer*, *bubble gun*, *chirp* de baixa frequência são alguns exemplos de fontes acústicas empregadas com objetivos intermediários, em termos de penetração e resolução, que estão ilustradas na Figura 15.22 (2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 e 9). Exemplos de produtos da utilização de sistemas de perfilagem desta categoria, podem ser observados na Figura 15.23, na Figura 15.24 e na Figura 15.25.

Versão exclusiva do autor

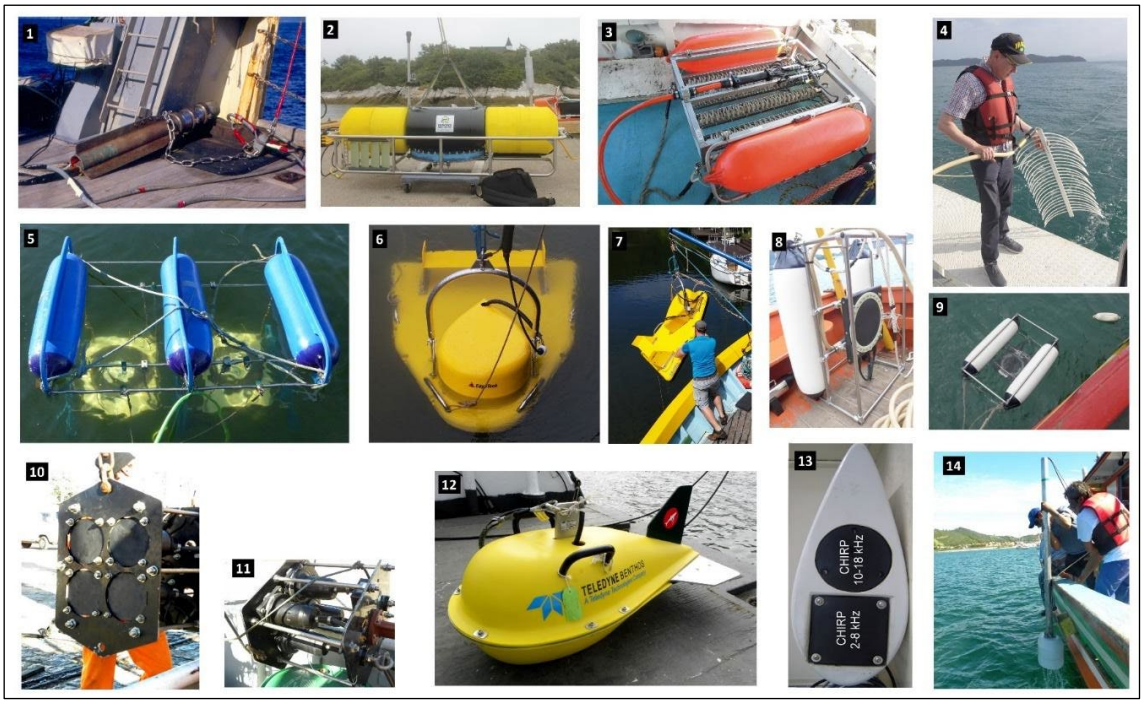


Figura 15.22 – Exemplos de alguns tipos de fontes acústicas empregadas na perfilagem sísmica. 1. Airgun; 2. Boomer/sparker submersível da Geoforce; 3. Sparker da Geomarine; 4. Sparker da SIGFrance; 5. Bubble gun da Falmouth; 6. e 7. Chirp de baixa frequência da Edgetech; 8. e 9. Boomer da SIGFrance; 10. e 11. SBP 3.5 kHz da Syquest; 12. Chirp da Teledyne; 13. e 14. Duplo Chirp da Meridata (fonte: fotos autor LUIZ ANTÔNIO PEREIRA DE SOUZA).

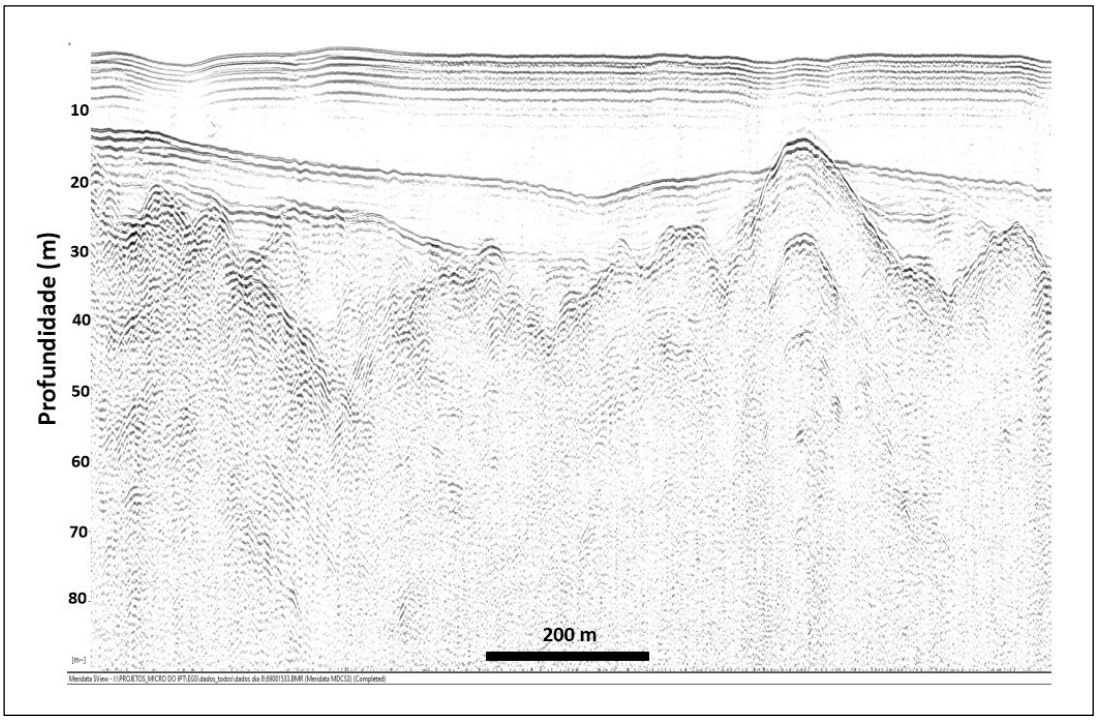


Figura 15.23 – Perfil sísmico obtido com uma fonte acústica do tipo minisparker, rebocada na superfície da água e empregada em projeto de investigação geológico-geotécnico desenvolvido na Baia da Angra dos Reis, no Estado do Rio de Janeiro. Fonte acústica: Minisparker SIGFrance ELC30 (fonte: FÉLIX, AYRES NETO, SOUZA, 2017).

Versão exclusiva do autor

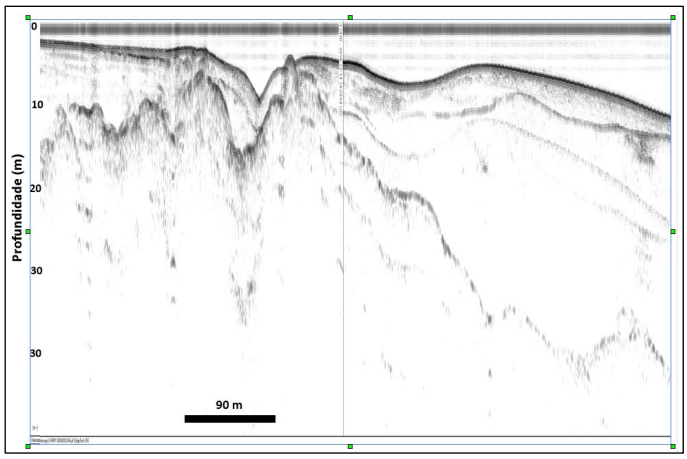


Figura 15.24 – Perfil sísmico obtido com uma fonte acústica do tipo chirp[1] de baixa frequência, tracionada na superfície da água e empregada em projeto desenvolvido Baía da Babitonga, no Estado de Santa Catarina. Fonte acústica: Chirp Edgetech 512i (fonte: cortesia do Prof. Dr. ANTONIO HENRIQUE F. KLEIN, Universidade Federal de Santa Catarina).

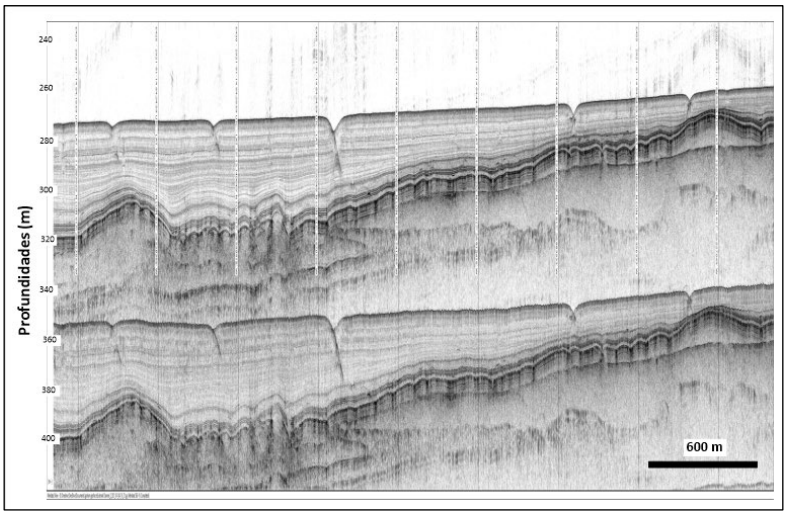


Figura 15.25 – Perfil sísmico com múltipla obtido de uma fonte acústica do tipo boomer, submersível, tracionada próxima à superfície de fundo e empregada em projeto desenvolvido na plataforma continental da Escócia (Costa da Nova Escócia). Fonte acústica: Geoforce DTS® fully compensated boomer 4kv (480 Joules) (fonte: cortesia do Dr. GRAHAM STANDEN, Geoforce Group Limited).

Na categoria 3 estão incluídas as técnicas de Perfilagem Sísmica que tem por objetivo a investigação de detalhe da coluna sedimentar subsuperficial, e assim sendo, têm como prioridade a resolução, comumente, submétrica. Os sistemas empregados com esses objetivos são denominados genericamente de SBP, termo clássico da língua inglesa que significa *Sub Bottom Profiler*, ou perfilador de fundo. Nesta categoria, comumente, estão incluídas as fontes acústicas que empregam as frequências de 3,5 kHz, 7 kHz, 10 kHz, 12 kHz, 15 kHz e 24 kHz, entre outras. As fontes acústicas paramétricas e as do tipo *chirp* são também incluídas nesta categoria. Em condições geológicas favoráveis os sinais emitidos por esse tipo de fonte acústica podem penetrar de uma a três dezenas de metros na coluna sedimentar, com uma resolução da ordem de alguns decímetros. Algumas fontes acústicas deste tipo estão ilustradas na Figura 15.22 (10, 11, 12, 13 e 14). Este tipo de fonte acústica tem vasta aplicação na investigação estratigráfica rasa de bacias sedimentares

Versão exclusiva do autor

para fins de mineração (p.ex. cubagem de jazidas de areia) ou para conhecimento básico da evolução geológica de uma determinada área de estudo. Com esta capacidade de penetração e resolução, esta técnica tem também vasto emprego no estudo de assoreamento de reservatórios de água, lagoas de decantação em empresas de mineração, de rios e de áreas portuárias, visando principalmente o monitoramento dos processos de sedimentação, no subsídio de projetos de dragagem. Os produtos da aplicação deste tipo de fonte acústica são também importantes em projetos de implantação de cabos e dutos submarinos, já que na maioria dos projetos desta natureza, os dados necessários para garantir o sucesso do projeto devem cobrir coluna sedimentar raramente superior a 5 metros. Um exemplo de perfil obtido por meio deste tipo de fonte acústica está ilustrado na Figura 15.26, no qual delineiam-se as camadas subsuperficiais, provavelmente composta de lamas fluidas, mas não se observa o topo do embasamento rochoso, tendo em vista sua limitação em termos de penetração. A Figura 15.27 (perfil intermediário) também ilustra um produto oriundo do emprego deste tipo de fonte acústica, neste caso, em um reservatório de água.

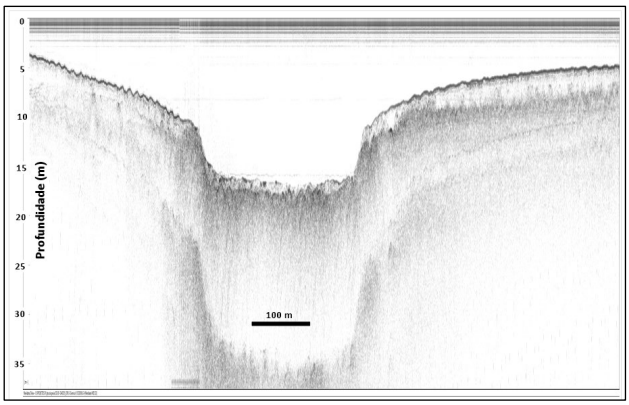


Figura 15.26 – Exemplo de um perfil sísmico no canal do Porto de Santos no Estado de São Paulo, obtido com uma fonte acústica do tipo chirp (2 – 8 kHz) da Meridata, mostrando camadas subsuperficiais, e submétricas, de sedimentos finos, provavelmente, lamas fluidas (fonte: IPT).

Em situações muito especiais, quando ocorre a necessidade de resultados com ultra alta resolução, há necessidade do emprego de fontes acústicas que utilizam frequências muito altas (entre 20 e 50 kHz), que estão aqui incluídas na categoria 4. Com estes objetivos, fontes acústicas de última geração do tipo *chirp* são as que produzem os resultados mais adequados ao projeto. Avaliação detalhada da evolução dos processos sedimentares em reservatórios de água, barragens de mineração, áreas portuárias e bacias sedimentares de pequeno porte são exemplos de estudos que podem exigir a delimitação de camadas sedimentares com espessura da ordem de centímetros. A Figura 15.27 (perfil inferior) ilustra um produto oriundo de uma fonte acústica com essas características.

Observa-se ainda que os sistemas sísmicos de baixa potência (baixa energia) que lidam com frequências altas e que utilizam pastilhas piezoelétricas para a emissão e recepção do pulso sísmico são referidos como sistemas que empregam fontes acústicas do tipo ressonantes ou, simplesmente, são referidos como sísmica ressonante. Por outro lado, os sistemas de maior potência e, que lidam com frequências mais baixas (< 2 kHz) e que possuem emissor/receptor separados (fonte acústica e hidrofone), são referidos como sistemas que empregam fontes acústicas impulsivas ou simplesmente denominados de sísmica impulsiva.

Versão exclusiva do autor

Finalmente é interessante ressaltar que a escolha da fonte acústica mais adequada para o estudo de uma determinada área submersa não é um procedimento trivial. Não é incomum em um grande projeto a necessidade de dados de espessura da coluna sedimentar subsuperficial e também da profundidade do topo do embasamento rochoso, o que necessariamente implica no emprego de mais de uma fonte acústica, já que não existe uma única fonte que ofereça ambas as soluções, a saber, penetração e resolução. Portanto, recomenda-se, sempre que possível, o planejamento de aquisição de dados de Perfilagem Sísmica com o emprego de sistemas acústicos multifrequenciais. Nestes sistemas é possível o emprego simultâneo de pelo menos uma ou duas fontes acústicas ressonantes (por exemplo, fontes do tipo chirp, SBP 3,5 kHz, ou fontes paramétricas, entre outras), visando garantir a resolução, e uma fonte impulsiva (por exemplo, *boomer*, *sparker*, *bubble gun*, entre outras), visando garantir a penetração na coluna sedimentar. Tal procedimento possibilita a penetração na coluna sedimentar de algumas dezenas de metros, e assim, comumente permite a identificação do topo do embasamento rochoso e da espessura total da coluna sedimentar (SOUZA; GANDOLFO, 2021). A Figura 15.27 mostra um conjunto de 3 perfis sísmicos obtidos em levantamento utilizando, simultaneamente, 3 fontes acústicas distintas, a saber, um *boomer* (300 – 2.000 Hz), um *chirp* de baixa frequência e baixa potência (2.000 – 8.000 Hz) e um *chirp* de ultra alta frequência (20.000-50.000 Hz). Nestes perfis é possível observar que a resolução aumenta na direção do *chirp* de ultra alta resolução (perfil inferior), e a penetração, em direção ao perfil executado com a fonte acústica *boomer* (perfil superior), mostrando nitidamente a importância de cada uma das fontes acústicas sob o ponto de vista da resolução e da penetração.

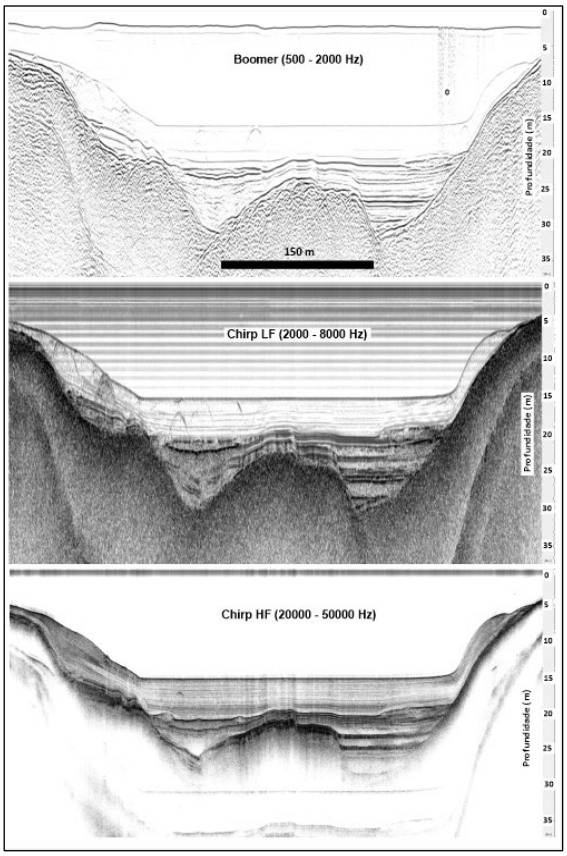


Figura 15.27 – Perfis sísmicos obtidos em lago da Finlândia utilizando o sistema MDCS, da Meridata, que tem a capacidade de gerenciar a aquisição simultânea de dados de várias fontes acústicas, neste caso, um boomer, um chirp[2] de baixa frequência e de um chirp[3] de ultra alta frequência (fonte: cortesia da Meridata).

Versão exclusiva do autor

De uma maneira geral, quando houver a necessidade de mapeamento do topo do embasamento rochoso, ou da identificação da espessura total da coluna sedimentar, fontes do tipo impulsivas deverão ser utilizadas em caráter mandatório. Em condições geológicas favoráveis (p.ex. sedimentos finos depositados sobre o embasamento rochoso), fontes do tipo *chirp* de alta potência e baixa frequência, podem apresentar também bons resultados (Fig. 15.23) (SOUZA; GANDOLFO, 2021).

Entende-se como um bom registro sísmico obtido a partir da Perfilagem Sísmica aquele que possibilita a observação e delimitação das camadas atravessadas pelo alcance máximo do sinal sísmico. Essas camadas correspondem à coluna d'água, aos estratos sedimentares inconsolidados e ao topo do embasamento rochoso (SOUZA; GANDOLFO, 2021). Conforme já mencionado, o limite de penetração do sinal acústico é resultado, basicamente, do tipo de fonte acústica empregada (espectro de frequências e energia) e das características de atenuação do material que compõe o substrato geológico da área. Sinais de baixa frequência (< 2 kHz) tem maior capacidade de penetração, em detrimento da resolução. O contrário ocorre na emissão de sinais de alta frequência (2 kHz - 50 kHz), que possibilitam maior resolução e, portanto, uma melhor definição dos estratos sedimentares subsuperficiais, com espessuras métricas ou submétricas, em alguns casos, centimétricas.

É imprescindível que os produtos oriundos da aplicação da Perfilagem Sísmica sejam corrigidos das variações do nível d'água (maré, ou nível de água dos rios e de reservatórios) ocorridas ao longo do levantamento. Esse procedimento é realizado com a aplicação direta das variações de nível sobre os dados coletados, analogamente aos procedimentos adotados em levantamentos batimétricos. Todos os softwares de processamento de dados de perfilagem sísmica disponíveis no mercado preveem e facilitam esse procedimento. Além disso, esses softwares também possibilitam a aplicação de ganhos e de filtros especiais para minimização dos ruídos inerentes às técnicas de perfilagem sísmica.

Na interpretação dos dados, além do mapeamento dos refletores e da análise da disposição estrutural das camadas subsuperficiais, é possível fazer o uso de atributos sísmicos. Atributos sísmicos são quantidades extraídas ou derivada de dados sísmicos que podem ser analisados a fim de aprimorar informações que podem ser mais sutis em uma imagem sísmica tradicional, levando a uma melhor interpretação geológica ou geofísica dos dados. Já vem sendo usados há algumas décadas na sísmica de exploração multicanal. Na sísmica de alta-resolução monocanal, foco deste capítulo, o uso de atributos sísmicos ainda é bastante limitado, pois a grande maioria são pós-empilhamento. Eles podem ser medidos ao longo de um único traço sísmico ou em vários traços dentro de uma janela definida. Alguns atributos estão relacionados a energia do pulso (Amplitude Instantânea, Envelope, Primeira/Segunda Derivada do Envelope, Amplitude RMS) ou a frequência / fase do sinal (Frequência Instantânea, Cosseno da Fase, Fase Instantânea). Algumas experiências com a análise de atributos de dados sísmicos monocanal vêm sendo realizadas com resultados bastante promissores (SANTANA; AYRES NETO, 2015; CUNHA; AYRES NETO, 2020). No entanto, mais pesquisas são necessárias para melhor entender como esses atributos se correlacionam com a geologia nesse tipo de dado.

15.3 - Aplicações na Mineração submarina

Como vimos acima os métodos acústicos submarinos servem para o mapeamento da morfologia e sedimentologia do fundo marinho, assim como a investigação da disposição estrutural das camadas subsuperficiais em diferentes escalas e resoluções.

Versão exclusiva do autor

Projetos de prospecção de recursos minerais marinhos demandam essas três informações de forma integrada. A batimetria, junto com a intensidade do backscatter, fornece informações sobre rugosidade e da refletividade do fundo marinho. Isso permite diferenciar áreas de cobertura sedimentar (areias e lamas) de áreas de afloramentos rochosos ou cobertura de crostas e nódulos polimetálicos. Da mesma forma, os mosaicos sonográficos permitem reconhecer as diferentes litologias que compõem o fundo marinho. Este último, no entanto, por possuir uma resolução maior do que o mosaico de backscatter, fornece um maior detalhe das estruturas do fundo, permitindo, por exemplo, mapear a densidade de ocorrência de nódulos polimetálicos ou algas calcáreas (que podem ser usadas como matéria-prima para fabricação de fertilizantes). A sísmica, por sua vez, permite medir a espessura das camadas geológicas em subsuperfície. Essa informação permite estimar o volume 3D de uma determinada camada de interesse que possua uma concentração de algum mineral de interesse econômico a ser explorado. (ex: ouro, diamante e placers em geral). Conforme demonstrado por Samaradivakara *et al*. (2009). Importante ter em mente que os métodos fornecem diferentes informações e, para uma avaliação mais precisa, é necessário que sejam usados de forma complementar.

Referências Bibliográficas

BJØRNØ, L. 2017. Applied Underwater Acoustics. NEIGHBORS, T.; BRADLEY, D. (Eds.). Elsevier. 980 p.

BLONDEL, P.; PARSON, L.M.; ROBIGOU, V. 1998. TexAn: Textural Analysis of Side Scan Sonar Imagery and generic seafloor Characterization. *In*: IEEE-OES, Oceans'98. Proceedings. v. 1, p. 209–213.

CALDER, B.R.; WELLS, D.E. 2006. CUBE User Guide. University of New Hampshire (UNH), Center for Coastal and Ocean Mapping (CCOM)/Joint Hydrographic Center (JHC), http://ccom.unh.edu/sites/default/files/publications/Calder_07_CUBE_User_Manual.pdf

CUNHA, J.B.; AYRES NETO, A. 2020. Ultrahigh-resolution seismic enhancement. The use of colored inversion and seismic attributes on sub-bottom profiler data. Journal of Applied Geophysics, 181: 104184. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2020.104184.

FÉLIX, C.; AYRES NETO, A.; SOUZA, L.A.P. 2017. Scouting for Energy Cable Route for an Island off Rio. Sea Technology, 58(7): 4 p.

FONSECA, L.; FRANÇOLIM, J.; CALDER, B. 2002. Automatic Estimation of the Seafloor Geomorphology of the Santos Basin, Brazil. *In*: AGU Fall Metting, 2002. San Francisco, CA, EUA. American Geophysical Union, Fall Meeting 2002, Abstract #OS71C-0301. DOI: 10.1016/j.apacoust.2008.09.008.

GONZAGA, J.P. 2017. Classificação Automática de Padrões Sonográficos: Estudo de caso do Rio Araguaia. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geologia e Geofísica. Universidade Federal Fluminense. Niterói, 68p.

LURTON, X. 2006. An introduction to Underwater Acoustics: Principles and Applications. Springer-Praxis.

FONSECA, L.; BROWN, C.; CALDER, B.; MAYER, L.; RZHANOV, Y. 2009. Angular range analysis of acoustic themes from Stanton Banks Ireland: A link between visual interpretation and multibeam echosounder angular signatures. Applied Acoustics, 70: 1298–1304

Versão exclusiva do autor

MB-SYSTEM. 2015. Seafloor Mapping Software, Processing and Display of Swath Sonar Data. Disponível em: https://www.mbari.org/products/research-software/mb-system. MBARI - Monterey Bay Aquarium Research Institute.

MEDWIN, H.; CLAY, C.S. 1998. Fundamentals of Acoustical Oceanography. Boston: Academic Press.

MOYA, E.A.C.; AYRES NETO, A. 2015. Side scan sonar images attributes characterization for seabed mapping. *In*: 2015 IEEE/OES Acoustics in Underwater Geosciences Symposium (RIO Acoustics), Rio de Janeiro. DOI: 10.1109/RIOAcoustics.2015.7473586.

NOAA/CCOM. 2021. History of Hydrography. National Ocean Service. Center for Coastal and Ocean Mapping. Disponível em: https://oceanservice.noaa.gov/navigation/hydro.

SANTANA, F.R.; AYRES NETO, A. 2015. Use of seismic attributes for sediment classification. The Journal of Engineering, 2015(4): 134–148. DOI: 10.1049/joe.2014.0133.

SEABEAM. 2000. Multibeam Sonar Theory of Operation. SEA BEAM 2100 System. L-3 Communications SeaBeam Instruments, 2000. Massachusetts, EUA. 107 p. Disponível em: https://www3.mbari.org/data/mbsystem/sonarfunction/SeaBeamMultibeamTheoryOperation.pdf Acesso em: 8 mar. 2021.

SOUZA, L.A.P.; GANDOLFO, O.C.B. 2021. Geofísica Aplicada à Geologia de Engenharia e Meio Ambiente: Manual de Boas Práticas. São Paulo, ABGE. 160p.

SAMARADIVAKARA, G.V.I.; KIZIL, M.; KNIGHTS, D.P. 2009. A Cost-Effective Method to Enhance Dredge Mine Reconciliation in Heavy Minerals Mining Industry. Marine Georesources and Geotechnology, 27: 273–280. DOI: 10.1080/10641190903256934.

TIRUMAZHISAI, K.M. 2012. Development of Gray Level Co-occurrence Matrix based Support Vector Machines for Particulate Matter Characterization. Toledo, 100pp. Dissertação de Mestrado em Engenharia da Universidade de Toledo, Espanha.

WILLIE, P.C. 2005. Sound Images of the Ocean in Research and Monitoring. Springer. 471 pp. ISBN: 103540241221

Sobre os Autores

Arthur Ayres Neto

Professor Associado de Geologia e Geofísica Marinha na Universidade Federal Fluminense (UFF) desde 2006 com ênfase na pesquisa da caracterização geoacústica do fundo do mar. Bacharel em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), 1988); M.Sc. em Geologia e Geofísica Marinha (UFF, 1993); Ph.D em Geofísica Marinha (Kiel University, Alemanha, 1999). Representante da UFF junto ao PGGM. Antes de ingressar na universidade, trabalhou por 19 anos na indústria offshore com levantamentos geofísicos para desenvolvimento de projetos de engenharia submarina.

E-mail: aayres@id.uff.br

ORCID: 0000-0002-2982-245X

Versão exclusiva do autor

Luciano Emídio da Fonseca

Possui estágio pós-doutoral em Acústica Submarina pelo "Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer - IFREMER", França (2019), doutorado em Engenharia Oceânica pela "University of New Hampshire - UNH", EUA (2001), mestrado em Engenharia Elétrica pela Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP (1990) e graduação em Engenharia Elétrica pela Universidade de Brasília - UnB (1986). Atualmente é Professor Associado em Engenharia Eletrônica da Faculdade de Engenharia do Gama da Universidade de Brasília. Foi Professor Associado da University of New Hampshire, Departamento de Engenharia Oceânica; e Especialista do Programa de Geofísica Marinha da Comissão Oceanográfica Intergovernamental da Nações Unidas em Paris.

E-mail: luciano.unb@gmail.com

ORCID: 0000-0001-8147-3018

Luiz Antonio Pereira de Souza

Geólogo formado pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo-IGc-USP. Doutor em Ciências na área de Oceanografia Química e Geológica pelo Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo – IO-USP. Pesquisador de 1981 a 2022 do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo - IPT. Atualmente coordena a área de geofísica aplicada à investigação de ambientes submersos na empresa Laps Consulting Ltda.

E-mail: luizlaps@gmail.com

ORCID: 0000-0003-1487-7885

Versão exclusiva do autor

16 – MÉTODOS GEOFÍSICOS POTENCIAIS APLICADOS À EXPLORAÇÃO DE RECURSOS MINERAIS MARINHOS

POTENTIAL GEOPHYSICAL METHODS APPLIED TO THE EXPLORATION OF MARINE MINERAL RESOURCES

Marcelo Sperle Dias
Faculdade de Oceanografia
Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ

Resumo

Desde a década de 1950, após o "Ano Geofísico Internacional", a comunidade de geocientistas marinhos investe continuamente na exploração dos recursos minerais marinhos. Ao longo das décadas de 1960 a 1980 as pesquisas tinham como principal objetivo geral o entendimento da tectônica global e suas relações com a cinemática das placas litosféricas, magmatismo e a gênese e evolução da crosta oceânica. Deve-se enfatizar que todas estas relações estão intimamente ligadas à formação dos recursos minerais marinhos e sua distribuição nos oceanos; sendo essa pesquisa básica de fundamental importância. Dos anos 1980 até os anos 2000, uma série de tecnologias foram desenvolvidas para a aquisição, processamento e interpretação dos métodos geofísicos potenciais marinhos, dentre elas: a gravimetria, a magnetometria, a eletrorresisitividade e a magnetotelúrica. Nesses 20 anos, além das técnicas clássicas para dados de navios, teve destaque as técnicas para análise de dados de satélites, de aviões e de helicópteros, área denominada de Aerogeofísica. Essas técnicas possibilitaram uma visão global e regional, respectivamente, da geologia dos oceanos e suas relações com os recursos minerais marinhos. Dos anos 2000 até os dias atuais, a comunidade ligada à exploração de minerais marinhos cresceu significativamente e novas tecnologias foram desenvolvidas para o aumento da resolução e precisão no mapeamento, em escala de detalhe, dos recursos minerais marinhos; com destaque para a instalação dos sensores geofísicos em ROV´s, AUV´s, SAV´s e DRONE´S. Atualmente os principais recursos minerais marinhos explorados pela comunidade nacional e internacional, com base nesses métodos geofísicos potenciais, são os nódulos polimetálicos, as crostas polimetálicas, os sulfetos polimetálicos e os pláceres de minerais pesados. Vale destacar que todos estes recursos minerais metálicos possuem um grande valor econômico e estratégico para a sociedade do século XXI; pois apresentam, em geral, altos teores de minerais nobres. Os elementos que compõem estes minerais são raros, escassos ou de difícil beneficiamento na mineração continental, tais como: o ouro, a prata, a platina, o cobalto, o lítio, o níquel, o cobre, o zinco e diversas terras raras. Há de se enfatizar que, atualmente, as chamadas "Economia Azul" (*Blue Economy*), "Economia Verde" (*Green Economy*) e as Metas da Organização das Nações Unidas para o Desenvolvimento Sustentável, em particular no tocante a ODS-14 e a "Década dos Oceanos (2021-2030)", impõem uma nova realidade geopolítica para as nações; onde os recursos minerais marinhos terão papel relevante. É nesse contexto que o presente capítulo está estruturado, visando permitir ao leitor um panorama atual sobre os fundamentos, tecnologias e aplicações dos métodos geofísicos potenciais na exploração dos recursos minerais marinhos.

Palavras-chave: métodos potenciais; gravimetria, magnetometria, eletromagnetometria, recursos minerais, exploração mineral.

Nota dos Organizadores: o manuscrito deste capítulo foi produzido em abril de 2022.

Versão exclusiva do autor

Abstract

Since the 1950s, after the "International Geophysical Year", the community of marine geoscientists has continuously invested in the exploration of marine mineral resources. Throughout the 1960s to the 1980s, research had as its main general objective the understanding of global tectonics and its relations with the kinematics of lithospheric plates, magmatism and the genesis and evolution of the oceanic crust. It must be emphasized that all these relationships are closely linked to the formation of marine mineral resources and their distribution in the oceans; this basic research being of fundamental importance. From the 1980s to the 2000s, a series of technologies were developed for the acquisition, processing and interpretation of potential marine geophysical methods, among them: gravimetry, magnetometry, electroresisivity and magnetotelurics. In these 20 years, in addition to the classic techniques for ship data, the techniques for analyzing data from satellites, airplanes and helicopters were highlighted, an area called Aerogeophysics. These techniques enabled a global and regional view, respectively, of the geology of the oceans and their relationship with marine mineral resources. From the 2000s to the present day, the community linked to the exploration of marine minerals has grown significantly and new technologies have been developed to increase resolution and precision in mapping, in a detail scale, marine mineral resources; with emphasis on the installation of geophysical sensors in ROV´s, AUV´s, SAV´s and DRONE´S. Currently, the main marine mineral resources explored by the national and international community, based on these potential geophysical methods, are poly-metallic nodules, poly-metallic crusts, poly-metallic sulphides and heavy mineral plates. It is worth mentioning that all these metallic mineral resources have great economic and strategic value for society in the 21st century; because they present, in general, high levels of noble minerals. The elements that make up these minerals are rare, scarce or difficult to process in continental mining, such as: gold, silver, platinum, cobalt, lithium, nickel, copper, zinc and several rare earths. It should be emphasized that, currently, the so-called "Blue Economy" (Blue Economy), "Green Economy" (Green Economy) and the Goals of the United Nations Organization for Sustainable Development, in particular with regard to the SDG-14 and the "Decade of the Oceans (2021-2030)", impose a new geopolitical reality for the nations; where marine mineral resources will play a relevant role. It is in this context that this chapter is structured, aiming to allow the reader a current overview of the foundations, technologies and applications of potential geophysical methods in the exploration of marine mineral resources.

Keywords: potential methods; gravimetry, magnetometry, electromagnetometry, mineral resources, mineral exploration.

16.1 - Introdução

Os métodos potenciais foram os primeiros a serem utilizados como ferramenta nos estudos pioneiros de geologia e geofísica para exploração de recursos minerais. As aplicações dos métodos potenciais na prospecção de recursos minerais data da descoberta de hidrocarbonetos na década de 20, no Texas, EUA, através de gravimetria – utilizando a Balança de Torsão de Eötvos (GIBSON; MILLEGAN, 1998).

Desde então, várias aplicações do uso dos métodos potenciais (gravimetria e magnetometria) foram realizadas para fins de exploração de recursos minerais marinhos. Tais aplicações relacionam-se às pesquisas globais, regionais e locais onde

Versão exclusiva do autor

pode-se ressaltar os estudos de Paterson e Reeves (1985), Reynolds *et al*. (1987), Keller (1988), Hoog (1989), Chapin (1996), Max *et al*. (1999) e Burley *et al*. (2000).

Dentre as aplicações globais e regionais destes métodos, grande parte tem suporte nos dados obtidos por navios oceanográficos e pelo sensoriamento remoto dos satélites MAGSAT, SEASAT, GEOSAT, ERS-1 e TOPEX-POSEIDON (YALE *et al*., 1995; YALE; SANDWELL, 1997). Tais satélites possibilitaram a interpretação regional de anomalias residuais magnéticas (KU; SHARP, 1983) e gravimétricas (SANDWELL, 1991), que são utilizadas para uma série de objetivos de prospecção, como por exemplo: i) para a definição do "potencial e riscos de exploração" de bacias e sub-bacias sedimentares, ii) para definição dos limites entre crosta oceânica e crosta continental e iii) para o mapeamento de novas fronteiras exploratórias. Através da modelagem dessas anomalias pode-se ainda investigar a idade térmica da crosta oceânica e seus processos magmáticos, a espessura dos sedimentos, a morfologia do embasamento, a espessura da crosta e o fluxo de calor superficial. Deve-se destacar que todos estes parâmetros são fundamentais para a definição dos ambientes tectono-magmáticos e sedimentares com potencial para exploração de recursos minerais marinhos.

Atualmente, as aplicações dos métodos potenciais (LEAMAN, 1994) para a prospecção de recursos minerais marinhos, principalmente petróleo e gás (SHAPOSHNIKOV; SAMOLETOV, 1986), não está limitada apenas ao mapeamento de grandes estruturas geológicas (CORDELL; McCAFFERTY, 1989; REYNOLDS, *et al*., 1990; DENITH; MUDGE, 2014).

O grande desenvolvimento da aeromagnetometria (COWAN; COWAN, 1993), da aerogravimetria e da geofísica marinha de alta resolução, com a utilização de gradiômetros magnéticos e gravimétricos, tem permitido a definição detalhada da geometria de pequenas estruturas (REID *et. al*., 1990; MACLEOD *et al*., 1993). Os métodos potenciais podem fornecer, portanto, informações fundamentais para a exploração e produção de hidrocarbonetos e devem ser integrados a outros métodos geofísicos para sua melhor confiabilidade (REFORD, 1980; LaFEHR, 1980).

Neste aspecto, uma informação fundamental, por exemplo, é a definição da estrutura de densidades e porosidades de um poço para controle sismo-estratigráfico. Atualmente, através de micro gravimetria, é possível definir com alta precisão tais parâmetros que são essenciais na conversão tempo-profundidade dos refletores sísmicos utilizados na sísmica de reflexão 3D e 4D. Deve-se ressaltar ainda que, independentemente do grande desenvolvimento tecnológico dos métodos acústicos, os métodos potenciais têm sido utilizados em escala de detalhe (MACHEL; BURTON, 1991; GOLDHABER; REYNOLDS, 1991), no âmbito da geofísica de exploração, inclusive no monitoramento da produção de campos de petróleo e gás.

A partir da década de 90, os métodos potenciais vêm assumindo um papel de destaque no mapeamento e na exploração de recursos minerais nos oceanos. Suas principais limitações relacionadas às ambiguidades, intrínsecas advindas da teoria do potencial, que geram diferentes soluções nas modelagens, foram aprimoradas através do desenvolvimento de metodologias de interpretação, especialmente aquelas fundamentadas na modelagem por inversão, que incorporam como vínculos outras informações geofísicas e geológicas independentes. Além disto, a ótima relação custo-benefício e a grande disponibilidade de dados nos oceanos (navios e satélites) possibilitam seu uso em praticamente todas as províncias marinhas em escala global,

Versão exclusiva do autor

regional e até mesmo local. Este fato é particularmente importante, pois possibilita o seu uso integrado, a baixo custo, na exploração de um amplo espectro de recursos minerais marinhos.

Desde então, a praticidade e o baixo custo dos equipamentos (gravímetros e magnetômetros) permitiram sua ampla utilização para obter anomalias gravimétricas e magnéticas, estimando, respectivamente, a densidade e a susceptibilidade magnética das rochas em subsuperfície. De maneira global, tais métodos permitiram obter as mais importantes evidências sobre a gênese e evolução das margens continentais, das bacias oceânicas e das cordilheiras meso-oceânicas desde a década de 1950. Tais evidências foram a base para a formulação da Teoria de Tectônica de Placas, na década de 1960-70, que revolucionou as geociências ao longo do século XX e XXI.

Na década de 1970, após ampla utilização com fins científicos, os métodos potenciais foram os precursores nas pesquisas e exploração de recursos minerais marinhos, principalmente os hidrocarbonetos (petróleo e gás) nas margens continentais (NETTLETON, 1976). Foram amplamente utilizados para o mapeamento dos limites das bacias sedimentares e de diversos alvos importantes para a indústria do petróleo (falhas, domos salinos, grabens, horsts, espessura crustal, estrutura de densidades, etc.). Nos fins dos anos 70, McKenzie (1978) desenvolveu um modelo termo-mecânico e demonstrou, de maneira simples e elegante, como os métodos potenciais poderiam ser utilizados para fins de exploração de petróleo e gás em bacias sedimentares. Este modelo, parametrizado principalmente pela gravimetria, considerando os conceitos de isostasia, revolucionou a indústria do petróleo. Este modelo foi, posteriormente, refinado por diversos pesquisadores; sendo amplamente utilizado até os dias de hoje (KARNER; WATTS, 1982; WEISSEL; KARNER, 1989; ALLEN; ALLEN, 1990; KARNER ; DRISSCOLL, 1993; SPERLE, 1997).

Após décadas de exploração do subsolo continental, concluiu-se, na década de 1980 que as reservas de recursos minerais nobres, tais como Ni, Co, Ti, Po e Mn, mostravam-se bem menores que as estimativas. Consequentemente, com o aumento dos preços internacionais, tornava-se atraente a exploração dos minerais marinhos, como os nódulos e sulfetos polimetálicos, devido ao seu alto grau de pureza. Inicialmente foram mapeadas várias áreas no Oceano Pacífico e umas poucas no Atlântico, principalmente utilizando-se métodos geofísicos acústicos, para caracterização do fundo marinho (batimetria multifeixe, perfilador de sub-fundo de 3.5 kHz e sonografia), além de imagens obtidas em submersíveis. Nesse período, os satélites SEASAT e MAGSAT recobriram todo o planeta, permitindo o mapeamento da altimetria e da magnetoestratigrafia de toda a crosta oceânica, com uma resolução de aproximadamente 200-300 km.

Durante a década de 1990, a integração dos dados obtidos pelos satélites altimétricos SEASAT, GEOSAT, ERS1 e Topex-Poseidon possibilitou o mapeamento do geóide em todos os oceanos e, consequentemente, a estimativa da anomalia gravimétrica ar-livre (SANDWELL, 1991 e 1992) e da batimetria predita (YALE *et al*., 1995; YALE; SANDWELL, 1997). Com isso a crosta oceânica vem sendo investigada, em detalhe, e feições com anomalias altimétricas de comprimentos de onda maiores que 20 km podem ser pesquisadas (Fig. 16.1). Esses estudos vêm sendo atualizados constantemente (SANDWELL *et al*., 2014), com dados de novos satélites (CryoSat-2 e Jason-1) e possibilitaram à definição de províncias com potencial para a exploração de recursos minerais nos oceanos.

Versão exclusiva do autor

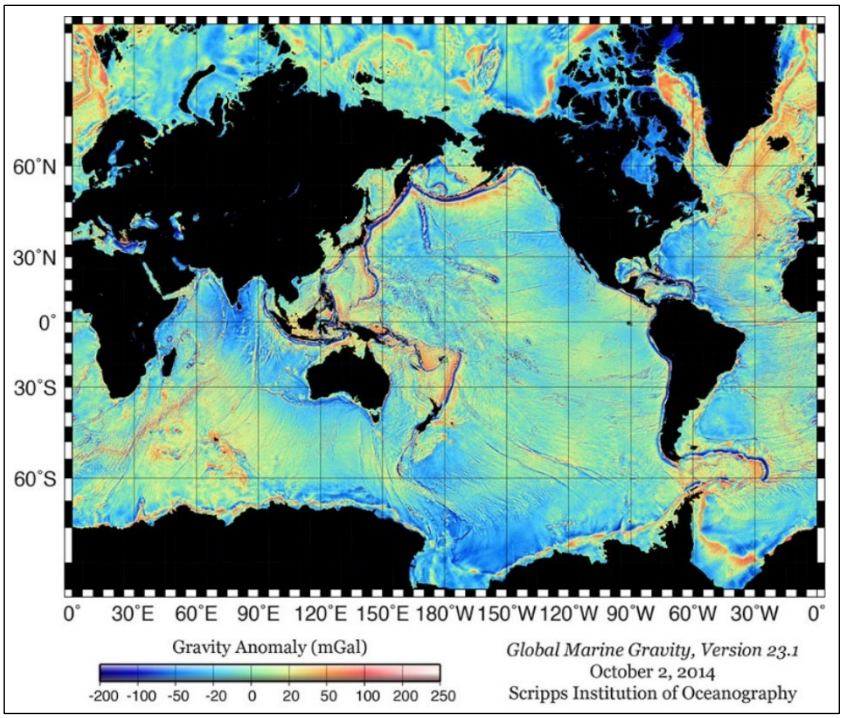


Figura 16.1 – Mapa global de anomalias gravimétricas ar-livre, derivado dos dados de altimetria de satélites integrados até 2014 (SANDWELL *et al*., 2014).

Em paralelo, com base na identificação das anomalias magnéticas de expansão da litosfera oceânica e em datações da mesma, Cande *et al*. (1988) confeccionaram mapas globais da idade relativa da crosta oceânica para o Atlântico Sul. Estes mapas vêm sendo atualizados para todos os oceanos com novos dados de magnetometria (MÜLLER *et al*., 2008) e possibilitam uma visão geral da relação entre as províncias fisiográficas, tectônicas e a idade da litosfera oceânica (Fig. 16.2).

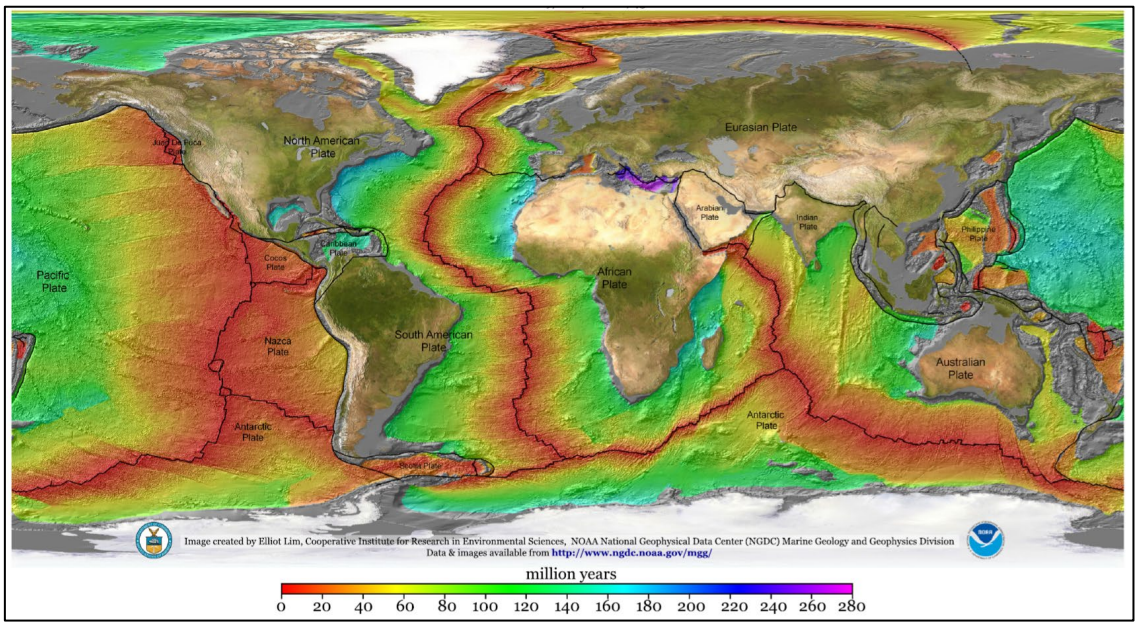


Figura 16.2 – Mapa global de idade relativa da litosfera oceânica e sua relação com as províncias fisiográficas e tectônicas, com base em dados integrados de satélites (MÜLLER *et al*., 2008).

Versão exclusiva do autor

Somente a partir da década de 1990, com o aumento da precisão proporcionada pelos magnetômetros de césio, passou-se a utilizar a magnetometria como ferramenta para o mapeamento de regiões com alto potencial de recursos minerais marinhos. Estes equipamentos possuem uma precisão da ordem de 0,001 nT[1], podendo detectar pequenas anomalias magnéticas geradas por rochas com percentual significativo de metais. A magnetometria de alta resolução, por exemplo, medindo as três componentes do campo, vem sendo usada para a caracterização da segmentação da cordilheira e localização dos depósitos de sulfetos polimetálicos maciços.

Atualmente, com o reaquecimento da indústria de exploração de recursos minerais e com o aumento da precisão dos gravímetros (0,01 mGal) e magnetômetros (0,001 nT), os métodos potenciais tornaram-se uma ferramenta útil e econômica para a modelagem de pequenas anomalias gravimétricas e magnetométricas (Barckhausen *et al*., 2016), em geral, associadas a recursos minerais marinhos (PEIRCE *et al*., 1998).

16.2 - Fundamentos dos Campos Potenciais

O conteúdo deste item foi originalmente publicado por Sperle e Braga (2000) e foi adaptado e atualizado para essa nova edição.

Os métodos potenciais vêm se desenvolvendo fortemente devido à sua ampla aplicabilidade e alta relação custo/benefício, para fins de exploração de recursos minerais marinhos. Tais métodos baseiam-se na utilização do campo potencial gravimétrico e/ou magnético da Terra, como fonte de sinal natural que é medido pelos equipamentos geofísicos.

A exploração dos recursos minerais marinhos, através do uso dos métodos potenciais (gravimetria e magnetometria), baseia-se fundamentalmente no processamento e redução destes dados para a interpretação das anomalias gravimétricas e/ou magnetométricas residuais associadas a estes recursos. No entanto, estas anomalias são extremamente pequenas quando comparadas aos campos totais observados, sendo cerca de três a cinco ordens de grandeza menores que o campo geomagnético e gravitacional, respectivamente.

Por este motivo, a obtenção das anomalias residuais requer a quantificação físico-matemática desses campos para que, posteriormente, sua interpretação seja feita por modelagem direta ou inversa. Desta forma, tanto na redução quanto na interpretação das anomalias é fundamental o conhecimento da teoria do potencial que dá suporte a toda a quantificação física necessária.

A teoria do potencial tem origem na Teoria da Gravitação de Newton, sobre os campos gravitacionais, e nos estudos de William Gilbert, desenvolvidos entre 1540-1603, sobre os campos geomagnéticos, sendo que suas primeiras aplicações para fins de mineração datam de 1556 (AGRÍCOLA, 1965).

Tomando como base o campo gravimétrico, tem-se, através da Lei da Gravitação Universal, que a força de atração (**F**) entre dois corpos depende da razão direta das massas (m_1 e m_2) e varia inversamente com o quadrado da distância (**r**):

$$\mathbf{F} = -G\frac{m_1 m_2}{r^2}\mathbf{r}_1$$

onde: G=6,67 x 10-8 dyn-cm^2/g^2 é a constante de gravitação universal.

[1] 01 nanotesla (nT) é igual a 10^{-5}Gauss (G)

Versão exclusiva do autor

Já a força de atração magnética (**Fm**) pode ser obtida a partir da Lei de Coulomb e é muito semelhante à expressão acima, sendo que a constante gravitacional é substituída, de maneira inversa, pela permeabilidade magnética (μ) do meio físico entre os polos magnéticos:

$$\mathbf{F_m} = \left(\frac{m_1 m_2}{\mu r^2} \right) \mathbf{r}_1$$

Portanto, para fins do escopo desse capítulo, mostraremos de maneira sucinta o tratamento matemático para o caso do campo gravimétrico, ressaltando que o mesmo pode ser estendido para o campo magnético, já que ambos dependem diretamente das massas envolvidas e inversamente do quadrado de suas distâncias, conforme as equações acima.

Desta forma, considerando m2 e r como a massa (M) e o raio (R) da Terra, a aceleração da gravidade (g) é dada por:

$$\mathbf{g} = \frac{\mathbf{F}}{m_2} = -G \frac{M}{R^2} \mathbf{r}_1$$

$$\nabla \cdot \mathbf{g} = \nabla \cdot \nabla U = \nabla^2 U = 0$$

Sabe-se então que a aceleração média da gravidade na Terra é de 9,8 m/s^2 (1 cm/s^2 é igual a 1 gal, em homenagem à Galileu), sendo que os gravímetros modernos medem pequenas variações desta aceleração com precisão de 10-5mGal.

Um conceito fundamental é que o campo potencial é conservativo, ou seja: o trabalho realizado pela força gravitacional no deslocamento de um corpo entre dois pontos, independe da trajetória do corpo, sendo função apenas de sua posição de partida e chegada. Com isto, se uma massa se move e retorna a sua posição inicial, o trabalho realizado pela força gravitacional é zero, independente da trajetória feita pela massa. Assim, a força gravitacional é um vetor cuja direção se dá ao longo da linha que une as duas massas envolvidas. Este de campo de forças é denominado conservativo e pode ser expresso pelo gradiente de uma função potencial (U) escalar:

$$\nabla U(\mathbf{r}) = \frac{\mathbf{F}(\mathbf{r})}{m_2} = \mathbf{g}(\mathbf{r})$$

Basicamente a Teoria do Potencial trata da solução de equações diferenciais utilizando a equação de Laplace e as funções analíticas complexas de Riemann (KELLOG, 1953). De acordo com o teorema da divergência de Gauss (TELFORD *et al.*, 1984), a integral do divergente de um campo vetorial em uma região do espaço é equivalente à componente normal do campo (apontando para fora) sobre a superfície que circunda a região:

$$\int_V \nabla \cdot \mathbf{g} dv = \int_S g_n dS$$

Se não existe atração de massas (fontes ou sumidouros) dentro do volume as integrais são zero e tem-se então:

Sendo que:

$$\nabla \cdot \mathbf{g} = 0$$

$$\nabla \cdot \mathbf{g} = \nabla \cdot \nabla U = \nabla^2 U = 0$$

Versão exclusiva do autor

representa o potencial escalar satisfazendo a Equação de Laplace em um espaço livre.

A equação de Laplace, para fins de aplicação em Geociências, pode ser representada nos sistemas de coordenadas cartesiano, cilíndrico ou esférico, dependendo da geometria das fontes, obtendo-se respectivamente:

$$\nabla^2 U = \partial^2 U/\partial x + \partial^2 U/\partial y + \partial^2 U/\partial z = 0$$

$$= \frac{1\partial}{r\partial r}\left(\frac{r\partial U}{\partial r}\right) + \frac{\partial^2 U}{r^2 \partial \phi^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0$$

$$= \frac{\partial}{r^2 \partial r}\left(r^2 \frac{\partial U}{\partial r}\right) + \frac{\partial}{r^2 \sin\theta \partial\theta}\left(\sin\theta \frac{\partial U}{\partial \theta}\right) +$$

$$+ \frac{1}{r^2 \sin^2\theta}\left(\frac{\partial^2 U}{\partial \phi^2}\right) = 0$$

Uma boa referência para a derivação e aplicação dos conceitos da teoria do potencial em geofísica encontra-se em Blakely (1995). Deve-se ressaltar que a solução da equação de Laplace é a base para o desenvolvimento de modelos físico-matemáticos utilizados na interpretação quantitativa, ou modelagem, das anomalias observadas. Tal modelagem permite a estimativa das densidades, das permeabilidades magnéticas e da geometria das fontes (rochas, estruturas, alvos) que irão definir litologias e estruturas relacionadas aos recursos minerais. Além disto, essa equação é utilizada para descrever processos físicos intimamente relacionados à gênese de recursos minerais sendo os principais deles: i) o fluxo de calor em um meio homogêneo, ii) o equilíbrio de sólidos elásticos e iii) a propagação de correntes elétricas em um meio (CARSLAW; JAEGER,1978; TURCOTTE; SCHUBERT, 1982; MIDDLETON; WILCOOK, 1994; REYNOLDS, 1997).

16.3 - Principais Métodos Geofísicos Potenciais Marinhos

Neste item serão abordadas as principais técnicas de aquisição de dados potenciais marinhos (gravimetria, magnetometria, eletromagnetometria) de forma prática e objetiva – em particular, o "estado-da-arte" da aquisição de dados geofísicos potenciais através de embarcações (navios e SAV´s), aeronaves (aviões e helicópteros), veículos submarinos (ROV´s e AUV´s) e DRONE´s.

Os Veículos Submarinos Autônomos (AUVs) têm uma ampla gama de aplicações em geociências marinhas (WYNN *et al*., 2014) e estão sendo cada vez mais usados nos setores científico, militar, comercial e político. Sua capacidade de operar autonomamente de um navio hospedeiro os torna adequados para a exploração de ambientes marinhos extremos, desde as fontes hidrotermais mais profundas do mundo até as camadas de gelo polares. Eles revolucionaram nossa capacidade de obter imagens do fundo do mar, fornecendo dados de muito maior resolução do que os que podem ser obtidos em navios de superfície, especialmente em águas profundas (Fig. 16.3).

Versão exclusiva do autor

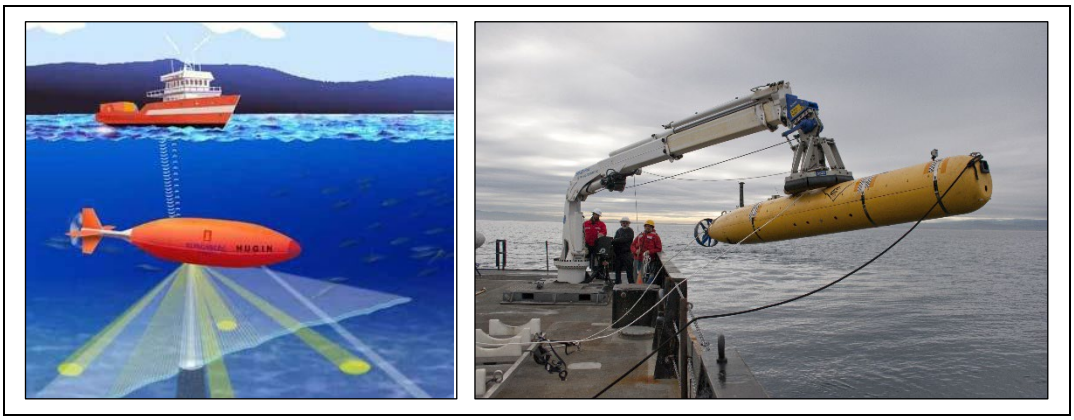


Figura 16.3 – Princípio de operação de um AUV (Autonomous Underwater Vehicle). O submersível (AUV) possui propulsão própria, pode incorporar diversos equipamentos geofísicos e oceanográficos e é controlado por um navio através de telemetria (fonte: NUNES, 1996; MBARI - Monterey Bay Aquarium Research Institute).

Os AUV´S possibilitaram obter grandes avanços nas geociências marinhas como por exemplo: i) estudos de vulcanismo submarino e fontes hidrotermais, ii) mapeamento e monitoramento de recursos de escape de fluidos de baixa temperatura e ecossistemas quimiossintéticos, iii) mapeamento de habitat bentônico em ambientes de águas rasas e profundas e iv) mapeamento morfológico do fundo do mar; inclusive formas de leito geradas sob o gelo ou fluxos de sedimentos-gravidade).

Uma série de novos conjuntos de dados, que destacam a versatilidade crescente dos AUVs para estudos de geociências marinhas, incluem: i) imagens acústicas multifrequenciais em águas profundas, ii) sonografia de alta resolução, iii) sísmica de alta-resolução, iv) magnetometria; v) gravimetria; vi) fotografias e filmagens submarinas, vii) parâmetros físico-químicos da água do mar, dentre outros parâmetros geoquímicos.

16.3.1 - Gravimetria

O uso da gravimetria na exploração dos recursos minerais marinhos é bem conhecido na indústria do petróleo e gás. As aplicações dos métodos potenciais na prospecção de recursos minerais data da descoberta de hidrocarbonetos na década de 20, no Texas-EUA, através de gravimetria – utilizando a Balança de Torsão de Eötvos – (GIBSON; MILLEGAN, 1998). Desde então, várias aplicações do uso dos métodos potenciais (gravimetria e magnetometria) foram realizadas para fins de exploração de recursos minerais marinhos.

Um dos maiores avanços na gravimetria para a exploração de recursos minerais marinhos ocorreu a partir de 2010, quando novas tecnologias permitiram a obtenção de dados de alta-resolução com os gravímetros instalados em AUV´s (DENTITH; MUDGE, 2014). Um destes avanços foi um sistema de medição montado no AUV Urashima, utilizando um mecanismo de junta cardan[2], em uma cápsula de pressão de 50cm de diâmetro (Fig. 16.4).

[2] Junta cardan é um mecanismo de acoplamento que tem por finalidade transferir movimento rotativo entre eixos sem modificar o sentido de rotação.

Versão exclusiva do autor

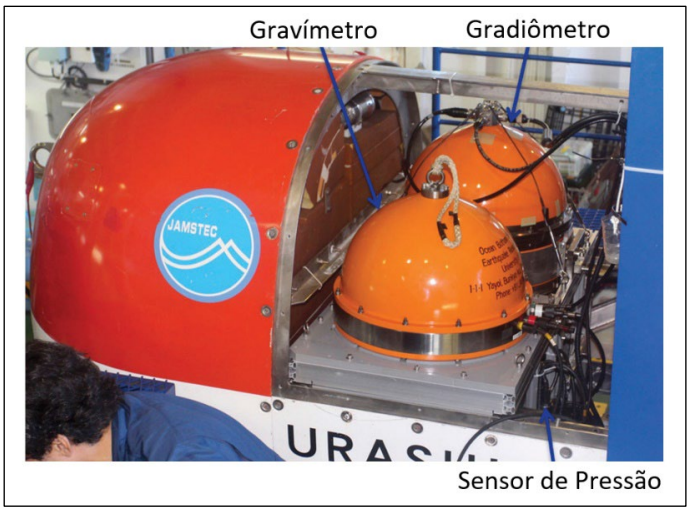


Figura 16.4 – Sistema de gravímetro, gradiômetro e sensor de pressão instalados no AUV Urashima, possibilitando a obtenção de anomalias gravimétricas de alta-resolução associadas a recursos minerais metálicos (fonte: modificado de ISHIHARA *et al.*, 2018).

De acordo com Ishihara *et al*. (2018), foram realizados 11 mergulhos, na Baía de Sagami, bem como em áreas com potencial mineral de depósitos offshore no Japão. O AUV foi navegado em uma velocidade constante de 2 knots e em profundidade ou altitude constante acima do fundo do mar. Foram obtidas informações de anomalia Bouguer de alta resolução por meio do processamento de dados de gravidade total, densidade da água e dados de navegação do AUV, incluindo movimento *pitch and roll*. Estas correções permitiram obter uma alta resolução nas anomalias gravimétricas, a uma profundidade de aproximadamente 1.550m, no Baixo de Izena, próximo à Okinawa, Japão (Fig. 16.5). Os dados mostraram um rms de 0,1mGal na diferença de crossover após o nivelamento. Esta pesquisa revelou dois altos de anomalia Bouguer, com amplitudes de 1–2 mGal. Uma modelagem indicou que as anomalias resultam da presença de 02 depósitos minerais metálicos de alta densidade abaixo do leito marinho.

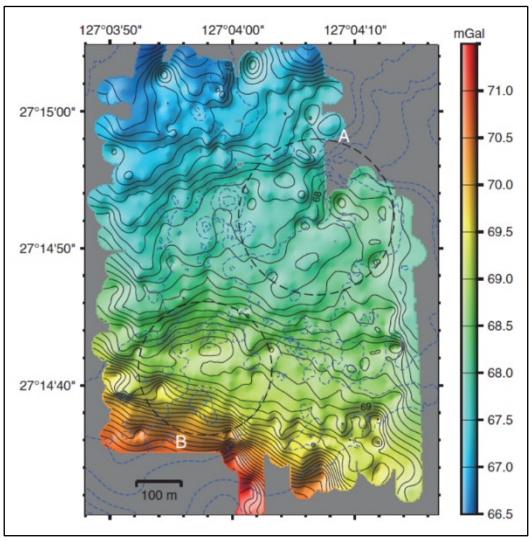


Figura 16.5 – Mapa de anomalias gravimétricas Bouguer, obtidas através do AUV Urashima, a uma profundidade de 1.550m, no Baixo de Izena, próximo à Okinawa, Japão (fonte: modificado de ISHIHARA *et al.*, 2018).

Versão exclusiva do autor

16.3.2 - Magnetometria

A aplicação de Geomagnetismo na definição de províncias mineralizadas depende, principalmente, do contraste de susceptibilidade magnética entre a rocha hospedeira circundante e o corpo mineralizado; sendo frequentemente determinado pela composição de Fe, Ni, Mn e Mg. Por isto, diferentes tipos de mineralização terão, portanto, efeitos diferentes na assinatura magnética associada ao recurso mineral.

A magnetometria marinha vem sendo utilizada desde a década de 1960 para a investigação da magnetoestratigrafia da crosta oceânica. Nesta época, os estudos pioneiros de Harry Hess revolucionaram o conhecimento sobre a gênese e evolução dos oceanos (MELLO; DIAS, 1996).

Classicamente os dados magnéticos nos oceanos sempre foram adquiridos a uma distância considerável de suas fontes principais – sejam elas naturais (rochas e depósitos minerais) ou artificiais (objetos metálicos afundados) – através de satélites, aviões, helicópteros, drones ou navios. No entanto, principalmente a partir de 2010, o desenvolvimento de magnetômetros marinhos de alta-resolução (0,001nT), inclusive dos gradiômetros em "arrays", permitiu investigar a magnetização do assoalho oceânico em várias escalas; desde estudos geotectônicos/geodinâmicos até rochas alteradas hidrotermicamente na crosta superior, que contém minerais ferromagnéticos (GE *et al*., 2020).

Um bom exemplo do uso da magnetometria na pesquisa de recursos minerais marinhos é o que vem sendo empregado pelo Serviço Geológico e o Instituto Federal de Geociências e Recursos Naturais (BGR) da Alemanha, em suas áreas licenciadas pela Autoridade Internacional dos Fundos Marinhos (ISBA), entre as zonas de fratura Clarion e Clipperton, no chamado "Cinturão de Nódulos Polimetálicos do Pacífico" (RÜHLEMANN *et al*., 2009). Para as medições paleomagnéticas foi utilizado um sistema de magnetômetros independentes, que pode ser operado simultaneamente em um único cabo: o SeaSpy, sistema de gradiômetro com dois sensores de magnetômetro Overhauser e um sensor de fluxo Magson (Fluxgate) orientado. Os sensores Overhauser medem o valor absoluto escalar do campo magnético total enquanto o Fluxgate mede o vetor campo magnético em seus três componentes (Fig. 16.6).

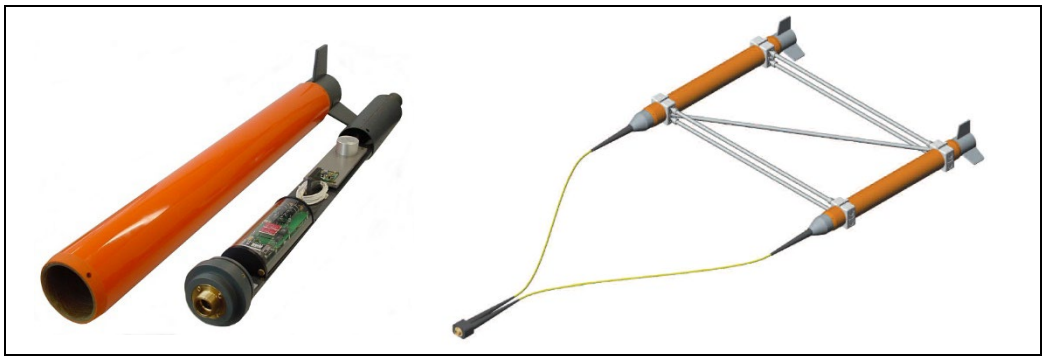


Figura 16.6 – Sistema de magnetômetros utilizados nos levantamentos feitos pela Alemanha na área conhecida como "Cinturão de Nódulos Polimetálicos do Pacífico". À direita o SeaSpy, sistema de gradiômetro com dois sensores de magnetômetro Overhauser e um sensor de fluxo Magson (Fluxgate) orientado (fonte: modificado de Marine Magnetics Inc. - www.marinemagnetics.com).

Versão exclusiva do autor

O sistema de magnetômetro adquiriu com sucesso boa qualidade de dados durante todas as execuções de perfil e permitiu a interpretação de idades crustais em uma região geográfica difícil, perto do equador com baixa intensidade de sinal. Além disso, os detalhes magnéticos forneceram informações importantes sobre a tectônica de detalhe (lineamentos e segmentações) associada aos depósitos de nódulos polimetálicos (Fig. 16.7).

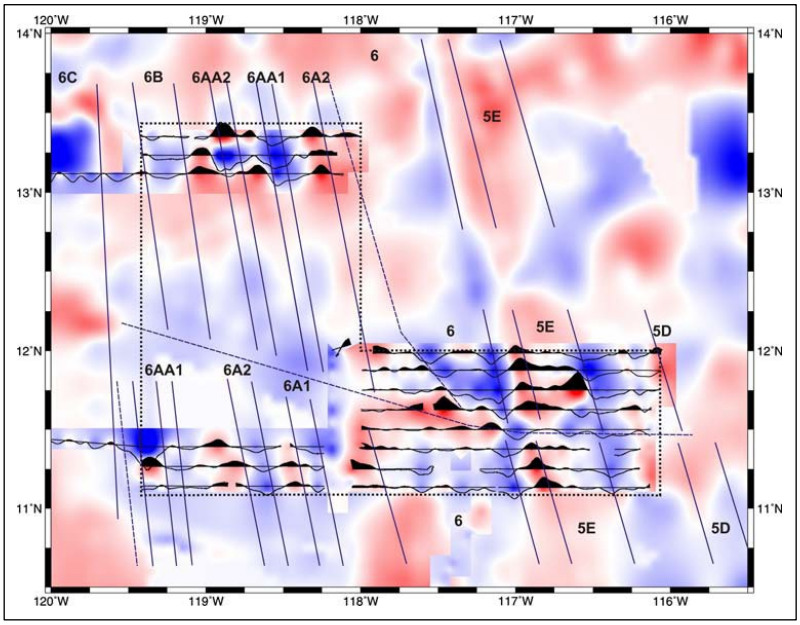


Figura 16.7 – Mapa das anomalias magnéticas identificadas ao longo da área de licença da Alemanha (fonte: RÜHLEMANN *et al*., 2009).

No entanto, atualmente é possível utilizar magnetômetros instalados em AUV´s, o que possibilita o mapeamento de alta-resolução, com os sensores próximos ao fundo do mar, de diversos recursos minerais marinhos metálicos; como os nódulos e sulfetos polimetálicos.

Um bom exemplo de uma anomalia magnética local associada a sulfetos polimetálicos foi encontrado no conhecido sítio ativo de Edmond na cadeia meso-oceânica do Indico Central. O sítio está localizado no flanco oriental da cadeia a uma distância de 5 km do centro do rife-vale, onde a crosta tem aproximadamente 200.000 anos. Os dados foram coletados com um magnetômetro de gradiente horizontal. A modelagem de uma anomalia magnética local revelou ser causada por rochas alteradas termicamente na crosta superior; que são depletadas por minerais ferromagnéticos presentes no magma parental (KOWALCZYK, 2008).

Recentemente, mais uma grande contribuição para o uso da magnetometria, em AUV´s, para a exploração de minerais pesados, nódulos e sulfetos polimetálicos foi o uso de "Magnetômetros Auto-Compensados" (*Self-Compensated Magnetometers*); que podem automaticamente filtrar as interferências/ruídos magnéticos causados pelo próprio AUV. Para produzir dados úteis de um magnetômetro montado dentro do corpo de um AUV, é necessário compensar não só a atitude do AUV em relação ao campo geomagnético, mas também os efeitos secundários relacionados à intensidade das correntes elétricas que circulam no veículo e circuitos de propulsão (BLOOMER *et al*., 2018). Com isto, após o processamento, pode-se obter mapas magnéticos de alta-resolução a grandes profundidades (Fig. 16.8).

Versão exclusiva do autor

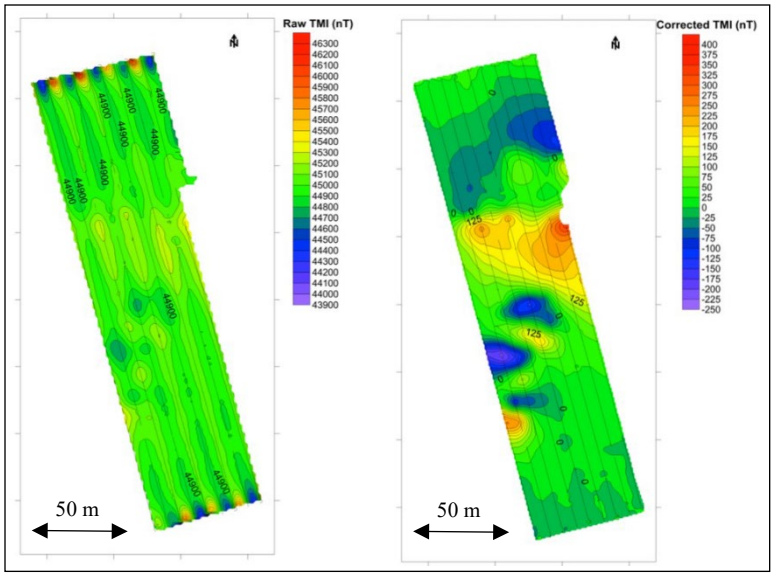


Figura 16.8 – Mapa das anomalias magnéticas obtidas com um "Magnetômetros Auto-Compensado" (Self-Compensated Magnetometer). À esquerda os dados brutos e à direita os dados processados (modificado de BLOOMER *et al*., 2018).

A magnetometria marinha ou a aeromagnetometria tem sido aplicada também em áreas de *pláceres* de minerais pesados e terras raras. As acumulações dos minerais pesados podem ser detectadas magneticamente se houver concentrações de magnetita ou ilmenita (DENTITH; MUDGE, 2014), as propriedades magnéticas dos sedimentos clásticos refletem diretamente a mineralogia da sua suíte mineralógica. Estes *pláceres* podem estar associados a paleocanais soterrados na plataforma continental e podem ser locais prospectivos para esses minerais, que, ao serem concentrados nas areias pela atuação da gravidade, causam um enriquecimento significativo. Comumente, os minerais pesados encontram-se em profundidades cerca de 50m abaixo da superfície, onde nem sempre a anomalia magnética está associada ao mineral magnetita.

Portanto, mesmo uma baixa resposta magnética (cerca de 10 nT) não deve ser desprezada, pois pode estar associada a concentrações de ilmenita, que induz alterações sutis nas anomalias, devido a sua baixa susceptibilidade magnética. Na plataforma continental da Namíbia, por exemplo, levantamentos aerogeofísicos de alta resolução como esse são determinantes no mapeamento de paleocanais de drenagem associados aos aluviões que concentram minerais pesados raros e diamantes.

Em conclusão, podemos dizer que a aplicação de levantamentos magnéticos marinhos na pesquisa de minerais pesados, terras raras, nódulos, crostas e sulfetos polimetálicos tem muitas implicações no sucesso da explotação mineral, sendo capaz de definir adequadamente um alvo mineral. Essas implicações podem incluir o estilo de mineralização e o tipo de rocha matriz. A aplicação de filtros apropriados depende do objetivo a se definir de uma estrutura magnética ou apenas o seu padrão de alteração. Tendo todos esses parâmetros endereçados, e combinados com boas informações geológicas, o sucesso da pesquisa é garantido.

16.3.3 - Eletromagnetometria e Magnetotelúrica

Nos estudos e pesquisas de recursos minerais marinhos, tanto o método eletromagnético quanto o magnetutelúrico são relativamente recentes; quando comparados à gravimetria e magnetometria. Estes métodos, classicamente utilizados em áreas

Versão exclusiva do autor

emersas, começaram a ser utilizados em áreas marinhas por volta da década de 1960 (MOTT; BIGGS, 1963). No entanto, havia várias limitações para sua aplicação na exploração dos recursos minerais marinhos. Desde então houve um grande desenvolvimento tecnológico e seu uso se tornou uma importante ferramenta na indústria de óleo e gás e na mineração marinha; principalmente após a década de 1990 (CHAVE; LUTHER, 1990; CHAVE *et al*., 1990; CHAVE *et al*., 1991; KEY, 2012).

A utilização dos métodos eletromagnéticos nos oceanos só foi possível com o desenvolvimento da chamada "Fonte Eletromagnética Controlada ("Controlled Source ElectroMagnetic" ou CSEM). As origens do CSEM marinho estão relacionadas ao Scripps Institution of Oceanography, na Califórnia, onde o Professor Chip Cox e sua equipe desenvolveram o primeiro sistema marinho de fonte e receptor; em meados da década de 1970. Inicialmente essas ferramentas foram desenvolvidas para investigar sistemas de fluidos vulcânicos entre a crosta oceânica e o manto litosférico.

Posteriormente a Exxon foi a primeira empresa de petróleo a utilizar o método CSEM para a exploração de hidrocarbonetos e depositou uma patente, em 1981, para o uso desta tecnologia em petróleo e gás. Estes métodos foram então utilizados, na década de 1980-90, pela indústria de petróleo e gás, por aproximadamente 20 anos. Recentemente o CSEM passou a ser utilizado também na geologia marinha, visando a pesquisa estratigráfica e de recursos minerais marinhos; principalmente de sulfetos polimetálicos (BAASCH *et al*., 2014; FOUQUET ; LACROIX, 2014; MÜLLER; SCHWALENBERG, 2015; SCHWALENBERG *et al*., 2016). Um dos estudos pioneiros de MMT no Brasil foi conduzido por Fontes *et al*. (2009) na Bacia de Santos, para o mapeamento do embasamento cristalino e domos salinos.

Apesar de muito promissor, o método ainda não é amplamente utilizado nas pesquisas marinhas em oceano profundo, possivelmente pela dificuldade logística de posicionar seus receptores no fundo do mar. Porém, atualmente, com o avanço tecnológico, existem 03 possibilidades viáveis do uso de CSEM para a exploração de recursos minerais marinhos e outras aplicações geotécnicas (Fig. 16.9).

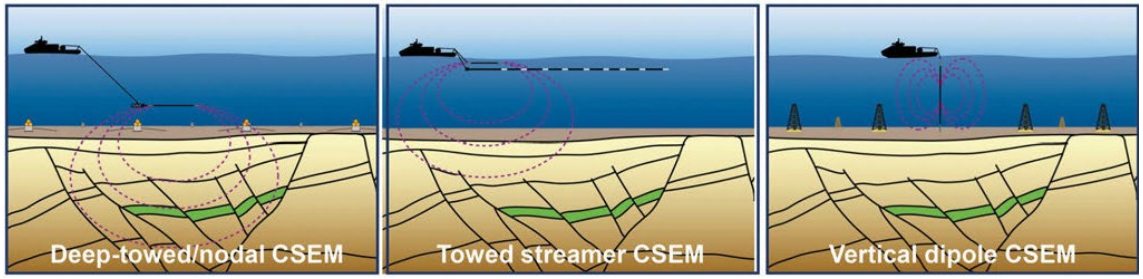


Figura 16.9 – Três abordagens para a aquisição de CSEM marinho estão agora disponíveis. À esquerda: Receptores implantados no fundo do mar e uma fonte EM de reboque profundo (Método Clássico). Ao centro: o sistema EM com streamer rebocado próximo à superfície; que permite a aquisição rápida de dados, pois tanto a fonte quanto os receptores são rebocados atrás do navio de pesquisa. É aplicável em profundidades de água inferiores a cerca de 500m. À direita: O sistema dipolo vertical, que usa receptores implantados no fundo do mar e estações de transmissão intercaladas (fonte: COOPER; MACGREGOR, 2020).

No entanto, o CSEM não é uma ferramenta universal. Porém, é muito eficiente, em muitos casos, quando apenas os dados sísmicos são incapazes de resolver os problemas e seus riscos associados à litologia ou carga de hidrocarbonetos. Em tais casos, a adição de dados CSEM, usando multifísica, pode reduzir substancialmente o risco de uma interpretação equivocada. A indústria CSEM desenvolveu produtos sofisticados

Versão exclusiva do autor

como inversão 3D anisotrópica, associada à sísmica, para a inversão conjunta, o que melhorou drasticamente a qualidade e precisão das informações obtidas a partir de dados do CSEM (Fig. 16.10). Fluxos de trabalho multifísicos podem então ser aplicados para determinar propriedades de rochas, fluidos e outros recursos minerais marinhos.

Já o método magnetotelúrico marinho (MMT) consiste na aplicação do método MT, utilizado em áreas emersas (VOZOFF, 1991), para a exploração em áreas submersas (CONSTABLE, 1990). O MMT utiliza frequências que variam de 1 a 10 Hz aproximadamente. Esses valores pequenos são necessários para permitir que os campos eletromagnéticos (EM) possam resistir à atenuação imposta pela água do mar; que é altamente condutiva. Juntamente com a faixa de frequências utilizada pelo método MMT, alguns procedimentos adicionais são adotados; visando uma melhora no desempenho de medição: como o uso de sensores acoplados e bobinas de indução para o campo magnético e amplificadores para o campo elétrico. Uma observação importante é que, quando se trata do método MMT, o plano de incidência da energia EM não é mais o da superfície terrestre e sim, o fundo oceânico. A mudança no plano de incidência gera pequenas alterações nas condições de contorno, que devem ser obedecidas pelos campos elétrico e magnético nesta interface. Em geral, são utilizadas duas estações que servem como referência remota para os campos magnéticos, uma em águas rasas e outra em águas mais profundas.

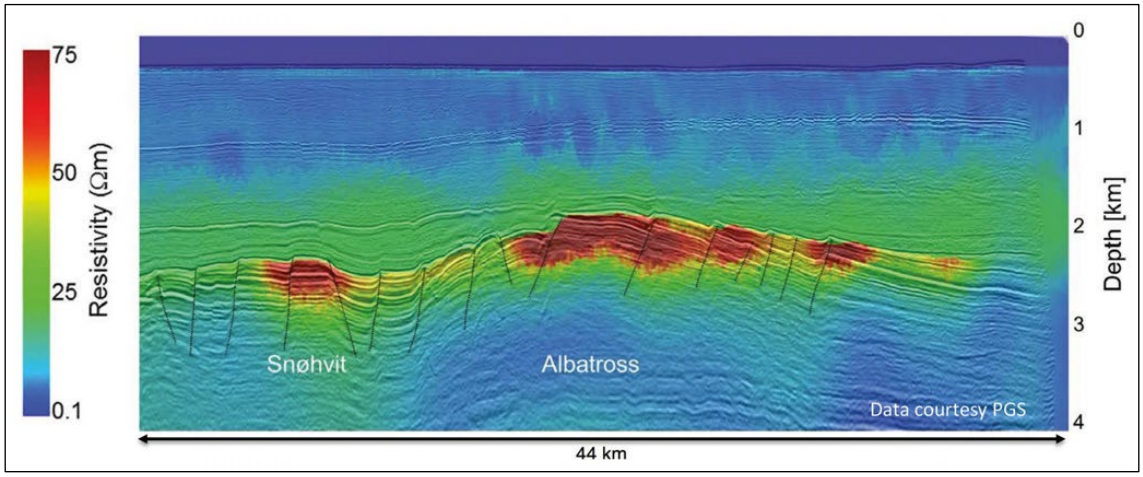


Figura 16.10 – O CSEM agrega mais valor quando integrado à sísmica. Este exemplo do Mar de Barents (cortesia da PGS) demonstra a melhoria na resolução de resistividade, que pode ser alcançada condicionando a inversão EM com a estrutura de velocidades da sísmica. Fluxos de trabalho multifísicos podem então ser aplicados para determinar propriedades de rochas, fluidos e outros recursos minerais marinhos (fonte: COOPER; MACGREGOR, 2020).

Um bom exemplo do uso integrado da eletromagnetometria e da magnetotelúrica na exploração de recursos minerais marinhos é o de Hoversten *et al*. (2015). Neste estudo os autores concluem que tanto o modelo quanto a interpretação dos dados de campo indicam que a tecnologia eletromagnética marinha tem o potencial de discriminar entre sedimentos siliciclásticos prospectivos, de baixa resistividade e sedimentos vulcânicos, não prospectivos de alta resistividade abaixo da seção vulcânica (Fig. 16.11). Estes resultados revelam que o método pode ser uma ferramenta importante na exploração de recursos minerais marinhos; principalmente os pláceres de minerais pesados e os polimetálicos (nódulos, crostas e sulfetos) devido às suas altas condutividades.

Versão exclusiva do autor

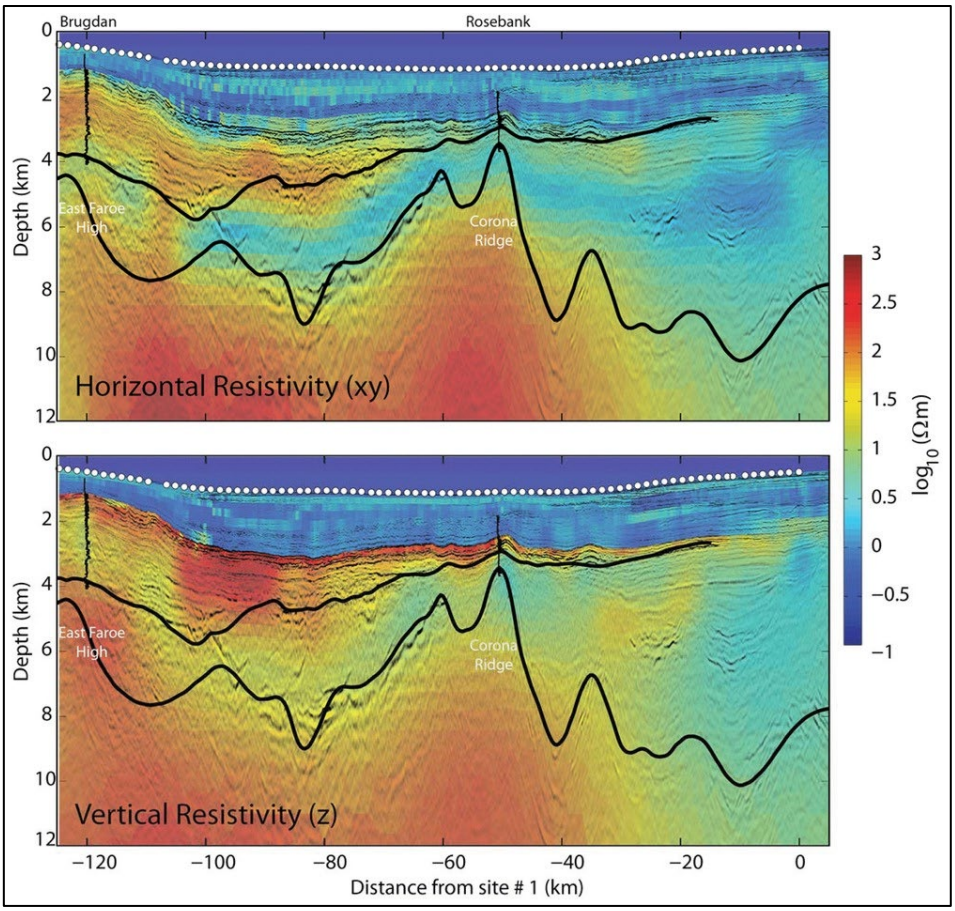


Figura 16.11 – Resultados dos experimentos utilizando os métodos eletromagnético e magnetotelúrico de forma integrada. Mostrando o potencial de discriminar entre sedimentos siliciclásticos prospectivos, de baixa resistividade e sedimentos vulcânicos, não prospectivos de alta resistividade abaixo da seção vulcânica (fonte: HOVERSTEN *et al*., 2015).

16.4 - Considerações Finais

Desde a década de 1950, após o "Ano Geofísico Internacional", a comunidade de geocientistas marinhos investe continuamente na exploração dos recursos minerais marinhos.

Ao longo das décadas de 1960 a 1980 as pesquisas tinham como principal objetivo geral o entendimento da tectônica global e suas relações com a cinemática das placas litosféricas, magmatismo e a gênese e evolução da crosta oceânica. Deve-se enfatizar que todas estas relações estão intimamente ligadas à formação dos recursos minerais marinhos e sua distribuição nos oceanos; sendo essa pesquisa básica de fundamental importância.

Dos anos 1980 até os anos 2000, uma série de tecnologias foram desenvolvidas para a aquisição, processamento e interpretação dos métodos geofísicos potenciais marinhos, dentre elas: a gravimetria, a magnetometria, a eletromagnetometria e a magnetotelúrica. Nesses 20 anos, além das técnicas clássicas para dados de navios, teve destaque as técnicas para análise de dados de satélites, de aviões e de helicópteros, área denominada de Aerogeofísica.

Essas técnicas possibilitaram uma visão global e regional, respectivamente, da geologia dos oceanos e suas relações com os recursos minerais marinhos. Dos anos 2000 até os dias atuais, a comunidade ligada à exploração de minerais marinhos cresceu significativamente e novas tecnologias foram desenvolvidas para o aumento da resolução e

Versão exclusiva do autor

precisão no mapeamento, em escala de detalhe, dos recursos minerais marinhos; com destaque para a instalação dos sensores geofísicos em ROV´s, AUV´s, SAV´s e DRONE´S.

Atualmente os principais recursos minerais marinhos explorados pela comunidade nacional e internacional, com base nesses métodos geofísicos potenciais, são os nódulos polinetálicos, as crostas polimetálicas, os sulfetos polimetálicos e os pláceres de minerais pesados.

Vale destacar que todos estes recursos minerais metálicos possuem um grande valor econômico e estratégico para a sociedade do século XXI; pois apresentam, em geral, altos teores de minerais nobres. Os elementos que compõem estes minerais são raros, escassos ou de difícil beneficiamento na mineração continental, tais como: o ouro, a prata, a platina, o cobalto, o lítio, o níquel, o cobre, o zinco e diversas terras raras.

Portanto, as várias aplicações dos métodos potenciais na exploração de recursos minerais marinhos – principalmente em nível de detalhe e alta resolução trazem novos horizontes para a indústria extrativista, fornecendo informações essenciais para a parametrização dos demais métodos geofísicos, principalmente na locação, exploração e ainda no monitoramento ambiental das jazidas minerais.

Por fim, há de se enfatizar que, atualmente, a chamada "Economia Azul" (*Blue Economy*), a "Economia Verde" (*Green Economy*) e as Metas da Organização das Nações Unidas para o Desenvolvimento Sustentável, em particular no tocante a ODS-14 e a "Década dos Oceanos (2021-2030)", impõem uma nova realidade geopolítica para as nações; onde os recursos minerais marinhos terão papel relevante.

Referências Bibliográficas

AGRICOLA, G. 1965. De re metallica. Dover Publications Inc., New York.

ALLEN, P.A.; ALLEN, F.D. 1990. Basin Analysis, Principles and Applications. Blackwell Sci. Publ., Oxford Londres, 451 p.

BARCKHAUSEN, U.; HEYDE, I.; RÜHLEMANN, C.; SCHWARZ-SCHAMPERA, U.; SCHRECKENBERGER, B.; SCHWALENBERG, K. 2016. Geophysical Exploration Tools for Deep Sea Mineral Resources. *In*: EAGE/DGG Workshop on Deep Mineral Exploration. Münster, Alemanha. p. 1–4. DOI: 10.3997/2214-4609.201600034.

BAASCH, B.; MÜLLER, H.; OBERLE, F.K.J.; VON DOBENECK, T. 2014. Inversion of marine multifrequency electromagnetic profiling data: A new approach to resolve surficial sediment stratification. Geophysical Journal International, 200(1): 439–451. DOI: 10.1093/gji/ggu406.

BLAKELY, R.J. 1995. Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge University Press, Londres, 441 p. DOI: 10.1017/CBO9780511549816.

BLOOMER, S.; KOWALCZYK, M.; KOWALCZYK, P.; CONSTABLE, S.; HABER, E.; KASUGA, T. 2018. AUV-CSEM: An Improvement in the Efficiency of Multi-Sensor Mapping of Seafloor Massive Sulfide (SMS) Deposits with an AUV. *In*: 2018 OCEANS - MTS/IEEE Kobe Techno-Oceans (OTO). Kobe, Japão. p. 1–7. DOI: 10.1109/OCEANSKOBE.2018.8559049.

BURLEY, S.D.; CLARKE, S.; DODDS, A.; FRIELINGSDORF, J.; HUGGINS, P.; RICHARDS, A.; WARBURTON, I.C.; WILLIAMS, G. 2000. New insights on petroleum

Versão exclusiva do autor

migration from the application of 4D basin modelling in oil and gas exploration. Journal of Geochemical Exploration, 70, 465–470. DOI: 10.1016/S0375-6742(00)00039-X.

CANDE, S.C.; LaBRECQUE, J.L.; HAXBY, W.F. 1988. Plate kinematics of the South Atlantic: chron C34 to present. J. Geophys. Res., 93(B11): 13.479–13.492. DOI: 10.1029/JB093iB11p13479.

CARSLAW, H.S.; JAEGER, J.C. 1978. Conduction of Heat in Solids. Oxford University Press, 510 pp.

CHAPIN, D.A. 1996. A deterministic approach toward isostatic gravity residuals: A case study from South America. Geophysics, 61: 1022–1033. DOI: 10.1190/1.1444024.

CHAVE, A.D.; LUTHER, D.S. 1990. Low-frequency, motionally induced electromagnetic fields in the ocean, 1, Theory. J. Geophys. Res., 95(C5): 7185–7200. DOI: 10.1029/JC095iC05p07185.

CHAVE, A.D.; FLOSADOTTIR, A.H.; COX, C.S. 1990. Some comments on seabed propagation of ULF/ ELF electromagnetic fields. Radio Sci., 25(5): 825–836. DOI: 10.1029/RS025i005p00825.

CHAVE, A.D.; CONSTABLE, S.C.; EDWARDS, R.N. 1991. Electrical exploration methods for the seafloor. *In*: NABIGHIAN, M.N. (Ed.). Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Investigations in Geophysics Series. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa. v. 2 – Application, cap. 12. p. 931–966. DOI: 10.1190/1.9781560802686.ch12.

CONSTABLE, S.C. 1990. Marine electromagnetic induction studies. Surv. Geophys., 11: 303–327. DOI: 10.1007/BF01901663

COOPER, R.; MACGREGOR, L. 2020. Controlled Source ElectroMagnetic is a proven technique that has a strong future, especially when seismic data alone cannot provide a satisfactory answer. GEOExPro, October.

CORDELL, L.; McCAFFERTY, A.E. 1989. A terracing operator for physical property mapping with potential field data. Geophysics, 54: 621–634. DOI: 10.1190/1.1442689.

COWAN, D.R.; COWAN, S. 1993. Separation filtering applied to aeromagnetic data. Expl. Geophysics, 24(3-4): 429–436. DOI: 10.1071/EG993429.

DENITH, M.; MUDGE, S.T. 2014. Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist. Cambridge University Press, ISBN 978-0-521-80951-1 (Hardback).

FONTES, S.L.; LUGÃO, P.P.; MEJU, M.A.; PINTO, V.R.; FLEXOR, J.M.; ULUGERGERLI, E.U.; LA TERRA, E.F.; GALLARDO, L.A.; RIJO, L. 2009. Marine magnetotelluric (MMT) mapping of basement and salt bodies in the Santos Basin of Brazil. First Break, 27: 37–41. DOI: 10.3997/1365-2397.27.1299.28933.

FOUQUET, Y.; LACROIX, D. 2014. Deep Marine Mineral Resources. Springer, Edition Quae. França. 150 p. DOI: 10.1007/978-94-017-8563-1.

GE, J.; LUO, W.; DONG, H.; LIU, H.; WANG, H.; WANG, W.; YUAN, Z.; ZHU, J.; ZANG, H. 2020. Towed Overhauser marine magnetometer for weak magnetic anomaly detection in severe ocean conditions. Review of Scientific Instruments, 91(3): 035112. DOI: 10.1063/1.5134929.

GIBSON, R.I.; MILLEGAN, P.S. 1998. Geologic applications of gravity and magnetics: Case histories. *In*: SEG Geophysical References Series, v. 8 and AAPG Studies in Geology, v. 43, Tulsa, OK, EUA. 171p. DOI: 10.1190/1.9781560801832.

Versão exclusiva do autor

GOLDHABER, M.B.; REYNOLDS, R.L. 1991. Relations among hydrocarbon reservoirs, epigenetic sulfidization, and rock magnetization: Examples from the south Texas coastal plain. Geophysics, 56: 748–757. DOI: 10.1190/1.1443092.

HOOG, R.L.S. 1989. Recent advances in high sensitivity and high resolution aeromagnetics. *In*: Proceedings of Exploration'87. Ontario Geological Survey, Special v. 3.

HOVERSTEN, G.M.; MYER, D.; KEY, K.; ALUMBAUGH, D.; HERMANN, O.; HOBBET, R. 2015. Field test of sub-basalt hydrocarbon exploration with marine controlled source electromagnetic and magnetotelluric data. Geophysical Prospecting, EAGE, 63(5): 1284–1310. DOI: 10.1111/1365-2478.12278.

ISHIHARA, T.; SHINOHARA, M.; FUJIMOTO, H.; KANAZAWA, T.; ARAYA, A.; YAMADA, T.; IIZASA, K.; TSUKIOKA, S.; OMIKA, S.; YOSHIUME, T.; MOCHIZUKI, M.; UEHIRA, K. 2018. High-resolution gravity measurement aboard an autonomous underwater vehicle. Geophysics, 83(6): G119–G135. DOI: 10.1190/GEO2018-0090.1.

KARNER, G.D.; DRISCOLL, N.W. 1993. Rift flank topography and extensional basin architecture: formation of Broken Ridge, Southeast Indian Ocean. An. Acad. Bras. Ciênc., 65(Supl.2): 263–294.

KARNER, G.D.; WATTS, A.B. 1982. On Isostasy at Atlantic-Type Continental Margins. J. Geophys. Res., 87(B4): 2923–2948. DOI: 10.1029/JB087iB04p02923.

KELLER, G.R. 1988. The development of gravity and magnetic studies, emphasizing articles published in the Geological Society of America Bulletin. GSA Bulletin, 100(4): 469–478. DOI: 10.1130/0016-7606(1988)100%3C0469:TDOGAM%3E2.3.CO;2.

KELLOG, D. 1953. Foundations of Potential Theory, Dover Publications Inc., New York, 384 p.

KEY, K. 2012. Marine electromagnetic studies of seafloor resources and tectonics. Surv. Geophys., 33: 135–167. DOI: 10.1007/s10712-011-9139-x.

KOWALCZYK, P. 2008. Geophysical prelude to first exploitation of submarine massive sulphides. First Break, 26(11): 99–106. DOI: 10.3997/1365-2397.26.1293.28613.

KU, C.C.; SHARP, J.A. 1983. Werner deconvolution for automated magnetic interpretation and its refinement using Marquadt's inverse modelling. Geophysics, 48(6): 754–774. DOI: 10.1190/1.1441505.

LaFEHR, T.R. 1980. Gravity Method. Geophysics, 45: 1634-1639. DOI: 10.1190/1.1441054.

LEAMAN, D.E. 1994. Criteria for evaluation of potential field interpretations. First Break, 12(4): 181–191. DOI: 10.3997/1365-2397.1994013.

MACHEL, H.G.; BURTON, E.A. 1991. Causes and spatial distribution of anomalous magnetization in hydrocarbon seepage environments. AAPG Bulletin, 75(12): 1864–1876. DOI: 10.1306/0C9B2A5B-1710-11D7-8645000102C1865D.

MacLEOD, I.N.; JONES, K.; DAI, T.F. 1993. 3-D Analytic signal in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. Exploration Geophysics, 24(3-4): 679–687. DOI: 10.1071/EG993679.

MAX, M.D.; GHIDELLA, M.; KOVACS, L.; PATERLINI, M.; VALLADARES, J.A. 1999. Geology of the Argentine Continental Shelf and Margin from Aeromagnetic Survey. Marine and Petroleum Geology, 16: 41–64. DOI: 10.1016/S0264-8172(98)00063-4.

Versão exclusiva do autor

McKENZIE, D. 1978. Some Remarks on the Developments of Sedimentary Basins. Earth Planet. Sci. Lett., 40: 25–32. DOI: 10.1016/0012-821X(78)90071-7.

MELLO, S. L. M.; DIAS, M. S. 1996. Magnetoestratigrafia da crosta oceânica entre as Zonas de Fraturas de Ascensão e Bode Verde. Revista Brasileira de Geofísica, 14(3): 237–251. DOI: 10.22564/rbgf.v14i3.1222.

MIDDLETON, G. V.; WILCOCK, P.R. 1994. Mechanics in the Earth and Environmental Sciences. Cambridge University Press, 459 pp.

MOTT, H.; BIGGS, A. 1963. Very-low-frequency propagation below the bottom of the sea. IEEE Transactions on Antennas and Propagation, 11(3): 323–329. DOI: 10.1109/TAP.1963.1138032.

MÜLLER, R. D.; SDROLIAS, M.; GAINA, C.; ROEST, W.R. 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. Geochem. Geophys. Geosyst., 9(4): Q04006. DOI: 10.1029/2007GC001743.

MÜLLER, H.; SCHWALENBERG, K. 2015. GOLDEN EYE – A new electromagnetic deep-sea profiler for seafloor massive sulfide exploration. *In*: Proceedings of the MARELEC Conference. Philadelphia.

NETTLETON, L.L. 1976. Gravity and magnetics in oil prospecting. McGraw-Hill Book Co. 464 p.

NUNES, P.C. 1996. AUV para inspeção e mapeamento de dutos equipamentos submarinos. Monografia de Bacharelado. Pontifícia Universidade Católica (PUC-RJ), Rio de Janeiro, 51 p.

PATERSON, N.R.; REEVES, C.V. 1985. Applications of gravity and magnetic surveys: The state-of-the-art in 1985. Geophysics, 50: 2558–2594. DOI: 10.1190/1.1441884.

PEIRCE, J.W.; GOUSSEV, S.A.; CHARTERS, R.A.; ABERCROMBIE, H.J.; De PAOLI, G.R.; 1998. Intrasedimentary magnetization by vertical fluid flow and exotic geochemistry. The Leading Edge, 17: 89–92. DOI: 10.1190/1.1437840.

REFORD, M.S. 1980. Magnetic Method. Geophysics. 45(11): 1640–1658. DOI: 10.1190/1.1441055.

REID, A.B.; ALLSOP, J.M.; GRANSER, H.; MILLETT, A.J.; SOMERTON, I.W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler Deconvolution. Geophysics, 55(1): 80–91. DOI: 10.1190/1.1442774.

REYNOLDS, J.M. 1997. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. John Wiley & Sons Inc., 796 pp.

REYNOLDS, R.L.; FISHMAN, N.S.; WANTY, R.B.; GOLDHABER, M.B. 1987. Iron sulfide minerals at Cement oil field, Oklahoma: Implications for magnetic detection of oil fields. Geological Society of America. GSA Bulletin, 102(3), 368–380. DOI: 10.1130/0016-7606(1990)102%3C0368:ISMACO%3E2.3.CO;2.

REYNOLDS, R.L.; WEBRING, M.; GRAUCH, V.J.S.; TUTTLE, M. 1990. Magnetic forward models of Cement oil field, Oklahoma, based on rock magnetic, geochemical and petrologic constraints. Geophysics, 55, 344–353. DOI: 10.1190/1.1442842.

RÜHLEMANN, C.; BARCKHAUSEN, U.; LADAGE, S.; REINHARDT, L.; WIEDICKE, M. 2009. Exploration for Polymetallic Nodules in the German License Area. *In*: Proceedings of The Eighth ISOPE Ocean Mining Symposium, Chennai, India.

Versão exclusiva do autor

SANDWELL, D.T. 1991. Geophysical Applications of Satellite Altimetry. Reviews of Geophysics, 29(Suppl.1): 132–137. DOI: 10.1002/rog.1991.29.s1.132.

SANDWELL, D.T. 1992. Antartic marine gravity field from high-density satellite altimetry. Geophys. J. Int., 109: 437–448. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1992.tb00106.x.

SANDWELL, D. T.; MÜLLER, R. D.; SMITH, W. H. F.; GARCIA, E.; FRANCIS, R. 2014. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. Science, 346(6205): 65–67. DOI: 10.1002/rog.1991.29.s1.132

SHAPOSHNIKOV, K.K.; SAMOLETOV, M.V. 1986. Use of combined gravimetric and aeromagnetic data in exploration for oil and gas pools in West Siberia. Petroleum Geology, 23: 362–368.

SCHWALENBERG, K.; MÜLLER, H.; ENGELS, M. 2016. Seafloor Massive Sulfide Exploration - A New Field of Activity for Marine Electromagnetics. *In*: EAGE/DGG Workshop on Deep Mineral Exploration. Extended Abstract. Münster, Alemanha. DOI: 10.3997/2214-4609.201600035.

SPERLE, M. 1997. Significado Tectônico da Topografia do Sudeste do Brasil e suas Prováveis Relações com a Margem Continental Adjacente. Tese de Doutorado, ON-CNPq/LDEO-Columbia University, Publicação Especial do Observatório Nacional, 169 p.

SPERLE, M.; BRAGA, L.F.S. 2000. Uso do Campo Potencial na Exploração dos Recursos Minerais Marinhos. Brazilian Journal of Geophysics, 18(3): 257–268. DOI: 10.1590/S0102-261X2000000300005.

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E.; KEYS, D.A. 1984. Applied Geophysics. Cambridge University Press, 860 p. ISBN 0-521-29146-1.

TURCOTTE, D.L.; SCHUBERT, G. 1982. Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems. John Wiley & Sons Inc., 450 p.

VOZOFF, K. 1991. The magnetotelluric method. *In*: NABIGHIAN, M.N. (Ed.). Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Investigations in Geophysics Series. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa. v. 2, Applications, Part B. Cap. 8, p. 641–711. DOI: 10.1190/1.9781560802686.ch8.

WEISSEL, J.K.; KARNER, G.D. 1989. Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension. J. Geophys. Res., 94(B10): 13919–13950. DOI: 10.1029/JB094iB10p13919.

WYNN, R.B.; HUVENNE, V.A.I.; LE BAS, T.P.; MURTON, B.J. CONNELLY, D.P.; BETT, B.J.; RUHL, H.A.; MORRIS, K.J.; PEAKALL, J.; PARSONS, D.R.; SUMNER, E.J.; DARBY, S.E.; DORRELL, R.M.; HUNT, J.E. 2014. Autonomous Underwater Vehicles (AUVs): Their past, present and future contributions to the advancement of marine geoscience. Marine Geology, 352(2014): 451–468.

YALE, M.M.; SANDWELL, D. 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. Science, 277: 1956–1963. DOI: 10.1126/science.277.5334.1956.

YALE, M.M.; SANDWELL, D.; SMITH, W.H.F. 1995. Comparison of along-track resolution of stacked Geosat, ERS-1 and Topex satellite altimeters. J. Geophys. Res., 100: 15117–15127.

Versão exclusiva do autor

Sobre o Autor

Marcelo Sperle Dias

Oceanógrafo, Mestre e Doutor em Geofísica (ON-CNPQ/LDEO-Columbia University, 1997). Atualmente é Professor Associado da Faculdade de Oceanografia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). Pesquisador e Consultor Sênior, com 33 anos de atuação no mercado. Suas áreas de pesquisa abrangem: geologia e geofísica marinha, geofísica ambiental, geomorfologia costeira e mineração submarina. É líder do Grupo de Pesquisa em Oceanografia Geológica da UERJ (GPOG/UERJ, CNPq, v.10). Atualmente é o Vice-Coordenador do Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM). Vice-Presidente da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA) e Vice-Presidente da Associação Brasileira de Oceanografia (AOCEANO-RJ).

E-mail: msperle@gmail.com / marcelo.dias@uerj.br

ORCID: 0000-0002-5668-5980

Versão exclusiva do autor

17 – METODOLOGIA PARA O PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO DE TESTEMUNHOS INCONSOLIDADOS

METHODOLOGY FOR UNCONSOLIDATED CORES PROCESSING AND INTERPRETATION

Alberto Garcia Figueiredo Junior
Juliane Castro Carneiro
João Regis dos Santos Filho
Kerly Araújo Jardim
Natália de Jesus Lopes Chaves
Thais Guterres Soares
Programa de Pós-graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra
Universidade Federal Fluminense - UFF

Resumo

Esta metodologia descreve técnicas para o processamento de testemunhos de sedimentos inconsolidados recuperados em tubos de plásticos (PVC) ou alumínio. Também pode ser empregada para tratar testemunhos de rochas fragmentados. São dadas instruções passo a passo desde a embalagem, marcação e preservação dos testemunhos logo após a coleta. Na fase de laboratório são apresentadas possibilidades de análises não destrutivas do conteúdo antes de abri-lo. São apresentadas também instruções para o corte dos testemunhos, fotografia, confecção de "peels" com epoxy, impregnação de seções com resina de polyester, amostragens e arquivamento. Ao final são feitas sugestões para interpretações sobre contatos entre unidades sedimentares e suas sucessões. Uma lista de equipamentos e materiais necessários para o processamento de testemunho é apresentada ao final do texto.

Palavras-chave: testemunho, sedimentos, geotecnia, perfilagem.

Abstract

This methodology describes techniques for processing unconsolidated sediment cores recovered in plastic (PVC) or aluminum pipes. It can also be used to treat fragmented rock cores. Instructions are given for packaging, marking and preserving the cores right after collection. Several non-destructive analyses of the content are presented before opening the core. Instructions are given for cutting the cores, photography, making peels with epoxy, impregnating sections with polyester resin, sampling and archiving. To finalize, suggestions are made for interpretations of contacts between sedimentary units and its succession. A list of equipment and materials needed for cores processing is provided at the end of the text.

Keywords: corer, sediments, geotechnics, profiling.

Nota dos Organizadores: o manuscrito deste capítulo foi produzido em abril de 2022.

Versão exclusiva do autor

17.1 - Introdução

O estudo de testemunhos sedimentares é uma ferramenta que possibilita voltar no tempo e acompanhar os vários processos que estiveram presente durante o acúmulo daquela coluna sedimentar. Funciona como um trabalho de detetive onde a partir de várias pistas pode ser montada uma história. A análise de ambientes sedimentares modernos através de testemunhos possui uma vasta aplicação na solução de problemas ambientais, como qualidade do sedimento, mudanças climáticas; de geologia, como estratigrafia, datação de eventos, estudo de ambientes deposicionais, modelo de análogos para rochas; de engenharia, como estabilidade de talude, mobilidade do fundo marinho e outros. Como aplicação da testemunhagem nas pesquisas de minerais marinhos no Brasil, pode ser citado um extenso projeto de pesquisa para monazita, ilmenita, zirconita e rutilo para as Indústrias Nucleares do Brasil (INB) em depósitos marinhos da planície costeira do delta do Rio Paraíba do Sul na década de 90, do qual o autor foi o coordenador. Na plataforma continental da Virginia (USA) várias pesquisas foram realizadas utilizando testemunhos para avaliar o potencial de minerais pesados (BERQUIST JR.; HOBBS III, 1989). Várias técnicas de coleta de testemunhos e metodologias de processamento possibilitam estudar mais detalhadamente os processos sedimentares. A metodologia descreve procedimentos para o processamento de testemunhos de sedimentos inconsolidados recuperados em tubos de plásticos (PVC) ou alumínio, mas também podem ser aplicadas a outros tipos de amostras. São instruções dadas passo a passo desde a embalagem, marcação e preservação dos testemunhos logo após a coleta. Na fase de laboratório são apresentadas possibilidades de análises não destrutivas do conteúdo antes de abri-lo. A seguir são apresentadas orientações para o corte dos testemunhos, fotografia, confecções de "peels" com epoxy, impregnação de seções com resina de polyester, amostragens e arquivamento. Ao final são feitas sugestões para interpretações sobre contatos entre unidades sedimentares e sucessões de unidades. Esta técnica apesar de ser primariamente orientada para testemunhos modernos, pode ser utilizada para ir um passo além da metodologia descrita por McCollough (1972) para testemunho inconsolidados de reservatórios de óleo. O procedimento aqui descrito é fruto de experiência do autor, ainda como bolsista de iniciação científica do CNPq, com abertura e descrição de testemunhos desde o início da década de 70 no Laboratório de Geologia Marinha (Lagemar), na época sediado na UFRJ e atualmente da UFF (GAMBOA *et al*., 1973). Na ocasião, foram abertos os primeiros testemunhos coletados na plataforma continental do Amazonas e cânion durante a Operação Geomar II, a bordo do navio oceanográfico Almirante Saldanha da DHN, Marinha do Brasil. Durante o mestrado no Centro de Estudo Costeiros e Oceânicos (CECO da UFRGS) por ocasião da Operação Geomar VII nos anos 1973 e 74 com coleta e processamento de testemunhos. Posteriormente em um intensivo trabalho na Cities Service Oil and Gas Co., Tulsa, OK, USA, foi possível o refinamento da técnica com o processamento e análise de testemunhos da plataforma continental de Nova Jersey (FIGUEIREDO JR. *et al*., 1984). Foram também aqui incorporados procedimentos utilizados por Crevello *et al*. (1981), Siemens *et al*. (1981), Bouma (1969) e Rothwell (2006). A partir de 1984, retornando ao LAGEMAR (UFF), outros processos foram incorporados com o surgimento de novos equipamentos, orientação de alunos e cursos como o realizado na 51ª Reunião do PGGM, Workshops, Macapá, 2020, Técnicas de Processamento e Interpretação de Testemunhos Inconsolidados. A técnica aqui apresentada não é definitiva e estará sempre sendo modificada e atualizada dependendo do objetivo e do aparecimento de novas tecnologias e sempre com o propósito de preservar a integridade da amostra e realçar os diversos aspectos da história geológica contida no sedimento. As fases principais no processamento de testemunhos incluem Perfilagem do testemunho com o Multi-Sensor Core Logger (MSCL), abertura com uma serra circular elétrica manual que ocorre sobre uma calha de madeira onde será preso o

Versão exclusiva do autor

testemunho durante o corte longitudinal do tubo de PVC ou tubo de alumínio. Esta serra e calha podem ser substituídas por uma mesa de corte equipada com duas serras vibratórias para corte simultâneo nos dois lados do tubo. Após a abertura, o testemunho deve ser imediatamente fotografado, pois as cores indicam condições distintas do ambiente. Logo em seguida deve ser feita a descrição visual em ficha apropriada. Após esta fase podem ser feitos testes de geotecnia com palhetas de cisalhamento e penetrômetro. Para encerrar são feitas as amostragens de volume conhecido através de seringa com a ponta cortada e fatiamento com espátulas. Caso haja disponibilidade de um equipamento de Raio-X, é interessante reservar uma fatia do sedimento para radiografia (Fig. 17.1).

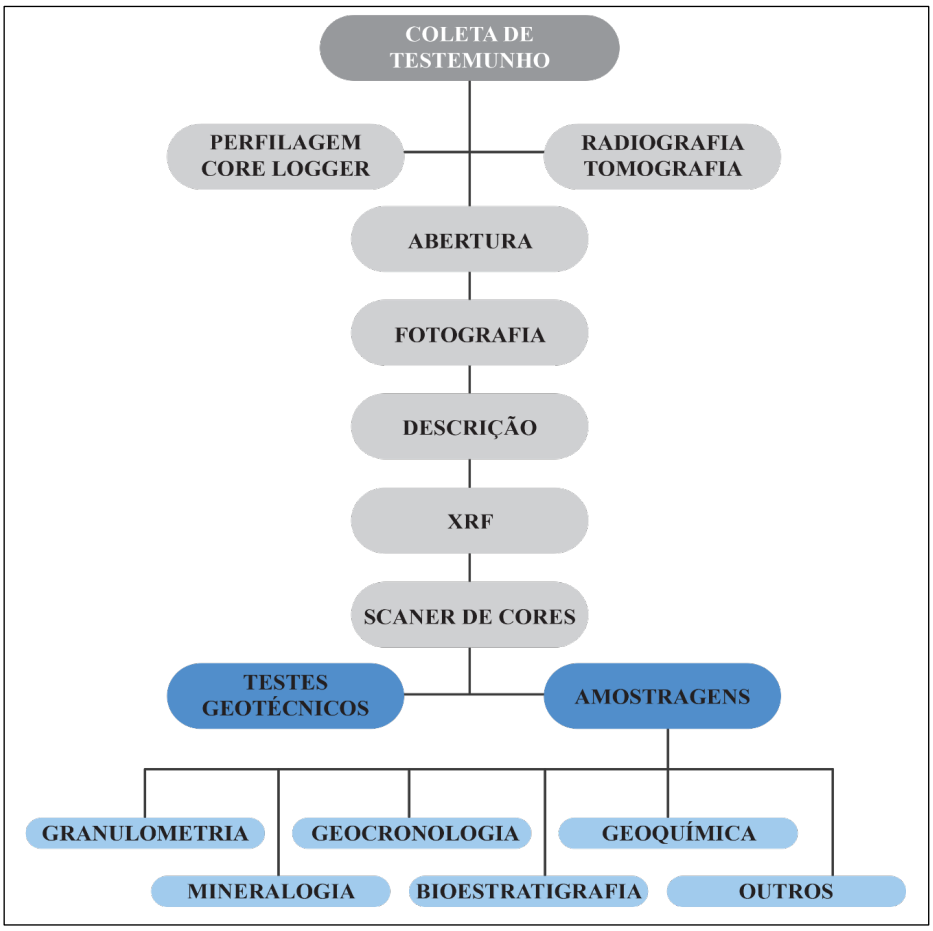


Figura 17.1 – Fluxograma da metodologia para processamento e análise de testemunhos (fonte: autores).

Outras opções de processamento é a preservação dos testemunhos através de confecção de peels e de impregnação com resina. Uma lista de equipamentos e material necessário é apresentada ao final.

17.2 - Processamento

17.2.1 - Processamento no Campo

O processamento no campo ou a bordo de uma embarcação tem por objetivo identificar e preservar as seções dos testemunhos até a fase de processamento em laboratório. Caso a coleta de testemunho seja com a utilização de um testemunhador a gravidade ou a

Versão exclusiva do autor

pistão, o tubo de PVC que vai dentro do barrilete deve ser marcado com as palavras "topo" onde estará o topo do sedimento e a palavra "base" onde estará a base da coluna sedimentar. De forma complementar deve ser colocada uma seta no tubo apontando para o topo. O testemunho deve ser mantido sempre que possível na posição vertical. Durante a coleta de testemunhos é normal o não preenchimento completo dos tubos no topo. Esta parte do testemunho por ser menos consolidada tenderá a escorrer quando colocada na horizontal. Para evitar que haja escorrimento em larga escala é importante manter o testemunho com o topo mais alto que a base e em seguida cortar com serra de encanador o excesso de tubo bem rente ao topo do sedimento. Se ainda houver espaço vazio, pode ser colocado papel toalha para absorver a água e manter o sedimento em posição. Após o corte do tubo colocar uma tampa e lacrar com fita isolante bem esticada para que não haja perda de umidade. Se porventura o testemunho tenha mais que um metro de comprimento, o tubo de PVC deve ser cortado a cada um metro iniciando pela base e sempre marcando com caneta permanente em cada seção o topo, a base, a identificação do testemunho e a seção. Escrever também nas tampas as palavras topo e base e a identificação do testemunho (Fig. 17.2). É fundamental que as letras e números sejam grandes, pois num eventual apagamento da escrita apenas parte das letras ou números serão apagados permitindo a correta identificação da amostra.

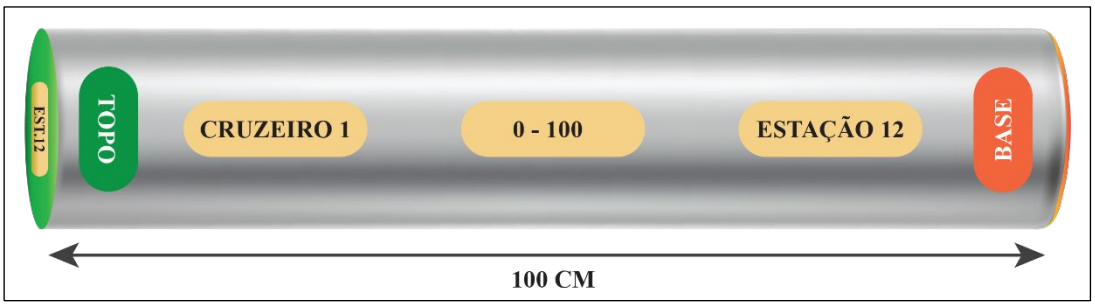


Figura 17.2 – Ilustração das identificações nos testemunhos incluindo orientação de topo e base (fonte: autores).

Pode acontecer que a seção do topo tenha menos de um metro. Nesse caso o topo do testemunho deverá ser considerado zero metro e a partir daí as seções serão identificadas pela metragem até a base. Na medida do possível os cortes das seções devem ser ajustados para que estas sejam cortadas em metragens de números inteiros. Na caderneta de campo é necessário fazer um croqui das seções e metragens em que foi dividido o testemunho. Assim que as seções estiverem cortadas e identificadas, elas devem ser colocadas em um refrigerador na posição vertical e mantidas assim até sua abertura. As seções não podem ser congeladas pois isto deforma as estruturas sedimentares.

17.2.2 - Processamento no Laboratório

Antes da abertura do testemunho uma série de análises não destrutivas podem ser realizadas com o intuito de antecipar uma visão das camadas, das interfaces entre as camadas, do tipo de sedimento, da densidade, de fósseis e bioturbações. Estas análises podem ser realizadas com a perfilagem do testemunho ainda encapsulado no tubo de PVC no Multi Sensor Core Logger (MSCL) da Geoteck que pode ser montado com vários sensores. De maneira mais usual é utilizado o sensor de densidade Gama, o sensor de velocidade da onda "P', o sensor de eletrorresistividade e o sensor de susceptibilidade magnética. Outra análise que também permite identificar uma série de propriedades do sedimento é a radiografia do testemunho, bem como também a tomografia.

Versão exclusiva do autor

17.3 - Perfilagem com Multi Sensor Core Logger (MSCL)

O perfilador de múltiplos sensores de testemunhos mais conhecido e utilizado atualmente é o MSCL da Geotek que possui várias possibilidades de acoplamento de sensores (Fig. 17.3).

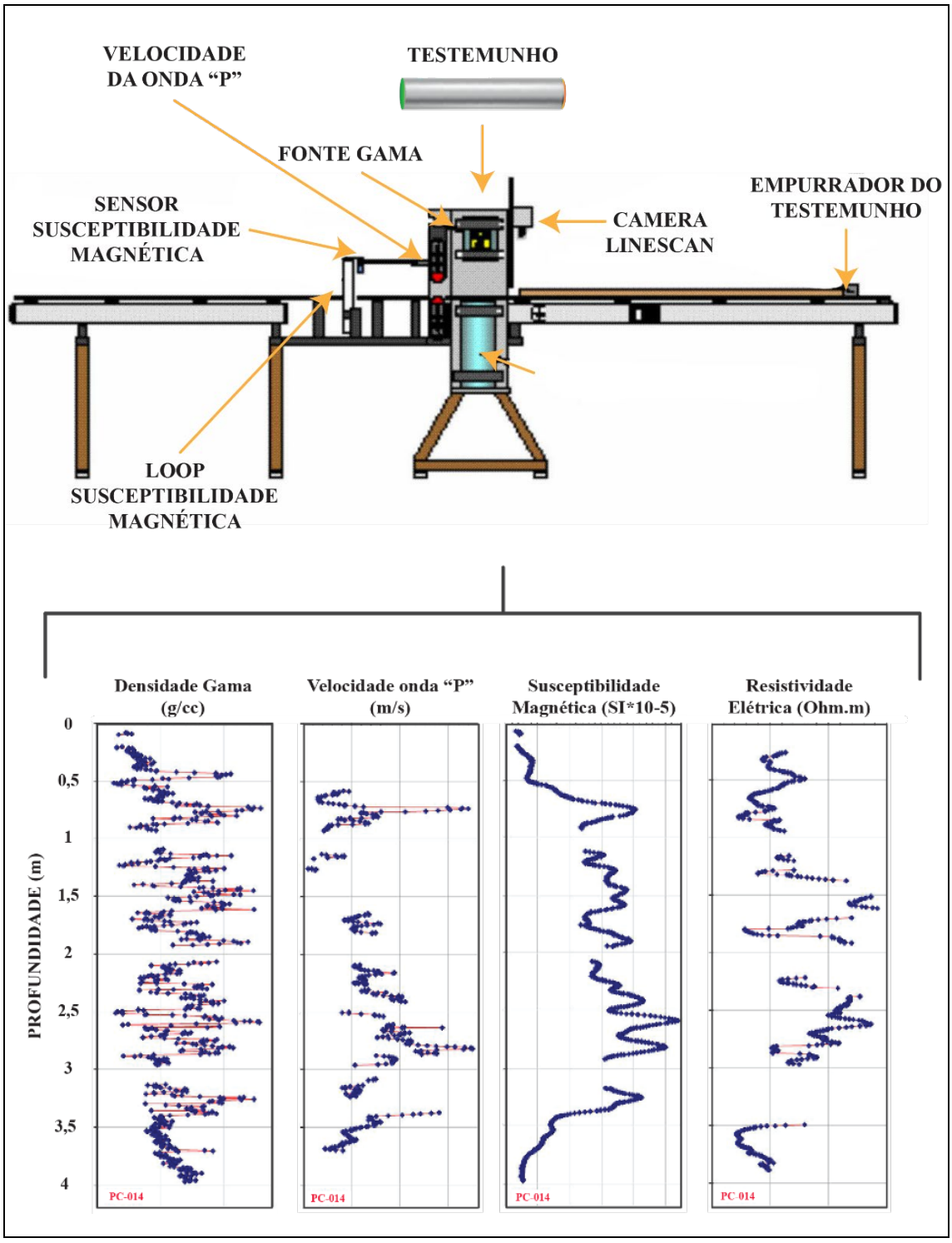


Figura 17.3 – Perfilador de múltiplos sensores da Geotek e exemplo de resultados (fonte: autores).

Versão exclusiva do autor

A perfilagem é realizada com os testemunhos ainda dentro do tubo de PVC e os sensores atuam de forma não destrutiva e, portanto, preservam o conteúdo do testemunho. É comum durante a descrição dos testemunhos haver dificuldade no reconhecimento das camadas, seus contatos e conteúdo, e estes sensores fornecem informações que permitem identificar estes e vários outros elementos no testemunho (Fig. 17.3). Os sensores são montados em uma mesa onde o testemunho é colocado na posição horizontal e deslocado de forma controlada enquanto os sensores fazem suas medidas. Um computador controla o deslocamento do testemunho e arquiva os dados. As medidas podem ser feitas em qualquer intervalo de espaçamento; como 0,5cm, 1cm e outros. Os sensores mais comumente utilizados são:

- O sensor de densidade Gama que mede a intensidade de raios Gama após passar pelo sedimento. Estes dados são bem semelhantes aos dados de medidas de densidade bruta feitos em laboratório. Os dados de densidade Gama podem ser utilizados para deduzir a porosidade do sedimento, e identificar tipos de contatos entre camadas; seja gradual ou brusco.
- O sensor de velocidade da onda "P" mede a velocidade do som no sedimento. Este dado pode ser utilizado para calibrar a profundidade das camadas na interpretação dos perfis de sísmica, ou mesmo para gerar sismogramas sintéticos e serem comparados aos dados de sísmica. O produto da densidade bruta pela velocidade da onda "P" fornece a impedância acústica que pode ser utilizada para estimar a granulometria de sedimentos sem carbonatos e é muito útil para identificar a alternância de camadas de areia e silte (ROTHWELL; RACK, 2006).
- O sensor de eletrorresistividade mede a resistividade à passagem de corrente elétrica pelo sedimento e, como cada tipo de sedimento tem resistividade diferenciada, é possível de antemão estimar o tipo de sedimento.
- O sensor de susceptibilidade magnética detecta a presença de minerais magnéticos e paramagnéticos, que normalmente estão contidos em sedimentos terrígenos e, como atualmente a sedimentação no talude é predominantemente carbonática, o input de sedimentos terrígenos através de correntes de turbidez é facilmente detectado.

17.4 - Radiografia e Tomografia

A radiografia é uma excelente ferramenta na descrição de testemunhos. Sua contribuição em identificar padrões no sedimento varia entre 40 e 80% das informações contidas em um testemunho. Este recurso detecta as variações da granulometria, as estruturas primárias e biológicas, o grau de bioturbação e a natureza dos contatos que podem não estarem visíveis na superfície do testemunho ou serem muito sutis para serem detectadas a olho nu (Fig. 17.4).

Versão exclusiva do autor

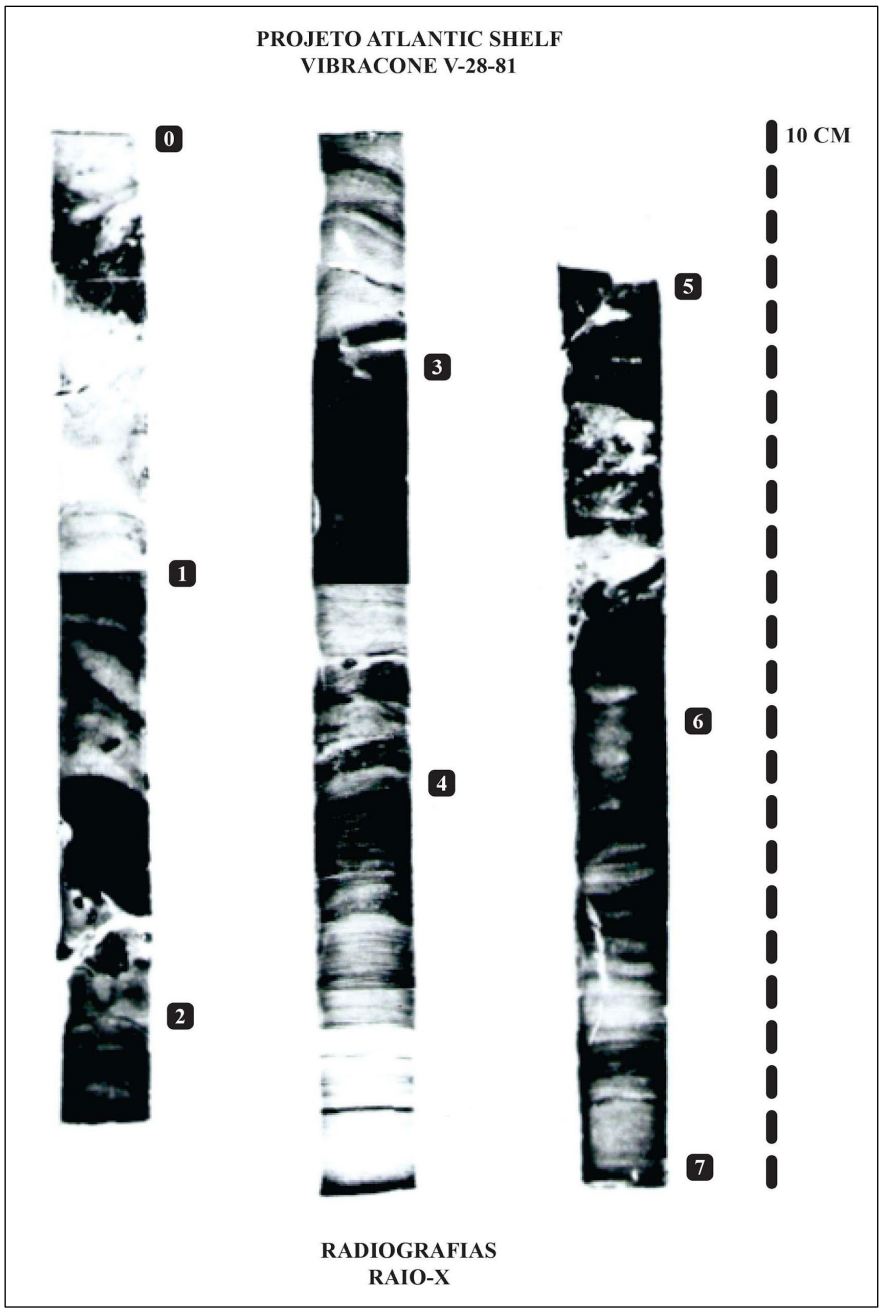


Figura 17.4 – Imagem de radiografia de testemunhos onde a cor clara representa sedimento arenoso e a cor escura sedimento lamoso (fonte: FIGUEIREDO JR. *et al*., 1984).

A radiografia executada em um testemunho contido em tubo traz um problema que é a diferença de espessura entre o centro do testemunho e suas bordas. Isto faz com que as bordas ou o centro do testemunho fiquem com baixa resolução. Uma forma de contornar este problema é seccionar o testemunho em três seções longitudinais, sendo que a seção central tenha as duas faces paralelas. Esta seção central deve ser acomodada em uma bandeja de acrílico para ser radiografada. Antes de radiografar devem ser colocadas letras e números de chumbo junto ao testemunho para posterior identificação. Uma outra opção é a tomografia do testemunho, que é uma opção mais cara, todavia com várias possibilidades de visualização do testemunho (Fig. 17.5).

Versão exclusiva do autor

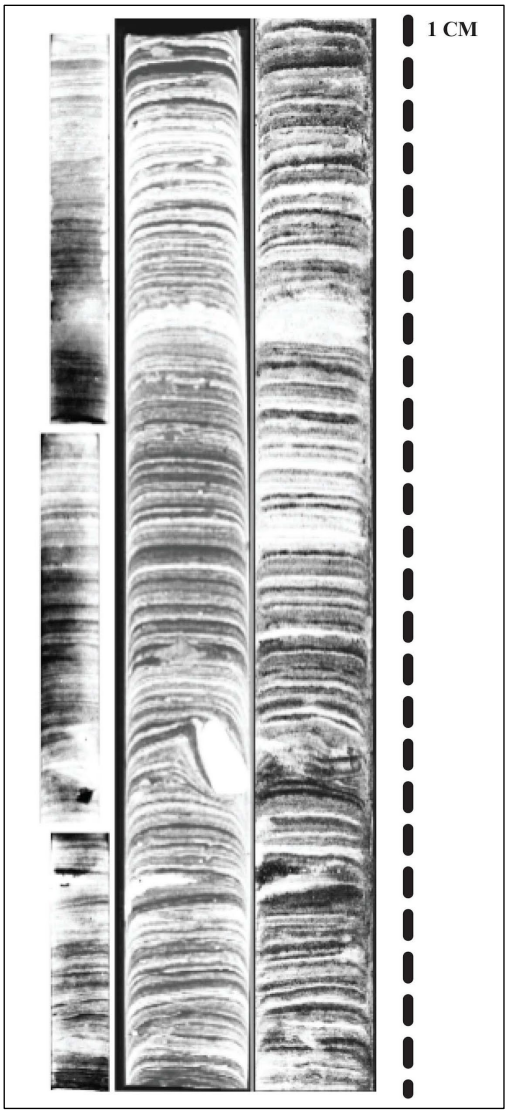


Figura 17.5 – Imagem de tomografia de testemunho em uma sucessão de camadas arenosas e lamosas (modificado de TANAKA *et al*., 2011).

17.5 - Fases da Coleta e Processamento

17.5.1 - Marcação para Corte em Seções Longitudinais

Antes do corte longitudinal para abrir o testemunho em duas bandas, o tubo de PVC ou alumínio deve ser marcado por duas linhas longitudinais, diametralmente opostas onde será feito o corte. Cada uma destas bandas deve ser identificada com as palavras topo, base, uma seta indicando o topo, a identificação do testemunho e a metragem no topo e na base. Para dividir o testemunho em duas bandas iguais e com maior precisão, é necessário traçar duas linhas diametralmente opostas no tubo. Para isto utilize um pedaço de fita crepe de tamanho suficiente para dar a volta completa no tubo e sobrar um pouco. Em uma das pontas faça um primeiro traço com caneta permanente e coloque em volta do tubo. Quando a fita crepe sobrepor a marca do primeiro traço, faça o segundo traço sobrepondo o primeiro traço. Retire a fita crepe com os dois traços. A distância entre os dois traços representa o perímetro do tubo. Dobre a fita crepe exatamente ao meio. Nesta posição do meio faça outro traço que representa ½ diâmetro do tubo (Fig. 17.6).

Versão exclusiva do autor

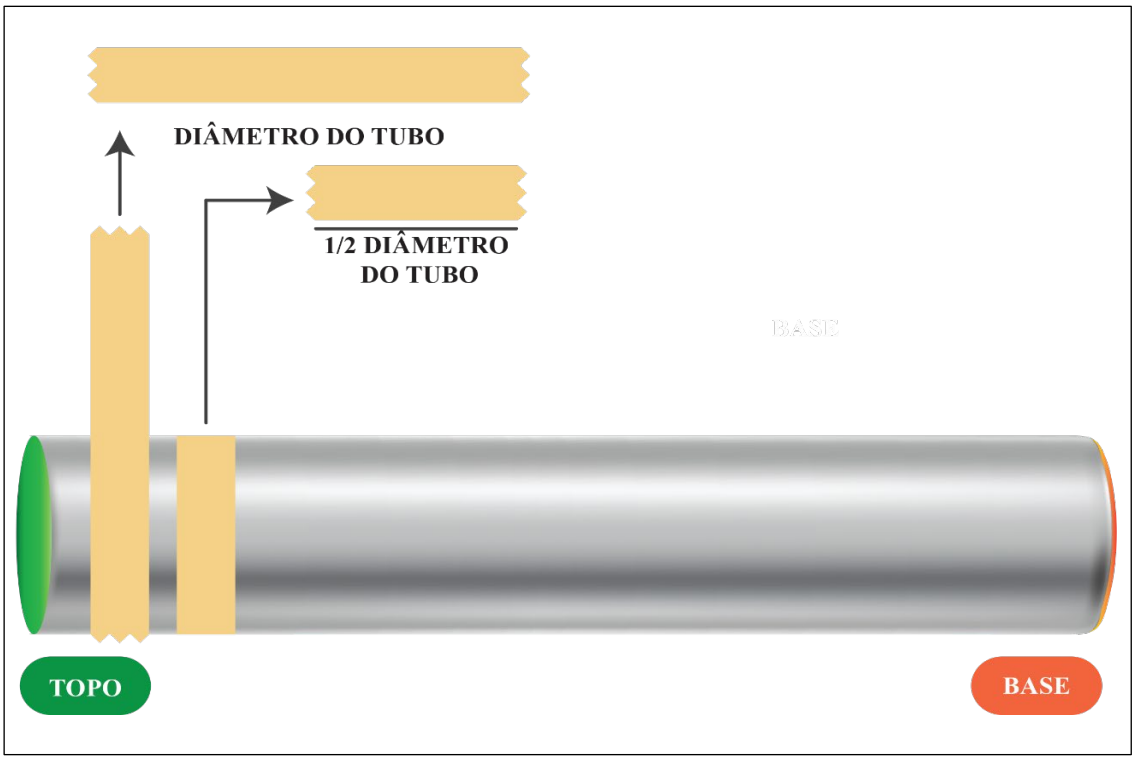


Figura 17.6 – Esquema de marcação em fita crepe para divisão longitudinal do testemunho em duas partes iguais (fonte: autores).

Corte outros pedaços de fita crepe e reproduza este molde para futuras utilizações. Cole um destes moldes em fita crepe no topo e outro na base de forma alinhada e com um perfil de alumínio ou sarrafo de madeira trace a linha de corte de um lado e do outro lado.

17.5.2 - Corte em Seções Longitudinais

O corte em seções longitudinais pode ser feito com uma serra circular com o testemunho apoiado em uma calha de madeira ou em uma mesa de corte com duas serras vibratórias cortando o testemunho simultaneamente. As vantagens da mesa de corte com duas serras são que o corte é mais rápido, e por ficar na posição lateral, evita a perda de sedimento, e a vibração do testemunho é menor impedindo a perda de sedimento. As desvantagens da mesa de corte com duas serras vibratórias são os custos elevados, já que sua confecção exige um técnico especializado, dificultando então de ser facilmente transportada. As vantagens da serra circular com calha de madeira são os custos bem baratos, sendo capaz de serem confeccionados rapidamente por um marceneiro, facilitando seu transporte. Para o corte com serra circular em uma calha é utilizada uma serra circular manual com lâmina de 60 a 80 dentes de vídea para um corte com menos trepidação e menor chance de quebra do tubo. Na base da serra circular deve ser adaptado um pedaço de madeira para que esta deslize sobre a calha (Fig. 17.7).

Versão exclusiva do autor

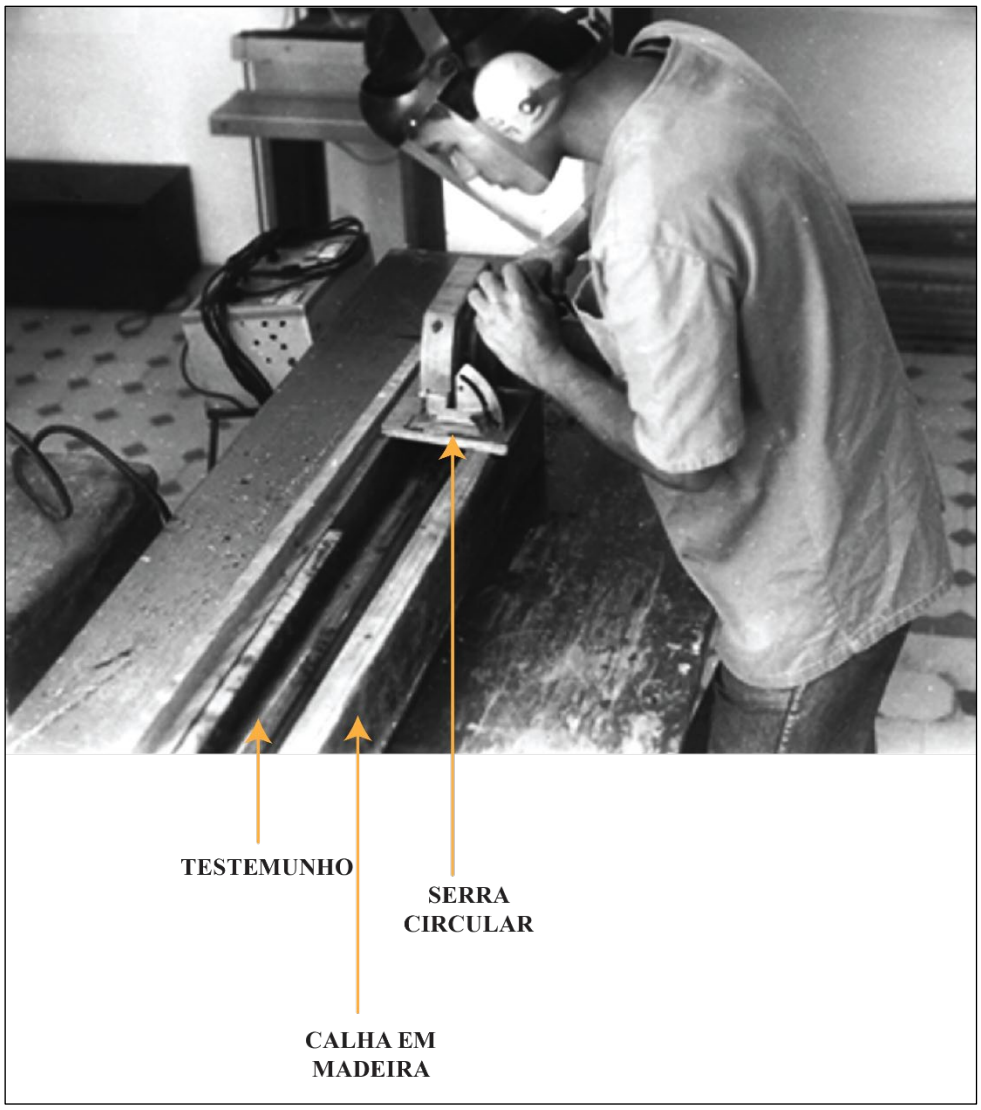


Figura 17.7 – Calha para corte do tubo de PVC que contém o testemunho com uma serra circular manual (fonte: autores).

A calha de madeira deve ser confeccionada em uma madeira resistente a água em uma largura de 1cm maior que o diâmetro do tubo, altura de 3 a 4 cm mais alta que o diâmetro do tubo e comprimento de 1,10cm. Uma das laterais da calha deve ser mais alta do que a outra para que sirva de guia no deslocamento da serra. Nas extremidades da calha deve ser colocada uma travessa de madeira de forma que não encoste na base e fique na altura do tubo quando colocado na calha. Com a serra circular em posição na calha fazer um corte nessa travessa. Este corte servirá para alinhar o testemunho na calha. Após esse processo, é necessário colocar o testemunho com as tampas do topo e da base na calha, apoiar a base dele na travessa de madeira ao final da calha, alinhar a marcação de corte do tubo com a marca na travessa de madeira e calçar o testemunho com várias cunhas ou bucha de pano para mantê-lo em posição durante o corte. Regula-se então a profundidade de corte de tal forma que os dentes da serra apenas toquem superficialmente o sedimento. Faz-se assim o corte em velocidade lenta e constante e retira o testemunho da calha, colando uma fita crepe ao longo do corte para que não haja perda de sedimento. Põe-se o testemunho novamente na calha para o segundo corte no lado oposto do primeiro corte e realiza-se o segundo corte, após isso reserva-se as tampas para serem utilizadas nos próximos cortes de testemunhos. Após o corte do PVC, retira-se o testemunho da

Versão exclusiva do autor

calha e limpar a região do corte onde normalmente ficam fragmentos do tubo. Devido ao elevado ruído da serra e possibilidades de estilhaçar o tubo de PVC, é importante a utilização de protetor de ouvidos e máscara de proteção facial para segurança pessoal. A seguir o sedimento é cortado com um fio de metal Ni-Cr, normalmente utilizado para confecção de resistência elétrica, com diâmetro de 0,5mm ou menor. Prende-se um pedaço de aproximadamente 25 cm deste fio em dois sarrafos de madeira que servirão para esticar o fio durante o corte do sedimento (Fig. 17.8).

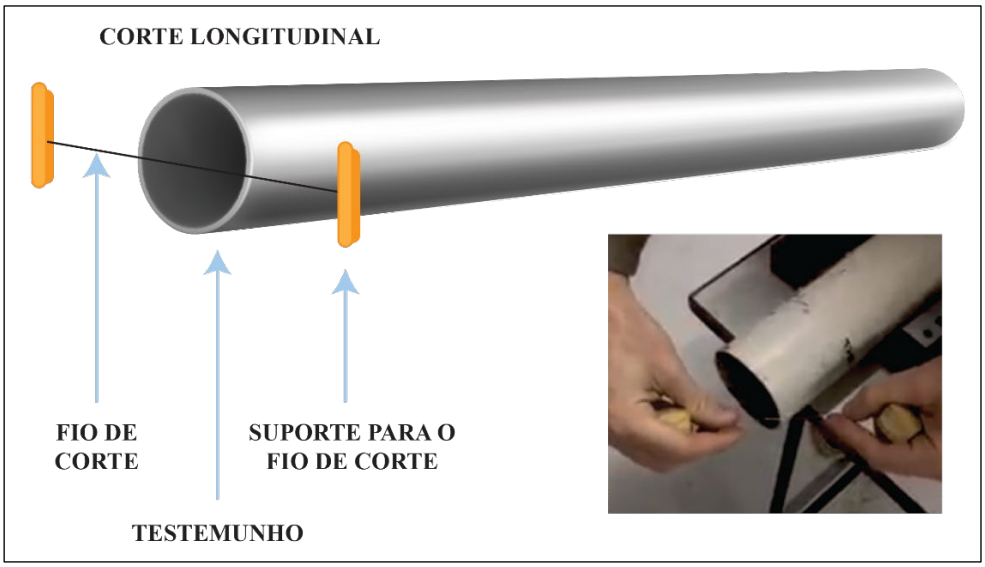


Figura 17.8 – Corte do sedimento contido no tubo de PVC com um fio de níquel cromo (fonte: autores).

O fio Ni-Cr é utilizado por ser resistente e dificilmente enferrujar. De forma alternativa pode também ser utilizado fio de nylon. Antes de colocar o fio de corte, deve ser retirado algum preenchimento que tenha sido colocado no topo do sedimento. Durante o corte do sedimento o fio deve ser mantido bem esticado e não deve ser feito movimento de serrilhar para não mascarar as laminações do sedimento ou criar estruturas. À medida que o sedimento vai sendo cortado as seções não devem ser pressionadas para que não voltem a se unirem. Ao terminar a operação coloca-se o plano de corte em posição vertical, levanta-se um pouco o tubo e depois solta para uma pequena quicada que ajudará a separar as duas seções. Caso haja dificuldade no corte do sedimento com o fio devido a presença de conchas, fragmentos de madeira ou seixos, a passagem do fio deverá ser interrompida e o fio ficará mantido na posição onde parou e com ajuda de uma espátula corta-se o sedimento. A tentativa de passagem do fio nesta situação de travamento por conchas e outros obstáculos poderá arrebentar o fio ou arrastar este obstáculo e assim deformará as laminações do sedimento. Uma vez separadas as duas metades, é possível utilizar uma espátula de aço bem fina para reparar áreas do sedimento que tenham sido danificadas na abertura. A preparação da superfície retira as marcas de arrasto de alguns fragmentos e tornam mais visíveis os contatos litológicos. Uma boa espátula para esta operação é aquela de funileiro, normalmente utilizada para passar massa em lataria de automóvel. Durante a raspagem da superfície do sedimento, a espátula deverá ser mantida um pouco inclinada para fazer um movimento transversal ao comprimento do testemunho. A espátula deverá sempre ser limpa com esponja umedecida em água entre cada raspada para evitar contaminação de uma camada para outra.

Versão exclusiva do autor

17.5.3 - Fotografia

A fotografia deve ser feita logo após a abertura para registro das cores originais que podem ajudar a identificar as camadas e a zona oxidada do sedimento. Durante a descrição das cores, a iluminação deve ser de luz natural ou lâmpada de led. A iluminação com lâmpada fluorescente altera a percepção das cores. Uma boa opção para fotografar testemunhos sem o efeito de sombras e todos na mesma escala, é através de luz difusa com a câmera fixa na mesma altura. Uma opção barata e eficiente é a construção de um mini estúdio fotográfico no formato de um tronco de pirâmide com cantoneiras de alumínio ou ferro com a base no tamanho que caiba um ou mais testemunhos e altura que permita fotografar toda a extensão do testemunho (Fig. 17.9).

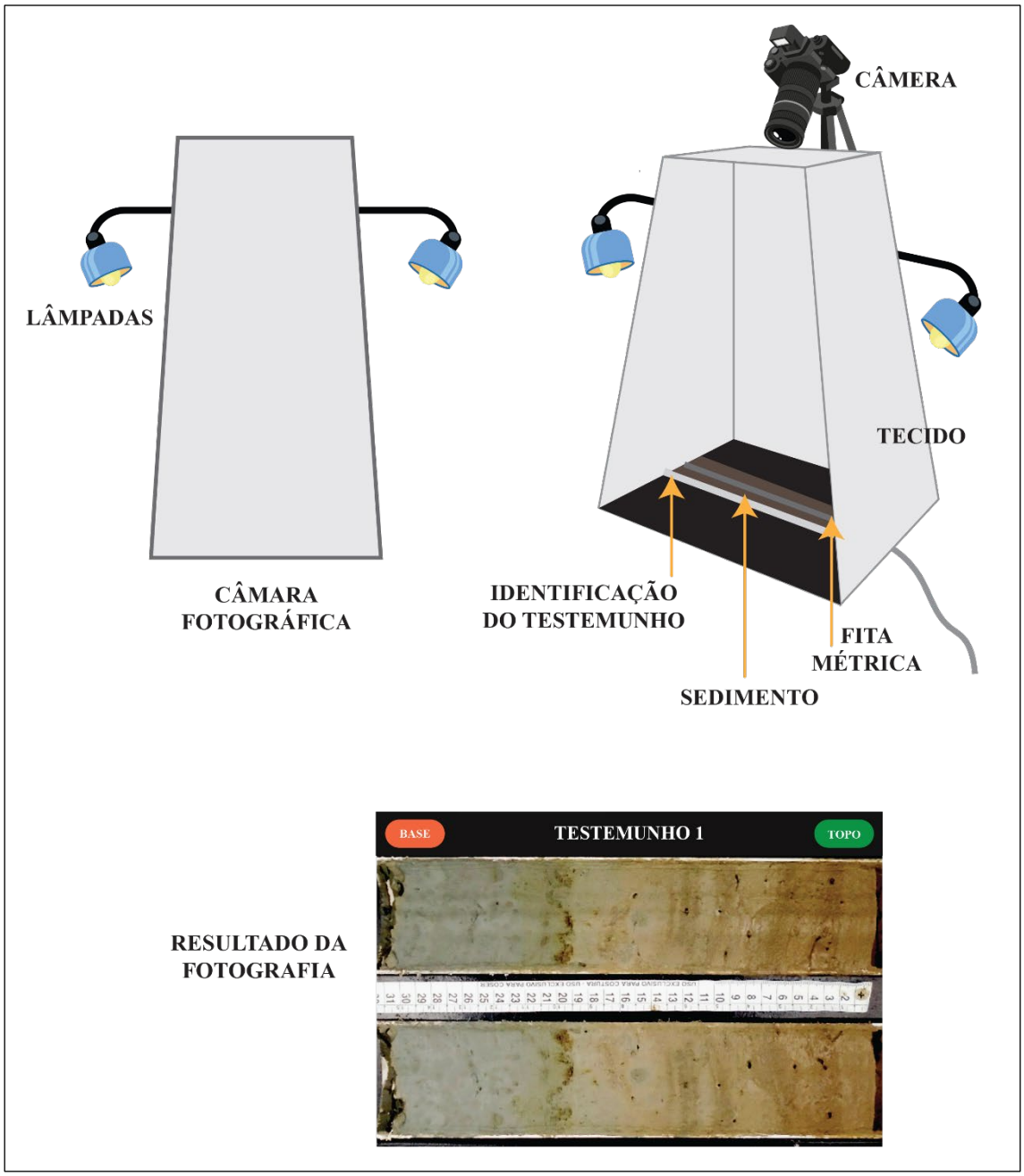


Figura 17.9 – Mini estúdio fotográfico para fotografia de testemunhos. Exemplo de fotografia de testemunho (fonte: autores).

Versão exclusiva do autor

Para testemunhos de 1 (um) metro de comprimento, a base deve ter 1,20m de comprimento e largura que possa acomodar várias seções do testemunho, além dos rótulos de identificação, indicação de base e topo, escala métrica e padrão de cores. Para criar o efeito de luz difusa as laterais e fundo devem ser revestidas com tecido Etileno Acetato de Vinila ou simplesmente E.V.A. A iluminação é feita lateralmente com lâmpadas de led.

17.5.4 - Descrição do Testemunho

A descrição do testemunho é feita em uma ficha a partir da seção que apresenta melhores condições de observação das camadas, todavia informações complementares da outra seção devem ser também incorporadas. Esta ficha originalmente desenvolvida por Boyles *et al*. (1986) é bem versátil e possibilita a inserção de diversos tipos de informações (Fig. 17.10).

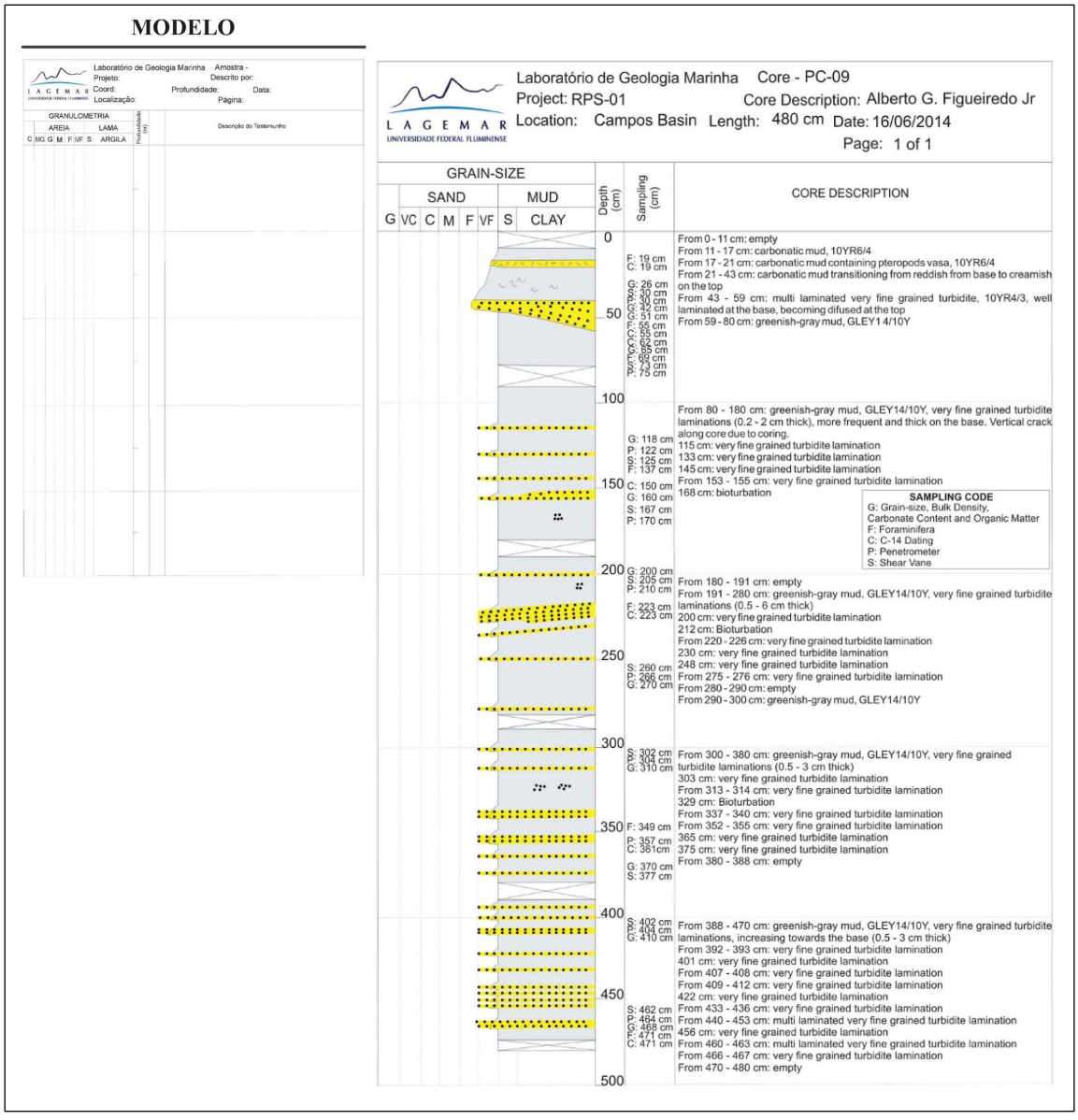


Figura 17.10 – Exemplo de ficha de descrição de testemunhos e anotações (fonte: autores).

Versão exclusiva do autor

As informações básicas são granulometria, comprimento do testemunho, litologia e bioturbações de animais que devem ser expressas em percentagens. Outros tipos de informações que podem ser acrescentadas são, por exemplo: laminações, conchas e fragmentos de conchas, fragmentos de vegetais, estruturas de cargas, minerais pesados, cor do sedimento etc. A última coluna é reservada para uma descrição geral da unidade. A descrição preliminar do testemunho é feita utilizando uma tabela comparativa de tamanho dos grãos. A cor do sedimento para efeito de uniformidade deve seguir a tabela da Rock Color Chart (GODDARD *et al*., 1948). Posteriormente esta descrição deve ser complementada com a observação da radiografia e resultados de análises granulométricas. A sequência recomendada para a descrição de testemunhos é a seguinte:

- Observar o testemunho e verificar se o sedimento é homogêneo em termos de cor e textura. Se por acaso não seja homogêneo, defina as grandes unidades e marque na ficha de descrição a metragem dos contatos das grandes unidades. Caso se tenha disponível os registros do MSCL, observe quebras nos dados de densidade Gama, velocidade da onda "P" e susceptibilidade magnética para ajudar a definir as grandes unidades. A radiografia e a tomografia também são úteis nessas divisões. Em seguida com uma agulha fina de seringa é necessário espetar o sedimento nas várias unidades para perceber no tato a presença ou não de grãos de areia.
- Anotar no lado direito da ficha as cores das unidades utilizando a Rock Color Chart.
- Iniciar a descrição do testemunho da base para o topo, pois foi desta forma que o sedimento foi acumulado. É como contar a história a partir do começo e os fatos subsequentes, iniciando pelos sedimentos que se acumularam primeiro até o último sedimento acumulado.
- Pegar uma pequena quantidade de sedimento de cada unidade e comparar com uma tabela de granulometria de sedimento e, depois disso, estima-se a granulometria média. Nesse processo, utiliza-se espátula tal qual são usadas por dentistas.
- No lado esquerdo da ficha de descrição, onde estão as divisões das várias classes granulométricas, e iniciando pela base do testemunho, fazer um traço debaixo para cima tentando representar a variação da granulometria média daquela unidade. Se a granulometria for homogênea da base para o topo da unidade, faça um traço reto. Se a granulometria aumentar da base para o topo, fazer um traço inclinado para a esquerda em direção ao sedimento de maior granulometria. Se o sedimento diminuir a granulometria da base para o topo, o traço é inclinado para a direita em direção ao sedimento mais fino (Fig. 17.11 - A, B e C).
- Observar se o contato entre as unidades é brusco ou gradual e em seguida desenhar.
- Observar se a quantidade de camadas aumenta ou diminui para o topo e em seguida desenhar.
- Observar se as espessuras das camadas aumentam ou diminuem para o topo, e em seguida desenhar.
- Observar estruturas sedimentares como laminações, bioturbações, raízes, conchas e em seguida desenhar.
- Preencher nas colunas à direita da metragem o percentual destes elementos. A coluna totalmente preenchida significa 100% daquele elemento, metade 50% e assim por diante. Este preenchimento da coluna deve acompanhar a metragem de onde aparece e termina a presença deste elemento.

Versão exclusiva do autor

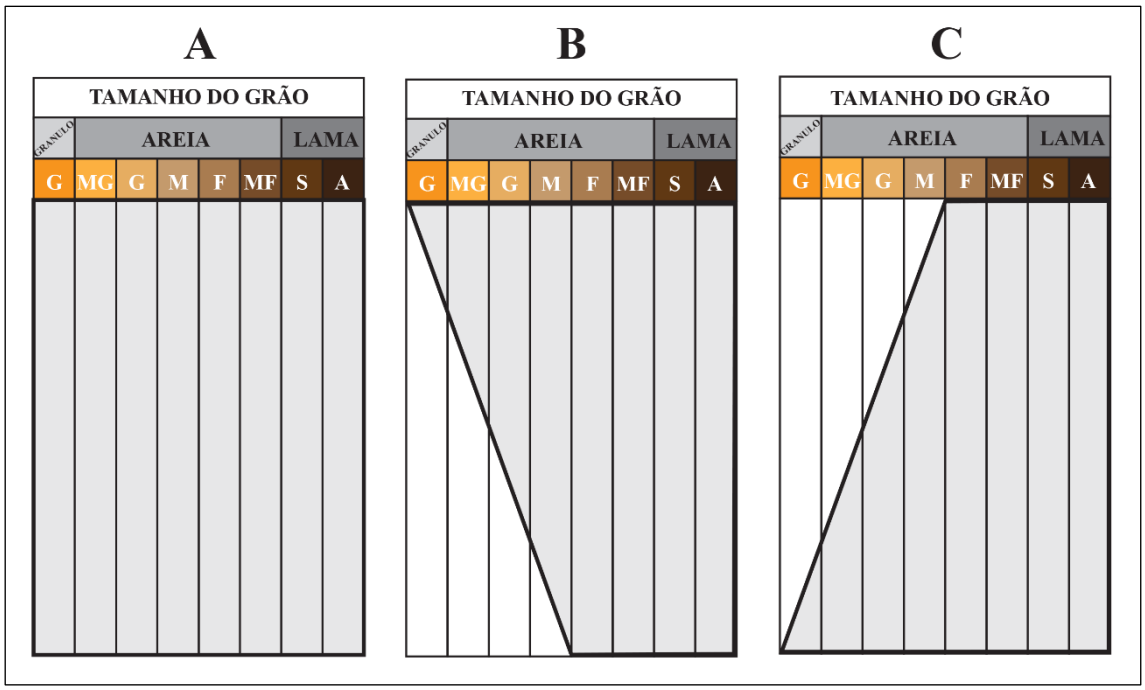


Figura 17.11 – Exemplo de tendencia da granulometria do sedimento ao longo do testemunho. A- Sem variação da Base para o topo. B- Granulometria aumenta para o topo. C- Granulometria diminui para o topo (fonte: autores).

Após a obtenção dos resultados da granulometria, radiografia, tomografia, XRF e scanner de cores a descrição deve ser ajustada.

17.5.5 - Fluorescência de Raio X (XRF)

Uma vez estando aberto o testemunho, ele poderá ser perfilado com um equipamento de fluorescência de raio X que através da emissão da quantidade de energia e espectro de comprimento de onda permite reconhecer e estimar a abundância de elementos. Esta perfilagem é não destrutiva. A fluorescência de raio X também pode ser realizada em amostras individuais retiradas do testemunho. As variações de elementos e razões entre alguns dos elementos permitem inferir mudanças ambientais, processos genéticos, proveniência do sedimento e correlação entre testemunhos (ROTHWELL; RACK, 2006). O elemento titânio (Ti) poderá ser utilizado como indicativo de aporte terrígeno no ambiente marinho e sua variação ao longo do testemunho será capaz de refletir mudanças climáticas ao longo do tempo. Várias razões derivadas de elementos químicos no sedimento podem ser utilizadas na interpretação do ambiente deposicional (CROUDACE *et al*., 2006; THOMSON *et al*., 2006). A razão Ca/Fe poderá ser aplicada para indicar a presença de carbonato biogênico, pois ajuda a distinguir as unidades sedimentares; indica a fonte do sedimento e identifica camadas ricas em foraminíferos e conchas. A razão Sr/Ca poderá indicar a presença de aragonita com alto teor de Sr indicativo de fonte de sedimento de águas rasas. Na razão K/Rb, o K está comumente associado com argila detrítica e pode aumentar nas lamas turbidíticas. Nas razões Zr/Rb e Ti/Rb o Zr e o Ti estão com altos teores em minerais altamente resistentes e podem estar em maiores quantidades nas bases do turbiditos. Nas razões Fe/Rb e Fe/Ti, o Fe é mobilizado durante a fase redox da diagênese e visto em maior quantidade nas camadas oxidadas do sedimento. O Rb é um elemento comumente associado com argila detrital e pode estar ampliado nas lamas turbidíticas.

Versão exclusiva do autor

17.5.6 - Scanner de Cores do Sedimento

Cor e reflectância do sedimento são produtos da sua composição mineral, saturação de oxigênio e presença de matéria orgânica no ambiente deposicional. Investigações geoquímicas indicam que, alguns aspectos da cor do sedimento, por exemplo a claridade, estão ligados a presença de carbonatos e ausência de ferro livre derivado de minerais como hematita, pirita e goetita (ROGERSON, 2006). Considerando que a variação do nível do mar ao longo do tempo pode aumentar ou diminuir o aporte de sedimentos terrígenos que contenham minerais ricos em ferro; que a variação da temperatura da água do mar e aporte de nutrientes influenciam na produtividade e consequente deposição de carapaças de foraminíferos, pterópodes e outros, esses elementos dão cor ao sedimento. Como a variação do nível do mar e a existência de determinadas espécies de foraminíferos são chaves para determinar a idade do sedimento, dessa forma, as cores do sedimento indiretamente podem ser utilizadas para uma estimativa de idade do sedimento de forma não destrutiva. Em um testemunho tipo kasten core coletado no Golfo de Cadiz, a 1.500 m de profundidade foram realizadas datações por Carbono 14, perfilagem com fluorescência de Raio-X (XRF), análise de isótopos de oxigênio (Delta O18) e escaneamento de cores utilizando um scanner de cores de sedimento, Geoscan da Geoteck que mede a intensidade absoluta das cores vermelha, verde e azul, conhecida como RGB (ROGERSON, 2006). Os resultados mostram uma boa correlação entre a reflectância, a razão Fe/Ca, o nível Delta O18, densidade do sedimento e a bioestratigrafia (Fig. 17.12).

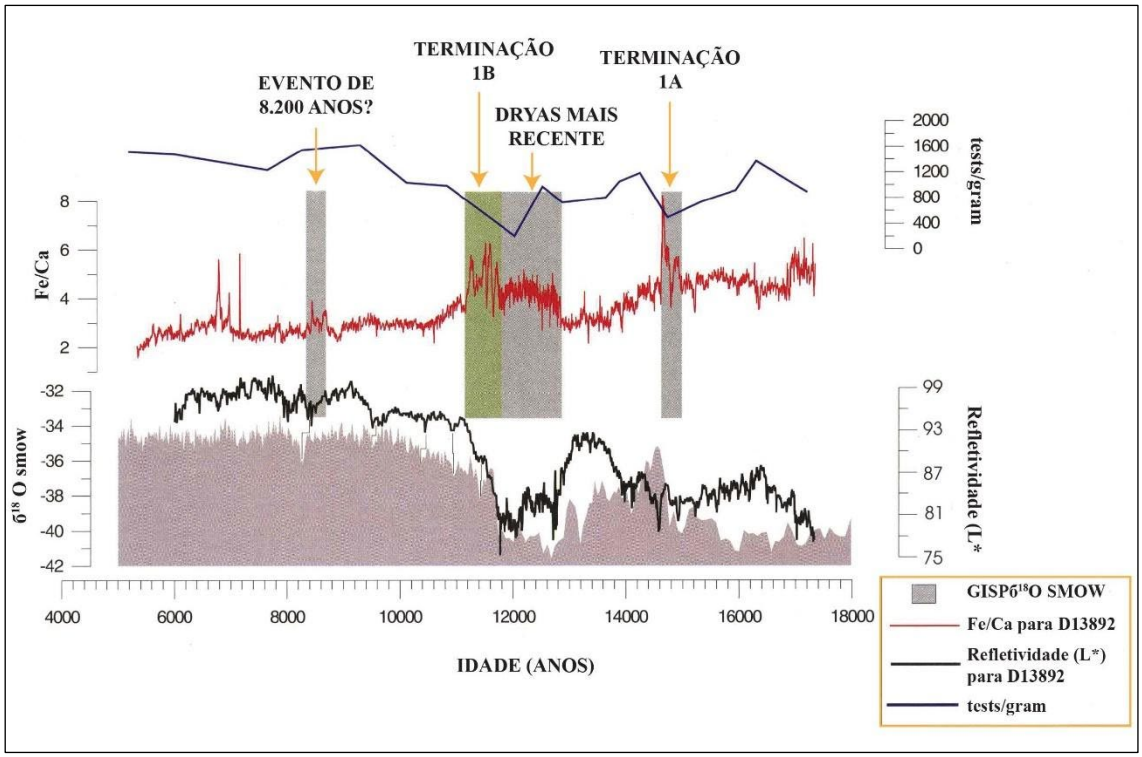


Figura 17.12 – Exemplo de uso de dados de reflectância do sedimento, da fluorescência de Raio X para obter a razão Fe/Ca, da densidade do sedimento e isótopos de O18 para estimativa da idade do sedimento (modificado de ROGERSON *et al*., 2006).

Versão exclusiva do autor

17.5.7 - Confecção de peels de Sedimento

Confecção de "peels" de sedimento consiste em retirar uma película da parte superficial do testemunho de sedimento com auxílio de uma resina a base de epóxi (Fig. 17.13).

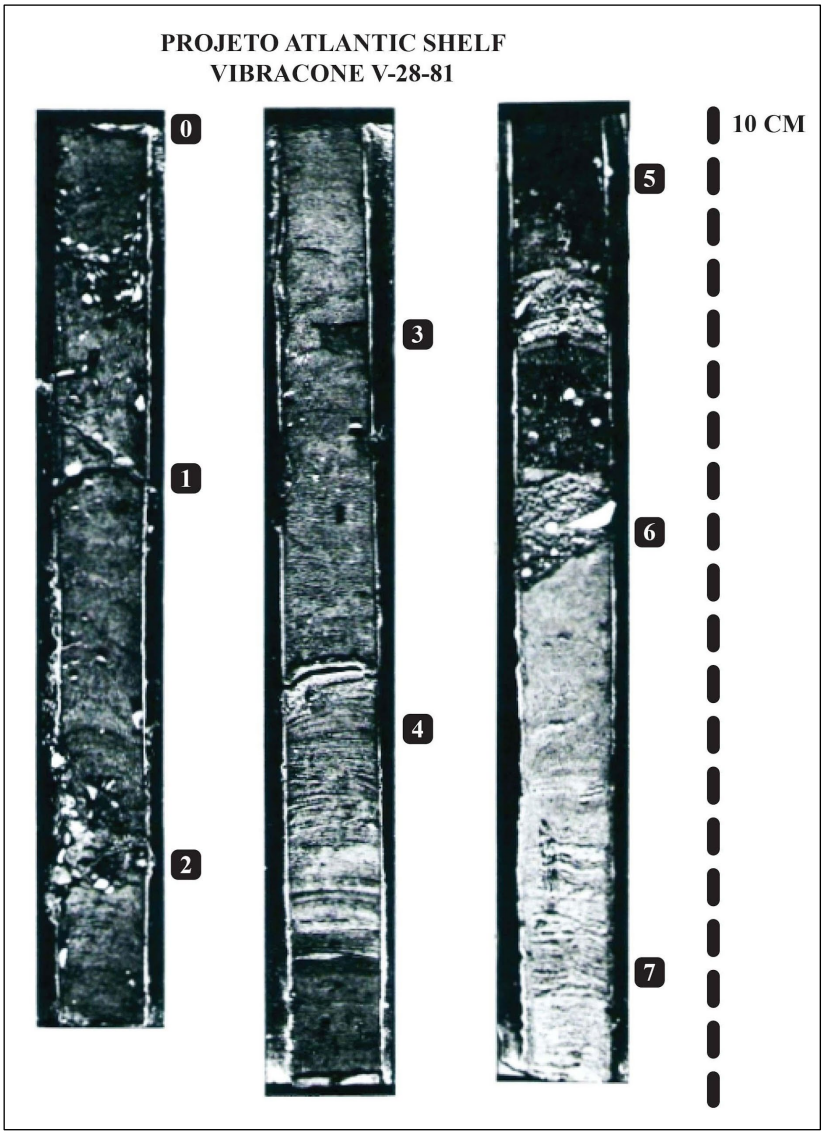


Figura 17.13 – Foto de peels de testemunhos onde as laminações de areia são realçadas alternando com sedimentos lamosos (fonte: FIGUEIREDO JR. *et al*., 1984).

Devido às diferentes porosidades e permeabilidade dos sedimentos, a resina penetrará a profundidades variáveis e realçará as estruturas sedimentares, as variações granulométricas e o grau de seleção dos grãos. Tendo em vista a relação direta entre a porosidade e a penetração da resina, os melhores resultados são obtidos com sedimentos arenosos e siltosos com pequenas quantidades de lama. Os "peels" são também uma excelente maneira de preservar sequências sedimentares em suas formas originais sem perigo de destruição, permitindo que as mesmas possam ser levadas para as salas de aulas, congressos etc. A resina vem em duas partes. A resina em si e o endurecedor devem ser misturados na proporção recomendada pelo fabricante. A superfície do sedimento a ser processada deve ser plana e deixada secar por algumas horas. Com a mistura em uma vasilha a resina deve ser despejada

Versão exclusiva do autor

lentamente sobre o sedimento. A melhor maneira de fazer este acabamento é quando a resina cai da vasilha como um fio. Desta forma a resina é distribuída de um lado para o outro até cobrir totalmente a superfície do sedimento. Colocar sobre o sedimento uma camada de 2 a 3 mm de espessura. Caso alguma camada esteja absorvendo totalmente a resina, não continuar colocando resina. Caso contrário, todo o sedimento será colado como um bloco e deixará de formar uma película. Após a colocação da resina, esta deverá ser deixada curada conforme orientação do fabricante. Depois da resina curada a seção de sedimento deverá ser levada a um local para ser lavada com uma mangueira de água e jato de água não muito forte. A água irá retirar todo o sedimento que não ficou colado, e deixando apenas o sedimento colado pela resina. Após completada a lavagem o sedimento apresentará uma superfície irregular. As partes em alto relevo serão as areias e sedimentos mais bem selecionados e os em baixos relevos serão os sedimentos mais finos. Como a película de epóxi é fina e delicada, ela posteriormente poderá ser colada em uma prancha de madeira ou aglomerado.

17.5.8 - Impregnação de testemunhos

A técnica de impregnação tem a vantagem de dar ao testemunho de sedimento um aspecto similar ao testemunho de rocha, além de tornar o testemunho de sedimento num registro permanente. Lâminas delgadas podem também ser cortadas a partir desta seção impregnada. Durante o exame de um testemunho impregnado, este pode ser molhado para realçar as estruturas sedimentares. A técnica de impregnação aqui utilizada é modificada de Crevello *et al*. (1981). Da mesma forma que na confecção de "peels", a técnica de impregnação é indicada para sedimentos mais arenosos.

Existem várias resinas de poliéster no mercado, o importante é que após curada seja clara, tenha estabilidade dimensional e dureza 40 na escala Barcol para que possa ser cortada com serra para rocha. Antes de impregnar a seção de testemunho, esta tem que estar livre de fitas adesivas e outros materiais que possam reagir com a resina. A seguir a seção é colocada em uma forma com areia no fundo (Fig. 17.14).

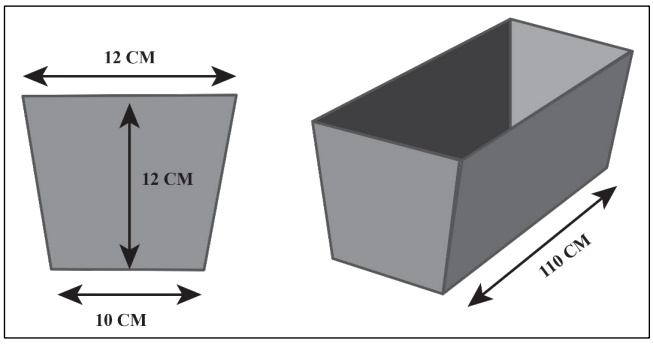


Figura 17.14 – Modelo de forma utilizada para a impregnação de testemunhos com resina (fonte: FIGUEIREDO JR. *et al*., 1984).

A areia serve para segurar o testemunho e ocupar espaço na forma e assim economizar resina. A forma deve ser untada com pasta para moldes de alta temperatura. Após a colocação da seção de testemunho na forma esta deve ser deixada secar a temperatura ambiente por um período de duas semanas. Após esta secagem as formas com as seções de testemunho são colocadas em estufa com ventilador e secadas a 60º C por uma semana. As formas quando removidas da estufa vão diretamente para a câmara de impregnação onde devem ficar esfriando sob vácuo. A câmara de vácuo é feita com tubo de aço 1,10m de comprimento, 30 cm de diâmetro e uma parede de 0,65 cm de espessura (Fig. 17.15 - Parte 1 e Fig. 17.15 - Parte 2).

Versão exclusiva do autor

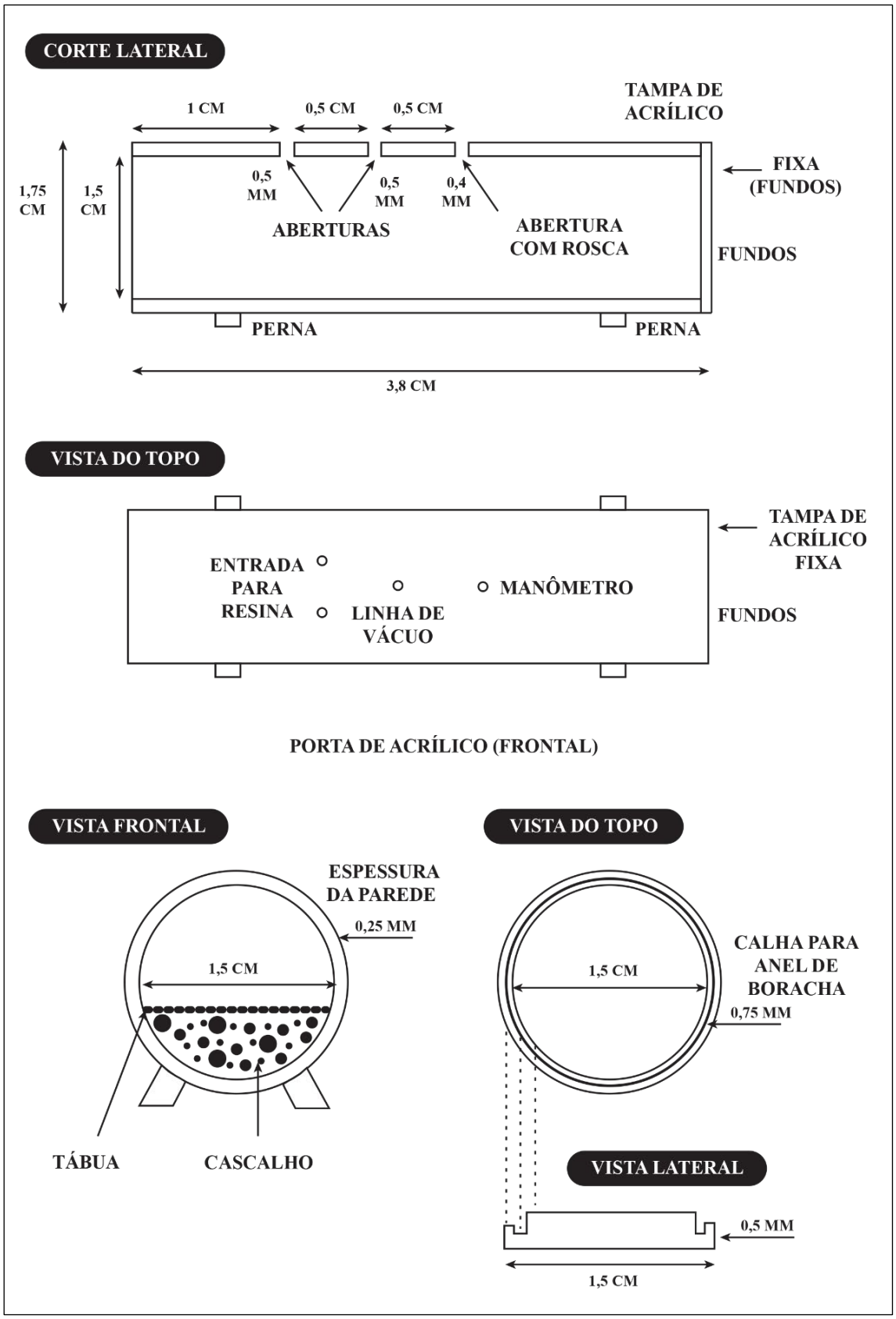


Figura 17.15 – Parte 1 – Planta da câmara de vácuo utilizada na impregnação de testemunhos
(fonte: FIGUEIREDO JR. *et al*., 1984).

Versão exclusiva do autor

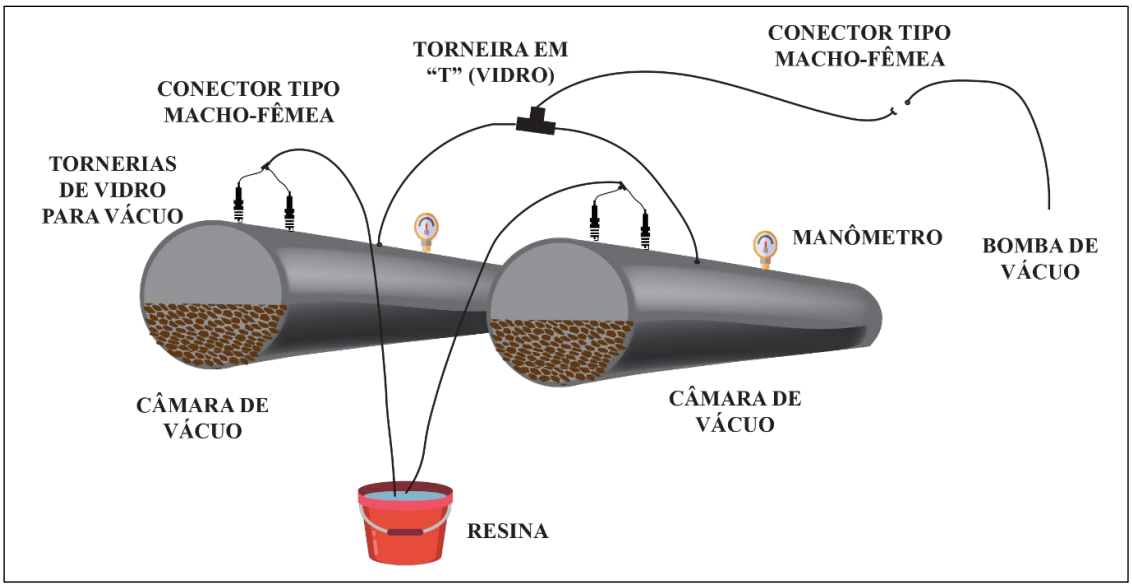


Figura 17.15 – Parte 2 – Figura ilustrativa do sistema de impregnação de testemunhos utilizando câmaras de vácuo (fonte: FIGUEIREDO JR. *et al*., 1984).

A tampa da frente é feita de plexiglass de 2.5cm. A câmara tem uma entrada para a linha de vácuo, duas aberturas para entrada de resina e uma entrada para colocação de um indicador de vácuo (manômetro). Cada câmara pode acomodar duas formas de 1,05m. É conveniente ter duas câmaras para serem operadas simultaneamente e com isto impregnar quatro testemunhos por vez. Com os testemunhos na câmara, ligar a bomba de vácuo até atingir uma pressão negativa entre menos 28 e menos 30 psi. Isto geralmente leva entre 5 e 10 minutos para cada câmara. Deixar o testemunho na câmara por 4 a 6 horas. A resina de polyester para a impregnação do testemunho é preparada com três componentes: a resina, o catalisador e o estireno para diluir a resina se necessário. A mistura dos componentes deve ser calculada por percentual de peso, sendo que a resina tem uma densidade de 1.124 g/cc, o catalisador 0.905 g/cc e o estireno 0.907 g/cc. A Tabela 17.1 ilustra as quantidades necessárias dos componentes para a impregnação de duas a quatro seções.

Tabela 17.1 – Quantidade de resina clara de polyester para impregnação de testemunhos (fonte: FIGUEIREDO JR. *et al*., 1984).

Para Dois Testemunhos			
Componente	**Volume cm³**	**Percentagem %**	**Densidade g/cm³**
Resina	6.650	95	1,124
Estireno	280	4	0,907
Catalizador	70	1	0,905
Total	7.000	100%	
Para Quatro Testemunhos			
Componente	**Volume cm³**	**Percentagem %**	**Densidade g/cm³**
Resina	13.300	95	1,124
Estireno	560	4	0,907
Catalizador	140	1	0,905
Total	14.000	100%	

Versão exclusiva do autor

A resina utilizada às vezes é muito viscosa e para facilitar sua penetração no espaço poroso dos sedimentos ela é diluída com estireno. Depois que a resina começa a curar (solidificar) o estireno evapora e causa uma redução no volume, o que pode causar algumas rachaduras na seção. Portanto o estireno deverá ser utilizado moderadamente. Para fazer a mistura deve-se utilizar um galão de plástico de 20 litros. Em seguida, coloca-se a resina e o estireno (se necessário) e após isso deve-se misturar bem. Com a ajuda de uma seringa irá medir a quantidade correta de catalisador e colocar lentamente sobre a resina sem parar de misturar. Esta mistura com as quantidades indicadas na Tabela 17.1 devem começar a ficar gelatinosa dentro de 45 a 60 minutos. É aconselhável tentar diversas misturas em pequenas quantidades antes de tentar impregnar uma seção de testemunho. Quando a mistura estiver pronta introduza-a na câmara através de um tubo que está ligado à válvula de entrada. O vácuo criado na câmara se encarregará de sugar a resina. Deixar que a resina no início entre lentamente na câmara e caia sobre a seção de testemunho. Depois que o testemunho estiver encharcado com a resina esta pode ser admitida mais rapidamente. Se a resina que está dentro da câmara começar a borbulhar, é sinal de que o vácuo está alto demais e alguns componentes podem estar evaporando. A evaporação do catalisador poderá afetar a cura da resina. Para diminuir o vácuo, é preciso deixar o ar entrar na câmara. Mesmo a -28 psi poderá ocorrer borbulhamento da resina. Todavia, se o borbulhamento não for intenso, isto não afetará o processo. Depois que a resina cobrir todo o testemunho, se reduz o vácuo lentamente e retira-se as formas. Em seguida, coloca-se na forma o restante da resina que estiver no balde. Quando a forma for colocada sob pressão atmosférica, esta ajudará a resina a penetrar nos espaços porosos do sedimento. As formas cheias devem ficar numa superfície horizontal para que a superfície da resina fique paralela à superfície do testemunho. Imediatamente após a retirada do testemunho da câmara, as tubulações devem ser limpas com acetona. Para isto, colocar uma forma vazia na câmara, fazer vácuo até -15 psi, colocar acetona numa vasilha e sugar para a câmara através de um tubo. Depois de limpar as válvulas, elas devem ser mantidas na posição fechada. A acetona utilizada na limpeza deverá ser dispensada apropriadamente. Os testemunhos impregnados devem ficar curando por duas semanas a temperatura ambiente antes de serem cortados com serra de diamante para rocha. Todavia, após três dias a forma já pode ser retirada facilitando a cura da resina. Não é aconselhado curar a resina em estufa pois a cura rápida poderá causar trincas. Depois de curada a superfície da resina poderá ficar pegajosa. Esta pasta pegajosa poderá ser eliminada através de um corte superficial. As seções a serem impregnadas terão um comprimento de 1 metro. Todavia após a impregnação, para se fazer o corte longitudinal, cada seção deverá ser cortada em seções de 25 cm (Fig. 17.16).

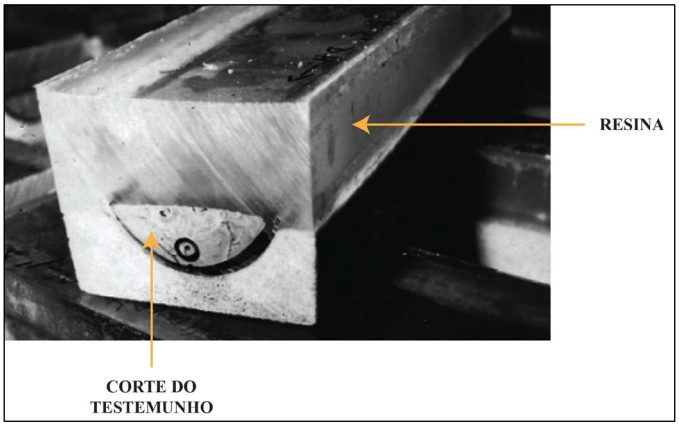


Figura 17.16 – Seção de testemunho após impregnação com resina (fonte: FIGUEIREDO JR. *et al.*, 1984).

Versão exclusiva do autor

O primeiro corte em seção de 25 cm é feito com uma serra de diamante lubrificada por água. O segundo corte que é longitudinal deve ser feito em uma serra de corte automática que tenha um disco de diâmetro suficiente para cortar ao longo de 25 cm. O testemunho impregnado poderá ser cortado em fatias de 1 cm de espessura.

17.5.9 - Testes e Amostragens

Neste item serão apresentados diversos tipos de testes, amostragens e técnicas para fazê-los e seus cuidados especiais. Os testes e amostragens dependem dos objetivos do estudo. Os testes mais comuns são para a geotecnia e correlação com dados sísmicos, enquanto as amostragens possuem uma gama imensa de aplicações, sendo os mais comuns a qualidade do sedimento, mineralogia, bioestratigrafia, geocronologia e outros. Com o testemunho dividido longitudinalmente em duas metades, a amostragem poderá ser feita em uma metade e a outra ficará preservada. Todavia a preservação de testemunhos inconsolidados é difícil e, portanto, recomenda-se uma amostragem de todo o testemunho e as amostras não utilizadas podem ser preservadas para estudos futuros.

Os testes de geotecnia mais comuns são realizados com penetrômetro para medir resistência à penetração, torvane para medidas de resistência ao cisalhamento, aparelho Casa Grande para medidas de plasticidade e coleta de sedimento com volume conhecido para medidas de densidade bruta do sedimento. As amostragens preferencialmente devem ser por intervalos fixos, por exemplo, sequencialmente a cada centímetro em todo o testemunho, ou bloco de dez centímetros de sedimento separados por intervalos de 1 metro sem amostragens, ou amostragens apenas em pontos específicos, como camadas ou áreas de mudança de cor do sedimento ou mudança de grau de compactação. Caso após a amostragem ainda tenha sedimento sobrando, este excedente deverá ser coletado para amostra genérica e guardado para eventuais estudos posteriores.

Os tipos mais comuns de amostragens são:

- Granulometria (GRAN): Esta amostra deve ser feita sistematicamente e em locais específicos, mas de maneira a não coletar mais de uma camada na mesma amostragem, pois isto resultaria em uma granulometria média entre as camadas.

- Mineralogia de Argilas (MAR): Para este tipo de amostragem não existem grandes preocupações exceto que deve ser em sedimentos lamosos. A quantidade de material para este tipo de análise é muito pequena.

- Matéria Orgânica Total (TOC): É uma amostragem que exige pequena quantidade de sedimento.

- Geoquímica (GEOQ): Diversos tipos de análises geoquímicas podem ser realizados e algumas exigem cuidados especiais. A amostragem para análise de metais traços exige que não seja utilizado metal na manipulação da amostra. A amostragem para geoquímica orgânica por sua vez exige que a amostra não seja tocada com a mão ou contaminada com óleo, graxa ou plástico. De maneira geral a amostragem para geoquímica deverá ser feita o mais rápido possível após a coleta do testemunho e as amostras deverão ser mantidas em freezer.

- Paleontologia (PAL): É uma amostragem que deve ser feita em sedimentos lamosos e exige pequena quantidade de material.

- Densidade Bruta (BULK): Esta amostra tem que ser feita o mais rápido possível após a coleta do testemunho, pois a perda de umidade do sedimento interfere nos resultados. A amostra é coletada com o tubo de seringa cortado na ponta de maneira a ter um volume padrão. A seringa deverá ser cravada no sedimento e ao mesmo tempo o êmbolo acionado para ajudar a sugar a amostra para dentro do tubo. Em seguida a amostra deverá ser colocada num recipiente pré-pesado e ser levado a balança onde o sedimento será pesado. Esta mesma amostra depois de seca pode ser pesada novamente para se avaliar o teor de água que havia no sedimento.

Versão exclusiva do autor

17.5.10 - Interpretação de Testemunhos

A interpretação de testemunhos é feita com base em todos os elementos observados desde a abertura até aos resultados das análises. Um dos primeiros passos é considerar em que ambiente sedimentar o testemunho foi coletado, assim como, consultar às bibliografias. Uma vez o testemunho aberto observar se ele pode ser dividido em grandes unidades sedimentares; seja pela cor, pelo aspecto do sedimento, presença de conchas e dureza do sedimento. Caso tenha disponibilidade de radiografia, tomografia ou registros do corelogger como velocidade da onda "P", densidade Gama, eletrorresistividade, susceptibilidade magnética ou outros, utilizar para ajudar a definir as unidades. A interpretação deverá sempre se desenvolver da base para o topo, pois foi assim que o sedimento foi acumulado e a história geológica construída. O acúmulo e características do sedimento dependem da área fonte, da energia hidrodinâmica, da biota e condições geoquímicas. A deposição e acúmulo das várias classes de tamanho do grão de sedimento dependem da energia hidrodinâmica, seja ela derivada de correntes ou ondas. Quanto maior a energia, maior o tamanho do grão. Nos vários ambientes deposicionais a energia hidrodinâmica varia de local para local. Considerando apenas o efeito da energia hidrodinâmica, por exemplo nos lagos a energia hidrodinâmica é maior na margem onde predominam as ondas e, portanto, é de se esperar sedimento de maior granulometria, enquanto no lado oposto e parte mais profunda estão depositados sedimentos de menor granulometria. Em uma planície fluvial, no talvegue do canal do rio estão os sedimentos de maior granulometria enquanto na margem e planície de inundação estão os sedimentos mais finos. No ambiente marinho próximo à praia estão os sedimentos de maior granulometria e em direção à plataforma continental o sedimento se torna mais fino à medida que fica mais profundo. No talude o sedimento é mais fino que o da plataforma e fica mais fino à medida que a profundidade aumenta. Todavia há que se considerar que existem as correntes de turbidez que trazem sedimentos de maior granulometria da borda de plataforma e cânions e estes se sobrepõem e se alternam com os sedimentos mais finos. A interpretação de sucessão de camadas é um assunto vasto e não caberia aqui descrever em detalhes. Esta é uma forma simplista de interpretar um testemunho, pois não estão consideradas as mudanças de nível de mar, de fontes de suprimento de sedimentos e a existência de sedimentos relíquias depositados em um ambiente pretérito. Para o entendimento de distribuição sedimentar em vários ambientes deposicionais é recomendado a leitura de livros como Principles of Sedimentology and Stratigraphy, Jr. Boggs (2011), Depositional Sedimentary Environments, Reineck e Singh (1986). A passagem entre uma unidade sedimentar e outra, indicada pelo tamanho dos grãos, pode ser gradual ou brusca (Fig. 17.17).

A passagem gradual indica que a energia hidráulica do ambiente teve uma passagem gradual entre os níveis de energia. Por exemplo ocorre um aumento no tamanho dos grãos e depois uma diminuição de forma contínua, sem uma quebra nessa sequência, como pode ser visto em ambiente marinho e em um depósito turbidítico no talude ou depósito de tempestito na plataforma. Por outro lado, quando ocorre um contato brusco entre duas unidades sedimentares podemos interpretar como dois momentos distintos de nível de energia. Por exemplo, sedimentos finos sucedidos acima por uma passagem brusca para sedimentos de maior granulometria. Uma sequência de depósitos turbidítico ou de tempestitos onde o topo da unidade tem passagem brusca para a base da unidade acima. Muitas vezes nesses casos parte do sedimento anteriormente depositado é erodido e depositado na unidade acima na forma de intraclastos. A frequência de repetição de unidades e a variação na espessura indica mudança no regime hidráulico. Considerando uma unidade de sedimento fino na base, seguida por outra unidade de sedimento de maior granulometria e esta unidade de maior granulometria se repete cada vez com maior frequência (Fig. 17.18).

Versão exclusiva do autor

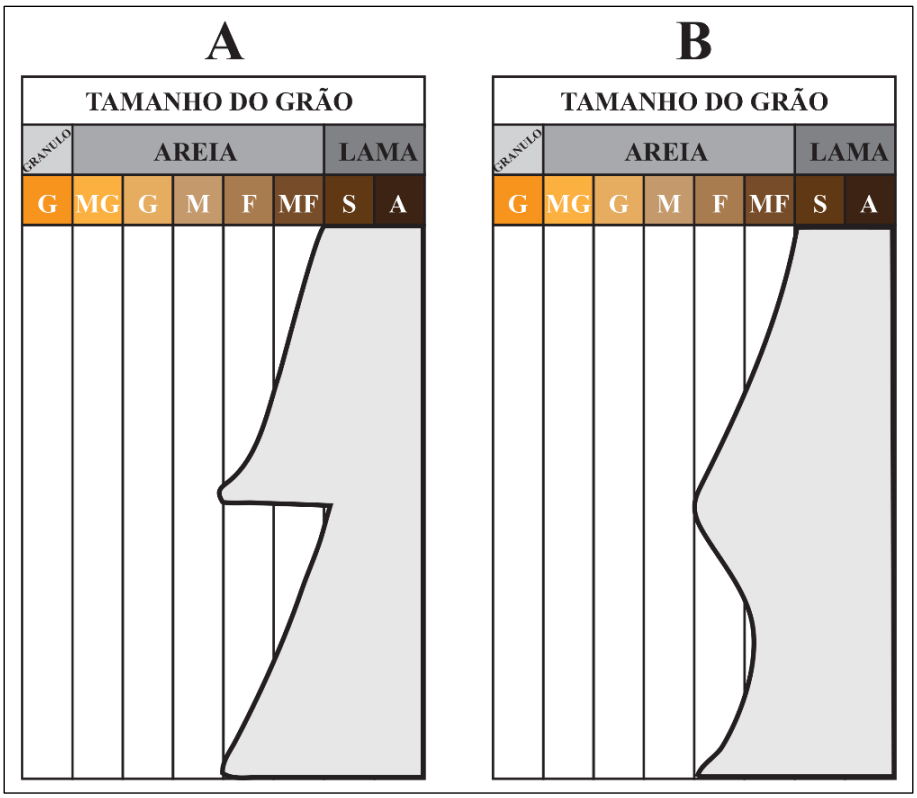


Figura 17.17 – Tipos de contatos entre unidades. A) Contato brusco e B) contato gradual (fonte: autores).

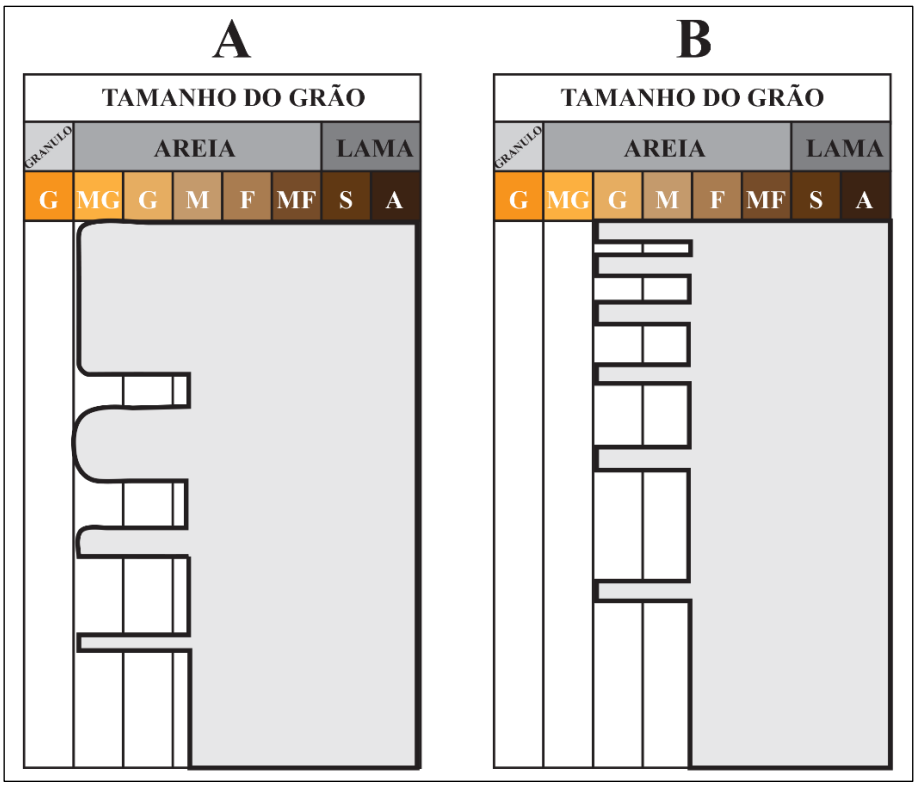


Figura 17.18 – Tipos de sequências de camadas. A) Espessura das camadas de sedimento de maior granulometria aumentam para o topo e B) A frequência de camadas de maior granulometria aumentam para o topo (fonte: autores).

Versão exclusiva do autor

Para um ambiente plataformal poderá ser interpretada como inicialmente um ambiente de plataforma média abaixo do nível de base da onda com sedimentos finos. A progradação da linha de costa ou o rebaixamento do nível do mar proporciona a chegada de cada vez mais sedimentos de maior granulometria.

Lista de atividades, ações, equipamentos e materiais necessários (fonte: autores).

Fase da Coleta	
Tipo de Atividade	**Ações, Equipamentos e Materiais**
Marcação do tubo de testemunho	Caneta permanente para marcar topo, base, flecha apontando o topo.
Corte do excedente de tubo	Serra de encanador com arco e lâmina, papel toalha. Após coleta cortar tubo 3 ou 4 cm acima do sedimento. Retirar água com papel toalha, preencher o vazio com papel toalha. Manter o testemunho sempre que possível na vertical.
Fechamento do testemunho	Tampas para topo e base, fita isolante para vedar as tampas, papel toalha ou pano para limpar tubo antes de passar a fita isolante. Manter o testemunho na vertical.
Preservação do testemunho	Até o momento de a abertura manter o testemunho em local fresco ou refrigerado, nunca congelado.
Fase de Processamento em Laboratório	
Medida e marcação do testemunho	Trena, régua, papel toalha, pano, fita crepe (média e larga), ficha de anotações, lápis, caneta, borracha, pincel atômico.
Corte em seções de 1 metro	Serra de encanador com arco e lâmina.
Marcação do corte longitudinal em duas seções	Fita crepe média, caneta permanente. Antes do corte longitudinal marcar nas duas seções topo, base, metragem dos testemunhos, nome do projeto.
Corte longitudinal em duas seções	Serra elétrica com lâmina de vídea com 60 ou 80 dentes, cunhas para fixar o testemunho na calha, fio Níquel-Cromo, espátula, protetor de ouvido, viseira para proteção do rosto e/ou óculos.
Fotografia	Mini estúdio fotográfico, Máquina fotográfica, fita métrica, rótulos com nome do projeto, topo, base, tabela de cores.
Descrição do testemunho	Bancada com fita métrica, ficha para descrição, tabela de tamanho de grãos, Ácido Clorídrico para testar presença de carbonato, agulha para checar granulometria do sedimento.
Amostragens e testes	Bancada com fita métrica, ficha de anotações, espátulas, sacos plásticos para amostras, seringa com ponta cortada, equipamentos de medidas geotécnicas.
Arquivamento de sobra do testemunho	Bobina de filme de PVC.

Versão exclusiva do autor

Agradecimentos

Ao longo de 51 anos trabalhando com a coleta e processamento de testemunhos de sedimentos inconsolidados recebi tantas vezes apoio, sugestões e aprendi novas técnicas com meus orientadores, colegas, estudantes e técnicos que seria impossível nomeá-los um a um nestes agradecimentos. Todavia gostaria de mencionar as instituições que abrigam estas pessoas e/ou fomentaram o desenvolvimento desta técnica. Entre estas estão incluídas a Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), a Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Cities Service Oil and Gas Co. (CITCO) e Universidade Federal Fluminense (UFF), Depto. de Geologia. A edição original deste texto fez parte do relatório Normas de Controle de Qualidade para o Processamento de Testemunhos Inconsolidados redigido como parte do "Projeto Sedimento de Talude", Contrato Petrobras/UFF nº 3-570-794-0-90 de junho de 1990. Os desenhos originais foram em parte feitos pelo geólogo Júlio C.M. Faleiro e nesse capítulo complementados por Mariana Martins de Andrade. A datilografia original foi feita pela secretária Onea Oliveira.

Referências Bibliográficas

BERQUIST JR., C.R; HOBBS III, C.H. 1989. Heavy mineral potential of offshore Virginia. Marine Geology, 90(1-2): 83–86. DOI: 10.1016/0025-3227(89)90116-3.

BOUMA, A.H. 1969. Methods for study of sedimentary structures. Wi1ey-Interscience, 458 p.

BOYLES, J.M.; SCOTT, A.J.; RINE, J.M. 1986. A logging form for graphic descriptions of core and outcrop. J. Sediment. Petrol., 56(4): 567–568. DOI: 10.1306/212F89DB-2B24-11D7-8648000102C1865D.

CREVELLO, P.D.; RINE, J.M.; LANESKY, D.E. 1981. A method for impregnating unconsolidated cores and slabs of calcareous and terrigenous muds. Jour. Sediment. Petrol., 51: 658–660.

CROUDACE, I.W.; RINDBY, A.; ROTHWELL, R.G. 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *In*: ROTHWELL, R.G. New Techniques in Sediment Core Analysis. Geological Society of London. Special Publications, 267: 51–63. DOI: 10.1144/GSL.SP.2006.267.01.04.

FIGUEIREDO JR., A.G. 1984. Submarine sand ridges: geology and development, New Jersey, U.S.A. Miami. 408p. Tese de Doutorado, Univ. of Miami.

FIGUEIREDO JR., A.G.; RINE, J.M.; TILLMAN, R.W.; BOYLES, J.M. 1984. Methodology for processing unconsolidated cores: peels, impregnated sections and X-ray radiographs. Geological Contribution # 115, Relatório Técnico, Cities Service Oil & Gas Corp.; 15 p.

GAMBOA, L.A.P.; FIGUEIREDO JR., A.G.; ALVES, E.C. 1973. Metodologia para o processamento de testemunhos inconsolidados. *In*: XXVII Cong. Bras. Geol., Aracaju, SE., Soc. Bras. Geol., São Paulo, Brasil, Anais, v. l, p.237–242.

Versão exclusiva do autor

GODDARD, E.N.; TRASK, P.D.; De FORD, R.K.; ROVE, O.N.; SINGE WALD, J.T.; OVERBECK, R.M. 1948. Rock-color Chart. Geological Society of America. Boulder, Colorado.

JR. BOGGS, S. 2011. Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Prentice Hall, 585p.

McCOLLOUGH, C.N. 1972. Innovations in handling and processing unconsolidated cores. Journal of Petroleum Technology, 24(10): 1191–1195. DOI: 10.2118/3184-PA.

REINECK, H.E.; SINGH, I.B. 1986. Depositional Sedimentary Environments. Springer. 2a ed., 551 p.

ROGERSON, M.; WEAVER, P.P.E.; ROHLING, E.J.; LOURENS, L.J.; MURRAY, J.W.; HAYES, A. 2006. Color logging as a tool in high-resolution palaeoceanography. *In*: ROTHWELL, R.G. (Ed.). New Techniques in Sediment Core Analysis. Geological Society of London. Special Publications, 267: 99–112. DOI: 10.1144/GSL.SP.2006.267.01.07.

ROTHWELL, R.G.; RACK, F.R. 2006. New techniques in sediment core analysis: an introduction. *In*: ROTHWELL, R.G. (Ed.). New Techniques in Sediment Core Analysis. Geological Society of London. Special Publications, 267: 1–29. DOI: 10.1144/GSL.SP.2006.267.01.01.

ROTHWELL, R.G. 2006. New Techniques in Sediment Core Analysis. Geological Society of London. Special Publications, 267. DOI: 10.1144/GSL.SP.2006.267.

SIEMERS, C.T.; TILLMAN, R.W. 1981. Recommendations for the proper handling of cores and sedimentological analysis of core sequences. *In*: SEPM CORE WORKSHOP. Deep-Water Clastic Sediments: A Core Workshop n. 2. San Francisco. p. 20–44. DOI: 10.2110/cor.81.01.0020.

TANAKA, A.; NAKANO, T.; IKEHARA, K. 2011. X-ray computerized tomography analysis and density estimation using a sediment core from the Challenger Mound area in the Porcupine Seabight, off Western Ireland. Earth, Planets and Space, 63: 103–110. DOI: 10.5047/eps.2010.12.006.

THOMSON, J.; CROUDACE, I.W.; ROTHWELL, R.G. 2006. A geochemical application of the ITRAX scanner to a sediment core containing Eastern Mediterranean sapropel units. *In*: ROTHWELL, R.G. (Ed.). New Techniques in Sediment Core Analysis. Geological Society of London. Special Publications, 267: 65–77. DOI: 10.1144/GSL.SP.2006.267.01.05.

Sobre os Autores

Alberto Garcia Figueiredo Junior

Geólogo, Ph.D., Professor Titular de Geologia Marinha no Departamento de Geologia e Geofísica, e colaborador no Programa de Pós-graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense, Niterói, RJ, Brasil. Bacharel em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (1972), mestre em Geologia Marinha pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (1975), doutor em Geologia e Geofísica Marinha pela Universidade de Miami, Miami, Flórida (1984), pós-doutorado em Geologia Marinha pela State University of New York, SUNY (1991).

E-mail: afigueiredo@id.uff.br

ORCID: 0000-0002-9548-8701

Versão exclusiva do autor

Juliane Castro Carneiro

Oceanógrafa, D.Sc., pós-doutoranda no Programa de Pós-graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense (UFF), Niterói, RJ, Brasil. Bacharel em Oceanografia pela Universidade Federal do Paraná (UFPR, 2011), mestre em Sistema Costeiros e Oceânicos pela UFPR (2013), doutora em Engenharia Oceânica pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ, 2018).

E-mail: julianecastrocarneiro@gmail.com

ORCID: 0000-0003-2552-644X

João Regis dos Santos Filho

Oceanógrafo, doutorando no Programa de Pós-graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense (UFF), Niterói, RJ, Brasil. Bacharel em Oceanografia pela Universidade Federal do Paraná (UFPR, 2010), mestre em Geologia e Geofísica Marinha pela UFF (2012).

E-mail: joaoregis@id.uff.br

ORCID: 0000-0002-7680-1862

Kerly Araújo Jardim

Geógrafa, mestrado em Geografia pela Universidade Federal do Rio Grande (UFRN), pesquisadora visitante do Instituto de Pesquisa Científica e Tecnológica do Estado do Amapá (IEPA), doutoranda no Programa de Pós-graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense (UFF).

E-mail: kerlyjardim@id.uff.br

ORCID: 0000-0001-9142-2302

Natália de Jesus Lopes Chaves

Geóloga pela Universidade da Amazônia (UNAMA), mestranda no Programa de Pós-graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense (UFF).

E-mail: nataliajlc@id.uff.br

ORCID: 0000-0002-4666-8941

Thais Guterres Soares

Graduanda em Geofísica da Universidade Federal Fluminense (UFF), Niterói, RJ, Brasil.

E-mail: thaisguterres@id.uff.br

ORCID: 0000-0001-7234-7765

Versão exclusiva do autor

18 – O REGIME REGULATÓRIO DA PLATAFORMA CONTINENTAL E ALGUMAS POTENCIALIDADES MINERAIS REFLETIDAS NO RELEVO SUBMARINO

THE REGULATORY REGIME OF THE CONTINENTAL SHELF AND SOME MINERAL POTENTIALITIES REFLECTED IN THE SUBMARINE MORPHOLOGY

Izabel King Jeck
Ana Angelica L. Alberoni
Luiz Carlos Torres
Lorena Sampaio
Levantamento da Plataforma Continental Brasileira - LEPLAC
Centro do Hidrografia da Marinha/Marinha do Brasil - CHM

Resumo

A pesquisa e exploração minerais no mar são desafios que o Brasil enfrenta desde a segunda metade do século XX. O conhecimento do fundo marinho, tanto de sua morfologia como do subfundo, são fundamentais para a adequada compreensão, planejamento e gerenciamento destas riquezas. Este capítulo pretende mostrar como o LEPLAC[3] contribui para este desafio, inicialmente produzindo informações que possibilitaram ao Brasil depositar, junto ao Secretário Geral das Nações Unidas, a Submissão Brasileira de extensão da Plataforma Continental além das 200 milhas náuticas. Com este depósito, o país mostra sua intenção de incorporar à jurisdição nacional uma extensa área no mar, na qual terá o direito de explorar e explotar os recursos marinhos lá existentes. Outra importante contribuição do LEPLAC é a disponibilização de dados de hidrografia, geologia e geofísica para a sociedade brasileira, de modo a fomentar a ciência, ampliando o conhecimento da margem brasileira até profundidades de 5.500 metros. Neste capítulo também serão discutidos alguns aspectos históricos da legislação brasileira no que tange à plataforma continental, bem como uma breve apresentação do REMPLAC[4], importante programa nacional que promove o estudo da potencialidade mineral da margem continental brasileira. A fim de tornar este capítulo mais interessante são apresentadas diversas imagens do fundo marinho brasileiro onde já foram registradas ocorrências minerais como rodolitos e crostas polimetálicas, bem como regiões onde o fundo marinho é condicionado pela ocorrência de halocinese e de "pockmarks", ambos relacionados à existência de óleo e gás na margem brasileira.

Palavras-chaves: LEPLAC, CNUDM, Plataforma Continental, legislação, REMPLAC, recursos marinhos.

Abstract

Mineral research and exploration at sea are challenges that Brazil has faced since the second half of the 20th century. The knowledge of the seabed, both of its morphology and of the sub-bottom are fundamental for the proper understanding, planning and management of these riches. This chapter intends to show how the LEPLAC contributes to this challenge, initially producing information that enabled Brazil to deposit, with the Secretary General of the United Nations, the Brazilian Submission for the extension of the Continental Shelf beyond 200 nautical miles. With this deposit, the country shows its intention to incorporate

---

✍ Nota dos Organizadores: o manuscrito deste capítulo foi produzido em abril de 2022.

[3] Levantamento da Plataforma Continental Brasileira.

[4] Programa de Avaliação da Potencialidade Mineral da Plataforma Continental Jurídica Brasileira.

Versão exclusiva do autor

into the national jurisdiction an extensive area at sea, in which it will have the right to explore and exploit the marine resources. Another important contribution of LEPLAC is the availability of data on hydrography, geology and geophysics for Brazilian society, in order to booster science, expanding the knowledge of the Brazilian continental margin to depths of 5,500 meters. This chapter will also discuss some historical aspects of Brazilian legislation regarding the continental shelf, as well as a brief presentation of REMPLAC, an important national program that promotes the study of the mineral potential of the Brazilian continental margin. In order to make this chapter more interesting, several images of the Brazilian seabed are presented where mineral occurrences such as rhodoliths and polymetallic crusts have been recorded, as well as regions where the seabed is conditioned by the occurrence of halokinesis and "pockmarks", both related to existence of oil and gas on the Brazilian continental margin.

Keywords: LEPLAC, UNCLOS, Continental Shelf beyond 200M, legislation, REMPLAC, marine resources.

18.1 - Introdução

Este capítulo complementa algumas informações apresentadas no quarto capítulo da Série I desta publicação, que descreve o trabalho realizado no âmbito do Projeto LEPLAC (Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira) para o estabelecimento do limite exterior da plataforma continental além das 200 milhas náuticas (M), em consonância com o preconizado pela Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM) (ONU, 1985).

O Brasil, após ratificar a CNUDM em 1988, iniciou uma série de pesquisas geológicas, geofísicas e hidrográficas, que possibilitaram, além da extensão de sua plataforma continental como contido no artigo 76 da CNUDM, a ampliação do conhecimento científico por meio da aquisição de cerca de 770.074 km de dados geofísicos ao longo da margem continental brasileira, em profundidades que variaram de 200 a 5.500 metros.

Por tratar-se de um livro voltado aos recursos minerais marinhos, neste capítulo serão apresentadas observações quanto às legislações e resoluções que dizem respeito ao aproveitamento dos recursos naturais na plataforma continental, além de alguns exemplos de recursos minerais marinhos associados ao modelo digital de terreno (MDT), desenvolvido no âmbito do LEPLAC. Nesse contexto, serão apresentadas imagens do relevo submarino e a caracterização morfológica das regiões onde se encontram alguns depósitos minerais, como crostas e nódulos polimetálicos, rodolitos, e de regiões afetadas por halocinese e por "pockmarks".

Complementarmente, será sucintamente descrito o Programa de Avaliação da Potencialidade Mineral da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (REMPLAC), programa do PSRM/CIRM e coordenado pelo Ministério de Minas e Energia, criado em 1997 para identificar a potencialidade dos recursos minerais marinhos da margem continental brasileira.

18.2 - A Plataforma Continental Brasileira

Em 1982, após nove anos de intensa negociação, foi encerrada a III Conferência das Nações Unidas sobre o Direito do Mar, em Montego Bay – Jamaica, dando-se início a assinatura da Convenção das Nações Unidas sobre o Direito no Mar (CNUDM).

A CNUDM consagra a noção de que todos os problemas dos espaços oceânicos se inter-relacionam e, portanto, necessitam ser considerados como um todo. Os artigos e os anexos que a integram legislam sobre diversos aspectos dos espaços oceânicos, entre os quais podem ser destacados: delimitação de espaços marítimos, controle ambiental, investigação

Versão exclusiva do autor

científica marinha, atividades econômicas e comerciais, transferência de tecnologia e disputas de espaços marítimos.

A ratificação da CNUDM pelos Estados Membros foi, sem dúvida, um grande avanço para a humanidade, como a própria convenção introduz.

De acordo com seu artigo 308, a CNUDM entrou em vigor no dia 16 de novembro de 1994. Até o dia 12 de janeiro de 2020, 168 Estados a haviam ratificado[5], entre eles o Brasil, que a ratificou no dia 22 de dezembro de 1988.

A Figura 18.1 apresenta esquematicamente os espaços marítimos estabelecidos pela CNUDM, sendo eles: Águas interiores, Mar Territorial, Zona Contígua, Zona Econômica Exclusiva (ZEE), Plataforma Continental e Área. A plataforma continental além das 200 M, ressaltada em vermelho na figura, será discutida a seguir.

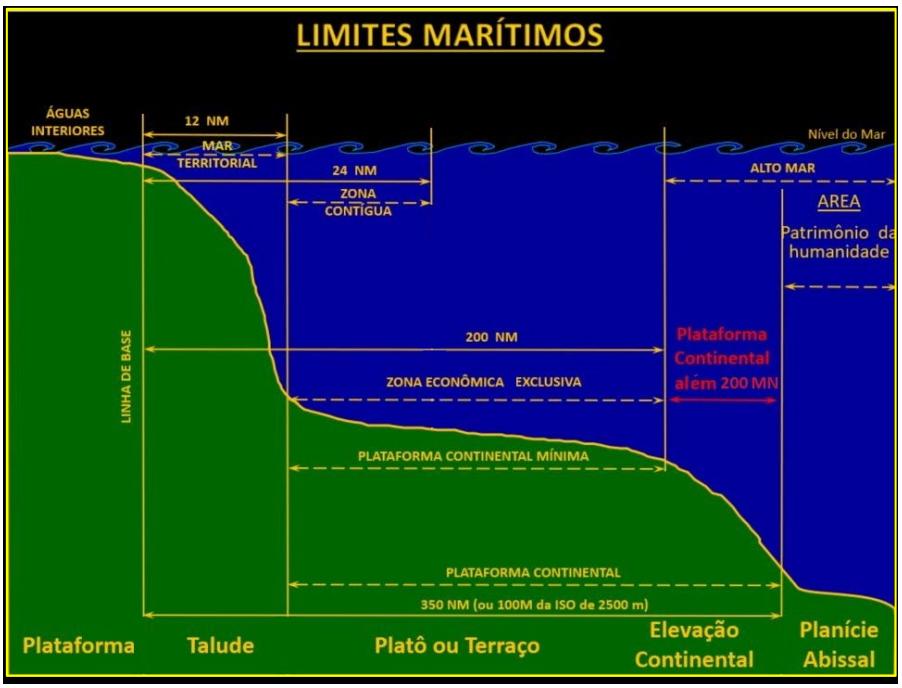


Figura 18.1 – Espaços marítimos estabelecidos pela CNUDM e sua associação com a morfologia do fundo marinho (fonte: autores).

18.2.1 - Plataforma Continental

Definida na parte VI da CNUDM, em especial nos artigos 76 e 77, a plataforma continental de um Estado costeiro compreende o leito e o subsolo das áreas submarinas que se estendem além do seu mar territorial, em toda a extensão do prolongamento natural do seu território terrestre, até ao bordo exterior da margem continental, ou até uma distância de 200M das linhas de base a partir das quais se mede a largura do mar territorial, nos casos em que o bordo exterior da margem continental não atinja essa distância.

Na plataforma continental o Estado costeiro exerce direitos de soberania para efeitos de exploração e aproveitamento dos seus recursos naturais. Tais recursos são os recursos minerais e outros recursos não vivos do solo e subsolo marinhos, e também os organismos vivos pertencentes a espécies sedentárias, isto é, aquelas que no período da captura estão imóveis no solo e subsolo marinhos ou só podem mover-se em constante contato físico com o solo ou subsolo marinhos.

[5] Fonte: https://www.un.org/depts/los/reference_files/UNCLOS%20Status%20table_ENG.pdf.

Versão exclusiva do autor

Nos termos do artigo 82 da CNUDM, o Estado costeiro deve efetuar pagamentos ou contribuições em espécie relativos ao aproveitamento dos recursos não vivos da plataforma continental, além das 200M. Um Estado em desenvolvimento que seja importador substancial de um recurso mineral extraído da sua plataforma continental fica isento desses pagamentos ou contribuições em relação a esse recurso mineral. Os pagamentos e contribuições devem ser efetuados por intermédio da Autoridade Internacional dos Fundos Marinhos (ISBA)[6], criada nos termos do artigo 156 da CNUDM, e com sede na cidade de Kingston, na Jamaica.

Além da criação da ISBA, a CNUDM introduz também, em seu Anexo II, o conceito de Comissão de Limites da Plataforma Continental (CLPC).

O Estado costeiro que desejar ampliar sua plataforma continental para além das 200M deve submeter, à esta comissão, informações sobre o limite exterior de sua plataforma, como preconizado no artigo 4 do anexo II da CNUDM.

A Comissão então fará recomendações aos Estados costeiros sobre questões relacionadas ao estabelecimento deste limite. O limite exterior da plataforma continental estabelecido pelo Estado costeiro com base nessas recomendações será definitivo e obrigatório.

Como já descrito em detalhe na Série 1 desta coleção (JECK; ALBERONI; TORRES, 2019), a submissão brasileira de ampliação da plataforma foi enviada à CLPC sob a forma de 3 relatórios parciais; Região Sul, depositada junto ao Secretário Geral das Nações Unidas em 10 de abril de 2015; Margem Equatorial, depositada junto ao Secretário Geral das Nações Unidas em 08 de setembro de 2017; e margens Oriental/Meridional, depositada junto ao Secretário Geral das Nações Unidas em 07 de dezembro de 2018 (Fig. 18.2).

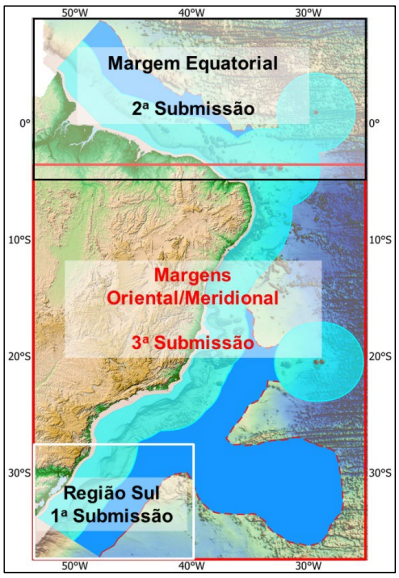


Figura 18.2 – Disposição na margem brasileira das três regiões correspondentes às Submissões Parciais Revisadas encaminhadas ao Secretário Geral das Nações Unidas (retângulos preto, vermelho e branco). Em azul claro a ZEE e, em azul escuro, a plataforma continental além das 200M pleiteada pelo Brasil (fonte: autores).

A CLPC concluiu a análise da Região Sul em 08 de março de 2019, concordando com os argumentos e a metodologia utilizada pelo Brasil para a definição do limite exterior da plataforma continental além das 200M. Assim sendo o Limite Exterior nesta região foi definido por uma linha formada por 312 pontos fixos e resulta em uma área de 169.163 km^2 além das 200 M como apresentado na Figura 18.3.

[6] ISBA – um dos três órgãos criados pela CNUDM (PARTE XI – Seção 4), cuja atribuição é de organizar e controlar as atividades na ÁREA.

Versão exclusiva do autor

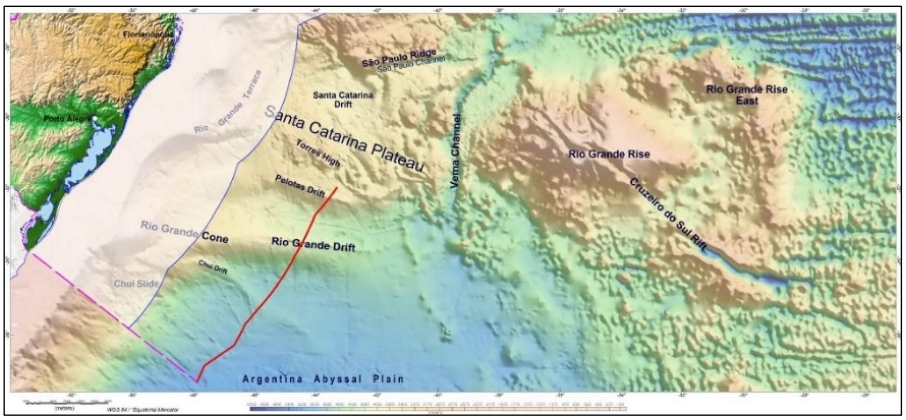


Figura 18.3 – Linha de limite exterior da plataforma continental além das 200M na Região Sul em vermelho, como recomendada pela CLPC em 8 de março de 2019. Linha em azul representa as 200M e a linha tracejada em rosa o limite marítimo entre Brasil e Uruguai (fonte: autores).

A Figura 18.4 apresenta o limite exterior da plataforma continental além das 200M nas margens Equatorial e Oriental/Meridional como depositado junto ao Secretário Geral das Nações Unidas. A Margem Equatorial já teve o seu processo de análise iniciado em agosto de 2019 e as margens Oriental/Meridional só serão analisadas após a conclusão da Margem Equatorial. Assim sendo estas submissões ainda não tiveram suas recomendações emanadas pela CLPC.

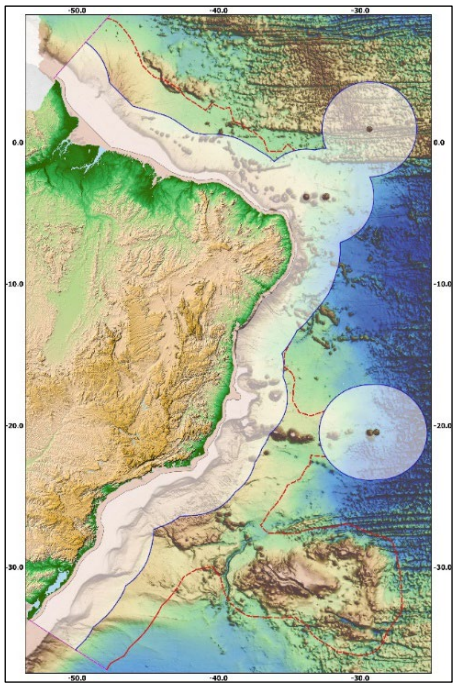


Figura 18.4 – Linha de limite exterior da plataforma continental além das 200M nas margens Equatorial e Oriental/Meridional em vermelho tracejado, como depositado junto ao Secretário Geral das Nações Unidas em 2017 e 2018 respectivamente. A linha vermelha contínua identifica a linha de limite exterior da plataforma continental além das 200M na Região Sul, como recomendada pela CLPC em 2019. A linha azul representa as 200M e a linha tracejada em magenta os limites marítimos entre Brasil e Uruguai e entre Brasil e Guiana Francesa. A área em branco transparente representa a Zona Econômica Exclusiva (ZEE) (fonte: autores).

Versão exclusiva do autor

18.2.2 - Breve histórico sobre a legislação na Plataforma Continental no Brasil

Segundo Figueirôa (2014), em seu trabalho apresentado originalmente como tese, no LVIII Curso de Altos Estudos do Instituto Rio Branco, em 2013, o histórico teve início em 1950, antes mesmo da primeira Conferência das Nações Unidas sobre o Direito do Mar, quando o Brasil fez sua proclamação de direitos sobre a plataforma continental. Preferiu designá-la plataforma submarina, para evitar quaisquer dúvidas de que também tratava das plataformas de suas ilhas e arquipélagos. O principal interesse do Brasil era, naquele momento, o de preservar os recursos da plataforma e reservar sua exploração, ao subordiná-los à concessão ou autorização do Poder Executivo.

Na Exposição de Motivos que encaminhou ao Presidente da República em 9 de agosto de 1949, o Chanceler Raul Fernandes fundamentava a conveniência da declaração da plataforma submarina como integrada ao território nacional com base no prolongamento natural. Descreveu a plataforma como "dependência natural do território nacional adjacente, com o qual *forma uma unidade morfológica e geológica, ou melhor, uma só unidade geográfica*".

O Decreto nº 28.840 de 1950 expressamente declarava "integrada ao território nacional" a plataforma submarina. O decreto reconhecia a "*jurisdição e domínio, exclusivos, da União Federal*" e condicionava "*o aproveitamento e a exploração de produtos ou riquezas naturais*" na plataforma a autorização ou concessão federal. Empregava termos muito próximos à "*jurisdição e controle*" e se concentrava na exploração e aproveitamento dos recursos da plataforma, e não em todas as atividades relativas à mesma.

Neste mesmo período o Brasil também esteve envolvido nas discussões sobre a plataforma continental na Comissão de Direito Internacional (CDI), por meio do Embaixador Gilberto Amado, que atuava a título pessoal, de forma que suas opiniões não necessariamente implicavam as do Governo brasileiro.

Em 1952 o Governo brasileiro fez observações ao projeto de artigos da CDI sobre a plataforma continental, entendendo que o regime da plataforma continental "*visava especialmente à possibilidade de aproveitamento do petróleo de seu subsolo*" e que seu limite não deveria ir além da profundidade onde fosse possível extrai-lo.

O Brasil participou ativamente dos trabalhos da Conferência das Nações Unidas sobre o Direito do Mar, em Genebra, porém, nunca chegaria a firmar as Convenções elaboradas. Somente em 1967 submeteu o texto das quatro Convenções de Genebra ao Congresso Nacional e pediu autorização para adesão. O Congresso autorizou o Presidente da República a aderir aos quatro instrumentos pelo Decreto Legislativo nº 45, de 15 de outubro de 1968.

A Constituição de 1967 incluiu, pela primeira vez, a plataforma submarina entre os bens da União (artigo 4º, III), baseada no que já se dispunha no decreto de 1950 sobre a jurisdição e o domínio exclusivo da plataforma. Contudo nem o Decreto nº 28.840/50 nem a Constituição de 1967 definiam o limite exterior da plataforma continental. O governo brasileiro finalmente fixou um limite para sua plataforma pelo Decreto nº 62.837/1968, que dispôs sobre exploração e pesquisa na plataforma submarina do Brasil. Entretanto, este decreto vigeu por pouco mais de dois meses, o Decreto nº 63.164/68 revogou-o e introduziu mudança significativa em relação à plataforma continental. Seu artigo 3º indicava que "*para os efeitos deste Decreto, considera-se plataforma submarina a parcela de território nacional incluída entre os bens da União pelo disposto no art. 4º, item III, da Constituição do Brasil, e de acordo com os tratados e convenções internacionais ratificados pelo Brasil*".

Versão exclusiva do autor

O Brasil atuou ativamente na III Conferência das Nações Unidas sobre o Direito do Mar, período que coincidiu com o crescente interesse do Brasil por sua margem continental e a consolidação da produção de petróleo *offshore*. As primeiras descobertas de petróleo na plataforma continental brasileira no final dos anos 1960 evidenciaram a necessidade de que o país aumentasse seus conhecimentos sobre as características e o potencial de recursos de sua margem continental. Ao iniciar-se a III Conferência, em 1973, o Brasil fazia sua primeira descoberta na Bacia de Campos. Durante a 9ª Sessão da Conferência, o Chefe da delegação brasileira expressou satisfação com o progresso alcançado para o reconhecimento de uma plataforma continental que se estendesse além das 200 M. Em exposição à Câmara dos Deputados em 1980, ele apresentou o regime até então definido para a plataforma continental como um compromisso aceitável para o Brasil. Recordou a posição do Brasil como país de margem continental ampla e que a primeira proclamação de direitos sobre a plataforma em 1950 fora feita "*sem muita definição de seus limites*", mas que era entendida como abrangendo toda a margem. O limite máximo de 350 M seria suficiente para cobrir os interesses do Brasil em relação a toda sua margem.

Em 22 de dezembro de 1988 o Brasil foi o trigésimo sexto país a ratificar a CNUDM e em 1993, por meio da Lei 8.617 dispõe sobre o mar territorial, a zona contígua, a zona econômica exclusiva e a plataforma continental brasileiros, e dá outras providências. Em 1995, por meio do Decreto nº 1.530 declara a entrada em vigor da Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar, concluída em Montego Bay, Jamaica, em 10 de dezembro de 1982.

Sobre a plataforma continental, a Lei nº 8.617/93 dispôs que (art. 11) "*compreende o leito e o subsolo das áreas submarinas que se estendem além do seu mar territorial, em toda a extensão do prolongamento natural de seu território terrestre, até o bordo exterior da margem continental, ou até uma distância de duzentas milhas marítimas das linhas de base, a partir das quais se mede a largura do mar territorial, nos casos em que o bordo exterior da margem continental não atinja essa distância*". Esclareceu que o limite exterior "*será fixado de conformidade com os critérios estabelecidos no art. 76 da Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar*" (artigo 11, parágrafo único).

Em 2010 a Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM) aprovou a Resolução nº 3/2010 por entender que os pedidos investigação científica executados na plataforma continental devem ter a avaliação do Estado Costeiro, como constante da CNUDM. A resolução estabelece que *"independentemente de o limite exterior da Plataforma Continental (PC) além das 200 milhas náuticas não ter sido definitivamente estabelecido, o Brasil tem o direito de avaliar previamente os pedidos de autorização para a realização de pesquisa na sua PC além das 200 MN, tendo como base a proposta de limite exterior encaminhada à Comissão de Limites da Plataforma Continental (CLPC), em 2004, e publicada na página eletrônica da ONU*". Esta resolução está em processo de atualização a fim referenciar o Limite Exterior depositado na ONU em 2015, 2017 e 2018 ao invés do de 2004.

Em 2020 outra resolução foi aprovada pela CIRM (Resolução nº 17/2020), desta feita em relação aos direitos de exploração dos recursos minerais e outros recursos não vivos do leito do mar e subsolo da plataforma continental. Esta resolução "*ratifica o entendimento de que os direitos de exploração dos recursos minerais e outros recursos não vivos do leito do mar e subsolo, incluindo os energéticos, bem como os organismos vivos pertencentes a espécies sedentárias, isto é, aquelas que no período de captura estão imóveis no leito do mar ou no seu subsolo ou só podem mover-se em constante contato físico com esse leito ou subsolo, na plataforma continental estendida, são exclusivos do Estado costeiro e não dependem de ocupação ou de qualquer proclamação expressa*".

Versão exclusiva do autor

18.2.3 - Regiões de Ocorrência de Recursos Minerais na Margem Continental Brasileira

Este item apresentará imagens e informações obtidas pelo projeto LEPLAC e pelos Levantamentos Hidrográficos realizados pela DHN, no período de 2008 a 2020, em regiões de conhecida ocorrência de recursos minerais, alguns inseridos na zona econômica exclusiva (ZEE) e outros na plataforma continental além das 200 M.
Não serão abordados aspectos quanto à origem, desenvolvimento e economicidade dos depósitos, mas sim sua caracterização morfológica obtida a partir de dados de batimetria multifeixe de alta resolução e, em alguns casos, imagens associadas de sísmica rasa de perfilador de subfundo (3,5 kHz).

Algumas imagens não se referem aos depósitos minerais propriamente ditos, mas ao efeito que o mesmo imprime no relevo submarino, como é o caso dos "pockmarks", que estão associadas ao escape rápido e abrupto de fluidos através do fundo marinho, muitas vezes relacionado à exsudação de gases, e o caso da halocinese, cujo processo consiste na ascensão de material salino devido à diferença de densidade e pressão em certas condições, deformando as rochas sobrejacentes, criando estruturas de domos e diápiros que alteram a superfície do fundo do mar.

18.2.3.1 - Crostas e nódulos polimetálicos

A ocorrência de depósitos minerais de crostas e nódulos polimetálicos na margem continental brasileira foi observada em diferentes substratos como basaltos, brechas vulcânicas, rochas ígneas intemperizadas, calcáreos e rochas sedimentares; e em diferentes morfologias, tanto em regiões abissais (BEREZHNAVA, 2018) como em platôs, montes submarinos e guyots, conforme observado em pesquisas no Platô de Pernambuco (MELO *et al*., 1978), nos Montes Submarinos de Pernambuco (SKOLOTNEV *et al*., 2012), na Cadeia Norte Brasileira (AYRES NETO *et al*., 2019), na Cadeia Vitória-Trindade (SKOLOTNEV *et al*., 2010) e na Elevação do Rio Grande (BENITES *et al*., 2020).

Apesar dessas reservas ainda não terem sido mapeadas de maneira sistemática, principalmente pelo tamanho da área marítima envolvida e, muitas vezes, pela distância em relação ao continente, é possível observar através de dados batimétricos, dados de sísmica rasa e dragagens de rochas que essas acumulações ocorrem em profundidades que variam de cerca de 650 a 5000 metros, demonstrando, primeiramente, a variedade de condições e fatores envolvidas em sua gênese.

Melo *et al*. (1978) descreveram durante o cruzeiro CHAIN-115 (convênio REMAC/Woods Hole Oceanographic Institution) a dragagem de nódulos polimetálicos no flanco norte do Platô de Pernambuco. Foram coletados, predominantemente, nódulos de manganês de alta esfericidade e denso recobrimento metálico, além de rochas carbonáticas, vasas de globigerina, lamas e fragmentos de rochas ígneas envolvidos por óxido de ferro. Segundo os autores a dragagem estendeu-se pelo intervalo entre 2.200 e 1.750 metros de profundidade. Ainda segundo os autores, os dados analíticos, restritos a uma só dragagem não permitem estimativa das possibilidades econômicas dos nódulos, mas salientam que, além de fosforita encontrada nos núcleos, com teor médio de 27,3% de P_2O_5, foram registrados teores elevados de cobalto e de níquel (acima da média do oceano Atlântico) e platina e molibdénio anômalos. A Figura 18.5 apresenta com detalhe a área da dragagem, contudo não é possível observar no MDT um padrão morfológico específico dos nódulos na região onde ocorreu a dragagem (linha branca).

Versão exclusiva do autor

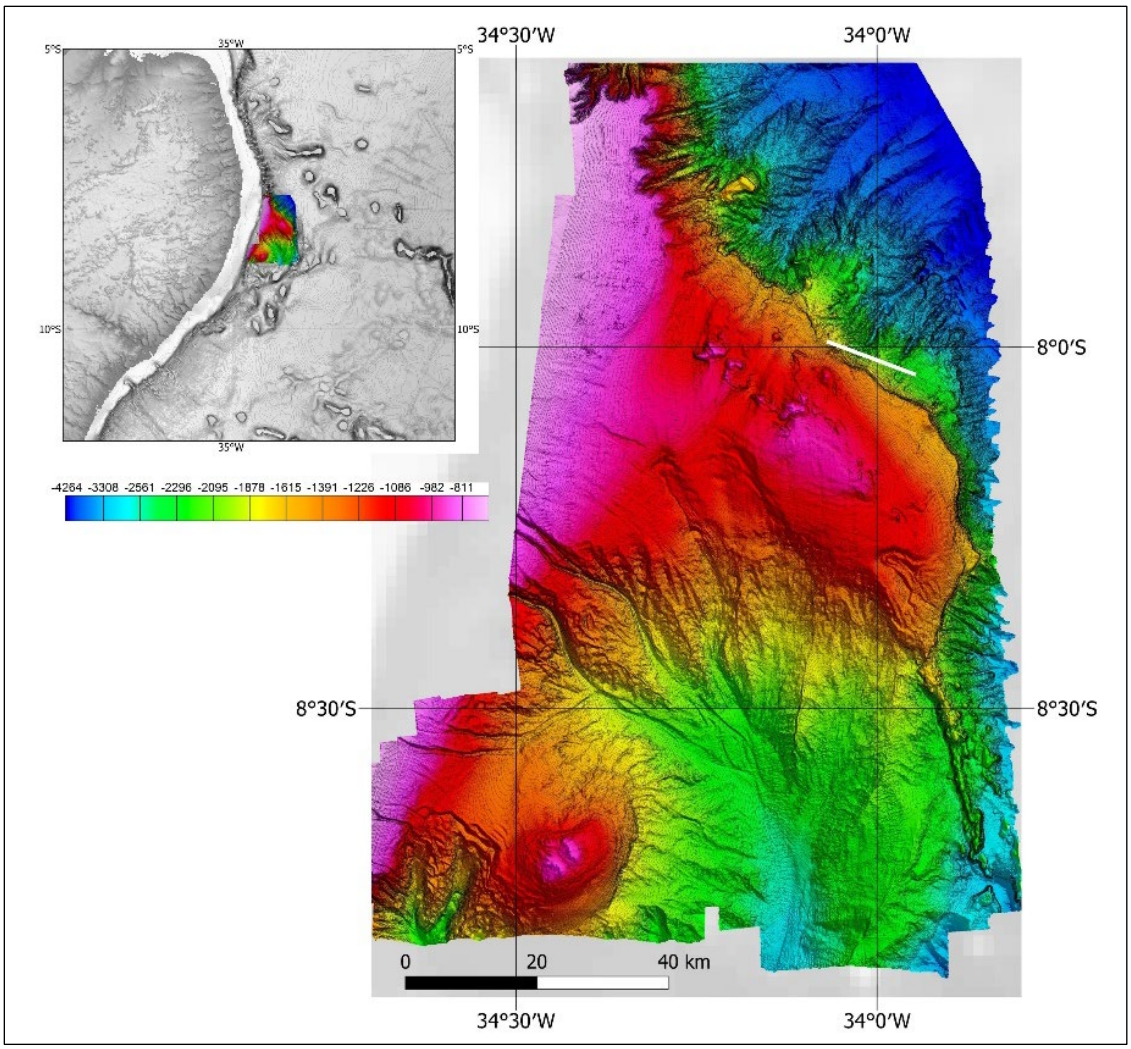


Figura 18.5 – MDT no Platô de Pernambuco produzido com dados batimétricos multifeixe com recobrimento total do fundo. A linha branca indica a região onde ocorreu a dragagem de nódulos polimetálicos (MELO *et al.*, 1978). A localização da região detalhada é apresentada em colorido no mapa de localização no canto superior esquerdo. A tabela de cores identifica as profundidades em metros (fonte: autores).

Em rochas dragadas durante levantamentos de campo do LEPLAC em alguns montes da Cadeia Vitória-Trindade (Fig. 18.6) foi possível constatar também a presença de crostas polimetálicas com uma concentração homogênea e maciça de manganês e foraminíferos com incrustação de manganês (Fig. 18.7). Além dos óxidos de manganês (MnO), estas amostras apresentam grandes concentrações de óxidos de ferro (Fe_2O_3) e de óxido de cálcio. Os elementos traços que apresentam maior conteúdo são o cobalto (Co) e o níquel (Ni) (AYRES NETO *et al*., 2019).

A Cadeia Vitória-Trindade é um proeminente lineamento na direção W-E que se estende 1.120 km da plataforma de Abrolhos até as ilhas de Trindade e Martin Vaz. A cadeia é composta por montes submarinos de topos chatos e bancos, sendo a maioria deles entre 55 e 75 metros de profundidade. De oeste para leste são eles: Banco Bersnard, Montes submarinos Champlain e Vitória, Banco Congress, Montes submarinos Montague e Jaseur, Bancos Columbia, Davis, Dogaressa, Guyot Asmus e Montes submarinos Columbia e Palma. As ilhas de Trindade e Martin Vaz compõem a parte emersa da cadeia na sua porção mais a leste (Fig. 18.6).

Versão exclusiva do autor

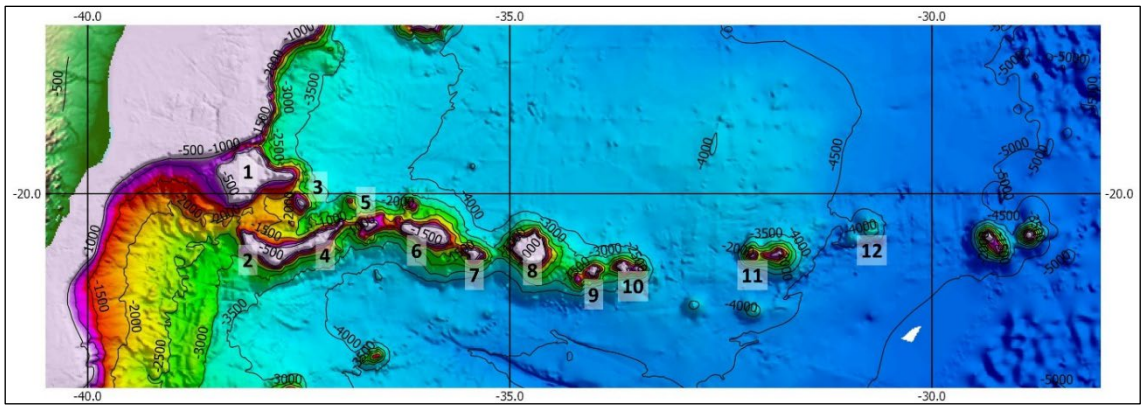


Figura 18.6 – MDT com a morfologia da Cadeia Vitória-Trindade e a identificação dos bancos montes submarinos. (1) Banco Besnard, (2) Monte Submarino Vitória, (3) Monte Submarino Champlain, (4) Banco Congress, (5) Monte Submarino Montague, (6) Monte Submarino Jaseur, (7) Banco Columbia, (8) Banco Davis, (9) Guyot Asmus, (10) Banco Dogaressa, (11) Monte Submarino Columbia, (12) Monte Submarino Palma. Isóbatas a cada 500 m (fonte: autores).

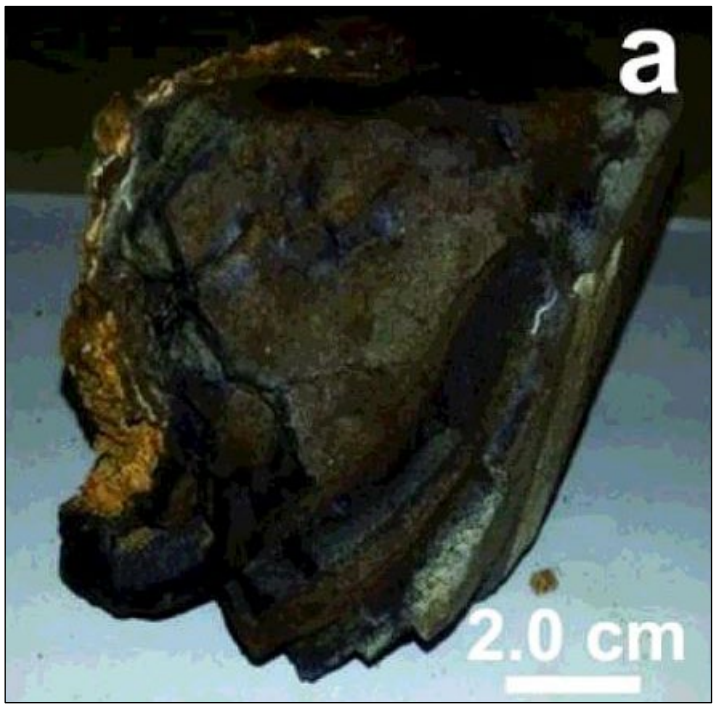


Figura 18.7 – Fotografia de crostas dragadas na cadeia entre o Banco Congress e o Monte Submarino Montague (fonte: AYRES NETO *et al*., 2019).

Crostas polimetálicas também foram observadas na Cadeia Norte Brasileira. Uma feição submarina em zig-zag com cerca de 1.230 km de extensão, composta por uma série de montes submarinos de diversas formas, alturas e tamanhos, que se encontram alinhados em três diferentes segmentos: W-E nas proximidades latitude 0°; NW-SE longitude 39° W; e W-E nas proximidades da latitude 2° S (ALBERONI *et al*., 2019) (Fig. 18.8). Amostras dragadas em trabalho de campo conduzido pelo LEPLAC em alguns montes apresentaram alto teor de concentração de óxidos de ferro (Fe_2O_3) e manganês (MnO) (Fig. 18.9) (AYRES NETO *et al*., 2019).

Versão exclusiva do autor

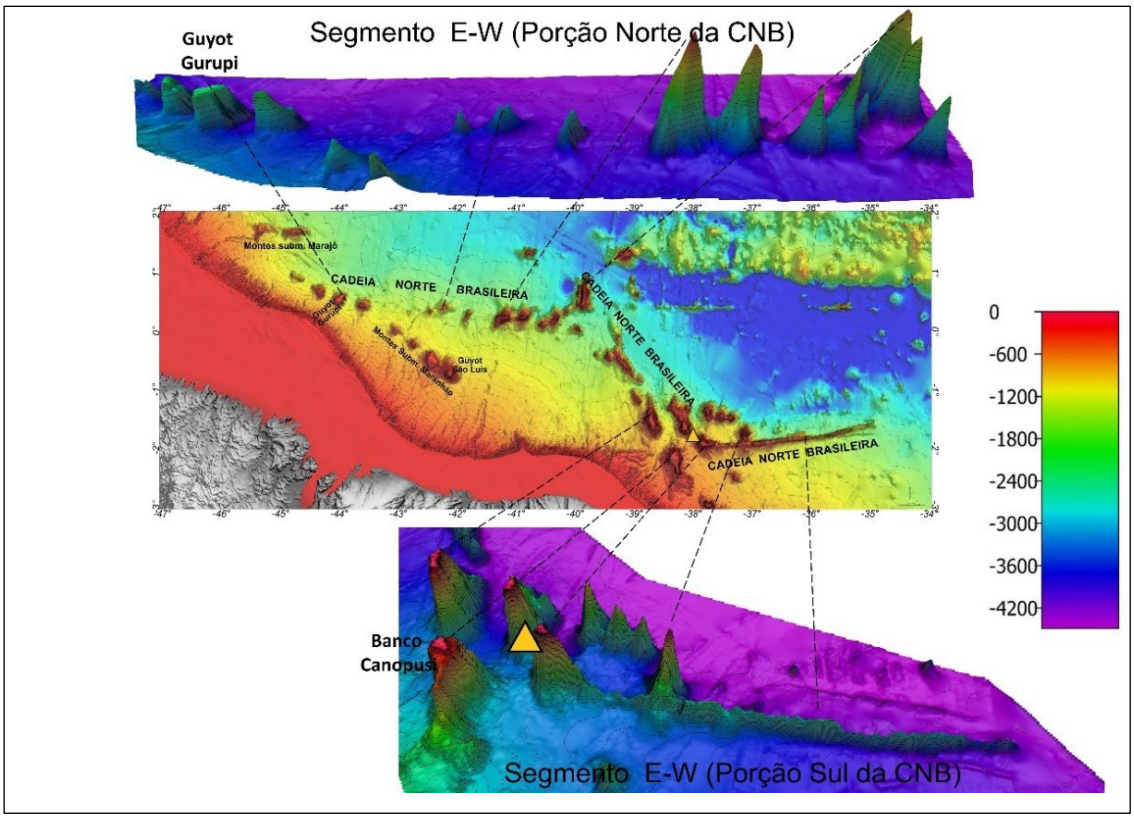


Figura 18.8 – No quadro superior o MDT e vistas 3D da morfologia da Cadeia Norte Brasileira (fonte: autores).

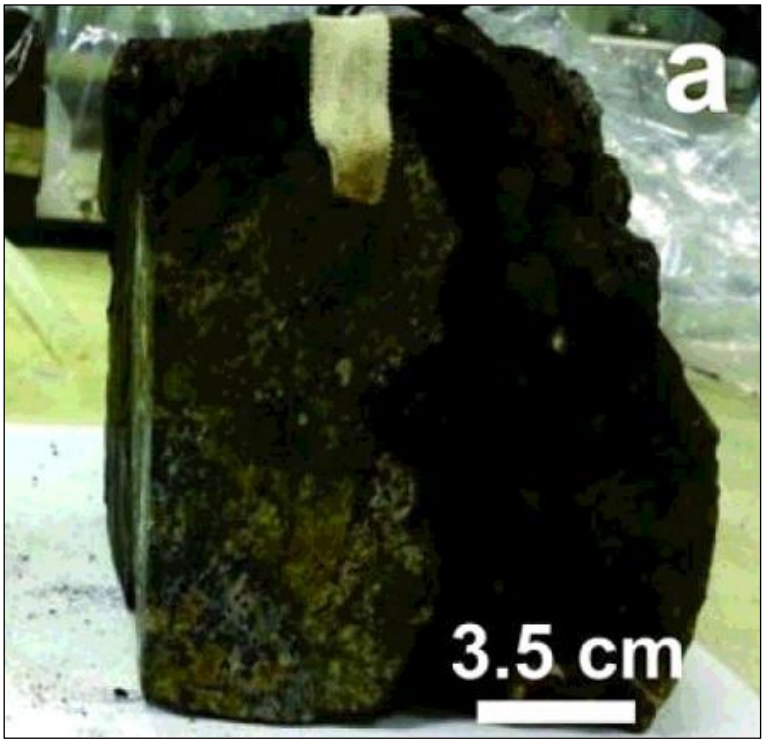


Figura 18.9 – Fotografia de crostas dragadas na cadeia, cuja localização é representada no mapa da Figura 18.8 pelo triângulo amarelo (fonte: AYRES NETO *et al*., 2019).

Versão exclusiva do autor

A ocorrência de crostas e nódulos polimetálicos também foi identificada na Elevação do Rio Grande (ERG)[7], uma notável feição morfológica na margem continental meridional brasileira ao largo das bacias de Santos e Pelotas, que se eleva cerca de 4.000 m do fundo marinho.

Nesta região as crostas e nódulos polimetálicos foram descritos ao longo do lineamento do Rifte do Cruzeiro do Sul, nas bordas e topos de platôs e montes submarinos e guyots, com profundidades que variam de 650 a 3.980 m de lâmina d'água (Fig. 18.10). Amostras de crostas ferromanganesíferas ricas em cobalto (CFRC) dragadas na Elevação do Rio Grande (Fig. 18.11) apresentam espessuras que variam de milímetros a 10 cm, coloração preta e hábitos e estruturas internas que variam de laminar e maciça a botrioidal, cauliforme e monticular, podendo apresentar lentes irregulares de coloração branca e rosada, as quais indicam processos de fosfatização (HOYER *et al*., 2019; AYRES NETO *et al*., 2019; BENITES *et al*., 2020).

Em geral, a batimetria na região das crostas e nódulos revela um substrato proeminente em relação às áreas circundantes, na forma de platôs e degraus (Fig. 18.10), indicando um local de maior resistência à erosão possivelmente associado à formação das crostas. Os dados de perfilador de subfundo nesta região mostram um ecocaráter difuso, com padrão de reflexão regular, alta amplitude e refletividade, com ausência de refletores internos, evidenciando reverberação do sinal acústico.

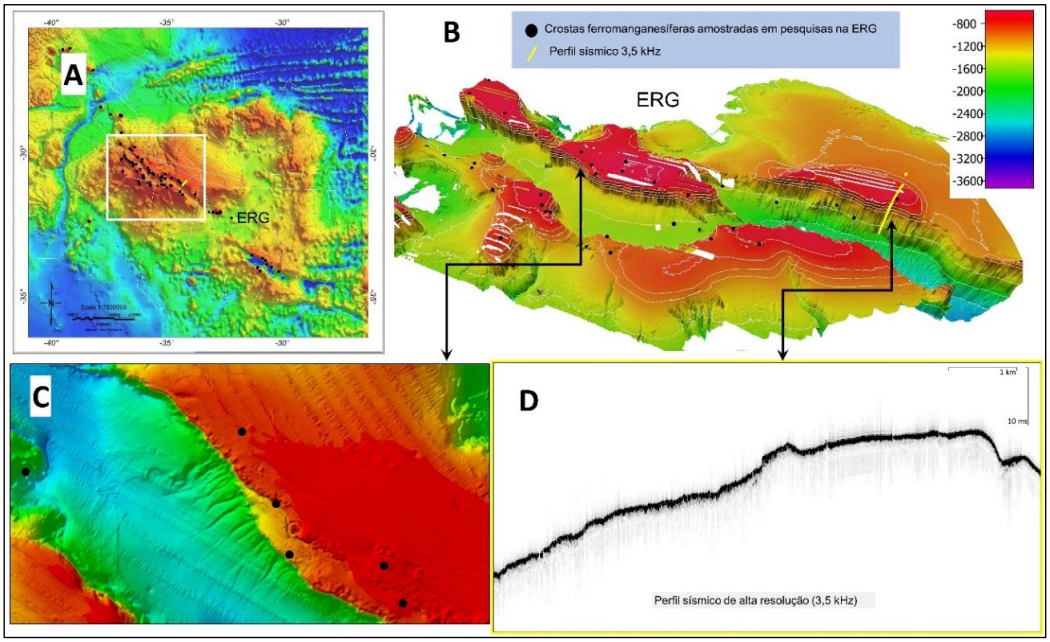


Figura 18.10 – (A) Elevação do Rio Grande (ERG), o retângulo branco indica a região apresentada no quadro B; (B) MDT em 3D na porção central da ERG mostrando o Rifte Cruzeiro do Sul e os platôs que bordejam o rifte, onde a maior parte das crostas polimetálicas estão concentradas; (C) Detalhe de um dos platôs e de parte do Rifte Cruzeiro do Sul; (D) Perfil sísmico do perfilador de sub-fundo (3,5 kHz) de caráter difuso com superfície regular, alta amplitude e refletividade, sem refletores internos. Os círculos em preto representam a localização das amostras de crostas e nódulos polimetálicos coletadas durante expedições realizadas na ERG pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Navio Oceanográfico Alpha Crucis/IOUSP (Comissão RGR1) e Navio MARIA S. MERIAN (Expedição MSM82) (fonte: autores).

[7] https://www.cprm.gov.br/publique/Geologia/Geologia-Marinha-27; e https://www.cprm.gov.br/publique/Noticias/Atuacao-conjunta-do-Servico-Geologico-do-Brasil-e-Marinha-do-Brasil-amplia-conhecimento-das-potencialidades-minerais-na-Amazonia-Azul-e-em-aguas-internacionais-no-Atlantico-Sul-e-Equatorial-6263.html.

Versão exclusiva do autor



Figura 18.11 – Fotografias de crostas polimetálicas na ERG. À esquerda: crostas coletadas em 2011 (foto: FERNANDO CALMON em CALLIARI; CASTELLO, 2015); à direita: imagem das crostas em corte lateral (foto: FERNANDO CALMON).

Comparadas com crostas polimetálicas de outras localidades – Mar do Japão e dos oceanos Pacífico, Índico e Atlântico – as amostras das cadeias brasileiras e Elevação do Rio Grande apresentam teores mais altos de Co, Ni, Cu e Fe_2O_3 (AYRES NETO *et al*., 2019).

18.2.3.2 - Rodolitos

Rodolitos são uma variedade morfológica das algas calcárias sendo ricos em carbonato de cálcio e magnésio e mais 20 oligoelementos de importância primordial na agricultura e rações animais.

A Cadeia Vitória-Trindade também se destaca pela ocorrência de rodolitos nos topos de seus montes submarinos, especialmente os montes submarinos Vitória e Jaseur e os Bancos Davis e Columbia, os quais se apresentam densamente povoados pelos rodolitos (Figs. 18.12 e 18.13).

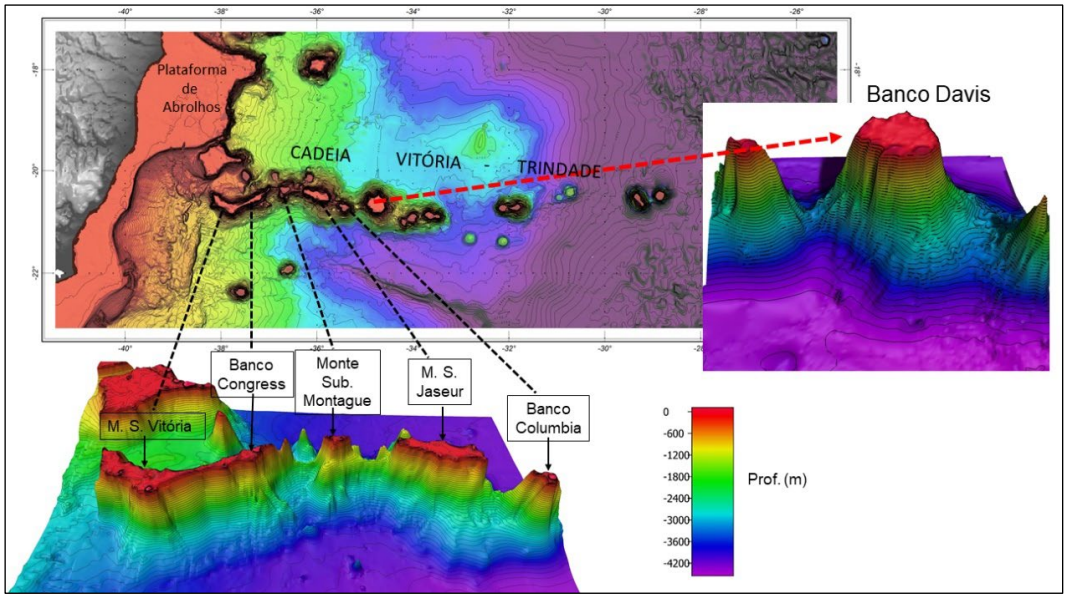


Figura 18.12 – MDT da Cadeia Vitória-Trindade e vistas 3D dos Montes Submarinos Vitória e Jaseur e Bancos Davis e Columbia no topo dos quais foram descritas ocorrência de rodolitos. A fotografia no quadro inferior apresenta um recife mesofótico de algas calcárias a 77 metros de profundidade no Monte Jaseur (fonte: AMADO-FILHO *et al.*, 2017).

Versão exclusiva do autor



Figura 18.13 – Fotografia de um recife mesofótico de algas calcárias a 77 metros de profundidade no Monte Jaseur (fonte: AMADO-FILHO *et al*., 2017).

18.2.3.3 - "Pockmarks"

Outra interessante feição identificada na batimetria ao longo de vários pontos da margem brasileira são os "pockmarks".

Especificamente na porção central da ERG diversos "pockmarks" imprimem ao fundo marinho uma morfologia diferenciada (Figs. 18.14A e 18.14B). Principalmente na extremidade NE desta porção uma série de grandes depressões aproximadamente circulares, associadas ao escape rápido e abrupto de fluidos através do fundo marinho, de dimensões muito superiores aos "pockmarks" comuns, foram mapeadas e denominadas "pockmarks" gigantes por Leão *et al*. (2019).

Segundo os autores, a análise morfológica revela ao menos 35 "pockmarks" gigantes, entre as profundidades de 1.100 a 1.700 metros, apresentando forma circular, elíptica ou alongada, diâmetro médio de cerca de 6.000 metros (variando de 2.000 a 8.000 metros), e profundidade relativa que comumente ultrapassa 100 metros, podendo se mesclar e se agrupar dando origem a estruturas de até 25 km de extensão (Fig. 18.14C). Os perfis sísmicos estudados revelam que ao menos os "pockmarks" gigantes contidos nestes perfis, encontram-se recobertos por sedimentos (Figs. 18.14D, 18.14E e 18.14F).

Estudos geofísicos e geoquímicos complementares são fundamentais para melhor conhecimento destas feições a fim de identificar o controle estrutural e tectônico, assim como a origem desses "pockmarks".

Outra região onde foram observados "pockmarks" é em uma porção superior do Terraço do Rio Grande (Fig. 18.15), como já descrito por Schattner *et al*. (2016), Mahiques *et al*. (2017) e Passamani e Dubeux (2019).

No trabalho publicado em 2019, em área um pouco maior do que a apresentada na figura, os autores descreveram 68 feições, majoritariamente classificadas como "pockmarks" normais, e alguns "pockmarks" gigantes, com diâmetros chegando a 893 m e alturas de aproximadamente 100 m. Mahiques *et al*. (2017) sugerem que a migração canalizada de fluidos nesta região estaria associada às falhas geradas em eventos de ascensão dos diápiros de sal.

As feições apresentadas na Figura 18.15, nesta região, encontram-se entre as profundidades de 450 e 550 metros, forma circular, diâmetro variando entre 500 e 700 metros, excepcionalmente atingindo 900 metros e profundidade relativa média de 40 metros.

Versão exclusiva do autor

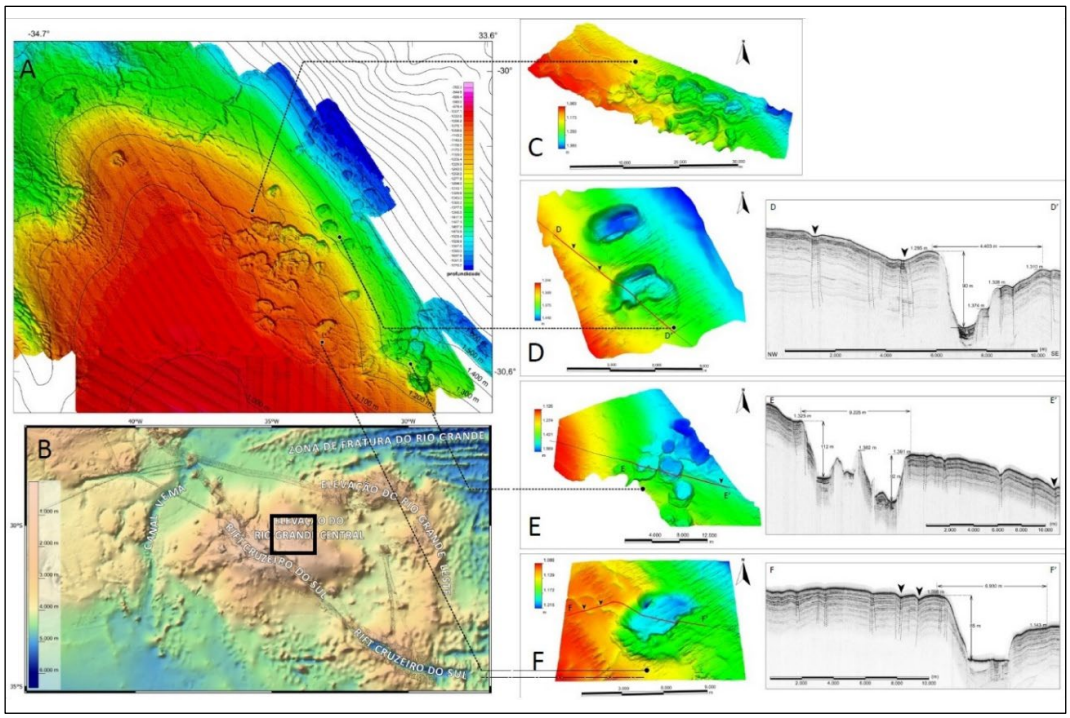


Figura 18.14 – (A) Mapa batimétrico multifeixe de recobrimento total exibindo a concentração de "pockmarks" na porção nordeste da ERG Central; (B) Mapa de localização regional da área de "pockmarks" (polígono em preto); (C) MDT mostrando o agrupamento de diversos "pockmarks"; (D, E e F) MDT e perfis sísmicos associados ilustrando diferentes ocorrências de "pockmarks" (modificado de LEÃO *et al*., 2019).

18.3 - Halocinese

Em relação ao efeito da halocinese na morfologia submarina, a região do Platô de São Paulo (Fig. 18.16), onde se encontram as maiores reservas de óleo do Brasil, é um excelente exemplo.

A rugosidade do fundo submarino, diretamente associada à deformação halocinética, com diápiros de sal e cadeias salinas, produziram uma morfologia extremamente irregular. Os trechos mais notáveis dessas irregularidades estão compreendidos entre as isóbatas de 2.500 e 3.000 metros, localizados na porção sul do platô e entre 3.000 e 3.500 metros na porção norte do platô (Fig. 18.16).

O Platô de São Paulo é um platô marginal desenvolvido ao largo dos estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Espírito Santo, com uma área de mais de 400.000 km^2, que forma um degrau no talude continental com mais de 1000 km de comprimento e largura entre 300 e 800 km. O relevo do platô é modelado pelos processos de progradação sedimentar terrígena, que ultrapassaram o talude mais interno e pela estruturação halocinética associada à sequência evaporítica de idade Aptiana subjacente a toda a área do platô (Fig. 18.16). A deposição do sal aptiano está associada à acumulação de sedimentos evaporíticos durante a fase pós-rift da abertura do oceano Atlântico Sul.

A Figura 18.17 apresenta quatro perfis batimétricos traçados sobre o platô, três em direção ao mar profundo e um ortogonal, onde pode ser observado que a variação batimétrica dos domos e colinas oscila, em geral, de 100 a 200 metros de desnível em relação ao nível base, sem uma direção preferencial. A observação da varredura de linhas batimétrica multifeixe (Fig. 18.18) mostra com detalhe o relevo submarino nesta região.

Versão exclusiva do autor

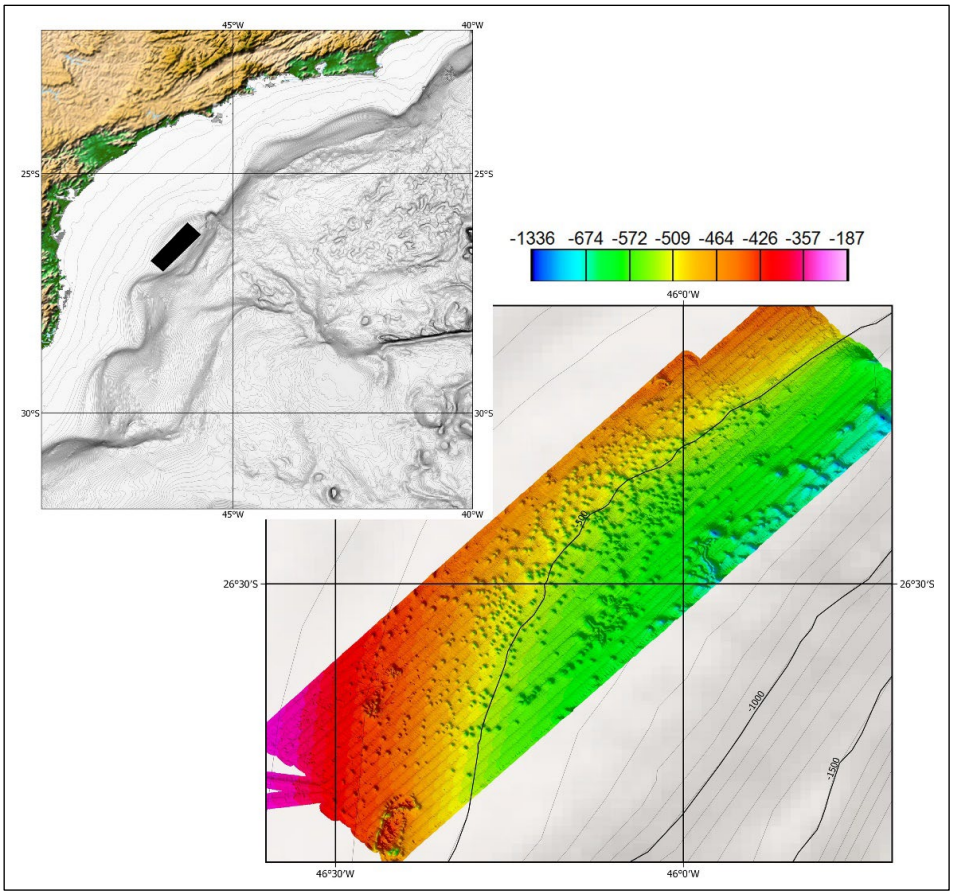


Figura 18.15 – "Pockmarks" na porção superior do Terraço de Rio Grande. MDT produzido com dados batimétricos multifeixe com recobrimento total do fundo. A região detalhada é apresentada em preto no mapa de localização. A tabela de cores identifica as profundidades em metros (fonte: autores).

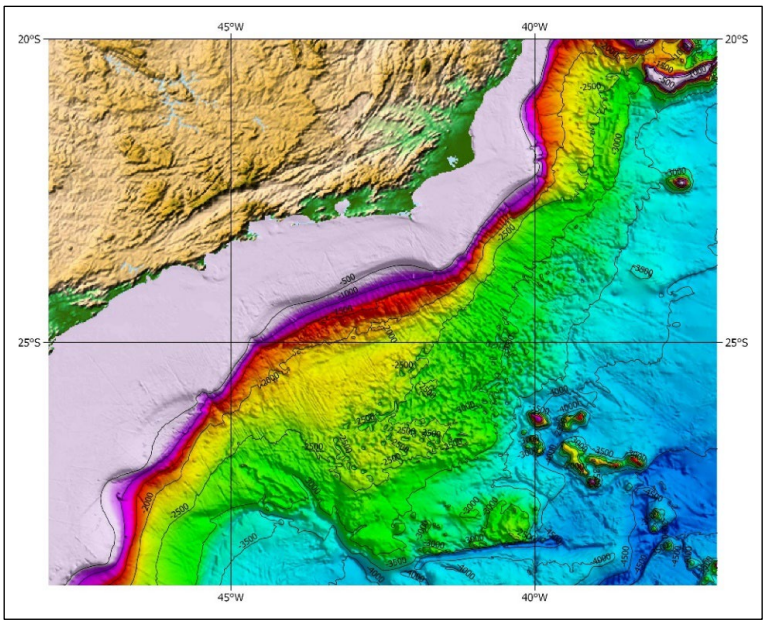


Figura 18.16 – MDT na região do Platô de São Paulo com as isóbatas traçadas a cada 500 m. A maior irregularidade batimétrica associada à halocinese é observada entre as isóbatas de 2.500 e 3.500 metros (fonte: autores).

Versão exclusiva do autor

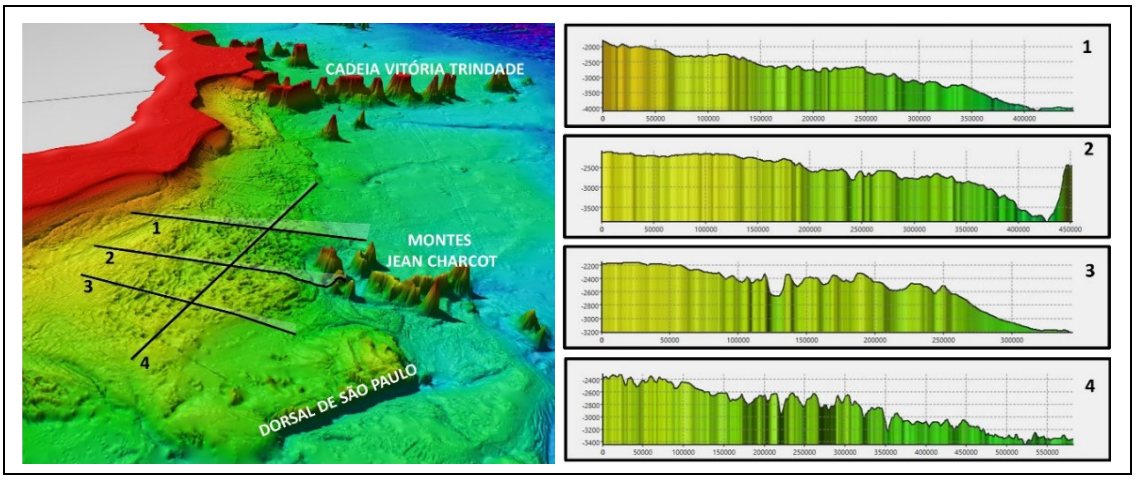


Figura 18.17 – Visada 3D (SE→NW) do Platô de São Paulo com a localização dos perfis batimétricos sobre a região de maior rugosidade e irregularidade batimétrica, entre as isóbatas de 2.500 e 3.000 metros (fonte: autores).

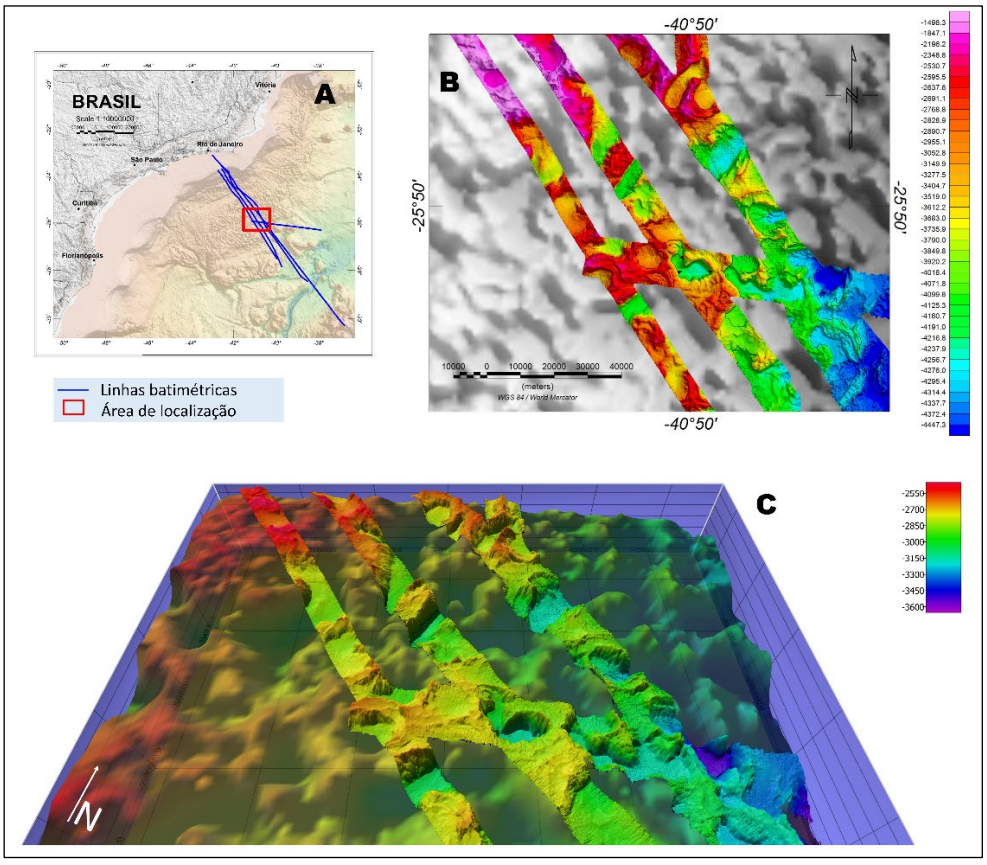


Figura 18.18 – Varredura multifeixe das linhas B44_1, 50518027, 50520025, 50518026, 50518044. A) Localização regional das linhas; B) Varredura multifeixe em planta; C) Visada 3D da região com as três linhas em alta resolução (fonte: autores).

18.4 - REMPLAC

O Programa de Avaliação da Potencialidade Mineral da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (REMPLAC), é um dos programas que compõe o Plano Setorial para os Recursos do Mar (PSRM) da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar

Versão exclusiva do autor

(CIRM). É coordenado pelo Ministério de Minas e Energia, e foi criado por meio da Resolução nº 004 da CIRM, de 03 de dezembro de 1997[8].

Seu objetivo é avaliar a potencialidade mineral da Plataforma Continental, a fim de possibilitar a utilização sustentável dos recursos não vivos, contribuindo para o PIB nacional e o desenvolvimento e consolidação da Economia Azul.

O Serviço Geológico do Brasil (CPRM) é o órgão executante do REMPLAC e desenvolve, há décadas, diversos programas e projetos em conjunto com a Marinha do Brasil como parte do Programa de Geologia Marinha do Estado Brasileiro. No âmbito do programa REMPLAC, a CPRM atua em conjunto com a Marinha do Brasil nos projetos de exploração de crostas ferromanganesíferas ricas em cobalto na Elevação do Rio Grande (PROERG), granulados marinhos na plataforma continental brasileira (Projeto Plataforma Rasa) e o fosfato marinho na região do terraço do Rio Grande (PROFOSFORITA).

Conforme estabelecido na Política Nacional para os Recursos do Mar (PNRM) e detalhado nas edições VII, VIII, IX e X dos Planos Setoriais para os Recursos do Mar (PSRM), o Estado Brasileiro considera o Atlântico Sul e Equatorial uma região de interesse nacional não só pelo aspecto econômico, como também pelo seu caráter político e estratégico.

O X PSRM, aprovado pelo Decreto nº 10.544/2020, explicita que diferente das versões anteriores, o REMPLAC concentrará seu trabalho em detalhar áreas potenciais ao longo da Plataforma Continental, com bens minerais específicos, agregados de uso imediato na construção civil e reconstrução costeira e, ainda, materiais utilizados na correção de solo e bioclastos marinhos, necessários ao desenvolvimento da agricultura nacional. Este trabalho de detalhamento envolve o conhecimento das características qualitativas e quantitativas do potencial mineral e outras características ambientais, biológicas, oceanográficas e econômicas necessárias à exploração sustentável dos recursos minerais marinhos.

Com a estruturação e consolidação de uma base de dados geológicos e de recursos minerais da plataforma continental e/ou da zona econômica exclusiva (ZEE), será possível avaliar o possível aproveitamento de dados preexistentes, elaborados por outras instituições que não somente o Serviço Geológico do Brasil (CPRM).

O REMPLAC possibilita ao País desenvolver e adquirir conhecimento científico e tecnológico de prospecção e de exploração em áreas submersas, contribuindo para a sustentabilidade da mineração dos recursos existentes no solo, subsolo e substrato marinho. Além disto, o potencial de alguns bens minerais específicos para atender às demandas nacionais pode ser quantificado. O caráter estratégico das atividades de mineração marinha representa uma importante parcela a contribuir para o aumento do PIB nacional.

18.5 - Conclusão

A CNUDM confere ao Brasil e a outros Estados costeiros a segurança jurídica adequada para o acesso e a exploração de recursos minerais por grandes extensões marinhas. No caso brasileiro, a sua área marítima, a qual denominamos Amazônia Azul, compreende o somatório das áreas da sua Zona Econômica Exclusiva com

[8] Fonte: https://www.marinha.mil.br/secirm/psrm/remplac.

Versão exclusiva do autor

aproximadamente 5,5 milhões de quilômetros quadrados e da plataforma continental além das 200 M com aproximadamente 2 milhões de quilômetros quadrados, totalizando aproximadamente 5,7 milhões de quilômetros quadrados.

O exercício do direito de soberania do Brasil garantido pela CNUDM traz oportunidade para o desenvolvimento de conhecimento e acesso aos recursos desta região, conferindo um legado de fundamental importância para o futuro das atuais e próximas gerações de brasileiros, que verão aumentadas as possibilidades de descoberta de novos campos petrolíferos, de exploração de recursos minerais em grandes profundidades, e de explorar recursos da biodiversidade marinha, que a ciência atual reconhece como um dos campos mais promissores do desenvolvimento da biogenética.

Contudo, este legado requer uma série de compromissos, que deve ser traduzido pelo desenvolvimento de uma legislação adequada e compatível com as dificuldades pertinentes a este ambiente, assim como o compromisso com a preservação do meio ambiente marinho, de modo a promover o desenvolvimento sustentável de tão importante área sob gerência e responsabilidade nacionais.

Referências Bibliográficas

ALBERONI, A.A.L.; JECK, I.K.; SILVA, C.G.; TORRES, L.C. 2019. The new Digital Terrain Model (DTM) of the Brazilian Continental Margin: detailed morphology and revised undersea feature names. Geo-Mar Lett., 40: 949–964. DOI: 10.1007/s00367-019-00606-x

AMADO-FILHO, G.M.; BAHIA, R.G.; PEREIRA-FILHO, G.H.; LONGO, L.L. 2017 South Atlantic Rhodolith Beds: Latitudinal Distribution, Species Composition, Structure and Ecosystem Functions, Threats and Conservation Status. *In*: RIOSMENA-RODRÍGUEZ R., NELSON W., AGUIRRE J. (Eds.). Rhodolith/Maërl Beds: A Global Perspective. Coastal Research Library, vol 15. Springer, Cham. 299–317. DOI: 10.1007/978-3-319-29315-8_12

AYRES NETO, A.; COSTA, V.A.; PORTO, C.P.F.M.; GARRIDO, T.C.V.; HERMAND, J.P. 2019 Relationship between geoacoustic properties and chemical content of submarine polymetallic crusts from offshore Brazil. Marine Georesources & Geotechnology, 38(4): 437-449. DOI: 10.1080/1064119X.2019.1582120

BENITES M.; HEIN J.R.; MIZELL K.; BLACKBURN T.; JOVANE L. 2020 Genesis and Evolution of Ferromanganese Crusts from the Summit of Rio Grande Rise, Southwest Atlantic Ocean. Minerals, 10(4): 349. DOI: 10.3390/min10040349

BEREZHNAYA, E.D.; DUBININ, A.V.; RIMSKAYA-KORSAKOVA, M.N.; SAFIN, T.H. 2018. Accumulation of Platinum Group Elements in Hydrogenous Fe–Mn Crust and Nodules from the Southern Atlantic Ocean. Minerals, 8: 275. DOI: 10.3390/min8070275

CALLIARI, L. J.; CASTELLO, X. 2015. Recursos Marinhos não-vivos. *In*: CASTELLO, J.P. e KRUG, L.C. (Org.). Introdução às Ciências do Mar. Pelotas, RS, Editora Textos. cap. 15. 446–499.

FIGUEIRÔA, C.S.B. 2014 Limites exteriores da plataforma continental brasileira conforme o direito do mar. Brasília: FUNAG, 2014. 381 p. ISBN 978-85-7631-523-0.

HOYER, P.A.; HAASE, M.H.; REGELOUS, M.; O´CONNOR, J.M.; HOMRIGHAUSEN, S.; GEISSLER, W.H.; JOKAT, W. 2019. Mantle plume and rift-

Versão exclusiva do autor

related volcanism during the evolution of the Rio Grande Rise Communications Earth & Environment. DOI: 10.1038/s43247-022-00349-1.

JECK, I.K.; ALBERONI, A.A.L.; TORRES, L.C. 2019. LEPLAC - Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira/DHN, Marinha do Brasil. *In*: DIAS M.S., BASTOS, A.C., VITAL, H. (Org.). Plataforma Continental Brasileira – Série I – Estados do Rio de Janeiro, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. P2GM, 185 p. Dados eletrônicos. ISBN 978-65-80022-02-1

LEÃO, R.R.; SANTOS, M.V.M.; TORRES, L.C.; JECK, I.K.; ALBERONI, A.A.L. 2019. Análise Morfológica de Pockmarks Gigantes na Elevação do Rio Grande Central. *In*: II Simpósio Brasileiro de Geologia e Geofísica Marinha. PGGM, Porto Alegre, RS, Poster.

MAHIQUES, M.M.; SCHATTNER, U.; LAZAR, M.; SUMIDA, P.Y.G.; SOUZA, L.A. P. 2017. An extensive pockmark field on the upper Atlantic margin of Southeast Brazil: spatial analysis and its relationship with salt diapirism. Heliyon 3 e00257. DOI: 10.1016/j.heliyon.2017.e00257

MELO, U.; GUAZELLI, W.; COSTA, M.P.A. 1978. Nódulos polimetálicos, com núcleo de fosforita, no platô de Pernambuco. *In*: Ocorrências de fosforita e de nódulos polimetálicos nos platôs do Ceará e de Pernambuco; importância dos nódulos polimetálicos. Rio de Janeiro, PETROBRAS, CENPES, DINTEP, Série Projeto REMAC, 3: 15–32.

ONU - ORGANIZAÇÃO DAS NAÇÕES UNIDAS. 1985. Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM). Versão em língua portuguesa. 313 p.

PASSAMANI, F.M.; DUBEUX, E.P. 2019. Novos dados de batimetria e perfilador de subfundo sobre um grande campo de pockmarks na região da bacia de Santos, porção sudeste da margem continental brasileira. Anais Hidrográficos, DHN, Tomo LXXVI:117-125.

SCHATTNER, U.; LAZAR, M.; SOUZA, L.A.P.; BRINK, U.; MAHIQUES M.M. 2016. Pockmark asymmetry and seafloor currents in the Santos Basin offshore Brazil. Geo–Mar. Lett., 36: 457–464. DOI: 10.1007/s00367-016-0468-0.

SKOLOTNEV, S.G.; PEYVE, A.A.; IVANOVA, E.V.; MURDMAA, I.O.; LEVCHENKO, O.V.; BYLINSKAYA, M.E. 2012. New data on composition and structure of the Pernambuco Seamounts, Brazil basin, south Atlantic region. Dokl. Earth Sc., 443: 330–336. DOI: 10.1134/S1028334X12030294.

SKOLOTNEV, S.G.; PEYVE, A.A.; TURKO, N.N. 2010. New data on the structure of the Vitoria-Trindade seamount chain (western Brazil basin, South Atlantic). Dokl. Earth Sc., 431: 435–440. DOI: 10.1134/S1028334X10040057.

Sobre os Autores

Izabel King Jeck

Geóloga pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFGRS), mestre pelo Laboratório de Geologia Marinha (LAGEMAR) da Universidade Federal Fluminense (UFF) e PhD pelo Programa de Dinâmica dos Oceanos e da Terra (DOT) da Universidade Federal Fluminense (UFF) (em desenvolvimento). Capitão de Mar e Guerra da reserva remunerada da Marinha do Brasil tendo trabalhado por mais de 30 anos com hidrografia na

Versão exclusiva do autor

Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN). Contratada pela Fundação de Estudos do Mar (FEMAR) como Assessora para o Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC) para delimitação da plataforma continental além das 200M de acordo com a Convenção das Nações Unidas sobre Direito do Mar (CNUDM). Chair do Advisory Board on the Law of the Sea (ABLOS) de 2019-2022.

E-mail: izabel@marinha.mil.br; izabelkj@hotmail.com

ORCID: 0000-0002-1323-125X

Ana Angelica Ligiéro Alberoni

Graduada em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Pós-Graduada em Geologia e Geofísica Marinha pela Universidade Federal Fluminense (UFF) e em Geologia de Engenharia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Assessora para o Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC) para delimitação da plataforma continental além das 200M de acordo com a Convenção das Nações Unidas sobre Direito do Mar (CNUDM). Atuou como membro do Subcomitê de Nomenclatura de Feições Submarinas da GEBCO (Carta Batimétrica Geral dos Oceanos) da Organização Hidrográfica Internacional (OHI) entre 2008 e 2018.

E-mail: ana.alberoni@hotmail.com

ORCID: 0000-0002-9080-2378

Luiz Carlos Torres

Bacharel em Ciências do Mar pela Escola Naval da Marinha do Brasil, aperfeiçoamento em Hidrografia pela Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil (DHN), mestre em Geologia e Geofísica marinha pela Universidade Federal Fluminense (UFF). Assessor para o Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC) na Diretoria de Hidrografia e Navegação e coordenador científico do projeto PD&I CHM-LEPLAC-BR (FEMAR).

E-mail: torres.luizcarlos@gmail.com

ORCID: 0000-0002-7523-8385

Lorena Sampaio

Geóloga e Mestre em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) e Pós-graduada em Interpretação Sismoestratigráfica pela Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). Oficial da Marinha do Brasil, atua como ajudante da assessoria para o Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC) na Diretoria de Hidrografia e Navegação e em projetos que suportem a proposta brasileira de ampliação de limites marítimos junto à Convenção das Nações Unidas sobre o Direito no Mar (CNUDM).

E-mail: lorena.sampaio@marinha.mil.br

ORCID: 0000-0002-6116-6544

Versão exclusiva do autor

19 – ASPECTOS LEGAIS DOS RECURSOS MINERAIS DA AREA INTERNACIONAL DOS OCEANOS

LEGAL ASPECTS OF THE MINERAL RESOURCES OF THE INTERNATIONAL SEABED AREA

Kaiser Gonçalves de Souza
Consultor Independente
Recursos Minerais Marinhos

Resumo

Este capítulo apresenta e discute os principais aspectos legais dos recursos minerais que podem ser encontrados em áreas situadas além de jurisdição nacional, a chamada "ÁREA", e sobre os quais a Autoridade Internacional dos Fundos Marinhos (AUTORIDADE) elaborou regulamentação internacional para prospecção e exploração de nódulos polimetálicos, os sulfetos polimetálicos e as crostas ferromanganesíferas ricas em cobalto. Especificamente este capítulo apresenta as etapas necessárias para a realização de prospecção na ÁREA, seguida de pedidos de aprovação de planos de trabalho para exploração na forma de contratos e a elaboração de contratos de exploração mineral junto à AUTORIDADE. Os aspectos legais referentes a proteção e preservação do meio ambiente marinhos também são discutidos. O capítulo foi elaborado de forma a (a) servir como um guia para empresas públicas, empresas privadas e setores governamentais brasileiros com vistas ao desenvolvimento de atividades de exploração mineral na área internacional do Atlântico Sul; e (b) contribuir para a ampliação da presença brasileira no Atlântico Sul e Equatorial de forma racional e sustentável.

Palavras-chave: recursos minerais, regulamentação, código mineral, área internacional dos oceanos.

Abstract

This chapter presents and discusses the main legal aspects of mineral resources that can be found in areas located beyond national jurisdiction, the so-called "AREA", and upon which the International Seabed Authority (AUTHORITY) has developed international regulations for prospecting and exploration of polymetallic nodules, polymetallic sulfides and ferro-manganese cobalt rich crusts. Specifically, this chapter presents the necessary steps for prospecting in the AREA, followed by requests for approval of plans of work for exploration in the form of contracts and the preparation of mineral exploration contracts with the AUTHORITY. The legal aspects related to the protection and preservation of the marine environment are also discussed. The chapter was designed to (a) serve as a guide for public companies, private companies and Brazilian government sectors with a view to developing mineral exploration activities in the international area of the South Atlantic Ocean; and (b) to contribute to the enlargement of the Brazilian presence in the South Atlantic and Equatorial in a rational and sustainable manner.

Keywords: mineral resources, regulation, mining code, international area of the oceans.

✍ Nota dos Organizadores: o manuscrito deste capítulo foi produzido em abril de 2022.

Versão exclusiva do autor

19.1 - Introdução

A Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CONVENÇÃO) declara o fundo marinho situado além das jurisdições nacionais, também denominado de "ÁREA", como patrimônio comum da humanidade e cria a Autoridade Internacional dos Fundos Marinhos (AUTORIDADE) que é a organização por intermédio da qual os Estados Partes da CONVENÇÃO organizam e controlam as atividades na "ÁREA", particularmente com vistas à gestão de seus recursos minerais.

O Brasil, assim como todos os Estados-Parte da CONVENÇÃO, tem o direito de explorar os recursos minerais da "ÁREA". Considerando o valor econômico e estratégico dos minerais já conhecidos na "ÁREA" em locais adjacentes à Plataforma Continental brasileira, o Brasil deve estudar e avaliar esses recursos minerais de forma a garantir a liderança brasileira nessa região.

Além dos recursos minerais, os fundos marinhos da "ÁREA" vêm se configurando como um reservatório excepcional de produtos naturais bioativos que têm despertado grande interesse econômico por parte da indústria farmacêutica e bioquímica. O Brasil teve um salto qualitativo no desenvolvimento da biotecnologia, mas esta ainda não inclui os recursos biotecnológicos marinhos, especialmente aqueles dos ambientes extremos associados aos depósitos hidrotermais das cordilheiras meso-oceânicas. Por serem considerados como uma das fronteiras tecnológicas e industriais do século XXI, esses recursos têm sido prospectados por diversos países que realizam pesquisas simultâneas de recursos minerais e biotecnológicos.

Assim sendo, pode-se considerar, hoje, que tanto os recursos minerais quanto os biotecnológicos da "ÁREA", em especial aqueles situados no Atlântico Sul, possuem um valor político-estratégico para o Brasil.

O estudo "Mar e Ambientes Costeiros", realizado pelo Centro de Gestão e Estudos Estratégicos-CGEE, por solicitação do Núcleo de Assuntos Estratégicos da Presidência da República (NAE/PR), publicado em 2008, recomenda, entre outras ações prioritárias, a pesquisa mineral e bioprospecção seguidas de requisição de sítios de exploração à AUTORIDADE e o patenteamento de espécies bioativas. Este mesmo estudo aponta os seguintes fatores que justificam a necessidade da implementação de atividades de pesquisa, desenvolvimento e inovação de recursos minerais e biotecnológicos do Atlântico Sul e Equatorial.

- Importância estratégica da presença brasileira no Atlântico Sul e Equatorial;
- Corrida internacional para requisição de sítios de exploração mineral na "Área";
- Iminência da conclusão de regulamentação para a explotação (lavra) de recursos minerais marinhos pela AUTORIDADE, o que acarreta a possibilidade de outros países requisitarem sítios de mineração oceânica em frente à plataforma continental brasileira;
- Valor econômico e estratégico de sítios de exploração identificados e a serem requisitados pelo Brasil à AUTORIDADE por empresas brasileiras;
- Necessidade de o Brasil delimitar novas reservas estratégicas;
- Expansão e proteção dos setores minerais e biotecnológicos nacionais;
- Necessidade de o Brasil desenvolver o conhecimento científico e dominar novas tecnologias de forma a capacitar o País para competir, em igualdade de condições, com outras nações.

Versão exclusiva do autor

Este capítulo apresenta e discute os principais aspectos legais da regulamentação elaborada pela AUTORIDADE para prospecção e exploração de nódulos polimetálicos, os sulfetos polimetálicos e as crostas ferromanganesíferas ricas em cobalto encontrados na área internacional dos oceanos (ÁREA).

O capítulo também visa chamar atenção das empresas públicas, empresas privadas e setores governamentais brasileiros sobre a importância do desenvolvimento de atividades de exploração mineral na área internacional do Atlântico Sul de forma a contribuir para a ampliação da presença brasileira no Atlântico Sul e Equatorial de forma racional e sustentável.

Importante ressaltar que, para uma melhor compressão deste texto, o que a regulamentação da AUTORIDADE se refere como "exploração" e "explotação", no Código de Mineração brasileiro é utilizado o termo "pesquisa mineral" e "lavra". No que se refere à "prospecção" na regulamentação da AUTORIDADE, também existem diferenças fundamentais com o mesmo termo utilizado na regulamentação mineral brasileira, onde a "prospecção" da AUTORIDADE equivaleria à algo como uma pesquisa mineral aplicada sem direitos exclusivos para o prospector.

19.2 - A Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar e a Exploração de Recursos Minerais em Áreas além das Jurisdições Nacionais

A Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar, denominada CONVENÇÃO neste texto, é resultado de nove anos de negociações entre centenas de países, e foi aprovado durante a III Conferência das Nações Unidas sobre o Direito do Mar, realizada em Montego Bay (Jamaica) em dezembro de 1982. Entretanto, só entrou em vigor em julho de 1994, após um longo debate entre países desenvolvidos e países em desenvolvimento. As principais questões que pautaram esse embate estavam ligadas à exploração dos recursos minerais marinhos.

A CONVENÇÃO define um quadro detalhado de regulamentação dos espaços oceânicos, dos limites da jurisdição nacional, do acesso aos mares, da navegação, da proteção e preservação do ambiente marinho, da exploração e conservação dos recursos biológicos, da investigação científica marinha, da exploração dos recursos minerais dos fundos oceânicos e de outros recursos não biológicos, além da solução de controvérsias: estabelece direitos e deveres sobre as zonas dos oceanos e regulamenta todas as atividades a elas relacionadas.

Segundo a CONVENÇÃO, o Estado costeiro tem direito a um Mar Territorial, a uma Zona Contígua, a uma Zona Econômica Exclusiva e a uma Plataforma Continental – se esta existir –, as quais são regidas por direitos e jurisdições específicas. Para áreas internacionais dos oceanos, situada além dos limites da soberania nacional, a Convenção estabelece dois tipos de jurisdições: uma delas é ao Alto Mar, e a outra é a assim denominada "ÁREA", a que se refere os Fundos Marinhos. A Convenção assegura que todos os Estados têm direitos e deveres no que concerne à exploração dos recursos minerais da ÁREA.

A CONVENÇÃO define a ÁREA e seus recursos como "patrimônio comum da humanidade", com justiça distributiva, que todos tenham condições iguais de acesso ao mar e aos seus benefícios.

Os recursos da ÁREA compreendem todos os minerais sólidos, líquidos ou gasosos *in situ* no leito do mar ou no seu subsolo. Uma vez extraídos da ÁREA, os recursos são referidos como minerais, e seus extratores podem deles dispor livremente.

Versão exclusiva do autor

A CONVENÇÃO também estabelece uma organização internacional autônoma de caráter supranacional – a Autoridade Internacional dos Fundos Marinhos (AUTORIDADE) –, por meio da qual os Estados-Parte organizam e controlam as atividades, visando o aproveitamento dos recursos minerais localizados na ÁREA. A AUTORIDADE tem, entre suas finalidades, garantir que a utilização dos fundos marinhos internacionais beneficie efetivamente toda a humanidade.

De acordo com a CONVENÇÃO, as atividades de prospecção, exploração e explotação na ÁREA só podem ser realizadas sob contrato com a AUTORIDADE e sujeita às suas regras, regulamentos e procedimentos. Os contratos podem ser emitidos para empresas de mineração públicas e privadas, desde que sejam patrocinados por um Estado parte da CONVENÇÃO e atendam a certos padrões de capacidade tecnológica e financeira.

A CONVENÇÃO também estabelece uma "Empresa" (EMPRESA) supranacional como órgão da AUTORIDADE, que pode realizar atividades na ÁREA diretamente, incluindo transporte, processamento e comercialização de minerais recuperados da ÁREA. A EMPRESA é a entidade por meio da qual os países em desenvolvimento poderiam participar da exploração comercial dos recursos minerais da Área.

A Empresa também poderia, de acordo com o artigo 173, parágrafo 2, e Anexo IV, artigo 11, receber os fundos de que necessitasse para realizar suas funções, e deveria receber tecnologia conforme previsto no artigo 144 e outras disposições relevantes desta Convenção.

No entanto, para abordar certas dificuldades com as disposições de mineração do fundo do mar contidas na Parte XI da Convenção, em especial referentes à EMPRESA, que foram levantadas, principalmente pelos países industrializados, o Secretário-Geral convocou em julho de 1990 uma série de consultas informais que culminaram na adoção, em 28 de julho 1994, do Acordo relativo à implementação da Parte XI da CONVENÇÃO.

O ACORDO foi adotado em 28 de Julho de 1994 e entrou em vigor em 28 de Julho de 1996. Seu artigo 2 trata da relação entre o Acordo e a Parte XI da CONVENÇÃO e prevê que os dois sejam interpretados e aplicados em conjunto como um único instrumento. Em caso de inconsistência entre o ACORDO a Parte XI da CONVENÇÃO, entretanto, as disposições do ACORDO prevalecerão.

O ACORDO mudou substancialmente varias provisões da Parte XI da CONVENÇÃO. Em relação à EMPRESA, o ACORDO estabeleceu que o Conselho da AUTORIDADE deveria abordar a questão do funcionamento da EMPRESA independentemente do Secretariado da AUTORIDADE somente (1) após a aprovação de um plano de trabalho para explotação de uma entidade que não seja a EMPRESA, ou (2) após o recebimento pelo Conselho de um pedido de operação de *joint venture* com a EMPRESA.

Nas regulamentações da AUTORIDADE, a EMPRESA consta como uma das entidades que pode solicitar a aprovação de planos de trabalho para exploração, mas isto somente poderá ocorrer se uma das duas condições acima for preenchida.

19.3 - Recursos Minerais de Interesse Comercial na área Internacional dos Oceanos

O interesse comercial de recursos minerais na ÁREA está atualmente focado em três tipos de recursos minerais marinhos (SOUZA, 2006).

Os **nódulos polimetálicos** ou nódulos de manganês são objetos porosos e concrecionários de tamanhos e formas variadas, encontrados em camadas superficiais descontínuas no assoalho oceânico. Geralmente os nódulos são levemente elipsoidais com um diâmetro de 2,5 a 10 cm (Fig. 19.1). Internamente, os nódulos são formados por camadas concêntricas, as quais indicam diferentes fases de desenvolvimento (Fig. 19.2).

Os nódulos polimetálicos podem ser encontrados em todos os oceanos, nas planícies abissais, muitas vezes parcialmente enterrados em sedimentos de grãos finos (Fig. 19.3).

Versão exclusiva do autor



Figura 19.1 – Nódulo polimetálico, detalhe da estrutura externa
(fonte: http://www.thefloaters.org/friends/manganese).

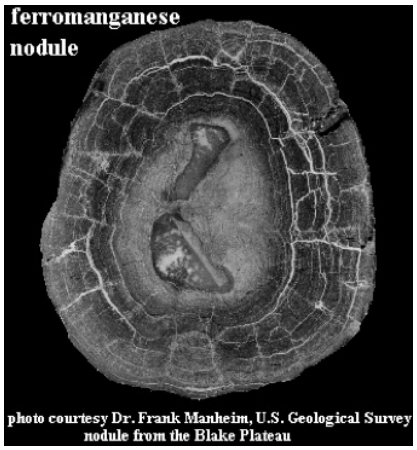


Figura 19.2 – Nódulo polimetálico, detalhe da estrutura interna
(fonte: http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/geology/sedimentimages.html).

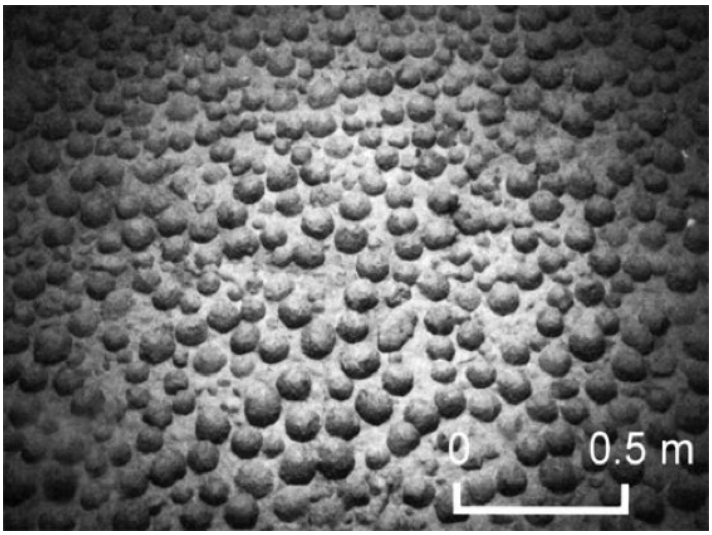


Figura 19.3 – Campo marinho de nódulos polimetálicos do Sul da Nova Zelândia
(fonte: www.teara.govt.nz/en/marine-minerals/1/2).

Os nódulos contêm uma grande variedade de metais, incluindo manganês, ferro, cobre, níquel, cobalto, chumbo e zinco, com concentrações importantes, mas menores de molibdênio, lítio, titânio e nióbio, entre outros. A área de interesse comercial mais estudada é a Zona Clarion-Clipperton (CCZ) no Pacífico oriental, em profundidades de água entre 3.500 e 5.500 metros. Este único depósito contém mais níquel, manganês e cobalto do que todos os recursos terrestres combinados. Outras áreas de potencial interesse são a bacia do oceano Índico Central e as zonas econômicas exclusivas das Ilhas Cook, Kiribati e Polinésia Francesa.

Versão exclusiva do autor

Os **sulfetos polimetálicos** são ricos em cobre, ferro, zinco, prata e ouro. Os depósitos são encontrados nos limites das placas tectônicas ao longo das dorsais meso-oceânicas, dorsais do arco posterior e arcos vulcânicos ativos, normalmente em profundidades de água de cerca de 2.000 metros para as dorsais meso-oceânicas. Esses depósitos se formaram ao longo de milhares de anos por meio da atividade hidrotermal, quando os metais precipitaram da água descarregada da crosta terrestre por meio de fontes termais com temperaturas de até 400° C (Fig. 19.4). Por causa das plumas pretas formadas pela atividade, essas fontes hidrotermais são frequentemente chamadas de 'fumarolas negras'. As fontes hidrotermais ativas formam ecossistemas únicos. Bactérias quimiossintéticas, que usam sulfeto de hidrogênio como fonte de energia, formam a base da rede alimentar de cloaca, que é composta por uma variedade de vermes tubulares gigantes, crustáceos, moluscos e outras espécies. Muitas espécies de fontes hidrotermais são consideradas endêmicas e têm grande valor científico e comercial.

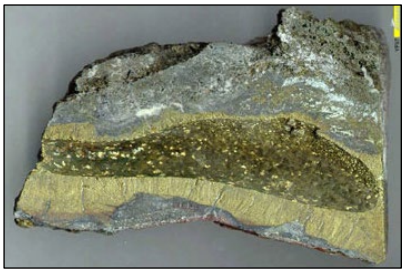


Figura 19.4 – Sulfeto polimetálico
(fonte: http://www.geotimes.org/nov07/article.html?id=trends.html).

As **crostas ferromanganesíferas ricas em cobalto** se acumulam em profundidades de água entre 400 e 7.000 metros nos flancos e topos dos montes submarinos. Eles são formados pela precipitação de minerais da água do mar e contêm ferro, manganês, níquel, cobalto, cobre e vários metais raros, incluindo elementos de terras raras (Figs. 19.5A, 19.5B, 19.5C e 19.5D). Globalmente, estima-se que pode haver até 100.000 montes submarinos com mais de 1.000 metros, embora relativamente poucos deles sejam considerados adequados para a extração da crosta de cobalto. A área mais prospectiva para crostas de cobalto está localizada nas montanhas submarinas de Magalhães no oceano Pacífico, a leste do Japão, nas Ilhas Marianas e na Elevação do Rio Grande, no Atlântico Sul.

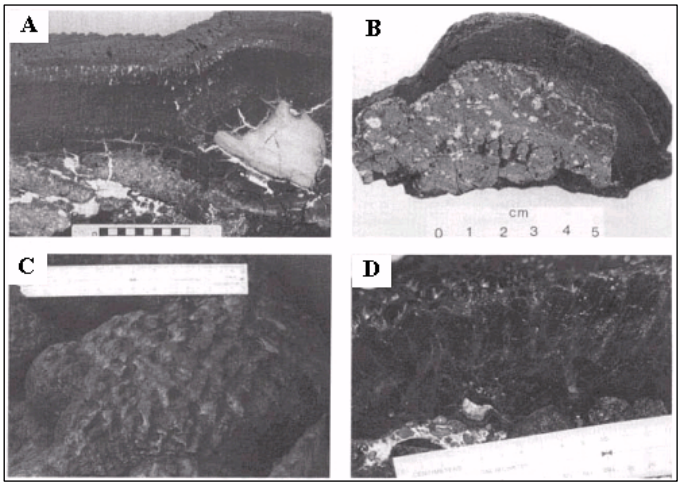


Figura 19.5 – A) Crosta de Fe-Mn hidrogenética com 18 cm sobre substrato hialoclástico fosfatizado; B) Crosta de Fe-Mn mista hidrotermal-hidrogenética sobre substrato de basalto amigdalóide; C) Crosta com superfície botróide polida e corroída por corrente; D) Estrutura interna colunar da mesma crosta de C. Escala: cm (fonte: adaptado de VON STACKELBERG *et al*., 2000).

Versão exclusiva do autor

19.4 - O Código de Mineração da Autoridade Internacional dos Fundos Marinhos

O "Código de Mineração" refere-se a todo o conjunto abrangente de regras, regulamentos e procedimentos emitidos pela AUTORIDADE para regular a prospecção, exploração e explotação de recursos minerais na ÁREA.

Não se trata, portanto, de um código ou consolidação de leis tal como conhecemos no direito brasileiro, mas um conjunto em constante processo de agregação de novas normas e sua revisão, um "código" dinâmico na medida que avança o conhecimento científico sobre a ÁREA (MORE; SOUZA, 2015).

Fazem parte do Código de Mineração da AUTORIDADE os seguintes documentos que podem ser encontrados na página da internet da AUTORIDADE: *https://www.isa.org.jm/mining-code/recommendations*.

19.4.1 - Recomendações e orientações

- Recomendações para a orientação de contratantes sobre a renúncia de áreas sob os contratos de exploração de sulfuretos polimetálicos ou crostas ricas em cobalto (ISBA / 25 / LTC / 8).
- Recomendações para a orientação de contratantes para o relato de despesas de exploração reais e diretas (ISBA / 21 / LTC / 11).
- Recomendações para a orientação de contratantes para a avaliação dos possíveis impactos ambientais decorrentes da exploração de minerais marinhos na ÁREA (ISBA / 25 / LTC / 6 / Rev.1).
- Recomendações para orientação de contratantes para a avaliação dos possíveis impactos ambientais decorrentes da exploração de minerais marinhos na ÁREA (ISBA / 25 / LTC / 6 / Rev.1 / Corr.1).
- Recomendações para a orientação de contratantes e Estados patrocinadores em relação a programas de treinamento de acordo com planos de trabalho para exploração (ISBA / 19 / LTC / 14).
- Recomendações para a orientação de contratados sobre o conteúdo, formato e estrutura dos relatórios anuais (ISBA / 21 / LTC / 15).

19.4.2 - Regulamentações

Até o presente momento, a AUTORIDADE emitiu Regulamentos sobre prospecção e exploração de: Nódulos Polimetálicos (adotados em 13 de julho de 2000) que foram posteriormente atualizados e adotados em 25 de julho de 2013; Sulfetos Polimetálicos (adotado em 7 de maio de 2010) e Crostas ferromanganesíferas Ricas em Cobalto (adotado em 27 de julho de 2012). A regulamentação para a prospecção e exploração destes recursos minerais também pode ser encontrada na página da internet da AUTORIDADE (*https://www.isa.org.jm/mining-code/recommendations*):

- Decisão do Conselho da Autoridade Internacional dos Fundos Marinhos relativa às alterações ao Regulamento de Prospecção e Pesquisa de Nódulos Polimetálicos na ÁREA e assuntos relacionados (2013 ISBA / 19 / C / 17).
- Decisão da Assembleia da Autoridade Internacional dos Fundos Marinhos sobre as alterações ao Regulamento de Prospecção e Pesquisa de Nódulos Polimetálicos na ÁREA (2013 ISBA / 19 / A / 9).

Versão exclusiva do autor

- Decisão da Assembleia da Autoridade Internacional dos Fundos Marinhos relativa ao regulamento de prospecção e exploração de sulfuretos polimetálicos na ÁREA (2010 ISBA / 16 / A / 12 Rev. 1).
- Decisão da Assembleia da Autoridade Internacional dos Fundos Marinhos relativa ao Regulamento de Prospecção e Exploração de Crostas Ferromanganesíferas ricas em Cobalto na ÁREA (2012 ISBA / 18 / A / 11).
- Decisão da Assembleia da Autoridade Internacional dos Fundos Marinhos sobre as despesas gerais de administração e supervisão de contratos de exploração (2013 ISBA / 19 / A / 12).
- Decisão do Conselho da Autoridade Internacional dos Fundos Marinhos relativa aos procedimentos e critérios para a extensão de um plano de trabalho aprovado para exploração nos termos da seção 1, parágrafo 9, do anexo ao Acordo relativo à Implementação da Parte XI da Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar de 10 de dezembro de 1982 (ISBA / 21 / C / 19).

Todas as regras, regulamentos, procedimentos, recomendações e orientações são emitidos dentro do quadro jurídico geral estabelecido pela CONVENÇÃO, em particular sua Parte XI sobre a ÁREA, e seu Acordo de 1994 relativo à implementação da Parte XI da CONVENÇÃO.

Esses regulamentos incluem os formulários necessários para solicitar direitos de exploração, bem como os termos padrão dos contratos de exploração. Os regulamentos estão divididos nas seguintes partes e anexos:

Partes

I- Introdução e uso de termos e escopo.
II- Prospecção;
III- Pedidos de aprovação de planos de trabalho para exploração na forma de contratos;
IV- Contratos de exploração;
V- Proteção e preservação do meio ambiente marinho;
VI- Confidencialidade;
VII- Procedimentos gerais;
VIII- Solução de controvérsias;
IX- Outras categorias de recursos minerais; e
X- Revisão.

Anexos

1- Notificação de intenção de prospecção;
2- Requerimento de aprovação de plano de trabalho de exploração para obtenção de contrato;
3- Contrato de exploração; e
4- Cláusulas padrão para contrato de exploração.

Adicionalmente a Comissão Jurídica e Técnica da AUTORIDADE preparou recomendações para orientar os contratantes das possíveis repercussões ambientais da exploração, descrevendo os procedimentos para reunir dados básicos e para monitorar as atividades que possam causar graves danos ao ambiente marinho na ÁREA.

Versão exclusiva do autor

19.4.2.1 - Introdução e uso de termos e escopo

Na Parte I da regulamentação, o Acordo para a Implementação da Parte XI da CONVENÇÃO (ACORDO), as disposições do ACORDO e da Parte XI da Convenção serão interpretados e aplicados em conjunto como um instrumento único. Os Regulamentos não afetam de nenhum modo a liberdade de investigação científica ou o direito de realizar investigação científica na ÁREA, tal como estabelecido na CONVENÇÃO. O exercício por Estados das liberdades do Alto Mar não é restringido. Os Regulamentos podem ser suplementado por outras regras, regulamentos e procedimentos, em particular sobre a proteção e a preservação do meio ambiente marinho.

19.4.2.2 - Prospecção

A Parte II define a Prospecção como pesquisa da potencialidade dos depósitos minerais, incluindo estimativas de sua composição, tamanho, distribuição e valor, sendo possível a extração de minerais para testes. Não há, nem na Convenção nem nos regulamentos uma distinção clara entre a prospecção e a investigação científica, a pesquisa básica e a pesquisa aplicada.

Normalmente, as entidades interessadas devem realizar prospecção em uma área para adquirir informações suficientes antes de solicitar a aprovação de um plano de trabalho para exploração. Não existe limitação de tempo para estas atividades. Não confere direito algum sobre os recursos ou a região pesquisada, que somente poderá ser obtido mediante o contrato de exploração ou explotação. Dois ou mais prospectores podem atuar numa mesma região da ÁREA.

É necessário que o Secretário Geral da AUTORIDADE seja notificado das atividades de prospecção, que recusará projetos em área que já tenham exploração ou explotação, em área reservada à AUTORIDADE ou naquelas em que existam riscos de danos graves ao ambiente marinho. O Secretário Geral informará periodicamente a identidade dos prospectores e as áreas em que se realizam as prospecções.

Os prospectores têm a obrigação de notificar a AUTORIDADE antes de dar início às atividades de prospecção. Não há limitação de tamanho da área, mas os prospectores devem especificar as coordenadas da área geral de prospecção. Eles não têm direitos exclusivos, mas têm direito à confidencialidade dos dados que adquirem, para que outros prospectores não os usem para fazer avançar a sua própria solicitação de aprovação de um plano de trabalho para exploração.

O prospector está obrigado a cooperar com os programas de capacitação da AUTORIDADE relacionados à pesquisa científica, proteção do ambiente marinho e transferência de tecnologia; deve informar imediatamente a ocorrência de acidente relacionado à prospecção e que provoque grave dano ao meio ambiente marinho; e deve apresentar um relatório anual contendo a descrição geral da pesquisa e os resultados obtidos.

19.4.2.3 - Pedidos de aprovação de planos de trabalho para exploração na forma de contratos

A Parte III trata dos pedidos e da aprovação de plano de trabalho para a exploração na forma de contratos. Cada pedido para a aplicação de um plano de trabalho para exploração terá a forma prescrita no Anexo 2 dos Regulamentos e será dirigido ao Secretário Geral.

Sujeito às disposições da CONVENÇÃO, podem solicitar à AUTORIDADE a aprovação de planos de trabalho para exploração:

Versão exclusiva do autor

(a) A EMPRESA, em seu próprio nome ou em um acordo de *joint venture* com países em desenvolvimento;

(b) Estados Partes, empresas estatais ou pessoas físicas ou jurídicas que possuam a nacionalidade de Estados Partes ou sejam efetivamente controladas por eles ou por seus nacionais, quando patrocinados por tais Estados, ou qualquer grupo destes que cumpra os requisitos deste Regulamento.

Cada pedido de aprovação de um plano de trabalho para exploração deve ser dirigido ao Secretário-Geral da AUTORIDADE e deve ser acompanhado de um certificado de patrocínio emitido pelo Estado do qual o requerente é nacional ou é efetivamente controlado. Se o requerente tiver mais de uma nacionalidade, como no caso de parceria ou consórcio de entidades de mais de um Estado, cada Estado envolvido deverá emitir um certificado de patrocínio.

O pedido de aprovação de um plano de trabalho também deve conter informações específicas e suficientes para permitir ao Conselho da AUTORIDADE determinar se o requerente é financeiramente e tecnicamente capaz de realizar o plano de trabalho proposto para exploração e de cumprir suas obrigações financeiras para com a AUTORIDADE.

Cada pedido de aprovação de um plano de trabalho deve incluir:

(a) Uma descrição geral da experiência anterior do requerente, conhecimento, habilidades, qualificações técnicas e especialização relevantes para o plano de trabalho proposto para exploração;

(b) Uma descrição geral do equipamento e métodos que se espera que sejam usados na execução do plano de trabalho proposto para exploração e outras informações não proprietárias relevantes sobre as características de tal tecnologia;

(c) Uma descrição geral da capacidade técnica e financeira do requerente para responder a qualquer incidente ou atividade que cause danos graves ao meio marinho.

No caso de o candidato ser uma parceria ou consórcio de entidades, cada membro da parceria ou consórcio deve fornecer as informações exigidas pelo presente regulamento.

Cada requerente deverá, como parte do seu pedido de aprovação de um plano de trabalho para exploração, fornecer um compromisso por escrito à AUTORIDADE de que irá:

(a) Aceitar como exequíveis e cumprir as obrigações aplicáveis criadas pelas disposições da CONVENÇÃO e as regras, regulamentos e procedimentos da AUTORIDADE, as decisões dos órgãos da AUTORIDADE e os termos dos seus contratos com a AUTORIDADE;

(b) Aceitar o controle pela AUTORIDADE das atividades na ÁREA, conforme autorizado pela CONVENÇÃO; e

(c) Fornecer à AUTORIDADE uma garantia por escrito de que as suas obrigações em relação ao contrato de exploração serão cumpridas de boa fé.

O Regulamento mantém o sistema de reserva de áreas para as atividades da EMPRESA ou de países em desenvolvimento, definido no art. 8 do Anexo III da CONVENÇÃO. Assim, cada pedido de aprovação de planos de trabalho para exploração deve cobrir uma área total, não necessariamente contínua, com uma superfície e um valor comercial estimativo suficientes para permitir duas operações de mineração e deve comunicar os dados obtidos referentes às duas partes da área. Os dados devem referir-se ao levantamento cartográfico, à amostragem, à concentração dos recursos minerais em questão e ao seu teor em metais. A AUTORIDADE designará qual parte será reservada exclusivamente para a realização de atividades por intermédio da EMPRESA da

Versão exclusiva do autor

AUTORIDADE ou em associação com Estados em desenvolvimento. A área designada tornar-se-á uma "Área Reservada" assim que o plano de trabalho para a área não reservada tiver sido aprovado e o contrato assinado.

Assim, cada requerente deve escolher entre (a) contribuir com uma área reservada para a realização de atividades de acordo com o Artigo 9 do Anexo III da CONVENÇÃO, de acordo com a regra 17; ou (b) oferecer uma participação acionária em um acordo de *joint venture* de acordo com o regulamento.

O acordo de *joint venture*, que entrará em vigor no momento em que o requerente celebrar um contrato de exploração, deverá incluir o seguinte:

(a) A EMPRESA deve obter um mínimo de 20 por cento da participação acionária no acordo de *joint venture* nas seguintes bases:

(i) metade de tal participação no capital deve ser obtida sem pagamento, direta ou indiretamente, ao requerente e deve ser tratada *pari passu* para todos os efeitos com a participação no capital do requerente;

(ii) o restante de tal participação no capital deve ser tratado *pari passu* para todos os efeitos com a participação no capital do requerente, exceto que a Empresa não receberá qualquer distribuição de lucros com relação a tal participação até que o requerente tenha recuperado sua participação acionária total no arranjo de *joint venture*.

Cada requerente deverá apresentar, com vista à aprovação do plano de trabalho de exploração sob a forma de contrato, as seguintes informações:

(a) Uma descrição geral e um cronograma do programa de exploração proposto, incluindo o programa de atividades para o período imediato de cinco anos, tais como estudos a serem realizados a respeito dos fatores ambientais, técnicos, econômicos e outros fatores apropriados que devem ser levado em consideração na exploração;

(b) Uma descrição do programa de estudos oceanográficos e ambientais de base de acordo com estes Regulamentos e quaisquer regras ambientais, regulamentos e procedimentos estabelecidos pela AUTORIDADE que permitiriam uma avaliação do impacto ambiental potencial, incluindo, mas não se restringindo ao impacto sobre a biodiversidade, das atividades de exploração propostas, tendo em conta as recomendações emitidas pela Comissão Jurídica e Técnica da AUTORIDADE;

(c) Uma avaliação preliminar do possível impacto das atividades de exploração propostas no meio marinho;

(d) Uma descrição das medidas propostas para a prevenção, redução e controle da poluição e outros perigos, bem como seus possíveis impactos ao meio ambiente marinho;

(e) Dados necessários para que o Conselho da AUTORIDADE faça as determinações que deve fazer de acordo com a regra 13, parágrafo 1; e

(f) Um cronograma de despesas anuais previstas em relação ao programa de atividades para o quinquênio imediato.

Se o requerente decidir contribuir com uma área reservada, os dados e informações relativos a essa área deverão ser transferidos para a AUTORIDADE após o Conselho ter designado a área reservada de acordo com o parágrafo 3 do regulamento.

Quando o requerente opta por oferecer uma participação acionária em um acordo de *joint venture*, os dados e informações relativos a essa área serão transferidos para a

Versão exclusiva do autor

AUTORIDADE pelo requerente no momento em que a AUTORIDADE elege a área reservada.

A taxa de processamento de um plano de trabalho para exploração de nódulos polimetálicos, de sulfuretos polimetálicos e de crostas ricas em cobalto deve ser:

(a) Uma taxa fixa de 500.000 dólares dos Estados Unidos ou seu equivalente em uma moeda livremente conversível, pagável pelo requerente no momento da apresentação de um pedido; ou

(b) caso o requerente faça esta escolha, (1) uma taxa fixa de 50.000 dólares dos Estados Unidos ou seu equivalente em uma moeda livremente conversível, pagável pelo requerente no momento da apresentação de um pedido, e (2) uma taxa anual calculada da seguinte forma:

(i) 5 dólares dos Estados Unidos multiplicados pelo "fator de área" a partir da data do primeiro aniversário do contrato;

(ii) 10 dólares dos Estados Unidos multiplicados pelo "fator de área" a partir da data da primeira devolução de área de acordo com o regulamento 27 (2); e

(iii) 20 dólares dos Estados Unidos multiplicados pelo "fator de área" a partir da data da segunda devolução de área de acordo com o regulamento 27 (3).

O "Fator de Área" significa o número de quilômetros quadrados compreendidos na área de exploração na data em que o pagamento periódico em questão se torna devido.

Os pedidos de aprovação de plano de trabalhos para a exploração serão considerados pela Comissão Jurídica e Técnica (CJT) da AUTORIDADE que fará uma recomendação ao Conselho da AUTORIDADE, que o deverá aprovar por maioria de 2/3.

19.4.2.4 - Contratos de exploração

A Parte IV abrange os contratos para exploração. A Exploração foi definida como a busca de depósitos minerais na ÁREA com direitos exclusivos, a análise de tais depósitos, a utilização e teste de sistemas e equipamentos de recuperação, instalações de processamento e sistemas de transporte, e a realização de estudos do ambiente, fatores técnicos, econômicos, comerciais e outros fatores apropriados que devem ser levados em consideração na exploração.

Após a aprovação de um plano de trabalho para exploração pelo Conselho da AUTORIDADE, este deverá ser elaborado na forma de um contrato entre a AUTORIDADE e o requerente, conforme prescrito no Anexo 3 dos Regulamentos. Cada contrato deve incorporar as cláusulas padrão estabelecidas no Anexo 4 em vigor na data de entrada em vigor do contrato.

O contrato será assinado pelo Secretário-Geral em nome da AUTORIDADE e pelo requerente. O Secretário-Geral notificará por escrito todos os membros da AUTORIDADE da celebração de cada contrato.

O contratante terá o direito exclusivo sobre sua área de exploração. A AUTORIDADE deve assegurar que nenhuma outra entidade opere na mesma área de modo a não interferir com as operações do contratante.

O contratante que tiver um plano de trabalho aprovado apenas para exploração terá preferência e prioridade entre os proponentes que apresentem planos de trabalho para exploração da mesma área e recursos.

Um plano de trabalho para exploração deve ser aprovado por um período de 15 anos.

Outro ponto importante a ser considerado é o (1) tamanho de áreas que podem ser solicitadas para cada tipo de recurso mineral e (2) o tamanho de áreas a serem devolvidas durante a fase de exploração.

Versão exclusiva do autor

A área total alocada ao contratante para exploração de nódulos polimetálicos nos termos do contrato não deve exceder 150.000 quilômetros quadrados. No final do terceiro ano a contar da data do contrato, o contratante deverá devolver 20 por cento da área que lhe foi atribuída; no final do quinto ano a partir da data do contrato, o contratante deverá devolver um adicional de 10 por cento da área que lhe foi atribuída; e, após oito anos a partir da data do contrato, o contratante deve devolver a um adicional de 20 por cento da área alocada a ele, desde que um contratante não seja obrigado a devolver qualquer parte dessa área quando a área total alocada não exceder 75.000 quilômetros quadrados.

Para os sulfuretos polimetálicos, a área de exploração autorizada alocada a cada contratante é de 10.000 quilômetros quadrados e consiste em 100 blocos. Cada bloco não pode ter mais que 100 quilômetros quadrados.

A contratada deve devolver partes da área alocada a ela de acordo com o seguinte cronograma:

(a) No final do oitavo ano a contar da data do contrato, deverá ter devolvido pelo menos 50 por cento da área original que lhe foi atribuída;

(b) No final do décimo ano a partir da data do contrato, deverá ter devolvido pelo menos 75 por cento da área original que lhe foi atribuída; ou
O contratado pode, a qualquer momento, devolver partes da área alocada a ele antes do cronograma estabelecido, desde que a área restante para a explotação (lavra) não ultrapassa 2.500 quilômetros quadrados.

Para crostas ferromanganesíferas ricas em cobalto, a área de exploração autorizada alocada a cada contratante é de 3.000 quilômetros e consiste em 150 blocos. Cada bloco não deve ter mais que 20 quilômetros quadrados. Até o final do oitavo ano a partir da data do contrato, o contratante deve ter devolvido pelo menos um terço da área original alocada a ele. No final do décimo ano a contar da data do contrato, ele deve ter devolvido pelo menos dois terços da área original que lhe foi atribuída. O contratado pode, a qualquer momento, devolver partes da área alocada a ele antes do cronograma estabelecido, desde que a área restante para a explotação (lavra) não ultrapassa 1.000 quilômetros quadrados.

As áreas devolvidas reverterão para a ÁREA.

Após a expiração de um plano de trabalho para exploração, o contratante deverá solicitar um plano de trabalho para explotação (lavra), a não ser que ele tenha obtido uma prorrogação do plano de trabalho para exploração ou decida renunciar aos seus direitos na área abrangida pelo plano de trabalho para exploração.

De acordo com o artigo 15 do anexo III da CONVENÇÃO, cada contrato deverá incluir como um cronograma um programa prático para a formação de pessoal da AUTORIDADE e dos Estados em desenvolvimento e elaborado pelo contratante em cooperação com a AUTORIDADE e o Estado ou Estados patrocinadores. Os programas de treinamento devem se concentrar em atividades de exploração e devem prever a participação total desse pessoal em todas as atividades cobertas pelo contrato. Esses programas de treinamento podem ser revisados e desenvolvidos de tempos em tempos, conforme necessário, por acordo mútuo.

O contratante e o Secretário-Geral farão em conjunto uma revisão periódica da implementação do plano de trabalho para exploração em intervalos de cinco anos. O Secretário-Geral pode solicitar ao contratante que apresente os dados e informações adicionais que forem necessários para os fins da revisão.

Cada contratante deve pertencer a um Estado membro da AUTORIDADE e ter o patrocínio deste Estado durante todo o período do contrato.

Versão exclusiva do autor

Se um Estado encerrar seu patrocínio, deverá notificar imediatamente o Secretário-Geral por escrito. O Estado patrocinador também deve informar o Secretário-Geral das razões para encerrar seu patrocínio.

Em caso de cessação do patrocínio, o contratante deve obter outro patrocinador. Esse patrocinador deverá apresentar um certificado de patrocínio de acordo com o regulamento 11. A não obtenção de um patrocinador no prazo exigido resultará na rescisão do contrato.

Caso haja rescisão do patrocínio, Estado patrocinador não será exonerado das obrigações acumuladas enquanto era um Estado patrocinador, nem tal rescisão afetará quaisquer direitos e obrigações legais criados durante tal patrocínio.

O Secretário-Geral notificará os membros da AUTORIDADE sobre a rescisão ou mudança de patrocínio.

As responsabilidades do contratante e da AUTORIDADE deverá estar de acordo com o prescrito pela CONVENÇÃO. O contratante continuará a ser responsável por quaisquer danos decorrentes de atos ilícitos na condução de suas atividades, em particular aos danos no meio marinho, após a conclusão da fase de exploração.

19.4.2.5 - Proteção e a preservação do meio ambiente marinho

A Parte V do Regulamento abrange a proteção e a preservação do meio ambiente marinho. Como previsto no parágrafo 1, a AUTORIDADE deverá, em conformidade com a CONVENÇÃO e o ACORDO, estabelecer e manter sob revisão periódica regras, regulamentos e procedimentos ambientais para assegurar a proteção eficaz do meio ambiente marinho dos efeitos prejudiciais que possam surgir das atividades na Área.

A AUTORIDADE e os Estados patrocinadores devem aplicar uma abordagem de precaução e melhores práticas ambientais, conforme refletido no princípio 15 da Declaração do Rio.

A Comissão Jurídica e Técnica da AUTORIDADE deve desenvolver e implementar procedimentos para determinar, com base nas melhores informações científicas e técnicas disponíveis, se as atividades de exploração propostas na área teriam graves efeitos nocivos sobre os ecossistemas marinhos vulneráveis, em particular as fontes hidrotermais.

Em conformidade com o artigo 209 da CONVENÇÃO, cada contratante deve tomar as medidas necessárias para prevenir, reduzir e controlar a poluição e outros perigos para o meio marinho decorrentes de suas atividades na ÁREA, tanto quanto razoavelmente possível, aplicando uma abordagem de precaução e melhores práticas ambientais.

Contratantes, Estados patrocinadores e outros Estados ou entidades interessadas devem cooperar com a Autoridade no estabelecimento e implementação de programas de monitoramento e avaliação dos impactos da mineração no fundo do mar no meio ambiente marinho. Quando exigido pelo Conselho, tais programas incluirão propostas de áreas a serem retiradas e utilizadas exclusivamente como zonas de referência de impacto e zonas de referência de preservação. “Zonas de referência de impacto” significa áreas a serem utilizadas para avaliar o efeito das atividades sobre o meio marinho e que são representativas das características ambientais da ÁREA. “Zonas de referência de preservação” significa áreas nas quais não deve ocorrer mineração para assegurar biota representativa e estável do fundo do mar, a fim de avaliar quaisquer alterações na biodiversidade do meio marinho.

Versão exclusiva do autor

19.4.2.6 - Confidencialidade de dados e de informações

No que se refere à confidencialidade de dados e de informações, a Parte VI dos regulamentos afirma que Dados e informações enviados ou transferidos à Autoridade ou a qualquer pessoa que participe de qualquer atividade ou programa da Autoridade de acordo com estes Regulamentos ou um contrato emitido nos termos destes Regulamentos, e designado pelo contratante, em consulta com o Secretário-Geral, como sendo de natureza confidencial, devem ser considerados confidenciais, a menos que se trate de dados e informações que:

a) sejam geralmente conhecidas ou publicamente disponíveis a partir de outras fontes;
b) tenham sido previamente disponibilizadas pelo proprietário a terceiros sem qualquer obrigação relativa à sua confidencialidade; ou
c) já estejam em posse da AUTORIDADE, sem qualquer obrigação de confidencialidade.

19.4.2.7 - Procedimentos gerais

A Parte VII contém procedimentos gerais para a implementação da Regulamentação. Existe um dispositivo através da qual a Comissão Jurídica e Técnica da AUTORIDADE pode, de tempos em tempos, emitir recomendações para a orientação dos contratantes para ajudá-los na implementação de regras, regulamentos e procedimentos da AUTORIDADE.

19.4.2.8 - Solução de controvérsias

A Parte VIII, solução de controvérsias, afirma que (1) as controvérsias relativas à interpretação ou aplicação deste Regulamento serão resolvidas de acordo com a Parte XI, seção 5, da CONVENÇÃO; e que (2) qualquer decisão final proferida por um tribunal com jurisdição ao abrigo da CONVENÇÃO relativa aos direitos e obrigações da AUTORIDADE e do Contratante será executória no território de cada Estado Parte na CONVENÇÃO.

19.4.2.9 - Outras categorias de recursos minerais

A Parte IX trata dos procedimentos que o prospector e o contratante devem seguir no caso localizem outros recursos minerais diferentes daqueles objetos dos seus contratos. O prospector ou o contratante devem notificar a AUTORIDADE sobre as suas descobertas.

O Secretário Geral da AUTORIDADE também tem que ser notificado por escrito sobre a descoberta na área de exploração de qualquer resto humano de natureza arqueológica ou histórico, ou de qualquer objeto ou sítio de natureza semelhante e sua localização, incluindo a preservação e as medidas de proteção tomadas. O Secretário Geral transmitirá tal informação ao Diretor-Geral da UNESCO e a qualquer outra organização internacional competente.

19.4.2.10 - Revisão da Regulamentação

A Parte X estabelece diretrizes para a revisão da Regulamentação cinco anos após a data de sua aprovação pela Autoridade.

Versão exclusiva do autor

19.4.2.11 - Os anexos

O Anexo, Notificação de intenção de Prospecção, tem a forma de um aviso de intenção de se engajar na prospecção.

O Anexo 2 é um modelo de requerimento para aprovação de um programa de trabalho para exploração.

O Anexo 3 é o modelo de contrato de exploração onde consta os nomes das partes; descreve o objetivo; a entrada em vigor e as cláusulas contratuais.

O Anexo 4 contém as cláusulas padrões par um contrato de exploração, abrangendo matéria que muitas delas são cobertas pelo Regulamento. Existem certas obrigações que um contratante tem de seguir bem como as medidas a serem tomadas par prevenir, reduzir e controlar a poluição e outros perigos ao meio ambiente marinho na ÁREA.

19.4.2.12 - Outras Regulamentações da Autoridade

Atualmente a Autoridade trabalha na elaboração de regulamentações para a explotação (lavra) de nódulos polimetálicos da Área, com previsão para finalizá-los em 2021. A elaboração para regulamentação de explotação (lavra) de crostas cobaltíferas e sulfetos polimetálicos serão iniciadas em seguida.

O conjunto completo desses regulamentos, recomendações e orientações fará parte do Código de Mineração juntamente com as recomendações da Comissão Jurídica e Técnica (LTC) da AUTORIDADE para orientação dos contratantes, incluindo aquelas sobre a avaliação dos impactos ambientais de atividades na ÁREA.

Caso haja a necessidade, e por solicitação de um de seus Estados Membros, a AUTORIDADE poderá elaborar regulamentação para outros tipos de recursos minerais da ÁREA.

19.4.2.13 - Contratos para Pesquisa Mineral na Área Internacional dos Oceanos

A AUTORIDADE desenvolveu regulamentos, incluindo disposições relativas à proteção ambiental, para possibilitar o gerenciamento da atividade na ÁREA. Até agora, aprovou 29 contratos de exploração nos oceanos Pacífico, Índico e Atlântico, cobrindo mais de 1,3 milhão de quilômetros quadrados de fundo do oceano (Figs. 19.6, 19.7, 19.8 e 19.9). Esses contratos são implementados por Estados partes da CONVENÇÃO e por empresas patrocinadas por Estados parte. Os contratantes de governo nacional incluem China, França, Alemanha, Índia, Japão, República da Coréia, Federação Russa, Polônia e a Organização Conjunta Interoceanmetal (um consórcio da Bulgária, Cuba, República Tcheca, Polônia, Federação Russa e Eslováquia). Contratos também foram concedidos a um grupo cada vez maior de entidades privadas patrocinadas por Estados Partes compostos por países em desenvolvimento, incluindo pequenos Estados insulares como as Ilhas Cook, Kiribati, Nauru, Cingapura e Tonga.

Antes do início de seu programa de atividades, nos termos do contrato, cada contratante também apresentou ao Secretário-Geral um plano de contingência para responder efetivamente aos incidentes decorrentes de suas atividades na área de exploração.

Todos os contratos incluíram um programa para o treinamento de nacionais de Estados em desenvolvimento. Cada contratante também apresenta um relatório anual sobre seu programa de atividades.

Versão exclusiva do autor

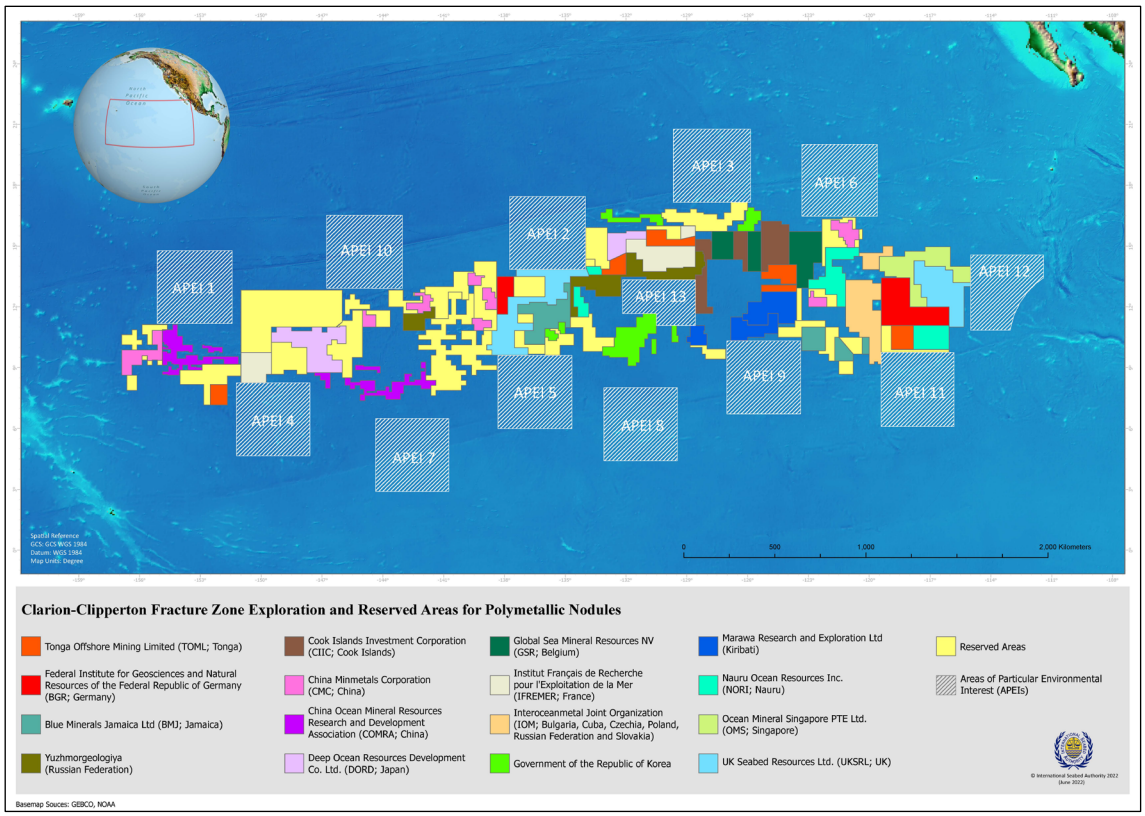


Figura 19.6 – Áreas de contrato de exploração de nódulos polimetálicos na Zona de Clarion-Clipperton, Oceano Pacífico (fonte: https://www.isa.org.jm/map-category/exploration-area).

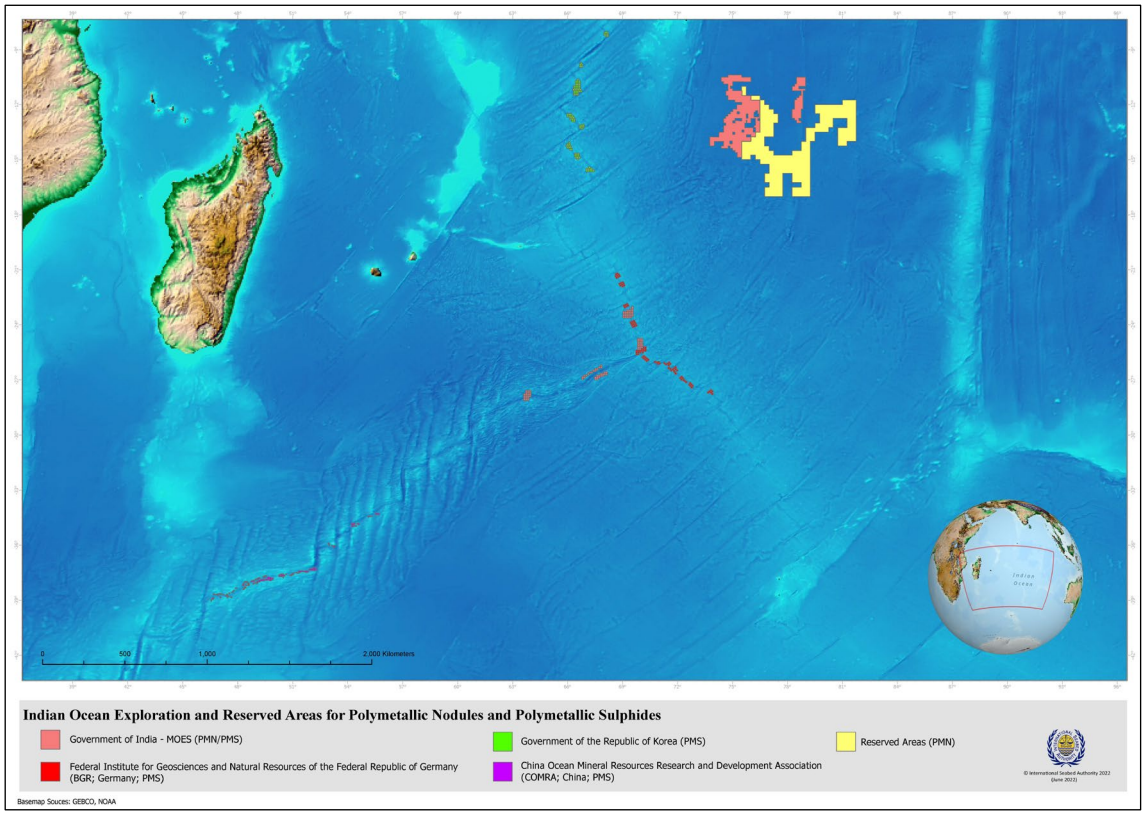


Figura 19.7 – Áreas de contrato de exploração de nódulos polimetálicos e sulfetos polimetálicos no Oceano Índico (fonte: https://www.isa.org.jm/map-category/exploration-area).

Versão exclusiva do autor

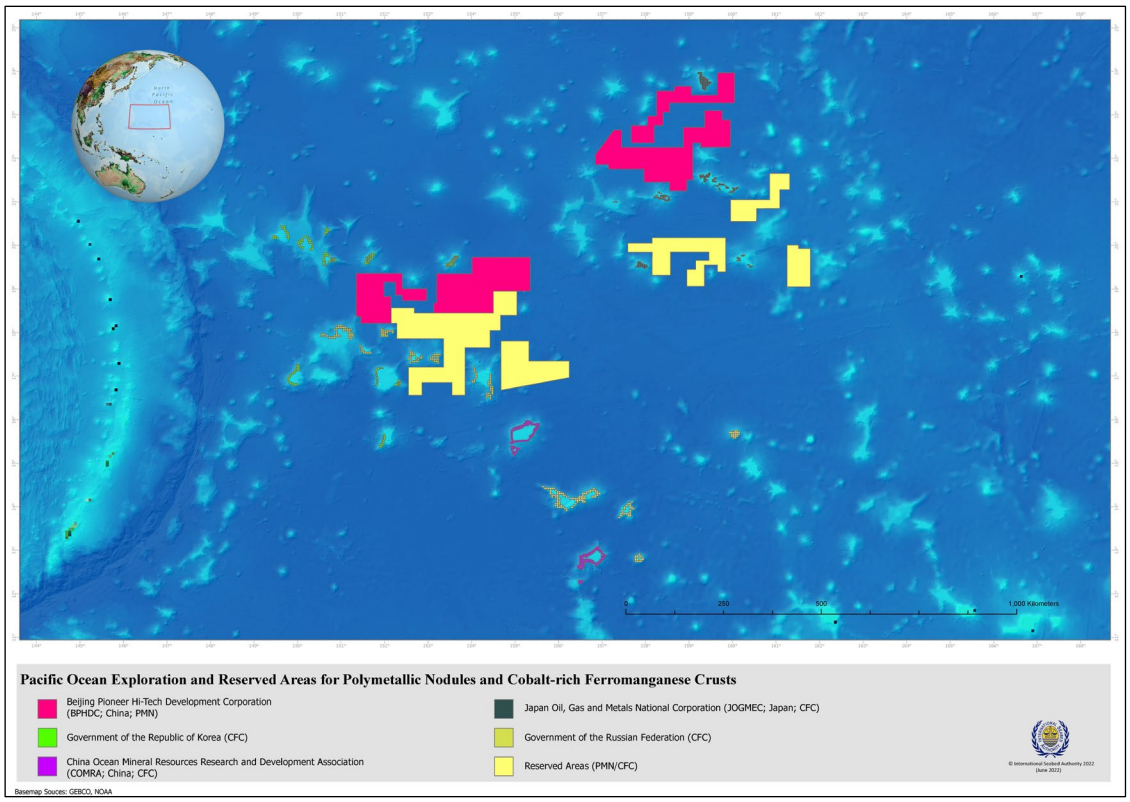


Figura 19.8 – Áreas de contrato de exploração de nódulos polimetálicos e crostas ferromanganesíferas ricas em cobalto no Oceano Pacífico (fonte: https://www.isa.org.jm/map-category/exploration-area).

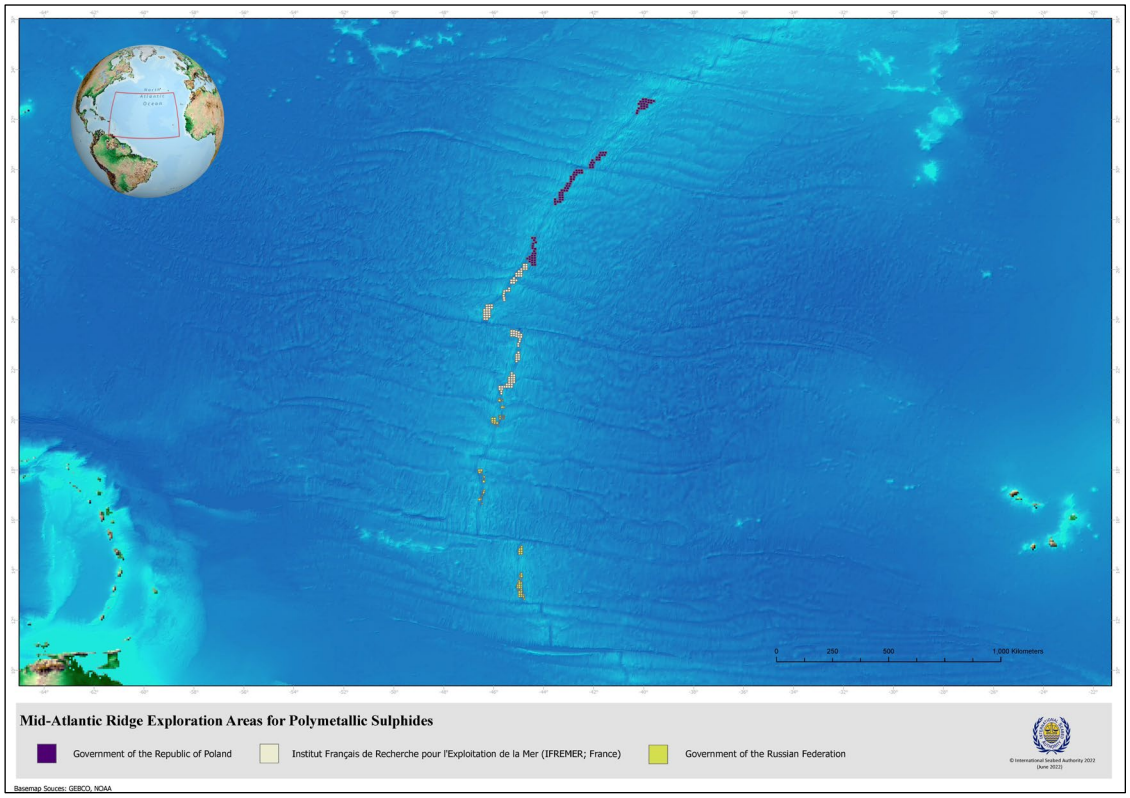


Figura 19.9 – Áreas de contrato de exploração de nódulos polimetálicos e crostas ferromanganesíferas ricas em cobalto no Oceano Pacífico (fonte: https://www.isa.org.jm/map-category/exploration-area).

Versão exclusiva do autor

19.5 - Breve Histórico da Atuação Brasileira na Exploração de Recursos Minerais da Área Internacional do Atlântico Sul

Em 2013, o Serviço Geológico do Brasil - CPRM concluiu, no contexto do Programa de Exploração de Recursos Minerais da Área Internacional do Atlântico Sul e Equatorial (PROAREA), e submeteu à AUTORIDADE um Plano de Trabalho para a exploração de depósitos de crostas ferromanganesíferas ricas em cobalto na Elevação do Rio Grande (ERG), situada dentro do espaço oceânico denominado pela CONVENÇÃO de ÁREA naquela época.

Em 2014, a Autoridade aprovou o Plano de Trabalho e em 2015 a CPRM firmou com a AUTORIDADE um contrato para a exploração de depósitos de crostas Ferromanganesíferas ricas em cobalto em uma área de 3.000 km^2 situada na ERG. O contrato estabeleceu direitos e deveres para a CPRM e para o Estado Brasileiro, que, conforme as regulamentações da AUTORIDADE se declarou "Patrocinador" do contrato.

A solicitação de uma área de exploração mineral na ERG feita pela CPRM à AUTORIDADE, caracterizou o reconhecimento da ERG como sendo parte da Área, cujos recursos minerais são administrados pela AUTORIDADE em nome de toda humanidade, em conformidade com a CONVENÇÃO.

Somado a este fato, o patrocínio dado pelo Governo Brasileiro ao contrato de exploração da CPRM, submetido à AUTORIDADE, também confirmou o reconhecimento do caráter internacional da ERG.

Ademais, o contrato de exploração mineral assinado pela CPRM e pela AUTORIDADE conferiu um vínculo jurídico das duas partes à área de contrato, situado na ERG.

Entretanto, novas informações geológicas coletadas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação - DHN, CPRM e por outras instituições brasileiras demonstram que na verdade, toda a área composta pela ERG poderia ser incorporada à Plataforma Continental Jurídica Brasileira - PCJB. Assim, em dezembro de 2018, o Governo Brasileiro, encaminhou à Comissão de Limites da Plataforma Continental - CLPC da ONU uma proposta revisada das margens Oriental e Meridional, incluindo toda a ERG como extensão da PCJB.

Até a entrega na CLPC da citada submissão parcial da margem meridional e oriental brasileira, a ERG detinha status jurídico de "patrimônio comum da humanidade", pois estava localizada no espaço marítimo denominado ÁREA, onde a CPRM detinha uma área de exploração mineral previamente autorizada pela AUTORIDADE.

Segundo a CONVENÇÃO, desde que foi protocolizada a submissão parcial da margem Oriental e Meridional na CLPC, o Brasil passou a exercer na ERG, direitos de soberania exclusivos, como Plataforma Continental Jurídica Brasileira (PCJB) para efeitos de aproveitamento de seus recursos naturais no solo e subsolo, tais como minerais e biodiversidade sedentária.

No entanto, a solicitação de extensão de plataforma continental feita pelo Governo Brasileiro sobre a ERG por si só não invalidou o vínculo jurídico da CPRM e da AUTORIDADE sobre uma porção da ERG e não anulou o patrocínio do Governo Brasileiro ao contrato de exploração mineral assinado pela CPRM e AUTORIDADE.

Desta forma, o Estado Brasileiro ficou numa situação conflitante em que ao mesmo tempo em que reconheceu o caráter internacional da ERG por meio do seu "Patrocínio", ele encaminhou à ONU uma proposta de extensão da plataforma continental brasileira sobre esta mesma área.

Finalmente, em 2020, o Brasil extinguiu o **Contrato de Exploração da CPRM na ERG** por meio de dois procedimentos previstos na regulamentação da AUTORIDADE:

Versão exclusiva do autor

(1) o primeiro foi o término do patrocínio do contrato da CPRM pelo governo brasileiro;
(2) o segundo foi a renúncia (término) do contrato pela CPRM.

Com este procedimento, o Brasil perdeu a única área de exploração mineral que detinha nas áreas internacionais do Atlântico Sul, mas incorporou a sua plataforma continental jurídica uma área de grande importância científica e político-estratégica para o Brasil.

Este fato abre possibilidades para que o Estado Brasileiro incentive as instituições brasileiras especializadas e a comunidade científica brasileira a realizar outros trabalhos na ÁREA no Atlântico Sul, incluindo:

1- Continuação do mapeamento geológico e pesquisa mineral na ERG, mas agora de acordo com a regulamentação brasileira para exploração mineral na sua plataforma continental.
2- Início da pesquisa mineral na Cordilheira Médio-Atlântica para identificar ocorrências de sulfetos polimetálicos e caso estes mostrem valor econômico, solicitar a AUTORIDADE a devida permissão para explorar estes recursos minerais. Isto colocaria novamente om Brasil no "mapa" dos países que realizam atividades em áreas internacionais e contribuiria para a ampliação da presença brasileira no Atlântico Sul. O trabalho na cordilheira meso-oceânica também seria uma oportunidade para a realização de pesquisa de recursos biotecnológicos por parte de instituições brasileiras.
3- Construção do Banco de dados de geologia e recursos minerais da PCJB e ÁREA no Atlântico Sul de forma a ampliar a sistematização e integração de informação geológica e geofísica da PCJB e áreas oceânicas adjacentes.

19.6 - Considerações Finais

Como consequência da elaboração de regulamentações específicas para recursos minerais da ÁREA, dezenas de quilômetros quadrados de sítios de mineração tem sido requisitados por países que já se lançaram em atividades de prospecção e exploração de nódulos polimetálicos, sulfetos polimetálicos e crostas ricas em cobalto. As áreas que ainda estão por ser requisitadas poderão incluir regiões promissoras situadas no Atlântico Sul, limítrofes à Plataforma Continental Jurídica Brasileira - PCJB.

O Direito Internacional tem reconhecido que a presença efetiva, inclusive através da realização de trabalhos pesquisa científica reconhecidos pela comunidade internacional, é fator importante para gerar jurisdição sobre áreas dos oceanos ainda não ocupadas.

O início do século XXI mostra que enquanto alguns países procuram afirmar e estender ao máximo suas jurisdições sobre suas margens continentais, outros buscam o controle de recursos naturais existentes nas áreas internacionais dos oceanos.

No momento atual, em que o desenvolvimento tecnológico possibilita a exploração sustentável dos recursos minerais e biotecnológicos dos oceanos, em regiões cada vez mais profundas, e em que as atividades de exploração desses recursos têm movimentado de forma espetacular a economia de vários países e gerado milhares de emprego, o Brasil, país emergente, deve assegurar que as riquezas do Atlântico Sul e Equatorial possam vir a constituir uma reserva econômica, estratégica e política para futuras gerações brasileiras.

O presente artigo mostra que o espaço marinho brasileiro não se limita a sua de plataforma continental jurídica. Caso o Brasil venha a requisitar áreas para exploração de recursos minerais da área internacionais dos oceanos, estas também podem ser consideradas como fazendo parte do ***Espaço Marinho Brasileiro***.

Versão exclusiva do autor

Diga-se, de passagem, que o Brasil é um país de dimensões continentais graças à busca de recursos naturais que ocorreu desde os primórdios de seu descobrimento. Assim como nossos antepassados nos garantiram as riquezas naturais que desfrutamos atualmente, também temos que garantir às gerações futuras riquezas naturais que hoje se colocam como estratégicas e que poderão vir a ser aproveitadas de forma sustentável num futuro não muito distante.

Referências Bibliográficas

BRASIL. 1995. Decreto nº 1.530, de 22 de junho de 1995. Declara a entrada em vigor da Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar, concluída em Montego Bay, Jamaica, em 10 de dezembro de 1982. Disponível em: https://www2.camara.leg.br/legin/fed/decret/1995/decreto-1530-22-junho-1995-435606-publicacaooriginal-1-pe.html.

CONVENÇÃO das Nações Unidas Sobre o Direito do Mar. 1984. DHN - Diretoria de Hidrografia e Navegação. Versão em língua portuguesa com Anexos e Acta Final da Terceira Conferência das Nações Unidas sobre o Direito do Mar.

Decision of the Council of the International Seabed Authority relating to amendments to the Regulations on Prospecting and Exploration for Polymetallic Nodules in the Area and related matters. 2013 ISBA/19/C/17. Fonte: https://www.isa.org.jm/mining-code/regulations.

Decision of the Assembly of the International Seabed Authority regarding the amendments to the Regulations on Prospecting and Exploration for Polymetallic Nodules in the Area. 2013 ISBA/19/A/9. Fonte: https://www.isa.org.jm/mining-code/regulations.

Decision of the Assembly of the International Seabed Authority relating to the regulations on prospecting and exploration for polymetallic sulphides in the Area. 2010 ISBA/16/A/12 Rev. 1. Fonte: https://www.isa.org.jm/mining-code/regulations.

Decision of the Assembly of the International Seabed Authority relating to the Regulations on Prospecting and Exploration for Cobalt-rich Ferromanganese Crusts in the Area. 2012 ISBA/18/A/11. Fonte: https://www.isa.org.jm/mining-code/regulations.

Decision of the Assembly of the International Seabed Authority concerning overhead charges for the administration and supervision of exploration contracts. 2013 ISBA/19/A/12. Fonte: https://www.isa.org.jm/mining-code/regulations.

Decision of the Assembly of the International Seabed Authority relating to the budget of the Authority for the financial period 2019–2020. ISBA/24/A/11. Fonte: https://www.isa.org.jm/mining-code/regulations.

Decision of the Council of the International Seabed Authority relating to the procedures and criteria for the extension of an approved plan of work for exploration pursuant to section 1, paragraph 9, of the annex to the Agreement relating to the Implementation of Part XI of the United Nations Convention on the Law of the Sea of 10 December 1982. ISBA/21/C/19. Fonte: https://www.isa.org.jm/mining-code/regulations.

MORE R.F.; SOUZA C.M.R. 2015. Elevação do Rio Grande: obrigações e responsabilidades: Proteção e preservação do meio marinho na Área. Novas Edições Acadêmicas (novembro 2, 2015); ISBN-13: 978-3841710703; 68 p.

Versão exclusiva do autor

Recommendations for the guidance of contractors on the relinquishment of areas under the exploration contracts for polymetallic sulphides or cobalt-rich ferromanganese crusts. ISBA/25/LTC/8. Fonte: https://www.isa.org.jm/mining-code/recommendations.

Recommendations for the guidance of contractors for the reporting of actual and direct exploration expenditure. ISBA/21/LTC/11: https://www.isa.org.jm/mining-code/recommendations.

Recommendations for the guidance of contractors for the assessment of the possible environmental impacts arising from exploration for marine minerals in the Area. ISBA/25/LTC/6/Rev.1. Fonte: https://www.isa.org.jm/mining-code/recommendations.

Recommendations for the guidance of contractors for the assessment of the possible environmental impacts arising from exploration for marine minerals in the Area. ISBA/25/LTC/6/Rev.1/Corr.1. Disponível em: https://www.isa.org.jm/mining-code/recommendations.

Recommendations for the guidance of contractors and sponsoring States relating to training programmes under plans of work for exploration. ISBA/19/LTC/14. Fonte: https://www.isa.org.jm/mining-code/recommendations.

Recommendations for the guidance of contractors on the content, format and structure of annual reports. ISBA/21/LTC/15. Disponível em: https://www.isa.org.jm/mining-code/recommendations.

SOUZA, K.G. 2006. Recursos Minerais Marinhos além das Jurisdições Nacionais: interesse econômico, político e estratégico. Revista Parcerias Estratégicas, Centro de Gestão e Estudos Estratégicos – CGEE. Número 23. Dezembro 2006, p. 269–288, Brasília, Brasil.

von STACKELBERG, U. 2000. Manganese Nodules of the Peru Basin. *In*: CRONAN, D. S. (Ed.). Handbook of Marine Mineral Deposits. CRC Press, cap. 8, 197–238. DOI: 10.1201/9780203752760-8.

Sobre o Autor

Kaiser Gonçalves de Souza

Fez geologia na Universidade do Vale do Rio dos Sinos (Unisinos-RS), doutorado em geologia marinha pela Universidade de Paris e pós-doutorado no Instituto de Geociências e Recursos Naturais em Hannover (Alemanha). Fez treinamento em exploração de recursos minerais marinhos sob os auspícios da Comissão Preparatória da Autoridade Internacional do Leito Marinho e do Tribunal Internacional das Leis do Mar (Nações Unidas) especializando-se em assuntos relativos à Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar. Atuou como especialista em recursos do mar no Ministério da Ciência e Tecnologia (MCT) em colaboração com a Comissão Interministerial de Recursos do Mar (SECIRM). Trabalhou como geólogo marinho na Autoridade Internacional dos Fundos Marinhos (ISBA) das Nações Unidas na Jamaica. Atualmente é consultor independente na área de Recursos Minerais Marinhos.

E-mail: kaiser.souza.144@gmail.com

ORCID: 0009-0007-4882-4761

Versão exclusiva do autor

Principais Termos e Siglas utilizados

ACORDO: Acordo para a Implementação da Parte XI da Convenção das Nações sobre o Direito do Mar.

ÁREA: o leito do mar, os fundos marinhos, e o seu subsolo além dos limites da jurisdição nacionais.

AUTORIDADE: a Autoridade Internacional dos Fundos Marinhos, também chamada de ISBA.

CLPC: Comissão de Limites da Plataforma Continental.

CIRM: Comissão Interministerial para os Recursos do Mar.

CJT: Comissão Jurídica e Técnica da Autoridade.

CPRM: Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (Serviço Geológico do Brasil).

CONVENÇÃO: Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar, também chamada de CNUDUM ou UNCLOS.

Crostas ferromanganesíferas Ricas em Cobalto: um dos recursos minerais da ÁREA, cuja regulamentação para prospecção e exploração foi elaborado pela AUTORIDADE.

DHN: Diretoria de Hidrografia e Navegação.

EMPRESA: órgão da AUTORIDADE estabelecido nos termos da CONVENÇÃO e é a entidade por meio da qual os países em desenvolvimento poderiam participar da exploração comercial dos recursos minerais da ÁREA.

ERG: Elevação do Rio Grande.

Exploração: termo utilizado na regulamentação da AUTORIDADE (exploration), para designar atividade de busca de depósitos minerais na ÁREA com direitos exclusivos. No Código de Mineração brasileiro equivale ao termo “pesquisa mineral”.

Explotação: termo utilizado na regulamentação da AUTORIDADE (exploitation), para designar o que o Código de Mineração brasileiro chama de “lavra”.

LEPLAC: Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira.

ONU: Organização das Nações Unidas.

Nódulos polimetálicos: um dos recursos minerais da ÁREA, cuja regulamentação para prospecção e exploração foi elaborado pela AUTORIDADE.

PCJB: Plataforma Continental Jurídica Brasileira.

PROAREA: Programa de Exploração de Recursos Minerais da ÁREA no Atlântico Sul e Equatorial.

Prospecção: Termo utilizado pela AUTORIDADE (prospecting) para designar atividades de coleta de dados e informações necessárias para preparar um pedido de pesquisa mineral na ÁREA. A prospecção não dá direito exclusivo sobre alguma área. Não há, nem na CONVENÇÃO nem nos regulamentos uma distinção clara entre a prospecção e a investigação científica, a pesquisa básica e a pesquisa aplicada.

Sulfetos polimetálicos: um dos recursos minerais da ÁREA, cuja regulamentação para prospecção e exploração foi elaborado pela AUTORIDADE.

Versão exclusiva do autor

Publicações SBGf



Buscando desenvolver o ensino e a prática da geofísica, a Sociedade Brasileira de Geofísica vem promovendo a publicação de uma série de livros técnicos com autores de renome dentro do contexto geocientífico do país.

A SBGf, juntamente com os autores, permite o acesso digital **gratuito** dos associados adimplentes a alguns de seus títulos, os quais podem ser consultados por tempo indeterminado exclusivamente através da Área do Associado no site **www.sbgf.org.br**.

As versões digitais e impressas dos livros publicados também estão disponíveis para compra. Com desconto, associados adimplentes adquirirem os livros digitais por 30% do valor do livro físico, enquanto os não associados pagam 50% do valor da versão impressa.

Alguns títulos publicados pela SBGf:

- ***Análise do Sinal Sísmico***
  André Romanelli

- ***Fundamentos de Física para Geociências***
  C.E.de M. Fernandes

- ***Dicionário Enciclopédico Inglês-Português de Geofísica e Geologia***
  Osvaldo Duarte

- ***Considerações sobre a Aquisição Sísmica Multiclientes no Brasil: Aspectos Legais***
  Simplicio Lopes e Freitas

- ***Geofísica na Prospecção Mineral: Guia para Aplicação***
  José Gouvêa Luiz

- ***Perfilagem Geofísica Aplicada em Poço Aberto***
  Geraldo Girão

- ***Fundamentos do Método Magnetotelúrico na Exploração de Hidrocarbonetos***
  Paulo de Tarso Luiz Menezes

- ***Propriedades Físicas das Rochas: Bases da Geofísica Aplicada***
  Olivar Antônio Lima de Lima

- ***Método Geofísico Eletromagnético a Multifrequência – Um Invento Brasileiro***
  Carlos Alberto Dias

- ***Métodos Matemáticos em Geofísica I: Solução da Equação de Difusão de Calor***
  Fernando Brenha Ribeiro e Eder Cassola Molina

- ***Introdução ao Geomagnetismo***
  Igor Ivory Gil Pacca

Encontre a lista atualizada dos títulos publicados e mais informações sobre os livros em
www.sbgf.org.br

Versão exclusiva do autor

Os artigos publicados neste livro digital da Sociedade Brasileira de Geofísica divulgam avanços no conhecimento sobre recursos minerais marinhos a partir de estudiosos de diversas áreas. Grande parte desses pesquisadores estão de alguma forma diretamente ligados ao Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM). Procurou-se nesse livro manter uma sequência de abordagem dos recursos minerais a partir da planície costeira em direção ao mar aberto, incluindo a água do mar. O livro é constituído de três partes principais: (1) A geologia dos depósitos minerais superficiais e subsuperficiais associados às províncias fisiográficas e sua mineração; (2) Métodos geofísicos acústicos e geopotenciais; (3) A metodologia de processamento de testemunhos geológicos; e (4) Aspectos legais associados aos recursos minerais do mar tanto na plataforma continental jurídica brasileira como na área internacional dos oceanos. Ao todo dezenove artigos compõem a publicação.

ISBN: 978-65-86570-05-2
9 786586 570052