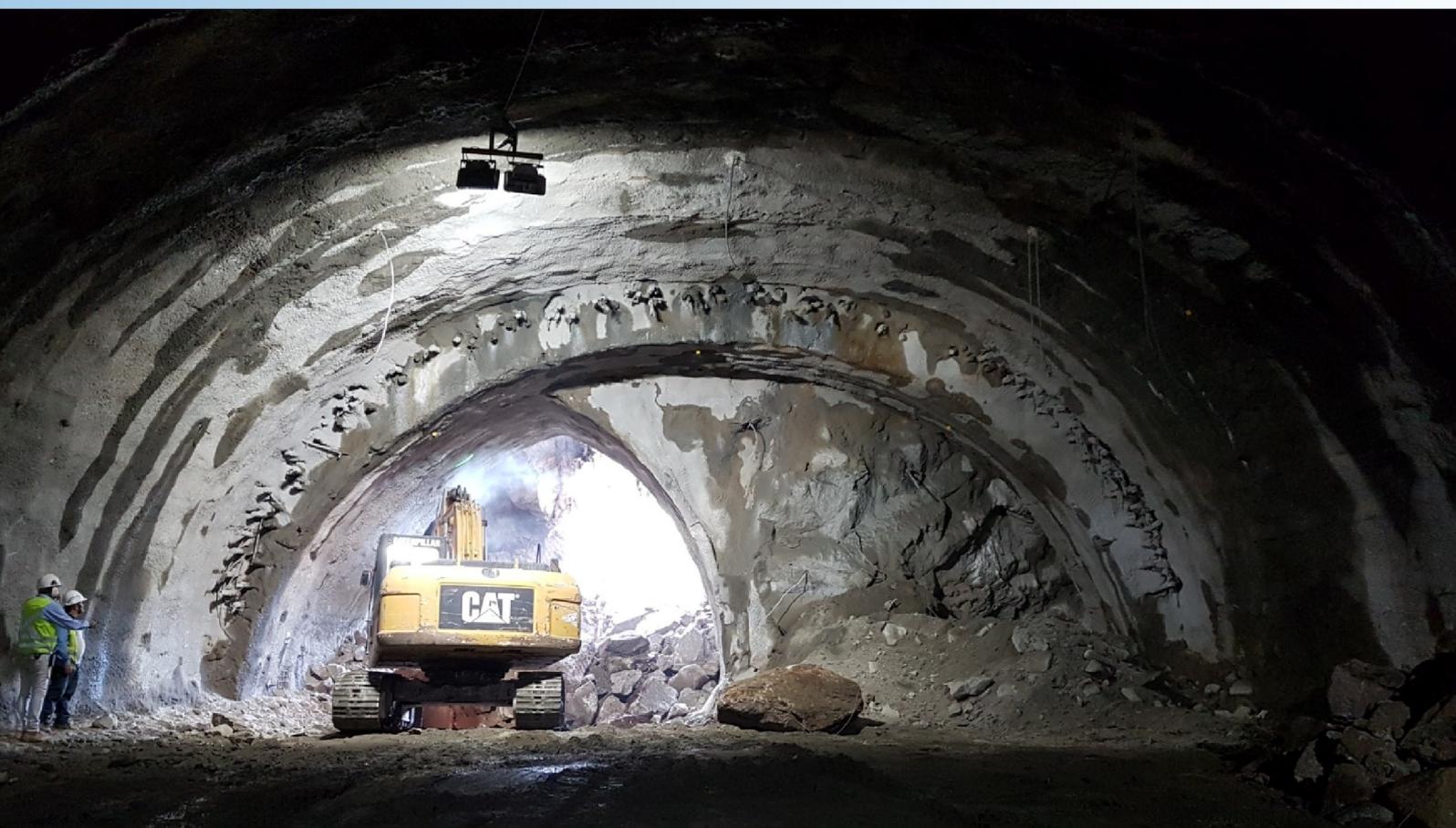


Geologia básica para engenheiros



Horstpeter H. G. J. Ulbrich
José B. de Madureira Filho
Eliane A. Del Lama
Lauro K. Dehira

Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências

Geologia básica para engenheiros

Horstpeter H. G. J. Ulbrich
José B. de Madureira Filho
Eliane A. Del Lama
Lauro K. Dehira

ISBN: 978-65-86403-05-3

DOI:10.11606/9786586403053

São Paulo
2023

Esta obra é de acesso aberto. É permitida a reprodução parcial ou total desta obra, desde que citada a fonte e autoria, proibindo qualquer uso para fins comerciais e respeitando a Licença Creative Commons indicada: Licença Creative Commons (CC BY-NC-ND 4.0) Atribuição-Não Comercial-Sem Derivações 4.0 Internacional.



Para mais informações, leia a política de privacidade do Portal de Livros Abertos da Agência de Bibliotecas e Coleções Digitais, Universidade de São Paulo, SP, Brasil.

Universidade de São Paulo

Reitor: Prof. Dr. Carlos Gilberto Carlotti Junior

Vice-Reitora: Profa. Dra. Maria Arminda do Nascimento Arruda

Instituto de Geociências

Diretor: Prof. Dr. Caetano Juliani

Vice-Diretor: Prof. Dr. Carlos José Archanjo

Diagramação

Lauro Kazumi Dehira

Capa

Rodovia dos Tamoios (SP)

Fotografia: Luciane Kuzmickas

Geologia básica para engenheiros. Ulbrich, H.H.G.J., Madureira Filho, J.B., Del Lama, E.A., Dehira, L.K. - São Paulo: IGc-USP, 2023. 267 p.

ISBN: 978-65-86403-05-3

DOI:10.11606/9786586403053

1. Geologia de Engenharia. 2. Maciço Rochoso. 3. Materiais Rochosos. I. Ulbrich, Horstpeter. II. Madureira Filho, José. III. Del Lama, Eliane. IV. Dehira, Lauro. Geologia básica para engenheiros.

CDD 624.151

Serviço Técnico de Biblioteca do Instituto de Geociências da USP

AUTORES



Horstpeter Herberto Gustavo José Ulbrich, geólogo, doutor pela University of California, Berkeley. Professor titular, e hoje aposentado, do Instituto de Geociências da USP. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Petrologia, atuando principalmente nos seguintes temas: rochas granitoides e alcalinas, Proterozoico, magmatismo, geoquímica analítica, entalpias e entropias, gamaespectrometria. hulbrich@usp.br



José Barbosa de Madureira Filho, geólogo, doutor pela Universidade de São Paulo. Professor-Doutor, aposentado do Instituto de Geociências da USP. Desenvolveu pesquisas na área de propriedades físicas de minerais; ministrou aulas em disciplinas de Geologia e Mineralogia no Departamento de Engenharia Civil da Escola Politécnica da USP; presidiu o Conselho do Museu de Geociências do Instituto de Geociências da USP; foi representante brasileiro na Comissão de Crescimento Cristalino da Associação Internacional de Mineralogia (IMA); foi membro do corpo associativo do Instituto Gemológico Espanhol (Madrid-Espanha); organizou e coordenou os cursos de Gemologia Elementar da Associação Brasileira de Mineralogia e Gemologia (ABGM) em São Paulo-Capital. jmadureira@webup.com.br



Eliane Aparecida Del Lama, geóloga, professora associada do Instituto de Geociências da USP e pesquisadora do GeoHereditas (Núcleo de Apoio à Pesquisa em Patrimônio Geológico e Geoturismo). Áreas de Pesquisa: mineralogia aplicada, conservação da pedra e geoturismo urbano. edellama@usp.br



Lauro Kazumi Dehira, geólogo formado pela USP. Especialista em mapeamento geológico e geotecnia. Trabalhou 35 anos no Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT), onde aposentou-se. lkdehira@gmail.com

AGRADECIMENTOS

Aos colegas que fizeram uma leitura crítica do livro e sugestões: Gergely A. J. Szabó, Mabel N. C. Ulbrich (Capítulo 3) e Maria da Glória M. Garcia (Capítulo 11).

Aos nossos alunos, com suas dúvidas e indagações, fazem-nos sempre estudar e pesquisar mais.

A todos os colegas que contribuíram com cessão de fotos, que colaboraram para a rica ilustração desta publicação.

Esperamos que a leitura deste livro seja apreciada e facilite o entendimento dos conceitos geológicos pelos engenheiros.

SUMÁRIO

Capítulo 1: Geologia × Engenharia, 11

- 1.1. O ESCOPO E O CAMPO DE ATUAÇÃO DA ENGENHARIA, **11**
- 1.2. O PERFIL DOS TEXTOS INTRODUTÓRIOS DE GEOLOGIA, **11**
- 1.3. A IMPORTÂNCIA DAS ASSOCIAÇÕES DE CLASSE NA DEFINIÇÃO DE CAMPOS DE ATUAÇÃO, **13**
- 1.4. AS ATIVIDADES DOS ENGENHEIROS: ESPECIALIDADES, **14**
 - 1.4.1. A utilização de rochas e agregados na construção civil, **14**
 - 1.4.2. Riscos geológicos, **16**
 - 1.4.3. As jazidas minerais e a extração de metais, **17**
 - 1.4.4. A obtenção de águas de utilização doméstica e industrial, **19**
 - 1.1.5. O estudo dos solos e de sua composição e origem, **20**
 - 1.4.6. A representação das feições geológicas em mapas apropriados, **20**
- 1.5. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS, **21**

Capítulo 2: O Universo, o Sistema Solar e a Terra, 23

- 2.1. INTRODUÇÃO, **23**
- 2.2. O UNIVERSO, **23**
- 2.3. O SISTEMA SOLAR, **25**
- 2.4. A TERRA, **27**
 - 2.4.1. Estrutura interna da Terra, **29**
 - 2.4.2. Volume e massa da Terra, **29**
 - 2.4.3. Densidade terrestre, **29**
 - 2.4.4. Gravidade terrestre, **29**
 - 2.4.5. Comportamento das ondas sísmicas, **29**
 - 2.4.6. Temperatura interna, **31**
 - 2.4.7. Composição química da Terra, **31**
- 2.5. SUMÁRIO, **34**
- 2.6. QUESTIONÁRIO, **35**
- 2.7. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS, **35**

Capítulo 3: Mineralogia, 37

- 3.1. O CONCEITO DE MINERAL, **37**
- 3.2. SISTEMAS CRISTALINOS, **39**
- 3.3. POLIMORFOS, ISOMORFOS, SOLUÇÕES SÓLIDAS, **40**
- 3.4. PROPRIEDADES FÍSICAS, **40**
 - 3.4.1. Hábito Cristalino, **41**
 - 3.4.2. Brilho, **41**
 - 3.4.3. Cor, **42**
 - 3.4.4. Traço, **43**
 - 3.4.5. Diafanidade (transparência e opacidade), **43**
 - 3.4.6. Fratura e Clivagem, **43**
 - 3.4.7. Dureza, **44**
 - 3.4.8. Densidade relativa ou Peso específico, **45**
 - 3.4.9. Tenacidade (coesão), **45**
 - 3.4.10. Geminação, **46**
 - 3.4.11. Ensaio de laboratório, **46**
- 3.5. CLASSIFICAÇÃO DOS MINERAIS, **47**
- 3.6. OS MINERAIS FORMADORES DE ROCHAS, **49**
- 3.7. A UTILIZAÇÃO DE MINERAIS, **49**

- 3.8. SUMÁRIO, **51**
- 3.9. QUESTIONÁRIO, **51**
- 3.10. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS, **52**

Capítulo 4: Os Três Grupos de Rochas e seus Ambientes de Formação, 53

- 4.1. DEFINIÇÕES, **53**
- 4.2. AS ROCHAS: AMBIENTES DE FORMAÇÃO EXÓGENOS E ENDÓGENOS, **53**
 - 4.2.1. Processos magmáticos, sedimentares e metamórficos, **54**
- 4.3. OS MINERAIS PREDOMINANTES NOS TRÊS GRUPOS DE ROCHAS, **56**
- 4.4. O RECONHECIMENTO EXPEDITO DE ROCHAS, **57**
- 4.5. A NOMENCLATURA DAS ROCHAS MAIS COMUNS, **59**
- 4.6. AS PROPRIEDADES FÍSICAS DAS ROCHAS, **65**
- 4.7. OS PROCESSOS DE GERAÇÃO DE ROCHAS E DIFERENCIAÇÃO GEOQUÍMICA, **71**
- 4.8. SUMÁRIO, **73**
- 4.9. QUESTIONÁRIO, **73**
- 4.10. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS, **74**

Capítulo 5: As Rochas Ígneas, 76

- 5.1. ROCHAS ÍGNEAS E MAGMAS, **76**
- 5.2. ESTRUTURAS E TEXTURAS, **77**
 - 5.2.1. A geração de fenocristais, **79**
- 5.3. MINERAIS, **80**
- 5.4. OCORRÊNCIAS, **82**
 - 5.4.1. Ocorrências de corpos plutônicos, **82**
 - 5.4.2. Ocorrências de corpos vulcânicos-subvulcânicos, **82**
- 5.5. CLASSIFICAÇÃO, **84**
 - 5.5.1. Rochas plutônicas e vulcânicas leucocráticas, com quartzo, **84**
 - 5.5.2. Rochas plutônicas e vulcânicas melanocráticas: basaltos e equivalentes, **85**
 - 5.5.3. Geoquímica de rochas ígneas, **85**
- 5.6. DISTRIBUIÇÃO NA CROSTA TERRESTRE, **87**
- 5.7. UTILIZAÇÃO DE ROCHAS ÍGNEAS E JAZIDAS ASSOCIADAS, **88**
- 5.8. SUMÁRIO, **89**
- 5.9. QUESTIONÁRIO, **90**
- 5.10. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS, **90**

Capítulo 6: Intemperismo e Solos, 92

- 6.1. INTRODUÇÃO, **92**
- 6.2. ROCHAS E SOLOS: TERMINOLOGIAS TÉCNICA E GEOLÓGICA, **93**
- 6.3. O INTEMPERISMO COMO GERADOR DE SOLOS, **94**
 - 6.3.1. Intemperismo físico, **94**
 - 6.3.2. Intemperismo químico, **94**
 - 6.3.3. A alteração gradacional: mudanças nas propriedades das rochas, **98**
- 6.4. PROPRIEDADES DOS SOLOS, **101**
 - 6.4.1. Granulometria, **101**
 - 6.4.2. Textura, **103**
 - 6.4.3. Plasticidade, **103**
 - 6.4.4. Mineralogia, **104**

- 6.5. SOLOS RESIDUAIS, **106**
 - 6.5.1. Horizontes, **106**
 - 6.5.2. Tipos de solos residuais, **107**
- 6.6. SOLOS TRANSPORTADOS, **107**
- 6.7. A CLASSIFICAÇÃO TÉCNICA DOS SOLOS, **110**
- 6.8. SUMÁRIO, **112**
- 6.9. QUESTIONÁRIO, **112**
- 6.10 LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS, **113**

Capítulo 7: Movimentos de Massa, 115

- 7.1. INTRODUÇÃO, **115**
- 7.2. CLASSIFICAÇÕES DE MOVIMENTOS DE MASSA, **115**
- 7.3. AS CAUSAS DOS MOVIMENTOS DE MASSA CATASTRÓFICOS, **118**
- 7.4. SUMÁRIO, **122**
- 7.5. QUESTIONÁRIO, **122**
- 7.6. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS, **123**

Capítulo 8: As Rochas Sedimentares, 125

- 8.1. INTRODUÇÃO, **125**
- 8.2. O PROCESSO SEDIMENTAR, **125**
- 8.3. ESTRUTURAS, **129**
- 8.4. MINERAIS CONSTITUINTES, **131**
- 8.5. CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS SEDIMENTARES, **132**
- 8.6. AS ROCHAS SEDIMENTARES CLÁSTICAS, **134**
 - 8.6.1. Mineralogia e texturas, **135**
 - 8.6.2. Formas, arredondamento e seleção, **136**
 - 8.6.3. Classificação, **138**
- 8.7. AS ROCHAS SEDIMENTARES QUÍMICAS, **141**
 - 8.7.1. Mineralogia e texturas, **141**
 - 8.7.2. Classificação, **142**
- 8.8. AS ROCHAS SEDIMENTARES BIOGÊNICAS, **144**
 - 8.8.1. Mineralogia e texturas, **144**
 - 8.8.2. Classificação, **144**
- 8.9 AS ROCHAS SEDIMENTARES PIROCLÁSTICAS, **144**
- 8.10. DISTRIBUIÇÃO NA CROSTA TERRESTRE, **147**
- 8.11. UTILIZAÇÃO DE ROCHAS SEDIMENTARES E JAZIDAS ASSOCIADAS, **147**
- 8.12. SUMÁRIO, **148**
- 8.13. QUESTIONÁRIO, **148**
- 8.14. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS, **149**

Capítulo 9: As Rochas Metamórficas, 151

- 9.1. INTRODUÇÃO, **151**
- 9.2. AGENTES E TIPOS DE METAMORFISMO, **151**
- 9.3. ESTRUTURAS E TEXTURAS, **154**
- 9.4. MINERAIS, **155**
- 9.5. CLASSIFICAÇÃO, **159**
- 9.6. OCORRÊNCIAS, **162**

- 9.7. DISTRIBUIÇÃO NA CROSTA TERRESTRE, **162**
- 9.8. UTILIZAÇÃO E JAZIDAS ASSOCIADAS, **162**
- 9.9. SUMÁRIO, **164**
- 9.10. QUESTIONÁRIO, **164**
- 9.11. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS, **165**

Capítulo 10: Princípios Estratigráficos e Tempo Geológico, 166

- 10.1. DEFINIÇÕES, **166**
- 10.2. UNIFORMITARISMO E ATUALISMO, **166**
- 10.3. PRINCÍPIOS ESTRATIGRÁFICOS, **166**
 - 10.3.1. O estabelecimento dos três princípios estratigráficos fundamentais, **166**
 - 10.3.2. O papel da Paleontologia: o Princípio da Sucessão Faunística, **170**
 - 10.3.3. Rochas ígneas e o Princípio da Intersecção das Camadas, **171**
 - 10.3.4. A reconstrução dos ambientes geológicos pretéritos, **173**
- 10.4. SUPERFÍCIES DE EROÇÃO E SUA IMPORTÂNCIA, **174**
- 10.5. DATAÇÕES ABSOLUTAS, **177**
- 10.6. DATAÇÕES RELATIVAS, **179**
- 10.7. TEMPO GEOLÓGICO: A ESCALA ESTRATIGRÁFICA UNIVERSAL, **179**
 - 10.7.1. Os éons pré-cambrianos, **181**
 - 10.7.2. Os períodos do Fanerozoico, **182**
- 10.8. SUMÁRIO, **183**
- 10.9. QUESTIONÁRIO, **184**
- 10.10. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS, **184**

Capítulo 11: Estruturas Geológicas e Tectônica de Placas, 186

- 11.1. DEFINIÇÕES, **186**
- 11.2. ESTRUTURAS PRIMÁRIAS E SECUNDÁRIAS, **186**
- 11.3. ESFORÇOS E DEFORMAÇÕES, **188**
 - 11.3.1. Deformações por dobramentos, **193**
 - 11.3.2. Deformações por ruptura: juntas e falhas, **195**
 - 11.3.3. Sistemas extensionais e compressionais, **197**
 - 11.3.4. Representação de estruturas geológicas em mapas e perfis, **198**
 - 11.3.4.1. Linhas, **199**
 - 11.3.4.2. Planos, **199**
- 11.4. TECTÔNICA DE PLACAS: UM RESUMO, **200**
- 11.5. A DERIVA CONTINENTAL E A TECTÔNICA DE PLACAS, **203**
- 11.6. SUMÁRIO, **204**
- 11.7. QUESTIONÁRIO, **205**
- 11.8. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS, **206**

Capítulo 12: Mapas Topográficos e Geológicos, 207

- 12.1. INTRODUÇÃO, **207**
- 12.2. PROJEÇÕES CARTOGRÁFICAS E SISTEMAS DE COORDENADAS, **207**
 - 12.2.1. Projeções cartográficas, **207**
 - 12.2.2. Sistemas de coordenadas, **211**
 - 12.2.3. Sistemas de referência, **211**
- 12.3. MAPAS TOPOGRÁFICOS, **211**
 - 12.3.1. Escalas cartográficas, **211**

- 12.4. ENTIDADES RESPONSÁVEIS PELOS MAPAS NO BRASIL, **214**
- 12.5. O SISTEMA DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS - SIG, **214**
- 12.6. INTERPRETAÇÃO DE MAPAS GEOLÓGICOS, **217**
- 12.7. SUMÁRIO, **224**
- 12.8. QUESTIONÁRIO, **224**
- 12.9. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS, **225**

Capítulo 13: Maciços Rochosos, 226

- 13.1. INTRODUÇÃO, **226**
- 13.2. MACIÇOS ROCHOSOS EM MAPAS, **226**
 - 13.2.1. Maciços rochosos para rocha ornamental, **227**
- 13.3. PARÂMETROS IDENTIFICADOS EM MACIÇOS ROCHOSOS, **228**
- 13.4. CLASSIFICAÇÕES GEOMECÂNICAS DOS MACIÇOS ROCHOSOS, **231**
- 13.5. MACIÇOS ROCHOSOS: PROBLEMAS NA CONSTRUÇÃO DE TÚNEIS, **236**
- 13.6. MACIÇOS TERROSOS, **237**
- 13.7. SUMÁRIO, **239**
- 13.8. QUESTIONÁRIO, **239**
- 13.9. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS, **240**

Capítulo 14: Materiais Geológicos na Construção Civil, 241

- 14.1. INTRODUÇÃO, **241**
- 14.2. CLASSIFICAÇÃO DOS MATERIAIS GEOLÓGICOS PARA CONSTRUÇÃO CIVIL, **244**
 - 14.2.1. Rocha dimensionada, **244**
 - 14.2.2. Indústria de agregados, **251**
 - 14.2.3. Materiais processados na construção civil, **255**
- 14.3. SUMÁRIO, **260**
- 14.4. QUESTIONÁRIO, **261**
- 14.5. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS, **262**

Referências Bibliográficas, 263

APRESENTAÇÃO

A motivação para a elaboração deste livro foi de transferir a experiência dos primeiros autores no ensino de Geologia ministrado no Instituto de Geociências-USP para os alunos do curso de Engenharia Civil da Escola Politécnica-USP, por uma década.

Não se objetivou elaborar um compêndio definitivo de Geologia para engenheiros, mas procurou-se, antes, apresentar os principais conceitos e fornecer bibliografia adicional para um maior aprofundamento na matéria.

Ademais, para além de auxiliar os alunos da referida disciplina, proporciona também a inclusão e a acessibilidade do conhecimento, já que se trata de uma publicação inteiramente digital e gratuita.

Esperamos que esta obra seja útil e que seja o ponto de partida para o aprofundamento dos conhecimentos geológicos a serem aplicados na Engenharia.

Capítulo 1

Geologia × Engenharia

1.1. O ESCOPO E O CAMPO DE ATUAÇÃO DA ENGENHARIA

As atividades do engenheiro são das mais vastas possíveis, aparecendo facilmente na memória do público leigo o seu papel como *engenheiro civil*, construtor de obras dos mais variados tipos, desde edifícios até represas de grande magnitude. Mas o papel do engenheiro não se esgota apenas nestes aspectos. Ele lida com a extração, como *engenheiro de minas*, de materiais necessários para as múltiplas atividades econômicas, como são todos os metais, além de fornecer também a matéria-prima para as próprias atividades da construção, tais como areia, cascalho e solos de diversos tipos. É tarefa do *engenheiro do petróleo* se encarregar do planejamento e execução de obras de extração de hidrocarbonetos estocados em jazidas de petróleo. Ocupa-se também, na capacidade de *engenheiro hidrólogo*, uma das ramificações profissionais cada vez mais exercidas, como agente explorador e utilizador de águas, tanto superficiais como principalmente subterrâneas, essas últimas ocultas nas rochas em profundidade, devendo ser lembrado que vastas regiões dependem desse insumo para atividades domésticas, industriais e até de lazer. Aparentemente mais afastadas destes profissionais aparecem as atividades exercidas pelos *engenheiros agrônomos*, ligadas mais fortemente ao estudo da evolução e propriedades dos solos.

Todos estes profissionais, entretanto,

mostram interesses compartilhados, porque lidam com uma *matéria-prima* comum, que são os *materiais geológicos*. Ao engenheiro civil, interessa em particular as propriedades do substrato (*maciços rochosos e/ou solos*) sobre o qual se assentará a obra a construir, enquanto que o interesse do engenheiro de minas é o de avaliar as potencialidades da mina que deve ser explorada, ocupando-se os engenheiros hidrólogos com o comportamento de águas subterrâneas e as propriedades das rochas hospedeiras. O engenheiro do petróleo lida com a recuperação de hidrocarbonetos em jazidas encontradas em bacias sedimentares, inteiramente condicionadas pela história geológica da região. O engenheiro agrônomo, por outra parte, é por necessidade um especialista em solos, já que deles depende fortemente o resultado, por exemplo, de colheitas. Se para o engenheiro civil é importante o conhecimento das propriedades mecânicas de solos, o agrônomo centrará seu interesse nos complexos aspectos geológicos geradores dos solos.

1.2. O PERFIL DOS TEXTOS INTRODUTÓRIOS DE GEOLOGIA

Escopo do texto oferecido. A forma em que são apresentados os variados temas geológicos, tanto ao aluno iniciante quanto ao profissional formado, obedece a critérios já consolidados, utilizados no grande número de livros-textos escritos, inclusive os que se dedicam a apresentar

a Geologia aos futuros engenheiros. Podem ser identificados vários enfoques, polarizados em dois extremos.

Um deles, menos frequente, focaliza fortemente os aspectos mecânicos (resistência, ruptura, durabilidade, etc.); com base nisto, a rocha ou o mineral converte-se, ao final, num conjunto de números identificadores das suas propriedades físicas, com pouca ou nenhuma atenção aos seus aspectos genéticos e evolutivos.

O outro extremo, particularmente utilizado em textos para geólogos, é o de apresentar um panorama temático, com foco no domínio da nomenclatura geológica mas também, principalmente, na evolução geológica. O estudante deveria conhecer, conforme esta visão, elementos suficientes para poder especular sobre a natureza dos vários processos que criam minerais, rochas e estruturas.

Procura-se, neste texto, um caminho se possível intermediário, utilizando, juntamente com uma correta nomenclatura (para identificar minerais, rochas, solos e processos de evolução geológica), os elementos para a compreensão dos fenômenos geológicos envolvidos. Entende-se o motivo: consideramos que é desejável que o estudante de Engenharia esteja familiarizado o suficiente com materiais geológicos, sabendo que foram formados *na natureza, em determinado ambiente, por influência de fatores físico-químicos específicos*, devidamente citados ou descritos neste texto-base.

Texto em destaque. Para este efeito, em cada capítulo são enfatizados os aspectos considerados mais importantes, identificados com letra em *maior destaque*, apresentando-se em *letras menores* (e *boxes*) outros assuntos mais especializados, tratados marginalmente, por constituir um conjunto de conhecimentos específicos, a serem consultados, ou não, conforme o interesse do leitor. Estes *aspectos secundários* são mencionados para estabelecer uma ligação entre este texto introdutório com outros mais especializados, relacionados no tópico final de cada capítulo, sob o título *Leituras adicionais selecionadas*.

Leituras adicionais selecionadas. Na parte de *Leituras adicionais* o estudante estará exposto a dois tipos de textos. Por um lado, aqueles de nível introdutório, permitindo comparações com o texto aqui oferecido, o que certamente redundará em uma melhor compreensão do assunto tratado. Por outro, será catapultado para textos de níveis já profissionais, que poderão oferecer respostas do tipo *state of the art*, permitindo que o aluno vislumbre a complexidade dos processos naturais nos quais está interessado. É até possível que essa incursão em textos de alto gabarito despertem a curiosidade do requerente, no sentido de querer se aprofundar no conhecimento do tema, até porque muitos desses temas (*e.g.*, mudanças climáticas, riscos geológicos, conservação de solos, etc.) são de interesse vital para a humanidade.

Sumário, palavras-chave, questionário. Um *sumário*, junto com menção de *palavras-chave* apropriadas (facilitando a eventual procura em *sites* adequados), destaca em cada capítulo o escopo principal a extrair de cada tema discutido. Um *questionário* acompanha cada capítulo, relacionando questões relevantes, não sempre de resposta fácil, mas que devem estimular a discussão sobre aspectos especiais: espera-se que o estudante entenda, por meio deste exercício, que muitas das explicações que hoje formam o cerne da *teoria* geológica são, fundamentalmente, de uma simplicidade extraordinária, mesmo que não sejam de domínio geral.

Em geral, recomenda-se iniciar a leitura de cada Capítulo com consulta ao sumário, antes de acessar o texto principal.

Textos para Geologia da Engenharia. Este texto não foi composto com a pretensão de ser um substituto para tratar dos temas específicos da Geologia de Engenharia, matéria que lida principalmente com propriedades mecânicas e construção, tópicos que devem ser discutidos em textos específicos ou disciplinas, tais como *Mecânica de Rochas* ou *Mecânica de Solos*, assuntos corriqueiramente incorporados na grade curricular de engenheiros. Referências a estes textos,

considerados de interesse geral, podem ser encontradas no fim deste Capítulo.

1.3. A IMPORTÂNCIA DAS ASSOCIAÇÕES DE CLASSE NA DEFINIÇÃO DE CAMPOS DE ATUAÇÃO

Como todos os profissionais liberais, no mundo todo, os engenheiros estão representados por associações de classe, que cumprem um papel relevante não apenas do ponto de vista organizativo, mas também para definir as especificidades dos vários ramos da Engenharia. O ex-presidente da prestigiosa Associação Internacional de Construtores de Túneis - ITA (*International Tunneling and Underground Space Association*), H.W. Parker, enfatiza a importância da Geologia na execução de túneis, uma das mais difíceis e exigentes tarefas a serem desenvolvidas por engenheiros civis, em quase todos os aspectos da empreitada: são os fatores geológicos que determinam a própria viabilidade de construção da obra e sua execução. Os parâmetros geológicos devem ser considerados, neste caso, como definidores do tipo de construção, inclusive em termos de utilização do espaço subterrâneo (ver Harvey W. Parker, 2004, *Planning and site investigation in tunneling*, em 1º Congresso Brasileiro de Túneis e Estruturas Subterrâneas, Seminário Internacional South American Tunneling, São Paulo, 1 a 3 de março de 2004).

No Brasil, a Associação Brasileira de Geologia da Engenharia e Ambiental (ABGE) cumpre não só um papel de agregador profissional, ou organizador de congressos referentes a temas de interesse geral na área da Geotecnia, mas também se encarrega de propiciar e difundir textos, que se tornam referências no campo de ensino e consulta, registrando-se assim o surgimento de obras específicas, também endereçadas para o ensino da Geologia de Engenharia, tais como *Geologia Estrutural Aplicada* (autores Hasui e Mito, 1992), e *Geologia de Engenharia* (editores Oliveira e Brito, 1998), agora em nova edição (2018), revisada e ampliada. O papel das

universidades é, neste sentido, coadjuvante de importância, por ter-se elaborado nelas, nos anos precedentes, alguns textos (originais ou traduções) de Geologia, tal como na Universidade de São Paulo, que propiciou a edição do texto *Decifrando a Terra*, coordenado por Teixeira *et al.*, em 2009 (2ª edição).

Nesses livros, a Geologia de Engenharia, em conjunto, é definida como o “*ramo aplicado das Geociências dedicado à investigação, estudo e solução de problemas de Engenharia e meio ambiente decorrentes da interação entre a Geologia e os trabalhos e atividades do homem, bem como a previsão e desenvolvimento de medidas preventivas ou reparadoras de acidentes geológicos*”, repetindo globalmente os conceitos elaborados nos estatutos da Associação Internacional de Geologia da Engenharia (*International Association for Engineering Geology and the Environment*, IAEG).

Expressões semelhantes sobre a importância da Geologia são encontradas em documentos emitidos por outros profissionais da Engenharia, igualmente ligados ao conhecimento geológico por força das tarefas a serem desenvolvidas. W.R. Judd, um conhecido especialista na matéria, define na *McGraw Hill Encyclopaedia of Science and Technology* a disciplina Geologia da Engenharia como a aplicação da educação (técnica) e experiência em Geologia e outras Geociências para resolver problemas geológicos impostos pelas estruturas da Engenharia Civil, e expande o termo para incorporar a aplicação das Ciências Geológicas à prática da Engenharia, com a finalidade de se assegurar que fatores geológicos, relacionados com a locação, design, construção, operação e manutenção de trabalhos de Engenharia sejam equacionados de maneira adequada. Para esse autor, os ramos geológicos de interesse nesses aspectos seriam a da *geologia de superfície, a geologia estrutural, a geohidrologia, a geofísica, a mecânica de solos e de rochas*, adicionando ainda que a *mecânica de solos está firmemente ancorada como uma ciência geológica*.

Como em toda atividade de construção no mundo inteiro, as técnicas aplicadas em Engenharia são regidas, no Brasil, por normas nacionais expressas e reguladas pela *Associação Brasileira de Normas Técnicas* (ABNT), paralelas às normas explicitadas em outros países, como por exemplo na ISRM (*International Society for Rock Mechanics and Rock Engineering*).

Em termos de estabelecimento de nomes coletivos para materiais geológicos, a norma da ABNT é a NBR 6502 de 1995, que *define os termos relativos aos materiais da crosta terrestre, rochas e solos, para fins de Engenharia Geotécnica de fundações e obras de terra*. A referida norma trata da terminologia petrográfica focalizando as propriedades desses materiais, listando alguns tipos de rochas mais frequentes. Para definição dos maciços rochosos, a referida norma se refere às propriedades das rochas em função da alterabilidade, destacando também os aspectos geomecânicos (consistência, grau de fraturamento, absorção de água e expansibilidade, velocidade de propagação de ondas sísmicas, solubilidade, tensão atuante no maciço, entre outros).

1.4. AS ATIVIDADES DOS ENGENHEIROS: ESPECIALIDADES

A seguir, são brevemente apresentados alguns tópicos de interesse específico dos vários campos de atuação de engenheiros. Assim, o *engenheiro civil*, como conhecido, ocupa-se especialmente com execução de obras e deve estudar de preferência as propriedades do substrato (maciço rochoso ou maciço de solos), e também dos materiais geológicos utilizados para a construção da obra. Ele deve cuidar, ao mesmo tempo, de limitar possíveis danos futuros por causa de “acidentes geológicos”, em parte inevitáveis porque estão ligados à atividade geológica inerente do Planeta (terremotos, vulcanismo) ou em parte devido à natureza, por vezes, imprevisível dos processos geológicos. Ao *engenheiro de minas* cabe cuidar da exploração de jazidas minerais, onde aparecem

determinados elementos em concentrações aumentadas. Os engenheiros profissionais do *petróleo* devem dominar os aspectos técnicos relacionados com estruturas, origem e propriedades de rochas, especialmente as sedimentares, acumuladoras de hidrocarbonetos. Os *hidrólogos* devem conhecer os aspectos ligados ao comportamento de águas superficiais e subterrâneas. Para o *engenheiro agrônomo*, nada mais importante que a definição e evolução das propriedades dos solos.

1.4.1. A utilização de rochas e agregados na construção civil

Uma observação, mesmo que rápida de cidades e moradias humanas, mostra que, antigamente, a maioria foi levantada com vasta utilização de materiais geológicos, particularmente rochas, devido à sua própria disponibilidade local e que em geral mostram grande resistência e durabilidade, portanto ideais para construção não só de alicerces como também de toda a estrutura. Grandes construções são conhecidas de antes de 3.000 a.C., tais como as Pirâmides do Egito e a Grande Muralha da China, sustentadas por rochas que mostram, evidentemente, uma extraordinária durabilidade.

Hoje, as construções utilizam em maior quantidade produtos já elaborados para a construção civil, tais como ligas metálicas, que levam, por um lado, à construção de prédios com estrutura inteiramente metálica. Por outro lado, outros prédios são construídos com concreto, com vergalhões de ferro como sustentação, e preenchimento com aditivos e lastro (na forma de cimento e agregados, os últimos constituídos por fragmentos de rochas).

Adicionalmente, rochas especialmente preparadas como placas, polidas ou não, constituem as *pedras ornamentais*, abundantemente utilizadas para revestimento e pisos. Estes materiais são retirados de pedreiras, aproveitando a presença de propriedades favoráveis para facilitar a extração e sua posterior utilização (*e.g.*, presença de planos paralelos de partição; **Figuras 1.1** até **1.3**).



Figura 1.1. A. Vista geral de uma pedreira de exploração de “pedra mineira”, utilizada para revestimento e pisos, São Tomé das Letras, MG. **B.** Exemplo da utilização de bloco alongado para fins decorativos, Bremen, Alemanha. Foto A: Maria Heloisa O. Frascá e Fabiano C. Navarro, B: Lauro K. Dehira.

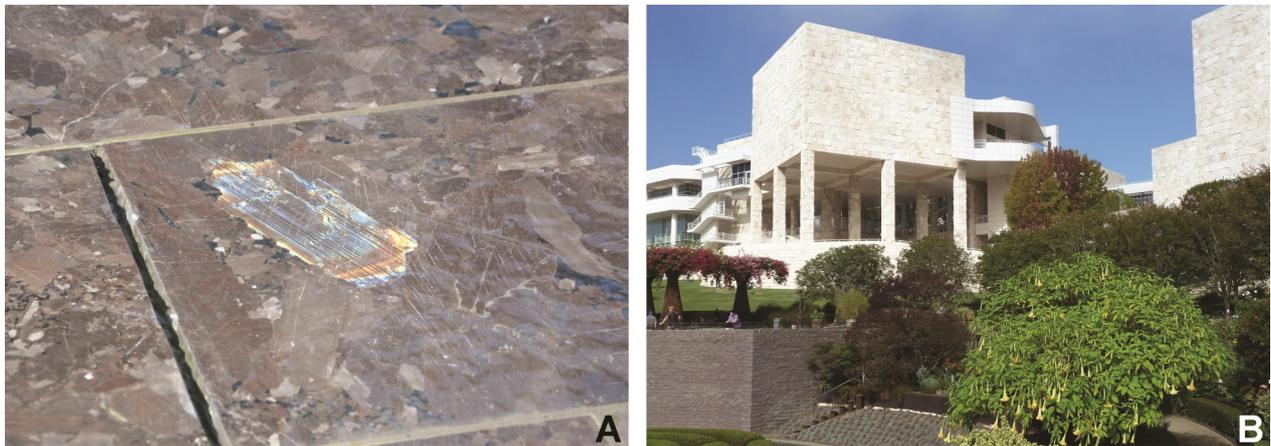


Figura 1.2. A. Revestimento de piso com placas de anortosito, rocha com mais de 90% de feldspato; calçadão em Frankfurt, Alemanha (comprimento do cristal com geminação, em torno de 10 cm). **B.** Edifício do Instituto Getty, Los Angeles (EUA), com revestimento de travertino romano (rocha calcária depositada por águas termais). Fotos: Lauro K. Dehira.



Figura 1.3. A. Mount Rushmore, Keystone, Dakota do Sul, Estados Unidos. 90% da montanha foi esculpida usando explosivo. **B.** Polimento de placa de rocha ornamental. Foto A: Carlos E.V. Toledo, B: Eliane A. Del Lama.

1.4.2. Riscos geológicos

Materiais geológicos desagregados depositados em encostas de montanhas (depósitos chamados de tálus ou colúvio), em especial os encontrados em encostas com alta declividade, apresentam sérios problemas de estabilidade (tanto os naturais como os artificiais devido à intervenção humana). Eles são extremamente sensíveis a interferências externas, tais como cortes na sua superfície, fator que as instabiliza e as mobiliza, tendo como consequência escorregamentos e quedas, e também pelo fraturamento natural do maciço, resultando em des-

truição inclusive da própria obra executada no local. Nesse aspecto, exemplos brasileiros que podem ser citados são as movimentações que afetaram construções na Estrada de Ferro Sorocabana e nos viadutos da Rodovia dos Imigrantes, na Serra do Mar (ambas em São Paulo).

Nestes casos, a estabilização passa por execução de obras de grande vulto como a instalação de cortinas atirantadas, muros de arrimo e outras técnicas de contenção e mesmo de prevenção, em especial o controle do fluxo de água intersticial por meio de drenos e até túneis de drenagem (**Figura 1.4**).



Figura 1.4. **A.** Execução de cortinas atirantadas. Via expressa de acesso ao porto de Salvador. **B.** Execução de um canal de drenagem subterrâneo. Via expressa de acesso ao porto de Salvador. Fotos: Lauro K. Dehira.

Estes depósitos são os que cobrem, com espessuras variáveis, todas as encostas em regiões de topografia irregular. A desagregação de rochas (por ex., aquelas que sustentam a Serra do Mar) ocorre principalmente por efeitos do *intemperismo*, aliado às altas declividades da encosta. Na Serra do Mar em São Paulo, uma região com clima subtropical com forte temporada de chuvas e de grande amplitude altimétrica, estes efeitos estão aumentados, pela atuação mais efetiva tanto de reações químicas sobre os minerais preexistentes, como também da atividade biológica, com consequências para a estabilidade das encostas. Aumentam assim naturalmente os riscos de deslizamentos, de maior ou menor volume, potencializados no caso da intervenção humana pela realização de cortes nas en-

costas (**Figuras 1.5 e 1.6**).

Qual é a solução? É de conhecer profundamente os terrenos sobre os quais são erguidas ou escavadas obras (estradas, moradias, pontes, túneis, represas, etc.). Em qualquer caso, instabilidades presentes (ou esperadas no futuro) devem ser identificadas por meio do estudo das encostas (do ponto de vista geológico, e até biológico), elaborando *mapas de riscos ambientais*, hoje exigidos em praticamente todos os países para regiões instáveis sujeitas à urbanização.

Áreas inevitavelmente sujeitas a *riscos geológicos* são aquelas localizadas em regiões naturalmente instáveis, em especial às sujeitas a vulcanismo e sismos, caracterizadas pela presença evidente de vulcões ativos (*e.g.*, as da Itália no Mediter-

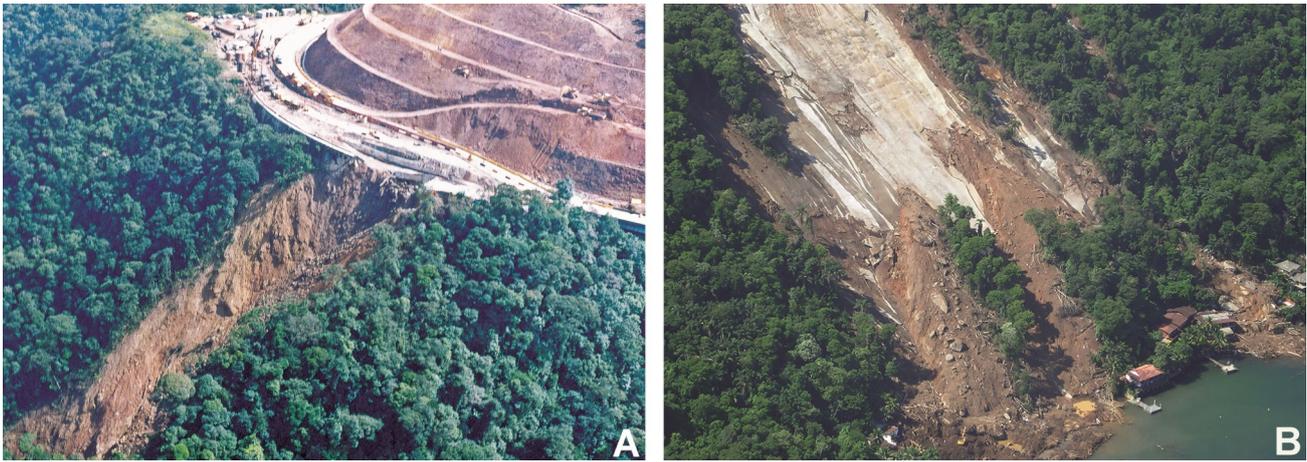


Figura 1.5. A. Deslizamento na margem da Rodovia Anchieta, km 42. Na parte direita, obra para relocação da pista de rolamento. B. Deslizamento em área costeira da Mata Atlântica em Angra dos Reis, Rio de Janeiro. Fotos: Arquivo do IPT (Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo).



Figura 1.6. Deslocamento em cunha em frente de pedra em Santos. Notar o tamanho do caminhão vermelho no centro da foto. Foto: Lauro K. Dehira.

râneo, nos Andes, no Cinturão de Fogo do Pacífico, em ilhas oceânicas variadas) e pela cercania, em especial, das *margens de placas tectônicas* (ver Capítulo 11). Nestes casos, sabe-se com certeza que, em algum momento do futuro, deverão ocorrer manifestações vulcânicas ou tremores, frequentemente devastadoras. A única prevenção possível, no atual estágio de desenvolvimento da tecnologia, é a de afastar a atividade humana das zonas de perigo, uma decisão que é mais política do que dependente de considerações técnicas. Mesmo assim, populações vivem nessas zonas de perigo (por exemplo, na Califórnia e Japão), pois a engenharia sísmica, tema que foge do escopo deste livro, consegue atenuar os efeitos catastróficos dos sismos, tais como a colocação de amortecedores nas fundações dos prédios.

1.4.3. As jazidas minerais e a extração de metais

Os avanços civilizatórios da espécie humana estão intrinsecamente ligados ao conhecimento sobre metais e sua utilização para finalidades cada vez mais sofisticadas.

Os metais estão presentes como constituintes da maioria dos minerais, muito mais raramente como elementos nativos. Em muitos casos, são os componentes essenciais de óxidos, hidróxidos, sulfetos e carbonatos, substâncias de composição relativamente simples e de fácil beneficiamento. Em outros, os metais aparecem ligados em silicatos, com possibilidades de extração mais difícil.

Os processos geológicos podem concentrar esses elementos em locais apropriados, as *jazidas minerais*. Assim, existem grandes jazidas de Fe, Al, Cr, Pb e Cu, que podem também estar associadas intimamente, em proporções menores, com outros metais por afinidade química (**Figura 1.7**). Elementos como Ga, Ge, Cd, V, Ag e outros são tipicamente extraídos como subprodutos de extração de minerais portadores dos metais mais abundantes, em jazidas de enorme extensão.

Os metais típicos são sólidos a temperatura ambiente (com exceção do Hg), caracterizados pela dureza geralmente alta, boa maleabilidade e alta condutividade elétrica e térmica, e com altos pontos de fusão. A exceção são os metais alcalinos (Grupo IA da tabela periódica: Li,



Figura 1.7. A. Cava a céu aberto em Chuquibambilla (Cuzco, Peru), uma das maiores minas de Cu do mundo, localizada em rochas granitoides alteradas. Atualmente a exploração ocorre de forma subterrânea. **B.** Mina de cromo em Campo Formoso (Bahia, BA), hospedada em serpentinito (rocha formada por serpentina, um silicato magnesiano).
Foto A: Horstpeter H.G.J. Ulbrich, B: Eliane A. Del Lama.

Na, K, Rb, Cs, Fr) e os alcalino-terrosos (Grupo IIA: Be, Mg, Ca, Sr, Ba, Ra). Os metais destes dois grupos (como elementos) constituem pós granulados esbranquiçados e de densidades relativamente baixas, mostrando também alta reatividade química.

Apenas os metais Si, Al, Fe, Mg, Ti, Mn, Na, K e Ca aparecem na crosta do Planeta em teores médios superiores a 0,1%, alguns em proporções muito superiores (*e.g.*, Si, Al, Fe).

O Si, de longe o metal mais abundante no planeta (principalmente na crosta continental), está sempre ligado ao oxigênio. Como elemento, é um sólido muito frágil, de cor cinza-prateada, utilizado em siderurgia e em novos materiais (*chips* eletrônicos, células solares), também empregado para captar oxigênio na produção de ferro-silício. O Fe é o metal mais usado, em conjunto com o Mn (mais de 90% das ligas metálicas). A seguir aparece o Al, componente de ligas e também de materiais elétricos. O Ti forma parte de ligas com Al, e de materiais tecnológicos avançados (*e.g.*, próteses em medicina) e também usado para pinturas. O Mg é matéria-prima para materiais refratários e em ligas com Al. Os minerais de Ca com utilização industrial (geralmente presentes como carbonato), mostram grande aplicação na indústria do cimento, na agroindústria (*e.g.*, corretivo de solo) e no preparo de ligas metálicas; é também agente dessulfurante, decarbonificante e redutor. O K tem uso como fertilizante

(combinações com Cl) e, assim como o Na, forma vários compostos simples de grande aplicação industrial (indústria do papel, vidro, sabões, detergentes, petróleo, têxtil, etc.).

Os demais metais são considerados raros (teores médios menores que 0,1% na crosta terrestre) e divididos em vários grupos.

O *primeiro grupo* é o dos metais ferrosos mais raros, que formam ligas com o Fe: são o Ni, o Cr, e o Mo (utilizados na fabricação de aços especiais). O Cr ainda é importante componente de produtos químicos e materiais refratários.

O *segundo grupo* é o dos metais-base menos abundantes Cu, Pb, Zn, Sn e Hg, utilizados em vários produtos: Cu para fios elétricos e ligas metálicas (latão: Cu com Zn; bronze: Cu com Sn e algo de Zn); Pb para baterias ácidas; Sn para cobertura de vasilhames metálicos para alimentos e solda elétrica de baixo ponto de fusão; Hg na indústria médica e farmacêutica.

O *terceiro grupo* é o dos metais preciosos Au e Ag, e o dos platinoídeos Pt, Pd, Rh, Ir, Ru e Os (EGP: elementos do grupo da platina), utilizados em joalheria e na indústria química (eletrônica, materiais anticorrosão, catalisadores de reações).

O *último grupo* é o dos metais especiais Be, Ga, Ge, In, Nb, ETR (elementos terras raras), Ta e Zr. O Be é utilizado em ligas especiais avançadas (indústria nuclear e espacial). O Ge é um semicondu-

tor. O Ga possui propriedades expansivas (em ligas). O In é metal dúctil (baixas temperaturas de fusão; ligas). Os ETR são utilizados como catalisadores, na indústria do petróleo, em ímãs permanentes, em agentes corantes, em vidros e cerâmicas especiais de alta tecnologia. O Nb forma parte de ligas especiais para resistir altas temperaturas, tal como o Zr, este também utilizado em substâncias refratárias a temperaturas maiores.

Os *semimetais* As, Sb, e Bi (Grupo VA) são usados na indústria da madeira e como fungicida (As), em ligas com Pb e outros metais em baterias (Sb), e na indústria médica e cosmética (Bi).

O Li, um metal alcalino, forma parte dos metais mais leves (junto com o Na, o K e o Mg); utilizado em trocadores de calor (elevado calor específico), converteu-se em elemento importante na confecção de baterias alcalinas, e em aplicações nucleares e cerâmicas especiais (**Figura 1.8**).



Figura 1.8. Salar Uyuni, Bolívia, que constitui um dos maiores reservatórios mundiais do elemento Li dissolvido em águas. Foto: Maristela C.C. Bimbatí.

Vários destes metais, como elementos ou como compostos, por sua raridade e utilização em tecnologias de ponta, obtêm preços elevados no mercado. A distribuição geográfica das jazidas, bastante irregular, permite que alguns países possam atuar como distribuidores únicos ou importantes destes metais e, portanto, serem formadores de cotações no mercado mundial. Por estes motivos, esses me-

tais são considerados materiais estratégicos.

1.4.4. A obtenção de águas de utilização doméstica e industrial

Não existe dúvida que uma das substâncias de maior valor econômico é a água. Sem ela, simplesmente, não existiria vida no planeta.

Onde é encontrada esta substância? Obviamente, nos mares, rios e lagos, aparecendo neles com variadas propriedades, não sempre apropriadas para consumo humano ou industrial. O estudo destas fontes de água deu origem a ciências como a Oceanografia e a Hidrologia, encarregadas de estudar as águas marinhas e as que estão presentes em rios e lagos de água doce.

Existe entretanto uma outra fonte de água, a *água subterrânea* oculta no subsolo, preenchendo os poros existentes entre os grãos minerais em solos e rochas sedimentares e nos planos de fraturas dos maciços rochosos cristalinos. A água subterrânea é objeto de estudo da *Hidrogeologia*, um dos ramos mais ativos de pesquisas geológicas (compartilhada também com engenheiros). Muitas cidades e atividades agroindustriais dependem por completo da presença das águas retiradas do subsolo, tais como o inteiro *Midwest* americano (que depende fortemente das águas extraídas do chamado Aquífero Ogallala), e as áreas interiores situadas na Bacia do Paraná, no Brasil meridional (e países vizinhos), onde as águas retidas (em formações geológicas como a Formação Botucatu) formam o Aquífero Guarani, com extensão superior ao milhão de km² (**Figura 1.9**).

Independentemente da importância como material insubstituível para consumo humano, a *presença de água* em maciços rochosos reduz drasticamente a sua resistência para a execução de obras de engenharia, desta forma, rebaixando a sua classificação geomecânica, aumentando a necessidade de implantar estruturas adicionais de suporte, elevando os custos de execução da obra, em especial as subterrâneas, um tema de evidente interesse dos engenheiros civis.



Figura 1.9. A. Execução de sondagem para extração de água subterrânea. B. Execução de teste de bombeamento em poço para captação de água subterrânea. Fotos: Júlio César A. Perrone.

1.1.5. O estudo dos solos e de sua composição e origem

Solos são materiais geológicos desagregados, que cobrem, em maior ou menor espessura, os maciços rochosos da crosta continental.

Eles apresentam interesse especial para o engenheiro civil, que utiliza a disciplina chamada *Mecânica de Solos* para discutir as suas propriedades mecânicas (permeabilidade, densidade, resistência ao cisalhamento, e outras), e por serem eles em muitos casos os substratos sobre os quais são ancoradas as construções.

Como se geram estes solos, como eles evoluem e como descrever as suas propriedades, em especial as que são de interesse aplicado?

Os solos estão constituídos, como todos os materiais geológicos, principalmente por minerais. Estudos detalhados indicam que a composição dos solos depende da história geológica da região (que condiciona a história climática) e da composição e estrutura dos materiais infra-jacentes (os maciços rochosos aí presentes, ainda inalterados).

Nasce assim a ciência da Pedologia, que propõe classificações muito elaboradas para os solos, e estuda em particular sua origem e evolução. Por outra parte, como já indicado, a Mecânica de Solos se encarrega de estudar as respectivas propriedades mecânicas (**Figura 1.10**) e o seu comportamento frente às solicitações em obras de engenharia.



Figura 1.10. Morro submetido a trabalho de terraplanagem. O solo observado é produto de alteração de rochas do substrato. Foto: Arquivo IPT.

Um interessante artigo sobre os solos tropicais é o de L.F. Vaz (1996), em que faz uma revisão dos trabalhos realizados até aquela data e propõe uma classificação dos solos de cunho geológico-geotécnico, com base na sua composição e resposta frente aos métodos de escavação.

1.4.6. A representação das feições geológicas em mapas apropriados

A constituição geológica de uma determinada região de implantação de uma obra deve ser representada em *cartas* ou *mapas geológicos locais*, retratando o posicionamento dos tipos de rochas, as eventuais coberturas por solos, e as estruturas geológicas presentes.

Esta cartografia é básica para equacionar eventuais problemas que podem ser encontrados, em termos de estabilidade,

durabilidade, riscos geológicos possíveis, e outros aspectos de interesse. Identifica também os materiais potenciais que podem ser utilizados, ou removidos, durante a construção. Assim, solos podem ser *reciclados* com utilização para recheio em aterros e filtros, enquanto outros materiais (*e.g.*, rochas presentes no distrito) podem ser convertidos em agregados para a construção, por exemplo, da estrutura da obra em questão.

Mapas geológicos regionais são elaborados sistematicamente com o objetivo de documentar a geologia das regiões de um país, tarefa geralmente a cargo de Serviços Geológicos, criados especificamente para essa finalidade. Documenta-se, desta maneira, a presença de rochas, solos e estruturas, geralmente apresentados nos mapas em escalas 1:100.000, ou 1:250.000. Do ponto de vista econômico, podem ser também definidas por esse meio as regiões que apresentam maior interesse ou potencialidade para uma procura por determinadas jazidas minerais, ou assinalar áreas favoráveis para pesquisar a presença de hidrocarbonetos, podendo também ser avaliado o potencial hídrico de uma determinada região (incluindo a presença de água subterrânea).

Mapeamento geológico, como atividade-fim, é tarefa para a qual os geólogos estão especialmente treinados, mas que também podem realizar um mapeamento dirigido, juntamente com engenheiros, no caso de uma finalidade específica (*e.g.*, mapas detalhados de uma região para implantação de barragens).

1.5. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS

Existem vários livros (didáticos e de consulta) em Português dedicados aos temas relacionados com geologia e a utilização de materiais geológicos na construção civil. Em particular, devem ser mencionadas duas edições especiais da ABGE, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental, as obras *Geologia Estrutural Aplicada* (1992, de Hasui e Miotto), com discussão de aspectos estruturais, apresentando estudos de caso, e

Geologia de Engenharia (1998, editores Oliveira e Brito, uma valiosa obra de consulta). O texto *Decifrando a Terra*, por Teixeira *et al.* (2009, São Paulo), apresenta enfoque geológico, assim como também o texto traduzido intitulado *Princípios de Geologia* (2013, por C. Pomerol *et al.*).

Uma obra especificamente dedicada à Mecânica de Rochas e Mecânica de Solos é a de H.P. Caputo (*Mecânica de Solos*, 2 vol., várias edições). Com maior formulação matemática, deve ser citada a obra de A. Pio Fiori e L. Carmignani (*Fundamentos de Mecânica dos Solos e das Rochas*, 2ª ed., 2009).

Mesmo uma procura rápida de bibliografia mais moderna em Inglês sobre o tema *Geological Engineering* encontrará várias dezenas de títulos recomendáveis. A *Geologia da Engenharia* é definida, como tema, valorizando mais os aspectos fundamentais relacionados com mecânica de rochas e de solos, implicitamente também se ocupando daqueles ligados ao reconhecimento, prevenção e limitação dos riscos geológicos (*e.g.*, instabilidades, movimentos de terra, alteração diminuindo propriedades físicas). Geralmente, esses textos oferecem também uma resenha sumária sobre materiais geológicos, com ampla discussão de estudos de caso, ou seja, dos exemplos recolhidos da experiência profissional.

Como tratam de um tema de amplo espectro, os livros de Geologia de Engenharia, (inclusive os de natureza didática) são em geral extensos. Um texto de F.G. Bell (*Environmental Geology. Principles and Practice*, 1998) enfatiza as inter-relações entre geologia e engenharia, com a finalidade de obter uma avaliação do terreno, como ajuda para determinar a melhor utilização possível em termos de planejamento e desenvolvimento, ou para construções. Como corolário, o impacto ambiental de um determinado projeto deve ser avaliado, especialmente no caso daqueles de larga escala (Bell, 1998, p. 534).

P.H. Rahn é autor de um excelente texto intitulado *Engineering Geology. An environmental approach* (1986, 2ª ed. em 1996), obra premiada como texto didáti-

co, que discute os processos geológicos e os ambientes em geral (incluindo temas como mecânica de rochas e de solos, movimentos de massa, processos fluviais, subsidência, regiões costeiras, terremotos, etc.) para enfatizar, principalmente, riscos geológicos, com a finalidade de estabelecer paradigmas para escapar do *abuso dos ambientes*.

Outra obra destacada é a de L.G. de Vallejo e M. Ferrer (2011, *Geological Engineering*) enfatizando a importância do conhecimento geológico para equacionar problemas relacionados com obras (estradas, prédios, mineração). O texto de D.G. Price (2ª ed., 2009, editada por M.H. de Freitas, *Engineering Geology: Principles and Practice*) é obra pioneira em seu campo. O dilatado volume apresentado por P.B. Attewell e I.W. Farmer (1976, *Principles of Engineering Geology*), percorre com detalhe os meandros do campo de estudo discutido.

Juntos com estes textos, estão disponíveis outros com enfoque mais geológico, com descrições de minerais, rochas, solos e estruturas. Um deles, que deve ser recomendado, é o de R.E. Goodman (1993, *Engineering Geology: Rocks in Engineering Construction*), que trata os grandes grupos de rochas separadamente, reconhecendo que apresentam propriedades específicas e evoluções distintas (por ex., no quesito *alteração*). A.C. McLean e C.D. Gribble apresentam texto sobre Geologia para Engenheiros (1985, *Geology for Civil Engineers*), assim como A.E. Kehew (2013, 3ª ed., *Geology for Engineers and Environmental Scientists*), mostrando aspectos geológicos, com foco na aplicação (apresentando mecânica de rochas e hidráulica, e estudos de caso ilustrando interações entre geologia e engenharia). Na obra *Geology Applied to Engineering* (2018), de cunho didático, T. West e A. Shakoor apresentam casos mostrando as relações entre geologia e engenharia, ao mesmo tempo indicando como determinar propriedades de materiais geológicos (e.g., cisalhamento, profundidades de perfuração, construção de perfis estratigráficos).

As relações entre Engenharia e Geologia são discutidas exaustivamente no livro de A. Parriaux (2009, *Geology: Basics for Engineers*), uma obra premiada como modelo de livro didático, tratando de todos os assuntos geológicos (o Planeta, rochas, ciclo da água, ambientes sedimentares, tectônica, intemperismo, etc.) para, finalmente, poder se posicionar sobre *o papel da Geologia frente às grandes questões enfrentadas pela sociedade*.

O tema documentação geológica (por meio de mapeamentos) é apresentado como ferramenta fundamental na maioria dos livros citados. Este tema merece tratamento especializado em obras específicas, tal como no livro de W.R. Dearman (1991, *Engineering Geological Mapping*).

Materiais de construção, em particular, são relacionados na obra de L.A. Falcão Bauer (1985, 2 vols., *Materiais de Construção*), adicionando uma ampla discussão sobre *concreto e cimento Portland* (água em cimento, agressividade dos agentes, agregados, aditivos, propriedades do concreto fresco e endurecido, etc.). Texto de escopo similar é o de Hornbostel (2ª ed., 1991, *Construction Materials - Types, Uses and Applications*), que coloca esses materiais (tanto os naturais como os artificiais) em ordem alfabética para consulta, detalhando suas propriedades. G.H. McNally é autor de livro sobre o mesmo tema, examinando utilizações e propriedades de rochas e solos (1998, *Soil and Rock Construction Materials*). Uma obra especialmente dedicada a agregados na construção (areias, cascalhos, britas), sob as mais variadas utilizações, é a de M.R. Smith e L. Collis (editores, 1993, *Aggregates*).

Textos especializados, tratando sobre temas correlatos relacionados à Geologia da Engenharia (aspectos geofísicos ou de geotecnologia, ou relacionados com riscos geológicos, permanentes ou catastróficos, medição no local de propriedades geotécnicas), serão apresentados, quando necessário, na bibliografia discutida em cada capítulo deste texto.



Capítulo 2

O Universo, o Sistema Solar e a Terra

2.1. INTRODUÇÃO

Os princípios geológicos aplicados à engenharia civil envolvem conhecimentos que, dentro da geologia, estão colocados em um capítulo chamado de *Geologia Física*. A Geologia Física discute os processos relacionados com a formação e alteração dos materiais terrestres (minerais e rochas). Portanto, é algo que influi na modificação da forma e, principalmente, da resistência da superfície do Planeta. Tais processos dependem das energias que atuam sobre a Terra. Elas são responsáveis pela origem e alteração dos minerais constituintes dos solos e rochas, os quais são usados ou como materiais de construção, ou como substrato de sustentação das obras executadas pela Engenharia Civil. Por isso, é importante que o engenheiro saiba que a Terra é um planeta dinâmico e que seus materiais estão em contínua modificação. Para facilitar o entendimento e para atualizar o conhecimento sobre esse assunto apresenta-se, neste capítulo, um resumo dos principais fatos que estão ligados à formação do universo e do nosso sistema solar.

2.2. O UNIVERSO

É quase certo que o nosso universo se formou há 13,7 bilhões de anos atrás, em uma explosão fantástica a partir de um único ponto: o *Big Bang* (**Figura 2.1**). Esse modelo foi proposto em 1927 por Georges Lemaitre. Em 1929, o modelo de Lemaitre teve o importante apoio de Edwin Hubble, que interpretou o desvio

sofrido pelo comprimento de onda vermelha, no espectro de galáxias distantes, como sendo resultante de uma expansão provocada por uma explosão pontual inicial.

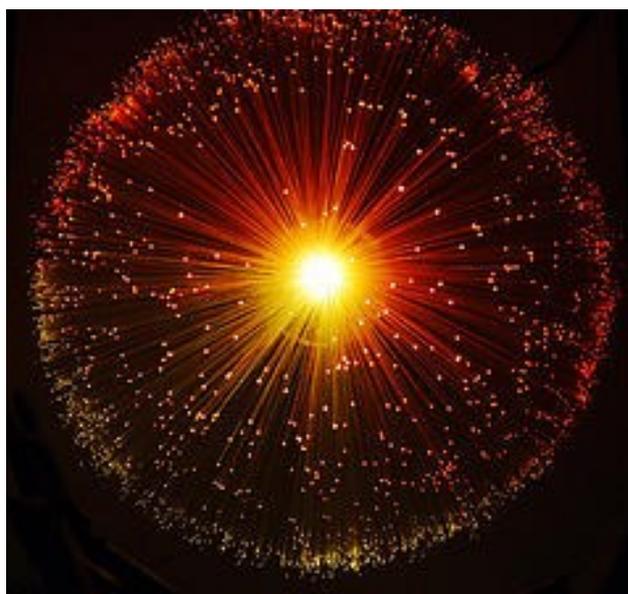


Figura 2.1. Ilustração da origem do Universo (Big Bang).
(Fonte: revista Ciência e Saúde, 21 março de 2014, Jarbas Aragão).

A explosão do *Big Bang* provocou o aparecimento das estrelas do Universo, que agora estão organizadas em galáxias. O diâmetro de uma galáxia é da ordem de 100.000 anos-luz e cada uma delas pode conter mais de 100 bilhões de estrelas, as quais se distribuem em sistemas. As galáxias podem ter a forma elíptica ou espiralada. O nosso sistema solar está localizado em um dos ramos da galáxia espiralada chamada de Via Láctea (**Figura 2.2**).

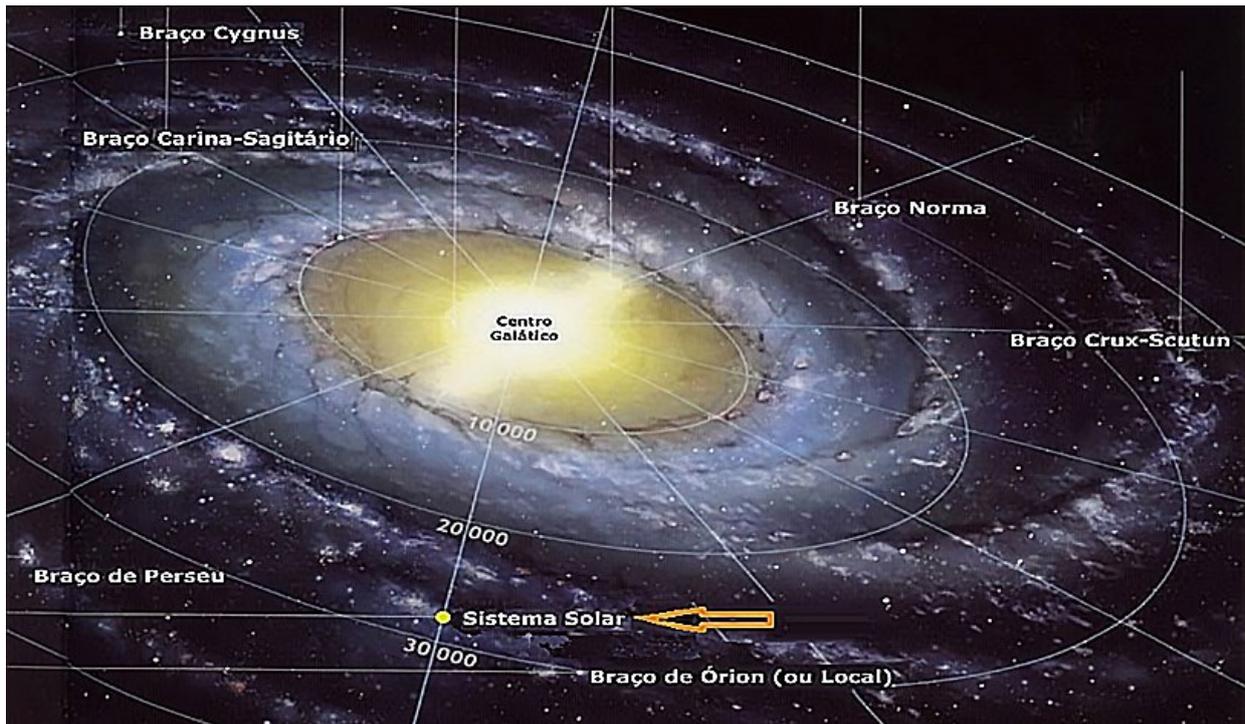


Figura 2.2. Localização do Sistema Solar na Via Láctea. Fonte: www.apolo11.com, modificado.

Origem do Universo – Grande Colisor de Hádrons (LHC)

As pesquisas por novas evidências da origem do Universo ainda continuam. Em 29 de setembro de 1954 o *European Council for Nuclear Research*, conhecido também como Centro Europeu de Pesquisas Nucleares (CERN), montou um consórcio científico com 20 países europeus para desenvolver o projeto *Large Hadron Collider* (LHC), o Grande Colisor de Hádrons (**Figuras 2.3 e 2.4**). O LHC foi inaugurado em 10 de setembro de 2008 e, atualmente, é considerado a maior máquina do mundo.

Localizado a 100 m de profundidade, numa região entre Suíça e França (aeroporto de Genebra e Monte Jura), o LHC é um acelerador de partículas formado por um túnel circular com 27 km de extensão e que tem, entre outros objetivos, o de provocar colisões de partículas que reproduzam o que teria acontecido com a matéria segundos após o *Big Bang*.

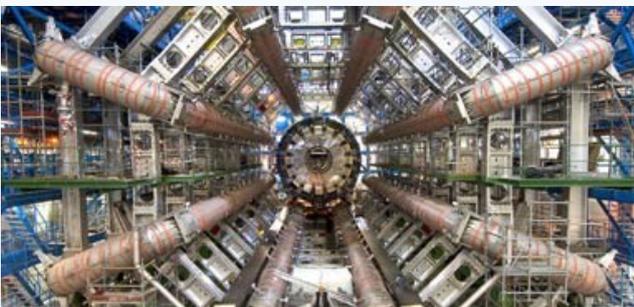


Figura 2.3. Parte interna do LHC (Grande Colisor de Hádrons). Fonte: <http://xingu.fisica.ufmg.br:8087/oap/public/Pas96.htm>.



Figura 2.4. Vista aérea da localização do LHC. Fonte: <https://www.apolo11.com>.

2.3. O SISTEMA SOLAR

Com relação ao nosso Sistema Solar, sabemos que ele é composto pelo Sol, 8 planetas, 61 satélites, asteroides, cometas, além de poeira e gás. A disposição dos planetas a partir do Sol é: Mercúrio, Vênus, Terra, Marte, Júpiter, Saturno, Urano e Netuno. Esses planetas giram ao redor do Sol em órbitas coplanares, ligeiramente elípticas.

Até 2006, Plutão era considerado como o nono planeta do Sistema Solar. Porém em 24 de agosto daquele ano, a reunião anual da União Astronômica Internacional, levando em conta as discrepâncias existentes entre Plutão e os demais planetas do sistema solar, decidiu rebaixá-lo a posição de planeta-anão.

A massa de todo o nosso Sistema está concentrada no Sol com 99,8% da massa total. Os planetas do Sistema apresentam características geométricas, dinâmicas e cinemáticas semelhantes, o que sugere uma origem comum para todos eles. Estima-se que essa origem tenha se dado, aproximadamente, há 4,6 bilhões de anos atrás.

Dos oito planetas do Sistema Solar, quatro são planetas terrestres e quatro gasosos. Os planetas terrestres, também chamados de *telúricos* ou internos, são pequenos, rochosos, pesados (densidade > 3,0 g/cm³), apresentam similaridades nas suas composições químicas, possuem um núcleo metálico e suas superfícies são modificadas por impactos de meteoritos.

Os gasosos, ou *jovianos*, ou externos, são grandes, com densidade baixa (semelhante à densidade do Sol, em torno de 1,4 g/cm³) e ficam mais afastados do Sol. Os planetas telúricos estão separados dos jovianos pelo cinturão de asteroides.

O cinturão de asteroides está situado entre as órbitas de Marte e Júpiter e nele se concentram fragmentos planetários de vários tamanhos. É dessa região que se origina a maioria dos meteoritos que atingem, em queda livre, a superfície terrestre. Os meteoritos (**Figura 2.5**) são fragmentos metálicos ou rochosos extra-

terrestres, que podem ter sido restos da nebulosa inicial que deu origem ao nosso universo ou então restos de antigos planetas que explodiram. O estudo desse material é muito importante não só para se conhecer melhor a origem do universo, como também para especular sobre a natureza dos materiais que constituem o interior da Terra.



Figura 2.5. Meteorito Itapiranga, caído no Estado de Goiás, o terceiro maior meteorito brasileiro. Acervo do Museu de Geociências do Instituto de Geociências da USP. Foto: Lauro K. Dehira.

Os meteoritos são classificados em: *pétreos* (ou rochosos), *pétreo-metálicos* (ou siderólitos) e *metálicos* (ou sideritos). Alguns meteoritos pétreos apresentam glóbulos esferoidais submilimétricos, chamados *côndrulos*, os quais são formados pelo intercrescimento de minerais silicáticos e óxidos de metais. Por isso, esses meteoritos pétreos são chamados de *condritos* e foram subdivididos em *condritos carbonáceos* e *condritos ordinários*. Os meteoritos pétreos que não apresentam *côndrulos* são chamados de *acondritos*. A **Tabela 2.1** ilustra os tipos de meteoritos conhecidos e as respectivas porcentagens com que são recuperados na superfície da Terra.

Tabela 2.1. Porcentagem dos diferentes meteoritos caídos na Terra.

Meteorito	Tipo	Subtipo	% Recuperada
Pétreo	Condrito	Carbonáceo	4,9
		Ordinário	80,2
	Acondrito		8,8
Pétreo-metálico			1,3
Metálico			4,8

Os meteoritos pétreo-metálicos são constituídos por uma mistura entre silicatos e uma quantidade variável de compostos metálicos. Já os meteoritos metálicos são constituídos, essencialmente, por dois minerais formados por diferentes ligas de ferro e níquel, um deles a taenita, rico em Ni (entre 35 e 73% de Ni), o outro a kamacita (10% de Ni), nome desacreditado em 2006 pela IMA (*International Mineralogical Association*).

Os cristais dessas ligas formam intercrescimentos geométricos conhecidos como *estrutura de Widmanstätten* (**Figura 2.6**). A soma dos acondritos, meteoritos pétreo-metálicos e meteoritos metálicos somam apenas 15% dos meteoritos recuperados na superfície da Terra.

A **Figura 2.7** é um esquema, sem escala, comparando a relação de tamanho entre os planetas que formam o Sistema Solar.



Figura 2.6. Sideritos com face polida mostrando a estrutura de *Widmanstätten*, produzida pelo intercrescimento de duas fases constituídas por ferro e níquel. Fotos: Eliane A. Del Lama.

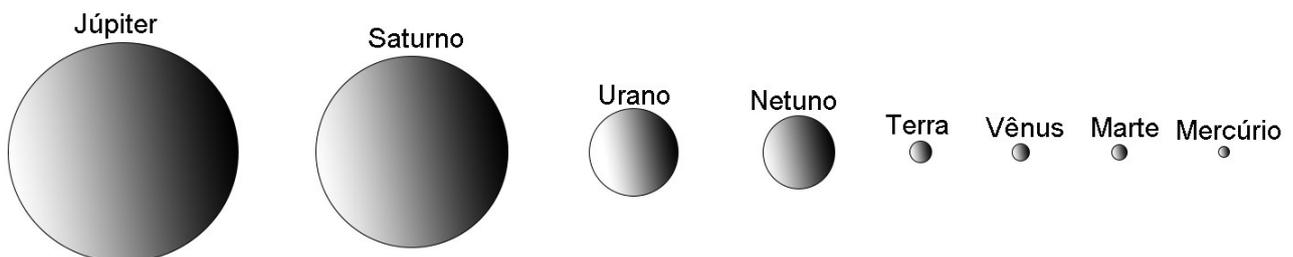


Figura 2.7. Tamanho relativo dos planetas do Sistema Solar.

A **Tabela 2.2** faz a comparação entre as principais características da nossa Lua e dos demais planetas do Sistema

Solar. Nela, a massa da Terra (= 1) é usada como padrão de referência.

Tabela 2.2. Principais características da lua e dos planetas do Sistema Solar.

Astros	Distância do Sol ($\times 10^6$ km)	Massa da Terra (= 1)	Densidade ($d_{\text{água}} = 1$)	Raio (km)	Período de revolução (anos terrestres)	Número de satélites conhecidos	Composição da atmosfera
Sol		343.000	1,4				H ₂ , He
Mercúrio	46	0,055	5,4	2.440	0,24	0	
Vênus	108	0,815	5,24	6.051	0,62	0	CO ₂
Terra	147	1	5,52	6.378	1	1	N ₂ , O ₂
(Lua)		0,012	3,3	1.738			
Marte	207	0,108	3,97	3.398	1,88	2	CO ₂
Júpiter	740	318	1,33	71.492	11,9	67	H ₂ , He
Saturno	1.349	9,5	0,69	60.868	29,5	21	H ₂ , He, CH ₄
Urano	2.738	14,6	1,27	25.560	84	27	H ₂ , He, CH ₄
Netuno	4.463	17,2	1,64	24.750	164,8	14	H ₂ , He, CH ₄

2.4. A TERRA

As viagens espaciais foram responsáveis pelas primeiras fotos do nosso planeta. Nelas se vê uma esfera quase perfeita, lisa e azul. Olhando com mais cuidado, notamos que a Terra é um elip-

soide de rotação com dois eixos, um com 12.756 km (eixo equatorial) e outro com 12.713 km (eixo polar). Visto de longe (**Figura 2.8**), esse elipsoide pode ser comparado a uma esfera ligeiramente achatada nos polos.



Figura 2.8. Vista da Terra e sua lua. Fonte: <https://revistagalileu.globo.com/Ciencia/noticia/2015/12/nasa-captura-nova-imagem-da-terra-vista-da-lua-e-e-deslumbrante.html>.

A homogeneidade do seu relevo é aparente, pois quando vista em detalhe, aparecem os seus altos e baixos. O ponto

mais elevado da superfície do nosso planeta é o monte Everest, no Himalaia, com 8.850 m de altura (**Figura 2.9**).



Figura 2.9. Cadeia do Himalaia. Vista de alguns picos maiores que 7 mil metros de altura. Foto: Luiz A.P. de Souza.

A maior depressão fica na fossa das Marianas (Leste das Ilhas das Marianas),

no oceano Pacífico, e tem 11.034 m de profundidade (**Figura 2.10**).

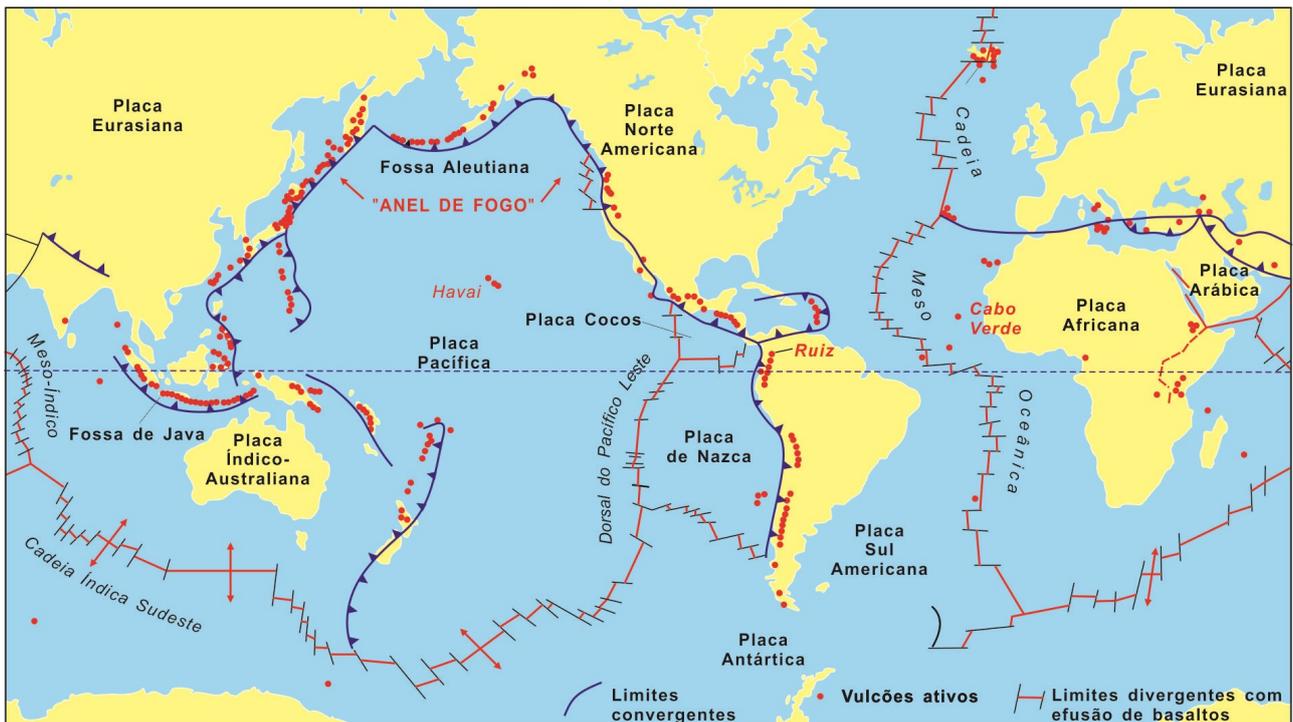


Figura 2.10. Distribuição das placas tectônicas e fossas oceânicas.

2.4.1. Estrutura interna da Terra

Para se conhecer a estrutura interna da Terra seria necessário analisar os seus materiais constituintes. O homem consegue participar pessoalmente da coleta de amostras até, mais ou menos, 3 km de profundidade. O bem mineral que justifica o altíssimo custo desse buraco profundo é a extração do ouro. A jazida brasileira de Morro Velho, na cidade de Nova Lima, (MG) explora ouro a uma profundidade ao redor de 2,5 km. Outra forma de se obter amostras, agora sem a presença direta do homem, é a perfuração rotativa, que consegue recuperar amostras cilíndricas chamadas de testemunhos de sondagem (tipicamente, com diâmetros da ordem de 10-20 cm). A maior *profundidade vertical* atingida com essa técnica, 12.262 m, foi alcançada em furo iniciado em 1970, na Península de Kola, Rússia.

Assim, quase tudo que conhecemos do interior da Terra vem de informações obtidas de modo indireto. Entre elas destacam-se: o estudo da discrepância existente entre as densidades das rochas superficiais e a densidade total do planeta; o do comportamento da gravidade terrestre; e o do comportamento da propagação das ondas produzidas pelos abalos sísmicos.

2.4.2. Volume e massa da Terra

A forma quase esférica da Terra facilita o cálculo de seu volume, o qual é de $1,08 \times 10^{12}$ km³. A sua massa é calculada usando-se o princípio de Newton: matéria atrai matéria na razão direta das massas e inversa do quadrado da distância, uma balança de torção e pêndulo para avaliação da atração gravitacional. O resultado desse cálculo é $5,9742 \times 10^{21}$ toneladas métricas. A densidade média da Terra é de 5,52 g/cm³.

2.4.3. Densidade terrestre

Os continentes e fundos oceânicos, que compõem a superfície terrestre, são constituídos por rochas com densida-

des entre 2,7 a 2,95 g/cm³ (granitos, basaltos), bem menores do que a densidade média do planeta (5,52 g/cm³). Isso nos sugere que o interior da Terra seja constituído por materiais muito mais densos do que esses que conhecemos na superfície.

2.4.4. Gravidade terrestre

Se a Terra fosse homogênea, imóvel e perfeitamente esférica, o valor da aceleração da gravidade seria idêntico em todos os pontos de sua superfície. Se a Terra fosse homogênea nos seus materiais constituintes, a aceleração da gravidade deveria ser maior nas regiões montanhosas, já que as massas dessas regiões influiriam positivamente nesses valores. Entretanto, medidas feitas em regiões de platô continentais e fundos oceânicos se mostram maiores que em regiões montanhosas. Para justificar essas observações, John Pratt propôs que as rochas continentais seriam constituídas por minerais mais leves do que os minerais que formam as oceânicas.

2.4.5. Comportamento das ondas sísmicas

Essas ondas resultam da dissipação de esforços mecânicos gerados pela acomodação natural de blocos rochosos terrestres durante os terremotos que tantos prejuízos causam à humanidade (**Figura 2.11**).

Existem também terremotos provocados pelo homem, por exemplo, causados por explosões subterrâneas, alívio de carga na superfície, extração de águas do subsolo e até construções de barragens para reservatório de água. As barragens de Capivari-Cachoeira (PR) e Açú (RN) são exemplos de reservatórios brasileiros que apresentaram esse problema.

As ondas sísmicas têm as características gerais dos movimentos ondulatórios, tais como aquelas das propagações da luz e do som e, portanto, classificam-se da mesma forma, sendo *longitudinais* (P) e *transversais* (S). O mapeamento dessas ondas, na superfície, permite reconhecer a existência das diferentes regiões no in-

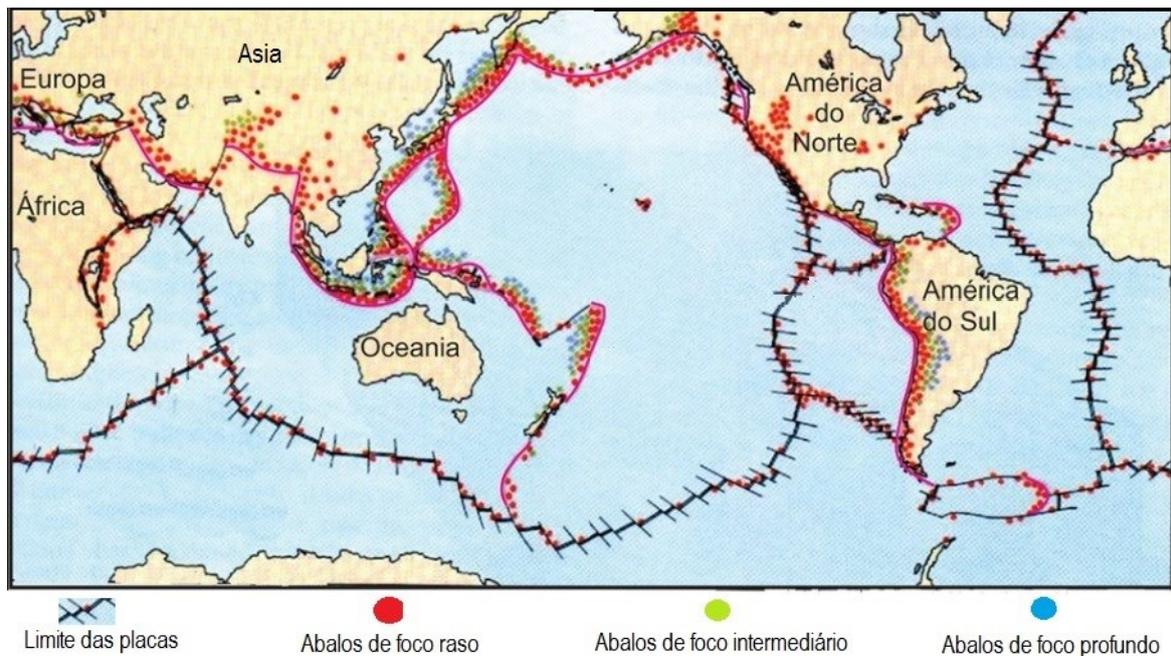


Figura 2.11. Localização de epicentros de terremotos no planeta Terra.

terior da Terra: crosta, manto, núcleo externo e núcleo interno.

As ondas longitudinais ou primárias (P) propagam-se por *compressão* e *descompressão*, são mais rápidas e as primeiras a chegarem aos registros sismográficos. As ondas transversais ou secundárias (S) são mais lentas que as ondas P e se propagam pela movimentação perpendicular à direção de propagação, causando a modificação do corpo. Por isso, são também chamadas de ondas *cisalhantes* ou *distorcionais*. As ondas P se propagam em qualquer meio (gasoso, lí-

quido ou sólido), já as ondas S só podem se propagar no sólido propriamente dito, ou seja, no meio cristalino.

Tendo o mesmo comportamento do raio luminoso, essas ondas sofrem *reflexão* e *refração* ao passarem de um meio de propagação a outro. Essa característica permite definir superfícies de *descontinuidades* existentes no interior da Terra. A velocidade da onda é função da densidade do material atravessado, da pressão e da temperatura; ela aumenta com a densidade e pressão e diminui com a temperatura (**Tabela 2.3**).

Tabela 2.3. Comparação entre as velocidades das ondas P e S e as densidades de diferentes meios.

Material	Onda P (km/s)	Onda S (km/s)	Densidade ⁴ (g/cm ³)
Ar seco	0,3		
Água	1,5		1,0
Rochas sedimentares clásticas ¹	~3,0 a 4,0		~2,1 a 2,7
Calcários ²	~5,0 a 6,0	~2,8 a 3,6	2,6 a 2,7
Granitos	~5,0 a 6,0	~2,9 a 3,2	2,67
Basalto	~5,0 a 6,4	~2,7 a 3,2	2,98
Peridotito ³	~7,4 a 8,6	~3,8 a 4,4	~3,2 a 3,3
Ferro	~6,0		7,87
Taenita (com níquel)	~6,0		8,90

1, arenitos, siltitos, argilitos; 2, predominância de CaCO₃; 3, predominância de olivina; 4, Valores para T = 20-25 °C e P = 1 atm.

Um terremoto em qualquer ponto do planeta gera ondas que se propagam em todas as direções e que serão registradas em sismógrafos espalhados pelo mundo inteiro. O estudo desses registros ou *sismogramas* revela, entre outras coisas, a existência de duas regiões com diferentes velocidades de propagação da onda, que são conhecidas como a *descontinuidade de Mohorovicic* ou, simplesmente, *Moho*, que separa a *crosta* (mais externa) do *manto* (mais interno), e a de Gutenberg que separa o *manto* do *núcleo*. A profundidade da descontinuidade de Moho varia de 5 a 10 km nas regiões oceânicas e de 35 a 90 km por baixo dos continentes. A descontinuidade de Gutenberg está a 2.885 km de profundidade. O manto é subdividido por descontinuidades de menor importância em mantos *superior*, *de transição* e *inferior*. As ondas S não se propagam na parte externa do núcleo. Isso indica que ela é a única camada terrestre interna com características de líquido; já o núcleo interno é sólido.

2.4.6. Temperatura interna

A temperatura da Terra aumenta com a profundidade. Chama-se *grau geotérmico* o número de metros que devem ser aprofundados para que a temperatura de uma região aumente 1 °C. Enquanto a temperatura média anual da atmosfera oscila em torno de 15 °C, estima-se que o núcleo esteja a 6.000 °C. Esse grau geotérmico deve-se a um calor residual que foi gerado na época da origem da Terra. Os impactos da acreção dos fragmentos planetários foram transformando a energia cinética de seus movimentos em energia calorífica. A temperatura chegou a ser tão alta que a Terra ficou completamente fundida; essa época ficou conhecida como a *catástrofe do ferro* (ver box anexo). Outra causa que gera temperatura interna é a desintegração radioativa de elementos como potássio (K), tório (Th) e urânio (U) que estão concentrados em minerais das rochas da crosta terrestre. O grau geotérmico dos continentes é da ordem de 15 a 20 °C/km e nos fundos oceânicos é de 30 °C/km.

A formação da Terra deu-se a frio. Partículas que giravam ao redor do nosso futuro Sol foram se juntando por acreção. À medida que a Terra ia crescendo, com o impacto de novas partículas, a energia cinética do movimento se transformava em energia calorífica e isso ia aquecendo a futura Terra. Houve um momento, em que o calor foi tão intenso que o nosso planeta se transformou numa enorme bola líquida de magma girando no espaço. Então ocorreu o que se convencionou chamar a *catástrofe do ferro*. Houve facilidade de migração do Fe e Ni livres, não ligados a silicatos, junto com outros elementos, para o centro da Terra, formando o núcleo do planeta. Juntando-se a isso, ocorreram outros processos geológicos evolutivos que acabaram por causar a formação de um núcleo metálico e uma sequência de camadas concêntricas com diferentes composições químicas, ao longo dos bilhões de anos da atuação dos processos geológicos.

2.4.7. Composição química da Terra

Com a catástrofe do ferro, a Terra sofreu uma migração de ligas metálicas (Fe e Ni, em especial) para o centro e dos silicatos para a periferia.

Essa segregação fez com que se formasse um manto externo de composição silicática, rico em silicatos de Mg, Fe e Ca, como olivinas e piroxênios, constituindo rochas chamadas de peridotito. Deste manto formaram-se, por processos repetidos ao longo da história geológica, uma crosta continental e uma

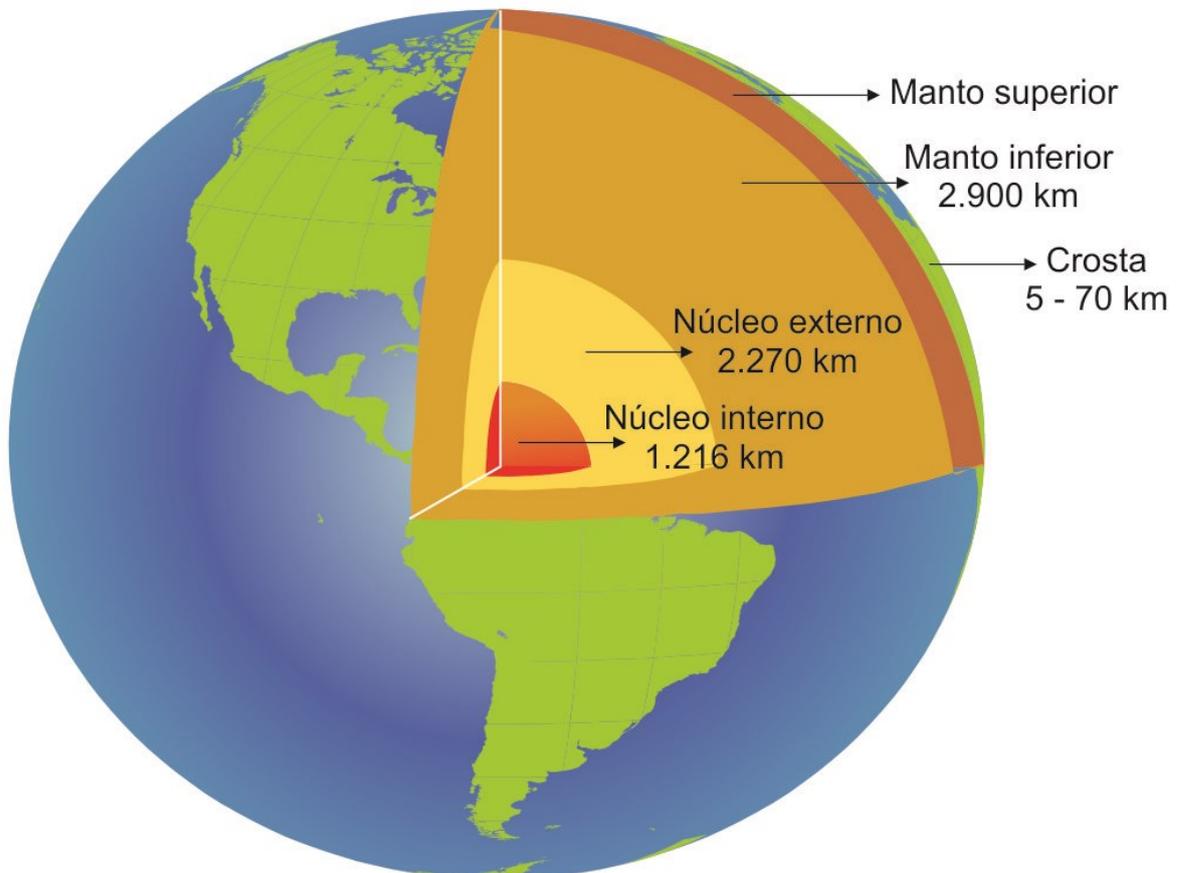
oceânica, enriquecidas em minerais como os feldspatos, o quartzo, e também anfibólios e piroxênios e, em menor proporção, minerais formados na superfície como carbonatos e argilominerais.

O núcleo deve ser metálico, constituído por ligas de ferro e níquel. Essas inferências sobre as constituições físico-químicas dessa região tão profunda são tiradas a partir de conhecimentos indiretos, tais como densidade, sísmica e analogia com meteoritos. A **Tabela 2.4** resume esses conhecimentos e a **Figura 2.12** ilustra as diferentes camadas.

Tabela 2.4. Principais parâmetros do planeta Terra.

Estrutura	Profund. km	Dens. g/cm ³	Massa gx10 ²⁵	% Peso	% Vol. (crosta)	% Superf. (crosta)	Press. GPa*	Temp. °K
Crosta Continental	0-40	2,7-2,8			79	41		
Crosta Oceânica	0-10	2,88-2,95			21	59		
Crosta total	0-40		2,36	0,39	100	100		
Manto superior	35-410	3,2-3,4		10,3			Até 13,4	1.200-1.700
Manto de transição	410-660	3,67		7,5			13,4 até 23,8	1.400-2.100
Manto inferior	660-2.891**	4,5-5,5	407,0	49,2			23,8 até 135,8	2.000-3.600
Manto total	35-2.885	10,0-12,0	177,0	67,0			Até 135,8	
Núcleo externo	2.885-5.155	10,0-12,0	12,0	30,8			135,8 até 328,9	3.500-4.500
Núcleo interno	5.155-6.371	12,5		1,7			328,9 até 363,9	4.500-5.500
Terra total	0-6.371	5,52	598,36	100,00				

* 1 GPa = 0,01 Mbar = 10 kbar. ** Base do manto inclui camada D'' (leia-se "camada D dupla linha", irregular e muito reativa). Dados sobre espessuras das camadas terrestres aparecem com ligeiras variações, conforme os autores.

**Figura 2.12.** Distribuição das camadas concêntricas da Terra.

A **Tabela 2.5** mostra as características de cada uma das várias camadas e

descontinuidades que ocorrem no interior do Globo terrestre.

Tabela 2.5. Características da estrutura interna da Terra.

Camada		Profundidade km*	Rochas	Densidade g/cm ³ #	Temperatura °C
CROSTA	Crosta Continental	Variável (valor médio 35)	Sedimentos, rochas ígneas, sedimentares e metamórficas	2,7	800
	Crosta Oceânica	3 a 10	Basaltos predominantes	3,0	1.000
Descontinuidade de Moho 5 a 10 km (sob a crosta oceânica) e 30 a 80 km (sob a crosta continental)					
MANTO	Superior	Até 400	Peridotitos (ricos em olivina e piroxênios)	3,3	2.000
	Transicional	400 a 660	Rochas com minerais polimorfos mais densos que aqueles do manto superior		
	Inferior	660 a 2.900	Rochas com silicatos ferromagnesianos e cálcio-aluminosos densos	5,5	
Descontinuidade de Gutenberg 2.900 km					
NÚCLEO	Externo	2.885 a 5.155	Liga de Fe-Ni líquido	9-11	3.000
	Interno	5.155 a 6.371	Liga de Fe-Ni sólido	12-14	~ 6.000

*Valores (em km) algo diferentes, dependendo da fonte. # Densidades estimadas nessas profundidades.

A crosta continental é a que mais interessa ao engenheiro civil. O estudo da sua composição química mostra que pou-

cos elementos se destacam em abundância (**Tabela 2.6**).

Tabela 2.6. Abundância dos elementos químicos na crosta continental.

% em peso		ppm	
O	46,6	Ti	4.400
Si	27,7	P	1.000
Al	8,1	Mn	900
Fe	5,0	Ni	75
Ca	3,6	Zn	70
Na	2,8	Cu	55
K	2,6	U	1,8
Mg	2,1	Ag	0,04
		Au	0,04

Magnetismo Terrestre

O campo magnético terrestre é consequência do movimento giratório do seu núcleo sólido. O núcleo da Terra está dividido em núcleo externo, que é líquido, e interno, que é sólido. O núcleo interno é constituído por liga de ferro e níquel que, ao girar livremente dentro do núcleo externo, acaba se transformando em um dínamo responsável pelo aparecimento do campo magnético. O campo magnético presta-nos vários inestimáveis serviços, entre eles, o de proteger a vida na superfície do Planeta. As tempestades solares poderiam acabar com a vida na Terra se não fosse a presença desse campo magnético que funciona como escudo, desviando as partículas solares altamente energéticas.

Com relação ao conteúdo mineralógico, a **Tabela 2.7** exibe a abundância

dos minerais na constituição das rochas da crosta continental.

Tabela 2.7. Composição mineralógica da crosta continental.

Minerais	% em volume
Feldspatos	51
Piroxênios e anfibólios	16
Quartzo	12
Micas e argilominerais	10
Outros silicatos	3
Não silicatos	8

Sismologia

Os abalos sísmicos são responsáveis por grandes tragédias nos centros urbanos, por exemplo, o terremoto chamado de *Big One* que afetou a cidade de São Francisco, no estado da Califórnia (EUA) em 1906.

O terremoto é um choque mecânico provocado por forças internas do planeta que geram ondas que se propagam pelas rochas num movimento ondulatório. Assim como o raio de luz, as ondas dos abalos sísmicos também sofrem reflexão e refração ao passar de um meio físico para outro. Isso permitiu, aos sismólogos, propor uma estrutura terrestre interna formada por camadas concêntricas com diferentes constituições químicas e físicas.

2.5. SUMÁRIO

A origem do Universo é atribuída ao cataclismo chamado *Big Bang*, uma explosão detonada há 13,7 Ga (1 Ga = 1 bilhão de anos), num único ponto, provocando a aparição das estrelas, hoje organizadas em galáxias. Estas podem conter, cada uma, até 100 bilhões de estrelas. O Sistema Solar, juntamente com a Terra, está localizado num braço da galáxia chamada de Via Láctea.

O Sistema Solar formou-se por acréscimo de partículas a frio, 4,6 Ga atrás. Ele é constituído por um Sol central, oito planetas girando em órbitas elípticas, além de 61 satélites menores e outros corpos celestes (como o cinturão de asteroides orbitando entre a Terra e Marte). Os quatro *planetas internos* (Mercúrio, Vênus, Terra, Marte) são classificados como *térricos* ou *telúricos*. São *densos* ($> 3,97 \text{ g/cm}^3$), menores e com núcleo metálico.

Os quatro *planetas externos* (Júpiter, Saturno, Urano, Netuno) são os *gasosos* ou *jovianos*, grandes e com densidades *baixas* ($< 1,65 \text{ g/cm}^3$). Os meteoritos impactando a Terra são divididos em *metálicos* (constituídos por ligas de Fe e Ni, e *taenita*), *metálico-pétreos* (formados por silicatos e metais) e *pétreos* ou *rochosos* (silicáticos, divididos em *condritos*, com côndrulos esféricos, e *acondríticos*), em parte compostos por material celeste primitivo.

A estrutura interna da Terra foi estudada por meio de métodos geofísicos indiretos: *sísmica* (ondas P ou primárias, compressionais; e S ou secundárias, transversais, estas se propagando apenas por sólidos cristalinos), *densidade* média da Terra de $5,52 \text{ g/cm}^3$ (superior a dos silicatos encontrados no Planeta e nos meteoritos), comparação com *composição de meteoritos* (possivelmente fragmentos de um planeta destruído, os me-

tálicos representando o núcleo), estudos *térmicos* e de *gravimetria*, detectando um incremento geotérmico de 30 °C por km de profundidade. Surge o panorama de um Planeta com *núcleo interno metálico cristalino*, *núcleo externo metálico líquido*, *manto silicático cristalino*, e uma fina *crosta* de dois tipos: *continental*, mais leve, e *oceânica*, mais densa.

Palavras-chave: *Big Bang, galáxias, Via Láctea. Sistema Solar, planetas internos (ou terrestres ou telúricos) e externos (ou jovianos ou leves). Meteoritos (metálicos, metálico-pétreos, pétreos); taenita. Gravimetria, densidade, sísmica (ondas P e S), gradiente geotérmico. Estrutura interna da Terra, crosta oceânica e continental, manto, núcleo externo líquido, núcleo interno sólido.*

2.6. QUESTIONÁRIO

1. Quais as principais diferenças entre os planetas telúricos e jovianos?
2. Descreva os materiais principais constituintes das camadas da estrutura interna da Terra.
3. Discuta os argumentos que afirmam que o núcleo terrestre externo é constituído por uma liga de material metálico líquido.
4. Descreva o comportamento, e a importância, das ondas sísmicas P e S para o estudo da estrutura da Terra.
5. Calcule a pressão no centro da Terra com a fórmula aproximada $P \approx g \times d \times h$ (P = pressão em bar, $g = 980,665 \text{ g/cm}^2$; d = densidade média, $5,5 \text{ g/cm}^3$; $h = 6.378 \times 10^5 \text{ cm}$, raio da Terra em cm). Como se comportam os elementos a essas pressões?
6. O núcleo metálico da Terra formou-se pouco tempo após a conversão do Planeta em uma *bola líquida* (magmática), 4,6 Ga atrás. Discuta a seguinte afirmação: “a presença de Fe-Ni livres no núcleo indica excesso desses metais no planeta, formando gotas de liga metálica Fe-Ni, que afundariam por gravidade para gerar o núcleo”. Esse processo levou quanto tempo?
7. *O impacto de material celeste, atraído por gravidade pelo protoplaneta prestes a se converter em Terra, foi a causa do incremento térmico, provocando finalmente a fusão do material acumulado. O processo, que converte energia mecânica em térmica, foi o mesmo nos outros planetas internos, também com núcleo metálico.* Enumere possíveis argumentos favoráveis, ou contrários, à afirmação.
8. Minas profundas registram incrementos térmicos, que provocam, em profundidades maiores, condições favoráveis para gerar fusão de rochas. Discuta a afirmação, lembrando que a parte central do Planeta apresentaria temperaturas $> 5.000 \text{ °C}$, e considerando também o calor gerado por decaimento de elementos radioativos (*e.g.*, Th, U, K). Em que camadas se concentram esses elementos?
9. Os epicentros de terremotos estão concentrados ao longo de faixas (*e.g.*, zonas de subducção). Que mecanismo, que não seja a Tectônica de Placas, poderia explicar essa distribuição?
10. Os meteoritos mostram composições variadas. Qual a possível explicação para isto?

2.7. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS

Uma resenha sobre origem do Sistema Solar, com enfoque astronômico, aparece resumida no capítulo inicial de *Decifrando a Terra* (2009, 2ª ed., coordenação de Teixeira *et al.*). É recomendado também o livro de Lumine (1999, *Earth - Evolution of a habitable world*), que oferece nos primeiros capítulos uma visão dos processos iniciais de evolução do Sistema Solar, para passar a registrar a história do Planeta, com a finalidade de discutir uma visão futurista na seção intitulada *The once and future Planet*, sobre temática centrada nos recursos naturais limitados e sua utilização, uma questão definida como o *dilema atual da Humanidade*.

Outro texto introdutório adequado para engenheiros é o de Parriaux (2009, *Geology - Basics for Engineers*), que oferece um panorama completo dos temas geológicos, incluindo os aspectos ambientais, classificados como os de *maior importância para a sociedade*.

Sites sobre Idade da Terra e fenômenos planetários

Idade da Terra, Wikipedia. *Age of the Earth* <[https://pt.wikipedia.org/wiki/idade da Terra](https://pt.wikipedia.org/wiki/idade_da_Terra)>.

Sistema Solar – Wikipedia. *Solar System – Wikipedia* <[https://pt.wikipedia.org/wiki/Sistema Solar](https://pt.wikipedia.org/wiki/Sistema_Solar)>.



Capítulo 3

Mineralogia

3.1. O CONCEITO DE MINERAL

Os *materiais geológicos* formam *agregados*, ora consolidados (rochas), ora inconsolidados (solos), todos eles constituídos principalmente por minerais (**Figura 3.1**).

O que é um mineral?

Mineral é toda substância natural, sólida e inorgânica, com composição química definida e com seus componentes (átomos) organizados em estruturas cristalinas.



Figura 3.1. Exemplo de rocha: granito, constituído por minerais - quartzo, feldspato e biotita (mica). Fotos: Lauro K. Dehira.

Quando se usa o termo mineral?

Cabe perguntar se toda substância com estrutura cristalina é um mineral ou se toda substância natural e inorgânica é necessariamente um mineral.

A resposta é que substâncias geradas em laboratório ou pela indústria (e.g., rubi e quartzo sintéticos, etc.) não são minerais, embora mostrem as mesmas propriedades químicas e físicas do mineral correspondente. Por outra parte, substâncias naturais líquidas ou gasosas são consideradas recursos hídricos (água) ou energéticos (hidrocarbonetos, de origem orgânica); água líquida não é um mineral. A disposição dos átomos em estruturas cristalinas é resultado da interação de forças operando entre e sobre os átomos, gerando um número limitado de ordenamentos que podem ser agrupados em apenas sete sistemas cristalinos, identificados por seus elementos de simetria (ver **Figura 3.2**).

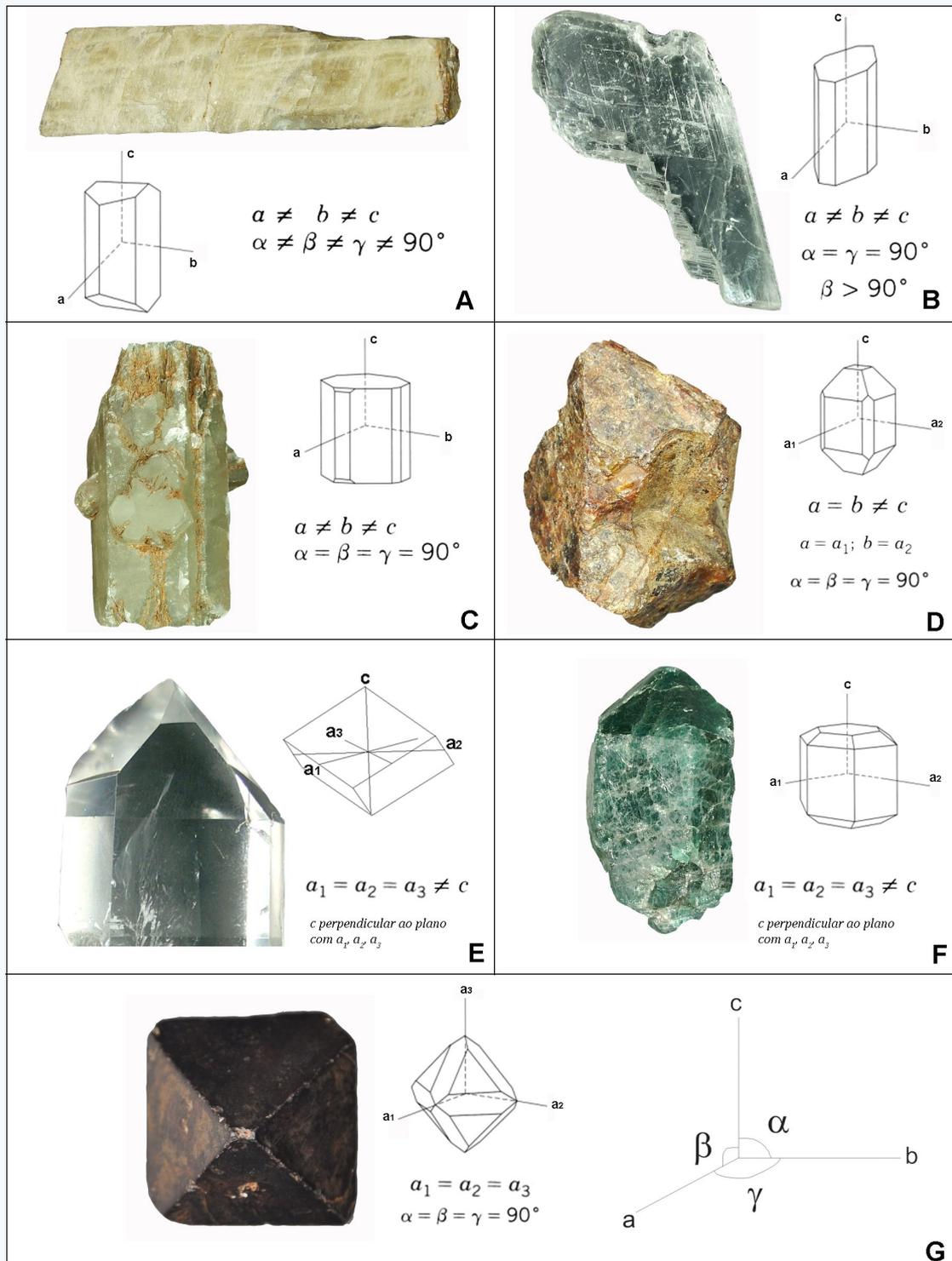


Figura 3.2. Os sistemas cristalinos. **A.** Triclínico (microclínio), **B.** Monoclínico (gipsita), **C.** Ortorrômbico (aragonita), **D.** Tetragonal (zircão), **E.** Trigonal (quartzo), **F.** Hexagonal (apatita), **G.** Cúbico (magnetita).
Fotos: Lauro K. Dehira.

Material amorfo, minério e cristal

O fato de uma substância natural não apresentar uma estrutura atômica *ordenada* a identifica como um *material amorfo*. Pela definição, não poderia ser considerado um mineral. Entretanto, algumas substâncias amorfas naturais são aceitas como minerais pela IMA (*International Mineralogical Association*). É o caso da opala, com fórmula geral SiO_2 e presença de teores variáveis de H_2O na sua composição.

O *minério* é constituído por minerais de valor econômico que aparecem concentrados em algumas regiões da Terra formando jazidas passíveis de exploração. Exemplos são os vários sulfetos e

óxidos de metais (como Cu, Pb, Sn, Fe, Cr, entre outros), que ao aparecerem como jazidas são fornecedores dos respectivos metais.

Cristal, por sua vez, é todo mineral que apresenta faces externas naturais formando um sólido geométrico, cuja simetria reflete a sua estrutura cristalina e que só ocorrem na natureza em situações geológicas especiais. Exemplos são os cristais prismáticos de quartzo, os octaedros mostrados pelo diamante, os cubos de sal do mineral halita e outros. O termo cristal é também aplicado para substâncias artificiais, orgânicas e inorgânicas, com formas geométricas, criadas em laboratório (por exemplo, diamante sintético).

Será que é mineral?

Um fragmento de acrílico lapidado na forma de um cristal de quartzo, e um cristal de quartzo criado em laboratório, por crescimento artificial, como devem ser chamados: *mineral*, *cristal*, *substância cristalina*?

O acrílico é uma substância plástica, derivada da manipulação de hidrocarbonetos, que não mostra estrutura cristalina e é artificial, e apesar de lapidado, não é um mineral verdadeiro. Já o quartzo gerado em laboratório é um cristal mostrando morfologia externa (com faces cristalinas), mas não é considerado um mineral, por ser substância artificial.

3.2. SISTEMAS CRISTALINOS

A disposição ordenada de átomos permite uma classificação geométrica das estruturas em sistemas cristalinos, tanto de minerais como de qualquer outra substância cristalina. Assim, são definidos sete sistemas cristalinos, identificados por seus elementos de simetria. São eles o cúbico, o hexagonal, o trigonal, o tetrago-

nal, o ortorrômico, o monoclinico e o triclinico (**Figura 3.2**). Neles, são reconhecidos três eixos de referência x , y e z , que mostram relações de comprimento (a_0 , b_0 , c_0) entre si e ângulos (α , β , γ) que variam de acordo com o sistema cristalino. Assim, o sistema cúbico é caracterizado por mostrar um conjunto de três eixos ortogonais e com iguais dimensões.

Substâncias cristalizadas e não cristalizadas

A água é, provavelmente, o mais importante recurso econômico do Planeta, mas não pode ser considerada mineral, por se apresentar na forma líquida. Já no gelo, por exemplo, existente nos polos e nas geleiras, a água é uma substância natural com estrutura cristalina, motivos pelos quais, deve ser considerada mineral. Das várias formas cristalinas conhecidas do gelo, a forma Gelo 1, de baixa pressão, é a mais comum e se apresenta no sistema hexagonal.

Por outra parte, proteínas (quando cristalizadas) e o DNA mostram arranjos cristalográficos, ou seja, estruturas ordenadas, mas não podem ser consideradas minerais, mesmo sendo substâncias naturais, por serem moléculas orgânicas.

Eixos cristalográficos

Na **Figura 3.2** apenas um sistema cristalino aparece com os três eixos cristalográficos (x, y, z) em tamanhos iguais, ou equivalentes, é o sistema cúbico. Em outros três sistemas: o tetragonal, o trigonal e o hexagonal, apenas dois e mais um eixo auxiliar são equivalentes, enquanto que nos restantes sistemas, os três eixos são diferentes entre si. As relações angulares entre os três eixos não são ortogonais nos sistemas triclinico e monoclinico (e, parcialmente, no trigonal e hexagonal). Esta relação de simetria se reflete nas propriedades físicas do mineral que, por sua vez, são controladas pela disposição (estrutura cristalina) e características (tamanho, peso atômico) dos átomos constituintes. Assim, as *propriedades* ópticas e mecânicas dos minerais do sistema cúbico são *isotrópicas* (idênticas nas três direções do espaço); nos demais sistemas elas são *anisotrópicas* (diferentes em diferentes direções do espaço).

3.3. POLIMORFOS, ISOMORFOS, SOLUÇÕES SÓLIDAS

Dois ou mais minerais podem apresentar a mesma fórmula química, mas diferentes estruturas: são os *polimorfos*. Exemplos de polimorfos são a grafita (C), hexagonal, e o diamante (C), cúbico; as duas formas são cristalizações do elemento químico carbono. Outro exemplo ocorre com o carbonato de cálcio (CaCO_3), que aparece na natureza como os minerais calcita (trigonal) e aragonita (ortorrômbico).

Os *isomorfos*, por outra parte, são minerais ou substâncias com a mesma estrutura cristalina, mas composições químicas diferentes. Exemplos são a calcita (CaCO_3), dolomita $\{(\text{Ca},\text{Mg})\text{CO}_3\}$, magnesita (MgCO_3) e a siderita (FeCO_3), todos do sistema trigonal. A aragonita (ortorrômbico), por outro lado, é isomorfa com a estroncionita (SrCO_3), e com a cerussita (PbCO_3).

Alguns minerais mostram uma *solução sólida*, com variações químicas que representam misturas entre os elementos químicos de membros extremos que têm composições bem definidas. Esta característica é derivada da própria estrutura cristalina, na qual os átomos aparecem como íons, ou seja, unidades que podem ser representadas por esferas, com tamanho definido pelo seu raio iônico, e com uma carga elétrica também definida positiva ou negativa. Por este motivo, íons parecidos podem substituir-se mutuamente no arranjo cristalino. Assim, a olivina $(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{SiO}_4$, mineral mais impor-

tante da região do manto terrestre, é quimicamente formada por uma solução sólida entre os minerais forsterita $(\text{Mg})_2\text{SiO}_4$ e fayalita $(\text{Fe})_2\text{SiO}_4$, já que os íons de Fe^{2+} e de Mg^{2+} apresentam a mesma carga elétrica e raios iônicos com tamanhos muito parecidos.

Estas substituições também ocorrem em minerais com composição definida, como o quartzo (SiO_2) e o diamante (C), por exemplo, porém, em teores mínimos, sem chegar a formar uma verdadeira solução sólida. Neste caso, fala-se em *impurezas* ou então *elementos traços* dentro da estrutura do mineral. No quartzo, pequena parte do Si pode ser substituída por alumínio (Al), titânio (Ti) e elementos terras raras (ETR); no diamante, às vezes, alguns íons de C são substituídos por alumínio (Al), nitrogênio (N_2) e boro (B). Esses elementos que substituem o elemento químico principal na estrutura (respectivamente, Si e C) podem alterar a cor original do mineral.

3.4. PROPRIEDADES FÍSICAS

A maioria dos minerais pode ser reconhecida por suas propriedades físicas, algumas das quais, só devem ser observadas em superfícies recentes e não alteradas dos minerais. Convém lembrar, que o mineral pode se apresentar na natureza como um indivíduo único e contínuo, em outras palavras, formado por um único edifício cristalino, ou então, ser constituído por um conjunto de pequenos indivíduos. Esses agregados, que nos dão a falsa impressão de se tratar de um

indivíduo único, podem ser formadas por pequenos indivíduos da mesma espécie mineral (agregados uniminerálicos) ou de indivíduos de espécies diferentes (agregados pluriminerálicos = rocha). As propriedades físicas que são descritas a seguir são muito úteis na identificação dos minerais quando aplicadas em amostras únicas e não em agregações minerais.

3.4.1. Hábito Cristalino

Os minerais geralmente se cristalizam, em formas ou *hábitos* bastante específicos, que podem ser utilizados no seu reconhecimento e identificação (**Figura 3.3**). Assim, as micas e o talco são vistos frequentemente como lâminas; os feldspatos mostram geralmente hábitos tabulares; outros minerais aparecem como prismas, agulhas, ou formas granulares mostrando, portanto, hábitos prismáticos e aciculares. Os cristais dos minerais do sistema cúbico, normalmente, são cristais equidimensionais como cubos, octaedros, icositetraedros (**Figura 3.4A**),

rombododecaedros (**Figura 3.4B**). Em alguns minerais, o hábito se converte em uma propriedade diagnóstica, como no caso das granadas, que além de mostrar brilho vítreo e cores geralmente escuras (amarronzadas, avermelhadas, etc.) apresentam o hábito rombododecaedro característico.

3.4.2. Brilho

É a qualidade e aspecto geral de uma superfície do mineral, sob a influência de luz refletida. Assim, existem basicamente duas categorias de brilho, o *metálico* (o brilho dos metais: cobre, ferro, latão, aço, etc.) e o *não metálico*. Um brilho intermediário entre esses dois brilhos fundamentais é chamado de *submetálico*. Brilho metálico é mostrado pelos metais nativos, pela maioria dos sulfetos e por muitos óxidos de metais, enquanto que o não metálico ocorre em praticamente todos os silicatos, sulfatos, e outras classes químicas de minerais. A propriedade de-



Figura 3.3. Exemplos de hábito: agregado colunar na aragonita (A), lamelar na lepidolita (B), dendrítico no cobre nativo (C), cúbico na galena (D), prismático na turmalina (E) e fibroso na serpentina (F).
Fotos: Lauro K. Dehira.

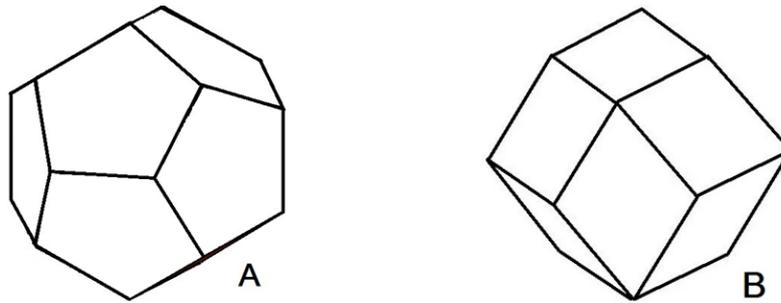


Figura 3.4. Hábitos icositetraedro (A) e rombododecaedro (B) do sistema cúbico.

pende naturalmente da composição, mas também da granulometria: um óxido como hematita, bem cristalizado e em tamanho milimétrico ou centimétrico, mos-

trará forte brilho metálico; quando mal cristalizado e de pequenas dimensões, como nos solos, não mostrará nenhum brilho (brilho *fosco*).

Qualidade de brilho

É definida uma variedade muito grande de brilhos não metálicos, tais como o adamantino (brilho do diamante), o vítreo (vidros e de muitos silicatos), o micáceo (brilho intenso das micas), o oleoso, o sedoso, o nacarado, o resinoso, e outros. Observar que o importante é a *qualidade do brilho*, e não a sua intensidade, que pode variar, dependendo do mineral, de sua alteração, etc.

3.4.3. Cor

Quanto à cor, os minerais são classificados em mono- ou idiocromáticos (sempre a mesma cor; por ex., o enxofre, com sua típica cor amarelo limão), e poli ou alo-

cromáticos (cores variáveis; a maioria dos minerais). Alguns minerais são incolores. A cor, portanto, nem sempre é uma propriedade física útil para se reconhecer uma espécie mineral (**Figura 3.5**).

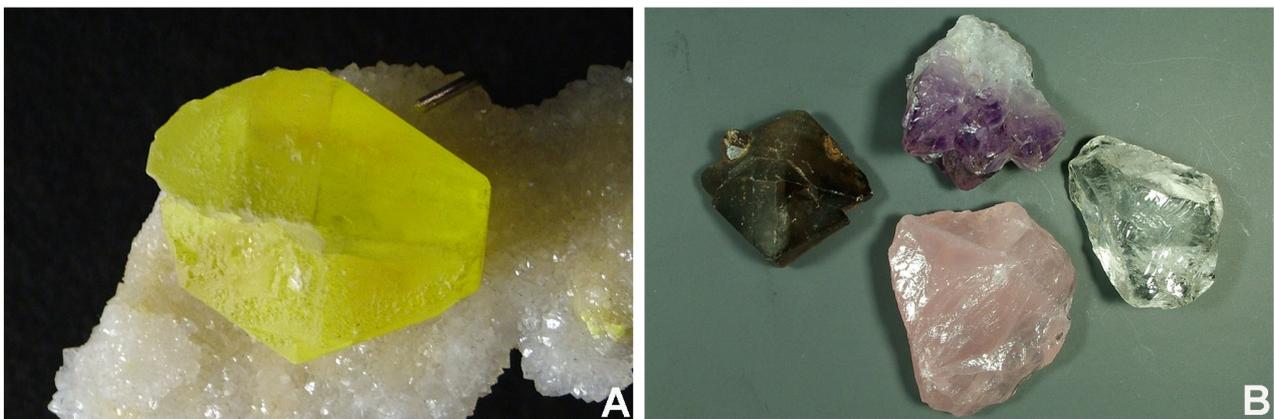


Figura 3.5. A. Mineral idiocromático (enxofre). B. Mineral alocromático (quartzo). Fotos: Lauro K. Dehira.

3.4.4. Traço

É a cor do pó do mineral. Em alguns minerais ela é idêntica, ou parecida, à cor do mineral inteiro. Em outros minerais coloridos, entretanto, a cor de seus pós pode mostrar cores diferentes. O caso mais marcante é o do mineral hematita, cuja cor na amostra de mão é cinza-ferro, mais ou menos brilhante, enquanto que a cor do seu pó é vermelho amarronzado, parecida à cor do sangue seco, fato que motivou o nome do mineral (hematos = sangue). A cor do pó é observada quando o mineral é atritado ou raspado contra uma superfície dura, como uma placa de porcelana (**Figura 3.6**).

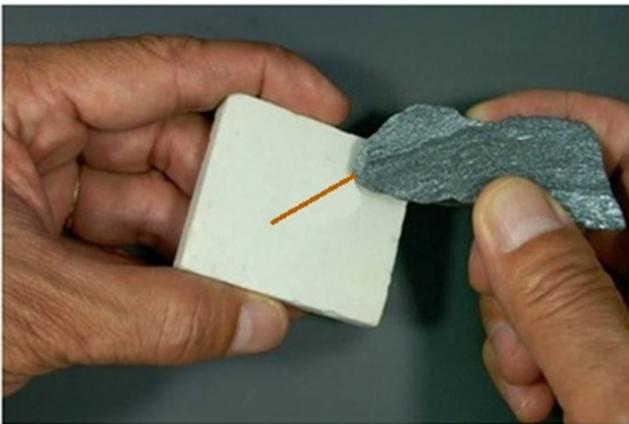


Figura 3.6. Cor do traço castanho da hematita.
Foto: Lauro K. Dehira.

3.4.5. Diafaneidade (transparência e opacidade)

Esta é a propriedade específica que o mineral tem de deixar passar a luz e que depende, em geral, da sua composição e estrutura. Os metais nativos, a maioria dos sulfetos e muitos óxidos, são opacos, ou seja, o seu coeficiente de absorção de luz é tão marcante que não permite a passagem da luz, mesmo em lâminas muito finas (espessuras da ordem de micras). Em geral, esses minerais apresentam brilho metálico (ou eventualmente fosco ou terroso). A maioria dos demais minerais, entretanto, é transparente quando em lâminas finas. Mesmo parecendo opacos em amostras de mão, começam a ficar translúcidos, ou até transparentes, quando quebrados em fragmentos menores.

3.4.6. Fratura e Clivagem

A existência de uma estrutura cristalina permite que sejam gerados, ou não, planos com fraquezas estruturais, que controlam a quebra do mineral (**Figura 3.7**). Pode aparecer assim uma superfície regular de quebra, ao longo dessa debilidade estrutural, a *clivagem* (com superfícies bem definidas), diferente das superfícies de quebra normais, simplesmente



Figura 3.7. Exemplos de minerais com clivagem perfeita. **A.** Muscovita. **B.** Fluorita. **C.** Calcita. Fotos: Lauro K. Dehira.

chamadas de *fratura*. A clivagem, conforme a regularidade do plano de separação das partes, pode ser chamada de *proeminente* ou *perfeita, muito boa*, ou apenas *boa*. A *fratura*, por sua vez, pode ser *extremamente irregular* ou apresentar-se

com formas côncavo-convexas, e por isso chamada de *fratura conchoidal* (fratura característica dos vidros). Clivagem e fratura, por dependerem da estrutura, são propriedades características de cada espécie mineral.

Direções de clivagens

Um mineral poderá apresentar uma, duas, três, ou quatro direções de clivagens diferentes. Exemplo de mineral com apenas uma superfície proeminente de clivagem são as micas. Com duas direções de clivagem aparecem os feldspatos, silicatos que são importantes componentes de rochas. Com três superfícies, representando um corpo geométrico, aparece o cloreto de sódio halita (clivagem cúbica) e o carbonato de cálcio calcita (clivagem romboédrica). O diamante e a fluorita têm só uma direção de clivagem, mas que se repete, por simetria, em quatro direções diferentes (clivagem octaédrica). Exemplos de minerais importantes que não apresentam clivagem - apenas fratura - são: quartzo, olivinas e granadas.

3.4.7. Dureza

É a resistência do mineral ao ser riscado (**Figura 3.8**). Para quantificar essa propriedade, foi estabelecida uma escala, a de Mohs (**Tabela 3.1**), que atribui uma dureza determinada a vários minerais de referência. Na falta desses minerais, são utilizadas, na prática, algumas substâncias para determinar, aproximadamente, a dureza: a unha humana (dureza aproximada 2), o alfinete de aço mole (dureza 3

a 3,5), o prego de ferro (dureza 4), a lâmina do canivete de aço (dureza entre 5 a 5,5), o vidro (dureza em torno de 5), a porcelana (dureza 6). Assim, a unha pode riscar o mineral talco, portanto, a dureza do talco é menor que 2; o canivete risca o mineral calcita, assim, a dureza desse mineral é menor que 5, etc. A dureza é uma propriedade que depende da força entre as ligações químicas do mineral e, portanto, trata-se de uma propriedade específica de cada espécie mineral.



Figura 3.8. O quartzo (dureza 7) risca a calcita (dureza 3) com facilidade. Foto: Lauro K. Dehira.

Tabela 3.1. Escala de Mohs.

1 - Talco ($Mg_3SiO_4(OH)_2$)		6 - Feldspato ($KAlSi_3O_8$)	
2 - Gipsita ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$)		7 - Quartzo (SiO_2)	
3 - Calcita ($CaCO_3$)		8 - Topázio ($Al_2SiO_4(F,OH)_2$)	
4 - Fluorita (CaF_2)		9 - Coríndon (Al_2O_3)	
5 - Apatita ($Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$)		10 - Diamante (C)	

3.4.8. Densidade relativa ou Peso específico

O peso específico é a relação entre a massa e o volume da substância em números reais. Em Mineralogia, usa-se a densidade relativa que é a comparação entre a densidade do mineral com o volume de água por ele deslocado. A densidade relativa está baseada no princípio de Arquimedes e é medida por um número puro sem unidade métrica. A densidade da água é considerada igual a 1,0. A densidade relativa do mineral depende

da sua composição química e do tipo de sua estrutura cristalina (mais ou menos empacotada), é uma propriedade específica para cada espécie mineral. A propriedade pode ser medida com bastante facilidade no laboratório ou simplesmente apreciada, grosseiramente, estimando-se a densidade do mineral, em comparação com a de outro. Por exemplo, pode ser comparado manualmente o peso específico do quartzo, na ordem de 2,65, com o de um mineral *pesado*, tal como a galena (PbS, de 7,5) ou a hematita (Fe_2O_3 , de 5,3).

Densidade relativa

A densidade relativa dos minerais mais abundantes presentes na crosta terrestre é geralmente baixa, tal como a dos feldspatos (entre 2,62 e 2,76), a do quartzo (2,65), da muscovita, mica de Al e K (entre 2,76 e 3,0), e a da calcita (2,72). Alguns outros silicatos, também bastante abundantes na superfície terrestre, apresentam teores maiores ou apreciáveis de Fe, o qual aumenta o seu valor, como no caso da biotita, mica de Al, Fe e Mg (2,8 a 3,2), dos piroxênios, silicatos de Fe e Mg com ou sem Ca (entre 3,2 a 3,5) e da olivina, o mais abundante mineral no manto terrestre (entre 3,3 a 3,4). O empacotamento, por sua vez, gera estruturas mais densas. Um exemplo é o caso dos polimorfos grafita e diamante, as duas formas cristalinas conhecidas do elemento C, com densidades de 2,3 e 3,5, respectivamente, (Figura 3.9).

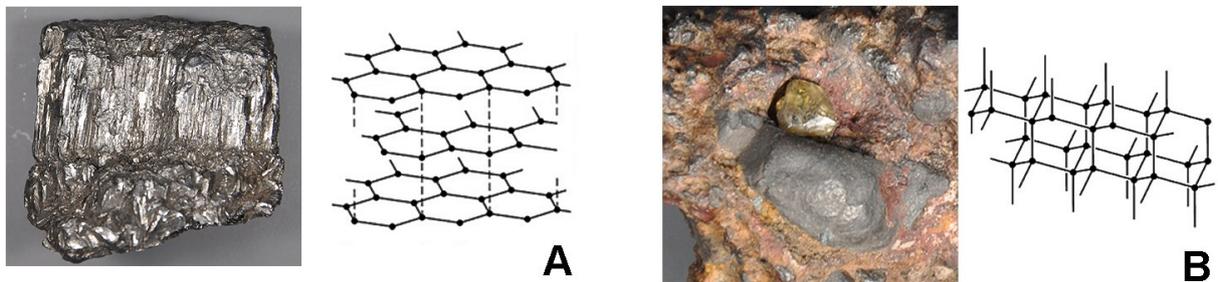


Figura 3.9. Polimorfos do carbono: grafita (A) e diamante (B).

3.4.9. Tenacidade (coesão)

A capacidade que os minerais têm de serem deformados, ou dobrados, ou estirados, é conhecida como a tenacidade (ou coesão) do mineral. Assim, os minerais apresentam comportamentos similares àqueles que são descritos, em engenharia, para os materiais industriais, quando submetidos a esforços vários: o comportamento *frágil* (caso da maioria dos minerais que se fraturam facilmente na pre-

sença de esforços de quebra); o *maleável* (quando o mineral pode ser convertido em lâminas delgadas por martelamento a frio, como os metais cobre e ouro), o *séctil* (quando ele pode ser cortado em lâminas por um canivete), o *dúctil* (quando o mineral pode ser estirado em cabos ou fios, como a maioria dos metais), o *flexível* (quando o mineral pode ser dobrado, mas não recupera a forma original após a retirada dos esforços, tal como talco e cloritas), e o *elástico*

(quando o mineral se dobrando por efeitos de esforços, recupera a seguir a sua forma original após retirada deles, como no caso das micas).

3.4.10. Geminção

Na maioria dos minerais, existe a possibilidade de cristalizar as partes “a” e “b” de um cristal como lâminas relacionadas entre si por elementos de simetria (*e.g.*, um plano), formando uma estrutura que se repete em sequência (a-b-a-b-a-b...), denominada de “geminção múltipla”, que é típica dos plagioclásios (ver **Figura 1.2A**). Outras geminções, com outras geometrias, são conhecidas em muitas espécies minerais (*e.g.*, quartzo, feldspatos potássicos).

3.4.11. Ensaio de laboratório

Testes específicos, já com utilização de equipamentos analíticos mais sofisticados, podem ser efetivados no laboratório para a identificação do mineral. Os mais utilizados são *testes físicos*, que apreciam as características da estrutura do mineral, em geral definitivas para a sua identi-

ficação. Assim, o espaço existente entre as várias camadas de átomos, definido pela lei de Bragg, pode ser determinado em um difratômetro de raios X, aparecendo então um diagrama (chamado de difratograma) como o que é mostrado na **Figura 3.10** (exemplo do quartzo). *Testes ópticos*, em particular, permitem identificar o mineral pelas suas propriedades ópticas, mediante preparação de uma lâmina delgada (espessura da ordem de 30 micras) e observação em microscópio petrográfico. *Testes químicos*, por sua vez, permitem a determinação da composição química do mineral, seja por utilização de métodos analíticos convencionais (por ex., testes químicos após dissolver o mineral por meio de procedimentos convencionais, com identificação posterior dos elementos químicos presentes, e seus teores), ou mediante a preparação de uma lâmina fina do mineral e determinação via microsonda eletrônica, onde é gerado um espectro específico de raios X por bombardeio da lâmina com feixes de elétrons, permitindo também a identificação dos elementos presentes na amostra.

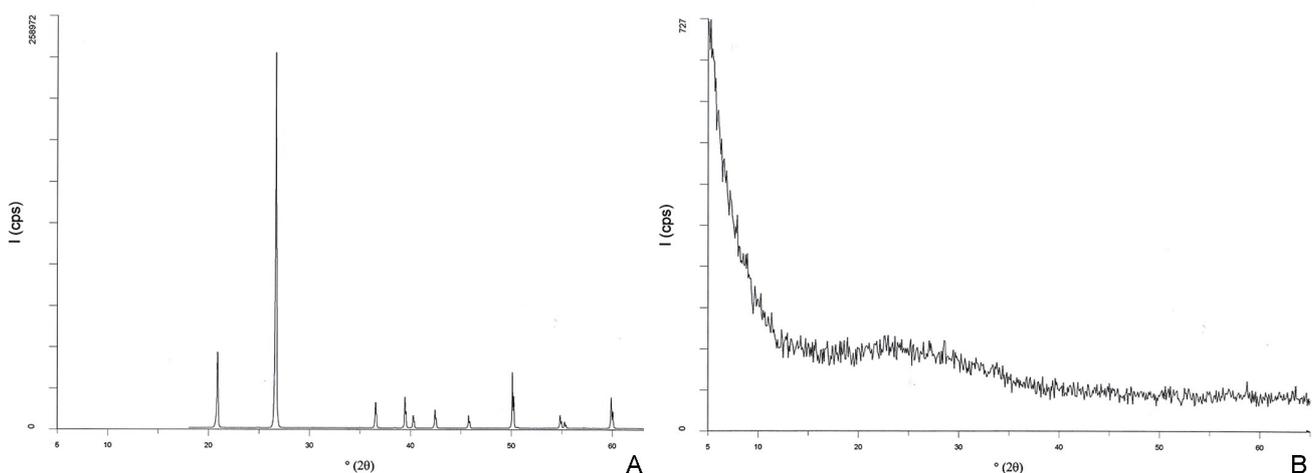


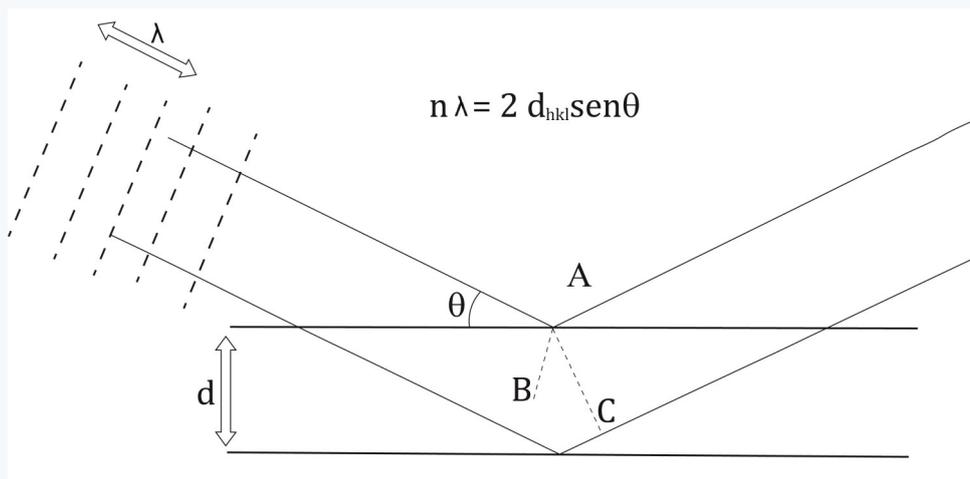
Figura 3.10. Difratograma de material cristalino e amorfo. **A.** Difratograma de quartzo com picos bem definidos. O difratograma do quartzo artificial será idêntico ao do quartzo natural. **B.** Difratograma de vidro; a ausência de picos é devida à ausência de espaços interplanares definidos. Difratogramas: Flávio M. de S. Carvalho - Laboratório de Difração de Raios X do IGC-USP.

Como identificar um mineral

As propriedades físicas específicas para identificar um mineral são chamadas de propriedades diagnósticas, e dependem da composição química e da estrutura do mineral. Entre elas, especialmente, estão o tipo e o número de clivagens e o tipo de fraturas (quando presentes), a dureza, a opacidade (ou transparência) e a densidade (peso específico). Assim, minerais que tenham elementos químicos pesados na sua composição como, por exemplo, Ba (bário) ou Pb (chumbo) terão densidades maiores. Quanto ao tipo de estrutura do mineral (mais ou menos compacta) ela vai controlar propriedades como: clivagem, dureza e, até, densidade (o exemplo mais marcante é dado pela dupla grafita e diamante; o primeiro cristaliza-se no sistema hexagonal, dureza baixa, baixa densidade, clivagem em uma só direção e é utilizado como lubrificante sólido; o segundo cristaliza-se no sistema cúbico, densidade mais elevada, dureza máxima e clivagem octaédrica). A cor e hábito cristalino não são considerados propriedades diagnósticas, pois podem mudar significativamente, dependendo das condições de cristalização do mineral.

Lei de Bragg

A lei de Bragg estabelece que o espaço d_{hkl} (em Angstroms) entre uma determinada camada de átomos, definida pelos índices cristalográficos h, k, l , é função do comprimento de onda λ (em Angstroms) da radiação com que o mineral é irradiado, tal que:



Onde: (n) é um número inteiro e θ é o ângulo de incidência da radiação sobre o plano cujo espaçamento é d_{hkl} . O valor θ é medido pelo difratômetro de raios X, enquanto o comprimento de onda λ depende diretamente do cátodo utilizado. A descoberta da lei de Bragg marcou o início da cristalografia estrutural, que permitiu estudar experimentalmente a estrutura de todas as substâncias cristalinas, incluindo as de origem orgânica (proteínas, DNA, etc.).

3.5. CLASSIFICAÇÃO DOS MINERAIS

A melhor classificação dos minerais é a cristaloquímica. Os minerais são classificados em função do radical aniônico presente no mineral. São esses radicais aniônicos os que, em geral, condicionam os detalhes da estrutura. Assim, a presença do radical aniônico carbonato, ou do ra-

dical silicato, quimicamente identificados como $(CO_3)^{2-}$ e como $(SiO_4)^{4-}$, gera uma estrutura contínua, que se estende pelas três dimensões do espaço, e em cujos interstícios se colocam os cátions. Os carbonatos, ou os silicatos, portanto, apresentam aspectos estruturais comuns, que independem da presença de cátions diferentes (Ca, Mn, Fe, etc.).

As classes químicas de minerais são identificadas a seguir.

Elementos Nativos. Englobam os elementos Pt, Au, Ag (geralmente presentes como ligas), Cu, Fe (raro como elemento nativo), e ainda S, C (como grafita e diamante), e outros.

Sulfetos. São importantes fontes de metais. O mais abundante é pirita FeS_2 . Outros exemplos: galena PbS , calcopirita CuFeS_2 , cinábrio HgS , molibdenita MoS_2 , pentlandita $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$, covelita CuS , esfalerita ZnS , estibinita Sb_2S_3 , e outros.

Sulfossais. Combinações de S e semimetais (Sb e As em especial). Exemplos: pirargirita $\text{Ag}_3\text{S}_3\text{Sb}$, proustita $\text{Ag}_3\text{S}_3\text{As}$, enargita $\text{Cu}_3\text{S}_4\text{As}$ e arsenopirita FeAsS .

Óxidos. São tanto anidros como hidratados. Entre os primeiros, estão o coríndon Al_2O_3 , a cromita FeCr_2O_4 , a pirolusita MnO_2 , a ilmenita FeTiO_3 , o rutilo TiO_2 , a magnetita Fe_3O_4 , a hematita Fe_2O_3 e a cassiterita SnO_2 , todos importantes fontes de metais; entre os segundos, a goethita $\text{FeO}(\text{OH})$, o psilomelano (= romanechita) $\text{BaMn}_9\text{O}_{16}(\text{OH})_4$, a brucita $\text{Mg}(\text{OH})_2$, a gibbsita $\text{Al}(\text{OH})_3$, o diásporo $\alpha\text{AlO}(\text{OH})$ e a boehmita $\gamma\text{AlO}(\text{OH})$.

Haletos. Os mais frequentes são a halita NaCl , a silvita KCl e a fluorita CaF_2 .

Carbonatos, nitratos e boratos. Destacam-se entre eles a calcita CaCO_3 e a dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, os dois carbonatos mais importantes na crosta terrestre, além de magnesita MgCO_3 , siderita FeCO_3 , aragonita (polimorfo de CaCO_3), smithsonita ZnCO_3 , os nitratos salitre KNO_3 e nitratita NaNO_3 , e os boratos bórax $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ e ulexita $\text{NaCa}[\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_6] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, entre outros.

Sulfatos e cromatos. Entre os de natureza anidra, contam-se a anidrita CaSO_4 , a barita BaSO_4 , a celestina SrSO_4 , e a crocoíta PbCrO_4 , e, entre os hidratados, a gipsita $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, a epsomita $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, e outros.

Fosfatos, arseniados e vanadatos. Inclui a apatita $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F,Cl,OH})$, a monazita $(\text{Ce,L a,Y,Th})\text{PO}_4$, a vanadinita $\text{Pb}_5(\text{VO}_4)_3\text{Cl}$, e a mimetita $\text{Pb}_5(\text{AsO}_4)_3\text{Cl}$, entre outros.

Wolframatos e molibdatos. São encontradas a wolframita $(\text{Fe,Mn})\text{WO}_4$, a scheelita CaWO_4 , e a wulfenita PbMoO_4 .

Silicatos. É o grupo mais importante de minerais, constituintes essenciais da maioria das rochas da crosta e do manto terrestres. A unidade estrutural fundamental é o tetraedro $(\text{SiO}_4)^{4-}$, que pode aparecer nas estruturas como tetraedros isolados (nesossilicatos) rodeado de cátions, ou formar polímeros por união de grupos de dois tetraedros como em sorossilicatos $(\text{Si}_2\text{O}_7)^{6-}$, ou inossilicatos simples $(\text{Si}_2\text{O}_6)^{4-}$ e duplos $(\text{Si}_4\text{O}_{11})^{6-}$ construindo cadeias, ciclossilicatos $(\text{Si}_3\text{O}_9)^{6-}$ formando anéis, filossilicatos $(\text{Si}_4\text{O}_{10})^{5-}$ formando lâminas, e tectossilicatos com estruturas tridimensionais com a fórmula $(\text{Si}_2\text{O}_4)^0$ (**Figura 3.11**). Em todos estes casos, Si (carga positiva 4) pode ser substituído por Al (carga positiva 3), com o qual ficaria sem saturar uma carga negativa dos oxigênios (por cada Al ingressante), motivando assim a entrada de mais cátions na estrutura, para equilibrar as cargas.

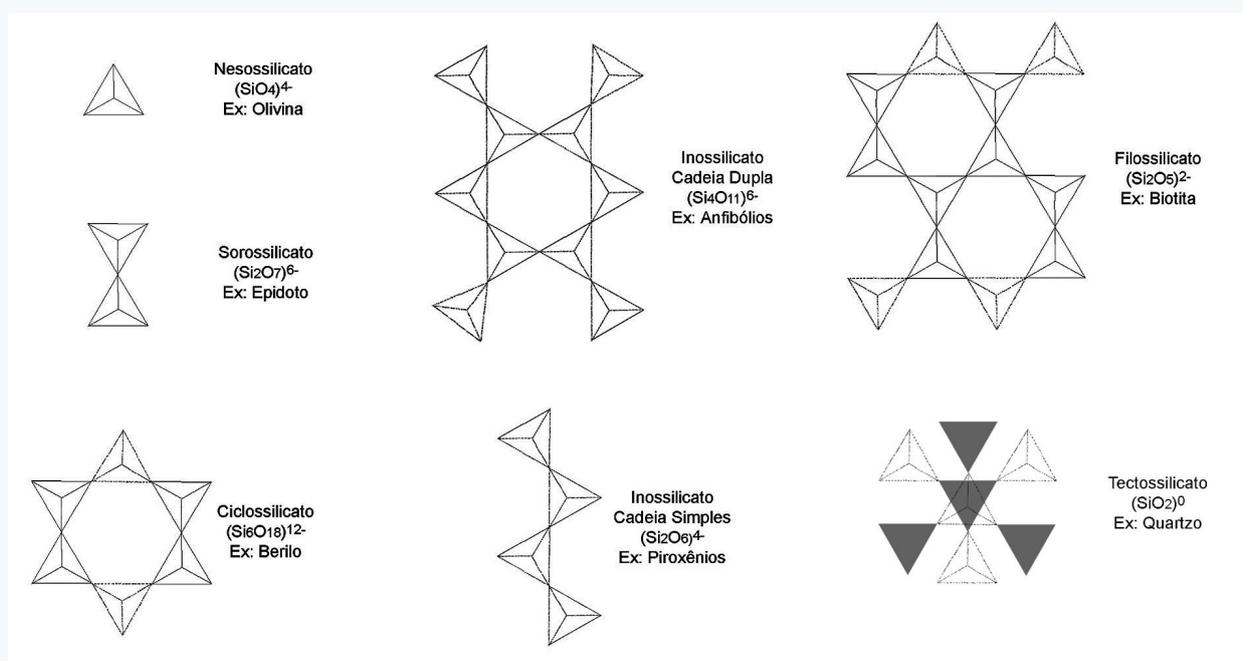


Figura 3.11. Classificação dos silicatos: arranjo dos tetraedros SiO_4 , classe silicática, relação Si e O, e exemplo de mineral pertencente àquela classe.

3.6. OS MINERAIS FORMADORES DE ROCHAS

Das mais de 5.800 espécies de minerais descritas até hoje, apenas algumas são as mais abundantes, constituindo os chamados *minerais formadores de rochas*. Na crosta terrestre, os minerais que são importantes formadores de *rochas ígneas* são os feldspatos (os potássicos e os cálcio-sódicos ou plagioclásios), o quartzo, as micas clara e escura (muscovita e biotita), os anfibólios e os piroxênios, e subordinadamente a olivina (que é muito abundante no manto terrestre); também subordinado é o grupo dos feldspatoides (= *feldspatos* pobres em SiO₂) como a nefelina NaAlSiO₄. Formando *rochas sedimentares* e solos aparecem outra vez os feldspatos, o quartzo, as micas, e ainda os argilominerais, alguns hidróxidos de Fe e

Al e os carbonatos calcita e dolomita. As *rochas metamórficas* são constituídas por feldspatos, quartzo, micas, anfibólios e piroxênios, e ainda calcita e dolomita, aparecendo também, em menores quantidades, minerais típicos do metamorfismo, tais como a granada e a clorita. Estes minerais aparecem citados na **Tabela 3.2** com sua composição química e suas propriedades.

3.7. A UTILIZAÇÃO DE MINERAIS

Os minerais possuem enorme utilização econômica. Eles são os principais ou únicos fornecedores, de todas as matérias-primas geológicas utilizadas pela humanidade. Suas propriedades físicas e/ou químicas também podem converter a espécie em alvo de interesse econômico. O Quadro a seguir mostra algumas dessas utilizações.

A importância econômica dos minerais

Abrasivos. Minerais com dureza acima de 6 ou 7, principalmente coríndon (dureza 9) e diamante (10) não gemológicos são utilizados como abrasivos, por vezes também sílex (rocha constituída por quartzo microcristalino), quartzo (7) e granadas (6-7).

Adubo. Depósitos do fosfato apatita (concentrados em determinadas rochas ígneas, depósitos de guano, etc.).

Gemas preciosas. As gemas são minerais notáveis por sua beleza, pureza e durabilidade. Entre as de maior valor, são citados o diamante, o rubi e a safira (variedades vermelha e azul do coríndon), a esmeralda e a água-marinha (variedades verde e azul do berilo Be₃Al₂Si₆O₁₈). Outras menos valiosas, mas também muito requeridas, são as variedades de turmalina (verde, rosa, azul), a opala, a turquesa, e até o quartzo (quando em cristais maiores, de preferência coloridos).

Lubrificante sólido. Grafita, por sua estrutura em lâminas e baixa dureza.

Cerâmicas. A indústria da cerâmica é de enorme importância econômica. A que fabrica lajes e pisos utiliza tipicamente argilominerais para gerar esses produtos. A cerâmica fina (porcelanas, produtos industriais de alto valor agregado) utiliza também argilominerais, com especificações técnicas mais restritas (e.g., a caulinita utilizada para a produção de porcelanas industriais e de mesa).

Materiais de construção. Alguns minerais (anidrita, gipsita, calcita) são utilizados em argamassas. Areias e muitas das rochas são também, de várias maneiras, importantes materiais de construção (como lajes, rocha ornamental, fragmentos na indústria dos agregados, revestimentos, etc; para detalhes, ver Capítulo 14).

Metais. Todos os metais são obtidos de minérios, por vezes principalmente de apenas um mineral. As fontes mais importantes (ou únicas) para os metais são as seguintes: Ag: prata nativa, argentita; Au: ouro nativo; Al: bauxita (com gibbsita e diásporo); Co: cobaltita (Co,Fe)AsS; Cu: calcopirita, covelita; Fe: principalmente da hematita, em parte também da magnetita; Hg: cinábrio; Mn: pirolusita, psilomelano; Mo: molibdenita; Ni: pentlandita e alguns minerais supérgenos; Pt: platina nativa e alguns sulfetos; Sn: cassiterita; Ti: ilmenita, rutilo; W: wolframita, scheelita; Zn: esfalerita, smithsonita; Pb: principalmente galena.

Não-metais. S obtido do S nativo ou de depósitos estratiformes; Cl, Br, I: extraído de haloides e salmouras de origem marinha; B: obtido de boratos concentrados em salinas.

Semimetais. São obtidos de sulfetos e sulfossais: As de arsenopirita, Sb da estibnita e como subproduto da metalogenia do Pb, Bi da bismita Bi₂O₃ e bismutinita Bi₂S₃.

Vidro. Para a obtenção de algumas variedades de vidro, é utilizado quartzo bastante puro (por exemplo, ocorrendo em areias com pouca ou nenhuma impureza).

Materiais isolantes. Minerais com baixa condutividade elétrica são as micas, que podem ser facilmente separadas em lâminas e pranchas para efeitos isolantes.

Tabela 3.2.A. Principais minerais claros ou félsicos formadores de rochas (sem Fe e/ou Mg).

Mineral	Fórmula	Hábito	Clivagem/ Fratura	Dureza	Brilho	Cores	Observações
Quartzo	SiO ₂	Equidimensional	Só fratura irregular a conchoidal	7	Vítreo a graxo	Incolor a esbranquiçado (grãos maiores)	Sem alterações
Feldspato potássico	(K,Na)AlSi ₃ O ₈	Equidimensional, tabular	2 clivagens a ~90°; fratura irregular	6	Vítreo	Esbranquiçado, cinzento, bege, avermelhado	Alteração comum
Plagioclásio	NaAlSi ₃ O ₈ -Ca ₂ Al ₂ Si ₂ O ₈	Equidimensional, tabular	2 clivagens a 90°; fratura irregular	6	Vítreo	Esbranquiçado, cinzento, etc.	Alteração comum
Muscovita (mica clara)	KAl(AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂	Placoide, laminar	1 clivagem proeminente	2,5	Vítreo intenso	Incolor, cor prata, amarelado, esverdeado	Esfolia com facilidade
Nefelina (feldspatoide)	NaAlSiO ₄	Irregular, equidimensional	Clivagem ausente	6	Vítreo a graxo	Esbranquiçado, cinzento, bege	Aspecto fosco
Calcita	CaCO ₃	Equidimensional, romboédrico	3 clivagens, romboédrica	3	Vítreo a fosco (inclusões)	Esbranquiçado predominante	Efervescência forte com HCl diluído
Dolomita	CaMg(CO ₃) ₂	Equidimensional	3 clivagens, romboédrica	3-4	Vítreo a fosco (inclusões)	Branco a róseo	Efervesce lentamente
Argilominerais	Várias fórmulas (flossilicatos)	Placoide (não visível a olho nu)	Não visível a olho nu	Baixa, indeterminada	-----	Branca (caulim), várias cores (illita, esmectita)	Grãos não visíveis a olho nu; três grandes grupos: caulinita, illita, esmectita

Tabela 3.2.B. Principais minerais escuros ou máficos formadores de rochas (com Mg e/ou Fe e/ou Ca).

Mineral	Fórmula	Hábito	Clivagem/Fratura	Dureza	Brilho	Cores	Observações
Anfibólios (hornblenda)	Ca ₂ Mg ₄ (Si ₄ O ₁₁) ₂ (OH) ₂	Prismas alongados, seção losangular	2 clivagens em ângulo de 60° e 120°, fratura	5 a 6	Vítreo, acetinado, apagado	Esverdeado, preto-esverdeado	Alteração comum
Piroxênios (augita)	Ca(Mg,Fe,Al)(Si,Al) ₂ O ₆	Prismas curtos, seção quadrada	2 clivagens a ~90°, fratura	5 a 6	Vítreo apagado, fosco	Verde, preto-esverdeado	Alteração comum
Olivina	(Mg,Fe)SiO ₄	Equidimensional	Sem clivagem	6,5 a 7	Vítreo a fosco	Verde garrafa	Alteração muito comum
Biotita (mica escura)	K(Mg,Fe) ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH,F) ₂	Placoide, laminar, irregular	1 clivagem proeminente	2 a 2,5	Vítreo intenso	Preto a marrom	Esfolia com facilidade
Clorita (flossilicato)	(Mg,Fe) ₆ (Si ₄ O ₁₀)(OH) ₈	Laminar, irregular (agregados)	Quando visível, 1 clivagem proeminente	2 a 2,5	Sedoso a fosco	Tons de verdes	Alteração comum, em rochas metamórficas
Granadas	A ₃ B ₃ (SiO ₄) ₃ ; A: Fe ²⁺ , Ca, Mn, Mg; B: Al, Fe ³⁺ , Cr	Equidimensional	Fratura irregular	6,5 a 7,5	Vítreo	Vermelho, castanho, etc.	Em rochas metamórficas
Epidoto	Ca ₂ (Al,Fe) ₃ (SiO ₄) ₃ (OH)	Equidimensional a irregular, prismático	Fratura; clivagem difícil de observar	6 a 7	Vítreo a fosco	Esverdeado, verde característico	Às vezes, em veios, fraturas

3.8. SUMÁRIO

Mineralogia é a ciência dos minerais. *Mineral* é toda substância natural, inorgânica, sólida, cristalina, e de composição definida. As *substâncias cristalinas* apresentam ordenamento geométrico dos seus componentes (não as amorfas), enquadrados em um dos *sete sistemas cristalinos* universais (triclínico, monoclínico, ortorrômbico, tetragonal, trigonal, hexagonal, cúbico), em função da combinação dos elementos de simetria presentes na estrutura.

Os elementos químicos integrantes dos minerais se comportam como *ânions* (e.g., Cl⁻, F⁻, etc.) ou *cátions* (e.g., Fe²⁺, Mg²⁺), com carga negativa ou positiva, e apresentam tamanhos específicos (*raio iônico*). A *cristaloquímica* lida com o reconhecimento destas propriedades, explicando *soluções sólidas* como substituições mútuas de átomos diferentes, quando equivalentes em termos de carga e raio iônico. *Polimorfos* são minerais com a mesma fórmula, mas estrutura diferente, os *isomorfos* apresentam a mesma estrutura, com composição diferente.

Cada mineral apresenta uma *estrutura cristalina* específica, reconhecida em diagramas de *difratometria de RX*, que registram picos característicos (obedecendo à *lei de Bragg*), eventualmente também identificados pela composição química. A identificação macroscópica utiliza propriedades como *cor*, *traço*, *dureza*, presença de planos de *clivagem*, *hábito*, *transparência* ou *opacidade*, *densidade* e *brilho*. A *dureza* (resistência ao atrito) utiliza como referência a *escala de Mohs*, não linear, passando do mineral mais “mole” com dureza 1, *talco*, ao mais “duro” de dureza 10, *diamante*.

Os minerais são classificados como *elementos nativos*, *óxidos* e *hidróxidos*, etc., e também por meio dos *radicais aniônicos*, como o da *classe carbonatos*, radical (CO₃)²⁻, e o da *classe silicatos*, radical (SiO₄)⁴⁻, além da classe dos *sulfetos*, *sulfatos* e outras. A classe dos silicatos é a mais complexa, em parte pela capacidade de constituir *polímeros* com o radical (SiO₄)⁴⁻, aparecendo assim as subclasses dos *nesossilicatos* (olivina), *ciclossilica-*

tos (berilo), *inossilicatos* (piroxênios), *filossilicatos* (micas) e *tectossilicatos* (feldspatos, quartzo).

Os minerais oferecem várias utilidades, dependendo de suas propriedades. Alguns deles, como cristais individuais, constituem *gemas preciosas*, apreciadas pela beleza e durabilidade.

Palavras-chave: *Mineralogia, mineral, minério. Substância cristalina e amorfa, natural e artificial, elementos de simetria, sistemas cristalinos. Cristaloquímica, cátions, ânions, raio iônico, soluções sólidas; isomorfos, polimorfos. Classificação; classe: elementos nativos, óxidos, hidróxidos, haleto, carbonatos e outros. Classe dos silicatos, subclasses (nesossilicatos, sorossilicatos, ciclossilicatos, inossilicatos, filossilicatos, tectossilicatos). Identificação de minerais, difratogramas de RX, lei de Bragg. Propriedades macroscópicas: cor, dureza, traço, clivagem, opacidade, hábito, brilho. Escala de dureza de Mohs. Propriedades: condicionantes da utilização industrial. Gemas.*

3.9. QUESTIONÁRIO

1. Defina mineral, minério e sólido amorfo.
2. Explique o que é “estrutura cristalina” e identifique os sete sistemas cristalinos.
3. Quais propriedades são específicas e auxiliam a identificação de minerais: cor, hábito, clivagem, dureza, densidade?
4. Que minerais utilizaria para as finalidades citadas: polimento e corte de rocha, abrasivo, lubrificante sólido, corretivo de solo, carga em perfurações de poços de petróleo, material isolante, obtenção de vidros, adubos?
5. Entre as gemas citadas, quais são as mais valiosas: esmeralda, água-marinha, quartzo citrino, turmalina rósea, opala, topázio? Que mineral é a “esmeralda”? É a “água-marinha”?
6. Da tabela com a lista de minerais, identifique os que são a fonte mais importante dos metais Au, Cr, Sn, Pb, Cu e Fe.

7. O Al é obtido a partir de processo de extração em depósitos de bauxita (formados por intemperismo de rochas). Quais seriam os constituintes minerais mais importantes na bauxita?
8. A maioria dos minerais abundantes são “soluções sólidas”. Quais as propriedades que permitem intercâmbios entre cátions (*e.g.*, Si por Al, Mg por Fe)?
9. A unidade estrutural dos silicatos, $(\text{SiO}_4)^{4-}$, pode converter-se em polímeros formando, por ex., a unidade $(\text{Si}_2\text{O}_7)^{6-}$, as lâminas com fórmula $(\text{Si}_4\text{O}_{10})^{4-}$, etc. Como ocorre esse processo?
10. O mineral quartzo (SiO_2), encontrado como vários polimorfos (quartzo alfa ou beta, tridimita, etc.), é considerado um tectossilicato (critério estrutural), e não um “óxido” como sugeriria a fórmula (critério químico). É também um mineral que, como muitos outros no Planeta, tem “história”: não estava presente nos primórdios das eras geológicas. Que argumento utilizaria para discutir estas afirmações?

3.10. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS

Um texto clássico sobre Mineralogia, na literatura universal, é o escrito por Dana, editado ultimamente por Klein e Hurlbut (21ª ed., 1993, *Manual of Mineralogy*). Existem várias edições da obra traduzida ao Português (*e.g.*, a 3ª edição, o *Manual de Mineralogia de Dana* (versão original revisada por C. Hurlbut). A última versão

em Português *Manual de Ciências dos Minerais* foi editada por Klein e Dutrow em 2012. Em Inglês, cabe ainda mencionar a obra de Strunz e Nickel (9ª ed., 2001, *Mineralogical Tables*), uma compilação completa sobre minerais.

A obra de referência mais utilizada sobre os minerais mais frequentes, “os minerais formadores de rochas” incluindo os principais e os acessórios, foi publicada em vários volumes por Deer, Howie e Zussman (DHZ), hoje também apresentada em volume-sumário (1992 *An introduction to the rock-forming minerals*). É um completo compêndio sobre minerais (com dados de química mineral, cristalografia, ocorrências, associação com outros minerais, etc.).

Capítulos sobre Mineralogia estão incorporados em todos os textos introdutórios de Geologia Geral (ver, por ex., o capítulo correspondente em *Decifrando a Terra*, 2ª ed., 2009). Uma obra de referência sobre minerais brasileiros está em etapa de redação e publicação, tendo sido publicados até agora 5 volumes (Neves e Atencio, 2013 e 2017).

Sites de interesse para Mineralogia

Referências extremamente completas sobre cada mineral, em particular, podem ser consultadas no site <https://www.mindat.org>, que fornece informações avalizadas pela IMA (*International Mineralogical Association*).

Minerals. Mines, minerals, and more (alphabetical index, search, search by chemistry): <http://www.webmineral.com/>.

Mindat org - Wikipedia <https://en.wikipedia.org/wiki/Mindat.org>



Capítulo 4

Os Três Grupos de Rochas e seus Ambientes de Formação

4.1. DEFINIÇÕES

Para o geólogo, **rochas** são todos os *agregados consolidados*, “duros” ou “moles”, constituídos predominantemente por agrupamentos de minerais e/ou fragmentos desses minerais, acompanhados, ou não, de fragmentos de rochas, e/ou fragmentos de organismos (conchas de invertebrados, ossos, etc.), por vezes também constituídos por vidros naturais. Os *agregados não consolidados* só ocorrem na superfície do Planeta: exemplos são os solos do agricultor, as areias de praia de mar e rio, as dunas, e o material desagregado que se acumula nas encostas de montanhas por ação da gravidade. A maioria dos componentes destes agregados inconsolidados é formada por fragmentos de rocha e/ou de minerais, podendo ter também fragmentos de origem biológica.

Uma classificação alternativa é a utilizada pelos engenheiros, para os quais *rocha* é todo material consolidado mais coeso, “duro”, retirado por meios mais drásticos como explosivos, e *solo* é todo material sem coesão, “mole”, que pode ser retirado facilmente (por desmonte hidráulico ou com escavadeira), incluindo-se aí todos os agregados inconsolidados e também as rochas friáveis ou em processo de alteração e, assim, não mais compactas (ver Capítulo sobre Solos).

As **rochas** são classificadas em três grandes grupos, conforme o mecanismo gerador. São estas as rochas *ígneas*, as

sedimentares e as *metamórficas*, formadas respectivamente, numa perspectiva simplificada, por resfriamento de magmas, por gênese na superfície da Terra e por transformações, em profundidade, de rochas preexistentes.

4.2. AS ROCHAS: AMBIENTES DE FORMAÇÃO EXÓGENOS E ENDÓGENOS

Os *ambientes exógenos* são os existentes na superfície do Planeta, o cenário da interação entre a crosta com a biosfera, a atmosfera e a hidrosfera. As *temperaturas* oscilam entre 40-50 °C, nas regiões tropicais e desérticas quentes, até -30 a -50 °C, nas regiões frias polares e subpolares e no alto das grandes montanhas. As *pressões* são sempre muito baixas: desde a atmosférica, nos ambientes subaéreos, até algumas centenas de atmosferas, nas partes mais profundas dos oceanos (pressões em torno de 100 atmosferas aos 1.000 m de profundidade marinha, com incrementos da ordem de 10 atmosferas por cada 100 m de profundidade incrementada; a densidade da água de mar é algo superior a 1 g/cm³). São nesses ambientes que se formam as *rochas sedimentares*.

Os *ambientes endógenos* são os encontrados no interior do Planeta. As *rochas ígneas* formam-se por resfriamento de magmas, substâncias silicáticas líquidas geradas em profundidades consideráveis, ora na base da crosta continental,

ora no manto superior, portanto em regiões com temperaturas mínimas da ordem de 700-800 °C (na crosta) ou superiores aos 1.200 °C (no manto) (ver Capítulo 2). As pressões são também consideráveis, da ordem de 100 kbar na base da crosta, ou de no mínimo 135 a 238 kbar no manto superior: a pressão incrementa-se em média em 2,8 a 3,2 kbar por cada 1 km de rocha (densidade das rochas crustais: ~2,7-2,8 g/cm³; densidade das

rochas do manto superior: 3,2-3,4 g/cm³). Toda rocha que é levada, pelos agentes geológicos, para profundidades maiores estará submetida, portanto, a incrementos consideráveis de P e T: por este motivo, haverá tanto recristalização como deformação dos minerais constituintes, gerando-se assim as rochas do terceiro grupo, as *metamórficas* (= transformadas).

As rochas e suas profundidades de geração

É importante notar que as profundidades maiores que 200 ou 300 km (manto superior) não são, em geral, acessíveis aos processos geológicos normais. Assim, as composições e os minerais existentes no manto de transição, no manto inferior e no núcleo devem ser inferidos em função de evidências bastante indiretas (ver discussão no Capítulo 2). Entretanto, existem hoje em dia possibilidades de reproduzir, em laboratório, as temperaturas e pressões do manto e do núcleo terrestre (no centro da Terra, temperaturas da ordem de ~5.500 °K e pressões de 3.640 kbar). Para este efeito, diamante lapidado é utilizado para fabricar celas de altíssima pressão, para confinar pequenos volumes de material adequado, da ordem de poucos mm³ (e.g., silicatos de Mg e Fe, simulando a composição do manto inferior, ou misturas desses silicatos com Fe e Ni, representando as substâncias encontradas na interface do manto inferior com o núcleo externo líquido). O aquecimento é realizado por focalização de determinados tipos de raios laser, já que o diamante é completamente transparente a esses raios. Experimentos deste tipo mostram que o núcleo externo é a zona mais reativa do Planeta, porque nessa região os líquidos metálicos mostram viscosidade baixa, movimentando-se de maneira rápida e até turbulenta; as reações químicas ocorreriam ali em frações de segundos. O núcleo externo líquido, como se sabe, é o responsável pela presença do forte e organizado campo magnético do Planeta.

4.2.1. Processos magmáticos, sedimentares e metamórficos

As propriedades apresentadas pelas rochas dependem, em boa parte, dos seus processos de formação. Estas características aparecem resumidas na **Tabela 4.1**. Estes processos são brevemente discutidos a seguir.

A *geração de magmas* (= fusão de rochas) inicia o processo de formação das *rochas ígneas*. Tipicamente, os magmas são *neoformados* ao longo da história geológica, por existirem no interior do Planeta em desequilíbrios térmicos, que conduzem à fusão parcial de rochas da base da crosta, ou da parte mais rasa do manto superior - rochas estas que estão normalmente no estado sólido. Esses magmas, sendo mais leves, migram para regiões mais superficiais e podem chegar até a superfície, espalhando-se por ela como lavas e formando os vulcões (as rochas vulcânicas), ou podem cristalizar ainda em profundidade (as rochas plutô-

nicas). A cristalização desta substância fundida gera texturas e estruturas maciças (sem orientação); em profundidade, por cristalização lenta dos magmas as rochas ígneas plutônicas mostram texturas cujos grãos são visíveis a olho nu (textura fanerítica, **Figura 4.1A**), enquanto que nas rochas vulcânicas, o resfriamento é rápido, cristalizando grãos de tamanhos pequenos (textura fanerítica fina, ou afanítica, **Figura 4.1B**, quando os grãos são invisíveis a olho nu, ou até vítrea). Vesículas podem também ser encontradas em lavas, representando os poros preservados, de formas arredondadas-elipsoidais a irregulares, deixados pelo escape de gases, exsolvidos da lava (**Figura 4.1C**). A amígdala é uma vesícula preenchida posteriormente por minerais (por exemplo, por quartzo, calcita, e outros).

Os *processos exógenos* geram três classes diferentes de *rochas sedimentares* (numa classificação simplificada, **Tabela**



Figura 4.1. **A.** Rocha ígnea fanerítica com estrutura maciça (granito). **B e C.** Basaltos, o primeiro com textura afanítica e estrutura maciça, o segundo com estrutura amigdaloidal.
Fotos: Lauro K. Dehira, coleção didática do IGc-USP.

Tabela 4.1. Os tipos de rochas e suas características.

Tipo de rocha	Estruturas*	Texturas*
<i>Rochas ígneas</i>	Geralmente <i>maciças</i> , raramente orientadas. Lavas (cristalizadas na superfície) por vezes com <i>vesículas</i> e <i>amígdalas</i> .	Minerais intercrescidos, cristalizados de uma fusão. <i>Porosidade baixa</i> . <i>Densidade</i> das rochas similar a dos minerais constituintes.
<i>Rochas sedimentares clásticas</i> (= constituídas por fragmentos)	Depositadas como camadas: <i>planos de estratificação</i> .	Fragmentos separados por poros, em parte preenchidos por cimento. <i>Porosidade média a alta</i> . <i>Densidade</i> das rochas geralmente bastante menor que a dos minerais constituintes.
<i>Rochas sedimentares de origem orgânica</i>	Carapaças inteiras ou quebradas; formas de crescimento (<i>e.g.</i> , recifes), planos irregulares (<i>e.g.</i> , matas de algas); planos de estratificação (<i>e.g.</i> , carvão).	Formas orgânicas em parte preservadas (por ex., carapaças). Composição particular (linhita no carvão; calcita e/ou SiO ₂ e/ou fosfato, nas carapaças). <i>Porosidade</i> variável (baixa a média).
<i>Rochas sedimentares químicas</i>	Formadas por precipitação química, com planos de estratificação, ou sem eles.	<i>Aspecto cristalino</i> , grãos intercrescidos. Composição <i>sui generis</i> : carbonatos em calcários, haletos e gipsita em evaporitos. Em geral, <i>porosidade baixa</i> .
<i>Rochas metamórficas</i>	Geralmente com estruturas planares (<i>estruturas xistosas ou foliadas</i>) ou em bandas claras-escuras alternadas (<i>estrutura gnáissica</i>); mais raramente, <i>maciças</i> .	Minerais intercrescidos, orientados (rochas com foliação). <i>Porosidade baixa</i> . <i>Densidade</i> das rochas equivalente a dos minerais constituintes.

* *Estrutura*: aspecto geral da rocha no campo, ou na amostra de mão; *textura*: aspecto em detalhe que define o arranjo dos grãos minerais (tamanhos e relações com os grãos vizinhos).

4.1). As rochas sedimentares *clásticas* (**Figura 4.2A**) são inteiramente formadas por fragmentos de minerais ou de rochas, de formas irregulares a elipsoidais-esferoidais e de tamanhos variados, desde centimétricos a decimétricos para os fragmentos mais grossos, passando pelo tamanho das areias (1 a 2 cm, até décimos de mm) até as com tamanhos menores, de décimos a milésimos de mm (micras). Estes materiais depositam-se originalmente como camadas horizon-

tais. As rochas sedimentares de *origem química* são formadas por precipitação química em soluções mais ou menos salobras (águas de mares ou de lagos): aparecem com estrutura em camadas, mas apresentam típico aspecto cristalino, com cristais intercrescidos e pouca porosidade (**Figura 4.2B**). As rochas sedimentares de *origem orgânica* são formadas por precipitação de substâncias químicas, um processo controlado por reações bioquímicas resultantes da ativida-

de de plantas e animais, ou pelos mesmos animais e plantas, que podem estar conservados inteiros, ou fragmentar-se, formando vastos depósitos. A herança biológica se torna visível na composição

química desses depósitos e na estrutura: algas calcárias e carapaças de corais preservadas nos recifes, matéria orgânica carbonosa nos carvões (**Figura 4.2C**), camadas de fragmentos de conchas, etc.



Figura 4.2. **A.** Rocha sedimentar clástica, com seixos e matriz (conglomerado). **B.** Rocha sedimentar química com estratificação plano-paralela (calcário preto). **C.** Rocha sedimentar biogênica (carvão com estrutura laminar).
Fotos: Lauro K. Dehira, coleção didática do IGc-USP.

Os processos geradores das *rochas metamórficas* (**Figura 4.3**) são controlados por incrementos de temperatura e pressão. A pressão é de dois tipos: a *litostática* ou confinante, gerada pelo peso das rochas superpostas, e a *vetorial* ou *dirigida*, que gera os terremotos, o deslocamento dos continentes e a aparição de montanhas orogênicas, tais como os Andes, os Himalaias e os Alpes. O primeiro tipo de pressão compacta os materiais geológicos, enquanto que o segundo é responsável pela aparição de estruturas orientadas. Os incrementos de temperatura, por sua vez, condicionam a recristalização das rochas preexistentes e a aparição de novos minerais. Por este motivo, as rochas metamórficas são rochas recristalizadas, muito compactas, a maioria caracterizada pela presença de estruturas orientadas, identificando a influência na sua gênese desses três fatores mencionados: temperatura, pressão litostática e pressão dirigida (**Tabela 4.1**).

4.3. OS MINERAIS PREDOMINANTES NOS TRÊS GRUPOS DE ROCHAS

As *rochas ígneas* apresentam principalmente silicatos como os minerais mais

comuns, divididos em claros (Al-silicatos de Ca e álcalis) e escuros (silicatos ou Al-silicatos com Ca, Mg e Fe). Entre os primeiros, aparecem o quartzo, os feldspatos cálcio-sódicos ou plagioclásios, os feldspatos alcalinos (em geral, potássicos, com predomínio de K), e a mica clara (ou muscovita); entre os segundos, a olivina, os piroxênios, os anfibólios e a mica escura (ou biotita). São encontradas ainda, em proporções muito menores, fases acessórias (tais como zircão, cromita, magnetita e outros; para maiores informações, ver **Tabela 3.2**, Capítulo de Mineralogia).

Nas *rochas sedimentares*, são encontrados os mesmos minerais (que podem aparecer como grãos detríticos, derivados de rochas e mobilizados pelos agentes exógenos), além de outros dois conjuntos, importantes nesses ambientes: o dos argilominerais (silicatos, principalmente dos grupos da caulinita, da montmorillonita, e da illita) e o dos carbonatos (em especial, calcita e dolomita; ver propriedades identificadas na **Tabela 3.2**).

Todos esses minerais estão presentes nas *rochas metamórficas*, com exceção dos argilominerais, que são convertidos

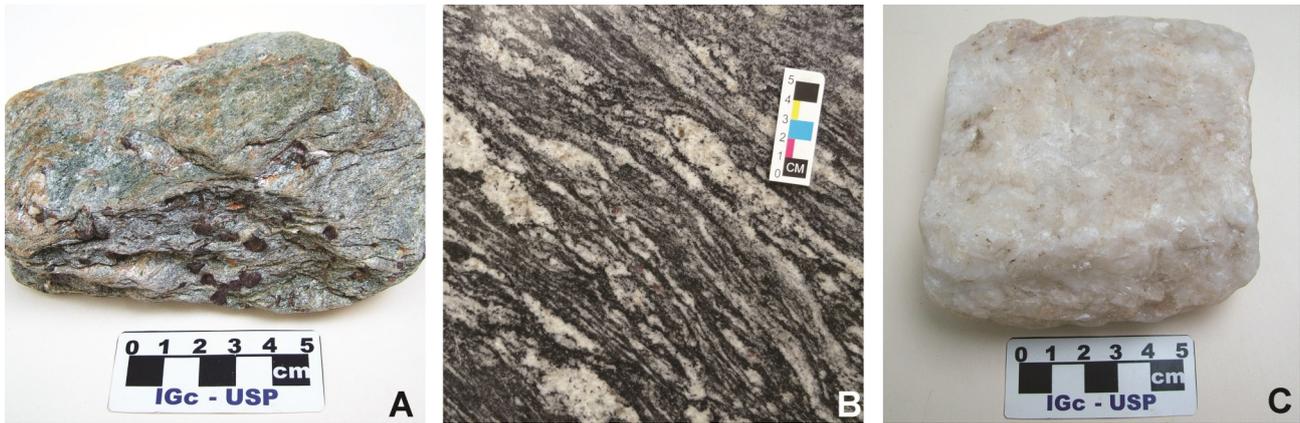


Figura 4.3. **A.** Rocha metamórfica com xistosidade marcante (mica xisto). **B.** Rocha metamórfica com xistosidade e bandamento (gnaisse bandado; bandas claras com quartzo e feldspato, bandas escuras com biotita). **C.** Rocha metamórfica constituída por carbonatos (mármore). Fotos A e C: Lauro K. Dehira, coleção didática do IGc-USP; B: Luciane Kuzmickas.

em outros silicatos por recristalização. A este conjunto, adiciona-se ainda uma série de minerais típicos de rochas metamórficas, entre os quais os mais comuns são as cloritas (Al-silicatos ferromagnesianos de cores esverdeadas, similares às micas) e as granadas (identificadas pelo hábito sempre equidimensional e cores em geral avermelhadas a amarronzadas) (para maiores detalhes, ver **Tabela 3.2**).

4.4. O RECONHECIMENTO EXPEDITO DE ROCHAS

O reconhecimento expedito das rochas mais comuns pode ser realizado por meio de duas etapas.

Primeira etapa: o tipo de rocha. Esta etapa permite o reconhecimento do tipo de rocha: *ígneas*, *sedimentares* ou *metamórficas*. Para tal, basta aplicar as indicações da **Tabela 4.2**, que, em parte, incorpora as características identificadas na **Tabela 4.1**. *Estrutura*, como definido previamente, refere-se ao aspecto macroscópico da rocha. A *coesão* (= *resistência à esfoliação* ou *ao risco*, com unha, canivete, etc.) refere-se à maior ou menor facilidade com que as partículas se desprendem da rocha dependendo em parte também da mineralogia: rochas com bastante micas, ou com argilominerais, são mais facilmente desagregadas. A *porosidade* (presença de poros, de dimensões milimétricas ou até centimétricas) pode em geral ser observada a olho nu; em rochas mais finas, a porosidade é estimada por

meio de água derramada sobre a rocha (infiltração rápida identifica porosidade média ou alta). A *densidade* refere-se à avaliação feita manualmente, para separar as rochas “pesadas” (densidade acima de $2,7 \text{ g/cm}^3$, constituídas por minerais mais densos) das rochas “leves” (com densidades de $2,7 \text{ g/cm}^3$, ou menores). A *presença de micas*, em teores geralmente consideráveis, é característica típica de muitas rochas metamórficas. Por sua vez, a *presença de argilominerais* (inferida, já que eles não são visíveis a olho nu) é característica em rochas sedimentares de granulação fina. A utilização de teste por meio de *ataque ácido* (com HCl diluído ou concentrado, a frio ou a quente), quando possível, identifica as rochas carbonáticas (ora sedimentares, ora metamórficas, dependendo da estrutura e textura observadas).

Segunda etapa: o nome das rochas. Nesta etapa, podem ser identificadas as rochas ígneas, sedimentares e metamórficas mais comuns, com presença marcante no Brasil. A classificação, que aparece exposta resumidamente no **Quadro 4.1** e nas ilustrações seguintes (Pranchas 1 até 7, amostras da coleção didática do IGc-USP), é baseada em esquema apresentado por J.M.V. Coutinho e N. Chiossi, com modificações por J.B. Madureira Filho. Maiores detalhes sobre a nomenclatura das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas podem ser encontrados nos capítulos respectivos.

Tabela 4.2. Reconhecimento expedito do tipo de rocha.

	Rochas ígneas	Rochas sedimentares	Rochas metamórficas
Estrutura	Maciça, sem orientações	Orientada: estrutura estratificada	Orientada: estrutura foliada ou gnáissica
Aspecto compacto (“cristalino”)	Sim	Não (exceto as químicas)	Sim
Porosidade (presença de poros)	Baixa a muito baixa (exceto a presença de vesículas)	Média a alta (não nas químicas)	Baixa a muito baixa
Coesão: resistência à esfoliação (ou ao risco)	Em geral, elevada	Em geral, baixa a média (presença de argilominerais)	Em geral, média (presença de micas)
Presença de micas	Pouca ou nenhuma	Pouca ou nenhuma	Por vezes, bastante micas
Presença de argilominerais	Não	Bastante frequentes (rochas finas)	Não
Densidade	Média a elevada	Em geral, baixa a média	Média a elevada
Ataque ácido	Sem reação	Algumas (as carbonáticas) com reação ao ácido	Algumas (as carbonáticas) com reação ao ácido

Obs.: As propriedades citadas referem-se a rochas frescas, sem alteração. A alteração (até a incipiente) muda estes parâmetros (por ex., esfoliação, coesão e porosidade).

Quadro 4.1. O reconhecimento das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas mais comuns.

<p>GRUPO I. Granulação finíssima a fina, estrutura maciça em amostra de mão.</p> <ul style="list-style-type: none"> -Coesão baixa (desagrega com a unha): argilito (sedimentar clástica). -Coesão alta (rocha risca o vidro): quartzito (metamórfica), basalto (ígneas), silexito (sedimentar química) e vitrófiro (ígneas).
<p>GRUPO II. Granulação finíssima, estrutura claramente orientada em amostra de mão.</p> <ul style="list-style-type: none"> -Coesão baixa a média (desagrega com a unha): folhelho (sedimentar clástica) e filito (metamórfica). -Coesão média a alta (desagrega com o canivete): ardósia (metamórfica).
<p>GRUPO III. Granulação fina (da ordem de mm), mais raramente finíssima, estrutura maciça em amostra de mão.</p> <ul style="list-style-type: none"> -Coesão baixa a média (desagrega com canivete, efervesce com ácido): calcário e dolomito (sedimentares químicas).
<p>GRUPO IV. Equigranular, granulação fina a grossa (mm a cm), estrutura maciça em amostra de mão.</p> <ul style="list-style-type: none"> -Coesão média (desagrega com o canivete, efervesce com ácido): mármore calcítico e dolomítico (metamórficas). -Coesão alta (rocha risca vidro): granito, aplito, sienito, gabro, diabásio e pegmatito (ígneas), anfibolito maciço (metamórfica).
<p>GRUPO V. Inequigranular, com megacristais, matriz de granulação fina a grossa (mm a cm), estrutura maciça em amostra de mão.</p> <ul style="list-style-type: none"> -Coesão alta (rocha risca vidro): granito porfirítico, basalto porfirítico, riólito (ígneas).
<p>GRUPO VI. Granulação fina a grossa (mm a cm), estrutura foliada ou gnáissica em amostra de mão.</p> <ul style="list-style-type: none"> -Coesão média (desagrega com o canivete): xisto (metamórfica). -Coesão alta (rocha risca vidro): gnaisse, quartzito foliado, anfibolito foliado, milonito (metamórficas).
<p>GRUPO VII. Granulação fina a grossa (mm-cm), estrutura estratificada.</p> <ul style="list-style-type: none"> -Cores variadas, fragmentos (seixos) > 2 mm: conglomerado e brecha sedimentar (sedimentares clásticas). -Cores variadas, fragmentos entre 2 e 0,01 mm (áspera ao tato): arenito e siltito (sedimentares clásticas). -Cores variadas, fragmentos de conchas, estratificação menos marcada: coquina (sedimentar biogênica).

4.5. A NOMENCLATURA DAS ROCHAS MAIS COMUNS

No **Grupo I** (ver **Quadro 4.1** e **Prancha 4.1**), com granulação finíssima a fina e com estrutura maciça, aparecem o *argilito* (sedimentar, constituída principalmente por argilominerais e quartzo muito fino), o *quartzito* (metamórfica, derivada de arenitos ricos em quartzo por recristalização), o *silexito* (sedimentar química, formada por acumulação de agregados finos a finíssimos de quartzo microcristalino, por vezes mostrando planos de estratificação), o *basalto* (ígneia vulcânica, escura, textura afanítica, caracterizada por presença de abundantes silicatos escuros, só visíveis ao microscópio), e o *vitrófiro* (ou a *obsidiana*, vidro vulcânico).

No **Grupo II** (**Prancha 4.2**), com granulação fina a finíssima, e estrutura claramente orientada (laminação sedimentar ou foliação metamórfica), aparecem o *folhelho* (sedimentar clástica, cores em geral mais escuras, com predomínio de argilominerais, além de quartzo muito fino), o *filito* (metamórfica, cores claras, com predomínio de micas claras finíssimas e quartzo), e a *ardósia* (metamórfica, com cores escuras, com predomínio de cloritas e quartzo muito fino).

No **Grupo III** (**Prancha 4.2**), com granulação em geral fina a muito fina ou finíssima, e estrutura maciça (por vezes, com indicação de estratificação na amostra de mão), aparecem o *calcário* (sedimentar química, constituída principalmente por calcita, que efervesce com HCl frio) e o *dolomito* (sedimentar também química, formado principalmente pelo carbonato dolomita).

No **Grupo IV** (**Pranchas 4.3** e **4.4**), estão agrupados o *mármore calcítico* (metamórfica, o produto recristalizado do calcário sedimentar) e o *mármore dolomítico* (metamórfica, representando os dolomitos recristalizados), o *granito* (ígneia plutônica, formado principalmente por quartzo, feldspatos e micas, com textura fanerítica), o *aplito* (ígneia plutônica, com quartzo e feldspatos e pouca

mica, com textura fanerítica equigranular), o *sienito* (ígneia plutônica, com textura fanerítica, formada por feldspatos e alguns minerais escuros, sem quartzo) (todas as rochas anteriores na **Prancha 4.3**), e ainda o *gabro* (ígneia plutônica, com textura fanerítica, com plagioclásios e piroxênios), o *diabásio* (rocha com textura intermediária entre gabro e basalto), o *anfíbolito maciço* (metamórfico, formado por recristalização de basaltos e gabros), e o *pegmatito* (rocha ígneia plutônica, com cristais de tamanhos centimétricos a decimétricos de feldspatos, quartzo e outros silicatos; para as últimas quatro rochas, ver **Prancha 4.4**).

No **Grupo V** (**Prancha 4.5**), são encontradas as rochas inequigranulares, com estrutura maciça, tais como o *granito porfirítico* (uma variedade de granito, com presença de megacristais, tipicamente centimétricos, de feldspatos, em matriz mais fina com feldspatos, quartzo e micas), o *basalto porfirítico* (com megacristais de feldspatos em matriz muito fina a finíssima escura), e o *riólito* (com megacristais de quartzo e feldspatos, em matriz clara muito fina a afanítica), além de outras rochas aparentadas, mas bastante mais raras no Brasil (como, por ex. o andesito e o dacito, rochas claras, com megacristais de feldspatos em matriz afanítica clara, com poucos minerais escuros).

No **Grupo VI** (**Prancha 4.6**), aparecem rochas metamórficas com granulação fina a média-grossa, foliadas e/ou bandadas, como os *xistos* (com muitas micas e outros minerais como feldspatos, quartzo, granadas, etc.), os *gnáisses* (com a estrutura gnáissica, com bandas claras com feldspatos e quartzo, e escuras, com minerais como a biotita, de granulação fina a média-grossa), o *quartzito foliado* (uma variedade de quartzito, a chamada “pedra mineira”, com foliação gerada pela presença de níveis contínuos com mica clara), o *anfíbolito foliado* (uma variedade de anfíbolito mostrando orientação por foliação), e o *milonito* (caracterizado por mostrar estruturas orientadas por deformação e recristalização parcial).

PRANCHA 4.1

GRUPO I - Granulação finíssima, estrutura maciça em amostra de mão

1. Argilito (sedimentar clástica)

Coesão baixa (desagrega com a unha)
Cores claras (cinza, bege, avermelhada, etc.)



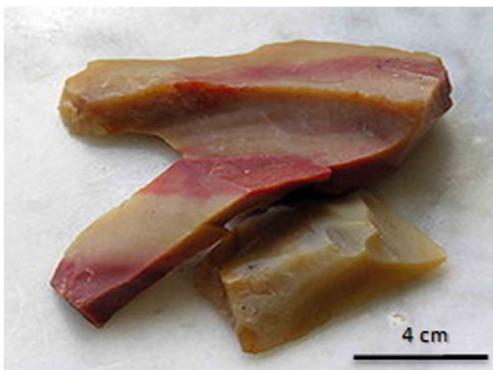
2. Quartzito maciço (metamórfica)

Coesão alta (risca o vidro)
Cores claras, monomineral



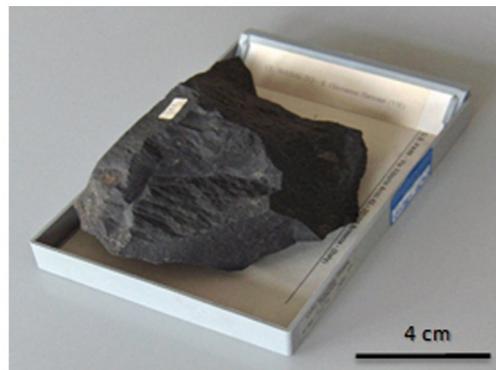
3. Silexito (sedimentar química)

Coesão alta (risca o vidro)
Cor clara, acinzentada, marrom; monomineral



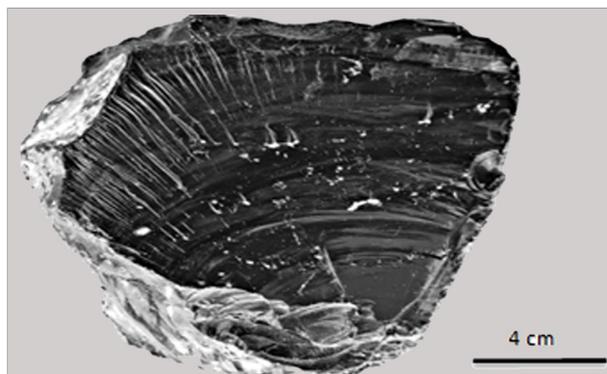
4. Basalto (ígnea)

Coesão alta (risca o vidro)
Cor escura



5. Vitrófiro (ígnea)

Coesão alta (risca o vidro)
Cor escura, brilho vítreo

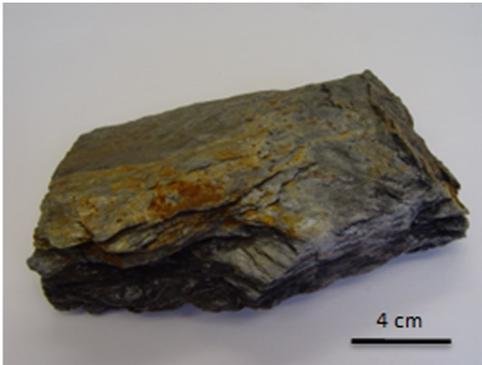


PRANCHA 4.2

GRUPO II - Granulação finíssima, estrutura claramente orientada em amostra de mão

6. Folhelho (sedimentar clástica)

Coesão baixa (desagrega com a unha)
Cores em geral escuras, densidade baixa



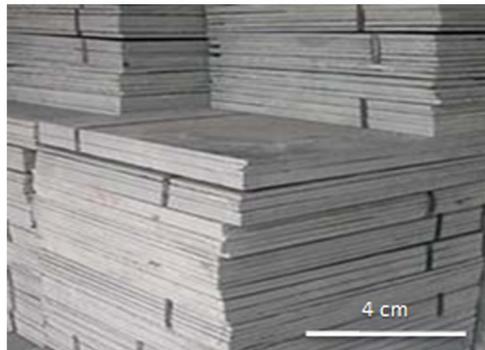
7. Filito (metamórfica)

Coesão baixa (desagrega com a unha)
Cores em geral escuras, densidade baixa - cor
prateada, brilho micáceo-sedoso



8. Ardósia (metamórfica)

Coesão média a alta (desagrega com o canivete)
Cores cinza-esverdeado



GRUPO III - Granulação fina (da ordem de mm), estrutura maciça em amostra de mão

9. Calcário (sedimentar química)

Coesão baixa a média (desagrega com unha
ou canivete)
Cores claras, efervesce com HCl frio, monomineral



10. Dolomito (sedimentar química)

Coesão baixa a média (desagrega com unha ou canivete)
Cores claras, efervesce com HCl quente, monomineral



PRANCHA 4.3

GRUPO IV - Granulação fina a grossa (mm a cm), estrutura maciça em amostra de mão, equigranular

11. Mármore calcítico (metamórfica)

Coesão média (desagrega com o canivete)
Cores claras, efervesce com HCl frio, monomineral



12. Mármore dolomítico (metamórfica)

Coesão média (desagrega com o canivete)
Cores claras, efervesce com HCl quente, monomineral



13. Granito (ígneia)

Coesão alta (risca o vidro)
Cor clara (rósea, branca, cinza), com quartzo e feldspato



14. Aplito (ígneia)

Coesão alta (risca o vidro)
Cor clara (róseo, etc.), granulação fina, com quartzo e feldspato



15. Sienito (ígneia)

Coesão alta (risca o vidro)
Cor clara (rósea, cinza, etc.), granulação média a grossa, com feldspato, sem quartzo



PRANCHA 4.4

GRUPO IV (continuação) - Granulação fina a grossa (mm a cm), estrutura maciça em amostra de mão, equigranular

16. Gabro (ígneia)

Coesão alta (risca vidro)
Cor escura, granulação média-grossa



17. Diabásio (ígneia)

Coesão alta (risca o vidro)
Cor escura, granulação fina



18. Anfibolito maciço (metamórfica)

Coesão alta (risca o vidro)
Cor escura, tons esverdeados



19. Pegmatito (ígneia)

Coesão alta (risca o vidro)
Cor clara, polimineral, granulação muito grossa

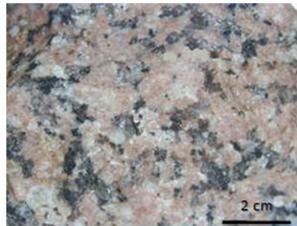


PRANCHA 4.5

GRUPO V - Granulação fina a grossa (mm a cm), estrutura maciça em amostra de mão, inequigranular

20. Granito porfírico (ígneia)

Coesão alta (risca vidro)
Cor clara (róseo, cinza, etc.), com megacristais com quartzo



21. Basalto porfírico (ígneia)

Coesão alta (risca o vidro)
Cor escura, com megacristais em matriz fina escura



22. Riólito (ígneia)

Coesão alta (risca o vidro)
Cor clara, com megacristais visíveis em matriz fina clara



PRANCHA 4.6

GRUPO VI - Granulação fina a grossa (mm a cm), estrutura foliada ou gnáissica em amostra de mão

23. Xisto (metamórfica)

Coesão média (desagrega com o canivete)
Cores claras a escuras, abundância de micas (claras, escuras)



24. Gnaiss (metamórfica)

Coesão alta (risca o vidro)
Cores clara e escura alternadas (bandas)



25. Quartzito foliado (metamórfica)

Coesão alta (risca o vidro)
Cor clara (creme, bege, etc.)



26. Anfibolito foliado (metamórfica)

Coesão alta (risca o vidro)
Cor escura



27. Milonito (metamórfica)

Coesão alta (risca o vidro)
Cor escura a clara, sinais de deformação



No **Grupo VII (Prancha 4.7)**, são encontradas rochas sedimentares clásticas, caracterizadas pela estrutura estratificada (em amostra de mão ou no afloramento): o *conglomerado*, com fragmentos maiores arredondados em matriz mais fina e a *brecha sedimentar*, mostrando fragmentos maiores angulosos, e também os *arenitos* (em geral com quartzo como fragmentos de tamanho areia) e os *siltitos* (fragmentos finos a muito finos, rochas ásperas ao tato, com quartzo e argilominerais; ver também o argilito, do Grupo I) e, finalmente, as *coquinas* ((sedimentares de origem orgânica, formadas por fragmentos de carapaças tais como pelecípodes (*e.g.*, mexilhão), corais, foraminíferos, etc.)).

4.6. AS PROPRIEDADES FÍSICAS DAS ROCHAS

As propriedades físicas das rochas dependem, em boa medida, dos processos relacionados com a sua formação, devendo ser lembrado, entretanto, que estas propriedades são referidas para as amostras frescas analisadas no campo ou no laboratório: naturalmente, rochas alteradas, em maior ou menor grau pelos fatores exógenos, irão mostrar feições radicalmente diferentes.

Assim, as *rochas ígneas (Figura 4.4)*, por cristalizarem de magmas e estarem formadas principalmente por silicatos de dureza alta, devem aparecer como materiais maciços de alta resistência, com pouca ou nenhuma tendência a mostrar superfícies *primárias* de descontinuidade (ou seja, relacionadas com o seu modo de origem), causadoras de planos de debilidade. Elas também devem ser rochas mostrando densidades significativas (equivalentes às densidades dos minerais constituintes) e com baixa porosidade (portanto, não são receptáculos propícios para retenção e transporte de fluídos como água e hidrocarbonetos).

Estas últimas propriedades, a da densidade e da baixa porosidade, são também mostradas por *rochas metamórficas (Figura 4.5)*, nas quais a recristalização

completa dos minerais integrantes impede a presença de poros. Por outro lado, a atuação de esforços durante os processos de recristalização imprime uma forte orientação às rochas resultantes: estruturas foliadas e gnáissicas são feições características que geram uma marcada descontinuidade, causadora eventual de desequilíbrios mecânicos.

As *rochas sedimentares (Figura 4.6)*, pelo contrário, frequentemente são produtos da compactação de sedimentos (fragmentos de rochas e de minerais, carapaças), aparecendo, portanto, quase sempre com porosidades elevadas, que em parte são preservadas na rocha resultante. Os poros presentes podem propiciar o transporte de fluídos neles acumulados, quando intercomunicados entre si, motivo pelo qual são estas rochas os alvos para exploração e recuperação de águas subterrâneas e hidrocarbonetos. Elas também irão se apresentar mostrando planos de estratificação, inerentes à sua gênese, que podem, eventualmente, se converter em planos de debilidade estrutural. São também os processos sedimentares que acumulam materiais específicos, como os carbonatos e os sais minerais gerados por precipitação na superfície do Planeta.

Esta caracterização resumida das características impressas nas rochas pelos seus processos de geração fornece uma explicação para as propriedades de maior importância tecnológica, citadas na **Tabela 4.3**, e comentadas a seguir.

Densidade e peso específico. A densidade é a massa por unidade de volume, expressa em g/cm^3 (sistema CGS) ou em kg/m^3 (MKS, ou SI, sistema internacional). O peso específico é o número que expressa a relação entre o peso da amostra considerada e o peso de um volume equivalente de água. A densidade da água terá os seguintes valores: 1 g/cm^3 (sistema CGS), 1.000 kg/m^3 (SI), e os respectivos pesos específicos são 1 e 1.000. As densidades de várias rochas aparecem listadas na **Tabela 4.3**.

PRANCHA 4.7

GRUPO VII - Granulação fina a grossa (mm a cm), estrutura estratificada

28. Conglomerado (sedimentar clástica)

Coesão alta (pode riscar vidro)
Cores variadas, fragmentos (seixos) > 2 mm, semi-arredondados



29. Brecha (sedimentar clástica)

Coesão alta (pode riscar vidro)
Cores variadas, fragmentos (seixos) > 2 mm, angulosos



30. Arenito (sedimentar clástica)

Coesão alta (pode riscar vidro)
Cores variadas, fragmentos entre 2 e 0,1 mm, áspero ao tato



31. Siltito (sedimentar clástica)

Coesão média (desagrega com o canivete)
Cores variadas, fragmentos entre 0,1 e 0,01 mm, algo áspero ao tato



32. Coquina (sedimentar biogênica)

Coesão alta a média (canivete pode riscar)
Cores variadas, fragmentos de conchas, estratificação pouco marcada



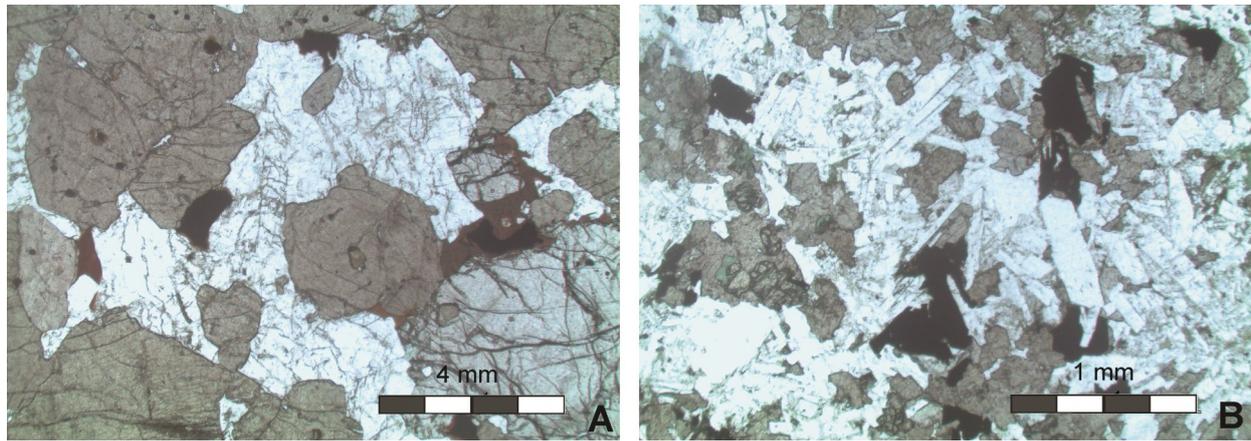


Figura 4.4. Fotomicrografias de seções delgadas de rochas ígneas (observação ao microscópio petrográfico). **A.** Rocha fanerítica (intrusiva: gabro). **B.** Rocha (subvulcânica: basalto). Em ambos os casos, os minerais escuros são piroxênio e olivina, e os claros são feldspatos. Nicóis paralelos.

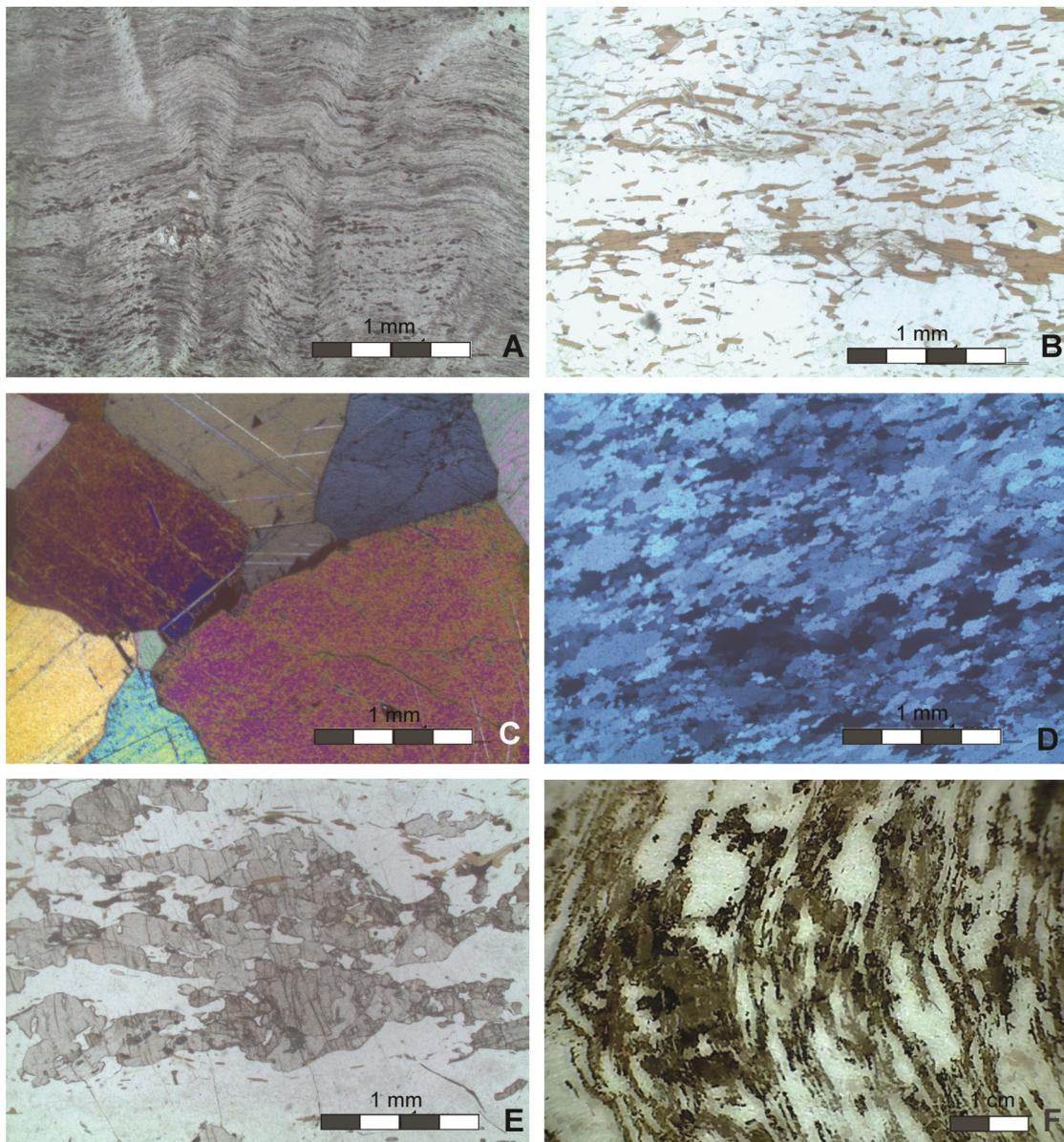


Figura 4.5. Fotomicrografias de seções delgadas de rochas metamórficas. **A.** Rocha com xistosidade marcante e deformada (filito). **B.** Rocha com granulação média e xistosidade (mica xisto; minerais escuros são micas; minerais claros quartzo e feldspatos). **C.** Rocha monomineralica com calcita (mármore). **D.** Rocha monomineralica (quartzo) com orientação marcante (quartzito). **E.** Rocha com bandamento (gnaiss); bandas claras com quartzo e feldspatos, bandas escuras com granada e piroxênios. **F.** Rocha com bandamento (gnaiss); bandas claras com quartzo e feldspatos, bandas escuras com mica e anfibólios. C e D: nicóis cruzados, as demais nicóis paralelos.

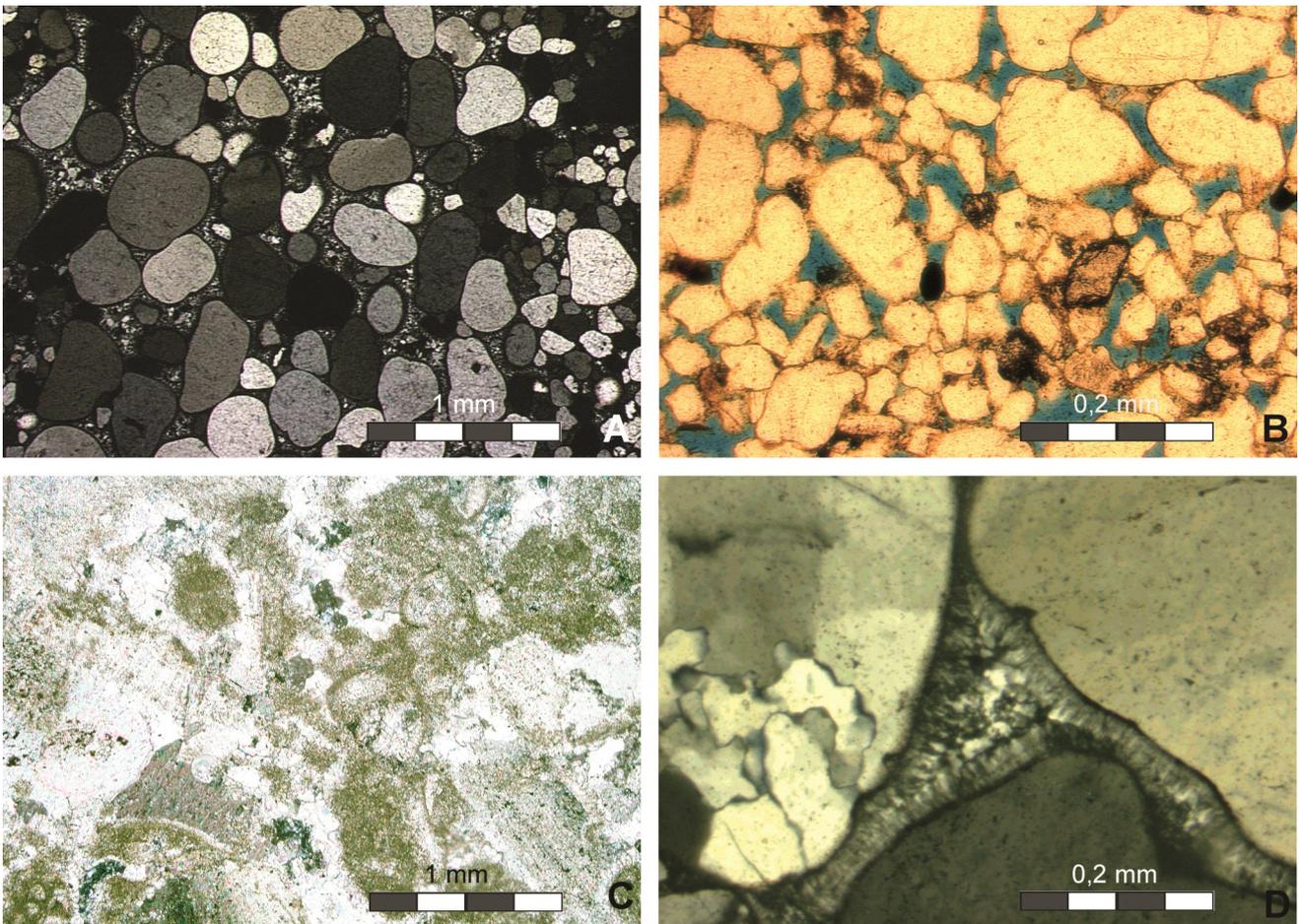


Figura 4.6. Fotomicrografias de seções delgadas de rochas sedimentares. **A:** Rocha com grãos arredondados de quartzo e alguns menores de feldspato (arenito eólico da Bacia do Parnaíba). **B:** Rocha com grãos angulosos a subangulosos de quartzo e alguns clastos de rochas (arenito; notar poros realçados pelo tingimento azul). **C:** Rocha com grãos irregulares de calcita, em parte com fragmentos de carapaças (calcário fossilífero; notar aspecto cristalino e ausência de poros). **D:** Clastos de rochas sedimentares finas (com quartzo) com poros preenchidos por calcedônia (variedade criptocristalina de sílica) de cristalização tardia. A e D: nicóis cruzados, B e C: nicóis paralelos. Foto A: Paulo C. Giannini, B e D: Ana Lúcia D. Gesicki, e C: Eliane A. Del Lama.

Porosidade. Define a quantidade de poros presentes na rocha, expressa como uma fração: $\text{Volume}_{\text{poros}}/\text{Volume}_{\text{total}}$, ou como porcentagem (o valor anterior multiplicado por 100). É a propriedade que condiciona tanto o conteúdo máximo de fluidos na rocha como também as propriedades mecânicas: a rocha com mais poros é menos resistente, em geral, que a equivalente com menos poros. A porosidade de uma rocha *não é uma constante*, já que muda durante a sua história geológica, ou até durante o processo de construção de obras. Diferencia-se a porosidade *primária* da *secundária*, a primeira aparecendo já durante a formação da rocha (por ex., os espaços existentes entre os grãos de quartzo numa areia de praia, que podem ser preservados no arenito subsequente), a segunda formada nas rochas por processos posteriores (por ex.,

aparição de fraturas e discontinuidades nas rochas, induzidas por acomodações físicas e atuação de esforços tectônicos; dissolução de carbonatos em calcários por águas intersticiais; poros secundários formados durante a alteração de uma rocha; e outros processos). Valores típicos de porosidade para vários grupos de rochas são citados na **Tabela 4.3**.

Permeabilidade. Esta propriedade depende da presença de poros comunicados entre si, e mede a capacidade de fluxo de um fluido (tipicamente, água, ar, ou hidrocarbonetos líquidos e gasosos) na rocha. A descrição do fluxo, ou velocidade, é expressa pela *lei de Darcy*, conforme a qual $V = Q/A = ki$, onde Q = vazão ou volume por unidade de tempo; A = área transversal ao fluxo; V = fluxo ou velocidade por unidade de tempo;

i = gradiente hidráulico $\Delta h/\Delta l$, diferença na altura topográfica versus comprimento do fluxo, identificando a carga que condiciona o movimento da água subterrânea; k = coeficiente de permeabilidade, em cm/s ou m/s. Observar que o coeficiente k identifica diretamente a velocidade do fluxo quando o gradiente i é igual ao valor unitário.

Alguns valores típicos do coeficiente de permeabilidade para materiais permeáveis oscilam entre 10^0 e 10^{-2} m/s (valores que identificam materiais com permeabilidade considerada excepcional a muito alta), enquanto que valores entre 10^{-4} a 10^{-6} m/s são característicos de permeabilidade média a baixa, ou muito baixa; materiais considerados impermeáveis mostram coeficientes de permeabilidade menores que 10^{-6} m/s. De qualquer maneira, os valores típicos para velocidades de fluxo em águas subterrâneas (da ordem de poucos m a frações de mm por dia) são muito menores que os que caracterizam fluxos de águas superficiais em rios ou mares, tipicamente km por dia.

As *rochas ígneas e metamórficas* são em geral impermeáveis, com porosidade muito baixa. Pelo contrário, os materiais

geológicos mais permeáveis são os *sedimentos* de granulação média a grossa (areias, cascalho) e as correspondentes *rochas sedimentares* clásticas (arenitos, conglomerados). As rochas sedimentares clásticas finas são em geral pouco ou nada permeáveis, embora a sua porosidade seja muito alta: isto é devido a que os poros estão frequentemente isolados, sem comunicação entre si, e são ainda muito pequenos, com o qual as moléculas eletricamente bipolares da água são retidas pelas partículas, por fenômenos de capilaridade e outros devidos à atração elétrica, assim dificultando o transporte nesses poros.

Resistência à compressão e à tração. A resistência à ruptura é medida em cilindros de rocha, em aparelhos que permitem aplicar esforços de compressão (ensaios de compressão) ou que, inversamente, submetem as rochas à tensão (ensaios de tração). A resistência, em unidades de pressão, é expressa em Engenharia de várias maneiras, como expresso no Quadro anexo. As rochas mostram valores variáveis de resistência aos testes de compressão e tensão, como indicado na **Tabela 4.3**.

Porosidade das rochas sedimentares

É interessante explorar como varia a porosidade numa rocha sedimentar, desde a sua deposição, como sedimento, até a sua compactação e sua aparição, outra vez, como rocha na superfície da Terra. O caso mais extremo é o das rochas sedimentares finas (constituídas por partículas de silte e argila, com tamanhos de partículas de 0,01 até 0,001 mm, ou menores). Elas são depositadas, como sedimentos, tipicamente em fundos oceânicos e de lagos. A porosidade, nesse momento, com os poros preenchidos por água, é da ordem de 60-65% a 80-85%. A continuação da sedimentação fará com que estes níveis sejam soterrados, pela deposição de camadas superpostas dos novos sedimentos. Ao mesmo tempo, inicia-se a compactação, convertendo-se o sedimento gradativamente em agregado cada vez mais consolidado pelo peso das camadas superiores. No fim do processo, já formada a rocha sedimentar correspondente, a sua porosidade será da ordem de 5, 10 ou 20%, dependendo do tipo de material depositado e do grau da compactação. Esta passagem de sedimento para rocha sedimentar deve levar muito tempo, centenas de milhares a milhões de anos. Se a rocha aparece agora na superfície, é porque toda a cobertura suprajacente, previamente existente, foi retirada pela ação da erosão (a escala de tempo aqui, é outra vez da ordem de centenas de milhares, ou milhões, de anos). A porosidade da rocha exposta irá aumentar agora por dois motivos: levemente, por um fenômeno de acomodação elástica (*elastic rebound*), e mais acentuadamente, por estar a rocha exposta outra vez aos agentes intempéricos. O primeiro efeito ocorre em todo material submetido a alívio de carga. O segundo, no caso extremo das rochas sedimentares finas aqui discutidas, fará com que a rocha possa perder significativamente a sua resistência mecânica, por impregnação com água de superfície e o aumento da porosidade, conduzindo frequentemente a um marcado esfrelamento da rocha, particularmente no caso das rochas sedimentares muito finas.

Tabela 4.3. Rochas: densidade, porosidade, resistência.

<i>Rochas/materiais</i>	<i>Densidade (g/cm³)</i>	<i>% porosidade (em volume)</i>	<i>Compressão (MPa)</i>	<i>Tensão (MPa)</i>
Rochas ígneas				
Basalto vesicular	2,20-2,30	4-15	80-150	
Basalto maciço	2,63-2,95	0,5-4,6	148-359	18-3,2
Diabásio	2,94	0,1-0,4	240-320	55
Gabro	3,0-3,1	0,2-0,5	186-320	1,4
Andesito	2,4	< 1,0	103-204	7
Diorito	2,71-2,85	< 1,0	119	8
Granito fresco	2,60-2,70	0,1-1,5	141-350	3-21
Granito alterado		1-5		
Granito decomposto		20		
Rochas sedimentares				
Arenito	2,1-2,4	11-34	40-107	5-11
Arenito (compacto)	2,60-2,70	11-19	70-215	19-24
Argilito orientado	2,0-2,5	4-25	35-75	
Argilito recente	2,2-2,4	22-32	25-45	
Carvão	0,7-2,0			
Calcário fino	2,3-2,7	0,5-6,0	53-245	4-18
Calcário recente	2,3	3-12		
Evaporito de halita	2,1-2,2		61-78	2,5
Evaporito de gipsita	2,2-2,4	3,6-4,6	28-42	2,4
Rochas metamórficas				
Ardósia	2,6-2,81	< 1,0	98-310	
Filito	2,6-2,8	< 1,0	126	23
Xisto	2,5-2,9	< 1,0	15-130	5,5
Gnaisse	2,70-2,95	0,5-1,9	160-256	7-16
Quartzito	2,6-2,8	< 1,0	320-600	23
Mármore	2,6-2,75	0,3-1,0	53-140	4-12
Anfibolito	2,99-3,1	0,3 - < 1,0	113-280	
Materiais industriais				
Concreto	2,4	10	30-35	30-35
Concreto-Classe de resistência grupo I			10-50	
Concreto-Classe de resistência grupo II			55-80	
Aço	7.85		365	365

Os valores citados em MPa indicam os esforços necessários para a quebra do material (resistências à quebra por compressão ou por tração) e são os corretos para testes perpendiculares à estrutura dominante (estratificação, em rochas sedimentares, ou foliação, em rochas metamórficas).

Observações: *andesito* e *diorito*: rochas de composição intermediária entre basalto e riólito (andesito) e entre gabro e granito (diorito).

As unidades mais utilizadas de pressão

Segue uma relação de algumas das medidas de pressão, em especial as adotadas no sistema **CGS**, com as unidades centímetro (comprimento), grama (massa), segundo (tempo), e no internacional, ou **MKS** (metro, quilograma, segundo), hoje utilizado como sistema universal. Observar que a compressão é definida como esforços dirigidos contra a rocha (identificados por três vetores ortogonais entre si, σ_1 , σ_2 , e σ_3 , tal que $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$), enquanto que tração, ou tensão, identifica o processo inverso, o da tentativa de estiramento da rocha: no primeiro caso, os esforços vetoriais são identificados como positivos, no da tração como negativos.

As fórmulas são as seguintes:

Para força, $F = m$ (massa) $\times a$ (aceleração);

$$F = 1 \text{ g} \times 1 \text{ cm/s}^2 = 1 \text{ dina (sistema CGS)}$$

$$F = 1 \text{ kg} \times 1 \text{ m/s}^2 = 1 \text{ Newton (N, sistema MKS)} = 1.000 \text{ g} \times 100 \text{ cm/s}^2 = 10^5 \text{ dinas}$$

Para energia, W (work) = $F \times L$ (length, comprimento)

$$W = (\text{g} \times \text{cm/s}^2) \times \text{cm} = 1 \text{ (dina} \times \text{cm)} = 1 \text{ erg (sistema CGS);}$$

$$W = (\text{kg} \times \text{m/s}^2) \times \text{m} = 1 \text{ N} \times 1 \text{ m} = 1 \text{ Joule (sistema MKS)} = 10^5 \text{ dinas} \times 100 \text{ cm} = 10^7 \text{ erg}$$

Para pressão, $P = F$ (força)/ a (área)

$$P = [\text{g} \times (\text{cm/s}^2)]/\text{cm}^2 = 1 \text{ dina}/1 \text{ cm}^2; 1 \text{ bar (sistema CGS)} = 10^6 \text{ dinas/cm}^2$$

$$P = [\text{kg} \times (\text{m/s}^2)]/\text{m}^2 = 1 \text{ N}/1 \text{ m}^2 = 1 \text{ Pa (Pascal, sistema MKS)}$$

$$1 \text{ Pa} = 1 \text{ N}/1 \text{ m}^2 = (10^5 \text{ dinas})/(100 \text{ cm})^2 = (10^5 \text{ dinas})/10^4 \text{ cm}^2 = 10 \text{ dinas/cm}^2$$

Assim, 1 kbar = 1.000 bar = 10^9 dinas/cm² = 10 kPa; 1 Mbar = 1.000.000 bar = 10 MPa

Em diversos países são ainda muito utilizados sistemas diferentes de medição de pressão, baseados no kg/cm², ou libra/polegada², e outros vários, além da popular unidade *atmosfera*. Abaixo, aparece uma tabela que permite a conversão entre alguns destes sistemas.

	Bar	Atmosfera	kg/cm ²	lb/in ²
1 bar	1	0,986924	1,01972	14,5038
1 atmos	1,01325	1	1,03323	14,6960
1 kg/cm ²	0,980665	0,967842	1	14,2234
1 lb/in ²	0,0689474	0,0680458	0,0703070	1

Obs.: *lb* = libra, *in* = polegada. A Tabela indica que 1 bar equivale a 0,986925 atmosfera, enquanto que 1 atmosfera expressa 1,03323 kg/cm² de pressão, etc.

4.7. OS PROCESSOS DE GERAÇÃO DE ROCHAS E DIFERENCIAÇÃO GEOQUÍMICA

Os processos de geração dos três grupos de rochas, em especial os das ígneas e sedimentares, são importantes mecanismos para identificar a forma como são gerados novos materiais geológicos, ao longo da história geológica do Planeta.

Os *magmas* mais abundantes, os basálticos, foram gerados (e ainda o são) por *fusão parcial* de rochas do manto superior (**Figura 4.7**), estas compostas principalmente pelos silicatos com magnésio e ferro, olivina e piroxênios (ou seja, um sistema químico com menos de 50% de sílica e teores elevados de MgO e FeO; os outros elementos químicos aparecem em proporções pequenas ou mínimas). Os

magmas basálticos são mais pobres em MgO e FeO e mais ricos em SiO₂ e álcalis (Na₂O e K₂O) que as rochas do manto. Por cristalização, eles geram basaltos, compostos pelos silicatos feldspatos e piroxênios (em parte, também com alguma olivina). As rochas geradas da cristalização de magmas basálticos, por sua vez, podem estar sujeitas a novo processo de fusão parcial: quando localizadas em profundidade (*e.g.*, na base da crosta continental), a fusão parcial dessas rochas vai gerar líquidos ainda mais diferenciados, quimicamente com maiores teores de sílica e álcalis, e cada vez menores de CaO, MgO e FeO. As rochas cristalizadas destes novos líquidos, por este motivo, terão teores maiores de silicatos como feldspatos e também quartzo, e teores menores de silicatos ferro-

magnesianos. Assim, são formadas ao longo do tempo geológico rochas com densidades menores (passando da densidade das rochas do manto superior, com valores em torno de 3,4-3,5 g/cm³, para a densidade dos basaltos, em torno de

2,85-3,0 g/cm³, até a de rochas silicáticas mais diferenciadas e mais leves, com densidades de 2,7-2,8 g/cm³). Este processo começou nos primórdios da história geológica do Planeta, e continua atuando até hoje.

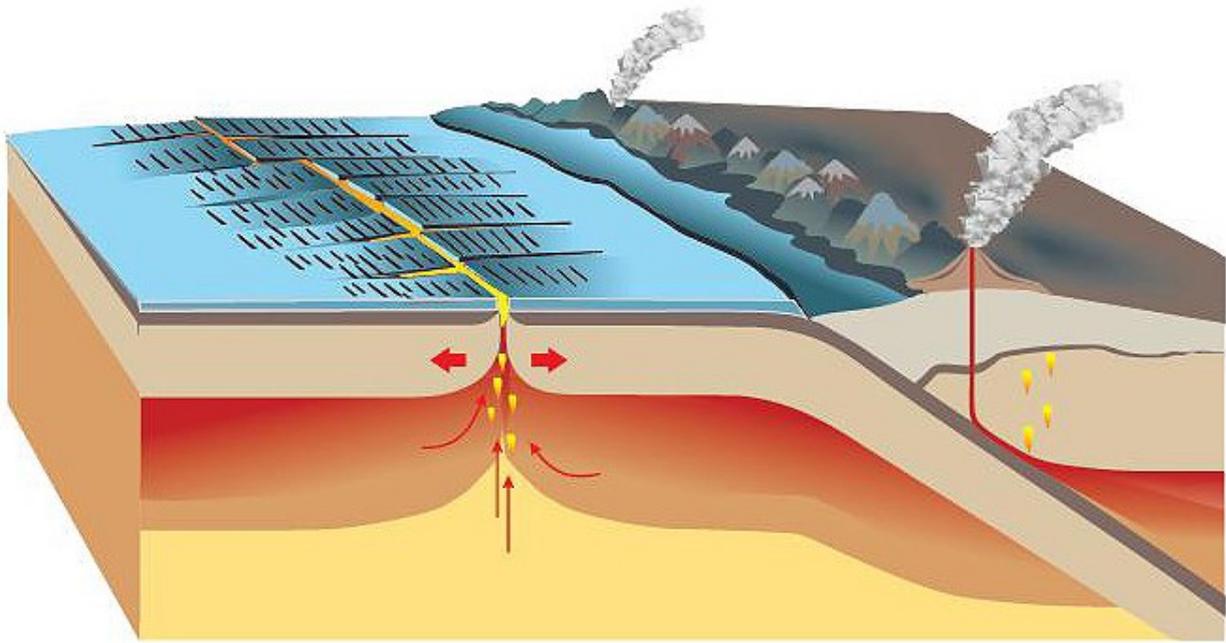


Figura 4.7. Zonas de geração de magma por fusão parcial de rochas do manto. Aparecem retratadas um limite divergente (cadeia meso-oceânica) e um limite convergente (zona de subducção) em região continental. Escala vertical exagerada. Para explicações, ver Capítulo 11, Estruturas Geológicas. Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

Um vasto esquema de diferenciação geoquímica ocorreu (e ocorre) durante a formação das rochas sedimentares, por efeitos dos *fatores exógenos*. As rochas expostas na superfície (no início da história geológica, bilhões de anos atrás, elas eram apenas rochas ígneas) sofrem o ataque dos agentes do intemperismo (águas e atmosfera), agentes estes que também são derivados do manto terrestre, mas por processo de desgaseificação.

Estas substâncias (atuando como gases atmosféricos e como águas de chuva, ou de rios, lagos e oceanos) reagem com os minerais das rochas expostas na superfície, com *duplo efeito*. Um deles converte esses minerais (quando instáveis nesse ambiente) em novos minerais, surgindo assim os argilominerais (como a caulinita) e a maioria dos óxidos e hidróxidos constituintes de materiais superficiais (como os de Fe e de Al), além de liberar os minerais primários não altera-

dos neste processo, os convertendo em clastos aptos para o transporte. O outro processo extrai por lixiviação vários elementos dos minerais originais, adicionando-os como íons às águas da hidrosfera, como Ca²⁺, Na⁺, K⁺, Mg²⁺, que aparecem equilibrados pelos correspondentes íons negativos, entre os quais o Cl⁻ como o mais importante. Ao mesmo tempo, processa-se uma interação da hidrosfera com o CO₂ atmosférico, com aparição de ânions como (CO₃)²⁻, dissolvidos nas águas (em especial, as oceânicas).

Estão criadas assim as condições para a formação de depósitos enriquecidos em óxidos e hidróxidos (*e.g.*, os depósitos de bauxita, ricos em Al₂O₃), e uma variedade de rochas de composição incomum, tais como as rochas sedimentares finas com argilominerais (separados dos locais originais por processos de transporte), as formadas por precipitação de sais contidos em salmouras (os evaporitos) e

o importante grupo de rochas carbonáticas, formadas por precipitação, em especial em águas oceânicas, de carbonatos com Ca e Mg.

Todos os elementos químicos que participam deste mecanismo de diferenciação geoquímica estão contidos, de início, no manto terrestre, mas é necessário que os processos da *fusão parcial* , em profundidade, e do *intemperismo* , na superfície, sejam acionados para gerar um vasto leque de materiais geológicos diferenciados: basaltos e granitos, entre as rochas ígneas, e evaporitos e calcários, e muitas outras, entre as rochas sedimentares.

4.8. SUMÁRIO

Rochas (nomenclatura geológica) são agregados consolidados; os inconsolidados são solos. A classificação técnica considera todo material coeso como rocha; o material “mole”, facilmente removível, constitui os solos.

As rochas, pela origem, são as *ígneas* , *sedimentares* e *metamórficas* , respectivamente formadas por 1), resfriamento de magmas; 2) geração na superfície do Planeta (origem supracrustal); 3) transformação de rochas preexistentes.

O *ambiente exógeno* propicia interações entre as rochas aflorantes com a biosfera, a atmosfera e a hidrosfera, sob baixa pressão (maiores nos fundos oceânicos), e temperaturas médias que oscilam moderadamente.

Os *processos exógenos* formam, numa versão simplificada, três tipos de rochas sedimentares: as *clásticas* , com acúmulo de fragmentos, classificadas pelo tamanho; as *químicas* , formadas por precipitação de solutos (ou transformação de materiais preexistentes) originando, entre outras, evaporitos e rochas carbonáticas, e as de *origem orgânica* (e.g., recifes, construções por algas, depósitos de carvão).

Nos *ambientes endógenos* , formam-se *magmas* na base da crosta continental ou no manto superior, por fusão parcial. Movimentando-se até a superfície, eles cristalizam como *rochas vulcânicas* ou *efusi-*

vas . Ou podem resfriar no caminho, formando *rochas plutônicas* ou *intrusivas* .

Estruturas acamadadas (ou *estratificadas*), com *texturas* ora *clásticas* , ora de aspecto *cristalino* (as químicas), ou de *crescimento* (em recifes, etc.), são feições características de rochas sedimentares. *Estruturas maciças* (sem orientação) são típicas de rochas ígneas (as vulcânicas podendo mostrar *estrutura vesicular*). *Texturas afaníticas* (com cristais submilimétricos) aparecem em rochas vulcânicas, as *faneríticas* (cristais maiores, visíveis) em plutônicas.

Incrementos de temperatura e pressão, em profundidade, geram as *rochas metamórficas* , compactas, com recristalização e aparição de *xistosidade* , *foliação* e/ou *bandamento* , condicionados pela atuação de esforços dirigidos. A sua *classificação* é simples, embora a origem e a evolução sejam geralmente muito complexas.

O reconhecimento das rochas é realizado pelo exame de estruturas e texturas (e.g., acamamento em sedimentares; estrutura maciça, em ígneas; observação de recristalizações em metamórficas; **Tabelas 4.1 e 4.2**). Os processos genéticos envolvidos na gênese das rochas condicionam em geral as propriedades mecânicas (densidade, porosidade, resistência; **Tabela 4.3**).

Palavras-chave: Agregados consolidados e inconsolidados, solos e rochas (nomenclatura geológica e técnica). Rochas ígneas (vulcânicas e plutônicas), sedimentares e metamórficas. Ambiente exógeno e endógeno. Rochas sedimentares, estruturas acamadadas ou estratificadas, texturas clásticas, conglomerados, arenitos, siltitos, argilitos; evaporitos, rochas carbonáticas. Foliação, xistosidade, rochas metamórficas. Estruturas maciças, vesiculares, textura afanítica e fanerítica, rochas ígneas. Propriedades físicas de rochas (densidade, porosidade, permeabilidade, resistência mecânica). Fatores genéticos determinando as propriedades da rocha.

4.9. QUESTIONÁRIO

1. Caracterize brevemente o ambiente de formação dos três grupos de rochas.

2. Enumere os critérios que utilizaria para separar as rochas ígneas das metamórficas.
3. Que rochas poderiam ser usadas para os seguintes propósitos (as propriedades requeridas estão citadas entre parênteses): a) base de sustentação de estruturas (resistência); b) obtenção de água (permeabilidade); c) aditivo para concreto (resistência); d) revestimentos e pisos (estruturas favoráveis); e) fundações para represas (impermeabilidade); f) fabricação de cimento e cal (composição química).
4. “Devem ser esperadas texturas porosas na maioria das rochas sedimentares, com poucos sinais de recristalização”. E nas ígneas? Discuta.
5. Uma possível tentativa de classificar as rochas sedimentares é dividi-las, de forma simplificada, em três grupos, as clásticas, as formadas por precipitação química, e as que derivam da atividade biológica. Justifique esta divisão.
6. As maiores fontes de Fe (como mineral hematita) são as *banded iron formations*, depósitos sedimentares (associados a vulcanismo), agora convertidos em rochas metamórficas. Consegue imaginar como pode ocorrer a sequência de eventos para tal formação?
7. “Rochas com quartzo são constituintes importantes da crosta continental. Ele é muito resistente ao ataque químico e ao desgaste por transporte. Depósitos de arenitos ricos em quartzo devem, portanto, ser comuns no registro geológico”. Comente.
8. “Processos ígneos e sedimentares conseguem movimentar material, condição essencial para, possivelmente, formar jazidas de interesse econômico, por acumulação seletiva de minerais”. Comente, citando possíveis exemplos.
9. Os argilominerais são abundantes em que tipo de rochas? O que acontece quando eles são submetidos ao meta-

morfismo?

10. Recristalização em rochas metamórficas propicia a geração de foliação, que são planos de debilidade estrutural. Como a sua presença pode afetar a estabilidade do terreno?

4.10. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS

Textos volumosos, para sistematizar a nomenclatura das *rochas ígneas*, em particular, foram escritos por autores alemães como H. Rosenbusch (em 1898 e 1922), F. Zirkel (em 1866) e W.E. Troeger (em 1935), com edições subsequentes. A atenção estava centrada, previamente, em descrições de amostras isoladas de rochas, um enfoque que foi substituído por outro que agrupa as rochas em “associações” por parentesco geológico e genético (ver, por exemplo, Turner e Verhoogen, 1960, *Igneous and Metamorphic Petrology*).

Entre os pioneiros no estudo de *rochas metamórficas* figuram principalmente Barrow (trabalhos nas Terras Altas da Escócia, em 1893 e 1912), Tilley (em 1924 e 1925, também nas Terras Altas) e Harker com sua obra clássica (1932, *Metamorphism*). Os autores posicionam as rochas, em estudos com forte componente de trabalhos de campo, em sequências de séries ou fácies, um enfoque geológico também adotado nos textos mais modernos, como no clássico livro de Bucher e Grapes (2011, *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*), continuação da obra iniciada por Winkler.

As descrições pioneiras de *rochas sedimentares* foram apresentadas por H.C. Sorby e colegas (século 19), que também utilizaram o microscópio petrográfico como ferramenta auxiliar, a partir de 1834. Reconheceu-se, posteriormente, que as rochas sedimentares apareciam ligadas a ambientes específicos, permitindo que descrições petrográficas fossem referidas a um quadro interpretativo que inclui ambientes de deposição (ver, por ex., Reineck e Singh, 1980, *Depositional Sedimentary Environments*).

Textos pioneiros sobre classificação de rochas sedimentares clásticas são os de Pettijohn (1975, *Sedimentary Rocks* e Pettijohn *et al.*, 1972, *Sand and Sandstone*) e de Folk (1974, *Petrology of Sedimentary Rocks*). As rochas carbonáticas mereceram atenção especial, com propostas de classificação próprias (ver Ham, editor, 1962, *Classification of Carbonate Rocks*). Um texto bastante completo sobre petrografia sedimentar é o de Tucker (1981, *Sedimentary Petrology*), no qual aparecem classificações para rochas clásticas e carbonáticas, bem como para rochas com sílica, carvão e evaporitos.

Alguns textos de petrografia apresentam descrições, em conjunto, para os *três grupos de rochas*, com ampla documentação sobre texturas e estruturas, como o de Moorhouse (1959, *The study of rocks in thin sections*) e a obra de Williams, Turner e Gilbert (2ª ed., 1982, *Petrography - An introduction to the study of rocks in thin sections*, com tradução da 1ª edição em 1970) e, ainda, os de Shelley (1992) e Yardley *et al.* (1990), este um atlas dedicado às rochas metamórficas.

Com um viés mais aplicado, é discutida na obra de Falcão Bauer (1985, 2 vols., *Materiais de Construção*) a impor-

tância de rochas e solos como matéria-prima, com foco principalmente nos temas do *concreto* e *cimento Portland*, enfatizando possíveis problemas a enfrentar: água em excesso no cimento, agressividade dos agentes, papel dos agregados e aditivos, propriedade do concreto fresco e endurecido, etc. Obras mais novas lidando com material de construção (textos em Português) são as de Frascá (2010) e de Frazão (2012).

Uma obra de escopo descritivo é a de Hornbostel (1991, *Construction materials*) sobre materiais de construção, listados em ordem alfabética, explicando suas propriedades. McNally (2002, *Soil and Rock Construction materials*) também discute as propriedades de solos e rochas para tais finalidades, assunto que, adicionalmente, é tratado por Johnson e DeGraff (1988, *Principles of Geologic Engineering*) e Prentice (1990, *Geology of Construction Materials*), que escreve sobre a “geologia” dos materiais de construção, incluindo a rocha ornamental (*monumental stone*) e as utilizadas como agregados (para cimento e concreto), um tema que é apresentado em detalhe em Smith e Collis (1993, *Aggregates*) mostrando a importância econômica da indústria de agregados.



Capítulo 5

As Rochas Ígneas

5.1. ROCHAS ÍGNEAS E MAGMAS

As rochas ígneas ou magmáticas são aquelas que derivam da cristalização de magmas. Os magmas são substâncias fundidas de composição predominantemente silicática que se encontram a temperaturas elevadas (em torno de 750 a 800 °C, os magmas mais frios; 1.200 a 1.300 °C, os mais quentes). Estes mag-

mas são gerados no interior da Terra, seja na base da crosta inferior, seja no manto superior (em profundidades que não ultrapassam os 200 a 300 km). Como são substâncias *total ou parcialmente líquidas*, têm a propriedade de se movimentar, chegando, eventualmente, até a superfície, como *lavas*, por onde se espalham de maneira mais ou menos homogênea (**Figura 5.1**).



Figura 5.1. Formas de ocorrência de rochas ígneas. **A.** Fluxo de lava, Havái. **B.** Neck vulcânico, *Devil's Tower National Monument*; notar disjunção colunar. **C.** Extravasamento de lava no oceano, Havái. **D.** Vesúvio, Itália, cratera de vulcão inativo com preenchimento de material piroclástico. Fotos A e C: Erick C. Motta, B: Carlos E.V. de Toledo, D: Eliane A. Del Lama.

Os magmas *perdem calor* durante essa movimentação ascendente, passando em seu caminho para a superfície por rochas encaixantes cada vez mais frias, um processo que conduz à cristalização gradativa. Alguns deles não atingem a superfície, cristalizando ainda no interior da Terra, gerando-se assim por resfriamento as rochas magmáticas ditas *intrusivas* ou *plutônicas* (intrusivo é sinônimo de invasor, e plutônico refere-se aos domínios do deus Plutão da mitologia grega, o controlador das profundezas).

Os magmas que chegam até a superfície (ou perto dela, localizando-se em profundidades rasas) cristalizam como rochas *vulcânicas-subvulcânicas*, ou *efusivas*; esses termos referem-se a Vulcano, o deus dos vulcões, e à aparição de lavas como efusões líquidas.

Existem ainda as rochas magmáticas *hipoabissais*, que representam o equivalente cristalizado de pequenos volumes de magmas (por ex., colocados em alguma fissura como lâminas magmáticas).

A presença de magmas em ilhas e nos continentes

A *prova mais efetiva* da existência de magmas é a aparição sistemática e permanente de lavas na superfície da Terra, como encontradas em vulcões nos continentes - Andes na América do Sul (**Figura 5.2**), Vesúvio e Stromboli na Itália, por exemplo - e em ilhas oceânicas. Os mais importantes vulcões oceânicos são os encontrados na ilha principal do arquipélago do Havai no oceano Pacífico, e os da Islândia no Atlântico Norte. As ilhas oceânicas, em geral, são vulcões emersos, formados por efusões acumuladas, as primeiras das quais depositadas diretamente nos fundos oceânicos. As ilhas sem atividade vulcânica (por ex., as ilhas atlânticas brasileiras do arquipélago de Fernando de Noronha, e a de Trindade) são vulcões marinhos extintos.



Figura 5.2. Estrato-vulcão na Puna de Atacama, norte do Chile. Foto: Horstpeter H.G.J. Ulbrich.

5.2. ESTRUTURAS E TEXTURAS

A *estrutura* define o aspecto da rocha em escala macroscópica na amostra de mão ou no afloramento. Nas rochas ígneas, estas estruturas são tipicamente *maciças* (sem orientação dos minerais componentes), mais raramente *orientadas* (com os minerais mostrando alguma orientação, em geral controlada por movimentação magmática durante a etapa de cristalização). As lavas, por outra parte, exsolvem gases ao se cristalizar (H_2O , CO_2 , etc.), que por serem fluidos podem se ex-

pandir e, portanto, formar uma bolha, que por vezes fica preservada como cavidade, chamada de *vesícula*. As vesículas, por serem espaços vazios, podem ser preenchidas posteriormente por minerais de formação tardia, formando-se assim as *amígdalas* (vesículas total ou parcialmente preenchidas). As lavas, portanto, podem também apresentar *estrutura vesicular e/ou amigdaloidal* (**Figura 5.3**).

O termo *textura* define as relações dos minerais entre si, e o tamanho deles. Em *profundidade*, as rochas ígneas cristalizam de maneira lenta, com formação de núcleos de cristalização dos vários minerais, e o conseqüente *crescimento lento destes núcleos*. O resultado será uma rocha toda cristalizada (*holocristalina*), com grãos minerais de tamanhos maiores, com dimensões milimétricas a centimétricas (1-2 mm a 2-4 cm). Esta textura é a *fanerítica*, por permitir a fácil identificação dos minerais a olho nu. Pelo contrário, uma lava espalhada na *superfície* resfriará rapidamente por *arrefecimento térmico*, com formação de muitos núcleos de cristalização e pouco crescimento desses núcleos: os grãos minerais serão muito pequenos, tipicamente meno-

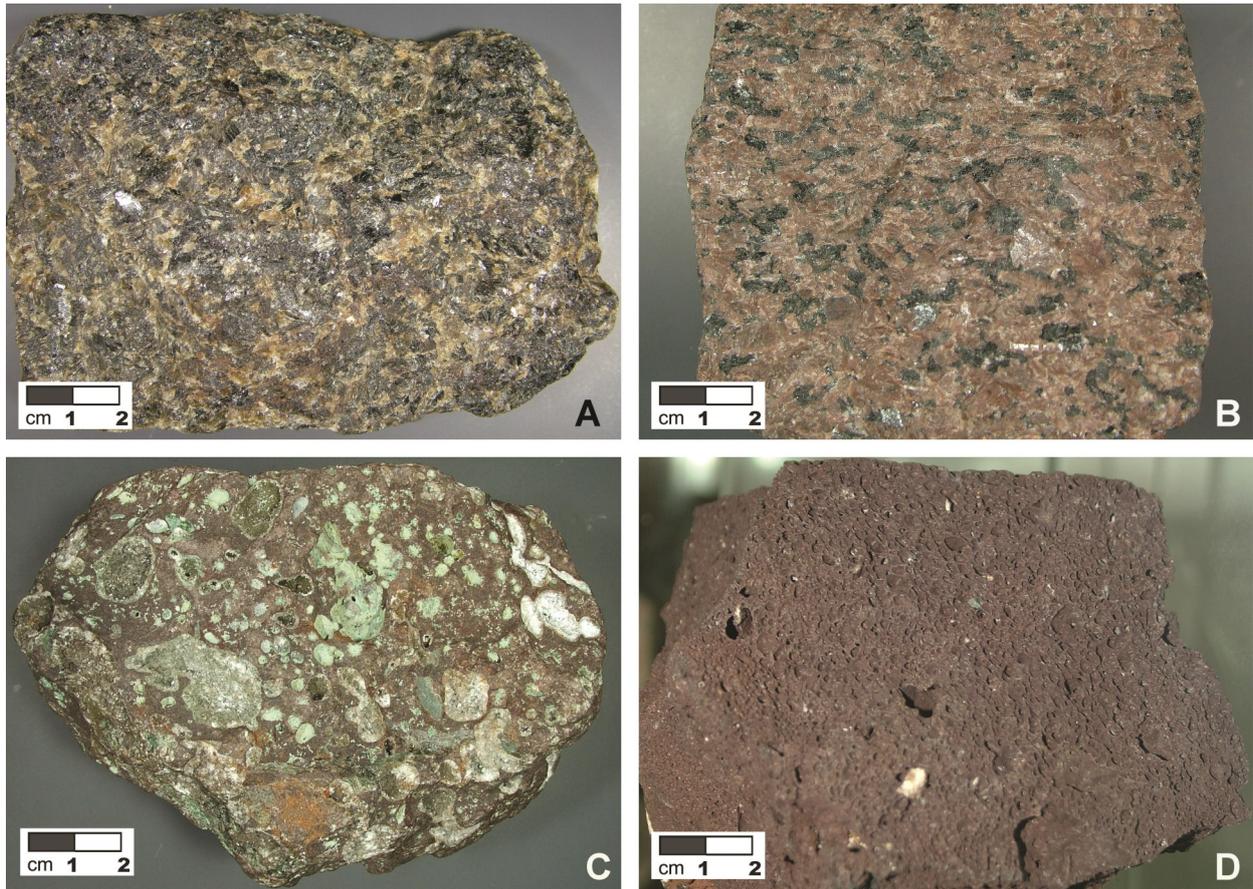


Figura 5.3. Estrutura de rochas ígneas: maciça no granito (A), levemente orientada no sienito (B), vesicular/amigdaloidal no basalto (C), escoriácea no basalto (D). Fotos: Lauro K. Dehira, coleção didática do IGC-USP.

Ascensão dos magmas e a geração de texturas diagnósticas

O local de geração dos magmas, por fusão parcial de rochas preexistentes (situadas na crosta inferior ou no manto superior) pode estar desvinculado do local do resfriamento final: os líquidos magmáticos mostram, em geral, densidades em torno de 10-15% inferiores as dos equivalentes cristalizados, e menores ainda que as densidades dos protolitos (= rochas originais) dos quais derivam. Magmas basálticos, por exemplo, são gerados sempre em níveis de rochas do manto, os peridotitos (constituídos por olivina e piroxênios), com densidades em torno de 3,3 a 3,4 g/cm³, superiores às densidades dos magmas basálticos, com valores por volta de 2,7 a 2,8 g/cm³. Muitos dos magmas graníticos, por outra parte, formam-se por fusão parcial na crosta continental inferior, com densidades de 2,8 a 3,0 g/cm³. Também aqui os contrastes de densidade farão com que os magmas graníticos se afastem dos seus locais de geração e avancem para a superfície.

As texturas das rochas são claros indicadores do local de resfriamento. Assim, um magma basáltico (temperaturas de 1.200 a 1.250 °C), gerado no manto, mas agora instalado em profundidade de 30 km (na crosta continental), estará em contato com rochas sólidas com temperaturas em torno de 600 a 900 °C (gradiente geotérmico continental aproximado de 20 a 30 °C/km). Portanto, o contraste térmico entre magma e rocha encaixante é da ordem de 300°C ou superior, permitindo resfriamento mais lento e a aparição de grãos minerais de tamanhos maiores, por cristalização direta no magma. Com isto, o magma carrega-se gradativamente de cristais em crescimento, não mais se deslocando, por aumento na sua viscosidade: cristalizará finalmente com textura *fanerítica*. Alternativamente, outras condições geológicas podem elevar o magma até a superfície (por ex., quando o magma avança rapidamente através de fraturas verticais). Ao alcançar a superfície, ele estará sujeito a um contraste térmico considerável (por ex., 1.200 para 20 °C), e resfriamento muito rápido. Assim, aparecerá uma textura *afanítica* ou *vítrea* por efeito do resfriamento rápido.

As *vesículas*, quando presentes, são estruturas típicas de rochas vulcânicas. Gases em solução contidos em magmas podem ser exsolvidos, formando cavidades por expansão, durante o resfriamento, que podem ser preservadas na superfície, especialmente considerando que os magmas possuem viscosidades consideráveis, impedindo assim o colapso dessas vesículas, o que ocorreria certamente em profundidade, por causa das pressões maiores. Por exemplo, a pressão litostática a 30 km sobre o magma em resfriamento seria da ordem de:

$$P \sim g \times h \times d = 980,665 \text{ cm/s}^2 \times 30 \times 10^5 \text{ cm} \times 2,8 \text{ g/cm}^3 \sim 82.300 \text{ bar} \sim 82 \text{ kbar}$$

onde g: aceleração da gravidade; h: profundidade em cm; d: densidade média das rochas crustais.

res que 1 mm, dificilmente reconhecidos a olho nu. Esta textura é a *afanítica*. Como caso extremo, o resfriamento muito rápido gera a formação de *vidros vulcânicos*, com textura *vítrea* (Figura 5.4).

5.2.1. A geração de fenocristais

Algumas rochas ígneas mostram a presença de cristais maiores com formas

geométricas (*feno-* ou *megacristais*), imersos em *matriz* de granulação menor. Esses são os cristais precoces, com núcleos de cristalização gerados na etapa inicial de seu resfriamento, e que continuam a sua cristalização durante o deslocamento até profundidades menores. No local final de resfriamento, aparecerão então esses cristais maiores como destaque, enquanto que a *matriz* representará



Figura 5.4. Textura de rochas ígneas: fanerítica no granito (A), porfirítica de matriz fanerítica no granito porfirítico (B), afanítica no basalto (C), porfirítica de matriz afanítica no basalto porfirítico (D) e vítrea na obsidiana (E).

Fotos: Lauro K. Dehira, coleção didática do IGc-USP.

os grãos menores cristalizados na última etapa do resfriamento (**Figura 5.5**). Esta é a textura *porfírica*, comum em rochas

vulcânicas e que também é encontrada em rochas plutônicas.



Figura 5.5. Afloramento de granito porfírico, com fenocristais de feldspato. **A.** Ilhabela, SP. **B.** Granito Itaqui, Pedreira Polimix, SP. Foto A: Eliane A. Del Lama, B: Lucelene Martins.

5. 3. MINERAIS

Os mais importantes minerais *formadores de rochas ígneas* são *silicatos*. São divididos em *minerais claros* (ou *félsicos*), com cor clara predominante e composição de Al-silicatos de Na-Ca-K, e *escuras* (ou *máficos*), silicatos com Mg e Fe. Os claros são os feldspatos cálcio-sódicos ou plagioclásios, os feldspatos potássicos, o quartzo e a mica clara, ou muscovita

(**Figura 5.6**). Entre os escuros, estão a olivina, os piroxênios, os anfibólios e a mica escura ou biotita (**Figura 5.7**). Os minerais menos abundantes, ou *acessórios*, embora bastante frequentes, raramente constituem mais de 1 a 5% da rocha. As características destes minerais aparecem resumidas na **Tabela 5.1** (ver também **Tabela 3.2**, no Capítulo sobre Mineralogia).

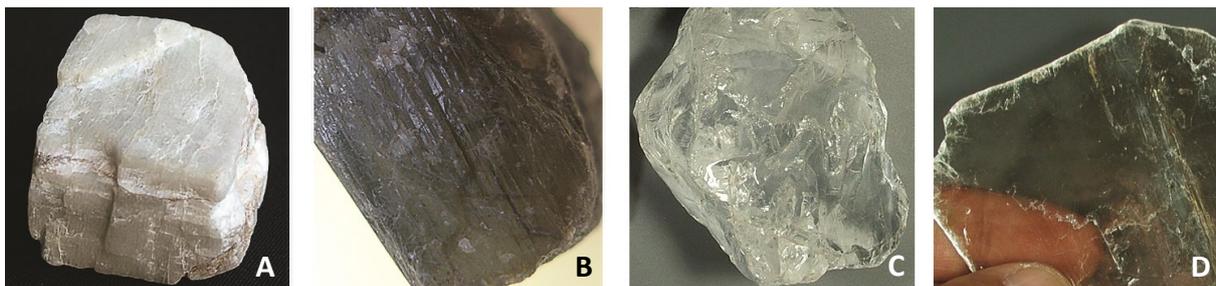


Figura 5.6. Minerais félsicos ou claros de rochas ígneas. **A.** Feldspato potássico. **B.** Plagioclásio (notar lamelas da geminação). **C.** Quartzo. **D.** Muscovita. Fotos: Lauro K. Dehira, coleção didática do IGc-USP.



Figura 5.7. Minerais máficos ou escuros de rochas ígneas. **A.** Olivina. **B.** Anfibólio. **C.** Biotita. Fotos: Lauro K. Dehira, coleção didática do IGc-USP.

Tabela 5.1. Minerais formadores de rochas ígneas.

Mineral	Composição	Características	Observações
Minerais claros predominantes			
Feldspatos cálcio-sódico ou plagioclásio	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (solução sólida entre albita, com Na, e anortita, com Ca)	Cores claras (até cinza), clivagem boa, dureza alta.	Constituintes da maioria das rochas ígneas importantes
Feldspatos alcalinos	$(\text{K,Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ (solução sólida entre ortoclásio, com K, e albita, com Na)	Cores claras, clivagem boa, dureza alta.	Importantes em granitos, sienitos, etc.
Quartzo	SiO_2	Dureza alta, sem clivagem, brilho típico	Importante em granitos, etc.
Muscovita	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	Clivagem proeminente, mica clara, cor prata a cinza claro, dureza baixa.	Em granitos, pegmatitos, etc.
Minerais escuros predominantes			
Olivina	$(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$	Sem clivagem, verde garrafa quando fresca.	Em basaltos e gabros, predominante em rochas do manto.
Piroxênios	$\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6 - (\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$	Com 2 clivagens, preto-esverdeado, dureza alta.	Em basaltos, gabros, e rochas do manto.
Anfibólios	$(\text{Ca,Na})_{2-3}(\text{Mg,Fe,Al})_5[(\text{Al,Si})_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	Com 2 clivagens, preto-esverdeado, dureza alta.	Menos abundante que piroxênios.
Biotitas	$\text{K}(\text{Mg,Fe})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	Clivagem perfeita, mica escura (preta, marrom, etc.), dureza baixa.	Em granitos, riólitos, etc.
Minerais acessórios (menos abundantes)			
Magnetita	Fe_3O_4	Opaco; magnético, cinza ferro, hábito equidimensional.	Acessório comum em muitas rochas ígneas.
Ilmenita	FeTiO_3	Opaco, cinza ferro, hábito alongado.	Idem anterior.
Cromita	FeCr_2O_4	Opaco, cinza escuro.	Raro (em rochas ultramáficas e máficas).
Pirita	Fe_2S	Opaco, amarelo latão.	Acessório comum em muitas rochas ígneas.
Apatita	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F,Cl,OH})$	Translúcido, azul-esverdeado a incolor.	Acessório comum, difícil de observar a olho nu.
Zircão	ZrSiO_4	Cor amarronzado a caramelo, hábito prismático.	Comum em muitas rochas ígneas; geralmente não visível a olho nu.

5.4. OCORRÊNCIAS

As rochas ígneas ocorrem na natureza como *corpos geológicos* (= *ocorrências*) de tamanhos e formas variadas, diferenciando as ocorrências vulcânicas e as plutônicas.

5.4.1. Ocorrências de corpos plutônicos

A maior ocorrência é o *batólito* (**Figura 5.8**), ocupando um mínimo de 100 km² de área de afloramentos, e com raízes que se estendem em profundidade por centenas de m ou até vários km. Os maiores batólitos registrados têm extensões de 1.000 a 2.000 km lineares por 50 a 200 km de largura, com superfícies de vários milhares de km², e volumes que ultrapassam os 100.000 km³. Exemplos são os da Serra Nevada na Califórnia, e os da Cordilheira dos Andes na América do Sul. O *stock* é um corpo intrusivo menor (área aflorante < 100 km² até < 1 km²), exemplos brasileiros são as intrusões de rochas ígneas que sustentam os morros mais elevados na Ilha de São Sebastião,

litoral de São Paulo. As ocorrências intrusivas *menores* são de forma tabular (comprimentos de dezenas ou centenas de m, raramente km, e larguras modestas: dm ou m). Uma delas é o *sill*, ou *soleira*, disposto de maneira horizontal e que, em geral, se aproveita da estrutura da rocha encaixante para se colocar (disposição *concordante*). A outra é o *dique*, que se dispõe verticalmente, e que “corta” as estruturas da rocha encaixante (disposição *discordante*; ver **Figura 5.9**).

5.4.2. Ocorrências de corpos vulcânicos-subvulcânicos

As *rochas vulcânicas* (**Figura 5.8**) aparecem como *derrames* (lavas espalhadas na superfície) como parte constituinte de um vulcão ou cobrindo horizontalmente áreas por vezes muito grandes. Associados aos derrames, ou formando corpos independentes, são encontrados ainda as camadas de rochas vulcânicas fragmentadas ou *piroclásticas* (= quebradas pelo “fogo” vulcânico), que são o resultado de erupções vulcânicas violentas; nelas, as

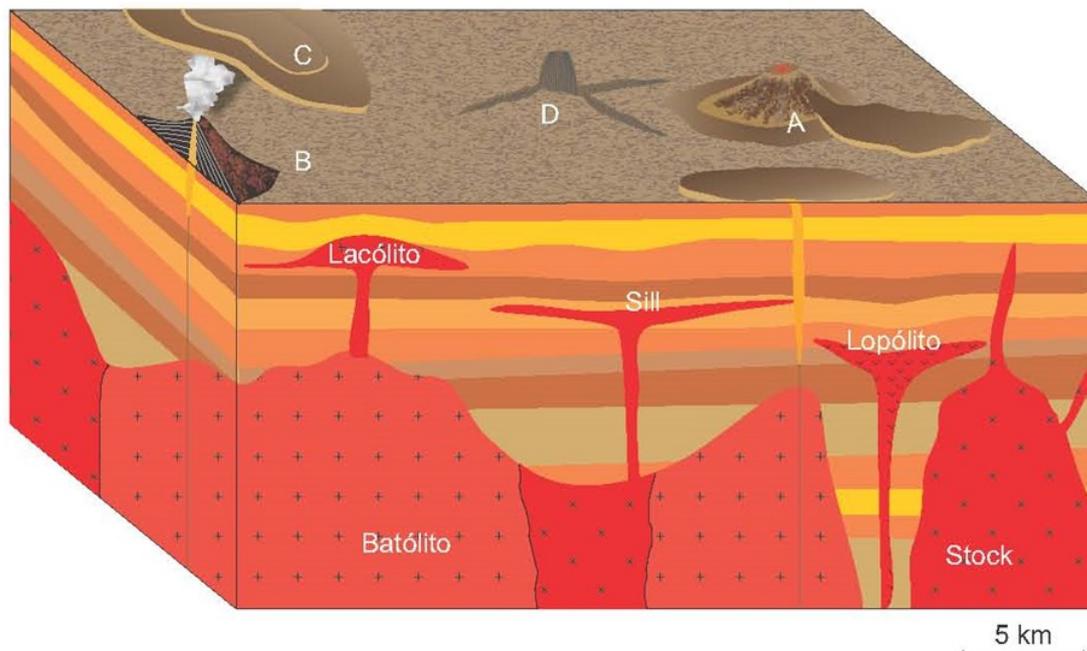


Figura 5.8. Bloco-diagrama ilustrando ocorrência de rochas ígneas (esquemática, escala aproximada). Batólito, stock, lopólito, lacólito, sill e dique representam ocorrências intrusivas (em parte, de cristalização profunda). **A.** Vulcão basáltico com derrame. **B.** Estrato-vulcão, com flancos constituídos por camadas de rochas piroclásticas e derrames. **C.** Extravasamento de lavas, provavelmente através de fissuras, formando conjunto de derrames. **D.** Cone vulcânico erosional mostrando a parte central do conduto (neck), do qual partem diques radiais. Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.



Figura 5.9. **A.** Dique de rocha granitoide em granito inequigranular, Pedreira Polimix, Granito Itaqui, SP. **B.** Dique de lamprófiro cortando e deslocando dique de diabásio, intrudidos em rocha granitoide deformada, Ilhabela, SP. Observe que o dique N-S é posterior ao dique transversal. **C.** Derrame de basalto com disjunção colunar. Formação Serra Geral, Sarutaiá, SP. Foto A: Lucelene Martins, B: Eliane A. Del Lama, C: Paulo C. Giannini.

lavas são fragmentadas, resfriando-se em formas variadas (*bombas*, os fragmentos maiores; *lapilli* e *cinzas*, os menores). Os fragmentos piroclásticos depositam-se por gravidade após terem sido lançados à atmosfera. Os magmas basálticos possuem viscosidades baixas (100 a 1.000 poises; como comparação, alguns óleos industriais mostram valores de 1 a 10 poises, a água líquida de apenas 0,01 poises) e, portanto, escorrem tranquilamente com muita facilidade, construindo vulcões em escudo, com flancos extensos e pouco inclinados. Exemplos de vulcões basálticos são os gigantescos Mauna Loa, Mauna Kea e Kilauea, na ilha principal do Havaí, os dois últimos ainda ativos. Os magmas mais ricos em SiO_2 (ver composição abaixo) são de alta viscosidade (da ordem de 100.000 a 10^6 poises). Os respectivos vulcões são mais íngremes e geralmente menores, e a forma preferida de erupção é por meio de explosões vio-

lentas. Os vulcões noticiados nos jornais ultimamente são todos constituídos por esse tipo de magmas (Chile, Filipinas, Japão).

A geometria de um *vulcão* mostra um duto central, a *chaminé*, pelo qual extravasa a lava; nos vulcões violentos, é nessa região que se acumula a lava, constituindo um tampão extremamente viscoso, finalmente rompido durante a fase de erupção violenta. O duto central com o material cristalizado constitui o *neck*, que por vezes aflora como cilindro vulcânico independente, após a erosão de seus flancos. Um exemplo de *neck* isolado é a Torre do Diabo (*Devil's Tower*, em Wyoming, EUA, retratada no filme: *Contatos imediatos do terceiro grau*) (**Figura 5.1B**) e outro é o Cerro do Pico, em Fernando de Noronha. Os flancos estão constituídos ora por derrames, ora inteiramente por rochas piroclásticas, ou por uma mistura dos dois tipos. Uma parte

significativa de magma canalizado através de vulcões se coloca em profundidade rasas como intrusões subvulcânicas (*sills, diques*).

Alguns autores incluem ainda a categoria de rochas ígneas *hipoabissais*, que são as que cristalizariam em corpos menores independentes, tais como diques e *sills*. Rochas hipoabissais, portanto, poderiam aparecer associadas tanto aos processos vulcânicos como às grandes manifestações plutônicas.

5.5. CLASSIFICAÇÃO

Dois são os critérios principais para proceder à classificação das rochas ígneas: *textura* e *mineralogia* (**Figura 5.10**).

A *textura* define se a rocha é vulcânica-subvulcânica ou plutônica. A *mineralogia*, numa segunda etapa, definirá o nome da rocha ígnea plutônica ou vulcânica. O procedimento pode ser simplificado nesta segunda etapa quando são utilizados dois parâmetros de fácil identificação: o *índice de cor* da rocha (equivalente à *quantidade de minerais escuros* presentes), e a *proporção estimada de quartzo*.

São *leucocráticas* (= claras) as rochas com poucos minerais escuros (menos de 30% em volume); as rochas com maiores teores de minerais escuros são as *melanocráticas* (= escuras). Um caso extremo é o das rochas *ultramáficas*, constituídas principalmente por minerais escuros

(> 90%, como as rochas do manto terrestre). A presença de *teores significativos de quartzo* (> 20 a 25%) identifica os granitos e rochas equivalentes, enquanto que as sem quartzo são, principalmente, as rochas basálticas e associadas. Estes dois parâmetros - teor de minerais escuros e teor de quartzo - apresentam correlação inversa, como pode ser observado na **Figura 5.10**, que resume em forma de quadro o sistema de classificação simplificado para definir os tipos *mais comuns* de rochas ígneas.

5.5.1. Rochas plutônicas e vulcânicas leucocráticas, com quartzo

O *granito* (ou *granitoide*), com textura fanerítica, é uma rocha plutônica clara com poucos minerais máficos (biotita e/ou anfibólio), com feldspatos potássicos predominantes e menor teor de plagioclásio e rica em quartzo; inclui o granodiorito (com mais plagioclásio que feldspato potássico) e o tonalito (com plagioclásio como feldspato único ou predominante). O *aplito* é uma rocha hipoabissal granitoide equigranular, associada a granitos, enquanto que o *pegmatito* mostra grãos grandes (centimétricos) a gigantesco de quartzo, feldspatos, e micas (maiores que 30 mm, por vezes como cristais decimétricos a métricos), apresentando-se no pegmatito também minerais raros como o berilo (silicato de Be), a turmalina (Al-silicato

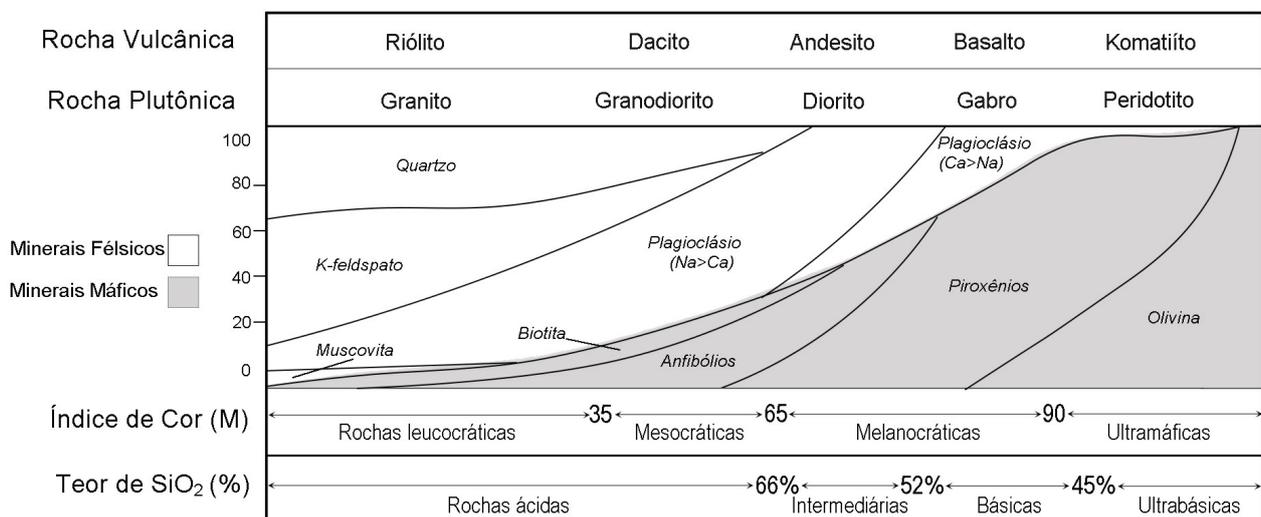


Figura 5.10. Classificação das rochas ígneas.

com F, B, OH com Fe, Mg, Na, Ca, e outros elementos) e o espodumênio (silicato de Li) (**Figura 5.11**). O equivalente vulcâni-

co do granito é o *riólito*, com textura afanítica (frequentemente também mostrando fenocristais).



Figura 5.11. A. Afloramento de pegmatito com cristais decimétricos de quartzo, feldspato e berilo. Castro Alves, BA. B. Amostra de pegmatito com cristais centimétricos de quartzo, feldspato e turmalina rosa. Foto A: Luciane Kuzmickas, B: Lauro K. Dehira.

5.5.2. Rochas plutônicas e vulcânicas melanocráticas: basaltos e equivalentes

O *basalto* é a rocha ígnea vulcânica mais abundante na crosta terrestre, formado por combinações de plagioclásio e minerais máficos (em especial, piroxênios e algo de olivina), com textura afanítica, por vezes mostrando estrutura vesicular e/ou amigdaloidal. O equivalente plutônico, com textura fanerítica, é o *gabro*. Um magma basáltico que cristaliza em profundidades rasas aparecerá com tex-

tura de granulação fina, intermediária entre o gabro e o basalto: é o *diabásio* (**Figura 5.12**).

5.5.3. Geoquímica de rochas ígneas

As composições químicas das rochas ígneas são determinadas por métodos convencionais em laboratório (por ex., por fluorescência de raios X, absorção atômica), também utilizados para determinar a composição química de cerâmicas, vidros, concreto ou ligas metálicas. É praxe apresentar a composição química de ro-



Figura 5.12. Rochas máficas constituídas de plagioclásio e piroxênio, cristalizadas em diferentes profundidades, resultando em diferentes texturas (A: gabro, textura fanerítica; B: diabásio, textura de rocha subvulcânica; C: basalto, textura afanítica). Fotos: Lauro K. Dehira, coleção didática do IGc-USP.

Rochas plutônicas e vulcânicas intermediárias e ultramáficas

Os *dioritos* são rochas plutônicas leucocráticas, sem quartzo, com plagioclásios predominantes e minerais máficos subordinados (biotita e anfibólios; no gabro, o mineral máfico mais importante é o piroxênio). Outra rocha plutônica leucocrática é o *sienito*, também sem quartzo, com feldspato potássico como feldspato único ou predominante. Os equivalentes vulcânicos são o *andesito* e o *traquito*, respectivamente (frequentemente porfíricos).

Mais raras na superfície terrestre, as *rochas ultramáficas* são as predominantes no manto, sempre mostrando texturas faneríticas de granulação variada. O *peridotito* é rocha com predomínio de olivina, e piroxênio subordinado. A rocha com mais de 90% de olivina é o *dunito*, e com predomínio de piroxênio é o *piroxenito*. O correspondente vulcânico destas rochas é o *komatiito*, mais frequente como constituinte de formações muito antigas.

chas e outros materiais geológicos na forma de óxidos, em lugar de elementos. As composições médias de algumas rochas ígneas (vulcânicas e plutônicas) são mostradas na **Tabela 5.2**. O SiO_2 é de longe o óxido mais importante, com teores menores de óxidos de Al, Ca, Mg, Na e K; o óxido de ferro é frequentemente expresso como $(\text{FeO})_{\text{total}}$, a somatória de FeO e Fe_2O_3 . Os óxidos “menores” são MnO, TiO_2 e P_2O_5 . Análises modernas mostram, ainda, que cada rocha ígnea apresenta em sua composição praticamente a tabela periódica inteira, com os outros elementos aparecendo como traços, em proporções muito menores

(tipicamente, em *ppm*, partes por milhão, equivalente a miligramas por quilo).

As análises químicas guardam estreita relação com a mineralogia de cada rocha. Assim, os *basaltos* mostram teores mais baixos de SiO_2 e maiores de $\text{FeO}_{(\text{total})}$, MgO e CaO, já que são principalmente rochas com minerais máficos (piroxênios e alguma olivina), junto com plagioclásios ricos em Ca; como minerais menos abundantes, aparecem magnetita e ilmenita. Da mesma maneira, os *granitos* mostram teores elevados de álcalis e são ricos em SiO_2 , além de possuir pouco CaO e $\text{FeO}_{(\text{total})}$ e escasso MgO; esta geoquímica reflete a composição dos feldspatos e do

Tabela 5.2. Composições químicas de alguns tipos de rochas ígneas.

	Peridotito	Basalto*	Andesito*	Granodiorito	Granito	Sienito
SiO_2	42,46	49,20	57,94	73,4	71,30	60,80
TiO_2	0,63	1,84	0,87	0,2	0,31	0,44
Al_2O_3	4,23	15,74	17,02	14,1	14,32	17,90
Fe_2O_3	3,61	3,79	3,27	0,7	1,21	4,51(t)
FeO	6,58	7,13	4,04	1,7	1,64	-
MnO	0,41	0,20	0,14	0,02	0,05	0,11
MgO	31,24	6,73	3,33	0,4	0,71	0,80
CaO	5,05	9,47	6,79	2,1	1,84	2,34
Na_2O	0,49	2,91	3,48	3,4	3,68	5,30
K_2O	0,34	1,10	1,62	3,5	4,07	6,30
P_2O_5	0,10	0,35	0,21	0,02	0,12	-
H_2O	4,22	1,38	1,14	0,3	0,77	-
CO_2	0,30	0,11	0,05	0,0	0,05	-
Total	99,46	99,95	99,93	100,01	100,07	98,5

* O basalto mostra geoquímica similar ao do gabro, e o andesito ao do diorito, os seus equivalentes plutônicos. O riólito mostra geoquímica similar ao do granito, seu equivalente plutônico. Granito e granodiorito são integrantes do grupo dos granitoides, rochas plutônicas leucocráticas portadores de quartzo. (t): óxido de Fe total, expresso como Fe_2O_3 .

quartzo, os minerais predominantes, e a pequena proporção de minerais escuros presentes.

As composições químicas das rochas são importantes quando elas são utilizadas como brita para a produção de concreto, por existir a possibilidade de reações entre estas e o cimento Portland (a indesejada reação *álcali-agregado*; para detalhes, ver Capítulo 14).

5.6. DISTRIBUIÇÃO NA CROSTA TERRESTRE

Os oceanos estão colocados sobre um assaolho de *crosta oceânica* (descontando as partes minoritárias de crosta continental, que correspondem à plataforma continental), com presença predominante de *basaltos e rochas equivalentes*. Algumas dessas manifestações são localmente tão volumosas, que aparecem como vulcões emersos, como a Islândia, uma ilha integrante da Cadeia Meso-Oceânica

Atlântica. Muitos vulcões oceânicos são também encontrados *longe* das cadeias meso-oceânicas; o exemplo mais citado é o do arquipélago basáltico do Havaí, na parte central do Oceano Pacífico.

As manifestações *vulcânicas continentais* mais modernas (com idades de < 30-50 Ma até recentes) estão todas localizadas em torno dos *limites de placas* chamados de *destrutivos*. O exemplo mais notável é o do *cinturão de fogo* do Pacífico, que forma um anel quase que contínuo de vulcões modernos, muitos ativos, bordejando o Oceano Pacífico (costa oeste das Américas, Ilhas Aleutas, Japão, Indonésia) (**Figura 5.13**). Outras ocorrências mais antigas são encontradas no interior dos continentes em volumes grandes (*e.g.*, os basaltos da Bacia do Paraná, de idade em torno de 130 Ma, com área atual efusiva pouco inferior ao milhão de km²) ou menores, como o maciço vulcânico-plutônico de Poços de Caldas, em Minas Gerais, com idade de 80 Ma.

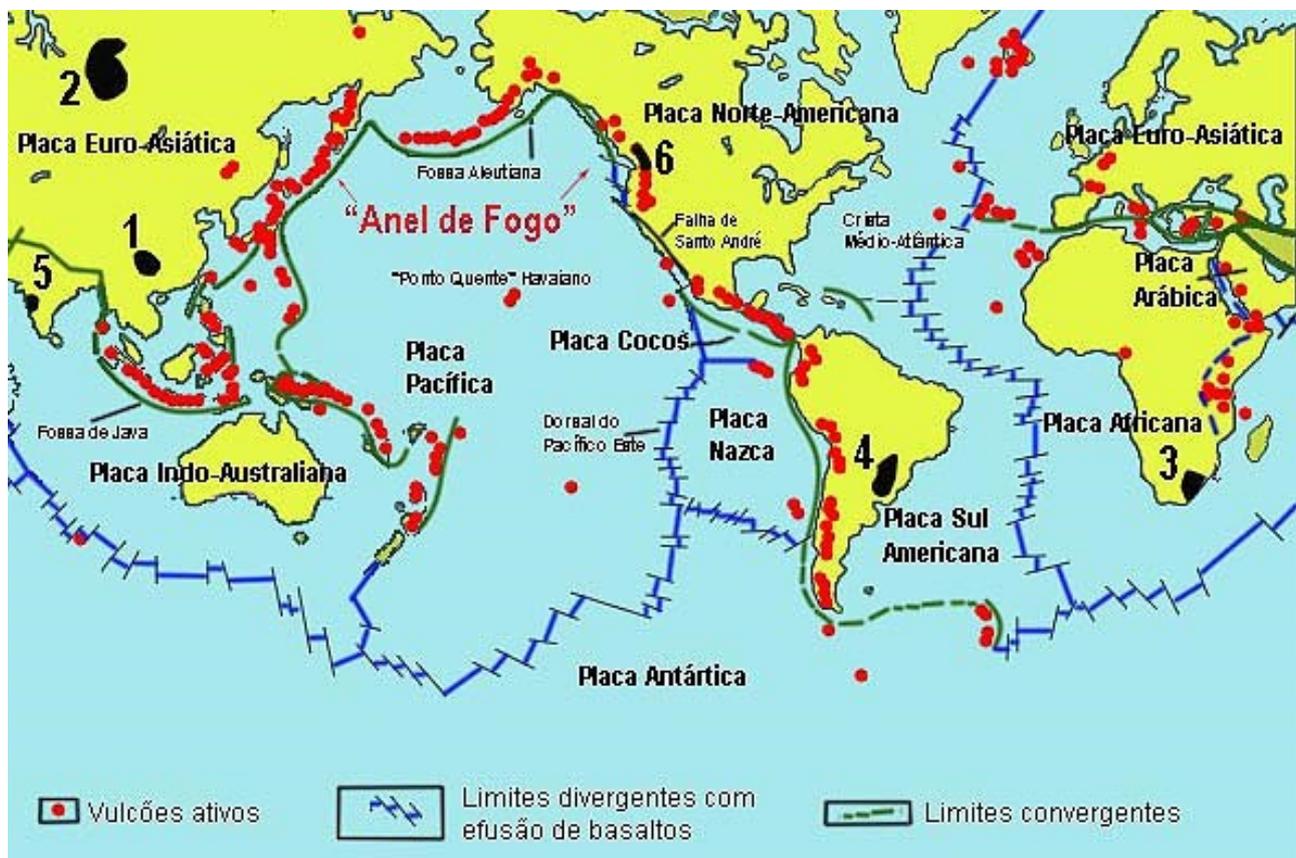


Figura 5.13. Distribuição de rochas ígneas: plutônicas e vulcânicas no cinturão de fogo do Pacífico, e as grandes províncias basálticas continentais (1: Emeishan, China, 259 Ma; 2: *Traps* da Sibéria, Rússia, 248 Ma; 3: Karroo, África do Sul, 183 Ma; 4: Bacia do Paraná, Brasil, 130 Ma; 5: Deccan, Índia, 66 Ma; 6: Columbia River, Estados Unidos, 16 Ma). Idades aproximadas.

As rochas *plutônicas* manifestam-se principalmente em áreas *continentais*, ao serem descobertas pela erosão. Ocorrências mais *modernas* de rochas plutônicas (< 50 Ma) encontram-se em cordilheiras marginais aos continentes (por ex., a dos Andes e as Rochosas) que têm percurso paralelo ao do cinturão de fogo já citado: representam as ocorrências intrusivas, retidas em profundidade, que acompanham manifestações vulcânicas. Em regiões de colisão de continentes, também aparecem abundantes rochas plutônicas (e.g., nos Himalaias). Rochas plutônicas mais *antigas* são encontradas como elementos constitutivos *fundamentais* de toda crosta continental; aparecem seja como rochas plutônicas não transformadas, seja como os seus equivalentes recristalizados por metamorfismo.

5.7. UTILIZAÇÃO DE ROCHAS ÍGNEAS E JAZIDAS ASSOCIADAS

As rochas ígneas constituem, em geral, *fundações* sólidas para construções de variado porte, por mostrar estrutura maciça e alta resistência mecânica. Os planos de debilidade encontrados são as juntas e as eventuais falhas, existentes em todo maciço de rocha ígnea. Problemas adicionais são encontrados quando a rocha ígnea aparece alterada. Estudos geotécnicos são sempre necessários para avaliar as condições do maciço rochoso formado por rochas ígneas (ver exemplos no Capítulo 12, sobre Maciços Rochosos).

As rochas ígneas são também as mais utilizadas como *agregado*, em especial a *brita*, nome que identifica a rocha fragmentada e selecionada por tamanhos, utilizada para providenciar o cascalho para pavimentos ou para o chamado *agregado graúdo* em concreto, devido principalmente a sua elevada resistência e a suas propriedades uniformes.

As rochas ígneas são também muito utilizadas como *revestimento* de paredes, pisos e escadas. No ramo da construção, são chamadas de *granitos* todas as rochas ígneas (e até as metamórficas similares em estrutura às ígneas) que apresentam texturas faneríticas, com quartzo ou sem ele. Evidentemente, neste ramo, são apreciados os aspectos estéticos, compreendendo desde a cor até os aspectos estruturais. Conforme as suas características, é utilizada uma nomenclatura específica para identificar essas rochas. É também uma atividade econômica com maior valor agregado, que depende da existência de maciços rochosos com blocos de tamanhos avantajados (cada um deles, tipicamente, com volumes entre 1 e 3 m³, com pesos que variam entre 3 e 9-10 toneladas), envolvendo ainda custos geralmente baixos de transporte dos blocos até o local do processamento, com posterior corte e polimento. Os preços, da ordem de US\$ 40-70 por m² para as lajes maiores e de melhor qualidade, refletem essa realidade; de um bloco de 1 m³ são extraídos em torno de 20 lajes, com valor total do produto final da ordem de US\$ 800 a 1.400.

A indústria dos agregados

A fabricação de brita (um *agregado* muito utilizado na construção civil) é uma das atividades de maior aproveitamento de rochas ígneas e é classificada por tamanhos. A operação de britagem de uma rocha ígnea é de *custo muito baixo*, envolvendo apenas a preparação do maciço rochoso para aplicação de explosivos, a separação de blocos de tamanhos adequados para brita, e a própria operação de britagem, seguida por peneiramento para obtenção das frações de dimensões desejadas. Isto faz com que o *custo do transporte*, desde a pedreira até o local da obra, converta-se em geral na parcela definidora do preço final (ver Capítulo 14).

Um exemplo pode mostrar o valor desta atividade econômica. Um morro cônico de granito, de altura $h = 50$ m e base $B = 2$ hectares (20.000 m²) terá um volume aproximado de

$$V = 1/3 \times \pi \times r^2 \times h = 1/3 \times \pi \times B \times h = 1,047 \times 20.000 \times 50 \sim 1.047.000 \text{ m}^3$$

O volume de brita é aproximadamente 20 a 30% maior que o da rocha compacta, de maneira que o proprietário poderá gerar em torno de 1.260.000 a 1.360.000 m³ de brita.

O Brasil é considerado o país com as maiores reservas de *granitos* para a indústria de revestimento; mesmo assim, blocos *in natura* são, ainda, mais frequentemente exportados que o produto finalizado (ver Capítulo 14, para mais informações).

Uma atividade relacionada, constituindo a base para uma economia de subsistência, é a *cantaria*, que consiste na fabricação de blocos para calçamento de ruas por métodos artesanais. Aproveitam-se aqui os matacões presentes em regiões de afloramento de granitos, em particular, e de outras rochas plutônicas afins (por ex., em volta das cidades de Itu, Sorocaba e Piedade; no litoral paulista, na Ilha de São Sebastião).

As rochas ígneas são também os locais onde processos genéticos podem concentrar minerais de importância econômica, formando *jazidas de minérios metálicos*. Assim, jazidas do óxido cassiterita (a principal fonte de Sn) são encontradas tipicamente em cúpulas de maciços graníticos, e são também nos granitos que ocorrem concentrações importantes de sulfetos primários e secundários portadores de Cu (*e.g.*, calcopirita), de Mo (como a molibdenita), de Pb (a galena), e de W, contido em wolframatos (como os minerais wolframita e scheelita). Em maciços com rochas melanocráticas e ultramáficas, são encontradas concentrações exploráveis de Fe (como o óxido magnetita) e de Cr (cromita), e as mais importantes jazidas de Pt (ocorrendo como elemento nativo e em sulfetos). Os pegmatitos são fontes de minerais gemológicos (água-marinha, turmalina, topázio) e industriais (quartzo, feldspato e mica).

5.8. SUMÁRIO

Rochas ígneas são derivadas da cristalização de *magmas*, gerados por fusão parcial de rochas presentes no interior do Planeta. São líquidos que se deslocam, podendo cristalizar na superfície (formando *rochas vulcânicas-subvulcânicas* ou *efusivas*) ou em profundidade (*rochas plutônicas* ou *intrusivas*). As *hipo-*

abissais são rochas de corpos pequenos (*e.g.*, diques).

As *estruturas* destas rochas, de aspecto “cristalino”, são geralmente *maciças*, as plutônicas mostrando *texturas faneríticas*, as vulcânicas *texturas afaníticas* ou finas, por vezes *vítreas*. Muitas das ígneas mostram *estrutura* ou *textura porfírica*, com cristais maiores em matriz mais fina. Nas vulcânicas podem aparecer vesículas, total ou parcialmente preenchidas por minerais (*estrutura vesicular* ou *amigdaloidal*).

Rochas ígneas aparecem como *ocorrências* circunscritas, sendo as maiores, entre os *corpos intrusivos*, os *batólitos* (superfície aflorante > 100 km²), os *stocks* ou *bossas*, os *lacólitos* e os *lopólitos*, e corpos menores como *diques* e *sills* ou *soleiras*. *Vulcões* (por vezes de dimensões enormes) são corpos vulcânicos, juntamente com *derrames*, frequentemente acompanhados de diques e *sills* de colocação subsuperficial.

A composição química das rochas ígneas determina a presença dos dois grupos de silicatos formadores de rochas, os félsicos ou “claros” (sem Fe/Mg; feldspatos potássicos, plagioclásios, quartzo e muscovita), e os máficos ou “escuros” (com Mg e Fe; olivina, piroxênios, anfibólios e biotita ou mica escura).

As rochas ígneas vulcânicas e plutônicas são classificadas pela composição mineralógica (ou química). As plutônicas mais abundantes são os granitos (com quartzo) encontrados em continentes, as vulcânicas predominantes são os basaltos (sem quartzo), principalmente formando o assoalho oceânico. As rochas ígneas, na superfície, concentram-se em faixas (*e.g.*, o “círculo de fogo” do Pacífico). São importantes como matéria-prima em atividades industriais (brita, rocha ornamental) e também como formadores de jazidas (*e.g.*, de Pb, Ag, Sn, Cu, Mo, etc.).

Palavras-chave: *Magmas, rochas vulcânicas-subvulcânicas ou efusivas, rochas plutônicas ou intrusivas, rochas hipoabissais. Estruturas maci-*

ças, porfiríticas, vesiculares-amigdaloidais, textura fanerítica, afanítica, vítrea. Ocorrências, corpos intrusivos, batólito, stock, lopólito, lacólito, dique, sill, vulcões, neck, derrame. Mineralogia, minerais félsicos e máficos. Jazidas de origem ígnea. Rocha ornamental.

5.9. QUESTIONÁRIO

1. O que são rochas ácida, básica, máfica e ultramáfica?
2. Cite os mais importantes silicatos félsicos e máficos, constituintes das rochas ígneas. Qual a diferença entre eles, em termos de composição?
3. Fe, Ca e Mg são constituintes essenciais dos silicatos máficos, o Fe menos abundante. Sustenta-se esta afirmação (lembrar do Fe metálico concentrado no núcleo)?
4. Quais são os equivalentes vulcânicos dos granitos, as plutônicas mais abundantes? E os equivalentes plutônicos dos basaltos, as vulcânicas predominantes? Por que essa discrepância?
5. Explique a origem das texturas afaníticas e das faneríticas. Como a textura (mais fina, ou mais grossa) condiciona a resistência mecânica e durabilidade da rocha?
6. Quais as diferenças entre chaminé, stock, batólito e derrame? Quais as vantagens de construir uma grande obra (*e.g.*, uma represa) na região ocupada por um batólito?
7. O vulcanismo riolítico (magmas ricos em sílica, SiO₂), é geralmente explosivo, o basáltico mostrando erupções em geral tranquilas. Qual a explicação?
8. Cite possíveis riscos ambientais associados aos seguintes cenários: derrames de basalto no interior do estado de São Paulo, com idades de 130 Ma; vulcanismo basáltico recente nas ilhas do Havaí; vulcanismo recente, andesítico a riolítico, em cidades próximas aos Andes.
9. São citadas algumas ocorrências de rochas ígneas: 1) granito fresco, pou-

co fraturado, textura fanerítica média; 2) granito alterado, textura fanerítica grossa; 3) derrame de basalto vesicular. Quais as vantagens (ou não) para utilização em finalidades como: a) brita (“agregado graúdo” para concreto); b) rocha ornamental; c) suporte lateral para ancorar parede de contenção na construção de represa?

10. Um maciço ígneo é requisitado para fabricação de rocha ornamental. Cite as propriedades que seriam desejáveis no maciço: a) fator textura (granulação fina, média ou muito grossa); b) fator alteração (rocha alterada ou fresca); c) fator estrutura (juntas, no maciço, espaçadas); d) fator transporte (boas estradas).

5.10. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS

As rochas ígneas são, certamente, as que apresentam propriedades mecânicas mais favoráveis para a construção civil, adicionando como bônus um grau de homogeneidade estrutural e textural muito grande. Dados adicionais sobre as propriedades destas rochas são discutidas em vários textos, como os de Bell (2007, *Basic Environmental and Engineering Geology*, e 1998, *Environmental Geology. Principles and Practice*). Um aprofundamento nestes temas, especialmente o enfoque ambiental, pode ser obtido com consultas a duas obras adicionais. Um é o texto, recomendado, de Rahn (1996, *Engineering Geology. An environmental approach*), que discute especialmente os ambientes, com a finalidade de *escapar dos riscos ambientais*, enquanto que o texto de Goodman (1993, *Engineering Geology - Rock in Engineering Construction*) enfatiza os aspectos ligados à “mecânica de rochas” referindo-se às características dos diferentes grupos (geologia, resistência, alterações, fraturas), enfatizando também o exemplo de outras obras civis, em discussão sobre “estudos de casos”.

Um panorama sobre aspectos texturais apresentados por estas rochas pode

ser acompanhado, em atlas fotográfico de excelente qualidade, em W.S. Mackenzie *et al.*, 1982, *Atlas of Igneous Rocks and their Textures*; como também em D. Shelley, 1992, *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*.

A nomenclatura das rochas ígneas foi submetida, anos atrás, a uma revisão patrocinada pela IUGS (International Union of Geological Sciences; LeMaitre, 2002, *Igneous Rocks - A Classification and Glossary of Terms*), chegando-se a um enten-

dimento geral sobre a validade de uma classificação amplamente discutida pela comunidade.

Questões relacionadas com o complexo tema do papel das rochas ígneas no contexto geológico podem ser entendidas, pelo menos em parte, por meio de consulta a um texto mais avançado (como o de Gill, de 2014, *Rochas e Processos Ígneos. Um guia prático*; uma versão traduzida).



Capítulo 6

Intemperismo e Solos

6.1. INTRODUÇÃO

Retirada a cobertura vegetal e a água da superfície terrestre, aparecem os materiais geológicos:

- a) as rochas expostas;
- b) os solos ou rochas desagregadas.

As *rochas expostas* em afloramentos podem ser ígneas, metamórficas ou sedimentares. Elas estão em geral cobertas

por um manto superficial de material mais ou menos desagregado, o *solo*, desenvolvido em parte no local (*in situ*) pelos processos do *intemperismo*, controlado pela ação de fatores ambientais (temperatura e pressão na superfície, presença de água de chuva e de corpos de água, seres vivos, ação química da atmosfera, etc., **Figura 6.1**). Em parte, este solo pode ser também composto de ma-



Figura 6.1. Frente de lavra em pedreira desativada, mostrando rocha fresca na base (granito fraturado), coberto por manto de intemperismo. Pedreira Itaquera, São Paulo, SP. Foto: Eliane A. Del Lama.

terial transportado, vindo de outros lugares e depositado no local. O conjunto do material desagregado é chamado de *manto de intemperismo* ou *regolito*, geralmente formando um pacote irregular e heterogêneo. Nas suas partes mais profundas, aparece o *saprolito*, termo que identifica uma rocha já alterada, mas com a sua estrutura ainda visível, misturada ou não com solo.

6.2. ROCHAS E SOLOS: TERMINOLOGIAS TÉCNICA E GEOLÓGICA

Para o geólogo, *rocha é todo material geológico consolidado*, representando o resultado de um processo ígneo, metamórfico, ou sedimentar, sem considerar o grau de alteração intempérica (**Figura 6.2**).

O engenheiro destaca principalmente as *propriedades dos materiais geológicos* (maior ou menor resistência e/ou coesão e/ou porosidade, etc.). *Solo*, para ele, será todo material de baixa resistência, que pode ser retirado, por exemplo, com escavadeira ou por desmonte hidráulico. *Rocha*, pelo contrário, é o material muito coeso, que deve ser retirado com técnicas mais invasivas (explosivos, etc.). Assim, serão *solos de alteração* os gnaisses e granitos alterados e sem coesão, *solos sedimentares*, um conjunto de sedimentos ainda pouco consolidados, *solos transportados*, as dunas, as areias de praia e os aluviões de rio. Por outro lado, são consideradas *rochas* um granito ou gnaiss fresco, ou um arenito muito coeso. A **Tabela 6.1** compara as duas diferentes nomenclaturas.

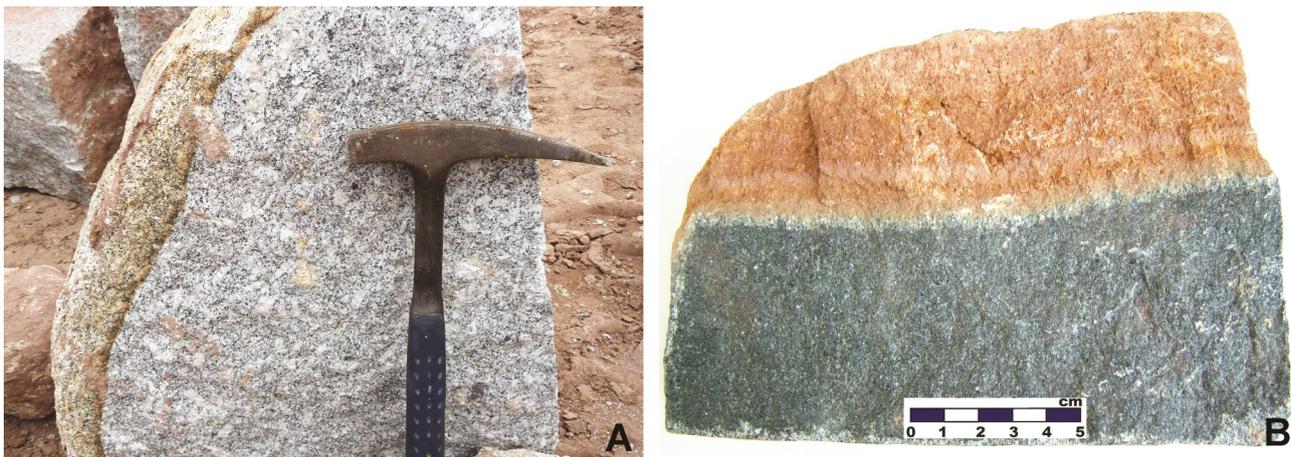


Figura 6.2. A. Granito porfírico mostrando crosta de alteração. Granito Cinza Mauá, Ribeirão Pires, SP. B. Anfibólito, rocha metamórfica rica em anfibólio, com marcada crosta de alteração. Coleção didática do IGC-USP. Fotos: Lauro K. Dehira.

Tabela 6.1. Solos e rochas.

Terminologia geológica	Terminologia técnica
<i>Elúvio, solos sensu strictu*</i> : formados no local	<i>Solos residuais*</i> , <i>pedogênicos</i> , etc. (com horizontes, com ou sem material orgânico incluído)
<i>Colúvio</i> (transporte por gravidade) <i>Alúvio</i> (transporte por agentes fluviais) <i>Dunas</i> (transporte por agentes eólicos) <i>Sedimentos de praia</i> (transporte por mar)	<i>Solos transportados</i>
<i>Rochas sedimentares pouco resistentes</i> (estrutura estratificada: siltitos, argilitos, etc.; piroclásticas como tufitos, etc.)	<i>Solos sedimentares</i>
<i>Rochas alteradas</i>	<i>Solos de alteração</i>
<i>Rocha sedimentar resistente</i> (fresca) <i>Rocha metamórfica resistente</i> (fresca) <i>Rocha ígnea resistente</i> (fresca)	Rochas

* Estes solos estão tipicamente organizados em horizontes (A, B, C, etc.).

As diferenças entre manto de intemperismo, regolito, saprolito e solo

Regolito e manto de intemperismo são, para alguns autores, termos quase sinônimos. Na definição de *regolito* cabem todos os materiais desagregados, tanto transportados (e.g., colúvio e alúvio) como os que ainda estão no local de geração (e.g., elúvio), enquanto que *manto de intemperismo* deveria referir-se apenas ao material alterado *in situ*. Como indicado acima, *solo* para os engenheiros é todo material de baixa resistência, incluindo-se aí também as rochas “moles” e as já alteradas e/ou pouco coesas (como muitas das rochas sedimentares) e os sedimentos ainda não consolidados, além dos materiais fragmentados que compõem o manto de regolito. Cabe ainda mencionar o *solo residual*, equiparado, na nomenclatura técnica, com o solo *sensu strictu* dos pedólogos. *Saprolito* é termo muito utilizado no Brasil, indicando um horizonte de “rocha podre” com sua estrutura ainda visível, resultando em solo misturado a matacões e blocos de rocha mais fresca, ou de rocha alterada.

6.3. O INTEMPERISMO COMO GERADOR DE SOLOS

O intemperismo, que atua na superfície da Terra destruindo as rochas do substrato, é de dois tipos: físico e químico. A sua ação é controlada por vários fatores, entre os quais, destacam-se: o *tipo de rocha* a ser alterada, o *relevo topográfico*, os *agentes biológicos*, o *clima* e o *tempo* de exposição ou duração aos agentes intempéricos. Variações nesses parâmetros acarretam mudanças também no produto final, o solo.

Os exemplos seguintes mostram, resumidamente, a influência destes *cinco fatores* (ou seja, composição, relevo, clima, agentes atuantes e tempo) na geração dos solos. Assim, o solo desenvolvido sobre *granito* será diferente daquele formado por alteração de *basalto*. Será chamado de *solo maduro* no início do processo, mas *solo maduro*, desagregado e com novos minerais de alteração, após um período de *tempo* adequado (geralmente, milhares ou dezenas de milhares de anos). Por outra parte, um *granito*, ou um *basalto*, exposto em encosta íngreme, mesmo em *climas* com forte alteração (e.g., climas subtropicais com marcada pluviosidade, que propiciam, mais que os climas secos, a alteração química), dificilmente poderá apresentar um perfil de *solo maduro*, já que o fator *topografia* tenderá a remover rapidamente as partes alteradas, por influência da gravidade.

6.3.1. Intemperismo físico

Neste intemperismo, a destruição é principalmente por fragmentação. Os *contrastos de temperaturas* entre o dia e a

noite, como ocorrem nos desertos, geram esforços de origem térmica (dilatação e contração), que criam microfaturas nas rochas e facilitam, com isto, a desagregação posterior. Em *climas frios*, água penetra em fendas de rochas, abrindo espaços ao se congelar. *Plantas*, tais como as raízes de vegetais e de árvores, podem produzir o mesmo efeito (**Figura 6.3**).

Aumentos de volume por *absorção de água* estão entre as principais causas que geram o esfarelamento de rochas sedimentares e metamórficas de granulação fina, com altos conteúdos de filossilicatos (micas e/ou argilominerais). Estas rochas, ao serem expostas ao intemperismo durante a escavação de uma obra de engenharia, são convertidas, em apenas algumas semanas ou meses, em conjunto de fragmentos desagregados: o processo é conhecido como *empastilhamento* (*slaking*). O efeito é explicado porque os filossilicatos dessas rochas são submetidos a processo repetitivos de expansão e contração causados pela absorção e perda de água, criando-se sucessivos esforços que desagregam o material (**Figura 6.3D**). O aumento de volume é extremamente significativo em rochas sedimentares com argilas expansivas, como a montmorillonita, mas também afeta biotita e/ou muscovita já parcialmente alteradas das rochas metamórficas.

6.3.2. Intemperismo químico

Este tipo de intemperismo é o mais efetivo, atuando principalmente em regiões com temperaturas médias mais elevadas e com pluviosidade alta ou moderada (climas tropicais e subtropicais chuvosos). As reações que ocorrem são principalmente de *hidratação*, de *oxidação* (em

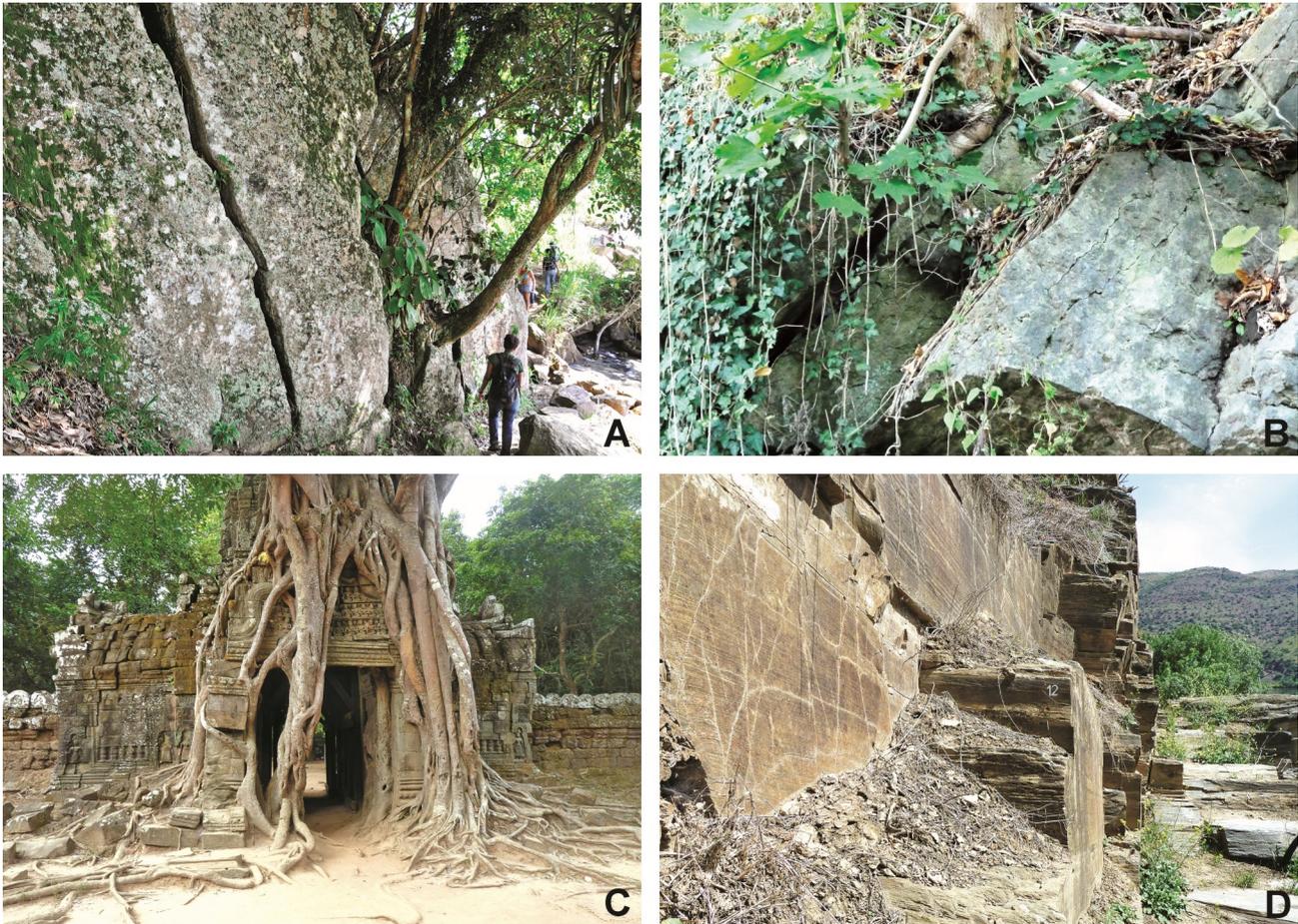
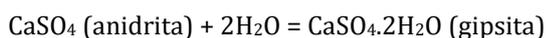


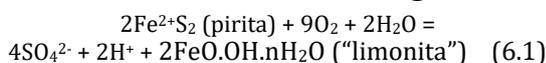
Figura 6.3. A e B. Fraturas em rochas granitoides alargadas pelo crescimento de vegetação (A. Caraguatatu-
ba, SP; B. Drachenfels, Alemanha). C. Vegetação sobre templo construído com blocos de arenito, Siem Reap,
Camboja. D. Desagregação física de rocha metamórfica fina (filito ou xisto) por absorção de água e posterior
secagem, repetidas vezes. Observam-se na fratura frontal inscrições rupestres, Vale do Côa, Portugal.
Fotos: Eliane A. Del Lama.

sistemas com presença de Fe e/ou Mn), de *carbonatação* por influência da presença de CO_2 e dos íons $(\text{HCO}_3)^-$ e $(\text{CO}_3)^{2-}$ nas águas intersticiais, e de *hidrólise*, as mais importantes, que são reações de decomposição química controlada pela presença de H_2O e dos íons H^+ e $(\text{OH})^-$.

Um exemplo de reação de *hidratação* é a formação de sais, como por exemplo, a anidrita passando para gipsita, gerando ao mesmo tempo aumento de volume:



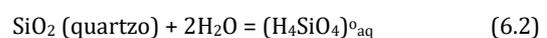
A *oxidação-hidratação* do sulfeto pirita para hidróxido férrico (“limonita”) também gera aumento de volume e, portanto, microfraturas na rocha original:



onde as espécies com carga (positiva ou negativa) representam os íons em solução, e onde o produto de reação, o óxido-hidróxido de Fe^{3+} representa a “limonita” (termo coletivo ainda muito

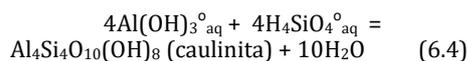
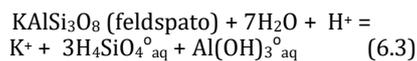
utilizado, que identifica o conjunto de substâncias formadas por intemperismo e oxidação do Fe, que aparecem tipicamente como misturas de minerais, tais como goethita e lepidocrocita, com substâncias amorfas hidratadas com ferro oxidado, mas não é um mineral *sensu strictu*).

Outros exemplos de ataque químico são também controlados pela presença de águas meteóricas e subsuperficiais, estas últimas encontradas nos poros dos materiais geológicos. Assim, o quartzo, mesmo sendo um mineral muito pouco solúvel, pode ser lentamente atacado pelas águas, como representado pela reação de *hidrólise*:



onde o ácido silícico, um ácido muito fraco que dificilmente se dissocia, é a principal espécie do Si encontrada em solução; o subíndice *aq* identifica a espécie em solução, neste caso com carga zero.

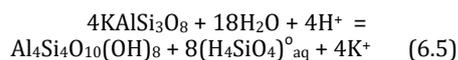
A alteração do feldspato potássico para caulinita, muito lenta, comum em climas tropicais a subtropicais, é outro exemplo de reação de hidrólise (**Figura 6.4A**). Ela pode ser representada pela somatória da dissolução por hidrólise do feldspato (reação 6.3), com a da cristalização de caulinita a partir de íons em solução (reação 6.4), como indicado a seguir:



onde as espécies com carga zero e positiva são os íons em solução; a espécie do Al em solução depende das condições, podendo também ser Al^{3+} , $\text{Al}(\text{OH})^{2-}$, etc. Os teores do íon H^+ , naturalmente presente como produto de dissociação da água [$\text{H}_2\text{O} = \text{H}^+ + (\text{OH})^-$], podem ser incrementados formando-se então águas ácidas, pela dissociação do ácido carbônico (H_2CO_3 ; ver equações 6.7).

Combinando ambas as reações, é obtida a equação que representa a alteração do mineral fresco, a substância *reagente* (feldspato, mineral inicial) para o *produto* de alteração (caulinita, mineral secundário):

$$4 \times \text{Equação (6.3)} + \text{Equação (6.4)}$$



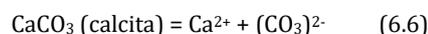
Para simplificar, a reação 6.5 é escrita com conservação do Al (4 átomos em cada sólido, reagente e produto). O excesso de Si é transportado como ácido silícico,

junto com o íon K^+ , nas soluções aquosas intersticiais aos grãos. Estes íons podem ser utilizados em reações futuras: por exemplo, a geração de quartzo neoformado, nas rochas encaixantes, por precipitação de quartzo (para tal, basta inverter a reação 6.2).

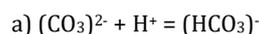
A reação de caulinitização ocorre principalmente em rochas feldspáticas. Reações similares podem ser escritas para explicar as alterações de minerais máficos para argilominerais (com Fe e/ou Mg) e hidróxidos de Fe e de Al.

Outras reações importantes são as que ilustram a dissolução, ou precipitação, de carbonatos, em especial calcita e dolomita, que entram na categoria de minerais geológicos *solúveis*. Este processo de dissolução e/ou precipitação de carbonatos, embora lento aos olhos humanos, é muito eficiente quando efetuado ao longo de semanas, meses, ou anos (ou seja, considerando uma escala de tempo muito mais demorada) (**Figura 6.4B**).

A dissolução total da calcita é representada pela reação:



onde o ânion $(\text{CO}_3)^{2-}$ participa das seguintes reações aquosas simultâneas:



que representam em conjunto as reações de dissociação do ácido fraco H_2CO_3 .

O gás CO_2 da atmosfera, por sua vez, é dissolvido em água da seguinte maneira:

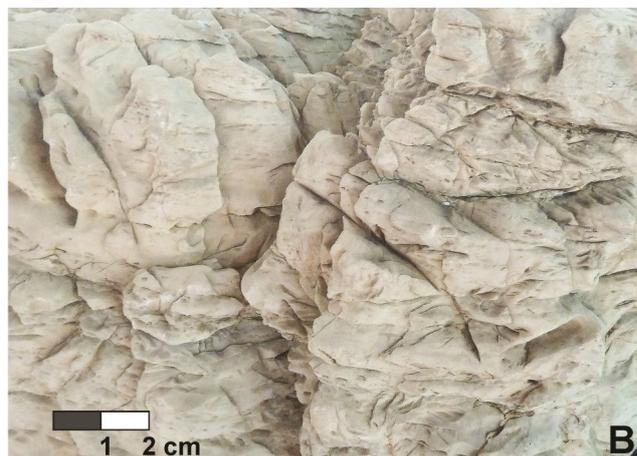
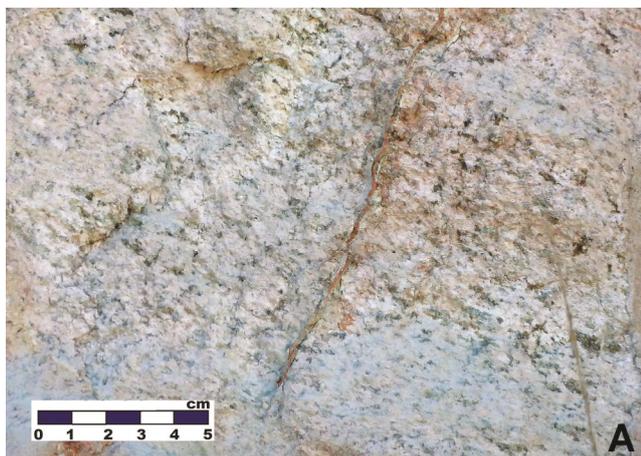


Figura 6.4. A. Rocha com feldspato sendo alterado (Pedreira Paupedra, Guarulhos, SP). **B.** Mármore de granulação fina mostrando sinais de dissolução por água intemperizada. Fotos: Lauro K. Dehira.

O intemperismo químico e a presença de sulfetos em areias

O chamado “agregado miúdo” para concreto é constituído por partículas de tamanho areia, que são misturadas ao cimento e outros materiais para gerar a argamassa. Sulfetos como pirita, quando presentes, oxidam-se com facilidade, com aumento de volume (ver Equação 6.1), motivo pelo qual areias com sulfetos não deveriam ser utilizadas na construção civil. Os próprios vergalhões de ferro usados no concreto, quando em contato com a umidade ambiente, sofrem oxidação e aumento de volume, gerando rachaduras. Pelo mesmo motivo, não deve ser utilizada água do mar na preparação da argamassa do concreto, pelo conteúdo elevado em sais dissolvidos; por evaporação, cristalizarão halita e outros sais, gerando tensões.

Reações isovolumétricas na natureza

Na natureza, inicialmente a reação: feldspato → caulinita é realizada de maneira isovolumétrica, tal que, o volume do mineral resultante, caulinita, é aproximadamente equivalente ao do mineral primário, o feldspato. A caulinita aparece então como *pseudomorfo* do feldspato, ocupando o seu volume original. Essa qualidade perde-se à medida que avançam as reações que convertem rocha para solo.

A dissolução e cristalização de calcita

As reações 6.6 a 6.8 podem ser utilizadas para explicar a dissolução, ou cristalização, da calcita na presença de uma solução aquosa, também em função das variações do pH. Um *aumento na concentração do íon H^+* (pH menor ou solução com maior acidez) fará com que aumente a concentração do ácido não dissociado H_2CO_3 (equações 6.7 deslocando-se da esquerda para a direita), com o qual diminui o teor de $(CO_3)^{2-}$ na solução: com isto, para manter o equilíbrio, grãos adicionais de calcita serão dissolvidos (equação 6.6 deslocando-se da esquerda para a direita). Este raciocínio explica quimicamente o que a experiência nos ensina: *soluções ácidas dissolvem carbonatos*. O contrário ocorrerá quando aumenta o pH (ou aumenta a concentração de $(OH)^+$ da solução): é propiciada a precipitação da calcita e dos outros carbonatos. Por outra parte, *uma atmosfera mais rica em CO_2* estará em equilíbrio com águas mais ricas em H_2CO_3 (equação 6.8), o que aumentará o conteúdo do ânion $(CO_3)^{2-}$ nas águas, em especial nos lagos e principalmente nas águas oceânicas; para manter o equilíbrio nessas águas, deverá precipitar calcita (deslocamento da equação 6.6 para esquerda).

Cavernas em rochas carbonáticas

Cavernas são formadas por processos intempéricos e aparecem em muitos tipos de rochas: em rochas ígneas, rochas sedimentares, rochas piroclásticas, etc. As cavernas mais desenvolvidas, entretanto, aparecem em regiões com rochas carbonáticas (calcários, mármore, e rochas afins), e podem estender-se em subsuperfície por dezenas de km. São espaços irregulares lavrados nessas rochas por dissolução dos carbonatos, pela ação das águas subterrâneas. Isto também explica a ocorrência, nelas, das estruturas cônicas a alongadas, com deposição concêntrica, chamadas de estalactites (formadas no teto da caverna) e estalagmites (formadas no chão da caverna), e outras formações, que são geradas por precipitação local desses minerais a partir das águas circulantes no interior das rochas carbonáticas (**Figura 6.5**). As regiões com cavernas são instáveis e podem estar sujeitas a colapso na superfície, com os riscos inerentes (exemplo de Cajamar, em São Paulo, com desabamento de casas).



Figura 6.5. **A.** Vista da entrada do interior da caverna Água Suja, trilha Betari, Petar, São Paulo, com teto incrustado de estalactites, chegando a formar cortinas. **B.** Teto da caverna Água Suja, trilha Betari, Petar, São Paulo, com estalactites métricas. Foto A: Francesco Barale, B: Vinicius Izidoro.

Como se comportam essas reações de alteração com o *aumento da temperatura*? As variações registradas na superfície da Terra são menos marcadas que nas profundezas, variando entre extremos de -40 a -60 °C (nos polos) até temperaturas médias de $25-35$ °C (nos trópicos). Mas a facilidade com que as rochas em geral, e as feldspáticas em particular, se alteram em climas tropicais a subtropicais indica que este aumento de temperatura, embora pequeno, desloca fortemente a equação 6.5 (e outras similares) para a direita: as rochas feldspáticas em climas frios ou temperados estão muito menos alteradas. A resposta é também clara para as reações com carbonatos. Os gases são menos solúveis em águas mais quentes, gerando-se uma expulsão do CO_2 dissolvido. Com isto, o equilíbrio deve manter-se apenas se mais carbonato é cristalizado (ver equações 6.5, 6.7 e 6.8).

6.3.3. A alteração gradacional: mudanças nas propriedades das rochas

Entre o solo *sensu strictu* do pedólogo (o *solo residual* dos engenheiros) e a rocha ainda fresca, acontecem vários estágios de alteração, que procedem de maneira gradacional da rocha fresca (sem alterar) para uma fortemente alterada e com presença de novos minerais, formados nesse processo pedogênico (**Figura 6.6**).

Na **Tabela 6.2**, a seguir, são listados os graus de alteração, e as propriedades relacionadas com essas mudanças (classificação de Irfan e Dearman, 1978a; em Beavis, 1985).

Variações diferentes são encontradas em *rochas sedimentares intemperizadas*. Naquelas constituídas por partículas muito finas, os minerais abundantes são filossilicatos (os silicatos com estruturas



Figura 6.6. A. Granito cinza fresco. Pedreira Itaquera, São Paulo. B. Corte de granito com alteração condicionada por fraturas. C. Alteração esferoidal com núcleo de granito fresco. D. Granito completamente alterado mostrando estrutura original (saprolito), com solo pouco estruturado na parte superior. B a D Granito da Serra do Freita, Portugal. Fotos: Eliane A. Del Lama.

Tabela 6.2. Classificação de Irfan e Dearman (1978a).

Alteração	Grau	Sigla	Cor e feições	Resistência*	Porosidade*
Rocha fresca	I	F (<i>fresh</i>) ¹	Rocha com cor original	Alta (em torno de 280 MPa)	< 1%
Inicial, débil	II	SW (<i>slightly weathered</i>) ¹	Descoloração inicial, rocha coesa	Ainda alta (~250-180 MPa)	~5%
Moderada	III	MW (<i>moderately weathered</i>) ¹	Coesão moderada a fraca	20-30% da inicial (~120 MPa)	~7%
Alta	IV	HW (<i>highly weathered</i>) ¹	Desmancha, 50% de alteração	~15-30% da inicial (60 MPa)	~10%
Completa	V	CW (<i>completely weathered</i>) ¹	Friável; estrutura da rocha ainda visível	Muito baixa (~10 MPa)	~20%
Solo residual			Estrutura original destruída	-	> 20%

As feições indicadas valem principalmente para rochas feldspáticas (granitos, gnaisses, etc.) e basaltos; podem variar em outras rochas (e.g., rochas sedimentares, etc.).

*Os valores indicados de MPa são para testes de compressão uniaxial, e são indicativos apenas para granitos.

Os valores de porosidade são aproximados.

¹: respectivamente, "fresco, levemente, moderadamente, fortemente, completamente alterado".

As categorias de solos e os graus de alteração em rochas (comparação das Tabelas 6.1 e 6.2)

É possível relacionar os graus de alteração de rochas (Tabela 6.2) com as categorias de "solos" identificados na Tabela 6.1.

Assim, a rocha fresca, sem alteração (por ex., um granito) corresponde ao grau I da Tabela 6.2: é a "rocha" na classificação técnica, Tabela 6.1. A alteração inicial a moderada do granito (identificadas como SW a MW, graus II a III, na Tabela 6.2), pouco afetaria as propriedades da rocha fresca; portanto, esse material é ainda uma "rocha", que deve ser retirada, por ex., por meio de explosivos. As categorias de alteração alta (HW) a completa (CW), graus IV a V da Tabela 6.2, convertem a rocha original em agregado "mole", um solo, que pode ser retirado com retroescavadeira ou desmonte hidráulico. Do ponto de vista mineralógico, a alteração inicia-se com a passagem inicial de feldspatos e minerais máficos para minerais de alteração (graus II a III), aparecendo ainda *microfraturas* adicionais, não presentes na rocha fresca. Este processo avança nos graus IV a V, gerando-se então um agregado "mole", mas a rocha original ainda pode ser reconhecida pela preservação da *macroestrutura* (aspecto geral da rocha; reconhecimento dos contornos originais dos minerais primários, agora completamente alterados; conservação da orientação e distribuição dos minerais na rocha; etc.). A última categoria da Tabela 6.2, caracterizada pela completa destruição da estrutura original, é equivalente a do "solo residual" da Tabela 6.1. Entretanto, deve ser observado que, em mapa geológico, os graus I até V serão todos representados como *granito* pelo geólogo, porque a estrutura na rocha alterada, ainda preservada, permite identificar a rocha original.

em forma de lâminas), tais como argilo-minerais, cloritas e outros, e ainda quartzo, eventualmente também com algum carbonato e feldspatos. São rochas em geral muito mais friáveis que as ígneas, e a passagem para regolito é rápida: os horizontes com graus de alteração I até V (Tabela 6.2) têm em geral pouca espessura, da mesma maneira que o solo desenvolvido como cobertura. A maioria dos arenitos é rica em quartzo, e apresentam-se com graus variáveis de cimentação: a passagem do arenito fresco para

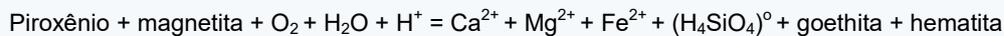
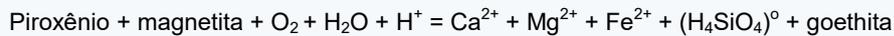
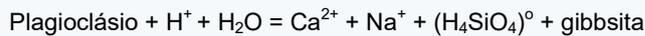
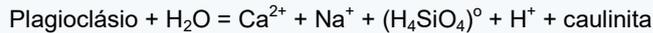
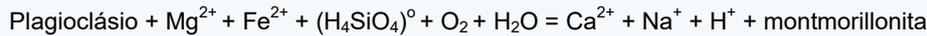
o solo residual, pouco desenvolvido, é bastante rápida.

As rochas metamórficas finas são constituídas principalmente por filossilicatos (cloritas e micas), quartzo e feldspatos: alteram-se com muita facilidade, sendo que o manto de intemperismo nessas rochas é extremamente espesso em regiões de climas tropicais e subtropicais úmidos (e.g., mantos de intemperismo de mais de 100 m, desenvolvidos em filitos, rochas metamórficas finas, no Estado de São Paulo).

A alteração de rochas basálticas em clima subtropical a temperado de alta pluviosidade

Em solos formados a partir de basaltos, no Rio Grande do Sul, aparecem principalmente os argilominerais caulinita e/ou montmorillonita (esmectita), e ainda gibbsita e hidróxidos de Fe. Em solos de São Paulo, os minerais principais de alteração de basaltos são caulinita, gibbsita e hidróxidos de Fe, com os solos mais avermelhado-roxos mostrando também teores apreciáveis de hematita (**Figura 6.7**).

As *reações de alteração* que devem ser consideradas são as apontadas a seguir. Um basalto típico está constituído por 45% de plagioclásio, 50% de piroxênio e 5% de minerais acessórios, principalmente magnetita (ver composição dos minerais, na Tabela abaixo). As reações de alteração nestas rochas, muito complexas, em parte são realizadas por etapas, iniciando-se com o ataque (dissolução) ao mineral primário e, finalmente, com a cristalização do produto final de alteração. As reações abaixo simplificam este panorama, indicando apenas o mineral primário, à esquerda, e o(s) produto(s) de alteração, à direita. Assim, o plagioclásio passa ora para montmorillonita (um argilomineral expansivo), com liberação de Ca e Na e incorporação de Mg, Fe²⁺ e ácido silícico, ora para caulinita, em paralelo com as reações que levam à cristalização dos minerais de alteração gibbsita, goethita e hematita.



onde os íons Ca²⁺, Na⁺, (H₄SiO₄)⁰, Mg²⁺ e Fe²⁺, presentes nas águas intersticiais, derivam do intemperismo dos minerais primários félsicos (plagioclásio) e máficos (biotita, piroxênios, etc.); a espécie iônica do Fe é o Fe²⁺, por ser os minerais de Fe³⁺ muito insolúveis (para fórmulas químicas, ver Tabela anexa). Em todas estas reações, os elementos Mg, Fe, Na, Ca, e Si aparecem como espécies em solução, e podem, portanto, ser lixiviados (ou seja, retirados do sistema por transporte em solução). A última reação é também uma reação de óxido-redução (Fe²⁺ passando para Fe³⁺). Nestas reações simplificadas, o mineral goethita representa o conjunto das substâncias que contêm Fe³⁺.

A drenagem *incompleta* de águas intempéricas resulta em lixiviação apenas parcial de íons como Na, Ca e K, o que favorece então a cristalização de montmorillonita.

Em solos com *drenagem* muito boa, as águas intersticiais são escoadas com facilidade, levando também os produtos da reação como os cátions Na, Ca, e inclusive a sílica. Em solos tropicais como os da Amazônia as reações são ainda mais eficientes, lixiviando, por completo as rochas originais, de maneira que nessas regiões com muita drenagem de águas as rochas ficam reduzidas a um sistema químico com predomínio de H, O, Fe (na sua forma oxidada) e Al, retidos principalmente em minerais como gibbsita e goethita (e congêneres como diásporo αAlO.OH, boehmita γAlO.OH, e lepidocrocita γFeO.OH), aparecendo portanto solos muito pobres para a agricultura.

Composição dos minerais primários e de alteração, em basaltos

<i>Minerais primários</i>	<i>Minerais de alteração</i>
Plagioclásio* [0.5(CaAl ₂ Si ₂ O ₈).0.5(NaAlSi ₃ O ₈)]	Argilomineral montmorillonita** (Al _{0.4} Mg _{0.48} Fe _{0.2}) ₈ (Si ₄ O ₁₀) ₃ (OH) ₁₀ .12H ₂ O
Piroxênio Ca(Mg _{0.8} Fe _{0.2})Si ₂ O ₆	Argilomineral caulinita Al ₄ (Si ₄ O ₁₀)(OH) ₈
Magnetita FeO.Fe ₂ O ₃	Gibbsita Al(OH) ₃ ; goethita*** αFeO(OH); hematita Fe ₂ O ₃
* Plagioclásio intermediário entre os extremos albita e anortita; ** Fe na montmorillonita como Fe ³⁺ , total das cargas catiônicas: 22; *** Hidróxido mais abundante de Fe ³⁺ nos solos.	



Figura 6.7. A. Diabásio mostrando delgada crosta de alteração, Caraguatatuba, SP. B. Dique de rocha máfica, mostrando início de alteração ao longo de fraturas, Ilhabela, SP. Fotos: Eliane A. Del Lama.

6.4. PROPRIEDADES DOS SOLOS

As propriedades dos solos são definidas em função de vários parâmetros, indicados a seguir.

6.4.1. Granulometria

A identificação das propriedades mecânicas de um solo se inicia com a definição do tamanho dos grãos ou granulometria (**Figura 6.8**). A escala granulométrica utilizada é a de Wentworth (ver Capítulo de Rochas Sedimentares), na qual aparecem quatro categorias principais de tamanhos: *clastos maiores* (matacões, blocos e seixos: tamanhos de partículas acima de 2 mm), grãos de *areia* (entre 2 e 0,062 mm), *silte* (entre 0,062 e 0,005

mm) e *argila* (tamanhos menores que 0,005 mm); os nomes dos agregados inconsolidados correspondentes são *cascalho*, *areia*, *silte* e *argila*. As várias frações podem ser separadas utilizando-se peneiras. Um solo terá, assim, uma fração cascalho (composta por seixos) e/ou uma fração areia e/ou fração silte e/ou fração argila. As proporções relativas, em peso, destas frações determinam granulometricamente o tipo de solo. A granulometria é indicada com letras, para fins de classificação dos solos (ver item sobre Classificação Técnica): a letra **G** (*gravel*) para cascalho, **S** (*sand*) para areia, **M** (*m* em sueco, *mud* em inglês; lama) para siltes em geral, e **C** (*clay*) para os de tamanho argila.



Figura 6.8. Da esquerda para a direita: cascalho (fragmentos centimétricos de granito), areia média a grossa (predomínio de grãos de quartzo) e silte (mistura de argilominerais com grãos finos de quartzo). Foto: Lauro K. Dehira.

As diversas escalas granulométricas

Os limites de Wentworth são hoje aceitos principalmente por geólogos, para caracterizar sedimentos. Os edafólogos e os engenheiros, em geral, preferem escalas ligeiramente diferentes (e.g., do USDA, o *Department of Agriculture*, o Departamento de Agricultura dos EUA, da ASTM, a *American Society for Testing Materials*, a Sociedade Americana de Testes e Materiais, etc.). A Associação Brasileira para Normas Técnicas, ABNT, utiliza a seguinte classificação: partícula de argila, menor que 0,005 mm; de silte, entre 0,005 e 0,05 mm; de areia fina, entre 0,05 e 0,42 mm; de areia média, entre 0,42 e 2,0 mm; de areia grossa, entre 2,0 e 4,8 mm; de pedregulho (ou cascalho), acima de 4,8 mm (até 76 mm).

As partículas devem ainda ser definidas em função de sua *forma* e *angulosidade* (= *rugosidade*) (**Figuras 6.9 e 6.10**). Para um agregado, ou conjunto de partículas, define-se ainda a *graduação*. No solo bem graduado (*well sorted* ou **W**), os diferentes tamanhos de partículas estão em quantidades, aproximadamente, iguais. No solo de graduação pobre (*poorly sorted* ou **P**), nota-se um predomínio

de determinados tamanhos de partículas. Observe que o geólogo define como “seleção” a característica do sedimento se apresentar com apenas um tamanho de partícula predominante, ou então, com iguais quantidades de partículas de diferentes tamanhos. Assim, o solo W será, para o geólogo, um solo de “má seleção” ou “pobre” (**Figura 6.11**).

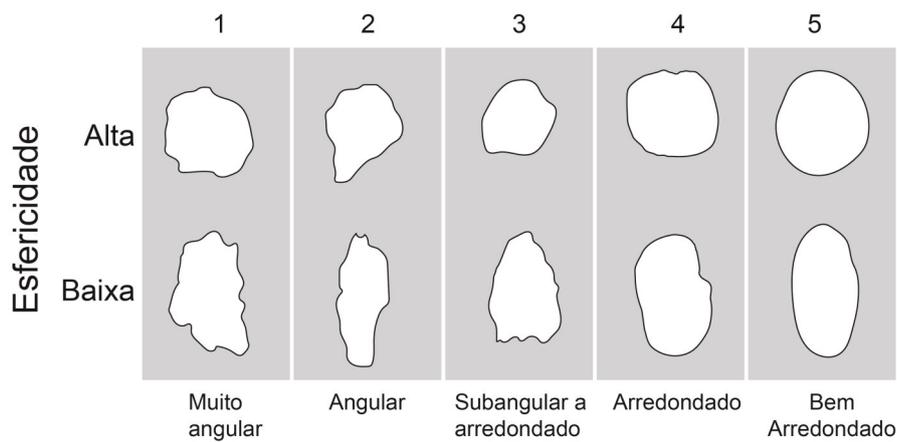


Figura 6.9. Nomenclatura aplicada para descrever esfericidade (alta ou baixa) e rugosidade de grãos.

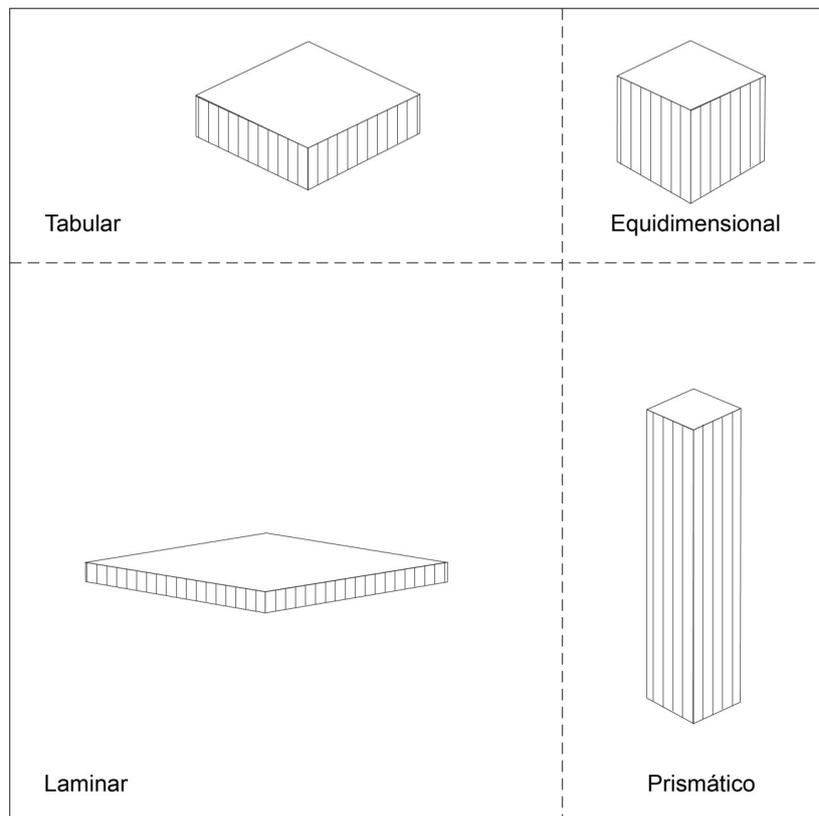


Figura 6.10. Nomenclatura para caracterizar as formas de clastos.

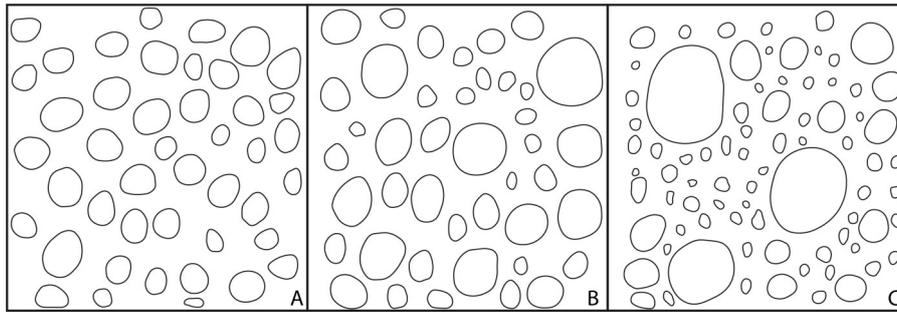


Figura 6.11. Agregados de clastos mostrando *seleção* boa (A), regular (B) e má (C), na nomenclatura geológica. Na classificação de solos dos engenheiros (A) representa uma *gradação* pobre (P) e (C) uma *gradação* boa (W).

A presença de matéria orgânica no solo é registrada pela letra **O** (de orgânico), sendo sua decomposição um sério risco técnico.

6.4.2. Textura

A *textura* ou disposição das partículas é também característica que deve ser salientada. Os solos constituídos apenas por *areias* e *cascalho* não são coesos, desmanchando-se facilmente. Mas constituem *boas fundações*, já que podem ser compactados com bastante facilidade (por meios mecânicos, ou pelo próprio peso dos solos ou da estrutura posicionados por cima). Pelo contrário, os solos formados apenas por *silte* e/ou *argila* são em geral bastante coesos, por ter uma trama na qual os argilominerais, geralmente predominantes e de hábito laminar, formam espaços que seguram as partículas de quartzo e de outros minerais. Estes solos, entretanto, podem mudar suas propriedades por influência dos fatores externos (**Figura 6.12**). Assim,

um sedimento ou “solo sedimentar” com argilas *floculadas*, com contato aresta-face entre as lâminas, terá maior resistência mecânica que um solo com textura orientada ou *dispersa*. A textura *floculada* do solo original pode perder-se por uma combinação de fatores como o peso (*e.g.*, da própria obra superposta) e/ou a ocupação dos poros por água mais diluída que a água original marinha (e que, portanto, consegue “desflocular” os argilominerais, ao “dissolver” os íons ligados às cargas livres presentes nas arestas das argilas, diminuindo a resistência do conjunto e permitindo que os argilominerais possam se orientar).

6.4.3. Plasticidade

Os solos de granulação fina, em especial, mudam as suas propriedades em função do conteúdo de água ou umidade (**H**), nos poros. A definição dos *limites de Atterberg* permite entender o comportamento destes materiais. Segundo esses parâmetros, o *limite sólido*, *LS*, quando o

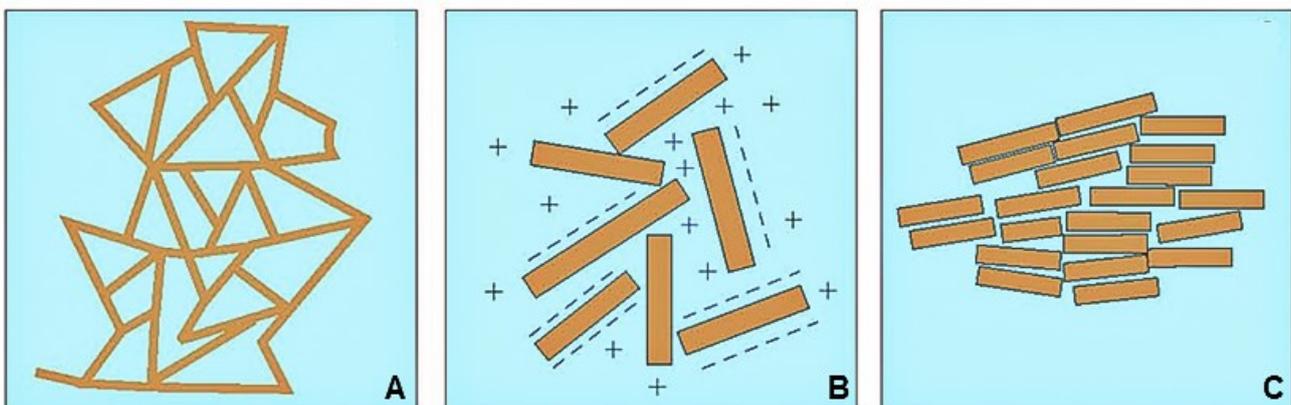


Figura 6.12. Texturas de solos argilosos. **A.** Arcabouço mostrando disposição das lâminas de argilominerais em uma textura *floculada*. **B.** Detalhe de textura *floculada*, mostrando a distribuição de cargas (positivas e negativas) nas superfícies das lâminas e na água circundante. **C.** Disposição subparalela de lâminas em uma textura *dispersa*.

material mostra comportamento como sólido, continua até que os poros sejam preenchidos com água, com saturação completa: o material aumenta o seu volume, mas ainda se comporta como um sólido (por ex., um cilindro desse solo rolado sobre uma placa de vidro apresentará rachaduras). O ingresso de mais água continuará aumentando o volume, até atingir o *limite plástico LP* (o mesmo cilindro, no limite plástico, rolado sobre o vidro muda de forma, mas deixa de se fraturar). Finalmente, com mais água, atinge-se o *limite líquido, LL*, quando o material se comporta como um líquido. O índice de plasticidade é $IP = LL - LP$, e pode ser alto (plasticidade alta, ou *high, H*) ou baixo (*low, L*).

6.4.4. Mineralogia

A *mineralogia* dos agregados é também fator importante para a sua caracterização. Uma areia composta por grãos de quartzo (como os sedimentos de praia encontrados em toda a orla atlântica brasileira) terá propriedades diferentes da areia das praias de ilhas oceânicas (*e.g.*, Fernando de Noronha), onde predominam os fragmentos arredondados de corais e carapaças, constituídas principalmente pelo carbonato calcita, mole e reativo. A identificação da composição mineral é muito importante em materiais mais finos (lamas e argilas). Os solos argilosos constituídos pelo argilomineral caulinita, junto com fragmentos de quartzo, hidróxidos, etc., mostram comportamento diferente dos que apresentam as argilas expansivas, como montmorillonita, que acabam desestabilizando os solos e as obras construídas.

Os argilominerais e sua importância nos solos

Os argilominerais são um grupo de filossilicatos de variada composição, extremamente importantes como constituintes de solos e fundamentais nos processos intempéricos. De maneira simplificada, os grupos mais importantes são da *caulinita*, das *esmectitas* (argilas expansivas, agora identificadas preferencialmente pelo nome coletivo de montmorillonita) e das *illitas* (os argilominerais com potássio), ao qual pode também ser adicionado o da *vermiculita*, embora menos importante. Cristalizam em geral como microminerais, atingindo dimensões que raramente ultrapassam o limite de micras (milésimo de mm). A vermiculita é, nesse sentido, uma exceção: ela forma-se tanto nos solos como por alteração de biotita, e nesse caso podem aparecer com tamanhos tão avantajados quanto os dos minerais substituídos (*e.g.*, dimensões de mm ou até cm). As propriedades físicas dos argilominerais definem, em geral, as do solo do qual participam. A montmorillonita, por exemplo, pode incorporar água entre as suas lâminas estruturais, esta retida apenas por forças fracas de van der Waals; são, portanto, argilas expansivas, propriedade que também é registrada na vermiculita, embora em proporção muito menor. A plasticidade dos solos finos é também, em geral, controlada pela presença de argilominerais. As composições químicas, muito variáveis, podem ser expressas de maneira simplificada como segue:

Caulinita, argilomineral pobre em cátions; fórmula geral



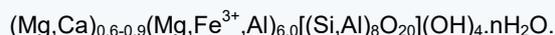
Esmectitas, argilominerais de composição complexa, expansivas (incluem minerais como montmorillonita, beidellita, hectorita, e outros); as montmorillonitas, as mais abundantes, podem ser representadas quimicamente como solução sólida entre termos extremos como



Illitas, as argilas com potássio, quimicamente similares à mica clara, muscovita; fórmula geral



Vermiculita, argilomineral com Mg, Ca e Fe, sem álcalis (Na e/ou K), frequentemente derivada da alteração da mica escura, biotita; fórmula simplificada



Observar que a fórmula da caulinita foi aqui escrita na base de 8 Si, para fins de comparação com a dos outros argilominerais; ver equações 6.4 e 6.5.

O reconhecimento dos argilominerais é realizado por meio de técnicas ópticas (microscopia) e, principalmente, por meio da difração de raios X. Os espaçamentos entre as lâminas desses minerais na estrutura cristalina, medidos em **A**, variam conforme a espécie mineral. Esse espaçamento controla a aparição dos picos em difratogramas medidos em ângulos (2θ). Na **Figura 6.13** são observados picos característicos da caulinita comparados com a illita e outros argilominerais em função deste espaçamento específico. As montmorillonitas em particular, por serem argilominerais expansivos, podem absorver fluidos nestes espaços entre as lâminas e mudar o valor do espaçamento, o que pode ser obtido com tratamento com solventes orgânicos (por exemplo, glicol). Um exemplo de tratamento glicolado, mudando o perfil e posicionamento dos picos, pode ser observado na **Figura 6.13**.

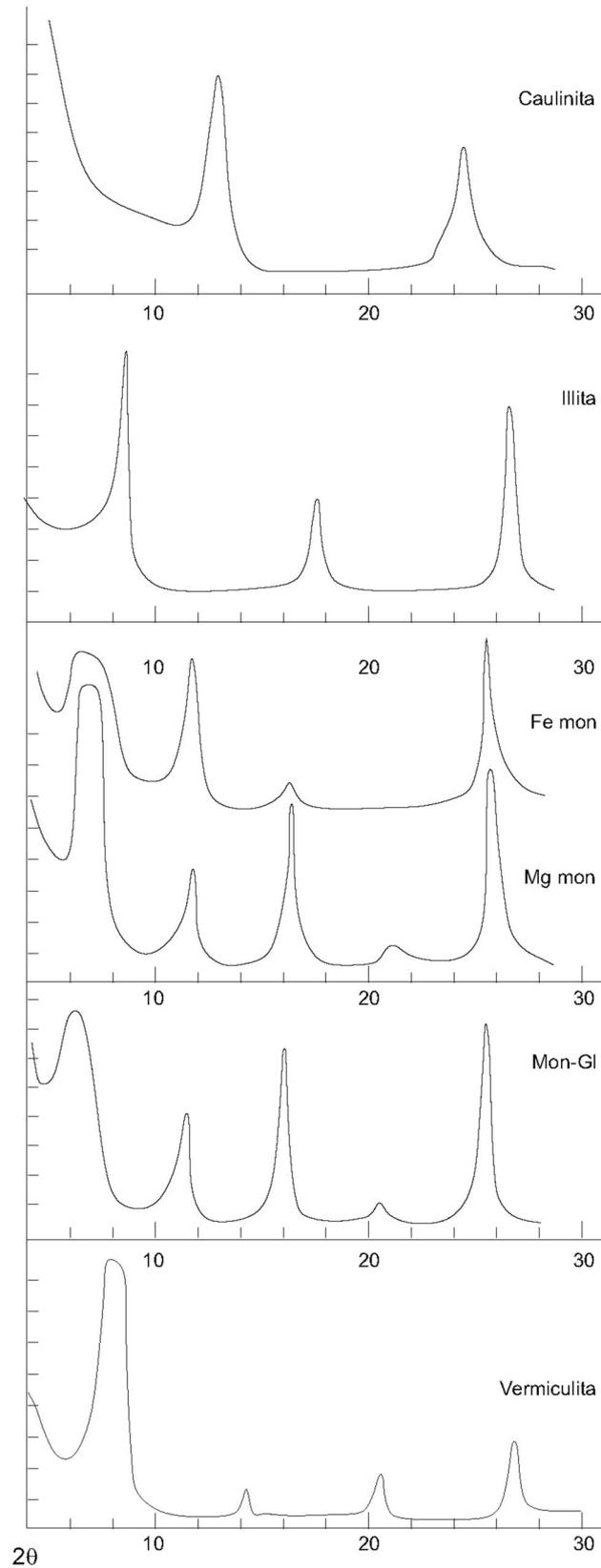


Figura 6.13. Difratomogramas esquemáticos de caulinita, illita, montmorillonita (mon) e vermiculita. Fe mon e Mg mon referem-se às variedades de montmorillonita ricas em Fe e Mg. Mon-Gl identifica um mineral glicolado (argilomineral submetido à absorção do solvente orgânico glicol, ajudando na identificação).
Difratomogramas: Flávio M. de S. Carvalho - Laboratório de Difração de Raios X do IGc-USP.

6.5. SOLOS RESIDUAIS

Os solos residuais (ou solos *sensu strictu* dos pedólogos) desenvolvem-se no próprio local, por movimentação principalmente vertical de água, gases e substâncias químicas, matéria orgânica (ácidos húmicos, etc.) e micro-organismos. Tipicamente aparece na base a rocha fresca com gradação para o saprolito (rocha em desagregação, misturada com solo, que ainda mostra a sua estrutura), capeada por várias camadas de solo chamadas de *horizontes*.

6.5.1. Horizontes

O nível superior do solo residual é o *horizonte O* (orgânico), rico em matéria orgânica (folhas e galhos em decomposição, invertebrados, etc.), bem desenvolvido em regiões com bosques e selvas; é pouco desenvolvido, ou inexistente, em áreas de pradaria, em regiões frias, em desertos, e em regiões de caatinga ou sertão. Por baixo, é encontrado o *horizonte A*, um nível mineral com argilominerais e acúmulo de matéria orgânica, mostrando

transporte vertical (*eluviação*) de matéria para o horizonte inferior B; exhibe geralmente cores escuras. A passagem direta do horizonte A para o B, inferior, é comum. Em alguns casos, entretanto, aparece o *horizonte E*, caracterizado pela perda de componentes químicos por eluviação para o horizonte B; é, portanto, um horizonte exaurido ou empobrecido, de cores cinza, mais claras. O próximo é o *horizonte B*, formado em parte por *iluviação* (concentração, por precipitação, das substâncias transportadas dos níveis superiores); de cores marrons ou avermelhadas, enriquecido nos componentes trazidos dos horizontes superiores, como argilominerais, hidróxidos de Al e Fe, carbonatos, etc. Em solos desenvolvidos sobre rochas duras, geralmente é encontrado ainda o *horizonte C*, um *horizonte de saprolito*, gradacional para rocha fresca, com fragmentos de rocha alterada ou em vias de alteração. Finalmente, atinge-se em profundidade maior a *rocha fresca* (ver detalhes na **Figura 6.14**). Cada um destes horizontes, principalmente o A e o B, podem ser subdivididos (A1, A2, A3;

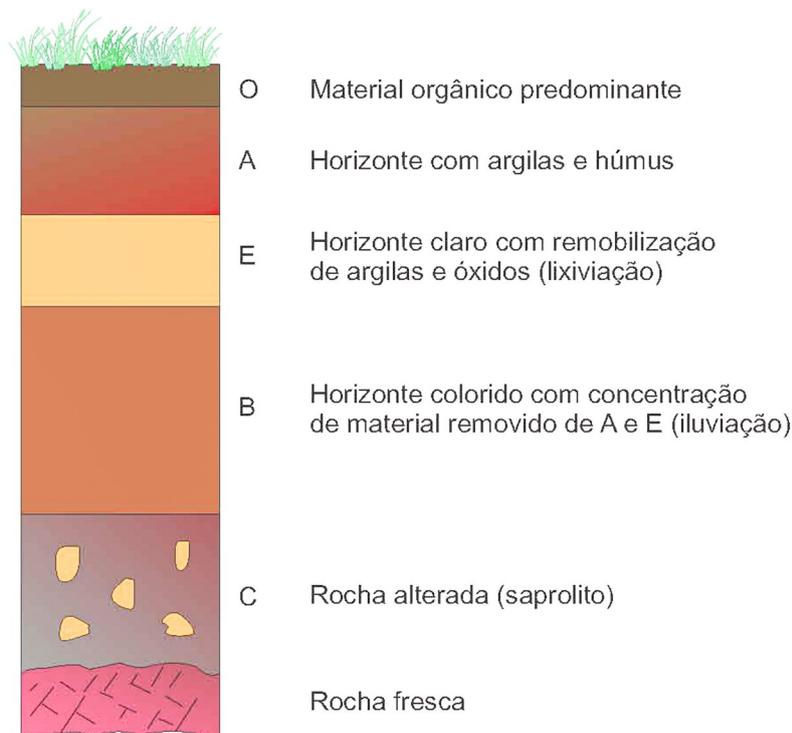


Figura 6.14. Perfil esquemático de solo residual maduro, mostrando os vários horizontes característicos. Os horizontes A, B e C podem estar subdivididos em função de variações específicas. As espessuras relativas dos horizontes podem mudar conforme o clima e o índice de maturação do solo. Escala vertical arbitrária (tipicamente solos maduros atingem de 2 a 3 metros).

B1, B2, B3). Os horizontes citados podem faltar, ou não ser contínuos, dependendo do tipo de solo e das condições locais.

6.5.2. Tipos de solos residuais

São *solos maduros* os que apresentam todos os horizontes esperados, com espessuras adequadas; do contrário, os solos serão *jovens ou imaturos* (ainda não desenvolvidos). Várias classificações de solos são adotadas na literatura, dependendo do enfoque e da finalidade. Assim, os fatores climáticos permitem diferenciar a categoria de *solos zonais*, que dependem totalmente do clima (**Tabela 6.3**), *solos intrazonais*, que dependem de fatores específicos dentro de uma faixa climática (*e.g.*, solos na alta montanha em regiões de clima tropical, como nos Andes setentrionais), e *solos azonais*, mostrando feições que independem do clima (*e.g.*, solos desenvolvidos em dunas).

No Brasil, as classificações mais específicas para fins agrônômicos são as formuladas pela Embrapa, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, cuja proposta inicial, a da *primeira aproximação*, é de 1980, seguida de outras, até a *quarta aproximação*, de 1997, culminando com a proposta mais definitiva do *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos* (Embrapa, 2006), que aparece listada na

Tabela 6.4, em parte utilizando conceitos e nomes derivados da classificação do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos. Dois exemplos de solo aparecem retratados na **Figura 6.15**. Os solos predominantes no Brasil são os latossolos.

6.6. SOLOS TRANSPORTADOS

Os solos transportados dependem dos agentes transportadores: gravidade, rios, mares, vento e gelo (**Figura 6.16**).

O material localizado em encostas, transportado tipicamente de maneira lenta (por rastejamento, velocidades de cm ou dm ao ano), é o *colúvio*, que chegará finalmente a regiões planas ou a vales de rios. Ele é constituído por fragmentos geralmente pouco selecionados, dos mais variados tipos, dependendo da geologia local. Em climas tropicais e subtropicais úmidos, o colúvio aparece formado principalmente por material já alterado por intemperismo químico. Em partes, o deslocamento deste material pode ser muito mais rápido, gerando-se avalanches, corridas, etc. Em épocas de chuvas intensas e em encostas íngremes, o colúvio fica tão encharcado que pode ultrapassar o limite plástico e até o limite líquido, movimentando-se então nos declives a velocidades de várias dezenas de km por hora.

Tabela 6.3. Solos residuais e faixas climáticas.

Zona climática	Teores crescentes de umidade							
	Árido	Semiárido		Seco e úmido	Sub-úmido	Úmido	Muito úmido	
Frio	Tundra							
Frio e temperado	Caliche	Sierozem	Solos marrons	Solos castanhos	Chernozem	Pradaria	Chernozem degradado	Podzol
Temperado								Podzólico marrom
								Podzólico cinza-marrom
Quente e temperado	Solos desérticos vermelhos	Solos marrom avermelhados	Solos castanhos avermelhados	Pradaria avermelhada	Podzólico degradado	Podzólico vermelho amarelado		
Quente								
Tropical							Laterita	

Tabela 6.4. Classificação de solos proposta pela Embrapa.

Classe de solos	Descrição e feições
Argissolo	Solo evoluído, maduro, com argilas, com lixiviação vertical.
Cambissolo	Solo imaturo, pouco desenvolvido; horizonte B incipiente.
Chernossolo	Solo em desenvolvimento; com acumulação possível de carbonatos.
Espodossolo	Solo com eluviação de compostos de alumínio; presença de material húmico (ácidos orgânicos).
Gleissolo	Solo saturado em água (várzeas), com abundante matéria orgânica; ferro presente na forma reduzida.
Latossolo	Solo fortemente lixiviado, laterítico, rico em argilas e óxido-hidróxidos de Fe e Al.
Luvissolo	Solo com horizonte B enriquecido em argilas; horizonte A lixiviado.
Neossolo	Solo imaturo, faltando o horizonte B; estruturas da rocha original presentes.
Nitossolo	Solo maduro, com caulinita e óxi-hidróxidos; estrutura em blocos.
Organossolo	Solo principalmente orgânico, derivado de matéria-prima orgânica.
Planossolo	Solo com perda de argilas na parte superior e sua concentração no horizonte imediatamente inferior.
Plintossolo	Solo com migração vertical de ferro e sua segregação localizada.
Vertissolo	Solo imaturo, com presença de argilas expansivas.

Fonte: Embrapa (2006), simplificado (ver também Teixeira *et al.*, 2009).



Figura 6.15. **A.** Vertissolo, formado a partir de diabásio, em condições de circulação dificultada de água (próximo ao rio Piracicaba, SP), com formação principalmente de argilominerais. **B.** Latossolo, desenvolvido a partir de diabásio em condições de boa drenagem interna e boa lixiviação, com formação de caulinita, óxi-hidroxidos de ferro (goethita) e de Al (gibbsita), Piracicaba, SP. Ver **Tabela 6.4.** Fotos: Maria Cristina M. Toledo.



Figura 6.16. **A.** Vista panorâmica do Rio Colorado mostrando banco de areia no leito fluvial, Grand Canyon, EUA. **B.** Praia coberta com bloco, cascalho e areia, Caraguatatuba, SP. **C.** Depósito de areia de praia, em parte estratificada, Caraguatatuba, SP. **D.** Depósitos eólicos formando pequenas dunas, observar marcas onduladas de origem eólica, Campo Arenal, Província de San Juan, Argentina.

Foto A: Lauro K. Dehira, B e C: Eliane A. Del Lama, D: Mabel N.C. Ulbrich.

Classificação proposta pelo USDA

Uma das classificações mais utilizadas na literatura é a proposta pelo USDA, o Departamento de Agricultura dos Estados Unidos, na forma de *aproximações*, com mudanças e adaptações sucessivas.

Assim, os nomes citados na **Tabela 6.3** são os utilizados na chamada *sexta aproximação* do USDA, de 1978. Na *sétima aproximação* do USDA, de 1987, são propostos nomes novos, que pretendem focalizar melhor o processo pedológico, aparecendo assim denominações como o *alfisol* (típico de climas úmidos temperados, com argilas no horizonte B), o *aridosol* (de climas áridos, com uma camada de caliche no horizonte C), o *entisol* (recente, imaturo), o *histosol* (rico em matéria orgânica, de climas úmidos a frios), o *inceptisol* (solo jovem, com pouca argila no horizonte B, e alguns carbonatos no horizonte C), o *mollisol* (solo de pradaria, com horizonte A espesso e escuro), o *oxisol* (oxidado, laterítico, pouco fértil, com horizonte A lixiviado e B enriquecido em hidróxidos), o *spodosol* (ácido de regiões de bosques de climas frios ou temperados, equivalente ao podsol da nomenclatura mais antiga; horizonte A rico em matéria orgânica, horizonte B enriquecido em Fe), o *ultisol* (fortemente intemperizado de climas tropicais/subtropicais, lateritos) e o *vertisol* (rico em argilominerais expansivos).

A nomenclatura “informal” de solos residuais

Vários nomes de solos residuais são muito utilizados na literatura. Em solos de climas secos, aparece por baixo do horizonte B um nível de precipitação de carbonatos, chamado de *caliche* (ver também chernozem); estes solos são alcalinos. Os *lateritos* são os solos de regiões tropicais úmidas, com alteração extrema de minerais e enriquecimento em hidróxidos de Fe e Al. O *podsol* é um solo ácido de climas frios e úmidos, de cor cinza a parda, com cobertura de bosques. O *chernozem* é um solo marrom de climas temperados, desenvolvido em pradarias, com um horizonte A, rico em húmus e o B enriquecido em carbonatos (caliche).

Aluvião é todo material depositado pelos rios. As suas feições dependerão do clima (material mais ou menos intemperizado), da topografia e da energia do próprio rio (material mais grosso à montante ou nas áreas de montanhas, mais fino à jusante) e das rochas presentes na área fonte. O aluvião aparece depositado como volumes lineares irregulares, já que geralmente ocupa uma parte limitada do leito do rio; em épocas de enchente, o rio depositará os seus sedimentos, geralmente mais finos, também na várzea em ambos os lados desse leito. Um perfil de depósitos aluvionares pode mostrar na base depósitos de cascalho (representando épocas de energia maior), cobertos por areias (depósitos de curso mais tranquilo) e por sua vez superpostos por depósitos de silte e argila, identificando os materiais sedimentados em época de pouca chuva e pouca movimentação no leito. Perfis como este podem se repetir várias vezes, e mostrar

também notáveis variações laterais, indicando que tanto as energias como o leito desse rio mudam de canal, seja durante as estações do ano, seja ao longo de poucos anos. A construção civil em regiões de leitos e várzeas de rios não pode prescindir do conhecimento destes perfis, obtido por perfurações.

Entre os materiais depositados pelo mar, interessam principalmente os encontrados à beira mar: geralmente, são areias e cascalhos. Em regiões com pouca ou nenhuma declividade topográfica, podem predominar os depósitos finos a muito finos, como os encontrados em mangues; tipicamente, um perfil destes sedimentos mostra alternância de lentes de lamas e argilas pretas (com muita matéria orgânica) e areias finas a muito finas. Outra vez, perfurações permitem identificar o perfil dos materiais depositados, um conhecimento necessário para a construção de obras maiores (*e.g.*, autopistas e prédios de vários andares).

A presença de solos e a construção civil

A presença de solos (tais como bancos de areia) no local de construção impõe algumas restrições, dada a resistência escassa ou pelo menos diminuída para sustentar esforços e pesos, mas não chega necessariamente a inviabilizar o projeto, seja de porte médio (*e.g.*, casas, pontes) ou até maior (como prédios residências de vários andares), em parte porque existe maquinário para compactar o solo. Um conjunto de bancos de areias ricas em quartzo, como as do litoral brasileiro, com granulometrias similares, pode ser uma boa fundação para estas obras; basta lembrar que as construções à beira mar na maioria das cidades litorâneas brasileiras estão posicionadas sobre depósitos de praia (*e.g.*, Santos e Guarujá em SP, Fortaleza no CE, etc.). Mas a presença de perfis *heterogêneos*, com alternância de bancos de sedimentos finos (siltes e argilas) com areias finas a médias, pode criar sérios empecilhos, principalmente pelo efeito da compactação diferencial, após a instalação da obra: a porosidade de siltes e argilas são superiores a das areias, de maneira que a parte da obra com fundações sobre camadas destes sedimentos afundará mais que as outras partes, apoiadas unicamente em bancos de areia. Os prédios adernados encontrados em Santos são testemunhas claras destes problemas. O exemplo mais conhecido na literatura de compactação diferencial provocou a inclinação da Torre de Pisa, na Itália.

6.7. A CLASSIFICAÇÃO TÉCNICA DOS SOLOS

Esforços consideráveis foram dispensados para estabelecer uma nomenclatura geotécnica unificada para identificar brevemente as características técnicas de um determinado solo. As mais completas baseiam-se tanto na granulometria como nas propriedades físicas (porosidade, plasticidade, etc.). Uma das mais aceitas,

em escala universal, é a chamada “Classificação Técnica Unificada” de solos, estabelecida em 1983 pela Sociedade Americana de Testes de Materiais, ASTM. Uma versão simplificada aparece reproduzida na **Tabela 6.5**. Outras classificações geotécnicas, chamadas de “não convencionais”, prescindem da granulometria e focalizam principalmente as propriedades físicas.

Tabela 6.5. Classificação Técnica Unificada de Solos (ASTM, 1983).

Reconhecimento de solo no campo (excluídas as partículas com tamanhos superiores a 7,5 cm)		Sigla	Características							
SOLOS DE GRANULAÇÃO GROSSA (mais da metade com tamanhos maiores que 0,074 mm)	Pedregulhos (mais da metade com tamanhos maiores que 4,8 mm, <i>mesh 4</i>)	Pedregulhos puros (sem finos)	Grãos bem graduados, cobrindo todos os tamanhos							
		Pedregulhos com finos	Grãos com predomínio de apenas um, ou alguns, tamanhos	Mistura de pedregulho e areia						
	Areias puras (pouco ou nenhum fino)		Presença de finos não plásticos (siltes)	Pedregulho e areia com						
		Areias (mais da metade com tamanhos menores que 4,8 mm, <i>mesh 4</i>)	Presença de finos não plásticos (argilas)	Pedregulho e areia com						
	Areias com finos (siltes ou argilas)		Areias bem graduadas, com variação contínua de tamanhos	Areias bem graduadas						
		Areias com finos não plásticos (siltes)	Areias mal graduadas, predomínio de um ou poucos tamanhos	Areias mal graduadas, sem fino						
	Areias com finos plásticos (argilas)		Areias com finos não plásticos (siltes)	Areias com silte						
		Identificação sobre fração < peneira 40 (~0,42 mm)	SC	Areias com argila						
	SOLOS DE GRANULAÇÃO FINA (mais da metade com tamanhos menores que 0,074 mm)	Siltes e argilas (LL menor que 50)	Resistência a seco (esmagar nos dedos)	Rápida a lenta	Rigidez (consistência)	Nenhuma	Dilatância (sacudir na palma da mão)	Pequena a média	ML	Siltes inorgânicos e areias muito finas
			Resistência a seco (esmagar nos dedos)	Média a elevada	Nenhuma ou muito lenta	Média	CL	Argilas inorgânicas, arenosas, etc.		
Siltes e argilas (LL maior que 50)		Resistência a seco (esmagar nos dedos)	Pequena a média	Lenta	Pequena	OL	Siltes orgânicos			
		Resistência a seco (esmagar nos dedos)	Pequena a média	Lenta a nenhuma	Pequena a média	MH	Siltes inorgânicos, areias muito finas			
TURFAS		Resistência a seco (esmagar nos dedos)	Elevada a muito	Nenhuma	Elevada	CH	Argilas inorgânicas			
		Resistência a seco (esmagar nos dedos)	Média a elevada	Nenhuma a muito lenta	Pequena a média	OH	Argilas orgânicas			
Solo facilmente reconhecível (cor, cheiro, porosidade, restos vegetais, por vezes textura fibrosa)		Pt	Solos com elevado teor orgânico vegetal							

Observação: A classificação Técnica Unificada é também chamada de "Sistema Unificado de Classificação de Solos".
Abreviações: Graduação, **W:** bem graduado (*well*), **P:** graduação pobre (*poor*), Tamanhos, **G:** cascalho ou pedregulho (*gravel*), **S:** areia (*sand*), **M:** silte (*mud*), **C:** argila (*clay*), **O:** orgânico (teores mais elevados), **Pt:** turfa (*peat*). Plasticidade, **H:** alta (*high*), **L:** baixa (*low*). **LL** e **LP:** limites líquido e plástico.
 Fontes: Vargas (1977), Oliveira e Brito (1998).

6.8. SUMÁRIO

As rochas na superfície do Planeta aparecem parcialmente cobertas por material desagregado (*solos*), vegetação e águas continentais e oceânicas. Este material desagregado geológico, constituindo uma camada irregular, é chamado de *manto de intemperismo* (ou *regolito*), que passa gradativamente, na sua parte inferior, para o *saprolito*, material rochoso consolidado, mas alterado, que conserva sua estrutura. A *nomenclatura geológica* define rochas e solos geologicamente, a *nomenclatura técnica* enfatiza mais as propriedades mecânicas (ver **Tabela 6.1**).

O *intemperismo* altera rochas dependendo dos seguintes fatores: tipo de rocha a alterar, relevo, clima, agentes atuantes e tempo. O *intemperismo físico* enfatiza o ataque físico (*e.g.*, gelo, vento, aspectos mecânicos da ação biológica); o *químico*, mais efetivo, a ação química. Este intemperismo forma os *solos residuais* (nomenclatura técnica e dos pedólogos), que mostram *horizontes* (ver classificação de Irfan e Dearman, **Tabela 6.2**).

Os típicos *minerais de alteração* em solos são *argilominerais* (*montmorillonita, caulinita, illita, vermiculita*), e *óxidos e hidróxidos*, tais como *gibbsita, goethita, e hematita*, além de vários *carbonatos, sílica* microcristalina e amorfa, e compostos amorfos com Fe e Mn.

As *propriedades dos solos* são descritas por tamanhos de grãos (*granulometria*), *forma e angulosidade* deles, *seleção, plasticidade* (para solos de grãos finos). Os *solos residuais* (formados *in situ*) caracterizam-se por mostrar *horizontes* superpostos: horizonte O, superior (com material orgânico); A (o seguinte, com argilas e húmus); E (claro, com remobilização de argilas e húmus; lixiviação), B (colorido, com concentração de material removido dos horizontes A e E; iluviação); C (alterado, com estrutura original preservada); finalmente, rocha fresca, horizonte inferior. São em geral solos *maduros*.

No Brasil, as classificações mais usadas são a da Embrapa (2006) e a chamada *Classificação Técnica Unificada* de solos (**Tabela 6.7**), estabelecida pela ASTM, American Association for Testing Materials.

Palavras-chave: Solos, manto de intemperismo, regolito. Nomenclatura técnica e geológica; solo residual. Fatores controlando formação de solos: tipo de rocha, clima, relevo, agentes atuantes, tempo. Intemperismo físico, químico. Alteração gradacional: escala de Irfan e Dearman. Esfoliação esferoidal. Minerais de alteração: argilominerais; sílica amorfa e microcristalina; carbonatos, óxidos e hidróxidos de Fe. Propriedades dos solos: granulometria, forma e angulosidade dos clastos, seleção, plasticidade (materiais finos). Solos residuais: horizontes. Classificação dos solos: fatores climáticos, Embrapa, Classificação Técnica Unificada.

6.9. QUESTIONÁRIO

1. Indique quais são as diferenças entre solos como definidos na terminologia técnica e por pedólogos e geólogos.
2. Compare os solos residuais com os transportados e suas subdivisões. Como os identificar?
3. Quais são os fatores (climáticos, topográficos, temporais) que condicionam a aparição e a maturidade dos solos residuais?
4. Por que tamanho é fator tão importante na classificação dos clastos?
5. Esquematize as principais divisões da Classificação Técnica Unificada de Solos, definindo também as siglas G, S, M e C (respectivamente *gravel, sand, mud* e *clay*).
6. A “graduação” e as características plásticas dos solos argilosos são importantes para classificá-los, identificando-os com as letras **W** (*well*) e **P** (*poor*), e **H** (*high*) e **L** (*low*). Que significam esses parâmetros, e qual a importância de identificá-los?
7. “Argila” é termo que identifica ao mesmo tempo um grupo mineral (os “argilominerais”) e tamanho de partícula. Como a presença deles condiciona as propriedades dos solos?
8. Os solos com argilominerais podem mostrar feições diferentes, conforme a sua exposição na superfície e a influência de águas subterrâneas e de chuva. Explique, neste contexto, a diferença entre a textura “floculada” e a “dispersa”, orientada, e quais os efeitos sobre estabilidade de solos?

9. Explique as diferenças entre intemperismo físico e químico, e como o clima é fator predominante, incentivando um ou outro tipo de alteração.
10. Mostre com um exemplo como os blocos grandes de rochas podem adquirir a forma de matacões arredondados por causa da esfoliação esférica.

6.10 LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS

Uma explicação exaustiva sobre intemperismo e solos pode ser encontrada em *Decifrando a Terra* (Teixeira *et al.*, 2009). Um texto nacional sobre Mecânica de Solos, já clássico, é o de Caputo (*Mecânica dos Solos*, várias edições, até 2007) em 2 volumes. Vol. 1: dados sobre mineralogia, estruturas, propriedades físicas, origem e evolução, etc. Vol. 2: petrografia, propriedades físicas, movimentos de água em solos e rochas.

Um texto sobre solos dedicado ao ensino básico, o de Sousa Pinto (2006, *Curso Básico de Mecânica dos Solos*), inclui uma variedade de exercícios didáticos resolvidos. A obra de Craig, um clássico (2007, *Mecânica dos Solos*), foi traduzida para o Português da 7ª edição da obra original, que discute propriedades do solo, percolação, resistência ao cisalhamento, adensamento, capacidade de carga, estabilidade em taludes, etc. Texto recomendado é o de Budhu (2011, *Soil Mechanics and Foundations*), detalhando aspectos geológicos, fluxos de água, feições mecânicas, compactação, deformação elástica, etc., com seção com exercícios resolvidos. Outros textos a mencionar são os de Mitchell e Soga (2005, 3ª ed., *Fundamentals of Soil Behavior*) e o de Powrie (2013, *Soil Mechanics - Concepts and Applications*), explicando mecânica de solos, origem e mineralogia, processos de transporte e deposição, descrição, solos orgânicos e não orgânicos, forças de superfície. O texto de Terzaghi *et al.* (1996, *Soil Mechanics in Engineering Practice*) é excelente adição à lista. É interessante mencionar a compilação realizada por vários autores adicionando, aos

dados descritivos sobre solos brasileiros, ainda informações sobre composição química (ver Torres *et al.*, 2005).

Um trabalho dedicado por completo ao estudo da alteração de rochas foi elaborado por um *Grupo de trabalho* especial (*Working Party*, 1995) constituído pelo *Engineering Group* da *Geological Society* de Londres e publicado no *Journal of Engineering Geology*. A finalidade era a de normatizar descrições, propondo testes padrões para estudos dos graus de intemperismo.

Exposições adicionais sobre solos podem ser encontradas na maioria dos textos dedicados à Geologia de Engenharia (ver Capítulo 1), com menção especial da obra editada por Oliveira e Brito (1998, *Geologia de Engenharia*; ver em especial capítulos 12, 15 e 18). Na nova edição desta obra (2018, coordenadores Oliveira e Monticeli), solos são apresentados em três capítulos (ênfase em origem, propriedades, tipos, caracterização, ensaios de identificação, horizontes, granulometria, etc.).

A classificação proposta na década de 1970 na Inglaterra para definir o grau de alteração de rochas (especialmente granitos) foi divulgada em trabalhos específicos (*e.g.*, Irfan e Dearman, 1978a, 1978b; Dearman, 1995). Existem várias monografias retratando, de maneira dramática, com fotografias de qualidade superior, os mecanismos de alteração a que estão expostas as rochas (ver especialmente Delvigne, 1998, e Carroll, 1970).

O interesse dos cientistas brasileiros pelo tema da Pedologia e Mecânica de Solos fez com que, muito cedo, aparecessem estudos detalhados sobre este vasto tema em Português como, por ex., o texto pioneiro de A.C. Muniz (1972, *Elementos de Pedologia*), culminando em ampla literatura mais nova sobre solos brasileiros, com propostas próprias de classificação.

O *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos* aparece explicado em detalhe nas obras de título homônimo da Embrapa (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária), de 2006 e de 2013 (3ª edição). Um texto adicional, que serve de apoio e explicação, muito ilustrado, é o de I.F.

Lepsch (2010, *Formação e Conservação dos Solos*). Um texto correlato, em Português e com viés quantitativo, mais dedicado aos *Fundamentos da Mecânica dos Solos e das Rochas* (2015, 3ª edição) é o de A. Pio Fiori, comparável aos melhores textos oferecidos em Inglês. Obras enfatizando aspectos experimentais estão também presentes, como demonstrado pela

publicação de F. Massad (2016, *Mecânica dos solos experimental*).

Texto em Inglês sobre solos com ênfase pedológico (i.e., enfatizando processos, em parte relacionados com observações geomorfológicas ou as formas do relevo) é o de Fanning e Fanning (1989, *Soil morphology: genesis and classification*).



Capítulo 7

Movimentos de Massa

7.1. INTRODUÇÃO

Os riscos geológicos associados à presença de solos estão todos relacionados com a estabilidade de taludes e encostas. A *remoção de material* das encostas é um *processo geológico normal*, e unicamente afeta a vida humana quando é de natureza catastrófica; este processo é controlado por uma variedade de fenômenos naturais, a começar pela própria gravidade.

7.2. CLASSIFICAÇÕES DE MOVIMENTOS DE MASSA

Existem várias *classificações de movimentos de massa*, ora salientando o tipo de material removido (rochas ou solos, ou misturas), ora identificando o tipo de movimentação (rápida ou lenta), ora enfatizando aspectos mecânicos.

No último caso (**Tabela 7.1**), são considerados aspectos prioritários os de natureza estrutural, tais como a aparição de apenas *um plano de desestabilização*, ou de apenas *alguns* deles. Neste caso, a massa que se desloca por gravidade conserva a sua unidade (portanto, a sua estrutura interna). Os *escorregamentos (slides)* e as *quedas* (com ou sem rotação ou tombamento) são exemplos de movimentações controladas por planos de fratura. A *queda livre* (com ou sem rotação ou tombamento) é um fenômeno em geral rápido, controlado por pura ação gravitacional (**Figura 7.1**).

Caso diferente é o da *movimentação viscosa* ou *turbulenta*, com aparição de múltiplos planos, motivo pelo qual os elementos do solo ou rocha se movimentam individualmente, interagindo com os elementos vizinhos. Pertencem a esta categoria os *fluxos* ou *corridas* e as *avalanches*. Na literatura inglesa, corridas ou fluxos (*flows*) referem-se a movimentações rápidas de solos ou rochas (com participação, ou não, de água), enquanto que as *avalanches* identificam corridas com participação de gelo ou neve (**Figura 7.2**).

O *rastejamento (creep)*, controlado só por gravidade, é um movimento de massa lento; um caso especial é a *solifluxão* de solos em climas frios, quando água intersticial, gerada por degelo, ajuda na movimentação. A *expansão lateral* ocorre, em consequência de terremotos, em rochas sedimentares ou sedimentos de granulação fina e com marcada estratificação; as ondas sísmicas, ao comprimir fortemente a água contida nos poros da rocha ou sedimento, fazem aumentar a pressão de água $P_{\text{água}}$ nesses poros, até o ponto de se igualar à pressão litostática P_{lit} (pressão da coluna superposta de rocha ou sedimento), quando então a pressão efetiva P_e passa a zero:

$$P_e = P_{\text{lit}} - P_{\text{água}} = \text{zero}$$

Assim, a camada na qual ocorre a expansão lateral perde completamente a

Tabela 7.1. Movimentos de massa de rochas e solos.

Superfície de desestabilização	Categorias	Tipos	Material removido: rocha	Material removido: solo
Uma superfície	Queda	Queda livre (r)	Queda de rocha	Queda de detrito (grosso) ou solo (fino)
		Tombamento (r) (queda rotacional)	Tombamento de rocha	Tombamento de detrito ou solo
	Escorregamento (deslizamento)	Translacional ou planar (r)	Escorregamento de rocha	Escorregamento de detrito ou solo
		Rotacional ou circular (r, mr)	Idem anterior	Idem anterior
		Em cunha (r, mr)	Idem anterior	Idem anterior
Várias superfícies	Rastejamento (im, l)		Rastejamento de rocha	Rastejamento de detrito ou solo
	Expansão lateral (mr)		-----	Expansão de solo
	Corrida ou fluxo (r, mr)		Corrida de rocha	Corrida de detrito ou solo
	Avalanche (mr)		Avalanche de rocha	Avalanche de detrito ou solo
Complexos	Combinação dos tipos anteriores (queda e corrida, escorregamento e corrida, etc.)			
Movimentação vertical	Subsidência (queda vertical lenta de terrenos por extração de fluidos, ou compactação) e colapsos (queda rápida por ruptura, em cavernas, túneis, etc.)			

Fonte: Combinação de várias classificações: Sharpe (1938), Varnes (1978), Schuster e Krizek (1978), ver especialmente Oliveira e Brito (1998). Abreviações: movimentação imperceptível (**im**), lenta (**l**), rápida (**r**) ou muito rápida (**mr**).



Figura 7.1. A. Blocos graníticos em situação de instabilidade em topo de morro, Rio de Janeiro, 2011. B. Escorregamento raso com blocos de rocha, Santa Catarina, 2008. Fotos: Arquivo IPT.

coesão, comportando-se como se fosse um líquido.

Frequentemente, os movimentos de massa são *complexos*: por exemplo, a movimentação de um escorregamento circular é controlada, inicialmente, por uma única superfície de fratura mas pode tornar-se, parcial ou totalmente, uma corri-

da na sua região distal (**Figura 7.3**).

Finalmente, deve ser incluída nessa classificação a dos *movimentos verticais*, que caracterizam os colapsos (em cavernas, túneis, etc.) e as subsidências (por afundamento lento de terrenos, submetidos à intensiva extração de água e hidrocarbonetos) (**Figura 7.4**).



Figura 7.2. **A e B.** Escorregamentos no Rio de Janeiro em época de chuva. **C.** Escorregamento induzido pela chuva em área de alto risco em conjunto habitacional, Rio de Janeiro. **D.** Corrida de solo e rocha. Fotos: Arquivo IPT.



Figura 7.3. **A.** Início de ruptura na meia encosta, Santa Catarina, 2008. **B.** Ruptura em cunha de solo em meia encosta. Foto A: Arquivo IPT, B: Paulo C. Giannini.

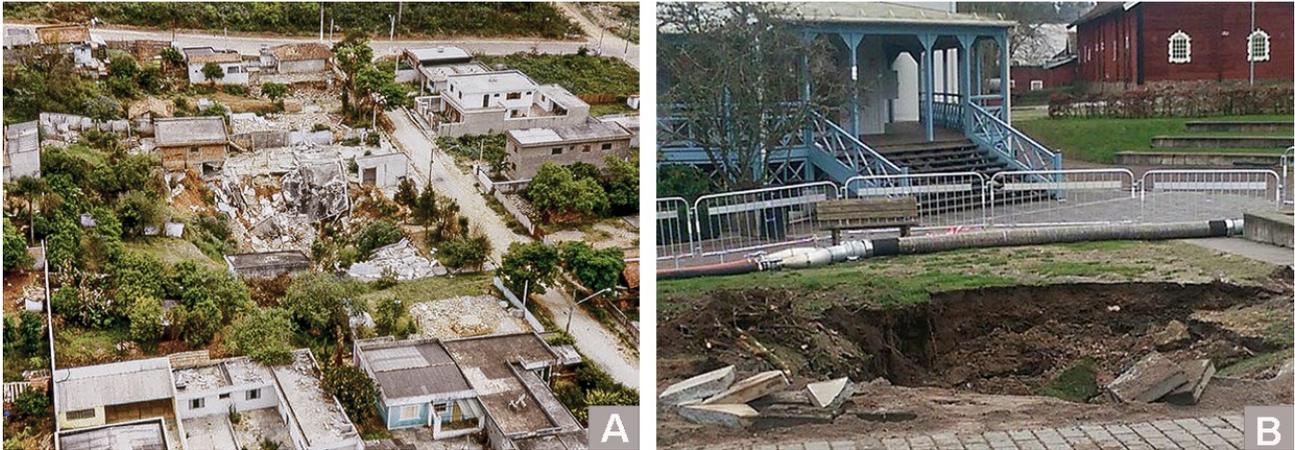


Figura 7.4. A. Cratera de colapso devido à presença de carste encoberto, isto é, em subsuperfície, Cajamar, SP, 1986. **B.** Colapso circular em at Kårallen, Linköping University, Suécia, 2014. Foto A: Arquivo IPT, B: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Sinkhole_at_Linköping_University.jpg.

Ação da gravidade por incorporação de água

Os incrementos de peso por incorporação de água de chuva, em material solto das encostas, é geralmente fator decisivo para iniciar o processo de instabilidade de tipo gravitacional, ou seja, determinada principalmente por excesso de peso: o vetor “peso”, de disposição paralela a da superfície da encosta, aumenta então a sua magnitude, adquirindo finalmente um valor que se contrapõe ao do vetor perpendicular, responsável por manter essa massa no local da encosta (até por motivos de fricção interna).

Os aumentos de peso nestas condições são significativos. Um metro cúbico de solo (1.000 litros, em volume) pode mostrar uma porosidade acentuada, por vezes superior a 30-40%. Assim, uma porosidade da ordem de 25% equivale, em volume, a 250 litros de água por cada metro cúbico de solo afetado. Quando esses poros ficam preenchidos por água após chuvas prolongadas, o peso por metro cúbico aumentaria 250 kg. Neste caso, um metro cúbico de solo, com densidades em torno de 1,2 a 1,5 g/cm³, aumenta a sua massa para algo em torno de 1,8 toneladas, lembrando ainda que o teor de água deve diminuir significativamente a coesão do solo, facilitando, portanto, a sua movimentação por gravidade.

7.3. AS CAUSAS DOS MOVIMENTOS DE MASSA CATASTRÓFICOS

As causas naturais que incentivam, ou controlam, as movimentações catastróficas (ver **Tabela 7.1**) são principalmente três, que em alguns casos atuam de maneira combinada: *pluviosidade, terremotos e vulcanismo explosivo*.

Um *excesso de chuva* aumenta o teor de água nos poros de solos e rochas, incrementando o seu peso e ao mesmo tempo diminuindo a resistência do material. Nas serras do litoral do sudeste brasileiro ocorrem todos os anos naturalmente corridas e escorregamentos, por uma combinação pouco favorável de fatores (alta pluviosidade sazonal, intensa alteração e encostas íngremes).

Os movimentos causados por *terremotos* desestabilizam as encostas cheias de detritos soltos, os blocos de rochas e de gelo nas altas montanhas, e os conjuntos

de rochas colocados em posições de instabilidade, com estruturas internas inclinadas (estratificação, xistosidade). Esta desestabilização afeta também o material seco, *mesmo com pouca ou nenhuma água intersticial*, como demonstrado pelas corridas catastróficas de *loess* (depósitos eólicos finos) ocorridas na China em 1920 (**Tabela 7.2**). A liquefação e expansão lateral de sedimentos pouco consolidados, após a passagem das ondas do terremoto, já foi apontada como causa de vários desastres naturais (**Tabelas 7.1 e 7.2**).

Um dos mais temíveis fenômenos acompanhando o *vulcanismo explosivo* é a corrida de cinza e solo (os *lahars*, palavra da Indonésia) em regiões de alta pluviosidade, ou com presença de neve e gelo: as cinzas expelidas por estes vulcões depositam-se como camadas pouco compactadas, que à primeira chuva subsequente impregnam-se de água e tornam-

se desestabilizadas, ocorrendo violentas corridas de lama e rochas, podendo também o próprio fenômeno explosivo derreter o gelo presente nas montanhas altas. Os *lahars* são a causa mais significativa de perda de vidas e de destruição de vilarejos nas regiões vulcânicas da Indonésia, Andes do Peru e da Colômbia (*e.g.*, Nevado del Ruiz), e de outros países com forte incidência de vulcanismo violento.

A *atividade humana* condiciona algumas destas catástrofes. Por um lado, obras podem desestabilizar encostas (*e.g.*, cortes de estrada na íngreme Serra do Mar, no SE brasileiro), ao qual se adi-

ciona ainda o desmatamento excessivo, facilitando a movimentação dos solos. A exploração de água subterrânea para as atividades humanas, por outro lado, é a causa da subsidência contínua, mas geralmente não perigosa, sem consequências para a estabilidade de obras. A exceção ocorre quando a água é retirada de regiões onde ocorrem cavernas ocultas, no subsolo de calcários e mármore, que são rochas solúveis; a queda da pressão de água nesses aquíferos favorece a aparição catastrófica de colapsos (ver o exemplo de Cajamar, SP, em 1986, retratado na **Figura 7.4A**).

Tabela 7.2. Escorregamentos, corridas e avalanches históricos.

Localidade	Data	Vítimas	Tipo de movimentação
Goldau, Suíça	1806	460	Destruição de vilarejo por corrida de detrito.
Frank, Alberta, Canadá	1903	70	Avalanche de rochas destruindo parte da cidade.
Província de Kansu, China	1920	> 100.000	Corrida de <i>loess</i> (sedimento fino pouco consolidado depositado pelo vento) causada por terremotos.
Kobe, Japão	1938	460	Corrida de lama e rochas.
Reservatório de Vajont, Itália	1963	2.500	Escorregamento de pacote de rochas sedimentares para o interior do reservatório, causando onda gigante que devastou o vale à jusante.
Anchorage, Alasca	1964	> 100	Terremoto provocou expansão lateral e liquefação em camada soterrada de sedimento fino, com escorregamento do pacote inteiro suprajacente para o oceano, originando ondas gigantes (tsunamis).
Caraguatatuba, SP, Brasil	1967	120	Queda de solo de encosta na Serra do Mar, canalizada em vale como corrida de lama e rocha que soterrou parte da vila de Caraguatatuba, SP.
Nevado de Huascarán, Cordillera Blanca do Peru	1970	21.000	Terremoto provocou queda do gelo, pulverizado por impacto, das cumieiras do Huascarán, incorporando detritos, lama, etc. Velocidade estimada da avalanche: em torno de 200 km/h.
Nevado del Ruiz, Colômbia	1985	> 25.000	Erupção no Nevado del Ruiz, na Alta Cordilheira (> 5.300 m), deslocando massas de gelo e rochas, gerando avalanche de detritos e lama que soterrou a localidade de Armero.

A erupção do Monte Santa Helena em maio de 1980, estado de Washington, EUA

Em 18 de maio de 1980 entrou em atividade o vulcão Santa Helena, a menos de 200 km da cidade de Seattle, no estado de Washington, conhecido por erupções violentas, situado em região de reserva natural de bosques permanentes, na cadeia das Cascades (W dos EUA). O vulcão estava sob observação do Serviço Geológico americano (USGS), por ter-se notado no seu flanco norte a aparição de um "inchaço", com movimentação perceptível (cm por mês, ou semana), indício claro do avanço vertical de material magmático no seu interior. A erupção começou nesse dia com uma coluna de detritos vulcânicos, elevando-se por dezenas de km na atmosfera, de maneira quase vertical, espalhando na sua parte inferior blocos e bombas de tamanhos maiores (com trajetória balística), e dispersão de material mais fino (cinzas) na atmosfera, levado pelos vento com cobertura registrada até na costa leste do EUA. Após esta data mais cinco erupções ocorreram em 1980 (**Figura 7.5**). O vulcão é constituído por rochas ígneas intermediárias a ácidas, portanto mais ricas em SiO₂, o que condiciona a aparição de erupções violentas.

Chuvas de cinzas afetaram fortemente todas as localidades vizinhas, nesse mesmo dia (*e.g.*, a cidade de Yakima, a 100 km a NE do vulcão), depositando-se como camadas de vários cm de espessura, em ruas, telhados e jardins da localidade; a cidade ficou às escuras no horário da erupção (em torno das 10 h da manhã), por efeitos da nuvem de cinza espalhada em direção norte. A dispersão de cinzas afetou também o funcionamento de motores de carros e caminhões, pelo efeito abrasivo delas sobre metais.

As cinzas quentes se misturaram com blocos de gelo, em grande volume, formando, nesse processo, fluxos de partículas e água líquida (correntes de densidade), conhecidos como *lahars* (**Figura 7.6**). Em parte, as cinzas colapsaram em volta do vulcão, formando, na superfície, "corridas" de cinzas compactadas (fluxos piroclásticos), com velocidades de até 100-200 km/hora e grande poder destrutivo. Uma região considerável foi declarada "zona de destruição total", felizmente afetando apenas bosques e montanhas, por se tratar de região praticamente desabitada (**Figura 7.7**).



Figura 7.5. Coluna piroclástica gerada durante a erupção do Monte Santa Helena, 22 de julho de 1980. Foto: Mike Doukas.



Figura 7.6. Depósito de cinzas vulcânicas em consequência da erupção do Monte Santa Helena, 3 de outubro de 1980. Fonte: U.S. Forest Service- Pacific Northwest Region, Public domain, via Wikimedia Commons.



Figura 7.7. Monte Santa Helena vista do espaço. Um astronauta da Estação Espacial Internacional tirou esta foto 37 anos após as erupções de 1980. Fonte: <https://earthobservatory.nasa.gov/images/92469/an-astronauts-view-of-mount-st-helens>.

Um exemplo de instabilidade geológica: o escorregamento de rochas na represa de Vajont, Itália

O rio Vajont é afluente do rio Piave, no norte da Itália, fluindo por um cânion profundo com formato pronunciado em "V". Este vale, aproveitando as encostas do Monte Toc, foi fechado com uma barragem em arco na década de 1950, com a sua corda medindo 160 m de comprimento e altura de 265 m (a mais alta do mundo naquela época). A obra foi executada para permitir armazenamento de água até a cota de 722,5 m sobre o nível do mar, estando posicionado o leito do rio Vajont nesse local à cota de ~500 m (um desnível vertical, portanto, em torno de 222 m; **Figura 7.8A**). Na geologia local aparece uma estrutura monoclinal de mergulho moderado e com marcada estratificação, com predomínio de camadas sedimentares carbonáticas, em parte com mistura de argilominerais (margas), com presença significativa de juntas e pequenas falhas.

Estudos preliminares foram necessários para fundamentar a construção da barragem. Estudos complementares, entretanto, realizados após a construção da barragem, comprovaram a existência de movimentação lenta nas encostas, em especial na margem meridional do rio Vajont, tendo sido registrado um primeiro escorregamento de detritos rochosos (com volume por volta de 700,000 m³) ocorrido em novembro de 1960. Constantes inspeções e acompanhamento por testes geofísicos mostraram que a massa rochosa continuava instável, com deslocamento por vezes bastante marcado (cm por dia). O prognóstico era que o processo deveria avançar ainda mais, possivelmente resultando em preenchimento parcial e lento do reservatório por depósitos de detritos e/ou rochas, e em consequência a sua provável divisão em dois sub-reservatórios. Não eram previstos deslocamentos mais violentos.

Entretanto, contra todas as previsões, na noite de 9 de outubro de 1963 ocorreu o escorregamento rápido e catastrófico de rocha partindo do flanco norte do Monte Toc, que encheu totalmente o reservatório e ainda avançou por sobre a encosta oposta do vale (**Figura 7.8B**). Nos dias anteriores ao desastre, as rochas da encosta deslocavam-se por rastejamento com velocidade em torno de 20 a 30 cm ao dia, até o escorregamento final. O volume de material transportado foi estimado em 200 a 300 milhões de m³, representando uma fatia de rocha com espessura de várias centenas de metros e comprimento em torno de 1.800 m. O preenchimento completo do reservatório por esta massa de rochas catapultou a água nele contida vale abaixo, um volume líquido estimado em torno de 55 milhões de m³, provocando a destruição da vila de Longarone e a perda de 2.500 vidas. Cabe destacar que a parede da barragem ficou preservada, sem falhas ou rupturas.

A observação do perfil inicial (**Figura 7.8**) mostra que a estrutura das rochas carbonáticas era devida, de fato, à adaptação à topografia da região, sugerindo a atuação de deslizamentos em épocas pré-históricas, e não um controle estrutural por deformação tectônica. Um sinal, portanto, bastante claro de instabilidade estrutural, não interpretada adequadamente nos estudos técnicos prévios.

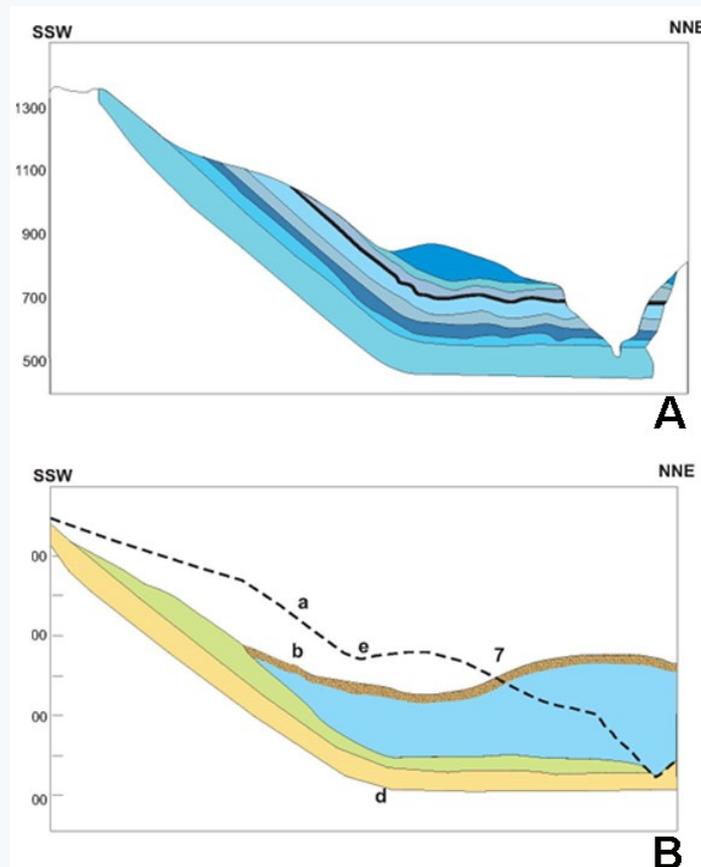


Figura 7.8. A: Perfil geológico simplificado da região da represa de Vajont (predomínio de camadas de calcários e margas). B: Situação após o escorregamento (a linha tracejada indica a topografia anterior ao desastre). Observar preenchimento total do vale pelo escorregamento e avanço sobre a encosta oposta. Modificado de Brioli (1967). Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

7.4. SUMÁRIO

As classificações de movimentos de massa enfatizam a mecânica e velocidade do processo, condicionadora do fator “perigo” para as populações. As *categorias* dos movimentos são: **1)** os *simples*, com movimentação em *superfície* única de ruptura, com dois tipos: *a) queda*; *b) deslizamento* (movimentos rápidos a muito rápidos); **2)** os controlados por movimentação em *várias superfícies*, com: *rastejamento* (lenta); *expansão lateral* (rápida); *corrida* ou *fluxo* (muito rápida); *avalanche* (muito rápida); **3)** os *complexos* (combinações de vários processos); **4)** e os com *movimentação vertical*, incorporando *subsidência* (lenta) e *colapso* (rápida).

Algumas das causas que iniciam estes movimentos são principalmente três: *pluviosidade*, *terremotos* e *vulcanismo violento*, o primeiro fator incrementando o peso do material inconsolidado por adição de água, o segundo aumentando a instabilidade natural, o terceiro quebrando material vulcânico e facilitando a dispersão. A atividade humana é hoje um fator importante na criação de riscos pela implantação de obras.

O *vulcanismo violento* gera grandes volumes de material microparticulado quente, que de início se eleva da cratera como coluna piroclástica, e a seguir colapsa voltando à superfície como *fluxo piroclástico* com movimentação a grandes velocidades (o processo controlador é o das *correntes de densidade*, de baixa viscosidade). Este material particulado, uma vez depositado, pode ter movimentação secundária por efeito de chuvas, formando destrutivas correntes de lama (os *lahars*).

A solubilização de rochas carbonáticas por águas subterrâneas é responsável pelo aparecimento de *cavernas* (sujeitas a colapso como na região de Cajamar, SP) e de *paisagem cárstica*.

Os registros históricos, com vítimas, são claros indicadores das catástrofes causadas por *corridas de detritos*, *avalanches de rochas*, *corridas de loess*, e *liquefação de sedimentos* causadores de escorre-

gamentos. No Brasil, um dos maiores desastres registrados ocorreu em Caragatatuba, SP, em 1967, com *corrida de solo* e rocha da encosta da Serra do Mar, causando 120 vítimas.

A catástrofe registrada na represa de Vajont, Itália (1963, com 2.500 vítimas) foi iniciada por *deslizamento* de seções inteiras das encostas, formadas por rochas carbonáticas e margas. Elas davam suporte a uma represa em arco, preenchida com um volume de água que foi deslocado catastróficamente para jusante pelo deslizamento da encosta.

Palavras-chave: *Movimentos de massa; superfícies limitantes; queda; deslizamento de rochas e detritos; rastejamento; expansão lateral; corrida ou fluxo de detritos, rochas, solos; avalanche; movimentos complexos; movimentação vertical; subsidência; colapso; paisagem cárstica. Corrente de densidade. Liquefação de sedimentos; tsunamis (criados por deslizamentos). Monte Santa Helena, Washington, EUA: fluxos piroclásticos; corridas de cinzas; lahars. Represa de Vajont, Itália.*

7.5. QUESTIONÁRIO

1. O vulcanismo basáltico é em geral tranquilo, um fenômeno relacionado com a baixa viscosidade desses magmas. É correta a afirmação?
2. Vulcanismo violento, terremotos e regime de chuvas (pluviosidade) são alguns dos fatores responsáveis pela movimentação muito rápida (catastrófica) de material em várias regiões do Planeta. Explique a atuação desses fatores sobre solos, separada ou conjuntamente.
3. Indique movimentos lentos que transportam solos, por efeitos principalmente da gravidade, e qual o papel deles na remoção sistemática de materiais durante os processos de erosão. Como reconhecera a atuação desses movimentos em determinada encosta?
4. Explique como o material particulado (cinzas, lapillis, bombas) gerado por vulcão de erupção violenta se desloca no ar, formando a seguir correntes de

densidade, e descreva o processo que gera movimentação secundária destes depósitos por meio de *lahars*.

5. Qual foi a causa *estrutural* do deslizamento no caso, muito comentado, da barragem italiana de Vajont? O mergulho invertido dos estratos teria impedido a movimentação?
6. Explique como foram iniciados os fluxos que levaram às catástrofes nos Nevados de Huascarán (Peru), e no Nevado del Ruiz (Colômbia), com início relacionado com a queda gravitacional de gelo e rochas, causada por tremores. Qual a velocidade desses fluxos?
7. Como os sedimentos finos, com argilominerais, podem ser desagregados e convertidos em “líquidos”, com aumentos da plasticidade, até a possível “liquefação”?
8. Movimentos de massa são frequentemente iniciados pela geração de uma única superfície de deslizamento, a de maior instabilidade e menor fricção. Selecione, entre as figuras inseridas neste capítulo, quais mostrariam essa particularidade.
9. Qual o efeito criado pela presença significativa de montmorillonita em determinadas partes de uma rodovia em construção?
10. Os fluxos piroclásticos gerados durante uma explosão vulcânica estão carregados de micropartículas (incandescentes, no início em parte ainda magma, por resfriamento convertidas em vidro); o meio de movimentação é essencialmente ar quente. Explique por que é esperado comportamento muito fluido dessa “mistura”.

7.6. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS

A literatura sobre movimentos de massa em encostas, constituindo um problema *de índole mundial* (Brabb, 1991), tende a descrever os fenômenos físicos relacionados, não faltando, entretanto, obras

com formulações matemáticas. Um texto pioneiro, patrocinado pela ABGE, de 1990, discute alguns desses fenômenos (Hasui e Mito, 1990, *Geologia Estrutural Aplicada*, reeditado por Hasui *et al.*, 2019). O tema ocupa, com frequência, as manchetes de jornais após ocorrências especialmente catastróficas (como o desastre acontecido na área serrana do Rio de Janeiro em 2010; ver CREA RJ, 2011).

Obra clássica discutindo fluxos de solos é a de Sharpe (1938, *Landslides and related phenomena*), um trabalho de referência utilizado para elaborar, juntamente com contribuições mais novas, uma classificação sobre movimentos desse tipo; destaca-se entre estas a obra de Varnes (1978, *Slope movement*), incluída em livro temático coordenado por Schuster e Krizek, *Landslide analysis and control*.

O trabalho de Varnes mereceu ampla discussão na literatura, que ainda continua (*e.g.*, O. Hungr *et al.*, 2014). O tema é tratado em outros textos sobre Geologia da Engenharia (*e.g.*, Bell, 1998, *Environmental Geology - Principles and Practice*) e amplamente no texto de Oliveira e Brito, de 1998 (*Geologia de Engenharia: especialmente nos Capítulos 9, 13 e 15, e os correlatos na 2ª edição desta obra, publicada em 2018*).

Vários trabalhos ao se referir ao tema das encostas adicionam recomendações técnicas (*e.g.*, Deere e Patton, 1971; Patton e Hendron, 1974), em particular sobre estabilidade e ocupação humana (*e.g.*, Guidicini e Nieble, 1984). O trabalho de Polemio e Petrucci (2000) chama a atenção sobre estudos mais novos sugerindo que pluviosidade é um dos fatores controladores e/ou desencadeadores de escorregamentos e avalanches (ver também o trabalho precursor de Guidicini e Iwasa, 1976).

Uma extensa obra temática, editada por Bonnard (1988 e 1990, *Landslides*, em 3 volumes), resultado de um simpósio, lida com aspectos geológicos, parâmetros físicos, cinemática, instabilidade de encostas, rastejamento, com múltiplos artigos dedicados aos temas citados.

Um texto introdutório, considerado um clássico, é o de Duncan *et al.* (2014, *Failure Strength and Slope Stability*), sobre estabilidade de encostas, que discute comportamento físico de preenchimentos (*fills*), limites de resistência de solos, colapso e medidas de estabilização, temas também apresentados nas obras de Abramson *et al.* (2002, *Slope Stability and Stabilization Methods*), de Bell (1999, *Geological Hazards*) e de Griffiths (2017, *Landslides*).

O trabalho de Bromhead (1992, *The Stability of Slopes*) trata da instabilidade de encostas; de propriedades de solos e rochas; medições de parâmetros; análises de estabilidade; pressões de água; etc., sendo particularmente interessantes os módulos em que são discutidos casos reais, avaliando desastres ocorridos em obras com solos naturais, como na queda da encosta em Vajont, Itália. Esclarecimentos iniciais sobre este caso, muito citado na literatura, são oferecidos no trabalho de Brioli (1967) e também no livro de Jaeger (1975, *Rock Mechanics and Engineering*), um clássico pelo emba-

samento teórico fornecido para tratar de assuntos de Mecânica de Rochas.

O assunto *encostas* encontra-se apresentado em detalhe no texto de Highland e Bobrowsky (2008, *The Landslide Handbook*, uma publicação do Serviço Geológico Americano; ver também o site <<http://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072/fs-2004-3072.html>>).

Em português, destaca-se o texto de J.A.U. Lopes (2017) sobre encostas (*Encostas. Evolução, equilíbrio e condições para ocupação*). O trabalho de Nakazawa *et al.* (1987) refere-se à subsidência ocorrida em Cajamar, SP, em 1986, com geração de colapsos sobre terreno ocupado por rochas carbonáticas, um evento muito noticiado na época.

Movimentações relacionadas com fenômenos piroclásticos, frequentes geradores de desastres ambientais, estão descritos em detalhe em várias obras sobre vulcanologia, entre as quais se destaca a de Cas e Wright (1987) sobre sucessões vulcânicas modernas e pretéritas (ver também Bell, 1999, sobre *Geologic Hazards*).



Capítulo 8

As Rochas Sedimentares

8.1. INTRODUÇÃO

As *rochas sedimentares* são as rochas exógenas originadas do acúmulo e consolidação dos materiais provenientes da desagregação de rochas preexistentes e de seu transporte e deposição.

As rochas sedimentares depositam-se geralmente em camadas, cada uma delas separada da vizinha por *planos de sedimentação* ou *de estratificação*, o que confere a essas rochas um aspecto estrutural característico (ver Capítulo 4, sobre os três grupos de rochas).

8.2. O PROCESSO SEDIMENTAR

O processo sedimentar compreende várias etapas. Em primeiro lugar, o *intemperismo*, gerando materiais desagregados, seguido por *erosão*, *transporte*, *deposição* e a conversão em rochas sedimentares durante a etapa de *litificação*. A **Figura 8.1** mostra, de maneira esquemática, a seqüência desses processos que, naturalmente, destacam-se em regiões de montanha.

Intemperismo. O *intemperismo* atua por processos tanto físicos como quími-

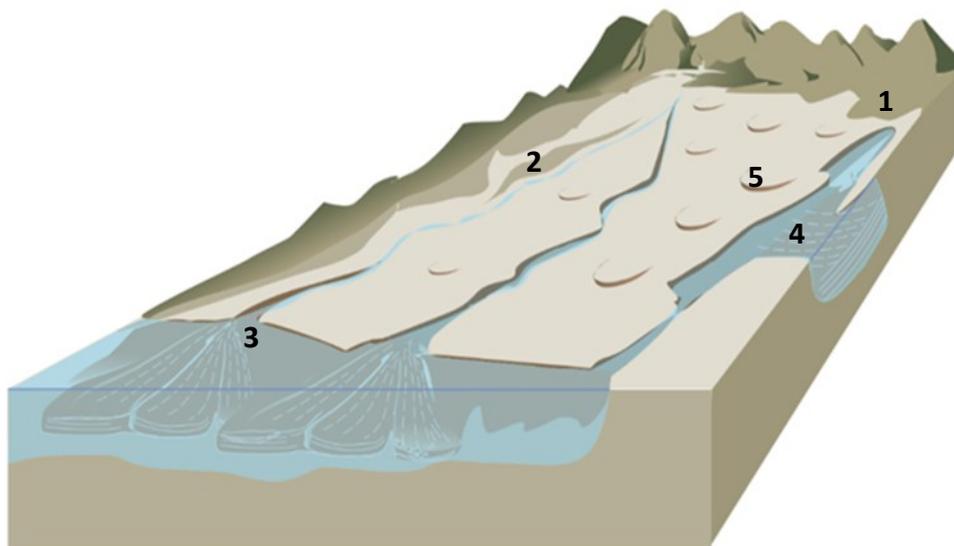


Figura 8.1. Distribuição dos sedimentos durante um ciclo sedimentar. Depósito de **1**, colúvio (por gravidade) nas encostas de montanhas, e **2**, depósitos de cascalhos e areias (aluvião) na várzea de rio. **3**, Areia fina, silte e argila são depositados nos deltas dos rios, e **4**, argilas e evaporitos em braço de mar fechado. **5**, Depósitos de areia ficam em dunas no ambiente eólico. Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

cos, sobre rochas preexistentes, liberando os seus minerais constituintes. Também são liberados fragmentos de rochas e novos minerais estáveis, que foram convertidos no ambiente exógeno (ver detalhes no Capítulo 6).

Erosão. Retirada dos minerais e fragmentos de rocha liberados pelo processo intempérico (clastos). É a remoção física dos materiais por algum agente de transporte.

Transporte. Os clastos liberados na etapa do intemperismo podem, ou não, ser transportados pelos agentes geológicos. Os materiais desagregados (e de partículas iônicas, em solução, liberados por intemperismo químico) são movimentados, em primeiro lugar por influência da *gravidade* (em geral de maneira muito lenta), formando os depósitos de *tálus* ou coluviais. A seguir, começa a atuação dos meios de transporte: os *ventos*, as *geleiras*, e as *águas*, em rios, lagos e mares. Cada um destes agentes será mais ou menos importante, dependendo de variáveis climáticas e/ou de níveis topográficos em áreas de montanha. A **Figura 8.2** mostra vários tipos de depósitos (aluvionar, coluvionar e de geleira).

Ventos são importantes agentes transportadores de partículas em desertos (formando, por exemplo, dunas), mas podem também dispersar partículas mais finas mesmo em regiões de climas temperados ou úmidos (formando os depósitos de *loess*, principalmente em áreas periféricas previamente submetidas à glaciação). Materiais depositados pelos ventos mostram em geral boa seleção (ou seja, apresentando tamanhos similares dos clastos integrantes).

Geleiras, presentes nas regiões polares e nas altas montanhas se movimentam de maneira muito lenta, mas conseguem carregar grandes quantidades de material detrítico com pouca ou nenhuma seleção, deixando estriado o substrato rochoso sobre o qual se desliza (**Figura 8.3**). Elas já foram mais importantes em períodos geológicos anteriores, quando o

clima mais frio propiciava a sua formação em escala continental, como durante a última Era Glacial anterior a 10.000 anos atrás.

Rios, em particular os das grandes bacias hidrográficas do planeta (rios Mississippi, Ganges, Nilo, Tigre, Eufrates, da Prata, Orinoco, e a maior delas, a do rio Amazonas) nascem em regiões com boa precipitação pluvial, mas podem carregar materiais também atravessando regiões desérticas (como é o caso do Nilo) e formar, por despejo de detritos em bacias permanentes marinhas, vastos depósitos denominados *deltas*. Os rios, com grande capacidade de transporte de material particulado e em solução, levam esses materiais até as suas bacias, temporárias ou finais, de deposição (lagos e principalmente mares e oceanos). Neles, os materiais podem ser redistribuídos, bacia adentro, pela ação das correntes marinhas e lacustres, com deposição dos sedimentos mais grossos mais perto das margens, e dos mais finos nas suas partes mais profundas.

Deposição. As *bacias de deposição* são classificadas como: continentais, litorâneas e marinhas; estas últimas são as mais extensas e as que apresentam depósitos acumulados, em geral, de maior espessura. A **Figura 8.4** ilustra estruturas destes tipos de depósitos e a **Figura 8.5** mostra o contato de duas litologias indicando mudança na energia do ambiente deposicional.

Litificação ou diagênese. O evento derradeiro compreende os processos de *litificação* ou de *diagênese*, que convertem o material acumulado em rocha consolidada. Os processos são tanto físicos, a exemplo da compactação por empilhamento de materiais acumulados, como químicos, pela interação das águas intersticiais com os sedimentos depositados. Geram-se assim condições para a formação de *novos minerais*, e também para a precipitação de *cimento* nos poros, com a função de consolidar os materiais depositados.



Figura 8.2. **A.** Rio Urubamba com depósito aluvionar no seu leito, Trilha Inca, Andes Peruanos. **B.** Afloramento mostrando depósito grosseiramente estratificado de rio (observar clastos maiores arredondados - Trilha Inca, Andes Peruanos). **C.** Depósito de tálus (colúvio - Mendoza, Argentina). **D.** Depósito aluvionar em leito de rio seco, Mendoza, Argentina. **E.** Depósito de geleira (observar clastos maiores imersos em matriz fina predominante), Alasca. Fotos A e B: Lauro K. Dehira, C: Horstpeter H.G.J. Ulbrich, D: Mabel N.C. Ulbrich, E: Paulo R. dos Santos.

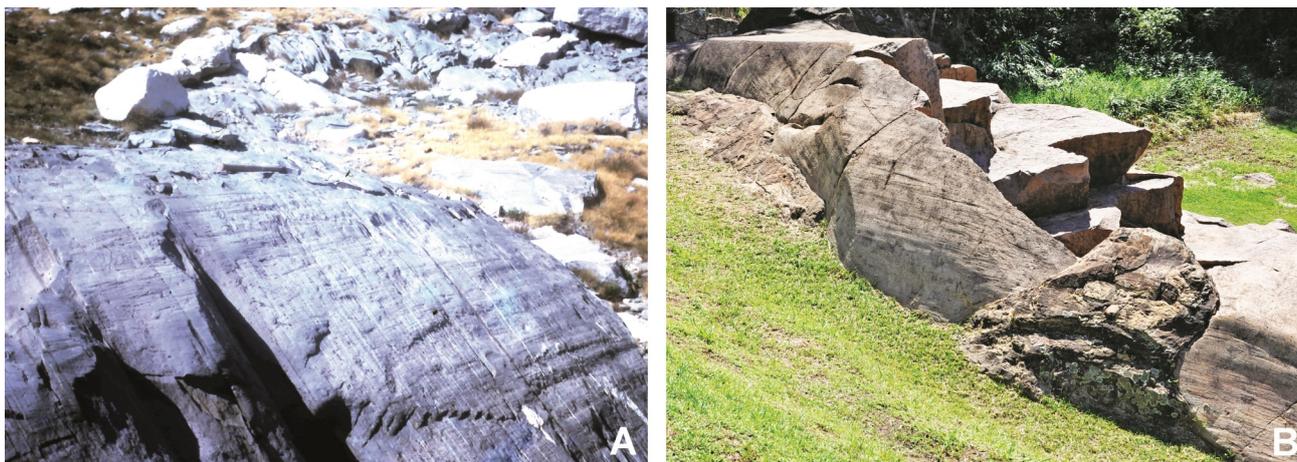


Figura 8.3. A. Marcas de estrias (direção transversal, na foto), deixadas pela passagem de uma geleira, Lago Waco, Califórnia. B. Estrias geradas pela movimentação do gelo em granito, Parque Rocha Moutonée, Salto, SP.
Foto A: Horstpeter H.G.J. Ülbrich, B: Lauro K. Dehira.

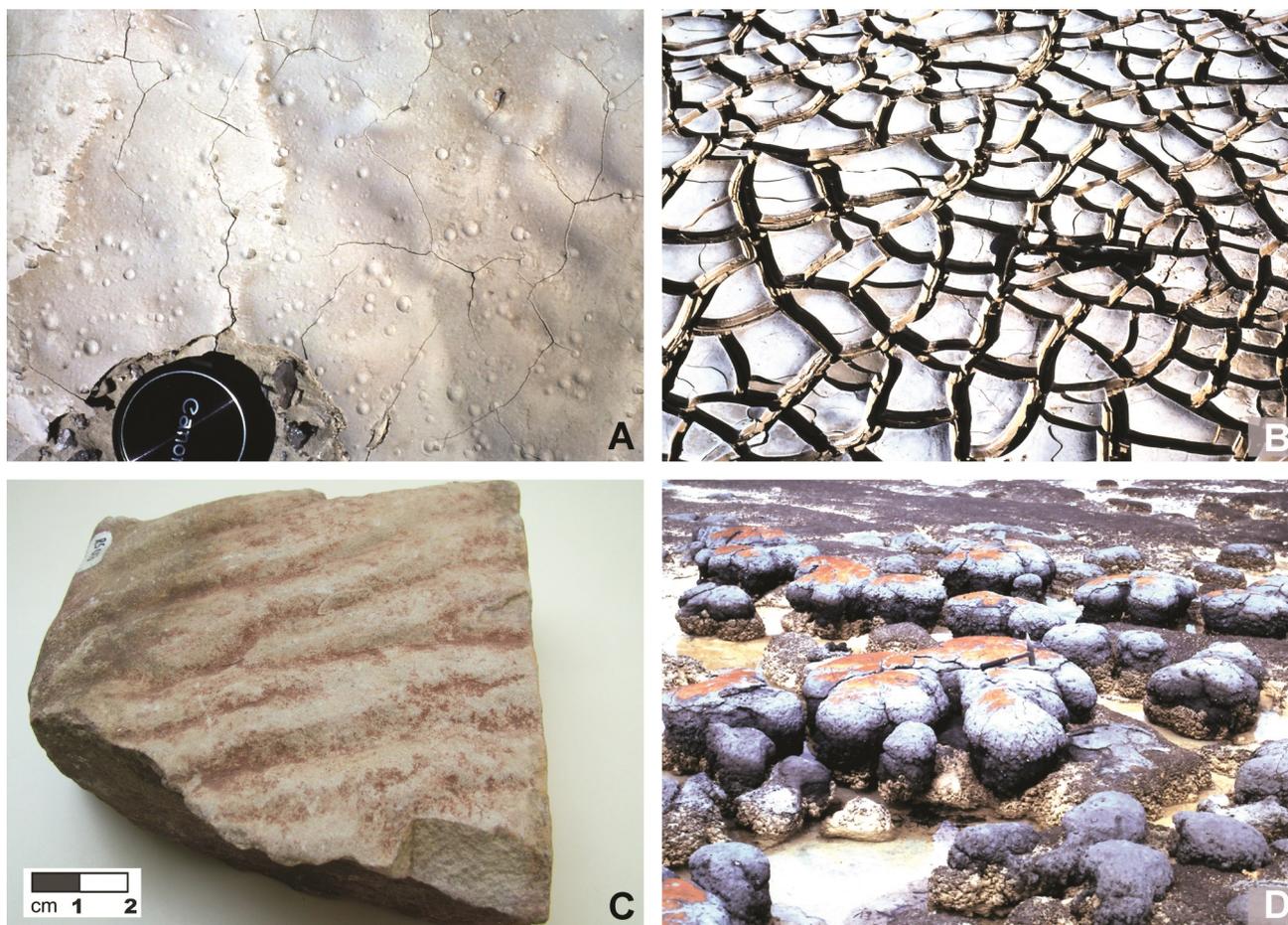


Figura 8.4. As estruturas retratadas em **A** e **B** identificam um ambiente continental e **C** e **D** representam ambiente litorrâneo. **A.** Marcas preservadas de pingos de chuva em argilito, Death Valley, Califórnia. **B.** Gretas recentes de ressecamento formadas em sedimentos argilosos, Tecopa, Califórnia. **C.** Marcas onduladas em arenito fino de praia. **D.** Deposição de camadas calcárias em estromatólitos recentes, Shark Bay, Austrália.
Fotos A, B e D: Thomas R. Fairchild, C: Lauro K. Dehira.



Figura 8.5. Afloramento com contato bem marcado entre o arenito inferior e o conglomerado superior, Parque Nacional Serra da Capivara, PI. Foto: Eliane A. Del Lama.

8.3. ESTRUTURAS

As estruturas das rochas sedimentares podem ser *maciças* (sem orientação), mas em geral - em especial em escala de afloramento - aparecem os planos de acumulação preservados, paralelos e horizontais, dando origem à *estratificação plano-paralela* (**Figuras 8.6 e 8.7**), com disposição muito regular por grandes extensões. A estrutura representa uma das feições mais características das rochas sedimentares. Em parte, podem também aparecer planos inclinados à *estratificação cruzada* (**Figura 8.7**), causada pela atuação de correntes (de vento ou de águas). Quando a separação entre os planos de estratificação é menor que 1 cm, a estrutura é chamada de *laminação* (que pode ser laminação plano-paralela ou cruzada).

Rochas sedimentares não clásticas, depositadas seja por processos químicos (*e.g.*, precipitação de íons em solução),

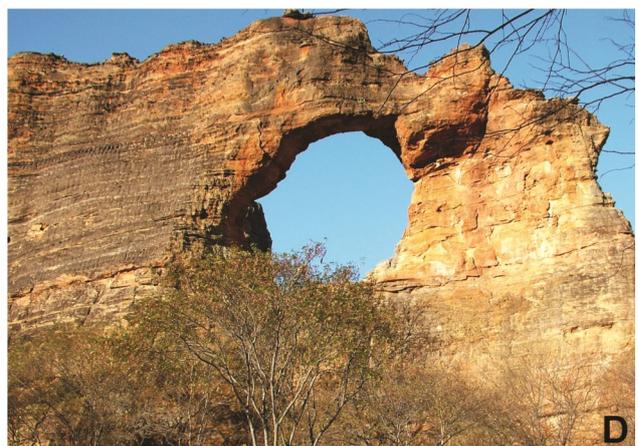
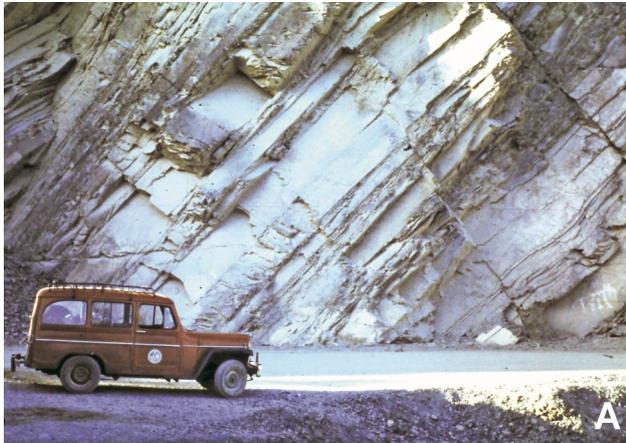


Figura 8.6. Estratificação plano-paralela. **A.** Calcário ordoviciano (deformado), norte da cidade de San Juan, Argentina. **B.** Rochas piroclásticas (origem vulcano-sedimentar), Capadócia, Turquia. **C.** Arenito, Parque Nacional Serra da Capivara, PI. **D.** Arenitos constituintes da Pedra Furada, Parque Nacional Serra da Capivara, PI. Foto A: Mabel N.C. Ulbrich, B: Lauro K. Dehira, C e D: Eliane A. Del Lama.

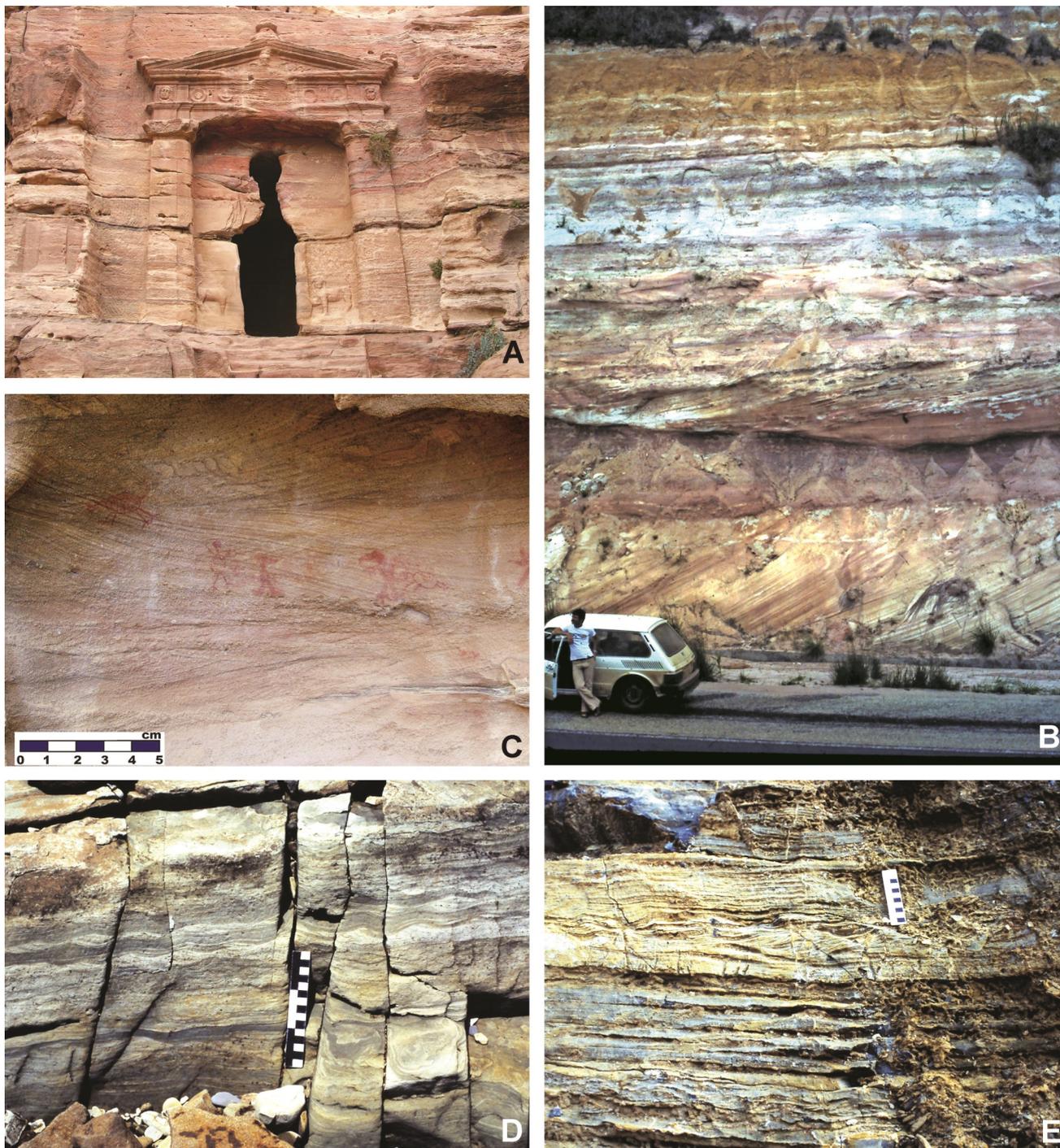


Figura 8.7. Estratificação plano-paralela e cruzada. **A.** Arenitos vermelhos, estratificação plano-paralela, sítio arqueológico de Petra, Jordânia. **B.** Estratificação cruzada de grande porte (dunas) na parte inferior, e plano-paralela (depósitos fluviais) na parte superior, Formação Piramboia, SP. **C.** Estratificação cruzada de pequeno porte com várias inclinações (indicativa de mudanças no sentido das correntes) em arenitos; observar pinturas rupestres em vermelho, Parque Nacional Serra da Capivara, PI. **D.** Estratificações cruzadas superpostas em arenitos e siltitos, gerando marcas onduladas, em parte intercaladas com plano-paralelas, Fartura, SP. **E.** Estratificações cruzadas de pequeno porte, gerando marcas onduladas, associadas a plano-paralelas, arenitos finos e siltitos, Sinclinal Guia, MT.

Foto A: Lauro K. Dehira, B, D e E: Thomas R. Fairchild, C: Eliane A. Del Lama.

seja pela atuação direta ou indireta de seres vivos (*e.g.*, reações bioquímicas resultantes de atividades de plantas e animais na água) mostram também frequentemente estratificações plano-paralelas

por acumulação de partículas, mas podem também apresentar *estruturas de crescimento* (*e.g.*, durante processos químicos em cavernas, ou na construção de recifes de coral, **Figura 8.8**).

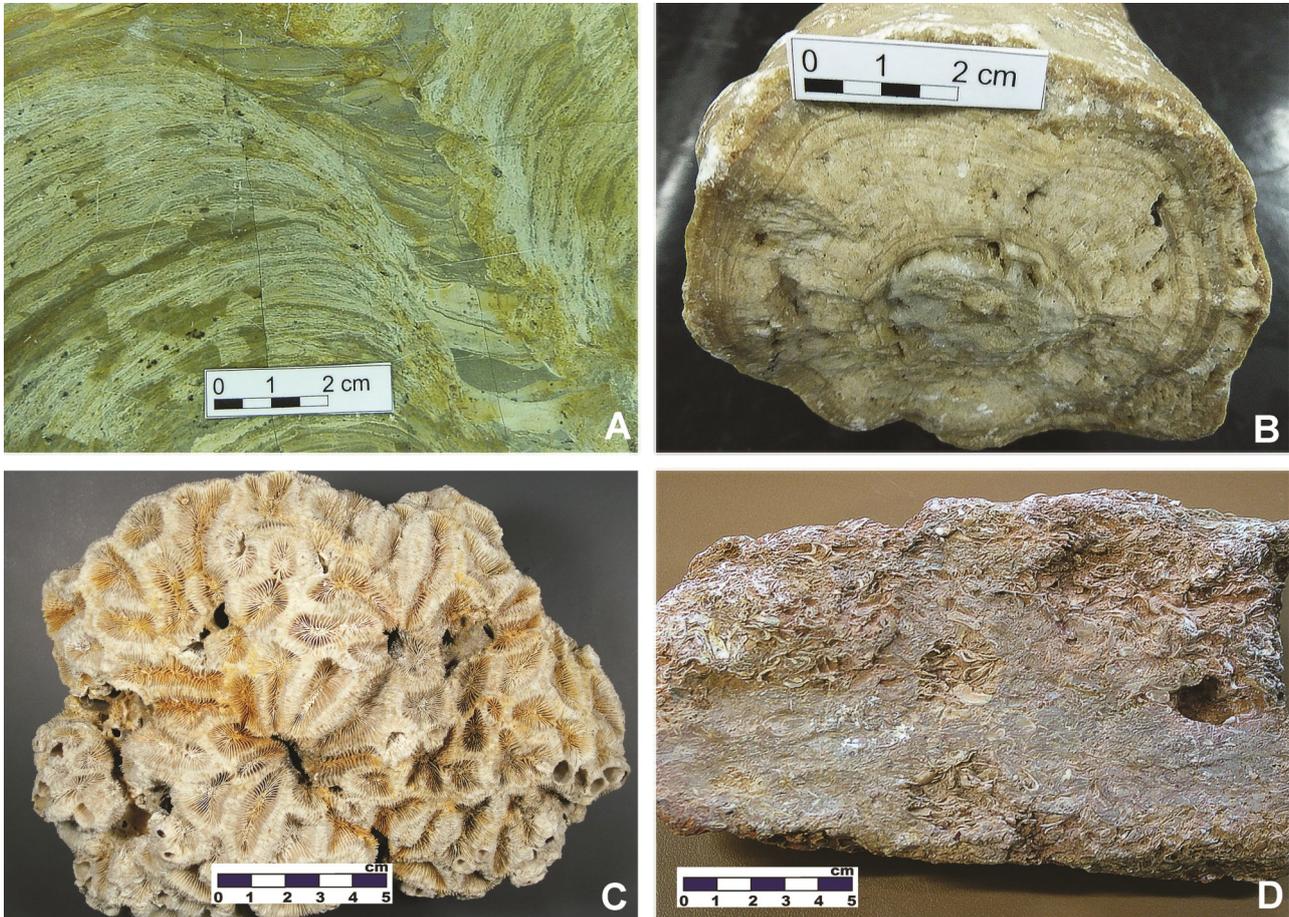


Figura 8.8. **A.** Estromatólitos colunares (calcita original substituída por sílex), Chapada Diamantina, Grupo Una, BA. **B.** Crescimento concêntrico em estalactite de caverna (constituição: calcita). **C.** Estrutura de crescimento orgânico (composição calcítica), corais de recife. **D.** Coquina, acumulação de fragmentos de conchas cimentados por calcita. Fotos: Lauro K. Dehira, coleção didática do IGc-USP.

8.4. MINERAIS CONSTITUINTES

Todos os minerais existentes em rochas submetidas ao intemperismo podem ser liberados e transportados como fragmentos ou *clastos*, aparecendo então como possíveis constituintes das rochas sedimentares: são os componentes chamados *detríticos*, tais como *fragmentos de rocha* ou *de minerais* (*quartzo, feldspatos, micas* e outros). Entre os materiais detríticos (ou seja, transportados até o local de deposição) são contados também aqueles minerais formados durante a etapa de intemperismo, entre eles, principalmente, os *argilominerais*, mas igualmente muitos *óxidos* e *hidróxidos*

gerados por alteração. São ainda frequentes os chamados *minerais autigênicos*, formados durante a etapa de litificação ou diagênese, entre os quais contam-se também argilominerais, e várias formas de sílica e de carbonatos (**Figura 8.9**).

A este conjunto deve ainda ser adicionado um importante grupo de minerais formados diretamente durante os processos exógenos, em especial por precipitação química, entre os quais merecem destaque os carbonatos *calcita* e *dolomita*, os minerais encontrados em evaporitos (*sulfatos* e *cloretos*), e alguns *fosfatos* e formas de *sílica* de origem sedimentar,

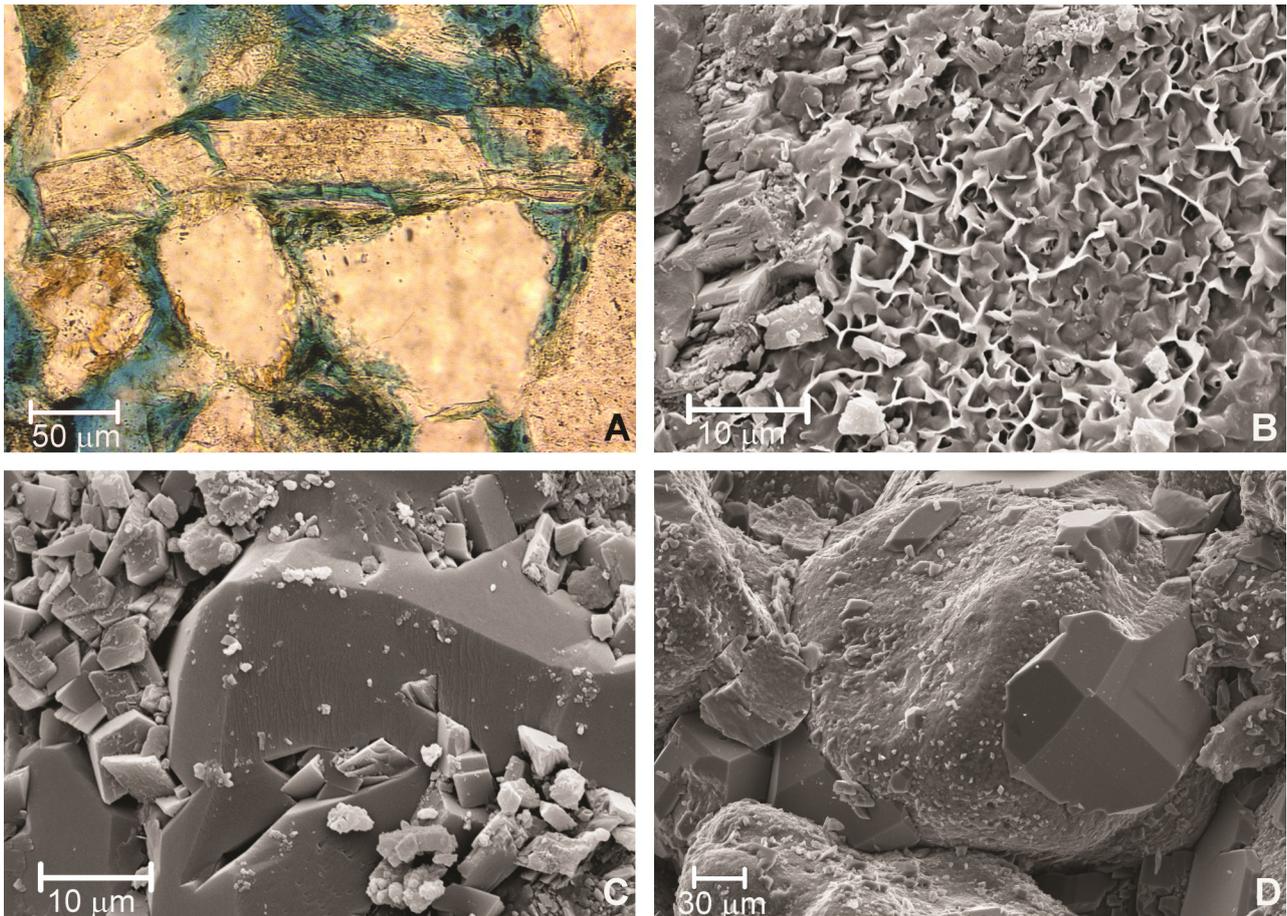


Figura 8.9. **A.** Micrografia de arenito poroso mostrando clasto de feldspato, Formação Piramboia, SP. **B.** Lâminas de montmorillonitas autigênicas em arenito da Formação Botucatu, SP. **C.** Quartzo autigênico associado a pequenos cristais também autigênicos de feldspato em arenito da Formação Piramboia, SP. **D.** Crescimento secundário sobre grãos de quartzo, Formação Botucatu, SP. **B** e **D** são imagens de microscópio eletrônico de varredura. Fotomicrografias: Ana Lúcia D. Gesiki.

importantes componentes de rochas sedimentares químicas e que também podem ser constituintes dos esqueletos de seres vivos (bivalves, corais, algas, etc.) (ver **Tabela 8.1** e observações ali listadas).

8.5. CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS SEDIMENTARES

Existem várias maneiras de classificar o variado universo das rochas sedimentares. O mais simples é, provavelmente, o de dividi-las em rochas *sedimentares clásticas, químicas e biogênicas*.

As **rochas clásticas** (também chamadas de *epiclásticas* ou *siliciclásticas*) são constituídas por fragmentos ou clastos de minerais e rochas, em parte já convertidos em novos minerais adaptados ao ambiente exógeno, distribuídos pelos

meios de transporte, acumulados e litificados em bacias sedimentares.

As **rochas químicas** são formadas pela precipitação química de íons em solução, no interior de corpos de água (mares, rios e lagos). Os íons, tanto cátions (Ca, Na, K, Mg, etc.) como ânions (Cl^- , $(\text{CO}_3)^{2-}$, $(\text{SO}_4)^{2-}$, etc.), podem precipitar quando atingidas as condições de supersaturação, formando depósitos de minerais (**Figura 8.10**). Assim, a evaporação de salmouras marinhas gera os evaporitos, depósitos com os minerais halita e silvita, NaCl e KCl, e outros similares (ver **Tabela 8.1**). Os processos de litificação, também atuantes nestes casos, provocam tanto a compactação do material acumulado como, quase sempre, também a sua recristalização, motivo pelo qual muitas das rochas sedimentares químicas mostram aspecto “cristalino”.

Tabela 8.1. Minerais formadores de rochas sedimentares clásticas e químicas.

Mineral	Composição	Características	Observações
Minerais claros predominantes (tanto detríticos como autigênicos)			
Albita (plagioclásio)	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	Dureza elevada, propriedades ópticas características.	Autigênica, estável em condições sedimentares. Plagioclásio cálcico é instável neste ambiente.
Feldspatos alcalinos	$(\text{K,Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$	Dureza elevada, propriedades ópticas características.	Estável em condições sedimentares, autigênico ou detrítico.
Quartzo	SiO_2	Dureza elevada, brilho típico, ausência de clivagem.	Tanto detrítico como autigênico; em parte, microcristalino. Também fases amorfas (opala).
Muscovita	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	Brilho micáceo, hábito laminar, cor clara, clivagem perfeita.	Detrítico (ver illita).
Zeólitas	Al-silicatos, com fórmula base $[(\text{X}_{1-2}\text{Al,Si})_5\text{O}_{10}]\cdot 2\text{H}_2\text{O}$; X= Na, Ca, etc.)	Cores claras, hábito acicular a prismático.	Estruturas cristalinas "porosas", minerais usados para filtros, etc. Fases em geral autigênicas.
Calcita	CaCO_3	Cor clara, dureza baixa, clivagem romboédrica, efervesce com HCl.	Constituinte essencial de rochas químicas, cimento comum em rochas clásticas.
Dolomita	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Cor clara, dureza baixa, clivagem romboédrica, ataque apenas com HCl a quente.	Constituinte essencial de algumas rochas químicas.
Minerais escuros predominantes (como grãos detríticos)			
Piroxênios	$\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6 - (\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$	Cor esverdeada escura, hábito prismático, clivagem em duas direções.	Mineral detrítico comum, instável, passagem para clorita.
Anfibólios*	$(\text{CaNa})_{2-3}(\text{MgFeAl})_5(\text{Al,Si})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Cor esverdeada escura, hábito prismático alongado, clivagem em duas direções.	Mineral detrítico comum, instável, passagem para clorita.
Biotita	$\text{K}(\text{Mg,Fe})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH,F})_2$	Brilho micáceo, cor escura, hábito laminar, clivagem perfeita.	Mineral detrítico comum; passagem para vermiculita, argilas.
Argilominerais e cloritas no ambiente sedimentar			
Caulinita*	$\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	Microcristalino, agregados plásticos, cores claras.	Principalmente em solos e rochas sedimentares finas.
Montmorillonita*	$(\text{Al,Mg})_8(\text{Si}_4\text{O}_{10})_3(\text{OH})_{10}\cdot 12\text{H}_2\text{O}$	Microcristalino, cores claras, argilas expansivas.	Em solos e rochas sedimentares finas.
Illita*	$\text{KAl}_4[(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{20}](\text{OH})_4$	Microcristalino.	Em solos e rochas sedimentares finas.
Vermiculita*	$(\text{MgCa})(\text{MgFe}^{3+}\text{Al})_6[(\text{Si,Al})_8\text{O}_{20}](\text{OH})_4\cdot n\text{H}_2\text{O}$	Em grãos visíveis: hábito micáceo, cores amarelado-latão, prateado; brilho forte, clivagem perfeita.	Formadas por alteração incipiente de biotita, também em solos.
Cloritas*	$(\text{Mg,Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+},\text{Mn,Al})_{12}[(\text{Si,Al})_8\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$	Geralmente microcristais. Em grãos visíveis: cores esverdeadas escuras, hábito micáceo, clivagem perfeita.	Como alteração de minerais máficos em rochas sedimentares, cimento, mais frequentes em metamórficas.
Minerais mais comuns em evaporitos			
Gipsita**	$\text{CaSO}_4\cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Hábito tabular, dureza muito baixa, esbranquiçado.	Mineral importante na construção civil.
Anidrita**	CaSO_4	Hábito tabular, dureza baixa, esbranquiçado.	Mineral importante na construção civil.
Halita**	NaCl	Hábito cúbico, solúvel.	Fonte de sal de cozinha.
Silvita	KCl	Hábito cúbico, solúvel.	Fonte importante de K (fertilizantes).
Enxofre	S	Cor amarelada a esbranquiçada típica.	Evaporitos são fontes direta e indireta importante para S (indústria química).
Cloretos e sulfatos***	Cloretos e sulfatos de Mg, em parte com K e Ca.	Em geral, cores claras; técnicas especiais para identificação.	Menos abundantes que os minerais citados acima (em evaporitos).

continua

Tabela 8.1 (cont.). Minerais formadores de rochas sedimentares clásticas e químicas.

Minerais menos abundantes (detríticos e autigênicos)			
Pirita	FeS ₂	Opaco, grãos equidimensionais; hábito cúbico, reniforme, granular; cor latão.	Detrítico (em ambientes redutores do passado); autigênica, em ambientes diagenéticos redutores.
Titanita	CaTiO(SiO ₄)	Grãos alongados a irregulares, mineral translúcido.	Detrítico.
Ilmenita	FeTiO ₃	Opaco, hábito laminar a prismático.	Detrítico.
Granadas	A ₃ B ₂ Si ₃ O ₁₂ ; A = Mg, Mn, Fe ²⁺ , Ca; B = Al, Fe ³⁺ , Cr.	Hábito equidimensional típico, cor geralmente marrom-avermelhada.	Detríticos, as mais comuns são as com (Mg,Fe,Mn) (= A) e Al (= B). Derivadas em geral de metamórficas.
Rutilo	TiO ₂	Semi-opaco, hábito prismático a acicular, cores escuras (preto, marrom, amarelado forte).	Detrítico, um dos minerais mais resistentes.
Turmalina	(Na,Ca)(Li,Mg,Al)(Al,Fe,Mn) ₆ (BO ₃) ₃ (Si ₆ O ₁₈)(OH) ₄	Hábito prismático, estrias verticais, sem clivagem, cores fortes variadas (preto mais comum).	Detrítico, um dos minerais mais resistentes. Química muito variada, indicando em parte origem.
Apatita	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (F,Cl,OH)	Hábito prismático curto, cores azuladas suaves.	Detrítico, autigênica em alguns casos (guano).
Zircão	ZrSiO ₄	Hábito prismático curto típico.	Detrítico, um dos minerais mais resistentes.
Hematita	Fe ₂ O ₃	Opaco, cor cinza-ferro, traço avermelhado (quando possível).	Mineral acessório em rochas sedimentares; essencial em BIF#.
“Limonita”	Óxi-hidróxidos predominantes de Fe, com algo de Al e outros elementos.	Cor amarelada a ferrugem intensa típica, microcristais.	Mistura de óxi-hidróxidos de Fe (lepidocrocita, goethita e outros).
“Bauxita”	Óxi-hidróxidos predominantes de Al, também algo de Fe e outros elementos.	Cores claras, beges, amareladas; microgrãos; estruturas em bandas; “bonecas” de bauxita.	Mistura de óxi-hidróxidos de Al (gibbsita, boehmita, diásporo) e fases com Fe.

Para maiores dados, ver também **Tabela 3.2** (capítulo de Mineralogia). * Composição simplificada; fórmula da caulinita em geral escrita com o radical (Si₄O₁₀). ** Minerais mais abundantes, juntamente com calcita e dolomita, em evaporitos. *** Em geral, menos abundantes que os citados acima; são a carnalita e bischofita (cloretos de Mg e K), e langbeinita, polihalita e kainita (sulfatos de Mg, com K e/ou Ca); ver fórmulas químicas no texto. # BIF: *banded iron formations*, rochas metamorizadas bandadas, originadas de rochas sedimentares, com alternância de camadas enriquecidas em hematita com outras ricas em quartzo.

As **rochas biogênicas**, por outra parte, são geradas direta ou indiretamente por influência da ação de seres vivos. O exemplo mais marcante é o dos recifes, onde corais e algas, além de outras formas de vida submarina, constituem estruturas geológicas peculiares, em geral preservando as estruturas originais de crescimento. Alguns recifes modernos são gigantescos, podendo futuramente se converter em estruturas rochosas, como a “Grande Barreira da Austrália”, na costa oriental desse continente, presente de maneira contínua por mais de 2.000 km. Outras rochas claramente biogênicas são os carvões, formados por decomposição parcial, em ambiente redutor, de acumulações vegetais. Finalmente, há também rochas formadas por acúmulo de fragmentos de conchas ou até de ossos; sen-

do estas equivalentes das rochas clásticas, com a diferença que os clastos são, agora, constituídos por fragmentos das partes esqueléticas de invertebrados e vertebrados.

Adiciona-se ainda um quarto grupo, o das **rochas piroclásticas**, que derivam de depósitos supracrustais intimamente associadas a fenômenos vulcânicos explosivos.

8.6. AS ROCHAS SEDIMENTARES CLÁSTICAS

Estas rochas estão constituídas por clastos, de variados tamanhos, caracterizadas por estruturas estratificadas (plano-paralelas ou cruzadas) e texturas clásticas (ou seja, com justaposição de fragmentos acumulados e compactados).



Figura 8.10. A a C. Deposição de sais (haletos e boratos) no Salar do Atacama, Deserto do Atacama (região mais árida do planeta). D. Depósitos de sais (evaporitos continentais) nas bordas de salar, Puna, NW da Argentina. E. Depósito de sais na costa do Mar Morto, Jordânia. Fotos A a C: Maria Ângela F. Cândia, D: Horstpeter H.G.J. Ülbrich, E: Lauro K. Dehira.

8.6.1. Mineralogia e texturas

São três os elementos texturais que constituem o arcabouço destas rochas, visíveis em especial nas rochas mais grossas: os *clastos* ou *fragmentos maiores* (simplesmente denominados de clastos, neste contexto), a *matriz* constituída pelos fragmentos menores que envolvem os maiores, e o *cimento* formado por um

precipitado químico depositado nos espaços (poros) entre os clastos.

Em rochas de granulação mais fina, falta em geral pelo menos um desses elementos texturais. Assim, os clastos milimétricos que constituem as areias podem se consolidar apenas por compactação e posterior precipitação de um cimento. Rochas mais finas ainda, forma-

das por clastos de quartzo e de argilominerais, com tamanhos da ordem de milésimos ou centésimos de mm, podem ser bastante coesas apenas por influência da compactação, não precisando de cimento para sua consolidação.

Os cimentos mais comumente gerados nestas condições são o silicoso (precipitação intersticial de formas de sílica, SiO_2), o carbonático (precipitação em especial de calcita, CaCO_3) e o ferruginoso (com precipitação de óxido-hidróxidos de Fe, tais como a “limonita”, constituída por uma mistura dos minerais goethita e lepidocrocita, ambos com a fórmula FeO.OH).

Os minerais mais abundantes, encontrados em rochas sedimentares clásticas, são os detríticos (constituindo os grãos retirados de outras rochas, e transportados até o local de deposição), e os autigênicos, formados durante a etapa de diagênese. Assim, muitas rochas sedimentares clásticas finas são depósitos enormes de argilominerais transportados por rios (como os que constituem os vastos deltas do Mississippi, Nilo e Amazonas), enquanto que em outras rochas pode ser

observado que alguns argilominerais aparecem em duas gerações, a detrítica (grãos transportados e depositados) e a autigênica (grãos formados durante a diagênese). As mesmas observações valem, em especial, para as variadas formas de sílica (*e.g.*, em arenitos, é observada a presença de grãos acumulados de quartzo, depositados após o transporte, e a geração de sílica autigênica, formando o cimento que preenche os poros entre os grãos). Os minerais presentes em rochas clásticas estão listados na **Tabela 8.1**.

8.6.2. Formas, arredondamento e seleção

As *formas* adotadas pelos clastos individuais dependem em parte do hábito do mineral, mas em parte mostram também o efeito do atrito sofrido durante o transporte. Assim, aparecem as formas chamadas de *equidimensionais* (*e.g.*, a dos grãos de quartzo ou das granadas), *laminares* (a das micas), *prismáticas* (a de minerais como zircão ou turmalina, ambos minerais altamente resistentes ao intemperismo e ao atrito), e outras (**Figura 8.11**).



Figura 8.11. Da esquerda para a direita, exemplos de minerais equidimensionais (granada), prismáticos (berilo) e laminares (biotita).
Foto: Lauro K. Dehira, coleção didática do IGc-USP.

O *arredondamento* mostra o grau de atrito a que foram submetidos os clastos durante o transporte, por desgaste nas arestas. Assim, num extremo, são identi-

ficados os clastos muito arredondados, aparecendo no outro os clastos muito angulosos, com estágios intermediários entre ambos os extremos (**Figura 8.12**).

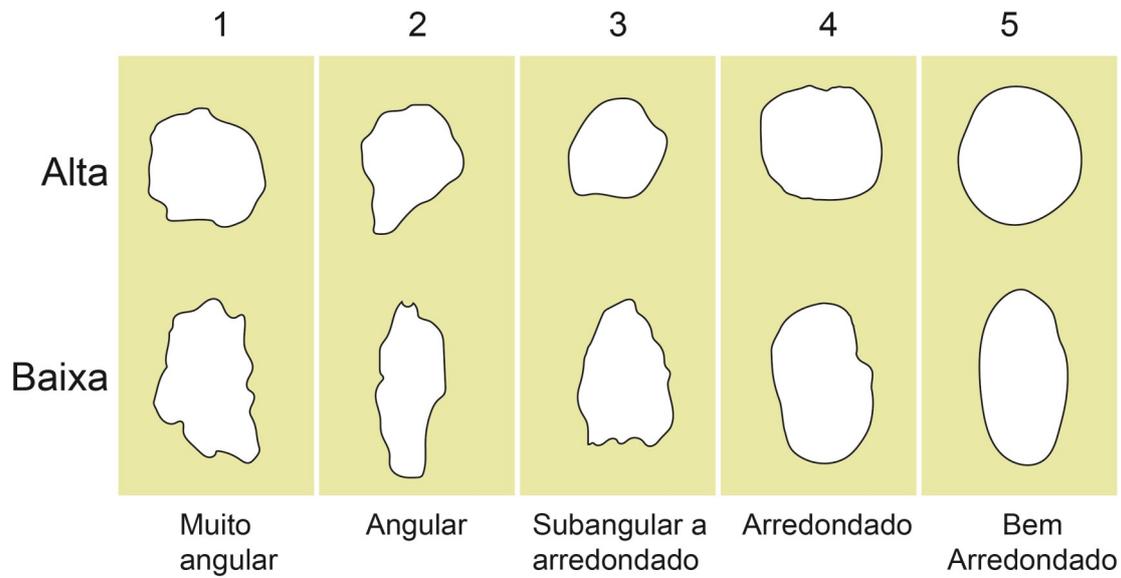


Figura 8.12. Exemplos de clastos angulosos a arredondados e ilustração de esfericidade (alta ou baixa).

A *seleção* é propriedade referida ao conjunto dos clastos: em um sedimento com *boa seleção*, os clastos são de tamanhos similares, enquanto *seleção má* identifica um sedimento contendo fragmentos de tamanhos diversos, com situações intermediárias entre estes extremos (**Figuras 8.13 e 8.14**). A seleção depende inteiramente da atuação do meio de transporte, a sua viscosidade e a sua velocidade podem separar as partículas por

tamanhos. Assim, sedimentos depositados por ventos e águas em baixa velocidade apresentarão boa seleção (= tamanhos parecidos ou iguais), enquanto seleção má (= tamanhos diferentes a muito diferentes) é encontrada em sedimentos depositados por gelo ou por correntezas muito fortes, ou por corridas de solos, etc. Cabe ressaltar que o termo seleção, como utilizado por geólogos, difere do termo *graduação* encontrado nas nomen-



Figura 8.13. Exemplo de boa graduação em conjunto de seixos. Para geólogos, exemplo de seleção regular. Foto: Eliane A. Del Lama, coleção didática do IGC-USP.



Figura 8.14. A. Cascalho mostrando seleção boa, seixos do Rio Cubatão, SP. B. Areia mostrando seleção regular, predominam clastos de quartzo e carapaças, Praia de Pernambuco, Guarujá, SP. C. Aluvião mostrando má seleção, Rio Cubatão, SP. Fotos: Eliane A. Del Lama, coleção didática do IGc-USP.

claturas utilizadas por engenheiros como, por exemplo, na *Classificação Unificada de Solos* (ver **Tabela 6.5**, no Capítulo 6 sobre Intemperismo e Solos): nela, as siglas *W* e *P* identificam os solos com boa ou má *graduação*, ou seja, aqueles onde existem variações contínuas no tamanho das partículas (*well graded*, ou *W*) e pouca ou nenhuma variação (*poorly graded*, ou *P*).

8.6.3. Classificação

São classificadas simplesmente pelos tamanhos dos clastos predominantes utilizando-se a escala de Wentworth (**Tabela 8.2**).

Alguns nomes específicos são adicionados aos listados na **Tabela 8.2**. A *bre-*

cha é um conglomerado com clastos angulosos (com pouco transporte, portanto não arredondados). O *lamito* é uma variedade de siltito equivalente a uma forma litificada de “lama”, depositada, por exemplo, por rios nas suas várzeas, representando uma mistura de silte e argila. O *folhelho* é o argilito com orientação na disposição das lâminas de argilominerais, com uma estrutura finamente laminada (*fissilidade*); no registro geológico, são rochas por vezes muito importantes, algumas se depositando em ambiente fortemente redutor (*folhelhos carbonosos*, com relevante importância econômica, por constituir possíveis fontes de hidrocarbonetos). As **Figuras 8.15** e **8.16** ilustram alguns exemplos de rochas clásticas.

Tabela 8.2. Classificação de sedimentos e rochas sedimentares clásticas.

Tamanho ϕ (mm)	Nome do fragmento	Nome do agregado inconsolidado (solo sedimentar)	Nome do agregado consolidado (rocha)
$\phi > 256$	Matacão (bloco)	Cascalho de blocos ou matacões	Conglomerado (ou brecha) de blocos ou matacões
$256 > \phi > 4$	Seixo (grosso, médio, fino)*	Cascalho (grosso, médio, fino)*	Conglomerado (grosso, médio, fino)*
$4 > \phi > 2$	Grânulo	Cascalho de grânulos	Conglomerado fino de grânulos
$2 > \phi > 0,0625$	Grão (grosso, médio, fino)**	Areia (grossa, média, fina)**	Arenito (grosso, médio, fino)**
$0,0625 > \phi > 0,0039$	Partícula de silte	Silte***	Siltito (lamito)***
$\phi < 0,0039$	Partícula de argila	Argila***	Argilito (folhelho)***

Observações: * divisão em cascalho grosso (entre 64 e 256 mm), médio (16 - 64 mm) e fino (4 - 16 mm); iguais limites são utilizados para os conglomerados; ** divisão em areia grossa (entre 1 e 2 mm), média (entre 1/4 - 1 mm) e fina (entre 1/16 - 1/4 mm); iguais limites são utilizados para os arenitos. Na *indústria da construção*, alguns autores ainda dividem a areia em *muito grossa* (entre 1 e 2 mm), *grossa* (1/2 - 1 mm), *média* (1/4 - 1/2 mm), *fina* (1/8 - 1/4 mm) e *muito fina* (1/16 - 1/8 mm); *** Rochas sedimentares clásticas constituídas por materiais finos são chamadas de **rochas pelíticas**.

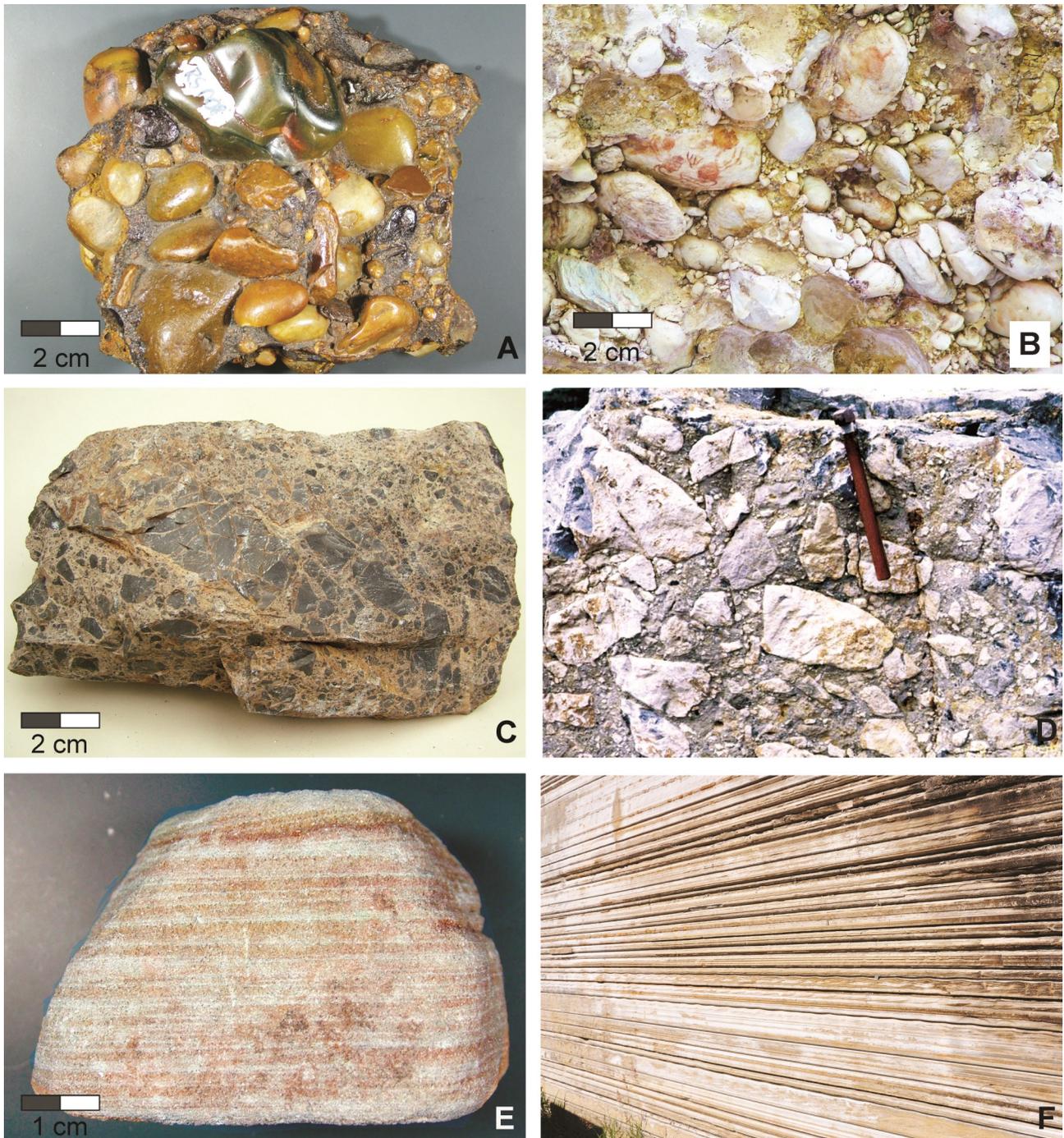


Figura 8.15. Exemplos de rochas sedimentares clásticas. **A.** Conglomerado, com cimento silicoso. **B.** Conglomerado com matriz siltosa pouco consolidada. Notar a pequena pintura rupestre quase no centro da figura, Parque Nacional Serra da Capivara, PI. **C.** Brecha com cimento silicoso. **D.** Brecha calcária, Mina Lajinha, Formação Tamengo, Corumbá, MS. **E.** Arenito estratificado, Formação Botucatu, SP. **F.** Ritmito, sucessão de siltitos e argilitos, com laminação muito regular, depositado em camadas alternadas durante o verão e inverno, em ambiente periglacial, Parque do Varvito, Itu, SP. Fotos A, C, E e F: Lauro K. Dehira; B: Eliane A. Del Lama; D: Paulo C. Giannini.

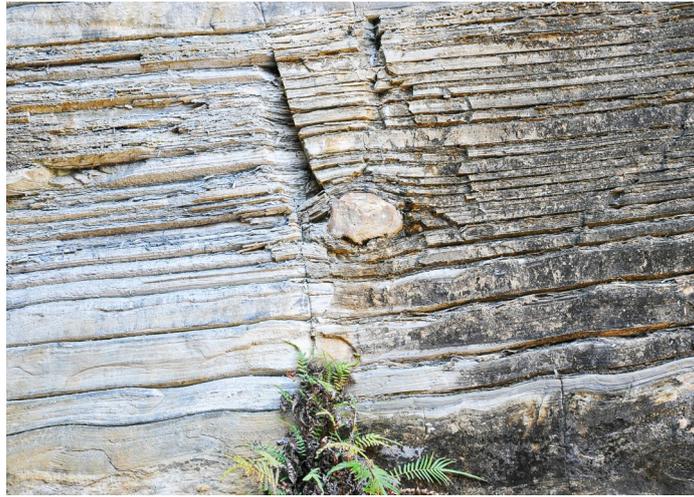


Figura 8.16. Alternância rítmica de deposição (argilitos e siltitos). Alguns estratos apresentam estratificação ondulada (corte em perfil). Observar no centro da figura um "clasto isolado" e ondulação na parte inferior. Parque do Varvito, Itu, SP. Foto: Lauro K. Dêhira.

Escalas granulométricas

A escala de Wentworth é a escala preferida para separar, por tamanhos, os grãos detríticos transportados pelos agentes de transporte. Os limites fixados são de 1, 2, 4, 8, 16, 64 e 256 mm para os fragmentos maiores, e de 1/2, 1/4, 1/8, 1/16, 1/32, 1/64, 1/128, 1/256 mm para os mais finos.

Ela deriva de outra escala prévia, a de Udden (de 1914), na qual os limites mostram a seguinte seqüência (escritos em forma exponencial): 2^0 (1 mm), 2^1 (2 mm), 2^2 (4 mm), 2^3 (8 mm), 2^4 (16 mm), 2^5 (32 mm), 2^6 (64 mm), 2^7 (128 mm) e 2^8 (256 mm) para os grãos mais grossos, enquanto a seqüência para os grãos mais finos é inversa: 1^0 (1 mm), $1/4$ ($1/2^2$ mm), $1/8$ ($1/2^3$ mm), $1/16$ ($1/2^4$ mm), $1/32$ ($1/2^5$ mm), $1/64$ ($1/2^6$ mm), $1/128$ ($1/2^7$ mm), $1/256$ ($1/2^8$ mm). Trata-se, portanto, de uma escala logarítmica.

A escala de Wentworth apenas simplifica a de Udden, retirando alguns limites (o de 8 mm para os grãos mais grossos, e os de 1/2, 1/8, 1/32, 1/64, 1/128, para os clastos mais finos).

Convertida em logaritmos, esta escala, que pode então ser representada em gráficos logarítmicos, ficaria identificada pelos seguintes números inteiros: 0, 1, 2, 4, 6, 8 para os clastos maiores, e de 0, -2, -3, -4, -5, -6, -7 e -8 para os menores. Como mostrado no exemplo abaixo, a representação em escala logarítmica é útil para mostrar o perfil de variação de tamanhos de grãos em sedimentos e solos (**Figura 8.17**).

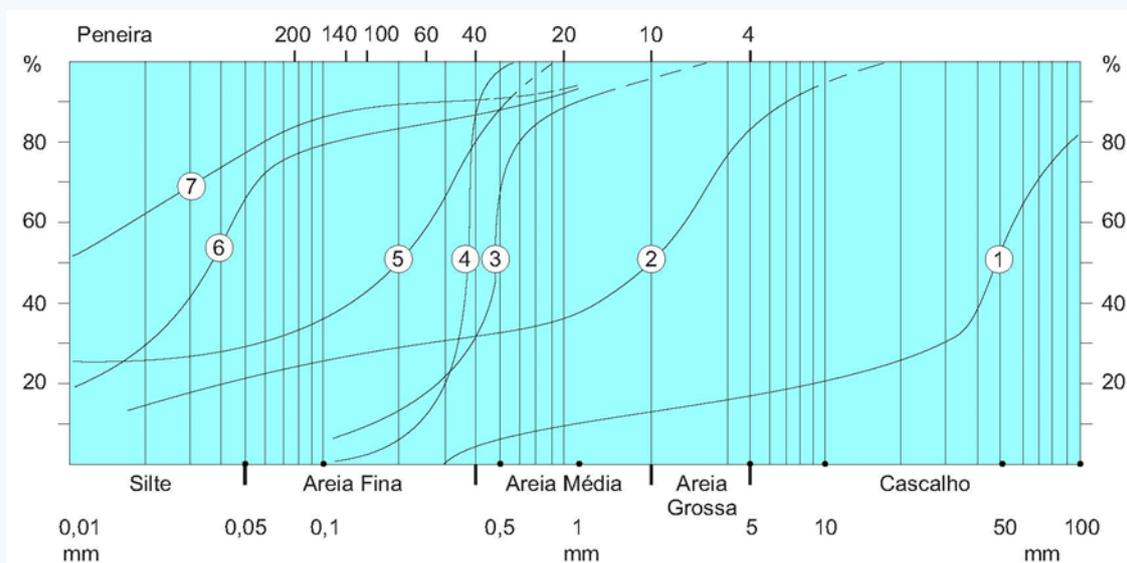


Figura 8.17. Gráfico semilogarítmico mostrando curvas cumulativas de vários tipos de solos e sedimentos. Limites entre as frações são aproximados. A escala vertical indica proporções em peso. **1.** Depósito de geleira com má seleção. **2.** Aluvião, depósito de rio. **3.** Areia de rio. **4.** Areia de duna, muito bem selecionada. **5.** Loess, silte aerotransportado. **6.** Silte arenoso de várzea de rio. **7.** Argila siltosa, lama, depósito de rio.

Classificação dos clastos: por peso ou por tamanho?

Os meios de transporte separam os clastos transportados em função de seu *peso*: os mais pesados ficam para trás, não sendo mobilizados, mas os mais leves serão por eles levados, e só depositados após perda na capacidade de transporte. Entretanto, a maioria dos clastos transportados é de silicatos: quartzo e feldspatos, além de minerais máficos ou ferromagnesianos, como micas escuras, piroxênios, e outros, com densidades que pouco variam, entre 2,65 g/cm³ (quartzo) até 3,2 g/cm³ (piroxênios e outros minerais máficos). Por este motivo, simplesmente o tamanho da partícula se converte em pelo menos um bom indicador *aproximado* de seu peso, justificando, portanto, a eleição de *tamanho* como classificador de sedimentos clásticos e das respectivas rochas.

Acumulação de minerais densos: os pláceres

Minerais muito mais densos (como óxidos, sulfetos e metais), também são liberados durante o intemperismo da rocha original, e a seguir transportados e eventualmente acumulados separadamente dos minerais menos densos, constituindo depósitos de valor econômico, os *pláceres*. Esta propriedade de selecionar dos meios de transporte é rotineiramente utilizada para encontrar depósitos de ouro (densidade de 19,3 g/cm³), de diamantes (3,51 g/cm³) e de outros minerais de interesse econômico (por ex., o óxido de Sn, cassiterita, 6,8-7,1 g/cm³), ao longo de leitos de rios, modernos ou antigos, constituindo a sua exploração, o garimpo, uma atividade econômica que já foi muito importante em Minas Gerais, na Amazônia, em Rondônia, e outras regiões brasileiras e do mundo; e hoje, constitui-se num grande problema ambiental, principalmente em áreas indígenas.

8.7. AS ROCHAS SEDIMENTARES QUÍMICAS

As rochas sedimentares químicas são formadas pela precipitação de íons em solução, em corpos de água, salobra ou doce, formando depósitos extensos, sempre de grande importância econômica. Entre elas, são proeminentes os depósitos de carbonatos, as formações ferríferas e os evaporitos.

8.7.1. Mineralogia e texturas

Os *minerais constituintes* destas rochas são, principalmente, os carbonatos nas rochas carbonáticas e os haletos e sulfatos nas rochas evaporíticas (**Figura 8.18A**). Destacam-se ainda, como um grupo muito significativo, as rochas que formam importantes jazidas de minérios, como aquelas enriquecidas por determinados elementos químicos. As mais notáveis são as que apresentam minerais de ferro e de manganês como constituintes essenciais, juntamente com outros minerais como carbonatos e/ou sílica.

Entre os minerais formadores de rochas carbonáticas contam-se em particular a calcita, CaCO₃ e a dolomita CaMg(CO₃)₂. Entre os haletos, são importantes a halita (sal de cozinha, NaCl), a silvita (KCl), e em menor proporção a carnalita (KMgCl₃·6H₂O) e a bischofita (MgCl₂·6H₂O); entre os sulfatos, aparece

principalmente a gipsita (CaSO₄·2H₂O), juntamente com a anidrita (CaSO₄) e em abundâncias menores a langbeinita (K₂Mg₂[SO₄]₃), a polihalita (K₂Ca₂Mg[SO₄]₄·2H₂O), a kieserita (MgSO₄·H₂O), a kainita (KMg[SO₄·Cl]·2,75H₂O) e outros sulfatos hidratados. Em evaporitos depositados em salares continentais, são encontrados ainda boratos.

Os minerais importantes nas rochas enriquecidas em Fe são os óxido-hidróxidos de Fe, posteriormente recristalizados como magnetita (Fe₃O₄) e principalmente hematita (Fe₂O₃), juntamente com carbonatos de Fe (ankerita, CaFe(CO₃)₂, e siderita, FeCO₃), acompanhados de calcita e sílica microcristalina; a última, quando presente em abundância, é o mineral formador da rocha silexito ou *chert* (**Figura 8.18B** e **Prancha 4.1**, Capítulo 4). Na **Tabela 8.1** aparecem os minerais constituintes mais importantes de rochas sedimentares químicas.

Os depósitos químicos mostram *texturas* em geral pouco porosas, granulares (em geral, com grãos finos, milimétricos a submilimétricos) e com cimento intersticial, com claros sinais de recristalização, motivo pelo qual muitas destas rochas apresentam aspecto cristalino.

Relativamente frequente, tanto entre as rochas carbonáticas como nas rochas com minerais de ferro, é a presença de

estruturas esferoidais com finas camadas internas concêntricas, chamadas de *oólitos* (menores de 2 mm) e *pisólitos* (maiores de 2 mm) (**Figura 8.18C**). As rochas com oólitos, pisólitos ou outras estruturas que identificam rochas sedimentares químicas, são classificadas pelo tamanho dessas estruturas, usando a mesma escala atribuída às rochas clásticas (*e.g.*, arenito oolítico, conglomerado pisolítico, etc., dependendo do tamanho das partículas predominantes; ver **Tabela 8.2**).

O aspecto cristalino destas rochas deve-se ao fato de que os minerais constituintes podem recristalizar com facilidade, mesmo em temperaturas baixas, características das etapas de diagênese, além de mostrar interação fácil com as soluções aquosas intersticiais.

8.7.2. Classificação

As rochas sedimentares químicas mais abundantes são divididas principalmente em *rochas carbonáticas* e *evaporitos*.

As *rochas carbonáticas* são constituídas por combinações variadas de calcita e de dolomita. As rochas constituídas por calcita são chamadas de *calcários*, as com dolomita de *dolomitos*. Esses depósitos apresentam camadas em geral bastante espessas (planos de sedimentação separados por vários decímetros ou até metros), e seu conjunto pode atingir milhares de metros de espessura (tais como nos depósitos alpinos, *e.g.*, nos Alpes Dolomíticos da Itália e Áustria, e outras regiões). As rochas carbonáticas com oólitos e pisólitos são identificadas como *calcários oolíticos* e *pisolíticos* (mais abundantes que os correspondentes dolomitos).

Os *evaporitos* são rochas com haletos e sulfatos como fases predominantes, aparecendo geralmente como depósitos estratificados com mineralogia diferenciada, com halita e outros cloretos predominando nas camadas superiores, cobrindo depósitos inferiores maciços de gipsita e anidrita. Formam-se por ocasião da evaporação repetida de águas muito salobras, encontradas em ambientes marinhos que favorecem a concentração ex-

trema dos solutos (*e.g.*, braços de mar com circulação restrita das águas, e mares interiores tal como Mar Cáspio). São rochas que se apresentam geralmente com outras rochas sedimentares associadas, tipicamente clásticas de granulção fina (siltitos, argilitos e folhelhos). Os evaporitos mostram comportamento dúctil, por possuir viscosidade relativamente baixa, especialmente em temperaturas algo mais elevadas (> 100 °C), motivo pelo qual os evaporitos podem se dissociar das rochas associadas, avançando entre elas e se concentrando como *domos de sal*. São depósitos que também se formaram na época em que continentes se fragmentaram e se afastaram, durante a etapa de distensão de placas continentais: um exemplo é o da separação da América do Sul da África, em torno de 130 Ma atrás, com formação de estruturas de alargamento da crosta (*riftes* continentais) que facilitam o repetido ingresso de águas marinhas e a formação de depósitos evaporíticos (a nomenclatura atualmente tão difundida nos jornais, a do *pré-sal* e do *pós-sal*, identifica camadas evaporíticas encontradas na plataforma marinha brasileira, geradas durante essa separação continental).

Nas *cavernas*, principalmente as formadas por dissolução de calcários e dolomitos (ou seus equivalentes metamórficos), observa-se um tipo especial de evaporito, com estruturas cilíndricas geradas por precipitação desses minerais, ora aderidas ao teto (*estalactites*), ora depositadas no chão (*estalagmites*), ambos mostrando estruturas internas concêntricas (**Figura 8.18D**).

As *formações ferríferas*, constituídas por minerais ricos em ferro (hematita) e com enorme importância econômica, formam um grupo especial de rochas metamórficas. Resultam de antigos depósitos sedimentares, com nítida estrutura de estratificação, mas que ao longo do tempo geológico sofreram processos de metamorfismo (ver Capítulo 9, Rochas Metamórficas).

Devem ser ainda mencionados os *evaporitos de origem continental*, que aparecem por evaporação de águas salobras acumuladas na forma de lagoas, ou *sala-*

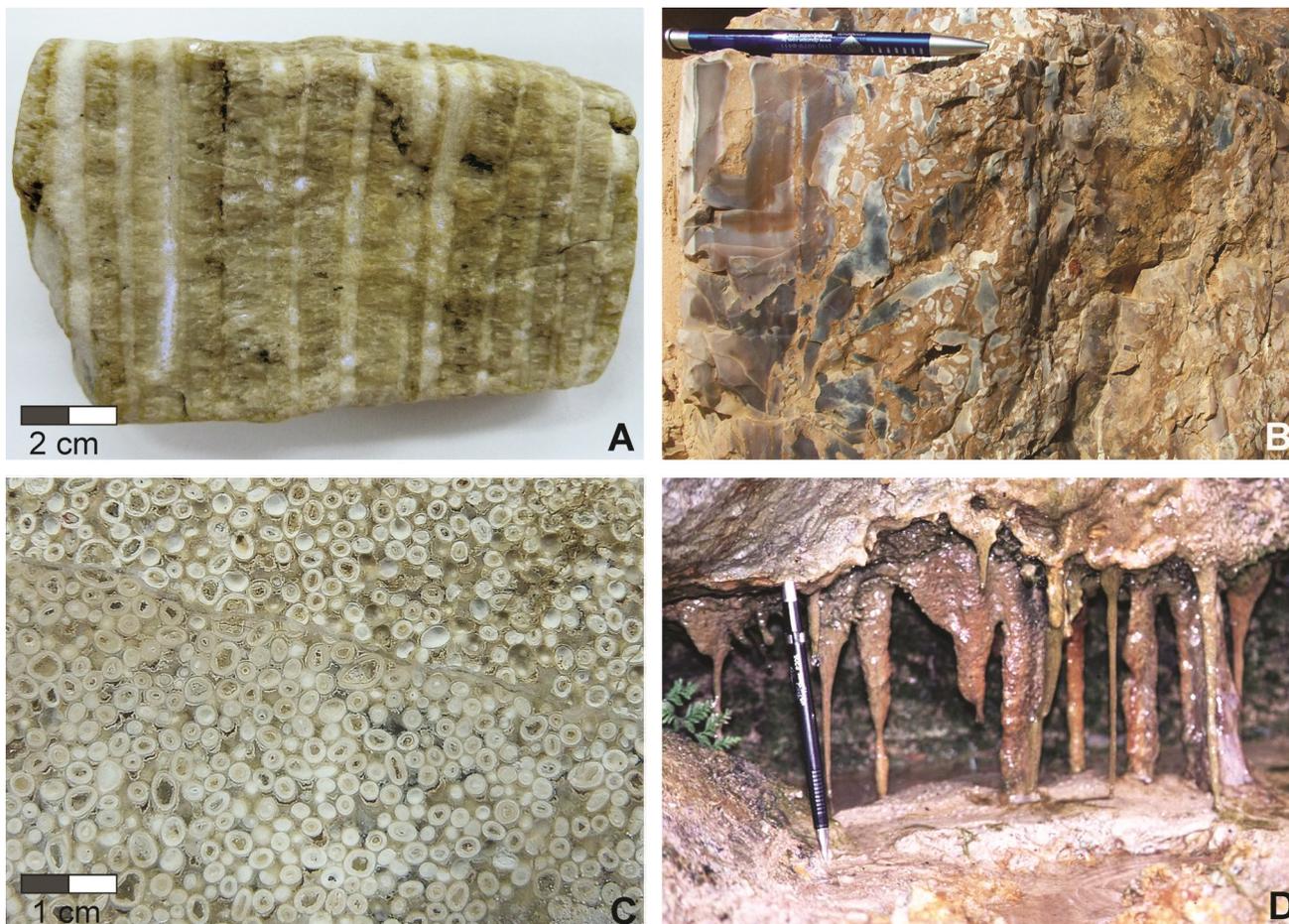


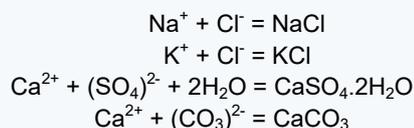
Figura 8.18. A. Evaporito de gipsita com marcada laminação/estratificação. B. Silexito, com alteração superficial. C. Calcário oolítico com cimento calcítico. D. Estalactites de sulfato, Mina Itaquareia, Itaquaquecetuba, SP. Fotos A a C: Eliane A. Del Lama, D: Paulo C. Giannini.

res, em bacias continentais de climas desérticos, enriquecidas em vários elementos derivados do intemperismo químico das rochas aflorantes na região. São enormemente importantes do ponto de vista econômico, já que representam a fonte mais importante dos depósitos de boro (acumulados na forma de boratos) e de lítio (elemento dissolvido nas águas remanescentes no interior do salar

(deserto de sais), recuperado por precipitação como carbonato de lítio). Uma das maiores concentrações de salares no mundo aparece nas regiões elevadas na parte ocidental da América do Sul, o Altiplano de Bolívia e Chile, e a Puna do NW da Argentina (o Salar Uyuni, na Bolívia, o maior deles, cobre uma área extremamente plana de 10.580 km², depositado a uma cota de 3.580 m).

As reações de precipitação e a formação de sedimentos químicos

Evaporitos e calcários, em parte também dolomitos, são rochas sedimentares formadas por precipitação química de íons contidos nas águas (especialmente as oceânicas), gerando os principais minerais presentes nos evaporitos (sal-gema ou halita, NaCl; silvita, KCl; gipsita, CaSO₄.2H₂O, e outros) e nas rochas carbonáticas (dolomita (Ca,Mg)(CO₃)₂ e calcita CaCO₃). Estas reações, indicadas abaixo,



ocorrem quando é atingido o grau de saturação dos íons respectivos para formar essas substâncias, ora por um processo simples de evaporação de água de mar (motivo pelo qual as rochas derivadas são identificadas como *evaporitos*), ora por concentração extrema de cátions e ânions nas águas marinhas.

8.8. AS ROCHAS SEDIMENTARES BIOGÊNICAS

Este conjunto de rochas muito heterogêneo mostra, como denominador comum, a sua origem a partir da ação de organismos. Alguns tipos ainda mostram estruturas de crescimento, enquanto outras são geradas por acumulação de restos orgânicos (conchas, carapaças, ossos, etc.; o guano é formado principalmente por excrementos de aves).

8.8.1. Mineralogia e texturas

Os *constituintes* mais abundantes destas rochas são carbonatos (calcita mais que dolomita: carapaças, corais, etc.), formas de sílica (quartzo microcristalino e opala: carapaças de determinados foraminíferos, ostracodes, diatomáceas), fosfatos (em particular apatita: carapaças de braquiópodes, formas fósseis como trilobitas e guano) e carvão vegetal (nas variedades antracito, linhito, e outras).

As *texturas* variam conforme a origem. As formadas por fragmentos de conchas ou carapaças (inteiras ou quebradas) mostram naturalmente texturas clásticas, enquanto outras preservam as formas do seu crescimento (**Figura 8.19**).

8.8.2. Classificação

As *rochas biogênicas clásticas*, ou formadas por fragmentos de carapaças, são classificadas da mesma maneira que as rochas epiclásticas, ou seja, pelo tamanho (ver **Tabela 8.1**), apenas algumas merecendo um nome especial (*e.g.*, as *coquinas*, constituídas por fragmentos de conchas e carapaças; **Figura 8.19C**).

As *rochas biogênicas com estruturas de crescimento* merecem em geral nomes especiais. Assim, os *stromatólitos*, mais frequentes no passado geológico, mostram laminação muito fina, geralmente convexa, formada por comunidades principalmente de cianobactérias (**Figura 8.19B**). Estruturas enormes são aquelas que formam os *recifes de coral*, que podem ser preservados como vastas estruturas geológicas lineares.

Os depósitos de *guano* representam

excrementos acumulados, principalmente, de aves, transformados em fosfatos e outros minerais. Muito importantes são também os depósitos de *fosforito*, de origem marinha inorgânica, mostrando espessas sequências de apatita, junto com outros fosfatos.

Restos de vegetais podem ser degradados de maneira incompleta em ambiente redutor, em pântanos, gerando depósitos geralmente estratificados de *carvão mineral* (**Figura 8.19D**), enriquecidos no elemento carbono, mas com teores variáveis de hidrogênio (dependendo da evolução do processo). Os carvões constituem jazidas de grande importância econômica, as de maior volume geradas quando da presença de extensos bosques no final da Era Paleozoica. Estes depósitos já foram os responsáveis pela geração principal de energia térmica em épocas anteriores, tendo hoje reduzida a sua importância pelos seus efeitos ambientais colaterais (geradores de CO₂ e de compostos de enxofre, além de material particulado na atmosfera).

Um tipo especial de solos de origem orgânica são as *turfas*, geradas em áreas de várzea por decomposição incompleta de vegetais (gramíneas, árvores), estando constituídas por uma mistura de matéria orgânica parcialmente decomposta, argilominerais e restos de invertebrados; são utilizados ora na forma de blocos cortados para gerar, por combustão, energia para aquecimento, ora como agentes absorventes de metais e hidrocarbonetos.

8.9 AS ROCHAS SEDIMENTARES PIROCLÁSTICAS

São rochas depositadas na superfície, por acumulação de materiais piroclásticos, fragmentos ejetados de um vulcão durante uma fase de erupção violenta (**Figura 8.20**). São, portanto, inteiramente similares às rochas sedimentares clásticas, com a peculiaridade que seus fragmentos são sempre de origem vulcânica, em geral, fragmentos de vidros naturais ou de rochas vulcânicas cristalinas, e também fragmentos de minerais presen-

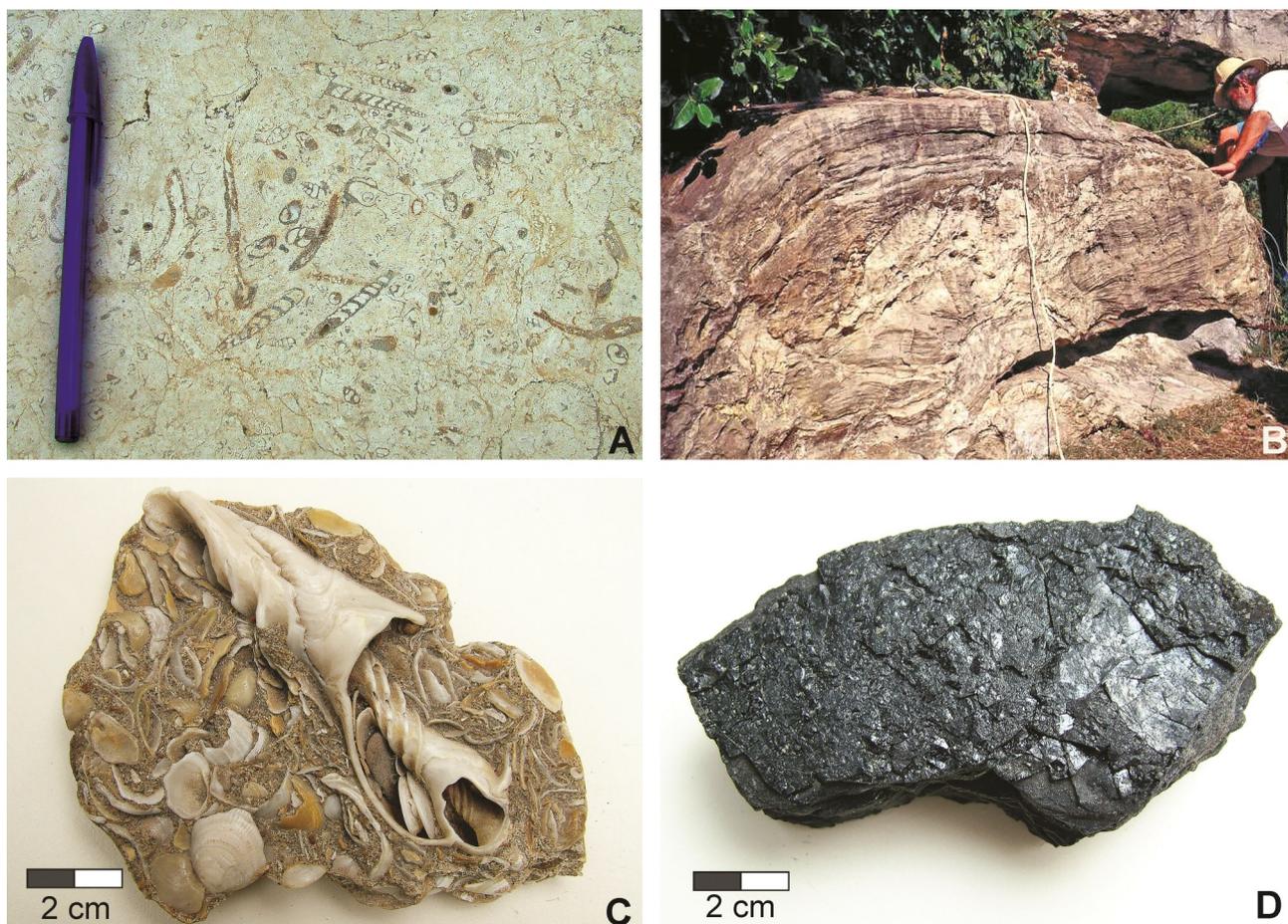
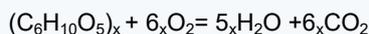


Figura 8.19. A. Calcário fóssilífero, Museu Jordaniano, Amã. B. Estromatólito, Porto Morrinhos, Corumbá, margem do Rio Paraguai, MS. C. Coquina cimentada por carbonato. D. Carvão mineral estratificado.
Fotos A, C e D: Lauro K. Dehira; B: Paulo C. Giannini.

A formação do carvão mineral

Restos vegetais pretéritos são transformados por reações complexas, passando a matéria vegetal (constituída principalmente por uma mistura química de compostos orgânicos como celulose, lignina, resinas, proteínas e gorduras vegetais) para carvão, principalmente com redução dos teores de H e O. A partir de celulose, com conteúdo de C de 44,4%, ocorre uma série de transformações que se inicia com a aparição de turfa e que se completa com a formação final de antracito (92% de C), passando previamente pelos linhitos (> 70% de C) e os carvões betuminosos (> 80% de C).

A reação final da substância vegetal em ambiente oxidante, utilizando a fórmula química aproximada da celulose $(C_6H_{10}O_5)_x$ (x = número inteiro), como exemplo de matéria vegetal, é resumidamente a seguinte:



que não se completa apenas na ausência de oxigênio (condições anóxicas), deixando então um resíduo cada vez mais enriquecido em carbono. A conversão de vegetais em matéria carbonosa nos continentes pode ocorrer, ainda hoje, em pântanos, várzeas alagadas, e outros ambientes redutores. Foi particularmente importante no final da Era Paleozóica (300 a 360 Ma atrás), existindo nessas épocas vasta cobertura de pteridófitas (plantas que se reproduzem por esporos, tais como licófitas arbóreas de mais de 30 m de altura e samambaias com mais de 7 m), então predominantes, muito antes da aparição das plantas com flores (angiospermas), dominantes nos dias de hoje.

A exploração de jazidas de carvão, quando feita em galerias e não em cavas a céu aberto, apresenta riscos consideráveis para a segurança e saúde dos mineiros. Os problemas maiores derivam em parte da presença de pó e sua inalação pelos mineiros, e a instabilidade dos túneis escavados para proceder à extração das camadas de carvão, que constituem depósitos sedimentares pouco resistentes, em geral também associados a outras rochas sedimentares finas com baixa resistência, tais como argilitos e siltitos; colapsos são frequentes nessas minas. Outro problema sério é causado pela geração do gás metano, CH_4 , altamente inflamável e responsável por muitos dos acidentes fatais nesses locais. A mineração do carvão, para fins de utilização energética, continua sendo atividade importante inclusive em países desenvolvidos.

tes em rochas vulcânicas fragmentadas durante a erupção, eventualmente também com alguns fragmentos de rochas vizinhas (*e.g.*, as que servem de rocha encaixante do fenômeno vulcânico). A classificação é feita com referência ao tamanho das partículas, identificando-se então rochas como *tufitos* (fragmentos fi-

nos), *tufitos de lapilli* (com marcada presença de lapilli) e *aglomerados* (com presença de blocos ou bombas de origem vulcânica, **Tabela 8.3**). Para maiores informações sobre movimentação de rochas piroclásticas, e os riscos geológicos associados, ver Capítulo 7, sobre Movimentos de Massa.

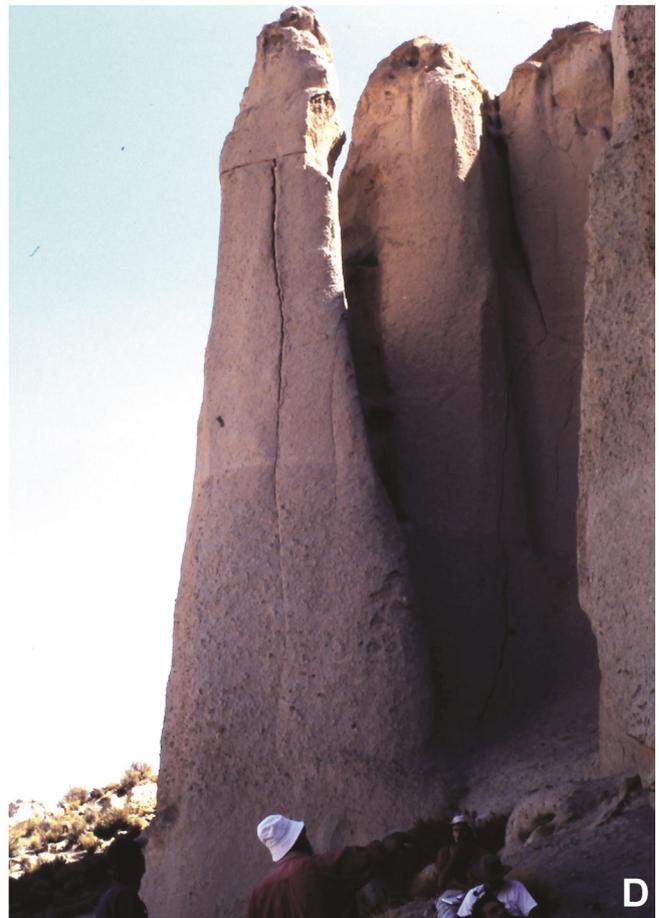
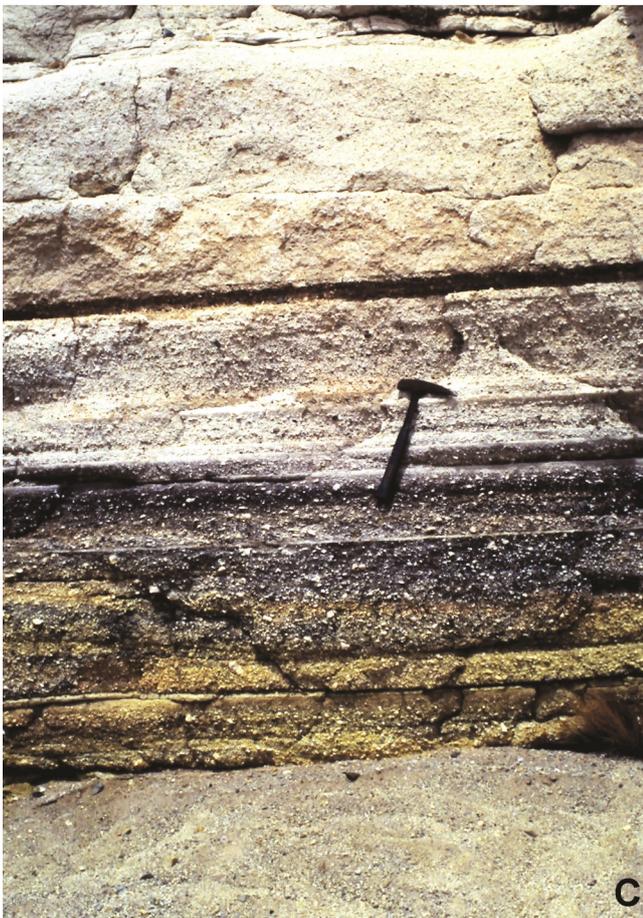


Figura 8.20. **A.** Bloco isolado em depósito piroclástico (tufitos), Puna, norte do Chile. **B.** Parte distal de fluxo piroclástico recente, emanado do vulcão Lascar, São Pedro do Atacama, norte do Chile. **C.** Depósito de fluxo piroclástico (camadas de tufito e tufito com lapilli), Puna, norte do Chile. **D.** Depósito de fluxo piroclástico maciço com disjunção colunar, Puna, norte do Chile. Fotos: Horstpeter H.G.J. Ulbrich.

Tabela 8.3. Classificação de rochas sedimentares piroclásticas.

Tamanho (ϕ) mm	Nome do fragmento	Nome do agregado inconsolidado	Nome do agregado consolidado	Características
$\phi > 256$	Bloco, bomba	Cascalho vulcânico	Aglomerado vulcânico grosso (ou brecha)	Blocos e bombas vulcânicas em matriz vulcânica (mais de 25% de blocos).
$256 > \phi > 32$	Bloco, bomba	Cascalho vulcânico	Aglomerado vulcânico fino (ou brecha)	Idem anterior.
$32 > \phi > 2$	Lapilli	Cascalho vulcânico de lapilli	Tufito de lapilli	Lapilli (fragmentos entre 2 e 32 mm) em matriz vulcânica.
$2 > \phi > 0,062$	Fragmento de cinza	Areia piroclástica	Tufito grosso	Cinza vulcânica (cristais, vidro, fragmentos de rocha vulcânica). Laminação a estratificação muito regular.
$< 0,062$	Fragmento de cinza	Areia piroclástica	Tufito fino	Idem anterior.

Observação: aglomerado, quando os fragmentos são arredondados; brecha, quando são angulosos.

8.10. DISTRIBUIÇÃO NA CROSTA TERRESTRE

As rochas sedimentares participam com cerca de 5% em volume (10%, segundo outras estimativas) da crosta terrestre, em particular na crosta continental emersa e nas plataformas continentais. Estão contidas principalmente no interior das bacias sedimentares, grandes unidades geológicas que se destacam das áreas chamadas do embasamento cristalino, estas formadas principalmente por rochas ígneas e metamórficas.

8.11. UTILIZAÇÃO DE ROCHAS SEDIMENTARES E JAZIDAS ASSOCIADAS

Muitas rochas sedimentares clásticas e químicas, em particular *arenitos* e *rochas carbonáticas*, foram e ainda são utilizadas fartamente para construções de grande porte, destacando-se como exemplos proeminentes as grandes catedrais, igrejas, pontes, a Grande Muralha da China e as Pirâmides de Egito. Hoje, materiais mais modernos (em particular concreto e aço) estão substituindo essas rochas como elementos na construção civil. Mais que rochas sedimentares, são hoje os *agregados inconsolidados* (areias e cascalhos) os mais procurados para servir como agregados “graúdo” e “miúdo” na construção (no concreto, como reboço, etc.); mais raramente, alguns arenitos muito consolidados (com forte cimentação) mostram alta resistência e podem ser utilizados como agregado para utili-

zações várias (ver outros exemplos no Capítulo 14).

Outra característica a mencionar é que as rochas sedimentares (e os solos associados) são materiais geológicos porosos, portanto com o potencial de poder acumular, nesses poros, tanto gases como líquidos. Por este motivo, aparecem nestas rochas os vastos reservatórios de *águas subterrâneas* e de *hidrocarbonetos* líquidos e gasosos, o que explica a enorme importância econômica das rochas sedimentares.

Já foram citados os depósitos de *guano* e as camadas de *carvão mineral* como exemplos de jazidas proeminentes associadas aos processos sedimentares. Os *evaporitos*, especialmente se transformados em domos de sal, podem ser, por um lado, fonte de materiais industriais (*e.g.*, exploração de sal-gema, enxofre, gipsita, e outros minerais) e, por outro, estruturas com potencial de reter a migração de hidrocarbonetos (formando as armadilhas estruturais, com armazenamento localizado de hidrocarbonetos gasosos e líquidos). As *rochas carbonáticas* (e seus equivalentes metamórficos, os mármore), além de utilizadas como blocos para construção de grandes estruturas (ver acima), são utilizadas para fabricação de lajes e pias, para a obtenção de substâncias para a indústria do concreto (fabricação do clínquer e da cal) e de corretivo químico para solos ácidos. As *rochas clásticas mais finas* (siltitos e em especial argilitos), frescas ou alteradas, são

as matérias-primas essenciais para a indústria da cerâmica (cerâmica fina e vermelha, azulejos, porcelanatos, porcelanas, etc.).

8.12. SUMÁRIO

O ciclo sedimentar compreende as etapas: 1) *intemperismo* e desagregação de rochas preexistentes, 2) *transporte* do material desagregado e/ou alterado, 3) *deposição* em *bacias sedimentares* e *litificação*, formando novas rochas.

O intemperismo, *físico* e *químico*, desagrega e altera material anterior. *Erosão* é a remoção do material desagregado (minerais, fragmentos de rochas, material alterado, também elementos dissolvidos em águas), transportados por *agentes geológicos* (gravidade, ventos, geleiras, rios, correntes em lagos e mares). O destino final dos materiais transportados e dissolvidos, geralmente, são os *oceanos*; na desembocadura de rios, aparecem estruturas gigantescas, os *deltas*. Também são criadas condições para formação de braços oceânicos com pouca circulação, aptos para deposição de *evaporitos*.

As *bacias de deposição* são simplificada-mente, as *continentais*, *litorâneas* e *marinhas*. A *litificação* dos sedimentos inclui *compactação*, processo físico, e *diagênese*, processo de recristalização ativado por águas presentes nos poros das rochas.

Numa classificação simplificada, estas rochas são divididas em *clásticas* (acumulação de fragmentos), *químicas* (precipitação química de materiais dissolvidos) e as *de origem orgânica*, ou *biogênicas* (participação direta ou indireta de organismos). Um grupo especial importante é o das *rochas piroclásticas*, formadas por acumulação supracrustal de fragmentos, produtos do vulcanismo lento.

As sedimentares *clásticas* apresentam estratificação plano-paralela, com texturas clásticas; as *químicas* também apresentam estratificação, mas com texturas frequentes de recristalização (dando um aspecto “cristalino” a essas rochas); as de

origem orgânica mostram estruturas de crescimento (recifes, estromatólitos), em parte também constituídas por acumulação e transformação de resíduos orgânicos (*e.g.*, carvão vegetal). As *clásticas* são classificadas pelo tamanho dos grãos, as *químicas* geralmente pela composição, as de *origem orgânica* por nomenclatura específica.

Os constituintes *minerais* abundantes destas rochas são derivados da desagregação de minerais presentes em rochas ígneas e metamórficas, seus produtos de alteração (argilominerais os mais frequentes, com alguns óxidos e hidróxidos) e os formados durante a litificação (as fases *autigênicas*). Minerais tipicamente sedimentares, além dos argilominerais, são os carbonatos (calcita e dolomita) e os presentes em evaporitos.

As rochas sedimentares são, em volume, minoritárias como constituintes da crosta, em torno de 5-10%, mas importantes do ponto de vista econômico por serem, entre outras características, as hospedeiras de água subterrânea e hidrocarbonetos.

Palavras-chave: Rochas sedimentares, intemperismo, transporte, deposição. Bacias sedimentares, litificação, diagênese. Intemperismo físico e químico, erosão. Agentes de transporte. Bacias de deposição continentais, litorâneas, marinhas. Sedimentares clásticas; químicas, com carbonáticas (calcários e dolomitos) e evaporitos; biogênicas (recifes, estromatólitos, carvão mineral). Composição mineralógica, minerais detríticos, produtos de alteração, carbonatos. Rochas piroclásticas; erupções violentas. Importância econômica das rochas sedimentares: águas subterrâneas, hidrocarbonetos.

8.13. QUESTIONÁRIO

1. Destino final do ciclo sedimentar é a deposição em bacias sedimentares, onde detritos coexistem com águas intersticiais. Qual a composição dessas águas? E a idade delas? São necessariamente “águas jovens”?
2. “A etapa de diagênese converte um sedimento clástico em rocha, por a) compactação; b) recristalização de

minerais, com passagem para outros mais estáveis; c) deposição de cimento”. Qual a importância da circulação de águas nesses processos?

3. Os minerais máficos primários podem ser mobilizados como grãos detríticos em regiões sem intemperismo químico marcado. Eles são minerais estáveis no ambiente sedimentar? Existe o equivalente sedimentar de piroxenito ou dunito?
4. As rochas sedimentares secas, como vemos nas coleções e museus, apresentam porosidade entre 5-10% (ou até mais). É dessa maneira que elas apareceriam em perfurações?
5. Argilominerais do grupo da montmorillonita são importantes constituintes sedimentares de muitos solos e rochas. Como eles são formados?
6. Identifique num perfil esquemático do percurso do rio Amazonas (dos Andes ao oceano Atlântico) onde espera encontrar depósitos significativos de cascalho, areia grossa, areia fina e material mais fino. São depósitos permanentes, ou temporários?
7. Processo coligado, em rios e mares, é o transporte de detritos e solutos. Como faria um cálculo estimativo da carga de solutos levada por um rio caudaloso?
8. Por que os ventos, em desertos, acumulam os grãos constituintes, e não os dispersam? Que tipo de grãos (angulosos? boa seleção? ou não?) e estruturas (estratificação plano-paralela?) deveriam aparecer em dunas? Você arriscaria alguma estimativa sobre o tempo necessário para acumular os depósitos de um deserto, como o de Kalahari na África meridional?
9. Materiais vegetais podem ser degradados de maneira incompleta em que tipo de ambiente? Que materiais poderiam resultar desse processo?
10. “As rochas sedimentares são minoritárias na crosta continental (em torno de 5% em volume), mas impor-

tantes do ponto de vista econômico”. Justifique.

8.14. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS

Dos três grupos de rochas, as sedimentares são as que, por se formarem na superfície, têm a sua origem documentada com maior facilidade. As classificações dirigidas aos iniciantes no tema geralmente são simplificadas particularmente para as rochas aqui chamadas de “químicas” (comparar com as classificações citadas em *Decifrando a Terra*, 2009). Outras referências sobre classificações de rochas sedimentares são comentadas no Capítulo 4.

As bacias de deposição recebem detritos estabelecendo sequências sedimentares específicas, aspecto que é apresentado em Reineck e Singh (1980, *Depositional Sedimentary Environments*), sobre ambientes deposicionais. A dinâmica de formação e evolução de bacias sedimentares, um tópico importante em sedimentologia, é explicado em Allen e Allen (2005, *Basin Analysis*).

A presença universal de estratificação em rochas sedimentares faz delas candidatas para desenvolver condições de riscos geológicos. Literatura lidando com riscos geológicos associados à falta de estabilidade em encostas, é citada, neste texto, no fim dos capítulos 1, 4, 6 e 7. As instabilidades podem se estabelecer não apenas por controle estrutural, mas também pela presença de material desestabilizador (como argilominerais), o que pode levar a implantar medidas preventivas ou corretivas, como discutido em Bromhead (1992, *The Stability of Slopes*), em Lopes (2017, *Encostas - Evolução, Equilíbrio e Condições de Ocupação*) e outros textos (ver literatura sobre movimentos de massa no Capítulo 7).

As rochas sedimentares constituem importantes elementos utilizados em construção civil (ver Capítulo 14). Textos lidando com questões de interesse agrônomo, sobre solos, são apresentados no Capítulo 6.

Sites de interesse para rochas sedimentares

Classificação de rochas sedimentares, Classification based on origin: <<https://en.wikipedia.org/>

[wiki/sedimentary rocks](#)> Excelente texto.

Classificação e natureza das rochas sedimentares, SGL Materials of the Earth. Lecture 6. Nature and classification of sedimentary rocks (author: C.M. Nyamai). <[https://profiles.uonbi.ac.ke.cnymai/files/lecture 6.pdf](https://profiles.uonbi.ac.ke.cnymai/files/lecture%206.pdf)>.

Capítulo 9

As Rochas Metamórficas

9.1. INTRODUÇÃO

As rochas metamórficas constituem o terceiro grupo de rochas, o das *rochas transformadas*. Elas se formam em ambientes geológicos instáveis, onde rochas preexistentes são submetidas a condições de pressão e temperatura diferentes das originais: uma rocha sedimentar pode se deformar e recrystalizar, assim como uma rocha ígnea pode recrystalizar ou ser deformada pela atuação de esforços (**Figura 9.1**)

Estas rochas formam-se sempre pela transformação de *rochas preexistentes*, sujeitas aos agentes geológicos em profundidade, sob influência de *campos de esforços* (pressões dirigidas e confinantes)

tes) e de *temperaturas crescentes* (gradiente geotérmico em torno de 20 a 30 °C/km).

9.2. AGENTES E TIPOS DE METAMORFISMO

Os agentes físicos geradores de metamorfismo são *temperatura* (T), *pressão litostática* ou *confinante* (P_{conf}) e *pressão dirigida* ou *deformante* (P_{dirig}). A pressão litostática compacta o material geológico, com atuação similar a da pressão hidrostática que comprime os seres vivos (e os submarinos) nos oceanos, a pressão dirigida cria um campo vetorial, com pressões maiores orientadas numa determinada direção e menores nas outras.

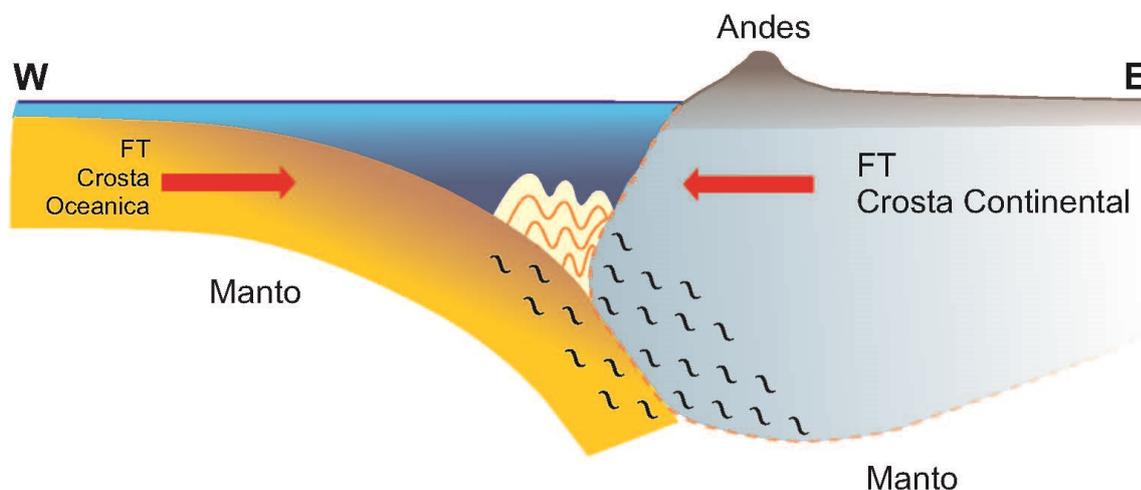


Figura 9.1. Perfil simplificado da Cordilheira dos Andes, uma zona de subducção, mostrando a ação das forças tectônicas (FT) na geração de rochas metamórficas, escala aproximada. A espessura da crosta oceânica é da ordem de 7 km e a da crosta continental em torno de 40 km. O gradiente geotérmico nestas regiões é de 25-30 °C/km, o que possibilita temperaturas superiores a 900 °C, quando se dá a fusão das rochas. Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

Estes agentes conduzem a:

- recristalização de minerais presentes (quartzo, calcita e outros);
- desaparecimento de minerais instáveis nas novas condições de P e T (*e.g.*, argilominerais);
- surgimento de fases novas por reações metamórficas favorecidas por incrementos de P e T (como micas, granadas e cloritas);
- criação de novas texturas (*e.g.*, textura clástica, com grãos arredondados, de um arenito passando para uma textura *blástica*, ou de recristalização), frequentemente também orientada (pela atuação de pressão dirigida) (**Figura 9.2**).

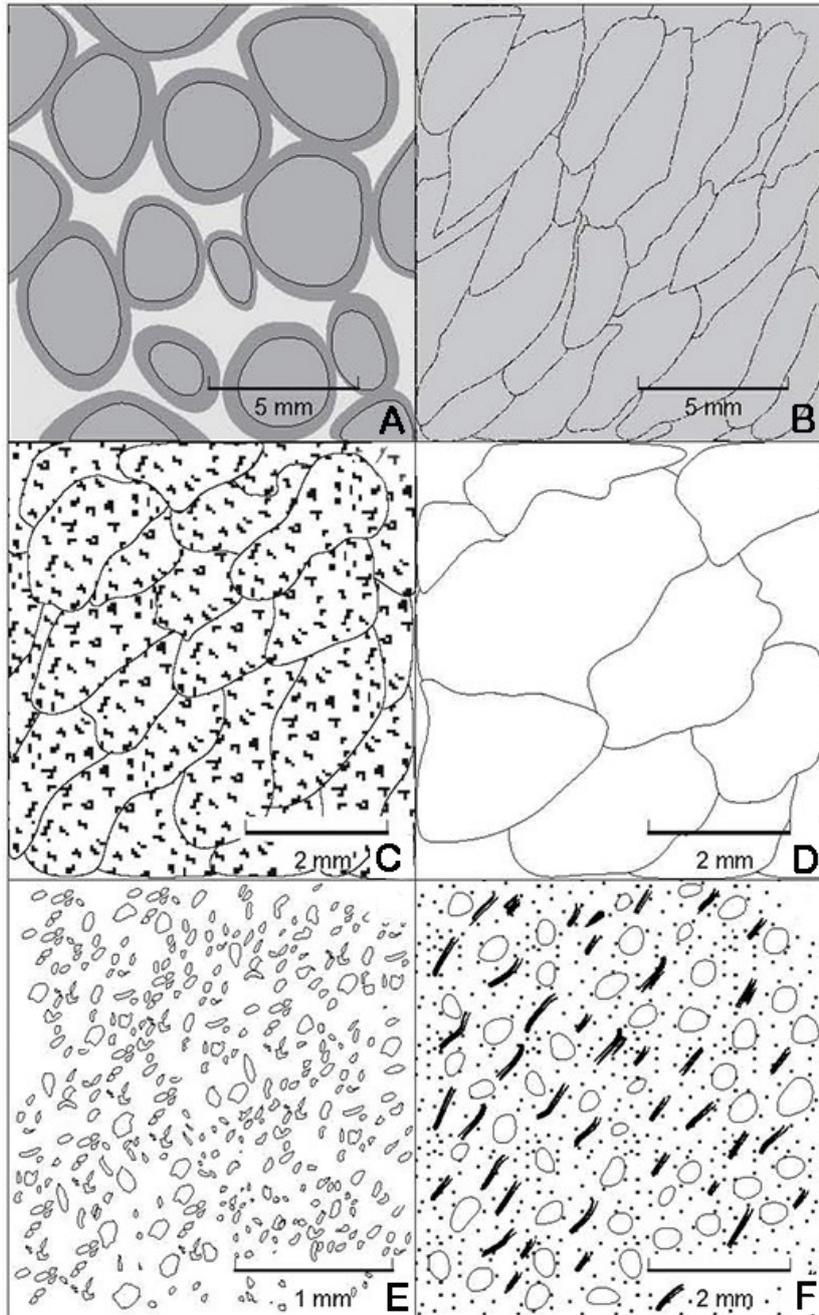


Figura 9.2. Comparação entre texturas de rochas sedimentares e metamórficas equivalentes (esquemático). **A.** Arenito com grãos arredondados e cimento silicoso. **B.** Quartzito, produto de recristalização do arenito. **C.** Calcário com matéria orgânica (com sinais de recristalização diagenética). **D.** Mármore formado por recristalização do calcário (matéria orgânica ausente). **E.** Siltito mostrando grãos maiores de quartzo em matriz de argila. **F.** Ardósia formada por recristalização de siltito com orientação de minerais micáceos e cloríticos.

Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

Os geólogos identificam vários tipos de metamorfismo, conforme os diferentes ambientes geológicos. Os mais comumente mencionados são os seguintes:

- metamorfismo regional*, ou *dínamo-termal*, causado por perturbações geológicas em grande escala e que cobrem grandes extensões (como a que aparece retratada na **Figura 9.1**);
- metamorfismo de contato*, ou *térmico*, nas bordas de intrusões ígneas (**Figura 9.3**);

- metamorfismo dinâmico*, por atuação predominante de esforços deformantes (**Figura 9.4**);
- metamorfismo hidrotermal*, por ação de fluidos quentes (H_2O), frequentemente mobilizados pela invasão de corpos magmáticos;
- metamorfismo de carga*, gerado pela atuação do gradiente geológico (maiores T e P_{conf} a profundidades maiores).

No caso do *metamorfismo regional*, são as variações significativas, em termos de

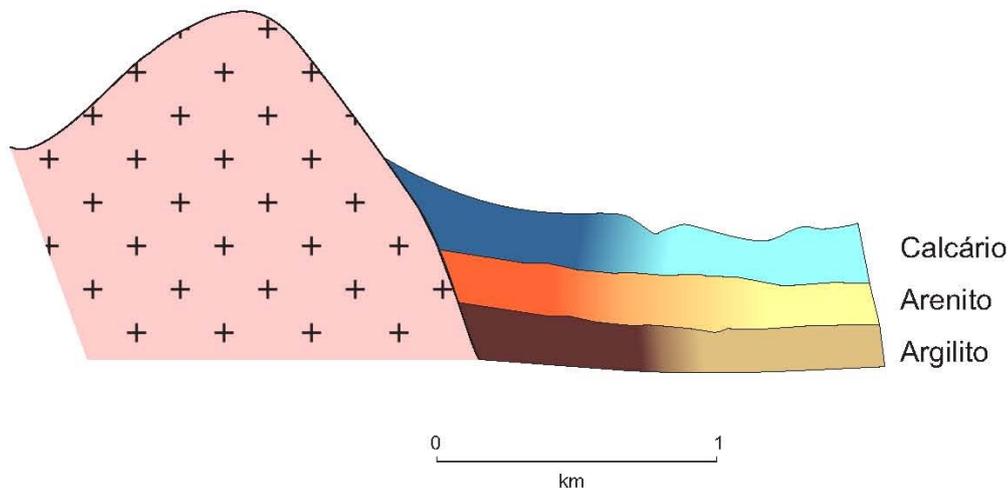


Figura 9.3. Metamorfismo de contato ou térmico, gerado em profundidade, situado em volta de uma intrusão granítica (esquemático), mostrando a formação de mármore, quartzito e ardósia por recristalização térmica de calcário, arenito e argilito, respectivamente. Há uma diminuição gradacional no metamorfismo a partir da intrusão granítica, conforme ilustrado nas tonalidades mais fortes em contato com a intrusão. Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

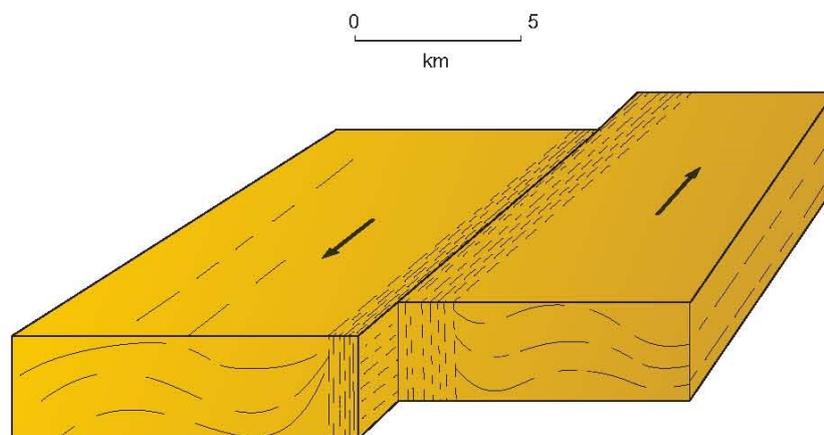


Figura 9.4. Metamorfismo de falhas ou dinâmico gerado pela atuação de forças tectônicas. As rochas adjacentes à falha mostram deformação e recristalização. Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

T, P_{dirig} e P_{conf} em áreas geológicas muito grandes, as que controlam o gradiente metamórfico e a aparição das rochas correspondentes.

O agente controlador do *metamorfismo de contato* é a temperatura, brusca e aumentada pela presença da invasão magmática: como exemplo, a T da rocha encaixante pode ser da ordem de 600 °C (em torno de 20 km de profundidade), na qual pode-se instalar um magma basáltico (T em torno de 1.200 °C) que deve se resfriar nesse local.

No caso do *metamorfismo dinâmico (falhas)*, a movimentação de grandes blocos crustais, criando falhas por vezes de grandes extensões (centenas de km), gera atritos nas superfícies de contato, com pouca ou nenhuma variação de temperatura: a P_{dirig} claramente, deverá deformar e/ou “moer” os materiais geológicos presentes nas zonas de falhas (frequentemente, com recristalização posterior).

9.3. ESTRUTURAS E TEXTURAS

As rochas metamórficas mostram estruturas peculiares (**Figura 9.5**). Entre elas, contam-se principalmente as estruturas orientadas, formadas por recristalização (ou *blastese*):

- *foliação* ou *xistosidade*, indicativa do controle de pressões dirigidas durante a recristalização, com orientação de minerais laminares;
- *bandamento*, com a rocha mostrando bandas de diversas composições minerais, como no *gnáissico* (bandas claras quartzo-feldspáticas intercaladas com outras escuras, com biotita e/ou anfibólio).

Também existem estruturas em rochas geradas por destruição e moagem (*cataclase*), indicadas a seguir:

- *estrutura cataclástica*, mostrando grãos quebrados, de tamanhos muito variados, com pouca ou nenhuma orientação;
- *estrutura milonítica*, também com grãos

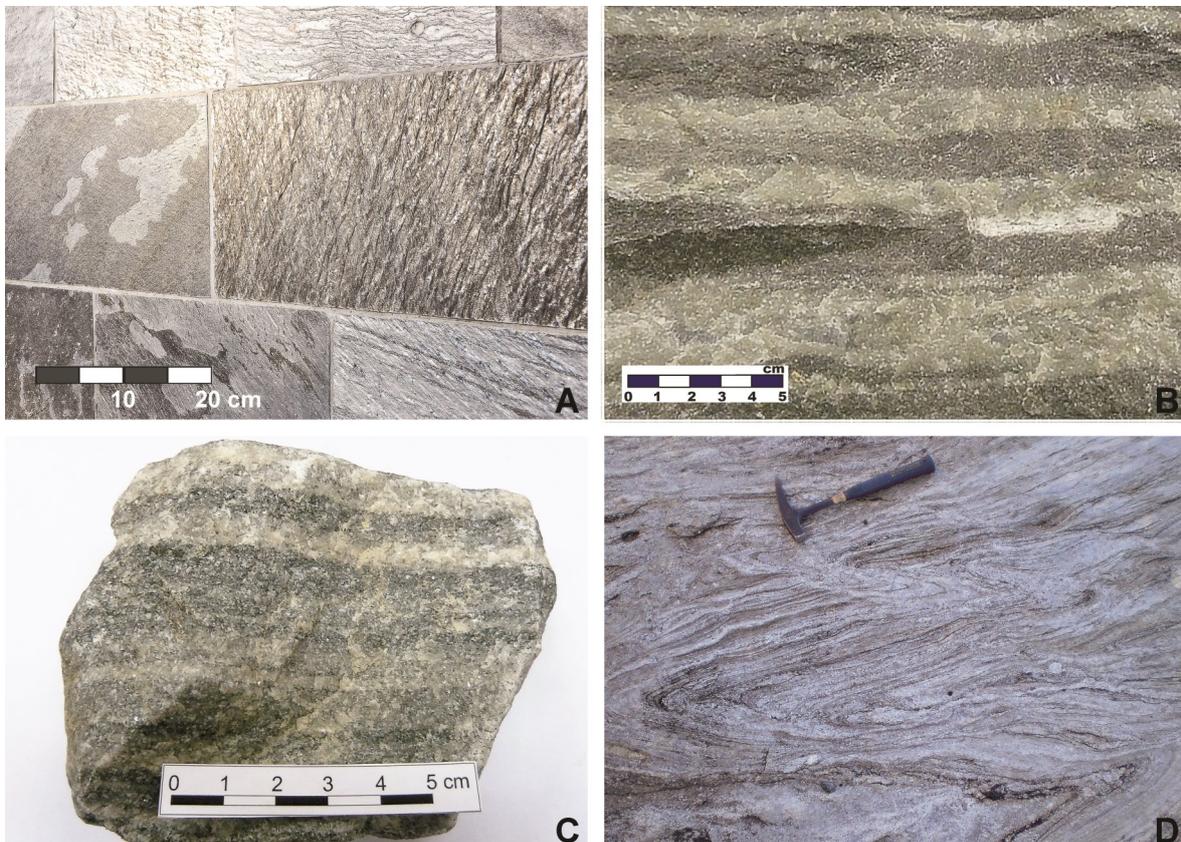


Figura 9.5. Estruturas metamórficas. **A.** Foliação em filito, mostrado em revestimento de parede. **B.** Bandamento reliquiar em rocha calciossilicática (rocha sedimentar estratificada recristalizada). **C.** Estrutura gnáissica (bandas claras quartzo-feldspáticas alternadas com bandas com biotita). **D.** Estrutura gnáissica dobrada.

Fotos A a C: Lauro K. Dehira, D: Luciane Kuzmickas.

quebrados em dimensões variadas, mas com forte orientação (em parte, com sinais de recristalização dos fragmentos moídos, **Figura 9.6**).

Frequentemente, aparecem também *estruturas reliquias*, preservadas das rochas originais, tais como a estratificação em rochas sedimentares, as vesículas em rochas vulcânicas, e os fenocristais presentes em rochas graníticas. Elas são encontradas em especial em rochas com baixo grau de metamorfismo.

As *texturas de rochas metamórficas* são também características. O fenômeno da recristalização gera texturas de crescimento (*blásticas*), similares às que são formadas durante a preparação, numa usina, de aços especiais, seja sem orientação (*maciças*), seja *orientadas* (ver **Figura 9.2**). Podem também aparecer, como no caso das rochas ígneas, cristais mais avantajados ou *porfiroblastos*, destacando-se da matriz (textura *porfiroblástica*, similar à textura porfirítica das rochas ígneas). No detalhe, as texturas por destruição mostram alinhamento, ou não, dos grãos nas rochas (textura ora

cataclástica, sem orientação, ora milonítica, orientada).

9.4. MINERAIS

Os minerais *formadores* de rochas metamórficas podem ser divididos, como no caso das rochas ígneas, em *claros* e *escuros*.

Entre os claros, destacam-se o quartzo, os feldspatos (alcalinos e cálcio-sódicos ou plagioclásios), a muscovita (ou mica clara), e os carbonatos. Entre os escuros, são importantes os piroxênios, os anfibólios (mais comuns nas metamórficas que nas rochas ígneas) e a biotita (ou mica escura); a olivina (constituente de rochas ígneas como basaltos e gabros) é mineral relativamente raro em rochas metamórficas.

A este grupo de minerais, também presentes em rochas ígneas e sedimentares, adiciona-se o grupo dos típicos *minerais metamórficos* (talco, serpentinas, cloritas, granadas e outros). A **Tabela 9.1** enumera estes minerais, juntamente com alguns *minerais acessórios*, que aparecem em proporções menores (ver também **Figura 9.7**).

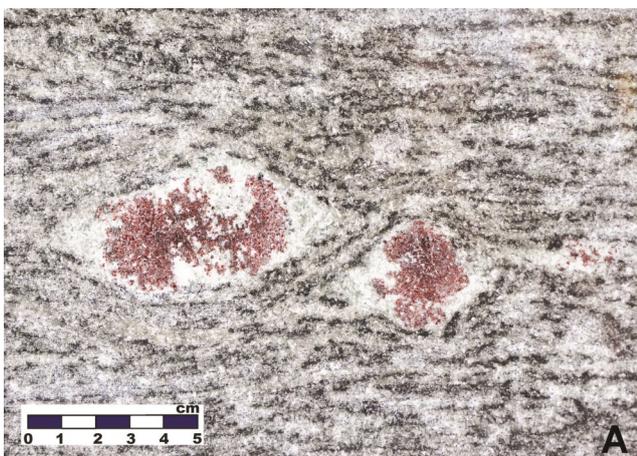


Figura 9.6. Estruturas miloníticas. **A.** Gnaiss milonítico com biotita e granada. **B.** Gnaiss milonítico com porfiroclastos de feldspato (granito porfirítico recristalizado). Fotos: Lauro K. Dehira.

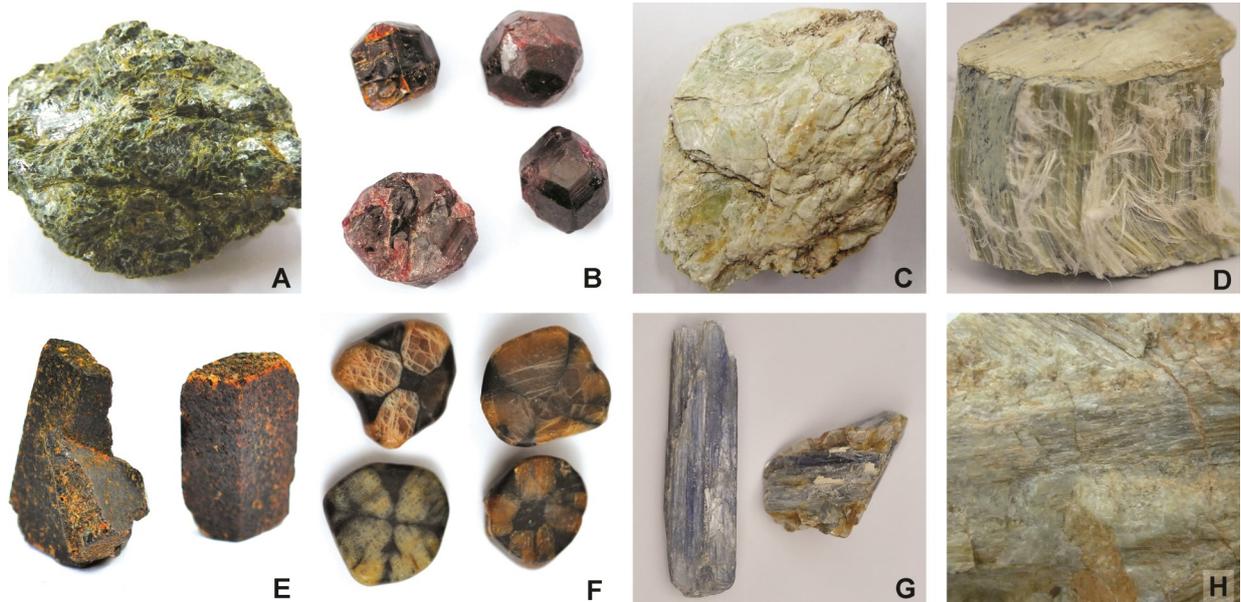


Figura 9.7. Minerais metamórficos. **A.** Clorita em clorita xisto. **B.** Granadas. **C.** Talco em talco xisto. **D.** Serpentina fibrosa em serpentinito. **E.** Estaurolita. **F.** Seções basais de andaluzita mostrando inclusões carbonosas em formato cruciforme típico. **G.** Cianita. **H.** Sillimanita fibrosa-prismática. Fotos: Lauro K. Dehira, coleção didática do IGC-USP.

Minerais metamórficos típicos

Os típicos *minerais metamórficos* são raros, ou inexistentes, nas rochas ígneas, e podem aparecer nas rochas sedimentares por influência dos agentes do intemperismo, que os liberam das rochas metamórficas e os transportam como grãos detríticos. Assim, minerais como granadas, turmalinas e cianita podem ser encontrados, como grãos dispersos em vários tipos de arenitos e siltitos, testemunhas de resíduos não destruídos pelo intemperismo: constituem o grupo dos minerais mais resistentes aos agentes externos, ou *resistatos*, que os geólogos estudam, em particular, para identificar as rochas-fonte da qual são originários esses minerais. Entre os resistatos (minerais resistentes ao intemperismo), contam-se também o zircão e a ilmenita (minerais acessórios tanto em rochas ígneas como metamórficas).

Tabela 9.1. Minerais formadores de rochas metamórficas.

<i>Minerais claros predominantes</i>			
Mineral	Composição	Características	Observações*
Feldspatos cálcio-sódicos ou plagioclásios	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (solução sólida entre albita, com Na, e anortita, com Ca)	Cores claras (até cinza), clivagem boa, dureza alta	Constituintes de muitas rochas ígneas e metamórficas; em xistos, gnaisses, anfibolitos, etc.
Feldspatos alcalinos	$(\text{K,Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ (solução sólida entre ortoclásio, com K, e albita, com Na)	Cor clara (avermelhado, cinza), clivagem boa, dureza alta	Constituintes de muitas rochas ígneas e metamórficas; em xistos e gnaisses
Quartzo	SiO_2	Dureza alta, sem clivagem, brilho típico	Constituinte de muitas rochas ígneas e metamórficas; em xistos, gnaisses, quartzitos, etc.
Muscovita	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	Clivagem perfeita, mica clara, cor prata a cinza, dureza baixa	Em gnaisses, xistos, filitos; também em rochas ígneas.
Calcita	CaCO_3	Cores claras; clivagem perfeita, três direções; dureza baixa; ataque ácido	Em mármore, estruturas em geral maciças, metamorfismo de rochas carbonáticas
Dolomita	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Cores claras; clivagem perfeita, três direções; dureza baixa; mais resistente ao ataque ácido	Em mármore, estruturas em geral maciças, metamorfismo de rochas carbonáticas
<i>Minerais escuros predominantes</i>			
Piroxênios	$\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6 - (\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$	Com 2 clivagens, preto-esverdeado, dureza alta	Em granulitos, indica alto grau metamórfico
Anfibólios	$(\text{Ca,Na})_{2-3}(\text{Mg,Fe,Al})_5 [(\text{Al,Si})_8\text{O}_{22}] \cdot (\text{OH})_2$	Com 2 clivagens, preto-esverdeado, dureza alta	Anfibolitos, em rochas metamórficas, mais abundante que piroxênios
Biotita	$\text{K}(\text{Mg,Fe})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	Clivagem perfeita, mica escura (preta, marrom, etc.), dureza baixa	Em xistos, gnaisses, também em rochas ígneas

continua

Tabela 9.1 (cont.). Minerais formadores de rochas metamórficas.

<i>Minerais tipicamente metamórficos</i>			
Talco	$Mg_3(Si_4O_{10}) \cdot (OH)_2$	Lâminas, clivagem perfeita, dureza muito baixa, cinza-esverdeado	Em rochas metamórficas magnesianas de baixo grau
Serpentinas	$Mg_6(Si_4O_{10}) \cdot (OH)_8$	Esverdeado claro, hábito fibroso a laminar	Metamorfismo de baixo grau de rochas magnesianas
Cloritas	$(Mg,Fe,Al)_{0.5-1} [(Si,Al)_4O_{10}] \cdot (OH)_8$	Lâminas, clivagem proeminente, cores esverdeadas, dureza baixa	Em ardósias, xistos e anfibolitos de baixo grau
Granadas	$A_3B_2Si_3Al_{12}$; A: Mg, Fe ²⁺ , Mn, Ca; B: Fe ³⁺ , Al, Cr	Sem clivagem, hábito equidimensional, dureza alta, cores marrons, avermelhadas, etc.	Em xistos, gnaisses, granulitos, etc., composição muito variada segundo o grau metamórfico
Epidotos	$Ca_2(Al,Fe)Al_2O(SiO_4) \cdot (Si_2O_7)(OH)$	Cor verde pistache, dureza alta	Em rochas metamórficas de grau baixo, alteração de plagioclásio cálcico
Estauroлита	$Fe_2Al_9O_6(SiO_4)_4(O,OH)_2$	Sem clivagem, dureza alta, cor marrom escura, hábito prismático	Em metapelitos (com Al), grau metamórfico intermediário
Cianita	Al_2SiO_5	Clivagem marcada, hábito plaçoide, cor azul típica. Um dos três Al-silicatos (ver também sillimanita e andaluzita)	Em gnaisses e xistos ricos em Al, indicador de metamorfismo de alta pressão
Sillimanita	Al_2SiO_5	Fibroso a prismático, esbranquiçado. Um dos três Al-silicatos	Em gnaisses e xistos ricos em Al, metamorfismo de alto grau
Andaluzita	Al_2SiO_5	Tabular, com inclusões, esbranquiçado. Um dos três Al-silicatos	Em xistos ricos em Al, indicador de metamorfismo de baixo grau
Cordierita	$(Mg,Fe)_2Al_4Si_5O_{18} \cdot nH_2O$	Hábito equidimensional, cores azuladas a esbranquiçadas	Em xistos e gnaisses ricos em Al, metamorfismo de grau médio
Wollastonita	$CaSiO_3$	Hábito prismático, cor clara	Em rochas com Ca (mármore, etc.). Indicador de alta T de metamorfismo
<i>Minerais acessórios</i>			
Magnetita	$FeO \cdot Fe_2O_3$	Equidimensional, opaco, magnético, cinza ferro	Acessórios são, em geral, de difícil observação, pelo tamanho menor dos grãos
Ilmenita	$FeO \cdot TiO_2$	Prismático, opaco, cor escura	
Pirita	Fe_2S	Brilho metálico, amarelo latão, opaco	
Apatita	$Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$	Hábito prismático, cor clara	
Zircão	$ZrSiO_4$	Hábito prismático	
Turmalina	$(Na,Ca)(Li,Mg,Al) \cdot (Al,Fe,Mn)_6(BO_3)_3 \cdot (Si_6O_{18})(OH)_4$	Sem clivagem, hábito prismático, cores escuras (pretas, etc.), dureza alta	
Rutilo	TiO_2	Hábito prismático, marrom avermelhado	

Mineralogia e metamorfismo progressivo

Os minerais cristalizam em rochas metamórficas em função das duas feições identificadas abaixo:

A) a composição da rocha original, que naturalmente controla a química do processo:

- A1) Carbonatos são encontrados em mármore, rochas carbonáticas sedimentares recristalizadas: os calcários devem recristalizar como mármore calcítico, os dolomitos como mármore dolomítico.
- A2) Quartzo como mineral único ou predominante é encontrado em quartzitos derivados por recristalização de arenitos muito ricos em quartzo.
- A3) Basaltos recristalizados formarão anfibolitos metamórficos, com plagioclásios e anfibólios como minerais novos (e não os plagioclásios e piroxênios originais).
- A4) As rochas pelíticas (siltitos, folhelhos, argilitos) vão recristalizar gerando vários minerais metamórficos. Como são rochas quimicamente mais variadas que outros tipos de rochas (com Al, Ca, Mg, Fe, Na e K, além de Si), deve esperar-se que elas recristalizem mostrando quartzo e/ou feldspatos e/ou micas e/ou cloritas e/ou outros minerais metamórficos específicos, como granadas, cordierita e os Al-silicatos (cianita, sillimanita, andaluzita), cuja cristalização depende da presença de teores significativos de Al na rocha original.

B) O controle dos fatores metamórficos (T, P confinante, P dirigida). A temperatura, em especial, controlará a aparição dos minerais em função de seus campos de estabilidade:

- B1) Uma rocha pelítica recristalará, sob baixa temperatura, com possível aparição de andaluzita, o Al-silicato estável sob essas condições. Sillimanita será encontrada na mesma rocha recristalizada sob condições de temperaturas mais altas. Aumento significativo de pressão, na mesma rocha, pode viabilizar a cristalização de cianita, o terceiro polimorfo, indicativo de condições de alta P, mas T relativamente menor (**Figura 9.8**).
- B2) A baixas T, uma rocha basáltica recristalará como xisto verde com albita (plagioclásio sódico), epidoto (uma fase com Ca), e anfibólios de baixa T; com mais metamorfismo, essa rocha passará para uma rocha com plagioclásio cálcico e anfibólios de T maiores (albita e epidoto vão reagir formando plagioclásio mais cálcico) e formará um anfibolito. Aumentos extremos de T podem fazer que esse anfibolito seja convertido em granulito, com a associação plagioclásio cálcico mais piroxênio metamórfico, portanto com uma mineralogia que é parecida a do basalto original.
- B3) Rochas pelíticas formam ardósias, filitos e xistos de baixo grau sob condições iniciais do metamorfismo: aparecerão minerais como quartzo, feldspatos (entre eles, albita), epidoto, muscovita e cloritas. Com os incrementos do metamorfismo, albita, epidoto, e cloritas começam a desaparecer, formando novos minerais, como plagioclásios cálcicos e biotita, com recristalização simultânea de muscovita (quando presente).

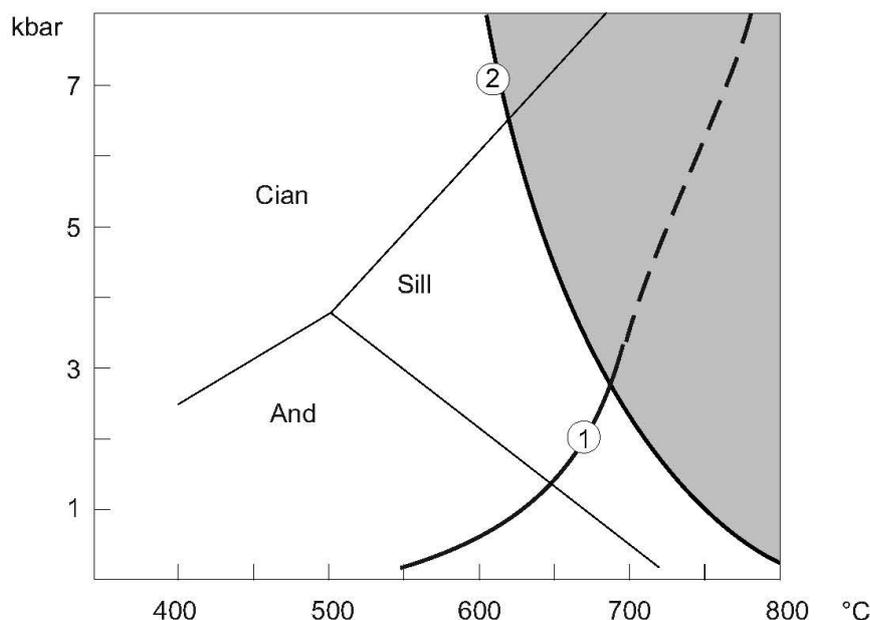


Figura 9.8. Diagrama esquemático de estabilidade dos aluminossilicatos (Cian - cianita, Sill - sillimanita, And - andaluzita, polimorfos de Al_2SiO_5). Curva 1 mostra a decomposição de muscovita (estável à esquerda da curva) em feldspato potássico, andaluzita ou sillimanita e H_2O . Curva 2 marca o início de fusão de uma rocha quartzofeldspática com micas na presença de H_2O (líquido magmático na zona cinza).

9.5. CLASSIFICAÇÃO

As rochas metamórficas derivam de rochas preexistentes: ora ígneas, ora sedimentares, ora metamórficas previamente recristalizadas. Por este motivo, a classificação destas rochas, por demais complexas, deve ser simplificada, observando-se principalmente alguns parâmetros fundamentais:

- a granulação da rocha: finíssima (<< 1 mm), fina (~ 1 mm), média (1-5 mm), grossa (> 5 mm);

- a estrutura da rocha: orientada, ou sem orientação (maciça);

- a mineralogia, identificadora da composição química da rocha, e do tipo de rocha original; este parâmetro pode ser importante para identificar determinadas rochas extremas (por ex., os granulitos, caracterizados pela presença de minerais anidros).

A classificação proposta, simplificada, baseia-se principalmente em apenas três parâmetros: granulação, mineral diagnóstico (ou minerais diagnósticos) e estrutura. Aparece lançada na **Tabela 9.2** e nas **Figuras 9.9** e **9.10**.

Tabela 9.2. Classificação expedita de rochas metamórficas.

Cor da rocha	Granulação	Mineral(ais) diagnóstico(s)	Estrutura metamórfica	Estrutura reliquiar*	Minerais adicionais	Nome da rocha
Esverdeada	Finíssima	Não visíveis	Xistossidade muito regular	Sim, estratificação	Não visíveis: clorita, qtz	Ardósia
Geralmente escura	Finíssima a fina	Geralmente não visíveis	Maciça	Às vezes presente	Qtz, feld, min. met.	Hornfels
Cor prata, acinzentada	Fina a finíssima	Muscovita (fina)	Xistossidade muito regular	Não	Qtz, feld	Filito
Cor prata a cinza	Fina a média	Micas	Xistossidade regular a irregular	Não	Qtz, feld, min. metam.	Mica xisto
Cores claras	Média a grossa	Micas, feldspatos	Gnáissica variada	Não	Qtz, min. metam.	Gnaisse
Esverdeada	Fina a média	Talco	Xistosa irregular	Não	Cloritas, etc.	Talco xisto
Esverdeada	Finíssima a média	Serpentina	Maciça, com veios	Não	Talco, etc.	Serpentinito
Cores claras	Fina a média	Quartzo	Geralmente maciça	Não		Quartzito
Cores claras	Fina a média-grossa	Carbonatos	Maciça a orientada	Não		Mármore
Cores variadas	Fina a média-grossa	Ausência de micas	Maciça a orientada	Não	Qtz, feld, min. met. anidros	Granulito
Verde - acinzentada	Fina a média-grossa	Anfibólio	Maciça a orientada	Sim, por vezes amígdalas	Qtz, feld	Anfibolito
Cores claras	Finíssima a fina	Não visíveis	Orientada por deformação extrema	Não	Qtz, feld, micas	Milonito
Cores claras	Fina a grossa	Feld, qtz, etc.	Cataclástica	Sim, porfírica, etc.	Minerais de granulitos	Cataclasito

Observação: qtz - quartzo, feld - feldspatos, min. met. - minerais metamórficos (ver também considerações sobre rochas metamórficas no Capítulo 4). * Em amostra de mão.

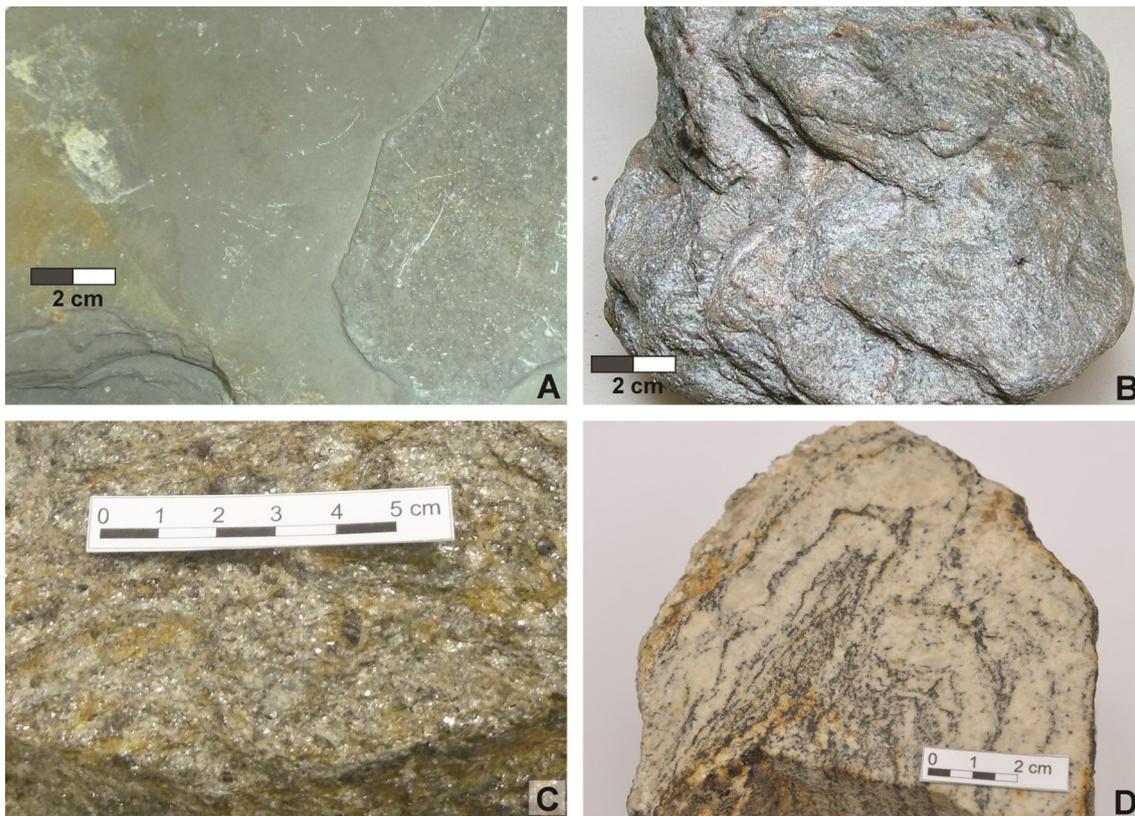


Figura 9.9. A. Ardósia (granulação muito fina). B. Filito (granulação fina). C. Granada-mica xisto (granulação fina a média). D. Gnaiss dobrado (predomínio de bandas claras). Fotos: Lauro K. Dehira, coleção didática do IGc-USP.



Figura 9.10. A. Quartzito foliado devido à presença de mica (pedra mineira). B. Mármore maciço. C. Serpentinito com porções fibrosas e maciças. D. Anfibolito. Fotos: Lauro K. Dehira, coleção didática do IGc-USP.

A **Figura 9.11** mostra o campo de rochas metamórficas dividido em fácies, que identificam com nomes apropriados (fácies: zeólita, xisto verde, anfíbolito,

etc.) as condições metamórficas, em termos de P e T, identificadas pela aparição de um conjunto de minerais metamórficos diagnósticos.

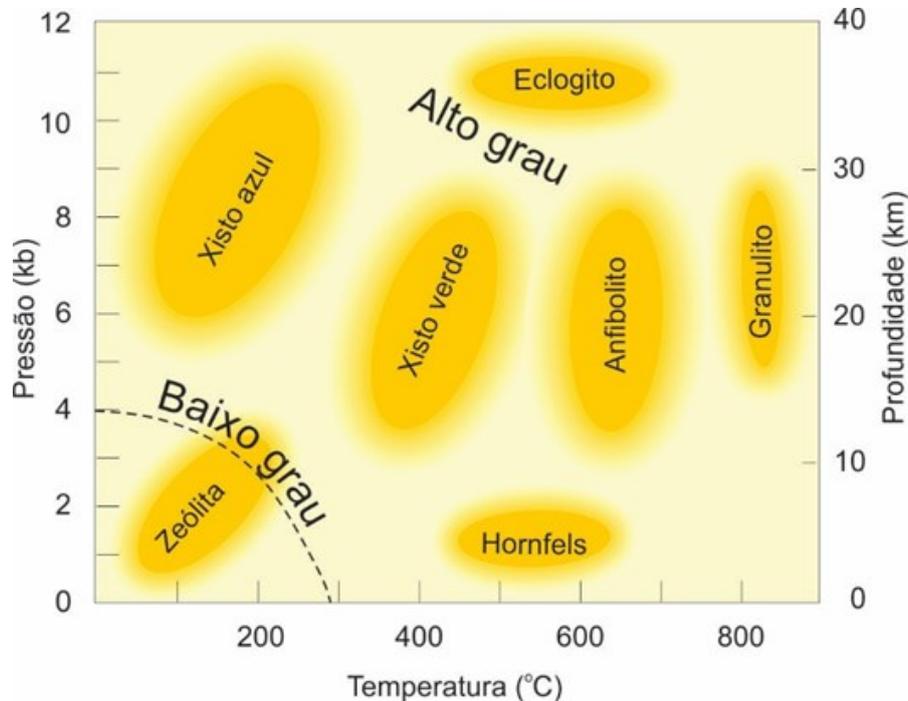


Figura 9.11. Campos de estabilidade das fácies metamórficas. Os limites indicados são aproximados (ver Verhoogen *et al.*, 1970). O campo de estabilidade da fácies granulito sobrepõe-se ao campo de fusão inicial das rochas quartzo-feldspáticas (ver também **Figura 9.8**). Eclogito é rocha de alto grau, constituída por granada e piroxênio sódico (onfacita).
Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

Metamorfismo de grau baixo, médio ou alto: minerais identificadores

O campo das rochas metamórficas pode ser representado em um diagrama mostrando pressões e temperaturas (ver **Figura 9.11**), identificando os campos de metamorfismo de *baixo grau* (incipiente, com pequena recristalização e pouca formação de minerais novos), do *grau médio* e do *alto grau* (este com formação de rochas metamórficas extremas).

O campo das rochas metamórficas de *grau baixo* é contíguo ao campo que controla a litificação e a diagênese de rochas sedimentares, de pressões baixas e temperaturas até 150-200 °C. Para os *graus mais altos* passa-se, rapidamente, para o campo da geração de fusões (ou magmas).

Um dos melhores indicadores do *grau metamórfico* (e, portanto, das condições de T e P existentes naquela época afetando a rocha metamórfica) pode ser detectado com o estudo da associação de minerais presentes na rocha. Deve-se, neste caso, cuidar de identificar claramente o protólito (rocha original) para identificar um universo químico específico. As categorias mais importantes que existem nesse sentido são apenas as seguintes:

- as rochas carbonáticas sedimentares, que serão mármore,
- as rochas ricas em quartzo (em especial, arenitos), convertidas em quartzitos,
- as rochas basálticas (e gabros), convertidas em anfíbolitos,
- as rochas ricas em minerais máficos (rochas ígneas magnesianas), gerando talco xistos e serpentinitos,
- em especial, os arenitos "impuros" e as rochas pelíticas (folhelhos, siltitos, argilitos) que passam para ardósias, filitos, xistos, gnaisses, hornfels (estes no caso do metamorfismo de contato) e que mostram o maior potencial de apresentar vários minerais metamórficos, em sequências que podem ser facilmente estudadas e identificadas.

9.6. OCORRÊNCIAS

As rochas metamórficas estão em geral deformadas, formando parte de novas estruturas (*e.g.*, blocos de falha, dobras) e devem ser mapeadas, portanto, considerando não apenas a petrografia (ou seja, presença ou ausência de xistos, gnais, etc.), como também a identificação das estruturas.

9.7. DISTRIBUIÇÃO NA CROSTA TERRESTRE

As rochas metamórficas afloram nas regiões do chamado embasamento cristalino: *embasamento* por servir como substrato de detritos sedimentares, e *cristalino* por estar constituído por rochas cristalinas, ígneas ou metamórficas, com texturas e estruturas muito diferentes das observadas em rochas sedimentares.

As regiões do embasamento são em geral antigas, que passaram por uma ou várias etapas de deformação e recristalização: são muito mais estáveis que as que são encontradas nos chamados *cinturões móveis* (Andes, Himalaias, Montanhas Rochosas, etc.), submetidos ainda hoje a processos de deformação, em andamento, juntamente com evidências de geração de magmas (portanto, presença de rochas intrusivas e, em parte, de vulcões) e desequilíbrios mecânicos de magnitude crustal (portanto, a explicação para a frequente incidência de terremotos).

Várias das faixas de rochas metamórficas aflorantes no estado de São Paulo, com uma orientação estrutural geral de sentido NE (compartilhada por estruturas de deformação, foliações, e formas de muitas das intrusões ígneas), já faziam parte, 500 Ma atrás, de cinturões móveis, hoje em estado de tranquilidade por dissipação da energia tectônica operante naquelas épocas.

No Brasil, as rochas metamórficas (juntamente com muitas rochas ígneas, em especial graníticas) são observadas formando vastos núcleos estáveis, em parte classificados como *escudos* ou *crátons*, entre os quais se posicionam regiões submetidas à subsidência

(rebaixamento crustal) que constituem as bacias sedimentares.

9.8. UTILIZAÇÃO E JAZIDAS ASSOCIADAS

Construção civil. As rochas metamórficas são utilizadas em parte como matéria-prima na construção civil, principalmente na forma de *pedra dimensionada* (**Figura 9.12A**), rocha preparada e beneficiada para servir como laje, cobertura ou revestimento. Nesta categoria estão os mármore, facilmente cortados para formar revestimento e tampos de mesas, a pedra mineira, um quartzito fortemente foliado devido à presença de muscovita orientada, e a ardósia, utilizada em muitas construções como revestimento de pisos e coberturas. O talco é extraído de depósitos de origem metamórfica, assim como a crisotila (uma serpentina fibrosa encontrada em serpentinitos). Este mineral, junto com anfibólio fibroso (também presente em rochas metamórficas) já foi muito utilizado na fabricação de chapas e revestimentos isolantes de asbestos (hoje proibidos na maioria dos países, por serem as fibras desses minerais causadoras de doenças pulmonares), **Figura 9.12B**. Naturalmente, mármore, e calcários (**Figura 9.12C**), são, em parte, matéria-prima indispensável para fabricação de cal e do cimento Portland.

Substratos para obras de pequeno e grande porte. Rochas metamórficas mostram em geral planos potenciais de debilidade (foliação, bandamento). Por este motivo, o substrato de obras fincadas em rochas metamórficas deve ser cuidadosamente estudado, identificando devidamente os problemas durante a etapa da construção.

Utilização na agricultura e cerâmica. Rochas metamórficas de granulação fina são, em geral, portadoras de minerais placoides (filossilicatos, tais como cloritas, muscovita, e outros) que por alteração intempérica podem passar, facilmente, para argilominerais. Por este motivo, regiões com rochas metamórficas finas (ardósias, filitos), em grau mais ou menos avançado de alteração, são re-

queridas para exploração, fornecendo matéria-prima para preparação de argamassa (rebocos, etc.), como acontece nas vizinhanças da cidade de São Paulo. Mármore tanto calcíticos como dolomíticos são também moídos e utilizados para controle da acidez de solos (por ex., no Cerrado).

Jazidas instaladas em rochas metamórficas. As rochas metamórficas são hospedeiras de variados tipos de jazidas. Os *BIF* (*banded iron formations*), ou formações ferríferas bandadas (**Figura 9.12D**), são rochas com bandas de hematita intercaladas com bandas de quartzo, derivadas por recristalização de formações vulcanogênicas, em particular de épocas pretéritas (Neo a Paleoproterozoico, 500 a 2.500 Ma atrás).

Constituem as fontes mais importantes para extração de minério de Fe do mundo, sendo que a mina de Carajás, no Pará, operada pela Vale, é a maior jazida desse tipo já encontrada. Jazidas importantes de Mn são encontradas em depósitos similares, as formações bandadas de Mn, também do Proterozoico (*e.g.*, Urucum, Mato Grosso do Sul). As maiores jazidas de Au do mundo formaram-se em vastos depósitos transformados de rochas vulcânicas e vulcanogênicas, em ambientes oceânicos antigos (em geral, do Arqueano, mais de 2,5 Ga atrás), os chamados cinturões verdes (*greenstone belts*), amplamente distribuídos em áreas cratônicas na África do Sul, Canadá, Brasil, Rússia e Austrália que são, por este motivo, grandes produtores de Au do mundo.

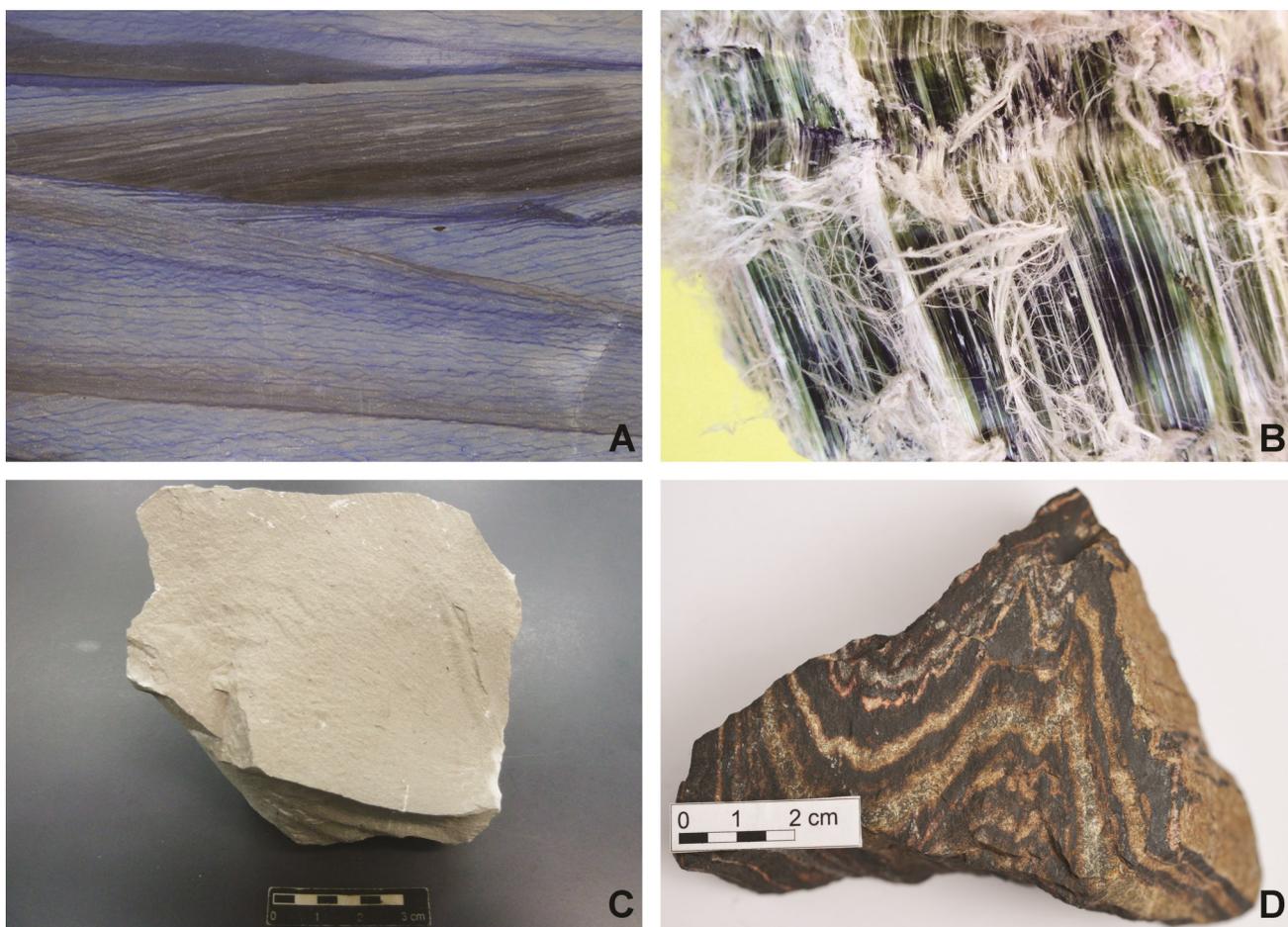


Figura 9.12. **A.** Dumortierita (alumino-borossilicato, mineral metamórfico azul) quartzito, comercialmente conhecido como Azul Macaúbas: exemplo de pedra ornamental. **B.** Serpentina fibrosa: exemplo de asbesto, anteriormente utilizado na fabricação de telhas. **C.** Calcário, matéria-prima para fabricação de cimento Portland e cal. **D.** Formação ferrífera bandada, alternando bandas de hematita e quartzo, é utilizada para a extração de ferro. Fotos: Lauro K. Dehira.

9.9. SUMÁRIO

Os agentes do metamorfismo são a temperatura, a pressão litostática, e a pressão dirigida (quando atuante). A pressão litostática comprime o material, enquanto a dirigida, dominante em uma direção, providencia orientação ao crescimento dos novos minerais. Assim, novas estruturas aparecem por *blastese* (recristalização): *foliação*, *xistosidade* e *bandamento*. Existe ainda a estrutura *cataclástica*, com cristais irregulares quebrados, que pode passar para a *milonítica*, orientada, por recristalização do material cataclasado. São encontradas também *estruturas reliquias* e *porfiroblásticas* com megacristais em matriz mais fina.

O metamorfismo é progressivo, aumentando de intensidade em determinada direção, identificável pela paragênese mineral (as *fácies metamórficas*), estabelecendo-se assim as categorias de *metamorfismo de baixo grau*, *grau médio*, ou *alto grau*.

Os principais tipos são o *regional* ou *dínamo-termal* (controlado por perturbações geológicas regionais); o de *contato* ou *térmico*, recristalizando as rochas encaixantes invadidas por corpos ígneos; de *falhas* ou *dinâmico*, por atuação localizada de esforços. Outros tipos são o *hidrotermal*, alterando a rocha afetada, e o de *carga*, com compactação passiva do material geológico (e aumento de T por ação do gradiente geotérmico).

As rochas metamórficas são classificadas por composição: *mármore* (equivalente metamórfico de calcários e dolomitos); *anfíbolito* (em geral, equivalente dos basaltos); *gnaisse*, rocha quartzo-feldspática derivada de granitos e rochas sedimentares com “polícomponentes”; *quartzito*, constituída por quartzo; *talco xisto* e *serpentinó*, equivalentes de ígneas ultramáficas; *ardósia* e *filito*, foliadas, rochas pelíticas (finas) recristalizadas, a última com muscovita; *mica xisto*, equivalente foliado, com grãos visíveis, de arenitos e alguns pelitos; *granulito*, rocha com minerais anidros de alto grau.

Os minerais são os mesmos encontrados em rochas ígneas. Aparecem, adicionalmente, os carbonatos e os *minerais metamórficos*, estes em geral identificando diferentes graus metamórficos.

As rochas metamórficas são integrantes dos *embasamentos cristalinos*, áreas estáveis (*cratônicas*) nos núcleos dos continentes, e também dos chamados *cinturões móveis*, submetidos a processos de deformação (Alpes, Andes, Himalaias, etc.).

As rochas metamórficas são muito utilizadas na construção civil; os mármore são, também, utilizados na agricultura como corretivos da acidez do solo (corretivo de solo). As BIF (*banded iron formations*), e as equivalentes com Mn, constituem as jazidas mais importantes para obtenção de Fe e Mn. As maiores ocorrências de Au estão relacionadas com rochas antigas, nos *greenstone belts* metamórficos (*cinturões verdes*).

Palavras-chave: Rochas metamórficas ou transformadas. Agentes do metamorfismo, temperatura, pressão litostática, pressão dirigida; xistosidade, foliação, bandamento; estrutura cataclástica, milonítica. Metamorfismo de baixo grau, grau médio, alto grau; fácies metamórficas; metamorfismo regional ou dínamo-termal, de contato ou termal, de falha ou dinâmico; hidrotermal; de carga; blastese, estruturas reliquias, porfiroblásticas. Classificação, ardósia, filito, mica xisto, gnaisse, talco xisto, serpentinó, quartzito, mármore, granulito, anfíbolito. Minerais: félsicos e máficos; minerais metamórficos. Áreas cratônicas, cinturões móveis.

9.10. QUESTIONÁRIO

1. “Rochas metamórficas mostram graduações para rochas sedimentares a temperaturas baixas (menos de 150 a 200 °C); existe, portanto, uma superposição do metamorfismo de baixo grau com o campo da litificação de rochas sedimentares”. É correta a afirmação?
2. Identifique os agentes físicos mais importantes do metamorfismo.
3. O limite superior do metamorfismo

estabelece-se quando uma rocha metamórfica (*e.g.*, um gnaisse, com quartzo, feldspatos e micas) é submetida a T e P elevadas, com início de fusão da rocha. Discuta a afirmação.

4. Que minerais metamórficos são característicos de rochas metamórficas?
5. Os minerais félsicos predominantes em rochas metamórficas são, em geral, os mesmos das ígneas. Ensaie uma explicação.
6. A mineralogia de uma rocha metamórfica permite identificar, com bastante certeza, o protolito. Cite exemplos de que esta afirmação é, frequentemente, correta.
7. É por vezes difícil identificar os protolitos de algumas rochas metamórficas, como gnaisses: podem ter-se derivados de granitos, ou de arenitos impuros. O mesmo vale para alguns anfibolitos: apenas origem basáltica? Quais parâmetros, *mineralógicos* ou *estruturais*, utilizaria para ajudar no reconhecimento do protolito?
8. Rochas metamórficas foliadas são materiais de utilização em construção (ideais para pisos e revestimento). Pode dar alguns exemplos?
9. As foliações em rochas metamórficas constituem zonas de debilidade. A sua presença pode afetar a estabilidade de uma obra?
10. Em determinado tipo de construção (*e.g.*, fundações, garagens subterrâneas, túneis) é fundamental o controlo sobre o fluxo de água subterrânea. Rochas metamórficas (com marcada foliação) podem criar problemas por canalizar fluxos de água?

9.11. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS

As rochas metamórficas são as mais complexas, sujeitas a uma ou várias transfor-

mações, praticamente sempre sob influência de pressões dirigidas (tectônicas): as exceções ocorrem no caso de metamorfismo de carga, e também no metamorfismo hidrotermal.

Uma proposta sobre uma classificação consensual de rochas metamórficas, patrocinada pela IUGS, a *International Union of Geological Sciences* (como realizada anos antes com sucesso para as ígneas), teve acolhida pouco favorável. Ela aparece exposta em Fettes e Desmons (2007, *Metamorphic Rocks*; disponível versão em Português). Existe outra versão, com autoria de Schmidt *et al.*, de 2007, intitulada *How to name a metamorphic rock - Recommendations by the IUGS Subcommission*.

A presença muito frequente de planos de descontinuidade (xistosidade, foliação) faz destas rochas candidatas sérias à geração de riscos ambientais, especialmente em regiões de topografia irregular. O fator que pode incrementar estes perigos é fornecido pelo intemperismo, debilitando ainda mais uma rocha por alteração. Assuntos como este são discutidos em obras como a de Bromhead (1992, *The stability of slopes*), e a de Rahn (*Engineering Geology - An Environmental Approach*, 1996). O enfoque apresentado por Goodman em sua obra *Engineering Geology - Rock in Engineering Construction* (1993) é particularmente útil, por mostrar para cada um dos grupos importantes de rochas quais as propriedades a esperar, e as dificuldades a enfrentar.

Descrições detalhadas de texturas e estruturas metamórficas podem ser encontradas na obra de Moorhouse (1959, *The study of rocks in thin section*) e no texto traduzido de Williams, Turner e Gilbert (1982, 2ª ed., *Petrography*), também nos textos de Shelley (1992), e Yardley (2004), amplamente ilustrados (ver também comentários sobre estas referências no Capítulo 4).



Capítulo 10

Princípios Estratigráficos e Tempo Geológico

10.1. DEFINIÇÕES

Estratigrafia é o ramo da Geologia relacionado com a formação, distribuição e interpretação dos eventos geológicos (no tempo e no espaço) que ficaram registrados nas rochas. A estratigrafia ajuda também a entender a evolução da vida na Terra, estudando a sequência de associações faunísticas (e florísticas) fossilizadas nos registros litológicos.

No início, eram estudadas principalmente as rochas sedimentares, para as quais foram elaborados os chamados *princípios estratigráficos*, logo adaptados também para incluir as rochas ígneas e metamórficas.

Em princípio, os eventos geológicos são determinados em termos de progresso temporal, definindo as idades tanto *relativas* (o que é anterior, ou posterior) como também, em épocas mais recentes, as idades *absolutas* (em anos), por meio de datações aproveitando o decaimento dos elementos radioativos.

10.2. UNIFORMITARISMO E ATUALISMO

Discutindo uma sequência de rochas sedimentares, cabe em primeiro lugar uma pergunta fundamental: estas rochas, no passado, formaram-se da mesma maneira que hoje? Uma moderna areia de praia equivale àquela de uma praia antiga, hoje preservada como rocha? A resposta deve ser afirmativa (ver exemplo na **Figura**

10.1), até porque o método científico deve progredir desta maneira: estudar os fenômenos com uma determinada hipótese de trabalho, realizando eventualmente ajustes na interpretação, quando necessário.

Com isto, cria-se um “princípio” fundamental (válido não apenas para explicar a formação de rochas sedimentares), chamado de *atualismo*: “a observação dos processos presentes explica o que aconteceu no passado”, mesmo que os produtos e a intensidade dos processos geológicos tenham sido um pouco diferentes do que se observa atualmente. Ou, de maneira mais resumida: *O presente é a chave do passado*. Estabelece-se, assim, o *uniformitarismo* dos processos geológicos, ou seja, estes não variaram significativamente no tempo geológico. Hoje, sabe-se que estes processos não são tão uniformes.

10.3. PRINCÍPIOS ESTRATIGRÁFICOS

10.3.1. O estabelecimento dos três princípios estratigráficos fundamentais

A. Quais ensinamentos oferece a observação de rochas sedimentares, como as retratadas na **Figura 10.2**?

Os sedimentos (neste caso, conjuntos de grãos de argila, silte e areia muito fina), depositam-se, quase sempre, de ma-



Figura 10.1. Aplicação do *Princípio do Atualismo*: mostra-se um exemplo de estrutura sedimentar - preservação de marcas de onda em arenito de praia pretérita (A), similar à estrutura mostrada por um exemplo moderno (B).
Foto A: Thomas R. Fairchild, B: Renato F.F. Henriques.

neira *horizontal*, definem um plano equipotencial (não muito diferente do que ocorre quando observada uma superfície líquida num vasilhame), formando-se assim a superfície de *acumulação* ou de *estratificação*, que deve ficar preservada, uma vez consolidado o sedimento. Estamos, portanto, visualizando um fenômeno universal, que pode ser codificado da seguinte maneira: “Os sedimentos, clásti-

cos ou químicos, ou a maioria deles, depositam-se de maneira horizontal”. Este princípio é o de *horizontalidade original das camadas sedimentares*. Sedimentos formam camadas depositadas horizontalmente, cada uma delas separada da vizinha por planos de estratificação horizontais, uma feição identificada como *acumulação* ou *estratificação plano-paralela* (Figura 10.2).



Figura 10.2. Formações sedimentares expostas em Itu, estado de São Paulo, conservam ainda a posição horizontal da sua deposição original (sucessão de arenitos finos/siltitos e argilitos no *Parque do Varvito*, em Itu, SP). Foto: Lauro K. Dehira.

B. Uma sequência de rochas sedimentares deposita-se de maneira sucessiva numa chamada *bacia sedimentar*. As rochas, nela colocadas, constituem uma sequência temporal, representada como *coluna estratigráfica* (**Figura 10.3**), com rochas metamórficas como embasamento (número 1), capeadas por conjunto sedimentar, com conglomerados na base (número 2), e arenitos (3), siltitos (4), e sedimentos mais finos (5 e 6) no topo. Claramente, no exemplo citado, depositam-se em primeiro lugar os conglomerados sobre as rochas metamórficas (na parte inferior), a seguir os arenitos, e por último os siltitos e outros (no topo). A própria sucessão estabelece, assim, uma sequência de idades para as rochas sedimentares: as mais antigas, porque estão

colocadas na base da coluna, são os conglomerados.

Formula-se assim naturalmente um segundo princípio fundamental, que estabelece que “as camadas sedimentares mais antigas, numa coluna estratigráfica, são as inferiores e as mais recentes são as mais superficiais”. É o *princípio de superposição das camadas*.

C. Falta ainda estabelecer como relacionar rochas sedimentares parecidas, que afloram numa mesma região e que foram, provavelmente, depositadas na mesma época e na mesma bacia sedimentar, hoje parcialmente destruída por atuação da erosão, ficando apenas as duas colunas estratigráficas A e B da **Figura 10.3**. Naturalmente, os conglome-

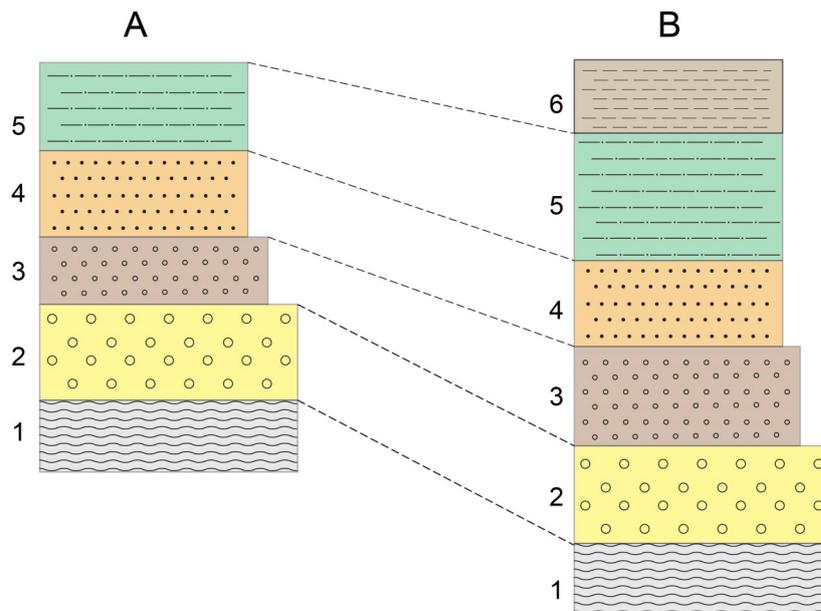


Figura 10.3. Colunas estratigráficas **A** e **B**, mostrando a disposição de rochas sedimentares (1. Pré-cambriano; 2. conglomerados; 3. arenitos grossos a médios; 4. arenitos finos; 5. e 6. clásticas mais finas) sobre um embasamento de rochas metamórficas pré-cambrianas. As rochas sedimentares foram depositadas na mesma sequência em ambas as colunas **A** e **B** (na base, as rochas mais antigas). A rocha número 6 está ausente na sequência A (efeito de erosão ou falta de deposição?).

rados, e as outras rochas citadas, deveriam estar distribuídos por áreas maiores, e devem ser equivalentes (de mesma idade).

Formula-se assim mais um princípio estratigráfico, que permite a *correlação*,

que estabelece que camadas parecidas, numa sequência conhecida de uma mesma região, expressa o *princípio da continuidade lateral das camadas*, que pode ser enunciado da seguinte maneira: “rochas idênticas fazem parte da mesma

formação geológica, mesmo que distribuídas por espaços consideráveis”.

Entretanto, alguns cuidados especiais devem ser observados para poder identificar as variações laterais (*fácies sedimentares*) que acompanham a deposição de sedimentos. Por exemplo, numa mes-

ma formação do litoral pode ser observada a presença de areias grossas, na praia, gradando *lateralmente* para mais finas, contemporâneas, adentrando o mar, tanto mais finas quanto mais afastadas da praia, em maiores profundidades (**Figura 10.4**).

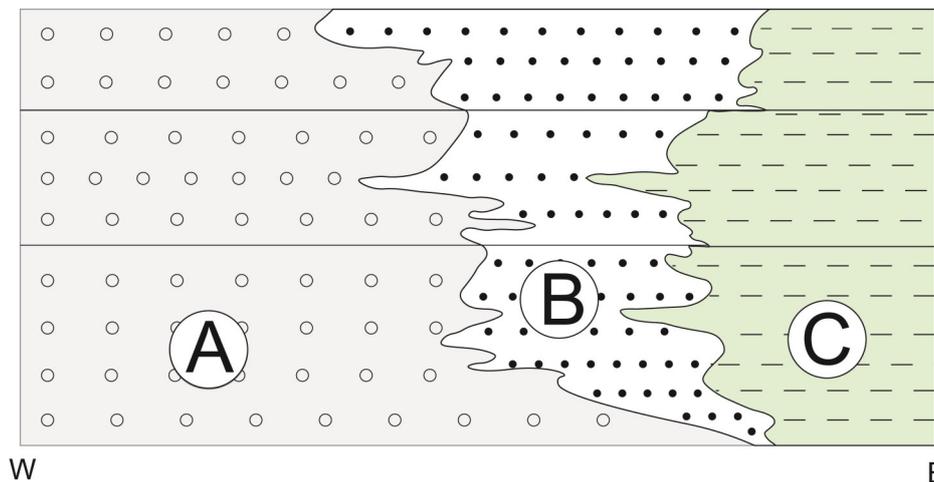


Figura 10.4. Variações laterais identificando as *fácies sedimentares*, em depósitos contemporâneos de sedimentos. As linhas horizontais W-E (oeste-leste) representam depósitos isócronos, da mesma idade: **A.** sedimentos grossos (cascalhos, etc.), depositados em áreas de alta energia (por ex., em regiões da borda marítima); **B.** areias médias e finas; **C.** sedimentos finos, depositados em partes de menor energia da bacia sedimentar (por ex., no seu interior). Para W, portanto, se localizariam as regiões de alta energia, para E as de baixa energia. Pelo contrário, num perfil de direção N-S (norte-sul), as variações granulométricas nos depósitos seriam certamente diferentes (por representar, no exemplo citado, perfis paralelos à linha de costa).

Uso da coluna estratigráfica

A sequência numa coluna estratigráfica só é válida como indicador estratigráfico quando aplicada para rochas sedimentares não deformadas por tectonismo (falhas e dobras). Aparentes exceções a todos os princípios citados acima existem, e podem, em geral, ser explicadas com facilidade. Em alguns casos, tais como em deposições em desertos (dunas), os planos originais de sedimentação são inclinados (originando a chamada *estratificação cruzada*). Observações criteriosas permitem identificar nestes casos a posição dos planos horizontais originais.

O desenvolvimento da estratigrafia

O desenvolvimento dos princípios estratigráficos. A origem e o desenvolvimento da Estratigrafia deram-se a partir de simples observações realizadas por “amadores” muito talentosos, em especial intrigados pela presença de determinadas estruturas e fósseis em rochas. Assim, os filósofos Anaximandro (?610 a.C. a 540 a.C.) e Empédocles (490 a.C. a 430 a.C.), os historiadores Heródoto (?490 a.C. a 425 a.C.), Pitágoras (580 a.C. a 500 a.C.), Tito Lívio (59 a.C. a 19 a.D.), o filósofo Sêneca (55 a.C. a 39 a.D.), o naturalista Plínio, o Velho (23-79) e, em épocas mais modernas, Giovanni Bocaccio, o autor do Decameron (1313-1375), e Leonardo da Vinci (1452-1519), todos acreditavam que esses fósseis representavam os restos de organismos marinhos, documentando invasões oceânicas pretéritas. Plínio, o Velho, em particular, foi um prolixo naturalista e escritor, autor de uma vasta *História Natural* (em 37 volumes), condensando as informações espalhadas em textos da época (verídicas ou não), que foram utilizadas como referência por mais de 1.500 anos, um dos escritos científicos de mais longa utilização já registrado na história das ciências. Cabe mencionar que, em épocas antigas, vários cientistas amadores, utilizando métodos científicos num processo extremo de criatividade, chegaram a conclusões surpreendentemente “modernas”, tal como Halicarnasso (?494 a.C. a 425 a.C.), que relacionou terremotos à movimentação de blocos terrestres separados por falhas, e Eratóstenes (276 a.C. a 195 a.C.), que calculou o diâmetro da Terra (considerada esférica), com erro excepcionalmente pequeno, da ordem de 20%.

Outros autores

Outros autores, igualmente ilustres, ofereciam explicações alternativas, indicando que restos fósseis eram produto de “processos lúdicos da natureza” (Aristóteles, 384 a.C. a 322 a.C.) ou representavam “concreções minerais” na interpretação do famoso naturalista alemão Georgius Bauer, chamado de *Agricola* (1494-1555), e considerado um dos pais da Mineralogia.

Niels ou Nicolau Steno (ou Stenson, ou Stenonis; 1638-1686), anatomista dinamarquês, radicado em Florença por convite da autoridade local, estabeleceu os três princípios estratigráficos fundamentais (*horizontalidade*, *superposição*, *continuidade lateral*), com isto, simplesmente, formulando as bases para que a Estratigrafia, e de fato a Geologia, se convertesse em Ciência Natural. Ele apresentou os fundamentos de sua contribuição por volta de 1667, num texto intitulado *Pródromo da Dissertação de Nicolaus Steno relacionando um corpo sólido incorporado por processo natural dentro de um sólido*, indicando que rochas acamadadas, ou estratificadas, se depositavam sobre toda a superfície terrestre, em sequência, de maneira cronológica, com os mais antigos na base, os mais novos no topo. Como outros autores antes dele (e.g., Copérnico, 1473-1543 e Galileu, 1564-1642, ambos propondo modelos planetários heliocêntricos), Steno entrou em conflito com autoridades eclesiásticas, foi acusado de heresia, e teve que renegar seus escritos. Vale lembrar que o naturalista Giordano Bruno (1571-1630) foi queimado na fogueira pela Inquisição, por defender ideias similares. Steno, mesmo lembrado pela imensa contribuição trazida por seus três princípios fundamentais (na época ele tinha menos de 30 anos), foi pouco feliz em outras proposições, segundo as quais montanhas se formariam por colapso de cavernas subterrâneas (ideias de Descartes, 1596-1650, entre outros) e que vulcões não gerariam novas construções geológicas. Vale lembrar também a contribuição do abade Lazzaro Moro (1687-1764) que, independentemente de suas crenças religiosas, estabeleceu por meio de cuidadosas observações que o vulcanismo era um dos processos essenciais na formação não só de ilhas, mas também de montanhas, incluindo a deposição de calcários (exagerando neste último aspecto).

James Hutton (1726-1797), considerado o pai da Geologia moderna, propôs o *Princípio do Atualismo*, e também o de *interseções das camadas*, estabelecendo que uma invasão de rocha ígnea é sempre mais jovem que a rocha invadida. Karl Ernst Adolf von Hoff (1771-1837) e Charles Lyell (1797-1875), famoso autor do influente texto *Principles of Geology*, de 1842, foram sistemáticos na aplicação do Princípio do Atualismo. De enorme importância foi também o trabalho desenvolvido pelo engenheiro civil e agrimensor William Smith (1769-1839), que utilizou associações fossilíferas para estabelecer o *Princípio da Sucessão Faunística*, inovador, propondo datações relativas com base nessas associações, em trabalhos geológicos realizados no sul da Inglaterra, durante a construção de canais. Smith desenvolveu particular habilidade também para elaborar mapas geológicos, sendo inclusive o primeiro autor a apresentar um excepcional mapa geológico das Ilhas Britânicas.

10.3.2. O papel da Paleontologia: o Princípio da Sucessão Faunística

A Paleontologia, por meio do estudo de fósseis contidos em rochas sedimentares, mostra-nos que a vida iniciou-se nos mares, migrando a seguir para os continentes. No começo, as formas de vida eram pouco diversificadas, uma situação que mudou rapidamente, aparecendo faunas mais complexas. No início do século XIX, William Smith propôs a revolucionária ideia que estratos sedimentares, não deformados, que apresentassem o mesmo conjunto faunístico (ou florístico) deveriam ser considerados *coetâneos*, e que as espécies fósseis encontradas em estratos mais jovens (estratos superpostos), também deveriam ser mais jovens do que aquelas encontradas em estratos mais antigos.

Estas ideias surgiram *antes* do aparecimento de teorias evolucionistas, patrocinadas por Charles Darwin (1809-1892) e Alfred Russel Wallace (1823-1913), nas quais se admite implicitamente que as espécies biológicas são características de uma época, já que estão submetidas a processos de extinção (Charles Lyell, por exemplo, afirmava que poderia ser calculada a idade relativa de sedimentos fossilíferos pela contagem das espécies extintas: quanto maior esse número, maior a idade do depósito).

Desta maneira, Smith fundamentou a possibilidade de estabelecer uma estratigrafia baseada em associações de fósseis, eventualmente espalhadas por continentes inteiros. Vastos esforços foram a seguir dispensados por paleontólogos para

definir as faunas (e floras) fósseis locais, agora não apenas documentando a vida pretérita, mas também com o propósito

de estabelecer uma sequência de idades relativas baseada nesses estudos (**Figura 10.5**).

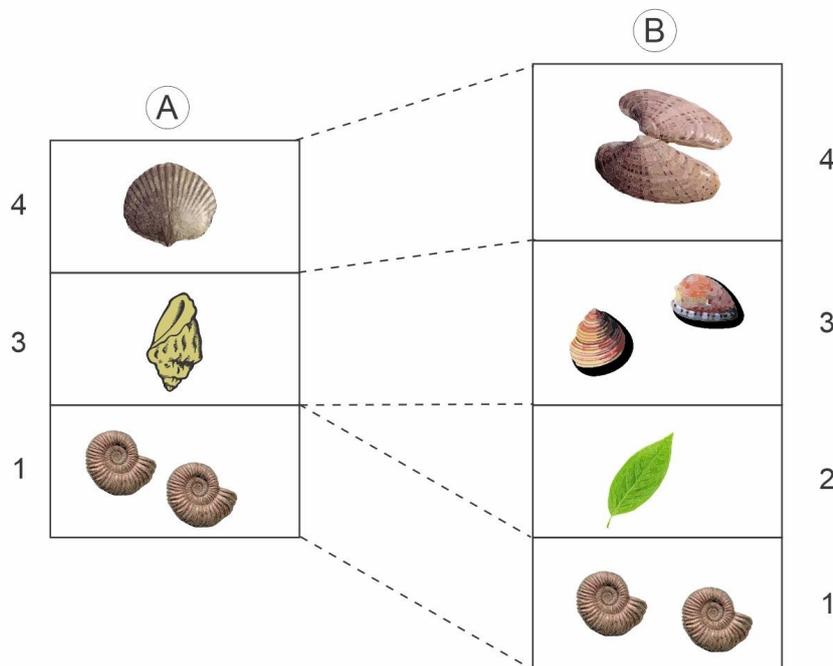


Figura 10.5. As duas colunas apresentadas mostram a aplicação do *Princípio de Sucessão Faunística*: depósitos com faunas fósseis equivalentes são correlacionáveis. As sequências fossilíferas retratadas são estabelecidas com a utilização de vários tipos de fósseis (sequência 1: ammonóides, cefalópodes; 2: flora fóssil; 3: gastrópodes; 4: bivalves marinhos). As camadas 1, 3, e 4 são de deposição marinha, a 2 representa um depósito continental. A correlação estabelecida independe do tipo de rochas hospedeiras (e.g., diferentes tipos de arenitos podem ser tanto de deposição marinha, lacustre ou continental, ora mais antigos, ora mais modernos; a idade é determinada pela associação fóssil). Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

A metodologia destes estudos passou a ser conhecida como a que adotava o *Princípio da Sucessão Faunística*.

10.3.3. Rochas ígneas e o Princípio da Interseção das Camadas

Chama a atenção que estes estudos não consideravam as rochas ígneas, pela dificuldade de lidar com elas, do ponto de vista estratigráfico. Entretanto, vários geólogos pioneiros (entre eles, James Hutton) perceberam que as rochas ígneas apareciam ou como rochas intrusivas plutônicas, encaixadas em outras evidentemente anteriores, ou como rochas vulcânicas com afloramentos na superfície (por ex., vulcões, derrames). Nesses tempos, ninguém relacionava diretamente, por exemplo, riólitos e granitos, considerados rochas diferentes, sem estabelecer, que os primeiros são os equivalentes efusivos dos segundos.

Para os riólitos e basaltos, rochas de superfície, bastava aplicar o princípio de superposição, estabelecendo assim idades relativas. E as intrusivas? Claramente, neste caso, as rochas invadidas seriam as mais antigas, cortadas pelas intrusivas (proposta de James Hutton). Neste contexto, as primeiras manifestações corretas sobre a origem dos basaltos foram proporcionadas pelo geólogo francês Nicholas Desmarest (1725-1815), que após exaustivos trabalhos de campo, interpretava-os como resultado do resfriamento de líquidos quentes, uma proposta que demorou décadas até ser publicada, na sua forma definitiva, nos anais da Academia Francesa de Ciências, em 1806.

O estabelecimento de mais um princípio fundamental, o da *interseção das camadas*, permitia que as rochas plutônicas ou intrusivas, fora do contexto sedimentar, pudessem também ser utilizadas pa-

ra criar uma coluna estratigráfica: *o que corta (invade) é mais novo que as rochas prévias cortadas (invadidas)*, quer sejam elas sedimentares, ígneas ou metamórficas (**Figura 10.6**). Uma extensão natural deste princípio é aplicá-lo também para as rochas contidas como fragmentos ou “xenólitos” (corpos estranhos) em manifestações ígneas (**Figura 10.7**), aplicado

por Hutton, por exemplo, para decidir se uma camada de basalto intercalada entre rochas sedimentares representava um derrame depositado na superfície (portanto, sujeito ao princípio de superposição) ou uma intrusão concordante (então, manifestação posterior, invadindo corpos já depositados).



Figura 10.6. Um dique de rocha ígnea, cortando rochas preexistentes (neste caso, um gnaisse, rocha metamórfica). A rocha ígnea é mais nova do que a rocha por ela cortada.
Foto: Eliane A. Del Lama.

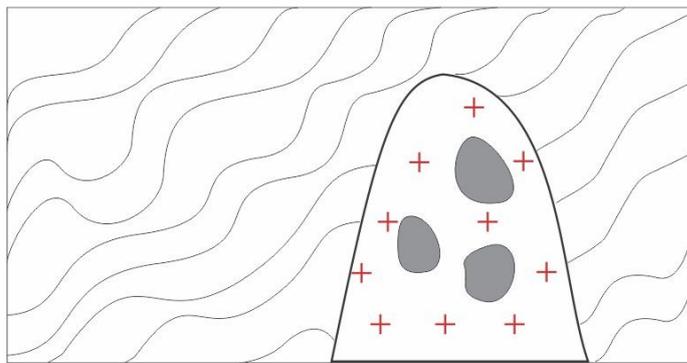


Figura 10.7. Intrusão ígnea, cortando rochas preexistentes, carregando fragmentos de rochas vizinhas (xenólitos), incorporados pela mecânica da intrusão (esquemático). Claramente, os xenólitos são mais antigos que as rochas ígneas hospedeiras.
Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

Atenção: princípios, hoje óbvios, no passado não eram

Deve chamar a atenção que alguns destes princípios, que hoje parecem óbvios, demoraram até se estabelecer no pensamento dos geólogos-naturalistas. Eram épocas em que a Ciência Natural era praticada estabelecendo discussões sobre “proposições” ou “enunciados” emanados de autoridades científicas, sem apelar para observações. As rochas ígneas, por exemplo, eram consideradas como uma série de rochas “primárias” ou “primitivas” (granitos e basaltos, junto com mármore, ardósias e xistos), formadas em oceanos, sendo elas o substrato iniciado por precipitação química nessas bacias oceânicas. Como camadas secundárias, apareceriam, a seguir, as rochas estratificadas (as clásticas, os calcários, os evaporitos, etc.), constituídas por fragmentos retrabalhados de rochas primárias, por sua vez cobertas por uma terceira série ou camadas de fragmentos “lavados” (por ex., o alúvio ou depósitos fluviais, considerados de origem marinha). Rochas vulcânicas seriam pouco importantes, e se formariam por queima de depósitos de calcário e carvão. Esta era a *teoria netunista* (Netuno, deus das águas oceânicas) da origem das rochas, que estabelecia a sequência das quatro “camadas” ou “séries fundamentais” citadas, cujo autor mais proeminente era o famoso mineralogista alemão Abraham Gottlob Werner (1749-1817), um dos primeiros a propor uma classificação dos minerais. Em contraposição, começou a vigorar a ideia da origem ígnea proposta por James Hutton: *teoria plutonista*, (Plutão, deus das profundezas). A arrojada hipótese desta teoria diz que granitos, e outras rochas intrusivas, invadem as rochas estratificadas e se cristalizariam no local.

O microscópio petrográfico

O microscópio petrográfico (**Figura 10.8**), que permite identificar a composição mineralógica das rochas, só começou a ser construído e lentamente utilizado, nas décadas de 1860-1870 por H.C. Sorby, F. Zirkel, H. Rosenbusch, e outros, embora alguns microscópios com polarização única, com utilização por W. Nicol do espato de Islândia (calcita) como polarizador, tenham sido construídos já em 1834. A confecção de lâminas delgadas, elemento auxiliar necessário para observações de rochas ao microscópio, iniciou-se por volta de 1851 por H.C. Sorby (autor de vários artigos sobre o tema) e A. Oschutz.



Figura 10.8. Microscópio petrográfico é basicamente diferente do microscópio biológico por poder usar, para iluminação dos objetos, a luz polarizada.

10.3.4. A reconstrução dos ambientes geológicos pretéritos

Vale a pena realizar um ensaio preliminar de interpretação utilizando os princípios estratigráficos, aproveitando as feições presentes nas próprias rochas, mais do que no conjunto que elas tem a oferecer, em termos de ambientes geológicos. Voltemos à **Figura 10.3**.

Nessa Figura aparecem reproduzidas duas colunas estratigráficas, **A** e **B**, repre-

sentando as mesmas formações, aflorantes em áreas vizinhas. As observações de campo mostram também que aparecem fósseis (bivalves marinhos, etc.) e várias estruturas sedimentares preservadas (*e.g.*, marcas de ondas). Como podem ser utilizadas estas feições para realizar uma reconstrução, mesmo que simplificada, do paleoambiente existente no passado? Os dados são comentados a seguir:

- o *Princípio de Continuidade Lateral das Camadas* (correlação) permite-nos rela-

cionar a coluna **A** com a **B**, porque são rochas similares, aflorantes em regiões vizinhas; as unidades em **A** e **B** devem se corresponder (o que falta entre os locais **A** e **B** foi levado pela erosão). Uma adição importante é o depósito 6 (camada clástica fina), inexistente na coluna **A** (ou porque não foi depositado, ou porque foi removido por erosão);

- os fósseis nos mostram que o ambiente era marinho (reforçaria isto a presença de estruturas específicas);
- o conglomerado (inferior, o estrato mais antigo: *Princípio de Superposição*) foi depositado em ambiente local de alta energia (por ex., em praias retrabalhadas por ondas), capaz de transportar seixos, que passam gradativamente para ambiente de deposição de materiais mais finos (ambiente marinho mais profundo). Ou seja, com o avanço da deposição, ocorre a diminuição da energia no meio: o sedimento 6 (material clástico fino), não presente na coluna **A**, deve representar o produto da deposição em ambiente mais tranquilo ainda, com capacidade limitada para transporte (por ex., de grãos de areia fina e/ou de silte) e que, portanto, fica depositado no local;
- a passagem de ambiente de alta energia (por ex., orla marinha) para outros de energia menor representaria uma correlação com *profundidade de deposição*: a coluna **B** (com sedimentos clásticos finos no topo) documenta o que acontecia numa parte ainda mais profunda da bacia do que a coluna **A**;
- estudos adicionais podem também, em casos especiais, determinar o local de origem de pelo menos parte dos sedimentos (por ex., os seixos) e, portanto, definir a rota do transporte, identificando as regiões (geralmente, muito distantes) nas quais afloram as rochas constituídas por esses clastos.

O caso discutido é um exemplo de *transgressão marinha*, mostrando como áreas continentais podem ser invadidas por águas marinhas, provavelmente por subsidência local, controlada por fatores tectônicos (ou incrementos nos níveis oceânicos).

Falta ainda determinar a idade geológica dos depósitos, para o qual, neste

exemplo, pode contribuir principalmente o estudo da fauna fóssil registrada, tarefa para especialista no tema.

10.4. SUPERFÍCIES DE EROÇÃO E SUA IMPORTÂNCIA

Rochas preexistentes, aflorantes na superfície, estão sujeitas a *ataques* dos agentes externos (intemperismo, ver Capítulo 6), com desagregação dos materiais consolidados (por ex., soltando os grãos de quartzo de um arenito), e também liberando para transporte os produtos de alteração de minerais primários (por ex., os minerais formados por alteração intempérica de feldspatos).

Desta maneira, *rochas consolidadas* são convertidas em *materiais soltos*, a serem transportados e eventualmente depositados em bacias sedimentares.

O destino desses materiais transportados é desconhecido na maioria das vezes, dependendo de dados paleogeográficos (por ex., localização e percurso de rios e correntes marinhas daquela época). Sabemos, entretanto, que desde os primórdios do planeta, foi intenso o processo de *erosão*. Por esse motivo, podemos observar nas áreas centrais estáveis dos continentes (nos chamados *crátons*) vastos afloramentos de rochas muito antigas e de formação profunda (metamórficas juntamente com ígneas profundas). As superfícies remanescentes são produto da erosão, erodidas desde tempos muito remotos.

Estas superfícies de erosão são divididas em vários tipos, as *discordâncias*, as *desconformidades* e os *hiatos*.

As *discordâncias* são principalmente de dois tipos, as *erosivas* e as *angulares*.

Um exemplo do primeiro tipo, a *erosiva*, está ilustrado na **Figura 10.9**. As rochas presentes no topo de uma intrusão ígnea (*e.g.*, um granito) estão sujeitas à erosão, até aflorar, quando ela estará submetida ao intemperismo. Na última parte da figura observa-se que a superfície de erosão (a *discordância erosiva*) foi coberta por sedimentos mais jovens.

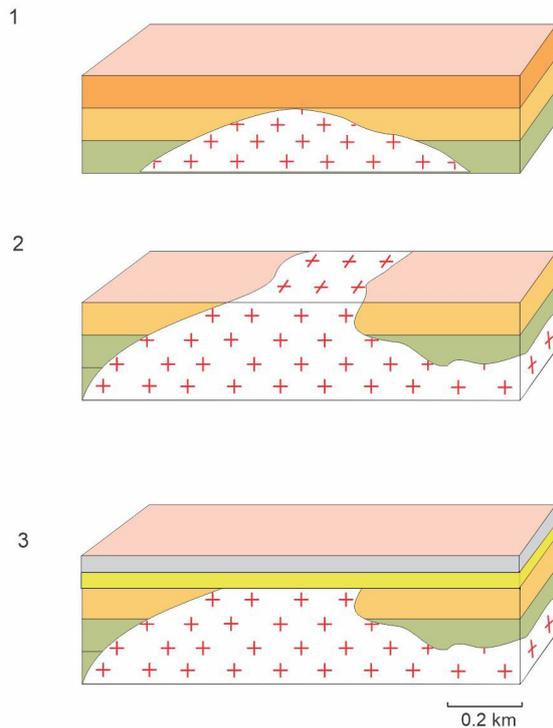
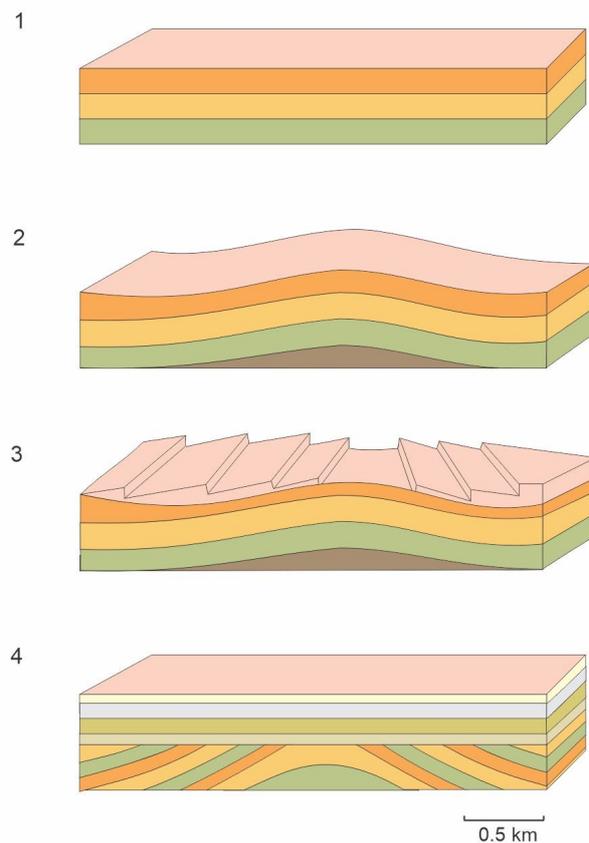


Figura 10.9. *Discordância erosiva.* Sequência mostrando, na superfície, uma região com rocha ígnea intrusiva, a seguir submetida ao intemperismo e erosão, retirando as camadas suprajacentes; a superfície de erosão agora é coberta por formações mais jovens.

O segundo tipo é a *discordância angular*, ilustrada na **Figura 10.10**. Um primeiro conjunto sedimentar, horizontal, sofre deformação (causada por dobramento e/ou falhamento). Estas formas

são erodidas, gerando-se uma superfície de erosão, por sua vez coberta por um segundo pacote sedimentar, mais novo, com deposição horizontal.

Figura 10.10. *Discordância angular.* Sequência de rochas sedimentares, depositadas horizontalmente, a seguir deformadas (por dobramento ou falhamento), por sua vez, erodidas com formação de uma superfície de erosão, a seguir coberta por um segundo pacote de rochas sedimentares. A disposição angular registrada é o resultado da atuação de processos de deformação e erosão. Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.



Na **Figura 10.11** são mostrados três exemplos de conhecidas discordâncias angulares, cuja história pode facilmente ser interpretada com a aplicação de prin-

cípios estratigráficos. Este tipo de discordância, a angular, é tão *erosiva* quanto a anterior, mas merece um nome específico pela sua geometria.

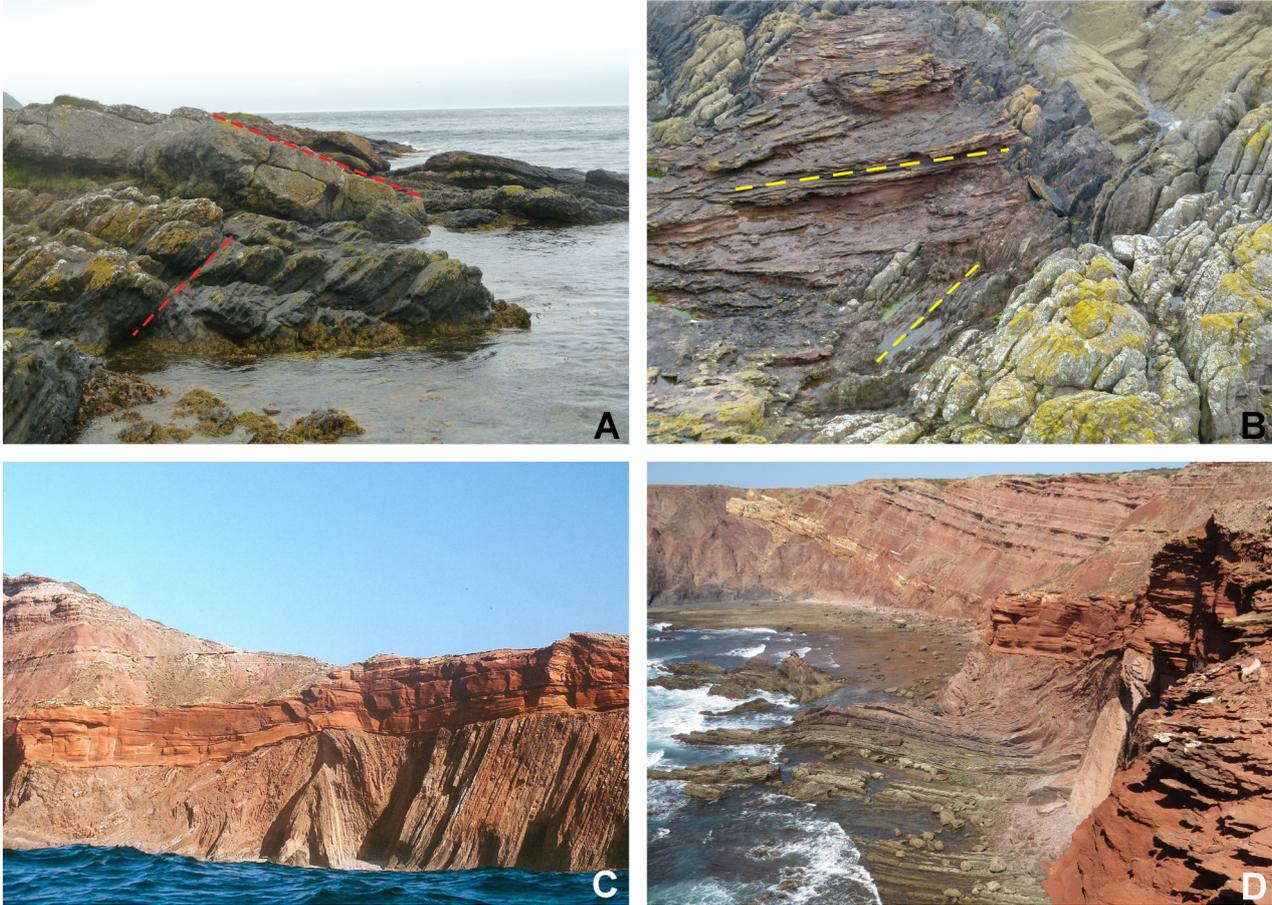


Figura 10.11. Discordância angular. **A.** Ilha de Arran, Escócia, primeiro local onde James Hutton identificou uma discordância angular. **B.** Siccar Point, Escócia, local clássico na literatura, separando dois pacotes de rocha: arenitos vermelhos sub-horizontais e filitos esverdeados subverticais, separados por discordância angular de traçado irregular. **C.** Ponta do Telheiro, Portugal, com xistos dobrados na porção inferior sobrepostos por arenitos e argilitos dispostos horizontalmente. **D.** Visão lateral da Ponta do Telheiro. Fotos: A e B: Eliane A. Del Lama, C: Diamantino M.I. Pereira, D: Antônio Gilberto Costa.

O termo *desconformidade* aplica-se para caracterizar discordâncias erosivas de grande extensão, que colocam em contato rochas representativas de origens e profundidades *incompatíveis* entre si (*e.g.*, uma rocha metamórfica profunda com uma ígnea de superfície, ou com uma sequência sedimentar). Um exemplo é o da rocha metamórfica retratada na **Figura 10.3**, que aparece coberta pela sequência de conglomerados (e outras sedimentares). Na interpretação das desconformidades, acredita-se que a superfície de erosão em questão foi formada após um tempo muito prolongado, obrigando a remoção de vastas quantidades de rochas da crosta (por vezes, de cober-

turas com espessuras de mais de dezenas de km).

Os *hiatos* identificam uma superfície de erosão (tipicamente desenvolvida numa sequência sedimentar), coberta por materiais depositados de maneira *concordante* (ou seja, com a mesma disposição estrutural). Os hiatos podem ser de *dois tipos*, o *primeiro* com provas de atividade erosiva na superfície em questão, o *segundo* mostrando uma superfície de descontinuidade com falta de deposição. *Hiato* é o nome aplicado em português para ambas superfícies (em inglês, são usados nomes diferentes: *desconformidade* para o primeiro caso e *paraconformi-*

dade para o segundo; ver **Figura 10.12**). Frequentemente, as partes das sequências retratadas mostram diferenças que permitem separar a parte inferior da discordância, mais antiga, da superior, mais jovem (por ex., sedimentos continentais de clima árido: os antigos, continentais-fluviais: os mais novos, documentando uma mudança no ambiente geológico e climático).

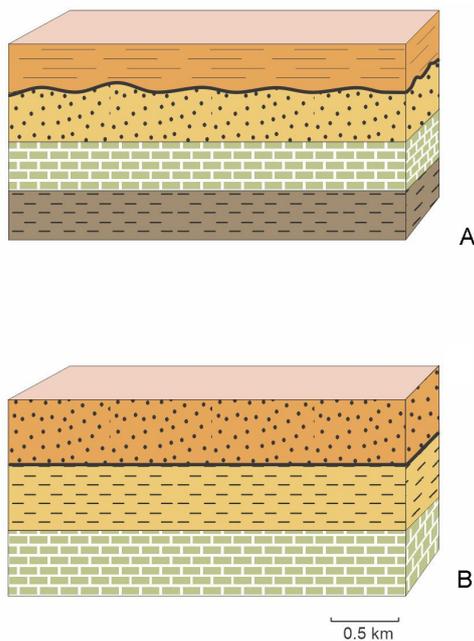


Figura 10.12. Hiatos. **A.** A parte inferior de uma sequência sedimentar mostra uma superfície de erosão irregular, indicando remoção de material por erosão, sobre a qual se depositou, de maneira concordante, um segundo pacote mais novo. **B.** Superfície de erosão similar à retratada na parte **A**, mas contínua, sugerindo falta de deposição desses horizontes (e não erosão). Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

10.5. DATAÇÕES ABSOLUTAS

Datações absolutas utilizam o decaimento de elementos radioativos para estabelecer datações para rochas. Os elementos de maior interesse nestas datações são o carbono, o urânio, o tório, o rubídio, o samário e o potássio (o primeiro especialmente para determinações em materiais com idade inferior a 50.000 anos). Os métodos mais utilizados são os chamados $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ (decaimento do potássio), $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ (decaimento do Rb), $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ (decaimento do samário), e U/Pb e Th/Pb (decaimento de ^{238}U para ^{206}Pb , ^{235}U para ^{207}Pb e ^{232}Th para ^{204}Pb).

Equação fundamental. A relação entre um elemento radioativo e o produto estável derivado é:

$$-dN/dt = \lambda N \quad (\text{eq. 01}),$$

que passa para:

$$\ln(N/N_0) = -\lambda t, \quad (\text{eq. 02})$$

portanto,

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (\text{eq. 03})$$

estabelecendo a equação básica de decaimento radioativo, onde N é o número de átomos do elemento radioativo de interesse no tempo t , N_0 o número no tempo t_0 , e λ a constante de decaimento.

O número de elementos radiogênicos derivados D é:

$$D = N_0 - N \quad (\text{eq. 04}),$$

equação convertida em:

$$D = Ne^{\lambda t} - N = N(e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{eq. 05})$$

que passa a ser:

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{eq. 06})$$

a equação fundamental utilizada para cálculos geocronológicos, onde D_0 é o número de átomos radiogênicos no tempo $t = 0$, e D o seu número total após o tempo t .

A seguir, são discutidos brevemente alguns dos métodos.

Método K/Ar. As determinações de idades por meio do método K/Ar foram das primeiras a serem utilizadas. O elemento radioativo ^{40}K perfaz apenas 0,012% do K total, 89,5% dele decaindo para ^{40}Ca , um isótopo muito abundante. Por outra parte, ^{40}Ar se forma de três maneiras, duas delas por captura de elétrons (CE), e apenas uma por decaimento de ^{40}K , o que significa que devem ser feitas correções nos valores medidos de ^{40}Ar . Como a correção para CE recomendada é de $0,581 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$, é obtida a fórmula final (simplificada):

$$^{40}\text{Ar}^* = \lambda_{\text{CE}}/\lambda_{\text{total}} \times ^{40}\text{K}(e^{(\lambda_{\text{total}})t} - 1) \quad (\text{eq. 07})$$

onde, $^{40}\text{Ar}^*$ é considerado Ar radiogênico, λ as correspondentes constantes de decaimento, e CE a correção por captura eletrônica. O tempo t pode ser calculado a partir desta equação. As demais variá-

veis são determinadas em laboratório, ou são dados recomendados citados na literatura.

Método Rb/Sr. Rb aparece como dois isótopos, ^{85}Rb e ^{87}Rb , o segundo passando para ^{87}Sr . A equação fundamental do decaimento (eq. 06) para este método converte-se em:

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_i + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{eq. 08})$$

que, normalizada pelo teor de ^{86}Sr , passa a ser:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_p = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})(e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{eq. 09})$$

onde (*i*) identifica a razão inicial e (*p*) a razão presente, medida em laboratório. A equação citada é a de uma linha reta ($\mathbf{y} = \mathbf{a} + \mathbf{bx}$), chamada de isócrona, que permite calcular a idade, conhecida ou estimada a razão inicial (o parâmetro **a**). É necessário obter vários dados de minerais, e de rocha total, da amostra de interesse, para construir uma linha reta e calcular a idade.

Método Sm/Nd. O elemento Sm aparece como os três isótopos ^{147}Sm , ^{148}Sm e ^{149}Sm , dos quais só o primeiro gera um elemento derivado (^{143}Nd) com vida média relativamente curta. A equação fundamental para este sistema é:

$$^{143}\text{Nd} = ^{143}\text{Nd} + ^{147}\text{Sm}(e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{eq. 10})$$

que, por normalização ^{144}Nd se converte em:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_p = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i + (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})(e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{eq. 11})$$

onde (*p*) e (*i*) se referem às razões presente e inicial. O tratamento analítico da equação 10 é similar ao das isócronas do sistema Rb/Sr.

Comentários gerais. Devem ser tomados alguns cuidados na seleção da metodologia e das amostras para gerar resultados robustos.

- a) Obviamente, o material geológico deve conter o elemento a ser analisado. No caso de selecionar um ou vários minerais como objetos da análise, eles devem ser separados e concentrados. No caso de selecionar a rocha (*método de rocha total*), a própria rocha será preparada e analisada.
- b) Por motivos óbvios, devem ser analisa-

dos materiais frescos: a alteração pode provocar mudanças na composição química original e, portanto, gerar resultados inválidos.

- c) O material analisado deve registrar o tempo real, desde a ativação do relógio geocronológico no tempo zero.

O parâmetro, indicado no item (c) acima, é crítico porque limita a utilidade de muitas rochas para datações.

As *rochas ígneas* ou magmáticas incorporam, em minerais, o elemento radioativo de interesse (por ex., potássio) no momento da solidificação (por ex., K no momento de cristalização de feldspato potássico e/ou biotita). Nesse momento, ativa-se o relógio geocronológico, que passaria então a medir a *idade de cristalização*. Entretanto, o elemento derivado do decaimento, e o próprio elemento radiativo, serão retidos na estrutura dos cristais *apenas após* uma etapa de resfriamento, até atingir a *temperatura de fechamento do sistema*, mais baixa que as temperaturas magmáticas. Atingir esta temperatura depende do sistema utilizado, mas não deve demorar mais que alguns milhares, ou dezenas de milhares, de anos, função das condições geológicas e do tamanho do corpo ígneo analisado. Não interfere, na maioria dos casos, na exatidão do resultado (lembrar que uma vasta quantidade de rochas ígneas e metamórficas hoje expostas no planeta ultrapassam folgadoamente idades de 1 milhão de anos). Um caso favorável é o de formação de vidros vulcânicos, em derrames ou rochas piroclásticas, quando a defasagem entre a solidificação e o tempo inicial da contagem radioativa está reduzida. Rochas ígneas, portanto, são adequadas para serem utilizadas, com o devido cuidado, para determinações geocronológicas. Fica esclarecido que um *aquecimento posterior* da região toda, por motivos de atuação tectônica regional (ou outros), pode voltar a *abrir o sistema* e afetar a distribuição dos elementos radioativos e radiogênicos na rocha ígnea em questão, mudando os resultados.

No caso das *rochas metamórficas*, valem as mesmas considerações. Contudo, estas rochas (especialmente as mais anti-

gas) derivam da atuação de ciclos de deformação/recristalização sendo, portanto, submetidas a altos e baixos térmicos, em tempos que devem ser determinados. Este fator faz com que datações geocronológicas nessas rochas dependam fortemente da comparação com dados complementares, e de interpretações, frequentemente especulativas.

O caso mais crítico, naturalmente, é o das *rochas sedimentares*, verdadeiras misturas de materiais geológicos. Excep-

cionalmente, minerais identificados como formados a baixas temperaturas nessas rochas (condições de *diagênese*) já foram submetidos a técnicas geocronológicas, obtendo-se resultados favoráveis (por ex., quando aplicadas aos argilominerais neoformados, portadores de potássio, como illitas e outros).

É essencial que o leitor interessado nos aspectos de datação absoluta consulte textos especializados, tais como os citados no fim do presente capítulo.

Fósseis-guias

Uma situação ideal, referida na literatura com alguma frequência é a das pesquisas que estudam uma seção de rochas sedimentares com presença de *fósseis-guias*, ou seja: indicadores de alta precisão, com idades relativas definidas e com intercalações de tufitos, constituídos por fragmentos de vidros naturais, documentando erupções vulcânicas. Claramente, os elementos de interesse geocronológico (e.g., o potássio) estão contidos nas partículas de vidro, na medida em que elas não foram afetadas por alterações do intemperismo. Neste caso, o pesquisador pode acessar duas fontes de informação muito promissoras: o estudo da associação fossilífera (e a comparação com as colunas estratigráficas universais) e a obtenção de idades absolutas por datação das camadas de tufitos, depositadas na mesma sequência que as camadas com fósseis.

10.6. DATAÇÕES RELATIVAS

O *Princípio de Sucessão Faunística* estabelece que é possível realizar correlações com base na associação de fósseis presentes nas rochas sedimentares estuda-

das, mesmo que distribuídas por continentes inteiros (ou diferentes). A aplicação deste princípio permitiu a construção de uma coluna estratigráfica universal.

Datações relativas

Um exemplo característico de aplicação deste princípio foi o argumento levantado pelos defensores da deriva continental (ver Capítulo 11), com interpretações de sedimentos contendo fósseis representativos da chamada *flora de Glossopteris e Gangamopteris*, acompanhados de restos de répteis continentais (e.g., *Mesosaurus*), praticamente idênticos, distribuídos por continentes diferentes: América do Sul, África do Sul, Índia, etc. A conclusão oferecida era que os sedimentos correspondentes seriam temporalmente equivalentes, e que as áreas continentais, onde eles aparecem, deviam estar unidas, na época da deposição sedimentar.

10.7. TEMPO GEOLÓGICO: A ESCALA ESTRATIGRÁFICA UNIVERSAL

A idade de formação admitida para o planeta Terra é da ordem de 4,6 Ga (giga anos, equivalente a bilhões de anos), um intervalo dividido em *éons*, os grupos mais importantes, por sua vez divididos em *eras* e, estas, em *períodos*.

Do ponto de vista didático, o *período Cambriano* (iniciado 541 Ma atrás), serve

como divisor deste longo intervalo em dois grupos bastante diferentes: o *éon Fanerozoico*, mais recente, e o *Pré-Cambriano* (nome coletivo), compreendendo as rochas mais antigas dos *éons Hadeano, Arqueano e Proterozoico*.

O primeiro grupo, abrangendo o Cambriano e o resto do Fanerozoico, focaliza as rochas mais jovens (menos de 541 Ma), com presença abundante de fósseis, enquanto que o intervalo anterior, carac-

terizado por formações rochosas formadas em profundidade, ou fortemente metamorfizadas, foi pesquisado com sucesso principalmente nas últimas décadas, mediante a aplicação de métodos geocronológicos de datação; trata-se, naturalmente, de rochas praticamente desprovidas de fósseis (com algumas exceções).

Os éons definidos são os seguintes:

- *Hadeano*, desde a formação do planeta, há 4,567 Ga (T_0 , o “tempo zero”), até 4,00 Ga;

- *Arqueano*, desde os 4,00 Ga até os 2,50 Ga;

- *Proterozoico*, desde os 2,50 Ga até os 541 Ma;

- *Fanerozoico*, desde os 541 Ma até o presente.

Esta divisão do tempo geológico, com a cronologia aprovada pela Comissão Internacional de Estratigrafia e a União Internacional das Ciências Geológicas, é apresentada de maneira resumida na **Figura 10.13**.

ÉON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	IDADE (Ma)
Fanerozoico	Cenozoico	Quaternário	Holoceno	0,0117
			Pleistoceno	2,58
		Neogeno	Plioceno	5,33
			Mioceno	23,03
		Paleogeno	Oligoceno	33,9
			Eoceno	56,0
	Paleoceno		66,0	
	Mesozoico	Cretáceo		145,50
		Jurássico		201,4
		Triássico		251,9
	Paleozoico	Permiano		298,9
		Carbonífero		358,9
		Devoniano		419,2
		Siluriano		443,8
		Ordoviciano		485,4
		Cambriano	541,0	
Proterozoico	Neoproterozoico		1000	
	Mesoproterozoico		1600	
	Paleoproterozoico		2500	
Arqueano	Neoarqueano		2800	
	Mesoarqueano		3200	
	Paleoarqueano		3600	
	Eoarqueano		4000	
Hadeano			4567	

Figura 10.13. Escala do Tempo Geológico, com divisão em éons, períodos e épocas (IUGS, 2022, simplificada).

10.7.1. Os éons pré-cambrianos

O *Hadeano* (de Hades, equivalente a *Inferno*) corresponde à época em que a Terra, ainda muito quente, entrou em período de resfriamento (por volta de 4,5 Ga), ao mesmo tempo se organizando, de uma *bola de fogo* líquida com uma crosta basáltica para um planeta internamente segregado em camadas (núcleo, manto e crosta). Sabe-se que a crosta continental foi gerada naquelas épocas, mas não foi preservada, como documentado pela descoberta de cristais do mineral zircão ($ZrSiO_4$), com idades de cristalização entre 4,4 e 4,0 Ga, formados em rochas ígneas félsicas (juntamente com minerais claros como feldspatos e quartzo), a seguir intemperizadas, os resíduos (incluindo os cristais de zircão) transportados e depositados em sedimentos muito antigos preservados. A atmosfera daquela época, com metano e coloração avermelhada, era dominada pela presença de CO_2 . A separação da massa lunar, por causa do impacto tangencial de um planeta do tamanho de Marte (chamado *Theia*) com a Terra aconteceu no início do Hadeano, algumas dezenas de Ma após T_0 .

O *Arqueano* (*primitivo* ou *original*) é o éon de organização e formação de vastas superfícies de crosta (continental e oceânica), tendo-se preservado granitos e gnaisses de alto grau no mundo todo, juntamente com pacotes de *cinturões de rochas verdes* metamórficas (*greenstone belts*), em *crátons*, áreas estáveis antigas, com idades em torno de 4,03 a 3,5 Ga (a primeira é a idade mais antiga de rochas de geração profunda encontradas *in situ*, o Gnaisse Acasta do cráton Slave, NW do Canadá). Este período registra também evidências de intenso bombardeio tardio de asteroides; a relativa ausência de rochas crustais com idades anteriores a 3,85 Ga sugere sua destruição ativa por processos de impacto. As primeiras evidências da existência de rochas supracrustais preservadas (ou seja, depositadas na superfície do Planeta naquele tempo) são encontradas em cinturões verdes da Groenlândia (idades entre 3,83 e 3,71 Ga), outras, em Barberton, África

do Sul, datadas em 3,53 Ga. Uma espessa sucessão de rochas supracrustais, de idade em torno de 3,49-3,48 Ga, aparece na área cratônica de Pilbara, Austrália, com um membro sedimentar (a Formação Dresser) contendo evidências das formas mais primitivas de vida registradas no Planeta: os estromatólitos (estruturas construídas por algas e cianobactérias) coexistindo com organismos consumidores de metano.

Já no início do éon *Proterozoico* (em 2,50 Ga), são identificados claros sinais de vida (organismos unicelulares). Em tempos bastante mais modernos, aparecem faunas de metazoários, já claramente organizados, com partes moles, tal como a *fauna de Ediacara*, descoberta apenas em 1947 na Austrália, com idade entre 590 a 540 Ma. Um dos mais significativos processos afetando o Planeta no Proterozoico foi a oxigenação da atmosfera, geralmente atribuída a presença dominante de cianobactérias nas águas terrestres (organismos produtores de O_2 , construtores de estromatólitos, que provavelmente se originaram por volta de 2,7 Ga). A este aumento de O_2 atmosférico é atribuído o desaparecimento de clastos detríticos de pirita (Fe_2S), com Fe bivalente, e de outros minerais oxidáveis, frequentemente encontrados em sedimentos mais antigos. O Fe, na forma de íon bivalente, contrariamente à forma trivalente, é solúvel em água: por esse motivo, as lagoas daquelas épocas deviam apresentar coloração avermelhada. Da mesma maneira, explica-se a primeira aparição, nesses tempos, de camadas sedimentares oxidadas (*estratos vermelhos*) tingidas por minerais férricos. Anteriormente, a geração de H_2CO_3 (ácido débil fraco originado por reação entre CO_2 e água), tornando as águas mais reativas e mais ácidas, foi o fator responsável pelo intemperismo químico naquelas épocas com atmosfera pobre em O_2 , juntamente com a formação dos sedimentos mais antigos, principalmente precipitados químicos (camadas ferríferas, sílica, carbonatos). O oxigênio na atmosfera também mudou o processo de intemperismo: os sedimentos mais novos passa-

ram a ser clásticos. Em algumas seções geológicas, esta transição pôde ser data-da, como na Austrália Ocidental, onde ocorreu há 2,44 Ga. Existem também evidências no Proterozoico de fortes glaciações. Pelo menos três delas, provavelmente de extensão planetária, foram bem documentadas (650-600, 800-720 e 950 Ma), em especial a glaciação *Mariniana*, concluída por volta de 635 Ma e que deu origem à expressão *Planeta Bola de Neve (Snowball Earth)*, para descrever o provável aspecto da Terra naquelas épocas, com cobertura total de gelo e neve.

10.7.2. Os períodos do Fanerozoico

O éon Fanerozoico (iniciado 541 Ma atrás) inaugura os tempos geológicos em

que os fósseis com conchas dominaram definitivamente as faunas nos oceanos, com colonização seguinte dos continentes por floras e, pouco tempo depois, também por faunas terrestres. As divisões estratigráficas desses intervalos foram realizadas, historicamente, por meio do estudo de faunas, hoje também com confirmações por métodos geocronológicos e geomagnéticos.

Do período Cambriano ao Permiano, agrupados, compreendem a *era Paleozoica (Vida antiga)*, iniciada em 541 Ma, até 251,9 Ma), seguida da *era Mesozoica (Vida média)*, do Triássico ao Cretáceo, iniciada em 251,9 Ma, até 66 Ma), chegando na *era Cenozoica (Vida nova)*, Neogeno e Paleogeno, iniciada em 66,0 Ma, até o presente).

Começa o Fanerozoico

Inicia-se o Fanerozoico (era Paleozoica) com o período *Cambriano (541-485,4 Ma)*, apresentando uma fauna muito diversificada (em especial trilobitas, principalmente a partir de 521 Ma, no Cambriano inferior), definindo o que é chamado de *explosão evolucionária cambriana*. O próximo é o período *Ordoviciano (485,4-443,8 Ma)*, tão rico em fauna de invertebrados-guias, especialmente graptolites. Este período representa, no Paleozoico, um número muito grande de formas fósseis oceânicas (em torno de 1.600 gêneros), tão ou mais numerosas quanto no Cambriano, coincidindo com uma forte expansão no registro de depósitos sedimentares marinhos (não repetida nessa escala no Paleozoico). A vida, entretanto, foi afetada por dois abrangentes episódios de extinção em massa, juntamente com uma glaciação, no final do Período (por volta de 445-443 Ma). Há evidências indiretas de atividade basáltica incrementada no Ordoviciano médio. O período *Siluriano (443,8-419,2 Ma)*, um dos mais curtos, baseia sua subdivisão no conhecimento de importantes fósseis-guia (graptolites, conodontes e quitinozoários). Nos oceanos, destaca-se a presença muito diversificada de espécies de tubarões. É também o período de aparição de floras nos continentes (gimnospermas), deixando fartos registros de esporos e grãos de pólen. No período *Devoniano (419,2-358,9 Ma)* verifica-se um aumento inicial da fauna de ammonoides, com pelo menos dois episódios de extinções marinhas (por volta de 389 Ma e 375 Ma), desaparecendo graptolites, juntamente com gêneros de braquiópodes, corais, e trilobitas, em conjunto com rápida evolução dos peixes. Iniciou-se também a colonização dos continentes por faunas terrestres. O limite do Devoniano com o período seguinte, o Carbonífero, é caracterizado ainda pelo evento anóxico Hangenberg, com forte extinção em massa nos oceanos (por volta de 360 Ma).

O período *Carbonífero (358,9-298,9 Ma)* caracteriza-se por apresentar faunas diversificadas (ammonoides, foraminíferos, conodontes), mas muito provinciais (restritas a regiões limitadas), com extenso desenvolvimento de floras (gimnospermas), gerando espessos depósitos carbonosos, explorados pela atual mineração do carvão. O Carbonífero é dividido em duas épocas, a Mississippiana, mais antiga, e a Pennsylvaniana, com limite entre ambas em torno de 323 Ma. O seguinte, o período *Permiano (298,9-251,9 Ma)*, com correlações baseadas principalmente em conodontes, foraminíferos e ammonoides, mostra também variada fauna provincial, o que dificulta a correlação intercontinental (facilitada, entretanto, pela presença local de abundantes camadas de cinzas vulcânicas, permitindo datações geocronológicas). A passagem do Permiano superior ao Triássico foi acompanhada por anoxia oceânica e erupção de basaltos na Sibéria (os *traps* siberianos), iniciada no Permiano superior, há 260 Ma, causando forte extinção em massa (80% dos gêneros marinhos), com reflexos ainda no período seguinte, o Triássico.

O período *Triássico (251,9-201,4 Ma)* inicia a era Mesozoica com o registro de uma catástrofe ambiental e fossilífera, começada no Permiano superior e estendida até o Triássico inferior, repetida no Triássico superior (desaparecimento de muitos conodontes, desde o Cambriano superior, importantes fósseis-guias, e ammonoides; os restantes dos organismos, entretanto, continuaram sendo a base para correlações). São registrados, nos depósitos terrestres basais, os primeiros fósseis de mamíferos e de tartarugas e lagartos. Em torno de 230 Ma, apareceram os primeiros dinossauros terrestres, e nanoplânctons calcários se expandiram pelos oceanos. As datações de faunas marinhas utilizam no Triássico basicamente conodontes (quando presentes) e ammonoides. A maior parte das áreas continentais daquele período formava o megacontinente *Pangea*. No seguinte, o período *Jurássico (201,4-145,5 Ma)*, as datações paleontológicas estão baseadas em nanoplânctons calcários, constituintes principais de muitos sedimentos marinhos, e ammonoides. Os mais conhecidos fósseis terrestres registrados no Jurássico são os de dinossauros. Registram-se os primeiros fósseis de pássaros. Neste período, começam a aparecer as fraturas que estabelecem os contornos dos novos continentes, África e América do Sul, desmembrando a massa continental chamada *Gondwana*. No longo período *Cretáceo (145,5-66,0 Ma)*, a placa continental da Índia inicia sua

Começa o Fanerozoico (continuação)

trajetória de afastamento da Austrália e Antártica, em direção à Ásia. As subdivisões com fósseis marinhos, muito precisas, mas fortemente provinciais, baseiam-se em ammonoides, foraminíferos planctônicos (depositados como os calcários que foram usados na construção das pirâmides de Egito) e nanoplânctons calcários. São encontrados os primeiros marsupiais e as primeiras plantas com flores (angiospermas). Em geral, trata-se de período com aquecimento global e teores significativos de CO₂ atmosférico.

O período *Paleogeno* (66,0-23,03 Ma) inicia a era Cenozoica, com os continentes já distribuídos como na atualidade, a Índia tendo iniciado o processo de colisão com a Ásia (e, em consequência, a formação dos Himalaias). O início do período vivencia a extinção dos dinossauros (e de muitos outros gêneros, inclusive marinhos), atribuída ao impacto de meteorito na Península de Yucatán (por volta de 65,5 Ma atrás, no limite entre o Cretáceo e o Paleogeno), acompanhado de devastador efeito da contaminação atmosférica; nos sedimentos associados ocorre a presença relativamente abundante, anômala, do elemento platinoide irídio, juntamente com minerais (espinélios) ricos em Ni, feições atribuídas à herança do impacto.

Esta extinção permitiu a proliferação dos mamíferos, expandindo-se em primeiro lugar nos continentes e, a seguir, nos oceanos. As faunas nas quais se baseia a divisão estratigráfica do Paleogeno são constituídas, como no período anterior, principalmente por foraminíferos planctônicos e nanoplânctons calcários. Há 55 Ma é documentado um *máximo termal* na história do planeta, caracterizado por um pronunciado decréscimo nos teores de C¹³, seguido por época de resfriamento global (expansão rápida da calota polar antártica), com extinção local de microfósseis (em torno de 30 Ma). Nesse tempo, Austrália começa a separação da Antártida. Também é registrada a aparição dos primeiros primatas, do gênero *Aegyptopithecus*.

O período *Neogeno* (23,03-2,58 Ma) é, logicamente, junto com o anterior, um dos mais documentados na história geológica. Fecha-se o istmo centro-americano (3 Ma). Expande-se a glaciação setentrional formando a calota polar norte. Aparece o gênero *Australopithecus* na África (por volta de 3,6 Ma). Culmina a orogênese alpina (23 Ma). Cada vez mais, dados isotópicos e geomagnéticos são registrados e utilizados como marcadores, juntamente com microfósseis (como no Paleogeno). O período seguinte, o *Contemporâneo*, foi chamado anteriormente de *Pleistoceno* ou *Moderno*, mas parece existir consenso entre os membros do Comitê Internacional de Nomenclatura de adotar em definitivo, o nome de período *Quaternário*, com início 2,58 Ma atrás. O período Quaternário é caracterizado por fortes mudanças climáticas e glaciações, gerando com isto sedimentos específicos (e.g., os de origem glacial na Europa e Canadá e o *loess*, material clástico fino depositado por circulação aérea, na China e na Europa). O *Homo erectus* apareceu em 1,5 Ma, extinto há 250.000 anos, com a aparição do precursor do *Homo sapiens* (o *Homo pre-sapiens*) e, finalmente, do próprio *H. sapiens sapiens* e do *H. neanderthalensis* (125.000 anos). Atualmente, estamos inseridos no estágio *Holoceno* (uma subdivisão do Quaternário) iniciado em 0,0117 Ma (11.700 anos).

10.8. SUMÁRIO

A base das interpretações geológicas é o *Princípio do Atualismo*, que compara os processos atuais com os mais antigos, equiparando-os. Para inferências em rochas sedimentares são utilizados três princípios estratigráficos: *Deposição Horizontal Inicial*, *Continuidade Lateral* (fundamental para correlações) e *Superposição* (definindo idades), lembrando, entretanto, que a existência de *fácies sedimentares* (documentando variações locais nos depósitos), pode complicar a interpretação da história. O princípio da *interseção das camadas* afirma que rochas ígneas (magmáticas) que invadem rochas anteriores são mais novas que as encaixantes. Correlações entre pacotes de sedimentos, mesmo distantes entre si, são realizadas com base no estudo de fósseis, estabelecendo que os que contém a mesma fauna devem ser equivalentes ou coetâneos (*Princípio das Sucessões Faunísticas*).

As superfícies de erosão registram a falta de material geológico, geralmente removido do local por erosão. São de três tipos, as *discordâncias* (erosivas e angulares), as *desconformidades* (muito extensas) e os *hiatos* (camadas ausentes, por erosão ou por falta de deposição).

As *datações relativas*, as primeiras a serem definidas, têm como base o estudo e comparação de faunas (e floras), e permitiram estabelecer as colunas estratigráficas ainda hoje utilizadas. Mais recentemente, desde os anos 1960, são realizadas sistematicamente *datações absolutas*, baseadas no decaimento de elementos radiogênicos (K, Ar, Rb, Sm, U, Th). Os métodos mais utilizados são os de ⁸⁷Rb/⁸⁷Sr, ³⁹Ar/⁴⁰Ar, ⁴⁰K/⁴⁰Ar, ¹⁴⁷Sm/¹⁴³Nd, e U/Pb, utilizando para tal, principalmente, os minerais contidos em rochas ígneas e metamórficas presentes na região do estudo (C¹⁴ é de interesse mais arqueológico). A escala estratigráfica universal é revisada periodicamente por um comitê científico internacional.

Palavras-chave: *Atualismo, Uniformitarismo, coluna estratigráfica, idades relativas e absolutas. Princípios estratigráficos fundamentais: Horizontalidade Original das Camadas, Superposição, Continuidade Lateral (correlação). fácies sedimentares. Princípio da Continuidade Faunística. Princípio de Interseção das Camadas. Ambientes geológicos pretéritos: reconstrução. Superfícies de erosão: discordâncias angular e erosiva, desconformidade, hiatos. Datações absolutas: métodos $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$, U/Pb. Datações relativas e escala estratigráfica universal.*

10.9. QUESTIONÁRIO

1. O que é a Estratigrafia?
2. O termo *Atualismo* é conceito válido apenas para as Geociências? Como deveriam ser explicadas as reações químicas do intemperismo entre águas (oceânicas, de chuva, etc.) e sólidos (minerais e rochas) durante o Arqueano? Faz sentido não aplicar o conceito de *Atualismo* quando se trata de datações absolutas de rochas?
3. Quais são os princípios estratigráficos? Qual sua importância?
4. Uma praia em comunicação com o mar aberto mostra, na linha de costa, uma sequência de areias grossas, com areias mais finas mar adentro, passando para sedimentos ainda mais finos no mar aberto. Na linha de costa, entretanto, predominam por vários quilômetros os depósitos de areia grossa. Estes sedimentos podem se preservar, para observações futuras, como rochas sedimentares. Como interpretaria estas feições, supondo adicionalmente que a sequência representaria uma transgressão marinha? Seria correto especificar que as mudanças descritas representam uma variação em termos de *fácies* sedimentares? O que seriam as *fácies*?
5. Diques de basaltos, de idades diferentes, afloram com frequência no litoral brasileiro (e.g., em São Paulo). Como determinaria as idades relativas? Aplicaria o princípio de interseção para este caso? Como?

(Acompanhe a discussão com desenhos).

6. Como utilizaria os princípios estratigráficos para estabelecer correlações?
7. O reconhecimento das superfícies de erosão é fundamental para entender uma história geológica numa determinada região. Explique o motivo.
8. Explique a diferença entre desconformidade e discordância erosiva.
9. Explique como foi construída a escala do tempo geológico, principalmente para os períodos iniciados no Cambriano.
10. Explique, resumidamente, a importância da datação absoluta, e alguns dos métodos utilizados, para estabelecer informações essenciais, adicionais às fornecidas pela observação geológica.

10.10. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS

A parte relacionada com Estratigrafia tem grande interesse sistemático e histórico, por ter-se desenvolvido neste caso os princípios fundamentais da Geologia. Para informações sobre aspectos históricos e a evolução das ideias é recomendada a leitura de capítulos pertinentes em *Decifrando a Terra* (Teixeira *et al.*, 2009). Obras aptas para esclarecimentos são também os textos *Planet Earth* (C. Emilian, 1992) e *Basics of Physical Stratigraphy and Sedimentology* (W.J. Fritz e J.N. Moore, 1988). Referências detalhadas para embasar a história geológica e da vida no Planeta podem ser encontradas, adicionalmente, em *The Concise Geologic Time Scale* (J.G. Ogg *et al.*, 2008).

A cronologia inserida na escala do Tempo Geológico é baseada em K.M. Cohen *et al.* (*The ICS - International Chronostratigraphic Chart, 2013*, cronologia revisada e atualizada, na revista *Episodes*, v. 36, p. 199-204). A definição e descrição

de faunas e espécies, mormente, marítimas citadas no texto podem ser procuradas, caso seja necessária uma melhor compreensão, na *Wikipédia* e na obra de C. Emiliani (*Planet Earth*), entre muitas outras referências.

Os interessados em datações absolu-

tas, um tema complexo, devem procurar explicações nos textos de A.P. Dickin, *Radiogenic isotope Geology*, 2005; C.J. Allégre, *Isotope Geology*, 2005.

Site de interesse

Para ver atualizações da escala estratigráfica e datações: <https://stratigraphy.org/chart>



Capítulo 11

Estruturas Geológicas e Tectônica de Placas

11.1. DEFINIÇÕES

A Geologia Estrutural é o ramo da Geologia que trata do estudo das estruturas geradas por deformação das rochas de acordo com distintas abordagens complementares entre si:

- *Análise geométrica* - trata da descrição das estruturas e de sua distribuição no espaço;
- *Análise cinemática* - aborda os movimentos e trajetórias das rochas durante a deformação;
- *Análise dinâmica* - estuda os esforços envolvidos nas deformações.

As estruturas geradas por deformação, que são objeto da Geologia Estrutural, ocorrem em escalas bastante variáveis, desde quilométrica até microscópica.

11.2. ESTRUTURAS PRIMÁRIAS E SECUNDÁRIAS

Embora o foco da Geologia Estrutural seja essencialmente as estruturas tectônicas, estudar as estruturas primárias é importante porque elas funcionam como um marcador da geometria original da rocha, isto é, como elas eram antes da deformação. Por exemplo, muitas rochas metassedimentares de baixo grau guardam estruturas geradas durante a deposição, tais como estratificações e acamamento gradacional. Quando deformadas, estas superfícies têm a geometria alterada e guardam os registros da atuação dos campos de paleoesforços. Em rochas ígneas,

a deformação pode fazer com que os cristais se orientem em uma determinada direção.

As *estruturas primárias* desenvolvem-se durante a formação da rocha que as contém. Estes tipos de estruturas podem ocorrer em rochas ígneas (como a estrutura vesicular ou amigdaloidal, que caracteriza muitas das rochas vulcânicas) ou sedimentares (como a estratificação presente em rochas sedimentares, formadas no momento da deposição dos sedimentos). Embora o metamorfismo em geral mascare e destrua as estruturas primárias, em rochas metamórficas de baixo grau é comum observar *resquícios* destas estruturas preservadas.

As estruturas formadas em resposta à atuação de esforços sobre rochas preexistentes são denominadas *estruturas secundárias*. Os materiais geológicos são naturalmente submetidos a incrementos de pressão, tanto *tectônica* como *confi-nante*, e também de temperatura, quando gradativamente soterrados por processos geológicos ou por materiais mais recentes de cobertura. Dependendo das condições em que isso ocorre, diferentes tipos de estruturas podem ser gerados, tais como dobras, foliações e lineações (em domínio dúctil) e falhas, juntas e estrias (em condições rúpteis). Além disso, estas condições podem permitir a formação de *novos minerais* por recristalização da associação mineral preexistente. Alguns exemplos são mostrados na **Figura 11.1**.

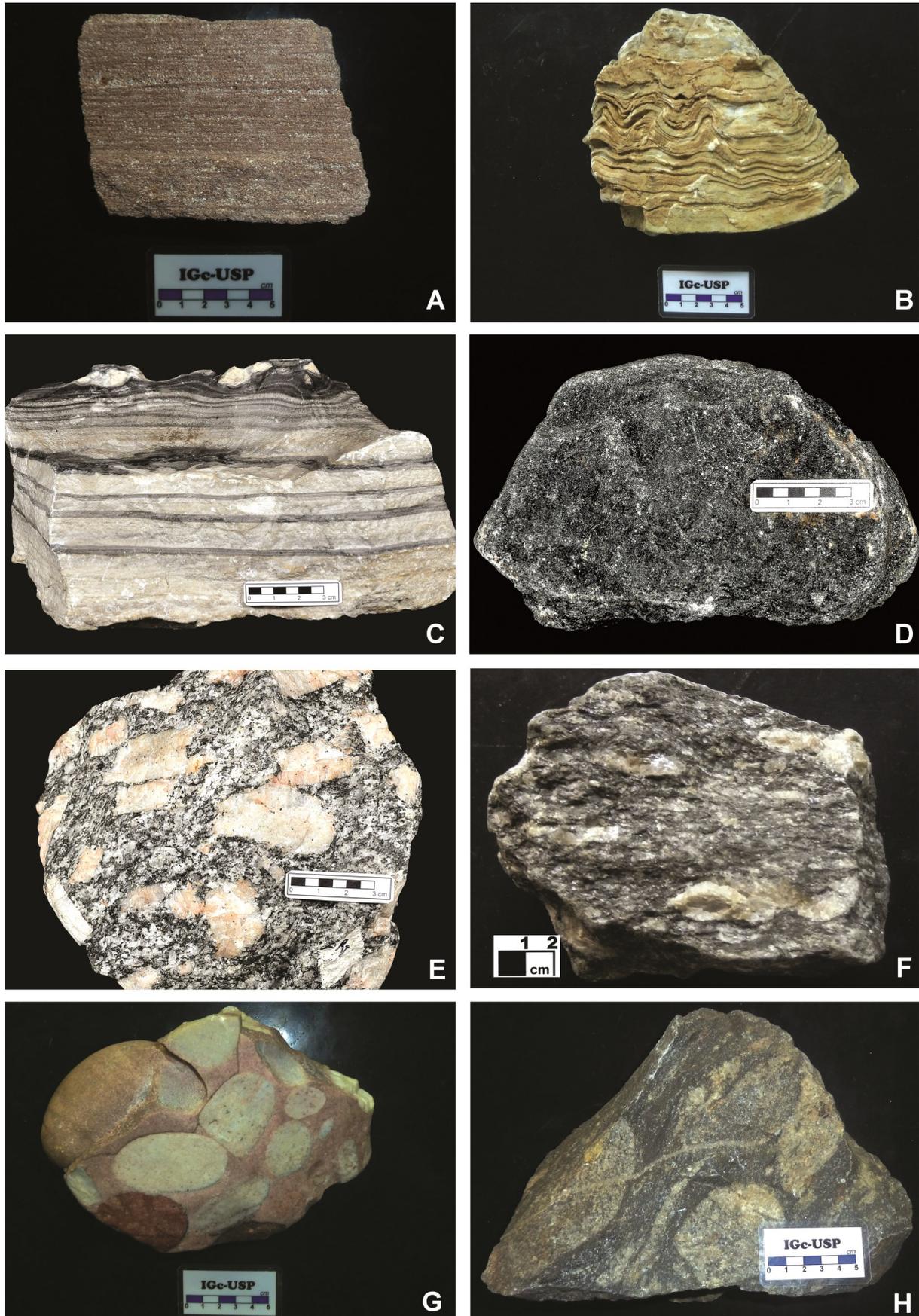


Figura 11.1. Exemplos da relação entre estruturas primárias e seu correspondente após a deformação (estruturas secundárias), em rochas equivalentes. **A.** Arenito com acamamento plano-paralelo, rocha sedimentar. **B.** Quartzito deformado e recrystalizado, rocha metamórfica. **C.** Siltito-argilito laminado, rocha sedimentar. **D.** Mica xisto foliado, rocha metamórfica. **E.** Granito porfirítico com megacrístais de feldspato, rocha ígnea. **F.** Gnaiss foliado com feldspato deformado e estirado. **G.** Conglomerado com seixos e matriz arenosa. **H.** Metaconglomerado com seixos orientados devido à deformação e recrystalizado. Fotos: Lauro K. Dehira, coleção didática do IGc-USP.

11.3. ESFORÇOS E DEFORMAÇÕES

Todo corpo geológico situado na crosta continental ou oceânica está permanentemente sujeito a esforços (*stress*). Por convenção, esses esforços são representados por três vetores ortogonais entre si, tal que $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ (σ_1 sempre o de maior magnitude, σ_3 o de menor), mutuamente ortogonais, dois deles horizontais, o terceiro vertical. Esforços compressivos são representados por valores positivos e os extensionais por valores negativos.

Caso os três esforços sejam de igual magnitude, tem-se o *equilíbrio isostático*, caracterizado por uma resposta mecânica neutra na qual o corpo é distendido ou comprimido de maneira homogênea ao longo dos três eixos. A resposta a estes esforços pode ser medida pela deformação, identificada pela letra ϵ (*strain*, ou deformação), mensurada, por exemplo, pela variação em extensão (em %), de um cilindro de prova em experimentos sobre deformação.

A associação entre o campo de esforços (conjunto da magnitude e direção dos três eixos σ), e outras variáveis (temperatura, pressão *confinante*, pressão de fluidos, taxa de deformação, composição mineralógica, etc.) faz com que o corpo geológico responda por meio de deformações, podendo chegar, no limite, à *ruptura*. Vejamos o que ocorre no esquema experimental da **Figura 11.2**, na qual um corpo de rocha de formato cilíndrico é submetido a esforços em condições constantes de 25 °C. No equipamento, é criada a *pressão confinante*, geralmente por ação de fluidos submetidos à

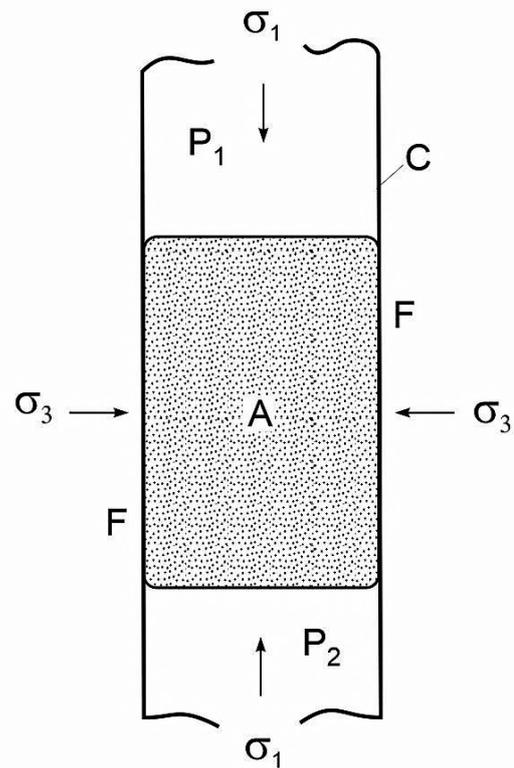


Figura 11.2. Desenho esquemático mostrando aparato para experimentos em mecânica de rochas: pistões (P1 e P2); amostra da rocha com formato cilíndrico (A); jaqueta isolante de metal (C); fluido submetido à pressão, gerando pressão confinante (F).
Fonte: Turner e Weiss (1963).

pressão, simulando, portanto, a pressão atuante no ambiente geológico retratado. O esforço aplicado será de $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ (caso de compressão) ou $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$ (extensão). Os pistões, nos extremos superior e inferior do aparelho, são manipulados para exercer esforços adicionais. A pressão total, naturalmente, é igual ao esforço total aplicado.

Observação

1 bar, no sistema cegesimal (cm, grama, segundo) corresponde a 10^5 Pa (Pascal), no sistema universal (kg, metro, segundo). Um bar é equivalente à pressão de 0,9869 atm. Observar que no sistema universal a densidade da água é de 1.000 kg/m^3 , e 1 g/cm^3 no sistema cegesimal.

Deve-se lembrar, ainda, que no Planeta o aumento de pressão resulta simultaneamente em um aumento de temperatura, dada a existência do gradiente geotérmico, um aumento da ordem de 30°C por cada km de soterramento na crosta. Um experimento realista deverá considerar essa situação.

Após algum tempo, a pressões confinantes baixas (35 bar), o cilindro de rocha se comprime ligeiramente (ϵ de 1%), e finalmente quebra-se (**Figura 11.3A**). O aumento na pressão confinante (280 bar) - **Figura 11.3B**, leva à maior variação em ϵ (20%) antes da fratura, efeito também observado na **Figura 11.3C** (pressão confinante de 1 kbar, ϵ de 11%). Pressões confinantes de 1 kbar equivalem, aproximadamente, à pressão exercida em profundidades de 3 km na crosta.

Novamente, observa-se que um aumento na pressão confinante (experimentos **B** e **C**) permite o aumento em ϵ , com maior compressão, retardando a aparição das fraturas.

Na **Figura 11.3D** esforços extensionais são aplicados ao cilindro (150 °C, σ_3 vertical, 6,5 kbar de pressão confinante extensão ϵ de 9%), com formação de fraturas sub-horizontais (comparar com **Figura 11.3A**).

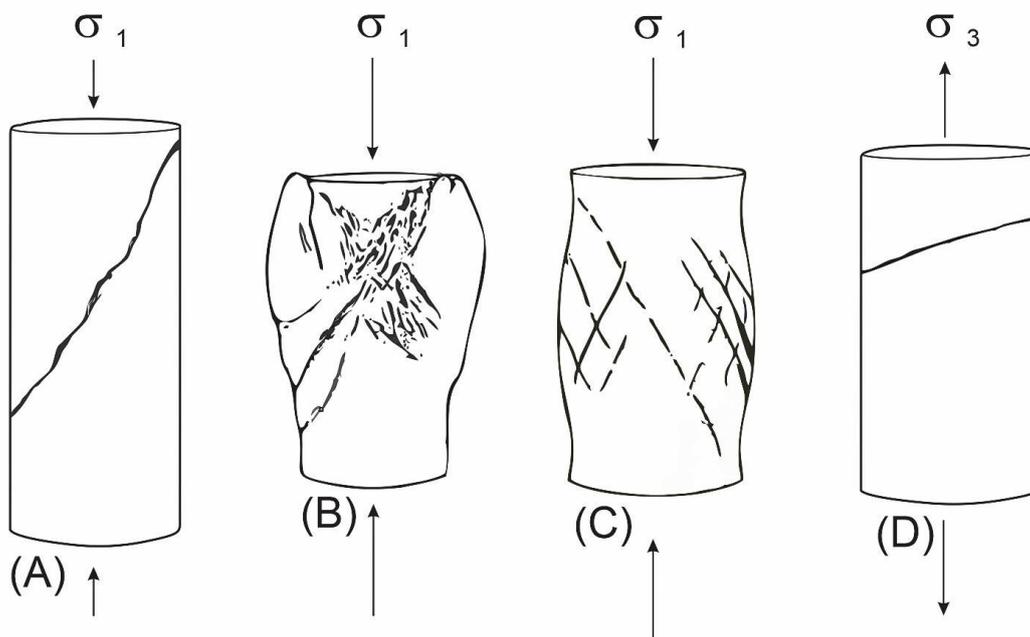


Figura 11.3 **A.** Experimento a P_{conf} baixa (35 bar), $\epsilon = 1\%$. **B.** Experimento mais avançado, a P_{conf} média (280 bar), $\epsilon = 20\%$. **C.** Experimento a P_{conf} média-alta (1 kbar), $\epsilon = 11\%$. **D.** Experimento a P_{conf} alta (6,5 kbar), $T = 150\text{ }^\circ\text{C}$, $\epsilon = 9\%$. Rochas: mármore diversos. Experimentos **A-C**, compressionais, à temperatura de 25 °C; **D**, extensional. Fonte: Turner e Weiss (1963). Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

Estes experimentos mostram o papel exercido por duas importantes variáveis geológicas, a pressão confinante e a tem-

peratura, sobre o comportamento mecânico, ambas correlacionadas diretamente com a profundidade.

Temperatura no interior da Terra

Em torno de 40 km de profundidade, na base da crosta e no topo do manto superior (onde se posiciona a *descontinuidade de Mohorovicic*), a temperatura ambiente eleva-se até perto de 1.200-1.300 °C. Esta temperatura é suficiente para provocar o início de *fusão*, da ordem de 1%, das rochas ali presentes (peridotitos, com olivina e piroxênios como minerais predominantes), mesmo nessas profundidades consideráveis.

Os resultados mostrados na **Figura 11.3** podem também ser representados em diagramas de σ versus ϵ e pressões confinantes diversas (**Figura 11.4**). A 25 °C (e 750 bar de P_{conf}), a rocha inicia a deformação, após uma etapa inicial de resposta praticamente linear, representando a deformação que pode ser recuperada quando retirados os esforços externos, representando o *estágio elástico*, também identificado como *rúptil* (**Figura 11.4A**). Pequenos incrementos em T e P confinantes mudam pouco o comportamento (**Fig. 11.4B**, a 150 °C, 800 bar

P_{conf}), sinalizando o início do *estágio transicional* (para o dúctil), que aparece melhor retratado na **Figura 11.4C** (25 °C, 1 kbar P_{conf}). Com incrementos do esforço, nota-se uma variação marcante na inclinação da curva (a partir do ponto Y), representando a chegada da *deformação plástica* ou *dúctil*, não recuperável (**Figura 11.4D**, a 25 °C, 5 kbar P_{conf} ; linha tracejada, 1.500 bar P_{conf}), dependendo da pressão confinante e temperatura ambiente. Finalmente, aparece a *ruptura*, quando atingido o limite de resistência mecânica.

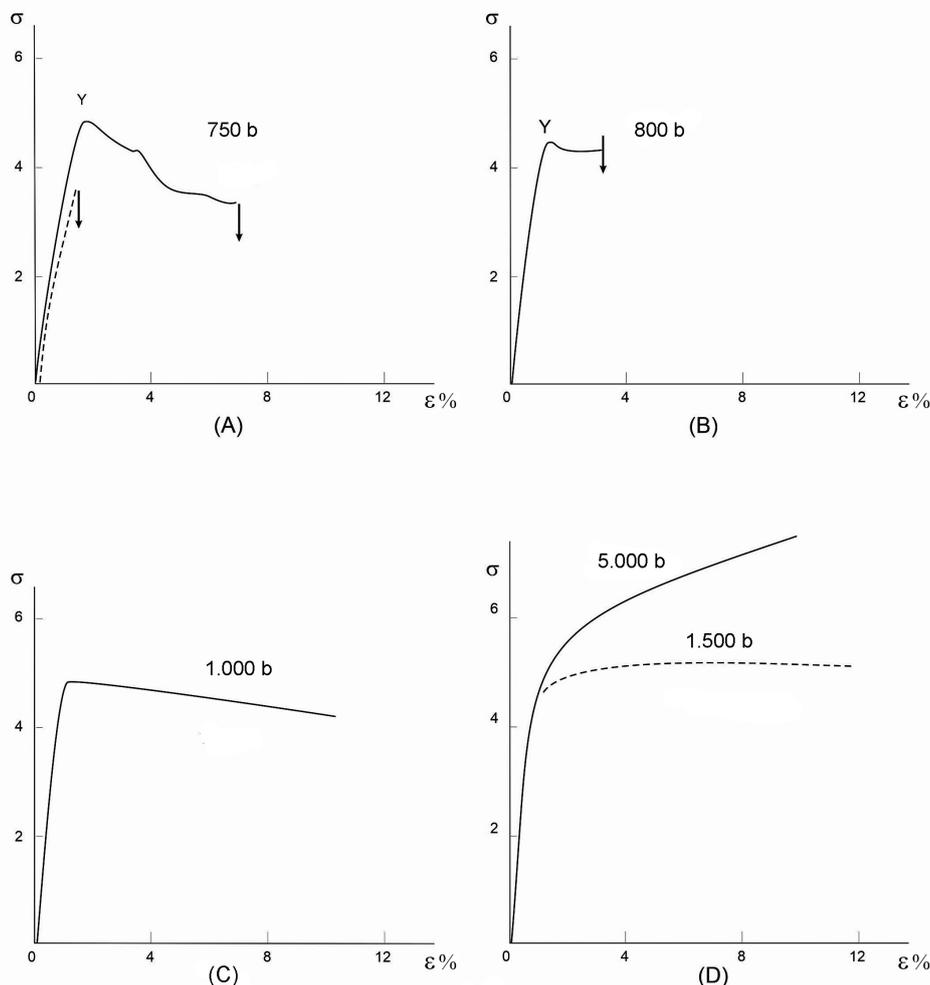


Figura 11.4. Curvas de esforço versus deformação (compressão) em rocha calcária, ilustrando os estágios rúptil, transicional e dúctil (b significa bar; σ em kbar). **A.** Estágio rúptil, 25 °C, 750 bar P_{conf} (linha tracejada representa experimento a P_{conf} de 1 bar). **B.** Rúptil a transicional, 150 °C, 800 bar P_{conf} . **C.** Transicional, 25 °C, 1 kbar P_{conf} . **D.** Dúctil, 25 °C, 5 kbar P_{conf} (linha tracejada, 1,5 kbar).
Fonte: Turner e Weiss (1963).

Rúptil ou dúctil?

As rochas quebram-se, no estágio rúptil, apenas em situação de baixas temperaturas e baixas pressões confinantes, ou seja, em camadas relativamente superficiais da crosta (profundidades de até poucos km). Deformações em profundidades maiores tendem a ser do tipo plástica (ou dúctil).

Tempo de duração do processo

De importância extrema é a variável *tempo*, associada à velocidade (e à continuidade) com que o esforço no cilindro de prova é aplicado. Idealmente, a deformação elástica, que surge como resposta inicial, é instantânea, assim como a recuperação da forma inicial quando os esforços são retirados. A **Figura 11.5** mostra as respostas no caso de aplicação sequenciada dos esforços (à temperatura constante), para amostra de mármore submetida à compressão sob 300 °C e 5 kbar P_{conf} (deformação total ϵ de 37%). A curva **a** de deformação rapidamente atinge o ponto **b** (σ de 1.900 bar de P_{conf} , ϵ de 3%). σ foi mantido constante por 30 minutos, ϵ variando de **b** até **c**. A seguir, σ foi incrementado rapidamente (curva **c-d**, ϵ de 5%). Mantidas agora constantes as condições, gerou-se o deslocamento indicado pelo segmento **d-e**. A seguir, σ foi reduzido temporariamente a zero (linha **e-f**), com recuperação rápida subsequente até a situação anterior (σ de 2.800 bar P_{conf} , linha **f-g**) e manutenção das variáveis, provocando outro deslocamento horizontal (segmento **g até h**), e sucessivos deslocamentos de σ até valores maiores (segmentos **h-i** e **j-k**), e com adaptações por deformação indicadas pelos segmentos **i-j** e **k-l**. O experimento completo, com duração de 48 horas, pode ser representado pela curva tracejada, junto com a linha contínua retratada para esforços maiores (**Figura 11.5**). Note que os segmentos sub-horizontais (b-c, d-e, g-h, etc.) identificam os deslocamentos da deformação ϵ , com σ mantido constante e representam a lenta resposta da rocha à contínua deformação sob condições estáveis. Esta propriedade é denominada *rastejamento* (*creep*, em Inglês) e ocorre sob taxas de deformação muito baixas. Rastejamentos são fenômenos comuns em Geologia, lembrando que os processos geológicos *contínuos* (não catastróficos) atuam lentamente por milhares ou até milhões de anos.

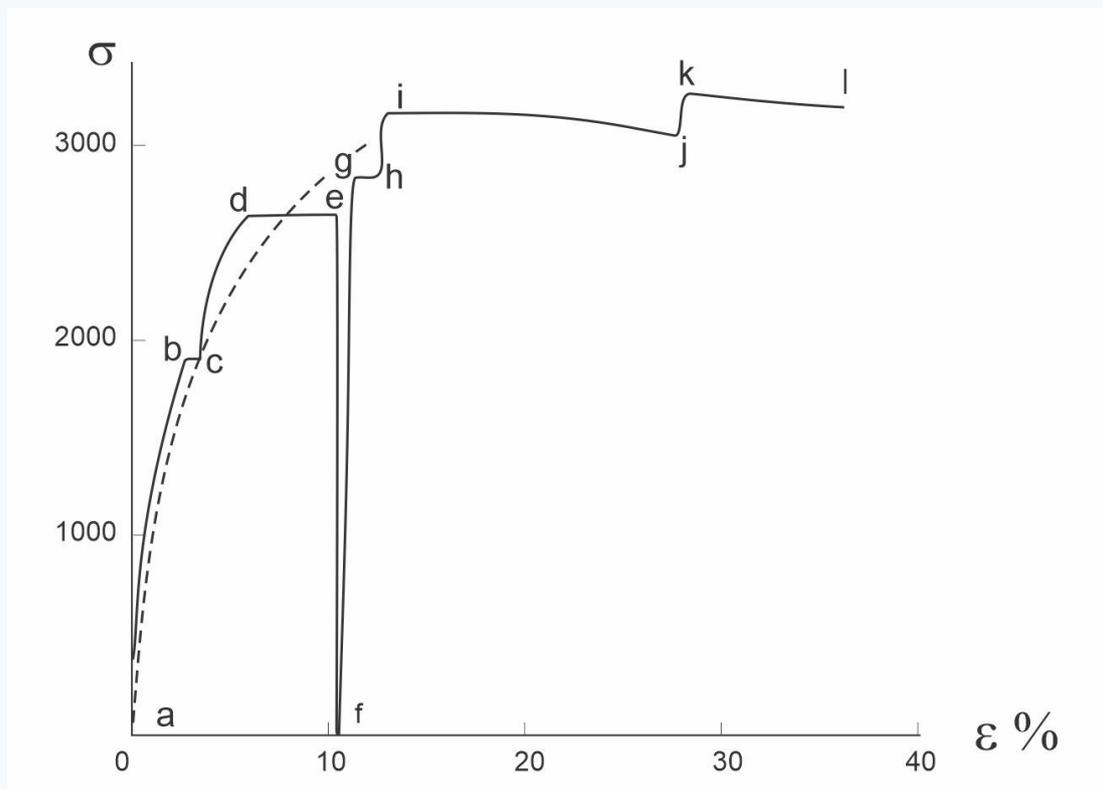


Figura 11.5. Comportamento de mármore em função de aplicações sequenciais de pressão, submetido a 300 °C e P_{conf} de 5 kbar. A duração total do experimento foi de 48 horas. A curva tracejada, juntamente com o posicionamento das curvas a esforços maiores, representaria resumidamente o experimento, se realizado sob condições de aplicação contínua de esforços. Para mais detalhes, ver texto.

Fonte: Turner e Weiss (1963).

Rochas duras e rochas moles

Rochas *duras* (ou *competentes*), como a maioria das rochas ígneas (granitos e basaltos), são mais resistentes às deformações, diferentemente das rochas *moles* ou *incompetentes*, como a maioria das sedimentares (calcários e clásticas de granulação fina), e muitas das rochas metamórficas equivalentes (e.g., mármore, filitos e mica xistos). A comparação da **Figura 11.6**, para mármore (rochas *moles*), com a **Figura 11.7**, para granitos (rochas *duras*) é ilustrativa nesse sentido. Um caso extremo pode ser observado no comportamento de rochas evaporíticas, cristalizadas por evaporação de águas salinas. Estas rochas ocorrem como camadas que, por meio de fluxo plástico, podem se converter em estruturas verticais cilíndricas, os chamados *domos salinos*. Mesmo em temperaturas relativamente baixas (e.g., em torno de 100 °C, ou inferiores) os evaporitos apresentam comportamento plástico extremo, invadindo as rochas circundantes ao estilo das rochas ígneas intrusivas, sempre dentro do campo da deformação plástica. Mesmo sendo muito solúveis, uma vez na superfície estas rochas podem ficar preservadas como afloramentos em áreas desérticas, em climas extremamente áridos, como nos altiplanos do Chile, da Bolívia e da Argentina, e em desertos equivalentes no Irã.

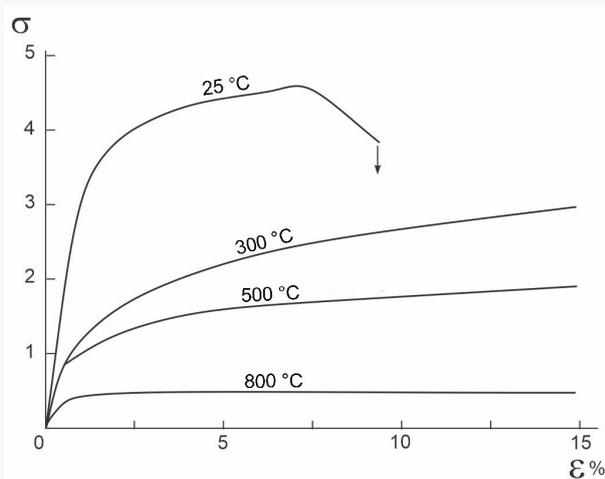


Figura 11.6. Comportamento de mármore, em extensão (rochas incompetentes), com a mudança na temperatura ambiente. Esforços em kbar, P_{conf} de 5 kbar.

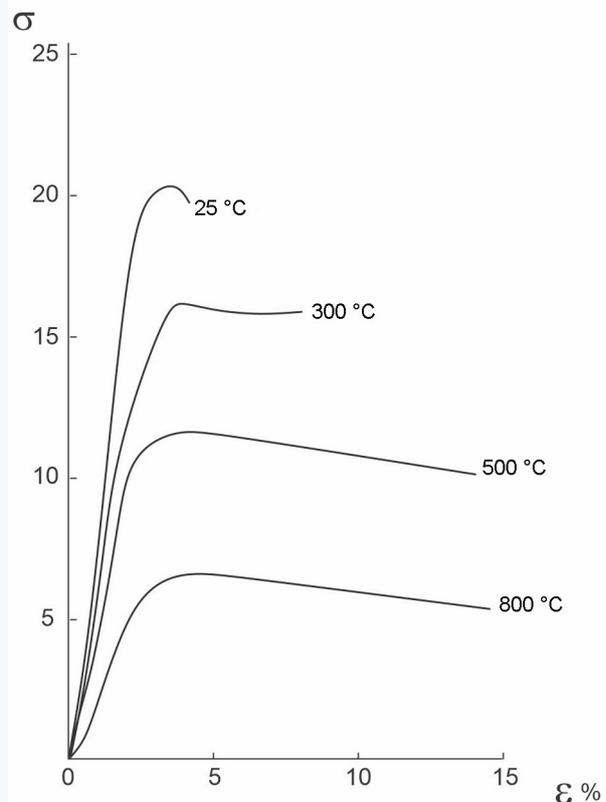


Figura 11.7. Comportamento de granitos, em compressão: comportamento de rochas *duras* ou *competentes*, menos deformáveis, com a mudança na temperatura ambiente. Esforços em kbar, P_{conf} de 5 kbar. Comparar com as curvas para mármore (Figura 11.6).
Fonte: Turner e Weiss (1963).

11.3.1. Deformações por dobramentos

Deformações por dobramentos ocorrem no campo da deformação plástica. Os resultados dessa deformação são as *dobras*, que constituem uma das mais espetacu-

lares estruturas existentes. As dobras podem ser descritas de acordo com elementos geométricos definidos. A **Figura 11.8** mostra um desenho esquemático de uma dobra no qual aparecem destacados os principais elementos geométricos.

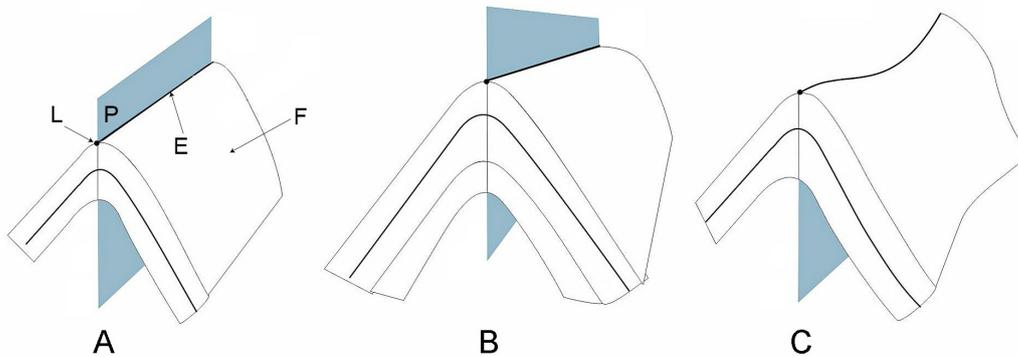


Figura 11.8. Elementos geométricos de uma dobra. Eixo (E), plano axial (P), flancos (F), charneira (L). **A.** Dobra cilíndrica (eixo retilíneo), exemplificada em uma dobra do tipo *anticlinal* (seu complemento geométrico lateral denomina-se *sinclinal*). **B.** Dobra não cilíndrica. **C.** Dobra curvilinear, plano vertical e eixo curvilíneo. Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

Nas dobras formadas em rochas sedimentares, as camadas localizadas no núcleo da estrutura anticlinal são mais antigas que as localizadas na parte externa. No sinclinal ocorre o contrário. Exceções à regra existem, mas apenas em áreas afetadas por dobramentos complexos. Quando não existem informações sobre a situação estratigráfica das camadas, utiliza-se os termos *antiforme* e *sinforme*.

As dobras possuem *pontos de charneira*, que são pontos de máxima curvatura que, conectados, formam a *linha de charneira*. Quando a linha de charneira é retilínea, é denominada *eixo*, que é a linha

que gera a dobra por rotação e translação. Dobras geradas desta maneira são chamadas de *cilíndricas*. O *plano axial* consiste em uma superfície que divide a dobra em duas metades, simétricas ou não. Ele pode ser um plano, ou uma superfície curva.

Dependendo da espessura das camadas afetadas, as dobras podem ser chamadas de *concêntricas* ou *similares*. Na primeira, a espessura das camadas é mantida em todo o percurso da dobra; na porção apical da dobra, ou charneira, é mais espessa do que os flancos (**Figura 11.9**).

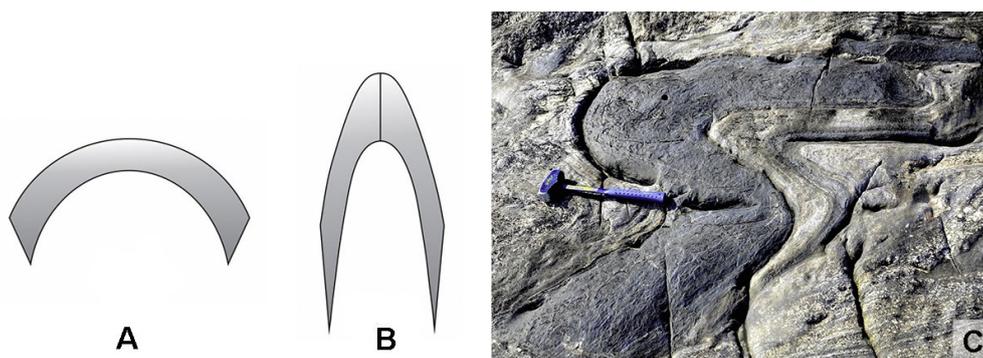


Figura 11.9. Exemplos de dobras concêntrica e similar, a primeira mantendo a espessura da camada (**A**), a segunda com variações (**B**). Em (**C**), exemplo de dobra concêntrica afetando anfíbolito, Praia de Boiçucanga, São Sebastião, SP. Foto: Maria da Glória M. Garcia.

Deformações complexas

Em regiões de deformação polifásica, típica de rochas metamórficas em terrenos orogênicos, as dobras podem registrar deformações superpostas. A descrição destas estruturas é normalmente feita por meio da utilização de superfícies de referências – as foliações (Figura 11.10). É importante destacar que, embora as relações geométricas entre S_1 , S_2 e S_3 possam ser descritas segundo uma ordem cronológica, a formação destas estruturas pode ocorrer durante um mesmo evento deformacional, sob o mesmo campo de esforços, de maneira progressiva.

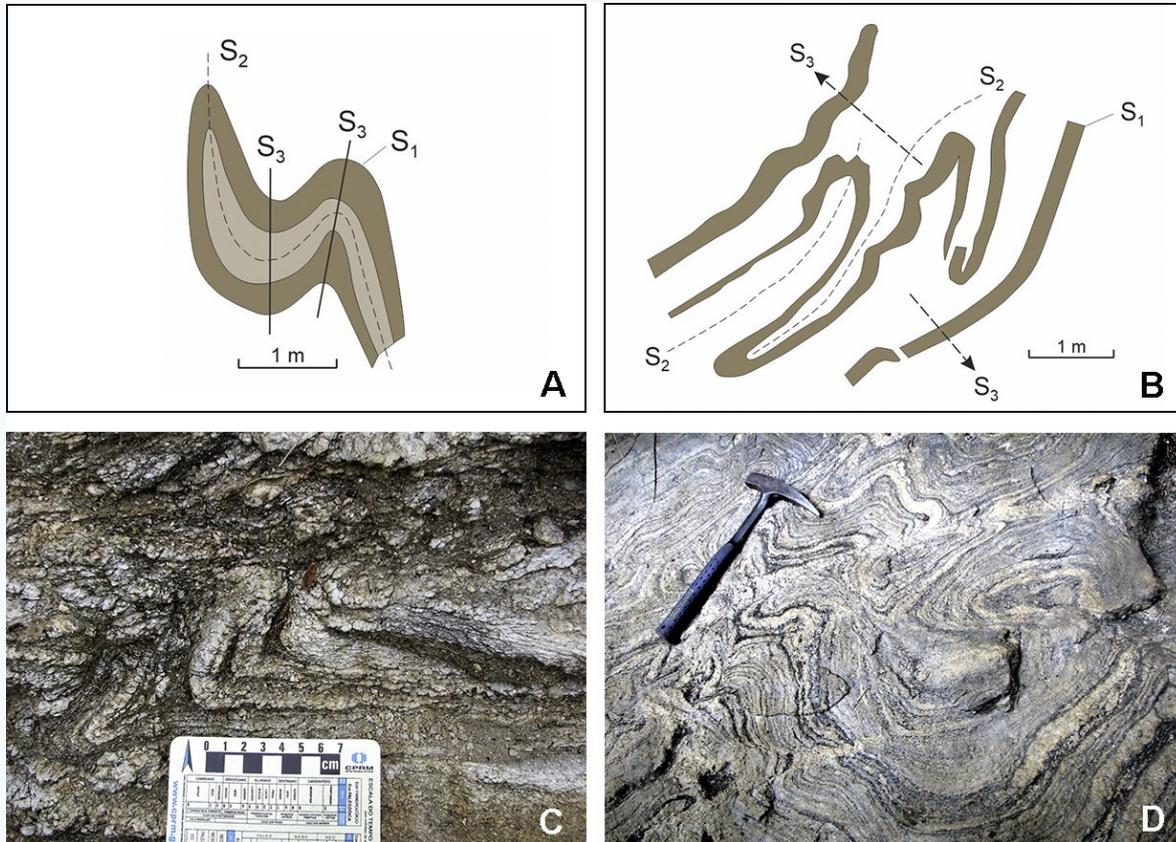


Figura 11.10. Estilos de deformações superpostas (redobramentos). **A** e **B.** S_1 representa a foliação metamórfica paralela à superfície original (e.g., estratificação sedimentar). S_2 é o plano axial formado a partir do dobramento de S_1 , e S_3 , o plano axial formado a partir do dobramento de S_2 . **C.** Padrão de redobramento em gnaiss granítico na região de Itatira, CE. **D.** Exemplo de deformação polifásica em gnaiss ortoderivado na região de Lima Duarte, MG. Ilustração: Marco A.N. Chamadoira. Fotos: Maria da Glória M. Garcia.

Importância do estudo estrutural

É bom lembrar que o estudo estrutural de bacias sedimentares, definindo as deformações, não é mero exercício acadêmico, já que a disposição dos anticlinais determina os *altos* estruturais e, portanto, as regiões onde serão esperadas acumulações de hidrocarbonetos. O estudo estrutural, com métodos geológicos e geofísicos, é tarefa preliminar fundamental na pesquisa em bacias petrolíferas, identificadora das regiões onde serão realizadas as perfurações.

As dobras são frequentemente associadas à formação de outro tipo de estrutura, as foliações. Durante os processos de dobramento, planos de clivagem ou de xistosidade podem se formar na direção

paralela ao plano axial da dobra, que pode levar à formação de uma nova foliação, que muitas vezes só é identificada por meio de *restos de dobras* em meio às novas superfícies (Fig. 11.11).



Fig. 11.11. Relação entre dobras e formação de foliações. **A.** Foliação transposta em ortogneisse, Praia dos Milionários, São Vicente, SP. **B.** Dobra sem raiz em gnaissé paraderivado, Boa Viagem, CE. Fotos: Maria da Glória M. Garcia.

11.3.2. Deformações por ruptura: juntas e falhas

As rochas, ao atingirem o ponto de ruptura, quebram segundo superfícies geralmente regulares, com disposição definida frente à orientação do esforço principal σ_1 (ver **Figura 11.3**). No regime compressional aparecem planos de ruptura oblíquos ao esforço principal (ângulos

geralmente menores que 45°). No regime extensional, estes planos são perpendiculares à direção de σ_3 . Na natureza, formase apenas um dos dois planos de rupturas possíveis, chamados de *fraturas cisalhantes* (*shear faults* ou *shear zones*); o segundo plano pode também se formar de maneira independente, como o par *conjugado* ou *complementar* (**Figura 11.12**).



Figura 11.12. Tipos de planos de ruptura. **A.** Fraturamento por extensão, formando planos ortogonais em metarenito, Monte Roraima, RR. **B.** Fraturamento por cisalhamento, formando planos oblíquos – blocos romboédricos em arenito, Bacia do Jaibas, CE. Fotos: Maria da Glória M. Garcia.

Os planos de ruptura são chamados genericamente de fraturas, que podem ser de dois tipos principais.

Juntas são fraturas nas quais os blocos permanecem fixos, sem movimentação lateral significativa. Assim, por exemplo, podem aparecer *juntas de alívio* em maci-

ços formados em profundidade, agora expostos, como adaptação ao ambiente de menor temperatura e ao alívio da pressão confinante (efeito da erosão, que retira as camadas sobrejacentes). É muito comum a colocação de diques nos espaços gerados pelo fraturamento (**Figura 11.13**).

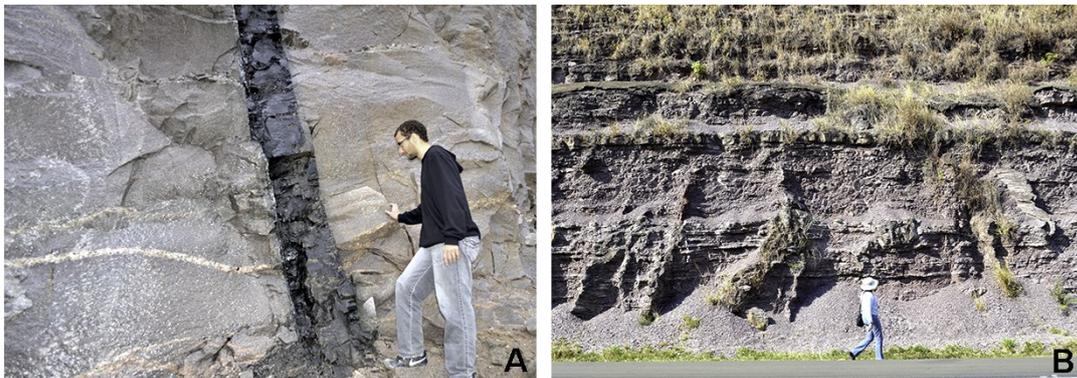


Fig. 11.13. Diques cortando rochas preexistentes. **A.** Dique máfico em granito, Caraguatatuba, SP. **B.** Diques clásticos associados a paleossismos em metassiltitos da Formação Corumbataí, SP. Fotos: Maria da Glória M. Garcia.

Falhas constituem-se em fraturas que mostram movimentação lateral ao longo do plano de ruptura, segundo sentidos que dependem do regime de esforços aplicado. As falhas podem ser descritas por meio de elementos geométricos (**Figura 11.14**) mostrando a disposição do *plano de falha*, a sua *inclinação*, o *rejeito* (movimentação) total e componentes (e.g., rejeito horizontal e no plano da falha). Existem três tipos de falhas, clas-

sificadas de acordo com o tipo de movimentação ao longo do plano de ruptura: as falhas *normais* (formadas em regime extensional), as falhas *inversas* (regime compressional) e as falhas *transcorrentes* (movimentação horizontal dos blocos). Em casos de compressão extrema, ocorrem as *falhas de empurrão* ou de *cavalgamento* (tipo específico de falha inversa, de baixo ângulo ou até sub-horizontal).

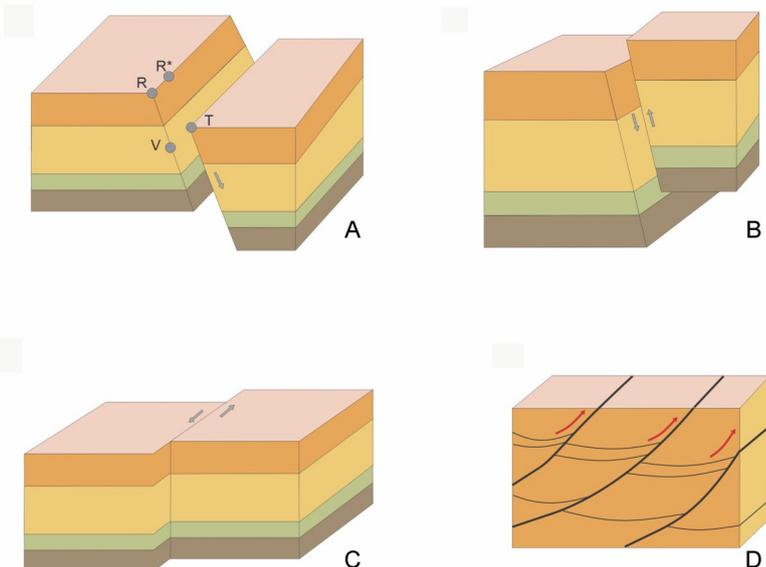


Figura 11.14. Falhas: elementos geométricos e tipos. P: plano de falha, segmento RV: rejeito no plano de falha; RR*: rejeito horizontal; RT: rejeito total. **A.** Falha normal (extensional). **B.** Falha inversa (compressional). **C.** Falha transcorrente (movimentação horizontal; *sinistral*, neste caso por perceber o observador, posicionado num dos blocos e visando a superfície de falha, movimentação para a sua esquerda no bloco oposto; *destral*, se for o caso contrário). **D.** de cavalgamento. Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

A movimentação ao longo dos planos de falha pode gerar registros (por ex., estrias no plano de falha), que se constituem de indicadores para reconstruir a

história deformacional da estrutura. A fricção ao longo destes planos pode provocar também a fragmentação da rocha, gerando cataclasitos (**Figura 11.15**).



Figura 11.15. Estruturas geradas a partir da movimentação de blocos, ao longo de planos de falha. **A.** Estrias de atrito em plano de falha em riólito da Bacia do Jaibaras, CE. **B.** Brecha de falha associada a pseudotaquilito em granito intrusivo em sedimentos da Bacia do Jaibaras, CE. Fotos: Maria da Glória M. Garcia.

11.3.3 Sistemas extensionais e compressionais

Estruturas geológicas formadas pela atuação de *esforços extensionais*, cobrindo áreas de grandes dimensões, são constituintes comuns de áreas continentais e oceânicas. Estas acumulam material sedimentar detrítico, depositado pelos agentes geológicos em áreas de subsidência, as *bacias sedimentares*. O processo envolve afinamento vertical e expansão horizontal da crosta, com predomínio de falhas normais de grandes extensões, geradas pela atuação de dois ou mais sistemas de falhamento normal, em parte formando *grabens* (**Figura 11.16**). *Grabens* podem ter manifestação superficial significativa constituindo, por exemplo, estruturas favoráveis para a localização de muitos rios de grande porte, como o *graben* no qual está instalado o vale do rio Reno, na Europa central, ou o vale do rio Paraíba do Sul, no sudeste do Brasil.

Em *regimes compressionais*, tais como os caracterizados por colisão de grandes blocos, predominam esforços de compressão, responsáveis pela formação de falhamentos inversos, incluindo em casos extremos os *cavalgamentos*, as *falhas de empurrão* e as *nappes*, que constituem

estruturas nas quais grandes áreas da crosta são empurradas para cima de terrenos adjacentes (**Figura 11.17**).

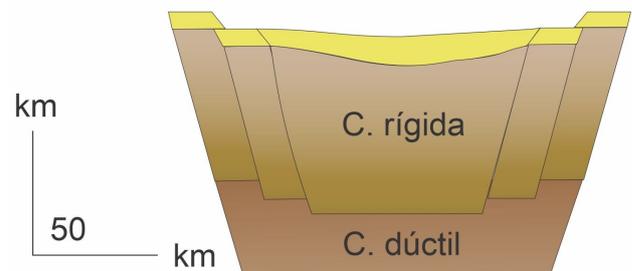


Figura 11.16. Bacias sedimentares formadas em regimes extensionais, capeadas com sedimentos (perfil esquemático). Sistemas de falhas normais, que identificam a região com distensão, favorecem a formação de *grabens* (falhas normais conjugadas) e outras estruturas mostrando subsidência. Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

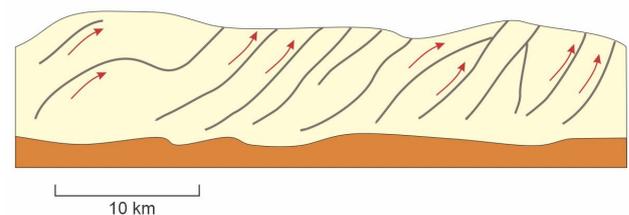


Figura 11.17. Regimes tectônicos formados em zonas de compressão e deformação avançada (perfil esquemático), com aparição de falhas de empurrão e, no caso extremo, de *nappes* com superposição de estruturas (sentido da movimentação, em vermelho). Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

Estas regiões, situadas na crosta continental e também na oceânica, inevitavelmente participam de ciclos geológicos, devendo ingressar em zonas de profundidade por atuação dos agentes tectônicos (soterramento, subsidência, etc.). Serão então submetidas a aumentos de pressão e temperatura, e são, naturalmente, propensas a se converter em rochas metamórficas. Em caso extremo, as formações rochosas *continentais* (já transformadas), chegam a profundidades propícias para serem submetidas à fusão parcial: geram-se assim a maioria dos magmas graníticos, que a seguir se movimentam subindo para áreas da crosta continental mais rasas, formando por resfriamento, por exemplo, intrusões de batólitos graníticos. Desta maneira, ge-

ram-se as regiões do chamado *embasamento cristalino*, tipicamente aflorante no interior dos continentes, expondo rochas ígneas intrusivas em associação com rochas metamórficas circundantes.

11.3.4. Representação de estruturas geológicas em mapas e perfis

As estruturas geológicas, tanto primárias como secundárias, comportam-se como elementos geométricos, que devem ser medidas no campo e lançadas com símbolos adequados em mapas geológicos (ver Capítulo 12 - Mapas Topográficos e Geológicos).

Estas estruturas são basicamente de dois tipos, *linhas* e *planos* (exemplos na **Figura 11.18**).

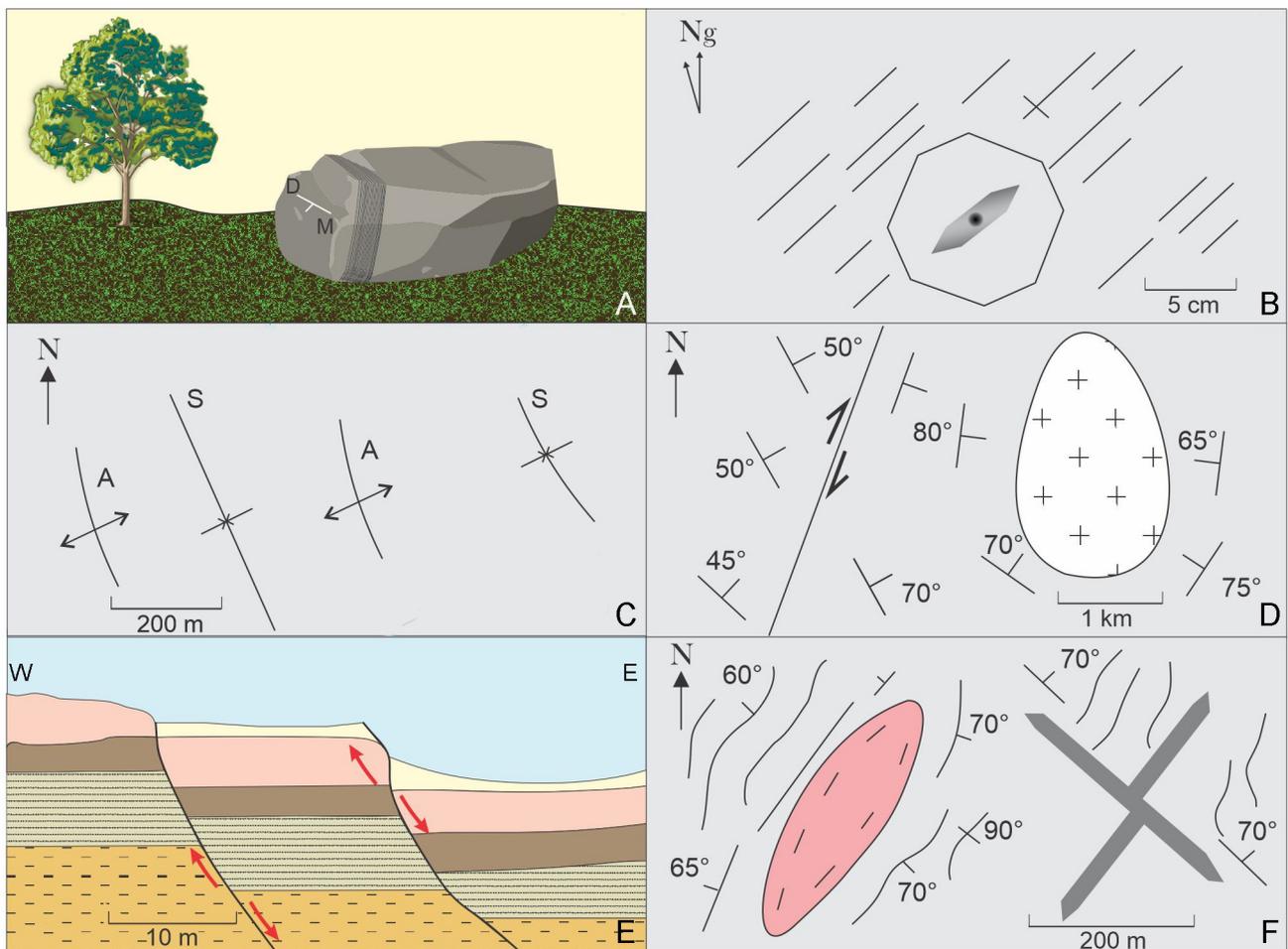


Figura 11.18. Estruturas lineares e planares em mapas e perfis (esquemático). **A.** Foliação exposta em bloco de rocha metamórfica, indicando direção (D) e mergulho (M). **B.** Lineação em rocha metamórfica, com indicação do Norte geográfico (N_g). **C.** Foliação dobrada em rochas metamórficas, com indicação da direção dos eixos de dobras (A e S, disposição anticlinal e sinclinal, respectivamente). **D.** Intrusão granítica em rochas metamórficas encaixantes (foliação indicada); a intrusão granítica mostra estrutura maciça (sem orientação); à W, indicada a presença de falha transcorrente (rejeito horizontal não determinado). **E.** Perfil de percurso W-E mostrando deslocamentos de pacote sedimentar por falhas normais. **F.** Maciço granítico com formato lenticular, mostrando estrutura interna em parte orientada, invadindo rocha metamórfica (foliação indicada); na parte E, aparecem dois diques de idades diferentes, com atitude subvertical. Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

11.3.4.1. Linhas

As linhas são medidas no terreno de maneira convencional, com bússola, registrando-se a posição do N_g (*direção*), a se projetar no plano horizontal. Caso a linha não esteja na posição horizontal, deve ser medido também o ângulo da inclinação (*mergulho*) e o sentido dele (por ex., mergulho de 10° para N, ou para S, ou para SW, etc.).

Os tipos mais frequentes de elementos estruturais *lineares* (**Figura 11.19**) são:

- lineação* gerada por crescimento unidirecional (e.g., anfibólio prismático, feldspato tabular) ou estiramento (e.g. quartzo) de minerais ao longo de uma direção;
- eixos* de dobras, com disposição variada: horizontais, inclinados, mais raramente verticais;
- estrias* ou *linhas de falha*, geradas como incisões paralelas em planos de falha por efeitos da movimentação contra o bloco oposto (os *slickensides*).



Figura 11.19. Exemplos de estruturas lineares. **A.** Lineação mineral de cianita em xisto, Nappe Itatira, CE. **B.** Dobra com eixo sub-horizontal, associada ao bandamento em ortogneisse granítico, Praia do Camburizinho, São Sebastião, SP. Fotos: Maria da Glória M. Garcia.

11.3.4.2. Planos

Os planos são medidos também com bússola em posição horizontal, aplicando a parte lateral do instrumento contra o plano de interesse, definindo assim a *direção*. Como a maioria dos planos não são verticais, mede-se, adicionalmente, o *mergulho* (o ângulo máximo de inclinação com a horizontal, a 90° da *direção*, indicando, também, a direção geográfica da inclinação: para N ou S, E ou W, ou SW, etc.).

Entre os *planos*, os mais frequentes e passíveis de registro são os seguintes (**Figura 11.20**):

- planos de *foliação* em rochas metamórficas, mostrando a orientação planar de muitos dos minerais componentes, ou a sua concentração seletiva em faixas ou bandas (por ex., bandas feldspáticas alternando com outras ricas em micas; regulares ou irregulares);
- planos *axiais de dobras* (verticais, inclinados, raramente sub-horizontais, ver **Figura 11.8**);
- planos de *acumulação* ou *estratificação*, deformados ou não (geralmente presentes em rochas sedimentares, por vezes preservados em rochas metamórficas como estruturas *reliquiárias*);
- planos de *foliação* em rochas metamórficas, mostrando a orientação planar de muitos dos minerais componentes, ou a sua concentração seletiva em faixas ou bandas (por ex., bandas feldspáticas alternando com outras ricas em micas; regulares ou irregulares);
- Diques* e *soleiras* (que podem ser tratados como planos, definindo direção e mergulho, além de espessura); as *soleiras*

- planos de *falhas* (ver **Figura 11.14**), quando visíveis e expostos para medição;

ras (ou *sills*), estruturas *concordantes*, mostram em geral disposição horizontal, enquanto diques, *discordantes*, cortam as estruturas das rochas encaixantes e apresentam geralmente atitude vertical a subvertical;

f) *Superfícies regulares de contato*, quando

expostas (por ex., entre uma rocha ígnea e uma rocha encaixante invadida).

Linhas e planos, como os indicados, permitem identificar deformações, ou recristalizações, e o sentido da atuação dos esforços tectônicos ocorridos na região.



Figura 11.20. Exemplos de estruturas planares. **A.** Planos de foliação metamórfica em rochas metassedimentares, Ceará. **B.** Plano de falha mostrando comportamento dúctil-rúptil, Praia da Tabatinga, Caraguatatuba, SP. Fotos: Maria da Glória M. Garcia.

11.4. TECTÔNICA DE PLACAS: UM RESUMO

A Tectônica de Placas, introduzida na literatura na década de 1960, começou como uma hipótese de trabalho com a pretensão de criar um marco de referência geral para explicação dos processos geológicos em larga escala. Hoje, ela já deixou de ser teoria para converter-se numa ferramenta básica de interpretação.

Esta *teoria* divide a superfície terrestre, com seus continentes e oceanos, em várias unidades denominadas *placas*, limitadas por feições geológicas claramente identificáveis, as *margens de placas* (**Figura 11.21**).

Em superfície, as placas aparecem como fragmentos de grandes dimensões, como a exemplificada pela Placa do Pacífico, a maior delas. Em termos de profundidade, as placas englobam as camadas superficiais rígidas do Planeta, com espessuras variáveis de 100 a 150 km de

crosta e parte do manto superior abaixo da descontinuidade de Mohorovicic, situada em média a 40 km de profundidade). Assim, uma placa é constituída, na parte superior, por crosta oceânica e/ou continental e, na parte inferior, por um substrato de manto mais rígido. Este conjunto, chamado de *litosfera*, atua tectonicamente como uma *camada rígida*, que se desloca horizontalmente de modo lento, frente aos esforços, ou se quebrando em resposta a eles, ou sendo submetida à regime de afundamento no manto. A litosfera está em contato transicional com o manto mais profundo, chamado de *astenosfera*, que reage aos esforços tectônicos de modo dúctil (admite-se que nela já exista um início de fusão parcial muito limitada, da ordem de 1%).

Os *limites*, ou *margens*, de placas são as regiões nas quais se concentra a atividade geológica. Estes limites correspondem às *margens divergentes* e *convergentes*, além de extensas *falhas transcorren-*

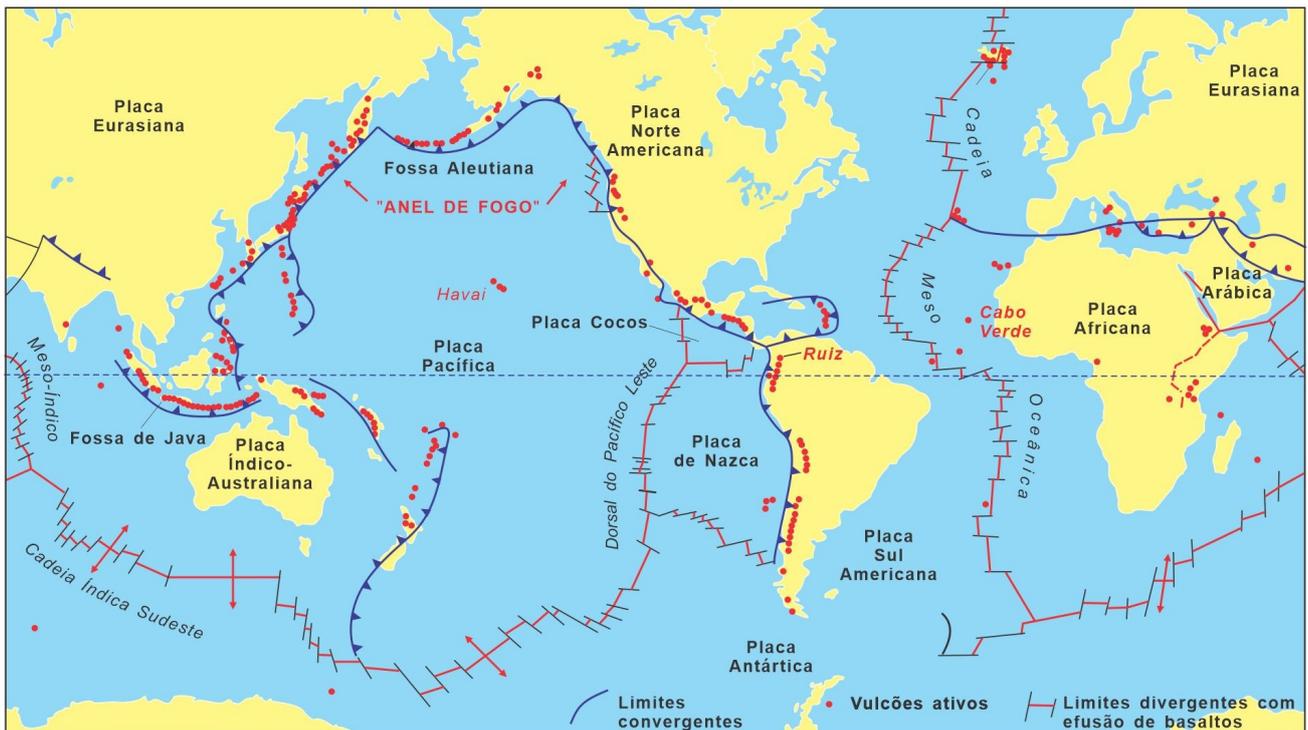


Figura 11.21. Posição atual das placas terrestres, juntamente com as dorsais meso-oceânicas, localizadas nos oceanos, mostrando padrão escalonado (aparência das chamadas *falhas transformantes*, transversais). *Setas* indicam direção de movimentação horizontal das placas (velocidades da ordem de cm/ano).

tes. A falha de San Andreas, aflorante na Califórnia e que separa em parte a Placa Norte-americana da Pacífica, é provavelmente o exemplo mais conhecido de um limite transcorrente (percurso reconhecido de mais de 1.200 km). Alguns limites laterais são constituídos pelas *falhas transformantes*, de pequena extensão, que aparecem cortando as dorsais meso-oceânicas a intervalos regulares, dando a elas um aspecto escalonado (**Figura 11.21**). As regiões intraplacas mostram atividade tectônica, em geral, muito mais atenuada.

As *margens divergentes* (ou margens de moderada atividade tectônica) destacam-se por constituir feições lineares contínuas, as *cadeias meso-oceânicas*, que são dorsais que ocupam áreas oceânicas (**Figura 11.22**). A maior dorsal, a *Cadeia Meso-Oceânica Atlântica*, estende-se por milhares de km pelo Oceano Atlântico, formando uma estrutura topográfica constituída principalmente por rochas basálticas, que chega a aflorar apenas no arquipélago da Islândia, estando submersa (em 500-1.000 metros) no resto do seu percurso (**Figura 11.22**). As movimentações que ocorrem nessas dor-

sais geram esforços moderados registrados como hipocentros de terremotos, em profundidades máximas relativamente rasas, da ordem de algumas dezenas de quilômetros.

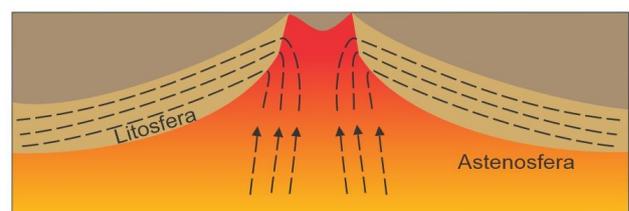


Figura 11.22. Seção esquemática de dorsal meso-oceânica, mostrando crosta oceânica afinando em direção à dorsal e a movimentação plástica do manto para profundidades menores, com consequente condição para fusão parcial do manto e gênese de magmas basálticos. Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

As *margens convergentes*, com forte tectonismo, são feições também lineares, nas quais comprovadamente partes da litosfera oceânica, de maior densidade, são introduzidas no manto, processo que é chamado de *subducção* (**Figura 11.23**). Observe-se que a crosta continental, que forma a parte mais superficial da litosfera, é constituída em boa parte por grani-

tos e rochas metamórficas (com micas, quartzo e feldspatos) com densidade menor que a da litosfera oceânica, capeada por crosta basáltica. A crosta continental, portanto, tende a se posicionar nas partes mais superficiais do Planeta, já que dificilmente pode ser submergida. Esta subducção pode ser acompanhada por

correspondentes hipocentros de terremotos, que registram o caminho da placa litosférica, em profundidade, até sua assimilação e possível desaparecimento em partes mais profundas (hipocentros registrados com até 700 km de profundidade, portanto, já claramente colocados no manto superior).



Figura 11.23. Zona de subducção (perfil esquemático). Litosfera oceânica (capeada por crosta oceânica - CO) em estágio de subducção (seta), por baixo de litosfera com crosta continental (CC), criando condições propícias para gerar líquidos magmáticos por fusão parcial.
Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

O ângulo de subducção, se pouco acentuado, pode manter a placa em profundidades rasas, não adequadas para gerar fusão. A consequência será uma região na zona de subducção que não apresentará magmatismo (como, por ex., a região dos Andes em torno do Cerro Aconcágua, na divisa Argentina-Chile).

A mais extensa zona de subducção do Planeta é a que constitui o limite entre a Placa Oceânica Pacífica e os continentes: sul, centro e norte-americano, ainda com extensão para N e para W, formando uma estrutura que passa pelo Japão e pela Indonésia. Esta zona é chamada de *círculo de fogo* do Pacífico e se caracteriza por intensa atividade sísmica e vulcânica (**Figura 11.21**; ver também o capítulo sobre Rochas Ígneas).

Do ponto de vista geológico e tectônico, as *margens divergentes* são as áreas nas quais processos do manto, com movimentação plástica ascendente e a seguir horizontal (perto da superfície), conseguem criar um sistema de esforços adequado para separar as placas contíguas (**Figura 11.22**). Esta movimentação, ou *drift*, é controlada por processo de fluxo plástico muito lento (da ordem de cm/ano), mas efetivo o suficiente para

criar um sistema *distensional permanente* e vulcanismo basáltico acentuado.

Diferentes são as feições geológicas e tectônicas que caracterizam as *margens convergentes*, ou zonas de subducção. Sendo zonas submetidas a compressões extremas, é favorecida a geração de cadeias montanhosas (Andes, Himalaias, Alpes, etc.), também propícias para gerar vários tipos diferentes de magmas (**Figura 11.23**). Esses magmas representam, em parte, fusões parciais de rochas do manto, participantes do processo e que devem aparecer na superfície cristalizadas como basaltos, um dos extremos no processo de geração de magmas. São também gerados produtos de fusão parcial de rochas das crostas continental e oceânica, ali presentes, formando então líquidos magmáticos de composições variadas, tanto os graníticos, enriquecidos em sílica e álcalis, como outros de composição intermediária, os andesitos. Com isto, criaram-se as condições para a geração (por cristalização desses magmas) de rochas ígneas tão variadas como basaltos, granitos, riólitos e andesitos, os últimos os constituintes de muitos dos vulcões expostos nos Andes e outras regiões equivalentes.

Andes Meridionais

Existem, mapeadas, nos Andes Meridionais (no Altiplano chileno-argentino), massas riolíticas cobrindo mais de 50,000 km², geradas por espalhamento de volumes de magma de milhares de km³, cobrindo a superfície como avalanches piroclásticas horizontais (os chamados *ignimbritos*) que, à época da erupção, devem ter constituído algumas das maiores manifestações vulcânicas violentas já registradas na história geológica (ver capítulo de Rochas Ígneas).

A ilustração da atividade da Dorsal Meso-Oceânica Atlântica, em particular, mostra o mecanismo de atuação da Tectônica de Placas. A dorsal começou a se formar há 130 Ma, em regiões fraturadas do supercontinente Gondwana (essencialmente, união dos continentes Sul-americano e Africano, e outras regiões vizinhas), formando-se mega fraturas que, por movimentação nas profundezas do manto, conseguem afastar os agora criados continentes da América do Sul e África, com velocidades da ordem

de 1-2 cm/ano, de cada lado da dorsal (**Figura 11.24**). Este deslocamento (*drift*) de placas consegue assim, em 130 Ma, separar ambas as porções da placa, formando os continentes Sul-americano e Africano. O aumento em superfície da crosta oceânica, formando o novo *Oceano Atlântico*, e a expansão similar em outras áreas no planeta, é compensado com destruição equivalente da litosfera em zonas de subducção, no mundo todo (por exemplo, na região dos Andes na América do Sul).

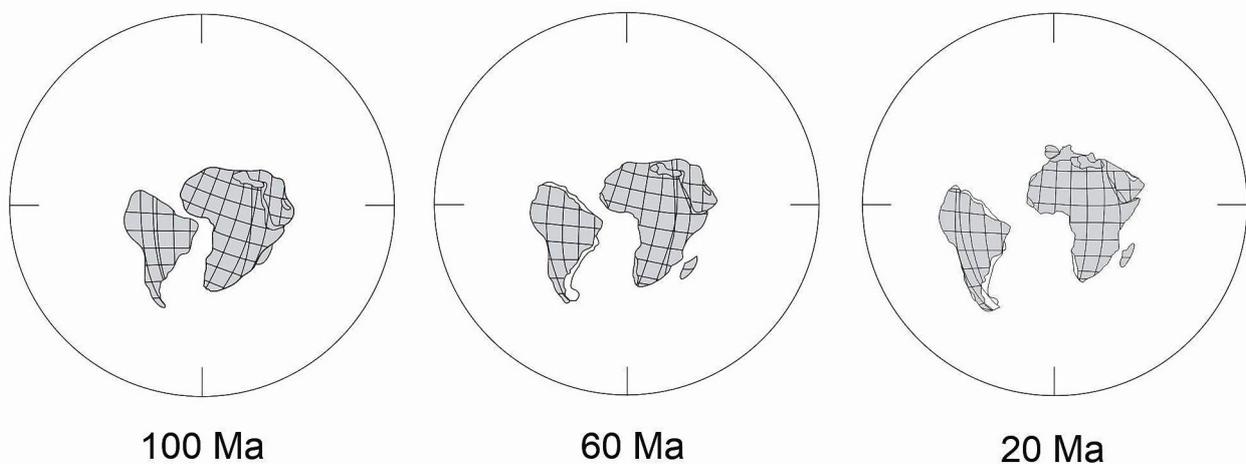


Figura 11.24. Reconstrução das posições das Placas Africana e Sul-americana no passado mais recente (respectivamente 100, 60 e 20 Ma atrás) indicando os efeitos da *deriva continental* por afastamento das duas placas, impelidas pela criação de crosta oceânica no local da Dorsal Meso-Atlântica (baseado em reconstruções de Smith e Briden, 1977).

11.5. A DERIVA CONTINENTAL E A TECTÔNICA DE PLACAS

Na década de 1910, foi lançada por Alfred Lothar Wegener, um meteorologista alemão, com argumentos científicos baseados em sólidas observações, uma hipótese ousada, que teve pouca aceitação nos centros geológicos mais tradicionais do hemisfério norte. A proposta era que

os continentes, contrariamente ao pensamento corriqueiro, teriam participado de movimentação lateral, daí o nome aplicado para identificá-la: a *deriva continental*. Publicações de apoio ao tema apareciam com títulos como *Our wandering continents (Nossos continentes errantes)*, livro de autoria do geólogo sul-africano Alexander Du Toit.

Deriva continental

Ideias arrojadas sobre o tema já tinham sido formuladas como propostas isoladas por vários pesquisadores, expressando que territórios que circundam o Oceano Atlântico teriam estado reunidos em épocas anteriores. Exemplos destas propostas são a do cartógrafo flamenco Abraham Otellius, em 1596, surpreendente em razão das poucas provas documentais, devido à falta de mapas fidedignos; também o próprio Francis Bacon em 1620; o conde de Buffon, Georges-Louis Leclerc; e ainda o famoso naturalista Alexander von Humboldt, em fins do século XVIII. Cabe citar também o geólogo norte-americano Frank Barsley Taylor, hoje pouco lembrado, que em 1911 publicou suas opiniões sobre a movimentação continental (a ideia da deriva continental era, nos EUA, conhecida anteriormente como a *teoria de Taylor-Wegener*).

As opiniões elaboradas por Wegener foram publicadas por ele em 1912 com o título *A origem dos continentes* na revista alemã *Geologische Rundschau* (v. 4, p. 276-292). Estas evidências já tinham sido di-

fundidas parcialmente em reuniões científicas e ensaios prévios (na revista *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 1912, v. 63).

Provas da deriva entre América do Sul e África

As provas apresentadas eram de dois tipos, igualmente significativas. Por um lado, estava o estudo e a comparação de faunas e floras fósseis praticamente idênticas, consideradas contemporâneas, localizadas em lugares distantes (Índia, África do Sul, América do Sul, Austrália e Antártida), identificando organismos (vegetais, répteis, etc.) que não poderiam ter se deslocado, por meios físicos, até locais tão afastados como os hoje registrados. Por outro lado, eram também discutidas as observações geológicas pertinentes (e.g., a existência de restos preservados de rochas sedimentares documentando a presença de glaciação continental, em posição estratigráfica idêntica nas regiões mencionadas). Soma-se a isso a tão mencionada evidência geométrica, o contorno geográfico quase perfeitamente complementar apresentado pela borda ocidental da África com a borda oriental da América do Sul.

O problema fundamental, obviamente, foi que em 1912 não existia conhecimento aprofundado sobre as dorsais meso-oceânicas, ou sobre a presença das zonas de subducção, as primeiras construindo crosta, as segundas destruindo em ritmo equivalente ao que é criado em outro local do planeta.

Marginalização da deriva continental

Portanto, a *deriva continental* foi marginalizada como hipótese de trabalho durante muitas décadas, até que apareceram dados mais completos sobre a topografia e as propriedades do fundo oceânico, e maiores avanços na compreensão da sismologia e magnetismo terrestres, tudo acompanhado de ousadia suficiente para mudar definitivamente o paradigma das explicações geológicas.

11.6. SUMÁRIO

As estruturas nas rochas são divididas em *primárias* e *secundárias*. As primeiras são formadas durante a gênese das rochas (e.g., estratificação), as segundas aparecem pela atuação de agentes geológicos, por deformação-recristalização e ruptura, sobre rochas já formadas.

Os corpos geológicos estão permanentemente submetidos a *esforços*, que deformam as rochas ora por *compressão*, ora por *distensão*. As rochas quebram-se, em resposta aos esforços, mais facilmen-

te sob condições de *esforços confinantes* baixos (*regime rúptil*, perto da superfície), passando para o *regime dúctil* ou *plástico* em profundidade (com deformação permanente), formando-se assim *dobras*, *recristalizações*, e neoformação de minerais.

Rupturas ocorrem quando é atingido o limite mecânico (maior para as rochas *competentes*, *duras*; menor, para as *incompetentes*, *moles*), gerando-se assim as *juntas* (planos de ruptura sem movimentação dos blocos) e as *falhas* (com movi-

mentação lateral). As falhas podem ser classificadas em *normais* (extensionais), *inversas* (compressionais) e *transcorrentes* (com movimentação horizontal).

Condições *mecânicas (geológicas)* na superfície (sob temperaturas menores) convertem a parte superficial do Planeta na *litosfera*. É a região rígida, integrada pela crosta oceânica e continental, juntamente com partes do manto imediatamente infrajacentes. Em comparação, o manto sublitosférico (*astenosfera*) é mais dúctil. *Regimes extensionais* geram *bacias sedimentares* (continentais e oceânicas); os *compressivos* formam *cadeias montanhosas*, por colisão de áreas continentais e placas oceânicas nas zonas de *subducção*, as regiões onde a litosfera é destruída por submersão no manto. As *dorsais oceânicas*, por sua vez, instaladas num regime de permanente distensão, geram condições para fusão de rochas do manto, ascendendo das profundezas, com aparição de magmas basálticos e formação de crosta oceânica. A *Tectônica de Placas* parte da definição de *placas*, com limites definidos na superfície do Planeta pela presença das *margens convergentes* (as zonas de subducção) e *divergentes* (as dorsais meso-oceânicas), além das *falhas transcorrentes*, e unifica estes componentes numa hipótese abrangente de trabalho.

Palavras-chave: *Estruturas primárias e secundárias. Esforço e deformação. Regimes rúpteis, transicionais e plásticos (ou dúcteis). Dobras, juntas e falhas. Regimes extensionais e compressivos: bacias sedimentares e zonas de colisão. Placas tectônicas: separação de áreas continentais; dorsais meso-oceânicas; criação de áreas oceânicas; margens convergentes e divergentes. Zonas de subducção.*

11.7. QUESTIONÁRIO

1. Descrever dobras e falhas e seus vários elementos geométricos.
2. Representar, esquematicamente, em diagrama $\sigma \times \epsilon$, os estágios: rúptil, transicional, e dúctil, que mostrariam, em experimentos de compressão, um granito e um mármore.
3. Qual o efeito do incremento na pressão confinante sobre as propriedades mecânicas de uma rocha? E o da temperatura ambiente?
4. Num afloramento de um corpo de granito, aparecem juntas verticais, com diversas direções (*e.g.*, N-S e E-W) e outras sub-horizontais, as últimas mais abundantes em regiões mais elevadas da topografia local. Quais poderiam ser classificadas como juntas de alívio de pressão (confinante) e quais como resultado do resfriamento regional (portanto, com contração) e/ou resultado da atuação de esforços regionais? Qual a direção provável de σ_3 nesse local?
5. Um maciço gnáissico, em área de alta montanha, deve ser cortado para construção de um túnel. Nele, além da foliação gnáissica, são encontradas duas feições planares, consideradas falhas, uma delas acentuada por mostrar milonitos, a outra com os contatos dos blocos lisos. Quais problemas essas falhas poderão representar: redução da resistência do maciço, canalização de águas subterrâneas em profundidade e inundação do túnel com perigo de escoamento violento de águas pelas falhas durante a construção, necessidade de injeção de concreto para sustentação ou vedação? Discuta.
6. Você deve apresentar, para um público leigo, evidências da possível atuação da Tectônica de Placas. Que argumentos você utilizaria para isso?
7. Existem, em regiões submetidas à subducção, aquelas sem manifestações ígneas (sem vulcanismo, sem intrusões). Como tentaria explicar? Qual a possível estrutura da placa em submersão nesse caso: propriedades geológicas diferentes ao longo do percurso, ou geometria fragmentada ou segmentada da placa? Discuta.
8. Numa avaliação rápida, quais parâmetros condicionantes absolutamente essenciais para construções devem ser observados em áreas vizinhas a zonas de subducção e a limites de

placa? (Observar que hoje existem protocolos rígidos relacionados ao tema). Considere também os relatórios geológicos mais antigos, que teriam identificado nessa região a presença de um conjunto de falhas transcorrentes, hoje desconhecida por estar aparentemente em estado de inatividade. (Procurar na internet: a pesquisa histórica, em arquivos, pode fornecer informações importantes). Discuta.

9. O fluxo plástico, que movimenta rochas no interior do Planeta, ocorre em estado sólido, sem a presença significativa de líquidos (magmas). Como explicaria este mecanismo, separando-o da fusão parcial (esta sim responsável pela geração importante de magmas)?
10. Quais os mecanismos geológicos que criam magmas, sejam derivados de protolitos do manto, sejam extraídos da crosta continental?

11.8. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS

É vasta a bibliografia disponível sobre Geologia Estrutural. Destacam-se aqui alguns desses textos. Em primeiro lugar, os destinados à apresentação do tema, entre os quais Hasui *et al.* (Orgs.) (*Geologia Estrutural Aplicada*, 2019), um texto introdutório que discute, após um resumo temático, vários *estudos de caso*, além do capítulo sobre Geologia Estrutural em *Decifrando a Terra* (Teixeira *et al.*, 2009).

Tópicos relacionados à deformação de rochas, em nível já avançado, são tratados em detalhe em L. Loczy e E. Ladeira (1976, *Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica*), além dos livros clássicos de B. Hobbs, W. Means e P. Williams (1976, *An Outline of Structural Geology*) e G. Davis e colaboradores (várias edições – a primeira em 1984 – *Structural Geology of Rocks and Regions*). Mais recentemente, o livro de H. Fossen (2016, *Structural Geology*, 2ª edição; tradução para o Português em 2012, *Geologia Estrutural*). Um texto didático recomendado para cobrir a temática relacionada com Tectônica de Placas é o capítulo correspondente em *Decifrando a Terra* (*op. cit.*). Uma introdução sobre técnicas de geologia estrutural avançada pode ser encontrada em Ramsay e Lisle, *The Techniques of Modern Structural Geology*, vol. 3: *Applications*, 2000; e em S. Marshak e G. Mitra (2005, *Basic Methods of Structural Geology*).

Finalmente, cabe citar, como referência histórica, a contribuição de Alfred Wegener sobre deriva continental. A quarta edição de sua obra apareceu como livro em 1929, editor Fr. Vieweg, Braunschweig; ISBN 3-443-01056-3; a referência ao texto original é Doi: 10.1007/BF02202896 (a data correta da publicação original é em *Geologische Rundschau*, 1912, v. 3, págs. 276-292). A tradução inglesa, intitulada *The origin of continents and oceans*, da 4ª edição alemã, é de 1966 (Dover, New York).

A Figura 11.24 é baseada em reconstruções apresentadas em A.H. Smith e J.C. Briden, 1977, *Mesozoic and Cenozoic Palecontinental Maps*.



Capítulo 12

Mapas Topográficos e Geológicos

12.1. INTRODUÇÃO

Mapa é a representação gráfica bidimensional de uma determinada região. Dependendo das informações colocadas, podemos ter diferentes tipos de mapas. Tais informações são apresentadas por símbolos apropriados ao que se deseja mostrar, com localização corretamente conhecida e em uma escala de tamanho conveniente. Assim, os mapas podem ser físicos ou temáticos. Neste capítulo, destacam-se os mapas físicos. Como o próprio nome indica, o mapa físico retrata os aspectos físicos da região que ele representa. Entre os mais usados e que mais nos interessam estão os mapas topográficos e os geológicos. Além dos mapas topográficos e geológicos aqui citados, existem vários outros tipos de produtos cartográficos (temáticos) corriqueiramente utilizados na literatura, tais como: os *cadastrais* (apresentando propriedades civis e seus limites), os *geográficos* (mostrando feições de interesse geográfico), os *batimétricos* (identificando profundidades marinhas, linhas da costa, etc.), os *aeronáuticos* (destacando feições úteis na orientação do tráfego aéreo), os *pedológicos* (ilustrando a distribuição de solos e eventualmente sua espessura), entre outros. *Cartas geotécnicas* é um nome coletivo que incorpora dados geotécnicos de especial interesse para o engenheiro civil.

Os mapas geológicos são elaborados a partir de dados geológicos coletados diretamente no campo, conservando suas corretas localizações geográficas e posteriormente plotados sobre as cartas topográficas previamente construídas. As informações geológicas devem ser ilustradas em uma legenda identificatória adequada, destacando-se nelas os tipos de rochas presentes, as suas estruturas geológicas e as unidades estratigráficas a que pertençam. As escalas de tamanho usadas nos mapeamentos geológicos variam entre grande escala (escala de detalhe) até pequena escala (escala regional), de acordo com a necessidade do projeto.

12.2. PROJEÇÕES CARTOGRÁFICAS E SISTEMAS DE COORDENADAS

12.2.1. Projeções cartográficas

Estudos geodésicos indicam que a forma física que mais se aproxima da representação geográfica da Terra é o *geoide*. Essa forma não é exatamente uma esfera e nem uma elipse. O geoide é uma figura distorcida entre o aspecto de um esferoide e de um elipsoide. Sua superfície, não sendo perfeitamente geométrica, dificulta o posicionamento correto de pontos localizados sobre ela. A transformação do geoide em uma figura plana, que são os nossos mapas, requer um conjunto de relações matemáticas e geométricas

complexas no intuito de minimizar as pequenas e inevitáveis distorções. Essas operações são conhecidas como *projeções cartográficas*. Para facilitar a compreensão deste texto, usaremos o termo “elipsoide” (entre aspas) ao descrever essa figura distorcida. Em última instância, as representações cartográficas são

rebatimentos do “elipsoide” sobre superfícies planas, cilíndricas, cônicas ou esféricas, as quais, dependendo da técnica usada, cortam ou tangenciam a sua superfície. As projeções obtidas são conhecidas, respectivamente, como projeções *planares*, *cilíndricas*, *cônicas* (**Figura 12.1**) e *esféricas*.

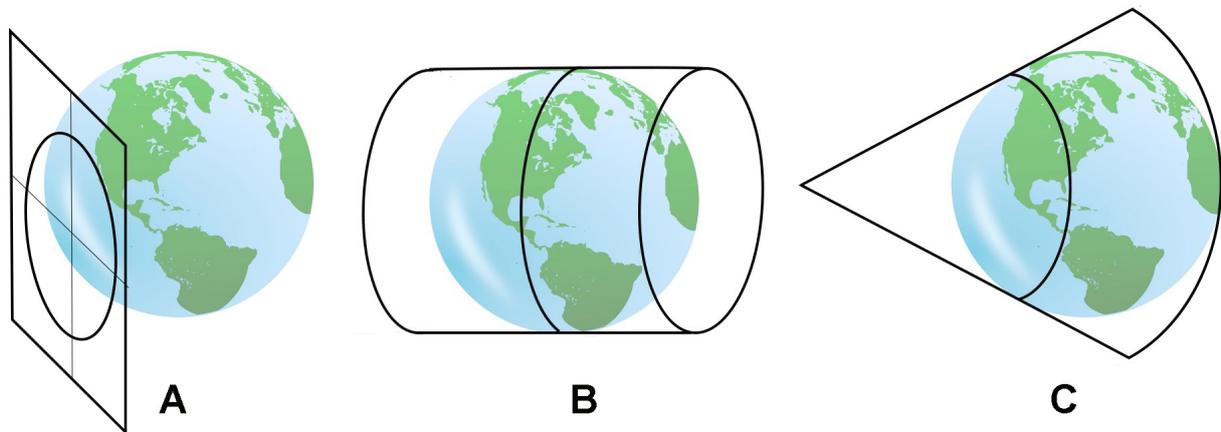


Figura 12.1. Superfícies de projeção transversa com a superfície terrestre. **A.** Planar. **B.** Cilíndrica. **C.** Cônica.

Mapas e Cartas

A norma ABNT NBR 13.133 apresenta a seguinte definição para mapa (carta):

Representação gráfica sobre uma superfície plana, dos detalhes físicos, naturais e artificiais, de parte ou de toda a superfície terrestre – mediante símbolos ou convenções e meios de orientação indicados, que permitem a avaliação das distâncias, a orientação das direções e a localização geográfica de pontos, áreas e detalhes, podendo ser subdividida em folhas, de forma sistemática, obedecido um plano nacional ou internacional.

com a seguinte complementação:

Esta representação em escalas médias e pequenas leva em consideração a curvatura da Terra, dentro da mais rigorosa localização possível relacionada a um sistema de referência de coordenadas. A carta também pode constituir-se numa representação sucinta de detalhes terrestres, destacando, omitindo ou generalizando certos detalhes para satisfazer requisitos específicos. A classe de informações, que uma carta, ou mapa, se propõe a fornecer, é indicada, frequentemente, sob a forma adjetiva, para diferenciação de outros tipos, como, por exemplo, carta aeronáutica, carta náutica, mapa de comunicação, mapa geológico.

A ABNT, segundo esta norma, não faz distinção entre os termos mapa e carta, e ainda apresenta uma nota destacando que os ingleses e americanos dão preferência ao termo mapa, enquanto os franceses e demais países de origem latina preferem o termo carta.

Aqui serão indicadas apenas algumas destas projeções. Discussões mais detalhadas sobre a geometria e manipulação de *projeções cartográficas*, tema para especialistas, podem ser encontradas em textos apropriados para esse assunto.

Entre as *projeções planares*, as mais citadas estão: a *ortográfica*, a *estereográfica*, a *gnomônica* e vários tipos de projeções azimutais.

A projeção *ortográfica* é usada para obtenção de visões em perspectiva do planeta, com escalas que vão diminuindo para as bordas do mapa; também é usada para representar as cartas dos Hemisférios Norte e Sul.

A projeção *estereográfica* é usada para representar regiões polares. A sua escala e a distorção, na representação de grandes formas, aumentam a partir do seu ponto central.

Na projeção *gnomônica* o ponto de vista é localizado no centro da Terra, representa a menor distância entre dois pontos, sua escala e distorções de área aumentam rapidamente a partir do ponto central da projeção.

As projeções *azimutais* dividem-se em vários tipos. Apenas para citar um exemplo, na projeção *azimutal equidistante de igual área de Lambert* as regiões mapeadas são mostradas em proporções verdadeiras, os setores limitados por meridianos e paralelos contíguos e na mesma latitude são equivalentes em área.

Entre as projeções *cônicas*, as mais citadas são: a de *Albers de igual área*, a *conformal de Lambert*, a *equidistante* e a *bipolar oblíqua conformal*. A projeção de *Albers de igual área* é especial para representar regiões mais estendidas na direção E-W; mais próximo dos polos, os paralelos, em círculos concêntricos, são desigualmente espaçados. A projeção *conformal de Lambert*, usada amplamente nos EUA é apropriada para áreas estendidas na direção E-W; não é recomendada para escalas maiores do que 1:50.000; suas distâncias são razoavelmente precisas. A projeção *equidistante* é

especial para latitudes médias, próximas ao Equador; sua representação de áreas é razoavelmente precisa, com aumento de distorção quando aumenta o afastamento dos paralelos padrões. A projeção *bipolar oblíqua conformal* foi criada para representar os continentes americanos.

Nas projeções *cilíndricas* são citadas a Mercator, a Universal Transversal de Mercator e a do Espaço Oblíquo de Mercator.

A projeção *Universal Transversal de Mercator* (UTM) representa figuras com ângulos não alterados, com facilidade de medição de distâncias, é a adotada no Brasil.

A projeção do *Espaço Oblíquo de Mercator* foi desenvolvida para representar imagens, sem distorções, do sensor do satélite Landsat.

Finalmente, a última a ser mencionada é a *projeção esférica*, que mostra feições (direções, distâncias e formas) verdadeiras; além disso, as superfícies compreendidas entre dois meridianos e dois paralelos contíguos são sempre as mesmas.

Para os mapas topográficos, comumente utilizados, foram usadas projeções cartográficas cilíndricas, posteriormente transformadas em superfícies planas.

Dentre as projeções do tipo cilíndricas, as de Mercator são as mais conhecidas para o mapeamento e para a navegação. Na projeção de Mercator os *meridianos* são linhas retas verticais paralelas igualmente espaçadas assim como os *paralelos* são linhas retas horizontais paralelas com espaçamento crescente em direção aos polos, sendo que as linhas de meridianos e de paralelos se interceptam a ângulos retos.

Apesar da projeção de Mercator ter maior distorção em área, sua maior vantagem é a possibilidade de obtenção direta de ângulos de orientação, necessários para navegação.

Para a utilização da projeção UTM convencionou-se, em nível internacional, realizar a representação de fusos com 6°

de amplitude em longitude, de acordo com a convenção da Carta Internacional do Mundo ao Milionésimo. Desse modo para representar toda a Terra são necessários 60 cilindros transversos secantes. Assim, como um mesmo par de coordenadas UTM pode ser repetido em 60 fusos diferentes, faz-se necessário

especificar a que fuso pertence o ponto para a sua cor-reta localização. Esse fuso pode ser identificado pelo valor da longitude do seu meridiano central.

O Brasil adotou o sistema UTM – Universal Transversa de Mercator, recomendado em convenções internacionais.

O Sistema UTM e a Projeção Cilíndrica Transversa de Mercator

O Sistema UTM é indicado para regiões que apresentem extensão predominante Norte-Sul, como é o nosso país, tendo sido adotado pelo Mapeamento Sistemático Brasileiro para a produção das cartas topográficas do IBGE e DSG (Diretoria do Serviço Geográfico do Exército).

Características da Projeção Cilíndrica Transversa de Mercator (Secante)

Essa projeção é a utilizada no Sistema UTM – Universal Transversa de Mercator, tendo sido desenvolvida na II Guerra Mundial, derivada da projeção paralela:

- Cilíndrica – cilindro como superfície de projeção;
- Transversa – eixo do cilindro perpendicular ao eixo da Terra;
- Conforme – representação sem deformação em torno de quaisquer pontos, sendo os componentes representados em escalas uniformes;
- Secante - a superfície de projeção secciona a superfície de referência em duas linhas iguais, e no caso, paralelas, próximo aos polos);
- o Meridiano Central e o Equador são linhas retas, apenas elas;
- as linhas dos meridianos e paralelos seccionam-se em ângulos retos.

Sistema UTM – características básicas

- 1) O globo é dividido em 60 fusos, onde cada um se estende por 6° de longitude, cada fuso se estendendo tanto para o Hemisfério Norte quanto para o Hemisfério Sul em relação à linha do Equador.
- 2) O quadriculado UTM está associado a um sistema de coordenadas plano-retangulares, tal que o eixo vertical central de cada fuso é denominado Meridiano Central do fuso.

A cada fuso é associado um sistema cartesiano métrico de referência, sendo atribuído os seguintes valores às coordenadas UTM:

- para os valores das *longitudes* (eixo horizontal), é associado o valor 500.000 m ao meridiano central de cada fuso considerado: se a localidade se localizar a oeste do meridiano central, para obter o valor da longitude, subtrair os valores, em metros, da sua distância em relação ao valor do meridiano central e, contrariamente, se a localidade se situar a leste do meridiano central, fazer a adição da distância, em metros, para sua obtenção;
- para os valores das *latitudes* (eixo vertical): se a localidade se situar no Hemisfério Norte, acrescentar os valores, em metros, das distâncias da localidade em relação ao Equador, considerando o valor 0 (zero) para o Equador; se a localidade se situar no Hemisfério Sul, subtrair os valores, em metros, das distâncias das localidades em relação ao Equador, considerando, neste caso, o valor de 10.000.000 m para o Equador.

Para cada valor de par de coordenadas poderá haver coincidências nos diversos fusos, de forma que, para a correta localização de um determinado ponto de interesse, necessariamente deve ser informado à qual zona UTM esse ponto pertence.

- 3) Para facilitação de trabalhos de campo, cada fuso deve ser prolongado até 30' sobre os fusos adjacentes, o que permite uma superposição de 1° de largura entre eles.
- 4) O sistema UTM é usado entre as latitudes 84°N e 80°S (projeção secante), devido às distorções que se criam nas áreas polares. Para a representação das áreas polares, é adotada a projeção Estereográfica Polar Universal.

12.2.2 Sistemas de coordenadas

Os sistemas de coordenadas podem ser do tipo: geográfica ou plana.

As *coordenadas geográficas* são uma dupla de números formados pelos valores da longitude e latitude de cada ponto da superfície terrestre. Esses números são medidos em graus, minutos e segundos. Nestas condições, a posição representativa de tais pontos fica perfeitamente definida no mapa.

As coordenadas planas são as medidas projetadas do meio curvo do “elipsoide” para a superfície plana de projeção, como, por exemplo, um cilindro envolvendo o “elipsoide”. Esses valores, quando utilizados nos mapas, são fornecidos por medidas métricas, o que possibilita inclusive a medição de distâncias em representações cartográficas.

É comum a apresentação dos dois sistemas de coordenadas nos mapas, como nos topográficos, em que são indicadas as coordenadas em graus e em metros ou quilômetros, como nas cartas topográficas.

12.2.3. Sistemas de referência

O sistema geodésico de referência para a medição das coordenadas geográficas é baseado num modelo teórico que representa a superfície da Terra. Os modelos adotados para a superfície terrestre são os de “elipsoide” e o geoide. A representação dos modelos “elipsoidais” foi se aperfeiçoando ao longo do tempo devido à maior precisão nas medidas geodésicas. Assim, atualmente, existe grande quantidade de formas “elipsoidais” do planeta usada por diferentes autores e em diferentes ocasiões.

No Brasil, foram utilizados 3 sistemas de referência locais e 1 global:

- SIRGAS 2000 - Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas, *datum* global, geocêntrico, que é atualmente o *datum* planimétrico oficial brasileiro;
- SAD69 - Sistema Geodésico Sulamericano de 1969, *datum* local, topocêntrico;

- Córrego Alegre - adotado na década de 1950, que tinha como vértice o ponto Córrego Alegre utilizando o “elipsoide” Internacional de Hayford de 1924;

- WGS84 - que é o *datum* mundial, *datum* global e geocêntrico, com base no “elipsoide” GRS80, fixando-se pelo Meridiano de Greenwich e pelo Equador.

Assim, atualmente, nas representações cartográficas, deve-se adotar o SIRGAS2000, apesar de que muitos documentos antigos apresentam utilização dos sistemas de referência anteriores. Para a utilização desses mapas com sistemas de referência em desuso, eles devem ser reprojatados para o SIRGAS 2000, por exemplo, com utilização de aplicativos de SIG como o ArcGIS e o QGIS.

12.3. MAPAS TOPOGRÁFICOS

Mapas topográficos oficiais são documentos cartográficos elaborados por órgãos do governo, respeitando todas as regras e convenções. Servem de base para confecção de mapas temáticos que tenham fundamentação geográfica. São disponibilizados à sociedade para o uso apropriado e tem reconhecimento público.

Os mapas topográficos caracterizam-se por representar, no plano, os aspectos físicos do relevo natural e artificial de uma área. Essa representação pode ser feita por meio de diferentes cores ou mais comumente por meio de curvas que ligam pontos de mesma altitude (curvas de nível). As curvas de nível são obtidas com auxílio de um conjunto de planos imaginários paralelos, igualmente distanciados entre si (*equidistância*), que cortam o relevo do terreno. Além das representações de relevo, o mapa deve ter uma orientação geográfica em relação ao Norte verdadeiro ou ao Norte magnético, uma legenda que auxilia a leitura do mapa e por uma escala cartográfica.

12.3.1. Escalas cartográficas

As escalas cartográficas são relações de proporção de tamanho entre as feições reais da área mapeada e as suas repre-

representações gráficas no papel. As escalas cartográficas podem ser numéricas ou gráficas.

Quando a escala numérica do mapa indica, por exemplo, a relação de tamanho de 1:50.000 significa dizer que 1 cm medido no mapa corresponde a 500 m no terreno.

No caso de haver necessidade de redução ou ampliação do mapa original essa escala numérica pode sofrer alteração. Por isso, é usada uma escala

gráfica, cuja representação é feita por meio de uma linha (barra). Considerando a mesma escala numérica do exemplo anterior, cada 1 cm da barra gráfica equivale a 500 m de distância no terreno.

As escalas padrão utilizadas nos mapeamentos são:

- 1:100.000, 1:50.000, 1:25.000, 1:10.000, denominadas *escalas grandes*;
- 1:250.000, 1:500.000, 1:1.000.000, 1:2.500.000, 1:5.000.000, denominadas *escalas pequenas*.

Mapa topográfico

Na **Figura 12.2** é apresentado como exemplo, um mapa topográfico da Folha Ribeirão Preto, na escala 1:50.000, que é delimitada por uma quadrícula de 15' x 15'. Observar que, além do nome da folha, é apresentado o código da folha no Corte Cartográfico (SF.23-V-C-I-1), no alto da folha, além da entidade executora, no caso o IBGE. Na parte inferior da folha são indicadas a posição da folha no estado, a articulação com as folhas vizinhas, os limites dos municípios que são abrangidos pelo corte cartográfico. As cores e os símbolos que constam na mancha gráfica do mapa estão descritos também na parte inferior, tais como estradas, tamanho dos municípios em relação à população, estradas e vias.

As informações cartográficas tais como: escala numérica, escala gráfica, equidistância entre curvas de nível, *datum* (sistema de referência), origem das quilometragens da carta, meridiano central (indicação do fuso), data da impressão da carta, estão também indicadas na parte inferior, sendo que foi feita uma ampliação na figura para melhor se observar essas informações.

Foram ampliadas também, abaixo à direita, a indicação das coordenadas da folha, tanto a geográfica (latitude e longitude em graus) quanto a UTM (igualmente a latitude e longitude, em km).

Ressalta-se também que é indicado na parte inferior à direita, a declinação magnética e a sua data, com indicação de sua variação anual, de forma que o interessado pode calcular a declinação correta na data de sua utilização.

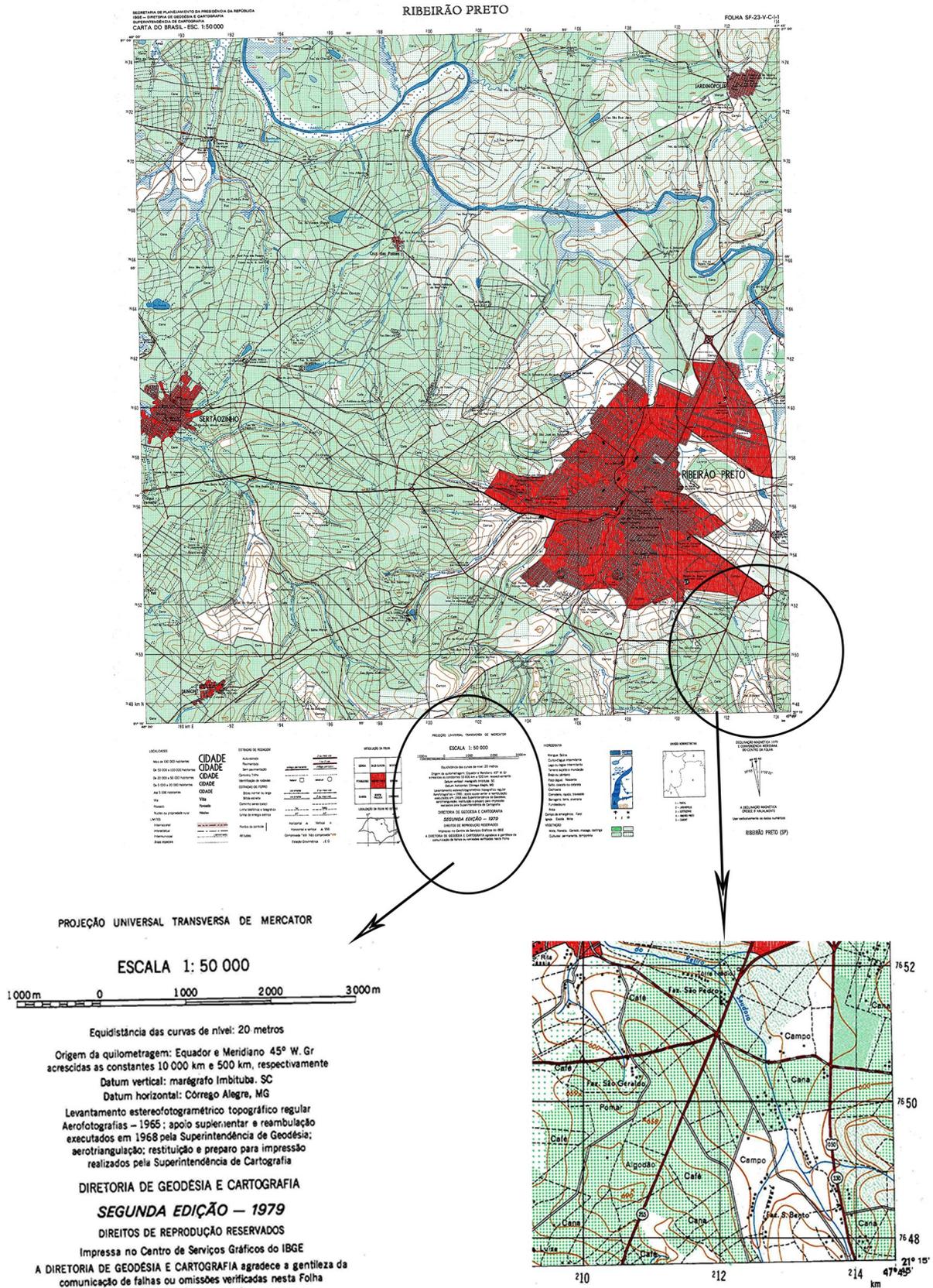


Figura 12.2. Exemplo de mapa topográfico Folha Ribeirão Preto, na escala 1:50.000, IBGE.

12.4. ENTIDADES RESPONSÁVEIS PELOS MAPAS NO BRASIL

Cada país organiza o seu *sistema de coordenadas* utilizando ferramentas geodésicas, definindo pontos de referência em território nacional, baseados na geometria de um “elipsoide” aceita internacionalmente em 1967. Os valores atribuídos a este “elipsoide” são constantemente revisados com medições cada vez mais exatas. Dados difundidos em 1984, por exemplo, atribuem uma dimensão de 6.378.137,00 metros para o seu semi-eixo maior (**a**), de 6.356.752,31 metros para o semi-eixo menor (**b**), e o valor de 0,00335281 para o achatamento do “elipsoide”, calculado como $[(a-b)/a]$ (ver Barros Silva, 2003).

Os pontos de referência, em cada país, são fixados por meio de *levantamentos geodésicos* de alta precisão, que servem de referência para as cartas topográficas e geológicas básicas, cada uma delas diferenciada com nomenclatura própria. Estas importantes tarefas são geralmente de responsabilidade de entidades especiais. No Brasil, elas são várias, as principais sendo o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), que com seu Departamento de Geodésia estabelece o Sistema Geodésico Brasileiro (SGB), e entidades como a Comissão de Cartografia (COCAR), que criaram o Sistema Cartográfico Nacional (SCN), em 1967. Mais adiante, em 1972, foram fixadas as regras para normatizar os levantamentos aéreos, básicos para pesquisa de grandes áreas num país de dimensões continentais.

Estes *levantamentos geodésicos*, no mundo todo, são de vários tipos, destinados a resolver, principalmente, questões de ordem política ou prática (*e.g.*, limites políticos, cartas geográficas, controle de obras de engenharia de médio ou grande porte, etc.) ou de índole científica (*e.g.*, posicionamento dos continentes), com exigências enormes sobre a qualidade dos dados nos aspectos planimétricos (localização com exatidão de metros a centímetros) e altimétricos (exatidão melhor que poucos milímetros).

Os mapas topográficos elaborados pelo IBGE, em diversas escalas, estão disponíveis em seu site na internet.

No Brasil, os *levantamentos geológicos* regionais (ou seja, de solos, rochas, estruturas, expostas em grandes áreas) e *geofísicos* (gravimétricos, magnetométricos, e aerogamaespectrométricos), estão a cargo da CPRM, a Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (atualmente, o Serviço Geológico do Brasil). O último mapa geológico completo do Brasil, obra de compilação, está disponível desde 2014, e é mostrado impresso em escala continental, 1:1.000.000.

A CPRM também disponibiliza, em seu site, os mapas geológicos que foram por ela elaborados, tanto em forma analógica quanto em forma digital.

12.5. O SISTEMA DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS - SIG

O advento da informática permitiu a implantação de uma cartografia digital. Inicialmente utilizada apenas para executar atividades automatizadas, reproduzir desenhos de mapas em papel passaram, com o acúmulo de informações armazenadas, a geração de novas interpretações e análise de dados, transformando-se no Sistema de Informações Geográficas - SIG. Esse sistema permite a integração de um conjunto de atividades com a manipulação de inúmeros dados espaciais, em diversas áreas do conhecimento, com base nas localizações geográficas.

Trata-se, de acordo com as definições mais sucintas, de um *sistema de informações baseado na utilização de computadores, que permite a captura, modelagem, manipulação e recuperação de dados, e a análise e apresentação dos resultados em base geográfica* (M.F. Worboys, 1997, *GIS: a Computing Perspective*). Expressões similares são usadas por outros autores (*um sistema para capturar, guardar (storing), testar (checking), integrar, manipular, analisar e expor dados referenciados espacialmente do Planeta*; nela, está implícita a presença de uma base

computacional *espacialmente referenciada* e aplicativos programáticos - *softwares* apropriados - H.M. Hearnshaw e D.J. Unwin, 1994, *Visualization in Geographic Information Systems*).

A última referência nestas expressões é significativa, indicando que a finalidade precípua é o trabalho com bancos de dados de *interesse geográfico*, definindo assim claramente a conotação *espacial* atribuída aos trabalhos do SIG.

De particular interesse para a Geologia, é a elaboração de mapas geológicos com uso de SIG, uma vez que se trata de um produto fundamentalmente baseado na geografia da superfície terrestre, em que se pode acoplar dados numéricos como produção de bens minerais, localização dos bens minerais, áreas produtivas de determinado bem mineral, número de pessoas envolvidas nas atividades de mineração, etc. Os dados podem ser obtidos tanto a partir de mapas analógicos (tradicional mapas geológicos digitalizados) quanto por mapas confeccionados por

aplicativos de CAD ou similares, georreferenciados. O desenvolvimento de aplicativos de SIG, como o ArcGIS ou o QuantumGIS (QGIS), para uso em computadores pessoais, propiciou a disseminação desta ferramenta, tanto por parte dos profissionais de empresas quanto das Universidades. As informações geológicas estão disponíveis nos sites oficiais das instituições, tanto federal, quanto estaduais e municipais, sendo quase que a totalidade com acesso franqueado à comunidade: mapas, banco de dados e de informações, que nos aplicativos de SIG, podem ser manipulados e representados conforme as diretrizes e necessidades desejadas.

O desenvolvimento presente dos SIG permitiu a incorporação, dentro do padrão existente, de operações anteriormente desvinculadas, tais como o CAD (*Computer Aided Design*), e outros programas similares, incorporado agora dentro dos escopos factíveis de realização no SIG.

GPS - Sistema de Posicionamento Global

O GPS (*Global Positioning System*) é amplamente utilizado em aplicações como navegação terrestre, navegação aérea e marítima, geologia, cartografia, entre inúmeras outras. Para os levantamentos geológicos, trata-se de ferramenta indispensável para a localização em coordenadas dos pontos de mapeamento. Originalmente tinha a denominação NAVSTAR (*Navigation System with Timing and Ranging*). O GPS é uma tecnologia avançada que permite determinar a posição precisa de um objeto em qualquer lugar do mundo. Ele foi desenvolvido pelo Departamento de Defesa dos EUA e é composto por uma constelação de 24 satélites orbitando a Terra e receptores terrestres que coletam sinais dos satélites. Além do Sistema GPS, outros sistemas de GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*), desenvolvidos por outros países, estão em operação como o GLONASS (sistema russo), ou em desenvolvimento, como o GALILEO, sistema europeu, e o COMPASS, sistema chinês.

O Sistema foi desenvolvido e continua sendo mantido pelo Departamento de Defesa do Governo dos Estados Unidos, e desde a década de 1980, aberto ao público não militar, e sua aplicação foi disseminada aos mais diversos campos científicos, comerciais, de telecomunicação e outros.

Ele é largamente utilizado como instrumento de localização nos levantamentos geológicos, com a determinação da posição precisa de ocorrência de afloramentos rochosos, fósseis, sítios arqueológicos. Além disso, o GPS pode ser utilizado para monitorar o movimento das placas tectônicas e previsão de terremotos.

Mapas Geológicos: Exemplo

Um exemplo de mapa geológico é mostrado a seguir, com a finalidade de familiarizar o leitor com a sua *leitura*, enfatizando especialmente nomenclatura e símbolos utilizados (**Figura 12.3**). Ressalta-se aqui que nem todos os mapas geológicos apresentam esse layout, porém, as informações nele constantes devem constar em todos os mapas, quais sejam: nome, escala, entidade executora, ano de publicação, coluna estratigráfica com descrição das unidades e litologias, fonte do mapa caso se trate de compilação; além de dados geográficos tais como cidades, rios, outros acidentes geográficos, articulação das folhas, e obviamente as coordenadas geográficas ou UTM, ou ambas.

O presente mapa refere-se à Folha Joinville – SG.22-G-B, de 2004, de 1°30' × 1°30', confeccionado pelo IBGE. No lado direito do mapa vê-se a coluna estratigráfica com as unidades mapeadas, identificadas por cores e letras. Abaixo da coluna aparecem os símbolos das estruturas e as siglas das ocorrências minerais, além de uma nota de crédito referente à fonte dos dados de levantamentos assim como as equipes executoras.

No lado esquerdo do mapa, vê-se a descrição das unidades litológicas representadas pelas siglas respectivas constantes nas unidades da coluna geológica à direita.

Na parte de baixo do mapa, vê-se à esquerda as convenções cartográficas referentes às localidades, estradas, aeroportos, hidrografia, e a indicação da fonte dessas informações.

Na parte central embaixo, vê-se as informações de escala numérica e escala gráfica, *datum* (SAD-69), data de publicação, origem das quilometragens e o meridiano central 51°, indicativo do fuso da folha.

Embaixo à direita, vê-se a localização da folha no mapa do Brasil e a sua articulação com as folhas vizinhas.

E, mais abaixo, é apresentado um perfil, uma seção esquemática, identificada como AA', de direção aproximada ENE-WSW que não está identificada no gráfico da seção, mas, indicada com as respectivas letras no mapa, entre aproximadamente São Bento do Sul a oeste e Itapoá, a leste.

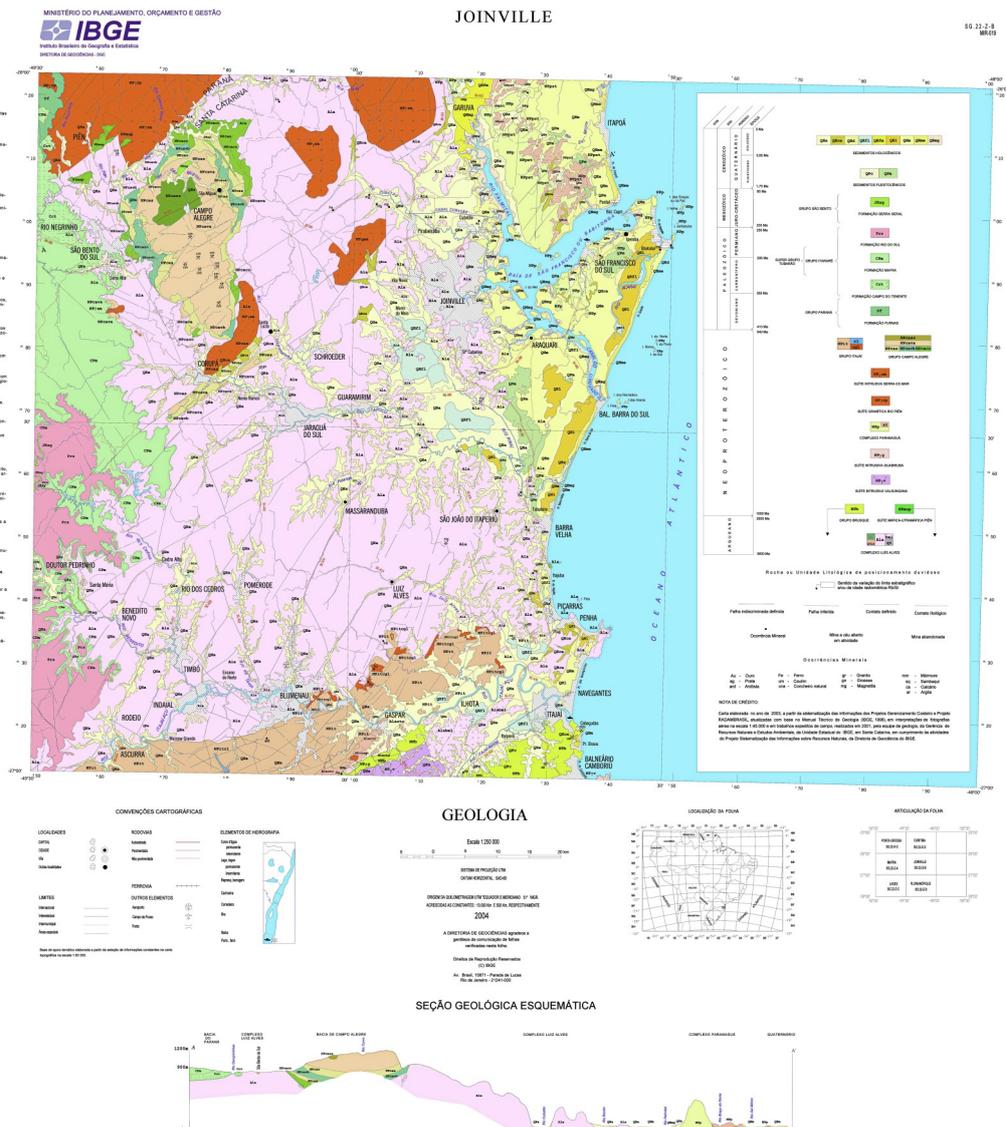


Figura 12.3. Mapa geológico Folha Joinville, escala 1:250.000 - exemplo de mapa geológico.

12.6. INTERPRETAÇÃO DE MAPAS GEOLÓGICOS

Os mapas são ferramentas indispensáveis no planejamento de qualquer obra, seja ela de pequeno ou grande porte. Dependendo da região, podem até existir mapas já prontos, mas nas obras de grande porte, em regiões com menos informações, por vezes, é necessário começar do zero. Neste momento, profissionais da Topografia, Geologia e da Engenharia devem trabalhar conjuntamente na construção de um mapa que sirva de base para a execução do projeto.

O fato destas profissões possuírem suas linguagens próprias, nos sugere a necessidade de apresentarmos aqui um apanhado dos principais termos por elas usados, no intuito de facilitar o diálogo e a compreensão durante os trabalhos.

Cabe ao topógrafo a elaboração do mapa inicial contendo as informações topográficas da região. Sua tarefa inicia-se com a correta orientação entre mapa e terreno. Para tanto, podem ser usados o Norte verdadeiro (= geográfico da Terra) ou o Norte magnético. De nada adianta estar no campo, com um mapa na mão, se nesse mapa não houver uma orientação confiável.

A Terra é um “corpo vivo” e em contínua modificação, por isso, é preciso que o mapa tenha a data de quando foi elaborado, uma vez que, esses nortes, usados na orientação, não têm uma localização fixa ao longo do tempo. Entre o Norte verdadeiro e o magnético há uma diferença angular conhecida como *declinação magnética*. Atualmente, a declinação magnética do Estado de São Paulo é de 23 graus. Definida a orientação do mapa, o próximo passo é a identificação dos valores de altitude de pontos no terreno. A referência de base tomada para estes valores é o nível do mar. O número de pontos coletados varia de acordo com o aspecto do terreno. Quanto mais acidentado for o terreno maior será o número de pontos a serem coletados. Os números obtidos nesta etapa são plotados no mapa planimétrico e a partir disso inicia-se o traçado, por interpolação de linhas que unem

os pontos de mesma altitude; estas linhas são chamadas de *curvas de nível*. O resultado desta etapa é o mapa planialtimétrico da região mapeada.

Esquemáticamente, as curvas de nível resultam da técnica de se cortar a topografia do terreno com um conjunto de planos paralelos virtuais espaçados de distâncias fixas (*equidistâncias*). O rebatimento destas linhas de corte no plano do mapa gera um conjunto de linhas concêntricas que representam o aspecto topográfico da área mapeada. É comum que as curvas de nível tenham um valor numérico indicando a sua altitude (**Figura 12.4**).

A observação de curvas de nível muito próximas umas das outras indica uma declividade acentuada na área mapeada (lado direito da **Figura 12.4**); no caso contrário, as curvas se afastam (lado esquerdo da figura). Da mesma forma que as curvas de nível representam elevações, elas também representam depressões, bastando para isso, inverter os valores indicativos das suas altitudes, maiores na borda do que no centro das curvas. As curvas de nível podem se aproximar e se afastar, mas nunca se cortam. Na representação das curvas de nível que atravessam vales, as linhas assumem, dentro do vale, a forma de “V” (**Figura 12.5**). O vértice do “V” da curva de nível fica, sempre, voltado para a montante do vale.

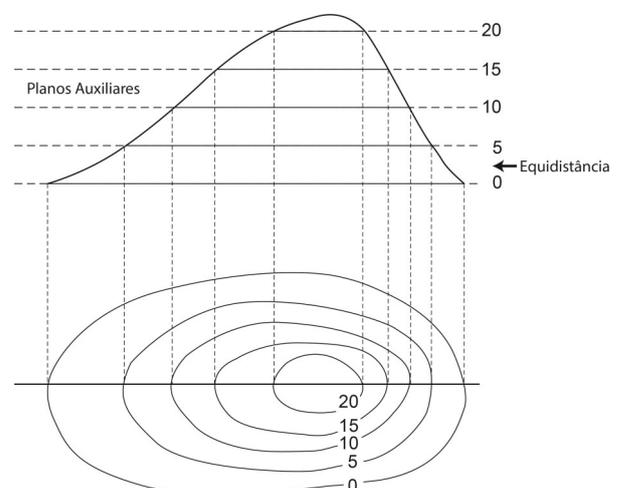


Figura 12.4. Construção das curvas de nível.

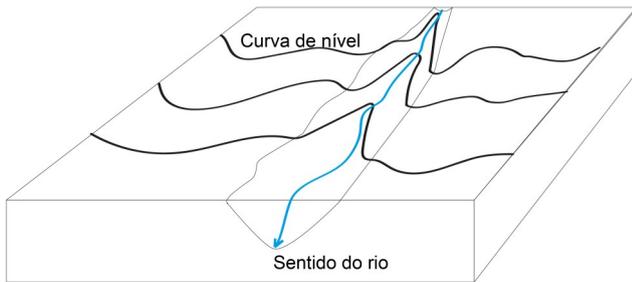


Figura 12.5. Curvas de nível em um vale.

Além do mapa topográfico planialtimétrico, o topógrafo pode apresentar também um *perfil topográfico*. O perfil topográfico é um corte vertical no mapa, que mostra o aspecto do relevo da área mapeada. Olhando novamente a **Figura 12.4**, vamos supor, que conheçamos apenas a parte inferior da figura, que é o mapa propriamente dito. A reta A-B, ao cortar as curvas de nível, define pontos com altitudes conhecidas. Esses pontos vão servir de base para a construção do perfil topográfico desejado (**Figura 12.6**). Para isso, basta transferir para um sistema de ordenada e abscissa as posições dos pontos cotados da reta A-B e seus respectivos valores de altitude.

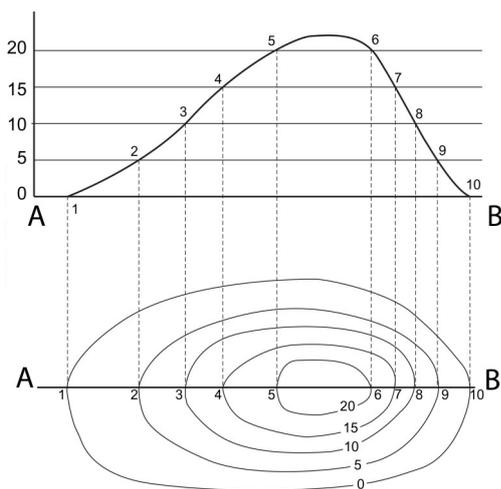


Figura 12.6. Construção do perfil topográfico.

Quando a escala usada na representação dos planos equidistantes for a mesma da escala horizontal (Eh) do mapa, o perfil é chamado de normal. Entretanto, é comum usar uma escala bem maior na representação das equidistâncias dos

planos auxiliares. A intenção disto é destacar o relevo e assim melhor avaliar o aspecto topográfico do local. Com isso, os mapas planialtimétricos acabam ficando com duas escalas, uma horizontal (Eh) e outra vertical (Ev). A relação entre estas duas escalas é chamada de *sobrelevação* (S) do perfil, cuja fórmula é:

$$S = Ev / Eh$$

Terminado os trabalhos de topografia, começam as coletas de informações geológicas. É preciso destacar que essas informações devem ser feitas em rochas “duras” da região mapeada. Normalmente, coberturas residuais de solos “soltos” e vegetação encobrem as rochas “duras” e as informações que interessam ao geólogo. É necessário, portanto, selecionar áreas favoráveis; estas áreas são chamadas de *afloramentos*. Os melhores afloramentos, aqueles em que as rochas “duras” ficam expostas, são encontrados nos topos de colinas, leitos de rios, declives de montanhas, cortes de estradas, poços e escavações naturais ou resultantes de outras construções.

As informações dos afloramentos são importantíssimas para a execução do mapa e perfil geológicos. Elas indicam quais são os tipos de rochas da região, suas deformações e como elas se relacionam entre si. Com as informações dos afloramentos é possível construir um bom mapa geológico e conhecer o que ocorre na superfície e na subsuperfície da área mapeada, ou seja, é possível se determinar a *estrutura geológica da região*. Conhecer bem a estrutura geológica é garantir agilidade, economia e segurança no desenvolvimento do projeto de construção. Dependendo da natureza da rocha ser ígnea, sedimentar ou metamórfica, as observações no afloramento deverão ser compatíveis aos modos com que essas rochas ocorrem na natureza. Isso é o trabalho do geólogo com seus conhecimentos de petrologia. O livro trata desse assunto no Capítulo 4.

As informações geológicas são passadas para o mapa topográfico respeitando cores e símbolos usados universalmente. A familiarização do engenheiro com estas

informações e símbolos facilita a leitura e interpretação dos mapas geológicos. Entre os aspectos a serem observados destacam-se:

1. Contato de rocha – É a superfície, representada nos mapas, por linhas que separam dois tipos de rochas diferentes.

2. Atitude de rocha – O geólogo usa esse termo para descrever a posição da rocha no terreno. Considerando, por exemplo, uma rocha com forma tabular, as possibilidades de *atitude* em relação ao terreno são: a camada ser horizontal, camada vertical e camada inclinada.

2.1. Nas camadas com *atitude horizontal* as linhas de contato acompanham, paralelamente, as curvas de nível (Figura 12.7).

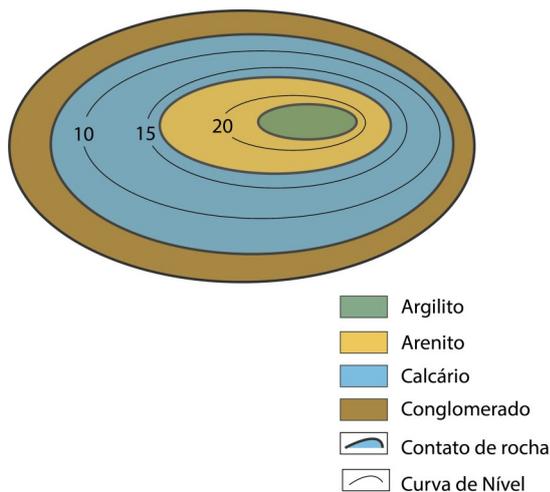


Figura 12.7. Camadas de rochas com atitude horizontal.

2.2. Nas camadas com *atitude vertical* os contatos da camada cortam as curvas de nível em linha reta (Figura 12.8).

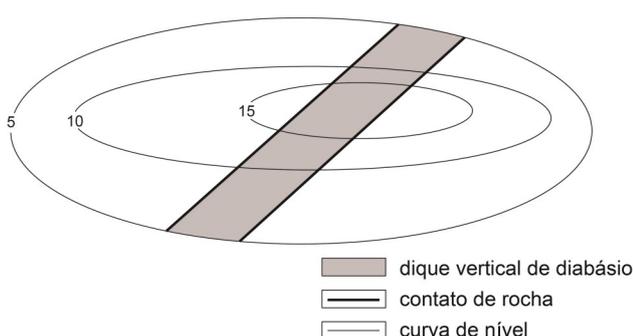


Figura 12.8. Camadas de rochas com atitude vertical.

2.3. Nas *atitudes de camadas inclinadas* os contatos são ao acaso e não guardam nenhuma relação com as curvas de nível (Figura 12.9).

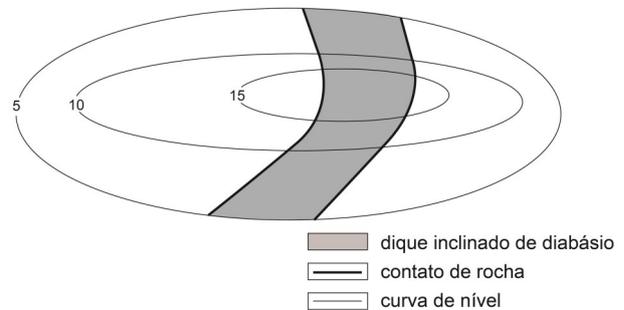


Figura 12.9. Camadas de rochas com atitude inclinada.

3. Descrição do corpo rochoso – Além do contato e da atitude o corpo rochoso, precisa ser definido quanto à sua *base e topo*, *direção*, *mergulho*, *espessura* e *deformações*.

3.1. *Base e topo* de camadas são os lados inferiores e superiores que as formam.

3.2. *Direção* de uma camada é a sua posição geográfica em relação aos pontos cardeais do mapa.

3.2.1. Camada com atitude horizontal, como veremos adiante, não têm direção.

3.2.2. Camada com atitude vertical tem sua direção definida pelo ângulo que os seus contatos fazem com os pontos cardeais do mapa (Figura 12.10).

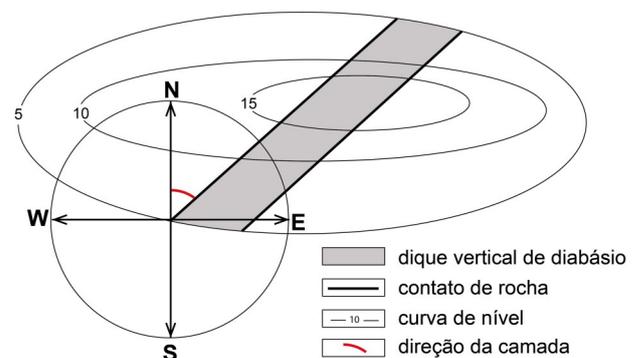


Figura 12.10. Direção de camada de rocha com atitude vertical.

3.2.3. Camada com atitude inclinada tem sua direção definida com auxílio de um plano horizontal virtual que corta a camada na sua base ou topo (Figura 12.11A).

A Figura 12.11 esquematiza a direção da camada obtida pela reta intersecção entre o plano da camada e um plano horizontal auxiliar (A). A parte (B) da mesma figura, mostra a posição da direção da camada em relação aos pontos cardeais do mapa. A nomenclatura da direção da

camada na referida figura é $N45E$. Nas nomenclaturas das direções de camadas, os valores numéricos angulares (45) devem ser colocados, sempre, entre as letras da orientação geográfica; a nomenclatura da direção, sempre, deve começar pela ponta Norte. As únicas direções que não têm um valor numérico são as N-S e E-W. Convém lembrar que corpos rochosos tabulares horizontais não têm uma direção definida.

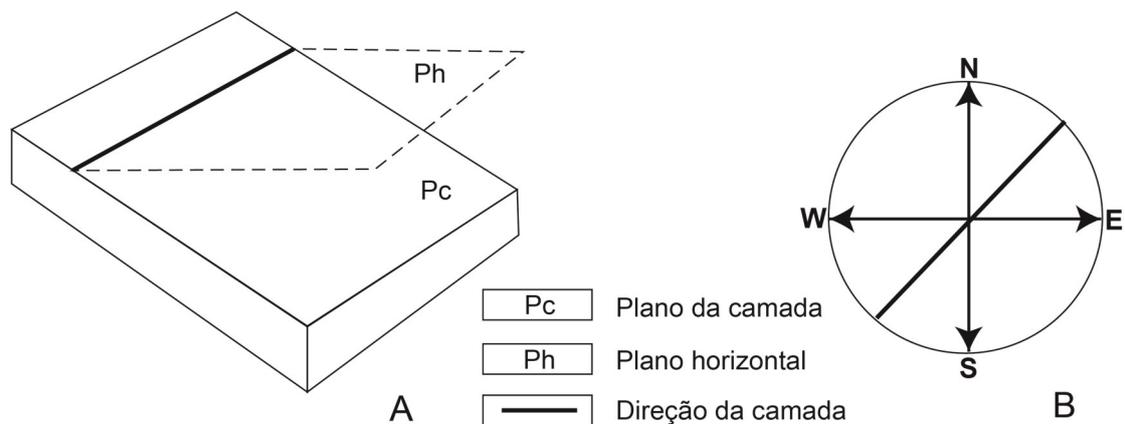


Figura 12.11. A. Determinação da direção da camada. B. Direção geográfica em relação ao Norte.

Para se obter no mapa, a direção de uma camada inclinada basta traçar a reta que une dois pontos da base ou do topo da camada e que estejam, necessariamente, sobre a mesma curva de nível

(Figura 12.12A). O ângulo que esta reta faz com o Norte do mapa é a direção da camada inclinada ($N5E$) (Figura 12.12B).

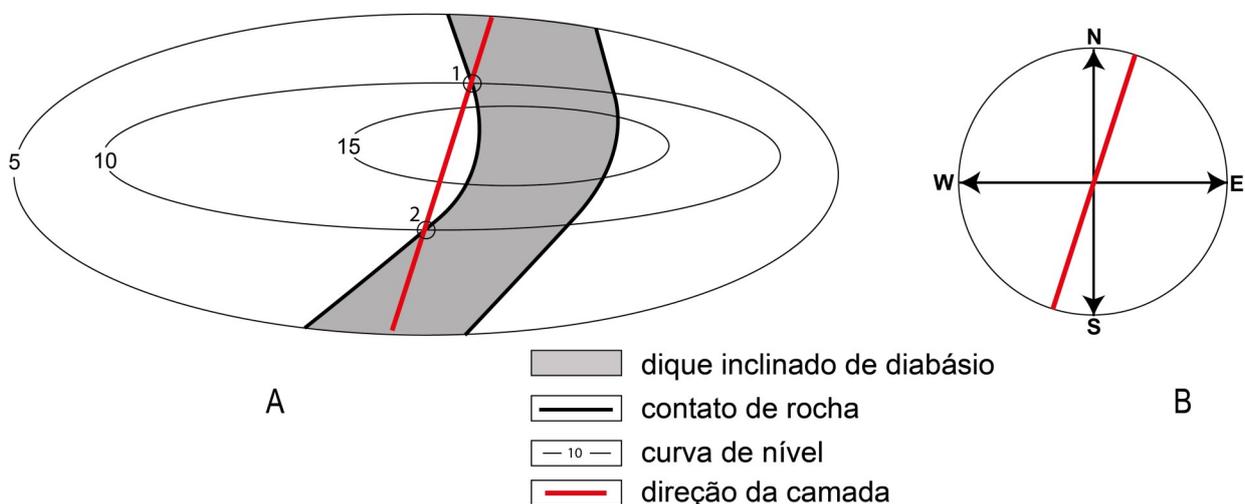


Figura 12.12. A. Determinação da direção da camada. B. Localização geográfica da direção da camada.

3.3. *Mergulho* é o ângulo de inclinação de uma camada. Ele é formado pelo plano da camada e um plano horizontal auxiliar (**Figura 12.13**). O mergulho é representado no mapa com uma pequena seta numerada indicando seu *rumo* (= *sentido*) e valor de *inclinação*.

Camadas horizontais não têm mergulhos e nas camadas verticais o mergulho é de 90° .

A Geologia trabalha com *mergulhos verdadeiros*. O *mergulho verdadeiro* da camada deve ser medido, sempre, a 90°

de sua direção. Qualquer leitura que não seja perpendicular à direção fornecerá um valor de *mergulho aparente*. A nomenclatura do mergulho é diferente daquela da direção. Na nomenclatura do mergulho usa-se inicialmente o valor numérico angular seguido das letras indicativas do *rumo* (= *sentido*) do mergulho em relação à orientação geográfica do mapa, por exemplo, $45SE$. *Sentido do mergulho* significa indicar para qual lado o mergulho direciona-se, no caso, sudeste (**Figura 12.13B**).

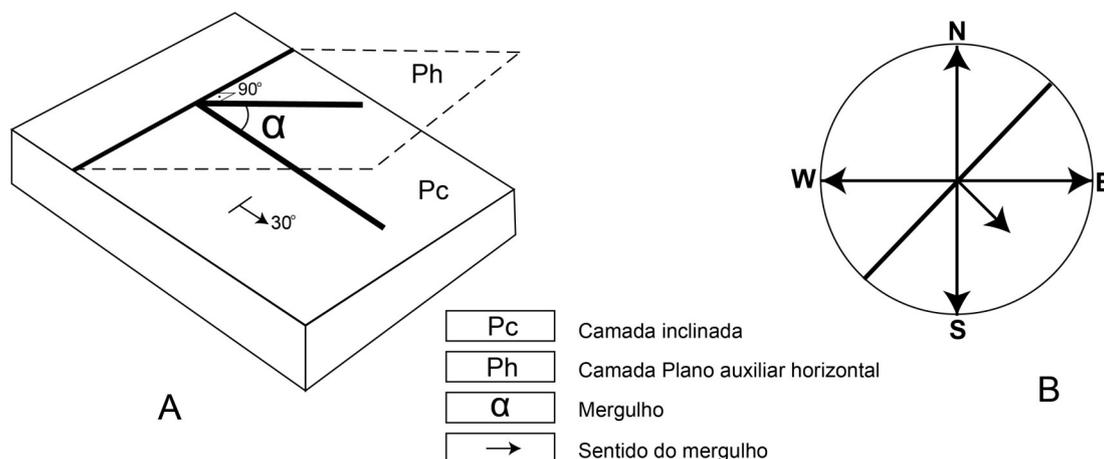


Figura 12.13. A. Determinação do mergulho da camada. B. Sentido geográfico do mergulho da camada.

A melhor posição topográfica para reconhecimento do *rumo* do mergulho é o vale. Toda camada inclinada cortada por um vale mostra que os seus planos de contatos de base e de topo assumem a forma de "V". A posição do vértice deste "V", no traçado do contato, aponta para o rumo do mergulho (**Figura 12.14**).

Para determinar o valor do mergulho (α) das camadas inclinadas no mapa é necessário escolher dois pontos da base ou do topo da camada que estejam sobre diferentes curvas de nível. Em cada um destes pontos traçam-se as retas de direção da camada. A distância, na perpendicular comum, entre estes pontos (d) e a

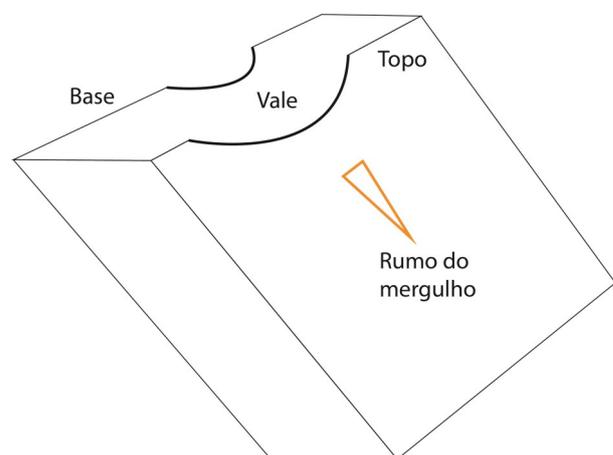


Figura 12.14. Rumo do mergulho.

equidistância (E) das curvas de nível (**Figura 12.15**) permitem dizer que:

$$\text{tg } \alpha = E/d$$

3.4. *Espessura.* As espessuras das camadas são medidas na perpendicular comum entre a sua base e topo da camada. Nos mapas, devem ser distinguidas as espessuras de camadas verticais, camadas inclinadas e camadas horizontais.

Para as camadas verticais, caso mais simples, a medida da espessura é tomada diretamente na perpendicular comum dos lados da camada que se vê no mapa. Esta medida convertida na escala hori-

zontal do mapa já é o valor da espessura desejado.

Nas camadas inclinadas a espessura continua sendo a distância perpendicular entre base e topo da camada. Para se conseguir isso no mapa é necessário escolher um ponto na base e outro no topo da camada. Estes pontos têm que estar na mesma curva de nível. Em seguida traçam-se as direções da camada nos pontos escolhidos. A medida tomada na perpendicular comum entre estas direções (d) deve ser multiplicada pelo seno do ângulo de mergulho já conhecido (**Figura 12.16**):

$$E = \text{distância} \times \text{seno do ângulo de mergulho.}$$

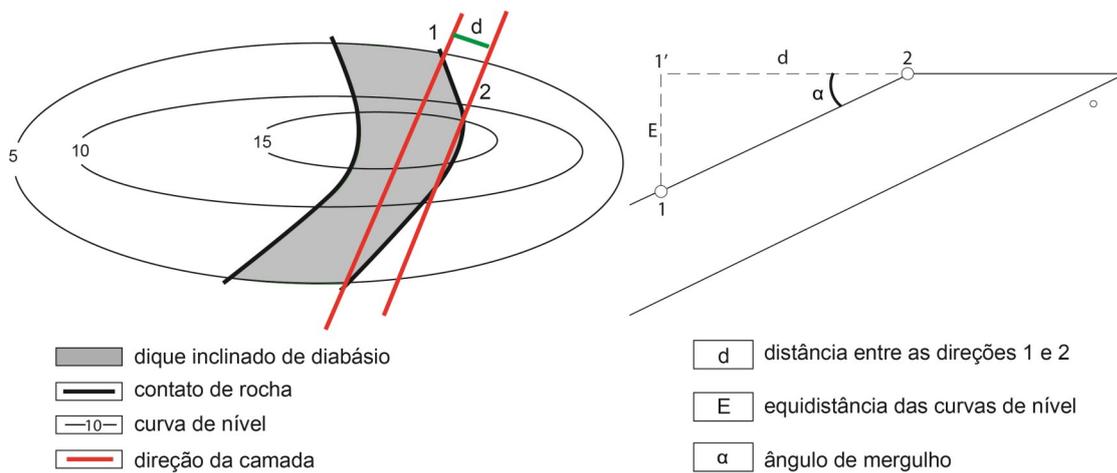


Figura 12.15. Determinação do mergulho.

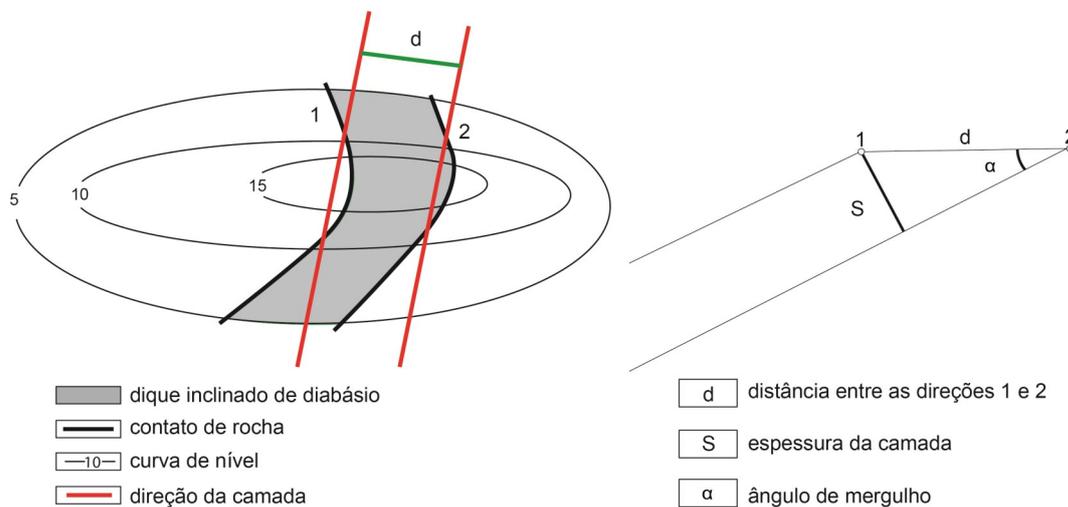


Figura 12.16. Espessura em camada de rocha com atitude inclinada.

A espessura das camadas horizontais só poderá ser medida, no mapa, em condições favoráveis de afloramentos. Como os seus contatos são paralelos às curvas de nível, somente nos casos em que base e topo estejam aflorando é que haverá possibilidade de se medir a espessura com ajuda direta dos valores das curvas de nível. Porém, quando só a base ou só o topo aflora não há como avaliar corretamente a espessura. Os perfis geológicos podem ajudar, mas há casos em que precisa ser feita uma sondagem.

3.5. *Deformações* são modificações que o corpo rochoso é submetido depois de sua formação. As principais deformações são: *estratificações* causadas pela deposição sucessiva de rochas sedimentares, *trincas* causadas pelo res-

friamento de rochas ígneas, *fraturas/falhas*, com deslocamento de blocos ou não e *dobramentos*, ambos, causados por esforços mecânicos. Todas estas informações devem ser registradas no mapa geológico, com tamanho e localização geográfica correta.

Complementando o mapa geológico, ainda devem ser colocados um *perfil geológico (seção geológica)* e uma *coluna estratigráfica*.

Perfil geológico ou *seção geológica* é um corte vertical que se faz na área mapeada, em uma direção de especial interesse e de preferência perpendicular à direção das camadas, com a intenção de obter informações da subsuperfície do local (**Figura 12.17**).

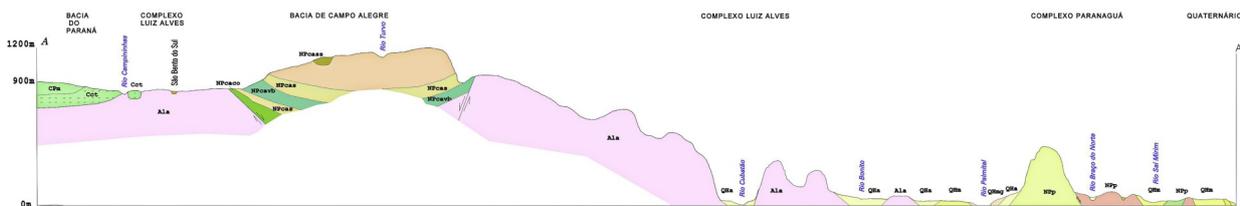


Figura 12.17. Seção Geológica do mapa mostrado na **Figura 12.3**.

Coluna estratigráfica é um quadro ilustrando a disposição das rochas, respeitando a idade geológica, de baixo para cima, de formação de cada corpo rochoso, com todas as informações de deformações observadas (**Figura 12.18**).

Finalmente, acompanha o mapa geológico um relatório destacando as características topográficas e climáticas da região mapeada, bem como, existência de rochas economicamente aproveitadas no projeto de construção, por exemplo, possíveis pedreiras para pedra britada, argila, caulim, calcário para argamassas, etc.

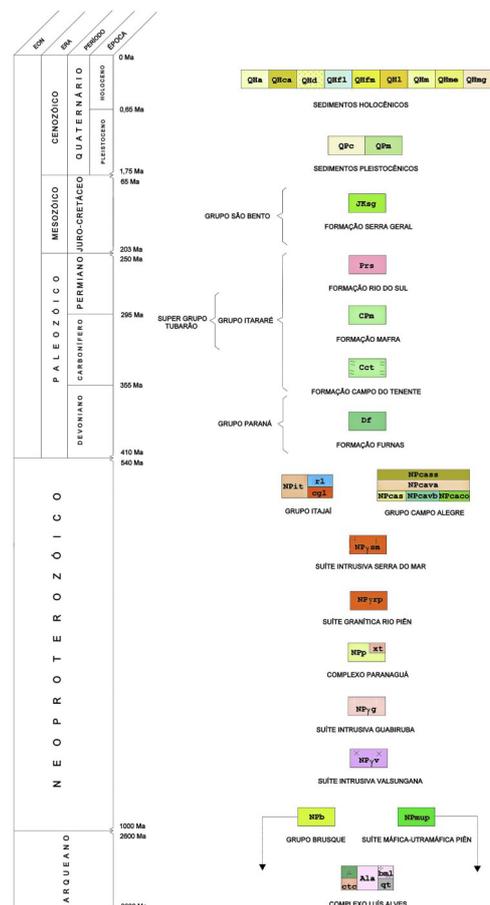


Figura 12.18. Coluna Estratigráfica do mapa mostrado na **Figura 12.3**.

12.7. SUMÁRIO

Mapas (ou *cartas*) são representações planares horizontais da realidade que nos rodeia, em *escalas* apropriadas (escalas grandes, 1:10.000 ou 1:25.000, etc., para detalhes; pequenas, 1:250.000 ou 1:1.000.000, etc., para continentes, países, regiões extensas).

São vários os tipos de mapas: planimétricos, com representação de objetos (naturais ou artificiais, de responsabilidade humana), topográficos (com relevo marcado por meio de curvas de nível; etc.), geológicos (com indicação de tipos de solos, rochas, estruturas), e vários outros de interesse especial (*e.g.*, cadastrais, aeronáuticos, etc.). A forma do Planeta adotada é a de um “elipsoide”, sobre o qual foram projetadas as coordenadas geográficas (paralelos e meridianos), de aceitação universal.

Mapas são projeções de feições que aparecem no “elipsoide”, que podem ser lançadas sobre superfícies planares, ou cônicas, ou cilíndricas, ou esferoidais. Embora cada uma destas projeções apresente uma vantagem específica, todas elas carregam, inevitavelmente, distorções (os objetos retratados aparecem com distorções nas distâncias, ou formas, ou tamanhos, ou relações angulares). As projeções mais utilizadas são: a ortográfica, a estereográfica, a azimutal de igual área de Lambert, a equidistante, a Mercator (ou Universo Transverso de Mercator, UTM), a Oblíqua de Mercator, e a esferoidal. As tarefas relacionadas com manejo de grande quantidade de dados espaciais é realizada atualmente por meio do SIG, o Sistema de Informações Geográficas

O *Sistema de Posicionamento Global* (*Global Positioning System*) ou *GPS*, utiliza um sistema de satélites para permitir localizações no terreno, horizontais e altimétricas, com indicação das coordenadas correspondentes, com exatidão (atualmente) de m ou até cm, por cálculos de triangulação.

Os mapas podem ser físicos ou temáticos. Os mapas geológicos são considerados temáticos. A partir de mapas é possível

construir *perfis* topográficos e geológicos. Perfis topográficos são cortes verticais que nos dão uma visão da topografia do terreno; perfis geológicos fornecem a estrutura geológica do terreno, podendo indicar, em subsuperfície, a forma dos corpos geológicos aflorantes. Contatos são superfícies de separação entre tipos diferentes de rochas. Atitudes de rochas são posições que corpos rochosos assumem no terreno (horizontal, vertical e inclinada). Direção é a reta que define a orientação geográfica de uma rocha. Mergulho é o ângulo de inclinação da rocha. Sobrelevação é o número de vezes que um perfil é aumentado. Coluna estratigráfica é a representação gráfica da cronologia na formação das rochas de uma região.

Palavras-chave: mapas ou cartas, escalas, simbologia. Cartas planimétricas, topográficas, geológicas. Forma do Planeta, esfera, “elipsoide”, geoide. Coordenadas geográficas. Norte geográfico e magnético, declinação magnética. Projeções do “elipsoide” para mapas: planares, cônicas, cilíndricas, esferoidais. SIG, Sistema de Informações Georreferenciadas, ou Geográficas. GPS: Global Positioning System. Camadas horizontal, vertical e inclinada; contato; afloramento; atitude; direção; mergulho verdadeiro e aparente; espessura de camada; perfil topográfico; equidistância; perfil geológico; coluna estratigráfica.

12.8. QUESTIONÁRIO

1. Identifique as escalas comumente utilizadas para as cartas topográficas e geológicas. Qual o motivo de utilizar escalas tão diversas?
2. Qual a diferença entre cartas topográficas, planimétricas e geológicas?
3. Por que uma camada horizontal de calcário não tem uma direção definida? Explique.
4. Quais as vantagens de utilizar mapas baseados nas projeções Mercator e UTM?
5. Que informações seriam necessárias para servir como base para o planejamento de uma estrutura de grande porte (*e.g.*, uma estrada em ambiente

serrano, ou um viaduto em região de relevo acidentado)? Qual a importância de consultar informações contidas em relatórios prévios? (Interprete esta pergunta como um ensaio preliminar para encarar uma tarefa dessa magnitude, inclusive a captura de dados).

6. Qual a infraestrutura que serve de base para a implantação do GPS, o Sistema de Posicionamento Global, de alcance global? Explique.
7. Tente explicar o motivo pelo qual todas as projeções do “elipsoide” terrestre sobre um plano horizontal mostram, inevitavelmente, distorções.
8. São corriqueiramente coletadas amostras dos materiais geológicos aflorantes em regiões nas quais devem ser implantadas obras de grande ou médio porte, amostras a serem estudadas. O interesse é científico, ou totalmente prático? (Lembrar que materiais geológicos podem aparecer alterados, fraturados, com maior ou menor facilidade para circulação de águas, etc., características que podem alterar drasticamente o comportamento mecânico, com evidentes reflexos sobre durabilidade e custos da obra).
9. Qual é a espessura do dique vertical de diabásio que tem a largura de 0,6 cm em um mapa geológico com escala horizontal de 1:20.000? E em um mapa com escala de 1:50.000? Calcule a espessura de uma camada de filito inclinada, com direção N25W e mergulho de 30SW, sendo que, sua distância em um mapa geológico com escala horizontal 1:50.000 é de 2,5 cm?
10. Qual o motivo pelo qual recursos enormes são dispensados para gerar, periodicamente, uma versão atualiza-

da do mapa geológico regional do Brasil, inclusive da plataforma continental? Por que os vastos depósitos de hidrocarbonetos, coletivamente apelidados de *pré-sal*, foram descobertos só em anos recentes?

12.9. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS

A literatura sobre mapas e manipulação de dados geográficos e geológicos é muito extensa, tratando-se hoje principalmente de utilizar todas as potencialidades do SIG, em especial Informática.

Vários são os textos em português recomendados, entre eles *Sistemas de Informações Geo-Referenciadas* (A. de Barros Silva, 2003, editora da Unicamp).

Em Inglês, o tema *mapeamento* é citado em todos os textos apresentando temática sobre Geologia da Engenharia, existindo ainda obras dedicadas especificamente ao tema, como a de autoria de W.R. Dearman (1991, *Engineering Geological Mapping*, Elsevier) (ver também as referências citadas no fim do Capítulo 1).

As unidades mapeáveis (tais como *Membro, Formação*, etc.) podem ser propostas por qualquer técnico fazendo trabalho de mapeamento na área, mas devem estar submetidas aos ditados do Código do país. O *Código Estratigráfico Brasileiro*, redigido após ampla discussão entre os profissionais do tema, foi redigido por Setembrino Petri *et al.* e publicado na *Revista Brasileira de Geociências* (v. 16, n. 4, p. 370-415, 1986). Naturalmente, os códigos dos países vizinhos (e também EUA, Inglaterra, França, etc.) são muito parecidos ao brasileiro, pelo simples motivo que *formações* (e as outras unidades) só podem aparecer com determinadas propriedades.



Capítulo 13

Maciços Rochosos

13.1. INTRODUÇÃO

Maciços rochosos são todos aqueles corpos extensos de rochas constituídos por um único tipo de rocha, ou por tipos similares, com área e volume circunscritos e com propriedades mecânicas similares (ou seja, com extensão de centenas de m ou km, mostrando contatos claros com as rochas vizinhas, e com sistemas de fraturas e estrutura interna similares).

Exemplos de maciços rochosos são um ou vários *stocks* de granitos, ou um batólito granítico, ou um conjunto de derrames de basaltos. Esses maciços podem, portanto, ser representados em mapas (*mapas geológicos*), que são utilizados para muitas finalidades, entre elas as duas seguintes: a) estudo para obras civis de pequeno ou grande porte (fundações, taludes, túneis); b) avaliação do potencial para extração de matéria-prima (principalmente, para produção de brita com utilização como agregados, e retirada de blocos para rocha ornamental).

O termo *maciço* é utilizado de maneira diferente pelo geólogo regional nos trabalhos de mapeamento geológico de uma área específica, e pelo técnico (geólogo ou engenheiro), que estuda as suas propriedades com a finalidade de implantação de uma obra de engenharia. O geólogo que mapeia um maciço granítico deverá definir o contato dele com as suas rochas encaixantes e considerará como parte integrante dele todas as rochas graníticas, independentemente de seu

grau de alteração. Assim, esse maciço poderá mostrar nas suas bordas, em contato com as encaixantes, granitos total ou parcialmente alterados, e um núcleo de granito fresco: todos eles devem formar parte desse maciço, na concepção do geólogo. O técnico que define o maciço granítico para efeitos de caracterização para uma obra, eventualmente centrará a sua atenção no núcleo de rocha fresca, e poderá então caracterizar adicionalmente as bordas alteradas como *variedade* do granito fresco ou, frequentemente, como um *maciço* diferente, por causa das propriedades (resistência, mineralogia, porosidade, etc.) também diferentes.

13.2. MACIÇOS ROCHOSOS EM MAPAS

A exploração de maciços rochosos, para obtenção de *agregados* e de blocos para transformação em *rocha ornamental*, é atividade econômica relativamente barata, sendo que o custo de transporte, do local de exploração (pedreiras) até o de consumo ou preparação final, representa em geral a parte mais cara. Fatores essenciais na localização das pedreiras são a existência de estradas para escoamento rápido da produção, e a vizinhança com centros de consumo. Em décadas anteriores, os maciços rochosos aptos para pedreiras foram em geral identificados de maneira empírica. Mais recentemente, são escolhidos em mapas geológicos e, a seguir, pesquisados com mais detalhe, no

local definido para a implantação do projeto.

Um exemplo de região ainda pouco habitada que oferece condições muito boas para atividades de pedreiras é a que aparece na **Figura 13.1**, mostrando o mapa geológico perto de Perus (bairro integrante do município de São Paulo). São observados três grupos de rochas graníticas, o dos *turmalina granitos de Perus* (pequenos corpos como bossas e diques), o do *Granito Taipas* (três corpos de tamanhos médios com contornos arredondados) e o *Granito Cantareira* (um batólito de dimensões consideráveis, que sustenta topograficamente a Serra da Cantareira). Em todos eles, foram instaladas pedreiras para brita (ou cerâmica, no caso dos turmalina granitos), aproveitando a

presença de rodovia adjacente e o grande centro de consumo para construção civil que é a cidade de São Paulo. As pedreiras dos granitos Taipas e Cantareira ainda estão em atividade, as de turmalina granitos foram fechadas na década de 1990 (em parte, pela construção do Rodoanel paulista). Aspectos de detalhe de pedreiras em atividade aparecem na **Figura 13.2**.

13.2.1. Maciços rochosos para rocha ornamental

A matéria-prima para rocha ornamental deve estar disponível em blocos maiores, permitindo assim o corte para gerar placas com vários decímetros, ou até metro, de dimensão: o maciço rochoso deve, portanto, mostrar fraturas suficiente-

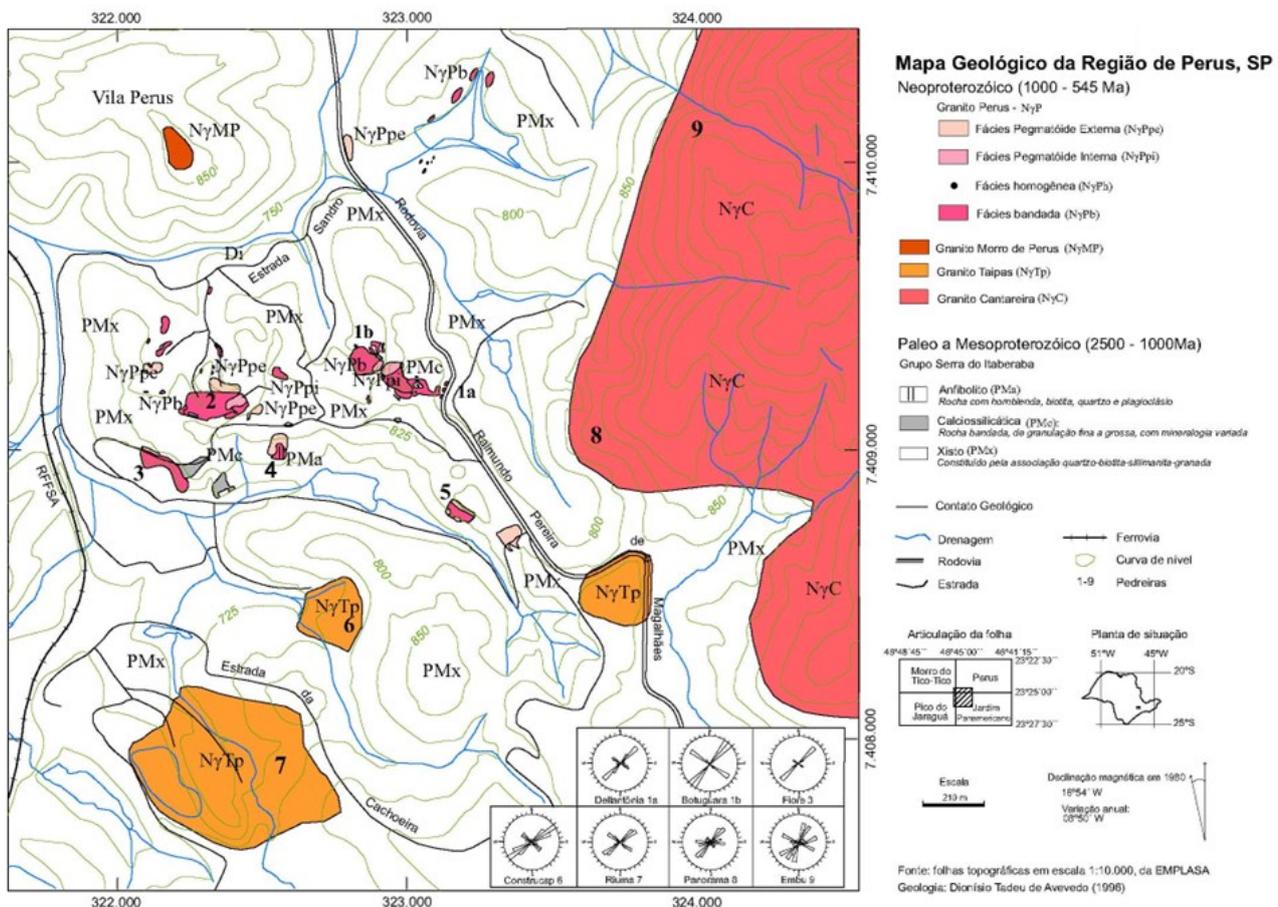


Figura 13.1. Mapa geológico simplificado da região de Perus, SP, destacando os maciços graníticos. Números 1 a 9 identificam a localização das pedreiras (as de número 6 a 9 ainda em atividade, julho/2012). Os diagramas na parte inferior da figura identificam padrões de fraturas nas respectivas pedreiras. Fonte: Azevedo (1997).



Figura 13.2. **A.** Aspecto do Granito Taipas, uma rocha granítica com feldspatos de dimensões centimétricas, em exploração para brita na Pedreira Construcap (n. 7 da Figura 13.1). **B.** Visão geral da pedreira em início de 2013. **C.** Visão da pedreira com máquina perfuratriz. **D.** Sistema de correias para distribuição dos fragmentos peneirados, após britagem, sendo colocados nas respectivas pilhas granulométricas. Fotos: Eliane A. Del Lama.

mente espaçadas. A **Figura 13.3** mostra a frente de lavra com blocos maiores prontos para remoção, juntamente com o detalhe de como é cortada, por meios artesanais ou com tecnologias mais avançadas a depender da pedreira.

13.3. PARÂMETROS IDENTIFICADOS EM MACIÇOS ROCHOSOS

O estudo dos maciços rochosos centra-se na caracterização de suas propriedades físicas: o seu grau de homogeneidade petrográfica e mineralógica, a estrutura e textura das rochas e suas variações, o grau de alteração de seus minerais, a presença de discontinuidades físicas tais como juntas e fraturas, e a possibilidade de percolação por águas subterrâneas.

Homogeneidade vs. heterogeneidade. Muitos dos maciços ígneos podem ser considerados bastante homogêneos, ou seja, podem mostrar propriedades similares em toda a sua extensão: constitui-

ções mineralógicas muito parecidas e texturas e estruturas similares. Isto vale especialmente para o caso de maciços grandes de rocha ígnea plutônica, tais como os *stocks* e os batólitos de granitos e gabros. Maciços constituídos por rochas metamórficas, por outro lado, embora mostrem uma heterogeneidade intrínseca gerada pela presença de estruturas metamórficas (*e.g.*, foliação, estruturas gnáissicas, etc.) e/ou pela variedade de rochas metamórficas diferentes, são também, por vezes, bastante homogêneos pelo menos *em escala de dezenas de m*, por repetição local das estruturas.

Alteração dos minerais componentes. O intemperismo, ao atuar sobre as rochas aflorantes, deve alterar os minerais primários, aumentando a porosidade da rocha e diminuindo a estabilidade do maciço. Assim, um maciço granítico cujos feldspatos primários estão com alteração moderada ou forte, com passagem para caulinita, terá propriedades diferentes de



Figura 13.3. **A.** Blocos preparados para transporte com tamanhos adequados para corte de rochas ornamentais, pedreira na região de Ribeirão Pires, SP. Este granito fornece a matéria-prima para o chamado *Granito Cinza Mauá*. **B.** Detalhe dos furos alinhados feitos por talhadeira utilizados para a quebra do bloco, pedreira na região de Ribeirão Pires, SP. **C.** Vista parcial de pedreira de mármore da região de Carrara, Itália, com bloco sendo carregado para transporte. **D.** Vista de frente de lavra com cortes já preparados para obtenção de blocos, mesma pedreira de C. Este mármore é o mesmo tipo usado por Michelângelo para esculpir a estátua Davi. **E.** Máquina desmontando bloco em uma frente de lavra em pedreira de travertino (calcário estratificado depositados por fontes de águas termais), Tívoli, Itália. **F.** Frente de lavra da mesma pedreira da foto E. Fotos: Eliane A. Del Lama.

um maciço constituído por granitos frescos: resistência diminuída aos testes de quebra, se comparada com a da rocha fresca (por fatores de redução de 0,1, para rocha medianamente alterada, até 0,001, para a rocha fortemente alterada), e um aumento considerável da porosidade (em torno de 1% a 3%, para a rocha fresca, ou de até 10%, ou mais, para a mesma rocha fortemente alterada).

Presença de descontinuidades: juntas e falhas. Os maciços rochosos formados por rochas ígneas ou metamórficas são gerados sob condições diferentes das existentes na superfície: no primeiro caso por resfriamento de magmas, a altas T em profundidade, no segundo por recristalização por incrementos em T e P. Os blocos terrestres hospedeiros desses maciços estão ainda sujeitos a esforços tectônicos, permanentemente atuantes na crosta continental e oceânica. Um maciço ígneo formado em profundidade, quando

soerguido e aflorante, por erosão, enfrenta condições de P e T muito mais amenas que as originais. Durante o processo, o maciço rochoso está sendo resfriado e sujeito a um forte alívio de pressão, sem que deixem de atuar os fenômenos tectônicos gerais. Esta combinação de fatores (resfriamento e alívio de pressões, atuação dos esforços regionais) gera tensões e a aparição de sistemas de fraturas. Eles são chamados de *juntas* quando dividem o maciço em blocos, e *falhas* quando os blocos opostos são forçados a se movimentar. A presença destas fraturas cria heterogeneidades no maciço, com evidentes reflexos sobre o seu comportamento físico. A **Figura 13.4** mostra o aspecto geral de dois maciços graníticos, um deles muito fraturado, o outro aparecendo com juntas de superfícies curvas (geradas por alívio de tensão, mais ou menos paralelas à superfície topográfica).



Figura 13.4. A. Maciço granítico com juntas inclinadas e de alívio (sub-horizontais), Granito Tenaya, Califórnia. B. Maciço granítico fraturado com sistemas de juntas horizontais e verticais, Arouca, Portugal.
Foto A: Mabel N.C. Ulbrich, B: Eliane A. Del Lama.

Papel da água subterrânea. As águas superficiais têm a capacidade de se infiltrar nas rochas infrajacentes e se converter em águas subterrâneas, circulando ora nos poros das rochas, ora em fraturas. A presença da *porosidade primária* está intimamente relacionada com a ori-

gem da rocha (*e.g.*, poros entre os grãos adjacentes de um arenito), enquanto a *porosidade secundária* está relacionada com a atuação de fenômenos posteriores, seja aumentando a porosidade primária por fraturamento ou moagem da rocha por agentes tectônicos, seja diminuindo-

a por redução de poros, por recristalização ou durante a deposição de cimento intersticial em rocha sedimentar.

A maioria das rochas ígneas e muitas das metamórficas apresenta porosidade primária inexistente ou muito pequena (tipicamente entre <1% a 2-3%), mas que aumenta significativamente no caso da aparição de juntas e falhas, que constituem caminhos naturais para a passagem da água, e ainda, como discutido acima, propiciam alteração dos minerais primários. A água subterrânea se movimenta permanentemente por estes maciços, com ocupação total dos espaços, por baixo do *lençol freático*. Em consequência, estabelece-se um fluxo contínuo de águas por baixo desse nível freático, criando a necessidade de bombeamento para permitir o avanço das obras. Da mesma maneira, as vias de acesso da água subterrânea (canalizada pelos sistemas detectados de juntas e falhas) devem ser seladas, para proteger as construções finalizadas dos efeitos destruídos decorrentes desse fluxo contínuo.

13.4. CLASSIFICAÇÕES GEOMECÂNICAS DOS MACIÇOS ROCHOSOS

Para as finalidades da engenharia de obras, devem ser definidas as propriedades dos maciços rochosos, por meio de estudos detalhados de campo e de laboratório. Os *trabalhos de campo*, frequentemente completados com uma etapa de perfurações, definem a extensão do maciço, as suas variações petrográficas e mineralógicas, e a presença e localização de discontinuidades tais como juntas e falhas. No *laboratório*, são testadas as amostras recolhidas (em superfície e em perfurações), para caracterizar graus e tipos de alteração, composição mineralógica, resistência à quebra, porosidade, e outras características de interesse técnico. Neste contexto são definidos vários indicadores utilizados para calcular parâmetros ou fatores que possam definir a qualidade do maciço para obras.

As primeiras destas *classificações geomecânicas* de maciços rochosos datam da década de 1940, formuladas em particu-

lar nos EUA, Europa (Áustria e Noruega) e África do Sul.

Classificação RMR. Uma das classificações que merece destaque é a formulada por Bieniawski (1973, 1989), intitulada RMR (*rock mass rating*, ou qualidade de massa das rochas), que depende do estabelecimento de vários índices, relacionados entre si e cuja importância relativa é assinalada pela atribuição de *pesos relativos*. O resultado final envolve o cálculo de um número que identifica a qualidade do maciço rochoso, em especial para fundações, taludes e a construção de túneis (**Tabela 13.1**).

Nos comentários a seguir, são discutidos principalmente os indicadores citados na **Tabela 13.1**, mas que servem como esclarecimentos gerais, e, portanto, podem ser aplicados também para outros esquemas de classificação geomecânica.

Resistência. Um dos principais indicadores, informa sobre a *resistência* à quebra dos materiais, ora de tipo pontual, ora relacionados com os testes uniaxiais realizados em amostras cilíndricas.

Índice RQD. O índice RQD (*rock quality designation*, ou índice de qualidade da rocha) foi introduzido por Deere *et al.*, em 1967, para descrever o aspecto dos testemunhos de sondagem obtidos durante a pesquisa em maciços rochosos, e identifica a densidade das fraturas, estando diretamente relacionado com o número médio de discontinuidades por metro linear.

Fraturas. No caso das fraturas, em especial as juntas, é de fundamental importância conhecer o seu *espaçamento*, para o qual o Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo (IPT, 1984) estabeleceu os seguintes índices: F₁ para menos de 1 fratura por metro linear (índice identificado como *ocasionalmente fraturado*), F₂ para 1 a 5 fraturas/m (*pouco fraturado*), etc., até o índice F₅, com > 20 fraturas/m (*extremamente fraturado*). Uma classificação paralela é a da Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental (ABGE, 1983): fraturas separadas por > 200 cm estão *muito afastadas*

Tabela 13.1. Índices utilizados na classificação geomecânica RMR.

Resistência	Resistência pontual*	10 MPa	4-10 MPa	2-4 MPa	1-2 MPa			
	Compressão simples*	250 MPa	100-250 MPa	50-100 MPa	25-50 MPa	15-25	1-15	1
	Peso relativo#	15	12	7	4	2	1	0
RQD**	Valor numérico	90 - 100	75 - 90	50 - 75	25 - 50	< 25		
	Peso relativo#	20	17	13	8	3		
Fraturas: espaçamento	Espaçamento	> 2 m	0,6 - 2 m	200 - 600 mm	60 - 200 mm	< 60 mm		
	Peso relativo#	20	25	10	8	5		
Fraturas: condições	Tipo de superfície, preenchimento e abertura	Superfície muito rugosa, não contínua, fechadas	Sup. mais lisa, abertura < 1 mm, paredes duras***	Sup. mais lisa, abertura < 1 mm, paredes moles***	Sup. estriada, abertura 1-5 mm, contínua	Preenchimento mole > 5 mm ou abertura > 5 mm, contínua		
	Peso relativo#	30	25	20	10	0		
Água subterrânea	Infiltração (fluxo de água)	Nenhuma	< 1,0 l/min	< 25 l/min	25-125 l/min	> 125 l/min		
	Descrição	Seco	Seco	Úmido	Pressão moderada	Problemas sérios de água		
	Peso relativo#	10	10	7	4	0		
Juntas e falhas (orientação)	Direção e mergulho	Muito favorável	Favorável	Aceitável	Desfavorável	Muito desfavorável		
	PR p/ túneis	0	-2	-5	-10	-12		
	PR p/fundações	0	-2	-7	-15	-50		
	PR p/taludes	0	-2	-25	-50	-60		
Classe de maciço	Classe	I	II	III	IV	V		
	Descrição	Muito bom	Bom	Regular	Pobre	Muito pobre		
	Soma dos pesos	100 - 81	81 - 61	60 - 41	40 - 21	20		
Significado das classes	Classe	I	II	III	IV	V		
	Tempo de auto-sustentação##	10 anos	6 meses	1 semana	5 horas	10 minutos		
	Vão da seção	15 m	10 m	5 m	2,5 m	1,0 m		
	Coesão	> 400 kPa	400-300 kPa	300-200 kPa	100-150 kPa	< 100 kPa		

Autor: Bieniawski (1973, 1989); também Oliveira e Brito (1998, p. 222). * Teste pontual de resistência vs teste convencional uniaxial (em cilindro, em máquina de compressão). ** **RQD**, *rock quality designation*, ou índice da qualidade de rocha. *** Dura ou mole: rocha fresca ou alterada. **PR**, # Peso relativo atribuído à propriedade, para efeitos do cálculo do fator final. ## Tempo médio até colapso, em túneis, ou em taludes (sem sustentação por alicerces, etc.). **PR**: peso relativo atribuído a cada propriedade. *Fluxo de água* em litros/min.

(sigla E₁), enquanto afastamento de 60 a 200 cm caracteriza juntas *afastadas* (E₂), até a sigla E₅ (juntas *muito próximas*; afastamento menor que 5 cm; ver Oliveira e Brito, 1998, p. 214). De igual importância é a definição da *rugosidade* ou *lisura* da superfície das juntas, do *afastamento* das suas superfícies (portanto, juntas *abertas* ou *fechadas*) e de seu *preenchimento* por materiais de recheio ou alteração (carbonatos, argilominerais, etc.). Importa também a *orientação* das juntas (direção e mergulho ou inclinação). Assim, a orientação poderá favorecer, ou não, as condições de estabilidade de um maciço, juntamente com a qualidade da junta (*e.g.*, aberta ou fechada, preenchida ou não por alterações, etc.). Estas caracte-

terísticas estão consideradas na **Tabela 13.1**.

Na construção de uma cava a céu aberto (presença de taludes), as juntas de disposição vertical e muito abertas poderão ser um fator de risco para a estabilidade dos taludes, mas não as com disposição horizontal. Pelo contrário, juntas com superfícies rugosas e em contato quase direto (juntas *fechadas*) terão um peso relativo de 30 (muito alto, favorável), enquanto esse peso relativo deve diminuir substancialmente, no caso daquelas preenchidas com argilominerais, ou com carbonatos, e com minerais alterados presentes nas superfícies das rochas (**Tabela 13.1**). Naturalmente, a presença de fraturas, em especial as mais abertas,

favorece a circulação de água subterrânea, diminuindo a qualidade do maciço rochoso (ver item seguinte).

Águas subterrâneas. No caso de maciços ígneos ou metamórficos, a presença de *água subterrânea* depende, mais que da estrutura da rocha, das características apresentadas pela presença e qualidade das juntas e falhas. Maciços desta natureza, sem alteração e com poucas juntas, apresentam fluxo nulo ou mínimo de águas subterrâneas. No caso extremo de maciços muito fraturados, a percolação abundante de águas subterrâneas pode tornar inviável a instalação de determinada obra.

O conjunto dos indicadores da classificação RQD agrupa os maciços rochosos em classes I até V, com diferenças muito grandes no comportamento mecânico (em especial, para a construção de túneis ou taludes em minas a céu aberto e de cortes de rodovias). Assim, maciços da classe I, considerados excelentes, podem se sustentar (sem necessidade de obras de suporte) por 10 anos (ou mais), enquanto os da classe V, extremamente instáveis, podem resultar em colapso em questão de minutos, requerendo assim obras adicionais de suporte, com notável encarecimento do projeto.

Classificação Q. Outra das classificações geomecânicas utilizadas é a que define o fator Q (*rock mass quality*, ou qualidade da massa de rocha; Barton *et al.*, 1974), que define em particular a qualidade do maciço rochoso para a construção de túneis, enfatizando as propriedades relacionadas com a sustentação, mas que também pode ser utilizado para as mais variadas aplicações, motivo pelo qual será discutido com maior detalhe (**Tabela 13.2**).

O fator Q é definido como:

$$Q = A \times B \times C$$

onde:

$$A = RQD/J_n;$$

$$B = J_r/J_a;$$

$$C = J_w/SRF$$

Aos vários parâmetros indicados (RQD, J_n , J_r , J_a , etc.), definidos a seguir, são

atribuídos valores numéricos em parte empíricos (**Tabela 13.2**).

O parâmetro A mede o tamanho dos blocos de rochas (limitados por juntas), onde RQD (coeficiente definido por Deere *et al.*, em 1967) é a *rock quality designation* ou o *índice de qualidade da rocha*, similar ao que já foi definido acima (identificado pela porcentagem de fragmentos maiores, por ex., maiores que 10 cm, recuperados em testemunhos de sondagem) e J_n é o número de sistemas de juntas (por ex., índice J_n de 3, quando é constatada a presença de juntas horizontais, juntamente com dois sistemas verticais, de orientação diferente).

O parâmetro B expressa a resistência a esforços cisalhantes. Nele, J_r identifica a *rugosidade* das juntas, já que superfícies mais rugosas oferecem maior resistência aos deslocamentos por esforços, contrariamente às que mostram superfícies lisas. O parâmetro J_a é representado por um número que define a presença de *minerais de alteração* ou *de recheio* nas juntas (tipicamente, argilominerais ou carbonatos): as que estão preenchidas com esses minerais mostrarão resistências menores.

O parâmetro C identifica as condições ambientais que influenciam a qualidade da rocha. O fator J_w é o *fator água* nas juntas, indicando a maior ou menor percolação de águas, e SRF é o *stress reduction factor* ou *fator de redução de esforços* (Barton *et al.*, *op. cit.*). Por exemplo, maciços com abundante presença de falhas e fraturas, ou fragmentados por esforços tectônicos, são menos resistentes.

Alguns valores numéricos para o fator Q estão listados na **Tabela 13.3**, indicando-se também a sua *qualidade* para efeitos de construção (em especial, de túneis e de taludes). Assim, um valor numérico de Q menor que 0,01 identifica um maciço de qualidade extremamente pobre, enquanto valores entre 0,1 até 1,0 são os de um maciço de qualidade melhor, mas ainda *pobre*. No exemplo hipotético indicado acima, aparecem os vários parâmetros integrantes do fator Q, com os valores atribuídos pelo geólogo ou engenheiro durante o seu trabalho de campo.

Tabela 13.2. Fator Q de maciços rochoso e sua qualidade para construção civil.

<i>Feições geológicas</i>	<i>Sigla</i>	<i>Valor numérico*</i>	<i>Comentários: fundações</i> (obras de pequeno ou grande porte)	<i>Comentários: rocha ornamental</i>
a) Juntas verticais, espaçadas > 2 m	RQD	90-100	Favorável	Favorável
b) Juntas verticais, espaçadas < 20 cm	RQD	50-75	Desfavorável	Desfavorável
c) Sistema único de juntas	J _n	2	Favorável	Favorável
d) 4 sistemas de juntas	J _n	9	Pode ser desfavorável	Pode ser desfavorável (depende do tamanho dos blocos)
e) Juntas com superfícies lisas	J _r	2	Pode diminuir estabilidade	Sem influência
f) Juntas com superfícies rugosas	J _r	3	Favorável à estabilidade	Sem influência
g) Juntas abertas, preenchidas por argilominerais	J _a	3	Desfavorável	Pode não ter influência
h) Presença de fraturas importantes (falhas)	SRF ²	2,5	Pode ser desfavorável (aumento de instabilidade)	Pode não ter influência
i) Muitas juntas abertas	SRF	5,0	Desfavorável (facilita fluxo de água subterrânea)	Pode não ter influência
j) Fluxo de água moderado	J _w	0,33	Em princípio, desfavorável	Pode não ter influência
k) Fluxo contínuo de água	J _w	0,1	Desfavorável	Pode não ter influência
l) Alteração apenas incipiente de feldspatos			Pode não afetar estabilidade	Em geral, diminui a qualidade da rocha ornamental obtida
m) Alteração avançada de feldspatos			Altera estabilidade (diminui resistência, aumenta porosidade, etc.)	Geralmente, rochas alteradas não são utilizadas em construção civil, ou como rocha ornamental
n) Maciço rochoso inteiro afetado por fraturas (aspecto <i>brechado</i>)	J _n	20	Desfavorável (aumenta porosidade e fluxo de água, diminui resistência)	Rocha fraturada não é apta para rocha ornamental

*: Os valores indicados atribuídos a cada feição são de natureza empírica, e servem para caracterizar a propriedade desejada. Para definição das siglas, ver texto (ver também Oliveira e Brito, 1998, pg. 222 e seguintes).

Tabela 13.3. Valores numéricos para o fator Q e qualidade dos maciços rochosos.

Fator numérico Q	Qualidade	Comentários*
0,01 ou menor	Muito pobre	Presença de muitas juntas, com espaçamento pequeno (<i>e.g.</i> , cm), ou de rocha quebrada ou moída por fraturamento; juntas lisas, com preenchimento de argilas e minerais de alteração; forte percolação de águas subterrâneas; ainda, maciço com minerais primários possivelmente muito alterados.
Entre 0,1 a 1,0	Pobre	Juntas pouco espaçadas; preenchimento delas com minerais de alteração; percolação significativa de águas; alteração dos minerais primários mais que incipiente.
10 a 40	Boa	Juntas com espaçamento maior (decímetros a m), mais rugosas e com poucos minerais de alteração; maciço possivelmente <i>fresco</i> (pouca alteração dos minerais primários).
100 a 400	Extremamente boa	Juntas muito espaçadas (metros), rugosas e sem preenchimento de minerais de alteração; escassa percolação de águas subterrâneas. Alteração dos minerais primários apenas incipiente.
> 400	Excepcional	Situação rara: maciço praticamente sem juntas, com rochas <i>frescas</i> , sem alterar.

* Possivelmente, todos estes fatores contribuem para a definição do fator Q, eventualmente uns mais que os outros (*e.g.*, maciço muito fraturado, parâmetro provavelmente mais importante que a rugosidade ou *lisura* nas superfícies das juntas para diminuir a *qualidade* do maciço, ver Oliveira e Brito, 1998).

Aspectos favoráveis ou desfavoráveis para fundações e utilização para obtenção de rocha ornamental

Os maciços mais favoráveis para *fundações* são aqueles onde são menores as possibilidades de movimentações do substrato, portanto, maciços pouco fraturados e com presença de blocos grandes, em rochas com juntas espaçadas, de preferência fechadas e sem recheio de minerais de alteração. Ainda, juntas com essas características limitam o transporte de água subterrânea, um fator que pode criar empecilhos adicionais na implantação do projeto, pela necessidade de bombear a água, e selar as juntas, durante a construção, nas regiões de fundações profundas e criação de recintos subterrâneos (garagens, salas de máquinas em represas, etc.). Maciços selecionados para obtenção de blocos para *rochas ornamentais* deveriam mostrar blocos grandes (espaçamento métrico de juntas) e de preferência rochas *frescas*, ou seja, com os minerais primários pouco alterados, além de outros condicionantes que dependem fortemente da mineralogia (e.g., rochas com pouca mica e/ou com poucos minerais passíveis de oxidação) e, em parte, também da textura, assim, uma rocha ígnea com porosidade de < 1% deve ser preferida sobre outra com porosidade > 3% (ver também comentários na **Tabela 13.2**).

Exercício de cálculo do fator Q

Para ilustrar o caso do estudo de um *maciço rochoso granítico*, é utilizada como referência a **Tabela 13.2**, com números indicados (na maioria das vezes, valores empíricos), para proceder ao cálculo do fator Q e tecer comentários sobre os aspectos favoráveis, ou desfavoráveis, para o caso de fundações, ou para extrair rocha ornamental, tomando como exemplo as feições listadas na **Tabela 13.2**, nas linhas identificadas pelas letras *a*, *c*, *e*, *g*, *h*, *k*, com os respectivos valores numéricos. Segue o exemplo de cálculo, e algumas considerações sobre o fator Q.

Cálculo de Q. O fator Q é igual a $A \times B \times C = (RDQ/J_n) \times (J_r/J_a) \times (J_w/SRF) = 95/2 \times 2/3 \times 0,1/2,5 = 1,25$; utilizando os valores indicados nas linhas *a* (RQD igual a 95, média entre 90 e 100), *c* (J_n com sistema único de juntas, valor 2), *e* (J_r , juntas com superfícies lisas, valor 2), *g* (J_a com juntas abertas e com argilominerais, valor 3), *h* (SRF, presença importante de falhas, valor 2,5) e *k* (J_w com fluxo contínuo de água, valor 0,1). O valor final Q de 1,25 identifica qualidade pobre do maciço (**Tabelas 13.2 e 13.3**). Neste exemplo, o espaçamento maior das juntas, um aspecto muito favorável, ainda mais por estar constituído por um sistema único (por ex., apenas juntas verticais), não basta para converter o maciço em bom material para túneis, já que neste exemplo as juntas estão separadas e preenchidas com material de alteração, com abundante percolação de água. Nessas condições, a construção de um túnel, por exemplo, ainda possível, demandaria custos muito maiores.

Os *cuidados a tomar*, no caso de construção de um túnel, estão naturalmente relacionados com a possibilidade de melhorar os aspectos relacionados com a passagem da água subterrânea, com o fechamento do sistema de juntas, o que pode ser realizado com técnicas modernas (e.g., injeção de cimentos especiais seladores), mas com custos aumentados.

A lógica interna do cálculo do fator Q. Maciços mais apropriados são os sem juntas (muito raros) ou com juntas muito espaçadas, com apenas um ou dois sistemas. Portanto, a preferência é por maciços constituídos por blocos grandes, com juntas fechadas, rugosas, e sem preenchimento com minerais de alteração. A disposição dos parâmetros na fórmula do fator Q, e os números empíricos a eles creditados, faz aumentar o valor do fator Q no caso de situações favoráveis (e.g., sistema único de juntas, espaçamento grande), e o faz diminuir no caso contrário (e.g., juntas abertas com preenchimento de alterações, fluxo contínuo de água, etc.). Assim, um sistema único de juntas (e.g., juntas apenas verticais, um caso raro) é mais favorável para a estabilidade do maciço que dois ou três sistemas (e.g., um sistema vertical, cortado por outro horizontal); o caso mais comum é o de vários sistemas de juntas, com o qual os blocos constituintes do maciço serão menores, diminuindo a estabilidade do maciço.

Considerações sobre águas subterrâneas. A sigla J_w refere-se à passagem de água (contínua, ou apenas intermitente e lenta, ou nula, no caso mais favorável) percolando rochas que são naturalmente impermeáveis, como a maioria das rochas ígneas e metamórficas (gnaisse, e outras). Essa passagem de água só ocorre pela presença de juntas ou fraturas, superfícies que permitem a circulação das águas. No caso extremo e mais desfavorável, o do maciço ígneo ou metamórfico fortemente fraturado e *moído*, aparece uma porosidade secundária importante, gerada inteiramente por efeitos tectônicos.

A importância da alteração dos minerais primários. A qualidade geral será fortemente afetada se os minerais primários (e.g., os feldspatos) estão alterados (e.g., para caulinita). Esta é uma feição importante, que não aparece identificada por um parâmetro específico na definição original do fator Q, mas que deve naturalmente ser avaliada, por diminuir significativamente a qualidade do maciço considerado.

13.5. MACIÇOS ROCHOSOS: PROBLEMAS NA CONSTRUÇÃO DE TÚNEIS

Obras de engenharia civil construídas sobre terrenos formados por rochas *du-ras* mostram estabilidades em geral muito boas, mas enfrentam durante a sua

construção alguns problemas específicos. Não dispensam, por exemplo, o uso de explosivos, na maioria dos casos, para controlar o avanço das obras. Alguns dos problemas enfrentados na construção de túneis são discutidos no exemplo a seguir ilustrado.

A construção de túneis em maciços rochosos

Na **Figura 13.5**, em anexo, é retratado um maciço metamórfico heterogêneo, representativo de regiões de montanhas e com histórias geológicas complexas (e.g., Alpes suíços, franceses ou italianos), no qual aparece representado um túnel nele construído. Alguns dos problemas corriqueiros que podem ser encontrados durante a construção são agora discutidos.

Ponto A. No início da construção, ocorre pela primeira vez desmoronamento de teto e estalo de rocha na frente do trabalho. O motivo está relacionado com a pressão no túnel, atuante sobre a rocha a 500 m de profundidade, na frente de trabalho, que é de apenas 1 atm (1,01 bar), enquanto o próprio maciço rochoso está submetido a pressões muito superiores, que podem ser calculadas da seguinte maneira:

$$\Delta P = P_{\text{final}} - P_{\text{inicial}} = (F \times g)/\text{área} = h \times g \times d$$

onde d: densidade = 2,75 g/cm³ (a densidade média das rochas do maciço); h: diferença de cotas em cm; F: força; g: aceleração da gravidade = 980,665 cm/s².

Assim, a pressão de rocha a 500 m de profundidade será, aproximadamente:

$$P_{\text{final}} \sim 500 \times 10^2 \text{ cm} \times 980,665 \text{ cm/s}^2 \times 2,75 \text{ g/cm}^3 = \\ = 134,84 \times 10^6 \text{ cm} \times \text{cm/s}^2 \times \text{g/cm}^3 = 134,84 \times 10^6 \text{ dinas/cm}^2 = 134,84 \text{ bar}$$

lembrando que 1 bar = 10⁶ dinas/cm². Portanto, o maciço rochoso está submetido a um desequilíbrio significativo de pressões (altas nos sentidos lateral e vertical, e de apenas 1 atm na frente de trabalho), que pode gerar estalo de rocha (*rock blast*), com o desprendimento violento de lascas de rocha para o interior do túnel e a queda acentuada de fragmentos do teto.

Ponto B. Neste local, com temperatura em torno de 15-20 °C acima da temperatura ambiente externa, por efeitos do gradiente geotérmico e da presença de um eventual calor residual no maciço metamórfico, é encontrada uma lente de serpentinito (rocha metamórfica constituída por clorita, talco e serpentina, silicatos hidratados de Mg e Fe) que se movimenta de maneira plástica invadindo lentamente o túnel (movimentação de alguns cm por semana). O comportamento plástico do serpentinito contrasta fortemente com o do gnaiss predominante, muito rígido nestas condições. Neste ponto, deve ser providenciada uma solução específica, para impedir futuras movimentações (e.g., selagem da lente de serpentinito).

Ponto C. É encontrada aqui a primeira zona de fratura ou de falhas (ZF), com estalo de rocha e invasão explosiva de água quente, a pressões consideráveis, a 80 °C. Vazamentos de água a 50 e 60 °C também ocorrem nos pontos D e E. Para explicar o motivo, deve ser lembrado que estas zonas de fratura constituem canais naturais para o fluxo de água neste maciço. Trata-se, evidentemente, de águas aquecidas (*águas termais*). A pressão a que estas águas estão submetidas pode ser calculada apelando para a fórmula anterior, lembrando, entretanto, que aqui existem dois casos extremos a considerar, o das ZF fechadas, e daquelas mais abertas.

No primeiro caso, a água a 500 m de profundidade estará sujeita diretamente à pressão de rocha calculada anteriormente, de ~135 bar, que deve resultar em violenta saída de água quando a ZF é exposta durante as obras (em vários casos, as pressões citadas são suficientes para cortar chapas de aço).

No segundo caso, as ZF abertas podem permitir a comunicação com a superfície, com o qual a pressão de água seria apenas a de uma coluna de 500 m de água (densidade da água em torno de 1 g/cm³). Portanto, a pressão de água na sua saída no túnel será neste caso de ~135/2,75, em torno de 49 bar, ainda uma pressão significativa, muitas vezes causadora de acidentes, especialmente durante as construções de túneis em épocas anteriores (e.g., São Gotardo, na Suíça).

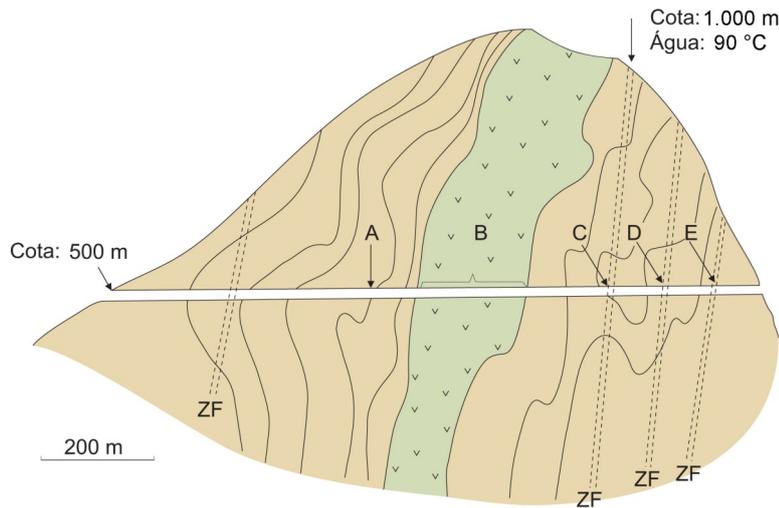


Figura 13.5. Túnel construído em maciço de rocha metamórfica (gnaisses), com uma lente de serpentinito; esquemático. Para explicação, ver texto. Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

13.6. MACIÇOS TERROSOS

Obras civis são construídas em qualquer tipo de terreno geológico, sendo portanto, frequente que elas sejam instaladas sobre materiais *moles*, formados por solos de variados tipos e por rochas sedimentares, que mostram propriedades muito diferentes das presentes em rochas ígneas ou metamórficas: resistências muito diminuídas, porosidades significativas (e, portanto, presença constante de água subterrânea) e, em particular, compactação inexistente ou apenas

incipiente do material geológico.

Neste caso, devem ser definidas as propriedades não de um maciço rochoso, mas de um maciço *terroso*. O tema é de enorme interesse técnico, mas, para a identificação de propriedades, devem ser utilizadas ferramentas diferentes, relacionadas com a disciplina denominada de Mecânica de Solos. Alguns exemplos dos problemas diferentes que devem ser enfrentados, são discutidos a seguir, com base na **Figura 13.6**.

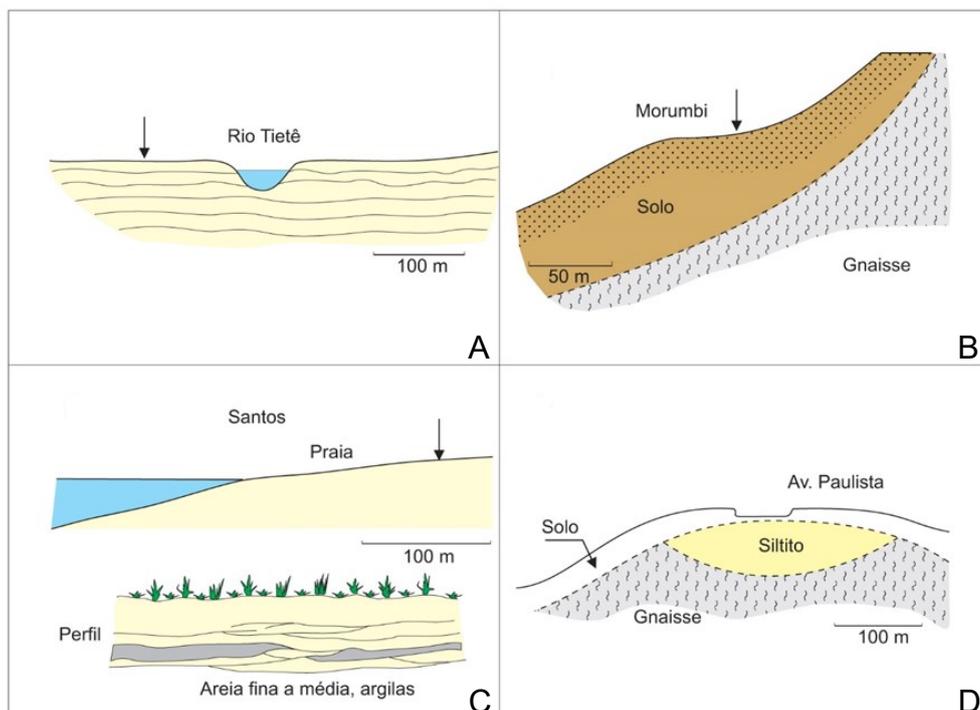


Figura 13.6. Desenhos esquemáticos de situações geológicas. **A.** Várzea do Rio Tietê, São Paulo. **B.** Solo desenvolvido sobre gnaisses, bairro do Morumbi, São Paulo. **C.** Lentes de areia, predominantemente de argila, litoral de Santos, SP. **D.** Siltito no espigão da Avenida Paulista, São Paulo, SP. Ilustração: Marco A.N. Chamadoira.

Problemas na construção em maciços terrosos

Na **Figura 13.6** são apresentadas, de maneira muito esquemática, quatro situações diferentes para a instalação de obras civis, tipicamente encontradas em locais como as cidades de Santos e São Paulo: 1) várzea do rio Tietê, São Paulo; 2) encosta com inclinação acentuada no bairro de Morumbi, São Paulo; 3) zona adjacente à praia (em Santos ou São Vicente); 4) situação no espigão da Avenida Paulista, em São Paulo.

Caso 1. A várzea do rio Tietê é constituída por acúmulo de camadas de sedimentos fluviais (aluvião), formados principalmente por areias (com e sem seixos), siltes e argilas. A compactação é incipiente, de maneira que deve ser esperado que o peso das obras superpostas possa provocar uma subsidência na construção civil, especialmente nas de porte maior (e.g., prédios de apartamentos e pontes). Como cuidado adicional, é bom lembrar que as várzeas dos rios representam as suas planícies de inundação, que serão ocupadas no caso de vazão superior à normal (tipicamente, várias vezes ao ano, durante a época de chuvas fortes).

Caso 2. O bairro do Morumbi mostra topografia mais acidentada, com um substrato de gnaisses e em parte também granitos, portanto rochas duras e favoráveis à construção civil. Entretanto, o forte intemperismo das regiões tropicais gerou uma cobertura espessa de solos, em parte residuais e em parte transportados por gravidade (coluviais), com encostas, em áreas menos protegidas e com pouca cobertura vegetal, sujeitas a constantes deslizamentos. Assim, muitas construções nesse bairro não podem prescindir da utilização de estacas, introduzidas por martelamento, até atingir o substrato de rocha ainda fresca.

Caso 3. As construções em zonas de praia têm como substrato solos transportados (sedimentos de praia: lentes de areias e, em parte, de siltes e argilas). O maior problema é, outra vez, a compactação do material, com acomodação por sobrecarga. Em alguns casos, a subsidência é tamanha que o primeiro andar de prédios foi convertido em andar térreo, por afundamento completo da sua parte inferior. Outro problema é enfrentado quando aparecem lentes de argilas, muito porosas, irregularmente intercaladas com as de areia. O sobrepeso fará com que elas sejam mais compactadas que as camadas de areia, provocando com isto um adernamento na construção, como pode ser observado em vários prédios de apartamentos construídos na orla de Santos e São Vicente (**Figuras 13.7A e B**). O caso mais conhecido deste processo de inclinação é o da *torre inclinada* da catedral na cidade italiana de Pisa (**Figura 13.7C**). Exemplos são encontrados também em Veneza (**Figura 13.7D**).

Caso 4. A parte mais alta da cidade de São Paulo é constituída pelo *espigão* da Avenida Paulista, ocupado principalmente por siltitos. Este substrato não constitui problemas para a implantação de obras civis de grande porte (prédios de apartamentos e escritórios), bastando cuidar da estabilidade durante a etapa de construção dos alicerces. Na região foi implantada uma linha de metrô, escavada nesse siltito, aproveitando a condição de rocha relativamente *mole*, com utilização da técnica de perfuração por meio da máquina *shield*. Não se verificaram neste caso acidentes como o que afetou em janeiro de 2007 a construção do ramal Pinheiros do metrô, na Marginal do rio Pinheiros, também implantado em região de rocha predominantemente *mole*. Isto se deve a maior heterogeneidade do maciço *terroso* presente na Marginal, com forte participação de lentes e camadas de argilas e a intercalação de blocos e fragmentos de rochas mais duras (gnaisses), em parte fortemente intemperizadas.



Figura 13.7. Adernamento de edifícios. **A e B.** Orla de Santos. **C.** Torre inclinada da Catedral de Pisa, Itália. **D.** Veneza, Itália. Fotos: Eliane A. Del Lama.

13.7. SUMÁRIO

Maçãos rochosos são corpos extensos de rochas constituídos por um único tipo de rocha, ou por tipos similares, com área e volume circunscritos e com propriedades mecânicas similares. São utilizados nos estudos para implantação de obras civis de pequeno ou grande porte ou avaliação do potencial para extração de matéria-prima. Neste caso, poderá ser fonte de agregado ou rocha ornamental, a depender do espaçamento das fraturas.

Um maciço rochoso é caracterizado por suas propriedades físicas: homogeneidade/heterogeneidade litológica, estrutura e textura das rochas, grau de alteração, presença de descontinuidades físicas e percolação de águas subterrâneas.

As principais classificações geomecânicas dos maciços rochosos são RMR (*rock mass rating*) e Q (*rock mass quality*).

Os principais indicadores da classificação RMR são resistência, índice RQD (*rock quality designation*), fraturas e água subterrânea.

Os principais indicadores da classificação Q são tamanho dos blocos sem descontinuidade, número de sistemas de juntas, resistência ao cisalhamento e condições ambientais que influenciam a qualidade da rocha.

Maciços terrosos são constituídos por variados tipos de solos e rochas sedimentares, com compactação inexistente ou incipiente do material geológico. Nestas situações, a compactação do terreno merece atenção especial, sob risco de ocorrer adernamento de edifícios.

Palavras-chave: *Maciços rochosos. Homogeneidade x heterogeneidade, alteração mineralógica, descontinuidades (juntas e falhas), água subterrânea. Classificação RMR. Classificação Q. Maciços terrosos. Adernamento.*

13.8. QUESTIONÁRIO

- Defina maciço rochoso. Exemplifique.
- Discuta a necessidade da classificação de maciços rochosos, com utilização de parâmetros geológicos (alteração, presença de fraturas, etc.) e sua importância geotécnica.
- Discuta o significado dos vários parâmetros que aparecem no fator Q.
- Cite, entre as propriedades listadas de um hipotético maciço rochoso, quais seriam indesejáveis para obtenção de agregados ou de rocha ornamental: a) rocha parcialmente alterada (feldspatos caulinizados); b) rocha rica em biotita e magnetita; c) maciço com juntas muito espaçadas; d) maciço constituído por rocha fresca, mas muito fraturado; e) maciço formado por basalto vesicular.
- Qual o papel da alteração dos minerais primários na caracterização de propriedades físicas de maciços rochosos? Como seriam afetadas as seguintes propriedades: a) porosidade; b) resistência mecânica; c) durabilidade para rocha ornamental; d) utilização para agregados?
- Porosidade marcante facilita, em geral, o fluxo de água subterrânea. Explique o porquê desse parâmetro afetar negativamente tanto a estabilidade de uma obra (*e.g.*, fundações para prédios, construção de subsolos), como o seu custo (*e.g.*, necessidade de bombeamento de água, instalação de vedações, etc.).
- Em rochas ígneas e metamórficas, que são praticamente impermeáveis, a presença de fraturas (juntas, falhas) é fator proeminente para permitir o fluxo de água subterrânea. Discuta a afirmação.
- Cite as diferenças mais marcantes existentes entre um maciço rochoso e um “terroso”, no tocante a: a) porosidade e permeabilidade; b) circulação de águas subterrâneas; c) resistência mecânica (maior ou menor facilidade para implantação de túneis); d) substrato para fundações (em especial, de obras de grande porte);

- e) facilidade, ou dificuldade, para escavações.
9. Alguns solos sobre os quais são construídos prédios mostram lentes e camadas constituídas por argilas floculadas (ou seja, textura com argilominerais sem orientação na disposição de suas lâminas). O que pode acontecer, e como isso aconteceria, se as argilas floculadas conseguem se orientar? Como afetaria a estabilidade dos prédios?
 10. Rochas ornamentais escuras (basaltos, diabásios, gabros) são muito utilizadas na construção civil (bancadas, pias, mesas, etc.), pelo valor estético. Uma das feições associadas às ocorrências destas rochas é que os maciços respectivos aparecem geralmente com juntas muito vizinhas (em especial, basaltos e diabásios), ou com granulação grossa (muitos gabros), ou com estruturas indesejáveis (basaltos com vesículas). Indique como estes fatores afetam o valor, ou a possibilidade de exploração.

13.9. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS

A caracterização dos maciços rochosos, com ênfase nas obras de engenharia, são retratados em diversos capítulos do livro organizado por Oliveira e Monticeli (2018) já citado em outros capítulos deste livro, uma vez que aquele livro é abrangente no tema de Geologia de Engenharia e estudos do meio ambiente. Enfa-

tiza-se que, além da caracterização petrográfica e mineralógica dos maciços, deve-se também fazer uma caracterização estrutural do maciço rochoso, de forma a se avaliar a influência da presença dos sistemas de juntas e falhas na constituição do maciço, estruturas geológicas abordadas no Capítulo 10 do presente livro.

Em relação à Geologia Estrutural Aplicada à obras de Engenharia, importante livro de cunho didático é o de Hasui *et al.* (*Geologia Estrutural Aplicada*, 2019), citado no Capítulo 10, mas reforçado aqui por se constituir em um compêndio de extrema importância, por apresentar estudos de caso de obras de engenharia em barragens, túneis e taludes de mineração.

Do ponto de vista de alteração dos maciços rochosos, tanto para implantação de obras de engenharia quanto à utilização desse material como agregados, além de capítulo específico na obra *Geologia de Engenharia e Ambiental*, cita-se a obra de E.B. Frazão (2012), onde são descritos os ensaios de caracterização física, físico-mecânica e de suas formas de realização.

Importante também para caracterização de maciços, são aqueles constituídos por solo e rocha, principalmente em zonas tropicais como o nosso país está inserido, sendo enfocados principalmente na Mecânica dos Solos. J.F. Vaz (*Solos e Rochas*, 1996) apresenta uma proposta de classificação genética dos solos e dos horizontes de alteração dos maciços rochosos, visando a implantação de obras nessas áreas.

Capítulo 14

Materiais Geológicos na Construção Civil

14.1. INTRODUÇÃO

Rochas e minerais chamados, pela indústria civil, simplesmente como *pedras*, foram uns dos primeiros materiais utilizados pela humanidade já na época da chamada *pedra lascada*. Nos primórdios da aparição das espécies antecessoras do *Homo sapiens*, elas foram usadas nas mais variadas formas (ferramentas, armas, utensílios, decoração, adornos, moradia). As *pedras lascadas* foram instrumentos para os povos primitivos durante muitos milhares de anos, mostrando inclusive, uma evolução técnica que permite hoje estabelecer uma datação relativa, reconhecida pelos especialistas no tema. Nesse tempo, os antecessores dos povos atuais dependiam, para proteção e habitação, das moradias naturais (principalmente, cavernas e refúgios existentes em formações rochosas). Lentamente, os conhecimentos sobre materiais de construção, e avanços técnicos, permitiram ampliar as possibilidades para construir, como a utilização de vários tipos de solos e rochas. A utilização destes materiais sempre esteve condicionada à disponibilidade deles, e isso varia de acordo com as peculiaridades da geologia da região.

As primeiras construções da espécie humana foram realizadas para edificações de defesas e abrigos usando solos (muralhas, fossos, moradias). A seguir, provavelmente apareceram, em sequência, monólitos que foram erguidos com

vários significados (religiosos e/ou astronômicos). Um exemplo claro desta sequência aparece ilustrada pela construção de Stonehenge, na Inglaterra, quando as primeiras estruturas circulares (fossas e muralhas) foram erguidas por movimentações de solos por volta de 5.000 anos atrás, e completadas com a colocação em seu interior, com formato também circular, de estelas ou monólitos, por volta de 4.000 anos, com aparente orientação segundo fenômenos astronômicos (identificação de solstícios?) (**Figura 14.1A**). Monólitos parecidos encontram-se em regiões próximas, na Bretanha francesa, cujo significado é objeto de especulação (*e.g.*, os monólitos de Carnac, **Figura 14.1B**).

No antigo Egito, 5.500 anos atrás, a pedra (neste caso, rocha calcária) foi o material escolhido para a construção de palácios e pirâmides, essas últimas destinadas a servir como moradias eternas do faraó, após a sua morte, e que, portanto, deveriam ser edificadas com material durável. Em construções precedentes de pirâmides, no entanto, os materiais utilizados foram adobes de lama e alicerces de madeira, hoje não preservados devido a sua fragilidade.

Com a evolução das técnicas, os templos e inclusive as moradias foram construídas com materiais de maior durabilidade, incluindo também nessa categoria os monumentos destinados a cultos ou a recordações históricas (**Figura 14.2**).



Figura 14.1. A. Stonehenge, Inglaterra. B. Alinhamento de Kermario-Carnac, França, 982 menires em 1,2 km de comprimento, 4.000 a 3.000 a.C. Fotos: Eliane A. Del Lama.



Figura 14.2. Exemplo de construções históricas em rocha. A. Ruínas das Muralhas de Adriano, Grã-Bretanha (diabásio e arenito). B. Faculdade de Direito da USP (granito). C. Catedral de Notre Dame de Paris (calcário). D. Teatro Municipal de São Paulo (arenito). E. Parthenon, Atenas, Grécia (mármore). F. Fonte Monumental, São Paulo (mármore). Fotos: Eliane A. Del Lama.

Em casos mais raros, a própria formação rochosa é escavada para moradia, como no caso extraordinário da cidade de Petra, na Jordânia, construída em arenito (**Figura 14.3A**), ou das habitações escavadas nos tufitos da Anatólia, na Turquia (**Figura 14.3B**), ou daquelas es-

cavadas em *loess* compactado (um sedimento transportado pelo vento) na cidade de Jingbiaen, província de Shaanxi, China setentrional. Uma lista com exemplos de materiais de construção utilizados para estas finalidades aparece no Quadro anexo.

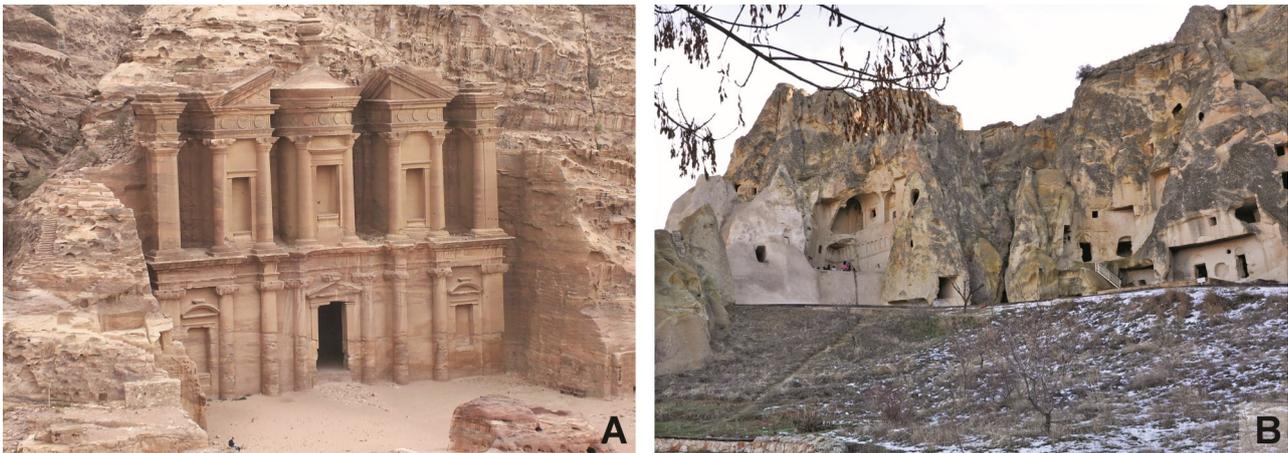


Figura 14.3. **A.** Monastério Ad-Deir esculpido em arenito pelos Nabateus, Sítio Arqueológico de Petra, Jordânia. **B.** Habitações confeccionadas em tufitos no Vale do Göreme, Capadócia, Turquia. Fotos: Lauro K. Dehira.

Exemplos de monumentos e construções de pedra no mundo e em São Paulo e Minas Gerais

Material: rocha ígnea

Granito: estátuas antigas de Buda no Sri-Lanka; cabeças de presidentes americanos esculpidas no Mount Rushmore, um monumento recente; aqueduto de Segóvia, Espanha, construído pelos romanos; obeliscos pré-históricos dos egípcios (*agulhas de Cleópatra*). Em São Paulo, exemplos são: a construção da Catedral Metropolitana de São Paulo (Sé), do Tribunal de Alçada Civil, e do Monumento às Bandeiras no Parque Ibirapuera (de Victor Brecheret).

Diabásio: muralha de contenção, de utilidade militar, erguida pelo imperador romano Adriano, na Grã Bretanha.

Basalto: o Código de Hammurabi, de dimensão métrica, coletânea de leis da antiga Babilônia.

Tufo vulcânico: as estátuas gigantes, chamadas de Moai, na Ilha de Páscoa, Pacífico meridional.

Material: rocha sedimentar

Calcário: um dos materiais mais utilizados na construção civil (para erguer palácios e catedrais). Exemplos notáveis são as Pirâmides do Egito, e várias igrejas, entre as quais a Igreja Notre Dame em Paris, e a Catedral Gótica de Chartres, ambas na França.

Travertino: uma rocha calcária, depositada por águas termais, muito utilizada em construção. Exemplos são o Coliseu de Roma, construído pelos romanos, e o Templo da Sagrada Família, contemporâneo, em Barcelona. Em São Paulo há o Obelisco do Parque Ibirapuera e a Prefeitura de São Paulo no Viaduto do Chá.

Arenitos: a maioria das antigas cidades da Europa exhibe monumentos construídos com arenitos vermelhos (Suíça e Alemanha) e bege-amarelados (Inglaterra). A cidade de Petra, na Jordânia, foi escavada em arenitos vermelhos. O Teatro Municipal de São Paulo tem parte constituída pelo Arenito Itararé.

Material: rocha metamórfica

Mármore: o Parthenon, em Atenas, Grécia; o Taj Mahal, na Índia; a Ponte Rialto em Veneza.

Esteatito: embora a rocha seja pouco usada, já que seus minerais são moles (talco), ela foi utilizada para adornar a Igreja São Francisco em Ouro Preto, MG, além de outras inúmeras estátuas, entre elas os profetas de Congonhas do Campo, MG.

14.2. CLASSIFICAÇÃO DOS MATERIAIS GEOLÓGICOS PARA CONSTRUÇÃO CIVIL

A classificação está baseada nos seguintes itens: pedra, agregados e materiais geológicos processados.

Pedra: (*stone*, na literatura inglesa) é a palavra que identifica a *rocha usada para construção de moradias ou estruturas feitas pelo homem, excluindo o concreto e os agregados para rodovias* (e.g., Smith, 1999, p. 1). Dependendo da utilização da pedra é possível uma subdivisão desta classe com aplicação de adjetivos correspondentes a esses usos. Assim, aparecem termos mais específicos, tais como:

- **pedra dimensionada** (*dimension stone*), que por definição é a *rocha cortada, e beneficiada, até uma dimensão ou forma específicas* (ver, por ex., Smith, 1999); este termo incluindo as comumente denominadas *pedras ornamentais* (*mármore*s e *granitos*), utilizadas como *pedra de revestimento* (*cladded stones*); engloba também o conceito de *pedra de cantaria*, no sentido de denominar uma rocha cortada, de maneira artesanal ou industrial, para fins de construção civil (moradias, templos, monumentos) e pavimento de estradas (paralelepípedos de leito carroçável, etc.).
- **pedra para ancorar** (*armour stone*), denominação dos blocos naturais de rochas usados para proteger *piers* de portos e linhas de costas dos ataques de ondas.

Agregados: ao contrário das pedras, são rochas fragmentadas utilizadas para variados fins, tais como preparação de concreto, fundações para prédios, lastro na construção de ferrovias (vias férreas) e estradas, e muros de contenção (*embankment*). Aos agregados pode ser adicionado também o solo propriamente dito, sempre presente em locais de construção.

Materiais geológicos processados: materiais geológicos usados na fabricação de outros produtos de importância industrial, categorizados como:

- **produtos cerâmicos**, desde os mais simples (tijolos e cerâmica vermelha

para cobertura) até os mais sofisticados, como os *porcelanatos*, as porcelanas *sensu lato* e as cerâmicas de alta tecnologia;

- **agentes aglomerantes**, (cimento, cal, gesso e caulim processado, entre outros), obtidos por beneficiamento industrial de recursos geológicos naturais.

14.2.1. Rocha Dimensionada

Neste item, será tratado o tema das *rochas dimensionadas*, ou de cantaria, representando as rochas beneficiadas conforme dimensões específicas.

Definição. Segundo a Associação Brasileira de Normas Técnicas, ABNT, de 2004, a rocha dimensionada (ornamental) é o material rochoso natural, submetido a diferentes graus ou tipos de beneficiamento, utilizado para exercer uma função estética. Por extensão, incluem-se nessa categoria as rochas utilizadas ora na edificação de monumentos, ora diretamente na construção civil, portanto, com utilização técnica, além do aspecto estético.

Extração. A produção destas rochas constitui uma importante indústria, que primeiramente extrai blocos de rochas de maciços rochosos (pedreiras) e, a seguir, corta-os e os prepara para o acabamento final, ora com ferramentas bastante modernas, ora muito parecidas às que eram utilizadas em tempos pretéritos (**Figura 14.4**).

O método de extração de blocos consistia, antigamente, em encontrar locais com disponibilidade de matéria-prima, as *pedreiras*, aplicando-se técnicas rudimentares para a obtenção de blocos, como o aquecimento da pedra com posterior resfriamento com jatos de água fria, ou a quebra, ao longo de fraturas preexistentes causado por inchaço de cunhas de madeira sistematicamente molhadas. A seguir, classificavam-se os blocos de dimensões métricas ou decimétricas para posterior quarteamento e polimento. Ainda hoje, o método de obtenção de blocos menores (paralelepípedos e guias), chamado de *cantaria artesanal*, é realizado aproveitando a presença de

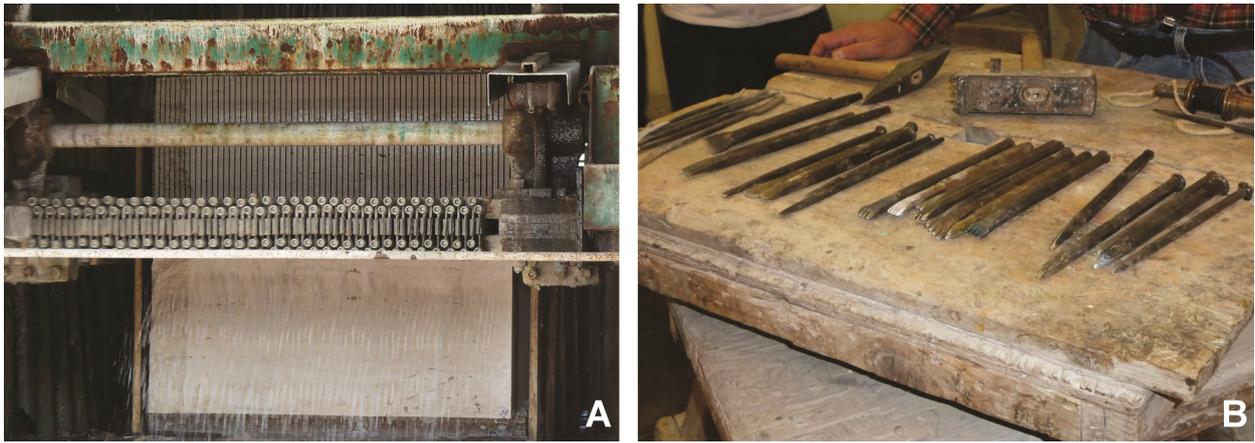


Figura 14.4. A. Serra processando um travertino, Tívoli, Itália. B. Martelos e talhadeiras usadas como ferramentas no beneficiamento de rochas em ateliê de escultura, Roma, Itália. Fotos: Eliane A. Del Lama.

matações (blocos de rochas soltas) em regiões favoráveis (**Figura 14.5A**). Hoje, embora os métodos utilizados em pedreiras sejam mais elaborados, a obtenção de blocos para rocha ornamental e de construção ainda constitui uma exploração de baixo custo: as maiores despesas estão relacionadas com o corte em lajes, o seu polimento e o transporte ao local de utilização.

Por estes motivos, as obras a construir deveriam estar próximas das fontes, para minimizar os custos e as dificuldades no

deslocamento do material (**Figura 14.5B**). Entretanto, exemplos históricos mostram claramente que as dificuldades de transporte, por vezes enormes, não foram obstáculo para proceder a construção de monumentos de dimensões gigantescas (*e.g.*, as pirâmides do Egito e os monólitos de Stonehenge, com transporte registrado de centenas de quilômetros).

A preparação mais aprimorada da rocha de revestimento é feita com processos de polimento, em parte por jatear-



Figura 14.5. A. Pedreira abandonada em Macchu Picchu, Andes, Peru. B. Confecção de paralelepípedos, Ribeirão Pires, São Paulo. Fotos: Lauro K. Dehira.

mento (desgaste com ajuda de partículas lançadas a alta velocidade por jatos de ar) e também por apicoamento, que gera superfícies foscas e algo irregulares de

bom visual estético. Diferentes tratamento da mesma rocha pode imprimir cores e aspectos diferenciados (**Figura 14.6**).



Figura 14.6. Estátua de Apolo no Museu de Nápoles, esculpida em rocha vulcânica conhecida como *Porfido Rosso Antico*, dacito egípcio. Notar o escurecimento da pedra após polimento. Fotos: Eliane A. Del Lama.

A extração de lajes, em especial, é muito facilitada pela existência de planos naturais de descontinuidade (planos de sedimentação ou de foliação que ocorrem em sedimentos e em ardósias).

Na chamada *pedra mineira* (quartzito), a regular descontinuidade é uma foliação marcada pela presença de muscovita (**Figura 14.7**).



Fig. 14.7. **A.** Pedreira de Pedra Mineira (muscovita quartzito), São Tomé, região de Baependi, MG. **B.** Antiga pedreira de extração de ritmito em Itu, hoje o Parque do Varvito. Foto A: Maria Heloísa O. Frascá e Fabiano C. Navarro, B: Lauro K. Dehira.

Granitos e Mármore. Litologias variadas garantem a diversidade estética do material, como pode ser observado na **Figura 14.8**, que revela apenas alguns dos aspectos da enorme variedade de rochas ornamentais de revestimento oferecidas no mercado. Comercialmente,

elas são, genericamente, denominadas de *granitos* e *mármore*, e conhecidas por nomes comerciais específicos (*e.g.*, Granito Mauá, Granito Azul Bahia, Mármore Carrara). Exemplos de utilização destas rochas na construção civil aparecem ilustrados na **Figura 14.9**.

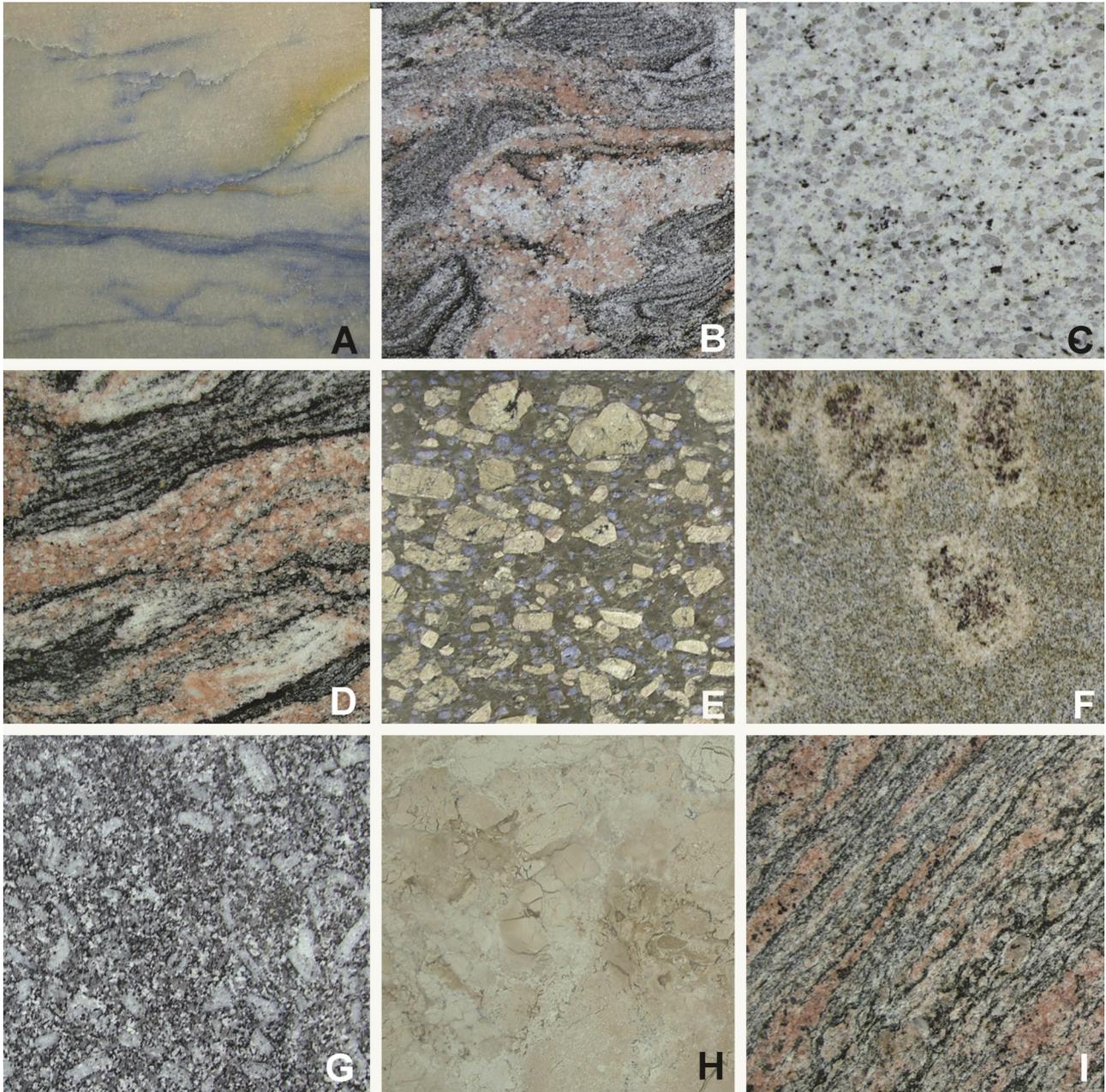


Figura 14.8. Diversidade de rochas ornamentais e seus nomes comerciais. **A.** Azul Macaúbas (nome geológico: quartzito). **B.** Aurora Tropical (gnaisse granítico). **C.** Asa Branca (granito equigranular). **D.** Salvador (gnaisse granítico). **E.** Azul Paramirim (riólito porfirítico). **F.** Red Yellow Garden (granito equigranular com segregações). **G.** Cinza Mauá (granito porfirítico). **H.** Bege Bahia (brecha calcária). **I.** Guariba (gnaisse granítico). Fotos: Eliane A. Del Lama.



Figura 14.9. **A.** Piso de mármore, Catedral Metropolitana de São Paulo. **B.** Piso revestido com lajes de Granito Cinza Mauá e diabásio (preto), Pátio do Colégio, São Paulo. **C.** Revestimento de parede em Serpentinito Verde Alpi, Prédio da Caixa Cultural, São Paulo. **D.** Jazigos no Cemitério Highgate, Londres. Fotos: Eliane A. Del Lama.

As rochas ornamentais de revestimento, chamadas no mercado de *granitos*, englobam todas as rochas *duras* com alta conservação, difícil polimento e grande resistência ao ataque ácido. Apresentam aspecto geral de rochas ígneas com os minerais feldspato e quartzo como constituintes importantes (*granitos sensu strictu*, gabros, diabásios, dioritos, etc.). Vários tipos de rochas metamórficas foliadas de alta coesão e deformadas, também são, erroneamente, chamadas de *granitos* (ver **Figura 14.8**). Alguns *granitos* ornamentais são rochas de alto valor agregado, tal como o *Azul Bahia* (um sienito com sodalita, um silicato de sódio e alumínio azul; **Figura 14.10A**) e uma espécie de *granito verde* (conhecido como Verde Alpi), muito escuro, de grande efeito estético, constituído por serpentinito, uma rocha metamórfica formada principalmente por minerais esverdeados (cloritas, serpentinas, etc.; ver **Figura 14.9C**). Outro exemplo é o granito

preto, que na realidade é um monzonito, rocha com pouco quartzo ou com ausência dele (**Figura 14.10B**). Os *granitos* constituem lajes apropriadas para cobertura de pisos e revestimentos, tanto internos como externos.

Os *mármore*s mostram composição carbonática (com calcita e/ou dolomita, minerais *moles* de dureza 3 na escala de Mohs), constituindo materiais de fácil polimento, mas de pouca durabilidade, gerados por recristalização metamórfica, são facilmente atacáveis por ácidos (incluindo os bem fracos, como o acético ou o ácido carbônico). Um tipo peculiar de *mármore* é a rocha carbonática de origem sedimentar, o travertino, depositada em camadas por águas termais, mostra tipicamente planos de estratificação irregulares e buracos (poros) de variadas formas, descontinuidades decorrentes de sua origem. Em geral, os *mármore*s são utilizados para pias e revestimentos, mas pouco para pisos, pela sua baixa durabili-

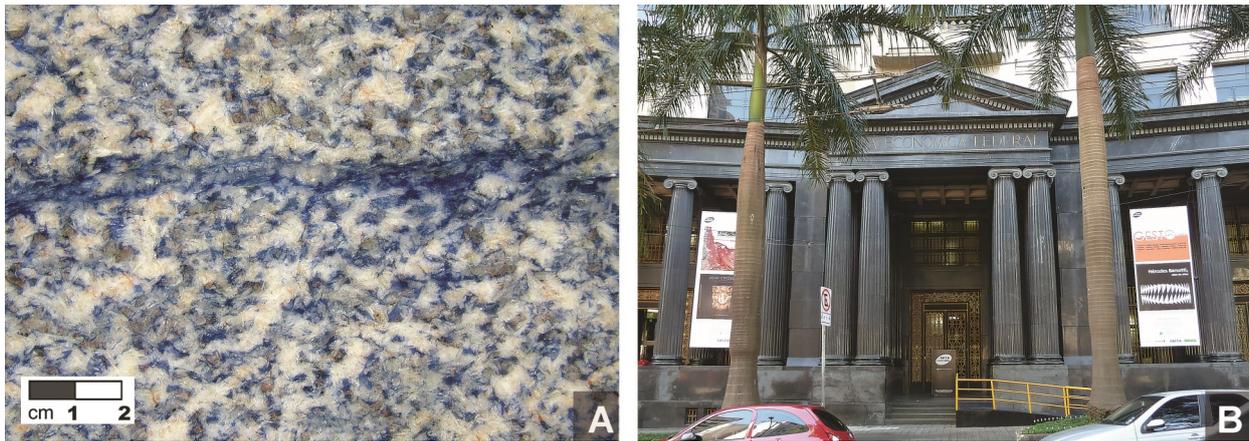


Figura 14.10. **A.** Granito Azul Bahia (sodalita sienito), da Bahia, rocha ornamental de alto valor agregado. **B.** Granito Preto Bragança (monzonito), de Bragança Paulista, SP, Prédio da Caixa Econômica Federal, Praça da Sé, São Paulo. Fotos: Eliane A. Del Lama.

dade. Também são materiais preferidos para fazer estátuas, ornamentos e jazigos (**Figura 14.11**). Uma variedade de *mármore*, muito utilizada atualmente no Brasil, é uma brecha calcária (com fragmentos angulosos) da Bahia, conhecida comercialmente como *travertino nacional*.

No mercado mundial de rochas de revestimento, os *mármore*s respondem por

55% da produção (em volume), seguidos dos *granitos* (em torno de 40%), sendo que as ardósias (ver mais adiante) respondem por 5%. No panorama mundial, o Brasil é o 5º produtor de rochas ornamentais, tendo registrado mais de 1.000 variedades comerciais. Os estados com maior produção são Espírito Santo, Minas Gerais, Bahia, Ceará e São Paulo.

Arenitos, ardósias e quartzitos. Algumas rochas mantêm no mercado o seu nome petrográfico, tais como o arenito, a ardósia e o quartzito, a primeira uma rocha sedimentar, as outras rochas metamórficas, de grande aceitação na construção civil para revestimento em especial de pisos e paredes. Os arenitos, em São Paulo, são originários em geral da Formação Botucatu, unidade geológica presente na Bacia do Paraná (interior do Paraná e São Paulo), são rochas sedimentares avermelhadas com quartzo e boa coesão (em especial, quando fortemente cimentadas por sílica). Estas rochas são utilizadas como lajes e blocos para construção de paredes e revestimentos. A ardósia é uma rocha cinza-esverdeada de granulação muito fina e durabilidade média a alta, mostrando planos muito regulares de foliação (**Figura 14.12**). O quartzito é uma rocha muito dura constituída por quartzo; a *pedra mineira*, em particular, é a variedade mais utilizada, mostrando uma estrutura foliada regular, gerada pela presença de muscovita com



Figura 14.11. Jazigo no Cemitério Não Católico, Roma, mostrando base em Travertino Romano e estátua em Mármore Carrara. Foto: Eliane A. Del Lama.



Figura 14.12. Utilização e extração da ardósia. **A.** Telhado em Comwy, Inglaterra. **B.** Telhado no Centro de Interpretação Geológica de Canelas. **C.** Oficina de preparação de lajes de ardósia. **D.** Quiosque com paredes e telhado em ardósia. **B e D** Arouca, Portugal. Fotos: Eliane A. Del Lama.

disposição orientada, que facilita a sua extração.

Estruturas em rochas ornamentais, porosidade, alteração. As estruturas das rochas podem ser maciças ou orientadas, as últimas mostrando feições que podem conferir atributos estéticos adicionais. Deve-se atentar para a disposição da superfície polida em relação à estrutura: cortes paralelos à estrutura orientada não são desejáveis, porque expõem as superfícies da estrutura, em geral com minerais micáceos, com maior facilidade de reação frente aos agentes ambientais, facilitando, portanto, a alteração e o desgaste. Os minerais máficos, em geral, alteram-se com bastante facilidade, em parte também por oxidação do ferro bivalente, um processo que ocorre, principalmente, no óxido (magnetita) e no sulfeto (pirita), minerais muito frequentes, embora pouco abundantes, em granito, gnaiss, diabásio, gabro e basal-

to. Após alguns anos de exposição ao ambiente, esse tipo de alteração pode manchar fortemente a rocha ornamental (**Figura 14.13**) e, em casos extremos, limitar a sua resistência mecânica.



Figura 14.13. Mancha da pedra devido à oxidação de minerais opacos (magnetita, pirita e outros), Monumento à Independência, São Paulo. Foto: Wilian C.B. Augusto.

As porosidades das rochas ornamentais são parâmetros em geral listados em suas descrições (Flain e Frazão, 1997; IPT, 2004). Os valores são pequenos, da ordem de < 1 a 2-3%, em especial em *granitos* e *mármore*s bem cristalizados. Mesmo assim, esta porosidade é suficiente para provocar o aparecimento de manchas indesejáveis, em especial, naquelas rochas usadas como pisos e tampos de balcões ou de mesas, sujeitos à influência de líquidos (água de chuva em pisos; em tampos: bebidas, refrigerantes, sucos ácidos, azeites, vinagres). As manchas podem também aparecer nas estruturas de revestimento, oriundas da argamassa de assentamento com alta relação água/cimento.

Padrão estético: modas. As rochas ornamentais preferidas, em termos de cor e estrutura, dependem do tipo de utilização e, muito fortemente, do padrão estético predominante no período. Em geral, a preferência nas construções mais gabaritadas, hoje, é de *pisos* com *granitos* claros a cinzentos (em lugar dos avermelhados a cinzentos-róseos de anos atrás) e de *revestimentos* em paredes (travertinos, mármore, etc.) com tons concordantes, mais claros ou mais escuros, em combinação com materiais sintéticos. Revestimentos de piso com desenhos complexos, onde aparecem combinados vários tipos de rochas, podem ser observadas em especial em construções de grande porte (*e.g.*, a Catedral de Florença, na Itália, ou em *shopping centers* em São Paulo, como o Morumbi e o Igua-temi). A sua colocação, naturalmente, requer a atuação de artesãos altamente especializados. Algumas rochas possuem valor permanente, imunes às modas; um exemplo é o mármore do tipo *Carrara*, de granulação muito fina, sendo que o *Carrara* importado da Itália, o legítimo, alcança preços muito superiores ao *Carrara* nacional.

Rochas ornamentais no Estado de São Paulo. No Estado de São Paulo existe uma grande variedade de rochas ornamentais de revestimento, em especial de granitos, como resultado de sua consti-

tuição geológica (30% dos corpos encontrados no embasamento do estado, constituído por rochas metamórficas e ígneas, é de granito). É um tipo de rocha que apresenta grande variedade de texturas (mais finas, mais grossas) e de cores; exemplos de granitos comercializados no Estado são o Cinza Mauá, o Marrom Atibaia, o Marrom São Paulo, o Vermelho Bragança e o Vermelho Capão Bonito (IPT, 2004). A sua exploração é em exposições de pedreiras específicas que ocorrem em maciços rochosos, mas também é feita aproveitando a presença de matacões de dimensões métricas (*cantaria* artesanal). No Estado de São Paulo aparece registrada apenas uma única jazida importante de mármore, localizada em Campos de Jordão.

14.2.2. Indústria de agregados

Os agregados são um conjunto de partículas ou fragmentos de rochas (ou de minerais, ou solos) que, quando utilizados de maneira inconsolidada, ou ligados formando um material consolidado, constituem uma parte, ou a totalidade, de uma estrutura civil ou de uma obra de engenharia (Smith e Collis, 1993). Eles são materiais de constituições diversas, representados por fragmentos relativamente inertes, ora angulosos, ora arredondados, e de tamanhos variados.

Embora os agregados sejam um produto de baixo custo, representam o maior segmento da indústria mineral (em torno de 40% em termos de produção mineral mundial), e contribuem com até 85% na fabricação de concreto e na construção de estradas. A indústria de agregados produziu em 1989, no Reino Unido, mais de 300 milhões de toneladas, três vezes mais peso que o gerado na indústria do carvão, sendo que 42% foram de areia e cascalho e 58% de pedra britada. No mesmo ano, a produção nos EUA foi de 1.700 milhões de toneladas. O consumo anual, nos países desenvolvidos, é da ordem de 5 a 7 toneladas por habitante, um índice ainda não alcançado em países em desenvolvimento.

Estes números seriam ainda mais significativos se a eles fosse adicionada a utilização de solos locais, um importante

elemento na construção civil (solos de terraplanagem, fundações, aterro, etc.).

Classificação de agregados

Eles são classificados de variadas maneiras, dependendo de suas propriedades e/ou tamanho.

Quanto a sua origem: *natural* (areia de praia ou várzea, pedra britada) ou *artificial* (escória britada, argila expansiva aglomerada, especialmente preparada para construção civil).

Quanto ao seu tamanho: *filler* (< 0,15 mm), *pó de pedra* (< 6,3 mm), agregado *miúdo* (0,15 a 4,75 mm), *pedrisco* ou *brita "0"* (4,75 a 12,5 mm), e agregado *gráuado* (4,75 a 75 mm).

Quanto a sua densidade: *pesado*, *normal* ou *leve*. O primeiro é agregado adicionado à lama em perfurações de poços de petróleo, como concentrados de minerais densos como a barita, BaSO₄. O segundo, normal, é o de pedra britada e pedregulho. O terceiro, o leve, inclui agregados formados por esmectita ou argila expansiva, e vermiculita, materiais obtidos por calcinação do mineral, utilizados para impermeabilização ou isolamento térmico.

Os agregados, como definidos acima, podem ser utilizados principalmente de quatro maneiras diferentes:

- Como *aditivo para concreto*, geralmente constituído por brita de rocha resistente (em geral, rochas ígneas);
- Como *coberturas simples* (em parques, caminhos, rodovias não asfaltadas, praias, leito ferroviário, pistas de corridas, quadras esportivas);
- Como *camadas de sustentação ou contrapiso* em grandes obras (estádios esportivos e estradas de rodagem);
- O próprio *solo local* (em geral, solo residual) como matéria-prima, por um lado desmontado por terraplanagem, e por outro utilizado para aterrar regiões com desníveis topográficos mais

acentuados. Constitui uma importante utilização durante a construção tanto de obras pequenas (casas e prédios residenciais) como, principalmente, em obras de maior porte (estradas, represas).

A **Tabela 14.1** mostra a quantidade de agregados utilizados na construção civil, em vários tipos de obras.

Aditivo para concreto: agregados graúdos e miúdos. Os aditivos para concreto devem reforçar as características estruturais das construções, e condição *sine qua non* é que apresentem propriedades desejáveis de dureza e, se possível, também de durabilidade (resistência aos ataques químicos e à alteração intempé-rica).

Tabela 14.1. Massas de agregados utilizados na construção civil. Fonte: The Open University (1995).

Tipo de construção	Quantidade de agregados utilizada (toneladas)
Casa de 3 dormitórios	50
1 km de estrada rodoviária	7.500
Edifício de 15 andares	50.000
1 km de via expressa	52.000
Pista de aeroporto (5,5 km por 50 m)	270.000

A *produção de agregados* naturais segue as seguintes etapas: desmonte de blocos em maciços rochosos favoráveis, seguida de britagem e em sequência, classificação segundo as dimensões dos fragmentos.

O *agregado graúdo* deve estar constituído por materiais resistentes, de preferência rochas ígneas de granulação fina e estruturas não orientadas, tais como basaltos maciços (sem vesículas), diabásios e alguns granitos (**Figura 14.14**). Quanto mais fina a granulação da rocha, maior a resistência mecânica do agregado. A quebra destas rochas produz fragmentos em geral equidimensionais, uma propriedade desejada por impedir a geração de estruturas orientadas (anisotropia) na concretagem por alinhamento de fragmentos com formas alongadas. Por esse motivo, a maioria das rochas metamórficas não é apropriada para brita, não só pela resistência mecânica em geral mais baixa, mas também por apresentar orientação (tais como os xistos e muitos gnaisse e anfibólitos) e por estar constituída em boa parte por minerais máficos (micas e anfibólios), menos resistentes à alteração que os minerais félsicos.



Figura 14.14. Exemplo de brita n° 1, produto de rocha granítica. Foto: Eliane A. Del Lama.

O *agregado miúdo*, quando utilizado em rebocos, por exemplo, deve ser de preferência de areia quartzosa, sem micas e outros minerais planares e sem minerais susceptíveis à alteração (*e.g.*, o sulfeto pirita, que por oxidação gera pro-

duto com maior volume e capacidade de rachar o concreto). Exemplos de agregados miúdos são apresentados na **Figura 14.15**.



Figura 14.15. Exemplos de agregado miúdo, exemplificado com várias classes granulométricas de areia: 4,8-2,4 mm; 2,4-1,2 mm; 1,2-0,6 mm; 0,6-0,3 mm e 0,3-0,15 mm. Foto: Eliane A. Del Lama.

Impurezas porventura presentes nos agregados tais como, matéria orgânica e sais minerais, devem ser eliminadas, por alterarem o tempo de pega do concreto e seu endurecimento. Por este motivo, é indesejável a utilização de areias de praia como agregado miúdo de boa qualidade, pela presença inevitável de sais derivados das águas marinhas (em especial, cloretos) nas superfícies dos grãos. Pelo mesmo motivo, os fragmentos a serem adicionados no concreto devem estar livres de pó de rocha, pois a sua presença requer maiores quantidades de água, cal e cimento para formar a argamassa desejada.

Coberturas. Agregados sempre foram utilizados, em quantidades significativas, como coberturas simples em caminhos, parques e quadras esportivas. A preparação da superfície para pisos com fins esportivos como um campo de vôlei de praia, por exemplo, requer a colocação, temporária ou permanente, da carga de mais de 300 caminhões carregados de areia (como, por exemplo, na Olimpíada de Londres em 2012). Volumes muito maiores são rotineiramente utilizados como cobertura em estradas não asfaltadas (seixos, areias, fragmentos de britas), sendo que o tipo de cobertura utilizado é frequentemente dependente do material disponível na região. Assim, concreções encontradas nos solos lateríticos da re-

gião (como em São Luís do Maranhão, Brasil, e em várias partes da Austrália) são colocados como cobertura de estradas, após processos manuais de lavagem e secagem.

Contrapiso. Leitos carroçáveis são construídos em geral com superposição de várias camadas de sustentação, colo-

casas como contrapiso. A combinação adequada destes contrapisos depende da utilização do leito (resistência ao impacto, fatores climáticos extremos ou mais amenos, etc.). A **Figura 14.16** mostra dois exemplos de contrapisos (uma, de lastro de ferrovia, o outro do esquema aplicado em rodovias).

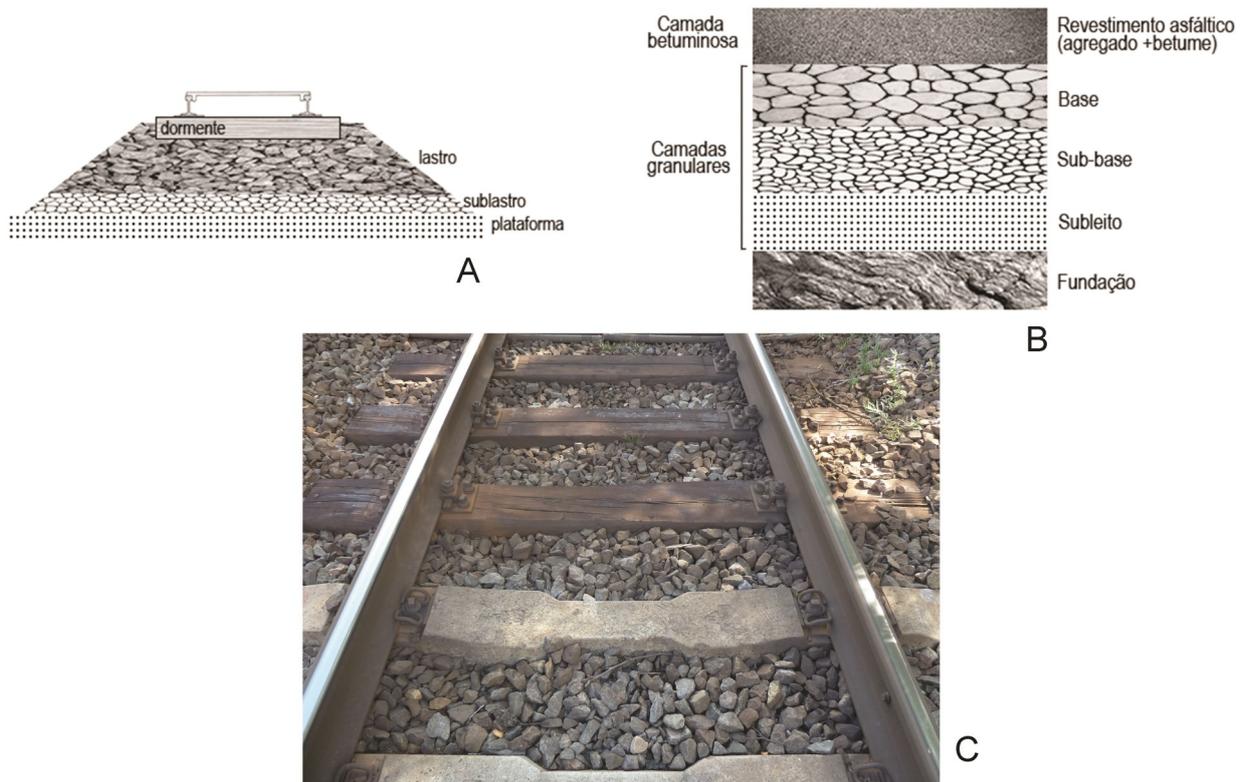


Figura 14.16. A. Contrapiso de ferrovia. B. Contrapiso de rodovia, Fonte A e B: Frazão e Paraguassu (1998). C. Agregados graúdos em lastro de ferrovia. Foto: Eliane A. Del Lama.

Solos. O solo presente numa região (em geral, solo residual) é o material *agregado* mais abundante encontrado em qualquer local de obra. Ele é deslocado por terraplanagem e/ou escavamento, com frequente utilização para corrigir desníveis e irregularidades topográficas (nivelamento de altos e baixos, preenchimento de vales, etc.). Solo é, nesse senti-

do, o material de aterro (*soil fill*) mais utilizado, juntamente com aterro de fragmentos de rochas, também presentes no local (*rock fill*). A **Figura 14.17** mostra a movimentação de solo realizada durante a construção da Rodovia dos Imigrantes, com deslocamentos de grandes volumes de solos.



Figura 14.17. Movimentação de solo durante construção da Rodovia dos Imigrantes, para fins de preenchimento e aplainamento. Fotos: Amarilis L.C.F. Gallardo.

14.2.3. Materiais processados na construção civil

No caso dos materiais processados, utilizados na construção civil, são citados os seguintes: **produtos cerâmicos** e os **agentes aglomerantes**, tanto os de baixa como os de alta tecnologia.

Produtos cerâmicos

A utilização de materiais cerâmicos é uma das descobertas mais importantes da humanidade, iniciada no Período Neolítico (~7.000 *anos a.C.*). Foi iniciada com o simples *modelado* de barro e lama (**Figura 14.18**), até processos mais avan-

çados, consistindo na colocação de revestimentos cerâmicos, testemunhando a passagem da fabricação de simples tijolos de argamassa até a de azulejos primitivos, uma evolução que parece ter-se iniciado nas civilizações do Oriente Próximo. Descobertas simultâneas ocorreram em todas as civilizações, como documentado por arqueólogos.

Um dos artefatos mais antigos encontrados, além de fragmentos de vasilhames, ainda sem datação precisa, é a descoberta de pequenas estátuas em argila, como a da chamada *Vênus de Vestonice*, encontrada na República Tcheca, com idade estimada em torno de 25.000 anos.

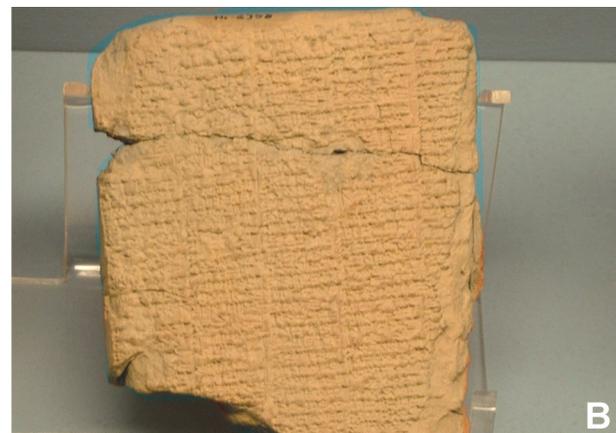


Figura 14.18. A. Estátua de argila, 5.500 a.C., Museu das Civilizações, Ankara, Turquia. 20 cm de altura. **B.** Código de Hammurabi em adobe, 1.790 a.C., Museu Arqueológico de Istambul, Turquia. Fotos: Lauro K. Dehira.

Desde este período, até hoje, houve uma enorme evolução técnica, culminando com os produtos atuais, variando de cerâmicas de alta tecnologia (a da indústria aeroespacial, por exemplo), até os produtos da nanocerâmica, um campo enorme de aplicação.

Tijolos. O mais popular produto cerâmico é fabricado desde os primórdios da civilização, com argamassas de solos e rochas sedimentares de granulação fina (siltitos, argilitos, folhelhos), e a seguir em parte secados ao sol (tijolos de adobe), em parte submetidos à queima controlada na fabricação de vários tipos de tijolos vermelhos. Estes últimos produtos, mais sofisticados, geram tijolos para construção moderna (paredes) e outros,

de tipo refratário, para fornos domésticos e industriais.

Cerâmicas. Produtos cerâmicos mais sofisticados são fabricados com mistura de argilominerais (em especial com caulinita e illita), que adquirem feições plásticas em estado úmido e facilidade para modelar, gerando formas e estruturas que após secagem e queima se convertem em cerâmicas de alta durabilidade.

Um subproduto desta tecnologia é a fabricação de porcelanas, inventada pelos chineses, em especial com a utilização do argilomineral caulinita. Os materiais de acabamentos utilizados na construção civil são constituídos por este material (**Figura 14.19**), conhecida como cerâmica branca.



Figura 14.19. Materiais de acabamento. Fotos: Eliane A. Del Lama.

Azulejos e porcelanatos. No século XVI, especialmente em Portugal, foi introduzida a técnica de preparação de *azulejos*, um ladrilho de corpo cerâmico com vidrado na fase aparente, fabricado sobre uma base de argamassa (chamada de *tardoz*) com cobertura de esmalte

submetida à queima controlada. Os azulejos tornaram-se uma arte nacional portuguesa (**Figura 14.20**), com reflexos nas colônias. Assim, o revestimento cerâmico sempre foi popular no Brasil, com auge de produção no século XIX (**Figura 14.21**).



Figura 14.20. Revestimento de azulejo na cidade do Porto, Portugal. Fotos: Maria Lúcia Del Lama.

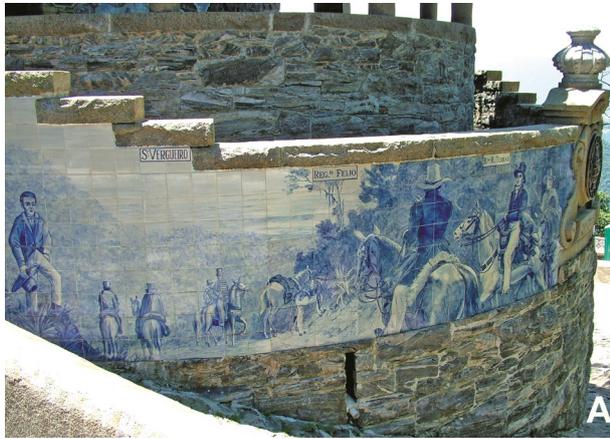


Figura 14.21. A. Rancho da Maioridade, Caminhos do Mar. B. Ladeira da Memória, São Paulo. Fotos: Lauro K. Dehira.

Pisos e paredes são hoje frequentemente revestidos com placas de *porcelanato* (Figura 14.22), um produto de alta tecnologia de grande durabilidade e valor estético, que de fato tornou-se um dos principais concorrentes dos revestimentos com rocha ornamental.

Um ramo especial é a fabricação de *cerâmicas de alta tecnologia*, que resistem temperaturas muito elevadas e fortes impactos, cada vez mais utilizadas em diversos produtos de alta tecnologia (indústria aeroespacial, motores para carros, nanotecnologia, aplicações médicas, etc.).



Figura 14.22. Opções de porcelanato para revestimento de piso. Foto: Eliane A. Del Lama.

Agentes aglomerantes

Estes agentes utilizam produtos naturais para a produção de argamassas, convenientes como aglomerantes para a junção de materiais de construção (tijolos, cerâmicas, ladrilhos, blocos de rochas).

Cimento Portland. O concreto para construção civil (pequenas e grandes obras) é gerado por mistura de cimento com agregado graúdo (fragmentos acima de 4,75 mm) e miúdo (fragmentos de tamanho areia, menores que 4,75 mm) e água, adicionada para iniciar as reações químicas geradoras do concreto, também sustentado adicionalmente com barras incorporadas de vergalhões de ferro para construção.

O *cimento* é um material entregue em estado pronto, consistindo em aglomerado hidráulico obtido por moagem de um produto industrial, o *clínquer*, misturado com sulfato de cálcio e outras eventuais adições específicas.

O sulfato de cálcio, presente no *clínquer* em proporção de 3 a 5% em peso, faz às vezes de agente retardador, impedindo que o cimento, em contato com água, endureça rapidamente, mantendo as propriedades plásticas do concreto por tempo maior, assim facilitando o seu transporte e modelagem. O sulfato é incorporado na forma de anidrita (CaSO_4) ou, mais comumente, a forma calcinada de gipsita ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), ambos minerais encontrados em evaporitos.

O *clínquer portland* é sinterizado a partir de matéria-prima constituída por

mistura de rocha carbonática (calcário ou mármore) e argilas, na proporção de 4:1, calcinada em altos fornos a temperaturas em torno de 1.450 °C. *Alguns componentes corretivos são adicionados em pequenas proporções (tais como bauxita, hematita e quartzo) para a obtenção de cimentos especiais.* Saindo do alto forno, a mistura é resfriada bruscamente e peletizada.

Mais recentemente, são utilizados nos fornos de cimento métodos especiais para reduzir os altos custos de energia, assim como a geração de fumaça particulada despejada das chaminés. Ao mesmo tempo, são incorporadas às matérias-primas, cada vez mais, vários tipos de substâncias poluentes e de difícil descarte (como, por exemplo, pneus usados).

A calcinação nessas condições gera substâncias especiais (*minerais*) no *clínquer*, caracterizados na **Tabela 14.2**.

Os concretos e as argamassas usados na construção civil são resultantes de mistura do cimento com água e agregados, gerando a pega do concreto e sua solidificação definitiva, um processo fortemente exotérmico. O resfriamento do concreto, no momento da pega, é preocupação constante, porque pode gerar tensões na estrutura e seu fissuramento.

O melhoramento de propriedades específicas, obtido pelos aditivos, pretende diminuir a permeabilidade (concretos menos permeáveis são mais duradouros), incrementar a resistência (até o extremo da fabricação de concretos espe-

Tabela 14.2. Composição mineralógica do clínquer.

Compostos	Fórmula	Proporções no clínquer (%)
<i>Alita</i> (silicato tricálcico) C_3S	$3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$	50-65
<i>Belita</i> (silicato bicálcico) C_2S	$2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$	15-25
<i>Aluminato</i> (aluminato tricálcico) C_3A	$3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$	6-10
<i>Ferrita</i> (ferro aluminato) C_4AF	$4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$	3-8
<i>Cal livre</i>	CaO	0,5-1,5

Observações: A letra **A** identifica o composto Al_2O_3 , **C** o CaO , **F** o Fe_2O_3 , e **S** o SiO_2 .

ciais utilizados em usinas nucleares, ou para resistir a bombardeios pesados), e reduzir o calor das reações exotérmicas.

Estudos cuidadosos estão sendo realizados para pesquisar os efeitos de adições de pneus e outros materiais poluentes, em especial para conhecer a transformação de substâncias orgânicas durante a queima (*e.g.*, borracha) e o destino de metais pesados: eles tipicamente ingressam na estrutura dos *minerais* do clínquer, e podem ser liberados, após a concretagem, por efeito da ação de agentes do meio ambiente (águas de chuva, atmosfera, gases poluentes), um efeito indesejado que gera uma fonte de poluição tardia.

Uma das reações que deve ser inibida durante a produção do concreto, ou pelo menos minimizada, é a chamada *reação álcali-concreto*, gerada quando *sílica reativa*, presente na mistura, reage com *soluções alcalinas* (com Na e K) nos poros durante a pega do concreto, ou posteriormente. Esta reação gera um gel que cresce por incorporação de água e pode fissurar a estrutura (**Figura 14.23**).



Figura 14.23. Pilar do viaduto VD-7 mostrando fissura no km 58 da pista descendente da SP-160 Rodovia dos Imigrantes. Foto: Amarilis L.C.F. Gallardo.

As formas reativas de sílica são as seguintes, em ordem decrescente de reatividade: opala (sílica amorfa, não cristalina) > vidro vulcânico (magmas bruscamente resfriados como vidros, naturalmente mais reativos) > quartzo microcristalino (com alta energia superficial,

por efeito do pequeno tamanho de grão) > calcedônia (uma forma de SiO_2 microcristalina) > quartzo deformado (acumulando energia superficial por efeito da deformação dos grãos). Quartzo bem cristalizado, de tamanhos adequados (*e.g.*, tamanho de mm), e sem deformação, não propicia reação frente à presença de soluções alcalinas. Nas misturas para concreto não deve ser tolerado mais que 0,25% em peso de opala, ou 3% de vidro vulcânico ou quartzo microcristalino, ou 5% de calcedônia (Hobbs, 1988; Mehta e Monteiro, 1994; Isaia, 2007).

Uma reação parecida pode gerar-se na presença de silicatos mais reativos (*e.g.*, silicatos hidratados não transformados durante a queima no alto forno, ou incorporados posteriormente, entre os quais argilominerais, vermiculita, clorita e outros). A presença de partículas muito finas (*pó*, ver **Tabela 14.1**) é também indesejável na mistura, requerendo-se neste caso maior adição de água e cimento para proceder à pega do concreto.

Cal. O composto CaO (puro ou com pequenas impurezas tais como Mg) é um produto industrial, obtido por calcinação de rochas calcárias, com perda de CO_2 , entre 900 e 1.200 °C. É fortemente instável, passando rapidamente para compostos mais estáveis (hidróxidos, sulfatos, carbonatos), em especial com a adição de água.

A sua utilização é de tempos remotos, tanto que os romanos já a utilizavam na construção civil no século VI a.C. O chamado *concreto romano* era formado por material arenoso de origem vulcânica da região de Pozzuoli, misturado com cal, cascalho e água. O Coliseu e o Pantheon, duas proeminentes construções romanas em Roma, foram erguidas utilizando como argamassa esse tipo de concreto (**Figura 14.24**).

O Brasil, com produção de 3% de cal, é o quinto produtor mundial, sendo a China hoje o maior produtor (60% da produção). O produto é utilizado principalmente na construção civil (argamassas) e também, abundantemente, na fabricação de cimento (ver acima).



Figura 14.24. A. Coliseu de Roma construído em Travertino Romano, com argamassa do tipo cimento romano. B. Pantheon, com colunas de Granito del Foro, triângulo em Travertino Romano, e cúpula, na parte posterior do prédio, em concreto (cimento romano), Roma, Itália. Fotos: Lauro K. Dehira.

Gesso. O gesso é um agente aglomerante oriundo da calcinação de gipsita ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) entre 180 a 200 °C, com geração do composto anidro (CaSO_4). A mistura com água gera uma argamassa de fácil modelagem, cujo produto solidificado é, outra vez, o composto hidratado. Tem grande utilização na construção civil, para revestir paredes e formar tetos de ambientes internos (96% da produção). Em menor escala, é utilizado em intervenções médicas e para efeitos artísticos. A gipsita e, em menor proporção, a anidrita (CaSO_4) aparecem como minerais formadores de evaporitos. O Brasil responde por 1,5% da produção mundial de gipsita.

Caulim processado. O argilomineral caulinita (um aluminossilicato hidratado bastante puro) é popularmente conhecido como *caulim*. É uma argila fortemente plástica, presente como mineral formado por alteração intempérica em especial de feldspatos; é um mineral constituinte de muitas rochas sedimentares finas (argilitos, folhelhos, siltitos). É a principal matéria-prima para a produção de porcelanas e também de vários tipos de cerâmicas (ver item sobre Cerâmicas). A sua utilização industrial é extremamente variada, tanto na indústria farmacêutica como na fabricação de borrachas e materiais refratários e de cimentos. Serve também para melhorar o aspecto e a su-

perfície de papel e clarificar bebidas. Na construção civil, aparece também como componente de argamassas e material para rejuntar pastilhas na cobertura de paredes e pisos.

Uma ampla abordagem dos materiais de construção civil citados aqui, somados a outros, pode ser encontrada em G.C. Isaia (2007).

Os materiais geológicos utilizados na construção civil, aqui apresentados, são os mais tradicionais, já existem há muito tempo e deverão ainda ser usados por muito mais. As construções sustentáveis exigem o aparecimento de novos materiais e novas tecnologias e com isso será possível reduzir os insumos destes materiais não renováveis, ou ao seu melhor aproveitamento.

14.3. SUMÁRIO

Os materiais geológicos são classificados em *pedras*, *agregados* e *materiais geológicos processados*. *Pedra* é a rocha usada para construção de moradia (exceto concreto e agregados para rodovias), incluindo também a obtenção de pedra de cantaria (uma atividade artesanal), as dimensionadas (preparadas para determinadas finalidades) e as pedras para ancorar (proteção em linhas de costa). A rocha dimensionada (ornamental) inclui *granitos* e *mármore*s, os primeiros

rochas *duras* (ígneas e/ou metamórficas), geralmente com quartzo e/ou feldspato, as segundas de composição carbonática, de menor durabilidade. Muitas dessas rochas mantêm o nome petrográfico (como o popular *arenito*, avermelhado; o *quartzito* ou *pedra mineira*, com marcada foliação controlada pela presença de muscovita orientada; a *ardósia*, metamórfica muito fina, com boa partição). Mármore, no mercado mundial, constituem em torno de 55% da pedra trabalhada, granitos em torno de 45%, sendo o Brasil um dos países com as maiores reservas.

Os *agregados* são o conjunto de fragmentos (rochas, minerais e/ou solos) que formam parte de uma obra de engenharia. A indústria de agregados, de enorme importância, fornece em torno de 40% dos materiais geológicos e até 85% do material utilizado em concreto. Em termos de volume, 42% do agregado utilizado é de areias, 58% de pedra britada. São necessárias em torno de 50 toneladas de agregados para a construção de uma casa de três dormitórios, e de 52.000 toneladas por km de rodovia expressa.

Entre os *materiais geológicos da construção civil* aparecem os seguintes:

- produtos cerâmicos convencionais: mistura de rochas sedimentares finas e argilominerais, submetida à secagem e eventual tratamento térmico;
- tijolos e cerâmicas variadas: misturas de solos e rochas sedimentares finas, inicialmente submetidas à secagem, e a seguir, a tratamentos térmicos cada vez mais sofisticados;
- azulejos e porcelanatos: argilominerais submetidos a tratamento térmico específico, gerando um corpo cerâmico com cobertura vidrada, hoje também produzindo produtos de alta tecnologia (cerâmicas de alto impacto e resistentes ao calor);
- agentes aglomerantes: sendo esta a parcela mais importante na geração de argamassa de cimento Portland, formada por mistura de agregados graúdo e miúdo com clínquer, produto este obtido por calcinação de rocha carbonática com argilominerais (proporção

de 4:1), juntamente com adição de sulfato de cálcio e eventualmente outros produtos. Deve ser citada também a utilização da cal, gerada por calcinação de rocha carbonática, e do gesso, um material de cobertura e revestimento.

Palavras-chave: Rocha, pedra, agregado, agregado miúdo, agregado graúdo; materiais geológicos da construção civil. Rocha dimensionada, rocha ornamental; granito, mármore, arenito, pedra mineira, ardósia. Cerâmica vermelha, tijolos, cerâmica de alto impacto, cerâmica de alta temperatura, azulejos, porcelanatos. Argamassa, clínquer, cal, gesso, cimento Portland; reação álcali-silica.

14.4. QUESTIONÁRIO

1. Classifique os materiais geológicos utilizados na construção civil em suas diferentes categorias.
2. O que é o cimento Portland? Como ele é fabricado? Qual a sua importância na construção civil?
3. Qual o papel dos agregados (graúdos, miúdos) como aditivos? Qual a importância da indústria dos agregados no Estado de São Paulo, e mundialmente?
4. Solos aparecem em todos os locais de construção civil (moradias, estradas, barragens, ferrovias). Como é utilizado esse *agregado*, sempre presente, nas etapas da construção de uma obra (por ex., uma estrada)?
5. O que é a *reação álcali-silica*. Quais os problemas que pode causar no concreto?
6. Descreva rapidamente os seguintes produtos cerâmicos: cerâmica vermelha (baixa tecnologia), porcelana, azulejo, porcelanato.
7. Como é obtida rocha ornamental para pisos e revestimentos? Quais as etapas de sua produção? Fale sobre sua classificação e cite alguns exemplos.
8. Rochas como arenitos, calcários, mármore e diabásios foram as mais

usadas na construção de grandes obras e monumentos (muralhas, pirâmides, templos, estátuas, etc.). Qual o motivo para não usar conglomerados, ou gnaisses? Cite alguns exemplos de grandes obras realizadas com algumas das rochas citadas.

9. *Rochas ígneas e metamórficas frescas são praticamente impermeáveis, uma propriedade quase sempre desejável na construção civil.* Por que preferir as ígneas (por ex., no concreto), e não necessariamente as metamórficas? Qual o motivo?
10. Enumere algumas possíveis vantagens de utilizar a nomenclatura técnica de *solos*, como proposta por engenheiros, e não a dos geólogos.

14.5. LEITURAS ADICIONAIS SELECIONADAS

Todos os materiais geológicos usados na construção civil aqui abordados, além de outros mais, são discutidos na obra *Materiais de Construção Civil e Princípios de Ciência e Engenharia de Materiais*, editado por Geraldo C. Isaia, 2007. A obra tem 2 volumes, mas os materiais de interesse são apresentados no volume 1.

Tecnologia de Rochas na Construção Civil, de Frazão, 2002, apresenta as principais rochas usadas como material de construção, os minerais constituintes, os

usos e os ensaios de caracterização tecnológica. Estes tópicos também são tratados em *A Cadeia Produtiva de Rochas Ornamentais e para Revestimento no Estado de São Paulo* (IPT, 2004), além do viés mais mercadológico.

CETEM (2009) publica o *Manual de Agregados para a Construção Civil* abordando aspectos legais, geologia, projeto de instalações de britagem, operações de lavra em pedreiras, operações de beneficiamento de areia e análise econômica. Os agregados são também abordados em *Alteração de Rochas como Critério de Seleção de Agregados* (Frazão, 2012).

Um texto conciso sobre cal é encontrado em Francis e Guimarães (*A Cal - Contribuição para o Bem-Estar do Homem*, 2000).

O concreto, em todas as suas variações, inclusive a reação álcali-agregado, é discutido em *Concreto: Ciência e Tecnologia* (G.C. Isaia, ed., 2011, 2 v.).

No livro *Geologia de Engenharia e Ambiental*, editado por Oliveira e Monticeli (2018) há um capítulo sobre caracterização de agregados e de materiais rochosos para construção de autoria de Frascá, Paraguassu.

Em *Rochas ígneas e metamórficas: petrografia, aplicações e degradação* (Oficina de Textos, 2021), A.G. Costa discute as rochas ornamentais, associando suas características mineralógicas e texturais ao seu uso comercial.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABGE - Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental. 1983. *Métodos para descrição quantitativa de descontinuidades em maciços rochosos*. São Paulo: ABGE/CBMR.
- Abramson L.W., Lee T.S., Sharma S., Boyce G.M. 2002. *Slope Stability and Stabilization Methods*. 2ª ed. Nova York: Wiley. 703 p.
- Allègre C.J. 2008. *Isotope Geology*. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 507 p.
- Allen P.A., Allen J.R. 2005. *Basin Analysis - Principles and Applications*. 2ª ed. Wiley-Blackwell. 560 p.
- ABNT - Associação Brasileira de Normas Técnicas. 1994. *NBR 13.133 - Execução de levantamentos topográfico*. Rio de Janeiro.
- ABNT - Associação Brasileira de Normas Técnicas. 2004. *NBR 15.012 - Rochas para revestimento de edificações: terminologia*. Rio de Janeiro.
- ASTM - American Society for Testing and Materials. 1983. *Standard test method for classification of soils for engineering purposes*. ASTM D2487.
- Attewell P.B., Farmer, I.W. 1976. *Principles of Engineering Geology*. Springer. 1046 p.
- Azevedo D.T. 1997. *Os turmalina granitos de Perus, SP: aspectos geológicos e petrográficos*. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências - USP. 96 p.
- Barros Silva A. 2003. *Sistema de Informações Geo-referenciadas*. Editora Unicamp. 237 p.
- Barrow G. 1893. On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in the SE Highlands of Scotland. *Quarterly J. Geological Society London*, v. 40, p. 330-358.
- Barrow G. 1912. On the geology of Lower Dee-side and the southern Highlands of Scotland. *Proceedings Geological Assoc.*, v. 23, p. 268-284.
- Barton N., Lien R., Lunde J. 1974. Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support. *Rock Mechanics*, v. 6, p. 189-236.
- Beavis F.C. 1985. *Engineering Geology*. Melbourne: Blackwell. 231 p.
- Bell F.G. 1998. *Environmental Geology: Principles and Practice*. Edinburgh: Blackwell. 594 p.
- Bell F.G. 1999. *Geological Hazards*. London: E & FN Spon. 625 p.
- Bell F.G. 2007. *Basic Environmental and Engineering Geology*. Boca Raton: CRC Press. 384 p.
- Bieniawski Z.T. 1973. Engineering classification of jointed rock masses. *Transactions South African Inst. Civil Eng.*, v. 15, p. 335-344.
- Bieniawski Z.T. 1989. *Engineering Rock Mass Classification*. Nova York: Wiley. 248 p.
- Bonnard C. (ed.). 1988-1990. *Landslides*. 5th Intern. Symposium on Landslides (International Society of Soil Mechanics and Foundations). Rotterdam: A.A. Balkema. 3 v. 1.564 p.
- Brabb E.E. 1991. The world landslide problem. *Episodes*, v. 14, nº 1, p. 52-61.
- Brioli L. 1967. New knowledge on the geomorphology of the Vajont slide slip surface. *Rock Mechanics Eng. Geology*, v. 5, nº 1, p. 38-88.
- Bromhead E.N. 1992. *The Stability of Slopes*. 2ª ed. Londres: Blackie Academic. 424 p.
- Bucher K., Grapes R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 8ª ed. Berlin-Heidelberg: Springer. 428 p.
- Budhu M. 2011. *Soil Mechanics and Foundations*. 3ª ed. Nova York: Wiley. 780 p.
- Caputo H.P. 2007. *Mecânica de Solos*. Rio de Janeiro: LTC Editora. 452 p.
- Carroll D. 1970. *Rock weathering*. Berlin: Springer. 204 p.
- Cas R.A., Wright J.V. 1987. *Volcanic Successions - Modern and Ancient*. Londres: Allen Unwin. 528 p.
- CETEM - Centro de Tecnologia Mineral. 2009. *Manual de Agregados para a Construção Civil*. Eds.: S.L.M. de Almeida, A.B. da Luz. Rio de Janeiro: Cetem. 254 p.
- Cohen K.M., Fenney G.C., Gibbard P.I., Fan J.X. 2013. The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, v. 36, p. 199-204.

- Costa A.G. 2021. *Rochas ígneas e metamórficas: petrografia, aplicações e degradação*. Oficina de Textos. 176 p.
- Craig R.F. 2007. *Mecânica de Solos*. (Tradução da 7ª ed. do original). São Paulo: LTC Editora. 444 p.
- CREA-RJ - Conselho Regional de Engenharia e Agronomia-Rio de Janeiro. 2011. *Tragédia na região serrana após decorridos 6 meses*. Relatório. Disponível em: <https://repositorio.enap.gov.br/bitstream/1/328/2/A%20trag%C3%A9dia%20da%20regi%C3%A3o%20serrana%20do%20Rio%20de%20Janeiro%20em%202011%20procurando%20respostas.pdf>
- Dana J.B. 1969. *Manual de Mineralogia*. (original revisado por C. S.Hurlbut). Rio de Janeiro: Ao Livro Técnico/Edusp. 2 v. 642 p.
- Davis G.H., Reynolds S.J., Kluth C.F. 2011. *Structural Geology of Rocks and Regions*. 3ª ed. Wiley. 864 p.
- Dearman W.R. 1991. *Engineering Geological Mapping*. Butterworth-Heinemann. 379 p.
- Dearman W.R. 1995. Description and classification of weathered rocks for engineering purposes. *Quart. J. Engin. Geology*, v. 18, p. 267-276.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. 2ª ed. Longman Scient. Technical. 696 p.
- Deere D.U., Patton E.D. 1971. Slope stability in residual soil. State of the art paper. In: Panamerican Center on Soil Mechanics and Foundation Engineering, 4, San Juan, Puerto Rico. *Proceedings...* New York: ASCE. v. 1, p. 87-170.
- Deere D.U., Hendron A.J., Patton E.D., Cording E.J. 1967. Design of surface and near-surface construction in rock, in failure and breakage of rock. In: 8th. Symposium Rock Mechanics. *Proceedings ...* Nova York: American Institute Mining and Metallurgy. p. 237-302.
- Delvigne J.E. 1998. *Atlas of micromorphology of mineral alteration and weathering*. Canadian Mineralogist Spec. Publ. 3. Orstom. 495 p.
- Dickin A.P. 2005. *Radiogenic Isotope Geology*. 2ª ed. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 498 p.
- Duncan J.M., Wright S. J., Brandon T. L. 2014. *Failure Strength and Slope Stability*. 2ª ed. Nova York: Wiley. 336 p.
- Embrapa. 2006. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. 2ª ed. Rio Janeiro: Embrapa Solos. 306 p. Disponível em: <http://www.agrolink.com.br/download/sistema-brasileiro-de-classificacao-dos-solos.2006.pdf>.
- Embrapa. 2013. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. 3ª ed. Brasília: Embrapa Solos. 353 p.
- Emiliani C. 1992. *Planet Earth (Cosmology, Geology, and the Evolution of Life and Environment)*. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 719 p.
- Falcão Bauer L.A. 1985. *Materiais de Construção*. 5ª ed. São Paulo: Livros Cient. Técnicos. 2 v. 630 p.
- Fanning D.S., Fanning M.C.B. 1989. *Soil morphology: genesis and classification*. Nova York: Wiley. 395 p.
- Fettes D., Desmons J. 2007 (eds.). *Metamorphic Rocks: a Classification and Glossary of Terms*. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 258 p.
- Fiori A.P. 2015. *Fundamentos de Mecânica dos Solos e das Rochas*. 3ª edição. São Paulo: Oficina de Textos. 576 p.
- Fiori A. P., Carmignani I. 2009. *Fundamentos de mecânica dos solos e das rochas*. 2ª ed. São Paulo: Oficina de Textos. 602 p.
- Folk R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Texas: Hemphill's Publ. Co. 185 p.
- Fossen H. 2016. *Structural Geology*. Cambridge: Cambridge University Press. 524 p.
- Flain, E.P., Frazão, E.B. 1997. Manifestações patológicas em revestimentos com placas pétreas. In: Congresso Iberoamericano da patologia das construções, 4, 1997, Porto Alegre. *Anais...* v.2, p. 433-437.
- Francis H.L., Guimarães J.E.P. 2000. *A Cal – Contribuição para o Bem-Estar do Homem*. São Paulo: Associação Brasileira dos Produtores de Cal. 80 p.
- Frasca M.H.B.O. 2010. Rochas como materiais de construção. In: G.C. Isaia (ed.) *Materiais de Construção e Princípios de Ciência e Engenharia de Materiais*. 2ª ed. São Paulo: Ibracom. v. 1, p. 439-481.
- Frazão E.B. 2002. *Tecnologia de Rochas na Construção Civil*. São Paulo: ABGE. 132 p.
- Frazão E.B. 2012. *Alteração de Rochas como critério de seleção de agregados*. São Paulo: ABGE. 123 p.
- Frazão E.B., Paraguassú A.B. 1998. Materiais rochosos para construção. In: A.M.S. Oliveira, S.N.A. Brito (eds.). *Geologia de Engenharia*. São Paulo: ABGE. p. 331-342.

- Fritz W.J., Moore J.N. 1988. *Basics of Physical Stratigraphy and Sedimentology*. Nova York: Wiley. 369 p.
- Gill R. 2014. *Rochas e Processos Ígneos - Um Guia Prático*. Porto Alegre: Bookman. 502 p.
- Goodman R.E. 1993. *Engineering Geology - Rock in Engineering Construction*. Nova York: Wiley. 412 p.
- Griffiths J.S. 2017. *Landslides*. Londres: Routledge. 502 p.
- Guidicini G., Iwasa O.Y. 1976. *Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamento em meio tropical úmido*. São Paulo: IPT. 48 p. (IPT – Publicação 1.080).
- Guidicini G., Nieble C.M. 1984. *Estabilidade de taludes naturais e de escavação*. 2ª ed. São Paulo: Blücher. 216 p.
- Ham W.E. (ed.). 1962. Classification of Carbonate Rocks. In: Amer. Assoc. Petroleum Geologists Symposium. *An Introduction to the Classification of Limestones*. vol. 1. Oklahoma: Tulsa. 279 p.
- Harker A. 1932. *Metamorphism*. London: Methuen. 374 p.
- Hasui Y., Mioto M. (coords.) 1992. *Geologia Estrutural Aplicada*. S. Paulo: ABGE/Votorantim. 459 p.
- Hasui Y., Salamuni E., Morales N. (orgs.) 2019. *Geologia Estrutural Aplicada*. 2ª ed., rev. São Paulo: ABGE. 478 p.
- Hearnshaw H.H., Unwin D.J. 1994. *Visualization in Geographic Information Systems*. Wiley. 260 p.
- Highland L.M., Bobrowsky P. 2008. *The Landslide Handbook – A guide to understanding landslides*. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey Circular 1325. 129 p. (Disponível em: <http://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072/fs-2004-3072.html>). Acessado em: 2 de março de 2023.
- Hobbs D.W. 1988. *Alkali-silica reaction in concrete*. London: Thomas Telford. 183 p.
- Hobbs B., Means W., Williams P. 1976. *An Outline of Structural Geology*. New York: John Wiley & Sons. 600 p.
- Hornbostel C. 1991. *Construction Materials - Types, Uses and Applications*. 2ª ed. Nova York: Wiley. 1.040 p.
- Hungr O., Leroueil S., Picarelli L. 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, Berlin, v. 11, nº 2, 167-194.
- IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. 1984. *Estudos geológicos-geotécnicos para caracterização e classificação de maciços rochosos para projetos de engenharia (túneis, lavra a céu aberto e barragens)*. São Paulo: IPT (Relatório nº 19.569).
- IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. 2004. *A Cadeia Produtiva de Rochas Ornamentais e para Revestimento no Estado de São Paulo*. I.S. de C. Mello (Coord.). 191 p.
- Irfan T.Y., Dearman W.R. 1978a. Engineering classification and index properties of a weathered granite. *Bull. Internat. Assoc. Engin. Geol.*, v. 17, p. 79-80.
- Irfan T.Y., Dearman W.R. 1978b. The engineering petrography of a weathered granite in Cornwall, England. *Quart. J. Engin. Geol.* v. 11, 233-244.
- Isaia G.C. (ed.) 2007. *Materiais de Construção Civil e Princípios de Ciência e Engenharia de Materiais*. Ibracon (Instituto Brasileiro do Concreto)/Ipsis Gráfica e Editora. 2 v., 1.712 p.
- Isaia G.C. (ed.) 2011. *Concreto: Ciência e Tecnologia*. São Paulo: Ibracon (Instituto Brasileiro do Concreto). 2 v. 1.902 p.
- Jaeger J.C. 1975. *Rock Mechanics and Engineering*. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 523 p.
- Johnson R.B., DeGraff J.V. 1988. *Principles of Engineering Geology*. Nova York: Wiley. 497 p.
- Kehew E. 2013. *Geology for Engineers and Environmental Scientists*. 2ª ed. Pearson Educ. Ltd. 712 p.
- Klein C., Hurlbut C.S. (after Dana J.D.). 1993. *Manual of Mineralogy*. 21ª ed. Nova York: Wiley. 681 p.
- Klein C., Dutrow B. 2012. *Manual da Ciência dos Minerais*. 23ª ed. Porto Alegre: Bookman. 724 p.
- LeMaitre R.W. (ed.). 2002. *Igneous Rocks - A Classification and Glossary of Terms*. 2ª ed. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 236 p.
- Lepsch I.F. 2010. *Formação e Conservação de Solos*. 2ª ed. São Paulo: Oficina de Textos. 216 p.
- Loczy L., Ladeira E.A. 1976. *Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica*. São Paulo: Blücher. 528 p.
- Lopes, J.A.U. 2017. *Encostas - Evolução, Equilíbrio e Condições de Ocupação*. Autores Paranaenses. 342 p.
- Lumine J.L. 1999. *Earth - Evolution of a Habitable World*. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 319 p.
- Mackenzie W.S., Donaldson C.H., Guilford C. 1982. *Atlas of Igneous Rocks and their textures*. London: Longman Scientific. 148 p.

- Marshak S., Mitra G. 1988. *Basic Methods of Structural Geology*. New Jersey: Prentice Hall. 465 p.
- Massad F. 2016. *Mecânica de Solos experimental*. S. Paulo: Oficina de Textos. 288 p.
- McLean A.C., Gribble C.D. 1985. *Geology for Civil Engineers*. 2ª ed. Nova York: Taylor & Francis. 314 p.
- McNally G.H. 1998. *Soil and Rock Construction Materials*. CRC Press. 416 p.
- Mehta, P.K., Monteiro, P.J.M. 1994. *Concreto – estrutura, propriedades e materiais*. São Paulo: Ed. Pini. 573p.
- Mitchell J.K., Soga K. 2005. *Fundamentals of Soil Behavior*. 3ª ed. Nova York: Wiley. 592 p.
- Moorhouse W.W. 1959. *The Study of Rocks in Thin Sections*. Nova York: Harpers. 514 p.
- Muniz A.C. 1972. *Elementos de Pedologia*. São Paulo: Polígono-Edusp. 459 p.
- Nakazawa W.A., Prandini F.L., Ávila I.G., Ponçano W.L., Braga A.C.O., Bottura J.A., Santoro E. 1987. Cajamar: Carst e urbanização: investigação e monitoramento. In: Congr. Brasil. de Geologia de Engenharia, 5, S. Paulo. *Anais...* São Paulo: ABGE. v. 1, p. 443-459.
- Neves P.C.P. das, Atencio D. 2013 a 2017. *Enciclopédia dos Minerais do Brasil*. Canoas: Ed. da Ulbra. 5 v.
- Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M. 2008. *The concise Geologic Time Scale*. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 177 p.
- Oliveira A.M.S., Brito S.N.A. (eds.). 1998. *Geologia de Engenharia*. S.Paulo: ABGE - Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental. 587 p.
- Oliveira A.M.S., Monticeli J.J. (eds.). 2018. *Geologia de Engenharia e Ambiental*. São Paulo: ABGE - Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental. 3 v.
- Parker H.W. 2004. Planning and site investigation in tunneling. In: 1º Congresso Brasileiro de Túneis e Estruturas Subterrâneas, Seminário Internacional South American Tunneling, São Paulo, 1 a 3 de março de 2004.
- Parriaux A. 2009. *Geology - Basics for Engineers*. Boca Raton: CRC Press. 571 p.
- Patton F.D., Hendron Jr. A.J. 1974. General report on mass movements. In: International Congress of IAEG, 2, S. Paulo, *Proceedings...* São Paulo: ABGE. v. 2, p. 1-57.
- Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ponçano W.L. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, nº 4, p. 370-415.
- Pettijohn F.J. 1975. *Sedimentary Rocks*. 3ª ed. Nova York: Harper & Row. 628 p.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. 1972. *Sand and Sandstone*. Heidelberg: Springer. 618 p.
- Polemio M., Petrucci O. 2000. Rainfall as a landslide trigger factor: an overview of recent international research. In: International Symposium on Landslides, 8, Cardiff. *Proceedings...* A.A. Balkema.
- Pomerol C., Lagabrielle Y., Renard M., Guillot S. 2013. *Princípios de Geologia: Técnicas, Modelos e Teorias*. 14ª ed. Porto Alegre: Bookman. 1.052 p.
- Powrie W. 2013. *Soil Mechanics - Concepts and Applications*. 3ª ed. CRC Press, Taylor & Francis. 682 p.
- Prentice J.E. 1990. *Geology of Construction Materials*. London: Chapman and Hall. 202 p.
- Price D.G. 2009. *Engineering Geology: Principles and Practice*. Editado e compilado por M.H.de Freitas. Springer. 450 p.
- Rahn P.H. 1996. *Engineering Geology. An Environmental Approach*. 2ª ed. Amsterdam/Nova York: Elsevier. 589 p.
- Ramsay J.G., Lisle R.J. 2000. *The Techniques of Modern Structural Geology - Applications*. v. 3. London: Elsevier. 361 p.
- Reineck H.E., Singh I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. 2ª ed. Berlim: Springer. 549 p.
- Rosenbusch H. (1898, 1922). *Elemente der Gesteinslehre*. Stuttgart: Schweizerbart'sche. 546 p. (1898), 779 p. (1922).
- Schuster R.L., Krizek R. J. (eds.). 1978. *Landslide Analysis and Control*. Nat. Academy Sciences, Washington. Special Report 176. 234 p.
- Schmidt R., Fettes D., Harte B., Davis E., Desmond J. 2007. *How to name a metamorphic rock*. Recommendation by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. Disponível em: https://www.ugr.es/~agcasco/personal/IUGS/pdf-IUGS/scmr_how_r4_Howtonameamorphicrock.pdf.
- Sharpe C.F.S. 1938. *Landslides and Related Phenomena*. Nova York: Columbia Univ. Press. 234 p.

- Shelley D. 1992. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope - Classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations*. Cambridge: Chapman, Hall. 445 p.
- Smith M.R. (ed.). 1999. *Stone: building stone, rock fill and armourstone in construction*. London: Geological Society Engineering Geology. Special Publication 16. 478 p.
- Smith A.H., Briden J.C. 1977. *Mesozoic and Cenozoic Paleontological Maps*. Cambridge: Cambridge Univ.Press. 64 p.
- Smith M.R., Collis L. (eds.). 1993. *Aggregates: Sand, Gravel, and Crushed Rock Aggregates for Construction Purposes*. 2ª ed. London: Geological Society. Engineering Geology Special Publication 9. 339 p.
- Sousa Pinto C. de. 2006. *Curso Básico de Mecânica dos Solos em 16 aulas*. 3ª ed. São Paulo: Oficina de Textos. 368 p.
- Strunz H., Nickel E.H. 2001. *Mineralogical Tables*. 9ª ed. Stuttgart: Schweizerbart'sche. 870 p.
- Teixeira W., Fairchild T.R., Toledo M.C.M. de, Taioli F. 2009. *Decifrando a Terra*. 2ª ed. São Paulo: Cia. Editora Nacional. 623 p.
- Terzaghi K., Peck R.B., Mesri G. 1996. *Soil Mechanics in Engineering practice*. 3ª ed. Nova York: Wiley. 592 p.
- The Open University. 1995. *Os recursos físicos da Terra - Materiais de construção e outras matérias brutas*. Tradução: Luiz A.M. Martins. Campinas: Editora da Unicamp. 89 p.
- Tilley C.E. 1924. Contact metamorphism in the Comrie area at the Perthshire Highlands. *Quarterly J. Geological Society London*, v. 80, p. 22-71.
- Tilley C.E. 1925. Metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland. *Quarterly J. Geological Soc. London*, v. 81, p.100-112.
- Torres A.M., Bastos M.L.L., Boaventura G.R., Licht O.A.B., Kern D.C., Melo Jr G., Frazão F.J.L., Costa M.L., Borba R.P., Figueiredo B.R.A. 2005. A geoquímica dos sedimentos e solos. In: C.R.G. Souza, K. Suguio, A.M.S. Oliveira, P.E. Oliveira (eds.). *Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto: Holos. p. 298-320.
- Troeger W.E. 1935. *Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine*. Berlin: Deutsche Mineralogische Gesell. 360 p.
- Tucker M.E. 1981. *Sedimentary Petrology*. 3ª ed. London: Blackwell Science. 268 p.
- Turner F.J., Verhoogen J. 1960. *Igneous and Metamorphic Petrology*. 2ª ed. Nova York: McGraw Hill. 694 p.
- Turner F.J., Weiss L.E. 1963. *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. Nova York: McGraw-Hill. 545 p.
- Vallejo L.G., Ferrer M. 2011. *Geological Engineering*. Boca Raton: CRC Press. 700 p.
- Vargas M. 1977. *Introdução à Mecânica de Solos*. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil. 509 p.
- Varnes D.J. 1978. Slope Movement, Types and Processes. In: R.L. Schuster, R.J. Krizek eds. *Landslides: Analysis and Control*. National Acad. Sciences, Washington D.C., Special Report 176, 11-33. Disponível em: <http://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072/fs-2004-3072.html>. Acessado em: 17 de setembro de 2018.
- Vaz L.F. 1996. Classificação genética dos solos e dos horizontes de alteração de rocha em regiões tropicais. *Solos e Rochas*, v. 19, nº 2, p. 117-136.
- Verhoogen J., Turner F.J., Weiss L.E., Wahrhaftig C., Fyfe W.S. 1970. *The Earth - an introduction to physical geology*. Nova York: Holt, Rinehart and Winston. 748 p.
- Wegener A. 1966. *The Origin of Continents and Oceans*. Dover Publications. 246 p.
- West T.R., Shakoor A. 2018. *Geology applied to Engineering*. 2ª ed. Long Grove, Illinois: Waveland Press. 576 p.
- Williams H., Turner F.J., Gilbert C.M. 1970. *Petrografia - Uma introdução ao estudo das rochas em seções delgadas*. São Paulo: Polígono e Edit. Univ. São Paulo. 445 p.
- Williams H., Turner F.J., Gilbert C.M. 1982. *Petrography - An introduction to the study of rocks in thin sections*. 2ª ed. Nova York: Freeman. 626 p.
- Worboys M.F. 1997. *GIS - a computing perspective*. Taylor & Francis. 448 p.
- Working Party, Geol. Soc. Engineering Group. 1995. The description and classification of weathered rocks for engineering purposes. *Quart. J. Engin. Geology*, v. 28, p. 207-242.
- Yardley B.W.D. 2004. *Introdução à Petrologia Metamórfica*. 2ª ed. Brasília: UnB. 434 p.
- Yardley B.W.D., Mackenzie W.S., Guilford C. 1990. *Atlas of metamorphic rocks and their textures*. London: Longman Scient. and Technical. 120 p.
- Zirkel F. 1866. *Lehrbuch der Petrographie*. Marcus, Bonn, vol. 1, 607 p.; vol. 2, 675 p.

