

YOCITERU HASUI
EDUARDO SALAMUNI
NORBERTO MORALES
(Organizadores)

GEOLOGIA

ESTRUTURAL APLICADA

2ª Edição, revisada



São Paulo, 2019

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO.....	13
-------------------	----

PARTE 1 – BASE TEÓRICA

TIPOLOGIA ESTRUTURAL.....	17
---------------------------	----

Yociteru Hasui

Eduardo Salamuni

Norberto Morales

1 Conceitos básicos	17
1.1 Estrutura	17
1.2 Força e esforço.....	18
1.3 Deformação	20
1.4 Deformação progressiva e finita	23
1.5 Deformação rúptil e dúctil	24
1.6 Deformação homogênea e heterogênea.....	27
1.7 Deformação coaxial e não-coaxial	27
2 Tipos principais de estruturas	33
2.1 Foliação e lineação.....	33
2.2 Dobras	40
2.3 Redobramento.....	45
2.4 Juntas	48
2.5 Falhas.....	50
2.6 Bandas e zonas de cisalhamento dúctil.....	55
3 Análise e síntese estrutural.....	64

3.1	Diagramas de dados estruturais.....	64
3.2	Orientações preferenciais	66
3.3	Determinação de eixos de deformação e de tensão	69
REGIMES TECTÔNICOS.....		72
1	Definição	72
2	Regime e sistema distensivos	73
3	Regime e sistema compressivos.....	77
4	Regime e sistema transcorrentes	82
TECTÔNICA DE PLACAS		88
<i>Yociteru Hasui</i>		
<i>Eduardo Salamuni</i>		
1	Introdução.....	88
2	O interior da Terra	88
3	Tectônica de Placas.....	96
4	As placas e seus movimentos.....	98
5	As bordas das placas.....	100
5.1	Bordas divergentes.....	102
5.1.1	Margens continentais passivas	104
5.2	Bordas convergentes.....	106
5.2.1	Zona de subducção.....	108
5.2.2	Fossa submarina.....	109
5.2.3	Prisma de acreção	109
5.2.4	Bacia antearco	110
5.2.5	Arco magmático.....	110
5.2.6	Orógeno	111
5.2.7	Bacia retroarco	120
5.2.8	Bacia de antepaís.....	121
5.3	Bordas transformantes.....	123
5.4	A intraplaca	126
5.4.1	Sismicidade intraplaca.....	126
5.4.2	Tensões intraplaca	128
5.4.3	Epeirogênese.....	129
5.4.4	Plumas mantélicas	132
5.4.5	Grandes províncias ígneas (LIPs)	136
5.4.6	Superintumescências e superplumas	138
6	O motor das placas.....	139

7	A Tectônica de Placas através do tempo.....	142
7.1	Abertura de oceanos.....	143
7.2	Fechamento de oceanos	145
7.3	Transição para um novo supercontinente	146
8	Os supercontinentes.....	147
8.1	Hadeano.....	148
8.2	Arqueano e o Supercontinente Kenorlândia	149
8.3	Paleoproterozoico (>1,8 Ga) e o Supercontinente Colúmbia.....	152
8.4	Paleoproterozoico-Mesoproterozoico e o Supercontinente Rodínia..	153
8.5	Neoproterozoico-Cambriano, o Supercontinente Pannotia e o Megacontinente Gondwana	156
8.6	Triássico-Hoje e o Supercontinente Pangea	158
8.7	As Placas no futuro.....	160

NEOGENO-QUATERNÁRIO DO BRASIL 162

Yociteru Hasui

1	Apresentação.....	162
2	Compartimentação da Plataforma Sul-Americana	163
3	Etapas evolutivas da Plataforma Sul-Americana.....	166
4	A quarta etapa: Neogeno-Quaternário.....	168
4.1	Depósitos sedimentares	172
4.1.1	Unidades do Oligoceno Superior-Mioceno Inferior	173
4.1.2	Unidades do Neógeno.....	174
4.1.3	Unidade do Neógeno-Pleistoceno.....	181
4.1.4	Unidades do Plioceno-Pleistoceno	182
4.1.5	Unidades do Pleistoceno	185
4.1.6	Unidades do Pleistoceno-Holoceno.....	186
4.1.7	Unidades do Holoceno	190
4.2	A Neotectônica no Brasil.....	191
4.2.1	Ordens das tensões intraplaca	191
4.2.2	Idade da Neotectônica no Brasil.....	193
4.2.3	Métodos de determinação de regimes de tensão.....	193
4.2.3.1	Análise de falhas	193
4.2.3.2	Análise geomorfológica.....	195
4.2.3.3	Análise de mecanismo focal de sismos	196
4.2.3.4	Análise de <i>breakout</i> de poços profundos	196
4.2.3.5	Análise de tensões por fraturamento hidráulico	197
4.2.3.6	Análise por sobrefuração	197

4.2.3.7	Análise de dados geodésicos.....	197
4.2.4	Determinações de tensões no Brasil	198
4.2.4.1	Determinação por análise geomorfológica.....	198
4.2.4.1.1	Região da Amazônia brasileira	198
4.2.4.1.2	Estado de São Paulo e adjacências.....	214
4.2.4.2	Determinação por análise de falhas	217
4.2.4.3	Tensões atuais determinadas por análise de falhas	242
4.2.4.4	Tensões determinadas por análise de mecanismo focal de sismos	248
4.2.4.5	Tensões determinadas por análise de <i>breakout</i> de poços profundos	254
4.2.4.6	Tensões determinadas por fraturamento hidráulico.....	257
4.2.4.7	Tensões determinadas pelo método de sobrefuração ...	258
4.2.4.8	Tensões determinadas por dados geodésicos	259
4.2.4.9	Outros dados	260
4.2.4.10	Comparação dos dados.....	261
4.2.5	O quadro regional da Neotectônica no Brasil.....	264

PARTE 2 – EXEMPLOS DE CASOS

O REGIME DE TENSÃO DO MACIÇO ROCHOSO DA UHE SERRA DA MESA, RIO TOCANTINS (GO)	271
<i>Yociteru Hasui</i>	
<i>Fábio Soares Magalhães</i>	
<i>José Augusto Mioto</i>	
<i>João Luiz Armelin</i>	
AS DESCONTINUIDADES E INSTABILIZAÇÕES DO MACIÇO ROCHOSO DA UHE XINGÓ, RIO SÃO FRANCISCO (SE-AL)	286
<i>Yociteru Hasui</i>	
<i>Fábio Soares Magalhães</i>	
<i>Luiz Alberto Minicucci</i>	
ANÁLISE ESTRUTURAL DO MACIÇO ROCHOSO DE FUNDAÇÃO DA BARRAGEM DE PORTO PRIMAVERA, RIO PARANÁ (SP/MS)	299
<i>Fábio Soares Magalhães</i>	
<i>José Donizete Marques Júnior</i>	
<i>Edgard Serra Júnior</i>	

ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO RÚPTIL NA REGIÃO DA UHE MAUÁ (PR)....	309
<i>Ramon Sade Zapata Rivas</i>	
<i>Eduardo Salamuni</i>	
<i>Isabella Françoso Rebutini Figueira</i>	
MODELO GEOESTRUTURAL DA MINA DE CANA BRAVA (GO) COM VISTA À ANÁLISE DA ESTABILIDADE DE TALUDES	332
<i>Yociteru Hasui</i>	
<i>Fábio Soares Magalhães</i>	
<i>Armando Mangolin Filho</i>	
O FRATURAMENTO NO MACIÇO ROCHOSO DA MINA DE METACALCÁRIO DA SANTA SUSANA MINERAÇÃO, TIRADENTES (MG)	343
<i>Norberto Morales</i>	
<i>Yociteru Hasui</i>	
<i>Alberto Coppedê Júnior</i>	
ANÁLISE CINEMÁTICA DE TALUDES DA PEDREIRA SÃO JORGE, BALSA NOVA, PR	367
<i>Marina Lima</i>	
<i>Andrés Miguel Gonzalez Acevedo</i>	
<i>Juciara de Carvalho Leite</i>	
<i>Eduardo Salamuni</i>	
ESTRUTURAÇÃO GEOLÓGICA E TRECHOS CRÍTICOS NA ABERTURA DO TUNEL T-O7-17 (TUNELÃO) DA FERROVIA DO AÇO, SERRA DA MANTIQUEIRA (MG)	381
<i>Yociteru Hasui</i>	
<i>Luis Massayosi Ojima</i>	
FRATURAMENTO DO MACIÇO ROCHOSO PARA SUBSIDIAR A AVALIAÇÃO DO IMPACTO DO RESERVATÓRIO DE PINDOBAÇU NA ÁREA DE GARIMPOS DE ESMERALDA DE CARNAÍBA (BA).....	392
<i>Norberto Morales</i>	
<i>Yociteru Hasui</i>	
TECTÔNICA RÚPTIL COMO CONTROLE HIDROGEOLÓGICO NO COMPLEXO ATUBA (CURITIBA, PR).....	415
<i>Eduardo Salamuni</i>	
<i>Lilian Chavez-Kus</i>	
<i>Amanda Lang Pereira</i>	

MODELO ESTRUTURAL NA ÁREA DO PROJETO COBRE SAO MATEUS,
MUNICIPIOS DE CACONDE E MUZAMBINHO (SP/MG) 425

Yociteru Hasui

Francisco Gonzalez Filho

Duílio Rondinelli

MODELO ESTRUTURAL DO COMPLEXO METAVULCANOSSEDIMENTAR
ARROIO MARMELEIRO, RS 432

Yociteru Hasui

Norberto Morales

REFERÊNCIAS..... 446

APRESENTAÇÃO

O conhecimento do contexto geológico é fundamental em muitas situações práticas de riscos à segurança e dispêndios até vultuosos no desenvolvimento das atividades, como na implantação de obras civis, mineração subterrânea e a céu aberto ou prospecção mineral. Ele é normalmente alcançado através da análise da constituição rochosa (mineralogia, petrografia, geoquímica) e da estruturação dos corpos litológicos (tipos de estruturas, geometrias, relações), completando-se com a interpretação da origem, que deve ser lógica e coerente, à luz do rigor do raciocínio científico e do conhecimento geológico. Definido factualmente e enfatizando os aspectos de interesse à aplicação, além de se prestar às necessidades práticas, o contexto geológico pode se configurar como modelo previsional de eventualidades.

Em 1992, visando veicular a investigação de estruturas geológicas em projetos diversos, atividade em destaque na época, a Diretoria da Associação Brasileira de Geologia de Engenharia publicou o livro *Geologia Estrutural Aplicada*, contendo um apanhado do embasamento teórico e alguns estudos de casos. Essa obra esgotou-se rapidamente e não foi republicada.

Passados mais de 25 anos, diante do avanço dos conhecimentos da Geologia, da Geologia Estrutural e da Geologia do Brasil, a atual Diretoria considerou adequado retomar o tema. Ele é abordado com o mesmo espírito nesta edição, com uma síntese atualizada da base teórica e ilustração com alguns estudos de casos que servem de exemplos de aplicação. Foi mantido o mesmo título para a obra, *Geologia Estrutural Aplicada*, agora com renovação da coordenação.

As estruturas tectônicas, que são as de interesse aqui e de tipos variados aparecem em associações decorrentes dos sistemas de esforços não aleatórios que atuam em âmbitos locais ou regionais, e decorrem de tipos de movimentos de massas rochosas, impostos, em última análise, pelos deslocamentos de placas

tectônicas. Assim, o entendimento das estruturas deve passar de uma apresentação delas (Tipologia Estrutural) para os tipos de movimentos (Regimes Tectônicos) e para a dinâmica das placas (Teoria das Placas), isto é, de feições de detalhe para as regionais. Deve ainda embutir um resumo da evolução geológica mais recente do Brasil, enfatizando a Neotectônica.

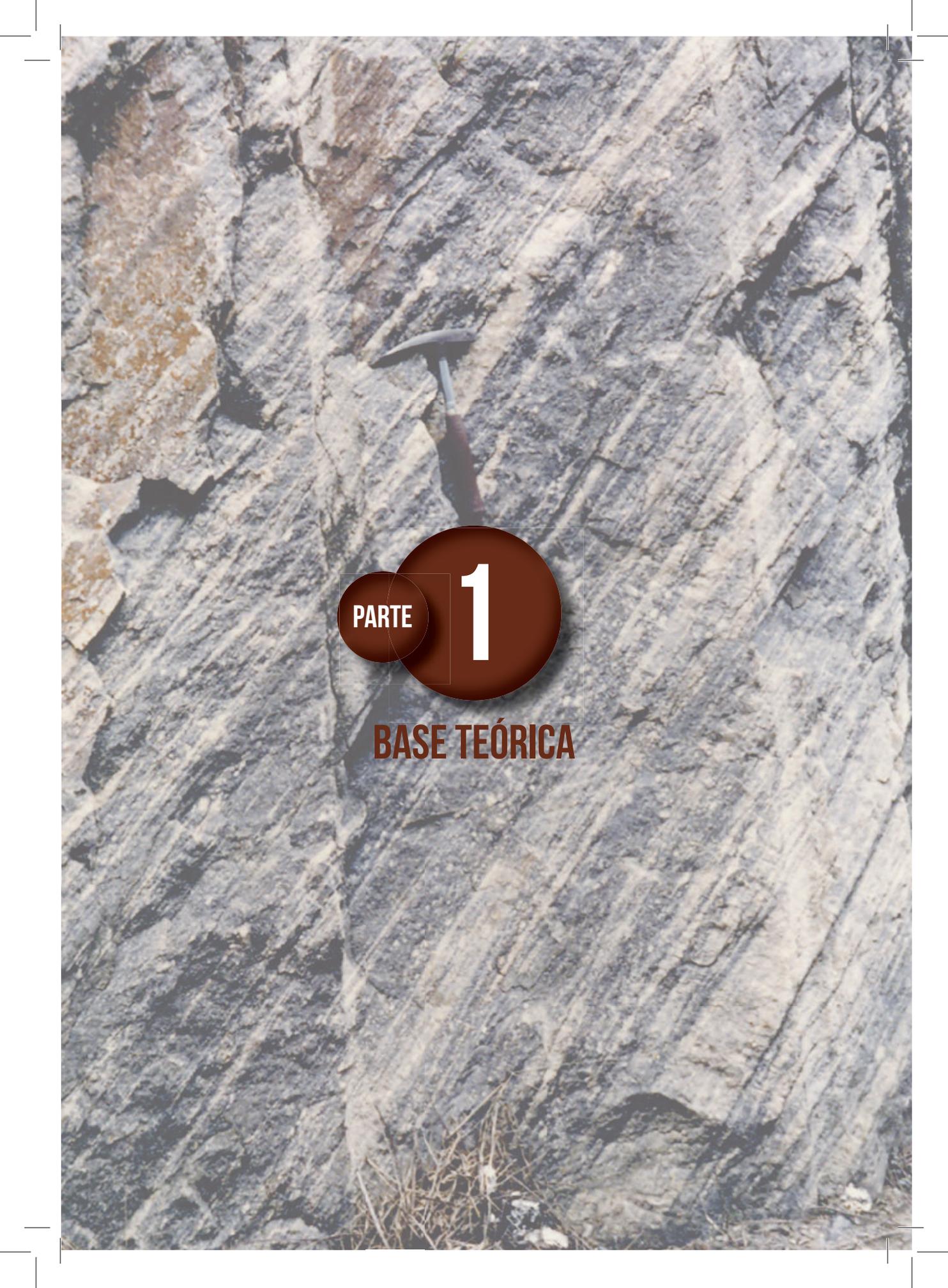
A presente abordagem e as citações bibliográficas tiveram de ser muito restringidas em função dessa amplitude, bem como do objetivo da obra e da limitação de espaço. O detalhamento de cada item é tratado em vasta literatura especializada e em muitos livros-texto, que poderão ser consultados pelos interessados.

A apresentação desses temas constitui a PRIMEIRA PARTE do livro.

A SEGUNDA PARTE apresenta alguns estudos de casos relacionados a barragens e reservatórios, túneis, minas e pesquisa mineral. Sendo a Geologia Estrutural uma disciplina básica das Geociências, tem aplicação na maioria das atividades geológicas. Os casos abordados representam apenas alguns exemplos de situações práticas. Em parte, eles foram mostrados na edição de 1992 e são reapresentados por constituírem bons exemplos de aplicação. Os demais casos são posteriores.

Os autores, além do apoio de diversas instituições, empresas e colegas para a realização desta obra, destacam o estímulo e apoio da Diretoria da ABGE, deixando aqui consignados os agradecimentos.

Os Organizadores

A geological hammer is positioned vertically on a rock face, serving as a scale reference. The rock surface shows distinct sedimentary layering and fracturing. The hammer has a dark handle and a silver head. The text 'PARTE 1' is overlaid on the hammer's head, and 'BASE TEÓRICA' is printed below it.

PARTE

1

BASE TEÓRICA

TIPOLOGIA ESTRUTURAL

YOCITERU HASUI¹
EDUARDO SALAMUNI²
NORBERTO MORALES³

1 CONCEITOS BÁSICOS

Aqui são apresentados alguns conceitos fundamentais para o entendimento das estruturas e suas inter-relações. Apenas algumas referências bibliográficas são feitas neste item por se tratar de tema abordado em muitos artigos dispersos em diversas revistas geocientíficas e, sinteticamente, em vários livros-texto como os de Turner & Weiss (1963), Ramsay (1967), Hobbs et al. (1976), Ramsay & Huber (1983, 1987), Price & Cosgrove (1990), Park (1997), Van der Pluijm & Marshak (2004), Pollard & Fletcher (2005), Twiss & Moores (2007), Marshak & Mitra (2006), Fossen (2012) e Hasui (2012a).

1.1 ESTRUTURA

Por estrutura entende-se o arranjo espacial dos componentes de um todo. Na Geologia, o todo é a Terra e os constituintes podem ser vistos na escala do átomo, mineral, rocha, maciço rochoso, camadas do planeta e globo.

¹ Universidade Estadual Paulista – UNESP/Campus de Rio Claro. Ex-Geólogo do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo.

² Universidade Federal do Paraná.

³ Universidade Estadual Paulista – UNESP/Campus de Rio Claro.

As estruturas tectônicas são aquelas originadas por deformações promovidas por forças induzidas pela dinâmica do interior terrestre. São elas abordadas a seguir em termo de forças, esforços, deformações e os tipos gerados.

As estruturas atectônicas, relacionadas com os processos de formação de rochas e atuação da força de gravidade na superfície (sedimentação, esfriamento de magmas, movimentos de massas em encostas etc.) não são aqui contempladas.

1.2 FORÇA E ESFORÇO

Sob o ponto de vista mecânico, força (*force*) é a ação física que causa deformação ou altera o estado de repouso ou movimento de um objeto. Existem vários tipos de forças, classificadas genericamente como de contato e de corpo. As forças de contato mais referidas na Geologia são (Fig. 1):

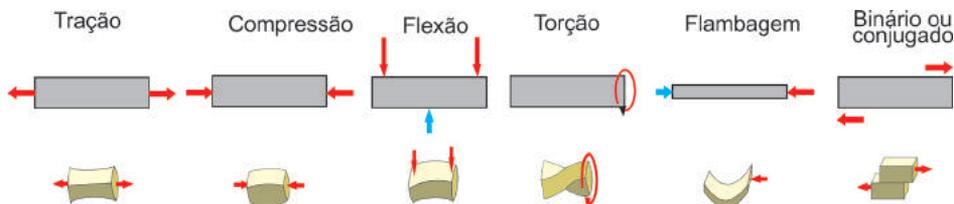


Figura 1. Tipos de forças mais citadas na Geologia. Setas vermelhas: forças aplicadas; setas azuis: pontos fixos.

- tração (*tension*): forças atuando na mesma direção com sentidos divergentes e acarretando alongamento do objeto;
- compressão (*compression*): forças atuando na mesma direção com sentidos convergentes e produzindo encurtamento do objeto;
- flexão (*bending*): forças atuando em dois pontos com mesmo sentido e paralelamente, criando ondulação;
- torção (*torsion*): força num plano ao qual induz um momento, retorcendo-o;
- flambagem (*buckling*): força compressiva atuando longitudinalmente a objeto de pequena espessura, induzindo arqueamento;
- binário ou conjugado (*shear force*): forças paralelas e de sentidos opostos atuando em partes do objeto, promovendo deslocamentos diferenciais.

A expressão força tectônica refere-se apenas àquela que atua no globo terrestre, gerada por movimentos das placas litosféricas e do manto, e pela ação da gravidade na subsuperfície.

Esforço ou pressão (*stress, pressure*) é a força (\vec{F}) tratada em termos de atuação sobre área (A) unitária de superfície (Equação 1). A unidade de medida da tensão é o Pascal (Pa), que equivale à força de 1 Newton aplicada uniformemente numa superfície de 1 m².

$$\sigma = \vec{F}/A \quad (\text{Eq. 1})$$

Para se conhecer o estado de tensão em um ponto, é preciso determinar as tensões que agem nos infinitos planos que o contém. Para cada plano existe um vetor de tensão, que tem orientação e magnitude. Os vetores são oblíquos aos planos e costumam ser tratados em termos de um componente perpendicular ao plano e dois outros contidos no plano, referidos como tensão normal (*normal stress*) e tensões de cisalhamento ou tangenciais (*shear stress*), respectivamente.

De maneira muito simplificada, para conhecer a tensão num ponto considera-se um sistema cartesiano de referência e três planos quaisquer que sejam ortogonais entre si e contenham o ponto. As projeções das três tensões normais e seis tensões de cisalhamento desses planos são relacionadas por equações lineares que definem a tensão aplicada no ponto e pode ser determinada por uma matriz 3x3. Essa é a matriz de tensões ou tensor de tensão (matriz de Cauchy).

Dentre os planos referidos, em três atuam tensões normais, mas não tensões de cisalhamento – são os planos principais de tensão, que são ortogonais entre si e cujas interseções são os eixos principais de tensão representados por σ_1 , σ_2 e σ_3 , considerando $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.

O estado de tensão num corpo é o campo de tensão. Num ponto pode ser visualizado pela distribuição das extremidades dos vetores de tensão, que definem um elipsoide, chamado elipsoide de tensão, cujos eixos principais são σ_1 , σ_2 e σ_3 . O sistema com três eixos diferentes é triaxial; se dois eixos forem iguais e o terceiro diferente, é biaxial, e se dois forem nulos, é uniaxial. Esses eixos podem ser de compressão ou de distensão, convencionados em Geologia como valores positivos e negativos, respectivamente.

O elipsóide de tensão pode ser pensado como a soma de duas partes:

- uma é representada pela esfera nele inserida: representa uma pressão uniforme em todas as direções ($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$) exercida pela carga de rochas acima do ponto considerado. É a chamada pressão litostática, de carga, geostática ou confinante nesse ponto (análoga à pressão hidrostática, que atua em meio líquido);
- a outra parte é a chamada tensão diferencial ou deviatorica (*differential stress, deviatoric stress*), que varia conforme a direção e produz as deformações que o corpo sofre.

Se for considerado um corpo, e não apenas um ponto, o estado de tensão pode variar ao longo dele. Ele é constante se o corpo é homogêneo, o que raramente ocorre na natureza. Em corpo heterogêneo, ele variará em orientação e magnitude ao longo dele. Este último tipo é importante por explicar a diversidade e variações das feições geológicas geradas.

1.3 DEFORMAÇÃO

A deformação (*strain*) é a mudança de forma (distorção), atitude (rotação), posição (translação), volume (dilatação positiva ou negativa), ou combinações dessas propriedades. As mudanças são devidas aos movimentos tectônicos, que são os deslocamentos de massas rochosas impostos por forças tectônicas. Embora via de regra sejam consideradas apenas a distorção e a dilatação, que acarretam mudanças nas posições relativas dos pontos componentes do objeto, e sejam deixadas de lado a translação e a rotação por não envolverem tais mudanças, é importante lembrar que, no caso geral, a deformação natural envolve esses quatro tipos de transformação.

Se considerarmos uma esfera e raios, a deformação os afetará. As extremidades dos vetores dos raios configurarão um elipsoide, que é chamado elipsoide de deformação. Considerando os seus eixos principais $Z > Y > X$, eles terão relação com as tensões principais: $Z // \sigma_1$, $Y // \sigma_2$ e $X // \sigma_3$ (Fig. 2).

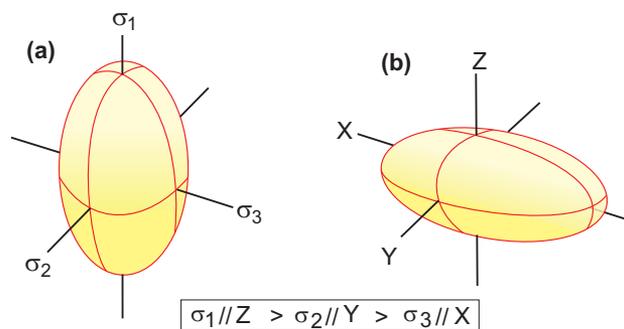


Figura 2. Elipsoides de tensão (a) e de deformação (b). Esses elipsoides são triaxiais no caso geral. A relação dos dois é de paralelismo de X com σ_3 , Y com σ_2 e Z com σ_1 .

O estudo da deformação e do fluxo de materiais sob influência de tensões é a Reologia e dependem de fatores que afetam a ductilidade ou rigidez das rochas. São esses fatores:

- a tensão diferencial. A deformação elástica, que obedece à Lei de Hooke, é proporcional à tensão aplicada e é reversível. Ao atingir o limite de elasticidade a rocha pode se fraturar. Se não se fraturar, além desse limite, sobrevém a deformação plástica, que não é reversível;
- a pressão confinante – seu aumento acarreta a necessidade de maiores esforços para produzir uma mesma deformação;
- a temperatura – seu aumento torna mais fácil a deformação plástica;
- o tempo de aplicação do esforço – se a aplicação da tensão for rápida a rocha reage com alta resistência e apresenta deformação elástica ou ruptura; se for lenta e constante, a rocha flui lentamente no estado sólido – é a fluência (*creep*). A fluência pode começar a temperaturas já abaixo da metade do ponto de fusão e ela é importante nas profundezas da crosta e no manto superior, onde as temperaturas e pressões são altas;
- a presença de fluidos ajuda a promover deformação.

O fluxo plástico pode ocorrer por deslocamentos ao longo de superfícies de contato de grãos (intergranulares) e mediante deslizamentos em planos dos retículos cristalinos (intracristalinos). As deformações reticulares são tanto mais fáceis quanto menor a densidade do mineral e podem ser discernidas ao microscópio por extinção ondulante, presença de lamelas, bandas de deformação, *kink bands*, geminação etc. Os retículos deformados por incremento da temperatura ou da deformação, podem ter rearranjos buscando configurações estáveis, o que se dá mediante a formação de subgrãos. Estes podem ser pequenos e com pequenas diferenças de orientação reticular, o que é chamado recuperação (*recovery*). Se os seus contatos são poligonais, fala-se em poligonização (*polygonization*). Na progressão, os subgrãos aumentam por migração dos limites dos grãos e entre eles há grande diferença de orientação cristalográfica: é a recristalização (*recrystallization*).

É importante destacar que na natureza a deformação dos maciços rochosos depende da anisotropia, heterogeneidade e integridade dos maciços rochosos afetados (Fig. 3).

- A anisotropia de uma rocha diz respeito à variação das propriedades composicionais e mecânicas conforme a direção que se considere. Ela é gerada pela presença de variações de composição da rocha (p. ex., mudanças de fácies sedimentares) e de textura (arranjos não uniformes dos grãos dada, por exemplo, por foliação e lineação). Em geral os corpos e maciços rochosos são anisotrópicos. A anisotropia influi na orientação de estruturas geradas, como fraturas, em relação aos eixos de tensão ou deformação (Figs 3A e 3A').

- A heterogeneidade é marcada pela presença de componentes distintos. Toda rocha é formada de minerais diferentes e os maciços rochosos podem ter rochas diversas, sendo em geral heterogêneos e cada componente reage de modo próprio nas transformações. Uma descontinuidade que se forme terá traçado quebrado em função da variação dos ângulos que faz com σ_1 (Fig. 3B).
- A integridade aqui referida diz respeito à coesão das rochas ou maciços rochosos, isto é, à ausência de descontinuidades preexistentes (juntas e falhas). Se presentes, elas podem ter orientações em ângulos diversos com a tensão aplicada, a qual tende a ser reorientada e aliviada ao longo delas, antes de formação de outras descontinuidades. Caso seja gerada uma nova descontinuidade, ela terá ângulo com os eixos principais de tensão ou de deformação diferente do que seria normal na rocha ou maciço coeso (Figs. 3C e 3C').

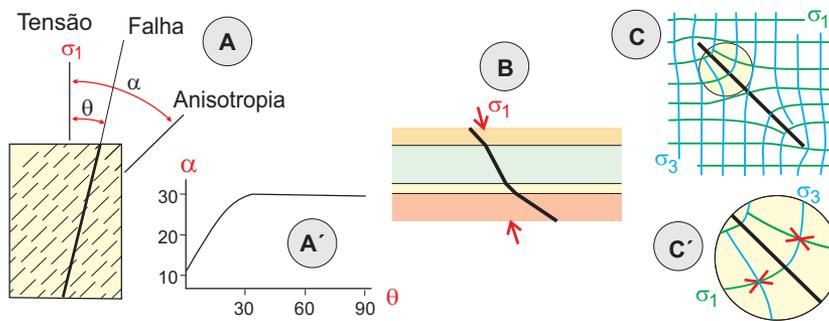


Figura 3. Influência de anisotropia, heterogeneidade e coesão na deformação. **A:** influência de anisotropia preexistente (p. ex., xistosidade) em ângulo α com σ_1 . A falha que se forma faz ângulo θ com σ_1 . **A':** a descontinuidade se desenvolve ao longo dela se α for menor que cerca de 10° ; acima desse valor, a descontinuidade se forma com θ crescente até cerca de 30° . **B:** influência da heterogeneidade ilustrada por um maciço com várias camadas de diferentes características mecânicas, em que se desenvolve uma descontinuidade. O ângulo θ varia nas diferentes camadas e a ruptura assume traçado quebrado. Se a descontinuidade evoluir para uma falha, o movimento dos blocos esmagará as paredes. **C:** influência da presença de uma descontinuidade (traço preto) afetando a coesão. As tensões σ_1 e σ_3 reorientam-se nas vizinhanças da descontinuidade como indicado pelas linhas verdes e azuis, respectivamente. **C':** detalhe da área indicada em C, mostrando novas descontinuidades (em vermelho) que podem se formar fazendo ângulos θ com σ_1 .

Em Geologia, o comportamento de minerais e rochas é referido em termos de competência. A competência diz respeito à capacidade de transmitir esforços – ela é maior ou menor conforme maior ou menor for a rigidez (menor ou maior a plasticidade). Rochas de comportamento mais rígido são ditas mais competentes. As de comportamento mais plástico são ditas mais incompetentes (Fotos 1 e 2).

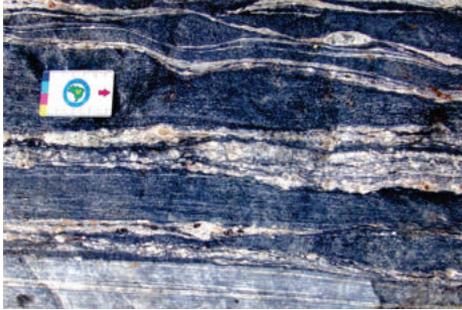


Foto 1. Bandas quartzo-feldspáticas alternadamente pobres em biotita e anfibólio (claras) ou ricas nesses minerais (escuras), que foram estiradas na horizontal em maior a menor graus, as últimas, sendo mais competentes, foram menos deformadas. Migmatito estromático do Complexo Atuba, Curitiba (PR). Foto: E. Salamuni.



Foto 2. O anfibolito (escuro) foi segmentado em porções, das quais uma é mostrada, tendo se comportado como material competente, enquanto o gnaiss envolvente deformou-se plasticamente, como material incompetente. Gnaiss bandado do Lineamento Além-Paraíba, Além-Paraíba (RJ). Foto: E. Salamuni.

Partição é um termo usado em muitos contextos para indicar diferença de distribuição de uma propriedade em domínios contíguos e limitados. Na Geologia é usado em relação à deformação. Como os maciços rochosos são anisotrópicos, heterogêneos e descontínuos, a deformação não é uniforme, mas varia em distintas porções. Assim, dentro de um todo deformado, podem-se separar domínios com diferentes características de deformação. Essa distribuição da deformação em domínios é o que se tem chamado partição da deformação.

1.4 DEFORMAÇÃO PROGRESSIVA E FINITA

Toda estrutura resulta de deformação de um objeto de um estado inicial para outro, o estado final. O estado inicial pode ser aquele de uma rocha qualquer, magmática, sedimentar ou metamórfica, ou resultante de modificações impostas por um evento de deformação anterior.

A deformação se processa por incrementos infinitesimais ou deformações incrementais seguindo uma trajetória de deformação. Essa trajetória compreende etapas sucessivas, com pulsos de atividade e intervalos em equilíbrio ou de menor atividade: é a deformação progressiva (Fig. 4). Diferentes trajetórias podem levar a estados finais semelhantes. O estado final é chamado deformação finita. É com ela que o geólogo lida na natureza, a partir da qual procura reconstituir a evolução, isto é, a trajetória de deformação.

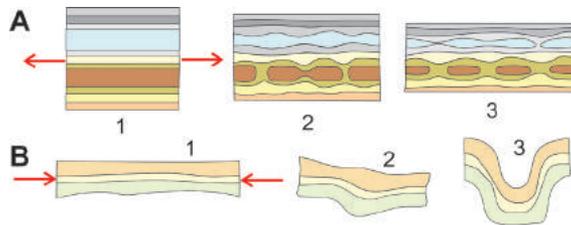


Figura 4. Deformação progressiva. Os números indicam os estágios de deformação, tratando-se de deformação progressiva; o estágio final é a deformação finita. Em A, as camadas mais competentes apresentam estricção (camada azul clara) e budinagem (camada marrom). Em B as camadas sofrem dobramento.

Na Fig 4A, camadas estiradas se adelgaçam em porções mais ou menos espaçadas (estricção, *pinch-and-swell structure*), progredindo para segmentação (budinagem, Fotos 3 e 4) com separação de segmentos (budins). Na Fig. 4B, as camadas sofrem ondulação (dobramento) com variações de espessuras, comprimentos e rotação do pacote.

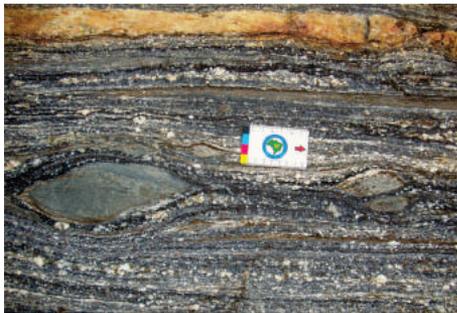


Foto 3. Gnaiss migmatítico, com grãos deformados de feldspato (branco) e finas bandas mais e menos finas essencialmente de quartzo e biotita – na parte superior uma camada clara quartzo-feldspática mostra estricção e na parte central uma camada mais escura de anfíbolito sofreu budinagem. Lineamento de Além-Paraíba, Três Rios (RJ). Foto: E. Salamuni.

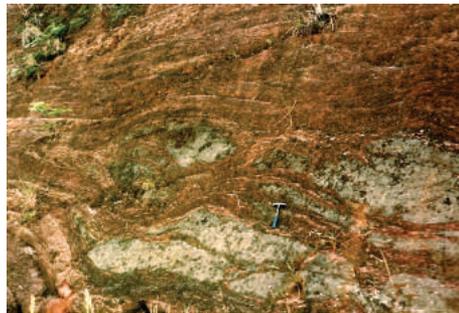


Foto 4. Gnaisses migmatíticos milonitizados e alterados, com níveis de anfíbolito estirados e budinados. Complexo Varginha-Guaxupé, Caconde (SP). Foto: Y. Hasui.

1.5 DEFORMAÇÃO RÚPTIL E DÚCTIL

A deformação é classificada como rúptil, friável ou quebradiça quando a rocha se rompe e perde a continuidade, e dúctil ou plástica quando mantém a

integridade. Também a deformação elástica pode ocorrer em um campo limitado da litosfera. A Fig. 5 esquematiza esses tipos de deformação em função da profundidade e variações de tempo de aplicação, tensão aplicada e temperatura.

Como os maciços rochosos são sempre heterogêneos, tanto em constituintes minerais como em componentes litológicos, a deformação sob determinadas condições físicas pode levar a combinações de feições rúpteis e dúcteis. Daí falar-se também em comportamento intermediário, referido como rúptil-dúctil ou dúctil-rúptil, que ocorre na zona de transição indicada na Fig. 6. As Fotos 5, 6 e 7 mostram casos de deformação rúptil, rúptil-dúctil e dúctil.

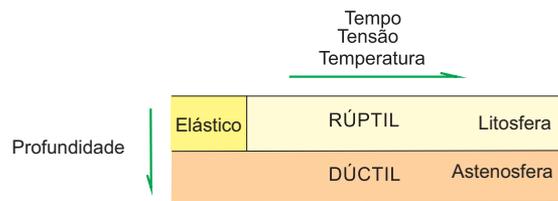


Figura 5. Esquema mostrando os campos de comportamento mecânico na litosfera. O campo elástico é restrito, desaparecendo com o aumento do tempo de aplicação da tensão, da tensão aplicada e da temperatura. No geral, a deformação é rúptil em baixa profundidade e dúctil em profundidade maior.

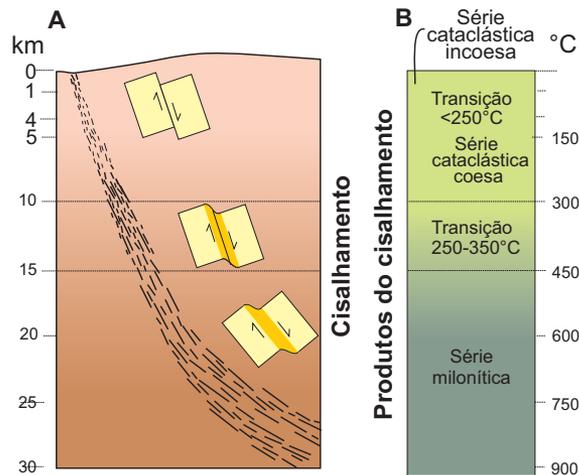


Figura 6. Zona de cisalhamento na crosta e tipos de materiais gerados pelos deslocamentos. Em A, perfil esquemático de uma zona de cisalhamento. Os blocos dos esquemas menores indicam de cima para baixo os deslocamentos rúptil, rúptil-dúctil (ou dúctil-rúptil) e dúctil. A faixa afetada pelo deslocamento tende a ser cada vez mais espessa em profundidade, o mergulho decresce até horizontalizar na base da crosta (ou da litosfera) e se dissipar mediante movimentos plásticos. Em B, indicação das profundidades e séries cataclástica e milonítica. Os valores de profundidades e temperaturas são apenas indicativos de ordem de grandeza, podendo variar conforme as características de gradientes geotérmico e geobarométrico da região.



Foto 5. Falhas normais de mergulhos opostos formando um gráben. Formação Pindamonhangaba, Rodovia Carvalho Pinto, Taubaté (SP). Foto: N. Morales.

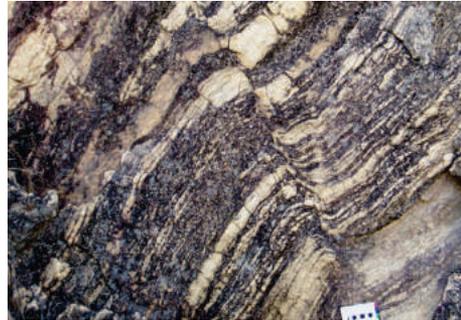


Foto 6. Falha normal em gnaise migmatítico com pequenos arrastos laterais indicando ajuste parcialmente plástico. Complexo Camboriú, Camboriú (SC). Foto: E. Salamuni.

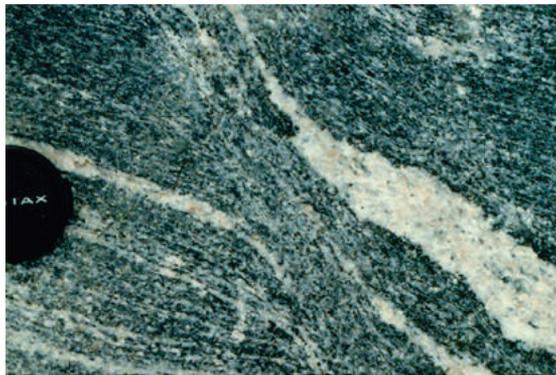


Foto 7. Gnaise bandado com foliação milonítica afetado por uma discreta banda de cisalhamento dúctil normal com arrasto das porções laterais. Complexo Atuba, Colombo (PR). Foto: Y. Hasui.

Considera-se que a deformação rúptil começa com uma rede de descontinuidades microscópicas, em cujas extremidades ocorre concentração de tensão que é aliviada progressivamente. Em profundidades menores, a fratura de distensão que se forma requer que o limite de resistência à distensão da rocha seja ultrapassado e ela se dispõe na perpendicular ao eixo principal distensivo. Em profundidade o regime de tensão se torna compressivo: o eixo principal horizontal é compressivo e muito maior do que o distensivo. A razão disto está ligada à movimentação das placas litosféricas, que induz tensões em que o eixo compressivo máximo é horizontal. A ruptura desenvolve-se quando se ultrapassa o limite de resistência à compressão e ela permanece selada a partir de até alguns quilômetros de profundidade em função do aumento da pressão confinante.