

Í N D I C E



INTRODUÇÃO . . . . .	1
I. ESTRUTURA DA TERRA . . . . .	2
II. MINERAIS . . . . .	22
III. MAGMATISMO . . . . .	39
IV. ROCHAS ÍGNEAS . . . . .	56
V. INTEMPERISMO . . . . .	69
VI. SEDIMENTAÇÃO E ROCHAS SEDIMENTARES . . . . .	85
VII. DEFORMAÇÃO DAS ROCHAS, OROGÊNESE E ROCHAS METAMÓRFICAS .	106
VIII. TECTÔNICA . . . . .	125
IX. CLASSIFICAÇÃO DE MATERIAIS ROCHOSOS . . . . .	136
X. GEOLOGIA DO ESTADO DE SÃO PAULO . . . . .	154
XI. DESCRIÇÃO GEOLÓGICA DOS MACIÇOS ROCHOSOS . . . . .	162
XII. PROPRIEDADES FÍSICAS DOS MACIÇOS ROCHOSOS . . . . .	171
XIII. PROSPECÇÃO GEOLÓGICA DOS MACIÇOS ROCHOSOS . . . . .	187
XIV. ÁGUA SUBTERRÂNEA . . . . .	213
XV. APLICAÇÕES DA GEOLOGIA À PROBLEMAS DE ENGENHARIA CIVIL .	222

APOSTILA

B 558c

v. 1 - e. 1

sysno 1536642

ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Departamento de Geologia e Mecânica dos Solos

CURSO DE GEOLOGIA PARA ENGENHEIROS

A. J. S. BJORNBERG

N. GANDOLFI

A. B. PARAGUASSU

### INTRODUÇÃO

O crescente desenvolvimento que o país vem apresentando tem propiciado e mesmo exigido a implantação de projetos de Engenharia Civil cada vez mais audaciosos, tanto técnica quanto economicamente, nos seus mais variados ramos, como: auto-estradas - nas mais difíceis condições de construção, barragens de grande porte, obras subterrâneas as mais diversas, obras de arte de dimensões incomuns, contenção de encostas, etc.

Como consequência, notamos uma necessidade cada vez maior de participação dos geólogos para bom termo de tais projetos. Ora, se por um lado é evidente que as novas necessidades da Engenharia Civil têm exigido um geólogo mais capacitado para poder atendê-las adequadamente, por outro lado requerem uma melhor formação do engenheiro civil no que diz respeito aos variados aspectos da Geologia que interferem nos projetos de Engenharia. Evidentemente, uma vez que se consiga resolver estes dois problemas básicos, um passo fundamental terá sido dado para tornar melhor e mais harmonioso o nem sempre fácil relacionamento geólogo-engenheiro. Esse é o objetivo maior que procuramos atingir com a presente publicação.

Assim, subdividimos a matéria em questão em duas partes, a fim de cobrir todos os aspectos da Geologia que interessem ao

engenheiro. Na primeira, abordamos os tópicos básicos, enfatizando o conhecimento dos processos geológicos e das rochas. Na segunda parte, desenvolvemos estudos dos maciços rochosos, no que diz respeito às suas propriedades, reconhecimento para fins de Engenharia, bem como tópicos específicos de Geologia Aplicada a problemas de Engenharia.

## I. ESTRUTURA DA TERRA

### 1. Introdução:

A Geologia é a ciência da Terra e através dela estudamos os fenômenos físicos, químicos e biológicos responsáveis pela história complexa do planeta.

A Terra tem a forma aproximada de um elipsóide de revolução, com 12.712 km de diâmetro equatorial e 12.756 km de diâmetro polar, e está sendo estudada detalhadamente por meio dos satélites artificiais.

A maior parte do interior da Terra não pode ser examinada diretamente, pois os poços mais profundos até hoje perfurados são da ordem de apenas 6km abaixo da superfície. Muitas das deduções feitas em relação aos processos que ocorrem com nosso planeta se referem ao passado remoto, às épocas anteriores ao aparecimento do homem.

Assim, em geologia são feitas muitas inferências principalmente no que concerne ao interior da Terra. Quando afirmamos que a Terra possui um núcleo denso com um raio de aproximadamente 3400km, na realidade queremos dizer que tal afirmação se baseia em numerosas observações, principalmente na propagação de ondas sísmicas que penetrando no interior deste planeta e durante seus percursos, sofrem numerosas reflexões e refrações indicativas da existência de tal núcleo.

Estamos, portanto, fazendo inferências sobre o interior da Terra. Afirmações geológicas, especialmente referentes a fenômenos e ocorrências de magnitude, variam grandemente quanto ao seu grau de certeza. Em muitos assuntos geológicos, pontos de vista opostos podem ser definidos de modo igualmente lógico e racional,

pois as evidências são muitas vezes circunstanciais, havendo muito ainda por descobrir nesse campo da investigação científica.

Em razão da complexidade dos fatos geológicos, raramente poderão ser feitas afirmações perfeitamente rigorosas nesse campo, daí a dificuldade de se poder equacionar os problemas dessa matéria. Lembramos que tal dificuldade reside não só na variedade de materiais que compõem a Terra, como também na grande diversidade dos processos operantes. Não há dois continentes idênticos, nem dois vulcões que sofrem o mesmo tipo de erupção.

Ao tratarmos de ocorrências e fenômenos geológicos de escala de grandeza menor, como por exemplo aqueles que se desenvolvem à superfície, em intervalo de tempo curto, podemos trabalhar com um grau de segurança maior.

Aos materiais sólidos que entram na composição da Terra são diretamente acessíveis à observação, chamamos rocha. Tais materiais geralmente são formados por minerais, os quais possuem uma estrutura organizada, cristalina. Assim, o estudo da Terra em escala pequena começa pela Mineralogia, em seguida passa para uma escala ligeiramente maior, isto é, rochas e sua origem (Petrologia) e finalmente alcança um âmbito ainda maior e muito especulativo, que é o estudo da Terra como um todo, tarefa a que se propõe a Geologia.

A Terra é um dos planetas que circula ao redor do sol e gira em torno de seu próprio eixo. Uma característica importante desse grupo de corpos celestes é a de tanto eles como seus satélites, girarem no mesmo plano e no mesmo sentido em torno do seu eixo.

As distâncias planetárias relativamente ao sol, medidas em unidades astronômicas, também seguem aproximadamente a equação:  $r = 0,4 + 0,3 \times 2^n$ , onde  $n = -\infty$  para Mercúrio; 0, para Vênus; 1, para Terra; 2, para Marte; 3, para o grupo de asteróides, etc. Essas regularidades no sistema sugerem que suas partes possuem uma origem comum, possivelmente geradas ao mesmo instante, a partir de um único corpo estelar.

Apesar de não ter sido decifrada a origem do sistema solar, podemos obter algumas informações sobre a Terra, através dos

dados relativos aos planetas.

Estes são agrupados em duas categorias perfeitamente distintas: os internos, contidos no espaço entre Marte e o Sol, menores que a Terra e com densidades semelhantes; e os externos, com órbitas e volumes maiores que os da Terra e densidades Menores.

## 2. CONSTITUIÇÃO DA TERRA

As hipóteses que formulamos sobre a constituição interna mais provável da Terra se baseiam em observações sismológicas e no estudo dos meteoritos.

### 2.1 - Meteoritos

Meteoritos são corpos sólidos, com órbitas em torno do Sol, que ocasionalmente caem na superfície terrestre. Podem eles provir dos asteróides atraídos por outros planetas, ou de colisões entre astros. Atenção especial é dada aos meteoritos admitindo - que sua composição possa ser similar à da Terra. Assim várias hipóteses sobre a composição da Terra foram condicionadas pelo estudo dos meteoritos. Brown e Patterson, conseguiram estabelecer, nestes corpos, relação direta de porcentagem de fase metálica com a pressão e temperatura, sugerindo que a porcentagem alta da fase metálica de certos meteoritos indicaria pressões semelhantes às que existem no interior da Terra.

Podemos agrupar os meteoritos nos seguintes grupos:

- a) Sideritos - meteoritos exclusivamente metálicos, constituídos de Fe e Ni.
- b) Siderólitos - constituídos por Ni, Fe e silicatos ferro-magnesianos.
- c) Aerólitos - constituídos quase que exclusivamente por silicatos. Os meteoritos metálicos ultrapassam muitas vezes em volume os aerólitos, apoiando a hipótese de que o interior da Terra seria constituído de material correspondente a uma liga de Fe e Ni.

### 2.2 - Abalos Sísmicos

A Terra está continuamente sofrendo deformações resultantes de esforços no seu interior. Se estes forem de pequena magni-

tude, as deformações resultantes serão elásticas ou plásticas. Contudo, se os esforços forem grandes, poderão ocorrer rupturas responsáveis por distúrbios ou abalos sísmicos, que dão origem a ondas elásticas.

Tais ondas elásticas, que partem de uma região limitada abaixo da superfície, denominada de foco sísmico, e se propagam - pela Terra, tanto na periferia como em profundidade, podem ser de três tipos: P, S e superficiais.

As ondas P são longitudinais, isto é, à medida que as ondas avançam, cada partícula do meio é deslocada na direção de propagação da onda, da mesma forma que as ondas sonoras. Todavia, as ondas S são transversais, como as ondas luminosas. As ondas superficiais não nos interessam diretamente.

A velocidade das ondas P é dada por:

$$V_P = \sqrt{\frac{K + 4/3 \mu}{\rho}}$$

e das ondas S é dada por:

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

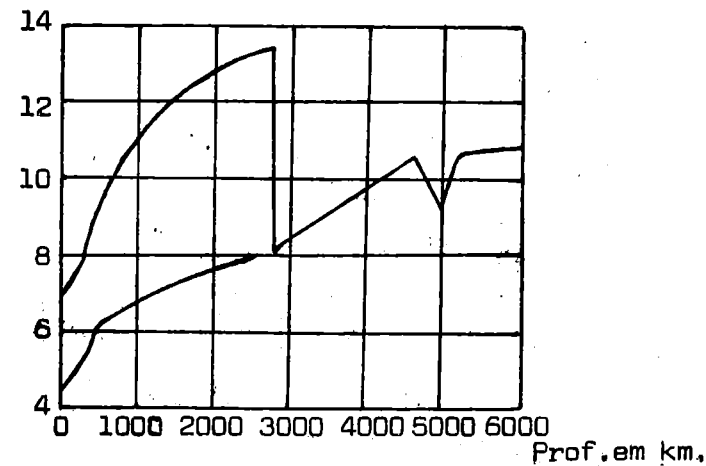
onde K e  $\mu$  são constantes elásticas e  $\rho$  é a densidade do meio. Em particular, se a rigidez for igual a zero, não haverá propagação das ondas transversais.

Quando uma onda atinge uma superfície de descontinuidade (interface), parte dela será refletida e parte refratada, de acordo com leis semelhantes às da óptica geométrica.

Os tempos que os sinais de um abalo sísmico levam para atingir vários observatórios sismológicos, à distâncias diferentes da origem (foco), nos permitem calcular a velocidade de propagação a qualquer profundidade no interior da Terra.

Os sismólogos Jeffrey e Bullem conseguiram resumir enorme volume de dados no gráfico da Figura 1. Os pontos de descontinuidade nas curvas indicam ocorrência de interfaces.

Veloc.  
km/s



(figura 1)

Com base em dados dessa natureza, os geofísicos puderam calcular aproximadamente a densidade dos materiais terrestres - que ocorrem à várias profundidades, sob condições de temperatura e pressão ali existentes.

A determinação das espessuras das várias camadas que propomos como constituintes do interior da Terra, está condicionada à determinação exata do momento em que ocorre o abalo sísmico o que raramente conseguimos.

### 2.3 - Interior da Terra

#### a) Crosta-Litrosfera

Em linhas gerais, os resultados sismológicos indicam haver duas grandes interfaces entre a superfície terrestre e o centro da Terra. Limitando portanto três camadas que denominamos - por crosta, manto e núcleo respectivamente.

A Crosta é a camada mais externa da Terra e apresenta - espessura variável, sendo em média igual a 50 km. A sua parte superior é constituída por rochas graníticas ricas em silício e alumínio (Sial) e que é encontrada apenas nos continentes. A parte inferior da crosta é formada por rochas basálticas, ricas em silicatos ferro-magnesianos (Sima) e constitui a base dos continentes e o fundo dos oceanos, correspondendo praticamente a uma contínua camada que envolva toda a Terra.

#### b) Manto

O manto correspondente à porção localizada entre 50 km e 2900 km de profundidade média. Acreditamos que seja formado - por silicatos ferro-magnesianos de alta densidade e com a temperatura, segundo cálculos aproximados, de 3400°C a 4000°C. Muitos autores como Goldschmidt, Washington e Buddington acreditam que além das três divisões mais importantes já citadas, exista mais uma interface entre 1000 a 1500 km de profundidade.

#### c) Núcleo

O núcleo ocupa os 3400 km restantes até o centro da Terra, e deve ser constituído, conforme hipóteses de vários autores, de níquel e ferro.

Nesse estudo trataremos principalmente da litosfera mais particularmente da sua parte superior que é uma fina "casca" cobrindo os continentes.

Muito embora seja quantitativamente inexpressiva, é nela que encontramos a maior parte do material para estudo direto.

### 3. GRAU GEOTÉRMICO OU GRADIENTE TÉRMICO

Apesar de serem mal conhecidas as propriedades térmicas do interior da Terra, sabemos que a sua capacidade de condução de calor é lenta. Por exemplo, a alguns metros abaixo da superfície podemos detectar variações de temperaturas sazonais com atrasos de meses. O resfriamento a 500 km de profundidade deve ser compensado pelo aquecimento radioativo, ou seja apesar de sofrer resfriamento na superfície, a Terra está se aquecendo em profundidade.

Assim, medidas efetuadas em galerias profundas e em poços mostraram o aumento gradual de temperatura da periferia para o centro da Terra. Denominamos de grau geotérmico o número de metros que devemos penetrar na crosta terrestre para termos um aumento de temperatura da ordem de 1°C. O grau geotérmico médio obtido por Rittman, foi de 30m.

#### 4. MASSA DA TERRA

Podemos calcular a massa da Terra pela Lei de Newton e o primeiro valor obtido foi de  $6 \times 10^{21}$  ton e o devemos a Jolly. A partir desse dado e do volume, determinamos a massa específica da Terra que é igual a  $5,5 \text{ g/cm}^3$ . Como a massa específica média das rochas à superfície é a metade desse valor, temos mais um dado para a hipótese de que a Terra deve ter uma estrutura concêntrica zonada, formada por uma parte central rica em ferro e altamente densa; um manto intermediário de silicatos "pesados" e uma crosta heterogênea de rochas silicáticas de menor densidade. Podemos completar o quadro com mais três zonas, isto é, a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera (Tabela 1).

A atmosfera é a envolvente gasosa que circunda a Terra; a hidrosfera corresponde à parte líquida aquosa dos mares, rios e lagos e a biosfera à totalidade de matéria orgânica à superfície da Terra, existente tanto na parte aquosa como na parte aérea. As três últimas zonas, muito embora geoquimicamente importantíssimas, contribuem apenas com 1% da massa total da Terra.

NOME	CARACTÉRES QUÍMICOS	CARACTÉRES FÍSICOS
Atmosfera	$N_2, O_2, H_2O, CO_2$ , gases inertes	vapor d'água, íons, poeira, gases, etc.
Biosfera	$H_2O$ substâncias orgânicas incluindo esqueletos e organismos	sólidos, líquidos e colóides.
Hidrosfera	água doce, salgada, salobra e gelo.	líquido e em parte sólido.
Crosta	rochas silicáticas "normais"	sólido
Manto	material silicático, provavelmente rico em $(Mg, Fe)_2SiO_4$	sólido
Núcleo	Ferro e níquel	Parte superior líquida e inferior sólida

Tabela 1

#### 5. MAGNETISMO TERRESTRE

O campo magnético terrestre já era conhecido à cerca de 1000 antes de nossa época. A intensidade e direção de magnetização varia de lugar para lugar, na superfície terrestre e também em função do tempo. Há variações transitórias devidas a fatores externos à crosta e variações lentas e seculares provavelmente devido à fatores internos.

As variações do campo magnético terrestre são registradas tanto em observatórios fixos como por instrumentos portáteis usados para levantamentos magnéticos em terra ou no ar.

Admitimos que a origem do magnetismo terrestre esteja nos movimentos termo-convexionais de massas plásticas abaixo da crosta. Atribuímos aos movimentos convexionais das massas citadas, propriedades termoelétricas capazes de criar campo magnético à superfície.

Muitas rochas são magnéticas porque contêm minerais que adquirem esta propriedade ao se formarem e inclusive se orientam de acordo com o campo magnético terrestre existente na ocasião. Surge, assim, a possibilidade de determinarmos, em rochas de idades diferentes, a posição do polo magnético terrestre na época em que se formaram.

(Vide figura 2 na página seguinte)

#### 6. IDADE DA TERRA

Para podermos entender os vários processos geológicos, devemos sempre ter em mente o enorme intervalo de tempo decorrido desde a origem da Terra até hoje e que é da ordem de 4,5 bilhões de anos.

Basicamente, há duas maneiras de verificarmos o tempo geológico:

- a) relativo - isto é, se um evento geológico veio antes ou depois de outro evento.
- b) absoluto - quando determinamos a idade, independentemente dos eventos geológicos antecedentes ou subsequentes.

##### 6.1 - Idade Absoluta

Como sabemos, o núcleo de certos elementos emitem parti

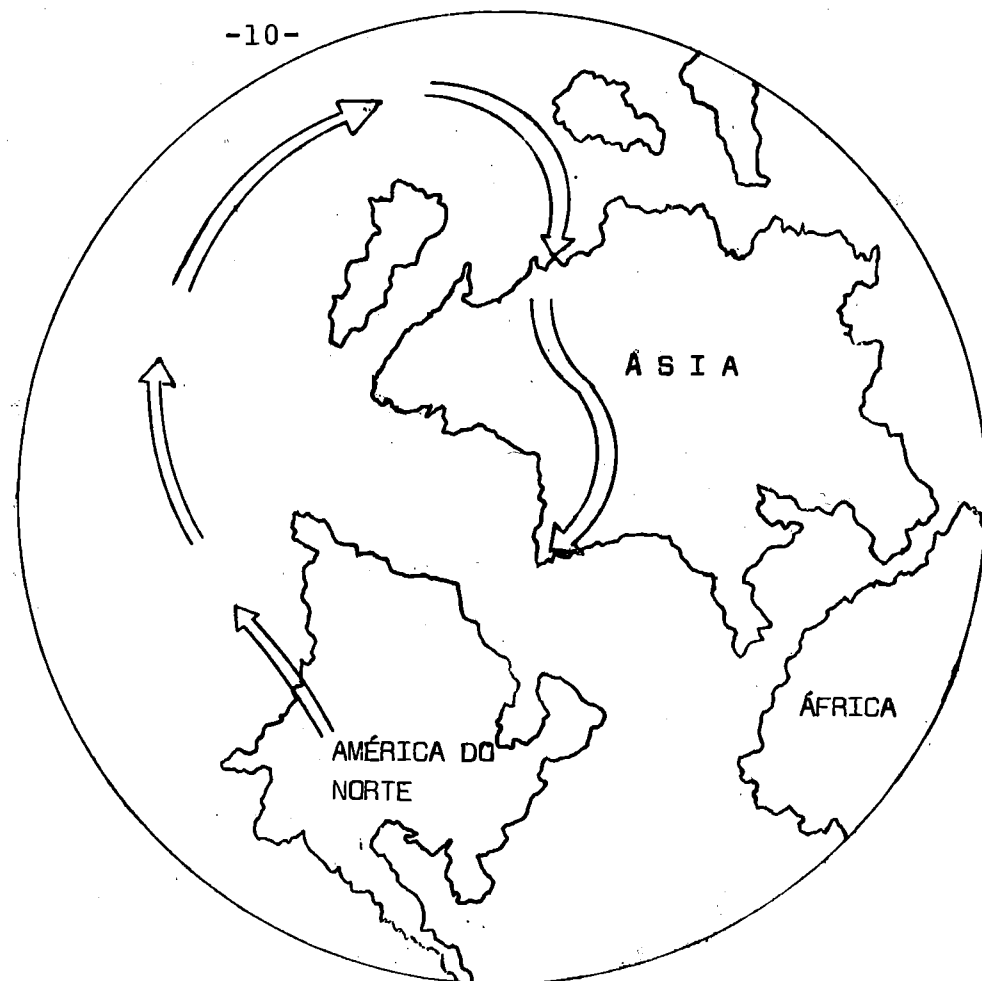


Figura 2 - Migração do Polo Magnético nos últimos 500 milhões de anos.

culas de energia espontaneamente (radioatividade) e dão origem a novos elementos, como por exemplo:  $U^{238}$   $Pb^{206}$ . A proporção em que essas transformação se processa é constante, independentemente das condições do ambiente.

Teoricamente, se desejamos determinar a idade de um mineral uranífero, verificamos as quantidades de  $U^{238}$  e de  $Pb^{206}$ , no mineral. A proporção entre elas nos permite calcular a idade do mineral.

timo é usado somente para datações em períodos menores que 25000 anos.

Limitações dos Métodos

Em primeiro lugar, a determinação da idade absoluta é sempre trabalhosa, cara e exige equipamentos e técnicos muito especializados. Por outro lado, a idade dos minerais datados nem sempre corresponde à idade da rocha que os contém, pois podem

ter-se formado posteriormente a ela, como veremos no estudo das rochas metamórficas. Além disso, nem sempre podemos obter de uma certa rocha cuja idade queremos determinar, os minerais com elementos químicos necessários para a datação. Há, no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, um Laboratório de Geocronologia, único na América do Sul que já possui um grande acervo de dados de idade das rochas do país.

6.2 - Idade Relativa

a) Superposição de camadas

Na determinação da idade relativa, isto é, se uma camada sedimentar é mais antiga ou mais nova que outra, podemos usar o "princípio da superposição".

Este princípio diz que as camadas mais modernas estão - sobrepostas às mais antigas. Por exemplo, suponhamos que numa determinada época, uma região tenha sido invadida pelo mar e que se tenha depositado um certo sedimento marinho contendo vertebrados (peixes); posteriormente, devido a um levantamento da crosta terrestre, tenha havido recuo do mar e formação de sedimentos eólicos (depositado pelos ventos) e que, finalmente tenha ocorrido novo avanço do mar, formando-se novamente sedimentos marinhos, agora ricos em invertebrados.

O exame das posições das três camadas nos mostrará que a mais antiga é a inferior e a mais moderna é a superior (Figura 3).

Limitações do Método

Há casos entretanto, em que devido a perturbações da crosta

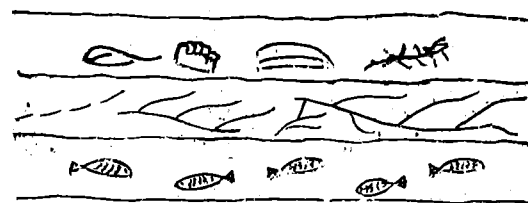


Fig. 3-Situação Normal

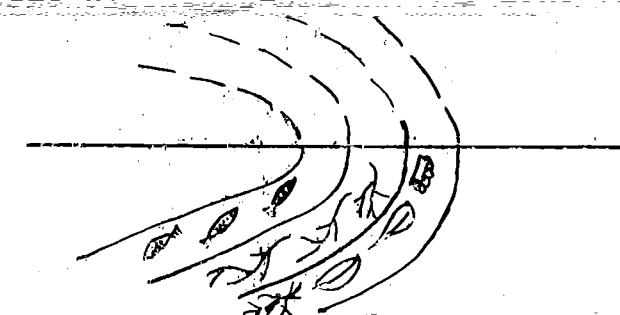


Fig.4-Após a perturbação (dobramento)

Em geral, podemos distinguir uma camada de outra pelos caracteres físicos ou pelo seu conteúdo, isto é, pelos restos ou manifestações de vida passada que denominamos de fósseis.

b) Salinidade

Foram feitas também tentativas de datação relativa das partes da terra usando as características de salinidade das rochas.

A datação usando a salinidade, parte do princípio de que os mares eram inicialmente de água doce. Como os rios carregavam sais dissolvidos para o mar, acredita-se que a salinidade do mar deveria aumentar nos tempos geológicos. Entretanto, como este parece não ser o mecanismo de enriquecimento salino dos mares, pois os rios transportam principalmente carbonatos e nos mares o correm principalmente cloretos como sais dissolvidos, os resultados obtidos não foram satisfatórios.

c) Espessura de camadas

A espessura de camadas foi usada como medida do tempo geológico, porém sabemos hoje que tal processo da datação carece de fundamento pois, enquanto a sedimentação se processa numa área, noutra, pode estar ocorrendo fenômeno totalmente contrário, isto é, erosão.

7. ISOSTASIA

Em trabalho geodésico nas proximidades do Himalaia, foi constatado desvio de fio de prumo da vertical. Pratt observa que o desvio encontrado, entretanto, foi menor do que o esperado, levando em conta somente a massa rochosa à superfície da crosta. Ele formulou a hipótese da existência de "raízes" montanhosas subjacentes, rodeadas de material mais denso (rochas básicas). Segundo a hipótese apresentada, os continentes, de material sílico, "flutuam" sobre a camada basáltica subjacente, nela se aprofundando (Figura 5).

Isostasia é a condição de equilíbrio ideal entre massas continentais ou oceânicas e material subjacente. Nos pontos em que a massa sílica mais se sobressai (montanhas), ocorrem o seu maior aprofundamento no substrato basáltico. Todavia, os processos geológicos externos e interno modificam o estado ideal de equilíbrio.

TEORIA DA ISOSTASIA  
Equilíbrio Passivo

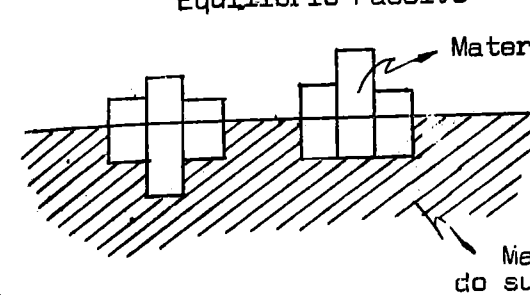


Fig. 5

TEORIA DE HOLMES  
Equilíbrio dinâmico

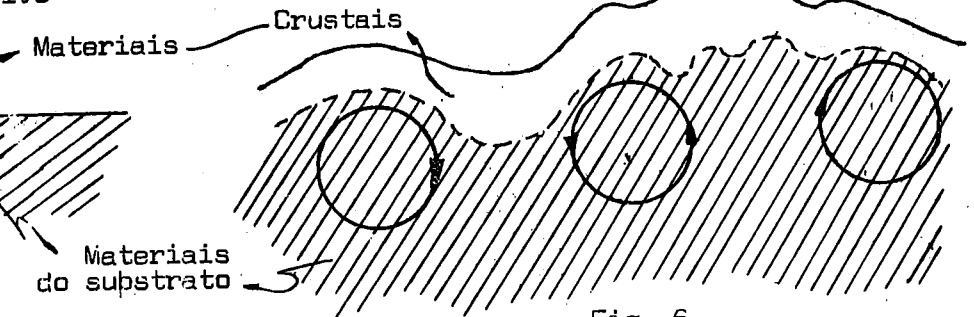


Fig. 6

Tanto assim que, segundo cálculos, o desgaste erosivo dos continentes durante 25 milhões de anos, que seria suficiente para nivelar toda a Terra, não acontece. Isso é devido ao movimento vertical dos blocos sílicos que continuamente se processa, compensado o alívio de peso causado pela erosão. Holmes propôs uma teoria para explicar a isostasia com base em correntes de convexão.

Admite este pesquisador movimentos de convexão do manto, causando contrações e dilatação locais da crosta. As dilatações seriam responsáveis pelo levantamento da parte da crosta terrestre independentemente de processos erosivos, tal como ocorre na Península Escandinava, que se ergue alguns milímetros por ano (Fig. 6).

As contrações determinariam o aprofundamento de massas crustais como ocorre na Holanda e outras partes do norte europeu, que baixam alguns milímetros por ano, independentemente de fenômenos deposicionais ou cargas sobrejacentes.

8. CROSTA TERRESTRE

A superfície da Terra é constituída de continentes e oceanos. Continentes que constituem aproximadamente 1/3 da superfície da Terra, salientando-se acima do nível do mar, em média cerca de 800m. Prolongam-se rumo ao mar, numa plataforma continental submarina, de várias dezenas de quilômetros, a uma profundidade aproximada de -200m.

A borda externa da plataforma mencionada segue, com baixa declividade, até as profundezas oceânicas.



O granito é uma rocha tipicamente continental, não encontrada no âmbito dos oceanos. É uma rocha ígnea, constituída essencialmente de  $\text{SiO}_2$  (65 a 70% em peso) e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Por esta razão, o termo Sial (sílica e alumínio) é usado para designar, de forma abreviada, a composição da crosta continental, em oposição ao Sima (sílica e magnésio), que é mais característica das rochas oceânicas e presumivelmente do manto.

Nos continentes são encontrados grandes volumes de outras rochas ígneas compostas de sílica e alumínio, como: granodioritos, riólitos, etc., rochas basálticas e uma relativamente fina e irregular capa de sedimentos principalmente em suas depressões.

Boa parte dos continentes é também constituída por rochas metamórficas, que são rochas ígneas ou sedimentares recristalizadas no estado sólido.

Os oceanos tem uma profundidade média abaixo do nível do mar de cerca de 5km. A maior parte do fundo oceânico é achatada e dele erguem-se extensas cadeias montanhosas submarinas conhecidas pelo nome de "dorsais". As zonas oceânicas mais profundas ocorrem sob a forma de trincheiras que geralmente bordejam os continentes. Uma das mais profundas é a trincheira das Marianas, com cerca de 11km abaixo do nível do mar.

As ilhas que afloram nos oceanos constituem geralmente os picos das cadeias montanhosas mencionadas; são de caráter vulcânico e constituídas de rochas basálticas.

Um dos grandes objetivos da pesquisa geológica atual reside na investigação relativa à origem dos continentes e oceanos e a causa de sua forma atual. Recentemente um grande avanço foi alcançado neste campo do conhecimento científico, tendo-se demonstrado que os continentes se movem uns em relação aos outros, ("deriva dos continentes") e que o fundo oceânico participa desse deslocamento ("expansão do fundo oceânico").

Haveria uma produção contínua da crosta oceânica nas "dorsais", por subida de material proveniente do manto sub-crustal. O deslocamento da crosta oceânica se daria em direção aos continentes. Ao alcançar a plataforma continental, o fundo oceânico se desviaria para o interior da Terra sendo novamente incorporado ao material do manto.

A energia necessária ao deslocamento seria fornecida pelo movimento convexional do manto, já conforme teoria proposta por Holmes.

## 9. PROCESSOS GEOLÓGICOS

Para analisar a presente configuração da Terra, é conveniente considerar separadamente os vários processos interdependentes que sobre ela atuam.

### 9.1 - Erosão

Ocorrem reações químicas de hidratação, oxidação, dissolução produzidas pela água meteórica sobre as rochas expostas à superfície, complementadas por processos físicos e biológicos, provocando a completa desagregação e alteração das rochas, fenômenos que em conjunto constituem o intemperismo; o resultado dessas transformações, produz o solo. Um produto de intemperismo - componente do solo, é o grupo de minerais conhecido como argilas (silicatos aluminosos hidratados), que possuem propriedades estruturais e físicas importantes. O intemperismo varia com o clima, sendo possível, através dos produtos resultantes, obtermos dados sobre o clima do passado.

Os materiais soltos tendem naturalmente a se mover, descendo as encostas por efeito da gravidade. Assim, os detritos de materiais rochosos intemperizados se deslocam das montanhas até o fundo dos vales e ao fundo dos oceanos.

Esse transporte é grandemente acelerado pela ação da água corrente e mais localmente pelo vento e gelo. O intemperismo e o transporte levam ao processo de seleção mecânica e química. Partículas finas, tais como argilas, podem caminhar mais rapidamente a pontos mais afastados que partículas e fragmentos maiores.

A erosão tem o efeito de rebaixar a superfície do terreno. O grau de rebaixamento poderá ser da ordem de alguns centímetros por centenas de anos, variando muito conforme o clima e a topografia do terreno considerado. É fácil concluir que nessa proporção, continentes que se encontram em média a uma altitude de 800m seriam desgastados ao nível do mar em cerca de  $10^7$  anos. Em

razão dos continentes serem muito mais antigos que isso ocorrem outros processos que os levantam criando novo relevo, como vimos no ítem 7 (Isostasia).

A superfície topográfica, representada pela forma das montanhas e vales, bem como pelo traçado dos rios e por outras características da forma do terreno, em qualquer momento da história da Terra, expressa o equilíbrio existente entre o processo erosivo externo e o processo interno (como por exemplo, vulcanismo e tectonismo) gerador dos continentes.

O estudo da evolução do relevo é chamado de geomorfologia. Estudos aprofundados deste assunto vieram indicar mudanças drásticas do clima em época relativamente recente (alguns milhões de anos atrás), com fases de glaciação no hemisfério norte, em que grandes massas de gelo se acumularam nos continentes de modo similar ao que hoje ocorre na Groelândia. Aproximadamente na mesma época, ocorriam períodos de seca no hemisfério sul, quando se desenvolveram relevos similares aos existentes nos desertos atuais.

## 9.2 - Sedimentação

O material solto por erosão é transportado para pontos baixos da topografia, como os fundos dos vales e os lagos, às plataformas submarinas, ao fundo dos oceanos, etc., onde é depositado em camadas sedimentares horizontais. Flutuação nas condições de deposição ou mudanças da natureza e suprimento dos detritos rochosos, refletem no acamamento (também denominado estratificação), típicos dos depósitos sedimentares de ambiente aquoso ou sub-aéreo. Com a passagem do tempo, a pressão provocada pelo material que vai se acumulando sobre o sedimento previamente formado, em combinação com as reações químicas que ocorrem no interior da referida massa sedimentar, provocam uma compactação de todo o material referido, inicialmente constituído por um agregado solto. Esse processo é chamado genericamente de diagênese, do qual resulta a formação de rochas sedimentares.

Os mais importantes constituintes das rochas sedimentares são as partículas ou grânulos de minerais, quimicamente resistentes. Entre eles, o que se destaca por sua resistência maior é o quartzo; vem em seguida a argila, em finas partículas;

depois os fragmentos rochosos menos resistentes e, finalmente, os de resistência ainda mais baixa, como por exemplo, os fragmentos de conchas, formados por carbonato de cálcio.

Entre as rochas sedimentares de granulação fina, as mais comuns são os argilitos, folhelhos e siltitos, os primeiros se constituem predominantemente por material argiloso, os segundos por uma associação de partículas finas de quartzo e argila e os últimos por partículas de quartzo apenas.

Entre os de granulação média, destacam-se os arenitos - geralmente compostos por material quartzoso, como as areias das praias. Conglomerados são ainda mais grossos e formados por blocos ou seixos, envoltos por uma matriz de partículas menores.

O transporte prolongado reduz o tamanho das partículas por impacto mútuo ou abrasão. Concluimos portanto, que os conglomerados não formam longe de sua origem.

São típicamente encontrados nos depósitos de rios, junto às montanhas, em topografia acidentada.

Os calcáreos são, normalmente formados a partir de fragmentos de conchas ou esqueletos de animais marinhos. Alguns são formados também por precipitação química diretamente da água do mar.

Outros precipitados químicos são a gipsita ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), e halita ( $\text{NaCl}$ ) de zonas onde ocorrem evaporação intensa. Apesar dos folhelhos e arenitos serem formados por material inorgânico, resistentes ao ataque químico, como já foi mencionado, poderão conter material biogênico e até mesmo fósseis. O carvão é uma rocha composta de restos orgânicos, principalmente vegetais. Petróleo, não é propriamente uma rocha; trata-se de material destilado de restos orgânicos aprisionados em rochas sedimentares porosas, após concentração e migração através dos maciços rochosos.

As rochas sedimentares formam apenas uma pequena fração da crosta terrestre. No fundo oceânico ocorrem, numa espessura média de apenas um quilômetro (aproximadamente 2% da espessura da crosta). Essa pequena espessura atesta a relativa juventude da crosta oceânica subjacente. O manto de sedimentação é muito mais espesso na plataforma continental e ainda maior no próprio continente. Há faixas locais, chamadas de geosinclinais, com cen

tenas de quilômetros de comprimento, em que os sedimentos se acumulam durante milhões de anos, formando depósitos com muitos quilômetros de espessura.

Esses depósitos, por sua constituição, indicam origem em ambiente raso e até mesmo continental, isto é, deposição em condições sub-aéreas. É fato curioso que esses locais, em que houve um aprofundamento lento das camadas sedimentares à medida em que se processou a sedimentação, se transformaram em regiões que deram origem a altas cadeias montanhosas, como por exemplo, a Cordilheira Andina.

As mais altas montanhas tem sua origem primária no fundo dos oceanos.

### 9.3 - Atividade Magmática

#### a) Vulcanismo

Vulcanismo é uma erupção superficial de gás e rocha no estado de fusão. O termo geral usado para material rochoso em estado de fusão é magma. Denomina-se atividade magmática ou ígnea, a formação, movimento e erupção do magma. O vulcanismo constitui a manifestação magmática à superfície. A temperatura do magma nas erupções é da ordem de 850°C a 1200°C e seus produtos finais de consolidação à superfície constituem as rochas vulcânicas. As descargas gasosas se fazem por explosões esporádicas de grande violência. O gás vulcânico, constituído principalmente por água e CO<sub>2</sub> ao ser expelido com violência vem carregado de fragmentos, tais como; vidro solidificado, pedaços de rocha provenientes das paredes do conduto magmático, arrastados durante a erupção, cinzas, etc. A superfície de acumulação de lava e outros materiais ejetados que se encontram em volta do conduto de adução do magma, recebem o nome de vulcão.

A maioria dos magmas é uma fusão de silicatos em que SiO<sub>2</sub> varia aproximadamente entre valores de 45 a 70% em peso. Os magmas mais ricos em sílica são denominados ácidos, em contraste com aqueles pobres em sílica denominados básicos. As lavas mais comuns são as basálticas que, devido ao seu teor médio em sílica de 50%, as situa entre as básicas. Magmas ácidos, por outro lado, são representados à superfície principalmente por camadas de material ejetado no estado sólido, melhor conhecido como material piroclástico. A composição de lava emitida por um vulcão -

poderá variar em sucessivas erupções; a lava do Vesúvio, por exemplo, tem mudado de composição através das épocas geológicas em que ocorreram suas erupções. Certos vulcões, de uma mesma região, poderão produzir lavas cuja composição indica origem comum. Por exemplo, no Sul do Brasil, ocorreu um vulcanismo basáltico que abrangeu área superior a um milhão de km<sup>2</sup>, gerando rochas muito similares entre si.

Evidências sísmicas nos pontos de ocorrência de vulcanismos sugerem que as fontes diretas do magma se localizam em bolsões ou reservatórios a profundidades de cerca de 50km. Acreditamos que tais bolsões se formam por fusão local de rocha sólida na parte externa do manto. O mecanismo que explicaria esta origem do magma ainda permanece desconhecido.

#### b) Plutonismo

A erosão profunda de antigas cadeias montanhosas revela a existência de corpos rochosos cristalinos provenientes da consolidação de magma provindo de regiões mais profundas. Os processos de gênese, movimentação e solidificação desses corpos ígneos profundos recebem o nome de plutonismo.

As rochas plutônicas apresentam, de maneira geral, a mesma variedade de composição que as rochas vulcânicas. Há, no entanto, uma constante diferença química entre rochas plutônicas e vulcânicas, o mesmo acontecendo com relação à textura causada por diferenças na velocidade de consolidação e retenção de água entre ambos os tipos.

Entretanto, a origem magmática da maioria das rochas plutônicas não pode ser posta em dúvida.

A entrada de um corpo magmático numa determinada região sob a superfície da Terra é chamada de intrusão magmática. Os processos intrusivos ainda não se encontram perfeitamente esclarecidos, porém as formas de alguns corpos, especialmente os menores e sua interrelação com as rochas adjacentes (rochas encaixantes), claramente demonstram sua natureza intrusiva. Corpos ígneos básicos tabulares, de caráter vertical a "sub-vertical", conhecidos por diques, cruzam as camadas de sedimentos vizinhos e poderão manter sem mudança essa posição numa extensão de vários quilômetros.

Existem também lençóis de rochas plutônicas que parecem ter sido injetadas paralelamente às camadas dos sedimentos adjacentes. Alguns destes, de composição básica, poderão apresentar centenas de metros de espessuras e se estender lateralmente centenas de quilômetros.

Em alguns lugares, vulcões antigos foram erodidos deixando expostas, intrusões cilíndricas ou cônicas que formam afloramentos circulares com até 30km de diâmetro. Qualquer magma é menos denso que uma rocha de mesma composição. Consequentemente há tendência geral, estatística, para que os corpos magmáticos, uma vez gerados sofram um movimento ascensional antes de se consolidarem. Isso é válido principalmente para magmas básicos, por que em geral a densidade dos materiais ígneos diminui com o aumento do teor em sílica.

Outra característica desses corpos intrusivos é que são constituídos por grandes massas individuais denominadas de plútons que em conjunto formam corpos maiores denominados batólitos. Apesar de variarem de composição, a maioria dessas intrusões é de rochas plutônicas ácidas, denominadas graníticas. Outra característica é que afloram em grandes áreas, sempre de milhares de km<sup>2</sup>.

Cumprido ressaltar que tanto os batólitos como os plútons, ao se intrometerem na crosta, produzem enormes deformações nas massas rochosas vizinhas, fragmentando-as, comprimindo-as e modificando sua composição por ação das emanções provindas do magma. Em muitos casos, o próprio magma é influenciado e contaminado pelo material que se encontra nas vizinhanças. Nesses contatos, são comuns concentrações minerais de interesse econômico.

#### 9.4 . Metamorfismo

Muitas áreas continentais possuem um substrato rochoso, que, por suas características mineralógicas e texturais, não se enquadram nem entre as rochas sedimentares típicas nem entre as tipicamente ígneas. Podemos demonstrar também, que essas rochas denominadas metamórficas foram inicialmente rochas ígneas ou sedimentares, que passaram por um processo de recristalização no estado sólido, isto é, sem sofrerem fusão total. O metamorfismo pode ser induzido por aquecimento, por ação de altas pressões ou por ação de ambos os fatores em conjunto. O efeito do aquecimen

to poderá ser verificado, por exemplo, no metamorfismo de contato que ocorre nas margens e ao redor das intrusões plutônicas. Entretanto, de modo geral, o metamorfismo é um fenômeno regional que afeta grandes volumes de massas rochosas e não pode ser atribuído exclusivamente a intrusões magmáticas.

Há considerável variedade de rochas metamórficas, em razão de ser possível o desenvolvimento de vários conjuntos minerais, obtidos de um mesmo material primário. Essa variedade procede, em parte, do fato de que o aumento de temperatura e pressão desloca o equilíbrio químico em sentidos opostos. Assim, alta temperatura e baixa pressão levam à formação de um conjunto mineral bem diferente daquele gerado do mesmo material, porém, a baixa temperatura e alta pressão. Como resultado de muito trabalho de campo e investigações experimentais, hoje podemos estabelecer, em caráter muito geral, as condições particulares de pressão, temperatura e outras variáveis físicas, sob as quais uma dada rocha metamórfica se recristalizou.

Uma característica marcante das rochas que sofreram metamorfismo regional, é a de apresentarem uma textura xistosa ou foliada, em que os minerais se dispõem em planos aproximadamente paralelos. Uma rocha metamórfica denominada gnaisse é mineralogicamente muito similar aos granitos, dos quais difere principalmente pela textura xistosa, que lhe confere uma maior ou menor capacidade de rutura planar (fissilidade).

Os folhelhos poderão ser convertidos a rochas fortemente físseis, denominadas micaxistos. Em tais rochas, há uma tendência dos minerais inequidimensionais disporem seus maiores eixos de modo aproximadamente paralelo, seguindo planos de xistosidade ou planos de foliação. Rochas foliadas são fortemente anisotrópicas. A anisotropia poderá ser determinada pelos minerais de recristalização numa rocha previamente homogênea, desde que a recristalização se processe num meio anisotrópico, como por exemplo, em regiões onde exista uma certa orientação de tensões.

#### 10. LEI DO ATUALISMO OU LEI DE HUTTON

Um princípio fundamental para qualquer interpretação geológica é o do Atualismo, proposto pelo físico inglês James Hutton, no final do século XVIII.

Podemos resumir o pensamento de Hutton pela seguinte frase: "O presente é a chave do passado". Essa expressão significa que só poderemos entender o passado geológico da Terra, pela investigação dos processos que atuam hoje e que podem ser observados pelo homem. A essência da tese apresentada por Hutton, e válida até hoje, é que a Terra está em constante evolução, passando por uma sucessão de eventos e mudanças controladas por processos naturais, possíveis de serem observados direta ou indiretamente e então extrapolados para os eventos geológicos do passado.

## II. MINERAIS

### 1. Introdução:

Os minerais podem ser definidos como sólidos homogêneos, de composição química definida, formado de matéria inorgânica, geralmente com arranjo interno organizado. Os minerais mais abundantes da crosta terrestre são alguns alumínio, silicatos, como por exemplo a Albita ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) e Anortita ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) e também o Quartzo ( $\text{SiO}_2$ ) que são os constituintes essenciais de grande número de rochas. As rochas, na maioria dos casos são compostas por agregados cristalinos de diversas espécies minerais, que se encontram soldados entre si, quer diretamente ou através de um material cimentante.

As propriedades mineralógicas que interessam à Geologia de Engenharia, são as que permitem identificar os minerais componentes das rochas e também aquelas que estão associadas aos minerais e que influenciam nas propriedades mecânicas das rochas.

No estudo dos minerais, são necessários conhecimentos a respeito da Simetria, da Cristalquímica e da Cristalofísica.

### 2. Simetria

Quando os minerais se consolidam a partir de gases ou

com faces e arestas dispostas de uma maneira regular. Isto porque cristal é um sólido, com arranjo tridimensional periódico, de átomos, íons, ou moléculas. O termo cristal, entretanto, se aplica à qualquer estado sólido com estrutura interna ordenada e

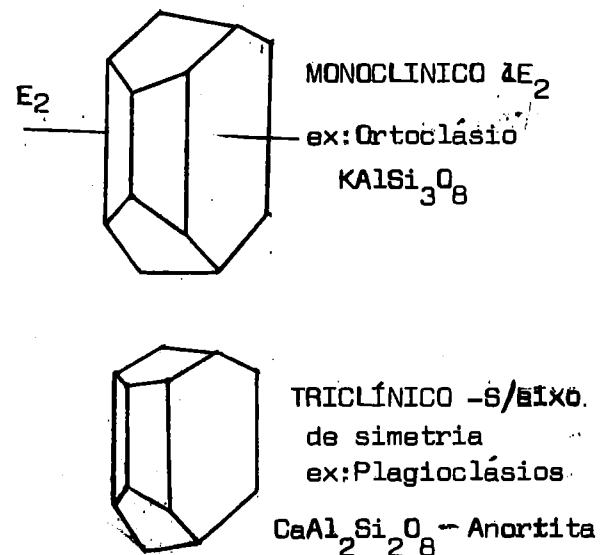
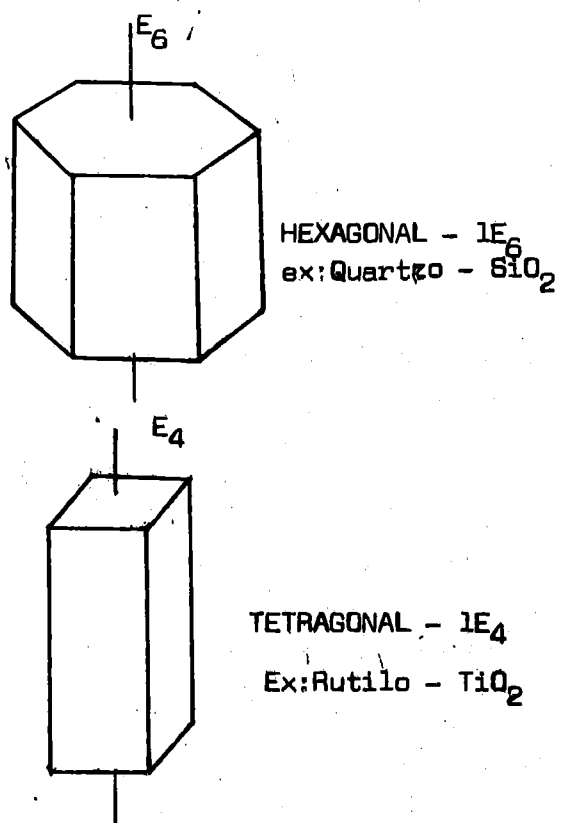
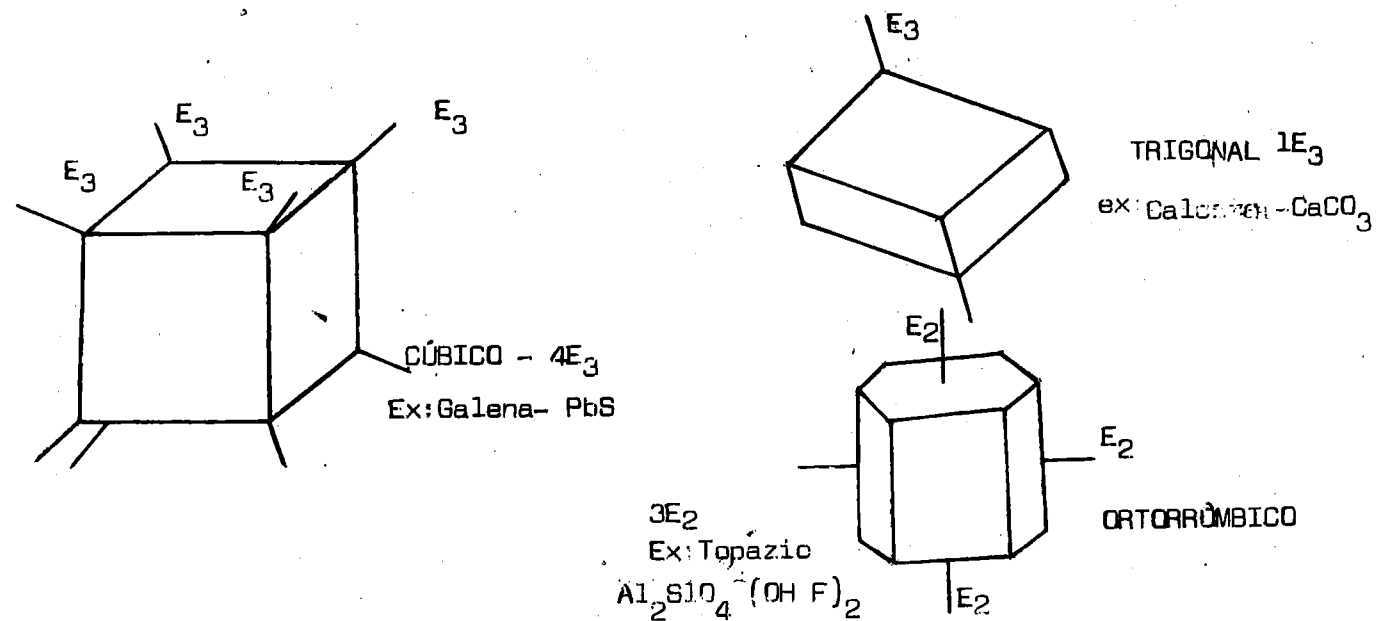
que tenha ou não faces planas ou polidas. A disposição das partículas elementares num cristal é representada por um retículo cristalino, também chamado retículo espacial ou grade cristalina.

Da mesma maneira que o mineral ou cristal tomado como um todo, o retículo espacial pode ser repetido por certas operações geométricas. A simetria é portanto característica dos corpos cristalinos. Cada ponto do retículo cristalino também possui simetria própria que depende do tipo do retículo a que pertence. A simetria, consiste na repetição ou superposição de elementos geométricos por meio de operações de rotação, reflexão ou inversão. Quando um eixo de rotação produz uma superposição de elementos cristalográficos, como por exemplo, faces e arestas, com um giro completo de  $360^\circ$ , é denominado de eixo  $E_1$ . Quando o eixo de rotação produzir duas superposições com um giro completo de  $360^\circ$ , é denominado  $E_2$ , etc. Podem ocorrer 5 eixos de simetria diferentes entre si, a saber  $E_1, E_2, E_3, E_4$  e  $E_6$ .

Por meio de planos, eixos e centro de simetria é possível classificar os minerais em sete sistemas cristalinos conforme a Tabela 2.

	NOME DO SISTEMA	CARACTERÍSTICA
1	Triclínico	Sem eixo de simetria
2	Monoclínico	Possue um eixo $E_2$
3	Ortorômbico	Possue 3 eixos $E_2$ perpendiculares entre si.
4	Tetragonal	Possue um eixo $E_4$
5	Cúbico	Possue 4 eixos $E_3$
6	Hexagonal	Possue 1 eixo $E_6$
7	Trigonal	Possue 1 eixo $E_3$

Na figura que se segue, representamos os casos de sete formas cristalinas.



Forma cristalina é o conjunto de faces que surgem ao serem aplicados os elementos de simetria (eixos, planos, etc.) a uma única face. Forma é portanto, a soma de todas as faces do cristal. Quando medimos os ângulos diedros entre faces correspondentes de diversos cristais do mesmo mineral, encontramos sempre valores iguais, quando medidos sob mesma temperatura e pressão.

Hábito cristalino é a forma externa típica apresentada por um único mineral ou grupo de minerais. O hábito depende das condições de crescimento. A apatita  $Ca_5(F.OH)(PO_4)_3$ , por exemplo, pode se apresentar placóide, tabular, prismática e colunar conforme as condições reinantes durante sua formação. Fig. 8.

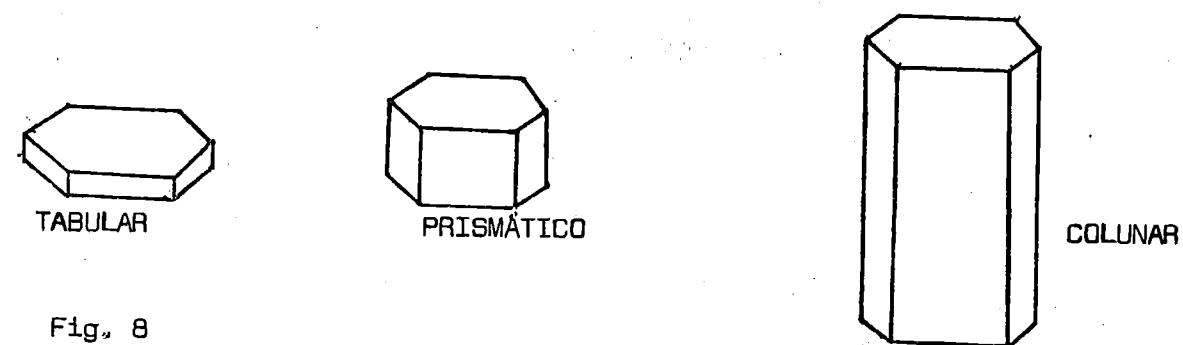


Fig. 8

Podem ocorrer intercrescimentos de diversos minerais do mesmo tipo ou de minerais de tipos diferentes, obedecendo certas leis conhecidas como "Leis de Geminação". Como exemplo, podemos citar a "Lei de Rutilo" ou "Geminação de Joelho", Fig. 9, que significa uma geminação segundo uma fase de dipirâmide. Por meio da geminação, podem surgir minerais compostos de dois, três a múltiplos indivíduos.

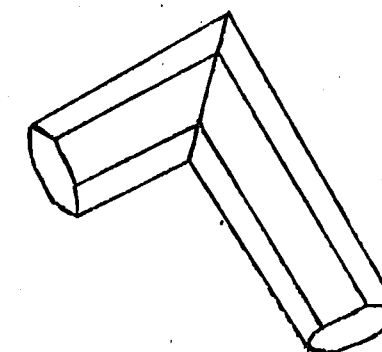


Fig. 9

### 3. Cristaloquímica

Cristaloquímica é o estudo da forma externa e do comportamento físico dos cristais em função da sua estrutura reticular e energia.

A unidade básica em qualquer estrutura cristalina é o átomo (inclue-se no caso, também o íon, isto é, um átomo com carga elétrica), que poderá, contudo estar associada com outros átomos, em grupo, comportando-se como um todo unitário na estrutura. Os cristais podem ser classificados conforme as ligações existentes entre as unidades estruturais que o constituem mantendo íntegro o retículo cristalino.

3.1 - São cinco os tipos de ligações: metálica, covalente ou homopolar, iônica ou polar, ligação de Van der Waals e mista.

Metálica - os metais são constituídos por núcleos atômicos fixos e elétrons de valência, que se movem livremente no retículo. As forças de ligação do retículo se processam entre os núcleos de carga positiva e os elétrons negativos. Ex.: a maioria dos metais e dos sulfetos.

Covalente - é a ligação entre as partículas realizada através dos átomos que possuem elétrons comuns. Ex.: Diamante.

Iônica - é a ligação feita entre as partículas atômicas compartilhando elétrons, de maneira a formar uma configuração estável de gás inerte. A ligação, portanto, é do tipo eletrostático. Ex.: a maioria dos minerais possui estrutura deste tipo.

Van der Waals - é a ligação que ocorre entre partículas geralmente grandes moléculas bipolares, com distribuição desproporcional de cargas. É o tipo mais fraco de ligação reticular.

Mista - a maioria dos retículos possui ligações do tipo misto. Ex.: o enxofre tem átomos ligados entre si por forças covalentes, formando agrupamentos de 8 átomos, que por sua vez são ligados entre si por forças de Van der Waals para formar rede cristalina.

3.2 - Tamanho dos Íons

Entre os minerais a estrutura iônica é dominante. O número total das espécies minerais é aproximadamente 2.000, e destas estima-se que 1.800 podem ser consideradas como iônicas.

A estrutura da maioria dos minerais é determinada pelo número e tamanho dos íons específicos que entram na sua composição. Em outras palavras, os fatores que controlam a estrutura iônica são condicionados pela estabilidade geométrica (tamanho e

arranjo) e elétrica dos seus componentes (cargas das partículas). Qualquer perturbação exagerada no arranjo, no tamanho, ou carga elétrica das partículas, provocará um colapso da estrutura.

A estabilidade implica que o tamanho dos íons e seu arranjo resulte numa estrutura rígida, ou seja cada unidade ocupa uma determinada posição onde serve de apoio a todas as outras unidades vizinhas, formando uma estrutura tridimensional compacta.

A estabilidade elétrica implica num equilíbrio entre a soma das cargas negativas e positivas dos vários íons que compõem um determinado mineral.

Numa estrutura iônica cada cátion tende a ser envolvido por ânions; o número de ânions capaz de envolver um cátion depende do tamanho relativo de ambos. O tamanho relativo entre eles é expresso pelo quociente ou razão iônica entre os raios catiônico e aniônico.

$$\text{razão iônica} = \frac{R_c}{R_a} \quad \text{sendo } R_c = \text{raio catiônico} \\ R_a = \text{raio aniônico}$$

O número de ânions capaz de envolver um cátion é denominado de número de coordenação do cátion. Assumindo que os íons atuam como esferas rígidas de raio fixo, o arranjo estável de cátions e ânions para uma particular relação iônica poderá ser calculada através de considerações puramente geométricas, o que é mostrado na Tabela 3.

Razão Iônica	Arranjo dos ânions em torno dos cátions	Número de Coordenação
0,15 - 0,22	Vértices de um triângulo equilátero	3
0,22 - 0,41	Vértices de tetraedro	4
0,41 - 0,73	Vértices de um octaedro	6
0,73 - 1,00	Vértices de um cubo	8
1,00	Pontos médios das arestas de um cubo	12

Tabela 3

O oxigênio é o ânion mais comum da natureza e costumamos usá-lo como ânion de referência para o número de coordenação, quando este é usado sem qualificação especial.

Na Tabela 4, encontramos as relações iônicas, número de coordenação previstos (com relação ao oxigênio) para os cátions mais comuns e os números de coordenação efetivamente encontrados nos minerais. A correlação próxima, entre valores previstos e reais, confirmam o fato de que os íons se comportam como esferas de raio definido.

Tabela 4

Íon	Raio (R <sub>c</sub> )	$\frac{R_c}{R_O-2}$	Número de coordenação previsto.	Número de coordenação observado.
B <sup>3</sup>	0,23	0,16	3	3 - 4
S <sup>6</sup>	0,30	0,21	4	4
Be <sup>2</sup>	0,35	0,25	4	4
P <sup>5</sup>	0,35	0,25	4	4
Si <sup>4</sup>	0,42	0,30	4	4
Al <sup>3</sup>	0,51	0,36	4	4 - 6
Cr <sup>3</sup>	0,63	0,45	6	6
Fe <sup>3</sup>	0,64	0,46	6	6
Mg <sup>2</sup>	0,66	0,47	6	6
Ti <sup>4</sup>	0,68	0,49	6	6
Li <sup>1</sup>	0,68	0,49	6	6
V <sup>3</sup>	0,74	0,53	6	6
Fe <sup>2</sup>	0,74	0,53	6	6
Mn <sup>2</sup>	0,80	0,57	6	6
Na <sup>1</sup>	0,97	0,69	6	6 - 8
Ca <sup>2</sup>	0,99	0,71	6	6 - 8
Sr <sup>2</sup>	1,12	0,80	8	8
K <sup>1</sup>	1,33	0,95	8	8 - 12
Ba <sup>2</sup>	1,34	0,96	8	8 - 12
Rb <sup>1</sup>	1,47	1,05	12	8 - 12
Cs <sup>1</sup>	1,67	1,19	12	12

Muitos cátions ocorrem exclusivamente com um único tipo de coordenação. Outros, como o de alumínio, cuja razão radial se encontra próxima aos limites teóricos entre dois tipos de coordenação, poderá ocorrer nos dois casos indistintamente. Nestes casos a coordenação é controlada pela temperatura e pressão em que se dá a cristalização. Altas temperaturas e baixas pressões favorecem coordenações baixas, e baixas temperaturas e altas pressões favorecem altas coordenações.

O alumínio serve como exemplo, em altas temperaturas substitui a sílica com coordenação igual a 4; em baixas temperaturas apresenta coordenação igual a 6, Ex.: CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub> e NaAlSi<sub>2</sub>O<sub>8</sub>. Este fenômeno é denominado de isoformismo que é a substituição total de um elemento por outro, como é o caso de KH<sub>2</sub>PO<sub>4</sub> e KH<sub>2</sub>AsO<sub>4</sub> em que o P e As podem substituir-se mutuamente. Nesse caso, não há mudança da rede cristalina. Entretanto, se um elemento é substituído por outro de tamanho essencialmente diferente, a estrutura da rede cristalina muda e nós chamamos este fenômeno de morfotropia.

Denominamos poliformismo o fenômeno que ocorre em minerais de mesma composição química que apresentam estruturas reticulares diferentes, como é o caso da grafita (hexagonal) e o diamante (cúbico) ambos compostos por carbono.

#### 4. Cristalofísica

Como a maioria dos minerais ocorre no estado cristalino, a cristalografia possui critérios que permitem sua identificação.

##### 4.1 - Peso Específico

O peso específico é medido em g/cm<sup>3</sup>. Geralmente sofre desvios do valor real em razão das impurezas e inclusões que ocorrem nos minerais. A maioria dos minerais apresenta peso específico variando de 2,5 a 3,5 g/cm<sup>3</sup>. Aqueles com valores maiores que 2,9 são denominados de "minerais pesados" cujo estudo fornece informações a respeito da origem das rochas sedimentares.

##### 4.2 - Calor Específico

O calor específico é usado também para identificar minerais. É igual ao número de calorías necessárias para elevar a



temperatura de 1°C, uma grama de substância mineral. Podemos usar também a capacidade calorífica que é o produto da massa do mineral considerado pelo calor específico. Os minerais metálicos tem valores mais baixos de calor específico do que os não metálicos.

4.3-Dureza

É geralmente definida como sendo a resistência ao risco. Mohs propôs em 1824, dez minerais de durezas várias, servindo co padrão.

- |             |                           |
|-------------|---------------------------|
| 1. Talco    | 6. Ortoclásio (Feldspato) |
| 2. Gipso    | 7. Quartzo                |
| 3. Calcita  | 8. Topázio                |
| 4. Fluorita | 9. Corindon               |
| 5. Apatita  | 10. Diamante              |

A dureza é uma propriedade vetorial importante, pois re flete as qualidades físicas e mecânicas de importância para o en genheiro, tais como abrasividade, resistência à perfuração, etc. Usamos também métodos de indentação para avaliar melhor esta pro priedade. Consistem no uso de aparelho que possuem pontas de ma terial duro (em geral o diamante) que é introduzido na superfí cie do mineral com uma certa pressão. A dureza, no caso, é ex pressa por uma relação entre a carga e a área superficial de i dentação produzida. Outros métodos também semi-quantitativos usam critérios de abrasão para determinar a dureza. São os de cará ter relativo, usados de modo particular para cada caso.

4.4 - Clivagem

Certos minerais, quando submetidos a esforços mecânicos sofrem ruptura ao longo de planos determinados, que são chamados de clivagem. No retículo cristalino os planos de clivagem corres pondem àqueles onde há menor força de ligação entre as particu las. A clivagem é também propriedade vetorial e está associada à dureza. Nos planos de clivagem a dureza é mais baixa que no restante do mineral.

4.5 - Brilho

É o aspecto da superfície do mineral quando reflete a

luz; segundo essa propriedade o mineral pode ter o brilho metáli co ou não metálico; não há, todavia, uma separação absoluta entre os dois tipos de brilho.

4.6 - Côr

É uma propriedade importante para identificação dos mi nerais. Os que tem brilho metálico, geralmente apresentam côr constante e definida.

4.7 - Traço

Constitui a côr do pó fino do mineral, e que é constan te para cada espécie mineral, nele não influenciando as impurezas.

4.8 - Resistências à Deformação

Os esforços mecânicos produzem deformações nos minerais, que poderão ser de caráter elástico ou plástico. Ambas são pro priedades vetoriais e variam conforme a direção considerada, no interior do retículo.

Entendemos por deformação plástica aquela que é de cará ter permanente, após cessado o esforço deformante. Nos minerais, é representada pelos deslizamentos.

O deslizamento ocorre quando partes isoladas do mineral sofrem deslocamentos, que se processam ao longo de planos com al ta densidade de pontos reticulares, correspondendo normalmente a planos paralelos às faces simples do mineral.

O deslocamento se processa em distâncias inter-iônicas fixas. O resultado é caracterizado por uma deformação contínua, sem haver propriamente rutura; entretanto, poderá haver um notá vel estiramento do mineral. O estudo da textura das rochas "pe trofabrics" compostas pelos minerais que sofreram deslizamento, poderá indicar as tensões causadoras de tais deformações. É as sunto de grande interêsse para a mecânica das rochas. Existe, tam bém, um fenômeno denominado geminação mecânica, que ocorre devi do a esforço mecânico que produz um deslocamento de partes do mi neral produzindo efeitos similares aos que ocorrem na geminação natural.

## Fenômenos Térmicos dos Minerais

Os fenômenos térmicos mais importantes dos minerais são: expansão e contração, e condutividade térmica. Ambos são processos vetoriais. Entretanto, os minerais do sistema cúbico e os vidros se comportam de maneira isotrópica.

### 4.9 - Condutividade Elétrica

É processada através dos íons ou por meio de elétrons. É muito variável e apresenta importância para a geologia de engenharia nas investigações de sub-superfície em que se usa o processo geofísico denominado eletro-resistividade. Este processo se baseia nas diferenças de resistências elétricas entre as camadas rochosas o que nos permite determinar a que profundidades elas ocorrem.

### 4.10 - Piezoelectricidade e Piroelectricidade

Piezoelectricidade é o fenômeno que consiste no aparecimento de uma carga elétrica em uma substância por aplicação de uma tensão. Só ocorre nos minerais que não possuem centro de simetria, como a turmalina, o quartzo, etc.

Piroelectricidade ocorre nos minerais que também não possuem centro de simetria e consiste no aparecimento de cargas elétricas por aquecimento.

### 4.11 - Propriedades Magnéticas

O magnetismo é uma propriedade comum a todos os corpos não havendo substâncias magnéticas. Existem os minerais ferromagnéticos que adquirem imantação permanente como, minerais de ferro, níquel, cobalto, etc., quando colocados num campo magnético; e os minerais paramagnéticos e diamagnéticos, que adquirem baixa imantação quando colocados num campo magnético. Os paramagnéticos orientam-se paralelamente ao campo de força e no mesmo sentido deste e os diamagnéticos orientam-se em sentido contrário ao campo de força.

### 4.12 - Propriedades Óticas

Os minerais do sistema cúbico são isotrópicos, os restantes são birrefringentes. Nestes últimos a luz incidente nos mi-

nerais é desdobrada em dois feixes, cada um com luz polarizada - vibrando perpendicularmente entre si.

Alguns minerais são também pleocrômicos, isto é, absorvem comprimentos de onda conforme certas direções do mineral.

Nos minerais do sistema cúbico a velocidade da luz é a mesma em todas as direções e possuem um único índice de refração.

Os minerais birrefringentes são de dois grupos:

- a) Uniaxiais
- b) Biaxiais

a) Pertencem aos uniaxiais os seguintes sistemas: hexagonal, trigonal e tetragonal, com dois índices de refração  $n_e$  e  $n_o$ ;

b) Pertencem aos biaxiais os restantes sistemas cristalinos: ortorômbicos, monoclinico e triclinico, cada um com três índices de refração  $n_x$ ,  $n_y$  e  $n_z$ .

### 4.13 - Luminiscência e emissão de elétrons

Luminiscência é o poder que muitos minerais possuem de transformar em luz outras formas de energia. Como exemplo podemos citar a fluorita  $CaF_2$ , que aquecida emite luz (termoluminiscência). A emissão de elétrons está intimamente ligada a luminiscência.

### 4.14 - Raios-X

As distâncias entre os planos reticulares são medidas - em Angstrom, de ordem de grandeza dos comprimentos de onda dos raios-X. Usamos os retículos dos minerais como planos de difração dos raios-X. Os diagramas de difração obtidos do desvio dos raios-X produzidos pelos retículos cristalinos permitem identificar suas características e conseqüentemente o mineral do qual provêm.

## 5. Fatores Importantes no Comportamento Mecânico dos Minerais

### 5.1 - Planos de clivagem e de Pré-fissuramento

Nestes planos ocorrem com frequência manchas de óxido de ferro e manganês indicativas da presença de água e alterações prévias.

Tanto os planos de clivagem como os de pré-fissuramento dos minerais, são planos de fraqueza onde ocorrem cisalhamentos quando submetemos um dado mineral a ensaios de compressão simples.

As pressões necessárias para cisalhar minerais pré-fissurados são várias vezes menor que aquela para cisalhar minerais íntegros, principalmente quando contamos com a presença de água nos planos de fratura.

A resistência à compressão simples de alguns cristais deram os seguintes resultados:

Valores de Resistência	Minerais		
	Ortoclásio	Turmalina	Quartzo
Valor mínimo de resistência	342,2 km/cm <sup>2</sup>	1474,2 km/cm <sup>2</sup>	842,4 km/cm <sup>2</sup>
Valor médio de resistência	866,9 km/cm <sup>2</sup>	1677,7 km/cm <sup>2</sup>	1032,0 km/cm <sup>2</sup>
Valor máximo de resistência	2.134,0 km/cm <sup>2</sup>	1825,2 km/cm <sup>2</sup>	1228,5 km/cm <sup>2</sup>

Foi notado que é atingida uma gama maior de valores de tensão de rutura quando os cristais possuem planos de clivagem. Como os minerais não são compostos exclusivamente por matéria sólida de natureza homogênea e isotrópica, devemos esperar que eles e conseqüentemente o material rochoso que os contém tenham valores de resistência controlados pelos seguintes fatores: natureza e extensão dos planos de clivagem e microfaturas que ocorrem no interior dos minerais; orientação das cargas aplicadas em relação às superfícies de fraqueza.

Por outro lado, as tensões de rutura dos minerais citados são bem menores que aquelas apresentadas pelas rochas que os contém. A razão reside no fato de que as rochas, de um modo geral, possuem os minerais distribuídos caoticamente em sua massa, e a rutura, nesse caso, se dá através dos grãos. Devemos acrescentar ainda a baixa resistência de atrito dos planos de cliva-

## 5.2 - Propriedades dos Minerais Relacionados ao Atrito

Sempre que há um movimento entre objetos em contato, surgem forças que se opõem a esse movimento relativo que são denominados de força de atrito. A força de atrito é proporcional à força que é normal às superfícies em contato e depende da natureza, das substâncias em contato e também das condições de rugosidade apresentadas pelas mesmas superfícies.

A relação entre a força de atrito limite e a força normal à superfície é denominada de coeficiente de atrito estático conforme a fórmula seguinte:

$$\mu_e = \frac{F_{\text{máx}}}{N} \quad \text{onde } F_{\text{máx}} = \text{força de atrito limite}$$

$$N = \text{força Normal}$$

$$\mu_e = \text{coeficiente de atrito estático}$$

Os valores do coeficiente de atrito estático seco obtido de alguns minerais foram os seguintes:

Mineral	Coeficiente de atrito estático(seco)
Quartzo (SiO <sub>2</sub> )	0,11 a 0,16
Microlina (KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> )	0,12 a 0,13
Calcita (CaCO <sub>3</sub> )	0,12 a 0,21

A mesma experiência foi realizada com os mesmos minerais saturando a superfície de contato entre os mesmos, obtendo-se os seguintes resultados:

Mineral	Coeficiente de atrito estát.(saturado)
Quartzo	0,42 a 0,51
Microlina	0,72 a 0,77
Calcita	0,60 a 0,68

É interessante notar que houve um aumento do coeficiente

Ocorre o contrário com minerais lamelares ou tabulares

micáceos. A tabela 4.a resume o resultado da experiência já mencionada quando realizada com os minerais tabulares: Muscovita, - Biotita, Clorita, Serpentina e Talco.

Mineral Composição Química	Coef. de atrito estático (seco)	Coef. de atrito est. (saturado)
Muscovita $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	0,30 - 0,36	0,22 - 0,26
Biotita $K(Mg,Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	0,26	0,13
Clorita $(Mg,Fe,Al)_6(Al,Si)_4O_{10}(OH)_8$	0,35	0,22
Serpentina $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$	0,50 - 0,65	0,29 - 0,48
Talco $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	0,24	0,16

Tabela 4.a

### 6. Minerais Formadores das Rochas

Apesar de existirem milhares de espécies minerais, apenas algumas ocorrem em grande frequência. A crosta terrestre é formada predominantemente por seis tipos de minerais: Feldspatos (ortoclásio, microlina e plagioclásios), Quartzo, Piroxênio. Anfibólios, Micas (biotita e muscovita), Olivina.

Os feldspatos constituem cerca de 50% dos componentes das rochas na crosta. São geralmente de cor clara e possuem duas clivagens boas. Eles são de três tipos conforme sua clivagem, composição e estrutura cristalina.

1.1 - Ortoclásio (significa em grego fratura reta), em que as clivagens formam entre si ângulo de 90°. O ortoclásio é um aluminossilicato de potássio, de cor branca ou rosada, com dureza 6 (composição química =  $KAlSi_3O_8$ );

1.2 - Plagioclásio (significa em grego fratura oblí-

exemplos: albita ( $NaAlSi_3O_8$ ) de cor branca; anortita ( $CaAl_2Si_2O_8$ ) de cor cinza esverdeada e as misturas isomórficas entre elas.

1.3 - Microclina, tem a mesma composição que o ortoclásio, porém com estrutura cristalina diferente. Sua cor é creme leitosa podendo também se apresentar com cores avermelhadas - ou verdes.

Os feldspatos são usados em cerâmica, para fabricação de porcelanas, vidros, esmaltes, etc. A decomposição dos feldspatos pelos processos naturais de alteração, que ocorrem na superfície da Terra (Intemperismo), leva a produção de vários tipos de argilas.

### 2. Quartzo ( $SiO_2$ )

Depois dos feldspatos é o mineral mais abundante da crosta terrestre. Possui originalmente forma prismática, hexagonal. O quartzo é geralmente de aspecto vítreo, incolor, ou colorido - de amarelo pálido (quartzo citrino). Não apresenta clivagem e quebra-se da mesma forma que o vidro, produzindo fraturas com superfícies côncavas (fratura conchoidal). Na escala de Mohs - tem dureza 7 e risca o aço. Ocorre em abundância nos granitos, gnaisses e areias. No granito ocorre junto ao feldspato. Este é leitoso e tem clivagem, enquanto o quartzo tem aspecto límpido, de vidro quebrado, e não cliva.

### 3. Piroxênio

Possuem um aspecto prismático como mostra a Figura 10.

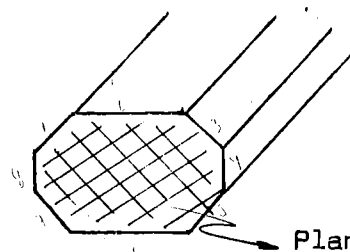


Fig. 10

sendo conter também cálcio em sua fórmula química, como por exemplo:  $(Mg,Fe)SiO_3$ , hiperstênio ou  $CaMg(SiO_3)_2$ , diopsídio.

O piroxênio mais comum das nossas rochas ígneas basálti-

ração desses minerais nos basaltos produz  $\text{CaCO}_3$  carbonato de cálcio (calcita) e minerais ferruginosos secundários, como a limonita,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ .

ra 11. Os anfibólios como os piroxênios são silicatos de cálcio, ferro, magnésio e alumínio de fórmulas químicas bastante complexas. Podem ser citados como exemplo a tremolita,  $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$  e a mais comum hornblenda  $\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe,Al})_5(\text{Si,Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

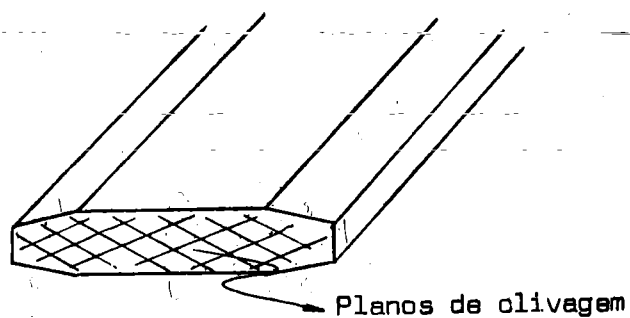


Fig. 11

Possuem certa facilidade de clivar em ângulos aproximados de  $124^\circ$  a  $56^\circ$ .

### 5. Micas

Há dois tipos principais de micas: a muscovita e a biotita.

Muscovita é incolor  $(\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2)$  e biotita é preta  $(\text{K}(\text{Mg,Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2)$ . Ambas são componentes normais das rochas ígneas ácidas como os granitos. A muscovita é usada industrialmente como isolante térmico e elétrico.

As rochas sedimentares ricas em mica, bem como os solos residuais de granitos e gnaisses ricos desse mineral não oferecem boa compactação.

### 6. Olivinas

É um silicato ferro magnesiano,  $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ . Formam séries isomorfas em todas as proporções de Fe e Mg. Ocorrem em muitas rochas ígneas pobres em sílica. É de cor escura esverdeada.

### 7. Argilas

São silicatos com estruturas cristalinas de forma laminar, placóide com radicais hidroxila. Ex.: - caolinita  $(\text{Si}_2\text{O}_5)\text{Al}_2(\text{OH})_4$ . Os grupos principais de argilas são as caolinitas, illi-

impura.

As argilas são importantíssimas em engenharia, dada a sua alta porosidade e expansibilidade.

São usadas na forma de lama, como suporte em escavações e também em cortinas impermeabilizantes.

São muitas vezes evitadas em fundações, dada a possibilidade de condicionarem recalques elevados.

### 8. Feldspatoides

São quimicamente similares aos feldspatos exceto no conteúdo em sílica, que é aproximadamente um terço menor. Ex.: - Leucita  $(\text{KAlSi}_2\text{O}_6)$ , Nefelina  $(\text{Na,K})\text{AlSiO}_4$  e Sodalita  $\text{Na}_4\text{ClAlSiO}_4$ . Eles são minerais que ocorrem em rochas pobres em sílica e ricas em alcalis.

## III. MAGMATISMO

### 1. Introdução

Magmatismo se refere às manifestações, interiores e exteriores à crosta terrestre do material ígneo em estado de fusão denominado magma. O magma constitui portanto a matéria prima das rochas ígneas, cuja atividade manifesta-se exteriormente por efusão de lavas. É constituído principalmente de silicatos de alto ponto de fusão e alta viscosidade, acompanhados de líquidos e gases pouco viscosos. As erupções magmáticas que atingem o exterior da crosta são denominadas de extrusões. Quando não atingem a superfície são denominadas intrusões. Constituindo então as formas plutônicas.

### 2. Origem

Qualquer que seja a atividade de magmatismo, está sem-

pre envolvido o problema do calor. Muitas observações indiretas indicam que o interior da Terra é aquecido. Entre as várias evidências conhecidas pode ser citado o gradiente geotérmico já mencionado anteriormente.

A origem do calor no interior da Terra ainda não é perfeitamente conhecida, porém parece estar associada a radioatividade dos elementos contidos nas rochas. A desintegração radiotiva libera enorme quantidade de energia sob a forma de calor.

Os elementos mais radioativos que ocorrem naturalmente são: o urânio e o tório, presente na maioria das rochas. Eles se concentram em maiores proporções nos granitos e em menores nas rochas de coloração escura. O "escudo cristalino" é capaz de suprir mais calor por radioatividade que aquele que é dissipado à superfície da Terra por irradiação lenta.

As rochas são más condutoras de calor com valores médios da ordem de  $4 \text{ a } 10 \times 10^{-3} \text{ cal/cm}^2 \text{ s } ^\circ\text{C}$  (com uma perda anual média de  $2,4 \times 10^{20} \text{ cal}$ ), sendo ricas em material radioativo poderão concentrar suficiente energia calorífica para fundir material rochoso e produzir o magma. Na Tabela 5 são apresentados alguns tipos de rochas e suas respectivas produções caloríficas.

Tipo de Rocha	Produção Calorífica
Peridotito	$2,50 \times 10^{-11} \text{ cal/dia}$
Dunito	$1,03 \times 10^{-10} \text{ cal/dia}$
Basalto	$3,28 \times 10^{-9} \text{ cal/dia}$
Granito	$2,24 \times 10^{-8} \text{ cal/dia}$

Tabela 5

### 3. Magma

O magma é o material original das rochas ígneas. É um fluido fortemente aquecido, formado sob a superfície da Terra, composto por soluções mútuas de silicatos, óxidos, sulfetos, vapor de água e outros gases contidos em solução por pressão.

Definimos o magma muitas vezes como sendo rocha em fusão, entretanto não devemos esquecer que o magma possui constituintes voláteis que são eliminados quando sofre solidificação, mas

que tomam um papel importante principalmente quando causam alterações nos minerais previamente formados.

O magma na realidade nunca foi examinado, pois ocorre só em profundidade. O material em fusão que alcança a superfície é chamado de lava e difere do magma propriamente dito por já ter perdido boa parte dos fluidos e voláteis, que escapam facilmente para a atmosfera. O magma possui as seguintes características:

- a) composição predominantemente silicática ✓
- b) temperatura que varia entre  $500^\circ\text{C}$  e  $1200^\circ\text{C}$  ✓
- c) alta mobilidade e capacidade de fluir mesmo sendo parcialmente sólido, fluido e gasoso. ✓

Admitiu-se durante certo tempo que os magmas seriam "secos" (isentos de água). Ficou comprovado entretanto, que essa hipótese é totalmente errada, uma vez que a água e outros gases estão sempre presentes nas emanações vulcânicas. O mesmo pode ser afirmado relativamente às rochas ígneas de origem profunda que ao serem aquecidas em laboratório sempre libertam uma certa quantidade de água que varia de 1 a 8%.

O magma poderá se formar em qualquer parte da Terra onde a temperatura for suficientemente elevada para fundir as rochas. Nem todas as rochas sofrem fusão à mesma temperatura; por outro lado, muitos fatores além da temperatura influem no processo de fusão. Quando o magma se forma, a rocha fluida é menos densa que a rocha sólida vizinha, havendo uma tendência para o magma fluir a níveis superiores, pressionado pelo material mais denso que o envolve. O movimento ascendente do magma é auxiliado por sua mobilidade e pelas forças expansivas dos gases que contém.

Eventualmente o magma alcança a parte externa da crosta intrometendo-se através das fendas que ali existem em maior frequência. Nesse caso, é lançado para fora como lava, ou é expelido sólido em blocos de tamanho variado, ou ainda sob forma de cinza vulcânica.

Estudos experimentais em laboratórios mostram que a presença da água é importantíssima para ocorrer a fusão de material rochoso rico em sílica e temperaturas moderadas, em razão da água

baixar consideravelmente o ponto de fusão das misturas silicáticas quando submetidas a alta pressão.

Através desses estudos foi possível visualizar um processo efetivo pelo qual grandes massas de granito seriam produzidas em uma zona de fusão a profundidades, variando de 8000 a 20000 metros; a maior parte da fusão ocorreria a maior profundidade e a fusão parcial a menores profundidades. Esta zona de menor profundidade teria condições de fundir o granito completamente mas a fusão seria parcial quando se tratar de material com composição mais básica. Contudo em razão da temperatura aumentar com aprofundamento na crosta e a água diminuir de volume em regiões mais profundas, a localização exata da zona de fusão é impossível de se prever.

O magma gerado em profundidade, poderá caminhar através das fraturas, que sempre ocorrem na parte externa da crosta, até zonas mais altas, onde a cristalização pelo abaixamento da temperatura ou decréscimo de pressão poderá se processar.

Na zona de fusão parcial, a recristalização da parte não fundida poderá separar a fase sólida da fase líquida por precipitações da primeira gerando a segregação de diferentes produtos magmáticos. Assim, podemos explicar a formação do magma granítico, proveniente da fusão de massas graníticas pré-existentes, ou de sedimentos, que se acumularam em espessos pacotes, e que sofreram soterramento profundo na crosta.

Sedimentos de composição química adequada para gerar novas massas graníticas são derivados principalmente de granitos pré-existentes. Não há evidências para se saber o ciclo granito-sedimento-granito, teve início diretamente da fusão fracionada do material basáltico cujo volume parece ter sido insuficiente para compor os continentes altamente silicicos que já existiam nos primeiros estágios da história da Terra. A ausência de granito das atuais grandes bacias oceânicas deixa dúvidas sobre a matéria.

#### 4. Magmatismo de Extrusão

##### 4.1 - Vulcões

Vulcão é uma elevação de forma cônica, disposta em torno de uma abertura na superfície da Terra pela qual são expeli-

dos fragmentos de rocha, lava e gases. Com o acúmulo de material sólido em torno da referida abertura, forma-se um cone vulcânico que poderá atingir as dimensões de uma montanha. Tanto a abertura como o próprio cone recebem o nome de vulcão.

Os vulcões variam de tamanho, desde pequenas elevações de pouco mais de uma dezena de metros de altura até possantes montanhas que se elevam vários quilômetros. As ilhas do Havaí são formadas por vulcões que alcançam altitudes de cerca de 4,5km acima do nível do mar, com altitude total de 9km, considerando sua base no fundo do oceano. No Brasil há vários exemplos de vulcões extintos. Assim: Fernando de Noronha, Poços de Caldas, etc. Neste local devem ter ocorrido vários vulcões dada a grande quantidade de material piroclástico ali existente.

##### 4.2 - Erupções Vulcânicas

Uma erupção vulcânica é geralmente precedida de terremotos e ruídos que se assemelham a fortes trovões, que se prolongam durante o processo eruptivo. Erupções na Indonésia foram ouvidas a mais de 1000km de distância ocorrendo a expulsão de aproximadamente 150km<sup>3</sup> de material. Os ruídos se originam de movimentação da lava, no interior da Terra e dos blocos crustais, que se atritam, produzindo terremotos no início da erupção. Nas fases iniciais ocorre também um grande acúmulo na frente da lava, que posteriormente expelidos, arremessam enormes blocos a distâncias consideráveis. Anteriormente, e durante o processo eruptivo, abrem-se fissuras no terreno, rios são desviados do seu curso natural e fontes quentes aparecem em vários locais.

Pela velocidade e tamanho dos blocos expelidos durante a erupção, podemos estimar a energia da explosão como sendo aproximadamente de 10<sup>26</sup> ergs. Da mesma maneira, podemos inferir a pressão aproximada dos gases no interior de um vulcão prestes a explodir como sendo da ordem de 100 a 1000 km/cm<sup>2</sup>. Teoricamente essas pressões resultam da água que vai se concentrando durante o processo de cristalização.

Erupções vulcânicas podem tomar muitas formas. Em alguns casos o material emerge calmamente ou, ao contrário, de forma turbulenta, de uma cratera ou de uma fissura. Os gases dissolvidos, calmamente borbulham à superfície, onde a pressão é reduzida, de modo similar que ocorrem quando se abre uma garrafa de

refrigerante. Há erupções, entretanto, que produzem apenas gases e que escapam violentamente. Entre os dois tipos mencionados há todas as formas de gradação. A forma da erupção parece estar relacionada à viscosidade do magma, que por sua vez está associada à sua composição. Magmas ricos em  $\text{SiO}_2$  são muito viscosos porque a sílica está sob a forma de agrupamentos polimerizados. O escape de bolhas é mais fácil se a fusão é de baixa viscosidade como ocorre de modo característico nas lavas basálticas. Há entretanto na África um exemplo de vulcanismo basáltico em que durante dezenas de anos um lago de lava incandescente tem como única atividade a emissão de gases, a uma temperatura superior a  $1000^\circ\text{C}$ .

A maioria dos vulcões sofre erupções intermitentes passando por períodos mais longos de quietude. O Vesúvio passou - 1600 anos em inatividade. Uma única erupção poderá levar de algumas horas a vários anos. De modo geral um vulcão nunca ultrapassa de 1 milhão de anos. Os vulcões de lava mais fluidos são achatados, de pouca altura, com encostas inclinadas de cerca de  $10^\circ$ , recebendo o nome de vulcões de escudo. Os vulcões compostos de material mais viscoso formam edifícios cônicos ("cone vulcões") que se concentram em pontos localizados ou centros. Estes vulcões são por isso chamados do tipo central.

As erupções basálticas poderão ocorrer de fissuras em zonas de maior fraqueza crustal. Cerca de 120 milhões de anos atrás ocorreu um dos maiores vulcanismos basálticos de que se tem conhecimento, onde aproximadamente 1 milhão de  $\text{km}^2$  foram cobertos por efusivas e intrusivas basálticas, abrangendo o sul do Brasil e parte do território de países vizinhos, Uruguai, Paraguai e Argentina. A espessura dos derrames ultrapassou 1 km em certos locais, como por exemplo, no eixo da bacia do Paraná. Numerosas barragens brasileiras ocorrem sobre derrames de lava. Ex. Jupiá, Marimondo, Ilha Solteira, Água Vermelha, etc. A "terra roxa" tão importante para a plantação de café, cana e outras plantas, é o produto da alteração de rochas de características basálticas.

Os gases expelidos pelos vulcões tem um papel importante nas explosões vulcânicas como já foi mencionado. Além disso, fornecem informações sobre o material fluido que circula em pro-

fundidade; e também tiveram um papel importante no desenvolvimento da atmosfera e hidrosfera, as quais provavelmente foram formadas inteiramente de produtos magmáticos, no início do desenvolvimento do planeta.

Os gases coletados diretamente das aberturas vulcânicas, ou de corridas de lava em consolidação, ou ainda, do aquecimento de lava já consolidado, em ambiente de vácuo, apresentam sempre a mesma composição geral. Os elementos mais importantes são hidrogênio, oxigênio, carbono e enxofre. A água também está sempre presente porém dissociada em  $\text{H}_2$  e  $\text{O}_2$  principalmente quando a temperatura é elevada. O enxofre poderá ocorrer como  $\text{H}_2\text{S}$ , como S molecular, ou como  $\text{SO}_2$ , ou mesmo como partículas microscópicas de sulfato de Ca, Na e K, carregados em suspensão pelo gás. O carbono ocorre como  $\text{CO}_2$  e CO.

Do ponto de vista termodinâmico parece que a mistura de água-enxofre-carbono em proporções vulcânicas, fornecerá o enxofre presente principalmente como  $\text{SO}_2$  em altas temperaturas, e como o  $\text{H}_2\text{S}$  em temperaturas mais baixas;  $\text{H}_2$  estará presente em proporções elevadas só nas altas temperaturas. Em quaisquer condições,  $\text{H}_2\text{O}$  é o maior constituinte seguido pelo  $\text{CO}_2$ .

A relação  $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$  (em peso) parece ficar entre os valores 3 a 10. Em adição ao S, B, e N, o argônio e outros gases raros estão também presentes. Cloro e flúor formam HCl e HF, não sabemos exatamente que proporção destes elementos liberados durante uma erupção são de caráter "jovem", isto é, no sentido de estarem aparecendo à superfície da Terra pela primeira vez. O nitrogênio, por exemplo, poderia provir do ar captado na amostra, no momento da coleta ou antes, na abertura vulcânica. O  $\text{CO}_2$  poderá provir em alguns casos da decomposição térmica de carbonato, de sedimentos ou outras fontes de contaminação do magma. Parte da água poderá ser proveniente da chuva que penetrou profundamente na crosta e retornou à superfície englobada pela fusão. Certamente muita água expulsa pelas fontes quentes, nas áreas vulcânicas, é de origem meteórica como pode ser constatado por sua composição isotrópica  $0^{18}/0^{16}$ . O Argônio vulcânico poderá, assim como o Nitrogênio ser parcialmente atmosférico; contudo, uma boa parte poderá ser radiogênica composta de  $\text{A}^{40}$  formado de  $\text{K}^{40}$  originário do manto.



Um número surpreendente de metais também está presente nos gases, como se pode notar examinando depósitos que se formam em torno de pequenas aberturas nas adutoras vulcânicas, através das quais, os gases continuam a escapar muito depois das erupções (fumarolas). Entre outros são comuns, o ferro, o cobre, o zinco, e o mercúrio. Dessa forma, os gases vulcânicos são capazes de carrear muitos dos elementos que ocorrem tipicamente em rochas - de contato ou em veios metalíferos.

A natureza das erupções vulcânicas, entretanto, é determinada pelo tipo de materiais expulsos pela abertura do vulcão: gases, material em fusão, ou fragmentos sólidos. Um único vulcão poderá expelir os três tipos de materiais, mas em muitas regiões poderá predominar apenas um deles. Os vulcões havaianos, por exemplo, eliminam grandes quantidades de lava superaquecida com gases. São erupções calmas com refluxos frequentes de lava. Há, entretanto, vulcões que produzem erupções extremamente violentas, como por exemplo o Mont Pelé na ilha Martinica que em 1902 produziu explosões intensas sem expulsão de lava. Um vulcão do tipo intermediário é o Stromboli, localizado no Mar Mediterrâneo, cujas erupções produzem explosões com arremesso de lava e forte borbulhar de gases nas massas fluidas mantendo a temperatura elevada. O planalto de Poços de Caldas está coberto por cinzas e blocos vulcânicos, principalmente na parte sul, restos de antigos vulcões, hoje erodidos.

#### 4.3 - Materiais Ejetados

O material sólido expulso pelo vulcão é denominado piroclástico. Os fragmentos maiores são denominados blocos, os médios são chamados "lapilli" e os menores são conhecidos como cinzas e poeiras vulcânicas.

Os blocos maiores são constituídos por fragmentos de lava ainda plástica ou material já consolidado das paredes do vulcão. Existem casos em que os blocos chegam a atingir volumes maiores que alguns metros cúbicos de rocha, que são lançados pela explosão a mais de 3 quilômetros de distância. Os fragmentos de lava (bombas) podem durante o seu trajeto no ar, adquirir formas aerodinâmicas. Os gases contidos às vezes ainda se expandem o suficiente para darem à essas massas plásticas o aspecto -

esponjoso (vesicular). Os fragmentos menores e principalmente as cinzas são levadas pelas correntes aéreas a pontos distantes daqueles onde ocorreu a erupção. Há casos em que por vários meses cinzas vulcânicas permaneceram em suspensão na atmosfera circulando em torno da Terra após erupções de vulto.

Nem sempre a lava expelida pelo vulcão sai pela abertura principal; geralmente, isso ocorre por fendas ou vulcões secundários existentes nas vizinhanças do vulcão principal.

O volume de material expelido pelos vulcões varia de local para local. O Brasil lidera em volume de lava produzida, entre todas as demais áreas vulcânicas do mundo. O volume de lava dos derrames basálticos brasileiros é da ordem de 100.000km<sup>3</sup>. Em geral as áreas oceânicas e regiões subárticas são as grandes produtoras de lava atualmente, enquanto que as bordas continentais e zonas equatoriais são mais ricas em produtos de explosão.

#### 4.4 - Corridas de Lava

A parte superior da corrida de lava exposta ao ar sofre rápido resfriamento consolidando-se em primeiro lugar formando uma película. Os gases contidos na massa de lava, em razão de sua baixa densidade, deslocam-se para a parte superior do derrame e ali ficam retidos pela mencionada película. A parte interior do derrame, enquanto isso, continua fluindo e carregando consigo os blocos e películas consolidados formando principalmente na parte frontal um aglomeramento de fragmentos de variado tamanho denominado brecha de lava, ou lava aglomerática. Nos vazios dessa brecha acumulam-se produtos finais de consolidação da rocha, que tem baixo ponto de fusão. Entretanto, muitos vazios permanecem, em muitos casos, sem preenchimento.

Em razão do rápido resfriamento da lava na parte externa e do resfriamento mais lento do seu interior, surgem dois tipos de fraturamento (juntas ou diaclases) nas massas basálticas. Na parte superior o fraturamento é do tipo horizontal, na mesma zona onde há o acúmulo de bolhas de gás (zona vesicular); na parte central do derrame ocorre um sistema de juntas isolando blocos prismáticos dispostos geralmente na vertical. Nesta zona o basalto não possui vesículas e é denominado de basalto denso. Na base ocorre novamente uma zona fina de diaclasamento horizontal contendo material brechóide ou basalto com bolhas de gás (basal-

to vesicular).

O fraturamento natural do basalto é produzido pela contração causada pelo resfriamento das massas fluídas ígneas.

São raras as ocorrências de cavernas no interior das massas basálticas, entretanto, citam-se alguns casos em que o material fluido escoou no interior de uma "carapaça" já consolidada produzindo uma espécie de caverna. Mais comuns são as grandes bolhas ou grandes vazios encontrados no interior das massas de lava que poderão ter vários metros de diâmetro. Em áreas de implantação de usinas hidrelétricas sobre basaltos, existem numerosos exemplos de cavidades de grande diâmetro, que em alguns casos prejudicaram o trabalho da engenharia. Nesses casos, para evitar o colapso dos maciços sobrejacentes, bem como para diminuir a percolação de água através dessas anomalias geológicas costuma-se enchê-las de concreto. Ex:- Barragem de Xavantes.

As corridas de lava em geral podem apresentar dois aspectos totalmente diferentes:

- 1) Em extrusões viscosas a superfície da lava é coberta por uma massa de blocos de diferentes tamanhos, angulosos ou arredondados empurrados e transportados pela massa fluída no interior do derrame. Denominamos material, de lava em blocos ou lava do tipo "aa" (termo usado no Havai).
- 2) Extrusões de alta mobilidade se consolidam com superfícies homogêneas e regulares, como o asfalto aquecido, produzindo formas com aspecto de corda e porisso denominada cordada. No Havai usa-se para este tipo de lava o termo "pahoehoe".

#### 4.5 - Mecanismo de Erupção

O movimento ascendente do magma na crosta é atribuído à gravidade. O controle da gravidade é demonstrado pelo fato dos vulcões terem um crescimento limitado.

Em condições estáticas a altura  $H_1$  que pode ser alcançada por uma coluna de fluido de densidade  $d_1$ , acima da base de uma coluna de rocha sólida de espessura  $H_2$  de densidade  $d_2$  é dada pela equação:

$$gH_1d_1 = gH_2d_2 \quad \therefore \text{pode-se escrever} \quad \frac{H_1 - H_2}{H_2} = \frac{d_2 - d_1}{d_1}$$

$$\text{para } d_1 = 2,8 \text{ g/cm}^3 \quad \text{e} \quad d_2 = 3,3 \text{ g/cm}^3$$

$$\therefore \frac{d_2 - d_1}{d_1} = 0,17 \quad \text{e} \quad H_1 - H_2 = 0,17 H_2$$

Sabe-se que certos vulcões se elevam do fundo do mar de 9 km  $\therefore H_1 - H_2 = 9\text{km}$  e teremos  $9 = 0,17 H_2$  ou  $H_2 = 53 \text{ km}$ .

Este volume de  $H_2$  concorda com a espessura estimada da crosta terrestre, mostrando também que o magma basáltico deverá provir de uma região localizada aproximadamente entre a crosta e o manto.

#### 4.6 - Crateras e Estruturas de Colapso

A parte superior dos vulcões ativos é geralmente marcada pela presença de uma depressão denominada cratera, de forma a funilada onde termina a adutora por onde é expulso o material magmático.

A cratera é mais aberta na parte externa em razão das frequentes explosões que ali ocorrem e pelo escorregamento das cinzas incoesas das paredes dos taludes internos.

O esvaziamento da parte subterrânea de um vulcão, ou de vários vulcões agrupados, em razão das frequentes expulsões de lava, pode causar o colapso de todo edifício vulcânico produzindo uma depressão muito maior que a cratera, envolvendo várias dezenas de quilômetros quadrado. Um exemplo bastante conhecido do sul do Brasil é o planalto de Poços de Caldas constituído por uma imensa depressão com cerca de 20km de diâmetro que ocupa um nível médio de 1200m de altitude rodeada de montanhas que chegam a atingir a cota de 1500m.

Muitas crateras, entretanto, podem ser produzidas por impactos e explosões de meteoritos. Nas proximidades de Parelheiros nas vizinhanças da Grande São Paulo, Estação de Colônia, ocorre uma cratera de aproximadamente 3km de diâmetro, cuja origem parece estar associada à explosão de um meteorito. As crateras produzidas por explosão tem uma forma aproximadamente constante em que a profundidade de modo geral corresponde a 1/3 do diâmetro.

5. Magmatismo Intrusivo ou Plutonismo

O movimento subterrâneo do magma não pode ser observado quando está em andamento. Somente seus resultados poderão ser examinados depois que o magma já se consolidou e se encontra visível à superfície do terreno, graças à retirada do material sobrejacente por atividade da erosão.

Por outro lado, as massas mencionadas diferem também a sua viscosidade, e conseqüentemente este fator muito influi na forma e características dos corpos intrusivos. Com base na sua forma e relação estrutural com as rochas vizinhas (rochas encaixantes) as rochas ígneas intrusivas são classificadas em concordantes e discordantes.

5.1 - Intrusões Concordantes

São aquelas que acompanham as estruturas das rochas encaixantes, dispendo-se paralelamente às camadas sedimentares, pré-existent, ou acomodando-se entre as mesmas sem cortá-las diretamente.

Entre as intrusões concordantes podemos citar os sills, os lacólitos e os lopólitos.

Sills são massas intrusivas tabulares dispostas paralelamente aos contatos de camadas sedimentares ou mesmo camada de lava. Podem se estender em pequenas ou a grandes áreas com até dezenas de km<sup>2</sup> confundindo-se com os derrames de lava. Suas espessuras também são variáveis podendo alcançar valores superiores a várias dezenas de metros (Fig. 12).

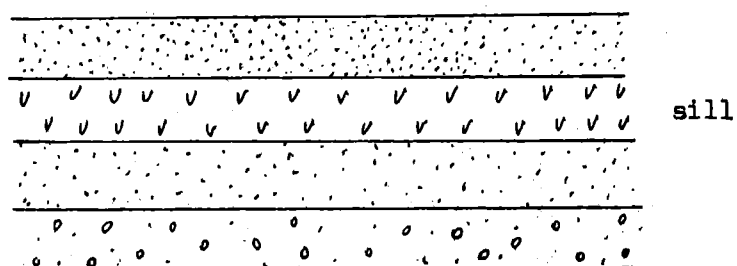


Fig. 12

São muito comuns camadas de sedimentos da Bacia do Paraná. Nas proximidades de Campinas, Estação de Boa Vista, foi detectado um sill de diabásio em camadas de sedimentos, com vários quilômetros quadrados de extensão

O lacólito é muito similar ao sill, sua única diferença reside no fato de se apresentar com a forma de um cogumelo, isto é, mostra-se convexo na parte superior, produzindo um arqueamento das camadas que lhe são sobrepostas (Fig. 13). De mesmo for...

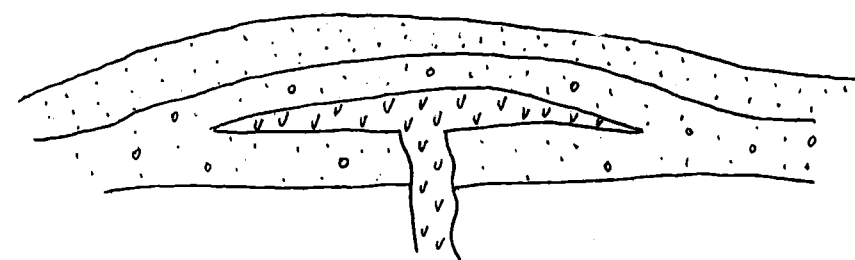


Fig. 13

Um tipo especial de intrusão concordante é o lopólito que se assemelha a um sill em forma de taça (Fig. 14).

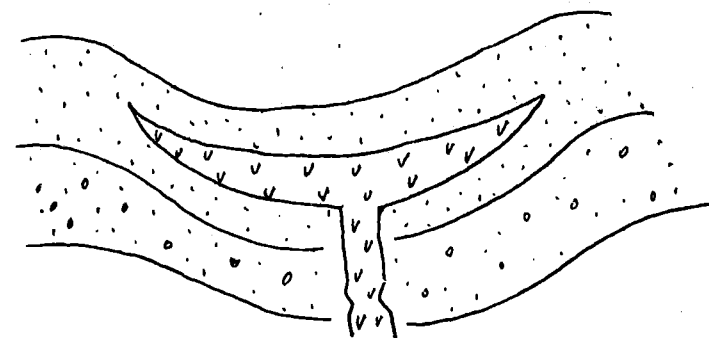


Fig. 14

5.2 - Intrusões Discordantes

Intrusões discordantes são aquelas que cortam de forma nítida as estruturas das rochas encaixantes. As intrusões discor...

dantes típicas e mais comuns são: diques, "necks", batólitos e a pófises.

Diques são corpos tubulares de rochas ígneas que preenchem fraturas de outras rochas (Fig. 15). Podem apresentar enormes extensões, com larguras variáveis. Foram mapeados numerosos diques de diabásio, no Estado do Paraná, paralelos entre si de direção NW-SE. Numerosos diques podem ser vistos nos cortes rochosos da rodovia Rio-Santos, e também, em São Vicente, Ilha Porchat, etc.

Muitos diques se intrometem em fraturas pré-existentes, outros são formados pela entrada do magma em fendas de tração - que aparecem nos arqueamentos crustais.

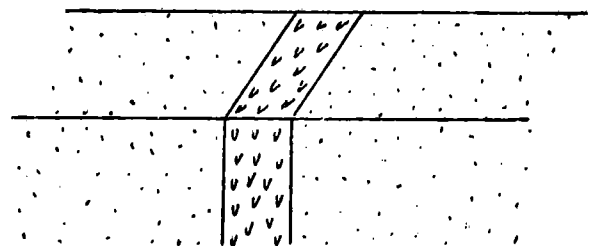


Fig. 15

Tanto no caso dos diques, como no caso dos sills, lacólitos e outros plútons, o mecanismo de avanço do magma é semelhante ao mencionado no item 4.5.

"Necks" são corpos ígneos resultantes do enchimento das adutoras vulcânicas. São massas geralmente cilíndricas que ocupam a parte central dos vulcões (Fig. 16). Numerosos "necks" ocorrem no alto do Rio Paranaíba (Goiás).

As juntas e diaclases dos diques, sills, lacólitos e lo pólitos, muito se assemelham às que ocorrem nos derrames de lava. Nos contatos com as rochas encaixantes, as diaclases são paralelas às paredes da intrusão; mais para o interior das massas intrusivas as diaclases são perpendiculares às primeiras. No caso dos "necks", entretanto, na sua parte superior as fraturas são verticais e na base a parte média as fraturas são radiais.

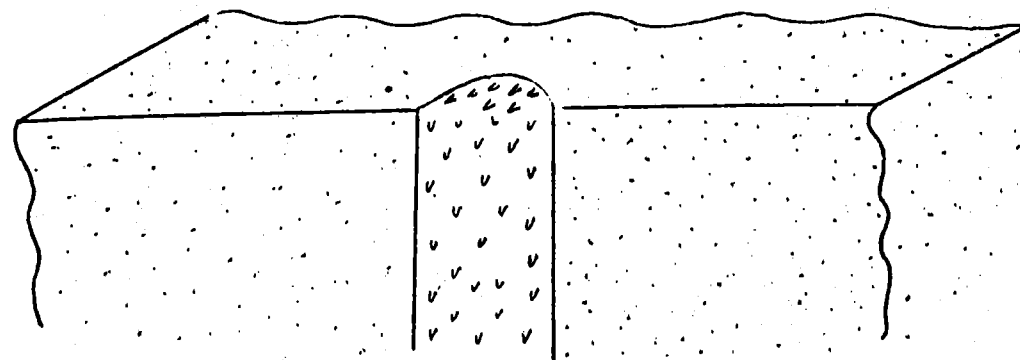


Fig. 16

Batólitos - são os maiores corpos intrusivos que se conhece, geralmente ocupando áreas de milhares de quilômetros (Fig. 17.a). Muitos acham-se alinhados a cadeias montanhosas e geralmente são constituídos por granitos. Quando os batólitos se intrometem na crosta produzem volumosos deslocamentos de rocha, causando enorme fraturamento dos maciços rochosos nos contactos. Por outro lado, partes das rochas encaixantes poderão ser arrancadas das paredes e assimiladas total ou parcialmente pelo corpo intrusivo. Tais blocos são denominados inclusões ou xenólitos (rocha estranha).

A maneira como essas gigantescas massas se formam na crosta é ainda motivo de grande discussão. Três hipóteses são comumente adotadas:

- a. Injeção forçada
- b. Avanço com assimilação ("stopping")
- c. Granitização

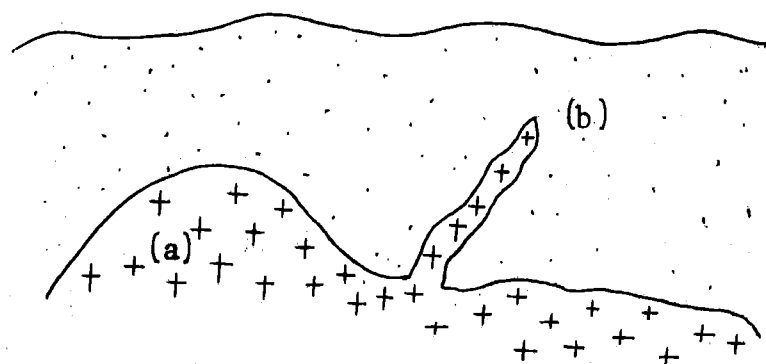
a. Injeção forçada - nesse caso o granito se intromete na crosta afastando as rochas que encontra no seu caminho, como já foi descrito anteriormente.

b. Avanço com assimilação - o magma granítico, no seu avanço, fratura os maciços e engloba os blocos das paredes rochosas assimilando-os total ou parcialmente. Há numerosos exemplos na Serra do Mar.

c. Granitização - há autores que defendem a teoria de que os granitos são formados "in situ", por migração iônica, ação

de soluções e recristalização de rochas sedimentares e metamórficas. Dá-se o nome de granitização a esse processo. Em certas regiões do Vale do Paraíba são encontradas massas graníticas que passam gradualmente a rochas metamórficas, servindo de exemplo a esta teoria.

Apófises - constituem intrusões menores que os batólitos e muitas vezes encontram-se associadas a estes, formando suas ramificações (Fig. 17)



(a) apófises  
(b) batólitos

Fig. 17

6. Tensões nas Rochas Ígneas

As tensões que provocaram a movimentação do magma, frequentemente continuam em atividade após a consolidação dos maciços rochosos.

Como já foi mencionado, as juntas ou diaclases (fraturas simples das rochas, em que há afastamento dos blocos fraturados) constituem uma manifestação dessas tensões. Tensões muito elevadas poderão produzir a rutura (diaclasamento) e inclusive o deslocamento diferencial dos blocos fraturados dando origem a falhas. (Figs. 18.a e 18.b).

1a. Fase: Ruptura



fig. 18.a

2a. Fase: Deslocamento diferencial de blocos.

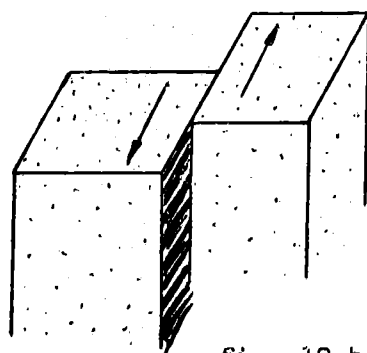


fig. 18.b

A orientação das fraturas está associada ao estado de tensões dos maciços rochosos, que apresentam frequentemente vários sistemas de diaclasamento paralelo, constituindo famílias de fraturas ou juntas, como já foi mencionado.

Vários são os fatores das tensões nos maciços rochosos, como veremos no capítulo que trata da tectônica, entretanto não devemos esquecer que localmente o material ígneo apresenta tensões resultantes não apenas da contração em razão do resfriamento, como também da passagem do estado fluido para o estado sólido.

Na fase de fusão o magma se encontra sob pressões confinantes elevadas, similares àquelas que existem no interior de grande massa de água. Em todas as direções haverá tensões compressivas. Nesse caso, o coeficiente de Poisson que constitui relação entre unidades de deformação elástica, longitudinal e transversal, será aproximadamente igual a 0,5. Fenner estabeleceu uma equação relacionando tensões horizontais e verticais com o seguinte:

$$\sigma_h = \frac{\nu}{1 - \nu} \sigma_v \quad \text{em que} \quad \begin{aligned} \sigma_h &= \text{tensão horizontal} \\ \sigma_v &= \text{tensão vertical} \\ \nu &= \text{coeficiente de Poisson} \end{aligned}$$

Como se pode notar na Fig. 18.c, para valores elevados de  $\nu$ ,  $\sigma_h$  se aproxima a  $\sigma_v$ , caso em que o material ígneo se encontra ainda em fusão.

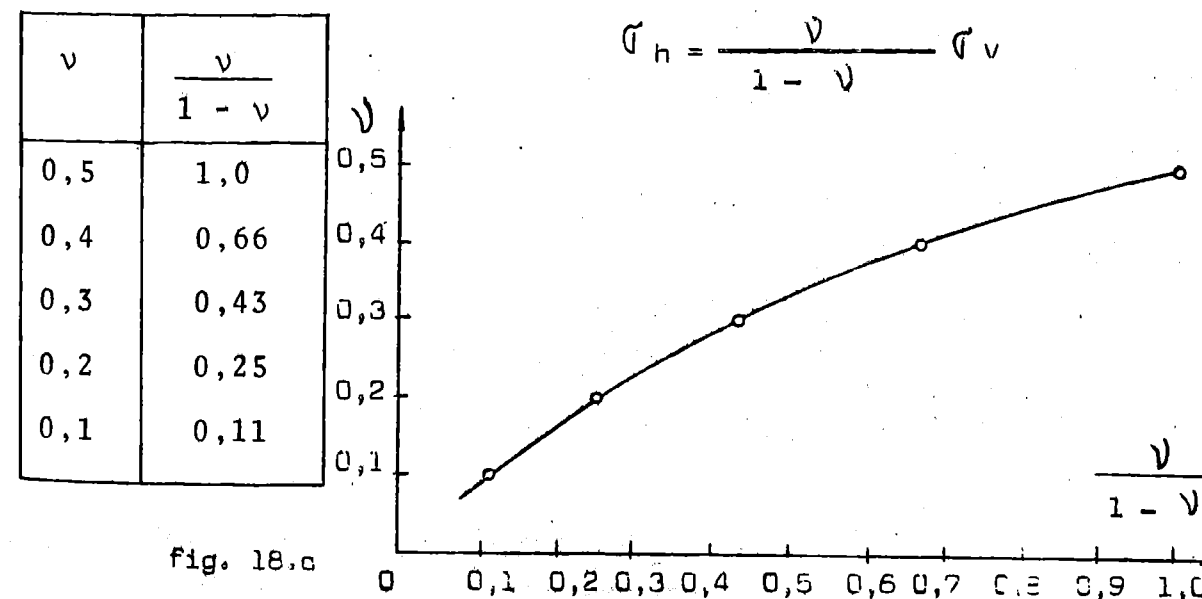


fig. 18.c

Durante a consolidação o coeficiente de Poisson vai gradualmente diminuindo, o mesmo acontecendo com o fator  $\frac{\nu}{1-\nu}$ , aumentando a diferença entre  $\sigma_v$  e  $\sigma_h$ . O coeficiente de Poisson para rocha sólida é da ordem de 0,2 levando os valores de  $\sigma_h$  a serem iguais a  $0,25 \sigma_v$ . Essa grande diferença relativamente aos valores iniciais produz o diaclasamento da rocha, bem como um arranjo especial dos minerais também que a fluidificação ou a percolação de fluidos através de certas partes dos maciços rochosos poderá reduzir fortemente sua resistência ao cisalhamento determinando a formação de regiões intensamente fraturadas.

#### IV. ROCHAS ÍGNEAS

Rochas ígneas ou magmáticas são aquelas resultantes da solidificação, por resfriamento, do magma proveniente de zonas superaquecidas existentes no interior da crosta. As rochas ígneas podem ser diferenciadas umas das outras por sua estrutura, composição, textura, propriedades físicas e mecânicas, bem como pelo produto de sua alteração. As propriedades físicas, mecânicas e tipos de alteração interessam especialmente à engenharia.

##### 1. Estrutura

É o aspecto macroscópico apresentado pela rocha, relacionado com sua gênese e com fenômenos dinâmicos internos e externos da crosta terrestre. As estruturas mais comuns encontradas nas rochas ígneas são as seguintes:

##### 1.1 Vesicular ou Escoriácea

A textura vesicular é apresentada pelas rochas formadas a partir de massa vulcânica rica em gases que ficaram aprisionados na forma de bolha, durante o resfriamento. Como exemplo temos a pedra pomice ou "púmice" onde as vesículas se encontram muito próximas. Elas se formam, geralmente quando há queda de lava em água produzindo efervescência.

A lava escoriácea é aquela cuja textura se assemelha a das escórias dos altos fornos, com um aspecto muito mais grosseiro que o da lava vesicular.

##### 1.2 - Amidalóide

Textura amidalóide é resultante do preenchimento das ve

sículas por minerais secundários tais como quartzo, zeólitas, calcita, psilomelana e outros.

As amídalas possuem forma esférica ou ovóide e dificilmente poderão ser confundidas com os fenocristais, pois estes últimos possuem paredes retas, com arestas e vértices angulares. - Muitos basaltos possuem textura amidalóide.

##### 1.3 - Diaclases ou Juntas

Fraturas geralmente decorrentes da contração por resfriamento durante a solidificação ou por esforços que atuam na crosta terrestre; a sua observação geralmente é possível de se fazer apenas no campo.

Juntas colunares são comuns tanto nos derrames de lava como nos sills e diques, principalmente dispostos de modo normal às superfícies que primeiro se resfriam. Nos sills horizontais, as colunas são verticais, e nos diques verticais os prismas colunares, ao contrário, são horizontais.

É necessário lembrar que muitos sills se assemelham aos derrames de lava. Na região de Rio Claro-SP, ocorre um sill de diabásio de mais de 100 metros de espessura com vesículas e amídalas, assemelhando-se perfeitamente a um derrame de lava. Sabemos que não se trata de um derrame porque as rochas que ocorrem acima do sill são de idades anteriores ao vulcanismo.

##### 2. Textura

É a organização interna da rocha, referente ao arranjo, tamanho e forma das partículas que a constituem. Os tipos mais comuns são os seguintes:

##### 2.1 - Vítreas

A textura vítrea é amorfa, e como o nome indica se assemelha ao vidro artificial, sem apresentar propriamente cristais. Ela se origina por resfriamento rápido de uma fusão altamente viscosa, não havendo mobilidade suficiente dos átomos para se organizar e formar minerais. O vidro vulcânico é chamado de obsidina.

##### 2.2 - Afanítica

Rochas afaníticas, são aquelas constituídas por minerais de tamanho tão pequeno que não se mostram visíveis a olho nú. Cons

titui transição entre textura vítrea e a fanerítica. Surge como a primeira, de um resfriamento rápido da fusão magmática, não havendo suficiente tempo para o desenvolvimento de minerais grandes. A maioria dos basaltos compactos (também denominados densos) do Estado de São Paulo, tem este tipo de textura.

### 2.3 - Fanerítica

É a textura em que os minerais são claramente visíveis a olho nú. Quanto maiores os minerais tanto mais lento o resfriamento do magma, ou mais fluidos os seus componentes, os granitos, granodioritos e gabros são exemplos típicos de rochas de textura fanerítica.

### 2.4 - Porfirítica

Textura porfirítica é aquela em que certos minerais se destacam (fenocristais) na massa mais fina (matriz) da rocha. A matriz poderá ser constituída de minerais de tamanho menor ou de material vítreo. O granito de Pirituba-SP, é um exemplo dessa textura, onde alguns cristais de feldspato são muito maiores que os outros minerais componentes da rocha.

### 2.5 - Pegmatítica

É a textura das rochas com granulação muito grossa, onde se apresentam de tamanhos geralmente maiores que um centímetro. Estas rochas (pegmatitos) são gerados em ambiente extremamente rico em fluidos. São comuns nas proximidades de Perús-SP.

OBS:- Existem rochas formadas de materiais sólidos que foram expelidos pelos vulcões e se acumularam nas suas vizinhanças. Este tipo de rocha pode ser considerado como ígnea e de acordo com o tamanho das partículas, elas recebem o nome de: tufos quando são finas e formados de cinzas; brechas quando maiores e formadas por blocos de diferentes tamanhos. - Quando as brechas se encontram soldadas e refundidas são denominadas de brechas magmáticas ou brechas aglomeráticas. Ocorrem alguns exemplos nos basaltos aflorantes no Rio Grande, na fronteira entre São Paulo e Minas Gerais, entre Águas da Prata e Cascata, mais próxima desta e ao norte de Poços de Caldas a caminho da Pedra Balão.

## 3. Devitrificação e Microfraturamento

Os vidros vulcânicos são soluções altamente viscosas em que as moléculas e grupos atômicos estão caoticamente distribuídos. Como essa distribuição é instável os vidros tendem a se transformar, com o passar do tempo, ao estado cristalino sofrendo concomitantemente um microfissuramento. A passagem do vidro para o estado cristalino recebe o nome de devitrificação. A maioria dos materiais vítreos vulcânicos antigos já sofreram a devitrificação.

A devitrificação é um processo lento a temperaturas e pressões ordinárias, entretanto, como já foi visto em capítulos anteriores, a solidificação da fusão magmática produz uma diferença entre  $\sigma_v$  e  $\sigma_h$  gerando tensões internas na massa rochosa consolidada.

Essas tensões provocam a devitrificação, bem como o microfissuramento das rochas que compõem o maciço. Este fissuramento é de grande importância nos processos de alteração das rochas.

## 4. Classificação das Rochas Ígneas

Não existe um único critério de classificação adotado pelos especialistas da matéria em razão da grande variabilidade na composição química e mineralógica dessas rochas, inclusive apresentando uma transição entre um tipo e outro. Dessa forma as subdivisões são obrigatoriamente amplas, vagas e qualitativas.

A classificação também varia conforme o objetivo a que se destina. Pode-se, por exemplo, adotar uma classificação para utilizar no campo baseada principalmente no aspecto macroscópico da rocha. Existem por exemplo, métodos que se baseiam na composição mineralógica, em que se utiliza o microscópico polarizador e lâminas delgadas para executar a classificação. Há casos em que a classificação é feita exclusivamente a partir de análises químicas.

Existem quatro critérios principais usados na classificação das rochas ígneas: químico, mineralógico, textural e associacional. O critério textural envolve o posicionamento das rochas na crosta terrestre e os seus modos de ocorrência. O associacional considera o interrelacionamento com rochas vizinhas envolvendo também a distribuição geográfica das ocorrências rocho

sas. Daremos mais ênfase às classificações química e mineralógica.

#### 4.1 - Classificação Química

Um dos problemas mais sérios para se usar este tipo de classificação, reside no grande número de análises químicas necessário para se proceder a uma comparação de litologias exigindo facilidades especiais relativas a laboratórios, equipamento e pessoal técnico especializado.

Usa-se frequentemente como argumento favorável a este tipo de classificação mineralógica, o fato de que magmas de igual composição poderão fornecer uma composição mineralógica totalmente diferente.

A primeira subdivisão em classes poderá ser feita com base nos minerais claros (silícicos, ricos em Si e Al) ortoclário,  $KAlSi_3O_8$  e nos minerais escuros (fêmicos ricos em Fe e Mg), como por exemplo, augita de composição  $Ca(Mg, Fe)(Al, Si)_2O_6$ .

Outra maneira quase química de se proceder à classificação poderá ser realizada usando o princípio de saturação. Segundo este princípio, os minerais componentes de uma rocha ígnea que poderão existir concomitantemente com o quartzo (sílica livre) são denominados saturados. São minerais de alto teor em sílica. Por outro lado, certos minerais de baixo grau de saturação, tal como a olivina  $(Mg, Fe)_2SiO_4$ , são raramente encontrados associados ao quartzo, e costumam ser denominados minerais insaturados. Esses dados formam a base de classificação que se segue:

- a) Rochas supersaturadas, contendo sílica livre de origem magmática, ex: granito com quartzo, feldspato e mica, respectivamente:  $SiO_2$ ,  $KAlSi_3O_8$  e  $KAl_2(Al, Si)_3O_{10}(OH)_2$ .
- b) Rochas saturadas, contendo minerais saturados sem a presença de quartzo ou sílica livre, feldspatos como:  $KAlSi_3O_8$  - ortoclásio e  $CaAl_2Si_2O_8$  - anortita.
- c) Rochas insaturadas, contendo minerais insaturados, por exemplo olivina  $(Mg, Fe)SiO_4$  e os feldspatóides como por exemplo nefelina  $(NaAlSi_3O_8)$ .

O fator de associação entre rochas usado para classificação exige a discriminação de grandes conjuntos rochosos em que

As litologias apresentam uma certa "consanguinidade", indicada pelas características químicas e mineralógicas seriais que apresentam, bem como, intercalações de ocorrências no campo (distribuição geográfica), e a processos tectônicos ligados à origem comum.

#### 4.2 - Classificação Mineralógica

A composição mineralógica é, sem dúvida, o critério mais adequado para se utilizar na classificação das rochas ígneas. A razão disso está no fato dos minerais serem os componentes naturais da rocha e também por serem usualmente identificados com facilidade. Por outro lado, quando não se dispõe de um microscópio polarizador que permite identificar os minerais com segurança e determinar sua proporção de maneira precisa, pode-se assim mesmo, na maioria das vezes, identificá-los macroscopicamente a estimar a sua quantidade com aproximação suficiente para classificar as rochas, pelo menos, para fins de engenharia.

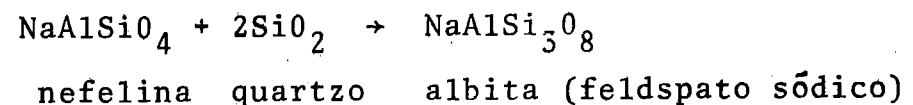
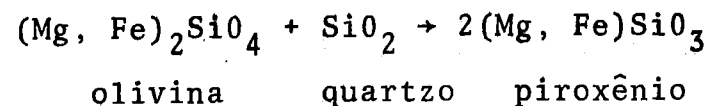
Os minerais ou grupo de minerais que ocorrem nas rochas ígneas, geralmente, são em número de 7: quartzo, feldspatos, feldspatóides, piroxênios, hornblendas, biotita e olivina, respectivamente de fórmulas químicas:  $SiO_2$  (quartzo);  $NaAlSi_3O_8$  (albita);  $KAlSi_3O_8$  (ortoclásio);  $CaAl_2Si_2O_8$  (anortita);  $NaAlSi_3O_8$  (nefelina);  $KAlSi_2O_6$  (leucita);  $MgSiO_3$  (enstatita);  $(Mg, Fe)SiO_3$  (hiperstênio);  $CaFeSi_2O_6$  (augita);  $NaCa_2(Mg, Fe)_5(Al, Si)_8O_{22}(OH)_2$  (hornblenda);  $K(Mg, Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$  (biotita) e  $FeMgSiO_4$  (olivina).

Esses minerais ou grupos minerais são denominados constituintes essenciais. Um certo número de outros minerais poderá estar presente em pequenas proporções; destes, os mais comuns são: magnetita  $Fe_3O_4$ , ilmenita  $FeTiO_3$  e apatita  $Ca_5(PO_4)_3F$ . Estes últimos são classificados como constituintes acessórios.

Os minerais das rochas ígneas, quer sejam essenciais ou acessórios, também são agrupados como leucocráticos, quando de cor clara e melanocráticos, quando de cor escura. Este critério de agrupamento é na realidade de caráter químico, reunindo as rochas mais ricas em quartzo e alumínio-silicatos de Na, K e Ca, e separando-as daquelas ricas em minerais ferromagnesianos (piroxênios, hornblenda, biotita e olivina). Casos raros são aqueles em que todos os minerais citados estejam em conjunto presentes



numa só rocha ígnea. De fato, alguns minerais nunca ocorrem associados; como já foi citado anteriormente, olivinas por exemplo, dificilmente poderá ocorrer com quartzo livre, na mesma rocha. O mesmo acontece com o grupo dos feldspatoides. Olivina e feldspatoides são incompatíveis com o quartzo, isto é, a sílica livre reage com aqueles minerais dando minerais saturados segundo as reações:



Alguns minerais formam 100% de certas rochas ígneas, como por exemplo anortosito, formado quase que exclusivamente pelo plagioclásio chamado anortita ( $CaAl_2Si_2O_8$ ). Outro exemplo é o dunito, rocha composta quase que exclusivamente de olivina ( $(Mg, Fe)_2SiO_4$ ).

A maioria das rochas ígneas contém 2 ou 3 minerais essenciais. Estudos estatísticos de mais de 1000 exemplares de rochas ígneas super-saturadas deram os seguintes resultados relativos à composição mineralógica porcentual média: quartzo 12,0; feldspato 59,5; piroxênio e hornblenda 16,8; biotita 3,8; ilmenita e esfero 1,5; apatita 0,6; e outros minerais 5,8.

As rochas ígneas sendo misturas de diferentes minerais em várias proporções poderiam dar a impressão de possuir uma composição química variada. Ao contrário, a gama de variação é muito limitada. Assim,  $SiO_2$  varia de 30 a 80%,  $Al_2O_3$  de 10 a 20% - (mas poderá ser muito baixa em rochas com poucos feldspatos ou feldspatoides).

Os outros componentes químicos como  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $FeO+Fe_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ , raramente excedem 10%. Análises da maioria das rochas

deverá ser uma reflexão da composição dos magmas de origem das referidas rochas. A restrição ainda é mais marcante quando se comparam as várias rochas que ocorrem em grande volume na crosta terrestre.

As rochas ígneas se enquadram, quanto à composição, em dois grandes tipos: granítico (granitos, granodioritos, quartzo, dioritos), e basáltico (basaltos e andesitos piroxênicos).

Os granitos formam 90% das intrusões ígneas e os basaltos 90% das extrusões, um fato remarcável e de alta significação geológica.

Para fins práticos de engenharia, usaremos uma classificação híbrida baseada em três fatores condicionantes das características rochosas: composição mineralógica, composição química - (parcialmente) e ambiente geológico de formação. Os dois primeiros são interrelacionados dada a dependência existente entre a composição dos minerais e a composição química do magma que lhes dá origem.

A Tabela 10 dá em resumo a classificação proposta.

Ela é dividida em 3 secções horizontais: 1. - rochas em que o quartzo se constitui num mineral essencial; 2. - rochas sem quartzo e sem feldspatoides, constituídas essencialmente por minerais saturados; 3. - rochas contendo feldspatoides como minerais essenciais. As quatro divisões verticais estão baseadas na natureza do feldspato: 1. - feldspato potássico dominante; 2. - feldspato potássico e feldspato calco-sódico (plagioclásio) em proporções aproximadamente iguais; 3. - feldspato calco-sódico - (plagioclásio) dominante; 4. - inexistência de feldspato.

As rochas com feldspatos plagioclásicos estão subdivididas nas famílias dos dioritos e gabros de acordo com o maior ou menor teor de plagioclásio cálcico existente na rocha. Infelizmente esta distinção não pode ser aplicada no campo, pois necessita de análise química ou exame de secções delgadas com uso de microscópio polarizador. Contudo, um critério de classi-

Consti- Minera:
Quarto- sente
Sem qua- e felds- toides
Feldspa present

--	--	--	--	--	--

spato ssico Si <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ) nante	Feldsp sico e sódico em pro (aprox
to in- vo)	Grand (intru
to (ex- vo)	Quartz (extru
to (in- vo)	Monzor trusiv
ito (ex- vo)	Latit sivo)
ina sie- (int.)	Nefel- nito
ito (ex- vo)	Latit to(ex

io is e o v L v R v

tás- pato ico ais	Feldspato Cálctico predominantes		Sem feldspat sente na roca
	CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> < 50%	CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> > 50%	
Quartzo diori- to (int.)	Quartzo diori- to (int.)	Quartzo gabro (intrusivo)	Piroxênio (i- Peridotito (i- Dunito (intru- Limburgito (i-
Dacito (extru- sivo)	Dacito (extru- sivo)	Quartzo basal- to	
Diorito (intru- sivo)	Diorito (intru- sivo)	Gabro (int.) Diabásio (int.)	
Andesito (ex- trusivo)	Andesito (ex- trusivo)	Basalto (extru- sivo)	
Essexito (in- trusivo)	Essexito (in- trusivo)		
Tefrito (ex- trusivo)	Tefrito (ex- trusivo)	Basanito (ex- trusivo)	Ijolotito (i- Leucitito (e- Nefelinito (i-

abela 10

Na tabela mencionada, o ambiente geológico também é levado em conta considerando-se a classificação das formas intrusivas (de granulação grossa) e das formas extrusivas (de granulação fina e vítrea) de igual composição, porém de texturas diferen

neas intrusivas e extrusivas em função dos minerais essenciais.

CONFORME AS ZONAS INTERCEPTADAS PEIAS VERTICAIS TRAÇADAS ABAIXO DOS NOMES DAS REFERIDAS ROCHAS. Assim, por exemplo, um sienito (veja linha tracejada da Fig. 19) terá um volume cerca de 80% de ortoclásio, 5% de quartzo, 5% de biotita, 5% de hornblenda e 5% de minerais acessórios.

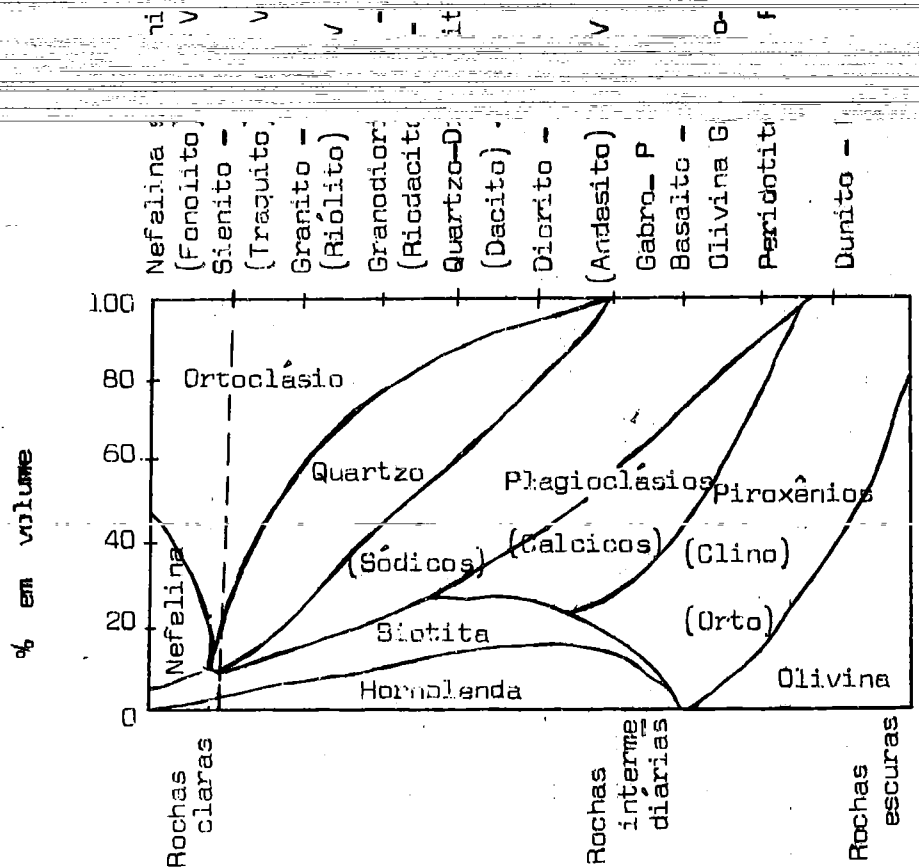


figura 19

Esta figura ilustra a continuidade essencial existente na seqüência das rochas ígneas, mostrando a transição de um tipo para outro, pela gradual variação de seus componentes.

5. Fracionamento químico por cristalização magmática

Os minerais silicáticos que se cristalizam do magma não só removem os elementos mais abundantes como também aqueles que, em razão do seu raio iônico e número de coordenação, são capazes de se colocar no interior de sua grade cristalina. Dessa forma, o níquel é removido na olivina podendo substituir o Mg; gálio poderá substituir o Al nos alumínios silicáticos: Ge por Si; titânio, vanádio e manganês são largamente removidos pelos minerais ferromagnesianos tais como piroxênios, hornblenda e biotita.

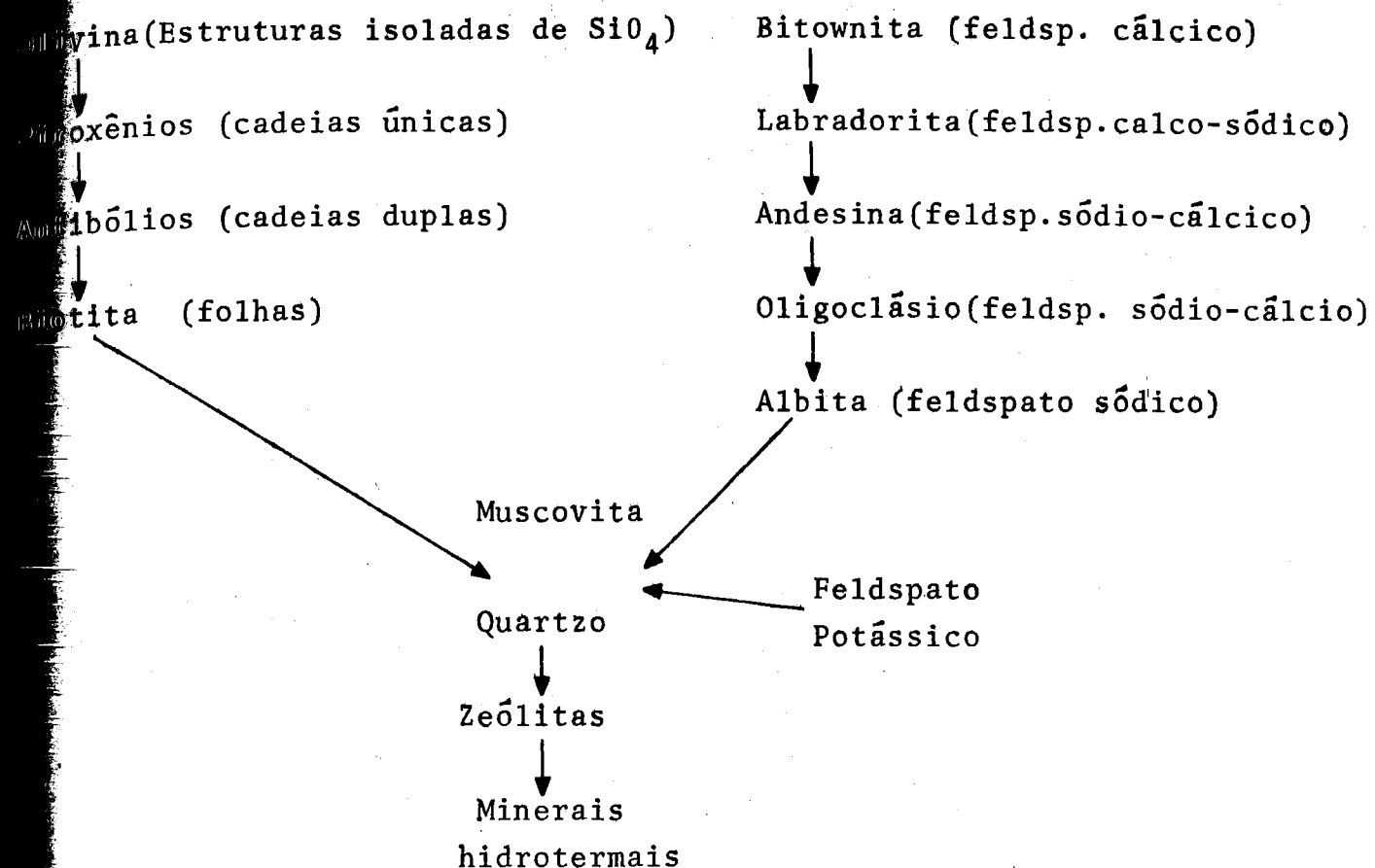
Aqueles elementos que não possuem raio iônico ou número de coordenação adequados para entrar na grade cristalina dos minerais comuns, vão se concentrando nos fluidos residuais do magma que formam os produtos finais da cristalização. Dentre esses elementos incluem-se: B, Be, W, Nb, Ta, Sn, Th, V, Si, Cs e as terras raras. Eventualmente irão compor os minerais formadores dos pegmatitos e veios hidrotermais que, em muitos casos constituem a fonte de importantes depósitos econômicos.

6. Séries de reação de Bowen

A cristalização do magma se caracteriza por um processo contínuo de reação entre os cristais formadores e o material ainda em estado de fusão.

A cristalização ocorre de duas maneiras, uma contínua - em série de soluções sólidas, pela qual cristais previamente formados se transformam ininterruptamente na composição por meio da reação com a fusão, e uma reação descontínua pela qual a fase sólida previamente formada reage com a fusão, dando nova fase sólida com a estrutura cristalina e composição diferentes.

Este princípio de reação foi desenvolvido por Bowen mostrando que os minerais comuns das rochas ígneas podem ser arrumados em duas séries; uma descontínua compreendendo os minerais ferromagnesianos, e uma essencialmente contínua dos feldspatos, conforme mostra o esquema abaixo, uma vez que formam uma solução sólida sempre com a mesma estrutura feldspática.



O significado petrológico do princípio de reação, poderá ser ilustrado sumarizando a cristalização do magma basáltico cujas primeiras fases a se formarem seriam olivina e bitownita. À medida que a temperatura cai, há uma completa reação com a fase líquida convertendo-se os minerais citados em piroxênio e labradorita. Se não houver fracionamento a fusão se consolidará como rocha rica em piroxênio e labradorita, com característica de gabro ou basalto. Se, por outro lado, houver um fracionamento e os cristais de olivina e bitownita forem removidos do sistema, o processo de reação continuará, e a fusão restante atuará sobre o piroxênio e labradorita, transformando-os em hornblenda e andesina. Quanto maior o fracionamento, mais extenso será o processo de reação. Com um alto grau de fracionamento, a série de reação se completará totalmente e o fluido final conterá grande quantidade de água e sílica. Dessa forma, de acordo com o princípio de reação, a cristalização fracionada do magma basáltico sob condições apropriadas, poderá levar a formação sucessiva de rochas cada vez mais silicosas até atingir, finalmente, uma composição granítica. Esta sequência foi confirmada em muitas áreas do globo terrestre. Sabe-se que a cristalização fracionada é um mecanismo altamente variável, havendo casos em que dois mag

mas de composição inicial idêntica poderão produzir tipos rochosos bastante diferentes.

Além da cristalização fracionada, outros processos poderão ocorrer para diversificarem as rochas ígneas, como por exemplo: contaminação de magmas diferentes, assimilação de material estranho ao magma original, e a separação do magma em dois fluidos imiscíveis.

### 7. Tipos principais de Rochas Ígneas

#### 7.1 - Rochas Vulcânicas

Como já foi mencionado podem possuir textura porfirítica, vítrea, vesicular ou porosa.

- a) Riolitos ou quartzo-pôrfiros. Correspondem à fase extrusiva do granito. Possuem cor preta e vermelha e até mesmo cinza azulada. A textura de modo geral é porfirítica com os minerais dispostos sub-paralelamente conforme com a orientação tomada pelo magma durante sua corrida. Os cristais que se salientam na massa (geralmente vítrea) são de quartzo.
- b) Obsidiana: vidro vulcânico, de cor cinza a preto, lembrando os vidros de garrafa. Quando possuem muitas bolhas são denominados pedra-pômice.
- c) Basalto: é a rocha efusiva que aparece com mais frequência. Tem uma textura micro-cristalina a micro-porfirítica. É de cor normalmente preta. Quando alterado toma a cor castanha ou cinza, havendo nesse caso perda de brilho dos minerais. Quando porfirítico, os cristais que se salientam (fenocristais) são de plagioclásio sódio-cálcico, possuindo como piroxênio, mais comum a augita. Raramente ocorre olivina nos basaltos brasileiros.

Nos basaltos vesiculares é comum o preenchimento das vesículas e fendas por quartzo, ágata, zeólitas, minerais argilosos (nontronita). As vesículas são assim transformadas em amígdalas pelas soluções residuais da consolidação do magma.

Grandes amígdalas contendo quartzo são denominadas geodos. O quartzo com impurezas na sua grade cristalina poderá apresentar uma cor violeta chamando-se então de ametista. Ocorrem espessos derrames de basalto no Rio Grande do Sul, cuja soma de espessuras é cerca de um quilômetro de espessura total.

- d) Andesitos: são de cor cinza escura a cinza esverdeada.
- e) Fonólito: de cor cinza. Quando alterado possui cor clara e verde. É encontrado no Planalto de Poços de Caldas.

#### 7.2 - Rochas hipabissais

São rochas intrusivas a pouca profundidade.

- a) Tinguaito: cor quase preta, é rocha que se confunde facilmente com o basalto denso. A textura é micro-porfirítica. É encontrado nos diques anelares do Planalto de Poços de Caldas.
- b) Diabásio: se assemelha muito ao basalto compacto podendo entretanto possuir uma granulação grossa, confundindo-se então com um gabro. É de cor preta quando não alterado, e castanha quando alterado.

#### 7.3 - Rochas plutônicas

- a) Granito: é a rocha plutônica mais comum, e que juntamente com os gnaisses, quartzitos e outras rochas metamórficas constituem a crosta sílica e os assim chamados escudos cristalinos ou escudos continentais. No Brasil, várias serras são constituídas por essa rocha, exemplo: Serra do Mar, Serra da Mantiqueira, etc. As variações de cor provêm dos feldspatos que o compõem. Ex:- O Granito de Itú (que ocorre na área de Itú, Indaiatuba, Itaici e adjacências) é rosado graças ao ortoclásio (feldspato potássio).
- b) Sienito: é rocha que, pela cor e aspecto geral, muito se assemelha ao granito, devendo, entretanto, faltar o quartzo, pois o sienito é uma rocha saturada. Como exemplo de ocorrências citamos as regiões de Poços de Caldas, Itatiaia.
- c) Gabro: é normalmente de cor preta com a mesma composição que os diabásios e basaltos.

### V. INTEMPERISMO

#### 1. Introdução

Intemperismo é o conjunto de processos físicos e químicos que modificam as rochas quando expostas ao tempo. Ele é mais acentuado nas rochas formadas sob condições de pressão e temperatura bem mais elevadas das que ocorrem na superfície terrestre. Assim, uma rocha intrusiva (formada em condições elevadas

P.T.) quando expostas à superfície, por um fenômeno geológico -

ras das rochas e são de sais que se expandem quando cristalizam, podem provocar fenômenos de trituração.

Para efeito de descrição dos processos de intemperismo, podemos classificá-los em dois tipos: físicos e químicos. No primeiro tipo, a rocha é desagregada sem alteração de seus minerais, mantendo-se a estrutura cristalina dos componentes da rocha

podemos citar como exemplos a desagregação de rochas por estudos sedimentológicos que se faz mediante a cristalização por evaporação, de soluções de sulfato de sódio colocadas nos poros da rocha.

Um dos sais que provoca grande trituração nas rochas

portante significado, pois, como sabemos a água quando cristaliza a  $0^{\circ}\text{C}$  sofre um aumento de 9% de volume por unidade de massa.

Quanto maior a pressão confinante em um determinado volume de água, mais baixa será a temperatura requerida para o seu congelamento e por conseguinte maior também é a pressão exercida pelos cristais de gelo formados.

A maior pressão exercida pela água é de  $2.100 \text{ kg/cm}^2$ , quando o congelamento se processa a  $-22^{\circ}\text{C}$ .

Pelo processo de congelamento da água nas fraturas, até as rochas mais resistentes são trituradas. O confinamento da água nessas fraturas se processa da seguinte maneira: Inicialmente

se congela a água superficial confinando a que estiver abaixo. À medida que for se processando o congelamento de cima para baixo irá aumentando a pressão do volume de água remanescente. A parte superior congelada funcionará portanto como uma tampa na fenda.

À medida que a pressão aumenta, a tampa de gelo sobre a fenda vai sendo empurrada para cima.

Esse processo de rompimento das rochas por congelamento da água existente nas fraturas é conhecido como cunhá de congelamento.

### 2.3 - Expansão e Contração por Variação de Temperatura

É um processo de intemperismo muito discutido, porque os dados experimentais não se ajustam bem aos fenômenos naturais. É observado em regiões áridas onde as variações da temperatura diurna e noturna são muito acentuadas.

A desintegração mecânica das rochas, pode-se processar principalmente por três maneiras: expansão diferencial por alívio de pressão; crescimento de cristais estranhos à rocha; contração e expansão por variações de temperatura.

#### 2.1 - Expansão Diferencial por Alívio de Pressão

Durante a formação das rochas na superfície terrestre e também no fundo dos mares, atuam pressões muito grandes em relação as que normalmente ocorrem em superfície. Basta citar que cada 10m de água do mar ou 4m de rochas na vertical, correspondem a uma pressão confinante de 1 atm. Com esses dados se tem uma idéia das pressões a que estão sujeitas as rochas nas profundezas da crosta ou no fundo dos mares.

Fenômenos geológicos de levantamentos crustais, aceleram processos erosivos, permitindo a exposição de rochas das profundezas da crosta, que na superfície estão sujeitas a pressões de pouco mais de  $1 \text{ kg/cm}^2$ .

O alívio de pressão progressivo que sofrem essas rochas até chegarem à superfície provoca o seu fraturamento em blocos ou fragmentos de tamanhos variados. Assim podem se originar juntas ou diaclases que facilitarão os outros processos intempéricos, pela penetração nestes planos de água, ar e raízes de plantas.

Para se ter uma idéia da força expansiva de rochas formadas na subsuperfície podemos citar o caso das rebentações de rochas nas paredes de galerias que foram recentemente abertas.

#### 2.2 - Crescimento de Cristais Estranhos à Rocha

84.400 ciclos, equivalente a 244 anos de variação diurna e noturna de temperatura. Não foi notado nenhum fraturamento da rocha mesmo no exame microscópico. Portanto a atuação efetiva deste

seus equilíbrios deslocados para o sentido de maior libertação de energia calorífica (reação exotérmica). Os compostos formados possuem menor densidade e maior volume do que aqueles que inicialmente reagiram.

Tipos de intemperismo químico: Oxidação, Carbonatação; Hidrólise; Hidratação; Troca de base; Quelatação.

A presença de água e que possibilita o processamento desses tipos de reações. Ela pode entrar como solvente ou como portadora dos produtos de reação.

Como a sua influência é decisiva no intemperismo químico, convém preliminarmente tecer algumas considerações a respeito deste líquido de propriedades tão peculiares.

### 3.1 - Oxidação

mo, as rochas apresentam sobre suas superfícies uma camada de material como coloração avermelhada ou amarelada. Isto se deve à facilidade com que o ferro mesmo na proporção de traços consegue reagir com o oxigênio e pigmentar a rocha.

Amudança de coloração das rochas para vermelho ou amarelo é portanto devido a passagem do ferro no estado ferroso pa-

derão ser reduzidos mediante reações endotérmicas em atmosfera redutora. São reações inversas dos processos de intemperismo

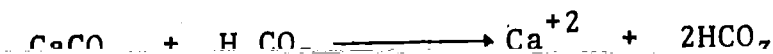
de ferro até o ferro metálico.

### 3.2 - Carbonatação

O ácido carbônico é o responsável por esse tipo de intemperismo. A formação do ácido carbônico se processa pela dissolução de CO<sub>2</sub> em água segundo a reação:

Esta reação se desloca para direita, quando aumenta a pressão e diminui a temperatura.

A entrada de CO<sub>2</sub> na água se processa devido a dissolução deste gás, processada pela água da chuva que atravessa a at-



O bicarbonato é 30 vezes mais solúvel que o carbonato, o que causa um deslocamento da reação para a direita, ou seja, para a decomposição do CaCO<sub>3</sub>.

Algumas jazidas de bauxita, que é um produto típico de intemperismo, se formaram por carbonatação de calcários com impurezas não solúveis. Como é o caso das jazidas da Jamaica de

relativa facilidade quando se trata de rochas calcárias. A água que se infiltra pelas fraturas poderá originar cavernas, algumas das quais impressionantes pela suas belezas e extensões. Ex: Caverna do Diabo-SP, com mais de 3km de extensão e caverna de Halloch na Suíça, com mais de 70km.

### 3.3 - Hidrólise

É o fenômeno resultante da ação da água sobre qualquer substância. Ela se processa devido a dissociação das moléculas de H<sub>2</sub>O em íons H<sup>+</sup> e OH<sup>-</sup>.

A hidrólise é grandemente auxiliada pelo ácido carbônico formado a partir do CO<sub>2</sub> da atmosfera que aumenta a quantidade

composição dos reagentes que dão origem a argila como material insolúvel e sílica, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Ca<sup>+2</sup> e bicarbonato solúveis. Na de-

### 3.4 - Hidratação

Como a própria palavra indica, é uma entrada de moléculas de água em uma substância qualquer. Os cristais de feldspato por exemplo, devido a fenômenos de hidratação combinados com hidrólise podem se expandir e sofrer intenso fraturamento. Na realidade, a hidratação é um fenômeno mais físico do que químico. É o que acontece com algumas argilas principalmente as montmor-

ioníticas, que se expandem facilmente em presença de água, constituindo sérios problemas para a Engenharia Civil.

Na<sup>+</sup> entra em solução e minerais. Este processo pode muitas vezes

### 3.6 - Quelação

É o processo pelo qual cátions metálicos são incorporados nas moléculas de compostos orgânicos complexos. Raízes de plantas, podem retirar do solo cátions metálicos por quelação.

### 4. Decomposição de Uma Rocha do Tipo Granito ou Granodiorito

Como exemplo, citaremos a decomposição de um granito ou granodiorito que contém os minerais: quartzo, ortoclásio, plagioclásio, biotita e hornblenda.

dissolução por um de fragmenta.

O ortoclásio sofre o ataque do ácido carbônico dando -

carbonato de potássio, argilo, silício, etc.

com caulinita.

porém mais rápida.

Em resumo, os minerais, na presença de H<sup>+</sup>, provenientes de soluções ácidas ou da própria dissociação da água, são atacados por estes íons. O H<sup>+</sup> penetra nas estruturas cristalinas, deslocando o Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>++</sup>, etc., produzindo um desequilíbrio no interior dos cristais. Esse desequilíbrio causa "desmantelamen-

as, no final, a moléculas e átomos ou a agrupamentos simples, como por exemplo, minerais argilosos, limonita, goetita, etc. Os

de modo mais elevado, e, portanto, aqueles que menos se decompõem

livina.

### 5. Alteração dos Blocos Rochosos

Este substrato é sólido e resistente em profundidade, mas geralmente fraturado e deslocado perto da superfície onde

reduzidos a pequenos fragmentos.

### 5.1 - Exfoliação

Como nos vértices dos

mente sendo modificada pelos agentes externos, mudanças de temperatura, umidade, etc., que se constituem nos elementos de alteração. Assim, o intemperismo está associado aos processos superficiais da litosfera onde as rochas, o ar e a água se encontram reunidos, incluindo também muitos seres vivos. A água penetra nas rochas, dissolve e altera os minerais, expande durante o seu congelamento e juntas e fraturas. O processo, iniciado em fraturas microscópicas, afeta no final toda a rocha.

A alteração da rocha poderá ser comparada à deterioração de um edifício. Após algumas centenas de anos, os edifícios construídos com os mais resistentes materiais se desagregam e ruem, a não ser que tenham sido reparados constantemente. Assim, monumentos, estradas, edifícios de concreto, pontes metálicas, to

mais alterado (como as camadas de uma cebola), conforme mostra a Fig. 20.

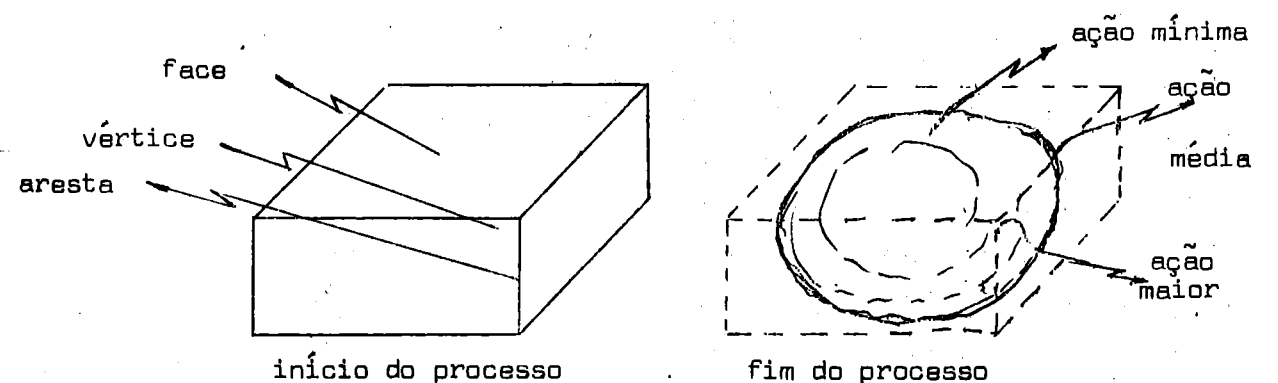


Fig. 20

dos são sujeitos ao intemperismo da mesma forma. Por meios que sejam os materiais escolhidos para construção, todas as estruturas são destruídas pelo intemperismo, com o passar do tempo. Isto também acontece com os materiais rochosos que ocorrem à superfície da terra

Esse processo recebe o nome de exfoliação ou alteração esferoidal e ocorre nas áreas de erosão rápida, onde o regolito é retirado logo após sua formação, ficando os blocos rochosos de forma arredondada à superfície do terreno. Nas bordas da Bacia Sedimentar do Paraná, entre Itú, Campinas, Mogi, Pinhal, Pocos



biotita, absorvem calor e o irradiam mais rapidamente que os minerais leucocráticos (claros), quartzo e feldspatos. Além disso, cada mineral, dada a sua anisotropia, possui seu próprio coeficiente de expansão e contração, o mesmo acontecendo na resposta ao "ataque" químico produzido pelo intemperismo.

Como resultado, ocorre, em muitos casos, um "afrouxamento" do maciço rochoso nas partes mais afetadas. Esse fenômeno é mais comum nas rochas de granulação grossa.

## 6. Influência Climática no Intemperismo

A natureza e extensão do intemperismo são controlados principalmente pelas condições climáticas, que poderão ser dos seguintes tipos:

- Clima quente e úmido da região equatorial
- Clima quente e seco de áreas desérticas
- Clima temperado das médias latitudes
- Clima frio e seco das áreas árticas

### 6.1 - Regiões Equatoriais

Onde as precipitações atmosféricas são volumosas e a temperatura elevada, os processos químicos são ativos e a influência dos organismos é pronunciada. As reações químicas são mais rápidas que em latitudes mais frias e muita sílica é removida em solução. Os produtos finais de tal intemperismo é a laterização, com a formação de horizonte rico em óxidos e hidróxidos de ferro, bem como com a concentração de  $Al_2O_3$ . O intemperismo, no caso, é profundo chegando a apresentar 100m de espessura, até a rocha. Ex: Serra do Mar.

### 6.2-Regiões Desérticas

As chuvas não obstante intensas são raras. Há maior evaporação que infiltração de águas pluviais. Dessa forma, os sais dissolvidos na água são concentrados à superfície do terreno. A cristalização poderá provocar um fraturamento ainda maior das rochas assim como o gelo quando se forma nas fraturas.

Como a água está também em constante movimento ascendente, depositando os materiais que carrega em solução, formas crostas duras na superfície do terreno, denominados ferricretos ou "Durycrusts" ou ainda "hard pan".

Dessa forma, os sais de Na, Ca e Mg se concentram formando poeira brilhante na soleira desértica, verdadeiras aflorações. Da mesma maneira, a concentração de óxidos de ferro e manganês poderão se acumular na superfície formando um depósito preto denominado verniz do deserto.

### 6.3 - Regiões Temperadas

Em regiões temperadas as estações são bem marcadas e conseqüentemente, o tipo de intemperismo que ocorre nessas áreas é uma combinação dos outros tipos. No inverno a ação do gelo é dominante, enquanto que no verão e nas estações menos frias, as águas percolantes tem papel mais importante. A altitude também influi nos processos de intemperismo. Nas baixas altitudes, em regiões temperadas, as mudanças de temperatura são lentas e o intemperismo é mais controlado pela decomposição química e lixiviação por soluções.

### 6.4 - Regiões Árticas

Nas regiões árticas, grande parte da superfície é coberta por neve durante a maior parte do ano; o sub-solo está saturado de água que frequentemente congela. O agente mais importante desse meio é a expansão da água fraturando e deteriorando os maciços rochosos. O manto fica, dessa forma, repleto de fragmentos angulosos. O mecanismo é essencialmente o mesmo nas regiões altas, capeadas pelas neves eternas.

## 7. Formação dos Solos

Cada rocha e cada maciço rochoso se decompõe de uma forma própria. Porções mais fraturadas se decompõem mais intensamente que as partes maciças, e certos constituintes das rochas são mais solúveis que outros.

As rochas que se dispõem em camadas, respondem ao intemperismo de modo diferente para cada camada, resultando numa alteração diferencial. O material decomposto pode ser transportado pela água corrente, pelo vento e pelas geleiras.

Os solos são misturas complexas de material inorgânico e resíduos orgânicos parcialmente decompostos. Para o homem, em geral, a formação do solo é um dos mais importantes produtos do

intemperismo. Os solos diferem grandemente de área para área - não só em quantidade (espessura), mas também em qualidade e também, quanto à capacidade de sustentar o crescimento das plantas. Os mesmos agentes de intemperismo que conhecemos, produtores do regolito, estão continuamente em atividade quebrando-o, decompondo-o e o transformando em partículas cada vez menores e mais alteradas. O solo propriamente dito é a parte fina e superior do manto de intemperismo, que se encontra suficientemente alterado e em condições de suportar a vida das plantas. Usualmente contém material orgânico chamado humus. Abaixo do humus, a camada de solo é usualmente chamada de sub-solo.

A textura dos grãos ou partículas que compõem o solo é importante na produção vegetal, além de outras propriedades físicas particulares do solo. O tamanho das partículas minerais determina sua área de superfície exposta, que, por sua vez, influi na quantidade de água que poderá ser retida pela ação molecular e capilar. Os solos de textura fina possuem, nas partículas, áreas maiores que os solos de granulação grossa.

As raízes das plantas obtêm o seu alimento mineral principalmente do filme de soluções que se encontram envolvendo as partículas do solo; dessa forma, a textura tem um importante papel na vida vegetal. Entretanto, o solo necessita também de partículas maiores, que lhe conferem propriedades físicas adequadas à criação e desenvolvimento de bactérias capazes de lhe dar fertilidade.

Os fatores mais importantes na formação do solo são:

1. Ação de organismos vivos
2. Rocha de origem
3. Tempo adequado para alteração
4. Clima adequado
5. Inclinação do terreno ou condições topográficas

#### 7.1 - Ação de Organismos

A maior parte dos solos é composta de grãos minerais de vários tamanhos, mas a presença de organismos vivos ou de matéria orgânica é essencial para a produção de nitrogênio, um dos alimentos essenciais da planta. A presença de nitrogênio no solo é uma das características que o diferencia do manto de intemperismo ou regolito. A matéria orgânica por sua vez é derivada

das plantas e organismos animais compostos principalmente de C, N e H<sub>2</sub>O. Nitrogênio é essencial para a planta porque entra na composição das proteínas. A atmosfera possui grandes quantidades de nitrogênio; porém, este não pode ser usado pela planta na forma gasosa. O nitrogênio só é útil para a vida vegetal quando em solução. Isto ocorre por ação de bactérias que o transformam em nitratos. As bactérias nitrificantes vivem nas raízes de certas leguminosas. É essa a razão porque as leguminosas são chamadas de adubo verde, porque são capazes de restaurar a fertilidade dos solos onde se desenvolvem.

#### 7.2 - Rochas de Origem

Todas as rochas podem por alteração produzir solos; porém, algumas rochas depois de intemperizadas produzem solos férteis e outros solos pobres para a vegetação.

#### 7.3 - Tempo de Alteração e Granulação das Rochas

Através do intemperismo, certas rochas são rapidamente transformadas em solo, em razão de serem compostas por finos fragmentos, que devido à grande superfície que apresentam, são facilmente atacados. Por exemplo, os tufos vulcânicos (rochas compostas por finas partículas de cinza vulcânica) em poucas centenas de anos são transformadas em solo.

As rochas maciças ao contrário são demoradas na produção do solo.

#### 7.4 - Clima

A influência do clima no intemperismo já foi discutida em capítulos anteriores. O clima influi na espessura, nos produtos e localização dos vários horizontes do solo.

#### 7.5 - Inclinação do Terreno

O solo de taludes íngremes difere daqueles encontrados em superfícies pouco inclinadas por causa das diferenças de drenagem, velocidade de escoamento da água superficial e erosão. Onde os taludes são muito íngremes o solo é retirado rapidamente, em maior volume do que aquele que se forma. Assim, ficam afloando, no terreno, os grandes blocos diaclasados, de rocha parcialmente alterada, denominados matações. Quando o terreno é inclinado e o solo é muito espesso, formado em clima quente de mui

ta chuva, como por exemplo, acontece em certas áreas da Serra do Mar; apesar da erosão ser intensa, ela poderá não conseguir retirar todo o solo formado. Haverá então um equilíbrio entre a erosão superficial e a estabilidade do talude, isto é, parte da água que cai no terreno escoará à superfície, erodindo; e outra parte se infiltra produzindo subpressões no maciço regolítico de importância para a sua estabilidade.

Nesse caso, o regolito, parcialmente em movimento descendente, por ação da gravidade, possui blocos aflorantes, em razão do forte escoamento superficial. Existem matacões também, no interior da massa regolítica, porque a erosão não é suficientemente ativa para retirar o solo que os envolve. Qualquer desequilíbrio nesse processo geológico traz, normalmente, consequências desastrosas, em que blocos soltos à superfície do terreno poderão rolar encosta abaixo; ou ainda, em que todo o solo e regolito, inclusive os matacões embutidos na massa de terra, se deslocam bruscamente por gravidade, destruindo construções, vilas, plantações, etc., finalmente entulhando o sopé das áreas topograficamente acidentadas. Como exemplo deste último, pode-se citar os escorregamentos que ocorreram em Caraguatatuba, Santos e Rio de Janeiro, em épocas de maior precipitação pluviométrica.

#### 7.6 - Ciência do Solo (Pedogênese)

A ciência que analisa os perfis de solo é chamada de pedologia ou ciência do solo. É uma das ciências básicas da agronomia e também da engenharia civil que utiliza as porções superiores do solo para fundação (alicerces) ou como fonte de materiais de construção.

#### 7.7<sup>1</sup> - Classificação Pedológica

A classificação pedológica é baseada essencialmente no perfil do solo. Aqueles de perfil similar são membros do mesmo grupo geral de solo. Aqueles perfis que resultam de um maior controle do clima e vegetação são membros de um grupo zonal. Em qualquer um desses grupos o tipo de intemperismo é mais importante que a composição de rocha de origem, e perfis similares poderão provir de materiais os mais variados.

Nos perfis em que a topografia local e a drenagem se constituem nos fatores condicionantes mais importantes, são eles (perfis) incluídos entre os grupos insazonais. Solos que não pos-

suem perfil desenvolvido, seja por causa da erosão ou por insuficiência de tempo necessário para o seu desenvolvimento, são denominados azonais.

Os grandes grupos de solos são divididos em séries segundo o mesmo material de origem. São, geralmente, nomeados conforme a região ou localidade em que foram identificados pela primeira vez, de modo similar às classificações geológicas, tal como Arenito de Botucatu (1º identificado na região de Botucatu). Após a divisão em séries, segue a divisão em tipos, baseada na textura dos materiais superiores.

O mapeamento pedológico foi conduzido em muitas partes do mundo, primariamente para avaliar a potencialidade agrícola. Há mapas em que foram identificados os grandes grupos de solos, em outros detalhes foram além, como o mapeamento das séries e até mesmo de tipos de solos especiais. Muitas vezes esses mapas são usados para se estabelecer uma correlação entre a pedologia e o comportamento geotécnico do solo. Inclui-se a drenagem, a plasticidade, a textura e uso potencial do solo como material de construção.

#### 7.8<sup>2</sup> - Perfil do Solo em Região de Clima Temperado Úmido

Neste tipo de perfil, há um crescimento rápido da vegetação bem como, um abundante acúmulo de folhas mortas, plantas e outros vegetais à superfície do terreno. Devido ao clima temperado (verão curto e inverno gelado) a decomposição desses restos orgânicos é lenta; entretanto, sempre se forma ácido húmico que produz o intemperismo. O movimento predominante da umidade do terreno é da superfície para o interior até alcançar o N.A. (nível da água do sub-solo). Isto provoca o aparecimento de um perfil de solo com três horizontes nítidos denominados de cima para baixo: A, B e C. (Fig. 11).

O horizonte superior, A, se caracteriza pela alteração química dos materiais do solo em ambiente ácido redutor com o aparecimento de argila do tipo da caulinita, carbonatos solúveis e minerais ferruginosos reduzidos, semi solúveis. Todos estes componentes são lixiviados (lavados) para baixo deixando o horizonte A pobre em sais, porém ainda contendo uma certa quantidade de sílica coloidal. Como resultado, a parte inferior, designada por horizonte A<sub>2</sub> é usualmente arenoso e de coloração clara.

Horizonte	Descrição
O	Material orgânico rico em humus
A <sub>1</sub>	Colóides orgânicos e minerais

A	A <sub>2</sub>	Coloração clara, solo lixiviado	zona de lixiviação e eluviação
	A <sub>3</sub>	Lixiviado, solo de transição	
B	B <sub>1</sub>	Acumulação, transicional	de acumulação e lixiviação
	B <sub>2</sub>	Acumulação, argiloso, cor escura	

	acumulação de carbonato.	zon mul luv
C	Rocha semi alterada, concentração de sílica e carbonato	
D ou R	Rocha sã	

Tabela 11

A parte superior designada por A<sub>1</sub> é escura, em razão da grande quantidade de matéria orgânica existente. Possui uma textura frouxa com muitos vazios. O horizonte A<sub>2</sub> é uma fonte frequente de empréstimos de areia na maioria dos nossos solos.

Os materiais lixiviados se acumulam no horizonte B abaixo. Ele é mais espesso que A e contém maior concentração de minerais argilosos, ferro e carbonatos que o solo original. A parte superior, B<sub>1</sub>, é muitas vezes parcialmente cimentada e fortemente colorida. O horizonte B<sub>2</sub> é rico em argilas e carbonatos solúveis. O B<sub>3</sub> sofre uma certa lixiviação e, portanto, é mais claro. O horizonte B em conjunto é a melhor fonte de argilas em regiões onde há escassez deste material.

Abaixo, ocorre o horizonte C, que é constituído por rocha parcialmente alterada formando blocos de diferentes tamanhos. Quando o solo superior está sobreposto a outro solo, este, inferior recebe a designação de R. Quando abaixo de C ocorrer rocha sã, esta recebe a designação de D.

#### 7.9 - Perfil de Solo de Região Quente e Úmida

A parte superior do solo está sujeita a ser molhada e secada frequentemente e, em consequência, é lixiviada de alto a

baixo. Contudo, o clima é favorável à rápida decomposição da matéria orgânica, consumindo-se esta quase inteiramente. Os sais de K, Ca, Na, a sílica coloidal e Fe são levados para baixo pela água percolante. O ferro é solúvel em pH ácido e migra até o ho-

izonte B, onde precipita, em razão de condições locais ácidas e alcalino. O processo é denominado de laterização em que se formam concreções ferruginosas cimentando o solo (ferricretos, couraças ou canga). Este material é resistente e relativamente incompressível, servindo como base de estradas de rodagem. Quando mal formada, a canga pode-se amolecer e amolgar. Este solo é identificado pela sua baixa proporção em sílica coloidal e alto teor em óxidos de ferro e alumínio. Grãos de quartzo e seixos -

estão sempre presentes.

#### 7.10<sup>4</sup> - Perfil de Solo Gerado em Clima Árido

Neste clima há pouquíssima matéria orgânica. Os movimentos da água se fazem de modo ascendente por causa da intensa evaporação. Disso resulta a acumulação de materiais solúveis à superfície do terreno com a cimentação das partículas ali existentes. Às vezes, a massa de material precipitado forma lentes, outras vezes, forma concreções cobrindo todo o terreno. Estes solos são incompreensíveis quando secos. Quando saturados poderão amolecer e, em alguns casos, sofrer até colapso. Poderão, em certos casos, servir como material de construção. Nas regiões extremamente áridas, os sais se concentram de tal maneira à superfície, que ela fica coberta de eflorescências que formam uma crosta branca.

#### 7.11<sup>5</sup> - Solos de Terrenos Úmidos Mal Drenados

Neste caso, devido à falta de oxigenação das áreas estagnadas ocorre um grande acúmulo de matéria orgânica incapaz de ser alterada em razão da presença de compostos ricos em S como H<sub>2</sub>S e FeS<sub>2</sub>. É o ambiente propício para a formação das turfeiras, muito comuns nos meandros abandonados dos rios e nas áreas frias do norte da Europa e da América do Norte.

### VI. SEDIMENTAÇÃO E ROCHAS SEDIMENTARES

#### 1. Introdução

As rochas sedimentares são derivadas dos restos e detritos de outras rochas. Sob a ação dos agentes de intemperismo, as

rochas sólidas (ígneas e metamórficas) estão sendo constantemente alteradas. O material resultante, transportado pela água, pela gravidade, vento e gelo é finalmente depositado como um sedimento. A maioria é constituída por partículas sólidas, entretanto muito depósitos são precipitados químicos em que, às vezes, intervem a ação de organismos vivos.

Entretanto, um simples depósito não é uma rocha sedimentar. Há necessidade ainda de haver uma compactação ou cimentação do material sedimentar para ele se transformar em rocha propriamente dita. Qualquer riacho, rio, ou caudal de grande porte carrega material inconsolidado de montante a jusante. Os materiais mais grossos são rolados no leito do rio, os mais leves são carregados em suspensão e o material dissolvido é carregado

em solução. Milhões de toneladas de sedimentos são carregados aos lagos e oceanos diariamente. Muita areia e cascalho trans-

portados pelos rios ficam temporariamente estacionados em certos

locais em que a drenagem é estrangulada. Somente quando ocorre uma enchente é que esse material entra novamente em movimento, o

tais como cascalho, areia, silte e argila, tendem a se separar em funções de seu tamanho. Quando o rio desemboca em águas paradas (lago, mar ou oceano) o primeiro material que se deposita é

o cascalho, depois areia, em seguida o silte, mais adiante a argila e finalmente o material que se encontra em solução. Este último deposita-se por simples precipitação química, ou com auxílio de organismos vivos. Assim, de um modo ideal, as faixas sedimentares contendo diferentes granulometrias depositam-se paralelamente à crosta oceânica. Contudo, o processo ordenado de sedimentação poderá ser modificado por correntes e condições do fundo, que controlam a ação das ondas, ou interferem com o movi-

pre contém uma fração mais fina, arenosa ou siltosa; as areias sempre contém siltes ou argilas etc. Porque as condições de se-

dimentação não são uniformes é comum haver alternância de cama-

Quando os depósitos sedimentares são recobertos por espessas camadas de outras rochas (geralmente sedimentares), ocorre uma consolidação por pressão. Às vezes soluções penetram no sedimento cimentando-o. Assim, a argila se transforma em rocha denominada argilito, o silte em siltito, a areia em arenito e o cascalho em conglomerado. Cerca de 70% da terra é coberta por material sedimentar. Muitas rochas sedimentares se dispõem em camadas horizontais exatamente como se formaram, entretanto, outras que sofreram perturbações da crosta acham-se inclinadas em diferentes rumos podendo, até em certos casos, apresentar dobramento.

As rochas sedimentares graças à sua composição e graças aos restos orgânicos que possuem (fósseis), servem para desven-

por exemplo, indicam as condições em que viveram e, portanto, as

racterísticas tais como coloração, composição, etc., indicam as

condições climáticas e geográficas em que se formaram, bem como as transformações sofridas nela Terra através do tempo geológico.

As rochas poderão ter um registro sobre a área ocupada por

de antigos rios, etc. Cabe ao pesquisador a argúcia de desenvolver estas e muitas outras fontes de história da Terra "profundas"

## 2. Origem

Em resumo pode-se afirmar que, para a formação das rochas sedimentares, há necessidade de ocorrer 5 processos geológicos diferentes:

a. Alteração de rochas pré-existentes: ígneas ou metamórficas. Este processo consiste na preparação do material para o passo

gelo ou vento;

o transporte do material criado por água, gelo ou vento; e a



Este tipo de classificação nem sempre é possível dada a dificuldade de se reconhecer o ambiente em que se formou um dado sedimento. Entretanto, quando exequível, essa classificação, apresenta sua utilidade.

Cumprе ressaltar que a forma das partículas, bem como - suas angularidades e demais características de sua superfície indicam sua procedência, grau de transporte e outras características relativas a sua sedimentação.

### 3.2 - Sedimentos Não Clásticos

As rochas não clásticas são derivadas indiretamente da decomposição, solução e redeposição de outras rochas. São provenientes da precipitação em que intervêm agentes químicos ou seres vivos. São sedimentos ainda mais difíceis de serem classificados que as rochas clásticas porque diferem muito em textura, composição e condições de deposição.

A maneira mais simples é de classificá-las na base de sua composição química ou mineralógica como segue:

- a) calcário ou carbonos (os mais comuns são os carbonatos de cálcio e magnésio);
- b) ferruginosos, compostos de hematita e limonitas;
- c) fosfáticos, compostos de fosforita;
- d) silicosos, são as diatomitas, geiseritas, etc.

Muitos dos depósitos mencionados são marinhos, de água doce, ou híbridos.

Composição mineralógica - em razão da alteração que sofrem as fontes de material sedimentar, e da seleção pela qual - passam os produtos transportados antes de formarem os depósitos sedimentares, a composição destes é muito diferente daquela de origem, conforme mostra a Tabela 13.

Mineral	% na R. Ignea (Comp. média)	% na R. Sedimentar	
		Folhelho	Arenito
Quartzo	12	22,3	66,8
Feldspato	59,5	30,0	11,5
Piroxênios e Anfibólios	16,8	-	-
Micas	3,8		
Argila	-	25,0	6,6
Limonita	-	5,6	1,8
Carbonatos	-	5,7	11,1
Outros minerais	7,9	11,4	2,2
Total	100,0	100,0	100,0

Tabela 13

Estima-se que, em volume, na superfície da crosta terrestre 95% são de rochas ígneas e 5% de rochas sedimentares. Estas, entretanto, cobrem 70% da superfície terrestre.

A frequência dos vários tipos de rochas sedimentares, está na Tabela 14.

Tipos de Rocha	Frequência
Folhelho	58%
Arenito	22%
Calcário	20%

Tabela 14

Nevin estima que a redução dos poros por acúmulo de carga sobre rochas sedimentares argilosas, seja de 50% a 30m de profundidade, 33% a 150m de profundidade, 18% a 1200m de profundidade, e 10% a 1800m.

Sedimentos não clásticos são consolidados parcialmente por compactação e parcialmente por recristalização transformando se em maciços compactos.

Entretanto, o processo mais importante de consolidação

é a cimentação. Esta se processa graças à precipitação de carbonatos, sílica amorfa, ou óxidos de Fe nos poros dos sedimentos. Em geral, os sedimentos, quanto mais antigos mais consolidados - serão.

4. Texturas

As texturas dos sedimentos podem ser:

- clástica      a. Detrítica
- b. Cristalina
- não clástica { c. Oolítica, pisolítica ou esferolítica
- d. Orgânica

a. Detrítica: as partículas variam desde argila até os grandes "boulders" ou matacões. Ocorre esta textura nos siltitos, arenitos, conglomerados, etc.

b. Cristalina: a textura cristalina ocorre em evaporitos e outras rochas provenientes da precipitação química.

c. Oolítica, Pisolítica ou Esferoidal: a textura é de partículas em formas ovóides resultantes da precipitação química em forma radial e em camadas concentricas. A textura é oolítica quanto as partículas são do tamanho de ovos de peixe. Pisolítica quando do tamanho de ervilhas (> 2mm).

d. Orgânica: são características pela presença de fósseis, isto é, possuem vestígios de vida do passado geológico.

5. Côr

As rochas sedimentares variam em côr de acordo com sua composição. Poderão ser brancas quando compostas de quartzo puro, caolinita, calcita ou outros minerais claros; verdes quando compostos por silicatos ferruginosos; vermelhas quando contêm hematita; amarelas ou castanho quando limoníticas; pretas quando ricas em matéria orgânica ou minerais pretos (como ilmenita por exemplo) ou fragmentos de rochas pretas, ou sulfeto de ferro finalmente dividido; ou ainda, cinza quando há mistura de componentes pretos e claros.

A côr depende de fatores tais como: pureza, grau de oxidação de compostos ferruginosos, teor em matéria orgânica, etc.

A côr de uma camada sedimentar poderá variar com o grau de alteração do maciço rochoso a que pertence. Assim, os folhelhos pretos poderão, após o intemperismo, passar a côr vermelha por oxidação da pirita, FeS<sub>2</sub>, transformando-a em óxido de ferro Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

6. Descrição das Rochas Sedimentares mais Comuns

Conglomerados: são rochas constituídas por cascalhos cimentados entre si por material ferruginoso ou sílica amorfa ou qualquer outro aglutinante. O cascalho é, geralmente, de quartzo ou outro material resistente ao transporte. Há conglomerados constituídos por material rochoso.

Brechas: são rochas similares aos conglomerados; entretanto, compostas de fragmentos angulosos. São rochas formadas no sopé dos morros e regiões acidentadas. São talus cimentados.

Arenitos: são areias cimentadas formando uma rocha dura. O cimento poderá ser de óxido de ferro, sílica, carbonato, etc. Os grãos de areia poderão ser angulosos, arredondados, lisos ou foscos. Dependendo das características dos grãos de areia pode-se determinar a distância da fonte, o meio de transporte que afetou as partículas, etc. Por exemplo, grãos bem arredondados e foscos indicam um ambiente eólico de formação.

A maioria das areias é composta de grãos de quartzo. Há porém, areias de praia ricas em grãos de granada, ou até mesmo areias constituídas quase que exclusivamente de olivinas, como por exemplo, nas praias das ilhas vulcânicas do Havaí.

Arcósio: é um arenito composto de quartzo e feldspato endurecido por cimentação.

Grauvacas: são arenitos que contêm quartzo, feldspato e fragmentos de rocha, com recristalização de material argiloso dando mica e clorita.

Folhelho: é rocha composta principalmente de argila densamente compactada ou cimentada. Os folhelhos são, de modo geral, finamente estratificados, e, quando expostos à superfície do terreno, fragmentam-se de modo lamelar em plaquetas. Indicam sempre a deposição em ambiente calmo, em lagos ou regiões com água estagnada.



Os folhelhos podem conter um pouco de areia, cimento ferruginoso calcário ou orgânico. Os folhelhos muito ricos em matéria orgânica são chamados folhelhos carbonosos. Exemplo de folhelhos com matéria orgânica são os do Vale do Paraíba (Taubaté), pirobetuminosos e erradamente chamados de xistos.

Calcários: os sedimentos não clásticos mais abundantes são os calcários compostos por carbonato de cálcio geralmente proveniente de carapaças de conchas ou esqueletos de animais, como os recifes de coral. Há calcários, contudo, originários de simples precipitação química. De qualquer forma a concentração de  $CaCO_3$  na água do mar, normalmente tem por origem os seres vivos. Pode variar gradacionalmente a folhelhos calcíferos, siltitos e até mesmo arenitos. Certos calcários ricos em material clástico fino, são denominados de marga. Exemplos de calcários contendo intercalação de folhelhos é o calcário da Formação Iratí na Bacia do Paraná. Ocorre em Assistência (proximidades de Rio Claro) como também nas proximidades de Piracicaba.

Dolomita: quando, num calcário, o cálcio é substituído por magnésio, a rocha passa a se denominar dolomito. A passagem de carbonato a dolomito pode se realizar normalmente, na natureza, em razão do carbonato de cálcio ser muito instável.

Outros tipos de calcário são: coquinas, aglomerados de conchas, oolitos, consistindo de partículas arredondadas de carbonato de óxido de ferro ou sílica; tufas são calcários formados ao redor de fontes; travertino, são calcários depositados em cavernas, geralmente laminados ou com textura porosa.

Terra de Diatomáceas: rocha sedimentar composta por finíssimas carapaças de algas microscópicas que vivem em água doce e ou água salgada. Formam intercalações geralmente nos folhelhos e arenitos. No rio Mogi são encontrados depósitos de diatomáceas; entretanto, são mais comuns os depósitos de espículas de esponjas.

Carvão: é formado em regiões alagadiças, em clima geralmente quente. As camadas de carvão podem atingir mais de uma dezena de metros de espessura. Sua origem está ligada aos seguintes fatores:

a) por acumulação e decomposição parcial de vegetais em regiões alagadiças;

- b) soterramento por outros sedimentos;
- c) Conversão de turfa a carvão por calor e pressão.

A turfa se acumula em alagadiços e vai se desenvolvendo rapidamente em clima quente e úmido. A temperatura muito elevada de clima tropical destrói a turfa em razão do desenvolvimento exagerado das bactérias. Em geral os carvões se formam à beira mar, pois os depósitos de carvão contém, como impurezas, restos orgânicos marinhos e estão intercalados com outros sedimentos.

Geralmente, após a formação de espessa camada de turfa, esta é soterrada por sedimentos que produzem o recalque das camadas das turfosas submetendo-as à elevadas pressões. À medida que se aprofundam também se aquecem, perdendo os materiais voláteis, e aumentando o teor em C. Assim, a turfa se transforma lentamente em linhito, este passa a carvão betuminoso e, finalmente, a antracito, composto de cerca de 90% de C.

Rochas fosfáticas se formam, também, por acúmulo de restos orgânicos e se constituem em importante matéria prima dos adubos orgânicos.

Importantes jazidas de ferro são de origem sedimentar, formadas por simples precipitação química ou com auxílio dos seres vivos.

## 7. Reciclagem de Rochas Sedimentares

As rochas sedimentares, como as demais rochas, podem passar por nova fase de erosão, transporte e deposição, formando nova rocha sedimentar. A reciclagem, geralmente, conduz à formação de rochas altamente selecionadas, ricas em grãos de quartzo bem arredondados.

Os folhelhos alterados geralmente formam plaquetas e finalmente se transformam em material argiloso. Quando contém argilas expansivas, os folhelhos se partem prontamente desmantelando-se com facilidade. Pode-se citar como exemplo os siltitos e folhelhos do Grupo Passa Dois, que ocorrem entre Rio Claro e São Carlos.

## 8. Estruturas Primárias

### 8.1 - Estratificação

O arranjo dos sedimentos em camadas é uma de suas caracte

terísticas mais evidentes.

A estratificação resulta da seleção do material que é depositado em razão de mudanças de corrente ou de quaisquer alterações no processo deposicional, tais como: mudanças sazonais, mudanças climáticas, flutuações do nível do mar, mudanças nas condições biológicas locais, etc.

As camadas sedimentares podem ter variadas espessuras, de milímetros à centenas de metros. Como regra geral, são formadas horizontalmente.

a) Estratificação Cruzada:

Sedimentos com estratificação cruzada são aqueles que se dispõem obliquamente ao plano geral de estratificação. Há vários tipos de estratificação cruzada, como se pode ver na Fig. 21.

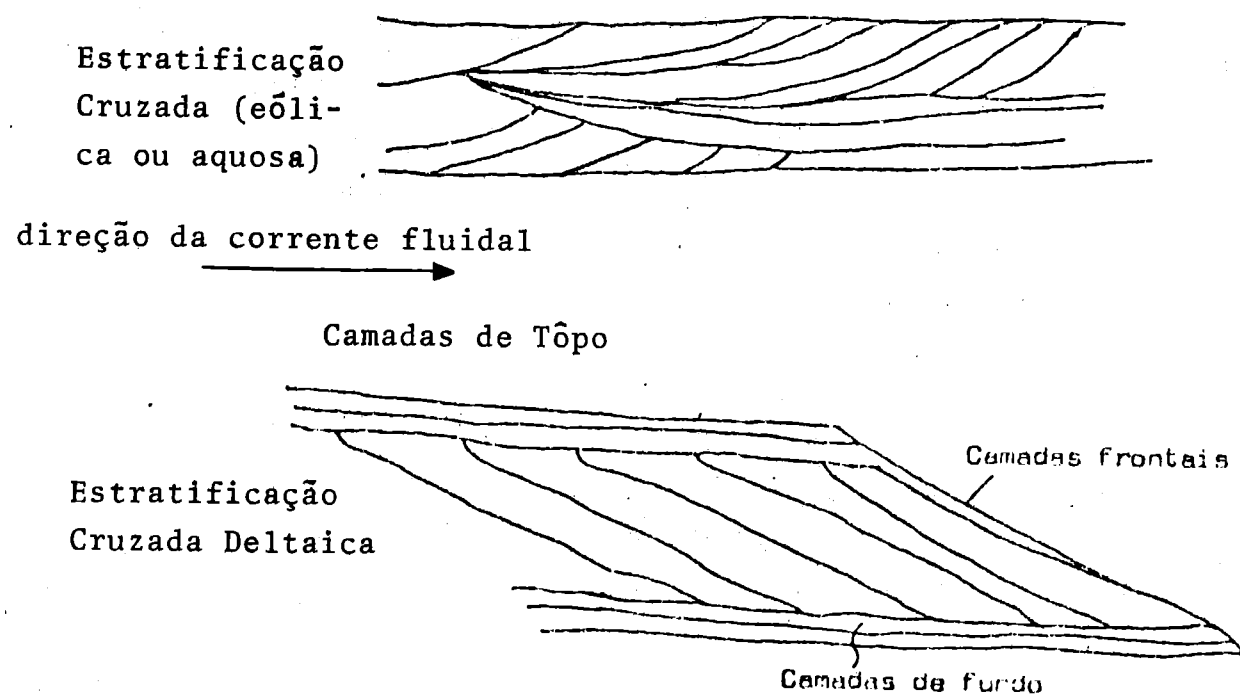


Fig. 21

É o tipo comum de estratificação de arenitos e conglomerados onde as correntes de água mudam de direção e velocidade a todo instante. Ocorre tanto em sedimentos aquosos como em sedimentos eólicos.

b. Estratificação Graduada

Quando material heterogêneo é transportado até um local calmo a deposição se realiza em etapas. Primeiro ocorre a deposição do material mais pesado, os seixos maiores, depois material

mais fino, e finalmente o material finíssimo, argiloso.

As camadas terão de baixo para cima uma granulação progressivamente mais fina e estarão dispostas em séries sucessivas indicando ciclos de ocorrência deposicional similares, Fig. 22.

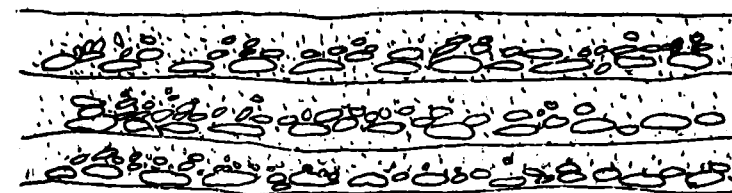


Fig. 22 - Deposição Graduada

8.2 - Camadas Lenticulares

Muitas camadas são lentes alongadas e terminam lateralmente de modo gradual em cunha. Isso ocorre com frequência nos sedimentos de rios ou em sedimentos formados em zonas de correntezas marinhas.

Outras estruturas comuns são: rachaduras de argila, em lagoas que secam ao sol, marcas de ondas, impressões ou marcas de chuva nos sedimentos, fósseis, etc.

8.3 - Concreções

Após a consolidação das rochas sedimentares poderão surgir novas estruturas denominadas estruturas secundárias. As mais importantes são as seguintes:

a) Concreções

São massas de variadas formas ou nódulos que surgem no interior dos sedimentos, cimentando-os. Variam de tamanho podendo alcançar diâmetro de vários metros, Fig. 23. As concreções diferem de composição conforme as rochas onde ocorrem. Geralmente se formam de um dos componentes menores da rocha mãe. Nos calcários de concreções são geralmente silicosas ( $SiO_2 + nH_2O$ ), de pirita  $FeS_2$ , ou mesmo de  $CaSO_4$ . Nos arenitos as concreções comuns são de sílica ou de  $Fe_2O_3$ , como no caso do Arenito Botucatu. Nas cacimbas do nordeste brasileiro, em regiões calcáreas, formam-se concreções ovóides, em torno de peixes. Quando quebrada, a rutura se dá, justamente no plano de descontinuidades formado pelo animal contido na concreção. Muitas concreções perdendo água sofrem contração e se racham. Novo afluxo de material poderá se de

positar nas rachaduras formando uma concreção composta denominada septária.

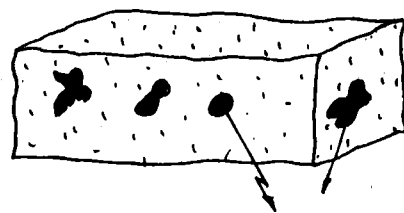


Fig. 23 Concreções

b) Geôdos:

São estruturas aproximadamente ovais formadas em cavidades das rochas, com cristais e/ou material amorfo dispostos concentricamente. Fig. 24. Os geôdos aparecem em sedimentos algumas vezes, mas são muito comuns nos basaltos.

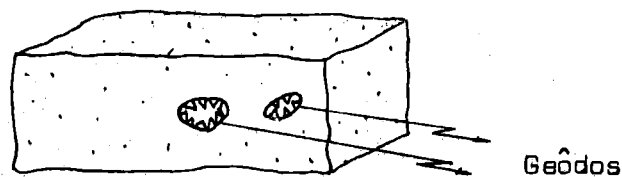


Fig. 24

c) Estilólitos:

São contatos "saturados" ou "engrenados" entre camadas, geralmente calcárias. Devido a dissolução entre uma camada e outra, ocorrem endentações no contato entre ambas. Fig. 25.

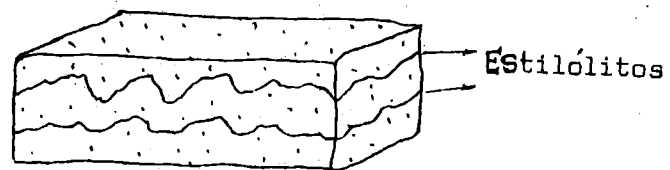


Fig. 25

9. Ambientes de Deposição

O final de todo material erodido é o fundo do mar, entretanto, temporariamente fica retido nos lagos, nas planícies de inundação ou rios.

Muitos depósitos passam lateralmente a outros tipos de sedimentos. Assim, nas proximidades do mar, os sedimentos mari-

nhos podem passar lateralmente a sedimentos continentais. Entre um e outro, ocorrem sedimentos híbridos contendo materiais, tanto marinhos como continentais. Como exemplo pode ser citada a região industrial de Cubatão, onde ocorrem aluviões, material coluvial, argilas (com conchas marinhas), etc.

Na Tabela 15, são mencionados os vários tipos de sedimentos e os respectivos ambientes de deposição.

Continental	Misto	Marinho
<u>Terrestre:</u>		
desértico	de Litoral	Mar raso
glacial	Lagunar	Mar intermediário
<u>Fluvial:</u>	Estuarino	Mar profundo
de piemonte	Delta	
de planície aluvial		
<u>Lago:</u>		
Lagunar		
<u>Alagadiço:</u>		
paludal		
<u>Caverna:</u>		
espeleal		

Tabela 15

9.1 - Depósitos Continentais

a) Depósitos de Áreas Desérticas

Cerca de 30 milhões de quilômetros quadrados de áreas continentais são desertos. Nessas regiões os depósitos são formados por: cones de dejeção, originados no sopé das elevações; depósitos torrenciais formados por fortes correntes intermitentes; depósitos de lagos salinos e depósitos eólicos. Os sedimentos dos desertos são atacados e corroídos por soluções quimicamente ativas, fosqueados, polidos e desgastados pelo abrasão das areias movimentadas pelo vento. No fundo dos vales os depósitos

são arenosos e siltosos, passando lateralmente a materiais cada vez mais grossos, dando impressão que os morros se destacam de um mar de material detrítico. Os depósitos torrenciais, produzidos durante as fortes chuvas que caem nos desertos esporadicamente, geralmente não possuem estratificação, uma vez que o transporte é curto, não havendo possibilidade de se processar a seleção do sedimento em suas várias frações granulométricas. Os depósitos eólicos mostram estratificação cruzada. O Arenito Botucatu que ocorre em espessas camadas e também intercalado nos basaltos da Bacia do Paraná, é um exemplo típico.

b) Depósitos Glaciais

Os sedimentos glaciais são depositados pelo gelo, sem estratificação, não selecionados contendo tanto material grosso como fino. Os sedimentos glaciais repousam muitas vezes sobre superfícies rochosas polidas, estriadas e riscadas pelo gelo. Em épocas de degelo tais sedimentos são retrabalhados pela água e apresentam características típicas de depósitos aluviais comuns. Ocorrem na Bacia do Paraná, muitas vezes diretamente apoiados sobre rochas do Cristalino. Exemplo de ocorrência em São Paulo, - nas localidades Mogi-Mirim, Pinhal, Jundiaí, Campinas, Indaiatuba, etc.

c) Sedimentos Aluviais ou Fluviais

Os sedimentos fluviais são depositados em áreas de inundação (com lentes de vários metros a

dezenas de extensão) de três tipos principais. Lentes de material grosso, que correspondem aos depósitos de calha do rio; lentes de material fino correspondente aos depósitos dos lagos em forma de ferradura, antigos ângulos mortos dos rios; e finalmente os depósitos arenosos intercalados nas lentes mencionadas anteriormente, correspondentes aos depósitos de várzea ou planície de inundação, conforme a Fig. 26.

Muitos depósitos aluviais formam os solos transportados de grandes áreas do sul do Brasil, cobrindo antigos terraços dos grandes caudais atualmente existentes, Como exemplo, pode ser citado o Vale do Paraíba, cujos terraços antigos muito extensos são cobertos por esses sedimentos. A largura desses terraços poderá ser de dezenas a centenas de quilômetros. Pode ser citado o caso dos terraços do rio Mogi-Guaçu que se encontram em São Carlos a mais de 50km do mesmo.

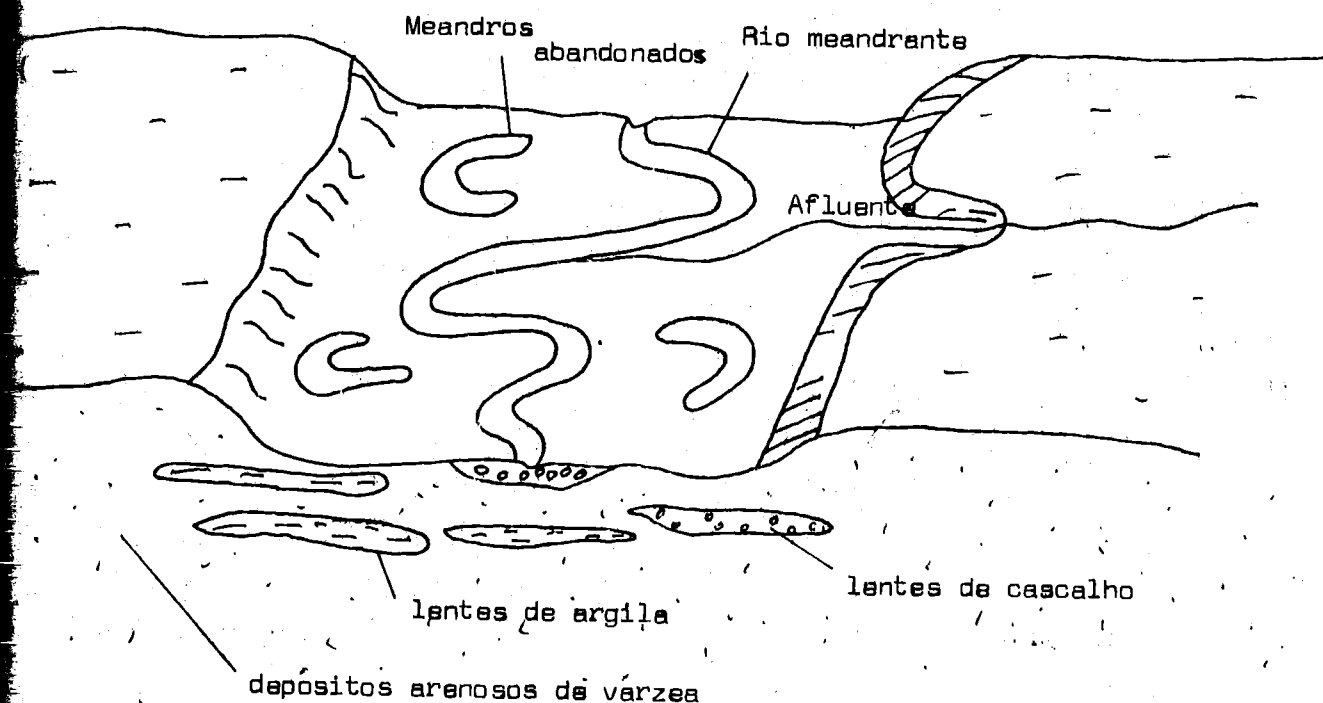


Fig. 26

d) Sedimentos Lacustres

São de granulação fina. Quando, em áreas áridas frias ou quentes, os sedimentos finos são depositados inalterados. Em áreas temperadas ou de clima tropical, os lagos concentram depósitos argilosos. Entretanto, enchentes poderão provocar a mistu

Nas proximidades dos mares, muitas lagoas são de água salobra com invasões marinhas esporádicas.

Quando a água é estagnada há concentração de  $FeS_2$  e  $H_2S$  nos depósitos orgânicos e argilosos do fundo do lago. Em lagos localizados em regiões áridas ou semi-áridas a evaporação poderá ser tão intensa a ponto de produzir alta salinidade dos depósitos e eventualmente com o secamento do lago formar-se camadas espessas de  $CaSO_4$ ,  $NaCl$ , etc.

9.2 - Sedimentos Marinhos

a) Sedimentos de Mar Raso

Os sedimentos de mar raso vão até uma profundidade de cerca de 120 metros abaixo do nível do mar. Cobre boa parte da plataforma continental. A distribuição, expansão e profundidade do mar raso têm variado com o passar do tempo geológico com a na

tureza e extensão dos movimentos diastróficos tectônicos. Essa porção do fundo oceânico recebe os sedimentos de vastas áreas continentais através dos rios, geleiras, ventos (nuvens de areia) cinzas vulcânicas, etc.

Onde o suprimento dos detritos provindos do continente é pequeno os sedimentos do mar raso poderão consistir principalmente de restos orgânicos, corais, algas calcárias e precipitados químicos.

As características dos sedimentos marinhos da faixa mencionada são variáveis. Os depósitos à beira mar são usualmente de formas lenticulares com muita estratificação cruzada e grande variação granulométrica. São comuns, ainda, ravinamento e marcas de corrente em extensões e orientações variadas.

Fig. 27. Estabilidade, formando estruturas de amarramento.

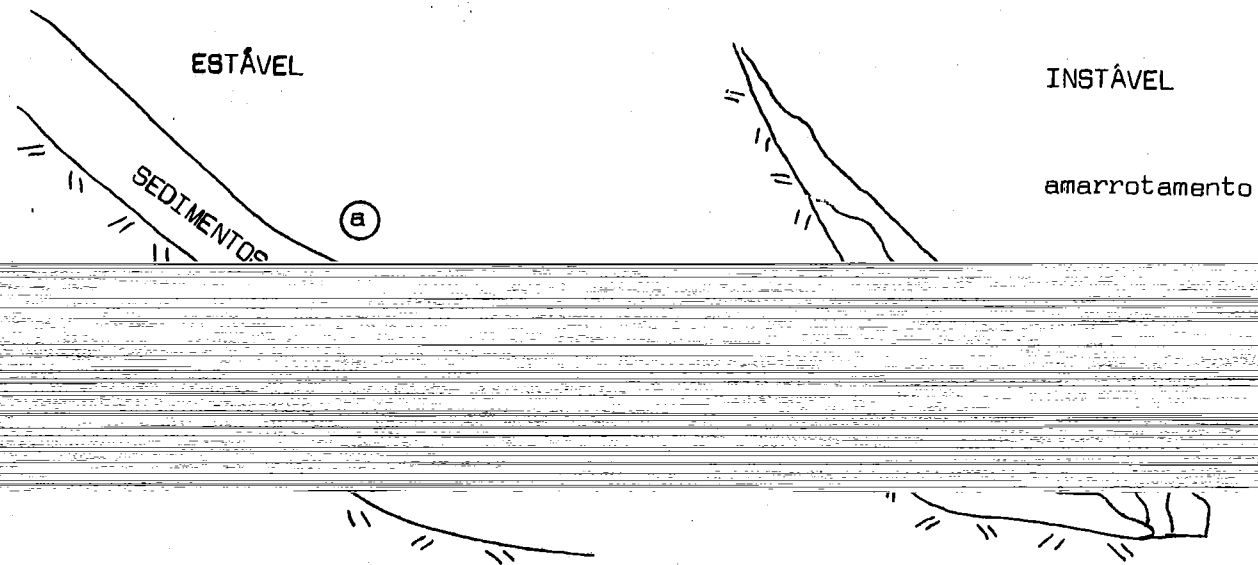


Fig. 27

Em zonas mais profundas, os sedimentos são mais regulares, dispostos em camadas melhor definidas e mais homogênea.

A velocidade de acumulação de sedimentos varia conforme o local considerado. Em média, a velocidade de deposição é a seguinte:

- Arenitos: 135 anos/metro de deposição
- Folhelhos: 270 anos/metro de deposição
- Calcário: 675 anos/metro de deposição

### b) Depósitos de Média a Grande Profundidade

O leito oceânico, dos 200 metros de profundidade (plataforma continental) desce até 4000 metros, em média, para alcançar o fundo oceânico. Este trecho, com uma largura de cerca de 64 km, é coberto por sedimentos finos de origem continental que permanecem em suspensão durante períodos longos. Tais sedimentos são de cor azul, dado o seu conteúdo orgânico e caráter do ferro reduzido que contém.

As lamas azuis, também denominadas vazas azuis, estendem-se a mais de 1500 km da foz do Amazonas em direção ao mar. Em outras áreas onde a contribuição continental é menor, acham-se em média até cerca de 320 km da costa.

Fig. 28. Sedimentos continentais, perdendo sua importância, predominando os se-

mentos finos de origem vulcânica, meteorítica bem como vaza de organismos planctônicos (placton - animais microscópicos de esqueleto calcário ou silicoso que vivem à superfície do mar, realizando fotossíntese que servem de alimento para os peixes).

O ácido carbônico aumenta em profundidade dissolvendo as conchas que contém  $CaCO_3$ . Dessa forma, os restos de  $CaCO_3$

solúveis das carapaças planctônicas e demais componentes mencionados anteriormente.

O material planctônico mais importante é formado por pequenos esqueletos de globigerinas e diatomáceas.

A velocidade de sedimentação média verificada para cada 1000 anos é a seguinte:

- Vaza azul: 3,30 cm
- Vaza de globigerinas: 2,13 cm
- Argila vermelha: 1,33 cm

### 10. Relações Estratigráficas

A estratigrafia estuda a sequência das camadas, sua descrição e correlação no espaço e no tempo.

#### a) Conformidade e Inconformidade

apoia sobre a inferior em conformidade. Entretanto, se houver - uma fase erosiva antes de se depositar a camada superior, haverá uma descontinuidade deposicional ou inconformidade erosiva.

Numa região baixa, a deposição poderá ser soerguida (levantada) e assim convertida em área de erosão. Outra vez, poderá sofrer uma depressão e se transformar em área de deposição. Se as camadas abaixo da descontinuidade erosiva estiverem inclinadas (adernadas, basculadas) relativamente às camadas superiores, o contato entre as camadas é denominado uma inconformidade angular; mas se as camadas abaixo e acima da superfície erosiva forem paralelas, o contato é chamado uma disconformidade.

#### b) Transgressão e Regressão

Havendo um levantamento do nível do mar ou um abaixamento do continente, a água dos oceanos gradualmente invadirá este último, cobrindo-o de uma camada de material detrítico grosso sobre uma superfície erosiva, tanto mais antiga quanto mais próxima do oceano original. É chamado, esse fenômeno geológico, de transgressão marinha. Sobre os sedimentos grossos vai se depositando material fino à medida que o mar vai se aprofundando.

O reverso ocorre quando o continente sofre um levantamento, ou o mar recua por diminuição do volume de suas águas. Nesse caso, os sedimentos antigos aparecem nos continentes recém expostos. Sobre sedimentos finos vão aparecendo sedimentos detríticos grossos. Chama-se esse fenômeno de regressão marinha.

#### c) Variações Laterais e Verticais

Os sedimentos poderão variar lateralmente e verticalmente em outros tipos formando na transição compostos híbridos. Entretanto, a ação das correntes marinhas ou mudanças climáticas - poderão perturbar a sedimentação normal de uma área.

As variações laterais são denominadas "fácies", isto é, ocorrência de rochas diferentes em diferentes áreas geográficas. Tais mudanças faciológicas são importantes na pesquisa do petróleo e na localização de áreas para material de empréstimo. Material de empréstimo é o material retirado de um local para ser utilizado numa construção, por exemplo: solo para atêrro ou rocha para agregado.

### 11. Controle de Sedimentação

As características sedimentares, estratificação, granulometria, tipos de fósseis, etc., indicam que a maior proporção de rochas sedimentares nos continentes é de águas rasas. Entretanto, na maioria das cadeias montanhosas esses sedimentos de caráter marinho são de centenas de metros de espessura; indicando que foram formadas gradualmente por um lento abaixamento ou subsidência. O tipo de sedimento depende do balanço entre subsidência, bem como, das condições em que se encontra a área fonte. Um levantamento rápido do continente produzirá acúmulo de material grosso arcossiano ou brechóide na bacia de sedimentação. Se, no entanto, a área fonte for do tipo tabular, pouco saliente, a maioria dos sedimentos na área de subsidência seria de argilas finas e material em solução,

Pelo exposto, conclue-se que as rochas sedimentares refletem as condições ambientais em que se formaram. Assim, toda rocha conta uma parte da história da Terra.

VII. DEFORMAÇÃO DAS ROCHAS, OROGÊNESE E ROCHAS METAMÓRFICAS

1. Introdução

Materiais transportados por um rio, ao chegarem no mar, depositar-se-ão no fundo. Constituídos de partículas isoladas, esse depósito sedimentar, nessa primeira fase, será extremamente fôfo e inconsolidado. À medida que mais sedimentos se depositam sobre os primeiros, estes suportarão cargas cada vez maiores. Inicialmente, tal carga será suportada principalmente pela água contida nos poros das partículas, uma vez que as mesmas ainda não entraram em contato. Os sedimentos somente terão resistência maior no momento em que as partículas se tocarem e parte da água tiver sido expulsa. A carga suportada apenas pela água, é uma carga neutra (pressão neutra), não possuindo a capacidade de condicionar atrito entre as partículas mencionadas.

A carga aplicada sobre os sedimentos saturados vai progressivamente produzindo a expulsão da água e se transferindo gradualmente às partículas sólidas. Essa transferência aumenta a pressão intergranular (pressão efetiva; que, por sua vez, controla o valor da resistência ao cisalhamento dos sedimentos considerados. Com efeito, a pressão total em um sedimento completamente saturado consiste de duas partes:

$$\text{Pressão total} = \text{pressão intergranular} + \text{pressão da água}$$

(ou efetiva)                      Pressão neutra

ou seja:  $\sigma = \sigma' + u$ , onde

$\sigma$  - pressão total  
 $\sigma'$  - pressão efetiva  
 $u$  - pressão neutra ("uplift pressure")  
em inglês

De início,  $u$  possui um valor elevado (sedimento saturado) e gradualmente vai diminuindo enquanto  $\sigma'$  aumenta, pois a água é eliminada gradualmente. Com a eliminação da água, há uma diminuição progressiva do volume do sedimento e aumento gradual tanto da densidade como da resistência ao cisalhamento,

A resistência ao cisalhamento do sedimento é controlada pelo valor da tensão efetiva, como mostra a equação de Coulomb-Mohr, posteriormente modificada por Terzaghi:

$$\tau = c + (\sigma - u) \operatorname{tg} \phi \text{ onde}$$

$\tau$  - resistência ao cisalhamento

$c$  - coesão

$\sigma$  - tensão normal (no caso, tensão total atuando normalmente ao plano de cisalhamento)

$\sigma = \sigma' + u$  (como vimos anteriormente)

$\phi$  = ângulo de atrito interno

$\operatorname{tg} \phi$  = coeficiente de atrito interno

Como se nota da equação acima,  $u$  diminui a tensão normal e, portanto, a resistência ao cisalhamento também. Ao contrário, uma forte compactação ou cimentação aumenta o valor de  $c$  e, concomitantemente, a resistência cisalhante. Aumentando a tensão compressiva, começa um processo de recristalização das partículas iniciando-se nos contatos entre os grãos e fazendo com que fiquem soldados entre si. Aumento ainda maior da pressão, bem como da temperatura, produzem uma completa recristalização de toda a rocha, gerando novos minerais. Esse processo, ainda mais complexo pela atuação de soluções e gases, denomina-se metamorfismo.

Portanto, quando uma rocha ígnea ou sedimentar é submetida, por processos geológicos, a condições diferentes daquelas em que se formou, os minerais que a compõem se tornam instáveis, recristalizando-se ou alterando-se quimicamente, sem passar pelo estado de fusão. Estas condições relacionadas à pressão, temperatura, presença de soluções e de agentes voláteis, determinam o metamorfismo da rocha pré-existente, transformando-a em outra com novas características.

De acordo com o fator predominante neste processo, podemos definir quatro tipos de metamorfismo:

- a. Metamorfismo termal, onde predomina a temperatura elevada;
- b. Metamorfismo plutônico, onde predominam pressão uniforme (confinante ou hidrostática) e temperatura elevada;
- c. Metamorfismo cataclástico, onde o fator mais importante é pressão dirigida, que produz principalmente a rutura com deslocamento dos maciços rochosos;

d. Metamorfismo dinamotermal, onde predominam pressão dirigida e temperatura elevada, determinando uma reorientação dos minerais e causando o dobramento dos maciços rochosos.

Alguns autores ainda consideram um quinto tipo de metamorfismo, denominado regional, que engloba a maioria dos metamorfismos citados anteriormente.

É importante lembrar que o metamorfismo ocorre em regiões profundas da crosta, abaixo das áreas de sedimentação e diagênese. Metamorfismo significa uma recristalização completa ou parcial de uma rocha, sem que haja fusão total de seus componentes bem como produção de novas estruturas. Portanto, como o nome indica, o metamorfismo, em resumo, significa a soma de processos que transformam as rochas pré-existentes e seus minerais. Todavia, alguns minerais são estáveis em vários ambientes geológicos. Por outro lado, as circunstâncias poderão ser tais, que as transformações se processam muito lentamente, de maneira que a rocha não chega a apresentar um equilíbrio com o meio, em face das condições ambientais mudarem antes da transformação rochosa se completar. Há casos, também, em que o metamorfismo é tão profundo, que praticamente não se nota qualquer traço da rocha primitiva.

## 2. Transformações Produzidas

Algumas transformações produzidas pelo metamorfismo consistem no aumento de tamanho dos minerais componentes da rocha, na reorganização parcial dos componentes químicos para formar um novo agrupamento mineral, e no desenvolvimento de um novo padrão estrutural, constituído particularmente de um arranjo paralelo ou sub-paralelo dos novos minerais.

As texturas da maioria das rochas metamórficas são bem diferentes das apresentadas pelas rochas ígneas e sedimentares, particularmente, na maneira como os minerais se unem. Nas rochas ígneas, a cristalização progride de maneira ordenada, de modo que os últimos minerais se formam, ocupam o espaço deixado pelos primeiros. Nas rochas sedimentares de granulação grossa, como os arenitos e conglomerados, verifica-se imediatamente que os fragmentos e partículas acham-se em simples contato, e que o espaço entre eles está preenchido por alguma forma de cimento. Nas rochas metamórficas, por outro lado, os minerais estão dispostos sem haver cimento

nos vazios. Há entretanto rochas metamórficas que fazem exceção, como por exemplo, os mármore, alguns tipos de quartzito, gnaisses e micaxistos. O padrão textural de uma dada rocha metamórfica é determinado pelos fatores seguintes: natureza do material original, processos metamórficos envolvidos e intensidade ou grau de metamorfismo. É comum ocorrer, durante o metamorfismo, adição ou remoção de material sob a forma líquida, gasosa, atômica ou iônica através de processo de difusão.

## 3. Processos Metamórficos

As rochas poderão ser conduzidas a novos ambientes onde ocorrem processos geológicos, tais como: vulcanismo, diastrofismo (tectonismo), erosão ou mecanismos isostáticos, soterramento pela sobreposição de sedimentos ou aprofundamento por dobramentos intensos. Rochas previamente localizadas em regiões profundas poderão ser exumadas ou desenterradas por mecanismos erosivos. Conforme as condições a que forem submetidas, assim será o tipo de metamorfismo e as mudanças produzidas na rocha.

### 3.1 - Processos Metamórficos Termiais

Há dois tipos de metamorfismo termal, um produzido simplesmente pelo calor da Terra e outro produzido pela invasão e intrusão de material ígneo, fortemente aquecido. O primeiro recebe o nome de metamorfismo geotermal, e o segundo, metamorfismo de contato.

#### a. Processo Metamórfico Geotermal

É assim chamado porque produzido pelo calor existente nas partes profundas da Terra (gradiente geotérmico). Rochas localizadas à superfície poderão ser enterradas e comprimidas à grande profundidade graças à carga das rochas subjacentes. Esse fenômeno ocorre principalmente nos geosinclinais, áreas à beira mar onde se acumulam sedimentos durante milhões de anos tomando espessura de cerca de 10 km ou mais. Os sedimentos assim acumulados sofrem, em seguida, dobramentos, metamorfismo e levantamento (soerguimento), voltando à superfície, onde novamente sofrem erosão e refazem o ciclo mencionado. Assim, sedimentos argilosos, a tais profundidades e temperatura a que foram submetidos, se transformam primeiro em folhelhos (rocha sedimentar) e após o



metamorfismo, em ardósias e filitos (rocha metamórfica).

b. Processo Metamórfico Termal de Contato

É o metamorfismo produzido pelo aquecimento de várias rochas no contato com material ígeno em fusão. As mudanças são maiores perto do contato e menores à medida que a distância se torna maior, porque justamente nas proximidades e temperatura é maior e as emanções ígneas são mais ativas. O material ígneo extrusivo só afeta levemente o solo sobre o qual se desloca, produzindo um "cozimento" de uma fina camada superficial de alguns milímetros de espessura.

As mudanças mais pronunciadas ocorrem no contato das grandes massas intrusivas, como por exemplo, os batólitos. As rochas que mais sofrem metamorfismo de contato são os calcários e folhelhos calcíferos. À grandes profundidades, o ambiente associado com as intrusões é caracterizado por alta temperatura e alta pressão. Em algumas das rochas formadas em tais condições, os efeitos das atividades ígneas ou metamórficas não são bem distinguíveis. Isso ocorre, principalmente nas "cintas orogênicas", onde as rochas sedimentares foram deslocadas a grandes profundidades e, posteriormente, levantadas e dobradas para constituir as cadeias montanhosas.

Rocha Original	Rocha Metamorfoseada
Arenito	Quartzito
Folhelho argiloso	Xisto (hornfels)
Calcáreo	Mármore
Tufos e lavas	Micaxisto ou anfibólio

Tabela 16

3.2 - Processo Metamórfico Dinamotermal

O metamorfismo dinamotermal é produzido principalmente por mudanças induzidas por pressões orientadas, com auxílio secundário de temperatura. Esse metamorfismo é caracterizado pelo fato de ocorrer em áreas de intenso dobramento, a profundidades relativamente baixas. Apesar do metamorfismo dinâmico implicar em movimento, as rochas se movem diferentemente, conforme o local o nível da litosfera considerado. A camada externa do manto poderá ser dividida em 2 partes:

- a. zona superficial ou de fratura, onde as rochas consolidadas se partem sob a ação de tensões cisalhantes, e
- b. zona de fluxo, onde, sob pressões orientadas, as rochas perdem a sua resistência, passando a um estado plástico e podem inclusive fluir. Nestas condições, a rocha flue não porque se transforma em um líquido, mas porque se desloca lentamente, com a produção de fraturas microscópicas de cisalhamento, por esmagamento extremo e por recristalização. Apresentam-se exemplos na Tabela 16.

No primeiro caso, o processo metamórfico é denominado cataclástico, em que ocorre o esmigalhamento da rocha em zonas de falha. A rocha, no plano de falha e nas suas proximidades, é pulverizada, dispondo-se com uma certa orientação no sentido do deslocamento. Quando o fraturamento chega a um extremo, reduzindo a rocha a uma massa compacta, denomina-se tal material de "milonito". Geralmente, o milonito se forma a uma certa profundidade, ao passo que bem à superfície o fraturamento se processa de modo menos completo, produzindo fragmentos angulosos maiores, resultando uma rocha denominada de "brecha tectônica". Assim, um milonito, portanto, pode ser considerado como uma "microbrecha". Apesar de muitos milonitos e brechas tectônicas apresentarem alta resistência e dureza elevada, tais rochas indicam que a região onde ocorrem forma intensamente deformadas, muitas vezes com tensões residuais elevadas. Nas proximidades dos milonitos e das brechas, é normal a ocorrência de maciços rochosos altamente fissurados, alterados e permeáveis, e portanto, muitas vezes inadequados para a implantação de obras de engenharia. No segundo caso, em que predominam pressões dirigidas e calor, há uma completa recristalização da rocha original com reorientação de minerais. É comum nas áreas orogênicas em que são formadas: xistos, quartzitos e gnaisses.

3.3 - Metamorfismo Plutônico - (pressão hidrostática e alta temperatura predominantes) - rochas submetidas à pressões uniformes e altas temperaturas tornam-se plásticas, ocorrendo numerosas mudanças mineralógicas. Os novos minerais formados nessas condições tem alto peso específico e formas equidimensionais, sendo os constituintes das rochas metamórficas denominadas Granulitos.

#### 4. Graus de Metamorfismo

Algumas rochas metamórficas são mais intensamente modificadas que outras, por exemplo, a transformação de folhelho em ardósia produz apenas uma pequena recristalização. Mas, quando a ardósia é transformada em filito, este em xisto e o xisto em gnaiss, cada rocha sucessiva representa um maior grau de metamorfismo. Tanto o folhelho como o gnaiss poderão ter composição química idêntica: entretanto, sua aparência, bem como sua constituição mineralógica, são muito diferentes da rocha sedimentar original. O grau de metamorfismo atingido depende da intensidade de ação dos agentes ambientais que intervêm nos processos metamórficos. De uma maneira geral, as ardósias e filitos, que são rochas de baixo grau de metamorfismo, são formados perto da superfície, ao passo que xistos e gnaisses, ambos de alto grau de metamorfismo, são formados a maiores profundidades ou nas vizinhanças das grandes massas ígneas intrusivas.

Deve-se mencionar, também, que uma rocha de alto grau metamórfico, como o gnaiss poderá ser deslocada, através de processos diastróficos, a uma nova posição em ambiente de mais baixo grau metamórfico. Nesse novo local, as condições poderão ser aquelas de formação de ardósias e filitos, havendo então uma transformação da rocha primitiva em ardósia e/ou filitos. Essa transformação, denominada de metamorfismo regressivo, ou retrometamorfismo, ocorre: numerosas vezes durante os dobramentos e fenômenos orogênicos.

#### 5. Estruturas e Texturas das Rochas Metamórficas

As rochas metamórficas são classificadas, com base nas estruturas e texturas, em rochas foliadas e não foliadas. Muitas rochas metamorfoseadas são foliadas ou dispostas em faixas, quando então certos grupos minerais se orientam sub-paralelamente. As rochas se fendem de modo mais fácil paralelamente à foliação que perpendicularmente a ela. Os planos de foliação poderão ser altamente irregulares e ondulados. Em rocha metamórfica de granulação grossa, como gnaiss, os planos são pouco definidos, enquanto que, numa rocha fina, como um filito ou xisto, a foliação é muito clara e bem definida. A xistosidade é um caso particular de foliação, em que os planos de clivagem da rocha coincidem com aqueles em que os minerais se dispõem sub-paralelamente.

As rochas metamórficas não foliadas apresentam um aspecto maciço e não se partem com facilidade. Quando um argilito ou folhelho é examinado sob o microscópio, nota-se ser ele constituído de pequenas partículas de quartzo misturadas com finas partículas de argila. Sob alta pressão, os grãos de quartzo se quebram e sofrem rotação de tal modo que seu maior eixo se coloca em ângulo com a direção de menor esforço. Admitia-se que os minerais se alongam durante o metamorfismo, dispondo-se paralelamente ao menor esforço; entretanto, não é exatamente isto o que acontece e sim o maior alongamento dos minerais ocorre em ângulos de 25° a 45° relativamente aos minerais originais. Há, pois, uma influência dos minerais originais sobre a recristalização orientada dos minerais formados subsequentemente por metamorfismo dinâmico. Entretanto, de uma forma ou de outra, as rochas sedimentares que são fortemente comprimidas por dobramento, tendem a desenvolver uma foliação cruzada às camadas sedimentares originais, como mostra a Fig. 28

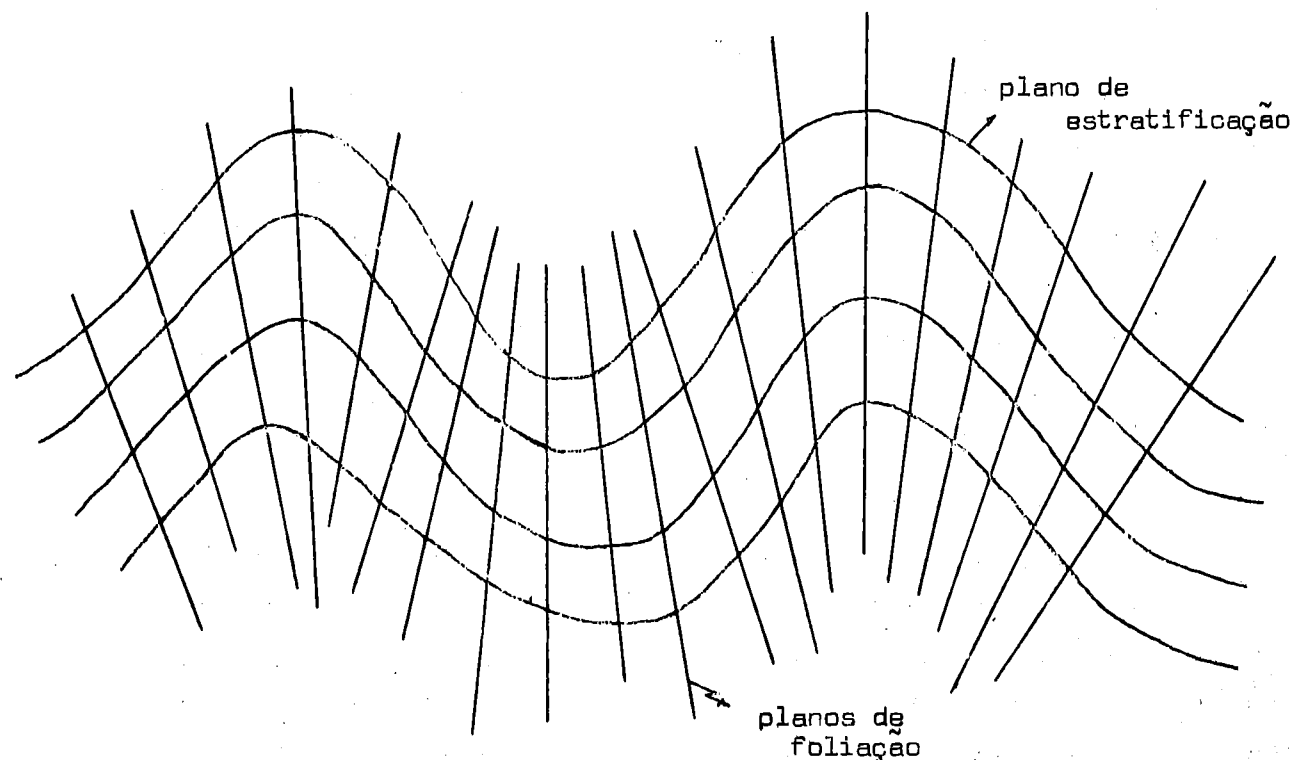


Fig. 28

Nota-se que, na região axial dos dobramentos, a foliação intercepta a estratificação com um ângulo de aproximadamente 90°. Nesses locais é que se distingue com mais facilidade as duas estruturas mencionadas.

A maioria das ardósias é originária de lodo e argilas, minerais placóides que facilmente se transformam em minerais micáceos. Dessa forma, os argilitos facilmente passam, após metamorfismo, a constituir ardósias, filitos ou micaxistos. Ao contrário, calcários e arenitos não têm condições de formar micaxistos ou filitos, em razão de não possuírem a matéria prima adequada para a formação de minerais placóides.

### 6. Rochas Metamórficas Foliadas

As rochas metamórficas foliadas são compostas principalmente de micas e cloritas, minerais facilmente clivados. Evidentemente, uma rocha contendo grande número de minerais placóides, paralelos uns aos outros, será facilmente fraturado ao longo do plano de foliação, onde apresentam maior concentração. As rochas foliadas mais comuns são as ardósias, os filitos, os xistos e os gnaisses.

Exemplo de rocha metamórfica foliada são as ardósias, rochas de granulação fina que se partem com grande facilidade em planos lisos como os minerais que as compõem são muito finos, as ardósias normalmente possuem uma textura de minerais não visíveis e apresentam superfícies mais lisas que os xistos. Há casos, entretanto, em que as ardósias passam por várias fases de dobramento recorrente e mostram um alto grau de "amarrotamento". A foliação poderá ser paralela ao acamamento, porém, poderá também cortá-lo com forte ângulo nas regiões axiais dos dobramentos.

Nesses casos, a estratificação aparece em um afloramento como finas listas de cor ligeiramente mais acentuada que o restante da rocha, cruzando com a foliação.

As ardósias tem uma cor primária cinza e preta. Por alteração, podem apresentar cores avermelhadas ou esverdeadas. As cores escuras das ardósias se devem à grafite proveniente do metamorfismo de matéria orgânica. A cor vermelha é resultante da oxidação da pirita (FeS<sub>2</sub>), abundantes nessa rocha. As ardósias eram muito usadas como telhas nas construções antigas. Ainda são empregadas como material de revestimento de edifício, principalmente quando possuem como componente também o quartzo que lhes confere maior resistência mecânica e erosiva.

Os planos de xistosidade são de baixa resistência e portanto poderão favorecer escorregamentos de taludes, deslizamen

tos de barragem, etc. As propriedades das rochas xistosas serão consideradas mais adiante no que concerne aos problemas de geologia de engenharia.

### 7. Aspectos Mecânicos das Rochas Foliadas

Neste item, é considerada a foliação sob um aspecto mais teórico, permitindo uma visualização quantitativa do problema. Usaremos como exemplo um caso simples de ensaio de compressão de um cubo de material homogêneo (gesso). Se um plano inclinado corta o cubo, representando um plano de foliação, é possível calcular as tensões cisalhantes e normais no referido plano a partir das três tensões principais  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$ , e leis da estática. O caso geral é relativamente complicado, entretanto, normalmente há interesse em analisar o problema de forma bidimensional, em planos perpendiculares ao plano principal intermediário, em que atua  $\sigma_2$ .

A direção de um plano inclinado que é perpendicular ao plano principal intermediário é definido por  $\alpha$ , o ângulo que o plano faz com o plano de tensão principal maior, como mostram as Figs. 29 e 30.

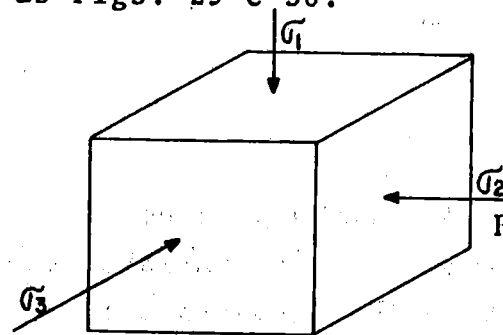


Fig. 29 - Perspectiva do cubo com o plano inclinado.

Tensões normal e cisalhante no plano inclinado poderão ser calculadas a partir de  $\sigma_1$  e  $\sigma_3$  e princípios da estática. Parte-se da hipótese que o cubo apresenta dimensões unitárias 1x1x1; portanto as forças que atuam no plano, nas direções de  $\sigma_1$  e  $\sigma_3$  são respectivamente:

$$F_1 = \sigma_1 \times \text{área} \text{ ou } F_1 = \sigma_1 \times 1 \times 1$$

$$F_3 = \sigma_3 \times 1 \times 1 \text{ tg } \alpha$$

A soma dos componentes destas forças, normal ao plano é:

$$F_n = F_1 \cos \alpha + F_3 \text{ sen } \alpha$$

ou

$$F_n = \sigma_1 \cos \alpha + \sigma_3 \text{ tg } \alpha \text{ sen } \alpha$$

A soma das componentes paralelas ao plano é

$$F_s = \sigma_1 \text{ sen } \alpha - \sigma_3 \text{ tg } \alpha \text{ cos } \alpha$$

A área do plano é  $\frac{1}{\text{cos } \alpha}$ ; portanto, a tensão normal  $\sigma_\alpha$  no plano é:

$$\sigma_\alpha = \frac{\sigma_1 \text{ cos } \alpha + \sigma_3 \text{ tg } \alpha \text{ sen } \alpha}{\frac{1}{\text{cos } \alpha}}$$

ou

$$\sigma_\alpha = \sigma_1 \text{ cos}^2 \alpha + \sigma_3 \text{ sen}^2 \alpha$$

ou ainda

$$\sigma_\alpha = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \text{ cos } 2 \alpha \quad (1)$$

Da mesma forma a tensão cisalhante  $\tau_\alpha$  no referido plano será:

$$\tau_\alpha = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \text{ sen } 2 \alpha \quad (2)$$

Por meio das fórmulas (1) e (2), as tensões em qualquer plano inclinado poderão ser calculadas, ou ao contrário conhecidas as tensões em dois planos quaisquer, as tensões principais poderão ser calculadas

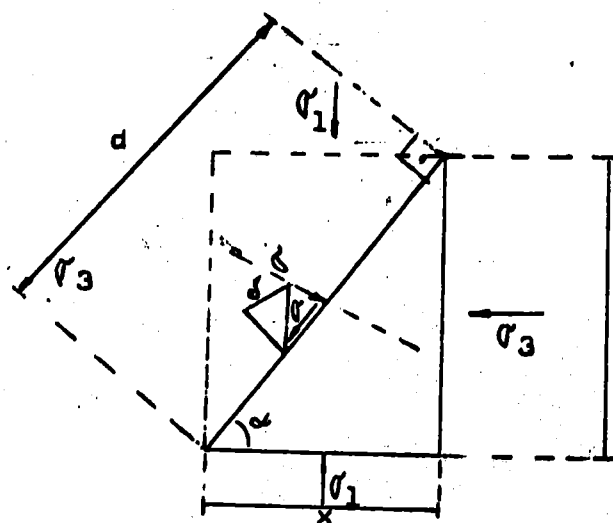


Fig. 30 - Seção perpendicular a  $\sigma_2$

A tensão de cisalhamento  $\tau$ , é máxima quando  $\text{sen } 2 \alpha = 1$  ou quando o plano é inclinado de  $45^\circ$  a  $\sigma_1$ .

As tensões que atuam sobre a rocha podem ser representadas graficamente por meio do diagrama de Mohr, Fig. 31. O valor da tensão mínima  $\sigma_3$ , é marcado no eixo dos x a partir da origem, isto é, através da distância OB. A distância AB é denominada tensão de desvio e corresponde a  $\sigma_1 - \sigma_3$ . A direção OX representa o plano em que atua a tensão principal  $\sigma_1$ . É traçado um círculo com o valor  $\sigma_1 - \sigma_3$  como diâmetro (tensão de desvio). A linha AC representa um plano em que atua a resultante  $\sigma_1 - \sigma_3$ , e o ângulo  $\alpha$  é o ângulo entre este plano referido e o plano em que atua a tensão principal  $\sigma_1$ . Os valores de  $\sigma$  e  $\tau$ , atuantes no plano indicado, são lidos diretamente sobre x e y. Como já mencionado, o máximo valor de  $\tau$  é alcançado quando  $\text{sen } 2 \alpha = 1$ , ou quando  $\alpha = 45^\circ$ .

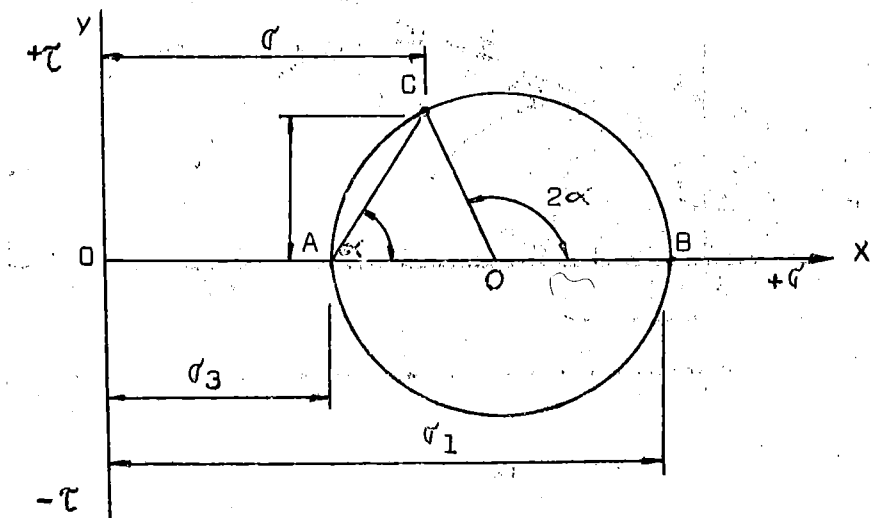


Fig. 31 - Diagrama de Mohr

Entretanto, é possível que a resistência ao cisalhamento do material rochoso não atinja o valor máximo e que o referido cisalhamento ocorra num plano de diferente inclinação. Geralmente, são realizados vários ensaios de compressão triaxiais, em que os valores de  $\sigma_1$ , no cisalhamento, são obtidos a várias pressões de  $\sigma_2 = \sigma_3$  (pressões confinantes). É possível, dessa forma, traçar vários círculos de Mohr. No eixo dos x são lançados os valores de  $\sigma_1$  e  $\sigma_3$  relacionados a cada um dos ensaios e traça-se uma tangente PQ comum a todos os círculos, Fig. 32. Esta tangen-

te recebe o nome de envoltória de Mohr. A inclinação da tangente relativamente à horizontal é o ângulo  $\phi$ , ângulo de atrito interno, ou também chamado de ângulo de resistência ao cisalhamento do material considerado. A tangente de  $\phi$  recebe o nome de coeficiente de atrito interno e o ponto C, onde ela intercepta o eixo dos y ou eixo das tensões cisalhantes, corresponde à coesão do material ensaiado. A tangente referida representa as condições de cisalhamento (falhamento) e é expressa pela equação:

$$\tau = C + \sigma \operatorname{tg} \phi$$

Para qualquer estado de tensão no interior de um maciço rochoso, que poderá ser representado por um círculo que se encontra abaixo da envoltória de Mohr, o falhamento não ocorrerá.

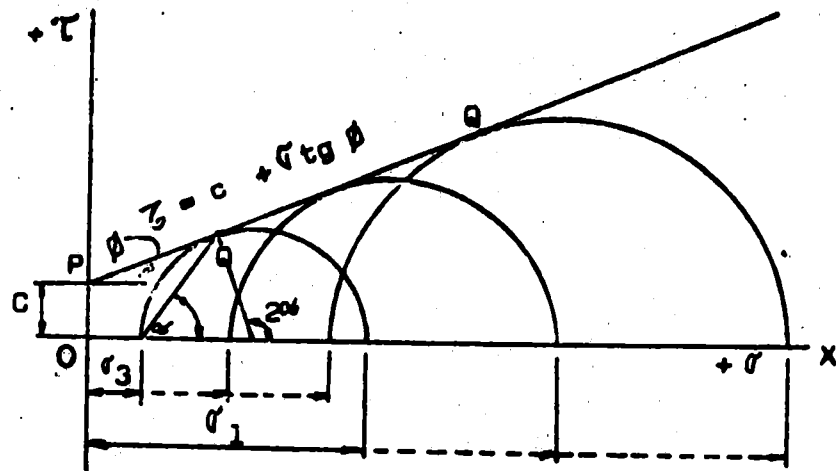


Fig. 32

atua. AQ representa a direção do plano de fratura. Quando  $\phi = 0$ , o material não possui atrito, então o ângulo  $\alpha = 45^\circ$ . Quando  $\phi$  possui um valor finito, então AQ faz com Ox um ângulo  $\alpha = 45^\circ + \phi/2$ , pois:  $\phi - 2\alpha + 90^\circ = 0 \therefore \alpha = 45^\circ + \phi/2$ .

Para se visualizar melhor as relações entre  $\phi$ ,  $\alpha$  e  $\theta$  (ângulo entre a tensão principal  $\sigma_1$ , e o plano de cisalhamento), representamos  $\alpha$ ,  $\theta$  e  $\sigma_1$  num corpo de prova esquematizado pela Fig. 33.

Da Fig. 33,  $\alpha + \theta = 90^\circ$  ou  $\alpha = 90^\circ - \theta$ , entretanto sabemos também que  $\alpha = 45 + \phi/2$ .

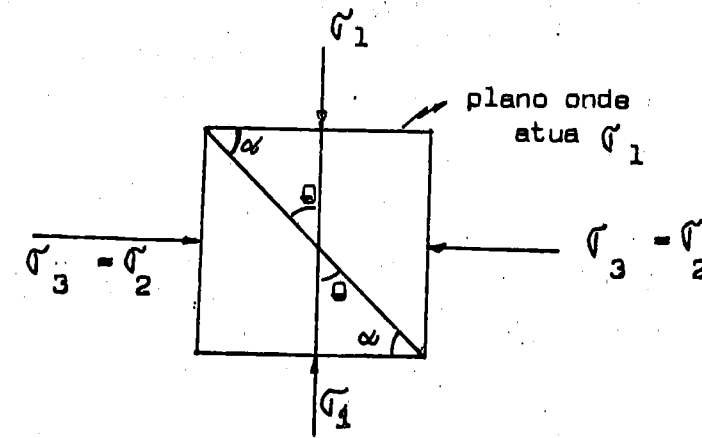
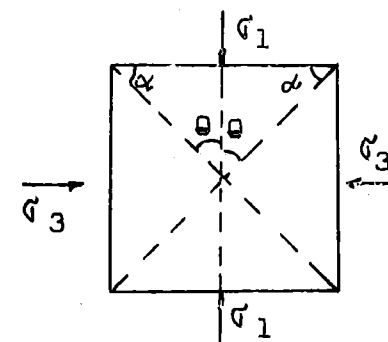


Fig. 33

$$\therefore 90^\circ - \theta = 45^\circ + \phi/2 \quad \therefore \theta = 45^\circ - \phi/2$$

Teoricamente, após a ruptura, devem existir dois planos orientados a  $45^\circ + \phi/2$  ( $\alpha = 45^\circ + \phi/2$ ), onde o falhamento ocorre simultaneamente, conforme mostra a Fig. 34. Tais planos são denominados planos conjugados de cisalhamento.



$\alpha$  = ângulo entre a fratura e o plano de aplicação de  $\sigma_1$ .

$\theta$  = ângulo entre a fratura e  $\sigma_1$ .

Fig. 34

De um modo geral, o diagrama de Mohr para rochas apresenta

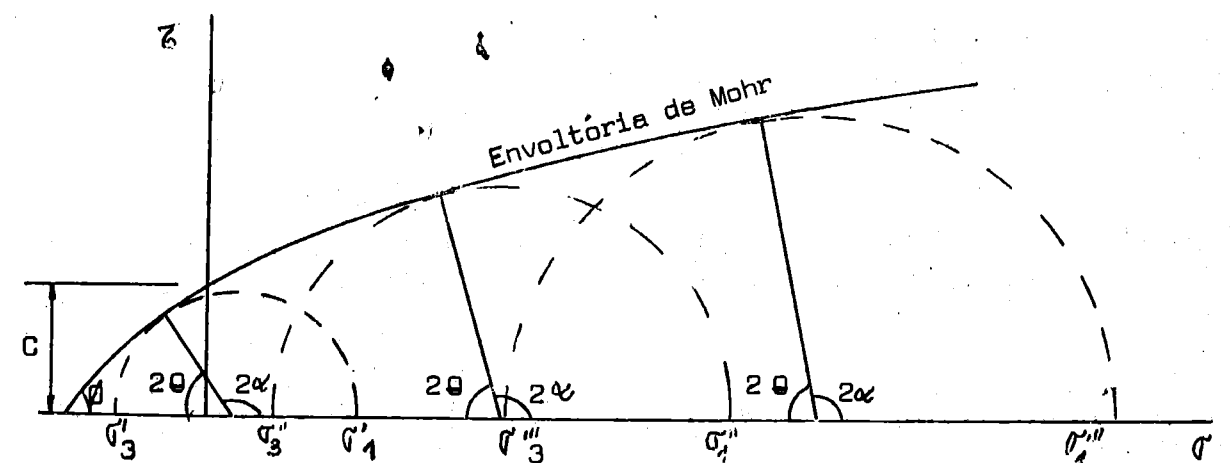


Fig. 35

Cumpra observar que, à medida que os valores de  $\sigma_3$  vão se tornando menores, os valores de  $2\alpha$  vão aumentando, até alcançarem o valor máximo de  $180^\circ$ . Neste ponto,  $\sigma_3$  terá valor negativo,  $\alpha$  será igual a  $90^\circ$  e  $\theta$  será igual a 0, isto é, as fraturas serão paralelas a  $\sigma_1$ , como mostra a Fig. 36.

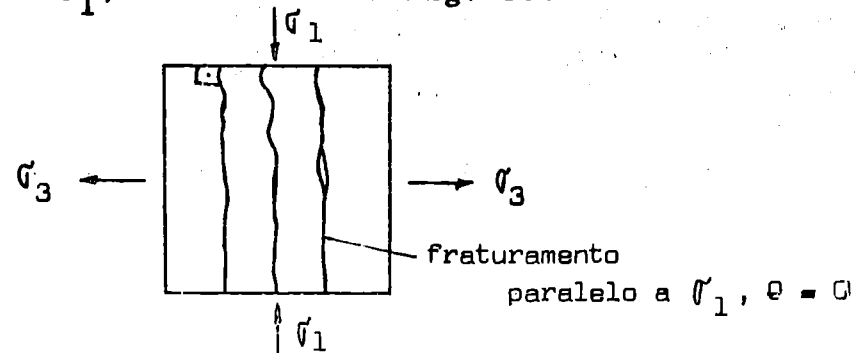


Fig. 36

Pela razão de  $\sigma_3$  ser negativo, haverá separação dos blocos fraturados, sem possibilidade de ocorrer cisalhamento. De um modo geral, a rocha é mais fraca às trações que ao cisalhamento.

Nota-se, todavia, que o resultado de qualquer ensaio de compressão simples ou triaxial em rocha dependerá de deformação pré-rutura, isto é, da deformação pela qual a rocha passou anteriormente ao ensaio. Como será visto adiante com mais detalhes, as deformações elásticas são recuperáveis e as deformações plásticas causam rearranjo permanente dos minerais na rocha. Há também fenômenos intermediários elástico-viscosos, em que as deformações elásticas do material rochoso são associadas a escoamentos viscosos, causando deformações e mudanças irrecuperáveis.

Pressões confinantes (atuando sobre rochas a grandes profundidades ou em áreas de alteamento rochoso), pressões internas de fluidos e temperaturas elevadas, são alguns dos fatores que alteram e complicam a análise e interpretação de ensaios em laboratório.

Mesmo em condições não confinantes, nos ensaios de compressão simples, a maioria das amostras se rompe paralelamente a  $\sigma_1$ , portanto, em tração. Nesse caso, poros e micro-fraturas que existem no interior da amostra a ser ensaiada servem como ponto de concentração de tensões, bem como pontos iniciais de propagação da rutura da amostra.

É muito comum, também, a ocorrência de um único plano de cisalhamento sem o aparecimento do plano conjugado. Isto

acontece, porque, quando há rutura em um plano, as tensões são aliviadas ao aparecer a primeira fratura cisalhante correspondente a tal plano, não havendo condições de formação do plano conjugado. Reconhece-se que as conclusões teóricas não podem ser rigorosamente aplicadas à natureza, contudo, pode-se chegar a uma apreciação aproximadamente quantitativa de um estado de tensões em condições ideais. Isto permite obter uma adequada interpretação de fenômenos naturais observados. É muito comum, nos dobramentos, ocorrer uma recristalização, como já foi mencionado em capítulos anteriores, entretanto, quando as deformações são elevadas, poderão ocorrer vários tipos de cisalhamento com cristalização de minerais micáceos paralelamente aos planos cisalhados, constituindo o que se denomina de dobra cisalhada, como mostra a Fig. 37.

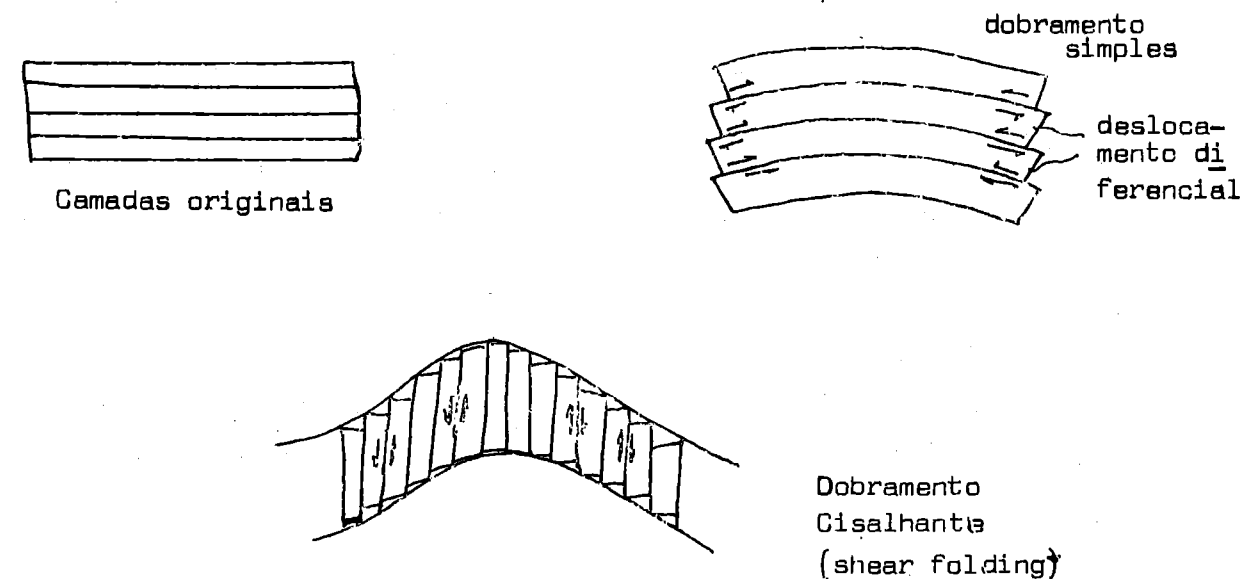


Fig. 37

Quando há temperatura mais elevada e migração de fluidos através dos poros da rocha e planos pré-fissurados, ocorre nesses planos, uma recristalização com um alinhamento paralelo a sub-paralelo de minerais. Chama-se a isto de clivagem fluidal ("flow cleavage").

## 8. Considerações Sobre o Metamorfismo Regional

### 8.1 - Áreas Continentais

Nas áreas continentais, ocorrem movimentos de massas de carpa ascendente, produzindo cadeias montanhosas; descendente, produzindo bacias sedimentares, que conforme o caso, poderão ser: lacustres (ex.: bacia sedimentar de São Paulo), de escoamento fluvial (ex.: bacias do Paraná, Amazônica, etc.), marinhas (ex.

bacia de Sergipe), de deposição glacial (ex.: Tilitos) e eólica - (ex.: Deserto do Arenito Botucatu), etc.

As formações geológicas tipicamente continentais apresentam as seguintes características rochosas:

1. São rochas de desagregação: areias e arcósios.
2. Materiais resultantes de descalcificações, tais como: argilas residuais, bauxitas, sílex, lateritas.
3. É material sedimentar altamente variado, em camadas pouco espessas.
4. Apresentam coloração vermelha, produto da oxidação do ferro - sub-aéreamente.

As áreas que bordejam os continentes são ocupadas por mar epicontinental, rico em organismo e percorrido por numerosas correntes marinhas. A sedimentação nesta faixa será, também, pouco espessa e muito variada em razão da heterogeneidade de condições de deposição. Os pequenos movimentos que aí ocorrem são, geralmente, suficientes para provocar invasões marinhas ou retiradas do mar, produzindo intercalações sedimentares marinhas em sedimentos continentais (transgressão) ou ao contrário (regressão), ou ainda, interrupções na sedimentação por levantamento continental e consequente erosão.

### 8.2 - Geosinclinais

Por outro lado, geosinclinais são longas trincheiras rasas, de fundo móvel e plástico, no qual os esforços tectônicos se traduzem por verdadeiros dobramentos os quais formam, no final, uma inversão (geoanticlinal) com uma forma saliente na topografia e denominada cordilheira.

Na região geosinclinal propriamente dita, desenvolve-se durante vários milhões de anos uma intensa sedimentação. À medida que os sedimentos vão se acumulando há um gradual afundamento da bacia de sedimentação; a deposição, portanto, sempre se processa em águas rasas. A evolução dos geosinclinais apresenta as seguintes fases:

1. A maioria dos sedimentos provém dos continentes ou constitui material continental retrabalhado pela atividade do mar. Assim, nas proximidades da costa formam-se os blocos rochosos ou mata

cões que, por desagregação, vão formar os sedimentos detritícos arenosos grossos das praias trabalhadas pelas ondas e vagalhões. Nos rochedos submersos desenvolvem-se os recifes de coral que, para o seu desenvolvimento, necessitam de águas limpas, pouca profundidade e temperatura adequada. Em maior profundidade deposita-se o material mais fino, síltico argiloso provindo dos rios que desembocam no mar.

2. Os sedimentos previamente mencionados já atingiram espessuras consideráveis. Os próprios recifes de coral também foram camadas de calcário, acompanhando o afundamento lento da bacia de sedimentação, com um crescimento para cima a fim de manter as condições já mencionadas de baixa profundidade, de temperatura, etc. O vulcanismo é de caráter básico, formando-se sills e diques que se intrometem nos sedimentos do geosinclinal. Este, por sua vez, já se encontra em grande profundidade, passando por fase diagenética e até mesmo um certo grau de metamorfismo.
3. Nesta fase, o metamorfismo se realiza plenamente, correndo um dobramento e amarrotamento completo das camadas sedimentares, com intrusões ígneas ácidas do tipo granítico ou granodiorítico. As próprias rochas ígneas básicas também são afetadas, dobradas e metamorfoseadas. De um modo geral, pode-se afirmar que, nessa fase, ocorrem praticamente todos os tipos de metamorfismo. Simplificando, pode-se estabelecer uma relação entre rochas sedimentares e suas correspondentes metamórficas, como se vê no quadro seguinte:

<u>Rocha Sedimentar</u>	→	<u>Rocha Metamórfica</u>
arenito	→	quartzito
silte	→	ardósia, filito
calcário	→	mármore
silte, argilito	→	micaxisto, filito
arenitos siltes argilitos	} metamorfismo de grau elevado →	gnaisse, migmatitos e granitos

4. Finalmente, as rochas dobradas e metamorfoseadas sofrem um erguimento (levantamento), geralmente formando grandes saliências topográficas, ou até mesmo cadeias montanhosas (orogêneses). Por erosão destas cadeias montanhosas, ficam à mostra as intrusões graníticas que se intrumeteram na crosta na 3ª fase. Figs. 38, 39 e 40, mostram de modo esquemático e simplificado as três primeiras fases de geosinclinal.

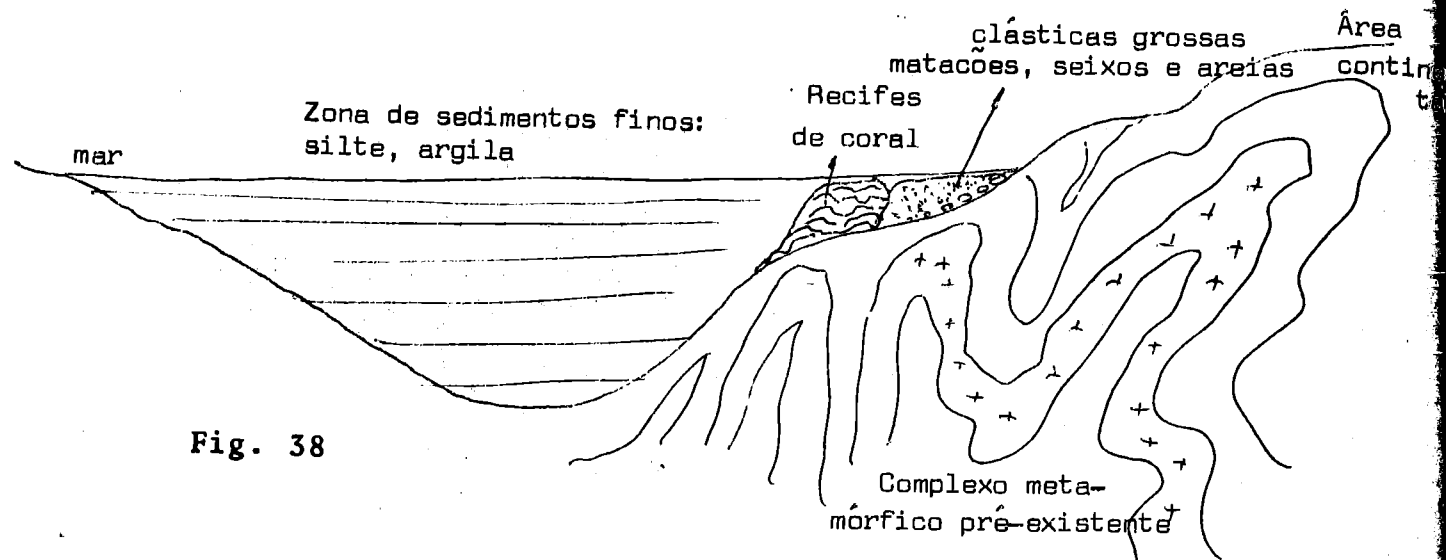


Fig. 38

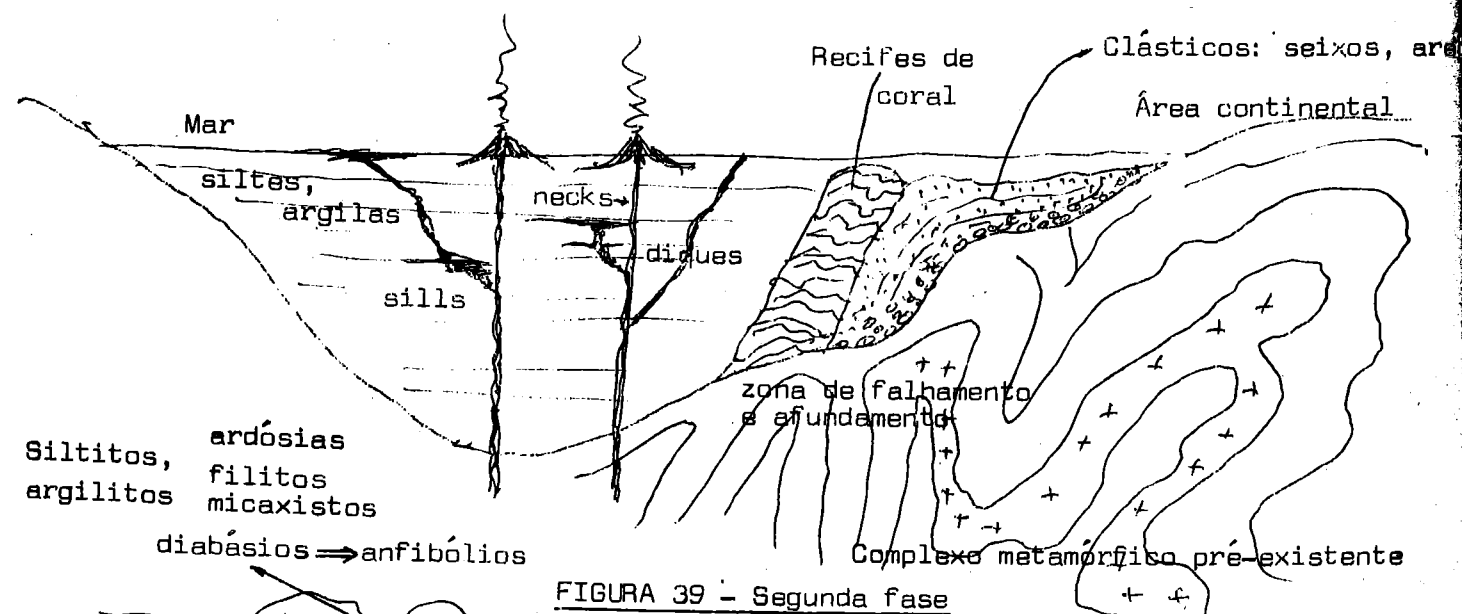


FIGURA 39 - Segunda fase

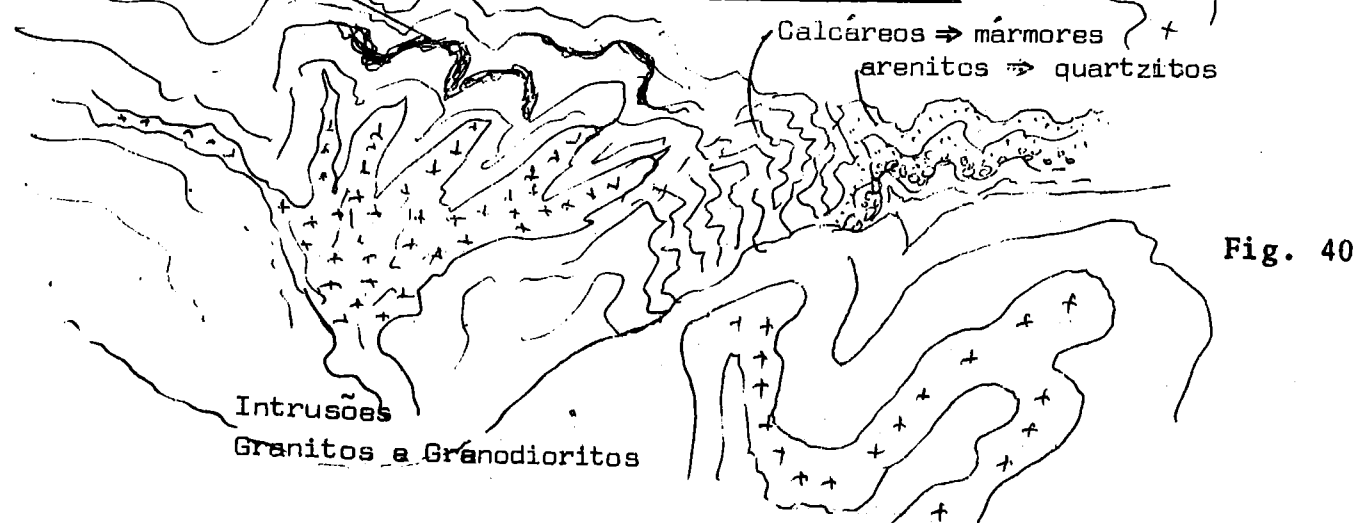


Fig. 40

### 9. Classificação das Rochas Metamórficas

Em face da complexidade das rochas metamórficas, é apresentada uma tentativa de classificação de acordo com o tipo de metamorfismo que as originou.

#### 9.1 - Rochas de Metamorfismo Cataclástico

1. Cataclasitos
2. Milonitos

#### 9.2 - Rochas de Metamorfismo Termal

1. Hornfels
2. Mármore
3. Quartzitos

#### 9.3 - Rochas de Metamorfismo Dinamothermal

1. Ardósia
2. Filitos
3. Xistos
4. Gnaisses
5. Quartzito-xistoso

#### 9.4 - Rochas de Metamorfismo Plutônico

1. Granulitos
2. Charnokitos
3. Eclogitos

### VIII. TECTÔNICA

A Tectônica é um capítulo da Geologia que trata das deformações crustais.

#### 1. Movimentos Crustais

Durante a história geológica da Terra, e mesmo em tempos atuais, a crosta terrestre já sofreu empenamentos, adernamentos, levantamentos, abatimentos, etc., resultando em mudanças de posição relativa das deformações rochosas. Tais mudanças são agrupadas num capítulo denominado de diastrofismo ou tectônica, que inclui todos os movimentos crustais. Estes movimentos poderão ser lentos ou rápidos e ocorrer em qualquer direção, para cima, para baixo, de modo inclinado ou horizontal.



## 2. Evidências de Movimentos

O levantamento do continente, em relação ao mar, pode ser visto com facilidade no litoral de São Paulo, por exemplo. Nele há, grande número de ilhas e mesmo de esporões à mesma altitude na orla marítima, todos de forma achatada na parte superior e contendo indícios de que se encontravam abaixo do nível do mar, como por exemplo, capeamento por areias bem arredondadas misturadas ao solo atual. Pode-se argumentar que ao invés de levantamento do continente, tenha havido um recuo do mar por aumento do gelo nas calotas polares. Entretanto, este não é o caso, pois a altura dos esporões e das ilhas não coincidem em todas as orlas marítimas do mundo, nem mesmo em toda orla marítima do próprio Brasil, indicando, assim, movimento local diferencial. Outra evidência, é o caso da cidade de Ponta Grossa no Paraná, bem acima do nível do mar, onde ocorrem sedimentos ricos em fósseis (restos orgânicos, conchas, etc.) marinhos. Na região de Cananéia-SP, através de levantamentos geofísicos e sondagens, foi possível localizar um grande adernamento crustal (um grande bloco crustal inclinado). Conclue-se, pois, que áreas litorâneas foram levantadas e adernadas em vários locais, de maneira descontínua. O mesmo pode ser observado no interior do Brasil, em vários locais. Já foi inclusive citado o caso dos países escandinavos que estão se levantando alguns milímetros por ano, enquanto que o norte da Europa (Holanda e Alemanha do Norte) sofrem um abatimento de forma similar ao levantamento.

## 3. Velocidade e Tipos de Movimento

Nem todos os movimentos resultam em deformações lentas. Durante os terremotos, os deslocamentos poderão ser de várias dezenas de metros em poucos segundos.

Os principais movimentos da crosta são de dois tipos: Orogênico e Epeirogênico.

3.1 - Movimento Orogênico (ou Orogênise) - são os movimentos causadores das cadeias montanhosas. Constituem, normalmente, a fase final da inversão dos geosinclinais, formando um geoanticlinal ou um conjunto de geoanticlinais. As montanhas são, portanto, constituídas de rochas dobradas devido a for-

tes movimentos horizontais de material sedimentar que bordejia os continentes, no fundo de mares rasos. Assim, os Andes, Montanhas Rochosas, etc., são constituídos de rochas sedimentares marinhas, dobradas com fósseis marinhos, e cortados por intrusões ígneas de vários tipos.

3.2 - Movimento Epirogênico (ou Epeirogênese) - A epeirogênese constitui apenas simples movimentos ascendentes ou descendentes da crosta, sem dobramentos. Certas partes do globo ficam expostas à superfície, sofrendo erosão, enquanto outras se aprofundam abaixo do nível do mar, servindo como base dos depósitos marinhos.

## 4. Estruturas de Deformação

As estruturas resultantes das forças diastróficas poderão ser classificadas em:

- Arqueamentos, bombeamentos ou soerguimentos crustais.
- Dobramentos.
- Diaclasamentos ou formação de juntas e fraturas, sem apreciável deslocamento.
- Falhamentos ou fraturamentos, com apreciável deslocamento diferencial entre as partes separadas pela fratura.

### 4.1-Arqueamentos Crustais

De forma geral, os sedimentos são depositados horizontalmente. Havendo um levantamento uniforme da área de deposição, poderão se formar estruturas salientes de inclinação suave em todas as direções. Nas bordas da referida estrutura, surgem dobras, ou melhor, flexuras suaves, denominadas monoclinais, Fig. 41.

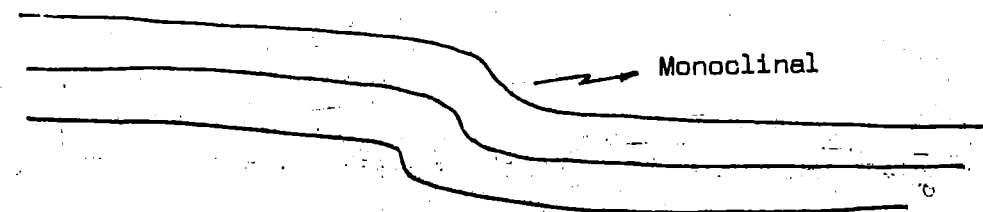


Fig. 41

### 4.2 - Dobramento

Quando as rochas são submetidas a tensões superiores ao seu limite elástico, em regiões confinadas e sob temperaturas elevadas, elas poderão sofrer uma deformação lenta de flexionamento, ou dobramento em séries, formando saliências e depressões múltiplas, como mostra a Fig. 42.

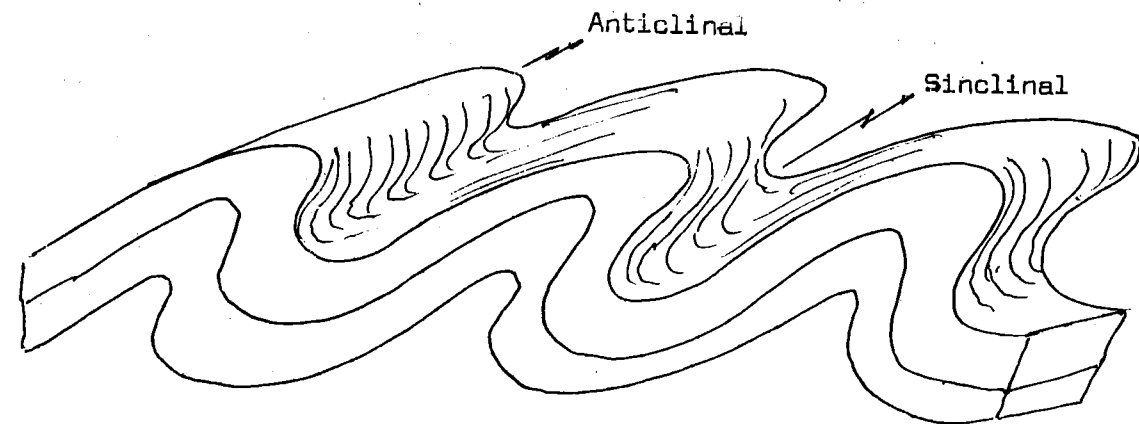


Fig. 42

As saliências são denominadas anticlinais e as reentrâncias sinclinais. Dobras uniformemente inclinadas são chamadas de homoclinais.

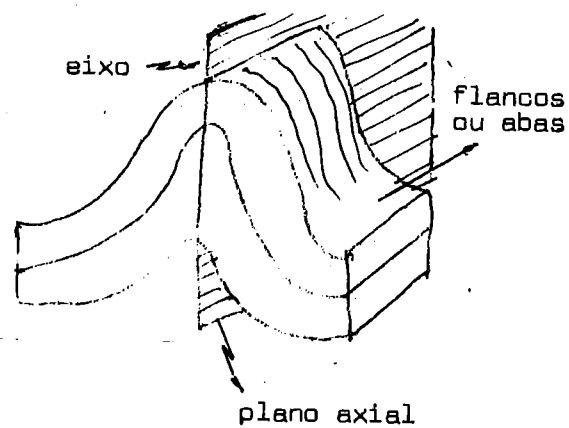


Fig. 43

Plano axial de um dobramento é aquele que passa pelo seu centro, isto é, pela sua parte mais flexurada, Fig. 43. O plano axial separa a dobra em duas partes denominadas flancos ou abas. Eixo de dobra é a linha correspondente a cada intersecção do plano axial com as camadas dobradas. Quando o eixo está inclinado, a dobra é chamada de dobra mergulhante. Como o plano axial poderá dividir a dobra em

duas partes simétricas ou assimétricas, surge mais um critério - que pode ser usado para classificar os dobramentos.

Dobra isoclinal é aquela em que ambos os flancos mergulham (se inclinam) com o mesmo ângulo na mesma direção, Fig.

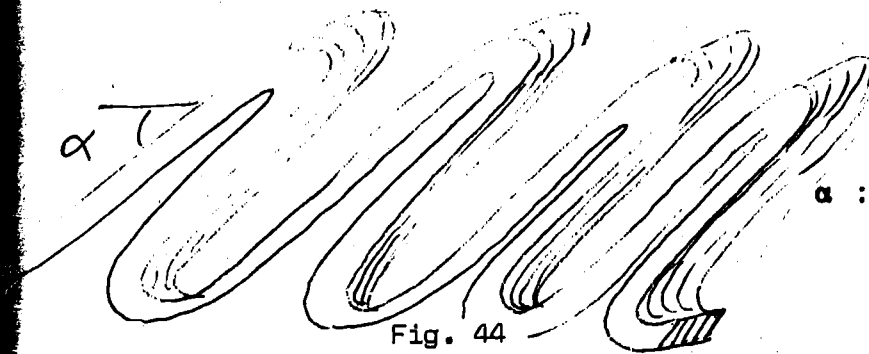


Fig. 44

α : ângulo de mergulho dos flancos.

Fig. 44

As dobras poderão ser também recumbentes ou deitadas, em que um flanco se deita sobre o outro, Fig. 45.



Fig. 45

No terreno, um anticlinal poderá coincidir com um morro e um sinclinal com um vale; entretanto, após a erosão, geralmente ocorre o contrário, como mostra a Fig. 46.

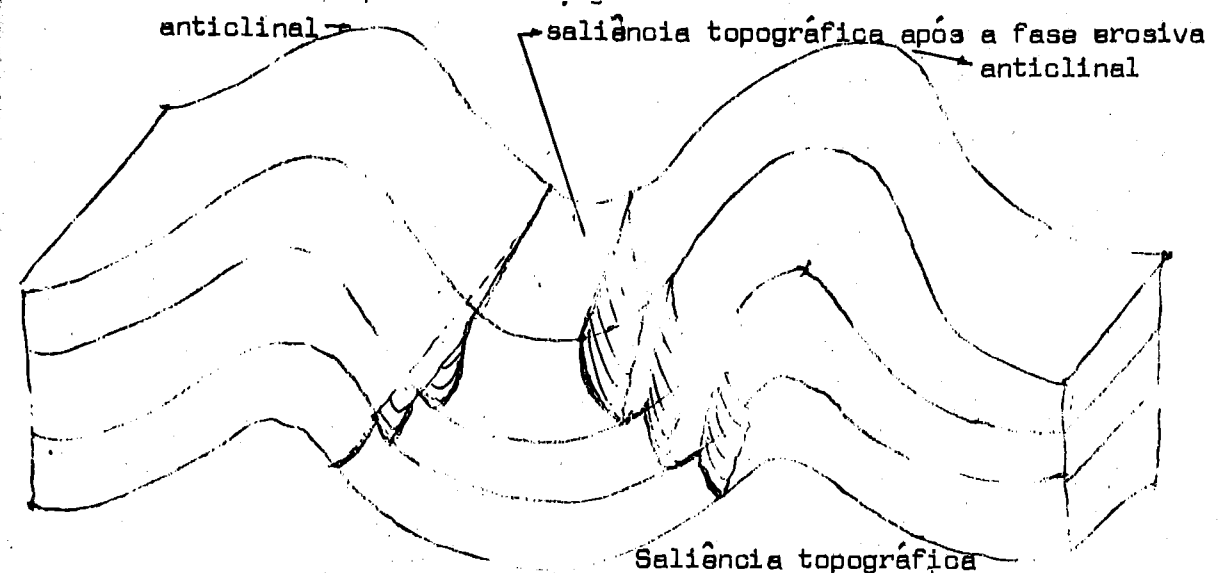


Fig. 46

### 4.3 - Compressão crustal

O processo de dobramento envolve um fenômeno de com-

pressão da crosta terrestre, conforme ilustrado pela Fig. 47.

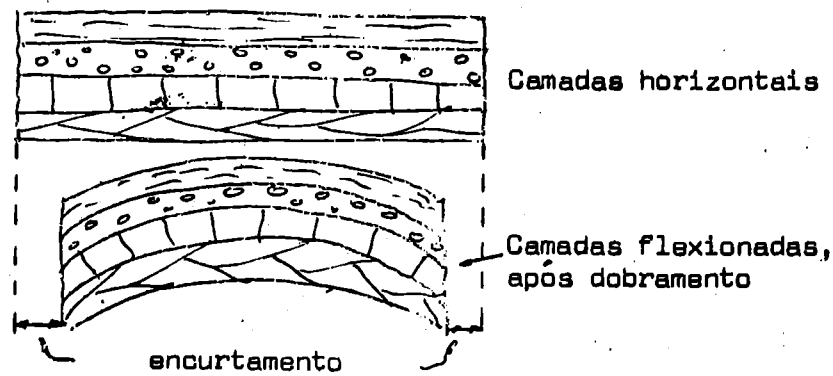


Fig. 47

Em áreas de grandes geosinclinais, os encurtamentos poderão ser da ordem de centenas de quilômetros.

#### 4.4 - Domos e Bacias

O domo é uma saliência simétrica, que, de um ponto central, se inclina em todas as direções. Domos simétricos circulares são raros; de um modo geral são alongados, de forma oval e passam gradualmente a constituir os anticlinais. Por outro lado, as bacias constituem depressões no terreno em que todas as camadas que a constituem mergulham em direção ao seu centro. É interessante notar que, em um domo erodido e arrasado, como mostra a Fig. 48, as camadas mais antigas acham-se no centro e as camadas mais novas na borda. Ao contrário, nas bacias sedimentares as camadas mais novas encontram-se no centro e as camadas mais velhas, na borda, Fig. 49.

- a) camada mais antiga
- b) camada intermediária
- c) camada mais nova

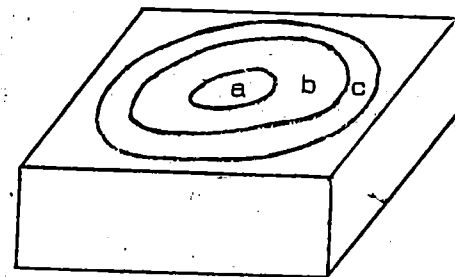


Fig. 48 domo erodido

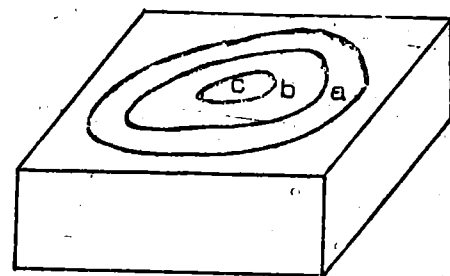


Fig. 49 bacia erodida

#### 4.5 - Juntas ou Diaclases

Quando as rochas são submetidas a tensões elevadas, as rochas se deformam, e, eventualmente, se flexionam e se rompem. Com a ruptura surgem as diaclases e/ou falhamentos.

Diaclases ou juntas são fraturas em que não há apreciável deslocamento diferencial paralelamente aos blocos fraturados. As juntas aparecem como resposta a aplicação de forças, tais como: tração, compressão, cisalhamento ou torção, Fig. 50.

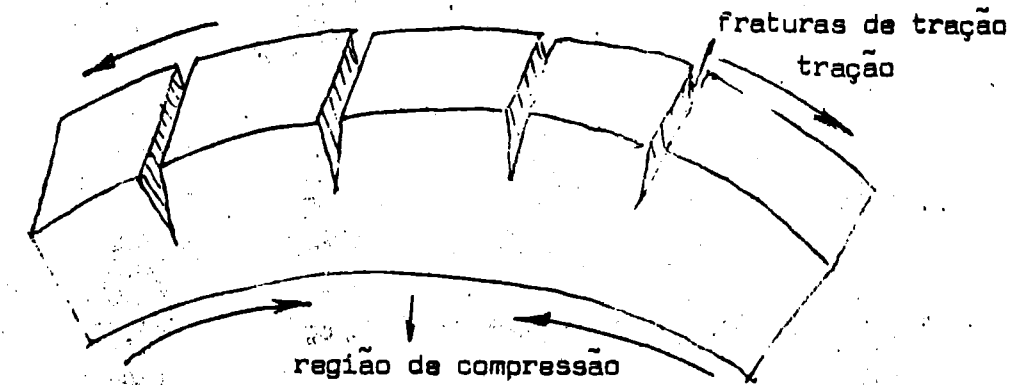


Fig. 50 - Bloco da crosta arqueada com fraturas de tração à superfície.

De modo geral, as rochas são mais fracas à tração - que à compressão. Assim, fraturas de tração são amplamente distribuídas em toda a crosta ocorrendo com grande frequência, principalmente, nos arqueamentos crustais, Fig. 50. No Brasil, em várias épocas ocorrem arqueamentos que produziram fraturas de tração e mesmo falhamentos normais que serão tratados nos próximos capítulos. Juntas de tração ocorrem também em anticlinais que, na realidade, nada mais são que arqueamentos geralmente de pequena envergadura. Já foram citadas, no capítulo de rochas ígneas, as juntas de contração produzidas durante o resfriamento e consolidação dos basaltos. As juntas costumam formar grupos que se entrecruzam em vários ângulos, dando origem a sistemas de fraturas. Muitas juntas e sistemas de fraturas estão associados a fenômenos tectônicos, constituindo os produtos de movimento e deformações crustais, sendo um exemplo o já citado anteriormente na Fig. 50. Certas rochas, como o granito, ao se intrometerem na crosta terrestre, desenvolvem um sistema de fraturas característico, em que os blocos diaclasados são de forma paralelepípedica.

O diaclasamento é importante regulador da alteração

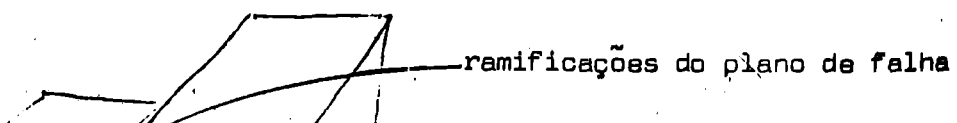
das rochas. Certos alinhamentos de escharpa da Serra Geral, coincidem com zonas de maior fraturamento dos basaltos, visíveis em fotos aéreas e mapeáveis no campo. Em geral, quanto mais grossa a granulometria da rocha, tanto mais afastados os planos de fratura. Isto tem importância nos trabalhos de engenharia, principalmente quando se procura material de empréstimo para enrocamento. Sabe-se que os basaltos, devido a sua textura fina, fornecem blocos pequenos, geralmente arredondados, que são aproveitados segundo poderão encontrar-se alterados servindo apenas como material para enrocamento.

a) Falhas e Raturas Rochosas Cisalhadas

Costuma-se chamar de falhamento ou falha a rutura de blocos crustais com atrito e deslocamento visível entre as partes fraturadas, paralelamente ao plano de fratura. Falhas ocorrem em qualquer tipo de rocha, entretanto, são melhor detectadas nas rochas sedimentares estratificadas, onde as camadas permitem verificar melhor o deslocamento, que poderá ser desde de fração de milímetros a centenas de metros.

A superfície onde se dá o deslocamento, recebe o nome

de superfície de falha. Em certas regiões os falhamentos ocorrem em grupos ou zonas, e o movimento se dá em fraturas próximas, ao invés de ocorrer em uma única. Há casos em que o deslocamento sofre ramificações e anastomoses, como mostra a Fig. 51.



Muitas vezes, o deslocamento em cada plano de uma zona na falhada é pequeno, mas a soma de todos os deslocamentos poderá ser enorme, como representado na Fig. 52.



Δ<sub>1</sub> a Δ<sub>5</sub> deslocamentos pequenos

na de cisalhamentos, denominada "en échelon" (em escada).

Fig. 52

O atrito entre blocos produz estrias e pequenas ranhuras ou ondulações nos planos de falhamento. Há casos em que ao longo da falha ou região falhada, ao invés de se encontrar um plano estriado, aparece material triturado formando uma brecha tectônica. Se a trituração for muita intensa, a brecha é transformada em um milonito. Os deslocamentos de blocos, apresentados nas Figs. 53 e 54, recebem o nome de rejeito de falha.

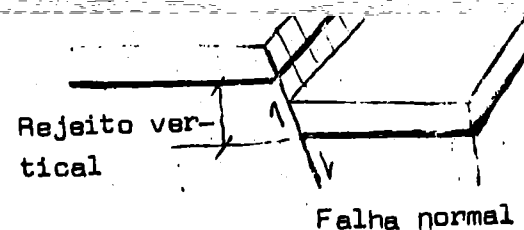


Fig. 53

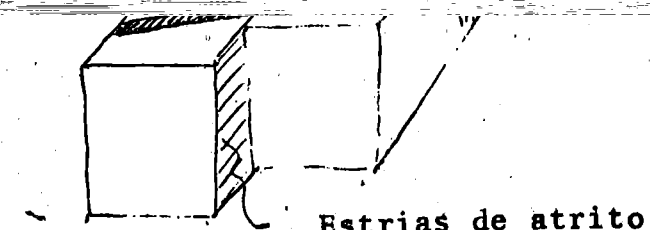


Fig. 54

do retillineo se deve a rainamentos. Nesse caso, as linhas prove são nessas áreas, Fig. 55. Em outros locais, o rejeito vertical

falha, como por exemplo, a Serra do Mar ou o Vale de Paraíba, - Fig. 56.

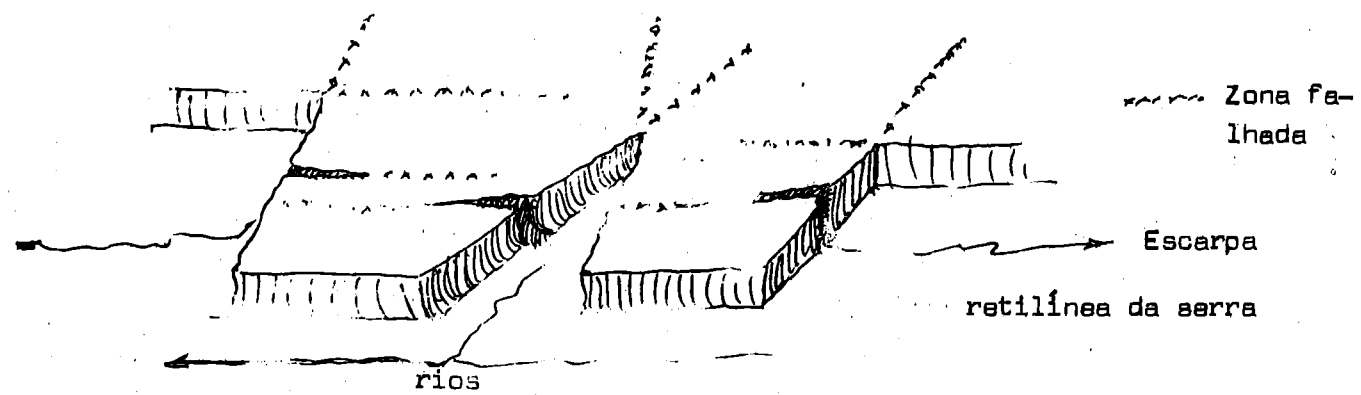


Fig. 55

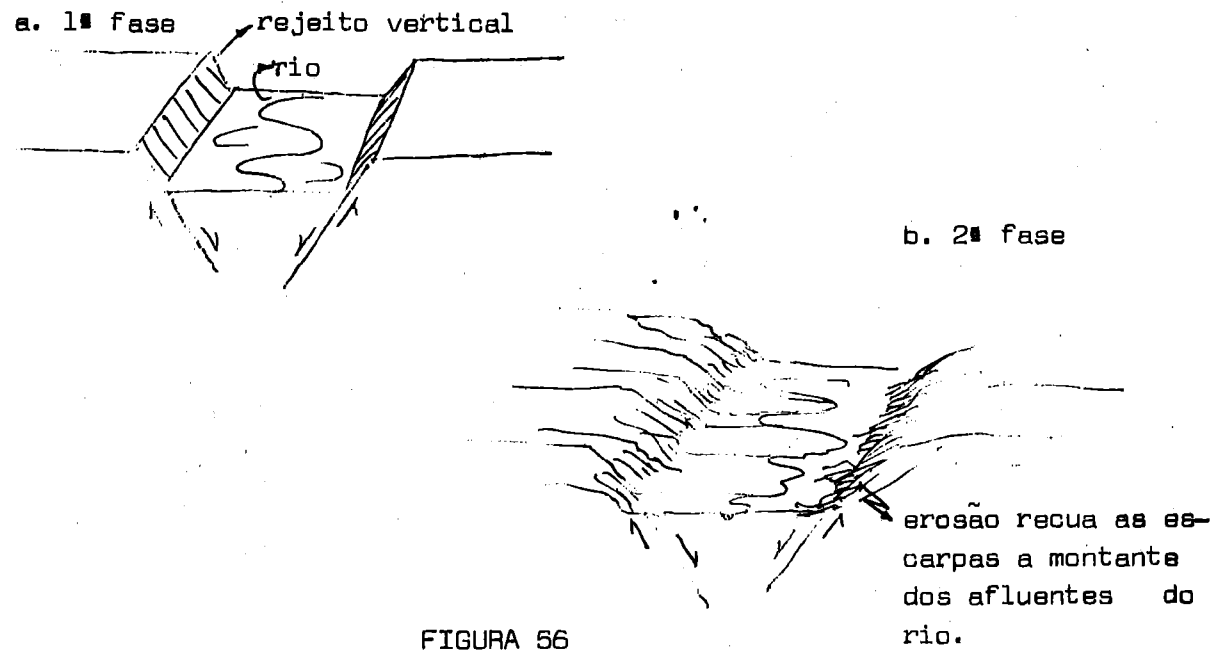


FIGURA 56

c) Tipos de Falhas

Há três tipos de falhamentos: normais, direcionais e inversos.

1º Falhas Normais (ou de gravidade)

São falhas produzidas por arqueamentos crustais ou por tração, apresentando as seguintes características: plano de falha forma, com o plano horizontal, ângulo igual ou menor que 60°. Há sempre afundamento de blocos crustais, por compressão vertical e tração na horizontal.

As estrias de atrito acompanham o mergulho do plano (inclinação do plano). São as falhas que produzem o maior rejeito vertical. O bloco que permanece levantado chama-se "horst" - ou muralha; e o bloco afundado chama-se "graben" ou fossa tectônica, Fig. 57. Como exemplos, temos o Vale de Paraíba e o Vale do Tietê nas proximidades de São Paulo, a Serra do Mar, etc.

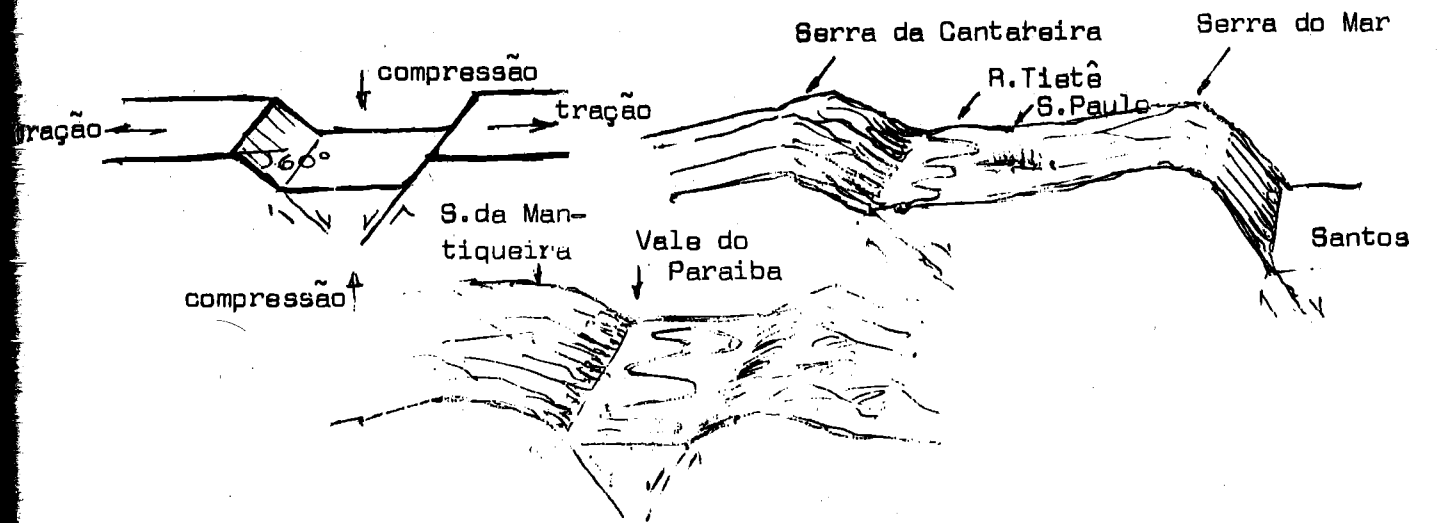
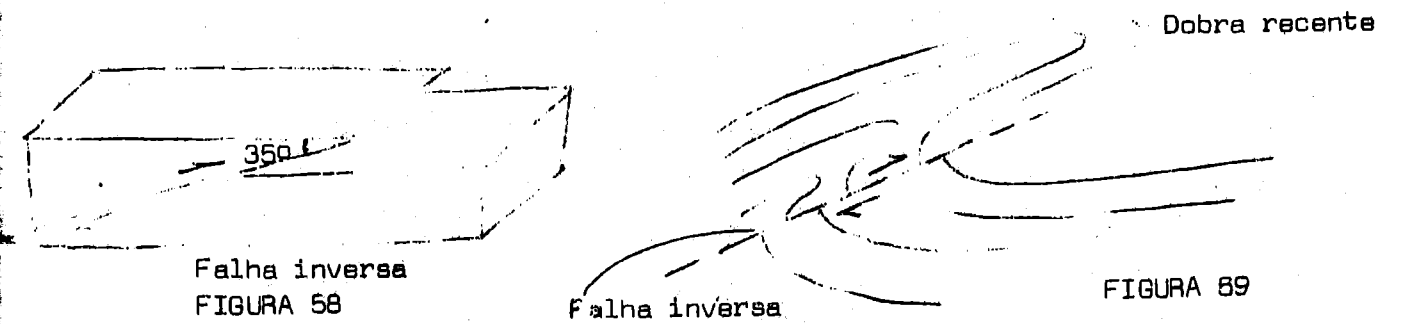


Fig. 57

2º Falhas Inversas (ou de "Empurrão")

São falhas produzidas por contração da crosta e possuem as seguintes características: o plano de falhamento forma com o plano horizontal ângulo igual ou menor que 35° e um dos blocos falhados se sobrepõe ao outro; a maior força é compressiva e horizontal; as estrias de atrito resultantes acompanham a inclinação do plano de falha, Fig. 54. São casos que ocorrem mais frequentemente nas cadeias montanhosas recentes, principalmente onde existem dobras recumbentes, Fig. 59 em que há exagerado deslocamento de camadas de crosta.



Falha inversa FIGURA 58

FIGURA 59

### 3º Falhas Direcionais ou Transcorrentes

As falhas direcionais são de rejeito horizontal, em planos geralmente verticais e com estrias horizontais, conforme se vê nas Figs. 51 e 54.

Ocorrem grandes falhamentos transcorrentes no Brasil, com dezenas de quilômetros de extensão e geralmente de idade muito antiga (Pré-Cambriana). Tais falhas foram reativadas em épocas recentes; no entanto, os novos deslocamentos ao longo desses falhamentos não foram superiores a alguns milímetros. Mesmo assim, tem um papel importante na alteração de maciços rochosos, apresentando inclusive uma baixa resistência mecânica, que interfere na estabilidade de taludes, resistência das paredes de escavação em rochas, etc. Ex:- Falha de Taxaquara, Falha de Cubatão, etc.

## IX. CLASSIFICAÇÃO DE MATERIAIS ROCHOSOS

### 1. Introdução

No seu ambiente natural, as rochas são atravessadas por uma série de fraturas, falhamentos, planos abertos ou fechados, preenchidos por materiais alterados ou não, etc. Portanto, ao serem iniciados os trabalhos de engenharia numa determinada área, todos estes fatores devem ser levados em conta para uma adequada utilização dos maciços rochosos. Deve-se também lembrar - que uma amostra de rocha colhida no campo e transferida para o laboratório de ensaios corresponde a uma parte apenas do maciço rochoso, poucas vezes representativa do todo da qual faz parte.

O engenheiro deve considerar que aquilo que projeta construir será dimensionado conforme sua vontade ao passo que as rochas e os solos sobre os quais pretende implantar a sua construção já se encontram formados, com defeitos e qualidades que lhe são próprios. Dessa forma, para que o engenheiro utilize adequadamente os materiais pedológicos (solos) ou rochosos mencionados, há necessidade de os conhecer adequadamente e, para isso, precisa realizar investigações apropriadas.

Para uma avaliação das condições de subsuperfície, há necessidade de:

- a) Estudar o ambiente geológico regional;
- b) As condições estruturais dos maciços rochosos (fraturas, acamamentos, atitudes de planos, etc);
- c) Conhecer as condições geológicas e físicas dos maciços no local de implantação da obra;
- d) Um estudo dos materiais rochosos e seu comportamento físico.

No momento, faremos consideração apenas do último item, isto é, o estudo dos materiais rochosos para uso da engenharia. Nesse caso, os objetivos a serem atingidos são:

- a) Reconhecer as propriedades importantes da rocha que permitam descrevê-la adequadamente;
- b) Estabelecer a relações entre tais propriedades;
- c) Correlacionar as propriedades mencionadas com as características dos maciços rochosos.

### 2. Natureza dos Materiais Rochosos

Serão citadas, de forma resumida, as características e propriedades dos materiais rochosos.

- As rochas são agregados minerais.
- Os minerais que compõem as rochas, na maioria dos casos, não são isotrópicos.
- A própria dureza é uma função da face do mineral considerado, da clivagem do material, da sua forma de cristalização, do hábito, etc.
- Em se tratando de material anisotrópico, a tensão de ruptura e outras propriedades mecânicas variam conforme a direção no espaço.
- O coeficiente de atrito estático, para um dado mineral, varia conforme a sua respectiva grade cristalina.
- Quando submetidos a esforços elevados durante longos períodos, os minerais sofrem deformações de caráter geológico, isto é, dependentes do tempo ("creep"), fluidez caracterizada por um rearranjo das partículas da grade cristalina.
- A expansão térmica difere conforme a direção do mineral.
- A alteração e susceptibilidade dos minerais e da rocha ao intemperamento.

- rismo dependem das condições ambientais. Assim sendo, as condições ambientais constituem os fatores condicionantes futuros do comportamento de um material rochoso relativamente à alteração.
- O resfriamento de massas ígneas provocam o desenvolvimento de tensões causadoras de microfraturas da massa solidificada; outras microfraturas, geralmente, surgem de esforços tectônicos.
  - A composição da rocha ígnea depende do magma original.
  - A textura da rocha ígnea depende do ambiente de formação da mesma.
  - A natureza de uma rocha sedimentar dependerá do tipo de material sedimentar levado a uma determinada área de deposição e do ambiente que ali ocorre.
  - Para que o depósito sedimentar, acima referido, se transforme em uma rocha, há necessidade que sofra desidratação, aumento da resistência por compactação, e, eventualmente, cimentação.
  - Os efeitos do metamorfismo sobre uma rocha dependem das características e composição da rocha original bem como do tipo de metamorfismo que atuou na região considerada.
  - Os agentes do metamorfismo são: calor, pressão e ação de soluções químicas; o metamorfismo produz a recristalização de uma rocha, mudando seus componentes e determinando a formação de novas texturas e estruturas.
  - A rocha, de um modo geral, se mostra mais fraca à compressão - que ao cisalhamento, em geral, o comportamento da rocha se afasta da previsão teórica por causa de suas heterogeneidades, como por exemplo, as fraturas orientadas, os vazios dispostos em uma certa direção preferencial, etc.
  - Num material rochoso, a deformação anterior ao falhamento ou rutura plena, poderá ser:
    1. elástica ou recuperável;
    2. elástico-viscosa, parcialmente recuperável;
    3. plástica ou totalmente irrecuperável.
  - Quando as tensões atuaram num maciço rochoso durante muito tempo, a rocha já sofreu uma certa deformação permanente antes de ocorrer o fraturamento.

- Ao geólogo cabe a tarefa de reconstruir a história e a sequência dos eventos geológicos; ao engenheiro corresponde, geralmente, o trabalho de reconstruir a história das deformações rochosas.
- Como a tarefa anterior, muitas vezes, é impossível de ser realizada a contento, é imperativo estudar os efeitos da história prévia das deformações, fazendo observações, ensaios de campo e de laboratório.
- Há muitos ambientes geológicos e numerosos tipos de rocha cujos limites geológicos nem sempre podem ser estabelecidos com segurança e clareza.

### 3. Os Problemas de Classificação das Rochas

Como vimos nos parágrafos anteriores, a classificação geológica padrão é baseada em vários critérios de valor para o geólogo, mas que não interessam ao engenheiro, pois este se apoia em dados quantitativos referentes às propriedades físicas e mecânicas dos materiais e maciços rochosos. Entretanto, um sistema de classificação quantitativo não pode ignorar as conclusões obtidas através de um exame macroscópico e manuseio dos materiais havendo, portanto, necessidade de descrever as seguintes propriedades geológicas: textura, estrutura, composição, cor e granulometria.

#### 3.1 Textura

Materiais rochosos podem ser enquadrados em uma das cinco texturas seguintes: cristalina, cristalina-rija, rija, compacta e cimentada.

Consideremos cada caso em particular:

##### a) Cristalino

É a textura em que os minerais são visíveis, imbricados e engrenados entre si. As partículas não se libertam quando a rocha é riscada com a lâmina ou ponta de um canivete. Trata-se de rochas de altíssima resistência.

##### b) Cristalina-Rija

Os grãos minerais e/ou agrupamentos cristalinos são visíveis e presos de tal forma a uma matriz rija que não podem ser retirados com facilidade quando a rocha é riscada com a ponta de um canivete. A resistência da rocha ainda é alta.

c) Rija

Os minerais não são visíveis macroscopicamente porém a rocha é suficientemente resistente para não ser riscada com a ponta de um canivete. As rochas com esta textura são micro-cristalinas (afaníticas) ou monominerálicas.

d) Compacta

É a textura em que as partículas são fixas à rocha - pelo arranjo e contato que um grão mineral mantém com outro. As partículas podem ser retiradas com certa facilidade quando riscadas com ponta de aço. Deve ser aplicado o termo de textura compacta às rochas de granulação fina. Esse tipo de textura só poderá ser distinguido do próximo tipo através de testes especiais de classificação.

e) Cimentado

É a textura das rochas de granulação média ou grossa que são cimentadas inter-granularmente ou em que existe uma ligação de partícula. As partículas são visíveis e podem ser deslocadas facilmente com a ponta de um canivete ou com a pressão da unha após a alteração do material cristalino.

3.2 - Estrutura

A estrutura indica a justaposição ou composição de várias texturas do maciço rochoso, levando inclusive em consideração a presença de fraturas fechadas e incipientes ou mesmo orientação preferencial de minerais.

As estruturas podem ser classificadas em: homogêneas, lineares, foliadas intactas e foliadas fraturadas.

a) Homogênea

Entende-se por homogênea, a estrutura em que os minerais se encontram caoticamente distribuídos, sem que se possa distinguir macroscopicamente...

É aquela em que as partículas se dispõem em uma certa direção no espaço, sem que formem planos.

c) Foliada Intacta

É a estrutura planar sem fraturamento, tal como ocorre em zonas ou faixas mais ricas em certos minerais, como as biotitas e muscovitas nos gnaisses.

3.3 - Composição

Para fins de engenharia, a presença ou ausência de carbonato de cálcio e/ou minerais solúveis é extremamente importante, ao se considerar as propriedades físicas e mecânicas da rocha, uma vez que a calcita (CaCO<sub>3</sub>) é altamente suscetível às tensões e, relativamente solúvel em água.

Quanto à composição, podemos classificar as amostras de rocha em:

- a) calcários ou rochas solúveis; compostos primários de calcita ou minerais solúveis, ex.: mármore.
- b) parcialmente calcários. São os maciços contendo, além de carbonato e minerais solúveis, que funcionam geralmente como cimento, outros minerais insolúveis, como por exemplo, grãos de quartzo, blocos de materiais não alterados, etc.
- c) materiais rochosos não calcários, onde o carbonato de cálcio está ausente.

3.4 - Cor

A cor é uma característica importante das rochas, uma vez que através dela se pode identificar certos componentes mineralógicos, inclusive matéria orgânica. Permite também conhecer o grau de alteração da rocha ou de alguns dos seus componentes. Por exemplo, a cor castanha do basalto alterado indica avançado estado de oxidação.

4. Propriedades Índices

A adequada identificação, caracterização e classificação do material rochoso em bases quantitativas ou semi-quantitativas, exige o emprego de certos testes dos quais se obtêm indicações sobre as propriedades físicas, mecânicas e dinâmicas das rochas, com base na natureza dos minerais componentes, nos

Para isso, há necessidade de definir alguns índices físicos, tais como:

$$\text{Teor de umidade} = \frac{\text{peso da água}}{\text{peso dos sólidos}} \times 100\% = w = \frac{P_a}{P_s} \times 100\%$$



$$\text{Índice de vazios} = \frac{\text{vol. de vazios}}{\text{vol. de sólidos}} = \epsilon = \frac{V_v}{V_s}$$

$$\text{Porosidade} = \frac{\text{vol. de vazios}}{\text{vol. total da amostra}} \cdot 100\% = \eta = \frac{V_v}{V} \cdot 100\%$$

$$\text{Grau de saturação} = \frac{\text{vol. da água}}{\text{vol. de vazios}} \cdot 100\% = S_r = \frac{V_a}{V_v}$$

Pesos específicos:

$$\text{Peso específico natural} = \frac{\text{peso da amostra}}{\text{vol. da amostra}} = \gamma = \frac{P}{V} \text{ g/cm}^3$$

$$\text{Peso específico dos sólidos} = \frac{\text{peso dos sólidos}}{\text{vol. dos sólidos}} = \gamma_s = \frac{P_s}{V_s} \text{ g/cm}^3$$

$$\text{Peso específico da água} = \frac{\text{peso da água}}{\text{vol. da água}} = \gamma_a = \frac{P_a}{V_a} \text{ g/cm}^3$$

$$\text{Coeficiente de expansibilidade} = \frac{\text{mudança do comprimento}}{\text{comprimento original}} = c_i = \frac{d \cdot L}{L}$$

É possível estabelecer várias relações entre os índices físicos. Entretanto, as que mais interessam momentaneamente são as seguintes:

$$\text{Peso específico saturado} = \gamma_{\text{sat}} = \frac{P_s + P_a}{V \cdot \gamma_a}$$

e

$$\text{Peso específico aparente seco} = \gamma_o = \frac{P_s}{V \cdot \gamma_a}$$

A fig. 60 mostra as relações entre  $\gamma_s$ ,  $\gamma_o$ ,  $S_r$  e  $n$ .

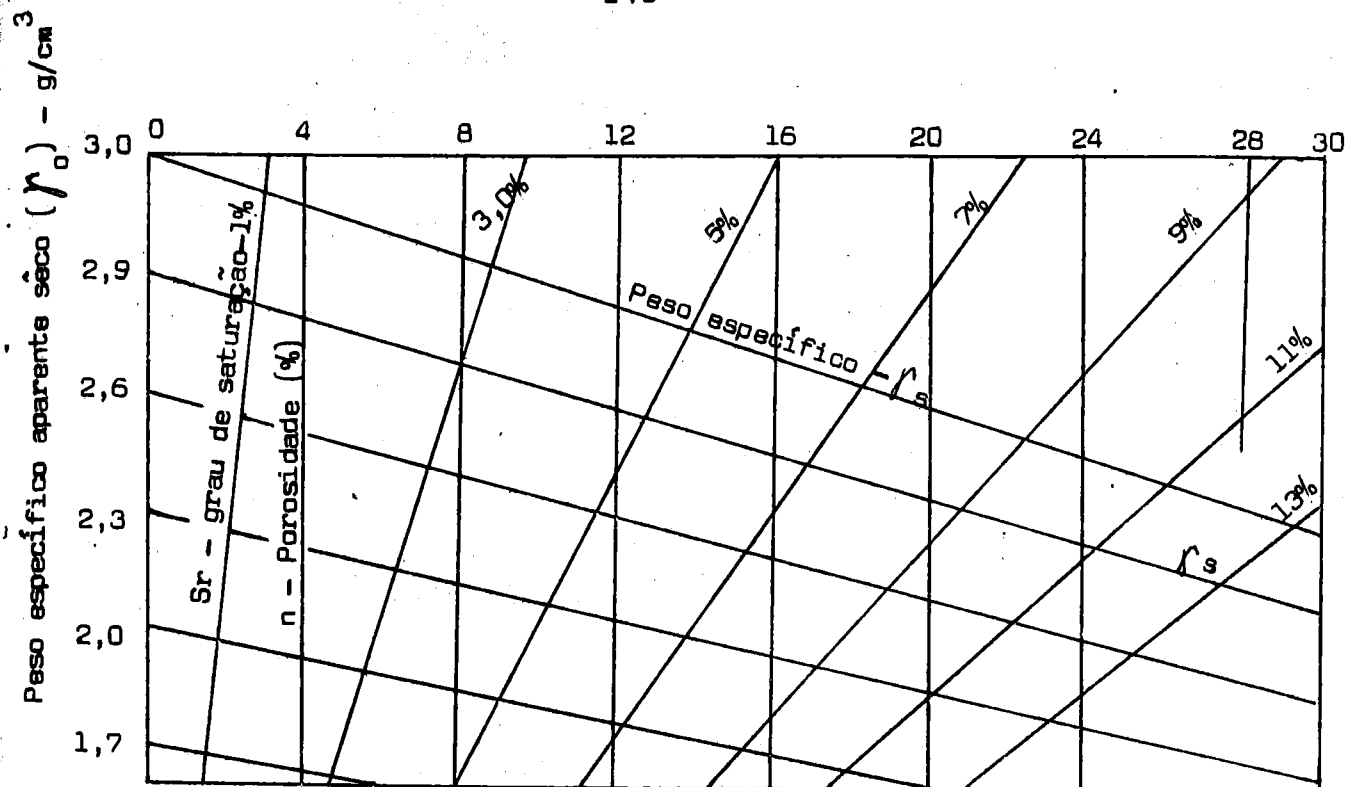
O coeficiente de expansibilidade, ou também conhecido como unidade de tensão de expansão por saturação ( $C_i$ ) é definido como a razão de dilatação de uma amostra seca em estufa - quando submetida a completa saturação, em relação ao tamanho original seco antes de ser submetida à saturação:

$L$  = comprimento original

$$C_i = \frac{dL}{L}$$

$dL$  = dilatação após a saturação

$C_i$  = coeficiente de inchamento



linhas verticais: porosidade ( $n$ ) - %  
linhas inclinadas: grau de saturação ( $S_r$ ) - %  
relações entre:  $\gamma_s$ ,  $\gamma_o$  e  $n$

Fig. 60

Com referência ao coeficiente de expansibilidade, as amostras rochosas podem se distribuir em três categorias:

- amostras que após a saturação não sofrem inchamento.
- amostras que após a saturação sofrem inchamento.
- amostras que após a saturação se desintegram.

De um modo geral, as do tipo a são rochas cimentadas e, as do tipo b são compactas; as do tipo c são aquelas que atingiram um elevado grau de alteração.

O coeficiente de expansibilidade ( $C_i$ ) fornece informação sobre a natureza da ligação entre os grãos de minerais contidos na amostra de rocha. Assim, as rochas em que as partículas estão firmemente ligadas não sofrem expansão e, por isso, são chamadas de rochas cimentadas, endurecidas, ou cristalinas. Somente aquelas amostras de rocha com fraca ligação entre as partículas e cuja resistência depende da compactação das partículas, serão classificadas como compactas. Estas sofrerão expansão, ou então, quando produto da alteração profunda, sofrerão completa - ou parcial deterioração quando saturadas.

Com a finalidade de definir o material que compõe a parte granular da rocha, usa-se o peso específico aparente. Com a finalidade de determinar a natureza dos vazios da amostra, usa-se o teor de umidade e, finalmente, com o objetivo de se investigar a natureza da ligação entre as partículas, emprega-se o coeficiente de expansibilidade. As relações entre  $\gamma_s$ ,  $\gamma_o$ , Sr e n, constam da Fig. 56 como mencionado anteriormente. Para qualquer grupo de rocha em que a composição do material granular se mantém constante, um aumento da porosidade se reflete em mudanças previsíveis no peso específico aparente seco. Entretanto, este peso específico aparente seco é menos sensível a mudanças do volume de vazios ( $V_v$ ) do que para o teor de umidade (w). Qualquer variação do peso específico dos sólidos ( $\gamma_s$ ), num determinado local do qual se tirou amostras, indicará.

- a) variação da natureza e extensão do cimento inter-granular;
- b) variação na proporção dos minerais componentes da rocha;
- c) mudanças devidas à alteração da rocha.

Por outro lado, o teor de umidade (w) é um reflexo da textura e da resistência da rocha condicionada pela textura. De um modo geral, pode-se afirmar que:

- a) as rochas cristalinas e rijas têm um valor de w menor que 2%;
- b) materiais rochosos compactos e cimentados, possuem valores de w que poderão variar de 2% a 15%;
- c) materiais com valores de w superiores a 15%, são as rochas fracas, comumente intemperizadas e/ou solos rijos.

A textura da rocha também é caracterizada pelos valores do peso específico aparente seco ( $\gamma_o$ ). Assim, as rochas cristalinas e rijas possuem valores de  $\gamma_o$  maiores que  $2,5 \text{ g/cm}^3$ . Rochas cimentadas e compactas possuem  $\gamma_o$  entre  $2,5$  e  $2,0 \text{ g/cm}^3$ . Materiais...

### 5. Anisotropia das Rochas

No início dos estudos de mecânica das rochas, os ensaios usados eram similares aos de uso corrente para amostras de concreto. Logo se constatou que os materiais rochosos são muito mais complexos que as amostras de concreto e que as técnicas de ensaio para concreto forneceriam apenas um quadro parcial das propriedades que ilustram as diferenças entre rochas e concreto.

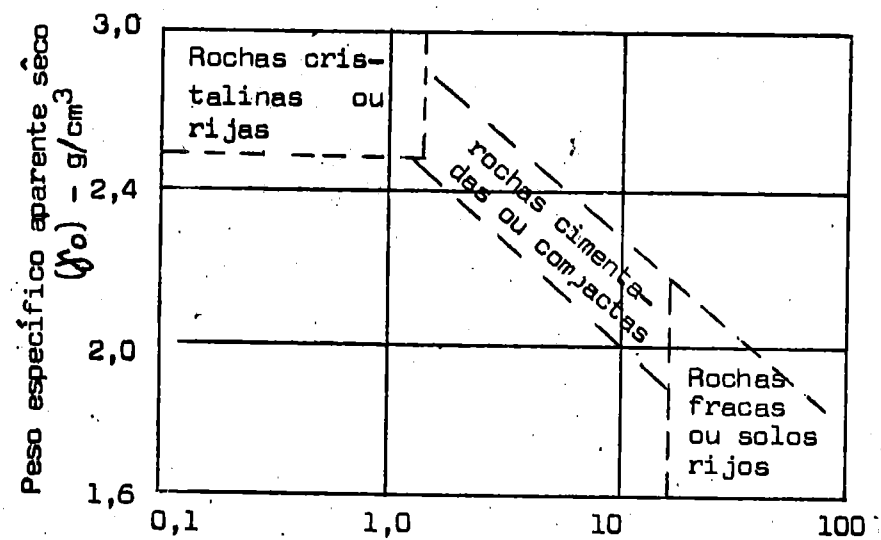


Fig. 61

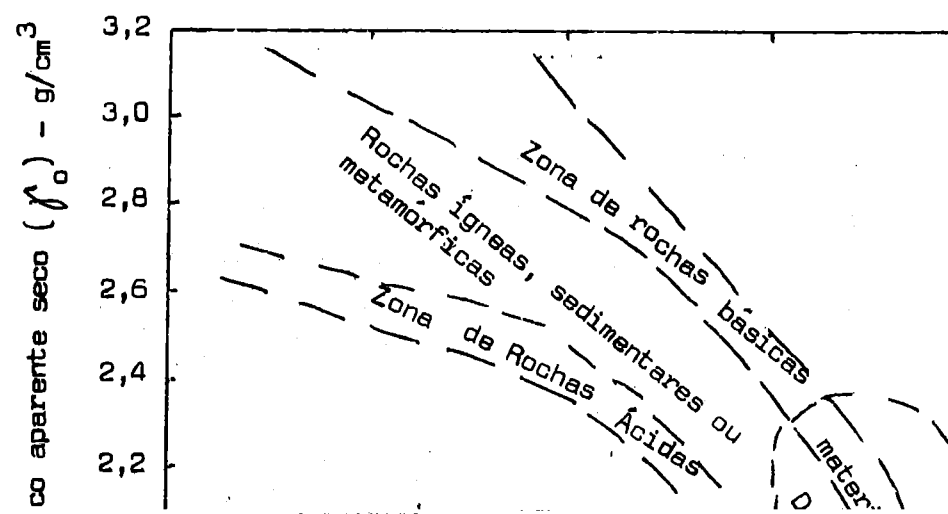


Fig. 62

pode-se relacionar certos índices físicos, como mostram as Figs. 61, 62 e 63.

Conforme a relação que se estabelece entre índices é

expansibilidade caracteriza certos tipos litológicos.

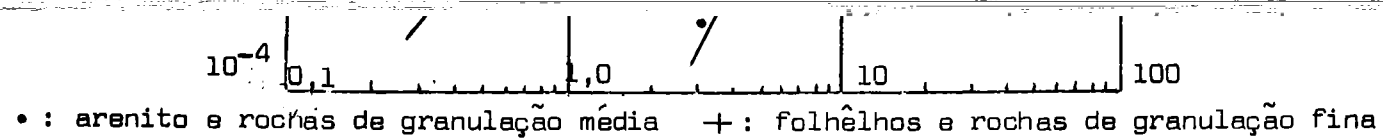
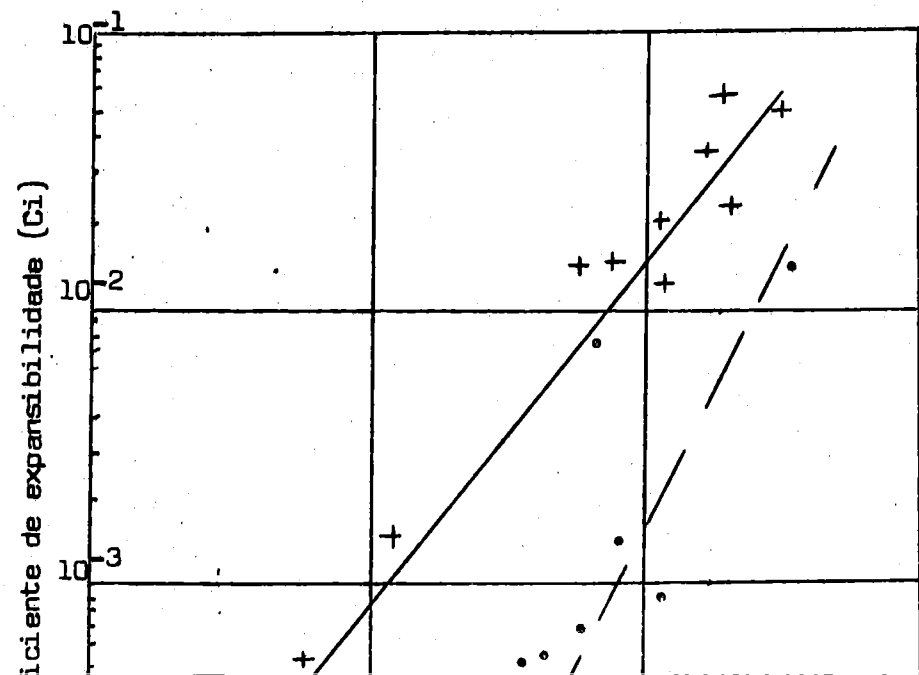


Fig. 63

5.1 - Teste de carga pontual:

Corpos de prova tirados de testemunhos de sondagem, com 5 cm de diâmetro e 10 cm a 15 cm de comprimento, são cortados em discos com cerca de 2,5 cm de largura. Após secagem adequada, cada disco é colocado em posição de ensaio e submetido à compressão diametral, com dois dentes, hemisféricos, conforme mostra esquematicamente a Fig. 64

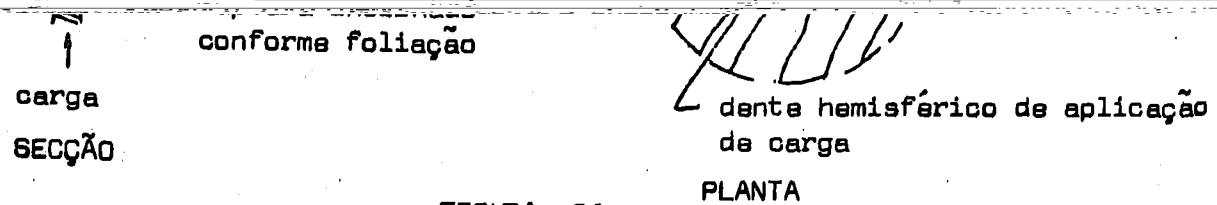


FIGURA 64

As ruturas seguem a orientação das descontinuidades rochosas, no caso, a foliação.

5.2 - Teste de Carga Linear

Neste caso, o disco é colocado perpendicularmente às placas de aplicação de carga conforme mostra a Fig. 65.

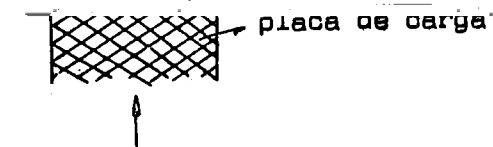
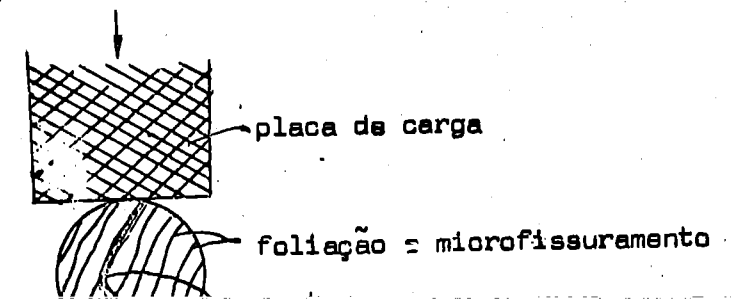


Fig. 65

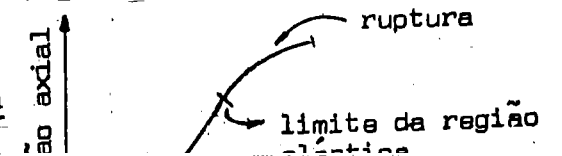
Da mesma forma que no caso anterior, as fraturas são controladas pelas descontinuidades e micro-fraturas pré-existent nas rocha.

5.3 - Módulo de Elasticidade da Rocha

O módulo de elasticidade estático de material rochoso (E), bem como o coeficiente de Poisson (ν), são medidos nas amostras de rocha em ensaios uniaxiais (compressão simples). As deformações são medidas na direção da carga, para determinar E e, em direções perpendiculares à mesma, para determinar ν. Quando

curva como a da Fig. 66.

Poucas vezes as deformações são lineares em relação



var que as deformações variam em função do tempo e das demais condições reinantes durante o ensaio. Com o aumento da carga aplicada, haverá

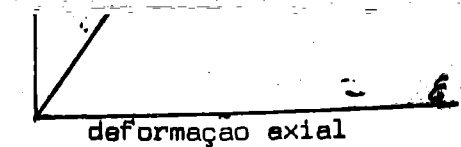


Fig. 66

um instante em que a resistência diminui e o material se rompe. Nas proximidades da região de rutura poderão ocorrer deformações,

mesmo não havendo acréscimo de carga. O módulo de elasticidade que, geométricamente corresponde à inclinação da curva tensão - deformação pode ser representado pela expressão:

$E = \frac{\sigma}{\epsilon}$  onde

usados, e do intervalo de sequências de carregamentos e descarregamentos. De um modo geral, para rochas, os módulos de elasticidade variam de 10.000 a 500.000 kg/cm<sup>2</sup>, sendo este último valor correspondente ao resultado médio obtido de ensaios com granitos.

5.4 - Coeficiente de Poisson

O acréscimo de tensão compressiva  $\Delta\sigma$  também produz uma dilatação lateral,  $\Delta\epsilon_x$ , Fig. 67

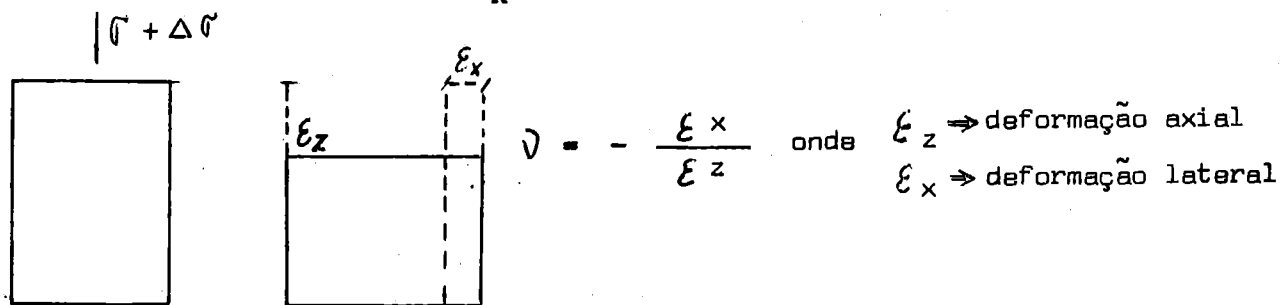


Fig. 67

Para materiais elásticos, o coeficiente de Poisson varia entre 0 e 0,5. O valor de 0,5 corresponde aos materiais cujo volume não se altera quando sob compressão.

5.5 - Teoria da Rutura de Mohr

Segundo Mohr, o cisalhamento de um material não é causado somente por tensões normais que atingem um certo valor máximo, ou cisalhamentos que isoladamente atingem um valor máximo. Segundo ele, a rutura cisalhante corresponde à combinação crítica das tensões cisalhantes e normais. A rutura é essencialmente um fenômeno cisalhante; mas, a tensão crítica cisalhante é governada pela tensão normal que atua na superfície potencial de rutura.

ra. A combinação crítica da tensão cisalhante é normal e quando as tensões normal e cisalhante, respectivamente, na ordenada e na abscissa formam um

conjunto de pontos pelos quais poderá ser traçada uma curva, conhecida como envoltória de Mohr, ou envoltória de cisalhamento.

Fig. 68

O cisalhamento ocorrerá se para um dado valor de  $\sigma$ , a tensão cisalhante exceder aquela representada pela envoltória. O círculo de Mohr nos dá também os elementos geométricos do plano de cisalhamento,  $2\alpha$  e  $2\theta$ , Fig. 69.

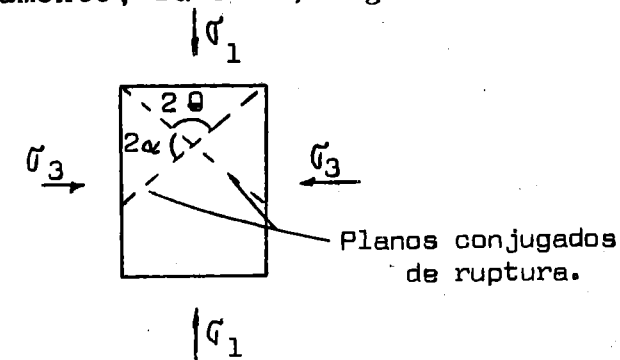


Fig. 69

5.6 - Ensaios Triaxiais de Cisalhamento

A melhor forma de se avaliar a resistência da rocha ao cisalhamento é feita através de ensaios triaxiais. São geralmente usados, para fins práticos, amostras de testemunhos de sondagem de 5 a 7,6 cm de diâmetro. O comprimento mínimo da amostra deve ser de 2,5 a 3 vezes o diâmetro. A amostra de ensaio é encamizada em membrana de borracha, com as extremidade presas aos pistões por blocos rígidos. A amostra é colocada em câmara fechada e sujeita a tensões confinantes, (onde  $\sigma_2 = \sigma_3$ ), por pressão de óleo. A pressão é aplicada axialmente através de pressão hidráulica. O cisalhamento é produzido por aumento da pressão axial ou diminuição da pressão confinante. Os círculos de Mohr de cisalhamento (rutura) para uma série de tais ensaios, usando-se

diferentes valores de  $\sigma_3$ , permitem obter a envoltória de rutura. Há dispositivos especiais para se medir a pressão neutra, que constitui um fator importante a interferir na resistência da rocha ao cisalhamento.

### 5.7 - Ensaio de Cisalhamento Direto

O ensaio clássico para determinação da resistência ao cisalhamento é denominado ensaio de cisalhamento direto.

O ensaio de cisalhamento direto é realizado numa amostra de rocha, num plano pré-determinado. A rocha a ser ensaiada é cortada previamente em direções e dimensões apropriadas, ou usada com sua forma e tamanho originais, inclusa em um molde de material adequado. A amostra, então, é colocada no dispositivo de ensaio aplicando-se uma compressão constante ( $\sigma_n$ ), normalmente ao plano de cisalhamento. Em seguida, é aplicada uma força crescente, paralela ao plano de rutura, até que ocorra o cisalhamento do bloco. O aparelho usado para o ensaio consiste de duas caixas rijas que prendem a amostra. As forças cisalhantes são aplicadas de modo que atuem ao longo do plano cisalhado. A caixa inferior é fixa e a superior desliza horizontalmente sobre roletes com um mínimo de atrito.

A superfície de cisalhamento das amostras em geral, varia de 1 a dezenas de  $cm^2$ , sendo que a força normal oscila ao redor de 500kg e a horizontal de 3000kg.

O aparelho é equipado com um dinamômetro e com micrômetros que medem o deslocamento relativo das duas caixas e o deslocamento vertical da caixa superior. A tensão cisalhante média é dada por:

$$\tau_{m\acute{a}x.} = \frac{F_{m\acute{a}x.}}{A} \quad \text{onde, } F_{m\acute{a}x.} \rightarrow \text{força de rutura}$$

A  $\rightarrow$  área do plano cisalhado

Em razão do deslocamento vertical que sempre ocorre na caixa superior, o plano de cisalhamento forma um ângulo  $\alpha$  com a horizontal. O  $\tau$  real poderá ser expresso pela fórmula:

$$\tau_{real} = \tau - \alpha \left( \sigma_n + \frac{\tau^2}{\sigma_n} \right)$$

Foi observado que, num gráfico de tensão-deformação típico desses ensaios, a resistência ao cisalhamento alcança um máximo e, após a rutura, forma um patamar denominado de resistência residual.

A resistência máxima é denominada de resistência de pico. Fig. 70.

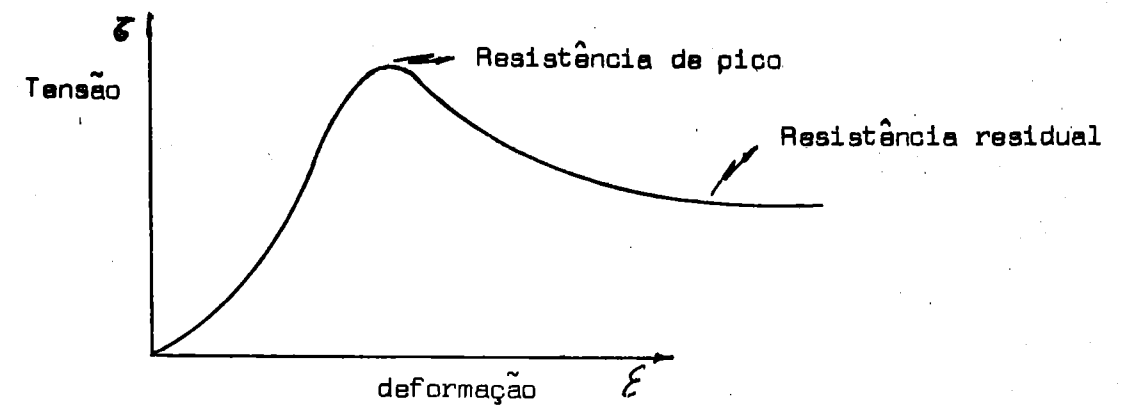


Fig. 70

### 5.8 - Resistência à Tração

Um dos ensaios mais comuns de tração em rocha é o Lo bo Carneiro, também denominado Ensaio Brasileiro, Fig. 71.

Usa-se para este ensaio, um disco de rocha de diâmetro D, de espessura  $l$ , que é colocado entre placas em que se aplica uma pressão P. A rutura geralmente ocorre ao longo do diâmetro e perpendicularmente às placas, quando a rocha é homogênea. Havendo foliação, ou sistema de microfissuras na amostra ensaiada, a disposição do plano de rutura será controlada pelas heterogeneidades mencionadas.

No centro do disco, as tensões serão:

$$\sigma_x = 6 \pi P D l \quad \text{e} \quad \sigma_y = \frac{\sigma_x}{3}$$

$\sigma_x \rightarrow$  tensão compressiva vertical

$\sigma_y \rightarrow$  tensão de tração horizontal

P  $\rightarrow$  força compressiva por unidade de comprimento da geratriz

D  $\rightarrow$  diâmetro do disco

$l \rightarrow$  espessura do disco

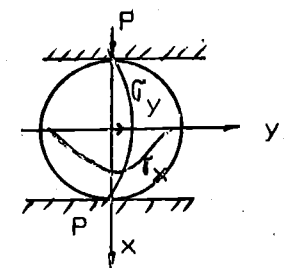


Fig. 71

### 5.9 - Permeabilidade

Os vazios de um solo ou de uma rocha não constituem cavidades fechadas em que a água após penetrar fica isolada, mas estão interligados, formando finos condutos por onde a água flui.

#### A. ESCOAMENTO LAMINAR E TURBULENTO

Há dois tipos de escoamento através dos maciços de solo ou de rocha fissurada:

- a) escoamento turbulento, em que as partículas de água se movem caoticamente de modo irregular, em que a perda de energia é aproximadamente proporcional ao quadrado da velocidade de escoamento. Esse tipo de escoamento se verifica nos condutos de maior diâmetro e em velocidades elevadas.
- b) escoamento laminar, em que as partículas se deslocam uniformemente na direção do fluxo da água, de modo que as perdas de energia são diretamente proporcionais à velocidade. O escoamento laminar se desenvolve a baixas velocidades, em condutos ou fraturas finas como os que ocorrem nos solos e nas rochas. Fazem exceção os escoamentos nas fraturas de maior diâmetro e escoamentos nos vazios de rochas de granulação grossa, como os cascalhos e conglomerados.

#### B. LEI DE DARCY

Darcy fez estudo de escoamento de água nos solos, usando um aparelho esquematizado na Fig. 72.

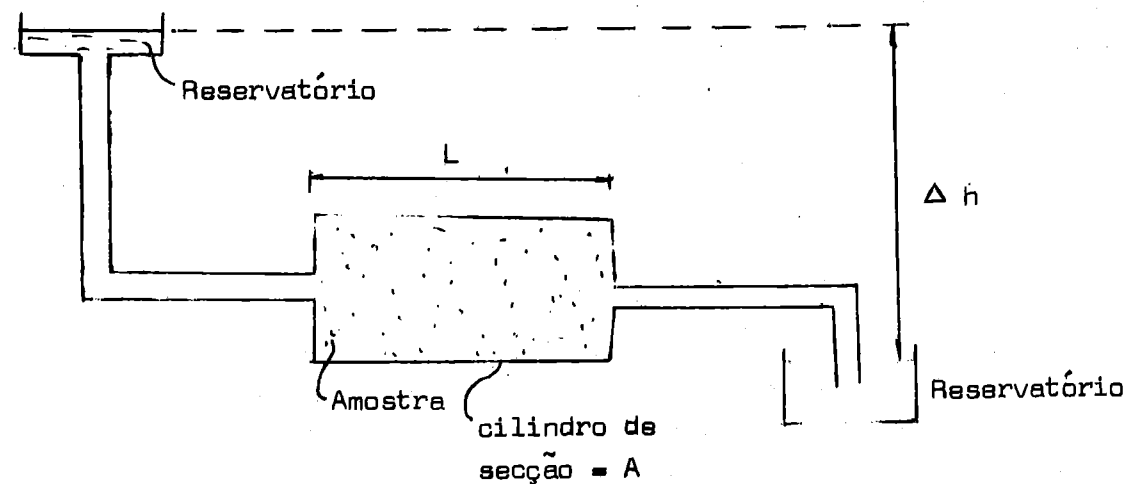


Fig. 72

Foi colocada uma amostra de comprimento L e seção de área A, num tubo aberto em ambas as extremidades, nas quais foram conectados reservatórios, como mostra a Fig. 72. A diferença de nível entre os dois reservatórios é igual a Δh. Darcy descobriu, experimentalmente, que o escoamento da água (vazão) em cm<sup>3</sup>/s, é diretamente proporcional à área A e ao gradiente hidráulico (Δ L/L). Esta relação poderá ser expressa pela equação  $q = KiA$ . Nessa equação, K é a constante de proporcionabilidade, denominada de coeficiente de permeabilidade aparente ou simplesmente coeficiente de permeabilidade. Esta fórmula é válida para escoamentos laminares e se aplica a solos e rochas que correspondem a granulometrias inferiores as que ocorrem em conglomerados.

O coeficiente de permeabilidade se refere à condutibilidade hidráulica dos maciços; geralmente, é expressa em cm/s.

O coeficiente de permeabilidade depende da viscosidade da água, da forma, tamanho e área dos condutos pelos quais a água flui. Para solos não coesivos ou rochas clásticas friáveis, a permeabilidade varia aproximadamente de modo proporcional a  $(D_{10})^2$  (sendo  $D_{10}$  os diâmetros correspondentes a 10% da curva granulométrica), de acordo com a fórmula  $K = C (D_{10})^2$ ; os valores de C (constante), variam de 1 a 1,5. O teor de vazios e também permite obter, em certos casos e de modo aproximado, uma estimativa de permeabilidade, pois ela é proporcional a  $e^2$ .

Na melhor das hipóteses, estas fórmulas fornecem apenas uma indicação da ordem de grandeza da permeabilidade de arenitos puros ou solos puros arenosos, não coesos. Nas rochas clásticas cimentadas por argilas, ou solos coesivos, a água é retida imóvel à superfície da argila; só se deslocando com a aplicação de elevadíssimos gradientes.

#### C. TESTES DE PERMEABILIDADE

Por causa dos numerosos fatores que intervêm na determinação do coeficiente de permeabilidade, para defini-lo nos materiais investigados, são realizados ensaios de laboratório. O equipamento usado para este fim é similar ao representado na Fig. 67.

Em rochas sedimentares os valores de K dependem da direção em que a água caminha. Na direção das camadas, os valo-

res de K poderão ser 2 a 20 vezes superiores aos valores obtidos na percolação normal às camadas. Dessa forma, a permeabilidade poderá variar dentro de limites amplos quando a amostra englobar diferentes litologias. Na maioria das rochas e em solo rijos e/ou cimentados, a permeabilidade é regulada essencialmente pelas fraturas.

## X. GEOLOGIA DO ESTADO DE SÃO PAULO

### 1. Introdução

A evolução da Terra foi pontilhada de eventos marcantes que permitiram subdividir a sua história em várias partes, de diferentes durações. As unidades maiores do tempo geológico são denominadas de eras. As eras subdivididas em períodos e os períodos em épocas geológicas. Tabela 17.

Admitia-se, antigamente, que tanto as eras geológicas como os períodos e as épocas terminavam sempre com grandes perturbações na crosta (orogênese ou diastrofismos) que, por sua vez, causavam mudanças climáticas e mudanças evolutivas nos seres vivos. Sabe-se hoje que, de fato, houve perturbações, porém, só em certas regiões do globo terrestre.

### 2. Coluna Geológica

Refere-se à sucessão completa de rochas das mais antigas às mais recentes. Tais colunas compreendem 2 tipos de unidades, uma baseada na litologia e outra baseada e definida em relação ao tempo geológico (umidade rocha-tempo). Interessa-nos a primeira, isto é, uma classificação exclusivamente litológica.

A unidade rocha é denominada formação e definida como rochas (ígneas, sedimentares e metamórficas), com características litológicas próprias que formam uma parte diferencial da coluna geológica.

Formação é, pois, uma parte da coluna geológica fácil de se distinguir e mapeável, ex.: Formação Botucatu.

Várias formações reunidas formam o que se chama de grupo.

A coluna geológica do Estado de São Paulo se encontra representada na Fig. 74, feita a partir do mapa da Fig. 73.

As rochas mais antigas são as ígneas e metamórficas de idade Pré Cambrianas, que formam as Serras do Mar, Paranapiacaba e Mantiqueira. São rochas que, em certas regiões, tem alta importância econômica (jazidas de chumbo, ouro, prata, etc.).

No sul do Estado ocorrem, sedimentos arenosos amarelado acinzentados, com granulação variável originadas no período Devoniano e denominado Formação Furnas.

Acima das rochas devonianas aparecem camadas glaciais e flúvio glaciais arenosas, siltosas e argilosas que pertencem ao período Carbonífero (Grupo Tubarão).

Em São Paulo, há camadas carbonosas no primeiro e terceiro período inter-glacial, indicativas de melhora climática. Há evidências de que o gelo teria provindo do leste, talvez de outro continente.

Sem interrupção na deposição, estas camadas passam gradualmente ao grupo Passa Dois, compostas de folhelhos pirobetuminosos intercalados com calcário. Este grupo compreende duas formações: Formação Iratí e Corumbataí. Não se sabe ao certo se as últimas formações descritas pertencem ao período Carbonífero ou Permiano; é mais provável que pertençam ao último.

Houve, a seguir, período erosivo à nova deposição (discordância) no início do Cretáceo, fim da era mesozóica. As condições, nesta época, eram de clima árido, com a formação de arenitos eólicos algumas vezes retrabalhados pela água.

Os arenitos mostram laminação cruzada, dunas fósseis, etc. Nessa época, houve também grande vulcanismo básico (intrusões e derrames de lava basáltica) em alternância com a deposição dos sedimentos. A lava e arenito conjuntamente chama-se Grupo São Bento. O arenito recebe o nome de Formação Botucatu. Os clásticos componentes da Formação Botucatu possuem alto grau de seleção.

Acima do grupo São Bento, ocorre outro tipo de sedimento de Cretáceo superior, repousando discordantemente sobre aquele. Trata-se de arenito às vezes conglomerático e calcário do Grupo Bauru provindo das formações mais antigas.

Daquela época até a atual, os rios foram se aprofundando (encaixando) e abandonando seus terraços onde aparecem de-

pósitos de espessura relativamente fina. Algumas bacias sedimentares modernas (do terciário até hoje) são relativamente espessas e associadas a falhamentos. Ex.: Bacia de Taubaté e São Paulo.

Os depósitos que aí aparecem tem granulações de grossa a fina e geralmente são do tipo arcossianos, o que indicaria deposição e soterramento rápido em condições de tectonismo.

Resumindo, podemos dizer que a bacia do rio Paraná é de idade muito antiga, <sup>†</sup> 300 milhões de anos, que serviu para deposição até nossos dias, de todos os diferentes tipos de rochas sedimentares já descritas.

Entretanto, além de deposição, como foi visto, houve fases de erosão, que determinaram o aparecimento das discordâncias entre as camadas (vide secção e mapa geológico)

T A B E L A I 7  
ESCALA GEOLÓGICA DO TEMPO

ERAS	PERÍODOS	ÉPOCAS	TEMPO DECORRIDO EM ANOS	CARACTERÍSTICAS
Cenozóica	Quaternário	holoceno	25.000	homem
		pleistoceno	2.500.000	
	Terciário	plioceno	7.000.000	
		mioceno	26.000.000	
		oligoceno	38.000.000	mamíferos e fanerógamos
	eoceno	54.000.000		
	paleoceno	65.000.000		
Mesozóica	Cretácio		136.000.000	
	Jurássico		190.000.000	répteis gigantescos e coníferas
	Triássico		225.000.000	
Paleozóica	Permiano		280.000.000	
		Carbonífero	345.000.000	anfíbios e criptógamas
	Devoniano		395.000.000	peixes, vegetação nos continentes
		Siluriano	430.000.000	invertebrados e aparição de grande número de fósseis, vida aquática
	Ordoviciano		500.000.000	Ca.
Cambriano		570.000.000		
Proterozóica			mais de dois milhões	restos raros de algas, esponjas e crustáceos.
Arqueozóica	(início da Terra)		( <sup>†</sup> 5 milhões)	sem evidências fossilíferas



FIGURA 74

SEÇÃO GEOLÓGICA MOSTRANDO AS RELAÇÕES QUE OCORREM NO ESTADO DE SÃO PAULO

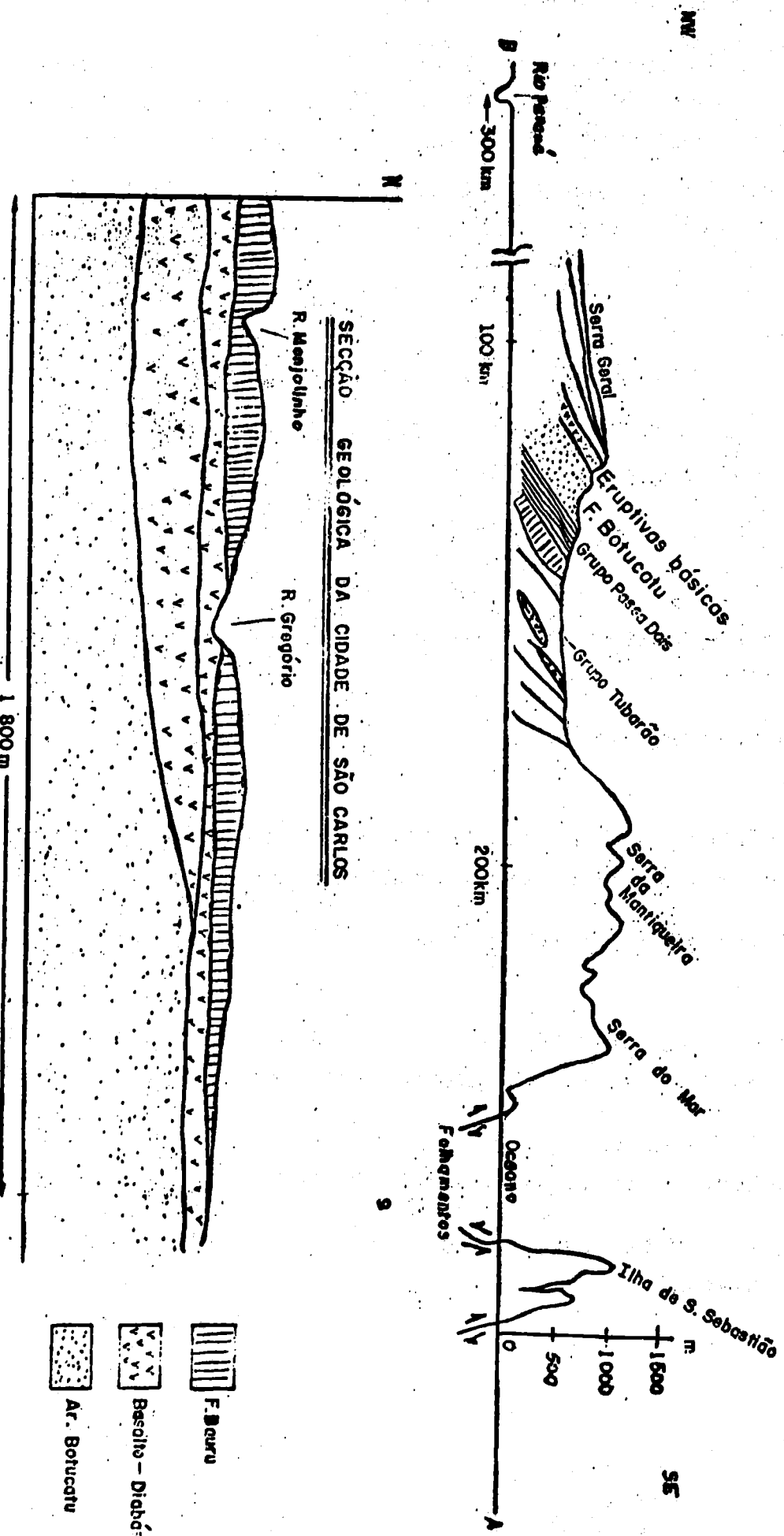


FIGURA 73

MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DE SÃO PAULO (esquerda)



LEGENDA

- depósitos modernos de aluvião (Pós-Cretácicos)
- Calcários e conglomérados da Formação Bauru (Cretáceo Superior)
- Arenitos eólicas da Formação Botucatu (Cret. inferior)
- Magmáticos básicos, basaltos e diabásios (Cret. inferior)
- Calcários, folhais e siltitos - Grupo Passa Dois (Permiano)
- Sedimentos glaciais e fluvio-glaciais - Grupo Tubarão (Carboníferos)
- Sedimentos clásticos - Formação Furnas (Devoniano)
- Rochas metamórficas e ígneas antigas - "Cristalino" (Pré-Cambriano)

BIBLIOGRAFIA

- (1) Geologia Geral - 1973. Viktor Leinz e Sérgio Estanislau do Amaral. Comp. Edit. Nac., 4ª edição.
- (2) The Earth an Introduction to Physical Geology - 1970. John Verhoogen, Francis J. Turner, Lionel Weiss, Clyde Wahrhafting & William S. Fyfe, Holt, Rinehart and Wiston, Inc. USA.
- (3) Geology: Principles and Processes - 1960. William H. Emmons, Ira S. Allinson Clinton R. Stauffer & George A. Thiel. McGraw-Hill Book Co. Inc. USA.
- (4) Mineralogy - Concepts, Descriptions, Determinations - 1959. L.G. Berry & Brian Mason. W.H. Freeman and Company.
- (5) Minerais e Rochas - 1969. W.G. Ernst. Edgard Blucher Ltda. Editora da Universidade de São Paulo.
- (6) Principles of Geochemistry - 1958. Brian Mason (2nd ed.). John Wiley & Sons, Inc. USA.
- (7) Mineralogia Aplicada - 1972. Helmut Kirsch. Editora da Universidade de São Paulo.
- (8) Engineering Geology and Rock Mechanics - 1969, vol. 1 e 2 - N. Duncan.
- (9) Precis de Géologie - (Tome 1) Pétrologie - 1968. Jean Auboin, Robert Brousse et Jean Pierre Lehman. Dunod-Paris.
- (10) The Principles of Petrology - 1956. G.W. Tyrrell. Methven and Co., Ltd.
- (11) Introductory Soil Mechanics and Foundations - 1970, 3<sup>rd</sup> Edit. George B. Sowers & George F. Sowers. THEMACMILLAN Co., London.
- (12) Introdução à Sedimentologia - 1973. Kenitiro Suguio. Editora Edgard Blucher. Editora da Universidade de São Paulo.
- (13) Petrogenesis of Metamorphic Rocks - 1965. Helmut G.F. Winkler Springer-Verlag.

- (14) Structural and Tectonic Principles - 1965. Peter C. Badgley. Harper & Row. N.Y.
- (15) Elements of Structural Geology - 1966. E. Sherbon Hill. Methven & Co., Ltd.
- (16) Rock Mechanics and Engineering - 1972. Charles Jaeger. Cambridge at the University Press.

Capítulos:

- I. ESTRUTURA DA TERRA  
(1) (2) e (3)
- II. MINERAIS  
(4) (5) (6) (7) e (8)
- III. MAGMATISMO  
(1) (2) (3) (6) (9) e (10)
- IV. ROCHAS ÍGNEAS  
(1) (2) (3) (6) (9) e (10)
- V. INTEMPERISMO  
(6) e (11)
- VI. SEDIMENTAÇÃO E ROCHAS SEDIMENTARES  
(1) (3) (9) (10) e (12)
- VII. DEFORMAÇÕES DAS ROCHAS, OROGÊNESE E ROCHAS METAMÓRFICAS  
(3) (10) (11) e (13)
- VIII. TECTÔNICA  
(14) e (15)
- IX. CLASSIFICAÇÃO DE MATERIAIS ROCHOSOS  
(8) e (16)