A TEORIA E A PRÁTICA EM MECÂNICA DAS ROCHAS. REFLEXÕES SOBRE VINTE ANOS DE EXPERIÊNCIA PESSOAL*

(1.ª Parte)

Theory and Practice in Rock Mechanics. Reflections Upon Twenty Years of Personal Experience

por
FERNANDO DE MELLO MENDES**

RESUMO – O autor utiliza a experiência pessoal, adquirida durante vinte anos, para dissertar sobre a aplicabilidade da teoria que pode ser desenvolvida em vários domínios da Mecânica das Rochas. São especialmente abordados assuntos de relevante interesse para as rochas xistosas, tais como o seu comportamento reológico, a interpretação e a caracterização das anisotropias, os mecanismos de rotura e a importância mecânica da xistosidade. Igualmente são apresentadas considerações sobre a influência do confinamento e a instalação das tensões naturais nos maciços. Finalmente, mais relacionados com preocupações da engenharia, tratam-se problemas relativos ao comportamento mecânico de pilares de mina, a deformação e ruína de cavidades mineiras tabulares, ao comportamento de zonas superficiais de maciços rochosos e a trabalhabilidade de rochas.

SYNOPSIS – On the basis of his personal experience, gathered along a 20-year career, the author lectures upon applicability of theoretical developments in several branches of Rock Mechanics. Especially discussed are matters of particular concern to schistose rocks, *viz.*, rheological behaviour, anisotropy interpretation and characterization, rupture mechanisms, and mechanical relevance of schistosity. The influence of confinement and the setting-up of natural stresses in rock masses are also dealt with. Finally, a number of problems are treated which are more closely connected with engineering preocupations, *e. g.*, mechanical behaviour of mine pillars, deformation and failure of tabular stopes, behaviour of near-surface zones in rock masses, and rock workability.

---

* Palestras proferidas a convite da Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, em 7 e 8 de Novembro de 1979.
Trabalho recebido em Dezembro de 1979. A discussão do trabalho está aberta durante um período de três meses.

** Professor do Instituto Superior Técnico, Universidade Técnica de Lisboa.

1 – INTRODUÇÃO

Com menos de meio século de vida individualizada, a Mecânica das Rochas acusou, nas duas últimas décadas, um desenvolvimento espectacular que a fez passar de ciência apenas aceite por alguns para domínio científico a que não podem fugir todos os que, principalmente na engenharia de minas, na engenharia dos petróleos e na engenharia civil, lidam com rochas ou com maciços rochosos.

Numa primeira fase, foi predominante a investigação experimental, visando aprofundar os conhecimentos existentes sobre as propriedades das rochas e dos maciços rochosos, de maneira a tornar possível interpretar ou prever os respectivos comportamentos por meio de modelos físico-matemáticos apropriados. Foi nesta fase que sofreram enorme impulso as técnicas de ensaio, tanto laboratoriais como *in situ*, o que exigiu o desenvolvimento de muito diversa e, por vezes, sofisticada aparelhagem destinada a solicitar e a realizar medições em rochas e em maciços. Foi também então que se procurou, qualitativa ou quantitativamente recorrendo à teoria da semelhança, esclarecer ou estimar por meio de modelos propriamente ditos o comportamento de protótipos de estruturas escavadas ou apoiadas em maciços rochosos.

As principais dificuldades com que se deparou, e que, em muitos casos, constituiram barreiras não possíveis de ultrapassar com os meios disponíveis, deveram-se geralmente a factores com que, nos materiais rochosos, sempre haverá que contar: heterogeneidade, anisotropia, descontinuidades.

O caminho lógico para contrariar tais dificuldades foi o de multiplicar o número de observações e de analisar depois estatisticamente os resultados obtidos. Tal via, embora em muitos casos se mostrasse promissora, era todavia dificilmente aplicável a diversos tipos de estudo, como por exemplo os referentes à rotura, em que geralmente o que interessa considerar respeita a situações mais desfavoráveis e não a situações médias; por outro lado, mesmo tentando simplificar os respectivos métodos, um número apreciavelmente maior de ensaios acabava sempre por encarecer os estudos, inviabilizando-os por vezes.

Divulgavam-se porém, entretanto, as enormes potencialidades do cálculo automático, tornando-se cada vez mais aliciante a obtenção, pelos computadores, de respostas quantitativas a problemas que, anteriormente, nem sequer conseguiam soluções qualitativas, dada a necessidade de compatibilizar simultaneamente um número elevadíssimo de condições.

Ao fascínio oferecido por esta via, que alastrou a todos os campos da Ciência e da Técnica, não escapou a Mecânica das Rochas, a qual começou a ver uma percentagem cada vez maior dos seus investigadores a menosprezar o equilíbrio entre as análises naturalistas e físico-matemáticas, que constituía a essência da respectiva metodologia, a favor duma hipertrofia de esforços em domínios, como o do desenvolvimento de métodos numéricos de cálculo e o da correspondente programação, que já pouco têm a ver com o que deve haver de fundamental nas suas preocupações.

Caiu-se assim numa outra fase, de que, a nosso ver, é preciso sair, onde a Mecânica das Rochas propriamente dita estagnou, embora num exame superficial pareça estar a evoluir aceleradamente.

Não negamos que o emprego dos computadores tenha possibilitado a aplicação de ferramentas poderosas, como o método dos elementos finitos, hoje praticamente indispensável nas análises estruturais de estabilidade; nem que tenha proporcionado meios de realizar análises de sensibilidade à variação de certos parâmetros, anteriormente inviáveis; nem que ofereça processos, até há pouco insuspeitados, de fácil armazenamento e processamento dos resultados de campanhas exaustivas de observação e de experimentação. O que pretendemos frisar é que toda esta avalanche de ferramentas e de processos, posta à disposição dos investigadores, os desviou dos verdadeiros objectivos da Mecânica das Rochas, os quais continuam a ser os de estudar, perante as solicitações que lhes são impostas ou que eles próprios geram, os comportamentos dos maciços rochosos ou das rochas que os constituem, cujas características naturais de heterogeneidade, anisotropia, descontinuidade e anelasticidade não podem ser ignoradas.

Por isso achamos oportuno falar da teoria e da prática em Mecânica das Rochas, principalmente para mostrar que a interpretação e a previsão da realidade não se compadecem, em muitos casos, com a adopção dos modelos que, face às ferramentas de estudo hoje disponíveis, mais desejáveis se apresentam para dominar, pelo cálculo, as rochas e os maciços rochosos.

Fá-lo-emos, principalmente, à custa de exemplos tirados da nossa experiência pessoal ou de casos por que particularmente nos interessámos. Assim, poderemos também chamar a atenção para diversos aspectos, que consideramos muito importantes, das rochas e dos maciços rochosos, os quais muitas vezes são esquecidos quando, em vez de se procurar analisar em detalhe os respectivos comportamentos naturais, há predominantemente a preocupação de lhes adaptar algoritmos de cálculo.

2 – INTERPRETAÇÃO REOLÓGICA DO COMPORTAMENTO DE ROCHAS

Começámos a interessar-nos pela Mecânica das Rochas em 1958 quando, ao pretendermos contribuir para a resolução de problemas inerentes à mecanização da Mina da Panasqueira, verificámos ser indispensável, primeiro, aprofundar os conhecimentos existentes sobre o comportamento mecânico do terreno em que se desenvolviam as explorações.

Tratava-se de estudar um maciço essencialmente constituído por filádios e por filádios mosqueados. Nas zonas da mina até então exploradas, estes predominavam sobre aqueles e indicavam uma acção de metamorfismo de contacto, exercida por uma cúpula granítica, já reconhecida por sondagens e pelos trabalhos mineiros efectuados aos níveis mais profundos.

Em relação aos filádios e aos filádios mosqueados, o carácter sedimentar inicial, traduzido pela existência de juntas de estratificação, raríssimas vezes é observável, tendo sido quase completamente mascarado pelas intensas tectónicas e pelos metamorfismos que subsequentemente afectaram o maciço. Bem observável, existe uma acentuada xistosidade, que na zona dos trabalhos mineiros pouco discorda duma atitude regional NW-SE, sub-vertical; conforme os ensaios de laboratório vieram depois a revelar, a anisotropia associada a esta xistosidade parece afectar também os granitos, embora tal não seja visivelmente observável.

Qualquer dos tipos de rocha referidos pode, à escala das escavações mineiras, considerar-se bastante homogéneo. À mesma escala, ocorrem todavia no maciço numerosos sistemas de superfícies de franca descontinuidade, constituídos por filões e veios quartzosos, fracturas ou falhas com enchimentos predominantemente carbonatados ou predominantemente argilosos, filões doleríticos e diaclases.

Como primeiro passo, indispensável até para podermos estimar comportamentos do maciço por analogia com o que se verifica em torno das cavidades abertas em outros maciços de características já conhecidas, começámos por estudar mecanicamente, em laboratório, amostras representativas das rochas ocorrentes. Utilizámos testemunhos de sondagens efectuadas com coroas diamantadas NX (que originam tarolos com diâmetros entre 5,2 cm e 5,5 cm) e servimo-nos das facilidades que nos foram dispensadas pelo Laboratório Nacional de Engenharia Civil.

Ali, desenvolvemos um programa relativamente extenso de ensaios de compressão simples, de compressão triaxial até um valor de pressão lateral

de 40 kg/cm^2, de tracção por compressão diametral e de flexão; para aumentarmos o campo de estudo, projectámos nós próprios uma nova câmara triaxial, que nos permitiu elevar as pressões laterais aplicadas até 120 kg/cm^2.

Além duma pronunciada anisotropia, associável à xistosidade, de que adiante falaremos, foi notório, nos ensaios de compressão realizados, que os filádios e os filádios mosqueados exibiam comportamentos que não concordavam com os que seriam de prever se obedecessem aos modelos reológicos mais correntemente aceites para rochas comuns: elasticidade pura, visco-elasticidade, elasticidade retardada, ou associação de diversos destes comportamentos, por exemplo, segundo o modelo de Burgers (Fig. 1).

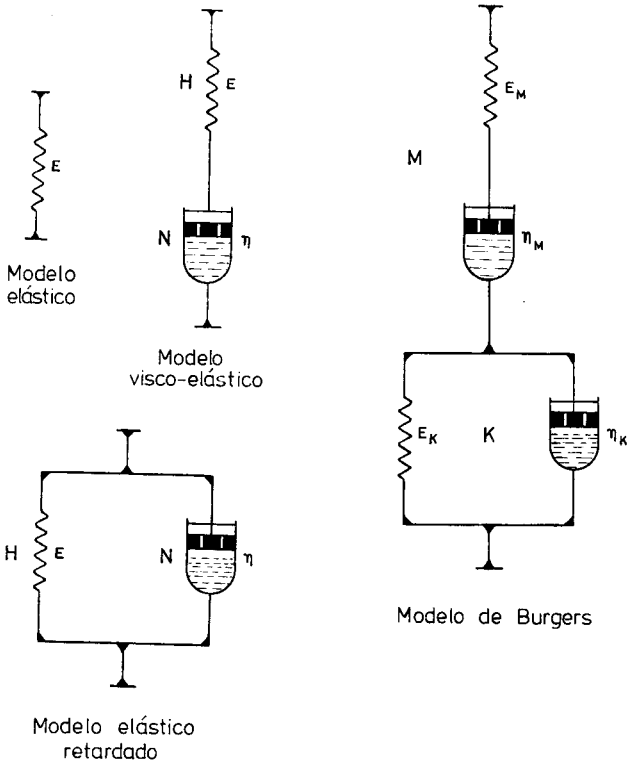

Fig. 1

Com efeito, em variados ensaios de compressão, com repetição de ciclos carga-descarga, observaram-se, nos diagramas tensões-extensões correspondentes (Fig. 2), não só importantes desvios em relação à linearidade (que todavia se

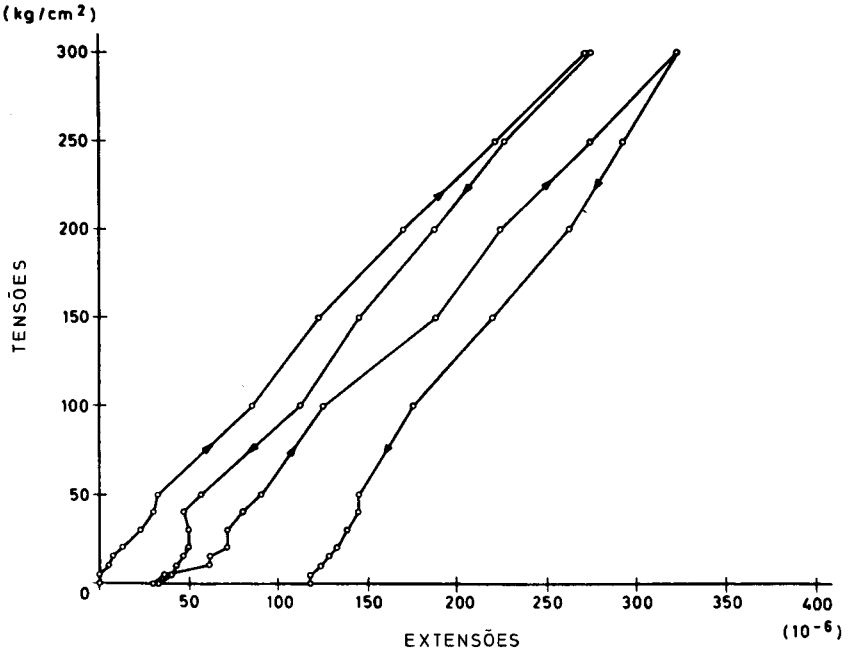

Fig. 2

mantinha em troços mais ou menos longos dos diagramas) como importantes deformações residuais irrecuperáveis; aqueles desvios eram, geralmente, mais importantes sob cargas baixas, tanto nas cargas como nas descargas. Por outro lado, alguns ensaios deram lugar a diagramas em que foi notório o aparecimento de deformações residuais negativas (Fig. 3).

Estas particularidades, evidenciadas em provetes com a xistosidade fazendo ângulos geralmente pequenos com os respectivos eixos, levaram-nos a admitir que as rochas xistosas em estudo se comportavam como associações em paralelo de "lâminas" de material rochoso, separadas umas das outras pelos planos de xistosidade, segundo os quais poderiam verificar-se pequenos escorregamentos sem perda de coesão. Não havendo razão para considerar, *a priori*, que as várias lâminas, que se sucedem, têm características físicas exactamente iguais, resul-

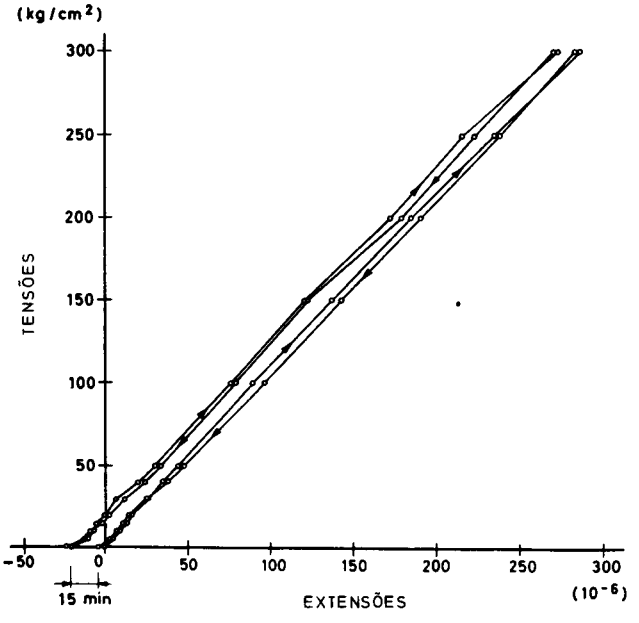

Fig. 3

taria então que a deformação de cada uma delas, paralelamente à xistosidade, seria, dum modo geral, condicionada pela deformação das vizinhas. Quanto ao material rochoso constituinte das lâminas, admitimos, numa primeira aproximação, que era isótropo e que se comportava predominantemente como elástico, embora com uma certa intervenção de características visco-elásticas, suceptíveis de introduzir fenómenos de retardamento.

Com base nestas suposições, desenvolvemos o modelo reológico que consta de Fig. 4. De acordo com tal modelo, cada lâmina, limitada por dois planos de xistosidade consecutivos, é representada por uma série composta por um elemento de Hooke, $\mathcal{H}_i$, correspondente a um comportamento elástico puro, um elemento, K_i (com os seus componentes H_i e N_i), correspondente a um comportamento visco-elástico, e um elemento de Euclides, S_i, cujos contactos com os elementos vizinhos, por intermédio dos elementos de St. Venant St. $V_{i-1,\,i}$ e St. $V_{i,\,i+1}$, representam as possibilidades de cedência nos planos de xistosidade que limitam tal lâmina. A coesão nos planos de xistosidade é representada pelos elementos $C_{i-1,i}$ e $C_{i,i+1}$, compostos por séries de molas e de elementos rígidos, que rompem por tracção para determinados valores $R_{i-1,i}$ e $R_{i,i+1}$ das tensões nas molas.

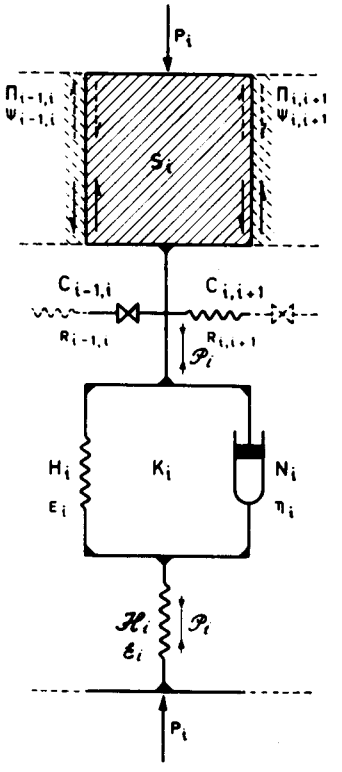

Fig. 4

Cada lâmina é assim caracterizada pelas constantes $\mathcal{E}_i$, E_i e η_i, correspondentes às propriedades puramente elástica e visco-elástica, e os planos que a limitam pelas tensões de cedência $\psi_{i-1,i}$ e $\psi_{i,i+1}$.

Sendo o material duma lâmina sujeito, paralelamente à xistosidade, a uma tensão $\sigma_i(t)$, com uma variação qualquer durante o respectivo passado mecânico, num certo momento t_o a sua extensão é dada por

$$\varepsilon_i\ (t_o) = \frac{\sigma_i\ (t_o)}{\mathcal{E}_i} + \frac{1}{\eta_i} \int_{-\infty}^{t_o} e^{-\frac{E_i}{\eta_i}\ (t_o - t)} \cdot \sigma_i\ (t)\ dt \qquad (1)$$

Se não se verificam escorregamentos nos planos de xistosidade que separam umas das outras as lâminas dum dado conjunto, como dum modo geral há que admitir que as constantes $\mathcal{E}_i$, E_i e η_i, que caracterizam os materiais das lâminas

desse conjunto, são diferentes, a obrigatoriedade de igualdade de extensões ε_i (t_o), num dado instante, tem como consequência, por (1), serem diferentes, dum modo geral, nesse mesmo instante, as tensões $\sigma_i(t_o)$ instaladas nas diversas lâminas consideradas.

Este facto dá origem a que nos planos de xistosidade se instalem tensões tangenciais. Com efeito, se forem $(\alpha-1,\alpha)$ e $(\beta, \beta+1)$ os números de ordem correspondentes aos planos de xistosidade extremos dum conjunto, em qualquer dos seus planos de ordem (p, q), sendo $p \geqq \alpha$ e $q \leqq \beta$, actuará, para que haja equilíbrio momentâneo de forças, um par de forças $\Pi_{p,q}$, com o valor

$$\Pi_{p,q} = \sum_{i=\alpha}^{i=p} P_i - \sum_{i=\alpha}^{i=p} \mathcal{P}_i = \sum_{i=q}^{i=\beta} \mathcal{P}_i - \sum_{i=q}^{i=\beta} P_i \qquad (2)$$

$$\left(\begin{array}{c} i = \alpha, \alpha+1,..., \beta-1, \beta \\ (p,q) = (\alpha-1, \alpha), (\alpha, \alpha+1),... \\ ..., (\beta-1, \beta), (\beta, \beta+1) \end{array} \right)$$

em que P_i representa o esforço exercido sobre uma lâmina de ordem i, e $\mathcal{P}_i$ o esforço absorvido por essa lâmina e correspondente à tensão σ_i nela instalada no instante em consideração.

Se $\Pi_{p,q}$ der origem a uma tensão tangencial cujo valor atinja o da tensão de cedência do plano respectivo, verificar-se-á, se para tal houver possibilidade física, escorregamento segundo esse plano e, consequentemente, nova distribuição de tensões nas lâminas vizinhas.

Devido a este facto e como os planos de xistosidade, actuando como elementos de St. Venant, não consentem a transmissão de tensões tangenciais superiores à respectiva tensão de cedência, é-se levado a concluir que os escorregamentos deverão ser, dum modo geral, de importância limitada, embora causando nítidas singularidades no mecanismo geral de variação das tensões internas do material.

De acordo com a hipótese exposta, a deformação das rochas xistosas, paralelamente à xistosidade, processar-se-á então por meio de um mecanismo de redistribuição sucessiva de tensões, com eventual possibilidade de escorregamentos segundo os planos de xistosidade.

Perpendicularmente à xistosidade, o modelo apresentado não conduz a qualquer condicionamento das deformações das diversas lâminas, provocado pelas lâminas vizinhas.

Sendo assim, a passagem para uma análise tridimensional do comportamento das rochas xistosas conduzirá a admitir-se que, nas direcções paralelas à xistosidade, haverá, dum modo geral, tendência para igual deformação das diversas lâminas e, consequentemente, para instalação, nessas lâminas, de tensões diferentes, potencialmente susceptíveis de originar pequenos escorregamentos; na direcção perpendicular à xistosidade, por seu lado, haverá tendência para, nas diversas lâminas, se instalarem iguais estados de tensão e, por isso, diferentes estados de deformação.

A consideração da situação tridimensional obrigará todavia a que, se forem u, v e w direcções triortogonais principais, com w perpendicular à xistosidade, segundo as quais actuam, no interior duma dada lâmina i e num dado instante t_o, as tensões $\sigma_{u_i}(t_o)$, $\sigma_{v_i}(t_o)$ e $\sigma_{w_i}(t_o)$, as extensões correspondentes se encontrem relacionadas com essas tensões, no mesmo instante, por meio das equações

$$\left\{\begin{array}{l} \varepsilon_{u_i}(t_o) = \dfrac{1}{\mathcal{E}_i}\left\{\sigma_{u_i}(t_o) - \nu_i\left[\sigma_{v_i}(t_o) + \sigma_{w_i}(t_o)\right]\right\} + \displaystyle\int_{-\infty}^{t_o} e^{-\frac{E_i}{\eta_i}(t_o - t)} \cdot \\ \qquad \cdot\left\{\sigma_{u_i}(t) - \nu_i\left[\sigma_{v_i}(t) + \sigma_{w_i}(t)\right]\right\} dt \qquad (3) \\ \varepsilon_{v_i}(t_o) = \ldots \\ \varepsilon_{w_i}(t_o) = \ldots \end{array}\right. \quad \left.\begin{array}{l} \\ \\ \\ \end{array}\right\} \text{(idênticas, obtidas por rotação de } u_i, v_i \text{ e } w_i)$$

em que ν_i e ν_i são os coeficientes de Poisson que caracterizam os comportamentos, respectivamente, elástico puro e elástico retardado do material da lâmina.

A essência da interpretação do comportamento reológico das rochas xistosas por meio do modelo apresentado não se alterará se, para o material constituinte das diversas lâminas rochosas, deixar de se admitir isotropia; apenas se complicará muito o correspondente aspecto matemático. O mesmo acontecerá na análise dos casos em que a normal à xistosidade não for direcção principal do campo de tensões instalado.

A consideração do modelo sugerido permite, pois, admitir que, após ciclos carga-descarga dum ensaio de compressão, um provete cilíndrico de rocha termine como, esquemática e muito exageradamente, se mostra na Fig. 5. Consoante a inclinação da xistosidade em relação ao eixo do provete e conforme os locais de aplicação dos instrumentos de medida, haverá ou não condições para que se façam séries de leituras que se traduzam por diagramas como os representados nas Figs. 2 e 3, diagramas esses que, assim, há que admitir como possíveis.

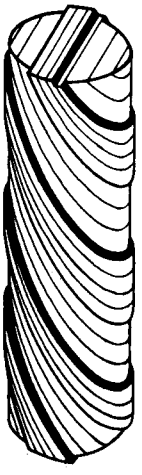

Fig. 5

3 – INTERPRETAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DE ANISOTROPIAS

O modelo apresentado no número anterior e desenvolvido para interpretar aparentes anomalias do comportamento reológico das rochas xistosas aplica-se igualmente bem na explicação da anisotropia destas rochas quanto à deformabilidade.

Esta, na prática, apresenta-se maior na direcção perpendicular à xistosidade do que segundo direcções concordantes com os respectivos planos. Ora, consoante o modelo, nestas últimas direcções a deformação de cada uma das diversas lâminas rochosas é condicionada pela deformação das lâminas vizinhas, mediante um mecanismo de redistribuição de tensões que pode, eventualmente, dar origem a que parte das solicitações aplicadas não consiga produzir trabalho de deformação mas, apenas, instalação de tensões internas adicionais em algumas lâminas. Perpendicularmente à xistosidade, não haverá qualquer tendência para armazenamento de tensões, sendo as solicitações totalmente utilizadas na produção de trabalho de deformação; assim, não será de estranhar que a deformabilidade seja maior do que no caso anterior.

Nos casos intermédios, em que a solicitação se apresenta inclinada em relação à xistosidade, há que notar que aquela pode sempre decompor-se numa

acção normal à xistosidade, a qual tende a provocar deformações sem qualquer condicionamento, e numa acção concordante com a xistosidade, que deformará cada lâmina de rocha consoante as sujeições eventualmente impostas pelas lâminas vizinhas. À primeira vista, seriam de esperar, nesses casos, deformabilidades intermédias entre as correspondentes às direcções, respectivamente, normal e paralela à xistosidade.

Assim verificámos, com efeito, em relação aos filádios mosqueados da Mina da Panasqueira, os quais, ensaiados no Laboratório Nacional de Engenharia Civil, exibiram módulos de deformabilidade, à compressão, variando entre 2×10^5 kg/cm^2 e 10×10^5 kg/cm^2, com os maiores e os menores valores correspondendo a provetes com a xistosidade, respectivamente, praticamente paralela e praticamente perpendicular à direcção da carga. De notar, desde já, em relação àqueles valores extremos, que certamente teriam correspondido a diferentes tipos litológicos e que, assim, para as rochas sãs estudadas, os coeficientes de anisotropia, respeitantes à compressão, embora elevados, seriam inferiores a 5.

Também em ensaios de deformabilidade *in situ*, realizados pelo Laboratório Nacional de Engenharia Civil, com macacos hidráulicos, para estudo de terrenos xistosos de fundação de grandes barragens, verificámos numerosos casos de variação do módulo de deformabilidade E com o ângulo α, da direcção da carga com xistosidade, de tipo elíptico, como o representado, na Fig. 6, pela curva A. De notar igualmente que em tais ensaios, realizados em maciços com rocha um pouco mais alterada (também litologicamente diferente) que a dos provetes da Mina da Panasqueira atrás referidos, raras vezes se revelaram coeficientes de anisotropia de deformabilidade à compressão superiores a 2,5, embora fossem vulgares valores de 2.

Constatámos porém, em alguns desses ensaios *in situ*, realizados num maciço constituído por xistos grauvacóides, que a variação do módulo de deformabilidade com o ângulo feito pela direcção da carga com a xistosidade não podia ser representada por uma curva do tipo elíptico, como a referida, mas sim que correspondia a uma curva como a B da mesma Fig. 6. Tal facto significava que, no caso mais geral (na Fig. 6, a curva A pode considerar-se como um caso particular da curva B) as maiores deformabilidades das rochas xistosas podem ocorrer, não para a direcção de carga perpendicular à xistosidade, mas para direcções intermédias entre aquela e uma direcção concordante com a xistosidade. O interesse prático deste facto pode ser muito grande, como adiante será referido.

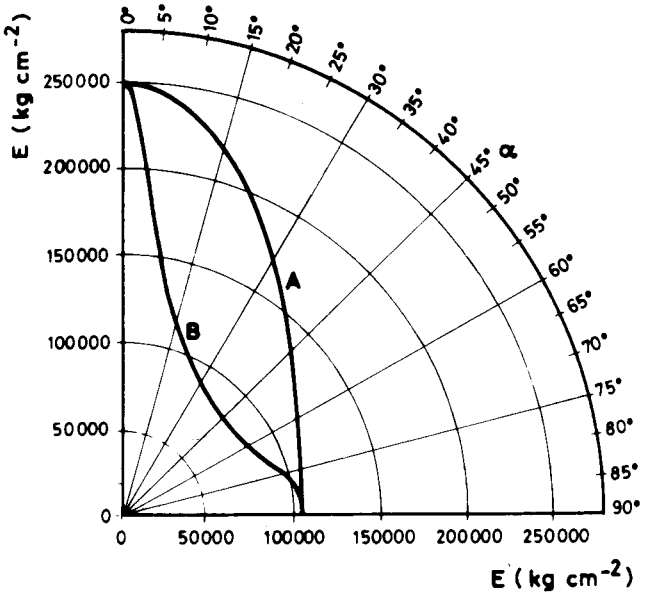

Fig. 6

É muito curioso notar que esta constatação, que contrariava as interpretações tradicionais, foi pela primeira vez feita em grosseiros ensaios de campo, sem a sofisticação de aparelhagem de carga e de medida a que então já se podia recorrer nos ensaios de laboratório. Pouco depois (1966), todavia, recebeu confirmação, graças aos estudos teóricos de Loureiro Pinto, sobre o comportamento elástico de corpos ortotrópicos. Igualmente Peres Rodrigues, a partir de ensaios laboratoriais de provetes de rocha colhidos segundo múltiplas orientações espaciais (Fig. 7), chegou mais tarde a estabelecer, por via estatística, que a anisotropia tridimensional das rochas podia, no caso geral, ser traduzida por uma lei quártica; a superfície tridimensional correspondente, de que se apresenta um exemplo na Fig. 8, admite como caso particular o elipsoide de revolução, e até a esfera (isotropia).

A possível existência, nas rochas xistosas, de direcções segundo as quais a deformabilidade é maior do que normalmente à xistosidade, não está em desacordo com o modelo apresentado para tais rochas. De facto, é de admitir que possa verificar-se, quanto mais não seja por falta de confinamento físico que impeça deslocamentos relativos de grupos de lâminas rochosas, que os

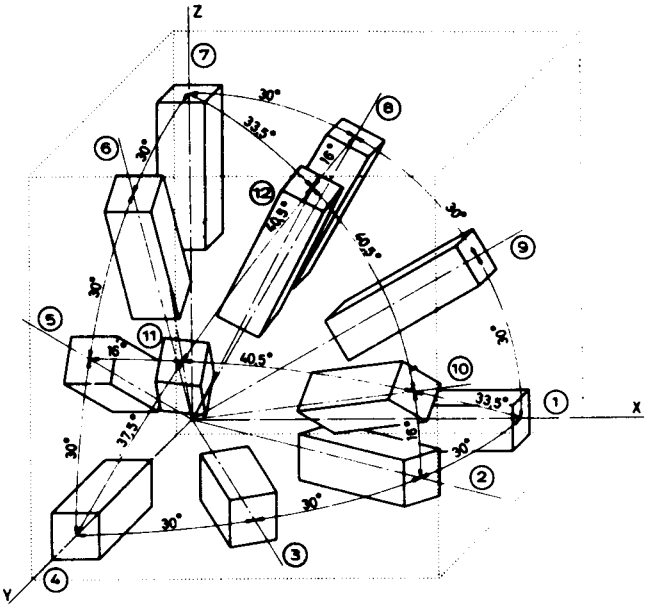
Z
X
Y
30°
33,5°
18°
43,5°
40,5°
37,5°

Fig. 7

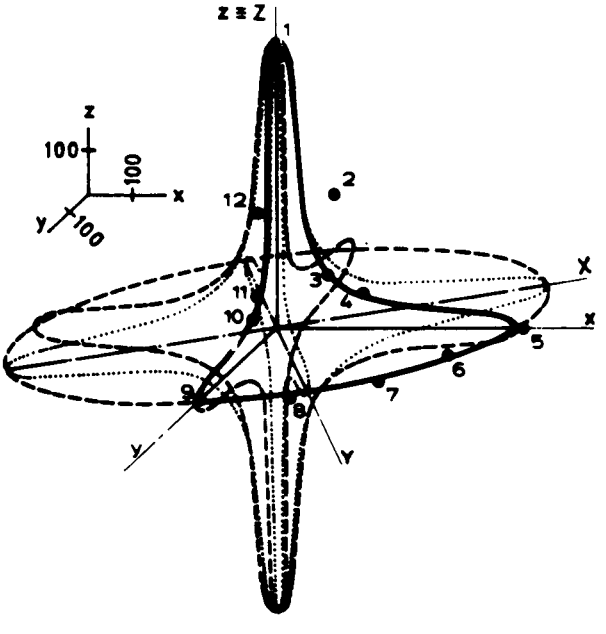
Z ≡ Z
1
Z
100
100
X
Y
100
12
2
3
4
11
10
9
8
7
6
5
X
x
y
Y

Fig. 8

máximos de deformabilidade ocorram para direcções segundo as quais se minimizam as influências conjuntas de componentes dos esforços normais à xistosidade, tendentes a originar deformações não condicionadas, e de componentes paralelas àquela, as quais, embora tendendo a criar condicionamentos de deformações, têm estas muito facilitadas pelo facto de, segundo os planos de xistosidade, as resistências ao corte poderem ser muito menores que fora deles.

Esta característica das rochas xistosas, dum modo geral sempre presente, ressalta bem da Fig. 9, em que, a partir duma série de ensaios laboratoriais de compressão simples, realizados sobre provetes cilíndricos de um grês xistoso dum local de fundação de barragem, provetes esses com variadas inclinações da xistosidade em relação às respectivas geratrizes, implantámos, num sistema de eixos tensão normal σ – tensão tangencial τ nos planos de rotura, os pontos correspondentes às várias tensões de rotura, umas ocorrentes segundo os planos de xistosidade, outras fora desses planos. Pode observar-se que a rocha em estudo exibe, nitidamente, duas resistências ao corte distintas, uma correspondente aos planos de xistosidade e outra ao material rochoso.

De acordo com esta Fig. 9, a anisotropia do grês xistoso em questão, calculada em termos do coeficiente de atrito interno, seria de tg φ_A/tg $\varphi_B \tilde{=} 1{,}6$.

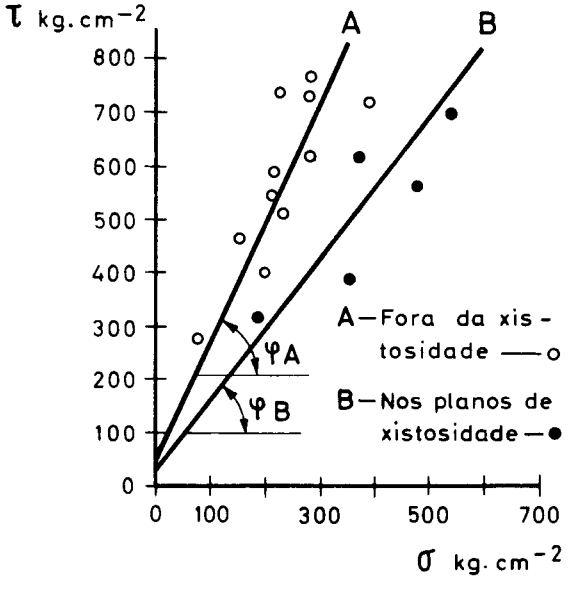

Fig. 9

Porém, ensaios de deformabilidade, realizados, antes das roturas, sobre os mesmos provetes não permitiram detectar, quanto a essa característica, anisotropia superior a 1,2. Isto significa que, para esta rocha, o carácter anisotrópico se evidencia mais na resistência ao corte que na deformabilidade.

Para os filádios mosqueados da Mina da Panasqueira, já referidos, com muito elevadas anisotropias quanto à deformabilidade, não encontrámos, em contrapartida, anisotropias quanto à resistência à rotura por compressão simples que excedessem 2,7.

Em relação a este assunto, importa referir que Peres Rodrigues, no desenvolvimento dos seus estudos sobre a anisotropia de rochas, mostrou que as quárticas representativas das nisotropias da deformabilidade e da resistência à compressão simples duma dada rocha podiam obter-se uma da outra por meio duma transformação autométrica. Quanto à importância relativa dessas anisotropias, notou que, quando podiam ser representadas por superfícies do tipo elipsoide, isto é, a resistência à rotura e o módulo de deformabilidade eram mínimos normalmente à xistosidade, a anisotropia da deformabilidade era mais relevante que a da resistência à rotura; esta situação podia, no entanto, inverter-se se se caía no caso geral, com os valores mínimos daquelas características a verificarem-se segundo direcções diferentes da daquela normal.

Estas afirmações vêm ao encontro da importância que atribuímos aos planos de xistosidade no que respeita à influência que desempenham no mecanismo de deformabilidade e, eventualmente, no de rotura das rochas xistosas.

A influência da xistosidade no fenómeno da rotura merece, todavia, ser analisada com um pouco mais de detalhe.

4 – MECANISMOS DE ROTURA DE ROCHAS

Interessa não confundir a *cedência* das rochas com a respectiva *rotura franca.* Aquela corresponde ao abandono dum determinado tipo de comportamento (geralmente o comportamento predominantemente elástico) verificado sob solicitações baixas. Esta ocorre quando uma dada quantidade de massa rochosa se divide, segundo uma determinada superfície, em duas fracções completamente desligadas uma da outra, o que equivale a terem sido vencidas as forças que mantinham ligadas entre si as partículas vizinhas que ficaram, depois, dum e doutro lado de tal superfície.

Em relação propriamente ao material rochoso (isto é, não considerando a possibilidade de existência, neste, de quaisquer descontinuidades ou vazios), apenas dois tipos elementares de solicitações podem ser admitidos como susceptíveis de causar a respectiva rotura: a *tracção* (provocando afastamento relativo das partículas situadas dum e doutro lado da superfície de separação, sem escorregamento duma das faces dessa superfície sobre a outra) e o *corte* (originando esse escorregamento). Qualquer outro género de solicitação só poderá provocar rotura se for susceptível de decompor-se de maneira a originar acções daqueles tipos.

Se as rochas se comportassem como sólidos euclideanos ou mesmo como sólidos perfeitamente elásticos, idealmente contínuos, homogéneos e isótropos, seria possível, por meio de raciocínios teóricos, relacionar convenientemente os estados de rotura com a instalação de tensões de tracção e de corte apropriadas.

As rochas reais, porém, afastam-se daquelas condições pelo menos o suficiente para complicar extraordinariamente a análise do fenómeno da rotura. Como exemplo, basta lembrar que, em variadíssimos casos, ocorrem escorregamentos plásticos segundo determinados planos, em que não há separação das duas faces desses planos; tais escorregamentos podem impedir que se ultrapasse, num dado elemento de rocha, um determinado estado de tensão pelo que a rocha deixa de *resistir,* verificando-se *cedência,* mas sem *rotura.*

Por esta razão, as chamadas *teorias de rotura* das rochas mais não são do que *teorias de cedência.*

Entre a cedência e a rotura franca, se esta chega a verificar-se, medeia sempre um certo intervalo de tempo que, mesmo que seja curto, é suficientemente importante para obrigar a entrar em linha de conta com os fenómenos cinéticos postos em jogo. Foi esta constatação que levou Bieniawski a estabelecer o seu *mecanismo de rotura frágil,* entendendo-se por *rotura frágil* não uma rotura instantânea mas sim uma rotura que, podendo consumir um certo tempo, apenas exige não envolver escorregamentos plásticos; este mecanismo, como é sabido, aplica a teoria de rotura de Griffith, modificada por McClintock e Walsh, como definidora das condições de início do fenómeno de rotura, o qual, quando atinge o estado de rotura franca, acaba por corresponder a ter terminado uma resistência traduzível pela curva intrínseca da teoria de rotura de Mohr-Coulomb.

Em relação aos filádios mosqueados da Mina da Panasqueira, que ensaiámos em laboratório, verificámos, conforme se observa na Fig. 10, que se evidenciava uma correlação entre a tensão de rotura à compressão simples, σ_c, e o ângulo

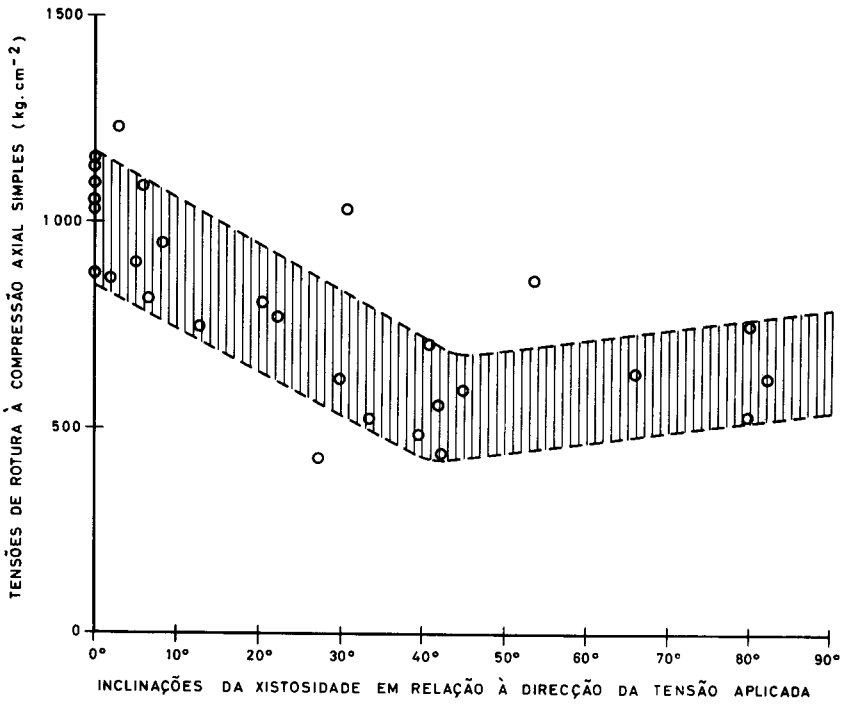

Fig. 10

feito pela xistosidade com a direcção da carga aplicada, correspondendo as resistências à compressão mais altas às cargas paralelas à xistosidade e as mais baixas não às cargas normais à xistosidade mas sim às que fizeram com esta um ângulo pouco inferior a 45°. Tais factos estão em plena concordância com o referido no número anterior, em relação à anisotropia introduzida pela xistosidade. Além disso, porém, para quase todos os tarolos ensaiados, os planos de rotura obtidos intersectaram a xistosidade segundo alinhamentos normais aos eixos dos mesmos tarolos, a maioria dos planos de rotura evidenciou inclinações no mesmo sentido que a xistosidade, unicamente aparecendo planos a inclinar em sentido oposto quando ocorreram dois planos conjugados de rotura e, finalmente, só em poucos casos a rotura se verificou por planos de xistosidade.

Por outro lado, como já dissemos, sobre os mesmos filádios realizámos também ensaios de compressão triaxial e, igualmente, ensaios de tracção. Embora tivéssemos conseguido aumentos significativos de tensão de rotura com a pressão lateral aplicada, foi-nos impossível, a partir dos resultados obtidos,

traçar curvas intrínsecas de resistência à custa da teoria de Mohr-Coulomb, isto principalmente porque as inclinações das superfícies de rotura conseguidas não se ajustavam aos valores que tal teoria permitia antecipar; assim, apenas pudemos delimitar uma zona de provável situação de tal curva (Fig. 11).

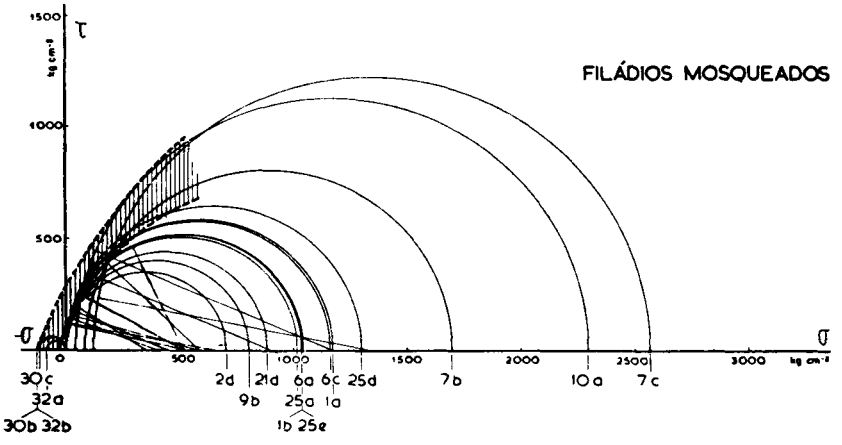

Fig. 11

Após a realização dos ensaios, em 1959, aquelas constatações e estas últimas dificuldades não foram exploradas; apenas em 1970, com a leitura de trabalhos, então relativamente recentes, de Hoek e Bieniawski e de Brace e Byerlee, resolvemos retomar a respectiva interpretação, à luz da teoria de rotura de Griffith e dos mecanismos de propagação das microfissuras por aquele admitidas.

Para tal, começámos por eliminar, dos provetes cujas resistências à compressão simples se encontram implantadas na Fig. 10, os que suspeitámos (de acordo com as respectivas fotografias, que possuíamos) terem rompido por acção única ou parcial de tensões de tracção geradas pelo atrito entre os respectivos topos e os pratos de carga. Esta selecção fez com que apenas um pequeno número de provetes ficasse disponível para o estudo, que assim perdeu significado estatístico; as conclusões a que se conseguiu chegar foram, contudo, interessantes.

Dos sete provetes aproveitáveis, quatro tinham rompido segundo planos nitidamente não coincidentes com a xistosidade e três por planos fazendo com esta ângulos menores que 10°, situação que podia considerar-se como de concordância. Em relação a cada um, a tensão normal σ e a tensão tangencial τ no

plano de rotura foram calculadas a partir da tensão de rotura à compressão σ_c e do ângulo Θ feito por aquele plano com a direcção da carga. Todos estes valores, correspondentes aos diversos provetes, estão inscritos no quadro seguinte, que igualmente contém os ângulos α feitos pela xistosidade com a direcção axial de carga.

Tipos de rotura	Tarolo n.º	σ_c (kg/cm2)	σ (kg/cm2)	τ (kg/cm2)	α (º)	Θ (º)
Fora dos planos de xistosidade	1	1041	292	468	0	32
	2	882	221 221*	382 382*	53	30 30*
	3	534	150	240	80	32
	4	652	173 183*	288 293*	82	31 32*
Quase coincidente com a xistosidade	5	445	43	119	25	18
	6	444	207	221	42	43
	7	1036	567	514	55	48

* Valores correspondentes a planos de rotura inclinando contra a xistosidade.

Os pares de valores (σ, τ), correspondentes aos tarolos ensaiados, foram implantados na Fig. 12, permitindo (do mesmo modo que fora feito para a Fig. 9, já apresentada) definir aproximadamente duas rectas de Coulomb A e B, características da resistência ao corte, respectivamente, fora da xistosidade e segundo os correspondentes planos.

O primeiro facto que ressalta do exame conjunto do quadro apresentado e desta Fig. 12 é o de que a recta B, representativa da resistência ao corte segundo a xistosidade, ajusta-se muito bem a pontos correspondentes a esta ter inclinações bastante diferentes umas das outras em relação à direcção axial de carga. Por outro lado, a recta A, respeitante também a diferentes inclinações da xistosidade em relação à direcção da carga, representa situações de rotura que, todas elas, originaram planos fazendo com aquela direcção praticamente o mesmo ângulo ($31^o \pm 1^o$). A constância deste ângulo, que é notável, parece demonstrar que a rotura apenas é controlada pela xistosidade quando os planos desta atravessam

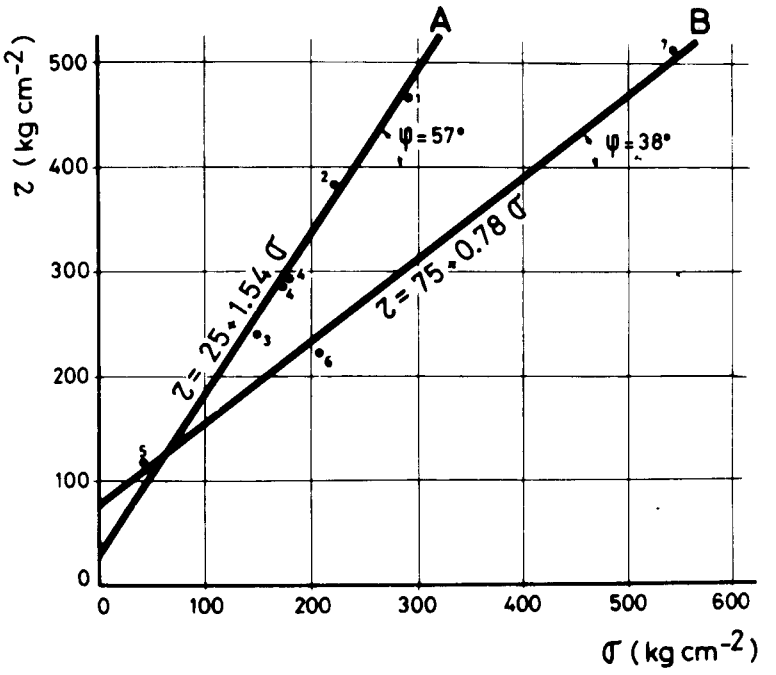

Fig. 12

os tarolos de modo nitidamente contínuo, havendo possibilidade de livre escorregamento segundo eles por ausência de confinamento.

Para além de tais casos, a xistosidade não terá influenciado a definição da inclinação dos planos de rotura, mas somente a direcção de tais planos (como atrás foi referido) e a grandeza das tensões de rotura.

Esta importante constatação é ainda mais interessante porque o valor $\Theta = 31°$, obtido dos ensaios, coincide quase perfeitamente com o valor $\Theta = 30°$ que corresponde, na teoria original de Griffith, à orientação mais favorável das microfissuras iniciadoras da rotura nos materiais isótropos (com microfissuras orientadas ao acaso), sujeitos a compressão uniaxial.

Dado este bom ajuste de resultados, passámos a considerar a teoria de Griffith válida para a explicação dos fenómenos de rotura em estudo. Assim, pareceu-nos justificável investigar até que ponto essa teoria seria aplicável na sua forma original, isto é, sem a consideração do atrito resultante do fecho das microfissuras, previsto pela modificação de McClintock e Walsh. De acordo com esta modificação, a orientação crítica das microfissuras seria, tal como é previsto pela teoria de Mohr-Coulomb, dada por $\Theta = 45° - \frac{\varphi}{2}$, havendo todavia a notar que, nesta última teoria, φ é o ângulo de atrito interno do material, ao passo que,

segundo McClintock e Walsh, φ é o ângulo de atrito entre as superfícies das microfissuras. Para obter $\Theta = 31^{\circ}$, haveria que considerar para este ângulo de atrito o valor $\varphi = 28^{\circ}$, o que é inaceitável por ser claramente inferior ao ângulo de atrito $\varphi = 38^{\circ}$, correspondente aos planos de xistosidade.

Consequentemente, admitimos que, na rocha em estudo, a rotura ocorre devido à existência de microfissuras com uma orientação em geral não dependente da xistosidade e que, para a mesma rocha, o processo de rotura, por crescimento das microfissuras preferencialmente orientadas, tem lugar, sob compressão uniaxial, antes que essas microfissuras fechem devido à carga aplicada. De resto, esta hipótese permite igualmente justificar a dificuldade em obter a curva intrínseca de resistência com base na consideração de ângulos de rotura dados por $\Theta = 45^{\circ} - \frac{\varphi}{2}$.

Como foi inicialmente afirmado por Brace e Bombalakis, uma microfissura de Griffith, orientada segundo o ângulo mais conveniente perante a direcção duma compressão uniaxial, tende, quando a tensão aplicada atinge um certo valor, a aumentar seguindo um trajecto curvo que lhe permita atingir a orientação mais estável, ou seja o paralelismo em relação àquela direcção de carga; tal crescimento da microfissura realiza-se sob carga praticamente constante. Quando a microfissura atinge a sua orientação mais estável, a continuação do seu crescimento só é possível se a carga aplicada aumenta consideravelmente.

Na Fig. 13-A representa-se o crescimento duma microfissura isolada, com um comprimento inicial *a* e a orientação mais conveniente em relação à direcção da carga (30°, de acordo com a teoria original de Griffith); os troços *b* representam os prolongamentos curvos correspondentes ao desenvolvimento da microfissura.

Se o material em que existe a microfissura de Griffith não for homogéneo e incluir uma família de planos de descontinuidade ou, pelo menos, de menor resistência, como é o caso de haver xistosidade, será válido admitir que o prolongamento da microfissura será interrompido pelo encontro com tais planos, como se exemplifica na Fig. 13-B, na qual *p* indica planos de xistosidade. Quando tal se verificar, ocorrerá uma redistribuição de tensões na zona afectada pela microfissura, tornando possível o crescimento de microfissuras vizinhas, apenas susceptíveis de início de crescimento sob tensões mais elevadas.

De acordo com este mecanismo, pode concluir-se que, para um dado nível de carga aplicada, uma rocha xistosa mobilizará tantas mais microfissuras quanto mais rapidamente o crescimento de cada uma for interrompido pelo encontro

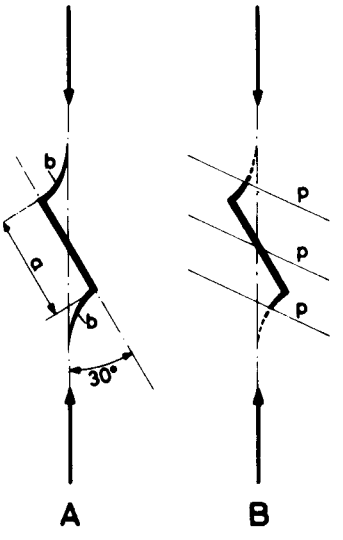

Fig. 13

dum plano de xistosidade; por outras palavras, a rotura franca ocorrerá para uma carga uniaxial aplicada tanto mais baixa quanto mais curtos forem os comprimentos dos prolongamentos curvos das microfissuras preferencialmente orientadas, que se possam desenvolver antes de serem interrompidos por planos de xistosidade.

Aceitando esta hipótese, pode conceber-se que os casos da xistosidade ser paralela à carga aplicada correspondem às mais baixas probabilidades de interrupção do crescimento de microfissuras, como esquematicamente se representa na Fig. 14-A, e então serão de esperar as mais altas cargas de rotura. Às cargas de rotura mais baixas deverão corresponder os casos em que a xistosidade faz um ângulo de cerca de 30° em relação à direcção de carga. Para além dos 30°, as cargas de rotura aumentarão, como também se mostra na Fig. 14-A.

Quanto às microfissuras preferencialmente orientadas inclinando no sentido oposto ao da xistosidade, a lei de variação das cargas de rotura parece ser análoga, embora não tão evidente, tal como sugere a Fig. 14-B. Daqui o constatar-se que os correspondentes planos de rotura não são tão vulgares como os que inclinam no sentido da xistosidade e que só geralmente ocorrem simultaneamente com estes últimos.

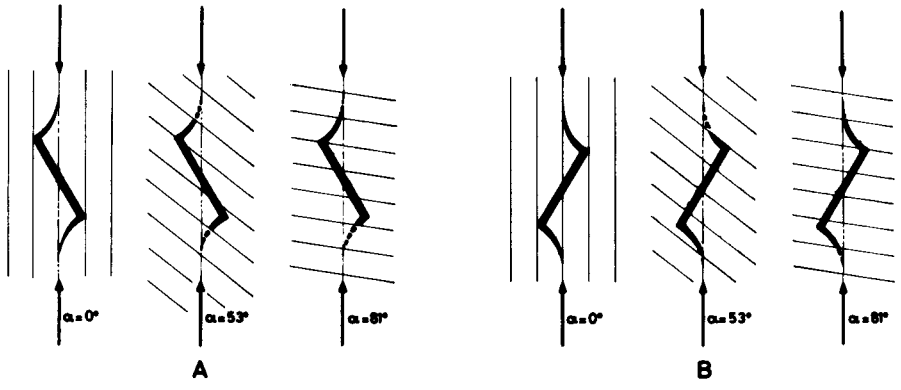

Fig. 14

Conforme esta interpretação teórica, a Fig. 14 torna evidente que a probabilidade de a xistosidade interromper o crescimento de microfissuras dependerá da relação entre o comprimento inicial destas e o espaçamento dos planos de xistosidade.

A análise apresentada foi uma análise plana, que todavia pode generalizar-se ao caso tridimensional, com o fim de explicar a evidência de a intersecção dos planos de rotura com a xistosidade ocorrer sempre, como já foi dito, segundo rectas praticamente perpendiculares à direcção da carga. Com efeito, em relação aos planos normais a tais rectas, será máxima a probabilidade de os crescimentos de microfissuras, antes de interrompidos pela xistosidade, serem os mais pequenos possível.

Quando a anisotropia das rochas xistosas se desvia da ortotropia, sendo anisótropos os próprios planos de xistosidade, a lei de variação da tensão de rotura à compressão uniaxial com o ângulo, feito pela xistosidade com a direcção da carga, dependerá também do plano, normal à xistosidade, em que a carga actua. No caso dos filádios mosqueados, esta possibilidade deve ser considerada, pois as "moscas" de minerais micáceos devem estatisticamente apresentar orientações preferenciais; tal não foi, contudo, analisado.

O número de provetes utilizado neste estudo foi, de resto, como já se frisou, muito reduzido, não permitindo aprofundar as investigações. Mesmo assim, é de admitir que, para o tipo de rocha em apreço, a superfície representativa da

anisotropia da tensão de rotura à compressão uniaxial não tenha qualquer eixo de revolução, apresentando todas as respectivas intersecções normais aos eixos uma configuração do tipo da da curva B da Fig. 6.

Pode igualmente aceitar-se que, para orientações da xistosidade próximas das correspondentes às de microfissuras com orientação preferencial quanto à aptidão para iniciarem rotura, ocorrerão comportamentos peculiares pelo facto de os planos de xistosidade constituirem (como adiante será discutido) zonas da rocha mais deformável; assim sendo, as microfissuras que se encontrem dentro de tais zonas poderão, antes do início do seu crescimento, unir os respectivos bordos de acordo com a hipótese de McClintock e Walsh. É então concebível que as menores resistências à compressão uniaxial correspondam a direcções de carga que sejam perpendiculares à direcção da xistosidade e que façam com o pendor desta um ângulo Θ compreendido entre 30° (teoria original de Griffith) e $45° - \frac{\varphi}{2}$ (teoria de Griffith modificada por McClintock e Walsh) sendo φ o ângulo de atrito entre os bordos das microfissuras situadas "dentro" dos planos de xistosidade. No caso em estudo, se φ for igual ao ângulo determinado, na Fig. 12, para os planos de xistosidade (38°), haverá que esperar Θ compreendido entre 30° e 26°.

A teoria de rotura de Griffith e o mecanismo de rotura frágil de Bieniawski não tiveram interesse, nos estudos que efectuámos, unicamente para interpretar comportamentos de amostras de rochas ensaiadas em laboratório; também serviram para explicar fenómenos ocorrentes à escala de escavações mineiras. Esse assunto será, porém, abordado mais adiante.

A propósito de ensaios laboratoriais, diremos ainda que, sobre os filádios mosqueados da Mina da Panasqueira, efectuámos ensaios de tracção, embora em número reduzido, pelo método da compressão diametral. Obtivémos valores de resistência à tracção da ordem de, respectivamente, 100 kg/cm^2 paralelamente à xistosidade e 200 kg/cm^2 perpendicularmente a esta. O encontrarem-se os maiores valores nesta última direcção pode explicar-se pelo facto de as tensões de tracção instaladas resultarem de compressões, segundo bandas estreitas, realizadas em direcções perpendiculares às de tais tracções. O tipo de ensaio escolhido e, principalmente, o pequeno número de provetes utilizados não permitiu, porém, que quaisquer outras conclusões fossem obtidas quanto ao comportamento, à tracção, dos filádios mosqueados de Panasqueira.

5 – IMPORTÂNCIA MECÂNICA DA XISTOSIDADE

Petrograficamente, a xistosidade é caracterizada pela orientação preferencial de determinados constituintes das rochas (minerais filíticos, minerais pelíticos, grafite, etc.). Mecânicamente, este arranjo confere às rochas xistosas uma anisotropia mais ou menos nítida que, na maior parte dos casos, tem o carácter duma ortotropia, isto é, as rochas comportam-se como isótropas em relação às direcções contidas nos planos paralelos à xistosidade, evidenciando anisotropia somente no que respeita às orientações em relação a tais planos.

Nos números anteriores ocupámo-nos de diversos comportamentos anisótropos de rochas xistosas e pretendemos explicá-los à custa dos conhecimentos teóricos disponíveis, apresentando ao mesmo tempo modelos e mecanismos desenvolvidos para tornar essa explicação aceitável.

Quando se tenta compreender o comportamento anisótropo duma rocha xistosa, o primeiro problema que se põe é o de saber se a anisotropia que se manifesta é devida à textura orientada de todos ou duma parte importante dos seus constituintes minerais, à ocorrência de alguns destes constituintes segundo "planos" actuando como superfícies de menor resistência, ou a ambas as causas.

Uma contribuição importante para o esclarecimento deste problema é dada pela dependência bem marcada que existe entre a anisotropia mecânica das rochas xistosas e o seu grau de alteração. Este facto, que pode passar despercebido durante o estudo da rocha existente em redor das escavações duma mina, rocha esta em que a alteração varia pouco ao longo dos trabalhos, aparece como de importância preponderante quando o mesmo tipo de rocha é estudado à superfície, por exemplo no local duma fundação. Em casos como este, não é raro verificar-se que o coeficiente de anisotropia da rocha no que respeita à sua deformabilidade (quociente do módulo de elasticidade, E, paralelamente à xistosidade pelo mesmo módulo perpendicularmente à xistosidade) varia desde 1,1 ou menos, quando a rocha se apresenta aparentemente muito pouco alterada, até mais de 7,0 quando a alteração, devida à meteorização, se mostra adiantada.

Na Fig. 15, referente ao estudo duma rocha xistosa, existente no local de fundação duma barragem, apresenta-se uma variação daquele coeficiente em função do módulo de elasticidade paralelamente à xistosidade da rocha, o qual se verifica baixar também muito rapidamente com o aumento do estado de alteração. O andamento da curva apresentada traduz assim, nitidamente, a variação da anisotropia com o estado de alteração da rocha.

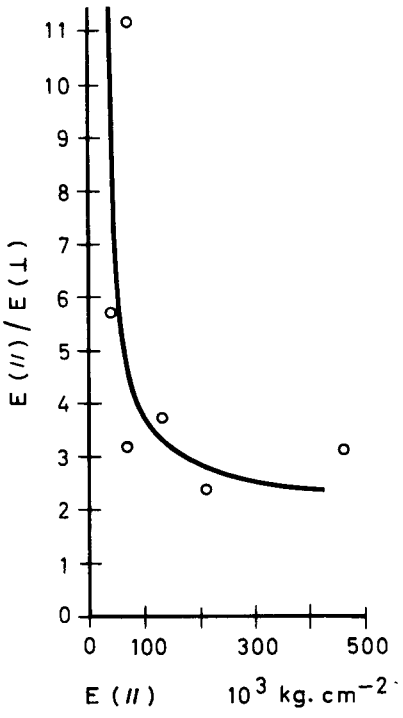

Fig. 15

Por outro lado, a alteração das rochas xistosas desenvolve-se, geralmente, a partir dos planos de xistosidade e progride para o interior das "lâminas" de material situadas entre esses planos. É frequente, quando se estuda um afloramento de rochas xistosas, observar vários graus de alteração, desde casos em que a rocha se apresenta com aspecto são e homogéneo até outros em que a material aparece folheado, podendo à mão separar-se em lâminas; entre estes dois casos extremos, a intensificação da alteração caracteriza-se por uma progressiva argilização dos planos de xistosidade.

Sendo assim, parece que a xistosidade no sentido petrográfico não é, obrigatoriamente, por si só, a causa duma sensível anisotropia mecânica. Para que esta anisotropia se verifique, torna-se necessário que a alteração ocorra e que, devido a essa alteração, a menor resistência potencial, conferida pelos constituintes minerais ocorrentes nos planos de xistosidade, se torne praticamente

preponderante. De qualquer modo, os planos de xistosidade mostram-se intimamente relacionados com a anisotropia, sendo a sua existência altamente significativa quando essa anisotropia se torna aparente.

Por outro lado, à medida que nos afastamos da superfície, a anisotropia diminui sensivelmente, uma vez que os planos de xistosidade, devido a uma alteração cada vez menor, perdem progressivamente a sua importância como superfícies de menor resistência. Isto leva a considerar o material rochoso, entre planos de xistosidade, como tendo uma importância pequena no que respeita à anisotropia manifestada pela rocha.

Examinando o problema sob outro ângulo, é-se levado também a pensar, uma vez que o processamento da alteração da rocha é grandemente influenciado pela sua descompressão, que vai permitindo gradual expansão do material, que a anisotropia respectiva será também grandemente dependente do confinamento a que a rocha se encontra submetida.

Esta consideração, de resto, deve manter-se em parte válida para outros tipos de rochas anisótropas, mesmo que tais rochas não exibam características nítidas de xistosidade.

De notar, a este propósito, que os granitos da Mina da Panasqueira, que ensaiámos em laboratório, embora sem mostrarem macroscópica ou microscopicamente qualquer anisotropia visível, exibiram nítida anisotropia mecânica e, nos ensaios de compressão até à rotura, fracturaram, dum modo geral, por famílias de planos, identicamente ao que se passou com os filádios e filádios mosqueados; apenas num caso, mas em ensaio triaxial sob pressão lateral de 40 kg/cm^2, um provete rompeu por dupla superfície cónica, característica de comportamento isótropo.

Voltando às rochas xistosas, embora longe de se admitir como completamente solucionado o primeiro problema que se examinou acerca da manifestação da sua anisotropia, há já elementos que justificam que seja posto um segundo problema: admitindo que a anisotropia mecânica das rochas xistosas, no que respeita à deformabilidade, é devida aos planos de xistosidade, qual será o mecanismo de acordo com o qual a rocha responde às acções que sobre ela se exercem, exibindo tal anisotropia?

Se repararmos que a anisotropia se evidencia a partir dos primeiros estágios de alteração, quando esta é unicamente representada por finas películas de material alterado nos planos de xistosidade, e considerarmos a pequena espessura total que, num dado volume de rocha, corresponde ao conjunto dessas

películas alteradas, um simples cálculo conduz-nos imediatamente à conclusão de que a anisotropia manifestada não pode ser, unicamente, devida a um incremento de deformabilidade da rocha, resultante da ocorrência dessas películas de material incipientemente alterado, mais deformável. Somos então obrigados a ter que considerar outros mecanismos que possam explicar a influência de tais películas incipientemente alteradas na anisotropia manifestada pela rocha. Logicamente, somos assim levados a admitir a influência de características particulares de resistência aos esforços de corte nos planos de xistosidade devido à diminuição do atrito nesses planos, à medida que os minerais neles ocorrentes se vão alterando.

Foi esta a linha de raciocínios que nos levou ao estabelecimento do modelo analógico, aplicável às rochas xistosas, atrás apresentado (Fig. 4).

Como também mostrámos no número anterior, a consideração dos planos de xistosidade, como susceptíveis de interromper a propagação de microfissuras, permite explicar a anisotropia da resistência à compressão das mesmas rochas, com base na teoria de rotura de Griffith. Igualmente, conforme o que acima se diz, quanto mais descomprimida e alterada estiver a rocha xistosa maior será esse seu tipo de anisotropia, havendo cada vez mais tendência para intervenção de microfissuras, crescendo após fecho, com sede no material alterado dos planos de xistosidade.

6 – INFLUÊNCIA DO CONFINAMENTO. TENSÕES NATURAIS

O que se disse no número anterior, sobre a influência da descompressão na manifestação das consequências mecânicas da xistosidade, chama a atenção para dois aspectos muito importantes em Mecânica das Rochas, geralmente interdependentes: o do confinamento e o das tensões naturalmente existentes nos maciços rochosos.

O *confinamento* traduz o facto de, quando integrados num terreno, os elementos de rocha se encontrarem, pelo menos parcialmente, rodeados por elementos de rocha vizinhos, que condicionam as respectivas deformações e, consequentemente, os estados de tensão instalados. Por *tensão de confinamento,* num ponto dum maciço rochoso, entende-se a componente hidrostática do estado de tensão nesse ponto.

Como é sabido, o valor desta componente hidrostática do estado de tensão corresponde à média aritmética dos valores das tensões normais que se veri-

ficam, no ponto em questão, segundo três direcções triortogonais. Em vez de tensões de confinamento pode – é simples questão de convenção de sinais – falar-se de *pressão de confinamento,* designação talvez mais habitual e que melhor traduz a acção dos maciços rochosos sobre os seus próprios elementos de rocha.

Para o estabelecimento da pressão de confinamento nos pontos do interior dum terreno influiram e influem não só o peso dos materiais superjacentes como muitos outros factores tais como acções tectónicas, fenómenos de vulcanismo, de contracção originados por arrefecimento, devidos à presença de água, etc.; as acções tectónicas e o peso dos materiais superjacentes, principalmente este último, são todavia os factores geralmente dominantes.

É lógico admitir que, devido à evolução da crusta terrestre, a profundidade de ocorrência dum dado elemento de rocha, em relação à superfície, variou com o decorrer do tempo por vezes entre limites muito largos. Considerando que não houve evolução na composição do elemento de rocha e supondo que o peso do terreno superjacente foi o único factor influente na pressão de confinamento, é também de admitir que, quando a grande profundidade, com recobrimento apreciável, esse elemento de rocha se encontrava sujeito a uma pressão de confinamento elevada e que, à medida que, devido à erosão, o mesmo elemento se vai aproximando da superfície, a carga a que se encontra submetido vai diminuindo e a pressão de confinamento é aliviada até praticamente se anular, se o elemento de rocha atinge a superfície.

Quando sujeito a grande pressão de confinamento, não repugna aceitar que um dado elemento de massa de rocha sofra, em relação ao seu estado à superfície, uma certa diminuição de volume, suficiente para modificar as propriedades físicas do respectivo material. Este facto parece bem comprovado pela experiência laboratorial e pelo exame dos fenómenos geológicos naturais.

Foi a necessidade de explicar a modificação de propriedades com a variação da tensão de confinamento que motivou ter sido, para as rochas, abandonada em muitos casos a teoria de rotura de Navier e adoptada a de Mohr-Coulomb. Como é sabido, esta pode considerar-se como uma generalização daquela, admitindo a possibilidade de diminuição do ângulo de atrito interno φ e de aumento da coesão c à medida que a tensão de confinamento aumenta (Fig. 16).

O aumento da resistência das rochas é, por outro lado, bem evidenciado nos ensaios laboratoriais triaxiais em que, aplicando pressões laterais, se aumentam as tensões de confinamento sob a compressão axial. Nos ensaios deste tipo que realizámos, com filádios, filádios mosqueados e granitos da Mina da Panasqueira,

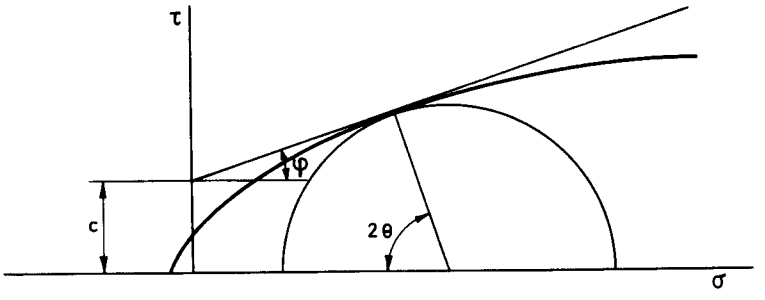

Fig. 16

conseguimos aumentos de resistência à compressão espectaculares, em relação à resistência à compressão simples: de 1,5 a 2 vezes com pressão lateral 40 kg/cm^2 e de 2,5 a 3 vezes com pressão lateral de 120 kg/cm^2.

Em relação aos elementos de rocha constituintes dum terreno, há que considerar o respectivo estado de compressão como o resultado dum certo número de acções mecânicas, sobre eles exercidas, acções essas susceptíveis de terem provocado o armazenamento de determinadas quantidades de energia que serão libertadas se, a tais elementos de rocha, forem proporcionadas condições de descompressão.

Se esta descompressão for lenta, correspondente a uma evolução gradual da crusta terrestre, é à primeira vista de admitir que a respectiva libertação de energia se faça também gradualmente, até se anular a energia armazenada. Porém, se a descompressão se processa bruscamente, é de admitir que a libertação de energia armazenada se possa fazer acompanhada de efeitos mecânicos sensíveis, podendo mesmo levar à fracturação da rocha junto das superfícies livres que permitem a descompressão. Este fenómeno, de resto, é bem conhecido na exploração de minas, verificando-se igualmente em trabalhos de engenharia civil, por vezes mesmo de índole superficial, como é o caso de algumas escavações para fundações.

A avaliação e a interpretação dos estados de tensão, em que se encontram os elementos de volume de rocha no interior dum terreno, tornam-se em regra muito mais fáceis se forem realizados à luz do passado e, eventualmente, do presente geológico desse terreno. Em muitas situações, o factor tempo não pode ser ignorado e, por isso, as previsões feitas apenas em termos da Teoria da Elasticidade, que não entra com tal factor em consideração, não se ajustam à realidade.

Conforme o processo mais corrente de avaliação do estado de tensão num ponto do interior dum terreno, considera-se como influente apenas o peso do material superjacente a um pequeno elemento de volume contendo o ponto, e o confinamento provocado por elementos de terreno vizinhos que, por se encontrarem em condições análogas, impedem a deformação lateral daquele primeiro elemento. Se h for a profundidade (em metros) do ponto considerado, γ (em t/m^3) o peso específico do terreno e ν o correspondente coeficiente de Poisson, as componentes vertical, σ_z, e horizontais, σ_x e σ_y, do estado de tensão procurado são dadas (em kg/cm^2) pelas conhecidas expressões

$$\sigma_z = 0{,}1\ \gamma\ h \tag{4}$$

e

$$\sigma_x = \sigma_y = \frac{\nu}{1-\nu}\ \sigma_z = 0{,}1\ \frac{\nu}{1-\nu}\ \gamma\ h \tag{5}$$

Sendo ν, no seu limite superior, igual a 0,5, as tensões horizontais serão, segundo este processo de cálculo, no máximo iguais à tensão vertical. Ora, verifica-se na prática que, em variados locais, por vezes a pequenas profundidades, as tensões horizontais, medidas por processos que não originam contestação, se apresentam bastante superiores às tensões verticais.

Para explicar situações como estas, uma hipótese interessante foi apresentada por Bucky, em 1956. Segundo este autor, as componentes horizontais dos estados de tensão dos pontos do interior dum maciço não deveriam ser consideradas como funções das componentes verticais correspondentes a esses pontos mas sim das componentes verticais que se verificam, às mesmas cotas, sob as maiores altitudes topográficas da região em estudo.

Seja (Fig. 17) um ponto A, situado no interior dum maciço rochoso, a uma profundidade h_A medida na sua vertical, e seja, na vizinhança, um relevo topográfico que representa uma diferença de cotas h'_A em relação ao ponto A.

Admitindo o processo clássico de cálculo das componentes do estado de tensão dos pontos do maciço, que considera essas componentes funções do peso do material superjacente aos pontos em questão e do coeficiente de Poisson do terreno, podemos, em relação aos pontos situados na vertical do ponto A, representar a variação dessas componentes pelas rectas I e II que, na figura, traçámos em relação ao sistema de eixos (O, σ, h), situando a origem O na horizontal correspondente à cota da superfície do terreno na vertical de A.

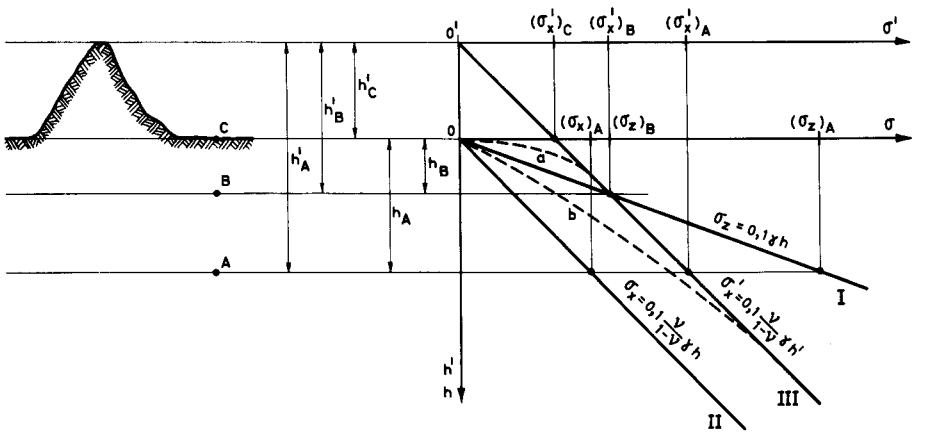

Fig. 17

Para a profundidade h_A, correspondente ao ponto A, as componentes vertical e horizontal do estado de tensão instalado no maciço teriam os valores, respectivamente, $(\sigma_z)_A$ e $(\sigma_x)_A$.

Porém, se admitirmos a hipótese de Bucky, segundo a qual, para os cálculos das componentes horizontais dos estados de tensão, haverá que considerar as profundidades h', medidas a partir do cimo da maior altitude da região, teremos, na representação gráfica que consta da Fig. 17, que deslocar a origem O do sistema de eixos para o ponto O' correspondente à cota daquela maior altitude topográfica. No sistema de eixos (O', σ', h'), assim estabelecido, a variação da componente horizontal do estado de tensão dos pontos situados na vertical do ponto A, em estudo, será representada pela recta III; para a cota correspondente ao ponto A, essa tensão horizontal terá o valor $(\sigma'_x)_A$, bastante superior ao correspondente à hipótese clássica de cálculo, anteriormente considerada, mas ainda assim inferior ao da componente vertical.

Todavia, como a representação gráfica da figura mostra claramente, a hipótese de Bucky faz prever, para os pontos situados, na vertical de A, a uma profundidade inferior a h_B, componentes horizontais dos estados de tensão superiores às correspondentes componentes verticais.

Nos pontos dos maciços mais próximos da superfície, a hipótese de Bucky exige ser completada com alguns refinamentos adicionais. Com efeito, voltando à Fig. 17, se considerarmos um ponto C da superfície do maciço, em tal ponto

deveria estar instalada uma tensão horizontal $(\sigma'_x)_C$ com valor bastante alto, facto este em desacordo com a maioria das observações práticas. Haverá assim que admitir, se quisermos manter válida a hipótese de Bucky, que na vizinhança da superfície do terreno a variação das componentes horizontais do estado de tensão deixa de ser representada por uma recta, como a referenciada por III na Fig. 17, para o ser por uma curva de concordância *a*, traduzindo uma variação imposta pelas condições superficiais de meteorização e de descompressão do terreno. Se a zona do maciço superficialmente meteorizada e descomprimida for bastante espessa, deverá ser admitida, não uma curva de concordância como *a*, mas uma como *b*, o que pode levar a concluir, para pontos do interior do maciço como o ponto A, anteriormente considerado, que as componentes laterais dos estados de tensão deverão ter valores compreendidos entre os correspondentes à hipótese clássica de cálculo e à hipótese de Bucky.

Em relação a esta hipótese de Bucky levantam-se facilmente variadas objecções, principalmente devidas ao facto de não respeitar, para os pontos do interior dos maciços, a interdependência entre os valores das tensões, nas diversas direcções, imposta pela lei de Hooke generalizada. Tais objecções, contudo, perdem muito da sua consistência se admitirmos que, na direcção vertical, a existência da superfície livre do terreno permite a deformação deste e a dissipação das tensões instaladas, limitando-as às devidas às acções de peso, ao passo que, nas direcções horizontais, o material circundante contraria a deformação, o que pode permitir a transmissão de tensões devidas a causas diferentes do simples peso do material superjacente aos pontos em consideração, como é o caso de tensões induzidas pelo peso de mais elevadas massas de rocha, situadas a distância.

As referidas objecções levantadas à hipótese de Bucky perdem ainda mais o seu valor se atentarmos no facto de que admitem que a distribuição de tensões, no interior dos maciços, tem uma índole meramente estática. A hipótese de Bucky pode ajustar-se melhor à consideração de uma evolução dinâmica da crusta terrestre, que ninguém nega, com a subida de zonas mais baixas contrabalançada pela descida de zonas vizinhas mais elevadas, numa tendência para o equilíbrio.

Sem querermos tomar qualquer partido sobre o assunto, o que pretendemos é frisar que, se há muitos argumentos para atacar a hipótese de Bucky, também muitos há para considerar-tais argumentos como não pertinentes.

De qualquer modo, o que é um facto é que, em diversas zonas do Globo,

têm sido verificadas experimentalmente elevadas tensões horizontais, a profundidades bastante pequenas.

Hast determinou, nas regiões central e ocidental da Suécia, tensões horizontais como valores variando, em média, entre 1,5 e 3,5 vezes o valor das correspondentes tensões verticais; em algumas medições chegou mesmo a obter valores 8 vezes superiores aos das tensões verticais.

Relacionando a ocorrência de tais tensões com a elevação topográfica que se verifica na Finlândia e, também, na parte oriental da Suécia (elevações essas em relação às quais têm sido observadas variações de 1 mm a 9 mm por ano por meio de nivelamentos de precisão), Hast pôs a hipótese de as elevadas tensões horizontais de compressão, que mediu perto da superfície, serem devidas a um fenómeno regional de flexão da crusta, que se comportaria praticamente como uma viga (Fig. 18); na zona submetida a tracção, por efeito do mesmo

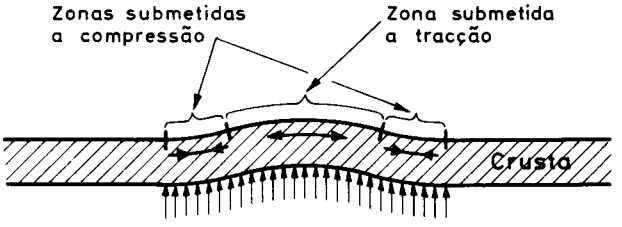

Fig. 18

fenómeno, as tensões correspondentes deveriam contribuir, logicamente, para a descompressão do terreno.

Consideramos de interesse salientar que esta hipótese, posta por Hast recorrendo a um fenómeno de flexão, conduz à previsão qualitativa do estado de tensão em zonas não muito afastadas da superfície, na vizinhança de outras topograficamente mais elevadas, idêntica à que se obtém utilizando a hipótese de Bucky, atrás referida. Sem pretendermos especular sobre o assunto, limitamo-nos a notar que tanto a hipótese de Bucky como a de Hast chamam a atenção para a dependência, que certamente existe, entre a evolução tectónica da crusta terrestre e a instalação, nas suas zonas não muito afastadas da superfície,

de estados de tensão com componentes horizontais que, em determinadas circunstâncias, podem dar origem a compressões de importância muito grande em relação às induzidas pelo peso dos terrenos superjacentes.

A identidade de conclusões a que se chega com as hipóteses de Bucky, utilizando uma análise elástica em meio contínuo, e de Hast, recorrendo a um raciocínio de Resistência de Materiais, não é caso único em Mecânica das Rochas. Em diversas outras circunstâncias como, por exemplo, na análise, que adiante faremos, do comportamento do terreno em torno de escavações tabulares, alcançam-se também facilmente as mesmas conclusões por qualquer das referidas vias; estas apresentam-se, assim, como diferentes esquemas mentais que permitem interpretar racionalmente, por caminhos distintos, os mesmos fenómenos.

Antes de terminarmos estas considerações sobre o confinamento e o estabelecimento de tensões naturais, julgamos interessante notar que muitos dos fenómenos tectónicos, que contribuem para a dinâmica da crusta terrestre, podem ser explicados por via puramente elástica e entrando unicamente em linha de conta com o peso dos terrenos.

Notámos já, ao lembrarmos a expressão (5), deduzida a partir da Teoria da Elasticidade, que, seguindo tal dedução, as tensões horizontais unicamente devidas ao peso dos terrenos poderiam, quando muito, atingir o valor da tensão vertical, isto quando o coeficiente de Poisson ν alcançasse o máximo teórico de 0,5. Ter-se-ia então um estado de tensão hidrostático.

O poder atingir-se este estado de tensão em zonas profundas dos maciços não é ilógico. Com efeito, é de admitir que, à medida que a profundidade e, consequentemente, a carga devida ao recobrimento, aumenta, as rochas vão reduzindo as suas possibilidades de compressão, chegando a poder comportar-se como um líquido, no sentido de Pascal, isto é, dando origem a que as tensões verticais aplicadas se transmitam integralmente em todas as direcções. Esta linha de pensamento permite já explicar o comportamento tectónico em profundidade (enrugamentos, etc.) de rochas que à superfície se comportam como materiais frágeis, isto é, que fracturam antes da manifestação sensível de qualquer comportamento anelástico.

É de notar por outro lado que, se admitirmos constância do peso específico e do coeficiente de Poisson em profundidade, somos levados a considerar que as tensões máximas de corte instaladas nos maciços, tensões estas que, como é sabido, têm o valor

$$\tau_{zx} = \frac{1}{2} (\sigma_z - \sigma_x) \tag{6}$$

ou, por (4) e (5),

$$\tau_{zx} = \frac{1}{2} 0{,}1 \frac{1 - 2\nu}{1 - \nu} \gamma h \tag{7}$$

crescem linearmente com essa profundidade, h. Haverá então profundidades para além das quais tenderão a verificar-se, logicamente, cedência plástica e roturas das rochas; como estas últimas serão dificultadas pelo confinamento existente, as rochas deverão encontrar-se, para além daquelas profundidades, em estado plástico. Este raciocínio permite também explicar os referidos fenómenos tectónicos.

Há que notar ainda que, admitindo aumento do coeficiente de Poisson das rochas devido ao cada vez maior estado de compressão, com tendência daquele coeficiente para o limite teórico $\nu = 0{,}5$, o quociente $(1-2\nu)/(1-\nu)$ irá tendendo para zero à medida que o crescimento progressivo de h e também eventualmente o de γ actuam no sentido de aumentar as tensões de corte. Esta maneira de encarar o problema leva a concluir que as tensões de corte deverão, na realidade, tender para um valor finito.

Esta conclusão é, de resto, a que melhor se adapta à experimentação triaxial de laboratório realizada sobre rochas, com a qual é possível obter curvas intrínsecas cada vez menos inclinadas, em relação ao eixo das tensões normais, à medida que o confinamento aumenta (Fig. 19). Segundo os resultados desta

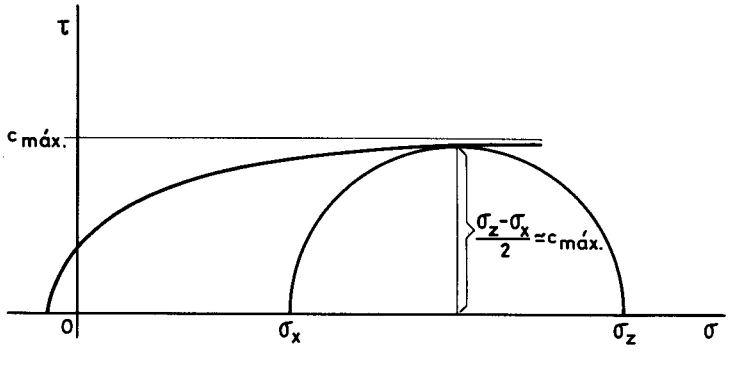

Fig. 19

experimentação, a tendência, a grandes profundidades, será a de se caminhar para um estado de tensão em que $\sigma_x = \sigma_z - 2c_{máx.}$, sendo $c_{máx.}$ a coesão máxima possível para o material rochoso em questão, correspondente a um atrito interno nulo ($\varphi = 0$).

Nestas condições, embora nunca se atinja o estado de tensão hidrostático, deixará de ser sensível, a partir de determinada profundidade, a influência do atrito interno e as tensões máximas de corte, tendendo para um valor

$$\tau_{zx_{máx.}} = \frac{1}{2} (\sigma_z - \sigma_x) = c_{máx.} \qquad (8)$$

aproximar-se-ão das correspondentes à máxima plasticidade do material. Esta linha de pensamento, que também permite explicar convenientemente os citados fenómenos tectónicos, tem a virtude de se ajustar aos resultados da experimentação realizada sobre rochas com tensões de confinamento sucessivamente crescentes.

Para explicar situações em que "o estado hidrostático é ultrapassado", isto é, em que se verificam tensões horizontais superiores às verticais, é que já não é possível continuar a raciocionar com o auxílio da Teoria da Elasticidade, em termos puramente estáticos, considerando o peso dos terrenos superjacentes como única causa dos estados de tensão instalados: ou se introduzem nos raciocínios acções dinâmicas, como nas hipóteses atrás referidas, ou, como é mais corrente, admite-se que à acção do peso dos terrenos se adicionam outras causas, nomeadamente acções de natureza tectónica, traduzindo geralmente situações de armazenamento de tensões durante o passado geológico dos maciços rochosos.

A Fig. 3, referente às experimentações que realizámos sobre os filádios mosqueados da Mina da Panasqueira, pode representar, segundo a nossa interpretação, libertação de tensões armazenadas no material rochoso.

Na prática, as tensões que interessa considerar não são, geralmente, as tensões naturais, de que nos ocupámos até agora, mas sim aquelas que podemos designar simplificadamente por *tensões actuantes*. Estas resultam da perturbação daquelas pela criação de novas superfícies livres e pela aplicação de esforços quer sobre estas novas superfícies quer sobre as previamente existentes.

A existência, ou a criação, duma superfície livre num maciço rochoso implica descompressão, ou possibilidade de descompressão, normalmente a essa superfície. Os estados de tensão e de deformação que se instalam nas zonas vizinhas dos maciços dependem de variados condicionalismos, para os quais contribuem, de modo particularmente marcado, as características próprias desses maciços, os estados de tensão pré-existentes e a respectiva origem, e as caracte-

rísticas geométricas da superfície livre em questão; o que se passa próximo da superfície topográfica dum maciço é, em regra, bastante diverso do que ocorre na vizinhança dum trabalho mineiro aberto, no mesmo maciço, a apreciável profundidade.

Consideramos muito importante atentar nas diferenças entre as preocupações, de índole geomecânica, que se associam a situações tão diversas como as indicadas e que, por vezes, levam a considerar como campos distintos os que respeitam à Mecânica das Rochas que interessa à engenharia civil e os que se referem ao comportamento dos terrenos em que se desenvolvem trabalhos mineiros de profundidade.

Julgamos imperioso que se assente em que essa separação de campos não existe. Como contribuição para tal, vamos fazer algumas considerações sobre casos típicos: o correspondente ao comportamento mecânico de pilares de mina, o da deformação e rotura do terreno que rodeia cavidades mineiras tabulares e o do comportamento superficial de maciços rochosos, considerados como fundações de grandes obras.

(Segue na Geotecnia N.º 30)