

MECANISMO DE EROÇÃO DE MACIÇOS ROCHOSOS BANHADOS POR ÁGUAS MACROTURBULENTAS*

Erosion of rock masses by macroturbulent waters

*Por Úlpio Nascimento***

RESUMO – Distingue-se a erosão devida ao simples escoamento dum rio ou canal da erosão devida à macroturbulência das águas gerada, por exemplo, por descargas de órgãos hidráulicos de barragens.

Apresenta-se um modelo teórico de mecanismo de erosão de taludes em maciços rochosos diaclasados, definindo-se para o efeito os conceitos de curva característica da turbulência das águas que os banham, de zona de amortecimento, no seu interior, das flutuações de pressão dessas águas, e ainda de impulsão hidrodinâmica por elas exercidas sobre os blocos constituintes do maciço.

Generaliza-se o modelo à erosão de solos incoerentes.

Preconiza-se a realização de observações e experimentações para determinação dos parâmetros fundamentais do mecanismo.

SYNOPSIS – A distinction is made between erosion due to the flow of a river or canal and erosion due to water macroturbulent generated, for instance, by dam outlet works.

A theoretical model of the slope erosion mechanism in jointed rock masses is presented, defining for the purpose the concepts of turbulence characteristic curve of the waters flowing next to them; of damping zone, inside these rock masses, of the water pressure fluctuations; and also of hydrodynamic impulse exerted by the water on the blocks that make up the rock mass.

The model is generalized to the erosion of incoherent soils.

Observations and tests to assess the fundamental parameters of the erosion mechanism are recommended.

* Trabalho apresentado ao 3.º Congresso Nacional de Mecânica Teórica e Aplicada, Lisboa, Setembro 1983.

** Investigador do LNEC.

INTRODUÇÃO

A erosão provocada pelas águas nos leitos e taludes marginais de rios e canais é devida às forças de arrastamento, inerentes ao gradiente da velocidade do respectivo escoamento junto à superfície molhada, e também às forças de levantamento e de arrastamento resultantes das flutuações de pressão e das variações de velocidade inerentes à turbulência das águas. Esta turbulência pode, segundo parece ter duas origens:

- ou é gerada e localizada na contiguidade imediata da superfície molhada, como consequência do escoamento das águas;
- ou então é produzida como consequência da dissipação de energia de quedas e rápidos a montante, como sucede por exemplo com as descargas de órgãos hidráulicos de barragens, e neste caso distribui-se por toda a massa líquida e não apenas junto à superfície molhada.

A turbulência desta segunda origem decresce para jusante da descarga anulando-se a uma certa distância desta, conforme se esquematiza na Fig. 1. Para além desse limite subsiste apenas a turbulência devida ao escoamento.

Segundo Álvares Ribeiro (1975), na barragem de Crestuma, no Rio Douro, esta turbulência do segundo tipo (macroturbulência), gerada por uma queda da ordem de 13 m, atinge uma extensão à volta duma centena de metros.

O mecanismo da erosão devida especialmente ao escoamento das águas tem sido, desde há muito, objecto de vários estudos, designadamente de White (1940), Lane (1953) e do Committee on Sedimentation (1966). Esses estudos, dos quais alguns foram objecto de análise em trabalho recente (Nascimento, 1981), referem-se geral-

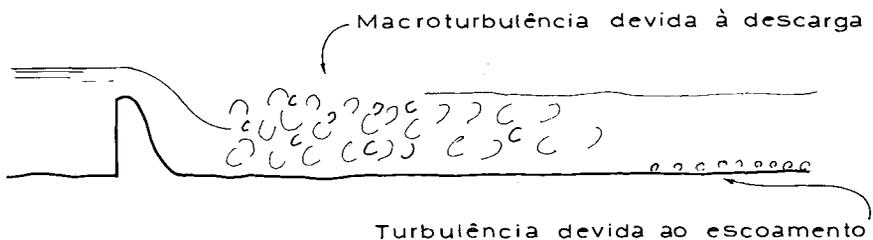


Fig. 1 – Distinção esquemática entre macroturbulência, devida à descarga duma barragem, e turbulência devida unicamente ao escoamento das águas.

mente a solos e materiais granulares constituídos por partículas de dimensões relativamente pequenas. Não abrangem porém a erosão de maciços rochosos, erosão essa só possível, em geral, por águas macroturbulentas. Considera-se no entanto que o conhecimento desse mecanismo de erosão em maciços rochosos tem muito interesse para a concepção e dimensionamento de obras de defesa contra a erosão.

Por isso, na presente comunicação procura dar-se uma contribuição geotécnica para a resolução desse problema, que aliás é também hidráulico.

Visa-se principalmente com este trabalho a definição dum modelo de mecanismo que, evidenciando os parâmetros fundamentais do fenómeno, estimule a realização de observações em obras e de ensaios em laboratórios para a determinação de tais parâmetros.

CARACTERÍSTICAS EROSIVAS DA TURBULÊNCIA

Em águas macroturbulentas, num dado instante, ao longo da respectiva superfície molhada, a pressão da água é variável, sendo numa zona superior e noutra inferior à pressão hidrostática média. Essas zonas em sobrepressão e em depressão distribuem-se em correspondência com o tamanho e posição dos turbilhões, posição essa aliás rapidamente variável.

Se a medição dessa pressão instantânea fosse feita com um captor cuja área sensível fosse, por hipótese, muito grande relativamente ao tamanho dos turbilhões, obter-se-ia nessa área sensível um valor nulo para a flutuação média instantânea, uma vez que os esforços resultantes das zonas em sobrepressão seriam iguais e contrários aos das zonas em depressão. Quer dizer, medir-se-ia a pressão hidrostática. À medida que a área sensível desse hipotético captor fosse diminuindo, registar-se-iam flutuações da pressão média instantânea cuja amplitude iria aumentando. A máxima amplitude obter-se-ia quando a área do captor fosse praticamente nula.

Transponha-se este raciocínio para a situação em que a superfície molhada por essas águas é constituída por um maciço rochoso formado por blocos entre si separados por diaclases, como se esquematiza na Fig. 3.

A flutuação de pressão média Δp exercida num dado instante sobre esses blocos depende portanto do seu tamanho, mais precisamente, da área $A = axb$ que eles expõem na superfície molhada.

Num bloco de secção quadrada que seja pequena relativamente ao tamanho dos turbilhões (t), isto é, sendo $a = b < t$, essa flutuação de pressão média instantânea será grande; pelo contrário, num grande bloco ($a > t$), o seu valor será pequeno. O valor máximo dessa flutuação de pressão exercer-se-á num bloco de dimensões praticamente nulas, enquanto que ela se anulará quando o bloco exceder um certo limite dependente do tamanho dos turbilhões.

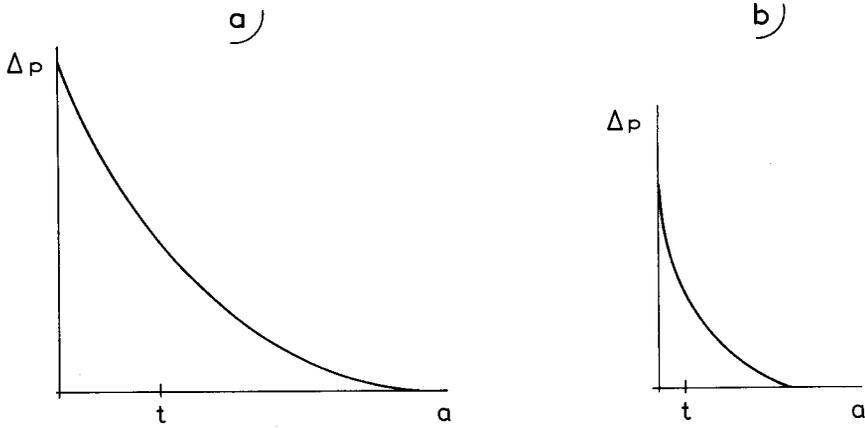


Fig. 2 – Presumível correlação entre flutuação média instantânea de pressão Δp e o tamanho a dos blocos em que ela se exerce. Em macroturbulência a) e em turbulência devida ao escoamento b).

Na Fig. 2 esboça-se o que se presume poderá ser o andamento geral de Δp em função do tamanho a dos blocos.

Na turbulência de escoamento, somente em blocos de pequenas dimensões se faz sentir Δp . Pelo contrário, na macroturbulência Δp faz-se sentir em grandes blocos.

Do ponto de vista da erosividade das águas, a principal característica da respectiva turbulência será pois a função traduzida nas curvas da Fig. 2:

$$\Delta p = f(a) \quad (1)$$

IMPULSÕES HIDRODINÂMICAS NA ZONA DE AMORTECIMENTO

Considere-se o seguinte mecanismo de propagação das flutuações de pressão para o interior dum maciço rochoso:

Admite-se que as diaclases do maciço se encontram completamente cheias de água e que esta água se encontra em equilíbrio hidrostático com a água exterior, isto é, o nível freático do maciço coincide com o nível de água que banha o respectivo talude (Fig. 3).

Admite-se também ue as flutuações de pressão que num dado instante actuam na superfície molhada são constituídas por zonas alternadas de sobrepressões $+\Delta p$ e depressões $-\Delta p$, com um afastamento médio correspondente ao tamanho t dos turbilhões (Fig. 3b).

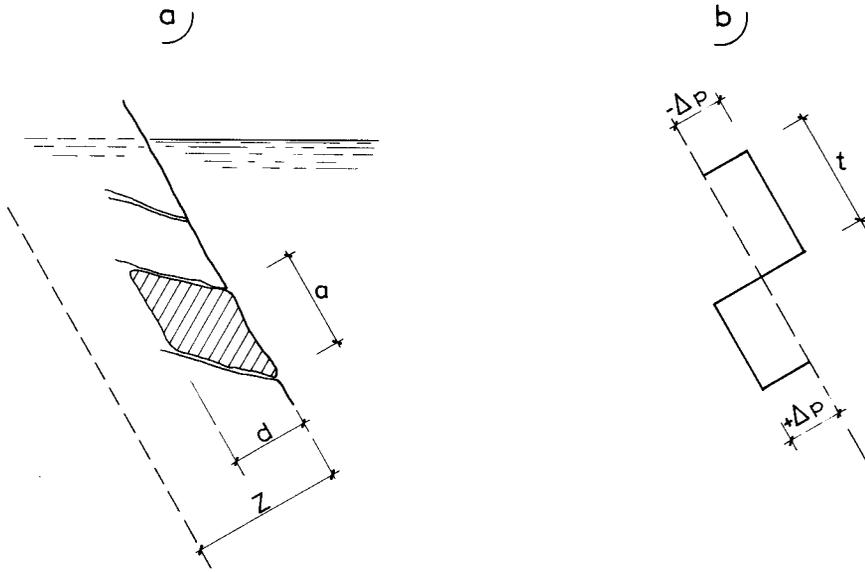


Fig. 3 – Flutuações de pressão de águas turbulentas sobre um talude rochoso.

Admite-se ainda que as flutuações de pressão se propagam pela fase líquida para o interior do maciço mas com algum amortecimento, de tal forma que a uma certa profundidade z tais flutuações deixam de existir. Designar-se-á esta zona como *zona de amortecimento*.

Num dado instante, entre um qualquer ponto da superfície do talude e outro ponto situado normalmente à profundidade z no seu interior, haverá um gradiente médio de flutuação de pressão, ou gradiente hidrodinâmico de pressão, dado por

$$\gamma_p = \frac{\Delta p}{z} \quad (2)$$

que será positivo ou negativo consoante se trate duma área de sobrepressão ou de depressão.

Qualquer bloco de volume V e profundidade $d \leq z$ nesta zona de amortecimento (Fig. 4a), ficará pois submetido não apenas à impulsão hidrostática vertical, mas também a uma impulsão hidrodinâmica, normal à superfície do talude, cujo valor I , generalizando o princípio de Arquimedes, será dado por

$$I = V \cdot \gamma_p \quad (3)$$

Se $d > z$, somente o volume do bloco mergulhado na zona de amortecimento será submetido à respectiva impulsão. Designando-o aproximadamente por $z/d.V$, a impulsão será

$$I = \frac{z}{d} \cdot V \cdot \gamma_p$$

ou, atentando a (2)

$$I = V \frac{\Delta p}{d} \quad (4)$$

Quer dizer, tudo se passa como se a zona de amortecimento tivesse a profundidade d em vez de z . No entanto, o gradiente real γ_p é sempre maior ou pelo menos igual ao gradiente aparente $\Delta p/d$:

$$\gamma_p \geq \frac{\Delta p}{d} \quad (5)$$

Além desta impulsão normal haverá possivelmente outra, paralela ao talude, que resulta de os gradientes de pressão que se estabelecem paralelamente à superfície do talude como resultado da contiguidade de zonas em que Δp tem sinais contrários. Admite-se porém que os efeitos desta impulsão tangencial são insignificantes quando comparados com os da impulsão normal, razão pela qual, e também para maior simplificação, não se procura quantificá-los no presente estudo.

CONDIÇÃO DE EROSÃO DUM TALUDE

Considere-se um bloco num talude com a inclinação β assente numa diaclase paralela ao talude, inclinada de α para o exterior e com um ângulo de fricção ϕ (Fig. 4a).

Analise-se a estabilidade deste bloco começando por considerar o caso de o talude ser banhado por águas macroturbulentas sem velocidade de escoamento significativa, isto é, o caso de as forças de arrastamento serem praticamente nulas.

A força instabilizadora T que actua sobre o bloco tendendo a fazê-lo escorregar sobre a diaclase em que assenta, será, como se deduz da Fig. 4b, apenas devida ao peso P' do bloco submerso e à impulsão hidrodinâmica I :

$$T = P' \operatorname{sen} \alpha + I \operatorname{sen} (\beta - \alpha) \quad (6)$$

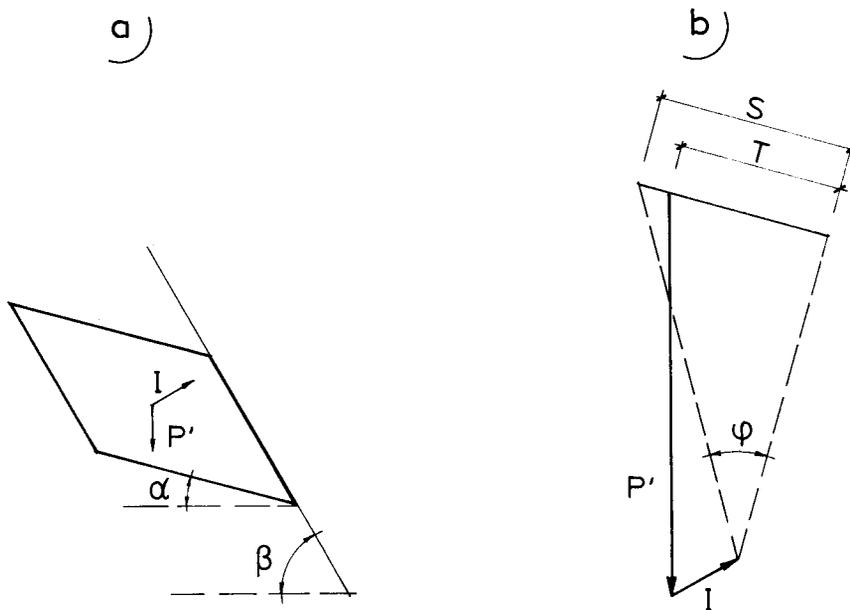


Fig. 4 – Condição de estabilidade de um bloco assente sobre uma diaclase inclinada de α num talude com a inclinação β .

onde $P' = V \gamma'$, sendo $\gamma' = \gamma - \gamma_w$ o peso específico do bloco submerso.

Não se consideraram, para maior simplicidade, as forças de arrastamento que se desenvolvem paralelamente à superfície do talude por efeito da turbulência e das inerentes variações de velocidade da água em relação à respectiva velocidade média de escoamento, forças essas paralelas ao talude mas com direcção aleatória.

No que respeita à força estabilizadora S , considera-se o caso mais desfavorável de ela provir apenas da fricção do bloco sobre a respectiva base, isto é, admite-se que não há coesão nas diaclases que envolvem o bloco e que, além disso, o bloco se encontra livre de quaisquer fricções nas diaclases laterais e superior.

Esta hipótese, que pode parecer excessivamente severa, parecerá mais razoável tendo-se em consideração que a turbulência, na zona de amortecimento, submete o eventual material coesivo de enchimento das diaclases a impulsões hidrodinâmicas repetidas e alternadas que, por efeito de fadiga, acabarão ao fim de certo tempo, por destruir a resistência do referido material e promover a sua lavagem. Limpas as diaclases na zona de amortecimento, considera-se provável a ocorrência de alguns blocos que, por efeitos de arco dos blocos superiores, fiquem com as suas diaclases laterais e superior livres de qualquer fricção.

Nestas condições, tal força estabilizadora será:

$$S = [P' \cos \alpha - I \cos (\beta - \alpha)] \operatorname{tg} \phi \quad (7)$$

O coeficiente de segurança do bloco relativamente ao seu escorregamento será pois

$$F = \frac{[\gamma' \cos \alpha - \gamma_p \cos (\beta - \alpha)] \operatorname{tg} \phi}{\gamma' \operatorname{sen} \alpha + \gamma_p \operatorname{sen} (\beta - \alpha)} \quad (8)$$

Se um dado bloco é erodido, isto é, se $F = 1$, deduz-se de (8) que o gradiente γ_p que provocou essa erosão atingiu o valor

$$\gamma_p = \gamma' \frac{\cos \alpha (\operatorname{tg} \phi - \operatorname{tg} \alpha)}{\operatorname{sen} (\beta - \alpha) + \cos (\beta - \alpha) \operatorname{tg} \phi} \quad (9)$$

Se a direcção da diaclase não for a mesma do talude, isto é, se fizer com ele um ângulo δ , substituir-se-á nesta expressão α por α' tal que

$$\operatorname{tg} \alpha' = \operatorname{tg} \alpha \cdot \cos \delta \quad (10)$$

Na Fig. 5 apresenta-se a relação adimensional γ_p/γ' que traduz (9), para diaclases inclinadas desde $\alpha = -30^\circ$ até $\alpha = 30^\circ$, com ângulos de fricção $\phi = 30^\circ$ e 40° .

Verifica-se em primeiro lugar que para $\beta = 0$, isto é, para leitos horizontais, o gradiente erosivo é sempre igual a γ' , qualquer que seja a inclinação das diaclases.

$$(\gamma_p)_{\beta=0} = \gamma' \quad (11)$$

Quer dizer, a erosão inicia-se quando a impulsão hidrodinâmica iguala o peso submerso do bloco, pois que, em tais circunstâncias, não havendo qualquer esforço normal sobre a diaclase em que assenta o bloco, não há também qualquer resistência friccional que se oponha ao seu deslocamento.

Verifica-se também na Fig. 5 que, como é óbvio, as diaclases inclinadas para fora do talude ($\alpha > 0$) o tornam muito mais erodível, e tanto mais quanto mais inclinado ele for; e que, se tal inclinação igualar o ângulo de fricção ($\alpha = \phi = 30^\circ$), os taludes de inclinação superior a 30° serão instáveis, mesmo para águas sem qualquer turbulência ($\gamma_p/\gamma' = 0$).

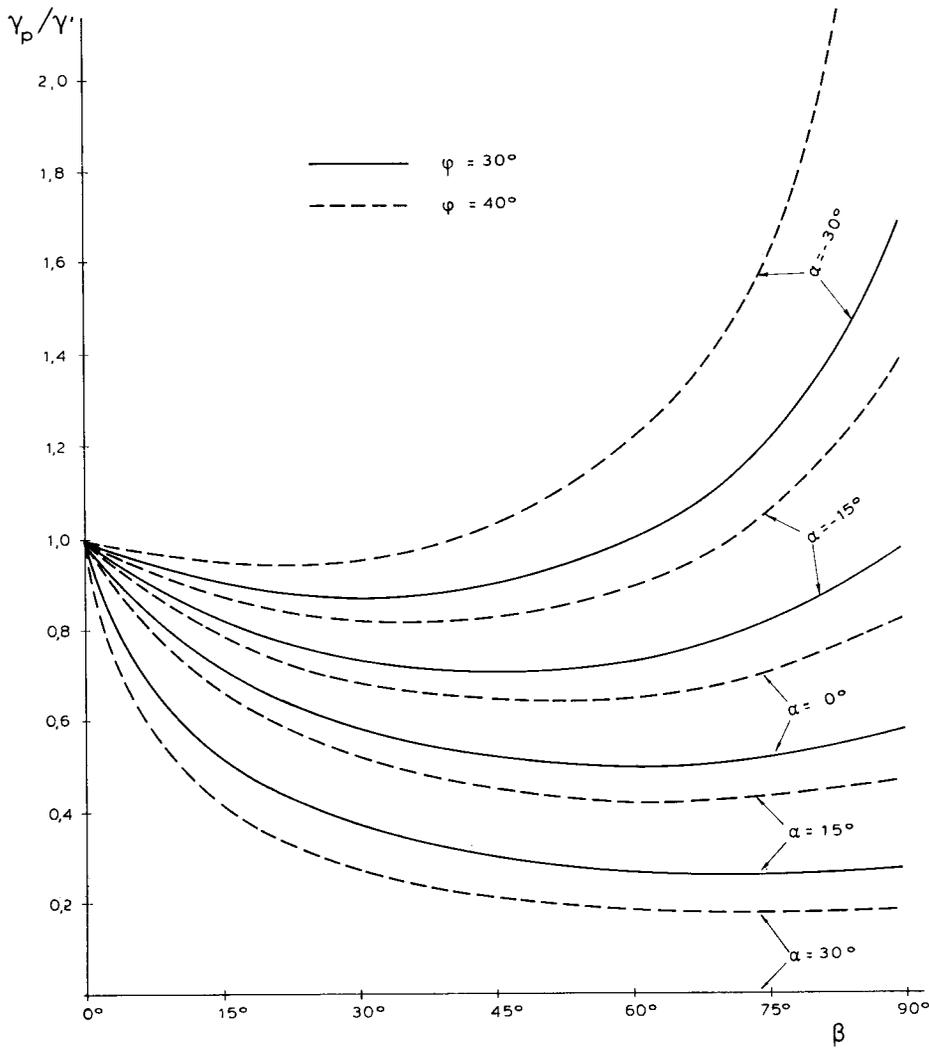


Fig. 5 – Gradiente hidrodinâmico de pressão γ_p capaz de erodir um talude de peso específico submerso γ' e inclinação β , com diaclases inclinadas de α e ângulo de fricção ϕ .

Pelo contrário, as diaclases inclinadas para dentro do talude ($\alpha < 0$), aumentam consideravelmente a resistência à erosão, e tanto mais quanto mais inclinado ele for.

São portanto os taludes mais inclinados cuja erodibilidade é mais influenciada pela inclinação das diaclases.

Nota-se ainda na Fig. 5 que o gradiente erosivo em função da inclinação do talude acusa um mínimo que anda por $\beta = 20^\circ$ a 60° , quando α varia de -30° até 0° , e por $\beta = 60^\circ$ a 75° , quando vai de 0° a $+30^\circ$. Significa isto que um talude com diaclases inclinadas para dentro é mais erodível quando é menos inclinado. Pelo contrário, quando as diaclases são inclinadas para fora, o talude é mais erodível quando é mais inclinado.

Considere-se agora o caso geral de a velocidade de escoamento ser já suficiente para produzir uma força de arrastamento significativa.

O efeito de tal força faz-se sentir em duas situações diferentes:

- no talude, onde essa força de arrastamento num dado bloco se vai compor vectorialmente com a força de corte T (6) (Fig. 6a);

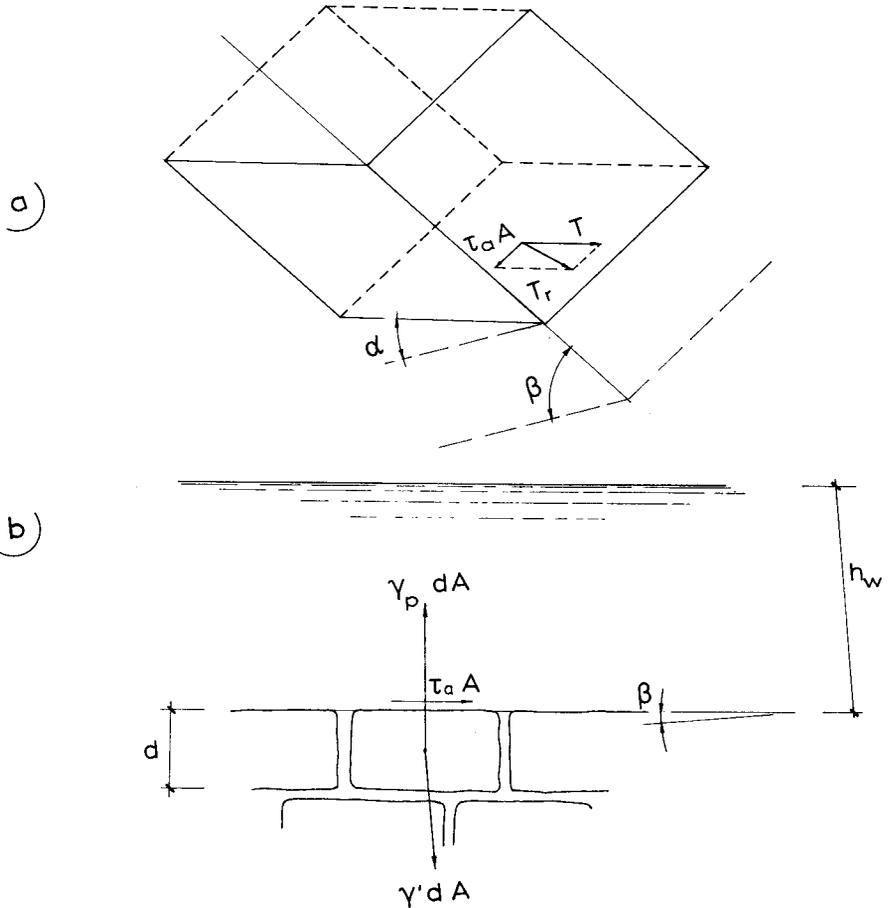


Fig. 6 - Contribuição da tensão de arrastamento τ_a para a erosão num talude (a) e num leito (b) de um escoamento.

– e no leito, onde ela se vai compor com a impulsão hidrodinâmica normal à respectiva superfície (Fig. 6b).

Na Fig. 6a, a força de arrastamento é o produto da tensão de arrastamento τ_a pela área A da face do bloco. Essa força $\tau_a \cdot A$, que efectivamente é aplicada na referida face, supõe-se no entanto aplicada na diaclase, onde se compõe com T para dar a resultante T_r . Trata-se evidentemente duma primeira aproximação pois que se despreza o momento de $\tau_a \cdot A$ em relação ao centro da diaclase. Deste modo obtém-se:

$$T_r = T \cdot C \quad (12)$$

sendo C um coeficiente

$$C = \sqrt{1 + \left(\frac{\tau_a}{\tau'}\right)^2} \quad (13)$$

onde τ' é dado por

$$\tau' = d [\gamma' \operatorname{sen} \alpha + \gamma_p \operatorname{sen} (\beta - \alpha)] \quad (14)$$

Para determinar C é pois necessário conhecer a tensão τ_a que é um parâmetro hidráulico cujo valor se pode obter nos respectivos manuais, por exemplo Lencastre (1957).

A expressão (9) passará para

$$\gamma_p = \gamma' \frac{\cos \alpha (\operatorname{tg} \phi - C \cdot \operatorname{tg} \alpha)}{C \operatorname{sen} (\beta - \alpha) + \cos (\beta - \alpha) \operatorname{tg} \phi} \quad (15)$$

Na Fig. 7 apresenta-se o diagrama de γ_p/γ' dado por esta expressão, para o caso dum talude de diaclases inclinadas de $\alpha = 0^\circ; 15^\circ; e = 15^\circ$, com ângulo de fricção $\phi = 30^\circ$, no qual o coeficiente C toma valores de 1; 1,2; 1,5 e 2,0.

Verifica-se (Fig. 7) que um aumento de 20% ($C = 1,2$) na tensão de escorregamento, devido à tensão de arrastamento, provoca uma diminuição à volta de 15% no respectivo gradiente erosivo. Um aumento de 100% ($C = 2,0$) naquela tensão faz diminuir o referido gradiente em cerca de 30% a 50%.

No segundo caso, relativo ao leito do escoamento (Fig. 6b), a força que tende a fazer escorregar o bloco é

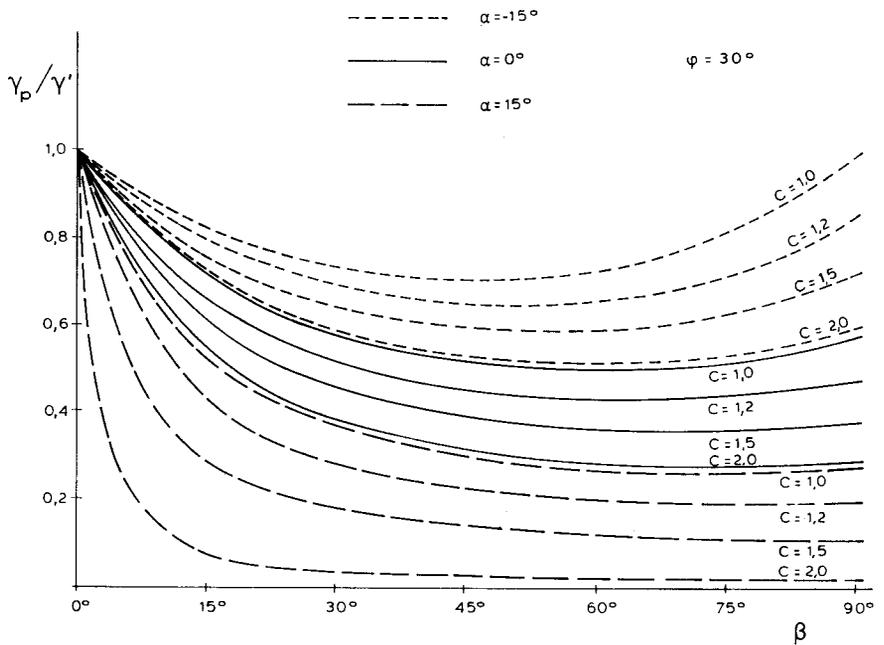


Fig. 7 – Influência do coeficiente C sobre o gradiente erosivo num talude.

$$T = \gamma' d \cdot A \sin \beta + \tau_a \cdot A$$

enquanto que a resistência estabilizadora é

$$S = (\gamma' d \cdot A \cos \beta - \gamma_p d \cdot A) \operatorname{tg} \phi$$

Para um coeficiente unitário ter-se-á pois

$$\gamma_p = \gamma' \left[\frac{\cos \beta (\operatorname{tg} \phi - \operatorname{tg} \beta)}{\operatorname{tg} \phi} - \frac{\tau_a}{\gamma' d \operatorname{tg} \phi} \right] \quad (16)$$

A tensão de arrastamento é dada, por exemplo, por Lencastre (1957).

Nos estudos já referidos relativos à erosão de solos granulares (Nascimento, 1981), a impulsão hidrodinâmica de levantamento em vez de ser considerada explicitamente, como no presente trabalho, é-o implicitamente na aleatoriedade do fenómeno. Por isso, o valor de F referido em tais estudos atinge valores muito elevados.

OBSERVAÇÕES E EXPERIMENTAÇÕES PRECONIZADAS

Segundo o modelo exposto, o mecanismo da erosão de um maciço rochoso, com uma dada tectónica, é condicionado principalmente:

- pela curva característica da turbulência das águas que o banham (Fig. 2);
- e pela profundidade z da zona de amortecimento das flutuações de pressão provocadas no interior do maciço por essa turbulência.

Como se poderão determinar estes parâmetros?

Uma primeira via que poderá dar algumas indicações, ainda que pouco rigorosas, sobre tais parâmetros será a da observação dos efeitos de erosões efectivamente ocorridas nas condições reais das obras ou da natureza.

Por exemplo, um talude rochoso com peso específico $\gamma = 2,6 \text{ tf/m}^3$ e uma inclinação $\beta = 65^\circ$, com diaclases de $\alpha = 15^\circ$ e $\phi = 30^\circ$, após banhado por águas macro-turbulentas, mostra que foram instabilizados por erosão blocos com dimensões máximas à volta de $a = d = 1,5 \text{ m}$. O diagrama da Fig. 5 mostra que o gradiente hidrodinâmico capaz de produzir tal erosão será da ordem de $(2,6 - 1,0) \times 0,26 = 0,42 \text{ tf/m}^3$. Admitindo, em primeira aproximação, que a profundidade da zona de amortecimento é igual à profundidade do bloco, a expressão (5) permite determinar a flutuação média de pressão: $\Delta p \leq 1,5 \times 0,42 = 0,63 \text{ tf/m}^2$.

Isto supondo que a velocidade de escoamento das águas é muito pequena para gerar forças de arrastamento significativas. No entanto, se a velocidade de escoamento for tal que o coeficiente C , dado por (15), atinja o valor $C = 1,5$, a Fig. 7 permitirá determinar o gradiente erosivo que agora será menor: $\gamma_p = 1,6 \times 0,11 = 0,18 \text{ tf/m}^3$. E a flutuação média de pressão, para o mesmo tamanho de blocos, será $\Delta p = 1,5 \times 0,18 = 0,27 \text{ tf/m}^2$.

No leito, com velocidade de escoamento insignificante, a condição de erosão dada por (12) é $\gamma_p = 1,6 \text{ tf/m}^3$. E se a observação revela que os maiores blocos erodidos atinge a dimensão de $0,5 \text{ m}$, isso significa que a flutuação de pressão foi de $\Delta p = 0,5 \times 1,6 = 0,8 \text{ tf/m}^2$. Mas se houver velocidade de escoamento tal que a relação $\tau_a/\gamma' d \text{ tg } \phi$ de (16) atinge o valor de $0,10$, então a referida expressão, para $\beta = 0$, dará $\gamma_p = 1,6 (1 - 0,10) = 1,44 \text{ tf/m}^3$. E a flutuação de pressão necessária para provocar a erosão já será apenas $\Delta p = 0,5 \times 1,44 = 0,72 \text{ tf/m}^2$.

Uma segunda via, mais rigorosa, será por intermédio de células piezométricas capazes de medição em regime dinâmico, células essas que nos últimos anos têm sido utilizadas em laboratório (Faceira, 1981). Tais células, com diferentes diâmetros das respectivas áreas de captação, montadas à superfície do maciço, poderão dar indicações mais precisas sobre a curva característica da turbulência (1).

A profundidade z da zona de amortecimento poderá, por outro lado, ser determinada montando algumas células, pelo menos três, a várias profundidades dentro do maciço, de modo a intersectar as respectivas diaclases.

Tais medições poderão ser feitas quer nas condições reais das obras, integradas nos respectivos planos de observação, quer também em laboratório, em modelos que simulem aquelas condições reais.

Uma outra via é a da utilização de testemunhos, ou seja, de blocos artificiais colocados nos taludes ou leitos que possam vir a ser banhados e erodidos por águas macroturbulentas.

Na Fig. 8 esquematiza-se um testemunho constituído e funcionando como segue:

O testemunho é constituído por um bloco de betão ou de pedra com uma face no talude, de dimensões $a \times a = A$ e uma profundidade d . O bloco entra dentro numa caixa, aberta no talude, cuja caixa é betonada tendo por molde o próprio bloco revestido nas faces laterais e superior com cartão ou contraplacado de espessura e . Após a presa do betão, o bloco é retirado da referida caixa tirando-se-lhe depois o referido revestimento. Depois disso, volta a ser colocado na caixa do talude, onde fica portanto envolvido por uma «diaclase» artificial de espessura e . A base de apoio do bloco terá a inclinação α adequada ao gradiente hidrodinâmico para o qual se pretende que o bloco escorregue, isto é, ao seu gradiente hidrodinâmico nominal γ_{pn} . Dado esse gradiente nominal, a escolha de α faz-se por intermédio de (15), ou mais facilmente por meio dos diagramas das Fig. 5 ou 7.

Para que a saída do bloco se faça facilmente, as faces laterais convergem ligeiramente para o interior do maciço. O ângulo de fricção do bloco sobre a sua base é determinado experimentalmente medindo a força necessária para o deslocar sobre ela, ou então, medindo o ângulo de que é necessário incliná-la para que o bloco escorregue.

Se um testemunho, como resultado de ser submetido a águas macroturbulentas, sofre um deslocamento para fora do talude, isso significa que foi atingido um gradiente hidrodinâmico erosivo γ_p igual ou maior que o respectivo gradiente nominal.

Quanto ao valor da profundidade z da zona de amortecimento, ela pode ser deduzida das indicações de dois piezómetros que funcionem em regime dinâmico, um à superfície do talude e outro no tardo do bloco (Fig. 8). Com efeito, se forem $\Delta p'$ e $\Delta p'_1$ as indicações desses piezómetros, será, supondo que a propagação da flutuação de pressão se faz linearmente,

$$z = \frac{\Delta p'}{\Delta p' - \Delta p'_1} \cdot d \quad (17)$$

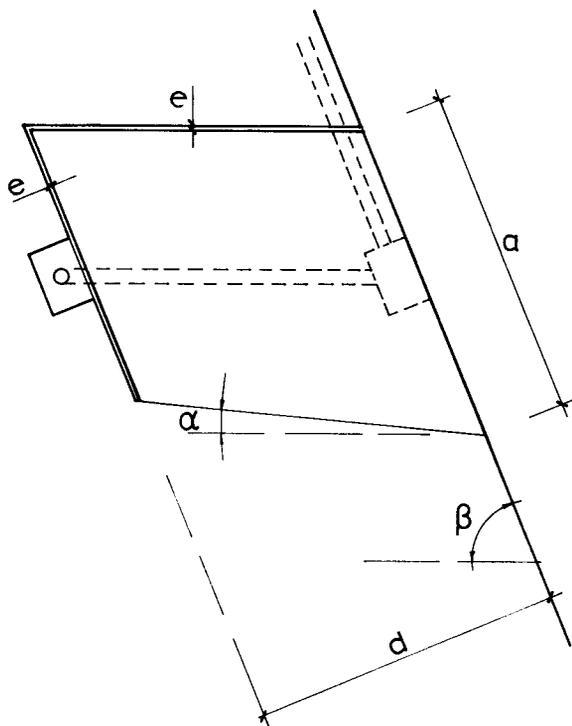
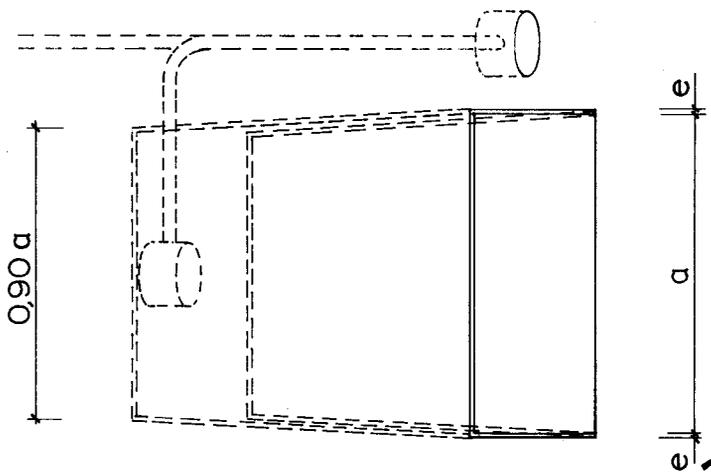


Fig. 8 – Testemunho de erosão num talude, e células piezométricas para avaliação da profundidade da zona de amortecimento.

No caso de $\Delta p'_t = 0$, tomar-se-á, aproximadamente, $z = d$.

De (2) e (17) deduz-se pois a flutuação de pressão média instantânea que actuou no bloco.

Montando vários testemunhos com diferentes tamanhos, por exemplo, três com as dimensões a_1 , a_2 e a_3 , obter-se-iam os três correspondentes valores das profundidades z_1 , z_2 e z_3 e também os valores Δp_1 , Δp_2 e Δp_3 das respectivas flutuações de pressão. Determinar-se-iam deste modo três pontos da curva característica da turbulência, assim como três pontos da linha limite da zona de amortecimento da turbulência.

CONCLUSÕES

Do exposto, conclui-se resumidamente o seguinte:

- a) O modelo de mecanismo apresentado, baseado nos conceitos de curva característica da turbulência, de zona de amortecimento e de impulsão hidrodinâmica, permite uma aproximação do fenómeno da erosão de maciços rochosos quantificável em termos de coeficiente de segurança.
- b) O referido modelo engloba também, como caso particular, a erosão de solos incoerentes.
- c) A realização das observações e experimentações preconizadas permitirá avançar na compreensão do fenómeno da erosão e determinar os respectivos parâmetros fundamentais.

BIBLIOGRAFIA

- Álvares Ribeiro. The macroturbulence downstream a stilling pool. Erosion (Scouring). XVIth Cong. Int. Ass. Hydr. Research, São Paulo, 1975.
- Faceira, L. V. M., Contribuição para o estudo das flutuações de pressão no domínio das obras hidráulicas. LNEC, Lisboa, 1981.
- Lane, E. E. Progress report on studies on the design of stable channels by the Bureau of Reclamation. Proc. ASCE, 1953.
- Lencastre, A. Manual de hidráulica. Técnica, Lisboa, 1957.
- Nascimento, U. O mecanismo de erosão em solos incoerentes, X Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng., Stockholm, 1981.
- Task Committee on Preparation of Sedimentation Manual. Committee on Sedimentation – Sedimentation Transportation Mechanics: Initiation of Motion. Proc. ASCE, HD, 1966. 291-314.
- White, C. M. The equilibrium of grains on the bed of a stream. Proc. Roy. Soc. of London, Serie A, N.º 958, Vol. 174. 1940, London, 322-338.