



# CARACTERIZAÇÃO GEOMÉTRICA E DISTRIBUIÇÃO FRACTAL DA FRACTURAÇÃO ADJACENTE À FALHA DA VILARIÇA NO SECTOR DA QUINTA DA TERRINCHA (NE DE PORTUGAL)

António MATEUS

Depart. Geol., FCUL. Bloco C2, 5º, Campo Grande, 1700 LISBOA PORTUGAL

Mário A. GONÇALVES

Depart. Geol., FCUL. Bloco C2, 5º, Campo Grande, 1700 LISBOA PORTUGAL

**RESUMO:** A caracterização geométrica da fracturação adjacente à falha da Vilariça no sector da Quinta da Terrincha (NE de Portugal), à luz dos modelos baseados na Teoria de Renormalização de Grupos, disponíveis na literatura, e de uma variante ao modelo de TURCOTTE (1986) - proposta na presente nota - permite afirmar que: (1) a distribuição da frequência dos valores de comprimento constitui uma clara evidência para a invariância de escala da fracturação exibida pelas rochas graníticas enquadrantes da zona de falha principal; (2) a probabilidade crítica de fracturação calculada a partir da modelação RG variante à de Turcotte, se cifra em 0,718 e deverá representar um valor próximo ao da probabilidade crítica real a partir da qual se verifica a fracturação a todas as escalas segundo uma direcção de fraqueza; (3) a cedência frágil é catastrófica para níveis  $n$  progressivamente inferiores; (4) existe uma relação geométrica directa entre o padrão de micro/macro-fracturação e os troços de falha "en échelon".

**ABSTRACT:** In the Quinta da Terrincha area (N of Torre de Moncorvo, NE of Portugal), an important fault segment of the Vilariça structure within the nucleation sector, the granitic rocks exhibit prominent fracturing. In order to characterize the geometrical pattern of the fracture sets, two small, well exposed areas were selected and mapped. The number-fracture length distribution obtained follows a well defined power law,  $N=L^{-n}$ , which is similar to some well known fractal distributions; therefore  $n$  is the fractal dimension of fracture length distribution. The Renormalization Group approach can be applied to scale invariant processes, such as brittle deformation, and an alternative model of the one proposed by TURCOTTE (1986) is given in this note. The relation between fractal dimension and the critical fragile probability estimated on the basis of different models, enables the following conclusions: (1) preexisting planes of weakness in granitic rocks, where fracture nucleation seems to be privileged, exist on all scales; (2) late shear accommodation in such fractures may be common in fault nucleation processes; (3) the mechanisms involved in fault growth are probably dependent on the nature and scale of those earlier heterogeneities.

## INTRODUÇÃO

É hoje consensual que a fragmentação natural ou artificial das rochas representa um fenómeno condacente a distribuições fractais dimensionalmente variáveis (e.g. TURCOTTE, 1992b) cuja natureza depende da influência que as propriedades mecânicas e químicas do meio rochoso exercem no desenvolvimento da cedência frágil, bem como da intervenção de mecanismos de deformação diferentes.

O conceito de dimensão fractal, após ter sido formalizado matematicamente por Mandelbrot na década

de 60, encontra um conjunto relativamente vasto de aplicações nos mais variados ramos da Ciência. De modo geral, é possível definir um conjunto fractal com base na expressão

$$N_n = C/r_n^D \quad (1)$$

onde  $N_n$  representa o número de objectos com uma dimensão linear característica  $r_n$ ,  $C$  a constante de proporcionalidade e  $D$  a dimensão fractal característica do conjunto. A aplicação de logaritmos a ambos os termos da equação (1) permite colocar em evidência a primeira consequência daquela relação, *i.e.*,

$$\log N_n = \log C - D \log r_n \quad (2),$$

a qual estabelece uma correlação linear entre  $\log N_n$  e  $\log r_n$ , sendo  $D$  o pendor da recta de covariância. Uma das propriedades mais importantes dos conjuntos fractais é a *auto-semelhança*, permitindo generalizar a diferentes ordens de grandeza a modelação de um fenómeno observado a determinada escala. O fenómeno da fragmentação em geral origina uma distribuição fractal dos fragmentos produzidos cujo estudo envolve obrigatoriamente uma abordagem estatística, de acordo com relações estabelecidas empiricamente. Uma das relações mais simples envolve a distribuição dessas partículas com massa superior a  $m$  após a cedência frágil catastrófica,

$$N(>m) = Cm^{-b} \quad (3)$$

onde  $N(>m)$  representa o número de partículas e  $C$  e  $b$  são constantes características da distribuição obtida. Obedecendo  $N(>m)$  a uma lei de potência, é possível relacionar  $b$  com a dimensão fractal  $D$  pela expressão  $D = 3b$ , a qual resulta do facto da dimensão linear dos fragmentos ( $r$ ) se relacionar directamente com a sua massa ( $r^3 \approx m$ ), assumindo uma densidade constante.

A distribuição empírica de Weibull constitui uma alternativa à distribuição dimensão/frequência, onde

$$M(<r)/M_t = 1 - \exp[-(r/r_m)^v] \quad (4),$$

com a seguinte definição de variáveis:  $M(<r)$ , massa cumulativa de fragmentos com dimensão inferior a  $r$ ;  $M_t$ , massa total de fragmentos;  $r_m$ , parâmetro relacionado com a dimensão média dos fragmentos; e,  $v$ , constante arbitrária, embora pressupostamente de valor inteiro. Neste caso, se  $r/r_m \ll 1$ , o valor da exponencial pode ser aproximado à expansão em série de Taylor, desprezando as potências superiores a 1 de  $(r/r_m)^v$ , pelo que a equação (4) será equivalente a

$$M(<r)/M_t = (r/r_m)^v \quad (5)$$

permitindo concluir que, para fragmentos pequenos, a distribuição de Weibull se reduz a uma lei de potência. Tomando pequenos incrementos  $dM$  e  $dr$ , a derivada da equação (5) aproxima-se a

$$dM \approx r^{v-1} dr \quad (6)$$

devido à condição  $r/r_m \ll 1$ , da mesma forma que a derivada à equação (1) conduz a

$$dN \approx r^{-(D-1)} dr \quad (7)$$

A partir da condição  $m \approx r^3$  é então possível obter uma relação entre o incremento do número de fragmentos com o incremento de massa

$$dN \approx r^{-3} dM \quad (8)$$

que, por substituição de (6) e (7) em (8), produz

$$r^{-(D-1)} \approx r^{-3} r^{v-1} \quad (9)$$

da qual se retira a igualdade

$$D = 3 - v \quad (10)$$

que transcreve a relação entre a dimensão fractal e o parâmetro  $v$  da distribuição de Weibull para valores pequenos de  $r$ .

Recentemente, a metodologia estatística denominada por *renormalização de grupos (RG)* tem sido aplicada com sucesso a processos invariantes de escala que, tal como os fenómenos subjacentes à fluência frágil, sofrem transformações repentinas e catastróficas. O cálculo implícito na modelação *RG* envolve problemas básicos de probabilidade condicional cuja relação com a dimensão fractal foi, para muitos casos, estabelecida por MANDELBROT (1982). Neste contexto, importa referir que a dimensão fractal apenas permite descrever quantitativamente a distribuição estatística auto-semelhante geratriz do padrão geométrico em causa.

A presente nota tem como objectivo primordial a caracterização geométrica e distribuição fractal da fracturação adjacente à falha da Vilariça no sector da Quinta da Terrincha (NE de Portugal) à luz dos conceitos da Teoria de Renormalização de Grupos e de acordo com os modelos apresentados por ALLÈGRE *et al.* (1982) e TURCOTTE (1986). Apresenta-se ainda uma variante ao modelo de Turcotte, por forma contemplar a influência de planos de anisotropia pré-existentes na cedência frágil de uma massa rochosa. Os resultados obtidos complementam assim os apresentados por MATEUS & RIBEIRO (1991), permitindo estabelecer relações geométricas de dependência entre fracturas a diferentes escalas, compatíveis aliás com a caracterização petrográfica detalhada efectuada para as rochas graníticas deste importante sector da falha da Vilariça (MATEUS, 1989; MATEUS *et al.*, 1991).

#### A TEORIA RG NA MODELAÇÃO DOS FENÓMENOS DE FRACTURAÇÃO

O exame detalhado a várias escalas de provetes rochosos submetidos a ensaios de deformação triaxiais (e.g. PATERSON, 1978; SWANSON, 1984) mostra que a cedência frágil macroscópica não necessita de ser precedida por um aumento global da densidade da microfracturação no provete. De facto, a criação de microfracturas ocorre preferencialmente em regiões dispersas não conectivadas entre si, determinando uma certa heterogeneidade espacial que, ao atingir um ponto crítico, conduz à fracturação macroscópica (e.g. KRANZ, 1983; INGRAFFEA, 1987). A heterogeneidade espacial da distribuição das microfracturas aumenta proporcionalmente com a escala de observação, facto que torna eficaz a utilização da Teoria *RG* no cálculo da *probabilidade crítica de cedência frágil (P<sub>c</sub>)* para uma certa massa rochosa. A vantagem principal da utilização desta metodologia advém do resultado empírico que determina que os parâmetros que condicionam a densidade de fracturação não dependem da geometria exibida pela rede de fracturas, ao contrário da *P<sub>c</sub>* que é dela função directa.

Dados experimentais de ordem diversa (e.g. MADDEN, 1983), permitem estimar a penetratividade da fracturação de um provete rochoso com base em uma lei de probabilidade, a qual é função directa da densidade média de fracturação do meio ( $d_f$ ), dependendo linearmente da tensão diferencial para certa magnitude de  $\sigma_2$ . Assim, a probabilidade de um domínio infinitesimal ser frágil,  $P(X)$ , pode ser calculada de acordo com o sistema de equações

$$\begin{cases} d_f = d^{\circ}f + y(\sigma_1 - \sigma_3) \\ P(X) = kd_f \end{cases}$$

isto é,

$$P(X) = k[d^{\circ}f + y(\sigma_1 - \sigma_3)] \quad (11)$$

onde os parâmetros  $d^{\circ}f$  e  $y$  dependem de  $\sigma_2$ , e  $k$  representa uma constante função da geometria do padrão de fracturação. Considere-se então um cubo elementar de rocha de lado  $h$  - célula de ordem 0 - (Fig. 1).  $N_0$  representa o número de células desta ordem. Cada célula de ordem 0 pode ser dividida em 8 células iguais, que correspondem a elementos de ordem 0 com dimensão linear  $h/2$ ; segue-se a divisão destes últimos em 8 elementos de ordem 1 com dimensão linear  $h/4$ , e assim sucessivamente até se atingir a ordem 8 onde o número de elementos com dimensão  $h/512$  é igual a  $1,3421 \times 10^8$ . Assume-se assim que, a probabilidade crítica de uma célula de certa ordem se fragmentar em 8 elementos é a mesma qualquer que seja o nível considerado; se

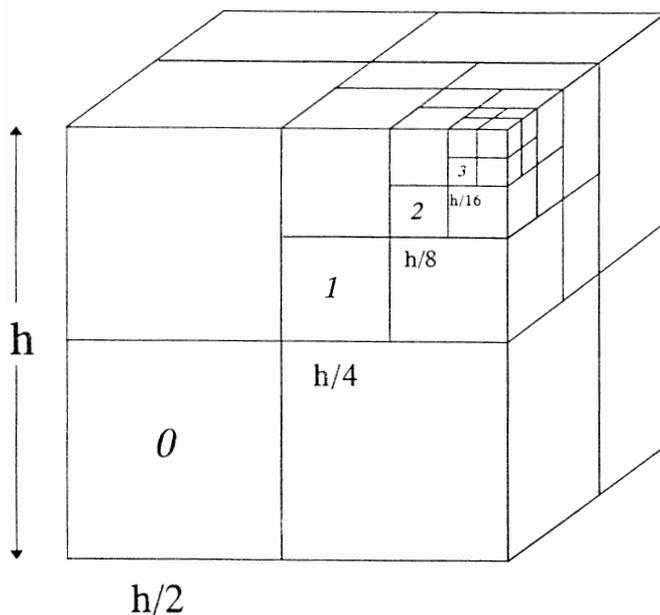


Fig. 1 - Modelo idealizado para uma fragmentação fractal (adaptado de ALLÉGRE *et al.*, 1982). Uma célula cúbica de ordem zero com dimensão linear  $h$  é dividida em oito elementos de ordem zero com uma dimensão linear  $h/2$  a que se associa uma probabilidade  $P$  de ocorrência. O processo é repetido iterativamente produzindo uma estrutura fractal.

$P(X=n)$  definir a probabilidade de um cubo de ordem  $n$  ser frágil, então

$$P(X=1) = p, P(X=2) = \pi(p), \dots, P(X=n) = \pi[p(n-1)] \quad (12)$$

onde

$$\pi(X) = 2x^4(1-x)^4 + 8x^5(1-x)^3 + 16x^6(1-x)^2 + 8x^7(1-x) + x^8 \quad (13)$$

As propriedades apresentadas pelo polinómio presente na equação (13) permitem explicar o desenvolvimento de microfracturas em vários domínios antes de  $P(X)$  atingir o valor crítico de propagação macroscópica  $P_c$ ; nestas circunstâncias,  $P(X)$  sobe rapidamente para valores cada vez mais próximos da probabilidade crítica e a rotura a determinada escala ocorre (consulte-se, e.g., ALLÉGRE *et al.*, 1982, e MADDEN, 1983, para detalhes).

Tomemos agora o volume de cada elemento de ordem 0

$$V_1 = 1/8V_0 \quad (14)$$

onde  $V_0$  define o volume inicial. Se  $P(X)$  representa a probabilidade de uma célula de ordem 0 produzir fragmentos de ordem 0, então o número de elementos de ordem 0 produzidos por fragmentação será

$$N_1 = 8P(1)N_0 \quad (15)$$

e o número de células de ordem 0 que não foram fragmentadas vem igual a

$$N_{0a} = (1-P(1))N_0 \quad (16)$$

Para células de ordem  $n$

$$V_n = 1/8^n V_0$$

$$N_n = (8P(n))^n N_0 \quad (17)$$

$$N_{na} = (8P(n))^n (1-P(n))N_0 = (8P(n))^n N_{0a}$$

pele que se tomarmos logaritmos naturais na 1ª e 3ª expressões de (17), vem

$$\ln(V_n/V_0) = -n \ln 8 \quad (18)$$

e

$$\ln(N_{na}/N_{0a}) = n \ln 8P(n) \quad (19).$$

Dividindo as expressões, obtém-se

$$N_{na}/N_{0a} = (V_n/V_0)^{-\ln 8P(n)/\ln 8} \quad (20)$$

o que permite encontrar o valor da dimensão fractal característica da distribuição

$$D = 3(\ln 8P(n)/\ln 8) = (\ln 8P(n)/\ln 2) \quad (21)$$

conforme é demonstrado por TURCOTTE (1986). Prova-se assim que  $D$  é independente da relação de volumes escolhida na modelação RG, constituindo portanto uma medida de escala apropriada da probabilidade crítica de fracturação.

A modelação proposta não é, no entanto, estatística, mas sim determinista, pois da mesma forma que se

fazem iterações que resultam em subdivisões de 8 células, se poderiam considerar subdivisões de 27 células, fazendo com que a dimensão fractal tome valores diferentes.

Com base na expressão polinomial (13), ALLÉGRE *et al.* (1982) consideraram, por hipótese, cada *cubo elementar de ordem n* frágil, se afectado por microfracturas, ou incólume, se tal não acontecer. Na modelação **RG**, o critério de fragilidade usado por estes autores é dado pela inexistência de *colunas de elementos ilesos* a ligar duas faces do cubo elementar de ordem inferior (Fig. 2A). A *probabilidade de um domínio de ordem n ser frágil* é então definida em função de  $P(n+1)$ , de acordo com a expressão geral

$$P_n = P(n+1)^4 [3P(n+1)^4 - 8P(n+1)^3 + 4P(n+1)^2 + 2] \quad (22)$$

Deste modo, se  $P(n+1) < P_c$ ,  $P_n$  aproxima-se do ponto  $P=0$  e, à medida que  $n$  decresce, a massa rochosa permanece incólume. Pelo contrário, se  $P(n+1) > P_c$ ,  $P_n$  aproxima-se de 1 e, para  $n$  sucessivamente menor, o corpo em causa fragmenta-se; este será pois o *valor crítico da probabilidade de fracturação* a partir do qual a cedência, auto-semelhante, é catastrófica (Fig. 2B). Para este modelo, a probabilidade crítica de fracturação cifra-se em 0,896 e a dimensão fractal da distribuição vem igual a 2,84.

Modelo alternativo, embora com pressupostos semelhantes, foi elaborado por TURCOTTE (1986). Nesta modelação **RG**, cada domínio elementar tem novamente a probabilidade  $P(n+1)$  de ser frágil. Todavia, o comportamento frágil é determinado em termos de planos de fraqueza (superfície de anisotropia no seio do cubo elementar considerado, definida pelos lados dos domínios frágeis de ordem superior) e não com base na ausência de colunas rígidas (Fig. 3A). Nesta situação, o valor de  $P_n$  é obtido pela expressão (Fig. 3B)

$$P_n = 3P(n+1)^8 - 32P(n+1)^7 + 88P(n+1)^6 - 96P(n+1)^5 + 38P(n+1)^4 \quad (23)$$

e a dimensão fractal da distribuição vem igual a 1,97, já que a probabilidade crítica toma o valor 0,490. TURCOTTE (1986) conclui então que o seu modelo será aplicável a materiais mais frágeis, e estes quando fragmentados tenderão a apresentar dimensões fractais inferiores, sugerindo ainda que  $D$  não será independente dos parâmetros mecânicos das rochas, sendo ainda sensível ao modelo utilizado na concepção frágil dos domínios elementares.

Contudo, estudos diversos têm colocado em evidência que a maioria das distribuições de fragmentos resultantes de mecanismos naturais e artificiais de fracturação exibem uma dimensão fractal compreendida entre 2,50 e 2,60 (veja-se, *e.g.*, a discussão apresentada por TURCOTTE (1992); a distribuição de fragmentos em uma brecha de falha, por exemplo, apresenta uma dimensão relativamente constante e aproximadamente igual a 2,60 (BIEGEL *et al.*, 1989). Daí a

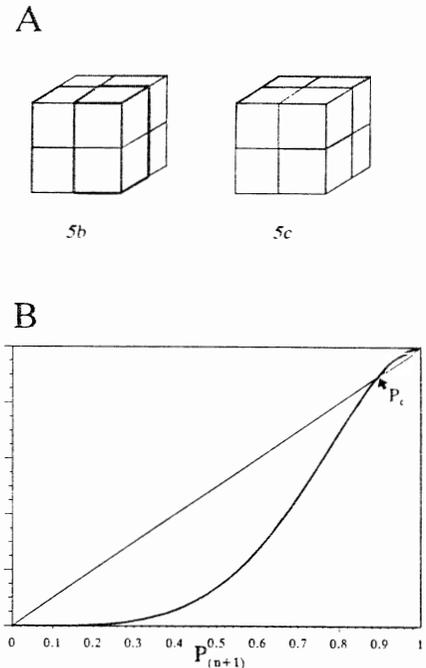


Fig. 2 - A: Ilustração das configurações elementares 5b e 5c com multiplicidade igual a 24 e 8, respectivamente. Os elementos frágeis encontram-se a sombreado: a célula 5b é coesa devido à condição imposta por ALLÉGRE *et al.*, (1982), onde os traços negros acentuam o pilar de elementos coesos que contactam directamente. B: expressão gráfica do polinómio de probabilidade de fracturação consagrado pelo modelo de ALLÉGRE *et al.*, (1982).

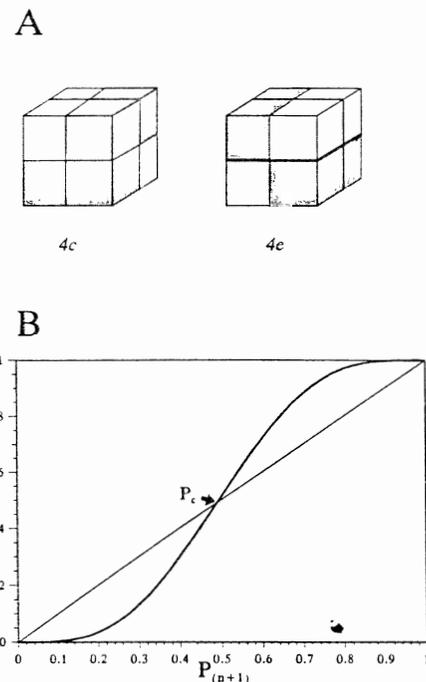


Fig. 3 - A: Ilustração das configurações elementares 4c e 4e com multiplicidade igual a 24 e 6, respectivamente. Devido à condição de fragilidade imposta na modelação, a célula 4e é frágil pois o plano de fraqueza colocado em evidência pelo traço negro penetra na célula (TURCOTTE, 1986). B: Expressão gráfica do polinómio de probabilidade de fracturação consagrado pelo modelo de TURCOTTE (1986).

tentativa de se definir um modelo alternativo de fragmentação a partir de uma *célula original de ordem 0*. No modelo proposto por STEACY & SAMMIS (1991), em cada iteração, duas células diagonalmente opostas não são fragmentadas, processo que impede o contacto directo entre quaisquer dois blocos da mesma dimensão. O modelo baseia-se no princípio de que havendo dois blocos de igual dimensão na vizinhança um do outro, um deles acaba por fragmentar, sendo igualmente pouco provável que grandes blocos fragmentem pequenos blocos e vice-versa - o modelo é dito de **cominuição**. A aplicação deste modelo permite obter uma relação muito próxima da que é descrita pela equação (1), em que  $D$  toma o valor 2,585. Vejamos, no entanto, uma variante ao modelo de TURCOTTE (1986).

A diferença principal da variante proposta ao modelo de Turcotte reside no conceito de fragilidade, ou seja, *uma célula será frágil quando os seus elementos frágeis definirem um plano de fraqueza segundo uma determinada direcção*. Existirão, deste modo, por cada célula elementar 3 planos ortogonais que podem materializar o plano de fraqueza, dada a simetria cúbica da mesma. As células frágeis assim definidas correspondem às previstas pelo modelo de Turcotte, mas a sua multiplicidade é diferente. Tomemos como exemplo as seguintes células (Fig. 4A): 4d tem multiplicidade 24, embora cada situação materialize apenas 1 dos 3 planos possíveis, donde somente se deve considerar 1/3 da sua multiplicidade; 5b tem multiplicidade 24, mas cada situação materializa simultaneamente 2 planos, pelo que se deve tomar 2/3 da multiplicidade; para as células 4f, 5c, 6b, 6c, 7 e 8 deve ser tomada a multiplicidade total, pois estas materializam os três planos possíveis (estas células frágeis correspondem, por sua vez, às previstas pelo modelo de ALLÉGRE *et al.*). A expressão polinomial toma então a forma (Fig. 4B)

$$P_n = P_{(n+1)}^8 - 8P_{(n+1)}^7 + 24P_{(n+1)}^6 - 32P_{(n+1)}^5 + 16P_{(n+1)}^4 \quad (24)$$

A probabilidade crítica ( $P_c$ ) vem igual a 0,718, pelo que a dimensão fractal toma o valor 2,52, aproximando-se razoavelmente das determinações empíricas.

A aplicabilidade dos modelos RG acima descritos a processos naturais de fracturação foi tida em consideração, mostrando que a variante ao modelo de TURCOTTE é geologicamente realista. Antes, porém, de discutir os resultados obtidos, refira-se quais as principais características geométricas do padrão de fracturas analisado, bem como o seu contexto geológico.

#### A ZONA DE FALHA DA VILARIÇA (ZVF)

O desligamento NNE-SSW de Manteigas - Vilariça - Bragança, com cerca de 250 km de comprimento, constitui uma das principais estruturas sinistróginas da rede de fracturas tardi-hercínica no sector NW da Zona Centro-Ibérica (e.g. ARTHAUD & MATTE, 1975, 1987; RIBEIRO, 1981). Estudos recentes efectuados em seg-

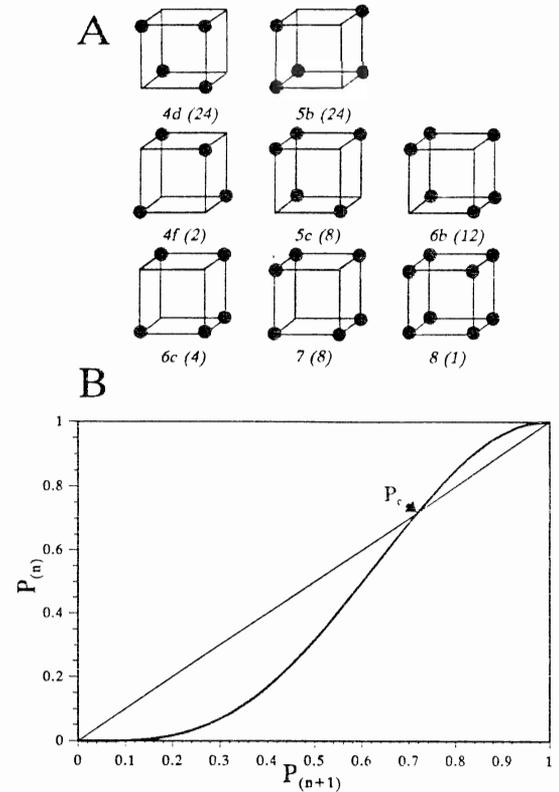


Fig. 4 - A: Ilustração das configurações topológicas 4d, 5b, 4f, 5c, 6b, 6c, 7 e 8. Os elementos frágeis encontram-se referenciados por pontos nos vértices das células. Entre parêntesis encontram-se as multiplicidades de cada célula (adaptado de TURCOTTE, 1986). B: Expressão gráfica do polinómio de probabilidade de fracturação decorrente da modelação RG variante à de Turcotte.

mentos seleccionados do seu troço transmontano (MATEUS, 1989; Fig. 5) revelaram que a zona de falha compreende diferentes rochas de falha (protomilonitos, cataclastos, brechas de natureza diversa e "fault gouges") e preenchimentos siliciosos. Estes últimos apresentam, regra geral, desenvolvimento polifásico atribuível à circulação intensa de fluidos hidrotermais (particularmente favorável em ressaltos distensivos) após os sucessivos incrementos de cedência responsáveis pela coalescência de segmentos de falha "en échelon", desde a nucleação do acidente tectónico até ao declínio da actividade hidrotermal associada à sua propagação; a fracturação profusa que os afecta é assim correlacionável com os ciclos sísmicos mais tardios.

A caracterização mineralógica e micro-estrutural detalhada das rochas de falha (MATEUS, 1989; MATEUS *et al.*, 1991), aliada às evidências de campo (RIBEIRO, 1974; RIBEIRO *et al.*, 1983/85), permitem concluir que a falha da Vilariça nucleou no batólito sin-cinemático de Moncorvo-Vila Real no decurso da 3ª fase de deformação regional varisca (intra Westfaliano), propagando-se em ambas as direcções durante o Estefaniano - Pérmico inferior embora, provavelmente, segundo ta-

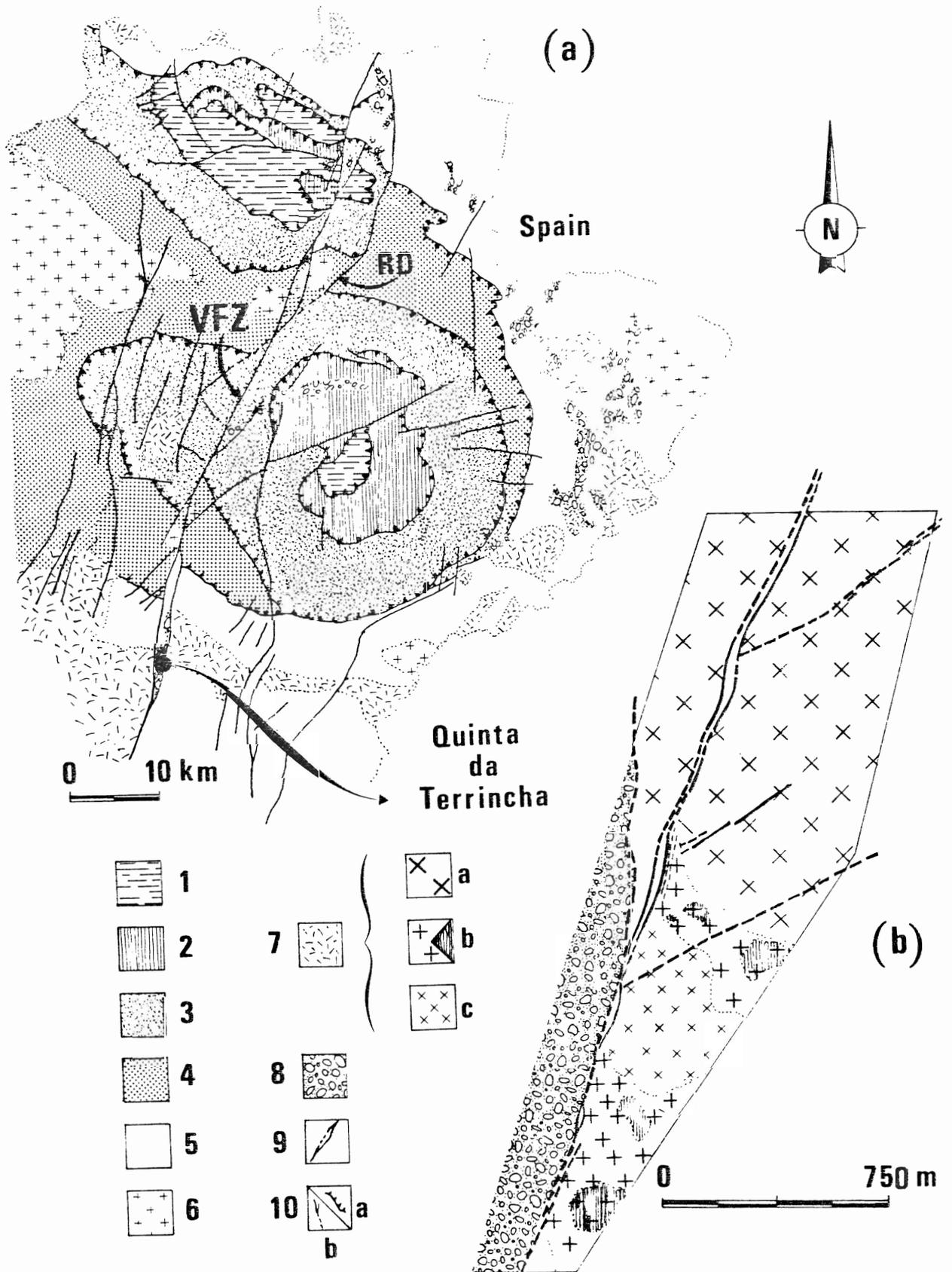


Fig. 5 - Enquadramento geológico do troço transmontano da falha da Vilariza e posição do sector da Quinta da Terrincha (adaptado e simplificado de RIBEIRO, 1974; MATEUS, 1989). 1 - Unidade Alóctone Superior; 2 - Complexo Ofiolítico; 3 - Unidade Alóctone Inferior; 4 - Para-autóctone; 5 - Autóctone; 6 - Granitos tardi-hercínicos; 7 - Granitos sin-cinemáticos: a - fácies granítica  $\Phi_1$ , b - fácies granítica  $\Phi_2$  (áreas com *fabric* planar bem desenvolvido); c - fácies granítica  $\Phi_2$ ; 8 - Depósitos de cobertura cenozóicos; 9 - Falha com preenchimento quartzoso; 10 - a - plano de carreamento principal, b - plano de falha principal.

xas de deslizamento diferentes. Tal conclusão é ainda compatível com a assimetria do perfil de deslizamento ao longo do traço subvertical da falha da Vilariça em torno do sector de nucleação (área de Torre de Moncorvo), onde o deslocamento horizontal atinge o valor máximo de 8 km.

A variação da *dimensão fractal regional* característica dos principais segmentos do troço transmontano da falha da Vilariça, bem como o aumento da *dimensão fractal local* em sectores progressivamente mais próximos da extremidade da zona de falha, são também consistentes com a evolução tectónica materializada pelo perfil de deslocamento (RIBEIRO *et al.*, 1990): o deslocamento horizontal é tanto maior quanto maior for o alisamento do plano de falha devido às sucessivas reactivações no decurso da propagação da falha, facto que se traduz por um decréscimo da dimensão fractal no sentido dos segmentos de falha mais precoces. A caracterização geométrica detalhada e consequente análise fractal do troço transmontano da falha da Vilariça, permitiu ainda colocar em evidência um segundo domínio de nucleação perto de Bragança, este último relacionado com o desenvolvimento do duplex de desligamento de Rebordainhos, e que de certo modo se encontra materializado pelo contraste no estilo de deformação exibido pelas gerações precoces de quartzo que sublinham os troços de falha nos sectores de Quintela de Lampaças e de França (MATEUS, 1989; MATEUS *et al.*, em preparação).

#### O SECTOR DA QUINTA DA TERRINCHA (N DE TORRE DE MONCORVO)

O sector da Quinta da Terrincha encerra o registo geológico mais completo e importante da acção do ciclo de deformação precoce responsável pela nucleação da ZFV. Nesta área, a zona de falha principal (activa) coloca em contacto os sedimentos de idade mio-pliocénica e quaternária com os metasedimentos câmbrios intruídos pelos granitos sin-orogénicos ( $304 \pm 10$  Ma) do batólito de Moncorvo-Vila Real (RIBEIRO, 1974; MATEUS, 1989; MATEUS *et al.*, 1991). A zona de falha encontra-se sublinhada por preenchimentos quartzosos os quais cimentam vários corpos lenticulares de protomilonitos graníticos com dimensão variável. Cataclitos de natureza granítica e quartzosa são também abundantes e, na sua dependência directa, desenvolvem-se estruturas brechóides com matriz siliciosa rica em sericite  $\pm$  clorite ou hematite  $\pm$  goethite.

Independentemente da rede de diaclases, as rochas graníticas são afectadas por alguns sistemas de fracturas, cujo desenvolvimento atinge notoriedade especial na zona de influência directa da ZFV. A transição entre os domínios profusamente fracturados e os que exibem deformação frágil incipiente ocorre, em média, a 1-2 m da zona de falha principal. Convém desde já salientar que o termo *fractura* é utilizado nesta nota num sentido lato, abrangendo falhas de desligamento à escala me-

soscópica com esmagamento associado, anisotropias subverticais dilatacionais e anisotropias com deslocamento horizontal milimétrico.

Em conjunto, estas discontinuidades estruturais apresentam direcção variável entre N20°W a N25°E e o seu comprimento oscila entre alguns centímetros e 1 - 2 m. O espaçamento varia entre escassos milímetros a alguns centímetros. As falhas à escala mesoscópica exibem, regra geral, caixas de esmagamento centimétricas (< 2 cm) e a magnitude dos deslocamentos que se lhes associam são normalmente milimétricos e raramente excedem 2-3 cm. As fracturas sem movimentação horizontal mensurável encontram-se usualmente preenchidas por quartzo e/ou filossilicatos, e as estruturas principais deste tipo apresentam sempre em seu torno faixas de granito hidrotermalmente alterado. As observações de campo mostram ainda que, independentemente da fácies granítica, as fracturas típicas da família principal N5°-25°E exibem certas características geométricas importantes, a saber:

(1) - coexistência espacial de sistemas subparalelos de fracturas com e sem movimentação horizontal mensurável;

(2) - presença de múltiplos segmentos subparalelos com disposição "en échelon" e comprimento variável (tipicamente  $L > 2$  cm). O espaçamento entre fracturas adjacentes da mesma família é usualmente inferior a 3-5 cm;

(3) - fracturas com comprimento maior que 20 cm mostram frequentemente traçado sinuoso, que na maior parte das situações é atribuível à coalescência de anisotropias menores dispostas "en échelon" (a este respeito note-se que as observações de campo a várias escalas permitem documentar com segurança todos os graus intermédios de coalescimento entre estruturas adjacentes);

(4) - presença de microfissuras em grande quantidade, subparalelas e na vizinhança imediata de fracturas de maior envergadura; exibem, normalmente, espessuras ínfimas ( $\leq 1$  mm) e, na maior parte dos casos, o seu comprimento cifra-se em escassos centímetros;

(5) - os deslizamentos horizontais observados são muito variáveis, embora geralmente inferiores a 1 cm; o sentido de movimento é invariavelmente esquerdo;

(6) - as fracturas maiores não apresentam, regra geral, terminações bruscas; a sua espessura decresce gradualmente e existem numerosos casos onde a terminação das fracturas é sublinhada por número elevado de microfendas dispostas segundo padrões "en échelon" complexos;

(7) - nas áreas adjacentes à ZFV a ramificação das fracturas ("crack branching"), fenómeno associado à propagação dinâmica das mesmas (*e.g.* ATKINSON, 1984; POLLARD *et al.*, 1982; SEGALL, 1984), é comum.

Pretendendo uma caracterização mais detalhada destas observações seleccionaram-se duas áreas que, não abarcando a totalidade dos aspectos focados, representam satisfatoriamente o sistema de fracturas predominante em zonas proximais da ZFV (caso A) e em áreas distanciadas da falha da Vilariça (caso B) (Fig. 6).

As características geométricas principais da rede de fracturas presente nos dois casos estudados encontram-se sumarizadas na figura 7. Na área A, as fracturas apresentam uma direcção média  $N20^\circ \pm 6^\circ E$  com pendores fortes ( $> 75^\circ$ ) para W, enquanto que na área B a direcção exibida pelas fracturas subverticais varia entre  $N17^\circ E$  e  $N22^\circ E$ . Em ambos os casos, constata-se a presença de fracturas subparalelas com e sem movimentação horizontal esquerda associada. O deslocamento centimétrico (2 - 5 cm), característico das estruturas com comprimento superior a 50 cm, conduz à deformação dos preenchimentos minerais que as selam. A presença de associações mineralógicas idênticas não deformadas ao longo de fracturas subparalelas às anteriores, embora sem movimentação horizontal associada, sugere que a deformação cisalhante exibida pelas estruturas maiores deverá ter ocorrido após um estágio inicial de crescimento dilatacional. O espaçamento entre fracturas adjacentes é extremamente variável e distinto nas duas áreas estudadas, facto que se reflecte nos valores médios obtidos para este parâmetro geométrico ( $4 \pm 2$  cm e 1 m para as áreas A e B, respectivamente), excluindo as anisotropias de pequena dimensão (com espaçamentos tipicamente inferiores a 1 cm) e considerando observações de campo complementares. A abertura das estruturas em estudo é, no caso A, relativamente uniforme e da ordem dos milímetros ( $3 \pm 1$  mm), contrastando com a maior amplitude obtida para a área B onde este parâmetro pode atingir 5 cm. O comprimento exibido pelas fracturas encontra-se definido nos intervalos 5 cm - 1 m e 20 cm - 1,5 m para as duas áreas consideradas, respectivamente. A característica mais importante da distribuição dos valores de comprimento resulta, no entanto, da análise da sua frequência relativa, constatando-se que a curva de melhor ajuste ao conjunto de valores obtido é do tipo  $L^{-n}$ , onde  $L$  define o comprimento médio e  $n$  é uma constante que toma os valores 1,298 e 0,936 para os casos A e B, respectivamente (com coeficientes de correlação iguais a 0,987 e 0,976, seguindo a mesma ordem). Esta distribuição de potência sugere então que as fracturas de pequena dimensão não se encontram adequadamente representadas nos mapas apresentados na figura 6. Mais ainda, reflecte uma distribuição contínua dos comprimentos das fracturas desde a meso/macro-escala até à micro-escala, o que aliás é compatível com os resultados experimentais sobre crescimento de fracturas (e.g. LAWN & WILSHAW, 1975; PATERSON, 1978; KRANZ, 1983; SWANSON, 1984; VAUGHAN *et al.*, 1986), e com os resultados obtidos em estudos de deformação de rochas graníticas (e.g. SEGALL & POLLARD, 1980, 1983; GRANIER, 1986; MARTEL *et al.*, 1988). Deste

modo, a relação directa entre o desenvolvimento de fracturas à escala macroscópica e a acumulação de roturas a escalas progressivamente mais pequenas, constitui uma aproximação razoável, ainda que meramente geométrica, na modelação da acção dos mecanismos que presidem à nucleação e crescimento das zonas de falha (MATEUS & RIBEIRO, 1991). Efectivamente, estudos recentes sobre este assunto (e.g. POLLARD *et al.*, 1982; ETCHECOPAR *et al.*, 1986; INGRAFFEA, 1987) sugerem que a pré-existência de descontinuidades planares (como, por exemplo, fracturas sem movimentação associada) constitui requisito indispensável para o desenvolvimento de sistemas de fendas "en échelon" que, posteriormente irão condicionar a propagação de zonas de falha de desligamento.

#### APLICAÇÃO DA MODELAÇÃO RG À REDE DE FRACTURAS ADJACENTE À FALHA DA VILARIÇA

Face às características geométricas da rede de fracturas adjacente à falha da Vilariça no sector da Quinta da Terrincha, bem como aos conceitos implícitos na utilização dos modelos RG no estudo da fracturação, é possível utilizar a distribuição dos valores de comprimento da anisotropias estruturais cartografadas como medida da auto-semelhança daquele padrão de deformação frágil. Neste contexto, convém notar que a lei exponencial obtida ( $L^{-n}$ ) é equivalente à distribuição fractal

$$N \approx r^{-D} \quad (25)$$

de  $N$  objectos com dimensão linear  $r$  (MANDELBROT, 1982). Deste modo,  $n = D$  e, conforme a equação (21), obtêm-se os valores 0,707 e 0,569 para a probabilidade de fracturação de ordem  $n$  ( $P'_n$ ) relativa às áreas A e B, respectivamente. Fazendo  $P'_n$  equivalente a  $P_{(n+1)}$ , é possível calcular  $P_n$  e, assim, determinar o comportamento (penetratividade da fracturação) da massa rochosa para ordens sucessivamente menores.

A estimativa de  $P_n$  com base na expressão polinomial deduzida por ALLÈGRE *et al.* permite afirmar que, à luz deste modelo, os mecanismos de fracturação serão inibidos para valores de  $n$  progressivamente inferiores (Fig. 8A); para os dois casos considerados, o facto de  $P'_n < P_c$  e  $P_n < P_{(n+1)}$ , sugere inexistência de relação directa entre as (micro)fracturas em análise e os troços de falha "en échelon", conclusão difícil de aceitar face aos dados de campo disponíveis. Pelo contrário, no modelo proposto por Turcotte,  $P'_n > P_c$ ; o cálculo de  $P_n$  em função de  $P_{(n+1)}$  mostra então que a probabilidade de fragilidade para as duas áreas se aproxima rapidamente de 1 para valores de  $n$  decrescentes (Fig. 8B). Por último, o cálculo decorrente da expressão polinomial que transcreve a modelação RG variante ao modelo de Turcotte, mostra que  $P'_{n,B} < P_c$  pelo que  $P_n \rightarrow 0$ , enquanto que  $P_{n,A} \approx P_c$  (Fig. 8C).

FALHA DA VILARIÇA: DISTRIBUIÇÃO FRACTAL DA FRAGMENTAÇÃO

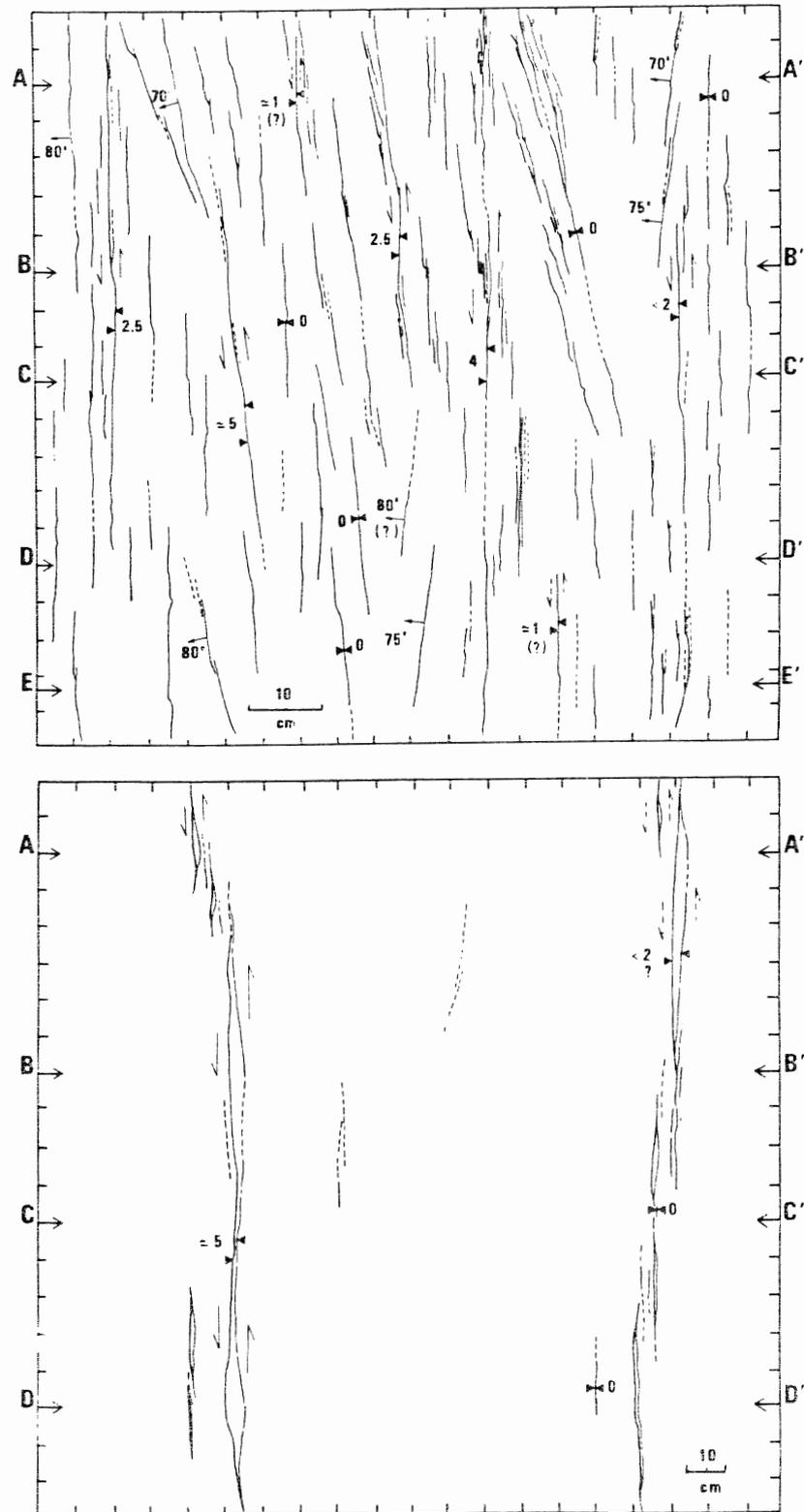


Fig. 6 - Representação esquemática dos sectores A e B. 1 - fractura com deslizamento esquerdo associado (deslocamento em cm); 2 - fractura com inclinação  $\gamma^0$  (as que não se encontram assinaladas são verticais); 3 - prolongamento provável. As direcções AA', BB', CC', DD' e EE' representam as direcções segundo as quais os padrões geométricos foram medidos sistematicamente.

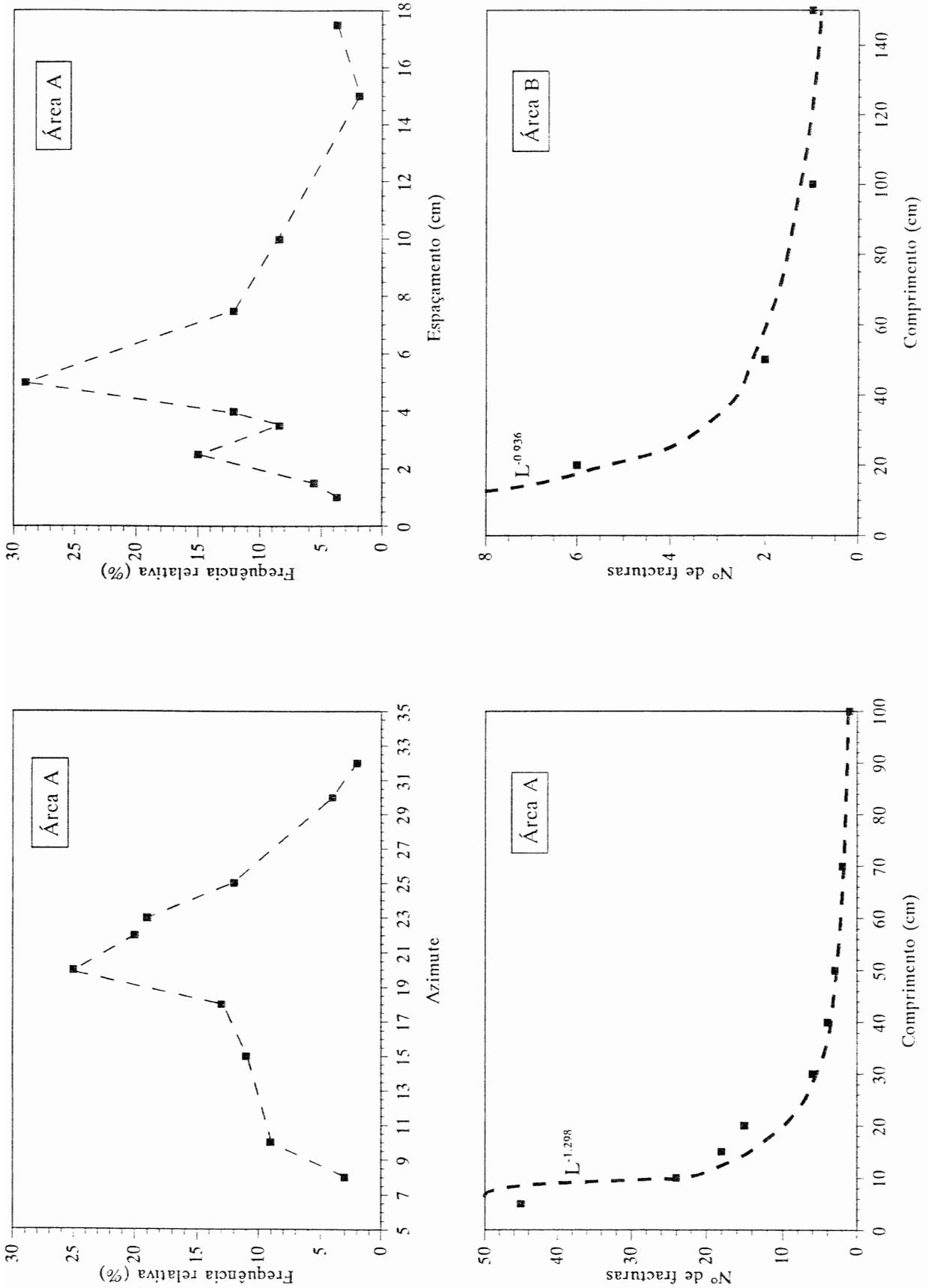


Fig. 7 - Distribuição dos valores de direcção, espaçamento e comprimento das fracturas presentes nas áreas A e B.

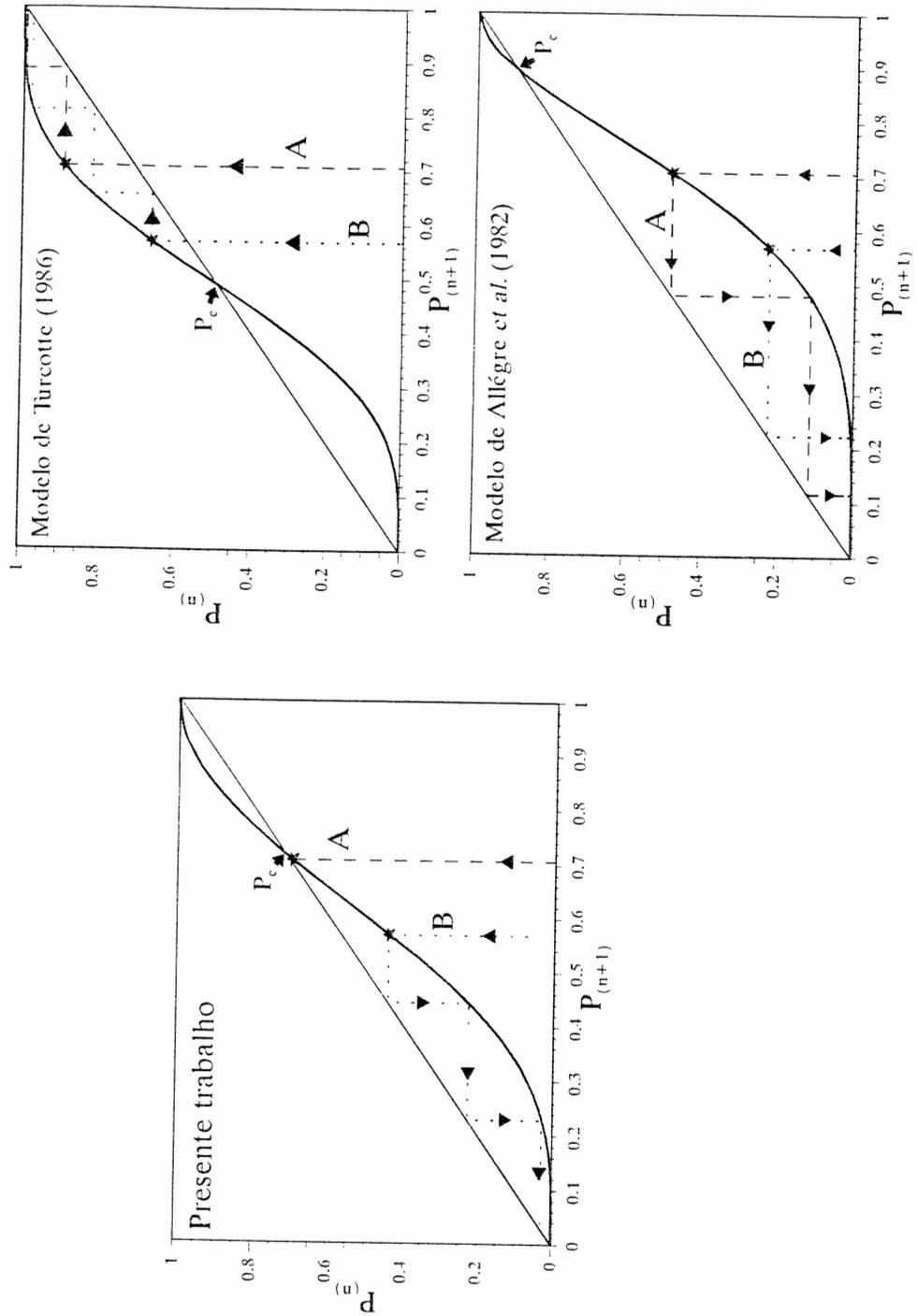


Fig. 8 - Projecção dos valores  $P^{(n+1)}$  obtidos para as áreas A e B, recorrendo às expressões que transcrevem as modelações **RG** de ALLÉGRE et al. (1982), TURCOTTE (1986) e a variante ao último modelo proposto neste trabalho. As linhas a tracejado e ponteadas representam o percurso da probabilidade de fracturação após sucessivas iterações para as áreas A e B, respectivamente.

Para testar se a dimensão fractal varia de forma significativa com a utilização de outros métodos, esta foi calculada para a área A a partir da relação densidade de fractura  $N(R)$ /ocupação de células de dimensão linear  $XY(R)$  - método proposto por LA POINTE (1988) - uma vez que a interconectividade geométrica entre fracturas não é grande. Os resultados obtidos encontram-se sintetizados nos gráficos presentes na figura 9.

Neste processo testaram-se duas aproximações (I e II) que apresentaram duas dimensões fractais diferentes,  $D_I = 2,44$  e  $D_{II} = 2,54$ . Estes valores tornam-se críticos em relação ao cálculo de  $P'_n$  pois, de acordo com a equação (24),  $P'_{n,I} = 0,678 < P_c$  e  $P'_{n,II} = 0,727 > P_c$ . A abordagem II é a proposta por LA POINTE (1988), em que  $N(R)$  representa o número de células de dimensão linear  $XY(R)$  e dimensão  $z(f_{max}R)$ , sendo  $f$  a frequência absoluta de fracturas em cada célula, que estão preenchidas e que pode ser dado por

$$N(R) = \sum_i \begin{cases} (int[f_i/(f_{max}R)] + 1) & \text{quando } f_i/(f_{max}R) \notin N_0 \\ f_i/(f_{max}R) & \text{quando } f_i/(f_{max}R) \in N_0 \end{cases} \quad (26)$$

onde  $int(x)$  representa a parte inteira do número  $x$ . A abordagem I toma simplesmente

$$N(R) = \sum_i (f_i/(f_{max}R)) \quad (27)$$

A observação dos gráficos presentes na figura 9 permite constatar que a recta de regressão obtida com o constrangimento de conter o ponto de coordenadas (0,0) (porque a distribuição assim o obriga), apresenta um coeficiente de correlação maior para I do que para II, sugerindo que o valor de  $D_I$  descreve melhor a realidade. Obtém-se assim para a área A, uma probabilidade crítica de fracturação próxima do valor  $P_c$  deduzido a partir da modelação  $RG$  variante à de Turcotte, mesmo considerando diferentes métodos de estimação da dimensão fractal.

Face ao posicionamento das duas áreas relativamente à zona de falha da Vilariça, não será de estranhar o facto de ser a área A aquela onde a densidade de fracturação é maior, mas também aquela onde a propagação e coalescência da fracturação a grande escala se tenha desenvolvido mais. A probabilidade crítica de fracturação calculada a partir da modelação  $RG$  variante à de Turcotte, cifrando-se em 0,718, deverá então representar um valor próximo da probabilidade crítica real a partir da qual se verifica a fracturação a todas as escalas segundo uma direcção de fraqueza (e assim relacionada com as grandes roturas de falha). Poderá ser esta a razão pela qual os valores  $D$  empiricamente determinados para as brechas de falha sejam tão próximos do valor da dimensão fractal dependente da solução do polinómio transcrito pela equação (24). Em termos meramente especulativos, este resultado pode

significar que as roturas de falha se manifestam como os fenómenos críticos auto-organizados, assim definidos por BAK *et al.*, (1988) e BAK & TANG (1989): um sistema  $Z(i,j)$  evolui no tempo por acumulação sucessiva de tensão, podendo levar a pequenas libertações de energia acumulada em qualquer ponto do sistema; a libertação de energia em um ponto  $Z(i,j)$  pode levar à acumulação de tensão nos pontos imediatamente adjacentes  $Z(i \pm 1,j)$  e  $Z(i,j \pm 1)$  e, quando o estado geral é tal que  $Z(i,j) > Z_c$ , ocorre um evento catastrófico de libertação de energia a todas as escalas. No caso da (nucleação) propagação das zonas de falha, o sistema

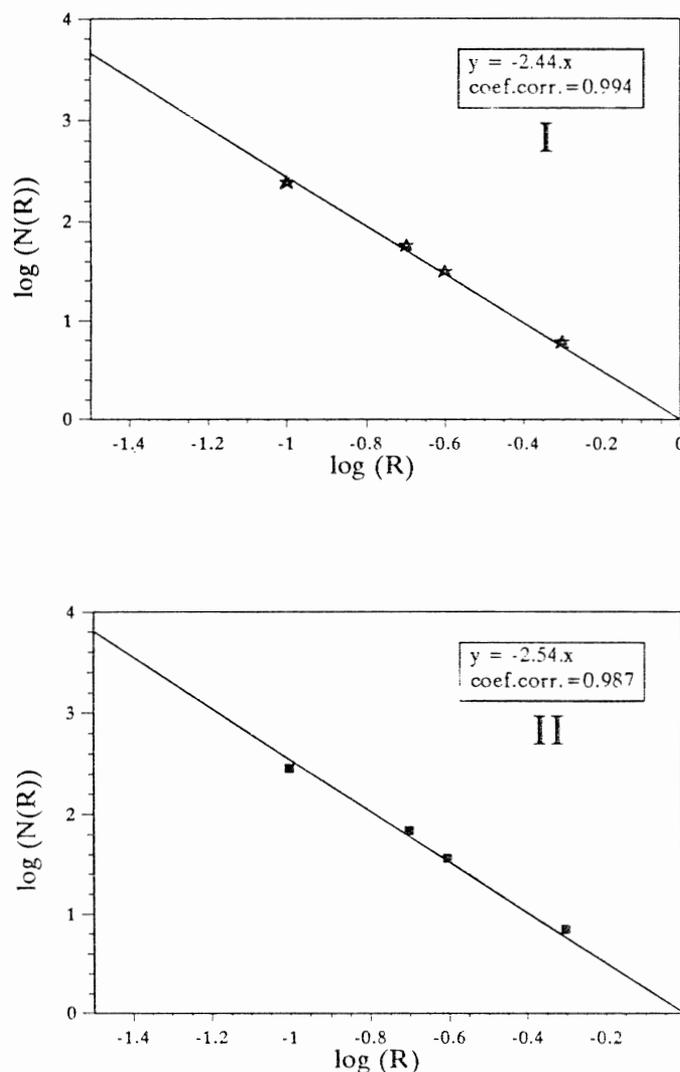


Fig. 9 - Diagramas de Richardson-Mandelbrot; adaptação do método de LA POINTE (1988). Relação entre o número de células preenchidas (fracturadas) -  $N(R)$  - e a dimensão linear destas -  $R$ . O caso I toma em consideração o número real (inteiro ou fraccionário) de células fracturadas para a estimativa do volume proporcional de preenchimento, enquanto que o caso II tem como base de cálculo um número inteiro de células (obtido após arredondamento por excesso nos casos em que apenas uma fracção de volume fracturado se encontra ocupado). Ambos os casos documentam a área fracturada A.

atinge o estado crítico quando a probabilidade de fracturação  $P_n$  se aproxima e eventualmente exceda  $P_c$ .

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os conceitos da Teoria de Renormalização de Grupos podem ser utilizados na caracterização dos produtos resultantes da acção de mecanismos independentes da escala de observação, em particular os que se prendem com o desenvolvimento da fracturação. Com efeito, a determinação da *probabilidade crítica de cedência frágil* ( $P_c$ ) para uma certa massa rochosa com base na modelação *RG* pode ser efectuada com certa segurança, na medida em que  $P_c$  depende directamente da geometria exibida pelo padrão de fracturas, contrariamente ao que acontece com os parâmetros que determinam a densidade de fracturação. Por outro lado, é possível provar que a dimensão fractal da distribuição das fracturas (descrevendo quantitativamente a distribuição estatística auto-semelhante geratriz do padrão geométrico), é independente da relação de volumes escolhida na modelação *RG*, constituindo uma medida de escala apropriada da probabilidade crítica de fracturação. Todavia, a obtenção de diferentes valores  $D$  para diferentes concepções de fragilidade dos domínios elementares, sugere que a dimensão fractal não será independente dos parâmetros mecânicos das rochas e dos próprios mecanismos que presidem à cedência frágil do material; note-se, porém, que o valor tomado por  $D$  não é condicionado pela forma das partículas (ZHAO *et al.*, 1991), como aliás seria de esperar com base no próprio conceito de fractal.

A caracterização geométrica da fracturação adjacente à falha da Vilariça no sector da Quinta da Terrincha (NE de Portugal) à luz dos modelos *RG* apresentados por ALLÈGRE *et al.*, (1982), TURCOTTE (1986) e de uma variante ao modelo deste último autor, permite afirmar que a distribuição da frequência ( $N$ ) dos valores de comprimento ( $L$ ) constitui uma clara evidência para a invariância de escala da fracturação exibida pelas rochas graníticas. Os resultados decorrentes da utilização do modelo proposto por Turcotte, mostram que  $P'_n > P_c$ , pelo que a probabilidade de fragilidade para as duas áreas se aproxima rapidamente de 1 para valores de  $n$  decrescentes, ou seja, o padrão de fracturação é auto-semelhante e para níveis  $n$  progressivamente inferiores, a cedência frágil é catastrófica; existirá assim uma relação geométrica directa entre as (micro) fracturas em análise e os troços de falha “en échelon”. Mais, a probabilidade crítica de fracturação calculada a partir da modelação *RG* variante à de Turcotte, cifrando-se em 0,718, deverá representar um valor próximo da probabilidade crítica real a partir da qual se verifica a fracturação a todas as escalas segundo uma direcção de fraqueza. A aquisição de mais dados de campo permitirá certamente a caracterização de outros parâmetros geométricos, como a sobreposição e espaçamento de fracturas dispostas “en échelon”; distribuições auto-semelhantes destas variáveis têm sido

recentemente colocadas em evidência pelo estudo detalhado de algumas zonas de falha de desligamento com disposição “en échelon” característica (AYDIN & SCHULTZ, 1990).

As modelações efectuadas conferem ao desenvolvimento de microfracturas, elas próprias induzidas por heterogeneidades à escala microscópica, papel determinante no condicionamento da fragmentação tardia a diferentes escalas. No caso presente, tal conclusão é compatível quer com observações de índole petrográfica, quer com as observações realizadas à escala macro e mesoscópica (MATEUS, 1989; MATEUS *et al.*, 1991). Vejamos então, ainda que de modo sucinto, quais as principais implicações que a auto-semelhança da fracturação tem na consolidação de um modelo único e coerente para a evolução das zonas de falha a partir de dados e observações colhidas a diferentes escalas.

Apesar do deslizamento ao longo de planos de fraqueza pré-existentz desempenhar papel fundamental nos mecanismos de deformação relacionados com a nucleação de falhas, os processos envolvidos na propagação destas anisotropias dependem, provavelmente, da natureza e da escala assumida pelas heterogeneidades precoces presentes na massa rochosa sujeita a esforços de tensão. Com efeito, o desenvolvimento de uma fractura macroscópica contínua só é possível quando a distribuição heterogénea de microfracturas inter e transgranulares atinge um certo limite à escala microscópica, cuja propagação quasi-estática (sub-crítica) deverá ser controlada pela corrosão sob tensão (*e.g.* ATKINSON, 1984; SEGALL, 1984 - Fig. 10A,B,C). A intervenção de fluidos nos mecanismos de deformação frágil é determinante, pois a velocidade de propagação das fracturas é correlacionável com a intensidade de tensão e com a actividade química, pressão e temperatura das soluções intersticiais (vejam-se, *e.g.*, os resultados experimentais obtidos por NEMAT-NASSER & HORII, 1982; PARKS, 1984; DUNNING *et al.*, 1984; BULLAU *et al.*, 1984 e SWANSON, 1984). A este respeito, MANN *et al.*, (1990) fazem notar que as superfícies de fractura caracterizadas por baixas velocidades de propagação são as que exibem dimensão fractal elevada, uma vez que o seu crescimento subcrítico explora todas as zonas de fraqueza estrutural (*e.g.*, junções intergranulares), por muito irregulares que sejam. A acomodação subsequente da deformação cisalhante ao longo destas microfracturas pode conduzir à sua interacção e coalescência dinâmica com anisotropias vizinhas (POL-LARD & SEGALL, 1987).

O cisalhamento ao longo das estruturas precoces pode também dar lugar a vários conjuntos de fracturas maiores com disposição “en échelon” que, por sua vez, permitem a nucleação de segmentos de falha não-colineares, cuja orientação global é fortemente condicionada pela orientação do padrão inicial de anisotropias (Fig. 10D,E). Interações posteriores entre segmentos de falha “en échelon” determinam o desenvolvimento e

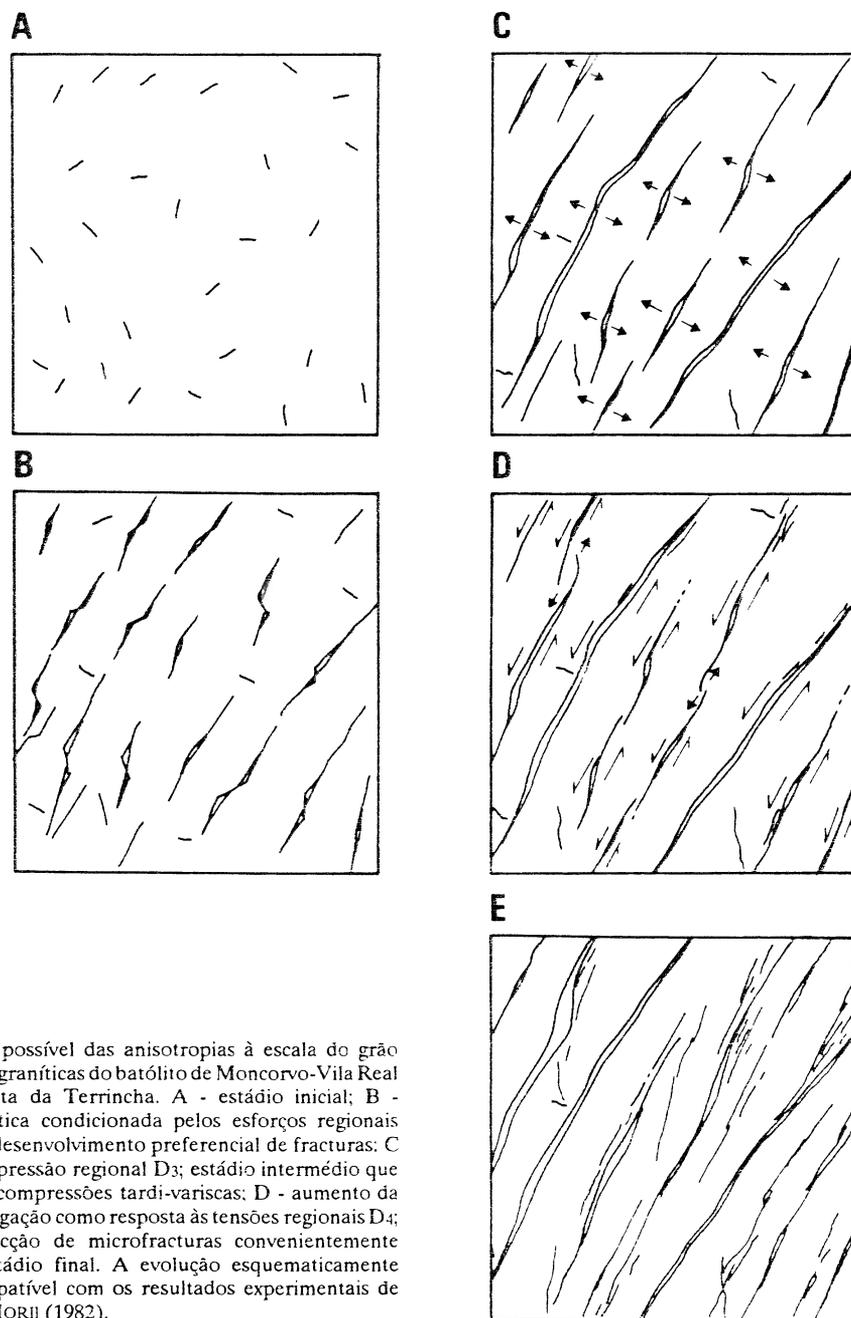


Fig. 10 - Evolução possível das anisotropias à escala do grão presentes nas fácies graníticas do batólito de Moncorvo-Vila Real no sector da Quinta da Terrincha. A - estágio inicial; B - propagação sub-crítica condicionada pelos esforços regionais intravestefalianos; desenvolvimento preferencial de fracturas; C - atenuação da compressão regional D<sub>3</sub>; estágio intermédio que irá ser objecto das compressões tardi-variscas; D - aumento da velocidade de propagação como resposta às tensões regionais D<sub>4</sub>; consequente interacção de microfracturas convenientemente orientadas; E - estágio final. A evolução esquematicamente apresentada é compatível com os resultados experimentais de NEMAT-NASSER & HORII (1982).

a propagação da zona de falha principal (e. g., LAWN & WILSHAW, 1975; SEGALL & POLLARD, 1983): os processos de cedência ao longo de acidentes tectónicos maiores, evoluem de modo gradual e invariavelmente a partir da interacção de falhas de pequeno comprimento, embora relativamente próximas, para um estágio posterior caracterizado pela interacção entre zonas de falhas de maior envergadura e mais distanciadas entre si. Nestes processos, a intervenção activa de grandes massas de fluidos é inegável (e.g., SIBSON *et al.*, 1975; SIBSON, 1990a,b; 1991), embora difícil de modelar. Recentemente, STARK & STARK (1990) tentaram aplicar os conceitos da teoria *RG* na modelação da percolação de fluidos em zonas de falha, uma vez que tal metodologia permite descrever com relativa segurança as propriedades de escala de agregados locais

estocasticamente ocupados e interconectados numa rede. Considerando uma área  $s$  de um agregado, e  $n(s)$  o número de agregados de dimensão  $s$  por ponto da rede, estes autores estabelecem a relação

$$n(s) \approx s^{-\delta} \quad (28)$$

em que  $\delta$  (aproximadamente igual a 2,055) apresenta uma relação com o "b-value" do tipo

$$b = 1 - \delta \quad (29)$$

Resta investigar de que forma se pode relacionar estes parâmetros com os deduzidos para a fragmentação natural associada à propagação das zonas de falha.

## FALHA DA VILARIÇA: DISTRIBUIÇÃO FRACTAL DA FRAGMENTAÇÃO

### AGRADECIMENTOS

Um agradecimento muito especial ao Prof. Doutor António Ribeiro pelas lições fascinantes sobre Fractais e Ciências da Terra, bem como pelas inúmeras e empolgantes discussões que conosco tem mantido sobre essa temática. Uma palavra de reconhecido apreço pelas discussões proporcionadas, incentivo e interesse com que o Prof. Doutor Fernando Barriga tem acompanhado a investigação sobre os assuntos versados nesta nota e todos os outros a que nos últimos anos nos temos dedicado. A Mateus agradece o suporte financeiro facultado pelo I.N.I.C., através de uma bolsa de doutoramento no País, o qual passou a ser assegurado pela J.N.I.C.T. após a extinção oficial daquele Organismo.

### REFERÊNCIAS

- ALLÈGRE, C.J.; Le MOUËL, J.L. & PREVOST, A. (1982) - Scaling rules in rock fracture and possible implication for earthquake prediction. *Nature*, 297: 47-49.
- ARTHAUD, F. & MATTE, Ph. (1975) - Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics* 25: 139-171.
- ARTHAUD, F. & MATTE, Ph. (1987) - Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: results of righth-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 88: 1305-1320.
- ATKINSON, B.K. (1984) - Subcritical crack growth in geological materials. *J. Geophys. Res.*, 89: 4077-4117.
- AYDIN, A. & SCHULTZ, R.A. (1990) - Effect of mechanical interaction on the development of strike-slip faults with ecelon patterns. *J. Struct. Geol.*, (12)1: 123-129.
- BAK, P. & TANG, C. (1989) - Earthquakes as a self-organized critical phenomenon. *J. Geophys. Res.*, 94: 15635-15637.
- BAK, P.; TANG, C. & WIESENFELD, K. (1988) - Self-organized criticality. *Phys. Rev. A*, 38: 364-374.
- BIEGEL, R. L.; SAMMIS, C. G. & DIETERICH, J. H. (1989) - The frictional properties of a simulated gouge having a fractal particle distribution. *J. Struct. Geol.*, 7: 827-846.
- BULAU, J.R.; TITTMANN, B.R., ABDEL-GAWAD, M. & SALVADO, C. (1984) - The role of aqueous fluids in the internal friction of rock. *J. Geophys. Res.*, 89: 4207-4212.
- DUNNING, J.D.; PETROVSKI, D.; SCHUYLER, T. & OWENS, A. (1984) - The effects of aqueous chemical environments on crack propagation in quartz. *J. Geophys. Res.*, 89: 4115- 4123.
- INGRAFFEA, A.R. (1987) - Theory of crack initiation and propagation in rocks, in: Atkinson, B.K. (eds.), *Fracture Mechanics of Rock*, Academic Press, London, 71-110.
- ETCHECOPAR, A.; GRANIER, T. & LARROQUE, J.-M. (1986) - Origine des fentes en échelon: propagation des failles. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 302 (II, 7): 479-484.
- GRANIER, T. (1985) - Origin, damping, and pattern of development of faults in granite. *Tectonics*, 4 (7): 721-737.
- KRANZ, R.L. (1983) - Microcracks in rocks: a review. *Tectonophysics*, 100: 449-480.
- La POINTE, P.R. (1988) - A method to characterize fracture density and connectivity through fractal geometry. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 25 (6): 421-429.
- LAWN, B.R. & WILSHAW, T.R. (1975) - *Fracture of brittle solids*. Cambridge Solid State Science Series, Cambridge University Press, London, 204 pp.
- MADDEN, T.R. (1983) - Microcrack connectivity in rocks: a renormalization group approach to the critical phenomena of conduction and failure in crystalline rocks. *J. Geophys. Res.*, 88: 585-592.
- MAIN, I.G.; MEREDITH, P.G.; SAMMONDS, P.R. & JONES, C. (1990) - The influence of fractal flaw distributions on rock deformation in the brittle field, in Knipe, R. J. & Rutter, E. H. (eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 54: 71-79.
- MANDELBROT, B.B. (1982) - *The fractal geometry of nature*. W. H. Freeman & Company Ed., New York, 468 pp.
- MARTEL, S.J.; POLLARD, D.D. & SEGAL, P. (1988) - Development of simple strike-slip fault zones, Mount Abbot quadrangle, Sierra Nevada, California. *Geo. Soc. Am. Bull.*, 100: 1451-1465.
- MATEUS, A. (1989) - Petrografia e Microdeformação das Rochas de Falha e Litótipos Encaixantes do Troço Transmontano do Acidente Manteigas-Vilariça-Bragança. *Dissertação apresentada no âmbito das Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica. Dep. Geol. Fac. Ciências, Univ. Lisboa* (inédito).

- MATEUS, A.; BARRIGA, F.J.A.S. & RIBEIRO, A. (1991) - Cyclic deformation and flow instabilities in the nucleation of the Vilarica strike-slip fault, NE Portugal. *Mechanical Instabilities in Rocks and Tectonic*, Terra Abstracts Supplement 5 to *Terra Nova*, 3: 25.
- MATEUS, A. & RIBEIRO, A. (1991) - Scaling analysis of fracture patterns adjoining the Vilarica strike-slip fault zone, NE Portugal: a Geometric approach to fault nucleation and growth modelling. Toronto 1991 - *G.A.C./M.A.C./S.E.G. Meeting*, 16: A81.
- NEMAT-NASSER, S. & HORII, H. (1982) - Compression-induced nonplanar crack extension with application to splitting, exfoliation, and rockburst. *J. Geophys. Res.*, 87: 6805-6821.
- PATERSON, M.S. (1978) - *Experimental Rock Deformation - The Brittle Field*. Springer-Verlag, Berlin, 254 pp.
- POLLARD, D.D. & SEGALL, P. (1987) - Theoretical displacements and stresses near fractures in rocks: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces, in Atkinson, B.K. (eds), *Fracture Mechanics of Rock*, Academic Press, London, 477-526.
- POLLARD, D.D., SEGALL, P. & DELANEY, P. (1982) - Formation and interpretation of dilatant echelon cracks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93(12): 1291-1303.
- RIBEIRO, A. (1974) - Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Serv. Geol. Portugal, Mem.* 24 (n.s.), 168 pp.
- RIBEIRO, A. (1981) - A geotransverse through the variscan fold belt in Portugal, in: Zwart, H.J. & Dornsiepen, V.F. (eds), *The Variscan Orogen in Europe*, Geol. Mijnbouw, 60: 41-44.
- RIBEIRO, A.; POSSOLO, A.; BRANDÃO SILVA, J.; KULBERG, M.C.; CABRAL, J. & DIAS, R. (1983/85) - Modelos tectónicos: ensaio de aplicação a Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 24: 145-151.
- RIBEIRO, A.; MATEUS, A.; MOREIRA, M.C. & COUTINHO, M.F. (1990) - The fractal geometry of an active fault (Vilarica, strike-slip fault, NE Portugal) and its implications on earthquake generation, in Peitgen, H.-O., Henriques, J.M. & Penedo, L.F. (eds) Elsevier Science Publ., *Fractals in the Fundamental and Applied Sciences - IFIP 1991*, 367-377.
- SEGALL, P. (1984) - Rate-dependent extensional deformation resulting from crack growth in rock. *J. Geophys. Res.*, 89: 4185-4195.
- SEGALL, P. & POLLARD, D.D. (1980) - Mechanics of discontinuous faults. *J. Geophys. Res.*, 85, pp. 4337-4350.
- SEGALL, P. & POLLARD, D.D. (1983) - Nucleation and growth of strike slip faults. *J. Geophys. Res.*, 88: 555-568.
- SIBSON, R.H. (1981) - Fluid flow accompanying faulting: field evidence and models, in Simpson, D.W. & Richards, P.G. (eds), *Am. Geophys. Un. Maurice Ewing Series, Earthquake Prediction: An International Review*, 4: 493-603.
- SIBSON, R.H. (1990a) - Faulting and fluid flow, in Nesbitt, B.E. (eds.), *Fluids in Tectonically Active Regimes of the Continental Crust*, Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, 18: 93-132.
- SIBSON, R.H. (1990b) - Conditions for fault-valve behaviour, in Knipe, R.J. & Rutter, E.H. (eds.), *Deformation Mechanics, Rheology and Tectonics*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 54: 15-28.
- SIBSON, R.H.; MOORE, J.McM. & RANKIN, A.H. (1975) - Seismic pumping - a hydrothermal fluid transport mechanism. *J. Geol. Soc. London*, 131: 653-659.
- STARK, C. P. & STARK, J. A. (1991) - Seismic fluids and percolation theory. *J. Geophys. Res.*, 96, pp. 8417-8426.
- STEACY, S.J. & SAMMIS, C.G. (1991) - An automaton for fractal patterns of fragmentation. *Nature*, 353: 250-252.
- SWANSON, P.L. (1984) - Subcritical crack growth and other time -and environment- dependent behaviour in crustal rocks. *J. Geophys. Res.*, 89: 4137-4152.
- TURCOTTE, D.L. (1986) - Fractals and fragmentation. *J. Geophys. Res.*, 91: 1921-1926.
- TURCOTTE, D.L. (1992) - *Fractals and chaos in geology and geophysics*. Cambridge University Press. 221 pp.
- VAUGHAN, P.J.; MOORE, D.E.; MOORE, E.A. & BYERLEF, J.D. (1986) - Role of cracks in progressive permeability reduction during flow of heated aqueous through granite. *J. Geophys. Res.*, 91: 7517-7530.
- ZHAO, Z.Y.; WANG, Y. & LIU, X.N. (1991) - Fractal analysis applied to cataclastic rocks. *Tectonophysics*, 178: 373-377.