

# Étude expérimentale de la formation de la structure fractale dans le processus sismique

Kamel BADDARI

Laboratoire de Physique de la Terre, INH,  
Boumerdès 35000, ALGERIE

**Résumé.** On a étudié la structure fractale du régime sismique dans des blocs de roches de moyenne dimension. On a obtenu des variations synchrones des paramètres d'auto-similarité (la valeur  $b$ ; la dimension fractale  $D$ ; le paramètre de concentration des ruptures  $K_r$ ) et des variations caractéristiques des vitesses d'ondes élastiques; de la résistivité électrique et de la polarisation électrique spontanée au cours de la genèse de la structure fractale et la rupture des blocs de roches.

**Mots clés:** Régime sismique - Auto-similarité - Structure fractale.

## Experimental study of the fractal structure formation in the seismic process

**Abstract :** We have studied the fractal structure of seismic rate in the block rocks. We have had synchron variations of parameters of self similarity (the  $b$ -value; the fractal dimension  $D$ ; the parameter of concentration of ruptures  $K_r$ ), elastic wave velocities, the electrical resistivity and the electrical self potentiel during the formation of the fractal structure and the failure in rock blocks.

**Key words :** Seismic rate - Self similarity - Fractal structure.

**Abridged English Version:** In recent years, attention to discreteness of the environment has considerably increased (Baddari *and al.*, 1996; Sadovsky and Pisarenko, 1991). They apply it not only in respect of rocks, but also of some geophysical fields, seismicity in the first place. The seismicity at different scales is characterized by its structure in the spatial-temporal-energetic fields (Keilis Borok *et al.*, 1989; Ito and Matsuzaki, 1990; Smirnov, 1993; Turcotte, 1989). The origin of this structure is not clearly defined at present regarding the physical phenomena in earthquake sources are difficult to investigate and the lack of reliable experiments in situ. It seems reasonable under the circumstance to conduct a series of experiments for different materials, under a variety of thermodynamical conditions, with specimens of different scales (Sobolev, 1993; Baddari and Frolov, 1995; Lei *and al.*, 1992; Lockner *and al.*, 1991; Meredith *and al.*, 1990). This is an interesting mean to understand the structure of the seismicity. The present article analyses the results of experiments realized on blocks mean dimensions. These experiments allowed to simulate the seismic process. A number of geophysical methods was applied, including acoustic, ultrasonic, and electric measurements. A special loading procedure of blocks has permitted to extend the last step of formation of the macrofailure and to study its fractal structure. Four tests (1- 4) have been realized in the biaxial compressional conditions on two layers models with area of 260x260 mm. The lower layer was made of dry granite with a thickness of 200mm and was topped by a layer of dry sandstone (or concrete) with thickness of 60mm. The lower layer has been heated until 400°C. In order to favour the internal shear failure, we have inserted inside the model two artificial stress concentrators. The intermediate load  $H$  has been maintained practically constant during the test. The principal load

P applied on the granite layer has changed according to three cycles: 1- P has increased until its maximum value; 2- P was maintained constant; 3- P has decreased in consequence of the apparition of the principal rupture.

The analyse of experimental results has shown the formation of the fractal structure in the seismic field. This structure is conditioned by the evolution of the active interactions of its elements (the microruptures) and of the process of their localisation. At a given moment, the failure process, becomes concentrated at certain points on the rock under loading. The release of the fractal structure occurs when the crucial concentration of ruptures reached in the failure source, the interaction between them results in the formation of a rupture of higher rank. The release of the fractal structure provokes the decreases of the statistic parameters of acoustic emission: the b- value, the fractal dimension D, and the parameter of rupture concentration  $K_r$  (fig. 1-3 ). The anomalies of wave elastic velocities ( $V_p/V_s$ ) ( fig.4-5 ), electrical resistivity  $D_r$  (fig.6) and self-potential DU ( fig.7), located in space and time, were caused by coalescing ruptures and the formation of fractal structure. In certain zones, velocity and resistivity anisotropies were found to develop with time. An anomalous change in time- space of these physical parameters reflects various deformation stages and formation of hierarchical structures. The analog variations have been obtained at the scale of seismoactive area. That shows the perspectives of the use of this approach for the further development of studies on the seismic prediction.

## INTRODUCTION

Un milieu géophysique est l'ensemble des propriétés géophysiques des roches à un niveau de l'échelle des échantillons de roches jusqu'à celle des planètes (Sadovsky et Pisarenko, 1991). La sismicité à différentes échelles se caractérise par sa structure. Celle-ci se distingue par sa propriété d'auto-similarité dans les domaines spatial, temporel et énergétique (Keilis- Borok *et al.*, 1989; Ito et Matsuzaki, 1990;). La nature de cette structure n'est pas actuellement définie clairement à cause d'un manque d'expérimentations fiables *in situ*. La modélisation au laboratoire en utilisant des blocs de roches, soumis à l'action de contraintes est un moyen intéressant pour comprendre la structure de la sismicité (Sobolev, 1993; Baddari et Frolov, 1995, 1996; Lockner *et al.*, 1991; Lei *et al.*, 1992; Meridith *et al.*, 1990). Le présent article analyse la similitude des résultats d'expériences de formation de la structure fractale de la sismicité, réalisées sur des blocs de roches de moyennes dimensions. Une série de paramètres géophysiques a été enregistrée simultanément durant les essais. Une procédure spéciale de chargement des blocs a

permis de prolonger dans le temps l'évolution de la macrorupture et de contrôler la formation de la structure fractale.

## METHODOLOGIE EXPERIMENTALE

Une série de quatre essais (1-4) ont été réalisés dans des conditions de compression bi-axiale sur des modèles à deux couches d'une surface de 260x260 mm avec la couche inférieure en granite sec d'épaisseur 200 mm surmontée par une couche en grès sec (ou béton) d'épaisseur 60mm. La couche inférieure a été chauffée jusqu'à 400°C. L'installation et la méthodologie expérimentales sont décrites par K. Baddari et A. D. Frolov, (1995). Afin de favoriser une rupture de cisaillement, on a introduit à l'intérieur du modèle une paire de concentrateurs de contraintes sous un angle de 35° par rapport à la direction de la charge principale. La rupture principale de cisaillement s'est déclenchée dans la couche inférieure et elle s'est propagée, ensuite vers la couche supérieure en coupant le bloc sous un angle de 30-45°. La contrainte H de confinement, a été maintenue pratiquement constante. La contrainte principale P, appliquée sur

la couche granitique et engendrée par une presse équipée d'un système de commande automatique a varié selon trois stades: 1- P a augmenté jusqu'à atteindre sa valeur maximale  $P_{\max}$  à  $(0,4-0,5)t/t_f$ , où t correspond au temps expérimental, normé par rapport au temps total  $t_f$  de réalisation de l'essai; 2- P est maintenue presque constante jusqu'à  $(0,75-0,8)t/t_f$ ; 3- P a diminué sur l'intervalle  $[(0,75-0,8)-1]t/t_f$  après le début d'apparition de la rupture principale dans le bloc. Ainsi, la phase finale de la formation du foyer a été prolongée de plusieurs dizaines de minutes et la macrorupture a évolué quasistatiquement. Les contraintes et les déformations ont été mesurées avec une précision de 0,2%. Cinq capteurs piézo-électriques de fréquence propre 0,1-0,5MHz ont été installés sur la partie supérieure du bloc et ont été utilisés pour l'enregistrement de l'émission acoustique (EA). Un capteur situé au milieu du bloc a servi de régulateur pour l'organisation de la commande inverse et la variation de la vitesse de chargement en fonction de l'activité acoustique. L'erreur de détermination des coordonnées des foyers de l'EA était de 1-3mm. Des capteurs piézo-céramiques de fréquence propre 1MHz ont été utilisés pour mesurer les temps et les vitesses de propagation des ondes P et S avec une erreur de 0,1%. La résistivité électrique dans la couche supérieure du bloc a été mesurée avec une précision de 1% par la méthode du courant continue. La polarisation spontanée a été mesurée avec une erreur de 0,1mV par des électrodes impolarisables installées sur la surface externe du bloc. L'utilisation d'une électrode neutre a servi de mesurer la différence de potentiel  $\Delta U$ .

## ANALYSE DES RESULTATS EXPERIMENTAUX ET DISCUSSION

### *Emission acoustique*

L'étude de la structure du régime acoustique a été réalisée par une série de paramètres statistiques: la pente de la courbe de récurrence b, la dimension fractale D des hypocentres et le paramètre  $K_f$  de concentration des fissures. Le

calcul a été réalisé sur des fenêtres de 1000 évènements et variant par pas de 500 sur l'axe du temps. Le nombre d'évènements fiables dans les essais (1-4) sont: 1: 37396; 2: 35252; 3: 32576; 4: 36648 évènements acoustiques.

valeur b :

La pente b du graphe de récurrence est une caractéristique d'auto-similarité du processus sismique dans le domaine énergétique. Elle montre le rapport du nombre d'évènements (probabilité de déclenchement) de différentes énergies :

$$N_1/N_2 = (E_1/E_2)^{-(b+1)} \quad (1)$$

où  $N_i$  - le nombre d'évènements dans l'intervalle  $(E_i, E_i + dE)$ , avec :

$$\log N = \log a - b(k - k_0), \quad (2)$$

avec N - le nombre d'évènements enregistrés par unité de temps dans l'intervalle  $(k, k+dk)$ ; avec k la classe énergétique ( $k=2\log A$ ; A - l'amplitude de l'impulsion acoustique mesurée en mV.). Les paramètres a et b sont évalués par la méthode de vraisemblance maximum (Sadovsky et Pisarenko, 1991).

La figure 1, montre la variation de b durant les déformations du bloc pendant l'essai (1). On remarque trois stades de variation de b. On a une diminution de b de 1,2 au stade I jusqu'à 0,75 au stade II et atteint 0,5 au stade III de chargement pendant la chute des contraintes. La diminution de b s'explique par la formation d'une structure du régime acoustique de rang déterminé dans la roche. Ce stade correspond à une forte activité acoustique et à une chute de contraintes. La formation de cette structure coïncide avec celle de la macrorupture dont sa genèse est contrôlée par l'interaction des microruptures. Lorsque ces dernières atteignent une forte densité, leurs interactions deviennent actives, ce qui déclenche un processus de localisation de la rupture principale.

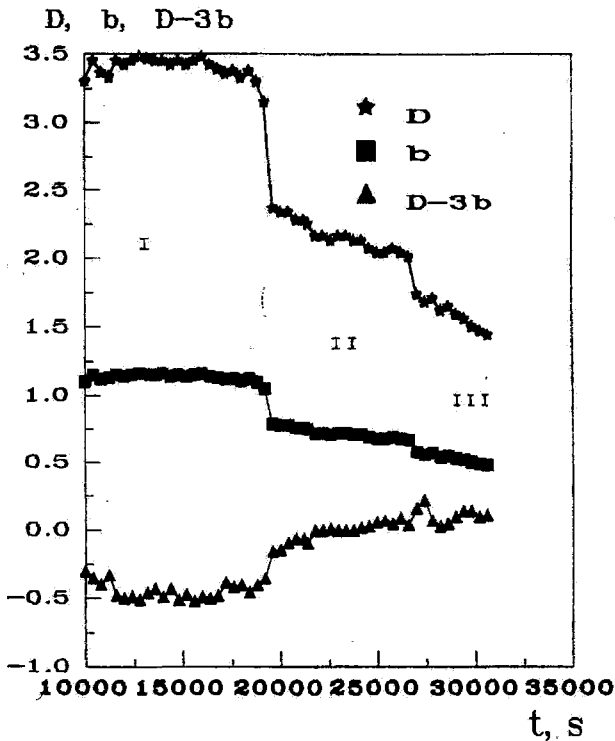


Fig.1. Variation des paramètres  $b$ ,  $D$  et  $D-3b$  de la structure du régime acoustique dans une expérience

**Variation of parameters  $b$ ,  $D$  and  $D-3b$  of acoustical rate structure in experiment**

*Dimension fractale :*

La dimension fractale est une caractéristique statistique de la structure géométrique de la sismicité. Elle montre le degré de regroupement de la sismicité, qui dans l'espace, il est étroitement lié à l'auto-similarité de l'ensemble de ces événements. En qualité d'indice de l'auto-similarité, la dimension fractale détermine le rapport entre les cellules non vides de différentes dimensions :

$$N_i/N_j = [l_j/l_i]^{-D} \quad (3)$$

où  $N_i$  est le nombre de cellules de longueur  $l_i$  contenant au moins un événement. Par conséquent le nombre de cellules non vides de longueur  $l$  est :

$$N(l) \sim l^{-D} \quad (4)$$

La densité d'évènements dans un espace Euclidien à  $r$ - dimensions ( $r$  peut être égal à 1, 2 ou 3) est :

$$\mu = n/l^r \quad (5)$$

où  $n$  est le nombre moyen d'évènements dans une cellule de dimension  $l$ . Si dans le domaine considéré de l'espace on a  $m$  évènements, distribués par  $N$  cellules, on a donc :

$$n = m/N$$

En remplaçant cette dernière équation dans la formule (5) on obtient :

$$\mu \sim l^{D-r} \quad (6)$$

Si les évènements sont distribués uniformément ( $D = r$ ), on a  $\mu = \text{const}$ , ce qui correspond à une compréhension habituelle de la densité des évènements.

Si l'ensemble des évènements possède une structure fractale, on a

$$D < r$$

et

$$\mu \sim l^{-\alpha}$$

où  $\alpha = r - D > 0$ , c'est à dire qu'avec la diminution de la dimension de la cellule, la densité des évènements augmente. Cette constatation signifie, que l'évaluation de la densité des évènements, conformément à (6), pour l'ensemble fractal perd son sens, étant donné que sa grandeur dépend de la méthode de sa mesure- utilisant la dimension de l'élément  $l$ . Appliquée à la sismicité, la propriété fractale exige une nouvelle approche pour le concept d'activité sismique et par conséquent la période moyenne de fréquence des séismes.

Pour la mesure de la dimension fractale d'un ensemble de séismes, on utilise pratiquement deux types d'évaluations: cellulaire et de corrélation. La dimension cellulaire est évaluée sur la base de la

détermination de la dimension fractale qui s'exprime par :

$$d_0 = -\lim_{l \rightarrow 0} \log N / \lg l \quad (7)$$

La dimension de corrélation est exprimée par

$$D_2 = \lim_{l \rightarrow 0} C(l) / \log l, \quad (8)$$

où  $C(l)$  est une intégrale de corrélation égale à :

$$C(l) = N(\|r_i - r_j\| \leq l) / m(m-1) \quad (9)$$

avec  $N(\dots)$ - le nombre de paires d'évènements, dont leur distance de séparation n'est pas supérieure à  $l$ ;  $m$ - le nombre total d'évènements. Les distances  $r_i - r_j$  sont calculées dans l'espace Euclidien. Les valeurs de  $D_0$  et de  $D_2$  caractérisent les entropies généralisées de Reni d'ordre respectif 0 et 2. Il est connu que  $D_2 \leq D_0$ , c'est pourquoi l'égalité peut avoir lieu que pour les fractales homogènes (Feder, 1991).

Les calculs de  $D_0$  et  $D_2$  ne sont pas pratiquement réalisables lorsque  $l \rightarrow 0$ , c'est pourquoi, on introduit dans le calcul la notion de domaine de skeiling- l'intervalle des valeurs de  $l$ , à l'intérieur duquel les relations  $\log C = f(\log l)$  et  $\log N = f(\log l)$  sont linéaires. Le domaine de skeiling peut être limité par la précision des données observées (en bas), la dimension du domaine considéré de l'espace (en haut), ou les variations de la structure de l'ensemble considéré («les ruptures» des dépendances  $\log l = f(\log l)$  et  $\lg C = f(\log l)$ ).

L'évaluation de la dimension cellulaire demande statistiquement un volume très important de données, de l'ordre de 10- 20 mille évènements (Sadovsky et Pisarenko, 1991), ce qui rend difficile la résolution du problème de variations temporelles

des paramètres d'auto-similitude en se basant sur les données en notre possession. L'évaluation de l'intégrale de corrélation se réalise grâce à un volume de données expérimentales sensiblement inférieur, ce qui nous a permis de le choisir en qualité de dimension de corrélation. Nous avons interprété la dimension de corrélation comme étant la dimension fractale, en admettant que la sismicité est proche d'un fractal homogène.

L'évaluation de la dimension de corrélation de l'ensemble des évènements acoustiques est réalisée en construisant l'histogramme par la formule (9) et à sa base la fonction  $\log C = f(\log l)$  et la séparation du domaine (ou des domaines) de skeiling ainsi que la détermination de  $D_2$  (l'indice 2 sera supprimé ci- après).

Sur la figure 1, la courbe du haut montre la variation moyenne de  $D$ . Le paramètre  $D$  est passé d'une valeur moyenne de 2,75 au stade II à 1,5 à la fin du stade III de chargement.  $D \geq 2,5$  correspond au stade d'une répartition quasi-uniforme des microruptures dans la roche. La diminution de  $D$  jusqu'à 1,5-2,0 montre la formation d'une structure fractale des défauts au moment de la chute des contraintes, quand la roche perd ses réserves en énergie élastique.

#### *Relation entre les paramètres $b$ et $D$*

Le mécanisme d'influence et d'interaction des évènements acoustiques permet de postuler que (Baddari et Frolov, 1995; Sadovsky et Pisarenko, 1991; Sobolev, 1993, Smirnov, 1993) :

1/ Les contraintes chutent après un séisme au voisinage du foyer. A cet effet, il y a accalmie sismique durant une période  $\tau$ , succédant à un séisme de foyer de dimension  $l_0$  dans un étendue  $\rho$  de l'espace. Durant cette période il n'y a pas de séismes de foyers de dimensions  $l \sim l_0$ . Conformément à la similitude du processus sismique, on a les relations exponentielles suivantes entre  $\rho$  et  $\tau$  :

$$\rho = \lambda l_0^\alpha \quad (10)$$

$$\tau = \eta l_0^\chi \quad (11)$$

$$D_t = (\partial \log N / \partial \log T)_{E, L}$$

Ainsi, entre  $b$ ,  $D$  et  $D_t$ , on a la relation suivante:

$$ab - \alpha D - \chi D_t = 0 \quad (14)$$

où  $\alpha$ ,  $\chi$ ,  $\lambda$ , et  $\eta$  sont des paramètres donnés.

2/ La zone sismogénique se caractérise par une structure géométrique fractale, due à la hiérarchie de la lithosphère hétérogène. En d'autres termes, la géométrie de la zone sismogénique est telle qu'un domaine  $L$  de l'espace peut être couvert par des domaines  $\Delta$ , de manière que le nombre de ces domaines contenant des séismes est égal à :

$$n = n(\Delta) = [L/\Delta]^D$$

où  $D$  est la dimension fractale.

Sur l'intervalle de temps les séismes sont aussi distribués fractalement: sur un intervalle  $t$ , on a  $\mathcal{N}$  intervalles non vides de longueur  $\tau$ , d'où on a :

$$\mathcal{N} = (T/\tau)^{D_t}$$

où  $D_t$  a le sens de dimension fractale temporelle.

3/ L'énergie d'un séisme est déterminée par la dimension focale :

$$E = \varepsilon l_0^\alpha \quad (12)$$

Ainsi selon le point (2), pour  $\Delta = r(l_0) = R$ , on a le déclenchement de  $N$  séismes de dimension focale  $l_0$  dans le domaine d'espace de dimension  $L$  :

$$N = [L/\rho]^D [\tau/T]^{D_t}$$

En remplaçant ici (10), (11) et (12), on obtient :

$$\log N = -b \log E + d \log L + d_t \log T + B \quad (13)$$

où

$$b = (\alpha D + b D_t) / a$$

$$B = b \log \varepsilon - d \log \lambda - D_t \log \eta \quad \text{et} \quad b = (\alpha D + \chi D_t) / a$$

L'expressions (13) est la loi de récurrence des événements sismiques en tenant compte de la propriété fractale de la sismicité.

En remplaçant dans (14)  $a = 1$  (Sadovsky et Pisarenko, 1991; Smirnov *et al.*, 1993) et en posant  $\alpha = 1$  conformément à (10), on obtient l'égalité:

$$D = 3b - \chi D_t \quad (15)$$

Expérimentalement et en moyenne  $D = 1,5$  et  $b = 0,5$  (Turcotte, 1992), ce qui permet de déduire que  $\chi \approx 0$  (puisque  $D_t > 0$ ,  $D_t = 0$  signifie que tous les séismes se déclenchent simultanément). Remarquons que l'égalité (15) est équivalente à:  $d = 2b_M$  (Main *et al.*, 1990), où  $b_M$  est la pente du graphe de récurrence pour les magnitudes ( $b_M = 1,5b$ ).

La formation d'une structure fractale dans le régime acoustique au dernier stade de déformation des blocs a favorisé la relation  $D \approx 3b$  (fig.1). L'égalité  $D = 3b$  exprime un certain état dynamique stable du processus de rupture. A cet effet, le champ des contraintes et le système des défauts dans la roche se caractérisent par une certaine concordance. Cette concordance est interrompue quand  $D \neq 3b$  ( $\chi \neq 0$ ), suite à la redistribution de la dureté et des contraintes sur les ruptures. Si  $\chi > 0$ , les contraintes s'accumulent à des échelles mineures (microruptures), alors que, si  $\chi < 0$ , les contraintes s'accumulent à des échelles majeures (macrorupture). Cette dernière situation peut avoir lieu après les forts événements, lors de la décharge de quelques éléments du milieu, après la macrorupture.

## ÉTUDE EXPÉRIMENTALE DE LA FORMATION DE LA STRUCTURE FRACTALE DANS LE PROCESSUS SISMIQUE

Paramètre  $K_r$  de concentration des ruptures

Ce paramètre est défini par (Baddari *et al.*, 1996) :

$$K_r = L_i/l \quad (16)$$

où  $L_i = N_i^{-1/3} = n/v$  est la distance moyenne entre les ruptures avec  $N_i$  est le nombre de fissures par unité de volume;  $l$  est la longueur moyenne de la rupture. La longueur moyenne  $l$  des ruptures est exprimée par

$$l = 1/n(\sum l_i)$$

où  $l_i$  est la longueur de la fissure. Etant donné que  $l_i$  n'a pas été mesurée pendant les expériences, on a considéré que l'énergie acoustique  $E_i$  dégagée pendant la formation de la rupture de longueur  $l_i$  est proportionnelle à  $l_i^3$  (Sobolev, 1993). Aussi, l'énergie  $E_i$  est proportionnelle à  $A_i^2$ . Ainsi on a :

$$l_i = \gamma A_i^{2/3}$$

et par conséquent,  $K_r$  s'écrit :

$$K_r = n^{2/3} v^{1/3} / \gamma \sum A_i^{2/3} \quad (17)$$

où  $\gamma$  est une constante, évaluée empiriquement à  $0,2 \text{ mm/mV}^{2/3}$ .

L'interactions des défauts, s'effectue à travers le champ des contraintes qui s'exprime statistiquement par le fait qu'un événement acoustique donné, fait changer la probabilité de déclenchement de l'événement acoustique suivant dans un certain domaine de l'espace. La dimension de ce domaine est approximativement égale en grandeur au rayon  $R$  d'interaction des défauts. Si on admet que ces défauts interagissent effectivement lorsqu'ils atteignent une concentration critique, alors du concept du paramètre  $K_r$ , il suit que (Sobolev, 1993) :

$$R = K_r^* l / 2, \quad (18)$$

où  $K_r^*$  est la valeur critique de  $K_r$  et  $l$  - la dimension du défaut.

Le paramètre  $K_r$  a sensiblement diminué au stade III sur l'intervalle  $(0,7-1)t/t_f$  avant la macrorupture (fig. 2). Pour des valeurs importantes de  $K_r$ , les fissures n'interagissent pratiquement pas entre elles. Lorsque les fissures se concentrent et leur densité devient critique ( $K_r \approx 5-8$ ), le processus de déformation passe au stade de rupture accélérée et progressive du matériau, ce qui déclenche la formation de la structure fractale du régime acoustique.

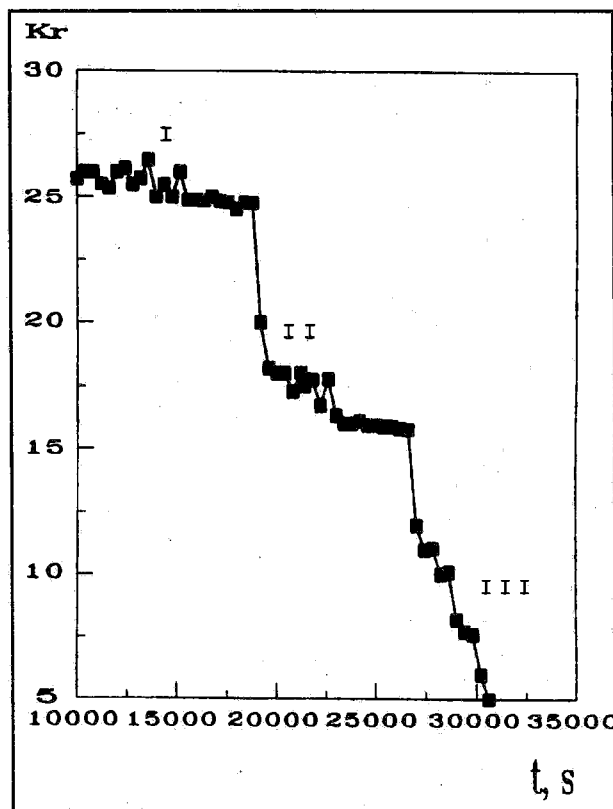


Fig.2 - Variation du paramètre  $K_r$  pendant la déformation du bloc

Variation of parameter  $K_r$  during the block deformation

L'étude microscopique des microruptures résiduelles, après les essais, a montré l'existence d'une microfissuration de rangs respectifs: 10,3; 2,7; 0,74; 0,2 et 0,05mm. Le rapport entre les dimensions géométriques des ruptures de rang voisin est donc:  $l_i/l_{i-1} \approx 3-4$ , ce qui confirme expérimentalement la notion de structure discrète de la roche (Sadovsky et Pisarenko, 1991).

### SIMILITUDE DANS LA STRUCTURE DES REGIMES ACOUSTIQUES ET SISMIQUE

On a considéré les catalogues de la sismicité du Caucase Russe de 1913 à 1990 (Smirnov, 1993) et d'El Asnam (Algérie du Nord) de 1950 à 1991 (Bezzeghoud et Benhallou, 1994). Les paramètres d'auto-similarité sont calculés pour les zones épacentrales correspondant à la zone des répliques prises pour des zones de préparation de séisme et renfermant un nombre déterminé d'évènements sismiques de  $M \geq 3$ .

La valeur moyenne de  $D$ , pour tout le Caucase est de 1,42; son coefficient de variance est de 0,21.

Le paramètre  $b$  est de 0,53; son coefficient de variance est de 0,23. La relation des valeurs moyennes entre  $D$  et  $b$  est  $D=3b$ . Le facteur  $b$  pour la région d'El Asnam est en moyenne égal à 0,70, alors que  $D$  est de l'ordre de 2,13.

Nous avons obtenu des diminutions de  $D$  de 1,65 à 1,2 et de  $b$  de 0,5 à 0,32 avant le séisme de Spitak ( $M = 6,9$ ;  $k=16,7$ ) du 07/12/1988. Ces diminutions sont enregistrées à partir de juin 1987.  $D$  et  $b$  ont diminué respectivement jusqu'à 0,97 et 0,32 à partir du milieu de l'année 1975 avant le séisme de Vanskoy du 24/11/1976 ( $M=7$ ). Les paramètres  $K_r$  ont chuté respectivement pour ces deux rayons sismoactifs jusqu'à 8 et 6 dix mois avant le choc principal. Des variations analogues de  $b$ ,  $D$ , et  $K_r$  ont été enregistrées à l'échelle de la région d'El Asnam.  $D$  a diminué jusqu'à 1,2 alors

que  $b$  a diminué de 0,69 jusqu'à 0,51 cinq mois seulement avant le choc principal.  $K_r$  a diminué jusqu'à 4,5 une année avant le choc principal. On note une quasi-invariance de  $D$ ,  $b$  et  $K_r$  pour des zones choisies loin des zones épacentrales, ce qui confirme l'hypothèse de localisation spatiale des événements sismiques au niveau de la zone épacentrale. La relation moyenne entre  $b$  et  $D$  est  $D \approx 3b$ . Les diminutions de  $b$ ,  $D$  et  $K_r$  sont liées à la formation d'une structure fractale dans le régime sismique de la zone sismoactive où de violents séismes sont imminents.

La figure 3, montre une distribution des paramètres  $b$  et  $D$  calculés par les données acoustiques et sismiques. La distribution  $[b, D]$  est ajustée par la droite  $b=3D$ . L'évolution du régime acoustique se dirige du nuage I vers le nuage II et enfin vers le nuage III. Le nuage I correspond à l'accumulation des microfissures pendant l'augmentation des contraintes dans la roche. Le nuage II correspond au stade de formation du noyau de la macrorupture, suite à une concentration critique des microdéfauts et à une chute des contraintes. Cette transition reflète l'apparition d'une structure spatiale fractale du régime acoustique, avec simultanément, une diminution correspondante des paramètres  $b$  et  $D$ . Le nuage III correspond à l'évolution progressive du noyau de la macrorupture et à la formation de la rupture principale pendant que les contraintes continuent à chuter. Le nuage I est absent à l'échelle des régions sismoactives de Spitak, Vansyoy et d'El Asnam, caractérisées par de faibles  $D$  et  $b$ . Celui-ci est dû probablement à la formation dans la croûte terrestre d'une structure fractale plus évoluée que celle obtenue au laboratoire.

#### *Vitesse des ondes élastiques*

Le réseau de mesure d'ondes ultrasoniques a permis de détecter dans les blocs des zones de haute et basse vitesses et amplitudes d'ondes élastiques. Ces zones de quelques centimètres apparaissent et disparaissent durant la déformation



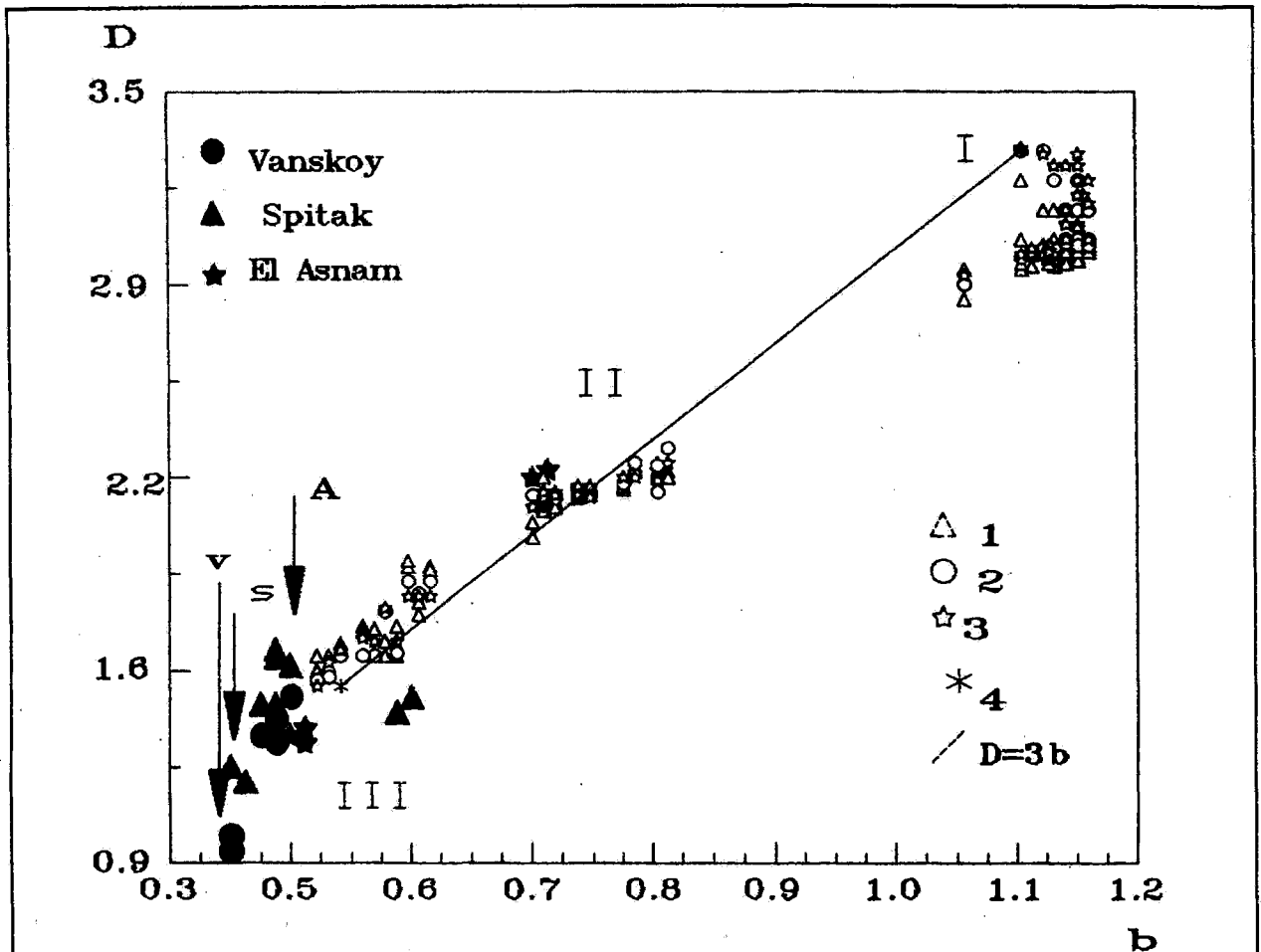


Fig.3- Diagramme de dispersion des paramètres  $b$  et  $D$  durant les essais (1-4) et avant les séismes V- séisme de Vanskoj ( $M=7,0$ ); S- séisme de Spitak ( $M=6,9$ ); A- séisme d'El Asnam ( $M=7,3$ )

*Dispersion diagramm of parameters  $b$  and  $D$  during the experiments (1-4). V- Vanskoj earthquake ( $M=7,0$ ); S- Spitak earthquake ( $M=6,9$ ); A- El Asnam earthquake ( $M=7,3$ )*

du bloc. Si une zone se caractérise par une faible vitesse, autour d'elle peut se former un domaine de fortes vitesses et vice-versa (fig.4). l'axe des abscisses porte les valeurs normées du temps  $t/t_1$ . Cet effet est dû à la chute de contraintes et à la formation de structure fractale à l'intérieur de la zone fragile et à l'augmentation des contraintes aux alentours. La figure 5, représente la variation du rapport  $V_p/V_s$  dans la zone de rupture principale du bloc dans l'essai (4) pour des ondes se propageant dans la direction de la contrainte principale. Le stade I est caractérisé par une accumulation des contraintes, ce qui a conduit à

une consolidation du matériau du bloc et à l'augmentation du rapport  $V_p/V_s$ , c'est à dire des constantes élastiques du milieu. Le stade II reflète le processus de microfissuration qui a déclenché une décroissance de  $V_p/V_s$ . Le stade III est caractérisé par une croissance de  $V_p/V_s$ , due probablement à la disparition partielle de nombreuses micro-ruptures lors de la formation de ruptures de rang supérieur.

Le nombre de ses dernières étant réduit, les modules effectifs d'élasticité de la roche ne sont pas pratiquement influencés et les vitesses d'ondes

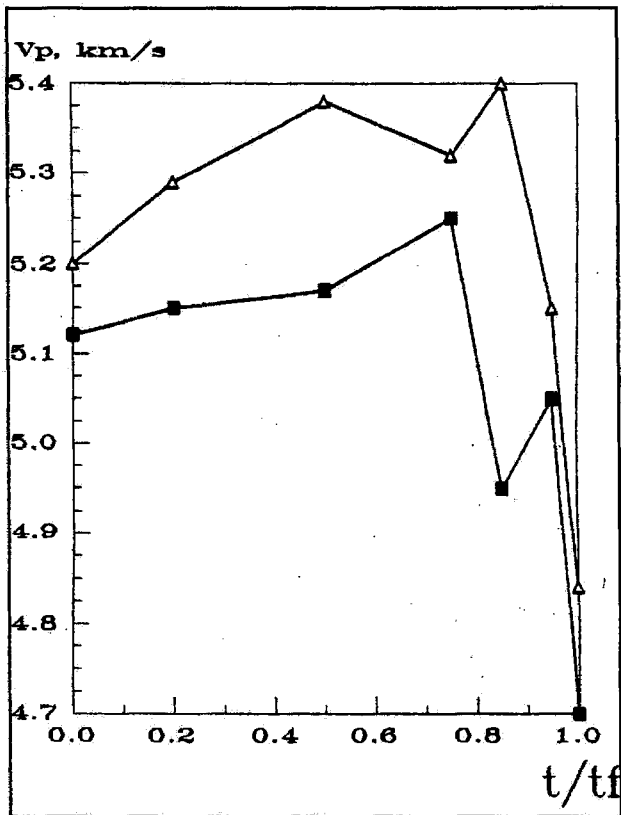


Fig. 4 - Exemple d'anisotropie locale de la vitesse d'ondes élastiques  $V_p$  pour deux parcours perpendiculaires dans la zone de rupture

*Example of anisotropy of elastic wave velocity  $V_p$  for two perpendicular monitored paths in the rupture zone*

se rétablissent. Le stade IV correspond à une nouvelle décroissance de  $V_p/V_s$ , causée par la formation et la localisation de la rupture principale.

#### Résistivité électrique

Une variation de la résistivité électrique  $\Delta\rho$  a été enregistrée dans les domaines où il y'a une forte activité acoustique. Une anisotropie de  $\Delta\rho$  a été enregistrée dans les zones de rupture durant le stade  $(0,5-0,8)t/t_f$  (fig. 6). Elle est liée, certainement, aux orientations différentes des

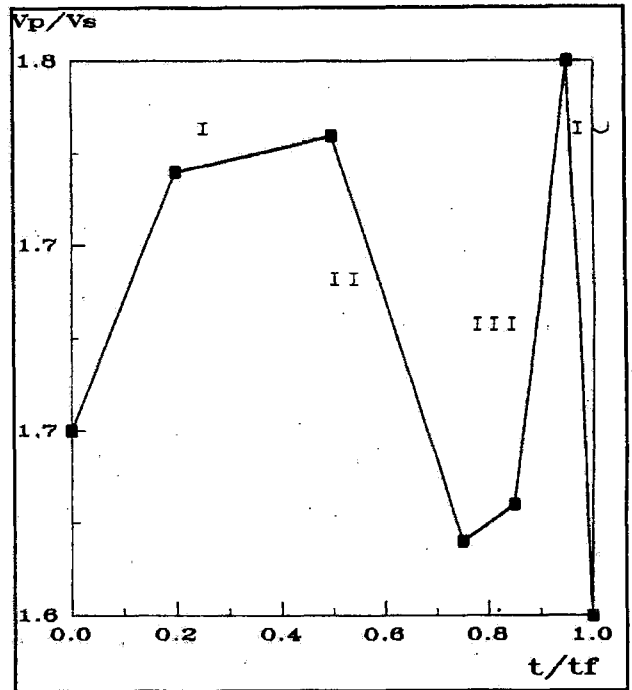


Fig. 5 - Variation du rapport  $V_p/V_s$  dans la zone de rupture

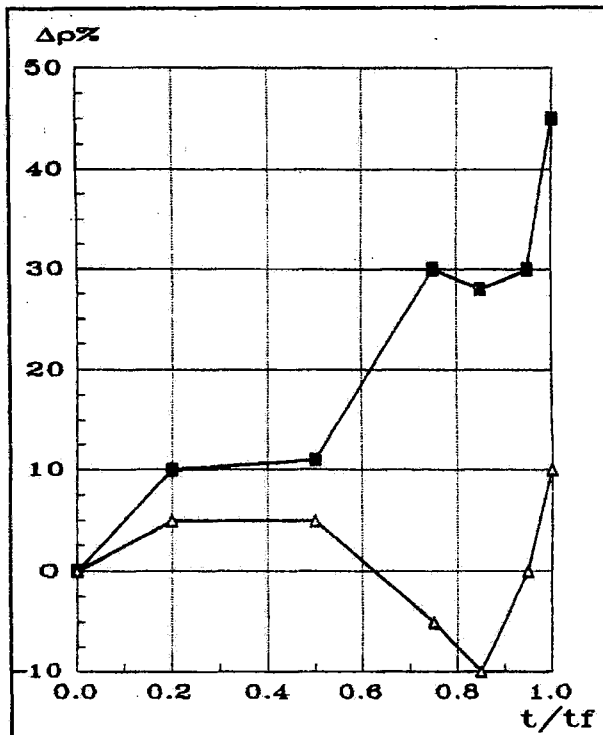
*Variation of  $V_p/V_s$  ratio in the rupture zone*

fissures. Le stade final a été caractérisé par une très forte croissance ( $\sim 30\%$ ) de  $\Delta\rho$  dans la zone de macro-rupture: Le saut de  $\Delta\rho$  reflète la formation finale de la structure fractale et la destruction rapide des canaux de conductibilité électrique.

#### Polarisation spontanée

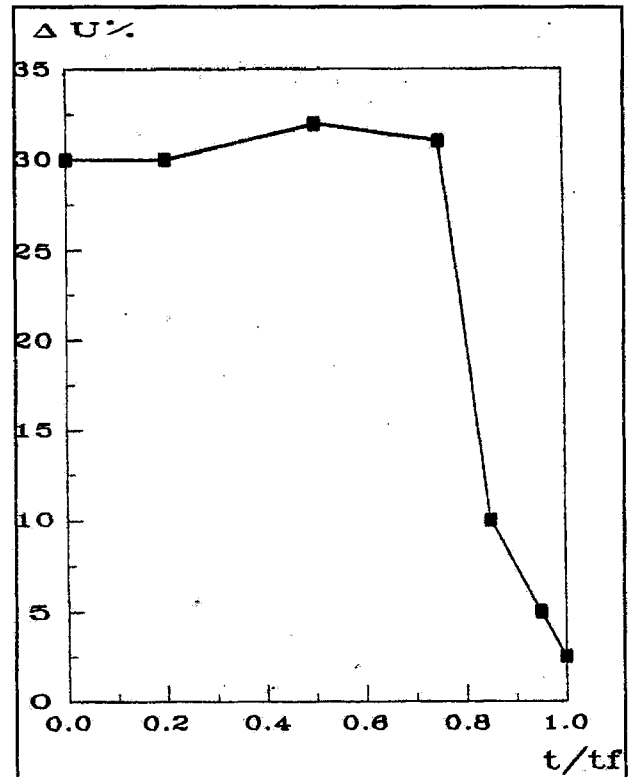
La polarisation spontanée mesurée sur les surfaces des blocs avant chargement était variable de l'ordre de 5 mV. Des anomalies d'une valeur maximale de 30mV ont été enregistrées dans les zones de ruptures. Leur durée de vie variable de 10-60 minutes est due à l'intensité du processus de rupture et aux phénomènes de relaxation électrique. La figure 7, montre un exemple de variation de  $\Delta U$  obtenu durant l'essai (4) pour deux électrodes situées à quelques centimètres de la zone de fissuration détectée par la variation de  $\Delta\rho$ .

## ÉTUDE EXPÉRIMENTALE DE LA FORMATION DE LA STRUCTURE FRACTALE DANS LE PROCESSUS SISMIQUE



**Fig.6** - Variations locales de la résistivité électrique  $\Delta\rho$  pour deux paires d'électrodes perpendiculaires dans la zone de rupture

*Local variation of electrical resistivity  $\Delta\rho$  for two pairs of perpendicular electrodes in zone of rupture*



**Fig.7** - Variation du potentiel électrique propre  $\Delta U$  dans la zone de macrorupture

*Variation of self electric potential  $\Delta U$  in the zone of macrorupture*

A partir de  $0,75t/t_p$ , on a une diminution de  $\Delta U$ , causée par la formation de la structure fractale et la redistribution des contraintes. La réorganisation qualitative de la structure mécanique du milieu induit à une variation dans le champ électrique. La variation de la polarisation spontanée électrique est apparemment liée au phénomène de transfert ionique.

### CONCLUSION

L'analyse des résultats expérimentaux montre la formation d'une structure fractale du régime acoustique durant le processus de rupture des roches. Cette structure, qui reflète l'état dynamique

du milieu, est conditionnée par l'évolution de l'interaction active de ses éléments (les micro ruptures) et par leur localisation qui entraînent la croissance du rang de la structure entière. La formation de la structure fractale du régime acoustique se réalise au stade de chute des contraintes au moment où la roche perd ses réserves en énergie élastique. Le déclenchement de la structure fractale provoque des diminutions critiques de la valeur  $b$ , de la dimension fractale  $D$  et du paramètre de concentration sismogénique  $K_r$ , fait interrompre la relation  $D \approx 3b$  et engendre des anomalies locales des vitesses d'ondes élastiques et des propriétés électriques de la roche.

La structure fractale est une caractéristique du régime sismique. La différence D-3b est un paramètre de ce régime. Le caractère de variation de la structure fractale formée dans le régime acoustique est identique au caractère de variation du régime sismique. Des variations analogues des paramètres b, D et  $K_r$  ont été obtenues à 05-18 mois avant le choc principal à l'échelle des régions sismoactives d'El Asnam et du Caucase, ce qui montre les perspectives d'utilisation de cette approche dans la prévision sismique..

**Remerciements.** L'auteur tiens à remercier le professeur J. Roussel de l'université d'Aix-Marseille III- France et le professeur M. Djeddi de l'Institut National des Hydrocarbures et de Chimie de Boumerdes- Algérie pour leur lecture critique.

#### BIBLIOGRAPHIES

- BADDARI, K, AND FROLOV, A.D., 1995. Modelling of preparation and precursors of superficial earthquakes of seismoactive region. *Izv. Gueologuia i Razvedka*, 1, p.96-102.
- BADDARI K, SOBOLEV, G.A., AND FROLOV, A.D, 1996. Similitude dans les précurseurs sismiques à différentes échelles. *Comptes Rendus, Acad. Sc. Paris*, T323, série Ila, N°9, p755-763.
- BADDARI, IC, SOBOLEV, G.A. AND FROLOV, A.D., 1996. Study of physical precursors of failure of large scale rock blocks in relation to earthquake and rockburst prediction. *Bull.Serv. Géol.d'Algerie*, Vol6,N°-1, 1996, p. 95-106.
- FEDER, E., 1991. *Fractals*, Moscow, Mir, 260p.
- ITO, K., AND MATSUZAKI, M., 1990. Earthquakes as a selforganized critical phenomena. *J. Geoph. Res.* 95, B5, p.68536860.
- KEILIS-BOROK, V.I, KOSOBOKOV, V.G, AND MAJENOV S.A., 1989. On similarity in spatial distribution of seismicity. *Vitchitsetelnaya Seismologuiya* 22, p.28-40
- LEI, X., NISHIZAWA O., KUSINOSE, IC, AND SATOH, T., 1992. Fractal structure of of the hypocenter distribution and focal mechanism solutions ofacoustic emission in two granites of different grain sizes. *J. Phys. Earth.* 40, p.617-634.
- LOCKNER, D .A., BYERLEE J.D. 1991. Precursory AE patterns leading to rock fracture // Proc . 5-th Conf. Acoustic Emiss/ Microseismic Activ. in Geolog. struct. And Material pennsylvania state Univ. P 1-14.
- LOCKNER, D.A, BYERLEE J.D., KUKSENKO V.S ET AL., 1991. Quasistatic fault growth and shear fracture energy in granite. *Nature.* V .350. N° 6313. P 39-42.
- MAIN, I.G., MEREDITH, P.G., SAMMOLDS, P.R AND JONES, C., 1990. Influence of fractal flaw distribution on rock deformation in the brittle field. *Deformation Mechanics. Rheology and Tectonics. Eds. Knipe R.J., Rutter E.H., Geol. Soc. Amer. Spec. Public.* 54, p.81-96.
- MEREDITH, P.G, MAIN, I.G, AND JONES, C., 1990. Temporal variations in seismicity during quasi-static and dynamic rock failure. *Tectonophysics*, Vol. 175, p.249-268.
- SADOVSKY M.A ET PISARENKO, V.F, 1991. Seismic process in blocko medium. *Nauka*, 96p.
- Smirnov, B.V, 1993. Fractal properties of Caucasus seismicity. In *Postroiniy Modeli Razvitiya Seismitcheskovo. Processa i Predvestnikov Zemletriyssenyi*, 1, p. 121-130.
- SOBOLEV, G.A, 1993. *Fundamental ofearthquake prediction.* Moscow, Nauka, 313p.
- TURCOTTE, D.L, 1992. *Fractals and chaos in geology and geophysics.* Cambridge Univ. Press Pure and Appl. Geophys, 221p.