

基于高温高压岩石破裂实验结果对中强地震前震中附近区域部分地震学现象的初步解释

蒋海昆^{1,2}, 张流², 周永胜², 侯海峰¹, 晁文海¹

(1. 山东省地震局, 山东 济南 250014; 2. 中国地震局地质研究所, 北京 100029)

摘要: 依据高温高压岩石破裂实验结果并结合理论分析, 对震中附近区域不同深度温压条件下岩石变形破坏性质及破坏失稳的力学行为进行了研究, 在一次应力加载循环中, 发生破坏的部位随时间具有向深部下迁的趋势. 考虑到深度温压条件下岩石的渐进式破坏行为及突发失稳, 对主震前震中附近区域小地震活动的增强、平静、活化等现象, 以及 b 值等时间序列参数变化的可能机理进行初步探讨, 并简单讨论了两类平静和两类 b 值变化的可能原因.

关键词: 岩石强度; 差应力; 突发失稳; 渐进式破坏; 震源深度

中图分类号: P315.8 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0844(2002)02-0113-10

0 前言

目前有许多地震孕育模式力图解释中强地震前区域地震活动的时空变化及其可能机制, 其中也包括基于高温高压岩石破裂实验结果建立的模式和机理. 本文在对岩石实验结果进行理论分析并结合观测证据的基础上, 尝试对中强地震前震中附近区域小地震活动增强—平静等现象进行初步解释.

本文涉及的岩石实验结果主要是岩石破裂或摩擦滑动强度、以及岩石破裂性质随地壳深度变化的共性特征. 这方面的研究已有许多报道^[1~3]. 近期我们以花岗岩为材料, 在不同温度、围压条件下共进行了 3 组、49 次高温高压岩石变形实验. 通过破裂强度测量及声发射(简称 AE, 下同)时序特征研究, 研究了不同围压、不同温度及不同深度温压条件下, 花岗岩的破裂或摩擦滑动强度以及岩石破裂特征^[6~8]. 主要实验结果归纳如下:

(1) 从失稳(破裂)强度随深度的变化来看, 30 km 以上的地壳中、上部脆性—半脆性域范围内, 花岗岩强度持续增加, 具有线性的增长趋势, 围压对岩石强度的影响明显较大; 在更深部位(35 km 左右), 地壳中下部半延性—延性域内的岩石强度急剧降低, 温度对变形具有强烈的制约作用.

(2) 从破坏性质、力学特征和微破裂声发射 AE 时间分布看, 当温压条件随地壳深度改变

收稿日期: 2001-05-23

基金项目: 中国地震局“十五”科技攻关计划 01-04-01 项目资助.

作者简介: 蒋海昆(1964-), 男(汉族), 云南通海人, 博士, 研究员, 主要从事地震预报、实验震源震兆物理等研究.

时,岩样变形破坏经历低压突发失稳、渐进式破坏及高压突发失稳三个主要区段.在3 km附近地壳浅部的温压条件下,岩体为脆性、准(低压)突发式失稳破坏,破裂为张剪性,破坏前后有时间分布大体均匀的AE事件发生;在6~10 km深度范围内的温压条件下,岩体为脆性、渐进式破坏,以剪切破裂为主,破坏前后仅有少量AE活动;在14~22 km深度范围内,介质变形主要为脆性破裂并伴有粘滑,样品破坏以准(高压)突发失稳为特征,破坏前依然很少有AE活动,但破坏后AE活动较其上部明显增加;在以(高压)突发失稳为破坏特征的深度范围内(26 km附近),样品破坏前即有逐渐密集的AE活动;在更深部位(35 km左右),样品转向半延性或延性渐进式破坏,无AE发生.

(3) 样品变形过程中,声发射 b 值破坏前略小于破坏后,与天然地震序列中主震前 b 值较低、主震后 b 值相对较高的观测事实具有可比性.随深度的增加, b 值有减小的趋势,其中以14~18 km附近温压条件下的 b 值为最低.

(4) 声发射时间结构具有指数型的多尺度分形特征.奇异性强度因子 α 的分布范围在18 km左右的温压条件下最宽,在浅部及更深部位均变窄.

1 基于岩石实验结果的理论分析

1.1 岩石强度及力学环境分析

上地壳岩石的主要变形特点是破裂和摩擦,因而关于地壳强度的描述,在脆性域一般用破裂强度或摩擦强度表征,在塑性域用幂律流动律表征^[3,9].随着深度增加,岩石的摩擦强度小于破裂强度,摩擦逐渐成为主要活动方式,此时断层粘滑被认为是板内地震的主要形成原因,即断层活动导致地震发生.另一方面,也有少数板内地震震前并未发现规模与之相匹配的断层存在(如1976年唐山7.8级地震及1998年张北6.2级地震),这有可能是深部断层隐伏的原因,也有可能意味着某些地震的发生是由于相对完整岩体的破裂,即通常所说的地震产生断层.

由Byerlee摩擦定律和库仑破裂准则即可从理论上初步确定上地壳的力学性状.假定未来震中附近区域内的介质在深度方向上岩石成分相同,根据高温高压实验结果,在地壳脆性一半脆性域范围内岩石强度(破裂或摩擦强度)随深度逐渐增加,表现为近似的线性增长趋势^[8].因而在该范围内可令岩石强度 $S(h)$ 为

$$S(h) = S_0 + \alpha h + \beta(h) \quad (1)$$

其中: h 为地壳深度, S_0 及 α 为常数, α 与岩石弹性模量有关. $\beta(h)$ 为与深度有关的强度修正量,表征由于介质物性的垂向不均匀性而产生的强度随深度变化的非线性变化成分.

简化介质受力环境,在岩石极限强度以前,假定震中地区地下介质为各向同性线弹性体.取 σ_x 、 σ_y 方向水平、 σ_z 方向垂直向下,若无构造应力作用,只考虑岩石自重引起的应力场,并且由于受力点周围处处“塞满”,可忽略微小的横向变形,即 $\epsilon_x = \epsilon_y \approx 0$.根据大多数板内中强地震水平走滑的震源机制结果以及讨论问题的方便,假定构造应力 $\Sigma_x(t)$ 在脆性地壳范围内水平作用与深度无关,则地下 h 处介质的应力状态为(陈^[8],1988):

$$\begin{pmatrix} \sigma_x & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_y & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\nu}{1-\nu} \rho g h & 0 & 0 \\ 0 & \frac{\nu}{1-\nu} & 0 \\ 0 & 0 & \rho g h \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \Sigma_x(t) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad (2)$$

其中 ρ 为岩石密度, g 为重力加速度, ν 为泊松比.

考虑对板块的匀速、刚性挤压作为板内地震的动力源, 对震源区介质而言, 相当于等应变速率变形, 即

$$\frac{\partial \epsilon_x}{\partial t} = C \tag{3}$$

已将震源区作为弹性体考虑, 则 x 方向的应力—应变关系为

$$\epsilon_x = \frac{1}{E}(\sigma_x - \nu\sigma_y - \nu\sigma_z) = \frac{1}{E} \left[\frac{\nu}{1-\nu} \rho g h + \Sigma_x(t) - \nu \left(\frac{\nu}{1-\nu} \rho g h \right) - \nu \rho g h \right] = \frac{1}{E} \Sigma_x(t) \tag{4}$$

式(4)两边对时间 t 求微分并将式(3)代入有

$$\frac{\partial \Sigma_x(t)}{\partial t} = \beta \tag{5}$$

即

$$\Sigma_x(t) = \Sigma_0 + \beta t \tag{6}$$

可见, 在介质基本均匀, 外加载荷匀速水平加载的假设条件下, 构造应力 $\Sigma_x(t)$ 表现为时间 t 的线性函数, 其中 Σ_0 为常数, $\beta = EC$ 为与变形速率 C 和岩石杨氏模量 E 正相关的常量. 事实上 $\Sigma_x(t)$ 仅为时间 t 的线性函数无法保证被加载对象始终等应变速率变形, 但为简化问题的讨论, 如式(6)那样认为 $\Sigma_x(t)$ 随加载时间 t 线性增长仍不失其一般性^[10].

由于岩石泊松比 $\nu \leq 0.5$, 因而由式(2)可见, 某一固定时刻地壳浅部的最大主应力为 σ_x , 而深部的最大主应力却是 σ_z . 令 $\sigma_x = \sigma_z$ 可得最大主应力方向发生改变的地壳深度 h_c :

$$h_c = \frac{(1-\nu)}{(1-2\nu)} \frac{\Sigma_x(t)}{\rho g} \tag{7}$$

h_c 随 $\Sigma_x(t)$ 增加而逐步变深. 由于必须有足够大的外加载荷(构造应力)才可能导致地下介质的破坏, 因而仅考虑 σ_x 为最大主应力的情形. 由式(2)及(6)得

$$\delta\sigma(t, h) = \sigma_x - \sigma_y = \Sigma_x(t) = \Sigma_0 + \beta t \tag{8}$$

可见在不随深度 h 变化的水平构造应力 $\Sigma_x(t)$ 作用下, t 时刻地下 h 处均匀介质所受差应力 $\delta\sigma(t, h)$ 即构造应力 $\Sigma_x(t)$ 本身, 随作用时间 t 逐渐增大, 而与深度 h 无关.

1.2 破坏及失稳判据

令当地下某处所受差应力达到或大于那里的岩石强度, 即 $\delta\sigma(t, h) \geq S(h)$ 时, 该处介质即发生破坏. 式(8)—式(1)得地下 h 处介质的破坏条件为

$$\Sigma_0 = S_0 + \beta t - \alpha h - \delta(h) \geq 0 \tag{9}$$

化简式(9)并取等号, 得在水平构造应力 $\Sigma_x(t)$ 作用下, 地下 h 处介质发生破坏的时间:

$$t_f = \frac{S_0 - \Sigma_0}{\beta} + \frac{\alpha}{\beta} h + \frac{\delta(h)}{\beta} \tag{10}$$

由式(10)可见, 若介质垂向均匀(忽略 $\delta(h)$ 的影响), 在 $\Sigma_x(t)$ 作用下, 越深的地方发生破坏所需的时间越长. 又由于 $\beta = CE$ 与变形速率 C (也是等应变加载速率) 成正比, 因而对深度固定(从而 E 及 α 也被固定)的某处而言, 等应变加载速率越大则发生破坏的时间越短.

必须强调指出的是, 地下介质发生破坏却不一定发生地震(突发失稳), 介质的渐进式破坏行为有可能导致岩体无震破坏. 因而对中强地震的发生而言, 上述破坏判据是必要但不是充分的. 震源区是否突发失稳, 不但取决于震源体的力学性质, 还与围岩的卸载刚度密切相关. 只有在峰后阶段, 并且围岩卸载刚度 k 小于岩体破坏(或断层滑动)后本构行为所表现出的相应刚

度 f' 时(即柔性加载),失稳才有可能发生^[11-13].

已有的实际观测及实验研究结果表明,断层交汇或障碍体等构造的存在,决定了该区域倾向于发展成为应变集中及破坏易于发生的区域^[14-22].而依据前述实验结果及理论分析,就震源区附近小范围内地震活动特征而言,在区域差应力逐渐增强的过程中,浅部岩体(层)较之深部岩体(层)将先期达到破坏强度而发生破坏并可能产生地震.但由于浅部较低的围压环境,其能量和震级会相对较小,并且时间分布随机散乱.随差应力的增加,应力集中点会向下迁移,破裂和相应的地震也可能出现统计下迁的趋向.由于破坏强度随深度增加,因而有可能出现有起伏的地震升级现象.结合普适的地震活动特征,图1初步给出一次应力加载过程中,地震孕育及源区中小地震时空演化的概念模式.其中,(a)为岩石变形破坏的力学行为随深度的改变,截面 ACBD 过震中及震源;(b)给出截面与地表的交线 ACB、特别是震中 C 点附近地震活动随时间的变化;(c)给出截面上震中(C点)附近小震震源深度随时间的变化.

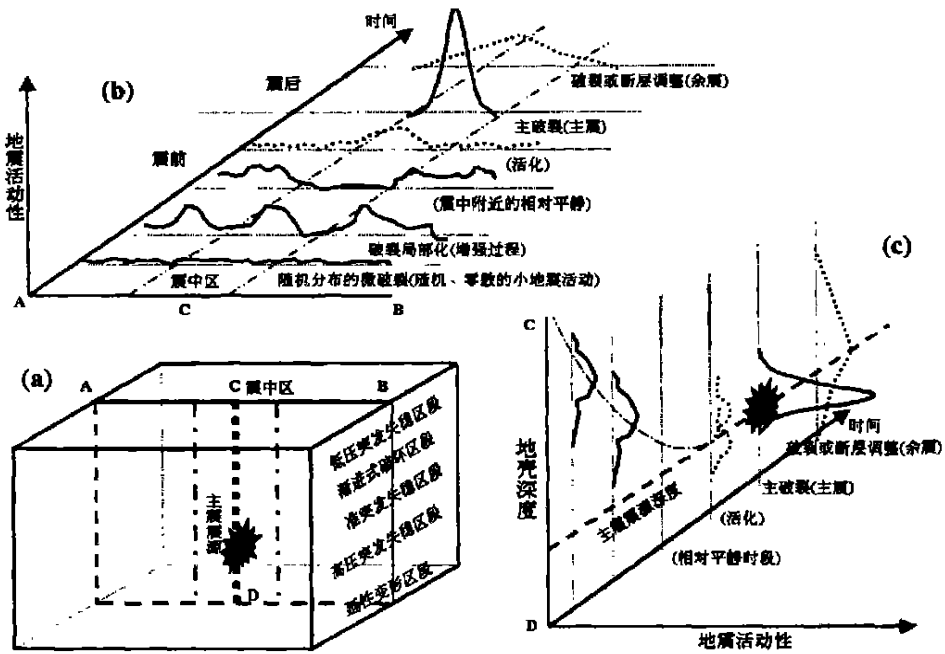


图1 中强地震孕育过程中源区中小地震时空演化的概念模式

Fig.1 Conceptive model for spatio-temporal evolution of small and moderate earthquake during the process of strong earthquake pregnancy.

2 地震学观测证据

若上述分析成立,那么最直接的观测证据应该是:在中强地震震中附近,随主震的临近,中小地震活动总体向下迁移.然而由于震源深度测定的不精确性,定量的统计检验几乎无法进行.而且深度的测量误差很可能大于震源深度向下迁移的变化量.尽管如此,仍有部分精定位结果在一定程度上支持上述初步认识:

(1) Dodge 等采用波形相关技术对 1992 年 Landers 地震的前震进行重新定位(相对定位)^[23],其相对不确定性在水平方向上小于 100 m,垂直方向上小于 200 m.他们发现前震分布范围在地震前 6.5 小时开始有一个显著的扩展,沿断层方向由 800 m 扩展到 2 000 m;在深度方向由 900 m 下到 3 200 m.

(2) Hurukawa 对 1995 年择捉岛近海 $M_w7.9$ 地震的前震、主震和余震的重新联合定位显示,主破裂起始点开始于前震区的最深处²⁴。换言之,主震相对于前震而言实际上已向下迁移。

(3) Rastogi 等²⁵对印度 Koyna—Warna 地区 1993~1996 年的 2 000 多次 0.5 级以上地震进行重新定位。前期定位的不确定性在水平向上为 0.6~0.7 km,垂直向为 1.0~1.8 km;后期定位精度进一步改善,水平方向的不确定性小于 0.2 km,垂直向的不确定性小于 1 km。在这期间共发生 5 次(中强)地震,在主震前 500 小时(21 天)以内,半径 8 km 内发生的前震,其深度下迁趋势非常明显。

(4) 曲延军等²⁶沿北天山地震带选取 I、II 类定位精度的中小地震,以 2° (纬度) $\times 3^\circ$ (经度)为空间窗长, 0.5° 为步长沿经度滑动扫描,发现在北天山及中天山 1993 年以来发生的 7 次 5 级地震中,有 5 次震前 1~3 年小地震震源深度有逐步加深的趋势。通常深度达 20 km 以后易发生中强以上地震。

3 对中强地震前地震活动某些特征的初步解释

3.1 中强地震前中小地震活动的“增强—平静—()”

“ — ” “ — — () — ”
 , 20 % ~ 30 % 70 % ~ 80 %^[27, 28], “ — — ”
 “ — — — ” , ?
 [10 29, 30] .

3.1.1

(1)、(8) , $S(h)$ — , (1) $\delta(h)$
 $\delta(t, h)$ t 时刻附近一个足够小的时间期间内不随深度改变, 2(a) .
 A、B、C 等几个离散的时间点予以讨论。

$\Sigma_x(t)$ t_A 之前, (9) h_A 以上的较
 浅部位 .
 [31] .

[6] .
 “ ”
 (8) t 增加, t_B 时刻在 h_B 处满足 $\delta(t_B, h_B) \geq S(h_B)$, h_A 以上已
 先期破坏, $h_A - h_B$ 之间 .

, AE 数量随围压的提高而明显增多,
 [6] .
 $\Sigma_x(t)$,
 “ ” $\Sigma_x(t)$ t 继续增大,
 () , “ ” .

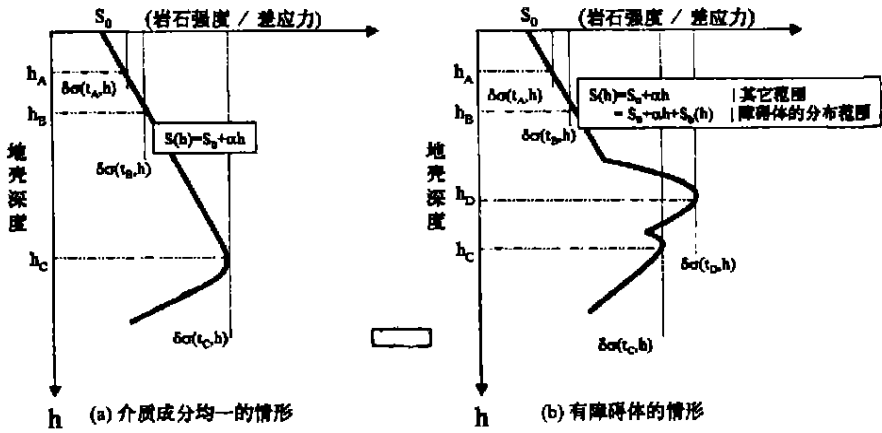


图 2 地下某处岩石强度 $S(h)$ 和不同时刻差应力 $\Delta\sigma(t, h)$ 随深度的变化示意图

Fig. 2 Sketch for rock strength $S(h)$ versus differential stress $\Delta\sigma(t, h)$ changing with depth h and time t .

$$\Sigma_{\lambda}(t) \quad , \quad (9) \quad ,$$

AE 活动, “ — — ” AE 被记录到^[8].

$\Sigma_{\lambda}(t)$ [8] “ — — — ” t_C 时刻, h_C 处满足破坏条件式 (9),

3.1.2

(), (1) $\Delta\sigma(h)$, 2(b) , $S_a(h)$ $\Delta\sigma(h)$. , $S(h) \leq \Delta\sigma(t, h) < S(h) + S_a(h)$, “ ”

“ — ” “ — ”

[34]

$$\Sigma_x(t), S(h_C \leq \Phi(t_C, h) < S(h_D) + S_a(h_D)),$$

$\Phi(t_D, h_D) \geq S(h_D) + S_b(h_D)$, t_D 时刻发生破坏失稳, $h_C > h_D$, “ — ”

3.2 b 值变化

依据高温高压实验结果, () b 值的两项主要影响因素^[6, 7].

b 值的两项主要决定因素^[35-37]. b 值随围压增加有减小的趋势. 400 MPa 围压下, b 值总的来看在低温时较高而在高温时较低, 350°C 附近为最低,

b 值相对较高, 14 ~ 18 km (350°C、400 MPa ~ 450°C、500 MPa) b 值为最低^[8].

b 值的基本变化特征给出一种可能的物理解释:

b 值的趋势性降低. 14 ~ 18 km 深度的温压环境条件下 b 值最低, b 值趋势性降低, b 值转折回升的时候.

3.3

(1999) , , α [6], [38-39]

α , AE 序列奇异性强度因子 α 18 km 左右深度的温压条件下最宽, AE 时间序列的标度类型在此时最多, ;

“ ” “ ” “ ”, () α “ ” “ ”, 20 km 以上^[40], α “ ”

4

(1) ， ， () ，

(2) ， ， ，

(3) *b* 值的降低既可以持续数年或更长^[41]，
^[42]， *b* 值降低过程分别主要与介质和应力状态
 有关：*b* 值降低可能缘于震中附近区域的地震下迁（
 ）；^[43]， *b* 值的急剧降低，
 （ ）。

(4) ， α “ ” “ ”，

(5) ， ， ，
 ， ， ，
 []

[1] ， ， 1982, 4(4): 68.
 [2] . [A] . : [C] . : ， 1986. 159—174.
 [3] Carter, Michael C Tsenn. Flow properties of continental lithosphere[J]. Tectonophysics 1987, 136: 27—63.
 [4] Scholz C H. The brittle-plastic transition and depth of seismic faulting[J]. Geol. Rund., 1988, 77: 319—328.
 [5] Lockner D. The role of acoustic emission in the study of rock fracture[J \ \] Int., Rock Mech. Min. Sci., 1998, 30: 883—900.
 [6] ， ， . [J] . ， 2000, 43(6): 812—826.
 [7] ， ， . [J \ \] ， 2000, 20(3): 87—94.

- [8] , , . AE 序列特征[J] \ \ , 2000, 22 (4): 395—403.
- [9] Kohlstedt D L, Evans B, Mackwell S J. Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments[J]. JGR, 1995, 100: 17587—17602.
- [10] Kanamori H. The nature of seismicity patterns before large earthquakes. Earthquake prediction——an international review[M]. Maurice Ewing Series, 1981. 1—19.
- [11] Rummel F, Fairhurst C. Determination of the post-failure behaviour of brittle rock using a servo-controlled testing machine[J]. Rock Mech., 1970, (2): 189—204.
- [12] Salamon M D G. Stability, instability and design of pillar working[J]. Int. J. Rock. Mech. Min. Sci., 1970, 7(6): 613—631.
- [13] [A] . : [C] . : , 1982. 409—415.
- [14] , , , .⁵ [J] . , 1995, 17(4): 318—326.
- [15] , , , . [J] . , 2000 22(1): 65—73.
- [16] , , , . () [J] . , 1995, 17(4): 327—335.
- [17] , , . () [J] . , 1995, 17(4): 336—341.
- [18] , , . [J] . , 1986, 8(4): 393—403.
- [19] , , , . [J] . , 1995, 17(4): 342—348.
- [20] , , , . [J] . , 1997, 19(3): 317—322.
- [21] 、 、 , . [J] . , 1997, 19(1): 79—85.
- [22] , , , . [J] . , 2000, 22(3): 278—287.
- [23] Dodge D A, Beroza G C. Foreshock sequence of the 1992 Landers, California, earthquake and its implication for earthquake nucleation[J]. JGR, 1995 100: 9865—9880
- [24] Hurokawa N. The 1995 off-Etorofu earthquake: joint relocation of foreshocks, the main-shock, and aftershocks and implications for the earthquake nucleation process[J]. BSSA, 1998 88(5): 1112—1126.
- [25] Rastogi B K, Prantik Mandal. Foreshocks and nucleation of small- to moderate-sized Koyna earthquake (India) [J]. BSSA, 1999, 89(3): 829—836
- [26] , , , . [J] . , 2000, 14(4): 312—322.
- [27] , , , . [M] . : , 1993.
- [28] , . [J] . , 2000, 20(3): 29—36
- [29] , , . 1966 年邢台地区强震前小震的“ — ” [J] . , 1990, 12(4): 348—356.
- [30] , , , . [J] . , 1995 (): 23—35.
- [31] Ohnaka M, Mogi K. Frequency characteristics of acoustic emission in rocks under uniaxial compression and its relation to the fracturing process to failure[J]. JGR, 1982, 87(B5): 3873—3884.
- [32] Scholz C H. The Mechanics of Earthquakes and Faulting[M]. Cambridge, Cambridge Univ. Press 1990.
- [33] , . [M] . : , 1991. 220—223.
- [34] , , . [J] . , 1996 18(3): 1—9.
- [35] Mogi K. Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes. 2[J]. Bull. Earthq. Res. Inst., 1962, 40: 831—853.
- [36] Scholz C H. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes[J]. BSSA, 1968, 58: 399—415.
- [37] . b 值模拟实验的开端[J] . , 1986, 8(3): 330—333.
- [38] , . $f(\alpha)$ [J] . , 1992, 14(2): 30—35.
- [39] . [J] . , 1997, 19(3): 331—333.
- [40] , James Ni , . [J] . , 1991, 34(1): 42—54.
- [41] , , , . — [M] . : , 1979.
- [42] Molchan G M, Kronrod T L, Nekrasova A K. Immediate foreshocks: time variation of the b -value[J]. Phys. Earth Planet Inter.,

1999, 111: 229—240.

[43]

, 2000.

[D].

**PRIMARY EXPLANATION ON SOME SEISMIC PHENOMENA AROUND THE
EPICENTER AREA BEFORE STRONG AND MODERATE EARTHQUAKE
BASED ON THE HT—HP ROCK FAILURE EXPERIMENTAL RESULTS**

JIANG Hai-kun^{1,2}, ZHANG Liu², ZHOU Yong-sheng²,
HOU Hai-feng¹, CHAO Wen-hai¹

(1. *Seismological Bureau of Shandong Province, Jinan 250014, China;*

2. *Geology Institute of CSB, Beijing 100029, China*)

Abstract: Based on the model from HT—HP rock experimental result and theoretical analysis, for epicenter area of strong and moderate earthquake, the properties and mechanical behaviors of rock deformation and failure under the condition of different temperature and pressure are studied. According to the model, during a loading circle, the small earthquakes move to the deeper crust gradually with the tectonic stress increases. The relocation results of some earthquake sequences support this concept model. Considering the mechanical behaviors of rock incremental failure and abrupt instability, the enhancement and quiescence phenomena of seismic activity before middle and strong earthquake, as well as the changing characteristics of b -value are studied primarily. The potential mechanism of two kinds of quiescence and change of b -value are discussed.

Key words: Rock strength; Differential stress; Abrupt instability; Incremental failure; Focus depth