维普资讯 http://www.cqvip.com

远场地震电磁辐射强度与孕震震级关系

范小平1.2,杨从杰2,李清河2,田 韬2

(1. 中国地震局地球物理研究所,北京 10008; 2. 江苏省地震局, 江苏南京 210014)

摘 要:基于垂直电偶极子激发源模型,首先研究了远场地震电磁场辐射场及其分布特征,其次分析 了远场地震电磁辐射强度与孕震震级之间的关系。结果表明垂直电偶极子激发源可以解释孕震区 激发电磁辐射现象,是激发地震电磁辐射最有可能的激发源之一;远场地震电磁辐射强度的对数与 地震震级呈线性关系,直线的斜率与孕震区裂隙特性分布及其电磁特性有关。研究结果对进一步 认识地震电磁辐射现象和拓宽地震监测预报思路均有积极意义。

关键词:地震电磁辐射;震电转换机制;震级;垂直电偶极子激发源

中图分类号: P315.72 文献标识码: A 文章编号: 1000-0844(2008)03-0208-06

Relationship between the Radiation Intensity of Far-field Seismic Electromagnetic and Pregnant Earthquake Magnitude

FAN Xiao-ping^{1,2}, YANG Cong-jie², LI Qing-he², TIAO Tao²

(1. Institute of Geophysics, CEA, Beijing 100081, China; 2. Earthquake Administration of Jiangsu Province, Nanjing 210014, China,)

Abstract: Based on the vertical electric dipolar emitter source model, the far-field characteristics of seismic electromagnetic radiation are studied first, and then the relationship between the radiation intensity of far-field seismic electromagnetic and pregnant earthquake magnitude is analyzed. The results show that the vertical electric dipolar emitter source model can be used to interpret the phenomenon of electromagnetic radiation emitting in seismogenic zone, and is one of the most possible source mechanisms for emitting the seismic electromagnetic radiation field. The logarithm of radiation intensity of far-field seismic electromagnetic has linear relation to earthquake magnitude, and the line's slop has relation with the fracture distribution and fracture electromagnetic characters in seismogenic zone. The results of this paper are significant for knowing the phenomenon of seismic electromagnetic radiation and useful for earthquake prediction.

Key words: Seismic electromagnetic radiation; Convertting mechanism of seismo-electric; Earthquake magnitude; Vertical electric dipolar emitter source

0 引言

大量的实验和观测资料表明,地震电磁辐射是 一种自然现象^[1:13]。地震孕震过程中孕震区会出现 不同程度的电磁辐射异常。过去几十年里中外科学 家就地震电磁辐射异常同地震孕震过程进行了深入 的研究,比较一致的认为地震电磁辐射是引起电磁 异常现象重要原因之一,也是引起视电阻率异常及 视电阻率各向异性程度变化的原因之一^[7,9]。但到 目前为止地震电磁辐射效应产生的机理及同地震孕 震过程之间的关系并不是很清楚,普遍认为压电 (磁)、动电(磁)及带电颗粒的移动等震电转换机制 是产生地震电磁辐射现象主要的可能机制,而这些 机制的形成与转换均与孕震区应力场的变化紧密相 连。

收稿日期:2007-12-19

基金项目:地震科学联合基金(606044);江苏省社会发展基金(BS2005068)

作者简介:范小平(1974-) 男(汉族),甘肃宁县人,在读博士,现主要从事震电耦合场、介质非均匀性方面的研究.

第3期

上世纪 80 年代希腊科学家就开始了地震电 (磁)辐射场与地震关系的研究,提出了著名的 VAN 方法^[8],通过测量地震震前 SES (Seismic Electric Signals)信号预报地震,总结出了地震电磁辐射信号 强度与地震震级之间的经验关系^[12],即:lg $E = \alpha M$ + C,其中 E 为电磁辐射强度;M 为震级; α 为斜率; C 为常数,该常数与地震孕震区域有关。VAN 方法 的提出引起了地震学家的广泛讨论。部分学者对该 方法提出了质疑^[15],认为 VAN 方法只建立在希腊 西部少数地震序列研究基础之上,缺乏普适性,也缺 乏必要的理论支持。但更多的学者则持肯定态 度^[16],试图从不同的角度对该方法给出理论或实验 解释。

Sornette^[17]假定地震震源是一个自组织临界体 系,以压电(磁)效应为孕震区电磁辐射的基础研究 了激发源激发与观测点电磁辐射异常之间的相关 性。Molchanov^[18]作了一个关键性的假设,即地震 电磁信号辐射是前震活动的产物,以动电(磁)效应 为孕震区电磁辐射的基础探讨了激发源与观测点电 磁辐射异常之间的关系。Surkov^[19]基于动电(磁) 效应研究了裂隙介质中的地震电磁辐射现象,讨论 了孕震区裂隙介质地震电磁辐射信号强度与孕震震 级之间的关系,并分析了裂隙介质模型下地震电磁 信号分布特征。Takeuchi^[20]等基于压电(磁)效应 研究了走滑断层电磁辐射现象,估计了断层滑动激 发震电信号强度同地震震级之间的关系,分析了断 层周围介质的饱和状态对地震电磁信号辐射强度的 影响。Gershenzon^[21]等考虑了三种激发机制:压磁 效应、动电效应、和感应效应(由导电地壳在地磁场 中运动产生的电场),并计算出了地面能观测到的 这几种源产生的电磁场强度,但并未对电磁辐射强 度与孕震震级关系进行讨论。Huang^[22-23]等从实验 和理论方面对地震电磁辐射激发和传播进行了研 究,为远场地震电磁辐射异常提供了理论和实验支 持。这些研究一方面对进一步认识地震电磁辐射现 象,探索其产生机理以及对地震的观测预报均有重 要的意义,另一方面则从不同的角度对 VAN 方法给 出了理论上或观测上的解释。但是这些研究均建立 在某一特定的震电转换机制之上。实际上地震孕震 过程极其复杂,用单一震电转换机制来研究地震电 磁辐射从激发机制上讲并不完整,而且就目前人们 所熟知几种震电转换机制中动电(磁)、压电(磁)效 应均有较高的能量转化效率[24];对基于不同震电转 换机制下的地震电磁辐射强度与孕震震级关系的讨 论是否完整和正确还有待商榷,二者之间的关系是 否对震电转换机制类型有依赖性?影响这种关系的 因素又有哪些呢?针对上述问题,本文以垂直电偶 极子激发源模型首先从理论上探讨远场地震电磁辐 射场及其分布特征,其次则对远场地震电磁辐射强 度与孕震震级关系进行讨论。本研究结果对加深地 震电磁辐射现象认识,拓宽地震观测预报思路均有 积极的意义。

1 远场地震电磁辐射场及其分布特征

地震孕震过程实际上是应力集中与释放的变化 过程,而在这一过程中震源区均伴随着电荷的积累 和释放,由孕震初期的静电荷放电为主到孕震后期 的偶极电荷放电为主。因此可以以垂直电偶极子为 地震电磁辐射的激发源模型,其中接近地球表面为 垂直电偶极子正极,电偶极子负极在地壳深部。当 观测点远离激发源区时,激发源可以等效为点电荷 放电。假设半径为L体积为V的球体源存在于电阻 率恒为 ρ 的导电介质中(图1),所有可能的震电转 换机制均发生在该球体源内。球体源向外辐射电 (磁)场,记为P(t)。相对地球表面某一观测点r 而 言, $L \ll r$ 。当t = 0时,该极化电(磁)场表现出阶跃 函数的特性,从0变化到某一有限值;当t > 0时,球 体源外任意一点的电势可以表示为^[25]





$$\phi_{\epsilon} = \frac{P(t)V\cos\theta}{t^2} \quad r > L \quad (1)$$

 ε 为介电常数; θ 为z轴与r之间的夹角。那么球面 上单位面积电荷为

 $4\pi \epsilon r^2$

$$q(t) = P(t)\cos\theta \qquad (2)$$

根据电流密度的定义有

$$J_n = -\frac{\partial q}{\partial t} \tag{3}$$

又根据欧姆定律,沿场强方向的电流密度为

西北地震学报

$$J_{n} = \frac{E_{n}}{\rho} = \frac{2P\cos\theta}{3\varepsilon\rho} = \frac{2q}{3\varepsilon\rho}$$
(4)

由式(3)和式(4)可得

$$\frac{\partial q(t)}{\partial t} + \frac{2q(t)}{3\varepsilon\rho} = 0 \tag{5}$$

式(5)的通解为 $q(t) = c_1 \exp\left[-2t/(3\epsilon\rho)\right]$,球面电 荷衰减系数为 $3\epsilon\rho/2$ 。把式(5) 代入式(1),因 q(t)与 P(t) 具有相同的时间函数, 所以在频率域内有

$$\phi_{e}(\omega) = \frac{P(\omega) V \cos \theta}{4\pi \varepsilon r^{2}} \left[\frac{i\omega}{i\omega + 2/(3\varepsilon\rho)} \right] \quad (6)$$

对电磁场作准静态近似,并忽略反向电磁场对源场 的作用.故频率域中静电场可以表示为[26]

$$E(\omega) = - \nabla \phi_{\epsilon}(\omega) = -\frac{V}{4\pi\varepsilon} \frac{i\omega}{i\omega + 2/(3\varepsilon\rho)} \nabla \left(\frac{P(\omega) \cdot r}{r^{3}}\right) (7)$$

在低频近似下式(7)可简化为

$$E(\omega) = -\frac{3V\rho}{8\pi} \left[i\omega \nabla \left(\frac{P(\omega) \cdot r}{r^3} \right) \right]$$
(8)

在时间域

$$E(t) = \frac{3V\rho}{8\pi} \nabla \left[\left(\frac{P(t) \cdot r}{r^3} \right) \right] = \frac{3V\rho}{8\pi} \left[\frac{3(P(t) \cdot r)r}{r^5} - \frac{P(t)}{r^3} \right]$$
(9)
$$P = \frac{\partial P(t)}{\partial t}$$

为了估计地表的电磁场分布,定义一个以球体 源为坐标原点的直角坐标系(图1),z,x,y分别为垂 直向、水平向单位向量。依据镜像理论和边界条件 $E_z(z=0) = 0, \bar{z}, r$ 平面内观测点的激化场可以表示 为

$$P(t) = P_{z}\bar{z} + P_{x}\bar{x} + P_{y}\bar{y}$$
(10)

 P_x 为观测点极化场的垂直分量; P_x , P_y 分别观测点 极化场的两个水平分量。把式(10)代入式(9),则 地球表面电场三分量可以表示为

$$E_{x}(t) = \frac{3V\rho}{4\pi r^{3}} \left(3\frac{\partial P_{x}(t)}{\partial t} \cos\theta \sin\theta + \frac{\partial P_{x}(t)}{\partial t} (3\sin^{2}\theta - 1) \right)$$
(11)

$$E_{z}(t) = \frac{3V\rho}{4\pi r^{3}} \left(3\frac{\partial P_{x}(t)}{\partial t} \cos\theta \sin\theta + \frac{\partial P_{z}(t)}{\partial t} (3\cos^{2}\theta - 1) \right)$$
(12)

$$E_{y}(t) = \frac{3V\rho}{4\pi r^{3}} \left(\frac{\partial P_{y}(t)}{\partial t}\right)$$
(13)

结合麦克斯韦电磁方程组,并运用镜像理论,观 测点的磁场三分量可以表示为

$$B_{z} = \frac{3\mu V}{4\pi r^{2}} \sin \theta \frac{\partial P_{z}}{\partial t}$$
(14)

$$B_{z} = \frac{3\mu V}{4\pi r^{2}} \cos \theta \frac{\partial P_{z}}{\partial t}$$
(15)

$$B_{y} = \frac{3\mu V}{4\pi r^{2}} \left(\frac{\partial P_{z}}{\partial t} \sin \theta - \frac{\partial P_{x}}{\partial t} \cos \theta \right) \quad (16)$$

式(11)~(16)则是远场地震电磁辐射场分布表达 式。可以看出,远场地震电(磁)场的强度受激发源 的强度 P(t) 及大小范围 V、激发源与观测点的距离 r以及介质的电磁特性(电导率 ρ 、磁导率 μ)影响明 显, $E = E(P(t), V, \rho, r)$ 和 $B = B(P(t), V, \mu, r)$ 。以 震电场水平分量 $E_{*}(t)$ 为例分析影响远场地震电磁 辐射场强度分布的因素。对于某一特定阶段的孕震 源,激发源强度 P(t)、孕震区域 V 及震源深度 d(d) $\ll x < r$)均假定为确定参数,那么 cos $\theta = d/r$, sin $\theta =$ x/r≈1 所以式(11)可以简化为

$$E_{x}(t) = \frac{3V\rho}{4\pi r^{3}} \left(3 \frac{\partial P_{z}(t)}{\partial t} \frac{d}{r} + 2 \frac{\partial P_{z}(t)}{\partial t} \right) (17)$$

从式(17)可以看出影响远场地震电磁场的强 度主要因素为激发源与观测点的距离及介质的电磁 特性.即

$$E_x = E_x(\rho, r) \tag{18}$$

由式(18)可以看出,对于某一特定的孕震体, 如不同观测点与孕震体之间距离变化不大,即 $r_1 \approx$ $r_2 \approx \cdots \approx r$,那么此时则有

$$\Delta E_x = \Delta E_x(\rho) \tag{19}$$

这时由式(17)和式(19)可以看出远场地震电 磁辐射强度差异主要受介质的电磁特性影响,而且 呈线性关系,介质的电磁特性越强越有利于地震电 磁场的传播。但如不同观测点与激发源之间介质的 电磁特性变化不大,即 $\rho_1 \approx \rho_2 \approx \cdots \approx \rho$,则有

$$\Delta E_x = \Delta E_x(r) \tag{20}$$

这时,由式(17)和式(20)可以看出远场地震 电磁辐射强度差异主要受观测点与激发源之间的距 离变化 Δr 影响明显,且与 r^4 成反比关系。随着r逐渐 增大,r对远场地震电磁辐射场强度的影响逐渐趋于 稳定。此时由式(18)可以看出,介质的电磁特性 ρ 对远场地震电磁辐射强度的影响起决定性作用,介 质电磁特性的微小变化均可引起地震电磁辐射场大 小和分布的明显变化。远场地震电磁辐射场对介质 电磁特性的这种依赖特性也许可以解释地震孕震过 程中地震电磁场辐射异常出现"不规律性"及具有 "选择性"的原因^[26],因为介质的非均匀性及介质的 各向异性特性均可对介质电磁特性产生影响,特别 是裂隙介质的孔隙度、饱和度及应力场作用下裂隙 的生长和闭合等微观特性对介质电磁特性有重要的

211

范小平等:远场地震电磁辐射强度与孕震震级关系

第3期 影响。

2 远场地震电磁场强度与孕震震级关系

假设电(磁)场源为一体积为 V 半径为 L 的球体,该球体被体积为 v_i 半径为 l_i 的子球体所填充, 这些子球体与球体源极化时间函数和极化方向相同。那么根据能量分布形式,半径为 l_i 的子球体个数为^[27]

$$N(l_i) = A \cdot l_i^{-D} \qquad (21)$$

其中 D 为裂隙指数, 且 0 < D < 3; A 为破裂区域面积。那么整个球体源体积为^[25]

$$V_{e} = \sum_{i} v_{i} = \frac{4\pi}{3} \frac{AD}{3 - D} [l_{\max}^{3-D} - l_{\min}^{3-D}] = \frac{4\pi}{3} \frac{AD}{3 - D} [l_{\max}^{3-D} S_{R}]$$
(22)

其中 l_{max} , l_{min} 分别为最大和最小子球体 v_i 的半径; $S_R = 1 - \left(\frac{l_{min}}{l_{max}}\right)^{3-D}$ (1 < S_R < 1)。实际上 l_{max} 是整个源球体半径L的一部份,即 $l_{max} = kL$,那么当 $l_{min} \ll l_{max}$ 时, $S_R \approx 1$ 。以水平电场为例,观测点的水平电场分量可以表示为

$$E_{x}(t) = \frac{3\rho}{4\pi r^{3}} \left(\sum_{i} v_{i}\right) \left(3 \frac{\partial P_{x}(t)}{\partial t} \cos\theta \sin\theta + \frac{\partial P_{x}(t)}{\partial t} (3\sin^{2}\theta - 1)\right) = \frac{\rho}{r^{3}} \frac{AD}{3 - D} l_{\max}^{3 - D} \left(3 \frac{\partial P_{z}(t)}{\partial t} \cos\theta \sin\theta + \frac{\partial P_{x}(t)}{\partial t} (3\sin^{2}\theta - 1)\right)$$
(23)

对式(23)两边取对数

$$lg(E_{x}) = (3 - D) lg(L) + lg\left(\frac{ADk^{3-D}}{3 - D}\rho K_{SR}\right) - 3lg(r)$$
(24)

其中

$$K_{SR} = \left(3 \frac{\partial P_z(t)}{\partial t} \cos \theta \sin \theta + \frac{\partial P_z(t)}{\partial t} (3 \sin^2 \theta - 1)\right)$$
(25)

而(Scholz,1990)

$$lg(L) = 0.5M + constant$$
 (26)

所以

$$\lg(E_{*}) = \frac{(3-D)}{2}M + C_{s}^{E}$$
(27)

其中
$$C_s^E = lg(\frac{ADk^{3-D}}{3-D}\rho K_{sR}) - 3lg(r) + constant$$
。

采用同样的方法,可以得到

$$\lg(B_x) = \frac{(3-D)}{2}M + C_s^B$$
 (28)

其中

$$C_{s}^{b} = M_{sR} + \text{constant}$$
,
 $M_{sR} = \lg\left(\frac{ADk^{3-D}}{3-D}\mu\right) + \text{constant}_{o}$

由式(27)、(28)可以看出,远场地震电磁场强 度的对数与地震震级之间呈线性关系,即地震电磁 辐射异常越强,孕震震级则越大;直线斜率大小取决 于裂隙指数 D 值的选择,不同研究区域及不同孕震 阶段 D 值的选取则有所差异。大量的岩石破裂试 验和野外统计数据表明 D 值范围普遍在 2.2~2.8 之间^[28]。岩石破裂试验表明岩石破裂并不是一个 连续性的过程^[6,29-30],而是经过不同的破裂阶段岩 石向外辐射电磁强度也因破裂阶段不同或岩石受力 差异而呈跳跃式特点。在这个过程中岩石物理性质 也随之发生变化。花岗岩在瞬态蠕变下^[31]D约为 2.75;在稳态蠕变下,D约为2.66;在加速蠕变下D 约为2.25。稳态和瞬态蠕变阶段是应力场调整和 能量再积累的过程。电磁辐射以静电荷为主,而加 速蠕变阶段则是能量释放、裂隙生长和岩石破裂的 过程,在这个阶段电磁辐射则以脉冲电磁场占优势。 而岩石破裂在加速蠕变阶段的特征与前面我们假设 激发源辐射特征相一致,表现阶跃函数的特征。同 时考虑到岩石蠕变状态的界定及 D 值的误差,近似 D 值为2.3, 可以得出震电磁场与孕震震级之间关 系的斜率 a₄≈0.35。

3 讨论

Varotsos ^[12]等通过对实测数据分析,给出了 SES 振幅与震级(*M*)之间的经验关系:lg E = aM + b, 这里 $a \ Q b$ 均为经验常数。a 的变化范围在 0.34 ~ 0.37;b 值则依赖于激发源与观测点的方位角及研 究区域介质特性。受人们对地震电磁辐射机制和震 电转换机制认识过程所限,Varotsos^[14]等人提出的 经验公式引起了地震学家的广泛关注和讨论。 Takeuchi^[20]等对孕震区走滑断层电磁辐射场(*E/H*) 与震级(*M*)关系进行了研究,基于压电效应模型从 理论上给出了电磁辐射场(*E/H*)与震级(*M*)关系表 达式:lg $Er^3 = a_EM + b_E$,lg $Hr^3 = a_HM + b_H$ 。该文虽 未对给出具体数值,但认为 $a_E \ a_H$ 取决于孕震断层 或裂隙的分布特征。对于 San Andreas 断层, $a_E = a_H$ ≈0.45, $D \approx 1$ 。SurKov^[19]等对裂隙介质震电效应现

第30卷

象进行了研究,从动电效应角度探讨了电磁辐射场 (E/H)与震级(M)间的关系: lg E = aM + b,从理论 上给出了斜率 a 的表达式 a = 0.5(1 - (t - v)/(1 + v));其中v为裂隙相关长度临界指数;t为迁移临界 指数。根据 Stauffer^[32] 等研究结果, t = 1.6, v =0.88,因此 a_e≈0.31。结合 Varotsos^[14]、SurKov^[19]、 Takeuchi^[20]等研究结果以及式(27)、式(28)可以看 出,无论基于何种震电效应转换机制,电磁辐射场 (E/H)与震级(M)关系均具有相同的表达形式,即 电磁辐射场(E/H)的对数与震级(M)呈线性关系。 表达式中第一项直线的斜率取决于孕震区应力场的 状态,在不同的应力状态下孕震区岩石蠕变状态不 同,不同的蠕变过程一方面决定着孕震区裂隙的分 布形态,另一方面则间接或直接影响着震电转换机 制类型;第二项为常数项,该常数与激发源的特征、 激发源与观测点的距离以及地震电磁波赖以传播的 介质微观特性有关,通过分析 C_s^k 和 C_s^B 可以看出该 常数项影响区域地震电磁辐射场的大小和分布。同 时通过比较可以发现,无论是基于动电效应(a_p≈ 0.31),还是压电效应(a_E≈0.45)及垂直偶极子激 发源(av≈0.35)作为孕震区激发电磁辐射的激发 源,所求得 a 值均与实际观测值均有一定的差异。 如果忽略观测、数据分析及理论计算过程中的误差, 通过比较 a 值与观测值就可以发现,无论基于何种 激发源模型均与观测值有一定的差异。其中基于压 电效应模型所取得的 a 值与实际观测值差异最大; 基于动电效应模型的次之;而基于垂直电偶极子激 发源模型与实际观测值较为接近。理论 a 值与观测 值差异程度的大小虽然不能明确地表明震电转换机 制对地震电磁辐射贡献的大小,但可以表明地震电 磁辐射激发机制并不唯一,至少不是单一的震电磁 转换机制或不单纯由震电转换机制所激发地震电磁 场辐射。这也从侧面表明孕震区地震电磁场激发机 制非常复杂,震电转换机制只是该激发机制中比较 重要的激发机制之一。基于垂直电偶极子激发源模 型的理论 a 值与实际观测值较为接近,表明垂直电 偶极子激发源是孕震区地震电磁场最有可能的激发 源。

4 结论

(1) 震电转换机制是激发孕震区地震电磁场辐射主要的但不是唯一机制。不同的孕震阶段震电转换机制类型可能不同。激发源强度及其大小范围、激发源与观测点的距离以及电磁场赖以传播的介质

特性均可对地震电磁场辐射强度及分布产生影响。 在一定条件下介质特性对远场震电磁场的强度和分 布有着重要的影响。

(2) 地震电磁场辐射强度的对数与地震震级呈 线性关系,即远场电磁辐射强度越强,地震震级则越 大。直线的斜率受孕震区介质裂隙发育状态和程度 影响明显,在不同的孕震阶段或不同应力状态下,直 线斜率取值则不同。

(3)垂直电偶极子激发源可以对 VAN 经验关系给出解释。基于该模型的地震电磁辐射强度与震级之间线性关系系数约为 0.35,与观测值吻合较好,这也再次表明 Varotsos 给出的斜率为 0.34 ~ 0.37的范围是合理的。

致谢:中国科学院地球物理研究所的杜爱民博 士和国家海洋局第二海洋研究所阮爱国博士在本文 形成过程中给予了热情指导,特此致谢。

[参考文献]

- [1] 祁贵仲."膨胀"磁效应[J]. 地球物理学报,1978,21(1):18-33.
- [2] 钱书清. 地震电磁辐射前兆不同步现象物理机制的试验研究[J]. 地震学报,1998, 20(5):533-540.
- [3] 钱书清,任克新,吕智. 伴随岩石破裂的 VL F、M F、HF 和 VHF 电磁辐射特性的实验研究[J]. 地震学报,1996,18(3):346-351.
- [4] 郭自强,郭子祺,钱书清,等. 岩石破裂中的声电效应[J].地 球物理学报,1999,42(1):74-83.
- [5] 石昆法. 震电效应原理和初步实验结果[J]. 地球物理学报, 2001,45(5):720-726.
- [6] 杜爱民,周志坚,徐文耀,等. 新疆和田 M7.1 地震前 ULF 电磁 辐射的激发机理[J]. 地球物理学报, 2001,47(5):832-837.
- [7] 李江华,曾柯,冯家铎. 地电场观测及强震前大地电位异常特征[J].西北地震学报,1996,18(4):9-16.
- [8] 范小平,杨从杰,李清河,等.震电效应研究进展与前景展望[J].西北地震学报,2006,28(4):364-368.
- [9] Ishido T, H Mizutani. Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock water systems and its applications to geophysics[J]. J. Geophys. Res., 1981, 86: 1763-1775.
- [10] Varotsos P. Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes [J]. Tectonophysics, 1984, 110:73298.
- [11] S K Park, M J Johnston, T R Madden. Electromagnetic precursors to earthquakes in the ULF band; A review of observations and mechanisms[J]. Rev. Geophys., 1993,31: 117-132.
- [12] Darcy Karakelian, Gregory C. Beroza, Simon L. Analysis of ultra

 low frequency electromagnetic field measurements associated with the 1999 M 7. 1 Hector Mine earthquake sequence [J].
 Bull. Seismol. Soc. Am., 2002, 92:1513-1524.
- [13] Beamish D. Characteristics of near surface electrokinetic coupling

213

第3期

- [J]. Geophys. J. Int., 1999, 137: 231-242.
- [14] Varotsos P, Lazaridou M, Eftaxias K. Short term earthquake prediction in Greece by Seismic Electric Signals [A] // Lightill Sir, (ED). A Critical Review of VAN. World Scinetific [G]. Singapore: [s. n.], 1996:29-76.
- [15] Jackson D, Kagan J. VAN method lacks validity [J]. EOS. Trans. AGU, 1998,79:573-579.
- [16] Uyeda S. VAN method of short term earthquake prediction shows promise[J]. EOS. Trans. AGU, 1998,79:573-580.
- [17] Somette A, Somette D. Earthquake rupture as a critical point: consequences for telluric precursors [J]. Tectonophysics, 1990, 179:327-334.
- [18] Molchanov O V. Fracturing as underlied mechanism of seismoelectric signals[A] // M Hayakawa. Atomspheric and lonospheric electromagnetic phenomena associated with earthquakes [G]. Tokyo, Terra Scinetific Publishing Co, 1999.
- [19] Surkov V V, Uyeda S, Tanaka H, et al. Fractal properties of medium and seismoelectric phenomena [J]. Journal of Geodynamics, 2002, 33:477-487.
- [20] Takeuchi A, Nagahama H. Scaling laws between seismo electric/magnetic fields and earthquake magnitude [J]. Terra Nova, 2004, 16(3):152-156.
- [21] Gershenzon N I, Gokhberg M B, Yunga S L. On the electromagnetic field of an earthquake focus[J]. Phys. Earth Planet. Inter., 1993, 77: 13-17.
- [22] Huang Q, Ikeya M. Seismic electromagnetic signals (SEMS) explained by a simulation experiment using electromagnetic waves

[J]. Phys. Earth Planet. Inter., 1998, 109: 107-114.

- [23] Huang Q , Ikeya M. Experimental study on the propagation of seismic electromagnetic signals (SEMS) using a minigeographic model of the Taiwan strait[J]. Episodes, 1999, 22: 289-294.
- [24] 刘洪,李幼铭. 对利用震电效应勘探油气水的几点看法[J]. 石油物探,1994,33(2):94-101.
- [25] Valllianatos F, Tzanis A. On the nature, scaling and spectral properties of pre – seismic ULF signals[J]. Natural Hazards and Earth System Sciences, 2003, 3:237-242.
- [26] Geller R L, Jackson D D , KaganY Y, et al. Earthquakes can not be predicted [J]. Science, 1997, 275:1616-1617.
- [27] Vallianatos F. On possible scaling laws between electric earthquake precursors (EEP) and earthquake magnitude [J]. Geophys. Res. Lett., 1999, 26(13):2013-201.
- [28] Turcotte D L. Fractals and Chaos in Geology and Geophysics
 [M]. Cambridge : Cambridge University Press, Second edition, 1997:397.
- [29] 钱书清,张以勤,曹惠馨,等.岩石破裂时产生的电磁脉冲的 观测与研究[J]. 地震学报,1986,8(3):301-308.
- [30] 王恩元,何学秋,刘贞堂,等.受载岩石电磁辐射特征及其应 用研究[J].岩石力学与工程学报,2002,21(10):1473-1477.
- [31] Hiratsen M W, Pride S R. Electroseismic waves from point sources in layered media [J]. J. Geophys. Res., 1997, 102: 24745-24769.
- [32] Stauffer D. Scaling theory of percolation clusters [J]. Phys. Reports, 1979,54(1):1-74.

[参考文献]

- [1] Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space[J]. BSSA, 1985, 75(4):1135-1154.
- [2] Okada Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space[J]. BSSA, 1992,82(2):1018-1040.
- [3] Gomberg J, M Ellis. Topography and tectonics of the central New Madrid scismic zone: Results of numerical experiments using a three – dimensional boundary-element program [J]. J. Geophys. Res., 1994,99; 20,299-20,310.
- [4] Wang R, Francisco Lorenzo Martin, Frank Roth. PSGRN/PSC-MP--a new code for calculating co-and postseismic deformation, geoid and gravity changes based on the viscoelastic-gravitational dislocation theory[J]. Computers & Geosciences, 2006, 32: 527-541.
- [5] Freed A M, Lin J. 粘弹性应力转移延迟了 1999 年赫克托矿地 震的触发[J]. 世界地震译丛,2003, (3): 42-47.
- [6] Wang R. A simple orthonormalization method for the stable and ef-

ficient computation of Green's functions [J]. BSSA, 1999, 89: 733-741.

- [7] 向文,李辉.活动断层运动的重力场反演[J].地壳形变与地 震,2000,20(3):11-16.
- [8] 黄建梁,李辉,李瑞浩.点源位错引起的重力、位势及其梯度变 化[J].地震学报,1995,17(1):72-80.
- [9] Wang R. On the singularity problem of the elastic gravitational dislocation theory applied to plane-earth models[J]. Geophysical Research Letters, 2005, 32: L06307.
- [10] Wang R. The dislocation theory: a consistent way for including the gravity effect in (visco) elastic plane-earth models[J]. Geophysical Journal International, 2005,161:191-196.
- [11] Wang R, Francisco Lorenzo Martin, Frank Roth. Computation of deformation induced by earthquakes in a multi-layered elastic crust-FORTRAN programs EDGRN/EDCMP[J]. Computers & Geosciences, 2003. 29: 195-207.