

地震深部电性变化前兆特征 及其机理的初步探讨*

林长佑 武玉霞 刘晓玲

(国家地震局兰州地震研究所)

摘 要

本文着重讨论了地壳内埋深约10—25km的高阻层原地条件下的导电机理,指出该层岩体导电性主要取决于其裂隙及孔隙情况和孔隙水在其中的分布。根据对部分熔体导电性的研究,对实际岩体电导率进行数字模拟发现,连接因子增加可导致该层原地体积电阻率极大的减少。本文还分析了孔隙水参与下震源及其外围区的应力应变特征,阐明了可能出现的深部电性变化前兆的分区性及其区域的体积电阻率、电性各向异性变化特征,初步探讨了这些变化的物理机理,粗略地估计了可能的变化量值。

一、通常条件下地壳中上部原地岩石的导电性

众所周知,大陆内部的地震多发生在地壳的中上部,即10—30km范围内。原地深部电性变化前兆也有可能主要出现在这一深度范围内,而对此利用大地电磁测深法监测又具有若干有利条件。因此,我们着重讨论地震前地壳中上部电性变化的前兆反应。

根据我国西北和华北某些地区已有的大地电磁测深结果,除了其中某些特殊的高导层流外,10—25km左右的地壳中上部岩石的体积电阻率通常为 $10^2—10^4\Omega\text{m}$ 。对于我国南北地震带的一些测点,其电阻率平均值为 $400\Omega\text{m}$,被称为G层^[1]。对于世界其它一些大陆地区,利用大地电磁测深法和其它电磁法也得到了相类似的结果。因此, $10^2—10^4\Omega\text{m}$ 被认为是地壳中上部原地岩石体积电阻率的典型值。这一测值与相应的干燥岩石的实验室测量值的差别高达2—4个量级。有人将产生这一差别的原因归结为地壳岩石中孔隙和水的存在。我们对此亦曾作过类似的解释^[2]。近年来,随着岩石物理实验更为广泛深入地开展和全球范围内地球物理探测资料的迅速积累,对在20—30km上方的大陆地壳内存在水持怀疑态度的人越来越少了。由于干燥的岩石骨架与孔隙水的电导率有高达6个以上数量级的差别,因此岩石孔隙度的大小、孔隙的形态和连通情况,以及孔隙水在其中的分布是中上部地壳原地岩石体积

*地震科学联合基金资助课题。

电阻率的决定因素。

如果不考虑其它复杂情况, 仅从一般两相介质导电性考虑, 对于水饱和和岩石, 其孔隙度与电导率关系可以用对部分熔体的某些数字模拟结果来类比, 几种典型熔体几何结构的体积电导率 σ^* 为〔3〕:

$$\sigma^* = \frac{2}{3}\beta\sigma_m + (1-\beta)\sigma, \quad (\text{熔体网膜}); \quad (1)$$

$$\sigma^* = \frac{1}{3}\beta\sigma_m + (1-\beta)\sigma, \quad (\text{熔体管}); \quad (2)$$

$$\sigma^* = \left(\frac{1+2\beta}{1-\beta}\right)\sigma, \quad (\text{孤立熔体腔}). \quad (3)$$

阿奇尔定律的经验公式是:

$$\sigma^* = \sigma_r + (\sigma_m - \sigma_r)\beta^2. \quad (4)$$

上式中 β 为熔体比, σ_m 为熔体电导率, σ_r 为岩石骨架电导率。对于中上部地壳含有孔隙水的情形, β 为孔隙度, σ_m 为孔隙流体电导率。根据大量野外测量和实验的统计结果, 取 $\rho_m =$

$\frac{1}{\sigma_m} = 1\Omega\text{m}$, $\rho_r = \frac{1}{\sigma_r} = 10^6\Omega\text{m}$, 由实际测量的地壳中上部原地的体积电阻率 $\rho^* = \frac{1}{\sigma^*} = 10^3 -$

$10^4\Omega\text{m}$, 则可按上述4个公式对原地岩石孔隙度进行估算(表1)。用不同模型所估算的孔隙度差别很大, 表明这些模型并不一致地适合于原地真实情况。某些倾向性的看法认为, 中上部地壳原地岩石的孔隙度为3%左右〔4〕。根据对高度变质岩的实验室测量, 对组成中上部地壳的酸性岩, 当达到一定围压之后, 其饱和岩石的电导率基本上遵从阿奇尔定律〔5〕。应用实际测量的中上部地壳原地电阻率值, 可以由阿奇尔定律和3%的孔隙度的假定估算出相应的孔隙液体的电阻率(表2)。它们与世界某些地区地下水电阻率实测值比较符合, 位于偏低值范围内。

表 1

体积电阻率 ρ^* (Ωm)		1×10^3	2×10^3	5×10^3	1×10^4	3×10^4	10^5
推 测 的 孔 隙 度 %	液体导电膜(1)	1.50	0.75	0.30	0.15	0.05	0.02
	液体导电管(2)	3.00	1.50	0.60	0.30	0.10	0.03
	孤立液体腔(3)	99.97	99.94	99.85	99.70	99.10	97.06
	阿奇尔定律(4)	10.00	7.07	4.47	3.16	1.82	1.00

孔隙流体电阻率 = $1\Omega\text{m}$, 岩石骨架电阻率 = $10^6\Omega\text{m}$

表 2

体积电阻率 (Ωm)	1×10^3	2×10^3	5×10^3	1×10^4	3×10^4	10^5
推测孔隙液体电阻率 (Ωm)	0.09	0.18	0.45	0.90	2.71	9.09

孔隙度 = 3%, 岩石骨架电阻率 = $10^6\Omega\text{m}$

中上部地壳原地孔隙度与电导率关系(水饱和条件下)既不能用理想的导电网膜, 也不能用孤立液体腔进行模拟。因此, 仿照文献〔3〕对部分熔体电导率数字模拟方法, 将实际的岩体看成是两种模型的加权组合, 其有效体积电导率 σ 可用这两种理想模型的体积电导率

值， σ_1 和 σ_2 ，的加权几何平均值来表示：

$$\sigma_0 = \sigma_1^P \cdot \sigma_2^{(1-P)} \quad (5)$$

P 为某一权因子，它表征了在岩体中液体导电网膜模型所占的权重（对总的有效体积电导率的贡献）。为理解（5）式的物理意义，对其两端取对数为：

$$\ln \sigma_0 = P \ln \sigma_1 + (1 - P) \ln \sigma_2 \quad (6)$$

即在对数的意义上，有效体积电导率为两种理想模型体积电导率的加权相加。这一定义可能与电导率对诸多因素有指数依赖关系有关。对于实际观测的中上部地壳原地的有效体积电导率值的展布范围，在孔隙度 $\beta = 0.03$ ，液体电阻率为 $0.4 \Omega m$ ，岩石骨架电阻率为 $10^6 \Omega m$ 的情况下，计算出了相应的权因子和孔隙平均形状比（裂隙的宽度与厚度之比）（表3）。由表3可以看出，当中上部地壳原地体积电阻率由 $10^4 \Omega m$ 变至 $10^2 \Omega m$ ，仅要求液体导电网膜权因子由0.40变至0.80，或平均孔隙形状比由28变至59。即在一定条件下，原地岩体内裂隙连通性是影响其体积电导率的首要的因素。

表3

有效体积电阻率(Ωm)	10^2	2×10^3	5×10^3	10^4	8×10^3	10^4
液体网膜导电的权因子 P	0.80	0.74	0.66	0.60	0.51	0.40
平均孔隙形状比	58.73	54.08	47.88	43.23	36.25	27.72

孔隙液体电阻率 = $0.4 \Omega m$ ，孔隙度 = 0.03 ，岩石骨架电阻率 = $10^6 \Omega m$ 。

二、深部电性变化前兆特征

1. 深部电性变化前兆的分区性特征

为了解释由大地电磁测深所观测到的地震深部电性变化前兆我们曾设想了一个三级结构，外围区—震源区—邻近未来地震断裂的一个狭窄地带，强调了裂隙发展和流体运移在地震发展过程中的作用〔2〕。大尺度岩石样品实验表明，未来主干断裂附近与远离断裂部位形变特征明显不同(图1)〔6〕。岩石小样品实验也同样观测到了声发射和形变局部化现象〔7〕。

已有的野外观测资料表明，某些断裂带和线性构造带显示为良导电带〔8〕。文献〔9〕的研究表明，沿山崎活断层带存在一个三级电性结构，即一个电阻率很低的狭窄带，包围它的一个相当宽的低电阻率带，以及远离断层的外围高电阻率介质。一种合乎逻辑的推测是，这里的良导电带和低阻带是多次地震或长期构造运动所留下的痕迹。表明了在此过程中，这些低阻地带发生了不同于其外围区的特殊形变。

2. 震源区岩体的应变特征及地震准备过程中孔隙流体的作用

震源的情况是很复杂的，我们这里所说的震源体是泛指在地震孕育过程中经历了某些特殊形变，而震后又短时难以恢复的区域，可能略大于余震区所圈划的范围，是很粗略的近

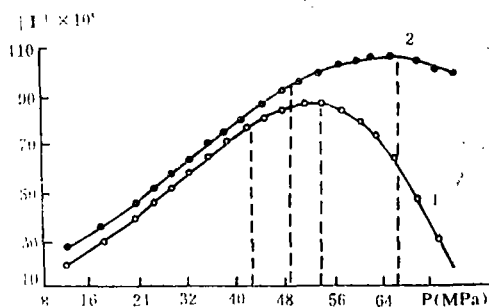


图1 大样品单轴加载实验中，样品自由边界表面不同地段形变对加载的依赖关系
1. 邻近未来断裂区 2. 远离未来断裂区

Fig. 1 In the axial load examination of large size rock sample, the dependent relation of the deformation to the load at various locations on the free surface

似。就现有的研究而言,有水和某些流体参与的大尺度样品真三轴加载的模拟实验^[10, 11]可能是较为接近震源区原地条件的。

在地震孕育的初期, G层内的岩体实际上接近或已进入了扩容期, 随着应力的变化原有的热裂隙开始张开, 新裂隙亦开始形成。构造应力的加载速率远小于实验室实验的加载速率, 变形岩体内部的水份可以有比较充分的时间进行再分配。由于这些裂隙是厚、宽比极小的缝状裂隙, 裂隙表面导电性对岩石体积电导率的贡献起了主导作用, 电阻率将发生比实验测量值更大幅度的下降变化, 同时也将出现电性各向异性。在此过程初期外部的水尚未进入震源体, 孔隙压下降引起有效压强上升, 减缓了震源体内裂隙的进一步发展。当地壳中部高导层的水由下方进入震源体的G层后, 将引起电阻率进一步下降, 同时由于孔隙压上升、有效压强下降促进其中裂隙更为迅速地发展。有效压强 P_e 可以表示为^[12]:

$$P_e = P_c - \alpha P_f; \\ \alpha = 1 - F \exp(-P_f/G) \quad (7)$$

P_f 为孔隙流体压强, P_c 为围压, 对威斯特里花岗岩的实验确定其系数为: $F=0.5$, $G=40\text{MPa}$ 。(7)式表明, 由于流体孔隙压的存在, 三个主应力都同时被减小了。事实上, (7)式显然是对裂隙随机取向的平均结果, 而在构造应力作用下(包括真三轴加载应力实验不同加载路径), 原地岩体内的裂隙是有定向性的, 岩体裂隙中的孔隙压不仅影响到有效压强, 而且影响到差应力, 孔隙压将较大地减小最小主应力。实验证明, 在某一应力状态, 增加最大主应力使岩石破坏的增加量比减小最小主应力的减少量大数倍^[10]。这就意味着在原地真三轴条件下, 由孔隙压的增加导致岩体的破裂是十分有利的。

在岩体的形变和破裂过程中, 除上述力学效应而外, 孔隙水的其它物理—化学效应同样是十分重要的, 近年来已引起人们的极大关注^[13]。某些研究表明, 石英在真空中表面自由能高于2000焦耳/米², 在盐水蒸气中为406—458焦耳/米², 而在液态水中为335—385焦耳/米²^[14]。这意味着, 在水的作用下, 同样的应变能可产生表面积数倍于干燥岩体的裂隙。另一方面, 表面活化物质和带电离子形成的薄膜穿入微裂隙, 在其中产生了巨大的劈开压强, 促进了裂隙的生长。应力作用促进裂隙生长的实质在于, 水和 SiO_2 的作用使得裂隙端部的 Si—O 键为弱的氢键所代替。不言而喻, 上述一系列物理—化学作用皆大幅度地提高了岩石的导电性。

原地岩体的体积电导率 σ 主要由孔隙液体贡献, 与渗透率 k 同属岩体的传输性质, 它们都遵从扩散方程, 因而有某种类比关系。如前所述, 岩体内裂隙的连通性是决定其体积电导率的至关重要的因素, 而渗透率则在一定的意义上描述了岩体内裂隙的相互连通性。从理论上讲, k 与 σ 之间应有某种线性关系存在。但从实验得到, 各种岩石渗透率与电导率有幂律关系, 即 $k \propto \sigma^\gamma$, $1 \leq \gamma \leq 3$ ^[15]岩石渗透率展布的范围较宽, 火成结晶岩石实验室测量值大致为0.1—10微达西, 与某些地区原地测量值相一致; 某些地区原地测量值高约3个量级, 即为0.1—10毫达西。上述结果意味着, 原地岩石渗透率的不同, 其体积电导率可以差别1—3个量级。循环加载中, 渗透率和体应变随差应力有大体相同的变化形态, 只是在弹性压缩阶段渗透率下降甚微(图2)^[16]。此间, 渗透率增加到原值的4倍推知电阻率减少至原值的63%—25%。应该指出, 图2所给出的实验结果是在孔隙压小于围压, 二者都固定的情形。我们所讨论的原地条件具有较高的孔隙压力。孔隙压对渗透率的影响通过有效应力表现出来, 随着孔隙压的增加渗透率大幅度地增加了, 从而导致电导率大幅度上升。

3. 地震孕育后期震源区原地电性变化特征和机理

在地震孕育后期，震源某些区域岩体产生了急剧的不可逆形变，表现为裂隙的雪崩式地增长。按照导电的渗流理论[17]，在含水岩石形变过程中，当裂隙度ε达到一门槛值εc之后，体积电导率σ*对ε的依赖关系发生了根本性变化，

σ* = σs (1 - ε)^3, ε < εc; (8)

σ* = k°σs (ε - εc)^t, t = 1.5, ε > εc.

其中σs为岩石骨架的电导率，k°为一常数。

对于饱和度为ξ的部分饱和岩石，进入渗流阶段其体积电导率为

σ* ≈ k°σs (ξ ε - εc)^t, t = 1.5, ξ ≤ 1, ξ ε > εc. (9)

按照矿物导电性实验，得到εc ≈ 10% [17]。在[18]中利用εc = 15%计算了体积电阻率随孔隙度变化的关系(图3)，显示出，当孔隙度达到某一临界值时电阻率的急剧下降变化。应该指出的是，由于孔隙水较好的渗透性，较高的活动性及较强的浸润能力，岩石中的孔隙水将比导电矿物具有高得多的可连通性。这样对于地壳内原地的导电，εc似应取远低于10%的值，因而，图3中“渗流导电”机制应出现得更早，出现在更低得多的临界裂隙度处。此外，图3计算使用的孔隙水电阻率与岩石骨架电阻率之比为10^-3，而原地情况应为10^-6，则体积电阻率在小孔隙时上升更少，达到门槛值时下降更陡。

理论和实验研究都表明，临近未来地震断裂的狭窄地带是包含于震源体内的一个特殊形变地带，其宽度不超过数公里。这是一个以剪切形变为主要特征的形变带。已有许多实验证明，在沿已有断裂粘滑或摩擦滑动的准备期间，在其邻近地带同样会出现一个狭窄的强烈剪切形变带。岩石体积电阻率的变化主要归因于孔隙水裂隙表面导电性及导电通道的连通。在裂隙表面，水溶液的阴离子与固体表面相附着，形成一个双电层，而产生了表面导电性。对长宽线度与厚度之比很大的裂隙，可粗略导出表面电导率[19]

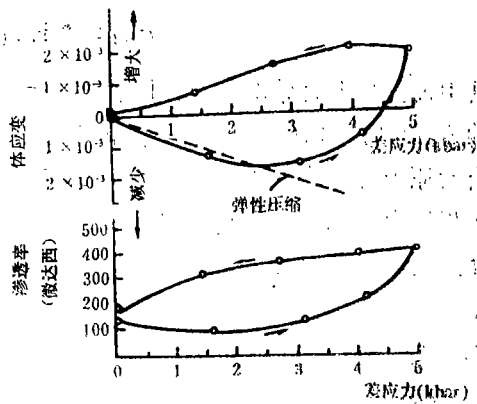


图 2

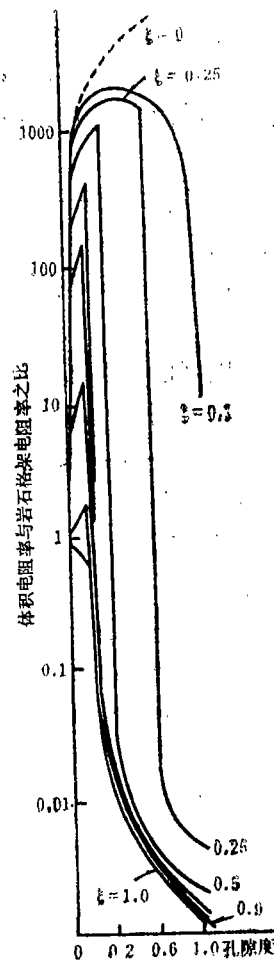


图 3

$$\sigma_{,r} \approx 2 K_{,r} \frac{2}{h} \quad (10)$$

其中 $K_{,r}$ 为表面导电系数, h 为裂隙厚度, 利用对 $h = 2 \times 10^{-7}$ 米的威斯特里花岗岩所导出的 $K_{,r} \approx 1.5 \times 10^{-8} \Omega$, 我们推得表面导电的电导率为 $\rho_{,r} \approx 0.6 \Omega m$, 与我们在第一部分中讨论的原地孔隙水的电阻率 $\sim 0.4 \Omega m$ 可以相比拟。由此可见, 孔隙水裂隙表面导电与孔隙水体积导电对总电导率的贡献是大体相当的。对于孔隙水体积导电, 按照第一部分中表3的估算, 当液体网膜导电权因子由 ~ 0.74 变为 ~ 0.94 时, 孔隙形状比由 ~ 54 变至 ~ 70 时, 裂隙的体积电阻率将由 $\sim 200 \Omega m$ 下降至 $\sim 20 \Omega m$ 。根据上述讨论可以看出, 邻近未来地震断裂狭窄地带内, 体积电阻率在较低值的基础上发生一个量级的下降变化是可以期待的。

4. 震源区电性变化的各向异性

形变和破裂过程中微裂隙活动的各向异性已是人们所熟知的事实。在有孔隙水参与的情况下必然导致电导率的强烈的各向异性, 但是不同的加载路径和方式可能是有所差异的。单纯增大构造应力其效果与常规实验结果类同; 减小侧向束缚应力将更有利于裂隙而垂直于最小主应力的裂隙的张开和该方位新裂隙的形成, 这两者都意味着产生比常规实验更强烈的电性各向异性; 中等主应力的增加将导致宽长比小的裂隙的闭合, 使裂隙平均宽长比增加^[20], 减小了最大主应力方向的导电性, 相反, 中等主应力的减小加剧了导电性的各向异性, 而后者又较易导致地震的发生。可见, 深部岩体电性各向异性加强是地震孕育初期震源区的重要特征。

在进入地震孕育期进程的约四分之三以后(相应实验的约88%的峰值载荷^[7]), 开始形成未来地震断裂邻近区的剪切形变带, 从而在震源体内产生一个新的电性非均匀各向异性体, 引起了新的电性各向异性变化。这就有可能成为地震孕育发展进程中的一个时间标识。

5. 震源外围区的深部电性变化前兆

我们曾报导了在距1976年松潘大震约180km远处所观测到的地壳深部电性变化前兆^[21], 我们认为这主要是震源外围区测点原地的电性变化。某些作者曾试图利用扩展膨胀各向异性(extensive-dilatancy anisotropy (EDA))去解释远离震中数百公里所观测到的地震波速异常^[22]。对于世界绝大多数地区来说, 原地岩体并非处于准流体静应力作用下, 而处于真三轴应力作用下, 且引起EDA的差应力比通常扩容的差应力低1—2个量级, 这就意味着扩展膨胀各向异性可能是普遍存在的现象。事实上, 最近已在世界许多地方, 以至某些稳定地区, 用剪切波分裂方法观测到了EDA现象。作为地震前兆加以监测的只能是扩展膨胀各向异性随时间的变化。EDA机理是一个可逆的弹性过程, 它的作用是促使平行于最大主压应力方向裂隙张开、垂直于该方向的裂隙闭合, 因此随着应力场改变, 各向异性亦随之改变。部分作者认为离震源区稍远岩体性质的变化起因于地震孕育过程中大区域应力场的变化。则将可以在很大范围内观测到相类似的EDA前兆。我们的倾向性意见则认为, EDA前兆主要起因于地震孕育过程中震源区岩石性质变化和应变状态变化所引起外围地区应力分布的某种变化, 则在震源外围不同地区将可能观测到不同形态的前兆变化。地震孕育发生过程中, 只要震源区岩石应变状态和力学性质发生变化, 都可能导致其外围区EDA电性各向异性变化。当然, 其间EDA所引起的电性各向异性变化的量值如何仍需要实验和野外观测的进一步研究。

6. 沿已有断裂粘滑和摩擦滑动的地震深部电性变化前兆

现今大陆内的大多数地震被认为是由沿已有断裂的粘滑和摩擦滑动所引起的。由于断裂的性质、受力方式、粘滑部位的不同，可能出现较为复杂的深部电性变化前兆特征。就其孕震部位而言，大致可以分为三类：整个断裂为未来地震断裂；未来地震断裂为已有断裂端部的一个扩展部分；未来的地震断裂为已有断裂中部的一个闭锁段。对于整个断裂为孕震断裂的情形，可以将断裂带及其邻近地区看成是一个软弱带，它相应于大尺度样品实验中样品内的节理或宏观裂隙。则在区域构造应力作用下，将在断裂附近产生形变的局部化和集中〔6〕。本文前面所讨论的形变破裂的地震深部电性变化前兆特征，原则上都适合于这一情形。

在地震发生起因于已有断裂端部的扩展时，其未来震源区附近的应力场分布大体相应于裂缝端部的情形。对此已有大量的断裂力学方面的研究。这里有两个重要特征对于绝大多数的研究结果都是共同的。其一是在该断裂端部附近（即未来地震的震源区）将出现应力比较高度的集中，在这里发生通常意义的扩容是可以期待的。其中孔隙水的内部调整、扩容硬化现象和地壳中部高导层水的补给都可能发生。上面所讨论的震源区内的深部电性变化前兆也都可能出现。其二是应力分布图案一般都比较复杂，也并不一定对称。所以震源区内深部电性变化前兆可能显示出比较复杂的平面分布。此外，震前原断裂可能发生蠕滑。断裂滑移期间，其邻近地带将发生裂隙生长和扩容〔23〕，形成优势导电方向沿断裂的一个各向异性导电带。

当地震起因于某断裂中部闭锁段的粘滑和摩擦滑动时，可能类似于通常实验室中岩石样品摩擦滑动或粘滑的实验的情形。当前，实验结果对滑动前样品断裂附近相当范围内是否发生明显的扩容仍有争议。我们认为，地壳内震源区的原地条件将更有利于岩体的扩容。原因之一是原地有孔隙水存在，孔隙压将降低有效压强，而使岩石扩容发生在较低的应力水平。原因之二是地震发展过程是一个相当缓慢的过程（与实验室实验相比较），通常意义下的扩容可能发生在较低的应力水平。这一问题需要进一步研究。此外，在此情形下，断裂未锁部分震前可能发生蠕滑，引起沿断裂各向异性导电带的出现或强化。

在断裂粘滑和摩擦滑动的后两种情况下，由于震源区应变状态和介质性质变化引起震源外围区应力场变化，也同样导致EDA机理的深部电性变化。邻近未来地震断裂的强烈形变带的产生和发展，对于任何摩擦滑动和粘滑也都是存在的。因而，前面关于这一情形的深部电性变化前兆的讨论，在原则上也适合这些情形。

以前，人们估计水的临界温度为 300°C — 400°C ，某些作者曾说明孔隙水汽化对扩容岩石电导率改变的影响不大。根据近年来的实验结果〔24〕，地壳中的溶液有接近6克分子的浓度，溶液临界温度将高于 600°C 。我们粗略估计，在10—30km的G层内，温度低于 500°C — 600°C 〔1〕。所以孔隙度不是特别迅速地增加是不会导致孔隙水汽化的。此外，地壳内存在的其它挥发物也可能伴随岩石孔隙度变化而影响到其体积电导率。其中硫就是一种在化学活动性方面与水可以相比拟的挥发物，硫和水的组合比仅有水具有更好的导电性，从而引起更大幅度的电性变化。

本文所进行的分析和研讨还是很初步的。用作研讨基础的原地条件可能仅适合于大陆内的某些大震，地震深部电性变化前兆图案可能是更为复杂和多样化的。而且上面所讨论的问题基本上是定性的，许多问题都有待于更进一步的量化的研究。

（本文1988年8月19日收到）

参 考 文 献

- [1] 林长佑、刘晓玲、蒋梅、武玉镜, 论中国西北某些地区的高导电层和地震区划的深部电性标识, 地震学报, Vol. 10, No. 1, 1988.
- [2] 林长佑, 大震孕震物理过程的初步探讨, 西北地震学报, Vol. 1, No. 3, 1979.
- [3] Schmeling Harro, Numerical models on the influence of partial melt on elastic, anelastic and electrical properties of rocks, Part I, electrical conductivity, Phys. Earth Plan. Int., Vol. 43, No. 4, 1986.
- [4] Beamish, D., The time-dependence of electromagnetic response function, Geophys. Surv., Vol. 4, No. 4, 1982.
- [5] Lee, C.D. Vine, F. and Ross, R.G., Electrical conductivity models for the continental crust based on laboratory measurement on high-grad metamorphic rocks, Geophys. J. R. Astr. Soc., Vol. 72, No. 2, 1983.
- [6] Бадари, К., Соболев, Г. А. и Фролов, А. Д., Анализ деформационных предвестников разрушения крупного образца долерита, Физика Земли, No. 10, 1986.
- [7] 郑捷、姚学新、陈颀, 岩石形变局部化的研究, 地球物理学报, Vol. 26, No. 6, 1983.
- [8] Adam, A., Are there two types of conductivity anomaly (CA) caused by fluid in the crust, Phys. Earth Plan. Int., Vol. 45, No. 1, 1987.
- [9] Electromagnetic research group for the active fault, Low electrical resistivity along an active fault, the Yamasaki fault, J. Geomag. Geoelectr., Vol. 34, No. 2, 1982.
- [10] 陈颀、姚学新、耿乃光, 应力途径、岩石强度和体积膨胀, 中国科学, No. 10, 1979.
- [11] 耿乃光, 应力减小引起地震, 地震学报, Vol. 7, No. 4, 1985.
- [12] Walder, Joseph and Nur, Ames, Porosity reduction and crustal pore pressure development, J. Geophys. Res., Vol. 89, No. B13, 1984.
- [13] Stephen, H. Kirby, Introduction and digest to the special issue on chemical effects of water on the deformation and strength of rocks, J. Geophys. Res., Vol. 89, No. B6, 1984.
- [14] Parks, George A., Surface and interfacial free energies of quartz, J. Geophys. Res. Vol. 89, No. B6, 1984.
- [15] Walsh, J.B. and Brace, W.F., The effect of pressure on porosity and transport properties of rock, J. Geophys. Res., Vol. 89, No. B11, 1984.
- [16] Zoback, M.D. and Byerlee, J.D., The effect of microcrack dilancy on the permeability of Westerly granite, J. Geophys. Res., Vol. 80, No. 5, 1975.
- [17] Челидзе, Т. Л. Перколяционная модель электропроводность минералов, Физика Земли, No. 11, 1979.
- [18] Teisseyre, Roman, Premonitory mechanism and resistivity variations related to earthquake, Pure App. Geophys. (pageoph), Vol. 121, No. 2, 1983.
- [19] Барсуков, О. М., Электропроводивление низкопористых горных пород и трещинообразование, Физика Земли, No. 4, 1983.
- [20] 高桥学等, 真三轴压强下威斯特里花岗岩弹性波速度的各向异性, 耿乃光译, 世界地震译丛, No. 7, 1986.
- [21] 国家地震局兰州地震研究所大地电磁测深组, 南北地震带北段地壳上地幔内的高导电层与地震关系的研究, 勘探地球物理专辑, 第二辑, 地质出版社, 1987.
- [22] Crampin, S. Evans, R. and Atkinson, B.K., Earthquake prediction: a new physical basis, Geophys. J. R. Astr. Soc., Vol. 76, No. 1, 1984.
- [23] Tenfel, L.W., Pore volume changes during frictional sliding of simulated faults, Mechanical behavior of crust rocks, The Handin Volume, geophysical monograph 24, American geophysical union, Washington, D. C., 1981.
- [24] Olhoeft, Gary R., Electrical properties of granite with implications for the lower crust, J. Geophys. Res., Vol. 86, No. B2, 1981.

PRELIMINARY DISCUSSION ON THE PRECURSORY CHARACTERS
AND MECHANISM OF THE SEISMIC DEEP ELECTRICAL CHANGE

Lin Changyou, Wu Yuxia, Liu Xiaoling
(The Earthquake Research Institute of Lanzhou, SSB)

Abstract

In this paper, the conductive mechanism in situ of the high-resistive layer which is 10-25 km in the crust is discussed. It is indicated that the conductivity of the rock block in the layer mainly depends on the crack-porosity behaviour and distribution of porous water in it. Using the theory and numerical modeling of conductivity of partial melt, we can see that when the connection weight factor increases, the volume conductivity in situ of the layer sharply decreases. Analysing the characters of the strain with porous water in and around the focal region, we illustrate the precursory regionalization of the deep electrical change which probably appears during earthquake readiness, explain the characters of the regional volume resistivity and conductivity anisotropy change, preliminarily discuss the physical mechanism of the electrical change, and roughly estimate the possible values.