中国科学: 地球科学 2021 年 第 51 卷 第 1 期: 134 ~ 149
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

# 松原地震与流体作用联系的大地电磁证据

唐裕[1], 翁爱华[1*], 杨悦[2], 李世文[3], 牛建军[4], 张艳辉[1], 李亚彬[1], 李建平[5]

1. 吉林大学地球探测科学与技术学院, 长春 130026;
2. 自然资源部第一海洋研究所, 青岛 266061;
3. 中国自然资源航空物探遥感中心, 北京 100083;
4. 吉林大学建设工程学院, 长春 130026;
5. 中国地质调查局广州海洋地质调查局, 广州 510075
* 通讯作者, E-mail: wengah@jlu.edu.cn

收稿日期: 2019-08-01; 收修改稿日期: 2020-05-05; 接受日期: 2020-05-16; 网络版发表日期: 2020-10-13
国家高技术研究发展计划项目(编号: 2014AA06A601)和国家重大仪器专项项目(编号: 2011YQ05006010)资助

**摘要** 松原地震区是目前东北地区危险性最大的地震区. 特别是自2006年以来, 地震以震群形式持续发生, 最大震级达到了5.8级. 关于松原地震根本原因, 目前尚存在较大争议. 文章利用松原地区面积性大地电磁探测结果, 试图从电性结构角度揭示其原因. 对观测到的全阻抗张量数据采用三维反演技术, 获得了地震区深部三维电阻率结构. 结合地震定位结果, 电阻率模型显示, 纵贯松原地震区存在北东向的隐伏断层, 推测为扶余-肇东断裂. 研究还发现, 在地震区岩石圈深部存在明显的低阻异常, 该异常向上穿过高阻岩石圈地幔后滞留在地壳底部. 岩石物理分析表明, 地壳深部的低阻异常由含水熔融物质组成. 该含水熔融物质在温度和临界压力共同作用下在下地壳发生岩浆侵位释放出流体; 它们在弱化扶余-肇东断裂强度的同时, 还增加断层的孔隙压力, 降低断层的抗剪强度; 区域性压应力的剪切作用(区域性近东西向压应力沿北东向断层的走向分量)和近地表可能的扰动共同作用引起断裂失稳, 诱发松原地震. 来自深部持续不断的流体补给, 导致松原地震以震群形式出现. 文章认为, 松原地震是板块俯冲、既有断裂、区域应力环境和深部流体共同作用结果, 并可能由近地表扰动触发. 松原地震根本上属于深部流体(水)作用诱发的地震.

**关键词** 松原地震, 大地电磁测深, 三维反演, 流体, 诱发地震

## 1 引言

松原地区近年来发生了多次5级以上的地震(刘俊清等, 2017). 地震机制解显示部分地震具有剪切分量(吴微微等, 2014); 加之历史(公元1119年)记录的$M_L$6 3/4级地震被推测可能由断层引起(唐雅芝, 1990; 李传友等, 1999; 王雷等, 2016; 邵博等, 2020), 故松原地震极可能为板内构造地震. 然而, 在该地区开展的活动断层调查发现查干花震区的断层属于隐伏断层, 地表没有发现与地震相关的活动断层(Shen等, 2016; 邵博等, 2016, 2020). 对地震精定位结果发现, 松原地震震中主要集中在查干花地震区(CGH)和宁江地

中文引用格式: 唐裕, 翁爱华, 杨悦, 李世文, 牛建军, 张艳辉, 李亚彬, 李建平. 2021. 松原地震与流体作用联系的大地电磁证据. 中国科学: 地球科学, 51(1): 134–149, doi: 10.1360/SSTe-2019-0168
英文引用格式: Tang Y, Weng A, Yang Y, Li S, Niu J, Zhang Y, Li Y, Li J. 2021. Connection between earthquakes and deep fluids revealed by magnetotelluric imaging in Songyuan, China. Science China Earth Sciences, 64(1): 161–176, https://doi.org/10.1007/s11430-019-9633-y

© 2020 《中国科学》杂志社 

震区(NJ). 虽然存在某种优势方向, 但由于定位方法和数据的不同, 不同研究结果的震中优势方向也不同(吴微微等, 2014; 薛艳等, 2015; 刘俊清, 2018; 李君和王勤彩, 2018; 李君等, 2019; 李艳娥等, 2019), 构造地震震中线性分布特征(Yin等, 2017; Rousset等, 2019)不明显. 因此, 松原地震的发震构造仍然需要进一步研究.

另一方面, 与具有主余型特点的构造地震序列不同, 松原地震的地震序列更多具有群震的特点(李艳娥等, 2019), 可以归为诱发地震. 同时, 由于松原地震的活动时间与2003年以来松原油田注水开采技术变化时间一致, 结合震源类型研究, 部分学者倾向于将松原地震归于人工诱发地震(高金哲等, 2013; 刘俊清等, 2017). 但是, 深部流体(如岩浆作用)也是震群型诱发地震产生的一个重要原因(Hotovecellis等, 2018; Ye等, 2018). 在松原地震区, 薛林福等(2018)根据过查干花震区的大地电磁电阻率剖面异常特征并结合地震区$^3He/^4He$和$CO_2$异常及地壳水平形变特征, 提出岩浆泡模型假说用来解释松原地震成因及模式, 但岩浆的来源及运移条件没有得到根本解决. 总之, 松原地震的根本原因尚没有统一认识, 需要从更广视角进行研究.

针对北美和荷兰等地区发生的人工诱发地震研究表明, 近地表人工活动, 如油气抽采或者注采都可能产生地震(Foulger等, 2017). 更重要的是它们也和构造地震一样, 根本上受地震区既有的构造空间分布和构造应力场变化控制(Candela等, 2018), 并且都必须由构造应力驱动(Huang等, 2017). 这提示我们, 为了揭开松原地震的真正原因, 需要紧紧抓住发震构造和区域应力场变化这两个基本要素开展深入的研究.

地震作用在破坏区可能引起较明显的电阻率异常(Zhang等, 2017). 因此, 利用对大地导电性敏感的大地电磁测深方法研究地震产生的两个基本要素, 具有独特的优势, 并已经取得较好的效果(Wannamaker等, 2009; Becken等, 2011; Zhao等, 2012; 叶涛等, 2018; Cai等, 2016; Ogawa和Honkura, 2004). 这里, 我们利用面积性的宽频和长周期大地电磁数据, 采用三维反演技术获得了松原地区从浅部地壳到岩石圈深部的电阻率结构. 结合在该地区地震定位成果以及长周期大地电磁探测结果(李世文等, 2020), 我们推测, 地震区上地幔深部存在的熔融物质可能释放出大量的流体, 不仅使断层面蛇纹岩化(Kuna等, 2019)从而活化既有基底断裂, 并且在断层内部产生流体压力, 进一步降低断层强度; 而区域应力及可能的近地表扰动形成的应力变化导致断层失稳, 触发松原地震.

论文首先介绍松原地震的背景, 然后处理和反演松原地区大地电磁测深数据. 在此基础上分析了反演得到的电阻率异常特征, 并着重讨论了松原地震的可能诱因, 最后构建起松原地震的发震机制. 本文研究的重要意义在于, 提出加载在既有的隐伏断层上的区域应力与深部流体压力是松原地震的原动力, 进而为震区的地震预测以及防震减灾提供科学依据.

## 2　松原地震概况

松原地震活动地区位于中国东北松辽盆地腹地的东南隆起与中央凹陷交界部位(图1). 在区域构造上, 松辽盆地位于天山-兴蒙褶皱系的东端, 属于吉黑地槽褶皱系. 松辽盆地的边界受深断裂控制, 西部为嫩江断裂, 南部为开原-赤峰断裂, 东部为依兰-伊通断裂, 北部受塔溪-鸡西断裂控制(葛荣峰等, 2010).

研究区经历了多期的构造活动(Ren等, 2002). 根据区域重力、航磁以及地震等资料, 推测研究区内存在两组正交的隐伏断裂(盘晓东等, 2007). 其中, 北东向扶余-肇东断裂过震区延伸130km; 与之平行的克山-大安断裂在研究区西北方向通过, 南东向的第二松花江断裂在震区与扶余-肇东断裂正交. 另外, 在西南方查干花震区发育查干泡-道字井断裂(查干花断裂组)(邵博等, 2020)(图1). 第四纪以来, 构造活动有所减弱, 早期的断层闭合为隐伏断层, 并被第四系地层所覆盖(Shen等, 2016; 邵博等, 2020). 因此, 地震活动区缺乏大的活动断层, 特别是更新世以来总体构造运动规模小, 地表变形不明显; 现今区域性构造应力场较弱, 区域压应力基本西东向, 张应力方向主要在南北方向(Wan, 2010); 但震区地壳均匀运动, 应力差异形变较小(杨博等, 2015).

在中国地震区划中, 地震区南边为燕山地震带, 东南侧为环太平洋地震带, 但它们离研究区都在500km以上(图2a). 尽管如此, 地震区近年呈现地震频发的态势, 并集中分布在查干花和宁江两个震区. 先期主要在西南方向的查干花地区发震; 最近的地震基本都迁移

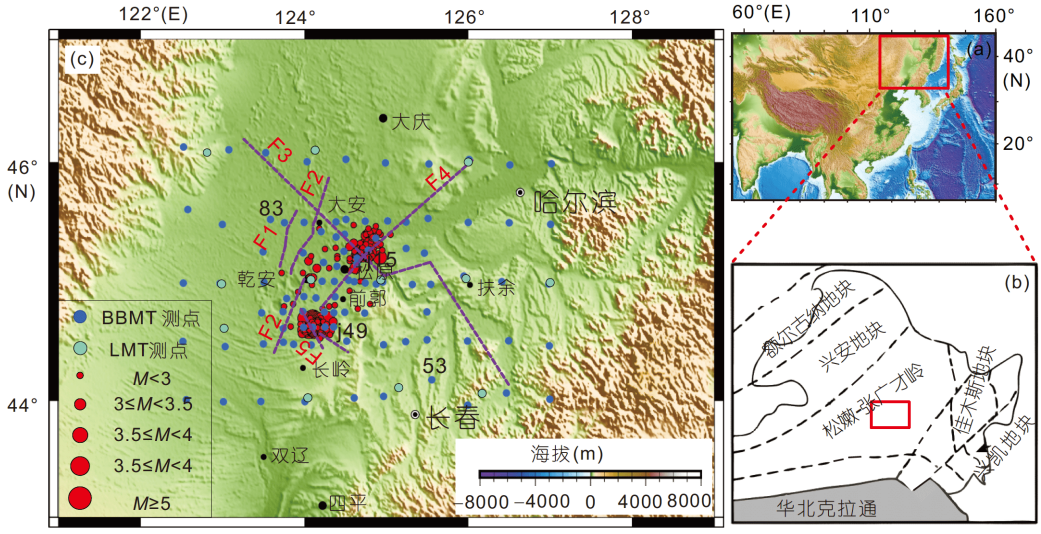


**图 1　松原地震区构造位置及大地电磁测点分布**

(a) 研究区在东亚地区的区域位置; (b) 东北地区的大型构造断裂或者缝合带, 红色框区域为松原地震区位置; (c) 松原震区地貌特征和大地电磁测点分布, 蓝点为宽频大地电磁测点, 青绿色点是长周期大地电磁测点, 红色圆圈为松原地震区震中位置. J15、J49、53、83分别为松辽盆地中央凹陷区、松原地震区和东南隆起区中测点代表. F1: 红岗断裂; F2: 大安断裂; F3: 第二松花江断裂; F4: 扶余-肇东断裂; F5: 查干花断裂组(Shen等, 2016)

到东北方向的宁江震区, 包括2019年5月18日的$M_L$5.8级地震. 地震机制解表明(图2a), 查干花震区的震群主要以逆冲、逆冲兼走滑型地震为主, 震源机制节面解Ⅰ的优势方位为NW-SE向(吴微微等, 2014; 李君和王勤彩, 2018); 而宁江震区地震同样表现为逆冲兼走滑型的特点, 但优势方向可能为NW和NE(李艳娥等, 2019; 李君等, 2019).

震源深度基本在10km以浅, 属于上地壳强地层中的地震(刘俊清, 2018)(图2b). 查干花震区的震中深度偏浅, 主要集中在5~9km深度, 并且震源深度分布范围较宽, 浅震只有3km, 深震达到16km. 相比较而言, 宁江震区的震源偏深, 基本在7~11km深度范围内. 此外, 两个震区的主震往往位于小震的深部, 小震的震源深度从浅逐渐变深至主震深度后又变浅, 反映地震破裂面逐渐加深又向浅部传播的复杂破裂过程(李艳娥等, 2019; 李君等, 2019). 在时间上, 大致分为三个阶段: 2011年以前(弱而少), 2012~2015年底(逐渐增强增多)以及2017年以来(强且频繁). 特别是2017年以来, 地震更加频繁, 震级偏大.

简而言之, 松原地震区的震中分布、群震型地震序列、震源深度及其时间变化规律等特点, 单纯地采用构造地震或者诱发地震都难以解释其发震原因.

## 3　方法

### 3.1　大地电磁测深法

大地电磁测深法利用地表正交的天然变化的水平电场和磁场, 计算阻抗的频率变化, 从而获得电阻率随深度的变化, 研究深部地球物理和地球动力学问题(Simpson和Bahr, 2005). 在频率域, 地表观测到的大地电场($E_x$, $E_y$)和磁场($H_x$, $H_y$)通过下式联系地球内部电阻率:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix}, \tag{1}$$

其中$Z_{xy}$与$Z_{yx}$被称为主阻抗元素, 而$Z_{xx}$和$Z_{yy}$被称为辅阻抗元素, 它们带有地球深部电阻率及其空间变化信息.

ModEM软件包(Egbert和Kelbert, 2012; Kelbert等, 2014)广泛用于大地电磁测深数据的反演(Cai等, 2016; 叶涛等, 2018; Ye等, 2018), 其核心算法是非线性共轭梯度法(Newman和Alumbaugh, 2000), 反演的数据是阻抗元素或者对应的阻抗视电阻率/相位谱. 本文在该软件包基础上, 扩展出大地电磁测深有限内存拟牛顿法反演算法(杨悦, 2019), 并应用于本区观测的阻抗张量数据的三维反演. 该方法的基本迭代格式如下:

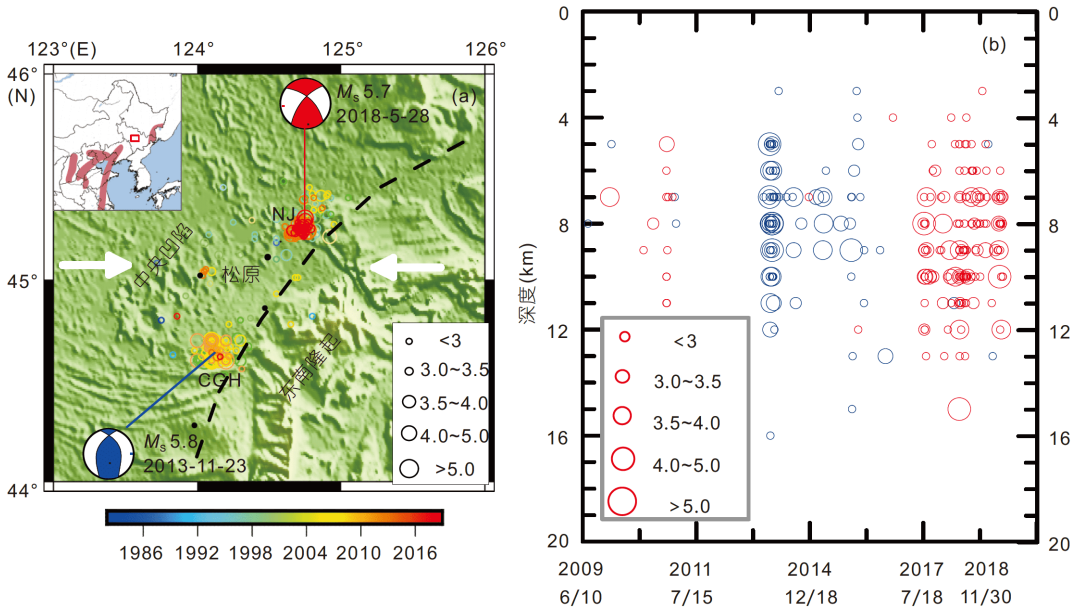


**图 2　松原地震活动区震中位置和震级的时空变化**

(a) 震中位置时间迁移规律, 颜色代表时间顺序, 从蓝到红表示时间先后顺序; 圆圈大小表示震级; 蓝色和红色地震小球分别对应查干花震区(CGH)(李君和王勤彩, 2018)和宁江震区(NJ)(李君等, 2019)的地震机制解; 黑色虚线: 构造单元界线, 其左侧为中央凹陷, 右侧为东南隆起; 白色箭头: 地震区主压应力方向(近东西向)(Wan, 2010); 子图为中国东北地震形势, 粉色区代表地震带. (b) 松原地震的震源深度和震级时间变化(刘俊清, 2018); 蓝色圆圈代表查干花震区地震; 红色圆圈表示宁江震区地震

$$\mathbf{m}_{k+1} = \mathbf{m}_k + \alpha_k \mathbf{p}_k, \tag{2}$$

式中$\alpha_k$为搜索步长; $k$是迭代次数; $\mathbf{P}_k$为搜索方向, 可以由海森矩阵的近似矩阵$\mathbf{B}_k$和目标函数的梯度$\nabla \Phi_k$近似得到:

$$\mathbf{p}_k = -\mathbf{B}_k^{-1} \nabla \Phi_k. \tag{3}$$

利用伴随正演(Egbert和Kelbert, 2012)可实现梯度快速计算, 进一步降低计算的时间和内存需求. 反演中的三维正演数值模拟采用交错网格有限差分法.

### 3.2　数据采集与处理

大地电磁观测以松原震区为中心, 面积性分布在松辽盆地中南部(122°~128°E, 44°~46.5°N), 包括宽频大地电磁观测数据和长周期大地电磁观测数据(图1). 其中, 宽频大地电磁探测采集于2017~2018年, 共94个点, 记录长度平均约20h; 大部分测点间距约为35km(约为0.5°); 此外, 在震中区进行了加密观测, 测点间距约为10km. 长周期大地电磁观测数据共12个, 点距1°, 单点观测时间20~30天, 来自中国东北地区火山深部结构研究的观测结果(李世文等, 2020). 长周期数据的加入可以实现对深部电阻率异常的约束保证浅部反演结果的准确性.

宽频大地电磁数据处理采用稳健估计方法(Egbert, 1997), 获得的周期范围在0.0033到3000s. 由于总是有多台仪器同时采集, 对干扰大的数据采用远参考方法(Gamble等, 1979). 剔除城市附近干扰较大的数据, 最终获得了数据质量较好的71个测点的宽频大地电磁全阻抗张量. 典型的宽频大地电磁阻抗视电阻率/相位频谱显示, 各个测点主阻抗振幅和相位都较为光滑(图3). 但靠近松原市的部分测点, 如J15, 受到城市电磁噪声干扰, 主阻抗低频部分及辅阻抗数据发生畸变. 因此, 在反演时将受干扰数据舍弃, 只保留质量较好的数据频段. 尽管如此, 噪声干扰依然可能存在于阻抗数据中. 此时, 我们考虑阻抗振幅和相位间的相互依赖, 比如一维情况下两者可以用Hilbert变换联系, 并基于Nyquist图技术同时对振幅和相位进行联合编辑, 以便在尽可能保证数据真实性条件下反演数据较为光滑, 使反演拟合效果较好, 保证了反演结果的稳定性(Yang等, 2019; 李世文等, 2020).

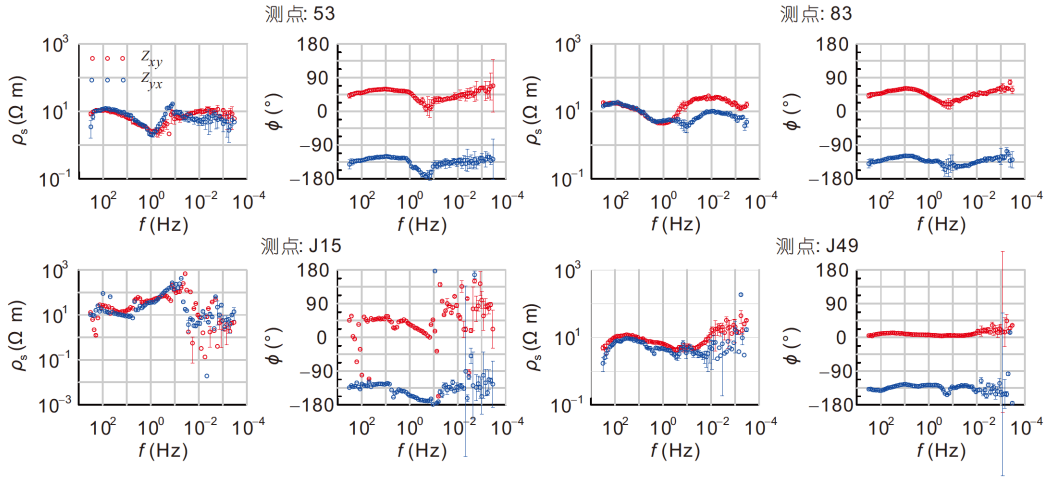


**图 3　典型测点的主阻抗视电阻率与相位曲线**

具体点位见图1, 其中53在松辽盆地腹地, 83在松辽盆地东南隆起区, J15靠近松原市, 位于宁江震区, J49位于查干花震区. 每个测点对应的子图中, 左为主阻抗视电阻率, 右为阻抗相位

### 3.3　相位张量分析

大地电磁阻抗相位张量可以定性反映研究区地质结构的维性和电性主轴走向(Caldwell等, 2004). 在周期$T$=0.1s时, 在大致1.5km深度上, 各个测点二维的偏离度都很小, 椭圆的长轴和短轴基本相同, 说明浅部介质一维性较强, 反映了盆地沉积盖层的层状特征(图4a). 在周期$T$=10s时, 大部分测点的椭圆主轴方向基本为北东向, 与盆地基底北东向构造主体走向一致, 虽然可能存在90°的不确定性, 但在地震区, 各个测点相位张量的二维偏离度较大, 表现出较强的三维性; 特别是震中附近的测点, 偏离度明显变大, 表明地震区深部构造复杂, 可能存在特殊的构造背景(图4b). 在$T$=1000s时, 虽然极化椭圆走向总体上再次呈北东向, 并且研究区西北部测点的二维偏离度普遍小于3°, 但大部分测点的二维偏离度大于4°, 说明研究区更深部, 特别是在震区及其东南方隆起区深部构造三维性很强(图4c). 因此, 对观测到的数据开展三维反演可以更加准确地反映地震区深部电性结构.

### 3.4　数据反演

参与三维反演的全阻抗张量数据共有29个频率, 其中宽频大地电磁频点19个, 周期分布在5.15×$10^{-3}$~1.45×$10^{3}$s区间内; 长周期频点10个, 周期范围1.58×$10^{3}$~7.51×$10^{3}$s. 在反演过程中, 我们测试了初始模型电阻率、网格尺寸、数据方差以及初始正则化参数对反演结果的影响. 所有反演模型都具有类似的深部电阻率结构, 特别是低电阻率异常位置和规模都非常稳定. 因此, 在下面的讨论中, 我们参考前人的研究经验(Egbert和Kelbert, 2012; Meqbel等, 2014; Zhang等, 2016; Cordell等, 2018), 进一步考虑数据拟合情况并平衡分辨率和反演效率, 选择基于如下参数的反演结果作为进一步讨论的基础: 正则化参数初始值取10, 并在迭代过程中按照0.5的比例自适应地递减; 数据误差门限设置为主阻抗几何平均的5%; 初始模型电阻率为100Ω m; 水平网格宽度取8km; 垂直方向上剖分为40层, 首层厚度200m, 按照1.1的比例增加, 反演深度约200km(不考虑扩边); 考虑周期范围的限制, 取120km有效反演深度. 最终的反演模型网格个数39×53×45. 反演迭代108次, 数据拟合差由35.2下降到2.19.

拟合情况统计表明, 大部分测点的总体平均拟合差接近1(蓝色), 少部分测点反演拟合差较大(蓝绿色), 只有个别测点拟合较差(棕色), 导致反演结束时总体拟合差为2.19(图5a). 各个测点单分量平均拟合情况(图5b)显示, 主阻抗拟合非常好, 拟合差基本都在约1~2附近; 辅阻抗拟合稍差, 基本在2左右, 少部分测点拟合差超过4.

## 4　结果

### 4.1　分辨率测试

棋盘模型测试是考察观测数据及反演参数组合约

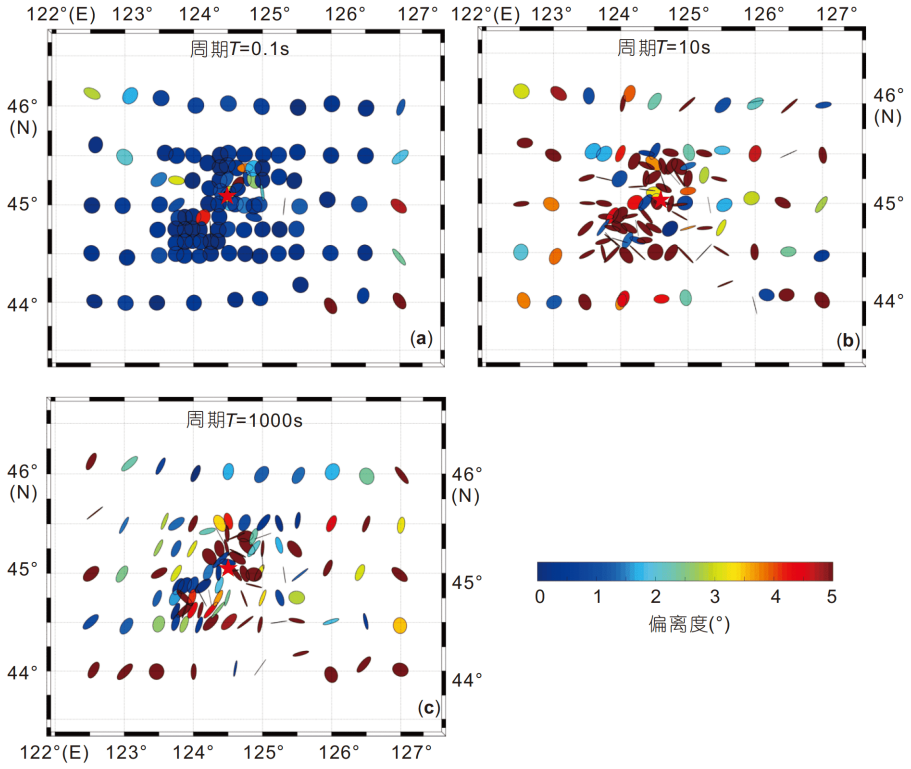


**图 4　典型频率相位张量分析结果**

(a)~(c)分别是周期0.1、10和1000s的相位张量椭圆分布. 椭圆接近圆形, 表示地下一维特征. 偏离度(Beta Skew Angle)反映地下构造的三维性, 一般认为, <3°时以二维为主, >3°三维性较强(Caldwell等, 2004; Booker, 2014). 红色五角星代表松原市

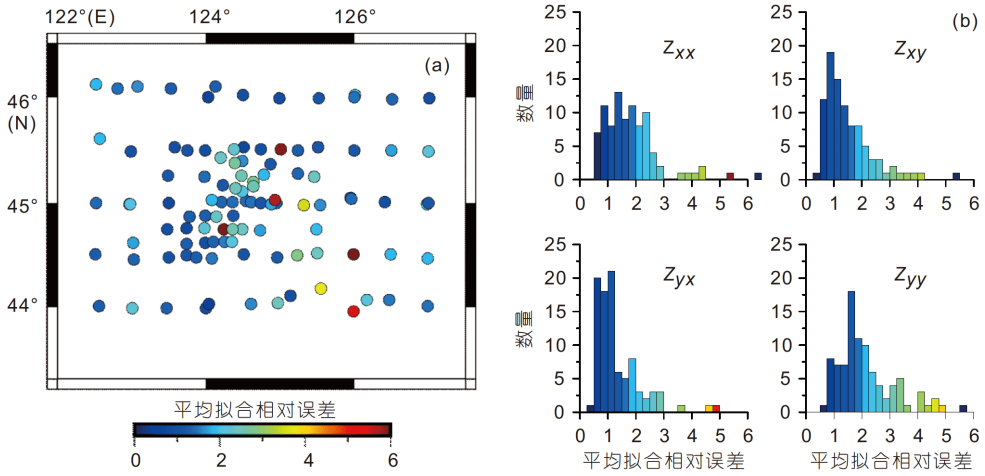


**图 5　测点平均拟合差平面分布和阻抗分量平均拟合差分布直方图**

(a) 各个测点平均拟合相对误差; (b) 阻抗张量4个元素平均拟合差分布直方图

束异常体可靠性与分辨率的常用方案(Kelbert等, 2008; Guo等, 2018). 本文测试的棋盘模型参考Egbert和Kelbert(2012). 背景电阻率为100Ω m; 在纵向上包含5层异常; 高阻异常体电阻率为1000Ω m, 低阻异常体电阻率为10Ω m; 异常体的水平尺寸为50km, 水平间隔为10km; 垂直方向上, 随着深度的增加, 异常体的

厚度由10km增加到30km, 异常体之间的垂直距离由浅部的10km逐渐增加到最后一层的30km.

棋盘模型的理论响应叠加5%的高斯噪声作为观测数据, 数据方差采用数据方差和门限与实际数据的相同. 经过103次迭代, 拟合差由41.6降低到1.34. 图6左右栏分别为深度7、15和62km理论模型和反演结果的水平切片. 对比浅部异常分布可以看出, 在震源深度附近, 无论是低阻还是高阻异常, 当前观测条件下有限内存拟牛顿法的反演分辨率与可靠性均较高(图6a和6b); 随着深度增加, 高阻异常体分辨率越来越低, 但在加密点附近, 局部高阻异常体依然可以分辨(图6c). 在整个深度范围内, 低阻异常体均能可靠地分辨.

最重要的是, 图6还显示, 加密点所在的震中附近异常体横向分辨率明显优于稀疏测点下方异常. 深部高阻异常分辨率弱, 符合电磁感应对高阻不敏感的特点, 但不妨碍电磁法对深部低阻异常的分辨, 它们的分辨力在深部依然较高, 而这些低阻异常恰好是本次研究更关心的对象. 因此, 我们认为反演得到的60km深度以上的较低电阻率异常是可靠的. 理论上, 电磁勘探得到的导电异常是体积与电导率的折中. 从我们的结果可以看到, 深部低阻异常反演得到的电阻率往往偏高. 因此, 下文中基于低阻异常分析的流体熔融比例可能是下限, 实际比例会更高.

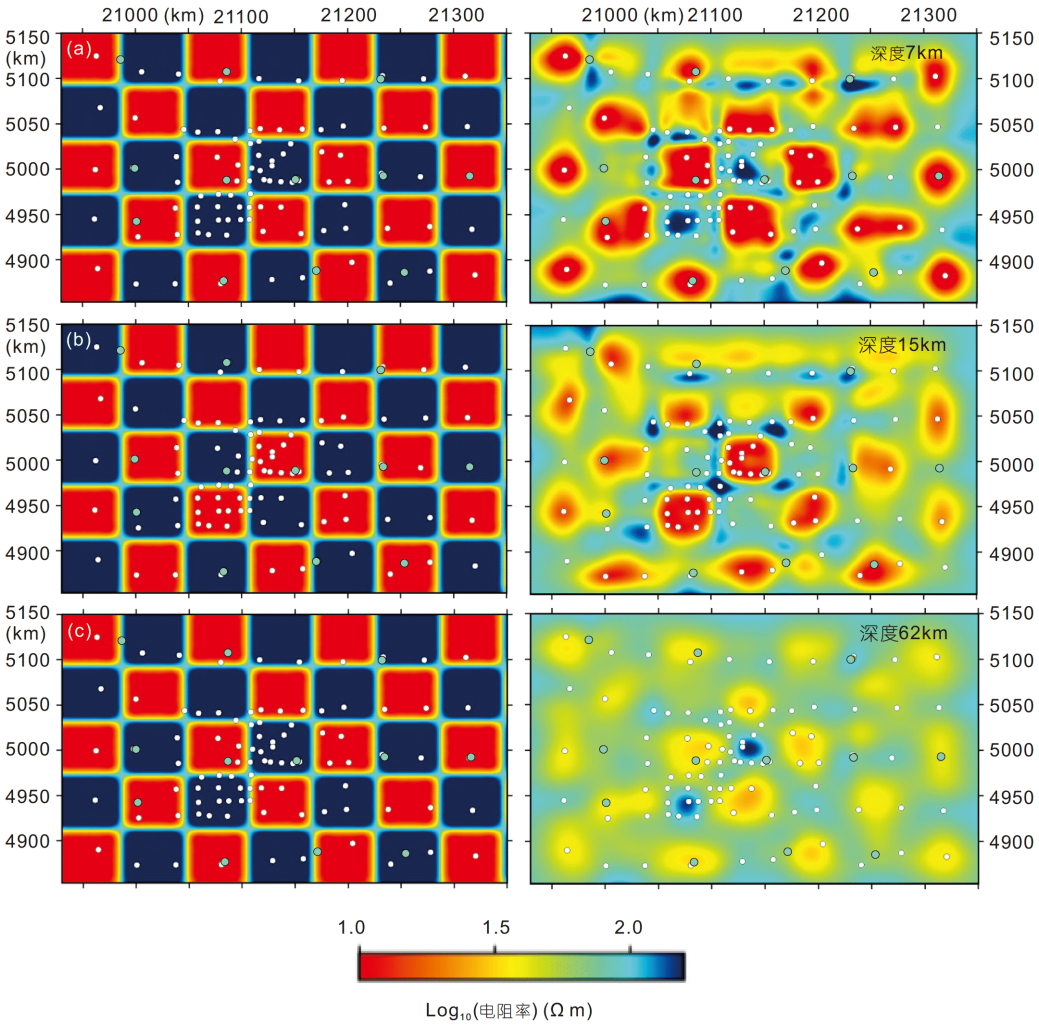


**图 6　棋盘模型分辨率测试反演结果**

左栏为理论棋盘模型, 右栏是对应深度的三维反演结果. 由上而下, 切片深度分别为7、15和62km. 白色圆点为宽频大地电磁测点, 青绿色圆点为长周期测点

### 4.2　水平切片

松原地震主要集中于中上地壳，因此我们截取电阻率模型在5、7和11km深度附近的水平切片分析电阻率空间变化. 5km深度附近(图7a)，松原地震区的地层电阻率普遍低于50Ω m；特别在震区的西部及西南部，存在更低阻的异常C1(<10Ω m)，而该异常中南部恰好位于查干花震区. 宁江震区位于C1异常北部，该区电阻率相对偏高. C1低阻异常周围电阻率明显偏高，甚至达到$10^4$Ω m，反映高阻基底. 在细节上，C1低阻异常类似鸡爪状构造，似乎以乾安为中心从中间将震区高阻基底顶出一个窟窿，然后呈放射状传播. 在震区面状C1异常的西侧和南侧各存在一条明显的高阻条带，它们可能和基底隆起相关. 因此，震区浅部电阻率结构线性特征不明显.

在7km(图7b)和11km(图7c)深度上，查干花震区低阻的C1异常消失，代之以中高阻的电阻率特征；与图7a相反，原先浅部高阻的宁江震区下方出现大面积的低阻异常C2a和C2b，中心电阻率低至大致2~3Ω m，并且在大致11km深这两个异常开始合并成一个C2异常.

钻探结果表明，松辽盆地古生代结晶基底埋深大致5km(符伟等，2019)，电阻率测井显示为高阻特征(张淑霞等，2018). 显然，松原地震区壳内大规模低阻异常可能不是岩性引起，而可能由其他因素造成(Bai等，2010；Becken等，2011)，比如地层中可能存在金属硫化物矿体，或者出现低电阻率的石墨化薄层；而当岩石发生“局部熔融”时也可能表现为极高导电性. 此外，在某些地方，含盐流体的地层也具有较好导电性. 金属矿床的成矿规模通常较小，而松辽盆地下方的低阻异常规模较大. 况且松辽盆地下方的低阻异常向深部延伸至岩石圈深部，与石墨化薄层的形态也不符. 因此，松原地震区壳内大规模低阻异常极可能和深部流体与熔融相关.

### 4.3　垂直切片

过查干花震区的东西向电阻率断面(图8)更清晰地展示了图7异常的空间结构. 断面西侧呈中阻特征，反应盆地基地；东侧电阻率整体呈现非常高阻的特征，电阻率达到$10^4$Ω m，反映造山带. 断面中最复杂的异

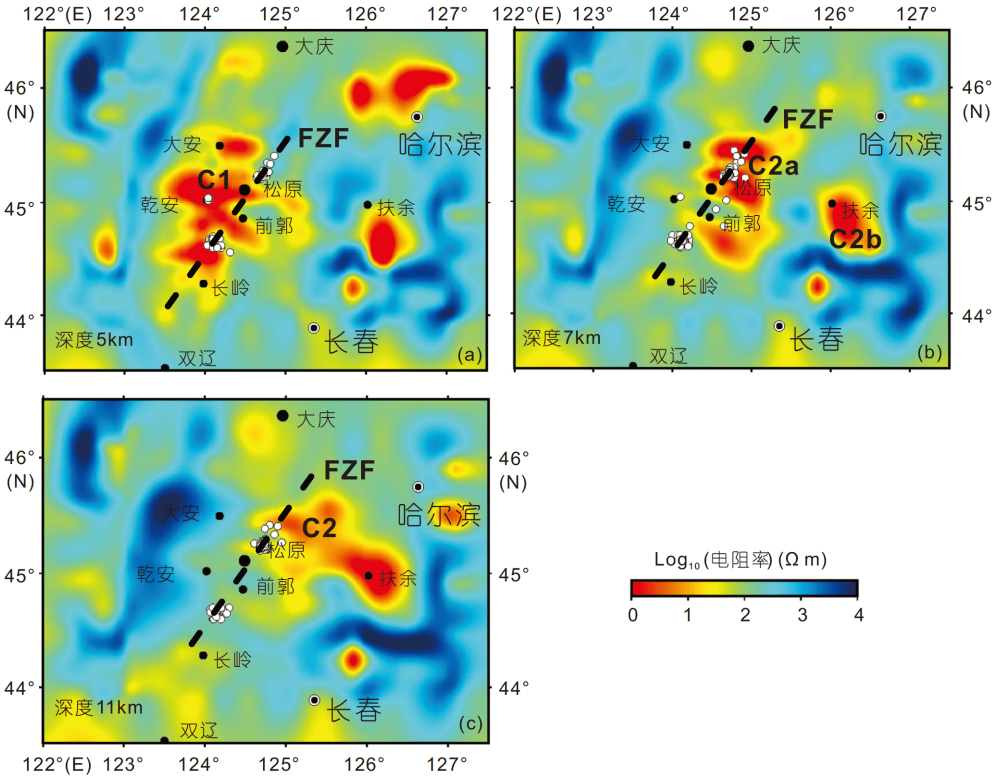


**图 7　电阻率异常平面分布图**

(a)~(c)分别为5、7和11km深度电阻率水平切片. 白色圆圈为震中位置(刘俊清，2018). FZF: 扶余-肇东断裂(黑色虚线)

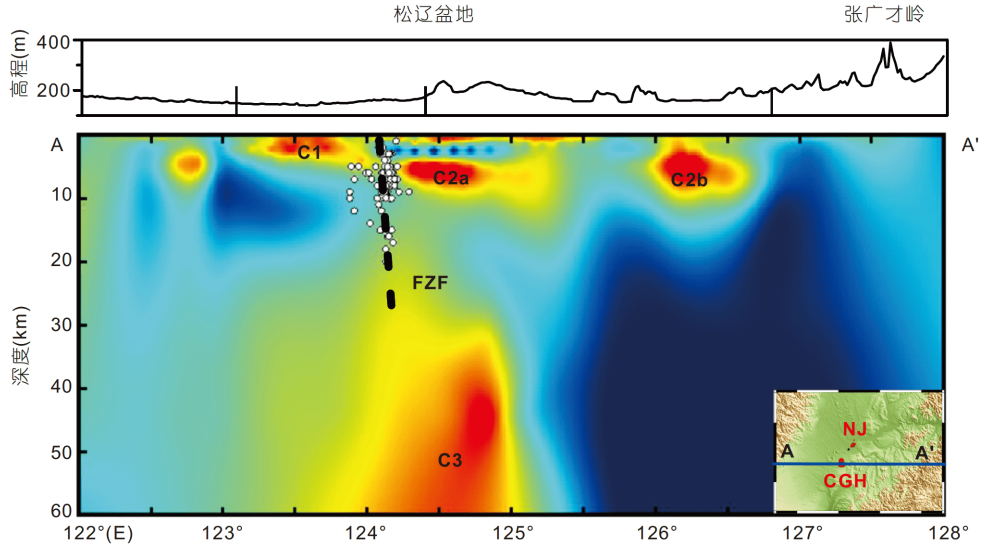


**图 8　过查干花震区东西向剖面电性结构**

电阻率色表同图7. 震源深度数据来自刘俊清(2018). 黑色虚线为扶余-肇东断裂(FZF). 子图中蓝色线为剖面AA'位置

常结构出现在中部的地震区. 在~10km以浅为明显的低阻层, 左顶部C1异常与东侧的高阻直接接触, 该高阻直接覆盖在下方低阻异常C2a上. 10~30km深度, 中下地壳呈现相对高阻. 大致在Moho面深度以下, 深部高阻岩石圈中出现低阻异常C3. 在更深部, 异常C3的中心电阻率只有几个欧姆米. 在空间结构上, 似乎C3异常构成了C2a和C1异常的根. 两者虽然高差20km, 但C3顶部出现的相对周围较弱的垂直低阻异常, 似乎可以联系C3与C2a和C1.

相对于分辨率测试模型的规模(图6), 异常C3规模大很多, 且位于测区中心附近, 因此有足够的观测数据能对其可靠性进行约束. 我们的模型确认, 异常C3植根于更深部的地幔, 垂直向上发育到松辽盆地地壳的底部(Guo等, 2015), 然后穿过中地壳与上地壳底部的低阻异常C2和C1直接连通. 通常, 类似的异常主要存于洋陆俯冲带的大陆侧地壳中(Becken等, 2011; McGary等, 2014)或者类似青藏高原的碰撞带内(Bai等, 2010; Wang等, 2017; Ye等, 2018). 那里, 这些低阻异常被推测由部分熔融与含水流体引起(Chen等, 2018).

## 5　讨论

### 5.1　电性结构与发震断层

地震区主要相关的断层是北东向扶余-肇东断裂(邵博等, 2016)、北西向的第二松花江断裂以及查干花震区的查干花断裂(Shen等, 2016). 松原地区开展的地震活动断层调查发现最新的断层点可能在地下24m深(邵博等, 2020), 没有发现第二松花江断裂存在的确凿证据. 同时, 地震区地表反映破坏作用的变形基本以局部张性裂缝为主, 无明显的规模性水平走滑错动. 因此, 松原地震区深部发震构造不清楚, 尽管震区的石油地震剖面发现多条具有逆冲(拉张)兼走滑的新生代断层(尉洋等, 2016). 然而, 作为地震发生要件之一的断层, 必须作为本次大地电磁观测着力研究的对象.

断层的存在能引起可以观测的电阻率异常, 反之则不然. 因此, 直接利用电阻率结构确定断层存在非常大的不确定性. 然而, 如果结合其他信息, 比如地震定位结果, 可以确定出断层的空间结构(Cai等, 2016; 叶涛等, 2018), 并取得了较好的效果(Wannamaker等, 2009; Becken等, 2011; Zhao等, 2012).

在地震区浅部, 比如5km深度附近, 电阻率异常在平面上没有明显走向, 更多呈面积性分布(图7a). 然而, 电阻率异常和该深度附近地震位置(刘俊清, 2018)相互关系表明, 松原震区地震集中在低阻异常所包围的高阻异常中, 符合地震容易发生在低阻与高阻接触带高阻一侧的基本认识(Zhao等, 2012). 此外, 在总体趋势上, 虽然地震集中在两个孤立的区域(李君和王勤彩, 2018; 李君等, 2019; 李艳娥等, 2019), 但两个震区

的震中分布在整体上呈现北东向延伸趋势. 尽管在平面上随深度增加震源位置逐渐分散, 但是大部分地震震中分布位置仍与5km深度的基本一致, 并且依然具有沿北东向分布的趋势(图7b和7c). 这种分布特征与扶余-肇东基底断裂位置和平面走向(邵博等, 2016)一致. 扶余-肇东断裂可能是由于地幔上涌导致岩石圈减薄, 松辽盆地在断陷发育期形成一系列张性基底断裂之一(刘权锋等, 2017). 因此, 我们的结果预示松原地震受深部隐伏扶余-肇东断裂控制(李君和王勤彩, 2018).

更重要的是, 在基本垂直于推测的扶余-肇东断裂的查干花电阻率断面上(图8), 以上地壳内的地震为界, 西侧浅部低阻C1异常与东侧低阻异常C2a上方的高阻横向直接接触, 而C2a低阻异常与C1异常深部高阻横向接触, 形成明显的电阻率横向变化; 在接触带下方中下地壳中, 存在一个不很明显的垂直低阻异常. 由于测点距离较大(~10km), 直接据此推测存在深部断裂较为困难. 另一方面, 地震在该低阻带中具有集中分布特点, 即横向上主要集中于一个窄的区间内, 呈明显的垂直线性特征; 并主要集中在6~12km的范围内, 尽管从地表~5km一直到~20km左右都有分布. 查干花震区下地震的这种分布特征, 和活动断层引起的构造地震空间分布非常相似(刘小梅等, 2019). 因此, 根据电阻率异常结合地震分布, 我们推测查干花震区存在断层. 进一步考虑地震的平面分布和电阻率平面特点(图7), 显示震区存在北东向高角度断层, 并且大致与推测的扶余-肇东断裂一致(邵博等, 2016)(图8). 据此, 我们认为, 松原地震的发震构造主要是扶余-肇东断裂, 因此松原地震具有构造地震类似的挤压兼具走滑的震源机制特征(李君等, 2019; 李艳娥等, 2019).

### 5.2　低阻异常与深部流体

引起地壳深部低阻异常的原因有多种(Bai等, 2010), 但就松原地区而言, 温度和流体是可以预测的因素. 地震区在松辽盆地里大地热流最高, 达到90mW m$^{-2}$(姜光政等, 2016); 据此估计在40km深度附近地温可达到1200℃(Fischer等, 2010). 该温度虽然高于根据热传导模型估计的~950℃中国地区平均地温(安美建和石耀霖, 2007), 但仍然低于该深度地幔绝热线, 不足以引起岩石圈的干熔(图9a). 因此, 我们发现的深部~10Ω m的C3低阻异常用高温流体及其引起的熔融效应进行解释可能更合理.

为了估计熔融流体的比例, 假设熔体连通性较好, 此时富含熔体的岩石体积电阻率主要由熔体电阻率确定(Bai等, 2010), 并可以采用描述孔隙性介质导电模型的阿奇公式$\rho_{\mathrm{bulk}}=A_{\mathrm{bulk}}^{-1}\Phi^{-n}\rho_{\mathrm{melt}}$估计熔融比例(体积百分比)(图9b). 这里, $\rho_{\mathrm{bulk}}$是体积电阻率, $\rho_{\mathrm{melt}}$为含水岩浆电阻率. $\Phi$是熔体比例, 而$A_{\mathrm{bulk}}$和$n$是经验系数, 这里参考Wang等(2017)取$A_{\mathrm{bulk}}$=1.47、$n$=1.3.

因此, 为了由观测的电阻率估计岩浆体积百分比, 关键是获得含水熔体的电阻率估计值. 这里, 采用Ni等(2011)的实验模型, 其关键参数包括熔体温度和含水量. 其中, 含水量根据地球化学研究, 认为中国东北地区新生代玄武岩熔体含水量可以达到2%左右(Kuritani等, 2019; Xia等, 2019); 而地热温度采用上面讨论的1200℃. 这样, 我们估计出松原震区C3异常对应的含水熔体电阻率~0.4Ω m. 该电阻率与青藏高原同样深度的电阻率(Unsworth等, 2005)相比稍高, 可能是由于松原地区的大地热流比青藏高原的110mW m$^{-2}$低(Wang等, 2017).

图9a显示, 在大致40km深度, 异常C3的体积电阻率在10~30Ω m. 如果考虑0.4Ω m作为熔体电阻率, 根据图9b, 松原地区深部的熔融比例大致在3~7%. 这里采用2wt%左右的熔体含水量, 但由于地球化学样品产出局部特征, 熔体实际含水量可能更大, 熔体电阻率可能更低, 导致C3的熔融比例减小. 因此, 7%可能是熔融比例上限. 实际上, 松原震区的深部流体熔融现象, 在东北地区的部分火山, 如长白山火山(陈棋福等, 2019; Zhu等, 2019), 镜泊湖火山的地壳底部(Zhu等, 2019)也存在.

当发生0.5%的部分熔融时, 地幔中的熔体就可能相互连通(Laumonier等, 2017). 高熔融比例的C3异常预示, 岩石圈中这些连通的流体熔融物质将受浮力作用上升但被高阻地壳阻挡而滞留在地壳深部, 形成C3异常. 松原地区和青藏高原都属于高热流区, 有相似的地温梯度(图9a). 因此, 青藏高原大陆岩石圈内部岩浆侵位机制(Chen等, 2018)可以用于解释松原地区的深部异常形成过程(图10). 岩石圈内局部富水的部分熔融物质(岩浆)以管道流形式绝热上升到地壳底部, 保持导电性基本不变(图10异常a). 随着流体熔融物质的向上运移, 更多的熔融致使岩浆中水被稀释, 加之温

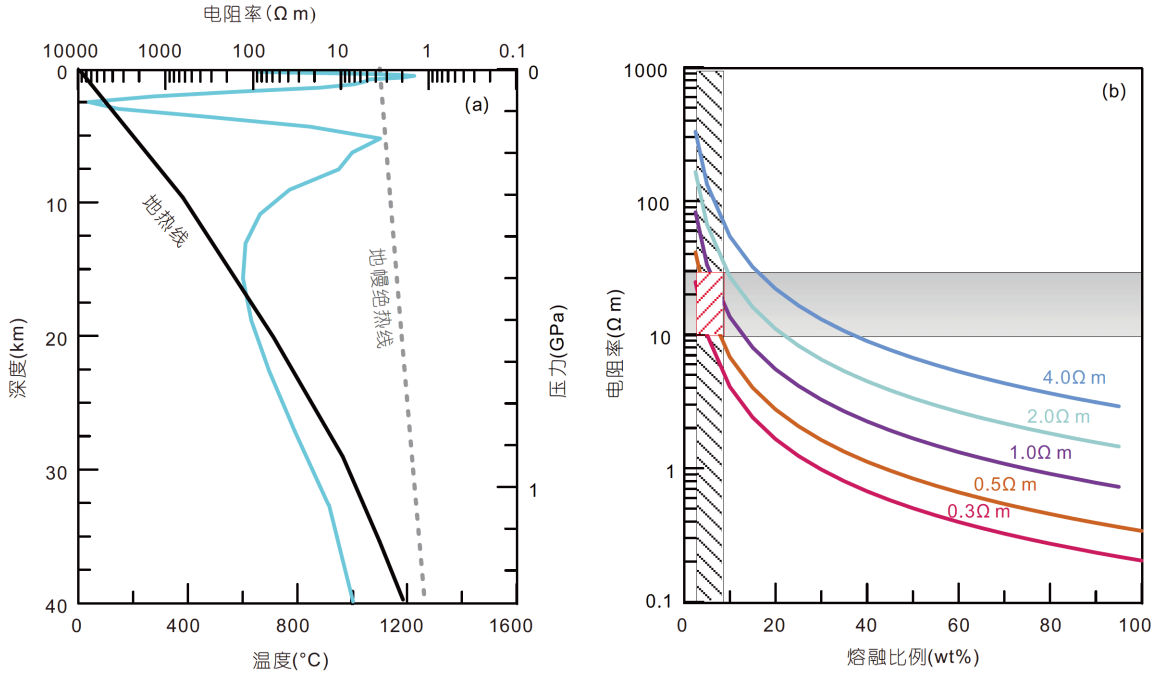


**图 9　松原地区电阻率剖面及深部岩石物理解释**

(a) 电阻率和温度的深度剖面. 电阻率剖面(亮蓝色)是查干花震区低阻异常最低值; 地热线(黑色实线)根据Fischer等(2010)估计; 地幔绝热线(灰色虚线)根据Hirschmann等(2009)估计. (b) 大致40km深处含部分熔融岩浆的地幔岩石体积电阻率随熔融比例的变化. 含熔体的岩石体积电阻率计算采用阿奇公式(Wang等, 2017)(见正文). 曲线上数据表示含2wt%水的玄武岩熔体电阻率. 横灰色区域为C3的电阻率范围, 斜线区域为相应熔融比例的估计范围(相交的红色区域)

度逐渐降低, 导电性逐渐降低(图10异常b). 到大致20km深度, 地温降到650℃(白虚线), 含水岩浆发生侵位固结成岩, 但释放的水可能导致其导电性降低, 但较熔融岩浆稍微增加(图10异常c). 这些释放的水将沿着扶余-肇东断层运移, 到达上地壳后受到上覆高阻基底的阻挡滞留于其中, 引起电阻率降低; 这些高矿化度流体, 进一步降低电阻率, 从而形成上地壳的低阻异常(图10异常d).

### 5.3　地震机制

我们电阻率模型显示地震区深部岩浆可能发生脱水作用, 而扶余-肇东断裂为深部流体向上运移到查干花震区和宁江震区上地壳内部提供了通道(图10). 在此过程中, 流体对松原地震的贡献体现在两个方面. 首先, 深部流体的出现, 可以引起断层面附近的岩石蛇纹石化, 并在中地壳形成石棉等矿物(Kuna等, 2019), 从而导致断层面弱化易于形变(Marone, 1995); 而且石棉等脆性矿物的出现导致断层附近岩石易于被破坏. 其次, 蛇纹石, 特别是石棉等矿物, 具有较大的孔隙度, 从而能容纳更多的流体, 进而在断层内形成孔隙流体压力, 致使作用在断层面上的有效法向应力降低为$\sigma_n'=\sigma_n-P_f$, 其中$P_f$为流体压力, $\sigma_n$为原始压力. 根据Byerlee定律, 该有效法向应力将降低断层的破坏强度到$\tau=\tau_0+\mu\sigma_n'$, 式中, $\tau_0$为内聚强度, $\mu$为摩擦系数, 它们基本不受岩石类型的影响, 可以认为是常数(Noda等, 2009).

另外一方面, 松原地区存在东西向的区域压应力$\sigma$(图11)(Wan, 2010), 其与总体呈北东向的隐伏扶余-肇东断裂斜交(图7). 这样, 虽然地震区地壳应力差异较小(杨博等, 2015), 但该稳定的区域压应力仍然会在断层面上形成沿断层走向的剪切作用力$\sigma_t$. 因此, 当我们发现的深部流体持续降低断层强度到可能恰好处于或者低于松原震区该剪切应力破坏作用的临界点附近, 将导致断层失稳, 诱发地震.

就松原地震区而言, 存在油田注采活动. 注入的水也可能从地表渗透到地壳深部, 但一般不超过4~6km的深度(Afanasyev等, 2018), 不足以诱发更深部地震, 但可能触发浅部地震(Candela等, 2018). 因为数值模

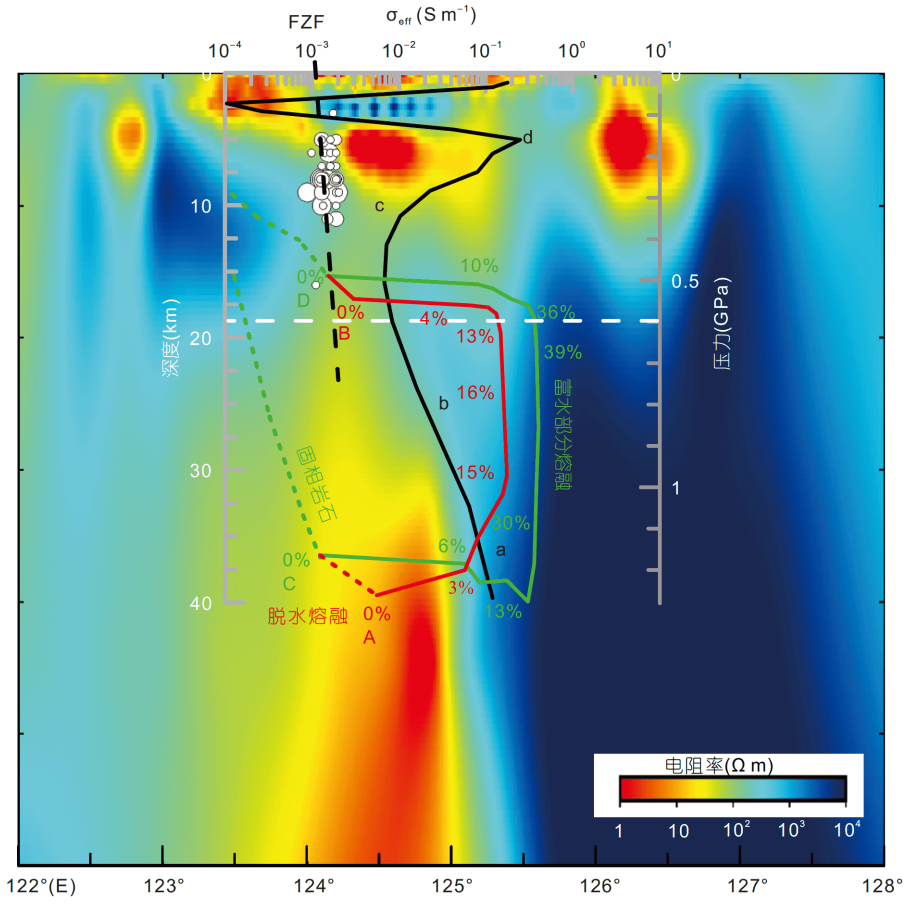


**图 10　图8模型揭示的松原地震区深部流体运移与释放过程**

白虚线对应650℃, 相应深度为松原地温条件下熔融岩浆固结脱水深度. 相对青藏高原地区大致15km的脱水深度, 松原地区深部温度低, 岩浆固结脱水深度变大, 估计在20km左右. 黑色曲线为电阻率剖面, (a)~(d)分别表示不同深度的导电异常深度区间; 红色及绿色曲线分别对应无水熔融与富水部分熔融(两端虚线部分为固相岩石), 白色圆点为震源位置. 图中地壳岩石流体熔融循环机制改编自Chen等(2018)

拟结果表明, 在区域构造应力积累到临界点附近, 只需要很小的应力扰动就可以产生地震(Cappa等, 2019). 因此, 近地表的人工活动, 可能提前触发该失稳过程而产生地震, 虽然油田注采与地震之间的联系尚需要开展深入研究. 基于上述分析, 我们认为, 松原地震根本上是深部流体弱化断层、流体内压作用与区域剪切应力的协同作用结果, 属于深部孔隙流体诱发的地震, 松原地震区微震或者震群形式的出现是该类地震的重要的标志之一(Cruzatienza等, 2018), 而类似的诱发地震也出现在美国中部地区(Nolte等, 2017).

此外, 断层破坏沿断层面的传播能力依赖于应力强度和扰动面积(Galis等, 2014). 诱发地震大多具有自持特性, 导致断层破坏点不易扩散而集中在一个较小的范围内(Galis等, 2017). 已有的各种地震定位方法得到的松原地震区的震中分布看也充分的体现这个特点. 因此, 松原地震震中分布从另外一个方面佐证了松原地震的流体诱发机制, 并且仍然可以以剪切作用发生(李艳娥等, 2019; 李君等, 2019).

### 5.4　震群诱因

松原地震具有典型的震群序列特征. 而该类地震通常发生在洋中脊和火山活动剧烈的地区, 那里存在持续的流体补给(Fischer等, 2014). 一个直接推论是, 如果没有深部流体补给, 流体孔隙压力释放后, 震群地震将停止; 同时地震作用在地层中形成大量的裂缝孔隙结构, 为深部流体提供新的储存空间, 也会进一步降低深部流体作用, 地震将停止. 显然, 松原地震的发生也需要持续的流体补给.

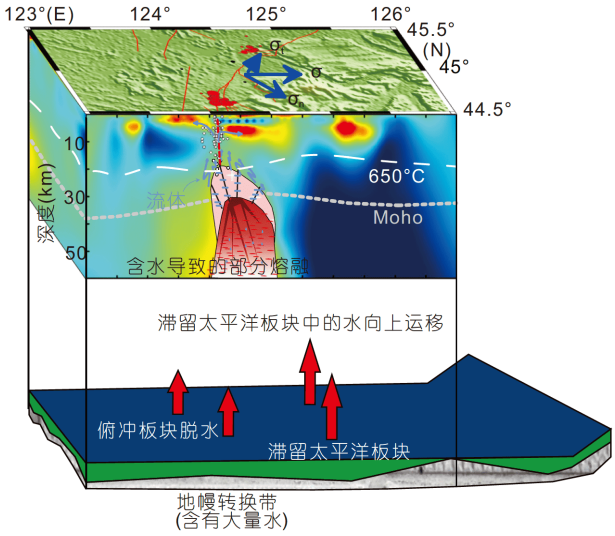


**图 11　松原地震成因概念模式图**

震区地壳下存在的流体物质向上运动, 不仅润滑了断层降低了其强度, 而可能的地表干扰作用提前触发了地震. 详见正文

图11给出了松原地震的地震机制概念模式图. 中新生代以来, 太平洋板块以低角度俯冲到欧亚板块下方, 并滞留在中国东北地区地幔转换带的深部(Huang和Zhao, 2006; Tian等, 2016). 其携带的大量水(Kelbert等, 2009)在正浮力作用下, 将向上运移到达软流圈底部并产生熔融(Bercovici和Karato, 2003; Toffelmier和Tyburczy, 2007). 长周期大地电磁三维探测已经发现, 中国东北地区上地幔软流圈中存在含水导致的局部部分熔融, 并且熔融比例可能高达约2~6%(李世文等, 2020). 这些熔融物质可能以地幔柱形式向上穿过软流圈, 底劈在岩石圈底部(Kuritani等, 2019).

这些底辟在岩石圈底部的部分熔融物质在构造薄弱位置刺破岩石圈地幔后受地壳阻挡而驻留在地壳底部. 壳内断层, 如扶余-肇东断层的存在, 为流体熔融物质进一步上升提供了通道. 其后发生的岩浆结晶作用释放出流体, 导致断层有效法向应力降低, 可能较大降低断层的抗剪强度. 在区域性剪切作用和可能的外界扰动共同作用下, 达到破坏强度, 断层失稳, 诱发地震.

持续的太平洋板块俯冲作用能够不停补给包括地震区在内的中国东部深部的流体(朱日祥和徐义刚, 2019), 从而形成松原地区震群性地震. 因此, 松原地震根本上是太平洋板块俯冲、扶余-肇东断裂以及深部流体三位一体共同作用的结果, 而深部流体作用是根本原因.

## 6　结论

本文利用面积性宽频大地电磁观测, 通过三维反演获得松原地震区深部电性结构; 结合长周期大地电磁探测结果, 给出了松原地震是流体诱发地震的电性证据, 指出松原地震根本上是板块俯冲、既有地质构造以及流体三位一体共同作用的结果.

深部流体的重要作用不仅弱化断层, 而且产生内部压力降低断层抗剪强度; 而区域应力场及其叠加于其上的近地表的人类活动, 可能是松原地震发生的触发因素. 因此, 松原地震是兼具构造地震特征的诱发地震.

长周期大地电磁发现在中国东北地区深部的软流圈中还存在大量的流体熔融物质; 这些物质除了通过火山作用排出地表, 部分流体可能还储存在东北地区地壳内, 并诱发地震. 因此, 除了松原地区, 在松辽盆地的其他地区还可能形成类似的地震.

本次研究探讨了一个研究地震发震机制的新思路, 即结合宽频大地电磁和长周期大地电磁开展面积性观测, 从更大的尺度和更细的结构上对地震区的电性特征进行刻画, 全面认识地震的发震机制.

震群性的地震通常发生洋中脊、俯冲带前缘和火山活动剧烈的地区. 因此, 我们发现的松原地震发震机制, 对板内诱发地震研究提供了范例.

**致谢**　吉林大学研究生周子琨、邹宗霖和黄颖参加了本文野外数据的采集, 吉林金太地球探测科技有限公司的张继令和孟宪福等协助采集. 感谢中国铁路设计集团有限公司提供部分资金支持. 中国地质科学院深部地球物理探测中心的贺日政研究员和江苏地震局李清河研究员仔细阅读了论文并提出了许多宝贵的建议. 论文撰写过程中, 与中国地震局地质研究所陈小斌研究员就数据处理和资料认识方面进行了深入交流, 特别是关于地震的触发机制讨论, 对于论文认识的提升极为宝贵. 与吉林大学地球科学学院许文良教授关于东北地区地质构造演化的讨论对本文帮助匪浅. 感谢吉林省地震局盘晓东高工提供的松原地震资料. 与中国地震局地壳应力研究所张广伟博士关于松原地震机制的讨论深化了本文认识. 感谢吉林金太地球探测技术有限公司提供的trEMisSIS三维

电磁处理反演软件和三维反演计算资源. 两位匿名审稿人提出的建设性意见对于论文的认识和结构完善至关重要.

## 参考文献


安美建, 石耀霖. 2007. 中国大陆地壳和上地幔三维温度场. 中国科学D辑: 地球科学, 36: 736–745

陈棋福, 艾印双, 陈赟. 2019. 长白山火山区深部结构探测的研究进展与展望. 中国科学: 地球科学, 49: 778–795

符伟, 侯贺晟, 高锐, 刘财, 杨璠, 国瑞. 2019. “松科二井”邻域岩石圈精细结构特征及动力学环境——深地震反射剖面的揭示. 地球物理学报, 62: 1349–1361

葛荣峰, 张庆龙, 王良书, 解国爱, 徐士银, 陈娟, 王锡勇. 2010. 松辽盆地构造演化与中国东部构造体制转换. 地质论评, 56: 180–195

高金哲, 李志伟, 包丰, 崇加军. 2013. 2006年吉林乾安-前郭$M$5.0级地震深度及其成因探讨. 地球物理学进展, 28: 2328–2335

姜光政, 高堋, 饶松, 张林友, 唐晓音, 黄方, 赵平, 庞忠, 何丽娟, 胡圣标, 汪集旸. 2016. 中国大陆地区大地热流数据汇编(第四版). 地球物理学报, 59: 2892–2910

李传友, 汪一鹏, 张良怀, 李志田, 李春风. 1999. 吉林省松原地区1119年6¾级地震的发震构造条件. 中国地震, 15: 237–246

李君, 王勤彩. 2018. 2013年松原5级震群序列精定位、震源机制解及发震构造特征. 地震, 38: 64–75

李君, 王勤彩, 郑国栋, 刘庚, 周辉, 周聪. 2019. 2018年5月松原$M_S$5.7地震序列发震断层及应力场特征. 地震学报, 41: 207−218

李圣强, 陈棋福, 赵里, 朱露培, 高金哲, 李闽峰. 2013. 2011年5月中国东北$M_W$5.7深震的非同寻常震源机制: 区域波形反演与成因探讨. 地球物理学报, 56: 2959−2970

李世文, 翁爱华, 李建平, 单玄龙, 韩江涛, 唐裕, 张艳辉, 王雪秋. 2020. 三维电性结构揭示的中国东北地区新生代火山深部起源. 中国科学: 地球科学, 50: 538−552

李艳娥, 邢成起, 陈丽娟, 郭祥云, 康建红. 2019. 2017~2018年吉林松原地震序列研究. 地震学报, 41: 435−444

刘俊清. 2018. 吉林省西部地区典型地震活动研究. 博士学位论文. 长春: 吉林大学

刘俊清, 刘财, 雷建设, 甘卫军, 杨清福, 张晨侠. 2017. 2013年前郭$M_S$5.8震群矩张量研究. 地球物理学报, 60: 3418−3431

刘权锋, 盛俭, 卢滔, 张洪艳, 盘晓东. 2017. 扶余/松原-肇东断裂研究综述. 防灾科技学院学报, 19: 11−19

刘小梅, 吴晶, 梁春涛, 钱旗伟, 杜培笑. 2019. 龙门山断裂带最新地震活动特征及其意义. 地球物理学报, 62: 1312−1322

盘晓东, 王军亮, 孙旭丽, 卢燕红, 张晨侠, 康建红. 2007. 乾安-前郭5.0级地震的构造背景分析. 东北地震研究, 23: 8−15

邵博, 沈军, 于晓辉, 万永魁, 尉洋, 祁高. 2016. 松原市扶余北隐伏活动断裂地震潜势研究. 地震工程学报, 38: 616−623

邵博, 沈军, 侯贵廷, 于晓辉, 戴训也, 尉洋. 2020. 1119年前郭地震发震构造讨论. 北京大学学报(自然科学版), 56:135−142

唐雅芝. 1990. 公元1119年2月吉林省前郭强震三要素的确定. 东北师大学报: 自然科学版, (3): 151−159

王雷, 沈军, 于晓辉, 万永魁, 尉洋, 邵博, 杨传成. 2016. 吉林省松原地区孤店断裂活动性研究. 地震地质, 38: 447−457

尉洋, 沈军, 于晓辉, 吴晓歌. 2016. 石油地震资料在隐伏活断层探测中的应用——以松原活断层探测为例. 地震地质, 38: 423−433

吴微微, 杨建思, 苏金蓉, 杜文康, 高瑜, 郑钰, 田宝峰, 刘莎, 吴朋. 2014. 2013年吉林前郭-乾安震源区中强地震矩张量反演与区域孕震环境研究. 地球物理学报, 57: 2541−2554

薛林福, 祝铭, 李文庆, 刘文玉, 刘正宏, 刘泽宇. 2018. 岩浆泡破裂引发地震的模式——以吉林松原2013年地震群为例. 吉林大学学报(地球科学版), 48: 1865−1875

薛艳, 曾宪伟, 刘桂萍, 蔡宏雷. 2015. 2013年吉林前郭$M_S$5.8震群序列研究. 中国地震, 31: 481−491

杨博, 朱爽, 周海涛, 万文妮. 2015. 2013年松原$M_S$5.8地震的地壳水平形变背景. 地震, 35: 72−79

杨悦. 2019. 松原地震活跃区深部电性结构及其孕震机制. 博士学位论文. 长春: 吉林大学

张洪艳, 张广伟, 王晓山, 盛俭, 卢燕红, 张宇. 2015. 2013年吉林前郭5.8级震群精定位及发震构造分析. 中国地震, 31: 518−528

叶涛, 黄清华, 陈小斌. 2018. 滇西南地区南汀河断裂带三维深部电性结构及其孕震环境. 地球物理学报, 61: 4504−4517

张淑霞, 邹长春, 彭诚, 赵金环, 李宁, 张小环, 马火林, 牛一雄. 2018. 松科2井东孔营城组高放射性异常层测井响应特征及成因初探. 地球物理学报, 61: 4712−4728

朱日祥, 徐义刚. 2019. 西太平洋板块俯冲与华北克拉通破坏. 中国科学: 地球科学, 49: 1346−1356

Afanasyev A, Blundy J, Melnik O, Sparks S. 2018. Formation of magmatic brine lenses via focussed fluid-flow beneath volcanoes. Earth Planet Sci Lett, 486: 119–128

Bai D, Unsworth M J, Meju M A, Ma X, Teng J, Kong X, Sun Y, Sun J, Wang L, Jiang C, Zhao C, Xiao P, Liu M. 2010. Crustal deformation of the eastern Tibetan plateau revealed by magnetotelluric imaging. Nat Geosci, 3: 358–362

Becken M, Ritter O, Bedrosian P A, Weckmann U. 2011. Correlation between deep fluids, tremor and creep along the central San Andreas Fault. Nature, 480: 87–90

Bercovici D, Karato S I. 2003. Whole-mantle convection and the transition-zone water filter. Nature, 425: 39–44

Booker J R. 2014. The magnetotelluric phase tensor: A critical review. Surv Geophys, 35: 7–40

Cai J T, Chen X, Xu X, Tang J, Wang L, Guo C, Han B, Dong Z. 2016. Rupture mechanism and seismotectonics of the $M_S$6.5 Ludian earthquake inferred from three-dimensional magnetotelluric ima-

ging. Geophys Res Lett, 44: 1275–1285

Caldwell T G, Bibby H M, Brown C. 2004. The magnetotelluric phase tensor. Geophys J Int, 158: 457–469

Candela T, Wassing B, Ter Heege J, Buijze L. 2018. How earthquakes are induced. Science, 360: 598–600

Cappa F, Scuderi M M, Collettini C, Guglielmi Y, Avouac J P. 2019. Stabilization of fault slip by fluid injection in the laboratory and in situ. Sci Adv, 5: eaau4065

Chen J, Gaillard F, Villaros A, Yang X, Laumonier M, Jolivet L, Unsworth M, Hashim L, Scaillet B, Richard G. 2018. Melting conditions in the modern Tibetan crust since the Miocene. Nat Commun, 9: 3515

Cordell D, Unsworth M J, Díaz D. 2018. Imaging the Laguna del Maule Volcanic Field, central Chile using magnetotellurics: Evidence for crustal melt regions laterally-offset from surface vents and lava flows. Earth Planet Sci Lett, 488: 168–180

Cruzatienza V M, Villafuerte C, Bhat H S. 2018. Rapid tremor migration and pore-pressure waves in subduction zones. Nat Commun, 9: 1–13

Egbert G D. 1997. Robust multiple-station magnetotelluric data processing. Geophys J Int, 130: 475–496

Egbert G D, Kelbert A. 2012. Computational recipes for electro-magnetic inverse problems. Geophys J Int, 189: 251–267

Fischer K M, Ford H A, Abt D L, Rychert C A. 2010. The lithosphere-asthenosphere boundary. Annu Rev Earth Planet Sci, 38: 551–575

Fischer T, Horálek J, Hrubcová P, Vavryčuk V, Bräuer K, Kämpf H. 2014. Intra-continental earthquake swarms in West-Bohemia and Vogtland: A review. Tectonophysics, 611: 1–27

Foulger G R, Wilson M P, Gluyas J G, Julian B R, Davies R J. 2017. Global review of human-induced earthquakes. Earth-Sci Rev, 178: 438–514

Galis M, Ampuero J P, Mai P M, Cappa F. 2017. Induced seismicity provides insight into why earthquake ruptures stop. Sci Adv, 3: eaap7528

Galis M, Pelties C, Kristek J, Moczo P, Ampuero J P, Mai P M. 2014. On the initiation of sustained slip-weakening ruptures by localized stresses. Geophys J Int, 200: 890–909

Gamble T D, Goubau W M, Clarke J. 1979. Magnetotellurics with a remote magnetic reference. Geophysics, 44: 53–68

Guo Z, Chen Y J, Ning J, Feng Y, Grand S P, Niu F, Kawakatsu H, Tanaka S, Obayashi M, Ni J. 2015. High resolution 3-D crustal structure beneath NE China from joint inversion of ambient noise and receiver functions using NECESSArray data. Earth Planet Sci Lett, 416: 1–11

Guo Z, Wang K, Yang Y, Tang Y, John Chen Y, Hung S H. 2018. The origin and mantle dynamics of quaternary intraplate volcanism in Northeast China from joint inversion of surface wave and body wave. J Geophys Res-Solid Earth, 123: 2410–2425

Hirschmann M M, Tenner T, Aubaud C, Withers A C. 2009. Dehydration melting of nominally anhydrous mantle: The primacy of partitioning. Phys Earth Planet Inter, 176: 54–68

Hotovecellis A J, Shelly D R, Hill D P, Pitt A M, Dawson P B, Chouet B A. 2018. Deep fluid pathways beneath Mammoth Mountain, California, illuminated by migrating earthquake swarms. Sci Adv, 4: eaat5258

Huang J, Zhao D. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. J Geophys Res, 111: B09305

Huang Y, Ellsworth W L, Beroza G C. 2017. Stress drops of induced and tectonic earthquakes in the central United States are indistinguishable. Sci Adv, 3: e1700772

Kelbert A, Egbert G D, Schultz A. 2008. Non-linear conjugate gradient inversion for global EM induction: Resolution studies. Geophys J Int, 173: 365–381

Kelbert A, Meqbel N, Egbert G D, Tandon K. 2014. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data. Comput Geosciences, 66: 40–53

Kelbert A, Schultz A, Egbert G. 2009. Global electromagnetic induction constraints on transition-zone water content variations. Nature, 460: 1003–1006

Kuna V M, Nábělek J L, Braunmiller J. 2019. Mode of slip and crust–mantle interaction at oceanic transform faults. Nat Geosci, 12: 138–142

Kuritani T, Xia Q K, Kimura J I, Liu J, Shimizu K, Ushikubo T, Zhao D, Nakagawa M, Yoshimura S. 2019. Buoyant hydrous mantle plume from the mantle transition zone. Sci Rep, 9: 6549

Laumonier M, Farla R, Frost D J, Katsura T, Marquardt K, Bouvier A S, Baumgartner L P. 2017. Experimental determination of melt interconnectivity and electrical conductivity in the upper mantle. Earth Planet Sci Lett, 463: 286–297

Marone C. 1995. Fault zone strength and failure criteria. Geophys Res Lett, 22: 723–726

McGary R S, Evans R L, Wannamaker P E, Elsenbeck J, Rondenay S. 2014. Pathway from subducting slab to surface for melt and fluids beneath Mount Rainier. Nature, 511: 338–340

Meqbel N M, Egbert G D, Wannamaker P E, Kelbert A, Schultz A. 2014. Deep electrical resistivity structure of the northwestern U.S. derived from 3-D inversion of USArray magnetotelluric data. Earth Planet Sci Lett, 402: 290–304

Newman G A, Alumbaugh D L. 2000. Three-dimensional magneto-telluric inversion using non-linear conjugate gradients. Geophys J Int, 140: 410–424

Ni H, Keppler H, Behrens H. 2011. Electrical conductivity of hydrous

basaltic melts: Implications for partial melting in the upper mantle. Contrib Mineral Petrol, 162: 637–650

Noda H, Dunham E M, Rice J R. 2009. Earthquake ruptures with thermal weakening and the operation of major faults at low overall stress levels. J Geophys Res, 114: B07302

Nolte K A, Tsoflias G P, Bidgoli T S, Watney W L. 2017. Shear-wave anisotropy reveals pore fluid pressure-induced seismicity in the U.S. midcontinent. Sci Adv, 3: e1700443

Ogawa Y, Honkura Y. 2004. Mid-crustal electrical conductors and their correlations to seismicity and deformation at Itoigawa-Shizuoka tectonic line, central Japan. Earth Planet Sp, 56: 1285–1291

Ren J, Tamaki K, Li S, Junxia Z. 2002. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas. Tectonophysics, 344: 175–205

Rousset B, Bürgmann R, Campillo M. 2019. Slow slip events in the roots of the San Andreas fault. Sci Adv, 5: eaav3274

Shen J, Shao B, Yu X, Yu Y, Qi G, Deng M, Zhang H. 2016. Seismogenic tectonics of the Qian-Gorlos earthquake in Jilin Province, China. Earthq Sci, 29: 93–103

Simpson F, Bahr K. 2005. Practical Magnetotellurics. Cambridge: Cambridge University Press

Tian Y, Zhu H, Zhao D, Liu C, Feng X, Liu T, Ma J. 2016. Mantle transition zone structure beneath the Changbai volcano: Insight into deep slab dehydration and hot upwelling near the 410 km discontinuity. J Geophys Res-Solid Earth, 121: 5794–5808

Toffelmier D A, Tyburczy J A. 2007. Electromagnetic detection of a 410-km-deep melt layer in the southwestern united states. Nature, 447: 991–994

Unsworth M J, Jones A G, Wei W, Marquis G, Gokarn S G, Spratt J E, Bedrosian P, Booker J, Leshou C, Clarke G, Shenghui L, Chanhong L, Ming D, Sheng J, Solon K, Handong T, Ledo J, Roberts B. 2005. Crustal rheology of the Himalaya and Southern Tibet inferred from magnetotelluric data. Nature, 438: 78–81

Wan Y. 2010. Contemporary tectonic stress field in China. Earthq Sci, 23: 377–386

Wang G, Wei W, Ye G, Jin S, Jing J, Zhang L, Dong H, Xie C, Omisore B O, Guo Z. 2017. 3-D electrical structure across the Yadong-Gulu rift revealed by magnetotelluric data: New insights on the extension of the upper crust and the geometry of the underthrusting Indian lithospheric slab in southern Tibet. Earth Planet Sci Lett, 474: 172–179

Wannamaker P E, Caldwell T G, Jiracek G R, Maris V, Hill G J, Ogawa Y, Bibby H M, Bennie S L, Heise W. 2009. Fluid and deformation regime of an advancing subduction system at Marlborough, New Zealand. Nature, 460: 733–736

Wei W, Unsworth M, Jones A, Booker J, Tan H, Nelson D, Chen L, Li S, Solon K, Bedrosian P, Jin S, Deng M, Ledo J, Kay D, Roberts B. 2010. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies. Science, 292: 716–719

Xia Q K, Liu J, Kovács I, Hao Y T, Li P, Yang X Z, Chen H, Sheng Y M. 2019. Water in the upper mantle and deep crust of eastern China: Concentration, distribution and implications. Natl Sci Rev, 6: 125–144

Yang Y, Wang X, Han J, Zhang Y, Li J, Tang Y, Weng A. 2019. Magnetotelluric transfer function distortion assessment using Nyquist diagrams. J Appl Geophys, 160: 218–228

Ye T, Huang Q, Chen X, Zhang H, Chen Y J, Zhao L, Zhang Y. 2018. Magma chamber and crustal channel flow structures in the Tengchong Volcano Area from 3-D MT inversion at the intracontinental block boundary southeast of the Tibetan Plateau. J Geophys Res-Solid Earth, 123: 11112–11126

Yin J X, Yao H J, Yang H F, Liu J, Qin W Z, Zhang H J. 2017. Frequency-dependent rupture process, stress change, and seismogenic mechanism of the 25 April 2015 Nepal Gorkha $M_W$7.8 earthquake. Sci China Earth Sci, 60: 796–808

Zhang J G, Wu X P, Yang X D, Yue M X. 2017. Observational evidence of anisotropic changes of apparent resistivity before strong earthquakes. Geophys J Int, 210: 1323–1331

Zhang H Q, Huang Q H, Zhao G Z, Guo Z, Chen Y J. 2016. Three-dimensional conductivity model of crust and uppermost mantle at the northern trans North China Orogen: Evidence for a mantle source of Datong volcanoes. Earth Planet Sci Lett, 453: 182–192

Zhao G, Unsworth M J, Zhan Y, Wang L, Chen X, Jones A G, Tang J, Xiao Q, Wang J, Cai J, Li T. 2012. Crustal structure and rheology of the Longmenshan and Wenchuan $M_W$ 7.9 earthquake epicentral area from magnetotelluric data. Geology, 40: 1139–1142

Zhu H, Tian Y, Zhao D P, Li H, Liu C. 2019. Seismic structure of the Changbai intraplate volcano in NE China from joint inversion of ambient noise and receiver functions. J Geophys Res-Solid Earth, 124: 4984–5002

(责任编委: 姚华建)