中国科学: 地球科学 2023 年 第 53 卷 第 6 期: 1316 ~ 1327
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

大地电磁数据揭示中国东北地区牡丹江缝合带俯冲极性及活化特征

辛中华[1], 侯贺晟[2*], 韩江涛[1,3,4†], 刘立家[1,3,4], 刘财[1,3,4], 王天琪[1]

1. 吉林大学地球探测科学与技术学院, 长春 130026;
2. 中国地质科学院, 北京 100089;
3. 自然资源部应用地球物理重点实验室, 长春 130026;
4. 长白山火山综合地球物理教育部野外科学观测研究站, 长春 130026
* 通讯作者, E-mail: hesheng.hou@126.com
† 通讯作者, E-mail: hanjt@jlu.edu.cn

收稿日期: 2022-08-04; 收修改稿日期: 2022-12-19; 接受日期: 2022-12-30; 网络版发表日期: 2023-05-15
国家自然科学基金项目(批准号: 42230303、41504076、41874125)、中国地质调查项目(编号: DD20190010)和中央高校基本科研业务费专项项目(编号: JLUXKJC2021ZZ11)资助

摘要 佳木斯地块和松嫩地块位于中亚造山带最东端, 两者的汇聚受控于二叠纪至侏罗纪期间牡丹江洋的俯冲及闭合作用. 牡丹江缝合带后期又受到古太平洋板块和太平洋板块俯冲作用的直接影响, 因此是研究古缝合带俯冲极性和后期改造作用的理想地区. 本文对跨越牡丹江缝合带的160km长大地电磁剖面数据进行三维反演, 建立了缝合带及邻区的电阻率模型. 结果揭示了牡丹江洋的俯冲极性和俯冲痕迹, 并提供了(古)太平洋板块俯冲作用导致牡丹江缝合带活化的地电学证据. 缝合带表现为复杂的高导结构, 位于松嫩地块-佳木斯地块碰撞带下方的地壳尺度西倾高导体, 代表牡丹江洋闭合的古俯冲带, 表征了牡丹江洋西向俯冲的极性. 同时, 由地表地质定义的牡丹江断裂不能完全代表牡丹江缝合带的深部结构, 对于该缝合带的定义应扩展至横向延伸约70km的整个高导区域. 俯冲前缘弧下的固体导电矿物由深部被抬升至上地壳, 其下与地幔连通的"烟囱"状高导结构代表了幔源物质的上侵通道, 表明牡丹江缝合带受古太平洋板块和太平洋板块的俯冲作用影响发生活化, 导致通道内原本冷却、结晶的物质发生重熔. 因此, (古)太平洋板块的俯冲作用破坏了中亚造山带东段古碰撞带的岩石圈结构, 其下方大尺度地壳高导体表征了古缝合带的活化行为.

关键词 牡丹江洋西向俯冲, 牡丹江缝合带活化, (古)太平洋板块俯冲作用, 大地电磁测深法, 三维电性模型

1 引言

中亚造山带是世界上最大的增生型造山带, 中国东北地区位于其东段, 二叠纪受控于古亚洲洋构造域作用, 由多个微陆块拼合而成为统一地体(图1a), 侏罗纪开始又受到了古太平洋板块及随后太平洋板块俯冲

中文引用格式: 辛中华, 侯贺晟, 韩江涛, 刘立家, 刘财, 王天琪. 2023. 大地电磁数据揭示中国东北地区牡丹江缝合带俯冲极性及活化特征. 中国科学: 地球科学, 53(6): 1316–1327, doi: 10.1360/N072022-0219
英文引用格式: Xin Z, Hou H, Han J, Liu L, Liu C, Wang T. 2023. Magnetotelluric data reveals subduction polarity and reactivation of the Mudanjiang suture zone, Northeast China. Science China Earth Sciences, 66(6): 1309–1320, https://doi.org/10.1007/s11430-022-1057-y

© 2023 《中国科学》杂志社

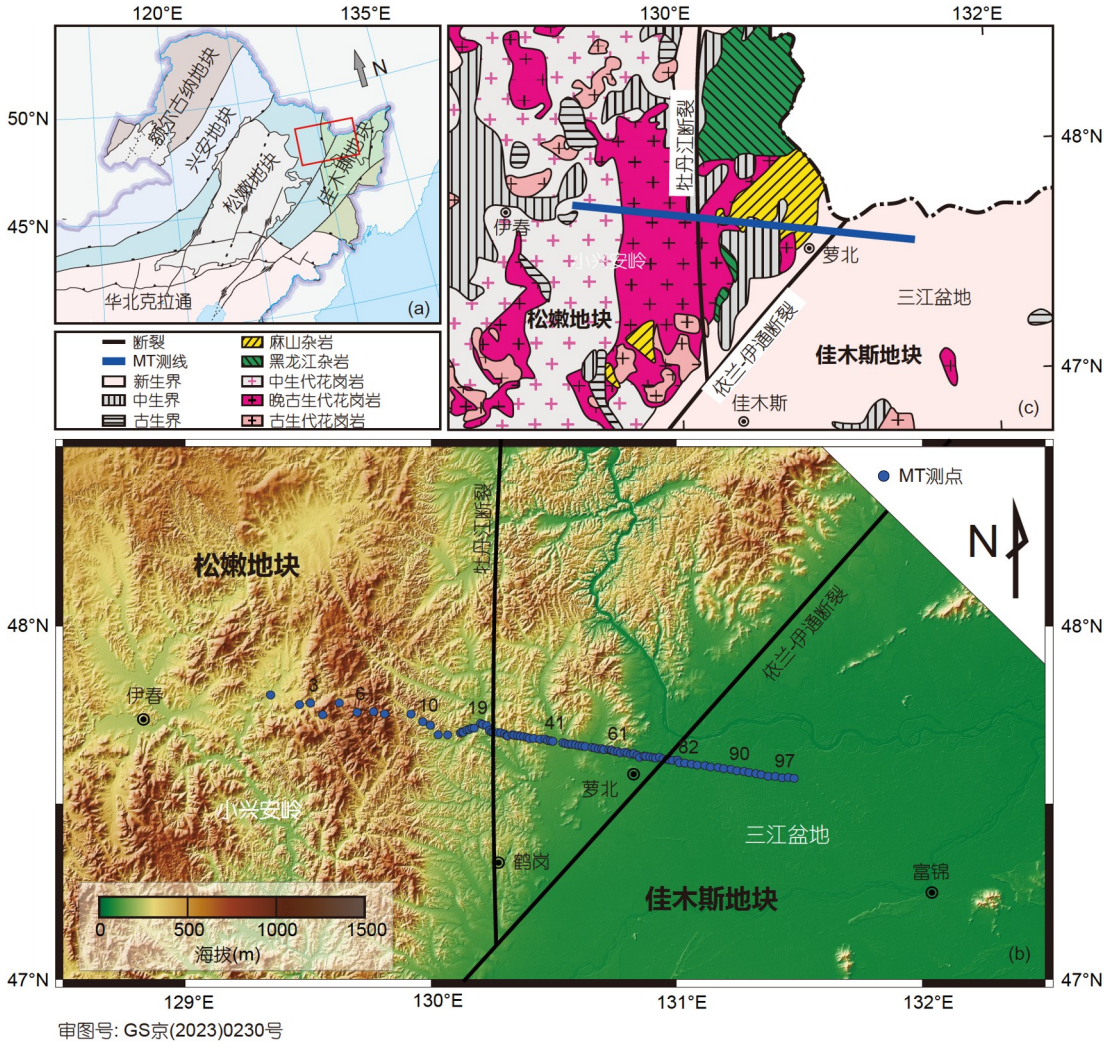

图 1　研究区构造地质背景

(a) 中亚造山带东段的构造图, 红框代表研究区域; (b) 研究区域地形图, 蓝点代表大地电磁测点; (c) 研究区域地质图(修改自Dong等, 2018), 蓝色实线代表本次研究的大地电磁测线

作用的影响(Wu等, 2011; Liu等, 2017; Zhu等, 2017). 构造体制的叠加使东北地区成为研究地体汇聚过程和缝合带活化作用的天然实验室. 松嫩地块和佳木斯地块位于中国东北最东段, 独特的位置导致其受(古)太平洋板块俯冲作用的影响更为强烈, 使牡丹江缝合带的活化作用更加显著. 研究牡丹江缝合带的结构对于认识松嫩地块-佳木斯地块碰撞带的演化、深部汇聚过程以及缝合带的活化作用具有重要意义.

松嫩地块和佳木斯地块位于中国东北地区的最东端, 两者的汇聚主要受控于侏罗纪牡丹江洋的闭合作用(Ge等, 2018). 岩石学和地球化学证据表明牡丹江断裂东侧的黑龙江高压变质杂岩带是牡丹江洋俯冲、闭合的产物, 因此将牡丹江断裂定义为两个地块之间的缝合带(Wu等, 2007; Ge等, 2018). 关于牡丹江洋的俯冲模式一直存在争议, 主要有以下两种观点: (1) 牡丹江洋西向俯冲, 地表证据为小兴安岭地区广泛发育的与俯冲相关的侏罗纪花岗岩(Ge等, 2017; Long等, 2020; Fan等, 2021), 深部证据为地球物理研究发现的西倾构造痕迹(张兴洲等, 2015; 梁宏达等, 2017); (2) 牡丹江洋双向俯冲(东、西两侧), 证据为沿松嫩地块和佳木斯地块边缘发育的两条南北走向平行的二叠纪岩浆岩带(Dong等, 2017, 2018, 2019). 另外, Ge等

(2018)根据研究区域由南向北逐渐年轻化的与俯冲相关的花岗岩, 提出牡丹江洋自南向北呈剪刀式闭合的观点.

为了阐明牡丹江洋的俯冲、闭合作用及缝合带的改造过程, 众多学者开展了大量岩石学、地球化学和年代学的研究(Wu等, 2007; Zhang等, 2012; Zhu等, 2015; Dong等, 2017, 2018, 2019; Ge等, 2018; 周建波等, 2018). 然而由于缺乏深部结构的约束, 限制了对于松嫩地块和佳木斯地块汇聚及牡丹江缝合带改造的认识. 以前的深地震反射研究(张兴洲等, 2015)给出了缝合带下方的结构特征, 但地震界面无法揭示缝合带的改造过程. 另外, 之前的大地电磁(MT)二维电阻率模型(梁宏达等, 2017)受到研究区域复杂构造特征的影响, 会造成反演结果和真实结构不一致. 因此, 本文对松嫩地块和佳木斯地块碰撞带的密集大地电磁数据开展三维反演, 获得更准确、可靠的地壳尺度电阻率模型, 以揭示地体的汇聚过程及后期古缝合带的活化特征.

2 区域地质背景

中国东北地区位于中亚造山带东段, 位于西伯利亚克拉通和华北克拉通之间. 古亚洲洋、蒙古-鄂霍茨克洋以及(古)太平洋构造域的叠加作用使东北地区形成了多地体拼合的复杂构造格局(Wu等, 2011; Liu等, 2017). 东北地区的地质单元由西向东分为额尔古纳地块、兴安地块、松嫩地块和佳木斯地块, 分别由新林-喜桂图缝合带、黑河-贺根山缝合带以及牡丹江缝合带分隔(张贻侠, 1998). 松嫩地块和佳木斯地块处于东北地区最东部, 两地块的汇聚受到侏罗纪牡丹江洋闭合的控制(Wu等, 2007; Ge等, 2018). 之后, 碰撞带又受到中生代古太平洋板块和新生代太平洋板块俯冲的改造作用(Zhu等, 2017; 朱日祥和徐义刚, 2019).

松嫩地块小兴安岭地区基底由阿穆尔群变质岩组成, 它的原岩形成于晚元古代-早古生代, 而变质作用发生在古生代(Kotov等, 2009; Sorokin等, 2011). 小兴安岭地表发育大量中生代Ⅰ型花岗岩(图1c), 指示了该地区当时处于主动大陆边缘的环境. 花岗岩之间很少有地层出露(Wu等, 2007; Zhang等, 2012; Ge等, 2018).

沿牡丹江断裂东侧, 发育南北走向的黑龙江高压变质杂岩带, 主要出露于萝北、依兰和牡丹江地区(图1c). 杂岩带由蓝片岩、绿片岩、蛇纹岩、大理岩、角闪岩、白云母片岩、石英片岩等组成. 岩石学和地球化学的研究发现蓝片岩的原岩为洋岛或洋中脊性质的玄武岩, 形成于二叠纪-三叠纪, 而变质年龄在晚三叠世-侏罗纪(Zhou等, 2009, 2010; Zhou和Wilde, 2013; Ge等, 2016; 周建波等, 2018; Dong等, 2019). 因此这一变质岩带被认为是牡丹江洋俯冲的痕迹, 而牡丹江断裂则被定义为松嫩地块和佳木斯地块之间的缝合带. 研究区域广泛发育的麻山杂岩, 由麻粒岩相变质作用的长英质花岗岩、大理岩以及石墨片岩组成, 其原岩形成于中-晚元古代时期, 变质作用发生在早古生代(Lennon等, 1997; Wilde等, 2000; Dong等, 2017).

佳木斯地块三江盆地为中-新生代叠合盆地, 呈现出两坳夹一隆的构造格局, 包括西部的绥滨坳陷、中部的富锦隆起和东部的前进坳陷(Zhang等, 2012). 绥滨坳陷原型是被动大陆边缘裂谷盆地(吴世敏等, 2005), 地表主要出露新生代沉积地层, 晚古生代花岗岩少量出露.

3 大地电磁数据

3.1 数据采集与处理

本文使用的大地电磁数据由中国地质科学院于2020年7~8月组织采集, 测线沿近东西方向布设, 横跨松嫩地块和佳木斯地块碰撞带、牡丹江缝合带以及依兰-伊通断裂, 全长160km(图1b). 根据不同地质单元的构造特征, 数据以非均匀的点距采集. 测线西部1~12号测点位于小兴安岭, 点距约为5km. 剖面中部13~80号测点位于碰撞带区域, 为了精细刻画缝合带的结构, 平均点距设置为1km. 80~100号测点位于三江盆地, 点距约为2km. MT数据由加拿大Phoenix公司的V5-2000或MTU-5A型大地电磁仪采集, 共记录101个采集时长超过20h的MT数据. 在删减一些质量较差的数据之后, 共有89个测点的数据参与反演. 数据采集记录5个分量: 3个相互正交的磁场分量(H_x, H_y, H_z)和2个相互正交的水平电场分量(E_x和E_y). 下标x、y、z分别代表南北方向、东西方向和垂直方向.

基于Robust估计(Egbert, 1997)和功率谱筛选等处理手段, 本次研究获得了较高质量的MT数据, 有效数据周期范围为0.003~1000s. 由于噪声影响, 本文删除

了一些测点800~1000s周期范围质量较差的数据. MT数据的视电阻率和相位曲线见网络版附图S1(http://earthcn.scichina.com).

3.2　数据分析

为了判断二维或三维反演策略的有效性, 本文于反演之前进行了维性分析. 相位张量分解方法不受电流畸变影响(Caldwell等, 2004; Moorkamp, 2007), 常被用于分析维性特征. 它可以由三个分量定义的椭圆表示: 最大相位(φ_{max})、最小相位(φ_{min})和偏离角(β), 其中φ_{max}和φ_{min}的值分别代表椭圆的长轴和短轴, 方向指示的是相互正交的电性主轴. β为评估维性的参数, β小于3°指示一维或二维结构, 且相位张量椭圆表现为圆形, 代表地下呈一维特征. β大于3°指示三维结构.

图2为剖面全部测点不同周期(0.1~800s)的相位张量椭圆图, 用于判断不同深度的维性特征. 在0.1~1s周期范围, 牡丹江断裂以东MT测点的偏离度小于3°, 且大多趋于圆形(图2a~2b中红色圆点), 体现一维特征, 代表了三江盆地浅部沉积物的反映. 而小兴安岭地区MT测点的偏离度多大于3°, 表明小兴安岭浅部具有很强的三维特征, 体现了花岗岩侵入体的复杂结构. 在10~800s周期范围, 所有测点的偏离度普遍大于3°(图2c~2f), 指示了具有强烈三维性的复杂地壳结构. 因此本文选择三维反演作为主要的反演策略.

图3为全部测点典型周期(1、10、100、300s)的实感应矢量箭头分布情况, 实感应矢量箭头一般指向电阻率降低的方向(Parkinson, 1962). 在全部典型周期中, 对于剖面中部的测点, 西侧测点感应箭头指向北东, 而东侧测点感应箭头指向北西, 表明在剖面中部可能存在向北延伸的良导体(图3中红色椭圆区域). 另外, 小兴安岭地区1s和10s的感应箭头极短, 表明浅部高导体具有一维特征(Fontes等, 2019), 或不存在高导结构.

3.3　数据反演

MT数据的三维反演基于模块化电磁反演系统(ModEM; Egbert和Kelbert, 2012; Kelbert等, 2014)以非线性共轭梯度算法进行. 数据由周期范围为0.003~1000s的25个周期的全阻抗数据(对角线和非对角线元素)组成, 对反演数据设置了10%的本底误差. 初始模型为带地形的半空间, 空气层电阻率为$1\times10^{13}\,\Omega$ m, 地下介质电阻率为100Ω m. 模型在x方向(南北方向)网格数为30, 最小网格长度为1km; 在y方

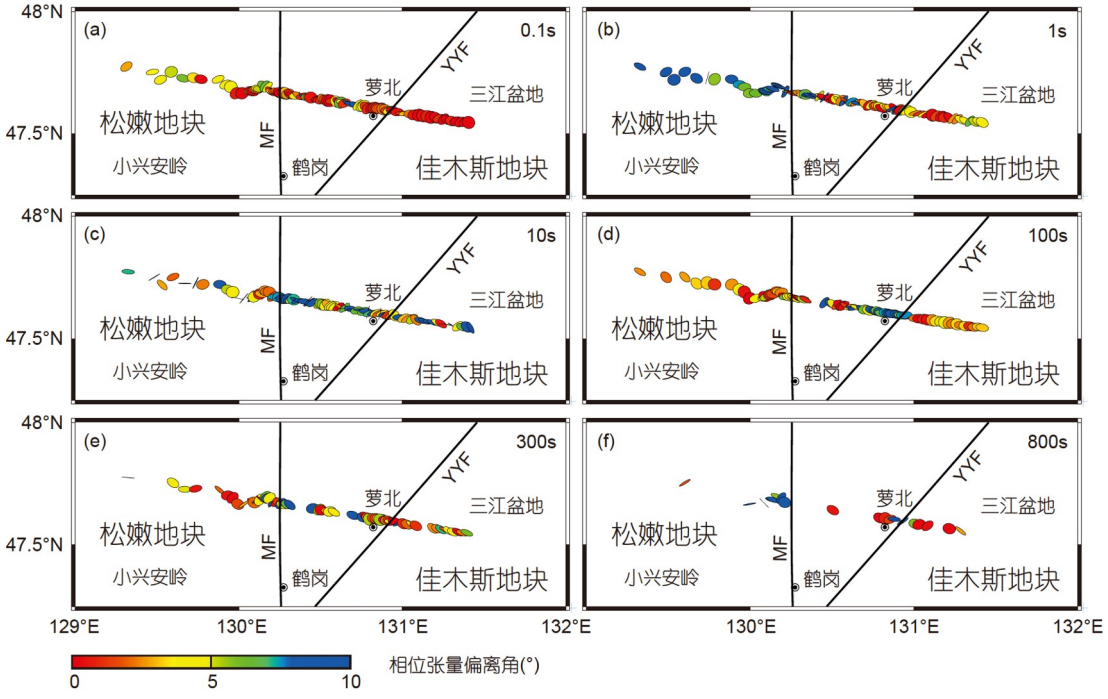

图 2　沿剖面不同周期的相位张量椭圆

(a) 0.1s; (b) 1s; (c) 10s; (d) 100s; (e) 300s; (f) 800s. 椭圆颜色指示偏离角β, β大于3°指示三维结构. MF: 牡丹江断裂, YYF: 依兰-伊通断裂

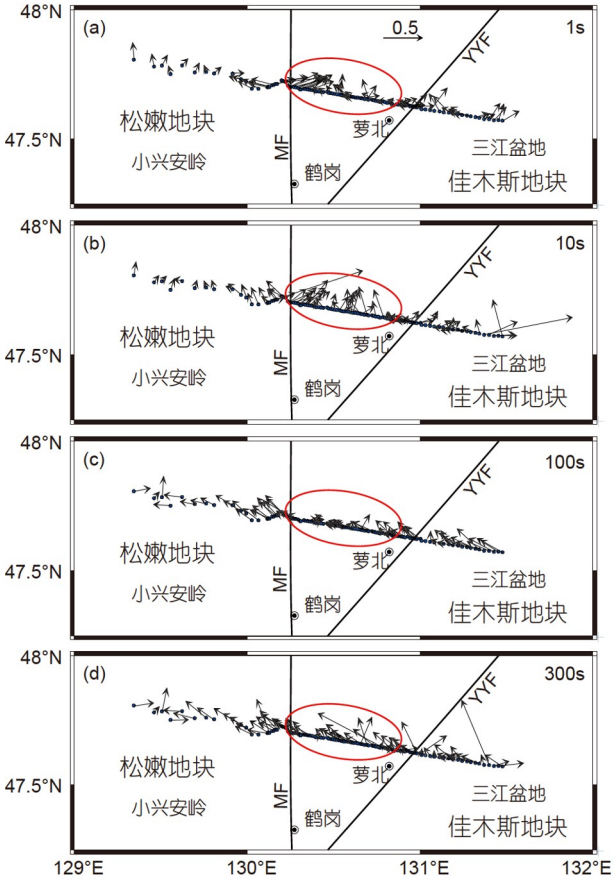

图 3　沿剖面不同周期的实感应矢量箭头

(a) 1s, (b) 10s, (c) 100s, (d) 300s. 箭头代表帕金森感应矢量的实部, 指向主要高导结构. 箭头越大, 异常高导体与周围介质之间的电导率对比越强. MF: 牡丹江断裂, YYF: 依兰-伊通断裂

向(东西方向)网格数为85, 最小网格长度为2km; 在z方向(垂直方向)网格数为35, 首层网格厚度为25m, 以1.2为增长因子向下逐层增厚. 沿x、y和z方向模型有效尺寸为30km×170km×73km. 为避免边界效应的影响, 沿三个方向以2.5为系数各向外扩边5个网格. 模型光滑系数控制三个方向的模型粗糙度, 设置为经验值0.3. 初始正则化因子设置为10, 并随反演迭代自适应变化. 经过91次迭代计算, 获得最终的电阻率模型, 拟合差为1.965. 图4展示了逐点拟合差, 单个测点的RMS大多小于2.5.

4　电性模型特征

图5为三维电阻率模型, 红色区域代表高导结构, 蓝色区域代表高阻结构. 莫霍面的大致深度由电性结构约束, 在模型中以近水平的黑色虚线表示. 模型中部的高导体(电阻率约为10Ω m)为地体碰撞带的主要特征, 高导体由地表向下延伸超过莫霍面深度, 东西横向展布可达70km, 这些高导区域被定义为C1~C3.

上地壳高导体C1规模较小. 西侧与高阻区域相邻, 该边界与牡丹江断裂大致重合(如图1所示). 高阻体R2位于C1东侧, 电阻率大于5000Ω m. 中-下地壳高导体C2的形态呈倾斜的“烟囱”状, 从15km深度向下延伸超过莫霍面, 连通地壳与地幔. 最东部为整个地壳尺度的高导体C3, 表现为西倾的特征.

为了验证电性模型中主要高导体(C1~C3)的可靠性, 本文开展了敏感性测试, 以背景电阻率替换高导区域并进行正演试算, 通过观察正演模型数据的拟合情况判断电阻率异常的可靠性(验证过程由附图S2~S4提供). 测试表明主要的高导体是可靠的, 受数据良好约束. 同时, 实测数据的视电阻率值也为高导体的存在提供证据(附图S1测点30~50). 结合图3实感应箭头的分布情况, 区域下方识别的向北延伸的高导结构, 可能和牡丹江洋闭合有关.

松嫩地块小兴安岭上地壳主要表现为完整的高阻结构(R1, 电阻率大于5000Ω m), 这与之前MT研究识别的小兴安岭结构相吻合(梁宏达等, 2017; Xin等, 2021). 小兴安岭地区出露大量Ⅰ型和A型中生代花岗岩(Fan等, 2021), 指示了侏罗纪牡丹江洋俯冲相关的挤压环境以及白垩纪古太平洋板块后撤相关的伸展环境(Zhu等, 2017; 朱日祥和徐义刚, 2019). 因此, 本文认为上地壳的高阻结构R1代表了多个期次形成的花岗岩.

三江盆地存在10~20km厚的高阻层R3, 电阻率大于1000Ω m. 类似的高阻特征在之前的MT研究中也有显示(Xin等, 2021). 结合佳木斯地区出露的麻山杂岩(晚元古代变质岩基底), 推测高阻体可能代表佳木斯地块较完整的结晶基底.

5　讨论

5.1　松嫩地块-佳木斯地块碰撞带高导体分析

地壳尺度的高导体存在多种成因, 具有不同的构造意义(Bai等, 2010). 对于俯冲带区域, 地壳内的高导结构常被解释为含水流体的富集、矿体或者和俯冲相

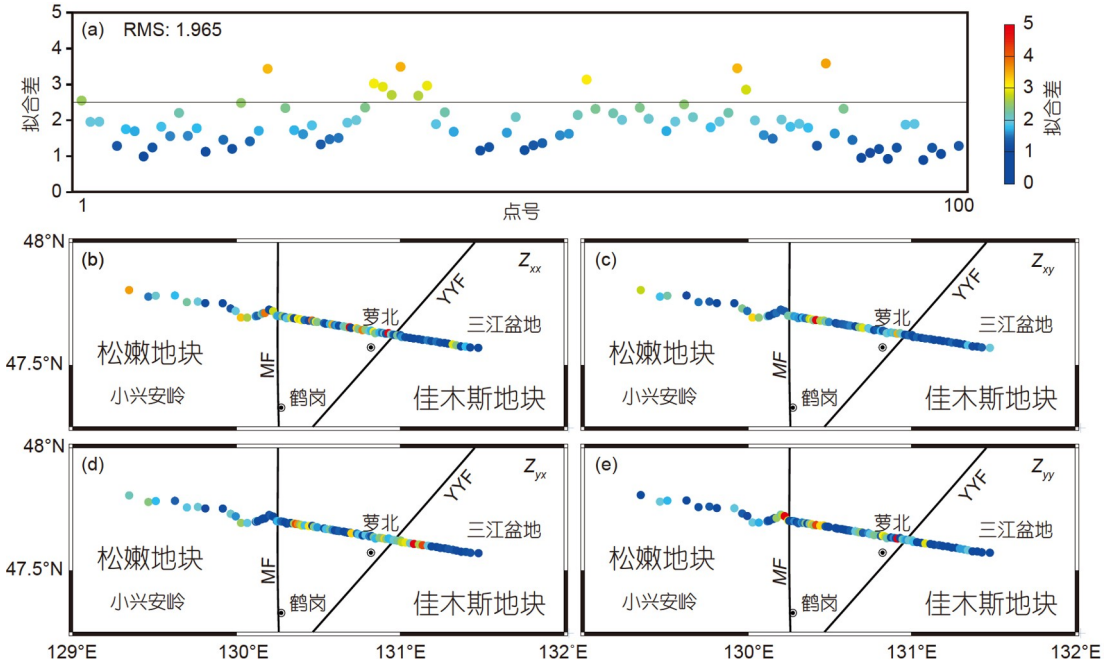

图 4　测点拟合差

(a) 沿剖面逐点拟合差, 模型整体拟合差为1.965, 大多数测点拟合差小于2.5; (b)~(e) 展示了每个测点不同分量的拟合差. MF: 牡丹江断裂, YYF: 依兰-伊通断裂

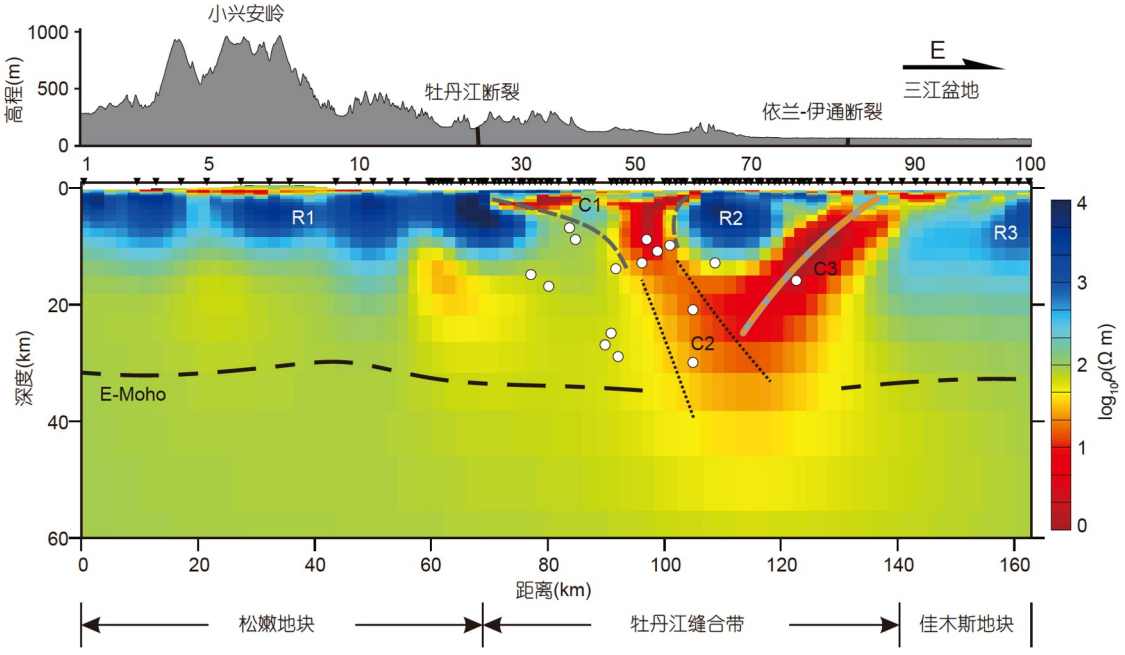

图 5　三维反演电阻率模型

红色区域C1~C3代表高导结构, 蓝色区域R1~R3代表高阻结构. 最上方为沿剖面地形, 地表黑色倒三角代表MT测点, 模型中近水平的黑色虚线代表由电性结构识别的莫霍面. C1代表俯冲带前缘弧下的固体导电矿物, C2代表地幔物质上侵通道, C3代表古俯冲带. 白色圆点为研究区域的震源投影

关的成因, 包括弧下俯冲相关固体导电矿物的聚集、俯冲通道内石墨相或硫化物的积累以及俯冲过程中地幔物质的上涌等.

相互连通的游离态含水流体可以有效增大地下岩石电导率. 浅部流体一般和地表水渗流有关, 在没有深大断裂存在的情况下, 和大气降水有关的地下水循环系统一般只局限在地下很浅的深度范围. 成矿系统研究表明最佳的成矿部位受大气水临界面和成矿上限临界面的控制, 深度范围在0~12km. 12km深度的大气水临界面代表了地下水的最大循环深度, 但也需要有深断裂的存在以便于流体运移(张旗, 2013). 因此, 本文认为单独的地下水无法形成碰撞带下方的大规模高导体. 地壳深部的流体富集需要流体输入, 牡丹江洋的俯冲作用会导致含水流体进入到俯冲带, 并迁移到大陆地壳内部(Worzewski等, 2011). 但稳定大陆的地壳深部, 流体会通过逆变质作用被消耗, 这在地壳缓慢冷却的地质时期是不可避免的(Yardley和Valley, 1997; Freund, 2003). 牡丹江洋于侏罗纪彻底闭合, 至今已超过150Ma, 含水流体无法在这么长的地质时期内一直以自由水的形式保存.

矿床一般形成并赋存于地壳浅部, 深成矿床最深也只在10~15km范围内(张旗, 2013). 由于金属元素的存在, 矿床会表现为较低的电阻率. 研究区域经历了牡丹江洋闭合以及(古)太平洋板块俯冲等多期构造事件的叠加, 岩浆活动强烈. 在深部物质上涌的背景下, 区域形成了一系列的金矿床(Zhang等, 2010; Sun等, 2013; 包真艳等, 2014; Wang等, 2016; Zhang等, 2019; Bai等, 2021). 因此矿体可能对碰撞带下方的高导体做出贡献, 但也只局限在上地壳浅部.

相比之下, 俯冲相关的高导体成因是松嫩地块-佳木斯地块碰撞带下方的大规模高导体最合理的解释. 在大洋俯冲过程中会向地下岩石圈-软流圈输入含碳流体以及硫化物等, 这些物质的富集和变质作用能够有效地降低区域电阻率. 澳大利亚多个古缝合带下的高导体就被解释为通过脱水或岩浆作用从俯冲板片上升到地壳中的富碳流体(Jiang等, 2019; Kay等, 2022). 同时, 俯冲作用会导致前缘弧下幔源物质的上侵, 上侵的通道和地壳内物质聚集的区域都可能会表现为高导的特征. 研究区域发生过牡丹江洋的俯冲、闭合事件, 这使得以上推断成为可能.

5.2 牡丹江洋俯冲极性及古缝合带

松嫩地块和佳木斯地块之间牡丹江洋的闭合模式一直存在争议. 基于岩石学和地球化学研究, Dong等(2017, 2018, 2019)识别了两条近南北向平行的岩浆岩带, 沿碰撞带两侧地块边缘展布, 这种特征被认为是牡丹江洋双向俯冲的证据. 但是, 其他研究认为只有松嫩地块东缘(小兴安岭和张广才岭)才发育有高压变质岩带、杂岩以及晚古生代-早中生代 I 型花岗岩, 表明在牡丹江洋俯冲时期, 松嫩地块东缘具有主动大陆边缘的构造环境(Long等, 2020; Fan等, 2021). 另外, 根据黑龙江杂岩的分布情况, 牡丹江断裂也被定义为地体汇聚的缝合带, 但该断裂的深部结构能否体现古俯冲带的痕迹尚不清晰.

基于上文讨论(见5.1节), 松嫩地块-佳木斯地块碰撞带下方的高导体代表了和牡丹江缝合带有关的深部结构. 结合大洋俯冲前缘构造特征的认识, 本文认为浅部高导体C1以及深部高导体C2和C3具有不同的成因. 而其中高导体C3是识别牡丹江洋俯冲极性和痕迹的关键.

构造混杂岩是划分汇聚板块边界和古缝合带的重要依据(Dewey, 1977; Wang等, 2019), 一般形成于俯冲前缘, 位于俯冲板块顶部和上覆大陆之间的增生楔位置. 对于研究区域, 牡丹江断裂东侧的黑龙江杂岩带, 主要出露于萝北、依兰、牡丹江地区(图1c, Zhou等, 2009, 2010; Zhou和Wilde, 2013), 被定义为洋壳俯冲过程中形成增生楔物质, 是推测松嫩地块和佳木斯地块汇聚位置的重要依据. 虽然测线附近黑龙江杂岩出露较少, 但是黑龙江杂岩沿牡丹江断裂东侧南北向展布的规模和位置与模型中上地壳尺度高阻结构R2相当, 因此本文认为R2代表牡丹江洋俯冲过程中从海床剥削并吸积到俯冲大洋板块和上覆大陆之间的增生楔物质.

大尺度西倾高导体C3位于代表黑龙江杂岩的R2东侧. 结合俯冲前缘构造特征, C3体现了大洋板片的深部俯冲痕迹, 指示了牡丹江洋西向俯冲的极性. 澳大利亚库纳莫纳省缝合带的大地电磁研究表明, 俯冲的大洋沉积物经过变质作用, 会有硫化物或石墨析出并沉积在俯冲通道(Kay等, 2022). Ye等(2019)也在索伦-西拉沐伦缝合带下方发现了硫化物或石墨导致的南倾高导结构. 研究区域经历过牡丹江洋俯冲事件, 低

阻体C3体现了牡丹江洋俯冲过程中俯冲通道内积累的硫化物或石墨，代表了牡丹江洋的古俯冲带(图6). 俯冲的大洋板片可能已经在重力和地幔对流的作用下完全俯冲、断离并沉入下方地幔之中. 另外, 为适应挤压应力，板块俯冲碰撞形成的造山带一般分布于主动大陆一侧(如青藏高原). 松嫩地块东部造山带(小兴安岭和张广才岭)的构造特征也为西向俯冲的观点提供支持. 低阻体C3向上延伸可以追溯到地表依兰-伊通断裂的位置，且在模型中不存在其他能够反映该断裂的结构. 因此，该断裂在研究区域可能和牡丹江古俯冲带特征一致，而其深部结构被淹没在高导体C3之中. 但由于本次研究缺少缝合带南部的数据约束, 依兰-伊通断裂是否受牡丹江洋闭合的继承性影响依然不清晰.

缝合带很少是简单的、单一的、易于识别的带(Dewey, 1977). 基于上述讨论, 由黑龙江杂岩指示的牡丹江断裂无法完全代表牡丹江缝合带，模型中的高导体C3才是牡丹江洋的古俯冲带，体现西向俯冲极性. 因此本文提出,“牡丹江洋缝合带”的定义应该从原本的牡丹江断裂扩展至横向延伸约70km的整个碰撞带, 即C1和C3之间的高导区域.

5.3　俯冲前缘弧下物质的聚集

俯冲带是熔体、流体和挥发物形成、输送和交换的重要通道(Wang等, 2020), 而这些物质的聚集能够显著降低岩石的电阻率. 因此, 在俯冲过程中, 会在俯冲前缘弧下位置形成一系列的高导结构，这在全球范围的俯冲带都可以普遍观察到(Hu等, 2017). 缝合带作为俯冲之后地体碰撞拼合的产物，会将这些导电相保留到碰撞带区域的地壳中.

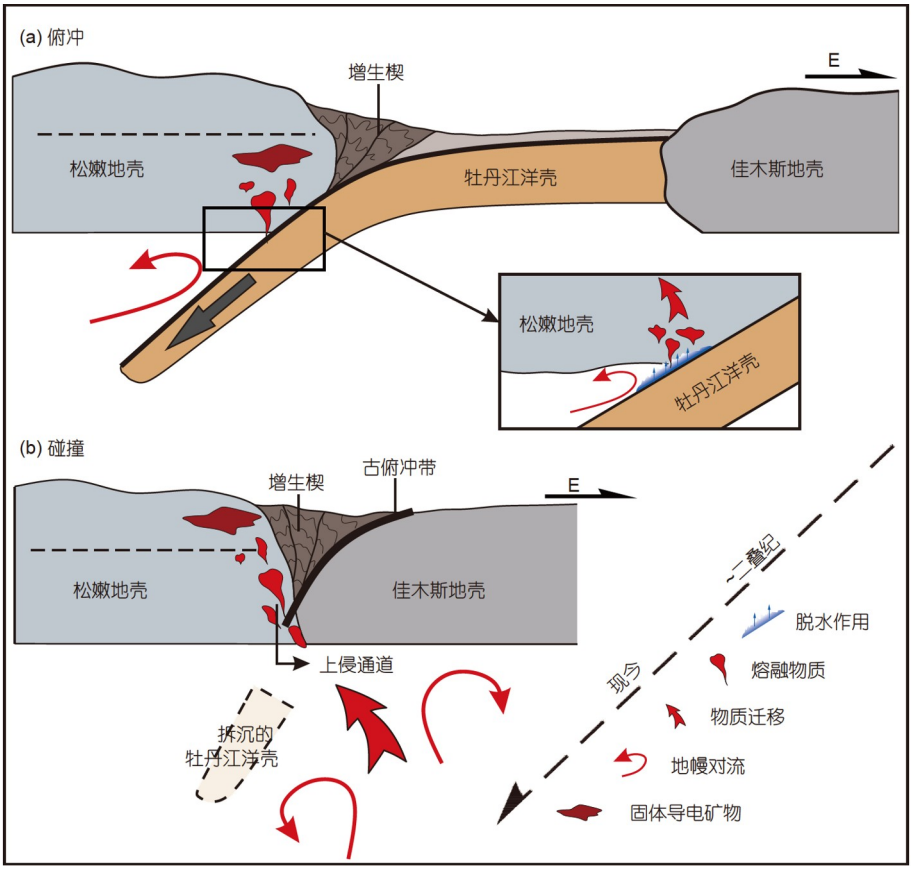

图 6　牡丹江缝合带演化示意图

(a) 二叠纪牡丹江洋壳开始俯冲, 形成了增生楔. 脱水作用导致俯冲带前缘弧下形成了固体导电矿物. (b) 牡丹江洋壳完全俯冲到松嫩地块之下，拆离并沉入地幔深处(虚线框表示曾经存在但现在已消失牡丹江洋壳), (古)太平洋板块俯冲作用引起的地幔物质上涌导致牡丹江缝合带的活化以及上侵通道中物质重熔, 俯冲带前缘弧下的固体导电矿物被抬升至上地壳深度

在牡丹江洋俯冲过程中，由于大洋板片的脱水作用，导致混杂了大洋矿物成分的幔源物质向上侵入上覆的松嫩地块地壳内. 松嫩地块-佳木斯地块碰撞带下方的高导体C1，西侧为松嫩地块地壳，东侧为代表黑龙江杂岩的高阻结构R2，向下延伸和中-下地壳尺度高导体C2相连. 它可能代表了聚集于俯冲前缘弧下地壳内的固体导电矿物(图6). 另外，研究区域地表出露多个金矿床(Zhang等，2010; Sun等，2013; 包真艳等，2014; Wang等, 2016; Zhang等, 2019; Bai等, 2021), C1的导电特征也和矿床的存在相吻合. 兴安地块和松嫩地块之间由嫩江洋俯冲形成的多宝山岛弧下方也可以看到相似成因的导电结构(Meng等, 2022). 而该物质在之后的构造过程以及剥蚀作用下被抬升至上地壳的尺度，这也解释了为何作为区域古老基底的麻山杂岩会出露于地表.

高导体C1下方的高导体C2可以解释为弧下熔融物质上侵的通道(图6)，类似的特征在研究区域之前的地球物理结果中也有显示(张兴洲等，2015; 梁宏达等，2017). 模型中未见明显高阻特征的大洋板片，表明牡丹江洋俯冲板片已经完全断离、拆沉进入深地幔. 俯冲洋壳拆沉过程中，由于下方软流圈物质的向上迁移，幔源物质的上侵作用可能增强. 但在大洋板片完全沉入地幔深处后，幔源物质上侵作用会逐渐减弱并趋于平静.

5.4 牡丹江缝合带的活化

图5刻画了松嫩地块-佳木斯地块碰撞带中-下地壳尺度的高导结构C2. 如前文所述(5.3节)，C2被解释为俯冲过程中弧下物质上涌的通道. 但牡丹江洋于侏罗纪彻底闭合，地壳经过了漫长的冷却过程，通道内的物质应该已经冷却固结. 因此C2的高导特征可能代表了其他动力学过程的影响.

多地体的汇聚导致东北地区存在多条缝合带，在多期构造体制的叠加作用下，这些缝合带可能已经活化. 本文整理了松嫩地块-佳木斯地块碰撞带区域历史上地震的分布情况，并将其投影在电性模型中(图5中白色圆圈). 震源集中在高导体西侧及边缘，指示了牡丹江缝合带深部具有很强的活动性.

之前的地电学研究发现松嫩地块-佳木斯地块碰撞带下方存在地幔物质上涌的证据(梁宏达等，2017)，幔源物质和牡丹江缝合带下部相连(Xin等，2021)，深地震反射的结果也揭示了研究区域存在地幔隆起和壳幔相互作用(张兴洲等，2015). 多种证据表明，牡丹江缝合带在地体碰撞之后受到了来自幔源物质上涌导致的强烈改造作用，那么下地壳尺度的高导体C2可以用缝合带活化来解释. 在深部地幔物质的上侵过程中, 热和动力的持续供给导致原本可能已经冷凝固结的通道内物质重熔(图6b)，从而表现为电阻率模型中的高导特征. 区域频发的地震事件可能也和这个活化过程有关. 与缝合带深部活化相关的类似事件和结构也发生在华北克拉通燕山带地区(Huang等，2022). 在中生代古太平洋板块和新生代太平洋板块的俯冲背景下，东北地区下方存在地幔物质上涌(Zhao等，2004，2007; Lei和Zhao，2005; 田有等，2019)，这个事件破坏了中亚造山带东段古碰撞带的岩石圈结构，导致牡丹江缝合带活化. 因此本文提出，在缝合带区域存在后续强烈构造事件的情况下，古缝合带下方和地幔物质上涌有关的大尺度高导体表征了古缝合带的活化行为.

5.5 牡丹江洋演化过程

图6为牡丹江洋俯冲事件和缝合带下方高导结构形成机制之间的关系. 主要体现在: 牡丹江洋俯冲导致增生楔物质的吸积，弧下物质上侵导致固体导电矿物的聚集(图6a)；松嫩地块和佳木斯地块汇聚之后，(古)太平洋板块俯冲作用导致牡丹江缝合带活化(图6b).

地球化学、年代学研究表明，牡丹江洋早在古生代就已存在(Dong等，2017)，而俯冲起始于晚二叠世或早三叠世(图6a; Dong等，2017，2018; Ge等，2018). 在俯冲过程中，以洋壳沉积物或洋内岛弧为主的物质被剥削并吸积到俯冲前缘形成增生楔，即黑龙江杂岩的前身. 另外，伴随着俯冲到松嫩地壳之下牡丹江洋壳的脱水作用，俯冲前缘弧壳之下的熔融作用增强. 混杂了来自洋壳导电矿物的幔源熔融物质向上侵入地壳，于弧下形成固体导电矿物(图6a). 地壳内的线性高导带记录了物质向上迁移的路径(图6a). 俯冲通道则累积了源自俯冲洋壳的碳、硫元素，并在之后变质产生石墨或硫化物, 表现为可观测的导电相(图6a).

牡丹江洋一般被认为闭合于侏罗纪(Dong等，2018). 两侧地体的汇聚时间和黑龙江杂岩的变质时期吻合(Zhou等, 2009, 2010; Ge等, 2016), 高压、高温的俯冲带环境导致以洋岛玄武岩为主的增生楔物质变质为以蓝片岩为主的黑龙江杂岩. 俯冲的牡丹江洋壳拆离并沉入下方地幔之中，这可能会导致物质的上侵增

强. 但洋壳完全进入地幔深部之后, 通道内物质迁移减弱, 侵入通道内物质在漫长的地质演化过程中冷却固结.

西太平洋区域的俯冲作用从侏罗纪持续到现今(Zhu等, 2017; 朱日祥和徐义刚, 2019), 期间伴随着俯冲板块的后撤以及脱水作用, 导致深部地幔物质上涌(田有等, 2019). 之前的地球物理研究已经刻画了牡丹江缝合带下方存在地幔物质上涌以及壳幔相互作用(张兴洲等, 2015; 梁宏达等, 2017; Xin等, 2021). 这一过程导致牡丹江缝合带发生活化, 热和动力的持续供给使已经冷凝固结的通道内物质重熔(图6b). 而原本弧下的固体导电矿物也在构造演化过程中被抬升至上地壳(图6b).

6　结论

本次研究建立了松嫩地块和佳木斯地块碰撞带地壳尺度的三维电阻率模型. 结合地球化学和地质资料, 新的电阻率模型提供了关于牡丹江缝合带演化过程及活化特征的认识, 得出以下几条结论:

(1) 电阻率模型揭示了牡丹江缝合带下方的复杂特征, 夹于两侧高阻地体之间的高导体代表了牡丹江缝合带的深部结构.

(2) 由地质资料识别的牡丹江断裂不能完全代表松嫩地块-佳木斯地块碰撞带的深部结构, 东部的西倾高导体C3代表牡丹江洋的古俯冲带, 体现了西向的俯冲极性. 对于牡丹江缝合带的定义也应扩展至横向延伸约70km的整个高导体的规模;

(3) 碰撞带下方的高导体C1代表了牡丹江洋俯冲过程中俯冲前缘弧下聚集的固体导电矿物, 该物质从深部被抬升至上地壳的尺度.

(4) 松嫩地块-佳木斯地块碰撞带下方存在幔源物质上侵的通道, 通道内原本冷却的物质表现为倾斜的“烟囱状”高导特征, 表明在(古)太平洋板块的俯冲作用下, 牡丹江缝合带发生活化, 通道内物质重熔. 因此, 在存在后续强烈构造事件的情况下, 古缝合带下方和地幔物质连通的大尺度高导体表征了古缝合带的活化行为.

参考文献

包真艳, 王建, 杨言辰, 王林, 谢志鹏, 宋樾, 刘建国. 2014. 黑龙江平顶山金矿赋矿花岗岩锆石U-Pb年龄、Hf同位素特征及其构造意义. 地质学报, 88: 407–420

梁宏达, 金胜, 魏文博, 高锐, 侯贺晟, 韩江涛, 韩松, 刘国兴. 2017. 松嫩地块东缘和佳木斯地块西缘电性结构. 地球物理学报, 60: 1511–1520

田有, 马锦程, 刘财, 冯晅, 刘婷婷, 朱洪翔, 闫冬, 李红昊. 2019. 西太平洋俯冲板块对中国东北构造演化的影响及其动力学意义. 地球物理学报, 62: 1071–1082

吴世敏, 胡志方, 杨恬. 2005. 三江-中阿穆尔盆地构造背景与盆地演化. 中国石化东北新区油气勘探研讨会

张旗. 2013. 岩浆热液矿床最佳成矿部位探讨. 甘肃地质, 22: 1–11

张兴洲, 曾振, 高锐, 侯贺晟, 郭冶, 蒲建彬, 付秋林. 2015. 佳木斯地块与松嫩地块俯冲碰撞的深反射地震剖面证据. 地球物理学报, 58: 4415–4424

张贻侠. 1998. 中国满洲里-绥芬河地学断面. 北京: 地质出版社

周建波, 蒲先刚, 侯贺晟, 韩伟, 曹嘉麟, 李功宇. 2018. 东北中生代增生杂岩及对古太平洋向欧亚大陆俯冲历史的制约. 岩石学报, 34: 2845–2856

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

Bai C L, Sun J G, Zhao C T, Qin K Z, Liu Y, Chu X L, Xu Z K, Li Y X. 2021. The multiple mineralizations and geodynamic settings of the Laozuoshan Cu-Au deposit in the Jiamusi Massif, NE China: Zircon U-Pb geochronological, elemental and Hf isotopic geochemical evidence. Ore Geol Rev, 137: 104291

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

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

Dewey J F. 1977. Suture zone complexities: A review. Tectonophysics, 40: 53–67

Dong Y, Ge W C, Yang H, Bi J H, Wang Z H, Xu W L. 2017. Permian tectonic evolution of the Mudanjiang Ocean: Evidence from zircon U-Pb-Hf isotopes and geochemistry of a N-S trending granitoid belt in the Jiamusi Massif, NE China. Gondwana Res, 49: 147–163

Dong Y, Ge W, Yang H, Ji Z, He Y, Zhao D, Xu W. 2018. Convergence history of the Jiamusi and Songnen-Zhangguangcai Range massifs: Insights from detrital zircon U-Pb geochronology of the Yilan Heilongjiang Complex, NE China. Gondwana Res, 56: 51–68

Dong Y, Ge W C, Yang H, Liu X W, Bi J H, Ji Z, Xu W L. 2019. Geochemical and SIMS U-Pb rutile and LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronological evidence of the tectonic evolution of the Mudanjiang Ocean from amphibolites of the Heilongjiang Complex, NE China. Gondwana Res, 69: 25–44

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

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

Fan Z, Chen X, Zhang D. 2021. Magma mixing in Early Jurassic granites in the Lesser Xing'an Range, NE China: Evidence from petrology, geochronology, and Lu-Hf isotopes. Geol J, 56: 224–252

Fontes S L, Meju M A, Maurya V P, La Terra E F, Miquelutti L G. 2019. Deep structure of Parecis Basin, Brazil from 3D magnetotelluric imaging. J South Am Earth Sci, 96: 102381

Freund F. 2003. On the electrical conductivity structure of the stable continental crust. J Geodyn, 35: 353–388

Ge M H, Zhang J J, Li L, Liu K, Ling Y Y, Wang J M, Wang M. 2017. Geochronology and geochemistry of the Heilongjiang Complex and the granitoids from the Lesser Xing'an-Zhangguangcai Range: Implications for the late Paleozoic-Mesozoic tectonics of eastern NE China. Tectonophysics, 717: 565–584

Ge M H, Zhang J J, Li L, Liu K. 2018. A Triassic-Jurassic westward scissor-like subduction history of the Mudanjiang Ocean and amalgamation of the Jiamusi Block in NE China: Constraints from whole-rock geochemistry and zircon U-Pb and Lu-Hf isotopes of the Lesser Xing'an-Zhangguangcai Range granitoids. Lithos, 302-303: 263–277

Ge M H, Zhang J J, Liu K, Ling Y Y, Wang M, Wang J M. 2016. Geochemistry and geochronology of the blueschist in the Heilongjiang Complex and its implications in the late Paleozoic tectonics of eastern NE China. Lithos, 261: 232–249

Hu H, Dai L, Li H, Hui K, Sun W. 2017. Influence of dehydration on the electrical conductivity of epidote and implications for high-conductivity anomalies in subduction zones. J Geophys Res-Solid Earth, 122: 2751–2762

Huang J, Yin Y, Jin S, Wei W, Ye G, Jing J, Dong H, Zhang L, Xie C, Xu L. 2022. 3-D electrical structure of the lithosphere beneath the Yanshan Belt and its adjacent areas, North China. Tectonophysics, 832: 229333

Jiang W, Korsch R J, Doublier M P, Duan J, Costelloe R. 2019. Mapping deep electrical conductivity structure in the mount isa region, northern australia: Implications for mineral prospectivity. J Geophys Res-Solid Earth, 124: 10655–10671

Kay B, Heinson G, Brand K. 2022. Crustal magnetotelluric imaging of a Paleoproterozoic graphitic suture zone, Curnamona Province, Australia. Gondwana Res, 106: 1–14

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

Kotov A B, Velikoslavinskii S D, Sorokin A A, Kotova L N, Sorokin A P, Larin A M, Kovach V P, Zagornaya N Y, Kurguzova A V. 2009. Age of the Amur group of the Bureya-Jiamusi Superterrane in the Central Asian fold belt: Sm-Nd isotope evidence. Dokl Earth Sc, 429: 1245–1248

Lei J S, Zhao D P. 2005. P-wave tomography and origin of the Changbai intraplate volcano in Northeast Asia. Tectonophysics, 397: 281–295

Lennon R G, Wilde S A, Yang T. 1997. The Mashan Group: A 500 Ma granulite facies terrain within the Jiamusi Massif, Heilongjiang Province, North-eastern China. In: Cox R, Ashwal L D, eds. Proterozoic Geology of Madagascar. Gondwana Research Group, 5: 45–46

Liu Y, Li W, Feng Z, Wen Q, Neubauer F, Liang C. 2017. A review of the Paleozoic tectonics in the eastern part of Central Asian Orogenic Belt. Gondwana Res, 43: 123–148

Long X Y, Xu W L, Guo P, Sun C Y, Luan J P. 2020. Was Permian magmatism in the eastern Songnen and western Jiamusi massifs, NE China, related to the subduction of the Mudanjiang oceanic plate? Geol J, 55: 1781–1807

Meng F, Liu Y, Han J T, Hou H, Liu L, Kang J, Guo Z, Wu Y. 2022. Paleozoic suture and Mesozoic tectonic evolution of the lithosphere between the northern section of the Xing'an Block and the Songnen Block: Evidence from three-dimensional magnetotelluric detection. Tectonophysics, 823: 229210

Moorkamp M. 2007. Comment on 'The magnetotelluric phase tensor' by T. Grant Caldwell, Hugh M. Bibby and Colin Brown. Geophys J Int, 171: 565–566

Parkinson W D. 1962. The influence of continents and oceans on geomagnetic variations. Geophys J Int, 6: 441–449

Sorokin A A, Kotov A B, Sal'nikova E B, Kudryashov N M, Velikoslavinskii S D, Yakovleva S Z, Fedoseenko A M, Plotkina Y V. 2011. Early Paleozoic granitoids in the Lesser Khingan Terrane, Central Asian Foldbelt: Age, geochemistry, and geodynamic interpretations. Petrology, 19: 601–617

Sun J G, Han S J, Zhang Y, Xing S W, Bai L A. 2013. Diagenesis and metallogenetic mechanisms of the Tuanjiegou gold deposit from the Lesser Xing'an Range, NE China: Zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopic constraints. J Asian Earth Sci, 62: 373–388

Wang J, Li X, Ning W, Kusky T, Wang L, Polat A, Deng H. 2019. Geology of a Neoarchean suture: Evidence from the Zunhua ophiolitic mélange of the Eastern Hebei Province, North China Craton. GSA Bull, 131: 1943–1964

Wang L, Wang D, Shen K. 2020. Electrical conductivity of talc dehydration at high pressures and temperatures: Implications for high-conductivity anomalies in subduction zones. J Geophys Res-

Solid Earth, 125: e2020JB020091

Wang Y, Zeng Q, Zhou L, Chu S, Guo Y. 2016. The sources of ore-forming material in the low-sulfidation epithermal Wulaga gold deposit, NE China: Constraints from S, Pb isotopes and REE pattern. Ore Geol Rev, 76: 140–151

Wilde S A, Zhang X, Wu F. 2000. Extension of a newly identified 500 Ma metamorphic terrane in North East China: Further U-Pb SHRIMP dating of the Mashan Complex, Heilongjiang Province, China. Tectonophysics, 328: 115–130

Worzewski T, Jegen M, Kopp H, Brasse H, Taylor Castillo W. 2011. Magnetotelluric image of the fluid cycle in the Costa Rican subduction zone. Nat Geosci, 4: 108–111

Wu F Y, Sun D Y, Ge W C, Zhang Y B, Grant M L, Wilde S A, Jahn B M. 2011. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in north-eastern China. J Asian Earth Sci, 41: 1–30

Wu F Y, Yang J H, Lo C H, Wilde S A, Sun D Y, Jahn B M. 2007. The Heilongjiang Group: A Jurassic accretionary complex in the Jiamusi Massif at the western Pacific margin of northeastern China. Isl Arc, 16: 156–172

Xin Z, Han J, Liu C, Liu L, Tian Y, Yang B, Li Z, Mu Q. 2021. Lithospheric structure and transformation of the Songnen and Jiamusi blocks in the eastern segment of the Central Asian Orogenic Belt revealed by 3D magnetotelluric inversion. Tectonophysics, 816: 229015

Yardley B W D, Valley J W. 1997. The petrologic case for a dry lower crust. J Geophys Res, 102: 12173–12185

Ye G, Unsworth M, Wei W, Jin S, Liu Z. 2019. The lithospheric structure of the Solonker Suture Zone and adjacent areas: Crustal anisotropy revealed by a high-resolution magnetotelluric study. J Geophys Res-Solid Earth, 124: 1142–1163

Zhang C, Wang E, Bi Z, Han R, Shao J, Liu B, Chen J, Zeng N. 2019. Geochronology and isotope geochemistry studies of an epithermal gold deposit in the northern Lesser Khingan Range, NE China: The Gaosongshan example. Ore Geol Rev, 105: 356–374

Zhang F Q, Chen H L, Yang S F, Feng Z Q, Wu H Y, Batt G E, Zhao X Q, Sun M D, A M N, Wang S H, Yang J G. 2012. Late Mesozoic–Cenozoic evolution of the Sanjiang Basin in NE China and its tectonic implications for the West Pacific continental margin. J Asian Earth Sci, 49: 287–299

Zhang Z, Mao J, Wang Y, Pirajno F, Liu J, Zhao Z. 2010. Geochemistry and geochronology of the volcanic rocks associated with the Dong'an adularia–sericite epithermal gold deposit, Lesser Hinggan Range, Heilongjiang province, NE China: Constraints on the metallogenesis. Ore Geol Rev, 37: 158–174

Zhao D P, Lei J S, Tang R Y. 2004. Origin of the Changbai intraplate volcanism in Northeast China: Evidence from seismic tomography. Chin Sci Bull, 49: 1401–1408

Zhao D P, Maruyama S, Omori S. 2007. Mantle dynamics of Western Pacific and East Asia: Insight from seismic tomography and mineral physics. Gondwana Res, 11: 120–131

Zhou J B, Wilde S A, Zhang X Z, Zhao G C, Zheng C Q, Wang Y J, Zhang X H. 2009. The onset of Pacific margin accretion in NE China: Evidence from the Heilongjiang high-pressure metamorphic belt. Tectonophysics, 478: 230–246

Zhou J B, Wilde S A, Zhao G C, Zhang X Z, Zheng C Q, Wang H. 2010. New SHRIMP U-Pb zircon ages from the Heilongjiang high-pressure belt: Constraints on the Mesozoic evolution of NE China. Am J Sci, 310: 1024–1053

Zhou J B, Wilde S A. 2013. The crustal accretion history and tectonic evolution of the NE China segment of the Central Asian Orogenic Belt. Gondwana Res, 23: 1365–1377

Zhu C Y, Zhao G, Sun M, Liu Q, Han Y, Hou W, Zhang X, Eizenhofer P R. 2015. Geochronology and geochemistry of the Yilan blueschists in the Heilongjiang Complex, northeastern China and tectonic implications. Lithos, 216-217: 241–253

Zhu R X, Zhang H F, Zhu G, Meng Q R, Fan H R, Yang J H, Wu F Y, Zhang Z Y, Zheng T Y. 2017. Craton destruction and related resources. Int J Earth Sci-Geol Rund, 106: 2233–2257

(责任编委: 陈凌)