第 32 卷 第 5 期
2013 年 9 月

岩 石 矿 物 学 杂 志
ACTA PETROLOGICA ET MINERALOGICA

Vol. 32, No. 5:663~679
Sep., 2013

上地幔顶部电导率异常的起因

杨晓志

(内生矿床国家重点实验室,南京大学 地球科学与工程学院,江苏 南京 210046)

摘 要:地球物理深部探测研究表明,上地幔顶部个别地区具有显著的电导率异常,表现为高电导率和各向异性。造成上地幔顶部电导率异常的机理,一直以来是地球科学中极具争议的问题之一。目前比较流行的解释是由部分熔融产生的熔体和橄榄石中耦合的结构水所致,其它的解释包括由颗粒边界的石墨或硫化物以及其它一些导电性强的矿物所致。这些不同的模型,对于认识上地幔的结构、组成和性质有直接的影响。综合评述了近年来基于岩石学、地球化学、地球物理学、数值模拟和高温高压实验研究等方面的进展,对已有模型伴随的各种问题进行了探讨。局部地区的电导率异常可能主要由固态导电机制造成,但其主要载体可能不是构成地幔主体的橄榄岩,而很可能与上地幔岩石学组成上的宏观不均一性有关。不同地区上地幔顶部的电导率异常,可能由不同的因素造成,可能并不存在所谓的'单一'导电机制。

关键词:电导率异常;高电导率;各向异性;导电机制;上地幔顶部

中图分类号:P319.2 **文献标识码**:A **文章编号**:1000-6524(2013)05-0663-17

The origin of electrical anomalies in the uppermost mantle

YANG Xiao-zhi

(State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210046, China)

Abstract: Anomalous zones of high electrical conductivity and pronounced electrical anisotropy have been detected by geophysical electromagnetic deep surveys in some regions of the uppermost mantle; nevertheless, their origin remains a long-standing controversial issue. Several conduction mechanisms have been proposed, such as the presence of partial melts, H-bearing olivine, graphite and sulfides in grain boundaries, Fe-rich garnet and hydrous minerals like micas. The differences between these models have significantly different impacts on the composition, structure and physical-chemical properties of the uppermost mantle, and even on the triggering of earthquakes and the styles of mantle convection and other dynamical processes. Based on recent studies of petrology, geochemistry, geophysics, numerical modeling and laboratory high-pressure and high-temperature experiments, this paper deals with various problems involved with the available models. The authors hold that electrical anomalies in some regions of the uppermost mantle may be related to its macro-scale heterogeneities, including the local enrichment of Fe^{3+}- and H_2O-rich augites (and other pyroxenite analogues) in the form of dykes/veins and/or the local presence of remnants from recycled crustal materials (e.g., conductive subduction-associated oceanic and continental crust and/or delaminated continental deep crust stretched into high aspect ratio bands/lenses due to mantle flow). Electrical anomalies in different regions of the uppermost mantle may have different origins, and thus eeking for a single unique explanation seems unnecessary.

收稿日期:2013-06-25;**修订日期**:2013-08-02

基金项目:中组部青年千人计划资助项目

作者简介:杨晓志(1980-),男,汉族,博士,教授,主要从事高温高压实验岩石学研究,E-mail:xzyang@nju.edu.cn。

www.yskw.ac.cn

Key words: electrical anomalies; high electrical conductivity;, electrical anisotropy; conduction mechanism; uppermost mantle

地球是由不同的层圈结构组成的,自地表以下(由外至内)依次可划分为地壳(包括上、中和下地壳)、地幔(包括上地幔、地幔过渡带和下地幔)和地核(包括外核和内核)。按照传统的板块构造学说理论,地球外部冷而硬的圈层,通常被称为岩石圈(包括地壳和岩石圈地幔),"漂浮"在相对热而软的软流圈上面。岩石圈地幔和软流圈地幔,无论在不同地区还是同一地区的不同位置,都具有显著的深度和厚度(以及温度和氧逸度等)差异;此外,岩石圈地幔和软流圈地幔间的界限(lithosphere-asthenosphere boundary),目前还很有争议,不同的研究方法提供了不同的划分标准,包括岩石学界面、热力学界面、流变学界面、地震学界面和电磁学界面等(Fischer *et al*., 2010)。一般认为,岩石圈地幔和软流圈地幔的组成物质相似(主要是橄榄岩),但由于温度等的差异而具有不同的流变强度和力学性质(Anderson, 1995)。为简单起见,本文将深度大约为 30~200 km 之间的地幔部分(但不同地区的深度范围上有较大差异),笼统地称为上地幔顶部。上地幔顶部,顾名思义是指最外部的地幔部分,其下限与多数地区大陆岩石圈地幔的深度相当。在大陆区域,上地幔顶部多指传统意义上的岩石圈地幔:在发生了岩石圈减薄作用(lithospheric thinning)的地区,其厚度可能只有大约 60~100 km;而在大陆根(continental root)保存完好的地区,其厚度可能超过 200 km (Sleep, 2005)。在大洋区域,上地幔顶部通常包括传统意义上的岩石圈地幔和部分软流圈地幔:前者较薄,一般为几到几十公里;而后者一般认为是洋中脊玄武岩(MORB)的源区,地球化学上往往称为亏损型地幔(depleted mantle)。

过去的几十年间,对上地幔的研究引起了人们的广泛关注。随着新技术方法的应用和大量资料的积累,人们对上地幔的组成、性质、结构和演化取得了一系列进展;但同时,人们对一些科学问题的认识也一直伴有较大的争议。其中最突出的问题之一,是造成上地幔顶部电导率异常的起因,这也是当前地球科学研究的热点之一。大地电磁探测(magnetotellurics, MT)和地磁测深(geomagnetic depth soundings, GDS)研究表明,上地幔顶部个别地区具有显著的电导率异常,表现为高电导率(达 0.01~0.1 S/m 左右)和各向异性(Mareschal *et al*., 1995; Boerner *et al*., 1999; Bahr and Duba, 2000; Simpson, 2001; Evans *et al*., 2005; Hamilton *et al*., 2006; Jones *et al*., 2009; Baba *et al*., 2010; Evans *et al*., 2011)。针对这种电导率异常,不同学者提出了不同的导电机制,其中最为流行的两种模型是高度互连的颗粒边界熔体(Shankland and Waff, 1977; Gaillard *et al*., 2008; Yoshino *et al*., 2010)和橄榄石中的结构水(Karato, 1990; Wang *et al*., 2006),其它一些模型包括颗粒边界的石墨(Duba and Shankland, 1982)、硫化物(Ducea and Park, 2000)和含水的云母等矿物(Boerner *et al*., 1999)。这些解释方法的差异,对于了解上地幔的组成、结构、流变强度和滞弹性(anelasticity)等物理-化学性质以及地震活动和板块构造等现象具有显著的区别。本文根据近年来人们在岩石学、地球化学、地球物理学、数值模拟和高温高压实验研究等方面的进展,对上地幔顶部的电导率异常及其可能的成因机制进行了综合评述,对已有模型伴随的各种问题进行了探讨,并在此基础上提出,相关的研究工作还有待进一步深入,上地幔顶部宏观尺度上的不均一性可能至少对局部地区上地幔的电导率异常有重要影响。

1 上地幔顶部的电导率分布特征

1.1 电磁探测的基础背景

地球内部很多区域,对人们来说都是遥不可及的,都远远超出了人们可直接取样和可直接测定的范围。目前可供人们直接研究的对象,主要是地表出露的浅部地壳、深钻计划获取的岩芯(当前最大深度不过 12 km 左右)、由造山运动或板块活动抬升至地表的深部剖面(以地壳剖面为主,个别地区出露有分布极其有限的最上部岩石圈地幔)和由火山喷发或岩浆活动携带至地表的深源碎块(即捕虏体,起源深度一般仅限于地壳和岩石圈地幔)。这些天然样品在区域分布、起源深度和样品组成等方面都有很大的局限性。因此,基于深部探测的一些地球物理方法(如地震波速、电导率、重力场、密度和磁性等),一直以来是人们认知地球深部组成、性质和结构的强有力工具。但地球物理深部探测法,往往要求对

地球内部各种可能组成矿物和岩石的物理性质有一定的预先了解，才能对探测物的各种性质进行进一步的制约。这是因为，这些深部探测法可以区分地球内部不同的圈层边界、区域边界和组成相甚至相态，但仅凭某种测深法本身并不能准确判断这些组成相的具体类别。在众多的地球物理方法和参数中，电导率是非常特殊的一种，主要体现在：电导率对于地球深部的温度和化学组成上的细微变化（如主要成分、挥发分、流体和熔体等）非常敏感，而地震波速等则对地球深部宏观组成（如全岩性质等）比较敏感，因而两者在很多方面可以看做是互补的。

对地球深部的电导率分布进行探测的方法，主要基于电磁感应原理。当地球外部的电磁场由于太阳活动、电子风暴和雷电感应等产生变化时，地球内部的导电性会发生周期性的变化，其性质和数量级的大小一般用电导率表示。电导率的测定一般在地表进行，目前使用较多的方法是大地电磁探测和地磁测深，测定深度依赖于使用的频率（与频率的平方根成反比）。从本质上讲，无论大地电磁探测法还是地磁测深法，测定的对象其实是电导（electrical conductance），即电导率（electrical conductivity）和岩体厚度的乘积。电磁探测本身并不直接测定电导率和厚度，获取的数据只有经过后期处理和反演，才能进一步转化为电导率和厚度（深度）的形式。因此从原则上讲，一个厚而导电性弱的岩层与一个薄而导电性强的岩层，在数值上是等效且难以严格区分的。这在某种程度上，可以看作是电磁测定技术纵向分辨率不够好的一种反映。但近年来，随着测定技术的不断成熟，这一问题得到了显著的改善。目前，对大约 200 km 深度以内上地幔电导率的测定，其纵向分辨率达到了大约 10～20 km，基本上为测定深度的 10%左右（Jones *et al*.，2010）。

1.2　上地幔顶部的电导率异常

矿物学、岩石学、地球化学和地球物理学研究表明，上地幔顶部的主要构成物质是橄榄岩，其主要组成矿物是名义上无水（即矿物的理想化学式中不含 H 或 OH）的橄榄石、斜方辉石（主要是相对贫铁的顽火辉石）和单斜辉石（主要是相对贫铁的透辉石），此外还含有相对少量的尖晶石和石榴石等（与深度等有关）（Anderson，2007）。从热力学上看，上地幔顶部的温度和压强分别集中在大约1 000～1 300 ℃和大约 1～6 GPa（Sleep，2005；Artemieva，2009），氧逸度接近于 FMQ（fayalite-magnetite-quartz）氧缓冲体系，FMQ ± 2（Frost and McCammon，2008）。根据地震波速的测定结果，上地幔顶部多数地区具有显著的地震波速各向异性和相对较低的地震波速（低速带：low velocity zone），两者的相对变化一般均为几个百分点左右（Christensen and Crosson，1968；Wolfe and Silver，1998；Fischer *et al*.，2010）。上地幔地震波速各向异性和低速带的起因，目前还很有争议，前者的解释机制主要包括橄榄石的晶格优选定向（lattice-preferred orientation-LPO）（Vinnik *et al*.，1992）、造山运动的变形残留物引起的上地幔各向异性（Silver and Chan，1991）和/或上地幔中一些可能的特殊机制（如大陆根的形态学或地幔其它拓扑结构）引起的地幔流动（mantle flow）的改变（Fouch *et al*.，2000）等，而后者主要包括由地幔发生部分熔融产生的熔体（Fischer *et al*.，2010）或地幔组成矿物的水含量（Karato and Jung，1998）等所致。

大地电磁探测和地磁测深研究表明，上地幔顶部个别地区在大约 50～60 km 以下深度，具有显著较高的电导率（空间尺度上达几百至上千公里），可达大约 0.01～0.1 S/m 乃至更高（Shankl *et al*.，1981；Boerner *et al*.，1999；Jones *et al*.，2003；Evans *et al*.，2005，2011）；但同时，上地幔顶部也有一些地区具有相对较低的电导率，比如大约低于 0.001～0.01 S/m（Boerner *et al*.，1999）。一些研究还发现，大洋地区上地幔的电导率较大陆地区偏高，可能与两者的热状态、稳定性、长期演化和构成相的水含量等有关（Hirth *et al*.，2000）。另外特别值得一提的是，人们对澳大利亚、德国、加拿大、斯堪的纳维亚和太平洋等地的研究发现，这些地区，无论大陆型还是大洋型的上地幔顶部，其电导率在空间分布上均具有明显的各向异性（Mareschal *et al*.，1995；Bahr and Duba，2000；Simpson，2001；Bahr and Simpson，2002；Evans *et al*.，2005）。上文已述及，电磁探测技术的纵向（深度）分辨率并不是很好，因此文献报道中电导率的各向异性一般多指横向（水平方向）的测定结果。图 1 给出了东太平洋脊附近上地幔顶部在水平方向上电导率的各向异性，从中可以看出，垂直于洋中脊方向上的电导率较平行于洋中脊方向明显高出很多。与上地幔中地震波速只有几个百分点相对变化的各向异性分布特征相比，电导率在不同方向的分布上具有较大的差异，其相对变化可达 2～20 倍乃至更高（即在某一或某些

方向上具有高的电导率)。这也意味着,了解上地幔电导率的分布特征和起因,有望为根据地震波速探测法获取的结果提供互补的数据和新的制约,从而有助于更好地了解上地幔的成分、结构和性质。

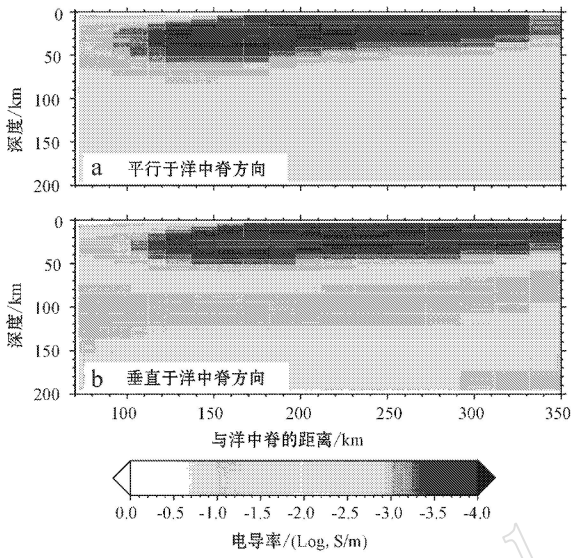

图 1 东太平洋脊附近上地幔顶部的电导率结构
(修改自 Evans 等, 2005)

Fig. 1 Electrical structure of the uppermost mantle beneath the East Pacific Ridge (after Evans *et al.*, 2005)

2 上地幔顶部电导率异常的起因

橄榄石是上地幔顶部最主要的组成矿物之一,其体积分数可由二辉橄榄岩的 60%以上至纯橄岩的 90%以上。由于橄榄岩中斜方辉石和单斜辉石的含量少、在岩体中零星分布而不形成互连的网状组构且在不含水条件下具有较橄榄石低或相似的电导率(Duba *et al.*, 1973; Huebner *et al.*, 1979; Huebner and Voigt, 1988; Wang *et al.*, 1999; Xu and Shankland, 1999),一般认为地幔橄榄岩的电导率主要由橄榄石决定(Xu *et al.*, 2000a; Constable, 2006)。在上地幔顶部的温度、压力、氧逸度和其它热力学条件下,干(即完全不含水)橄榄石的电导率约为0.000 1~0.01 S/m(图 2)(Xu *et al.*, 2000a; Constable, 2006)。因此,上地幔中某些区域的高电导率不可能由完全无水的橄榄石造成。目前常用来解释上地幔高电导率的方法,包括熔态导电机制和固态导电机制。前者与部分熔融产生的熔体有关,而后者多与橄榄石中的结构水、颗粒边界的石墨及硫化物、富铁石榴石和云母等含水相有关。这些不同模型的产生,在某种程度上与人们对上地幔顶部本身认识上的一些不确定性和争议有关。例如,一些学者认为上地幔顶部主要是固态物质,其各种性质主要由这些固态组分控制,熔体不可能大量且长期存在(Karato and Jung, 1998; Stixrude and Lithgow-Bertelloni, 2005; Priestley and McKenzie, 2006);另外一些学者认为熔体在上地幔顶部广泛存在,并对其各种性质有重要影响(Presnall *et al.*, 2002; Mierdel *et al.*, 2007; Tan and Helmberger, 2007; Kawakatsu *et al.*, 2009)。

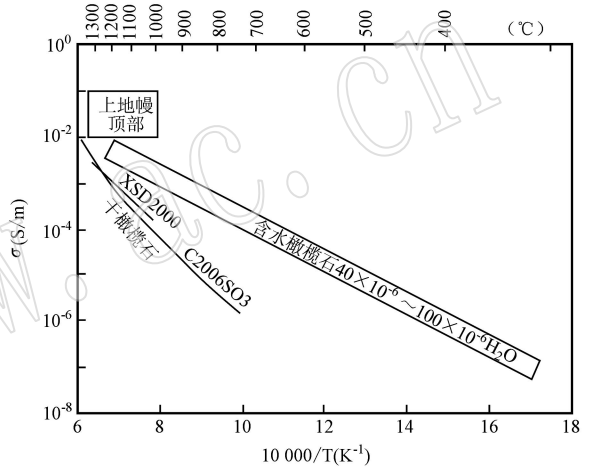

图 2 地幔橄榄石的电导率

Fig. 2 Electrical conductivity of olivine

干橄榄石:XSD2000 为 4 GPa 压强下实验测定数据[氧缓冲体系 Mo-MoO_2(Xu *et al.*, 2000a)];C2006SO3 为一个标准大气压下数值模拟结果[SO3 模型为氧缓冲体系 Ni-NiO(Constable, 2006];含水橄榄石数据来自实验测定结果(Yoshino *et al.*, 2009; Poe *et al.*, 2010; Yang, 2012);上地幔顶部的高电导率设定为 0.01~0.1 S/m(阴影区域,未严格考虑温度范围)

data source: dry olivine, XSD2000—measured at 4 GPa and buffered by Mo-MoO_2 (after Xu *et al.*, 2000a), C2006SO3—modeled results at 1 bar and buffered by Ni-NiO (after Constable, 2006); wet olivine (after Yoshino *et al.*, 2009; Poe *et al.*, 2010; Yang, 2012); high electrical conductivity in the uppermost mantle is assumed to be 0.01~0.1 S/m

2.1 电导率的实验测定

在实验室模拟深部地球条件下,对上地幔各种可能组分的电导性质进行测定,是正确解释野外电磁测定结果和正确认识地球内部电导率分布以及结构、性质和组成的先决条件。一般来说,物质的电导性质主要取决于成分、温度和氧逸度等性质,压强的影响并不是很大,在几个 GPa 的变化范围内,由压强

www.yskw.ac.cn

引起的物质电导率变化往往可以忽略(Xu *et al*., 2000a；Dai and Karato, 2009b)。对于实验室研究，特别值得注意的是，物质的电导率强烈受频率的影响(由于测定方法、原理和仪器的差异，此处的频率与交流信号源的角频率有关，不同于前文提到的野外电磁测定中所用的频率)，一般只有使用基于交流电的阻抗谱技术(impedance spectroscopy)，在较宽频率变化范围内进行分析，才能准确测定材料的电导率(Huebner and Dillenburg, 1995)。通常情况下，阻抗谱分析采用宽频扫描，依次测定频率为 105 Hz 以上变化至 1 Hz 以下的阻抗。测得的光谱图上，高频区域(大约 1 000～100 Hz 以上)的信号弧通常是样品本身导电所致，低频区域(大约 1～0.1 Hz 以下)的信号弧通常是样品和电极之间的反应和电荷累积引起的，而两者之间如果出现特征信号弧的话，一般认为是由颗粒边界导电产生的(比如多晶样品)。早期研究中，人们往往采用直流电法(Bradley *et al*., 1964)，近年来，一些学者采用交流电法，在极低的频率(0.01～0.1 Hz)下进行电导率的测定(Yoshino *et al*., 2006)。严格地讲，这两种方法都是不合适的，根据这两种方法测得的数据结果，都无法正确反映研究对象的电导率(Huebner and Dillenburg, 1995)。

地球内部的主要组成物质是各种矿物和岩石，它们的导电性主要由电荷载体(或称带电粒子)的移动产生。这些电荷载体与物质的化学成分和晶体缺陷有关，可以是带电离子、晶格空位(lattice vacancy)或电子。例如，在热激发(活化)状态下，含铁(同时含 Fe^{2+} 和 Fe^{3+})矿物的导电性主要与 Fe^{2+} 和 Fe^{3+} 之间的电子跃迁有关❶，本质上取决于 Fe^{3+} [由于地幔橄榄石不是 Fe^{3+} 的主要载体，其 Fe^{3+} 含量一般可以忽略不计(Canil and O'Neill, 1996)，这使得其本身电导率非常低——见图 2 和下文图示]。不含铁(或铁含量非常低)矿物的导电性取决于其它粒子，如斜长石中的 Na^+ (Yang *et al*., 2012)和镁铝石榴石 $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$ 中的晶格空位(Romano *et al*., 2006)，而含结构水矿物的导电性主要由氢决定(Wang *et al*., 2006；Dai and Karato, 2009a；Yoshino *et al*., 2009；Poe *et al*., 2010；Yang *et al*., 2012)。在氧逸度保持不变的情况下，物质的电导率(σ)与温度的关系可以用阿伦尼乌斯(Arrhenius)方程表示：$\sigma = \sigma_0 \cdot \exp\left(-\frac{\Delta H}{RT}\right)$，其中 σ_0 是指前因子，ΔH 是活化能，R 是气体常数，T 是绝对温度。如果一个体系中同时有 n 种不同的带电粒子参与导电，那么总的电导率(σ_{total})可以表示为：$\sigma_{\text{total}} = \sum_{i=1}^{n} \sigma_{0_i} \cdot \exp\left(-\frac{\Delta H_i}{RT}\right)$，其中 i 为第 i 种带电粒子。

地球内部主要由各种岩石构成，实验室测定地球物质的电导率，最常用的方法是对其各组成矿物进行分离并分别测定这些不同矿物的电导率，然后根据特定的理论模型和各种组分的体积分数及结构特征对全岩值进行计算。一般情况下，人们并不直接测定以天然岩石为研究对象的全岩电导率，其原因在于：高温高压实验研究中，所用的样品体积通常非常小，一般大约为 1～3 mm 乃至更小(甚至几十至几百微米)，而样品的大小与实验方案和所用仪器有关：压强越高，样品越小。因此，如果岩石的组成矿物分布不均匀或颗粒较大，获取的“微型”样品不能有效代表岩石整体，取样过程本身就会引起很大的误差。例如，对很多天然岩石来说，其组成矿物的颗粒大小都在几百微米甚至大约 1 mm 以上；而一些天然岩石样品中，其组成矿物在组构分布和颗粒大小上并不均匀，典型的例子包括一些堆晶岩、片麻岩和伟晶岩，其中常出现某种(或某些)矿物富集的条带或较大的矿物斑晶。另一方面，天然样品组成复杂，其颗粒边界或晶体内常含有熔体或流体包裹体和其它矿物杂质。这些杂质往往难以用常规方法除去，它们的存在可能会对电导率测定产生显著的影响。有多种模型可用于混合体系全岩电导率的计算，但这些算法往往要求该体系各组分均匀分布且各向同性(Schulgasser, 1977)。以双组分为例，串联和并联法分别对应混合体系的最小和最大电导率：

$$\sigma_s^{-1} = x_1/\sigma_1 + x_2/\sigma_2 \quad (1)$$

$$\sigma_p = x_1 \cdot \sigma_1 + x_2 \cdot \sigma_2 \quad (2)$$

其中 σ_s 和 σ_p 分别是串联和并联模式时的全岩值，$\sigma_{1,2}$ 和 $x_{1,2}$ 分别对应两种组分的电导率和体积分数。

❶ 这种形式的电子跃迁，在一些文献中被称作“小极化子(small polarons)”。严格地讲，这种说法并不合适。因为小极化子概念的最初提出，主要是为了强调电子或空穴(holes)本身由于运动很慢而引起的晶体极化现象(Yamashita and Kurovsawa, 1958)。但物理和地球物理学在讨论导电机制时，着重强调的是电荷载体本身的性质，而不是电荷载体活动所引起的物质晶体学性质的变化。

阿尔奇公式(Archie 's law)多用于流体-岩石或熔体-岩石混合体系：

$$\sigma_{bulk}/\sigma_{fluid(melt)} = C \cdot x^m \quad (3)$$

其中 σ_{bulk} 和 $\sigma_{fluid(melt)}$ 分别指全岩和流体(熔体)的电导率，C 和 m 是与材料有关的常数，x 是流体(熔体)的体积分数。如果不清楚混合体系中各组成相的几何分布特征，可以用 Hashin-Shtrikman 边界模型进行估算，其上、下边界对应全岩电导率的上、下限：

$$\sigma_{HS+} = \sigma_1 + x_2 \cdot [(\sigma_2 - \sigma_1)^{-1} + x_1/(3 \cdot \sigma_1)]^{-1} \quad (4)$$

$$\sigma_{HS-} = \sigma_2 + x_1 \cdot [(\sigma_1 - \sigma_2)^{-1} + x_2/(3 \cdot \sigma_2)]^{-1} \quad (5)$$

假设 $\sigma_1 > \sigma_2$，σ_{HS+} 和 σ_{HS-} 分别是体系电导率的上限和下限。方程(1)～(5)计算出的结果，大致描述了混合体系全岩电导率的最大可能变化范围，利用其它模型算出的数值一般落在这些范围之内(Xu *et al*.，2000b；Tyburczy，2007)。

2.2 地幔部分熔融产生的熔体？

地幔中的岩石发生部分熔融，会产生熔体(通常为硅酸盐质或碳酸盐质)。这些熔体往往具有较高的电导率，在上地幔温度条件(如大约1 000～1 300 ℃)下可达大约 0.01～10 S/m 乃至更高(Shankland *et al*.，1981；Gaillard *et al*.，2008；Yoshino *et al*.，2010)。因此，如果一个岩石体系中含有少量高度互连的熔体，其全岩电导率就会显著增加。这也是很多学者，习惯于用熔体机制来解释上地幔顶部电高导率异常的主要原因(Shankland *et al*.，1981；Gaillard *et al*.，2008；Yoshino *et al*.，2010)。

然而，熔体导电机制面临以下一些难以解决的问题：

(1) 为了引起上地幔顶部的高电导率，典型地幔熔体(以各种硅酸盐质岩浆为例)的体积分数需要几个百分点(达约 10%)以上(Shankland *et al*.，1981；Yoshino *et al*.，2010)。熔体中水的存在会增强其电导率，但这种影响并不明显(相对于硅酸盐矿物中的结构水而言)，原因在于熔体中参与导电的粒子，主要是活性比较高且运动速度快的 Na^+、K^+、Ca^{2+} 等阳离子，而水在熔体中往往以不带电的分子水形式(H_2O)存在，其运动和迁移主要通过分子水的移动(Zhang and Stolper，1991)，本身并不参与导电，但水的出现会适当加快其它离子的扩散速度。例如，流纹质熔体中加入大约 3%～4%的水(质量分数)，其电导率在1 000～1 300 ℃时只能增加大约 2～1.5 倍(Gaillard，2004)，这并不会显著改变造成高电导率所需的熔体量。另一方面，对天然地幔样品的岩石学和地球化学研究表明，显性和隐性的熔体交代作用在上地幔顶部是非常普遍的(Roden and Murthy，1985；Menzies *et al*.，1987)，这意味着上地幔顶部具有良好的熔体渗透性；同时，受熔体交代作用影响的地幔样品，往往具有高度的微量元素和同位素等组成的不均一性，这意味着即使是管道式(channelized flow)的迁移和活动方式，熔体的逃逸速率(escaping rate)也是非常高而无法长期存在的(Ayres *et al*.，1997；Stracke *et al*.，2006)。这就说明，在上地幔较大的空间和时间尺度上，维持大量熔体的广泛存在和高度互连状态是基本不可能的(洋中脊附近几十公里范围内可能除外)。

(2) 退一步讲，假设上地幔顶部存在熔体，其成分应当以硅酸盐质为主。正常情况下，上地幔顶部由部分熔融产生的硅酸盐熔体量一般不超过 0.3%(Hirschmann，2010)，远低于要引起高电导率所需的熔体量(约高达 10%乃至更多)。因此，如果上地幔顶部的电导率异常确实是由熔体造成的，那么必然有某种机制对这些区域连续不断地补充熔体并使其含量升高，但目前人们还不清楚这些熔体的源区。一种可能的过程是周围区域或更深处的熔体不断发生汇聚，使得局部地区熔体含量显著提升，从而大幅度增强其全岩电导率。但这种解释方法面临一些亟需解决的问题：熔体为什么会在个别地区汇聚？这些地区的围岩有什么特殊性质可以封闭大量熔体而不发生渗透？这些地区为什么具有较高的温度(和其它热力学性质)从而维持熔体的长期稳定存在？这些熔体可能在动力学上长期存在并不受地幔对流和板块活动的影响吗？Gaillard 等(2008)最近提出，由于碳酸盐熔体具有比硅酸盐熔体更高的电导率，上地幔顶部的电导率异常可能是由体积分数约为 0.1%的碳酸盐熔体造成的。但是 Gaillard 等(2008)实验研究中所用的碳酸盐样品，其阳离子完全是高度活性的 Li^+、Na^+ 和 K^+，这与地幔中岩石和熔体的实际组成(以 Mg^{2+} 和 Ca^{2+} 等为主)是不一致的。当 Mg^{2+} 和 Ca^{2+} 以主要阳离子形式出现在碳酸盐熔体中时，其电导率显著降低，降低幅度较 Gaillard 等(2008)的结果可达 3 个数量级以上，以至于其体积分数至少约为 0.3%时才有可能造成上地幔顶部的高电导率(Yoshino *et al*.，2010)。然而，上地幔顶部中即使出现少量长期存在的熔体，其成分也以硅酸盐质为主；碳酸盐质熔体在上地幔顶部中是不稳定的，即使出现，其可能的体积分数在正常地幔熔融

条件下，也一般低于 0.03%，且无法长期存在（Hirschmann，2010）。

（3）再退一步讲，即便假设在上地幔顶部中，硅酸盐质熔体能够大量、长期、稳定存在并参与导电，熔体机制也难以解释上地幔中观测到的电导率各向异性分布特征。这是因为，熔体在岩石中的分布与岩石孔隙度、颗粒边界和颗粒裂隙等密切相关，如果熔体能够湿润颗粒边界并形成互连的网状组构，那么在各向同性结构平衡状态（isotropic textural equilibrium）下，熔体的分布是无法引起电导率的各向异性分布的。因此，一些学者提出，熔体在地幔中是以“管状（tube）”形式存在的，这些管状熔体的定向排列会产生电导率的各向异性（Yoshino *et al*.，2006）。熔体在上地幔顶部中的分布、迁移和滞留，受岩石体系本身的渗透性、熔体-岩石间密度差异造成的浮力和与重力引起的压实作用以及板块运动产生的变形作用有关的压强梯度等因素的联合控制。

由于板块运动其实是相对很慢的过程，其平均运动速率为每年大约 1～10 cm（Park，1988）；而完全由浮力和压强梯度引起的熔体迁移和活动，应当在宏观尺度上沿垂直方向向上。因此，我们可以从以下角度，考虑管状熔体是否可以产生上地幔中观测到的电导率各向异性：① 静态体系，即相当于熔体的逃逸速率和应力引起的变形都很慢。最近的研究（Zhu *et al*.，2011）发现，静态条件下熔体呈网状组构，在岩石中的分布并没有显著的定向排列（图 3），因此无法造成电导率的各向异性特征。②动态体系，即相当于熔体的逃逸速率和应力引起的变形都相对较快并共同影响熔体的迁移。最近的实验测定和数值模拟研究（Kohlstedt and Holtzman，2009）发现，假设熔体能够长期存在并综合考虑渗透性、浮力、应力和压强梯度等各种因素的影响，那么以大洋中脊体系为例，熔体会以“面状（plane）”的形式存在（从本质上说，条带状的熔体“管”之间互连形成了熔体“面”，与剪切方向形成大约 20°的小夹角）。根据与洋中脊之间的距离远近和应力大小，这些熔体面与洋中脊平行或斜交（图 4），其结果是：距离洋中脊较近处，熔体面与洋中脊基本平行，在平行于洋中脊

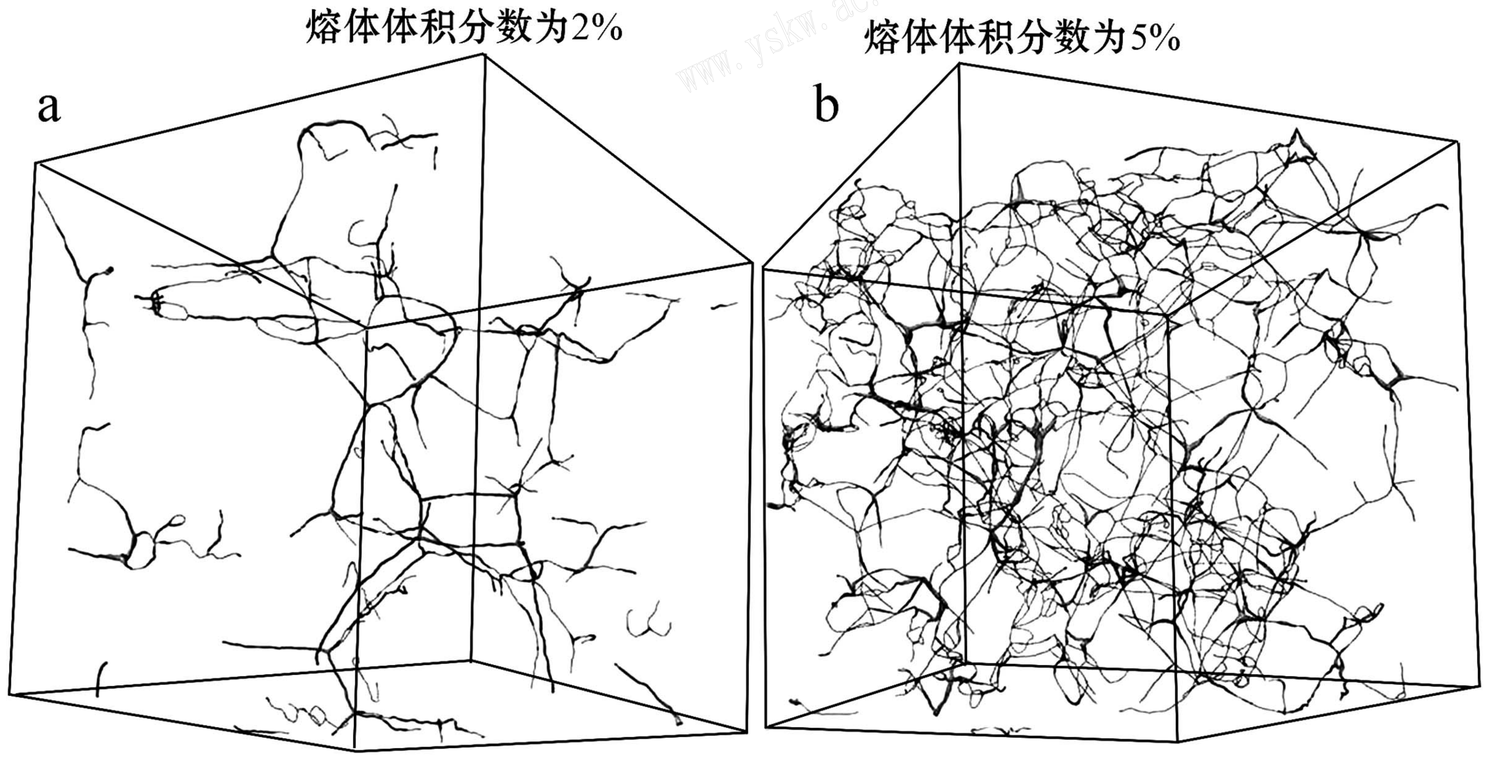

图 3　静态体系中熔体在岩石中的三维分布透视图（修改自 Zhu 等，2011）

Fig. 3　3D modeling of melt distribution in the olivine-basalt system (after Zhu *et al*., 2011).

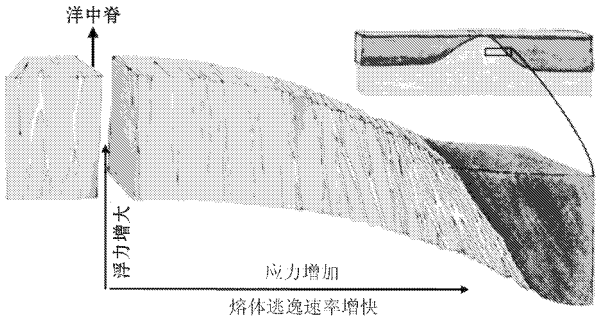

图 4 动态体系中洋中脊附近上地幔顶部的熔体分布示意图(修改自 Kohlstedt 和 Holtzman, 2009)

Fig. 4 Melt distribution in the ridge system from deformation experiments(after Kohlstedt and Holtzman, 2009)

方向具有较高的电导率,而在垂直于洋中脊方向的电导率很低,这与在东太平洋脊上地幔中观测到的电导率各向异性(图 1)恰好相反;距离洋中脊较远处,熔体面与洋中脊斜交(近水平展布),在平行和垂直于洋中脊方向上,这些面状熔体都会引起较高的电导率,依然无法解释东太平洋脊上地幔中观测到的电导率各向异性(图 1)。另外,距离洋中脊较远处,由于应力作用,熔体逃逸速率增快,可能难以大量并长期存在。

综上所述,在上地幔顶部的某些区域,熔体的局部富集有可能造成瞬时(transient)的高电导率,其诱发因素包括程度较高规模较大的部分熔融、深源岩浆上涌和地幔柱岩浆活动等。但截止目前,熔体导电模型在解释上地幔顶部电导率异常的起因上,还面临一系列各种各样的难题,这意味着熔体可能并不是造成上地幔中电导率异常的主要和唯一机制。特别值得一提的是,根据目前已有的知识体系,上地幔顶部电导率的各向异性很难由熔体导电机制造成。鉴于目前的现状和争议,有关熔体在上地幔中存在形式和空间分布的研究,还需要进一步的深入和加强。

2.3 橄榄石中的结构水?

光谱学研究表明,名义上无水矿物中一般含有少量以 OH 或 H_2O 形式存在的结构水(即与氢有关的点缺陷),其含量(质量分数)从低于 100×10^{-6} 至高于 $1\,000\times10^{-6}$ H_2O 以上(Bell and Rossman, 1992; Ingrin and Skogby, 2000; Keppler and Smyth, 2006)。在硅酸盐矿物中,同其它阳离子相比,氢具有半径小和更活泼的特性。与熔体中氢主要通过分子水形式进行移动不同,硅酸盐矿物中氢的移动,可能主要以不同晶格位置间的跃迁和交换为主。因而理论研究认为,结构水的存在能显著增强硅酸盐矿物的电导率(Karato, 1990)。这也得到了近年来高温高压实验研究的支持,即含水条件下矿物的电导率比不含水状态下高,并且随水含量的增加而增加(Huang *et al.*, 2005; Wang *et al.*, 2006; Dai and Karato, 2009a, 2009b, 2009c; Yoshino *et al.*, 2009; Poe *et al.*, 2010; Yang *et al.*, 2012; Yang and McCammon, 2012)。

Karato(1990)和 Wang 等(2006)提出,上地幔顶部的高电导率可能主要由含水的橄榄石造成。但近来的研究发现,当温度超过 900℃ 时,水含量为 $40\times10^{-6}\sim100\times10^{-6}$ H_2O 橄榄石的电导率和干橄榄石相当,有关结果示于图 2(Yoshino *et al.*, 2009; Poe *et al.*, 2010; Yang, 2012)。上地幔中橄榄石的水含量和分布,在目前还有一定的争议,其原因主要在于:① 相对于辉石来说,橄榄石并不是水的主要载体。对于橄榄岩中的共存矿物来说,水优先分配进入辉石而不是橄榄石,这使得橄榄石中的水含量相对较低(Ingrin and Skogby, 2000; Keppler and Bolfan-Casanova, 2006)。② 橄榄石中 H 的扩散速率比辉石快一个数量级以上(Ingrin and Skogby, 2000; Ingrin and Blanchard, 2006)。因此,对捕虏体等形式的地幔样品来说,在出露地表过程中,橄榄石中的水会经历显著的扩散丢失而难以保留其源区组成。相比之下,辉石由于 H 的扩散速率低,往往比较有效地保留了其地幔源区的水含量(Ingrin and Blanchard, 2006)。目前,根据对产状新鲜且保存较好的天然橄榄岩样品的直接研究,人们一般认为上地幔顶部橄榄岩中,橄榄石的水含量低于 100×10^{-6} H_2O(Bell and Rossman, 1992; Peslier *et al.*, 2010)。此外,天然地幔样品中单斜辉石的水含量为约 $50\times10^{-6}\sim2\,000\times10^{-6}$ H_2O,一般认为是反映了源区组成(Bell and Rossman, 1992; Ingrin and Skogby, 2000)。考虑到单斜辉石和橄榄石之间水含量的平衡分配系数一般为 5~20,其平均值约为 10(Kohn and Grant, 2006),由此估计的地幔橄榄石中的水含量也大都不超过 $100\times10^{-6}H_2O$,这与对天然橄榄石的直接研究结果是一致的(Bell and Rossman, 1992; Peslier *et al.*, 2010)。因此,在上地幔顶部,含水橄榄石由于较低的水含量,无法造成达约 0.01~0.1 S/m 乃至更高的高电导率(图 2)。

扩散实验研究表明,H 在橄榄石和辉石中的扩

散速率是高度各向异性的(Ingrin and Blanchard，2006)。相应地，一些研究者提出，上地幔顶部的电导率各向异性与橄榄石等主要构成矿物中 H 的扩散和矿物的晶格优选定向(LPO)有关(Simpson，2002；Evans *et al*.，2005)。然而，最近的高温高压实验研究发现，硅酸盐矿物中 H 的活性、传输和活化能，在扩散和电导实验中都是明显不同的(Dai and Karato，2009b，2009c；Romano *et al*.，2009；Yang *et al*.，2011，2012；Yang *et al*.，2012)对橄榄石和辉石来说，由于氢导电(即结构水导电)引起的电导率各向异性非常弱，几乎可以忽略不计(图 5)(Dai and Karato，2009a；Yang，2012)。因此，上地幔橄榄岩的主要组成矿物本身，并不具备显著的电导率各向异性，无法解释上地幔顶部的电导率各向异性。

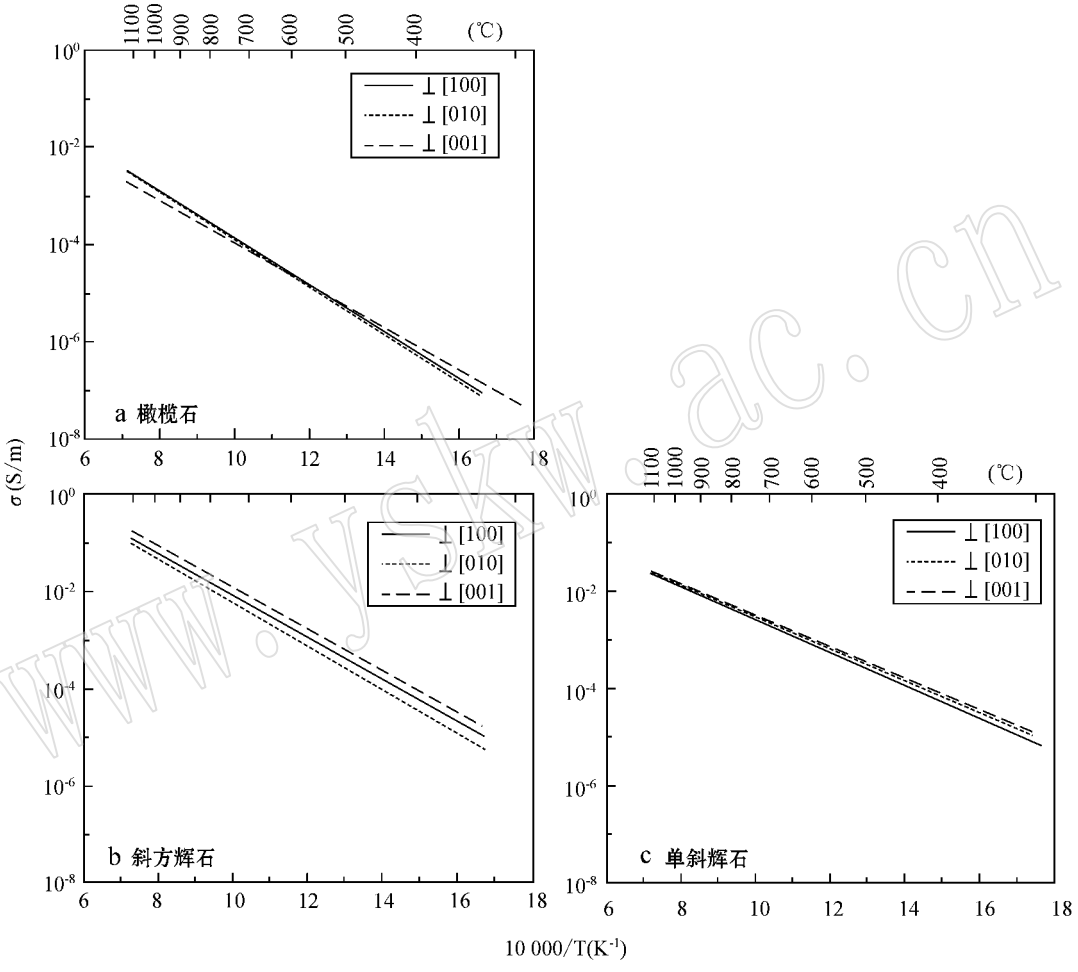

图 5　含水条件下晶体学方位有关的硅酸盐矿物电导率

Fig. 5　Orientation-related electrical conductivity of wet olivine (a), orthopyroxene (b), and clinopyroxene (c)

数据来源：橄榄石，含大约 $40\times10^{-6}H_2O$ **(Yang，2012)斜方辉石，含大约** $420\times10^{-6}H_2O$ **(Dai and Karato，2009a)单斜辉石，含大约** $680\times10^{-6}H_2O$ **(Yang，2012)橄榄石初始材料为天然橄榄岩中较大的颗粒，两种辉石初始材料均为相对富铁的天然辉石巨晶**

data source: Oli vine with $\sim40\times10^{-6}H_2O$ (after Yang，2012), Orthopyroxene with $\sim420\times10^{-6}H_2O$ (after Dai and Karato，2009a), and clinopyroxene with $\sim680\times10^{-6}H_2O$ (after Yang，2012); starting materials are natural olivine and Fe-rich orthopyroxene and clinopyroxene xenocrysts/megacrysts

综上所述，上地幔顶部的电导率异常，不太可能由含水橄榄石或地幔橄榄岩中的斜方辉石和单斜辉石造成。橄榄岩中的副矿物(比如尖晶石等)，由于含量极少、在岩体中往往以“孤立体”形式存在且相互之间不形成互连的网状组构，因而对全岩电导率的影响可以忽略。值得一提的是，在上地幔中某些区域，如果橄榄石具有非常高的水含量(如 $2\,000\times10^{-6}$ H_2O 以上)，那么是有可能产生较高的电导率的，但

www.yskw.ac.cn

上地幔中是否存在如此高水含量的橄榄石,目前尚不清楚。

2.4 颗粒边界相和其它组分?

上文提到的部分熔融产生的熔体和含水的橄榄石,是目前最为'流行'的两种解释上地幔顶部电导率异常的模型。除此之外,一些学者还提出了一些其它的解释方法,包括颗粒边界互连的碳(一般称为薄的石墨膜)(Duba and Shankland, 1982)或硫化物(Ducea and Park, 2000)、富铁的石榴石(Evans *et al*., 2011)和一些含水矿物相(如云母等)(Boerner *et al*., 1999)。

石墨和硫化物具有良好的导电性,因此如果它们能够在上地幔中以高度互连的颗粒边界薄层或薄膜等形式存在,是有可能显著增强岩体的导电性的。但这种解释方法需要首先解决以下科学问题:① 上地幔顶部的氧逸度通常为接近于 FMQ 氧缓冲体系,在这种较为氧化的条件下,无论石墨还是硫化物都是不稳定的(Frost and McCammon, 2008)。因此,如何在较大的地质空间尺度上,维持石墨或硫化物的高度互连状态并保持其长期的稳定性,是一个技术上的难题,目前还缺乏行之有效的机制。② 无论石墨还是硫化物,在新鲜的天然地幔样品中,都不是主要的构成相。即使出现,它们也往往以颗粒边界孤立体(isolated pockets)或微包裹体形式分散存在,多数情况下不形成互连的网状组构(Boyd and Meyer, 1979; Duba and Shankland, 1982; Pearson *et al*., 1994),而孤立分散形式的石墨或硫化物并不会显著增强全岩的电导率。③ 退一步讲,即便假设石墨和硫化物可以在上地幔顶部长期稳定存在,并且能够以高度互连的网状组构广泛分布于颗粒边界,但目前也没有任何已知机制,可以使得这些物质只在某个或某些方向上呈互连状态,从而产生电导率的各向异性(图 1)。尤其是截至目前,尚没有任何报道在天然地幔样品中,发现石墨或硫化物以'定向'互连形式分布于颗粒边界。

Romano 等(2006)发现,富铁的石榴石具有较高的电导率(高温下约达 1 S/m 以上)。据此,Evans 等(2011)提出,上地幔顶部的高电导率异常可能由互连的石榴石造成。然而,对上地幔顶部可能出现的岩石组合来说,无论榴辉岩还是含榴橄榄岩,石榴石往往都是以孤立体形式零星分散在岩体中,并不是以互连形式存在。因此,石榴石不太可能是造成上地幔中电导率异常的主导因素。Boerner 等(1999)提出,上地幔顶部的高电导率可能与云母等含水矿物相有关。然而,最近的高温高压实验研究(Reynard *et al*., 2011)发现,在不发生显著脱水变质的情况下,云母等一些常见含水相的电导率非常低,并不能造成上地幔顶部的高电导率(图 6)。

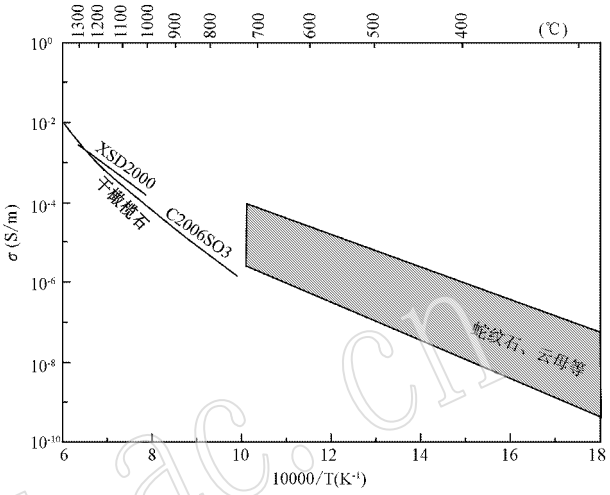

图 6 常见含水矿物(蛇纹石和云母等)的电导率(修改自 Reynard 等, 2011)

Fig. 6 Electrical conductivity of hydrous minerals (serpentine and micas) (after Reynard *et al*., 2011)

综上所述,上地幔顶部的电导率异常,也不太可能完全由导电性能良好的颗粒边界石墨、颗粒边界硫化物、富铁石榴石或云母等含水相造成,且这些模型在解释电导率的各向异性方面具有难以解决的问题。总的来说,无论是'主流'的部分熔融的熔体和含水橄榄石模型,还是'非主流'的颗粒边界石墨膜、颗粒边界硫化物、富铁石榴石和云母等含水相模型,在解释上地幔顶部电导率异常的起因上,都面临多种难以回避的问题,并不能解释所有观测到的电导率异常。因此,至少对一些地区来说,上地幔顶部的高电导率和电导率的各向异性,可能是由其它不同于这些已有模型的机制造成的。

3 固态导电机制:上地幔的宏观不均一性?

要正确理解上地幔顶部的电导率异常的起因,需要综合考虑上地幔中各种可能的组分。前文已经述及,如何维持熔体在上地幔中的长期稳定存在和空间分布上的定向排列,在目前还是一个难以解决的问题。从本质上说,上地幔顶部以 C-H-O-S 等形

www.yskw.ac.cn

式存在的流体如果参与导电(广义上讲,熔体是一种特殊形式的流体),其赋存形式、稳定性和空间分布等方面,面临与熔体机制类似的难题。从这个角度上看,上地幔顶部的电导率异常(尤其是各向异性),不太可能完全由熔体(或其它流体)造成(除非有全新的理论和实验模型,对上地幔中熔体的存在形式和空间组构等进行重新制约)。因此,固态组分导电可能是一个需要重点考虑的机制,但橄榄岩不太可能是行之有效的导电介质(见上文分析)。传统观点认为,上地幔顶部主要由橄榄岩组成,这使得一些学者习惯于仅仅从橄榄岩角度,来考虑上部地幔的各种物理和化学性质以及一些相关的热力学和动力学过程。但是,根据天然地幔样品岩石学和地球化学组成的多样性,上地幔顶部的组成物质可能是高度不均一的,至少有以下两种组分在上地幔顶部的局部地区扮演着重要角色:富铁的普通辉石(以及其它辉石类组分)和再循环的地壳物质残留物(包括俯冲的大洋和大陆地壳以及拆沉的大陆下地壳等)。

以捕虏体和捕虏晶形式被火山喷发的岩浆快速携带至地表的深源样品,是人们目前研究深部地球(15 km 深度以下)的组成和性质的直接对象,也是目前唯一可靠的对象(作为对比,以地体形式出露于地表的深部剖面,往往经历了漫长的地质抬升过程以及与之伴生的各种复杂的后期变质、交代和流变学变形事件,因而对源区组成信息和组构特征的保存往往不够好)。对于地幔捕虏体而言,普通辉石(一些文献中笼统地称为单斜辉石)巨晶和斑晶被广泛发现于全球各地多种不同的地质构造环境中,在数量和丰度上往往仅次于宿主岩浆中共存的橄榄岩。普通辉石(以及其它类型的辉石岩类)对上地幔顶部岩浆的产生、上地幔的结构和成分上的富化作用(refertilization)有显著的影响(Allègre and Turcotte, 1986;Hirschmann *et al*., 2003)。从成因上讲,富铁的普通辉石(和其它辉石岩类)与地幔中的熔体活动有关,这些熔体可能起源于熔融的上地幔、俯冲的岩石圈或地幔柱活动等(Allègre and Turcotte, 1986;Xu, 2002)。大量研究表明,普通辉石在上地幔中可能主要以岩脉形式(dykes/veins)存在❶,其深度范围大约为 30～200 km(Clarke and PePier, 1983;Aoki and Fujimaki, 1984;Shaw and Eyzaguirre, 2000;Davies *et al*., 2001;Xia *et al*., 2004;Rooney *et al*., 2005;Lehtonen *et al*., 2009)。由于出露速度快且保存比较好,普通辉石大都较好地保留了地幔源区组成。普通辉石的水含量从低于 200×10^{-6} 变化至大约 $1\,800\times10^{-6}$ H_2O(Dyar *et al*., 1996;Bell *et al*., 2004;Xia *et al*., 2004)。同橄榄岩中单斜辉石较低的铁含量相比(大约 2%～3% 的 FeO_{total} 和大约 10%～30% 的 Fe^{3+}/Fe_{total}, Canil and O'Neill, 1996),普通辉石中铁含量明显高出很多,通常含有大约 5%～12% 的 FeO_{total} 和大约 25%～45% 的 Fe^{3+}/Fe_{total}(McGuire *et al*., 1989;Dyar *et al*., 1996)。Yang 和 McCammon(2012)的实验研究表明,富铁的普通辉石(含大约 8% 的 FeO_{total} 和大约 34% 的 Fe^{3+}/Fe_{total})具有较高的电导率,含水条件下电导率更高,在温度为1 300～1 000 ℃时,比不含水橄榄石高出大约 10～200 倍以上,且随着铁和水含量的升高,普通辉石的电导率会进一步增大(图 7a)。根据 Hashin-Shtrikman 边界模型计算,Yang 和 McCammon(2012)提出,上地幔顶部至少个别地区的高电导率,可能与少量(<2%～10%,取决于成分、温度和全岩电导率等)富铁富水的普通辉石(或其它的辉石岩类)有关。当主要成分处于平衡状态且水含量相同时,富铁单斜辉石和富铁斜方辉石的电导率很接近(图 7b)(Yang *et al*., 2011, 2012)。在上地幔条件下,当共存矿物间的水含量处于平衡状态时,单斜辉石较斜方辉石更加富水(两者之间水含量分配系数约为 2, Kohn and Grant, 2006),因此,如果这些局部富集的富铁辉石岩以斜方辉石为主,其估算的体积分数要略微高一些,但整体变化量基本不超过大约 2%(当然还需要进一步实验数据的积累)。

另一方面,对各种类型天然地幔样品(包括洋中脊玄武岩、洋岛玄武岩 OIB、地幔橄榄岩捕虏体和矿物捕虏晶等)的研究发现,上地幔顶部许多地区具有显著的富集地幔(enriched mantle)特征。因此,再循环的地壳物质(包括与俯冲作用有关的大洋和大陆地壳以及与拆沉作用有关的大陆下地壳等),在上地幔乃至整个地球长期漫长的演化过程中一直扮演着重要角色,其重要性可能追溯至板块构造运动之始(Allègre and Turcotte, 1986;Hofmann, 1997;van Keken *et al*., 2002;Anderson, 2006)。这些再循环的地壳物质在上地幔(乃至地幔过渡带和下地幔深

❶ 一些研究认为,在下地壳或壳幔边界深度,普通辉石也可自岩浆中发生结晶,本文讨论重点集中在 30～200 km 深度之间的上地幔顶部。

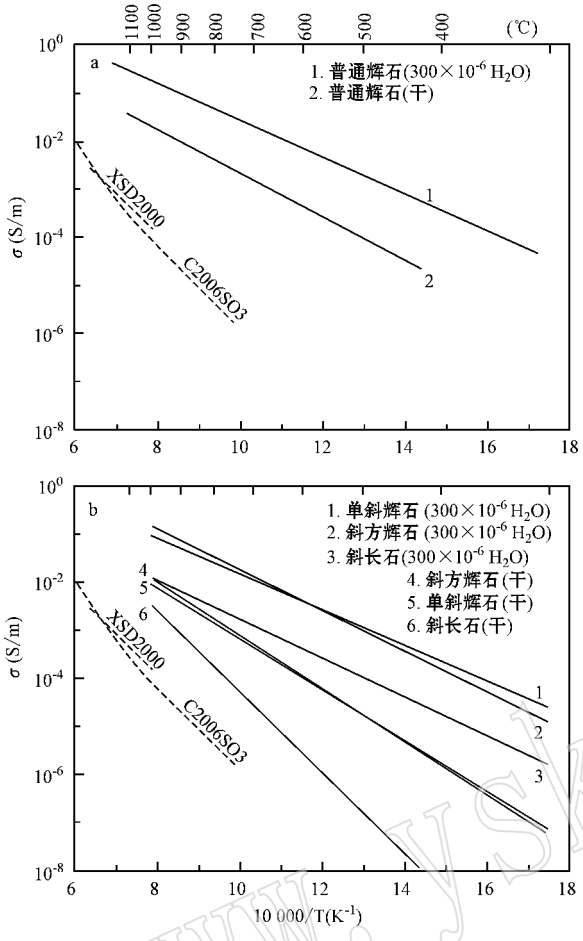

图 7 上地幔普通辉石(a，修改自 Yang 和 McCammon，2012)和下地壳主要组成矿物斜长石、单斜辉石、斜方辉石(b，修改自 Yang 等，2011，2012)在干态和含有 300×10^{-6} H_2O 条件下的电导率

Fig. 7 Electrical conductivity of augite (a, after Yang and McCammon, 2012) and lower crustal plagioclase, Cpx and Opx (b, after Yang *et al*. (2011, 2012) with ~0 and 300 ×10^{-6} H_2O

b 中所示矿物处于主量元素分配平衡状态，电导率数据的相对误差约为 5%～15%；天然样品无论主要元素含量还是水含量，都有很大的变化范围，图中所示样品仅具有中等程度的组成(Yang *et al*.，2011，2012；Yang and McCammon，2012)；对于辉石来说，如果铁含量、水含量和温度升高，其电导率也会显著升高；对于斜长石来说，如果钠含量、水含量和温度升高，其电导率也会显著升高；成分和温度等的变化，都会影响对全岩电导率和全岩中这些物质的体积分数的估计

Phases in (b) are in equilibrium with their major elements compositions, relative uncertainty of electrical conductivity is 5% ~ 15%. Note that only moderate compositions of major elements and water contents are considered (Yang *et al*., 2011, 2012; Yang and McCammon, 2012). The electrical conductivity of Cpx and Opx increases with increasing Fe and H_2O content and temperature, and the electrical conductivity of Plag increases with increasing Na and H_2O content and temperature

处等)中，可能会经熔融作用被消耗或经相变质作用而形成其它的高温高压相(如榴辉岩等)，也可能以残留物的形式滞留较长时间(约达 20 至 150 Ma 以上)，而不发生熔融或被周围地幔同化而均一化(Meibom and Anderson，2003；Anderson，2006)。由于地球自转、板块运动和地幔对流等多种因素的影响，残留的再循环地壳物质(空间尺度上达几百米至几百公里)会发生显著的变形、折叠、拉伸和减薄，最终形成狭长的条带状或透镜状形式并在较长时间内持续存在(Allègre and Turcotte，1986；Meibom and Anderson，2003；Anderson，2006)。这些再循环的地壳物质残留物由于富铁、富碱性元素和富挥发分，可能具有较高的电导率，从而造成上地幔局部地区的高电导率异常。例如，Yang 等(2011，2012)最近测定了典型下地壳矿物(辉石和斜长石)的电导率，发现它们在高温下具有比干橄榄石明显较高的电导率(图 7b)。如果上地幔中的再循环地壳残留物，具有和图 7b 中所示麻粒岩矿物类似的电导率(比如拆沉的大陆下地壳麻粒岩或俯冲的大洋下地壳辉长岩)，那么根据组成矿物相、成分、温度、全岩电导率和理论模型等的差异，估计的体积分数为从低于 2%至大约 20%。

那么，富铁的普通辉石(以及其它辉石岩类)或再循环的地壳物质残留物，是否能造成上地幔顶部电导率的各向异性？电导率的各向异性与导电介质本身的导电特性和岩体的空间组构有关。普通辉石(以及其它辉石岩类)在上地幔中主要以岩脉形式存在，而再循环的地壳物质残留物在上地幔中由于力学变形最终形成条带状或透镜状。因而，无论普通辉石(以及其它辉石岩类)还是再循环的地壳物质残留物，在上地幔中如果出现的话，都很可能是不均匀分布的，这就必然会引起电导率分布的各向异性(Yang，2012)。形象地讲，由于普通辉石或再循环的地壳物质残留物与围岩橄榄岩(其电导率由橄榄石决定)的导电性截然不同(图 7)，沿前者分布方向(空间走向)的电导率会明显比其它方向高。因此，上地幔中至少局部地区的电导率异常可能由这些固态组分造成，即与上地幔本身的组分和组构不均一性有关，而并不需要其它特殊的导电机制。值得一提的是，由于目前电磁探测技术的纵向分辨率还不是很高(往往大约 10 km 以上)，如果普通辉石(以及其它辉石岩类)或再循环的地壳物质残留物在上地幔中的空间尺度较小，比如单一的连续体只有几米

至几公里，那么这些区域内的电导率异常在当前可能难以被探测到。

对于大陆区域，目前已在包括中国、美国、德国、纳米比亚、俄罗斯、南非等很多国家的很多地区，发现有起源于上地幔顶部的富铁普通辉石巨晶/斑晶及其它类型的辉石岩样品（Shaw and Eyzaguirre，2000；Davies *et al*.，2001；Xu，2002；Rooney *et al*.，2005；Lehtonen *et al*.，2009），且样品的丰度和数量往往不容忽视（一般仅次于宿主岩浆中共存的橄榄岩）。因此，如果大陆上地幔中这些辉石岩类在空间分布上具有一定规模，就有可能造成电导率异常并被地磁探测检测到。对于大洋区域，由地幔熔融或地幔柱活动等产生的熔体，在上地幔顶部中会交代地幔围岩或由于温度差异发生结晶，同样可能形成富铁的普通辉石等辉石岩产物（Rooney *et al*.，2005）。从化学成分上看，在相似的深度位置，大洋上地幔中的组成矿物可能具有较大陆上地幔中更高的水含量（地幔楔可能除外）（Karato，2010；Peslier *et al*.，2010），因此，大洋上地幔中至少个别地区，也有可能出现由于辉石岩类的局部富集而形成的电导率异常带。从流变学角度讲，由于地幔对流、地幔流动和板块活动，这些辉石岩类会大致沿应力方向发生变形并形成狭长的条带状或透镜状（Allègre and Turcotte，1986；Anderson，2006）。这意味着，如果上地幔中一些地区的电导率异常确实由辉石岩类等地幔的宏观不均一性造成，那么电导率的各向异性很可能指示了上地幔发生流动变形和应变作用的方向。在大洋中脊附近，板块活动和应力作用的方向基本上与洋中脊垂直，因此，洋中脊附近地幔中如果出现与熔体作用有关的富铁辉石岩类，其空间分布上可能集中在垂直于洋中脊方向，从而在该方向上造成较高的电导率，这就很好地解释了图 1 中发现的东太平洋脊附近上地幔中的电导率异常。原则上讲，如果上地幔中存在再循环地壳物质的残留物（比如大陆下地壳的麻粒岩或大洋下地壳的辉长岩等），也会发生和富铁辉石岩类相似的形变作用并引起相似的电导率异常。

普通辉石（以及其它辉石岩类）或再循环地壳物质残留物的局部富集，当然也会对上地幔顶部的其它性质和地质过程产生影响，比如化学不均一性、地震波速、部分熔融、流变学性质和滞弹性等。在相同的温度和压力等条件下，对于硅酸盐矿物来说，辉石的地震波速比橄榄石低，两者之间的差距大约为 0.5～2 km/s；对于岩石来说，随着镁铁质成分增加，其波速也相应增加——简单地讲，超镁铁质岩＞镁铁质岩＞长英质岩（Anderson，2007）。因而，上地幔中无论普通辉石（以及其它辉石岩类）还是再循环地壳地质残留物的出现，都会降低橄榄岩全岩的地震波速，这就为解释上地幔中一些地区的低速带提供了新的机制。值得注意的是，上地幔中的低速带在很多地区都有报道（Fischer *et al*.，2010），但相对来说关于高电导率带的报道却并不多。究其原因，可能与以下因素有关：①普通辉石（以及其它辉石岩类）或再循环的地壳物质残留物只在局部地区出现。②电磁探测的技术难度比地震波速高，前者相关的野外测定在目前并不很多。③截至目前，地震波速探测的空间分辨率比电磁探测高，后者可能“忽视”了一些小区域异常。④上地幔中个别地区的低速带可能由其它机制造成。

综上所述，上地幔顶部至少个别地区的电导率异常，可能与富铁的普通辉石（以及其它辉石岩类）和/或再循环的地壳物质残留物有关。这种解释方法具有其它一些模型无法比拟的优点，同时还能对上地幔其它一些物理-化学性质提供较好的解释。从这个角度上看，上地幔中一些地区的电导率异常可能并不需要其它特殊的导电机制。如果确实如此，我们就需要重新考虑上地幔的一些地质过程和性质，并纠正原先认识中的一些“误区”。更进一步讲，上地幔顶部的结构并不像之前一些学者认为的那么简单，也不能笼统地仅从橄榄岩角度上认识其组成和性质（图 8a）；我们需要充分考虑上地幔的不均一性（图 8b），并对其各种性质进行重新认识（尤其是一些基于地球物理方法的深部探测结果）。然而，这种宏观尺度上“地幔不均一性”的解释模型，在多大程度上能反映上地幔的组成和性质，在目前还不是很明确。

4　小结

关于上地幔中一些地区的电导率异常，目前对其可能的成因机制还缺乏统一的认识。对上地幔的组成和性质，我们不能简单地只从某个或某些方面考虑，而是要综合考虑各种因素并结合不同学科的进展。上地幔顶部个别地区的电导率异常，很可能并不是由部分熔融产生的熔体、含水的橄榄石、颗粒边界的石墨和硫化物等机制造成的。固态组分导

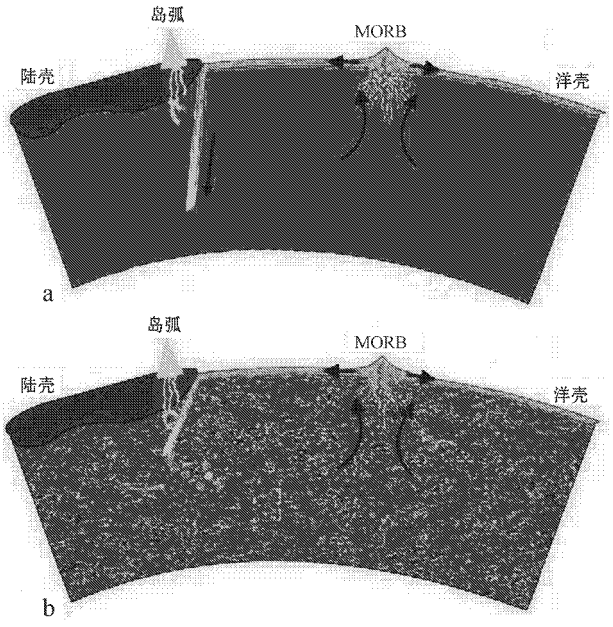

图 8 上地幔顶部结构示意图(修改自 Meibom 和 Anderson, 2003)

(a)传统经典模型,上地幔组成的复杂性未充分考虑;(b)统计组合(statistical assemblage)模型,考虑了上地幔组成的复杂性和不均一性,未考虑其它地学现象和过程,比如地幔柱等

Fig. 8 Structure of the uppermost mantle (after Meibom and Anderson, 2003)

the classic model with peridotite as the major phase (a), and the statistical assemblage model which considers the complex petrology and dynamics (b). Plumes and other geological processes and phenomena are not included

电,可能对上地幔的电导率异常有重要影响;对局部地区而言,电导率异常可能与上地幔本身宏观组成上的不均一性有关,可能主要由富铁的普通辉石(以及其它辉石岩类)和/或再循环的地壳物质残留物等造成。从这个角度上看,上地幔顶部的电导率分布,是上地幔演化过程中熔体活动、壳幔物质交换、板块运动和地幔对流等过程综合作用的结果。相应地,按照这种解释方法,我们可能需要重新考虑上地幔中的一些地质学过程和物理-化学性质,比如部分熔融、流变学、地震活动、滞弹性以及地幔对流方式等等。按照这种观点,不同地区上地幔的电导率异常,可能由不同的机制造成,可能并不存在所谓的'单一'导电机制。

目前,对岩石和矿物电导率的实验研究还很不系统化,对地壳和浅部地幔中各种可能岩石类型的研究工作还很缺乏(尤其是化学成分的影响),对地壳物质电导率与相变作用以及板块俯冲有关的动力学过程之间关系的研究还存在不足。进一步的研究,诸如对表层陆壳和洋壳物质的电导率测定、矿物和岩石脱水变质前后的电导率变化、其它可能地幔组分的电导率测定、岩石的变形组构以及变形过程本身对电导率的影响、岩石中各组成矿物的空间分布及几何形态与全岩电导率的关系、上地幔中少量熔体的实际赋存状态(比如,体积分数低于约 0.3% 时,熔体到底是以互连的网状组构形式还是颗粒边界孤立体形式存在?是可以出现在任意相邻颗粒边界还是主要出现在颗粒三连点等位置?不同形式的熔体具有不同的矿物临界角,成分对少量熔体在岩体中的分布有什么影响?熔体如果发生局部区域汇聚,其主要机制是什么?等等,将有助于更好地了解深部地球的电导率性质,并为我们更好地认识'动态+演化'的地球提供新的制约。但这些研究的开展,都有待于高温高压实验工作的进一步加强。

致谢 成文过程中,作者与 Shun Karato 教授(耶鲁大学)和 David Kohlstedt 教授(明尼苏达大学)就个别问题进行了探讨。感谢夏群科教授约稿以及倪怀玮和王勤教授认真细致的评审意见。

References

Allègre C J and Turcotte D L. 1986. Implications of a two-component marble-cake mantle[J]. Nature, 323:123~127.

Anderson D L. 1995. Lithosphere, asthenosphere, and perisphere[J]. Rev. Geophys., 33:125~149.

Anderson D L. 2006. Speculations on the nature and cause of mantle heterogeneity[J]. Tectonophysics, 416:7~22.

Anderson D L. 2007. New Theory of the Earth[M]. Cambridge University Press, 405.

Aoki K and Fujimaki H. 1984. REE abundances in exsolved garnet-bearing clinopyroxene megacryst from Bellsbank kimberlite (South Africa)[J]. Chem. Geol., 45:165~171.

Artemieva I M. 2009. The continental lithosphere:reconciling thermal, seismic and petrologic data[J]. Lithos, 109:23~46.

Ayres M, Harris N and Vance D. 1997. Possible constraints on anatectic melt residence times from accessory mineral dissolution rates:an example from Himalayan leucogranites[J]. Mineral. Mag., 61:29~36.

Baba K, Utada H, Goto T, *et al*. 2010. Electrical conductivity imaging of the Philippine Sea upper mantle using seafloor magnetotelluric data [J]. Phys. Earth Planet. Inter., 183:44~62.

Bahr K and Duba A. 2000. Is the asthenosphere electrically anisotropic? [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 178:87~95.

Bahr K and Simpson F. 2002. Electrical anisotropy below slow- and fast-moving plates：palaeoflow in the upper mantle？[J]. Science, 295：1 270～1 272.

Bell D R and Rossman G R. 1992. Water in Earth's mantle：The role of nominally anhydrous minerals[J]. Science, 255：1 391～1 397.

Bell D R, Rossman G R and Moore R O. 2004. Abundance and partitioning of OH in a high-pressure magmatic system：Megacrysts from the Monastery kimberlite, South Africa[J]. J. Petrol., 45：1 539～1 564.

Boerner D E, Kurtz R D, Craven J A, *et al*. 1999. Electrical conductivity in the Precambrian lithosphere of western Canada[J]. Science, 283：668～670.

Boyd F R and Meyer H O A. 1979. The Mantle Sample：Inclusions in Kimberlites and Other Volcanics[M]. American Geophysical Union, Washington D C, 423.

Bradley R S, Jamil A K and Munro D C. 1964. The electrical conductivity of olivine at high temperatures and pressures[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 28：1 669～1 678.

Canil D and O'Neill H S C. 1996. Distribution of ferric iron in some upper-mantle assemblages[J]. J. Petrol., 37：609～635.

Christensen N I and Crosson R S. 1968. Seismic anisotropy in the upper mantle[J]. Tectonophysics, 6：93～107.

Clarke D B and PePier G G. 1983. Multiply exsolved clinopyroxene megacrysts from the Frank Smith Mine, Cape Province, South Africa[J]. Lithos, 16：75～84.

Constable S. 2006. SEO3：a new model of olivine electrical conductivity [J]. Geophys. J. Int., 166：435～437.

Dai L and Karato S I. 2009a. Electrical conductivity of orthopyroxene：implications for the water content of the asthenosphere[J]. Proc. Jpn. Acad., Ser. B, 85：466～475.

Dai L and Karato S I. 2009b. Electrical conductivity of pyrope-rich garnet at high temperature and high pressure[J]. Phys. Earth Planet. Inter., 176：83～88.

Dai L and Karato S I. 2009c. Electrical conductivity of wadsleyite at high temperatures and high pressures[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 287：277～283.

Davies G R, Spriggs A J and Nixon P H. 2001. A non-cognate origin for the Gibeon kimberlite megacryst suite, Namibia：implications for the origin of Namibian kimberlites[J]. J. Petrol., 42：159～172.

Duba A, Boland J N and Ringwood A E. 1973. The electrical conductivity of pyroxene[J]. J. Geol., 81：727～735.

Duba A G and Shankland T J. 1982. Free carbon and electrical conductivity in the Earth's mantle[J]. Geophys. Res. Lett., 9：1 271～1 274.

Ducea M N and Park S K. 2000. Enhanced mantle conductivity from sulfide minerals, southern Sierra Nevada, California[J]. Geophys. Res. Lett., 27：2 405～2 408.

Dyar M D, Martin S, Mackwell S, *et al*. 1996. Crystal chemistry of Fe^{3+}, H^{+}, and D/H in mantle-derived augite from Dish Hill：Implications for alteration during transport[A]. Dyar M D, McCammon C and Schaefer M W. Mineral Spectroscopy, A Tribute to R. G. Burns[C]. The Geochemical Society, Special Publication, 289～304

Evans R L, Hirth G, Baba K, *et al*. 2005. Geophysical evidence from the MELT area for compositional controls on oceanic plates[J]. Nature, 437：249～252.

Evans R L, Jones A G, Garcia X, *et al*. 2011. The electrical lithosphere beneath the Kaapvaal Craton, Southern Africa[J]. J. Geophys. Res., 116：doi：10.1029/2010JB007883.

Fischer K M, Ford H A, Abt D L, *et al*. 2010. The lithosphere-asthenosphere boundary[J]. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 38：549～573.

Fouch M J, Fischer K M, Parmentier E M, *et al*. 2000. Shear wave splitting, continental keels, and patterns of mantle flow[J]. J. Geophys. Res., 105：6 255～6 275.

Frost D J and McCammon C A. 2008. The redox state of the Earth's mantle[J]. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 36：389～420.

Gaillard F. 2004. Laboratory measurements of electrical conductivity of hydrous and dry silicic melts under pressure[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 218：215～228.

Gaillard F, Malki M, Iacono-Marziano G, *et al*. 2008. Carbonatite melts and electrical conductivity in the asthenosphere[J]. Science, 322：1 363～1 365.

Hamilton M P, Jones A G, Evans R L, *et al*. 2006. Electrical anisotropy of South Africa lithosphere compared with seismic anisotropy from shear-wave splitting analyses[J]. Phys. Earth Planet. Inter., 158：226～239.

Hirschmann M M. 2010. Partial melt in the oceanic low velocity zone [J]. Phys. Earth Planet. Inter., 179：60～71.

Hirschmann M M, Kogiso T, Baker M B, *et al*. 2003. Alkalic magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite[J]. Geology, 31：481～484.

Hirth G, Evans R L and Chave A D. 2000. Comparison of continental and oceanic mantle electrical conductivity：is the Archean lithosphere dry？[J]. Geoch. Geophy. Geosys., 1：2000GC000048.

Hofmann A W. 1997. Mantle geochemistry：the message from oceanic volcanism[J]. Nature, 385：219～229.

Huang X, Xu Y and Karato S I. 2005. Water content in the transition zone from electrical conductivity of wadsleyite and ringwoodite[J]. Nature, 434：746～749.

Huebner J S and Dillenburg R G. 1995. Impedance spectra of hot, dry silicate minerals and rock：qualitative interpretation of spectra[J]. Am. Mineral., 80：46～64.

Huebner J S, Duba A and Wiggins L B. 1979. Electrical conductivity of pyroxene which contains trivalent cations：laboratory measurements and the Lunar temperature profile[J]. J. Geophys. Res., 84：4 652～4 656.

www.yskw.ac.cn

Huebner J S and Voigt D E. 1988. Electrical conductivity of diopside: Evidence for oxygen vacancies[J]. Am. Mineral., 73: 1 235~1 254.

Ingrin J and Blanchard M. 2006. Diffusion of hydrogen in minerals[A]. Keppler H and Smyth J R. Water in Nominally Anhydrous Minerals[C]. Mineralogical Society of America, Washington D C, 291~320.

Ingrin J and Skogby H. 2000. Hydrogen in nominally anhydrous upper-mantle minerals: concentration levels and implications[J]. Eur. J. Mineral., 12: 543~570.

Jones A G, Evans R L and Eaton D W. 2009. Velocity-conductivity relationships for mantle mineral assemblages in Archean cratonic lithosphere based on a review of laboratory data and Hashin-Shtrikman external bounds[J]. Lithos, 109: 131~143.

Jones A G, Lezaeta P, Ferguson I J, *et al*. 2003. The electrical structure of the Slave craton[J]. Lithos, 71: 505~527.

Jones A G, Plomerova J, Korja T, *et al*. 2010. Europe from the bottom up: A statistical examination of the central and northern European lithosphere-asthenosphere boundary from comparing seismological and electromagnetic observations[J]. Lithos, 120: 14~29.

Karato S. 1990. The role of hydrogen in the electrical conductivity of the upper mantle[J]. Nature, 347: 272~273.

Karato S and Jung H. 1998. Water, partial melting and the origin of the seismic low velocity and high attenuation zone in the upper mantle [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 157: 193~207.

Karato S I. 2010. Rheology of the deep upper mantle and its implications for the preservation of the continental roots: A review[J]. Tectonophysics, 481: 82~98.

Kawakatsu H, Kumar P, Takei Y, *et al*. 2009. Seismic evidence for sharp lithosphere-asthenosphere boundaries of oceanic plates[J]. Science, 324: 499~502.

Keppler H and Bolfan-Casanova N (2006) Thermodynamics of water solubility and partitioning[A]. Keppler H and Smyth J R. Water in Nominally Anhydrous Minerals[C]. Mineralogical Society of America, Washington D C, 193~230.

Keppler H and Smyth J R. 2006. Water in Nominally Anhydrous Minerals[M]. Mineralogical Society of America, Washington D C, 478.

Kohlstedt D L and Holtzman B K. 2009. Shearing melt out of the Earth: an experimentalist's perspective on the influence of deformation on melt extraction[J]. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 37: 561~593.

Kohn S C and Grant K J. 2006. The partitioning of water between nominally anhydrous minerals and silicate melts[A]. Keppler H and Smyth J R. Water in Nominally Anhydrous Minerals[C]. Mineralogical Society of America, Washington D C, 231~241.

Lehtonen M, O'Brien H, Peltonen P, *et al*. 2009. Mantle xenocrysts from the Arkhangelskaya kimberlite (Lomonosov mine, NW Russia): Constraints on the composition and thermal state of the diamondiferous lithospheric mantle[J]. Lithos, 112: 924~933.

Mareschal M, Kellet R L, Kurtz R D, *et al*. 1995. Archean cratonic roots, mantle shear zones and deep electrical anisotropy[J]. Nature, 375: 134~137.

McGuire A V, dyar D and Ward K A. 1989. Neglected Fe^{3+}/Fe^{2+} ratios: a study of Fe^{3+} content of megacrysts from alkali basalts[J]. Geology, 17: 687~690.

Meibom A and Anderson D L. 2003. The statistical upper mantle assemblage[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 217: 123~139.

Menzies M A, Rogers N, Tindle A G, *et al*. 1987. Metasomatic and enrichment processes in lithospheric peridotites, an effect of asthenosphere-lithosphere interaction[A]. Menzies M A and Hawkesworth C J. Mantle Metasomatism[C]. Academic Press, London, UK, 313~361.

Mierdel K, Keppler H, Smyth J R, *et al*. 2007. Water solubility in aluminous orthopyroxene and the origin of earth's asthenosphere[J]. Science, 315: 364~368.

Park R G. 1988. Geological Structures and Moving Plates[M]. Chapman & Hall, New York, 337.

Pearson D G, Boyd F R, Haggerty S E, *et al*. 1994. The characterisation and origin of graphite in cratonic lithospheric mantle: a petrological carbon isotope and Raman spectroscopic study[J]. Contrib. Mineral. Petrol., 115: 449~466.

Peslier A H, Woodland A B, Bell D R, *et al*. 2010. Olivine water contents in the continental lithosphere and the longevity of cratons[J]. Nature, 467: 78~81.

Poe B T, Romano C, Nestola F, *et al*. 2010. Electrical conductivity anisotropy of dry and hydrous olivine at 8 GPa[J]. Phys. Earth Planet. Inter., 181: 103~111.

Presnall D C, Gudfinnsson G H and Walter M J. 2002. Generation of mid-ocean ridge basalts at pressures from 1 to 7 GPa[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 66: 2 073~2 090.

Priestley K and McKenzie D. 2006. The thermal structure of the lithosphere from shear wave velocities[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 244: 285~301.

Reynard B, Mibe K and Van de Moortele B. 2011. Electrical conductivity of the serpentinised mantle and fluid flow in subduction zones[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 307: 387~394.

Roden M F and Murthy V R. 1985. Mantle metasomatism[J]. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 13: 269~296.

Romano C, Poe B T, Kreidie N, *et al*. 2006. Electrical conductivities of pyrope-almandine garnets up to 19 GPa and 1 700℃ [J]. Am. Mineral., 91: 1 371~1 377.

Romano C, Poe B T, Tyburczy J A, *et al*. 2009. Electrical conductivity of hydrous wadsleyite[J]. Eur. J. Mineral., 21: 615~622.

Rooney T O, Furman T, Yirgu G, *et al*. 2005. Structure of the Ethiopian lithosphere: xenolith evidence in the Main Ethiopian Rift [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 69: 3 889~3 910.

Schulgasser K. 1977. Bounds on the conductivity of statistically isotropic

polycrystals[J]. J. Phys. C Solid State Phys., 10：407～417.

Shankland T J, O'Connell RJ and Waff HS. 1981. Geophysical constraints on partial melt in the upper mantle[J]. Rev. Geophys., 19：394～406.

Shankland T J and Waff HS. 1977. Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle[J]. J. Geophys. Res., 82：5 409～5 417.

Shaw C S J and Eyzaguirre J. 2000. Origin of megacrysts in the mafic alkaline lavas of the West Eifel volcanic field, Germany[J]. Lithos, 50：75～95.

Silver P G and Chan W W. 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation [J]. J. Geophys. Res., 96：16 429～16 454.

Simpson F. 2001. Resistance to mantle flow inferred from the electromagnetic strike of the Australian upper mantle[J]. Nature, 412：632～634.

Simpson F. 2002. Intensity and direction of lattice-preferred orientation of olivine：are electrical and seismic anisotropies of the Australian mantle reconcilable?[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 203：535～547.

Sleep N H. 2005. Evolution of the continental lithosphere[J]. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 33：369～393.

Stixrude L and Lithgow-Bertelloni C. 2005. Mineralogy and elasticity of the oceanic upper mantle：origin of the low-vecolity zone[J]. J. Geophys. Res., 110：B03204, doi 03210.01029/02004JB002965.

Stracke A, Bourdon B and McKenzie D. 2006. Melt extraction in the Earth's mantle：constraints from U-Th-Pa-Ra studies in oceanic basalts[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 244：97～112.

Tan Y and Helmberger D V. 2007. Trans-Pacific upper mantle shear velocity structure[J]. J. Geophys. Res., 112：B08301, doi：08310.01029/02006jb004853.

Tyburczy J A. 2007. Properties of rocks and minerals-～the electrical conductivity of rocks, minerals and the Earth[A]. Davice G D. Mineral Physics-Treatise on Geophysics[C]. Elsevier, 631～642.

van Keken P E, Hauri E H and Ballentine C J. 2002. Mantle mixing：The generation, preservation, and destruction of chemical heterogeneity[J]. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 30：493～525.

Vinnik L P, Makeyeva L I, Milev A, *et al*. 1992. Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle[J]. Geophys. J. Int., 111：433～447.

Wang D, Mookherjee M, Xu Y, *et al*. 2006. The effect of water on the electrical conductivity of olivine[J]. Nature, 443：977～980.

Wang Z C, Ji S C and Dresen G. 1999. Hydrogen-enhanced electrical conductivity of diopside crystals[J]. Geophys. Res. Lett., 26：799～802.

Wolfe C J and Silver P G. 1998. Seismic anisotropy of oceanic upper mantle：shear wave splitting methodologies and observations[J]. J. Geophys. Res., 103：749～771.

Xia Q K, Dallai L and Deloule E. 2004. Oxygen and hydrogen isotope heterogeneity of clinopyroxene megacrysts from Nushan Volcano, SE China[J]. Chem. Geol., 209：137～151.

Xu Y and Shankland T J. 1999. Electrical conductivity of orthopyroxene and its high pressure phases[J]. Geophys. Res. Lett., 26：2 645～2 648.

Xu Y, Shankland T J and Duba A G. 2000a. Pressure effect on electrical conductivity of mantle olivine[J]. Phys. Earth Planet. Inter., 118：149～161.

Xu Y, Shankland T J and Poe B T. 2000b. Laboratory-based electrical conductivity in the Earth's mantle[J]. J. Geophys. Res., 105：27 865～27 875.

Xu Y G. 2002. Evidence for crustal components in the mantle and constraints on crustal recycling mechanisms：pyroxenite xenoliths from Hannuoba, North China[J]. Chem. Geol., 182：301～322.

Yamashita J and Kurovsawa T. 1958. On electronic conduction in NiO [J]. J. Phys. Chem. Solids, 5：34～43.

Yang X. 2012. Orientation-related electrical conductivity of hydrous olivine, clinopyroxene and plagioclase and implications for the structure of the lower continental crust and uppermost mantle[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 317～318：241～250.

Yang X, Keppler H, McCammon C, *et al*. 2012. Electrical conductivity of orthopyroxene and plagioclase in the lower crust[J]. Contrib. Mineral. Petrol., 163：33～48.

Yang X, Keppler H, McCammon C, *et al*. 2011. The effect of water on the electrical conductivity of lower crustal clinopyroxene[J]. J. Geophys. Res., 116：B04208, doi 04210.01029/02010JB008010.

Yang X and McCammon C. 2012. Fe^{3+}-rich augite and high electrical conductivity in the deep lithosphere[J]. Geology, 2：131～134.

Yoshino T, Laumonier M, McIsaac E, *et al*. 2010. Electrical conductivity of basaltic and carbonatite melt-bearing peridotites at high pressures：Implications for melt distribution and melt fraction in the upper mantle[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 295：593～602.

Yoshino T, Matsuzaki T, Shatskiy A, *et al*. 2009. The effect of water on the electrical conductivity of olivine aggregates and its implications for the electrical structure of the upper mantle[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 288：291～300.

Yoshino T, Matsuzaki T, Yamashita S, *et al*. 2006. Hydrous olivine unable to account for conductivity anomaly at the top of the asthenosphere[J]. Nature, 443：973～976.

Zhang Y and Stolper E M. 1991. Water diffusion in a basaltic melt[J]. Nature, 351：306～309.

Zhu W, Gaetani G A, Fusseis F, *et al*. 2011. Microtomography of partially molten rocks：three-dimensional melt distribution in mantle peridotite[J]. Science, 332：88～91.

www.yskw.ac.cn