中国科学：地球科学 SCIENTIA SINICA Terrae 2026 年 第 56 卷 第 3 期： 1184–1191
论 文
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

橄榄石中的铁镁互扩散及其对上地幔化学不均一性的影响

尹艳君，张宝华*，费宏展，郝艳涛*

浙江大学地球科学学院，地球与行星材料科学研究中心，杭州 310058
* 通讯作者，E-mail：zhangbaohua@zju.edu.cn(张宝华)，ythao@zju.edu.cn(郝艳涛)

2025-09-23收稿，2025-11-25修回，2025-12-02接受，2026-02-05网络版发表
国家杰出青年科学基金项目(42325203)和国家科技重大专项项目(2025ZD1005200)资助

摘要 本研究以镁橄榄石(Fo_{100})与贵橄榄石(Fo_{90})多晶体构成扩散偶，在6 GPa、1373–1673 K温压条件下，对名义上无水多晶橄榄石中的Fe-Mg互扩散动力学开展实验测量。扩散曲线使用电子探针测定，扩散数据采用玻耳兹曼-俣野方法进行分析。研究结果表明，Fe-Mg互扩散系数($D_{Fe\text{-}Mg}$)受铁含量(X_{Fe}变化范围为0–0.1)的影响，$D_{Fe\text{-}Mg}$随温度的变化规律可通过阿伦尼乌斯方程表征。利用本研究得到的扩散数据并通过理论模型计算发现，在地质时间尺度内固态Fe-Mg扩散作用非常有限，难以实现上地幔地球化学不均一性的均一化。

关键词 铁镁互扩散，橄榄石，上地幔，化学不均一性

1 引言

矿物中的原子扩散是一种速率控制过程，它影响着化学混合与平衡、质量及电荷迁移，同时也是制约各类地质过程时间尺度的关键因素(Chakraborty，1997；Farber等，2000；Zhang等，2021)。橄榄石($(Mg,Fe)_2SiO_4$)是地球及类地行星上地幔的主要组分。在橄榄石中的各类原子中，铁(Fe)和镁(Mg)是主要的且易扩散的元素，其扩散速率快于大多数其他主量阳离子，为约束相关地质过程的速率提供了上限(Chakraborty，2010)。自Buening和Buseck(1973)首次测定橄榄石中Fe和Mg的扩散以来，常压或高压条件下橄榄石中Fe-Mg互扩散系数的研究已有大量报道(Misener，1974；Nakamura和Schmalzried，1984；Jaoul等，1995；Chakraborty，1997；Farber等，2000；Petry等，2004；Hier-Majumder等，2005；Holzapfel等，2007；Dohmen等，2007；Tachibana等，2013)，这些研究主要集中在温度、压力、成分、晶体取向及氧逸度(fO_2)的影响。

地球上地幔主要由多晶橄榄石组成。因此，橄榄石中的有效Fe-Mg互扩散系数(包括晶格扩散与颗粒边界扩散)是定量研究上地幔物质迁移过程的重要参数。通过梳理现有文献中橄榄石的Fe-Mg互扩散系数数据发现，除Nakamura和Schmalzried(1984)的研究外，其余所有实验均以橄榄石单晶作为研究对象，旨在测定晶格扩散系数(Jaoul等，1995；Chakraborty，1997；Petry等，2004；Hier-Majumder等，2005；Holzapfel等，2007；Dohmen等，2007；Tachibana等，2013)。尽管Nakamura和Schmalzried(1984)曾报道过多晶橄榄石的Fe-Mg互扩散系数，但他们的实验是在常压、相对低温(<1553 K)及小颗粒尺寸(约30 μm)条件下进行的。目前，较大颗粒尺寸及上地幔高压环境下橄榄石中Fe-Mg有效互扩散系数数据仍缺乏，这可能阻碍我们对诸多地球动力学过程进行精准估算，例如，上地幔化学不均一性的均一化过程，该过程或受橄榄石中元素迁移特性的影响。

本研究采用扩散偶方法，在高温高压条件下测定多晶橄榄石中的Fe-Mg互扩散系数。基于所获取的有效Fe-Mg互扩散系数数据，探讨上地幔化学不均一性的均一化过程。

中文引用格式：尹艳君, 张宝华, 费宏展, 郝艳涛. 2026. 橄榄石中的铁镁互扩散及其对上地幔化学不均一性的影响. 中国科学: 地球科学, 56(3): 1184–1191, doi: 10.1360/N072025-0563
英文引用格式：Yin Y, Zhang B, Fei H, Hao Y. 2026. Fe-Mg interdiffusion in olivine and implications for chemical heterogeneity in the upper mantle. Science China Earth Sciences, 69(3): 1149–1155, https://doi.org/10.1007/s11430-025-1786-4

© 2026《中国科学》杂志社

2 实验及分析过程

2.1 初始原料

合成镁橄榄石(Fo_{100})与贵橄榄石(Fo_{90})多晶的初始原料分别为镁橄榄石粉末和天然单晶贵橄榄石。贵橄榄石粉末通过研磨天然橄榄石单晶制备而成，该单晶产自中国河北省张家口；镁橄榄石粉末则由摩尔比为2:1的氧化镁(MgO)与二氧化硅(SiO_2)混合物合成，该混合物在1773 K温度下反复烧制24 h。此后，利用X射线微衍射仪(XRD)对所得样品进行物相分析，结果表明仅存在镁橄榄石相；镁橄榄石与贵橄榄石的化学成分通过浙江大学地球科学学院的岛津1720型电子探针(EPMA)测定(表1)。

镁橄榄石与贵橄榄石多晶均采用Kawai型多面砧压机，在Mo-MoO_2(MMO)缓冲条件、3 GPa、1523 K温压下烧结1 h而成。碳化钨压砧的截角边长为15 mm，掺铬氧化镁八面体传压介质的边长为25 mm。样品组装由氧化锆隔热管、圆柱形石墨加热器及氧化镁套管构成，其中氧化镁套管用于隔离钼样品仓与石墨加热器(Zhang等，2019a)。实验温度通过置于加热器中心的D型($W_{97}Re_3$-$W_{75}Re_{25}$)热电偶监测，电动势未进行压力校正。烧结完成后，从回收样品中钻取直径1.5 mm的圆柱，再切割至1.0 mm厚度，随后用0.25 μm金刚石粉末抛光。这些预先合成的镁橄榄石与贵橄榄石多晶用作后续互扩散实验的扩散偶，高温烧结后多晶的平均颗粒尺寸约为70 μm，且分布均匀。

2.2 Fe-Mg互扩散实验

互扩散实验采用扩散偶方法，在6 GPa、1373–1673 K下进行，退火时长为12–48 h(Zhang等，2019a，2019b)。将扩散偶装入钼样品仓(图1)，先在室温下加压，随后以20 °C s^{-1}的升温速率加热至目标温度。扩散退火过程中，温度波动控制在10 °C以内。实验条件汇总如表1所示。

2.3 扩散曲线分析

扩散退火结束后，将回收的扩散偶垂直于橄榄石与镁橄榄石的接触面进行切割。其中一半样品固定于环氧树脂中，采用金刚石粉末抛光处理。通过XRD对回收样品进行物相鉴定，结果显示只有橄榄石相，未发现其他物相。利用JEOL JXA-iHP200F型电子探针(EPMA)测定扩散偶的Fe-Mg浓度曲线及元素分布图，实验条件为加速电压15 kV、束流12 nA。采用聚焦良好的电子束(样品表面束斑直径1 μm)，垂直于初始接触面以1.25 μm的步长获取多条扩散曲线。每个扩散偶样品中测得的多条浓度曲线在测量误差范围内保持一致。

本研究采用玻耳兹曼-俣野法(Matano，1933；Crank，1975)来确定与成分相关的互扩散系数(该系数为铁浓度的函数)。首先将测得的浓度曲线拟合为S型函数(Demouchy等，2007；Zhang等，2019b，2021)：

$$C(x)=A_0\left(1-\frac{1}{\left(1+\exp(A_1x+A_2)\right)^{A_3}}\right)+A_4 \tag{1}$$

式中A_0、A_1、A_2、A_3和A_4为拟合参数，Fe或Mg含量随距离x的变化关系用$C(x)$表示。其次，通过对浓度曲线进行积分直至满足以下方程，由此确定俣野界面(Matano，1933)：

$$\int_{C_1}^{C_2}x\mathrm{d}C=0 \tag{2}$$

式中C_1和C_2分别为扩散曲线上的最高浓度与最低浓度；俣野界面位于x=0处。最后，对拟合后的浓度曲线进行玻耳兹曼-俣野分析，以获得与成分相关的互扩散系数：

$$D(C^*)=-\frac{1}{2t}\left(\frac{\mathrm{d}x}{\mathrm{d}C}\right)_{C^*}\int_{C_1}^{C^*}x\mathrm{d}C \tag{3}$$

式中$D(C^*)$为浓度C^*处与成分相关的互扩散系数，t为扩散实验的退火时间。积分部分通过式(3)采用方格计数法对$x\mathrm{d}C$进行计算；浓度梯度$(\mathrm{d}x/\mathrm{d}C)_{C^*}$由抛物线的切线求得；互扩散系数的误差通过梯度的误差传递进行估算。

3 结果

图2A为KW111的扩散偶在6 GPa、1473 K温压条件下退火36 h后横截面的背散射电子图像。该图像显示，由于淬火过程中的热冲击，橄榄石多晶及扩散偶界面处出现部分裂纹，浓度曲线测量过程中已避开这些裂隙区域。图2B为图2A对应区域的铁元素分布图。扩散偶界面附近的元素分布结果表明，铁含量从贵橄榄石侧朝镁橄榄石侧逐渐降低，且远离界面的镁橄榄石侧未检测到铁元素(图2B)，这一现象证实界面附近发生了Fe-Mg互扩散。此外，铁元素在贵橄榄石侧晶粒内部富集，并向晶界方向逐渐减少；相反，在镁橄榄石侧，铁元素在晶界附近聚集，而晶粒内部则呈亏损状态(图2B)。该现象表明，实验过程中晶格扩散与晶界扩散均对扩散过程产生贡献。这一结论也得到了以往研究中报道的类似颗粒尺寸与Fe-Mg晶格扩散距离的证实(Hier-Majumder等，2005；Dohmen等，2007)。回收的扩散偶中，多晶贵橄榄石样品的平均颗粒尺寸略大于镁橄榄石。值得注意的是，扩散实验后扩散前沿与扩散界面并不平行；界面的不规则形态可能是橄榄石在高温高压下长时间退火发生轻微颗

表 1　6 GPa下多晶橄榄石中铁-镁互扩散系数的实验条件与结果汇总[a)]

实验编号	温度(K)	时间(h)	样品仓	$D_{Fe\text{-}Mg}$($m^2\ s^{-1}$)	
				X_{Mg}=0.93*	X_{Mg}=0.96**
KW085	1373	48	Mo	$1.90(5)\times10^{-16}$	$1.88(2)\times10^{-16}$
KW111	1473	36	Mo	$2.46(21)\times10^{-16}$	$3.33(24)\times10^{-16}$
KW076	1573	24	Mo	$7.21(8)\times10^{-16}$	$7.25(9)\times10^{-16}$
KW109	1673	12	Mo	$3.52(20)\times10^{-15}$	$2.58(37)\times10^{-15}$

a)　贵橄榄石成分见Zhang等(2014)；镁橄榄石成分(SiO_2=43.24、MgO=57.01、CaO=0.01)。*，X_{Mg}=0.92和X_{Mg}=0.94的平均扩散系数$D_{Fe\text{-}Mg}$，括号内数字表示误差；**，X_{Mg}=0.95和X_{Mg}=0.97的平均扩散系数$D_{Fe\text{-}Mg}$，括号内数字表示误差

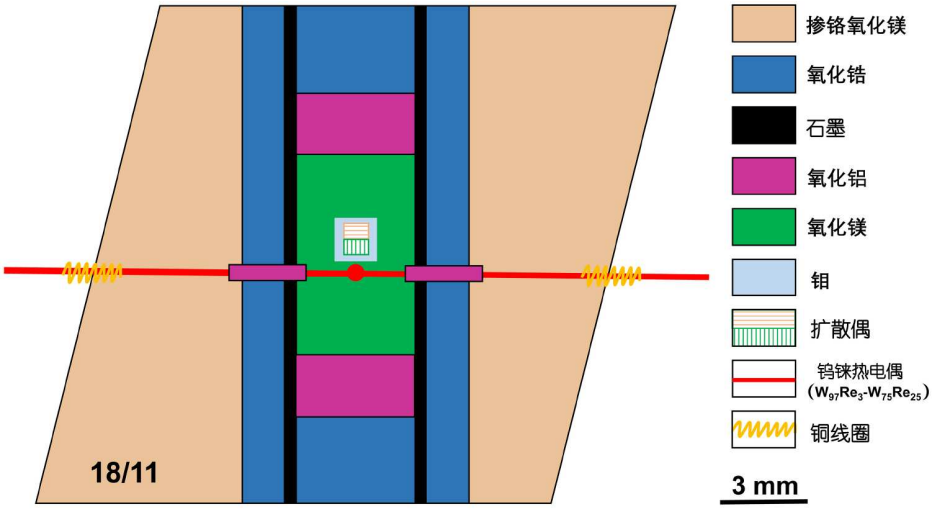


图 1　高压扩散实验的组装示意图

粒生长所致(Zhang等，2019a)。

图3展示了EPMA测量获得的代表性扩散曲线(数据点)及经玻耳兹曼-俣野分析得到的拟合曲线。图中显示，俣野界面与两种晶体间的初始界面基本一致；高温退火实验组的扩散长度显著大于低温退火实验组。图4呈现了橄榄石样品的Fe-Mg互扩散系数随铁含量(X_{Fe})的变化关系。值得注意的是，1373与1573 K条件下两组实验的$D_{Fe\text{-}Mg}$对铁含量依赖性较弱，而1473与1673 K条件下两组扩散曲线则显示出较强的铁含量依赖性；当X_{Fe}从0增至0.1时，1473与1673 K条件下的$D_{Fe\text{-}Mg}$增加0.6个数量级。这些观测结果表明图3中浓度曲线是不对称的。类似的成分依赖性在橄榄石(Chakraborty，1997)、瓦兹利石(Kubo等，2004)、林伍德石(Zhang等，2019b)及铁方镁石(Yamazaki和Irifune，2003；Mackwell等，2005)中也已被观测到。同时，其他体系中也有对称浓度曲线(即$D_{Fe\text{-}Mg}$几乎与铁含量无关)的报道，包括石榴石(Zhang等，2019a)与橄榄石(Hier-Majumder等，2005；Holzapfel等，2007；Tachibana等，2013)，这些差别可能源于非常有限的扩散长度或较窄的成分变化范围。此外，在中间浓度区间获得的Fe-Mg互扩散系数比远离界面处测定的值更可靠(Yamazaki和Irifune，2003；Kubo等，2004；Zhang等，2019a，2019b，2021)。因此，表1中列出了X_{Mg}=0.93和0.96时测定的$D_{Fe\text{-}Mg}$。

本研究获得的橄榄石Fe-Mg互扩散系数随温度的变化关系可以通过阿伦尼乌斯方程进行拟合(Mackwell等，2005；Zhang，2017；Zhang等，2019a)：

$$D = D_0 \exp\left(-\frac{E^*}{RT}\right) \tag{4}$$

式中D_0为指前因子，$E^* = (1-X_{Fe})E^*_{Mg} + X_{Fe}E^*_{Fe}$，为铁浓度相关的活化能，$R$为理想气体常数，$T$为绝对温度。如图5所示，将扩散数据根据方程(4)进行全局最小二乘拟合，得到$D_0 = 5.76^{+6.51}_{-4.43}\times10^{-10}\ m^2\ s^{-1}$、$E^*_{Mg}$=171±16 kJ mol^{-1}、E^*_{Fe}=153±20 kJ mol^{-1}。误差主要来源于EPMA测量误差、玻耳兹曼-俣野分析误差以及阿伦尼乌斯方程(4)的最小二乘拟合误差。此外，在本文中我们还计算了扩散指前因子($\ln D_0$)与活化焓(E_{Mg}、E_{Fe})之间的协

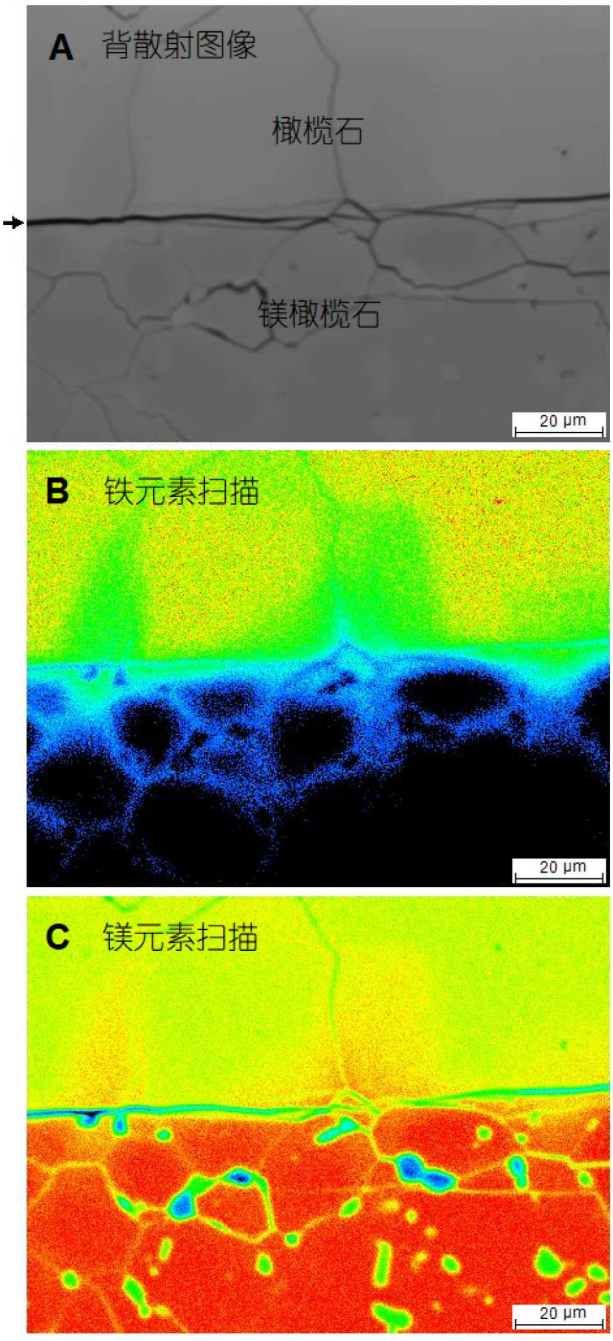


图 2 实验后扩散偶样品的背散射图像及元素分布特征。(A) 编号KW111的样品在1473 K、6 GPa温压条件下退火36 h后回收样品的背散射电子图像。(B) 图(A)同一区域的铁元素分布图。(C) 图(A)同一区域的镁元素分布图。注：图(A)中箭头指示扩散偶的初始界面；图(B)中，铁含量从图像顶部的绿色区域(X_{Mg}=0.9)到底部的黑色区域(X_{Mg}=1)逐渐降低

方差矩阵：

$$\Sigma = \begin{pmatrix} 5.228667368 & 65.49189866 & 65.49189866 \\ 65.49189866 & 885.0914874 & -119.9584631 \\ 65.49189866 & -119.9584631 & 15625.82420 \end{pmatrix} \quad (5)$$

4 讨论

4.1 颗粒尺寸对Fe-Mg互扩散系数的影响

多晶矿物中的扩散通过两种机制发生：晶格内部扩散与颗粒边界扩散。由于沿颗粒边界扩散的速率通常比晶格内扩散快数个数量级(Joesten，1991；Farber等，2000)，因此多晶样品中晶界的体积占比至关重要。样品中晶界体积通常取决于两个因素：颗粒尺寸与颗粒边界宽度。本研究中，多晶橄榄石在扩散退火实验前经高温高压条件合成，且互扩散实验后橄榄石未出现显著的颗粒生长。此外，晶格扩散与颗粒边界扩散均可能对图2中获得的扩散曲线产生贡献。由于受电子探针空间分辨率的限制，难以从图3所得的扩散曲线中确定晶格扩散系数与颗粒边界扩散系数。

众所周知，多晶材料中的质量迁移由有效扩散系数控制。因此，颗粒边界扩散对多晶体的Fe-Mg有效扩散系数($D^{eff}_{Fe\text{-}Mg}$)的贡献可通过以下公式评估(Joesten，1991；Farber等，2000；Zhang等，2019b)：

$$D^{eff}_{Fe\text{-}Mg} = D^{lat(bulk)}_{Fe\text{-}Mg} + D^{gb(bulk)}_{Fe\text{-}Mg} \approx D^{lat}_{Fe\text{-}Mg} + \frac{3\delta}{d} D^{gb}_{Fe\text{-}Mg} \quad (6)$$

式中$D^{lat}_{Fe\text{-}Mg}$与$D^{gb}_{Fe\text{-}Mg}$分别为晶格扩散系数与颗粒边界扩散系数，δ为颗粒边界宽度，d为颗粒尺寸。根据方程(6)，若$D^{lat}_{Fe\text{-}Mg} \gg \frac{3\delta}{d} D^{gb}_{Fe\text{-}Mg}$，则晶格扩散占主导地位；反之，当$D^{lat}_{Fe\text{-}Mg} \ll \frac{3\delta}{d} D^{gb}_{Fe\text{-}Mg}$时，颗粒边界扩散起主导作用。因此，需要通过间接评估来确定颗粒边界扩散对所测有效扩散系数的贡献大小。假设橄榄石的颗粒边界宽度约为1 nm(Hiraga等，2004)，且将Chakraborty(1997)报道的橄榄石单晶中Fe-Mg互扩散系数视为晶格扩散系数($D^{lat}_{Fe\text{-}Mg}$)，则可利用所测$D^{eff}_{Fe\text{-}Mg}$及约70 μm的颗粒尺寸计算出橄榄石在X_{Mg}=0.96时的$D^{gb}_{Fe\text{-}Mg}$(图6)。结果表明，在上地幔条件下，有效扩散系数随颗粒尺寸减小而快速增大。显然，本研究测得的多晶橄榄石有效扩散系数比Chakraborty(1997)报道的$D^{lat}_{Fe\text{-}Mg}$快数个数量级。此外，此条件下$D^{lat}_{Fe\text{-}Mg}/\delta D^{gb}_{Fe\text{-}Mg}$比值接近恒定值$10^5$，这与镁橄榄石中镁自扩散的相关比值一致(Fei等，2018a，2018b)。这些观测结果表明，晶界扩散对总扩散通量的贡献显著。

4.2 与已有研究对比

本研究测定的Fe-Mg互扩散系数结果与以往的研究数据共同展示于图7，这些研究涵盖了不同温度、晶体取

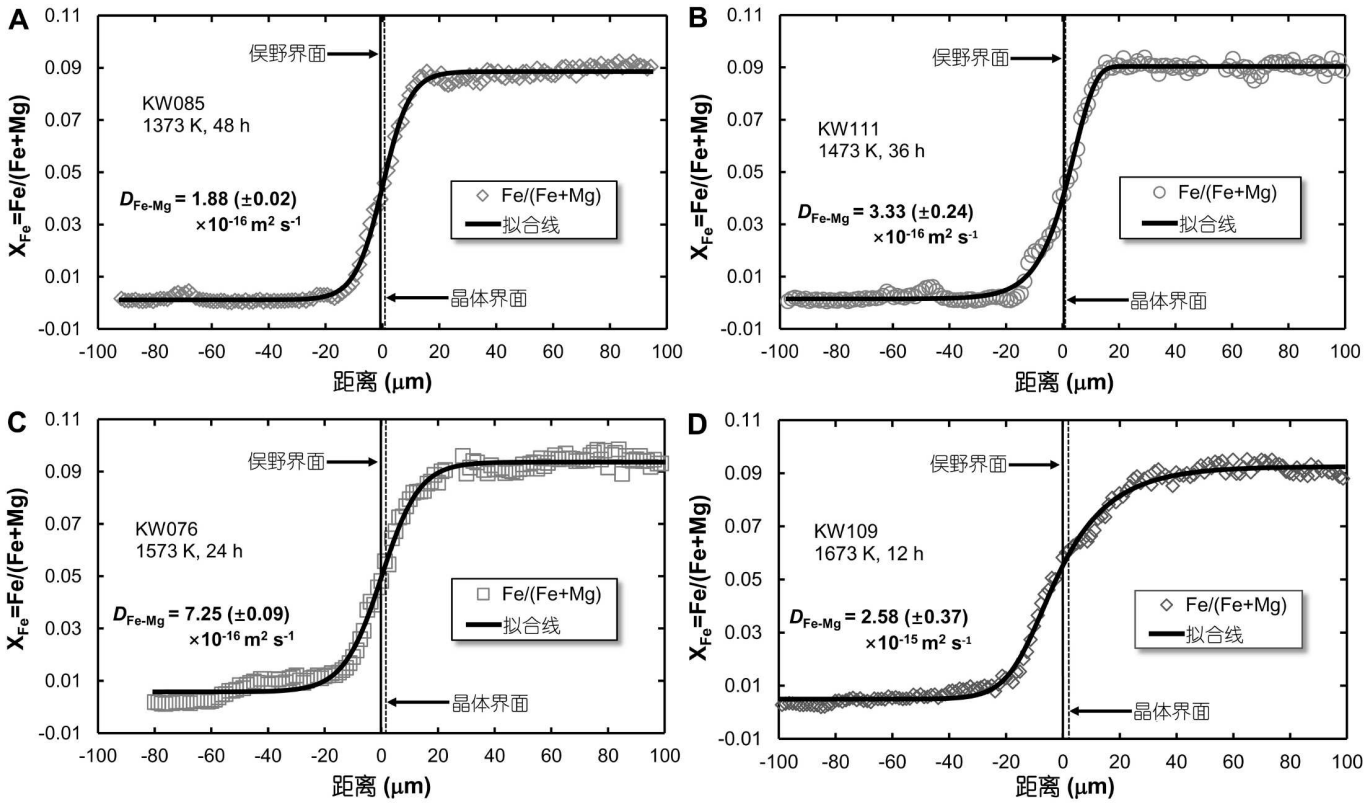


图 3　多晶橄榄石在6 GPa压力下的Fe-Mg互扩散曲线。(A) 1373 K和48 h；(B) 1473 K和36 h；(C)1573 K和24 h；(D)1673 K和12 h。虚线为晶体界面；侯野界面位于x=0处，实线为通过方程(1)对数据进行标准玻耳兹曼-侯野分析的结果

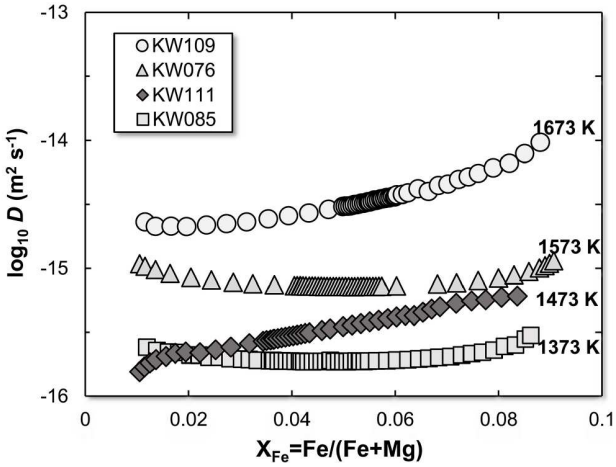


图 4　标准玻耳兹曼-侯野分析得到6 GPa压力下扩散偶中Fe-Mg互扩散系数(D_{Fe-Mg})随X_{Fe}的变化关系

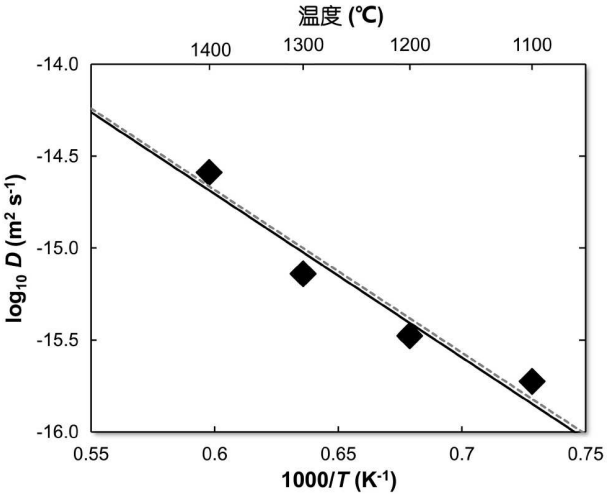


图 5　橄榄石扩散偶在6 GPa压力、X_{Mg}=0.96时的D_{Fe-Mg}随温度倒数变化的阿伦尼乌斯图。灰色虚线为X_{Mg}=0.93时D_{Fe-Mg}对公式(4)的最佳拟合曲线

向、常压条件(Buening和Buseck，1973；Nakamura和Schmalzried，1984；Chakraborty，1997；Petry等，2004；Dohmen等，2007；Tachibana等，2013)及高压条件(Misener，1974；Jaoul等，1995；Farber等，2000；Hier-Majumder等，2005；Holzapfel等，2007)下的Fe-Mg互扩散系数数据。

Buening和Buseck(1973)率先开展了橄榄石单晶中Fe-Mg互扩散系数研究，实验在常压、1253–1573 K条件

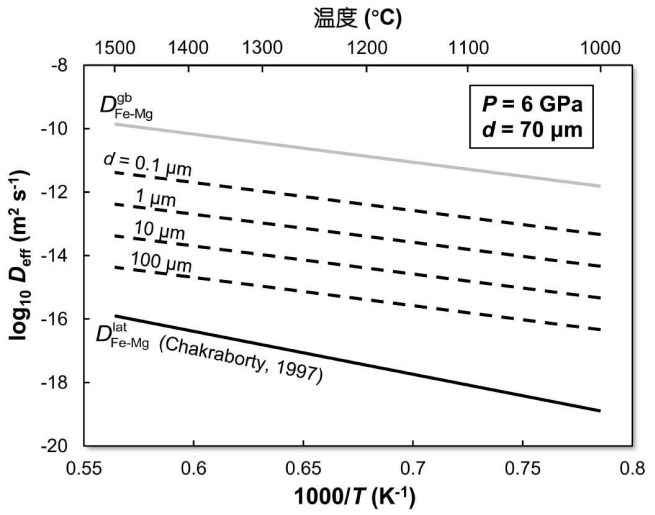


图 6　多晶橄榄石中晶格扩散与颗粒边界扩散对所测有效扩散系数在6 GPa压力下的共同影响。贵橄榄石单晶中的$D_{Fe\text{-}Mg}$来源于Chakraborty (1997)。假设橄榄石的晶界宽度为1 nm，有效扩散速系数对应恒定的颗粒尺寸(约70 μm)，基于方程(6)估算$D^{gb}_{Fe\text{-}Mg}$的颗粒尺寸依赖性

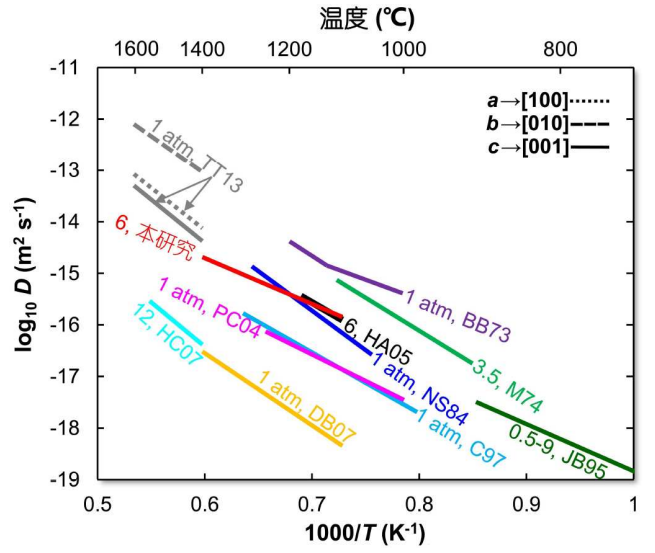


图 7　橄榄石Fe-Mg互扩散系数结果与已有的研究数据的对比。图中数字代表实验压力，数据来源标注如下：TT13(Tachibana等，2013)、HC07(Holzapfel等，2007)、NS84(Nakamura和Schmalzried，1984)、C97(Chakraborty，1997)、HA05(Hier-Majumder等，2005)、M74(Misener，1974)、PC04(Petry等，2004)、JB95(Jaoul等，1995)、DB07(Dohmen等，2007)、BB73(Buening和Buseck，1973)

下进行，结果表明无水条件下橄榄石的$D_{Fe\text{-}Mg}$与铁浓度呈指数依赖关系，与氧逸度呈幂律依赖关系。同时，他们的研究也发现，在约1398 K时，活化焓出现一个明显转折，这归因于本征-非本征扩散效应。若将Buening和Buseck(1973)的常压结果外推至更高温度区间，其数据与Tachibana等(2013)的测定结果一致，后者发现高温(>1673 K)条件下扩散机制进入本征区。Chakraborty (1997)以合成的镁橄榄石为初始物，沿[001]方向在常压、1253–1573 K条件下开展Mg-Fe互扩散实验，发现互扩散处于过渡金属非本征扩散区。如图7所示，Chakraborty(1997)测得$D_{Fe\text{-}Mg}$与Petry等(2004)的结果几乎一致，两者均小于本研究数据，但远高于Dohmen等(2007)报道的结果。

Misener(1974)在无水、1173–1373 K和最高压力为3.5 GPa条件下测定橄榄石中Fe-Mg互扩散系数，发现沿[001]方向扩散更快。Jaoul等(1995)以San Carlos橄榄石单晶为初始样品，沿[010]方向在其表面覆盖一层铁橄榄石薄膜，然后在873–1173 K和0.5–9 GPa条件下开展互扩散实验。Hier-Majumder等(2005)首次在水饱和、0.1–6 GPa和1373–1450 K条件下研究了水对橄榄石沿[001]晶向的$D_{Fe\text{-}Mg}$的影响，发现含水橄榄石的$D_{Fe\text{-}Mg}$比无水橄榄石快50倍。此外，Hier-Majumder等(2005)报道的$D_{Fe\text{-}Mg}$与本研究结果相当，这表明水对扩散系数的增强效应与颗粒边界对扩散系数的增强效应一致。

Holzapfel等(2007)在6–12 GPa、1623–1823 K和Ni-NiO缓冲条件下，研究了橄榄石沿[001]晶向的$D_{Fe\text{-}Mg}$。尽管已有研究未报道实验中确切的水含量(Hier-Majumder等，2005；Holzapfel等，2007)，但结构水会显著提高地幔矿物的$D_{Fe\text{-}Mg}$(Kubo等，2004；Zhang等，2019a，2019b，2021)。对比6 GPa压力下Hier-Majumder等(2005)报道的橄榄石$D_{Fe\text{-}Mg}$数据，发现其与本研究结果基本一致，但比Holzapfel等(2007)的结果至少高两个数量级。此外，Holzapfel等(2007)获得的活化体积(压力效应)为5.3 $cm^3\ mol^{-1}$，与Misener(1974)和Farber等(2000)分别得到的5.5和5.4 $cm^3\ mol^{-1}$几乎相同。若采用5.5 $cm^3\ mol^{-1}$的活化体积(Misener，1974；Farber等，2000)，将Chakraborty(1997)、Petry等(2004)的结果校正至本研究的6 GPa压力条件，本研究测得的$D_{Fe\text{-}Mg}$与后两者的差异超过两个数量级，这表明压力升高可有效降低橄榄石的$D_{Fe\text{-}Mg}$。

此外，本研究测定的$D_{Fe\text{-}Mg}$对温度的依赖性(ΔH=170 kJ mol^{-1})远小于已有晶格扩散实验研究中获得的数值(226–346 kJ mol^{-1})(Nakamura和Schmalzried，1984；Chakraborty，1997；Petry等，2004；Hier-Majumder等，2005；Holzapfel等，2007；Tachibana等，2013)。这是因为颗粒边界扩散的活化能显著低于晶格扩散活化能(Farver和Yund，2000；Demouchy等，2007)，因此本研究中多晶样品的活化能小于单晶样品的活化能。此外，活化能与扩散系数还会受到水、氧逸度、成分及结构各向异性的影响(Jaoul等，1995；Chakraborty，1997；Farber等，

2000；Hier-Majumder等，2005；Dohmen等，2007；Holzapfel等，2007）。

4.3　上地幔化学不均一性的意义

橄榄石是上地幔中含量最丰富的矿物，由于Fe-Mg扩散速率很快，因此可以通过橄榄石中的Fe-Mg互扩散来评估上地幔化学不均一性的均一化过程。根据已有研究提出的方法（Kellogg和Turcotte，1990；Farber等，2000；Zhang等，2019b，2021），本研究的Fe-Mg互扩散数据可通过关系式$x = 2\sqrt{D_{\mathrm{eff}}t}$计算特征长度尺度$x$（其中$D_{\mathrm{eff}}$为有效扩散系数）。考虑到橄榄石与石榴石是上地幔下部的主要矿物，本研究采用“60 vol.%橄榄石+40 vol.%石榴石”的平行混合模型。计算中使用了不含水橄榄石（本研究）、含水橄榄石（Hier-Majumder等，2005）、不含水与含水条件下石榴石（Zhang等，2019a）的$D_{\mathrm{Fe\text{-}Mg}}$实验结果来估算上地幔化学不均一性的均一化平衡时间。图8展示了固定温度条件下（即上地幔350 km处，温度约1673 K；Katsura，2022）上地幔不均一性保存相关的尺度随时间的演化。比如，经历200个百万年，无水和含水条件下的阳离子扩散距离分别仅约7和26 m。即使考虑地球年龄（4.6×10^9 yr），假设晶格扩散主导物质混合过程，由$D_{\mathrm{Fe\text{-}Mg}}$计算得出的化学不均一性的均一化最大距离仍局限于有限尺度（40–150 m）。这些评估结果与地幔过渡带中瓦兹利石（Zhang等，2021）和林伍德石（Zhang等，2019b）的相关计算结果相近，表明仅通过固态Fe-Mg扩散难以实现上地幔俯冲板片的均一化。在此情况下，必须同时考虑扩散与地幔对流对地幔化学不均一性的共同影响（Kellogg和Turcotte，1990；Zhang等，2019b）。

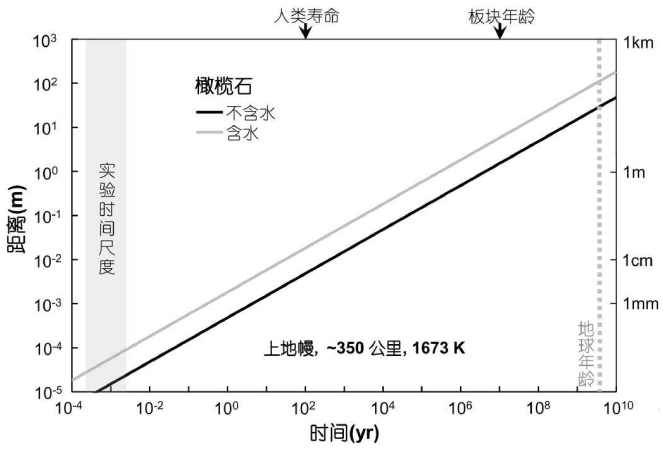


图 8　Fe-Mg扩散距离随时间变化关系图，计算结果基于固定深度和温度条件（上地幔350 km处，1673 K；Katsura，2022）。含水橄榄石与石榴石的扩散数据分别来源于Hier-Majumder等（2005）和Zhang等（2019a）

致谢　感谢两位匿名评审专家和编辑对本文进行认真评阅并提出宝贵修改意见。

参考文献

Buening D K, Buseck P R. 1973. Fe-Mg lattice diffusion in olivine. J Geophys Res, 78: 6852–6862

Chakraborty S. 1997. Rates and mechanisms of Fe-Mg interdiffusion in olivine at 980 °C–1300 °C. J Geophys Res, 102: 12317–12331

Chakraborty S. 2010. Diffusion coefficients in olivine, wadsleyite and ringwoodite. Rev Mineral Geochem, 72: 603–639

Crank J. 1975. The Mathematics of Diffusion. 2nd ed. Oxford: Clarendon Press. 44

Demouchy S, Mackwell S J, Kohlstedt D L. 2007. Influence of hydrogen on Fe-Mg interdiffusion in (Mg,Fe)O and implications for Earth's lower mantle. Contrib Miner Petrol, 154: 279–289

Dohmen R, Becker H W, Chakraborty S. 2007. Fe-Mg diffusion in olivine I: Experimental determination between 700 and 1,200 °C as a function of composition, crystal orientation and oxygen fugacity. Phys Chem Miner, 34: 389–407

Farber D L, Williams Q, Ryerson F J. 2000. Divalent cation diffusion in Mg_2SiO_4 spinel (ringwoodite), β phase (wadsleyite), and olivine: Implications for the electrical conductivity of the mantle. J Geophys Res, 105: 513–529

Farver J R, Yund R A. 2000. Silicon diffusion in forsterite aggregates: Implications for diffusion accommodated creep. Geophys Res Lett, 27: 2337–2340

Fei H, Koizumi S, Sakamoto N, et al. 2018a. Mg lattice diffusion in iron-free olivine and implications to conductivity anomaly in the oceanic asthenosphere. Earth Planet Sci Lett, 484: 204–212

Fei H, Koizumi S, Sakamoto N, et al. 2018b. Pressure, temperature, water content, and oxygen fugacity dependence of the Mg grain-boundary diffusion coefficient in forsterite. Am Miner, 103: 1354–1361

Hier-Majumder S, Anderson I M, Kohlstedt D L. 2005. Influence of protons on Fe-Mg interdiffusion in olivine. J Geophys Res, 110: 2004JB003292

Hiraga T, Anderson I M, Kohlstedt D L. 2004. Grain boundaries as reservoirs of incompatible elements in the Earth's mantle. Nature, 427: 699–703

Holzapfel C, Chakraborty S, Rubie D C, et al. 2007. Effect of pressure on Fe-Mg, Ni and Mn diffusion in $(Fe_xMg_{1-x})_2SiO_4$ olivine. Phys Earth Planet Inter, 162: 186–198

Jaoul O, Bertran-Alvarez Y, Liebermann R C, et al. 1995. Fe-Mg interdiffusion in olivine up to 9 GPa at T=600–900 °C; experimental data and comparison with defect calculations. Phys Earth Planet Inter, 89: 199–218

Joesten R. 1991. Grain-boundary diffusion kinetics in silicate and oxide minerals. In: Ganguly J, ed. Diffusion, Atomic Ordering, and Mass Transport: Selected Topics in Geochemistry. New York: Springer. 345–95

Katsura T. 2022. A revised adiabatic temperature profile for the mantle. J Geophys Res Solid Earth, 127: e2021JB023562

Kellogg L H, Turcotte D L. 1990. Mixing and the distribution of heterogeneities in a chaotically convecting mantle. J Geophys Res, 95: 421–432

Kubo T, Shimojuku A, Ohtani E. 2004. Mg-Fe interdiffusion rates in wadsleyite and the diffusivity jump at the 410-km discontinuity. Phys Chem Miner, 31: 456–464

Mackwell S, Bystricky M, Sproni C. 2005. Fe-Mg interdiffusion in (Mg,Fe)O. Phys Chem Miner, 32: 418–425

Matano C. 1933. On the relation between the diffusion-coefficients and concentrations of solid metals. Japan J Phys, 8: 109–113

Misener D J. 1974. Cationic diffusion in olivine to 1400 °C and 35 KB. In: Hoffmann A W, ed. Geochemical Transport and Kinetics. Washington: Mineralogical Society of America. 17–129

Nakamura A, Schmalzried H. 1984. On the Fe^{2+}-Mg^{2+}-interdiffusion in olivine (II). Ber Bunsenges Phys Chem, 88: 140–145

Petry C, Chakraborty S, Palme H. 2004. Experimental determination of Ni diffusion coefficients in olivine and their dependence on temperature, composition, oxygen fugacity, and crystallographic orientation. Geochim Cosmochim Acta, 68: 4179–4188

Tachibana S, Tamada S, Kawasaki H, et al. 2013. Interdiffusion of Mg-Fe in olivine at 1,400–1,600 °C and 1 atm total pressure. Phys Chem Miner, 40: 511–519

Yamazaki D, Irifune T. 2003. Fe-Mg interdiffusion in magnesiowüstite up to 35 GPa. Earth Planet Sci Lett, 216: 301–311

Zhang B. 2017. An overview of Fe-Mg interdiffusion in mantle minerals. Surv Geophys, 38: 727–755

Zhang B, Yoshino T, Yamazaki D, et al. 2014. Electrical conductivity anisotropy in partially molten peridotite under shear deformation. Earth Planet Sci Lett, 405: 98–109

Zhang B, Li B, Zhao C, et al. 2019a. Large effect of water on Fe-Mg interdiffusion in garnet. Earth Planet Sci Lett, 505: 20–29

Zhang B, Yoshino T, Zhao C. 2019b. The effect of water on Fe-Mg interdiffusion rates in ringwoodite and implications for the electrical conductivity in the mantle transition zone. J Geophys Res Solid Earth, 124: 2510–2524

Zhang B, Zhao C, Yoshino T. 2021. Fe-Mg interdiffusion in wadsleyite and implications for water content of the transition zone. Earth Planet Sci Lett, 554: 116672

（责任编委：郑建平）