

# 秦岭造山带松树沟纯橄岩体成因：地球化学 和岩浆包裹体的制约\*

苏 犁<sup>①</sup> 宋述光<sup>②\*\*</sup> 周鼎武<sup>①</sup>

(① 西北大学大陆动力学教育部重点实验室和地质学系, 西安 710069; ② 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871)

**摘要** 松树沟纯橄岩体是东秦岭造山带规模最大的超镁铁岩体, 出露面积达 20 km<sup>2</sup>, 纯橄糜棱岩、粗粒纯橄岩占岩体出露面积的 95% 以上. 岩石组合、结构构造、矿物成分、全岩主元素和微量元素组成、原生岩浆包裹体等方面研究揭示该岩体是熔体多孔隙流动渗滤成因纯橄岩块体. 与 Oman 等蛇绿岩剖面底部熔体渗滤成因纯橄岩席和方辉橄榄岩中纯橄岩脉的对比研究显示, 该岩体具有低的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO 和 HREE 丰度, 高的强不相容元素以及 Zr 和 Hf 含量. LREE 富集的稀土模式和原始地幔标准化微量元素蛛网图都显示与 Oman 纯橄岩有明显不同. 结合橄榄石中原生熔体包裹体的发现, 认为该岩体是地幔柱源高镁熔体大尺度渗滤流动改造其顶部高度亏损地幔橄榄岩形成的纯橄岩块体. 岩体产出的地质背景支持其与新元古代超级地幔柱在扬子板块的物质活动相关.

**关键词** 松树沟纯橄岩体 地球化学 岩浆包裹体 地幔柱 北秦岭造山带

地幔岩石多期次的部分熔融是造成上地幔岩石矿物成分和化学组成变化的最主要机制. 伴随熔浆的产生和移出, 残留地幔橄榄岩中易熔矿物含量减少、不相容元素含量降低. 但从现今地幔的热梯度考虑, 不会造成地幔岩石的全熔<sup>[1]</sup>, 也不可能发生部分熔融程度达 40%, 使辉石类矿物全部熔出而形成残留纯橄岩<sup>[1-3]</sup>. 最近的研究表明, 纯橄岩是地幔二辉橄榄岩和方辉橄榄岩在上升熔体渗滤过程中随单斜辉

石的分解、斜方辉石的不一致熔融和橄榄石从熔体中快速结晶沉淀形成<sup>[3-8]</sup>. 因而, 地幔纯橄岩最本质化学成分特征常常显示了熔体的影响, 而不是地幔部分熔融残渣信息<sup>[6-8]</sup>. 部分方辉橄榄岩也可由熔体渗滤过程中熔体-岩石间相互作用所形成<sup>[9,10]</sup>.

松树沟纯橄岩体是北秦岭造山带出露规模最大的超基性岩体, 面积达 20 km<sup>2</sup>, 其中 95% 以上(体积百分比)为纯橄岩. 该岩体成因、形成环境及其在秦岭

2003-09-30 收稿, 2004-01-12 收修改稿

\* 国家重点基础研究发展规划项目(批准号: 2001CB409801)、国家自然科学基金(批准号: 49972075, 40372031)和西北大学大陆动力学教育部重点实验室开放基金资助

\*\* E-mail: sgsong@pku.edu.cn

造山带构造演化中的意义是近 20 年来秦岭造山带研究的热点问题之一, 迄今仍存在很大争议. 有观点认为是蛇绿岩底部残留地幔橄榄岩, 并认为北秦岭存在新元古代洋和俯冲带<sup>[11,12]</sup>. 宋述光等<sup>[13]</sup>指出, 该纯橄岩体具有岩浆结晶岩石的特征. 本文通过各类岩石相互关系、原生岩浆包裹体特征、造岩矿物成分和全岩主元素及微量(包括稀土)元素组成研究认为, 松树沟岩体是地幔柱源橄榄岩质熔体与地幔柱头部高度亏损地幔岩相互作用形成的多孔隙渗滤成因纯橄岩.

## 1 地质背景和岩石组合

松树沟纯橄岩体位于北秦岭构造带的南部边缘, 南-北秦岭造山带边界断裂(商丹深断裂)的北侧. 岩体呈长 18.5 km, 平均宽 1.1 km 的透镜体状构造岩片就位于秦岭群角闪岩相变质岩中, 长轴方向与 NWW 向区域构造线方向一致, 南西倾, 倾角 70°左右. 岩体周围伴生高压麻粒岩<sup>[14]</sup>、石榴辉石岩和(石榴)斜长角闪岩等基性变质岩. 地球化学资料显示此类岩石原岩是不同程度富集强不相容元素和高场强元素的拉斑玄武岩<sup>[15,16]</sup>. 张本仁等<sup>[16]</sup>指出其源于类似洋岛玄武岩的地幔柱源区.

岩体内部岩石新鲜, 仅边缘有数米厚的蛇纹片岩外壳, 野外观察和显微镜下鉴定划分出 4 个岩石类型:

(1) 细粒糜棱纯橄岩 占岩体出露总面积的 85% 以上, 构成该岩体的主体(图 1). 岩石具有细粒结构、糜棱斑状结构, 由 70%~90% 的新鲜镁橄榄石(Fo 90.37~91.57)和沿糜棱面理分布的蛇纹石、直闪石、透闪石、滑石等变质生长矿物组成, 并显示强烈的韧性剪切变形特征. 岩石中包裹大量不同尺度的透镜状和肠状中粗粒纯橄岩块体, 在显微薄片中也普遍见有粗粒橄榄石集合体和残斑沿糜棱面理定向分布(图 2(a)). 宋述光等<sup>[13]</sup>对该类岩石的显微结构、塑性变形及变质特征进行过详细描述.

(2) 中粗粒纯橄岩 呈不同规模的块体分布于糜棱纯橄岩中(图 1), 约占岩体出露面积的 10%. 其矿物成分单一, 由 98% 以上的镁橄榄石(Fo 90.51~90.98)和少量铬铁矿组成, 多具有半自形中粗粒粒状结构(图 2(b)), 而不具有地幔橄榄岩包体和蛇绿岩底部残留地幔橄榄岩所常见的粒状变晶结构. 橄榄石中扭折带亦少见. 结构构造分析认为, 松树沟岩体中的粗粒橄榄岩块体是强韧性剪切变形的残块<sup>[13]</sup>. 粗

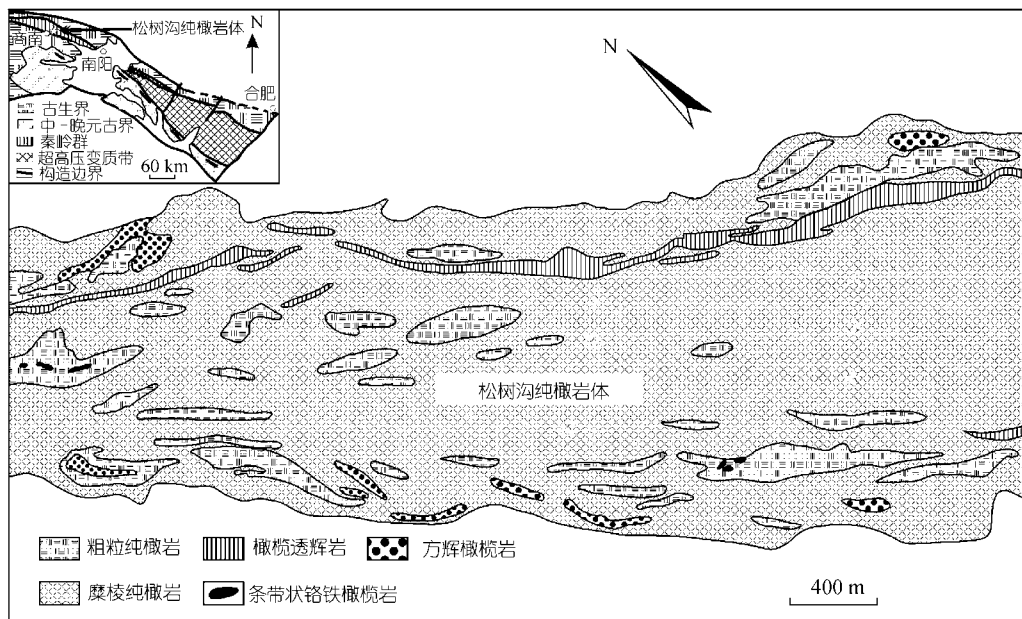


图 1 松树沟纯橄岩体中西段地质图及所在构造位置图  
据冶金 713 地质队 1:2000 实测地质图(1973)修编

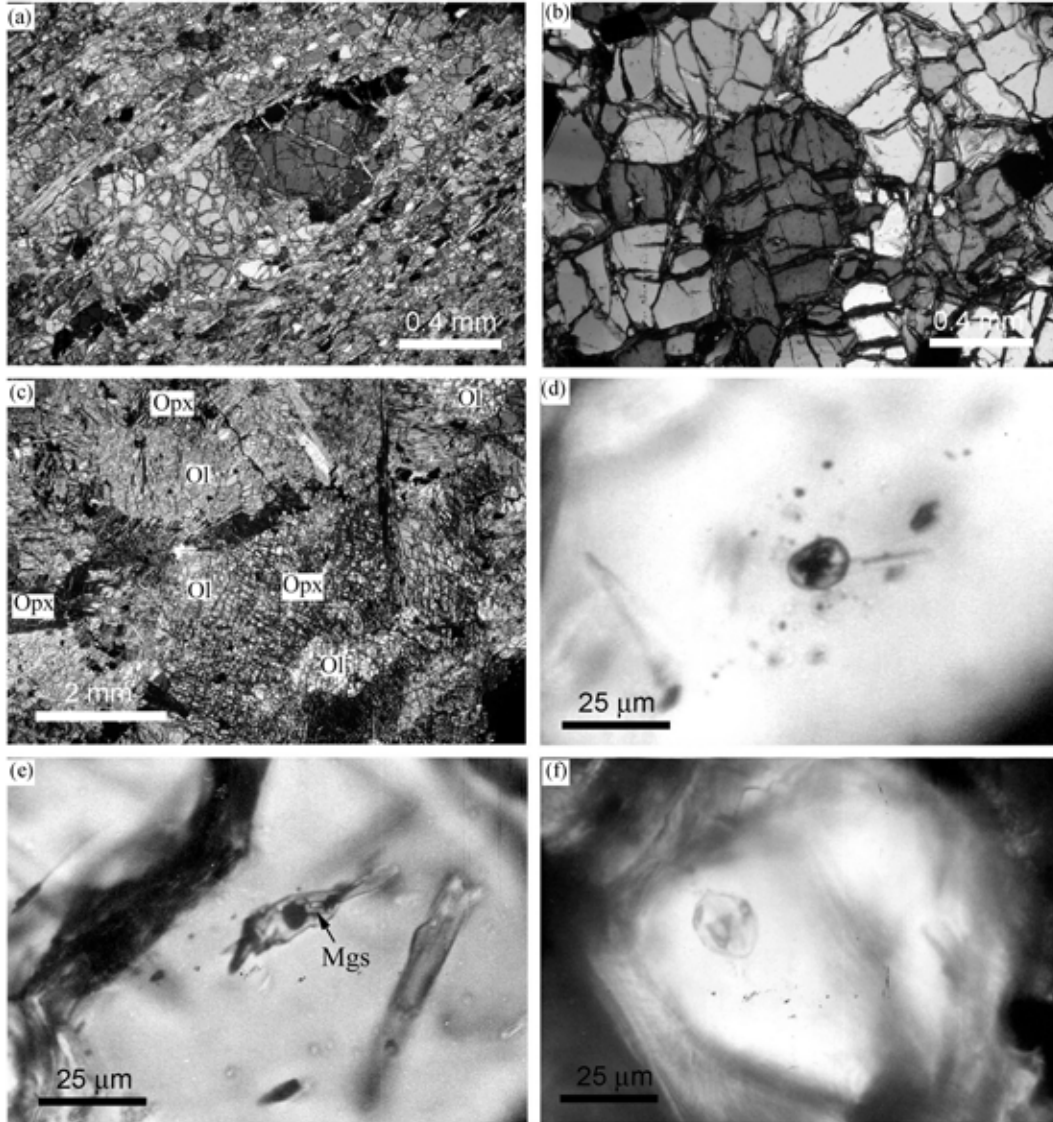


图 2 松树沟纯橄岩体显微镜下照片

(a) 糜棱纯橄岩中透镜状粗粒纯橄岩残块, S-05; (b) 粗粒纯橄岩的半自形粒状结构, S-17; (c) 方辉橄橄岩注入结构, 斜方辉石呈细“脉”和卷携它形熔蚀橄榄石的粗晶充填于不规则状橄榄石残晶间, S-249; (d) 方辉橄橄岩中卵圆形岩浆包裹体, 并被细小包裹体环绕, S-249; (e) 糜棱纯橄岩粗粒橄榄石残晶中多相岩浆包裹体, S-05; (f) 条带状铬铁纯橄岩中负晶状岩浆包裹体, S-15. 岩浆包裹体的寄主矿物均为橄榄石

粒纯橄岩块体中常见具有堆晶特征的条带状铬铁矿纯橄岩. 岩体内未发现豆荚状铬铁矿.

(3) 方辉橄橄岩 松树沟岩体出露有少量含斜方辉石的岩石(约占岩体出露面积的 2%), 常与粗粒纯橄岩伴生, 两者间多呈渐变关系, 均以透镜状块体被包裹于糜棱纯橄岩中(图 1). 造岩矿物包括镁橄榄石( $Fo\ 90.32\sim91.31$ )、顽火辉石( $En\ 91.52\sim92.06$ )和铬

铁矿, 极个别样品中含少量单斜辉石( $< 2\%$ ). 不同样品中斜方辉石含量变化大, 个别样品中斜方辉石含量高达 80% 以上. 斜方辉石通常呈半自形粒状或包含若干细粒橄榄石的粗斑, 与卵圆形橄榄石构成嵌晶结构和特征的注入结构(impregnation texture<sup>[6]</sup>, 图 2(c)), 并普遍具有橄榄石与斜方辉石含量变化所呈现的条带状构造.



(4) 橄榄透辉岩 如图 1 所示, 透辉橄榄岩多呈宽度不等的脉状体产于岩体的北侧(图 1), 并与糜棱纯橄岩的构造面理协调产出. 此类岩石以橄榄石和透辉石集中形成的条带状构造发育为特征, 且橄榄石的 Fo 值(< 81)显著低于前述各类岩石中的橄榄石. 岩石学和地球化学研究反映其与上述各类岩石存在本质差异.

## 2 原生熔体包裹体

矿物中的熔体包裹体是岩浆结晶矿物在生长过程中原位捕获的岩浆物质(包括熔体、流体和固体), 它们提供了寄主矿物结晶过程中周围熔浆的直接样品<sup>[17]</sup>, 也被认为是岩浆结晶作用发生的最直接证据.

松树沟纯橄岩体前述各类岩石的造岩矿物橄榄石、斜方辉石、尖晶石中首次发现捕获有原生岩浆包裹体(图 2(d)~(f)), 它们多呈孤立状产出, 也见有随结晶收缩产生的细小包裹体环绕大包裹体分布(图 2(d)). 单个包裹体多呈卵圆形、负晶形、管状、不规则状, 其长径通常 <10 μm, 偶见达 25 μm. 包裹体内部相成分复杂, 常包含多个子矿物相, 主要为硅酸盐和不透明金属矿物相(图 2(d)~(f)), 通过激光拉曼探针在个别包裹体内还分析出含 H<sub>2</sub>O 和 CO<sub>2</sub> 等的收缩

液相, 显示这些包裹体是被捕获的熔浆珠滴随寄主矿物处于较稳定的温度、压力环境而发生了明显结晶演化的典型原生岩浆包裹体, 不同于地幔岩包体及蛇绿岩底部残留地幔橄橄榄岩中所报道的各类包裹体<sup>[17~19]</sup>.

### 2.1 包裹体内部相成分

利用国土资源部西安地质矿产研究所 JXA-733 型电子探针(工作条件: 加速电压 15 kV, 电流 15 nA)对原生包裹体子矿物相和寄主矿物成分进行了分析. 对子矿物相清晰的包裹体进行轻微细磨、抛光使待测子矿物相依次露出, 分次进行成分测定, 测试结果见表 1. 在显微镜下呈现清晰晶体边界的子矿物成分分析结果准确, 总量接近 100%(重量百分比), 细小子矿物相和边缘充填相受其他矿物相干扰或含有相当数量的挥发性组分, 测试数据总量偏低, 仅反映其成分趋势.

由表 1 可见, 糜棱纯橄岩、粗粒纯橄岩、铬铁纯橄岩、方辉橄橄榄岩橄橄榄石中岩浆包裹体的子矿物均为橄榄石(Ol)、斜方辉石(Opx)、铬铁矿(Chr)、磁铁矿(Mag), 一个糜棱纯橄岩的熔体包裹体中还见有高干涉色的细小菱镁矿(Mgs)子晶(图 2(e)). 位于包裹体内壁及各子矿物间的未知相(N)分析显示含(重量百

表 1 岩浆包裹体内部相及寄主矿物成分电子探针分析结果(% , 重量百分比)<sup>a)</sup>

样号	S-05								S-11				S-249			S-15		
	糜棱纯橄岩								粗粒橄橄榄岩				方辉橄橄榄岩			铬铁纯橄岩		
	主矿物		子矿物						主矿物		子矿物		主矿物		子矿物	主矿物		子矿物
SiO <sub>2</sub>	42.25	1.34	45.32	35.98	41.93	10.40	38.86	41.34	57.81	39.06	39.62	41.44	33.28	40.86	41.82	35.14	42.88	
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.03	0.05	0.02	0.03	0.06	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.03	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.11	0.66	10.64	0.05	0.00	0.02	0.00	0.12	3.72	0.06	0.03	15.07	0.06	0.04	9.54	0.73	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.84	0.11	2.02	0.15	0.14	0.97	0.00	0.36	1.66	0.08	0.02	1.29	0.03	0.00	1.76	0.05	
FeO	8.92	85.99	5.43	4.15	8.53	4.96	5.91	9.85	1.39	7.73	9.63	8.47	3.64	8.25	7.87	4.57	8.65	
MnO	0.14	0.07	0.12	0.06	0.16	0.31	0.13	0.11	0.03	0.07	0.18	0.10	0.05	0.16	0.22	0.06	0.01	
NiO	0.27	0.94	0.23	0.22	0.31	0.03	0.24	0.25	0.19	0.30	0.34	0.15	0.13	0.16	0.05	0.24	0.12	
MgO	47.58	4.61	44.08	33.20	48.25	44.49	44.35	48.86	27.77	42.55	47.79	49.68	33.34	49.21	50.67	38.24	45.52	
CaO	0.00	0.06	0.00	0.05	0.00	0.10	0.02	0.00	0.05	0.05	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.03	0.00	0.00	0.06	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	
总量	99.23	94.05	96.03	86.33	99.40	60.52	90.55	100.43	87.78	95.14	97.73	99.93	86.82	98.73	100.71	89.61	98.05	
Fo	91		90						90		90		91	91		92	89	
	Ol	Mag	Ol	N	Ol	Mgs	Ol?	Ol	Opx?	N	Ol	Ol	N	Ol	Ol	N	Ol	

a) Fo, 橄橄榄石中 Mg/(Mg+Fe)×100

分比)SiO<sub>2</sub>: 33%~39%, MgO: 33.2%~38.4%, FeO: 3.64%~6.45%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 3.72%~15.1%, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 1.07%~2.02%, 总量为 86.33%~95.14%, 推测为富含挥发分的残余相. 包裹体内部相成分的稳定性显示它们是橄榄石和斜方辉石结晶过程捕获的富镁熔浆珠滴.

## 2.2 岩浆包裹体的均一温度

使用 Leitz-1350 型显微热台对孤立产出的原生岩浆包裹体均一温度进行测定, 温度测量值以纯金属熔点法校正, 测试结果见表 2. 各类岩石中包裹体的均一温度介于 1250~1300°C, 它们的初始熔融温度(加热过程中内部相开始熔化, 子矿物间位置开始发生变化的温度)普遍较高(表 2), 高达 1000°C 上下, 暗示寄主矿物橄榄石、斜方辉石结晶于地温梯度高的岩石圈下部.

松树沟岩体各类岩石中原生岩浆包裹体的发现和其成分、均一温度研究表明, 岩石中接纳了大量由约 1300°C 熔浆中结晶的橄榄石、斜方辉、尖晶石, 不同包裹体内部相成分的相似性及各子矿物相均富 MgO 而低 CaO 的成分特征指示熔浆可能为地幔柱源的富镁橄榄岩质熔浆.

## 3 岩石地球化学

### 3.1 主元素

全岩主元素和微量元素分析结果见表 3. 与蛇绿岩底部地幔方辉橄榄岩和纯橄岩<sup>[20,21]</sup>相比, 松树沟纯橄岩体岩石具有高镁, 但 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(0.05%~0.54%), CaO(0.06%~0.69%)和 TiO<sub>2</sub>(≤0.01%)含量极低的特征, 即使在斜方辉石含量达 60%的橄榄斜方辉石岩(S-249)中, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>和 CaO 含量仍明显偏低. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>通常被作为反映部分熔融程度的参数, 随部分熔融程度的增高而降低, 但同样反映部分熔融程度的 Mg<sup>#</sup>

[Mg/Mg+Fe], 在松树沟岩体除铬铁纯橄岩略高外, 其他岩石并未显示橄榄岩饱和程度的特征变异.

在 MgO/SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> 图解<sup>[8]</sup>(图 3)上, 松树沟纯橄岩与难熔地幔橄榄岩的相似之处是样品点多位于硅酸盐地球分异趋势线的附近, 但与 Oman 蛇绿岩和西阿尔卑斯造山带的纯橄岩、方辉橄榄岩相比, 具有更低的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>(0.001~0.01), 使其更接近于亏损端(图 3). 另一方面, 岩石中相对低的 MgO/SiO<sub>2</sub> 比值使其与 Izu-Bonin-Mariana 弧前高亏损橄榄岩区分开来. 特别是具注入结构的橄榄斜方辉石岩(S-249), Mg/SiO<sub>2</sub> 显著降低, 而远离残留地幔岩演化趋势线, 显示出硅酸盐熔浆结晶物质的明显补充.

### 3.2 微量元素

研究样品标准化的 REE 和微量元素组成见图 4. 纯橄岩的微量元素含量远低于球粒陨石和原始地幔值(大部分 < 0.1×PM<sup>[22]</sup>), 而方辉橄榄岩的微量元素含量随辉石含量增高而增加. 与众多残留地幔岩及 Oman 蛇绿岩组合中纯橄岩 HREE 相对稳定、LREE 显著亏损的左倾 REE 模式<sup>[8,21]</sup>不同, 松树沟岩体各类岩石的 HREE(Yb<sub>N</sub>: 0.01~0.11) 均低于 Oman 蛇绿岩中方辉橄榄岩及纯橄岩的 HREE 丰度, 但 LREE 呈现不同程度的富集(图 4(a)). 中粗粒和细粒纯橄岩具有平坦或宽缓 U 型 REE 配分模式, 方辉橄榄岩显示出随斜方辉石的增加 LREE 明显富集而呈现右倾的直线型 REE 配分模式(图 4(a)).

与世界范围内蛇绿岩底部残留地幔橄榄岩普遍具有的 U 型微量元素配分模式<sup>[8,21]</sup>相比, 松树沟岩体各类岩石强不相容元素(Cs 到 Nb)和 LREE 相对于 HREE 明显富集, 普遍具有右倾标准化微量元素形式(图 4(b)). 与蛇绿岩底部熔体渗滤成因纯橄岩<sup>[8]</sup>相比, Sr 和 Eu 呈现正相似的异常(图 4), 但与 Zr 和 Hf 亏

表 2 橄榄石中原生岩浆包裹体均一化测温结果<sup>a)</sup>

样号	岩石类型	测试数量	均一温度/°C	初熔温度/°C
S-249	方辉橄榄岩	5	1246~1287	992~1075
S-05	糜棱纯橄岩	3	1263~1285	1056~1090
S-08	糜棱纯橄岩	1	1252	1093
S-11	粗粒纯橄岩	6	1261~1297	1020~1063
S-15	条带状铬铁纯橄岩	2	1225~1278	1037~1046

a) 均一化温度和初始熔融温度为室温 23 ± 2°C 下测量校正; 附加石墨环作为抗氧化剂

表 3 全岩主量、微量元素含量及造岩矿物特征数值<sup>a)</sup>

岩石类型	糜棱纯橄岩		粗粒纯橄岩		方辉橄橄榄岩		粗粒纯橄岩		铬铁纯橄岩		
	样号	S-05	S-08	S-11	S-17	S-27	S-249	S-31	ZQL-57	S-16	
主元素/%	SiO <sub>2</sub>	40.62	40.17	40.16	41.28	43.51	45.47	39.74		30.85	
	TiO <sub>2</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01		0.03	
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.34	0.39	0.17	0.05	0.37	0.51	0.13		2.52	
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.92	4.16	4.00	1.72	1.9	6.43	3.71		5.79	
	FeO	4.05	4.05	4.60	6.9	6.28	4.45	2.98		3.12	
	MnO	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.09		0.15	
	MgO	42.67	43.1	43.77	46.02	44.31	37.3	43.78		39.18	
	CaO	0.42	0.17	0.64	0.58	0.44	0.06	0.17		0.02	
	Na <sub>2</sub> O	0.04	0.04	0.07	0.04	0.03	0.08	0.05		0.03	
	K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02		0.01	
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01		0.01	
	LOI	7.22	7.21	5.9	2.13	2.05	4.53	8.87		4.47	
	总量	99.87	99.88	99.95	99.61	99.71	99.5	99.88		86.52	
	Mg <sup>#</sup>	0.909	0.908	0.905	0.907	0.908	0.867	0.925		0.893	
	微量元素 /μg · g <sup>-1</sup>	Cs	0.0857	0.0778	0.0403	0.0654	0.0294	0.1896	0.4915	0.1339	
		Ba	1.332	2.383	33.793	12.664	4.538	69.640	24.723	29.429	
Rb		0.0945	0.0849	0.0938	0.1317	0.4104	3.3481	1.2279	0.6618		
Th		0.0007	0.0008	0.0007	0.0173	0.1327	0.0727	0.0006	0.0028		
U		0.0023	0.0015	0.0005	0.0034	0.0190	0.0312	0.0080	0.0013		
Nb		0.0269	0.0124	0.0079	0.0327	0.0887	0.1570	0.0136	0.0818		
La		0.0070	0.0098	0.0056	0.0174	0.0774	0.4811	0.0056	0.0073		
Ce		0.0137	0.0216	0.0122	0.0465	0.1294	1.0099	0.0209	0.0186		
Pr		0.0016	0.0032	0.0021	0.0038	0.0164	0.0939	0.0009	0.0021		
Sr		14.638	5.687	13.104	7.650	5.851	18.339	5.043	1.714		
Nd		0.0124	0.0114	0.0062	0.0219	0.0753	0.3818	0.0062	0.0063		
Zr		0.0566	0.1362	0.1056	0.3119	1.9665	1.0224	0.1137	0.1297		
Hf		0.0041	0.0044	0.0032	0.0106	0.0418	0.0291	0.0041	0.0058		
Sm		0.0047	0.0019	0.0006	0.0043	0.0159	0.0561	0.0009	0.0020		
Eu		0.0020	0.0023	0.0052	0.0047	0.0053	0.0220	0.0041	0.0029		
Gd		0.0057	0.0028	0.0013	0.0063	0.0195	0.0547	0.0019	0.0035		
Tb		0.0016	0.0005	0.0003	0.0011	0.0029	0.0068	0.0005	0.0002		
Dy		0.0087	0.0038	0.0033	0.0087	0.0111	0.0345	0.0031	0.0017		
Y		0.0881	0.0381	0.0229	0.0626	0.0916	0.1837	0.0309	0.0132		
Ho		0.0025	0.0014	0.0009	0.0017	0.0032	0.0062	0.0009	0.0004		
Er		0.0083	0.0040	0.0024	0.0063	0.0096	0.0175	0.0021	0.0015		
Tm		0.0011	0.0007	0.0004	0.0012	0.0026	0.0026	0.0005	0.0003		
Yb		0.0109	0.0055	0.0038	0.0092	0.0129	0.0194	0.0050	0.0018		
Lu		0.0021	0.0011	0.0008	0.0018	0.0043	0.0038	0.0011	0.0003		
V	29	22	26	12	17	31	11	86			
Cr	2601	2664	4496	1655	2055	4986	3401	37738	75263		
Co	105	110	117	140	118	121	91	154			
Ni	1742	1818	1938	1917	1837	756	1023	1884			
矿物数据	橄橄榄石 Mg <sup>#</sup>	90.49	91.67	90.74	91.09	91.62	91.34	92.22	92.78		
	斜方辉石 Mg <sup>#</sup>				91.5	91.4	92.3				
	铬铁矿 Cr <sup>#</sup>	95.23	94.57	88.44	91.84	82.57	82.45	81.03	82.3		

a) 全岩分析在西北大学教育部重点实验室进行, 主要元素分析利用 X 荧光光谱仪(XRF), 微量元素分析使用 ICP-MS. Mg<sup>#</sup>, 全岩 Mg/(Mg+Fe); Mg<sup>#</sup>= Mg/(Mg+Fe)×100; Cr<sup>#</sup>= Cr/(Cr+Al)×100. 矿物成分分析由北京大学教育部造山带重点实验室 JXA-8100 型电子探针完成

损<sup>[8]</sup>不同, 多数样品的 Zr 和 Hf 相对于相邻元素表现 Zr/Hf(14~33)略低于或接近原始地幔比值(36.25<sup>[22]</sup>), 为一致的富集(Zr/Sm 普遍 >25.2). 并且, 纯橄岩的 而两个方辉橄橄榄岩 Zr/Hf 比则较高(35~ 47).

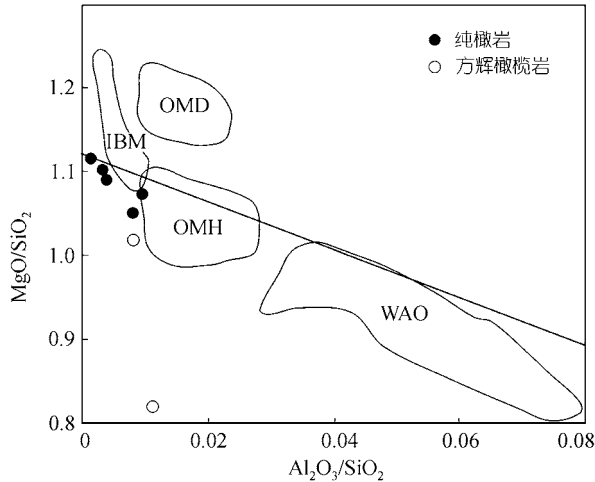


图 3 全岩主元素成分  $\text{MgO}/\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  相关图  
 IBM, Izu-Bonin-Mariana 弧前橄榄岩; OMD, Oman 纯橄岩; OMH, Oman 方辉橄岩; WAO, 西阿尔卑斯造山带二辉橄岩、蛇绿岩. 实线为残留地幔岩分异演化趋势线, 引自文献[8]

## 4 讨论

### 4.1 岩石成因

松树沟岩体各类岩石中易熔矿物, 如单斜辉石极为少见, 并具有明显低的  $\text{Al}_2\text{O}_3$  和  $\text{CaO}$  含量及 HREE 丰度, 显示了高度亏损的地幔部分熔融残渣性质. 但与地幔部分熔融模式<sup>[23]</sup>所指示残留地幔岩 LREE 的明显亏损不同, 松树沟岩体各类岩石显示出强不相容元素 (Cs 到 Nb), LREE, Zr 和 Hf 等元素的富集(图 3), 这与岩石中主元素 Ca 和 Al 的亏损不一致. 这些特征表明, 富集不相容元素, LREE, Zr 和 Hf 的富镁熔体通过岩石-熔体的相互反应强烈改造了残留地幔橄榄岩. 造岩矿物中首次发现的岩浆包裹体表明岩石中普遍存在富镁熔浆渗滤流动过程中结晶的橄榄石等矿物. 以全岩化学成分进行的标准矿物

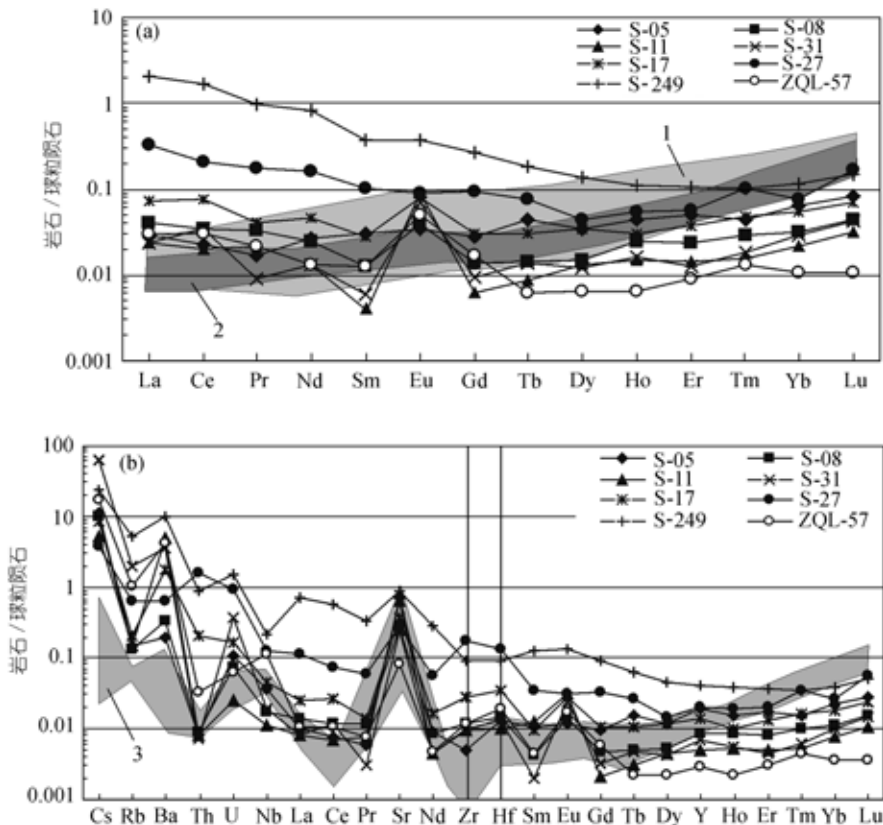


图 4 标准化稀土(a)和微量元素(b)模式图

1. Oman 方辉橄岩; 2. Oman 纯橄岩; 3. Oman 纯橄岩, 引自文献[8]. 原始地幔和球粒陨石值据文献[22]

计算同样显示样品中有过量的橄榄石、斜方辉石的加入(图 5)<sup>[10]</sup>. 方辉橄榄岩普遍具有的注入结构和 LREE 富集的标准化稀土配分模式(图 3)亦反映出有熔浆物质注入. 这些岩石学特征均指示该岩体与蛇绿岩底部纯橄岩的成岩作用<sup>[3,6-8]</sup>相似, 是熔体与难熔地幔岩相互作用(橄榄石沉淀、注入熔体固结)形成的熔体多孔隙渗滤成因纯橄岩, 但地球化学反映这些富镁熔体具有明显的地幔柱源的特征.

## 4.2 与蛇绿岩剖面中纯橄岩的对比

受地球内部热状态和板块边界上地幔温度条件的制约, 达到 40% 以上部分熔融所需的温度远远高于大洋中脊之下的温度<sup>[3]</sup>. 这与世界各地蛇绿岩底部残留地幔岩的主体均为方辉橄榄岩或二辉橄榄岩, 而纯橄岩通常仅为边界清晰、与方辉橄榄岩矿物线理不协调、规模不等脉体的观察一致. 如 Oman 蛇绿岩<sup>[3]</sup>和北祁连山玉石沟蛇绿岩<sup>[24]</sup>中纯橄岩占地幔岩单元的 5%~15%. 研究表明, 纯橄岩脉是地幔熔体上升过程中与地幔橄榄岩相互作用使辉石分解和橄榄石沉淀的产物<sup>[3,6-8]</sup>, 代表熔体上升的通道而不是地幔残渣或堆晶岩<sup>[3]</sup>. 另一方面, 在 Oman 蛇绿岩剖面中约 1 km 厚的似层状产出纯橄岩以往被认为是岩浆房最下部层位的堆晶岩, 但新的研究表明, 它也是含橄榄石熔体在壳幔转换带(MTZ)聚积、

发生多孔隙渗滤扩散过程中与地幔橄榄岩相互作用形成<sup>[6-8,25-27]</sup>. 相反, 松树沟岩体出露面积达 20 km<sup>2</sup>, 但由 95% 以上纯橄岩组成, 少量方辉橄榄岩均为构造块体分布于糜棱纯橄岩中, 并且这些方辉橄榄岩中 Opx 含量变化很大, 与 Opx 含量趋于恒定的蛇绿岩底部残留地幔方辉橄榄岩之间不具相似性. 这些特征以及橄榄石和斜方辉石等矿物中熔体包裹体的发现, 都显示了松树沟岩体受熔体结晶的影响, 而不是纯粹的难熔地幔橄榄岩.

地球化学分析反映松树沟岩体各类岩石与蛇绿岩底部地幔岩明显不同(见图 3 和 4). 首先, 异常低的 HREE 丰度与蛇绿岩底部岩石不具相似性, 后者随熔体萃取呈现出 LREE 的明显亏损, 但 HREE 等弱不相容元素相对稳定<sup>[6,8,23]</sup>. 异常低的 HREE 丰度暗示松树沟岩体各类岩石应经历更高程度部分熔融的萃取, 并相应需要更高的温度条件. 其次, 熔体的补充是渗滤成因纯橄岩 LREE 丰度提高的因素之一<sup>[8,27]</sup>, 与被认为由 0.5%~1% 熔体加入造成 LREE 亏损程度降低的 Oman 纯橄岩<sup>[8]</sup>相比, 松树沟岩体各类岩石的 LREE、强不相容元素以及 Zr 和 Hf 有更明显的富集(图 3), 指示参与渗滤成岩作用的熔体具有地幔柱源高镁熔体的特征.

## 4.3 构造背景

近年来, 一些 MgO 含量达 15%<sup>[28,29]</sup>甚至更高的富镁玻璃质岩在夏威夷盾状苦橄岩中被发现, Herzberg 和 O'Hara<sup>[30,31]</sup>指出这些初始洋岛玄武岩质熔体比大部分原始苦橄岩质熔体(MgO >15%)更富镁. Niu 等<sup>[1]</sup>研究指出, 上升的地幔柱在成分上主要是橄 榄岩质的, 正是橄榄岩质地幔柱的部分熔融才提供了形成高镁初始 OIB 熔浆的化学需要. 在冰岛和夏威夷, 各种方法评估的地幔柱潜在温度( $T_p$ : 固态的地幔物质沿一绝热梯度上升至近地表而没有热损失情况下所具有的温度<sup>[32]</sup>)与产生 MORB 的上地幔源区温度相比平均高出 150~300 °C<sup>[28-30,33]</sup>, 被认为达 1450~1600 °C. 由高镁橄榄石(Fo 93.3%)斑晶平衡计算获得的 Tristan (132 Ma, 纳米比亚西北) 地幔柱头部潜在温度( $T_p$ )更高, 达 1700 °C<sup>[34]</sup>. 如此高温的橄榄岩质地幔柱绝热上升, 在地幔柱顶部形成因高温而强烈

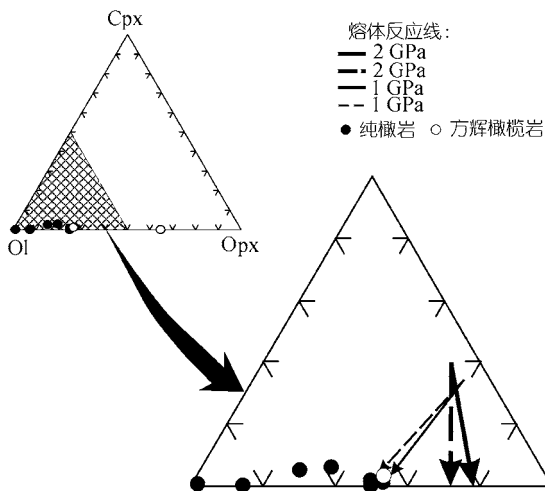


图 5 计算的 Opx-Ol-Cpx 模式矿物含量(%重量百分比)图实线分别为 1 和 2GPa 分离熔融趋势线, 虚线为分批熔融趋势线, 起点为原始地幔成分, 引自文献<sup>[10]</sup>



部分熔融萃取后加厚的、高度亏损的地幔岩残渣<sup>[35]</sup>,同时也产生大量具高 Mg 初始 OIB 熔浆特征的深源橄榄岩质熔体. 大量具初始 OIB 特征的高镁熔体上升与强烈亏损的残留地幔岩间发生相互作用,富镁橄榄石从多孔隙渗滤流动的高镁科马提质熔浆中快速而大量沉淀,在上地幔顶部或壳幔边界形成性质具有一定规模岩石学和地球化学性质特殊的渗滤成因纯橄岩体. 鉴于松树沟纯橄岩体所具有的岩石学、地球化学和矿物中熔体包裹体特征,其成因的合理解释是与地幔柱物质活动有关的渗滤成因纯橄岩体. 另外一些证据支持该岩体可能与约 820 Ma 引起 Rodinia 大陆裂解的超级地幔柱<sup>[36,37]</sup>的活动相关,主要证据包括: (1) 松树沟纯橄岩体透辉石巨晶的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  高温坪年龄  $833.8 \pm 2.3 \text{ Ma}$ <sup>[38]</sup>; (2) 松树沟纯橄岩及伴生石榴辉石岩、榴闪岩等的 Pb 同位素、微量元素比值等接近扬子地块北缘基底岩石,研究认为北秦岭地块新元古代地幔源区属扬子型地幔<sup>[39-42]</sup>; (3) 新元古代地幔柱源的岩浆作用产物在扬子板块有广泛分布<sup>[40,42-44]</sup>,包括出露于扬子板块北缘,出露面积大于  $800 \text{ km}^2$ ,含大型铁钛矿矿床的汉南基性层状杂岩,西乡群和火地垭群大陆溢流玄武岩,以及松树沟纯橄岩体周围具 OIB 性质的镁铁质伴生岩石<sup>[16]</sup>.

## 5 结论

(1) 松树沟纯橄岩体岩石类型、造岩矿物成分特征、岩石化学的特殊性,以及原生岩浆包裹体的发现,揭示该岩体是由地幔柱岩浆活动相关的具初始 OIB 特征的高镁熔浆与地幔柱头部特定高温环境形成的高度亏损地幔岩残渣相互作用形成的渗滤成因纯橄岩体,与 Oman 等蛇绿岩底部纯橄岩存在显著差异.

(2) 基于目前已有资料的分析认为,该岩体是记录了新元古代超级地幔柱在扬子板块北缘岩浆活动的特殊地质体,其对探讨北秦岭造山带和扬子板块之间构造格局具有重要意义.

**致谢** 研究工作得刘文峰、舒桂明、柳小明、刘烨、王建其、王润山、夏林圻的帮助. 对孙贤铄、李献华、牛耀龄给予的修改意见,深表谢意.

## 参 考 文 献

- Niu Y L, Regelous M, Wend I J, et al. Geochemistry of near-EPR seamounts: importance of source vs. process and the origin of enriched mantle component. *Earth and Planetary Science Letter*, 2002, 199: 327 ~ 345[DOI]
- Sobolev A V, Shimizu N. Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 1993, 363: 151 ~ 154[DOI]
- Kelemen P B, Shimizu N, Salters V J M. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature*, 1995, 375: 747 ~ 753[DOI]
- Navon O, Stolper E. Geochemical consequences of melt percolation: The upper mantle as a chromatographic column. *Journal of Geology*, 1987, 95: 285 ~ 308
- Kelemen P B, Hirth G, Shimizu N, et al. A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 1997, 355: 283 ~ 318
- Suhr G. Melt migration under oceanic ridges: Inferences from re-transport modeling of upper mantle hosted dunites. *Journal of Petrology*, 1999, 40: 575 ~ 599[DOI]
- Buchl A, Brugmann G, Batanova V G, et al. Melt percolation monitored by Os isotopes and HSE abundances: a case study from the mantle section of the Troodos Ophiolite. *Earth and Planetary Science Letter*, 2002, 204: 385 ~ 402[DOI]
- Godard M, Jousselin D, Bodinier J L. Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeo-spreading centre: a study of the mantle section in the Oman ophiolite. *Earth and Planetary Science Letter*, 2000, 180: 133~148[DOI]
- Kelemen P B, Dick H J B, Quick J E. Formation of harzburgite by pervasion melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature*, 1992, 358: 575 ~ 599
- Niu Y L, Langmuir C H, Kinzler, R J. The origin of abyssal peridotites: a new perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 152: 251 ~ 265[DOI]
- 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 等. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社, 2001. 1 ~ 855
- 张 旗, 周国庆. 中国蛇绿岩. 北京: 科学出版社, 2001. 1 ~ 182
- 宋述光, 苏 犁, 杨合群, 等. 陕西商南松树沟橄榄岩体的成因及侵位机制. *岩石学报*, 1998, 14: 212 ~ 221
- 刘 良, 周鼎武. 东秦岭商丹松树沟高压麻粒岩的发现及初步研究. *科学通报*, 1994, 39: 1599 ~ 1601
- 周鼎武, 张泽军, 董云鹏, 等. 东秦岭商南松树沟元古宙蛇绿岩片的地质地球化学特征. *岩石学报*, 1995, 11(增刊): 154 ~ 164
- 张本仁, 高 山, 张宏飞, 等. 秦岭造山带地球化学. 北京: 科学出版社, 2002. 1 ~ 187
- Sobolev A V. Melt inclusions in minerals as a source of principle

- petrological information. *Petrology*, 1996, 4: 209 ~ 220
- 18 Kurat C, Palme H, Embery-Isztin A, et al. Petrology and Geochemistry of Peridotites and Associated Vein Rocks of Zabargad Island, Red Sea, Egypt. *Mineralogy and Petrology*, 1993, 48: 309 ~ 341
- 19 苏 犁, 宋述光, 王志海. 北祁连山玉石沟地幔橄辉岩中富  $\text{CH}_4$  流体包裹体及其意义. *科学通报*, 1999, 44(9): 855 ~ 858
- 20 Suhr G, Robinson P T. Origin of mineral chemical stratification in the mantle section of the Table Mountain massif (Bay of Islands Ophiolite Newfoundland, Canada). *Lithos*, 1994, 31: 81 ~ 102[DOI]
- 21 Melcher E, Meisel T, Puhl J, et al. Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry. *Lithos*, 2002, 65: 69 ~ 112[DOI]
- 22 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of ocean basalt: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publication*, 1989, 42: 323 ~ 345
- 23 Johnson K T M, Dick H J B, Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research*, 1990, 95: 2661 ~ 2678
- 24 Song S G, Su L. Plastic rheology of the Yushigou mantle peridotite and dynamics of Paleoplate movement in the North Qilian Mountains. *Acta Geologica Sinica*, 1998, 72: 131 ~ 141
- 25 Keleman P B, Koga K, Shimizu N. Geochemistry of gabbro sills in the crust-mantle transition zone of the Oman ophiolite: implications for the origin of the oceanic lower crust. *Earth and Planetary Science Letter*, 1997, 146: 457 ~ 488
- 26 Hirschmann M. Melt Pathways in the mantle. *Nature*, 1995, 375: 737 ~ 734[DOI]
- 27 Vernieres J, Godard M, Bodinier J L. A Plate model for the simulation of trace element fractionation during partial melting and magma transport in the Earth's upper mantle. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102: 24771 ~ 24784[DOI]
- 28 Clague D, Weber W S, Dixon J E. Picrite glasses from Hawaii. *Nature*, 1991, 353: 553 ~ 556[DOI]
- 29 Norman, M D, Garcia M O. Primitive magmas and source characteristics of the Hawaiian plume: petrology and geochemistry of shield picrites. *Earth and Planetary Science Letter*, 1999, 168: 27~ 44[DOI]
- 30 Herzberg C, O'Hara M J. Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites, and komatiites. *Earth Science Review*, 1998, 44: 39 ~ 79[DOI]
- 31 O'Hara M J, Herzberg C. Interpretation of trace element and isotope features of basalts: relevance of field relations petrology, Major element data, phase equilibria, and magma chamber modeling in basalt petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, 66: 2167 ~ 2191[DOI]
- 32 McKenzie D, Bickle M J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 1988, 29: 625 ~ 679
- 33 Herzberg C, O'Hara M J. Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age. *Journal of Petrology*, 2002, 43: 1857 ~ 1883[DOI]
- 34 Thomposon R N, Gibson S A. Transient high temperature in mantle plume heads inferred from magnesian olivens in Phanerozoic picrites. *Nature*, 2000, 407: 502 ~ 506[DOI]
- 35 Hill R I, Campbell I H, Davies G F, et al. Mantle plumes and continental tectonics. *Science*, 1992, 256: 186 ~ 193
- 36 Li Z X, Li X H, Kinny P D. The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China? *Earth and Planetary Science Letter*, 1999, 173: 171 ~ 181[DOI]
- 37 Li X H, Li Z X, Zhou H W, et al. U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China: implications for the initial rifting of Rodinia. *Precambrian Research*, 2002, 113: 135 ~ 154[DOI]
- 38 陈丹玲, 刘 良, 周鼎武, 等. 东秦岭松树沟超镁铁岩中辉石巨晶的成因和  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  定年及地质意义. *岩石学报*, 2002, 18: 355 ~ 362
- 39 许继峰, 韩吟文. 秦岭古 MORB 型岩石的高放射性成因铅同位素组成: 特提斯型古洋幔存在的证据. *中国科学, D 辑*, 1996, 26 (增刊): 34 ~ 41
- 40 张本仁, 张宏飞, 赵志丹, 等. 东秦岭及邻区壳、幔地球化学分区和演化及其大地构造意义. *中国科学, D 辑*, 1996, 26(2): 201 ~ 208
- 41 Li X H. U-Pb zircon ages of granites from the southern margin of the Yangtze margin: timing of Neoproterozoic Jinning Orogen in SE China and implication for Rodinia assembly. *Precambrian Research*, 1999, 97: 43 ~ 57[DOI]
- 42 Li X H, Li Z X, Ge W, et al. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma? *Precambrian Research*, 2003, 122: 45 ~ 83[DOI]
- 43 Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. *Precambrian Research*, 2003, 122: 85 ~ 109[DOI]
- 44 Ling W L, Gao S, Zhang B, et al. Neoproterozoic tectonic evolution of the northwestern Yangtze craton, South China: implications for amalgamation and break-up of the Rodinia Supercontinent. *Precambrian Research*, 2003, 122: 111 ~ 140[DOI]