中国科学: 地球科学 2018 年 第 48 卷 第 7 期: 809 ~ 824
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
评 述 克拉通破坏与西太平洋板块俯冲专题

中国东部大地幔楔形成时代和华北克拉通岩石圈减薄新机制——深部再循环碳的地球动力学效应

李曙光[1,2*], 汪洋[1]

1. 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 中国地质大学, 北京 100083;
2. 中国科学院壳幔物质与环境重点实验室, 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026
* E-mail: lsg@ustc.edu.cn

收稿日期: 2017-05-09; 收修改稿日期: 2018-05-02; 接受日期: 2018-05-08; 网络版发表日期: 2018-06-13
国家自然科学基金项目(批准号: 41730214, 41473036, 91014007, 41230209)和中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDB18000000)资助

摘要 地震P波速度成像显示, 西太平洋俯冲板片滞留在地幔过渡带, 在中国东部形成"大地幔楔"结构. 中国东部大陆玄武岩的Mg同位素调查揭示了该俯冲滞留板片携带大量碳酸盐交代地幔过渡带上覆的对流地幔, 形成了碳酸盐化橄榄岩, 它是中国东部晚白垩世和新生代大陆强碱性玄武岩的源岩. 该玄武岩的Mg-Sr同位素组成与年龄关系显示自106Ma以来, 该地幔源区的碳酸盐种属为菱镁矿+少量白云石, 发生初熔的深度为300~360km. 因此, 该地幔源区的碳酸盐化交代作用应发生在大于360km的深度, 即在106Ma以前俯冲板片已经开始滞留地幔过渡带, 形成了大地幔楔结构. 这一时代支持大地幔楔的俯冲板片后撤形成机制. 根据高温高压实验结果, 碳酸盐化橄榄岩熔融产生的含碳酸盐硅酸盐熔体在到达至华北克拉通初步减薄的岩石圈底部(180~120km)时仍可以有高达25~18wt%的CO_2含量, 其SiO_2和Al_2O_3含量及CaO/Al_2O_3类似于强碱性的霞石岩和碧玄岩, 并具有较高的ε_{Nd}值(2~6). 该熔体向上渗透并交代底部岩石圈地幔可形成碳酸盐化橄榄岩. 由于克拉通地热增温线与碳酸盐化橄榄岩固相线相交于130km深度, 则华北克拉通岩石圈底部的碳酸盐橄榄岩将发生部分熔融导致其物理性质类似软流圈且较容易被对流上地幔置换. 其新生成的碳酸盐-硅酸盐熔体又可以向上渗透交代上覆的岩石圈地幔. 如此重复这一碳酸盐化交代-熔融过程, 可以使岩石圈减薄, 而碳酸盐-硅酸盐熔体也转变呈较富硅和具有较低ε_{Nd}值(低至−2)的碱性玄武岩. 随着华北克拉通岩石圈的减薄, 其地热增温线逐步向大洋岩石圈靠近, 岩石圈碳酸盐化橄榄岩的初熔深度可小于130km和逐步接近70km. 因此, 富碳酸盐熔体与岩石圈相互作用是华北克拉通岩石圈减薄过程在晚白垩世和新生代的一种可能机制. 据中国东部低δ^{26}Mg玄武岩的年龄统计, 106~25Ma区间岩石圈的碳酸盐化交代-熔融引发的减薄过程仅零星存在, 而在25Ma以后才大规模发生. 因此, 华北克拉通岩石圈的减薄可能存在两个峰期: 与克拉通破坏峰期(135~115Ma)同时发生的岩石圈减薄, 和25Ma以后由富碳酸盐硅酸盐熔体与岩石圈相互作用引发的岩石圈进一步减薄, 它使得华北克拉通东部岩石圈减薄至现今的约70km左右.

关键词 大地幔楔, 华北克拉通, 岩石圈减薄, 深部碳循环, 碱性玄武岩

中文引用格式: 李曙光, 汪洋. 2018. 中国东部大地幔楔形成时代和华北克拉通岩石圈减薄新机制——深部再循环碳的地球动力学效应. 中国科学: 地球科学, 48: 809–824, doi: 10.1360/N072017-00148
英文引用格式: Li S, Wang Y. 2018. Formation time of the big mantle wedge beneath eastern China and a new lithospheric thinning mechanism of the North China Craton—Geodynamic effects of deep recycled carbon. Science China Earth Sciences, 61: 853–868, https://doi.org/10.1007/s11430-017-9217-7

© 2018 《中国科学》杂志社

1 引言

地球物理的地震P波速度成像显示, 西太平洋俯冲板片在到达约600km深度时可以滞留在地幔过渡带. 随着俯冲板片的后撤, 这一俯冲板片滞留带可扩展到宽达1500km的高速带. 这一壳-幔结构被称为"大地幔楔"(Huang和Zhao, 2006). 中国东部"大地幔楔"壳幔结构的形成机制和时代对理解东亚西太平洋俯冲板片与陆缘的相互作用是十分重要的科学问题. 关于其形成机制, 目前存在平俯冲板片下沉至过渡带(Li和Li, 2007)和陡俯冲板片后撤(Kusky等, 2014)两种模型的争议, 而关于俯冲板片在地幔过渡带滞留的起始时代还没有很好的约束. Liu等(2017) 根据西太平洋古海底年龄和高精度P波速度层析成像揭示了现代滞留地幔过渡带的太平洋俯冲板片不老于30Ma, 然而他们也推测最初的大地幔楔结构可能形成于140~110Ma, 但没有给出证据.

西太平洋板块俯冲还导致了华北克拉通的破坏, 岩石圈在中-新生代减薄(厚度减少超过120km)是其主要表现之一(朱日祥等(2012)及其参考文献). 它的减薄机制和时代长期存在争议(朱日祥和郑天愉, 2009; 朱日祥等, 2011). 已提出的主要减薄机制有, 迅速的加厚岩石圈拆沉说(Gao等, 2004, 2008), 克拉通周边造山带山根拆沉说(Li等, 2013; Liu S A等, 2012), 长时间持续的流软流圈热侵蚀说(Xu, 2001; Xu等, 2004), 太平洋俯冲板块后撤引张说(Kusky等, 2014), 底部岩石圈地幔被俯冲板片析出流体水化并软化说(Niu, 2005; Windley等, 2010)和橄榄岩-熔体相互作用改造岩石圈地幔说(Zhang, 2005; Zheng等, 2007). 关于减薄时代, 岩石圈究竟是在早白垩世通过快速拆沉减薄(Gao等, 2008; Meng等, 2015), 还是从白垩纪到新生代通过软流圈热侵蚀持续地减薄(Xu等, 2004, 2005; Zhang, 2005; Zheng等, 2007)是另外一个争议点. Liu等(2017) 进一步指出Izanagi板块俯冲导致早白垩世华北克拉通的破坏和岩石圈减薄, 而太平洋板块俯冲及伴随的广泛板内火山作用和弧后引张导致东亚大陆岩石圈的新生代进一步破坏与减薄. 所有这些模型都忽略了再循环碳酸盐对地幔固相线的影响, 也没有解释为什么华北克拉通岩石圈的最薄厚度是约70km?

近年来我们对中国东部白垩纪-新生代大陆玄武岩和部分环太平洋岛弧玄武岩进行了系统的Mg同位素地球化学研究, 发现早白垩世玄武岩和岛弧玄武岩Mg同位素都类似地幔值(δ^{26}Mg = −0.25‰±0.07‰)或重一些; 而晚白垩世和新生代玄武岩均具有轻的Mg同位素组成(δ^{26}Mg=−0.60~−0.30‰; Yang等, 2012; Huang等, 2015; Tian等, 2016; Li等, 2017). 其中碱性玄武岩具有的高CaO/Al_2O_3、低FeO/MnO比值, 和在微量元素蜘蛛图上显著的K、Pb、Hf、Ti负异常是典型的碳酸盐熔体特征, 证明它们的轻Mg同位素组成是再循环碳酸盐熔体交代地幔的结果(Li等, 2017). 这些Mg同位素结果厘定了北从黑龙江省中俄边境、南到海南岛、东从中国海岸线、西到大兴安岭-太行山重力梯度带, 这样一个大尺度低δ^{26}Mg异常区. 该异常的大陆部分较好地与地球物理揭示的地幔过渡带滞留俯冲板片的分布范围一致(Li等, 2017). 这证明中国东部上地幔的轻镁同位素异常与地幔过渡带滞留的西太平洋俯冲板片携带的碳酸盐交代对流上地幔有关. 它说明洋壳俯冲可以将大量碳酸盐带入对流上地幔, 从而使得中国东部上地幔成为一个大的再循环碳库. 这一研究成果不仅对深部碳循环的若干重要科学问题给出了重要制约(Li等, 2017), 由于碳酸盐化橄榄岩的固相线温度大幅度下降(Dasgupta等, 2007, 2013; Dasguptda和Hirschmann, 2010; Dasgupta, 2013), 它将会显著影响我们对地幔的动力学过程的理解. 本文将依据碳酸盐和碳酸盐化橄榄岩的高温高压实验结果和中国东部中-新生代低δ^{26}Mg玄武岩的Mg-Sr-Nd同位素数据, 对中国东部大地幔楔结构的形成时代和机制, 以及华北克拉通岩石圈减薄的过程与机制做深入讨论.

2 中国东部大地幔楔结构的形成时代与机制

2.1 中国东部低δ^{26}Mg碱性玄武岩源区的初熔深度

前人的研究一致认为中国东部碱性玄武岩来源于软流圈, 其熔体迅速穿过岩石圈很少陆壳混染(Zhi等, 1990; Song等, 1990; Basu等, 1991; Liu等, 1994; Zou等, 2000; Xu等, 2005; Zeng等, 2010). 它们具有较低的SiO_2和Al_2O_3含量, 和较高的Na_2O+K_2O、CaO和TiO_2含量, 以及K、Zr、Hf和Ti负异常(Zeng等, 2010). 它们的高La/Yb说明源区熔融时有残留石榴子石(Xu等, 2005; Zeng等, 2010). 然而它们的初始熔融深度在2016年以前没有给出约束.

玄武岩熔融深度或压力估计通常使用熔体SiO_2压

力计. 它依据的是橄榄岩熔融时的缓冲反应: Mg_2SiO_4 (*ol*) + SiO_2(*liq*) = $Mg_2Si_2O_6$(*opx*). 该反应前后摩尔体积变化很大, 故对压力敏感(Lee 等, 2009). 该压力计计算公式基本依据非碳酸盐化橄榄岩的熔融实验资料拟合给出(Lee等, 2009). 但是, 碳酸盐化橄榄岩的固相线与无水橄榄岩固相线相差甚远(Dasgupta, 2013), 这使得基于熔体SiO_2的压力计不适用于碳酸盐化橄榄岩熔融产生的低δ^{26}Mg玄武岩.

Huang和Xiao(2016)和Li等(2017)基于中国东部晚白垩世以来碱性玄武岩的Mg-Sr同位素组成, 以及该碱性玄武岩是由碳酸盐化橄榄岩部分熔融产生的, 它可以视为该地幔源部分熔融产生的碳酸盐熔体和硅酸盐熔体(以洋中脊玄武岩MORB代表)混合组成, 通过MORB与再循环碳酸盐的混合计算模拟, 获得进入源区的碳酸盐主要是白云石+菱镁矿的结论(Huang和Xiao, 2016; Li等, 2017). 由于该模型忽略了俯冲蚀变洋壳和泥质沉积物的影响, 且由于MORB代表的硅酸盐熔体与地幔橄榄岩的Mg/Sr存在巨大差异, 它可导致的混合曲线曲率不同有可能影响拟合线. 本文建立了各种俯冲再循环物质, 包括再循环俯冲碳酸盐类(方解石、白云石和菱镁矿)、蚀变洋壳和泥质沉积物与亏损上地幔的混合模型. 该模型涵盖了如下两个过程:

(1) 俯冲再循环物质与地幔的交代或混杂过程. 俯冲板片部分熔融产生的含碳酸盐富硅熔体上升, 伸入并与上覆地幔发生反应, 形成碳酸盐化橄榄岩. 该碳酸盐化橄榄岩含有富硅熔体交代形成的辉石岩脉, 因而不相容元素较普通橄榄岩富集(Prytulak和Elliott, 2007). 由于硅酸盐矿物对碳的相容性很低, 碳或碳酸盐可在碳酸盐化橄榄岩中呈游离态存在, 其中部分碳酸盐可氧化深部地幔的金属铁或Fe^{2+}形成Fe^{3+}而将自身还原成金刚石. 其中碳酸盐的存在形态(即碳酸盐种属: 方解石、文石、白云石、菱镁矿)取决于该碳酸盐化橄榄岩所处地幔的温压条件. 这一碳酸盐化橄榄岩的Mg和Sr同位素组成应当是亏损上地幔和俯冲板片部分熔融碳酸盐化硅酸盐熔体的混合结果.

(2) 中国东部碱性玄武岩形成过程. 当碳酸盐化橄榄岩随俯冲板片后撤导致的上涌上地幔上升减压至与碳酸盐化橄榄岩固相线相交, 导致该碳酸盐化橄榄岩发生部分熔融. 该初始熔融产生富含碳酸盐和贫SiO_2的碳酸岩熔体, 这意味着其主要贡献者是源区的碳酸盐. 随着进一步地幔上涌和减压, 熔体中石榴石、单斜辉石和橄榄石的贡献比例增大, 导致该碳酸岩熔体的硅酸盐组分比例增大, 而熔体中CO_2组分被稀释, 从而过渡到碳酸盐化的硅酸盐熔体(Dasgupta等, 2013). 因此, 最终产生类似霞石岩或碱玄岩、碧玄岩的碱性玄武质熔体是初始碳酸岩熔体和后来橄榄岩或辉石岩熔融产生的硅酸盐熔体的混合物. 如果忽略该熔体穿越岩石圈时与岩石圈地幔相互作用对熔体Mg-Sr同位素的影响, 则中国东部低δ^{26}Mg玄武岩的Mg-Sr同位素组成就可代表碳酸盐化橄榄岩部分熔融熔体的组成.

由于在上述的地幔交代和碳酸盐化橄榄岩熔融过程中, 碳酸盐和硅酸盐组分之间可能发生复杂的元素和同位素交换, 因此我们很难准确确定这些中间产物(也即上述初始碳酸岩熔体和橄榄岩或辉石岩熔融产生的硅酸盐熔体)的Mg-Sr含量和同位素组成. 如果碳酸盐化橄榄岩部分熔融过程不导致Mg-Sr同位素的分馏, 则该部分熔融熔体(也即中国东部低δ^{26}Mg碱性玄武岩)必然继承了其地幔源区(碳酸盐化橄榄岩)的Mg-Sr同位素组成. 因此, 我们可以用过程(1)的俯冲再循环物质, 包括俯冲碳酸盐(方解石、白云石和菱镁矿)、泥质沉积物和蚀变洋壳, 利用亏损上地幔的混合模型模拟中国东部低δ^{26}Mg碱性玄武岩的Mg-Sr同位素数据, 以判断再循环进入该玄武岩源区的碳酸盐种属(图1).

图1显示中国东部大陆的晚白垩世和新生代碱性玄武岩普遍具有异常低的δ^{26}Mg值, 和不太高的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值(<0.706). 由于蚀变洋壳或泥质沉积物具有较重的Mg同位素组成(Wang等, 2015, 2017), 亏损地幔仅与蚀变洋壳或泥质沉积物混合不可能解释中国东部大陆玄武岩的低δ^{26}Mg特征(图1). 由于亏损地幔DMM的高Mg低Sr含量, 因此所有相对具有低Mg高Sr含量的再循环碳酸盐(方解石, 白云石), 以及它们与蚀变洋壳和泥质沉积物的组合物(如蚀变洋壳:沉积物:白云石=86:1:13)和亏损地幔的混合线都是向上凸的混合线(图1), 在$^{87}Sr/^{86}Sr$<0.706的范围内具有较高的δ^{26}Mg值, 也不能拟合中国东部碱性玄武岩的Mg-Sr同位素数据. 与方解石和白云石相反, 菱镁矿具有比亏损地幔更高的MgO含量和更低的Sr含量, 它与亏损地幔的混合线是向下凹的, 且当菱镁矿的δ^{26}Mg值介于−1.11‰(菱镁矿$^{-1}$)~−1.9‰(菱镁矿$^{-2}$)时才能拟合霞石岩的Mg-Sr同位素组成(图1). 图1还显示当俯冲再循环物质中以菱镁矿为主体, 与较少量的白云石+蚀变洋壳+泥质沉积物组合也可以与亏损地幔混合解释部分中国东部碱性玄

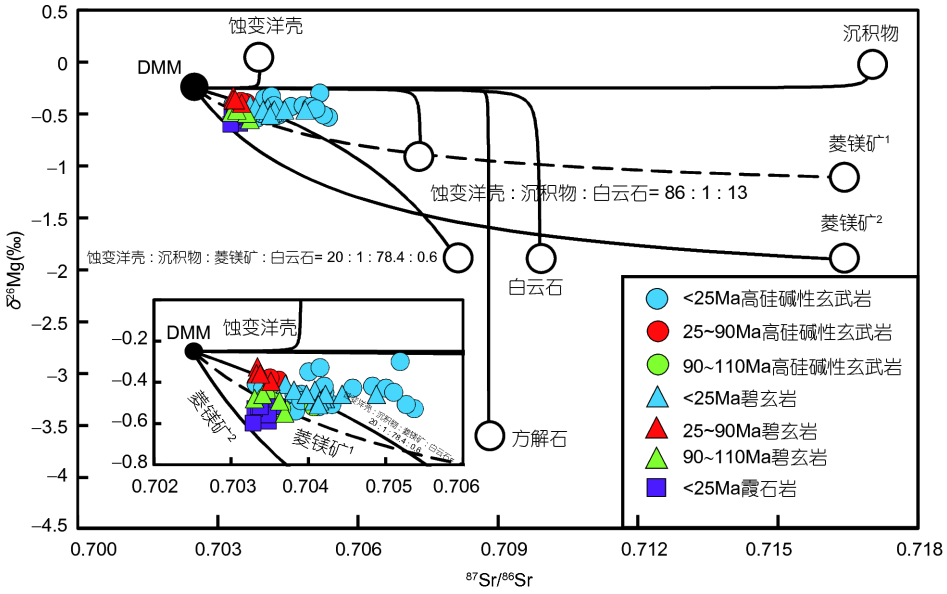


图 1　中国东部霞石岩、碧玄岩和碱性玄武岩的Mg-Sr同位素图, 以及亏损地幔(DMM)与俯冲再循环地壳物质的Mg-Sr同位素混合计算模拟曲线

再循环物质包括: 蚀变洋壳、泥质沉积物、方解石、白云石、菱镁矿$^{-1}$和菱镁矿$^{-2}$; 同位素混合端元组成见表1; 玄武岩数据来自Li等(2017)

表 1　图1中混合计算端元的组成[a)]

	MgO	δ^{26}Mg(‰)	Sr	^{87}Sr/^{86}Sr
亏损地幔	38	−0.25	7.7	0.7025
白云石	22	−1.89	1311	0.7099
菱镁矿$^{-1}$	47.6	−1.11	1.84	0.7164
菱镁矿$^{-2}$	47.6	−1.9	1.84	0.7164
方解石/文石	1	−3.65	1151	0.7088
蚀变洋壳	4	0.05	180	0.7039
沉积物	2.6	−0.02	327	0.717

a) 数据来源: 亏损地幔端元组成据Ke等(2016), 其中δ^{26}Mg来自Hoefs(2009)和Teng等(2010), 其他数据据Workman和Hart (2005). 白云石、菱镁矿$^{-1}$和方解石/文石来自Li等(2017)和Huang和Xiao(2016). 菱镁矿$^{-2}$的δ^{26}Mg值是拟合霞石岩最佳曲线所需数值. 蚀变洋壳的Mg和δ^{26}Mg来自Huang等(2018), Sr和^{87}Sr/^{86}Sr据Hauff等(2003). 沉积物中的Mg来自Wang等(2017)的云母片岩, δ^{26}Mg据Wang等(2015, 2017)的泥岩和云母片岩的Mg同位素的加权平均值, Sr以及^{87}Sr/^{86}Sr据全球俯冲沉积物(GLOSS) (Plank和Langmuir, 1998)

武岩的Mg-Sr同位素组成. 因此, 中国东部碱性玄武岩低δ^{26}Mg特征是由其地幔源区混入的再循环菱镁矿+少量白云石引起的. 考虑到只有霞石岩较少受岩石圈的影响(详见3.3.2节), 最能代表其软流圈地幔源区的同位素组成, 则其碳酸盐化橄榄岩地幔源区的碳酸盐基本是菱镁矿.

实验研究表明不同的碳酸盐矿物种属(方解石、白云石、菱镁矿)有不同的稳定*P-T*条件(例如Poli等, 2009). 根据碳酸盐化地幔发生部分熔融时的碳酸盐矿物种属就可以查明其初始熔融发生的*P-T*条件. 已有若干实验测定了白云石=菱镁矿+文石的固相转化反应*P-T*界限(Sato和Katsura, 2001; Morlidge等, 2006; Tao等, 2014)(图2). 该固相转化反应*P-T*条件的变化(图2绿、红、蓝线)取决于白云石的铁含量(Tao等, 2014). 图2显示, 碳酸盐化橄榄岩的固相线与这些白云石与菱镁矿相转化*P-T*界限的上下边界线分别相交于A点和B点, 该交汇位置恰好落在现代地幔的绝热线区(图2灰色带), A点对应的地幔绝热线起始1350℃, 而B点对

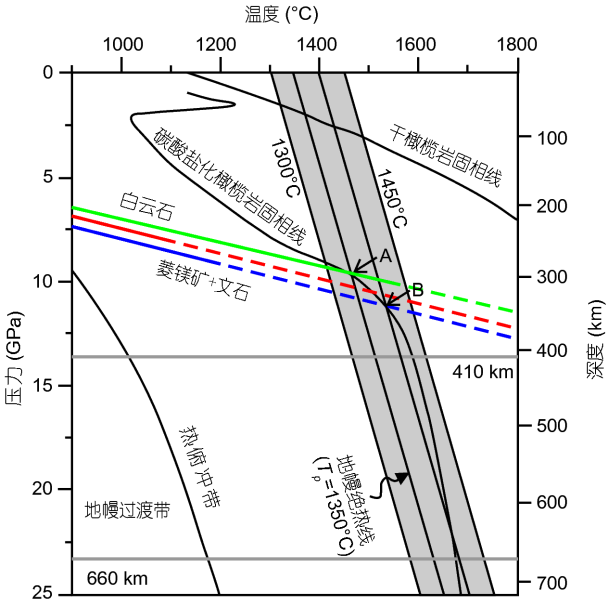


图 2　白云石与菱镁矿相互转化的*P-T*界限和碳酸盐化橄榄岩固相线

*P-T*界限: 蓝线, Sato和Katsura (2001); 红线, Morlidge 等(2006); 绿线, Tao等(2014). 碳酸盐化橄榄岩固相线据Dasgupta (2013). 灰色带指示及现代海洋地幔绝热线变化范围. 该固相线与T_p=1350℃和1450℃地幔绝热线分别相交于A和B点, 它们恰好落在白云石与菱镁矿相互转化的*P-T*界限(蓝线和绿线), 据Huang和Xiao(2016)修改

应的地幔绝热线起始1400℃(图2). 因此, 在A、B点均可发生碳酸盐化橄榄岩的初始熔融, 它们对应的深度分别是300~360km, 并意味着在此深度发生初熔时, 而地幔源区所含碳酸盐是菱镁矿+白云石; 如果在更大深度发生初熔, 则地幔源区所含碳酸盐是菱镁矿. 这一理论推测结果与上述Mg-Sr同位素约束的中国东部碱性玄武岩源区的碳酸盐种属(菱镁矿为主+少量白云石)完全吻合. 因此, 300~360km应该是中国东部碱性玄武岩源区的最小初熔深度.

2.2　俯冲板片滞留地幔过渡带的起始时代

如果中国东部碱性玄武岩的初熔深度在300~360km, 则碳酸盐化地幔的交代作用应发生在360km以下深度. 如果该地幔碳酸盐化交代深度在360~410km, 由于地幔过渡带的上界深度为410km, 则碳酸盐化地幔交代熔体应来自地幔过渡带(410~660km)的滞留俯冲板片. 据此可以推测, 中国东部最早的低δ^{26}Mg碱性玄武岩的出现就意味着西太平洋俯冲板片已在那时开始滞留在地幔过渡带, 如果其源区的碳酸盐种属主要是菱镁矿. 因此, 根据中国东部碱性玄武岩的Mg-Sr同位素组成随时间演化的特征, 我们可以估计不同时代中国东部低δ^{26}Mg值的碱性玄武岩源区的碳酸盐种属, 从而约束俯冲板片开始滞留地幔过渡带的最早时代.

图3a显示中国东部碱性玄武岩的Sr同位素组成在106~25Ma期间均具有较低的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值和较小变化. 25Ma以后, 火山活动加剧, 并出现具有较高$^{87}Sr/^{86}Sr$比值的样品. 25Ma前后的这一变化很可能反映了早期Izanagi俯冲板片和晚期太平洋俯冲板片对中国东部上地幔的不同影响(Liu等, 2017). 图3b显示中国东部不同年龄的碱性玄武岩具有相似的Mg同位素组成, 其δ^{26}Mg值不随其年龄变化而发生变化. 如前所述, 年龄为106Ma的最古老碱性玄武岩具有低$^{87}Sr/^{86}Sr$比值和低δ^{26}Mg值, 因而其源区碳酸盐种属基本为菱镁矿(图1绿色符号). 年龄在40~80Ma之间的碱性玄武岩源区也有很高比例的菱镁矿(菱镁矿:白云石=78.4:0.6)(图1红色符号). 因此, 自106Ma以来, 中国东部碱性玄武岩的源区均是含菱镁矿+少量白云石的碳酸盐化橄榄岩, 表明它们初熔深度在300~360km, 以及自106Ma以来, 俯冲板片就已滞留地幔过渡带, 其部分熔融熔体向上迁移并交代了上覆地幔. 这一结论与Thomson等(2016)的碳酸盐化俯冲洋壳熔融实验相吻合, 该实验固相线在13~16GPa发生温度下降了约200℃, 并与大多数俯冲板块的地热增温线在400~700km深度相交. 这意味着大多数俯冲板块在地幔过渡带均会发生部分熔融.

如果上述结论是正确的, 则大地幔楔结构至少在106Ma以前已经形成. 由于106Ma是中国东部最古老的低δ^{26}Mg碱性玄武岩的喷发年龄(Yang和Li, 2008), 不是其地幔源区的交代年龄, 考虑到地幔交代作用, 地幔上涌和部分熔融, 直到穿越岩石圈发生火山喷发等过程至少需要20Ma时间(以从400km深度上升至地表按平均速率2cm/a计), 则实际俯冲板片滞留地幔过渡带的大地幔楔结构可能在早白垩世(约125Ma)就已经形成. 如果在早白垩世向中国东部尤其华北克拉通陆下俯冲的是Izanagi板块(Sun等, 2007; Liu等, 2017), 则Izanagi俯冲板块可能同样滞留在地幔过渡带, 并在东亚形成了大地幔楔结构.

由此得出, 中国东部大地幔楔结构至少在106Ma以前, 很可能在125Ma左右已经形成. 早白垩世大地幔楔的形成可能与Izanagi板块俯冲有关, 现在的大地幔

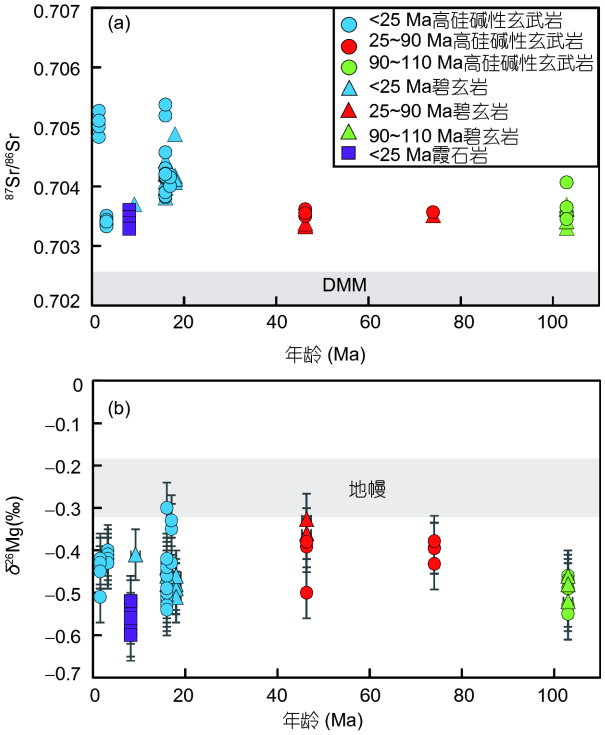


图 3　中国东部碱性玄武岩的Sr(a)和Mg(b)同位素组成与年龄的关系

数据据Li等, 2017

楔结构由太平洋板块俯冲形成.

2.3　对大地幔楔形成机制的制约

前已述, 关于大地幔楔的形成机制存在平俯冲板片下沉至过渡带(Li和Li, 2007)和陡俯冲板片后撤(Kusky等, 2014)两种模型的争议. 如果本文对俯冲板片滞留过渡带的时代大于106Ma, 很可能是125Ma的估计是正确的话, 依据平俯冲模型, 则Izanagi板片在晚侏罗-早白垩世时期应该是低角度平俯冲于华北克拉通岩石圈之下, 其俯冲深度应该略大于200km. 在此深度下, 该平俯冲板片可析出超临界流体(Kessel等, 2005), 它可以溶解镁质碳酸盐并交代岩石圈地幔(Tian等, 2018). 平俯冲板片在早白垩世的下沉将导致的大规模地幔上涌从而引起该碳酸盐化交代岩石圈地幔的部分熔融和形成年龄约为130~120Ma的低δ^{26}Mg玄武岩浆. 然而这一时期华北发育的130~120Ma的大陆玄武岩浆均具有类似地幔的Mg同位素组成, 没有任何低δ^{26}Mg印记(Yang等, 2012; Li等, 2017). 因此, 平俯冲模型不能解释中国东部低δ^{26}Mg玄武岩年龄均小于110Ma的事实.

相反, 陡俯冲板片后撤模型可以合理解释这上述低δ^{26}Mg玄武岩年龄. 该模型要求Izanagi板块在125 Ma时俯冲进入地幔过渡带并开始发生俯冲板片后撤, 从而导致华北岩石圈伸展和大地幔楔的形成(Kusky等, 2014), 并伴随大规模花岗岩事件的发生(Wu等, 2005). Izanagi板片俯冲如果起始于165Ma, 以30°倾角俯冲, 当俯冲到600km深度时滞留在地幔过渡带, 这样其倾斜的俯冲板片长度约1200km (Kusky等, 2014). 只要平均俯冲速度为3cm/a, 俯冲的Izanagi板片就可在125Ma实现在地幔过渡带滞留. 如上所述, 随后的一系列过程, 包括滞留俯冲板片的部分熔融及其向上渗透熔体交代上覆地幔, 被交代碳酸盐化地幔的上涌和部分熔融, 以碱性玄武岩熔体穿越岩石圈到达地表喷出, 需要约20Ma, 从而使最早的低δ^{26}Mg玄武岩在~105Ma喷出. 这一依据陡俯冲板片后撤模型估算的结果与中东部低δ^{26}Mg玄武岩的最老年龄(106Ma)一致.

3　华北克拉通东部岩石圈减薄机制与时代

如前言所述, 华北克拉通东部岩石圈减薄的机制与发生时代一直是地质界讨论的热点和有争议问题. 针对这一问题已有众多的模型提出(Gao等, 2004, 2008; Kusky等, 2014; Li等, 2013; Liu S A等, 2012; Liu等, 2015; Meng等, 2015; Niu, 2005; Windley等, 2010; Xu, 2001; Xu等, 2004; Zhang, 2005; Zheng等, 2007; 朱日祥和郑天愉, 2009; 朱日祥等, 2012). 然而已提出的所有模型都忽视了如下两个基本事实: (1) 西太平洋板块俯冲不仅携带了水而且携带了大量碳酸盐再循环进入对流地幔, 引发地幔的碳酸盐化交代作用(Yang等, 2012; Huang等, 2015; Tian等, 2016; Li等, 2017), 碳酸盐化橄榄岩显著低于干橄榄岩的固相线温度会对中国东部地幔动力学和软流圈与岩石圈相互作用产生重要影响; (2) 华北克拉通东部最大减薄的岩石圈厚度约为70km, 什么因素限制了这一减薄厚度尚属未知. 基于已获得的西太平洋板块俯冲导致大量碳酸盐再循环进入并交代中国东部上地幔, 及该交代地幔的碳酸盐化橄榄岩部分熔融产生具有低δ^{26}Mg特征的碱性玄武岩的认识(Li等, 2017), 本文下面一节将聚焦富含碳酸盐熔体与岩石圈的相互作用并讨论其对华北克拉通岩石圈地幔减薄的影响和高SiO_2碱性玄武岩的

成因.

3.1　碳酸盐化橄榄岩的部分熔融产生的富碳酸盐熔体

碳酸盐化橄榄岩的固相线已被高压实验很好测定了(Dasgupta等, 2007, 2013). 该实验的起始物料是均匀混合的, CO_2含量为1和2.5wt%的碳酸盐化橄榄岩(Dasgupta等, 2007, 2013), 因此该固相线适用于被均匀渗滤熔体交代产生的碳酸盐化橄榄岩.

碳酸盐化橄榄岩在固相线附近的低比例熔融(F=2~6%)产生的熔体SiO_2含量很低(<10wt%)和有很高的CO_2含量(38~45wt%), 反映了它主要是碳酸盐熔体的贡献(Dasgupta等, 2007). 随着温度升高, 熔融比例增高, 熔体中CO_2含量被稀释, 熔体转化为碳酸盐化硅酸盐熔体, SiO_2含量>25wt%, 熔体中的CO_2含量<25wt%(图4)(Dasgupta等, 2013), 反映硅酸盐矿物, 如单斜辉石或石榴石, 熔融对熔体的贡献比例增大. 图4显示, 碳酸盐化橄榄岩固相线在10~12GPa区间与地幔绝热线相交发生初熔, 这与前述讨论的中国东部大地幔楔的碳酸盐化橄榄岩在300~360km深度发生初熔是一致的. 在该深度的初始熔体为碳酸盐熔体(SiO_2含量<10wt%, 含38~45wt%CO_2). 当上涌地幔上升至6GPa(180km)或4GPa(120km)深度时, 随着熔融比例的增大, 熔体演化为含有25或18wt%的 CO_2含量(图4). 高压实验研究表明, 在压力>2.5GPa时, 游离CO_2不能与橄榄岩同时平衡存在, 它们之间要发生如下反应生成白云石(Dalton和Wood, 1993):

$$CaMgSi_2O_6+2Mg_2SiO_4+2CO_2=CaMg(CO_3)_2+4MgSiO_3 \quad (1)$$

单斜辉石　橄榄石　流体　白云石　斜方辉石

在高压(>4.5GPa)下, 进一步反应形成菱镁矿(Dalton和Wood, 1993):

$$CaMg(CO_3)_2+2MgSiO_3=CaMgSi_2O_6+2MgCO_3 \quad (2)$$

白云石　斜方辉石 单斜辉石　菱镁矿

因此, 在软流圈的温压条件下, 碳酸盐化橄榄岩部分熔融产生的碳酸盐化硅酸盐熔体是白云石或菱镁矿的碳酸盐熔体与硅酸盐熔体的混合物.

3.2　碳酸盐化的硅酸盐熔体与岩石圈地幔的相互作用和岩石圈减薄

高温高压实验和地幔包体研究都证明碳酸盐化硅酸盐熔体作用于岩石圈地幔可发生岩石圈地幔的碳酸盐化交代作用(Kushiro等, 1975; Hauri等, 1993; Ionov, 1998; Coltorti等, 1999). 最近, Wang等(2016)报道了碳酸盐熔体在岩石圈斜方辉橄岩中的渗滤实验, 它可以在岩石圈下部产生富菱镁矿交代地幔层, 并指出由于碳酸盐化岩石圈地幔强度弱, 很易被对流软流圈剥蚀掉而导致岩石圈减薄(Wang等, 2016). 然而需要强调指出的是碳酸盐化岩石圈地幔交代作用除了导致岩石圈强度降低外, 还可使交代作用产生的碳酸盐化橄榄岩熔点大幅下降, 导致克拉通岩石圈地热增温线与碳酸盐化橄榄岩的固相线在P=4.3GPa时相交, 从而引发岩石圈下部碳酸盐化交代地幔的部分熔融和岩石圈减薄(图4). 前已述, 当上涌的碳酸盐化橄榄岩在到达180或120km深度而部分熔融产生的熔体含CO_2可分别达25和18wt%. 当这样的熔体渗滤进入上覆岩石圈地幔, 必然引发岩石圈地幔的碳酸盐化交代作用. 如果渗滤熔体重量比例只要占被交代橄榄岩的1/10, 则被交代的碳酸盐化橄榄岩的CO_2含量即可达2.5或 1.8wt%, 这已经与Dasgupta等(2007, 2013)实验测定碳酸盐化橄榄岩固相线的实验物料CO_2含量(2.5~1.0%)相当. 由于前寒武纪克拉通地热增温线与碳酸盐化橄榄岩固相线相交于4.3GPa(130km)(图4, 前寒武纪地盾), 故深度大于130km的碳酸盐化交代岩石圈地幔都会发生部分熔融(图5a, b). 实验表明只要熔融比例F达到0.2%, 该部分熔融的岩石圈物性接近软流圈地幔(Chantel等, 2016). 一般情况下, 如果熔融比例$F > 0.5\%$, 则会有熔体从熔融源区析出, 而如果$F \leq 0.5\%$则熔体仍残留源区不会析出(Pilet等, 2011). 因此, 只要碳酸盐化岩石圈地幔的熔融比列F>0.5%, 就会有碳酸盐化硅酸盐熔体向上渗透引发上部岩石圈地幔的碳酸盐化交代作用, 而熔体析出后残留的岩石圈地幔仍可圈闭<0.5%的熔体从而具有类似软流圈的物理性质(图5c). 由于该部分熔融岩石圈地幔的强度下降, 它很易被对流上地幔置换. 这可以用来解释华北克拉通东部已减薄岩石圈存在新形成的饱满的岩石圈地幔(Zheng等, 2007). 随着岩石圈减薄和与软流圈界面的抬升, 大陆岩石圈的地热增温线也向上抬升而接近大洋岩石圈增温线, 它与碳酸盐化橄榄岩固相线相交于2.2GPa(相当66km深度)(图4, 洋盆). 因此, 碳酸盐化交代岩石圈地幔部分熔融所产生富CO_2熔体可持续向上运移, 引发上部岩石圈地幔的碳酸盐化交代和部分熔融, 至接近70km的深度(图5d). 图4显示, 当P=2.5GPa(深度75km)时, 碳酸盐化硅

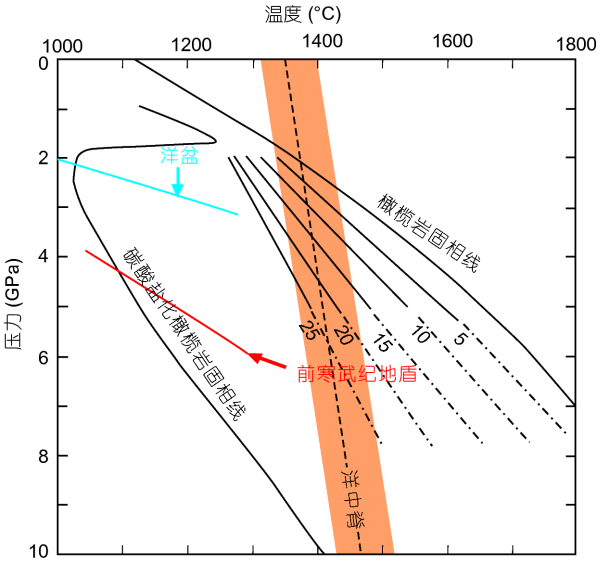


图 4　干橄榄岩及碳酸盐化橄榄岩固相线、熔体CO_2含量(重量百分比)等值线和大陆地盾及洋壳地热增温线

据Dasgupta等(2013)及McKenzie和Bickle(1988)

酸盐熔体的CO_2含量降至6~7%左右，对应SiO_2升至43%左右(Dasgupta等, 2007)，熔体以高SiO_2碱性玄武岩浆形式喷出地表(图5d)．因此，70~66km (2.3~2.2GPa)是碳酸盐化岩石圈地幔部分熔融导致其减薄的上限，它取决于减薄的岩石圈地热增温线与碳酸盐化橄榄岩固相线相交的深度．这一理论推测与华北克拉通现代最大岩石圈减薄处的岩石圈厚度一致(朱日祥和郑天愉, 2009)．这种一致性表明来自上涌软流圈的碳酸盐化熔体交代岩石圈地幔是导致其晚白垩世以来, 特别是新生代减薄的主导因素之一．

3.3　富含碳酸盐熔体与岩石圈相互作用的岩石化学证据

3.3.1　岩石圈地幔包体证据

来自软流圈的富碳酸盐熔体与岩石圈地幔的相互作用已被众多地幔橄榄岩包体研究所证实(例如Hauri等, 1993; Ionov, 1998; Coltorti等, 1999)．中国东部大陆玄武岩携带的岩石圈地幔包体的岩石学研究证明中国东部岩石圈地幔同样也遭受了来自软流圈的富碳酸盐熔体的交代作用(Zhang, 2005; Xiao等, 2013; Hu等, 2016)．当富含碳酸盐的硅酸盐熔体与岩石圈橄榄岩在压力>2.5GPa相互作用时可发生两类反应：一类如上面化学反应式(1)和(2)所示的碳酸盐组分与橄榄岩反应，生成白云石+斜方辉石或单斜辉石+菱镁矿；另一类是贫SiO_2的硅酸盐熔体与橄榄岩相互作用可发生如下反应(Zhou等, 2014)：

$$\text{Opx, Cpx + melt} \rightarrow \text{Ol (solid)} + SiO_2\ \text{(liquid)} \quad (3)$$

该反应生成富硅玄武质熔体和与之平衡的橄榄石．在压力≤2.5GPa的地幔条件下，反应(3)仍可进行(Zhou等, 2014)，但反应(1)和(2)将不能发生，导致在尖晶石相碳酸盐化橄榄岩中只有方解石或富含CO_2的熔流体包裹体产出(Dalton和Wood, 1993)．因此，富含碳酸盐的硅酸盐熔体与岩石圈橄榄岩相互作用可生成单斜辉石岩和富单斜辉石二辉橄榄岩或异剥橄榄岩，其橄榄石中含有新生的具有低$Mg^{\#}$值的橄榄石．由于反应(2)和(3)的产物单斜辉石较斜方辉石富Sr，新生橄榄石较斜方辉石富Mg，故该反应可改变被交代橄榄岩的Mg-Sr同位素组成，但不会显著改变熔体的Mg-Sr同位素组成．这类熔体-岩石圈相互作用证据已在华北多处观察到．如山东方城玄武岩携带的橄榄岩包体中观察到橄榄石化学组成呈环带结构，大颗粒橄榄石核部$Mg^{\#}$=88~92，而边部橄榄石$Mg^{\#}$=76~83，与玄武岩的橄榄石斑晶类似(Zhang, 2005)．这一观察证明来自软流圈的玄武质熔体与岩石圈橄榄岩发生了化学反应，生成$Mg^{\#}$较低的橄榄石．新生代玄武岩橄榄岩包体镁同位素研究表明，与岩石圈地幔相互作用的熔体是具有低δ^{26}Mg特征的含碳酸盐的硅酸盐熔体(Xiao等, 2013; Hu等, 2016)．如山东北岩新生代碱性玄武岩携带的异剥橄榄岩大多数具轻镁同位素组成(δ^{26}Mg低至−0.39‰)，表明它是二辉橄榄岩与低δ^{26}Mg熔体相互作用的产物(Xiao等, 2013)；来自河北汉诺坝碱性玄武岩的含石榴石单斜辉石岩和不含石榴石单斜辉石岩分别具有异常低的δ^{26}Mg值(分别低至−0.48‰和−1.51‰)，证明是与含碳酸盐熔体相互作用的产物(Hu等, 2016)．需要指出的是上述低δ^{26}Mg包体是来自较浅部位尖晶石二辉橄榄岩相岩石圈的地幔包体，因而北岩异剥橄榄岩仅发现有方解石但未发现白云石或菱镁矿(Xiao等, 2013)，它们不能代表寄主玄武岩源区的特征．寄主玄武岩地球化学有可能提供其源区的碳酸盐化地幔交代作用证据．

3.3.2　寄主碱性玄武岩地球化学证据及其成因

根据图4和反应式(3)，源自碳酸盐化橄榄岩的富含碳酸盐和贫硅熔体可通过增大熔融比例或与岩石圈

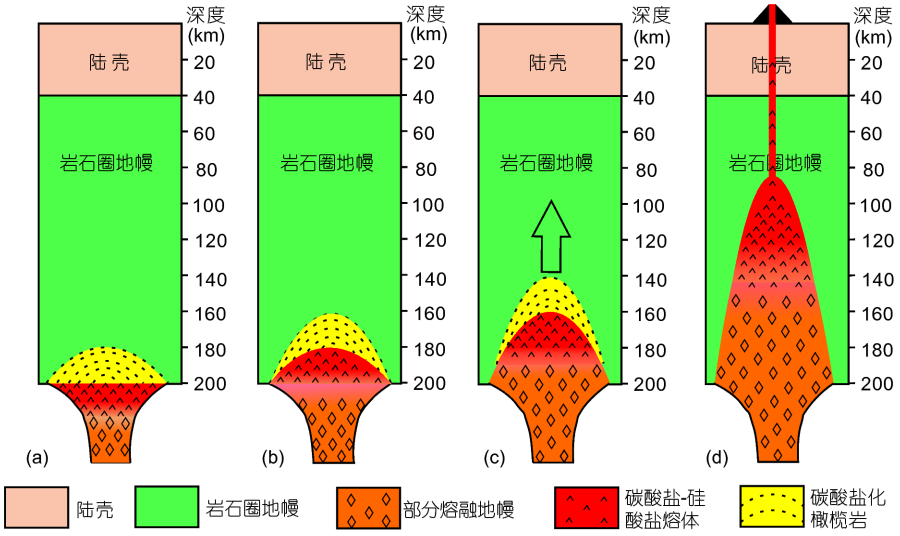


图 5　上涌碳酸盐-硅酸盐熔体与岩石圈地幔相互作用和熔融过程的卡通图

相互作用导致熔体SiO_2含量上升, 碳酸盐含量下降. 因此可以推测, 如果中国东部碱性玄武岩是经过软流圈富含碳酸盐熔体与岩石圈相互作用的产物, 则SiO_2含量最低的霞石岩是与岩石圈相互作用最少, 最接近软流圈富含碳酸盐熔体组成的岩石; 而碧玄岩和高SiO_2碱性玄武岩依次SiO_2含量增高, 有可能是软流圈碳酸盐化橄榄岩部分熔融程度增大的结果, 也可能是富碳酸盐硅酸盐熔体与岩石圈相互作用的结果. 研究霞石岩-碧玄岩-高SiO_2碱性玄武岩的微量元素和同位素地球化学有可能帮助我们区分碧玄岩和碱性玄武岩的这两种可能机制.

山东新生代的玄武岩由早期弱碱性岩石系列(高硅碱性玄武岩)和晚期强碱性岩石系列(霞石岩-碧玄岩)组成(图6a)(Zeng等, 2010, 2011; Sakuyama等, 2013). 其中霞石岩具有低SiO_2、Ba/Th和高FeO^*、Na_2O、Ce/Pb和La/Yb特点; 与霞石岩相反, 高硅碱性玄武岩具有高SiO_2、Ba/Th和低FeO^*、Na_2O、Ce/Pb和La/Yb特点; 而碧玄岩组成介于二者之间(图6). 如上所述, 有2个可能的过程造成这些主微量元素变化: (1) 碳酸盐化橄榄岩部分熔融过程(Zeng等, 2010; Huang等, 2015; Li等, 2017). 高压实验表明碳酸盐化橄榄岩固相线附近的低比例熔融产生富CO_2贫SiO_2熔体具有高Na_2O、CaO和FeO含量特征, 随着熔融比例升高, CO_2、Na_2O、CaO和FeO^*含量下降, SiO_2含量升高(Dasgupta等, 2007). 这可以解释霞石岩、碧玄岩和高硅碱性玄武岩的Na_2O+K_2O和FeO^*与SiO_2的负相关关系(图6a, b). 但是单一的部分熔融过程不能解释这三类岩石的微量元素变化. (2) 这些玄武岩的2个不同的地幔源区. 一个是被来自在地幔过渡带滞留脱水俯冲板片熔融的高Ce/Pb, 低Ba/Th熔体交代的上覆碳酸盐化橄榄岩地幔; 另一个是俯冲沉积物脱水流体交代的高Ba/Th, 低Ce/Pb富集地幔. 如此, 这些玄武岩的Ba/Th和Ce/Pb等对流体活动性敏感的微量元素比值变化就很容易被解释(图6c).

Ce/Pb-Ba/Th图显示, 霞石岩有低的Ba/Th和很高而且变化范围很大的Ce/Pb(20~210)(图6c), 其最低值与全球的MORB和OIB的稳定Ce/Pb比值(25±5)相当(Hofmann等, 1986), 说明其地幔源区遭受了富Ce贫Pb介质的交代改造作用. Sakuyama等(2013)指出地幔过渡带滞留的俯冲洋壳在俯冲过程脱水时因遭受强烈的Ba、Pb丢失而具有低Ba/Th和高Ce/Pb特征, 该俯冲洋壳部分熔融产生的熔体向上运移并交代上覆地幔可形成具有低的Ba/Th和很高而且变化很大Ce/Pb的碳酸盐化橄榄岩地幔. 当该地幔源区发生部分熔融时, 由于Ba和Th, 以及Ce和Pb, 有类似的地幔硅酸盐矿物/熔体分配系数, 且都属于高不相容元素, 因此熔体的Ba/Th和Ce/Pb较地幔橄榄岩不发生显著分异. 因此, 该碳酸盐化橄榄岩熔融产生的富碳酸盐硅酸盐熔体(相当于霞石岩)可继承源区的低Ba/Th和高而且变化的Ce/Pb特征. 与霞石岩相反, 高硅碱性玄武岩具有异常低的Ce/Pb(10~15), 显著低于全球MORB和OIB的Ce/Pb(25

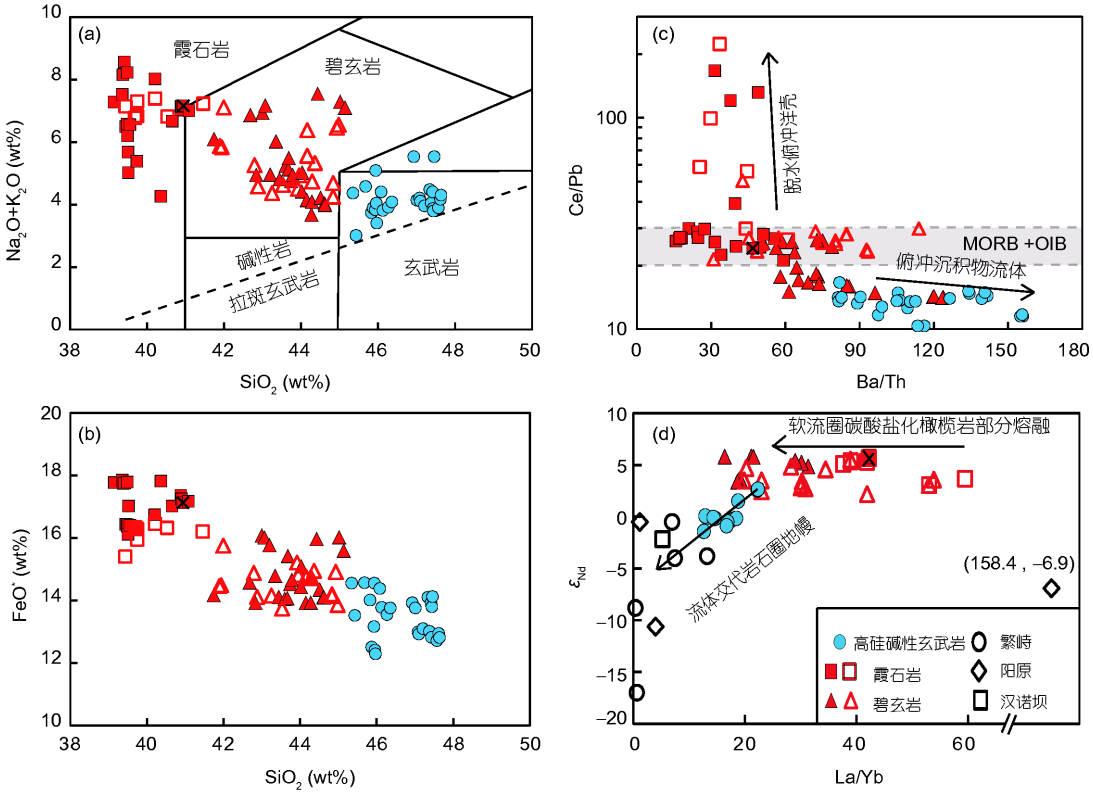


图 6　山东新生代霞石岩、碧玄岩、高硅碱性玄武的主-微量元素和Nd同位素图

(a) SiO_2-(Na_2O+K_2O)图; (b) SiO_2-FeO^*图; (c) Ba/Th-Ce/Pb图; (d) ε_{Nd}-La/Yb图. 山东玄武岩数据来自Zeng等(2010, 2011)和Sakuyama等(2013); 地幔包体数据据Song和Frey(1989)、Ma和Xu(2006)、Tang等(2008)和Liu J等(2012); MORB+OIB的Ce/Pb据Hofmann等(1986))

±5)(Hofmann等, 1986), 和非常高的Ba/Th(80~160)(图6c), 反映了其地幔源区遭受了富Ba和Pb, 相对贫Th和Ce的介质的交代改造. 因为Ba在水流体中较Th有更高的溶解度和活动性, 源区高Ba/Th特征可能反映了流体交代而非熔体交代的结果. 碧玄岩在Ce/Pb-Ba/Th图中处于霞石岩和高硅碱性玄武岩之间, 因此它们的Ce/Pb-Ba/Th变化较难用来有效区分上述两种过程. 前人认为上述产生低Ce/Pb和高Ba/Th特征的流体地幔交代作用发生在软流圈(Sakuyama等, 2013; Li等, 2016); 然而结合应用Nd同位素和微量元素数据可以证明俯冲沉积物脱水流体交代地幔应该发生在岩石圈, 并非发生在软流圈.

具有判别意义的同位素应当是软流圈碳酸盐化橄榄岩与古老流体交代的岩石圈地幔具有不同的同位素组成. Mg-Sr同位素可能不适合这一研究目的, 因为如果交代岩石圈地幔的流体或超临界流体溶解有富镁碳酸盐(如白云石), 则被流体交代的岩石圈地幔可以和软流圈碳酸盐化橄榄岩地幔有类似的Mg-Sr同位素组成. Nd同位素适合这一研究目的, 因为中国东部的碳酸盐化橄榄岩上地幔是被较年轻的晚侏罗世西太平洋俯冲板片交代的(Li等, 2017), 而且俯冲海相沉积碳酸盐含REE很低(Turekian和Wedepohl, 1961; de Paula-Santos等, 2018), 其交代作用不会显著影响软流圈地幔的Nd同位素组成; 而古老流体交代的岩石圈地幔因LREE富集, 经长时间演化具有低的ε_{Nd}值(Song和Frey, 1989; Ma和Xu, 2006; Tang等, 2008; Liu J等, 2012). ε_{Nd}-La/Yb图显示尽管山东新生代霞石岩和碧玄岩的La/Yb和Nd/Zr比值有较大变化范围, 但它们具有较稳定和亏损的ε_{Nd}值(2~6)(图6d). 这说明霞石岩和碧玄岩源于相同的软流圈亏损地幔源区, 但由于部分熔融程度的差异导致它们La/Yb 比值变化. 与此相反, 高硅碱性玄武岩具有较富集的Nd同位素组成, 其ε_{Nd}偏低且变化较大(ε_{Nd}=+3~−2)(图6d), 说明它们地幔源区有Nd同位素较富集的物质的贡献. 在ε_{Nd}-La/Yb图中, 高硅

碱性玄武岩数据排列成一显著的正相关趋势，它的高La/Yb和高ε_{Nd}端元与霞石岩-碧玄岩系列的低La/Yb端重合，它的低La/Yb和低ε_{Nd}端指向华北克拉通古老交代富集岩石圈地幔包体（Song和Frey, 1989; Ma和Xu, 2006; Tang等, 2008; Liu J等, 2012)(图6d). 这一高硅碱性玄武岩的ε_{Nd}-La/Yb正相关趋势证明了它们可以是来自亏损软流圈的霞石岩-碧玄岩熔体与富集的岩石圈地幔相互作用的产物，而非软流圈的碳酸盐化橄榄岩大比例熔融的结果. 最近对南海的IODP钻探岩芯的研究已观察到来自软流圈的富碳酸盐硅酸盐熔体与岩石圈反应形成碱性玄武岩的演化系列(Zhang等, 2017).

Sakuyama等(2013)和Li等(2016)注意到了霞石岩和高硅碱性玄武岩的Nd-Hf同位素差异，并指出霞石岩具有类似太平洋地幔的Nd-Hf同位素组成，高硅碱性玄武岩具有类似印度洋地幔的Nd-Hf同位素组成(Pearce等, 1999). 然而他们根据同岩浆携带的地幔包体具有比玄武岩亏损的多的Nd-Hf同位素组成，排除了岩石圈地幔作为高硅碱性玄武岩同位素端元组成的可能性，而将该玄武岩的Nd-Hf同位素变化都归结与软流圈地幔内部的亏损和富集端元的不同程度贡献有关(Sakuyama等, 2013; Li等, 2016). 即霞石岩浆来自软流圈碳酸盐化橄榄岩或石榴辉石岩，其源区被俯冲的西太平洋脱水碳酸盐化洋壳熔体交代；而高硅碱性玄武岩浆来自软流圈石榴辉石岩，其源区被古老的(>1.0Ga)再循环沉积物流体交代(Sakuyama等, 2013; Li等, 2016). 但是下列3个理由可以论证该古老俯冲板片流体交代作用并非发生在软流圈地幔，而应发生在岩石圈地幔：(1) 寄主岩浆携带的地幔橄榄岩包体不是来自该岩浆的源区，而是在岩浆上升过程中从上覆的岩石圈俘虏来的，不能用寄主岩浆携带的地幔橄榄岩包体Nd同位素亏损来排除源区有交代富集的岩石圈地幔端元. 事实上华北汉诺坝、繁峙、阳原等地的地幔包体低ε_{Nd}特征证明华北克拉通岩石圈存在古老交代富集的地幔(图6d)(Song和Frey, 1989; Ma和Xu, 2006; Tang等, 2008; Liu J等, 2012). (2) 高硅碱性玄武岩具有低Ce/Pb和高Ba/Th特征要求它的源区经历的是在较浅深度(80~120km)俯冲板片析出流体交代而非熔体交代(Ringwood, 1990; Kessel等, 2005). 然而华北克拉通奥陶纪代金伯利岩的地幔岩包体证明该岩石圈在古生代及以前厚度可达200km(Fan和Menzies, 1992; Zheng和Lu, 1999)，因此，新元古代-早古生代华北克拉通下的软流圈深度应大于200km. 高压实验研究表明，俯冲含碳酸盐泥质沉积物在深度240km (P=8.0GPa), 固相线温度在1050~950℃之间, 低于地幔绝热线150~300℃(Grassi和Schmidt, 2011), 使得俯冲含碳酸盐泥质沉积物在这一软流圈深度必然发生熔融而不是脱水；(3) 如上所述，根据Nd-Hf同位素组成(Sakuyama等, 2013; Li等, 2016), 高硅碱性玄武岩具有类似印度洋地幔的Nd-Hf同位素组成. 如果其地幔源区位于软流圈，我们很难解释新元古代交代形成的印度洋软流圈地幔如何在新生代进入到北半球的太平洋地幔对流体系. 然而, 如果该古老流体交代的地幔位于岩石圈内部, 它随华北陆块的向北漂移, 我们很容易理解为什么在中国东部，即西太平洋陆缘的地幔源区会具有印度洋型地幔的地球化学特征.

3.4　华北克拉通岩石圈减薄历史

前人研究已经指出早白垩世(130~120Ma)是华北克拉通破坏峰期，导致其破坏的过程可能包括岩石圈引张和大规模花岗岩岩浆作用(Wu等, 2005; Kusky等, 2014)，对流地幔的热和机械侵蚀(Xu, 2001; Xu等, 2004)，软流圈熔体与岩石圈的相互作用(Zhang, 2005; Zheng等, 2007)，岩石圈底部的水化作用(Niu, 2005; Windley等, 2010)，以及加厚岩石圈的拆沉(Gao等, 2004, 2008)或克拉通边缘造山带的山根拆沉作用(Li等, 2013). 它们造成了华北克拉通岩石圈的强烈减薄，但并没有达到现今减薄的程度(图7a). 中国东部晚白垩世到新生代期间板内玄武岩的发育说明华北克拉通东部的岩石圈减薄过程在早白垩世以后一直在持续(Xu等, 2004, 2005). 根据对中国东部大陆低δ^{26}Mg玄武岩的年龄统计(Li等, 2017)，华北克拉通岩石圈在106Ma之后开始遭受局部碳酸盐化交代和熔融作用. 但从106~25Ma之间, 中国东部大陆玄武岩火山活动仅零星分布，表明它仅使已经初步减薄的岩石圈局部发生隧道状破坏(图7b). 在25Ma以后，中国东部大陆玄武岩喷发活动增长快速并在第四纪达到高峰，反映这一时期碳酸盐化橄榄岩地幔大规模上涌，从而导致大规模富碳酸盐熔体与岩石圈相互作用和减薄发生(图7c). 值得注意的是中东部霞石岩仅发育在10Ma以后的新生代晚期(图3). 如前述，霞石岩是很少与岩石圈发生作用的直接来自软流圈地幔的岩浆，它的出现说明华北克拉通岩石圈在新生代晚期已进一步减薄.

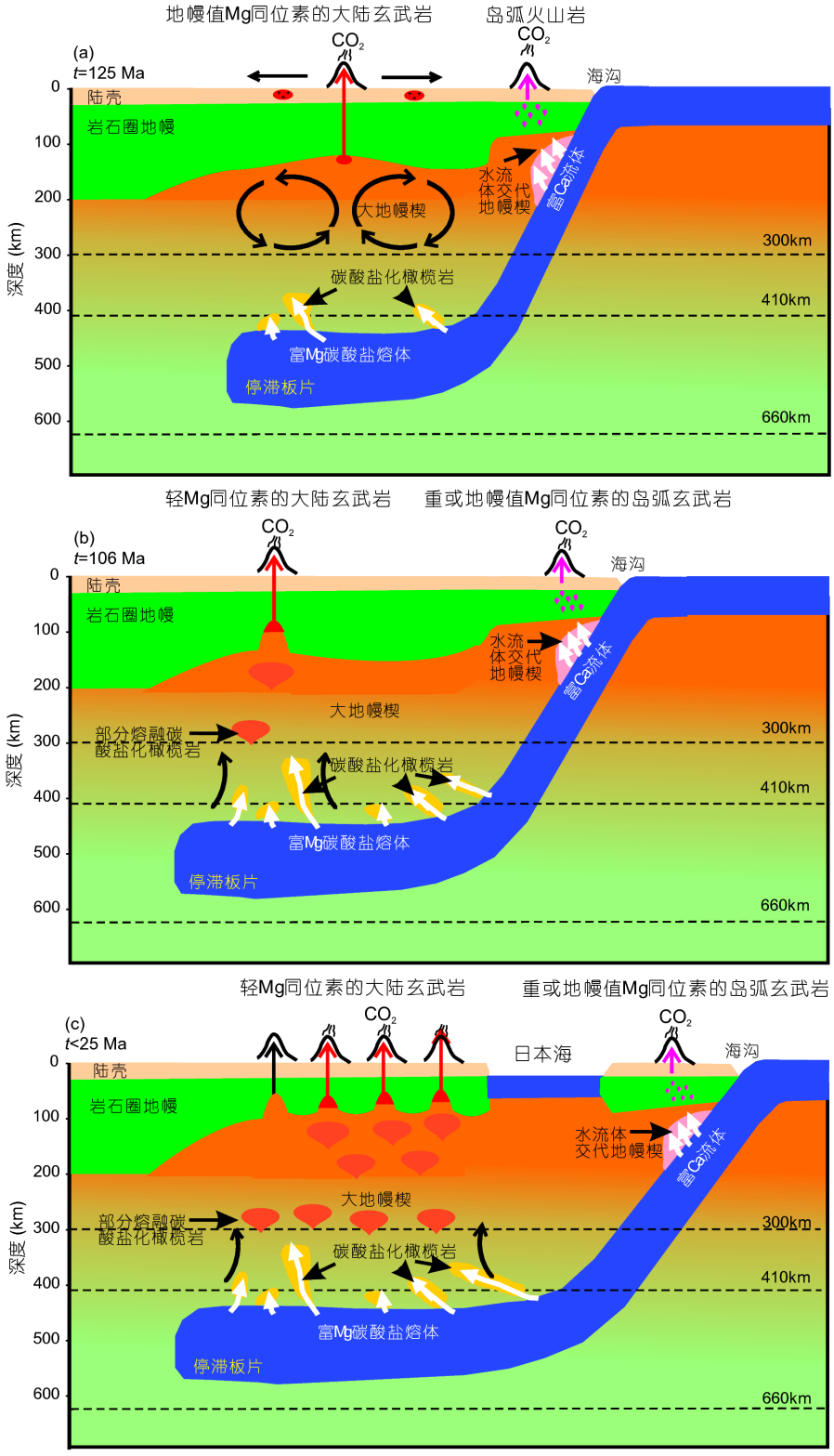


图 7　华北克拉通岩石圈地幔碳酸盐化交代导致的岩石圈减薄过程卡通图

综上, 华北克拉通岩石圈的减薄可能存在两个峰期: (1) 在白垩纪早期(135~115Ma)伴随克拉通引张和岩浆作用峰期发生的岩石圈减薄; (2) 25Ma以后, 由富碳酸盐硅酸盐熔体与岩石圈相互作用引发的岩石圈减薄使得华北克拉通东部岩石圈厚度减薄至约70km左右.

致谢 感谢朱日祥院士邀请撰写此文. 感谢刘金高教授、徐丽娟博士及匿名审稿人提出的修改意见, 感谢黄金水教授提供的地球物理文献.

参考文献

朱日祥, 陈凌, 吴福元, 刘俊来. 2011. 华北克拉通破坏的时间、范围与机制. 中国科学: 地球科学, 41: 583–592

朱日祥, 徐义刚, 朱光, 张宏福, 夏群科, 郑天愉. 2012. 华北克拉通破坏. 中国科学: 地球科学, 42: 1135–1159

朱日祥, 郑天愉. 2009. 华北克拉通破坏机制与古元古代板块构造体系. 科学通报, 54: 1950–1961

Basu A R, Wang Junwen A R, Huang Wankang A R, Xie Guanghong A R, Tatsumoto M. 1991. Major element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: Implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs. Earth Planet Sci Lett, 105: 149–169

Chantel J, Manthilake G, Andrault D, Novella D, Yu T, Wang Y. 2016. Experimental evidence supports mantle partial melting in the asthenosphere. Sci Adv, 2: e1600246

Coltorti M, Bonadiman C, Hinton R W, Siena F, Upton B G J. 1999. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: Evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of grande comore, Indian Ocean. J Petrol, 40: 133–165

Dalton J A, Wood B J. 1993. The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wallrock reaction in the mantle. Earth Planet Sci Lett, 119: 511–525

Dasgupta R, Hirschmann M M, Stalker K. 2006. Immiscible Transition from Carbonate-rich to Silicate-rich Melts in the 3 GPa Melting Interval of Eclogite + CO_2 and Genesis of Silica-undersaturated Ocean Island Lavas. J Petrol, 47: 647–671

Dasgupta R, Hirschmann M M, Smith N D. 2007. Partial melting experiments of peridotite + CO_2 at 3 GPa and genesis of Alkalic Ocean Island Basalts. J Petrol, 48: 2093–2124

Dasgupta R, Hirschmann M M. 2010. The deep carbon cycle and melting in Earth's interior. Earth Planet Sci Lett, 298: 1–13

Dasgupta R, Mallik A, Tsuno K, Withers A C, Hirth G, Hirschmann M M. 2013. Carbon-dioxide-rich silicate melt in the Earth's upper mantle. Nature, 493: 211–215

Dasgupta R. 2013. Ingassing, storage, and outgassing of terrestrial carbon through geologic time. Rev Mineral Geochem, 75: 183–229

Fan W M, Menzies M A. 1992. Destruction of aged lower lithosphere and accretion of asthenosphere mantle beneath eastern China. Geotect Metallogen, 16: 171–179

Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, Liu X M, Liu Y S, Xu W L, Ling W L, Ayers J, Wang X C, Wang Q H. 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. Nature, 432: 892–897

Gao S, Rudnick R L, Xu W L, Yuan H L, Liu Y S, Walker R J, Puchtel I S, Liu X, Huang H, Wang X R, Yang J. 2008. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China Craton. Earth Planet Sci Lett, 270: 41–53

Grassi D, Schmidt M W. 2011. The Melting of Carbonated Pelites from 70 to 700 km Depth. J Petrol, 52: 765–789

Guzmics T, Zajacz Z, Mitchell R H, Szabó C, Wälle M. 2015. The role of liquid-liquid immiscibility and crystal fractionation in the genesis of carbonatite magmas: Insights from Kerimasi melt inclusions. Contrib Mineral Petrol, 169: 17

Hauff F, Hoernle K, Schmidt A. 2003. Sr-Nd-Pb composition of Mesozoic Pacific oceanic crust (Site 1149 and 801, ODP Leg 185): Implications for alteration of ocean crust and the input into the Izu-Bonin-Mariana subduction system. Geochem Geophys Geosyst, 4: 8913

Hauri E H, Shimizu N, Dieu J J, Hart S R. 1993. Evidence for hotspot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. Nature, 365: 221–227

Hoefs J. 2009. Stable Isotope Geochemistry. Springer-Verlag Berlin Heidelberg

Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M, White W M. 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. Earth Planet Sci Lett, 79: 33–45

Hu Y, Teng F Z, Zhang H F, Xiao Y, Su B X. 2016. Metasomatism-induced mantle magnesium isotopic heterogeneity: Evidence from pyroxenites. Geochim Cosmochim Acta, 185: 88–111

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

Huang J, Li S G, Xiao Y, Ke S, Li W Y, Tian Y. 2015. Origin of low δ^{26}Mg Cenozoic basalts from South China Block and their geodynamic implications. Geochim Cosmochim Acta, 164: 298–317

Huang J, Xiao Y. 2016. Mg-Sr isotopes of low-δ^{26}Mg basalts tracing recycled carbonate species: Implication for the initial melting depth of the carbonated mantle in Eastern China. Int Geol Rev, 58: 1350–1362

Huang K J, Teng F Z, Plank T, Staudigel H, Hu Y, Bao Z Y. 2018. Magnesium isotopic composition of the altered oceanic crust: Implications for the magnesium geochemical cycle. Geochim Cosmochim Acta, Submitted

Ionov D. 1998. Trace element composition of mantle-derived carbonates and coexisting phasesin peridotite xenoliths from Alkali Basalts. J Petrol, 39: 1931–1941

Ke S, Teng F Z, Li S G, Gao T, Liu S A, He Y, Mo X. 2016. Mg, Sr, and O isotope geochemistry of syenites from northwest Xinjiang, China: Tracing carbonate recycling during Tethyan oceanic subduction. Chem Geol, 437: 109–119

Kessel R, Schmidt M W, Ulmer P, Pettke T. 2005. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth. Nature, 437: 724–727

Kogiso T, Tatsumi Y, Nakano S. 1997. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts. Earth Planet Sci Lett, 148: 193–205

Kushiro I, Satake H, Akimoto S. 1975. Carbonate-silicate reactions at high presures and possible presence of dolomite and magnesite in the upper mantle. Earth Planet Sci Lett, 28: 116–120

Kusky T M, Windley B F, Wang L, Wang Z, Li X, Zhu P. 2014. Flat slab subduction, trench suction, and craton destruction: Comparison of the North China, Wyoming, and Brazilian cratons. Tectonophysics, 630: 208–221

Lee C T A, Luffi P, Plank T, Dalton H, Leeman W P. 2009. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas. Earth Planet Sci Lett, 279: 20–33

Li H Y, Xu Y G, Ryan J G, Huang X L, Ren Z Y, Guo H, Ning Z G. 2016. Olivine and melt inclusion chemical constraints on the source of intracontinental basalts from the eastern North China Craton: Discrimination of contributions from the subducted Pacific slab. Geochim Cosmochim Acta, 178: 1–19

Li S G, He Y S, Wang S J. 2013. Process and mechanism of mountain-root removal of the Dabie Orogen—Constraints from geochronology and geochemistry of post-collisional igneous rocks. Chin Sci Bull, 58: 4411–4417

Li S G, Yang W, Ke S, Meng X, Tian H, Xu L, He Y, Huang J, Wang X C, Xia Q, Sun W, Yang X, Ren Z Y, Wei H, Liu Y, Meng F, Yan J. 2017. Deep carbon cycles constrained by a large-scale mantle Mg isotope anomaly in eastern China. Nat Sci Rev, 4: 111–120

Li Z X, Li X H. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. Geology, 35: 179–182

Liu C Q, Masuda A, Xie G H. 1994. Major- and trace-element compositions of Cenozoic basalts in eastern China: Petrogenesis and mantle source. Chem Geol, 114: 19–42

Liu J, Carlson R W, Rudnick R L, Walker R J, Gao S, Wu F. 2012. Comparative Sr-Nd-Hf-Os-Pb isotope systematics of xenolithic peridotites from Yangyuan, North China Craton: Additional evidence for a Paleoproterozoic age. Chem Geol, 332-333: 1–14

Liu J, Rudnick R L, Walker R J, Xu W, Gao S, Wu F. 2015. Big insights from tiny peridotites: Evidence for persistence of Precambrian lithosphere beneath the eastern North China Craton. Tectonophysics, 650: 104–112

Liu S A, Li S, Guo S, Hou Z, He Y. 2012. The Cretaceous adakitic-basaltic-granitic magma sequence on south-eastern margin of the North China Craton: Implications for lithospheric thinning mechanism. Lithos, 134-135: 163–178

Liu X, Zhao D, Li S, Wei W. 2017. Age of the subducting Pacific slab beneath East Asia and its geodynamic implications. Earth Planet Sci Lett, 464: 166–174

Ma J, Xu Y. 2006. Old EMI-type enriched mantle under the middle North China Craton as indicated by Sr and Nd isotopes of mantle xenoliths from Yangyuan, Hebei Province. Chin Sci Bull, 51: 1343–1349

McKenzie D, Bickle M J. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. J Petrol, 29: 625–679

Meng F, Gao S, Niu Y, Liu Y, Wang X. 2015. Mesozoic-Cenozoic mantle evolution beneath the North China Craton: A new perspective from Hf-Nd isotopes of basalts. Gondwana Res, 27: 1574–1585

Morlidge M, Pawley A, Droop G. 2006. Double carbonate breakdown reactions at high pressures: An experimental study in the system CaO-MgO-FeO-MnO-CO_2. Contrib Mineral Petrol, 152: 365–373

Niu Y L. 2005. Generation and evolution of basaltic magmas: Some basic concepts and a new view on the origin of Mesozoic-Cenozoic basaltic volcanism in Eastern China. Geol J China Univ, 11: 9–46

de Paula-Santos G M, Caetano-Filho S, Babinski M, Enzweiler J. 2018. Rare earth elements of carbonate rocks from the Bambuí Group, southern São Francisco Basin, Brazil, and their significance as paleoenvironmental proxies. Precambrian Res, 305: 327–340

Pearce J A, Kempton P D, Nowell G M, Noble S R. 1999. Hf-Nd element and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in Western Pacific Arc-Basin Systems. J Petrol, 40: 1579–1611

Pilet S, Baker M B, Muntener O, Stolper E M. 2011. Monte carlo simulations of metasomatic enrichment in the lithosphere and implications for the source of Alkaline Basalts. J Petrol, 52: 1415–1442

Plank T, Langmuir C H. 1998. The chemical composition of subducting

sediment and its consequences for the crust and mantle. Chem Geol, 145: 325–394

Poli S, Franzolin E, Fumagalli P, Crottini A. 2009. The transport of carbon and hydrogen in subducted oceanic crust: An experimental study to 5 GPa. Earth Planet Sci Lett, 278: 350–360

Prytulak J, Elliott T. 2007. TiO2 enrichment in ocean island basalts. Earth Planet Sci Lett, 263: 388–403

Ringwood A E. 1990. Slab-mantle interactions. Chem Geol, 82: 187–207

Sato K, Katsura T. 2001. Experimental investigation on dolomite dissociation into aragonite+magnesite up to 8.5 GPa. Earth Planet Sci Lett, 184: 529–534

Sakuyama T, Tian W, Kimura J I, Fukao Y, Hirahara Y, Takahashi T, Senda R, Chang Q, Miyazaki T, Obayashi M, Kawabata H, Tatsumi Y. 2013. Melting of dehydrated oceanic crust from the stagnant slab and of the hydrated mantle transition zone: Constraints from Cenozoic alkaline basalts in eastern China. Chem Geol, 359: 32–48

Song Y, Frey F A. 1989. Geochemistry of peridotite xenoliths in basalt from Hannuoba, Eastern China: Implications for subcontinental mantle heterogeneity. Geochim Cosmochim Acta, 53: 97–113

Song Y, Frey F A, Zhi X. 1990. Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, eastern China: Implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle. Chem Geol, 88: 35–52

Sun W, Ding X, Hu Y H, Li X H. 2007. The golden transformation of the Cretaceous plate subduction in the west Pacific. Earth Planet Sci Lett, 262: 533–542

Tang Y J, Zhang H F, Ying J F, Zhang J, Liu X M. 2008. Refertilization of ancient lithospheric mantle beneath the central North China Craton: Evidence from petrology and geochemistry of peridotite xenoliths. Lithos, 101: 435–452

Tao R, Zhang L, Fei Y, Liu Q. 2014. The effect of Fe on the stability of dolomite at high pressure: Experimental study and petrological observation in eclogite from southwestern Tianshan, China. Geochim Cosmochim Acta, 143: 253–267

Teng F Z, Li W Y, Ke S, Marty B, Dauphas N, Huang S, Wu F Y, Pourmand A. 2010. Magnesium isotopic composition of the Earth and chondrites. Geochim Cosmochim Acta, 74: 4150–4166

Thomson A R, Walter M J, Kohn S C, Brooker R A. 2016. Slab melting as a barrier to deep carbon subduction. Nature, 529: 76–79

Tian H C, Yang W, Li S G, Ke S, Chu Z Y. 2016. Origin of low δ^{26}Mg basalts with EM-I component: Evidence for interaction between enriched lithosphere and carbonated asthenosphere. Geochim Cosmochim Acta, 188: 93–105

Tian H, Yang W, Li S G, Ke S, Duan X Z. 2018. Low δ^{26}Mg volcanic rocks of Tengchong in Southwestern China: A dep carbon cycle induced by surprcritical liquids. Geochim Cosmochim Acta, Submitted

Turekian K K, Wedepohl K H. 1961. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. Geol Soc Am Bull, 72: 175–192

Wang C, Liu Y, Zhang J, Jin Z. 2016. Carbonate melt form subduction zone: The key for Craton destruction. Goldschmidt Conference Abstracts, 3307

Wang S J, Teng F Z, Rudnick R L, Li S G. 2015. The behavior of magnesium isotopes in low-grade metamorphosed mudrocks. Geochim Cosmochim Acta, 165: 435–448

Wang S J, Teng F Z, Li S G, Zhang L F, Du J X, He Y S, Niu Y. 2017. Tracing subduction zone fluid-rock interactions using trace element and Mg-Sr-Nd isotopes. Lithos, 290-291: 94–103

Windley B F, Maruyama S, Xiao W J. 2010. Delamination/thinning of sub-continental lithospheric mantle under Eastern China: The role of water and multiple subduction. Am J Sci, 310: 1250–1293

Workman R K, Hart S R. 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). Earth Planet Sci Lett, 231: 53–72

Wu F Y, Lin J Q, Wilde S A, Zhang X, Yang J H. 2005. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. Earth Planet Sci Lett, 233: 103–119

Xiao Y, Teng F Z, Zhang H F, Yang W. 2013. Large magnesium isotope fractionation in peridotite xenoliths from eastern North China craton: Product of melt-rock interaction. Geochim Cosmochim Acta, 115: 241–261

Xu Y G. 2001. Thermo-tectonic destruction of the archaean lithospheric keel beneath the sino-korean craton in china: Evidence, timing and mechanism. Phys Chem Earth Part A-Solid Earth Geodesy, 26: 747–757

Xu Y G, Huang X L, Ma J L, Wang Y B, Iizuka Y, Xu J F, Wang Q, Wu X Y. 2004. Crust-mantle interaction during the tectono-thermal reactivation of the North China Craton: Constraints from SHRIMP zircon U-Pb chronology and geochemistry of Mesozoic plutons from western Shandong. Contrib Mineral Petrol, 147: 750–767

Xu Y G, Ma J L, Frey F A, Feigenson M D, Liu J F. 2005. Role of lithosphere-asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton. Chem Geol, 224: 247–271

Yang W, Li S. 2008. Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Western Liaoning: Implications for lithospheric thinning of the North China Craton. Lithos, 102: 88–117

Yang W, Teng F Z, Zhang H F, Li S G. 2012. Magnesium isotopic systematics of continental basalts from the North China craton: Implications for tracing subducted carbonate in the mantle. Chem Geol, 328: 185–194

Zeng G, Chen L H, Xu X S, Jiang S Y, Hofmann A W. 2010. Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China. Chem Geol, 273: 35–45

Zeng G, Chen L H, Hofmann A W, Jiang S Y, Xu X S. 2011. Crust recycling in the sources of two parallel volcanic chains in Shandong, North China. Earth Planet Sci Lett, 302: 359–368

Zhang G L, Chen L H, Jackson M G, Hofmann A W. 2017. Evolution of carbonated melt to alkali basalt in the South China Sea. Nat Geosci, 10: 229–235

Zhang H F. 2005. Transformation of lithospheric mantle through peridotite-melt reaction: A case of Sino-Korean craton. Earth Planet Sci Lett, 237: 768–780

Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y, Yu C M, Zhang H F, Pearson N, Zhang M. 2007. Mechanism and timing of lithospheric modification and replacement beneath the eastern North China Craton: Peridotitic xenoliths from the 100 Ma Fuxin basalts and a regional synthesis. Geochim Cosmochim Acta, 71: 5203–5225

Zheng J P, Lu F X. 1999. Mantle xenoliths from kimberlites, Shandong and Liaoning: Paleozoic lithospheric mantle character and its heterogeneity (in Chinese). Acta Petrol Sin, 15: 65–74

Zhi X, Song Y, Frey F A, Feng J, Zhai M. 1990. Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China: Constraints on the origin of continental alkalic and tholeiitic basalt. Chem Geol, 88: 1–33

Zou H, Zindler A, Xu X, Qi Q. 2000. Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: Mantle sources, regional variations, and tectonic significance. Chem Geol, 171: 33–47

Zhou M F, Robinson P T, Su B X, Gao J F, Li J W, Yang J S, Malpas J. 2014. Compositions of chromite, associated minerals, and parental magmas of podiform chromite deposits: The role of slab contamination of asthenospheric melts in suprasubduction zone environments. Gondwana Res, 26: 262–283

(责任编委: 郑永飞)