

鲁东中生代标准剖面青山群火山岩锆石 U-Pb 年龄及其构造意义*

凌文黎^{**} 谢先军 柳小明 程建萍

(中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074; 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 武汉 430074; 西北大学大陆动力学重点实验室, 西安 710069)

摘要 报道了鲁东胶州盆地青山群分组定名剖面火山岩的锆石 U-Pb 同位素年代学研究成果. 锆石定年采用了 193 nm 激光剥蚀系统与新型高精度 ICP-MS 联机的原位分析技术, 获得了青山群后乔组底部火山岩的形成年龄为 106 ± 2 Ma (95% 置信度, 下同), 而石前庄底部和顶部火山岩的形成年龄分别为 105 ± 4 和 98 ± 1 Ma. 对比前人对鲁西和沂沭断裂带青山群火山岩的定年结果, 显示出山东省境内青山群富钾火山岩系具有空间上由西向东年龄逐渐变轻的趋势. 结合前人对中国东部中生代“橄榄粗安岩省”不同区域富钾火山岩的定年成果, 显示鲁东地区中生代富钾火山岩的形成时代明显晚于中国东部其他地区, 但该地区形成具软流圈地幔源岩性质的碱性玄武岩的时间却明显早于北淮阳、北大别造山带和沿江带的宁芜、溧水、庐枞等盆地. 两类不同性质中生代-新生代火山岩的时间和空间分布特征对建立中国东部大陆岩石圈动力学演化模型提供了重要的同位素年代学约束.

关键词 中生代火山岩 青山群 标准剖面 锆石 U-Pb 构造意义

下地壳和(或)岩石圈地幔的拆沉作用 (delamination) 以及软流圈上涌对岩石圈的底侵作用被认为是壳幔物质交换与再循环作用的重要途径之一, 其在大陆的生长和演化过程中的重要性与大洋板块边界的汇聚俯冲作用具有同样的地位 (参见综述文献 [1]). 然而, 相对于板块构造理论, 人们对发生于大陆岩石圈板块内部的拆沉作用和底侵作用的认

识却相对有限. 因此, 正确认识地球及壳-幔圈层的组成与演化, 建立地球的动力学演化模型, 离不开对发生于大陆岩石圈板块下部拆沉作用和底侵作用的了解 [2-4].

华北克拉通通过与周边陆块的拼合, 于古生代末期-中生代早期形成了包括中国东部在内的统一大陆. 新组成的中国东部大陆于侏罗-白垩纪发生了以

收稿日期: 2005-05-11, 接受日期: 2005-07-28

* 国家自然科学基金重点项目 (批准号: 40133020) 和教育部创新团队项目资助

** E-mail: wling@cug.edu.cn

岩石圈减薄和构造体制转折等为标志的重要地质事件,并伴随了由中生代至新生代的大规模岩浆作用。中国东部中生代-新生代大陆岩石圈减薄、构造转折和岩浆作用等发生于克拉通内部的剧烈演化,被认为与岩石圈下部的拆沉作用和软流圈物质上涌作用有关^[5,6]。对岩石圈深部演化过程的研究,最直接的观察应来自岩石圈下部包体物质,即代表下地壳和岩石圈地幔化学组成的岩石包体。但由于这类样品的数量、时间-空间分布有限,个体往往较小以及下地壳、岩石圈地幔组成不均一性等因素的限制,故对区域岩石圈演化的了解仍离不开对出露广泛、源自下地壳和岩石圈地幔源岩的岩浆岩的研究^[7]。

自上世纪 90 年代初期识别出华北克拉通大陆岩石圈根部~120 km 物质曾于中生代发生丢失的现象以来^[8-10],对中国东部大陆岩石圈演化的研究取得了大量重要成果,如提出了华北克拉通大陆岩石圈经历了由古生代~200 km 厚度至中生代丢失至剩余~60 km,于新生代经岩石圈地幔转换后增长为~80 km 的演化模型^[8-11]; Gao 等^[12]报道了华北北部侏罗纪火山岩的成因来自因榴辉岩相下地壳拆沉作用,进入上地幔后发生部分熔融的直接地球化学证据;华南和华北新生代玄武岩源区性质明显不同:华南地区主要由软流圈亏损地幔 DM 和大陆岩石圈富集地幔 EM II 岩浆混合形成,而华北主要为软流圈亏损地幔 DM 和大陆岩石圈富集地幔 EM I 岩浆混合成因等^[8,13-15]。然而,在中国东部岩石圈演化诸多重要问题的认识上,目前仍缺乏深层次的了解。如大陆岩石圈的拆沉作用是否表现为下地壳基性物质与岩石圈地幔物质同时拆离?诱发大陆岩石圈发生拆沉作用的原因和事件是什么?中国东北部岩石圈下部发生拆沉作用的范围以及是否存在空间上的非同时性?显然,回答好这些问题是了解克拉通内部壳-幔相互作用、地壳生长方式与再循环过程,认识中国东部大陆岩石圈中生代-新生代动力学演化的重要前提。要合理地回答这些问题,查清岩浆岩主要出露区域不同岩性特征火山(侵入)岩的形成时代、空间分布及其成因具有十分重要的意义。

本文报道了山东省中生代白垩纪青山群胶州盆地火山岩的锆石 U-Pb 同位素定年结果,通过对比相

同火山岩系在鲁西和沂沭断裂带单元中的定年数据,总结了青山群火山岩岩浆作用的时间-空间分布特征,综合中国东部中生代富钾火山岩形成时代的空间变化规律,对中国东部,尤其是华北克拉通中生代-新生代大规模岩浆事件岩浆源区性质的演变与大陆岩石圈构造转折的关系提供了同位素年代学约束。

1 地质背景

山东省是中国东部中生代-新生代火山岩的重要出露区,著名的郯庐断裂(在山东省境内称沂沭断裂带)呈近 NNE 向纵贯山东中部入海,将山东省分割为鲁西和鲁东两个地质构造分区(图 1(a))。鲁西地区地层发育较全,具典型的华北型地层组合,包括太古宙-元古宙基底,古生代海相地层及中生代-新生代陆相火山-沉积地层;鲁东地区以二元地层结构区别于鲁西地区,即太古宙-元古宙结晶基底被中生代-新生代陆相火山-沉积岩盖层直接覆盖,缺失古生代地层^[16]。虽然存在古生代-前寒武纪地层区别,鲁东和鲁西中生代-新生代陆相火山-沉积岩的分布却共同地严格受到区域断裂带的控制,表现为火山-沉积盆地的走向随区域构造格局由挤压为主向拉伸为主的演化而由近东西向转变为近北北东向,即与区域构造的延伸方向一致,这一现象在中国东部具有普遍性^[11,17-19]。

扬子克拉通与华北克拉通碰撞对接后发育形成的山东省中生代-新生代火山-沉积地层,在空间上集中于断裂带及其周边地区分布,据此将山东省中生代-新生代火山-沉积岩地层划分出三个小区:沂沭断裂带东、西两侧分别为鲁东和鲁西区,而介于郯部-葛沟断裂与昌邑-大店断裂带之间区域为沂沭断裂带区^[16]。在中生代火山-沉积地层中,主要的火山岩分布于青山群中,其上、下地层分别为以正常陆相沉积为主的王氏群和莱阳群。近十年来的研究表明^[20,21],三个小区的青山群在空间上可进行对比,并可进一步划分出四个火山旋回,由底向上分别定名为后乔组、八亩地组、石前庄组和方戈庄组。三个小区青山群火山岩的发育情况存在明显差异,鲁西区仅出露八亩地组和方戈庄组(如蒙阴盆地),鲁东地区则出露相对完全(如胶莱盆地),而沂沭断裂带区介于两者之间(典型地区包括五莲县七宝山、分岭山等)。

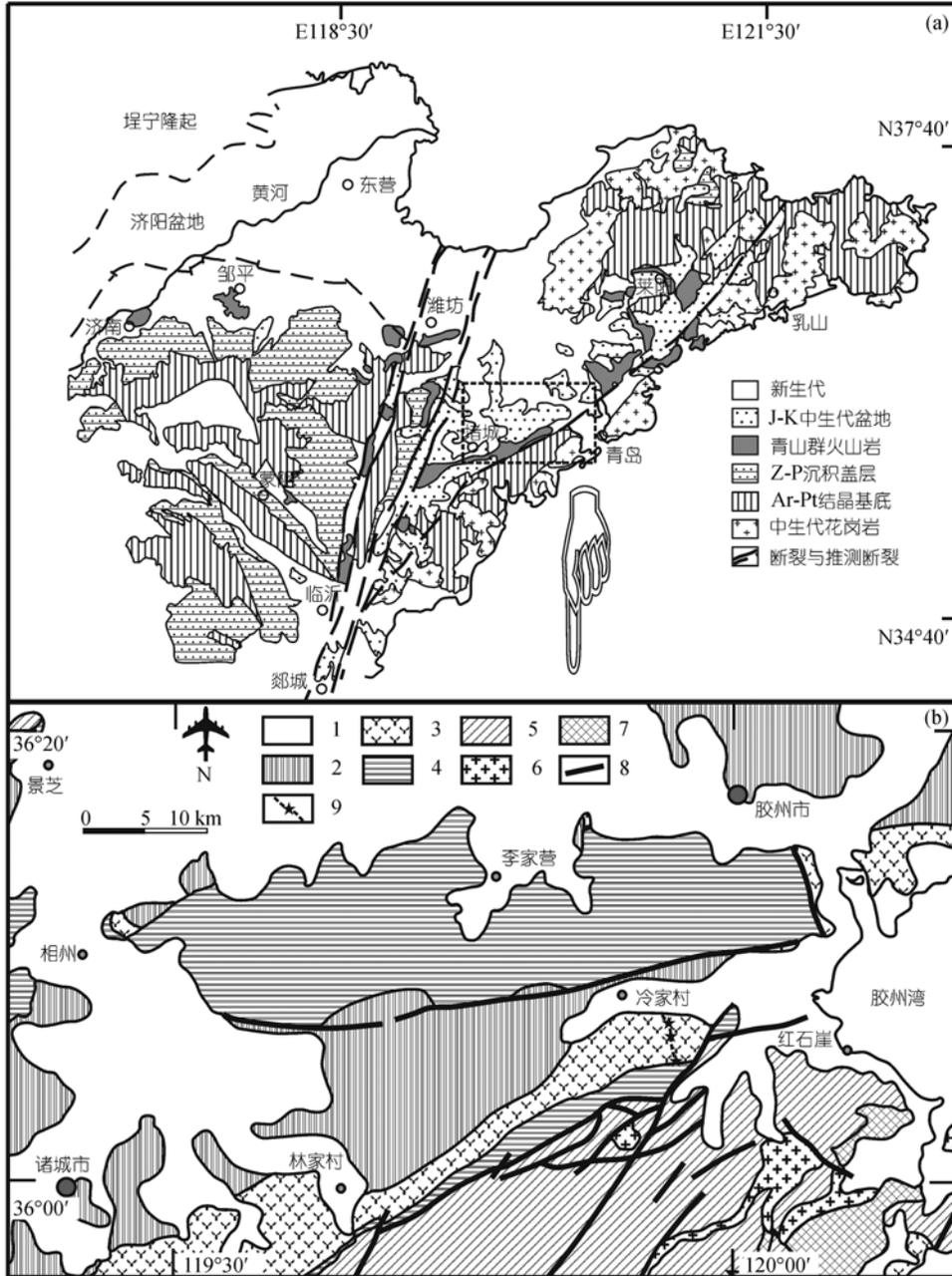


图 1 山东省(a)及胶州盆地(b)简要地质图

编自山东省地质矿产局, 1991. (b) 1. 第四系; 2. 中生代王氏群; 3. 中生代青山群; 4. 中生代莱阳群; 5. 前寒武纪基底; 6. 燕山期花岗岩; 7. 燕山期正长岩-二长岩; 8. 断裂; 9. 采样剖面及锆石定年样品采样点

2 样品与分析方法

用于进行锆石 U-Pb 定年的样品采自鲁东胶州市西南约 23 km 的河西郭-洋河镇, 为鲁东胶莱盆地青

山群重要的分组定名剖面之一, 剖面路线长约 10 km (图 1(b)). 沿青山群剖面近南北向路线各组火山-沉积地层出露完整, 其中用于锆石 U-Pb 定年的三件样品分别采自后介组最底部的紫红色流纹岩(MJZ-ZC-01,

采样位置 GPS 读数: E119°54.869', N36°04.755')、石前庄底部的褐红色流纹岩(MJZ-ZC-02, E119°54.511', N36°05.602') 和石前庄顶部的灰褐色英安岩(MJZ-ZC-03, E 119°54.476', N 36°06.471'). 分选锆石用的样品重约 20 kg, 经中碎后用摇床进行重矿物富集, 再通过人工淘选, 在双目镜下手工选纯. 各样品锆石分选流程开始前, 对摇床和淘盘进行仔细、彻底清洁, 以杜绝样品污染.

分选出的锆石形态相对单一, 多为自形、少数为半自形的短柱状晶体, 大小多为 50~100 μm \times 100~250 μm . 在阴极发光图像中, 锆石内部显示出典型的岩浆成因振荡环带结构(图 2(a)~(d)). 需要指出, 来自石前庄顶部的灰褐色英安岩(MJZ-ZC-03)中的锆石, 部分晶体具有次生加大的增生边, 但与其包裹的内部锆石界面平直, 即内部晶体没有发生过明显熔蚀的现象(图 2(e), (f)).

用于 U-Pb 法定年分析的锆石晶体依粒径和长宽比随机选择, 以保证各种形态锆石均得到测量. 在双目镜下, 锆石用镊子排放在双面胶上, 置于圆环模具中, 注入环氧树脂, 固结后对胶结锆石的环氧树脂表面进行抛光, 使锆石的内部光滑地暴露出来. 抛光好的锆石样品台在阴极发光下进行内部结构照相, 以作为锆石进行原位 U-Pb 同位素分析时选择测量点的依据. 锆石样品的阴极发光照相在中国科学院地质与地球物理研究所完成.

锆石 U-Pb 同位素分析在西北大学地质系大陆动力学重点实验室完成. 采用激光剥蚀-等离子体质谱(LA-ICPMS)联机技术, 其中激光剥蚀系统为德国 MicroLas 公司的 GeoLas 200M, 其激光发生器为 Lambda Physik 公司的 ComPex102 准分子激光器(193nm ArF Excimer). 由激光剥蚀形成的锆石微粒由载气带入 ICP-MS 系统, 进行 U-Pb 同位素组成分析. 等离子体质谱为 Agilent 公司新型号 7500 a ICP-MS, 其所采用的屏蔽矩(Shield Touch)新技术使仪器的分析灵敏度较常规 ICP-MS 系统提高了约 10 倍, 从而使数据的测量精度有了显著提高, 其优异的分析质量在本次研究所获数据中得到充分体现(表 1). 进行锆

石 U-Pb 同位素分析时, 激光束斑直径设定为 30 μm , 测量程序按 30~50 s 气体空白、60 s 剥蚀及数据采集进行. 分析过程中, 每进行 5~7 次样品锆石 U-Pb 同位素测量, 便间隔一次标准锆石样品 91500 分析. 采集数据用 91500 标准锆石进行同位素质量分馏校正, 锆石 U-Pb 同位素组成原始数据采集用 Glitter 软件(rev. 4.0)进行处理, 并应用 Andersen [22] 介绍的方法对 Pb 同位素组成进行普通 Pb 校正(计算过程使用作者提供的微软 Excel 模板), 而 U-Pb 年龄计算则采用 Isoplot/Ex (rev. 2.49) 版本的 Excel 模板 [23] 计算. 在本次分析过程中, 91500 锆石标准样品表现为谐和的 U-Pb 同位素组成, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值视年龄平均为 1062.6 \pm 3.3 Ma (95% 置信度, $n=23$, $MSWD=0.034$), 锆石标样 TEM 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值平均年龄为 417 \pm 12 Ma (95% 置信度, $n=4$, $MSWD=5.4$).

3 锆石 U-Pb 同位素年龄

胶州青山群标准剖面三件样品的锆石 U-Pb 同位素组成、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值年龄及谐和性特征列于表 1, 其中谐和度定义为 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 与 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 比值视年龄之比的平方根¹⁾. 相应的谐和曲线图示于图 3. 由于地球样品自 ~0.8 Ga 以来放射性衰变引起的 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 比值的增加幅度较小, 使得年轻锆石在常规的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和曲线上难于判断谐和年龄与存在不同程度放射成因 Pb 丢失年龄之间的区别, 故本文采用 Tera-Wasserburg 谐和曲线, 即 $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 谐和曲线, 以较清晰地反映锆石 U-Pb 同位素组成的谐和性特征.

样品 MJZ-ZC-01 的 U-Pb 同位素组成均为谐和年龄, 其谐和度为 0.98~1.01(图 3(a)). 所有样品的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值年龄加权平均值为 106 \pm 2 Ma (95% 置信度, 下同). 值得指出, 由于本次研究选用的 7500a ICP-MS 的分析精度明显优于常规的 ICP-MS, 使得样品加权平均年龄的 MSWD (Mean Square of Weighted Deviations, 加权离差均方根) 高达 22, 若将测量误差放大 2~3 倍(仍明显优于常规 LA-ICPMS 典型分析精度), 则其 MSWD 迅速下降为 5.5~2.5, 故较高的分析

1) 袁洪林. 溶液进样和激光剥蚀等离子体质谱在地球化学中的应用. 中国地质大学(武汉)研究生院博士学位论文, 2002

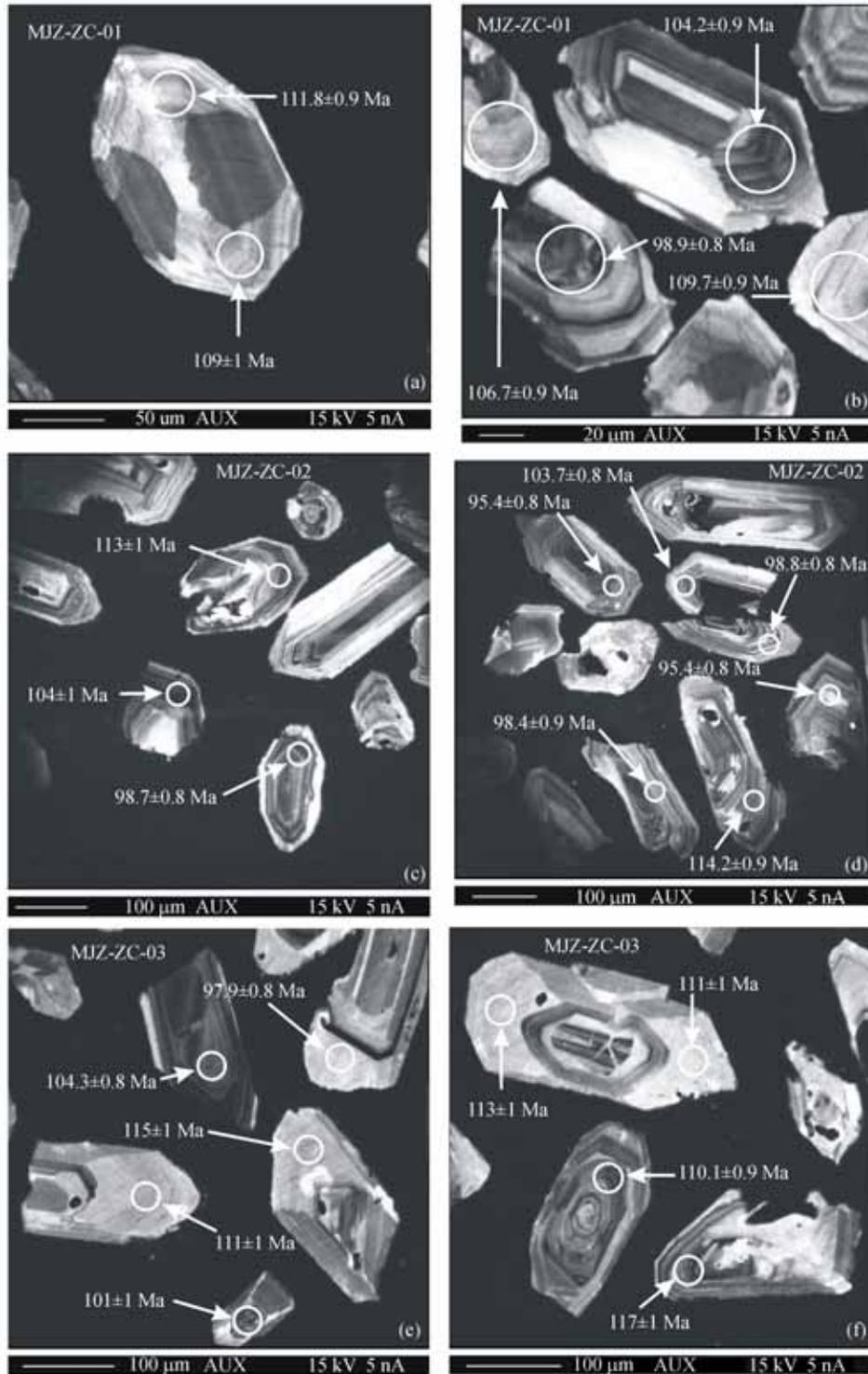


图 2 胶州盆地青山群锆石阴极发光照相及 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 分析点与 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 视年龄
 (a), (b) MJZ-ZC-01; (c), (d) MJZ-ZC-02; (e), (f) MJZ-ZC-3

表 1 胶州盆地青山群火山岩锆石 U-Pb 同位素组成与视年龄

分析号	同位素比值 ^{a)}								视年龄/Ma ^{b)}		谐和度 ^{c)}
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}\pm 1$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}\pm 1$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}\pm 1$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}\pm 1$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}\pm 1$						
MJZ-ZC-01											
ZC-01.1	0.04783	0.00107	0.11123	0.00234	0.01687	0.00013	0.00607	0.00007	107.8	0.8	1.00
ZC-01.2	0.04782	0.00348	0.11107	0.00802	0.01684	0.00016	0.00557	0.00015	107.7	1	1.00
ZC-01.3	0.05002	0.00290	0.10966	0.00626	0.01590	0.00017	0.00502	0.00003	102.0	1	0.98
ZC-01.4	0.04786	0.00234	0.11715	0.00564	0.01775	0.00015	0.00682	0.00012	113.4	1	1.01
ZC-01.6	0.04780	0.00059	0.10756	0.00099	0.01632	0.00013	0.00565	0.00003	104.4	0.8	1.00
ZC-01.7	0.04780	0.00106	0.10734	0.00220	0.01629	0.00013	0.00563	0.00005	104.2	0.9	1.00
ZC-01.8	0.04784	0.00158	0.11318	0.00360	0.01716	0.00015	0.006937	0.00035	109.7	0.9	1.00
ZC-01.9	0.04778	0.00067	0.10548	0.00119	0.01601	0.00013	0.00538	0.00003	102.4	0.8	1.00
ZC-01.10	0.04782	0.00233	0.11002	0.00529	0.01669	0.00014	0.00645	0.0001	106.7	0.9	1.00
ZC-01.11	0.04776	0.00224	0.10184	0.00470	0.01547	0.00013	0.00553	0.00011	98.9	0.8	1.00
ZC-01.12	0.04780	0.00099	0.10825	0.00206	0.01642	0.00014	0.00545	0.00004	105.0	0.9	1.00
ZC-01.13	0.04783	0.00237	0.11162	0.00545	0.01693	0.00014	0.00685	0.00011	108.2	0.9	1.01
ZC-01.15	0.04782	0.00114	0.11093	0.00247	0.01682	0.00014	0.00608	0.00006	107.5	0.9	1.00
ZC-01.16	0.04781	0.00085	0.10845	0.00169	0.01645	0.00014	0.00567	0.00004	105.2	0.9	1.00
ZC-01.17	0.04785	0.00131	0.11513	0.00299	0.01745	0.00015	0.00563	0.00005	111.5	0.9	1.00
ZC-01.21	0.04775	0.00226	0.10109	0.00471	0.01535	0.00013	0.00522	0.00009	98.2	0.8	1.00
ZC-01.23	0.04782	0.00058	0.10992	0.00100	0.01667	0.00013	0.00552	0.00003	106.6	0.8	1.00
ZC-01.24	0.04779	0.00142	0.10652	0.00305	0.01617	0.00013	0.00565	0.00005	103.4	0.8	1.00
ZC-01.25	0.04785	0.00180	0.11491	0.00423	0.01742	0.00014	0.00584	0.00009	111.3	0.9	1.01
ZC-01.26	0.04912	0.00204	0.11519	0.00465	0.01701	0.00017	0.00538	0.00003	109.0	1	0.99
ZC-01.28	0.05025	0.00265	0.11895	0.00616	0.01717	0.00017	0.00542	0.00003	110.0	1	0.98
ZC-01.29	0.04786	0.00159	0.11666	0.00374	0.01768	0.00015	0.00575	0.00007	113.0	1	1.00
MJZ-ZC-02											
ZC-02.3	0.04889	0.00051	0.11667	0.00103	0.01732	0.00014	0.00628	0.00003	110.7	0.9	0.99
ZC-02.7	0.04923	0.00050	0.09770	0.00082	0.01440	0.00012	0.00567	0.00003	92.2	0.8	0.99
ZC-02.8	0.04915	0.00051	0.12430	0.00108	0.01835	0.00015	0.00617	0.00003	117.2	0.9	0.99
ZC-02.9	0.04782	0.00099	0.10965	0.00207	0.01663	0.00014	0.00533	0.00003	106.3	0.9	1.00
ZC-02.10	0.04928	0.00050	0.11052	0.00093	0.01627	0.00014	0.00626	0.00003	104.0	0.9	0.99
ZC-02.11	0.04775	0.00075	0.10157	0.00135	0.01543	0.00013	0.00510	0.00004	98.7	0.8	1.00
ZC-02.13	0.04786	0.00066	0.11671	0.00131	0.01769	0.00014	0.00678	0.00004	113.0	0.9	1.00
ZC-02.16	0.04830	0.00159	0.11256	0.00356	0.01690	0.00015	0.00536	0.00003	108.0	1	1.00
ZC-02.18	0.04899	0.00052	0.12574	0.00112	0.01862	0.00016	0.00587	0.00003	119.0	1	1.00
ZC-02.20	0.04777	0.00087	0.10312	0.00168	0.01566	0.00013	0.00557	0.00006	100.2	0.8	1.00
ZC-02.21	0.04783	0.00080	0.11168	0.00162	0.01694	0.00014	0.00606	0.00004	108.3	0.9	1.00
ZC-02.22	0.04775	0.00201	0.10123	0.00416	0.01537	0.00014	0.00489	0.00003	98.4	0.9	1.00
ZC-02.23	0.04910	0.00051	0.12093	0.00106	0.01787	0.00015	0.00602	0.00003	114.2	0.9	0.99
ZC-02.24	0.04809	0.00050	0.10232	0.00089	0.01544	0.00013	0.00474	0.00002	98.8	0.8	1.00
ZC-02.26	0.04779	0.00062	0.10692	0.00106	0.01622	0.00013	0.00575	0.00003	103.7	0.8	1.00
ZC-02.27	0.04772	0.00062	0.09810	0.00097	0.01491	0.00013	0.00481	0.00003	95.4	0.8	1.00
ZC-02.30	0.04899	0.00051	0.12537	0.00112	0.01856	0.00016	0.00559	0.00003	119.0	1	1.00
MJZ-ZC-03											
ZC-03.2	0.04775	0.00496	0.10077	0.01042	0.01531	0.00014	0.00565	0.00017	97.9	0.9	1.00
ZC-03.14	0.06415	0.00071	0.14746	0.00137	0.01667	0.00014	0.00454	0.00002	106.6	0.9	0.87
ZC-03.15	0.07066	0.00071	0.16785	0.00138	0.01723	0.00014	0.00480	0.00002	110.1	0.9	0.83
ZC-03.17	0.08605	0.00111	0.20907	0.00239	0.01762	0.00015	0.00516	0.00003	112.6	1	0.76
ZC-03.18	0.08033	0.00261	0.19151	0.00594	0.01729	0.00017	0.00526	0.00004	111.0	1	0.79
ZC-03.19	0.07797	0.00326	0.18950	0.00766	0.01763	0.00019	0.00537	0.00005	113.0	1	0.80
ZC-03.20	0.08182	0.00441	0.19619	0.01033	0.01739	0.00020	0.00528	0.00005	111.0	1	0.78
ZC-03.21	0.08846	0.00579	0.22136	0.01421	0.01815	0.00023	0.00548	0.00007	116.0	1	0.76
ZC-03.22	0.09036	0.00309	0.21887	0.00713	0.01757	0.00018	0.00530	0.00005	112.0	1	0.75
ZC-03.23	0.07152	0.00930	0.16405	0.02119	0.01663	0.00025	0.00510	0.00009	106.0	2	0.83
ZC-03.24	0.08927	0.00598	0.22717	0.01489	0.01846	0.00025	0.00557	0.00006	118.0	2	0.75

a) 同位素比值采用文献[22]方法进行普通Pb校正; b) 年龄值采用Isoplot/Ex (rev. 2.49)计算[23]; c) 谐和度: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 与 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 比值视年龄之比的平方根

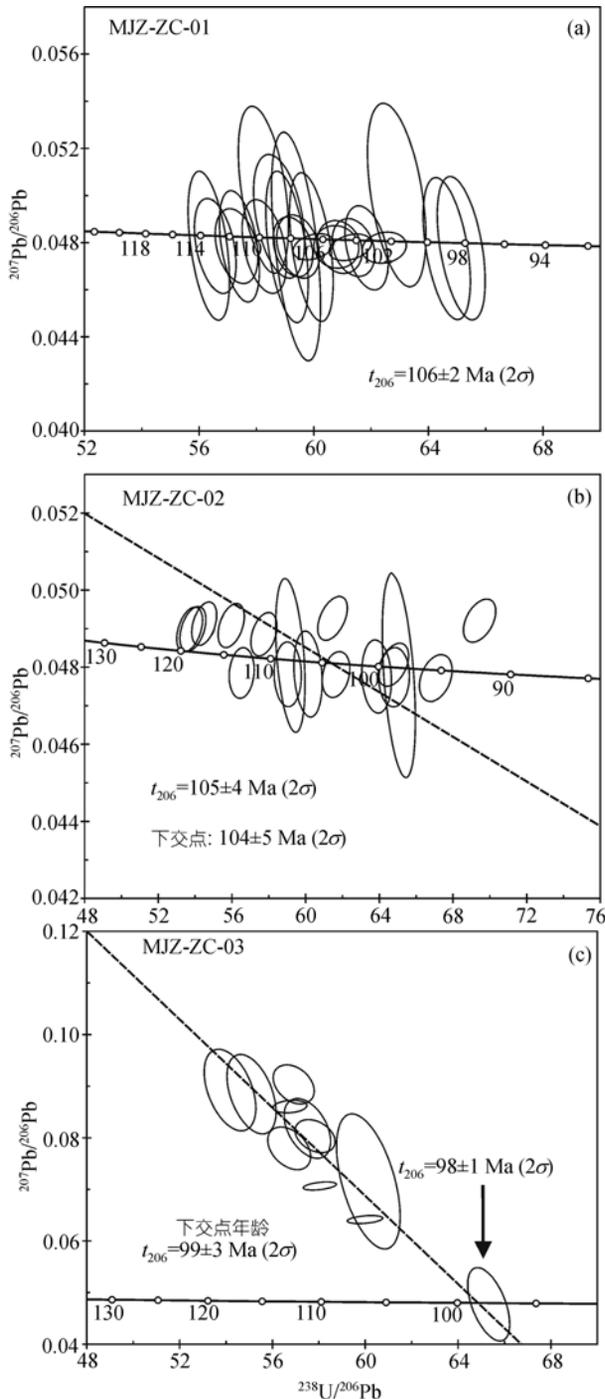


图 3 胶州盆地青山群锆石 U-Pb 同位素 $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 谐和曲线图

精度(达到或超过 SHRIMP 典型分析精度)是导致年龄数据 MSWD 值偏大假象的原因,其结果是在谐和图

上各测量点分析误差椭圆相互重叠区域较少、甚至彼此分离(图 3)。

样品 MJZ-ZC-02 的 U-Pb 同位素组成也均为谐和年龄,其谐和度值为 0.99~1.0(图 3(b))。样品的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值年龄加权平均值为 105 ± 4 Ma, 其年龄误差较 MJZ-ZC-01 稍显偏大,同时由锆石的 U-Pb 同位素组成获得了 104 ± 5 Ma(95%置信度,下同)的下交点年龄,与其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值年龄在分析误差范围内相同。

与前述样品不同,除一粒锆石表现为谐和年龄外, MJZ-ZC-03 样品锆石的 U-Pb 同位素组成具不同程度的不谐和性,其多数锆石年龄的谐和度为 0.75~0.87(图 3(c))。但这些锆石构成了一条下交点为 98 ± 1 Ma 的不一致线,该年龄与具谐和 U-Pb 同位素组成锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值年龄 99 ± 3 Ma 在分析误差范围内相同。因此, 98 ± 1 Ma 被解释为样品 MJZ-ZC-03 英安岩的形成(岩浆结晶)年龄。

胶州地区青山群上述三件火山岩样品的 U-Pb 同位素定年数据表明,其形成时代符合三件样品所代表火山-沉积地层由底向上年龄逐渐变轻的地质约束。

4 讨论

采自胶州地区青山群剖面不同层位三件酸性火山岩样品的主量和微量元素地球化学组成列于表 2。在 TAS(Total alkaline vs. Silica)图解上(图 4(a)), MJZ-ZC-01 和 MJZ-ZC-02 为流纹岩,而 MJZ-ZC-03 为粗面英安岩。结合剖面 30 件样品的主量元素组成(本文作者未发表数据),酸性火山岩沿剖面自下向上显示出其 SiO_2 含量降低、 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 含量升高的趋势(后介组火山岩 SiO_2 : 70.18~73.97 (wt%, 下同), $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$: 7.54~9.13; 石前庄组火山岩底部和中部 SiO_2 : 71.34~74.52, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$: 8.28~9.18; 石前庄组火山岩顶部 SiO_2 : 67.58~68.18, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$: 8.40~9.83)。在 $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ 图解上(图 4(b)), 样品 MJZ-ZC-01 落入超钾质岩区域,而样品 MJZ-ZC-02 与 MJZ-ZC-03 位于橄榄安粗岩范围。在球粒陨石标准化^[24] REE 配分模式图中(图 4(c)), 样品均表现为 LREE(轻稀土元素)相对富集,但沿剖面从流纹岩向英安岩,其 REE 含量逐渐增高,且剖面下部的流纹岩具有不同程度的

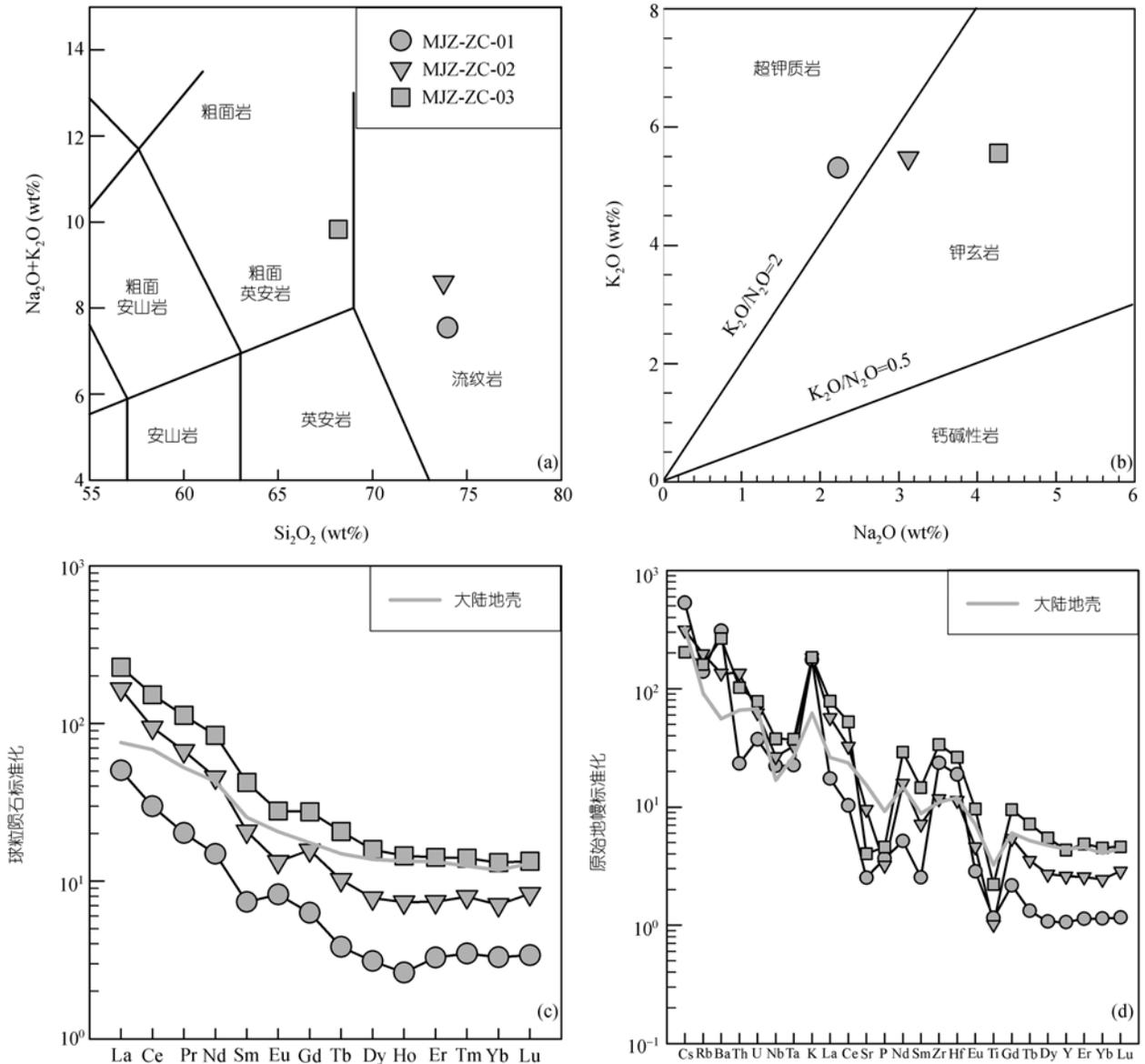


图 4 胶州盆地青山群火山岩岩石分类(a)、 $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (b)、REE标准化(c)和微量元素蛛网图(d)

HREE(重稀土元素)相对富集趋势。经原始地幔标准化^[24], 胶州火山岩样品表现出显著的大离子亲石元素(LILE) 相对富集和Nb, Ta, Ti, P高场强元素(HFSE) 相对亏损, 而亏损Sr和富集K元素则是这些样品的另一重要特征(图 4(d))。

青山群富钾火山岩在山东省鲁东、鲁西及沂沭断裂带三个小区均广泛出露, 前人对分布于鲁西蒙阴和沂沭断裂带五莲地区的青山群进行了包括同位素

定年在内较系统的地球化学研究, 其中蒙阴富钾火山岩获得了 $(124.3\pm 0.6)\sim(114.8\pm 0.6)$ Ma^[25]的 $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ 年龄和 119.6 ± 3.7 Ma的全岩Rb-Sr年龄^[26], 而在五莲地区则得到了 $(109.9\pm 0.6)\sim(108.2\pm 0.6)$ Ma的 $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ 年龄^[27]。结合本次研究所获得的鲁东地区青山群富钾火山岩由底向上 $(106\pm 2)\sim(98\pm 1)$ Ma的形成年龄, 显示山东省境内青山群富钾火山岩系形成时代在空间上具有由西向东明显变轻的趋势, 与前人提出的

表2 胶州盆地青山群火山岩主量(wt%)和微量元素($\mu\text{g/g}$)组成

样号	MJZ-ZC-01	MJZ-ZC-02	MJZ-ZC-03	样号	MJZ-ZC-01	MJZ-ZC-02	MJZ-ZC-03
SiO ₂	73.97	73.76	68.18	Zr	264	132	379
TiO ₂	0.25	0.22	0.48	Nb	15.8	19.0	26.9
Al ₂ O ₃	12.97	13.69	16.10	Cs	4.21	2.47	1.61
TFe ₂ O ₃	1.83	1.66	2.51	Ba	2164	944	1856
MnO	0.03	0.02	0.05	La	11.9	39.2	54.0
MgO	0.40	0.37	0.53	Ce	18.3	57.9	93.3
CaO	1.30	0.44	0.51	Pr	1.92	6.37	10.7
Na ₂ O	2.23	3.12	4.27	Nd	6.95	21.4	39.5
K ₂ O	5.31	5.48	5.56	Sm	1.13	3.18	6.49
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.10	Eu	0.48	0.77	1.62
LOI	1.98	0.99	1.30	Gd	1.29	3.23	5.67
				Tb	0.14	0.38	0.78
Be	2.12	1.74	2.58	Dy	0.79	1.99	4.03
V	18.3	17.1	20.8	Ho	0.15	0.42	0.82
Cr	3.11	6.96	1.15	Er	0.54	1.23	2.34
Co	1.69	1.89	0.90	Tm	0.089	0.20	0.36
Ni	1.66	5.31	1.29	Yb	0.56	1.21	2.23
Cu	4.68	4.27	5.35	Lu	0.086	0.21	0.34
Zn	29.8	24.6	42.8	Hf	5.82	3.51	8.14
Ga	11.2	11.9	15.9	Ta	0.92	1.34	1.54
Rb	88.2	125	102	Pb	18.9	18.4	17.2
Sr	53.1	202	84.9	Th	1.98	11.5	8.71
Y	4.83	11.8	19.7	U	0.78	1.32	1.64

认识相符^[27],但本次研究首次用高精度锆石U-Pb原位分析方法获得了青山群年龄,并识别出了形成时代小于100 Ma的中生代富钾火山岩。

山东青山群火山岩属中国东部中生代“橄榄粗安岩省”的重要组成部分^[28]。“橄榄粗安岩省”火山岩在岩性上以橄榄粗安岩、安粗岩、粗面岩、粗面安山岩和高钾流纹岩等组合为主,在地球化学特征上以高钾为特征,表现出明显的LILE相对富集和Nb、Ta、Ti、P等HFSE相对亏损,具有高⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-低¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd比值的同位素性质,其成因被认为与受过强烈交代作用的岩石圈地幔部分熔融作用有关^[28-30]。中国东部橄榄粗安岩省的分布受郯庐断裂带和沿江断裂带控制,除山东外,其他的主要出露区域有北淮阳盆地和沿江带的宁芜、溧水、庐枞盆地等,对这些火山岩盆地均有不同程度的同位素年代学研究积累。杨祝良等^[31]对北淮阳富钾火山岩毛坦厂组进行定年,获得了131±5 Ma的锆石U-Pb年龄和128±1 Ma的Rb-Sr年龄,稍后邱检生等^[32]和王岳军等^[33]再次对毛坦厂组富钾火山岩进行了定年,分别获得了127.1±3.6 Ma的

³⁹Ar-⁴⁰Ar年龄和底部148.8±2.5 Ma与顶部138.3±2.2 Ma的火山-沉积地层剖面K-Ar年龄。类似地,对北淮阳响洪甸组(或称晓天组)富钾火山岩进行定年后,邱检生等^[32]获得了(103.7±2.8)~(94.0±2.6) Ma的形成时代,而王岳军等^[33]则取得了(132.2±2.1)~(116.2±1.8) Ma的剖面年龄。显然,后者较前者定年值老约30~10 Ma。尽管这些作者定年数据间的差异已超出了同位素分析的误差范围,但根据对北大别构造单元内同为中生代粗安质火山岩进行的锆石U-Pb定年所获得的129.2±2.6 Ma形成年龄^[34],我们仍可得出这样的结论:大别-北淮阳地区中生代富钾火山岩的形成时代明显早于山东省境内的青山群火山岩。刘洪等^[35]报道了庐枞盆地富钾火山岩的形成时代,获得了(140.1±0.8)~(126±3.4) Ma的³⁹Ar-⁴⁰Ar年龄,而张旗等^[36]用SHRIMP法定年,获得了宁芜盆地富钾火山岩(131±4)~(127±3) Ma的锆石U-Pb年龄,同样指示出沿江断裂带富钾火山岩的形成年龄老于山东省境内的青山群。

与中国东部中生代-新生代大陆岩石圈减薄、构

造转折相对应的岩浆作用, 表现为其岩浆源区由具大陆岩石圈地幔性质源岩向具软流圈地幔性质源岩的突然演化, 被认为是与岩石圈下部的拆沉作用和软流圈物质上涌作用有关. 闫峻等^[37]对出露于鲁东地区胶莱盆地大西庄碱性玄武岩进行了 ^{39}Ar - ^{40}Ar 法定年, 获得了 73.5 ± 0.3 Ma 的形成年龄, 结合其 $+7.5\sim +7.6$ 的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值, 提出中国东部大陆岩石圈减薄发生的时间为 120~73 Ma. 事实上, 与中生代富钾火山岩形成时代存在区域差异一样, 具软流圈地幔源岩性质的碱性(及少量拉斑质)玄武岩的形成时代在北淮阳和沿江断裂带主要为新生代晚期, 且最早年龄也小于 65 Ma^[13], 从而较鲁东地区明显要晚.

中国东部中生代-新生代构造-岩浆事件所表现出的大陆动力学重要意义使得全球地学界予以了高度重视, 但目前对大陆岩石圈发生减薄的机制与过程在认识上并不充分. 例如尽管有学者对富钾火山岩的岩浆成因提出了各种认识(如文献^[29, 30]及它们所引文献), 并对新生代碱性玄武岩的源区性质呈现的区域变化趋势(如华北通克拉通和华南陆块分别表现为软流圈地幔源岩与具 EM I 和 EM II 性质大陆岩石圈地幔源岩的混合等^[8,13~15,38])进行了较详细调查总结, 但这些研究成果及所提出的成因模型目前仍不足以充分接受由同位素年代学和具不同源岩性质火山岩地球化学研究等提出的中国东部中生代-新生代岩石圈演化在时间、空间和成因上的条件约束. 要从动力学尺度上认识中国东部中生代-新生代构造转折发生的原因和机制, 对中国东部主要岩浆岩事件进行详细的时间、空间分布和化学组成变化的地质-地球化学约束具十分重要的意义. Gao 等^[12]最近首次报道了华北北缘辽西地区中生代高镁安山岩、英安岩等(兴隆沟组 159 ± 3 Ma^[12], 义县组 134.6 ± 2.0 Ma^[15])为大陆榴辉岩相下地壳发生拆沉作用, 于上地幔发生重熔作用成因的地球化学证据, 为认识华北北部乃至整个华北克拉通中生代-新生代大陆岩石圈演化的动力学过程提供了重要线索和研究思路. 值得指出, 在辽西地区具有软流圈地幔源岩性质碱性玄武岩的形成时间为 100.4 ± 1.6 Ma^[15], 明显早于鲁西地区. 本文作者最近在山东青山群火山岩中也识别出了具高 Mg 特征的安山质火山岩, 可望对认识该区域中生代火

山岩的成因与岩石圈深部演化机制提出新的地球化学约束, 详细的研究成果将另文报道.

致谢 野外地质工作期间山东省第四地质矿产勘查院刘明渭高工提供了重要帮助; 西北大学地质系胡兆初博士协助完成了锆石 U-Pb 同位素分析; 评审专家的评议意见显著提高了本文初稿的质量, 特此致谢.

参 考 文 献

- 1 高山, 金振民. 拆沉作用(Delamination)及其壳幔演化动力学意义. 地质科技情报, 1997, 16: 1—9
- 2 Kay R W, Kay S M. Delamination and delamination magmatism. Tectonophysics, 1993, 219: 177—189[DOI]
- 3 Rudnick R L. Making continental crust. Nature, 1995, 378: 571—578[DOI]
- 4 Houseman G. From mountains to basin. Nature, 1996, 379: 771—772[DOI]
- 5 Gao S, Zhang B R, Jin Z M, et al. How mafic is the lower continental crust? Earth Planet Sci Lett, 1998, 106: 101—117[DOI]
- 6 高山, Kern H, 金振民, 等. 榴辉岩的泊松比及其对造山带下地壳拆沉作用的指示. 中国科学, D 辑, 2002, 32: 881—888[摘要]
- 7 Furman T, Graham D. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. Lithos, 1999, 48: 237—262[DOI]
- 8 Fan Q C, Hooper P R. The Cenozoic basaltic rocks of Eastern China: Petrology and chemical composition. J Petrol, 1991, 32: 765—810
- 9 Fan W M, Menzies M A. Destruction of aged lower lithosphere and asthenosphere mantle beneath eastern China. Geotectonica et Metallogenia, 1992, 16: 171—179
- 10 Menzies M A, Fan W M, Zhang M. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km Archean lithosphere, Sino-Korean craton, China. Geological Society of London, Special Publication, 1993, 76: 71—78
- 11 翟明国, 朱日祥, 刘建明, 等. 华北东部中生代构造体制转折的关键时限. 中国科学, D 辑, 2003, 33(10): 913—920[摘要]
- 12 Gao S, Rudnick R, Yuan H L, et al. Recycling lower continental crust in the North China craton. Nature, 2004, 432: 892—897[DOI]
- 13 Chung S L. Trace element and isotope characteristics of Cenozoic basalts around the Tanlu Fault with implication for the eastern plate boundary between north and south China. J Geol, 1999, 107: 301—312[DOI]
- 14 Zou H B, Zindler A, Xu X S, et al. 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, 2000, 171: 33—47[DOI]

- 15 Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. Secular evolution of the lithosphere beneath the eastern North China Craton: Evidence from Mesozoic basalts and high-Mg andesites. *Geochim Cosmochim Acta*, 2003, 67: 4373—4387[DOI]
- 16 山东省地质矿产局. 山东省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1991. 597
- 17 Menzies M A, Xu Y G. Geodynamics of the north China Craton. In: Flower M, Chung S L, Lo C H, et al, eds. *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*, American Geophysical Union, Washington, DC, 1998, 155—165
- 18 陈义贤, 陈文寄, 周新华, 等. 辽西及邻区中生代火山岩-年代学、地球化学和构造背景. 北京: 地震出版社, 1997. 1—279
- 19 Ren J Y, Tamaki K, Li S T, et al. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamics setting in eastern China and adjacent areas. *Tectonophysics*, 2002, 344: 175—205[DOI]
- 20 张增奇, 刘明渭. 山东省岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社, 1996. 207—254
- 21 刘明渭, 张庆玉, 宋万千. 山东省白垩纪岩石地层序列与火山岩系地层划分. *地层学杂志*, 2003, 27(3): 247—253
- 22 Andersen T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . *Chem Geol*, 2002, 192: 59—79[DOI]
- 23 Ludwig K R. Isoplot/Ex, rev. 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 1a, 2001, 56
- 24 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol Soc Special Pub*, 1989, 313—345
- 25 邱检生, 徐夕生, 罗清华. 鲁西富钾火山岩和煌斑岩的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 定年及源区示踪. *科学通报*, 2001, 46(18): 1500—1508 [摘要]
- 26 邱检生, 王德滋, 周金城, 等. 山东中生代橄榄安粗岩系火山岩的地质、地球化学特征及岩石成因. *地球科学*, 1996, 21(5): 546—552
- 27 邱检生, 王德滋, 罗清华, 等. 鲁东胶莱盆地青山组火山岩的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 定年——以五莲分岭山火山机构为例. *高校地质学报*, 2001, 7(3): 351—355
- 28 王德滋, 任启江, 邱检生, 等. 中国东部橄榄安粗岩省的火山岩特征及其成矿作用. *地质学报*, 1996, 70(1): 23—34
- 29 Fan W M, Guo F, Wang Y J, et al. Late Mesozoic volcanism in the northern Huaiyang tectono-magmatic belt, central China: Partial melts from a lithospheric mantle with subducted continental crust relicts beneath the Dabie orogen? *Chem Geol*, 2004, 209: 27—48[DOI]
- 30 邱检生, 蒋少涌, 张晓琳, 等. 大别-苏鲁造山带南北两侧晚中生代富钾火山岩的成因: 微量元素及 Sr-Nd-Pb 同位素制约. *地球学报*, 2004, 25(2): 255—262
- 31 杨祝良, 沈加林, 沈渭洲, 等. 北淮阳中生代火山-侵入岩同位素年代学研究. *地质论评*, 1999, (增刊): 674—680
- 32 邱检生, 罗清华, McInnes B. 郯庐中南段晚中生代富钾岩浆作用及其对金(铜)成矿的制约. *矿床地质*, 2002, 21(增刊): 211—214
- 33 王岳军, 范蔚茗, 郭锋. 北淮阳晚中生代火山岩定年及火山砾石地球化学: 对大别灰色片麻岩隆升和中生代地层格架的约束. *科学通报*, 2002, 47(20): 1528—1534[摘要]
- 34 薛怀民, 董树文, 刘晓春. 北大别东部白垩纪埃达克质火山岩及其锆石 U-Pb 年代学. *地球化学*, 2002, 31(5): 455—463
- 35 刘洪, 邱检生, 罗清华, 等. 安徽庐枞中生代富钾火山岩成因的地球化学制约. *地球化学*, 2002, 31(2): 129—140
- 36 张旗, 简平, 刘敦一, 等. 宁芜火山岩的锆石 SHRIMP 定年及其意义. *中国科学, D 辑*, 2003, 33(4): 309—314[摘要]
- 37 闫峻, 陈江峰, 谢智, 等. 鲁东晚白垩世玄武岩中的幔源捕虏体: 对中国东部岩石圈减薄时间制约的新证据. *科学通报*, 2003, 48(14): 1570—1574[摘要]
- 38 Xu Y G, Menzies M A, Matthey D P, et al. The nature of the lithospheric mantle near the Tancheng-Lujiang fault, China: An integration of texture, chemistry and isotopes. *Chem Geol*, 1996, 134: 67—81[DOI]