



鲁西地区石门山—凤仙山岩体的锆石 SHRIMP U—Pb 定年及形成时代

王世进¹, 万渝生^{2,3}, 王伟^{2,3}, 宋志勇¹, 董春艳^{2,3}, 王立法¹, 杨恩秀¹, 刘清德⁴

(1. 山东省地质调查院, 山东 济南 250013; 2. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 3. 北京离子探针中心, 北京 100037; 4. 青岛海洋地质研究所, 山东 青岛 266071)

摘要:鲁西地区石门山岩体主要岩性为片麻状花岗闪长岩, 原划为新太古代早期侵入岩。根据新测锆石 SHRIMP U—Pb 年龄为 $(2\ 530 \pm 8)$ Ma, 其形成时代确定为新太古代晚期。凤仙山岩体为中粒二长花岗岩, 锆石 SHRIMP U—Pb 年龄为 $(2\ 513 \pm 12)$ Ma, 并侵入片麻状花岗闪长岩。石门山岩体属峰山岩套, 为 TTG 质花岗岩, 是地幔岩浆侵入混入地壳物质形成的。凤仙山岩体属傲徕山岩套二长花岗岩, 为上地壳物质重熔(深熔)作用形成的。峰山岩套 TTG 类岩石是 2 560~2 530 Ma 壳幔岩浆活动的产物, 岩体普遍具有片麻状构造, 表明经历变质变形作用。未受区域变质作用的傲徕山岩套大规模壳源花岗岩是 2 530~2 500 Ma 地壳物质部分熔融形成的, 与华北克拉通新太古代末超大陆拼合有关, 2 530 Ma 是鲁西地区重要的构造热事件发生时期。

关键词:新太古代; SHRIMP U—Pb 定年; 石门山岩体; 凤仙山岩体; 鲁西地区; 山东省

中图分类号: P534.2; P533

文献标识码: A

鲁西地区位于华北克拉通东部, 是我国新太古代侵入岩最发育的地区, 出露的 TTG 和壳源花岗岩^[1-2], 广布于郯庐断裂带安丘—莒县断裂以西的鲁西地块上, 自早到晚划分为新太古代早期、中期、晚期 3 期侵入岩。新太古代早期岩浆活动形成 2 700 Ma 的英云闪长质片麻岩、条带状英云闪长质片麻岩。新太古代中期岩浆活动形成 2 630~2 610 Ma 的片麻状奥长花岗岩、花岗闪长岩。新太古代晚期岩浆活动从地幔岩浆侵入到地壳深熔大规模的钾质花岗岩, 2 560~2 500 Ma 的中基性—中酸性侵入岩导致大规模陆壳的形成。区域地质调查资料与近年来新的 SHRIMP 锆石定年, 为了解鲁西早前寒武纪基底演化提供了有力的支持^[2-5]。曲阜市石门山—泗水县凤仙山地区出露新太古代早期侵入岩, 被新太古代晚期峰山岩套龟蒙顶单元片麻状花岗闪长岩侵入, 后者又被新太古代晚期傲徕山岩套二长花岗岩侵入(图 1)。查明这些不同类型不同成因的花岗岩类深成侵入岩的形成时代, 对认识鲁西早前寒武

纪基底演化历史有着重要的意义。

1 主要岩体基本特征

1.1 石门山片麻状花岗闪长岩岩体

石门山岩体岩性为片麻状花岗闪长岩, 属峰山岩套龟蒙顶单元, 出露于石门山—凤仙山南北两侧。往东南延伸到泗水县龙门山一带, 岩体展布为 NW 向与区域构造线方向一致。岩体中含有泰山岩群变质地层及南官庄单元斜长角闪岩包体, 侵入新太古代早期泰山岩套条带状英云闪长质片麻岩, 被傲徕山岩套二长花岗岩侵入。

岩性为片麻状中粒花岗闪长岩, 岩石呈灰色—灰白色, 中粒花岗变晶结构, 片麻状构造, 局部岩石中的暗色矿物呈条带状产出。主要矿物成分斜长石 45.8%、钾长石 18.2%、石英 28.5%、黑云母 7.1%, 少量蚀变矿物绿帘石、钠长石、绢云母、黝帘石, 副矿物有磷灰石、锆石、磁铁矿。岩石化学成分

* 收稿日期: 2010-07-17; 修订日期: 2010-08-18; 编辑: 陶卫卫

作者简介: 王世进(1950—), 男, 山东烟台人, 教授级高级工程师, 主要从事区域地质、矿产、农业地质调查研究工作; E-mail: shijin@163.com。

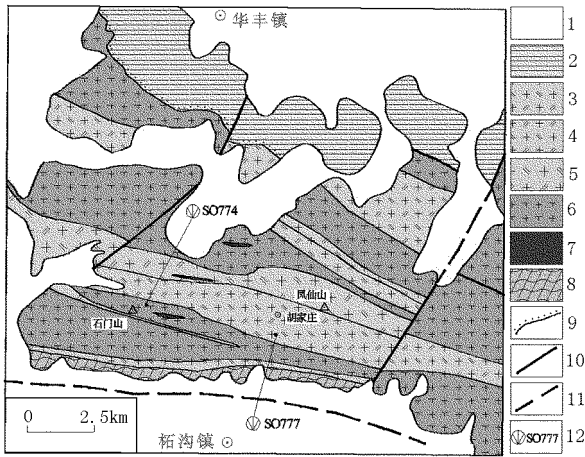


图1 山东省曲阜市石门山—泗水县凤仙山地区地质简图

1—第四系;2—显生宙沉积盖层;3—新太古代晚期第三阶段细粒二长花岗岩;4—新太古代晚期第三阶段中粒二长花岗岩;5—新太古代晚期第三阶段斑状中粒二长花岗岩;6—新太古代晚期第二阶段片麻状中粒含黑云花岗岩闪长岩;7—新太古代中期第一阶段粗粒变角闪石岩;8—新太古代早期第二阶段条带状细粒含黑云英云闪长质片麻岩;9—实测角度不整合界线;10—性质不明断裂;11—推测断裂;12—采样位置及编号

SiO₂ 平均含量 71.57%, 为硅酸过饱和的酸性岩, 里特曼指数为 1.71 ~ 2.59, 属钙—钙碱性岩类。镁铁比值 (*M/F*) 为 0.26 ~ 0.84。固结指数 (*SI*) 为 3.52 ~ 12.09, 分异指数 (*DI*) 为 78.57 ~ 86.52, 碱度指数 *A.R* 为 2.26 ~ 3.12, 氧化度 *Ox* 为 0.54 ~ 0.58, 可见岩浆分异程度较高。

1.2 凤仙山二长花岗岩岩体

凤仙山二长花岗岩岩体属傲徠山岩套松山单元, 主要组成石门山—凤仙山主峰, 呈 NW 向展布, 总体走向与区域构造线方向一致, 岩体边界清楚。侵入并捕虏新太古代早期泰山岩套望府山条带状英云闪长质片麻岩, 侵入新太古代晚期峰山岩套龟蒙顶单元片麻状花岗闪长岩, 在泗水县龙门山可见到明显的侵入关系(图2)。

其岩性为中粒二长花岗岩, 浅肉红色, 中粒花岗变晶结构, 块状构造。主要矿物成分, 斜长石 30% ~ 40%, 微斜长石 25% ~ 39%, 石英 27% ~ 38%, 黑云母 1% ~ 3%。岩石化学成分 SiO₂ 含量为 68.36% ~ 73.62%, 属铝过饱和和硅酸过饱和的酸性岩。里特曼指数为 2.41 ~ 2.93, 属钙碱性岩类。



图2 龙门山峰山岩套片麻状花岗闪长岩(a)被傲徠山岩套二长花岗岩(b)侵入

2 分析技术

重砂分选、制靶以及透、反射光和阴极发光在北京离子探针中心完成。年龄测定在 SHRIMP II 仪器上进行, 分析流程与 Williams 类似^[6], 一次离子流强度约 7 nA, 束斑直径约 30 μm, 标准锆石 BR266 (U 含量为 909 μg/g) 和 TEMORA (年龄为 417 Ma) 用于未知样品 U 含量标定和年龄校正^[7]。选取放射性损伤弱的锆石进行年龄测定, TEMORA 和待测样之比为 1:4。所有样品测定为 5 组扫描, 待测样品数据点以 ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 比值计算锆石年龄, 普通铅做年龄校正。数据处理采用 SQUID 和 ISOPLOT 程序^[8]。单个数据点误差为 1σ。

3 主要岩体锆石特征和测年结果

3.1 石门山片麻状花岗闪长岩锆石特征和测年结果

石门山片麻状花岗闪长岩属峰山岩套龟蒙顶单元, 样品 S0774 采自曲阜远东学院西南石门寺(图3)。岩石中大部分锆石呈长柱状或短柱状, 少数为近浑圆状, 长轴通常大于 100 μm。透射光下, 部分锆石含有其他矿物的微粒包体, 大多数锆石干净透明, 少数不透明或发育裂隙, 阴极发光下具岩浆结晶形成的环带(图4)。共在 11 颗锆石上进行了 11 个数据点分析, 普通铅占总铅比例的 0.21% ~ 1.10%, 除数据点 6.1 外, 其他均小于 0.50%; U, Th 含量和 Th/U 比值分别为 (112 ~ 481) × 10⁻⁶, (61 ~ 508) × 10⁻⁶ 和 0.36 ~ 1.23 (表1)。数据点 6.1 获得 (2 509 ± 18) Ma 的谐和 ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄, 比其他靠近谐和线的分析点年龄偏小约 20 Ma, 但该分析点



图3 石门山片麻状花岗闪长岩(S0774)野外照片
锆石的阴极发光特征与其他锆石没有明显差别,
Th/U 比值 0.69, 与其他分析点类似, 可能由于

分析原因造成该点年龄偏小。除去 6.1 和远离谐和线的 2 个数据点, 对靠近谐和线的 8 个数据点 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 作加权平均年龄计算, 结果为 (2530 ± 8) Ma, MSWD = 0.8 (图 5), 代表岩浆结晶锆石的形成年龄。

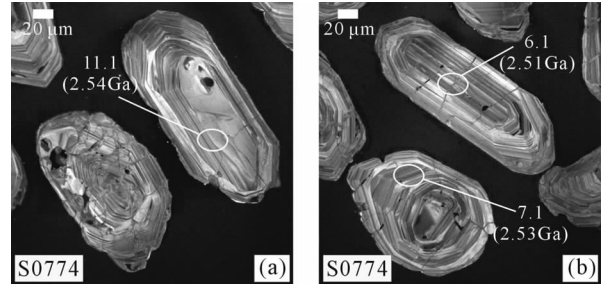


图4 石门山片麻状花岗闪长岩(S0774)锆石阴极发光图像

表1 石门山片麻状花岗闪长岩(S0774)锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分析结果

Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	10^{-6} U	10^{-6} Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	10^{-6} $^{206}\text{Pb}^*$	10^{-6} $^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ $\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ $\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ $\pm\%$	err corr	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	% Discordant		
S0774-1.1	0.21	112	61	0.56	46.8	0.1682	0.86	11.29	3.3	0.487	3.2	.965	2557 ± 67	2540 ± 15	-1
S0774-2.1	0.32	426	508	1.23	171	0.16652	0.47	10.71	3.2	0.466	3.1	.989	2467 ± 64	2523 ± 8	2
S0774-3.1	0.40	481	169	0.36	134	0.15311	0.53	6.81	3.1	0.3226	3.1	.985	1803 ± 48	2381 ± 9	24
S0774-4.1	0.29	272	298	1.13	93.9	0.16101	0.58	8.89	3.2	0.400	3.2	.983	2171 ± 58	2466 ± 10	12
S0774-5.1	0.21	176	119	0.70	73.6	0.1686	0.64	11.31	3.1	0.486	3.1	.979	2555 ± 65	2544 ± 11	0
S0774-6.1	1.10	214	143	0.69	88.4	0.1651	1.1	10.82	3.5	0.475	3.4	.951	2507 ± 70	2509 ± 18	0
S0774-7.1	0.21	193	163	0.87	83.7	0.1671	0.60	11.63	3.1	0.505	3.1	.982	2635 ± 67	2529 ± 10	-4
S0774-8.1	0.34	102	72	0.73	38.9	0.1683	1.4	10.28	3.5	0.443	3.3	.921	2363 ± 65	2541 ± 23	7
S0774-9.1	0.32	198	208	1.09	69.2	0.1658	10	9.28	3.2	0.406	3.1	.952	2195 ± 58	2516 ± 17	13
S0774-10.1	0.17	174	166	0.98	63.6	0.1679	0.70	9.82	3.2	0.424	3.1	.975	2279 ± 59	2536 ± 12	10
S0774-11.1	0.21	209	183	0.90	87.1	0.1674	0.67	11.15	3.2	0.483	3.1	.977	2540 ± 65	2532 ± 11	0

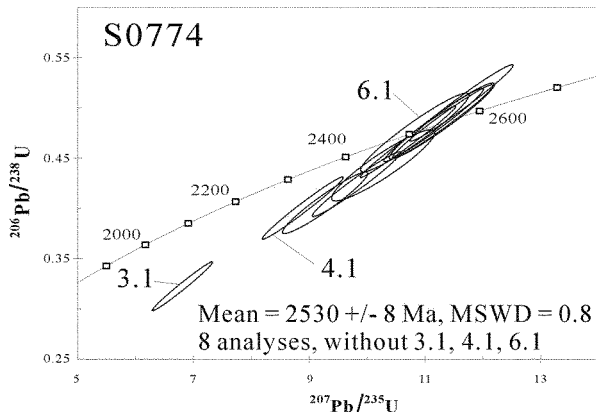


图5 石门山片麻状花岗闪长岩(S0774)锆石 SHRIMP U-Pb 年龄

3.2 凤仙山岩体二长花岗岩锆石特征和测年结果

凤仙山中粒二长花岗岩属傲徕山岩套松山单元, 样品(S0777)采自泗水县胡家庄村南 1 km 山腰采石场(图 6), 岩石中绝大部分锆石呈长柱状, 个别为短柱或近浑圆状, 长轴通常大于 100 μm 。透射光下, 大部分锆石含有其他矿物的微粒包体, 多数锆石干净透明, 有些略带粉色, 少数呈不透明褐色或发育裂隙, 阴极发光下通常具岩浆结晶形成的环带(图 7)。共在 16 颗锆石上进行了 17 个数据点分析, 普通铅占总铅比例的 0 ~ 2.34%, 除数据点 2.1 和 4.1 外, 其他均小于 0.50%, 部分锆石存在强烈铅丢失, U, Th 含量和 Th/U 比值分别为 $(46 \sim 867) \times 10^{-6}$,



图 6 凤仙山岩体中粒二长花岗岩 (S0777) 野外照片

($29 \sim 676$) $\times 10^{-6}$ 和 $0.65 \sim 1.83$ (表 2)。数据点 6.1 和 14.1 获得 (2474 ± 16) Ma 和 (2450 ± 15) Ma 的谐和 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄, 比其他靠近谐和线的分析点年龄偏小 $40 \sim 60$ Ma, 分析点 6.1 和 14.1 的 Th/U 比值与其他分析点类似, 但阴极发光下没有明显的环带结构, 成因可能与其他锆石不同, 其年龄的地质含义尚不清楚。除去 6.1, 14.1 和远离谐和线的若干数据点, 对靠近谐和线的 9 个数据点 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 作加权平均年龄计算, 结果为 (2513 ± 12) Ma, $\text{MSWD} = 2.9$ (图 8), 代表岩浆结晶锆石的形成年龄。

表 2 凤仙山岩体中粒二长花岗岩 (S0777) 锆石 SHRIMP U - Pb 年龄分析结果

Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	10^{-6} U	10^{-6} Th	$^{232}\text{Th}/$ ^{238}U	10^{-6} $^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/$ $^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/$ $\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/$ ^{235}U	$^{206}\text{Pb}^*/$ $\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/$ ^{238}U	$\pm\%$	err corr	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	% Discordant
S0777-1.1	—	201	327	1.68	84.0	0.16494	0.42	11.06	1.2	0.4863	1.1	.935	2555 \pm 23	2507 \pm 7	-2
S0777-2.1	0.56	867	676	0.81	276	0.1587	0.86	8.07	1.3	0.3688	0.92	.731	2024 \pm 16	2441 \pm 15	17
S0777-3.1	0.34	113	155	1.41	43.9	0.1638	0.76	10.14	1.4	0.4488	1.1	.831	2390 \pm 23	2495 \pm 13	4
S0777-4.1	2.34	411	188	0.47	155	0.1712	10	10.12	1.4	0.4287	0.98	.700	2300 \pm 19	2569 \pm 17	10
S0777-5.1	0.14	81	102	1.30	29.4	0.1612	0.89	9.39	1.5	0.4226	1.3	.816	2272 \pm 24	2468 \pm 15	8
S0777-6.1	0.16	58	103	1.83	23.3	0.1617	0.94	10.38	1.6	0.4655	1.3	.815	2464 \pm 27	2474 \pm 16	0
S0777-7.1	0.03	82	98	1.24	32.7	0.1679	0.78	10.77	1.9	0.4651	1.8	.915	2462 \pm 36	2537 \pm 13	3
S0777-8.1	0.23	181	213	1.21	65.6	0.16385	0.55	9.52	1.2	0.4213	1.1	.890	2266 \pm 21	2496 \pm 9	9
S0777-9.1	0.04	183	286	1.61	75.9	0.16769	0.46	11.16	1.1	0.4826	1.0	.912	2539 \pm 22	2535 \pm 8	0
S0777-10.1	0.23	172	242	1.46	70.6	0.1665	0.91	10.98	1.4	0.4783	1.1	.755	2520 \pm 22	2522 \pm 15	0
S0777-11.1	0.08	212	361	1.76	88.2	0.1654	0.68	11.01	1.5	0.4830	1.3	.892	2540 \pm 28	2511 \pm 11	-1
S0777-12.1	0.06	217	348	1.66	86.7	0.16507	0.47	10.59	1.1	0.4651	1.0	.908	2462 \pm 21	2508 \pm 8	2
S0777-13.1	0.06	131	202	1.59	51.9	0.16288	0.55	10.33	1.4	0.4598	1.3	.921	2439 \pm 27	2486 \pm 9	2
S0777-14.1	0.10	55	65	1.24	22.1	0.1595	0.88	10.37	1.6	0.4715	1.3	.835	2490 \pm 27	2450 \pm 15	-2
S0777-15.1	0.14	100	82	0.85	41.5	0.1676	0.69	11.19	1.3	0.4842	1.2	.861	2545 \pm 24	2534 \pm 12	0
S0777-16.1	0.44	522	632	1.25	141	0.15482	0.48	6.681	1.2	0.3130	1.1	.919	1755 \pm 17	2400 \pm 8	27
S0777-16.2	0.12	46	29	0.65	18.1	0.1651	0.94	10.31	2.2	0.4529	2.0	.902	2408 \pm 40	2508 \pm 16	4

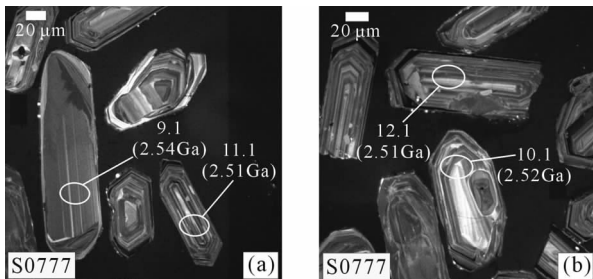


图 7 凤仙山岩体中粒二长花岗岩 (S0777) 锆石阴极发光图像

4 讨论和结论

石门山岩体由片麻状花岗闪长岩组成, 属峰山岩套龟蒙顶单元, 锆石 SHRIMP U - Pb 定年为 (2530 ± 8) Ma。凤仙山岩体由中粒二长花岗岩组成, 属傲徕山岩套松山单元, 锆石 SHRIMP U - Pb 定年为 (2513 ± 12) Ma。上述岩体形成时代均为新太古代晚期。野外接触关系表明, 傲徕山岩套二长花岗岩明显侵入峰山岩套龟蒙顶单元片麻状花岗闪长

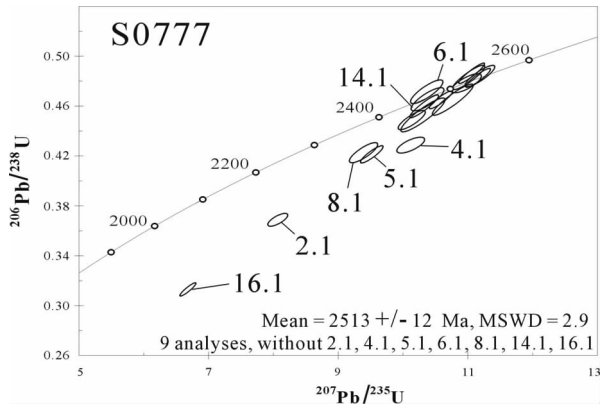


图8 凤仙山岩体中粒二长花岗岩(S0777) 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄

岩,与测年结果是一致的。

峰山岩套龟蒙顶单元片麻状花岗闪长岩分布于鲁西新太古代早期泰山岩群变质地层和泰山岩套组成的古陆核的西南侧,被新太古代晚期傲徕山岩套二长花岗岩侵入。峰山岩套各单元岩石中的暗色岩石包体比较常见,是岩浆混合作用形成的微晶闪长质包体或暗色微粒包体。在较浅色的花岗质岩石中常常发育暗色的微粒闪长质包体,被认为是岩浆混合作用的重要记录,常被看作为岩浆的机械混合作用的产物^[9,10]。峰山岩套各岩体间的侵入关系比较清楚,属同熔型深成花岗岩,是由幔源组分和壳源组分不等量混熔而成。稀土元素总量和分馏程度在总体增长的过程中波动较大,表明在岩浆演化过程中不断有壳源物质的加入,逐步成为以壳源物质为主的混源型岩浆岩类。该套侵入岩在区域上呈NW向带状展布,侵入体内部的岩石包体长轴方向也具同样的展布方向,并与区域韧性剪切带的方向一致,显示断裂扩张式定位特征。岩浆沿断裂上侵过程中受构造应力作用影响,发生韧性变形而形成构造片麻理、变形分异条带和韧性剪切带。峰山岩套同构造花岗岩意味着花岗岩浆侵位与变形是同时的,而且是相辅相成的。

傲徕山岩套二长花岗岩主要分布于鲁西新太古代早期泰山岩群变质地层和泰山岩套组成的古陆核的东北侧,在古陆核的西南侧也有出露。为上地壳物质重熔(深熔)作用形成的,属壳源重熔型花岗岩类。泰山地区未变形或弱变形的二长花岗岩形成于2500~2520 Ma^[3,11],沂水地区大山二长花岗岩的侵位结晶年龄为(2545±10) Ma^[12],与蒙山地区壳源花岗岩的时代基本一致,蒙山云蒙峰岩体中粒二

长花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年为(2534±8) Ma^[4],平邑邱子峪二长花岗岩锆石的蒸发沉积法年龄(²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)平均值为(2521±2) Ma^[13]。鲁西早前寒武纪基底壳源花岗岩主要形成于新太古代晚期2.50~2.53 Ga。其形成的构造背景为陆块碰撞,属同碰撞(造山)花岗岩。其宏观展布特征显示其强力膨胀式和底辟刺穿式机制而就位。峰山岩套TTG类岩石是鲁西地块新太古代晚期壳幔岩浆活动的产物,傲徕山岩套二长花岗岩是前述TTG类壳幔岩浆活动之后在新太古代晚期发生的大规模陆壳增生活动形成的^[14]。全球范围内,太古宙克拉通广泛记录了2700 Ma的构造岩浆热事件,与之不同,华北克拉通除记录了前述构造岩浆热事件外,还记录了大量2500~2550 Ma构造岩浆热事件信息^[15]。新太古代末期壳熔花岗岩岩浆活动非常强烈,花岗岩事件与前述碰撞造山有关^[16]。新太古代晚期除广泛分布TTG质花岗岩外,壳源花岗岩在五台、胶辽、吉南等地也有分布^[17-19]。作为华北克拉通重要组成部分,鲁西早前寒武纪变质基底不仅有>2.70 Ga的花岗-绿岩带^[20,21],而且大量2500~2550 Ma的花岗质岩石遍布鲁西各地^[2],大规模壳源花岗岩的形成时代与华北克拉通其他地区十分相近。

太古宙富钾花岗岩多形成于构造运动后期(post-tectonic),为地壳部分熔融(或深熔)作用产物,标志着古陆块克拉通化结束。鲁西地区壳源花岗岩多含前期形成的斜长角闪质、闪长质或TTG包体,具大量残余锆石(年龄通常>2.55 Ga),这些古老地壳物质的再循环是华北克拉通新太古代晚期强烈构造热事件的结果,标志鲁西和华北古陆块克拉通化完成^[5]。表明2500~2560 Ma是该区主要的地质热事件,可能是新太古代末期向古元古代过渡时,地壳重新活动加剧的反映^[13]。大陆生长是指地幔物质通过各种作用进入地壳,导致地壳物质数量增加和体积增大^[22]。鲁西地块前寒武纪变质基底主要在2500~2560 Ma的新太古代晚期大规模岩浆侵入活动形成,其中峰山岩套TTG类岩石是2560~2530 Ma壳幔岩浆活动的产物,岩体普遍具有片麻状构造,表明经历变质变形作用;傲徕山岩套二长花岗岩是2530~2500 Ma地壳重熔(或深熔)作用形成的,岩体保留岩浆形成时的组构。2530 Ma是鲁西地区重要的构造热事件,峰山岩套遭受区域变质作用,未受区域变质作用的傲徕山岩套大规模壳

源花岗岩是前期组成地壳的物质部分熔融形成的,与华北克拉通新太古代末超大陆拼合有关^[16]。地壳部分深熔初期形成傲徕山岩套条带状二长花岗岩带,可能是古板块的边界,研究其地质构造背景对了解太古宙末期地球板块构造活动具有重要意义。鲁西地区 2 530 ~ 2 500 Ma 壳熔花岗岩的形成,标志鲁西地区和华北陆块克拉通化完成。

致谢:样品靶由陶华、叶青制作。锆石标准由 Nasdala 和 Black 提供。图 1 由侯建华工程师制作。该文得到山东省地质系列图件编制与综合研究项目(1212010811029)和北京离子探针中心基础研究项目的资助。

参考文献:

[1] 曹国权. 鲁西早前寒武纪地质[M]. 北京:地质出版社,1996:1-27.

[2] 王世进,万渝生,张成基,等. 鲁西地区早前寒武纪地质研究新进展[J]. 山东国土资源,2008,24(1):10-20.

[3] 陆松年,陈志宏,相振群. 泰山世界地质公园古老侵入岩系年代格架[M]. 北京:地质出版社,2008:45-80.

[4] 王世进,万渝生,王伟,等. 鲁西地区蒙山龟蒙顶岩体和云蒙峰岩体的形成时代:锆石 SHRIMP U-Pb 定年的证据[J]. 山东国土资源,2010,26(5):1-6.

[5] 王伟,王世进,董春艳,等. 山东鲁山地区新太古代壳源花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年[J]. 地质通报,2010,29(7):993-1000.

[6] Williams I S, 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe, Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. In: Mckibben M A, Shanks W C, Ridley W I. eds. Rev. Econ. Geol., 7: 1-35.

[7] Black LP, Kamo SL, Allen CM, Aleinikoff JN, Davis DW, Korscha RJ and Foudoulisa C. 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. Chemical Geology, 200:155-170.

[8] Ludwig K R, 2001. Squid 1.02: a user's manual. Berkeley Geochronology Centre, Special Publication 2, 19.

[9] 肖庆辉,邓晋福,邱瑞照,等. 花岗岩类与大陆地壳生长初探——以中国典型造山带花岗岩类岩石的形成为例[J]. 地质通报,2009,36(3):1131-1138.

[10] 王涛. 花岗岩混合成因研究及大陆动力学意义[J]. 岩石学报,2000,16(2):161-168.

[11] 庄育勋,王新社,徐洪林,等. 泰山地区早前寒武纪主要地质事件与陆壳演化[J]. 岩石学报,1997,13(3):313-330.

[12] 沈其韩,宋彪,徐惠芬. 山东沂水太古宙蔡峪和大山岩体锆石年代学[J]. 地质论评,2004,50(3):275-284.

[13] 杨淳,宋彪,潘森,张胜祥,等. 鲁西蒙山山脉中段早前寒武纪花岗质岩石岩石学和单锆石年龄[J]. 地球学报,1997,18(3):324-329.

[14] 侯贵廷,李江海,金爱文,钱祥麟. 鲁西地块早前寒武纪构造-岩浆活动区划及演化的新认识[J]. 高校地质学报,2004,10(2):239-249.

[15] 沈其韩,耿元生,宋彪,等. 华北和扬子陆块及秦岭-大别造山带地表和深部太古宙基底的新信息[J]. 地质学报,2005,79(5):616-627.

[16] 翟明国,卞爱国. 华北克拉通新太古代末超大陆拼合及古元古代末—中元古代裂解[J]. 中国科学(D辑),2000,30(增刊):129-136.

[17] 赵祯祥,杜晋锋,李营辉,等. 五台山新太古代碰撞造山带的形成及构造岩片划分[J]. 地质调查与研究,2004,27(1):5-12.

[18] 伍家善,耿元生,沈其韩. 中朝古大陆太古宙地质特征及构造演化[M]. 北京:地质出版社,1998:192-211.

[19] 李俊建,沈保丰,李双保,等. 辽北—吉南早前寒武纪大陆壳的地质特征和演化[J]. 中国区域地质,1998,17(1):30-38.

[20] 程裕淇,沈其韩,王泽九. 山东太古代雁翎关变质火山—沉积岩[M]. 北京:地质出版社,1982:1-72.

[21] 徐惠芬,董一杰,施允亨,等. 鲁西花岗岩绿岩带[M]. 北京:地质出版社,1992:1-67.

[22] 肖庆辉,邱瑞照,邢作云,等. 花岗岩成因研究前沿的认识[J]. 地质论评,2007,53(增刊):17-27.

Zircon SHRIMP U-Pb Dating and the Forming Age of Shimenshan - Fengxianshan Rock in Western Shandong

WANG Shijin¹, WAN Yusheng^{2,3}, WANG Wei^{2,3}, SONG Zhiyong¹, DONG Chunyan^{2,3}, WANG Lifa¹, YANG Enxiu¹, LIU Qingde⁴

(1. Shandong Geological Survey Institute, Shandong Jinan 250013, China; 2. Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3. Beijing SHRIMP Center, Beijing 100037, China; 4. Qingdao Institute of Marine Geology, Shandong Qingdao 266071, China)

Abstract: Lithology of Shimenshan rock in western Shandong is mainly gneissic granodiorite, which was originally classified into intrusive rocks in early period of Archean. According to newly measured zircon SHRIMP U-Pb age

as $2530 \pm 8\text{Ma}$, the formation age is determined to be the late period of Archean. Fengxiashan rock is monzogranite with medium size. Its zircon SHRIMP U - Pb age is $2513 \pm 12\text{Ma}$, and intruded by gneissic granodiorite. Shimenshan rock belongs to Yishan rock set of TTG granitoids. It is formed by the intrusion of mantle mixed with crustal magma. Fengxiashan rock is monzogranite rock in Aolaishan rock set. It is formed by melting material at the upper crust (deep penetration) . TTG rocks in Yishan rock set with the age of $2560 \sim 2530\text{Ma}$ are the production of crust and mantle magmatism. Rock in general has a gneissic structure, which showed that it had experienced the metamorphism and deformation. Aolaishan rock set which has not experienced regional metamorphism were formed by partial melting of crustal material in $2530 \sim 2500\text{Ma}$. It has close relation with super continental fitting of craton in the late period of Neoproterozoic in Northern China. 2530Ma is an important tectonic thermal event in western Shandong.

Key words: Neoproterozoic; SHRIMP U - Pb dating; Shimenshan rock; Fengxiashan rock; western Shandong; Shandong province