

山东中侏罗世-早白垩世侵入岩的锆石 Hf 同位素组成及其意义*

徐义刚¹ 巫祥阳^{1,2} 罗震宇^{1,2} 马金龙^{1,2} 黄小龙¹ 谢烈文³

XU YiGang¹, WU XiangYang^{1,2}, LUO ZhenYu^{1,2}, MA JinLong^{1,2}, HUANG XiaoLong¹ and XIE LieWen³

1. 中国科学院广州地球化学研究所 同位素年代学和地球化学重点实验室, 广州 510640

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049

3. 中国科学院地质与地球物理研究所 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029

1. Key Laboratory of Isotope Geochronology and Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, 510640 Guangzhou, China.

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, 100029 Beijing, China.

3. State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, 100029 Beijing, China

2006-10-08 收稿, 2006-12-21 改回.

Xu YG, Wu XY, Luo ZY, Ma JL, Huang XL and Xie LW. 2007. Zircon Hf isotope compositions of Middle Jurassic-Early Cretaceous intrusions in Shandong Province and its implications *Acta Petrologica Sinica*, 23(2):307-316

Abstract In-situ Hf isotope analyses have been carried out on zircons from Jurassic-Early Cretaceous intrusions in Shandong Province. It is shown that the inherited zircons, which were formed during the late Archean (upper intercept age ~ 2.5 Ga), have positive $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ ($+8 \sim +1$), with Hf model ages clustering between 2.6 \sim 2.8 Ga. These Hf isotopic compositions and model ages are very similar to those of mafic lower crustal xenoliths included in the Paleozoic kimerlites in Fuxian, Liaoning province. The Hf model ages are also similar to the Nd model age of the crust in the North China craton. These inherited zircons are therefore interpreted as derived from the mafic lower crust which was underplated during the late Archean time. New zircons, occurring as rim surrounding inherited zircons or as separate crystals, have U-Pb ages of 177 Ma and 132 \sim 126 Ma. Their $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ are negative ranging from -23 to -1 . It is proposed that Mesozoic intrusions from Shandong were generated as a result of interplay between three components, namely, enriched lithospheric mantle, depleted mantle and crust. Specifically, Jurassic monzonites from Tongshi, which were derived from late Archean lower crust, provide constraint on the Hf isotopic composition of the lower crust component ($\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = -20$); while gabbroic rocks from Yinan, which were originated from the enriched lithospheric mantle, backup the $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ of the enriched mantle composition of -16 . The extremely large variation in $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ ($-20 \sim -1$) in some samples mirrors the progressive participation of depleted mantle components during magma generation. This change in magmatic source resulted from the lithospheric thinning process which was widespread during the late Mesozoic in North China.

Key words Zircon Hf isotope, Middle Jurassic-Early Cretaceous, Intrusion, Lithospheric evolution, Petrogenesis, Shandong

摘要 对山东中侏罗世-早白垩世侵入岩中锆石的原位 Hf 同位素分析显示, 形成于晚太古代(上交点年龄 ~ 2.5 Ga) 的继承锆石具有正的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 ($+8 \sim +1$), Hf 同位素模式年龄集中在 2.6 \sim 2.8 Ga, 与辽宁古生代金伯利岩中基性下地壳捕虏体中锆石 Hf 组成和 Hf 模式年龄十分一致, Hf 模式年龄也与研究区变质岩和花岗岩的全岩 Nd 模式年龄相同, 因此, 这些继承锆石来自于晚太古代由岩浆底侵形成的基性下地壳。新生锆石出现在继承锆石周围或者以独立颗粒出现, 其 U-Pb 年龄为 177 Ma 和 132 \sim 126 Ma, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值均为负值 ($-23 \sim -1$)。山东中生代侵入岩的形成与富集岩石圈地幔, 亏损地幔和地壳三个端员之间的相互作用有关。其中根据来源于晚太古代下地壳的侏罗纪铜石二长花岗岩限定的研究区下地壳 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 平均值为 -20 , 根据来源于富集岩石圈地幔的早白垩纪沂南辉长岩限定的富集地幔端员的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为 -16 。部分样品锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化非常大 ($-20 \sim -1$), 示踪了岩浆作用过程中亏损地幔物质的参与程度的逐渐增强。这种变化是华北晚中生代岩石圈大规模减

* 本研究由国家自然科学基金项目(40673038, 40421303, 49925308)和中国科学院百人计划项目资助。

第一作者简介: 徐义刚, 男, 1966 年生, 研究员, 岩石地球化学专业, E-mail: yigangxu@gig.ac.cn

薄作用的结果。

关键词 锆石 Hf 同位素; 侏罗纪-早白垩纪; 侵入岩; 岩石圈演化; 岩石成因; 山东

中图法分类号 P597.3

1 引言

华北岩石圈减薄作用主要发生在晚中生代(吴福元等, 1999; Xu, 2001)。为了更好地制约中国东部岩石圈减薄过程, 国内外学者对中生代岩浆作用的时间和性质进行了大量研究(许文良等, 1993; Zhang *et al.*, 2002; Gao *et al.*, 2004; Xu *et al.*, 2004a, b; Yang *et al.*, 2004; Wu *et al.*, 2005a)。这些研究主要集中在全岩化学组成上, 但由于全岩成分代表了岩浆作用的一个结果, 有时会掩盖岩浆作用过程的信息。此外, 部分中生代岩浆岩经历了不同程度的风化、蚀变作用, 从而影响到用全岩成分制约岩浆过程和岩浆源区的可靠性。锆石具有很强的抗风化能力以及很高的 Hf 同位素体系封闭温度, 即使在麻粒岩相变质作用条件下, 锆石仍可保持原始的 Hf 同位素组成(Scherer, 2000), 因此锆石的 Hf 同位素组成可以用来示踪岩浆过程和源区特征, 揭示岩浆形成过程的复杂性(Griffin *et al.*, 2002)。本次研究在对山东中生代中基性侵入岩中锆石 U-Pb SHRIMP 定年(Xu *et al.*, 2004a, b)的基础上, 利用配激光的多接收器电感耦合等离子体质谱仪

(LAM-MC-ICPMS)对锆石进行了原位 Hf 同位素分析, 旨在进一步揭示中生代岩浆作用的特征, 为深入探讨中国东部岩石圈演化提供制约。

2 地质背景和样品

华北地台中生代侵入岩体主要分布在太行南段和鲁西地区(谭东娟和林景妍, 1994)。上述两个地区为华北盆地所隔, 因此在构造上, 中生代岩体分布于地壳隆升带与地壳沉降带之间的交接部位。在鲁西地区, 中生代岩体数量很多, 但规模较小, 岩体侵位受构造控制明显。区内有辉长岩, 闪长岩, 花岗闪长岩和花岗岩等岩石系列, 以闪长质岩石分布最广。本次研究的样品主要采自莱芜角峪岩体, 铜石二长花岗岩, 沂南辉长岩, 沂南铜井, 朝阳和银山庄闪长质岩体, 均位于沂沭断裂带以西地区。与古生代金伯利岩产地-蒙阴和新生代玄武岩产地相距甚近(图 1)。样品主要为辉长岩, 二辉石闪长岩, 二长花岗岩和少量角闪闪长岩。岩石结构为细粒至中粗粒。主要造岩矿物为辉石, 角闪石和云母, 长石, 副矿物有磷灰石, 榍石, 石英等。

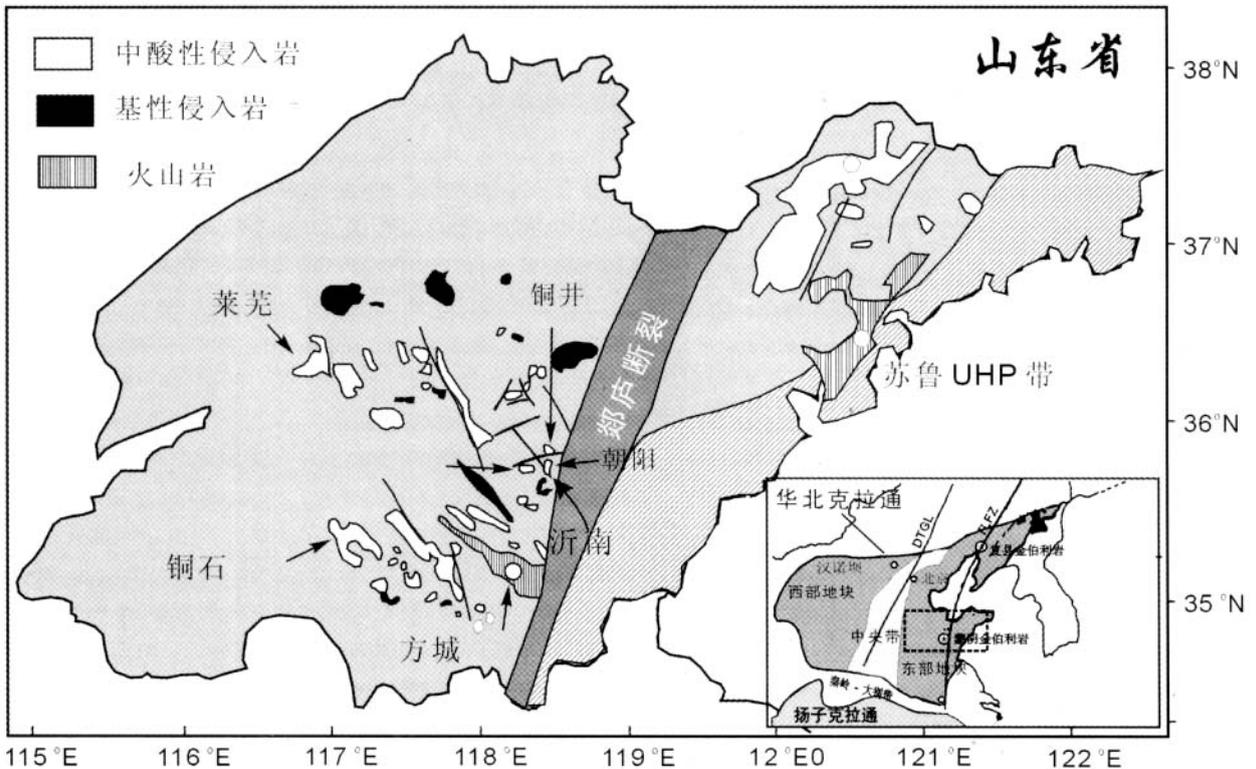


图 1 华北地台地质简图和采样位置

Fig. 1 Diagram showing simplified geologic map of the North China Platform and sampling localities

Xu *et al.* (2004a, b)对6个岩体进行了锆石年代学研究,其结果展示在图2中。根据锆石的特征可以分为两类样品。铜石(TS-9),沂南铜井(YN-13)和银山庄(YN-14)岩体具有相对较高的SiO₂含量(59~62%),并具有继承锆石。继承锆石为岩浆结晶锆石,其上交点年龄在2.5Ga左右,部分分析点显示一定程度的Pb丢失(图2a-c)。新生锆石也为岩浆结晶锆石,或出现在继承锆石的周围,或以完整颗粒单独出现。TS-9的锆石的²⁰⁶Pb/²³⁸U加权平均年龄结为177 ±

2Ma, 早于YN-13和YN-14的形成年龄(126 ± 3Ma, 132 ± 2Ma)。

另一组样品包括沂南辉长岩(YN-31),莱芜角峪岩体(LW-17)和沂南朝阳岩体(YN-8),其SiO₂含量略低(51.7~57.7%),未发现有继承锆石,锆石U-Pb分析均落在U-Pb谐和线上或附近(图2d-f)。YN-31, LW-17和YN-8的²⁰⁶Pb/²³⁸U加权平均年龄分别为127 ± 2Ma, 130 ± 2Ma和129 ± 3Ma,代表了侵入岩的结晶年龄。

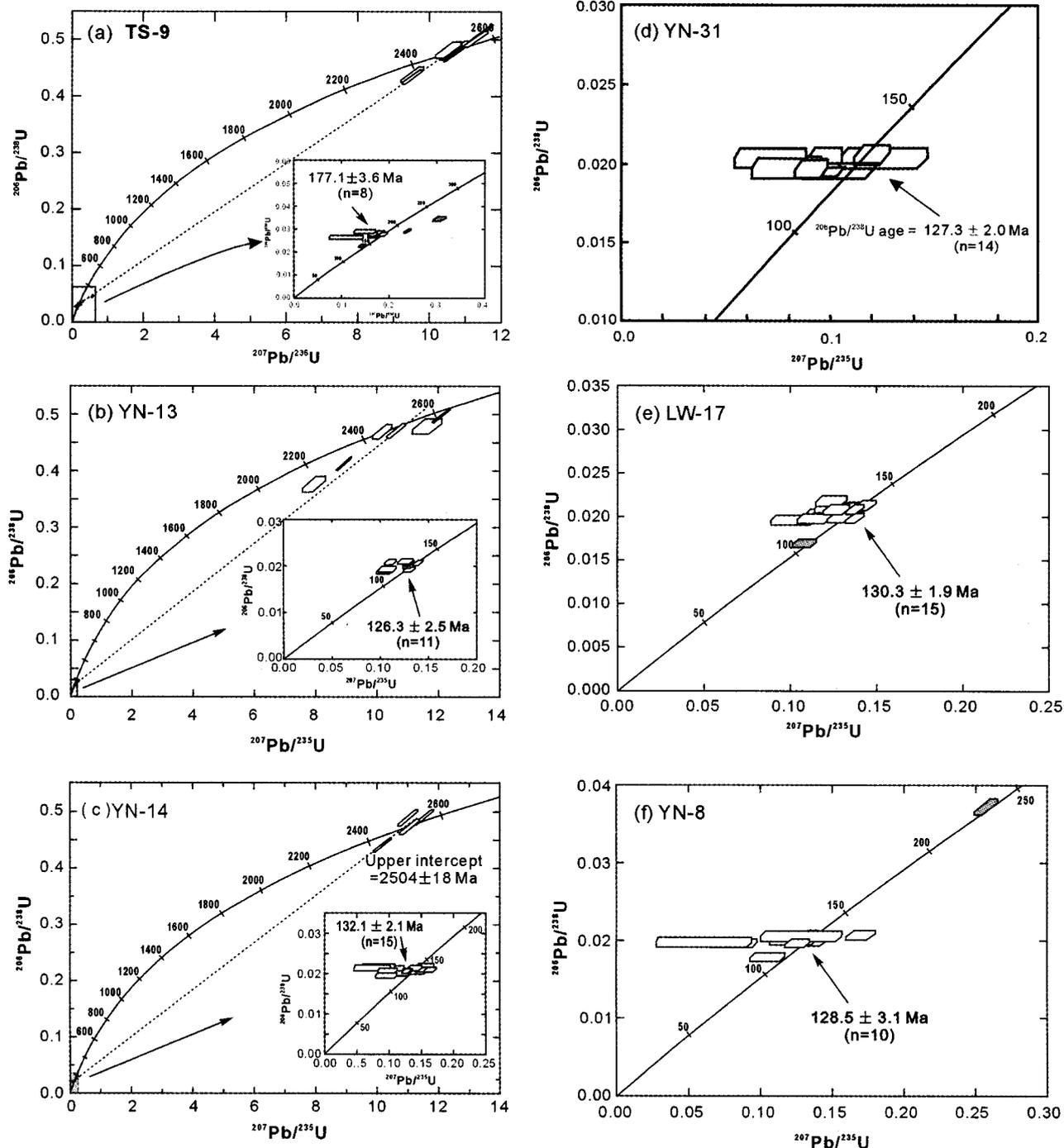


图2 山东中生代侵入岩中锆石的U-Pb年龄

Fig. 2 U-Pb zircon concordia diagrams for the Mesozoic intrusions in Shandong Province

3 分析方法

锆石原位 Hf 同位素测试在中国科学院地质与地球物理研究所 Neptune MC-ICP-MS 和 193nm 激光取样系统上进行。分析时激光束直径为 63 μm , 激光剥蚀时间 26s。仪器的运行条件,详细的分析过程和数据处理见 Wu *et al.* (2006)。分析过程中用国际标样 91500 锆石为外标,91500 的测定结果为 0.282285 \pm 3,该值与目前用溶液法获得的值在误差范围内一致 (Woodhead *et al.*, 2004; Wu *et al.*, 2006)。

4 分析结果

锆石的 Hf 同位素分析结果列于表 1。大部分锆石 (YN-8 除外) 的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值小于 0.002,说明锆石在形成以后具有较小的放射性成因 Hf 的积累。继承锆石 (晚太古代) 和新生锆石 (中生代) 具有明显不同的 Hf 同位素组成,前者的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值分布于 0.281202 ~ 0.281441,对应的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 均为正值,变化于 0.6 ~ 9.1 (表 1,图 3a); Hf 模式年

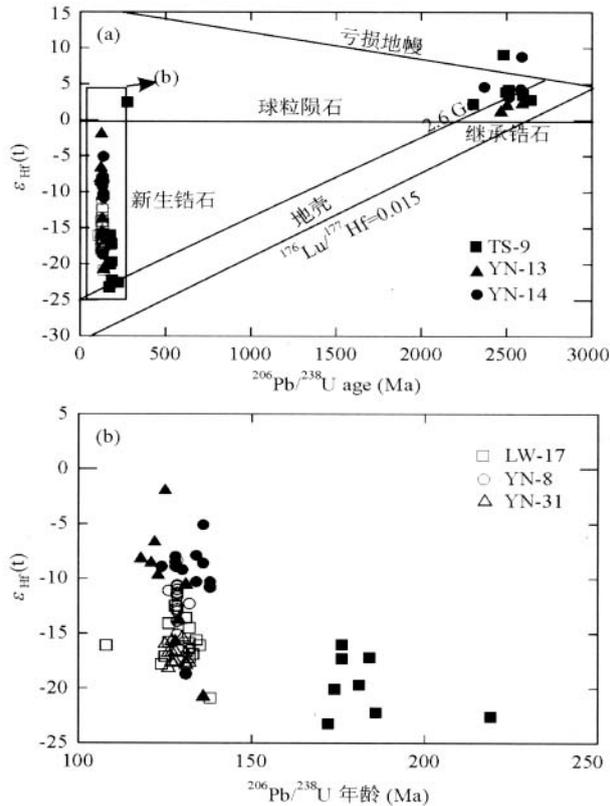


图 3 山东中生代侵入岩中锆石 ϵ_{Hf} 值与年龄相关图

Fig. 3 Plot of zircon ϵ_{Hf} against U-Pb age of Mesozoic intrusions in Shandong Province

龄 (T_{DM}) 集中在 2.6 ~ 2.8 Ga (图 4a)。

新生锆石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值分布于 0.282006 ~ 0.282664, 对应的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 均为负值,变化为 -23.2 ~ -1.0 (表 1,图 3a); T_{DM} 变化范围较宽 (1.2 ~ 1.8Ga,图 4b)。不含继承锆石的三个样品 (YN-8, YN-31 和 LW-17) 和含继承锆石的三个样品 (YN-13, YN-14 和 TS-9) 中锆石的 Hf 同位素组成也存在明显的不同 (图 5 - 6)。

(a) 在 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 对 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 图解上,不含继承锆石的三个样品 (YN-8, YN-31 和 LW-17) 大致形成了正相关关系 (图 5)。每个样品中 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值变化较小,如 YN-31 锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值在 -15.4 ~ -18.2,只有 2.8 个 ϵ_{Hf} 单位。这三个样品的 Hf 模式年龄也比较集中,变化于 1.4 ~ 1.6Ga (表 1,图 4)。

(b) 含继承锆石的三个样品 (YN-13, YN-14 和 TS-9) 的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 没有形成任何相关性 (图 5)。铜石侏罗纪二长花岗岩锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值最低 (-16 ~ -23,平均值为 -20),相应的 T_{DM} 为 1.5 ~ 1.8Ga。其余两个样品显示了很大的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化范围,尤其是 YN-13 中锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化于 -20 ~ -1,变化幅度达 19 个 ϵ_{Hf} 单位。相应的 T_{DM} 也有大

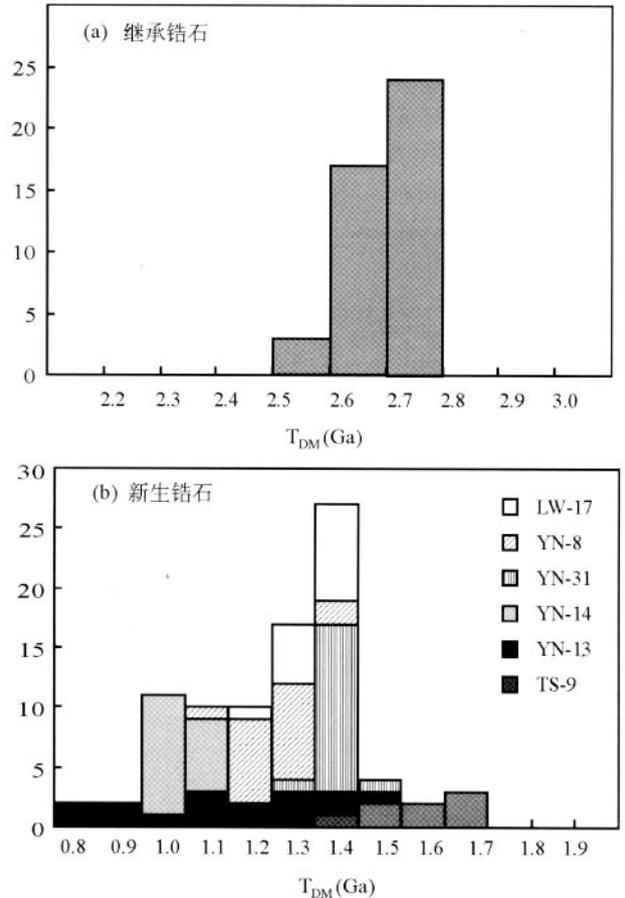


图 4 山东中生代侵入岩中锆石 Hf 模式年龄柱状图

Fig. 4 Histogram of T_{DM} of Mesozoic intrusions in Shandong Province

表 1 山东中生代侵入岩锆石 Hf 同位素组成

Table 1 Hf isotopic composition of zircons from Mesozoic intrusive rocks in Shandong

样品分析点	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄 (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
铜石二长花岗岩(TS-9)								
1	0.01715	0.00076	0.28124	0.00003		0.281202	0.6	2.79
2	0.00707	0.00028	0.28126	0.00004		0.281252	2.3	2.72
3	0.01747	0.00072	0.28128	0.00002	2304	0.281246	2.2	2.73
4	0.01509	0.00061	0.28128	0.00003		0.281252	2.4	2.72
5	0.01452	0.00058	0.28129	0.00003	2641	0.281265	2.8	2.70
6	0.00588	0.00025	0.28130	0.00003		0.281286	3.6	2.67
7	0.00842	0.00038	0.28130	0.00002	2595	0.281284	3.5	2.68
8	0.02354	0.00099	0.28130	0.00003	278	0.281256	2.5	2.72
9	0.01438	0.00058	0.28131	0.00003		0.281284	3.5	2.68
10	0.00579	0.00025	0.28132	0.00002	2512	0.281303	4.2	2.65
11	0.01115	0.00046	0.28132	0.00003	2495	0.281296	3.9	2.66
12	0.01285	0.00053	0.28132	0.00003		0.281293	3.8	2.66
13	0.00909	0.00038	0.28134	0.00003		0.281321	4.8	2.63
14	0.01191	0.00048	0.28135	0.00003		0.281327	5.0	2.62
15	0.02191	0.00100	0.28145	0.00003		0.281405	7.8	2.51
16	0.02754	0.00119	0.28150	0.00011	2480	0.281441	9.1	2.47
17	0.04440	0.00191	0.28201	0.00003	172	0.282006	-23.2	1.79
18	0.05442	0.00252	0.28203	0.00016	219	0.282024	-22.6	1.79
19	0.02755	0.00121	0.28204	0.00004	186	0.282035	-22.2	1.72
20	0.03551	0.00172	0.28210	0.00003	174	0.282093	-20.1	1.65
21	0.05634	0.00279	0.28211	0.00003	181	0.282104	-19.7	1.68
22	0.02162	0.00108	0.28218	0.00006	176	0.282172	-17.3	1.52
23	0.04925	0.00211	0.28218	0.00003	184	0.282176	-17.2	1.55
24	0.03393	0.00168	0.28221	0.00004	176	0.282209	-16.0	1.49
沂南铜井闪长岩(YN-13)								
1	0.00897433	0.000377	0.281235	0.000023	2468	0.281217	1.1	2.77
2	0.00510539	0.000215	0.281249	0.000025		0.281239	1.9	2.74
3	0.00593666	0.000250	0.281254	0.000033		0.281242	2.0	2.73
4	0.00936334	0.000388	0.281256	0.000025		0.281237	1.8	2.74
5	0.02212504	0.000859	0.281259	0.000027	2465	0.281218	1.1	2.77
6	0.01091191	0.000449	0.281266	0.000027		0.281245	2.1	2.73
7	0.01318979	0.000548	0.281272	0.000028		0.281246	2.1	2.73
8	0.01517031	0.000690	0.281275	0.000021	2502	0.281242	2.0	2.73
9	0.01699833	0.000688	0.281283	0.000024		0.281250	2.3	2.72
10	0.01509959	0.000687	0.281285	0.000022		0.281252	2.4	2.72
11	0.00774739	0.000337	0.281296	0.000025		0.281280	3.4	2.68
12	0.00526369	0.000221	0.281299	0.000030		0.281289	3.7	2.67
13	0.00970313	0.000393	0.281302	0.000027		0.281283	3.5	2.68
14	0.01703745	0.000654	0.281326	0.000027		0.281295	3.9	2.66
15	0.00893189	0.000369	0.281332	0.000022		0.281315	4.6	2.63
16	0.04464859	0.002003	0.281343	0.000024	2591	0.281248	2.2	2.73
17	0.05607358	0.002500	0.281385	0.000025		0.281265	2.8	2.71
18	0.01140880	0.000467	0.281418	0.000022		0.281395	7.5	2.53
19	0.00766961	0.000351	0.282105	0.000032	136	0.282104	-20.8	1.59
20	0.00691048	0.000303	0.282192	0.000060		0.282192	-17.7	1.47
21	0.04722009	0.002408	0.282251	0.000082	128	0.282245	-15.8	1.47

续表 1
Continued Table 1

样品分析点	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄 (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	T_{DM} (Ga)
22	0.00478632	0.000219	0.282273	0.000033		0.282273	-14.8	1.35
23	0.00547237	0.000282	0.282303	0.000021	129	0.282302	-13.8	1.31
24	0.00758528	0.000343	0.282305	0.000045		0.282304	-13.7	1.31
25	0.00518966	0.000251	0.282365	0.000031		0.282365	-11.6	1.23
26	0.01585590	0.000676	0.282394	0.000025	131	0.282393	-10.6	1.20
27	0.02924142	0.001208	0.282421	0.000029	123	0.282418	-9.7	1.18
28	0.00716620	0.000340	0.282449	0.000046	121	0.282449	-8.6	1.12
29	0.02597589	0.001171	0.282463	0.000030	118	0.282460	-8.2	1.12
30	0.05803109	0.002460	0.282509	0.000026	122	0.282503	-6.7	1.09
31	0.00731919	0.000331	0.282588	0.000068		0.282587	-3.7	0.92
32	0.01068012	0.000533	0.282601	0.000025		0.282599	-3.3	0.91
33	0.01033961	0.000492	0.282635	0.000027	125	0.282633	-2.0	0.86
34	0.00454114	0.000162	0.282665	0.000023		0.282664	-1.0	0.81
沂南银山庄闪长岩(YN-14)								
1	0.011926	0.000517	0.281262	0.000048		0.281236	3.7	2.74
2	0.011910	0.000515	0.281288	0.000022		0.281263	4.6	2.70
3	0.018926	0.000747	0.281291	0.000024	2582	0.281254	4.3	2.72
4	0.025746	0.001067	0.281305	0.000079		0.281253	4.3	2.72
5	0.019597	0.000795	0.281306	0.000027	2513	0.281268	3.2	2.70
6	0.016863	0.000647	0.281312	0.000021		0.281280	5.2	2.68
7	0.015291	0.000670	0.281323	0.000042		0.281290	5.6	2.67
8	0.022683	0.001032	0.281326	0.000015		0.281275	5.1	2.69
9	0.050011	0.001956	0.281342	0.000024		0.281245	4.0	2.73
10	0.019538	0.001064	0.281344	0.000022		0.281291	5.7	2.67
11	0.016793	0.000784	0.281435	0.000059	2369	0.281400	4.6	2.52
12	0.052297	0.002181	0.281484	0.000018	2589	0.281376	8.8	2.55
13	0.023212	0.001042	0.282166	0.000023	131	0.282163	-18.7	1.53
14	0.034289	0.001442	0.282359	0.000025		0.282355	-11.9	1.28
15	0.037147	0.001551	0.282359	0.000026		0.282355	-11.9	1.28
16	0.026584	0.001131	0.282378	0.000027		0.282376	-11.1	1.24
17	0.039119	0.001533	0.282386	0.000028	138	0.282382	-10.8	1.24
18	0.021784	0.001036	0.282395	0.000027		0.282392	-10.4	1.21
19	0.026499	0.001181	0.282398	0.000025	138	0.282395	-10.3	1.21
20	0.011329	0.000501	0.282399	0.000023	134	0.282398	-10.3	1.19
21	0.016733	0.000742	0.282423	0.000022		0.282421	-9.5	1.16
22	0.044752	0.001767	0.282436	0.000026	130	0.282432	-9.2	1.18
23	0.016016	0.000673	0.282444	0.000024	128	0.282442	-8.9	1.13
24	0.013663	0.000676	0.282446	0.000030	136	0.282444	-8.6	1.13
25	0.041901	0.001629	0.282447	0.000026	124	0.282443	-8.9	1.16
26	0.035184	0.001407	0.282456	0.000033	128	0.282452	-8.5	1.14
27	0.025940	0.001053	0.282468	0.000025	128	0.282465	-8.0	1.11
28	0.045173	0.001792	0.282470	0.000036	134	0.282465	-7.9	1.13
29	0.020032	0.000914	0.282545	0.000048	136	0.282542	-5.1	1.00
沂南辉长岩(YN-31)								
1	0.019349	0.000704	0.282180	0.000024	126	0.282178	-18.2	1.50
2	0.010212	0.000373	0.282188	0.000039	131	0.282187	-17.9	1.48
3	0.008269	0.000304	0.282192	0.000034	132	0.282191	-17.7	1.47
4	0.007616	0.000283	0.282192	0.000034	131	0.282192	-17.7	1.47

续表 1
Continued Table 1

样品分析点	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄 (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
5	0.008525	0.000332	0.282193	0.000037	127	0.282192	-17.7	1.47
6	0.008754	0.000332	0.282196	0.000027	127	0.282195	-17.6	1.46
7	0.007135	0.000273	0.282196	0.000037	128	0.282195	-17.6	1.46
8	0.013754	0.000504	0.282202	0.000024		0.282201	-17.4	1.46
9	0.010998	0.000410	0.282217	0.000037	127	0.282216	-16.8	1.44
10	0.005472	0.000220	0.282219	0.000027	126	0.282219	-16.8	1.43
11	0.021901	0.000777	0.282219	0.000033	131	0.282217	-16.8	1.45
12	0.010365	0.000392	0.282221	0.000037	128	0.282220	-16.7	1.43
13	0.012641	0.000487	0.282241	0.000027	125	0.282240	-16.0	1.41
14	0.024479	0.000876	0.282251	0.000033	127	0.282249	-15.7	1.41
15	0.013689	0.000552	0.282260	0.000027	130	0.282258	-15.4	1.38
沂南朝阳岩体(YN-8)								
1	0.011577	0.000447	0.282227	0.000027	132	0.282226	-16.5	1.42
2	0.042515	0.001675	0.282268	0.000045		0.282264	-15.1	1.41
3	0.027268	0.001101	0.282300	0.000037		0.282297	-13.9	1.35
4	0.056427	0.002227	0.282303	0.000045		0.282297	-13.9	1.38
5	0.053938	0.002118	0.282303	0.000167		0.282298	-13.9	1.38
6	0.060031	0.002350	0.282329	0.000058		0.282323	-13.0	1.35
7	0.057574	0.002283	0.282335	0.000055		0.282329	-12.8	1.34
8	0.061537	0.002412	0.282345	0.000043		0.282339	-12.5	1.33
9	0.042739	0.001687	0.282348	0.000044	132	0.282344	-12.3	1.30
10	0.073924	0.002868	0.282370	0.000056		0.282363	-11.6	1.31
11	0.058368	0.002260	0.282374	0.000051		0.282368	-11.4	1.28
12	0.074058	0.002874	0.282380	0.000058		0.282373	-11.3	1.30
13	0.068623	0.002660	0.282384	0.000041	126	0.282378	-11.1	1.28
14	0.070061	0.002766	0.282388	0.000030		0.282381	-11.0	1.28
15	0.069482	0.002721	0.282395	0.000051		0.282389	-10.7	1.27
16	0.063707	0.002525	0.282398	0.000042		0.282392	-10.6	1.26
17	0.087327	0.003424	0.282447	0.000056		0.282439	-8.9	1.22
18	0.090341	0.003490	0.282463	0.000045		0.282454	-8.4	1.19
莱芜角峪岩体(LW-17)								
1	0.012853	0.000546	0.282103	0.000023	138	0.282102	-20.9	1.60
2	0.011010	0.000458	0.282191	0.000031	124	0.282190	-17.8	1.47
3	0.015531	0.000659	0.282207	0.000030	132	0.282206	-17.2	1.46
4	0.013968	0.000562	0.282211	0.000028	125	0.282210	-17.1	1.45
5	0.010551	0.000437	0.282216	0.000027	133	0.282215	-16.9	1.44
6	0.015064	0.000622	0.282231	0.000035	132	0.282229	-16.4	1.43
7	0.015162	0.000637	0.282239	0.000030	135	0.282237	-16.1	1.42
8	0.012010	0.000503	0.282240	0.000025	108	0.282239	-16.1	1.41
9	0.015359	0.000613	0.282243	0.000023	132	0.282242	-15.9	1.41
10	0.013413	0.000554	0.282247	0.000023	126	0.282246	-15.8	1.40
11	0.010302	0.000454	0.282253	0.000032	134	0.282252	-15.6	1.39
12	0.012662	0.000563	0.282285	0.000028	132	0.282283	-14.5	1.35
13	0.020190	0.000845	0.282295	0.000034	126	0.282293	-14.1	1.35
14	0.013021	0.000590	0.282310	0.000058	131	0.282309	-13.6	1.32
15	0.014623	0.000681	0.282340	0.000020	128	0.282338	-12.5	1.28

锆石的 U-Pb 年龄据 Xu *et al.* (2004a,b) $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.0332$; $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} = 0.282772$ (Blichert-Toft and Albarede, 1997); $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.0384$; $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM},0} = 0.28325$ (Griffin *et al.*, 2000); $\lambda = 1.867 \times 10^{-11}/\text{年}$ (Soderlund *et al.*, 2004)

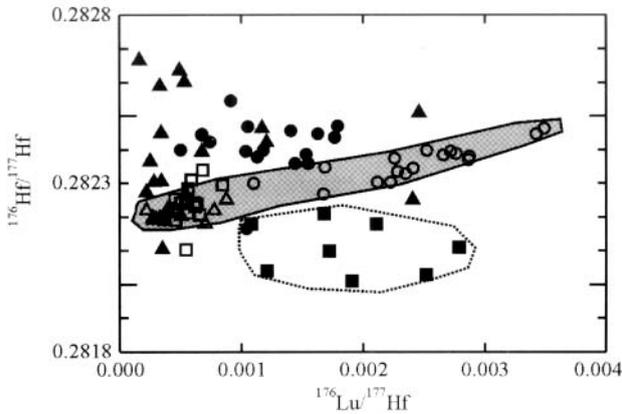


图5 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 对 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 图解

Fig. 5 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ against $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$

的变化范围(0.8 ~ 1.6Ga)。另外值得注意的是,该样品中 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄较老的锆石 (>125Ma) 的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (-21 ~ -10) 要低于 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄较小 (<125Ma) 的锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (-1 ~ -10) (图 3b, 表 1)。尽管有较大的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化范围, YN-13 和 YN-14 中多数锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值比不含继承锆石样品的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值高 (图 3b)。

5 讨论

5.1 华北晚太古代地壳增长的证据

分析的 6 个样品中有三个含有继承锆石。虽然 TS-9 形成于侏罗纪, 而 YN-13 和 YN-14 形成于早白垩纪, 但其中的继承锆石显示了相似的锆石结晶年龄 (~2.5Ga) 和 Hf 同位素特征 (均为正的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值)。所有继承锆石具有相似的 Hf 模式年龄 (2.6 ~ 2.8Ga), 该模式年龄略高于其形成年龄 (在 U-Pb 谐和图上的上交点年龄为 ~2.5Ga)。所有继承锆石具有明显正的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (+8.8 ~ +0.6, 表 1), 在图 3a 中落在来源于亏损地幔的 Hf 同位素演化附近, 说明结晶锆石的岩浆来自于亏损地幔。这些继承锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值随年龄的降低呈减小的线状分布趋势 (图 5a), 显示 Pb 的丢失信息 (Amelin *et al.*, 2000)。

值得注意的是, 山东中侏罗世-早白垩世侵入岩中继承锆石的形成年龄、Hf 组成和 Hf 模式年龄与辽宁古生代金伯利岩中基性下地壳捕虏体中锆石的特征 (近谐和和锆石上交点年龄: 2.6 ~ 2.5Ga; $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值: +8.4 ~ +2.4; $T_{\text{DM}} = 2.6 \sim 2.8\text{Ga}$; Zheng *et al.* (2006)) 十分相似。这暗示山东侵入岩中这些继承锆石可能来自于华北基性下地壳。锆石的 Hf 模式年龄与华北克拉通东部变质岩和花岗岩的全岩 Nd 模式年龄相同 (Wu *et al.*, 2005b), 因此我们认为这些继承锆石记录了华北晚太古代地壳增长的重要信息, 结晶继承锆石的岩浆可能是晚太古代来源于亏损地幔的岩浆底侵于下地壳时形成的 (Zheng *et al.*, 2004)。此外, 如果上述解释正确的

话, 即古生代金伯利岩捕虏的下地壳包体中的锆石和侏罗-早白垩侵入岩中的继承锆石来源相同, 它们相同的 Hf 同位素组成说明麻粒岩相变质作用过程中锆石 Hf 同位素体系一致保持封闭状态 (Scherer, 2000), 再次证明锆石 Hf 同位素体系的极强稳定性。

5.2 锆石原位 Hf 同位素对岩石成因的示踪

山东中生代中基性岩浆岩显示富集的微量元素和同位素特征, 虽然不同研究组的岩石成因解释略有不同, 但多数作者笼统地将富集岩石圈地幔作为岩浆源区。如前所述, 不含继承锆石的样品和含继承锆石的样品中锆石具有明不同的 Hf 同位素组成, 此外, 锆石 Hf 同位素组成似乎与全岩 Nd-Pb 同位素成分有一定的联系 (图 6), 暗示两类岩石在成因机制上的不同, 以下分别讨论。

5.2.1 不含继承锆石样品 (YN-8, YN-31 和 LW-17)

YN-31 采自沂南辉长岩, 全岩地球化学分析说明该套样品未经地壳混染, 代表了富集岩石圈地幔部分熔融的产物 (Xu *et al.* 2004b)。YN-31 中锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化于 -15.4 ~ -18.2, 平均值为 -17.0, 与同时代方城玄武岩 ($\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -15.6 \sim -18.4$; 杨岳衡等, 2006) 完全相同, 后者也被认为是富集岩石圈地幔的产物 (Zhang *et al.* 2002)。YN-31 中锆石 Hf 同位素组成变化较小, 说明锆石可能结晶于单一岩浆, 且其源区未受其他来源物质的显著影响。LW-17 中锆石

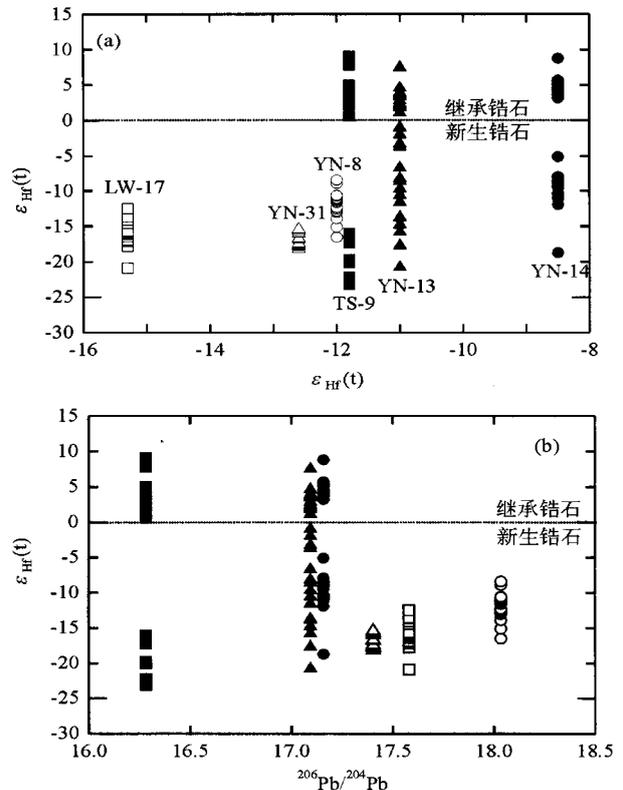


图6 锆石 ϵ_{Hf} 值与全岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 相关图

Fig. 6 Plot of zircon ϵ_{Hf} against $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化于 $-12.5 \sim -20$, 平均值为 -16.0 , 类似于 YN-31。Griffin *et al.* (2000) 在研究世界上金伯利岩中锆石巨晶时也发现部分锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值是负值(最低为 -16), 并认为是岩石圈地幔的特征。Zheng *et al.* (2006) 报道的苏鲁超高压带橄榄岩中锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化于 $-16.3 \sim -13.8$, 其 Hf 同位素模式年龄为 1.4Ga , 均与 YN-31 和 LW-17 的 Hf 同位素组成和模式年龄相似。因此锆石 Hf 同位素资料表明富集岩石圈地幔可以作为部分中生代基性岩浆的源区物质。研究区尚未知有中元古代地质事件, 因此 T_{DM} 的意义尚需进一步研究。一种可能是它代表了岩浆源区遭受地幔交代作用的时间 (Zheng *et al.*, 2006)。不过, 如果地幔交代作用是多期完成的, 那么从交代岩石圈地幔熔出的岩浆 T_{DM} 的年龄意义难以确定。

YN-8 的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化于 $-16.5 \sim -8.4$, 平均值为 -12 。在 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 对 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 图解上, YN-8, YN-31 和 LW-17 大致形成了正相关关系(图 5), 说明样品具有相似的成因。正相关关系可能是富集地幔端元和相对亏损地幔端元之间混合的结果。

5.2.2 含继承锆石样品(TS-9, YN-13 和 YN-14)

铜石二长花岗岩(e. g., TS-9)的 ε_{Nd} 变化于 $-11.4 \sim -12.1$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化于 $0.7040 \sim 0.7042$, 以及特征的非放射成因 Pb 同位素比值($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.11 \sim 16.56$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.07 \sim 15.17$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 35.87 \sim 36.13$) (Xu *et al.*, 2004a)。这些全岩同位素组成与中国东部新生代玄武岩中麻粒岩包体的成分(Zhou *et al.* 2002; Huang *et al.* 2004) 十分相似, 因此铜石二长花岗岩很可能是晚太古代下地壳物质的熔融产物(Xu *et al.*, 2004a)。TS-9 中新生锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 $-23 \sim -16$, 平均为 -19.8 , 是 6 个分析样品中最低的, 与胡芳芳等(2005)报道的壳源崑崙山杂岩体中二长花岗岩的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 平均值很接近, 也与 2.6Ga 地壳物质 Hf 同位素演化线预测的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值相吻合(图 3a), 因此锆石 Hf 同位素组成支持全岩地球化学研究的结论, 即 TS-9 源区物质为晚太古代下地壳。从这个意义上说, TS-9 中新生锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值可作为地壳端员成分。

YN-13 和 YN-14 中新生锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 有非常大的变化范围, 尤其是样品 YN-13 中的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化于 $-20.8 \sim -0.95$, 显然难以用单一岩浆的结晶来解释锆石的成因。YN-13 和 YN-14 中锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 最低值分别为 -20.8 和 -18.7 , 与研究区下地壳 Hf 同位素组成相似, 这连同晚太古代继承锆石的存在, 暗示其岩浆源区有古老下地壳物质的参与。另一方面, YN-13 和 YN-14 的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 平均值分别为 -10 和 -10 , 均高于华北中生代岩石圈地幔(-16) 和下地壳(-20) 的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 平均值(图 3b), 尤其是 YN-13 锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 最高值(-1) 接近于球粒陨石值, 说明其岩浆源区有亏损地幔物质的加入。由此可见, 至少有三个端员(富集地幔, 亏损地幔和地壳) 参与了华北中生代岩浆作用。需要回答的关键问题是, 所观察到的 Hf 同位素组成是(1) 来源于亏损地幔的

岩浆与地壳物质(或来源于地壳的岩浆) 相互作用的结果, 还是(2) 来源于 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) < 0$ 的岩石圈地幔岩浆与亏损地幔和地壳物质相互作用的结果。

考虑到研究区在 $132 \sim 126\text{Ma}$ 期间未见亏损地幔来源的岩浆活动, 因此推测亏损地幔来源的岩浆不是中生代岩浆活动的主体。另一方面, 如果起源于下地壳的岩浆是 YN-13 和 YN-14 的主体, 那么锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值应接近于地壳端员, 但大部分白垩纪形成的锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值高于下地壳端员的相应值。因此我们认为来源于 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) < 0$ 的富集岩石圈地幔的岩浆是中生代岩浆作用的主体; 一些岩浆与其他组份相互作用的程度较低, 形成了不含继承锆石样品(如 YN-31, LW-17); 另一些岩浆则经历了与地壳和亏损地幔来源岩浆的不同程度的混合或相互作用, 形成含继承锆石样品(如 YN-13, YN-14), 这与这些样品显示的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} - ^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 复杂关系(图 5) 是不矛盾的。

5.3 华北中生代岩浆作用与岩石圈减薄作用

华北中生代中基性岩浆岩以富大离子亲石元素和 Sr-Nd 同位素组成, 因此普遍的看法是中生代岩浆主要来源于富集岩石圈地幔(Xu, 2001; Zhang *et al.*, 2002)。本文提供的锆石 Hf 同位素资料基本支持这一观点, 并进一步揭示部分岩浆中有亏损地幔和地壳物质的参与。值得强调的是, YN-13 中新生锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 随年龄的减小而逐渐增大, 如 $125 \sim 132\text{Ma}$ 的锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化于 $-10 \sim -18$, 而 $120 \sim 125\text{Ma}$ 的锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为 $-1 \sim -8$ 。这种现象说明早白垩纪岩浆作用过程中亏损地幔物质的参与程度逐渐增强。事实上, 山东中生代岩浆的源区从侏罗纪-早白垩纪发生了明显的变化, 由侏罗纪时的古老下地壳物质迁移至早白垩纪时的壳幔混合源区, 而且亏损地幔物质的参与程度逐渐增强。这种源区的变化与晚中生代时岩石圈减薄作用逐渐加强和软流圈不断上涌有关(Xu, 2001; Xu *et al.*, 2004a)。

6 结论

(1) 山东侏罗纪-早白垩纪岩浆岩中两类锆石显示了不同的 Hf 同位素组成。形成于晚太古代的继承锆石具有正的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值($+8 \sim +1$), 暗示锆石形成于来源于亏损地幔的岩浆。Hf 同位素模式年龄集中在 $2.6 \sim 2.8\text{Ga}$, 与研究区变质岩和花岗岩的全岩 Nd 模式年龄相同。Hf 同位素组成和 Hf 模式年龄与辽宁古生代金伯利岩中基性下地壳捕虏体中锆石的特征十分相似, 因此山东侏罗-早白垩侵入岩中这些继承锆石来自于华北晚太古代基性下地壳, 记录了华北晚太古代地壳增长的重要信息。

(2) 出现在继承锆石周围或者以颗粒独立出现的新生锆石的 U-Pb 年龄为 177Ma 和 $132 \sim 126\text{Ma}$, 其 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值均为负值($-20 \sim -1$)。侏罗纪铜石二长花岗岩来源于晚太古代下地壳, 从而提供了研究区下地壳 Hf 同位素组成的制约

($\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = -20$); 早白垩纪沂南辉长岩来源于富集岩石圈地幔, 由此限定的研究区富集地幔端员的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为 -16 。其余岩体是富集地幔, 亏损地幔和地壳三个端员相互作用的产物。特别需要指出的是, 山东中生代侵入岩的全岩地球化学并没有指示岩浆源区有亏损地幔端元的贡献, 因此锆石原位 Hf 同位素分析为岩石成因研究提供了新的强有力的手段。

(3) 山东中生代岩浆岩在矿物尺度(如 YN-13 中锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化于 $-20 \sim -1$)和在区域的尺度(侏罗纪-早白垩纪岩浆源区的变化)均记录了随着时间的迁移亏损地幔物质的参与岩浆作用程度的增强。这种源区的变化与该地区晚中生代岩石圈大规模减薄作用相呼应。

致谢 张宏福和杨进辉博士审阅了本文, 并提出了宝贵的修改意见。分析过程中得到了吴福元和杨岳衡的热情帮助, 在此一并致以谢意。

References

Amelin Y, Lee DC, Halliday AD. 2000. Early-middle Archaean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grain, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64: 4205–4225

Blichert-Toft J, Albarede F. 1997. The Lu-Hf geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 148: 243–258

Gao S, Rudnick RL, Yuan HL *et al.* 2004. Recycling lower continental crust in the North China Craton, *Nature*, 432: 892–897

Griffin WL, Pearson NJ, Belousova E *et al.* 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64: 133–147

Griffin WL, Wang X, Jackson SE *et al.* 2002. Zircon chemistry and magma mixing: SE China; in-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes, *Lithos* 61: 237–269

Hu FF, Fan HR, Yang JH *et al.* 2005. Magma mixing for the origin of granodiorite: Geochemical, Sr-Nd isotopic and zircon Hf isotopic evidence of dioritic enclaves and host rocks from Changshannan granodiorite in the Jiaodong Peninsula, eastern China, *Acta Petrologica Sinica*, 21: 569–586

Huang XL, Xu YG, Liu DY. 2004. Geochronology, petrology and geochemistry of the granulite xenoliths from Nushan, eastern China: Implication for a heterogeneous lower crust beneath the Sino-Korean Craton, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 68: 127–149

Scherer EE, Cameron KL, Blichert-Toft J. 2000. Lu-Hf garnet geochronology: closure temperature relative to the Sm Nd system and the effects of trace mineral inclusions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64: 3413–3432

Söderlund U, Patchett PJ, Vervoort JD *et al.* 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 219: 311–324

Tan D, Lin J. 1994. Mesozoic Potassic Magma Province on North China Platform. Beijing: Seismological Press, p184.

Woodhead J, Hergt J, Shelley M *et al.* 2004. Zircon Hf-isotope analysis with an excimer laser, depth profiling, sblation of complex geometries and concomitant age estimation, *Chemical Geology*, 209: 121–135

Wu FY, Sun DY. 1999. Mesozoic magmatism and lithospheric thinning

in eastern China, *Bulletin of Changchun University of Science and Technology*, 29: 313–318

Wu FY, Lin JQ, Wilde SA *et al.* 2005a. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China, *Earth Planet. Sci. Lett.* 233: 103–119

Wu FY, Zhao GC, Wilde SA *et al.* 2005b. Nd isotopic constraints on the crustal formation of the North China Craton, *J. Asian Earth Sci.*, 24: 523–545

Wu FY, Yang YH, Xie LW *et al.* 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology, *Chemical Geology*, 234: 105–126

Xu WL, Chi X, Yuan C *et al.* 1993. Mesozoic Dioritic Rocks and Deep-Seated Inclusion in Central North China Platform. Beijing: Geological Publishing House, 164p

Xu YG. 2001. Thermo-tectonic destruction of the Archean lithospheric keel beneath eastern China; evidence, timing and mechanism, *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 26: 747–757

Xu YG, Huang XL, Ma JL *et al.* 2004a. Crustal-mantle interaction during the thermo-tectonic reactivation of the North China Craton: SHRIMP zircon U-Pb age, petrology and geochemistry of Mesozoic plutons in western Shandong, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 147: 750–767

Xu YG, Ma JL, Huang XL *et al.* 2004b. Early Cretaceous gabbroic complex from Yinan, Shandong Province: Petrogenesis and mantle domains beneath the North China Craton, *International J. Sci.*, 93: 1025–1041

Yang YH, Zhang HF, Xie LW *et al.* 2006. Petrogenesis of typical Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from the North China Craton: New Evidence from Hf isotopic studies, *Acta Petrologica Sinica*, 22: 1665–1671

Yang JH, Chung SL, Zhai MG *et al.* 2004. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of mafic dikes from the Jiaodong Peninsula, China: Evidence for vein-plus-peridotite melting in the lithospheric mantle, *Lithos*, 73: 145–160

Zhang HF, Sun M, Zhou XH *et al.* 2002. Mesozoic lithospheric destruction beneath the North China Craton: evidence from major-, trace-element and Sr-Nd-Pb isotope studies of Fangcheng basalts, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 144: 241–253

Zheng JP, Griffin WL, O'Reilly SY *et al.* 2004. U-Pb and Hf-isotope analysis of zircons in mafic xenoliths from Fuxian kimberlites: evolution of the lower crust beneath the North China Craton, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 148, 79–103

Zheng JP, Griffin WL, O'Reilly SY *et al.* 2006. A refractory mantle protolith in younger continental crust, east-central China: age and composition of zircon in the Sulu UHP peridotite, *Geology*, 34: 705–708

Zhou XH, Sun M, Zhang GH *et al.* 2002. Continental crust and lithospheric mantle interaction beneath North China: isotopic evidence from granulite xenoliths in Hannuoba, Sino-Korean Craton, *Lithos*, 62: 111–124

附中文参考文献

胡芳芳, 范宏瑞, 杨进辉等. 2005. 胶东文登长山南花岗闪长岩体的岩浆混合成因: 闪长质包体及寄主岩石的地球化学、Sr-Nd 同位素和锆石 Hf 同位素证据. *岩石学报*, 21: 569–586

吴福元, 孙德有. 1999. 中国东部中生代岩浆作用与岩石圈减薄. *长春科技大学学报*, 29: 313–318

谭东娟, 林景任. 1994. 华北地台中生代钾质岩浆区. 北京: 地震出版社, p184

许文良, 迟效国, 袁朝等. 1993. 华北地台中部中生代闪长岩质岩石及深源包体. 北京: 地质出版社, p164

杨岳衡, 张宏福, 谢烈文. 2006. 华北克拉通中、新生代典型火山岩的岩石成因: Hf 同位素新证据. *岩石学报*, 22: 1665–1671