维普资讯 http://www.cqvip.com

1000-0569/2004/020(05)-1039-62 *Acta Petrologica Sinica* 岩石学报

胶东地块东部变质岩锆石 U-Pb 定年和氧同位素研究*

唐俊[1] 郑永飞[1] 吴元保[1] 查向平[1] 周建波[1,2]

Jun TANG[1], YongFei ZHENG[1], YuanBao WU[1], XiangPing ZHA[1], JianBo ZHOU[1,2]

1. 中国科学技术大学地球和空间科学学院，合肥 230026

2. 吉林大学地球科学学院，长春 130061

1. *School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei* 230026, *China*;

2. *School of Earth Sciences, Jilin University, Changchun* 130061, *China*

2004-03-22 收稿，2004-08-04 改回.

Tang J, Zheng YF, Wu YB, Zha XP and Zhou JB. 2004. Zircon U-Pb ages and oxygen isotopes of high-grade metamorphic rocks in the eastern part of the Shandong Peninsula. *Acta Petrologica Sinica*, 20(5):1039 – 1062

Abstract LA-ICP-MS and SHRIMP zircon U-Pb ages and the oxygen isotope compositions of mineral separates were determined for UHP and HP metamorphic rocks, including granitic gneisses, eclogites and amphibolites in the eastern part of the Sulu terrane (the Shandong Peninsula), which constitutes the most eastern part of the Dabie-Sulu orogenic belt in China. The results show: (1) Igneous zircons from three samples of granitic gneiss have U-Pb ages of 723 ± 36Ma, 738 ± 17Ma and 744 ± 63Ma, respectively, suggesting Neoproterozoic protolith. Most of the igneous zircons have unusually low $\delta^{18}O$ values (0.42 to 4.14‰), indicating that gneiss protolith was intruded as low $\delta^{18}O$ magma during the Middle Neoproterozoic. Oxygen isotope geothermometry and minor occurrences of the Triassic metamorphic zircons in the granitic gneiss both indicate that the granitic gneiss and eclogite were subducted as a coherent slab during the Triassic collision between the Sino-Korean and Yangtze cratons. (2) Metamorphic over-growth zircons from one eclogite sample hosted in the granitic gneiss (G-type) give an U-Pb age of 229 ± 3Ma and a low $\delta^{18}O$ value of 0.22‰, pointing to the Triassic UHP metamorphism age and low $\delta^{18}O$ protolith of the G-type eclogite. Residual igneous zircons give an U-Pb age of 806 ± 79Ma, suggesting the Neoproterozoic protolith of the G-type eclogite. Zircons from the other G-type eclogite sample give discordia intercept ages of 1838 ± 41Ma and 242 ± 21Ma, respectively, indicating the Palaeoproterozoic protolith and the Triassic UHP metamorphism. The zircons also have a low $\delta^{18}O$ value of 3.40‰, suggesting that the eclogite protolith was intruded as low $\delta^{18}O$ mafic magma in the Late Palaeoproterozoic. (3) Both whole-rock and mineral separates of eclogites hosted in marbles (M-type) have very high $\delta^{18}O$ values. Metamorphic zircons from an eclogite sample give an U-Pb age of 229 ± 4Ma, corresponding to the Triassic UHP metamorphism. The metamorphic zircons have unusually high $\delta^{18}O$ value of 15.9‰, indicating that the protolith of M-type eclogite had high $\delta^{18}O$ value before the Triassic eclogite-facies metamorphism. (4) Igneous zircons from a HP amphibolite in the Haiyangsuo region give a protolith age of 1719 ± 18Ma. Together with eclogite protolith of similar ages, they acted as rift shoulders during Neoproterozoic magma emplacement along the northern edge of the Yangtze plate, but suffered the Triassic metamorphic event when the Yangtze plate was subducted beneath the North China plate. The present study provides tight constraints on the protolith nature of eclogites and associated granitic gneisses as well as amphibolite in the eastern part of the Sulu orogen

Key words Sulu orogen; Metamorphic rocks; Zircon U-Pb dating; Oxygen isotope; Protolith nature

摘 要 对胶东地块东部高压-超高压变质岩作了系统的锆石 U-Pb 定年和矿物氧同位素分析，结果对这些变质岩的原岩性质提供了制约。研究得到：(1)区域花岗片麻岩及岩浆锆石普遍不同程度地亏损^{18}O，3 个片麻岩样品中岩浆核锆石 U-Pb 年龄分别为 723 ± 36Ma、738 ± 17Ma 和 744 ± 63Ma，低$\delta^{18}O$值(−0.42 ~ 4.14‰)岩浆核锆石说明其原岩为新元古代低$\delta^{18}O$值岩浆岩，石英-石榴石氧同位素温度及少量印支期变质锆石的出现，指示片麻岩与榴辉岩曾经共同经历了印支期超高压变质作用；(2) 花岗片麻岩中的榴辉岩原岩年龄有两种，一种是新元古代，其 U-Pb 年龄为 806 ± 79Ma。另一种是古元古代晚期，其

* 国家自然科学基金项目(40334036)和西北大学大陆动力学重点实验室联合资助成果

第一作者简介：唐俊，男，1965 年生，博士，地球化学专业，E-mail: juntang@mail.ustc.edu.cn

维普资讯 http://www.cqvip.com

U-Pb 年龄为 1838 ±41Ma。这 2 个榴辉岩的超高压变质年龄分别为 229 ±3Ma 和 242 ±21Ma。多数榴辉岩中的变质增生或变质重结晶锆石也具有低 $\delta^{18}O$ 值特征(0.22 ~3.4‰),指示在榴辉岩相变质作用之前,这些榴辉岩原岩为低 $\delta^{18}O$ 值蚀变岩或低 $\delta^{18}O$ 值基性岩浆岩;(3)大理岩中榴辉岩变质增生锆石 $\delta^{18}O$ 值高达 15.9‰,U-Pb 年龄为 229 ±4Ma,指示在榴辉岩相变质作用之前,榴辉岩原岩与大理岩一样具有高 $\delta^{18}O$ 值;(4)斜长角闪岩的原岩 U-Pb 年龄为 1719 ±18Ma,与同时期榴辉岩原岩一起构成扬子板块北缘新元古代岩浆侵位时的裂谷肩部围岩,在三叠纪大陆碰撞时同样受到变质改造。

关键词 苏鲁造山带;超高压变质岩;锆石 U-Pb 定年;氧同位素;原岩性质

中图法分类号 P588.345;P597.3;P597.2

1 引言

胶东地块位于山东省东部,西侧以郯庐断裂带(在山东境内也称沂沭断裂带)为界与鲁西地体相邻。以五莲-烟台断裂为界,可将胶东地块进一步分成东部地区和西部地区两部分,二者在前寒武纪变质岩结晶基底的成因和演化等方面有着明显的差异。西部地区的前寒武纪结晶基底以古元古代-晚太古宙 TTG 片麻岩为主,在 1.8Ga 左右遭受到一次强烈的变质作用。而东部地区位于大别-苏鲁超高压变质带的最东北段,属于扬子板块北缘,出露的前寒武纪结晶基底以新元古代花岗岩为主,在印支期遭受到强烈的超高压-高压变质作用(陆松年,1998; Wallis *et al.*,1999; Zhai *et al.*,2000)。

大别-苏鲁造山带是典型的由大陆板块俯冲和碰撞而形成的超高压变质带。近十几年来国内外众多学者对该造山带中的高压-超高压变质岩进行了包括岩石学、矿物学、地球化学、同位素年代学、构造地质学和古生物学等多学科的综合研究,取得了丰硕的研究成果(参见 Zheng *et al.* 2003 综述)。苏鲁地体超高压-高压变质岩在岩石类型、原岩性质、变质作用时代和形成条件等方面与大别地体基本一致。但与大别超高压变质带和苏鲁超高压变质带的西南段(江苏东海地区以及山东胶南地区)相比,苏鲁超高压变质带东北段(即胶东地块东部)的研究程度明显不足,精确的锆石 U-Pb 定年数据非常少,尤其是系统的氧同位素研究还很薄弱。

本文对胶东地块东部前寒武纪变质岩中有代表性的花岗片麻岩、榴辉岩和斜长角闪岩分别进行了主量元素分析、锆石微区 LA-ICP-MS 法或 SHRIMP 法 U-Pb 定年和单矿物激光氟化法氧同位素分析。结果不仅对胶东地块东部前寒武纪结晶基底的成因和演化历史提供新的年代学和稳定同位素地球化学证据,而且对胶东地块东部变质岩是否存在 ^{18}O 亏损现象、^{18}O 亏损程度及亏损范围、^{18}O 亏损时代等科学问题进行了初步研究。

2 地质背景

胶东地块东部地区出露的岩石类型以新元古代花岗片麻岩和中生代花岗岩为主。在花岗质片麻岩中不仅分布有大量的榴辉岩包体,而且还分布有一些规模较大的古-中元古代沉积变质地层透镜体及少量超基性岩包体。在威海成山角附近分布有少量白垩纪青山群中酸性火山岩(图 1),研究区内 NE、NNE 向断裂构造发育(山东省地矿局区调队四分队,1992)。

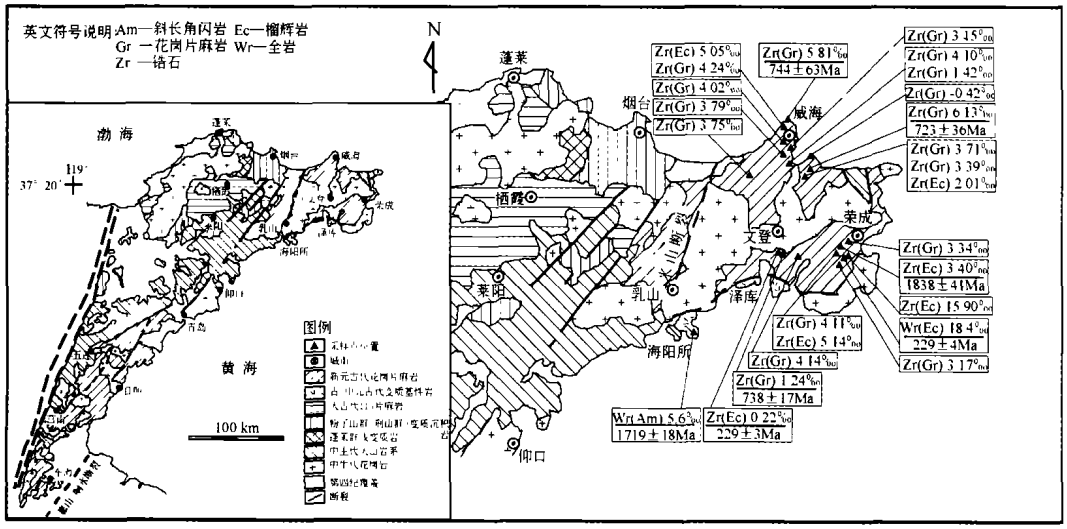

图 1 胶东地块东部地质简图及样品位置(据 Ye *et al.*,2000 修改)

Fig. 1 Sketch geological map of the eastern part of the Shandong Peninsula with sample locations (modified after Ye *et al.*, 2000)

胶东地块东部大规模出露的花岗片麻岩主要岩性以黑云母二长花岗质和黑云母钾长花岗质为主,局部发育花岗闪

维普资讯 http://www.cqvip.co

长质片麻岩,片麻理呈 NE 向展布,与区域构造线方向一致(山东省地矿局区调队四分队,1992; 宋明春等,1995; 孙景贵和胡克,1997)。已有的定年结果初步显示,锆石 U-Pb 不一致线上交点年龄在 700 ~ 800Ma 左右,指示花岗片麻岩的原岩形成于新元古代(Ames *et al.*,1996; 王沛成和安郁宏,1996)。

胶东地块东部含柯石英榴辉岩的分布范围较广,在威海和荣成等地均有出露,多数榴辉岩遭受到程度不同的麻粒岩相或角闪岩相退变质作用叠加,其中部分榴辉岩完全退变成斜长角闪岩。榴辉岩有三种产出形式,多数呈规模不等的透镜状产于花岗片麻岩中(G 类),部分榴辉岩呈小的扁豆状产于大理岩中(M 类),在荣成迟家店地区有少量榴辉岩呈小的透镜体产于石榴石二辉橄榄岩中(P 类)(叶凯和徐平,1992; 王来明等,1995; Hiramatsu *et al.*,1995; Jahn *et al.*,1996)。已有的锆石 U-Pb 新结果指示榴辉岩变质年龄在 210 ~ 230Ma 左右,表明胶东地块东部超高压变质作用时代为印支期(杨经绥等,2002)。榴辉岩原岩年龄目前有两组,一组年龄为 700 ~ 800Ma 左右,与围岩花岗片麻岩的原岩形成年龄一致(王来明等,1994); 另一组年龄在 1800Ma 左右(杨经绥等,2002)。详细的岩相学研究表明,胶东地块东部的榴辉岩在榴辉岩相变质作用和角闪岩相变质作用之间,普遍遭受一次短暂的中压麻粒岩相变质作用(Wang *et al.*,1993; Zhang *et al.*, 1995; Banno *et al.*, 2000; Nakamura and Hirajima, 2000)。

胶东地块东部大规模出露的另一种主要岩石类型为中生代印支期-燕山期花岗岩,其中规模较大的岩体有印支期石岛正长质-花岗质复式岩体(Chen *et al.*,2003b)和文登二长花岗质复式岩体(刘春华等,1995)、燕山期昆嵛山花岗闪长质-二长花岗质复式岩体(徐洪林等,1997)和伟德山辉石二长闪长质-石英二长花岗质复式岩体(山东省地矿局区调队四分队,1992)。

目前对胶东地块东部扬子板块与华北板块碰撞缝合线的位置还存在激烈争议,具有代表性的观点有以下几种:(1) 五莲-青岛-荣成断裂(曹国权等,1990); (2) 五莲-烟台断裂(凌贤长,1998; Wallis *et al.*, 1999); (3) 海阳所-威海蛇绿岩带(王仁民等,1995; 倪志耀等,2001); (4) 昆嵛山混杂岩带(Zhai *et al.*,2000); (5) 米山断裂(苏尚国等,1996; 张希道和王来明,1996)。据区调工作成果,在烟台牟平区通海-王格庄一带发现榴辉岩(王来明等,2001),这表明东部与西部的界限应该在烟台断裂附近。Faure *et al.* (2001) 对蓬莱群岩石的变质变形特点研究后认为,扬子板块与华北板块的界限应在蓬莱群以北而不是烟台断裂。五莲断裂北侧五莲群中新元古代岩浆岩的发现(Zhou *et al.*, 2003; Wu *et al.*, 2004),表明在胶南地区扬子板块的北部界限应在五莲断裂以北。至于超高压变质岩与古元古代-晚太古代 TTG 片麻岩之间的具体界线及其大地构造意义,同样也存在不少争议。

3 分析方法

全岩样品采用无污染玛瑙球磨技术磨碎至 200 目,单矿物的分选则先将岩石样品机械破碎到 80 ~ 100 目,然后采用摇床、磁法、电磁法及重液等选矿技术将各种矿物逐一分离,最后在双目镜下将单矿物提纯,使其纯度大于 98%。岩石主量元素分析在湖北省地质实验研究所武汉综合岩矿测试中心进行,主量元素采用 X 射线荧光熔片分析法进行分析,分析仪器为日本理学 3080E1 型波长色散 X 射线荧光光谱仪,分析精度优于 0.3% ~0.9%。

用于锆石定年的样品靶制备分别在北京中国地质科学院矿床资源研究所电子探针室和离子探针中心进行。LA-ICPMS 锆石样品靶的制备方法与 SHRIMP 定年锆石样品靶的制备方法基本相同,先将锆石颗粒粘在双面胶上,然后用无色透明的环氧树脂固定,等环氧树脂充分固化后再对锆石进行抛光磨去一半,并使锆石内核充分暴露在抛光面中。在锆石定年测定前,先对锆石进行阴极发光(CL)显微结构分析,了解锆石内部结构特征并确定年龄分析点位置。CL 照像工作在北京中国地质科学院矿床资源研究所电子探针室进行。

锆石 LA-ICP-MS 法 U-Pb 定年工作在西北大学地质学系大陆动力学教育部重点实验室进行,有关分析流程和仪器工作参数参考 Horn 等(2000)和 Yuan 等(2003)文献。锆石 U-Pb 年龄测定时采用国际标准锆石 91500(1062Ma)作为外标校正方法,每隔 4 ~ 5 个样品分析点测一次标准,保证标准和样品的仪器条件完全一致,在 20 次锆石的分析前后各测 2 次 NIST SRM610,以 Si 作内标,测定锆石中 U、Th 和 Pb 的含量。锆石 SHRIMP 法 U-Pb 定年工作在北京中国地质科学院离子探针中心 SHRIMP II 仪器上进行,将待测定的锆石颗粒与工作标准锆石 TEM(417Ma)一起粘贴在环氧树脂表面,然后进行抛光和镀金,定年工作开始前先采用 Sri Lanka 伟晶岩中锆石 SL13(572Ma)进行工作标准校正,有关分析流程和仪器工作参数参考 Compston 等(1992)和宋彪等(2002)文献。所有年龄结果均以 ^{204}Pb 含量作了普通铅校正。

单矿物激光氟化法氧同位素分析在中国科学技术大学化学地球动力学研究实验室进行。化学提取采用激光氟化技术,利用 MIR-10 型 25W 的 CO_2 激光器对 1.5mg ~ 2.0mg 的单矿物颗粒加热,并在真空条件下与 BrF_5 反应,所得到的 O_2 直接在 Delta + 气体质谱仪上进行氧同位素比值测定(Zheng *et al.*,2002; 龚冰和郑永飞,2003),分析结果以相对于 SMOW 标准的 $\delta^{18}O$ 标记报道,全流程分析误差小于 ±0.1‰(1σ)。在激光氟化法分析过程中采用了 3 个参照标准:(1) 石榴石 UWG-2,$\delta^{18}O = 5.8 \pm 0.1‰$; (2) 石英 GBW04409,$\delta^{18}O = 11.11 \pm 0.1‰$; (3) 锆石 91500,$\delta^{18}O = 10.0 \pm 0.1‰$; 为保证数据的可靠性,对所有的单矿物样品均进行了重复测定,结果 $\delta^{18}O$ 值误差均小于 ±0.1‰(1σ)。

维普资讯 http://www.cqvip.com

表 1 胶东地块东部变质岩主量元素组成

Table 1 Major element compositions for metamorphic rocks in the eastern part of the Shandong Peninsula

岩石类型	酸性片麻岩				变质基性岩							
岩性	花岗闪长质	花岗质	花岗闪长质	花岗闪长质	奥长花岗质	G类榴辉岩	M类榴辉岩	M类榴辉岩	P类榴辉岩	P类榴辉岩	斜长角闪岩	斜长角闪岩
样品编号	02SD-39	02SD-40	02SD-41	02SD-45	02SD-50	02SD-49	02SD-54	02SD-58	02SD-59	02SD-60	02SD-69	02SD-70]
主量元素(wt%)												
SiO_2	73.53	76.77	74.38	68.08	79.41	56.91	43.99	42.25	49.87	49.65	51.42	51.06
TiO_2	0.4	0.16	0.15	0.67	0.2	0.74	0.96	0.91	0.77	0.2	1.2	1.13
Al_2O_2	13.26	12.59	13.44	14.63	11.13	14.89	16.64	17.66	15.42	13.14	12.91	12.98
Fe_2O_3	1.1	0.45	0.67	1.23	0.84	2.99	3.75	1.02	1.03	0.95	2.73	1.77
FeO	1.3	0.45	0.7	2.3	0.72	4.55	5.2	7.15	9.73	7.2	10.15	11.1
MnO	0.05	0.03	0.04	0.11	0.11	0.22	0.14	0.15	0.22	0.15	0.21	0.21
M_gO	0.82	0.29	0.44	1.72	0.39	4.05	7.14	6.99	7.92	11.55	6.27	6.48
CaO	2.04	0.93	2	2.9	1.27	6.92	17.94	22.39	11.87	13.59	10.4	9.96
Na_2O	3.4	3.18	3.49	404	3.59	2.95	2.15	0.21	1.47	2.13	1.95	2.09
K_2O	3.36	4.61	3.65	2.7	1.73	4.05	0.09	<0.01	0.02	0.03	0.59	0.73
P_2O_5	0.07	0.03	0.04	0.02	0.02	0.13	0.02	0.02	0.16	0.02	0.11	0.11
烧失量	0.3	0.25	067	0.89	0.34	0.81	1.25	0.33	0.24	0.32	0.76	0.78
总计	99.63	99.74	99.67	99.47	99.75	99.21	99.27	99.08	98.76	99.03	98.7	98.58
$Mg^{\#}$	46	45	45	53	40	56	66	62	73	50	50	50
A/CNK	1.02	1.06	1.01	0.98	1.10							
An(%)	16	7	15	18	12							
Ab(%)	51	48	50	57	67							
Or(%)	33	45	35	25	21							

$Mg^{\#} = [MgO]/([MgO] + FeO + 0.9[Fe_2O_3])$, $TFeO = FeO + 0.9Fe_2O_3$

4 分析结果

4.1 主量元素

4.1.1 花岗片麻岩

花岗片麻岩在胶东地块东部分布广泛,是构成该地区超高压变质岩的主体岩石。花岗片麻岩的主要矿物组合为石英+斜长石+钾长石±黑云母±角闪石±绿帘石±石榴石±磷灰石±锆石±榍石±磁铁矿。

样品 02SD-39、02SD-40、02SD-41 和 02SD-45 位于威海地区,02SD-50 位于文登南部。对这 5 个花岗片麻岩的主量元素分析结果见表 1。SiO_2 含量变化在 68.08% ~ 79.41% 之间,Al_2O_3 含量变化在 11.13% ~ 14.63% 之间,A/CNK 比值变化于 0.98 ~ 1.1 之间,表明花岗片麻岩具有中等铝饱和性质。5 个花岗片麻岩样品的 $Mg^{\#}$ 值变化于 40 ~ 53 之间,$K_2O + Na_2O > CaO$;其中 3 个花岗质和花岗闪长质片麻岩中 $K_2O > Na_2O$,显示出富钾的特征;奥长花岗质片麻岩中 $K_2O < Na_2O$,具有富钠的特征。

在阳离子标准矿物 An-Ab-Or 花岗质岩石分类图解中(图 2,岩石类型边界线划分据 Barker,1979;部分片麻岩数据分别据宋明春等,1995;孙景贵和胡克,1997;李永刚等,1999),胶东地块东部多数片麻岩位于花岗质和花岗闪长质

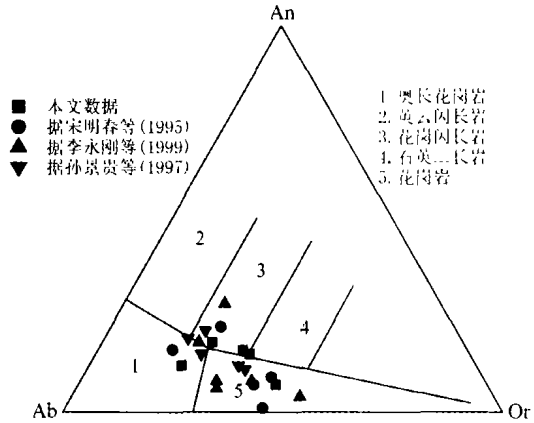

图 2 胶东地块东部花岗片麻岩 An-Ab-Or 岩石分类图解

Fig. 2 An-Ab-Or classification diagram of granitic gneisses in the eastern part of the Shandong Peninsula

维普资讯 http://www.cqvip.co

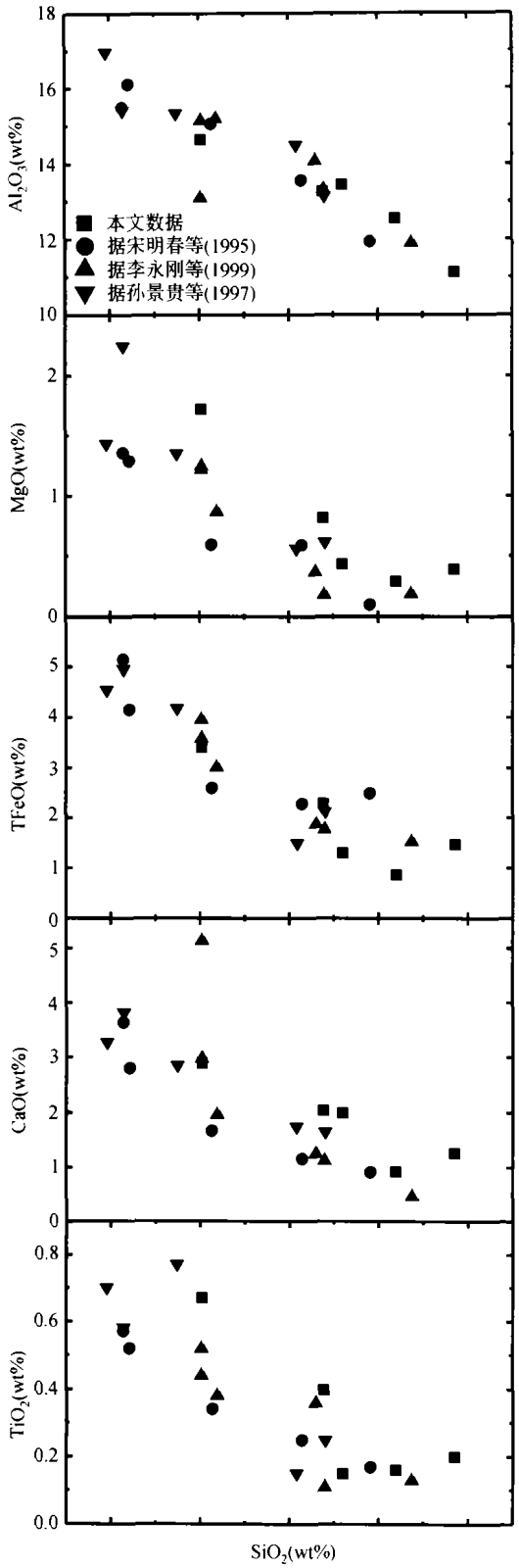

图3 胶东地块东部花岗片麻岩主量元素与 SiO_2 含量之间的相关图

Fig. 3 The Harker diagram of granitic gneisses in the eastern part of the Shandong Peninsula

区域,少数片麻岩位于奥长花岗质区域,说明胶东地块东部片麻岩主要以富钾的花岗质和花岗闪长质为主,并有部分奥长花岗质片麻岩产出。如图3所示,胶东地块东部花岗片麻岩中的 Al_2O_3、MgO、TFeO、CaO、Ti_2O 的含量与 SiO_2 含量之间具有较明显的负相关性,说明原岩岩浆在岩浆房和/或侵位过程中存在分离结晶作用。

4.1.2 *榴辉岩*

本次分析的榴辉岩样品有三类产出形式,样品 02SD-49 位于文登南部,产于花岗片麻岩中(G 类),已经退变成斜长角闪岩,但在岩石薄片中可见有许多石榴石和少量绿辉石残留矿物,同时有许多后期石英和钾长石形成,说明该样品在角闪岩相退变质过程中局部伴随有钾质交代作用。样品 02SD-54 和 02SD-58 位于荣成腾家镇附近,呈小的扁豆状包体产于大理岩中(M 类),有轻微的后期角闪岩相退变质作用叠加。样品 02SD-59 和 02SD-60 位于荣成大疃镇迟家店,产于超基性橄榄岩中(P 类),样品较新鲜。榴辉岩的矿物组合为石榴石 + 绿辉石 ± 石英 ± 白云母 ± 角闪石 ± 斜长石 ± 绿帘石 ± 磷灰石 ± 锆石 ± 金红石 ± 榍石 ± 磁铁矿。榴辉岩的主量元素分析结果见表1。M 类和 P 类榴辉岩 SiO_2 含量变化在 42.25% ~ 49.87% 之间,Al_2O_3 含量变化在 13.14% ~ 17.66% 之间,CaO > K_2O + Na_2O,$Mg^{\#}$ 值变化于 56 ~ 66 之间。G 类退变榴辉岩样品 02SD-49 由于受后期钾质交代作用影响,导致其 SiO_2 和 K_2O 含量增高,CaO 含量下降。

4.1.3 *斜长角闪岩*

样品 02SD-69 和 02SD-70 位于海阳所萧石口地区,岩性均为斜长角闪岩,但在岩石薄片中可见 02SD-70 样品中有许多石榴石和少量单斜辉石残留体,表明其曾经遭受过过渡榴辉岩相变质作用。样品矿物组合为石英 + 斜长石 + 角闪石 + 石榴石 + 单斜辉石 ± 磷灰石 ± 锆石 ± 金红石 ± 榍石 ± 磁铁矿。海阳所斜长角闪岩的主量元素结果见表1。SiO_2 含量在51%左右,Al_2O_3 含量接近13%,CaO > K_2O + Na_2O,$Mg^{\#}$ 值均为50。

4.2 锆石 U-Pb 年龄

本文对胶东地块东部3个花岗片麻岩、3个榴辉岩和1个斜长角闪岩中的锆石分别进行了阴极发光(CL)结构分析和 LA-ICP-MS 法或 SHRIMP 法 U-Pb 定年。所有用作定年的锆石样品均在双目镜下经手工挑选出。这些锆石均为无色透明晶体,无明显的杂质或其它矿物包裹体,锆石 CL 照片及部分分析点年龄见图4,LA-ICPMS 锆石微区分析点 U-Pb 定年数据见表2,SHRIMP 锆石微区分析点 U-Pb 定年数据见表3。

4.2.1 *花岗片麻岩*

样品 02SD-41 位于威海市温泉镇附近,岩性为花岗闪长质片麻岩,锆石晶体大小在 100 ~ 200μm,以自形长柱状为主,少数为自形短柱状,柱面和锥面均较发育,长短轴之比为

维普资讯 http://www.cqvip.com

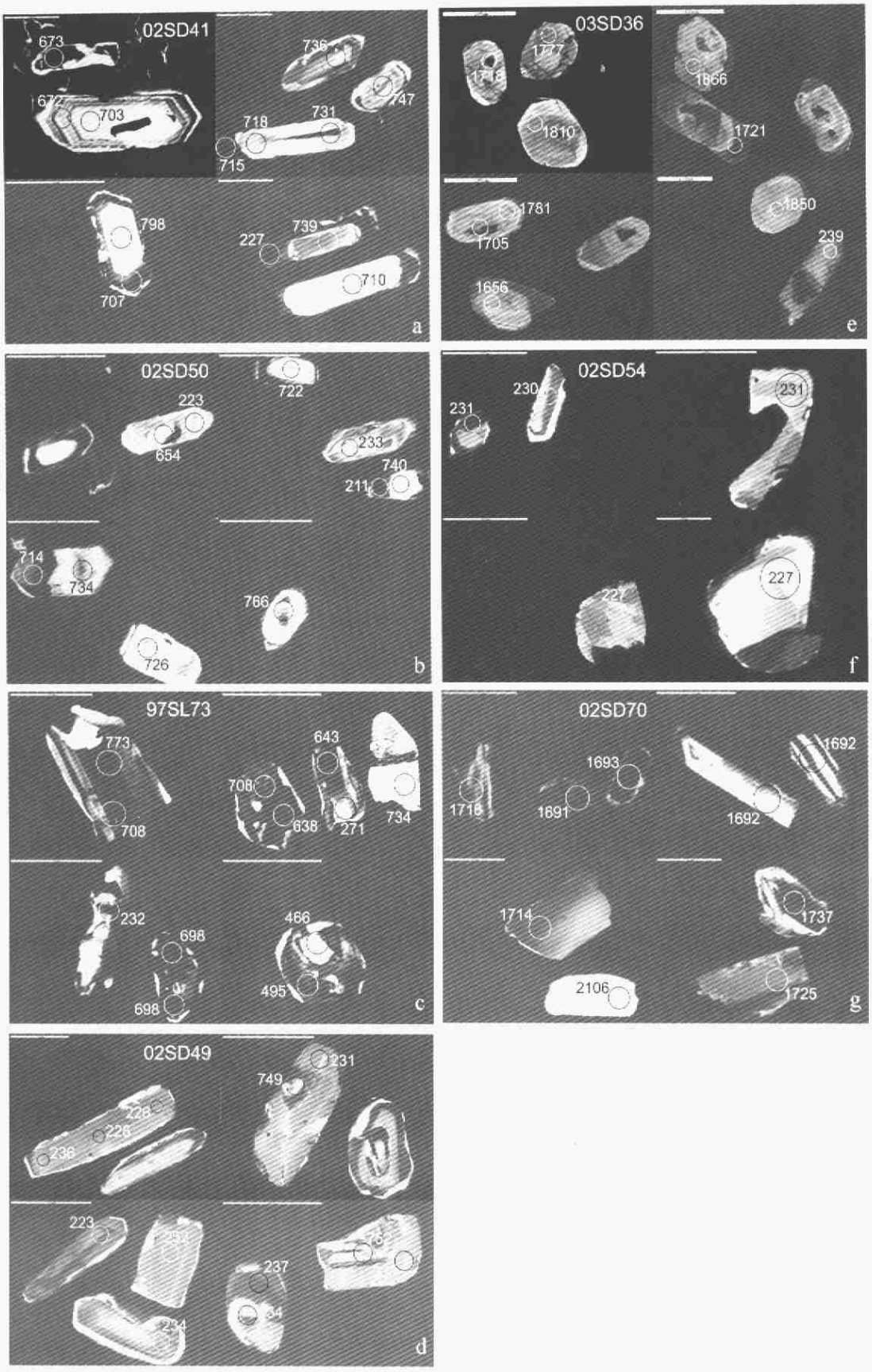

图4 胶东地块东部变质岩锆石CL照片

Fig. 4 CL images of zircons from metamorphic rocks in the eastern part of the Shandong Peninsula

维普资讯 http://www.cqvip.com

2:1~4:1,具岩浆锆石晶形特征。在 CL 图中(图 4a),多数锆石具有明显的核边结构,核部 CL 强度较弱,具有明显的岩浆环带结构,且 Th/U 比值较高(>0.4),表明这些锆石均为岩浆锆石;边部较窄,CL 强度较高,结构较均匀,Th/U 比值较低(≤0.2),应该为变质增生边或变质重结晶边(Rubatto and Gebauer,2000; Poller,2000)。对其中的 13 粒锆石进行了 LA-ICP-MS 法 U-Pb 微区定年测定,共分析了 20 个点(见表 2),其中有 14 个分析点位于谐和线上或附近,其它 6 个分析点则由于受后期不同程度变质重结晶作用影响而沿不一致线分布(见图 5a),该不一致线上、下交点年龄分别为 719±29Ma 和 221±110Ma(MSWD=1.9)。分布于不一致线上交点处谐和线上的 7 个点 $T_{207/206}$ 加权平均年龄为 723±36Ma(MSWD=0.15),与不一致线上交点年龄在误差范围内一致,该谐和年龄应为片麻岩原岩形成时间。由于不一致线下交点附近分析点只有 1 个,所以下交点给出的后期变质作用年龄误差范围较大,但这个变质锆石边分析点位于谐和线上,$T_{206/238}$ 年龄为 227±3Ma,应代表变质作用时间,并且与大别-苏鲁地区超高压变质作用年龄一致(Ames *et al.*,1996; Li *et al.*,1999; Hacker *et al.*,1998; Zheng *et al.*, 2003, 2004)。

样品 02SD-50 位于文登市东南部,岩性为奥长花岗质片麻岩。锆石晶体大小在 80~150μm,以自形长柱状为主,少数为自形短柱状,柱面和锥面均较发育,长短轴之比为 2:1~4:1,具岩浆锆石晶形特征。在 CL 图中(图 4b),锆石岩浆环带结构不发育,CL 强度具面状分布特征且具有高和低两种情况,多数锆石的 Th/U 比值较高(>0.4),以上特征说明这些锆石应为岩浆锆石,可能受后期变质作用影响而发生了重结晶作用,使得岩浆环带结构消失。采用 LA-ICPMS 法对其中的 10 粒锆石分析了 14 个点(见表 2),由于该样品锆石中 ^{207}Pb 的含量相对较低,$T_{207/206}$ 年龄误差较大,因此本文对该样品采用 $T_{206/238}$ 年龄来统计分析。在 14 个分析点中有 8 个分析点集中分布于不一致线上交点处的谐和线上,有 3 个分析点集中分布于下交点处的谐和线上,其它 3 个分析点则沿不一致线分布(见图 5b),该不一致线上、下交点年龄分别为 725±36Ma 和 224±21Ma(MSWD=0.57)。位于上交点谐和线上 8 个点的 $T_{206/238}$ 加权平均年龄为 738±17Ma(MSWD=3.9),与不一致线上交点年龄在误差范围内一致,该组谐和年龄应为片麻岩原岩形成时间。位于下交点谐和线上 3 个分析点的 $T_{206/238}$ 加权平均年龄为 217±22Ma(MSWD=5.8),也与不一致线下交点年龄在误差范围内一致,该组谐和年龄应代表后期超高压变质作用时间。

样品 97SL-73 位于威海市王家村附近,该处花岗片麻岩遭受到后期麻粒岩相变质作用叠加。锆石晶体大小在 100~200μm,晶形以短柱状为主,少数为粒状,柱面和锥面不太发育,长短轴之比为 2:1~3:1。在 CL 图中(图 4c),多数锆石 CL 强度较弱且呈面状分布,也有少数短柱状锆石还保留有较清晰的岩浆环带。虽然多数锆石岩浆环带结构不发育,但 Th/U 比值较高(多数>0.4),年龄结果也相对较老,表明这些锆石应为岩浆锆石,但受后期变质重结晶作用影响,岩浆环带变得模糊或消失,总体具变质重结晶锆石特征。采用 LA-ICPMS 法对其中的 13 粒锆石共分析了 20 个点(见表 2),由于变质重结晶程度不同,这些分析点沿不一致线分布。有 1 个分析点明显偏离了 U-Pb 谐和曲线(见图 5c),该分析点的 U、Th 和 Pb 含量均很低,造成年龄结果误差较大,所以在分析讨论时将其排除。由其余 19 个点构成的不一致线上、下交点年龄分别为 744±63Ma 和 208±58Ma(MSWD=2.8)。不一致线上交点年龄应为片麻岩原岩形成时间。位于下交点谐和线上 3 个完全重结晶锆石分析点的 $T_{206/238}$ 加权平均年龄为 227±12Ma(MSWD=1.9),与不一致线下交点年龄在误差范围内一致,该组谐和年龄应代表变质作用时间。

上述三个花岗片麻岩的原岩年龄及变质年龄在误差范围内分别完全一致,表明胶东地块东部区域花岗片麻岩的原岩形成时代为新元古代,部分锆石则记录了印支期超高压变质作用事件。

4.2.2 榴辉岩

G 类退变榴辉岩样品 02SD-49 位于文登市东南部,呈透镜状包体产于花岗片麻岩中。锆石颗粒较大,晶体大小在 100~400μm,以自形长柱状为主,少数为自形短柱状,柱面发育,而锥面不太发育,长短轴之比为 2:1~5:1。在 CL 图中(图 4d)多数锆石无岩浆环带,CL 强度中等,具面状分布特征,且 Th/U 比值总体较低(≤0.2),表明这些锆石均为变质锆石;少数变质锆石内部含有老的继承锆石核,继承锆石具有明显的岩浆环带结构,Th/U 比值较高(>0.4),应为残留的原岩岩浆锆石。综合 CL 结构特点及年龄分析结果,本文认为该样品中的变质锆石应该为变质增生锆石。采用 LA-ICPMS 法对其中的 11 粒锆石分析了 20 个点(见表 2),其中有 16 个分析点集中分布于不一致线下交点处的谐和线上,其它 4 个点沿不一致线分布,尤其是两个残留的岩浆锆石分析点靠近上交点(见图 5d),不一致线上、下交点年龄分别为 806±79Ma 和 243±16Ma(MSWD=0.93)。集中分布于下交点处谐和线上的 16 个变质锆石分析点 $T_{206/238}$ 加权平均年龄为 229±3Ma(MSWD=1.5),比不一致线下交点年龄更精确,该组谐和年龄应代表超高压变质作用时间。不一致线上交点年龄应代表榴辉岩原岩的形成时间,虽然年龄误差范围相对较大,但仍然位于新元古代范围内。

G 类榴辉岩样品 03SD-36 位于荣成地区,呈包体状产于花岗片麻岩中。锆石晶体大小在 100~150μm,以自形短柱状为主,柱面发育,而锥面不太发育,长短轴之比为 2:1~3:1。在 CL 图中(图 4e)多数锆石岩浆环带结构不发育,CL 强度中等,具面状分布特征,Th/U 比值总体较低(<0.3),结合这些分析点在 U-Pb 谐和图上的分布特征,本文认为这些锆石可能为变质重结晶锆石。采用 SHRIMP 法对其中的 11 粒锆石分析了 14 个点(见表 3),这 14 个分析点沿不一致线分布(见图 5e),该不一致线上、下交点年龄分

表 2　胶东地块东部变质岩 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 同位素数据

Table 2　LA-ICPMS zircon U-Pb isotope data for metamorphic rocks in the eastern part of the Shandong Peninsula

样品点	元素含量($\times10^{-6}$)及比值				同位素比值								表面年龄 (Ma)					
	Total Pb	Th	U	Th/U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{208}Pb/^{232}Th$	1σ	$^{207}Pb/^{206}U$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ
02SD-41 花岗片麻岩																		
02SD41-1.1	183.9	629.3	431.2	1.46	0.063 91	0.001 29	0.985 49	0.020 76	0.111 92	0.001 5	0.030 93	0.000 34	739	42	696	11	684	9
02SD41-1.2	296.8	277.1	1403.9	0.20	0.049 2	0.001 07	0.242 49	0.015 52	0.035 76	0.000 47	0.028 13	0.000 54	158	51	220	16	227	3
02SD41-2.1	73.1	203.8	189.6	1.08	0.063	0.001 6	0.802 08	0.020 61	0.092 32	0.001 29	0.026 32	0.000 36	710	54	598	12	569	8
02SD41-3.1	74.5	87.6	161.6	0.54	0.061 95	0.002 52	0.974 92	0.039 29	0.114 21	0.001 83	0.033 32	0.000 82	672	85	691	20	697	11
02SD41-3.2	260.9	311.5	570.8	0.55	0.062 84	0.001 01	0.955 42	0.016 61	0.110 34	0.001 44	0.031 16	0.000 38	703	34	681	9	675	8
02SD41-4.1	52.3	72.1	111.7	0.65	0.063 84	0.002 12	1.015 17	0.033 59	0.115 4	0.001 73	0.034 95	0.000 68	736	69	712	17	704	10
02SD41-5.1	185.2	343.7	423.2	0.81	0.064 15	0.001 41	1.030 81	0.023 35	0.116 6	0.001 58	0.032 62	0.000 41	747	46	719	12	711	9
02SD41-6.1	98.9	150.6	230.8	0.65	0.063 2	0.001 59	0.897 01	0.022 81	0.103 01	0.001 44	0.028 89	0.000 47	715	53	650	12	632	8
02SD41-6.2	124.8	146.8	275.7	0.53	0.063 28	0.001 54	0.965 08	0.023 9	0.110 67	0.001 53	0.030 63	0.000 51	718	51	686	12	677	9
02SD41-6.3	515.0	138 6.9	121 0.5	1.15	0.061 63	0.001 41	0.998 93	0.023 44	0.117 61	0.001 61	0.032 45	0.000 45	661	48	703	12	717	9
02SD41-7.1	58.1	70.3	120.5	0.58	0.061 98	0.001 83	1.007 62	0.029 8	0.117 95	0.001 7	0.034 25	0.000 63	673	62	708	15	719	10
02SD41-8.1	95.6	104.5	208.0	0.50	0.063 69	0.001 94	1.032 63	0.031 53	0.117 63	0.001 72	0.034 99	0.000 69	731	63	720	16	717	10
02SD41-9.1	46.0	121.8	111.0	1.10	0.063 1	0.002 36	0.882 1	0.032 67	0.101 42	0.001 59	0.029 74	0.000 55	712	79	642	18	623	9
02SD41-9.2	43.4	162.5	135.1	1.20	0.059 8	0.001 79	0.582 72	0.017 56	0.070 72	0.001	0.024 13	0.000 38	596	65	466	11	441	6
02SD41-10.1	374.6	777.1	747.1	1.04	0.062 45	0.000 83	1.006 79	0.015 02	0.116 95	0.001 49	0.035 31	0.000 37	690	28	707	8	713	9
02SD41-10.2	440.3	116 5.7	117 3.2	0.99	0.065 7	0.001 18	1.054 89	0.019 72	0.116 45	0.001 54	0.035 82	0.000 46	798	38	731	10	710	9
02SD41-11.1	56.7	84.3	121.9	0.69	0.062 98	0.001 89	1.014 83	0.030 5	0.116 89	0.001 7	0.034 31	0.000 62	707	63	711	15	713	10
02SD41-12.1	125.6	130.7	268.3	0.49	0.060 71	0.001 25	0.970 71	0.020 63	0.115 97	0.001 55	0.035 17	0.000 53	629	44	689	11	707	9
02SD41-12.2	43.2	68.5	102.3	0.67	0.063 3	0.001 76	0.837 05	0.023 38	0.096	0.001 37	0.029 33	0.000 48	717	59	618	13	591	8
02SD41-13.1	82.4	150.1	190.8	0.79	0.063 1	0.001 4	0.926 27	0.021 01	0.106 55	0.001 45	0.033 98	0.000 48	711	47	666	11	653	8
02SD-50 花岗片麻岩																		
02SD50-1.1	93.4	14	692.6	0.02	0.049 72	0.001 48	0.227 83	0.006 82	0.033 25	0.000 47	0.013 26	0.001 11	182	68	208	6	211	3
02SD50-1.2	4.6	20.9	32.8	0.64	0.063 9	0.002 55	1.071 03	0.042 22	0.121 56	0.001 98	0.032 73	0.000 8	740	11				
02SD50-2.1	5.0	21.6	33.0	0.65	0.046 72	0.009 98	0.236 91	0.050 01	0.036 79	0.001 34	0.009 15	0.000 81	35	444	216	41	233	8
02SD50-3.1	57.7	99.8	211.2	0.47	0.061 4	0.001 89	0.579 47	0.017 76	0.068 45	0.001 01	0.022 17	0.000 48	654	66	464	12	427	6

维普资讯 http://www.cqvip.com

续表 2

Continued Table 2

样品点	元素含量($\times10^{-6}$)及比值				同位素比值								表面年龄(Ma)					
	Total Pb	Th	U	Th/U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{208}Pb/^{232}Th$	1σ	$^{207}Pb/^{206}U$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ
02SD50-3.2	46.4	13.1	335.1	0.04	0.049 42	0.001 81	0.239 82	0.008 74	0.035 21	0.000 52	0.014 75	0.000 84	168	83	218	7	223	3
02SD50-4.1	96.0	187.1	196.3	0.95	0.064 2	0.002 03	1.094 91	0.034 58	0.123 73	0.001 84	0.036 02	0.000 62	749	67	751	17	752	11
02SD50-4.2	73.4	146.4	168.4	0.87	0.063 51	0.002 44	1.017 72	0.038 76	0.116 22	0.001 84	0.034 69	0.000 69	727	81	713	20	709	11
02SD50-5.1	72.8	122.7	133.1	0.92	0.063 68	0.001 51	1.094 77	0.026 43	0.124 69	0.001 73	0.037 38	0.000 54	732	50	751	13	758	10
02SD50-6.1	48.2	64.4	178.0	0.36	0.061 42	0.002 68	0.621 68	0.026 76	0.073 41	0.001 23	0.025 37	0.000 75	655	94	491	17	457	7
02SD50-7.1	132.7	202.6	264.4	0.77	0.062 76	0.001 42	1.091 81	0.025 23	0.126 17	0.001 73	0.036 37	0.000 54	701	48	749	12	766	10
02SD50-8.1	59.7	167.8	157.5	1.07	0.063 38	0.002 79	0.771 07	0.033 45	0.088 23	0.001 47	0.033 88	0.000 66	722	93	580	19	545	9
02SD50-9.1	98.6	172.7	202.0	0.85	0.063 24	0.001 65	1.051 19	0.027 7	0.120 55	0.00169	0.03534	0.00055	718	54	730	14	734	10
02SD50-9.2	89.7	147.9	215.1	0.69	0.062 97	0.002 63	1.016 05	0.041 84	0.117 13	0.001 91	0.035 77	0.000 83	707	86	712	21	714	11
02SD50-10.1	84.9	130.2	176.9	0.74	0.063 38	0.001 77	1.041 75	0.029 25	0.119 2	0.001 7	0.035 71	0.000 62	722	59	724	15	726	10
97SL73 花岗片麻岩																		
97SL73-1.1	34.92	100.6	200.2	0.50	0.054 64	0.002 06	0.323 86	0.012 17	0.042 98	0.000 66	0.017 01	0.000 37	398	57	285	9	271	4
97SL73-1.2	40.09	96.8	235.0	0.41	0.061 1	0.001 92	0.386 92	0.012 19	0.045 93	0.000 68	0.019 88	0.000 33	643	42	332	9	290	4
97SL73-2.1	185.88	481.6	515.8	0.93	0.060 95	0.001 11	0.739 79	0.014 32	0.088 02	0.001 17	0.028 79	0.000 34	638	21	562	8	544	7
97SL73-2.2	327.92	889.2	767.5	1.16	0.062 99	0.001 11	0.953 54	0.017 96	0.109 78	0.001 46	0.034 86	0.000 39	708	20	680	9	672	8
97SL73-3.1	41.28	91.7	174.6	0.53	0.060 81	0.002 8	0.519 68	0.023 63	0.061 98	0.001 03	0.022 55	0.000 56	632	69	425	16	388	6
97SL73-4.1	21.52	2.6	149.8	0.02	0.046 82	0.002 69	0.233 01	0.013 28	0.036 09	0.000 61	0.017 62	0.004 32	40	92	213	11	229	4
97SL73-5.1	17.27	41.3	94.7	0.44	0.056 82	0.003 59	0.357 25	0.022 14	0.045 6	0.000 88.	0.018 31	0.000 67	484	103	310	17	287	5
97SL73-6.1	27.22	57.6	101.1	0.57	0.056 15	0.004 34	0.580 51	0.043 46	0.074 98	0.001 43	0.023 34	0.000 4	458	133	465	28	466	9
97SL73-6.2	93.14	249.5	344.3	0.72	0.057 1	0.001 7	0.550 13	0.016 52	0.069 88	0.001 01	0.021 2	0.000 36	495	41	445	11	435	6
97SL73-7.1	61.29	20.1	431.3	0.05	0.049 94	0.001 61	0.241 83	0.007 83	0.035 12	0.000 51	0.011 14	0.000 71	192	48	220	6	223	3
97SL73-8.1	89.42	487.7	213.2	2.29	0.062 98	0.001 74	0.964 4	0.026 88	0.111 06	0.001 59	0.034 73	0.000 42	.708	35	686	14	679	9
97SL73-8.2	98.47	516.6	316.9	1.63	0.064 97	0.002 18	0.806 76	0.027 04	0.090 06	0.001 37	0.033 03	0.000 45	773	45	601	15	556	8
97SL73-9.1	98.49	438.8	453.5	0.97	0.059 61	0.001 93	0.481 72	0.015 6	0.058 61	0.000 87	0.022 8	0.000 33	590	69	399	11	367	5
97SL73-10.1	25.64	77.0	71.8	1.07	0.015 83	0.003 53	0.182 51	0.040 66	0.083 64	0.001 34	0.029 45	0.000 54	0	0	170	35	518	8

维普资讯 http://www.cqvip.com

续表 2

Continued Table 2

样品点	元素含量($\times10^{-6}$)及比值				同位素比值								表面年龄(Ma)					
	Total Pb	Th	U	Th/U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{208}Pb/^{232}Th$	1σ	$^{207}Pb/^{206}U$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ
97SL73-10.2	22.83	94.4	112.1	0.84	0.053 71	0.003 11	0.271 46	0.015 49	0.036 66	0.000 66	0.012 93	0.000 37	359	96	244	12	232	4
97SL73-11.1	87.05	302.3	264.7	1.14	0.062 71	0.002 05	0.730 19	0.023 81	0.084 46	0.001 26	0.031 76	0.000 46	698	44	557	14	523	8
97SL73-11.2	79.9	252.6	254.1	0.99	0.061 34	0.001 92	0.660 56	0.020 74	0.078 1	0.001 14	0.032 46	0.000 46	651	42	515	13	485	7
97SL73-11.2	125.8	515.8	368.5	1.40	0.062 71	0.001 7	0.818 35	0.022 45	0.094 66	0.001 35	0.032 65	0.000 41	698	35	607	13	583	8
97SL73-12.1	32.82	109.5	136.6	0.80	0.059 19	0.003 87	0.441 67	0.028 35	0.054 12	0.001 08	0.027 5	0.000 94	574	105	371	20	340	7
97SL73-13.1	43.61	127.6	120.5	1.06	0.063 75	0.002 59	0.824 42	0.033 19	0.093 8	0.001 52	0.033 96	0.000 6	734	58	611	18	578	9
02SD-49G 类退变榴辉岩																		
02SD49-1.1	82.6	132.7	220.2	0.60	0.064 27	0.001 73	0.844 79	0.023 09	0.095 33	0.001 34	0.036 57	0.000 57	752	57	622	13	587	8
02SD49-1.2	15.7	19.6	110.4	0.18	0.053 02	0.003 2	0.265 26	0.015 76	0.036 29	0.000 67	0.010 66	0.000 72	330	131	239	13	230	4
02SD49-2.1	26.0	23.2	173.6	0.13	0.048 36	0.002 38	0.249 65	0.012 16	0.037 44	0.000 61	0.0111 3	0.000 59	117	112	226	10	237	4
02SD49-2.2	30.2	31.6	150.7	0.21	0.055 66	0.002 4	0.360 13	0.015 38	0.046 93	0.000 76	0.020 39	0.000 71	440	96	312	12	296	5
02SD49-2.3	24.7	27.2	177.8	0.75	0.047 89	0.002 82	0.243 95	0.014 19	0.036 95	0.000 66	0.009 7	0.000 7	93	135	222	12	234	4
02SD49-3.1	18.5	28.5	129.0	0.22	0.051 47	0.003 64	0.264 91	0.018 41	0.037 33	0.000 73	0.013 76	0.000 8	262	155	239	15	236	5
02SD49-3.2	17.3	24.3	123.7	0.20	0.051 83	0.004 72	0.257 7	0.022 95	0.036 06	0.000 8	0.013	0.001 04	279	208	233	18	228	5
02SD49-3.3	19.3	25.9	137.9	0.19	0.048 45	0.003 01	0.238 66	0.014 61	0.035 73	0.000 65	0.009 68	0.000 57	121	140	217	12	226	4
02SD49-4.1	25.3	34.3	137.8	0.25	0.054 68	0.002 52	0.344 59	0.015 71	0.157 2	0.000 75	0.023 01	0.000 7	399	100	301	12	288	5
02SD49-4.2	99.1	160.2	284.4	0.56	0.051 09	0.003 94	0.252 61	0.019 14	0.035 87	0.000 75	0.014 63	0.000 85	245	769	229	16	227	5
02SD49-4.3	17.6	24.2	130.8	0.18	0.051 28	0.003 87	0.243 79	0.018 08	0.034 49	0.000 71	0.012 92	0.000 86	253	165	222	15	219	4
02SD49-5.1	56.9	100.7	133.9	0.75	0.064 19	0.001 99	1.007 62	0.031 43	0.113 85	0.001 67	0.038 52	0.000 65	749	65	708	16	695	10
02SD49-5.2	17.8	23.3	127.2	0.18	0.049 78	0.004 32	0.250 42	0.021 43	0.036 49	0.000 77	0.012 96	0.000 95	185	190	227	17	231	5
02SD49-6.1	13.9	20.1	99.9	0.20	0.053 12	0.005 62	0.270 6	0.028 07	0.036 95	0.000 95	0.012 77	0.001 13	334	223	243	22	234	6
02SD49-7.1	17.1	24.7	120.9	0.20	0.052 51	0.003 38	0.252 56	0.015 99	0.034 9	0.000 67	0.009 6	0.000 61	308	140	229	13	221	4
02SD49-8.1	12.7	21.4	89.1	0.24	0.052 89	0.004 32	0.269 77	0.021 66	0.037	0.000 78	0.011 97	0.000 77	324	175	243	17	234	5
02SD49-9.1	18.2	26.7	131.5	0.20	0.049 76	0.003 65	0.249 55	0.018 05	0.036 38	0.000 72	0.017 39	0.000 89	184	163	226	15	230	4
02SD49-9.2	15.7	22.8	112.5	0.20	0.050 34	0.004 16	0.249 17	0.020 25	0.035 91	0.000 78	0.011 5	0.000 86	211	181	226	16	227	5

维普资讯 http://www.cqvip.com

续表 2

Continued Table 2

样品点	元素含量($\times10^{-6}$)及比值				同位素比值								表面年龄(Ma)					
	Total Pb	Th	U	Th/U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{208}Pb/^{232}Th$	1σ	$^{207}Pb/^{206}U$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ
02SD49-10.1	326	21.0	230.7	0.09	0.046 25	0.002 69	0.224 81	0.012 97	0.035 26	0.000 6	0.161 44	0.004 3	11	134	206	11	223	4
02SD49-11.1	19.5	30.1	142.1	0.21	0.045 78	0.003 89	0.231 69	0.019 4	0.036 71	0.000 77	0.010 03	0.000 76	0.1	180	212	16	232	5
02SD-54M 类榴辉岩																		
02SD54-1.1	13.2	2.9	92.1	0.03	0.049 56	0.003 38	0.244 87	0.016 48	0.035 86	0.000 67	0.011 91	0.003 09	174	152	222	13	227	4
02SD54-2.1	18.4	25.5	130.6	0.20	0.051 4	0.003 19	0.256 71	0.015 66	0.036 26	0.000 67	0.011 7	0.000 66	259	136	232	13	230	4
02SD54-3.1	13.3	3.1	94.6	0.03	0.049 66	0.003 52	0.249 46	0.017 36	0.036 47	0.000 72	0.013 97	0.003 11	179	157	226	14	231	4
02SD54-4.1	10.8	1.8	77.5	0.02	0.049 67	0.004 67	0.249 67	0.023 08	0.036 5	0.000 84	−0.071 83	0.009 07	180	206	226	19	231	5
02SD54-5.1	10.9	1.8	77.2	0.02	0.052 37	0.003 87	0.258 33	0.018 74	0.035 82	0.000 73	0.024 84	0.004 71	302	159	233	15	227	5
02SD-70 斜长角闪岩																		
02SD70-1.1	7.2	0.1	5.4	0.02	0.130 61	0.009 78	6.476 78	0.467 24	0.359 68	0.011 22	0.119 06	0.042 99	210 6	126	2043	63	1981	53
02SD70-2.1	629.9	616.1	557.1	1.11	0.104 99	0.001 35	4.103 06	0.059 59	0.283 46	0.003 62	0.078 96	0.000 86	171 4	23	165 5	12	160 9	18
02SD70-3.1	362.9	142.5	406.2	0.35	0.101 3	0.001 45	3.481 53	0.054 87	0.249 29	0.003 23	0.070 18	0.000 99	164 8	26	152 3	12	143 5	17
02SD70-4.1	477.3	385.8	457.4	0.84	0.104 13	0.002 2	4.271 78	0.092 77	0.297 56	0.004 18	0.080 95	0.001 32	169 9	38	168 8	18	167 9	21
02SD70-5.1	1182.0	1605.3	1060.6	1.51	0.104 71	0.001 26	4.114 23	0.057 18	0.284 99	0.003 63	0.078 86	0.000 82	1 709	22	1 657	11	1 616	18
02SD70-6.1	30.4	4.4	23.4	0.19	0.120 27	0.007 52	6.025 49	0.365 21	0.363 37	0.009 54	0.097 19	0.008 86	1 960	108	1 980	53	1 998	45
02SD70-7.1	567.0	464.6	473.9	0.98	0.105 62	0.001 35	4.441 08	0.064 57	0.304 96	0.003 92	0.092 68	0.001 01	1 725	23	1 720	12	1 716	19
02SD70-8.1	1 036.7	354.5	930.7	0.38	0.106 31	0.001 26	4.163 97	0.057 52	0.284 07	0.003 63	0.077 63	0.000 88	1 737	22	1 667	11	1 612	18
02SD70-9.1	706.3	703.7	635.9	1.11	0.104 92	0.001 34	4.102 1	0.059 79	0.283 58	0.003 66	0.078 33	0.000 85	1 713	23	1 655	12	1 609	18
02SD70-10.1	515.8	501.5	509.0	0.99	0.100 34	0.001 71	3.618 3	0.066 09	0.261 53	0.003 48	0.070 67	0.000 89	1 630	31	1 554	15	1 498	18
02SD70-11.1	198 3.5	100 1.6	207 9.5	0.48	0.103 71	0.001 31	3.555 86	0.051 74	0.248 67	0.003 22	0.066 96	0.000 81	1 692	23	1 540	12	1 432	17
02SD70-12.1	484.0	494.7	699.0	0.71	0.103 71	0.002 05	2.811 49	0.057 88	0.196 61	0.002 73	0.054 87	0.000 83	1 692	36	1 359	15	1 157	15
02SD70-13.1	328 4.0	298 8.1	288 1.0	1.04	0.103 68	0.001 22	4.340 07	0.060 15	0.303 6	0.003 91	0.082 63	0.000 87	1 691	22	1 701	11	1 709	19
02SD70-14.1	340 7.9	334 0.6	333 5.8	1.00	0.103 8	0.001 54	4.295 12	0.070 25	0.300 09	0.003 98	0.081 82	0.001	1 693	27	1 692	13	1 692	20
02SD70-15.1	454 5.6	4 039.3	4 284.8	0.94	0.105 11	0.001 21	4.31	0.059 11	0.297 38	0.003 83	0.079 88	0.000 84	1 716	21	1 695	11	1 678	19

注:利用测定的^{204}Pb校正普通铅

维普资讯 http://www.cqvip.com

表 3　胶东地块东部变质岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 同位素数据

Table 3　SHRIMP zircon U-Pb isotope data for metamorphic rocks in the eastern part of teh Shandong Peninsula

样品点	元素含量($\times10^{-6}$)及比值					同位素比值								表面年龄 (Ma)					
	^{206}Pb	U	Th	Th/U	$^{206}Pb^*$	$^{238}U/^{206}Pb^*$	±%	$^{207}Pb^*/^{206}*$	±%	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	$^{206}Pb^*/238U$	±%	$^{206}Pb/^{238}$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{208}Pb/^{232}Th$	1σ
02SD-36 G 类榴辉岩																			
03SD36-1.1	2.24	40	1	0.03	1.32	26.46	3.1	0.0512	13	0.267	13	0.0378	3.1	239	7	252	299	1897	560
03SD36-1.2	4.89	272	961	3.66	14.3	10.70	7.5	0.0876	6.4	1.13	6.3	0.093 5	7.5	576	41	1374	123	764	160
03SD36-2.1	0.85	105	64	0.63	12.8	7.11	1.8	0.0999	2.4	1.937	3	0.1406	1.8	848	14	1 622	45	806	29
03SD36-2.2	3.76	31	2	0.06	2.03	13.64	3.1	0.0783	9.2	0.791	9.3	0.073 3	3.1	456	14	1 155	183	1572	264
03SD36-3.1	1.25	17	2	0.11	3.58	4.15	2.7	0.1131	5.2	3.761	5.9	0.241 2	2.7	1 393	34	1 850	93	2 775	640
03SD36-4.1	0.81	47	11	0.25	9.94	4.06	2	0.105 1	2.9	3.57	3.5	0.246 3	2	1 419	26	1 716	53	1 022	130
03SD36-5.1	1.86	36	4	0.11	4.19	7.54	2.4	0.101 7	5.8	1.86	6.3	0.132 7	2.4	803	18	1 656	110	665	350
03SD36-6.1	1.52	27	7	0.26	6.12	3.87	2.4	0.108 9	4.4	3.87	5.1	0.258 1	2.4	1 480	32	1 781	81	1 505	230
03SD36-6.2	0.29	77	46	0.62	8.98	7.36	2	0.1045	2.6	1.957	3.2	0.135 8	2	821	15	1 705	47	794	30
03SD36-7.1	1.51	49	6	0.14	8.32	5.09	2	0.1054	3.7	2.86	4.2	0.196 5	2	1 157	21	1 721	68	1 309	250
03SD36-8.1	0.34	46	16	0.37	10.1	3.88	2	0.114 1	1.9	4.06	2.7	0.257 9	2	1 479	26	1 866	34	1 902	69
03SD36-9.1	1.03	35	11	0.32	9.2	3.12	2.2	0.110 6	2.4	4.881	3.3	0.320 1	2.2	1 789	32	1 810	45	1 654	100
03SD36-10.1	1.69	35	6	0.18	7.62	4.06	2.2	0.105 2	4	3.57	4.6	0.246 2	2.2	1 419	28	1 718	74	1 685	270
03SD36-11.1	1.01	53	15	0.30	10.9	4.18	2.5	0.108 6	3.9	3.59	4.6	0.239 5	2.5	1 384	31	1 777	72	1681	110

注：Pb_c 代表普通铅；Pb^* 代表放射成因铅；利用测定的 ^{204}Pb 校正普通铅

维普资讯 http://www.cqvip.com

维普资讯 http://www.cqvip.com

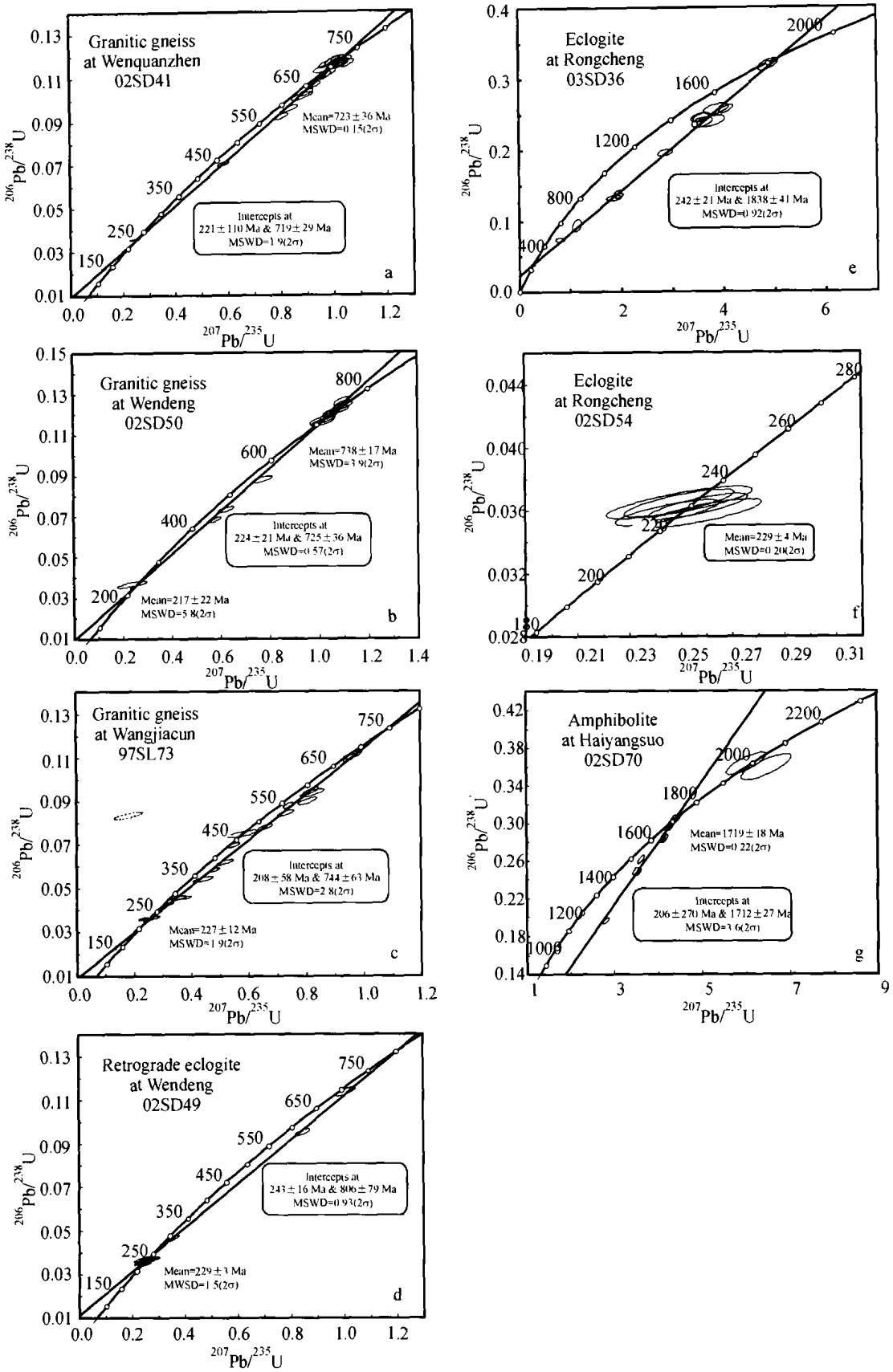

图 5 胶东地块东部变质岩锆石 U-Pb 谐和曲线图

Fig. 5 U-Pb concordia diagram of zircons from metamorphic rocks in the eastern part of the Shandong Peninsula

维普资讯 http://www.cqvip.com

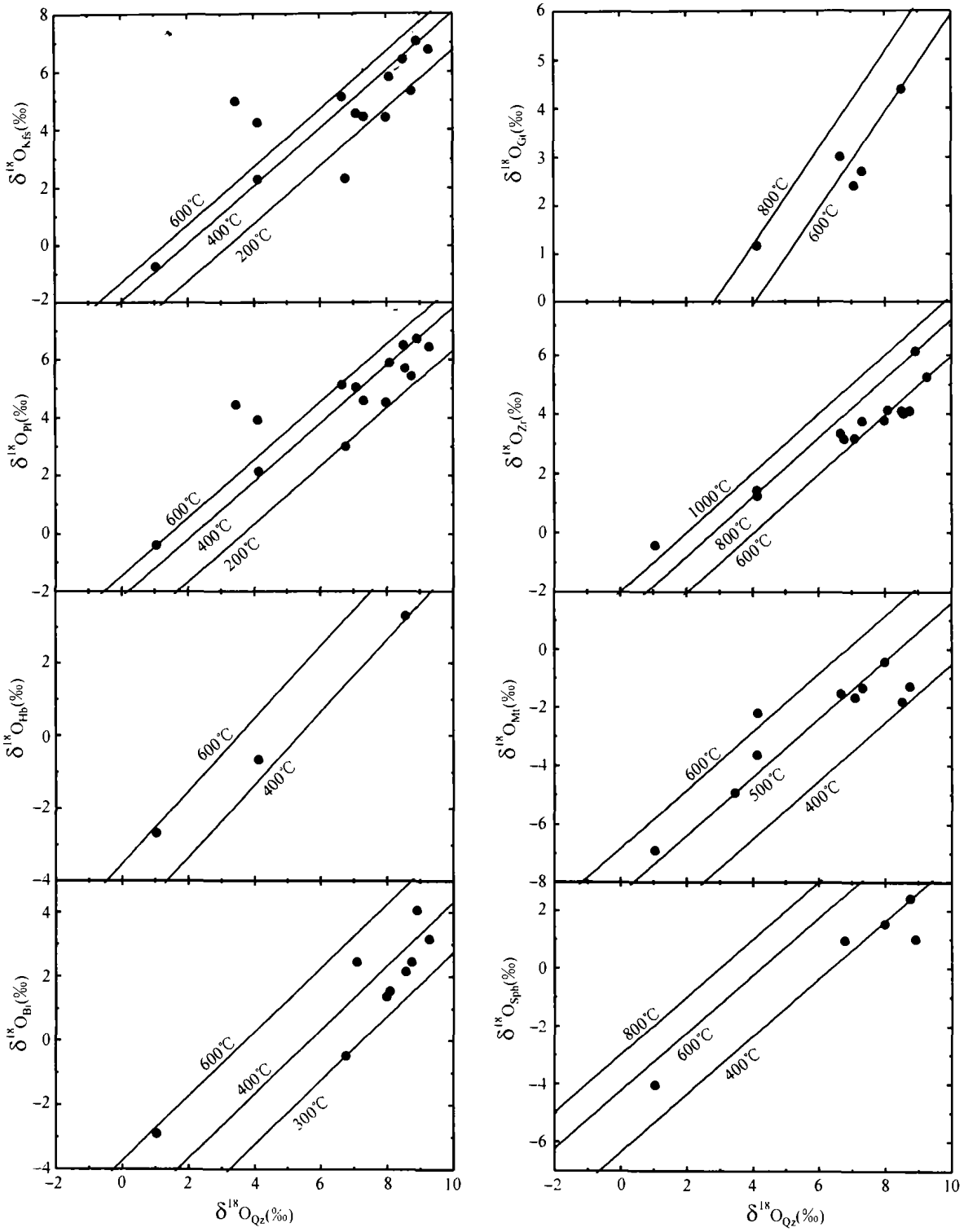

图 6 胶东地块东部花岗片麻岩石英-矿物对 δ-δ 图解

Fig. 6 δ-δ plot between minerals and quartz from granitic gneisses in the eastern part of the Shandong Peninsula

别为 1838 ± 41Ma 和 242 ± 21Ma(MSWD = 0.92),不一致线上交点年龄应为榴辉岩原岩形成时间,下交点年龄应代表后期超高压变质作用时间。

M 类榴辉岩样品 02SD-54 位于荣成市滕家附近,呈小的扁豆状包体产于大理岩中。锆石颗粒较小,晶体大小在 50 ~ 100μm,呈它形不规则状。在 CL 图中(图 4f)无岩浆环带结构,CL 强度中等并具面状分布特征,Th/U 比值较低(≤0.2),应为变质生长锆石。采用 LA-ICPMS 法对其中的 5 粒锆石分析了 5 个点(见表 2),这 5 个点全部集中分布于谐和线上(见图 5f),其 $T_{206/238}$ 加权平均年龄为 229 ± 4Ma (MSWD = 0.2),该组谐和年龄应代表锆石生长时间,而且与本文其它样品榴辉岩变质作用年龄在误差范围内完全一致。

表 4　胶东地块东部变质岩氧同位素分析数据

Table 4　Oxygen isotope compositions(‰) of mineral separates and whole rocks of metamorphic rocks in the eastern part of the Shandong Peninsula

样品编号	岩 性	采样位置	全岩估计值	原岩岩浆估计值	石英	钾长石	斜长石	绿辉石	角闪石	黑云母	石榴石	榍石	锆石	金红石	磁铁矿	钛铁矿
02SD-38	片麻岩	威海地区	6.7	5.9~6.5	8.56		5.70		3.30	2.17			4.02			
02SD-39	片麻岩	威海地区	5.6	5.7~6.3	7.98	4.42	4.51			1.38		1.54	3.79		-0.44	
02SD-40	片麻岩	威海地区	4.0	5.0~5.6	6.76	2.31	3.00			-0.48		0.97	3.15			
02SD-41	片麻岩	威海地区	7.5	8.0~8.5	8.91	7.04	6.71			4.07		1.02	6.13			-5.52
02SD-43	片麻岩	威海地区	4.0	3.3~3.9	4.12	4.24	3.91		-0.67				1.42		-3.64	
02SD-45	片麻岩	威海地区	6.4	6.0~6.5	8.75	5.32	5.43			2.46		2.42	4.10		-1.28	
02SD-46	片麻岩	威海地区		5.6~6.2		5.65	4.77	3.56	3.18	2.74			3.71			
02SD-48	片麻岩	威海地区				6.67	5.72		3.02	1.57	3.24	1.62	3.39		0.54	
03SD-21	片麻岩	威海地区	5.4	5.6~6.2	7.31	4.43	4.59				2.70		3.75		-1.33	
03SD-23	片麻岩	威海地区	4.3		3.45	4.98	4.44								-4.92	
03SD-28	片麻岩	威海地区	0.0	1.5~2.1	1.05	-0.75	-0.41		-2.68	-2.90		-4.06	-0.42		-6.90	
03SD-30	片麻岩	威海地区	7.5	7.1~7.7	9.27	6.76	6.45			3.18			5.24			
97SI.73	片麻岩	威海地区											5.81			
02SD-50	片麻岩	文登地区	2.9	3.1~3.7	4.14	2.28	2.14				1.17		1.24		-2.20	
03SD-35	片麻岩	荣成地区	5.6	5.2~5.8	6.66	5.12	5.12				3.00		3.34		-1.53	-0.93
03SD-37	片麻岩	荣成地区	5.6	5.1~5.7	7.08	4.55	5.04			2.45	2.41		3.17		-1.66	
03SD-39	片麻岩	荣成地区	7.1(7.17)	7.0~7.6	8.51	6.41	6.49				4.39		4.11		-1.80	
03SD-41	片麻岩	荣成地区	6.6	7.0~7.6	8.09	5.82	5.88			1.54			4.14			
02SD-47	退变榴辉岩(G 类)	威海地区							1.63		1.85		2.01			
02SD-49	退变榴辉岩(G 类)	文登地区				3.96	3.43						0.22			
03SD-25	榴辉岩(G 类)	威海地区	4.7				6.91	4.56			4.80				-0.22	
03SD-26	榴辉岩(G 类)	威海地区	5.5		9.97		7.02		5.60		5.38					
Q3SD-29	榴辉岩(G 类)	威海地区	5.1		8.38		6.14	5.13	4.29		5.09		5.05	1.31		1.93
03SD-36	榴辉岩(G 类)	荣成地区	4.2	3.9~4.2	7.89		5.61	4.83	4.73		3.50		3.40	0.79	-0.04	
03SD-38	榴辉岩(G 类)	荣成地区	5.0		9.05		6.66	4.81			5.09		5.14			
03SD-40	榴辉岩(G 类)	荣成地区	5.5		9.20		6.34	5.59			5.38			1.30		
03SD-33	榴辉岩(M 类)	荣成地区	16.1		19.32		16.20	15.70	15.44		15.81		15.90	12.48		
02SD-54	榴辉岩(M 类)	荣成地区	18.4				19.51	18.86			17.92	17.99			13.56	
02SD-58	榴辉岩(M 类)	荣成地区									18.47	19.74		17.14		
02SD-59	榴辉岩(P 类)	荣成地区	6.2		9.03			6.20			6.20			2.66		
02SD-60	榴辉岩(P 类)	荣成地区	6.0					6.31			5.69					
02SD-61	榴辉岩(P 类)	荣成地区	5.6					5.85			5.43			2.34		
02SD-70	斜长角闪岩	海阳所	5.6		9.66		6.10		5.58		5.05					

注:全岩估计值中括号内的数值为全岩粉末实测值

维普资讯 http://www.cqvip.com

维普资讯 http://www.cqvip.com

表 5 胶东地块东部变质岩石英-矿物对氧同位素温度数据

Table 5 Oxygen isotopic temperature data of quartz-mineral pair from metamorphic rocks in the eastern part of the Shandong Peninsula

样品编号	岩性	采样位置	Qz-Gt	Qz-Omp	Qz-Pl	Qz-Hb	Qz-Bi	Qz-Mt	Qz-Rt
02SD-38	花岗质片麻岩	威海地区			290℃	410℃	350℃		
02SD-39	花岗质片麻岩	威海地区			220℃		335℃	500℃	
02SD-41	花岗质片麻岩	威海地区			400℃		470℃		
02S0-43	花岗质片麻岩	威海地区				450℃		535℃	
02SD-45	花岗质片麻岩	威海地区			235℃		355℃	555℃	
03SD-21	花岗质片麻岩	威海地区	540℃		310℃			485℃	
03SD-23	花岗质片麻岩	威海地区						865℃	
03SD-28	花岗质片麻岩	威海地区			605℃	570℃	570℃	525℃	
03SD-30	花岗质片麻岩	威海地区			295℃		370℃		
02SD-50	花岗质片麻岩	文登地区	775℃		445℃		640℃		
03SD-35	花岗质片麻岩	荣成地区	660℃		575℃			510℃	
03SD-37	花岗质片麻岩	荣成地区	530℃		435℃		490℃	480℃	
03SD-39	花岗质片麻岩	荣成地区	595℃		440℃			410℃	
03SD-41	花岗质片麻岩	荣成地区			400℃		340℃		
03SD-26	榴辉岩(G 类)	威海地区	540℃		430℃	495℃			
03SD-29	榴辉岩(G 类)	威海地区	715℃	525℃	560℃	525℃			470℃
03SD-36	榴辉岩(G 类)	荣成地区	565℃	555℃	555℃	660℃		450℃	470℃
03SD-38	榴辉岩(G 类)	荣成地区	615℃	395℃	530℃				
03SD-40	榴辉岩(G 类)	荣成地区	635℃	470℃	445℃				420℃
03SD-33	榴辉岩(M 类)	荣成地区	680℃	470℃	405℃	550℃			485℃
02SD-59	榴辉岩(P 类)	荣成地区	800℃	595℃					520℃
02SD-70	斜长角闪岩	海阳所	540℃		345℃	480℃			

矿物符号:Qz-石英;Pl-斜长石;Omp-绿辉石;Hb-角闪石;Bi-黑云母;Gt-石榴石;Rt-金红石;Mt-磁铁矿

4.2.3 斜长角闪岩

斜长角闪岩样品 02SD-70 位于海阳所萧石口海边,锆石晶体大小在 50 ~ 150μm,以自形短柱状为主,少数为自形长柱状,柱面发育,少数长柱状锆石锥面也较发育,长短轴之比为 2:1 ~ 5:1。虽然在 CL 图中(图 4g)岩浆环带结构不太发育,CL 强度较弱且呈面状分布,但该样品锆石却普遍具有非常高的 Th、U 含量,而且 Th/U 比值总体也较高(多数 >0.9),表明这些锆石应为基性岩浆锆石。另外有两个锆石的 Th、U 含量较低,Th/U 比值也较低(<0.2),无岩浆环带结构,CL 强度较高且呈面状分布,定年结果显示这两个锆石为变质重结晶残留锆石。

采用 LA-ICPMS 法对该样品中的 15 粒锆石分析了 15 个点(见表 2),其中有 13 个分析点位于岩浆锆石区域,有 2 个点位于变质重结晶残留锆石区域(见图 5g)。13 个岩浆锆石分析点沿着不一致线分布,说明部分岩浆锆石受后期变质作用影响而发生了较弱的变质重结晶作用。有 6 个分析点集中分布于上交点处的谐和线上,这 6 个点的 $T_{207/206}$ 加权平均年龄为 1719 ± 18Ma(MSWD = 0.22),与不一致线上交点年龄 1712 ± 27Ma 在误差范围内一致,该组谐和年龄应代表斜长角闪岩的原岩形成时间。不一致线给出的下交点年龄 206 ± 270Ma 本应代表后期变质作用时间,因其年龄误差范围太大,已无实际地质意义。两个变质重结晶残留锆石分析点虽

维普资讯 http://www.cqvip.com

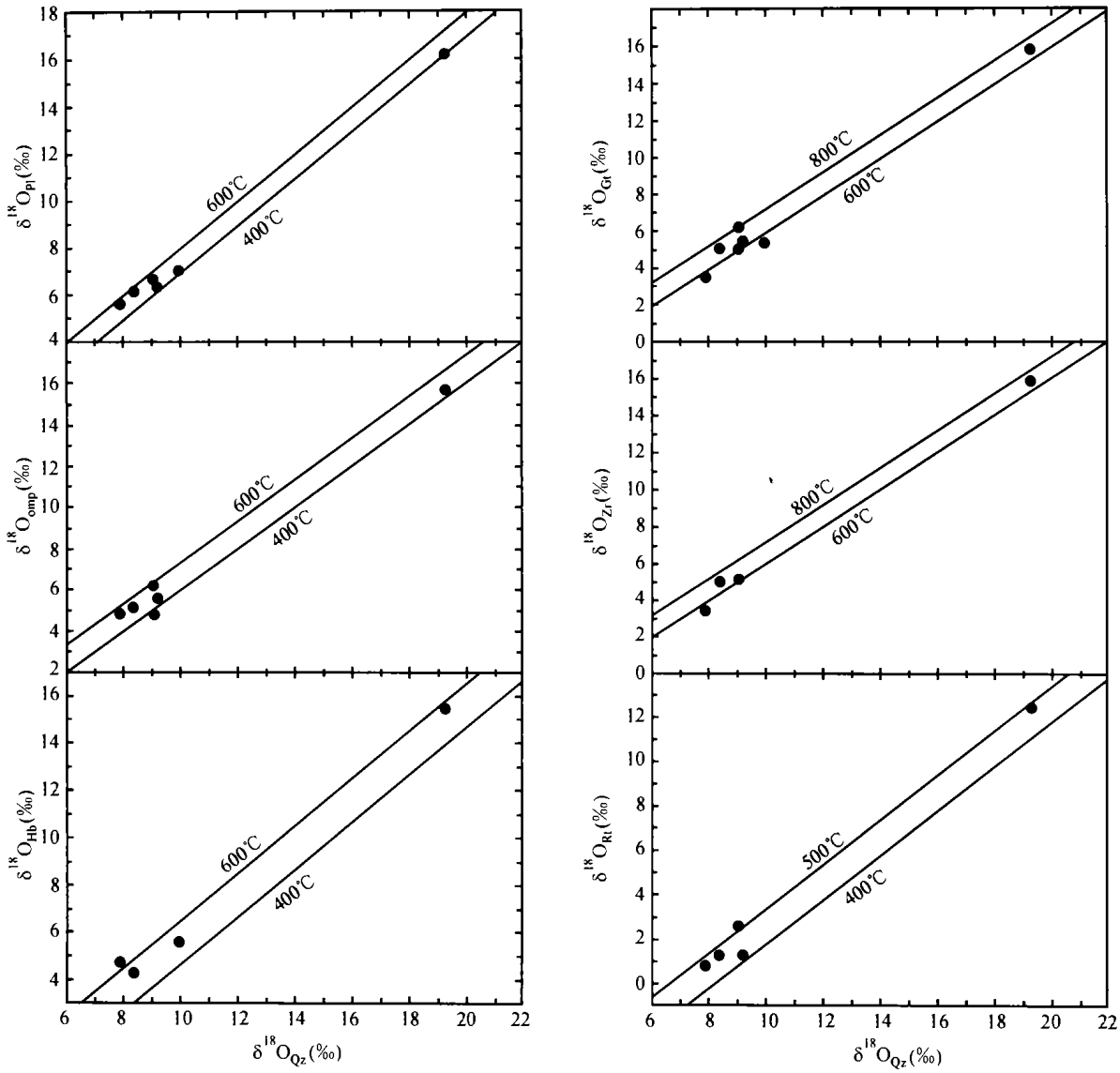

图 7 胶东地块东部榴辉岩石英-矿物对 δ-δ 图解

Fig. 7 δ-δ plot between minerals and quartz from eclogites in the eastern part of the Shandong Peninsula

然也位于谐和线附近,但均给出了较老的年龄,$T_{207/206}$年龄分别为 2106 ± 126Ma 和 1960 ± 108Ma。因此这两个锆石有可能来自斜长角闪岩原岩岩浆的源区或者来自原岩岩浆活动过程中俘获的围岩。在下面有关章节中,本文将结合其它分析结果对其来源作进一步讨论。

4.3 氧同位素

胶东地块东部变质岩单矿物的氧同位素测试结果见表 4,其中全岩值根据样品中主要矿物含量估算得出,为了验证全岩估计值的准确性,对其中 1 个样品的全岩粉末进行了实测,实测值与估计值结果非常接近,说明本文全岩估计值基本可靠。原岩岩浆估计值范围由岩浆锆石值推算得出,推算方法参考 Zheng(1993a)、Valley *et al.* (1994)和 Zhao and Zheng(2003)等文献,酸性岩浆温度参数为 800 ~ 900℃,基性岩浆温度参数为 900 ~ 1000℃。石英-矿物对的氧同位素温度见表 5,氧同位素温度计算根据 Zheng 的增量方法(Zheng, 1991,1993a,1993b),温度计算的误差为 ±30℃ ~ 50℃。图 6 为花岗片麻岩石英-矿物对的 δ-δ 图解,图 7 为榴辉岩石英-矿物对的 δ-δ 图解。

4.3.1 花岗片麻岩

本文对胶东地块东部的 18 个花岗片麻岩样品作了系统的氧同位素组成分析,采样位置分别位于威海、文登和荣成等地区,花岗片麻岩的氧同位素变化范围较大(表 4),其中石英 $\delta^{18}O$ 值为 1.05 ~ 9.27‰,钾长石 $\delta^{18}O$ 值为 -0.75 ~ 7.04‰,斜长石 $\delta^{18}O$ 值为 -0.41 ~ 6.71‰,角闪石 $\delta^{18}O$ 值为 -2.68 ~ 3.30‰,黑云母 $\delta^{18}O$ 值为 -2.90 ~ 4.07‰,石榴石 $\delta^{18}O$ 值为 1.17 ~ 4.39‰,锆石 $\delta^{18}O$ 值为 -0.42 ~ 6.13‰,全岩 $\delta^{18}O$ 估计值为 0.0 ~ 7.5‰。在 17 个锆石 $\delta^{18}O$ 值中有

维普资讯 http://www.cqvip.c

14 个明显低于地幔值 5.3 ±0.3‰(Valley *et al.*,1998),表明胶东地块东部花岗片麻岩中低 $\delta^{18}O$ 锆石具有区域普遍性。

虽然花岗片麻岩的氧同位素组成存在明显差异,但多数样品中的单矿物处于不同变质条件下的氧同位素平衡状态(见表 5 及图 6)。5 个石英-石榴石矿物对的氧同位素温度在 530 ~775℃之间,其中有 3 个样品的氧同位素温度在 595 ~775℃之间,与它们所遭受到的榴辉岩相变质温度基本吻合,表明石英-石榴石矿物对在榴辉岩相变质作用过程中达到并保持了氧同位素平衡;石英-角闪石、石英-磁铁矿和石英-榍石等矿物对的氧同位素温度多数在 400 ~600℃之间,与它们所遭受到的角闪岩相变质温度基本吻合,表明角闪石、磁铁矿和榍石等矿物在角闪岩相变质作用过程中达到并保持了氧同位素平衡;石英-钾长石、石英-斜长石、石英-黑云母等矿物对中,少数样品的氧同位素温度在 400 ~600℃之间,而多数样品的氧同位素温度在 300 ~400℃之间,也有少数样品的氧同位素温度低于 300℃,甚至出现氧同位素倒转现象,表明少部分样品的钾长石、斜长石和黑云母等矿物在角闪岩相变质作用之后,又与后期流体在亚固相条件下发生了不同程度的氧同位素交换。

4.3.2 *榴辉岩*

本文对胶东地块东部威海、文登和荣成等地的 14 个榴辉岩样品作了系统的氧同位素组成分析,其中片麻岩中榴辉岩(G 类)样品 8 个,大理岩中榴辉岩(M 类)样品 3 个,橄榄岩中榴辉岩(P 类)样品 3 个(表 4)。G 类榴辉岩的氧同位素变化范围相对较大,其中石英的 $\delta^{18}O$ 值为 7.89 ~9.97‰,斜长石 $\delta^{18}O$ 值为 3.43 ~7.02‰,绿辉石 $\delta^{18}O$ 值为 4.56 ~5.59‰,角闪石 $\delta^{18}O$ 值为 1.63 ~5.60‰,石榴石 $\delta^{18}O$ 值为 1.85 ~5.38‰,锆石 $\delta^{18}O$ 值为 0.22 ~5.14‰,全岩 $\delta^{18}O$ 估计值为 4.2 ~5.5‰。在 6 个 G 类榴辉岩全岩 $\delta^{18}O$ 估计值中,有 4 个位于正常地幔值 5.7 ±0.5‰范围(Hoefs, 2004),其余 2 个则低于地幔值;在 5 个 G 类榴辉岩锆石值中有 2 个位于正常地幔值范围,有 3 个锆石则明显低于地幔值,这说明部分 G 类榴辉岩也具有 ^{18}O 亏损特征。P 类榴辉岩的氧同位素变化范围相对较小,绿辉石的 $\delta^{18}O$ 值为 5.85 ~6.20‰,石榴石 $\delta^{18}O$ 值为 5.43 ~6.20‰,全岩 $\delta^{18}O$ 估计值为 5.6 ~6.2‰,位于正常地幔值范围。与 G 类和 P 类榴辉岩相比,M 类榴辉岩则具有非常高的氧同位素组成,而且 $\delta^{18}O$ 值的变化范围相对较大,石英的 $\delta^{18}O$ 值为 19.32‰,斜长石 $\delta^{18}O$ 值为 16.20 ~19.51‰,绿辉石 $\delta^{18}O$ 值为 15.70 ~18.86‰,石榴石 $\delta^{18}O$ 值为 15.81 ~18.47‰,锆石的 $\delta^{18}O$ 值为 15.90‰,金红石 $\delta^{18}O$ 值为 12.48 ~17.14‰,全岩 $\delta^{18}O$ 估计值为 16.1 ~18.4‰。M 类榴辉岩的锆石值和全岩 $\delta^{18}O$ 估计值均远远高于地幔值。

虽然三类榴辉岩的氧同位素组成存在明显差异,但多数样品中的单矿物也保存了不同变质条件下的氧同位素平衡状态(表 5 及图 7)。7 个石英-石榴石矿物对的氧同位素温度在 540 ~800℃之间,其中有 5 个样品的氧同位素温度在 615 ~800℃之间,与它们所遭受到的榴辉岩相变质温度基本吻合,表明石英-石榴石矿物对在榴辉岩相变质作用过程中达到并保持了氧同位素平衡;6 个石英-绿辉石矿物对中只有 2 个样品在 555 ~595℃之间,说明这 2 个样品中的绿辉石基本达到并保持了榴辉岩相的氧同位素平衡,而其它 4 个样品的氧同位素温度相对较低(在 395 ~525℃之间),这可能是受后期角闪岩相退变作用影响所致;石英-斜长石、石英-角闪石、石英-磁铁矿和石英-金红石等矿物对的氧同位素温度多数在 400 ~600℃之间,与它们所遭受到的角闪岩相变质温度基本吻合,表明斜长石、角闪石、磁铁矿和金红石等矿物在后期角闪岩相退变质作用过程中达到并保持了氧同位素平衡。

4.3.3 *斜长角闪岩*

斜长角闪岩样品(02SD-70)中石英的 $\delta^{18}O$ 值为 9.66‰,斜长石 $\delta^{18}O$ 值为 6.10‰,角闪石 $\delta^{18}O$ 值为 5.58‰,石榴石 $\delta^{18}O$ 值为 5.05‰,,全岩 $\delta^{18}O$ 估计值为 5.6‰,位于正常地幔值范围(表 4)。石英-石榴石矿物对的氧同位素温度为 540℃,石英-角闪石矿物对的氧同位素温度为 480℃,石英-斜长石矿物对的氧同位素温度为 345℃(表 5),表明这些矿物在角闪岩相变质作用过程中基本达到并保持了氧同位素平衡。

5 讨论

5.1 花岗片麻岩的原岩和变质时代

对胶东地块东部 3 个花岗片麻岩中锆石 CL 结构分析表明这些锆石主要以原岩岩浆锆石或重结晶锆石为主,锆石定年给出的 2 个谐和年龄和 1 个不一致线上交点年龄分别为 723 ±36Ma、738 ±17Ma 和 744 ±63Ma。Ames *et al.*(1996)对威海地区两个花岗片麻岩采用 TIMS 法锆石 U-Pb 定年,得出的不一致线上交点年龄分别为 782 ±32Ma 和 728 ±25Ma。本文的定年结果与 Ames *et al.*(1996)的定年结果在误差范围内基本一致,表明胶东地块东部花岗片麻岩的原岩形成于新元古代,与大别地区、江苏东海地区和胶南地区高压-超高压变质带中的片麻岩原岩时代完全一致(Ames *et al.*,1996; Hacker *et al.*,1998; Rowley *et al.*,1997; Zheng *et al.*,2003, 2004)。

本文对花岗片麻岩中少量变质成因锆石定年得到的 3 个谐和年龄分别为 217 ±22Ma、232 ±4Ma 和 227 ±12Ma,与榴辉岩超高压变质作用时代一致。石英-石榴石矿物对氧同位素温度也位于榴辉岩相变质温度范围,再结合苏鲁地区花岗片麻岩中柯石英等证据(Ye *et al.*,2000; 叶凯,2001),本文认为胶东地块东部花岗片麻岩同样曾经经历过印支期超高压变质作用。

5.2 花岗片麻岩低 ^{18}O 锆石成因

锆石不仅矿物稳定性高,而且氧在锆石中的扩散速率极低(Watson *et al.*, 1997; Zheng and Fu, 1998),因此锆石具有

维普资讯 http://www.cqvip.co

较高的氧同位素封闭温度。实验及理论研究表明,在亚固相条件下的水-岩相互作用过程中,要使 100μm 大小的锆石发生氧同位素再造需要几十甚至几百个百万年以上的持续时间,这个时间长度在自然界是不太可能出现的,对曾经经历过麻粒岩相变质作用和亚固相高温热液蚀变的岩石氧同位素研究也证实,其中的锆石能够很好地保存其初始氧同位素组成(Zheng *et al.*,2004)。对大别-苏鲁地区变质岩锆石微区氧同位素特征研究表明(Chen *et al.*, 2003a),原岩岩浆锆石与变质增生(重结晶)锆石之间没有明显的氧同位素组成差异。因此在亚固相条件下,锆石可以不受后期高温热液蚀变作用和高级变质作用的影响,能够提供变质岩原岩的氧同位素信息。

胶东地块东部花岗片麻岩锆石的 $\delta^{18}O$ 值为 -0.42 ~ 6.13‰,变化范围较大,其中 17 个岩浆锆石 $\delta^{18}O$ 值中有 14 个明显低于地幔值,表明胶东地块东部花岗片麻岩中低 $\delta^{18}O$ 锆石具有区域广泛性(见图 1),与大别、东海及胶南等地超高压变质岩区域性 ^{18}O 亏损现象一致(Zheng *et al.*, 1999, 2003),因此大别-苏鲁超高压变质带 ^{18}O 亏损范围可从青岛仰口地区进一步扩大至荣成和威海等地区。本文对锆石 CL 结构分析和定年结果指示这些锆石主要以新元古代原岩岩浆锆石或重结晶锆石为主,表明这些低 $\delta^{18}O$ 值锆石是从低 $\delta^{18}O$ 值岩浆中结晶形成。以文登市南部样品 03SD-50 为例,该样品锆石的 $\delta^{18}O$ 值为 1.24‰,明显低于正常地幔值。CL 照片(图 4b)显示这些低 $\delta^{18}O$ 值锆石具有岩浆锆石晶形特征,虽然部分锆石受后期变质作用影响而发生程度不同的变质重结晶作用,但亚固相条件下变质重结晶作用无法显著改造岩浆锆石的氧同位素组成(Zheng *et al.*,2004),所以该样品锆石的 $\delta^{18}O$ 值总体代表了原岩岩浆锆石的氧同位素组成。该样品岩浆锆石年龄值多数集中在 700 ~ 750Ma 左右,指示 ^{18}O 亏损时代为新元古代,表明该样品中低 $\delta^{18}O$ 值锆石是从新元古代低 $\delta^{18}O$ 值岩浆中结晶形成。在 800 ~ 900℃ 岩浆温度条件下,SiO_2 含量超过 70% 的酸性岩浆与锆石之间的氧同位素分馏在 1.9 ~ 2.5‰左右(Zheng, 1993a; Valley *et al.*, 1994; Zhao and Zheng, 2003),由此可推算出与该样品岩浆锆石值相对应的岩浆 $\delta^{18}O$ 值在 3.1 ~ 3.7‰左右。由其它片麻岩岩浆锆石值推算出的相应原岩岩浆 $\delta^{18}O$ 估计值见表 4,其中只有少量片麻岩的全岩估计值明显偏离了原岩岩浆估计值范围,而多数片麻岩的全岩 $\delta^{18}O$ 估计值与原岩岩浆估计值一致或比较接近,这表明在印支期大陆板块快速俯冲和折返过程中,从区域规模尺度上看,总体并无大量的外部相对高的 $\delta^{18}O$ 值流体活动,所以胶东地块东部大多数花岗片麻岩仍旧保留了原岩岩浆低 $\delta^{18}O$ 值特征。

目前对产生低 $\delta^{18}O$ 岩浆的成因机制有以下几种:(1)在岩浆形成过程中,低 $\delta^{18}O$ 地表水(如海水、大气降水等)直接进入岩浆中(Friedman *et al.*,1974);(2)受热液蚀变的低 $\delta^{18}O$ 岩石被岩浆同化并进入岩浆(Taylor and Sheppard,1986; Taylor,1986; Balsely and Gregory,1998);(3)崩塌破火山口的大规模熔融(Bindeman and Valley,2001);(4)曾经与海水进行过高温同位素交换的俯冲下部洋壳的部分熔融(Wei *et al.*,2002);(5)亏损 ^{18}O 的蚀变岩石发生部分熔融(Bacon *et al.*,1989; Gilliam and Valley,1997; Zheng *et al.*,2004)。在以上五种成因机制中,第一种机制容易引起岩浆水很快达到过饱和状态,过高的水压会导致岩浆隐爆,使得地表水对岩浆 $\delta^{18}O$ 的影响非常有限(Balsely and Gregory,1998),因此第一种机制产生大规模低 $\delta^{18}O$ 岩浆的可能性基本可以排除。第三种和第四种机制与大别-苏鲁地区的地质背景不符,也可以排除。胶东地块东部花岗片麻岩主量元素和 SiO_2 含量之间表现出明显的结晶分异趋势(图 3),稀土分布模式总体表现出相互平行的关系(宋明春等,1995; 孙景贵和胡克,1997),岩浆锆石中也没有发现大量老的残留锆石,以上特征表明岩浆在形成过程中没有明显的围岩混染,所以第二种机制也不太可能是本区大规模低 $\delta^{18}O$ 岩浆形成的主要机制。因此,第五种机制即由亏损 ^{18}O 岩石发生重熔可能是本地区大规模低 $\delta^{18}O$ 岩浆形成较为合理的解释。

已有的研究认为,大别-苏鲁超高压变质带新元古代花岗岩形成于扬子板块北缘的大陆裂谷环境(Ames *et al.*, 1996; Zheng *et al.*, 2003, 2004),而裂谷构造带是热液蚀变的有利场所。新元古代是 Rodinia 超大陆裂解和全球性冰川事件发生的时间,早期裂谷型岩浆活动可以启动高温大气降水热液蚀变,形成低 $\delta^{18}O$ 值岩石,随着裂谷构造活动的延续,这些低 $\delta^{18}O$ 值岩石可以发生断裂重熔,从而形成低 $\delta^{18}O$ 值岩浆(Zheng *et al.*,2004)。胶东地块东部花岗片麻岩中锆石的 $\delta^{18}O$ 值变化范围较大,指示其原岩岩浆的氧同位素组成具有不均一特征,这种不均一性可能继承了其源区岩石氧同位素组成的特点,是遭受过程度不同的热液蚀变岩石再经受重熔的典型特征(Taylor and Sheppard, 1986; Taylor, 1986)。因此,结合花岗岩岩石形成的构造背景及氧同位素组成特征这两方面,本文认为胶东地块东部新元古代大规模低 $\delta^{18}O$ 值岩浆有可能也是由不同程度亏损 ^{18}O 的热液蚀变岩石发生重熔而形成。

5.3 榴辉岩的原岩和变质时代

胶东地块东部的榴辉岩以 G 类为主,本文对 2 个 G 类榴辉岩锆石定年分别获得了两组原岩年龄,一组原岩年龄为 806 ± 79Ma,与王来明等(1994)获得的年龄结果 747 ± 13Ma 在误差范围内基本一致,也与大别和苏鲁其它地区大多数榴辉岩原岩年龄一致(Ames *et al.*,1996; Zheng *et al.*,2003, 2004),表明胶东地块东部大多数 G 类榴辉岩的原岩同样形成于新元古代。另一组原岩年龄为 1838 ± 41Ma,与杨经绥等(2002)获得的年龄结果 1821 ± 19Ma 在误差范围内一致,也与大别地区黄镇榴辉岩的原岩年龄 1896 ± 34Ma(陈道公等,2003)和双河硬玉石英岩的原岩年龄 1921 ± 23Ma(Ayers *et al.*, 2002)在误差范围内基本一致。这说明大别和苏鲁地区有小部分超高压岩石原岩形成时代为古元古代晚期。

维普资讯 http://www.cqvip.com

虽然本文研究的3个榴辉岩样品原岩时代和产出形式有所不同,但获得的后期超高压变质作用年龄则完全一致。2个谐和年龄和1个下交点年龄分别为229±3Ma、229±4Ma和242±21Ma,不仅与杨经绥等(2002)得出的结果228±29Ma在误差范围内一致,而且与大别、东海及胶南等地榴辉岩变质年龄结果一致(Ames *et al.*,1996; Ayer *et al.*,2002; Li *et al.*,1999; Zheng *et al.*,2003, 2004),指示胶东地块东部超高压变质作用时代与大别和苏鲁其它地区完全一致,同属印支期。

5.4 G类榴辉岩低^{18}O锆石成因

G类榴辉岩中变质锆石氧同位素特征与花岗片麻岩中的岩浆锆石相似,锆石的$\delta^{18}O$值为0.22~5.14‰,在所分析的5个变质锆石值中有3个明显低于地幔值(见图1)。在本文研究中这种低$\delta^{18}O$值变质锆石有两种类型,第一种类型为印支期榴辉岩相变质增生锆石(以样品02SD-49为代表),榴辉岩原岩时代为新元古代,这种类型在大别-苏鲁地区具有代表性,分布也比较广泛;第二种类型为古元古代晚期变质重结晶锆石(以样品03SD-36为代表),这种类型在大别-苏鲁地区并不多见。

第一种类型即新元古代G类榴辉岩中低$\delta^{18}O$值锆石以印支期变质增生锆石为主,说明这些变质锆石主要形成于榴辉岩相^{18}O亏损环境。由于榴辉岩相变质作用发生于岩石圈地幔深度(>60Km),远远超过了地表水可以到达的深度(10~15Km),而典型的地幔岩石$\delta^{18}O$值在5‰~6‰左右,所以这种低$\delta^{18}O$组分既不可能来源于当时的地表水,也不可能来源于外部岩石圈地幔,只能来源于俯冲陆壳本身。所以,榴辉岩中低$\delta^{18}O$组分从理论上讲只可能有两种来源,一是来源于^{18}O亏损的榴辉岩原岩,二是由^{18}O亏损的花岗质围岩释放出低$\delta^{18}O$内部缓冲流体与榴辉岩原岩发生高温水-岩相互作用,使其氧同位素组成发生再造。但榴辉岩相变质作用发生在相对缺水的深度,不利于进行高温水-岩相互作用,所以第二种情况的可能性不大。退一步说,如果大别-苏鲁地区多数低$\delta^{18}O$榴辉岩是由第二种情况造成,那么榴辉岩^{18}O亏损程度不会超过围岩(花岗片麻岩),而在江苏东海青龙山附近的榴辉岩^{18}O亏损程度明显超过了花岗片麻岩围岩(Yui *et al.*,1997; Rumble and Yui,1998; Zheng *et al.*,1998),因此,本文认为苏鲁地区新元古代G类榴辉岩锆石中低$\delta^{18}O$组分不太可能来源于低$\delta^{18}O$花岗片麻岩围岩,而是来源于榴辉岩原岩低$\delta^{18}O$组分。已有的研究认为,大别-苏鲁造山带中的榴辉岩原岩(玄武岩或辉长岩)在新元古代也同样遭受到高温大气降水热液蚀变作用,形成低$\delta^{18}O$热液蚀变基性岩,这些基性蚀变岩如果再发生部分熔融或者完全熔融,则有可能形成低$\delta^{18}O$值基性岩浆(Zheng *et al.*,2004)。因此,本文认为胶东地块东部新元古代G类榴辉岩中低$\delta^{18}O$值变质锆石的出现,指示其原岩为新元古代低$\delta^{18}O$值高温热液蚀变基性岩或低$\delta^{18}O$值基性岩浆岩。

第二种类型即古元古代晚期G类榴辉岩样品中低$\delta^{18}O$值锆石以变质重结晶锆石为主,锆石定年结果表明锆石重结晶是由印支期超高压深俯冲变质作用引起,而且多数锆石重结晶程度较弱,表面年龄靠近上交点原岩年龄。由于在亚固相条件下锆石重结晶作用对原岩锆石的氧同位素组成的影响不大(Zheng *et al.*,2004),所以这种低$\delta^{18}O$值变质重结晶锆石有可能指示其原岩为古元古代晚期低$\delta^{18}O$值基性岩浆。在岩浆温度条件下基性岩浆与锆石之间的氧同位素分馏在0.5~0.8‰左右(Zheng *et al.*, 1993a; Valley *et al.*, 1994; Zhao and Zheng,2003),由此可推算出与该样品锆石值3.40‰相对应的基性岩浆$\delta^{18}O$值在3.9~4.2‰左右,而该样品的全岩$\delta^{18}O$估计值恰好为4.2‰左右,说明该样品原岩氧同位素组成在后期印支期超高压深俯冲和快速折返过程中也基本未受到明显改造。对大别-苏鲁地区变质岩锆石U-Pb定年和氧同位素分析表明(Zheng *et al.*, 2004),形成于新元古代的花岗片麻岩和榴辉岩中的锆石均具有^{18}O亏损特征,而同样为古元古代晚期的大别黄镇榴辉岩中变质锆石并没有^{18}O亏损特征,由此看来胶东地区古元古代晚期低$\delta^{18}O$值基性岩浆岩可能只具有局部性质。由于对扬子板块内部这一期岩浆活动的成因和构造背景尚缺乏足够的认识,因此古元古代晚期这种低$\delta^{18}O$值基性岩浆的成因机制还有待于进一步研究。

5.5 M类榴辉岩高氧同位素组成成因

系统的氧同位素研究表明,荣成地区M类榴辉岩的全岩和单矿物均具有非常高的氧同位素组成,而且石英、石榴石和部分绿辉石等矿物处于榴辉岩相变质条件下的氧同位素平衡,与Chu等(2003)的研究结果一致。在大别和胶南等地也曾发现过类似的高$\delta^{18}O$值M类榴辉岩,如大别石马地区M类榴辉岩中石榴石的$\delta^{18}O$值为10.74‰(Baker *et al.*, 1997),大别横冲地区M类榴辉岩中石榴石的$\delta^{18}O$值高达21.39‰(Zheng *et al.*,2003)。由此可见,大别-苏鲁造山带大理岩中高$\delta^{18}O$值榴辉岩可能具有普遍性。从本文的分析结果来看,荣成地区M类榴辉岩全岩$\delta^{18}O$估计值为16.1~18.4‰,其中锆石$\delta^{18}O$值为15.90‰,如此高$\delta^{18}O$值锆石目前在大别-苏鲁造山带变质岩中尚属首次发现。锆石CL结构分析和U-Pb定年结果表明这些锆石主要形成于印支期超高压榴辉岩相变质作用阶段。

由于苏鲁造山带中威海、荣成及胶南桃行等地的榴辉岩在板块快速折返初期均叠加有一次短暂的中压麻粒岩相变质作用(Wang *et al.*,1993; Zhang *et al.*,1995; Banno *et al.*, 2000; Nakamura and Hirajima,2000; Yao *et al.*,2000),所以M类高$\delta^{18}O$值榴辉岩有可能形成于麻粒岩相退变质阶段,围岩大理岩发生CO_2变质去气作用,由此产生的高$\delta^{18}O$值退变质流体与M类榴辉岩发生强烈的流体-岩石相互作用,使M类榴辉岩的氧同位素组成接近或达到围岩大理岩的氧同位素组成。虽然这种成因有一定的可能性,但是需要解决下

维普资讯 http://www.cqvip.com

列两个问题。首先,地质学上一般认为,与大理岩互层榴辉岩的原岩是沉积泥岩。如果大理岩 CO_2 去气能够引起周围岩石 $\delta^{18}O$ 值升高的假设成立,其中已经假定榴辉岩原岩不具有这么高的 $\delta^{18}O$ 值。换句话说,如果榴辉岩 $\delta^{18}O$ 升高是由大理岩 CO_2 去气引起的,前提是假定榴辉岩原岩的 $\delta^{18}O$ 值并不高,即榴辉岩的原岩不是沉积泥岩而是火成岩。其次,榴辉岩中的矿物能否在变质作用期间获得高的 $\delta^{18}O$ 值,取决于矿物与 CO_2 之间的氧同位素交换动力学,即 CO_2 与榴辉岩矿物之间的氧扩散能否在有限的时间内完成同位素交换平衡。因此,如果要证明大理岩 CO_2 去气机制的正确性,需要开展下列工作:(1) 岩石学和地球化学研究,证明这些榴辉岩原岩不是沉积泥岩而是火成岩,否则这个理论的必要性就不存在。在此基础上进一步明确火成岩的类型(侵入岩?火山岩?火山灰沉积?火山沉积夹层?风化的侵入岩还是火山岩?)以及它与周围大理岩原岩灰岩之间在时间和空间上的成因关系;(2) 动力学计算,即假定合理的矿物颗粒大小,采用实验或经验确定的扩散参数,计算 CO_2 与榴辉岩矿物之间氧扩散导致氧同位素平衡再造的动力学可能性,否则即使大理岩排出过高 $\delta^{18}O$ 的 CO_2,但是周围硅酸盐矿物(特别是石榴石)的 $\delta^{18}O$ 值并不能得到有效的升高。

事实上,如果假设围岩大理岩发生 CO_2 变质去气引起榴辉岩(^{18}O 值升高,就难以解释以下几个方面的问题:(1) 大别地区榴辉岩普遍缺乏这一期麻粒岩相退变质作用,却同样有高 $\delta^{18}O$ 值 M 类榴辉岩出现;(2)如果大理岩在折返过程中产生高 $\delta^{18}O$ 值退变质流体,那么这种流体不仅会与 M 类榴辉岩包体发生强烈的流体-岩石相互作用,而且也会与片麻岩围岩发生强烈的流体-岩石相互作用,引起大理岩与片麻岩接触带附近的片麻岩 $\delta^{18}O$ 值显著升高。但是,Baker *et al.*(1997)在大别山陈家河地区的研究却表明,接触带附近的大理岩与片麻岩的 $\delta^{18}O$ 值呈突变关系,这说明接触带附近片麻岩的氧同位素组成并未受到改造。类似的情况在大别双河与大理岩互层的榴辉岩和片麻岩中也观察到(Rumble *et al.*,2000);(3)据最近的矿物学研究表明,威海和荣成等地的榴辉岩相变质温度与后期叠加的麻粒岩相变质温度基本一致,均在 600~800℃左右(Banno *et al.*,2000; Nakamura and Hirajima,2000),与本文获得的榴辉岩氧同位素温度基本一致,也与大别地区榴辉岩氧同位素温度基本一致(Zheng *et al.*,1998)。因此,由增温引起麻粒岩相变质作用和大理岩变质去气作用尚缺乏足够的依据;(4) 矿物学证据表明这一期麻粒岩相退变质作用的时间非常短暂(Wang *et al.*, 1993; Zhang *et al.*,1995; Banno *et al.*,2000; Nakamura and Hirajima,2000),这不利于高 $\delta^{18}O$ 值退变质流体与 M 类榴辉岩发生充分的流体-岩石相互作用,更无法改变锆石的氧同位素组成。麻粒岩相变质作用处于相对无水干燥环境,在 800℃左右的温度条件下,由干燥条件下锆石氧同位素发生再造的时间-温度关系(Zheng *et al.*, 2004)可以推算出,要使 100μm 大小的锆石发生氧同位素再造的时间至少需要约 300Ma。因此,M 类榴辉岩中高 $\delta^{18}O$ 值锆石的出现是麻粒岩相变质去气成因所无法解释的。

M 类榴辉岩中高 $\delta^{18}O$ 值印支期变质锆石的出现(表4),说明这些榴辉岩相变质锆石是在高 $\delta^{18}O$ 值环境中形成,表明在榴辉岩相变质作用阶段,其原岩就可能已经具有非常高的氧同位素组成。大理岩本身可以具有高 $\delta^{18}O$ 值,其沉积泥岩夹层也同样可以具有高 $\delta^{18}O$ 值。由于超高压榴辉岩相变质作用发生在相对缺水的岩石圈地幔深度,大理岩中不太可能产生大量高 $\delta^{18}O$ 值流体,也不太可能与榴辉岩发生充分的相互作用并使得 M 类榴辉岩 $\delta^{18}O$ 值发生显著改变。因此,本文认为 M 类榴辉岩高氧同位素组成很可能形成于榴辉岩相变质作用之前,即 M 类榴辉岩原岩具有高 $\delta^{18}O$ 值。从理论上讲,形成这种高 $\delta^{18}O$ 值岩石的机制有两种,一是 M 类榴辉岩原岩是与灰岩同沉积的泥岩,因此本身就具有高 $\delta^{18}O$ 值;二是 M 类榴辉岩原岩有可能是基性火山岩夹层,并在地表环境中曾经遭受过低温热液蚀变作用,导致其氧同位素组成升高,形成了高 $\delta^{18}O$ 值蚀变岩。大别-苏鲁地区高 $\delta^{18}O$ 值 M 类榴辉岩究竟是上述哪种机制形成,还需作进一步的研究。不过在 CL 图中(图 4f),本文高 $\delta^{18}O$ 榴辉岩中的锆石缺乏岩浆环带结构,U-Pb 同位素数据集中分布于谐和线上(图 5f),Th/U 比值较低(≤ 0.2),与大别-苏鲁造山带其他榴辉岩中锆石具有新元古代或古元古代岩浆核(Zheng *et al.*, 2004)不同,完全为三叠纪变质成因锆石,说明在板块折返早期存在一定的流体活动(Zheng *et al.*, 2003)。

5.6 斜长角闪岩原岩时代

叶凯等(1999)认为海阳所斜长角闪岩具有较复杂的变质作用历史,部分斜长角闪岩中残留有早期麻粒岩和印支期过渡榴辉岩,但俯冲深度相对较浅,未能达到柯石英矿物稳定区域。李曙光和陈移之(1994)对海阳所斜长角闪岩采用 TIMS 法锆石 U-Pb 定年,得到的岩浆锆石不一致线上交点年龄为 1784±11Ma,作者认为这些锆石在晋宁期和印支期曾发生两次铅丢失,所以其原岩形成年龄应大于上交点年龄。郭敬辉等(2002)获得的全岩 Sm-Nd 等时线年龄为 2252±180Ma,亏损地幔模式年龄为 2243~2397Ma,作者认为可能代表斜长角闪岩原岩形成年龄。

本文获得的岩浆锆石谐和年龄为 1719±18Ma,与李曙光和陈移之(1994)的年龄结果比较接近。由于样品分析点主要分布于谐和线上或上交点附近,而且锆石中普遍具有非常高的 Th、U、Pb 含量及较高的 Th/U 比值,说明后期变质作用对该样品锆石影响较小,所以本文认为该谐和年龄应代表斜长角闪岩原岩形成时间。本文获得的一个残留变质锆石年龄为 2106±126Ma,与李曙光和陈移之(1994)获得的 1 个残留老锆石年龄 2149Ma(原文未注明误差范围)和郭敬辉等(2002)获得的 Sm-Nd 模式年龄较为一致。所以,这些残留锆石不太可能来源于基性岩浆活动过程中遭受同化混染的围岩,本文认为这组年龄可能指示斜长角闪岩的源岩年龄。

维普资讯 http://www.cqvip.com

部分学者认为海阳所变质基性岩是俯冲洋壳的残片(王仁民等,1995; 倪志耀等,2001),但岩石地球化学分析表明其原岩可能是大陆内部的一套幔源岩浆系列(郭敬辉等,2002)。综合年代学和岩石地球化学研究,本文认为海阳所变质基性岩应是扬子板块内部残留的古老变质基底,对应于新元古代岩浆侵位时的裂谷肩部围岩。因此,胶东地区超高压变质岩与古元古代-晚太古代 TTG 片麻岩之间的构造界线未必标志扬子板块与华北板块在三叠纪碰撞时的缝合线。

6 结论

(1) 胶东地块东部区域花岗片麻岩普遍亏损^{18}O,锆石定年及氧同位素研究指示其原岩为新元古代低$\delta^{18}O$值岩浆岩,与榴辉岩共同经历了印支期超高压变质作用。

(2)花岗片麻岩中的大部分 G 类榴辉岩也具有亏损^{18}O特征,锆石定年及氧同位素研究指示多数新元古代 G 类榴辉岩原岩为低$\delta^{18}O$值热液基性蚀变岩或低$\delta^{18}O$值基性岩浆岩;但也有少量榴辉岩原岩形成于古元古代晚期,其原岩为低$\delta^{18}O$值基性岩浆岩。

(3)大理岩中的榴辉岩(M 类)具有非常高的氧同位素组成,印支期高$\delta^{18}O$值变质增生锆石指示其原岩具有高$\delta^{18}O$值特征。

(4) 海阳所斜长角闪岩的原岩形成于古元古代晚期 1.7~1.8Ga 左右,与同时期榴辉岩原岩一起构成扬子板块北缘新元古代岩浆侵位时的裂谷肩部围岩,在三叠纪大陆碰撞时同样受到变质改造。

致谢 锆石 LA-ICP-MS 法 U-Pb 年龄测定得到了西北大学地质系教育部大陆动力学重点实验室袁洪林博士和刘小明博士的协助,锆石 SHRIMP 法 U-Pb 年龄测定得到了北京离子探针中心万渝生和王彦斌研究员的协助,锆石 CL 照像得到了中国地质科学院矿床所陈振宇工程师的协助,野外工作得到了山东省第四地质矿产勘察院宋明春总工程师和张希道高级工程师的协助,氧同位素分析过程中得到了龚冰、吴荣新和赵彦冰等人的协助。

References

Ames L, Zhou GZ and Xiong BC. 1996. Geochronology and isotopic character of ultrahigh-pressure metamorphism with implications for collision of the Sino-Korean and Yangtze cratons, central China. Tectonics, 15: 472 - 489

Ayers JC, Dunkle S, Gao S and Miller CF. 2002. Constraints on timing of peak and retrograde metamorphism in the Dabie Shan Ultrahigh-Pressure Metamorphic Belt, east-central China, using U-Th-Pb dating of zircon and monazite. Chemical Geology, 186: 315 - 331

Bacon CR, Adami LH and Lanphere MA. 1989. Direct evidence for the origin of low-$\delta^{18}O$ silicic magmas: quenched samples of a magma chamber's partially-fuse granitoid walls, Crater Lake, Oregon. Earth and Planetary Science Letters, 96: 199 - 208

Banno S, Enami M, Hirajima T, Ishiwatari A and Wang QC. 2000. Decompression *P-T* path of Cösite eclogite to granulite from Weihai, eastern China. Lithos, 52: 97 - 108

Baker J, Matthews A, Mattey D, Rowley D and Xue F. 1997. Fluid-rock interactions during ultra high pressure metamorphism, Dabie Shan, China. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61(8): 1685 - 1696

Barker F. 1979. Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker F. (ed.), Trondhjemite, dacites and related rocks. Amsterdam: Elsevier, 1 - 12

Balsley SD and Gregory RT. 1998. Low-^{18}O silicic magmas: why are they so rare? Earth and Planetary Science Letters, 162: 123 - 136

Bindeman IN and Valley JW. 2001. Low-$\delta^{18}O$ Rhyolites from Yellowstone: Magmatic Evolution Based on Analyses of Zircons and Individual Phenocrysts. Journal of Petrology, 42(8): 1491 - 1517

Cao GQ., Wang ZB and Zhang CJ. 1990. Jiaonan terrane in Shandong province and the tectonic significance of the Wulian-Rongcheng fracture. Shandong Geology, 6(1): 1 - 15 (in Chinese with English abstract)

Chen DG, Deloule E, Cheng H, Xia QK and Wu YB. 2003a. Preliminary study of micro-scale zircon oxygen isotopes for Dabie-Sulu metamorphic rocks: Ion probe in situ analyses. Chinese Science Bulletin, 48(16): 1670 - 1678

Chen JF, Xie Z, Li HM, Zhang XD, Zhou TX, Park YS, Ahn KS, Chen DG and Zhang X. 2003b. U-Pb zircon ages for a collision-related K-rich complex at Shidao in the Sulu ultrahigh pressure terrane, China. Geochemical Journal, 37(1): 35 - 46

Chu XL, Guo JH, Fan HR and Jin CW. 2003. Oxygen isotope compositions of eclogites in Rongcheng, Eastern China. Chinese Science Bulletin, 48: 372 - 378

Compston W, Williams IS and Kirschvink JL. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. Journal of the Geological Society, London, 149: 171 - 184

Faure M, Lin W and Breton NL. 2001. Where is the North China-South China block boundary in eastern China. Geology, 29: 119 - 122

Friedman I, Lipman PW, Obradovich JD, Gleason JD and Christiansen, RL. 1974. Meteoric water in magmas. Science, 184: 1069 - 1072

Gilliam CE and Valley JW. 1997. Low $\delta^{18}O$ magma, Isle of Skye, Scotland: Evidence from zircons. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61(23): 4975 - 4981

Gong B and Zheng YF. 2003. A CO_2-Laser Technique for Oxygen Isotope Analysis of Silicates. Earth Sciences Frontiers, 10(2): 295 - 286 (in Chinese with English abstract)

Guo JH, Zhai MG, Ye K, Liu WJ and Cong BL. 2002. Petrochemistry and geochemistry of HP metabasites from Haiyangsuo in Sulu UHP belt of eastern China. Science in China, Ser. D, 32(5): 394 - 404 (in Chinese)

Hacker B, Ratschbacher L and Webb L. 1998. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie Orogen. China. Earth and Planetary Science Letters, 161: 215 - 230

Hiramatsu N, Banno S, Hirajima T and Cong BL. 1995. Ultrahigh-pressure garnet Iherzolite from Chijiadian, Rongcheng Country, in the Su-Lu region of eastern China. The Island Arc, 4; 324 - 333

Hoefs J. 2004. Stable Isotope Geochemistry. Fifth Edition, Springer-Verlag, Heidelberg, 244pp.

Horn I, Rudnick R and McDonough WF. 2000. Precise elemental and isotope ratio determination by simultaneous solution nebulization and laser ablation-ICP-MS: application to U-Pb geochronology. Chemical Geology, 167: 405 - 425

Jahn BM, Cornichet J, Cong BL and Yui TZ. 1996. Ultrahigh-ε_{Nd} eclogites from an ultrahigh-pressure metamorphic terrane of China. Chemical Geology, 127: 61 - 79

Li SG and Chen YZ. 1994. U-Pb zircon ages of amphibolite from the Haiyangsuo area, eastern Shandong province. Acta Geoscientia Sinica, (1 ~ 2): 37 - 42 (in Chinese with English abstract)

Li SG, Jagoutz E, Lo CH, Chen YZ, Li QL and Xiao YL. 1999. Sm/Nd, Rb/Sr, and $^{40}Ar/^{39}Ar$ isotopic systematics of the ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Dabie-Sulu belt, Central China: a

维普资讯 http://www.cqvip.c

retrospective view. International Geology Review, 41: 1114 - 1124

Li YG, Guo JH, Zhai MG, Liu WJ and Guan H. 1999. Geochemical differences of basement felsic gneisses in Shandong peninsula and its significance to the boundary between North China plate and Sulu UHP belt. Acta Petrologica Sinica, 15(4): 557 - 563 (in Chinese with English abstract)

Ling XZ. 1998. Basic Characteristics and Boundaries of Ludong Orogenic Belt. Journal of Harbin uniuersily of C. E. & Architecture, 31(5): 116 - 121 (in Chinese with English abstract)

Liu CH, Sun JG and Zheng CQ. 1995. Geochemical features and genesis of the Wendeng adamellitic rockbody, eastern Shandong province. Jilin Geology, 14(4): 51 - 58 (in Chinese with English abstract)

Lu SN. 1998. Geochronology and Sm-Nd isotopic geochemistry of Precambrian crystalline basement in eastern Shandong province. Earth Sciences Frontiers, 5(4): 275 - 283 (in Chinese with English abstract)

Nakamura D and Hirajima T. 2000. Granulite-facies Overprinting of Ultrahigh-pressure Metamorphic Rocks, Northeastern Su-Lu Region, Eastern China. Journal of Petrology, 41(4): 563 - 582

Ni ZY, Wang RM and Yuan JP. 2001. Corona Texture, Garnet Formation and *P-T* Evolution of Gabbroic Cumulate from Haiyangsuo Area in Eastern Shandong Province, China. Geological Journal of China Universities, 7(3): 316-328 (in Chinese with English abstract)

Poller U. 2000. A Combination of Single Zircon Dating by TIMS and Cathodoluminescence Investigations on the Same Grain: The CLC Method U-Pb Geochronology for Metamorphic Rocks. In: Pagel M, Barbin V, Blanc P and Ohnenstetter P (eds.). Cathodoluminescence in Geosciences. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 401 - 414

Rowley DB, Xue F, Tucker RD, Peng ZX, Baker J and Davis A. 1997. Ages of ultrahigh pressure metamorphism and protolith orthogneisses from the eastern Dabie Shan: U/Pb zircon geochronology. Earth and Planetary Science Letters, 151: 191 - 203

Rubatto D and Gebauer D. 2000. Use of Cathodoluminescence for U-Pb Zircon Dating by Ion Microprobe: Some Examples from the Western Alps. In: Pagel M, Barbin V, Blanc P and Ohnenstetter P (eds.). Cathodoluminescence in Geosciences. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 373 - 400

Rumble D and Yui TF. 1998. The Qinglongshan oxygen and hydrogen isotope anomaly near Donghai in Jiangsu Province, China. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62: 3307 - 3321

Rumble D, Wang QC and Zhang RY. 2000. Stable isotope geochemistry of marbles from the Coesite UHP terrains of Dabieshan and Sulu, China. Lithos, 52: 79 - 95

Song B, Zhang YH and Wang YS. 2002. Mount making and procedures of the SHRIMP dating. Geology Reviews, 48(supplement): 26 - 30 (in Chinese with English abstract)

Song MC, Wang LM, Wang LZ and Zhang JX. 1995. Ludong Rongcheng gneiss suite and its origin. Shandong Geology, 11(2): 32 - 44 (in Chinese with English abstract)

Su SG, Lai XY and Zhang CL. 1996. *P-T* evolution of granulites and their petrogenetic significance in Haiyangsuo and Gejiaji areas, Jiaodong. Geoscience, 10(4): 455 - 460 (in Chinese with English abstract)

Sun JG and Hu K. 1997. Geochemistry and Petrogenesis of the Proterozoic Granitoids in the East Shandong Peninsula, China. Acta Geoscientia Sinica, 13(3): 439 - 450 (in Chinese with English abstract)

Taylor HP and Sheppard SMF. 1986. Igneous rocks: I. Isotopic case studies of circumpacific magmatism. In: Valley JW, Taylor HP and ONeil JR. (eds.) Stable Isotopes in High Temperature Geological Process. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 16: 227 - 271

Taylor HP. 1986. Igneous rocks: II. Isotopic case studies of circumpacific magmatism. In: Valley JW, Taylor HP and ONeil JR. (eds.) Stable Isotopes in High Temperature Geological Process. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 16: 273 - 316

Valley JW, Chiarenzelli JR and Mclelland JM. 1994. Oxygen isotope geochemistry of zircon. Earth and Planetary Science Letters, 126: 187 - 206

Valley JW, Kinny PD, Schulze DJ and Spicuzza MJ. 1998. Zircon metacryst from kimberlite: oxygen isotope variability among mantle melts. Contributions to Mineralogy and Petrology, 133: 1 - 11

Wallis S, Enami M and Banno S. 1999. The Sulu UHP Terrane: A Review of the Petrology and Structural Geology. International Geology Review, 41: 906 - 920

Wang LM, Song B, Wu HX and Fu GM. 1994. Protolith age of eclogites in Shandong province: zircon U-Pb dating of single grains. Chinese Science Bulletin, 39(19): 1788 - 1791 (in Chinese)

Wang LM, Huang F, Liu GZ, Han ZZ, Zhang XD and Song ZY. 1995. The basic characteristics of Ludong eclogites. Shandong Geology, 11(2): 15 - 22 (in Chinese with English abstract)

Wang LM, Wang SJ and Zhang FZ. 2001. Geological Survey Progress and Major Achievements in 2001 in Shandong Province. Shandong Geology, 17(6): 1 - 6 (in Chinese with English abstract)

Wang PC and An YH. 1996. Main achievement and progress of the basic geological research over last ten years in eastern Shandong region. Shandong Geology, 12(1): 8 - 23 (in Chinese with English abstract)

Wang QC, Ishiwatari A, Zhao ZY, Hirajima T, Hiramatsu N, Enami M, Zhai MG, Li YG and Cong BL. 1993. Coesite-bearing granulite retrograded from eclogite in Weihai, eastern China: a preliminary study. European Journal of Mineralogy, 5: 141 - 152

Wang RM, An JT and Lai XY. 1995. The Discovery of an Ophiolite Suite in Eastern Part of Shandong Peninsula and Its Significance. Acta Geoscientia Sinica, 11(supplement): 221 - 227 (in Chinese with English abstract)

Watson EB and Cherniak DJ. 1997. Oxygen diffusion in zircon. Earth and Planetary Science Letters, 148: 527 - 544

Wei CS, Zheng YF, Zhao ZF and Vally JW. 2002. Oxygen and neodymium isotope evidence for recycling of juvenile crust in northeast China. Geology, 30: 375 - 378

Wu YB, Zheng YF and Zhou JB. 2004. Neoproterozoic granitoid in northwest Sulu and its bearing on the North China-South China Blocks boundary in east China. Geophysical Research Letters, 31, L07616, doi:10.1029/2004GL019785.

Xu HL, Zhang DQ and Sun GY. 1997. Characteristics and Genesis of Kunyushan Granite and Its Relation with Gold Deposits in Jiaodong. Acta Petrologoca et Mineralogica sinica, 16(2): 131 - 143 (in Chinese with English abstract)

Yang JS, Xu ZQ, Wu CL, Liu FL, Shi RD, Wooden J and Maruyama S. 2002. SHRIMP U-Pb Dating on Coesite-bearing Zircon: Evidence for Indosinian Ultrahigh-pressure Metamorphism in Su-Lu, East China. Acta Geologica Sinica, 76(3): 354 - 372 (in Chinese with English abstract)

Yao YP, Ye K, Liu JB, Cong BL and Wang QC. 2000. A transitional eclogite-to high pressure granulite-facies overprint on cosite-eclogite at Taohang in the Sulu ultrahigh-pressure terrane, Eastern China. Lithos, 52: 109 - 120

Ye K and Xu P. 1992. Petrogenesis of eclogites and related peridotitic rocks in Datuan area of Rongcheng Country, Shandong province. Acta Petrologica Sinica, 8(1): 27 - 39 (in Chinese with English abstract)

Ye K, Cong BL, Hirajima T and Banno S. 1999. Transformation from granulite to transitional eclogite at Haiyangsuo, Rushan Country, eastern Shandong Peninsula: The kinetic process and tectonic implications. Acta Petrologica Sinica, 15(1): 21 - 36 (in Chinese with English abstract)

Ye K, Yao YP, Katayama I, Cong BL, Wang QC and Maruyama S. 2000. Large areal extent of ultrahigh-pressure metamorphism in the Sulu ultrahigh-pressure terrane of East China: new implications from Coesite and omphacite inclusions in zircon of granitic gneiss. Lithos, 52: 157 - 164

Ye K. 2001. Study Progress of Mineralogy and Petrology in Dabieshan-Sulu Ultrahigh(UHP) Metamorphic Terrane. Bulletin of Mineralogy,

维普资讯 http://www.cqvip.com

Petrology and Geochemistry, 20(3): 141 - 148 (in Chinese with English abstract)

Yuan H.-L., Wu F.-Y., Gao S., Liu X.-M., Xu P. and Sun D.-Y., 2003. Determination of U-Pb and rare earth element concentrations of zircons from Cenozoic intrusions in northeastern China by laser ablation ICP-MS. Chinese Sci. Bull., 48, 2411 - 2421.

Yui TF, Rumble D, Chen CH and Lo CH. 1997. Stable isotope characteristics of eclogites from the ultra high-pressure metamorphic terrain, east-central China. Chemical Geology, 137: 135-147

Zhai MG, Cong BL, Guo JH, Liu WJ, Li YG and Wang QC. 2000. Sm-Nd geochronology and petrography of garnet pyroxene granulites in the northern Sulu region of China and their geotectonic implication. Lithos, 52: 23 - 33

Zhang RY, Liou JG and Ernst WG. 1995. Ultrahigh-pressure metamorphism and decompressional *P-T* paths of eclogites and country rocks from Weihai, eastern China. The Island Arc, 4: 293 - 309

Zhang XD and Wang LM. 1996. The discovery and preliminary study of granulite facies rocks in the Wulian-Rushan region, eastern Shandong. Regional Geology of China, (3): 213 - 221 (in Chinese with English abstract)

Zhao ZF and Zheng YF. 2003. Calculation of oxygen isotope fractionation in magmatic rocks. Chemical Geology, 193: 59-80

Zheng YF. 1991. Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides. Geochimica et Cosmochimica Acta, 55: 2299 - 2307

Zheng YF. 1993a. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57: 1079 - 1091

Zheng YF. 1993b. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. Earth and Planetary Science Letters, 120: 247 - 263

Zheng YF and Fu B. 1998. Estimation of oxygen diffusivity from anion porosity in minerals. Geochemical Journal, 32: 71 - 89

Zheng YF, Fu B, Li YL, Xiao YL and Li SG. 1998. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ultrahigh-pressure eclogites from the Dabie Mountains and the Sulu terrane. Earth and Planetary Science Letters, 155: 113 - 129

Zheng YF, Fu B, Xiao YL and Li YL. 1999. Hydrogen and oxygen isotope evidence for fluid-rock interactions in the stages of pre- and post-UHP metamorphism in the Dabie Mountains. Lithos, 46: 677 - 693

Zheng YF, Wang ZR, Li SG and Zhao ZF. 2002. Oxygen isotope equilibrium between eclogite minerals and its constraints on mineral Sm-Nd chronometer. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66: 625 - 634

Zheng YF, Fu B, Gong B and Li L. 2003. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China: Implications for geodynamics and fluid regime. Earth Science Reviews, 62: 105 - 161

Zheng YF, Wu YB, Chen FK, Gong B and Zhao ZF. 2004. Zircon U-Pb and oxygen isotope evidence for a large-scale ^{18}O depletion event in igneous rocks during the Neoproterozoic. Geochimica et Cosmochimica Acta, 68: 4159 - 4179

Zhou JB, Zheng YF and Wu YB. 2003. Zircon U-Pb ages for Wulian granites in northwest Sulu and their tectonic implications. Chinese Science Bulletin, 48: 379 - 384

附中文参考文献

曹国权,王致本,张成基. 1990. 山东胶南地体及其边界断裂五莲 - 荣成断裂的构造意义. 山东地质,6(1):1 - 15

龚冰,郑永飞. 2003. 硅酸盐矿物氧同位素组成的激光分析. 地学前缘,10(2):279 - 286

郭敬辉,翟明国,叶凯,刘文军,从柏林. 2002. 胶东海阳所高压变质基性岩的岩石化学和地球化学. 中国科学 D 辑,32(5):394 - 404

李曙光,陈移之. 1994. 胶东海阳所斜长角闪岩的锆石 U-Pb 年龄. 地球学报,(1~2):37 - 42

李永刚,郭敬辉,翟明国,刘文军,关鸿. 1999. 胶东地区基底长英质片麻岩的地球化学特征及其构造归属. 岩石学报,15(4):557 - 563

凌贤长. 1998. 鲁东造山带基本特征及边界确定. 哈尔滨建筑大学学报,31(5):116 - 121

刘春华,孙景贵,郑常青. 1995. 胶东文登岩体 - 二长花岗质岩石地球化学特征及成因探讨. 吉林地质,14(4):51 - 58

陆松年. 1998. 鲁东前寒武纪结晶基底的年代学及 Sm-Nd 同位素地球化学. 地学前缘, 5(4):275 - 283

倪志耀,王仁民,袁建平. 2001. 胶东海阳所堆晶辉长岩的变质反应结构、石榴石形成及 P-T 演化. 高校地质学报,7(3):316 - 328

山东省地矿局区调队四分队. 威海幅和文登幅 1∶ 20 万区域地质调查说明书. 1992,1 - 96

宋彪,张玉海,万渝生. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评,48(增刊):26 - 30

宋明春, 王来明,王兰中,张京信. 1995. 鲁东荣城片麻岩套及其成因. 山东地质,11(2):32 - 44

孙景贵, 胡克. 1997. 胶东东部地区元古宙花岗岩类的地球化学及岩石成因. 岩石学报, 13(3):439 - 450

苏尚国,赖兴运,张春林. 1996. 胶东海阳所、葛家集基性麻粒岩 P-T 演化及成因意义. 现代地质,10(4):455 - 460

王来明,宋彪,吴洪祥,傅国民. 1994. 山东榴辉岩的生成时代:单颗粒锆石 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄. 科学通报,39(19):1788 - 1791

王来明,黄峰,刘贵章,韩宗珠,张希道,宋志勇. 1995. 鲁东榴辉岩基本特征. 山东地质,11(2):15 - 22

王来明,王世进,张富中. 2001. 2001 年山东省地质调查工作进展和主要成果. 山东地质,17(6):1 - 6

王沛成,安郁宏. 1996. 鲁东地区十多年来基础地质研究的主要成果和进展. 山东地质,12(1):8 - 23

王仁民,安家桐,赖兴运. 1995. 胶东蛇绿岩套的发现及其地质意义. 岩石学报,11(增刊):221 - 227

徐洪林,张德全,孙桂英. 1997. 胶东昆嵛山花岗岩的特征、成因及其与金矿的关系. 岩石矿物杂志,16(2):131 - 143

杨经绥,许志琴,吴才来,刘福来,史仁灯,J. Wooden,S. Mariyama. 2002. 含柯石英锆石的 SHRIMP U-Pb 定年:胶东印支期超高压变质作用的证据. 地质学报,76(2):354-372

叶凯,徐平. 1992. 山东荣成大疃榴辉岩成因岩石学研究. 岩石学报,8(1):27 - 39

叶凯,从柏林,平岛崇男,坂野升平. 1999. 山东海阳所麻粒岩向过渡榴辉岩转化的变质动力学过程及其构造意义. 岩石学报,15(1):21 - 36

叶凯. 2001. 大别山 - 苏鲁超高压变质带的矿物学和岩石学研究进展. 矿物岩石地球化学通报,20(3):141 - 148

张希道,王来明. 1996. 胶东威海 - 乳山麻粒岩相岩石的发现及初步分析. 中国区域地质,(3):213 - 221