

密级: _____



中国科学院大学
University of Chinese Academy of Sciences

硕士学位论文

青岛八仙墩海相碎屑岩地质特征及碎屑锆石年代学研究

作者姓名: 孙建伟

指导教师: 付永涛 副研究员

中国科学院海洋研究所

学位类别: 理学硕士

学科专业: 海洋地质学

培养单位: 中国科学院海洋研究所

2012年05月

原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文是在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的科研成果。对本文的研究作出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本声明的法律责任人由本人承担。

论文作者签名：孙建伟 日期：2012.5.24

学位论文版权使用授权书

本人完全了解中国科学院海洋研究所有关保留、使用学位论文的规定，同意海洋研究所保留并向国家有关部门或机构送交学位论文的复印件和电子版，允许学位论文被查阅和借阅。本人授权中国科学院海洋研究所可以将本学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印或其他复制手段保存、汇编本学位论文。

（保密论文在解密后适用本授权书）

学位论文作者签字：孙建伟 日期：2012.5.24

导师签字：付子博 日期：2012-05-24

**Geological characteristics and detrital zircon geochronology of
metamorphic marine clastic rocks in Baxiandun, Qingdao**

By

Sun Jianwei

A Dissertation Submitted to

University of Chinese Academy of Sciences

In partial fulfillment of the requirement

For the degree of

Master of Marine Geology

Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences

May, 2012

致 谢

历时将近两个月的时间终于将这篇论文写完，在论文的写作过程中遇到了无数的困难和障碍，都在同学和老师的帮助下度过了。尤其要强烈感谢我的论文指导老师付永涛老师，他对我进行了无私的指导和帮助，不厌其烦的帮助进行论文的修改和改进。他严肃的科学态度，严谨的治学精神，精益求精的工作作风，深深地感染和激励着我。在此向帮助和指导过我的各位老师表示最中心的感谢！

在学习和论文工作期间，中科院海洋所地质室秦蕴珊院士、李安春研究员、李铁刚研究员、吴时国研究员、阎军研究员、曾志刚研究员和黄海军研究员都给予了无私的帮助，在此深表感谢；感谢中科院海洋所万世明研究员、黄朋副研究员、蒋富清副研究员以及张宝录老师、孙承武老师、周真杰老师和周章国；感谢同课题组的周晓静、黄杰、明洁、卢建、郑旭峰、王佳泽、于兆杰、王景强、傅瑜等同学给予的无私帮助。感谢这篇论文所涉及到的各位学者。本文引用了数位学者的研究文献，如果没有各位学者的研究成果的帮助和启发，我将很难完成本篇论文的写作。

感谢我的论文评阅人杨慧良高级工程师和黄朋副研究员，感谢他们对论文提出的宝贵的修改意见。

感谢我的同学和朋友，在我写论文的过程中给予我了很多你问素材，还在论文的撰写和排版过程中提供热情的帮助。

在论文即将完成之际，我的心情无法平静，从开始进入课题到论文的顺利完成，有多少可敬的师长、同学、朋友给了我无言的帮助，在这里请接受我诚挚的谢意！

最后我还要特别感谢培养我长大含辛茹苦的父母，谢谢你们！

由于我的学术水平有限，所写论文难免有不足之处，恳请各位老师和学友批评和指正！

摘要

青岛八仙墩剖面出露了一套海相陆源碎屑沉积层序,具有浊积岩的特征,为一套浊积岩系。这套碎屑岩受崂山花岗岩侵入已经发生变质,岩性以长石砂岩为主,并普遍存在变余结构。这套地层保留了各种原生的沉积构造,发育有浊积岩的底模构造,同沉积变形,水平层理和微粒序层理。

岩石地球化学分析结果表明:碎屑岩的 SiO_2 含量在 59.13%~69.73%之间; Al_2O_3 含量变化于 11.89%~17.00%之间,多在 15%以上。镜下特征和 Al_2O_3 含量都表明砂岩的成熟度低。 $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})-\text{TiO}_2$ 图解、La-Th-Sc 图解和 Th-Sc-Zr/10 图解表明本套碎屑岩具有活动大陆边缘背景和大陆岛弧的共同特征。 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 构造环境判别图解表明本套碎屑岩的物源具有活动大陆边缘背景。

碎屑岩的 ΣREE 含量高,在 $128.7 \times 10^{-6} \sim 505.4 \times 10^{-6}$ 之间,La 在 $25.01 \times 10^{-6} \sim 99.10 \times 10^{-6}$ 之间,对球粒陨石标准化的 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 在 8.68~25.05 之间,具明显的 Eu 负异常 ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{CI}}=0.45 \sim 0.90$) 和弱的 Ce 负异常。该地层弱的 Ce/Ce* 负异常和富含白云质岩层指示了海相沉积环境。主量元素判别图解和微量元素判别图解表明这套碎屑岩具有活动大陆边缘背景和大陆岛弧的共同特征,但高的 ΣREE 含量、La 和 Ce 丰度支持了活动大陆边缘的沉积环境,但有待于采用更准确的重矿物分析来确定其物源区的大地构造性质。

应用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年法对青岛垭口-八仙墩海相碎屑岩的四块碎屑岩样品进行测试。获得的碎屑锆石年龄范围从 119Ma 至大约 2600 Ma,根据谐和图和年龄频谱图可划分为五个年龄段:119~146 Ma, 220 Ma, 430~450 Ma, 700~850 Ma 和 1600~2600 Ma。119~146 Ma 代表了碎屑岩被崂山花岗岩侵入而变质的时间;220 Ma 是对扬子板块与华北板块碰撞的响应;430~450 Ma 年龄数据的数量不多,但说明其沉积时代可能晚于 450 Ma;数目众多的 700~850 Ma 的年龄数据表明晋宁期岩浆活动提供了大量的沉积物源;而 1600~2600 Ma 意味着本套地层继承了原来可能属扬子克拉通、大约相当于碎屑锆石年龄 1600~2600 Ma 的古老变质基底物质。锆石 U-Pb 定年结果表明扬子板块的古老变质基底与晋宁期火山活动为本套地层提供了沉积物源,本套地层的形成时代晚于 700Ma,并有

可能新于 450Ma。结合地层对比得出这套碎屑岩应形成于早古生代。

八仙墩海相变质碎屑岩的出露指示了南黄海盆地深部应有下古生界盆地相浊积沉积体系的存在,可能具有良好的浊积砂岩油气储层。

关键词: 青岛八仙墩 海相碎屑岩 扬子板块 活动大陆边缘 碎屑锆石 U-Pb 年龄 早古生代

Geological characteristics and detrital zircon geochronology of metamorphic marine clastic rocks in Baxiandun, Qingdao

Sun Jianwei (Marine Geology)

Directed by Fu Yongtao

Abstract

A set of marine sedimentary sequences of terrigenous siliciclastic are developed in Baxiandun, Qingdao. These metamorphosed clastic rocks intruded by Laoshan granite are dominated by feldspathic sandstone. The rocks are marine clastic and dolomitic formation and have various original depositional structures well preserved.

The set of clastic rocks contains SiO_2 (59.13%-69.73%) and Al_2O_3 (11.89%-17.00%) The turbidite formation shows a combined nature of active continental margin and island arc in tectonic setting, as shown by diagrams of $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})-\text{TiO}_2$, La-Th-Sc, and Th-Sc-Zr/10, and should be formed more closely to an active continental margin. Diagram of $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ suggests that the provenance attributes to active continental margin in tectonic setting.

The content of ΣREE of clastic rocks is up to 128.7ppm-505.4ppm, La to 25.01-99.10ppm, and $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}(\text{chondrite})}$ to 8.68-25.05 . This clastic formation has negative Eu/Eu* anomaly and weak negative Ce/Ce* anomaly. Weak negative Ce/Ce* anomaly as well as abounding dolomite layers reveal that this clastic formation is the marine origin. In addition, the turbidite formation shows a combined nature of active continental margin and island arc in tectonic setting, as shown by discrimination diagrams, and should be formed more closely to an active continental margin indicated by higher La, Ce, and ΣREE abundance. The description of major elements and trace elements shows a combined nature of active continental margin and island

arc in tectonic setting of this clastic formation, and more closely to an active continental margin indicated by higher Σ REE, La and Ce abundance, but it needs more precise analysis of heavy minerals to define the tectonic setting of provenance.

Detrital zircons LA-ICP-MS U-Pb dating was performed on marine clastic rocks in Qingdao. Age data range from 119Ma to 2600 Ma. According to concordia diagrams and frequency spectrums, the data could be divided into five age groups: 119 ~ 146Ma, 220Ma, 430-450Ma, 700-850Ma and 1600-2600Ma. 119-146Ma represent s the time of metamorphism duo to the intrusion by Laoshan Granite. 220 Ma should be a response to the collision between Yangtze Plate and North China Plate. 450-430Ma age data may imply the clastic rocks formed earlier than 450 Ma. Large amounts of 700-850Ma age data indicates that Neoproterozoic magmatism provided some sediments. And the clastic rocks inherited old detrital zircons (1600-2600 Ma) from the platform of Yangtze Plate. The detrital zircon geochronological results show that old metamorphic basement of Yangtze plate and Neoproterozoic magmatism provided sediment source and the marine clastic rocks formed later than 700Ma, and maybe later than 450Ma. Results of stratigraphic correlation show that the clastic rocks formed in the Early Paleozoic.

The research result of the clastic rocks imply the possible existence of the Lower Paleozoic strata with potential oil-gas reservoir deep in the South Yellow Sea Basion.

Key Words Baxiandun Qingdao, marine clastic rocks, Yangtze Plate, Active continental margin, detrital zircon geochronology, Early Paleozoic

致 谢.....	i
摘 要.....	I
Abstract.....	III
第一章 引言.....	1
1.1 选题依据及目的	1
1.2 研究现状及存在问题	1
1.2.1 八仙墩海相碎屑岩的研究现状	1
1.2.2 南黄海盆地油气勘探现状	2
1.2.3 八仙墩组海相碎屑岩研究存在的问题	2
1.3 研究内容、研究思路及技术路线	3
1.3.1 区域地质和构造研究	3
1.3.2 沉积地质研究	3
1.3.3 岩石地球化学研究	4
1.3.4 年代学研究	4
1.3.5 地层对比研究	4
1.4 本文的工作	5
第二章 区域地质概况.....	6
2.1 苏鲁造山带	7
2.2 崂山花岗岩	7
2.3 胶莱盆地	8
2.4 南黄海盆地	8
第三章 八仙墩碎屑岩的地质特征.....	10
3.1 八仙墩碎屑岩的产出特征	10
3.2 八仙墩碎屑岩的岩石学特征	10
第四章 八仙墩海相碎屑岩的地球化学特征.....	19
4.1 常量元素特征	20
4.2 微量元素特征	26

4.3 稀土元素特征	28
4.4 大地构造环境的综合判别结果	33
第五章 八仙墩碎屑岩碎屑锆石 U-Pb 年代学研究.....	37
5.1 碎屑锆石研究的理论基础和应用	37
5.1.1 碎屑锆石的应用	37
5.1.2 锆石的内部结构和成因类型	38
5.1.3 锆石 U-Pb 测试方法	40
5.2 样品及测试方法	41
5.3 碎屑锆石 U-Pb 定年结果	42
5.4 碎屑锆石 U-Pb 定年结果讨论	47
5.4.1 U-Pb 年龄.....	47
5.5 八仙墩海相碎屑岩的形成时代	49
5.5.1 地层对比	49
5.5.2 八仙墩海相碎屑岩的形成时代	52
第六章 结论.....	53
参考文献.....	54
个人简历.....	63

第一章 引言

1.1 选题依据及目的

八仙墩地区分布一套变质海相碎屑岩，付永涛等（2010）推断其应为扬子板块古生界海相浊积岩系，初步判断其沉积时代为晚奥陶世，对应于浙西北上奥陶统于潜组浊积岩系或杭嘉湖长坞组浊积岩系，根据区域构造格局和地层对比，判断其为南黄海盆地下古生界海相地层在盆地边缘地区的露头，指示了在南黄海盆地深部应该有以下古生界盆地相浊积的存在，可能具有良好的浊积砂岩油气储层。

本套地层大地构造位置上位于苏鲁造山带，并紧邻仰口超高压变质岩，是南黄海古生代地层在盆地边缘的露头。由于位于苏鲁造山带和超高压变质岩的构造背景，且发育在南黄海盆地边缘，因此其究竟是什么时代，是在怎样的大地构造背景下沉积的，是怎样就位的，都是迫切需要解决的问题。

因此有必要对八仙墩海相浊积岩系进行构造地质、沉积地质和地质年代学的研究工作。这不仅可以为南黄海盆地下古生界海相地层的岩性、油气生储盖条件以及沉积大地构造环境等对南黄海油气勘探具有重要意义的关键问题提供宝贵的露头研究成果，而且在南黄海盆地周边大地构造格局、南黄海古生代残留盆地的构造演化、苏鲁造山带、中朝地质对比等相关领域研究中具有重要意义。

本文通过构造地质、沉积地质和年代学的综合研究来查清八仙墩海相变质碎屑岩的沉积时代、沉积大地构造背景，进而为苏鲁造山带构造格局和超高压变质俯冲和折返过程提供新的认识。

1.2 研究现状及存在问题

1.2.1 八仙墩海相碎屑岩的研究现状

付永涛等（2010）对八仙墩碎屑岩做了细致的研究，修正了其华北板块下白垩统青山组（ K_1q ）陆相地层（山东省地质矿产局，1991）的错误认识，根据

露头沉积构造和 Ce/Ce^* 弱负异常判别其为海相成因，推断其应为扬子板块古生界海相浊积岩系，初步判断其沉积时代为晚奥陶世，对应于浙西北上奥陶统于潜组浊积岩系，指示了南黄海深部有古生界奥陶统的地层，对南黄海油气勘探提供了一个新的线索。

1.2.2 南黄海盆地油气勘探现状

南黄海的油气勘探在 20 世纪 60 年代即开始展开，划分了千里岩隆起、南黄海盆地北部拗陷、中部隆起、南部拗陷和勿南沙隆起等构造单元。在区域地质上，南黄海是扬子板块在海域的延伸，推测南黄海地区与下扬子地区发育相同的海相中、古生界地层（蔡峰等，2007；李廷栋等，2003；姚永坚等，2005），即自震旦纪晚期至早三叠世发育了一套基本齐全的各时代地层，以海相碳酸盐岩和碎屑岩为主，其中石炭系至下三叠统的海相地层得到了钻井证实。油气勘探的初始阶段主要目的层为中生代陆相沉积，多侧重古近系。从 20 世纪 80 年代开始重视中生界和古生界的油气地质研究。从本世纪开始，重点研究古生代海相地层的油气前景。近期，在南黄海南北拗陷之间的中部隆起获得了清晰的地震反射层，并且划分了地震层序，推测有震旦系碎屑岩组合和寒武—奥陶系碳酸盐岩组合（王丰等，2010；张海啟等，2009），在千里岩隆起带上的地震剖面也显示了相似的地震反射层。

1.2.3 八仙墩组海相碎屑岩研究存在的问题

前人已经对八仙墩海相碎屑岩做了一定研究（付永涛等，2010；吴拓宇等，2010），但还存在一些问题：

（1）地质特征研究不够详细。本套地层在苏鲁造山带的大地构造性质、及与相邻的仰口超高压变质岩的接触关系都不明确，需进一步研究。

（2）物源的大地构造背景需进一步研究。付永涛等（2010）通过碎屑岩主量元素和微量元素按照砂岩的 $(Fe_2O_3+MgO)-TiO_2$ 图解（Bhatia, 1983）、La-Th-Sc 图

解和 Th-Sc-Zr/10 图解 (Bhatia et al., 1986), 结合本套碎屑岩的微量元素特征 (吴拓宇等, 2010) 和 Bhatia et al. (1985) 总结的不同构造背景下硬砂岩的微量元素特征, 判断八仙墩碎屑岩为活动大陆边缘背景下发育的硬砂岩。实际上更可靠的方法应该采用重矿物分析来判别浊积岩的物源区大地构造背景, 对物源区的大地构造背景应进一步研究。

(3) 八仙墩海相碎屑岩的形成年代还未确定。由于八仙墩碎屑岩受变质作用的影响未从岩石样品中发现古生物化石, 故不能通过古生物化石法来确定其形成时代。八仙墩海相碎屑岩被崂山花岗岩 (赵广涛等, 1997) 侵入, 所以其形成时代应该早于白垩纪崂山花岗岩。付永涛等 (2010) 通过地层对比初步判断其沉积时代为晚奥陶世, 对应于浙西北上奥陶统于潜组浊积岩系。但其确切的形成时代还需进一步确定。

1.3 研究内容、研究思路及技术路线

本文的研究工作紧密结合野外地质、岩石学、地球化学及同位素年代学等多学科研究手段, 以青岛八仙墩碎屑岩为重点研究对象, 开展区域地质和构造、沉积地质、岩石地球化学、锆石 U—Pb 年代学和地层对比的综合研究, 了解其成因、构造背景及其形成时代。

1.3.1 区域地质和构造研究

通过野外地质考察, 查清八仙墩碎屑岩在青岛沿海地区的分布。对青山一垭口—八仙墩剖面进行大比例尺的测量, 并密集采集标本。与苏北盆地古生界、浙西北于潜组和杭嘉湖长坞组进行对比。在区域地质构造分析的基础上, 厘定其在苏鲁造山带的大地构造性质。

1.3.2 沉积地质研究

进行野外沉积地质学研究, 描述其露头沉积特征, 判别其沉积环境和沉积相, 与莱阳盆地青山组、苏北盆地古生界、浙西北古生界进行对比。对八仙墩砂岩、

砾岩做岩石薄片,与莱阳盆地青山组和下扬子区古生界进行岩石矿物成分差异及其指示的物源区差异对比。

1.3.3 岩石地球化学研究

对岩石样品做地球化学测试(用 XRF 法对样品进行常量元素测试,用 ICP-MS 测量样品的微量元素),对常量元素和微量元素进行分析,通过一系列用于判别沉积岩形成构造环境的判别参数和相关图解(Bhatia, 1983; , 1985; Bhatia and Crook, 1986; Roser and Korsch, 1985; Roser and Korsch, 1988) 判别八仙墩海相碎屑岩的成因和沉积大地构造环境。

1.3.4 年代学研究

由于八仙墩碎屑岩受变质作用的影响,未从岩石样品中发现古生物化石,故不能通过古生物化石法来确定其形成时代。本文通过对八仙墩碎屑岩中的碎屑锆石做 U-Pb 法定年,获得源区物源的年龄,在统计学上可以推断沉积成岩的最早时代(最大沉积时代),对碎屑岩的形成时代加以限定。

在缺乏古生物资料和火山岩夹层的“哑地层”,碎屑锆石常常被用来限定地层的时代,因为在没有受到沉积后改造的前提下,沉积岩的碎屑锆石中最年轻的锆石年龄应大于地层沉积的时代。一般情况下,碎屑锆石只能为地层沉积时代提供粗略的下限,但如果该地层被后期的岩浆岩脉切穿,则可以同时获得沉积时代的上限。八仙墩碎屑岩被白垩纪崂山花岗岩侵入,其形成时代早于白垩纪,从而获得了本套碎屑岩沉积时代的上限为白垩纪。本文通过碎屑锆石的 U-Pb 定年法确定八仙墩海相碎屑岩的最大沉积时代,确定其沉积时代的下限。

1.3.5 地层对比研究

根据露头地层岩性与沉积相,与周围地区或海域地层进行对比分析。通过地层对比,结合碎屑锆石 U-Pb 定年结果,进一步限定八仙墩变质海相碎屑岩的形成时代。

1.4 本文的工作

表 1-1 主要工作一览表

研究项目	数量	完成单位	仪器
岩石薄片鉴定	52 片	河北地质矿产调查研究所廊坊实验室	显微镜
常量元素测定	49 件	中科院地质与地球物理研究所	XRF
微量元素测定	49 件	中科院地质与地球物理研究所	ICP-MS
CL 照片	104 幅	中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源 国家重点实验室	扫描电镜
碎屑锆石 U-Pb 测年	4 件 480 点	中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源 国家重点实验室	LA-ICP-MS

在垵口-八仙墩地区共采集样品 52 件，磨制岩石薄片 52 片，岩石化学常量元素和微量元素分析共 49 件，并完 LA-MC-ICP-MS 碎屑锆石定年 4 件 480 点，本文完成的主要完成的测试分析工作见表 1-1。主要完成的工作如下：

- 1) 对基础资料进行了收集和整理；
- 2) 对八仙墩地区进行了初步的野外地质调查；
- 3) 综合分析了八仙墩海相变质碎屑岩的地球化学特征，并通过一系列的构造环境判别图解和其他元素指标，判别其物源区的大地构造背景和其沉积环境；
- 4) 结合前人的研究成果，通过碎屑锆石定年和地层对比，初步确定了八仙墩海相变质碎屑岩的形成时代。

第二章 区域地质概况

研究区位于青岛崂山沿海青山-垭口-八仙墩一带、苏鲁超高压变质带与南黄海千里岩隆起之间，紧邻崂山花岗岩、仰口超高压变质岩和胶莱盆地（图 2-1，图 2-2）。在大地构造位置上位于苏鲁造山带。

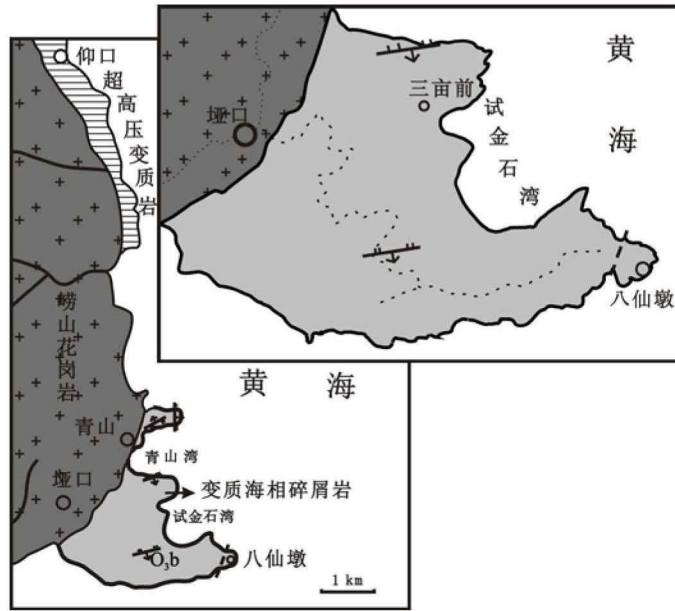


图 2-1 青岛崂山垭口—八仙墩地质图

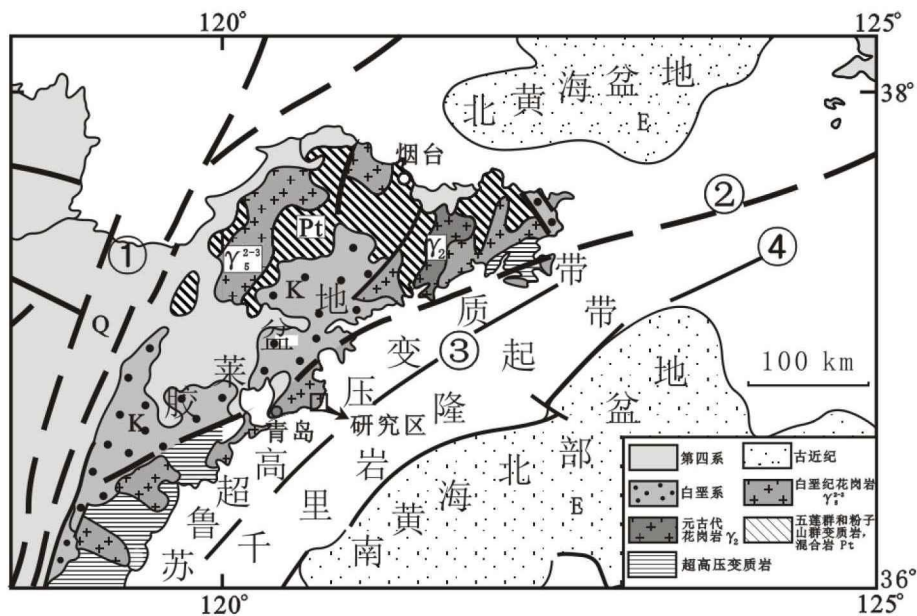


图 2-2 胶东南黄海盆地构造图（据付永涛等，2010）

① 郊庐断裂带，② 五莲—青岛—威海断裂，③ 海州—泗阳断裂，④ 嘉山—响水断裂

2.1 苏鲁造山带

大别-苏鲁造山带（高压-超高压变质带）是扬子板块与华北板块在三叠纪时期陆-陆俯冲碰撞所形成的（Ames et al., 1993; Hacker et al., 2009; Hacker et al., 2006; Yin and Nie, 1993; 翟明国 等, 1996），是世界上出露规模最大、保存最好的高压、超高压变质带，引起了国内外地质学界的广泛关注，是研究超高压变质作用最为重要的地区之一（郑永飞, 2008）。其中苏鲁造山带（高压-超高压变质带）是大别-苏鲁造山带被郯庐断裂分割的东延部分，并向北平移了约 500 km。

三叠纪时扬子板块巨量物质往北俯冲于华北板块之下，而后高压-超高压变质岩整体快速折返形成大别-苏鲁高压超高压变质带（许志琴 等, 2003）。苏鲁造山带也经历了三叠纪晚期开始的大别-苏鲁造山带复杂的俯冲和折返过程，俯冲深度可能大于 200km（Ye et al., 2000a; 金振民 等, 1998）。

仰口超高压变质地体位于青岛市崂山区王哥庄镇仰口村东海边，大地构造位置属于胶南隆起北缘，出露的变质岩石主要为超基性岩（蛇纹石化二辉橄榄岩）、变辉长岩、过渡型榴辉岩、榴辉岩以及围岩花岗质片麻岩等。并在仰口新鲜的榴辉岩中发现了粒间柯石英（叶凯 等, 1996），说明了仰口超高压变质地体俯冲到地下约 200km 深处后以非常快的速度回折返到地表（Ye et al., 2000a）。

2.2 崂山花岗岩

崂山花岗岩出露于苏北-胶南构造带中部，是苏鲁地区燕山期花岗岩带中的重要组成部分。该岩体侵位于元古界胶南群基底变质岩及白垩系莱阳群长石砂岩中，出露面积约 600km²，由 I 型（包括石英二长岩、黑云二长花岗岩、正长花岗岩 3 个单元）和 A 型（碱性花岗岩单元）两类花岗岩复合而成，是中国东部晚中生代较典型的 I-A 型复合花岗岩体（郭良 等, 2007; 赵广涛 等, 1997; 赵广涛 等, 1998），在形成过程中侵入古老的变质基底和早白垩世莱阳组、青山组。

赵广涛等（1997）采用锆石 U-Pb 稀释法，测得崂山花岗岩中石英二长岩，黑云二长花岗岩，正长花岗岩及碱性花岗岩 4 个单元的代表性岩体进行年龄测

定, $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ 年龄分别为 $146.8 \pm 0.9\text{Ma}$, $126.12 \pm 0.9\text{Ma}$, $113.0 \pm 0.8\text{Ma}$ 和 $110.8 \pm 0.8\text{Ma}$ 。根据新的 SHRIMP U-Pb 锆石定年结果, 浮山亚超单元的浮山二长花岗岩年龄为 $120 \pm 2\text{Ma}$, 崂顶亚超单元的崂山碱长花岗岩年龄为 $114 \pm 2\text{Ma}$ (王世进等, 2010)。因此, 崂山花岗岩主要形成时代为 $110 \sim 146\text{Ma}$, 为早白垩世, 是多期次侵入的岩体。

2.3 胶莱盆地

胶莱盆地盆地位于山东省东部, 受郯庐断裂控制, 盆地近呈菱形展布, 走向为 NE 向, 面积达 12000 km^2 。

胶莱盆地是一个自白垩纪发展起来的陆相碎屑岩与火山岩走滑拉分盆地, 基底由太古界和元古界的变质岩系组成, 盖层主要为白垩系陆相碎屑岩及火山岩地层 (张岳桥等, 2008; 戴俊生等, 1995)。下白垩统下部为莱阳组, 是一套河湖相页岩、粉砂岩、长石砂岩和含砾粗砂岩 (任凤楼等, 2008); 下白垩统上部为青山组, 是火山喷发形成的一套火山岩系, 主要为火山碎屑岩、火山岩夹正常的碎屑岩 (张增奇等, 1996); 上白垩统为王氏组, 是一套河流相红色、砖红色碎屑岩夹滨浅湖相杂色碎屑岩及少量泥灰岩, 代表干旱气候条件下的河湖相沉积环境 (李金良等, 2007)。

2.4 南黄海盆地

南黄海盆地是在扬子板块古生代残留盆地上发育的中新生代盆地, 是海相中-古生界和陆相中-新生界的叠合盆地 (李廷栋等, 2003)。南黄海区分成五个一级构造单元: 千里岩隆起、南黄海北部盆地 (烟台坳陷)、崂山隆起、南黄海南部盆地 (青岛坳陷) 和勿南沙隆起。蔡峰等 (2007) 认为南黄海海域发育了与下扬子地区相同的海相中-古生界, 推测发育自震旦纪晚期至早三叠世的地层, 其中石炭系至下三叠统的海相地层得到钻井的证实。黄海盆地目前是我国海域内唯一没有获得工业油气的盆地, 但其古生代海相地层可能蕴藏丰富的油气资源, 是将来油气勘探的重点 (李刚等, 2003; 李廷栋等, 2003)。近期在南黄海北部盆地和南部盆地之间的崂山隆起 (即南黄海中部隆起) 识别了震旦系、寒武

系—奥陶系、志留系—泥盆系和石炭系—下二叠统的碎屑岩和碳酸盐岩沉积组合（王丰等，2010；张海啟等，2009），但到目前为止，仍未获得下古生界海相地层的钻井资料，对其岩性、沉积构造和沉积大地构造环境的研究目前集中在地震资料的解释上。

千里岩隆起带位于南黄海北部，基底由前寒武纪变质岩系（可能相当于胶南群）组成，盖层主要为晚第三纪地层。

第三章 八仙墩碎屑岩的地质特征

3.1 八仙墩碎屑岩的产出特征

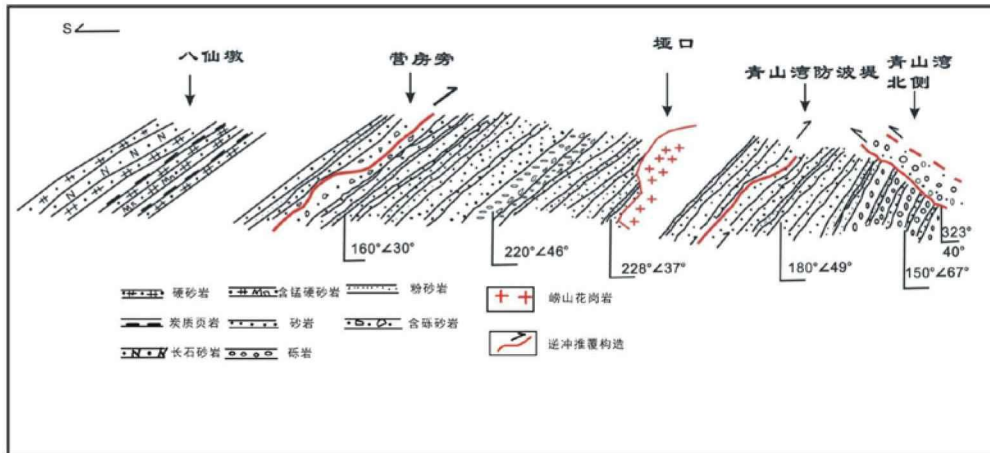


图 3-1 青岛崂山青山、垭口至八仙墩地质剖面示意图（付永涛等，2010）

在前人研究的基础上，本文对八仙墩碎屑岩进行了野外地质调研，查明了其野外分布位置。八仙墩碎屑岩分布在青岛崂山青山、垭口至八仙墩沿海一带，出露面积在 4 km² 以上，在邻近的小海岛上也有出露，地层总厚度在 2 km 以上，在白垩纪被崂山花岗岩侵入而发生变质。地层产状大体向南倾，由北向南地层倾角变小，在青山附近倾角可达 70°，在八仙墩附近倾角在 30° 左右（图 3-1）。

3.2 八仙墩碎屑岩的岩石学特征

本套地层从青山到八仙墩，由下至上，总体上表现出粒度由粗变细的地层层序：在青山为砾岩、粗砾岩、粗砂岩（图 3-1，图 3-2）；在垭口简易公路上为粗砂岩、块状砂岩、泥岩、条纹条带状细砂岩韵律层，夹有砾岩和含砾砂岩；在南端的八仙墩为块状砂岩、锍色含锰细砂岩、细砂岩、炭质页岩和泥岩以及薄层硅质岩，夹有刀砍纹的白云质岩层。

在青山为砾岩、粗砾岩和粗砂岩夹砂岩、页岩。在青山湾西侧本套地层的底部出露厚 10m 左右的砾岩夹砂岩、细砂岩，砾岩的砾石以花岗岩为主，粒径达

10cm，磨圆度好，有角闪石砾石和长英质砾石。

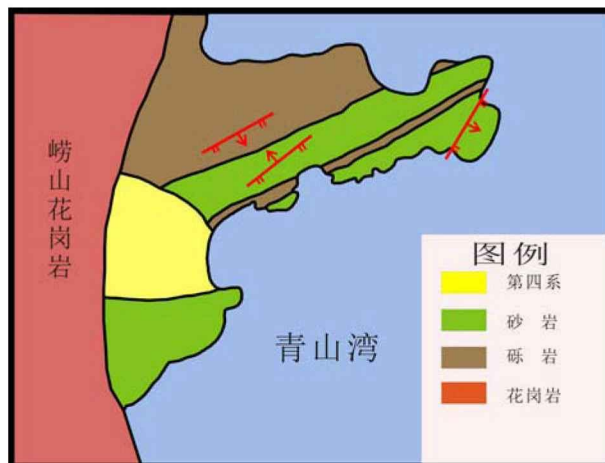


图 3-2 青岛崂山青山村地质图



图 3-3 垭口简易公路露头上的浊积岩鲍玛序列 B 段、C 段和 D 段（吴拓宇等，2010）

在垭口简易公路上为粗砂岩、块状砂岩、泥岩、条纹条带状细砂岩韵律层，夹有砾岩和含砾砂岩。在垭口简易公路上见到崂山花岗岩与碎屑岩的侵入接触边界，花岗岩辟开并灌入青灰色泥岩，为原位侵入。

在垭口简易公路上的露头识别了浊积岩鲍玛序列的 B 段(下部平行纹层段)、

C段（水流波痕纹层段）、D段（上部平行纹层段）（图 3-3）。鲍玛序列是描述砂质浊积岩的经典之作。B段（下部平行纹层段）的特征是具有水平纹层理，纹层主要由粒度的差别显现出来，如果有颜色差别和片状矿物或碳屑定向排列则更为清楚；C段的组成物质一般为细砂到粉砂级；D段（上部平行纹层段）一般由细粉砂至粘土级物质组成（李继亮等，1978）。在埡口简易公路上的露头取一块新鲜的碎屑岩样品，经切割、打磨和抛光处理（图 3-2），在抛光面上可见水平纹层理和水流波痕纹层理，分别为鲍玛序列中的B段（下部平行纹层段）、C段（水流波痕纹层段）和D段（上部平行纹层段）。

在本套地层的顶部八仙墩处，由于海蚀作用形成了断崖、海蚀平台、海蚀槽（海蚀洞穴）等海蚀地貌，地层出露好，是本套地层的典型剖面，发育一套半深海相薄层—中层变质砂岩和页岩，发育有多套的韵律层，表现为灰白色砂岩—黑色炭质页岩或赭色含锰砂岩或红色含铁砂岩—灰白色砂岩，夹有发育有刀砍纹的白云质岩层，构成韵律层（图 3-5）。岩层厚度稳定，产状平缓，发育水平层理，并见微粒序层理。

本套岩石在手标本和显微镜镜下均没有明显的构造变形迹象，虽然受崂山花岗岩侵入而变质，但仍清晰地保留了各种原生沉积构造。从露头上识别的斜层理、交错层理、生物虫孔和风暴成因的丘状交错层理说明有浅水沉积，而浊积岩的鲍玛序列则表明有深水沉积，因此本套地层存在浅水和深水交替变化的沉积环境。从崂山花岗岩与碎屑岩的侵入接触关系，可以判断本套碎屑岩是在原位被侵入的，而崂山花岗岩的年龄为早白垩世（王世进等，2010；赵广涛等，1997），因此碎屑岩的沉积时代应早于白垩纪。

在八仙墩断崖处，剖面总厚度可达 200 m，但由于地形过于陡峭无法完全进行剖面测量，在八仙墩断崖处采集 20 块样品（080912-B1~080912-B19）（图 3-5），沿埡口-八仙墩的简易公路采集 32 块样品（090119-1~090119-29）（图 3-4），通过薄片鉴定（表 1-1）、岩石地球化学和微量元素来分析其地质成因。

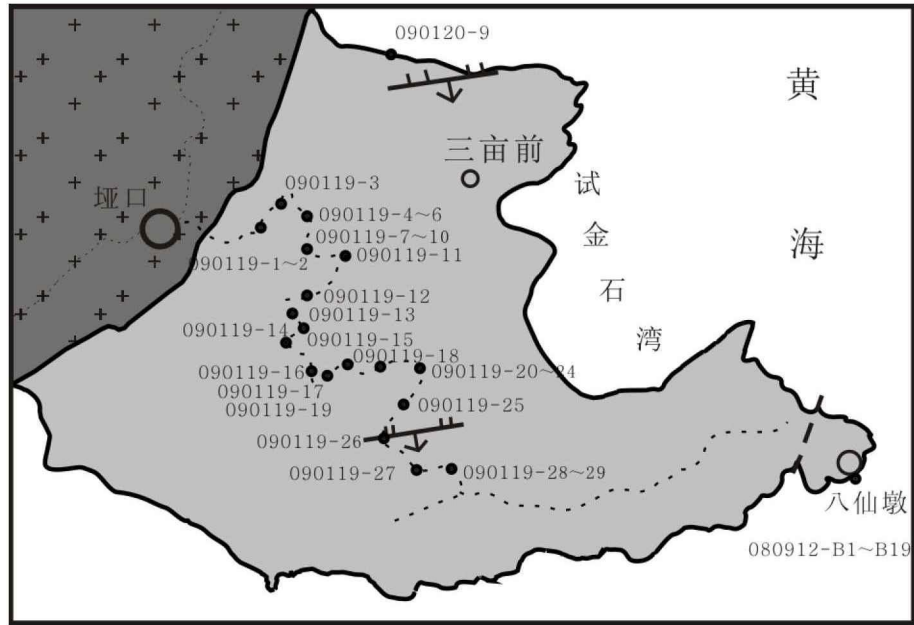


图 3-4 青山-堽口-八仙墩碎屑岩样品取样点



图 3-5 八仙墩剖面的地质露头及取样位置 (吴拓宇等, 2010)

对八仙墩碎屑岩进行了镜下观察和鉴定。岩石薄片制作及鉴定是在河北地质矿产调查研究所廊坊实验室完成。通过薄片鉴定(表 3-1)可以看出,在完成鉴定的 52 片薄片中,其中 23 片为长石砂岩,2 片为变质砾岩,1 片为含粉砂质硅质岩,12 片为细砂岩、微细砂岩,6 片为粉砂岩,5 片为粘土岩,2 片为岩屑砂岩,1 片为侵入岩——辉长闪长玢岩。镜下鉴定结果显示:砂岩具有变余砂状结构,块状构造、层状构造或条带状构造、变余纹层状构造,页岩则为粉砂质泥状结构,纹层状构造。这些碎屑岩均已变质。

砂岩有粗砂岩、细砂岩和粉砂岩,成分由陆源碎屑及少量填隙物构成,陆源碎屑由长石、岩屑及少量石英构成,次圆状、次棱角状。其中长石由钾长石斜长石构成,具高岭土化、帘石化,岩屑由蚀变岩、硅质岩等构成。填隙物由粘土质杂基构成,填隙于砂粒间。图 3-6 (a) 是 080912-B1 的单片光下显微照片。镜下观察显示砂岩的成熟度比较低。

页岩岩石由粘土质及少量粉砂质构成,部分标本可见有由细砂岩和页岩构成的微小韵律层。粘土质在 90% 以上,陆源粉砂小于 10%。粘土质由 <0.005 mm 的粘土矿物构成,微粒微鳞片状,定向排布,似层状、条纹状分布。陆源粉砂由石英、长石、岩屑构成,相对似条纹、条痕状分布,次棱角状,大小 0.01~0.03 mm。图 3-6 (b) 是 080912-B5 的单片光下显微照片。

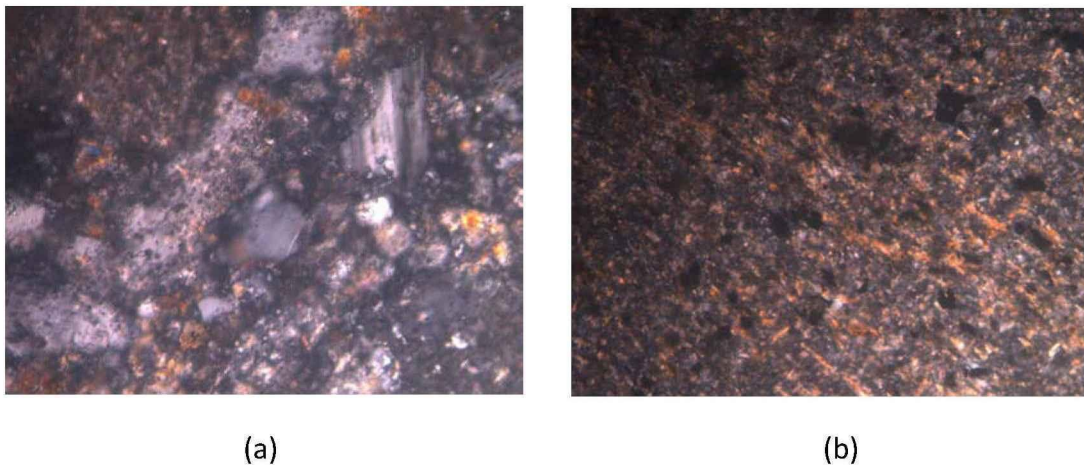


图 3-6 标本 080912-B1 (a) 和 080912-B5 (b) 的单片光下显微照片,镜头为 10×40 (吴拓宇 等, 2010)

表 3-1 八仙墩碎屑岩样品薄片鉴定结果

编号	岩石结构	岩石构造	主要成份和次要成份	鉴定名称
080912-B1	变余中细粒砂状结构	块状构造	陆源中细砂: Q 5~10%、F 35~40%、L 45~50%; 填隙物为粘土质杂基(变透辉石、透闪石) 5%。	变质中细粒长石岩屑砂岩
080912-B2	变余含粉砂质细砂状结构	块状构造	陆源细砂: 70~75%; 陆源粉砂: 15%; 填隙物: 粘土质杂基 15~20%。	变质含粉砂质细砂岩
080912-B2-1	变余含粉砂质细粒砂状结构	块状构造	陆源细砂: Q 10%、F 30%、L 35~40%; 陆源粉砂: 10~15%; 填隙物: 粘土质杂基(变透辉石) 10%。	变质粉砂质细粒长石岩屑砂岩
080912-B3	变余中粒砂状结构	块状构造	陆源中砂: Q 15%、F 65%、L 20%; 填隙物: 粘土质杂基(变透辉石、透闪石) 2%。	变质中粒岩屑长石砂岩
080912-B4	含粉砂质中粒细粒砂状结构	纹层状构造	陆源砂: Q 15%、F 70%、L 10%; 陆源粉砂: 5%; 填隙物为少量粘土质杂基。	含粉砂质中粒细粒岩屑长石砂岩
080912-B5	含粉砂质泥状结构	纹层状构造	粘土质: 90~95%; 陆源粉砂: 5~10%。	含粉砂质粘土岩
080912-B6	变余细粒砂状结构	块状构造	陆源细砂: Q 15%、F 80%; 填隙物: 粘土质杂基(变透辉石、透闪石) 5%。	变质细粒长石砂岩
080912-B7	含粉砂砂质泥状结构	纹层状构造	陆源细砂>5%; 陆源粉砂: 5%; 粘土质 90%。	含粉砂细砂粘土岩
080912-B8	(1) 变余细粒砂状结构	层状构造	陆源细砂: Q 15%、F 70~75%、L 5~10%; 填隙物: 粘土质杂基(变透辉石) 5%。	变质细粒长石砂岩
	(2) 含粉砂质隐晶状结构	层状构造	硅质: 85%; 粉砂质: 15%; 粘土质: 少。	含粉砂质硅质岩
080912-B9-2	变余含粉砂质泥质微细砂状结构	层状构造	陆源微细砂: 45%; 陆源粉砂: 15%; 粘土质 40%。	变质含粉砂质粘土质微细砂岩
080912-B10	变余细粒砂状结构	变余似层状结构	陆源细砂: Q 20%、F 70%、L 5%; 填隙物为粘土质杂基(变透辉石、透闪石) 5%。	变质细粒长石砂岩
080912-B11	变余含细砂泥质粉砂状结构	变余层状结构	陆源粉砂: 55%; 陆源细砂: 15%; 填隙物: 粘土质杂基 30%。	变质含细砂粘土质粉砂岩
080912-B12	(变余含细砂质) 泥状结构	纹层状构造	粘土质: 95%; 陆源细砂(为主), 粉砂少: 5%。	(变质含细砂质) 粘土岩

080912-B13	变余含中粒细粒砂状结构	块状构造	陆源砂屑: Q 20%、F 35%、L 30%; 填隙物为粘土质杂基(部分变透辉石等) 15%。	变质含中粒细粒岩屑长石砂岩
080912-B14	变余粉砂状结构	块状构造	陆源粉砂: 85%; 陆源细砂: <5%; 填隙物: 粘土质杂基(变透辉石) 10~15%。	变质粉砂岩
080912-B15	变余粉砂质微细砂状结构	变余似条纹状构造	陆源粉砂: 50%; 陆源细砂: 45%; 粘土质杂基(变透辉石) 5%。	变质粉砂质微细砂岩
080912-B16	(变余)含粉砂质泥状结构	纹层状构造	粘土质: 95%; 陆源粉砂为主, 微细砂次之, 5%。	(变质)含粉砂质粘土岩
080912-B17	变余含粉砂质微细砂状结构	变余似条痕状构造	陆源粉砂: 15%; 陆源微细砂: 80%; 粘土质杂基(变透辉石) 5%。	变质含粉砂质微细砂岩
080912-B18	变余泥质粉砂状结构	变余似纹层状构造	陆源粉砂: 80%; 陆源微细砂: 2~5%; 粘土质杂基(变锥晶黑云母) 20%。	变质(粘土质)粉砂岩
080912-B19	变余微细粒结构	块状构造	陆源微细砂: 95%; 粘土质杂基(变透辉石、绿帘石等) 5%。	变质微细粒砂岩
090119-1	变余砂状结构	块状构造	陆源砂屑: Q 5%、F 90%; 填隙物: 粘土质杂基(变阳起石) 5%。	变质长石砂岩
090119-2	变余不等粒结构	块状构造	陆源砂屑: Q 20%、F 75%; 填隙物: 粘土质杂基(变透闪-阳起石) 5%。	变质不等粒长石砂岩
090119-3-1	变余含中粒细粒砂状结构	块状构造	陆源砂屑: Q 75%、F 20~25%; 填隙物: 粘土质杂基(变黑云母、阳起石) 3~5%。	变质含中粒细粒长石砂岩
090119-3-2	变余含中粒细粒砂状结构	块状构造	陆源砂屑: Q 15%、F 80%; 填隙物: 粘土质杂基(变黑云母、阳起石) 3~5%。	变质含中粒细粒长石砂岩
090119-4	变余细粒砂状结构	块状构造	陆源细砂: Q 25%、F 70%; 填隙物: 粘土质杂基(变透闪-阳起石) 5%。	变质细粒长石砂岩
090119-5	变余含粉砂细砂状结构	块状构造	陆源细砂: Q 20~25%、F 70~75%; 填隙物: 粘土质杂基(变阳起石) 5~10%。	变质含粉砂细粒长石砂岩
090119-6-1	变余含中粒细粒砂状结构	块状构造	陆源砂屑: Q 15%、F 80%; 填隙物: 粘土质杂基(变阳起石) 5%、少量硅质胶结物。	变质含中粒细粒长石砂岩
090119-6-2	变余细粒砂状结构	块状构造	陆源细砂: Q 15%、F 80%; 填隙物: 粘土质杂基(变阳起石) 3~5%、少量硅质胶结物。	变质细粒长石砂岩
090119-7	变余含细粒中粒砂状结构	变余层状构造	陆源砂屑: Q 25%、F 70%; 填隙物: 粘土质杂基(变黑云母、阳起石)	变余含细粒中粗粒长石砂岩

			2~3%、少量硅质胶结物。	
090119-8	变余砂状结构	变余层状构造	陆源砂屑：Q 15~20%、F 75~80%、岩屑少；填隙物：粘土质杂基（变阳起石）3~5%、少量硅质胶结物。	变质长石砂岩
090119-9	变余中粗粒砂状结构	块状构造	陆源砂屑：Q 10%、F 70~75%、L 少；填隙物：粘土质杂基（变黑云母、阳起石）5~10%、少量硅质胶结物。	变质中粗粒岩屑长石砂岩
090119-10	变余细中粒砂状结构	块状构造	陆源细中砂：Q 15%、F 55%、L 25%；填隙物 5%；以粘土质杂基（变阳起石）为主，硅质胶结物次之。	变质细中粒岩屑长石砂岩
090119-11	变余细中粒砂状结构	块状构造	陆源细中砂：Q 10%、F 60~70%、L 15~20%；填隙物>5%；以粘土质杂基（变阳起石）为主，少量硅质胶结物。	变质细中粒岩屑长石砂岩
090119-12	变余细粒砂状结构	块状构造	陆源细砂：Q 25%、F 65%；填隙物为粘土质杂基（变透闪-阳起石）5~10%。	变质细粒长石砂岩
090119-13	变余砾状结构	块状构造	陆源砾屑：岩屑 85%；陆源砂屑：10%；填隙物：粘土质杂基（变阳起石）5%。	变质岩屑砾岩
090119-13-2	变余砂质砾状结构	块状构造	陆源砾屑：岩屑 55%；陆源砂屑：40~45%；填隙物：粘土质杂基（变阳起石）2~5%。	变质砂质砾岩
090119-14	变余粉砂质细砂状结构	变余层状构造	陆源砂屑：55%；陆源粉砂：20%；填隙物：粘土质杂基（变阳起石及少量黑云母）15%、硅质胶结物 5~10%。	变质含硅质粉砂质细砂岩
090119-15	变余含粗粒细中粒砂状结构	块状构造	陆源砂屑：Q 10%、F 65%、L 20%；填隙物：粘土质杂基（变阳起石）5%、硅质胶结物少。	变余含粗粒细中粒长石砂岩
090119-16	变余粉砂质细粒砂状结构	变余似层状结构	陆源细砂：60~65%；陆源粉砂：30%；填隙物：粘土质杂基（变透闪-阳起石）5~10%。	变质粉砂质细粒长石砂岩
090119-17	变余粉砂质细砂状结构	块状构造	陆源细砂：55%；陆源粉砂：25%；填隙物：粘土质杂基（变黑云母）20%。	角岩化粉砂质细砂岩
090119-18	变余含有细砂泥状结构	变余纹层状构造	粘土质（变锥晶黑云母等）90~95%；陆源细砂为主，粉砂次之 5~10%。	变余含细砂质粘土岩

090119-19	变余粉砂微细砂状结构	块状构造	陆源微细砂：45%；陆源粉砂：40%；填隙物：以粘土质杂基（变阳起石）为主 15%，少量硅质胶结物。	变质粉砂质微细砂岩
090119-20	变余粉砂质微细砂状结构	变余纹层状构造	陆源微细砂：60%；陆源粉砂：25%；填隙物：以粘土质杂基（变阳起石）为主 15%，少量硅质胶结物。	变质粉砂质微细砂岩
090119-21	变余泥质细砂粉砂状结构	块状构造	陆源细砂：20~25%；陆源粉砂：55~60%；填隙物：粘土质杂基（变绢云母、黑云母等）25%。	变质粘土质砂质粉砂岩
090119-22	变余泥质粉砂质微细砂状结构	变余层状构造	陆源微细砂：50%；陆源粉砂：30%；填隙物：粘土质（变绢云母、透闪-阳起石）20%。	变质粘土质粉砂质微细砂岩
090119-23	变余含细砂泥质粉砂状结构	变余层状构造	陆源细砂：10%；陆源粉砂：50%；填隙物：粘土质（变锥晶黑云母、透闪石等）40%。	变质含细砂粘土质粉砂岩
090119-24	变余细粒砂状结构	块状构造	陆源砂屑：Q 15~20%、F 70%、L 5~10%；填隙物：粘土质杂基（变透闪-阳起石）3~5%、少量硅质胶结物。	变质细粒长石砂岩
090119-25	变余含粉砂质细砂状结构	块状构造	陆源细砂：80%；陆源粉砂：15%；填隙物：粘土质杂基（变透闪-阳起石）>5%、少量硅质胶结物。	变质含粉砂质细砂岩
090119-26	变余含砂质粉砂状结构	块状构造	陆源粉砂：90%；陆源砂：5~10%；粘土质（变阳起石）<5%。	变质含砂质粉砂岩
090119-27	变余粉砂质微细砂状结构	块状构造	陆源粉砂：35%；陆源微细砂：55%；填隙物：粘土质杂基（变透闪-阳起石、绿泥石）10%。	变质粉砂质微细粒砂岩
090119-28	变余粉砂质泥质结构	变余纹层状构造	粘土质：75%；陆源粉砂质：25%。	变质粉砂质粘土岩
090119-29	斑状结构	块状构造	斑晶：斜长石 25%、辉石英 15%；基质：斜长石 60%、辉石少。	辉长闪长玢岩

第四章 八仙墩海相碎屑岩的地球化学特征

碎屑沉积物记录着有关源岩性质和构造演化等诸多重要的信息,对于沉积盆地分析和理解区域构造演化都有重要的指示意义(蔡观强等,2006)。砂岩的化学成分与大地构造环境分析具有密切密切的联系。陆源细碎屑岩(主要是杂砂岩,其次是泥岩)的成分受物源岩石和构造环境控制,故陆源碎屑能够反映物源区成分特征及其大地构造背景,因此被广泛地应用于研究物源区类型及其大地构造环境分析。

就陆源碎屑岩总的化学特征而言,尽管存在一些化学成分的迁移或溶解交代,但由于它们大致是在同一系统中进行的,故其总的化学成分变化不大。不同的构造环境处于不同的地球动力学条件,而地球动力条件又决定着沉积盆地类型,进而决定着沉积物的源区类型、沉积作用过程。因而,不同的构造背景下形成的不同沉积盆地内的沉积物具有不同的地球化学特征,反之,具有不同地球化学特征的沉积物形成于不同的构造环境。从而我们可以利用沉积岩的地球化学特征来帮助恢复其沉积时的构造背景。

许多学者对砂岩的地球化学特征与其物源类型和大地构造环境进行了研究,并提出了一系列用于判别沉积岩形成构造环境的判别参数和相关图解(Bhatia,1983;,1985;Bhatia and Crook,1986;Roser and Korsch,1985;Roser and Korsch,1988;方国庆等,2000)。这些图解也被广泛的用于研究砂岩的物源区类型及其大地构造背景(李双应等,2004;李志明等,2003)。

在八仙墩断崖处采集23块样品(080912-B1~080912-B20)(图3-5),沿埡口至八仙墩的简易公路采集26块样品(090119-1~090119-28)(图3-4),对这些样品做常量元素和微量元素分析。下面我们将结合八仙墩海相变质碎屑岩的常量元素、微量元素和稀土元素地球化学特征,判别其沉积构造环境。样品的地球化学测试分析是在中国科学院地质与地球物理研究所完成的,其中全岩常量元素分析是在X-射线荧光光谱仪(XRF)上完成的,微量元素分析采用的是电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS)进行分析。

4.1 常量元素特征

沉积环境中常量元素组成不可避免的要受到源区构造环境的控制,因此,不同构造环境中的沉积岩有着特征的常量元素组成及其特点 (Bhatia, 1983; Roser and Korsch, 1986; 杨江海 等, 2007)。上世纪 70 年代以来,许多学者通过碎屑岩成分与板块构造环境之间关系的研究发现,不同板块构造环境具有不同的物质组成,并控制着岩石的矿物成分和地球化学成分,其中 Bhatia (1983) 根据砂岩的常量元素含量和参数与构造背景的相关性,将砂岩的形成构造环境分为大洋岛弧 (oceanic island)、大陆岛弧 (continental island)、活动大陆边缘 (active continental margin) 和被动大陆边缘 (passive continental margin),通过对东澳大利亚五个已知构造环境的古生代杂砂岩套和现代砂进行了常量元素的地球化学研究,他认为, $TFe_2O_3+MgO\%$ (TFe_2O_3 表示全铁)、 $TiO_2\%$ 含量及 Al_2O_3/SiO_2 、 K_2O/Na_2O 和 $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ 比值是判断大地构造环境最重要的参数,提出了 $Fe_2O_3+MgO-TiO_2$ 图解、 $Fe_2O_3+MgO-Al_2O_3/SiO_2$ 图解、 $Fe_2O_3+MgO-K_2O/Na_2O$ 图解及 $Fe_2O_3+MgO-Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ 图解,利用这些图解对沉积岩构造环境的判别直观有效;Roser 和 Korsch (1986) 根据对世界上不同地区的已知构造环境的古代砂岩、泥岩和现代砂、泥质沉积物常量元素特征的研究认为, K_2O/Na_2O 值与 SiO_2 值可有效地示踪砂岩形成构造环境,提砂岩、泥岩的 K_2O/Na_2O-SiO_2 构造环境判别图解。不同学者 (方国庆 等, 2000; 李双应 等, 2004; 李双应 等, 2008; 李志明 等, 2003; 邵磊 等, 1998) 先后利用不同地区陆源砂岩类常量元素进行了构造背景的判别,并得到了较好的结果。

八仙墩碎屑岩的常量元素特征如表 4-1 所示: SiO_2 的含量普遍较高 (59.13%~69.73%)、 Al_2O_3 含量介于 11.89%~17.00%之间、全铁 TFe_2O_3 的含量为 1.23%~6.94%、 MgO 的含量在 1.05%~4.39%之间、 CaO 含量介于 1.65%~9.73%之间、 Na_2O 含量为 2.01%~6.78%、 K_2O 含量为 0.69%~5.71%。镜下特征和 Al_2O_3 含量都表明砂岩的成熟度低。

Bhatia (1983) 提出的判断大地构造环境最重要的参数 $TFe_2O_3+MgO\%$ (TFe_2O_3 表示全铁)、 $TiO_2\%$ 含量及 Al_2O_3/SiO_2 、 K_2O/Na_2O 和 $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ 的比值分别是 TFe_2O_3+MgO (2.72%~10.98%)、 TiO_2 (0.33%~0.78%)、 Al_2O_3/SiO_2 (0.17~0.29)、 K_2O/Na_2O (0.13~2.47)、 $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ (0.96~3.79)。

在 $(Fe_2O_3+MgO)-TiO_2$ 图解 (图 4-1, 图 4-2) 上, 大多数样品分布在大陆岛弧和活动大陆边缘构造背景内, 也有部分样品分布在大陆岛弧和大洋岛弧之外。将研究区砂岩主量元素比值投入 K_2O/Na_2O-SiO_2 构造环境判别图解 (图 4-3; Roser 等, 1986), 可以看出, 八仙墩海相变质碎屑岩的样品大部分归属于活动陆缘, 有两个样品落入岛弧的范围内。结合前述利用 Bhatia 判别图解得出的结果可得出, 八仙墩碎屑岩形成于活动大陆边缘背景。

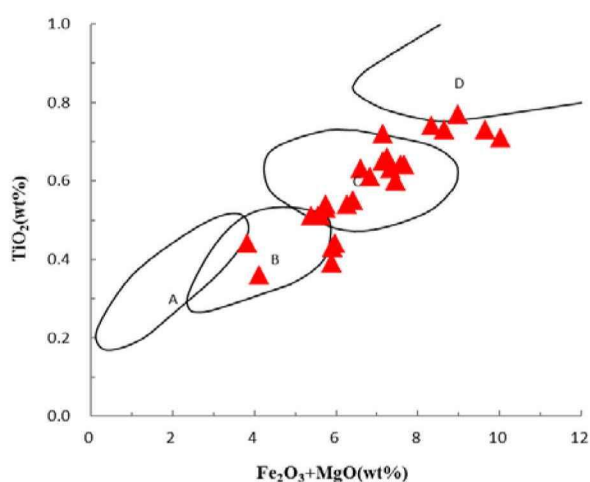


图 4-1 青岛垭口-八仙墩简易公路旁碎屑岩样品的 $(Fe_2O_3+MgO)-TiO_2$ 图解 (根据 Bhatia, 1983)

A. 被动大陆边缘; B. 活动大陆边缘; C. 大陆岛弧; D. 大洋岛弧

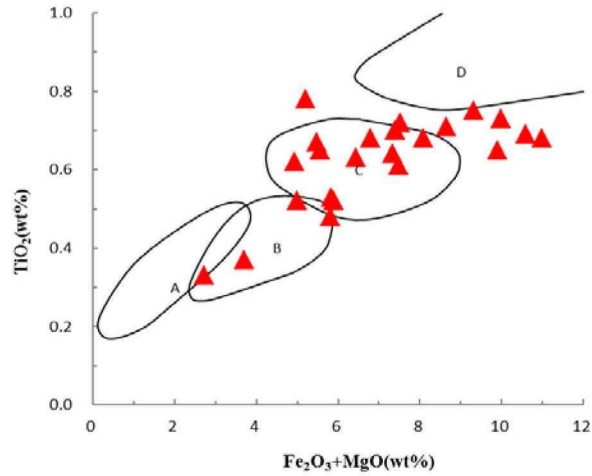


图 4-2 青岛八仙墩断崖处碎屑岩样品的 $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})-\text{TiO}_2$ 图解 (根据 Bhatia, 1983)

A. 被动大陆边缘; B. 活动大陆边缘; C. 大陆岛弧; D. 大洋岛弧

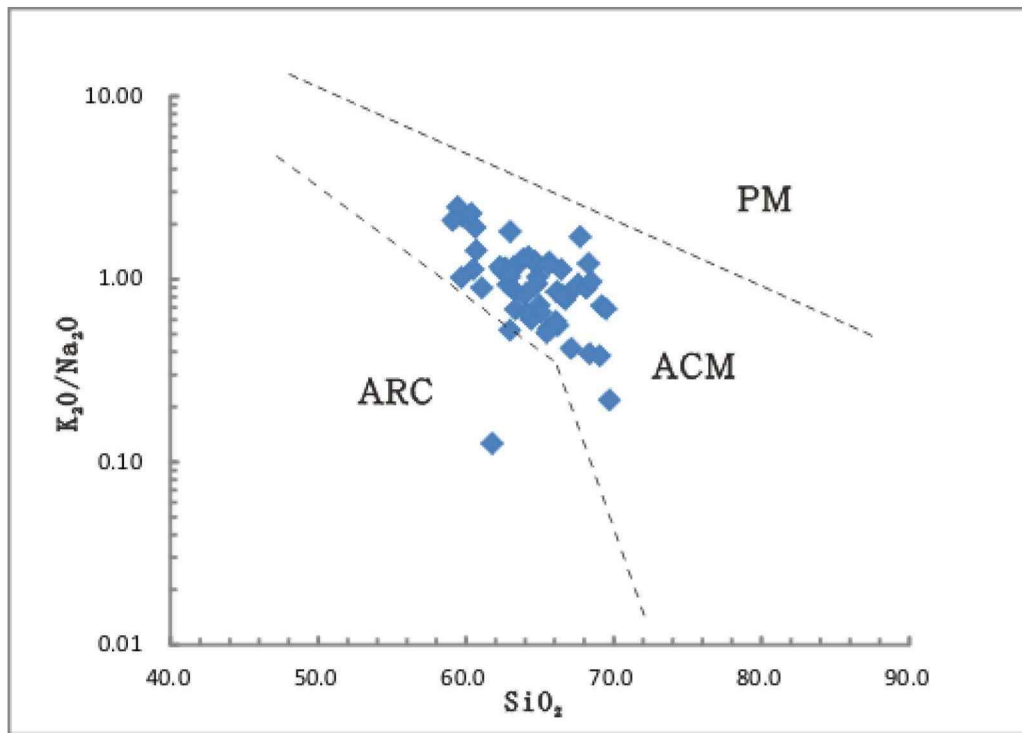


图 4-3 八仙墩碎屑岩 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 构造环境判别图解 (Roser and Korsch, 1986)

ARC-岛弧; ACM-活动大陆边缘; PM-被动大陆边缘

表 4-1 八仙墩碎屑岩主量元素含量

标本号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TFe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	TFe ₂ O ₃ +MgO	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	K ₂ O/Na ₂ O	Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O)
080912-B1	63.26	14.99	2.76	2.71	6.10	4.42	3.84	0.67	5.47	0.24	0.87	1.43
080912-B2	60.65	13.89	4.03	3.44	7.78	2.72	5.19	0.61	7.47	0.23	1.91	1.32
080912-B2-1	62.48	14.40	6.23	3.66	5.84	2.42	2.68	0.65	9.89	0.23	1.11	1.74
080912-B3	68.37	14.39	1.23	1.49	3.38	6.78	2.64	0.33	2.72	0.21	0.39	1.42
080912-B4	69.08	14.04	2.59	2.98	3.69	3.98	1.51	0.65	5.57	0.20	0.38	1.83
080912-B5	59.82	16.82	6.49	3.50	2.95	2.43	5.33	0.73	9.99	0.28	2.19	3.13
080912-B6	61.80	14.67	3.93	1.89	9.73	5.48	0.69	0.48	5.82	0.24	0.13	0.96
080912-B7	60.38	16.83	5.93	3.38	2.66	2.50	5.69	0.75	9.31	0.28	2.28	3.26
080912-B8	64.25	12.82	3.54	2.30	7.36	3.49	4.61	0.53	5.84	0.20	1.32	1.18
080912-B9-2	64.76	15.87	4.65	2.74	1.65	3.48	4.19	0.70	7.39	0.25	1.21	3.10
080912-B10	68.15	13.38	2.13	1.57	4.62	4.48	3.99	0.37	3.70	0.20	0.89	1.47
080912-B11	64.66	16.18	2.73	2.48	4.37	3.14	3.93	0.78	5.21	0.25	1.25	2.15
080912-B12	59.43	17.00	6.79	3.79	2.19	2.29	5.66	0.69	10.58	0.29	2.47	3.79
080912-B13	62.86	16.04	4.74	3.91	5.82	2.57	2.39	0.71	8.65	0.26	0.93	1.91
080912-B14	62.64	13.74	3.94	3.40	7.84	3.09	3.55	0.64	7.34	0.22	1.15	1.26
080912-B15	66.45	14.04	2.73	2.20	5.49	4.21	3.46	0.62	4.93	0.21	0.82	1.45
080912-B16	59.13	16.46	6.94	4.04	4.80	2.01	4.20	0.68	10.98	0.28	2.09	2.42
080912-B17	65.66	12.64	3.09	1.90	5.70	3.79	4.67	0.52	4.99	0.19	1.23	1.33
080912-B18	66.47	14.82	4.46	3.07	2.79	3.17	3.57	0.72	7.53	0.22	1.13	2.49
080912-B19	63.02	13.01	3.54	2.35	7.20	2.93	5.33	0.52	5.89	0.21	1.82	1.28
080912-B19-1	65.62	14.77	4.66	3.42	3.31	2.80	3.35	0.68	8.08	0.23	1.20	2.42
080912-B19-2	64.85	13.94	3.50	2.94	6.97	3.11	3.19	0.63	6.44	0.21	1.03	1.38

080912-B20	62.32	14.96	4.10	2.68	5.45	3.53	4.11	0.68	6.78	0.24	1.16	1.67
090119-1	63.87	15.61	3.23	2.39	3.44	4.45	5.71	0.51	5.62	0.24	1.28	1.98
090119-2	69.73	13.70	3.08	1.05	3.75	6.75	1.47	0.36	4.13	0.20	0.22	1.30
090119-3-1	66.73	13.31	4.12	2.30	4.37	4.20	3.25	0.55	6.42	0.20	0.77	1.55
090119-3-2	66.84	13.21	4.00	2.27	4.40	4.03	3.29	0.54	6.27	0.20	0.82	1.57
090119-4	68.31	12.78	3.10	2.29	4.98	3.19	3.87	0.51	5.39	0.19	1.21	1.56
090119-5	68.48	13.51	3.36	2.20	3.66	3.71	3.58	0.51	5.56	0.20	0.97	1.83
090119-6-1	66.23	14.56	3.56	2.33	4.34	4.99	2.78	0.39	5.89	0.22	0.56	1.56
090119-9	64.00	15.37	4.91	1.93	3.64	4.81	3.94	0.61	6.84	0.24	0.82	1.82
090119-10	64.97	15.55	4.22	1.52	3.49	5.12	3.68	0.53	5.74	0.24	0.72	1.81
090119-11	65.63	15.33	4.15	1.59	4.14	5.32	2.86	0.54	5.74	0.23	0.54	1.62
090119-12	66.10	13.45	3.99	1.92	5.44	5.24	3.07	0.43	5.91	0.20	0.59	1.26
090119-13-2	66.16	13.59	3.49	2.48	4.36	4.50	3.84	0.44	5.97	0.21	0.85	1.53
090119-14	63.23	14.49	4.22	3.10	4.32	3.90	4.54	0.63	7.32	0.23	1.16	1.76
090119-15	66.48	15.04	2.66	1.17	3.01	5.58	4.51	0.44	3.83	0.23	0.81	1.75
090119-16	63.38	14.16	3.86	3.40	5.78	4.72	3.23	0.66	7.26	0.22	0.68	1.35
090119-17	62.97	15.44	4.96	3.69	2.86	3.72	3.80	0.73	8.65	0.25	1.02	2.35
090119-18	63.07	15.57	5.10	3.87	2.87	3.53	3.86	0.77	8.97	0.25	1.09	2.43
090119-19	64.42	13.84	4.52	3.07	5.22	4.75	2.87	0.64	7.59	0.21	0.60	1.39
090119-20	65.48	13.35	4.30	3.16	4.45	5.11	2.59	0.60	7.46	0.20	0.51	1.40
090119-21	65.08	14.72	4.61	3.72	4.03	3.69	2.43	0.74	8.33	0.23	0.66	1.91
090119-22	64.78	13.54	3.53	3.08	6.03	3.72	3.50	0.63	6.61	0.21	0.94	1.39
090119-23	59.72	15.58	5.63	4.39	6.27	2.95	3.01	0.71	10.02	0.26	1.02	1.69
090119-25	62.98	13.23	3.99	3.15	6.53	5.38	2.82	0.65	7.14	0.21	0.52	1.11
090119-26	60.70	14.47	4.27	2.89	5.77	4.00	5.71	0.72	7.16	0.24	1.43	1.48

090119—27	64.11	13.66	3.92	3.74	6.04	3.99	2.59	0.64	7.66	0.21	0.65	1.36
090119—28	60.51	15.71	5.60	4.05	5.09	3.14	3.55	0.73	9.65	0.26	1.13	1.91

注：常量元素含量的单位为 $\times 10^{-2}$ ，测试单位为中国科学院地质与地球物理研究所，分析方法为XRF法

4.2 微量元素特征

与陆源碎屑中的常量元素相比，微量元素因其稳定性高、不易分解，成岩作用、变质作用及风化、搬运和沉积过程中的外力作用对其影响很小，从而携带有更多的源区信息，因而用微量元素判断沉积岩的沉积构造环境具有更大的优越性（Bhatia, 1985; Bhatia and Crook, 1986）。

Bhatia *et al.* (1986) 认识到元素 La、Th、Zr、Sc、Co、Nb 和 Y 等在区分不同大地构造环境中的砂岩方面十分有用，其中 La-Th-Sc 图解和 Th-Sc-Zr/10 图解可以清楚的判别大洋岛弧、大陆岛弧、安第斯大陆边缘（活动大陆边缘）和被动大陆边缘四种构造环境，活动大陆边缘和被动大陆边缘的分布区在 La-Th-Sc 图解中出现了重叠，但在 Th-Sc-Zr/10 图解中将两者彻底分开。

将八仙墩碎屑岩微量元素按照砂岩的 La-Th-Sc 图解和 Th-Sc-Zr/10 图解（图 4-4 和图 4-5; Bhatia *et al.*, 1986）进行投影，在 La-Th-Sc 图解中样品分布大陆岛弧、活动大陆边缘和被动大陆边缘范围内，而在 Th-Sc-Zr/10 图解中大多数样品都属大陆岛弧和活动大陆边缘背景范畴。综合两种微量元素判别图解可得出，在大多数样品分布在大陆岛弧和活动大陆边缘构造背景内，这与常量元素判别结果是一致的。

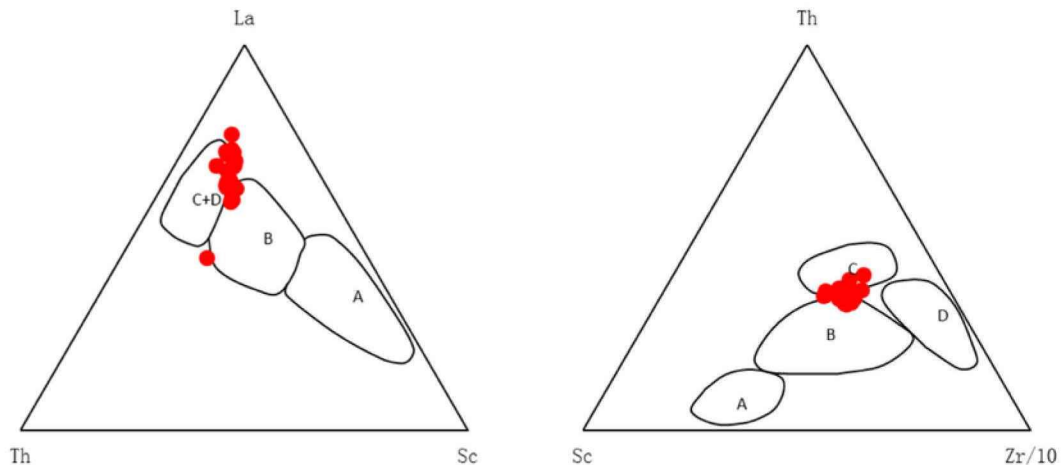


图 4-4 青岛八仙墩断崖处碎屑岩样品构造环境微量元素判别图（根据 Bhatia *et al.*, 1986）

A. 大洋岛弧; B. 大陆岛弧; C. 活动大陆边缘; D. 被动大陆边缘

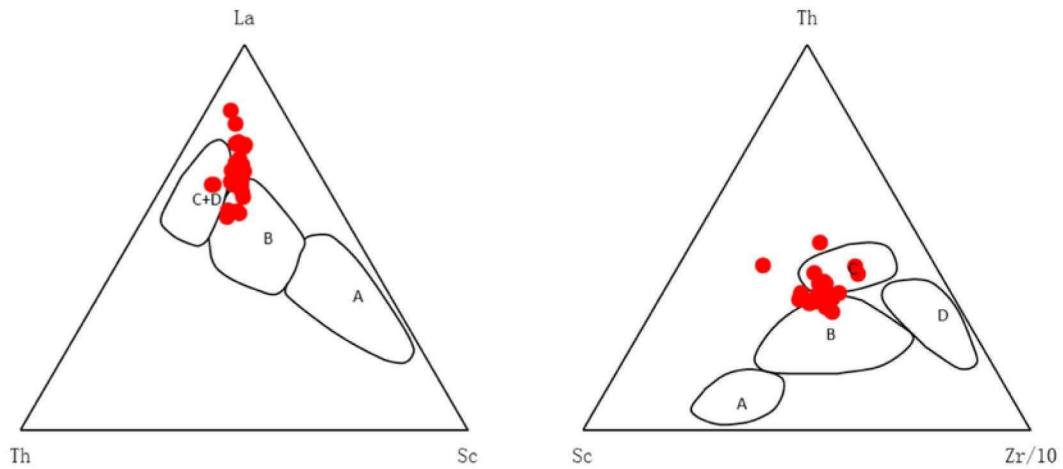


图 4- 5 埭口-八仙墩简易公路旁碎屑岩样品构造环境微量元素判别图 (根据 Bhatia et al., 1986)

A-大洋岛弧; B-大陆岛弧; C-活动大陆边缘; D-被动大陆边缘

表 4- 2 八仙墩碎屑岩部分微量元素含量

样品号	Sc	Cr	Co	Sr	Y	Zr	Ba	La	Th	Zr/10	La/Y	Sc/Cr
080912-B1	9.09	59.0	4.76	994	22.5	152	1348	48.9	11.9	15	2.17	0.15
080912-B2	8.73	53.7	61.9	788	24.5	136	1632	46.5	11.6	14	1.90	0.16
080912-B2-1	9.57	60.4	14.3	556	20.3	154	863	48.9	13.1	15	2.41	0.16
080912-B3	4.58	20.3	3.40	482	11.9	103	1115	10.6	8.5	10	0.89	0.23
080912-B4	8.69	54.6	9.49	687	15.9	149	731	44.6	11.4	15	2.80	0.16
080912-B5	13.8	74.4	17.9	455	23.9	178	728	52.1	17.0	18	2.17	0.19
080912-B6	7.37	37	7.13	513	19.7	136	123	50.5	12.7	14	2.56	0.20
080912-B7	13.8	73.5	17.3	422	22.3	186	739	52.3	17.9	19	2.35	0.19
080912-B8	7.62	45.2	7.98	672	20.2	140	1295	47.0	10.7	14	2.32	0.17
080912-B9-2	10.2	57.7	15.5	423	18.8	171	986	47.5	16.0	17	2.53	0.18
080912-B10	4.80	23.0	5.42	695	16.2	119	1196	35.1	11.3	12	2.17	0.21
080912-B11	10.9	65.9	18.4	703	23.0	190	1257	58.8	17.7	19	2.56	0.17
080912-B12	13.0	70.2	15.7	317	20.1	169	745	44.5	17.0	17	2.21	0.19
080912-B13	11.4	69.8	12.3	542	24.4	178	492	51.7	16.5	18	2.12	0.16
080912-B14	8.93	62.2	10.4	662	23.7	142	1018	30.4	12.0	14	1.28	0.14
080912-B15	8.20	48.5	16.8	723	19.8	153	1138	36.8	13.0	15	1.86	0.17
080912-B16	12.5	70.3	14.0	349	24.2	170	586	49.5	16.4	17	2.05	0.18
080912-B17	7.02	39.0	5.86	566	20.1	141	1345	61.4	11.7	14	3.05	0.18
080912-B18	10.8	70.1	14.6	430	22.8	166	655	45.3	14.8	17	1.98	0.15
080912-B19	7.15	41.7	4.54	741	21.5	136	1426	53.2	13.3	14	2.47	0.17
080912-B19-1	10.5	68.8	13.2	441	22.4	164	563	45.6	14.8	16	2.04	0.15

080912-B19-2	8.79	54.6	7.27	689	22.4	157	887	45.6	13.5	16	2.04	0.16
090119-3-1	9.89	42.5	6.76	574	24.1	128	944	46.7	12.2	13	1.94	0.23
090119-3-2	9.54	40.5	6.63	554	22.7	118	923	43.5	11.3	12	1.92	0.24
090119-3-2	9.61	39.2	6.38	574	21.9	114	903	43.1	11.4	11	1.97	0.25
090119-4	9.38	37.8	7.74	559	22.9	134	1193	38.1	12.3	13	1.66	0.25
090119-5	8.34	42.6	7.16	547	21.9	131	1043	25.0	11.8	13	1.14	0.20
090119-6-1	8.07	26.2	8.02	884	18.7	106	1136	35.3	11.5	11	1.89	0.31
090119-9	10.51	30.0	9.44	762	21.3	131	1137	54.2	13.5	13	2.55	0.35
090119-10	9.30	25.6	9.15	659	19.8	119	1195	46.8	13.3	12	2.37	0.36
090119-11	10.15	33.9	9.03	739	20.8	131	1143	48.7	13.1	13	2.34	0.30
090119-12	8.10	32.9	8.08	465	24.9	97	950	54.7	10.9	10	2.20	0.25
090119-13-2	9.90	13.9	6.23	393	29.0	48	812	39.1	11.0	5	1.35	0.71
090119-14	11.89	56.3	11.77	662	28.5	155	1636	38.2	16.9	15	1.34	0.21
090119-15	7.02	22.6	6.01	517	19.8	155	1505	41.3	16.6	16	2.08	0.31
090119-15	7.38	20.9	6.11	529	20.8	165	1507	41.5	16.3	16	2.00	0.35
090119-16	11.07	64.7	9.92	510	29.6	158	1019	46.5	13.9	16	1.57	0.17
090119-17	13.21	167	14.36	470	20.9	176	907	57.8	16.0	18	2.76	0.08
090119-18	14.41	171	15.54	439	27.0	175	760	55.7	16.8	18	2.06	0.08
090119-19	11.09	145	10.68	475	25.2	147	986	42.9	13.0	15	1.70	0.08
090119-20	11.23	150	9.07	420	27.3	148	854	41.9	13.0	15	1.53	0.07
090119-21	13.41	167	10.16	447	31.4	172	756	48.7	14.5	17	1.55	0.08
090119-22	11.68	143	8.74	540	28.7	158	1126	45.1	12.6	16	1.57	0.08
090119-23	15.12	172	11.75	410	35.4	170	721	50.6	16.1	17	1.43	0.09
090119-25	11.78	149	7.95	383	29.9	155	1087	40.7	12.8	15	1.36	0.08
090119-26	13.72	164	25.14	528	30.3	160	1993	37.6	15.4	16	1.24	0.08
090119-26	13.56	173	27.51	550	31.1	157	2008	38.3	15.6	16	1.23	0.08
090119-27	12.18	164	15.54	618	26.5	126	925	49.6	12.2	13	1.87	0.07
090119-28	15.39	181	17.97	584	24.3	160	811	47.7	15.8	16	1.97	0.08

注：元素单位含量为 $\times 10^{-6}$

4.3 稀土元素特征

一般来讲，沉积岩的稀土组成特征主要取决于沉积物的源区类型和沉积作用过程，而二者又与构造背景密切相关，板块构造环境控制着源区类型、源岩和碎屑岩的组成 (Bhatia, 1983; , 1985; Bhatia and Crook, 1986; Bhatia and Taylor, 1981)。并且稀土元素基本不受成岩作用影响，沉积岩的稀土含量在沉积后只有极微弱的变化 (Wildeman and Haskin, 1973)，因此，稀土元素组成

及变化特征在构造背景的分析中有着其独特的优越性。

通常利用 REE 分析物源主要从两个方面入手：一是通过 REE 的含量、比值、总量等特征，分析物源区的构造背景、源岩性质等；二是通过 REE 的配分模式图，用标准化后的 REE 数据与疑似物源区的 REE 数据进行对比，以此分析物源区及其母岩性质。

表 4-3 不同沉积盆地构造背景下砂岩的 REE 特征 (Bhatia, 1985)

构造环境	La ($\times 10^{-6}$)	Ce ($\times 10^{-6}$)	Σ REE ($\times 10^{-6}$)	La/Yb	(La/Yb) _N	Σ LREE/ Σ HREE	Eu/Eu*
大洋岛弧	8 \pm 1.7	19 \pm 3.7	58 \pm 10	4.2 \pm 1.3	2.8 \pm 0.9	3.8 \pm 0.9	1.04 \pm 0.11
大陆岛弧	27 \pm 4.5	59 \pm 8.2	146 \pm 20	11.0 \pm 3.6	7.5 \pm 2.5	7.7 \pm 1.7	0.79 \pm 0.13
活动陆缘	37	78	186	12.5	8.5	9.1	0.60
被动陆缘	39	85	210	15.9	10.8	8.5	0.56
八仙墩	25.01~99.10	53.43~283.89	128.68~505.43	12.87~37.15	8.68~25.05	7.78~18.77	0.45~0.90

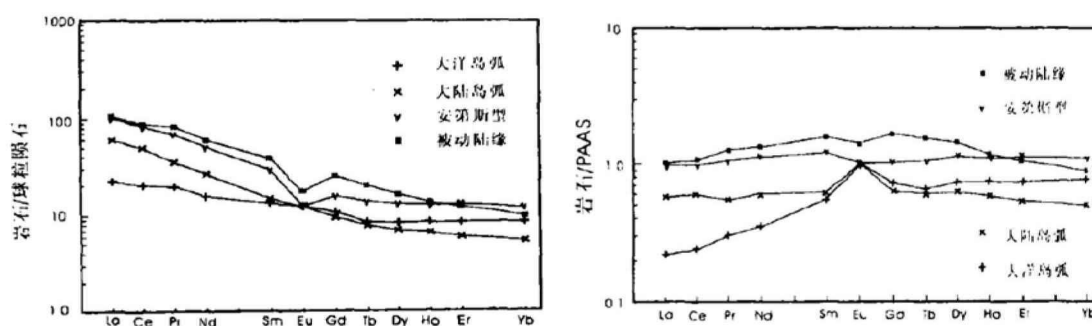


图 4-6 不同构造背景砂、泥岩稀土元素配分模式(据 Bhatia, 1985)

沉积物中 REE 的分布特征受其形成的构造背景和源区母岩成分的控制，是判断物源区和大地构造背景的良好指标。Bhatia (1985) 研究了东澳大利亚五个已知构造环境的古代砂岩套的泥岩和砂岩的稀土地球化学后，发现其 REE 特征、源区类型以及构造背景之间存在着一定关系。他指出，从大洋岛弧-大陆岛弧-活动大陆边缘-被动大陆边缘砂岩的 Σ REE、 Σ LREE/ Σ HREE 和 La/Yb 值增高，Eu/Eu* 值降低 (表 4-3)，不同构造环境中稀土配分模式也各不相同 (图 4-6)。

从表 4-4 中可得出, 青岛垭口-八仙墩简易公路旁碎屑岩样品 (090119-1~090119-28) 的稀土元素总量较高 ($\Sigma \text{REE} = 128.68 \times 10^{-6} \sim 505.43 \times 10^{-6}$), 显示明显的轻稀土富集特征 ($\Sigma \text{LREE} / \Sigma \text{HREE} = 8.25 \sim 18.77$, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 8.78 \sim 25.11$), 具明显的 Eu 负异常 ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.45 \sim 0.83$), 具有较高的 Ce 含量 ($53.43 \times 10^{-6} \sim 283.89 \times 10^{-6}$), 也具有较高的 La 含量 ($25.01 \times 10^{-6} \sim 99.10 \times 10^{-6}$) 这些特征均与 Bhatia 所研究的东澳已知构造背景中的大陆岛弧和活动陆缘杂砂岩特征相似, 而不同于大洋岛弧型砂岩。

青岛八仙墩断崖处碎屑岩样品 (080912-B1~080912-B19) 的稀土元素总量较高 ($\Sigma \text{REE} = 146.75 \times 10^{-6} \sim 245.78 \times 10^{-6}$, 除样品 080912-B3 外), 显示明显的轻稀土富集特征 ($\Sigma \text{LREE} / \Sigma \text{HREE} = 6.63 \sim 14.59$, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 8.78 \sim 25.11$), La 在 $30.35 \times 10^{-6} \sim 61.39 \times 10^{-6}$ 之间, $(\text{La}/\text{Yb})_{N(\text{CI})}$ 在 $8.68 \times 10^{-6} \sim 21.89 \times 10^{-6}$ 之间, 表现了被动大陆边缘的特征 (Bhatia, 1983; Bhatia et al, 1986)。其次, 对 PASS 标准化碎屑岩的 $(\text{La}/\text{Ce})_N$ 值为 1.07~1.18, 显示了陆源碎屑物质的主要贡献。样品 080912-B3 的各项数值相对低得多。

综上所述, 除样品样品 080912-B3 外, 八仙墩碎屑岩的 ΣREE 含量高, 在 $128.7 \times 10^{-6} \sim 505.4 \times 10^{-6}$ 之间, La 在 $25.01 \times 10^{-6} \sim 99.10 \times 10^{-6}$ 之间, 对球粒陨石标准化的 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 在 8.68~25.05 之间, 具明显的 Eu 负异常 ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{(\text{CI})} = 0.45 \sim 0.90$) 和弱的 Ce 负异常, 这些特征可以明显地排除其为大洋岛弧的可能性。

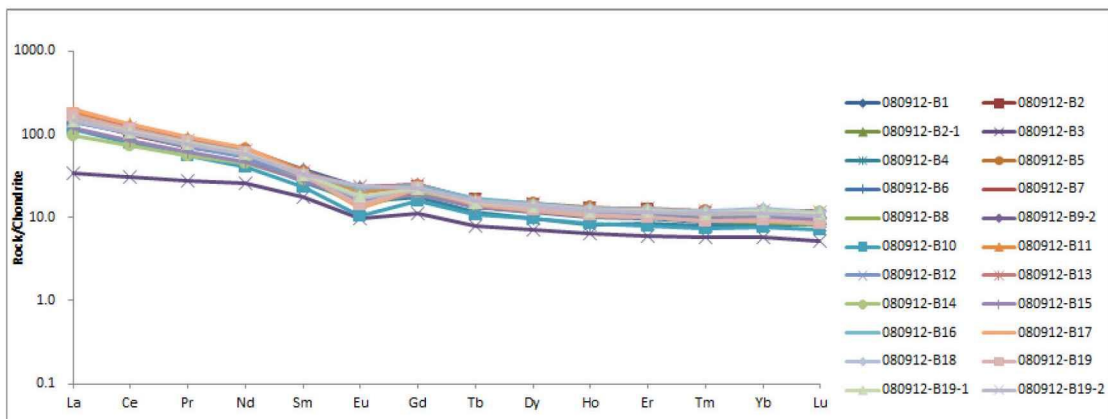


图 4-7 青岛八仙墩断崖处样品对 CI 球粒陨石标准化的稀土元素配分图 (Boynton, 1984)

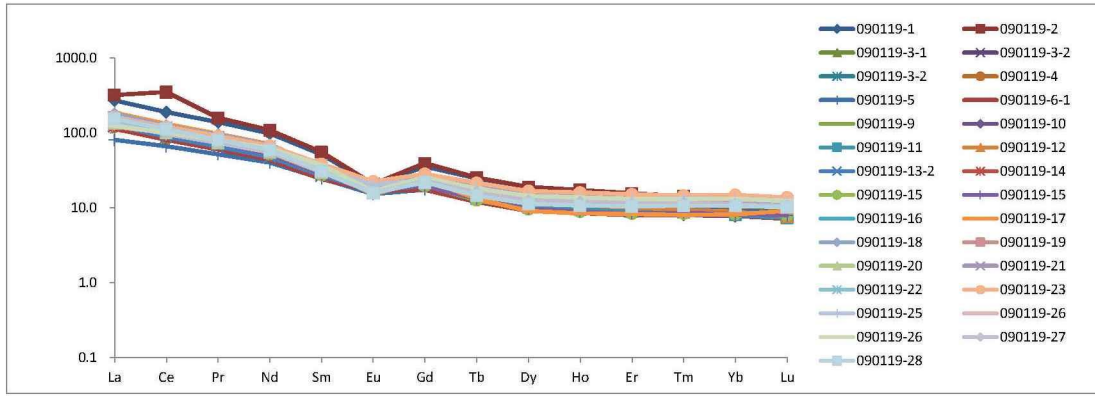


图 4-8 埡口-八仙墩简易公路旁碎屑岩样品对 CI 球粒陨石标准化的稀土元素配分图 (Boynnton, 1984)

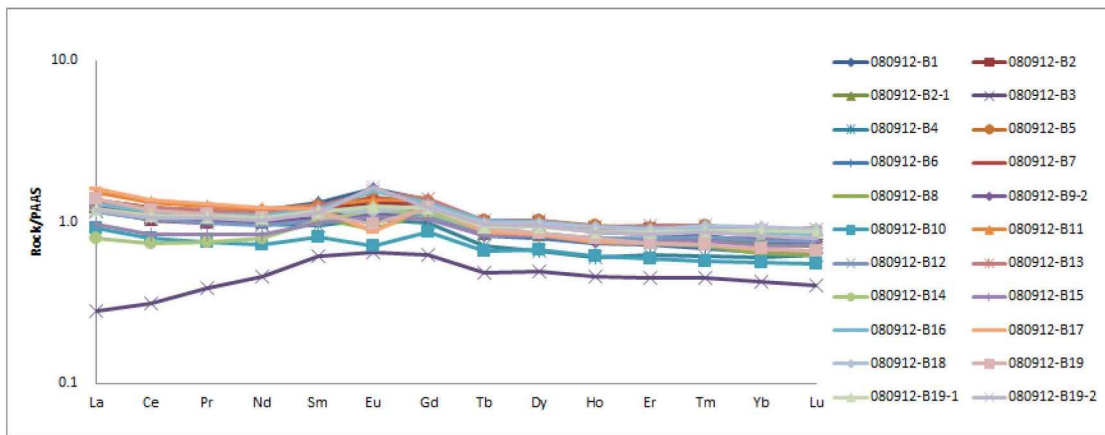


图 4-9 青岛八仙墩断崖处碎屑岩样品对太古界后平均澳大利亚沉积岩 (PAAS) 标准化的稀土元素配分图

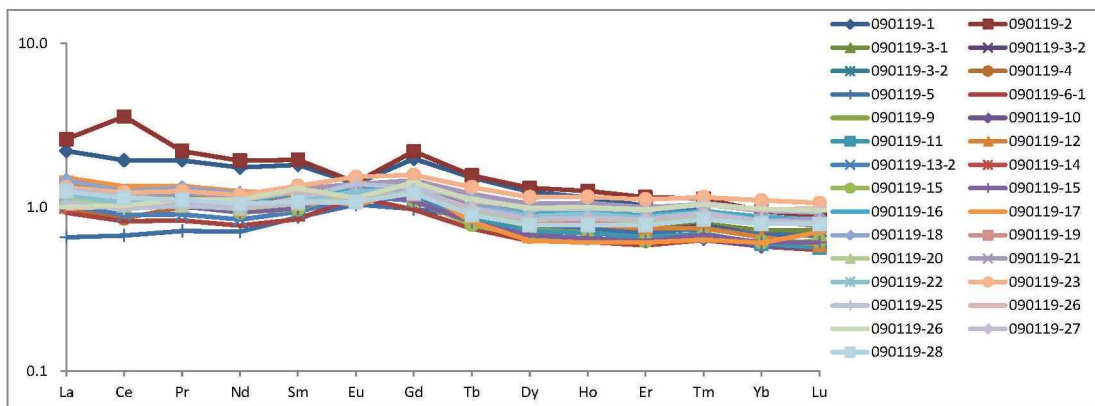


图 4-10 青岛埡口-八仙墩简易公路旁碎屑岩样品对太古界后平均澳大利亚沉积岩 (PAAS) 标准化的稀土元素配分图

青岛垭口-八仙墩简易公路旁的样品和八仙墩断崖处样品的球粒陨石标准化稀土元素配分曲线基本一致, 均为右倾(图 4-7, 图 4-8); 两组样品的 PAAS 标准化曲线也类似(图 4-9, 图 4-10)。

在对球粒陨石标准化的稀土配分图(图 4-7, 图 4-8)上, 本套碎屑岩普遍具有明显的 Eu 负异常, 与 Bhatia (1985) 和 Bhatia and Crook (1986) 所提出的安第斯型活动大陆边缘和被动大陆边缘的配分模式较为接近, 与大洋岛弧碎屑岩的配分模式明显不同, 但不能进行活动大陆边缘和被动大陆边缘的有效区分。

对太古界后平均澳大利亚沉积岩(PAAS)标准化的稀土元素配分图(图 4-9, 图 4-10)中, 本套碎屑岩普遍具有正的 Eu 异常, 与活动大陆边缘和被动大陆边缘的配分模式(Bhatia, 1985; Bhatia and Crook, 1986)较为接近, 但也不能进行活动大陆边缘和被动大陆边缘的有效区分。

从青岛垭口-八仙墩碎屑岩的 ΣREE 丰度, $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 、(La/Yb) N 比值, Eu/Eu*, La 丰度、Ce 丰度的情况和 Bhatia et al. (1985) 总结的不同构造背景下砂岩的微量元素特征(表 4-2), 判断八仙墩碎屑岩为活动大陆边缘背景下发育。这一判断与青山和垭口的地质现象吻合。

从地球化学特征和露头地层特征, 可以判断八仙墩组碎屑岩的海相成因。

Sr ($383.04 \times 10^{-6} \sim 883.68 \times 10^{-6}$, 平均值为 564.1010^{-6})、Ba ($720.98 \times 10^{-6} \sim 2007.92 \times 10^{-6}$, 平均值为 1037.7210^{-6}) 的含量都较高, 是明显的海相沉积的证据。

从大陆来的陆源物质和水不存在明显的轻、重稀土分异, 大多数存在明显的 Ce 正异常(Sholkovitz, 1988; , 1990)。Ce 的负异常主要出现在洋盆环境中, 因为洋盆中的 Ce^{3+} 很快被氧化成 Ce^{4+} 并被 Fe-Mn 氧化物所吸附, 从而很快从海水中被清除, 造成海水中 Ce 亏损(Elderfield and Greaves, 1982)。Murray et al. (1991; 1990) 的研究结果显示: 大洋中脊 Ce/Ce* 最低(平均 0.29), 大洋盆地拥有中等的 Ce/Ce* (平均 0.60), 大陆边缘的 Ce/Ce* 最高(平均 1.03)。Ce/Ce* 越大, 说明受陆源影响越大。青岛垭口-八仙墩的碎屑岩大多数样品有弱

的 Ce 的负异常,少数具有正的 Ce 异常, Ce/Ce^* 在 0.9~1 之间,表明为海相成因。本套碎屑岩产状稳定、地层厚度横向变化较小,其地质产状与陆相地层有明显的差别。其发育有浊积岩鲍玛序列,岩石粒度较细,指示了深水环境。并且在八仙墩发育产状稳定的富含白云质地层和垭口露头上识别的浊积岩序列也说明本套地层的海相成因。所以,八仙墩碎屑岩的形成环境为海相环境,而且受陆源影响大,结合地质和其它化学参数判断为大陆边缘沉积。

4.4 大地构造环境的综合判别结果

在主量元素 $(Fe_2O_3+MgO)-TiO_2$ 图解(图 4-1,图 4-2)、微量元素 La-Th-Sc 图解和 Th-Sc-Zr/10 图解(图 4-4 和图 4-5)上,大多数样品分布在大陆岛弧和活动大陆边缘构造背景内,也有部分样品分布在大陆岛弧和大洋岛弧之外。在 K_2O/Na_2O-SiO_2 构造环境判别图解(图 4-3)中,八仙墩海相变质碎屑岩的样品大部分归属于活动陆缘,有两个样品落入岛弧的范围内。

从青岛八仙墩碎屑岩的 ΣREE 丰度, $\Sigma LREE/\Sigma HREE$ 、 $(La/Yb)_N$ 比值, Eu/Eu^* , La 丰度、Ce 丰度的情况和 Bhatia et al. (1985) 总结的不同构造背景下砂岩的微量元素特征(表 4-2),以及稀土元素的配分曲线特征,可以判断八仙墩碎屑岩为活动大陆边缘背景下发育。

通过 Ce 的负异常和露头地层特征,可以判断八仙墩组碎屑岩的海相成因。

综合八仙墩碎屑岩的地质特征和地球化学特征,可以合理地判别其为活动大陆边缘环境下的海相浊积岩系。当然,还需要采用可靠性更高的重矿物分析的方法来对物源区大地构造环境进行进一步的约束。

表 4-4 青岛八仙墩变质碎屑岩的稀土元素 ($\times 10^{-6}$)

标本号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ REE	LREE/HREE	Ce/Ce*	Eu/Eu* _{cn}	Eu/Eu*	(La/Ce) _N	(La/Yb) _N	(La/Yb) _{N(CI)}
080912-B1	48.88	91.50	10.30	40.09	7.34	1.73	6.38	0.77	4.49	0.86	2.39	0.34	2.12	0.33	217.50	11.32	0.94	0.77	1.19	1.11	1.70	15.57
080912-B2	46.50	82.11	8.71	33.56	6.51	1.42	5.96	0.77	4.65	0.91	2.59	0.36	2.31	0.32	196.68	10.01	0.94	0.70	1.08	1.18	1.49	13.57
080912-B2-1	48.89	88.53	9.51	35.44	6.21	1.35	5.53	0.66	3.93	0.78	2.20	0.32	2.03	0.31	205.69	12.05	0.95	0.71	1.09	1.15	1.78	16.24
080912-B3	10.62	24.92	3.42	15.57	3.43	0.71	2.91	0.37	2.29	0.45	1.27	0.19	1.19	0.17	67.51	6.63	0.95	0.68	1.05	0.89	0.66	6.00
080912-B4	44.58	82.53	9.06	32.66	5.25	1.13	4.59	0.55	3.09	0.60	1.78	0.25	1.71	0.27	188.05	13.65	0.95	0.70	1.08	1.13	1.93	17.60
080912-B5	52.08	97.80	10.39	39.20	6.90	1.54	6.29	0.79	4.81	0.94	2.63	0.39	2.51	0.37	226.64	11.09	0.97	0.72	1.10	1.11	1.53	13.99
080912-B6	50.48	92.92	9.82	34.75	5.63	1.18	5.35	0.64	3.68	0.73	2.05	0.28	1.81	0.27	209.60	13.15	0.96	0.66	1.01	1.13	2.06	18.77
080912-B7	52.34	98.06	10.19	37.93	6.66	1.53	5.91	0.74	4.47	0.88	2.56	0.37	2.49	0.39	224.52	11.60	0.98	0.75	1.15	1.11	1.55	14.18
080912-B8	47.03	85.07	9.01	33.35	5.89	0.97	5.37	0.69	3.97	0.76	2.12	0.29	1.81	0.27	196.59	11.87	0.95	0.53	0.81	1.15	1.92	17.55
080912-B9-2	47.51	84.78	9.10	33.81	5.99	1.23	5.23	0.64	3.86	0.74	2.15	0.32	2.22	0.33	197.93	11.77	0.94	0.67	1.04	1.17	1.58	14.43
080912-B10	35.14	63.14	6.65	24.53	4.47	0.77	4.05	0.51	3.12	0.61	1.69	0.24	1.59	0.24	146.74	11.20	0.95	0.55	0.85	1.16	1.63	14.93
080912-B11	58.82	105.68	11.13	40.92	7.07	1.48	6.36	0.74	4.49	0.89	2.58	0.37	2.52	0.38	243.41	12.29	0.95	0.67	1.04	1.16	1.72	15.75
080912-B12	44.46	82.89	8.76	32.50	5.65	1.27	5.13	0.66	3.97	0.79	2.28	0.33	2.14	0.33	191.16	11.23	0.97	0.72	1.11	1.12	1.54	14.03
080912-B13	51.72	97.50	10.43	38.85	6.95	1.69	6.51	0.79	4.79	0.93	2.69	0.39	2.52	0.39	226.15	10.90	0.97	0.77	1.18	1.11	1.52	13.86
080912-B14	30.35	58.87	6.65	27.09	5.67	1.28	5.30	0.69	4.41	0.87	2.48	0.35	2.36	0.38	146.74	7.72	0.96	0.71	1.10	1.07	0.95	8.68
080912-B15	36.76	66.99	7.39	28.28	5.47	1.17	4.87	0.63	3.84	0.74	2.13	0.32	2.01	0.31	160.89	9.84	0.94	0.69	1.07	1.14	1.35	12.34
080912-B16	49.53	93.18	9.90	37.26	6.64	1.67	6.13	0.79	4.70	0.92	2.60	0.38	2.47	0.36	216.52	10.81	0.97	0.80	1.24	1.11	1.48	13.55
080912-B17	61.39	108.06	11.36	41.54	6.71	0.94	5.90	0.67	3.90	0.74	2.10	0.30	1.89	0.28	245.77	14.59	0.94	0.46	0.71	1.18	2.40	21.89
080912-B18	45.29	86.30	9.58	36.11	6.62	1.26	5.88	0.76	4.59	0.92	2.58	0.39	2.65	0.39	203.31	10.20	0.96	0.62	0.95	1.09	1.26	11.50
080912-B19	53.17	94.05	9.82	36.00	6.22	1.05	5.72	0.71	4.01	0.78	2.12	0.30	1.94	0.29	216.19	12.63	0.95	0.54	0.83	1.18	2.03	18.51
080912-B19-1	45.61	86.99	9.47	35.73	6.46	1.35	5.75	0.73	4.40	0.87	2.49	0.36	2.48	0.37	203.06	10.64	0.97	0.67	1.04	1.09	1.36	12.43
080912-B19-2	45.61	84.58	9.33	34.87	6.38	1.77	5.73	0.75	4.41	0.86	2.40	0.36	2.31	0.34	199.70	10.64	0.95	0.90	1.38	1.12	1.46	13.29
090119-1	84.12	153.54	17.03	59.14	10.05	1.50	9.19	1.17	5.80	1.14	2.91	0.39	2.36	0.33	348.66	13.98	0.94	0.48	0.74	1.14	2.63	24.03

第四章 八仙墩碎屑岩的地球化学特征

090119-2	99.10	283.89	19.42	65.15	10.78	1.53	10.21	1.20	6.13	1.24	3.28	0.46	2.67	0.38	505.43	18.77	1.49	0.45	0.69	0.73	2.74	25.05
090119-3-1	46.68	84.00	9.57	33.73	5.83	1.31	5.72	0.70	3.65	0.78	2.13	0.33	2.04	0.31	196.76	11.57	0.92	0.69	1.07	1.16	1.69	15.43
090119-3-2	43.50	80.23	9.03	31.86	5.51	1.27	5.26	0.67	3.54	0.74	2.03	0.32	1.91	0.29	186.15	11.61	0.93	0.72	1.11	1.13	1.68	15.33
090119-3-2	43.09	78.79	8.95	31.82	5.45	1.25	5.24	0.63	3.48	0.73	2.04	0.30	1.94	0.29	183.97	11.57	0.93	0.71	1.10	1.14	1.64	15.00
090119-4	38.07	68.06	8.83	32.42	5.92	1.30	5.62	0.74	3.75	0.76	2.09	0.31	1.94	0.29	170.08	9.98	0.86	0.69	1.06	1.17	1.45	13.24
090119-5	25.01	53.43	6.33	24.05	4.82	1.12	4.54	0.67	3.49	0.73	1.96	0.31	1.92	0.29	128.68	8.25	0.98	0.73	1.13	0.98	0.96	8.76
090119-6-1	35.29	65.33	7.32	26.18	4.68	1.24	4.50	0.57	2.91	0.61	1.67	0.26	1.62	0.24	152.42	11.31	0.94	0.83	1.28	1.13	1.61	14.66
090119-9	54.21	95.56	10.31	36.18	5.90	1.46	5.82	0.66	3.42	0.69	1.86	0.28	1.69	0.25	218.29	13.88	0.93	0.76	1.17	1.18	2.37	21.66
090119-10	46.79	89.27	9.32	32.78	5.50	1.39	5.34	0.61	3.12	0.64	1.76	0.26	1.62	0.24	198.65	13.61	0.99	0.78	1.21	1.09	2.13	19.45
090119-11	48.68	88.78	9.81	35.29	5.88	1.47	5.52	0.66	3.34	0.69	1.88	0.28	1.69	0.24	204.22	13.28	0.94	0.79	1.22	1.14	2.12	19.39
090119-12	54.71	98.65	10.88	38.12	6.30	1.54	6.19	0.73	3.87	0.78	2.11	0.30	1.85	0.25	226.30	13.06	0.93	0.76	1.16	1.16	2.18	19.92
090119-13-2	39.14	71.64	7.97	28.56	5.20	1.25	5.11	0.77	4.06	0.89	2.54	0.43	2.71	0.41	170.68	9.08	0.94	0.74	1.14	1.14	1.07	9.75
090119-14	38.20	91.46	9.36	34.43	6.37	1.37	6.10	0.79	4.24	0.91	2.45	0.37	2.33	0.35	198.74	10.33	1.12	0.67	1.04	0.87	1.21	11.03
090119-15	41.35	87.89	8.93	31.47	5.40	1.37	5.14	0.60	3.09	0.64	1.77	0.27	1.73	0.27	189.91	13.06	1.06	0.80	1.23	0.98	1.77	16.13
090119-15	41.48	87.50	8.92	31.52	5.45	1.39	5.06	0.62	3.15	0.64	1.77	0.28	1.71	0.26	189.76	13.05	1.05	0.81	1.24	0.99	1.79	16.31
090119-16	46.52	87.76	10.01	36.52	6.76	1.36	6.44	0.85	4.45	0.93	2.54	0.39	2.46	0.36	207.36	10.26	0.94	0.63	0.97	1.10	1.40	12.75
090119-17	57.78	106.48	11.89	42.27	6.70	1.10	6.18	0.63	2.92	0.60	1.74	0.26	1.71	0.30	240.57	15.78	0.94	0.52	0.81	1.13	2.49	22.78
090119-18	55.75	100.10	11.59	41.29	6.85	1.21	6.49	0.82	4.13	0.88	2.47	0.37	2.32	0.37	234.63	12.14	0.91	0.55	0.85	1.16	1.77	16.19
090119-19	42.87	81.43	9.25	33.00	5.93	1.33	5.58	0.76	3.87	0.82	2.25	0.37	2.28	0.33	190.06	10.69	0.94	0.71	1.09	1.10	1.39	12.69
090119-20	41.89	81.38	9.01	33.14	5.82	1.27	5.80	0.73	3.89	0.85	2.30	0.36	2.28	0.35	189.08	10.42	0.97	0.67	1.03	1.07	1.36	12.41
090119-21	48.75	94.44	10.79	39.53	7.18	1.50	6.79	0.93	4.91	1.05	2.84	0.43	2.67	0.40	222.21	10.10	0.95	0.66	1.01	1.08	1.35	12.29
090119-22	45.11	84.56	9.49	34.23	6.04	1.34	6.03	0.76	4.12	0.90	2.47	0.38	2.34	0.34	198.11	10.42	0.94	0.68	1.05	1.11	1.42	13.00
090119-23	50.59	97.56	11.06	40.29	7.49	1.65	7.33	1.02	5.39	1.15	3.18	0.47	3.10	0.46	230.72	9.44	0.95	0.68	1.05	1.08	1.20	11.00
090119-25	40.67	77.92	8.98	33.34	6.31	1.50	6.13	0.88	4.54	0.97	2.74	0.44	2.72	0.40	187.52	8.97	0.94	0.74	1.14	1.09	1.10	10.07
090119-26	37.56	80.39	9.70	37.26	6.99	1.22	6.53	0.85	4.63	0.99	2.73	0.43	2.70	0.43	192.40	8.98	0.97	0.55	0.85	0.97	1.03	9.37

090119-26	38.34	81.57	9.83	37.62	7.24	1.23	6.61	0.85	4.65	0.99	2.76	0.42	2.76	0.41	195.28	9.04	0.97	0.54	0.84	0.98	1.03	9.38
090119-27	49.56	92.71	9.68	33.98	5.88	1.15	5.89	0.76	3.96	0.85	2.40	0.37	2.33	0.35	209.87	11.41	0.98	0.60	0.92	1.11	1.57	14.37
090119-28	47.68	90.77	9.83	35.55	6.01	1.16	5.68	0.69	3.64	0.77	2.21	0.35	2.23	0.34	206.90	12.02	0.97	0.61	0.94	1.09	1.58	14.43
CIA	87.1	73.02	57.13	47.17	29.13	18.1	16.58	16.46	14.81	15.32	13.24		12.73									
OIA	26.45	24.01	21.97	18.6	15.64	14.56	11.15	10.55	9.88	10.17	10.05		10.24									
ACM	91.94	75.12	59.84	51	25.13	17.55	14.58	13.71	11.02	8.36	8.1		7.18									
PCM	119.35	96.53	76.23	59.67	34.36	14.97	16	16.88	15.37	15.04	15.38		14.21									
PAAS	38.2	79.6	8.83	33.9	5.55	1.08	4.66	0.77	4.68	0.99	2.85	0.41	2.82	0.43								
CI 球粒陨石	0.31	0.808	0.122	0.6	0.195	0.0735	0.295	0.0474	0.322	0.0718	0.21	0.0324	0.209	0.0322								

PAAS 为太古界后平均澳大利亚沉积岩 (McLennan, 1989), MK-29 和 CIA 是大陆岛弧、OIA 是大洋岛弧、ACM 是安第斯型活动大陆边缘、PCM 是被动大陆边缘 (Bhatia et al, 1985; Bhatia et al, 1986)。Ce/Ce* = Ce / (La × Pr)^{1/2}、Eu/Eu* = Eu / (Sm × Gd)^{1/2}、(La/Ce)_N 和 (La/Yb)_N 均为对 PAAS 标准化计算。Eu/Eu*, (La/Yb)_{N(CI)} 为对 CI 球粒陨石标准化 (Boynton, 1984)。

第五章 八仙墩碎屑岩碎屑锆石 U-Pb 年代学研究

锆石 U-Pb 年龄测试技术作为最成熟、应用最广泛的同位素测年方法之一,被广泛应用于造山带年代学研究中,形成了比较成熟的研究体系,在确定造山带热构造事件年龄、期次方面发挥了重要的作用,但对沉积岩或变质沉积岩体系中的碎屑锆石 U-Pb 年龄研究相对较少。变质沉积岩中碎屑锆石年龄谱的研究可以提供蚀源区和沉积作用最老时代的年龄信息。随着 LA-ICP-MS 和 SHRIMP 测试技术的进展,对单个样品中众多碎屑锆石微区测年已成为现实。因而近年来国内、外对沉积岩及中-低级变质沉积岩中碎屑锆石测年资料日趋增多。而由于碎屑锆石的晶形、颜色以及内部结构往往比较复杂,同一锆石不同部分成因类型不同,因而使得锆石内部结构和微区成因研究对锆石 U-Pb 同位素测年分析结果的解释显得尤为重要。本文利用阴极发光方法对碎屑锆石照相、LA-ICP-MS U-Pb 测年法对碎屑锆石进行年龄测试,从而获得其沉积作用最老时代的信息。

5.1 碎屑锆石研究的理论基础和应用

5.1.1 碎屑锆石的应用

随着显微镜方法、矿物化学、同位素示踪地球化学和地质年代学研究的进展,沉积物物源、沉积地球历史的研究也得到了迅速发展。碎屑锆石在解释地层沉积记录和古代地球表面沉积环境方面具有重要的作用,碎屑锆石研究的主要应用有:(1)确定沉积地层的年龄下限(最老年龄),辅助确定沉积间断的期限;(2)确定沉积物源特征,例如时代和成分组成特征;(3)通过物源分析进行区域古地理的重建;(4)利用碎屑锆石的矿物化学研究揭示地球的演化历史。

碎屑锆石研究最常规的目的就是对沉积地层时代进行制约,常用于限定缺少古生物化石的沉积地层的形成时代。其前提假设是很简单的,依据的是包体的原则,即沉积地层的时代肯定小于沉积岩中最年轻碎屑锆石的年龄(尤其是 U-Pb 定年),附加条件是锆石的 U-Pb 同位素体系没有受到干扰。这个结论是较为粗糙的,意义是仅仅知道沉积时代的最大年龄,无法得出沉积地层的确切沉积时代。

5.1.2 锆石的内部结构和成因类型

一、锆石的内部结构

锆石的内部结构比较复杂,不同岩石类型中的锆石其内部结构不尽相同,不同的内部结构,将为其 U/Pb 同位素年龄解释提供依据。常用的研究锆石内部结构的方法主要有: HF 溶蚀(HF etching)、阴极发光 (CL) 以及背散射电子 (BSE)。而常见的锆石内部结构,主要有: 继承核 (或称残留核 inherited core)、发育屡变环带的岩浆锆石 (oscillatory zoned zircon)、重结晶碎片 (recrystallised fraction, 有的文献也称 sector zoning 或“ghost”)、变质增生边 (metamorphic rim), 此外还有比较少见的发育回旋环带的锆石 (convoluted zoned zircon)。

分析锆石内部结构的方法原理:

1) HF 溶蚀: 对于锆石中富集微量元素的区域, 晶体晶格由于受到富集的放射性微量元素辐射损伤, HF 蒸气溶蚀比较容易, 在 HF 溶蚀图象中表现为黑色或深灰色; 微量元素亏损区域, HF 蒸气难以溶蚀, 在 HF 溶蚀图象中表现为一致的白色或灰白色色调。

2) 阴极发光与背散射电子: 多数矿物的阴极发光图象特征和背散射电子图象特征由不纯微量元素阳离子替代具有相近离子半径矩阵阳离子的数量决定, BSE 图象中的明亮区域和 CL 图象中的冷色 (蓝和绿) 区域代表了微量元素的富集区域 (如 U、Th、HREE 等的富集)。

二、锆石的成因类型

岩石中的锆石矿物颗粒, 有两种成因类型: 岩浆锆石和变质锆石。岩浆锆石是岩石在结晶过程中形成的锆石矿物; 而变质锆石则是指在岩石形成以后, 变质过程中形成的新生锆石矿物, 或者由变质流体改造岩石中已经存在的锆石。然而, 相对岩浆锆石, 来源于沉积岩的锆石称碎屑锆石, 其特征不同于岩浆锆石。

1. 岩浆锆石

岩浆锆石具简单的四方双锥或复四方双锥, 锥面和柱面发育完善。扫描电子显微镜下可以在晶体表面观察到振荡环带构造。

2. 碎屑锆石

碎屑锆石来源于沉积岩, 普遍经历了不同距离的搬运磨蚀, 晶体形态大多数

呈浑圆状，自形的短棱柱状，显微镜下观察很少见有生长环带，锆石透明。风化、搬运以及沉积过程中，使得微量元素丢失，具有低 U、Y、P、Ca 含量。造成碎屑锆石中微量元素含量低主要是以下三种原因的结果：（1）锆石外部富微量元素部分的机械磨损；（2）富微量元素部分对风化作用、沉积作用较低的抵抗能力；（3）在退火和重结晶过程中微量元素的丢失。

3. 变质锆石

变质锆石是一种重要的锆石类型，其形成主要受温度、热液流体条件以及有效扩散半径等因素的影响，主要表现为蜕晶质化、重结晶、变质增生等，此外变质锆石的形成经常伴随着锆石中 Pb 的丢失。变质锆石在锆石定年研究中起着重要的作用，尤其是对高级变质岩（含深熔片麻岩）中的锆石，其研究内容主要包括锆石的形貌和表面特征，锆石在岩石中的赋存状态，与主晶的关系和内部结构等方面，具体表现在继承锆石、变质锆石、深熔锆石、变质增生、深熔增生和后期流体改造的基本岩相学特征。

继承锆石：继承锆石也称残余锆石，在高级变质岩中，特别是在原岩富含锆石的高级变质岩中，锆石的结构往往较为复杂，构成由晶核和变质增生组成的复杂结构。继承锆石主要以晶核的形式存在于变质增生晶域之内。锆石的继承性晶核在岩石显微镜下就可观察到。继承性晶核与增生之间的边界截然，但其形态变化多样，或为浑圆状，或棱角分明，或为碎裂的形态，内部通常较均匀。在阴极发光照片中，锆石的继承性晶核中有时可保留原生的生长结构（岩浆锆石的同心韵律环带）。继承性晶核在锆石中所占比例有较大的变化，有些锆石中增生的部分所占比例较小，锆石的主体是继承性的。

变质新生锆石和变质增生：变质锆石常见于高级变质岩特征的峰期变质矿物内。该类锆石虽然产于主晶内，但内部均匀，没有继承性的晶核，形态规则，与主晶边界清晰、平直，应为平衡共生关系，因此是与麻粒岩相或榴辉岩相变质峰期矿物组合同世代的矿物。变质锆石也见于变质矿物颗粒间，它们与主晶边界清晰、平直。变质锆石除以独立的晶体形式出现外，还以增生晶域的形式出现，它们具特征的内部结构。

深熔锆石：深熔锆石指深熔片麻岩形成过程中晶出的锆石。深熔锆石通常呈规则的长柱状或短柱状自形晶。少量的深熔锆石内部均匀，但在深熔片麻岩中，

大部分锆石的共同特征是存在晶核和增生，二者之间界线清晰。晶核可能是继承性的、原岩的锆石，增生则是深熔作用的结果，称深溶增生。深熔锆石与岩浆型锆石有较多的相似性，其增生部分在阴极发光下常见有同心韵律环带结构，而不同于从固态-亚固态介质中晶出的变质锆石。深熔片麻岩中锆石组成较复杂，包括原岩的继承锆石，深熔锆石和具核深熔增生结构的多种类型的锆石。

综上所述，不同环境中形成的锆石具有不同的结构类型，通过对锆石内部结构特征的详细研究可以区分锆石类型、成因，进而为我们解释锆石的形成过程作出重要的地质解释，为探讨构造环境提供有力的证据。

5.1.3 锆石 U-Pb 测试方法

由于锆石的结构及其成因比较复杂，因此，合理选择锆石年代学测试方法，分析锆石成因，是得到合理年代学数据及其解释的关键。目前普遍采用的锆石颗粒定年方法主要有单颗粒微量热电离质谱法 (TIMS)、单颗粒锆石蒸发-沉积法、高灵敏度高分辨率离子微探针法 (SHRIMP)、激光等离子体质谱法 (LA-ICPMS) 等，各种不同的定年方法各有利弊。现主要介绍两种比较常用的测试方法高灵敏度高分辨率离子微探针法 (SHRIMP)、激光等离子体质谱法 (LA-ICP-MS)。

一、高灵敏度离子探针质谱法 (SHRIMP)

SHRIMP (高灵敏度高分辨率离子微探针) 是目前国内外讨论锆石 U-Pb 年龄的最高水平。第一台 SHRIMPI 是澳大利亚国立大学地球科学研究院自行研制的。该方法简便易行，无需复杂的前期处理，将锆石和标样一起置于环氧树脂上制成圆柱形的样品靶，抛光后镀金就可以放到样品室中测试，可以较快地获得精度达 1~2% 的 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 和 Pb/U 值，它采用三阶四极杆离子透镜，保证有最大的离子传输系数，静电分析器半径 1272mm，能获得高质量色散。高稳定、低磁滞效应的电磁场，使得不同质量数之间的转换快速。分辨本领可以达到 5000 (1%峰高)，灵敏度对 ^{206}Pb 为 18cps/ppm，精度标准锆石 (SL13) 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄误差小于 1%。更重要的是能对单颗粒锆石原位微区定年，其可调、旋转式入口狭缝宽度为 5-150 μm ，从而可以更加准确的揭示复杂锆石内部的年龄信息，因此 SHRIMP 已成为目前确定复杂锆石年龄的最主要的手段。但该方法的缺点是分析成本高，费时，测试精度不及单颗粒微量锆石热电离质谱法。

二、激光等离子质谱法 (LA-ICP-MS)

该方法将激光剥蚀系统 (Laser Ablation) 与 ICP-MS (Microprobe-inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) 连接起来进行测试, 可获得 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 和 Pb/U 值, 并能进行微区定年, LA-ICP-MS 具有灵敏度高, 精密度好, 谱线相对简单, 动态线性范围宽等分析特性, 其样品的制靶过程类似于 SHRIMP, 简单方便。由于存在元素分馏效应, 测定精度与 SHRIMP 相比较差, 但是该方法具有快速、低成本的特点。

本文通过碎屑锆石的 LA-ICP-MS U-Pb 定年方法对八仙墩碎屑岩样品进行测试, 从而确定八仙墩海相变质碎屑岩的年龄下限。

5.2 样品及测试方法

样品为沿埡口-八仙墩的简易公路采集的四块新鲜变质碎屑岩: 090119-11 (变质细中粒岩屑长石砂岩)、090119-15 (变余含粗粒细中粒长石砂岩)、090119-24 (变质细粒长石砂岩)、090119-25 (变质含粉砂质细砂岩), 具体采样位置见图 3-4。

锆石的分选工作在河北省区域地质矿产调查研究所完成, 岩石样品粉碎后经淘洗、磁选和重液分选后, 分离出锆石。然后在双目镜下挑出不同晶形、不同颜色的锆石, 制备锆石样品靶。在开始锆石 U-Pb 分析前, 先进行阴极发光 (CL) 分析, 以确定锆石颗粒的内部结构。

本文锆石微量元素含量和 U-Pb 同位素定年在中国地质大学 (武汉) 地质过程与矿产资源国家重点实验室 (GPMR) 利用 LA-ICP-MS 同时分析完成。激光剥蚀系统为 GeoLas 2005, ICP-MS 为 Agilent 7500a。激光剥蚀过程中采用氦气作载气、氩气为补偿气以调节灵敏度, 二者在进入 ICP 之前通过一个 T 型接头混合。在等离子体中心气流 (Ar+He) 中加入了少量氮气, 以提高仪器灵敏度、降低检出限和改善分析精密度 (Hu *et al.*, 2008)。每个时间分辨分析数据包括大约 20-30s 的空白信号和 50s 的样品信号。对分析数据的离线处理 (包括对样品和空白信号的选择、仪器灵敏度漂移校正、元素含量及 U-Th-Pb 同位素比值和年龄计算) 采用软件 ICPMSDataCal (Liu *et al.*, 2010a; Liu *et al.*, 2008b)

完成。详细的仪器操作条件和数据处理方法同 Liu et al. (2010a; 2010b; 2008b)。

锆石微量元素含量利用多个 USGS 参考玻璃 (BCR-2G, BIR-1G) 作为多外标、Si 作内标的方法进行定量计算 (Liu et al., 2010a)。这些 USGS 玻璃中元素含量的推荐值据 GeoReM 数据库 (<http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/>)。U-Pb 同位素定年中采用锆石标准 91500 作外标进行同位素分馏校正, 每分析 5 个样品点, 分析 2 次 91500。对于与分析时间有关的 U-Th-Pb 同位素比值漂移, 利用 91500 的变化采用线性内插的方式进行了校正 (Liu et al., 2010a)。锆石标准 91500 的 U-Th-Pb 同位素比值推荐值据 Wiedenbeck et al. (1995)。锆石样品的 U-Pb 年龄谱和图绘制均采用 Isoplot/Ex_ver3 (Ludwig, 2003) 完成。

对于锆石 U-Pb 定年需要的锆石数目, Dodson et al. (1988) 认为随机分析 60 粒锆石即可满足数理统计的需要, Vermeesch (2004) 提出对于碎屑锆石的物源示踪研究, 单个样品的锆石颗粒数要不少于 117 个, 以便给出有统计意义的结果。但 Anderson (2005) 认为 Vermeesch 计算的假设前提可能过于理想化, 在实际工作中可以将碎屑锆石的分析分为随机分析和非随机分析, 对于随机分析需要 35~70 粒或更多的锆石。本文中对于每个样品, 随机选择了 115~119 粒锆石, 并分别做了 120~126 次分析, 测试数据的数量能满足统计分析的需要。

5.3 碎屑锆石 U-Pb 定年结果

分选出的锆石多呈半自形-自形柱状状。本次研究样品的 CL 图像 (图 5-1) 显示, 部分锆石颗粒具有较清晰的振荡环带结构, 表明其是来自岩浆成因的锆石; 另外还有弱分带、扇状分带或不同面状结构的锆石, 表明其成因为变质作用; 其次还有核、边具明显不同结构的复杂锆石。

为了研究碎屑锆石的成因, 本文在测年实验前对锆石进行了反射光照相, 并用阴极发光扫描电镜进行图像分析以检查锆石内部结构, 为保证测定结果的代表性, 测年对象锆石的选择尽可能的覆盖了具不同形态环带结构, 不同外形、不同颜色和不同粒径大小的锆石, 以便能充分反映碎屑锆石群的年龄分布特点, 同时对每个样品进行了足够数量的锆石测点分析, 保证统计学的意义, 在理论上尽可

能的结合了定性分析和定量分析的研究方法,在所测锆石颗粒中既保证了沉积碎屑中所有物源的存在性,使其不会因为人为偏差而丢弃某种物源信息,又保证了各种物源对于沉积碎屑的相对贡献量,能够较好的反映区域事件对本沉积地层的影响。

由于锆石中放射性成因 ^{207}Pb 的丰度比放射性成因 ^{206}Pb 的丰度约低20倍,使 ^{207}Pb 的测试精度较差,导致相对年轻锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 比值测量精确较差,故年轻锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄更能反映其形成的真实年龄(Compston *et al.*, 1992)。所以,本文主要选择 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 的年龄结果在此讨论。在作年龄频谱图的数据中,剔除了谐和度较差的数据,以保证结果的可靠性。数据统计分析结果表明,四块样品的碎屑锆石U-Pb表面年龄分布值的范围很宽,显示了从119Ma左右到2600 Ma的数据,说明这套碎屑岩的物源比较复杂。根据四块样品的碎屑锆石U-Pb定年结果(表5-1)、谐和图(图5-2)和年龄频谱图(图5-3)可划分为两个主要年龄段119~146Ma和700~850Ma,以及三个次要的年龄段 220 Ma, 430~450Ma和1600~2600Ma,另有少量300Ma左右的数据。

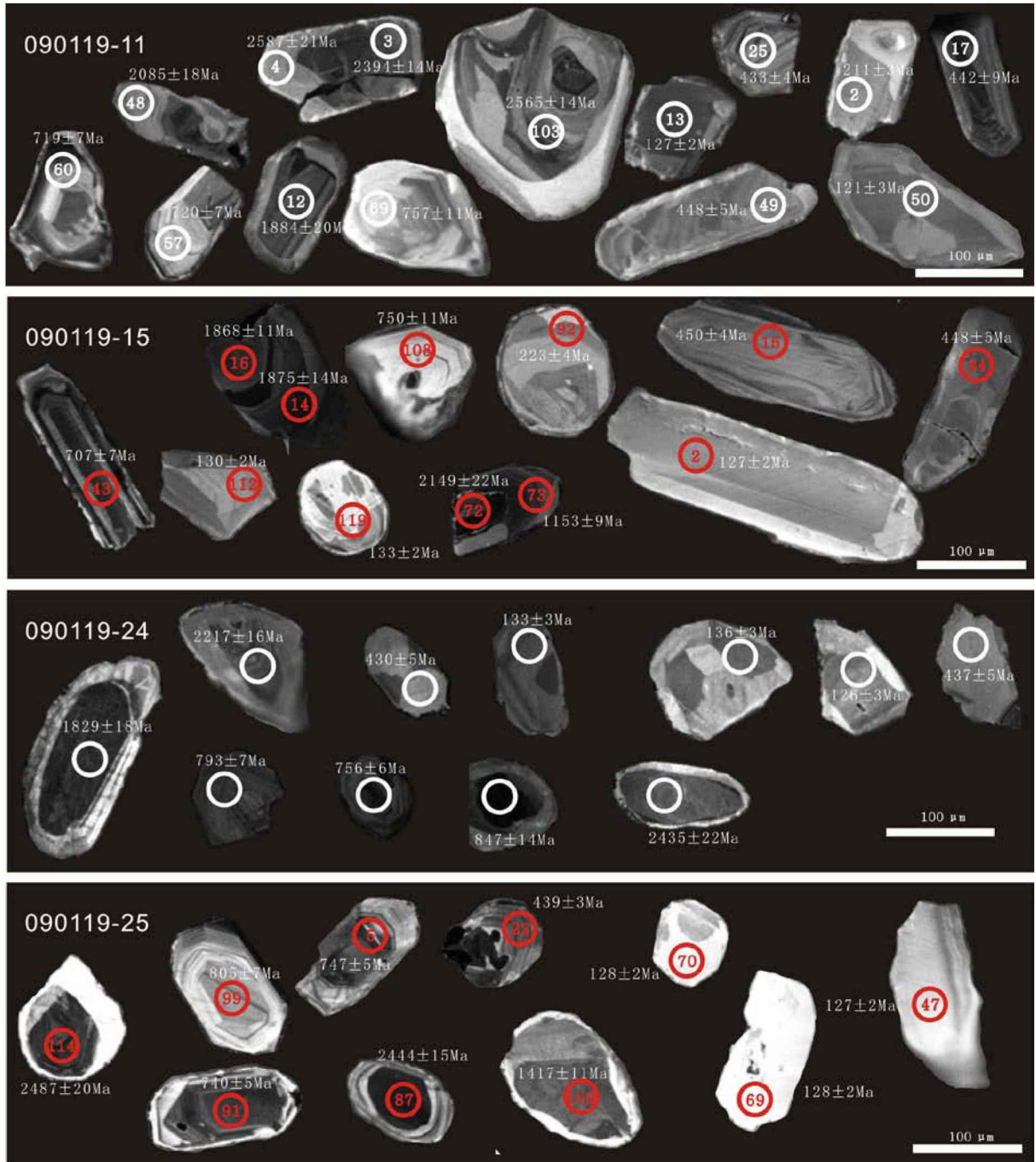


图 5-1 部分碎屑锆石的阴极发光图片和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄

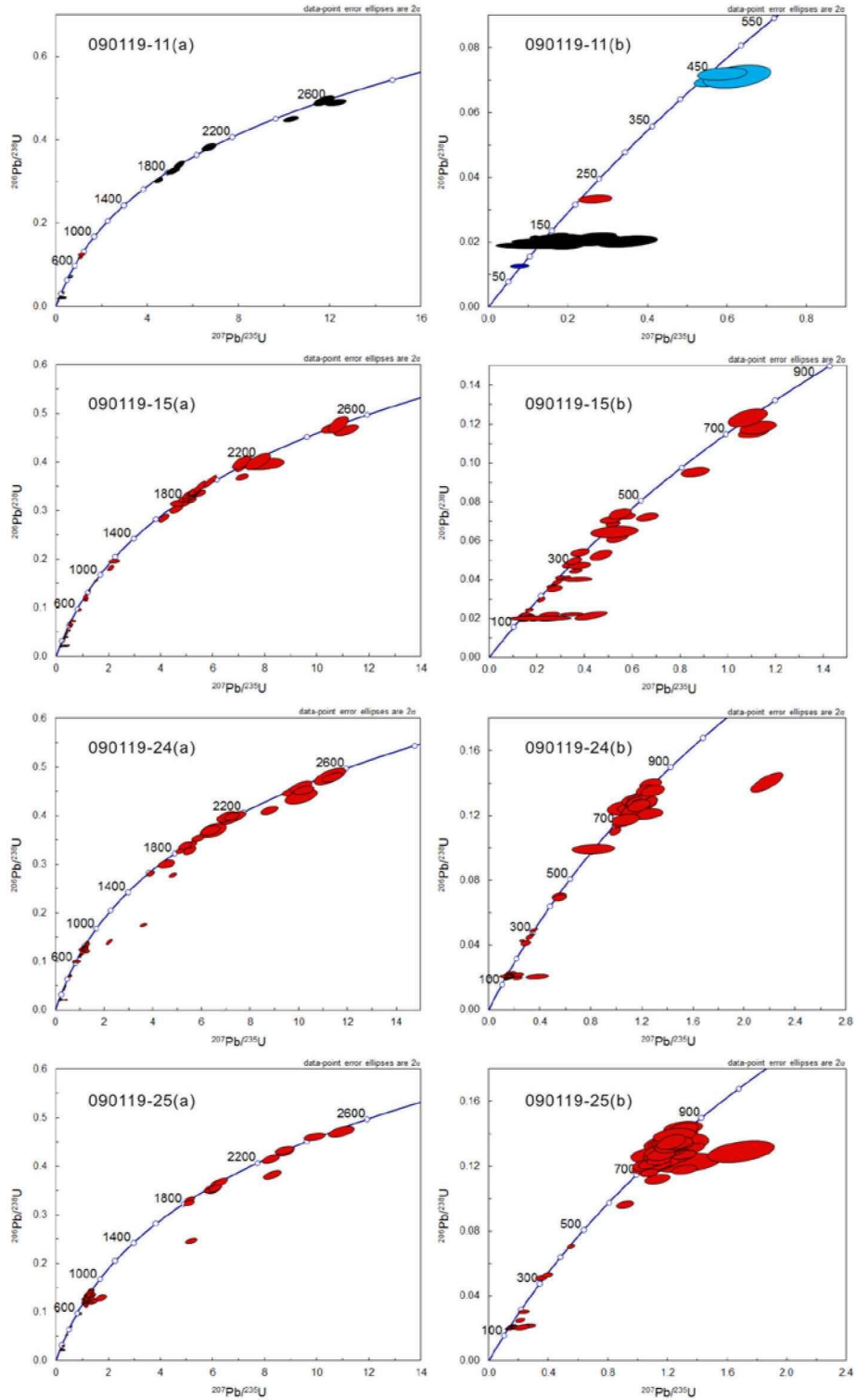


图 5-2 碎屑锆石 U-Pb 谐和曲线图

(图 (a) 是全部碎屑锆石的曲线图, 图 (b) 是局部放大的曲线图)

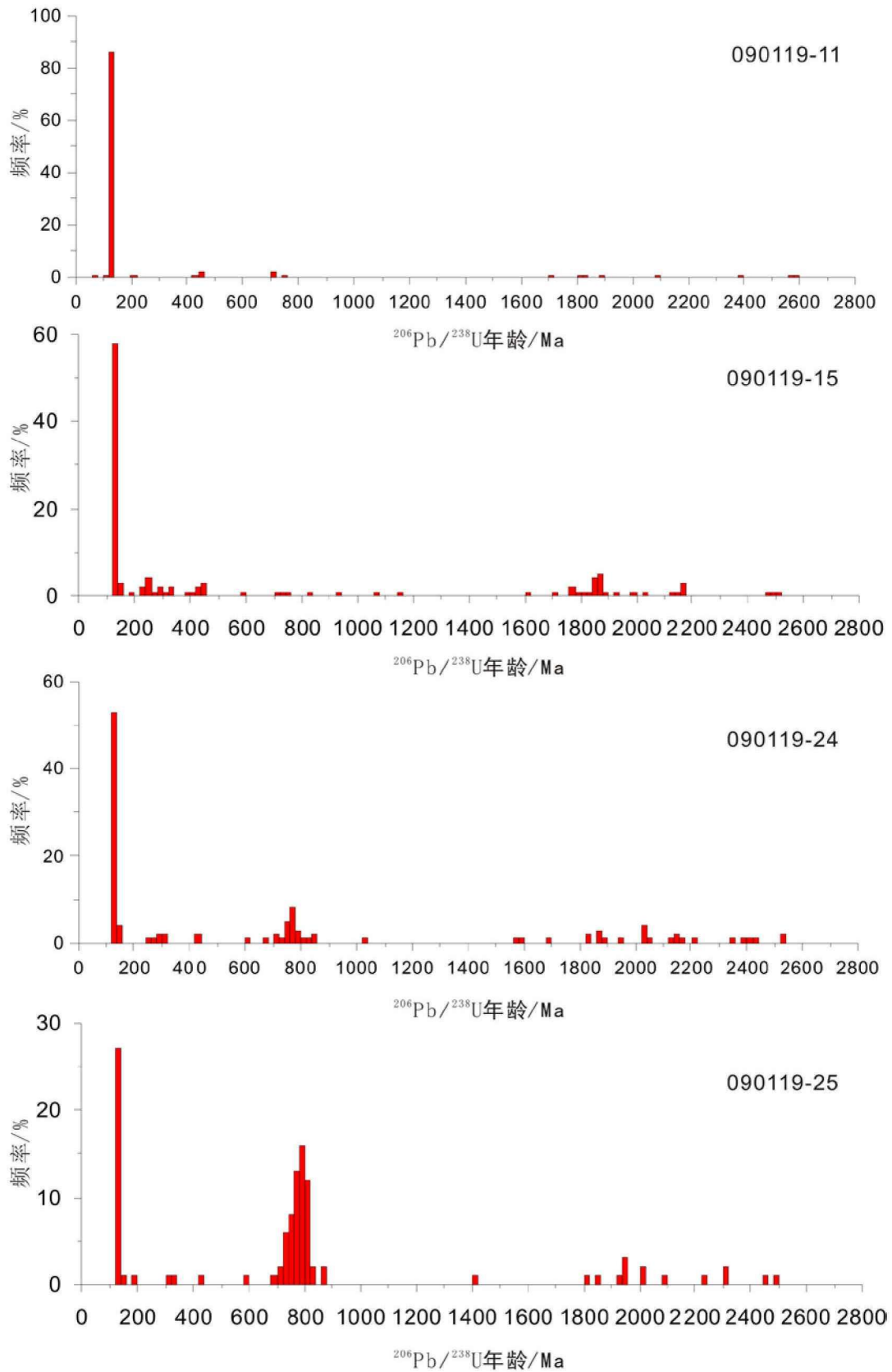


图5-3 八仙墩碎屑锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄频谱图

5.4 碎屑锆石 U-Pb 定年结果讨论

5.4.1 U-Pb 年龄

绝大多数锆石年龄谐和度大于 90%，少数偏离谐和线。大部分锆石分析点的 Th/U 比值大于 0.4。但不能仅根据锆石的 Th/U 比值来区分变质锆石和岩浆锆石，而应该结合锆石的晶形、CL 图像特征，以及区域地质背景等多种信息来综合分析锆石成因（简平等，2001；吴元保等，2004）。

一、1600~2600Ma

本组年龄范围的锆石属于继承锆石，大部分具有核边结构，继承锆石（晶核）多位于锆石的中部，呈浑圆状或港湾状（图5-1）。继承锆石定年结果变化范围大，而且分散，这与继承锆石的复杂来源以及经历的多期地质作用有关。

扬子板块存在形成年龄为3.8 Ga古老陆壳物质（Zhang et al., 2006b），也有大量年龄为2.9~3.5 Ga的年龄结果报道（Liu et al., 2008a; Qiu et al., 2000; Zhang et al., 2006a; b; Zheng et al., 2004; Zheng et al., 2006; 郑永飞等，2007）并且1.8~2.0Ga 期间变质作用和岩浆活动事件在扬子陆块北部同时出现（Zhang et al., 2006a）。这意味着扬子板块古元古一新太古代古老变质基底物质可能向本套碎屑岩沉积提供了物源。

二、700~850 Ma

700~850 Ma 的年龄段的数据较多。大部分碎屑锆石的 CL 图像（图 5-1）具有明显的震荡环带结构，显示岩浆锆石的特点，暗示物源区岩浆事件的存在。

700~850 Ma 的年龄数据是对 Rodinia 超大陆裂解事件的响应，表明晋宁期岩浆活动提供了大量的沉积物源。Rodinia 超大陆的裂解发生在 830~650 Ma（Bogdanova et al., 2009; Li et al., 2003; Li et al., 1999; Li et al., 2008; 陆松年，1998; 徐备，2001）。扬子板块内广泛存在与 Rodinia 超大陆裂解事件有关的基性-超基性侵入岩，华南陆块的一些来自富集地幔的非造山花岗岩和玄武质岩墙群被解释为形成于超级地幔柱，超级地幔柱导致了 Rodinia 超大陆的裂解，而广泛出露于华南的基性岩墙和花岗闪长岩是扬子板块 Rodinia 裂解的证据（Li et al., 1999）。所以，在新元古代时期伴随 Rodinia 超大陆

的裂解，晋宁期大量的岩浆活动可能为本套地层提供了大量物源，由此本套地层的形成时代晚于 700 Ma。

三、430~450 Ma

本年龄段的数据数量不多，其锆石有岩浆锆石，也有变质锆石（图 5-1），代表了晚奥陶世—早志留世早期沉积时的物源，可能反映了物源区岩浆锆石的结晶年龄，说明本套地层的沉积时代可能晚于 450Ma。

四、220 Ma

220 Ma 左右的数据很少，锆石具有变质锆石的特征（图 5-1）。李曙光等（1993）测得秦岭-大别山造山带的 C 型榴辉岩 Sm-Nd 等时年龄（ $243.9 \pm 5.6\text{Ma}$ ），和镁铁-超镁铁岩 Sm-Nd 等时年龄（ $230.6 \pm 30.7\text{Ma}$ ）。大别山超高压变质岩榴辉岩的变质年龄为 $209 \pm 2\text{Ma}$ （Ames et al., 1993），并且紧邻研究区的仰口超高压-高压变质带的变质年龄为 $216.3 \pm 2.4\text{Ma}$ （Hacker et al., 2006）。扬子板块与华北板块是在三叠纪碰撞的（Hacker et al., 2009; Hacker et al., 1998; Hacker et al., 2006）。研究区在大地构造位置叠置于由扬子板块与华北板块碰撞所形成的苏鲁造山带（高压-超高压变质带）。所以本文推测：220 Ma 左右的数据反映了研究区内碎屑岩受扬子板块与华北板块碰撞得影响而轻微变质，是对扬子板块与华北板块碰撞的响应。

五、119~146 Ma

119~146Ma 年龄段的锆石内部结构复杂，具有变质成因锆石的内部结构特征，主要有无分带、弱分带、云雾状分带、扇形分带、面状分带和斑杂状分带等（图 5-1），分析点位位于变质锆石或变质增生边上，很有可能代表依次变质事件。

这套碎屑岩被崂山花岗岩侵入而发生变质（付永涛等，2010），故其形成时代应早于崂山花岗岩形成时代。锆石 U-Pb 定年数据表明，崂山花岗岩形成于 $110.8 \pm 0.9 \sim 146.85 \pm 0.8\text{Ma}$ （赵广涛等，1997; 赵广涛等，1998）。王世进等（2010）利用 SHRIMP U-Pb 锆石定年将崂山超单元花岗岩的形成时代限定在 110~120 Ma 之间（早白垩世）。受花岗岩侵入影响，碎屑岩的 U-Pb 锆石年龄显示了 119 Ma~146 Ma 的年龄。所以，130Ma 以来的年龄数据代表了碎屑岩被崂山花岗岩侵入而变质的时间，并且其形成的时代早于白垩系崂山花岗岩。

另外还有少量 300Ma 左右的数据, 此年龄段的锆石具有变质锆石的特征, 有可能反映了地层沉积形成后, 在 300Ma 左右的一次热事件, 其确切的地质意义有待进一步研究。

六、小结

虽然理论上碎屑锆石的最年轻的年龄应该代表着沉积岩的最早形成时代, 但可以判断: 119~146 Ma 的年龄数据代表了碎屑岩被崂山花岗岩侵入而变质的时间; 220 Ma 左右的数据应该反映了本套地层受扬子板块与华北板块碰撞影响而变质; 数目众多的 700~850 Ma 的年龄数据表明, 晋宁期岩浆活动提供了大量的沉积物源; 而 1600~2600 Ma 的数据意味着扬子板块的古老变质基底为本套地层提供了部分沉积物源; 430~450 Ma 的岩浆锆石数量不多, 但可能反映了物源区岩浆锆石的结晶年龄, 可能是本套地层的最早形成时代。

因此, 可以判断本套地层可能是早古生代时期在扬子板块边缘地区沉积形成的, 物源有来自于扬子板块的古老变质基底, 晋宁期岩浆活动提供的大量的火山物质。根据锆石 U-Pb 定年数据, 我们可将其沉积时代限制于晚于 700Ma, 并很可能新于 450Ma。

5.5 八仙墩海相碎屑岩的形成时代

5.5.1 地层对比

通过 U-Pb 定年数据可以得出, 本套地层的形成时代晚于 700 Ma, 并且很可能新于 450Ma。本文将结合 U-Pb 定年数据, 通过地层对比来进一步约束本套地层的形成时代。

虽然过去将埡口至八仙墩这套变质海相碎屑岩划为扬子板块青山组地层 (K_1q) (山东省地质矿产局, 1991), 但其与附近胶莱盆地的莱阳组 (K_1l)、青山组 (K_1q) 和王氏组 (K_2w) 陆相地层完全不同, 而且白垩世崂山花岗岩 (赵广涛等, 1997) 的侵入说明了其沉积时代应该早于白垩纪。莱阳组是一套河湖相沉积, 主要为页岩、粉砂岩、长石砂岩和含砾粗砂岩 (任凤楼等, 2008); 青山组对应一套岩性复杂的中基性和中酸性火山喷发岩系, 其中夹有厚度不等的碎屑岩; 王氏组为一套红色碎屑岩系, 属于干旱气候条件下的河湖相沉积 (李金良

等， 2007)。也与华北板块地层无法对比，因此其不可能属于华北板块地层。

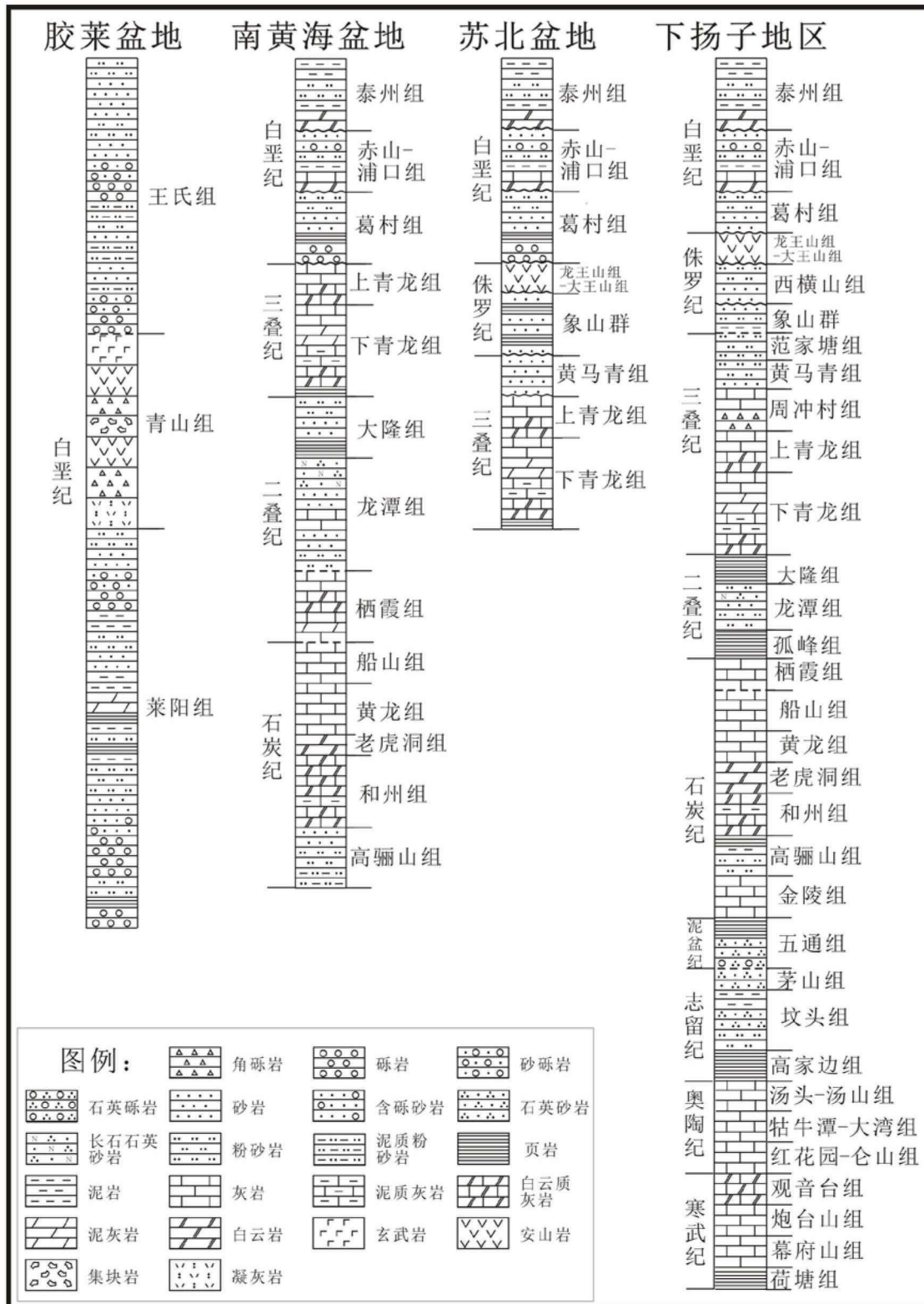


图 5-4 邻区地层对比示意图 (根据蔡峰等, 2007; 龚建明, 2002; 江苏省地质矿产局, 1997; 山东省地质矿产局, 1996 等修改)

山东地区中-古生代发育的地层有：寒武纪-奥陶纪地层主要为一套海相碳酸盐岩，以灰岩为主，其次为白云岩、页岩及少量砂岩；上古生界月门沟群为海陆交互相-陆相的含煤岩系；上古生界石盒子组是由黄绿、灰绿色砂岩、紫红、灰紫色泥岩夹铝土岩、灰黑色页岩及煤线组成的岩石组合；石千峰群以鲜艳红色为特征，由红色泥岩和红色长石砂岩组成的一套内陆干旱盆地河湖相沉积体系；侏罗纪淄博群岩性主要为杂色砂岩、页岩、粘土岩及砂砾岩沉积，夹煤层；白垩系发育陆相碎屑岩地层（山东省地质矿产局，1996）。所以，通过岩性与沉积相的对比，可以排除其为华北板块地层可能性。

与苏鲁造山带目前已经识别的地层无法对比。本套浅变质碎屑岩出露规模大，产状稳定，保留了原始的沉积构造和同沉积变形，并且在露头和岩石薄片上无明显的变形迹象，可以排除构造残片的可能性。大别超高压变质带内部的浅变质岩（董树文等，1996；翟明国等，1999）以及苏鲁造山带内部的浅变质岩（周建波等，2005；周建波等，2001）均呈构造残片产出，与围岩均为构造不整合接触，并不同程度地遭受脆-韧性变形作用的改造。因此，大别-苏鲁造山带内部的浅变质岩与本套变质海相碎屑岩无法对比。根据岩性和变质变形程度，本套碎屑岩与附近仰口超高压变质岩（Ye et al., 2000b）、胶南—五莲一线的五莲群高压变质岩及五莲杂岩（周建波等，2002）也无法对比。

与苏北盆地中生代地层（图 5-4）也无法对比（江苏省地质矿产局，1997）。青龙组地层岩性以灰岩为主；黄马青组以发育紫红色砂岩为特征；龙王山组与大王山组为火山岩组合；象山群以砂岩为主（龚建明，2002）。而苏北盆地白垩系自下而上发育的葛村组（周山富等，2001）、浦口组（阎泗民等，2001）、赤山组（陈清华等，2008）和泰州组（陈安定等，2008）地层均为陆相碎屑沉积。

南黄海盆地经钻井揭示的地层（图 5-4）与本套地层也无法对比。南黄海海域钻井揭示的中-古生界地层有：石炭系、二叠系、三叠系、白垩系（蔡峰等，2007；李廷栋等，2003），石炭系和二叠系为海相-海陆交互相碳酸盐岩、碎屑岩；三叠系以海相碳酸盐岩为主；白垩系则为陆相碎屑岩。所以，南黄海盆地钻遇的地层与本套地层岩性和沉积相等方面无法对比。

但本套地层可能是南黄海盆地深部古生代地层在盆地边缘的露头。蔡峰等

(2007) 通过南黄海海域与下扬子地区海相中—古生界地层的对比研究, 认为南黄海海域发育了与下扬子地区 (图 5-4) 相同的海相中—古生界地层, 可能发育下古生界。穿过崂山隆起的几条主要地震剖面上存在寒武-奥陶-志留系地层的地震反射 (王丰 等, 2010; 张海啟 等, 2009), 并且南黄海盆地千里岩隆起带可能一直延伸到青岛近海, 隆起带上部为寒武和奥陶系的海相地层, 下部地震反射杂乱, 可以厘定有大量白垩纪侵入岩。因此本套地层可能是南黄海盆地深部地层在盆地边缘的露头, 但目前在研究区附近海区没有地震资料和钻井岩石样品来做对比。

付永涛等 (2010) 认为埭口-八仙墩浊积岩系只能与下扬子地区奥陶系上统的浙西北于潜组浊积岩或杭嘉湖长坞组浊积岩对比。于潜组浊积岩为灰绿色、青灰色巨厚的陆源碎屑岩, 以粉砂岩为主, 细砂岩次之, 未见中—粗砂岩和砾岩 (李继亮 等, 1978), 粉砂岩和泥页岩构成的不等厚韵律层, 为半深海—深海相复理石 (晋慧娟 等, 1998)。长坞组浊积岩是一套深灰色、灰绿色—中层泥质粉砂岩与泥岩间互层构成的韵律层, 为典型的深海浊积岩沉积 (罗璋, 1990)。而本套地层为扬子板块边缘的浊积岩系, 发育有砾岩、粗砂岩至泥岩的完整序列, 与于潜组和长坞组应该是同期发育的, 但他们的构造位置和沉积环境不同。

经过对比排除了本套地层为华北板块地层的可能性, 唯一可以对比的就是扬子板块奥陶系上统浊积岩系, 所以本套地层最可能为下古生界地层。

5.5.2 八仙墩海相碎屑岩的形成时代

碎屑岩样品中锆石 LA-ICP-MS 的 U-Pb 年龄数据显示这套碎屑岩的形成时代应晚于 700 Ma, 并很可能新于 450Ma。本套地层被后期白垩系崂山花岗岩侵入, 则其形成时代早于白垩纪。通过地层对比显示, 本套碎屑岩应属于早古生代, 这指示在南黄海盆地深部应该发育有早古生代地层。

第六章 结论

(1) 通过地球化学和露头特征, 以及在露头上识别的鲍马序列可以判断八仙墩碎屑岩是海相成因的浊积岩系。

(2) 通过主量元素 ($\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$) - TiO_2 图解和 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图解、微量元素 La-Th-Sc 图解和 Th-Sc-Zr/10 图解、 ΣREE 丰度, $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 、(La/Yb) N 比值, Eu/Eu^* , La 丰度和 Ce 丰度的情况可以判断八仙墩碎屑岩为活动大陆边缘背景下发育。

(3) 碎屑岩样品中锆石 LA-ICP-MS 的 U-Pb 年龄数据显示这套碎屑岩的形成时代应晚于 700 Ma, 并很可能新于 450Ma。本套地层被后期白垩系崂山花岗岩侵入, 则其形成时代早于白垩纪。地层对比结果显示, 本套地层与周围地区或海域的地层无法对比, 结合 U-Pb 定年数据和野外地质情况, 本套碎屑岩应形成于早古生代。

(4) 八仙墩海相碎屑岩物源有来自于扬子板块的古老变质基底, 以及晋宁期岩浆活动提供的大量物源, 沉积成岩后受扬子板块与华北板块碰撞、崂山花岗岩侵入等地质活动的影响轻微变质。

(5) 八仙墩碎海相碎屑岩应属于下古生界地层, 这套碎屑浊积岩的出露指示了南黄海盆地深部应该有类似的下古生界地层, 其岩性为一套浊积成因的块状砂岩、页岩等, 可能是良好的浊积砂岩油气储层。对南黄海的油气勘探有重要的指导意义。

目前还无法确定八仙墩海相碎屑岩的确切的沉积时代, 其确切沉积时代有待于采用底部花岗岩砾石的 U-Pb 定年以及炭质页岩的微体古生物学来确定, 并且其沉积物源的研究应该采用更可靠重矿物分析来判别其物源区大地构造性质。

参考文献

AMES L, TILTON G R, ZHOU G 1993. Timing of collision of the Sino-Korean and Yangtse cratons: U-Pb zircon dating of coesite-bearing eclogites. *Geology [J]*, 21: 339.

ANDERSEN T 2005. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology [J]*, 216: 249-270.

BHATIA M R 1983. Plate Tectonics and Geochemical Composition of Sandstones. *The Journal of Geology [J]*, 91.

BHATIA M R 1985. Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: Provenance and tectonic control. *Sedimentary Geology [J]*, 45: 97-113.

BHATIA M R, CROOK K A W 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology [J]*, 92: 181-193.

BHATIA M R, TAYLOR S R 1981. Trace-element geochemistry and sedimentary provinces: A study from the Tasman Geosyncline, Australia. *Chemical Geology [J]*, 33: 115-125.

BOGDANOVA S, PISAREVSKY S, LI Z 2009. Assembly and Breakup of Rodinia (Some results of IGCP project 440). *Stratigraphy and Geological Correlation [J]*, 17: 259-274.

COMPSTON W, WILLIAMS I, KIRSCHVINK J, ZICHAO Z, GUOGAN M 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *Journal of the Geological Society [J]*, 149: 171-184.

DODSON M, COMPSTON W, WILLIAMS I, WILSON J 1988. A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments. *Journal of the Geological*

Society [J], 145: 977-983.

ELDERFIELD H, GREAVES M J 1982. The rare earth elements in seawater. Nature [J], 296: 214-219.

HACKER B, WALLIS S, MCWILLIAMS M, GANS P 2009. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Constraints on the tectonic history and architecture of the ultrahigh - pressure Sulu orogen. Journal of Metamorphic Geology [J], 27: 827-844.

HACKER B R, RATSCHBACHER L, WEBB L, IRELAND T, WALKER D, SHUWEN D 1998. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie Orogen, China. Earth and Planetary Science Letters [J], 161: 215-230.

HACKER B R, WALLIS S R, RATSCHBACHER L, GROVE M, GEHRELS G 2006. High-temperature geochronology constraints on the tectonic history and architecture of the ultrahigh-pressure Dabie-Sulu Orogen. Tectonics [J], 25: TC5006.

HU Z C, GAO S, LIU Y S, HU S H, CHEN H H, YUAN H L 2008. Signal enhancement in laser ablation ICP-MS by addition of nitrogen in the central channel gas. Journal of Analytical Atomic Spectrometry [J], 23: 1093–1101.

LI X, LI Z, GE W, ZHOU H, LI W, LIU Y, WINGATE M 2003. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma? Precambrian Research [J], 122: 45-83.

LI Z, LI X, KINNY P, WANG J 1999. The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China? Earth and Planetary Science Letters [J], 173: 171-181.

LI Z X, BOGDANOVA S V, COLLINS A S, DAVIDSON A, DE WAELE B, ERNST R E, FITZSIMONS I C W, FUCHS R A, GLADKOCHUB D P, JACOBS J, KARLSTROM K E, LU S, NATAPOV L M, PEASE V, PISAREVSKY S A, THRANE K, VERNIKOVSKY V 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. Precambrian Research [J], 160: 179-210.

LIU X, GAO S, DIWU C, LING W 2008a. Precambrian crustal growth of Yangtze Craton as revealed by detrital zircon studies. *American Journal of Science* [J], 308: 421-468.

LIU Y, GAO S, HU Z, GAO C, ZONG K, WANG D 2010a. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths. *Journal of Petrology* [J], 51: 537-571.

LIU Y, HU Z, ZONG K, GAO C, GAO S, XU J, CHEN H 2010b. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. *Chinese Science Bulletin* [J], in press.

LIU Y S, HU Z C, GAO S, G N THER D, XU J, GAO C G, CHEN H H 2008b. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology* [J], 257: 34-43.

LUDWIG K R.(2003) ISOPLOT 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel [M]. Berkeley Geochronology Center, California; Berkeley.

MURRAY R W, BUCHHOLTZ TEN BRINK M R, GERLACH D C, RUSS III G P, JONES D L 1991. Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: Assessing REE sources to fine-grained marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* [J], 55: 1875-1895.

MURRAY R W, BUCHHOLTZ TEN BRINK M R, JONES D L, GERLACH D C, RUSS G P, III 1990. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology* [J], 18: 268-271.

QIU Y M, GAO S, MCNAUGHTON N J, GROVES D I, LING W 2000. First evidence of >3.2 Ga continental crust in the Yangtze craton of south China and its implications for Archean crustal evolution and Phanerozoic tectonics. *Geology* [J], 28: 11-14.

ROSER B, KORSCH R 1985. Plate tectonics and geochemical composition

of sandstones: A discussion. *The Journal of Geology* [J], 93: 81-84.

ROSER B, KORSCH R 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio. *The Journal of Geology* [J], 94: 635-650.

ROSER B P, KORSCH R J 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology* [J], 67: 119-139.

SHOLKOVITZ E R 1988. Rare earth elements in the sediments of the North Atlantic Ocean, Amazon delta, and East China Sea reinterpretation of terrigenous input patterns to the oceans. *American Journal of Science* [J], 288: 236-281.

SHOLKOVITZ E R 1990. Rare-earth elements in marine sediments and geochemical standards. *Chemical Geology* [J], 88: 333-347.

VERMEESCH P 2004. How many grains are needed for a provenance study? *Earth and Planetary Science Letters* [J], 224: 441-451.

WIEDENBECK M, ALLE P, CORFU F, GRIFFIN W L, MEIER M, OBERLI F, QUADT A V, RODDICK J C, SPIEGEL W 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards and Geoanalytical Research* [J], 19: 1-23.

WILDEMAN T, HASKIN L 1973. Rare earths in Precambrian sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* [J], 37: 419-438.

YE K, CONG B, YE D 2000a. The possible subduction of continental material to depths greater than 200 km. *Nature* [J], 407: 734-736.

YE K, YAO Y, KATAYAMA I, CONG B, WANG Q, MARUYAMA S 2000b. 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* [J], 52: 157-164.

YIN A, NIE S 1993. An indentation model for the North and South China

collision and the development of the Tan-Lu and Honam Fault Systems, eastern Asia. *Tectonics* [J], 12: 801-813.

ZHANG S-B, ZHENG Y-F, WU Y-B, ZHAO Z-F, GAO S, WU F-Y 2006a. Zircon U-Pb age and Hf-O isotope evidence for Paleoproterozoic metamorphic event in South China. *Precambrian Research* [J], 151: 265-288.

ZHANG S-B, ZHENG Y-F, WU Y-B, ZHAO Z-F, GAO S, WU F-Y 2006b. Zircon U-Pb age and Hf isotope evidence for 3.8 Ga crustal remnant and episodic reworking of Archean crust in South China. *Earth and Planetary Science Letters* [J], 252: 56-71.

ZHENG J, GRIFFIN W L, O'REILLY S Y, LU F, WANG C, ZHANG M, WANG F, LI H 2004. 3.6 Ga lower crust in central China: New evidence on the assembly of the North China craton. *Geology* [J], 32: 229-232.

ZHENG J, GRIFFIN W L, O'REILLY S Y, ZHANG M, PEARSON N, PAN Y 2006. Widespread Archean basement beneath the Yangtze craton. *Geology* [J], 34: 417-420.

蔡峰, 熊斌辉 2007. 南黄海海域与下扬子地区海相中一古生界地层对比及烃源岩评价. *海洋地质动态* [J], No.295: 1-6.

蔡观强, 郭锋, 刘显太, 隋淑玲 2006. 碎屑沉积物地球化学: 物源属性、构造环境和影响因素. *地球与环境* [J], 34: 75-83.

陈安定, 宋宁, 王文军 2008. 苏北盆地上白垩统泰州组烃源层评价. *中国海上油气* [J], 1.

陈清华, 庞飞, 渠冬芳 2008. 苏北盆地白垩系赤山组沉积与储层特征及研究意义. *海洋地质与第四纪地质* [J], v.28;No.116: 95-100.

戴俊生, 陆克政, 宋全友, 陈书平 1995. 胶莱盆地的运动学特征. *石油大学学报(自然科学版)* [J]: 1-6.

董树文, 王小凤, 黄德志 1996. 大别山超高压变质带内浅变质岩片的发现及意义. *科学通报* [J], 41: 815-820.

方国庆, 刘德良 2000. 复理石杂砂岩的化学组成与板块构造. *沉积*

与特提斯地质 [J], 20: 105-112.

付永涛, 虞子冶 2010. 青岛垭口-八仙墩变质海相碎屑岩的属性和构造意义. 地质科学 [J], 45: 207-227.

龚建明 2002. 南黄海盆地及邻区中生代地层对比. 海洋地质与第四纪地质 [J], 22.

郭良, 相石宝, 徐兴永 2007. 山东崂山花岗岩地质地貌特征. 地质论评 [J]: 138-142+242.

简平, 程裕淇, 刘敦一 2001. 变质锆石成因的岩相学研究——高级变质岩 U-Pb 年龄解释的基本依据. 地学前缘 (中国地质大学, 北京) [J], 8.

江苏省地质矿产局.(1997) 全国地层多重划分对比研究: 江苏省岩石地层 [M]. 中国地质大学出版社.

金振民, 赵文霞 1998. 大别山超高压岩石形成深度局限于 100~150km 吗?——针状含钛铬磁铁矿的发现及动力学意义的思考. 科学通报 [J], 43: 767-771.

晋慧娟, 李育慈 1998. 浙西上奥陶统于潜组 *Spirodesmos* 遗迹化石组合的环境意义. 地质科学 [J], 33: 282-289.

李刚, 陈建文, 肖国林, 龚建明, 闫桂京 2003. 南黄海海域的海相中—古生界油气远景. 海洋地质动态 [J], 19: 12-16.

李继亮, 陈昌明, 高文学, 陈瑞君, 黄家宽, 田兴有, 刘杰汉 1978. 我国几个地区浊积岩系的特征. 地质科学 [J], 1: 26-44.

李金良, 张岳桥, 柳宗泉, 任凤楼, 袁嘉音 2007. 胶莱盆地沉积-沉降史分析与构造演化. 中国地质 [J], No.319: 240-250.

李曙光, 张志敏 1993. 青岛榴辉岩及胶南群片麻岩的锆石 U—Pb 年龄:——胶南群中晋宁期岩浆… . 科学通报 [J], 38: 1773-1777.

李曙光, 郑双根 1989. 中国华北, 华南陆块碰撞时代的钐—钕同位素年龄证据. 中国科学: B 辑 [J]: 312-319.

李双应, 李任伟, 岳书仓, 王道轩, 刘因, 孟庆任, 金福全 2004. 安

徽肥西中生代碎屑岩地球化学特征及其对物源制约. 岩石学报 [J], 20: 667-676.

李双应, 孟庆任, 李任伟, 王道轩, 储书武 2008. 山东胶莱盆地下白垩统莱阳组物质组分特征及其对源区的制约. 岩石学报 [J], v.24: 2395-2406.

李廷栋, 莫杰, 许红 2003. 黄海地质构造与油气资源. 中国海上油气. 地质 [J].

李志明, 刘家军, 胡瑞忠, 刘玉平, 李朝阳, 何明勤 2003. 兰坪中新生代盆地沉积岩源区构造背景和物源属性研究——砂岩地球化学证据. 沉积学报 [J], 21: 547-552.

陆松年 1998. 新元古时期 Rodinia 超大陆研究进展述评. 地质评论 [J], 44: 489-495.

罗璋 1990. 浙江桐庐于潜上骆家上奥陶统浊积岩. 浙江地质 [J], 6: 20-29.

任凤楼, 柳忠泉, 邱连贵, 韩立国, 张岳桥, 曹忠祥 2008. 胶莱盆地莱阳期原型盆地恢复. 沉积学报 [J]: 221-233.

山东省地质矿产局.(1991) 山东省区域地质志 [M]. 地质出版社.

山东省地质矿产局.(1996) 山东省岩石地层 [M]. 中国地质大学出版社.

邵磊, 李文厚 1998. 从砂岩地球化学探讨盆地构造背景. 科学通报 [J], 43: 985-988.

王丰, 李慧君, 张银国 2010. 南黄海崂山隆起地层属性及油气地质. 海洋地质与第四纪地质 [J], v.30;No.124: 95-102.

王世进, 万渝生, 王伟, 宋志勇, 王金光, 董春艳, 颀颀强, 刘清德 2010. 山东崂山花岗岩形成时代——锆石 SHRIMP U-Pb 定年. 山东国土资源 [J]: 1-5+10.

吴拓宇, 赵淑娟, 付永涛 2010. 青岛八仙墩海相碎屑岩的岩石地球化学特征及其油气研究意义. 地质科学 [J]: 1156-1169.

- 吴元保, 郑永飞 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报 [J], 49: 1589-1604.
- 徐备 2001. Rodinia 超大陆构造演化研究的新进展和主要目标. 地质科技情报 [J], 20.
- 许志琴, 张泽明, 刘福来, 杨经绥, 李海兵, 杨天南, 邱海峻, 李天福, 孟繁聪, 陈世忠, 唐哲民, 陈方远 2003. 苏鲁高压—超高压变质带的折返构造及折返机制. 地质学报 [J]: 433-450+593-594.
- 阎泗民, 王启飞 2001. 苏北地区井下浦口组地层研究. 地层学杂志 [J], 25: 144-149.
- 杨江海, 杜远生, 徐亚军, 朱杰 2007. 砂岩的主量元素特征与盆地物源分析. 中国地质 [J], 34: 1032-1044.
- 姚永坚, 夏斌, 冯志强, 王嘹亮, 徐行 2005. 南黄海古生代以来构造演化. 石油实验地质 [J], 27: 124-128.
- 叶凯, 平岛崇男 1996. 青岛仰口榴辉岩中粒间柯石英的发现及其意义. 科学通报 [J], 41: 1407-1408.
- 翟明国, 从柏林 1996. 苏鲁-大别山变质带岩石大地构造学. 中国科学(D 辑:地球科学) [J]: 258-264.
- 翟明国, 江来利, 王清晨, 从柏林 1999. 关于在大别山超高压带内发现浅变质岩片的讨论. 科学通报 [J], 44: 1560-1568.
- 张海啟, 陈建文, 李刚, 吴志强, 张银国 2009. 地震调查在南黄海崂山隆起的发现及其石油地质意义. 海洋地质与第四纪地质 [J]: 107-113.
- 张岳桥, 李金良, 张田, 董树文, 袁嘉音 2008. 胶莱盆地及其邻区白垩纪—古新世沉积构造演化历史及其区域动力学意义. 地质学报 [J]: 1229-1257.
- 张增奇, 刘明渭, 山东省, 地质矿产局.(1996) 山东省岩石地层 [M]. 中国地质大学出版社.
- 赵广涛, 曹钦臣, 王德滋, 李惠民 1997. 崂山花岗岩锆石 U-Pb 年龄测定及其意义. 青岛海洋大学学报 [J].

赵广涛, 王德滋, 曹钦臣, 于联生 1998. I-A 型复合花岗岩体的热演化及其意义——以崂山花岗岩体为例. 中国科学(D 辑:地球科学) [J]: 296-302.

郑永飞 2008. 超高压变质与大陆碰撞研究进展: 以大别-苏鲁造山带为例. 科学通报 [J], 53: 2129-2152.

郑永飞, 张少兵 2007. 华南前寒武纪大陆地壳的形成和演化. 科学通报 [J], 52: 1-10.

周建波, 刘建辉, 郑常青 2005. 苏鲁造山带浅变质岩的成因及其大地构造意义. 地质学报 [J]: 475-486.

周建波, 郑永飞, 李龙, 谢智 2001. 大别-苏鲁超高压变质带内部的浅变质岩. 岩石学报 [J], 17: 39-48.

周建波, 郑永飞, 吴元保 2002. 苏鲁造山带西北缘五莲花岗岩中锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 科学通报 [J], 47: 1745-1750.

周山富, 王伟铭 2001. 江苏句容白垩纪葛村组花粉一新属及其地史分布. 古生物学报 [J]: 457-462.

个人简历

1987年10月生于山东省潍坊市临朐县。

2005年考入中国海洋大学海洋地球科学学院地质学专业，2009年6月本科毕业获得学士学位。

2009年9月考入中国科学院海洋研究所海洋地质专业，学习至今。