

矿物岩石地球化学通报

Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry

ISSN 1007-2802, CN 52-1102/P

《矿物岩石地球化学通报》网络首发论文

题目: 山东灵山岛青山群硅质岩的地球化学特征及地质意义
作者: 董诗绘, 周瑶琪, 梁钊, 周腾飞, 安阳, 辜洋建
DOI: 10.19658/j.issn.1007-2802.2019.38.051
收稿日期: 2018-10-19
网络首发日期: 2019-04-09
引用格式: 董诗绘, 周瑶琪, 梁钊, 周腾飞, 安阳, 辜洋建. 山东灵山岛青山群硅质岩的地球化学特征及地质意义[J/OL]. 矿物岩石地球化学通报. <https://doi.org/10.19658/j.issn.1007-2802.2019.38.051>



网络首发: 在编辑部工作流程中, 稿件从录用到出版要经历录用定稿、排版定稿、整期汇编定稿等阶段。录用定稿指内容已经确定, 且通过同行评议、主编终审同意刊用的稿件。排版定稿指录用定稿按照期刊特定版式(包括网络呈现版式)排版后的稿件, 可暂不确定出版年、卷、期和页码。整期汇编定稿指出版年、卷、期、页码均已确定的印刷或数字出版的整期汇编稿件。录用定稿网络首发稿件内容必须符合《出版管理条例》和《期刊出版管理规定》的有关规定; 学术研究成果具有创新性、科学性和先进性, 符合编辑部对刊文的录用要求, 不存在学术不端行为及其他侵权行为; 稿件内容应基本符合国家有关书刊编辑、出版的技术标准, 正确使用和统一规范语言文字、符号、数字、外文字母、法定计量单位及地图标注等。为确保录用定稿网络首发的严肃性, 录用定稿一经发布, 不得修改论文题目、作者、机构名称和学术内容, 只可基于编辑规范进行少量文字的修改。

出版确认: 纸质期刊编辑部通过与《中国学术期刊(光盘版)》电子杂志社有限公司签约, 在《中国学术期刊(网络版)》出版传播平台上创办与纸质期刊内容一致的网络版, 以单篇或整期出版形式, 在印刷出版之前刊发论文的录用定稿、排版定稿、整期汇编定稿。因为《中国学术期刊(网络版)》是国家新闻出版广电总局批准的网络连续型出版物(ISSN 2096-4188, CN 11-6037/Z), 所以签约期刊的网络版上网络首发论文视为正式出版。

山东灵山岛青山群硅质岩的地球化学特征及地质意义

董诗绘¹,周瑶琪^{1*},梁钊^{1,2},周腾飞¹,安阳³,辜洋建¹

1. 中国石油大学(华东)地球科学与技术学院,山东 青岛 266580;2. 河北地质大学,石家庄 050031;

3. 大庆油田勘探开发研究院,黑龙江 大庆 163712

摘要:山东东部灵山岛地区发育一套火山碎屑岩、硅质岩、火山碎屑岩夹火山弹的特殊沉积层,为查明这套地层中硅质岩的形成原因及其大地构造背景,对硅质岩进行岩相学和地球化学分析。结果表明,研究区 SiO₂ 平均含量为 70.08%,Fe/Ti、(Fe+Mn)/Ti、 δEu 、Ba/Sr、Ni/Co 及地球化学示踪投影指示其为热水成因;Al/(Al+Fe+Mn)、Al₂O₃/(Al₂O₃+Fe₂O₃)、MnO/TiO₂、V/Cr、Ni/Co、Th/Sc、U/Th、 δCe 、(La/Ce)_N表明其形成于大陆边缘环境;K₂O/Na₂O、Al₂O₃/TiO₂、SiO₂/Al₂O₃、SiO₂/MgO、Ni/Co 值暗示其形成与火山作用有关。研究区硅质岩应为热水成因,且形成过程中受到陆源物质和火山作用的双重影响,形成于大陆边缘裂谷沉积环境。

关键词:灵山岛;大陆边缘裂谷;硅质岩;青山群;热水沉积

中图分类号:P588.24⁺4;P597⁺.2 doi:10.19658/j.issn.1007-2802.2019.38.051

Geochemical Characteristics and its Geological Significance of the Qingshan Group Siliceous Rocks in Lingshan Island Shandong

DONG Shi-hui¹, ZHOU Yao-qi^{1*}, LIANG Zhao^{1,2}, ZHOU Teng-fei¹, AN Yang³, GU Yang-jian¹

1. Institute of Geoscience, China University of Petroleum (East China), Qingdao Shandong 266580, China; 2. Hebei GEO University, Shijiazhuang 050031, China; 3. Daqing Oilfield Exploration and Development Research Institute, Daqing Heilongjiang 163712, China

Abstract: A set of sedimentary rocks consisting of volcanoclastic rock, siliceous rocks, and volcanoclastic rock with volcanic bomb are developed in the offshore of the Lingshan island, Shandong Province. In order to understand the genesis and tectonic settings of these sedimentary rocks, petrography, major and trace element analysis of siliceous rocks are conducted. The rocks have low SiO₂ from 67.30% to 73.31% with an average of 70.08%. Their Fe/Ti, (Fe+Mn)/Ti, Ba/Sr, Ni/Co ratios, δEu values indicate a hydrothermal origin. Al/(Al+Fe+Mn), Al₂O₃/(Al₂O₃+Fe₂O₃), MnO/TiO₂, V/Cr, Ni/Co, Th/Sc, U/Th, (La/Ce)_N ratios and δCe values suggest that siliceous rocks are formed in continental margin environment. K₂O/Na₂O, Al₂O₃/TiO₂, SiO₂/Al₂O₃, SiO₂/MgO and Ni/Co ratios reflect that the rocks are particularly related to volcanism. In conclusion, the siliceous rocks were hydrothermal origin and affected by terrigenous matter and volcanism in the continental margin rift.

Key words: Lingshan island; continental margin rift; siliceous rocks; Qingshan Group, Hydrothermal sedimentary

硅质岩由于具有较致密的结构,很少受到后期成岩作用和风化作用的改造,因此其地球化学指标能较好地记录沉积时期热液、火山碎屑和陆源物质的影响程度,可为古环境、古地理及古构造研究提供重要信息(Murray *et al.*, 1990, 1991a, 1991b;

Murray, 1994; Zhou *et al.*, 1994; 张燕等, 2013; 贾启元等, 2016; 邱振等, 2018)。近年来,山东灵山岛已逐渐成为地学研究的热门地区,尤其是对其最下部发育的薄层细砂、粉砂与泥岩互层地层研究的最为详细,但争议也较大。有学者认为其为远源浊积岩

收稿编号:2018-197,2018-10-19 收到,2018-11-13 改回

基金项目:国家自然科学基金项目(41272123);山东省重大创新工程项目(2017CXGC1608)

第一作者简介:董诗绘(1991-),男,硕士研究生,研究方向:地球化学。E-mail: dhrdsh12315@163.com.

* 通信作者简介:周瑶琪(1963-),男,教授,博导,研究方向:地球化学及构造地质学。E-mail: zhouyq@upc.edu.cn.



(吕洪波等, 2011, 2012, 2013), 也有学者通过对该套浊积岩内发育的大量滑塌构造、叠瓦构造、沟模等的研究, 认为这套地层为陆内浅水三角洲沉积, 而非远源浊积岩(钟建华, 2012)。

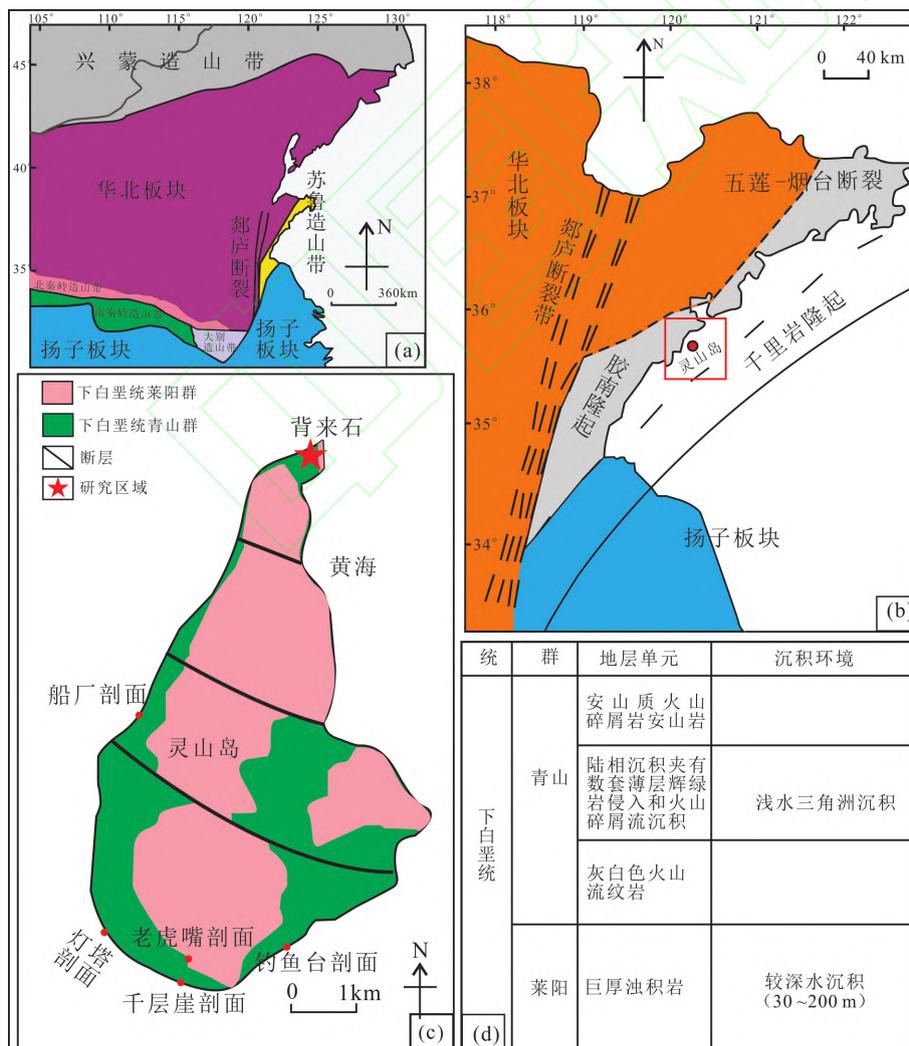
但对于灵山岛背来石剖面处发育的这套火山碎屑岩、硅质岩、火山碎屑岩夹火山弹特殊沉积层, 则鲜有人研究。笔者对该区进行了野外地质踏勘、剖面实测, 采集了岩石样品, 进行了矿物相和地球化学分析, 以期查明该区硅质岩的成因及形成环境, 揭示硅质岩的成因及其沉积古环境, 并辅以这套特殊岩层的沉积模式研究, 进而反映该地区当时的大地构造环境。

1 地质概况与样品位置

1.1 区域地质概况

灵山岛位于山东省青岛市黄岛区东南的黄海

中, 距最近的陆地大珠山 9.8 km, 距青岛市 40.7 km, 其海拔 513.5 m, 总面积约 7.66 km²。灵山岛是一座构造掀斜成因的小岛(栾光忠等, 2010), 位于苏鲁造山带中(图 1)。苏鲁造山带是由华北克拉通和扬子克拉通在三叠纪的碰撞而形成(李三忠等, 2009)。北东-南西向断裂为区域内的主要断裂构造, 控制着一级构造单元的分布; 北西-南东向断裂为次要断裂, 控制着次级构造单元的划分和地层的倾斜。梁钊和周瑶琪(2017)在灵山岛出露的剖面中识别出 4 套沉积单元, 由下至上分别为: ①由灰绿色、黑色灰黑色粉砂岩以及灰黑色泥岩页岩互层组成的浊积岩沉积序列; ②呈区域性展布的白色流纹岩, 其厚度变化大, 最厚处可达 15~20 m, 可作为对比层; ③为青山群的一套陆相沉积, 泥页岩比例逐渐减少, 砂砾岩比例逐渐增加, 其间夹有数套玄武



(a) 苏鲁造山带构造位置(修改自据 Li *et al.*, 2013); (b) 山东地区构造略图(修改自王安东, 2013); (c) 灵山岛地质概况(栾光忠等, 2010); (d) 灵山岛地层格架和沉积环境(梁钊和周瑶琪, 2017)

图 1 灵山岛地理位置与地层概况

Fig.1 Geographic position and stratigraphy of the Lingshan Island



岩层和火山碎屑流沉积;④为青山群,由安山质火山碎屑岩和安山岩组成。

吕洪波等(2011)推测在晚侏罗-早白垩世,扬子板块和华北板块并没有完全碰撞拼合,在该地区存在一个残余洋盆。该时期沉积了厚层的深水相浊积岩序列,主要由灰绿色、灰黑色细砂岩、粉砂岩与黑色、灰黑色泥岩或页岩互层组成,张海春等(2013)将其命名为一个全新的地层单位“灵山岛组 K_1lsd ”,其在时间上可对比于胶莱盆地的莱阳期河湖相沉积。而周瑶琪等(2015)通过对山东东部的考察,获取了海阳、莱阳、青岛、日照等地的沉积特征及重磁电资料,认为山东东部发育近海裂陷盆地而非残余洋盆,整体处于拉张而非挤压背景, Yang 和 Van Loon(2016)在岛上发现了特殊的布丁构造,认为其为伸展作用下的产物,间接的证明了周瑶琪等(2015)的观点。由于构造掀斜,研究区被挤出发生抬升,并导致地层整体发生北东东向倾斜(Yang and Van Loon, 2016)。持续不断的区域抬升导致盆地水体变浅,沉积环境逐渐演变为浅水的陆相三角洲(邵珠福等, 2014),并发育砂砾岩和砂岩的互层。之后,由于受到伊泽奈奇板块(Izangi)和古太平洋板块俯冲方向的改变,从莱阳末期至青山初期发生构造反转(张振凯等, 2016),研究区发生北西-南东方向的伸展-裂解作用,并伴随强烈的岩浆活动,形成了一系列的超浅成相-喷出相辉绿玢岩岩墙和流纹岩(敖文昊等, 2018)。研究区内的火山碎屑岩、硅质岩和火山碎屑岩(内夹火山弹)互层的多旋回沉积正是本文研究的目层位。

1.2 背来石剖面特征及取样位置

本次研究的考察点位于灵山岛背来石处,其坐标为:35°47'14.99"N, 120°10'33.44"E,整个研究区位于灵山岛的最北端,背来石区域主要发育莱阳末期的冲积扇沉积和上覆的火山碎屑岩硅质岩夹层沉积及火山碎屑岩夹火山弹沉积层,两者呈角度不整合接触(图 2a)。冲积扇沉积主要为多套的含砾砂岩-砂岩的沉积旋回,发育各类交错层理。上覆的特殊沉积层以火山碎屑岩(内夹火山弹)为主,约占总厚度的 70%,主要为中-酸性火山碎屑岩,内部的火山弹呈层分布,颜色主要为灰白色,也可见棕红色和褐色,多数为不规则的椭球形、纺锤形,直径从数厘米到数十厘米变化,内部气孔发育(图 2e)。其间夹有 7 层厚度为 5~10 cm 的硅质岩夹层(图 2c、2d),硅质岩呈黑色,表面有红色或黄色风化层,

致密、块状构造,呈层状分布,与下伏火山碎屑岩及上覆火山弹层接触(图 2c)。笔者在不同层位共取得样品 7 件。在火山碎屑岩层中还夹有 16 套火山灰夹层(图 2f),其厚度为 5~8 cm,灰白色、较为致密。而在其最顶部为一套厚达 15 m 的安山质火山角砾岩,与下伏火山碎屑岩层呈不整合接触。(图 2b)。

1.3 硅质岩矿物相特征

研究区硅质岩主要由粒径小于 10 μm 的隐晶-非晶质石英组成,呈紧密堆积结构。与热水沉积过程中石英快速结晶的特点相吻合,没有观察到硅质生物化石。镜下可见石英具有层状构造和碎屑结构,颗粒感明显,其中可见绢云母和黏土矿物,表明有陆源物质的输入。此外,还可见火山灰和火山碎屑物质,并且火山灰有硅化现象,表明火山灰落入水体后受硅质热液改造,指示其形成与火山作用相关(图 3)。

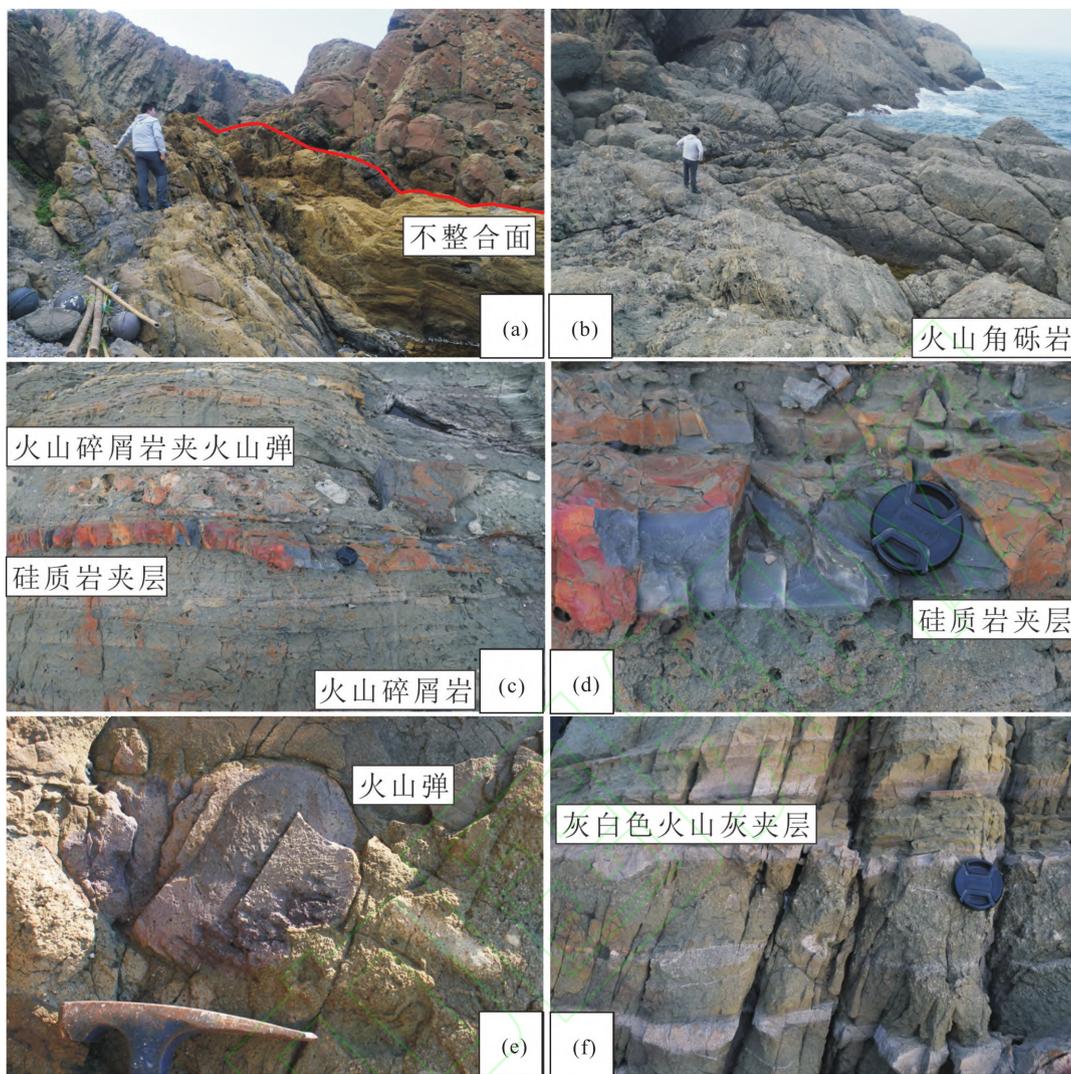
2 样品处理及分析

样品的加工与测试在山东省物化探勘察院岩矿测试中心完成。先将样品敲成小块并烘干,再依次用高铝颚式破碎机(中碎)及碳化钨振动磨(细碎)进行中碎和细碎,最后磨成 200 目的粉末。将粉末在烤箱中以 105 $^{\circ}\text{C}$ 烘烤 3 h,再继续放入干燥皿中继续烘干 8 h。依据国家标准 GB/T 14 506.28-2010 进行主量元素测试,选取无水四硼酸锂/偏硼酸锂熔融-X 射线荧光光谱法进行测定(XRF),分析仪器为 Axios,分析误差小于 5%。稀土元素及微量元素利用氢氟酸和硝酸溶样,在蒸干氢氟酸后用硝酸溶解,最后再用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)(型号 NexION 2000 ICP-MS)直接测定,分析误差小于 5%。

3 地球化学特征

3.1 常量元素

背来石硅质岩的主量元素分析结果见表 1。表 1 显示,研究区硅质岩的 SiO_2 含量较低,为 67.30%~73.31%,均值为 70.08%,符合正常硅质岩中 SiO_2 (>70%)的含量,但相较于纯硅质岩来说硅质仍然较低,表明本区硅质岩受到了其他因素的干扰; Al_2O_3 含量较高,为 10.20%~11.48%,均值为 10.69%; TiO_2 含量较高,为 0.26%~0.34%,均值为 0.34%,暗示硅质岩可能受到陆源物质输入的影响。



(a)(b) 背来石剖面整体特征;(c) 硅质岩夹层与上下接触关系;(d) 硅质岩特征;(e) 火山弹近距离特征;(f) 火山灰夹层

图2 背来石剖面地质特征

Fig.2 Geological characteristic of the Beilaishi section

响(何俊国, 2009); Fe_2O_3 含量为 1.97%~4.31%, 均值为 3.13%; MnO 含量很低, 为 0.04%~0.08%, 均值为 0.06%, 可能是在硅质岩成岩过程中只有 Al、Ti、Fe 能够保持稳定, 而 Mn 则易受到影响 (Murray, 1994)。硅质岩整体上富黏土质。

硅质岩主要是热水成因。正常硅质岩的 SiO_2 含量可达 90%~99%, 而背来石硅质岩的 SiO_2 含量较低(67.30%~73.31%), 为不纯硅质岩, 其他主量元素较多。Si/Al 值为 5.51~6.30, 均值为 5.82, 低于纯硅质岩的比值 (80~1400) (Murray *et al.*, 1992); $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ 比值为 0.56~0.72, 均值为 0.62, 较传统热水成因硅质岩的 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ (<0.4) 值偏高 (Boström and Peterson, 1969)。Fe/Ti 值为 16.03~28.11, 均值为 20.89, 符合大洋热水沉积物的 Fe/Ti (>20) (Rona, 1988); $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Ti}$ 值

为 10.95~28.36, 均值为 21.16, 也与热水沉积硅质岩的 $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Ti}$ 值 (20 ± 5) 相吻合 (Rona, 1988)。地球化学示踪图解投点也都投在了热水区(图 4a) (Murray, 1994)。韩发和哈钦森 (1989) 的研究表明, 生物成因和火山成因的硅质岩二者在 TiO_2 - Al_2O_3 和 $(\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O})$ - Al_2O_3 图解上, 其投点可以明显的分为两个区域(图 4b、4c), 而本研究区的硅质岩投点均落在火山岩浆区域及其附近, 指示其应为热水成因。

研究区硅质岩的 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ 的值为 0.57~0.72, 均值为 0.62, 符合大陆边缘沉积环境特征 (Baltuck, 1982); 其 MnO/TiO_2 值为 0.12~0.25, 符合 Adachi 等 (1986) 提出的大陆边缘沉积环境硅质岩 $\text{MnO}/\text{TiO}_2 < 0.5$ 的标准; $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe})$ 值为 0.57~0.72, 均值为 0.63, 与 Sugisaki 和 Kinoshita (1982) 提



表 1 背来石剖面硅质岩主量元素分析结果

Table 1 Major element contents of siliceous rocks and characteristic indexes of the Beilaishi section (%)

样品编号	17BLS-1	17BLS-2	17BLS-3	17BLS-4	17BLS-5	17BLS-6	17BLS-7
SiO ₂	68.60	73.31	67.30	72.68	71.01	68.10	69.54
Al ₂ O ₃	11.02	10.33	10.54	10.56	10.68	11.48	10.20
CaO	1.46	1.59	2.22	1.06	1.42	1.15	1.52
Fe ₂ O ₃	4.31	2.47	3.61	2.73	2.75	3.19	3.86
K ₂ O	2.98	4.94	2.87	5.22	5.24	4.89	3.88
MgO	2.06	1.01	2.58	1.24	1.84	2.22	2.01
MnO	0.05	0.04	0.08	0.06	0.05	0.05	0.06
Na ₂ O	4.03	3.79	4.48	3.51	3.47	3.91	4.44
P ₂ O ₅	0.77	0.63	0.65	0.53	0.56	1.02	0.66
TiO ₂	0.27	0.32	0.34	0.26	0.30	0.22	0.24
烧失量	2.19	0.90	2.22	0.87	1.24	1.51	1.36
FeO	1.89	0.47	2.23	0.92	1.23	1.40	1.73
S	0.015	0.022	0.029	0.018	0.027	0.020	0.023
Al/(Al+Fe+Mn)	0.56	0.72	0.56	0.68	0.66	0.64	0.57
Fe/Ti	28.12	10.80	20.75	17.04	16.03	25.61	27.91
(Fe+Mn)/Ti	28.37	10.95	21.06	17.36	16.24	25.93	28.21
总量	99.64	99.81	99.16	99.66	99.81	99.15	99.53



图 3 背来石剖面硅质岩层正交偏光镜下照片

Fig.3 Cross-polarized microscope photographs for siliceous rocks from the Beilaishi section

出的 $Al/(Al+Fe) = 0.6$ 相接近, $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$ 为 $0.72 \sim 0.81$, 均值为 0.77 , 也符合大陆边缘硅质岩的 $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3) > 0.7$ 的特征 (Murray, 1994)。在地球化学示踪图 (Murray, 1994) (图 5) 上的投点, 均落在大陆边缘沉积环境区

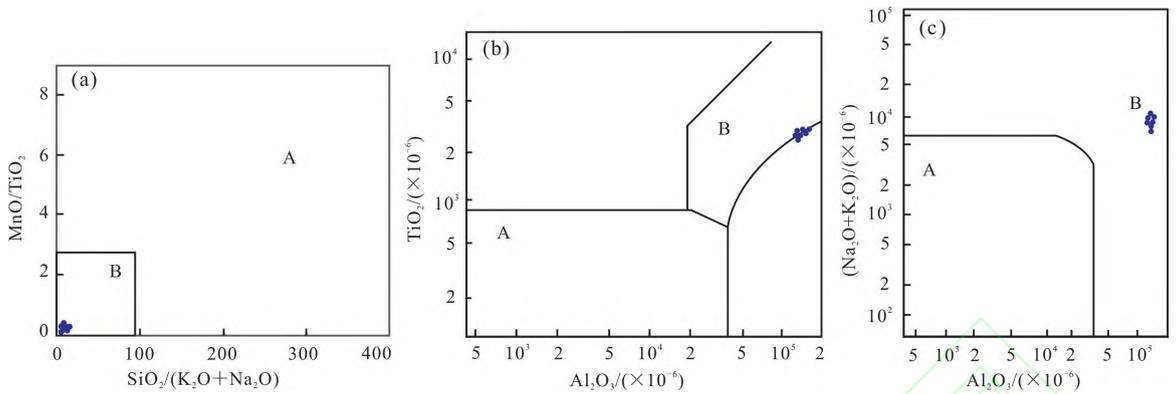
内。此外, 硅质岩的 $TFe_2O_3 > FeO$, 反映沉积环境为氧化环境, 也与大陆边缘的浅水环境相一致。

研究区硅质岩的形成与火山作用有关, 且属于中、酸性岩浆作用的产物。Sugisaki 和 Kinoshita (1982) 的研究表明, 与火山作用有关的硅质岩的 $K_2O/Na_2O < 1$, 而与生物化学作用有关的硅质岩 $K_2O/Na_2O \gg 1$, 研究区硅质岩的 K_2O/Na_2O 均值为 1.11 , 指示研究区硅质岩可能与火山作用有关。Girty 等 (1996) 研究表明, 受中酸性岩浆活动影响的硅质岩的 Al_2O_3/TiO_2 的值介于 $17 \sim 50$ 之间, 而研究区的硅质岩 Al_2O_3/TiO_2 值为 $30.73 \sim 53.11$, 均值为 39.42 , 由此判断研究区硅质岩与中酸性火山活动关系密切, 这与背来石地区发育大量中酸性火山碎屑岩与火山角砾岩的实际情况符合。此外, SiO_2/Al_2O_3 的均值为 6.57 , SiO_2/MgO 均值为 42.13 , 也与岩浆作用硅质岩的值 ($SiO_2/Al_2O_3 < 13.7$, $SiO_2/MgO < 69.5$) 相吻合 (张复新, 1989)。

研究区硅质岩受陆源物质输入的影响。前人研究认为, MnO/TiO_2 值可用于硅质岩形成环境受陆源物质影响的判断 (Sugisaki and Kinoshita, 1982; Adachi *et al.*, 1986)。背来石剖面硅质岩的 MnO/TiO_2 值为 $0.11 \sim 0.25$, 均值为 0.21 , 表明其沉积过程受到了陆源物质输入的影响。

3.2 微量元素

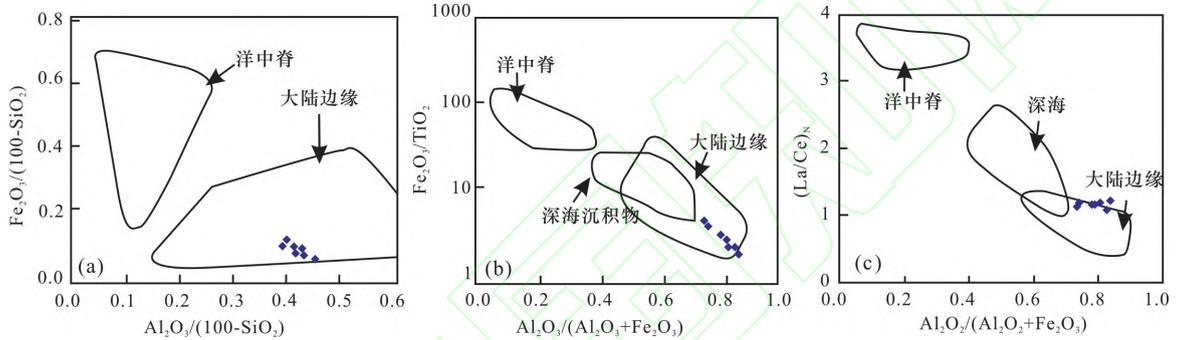
研究区的微量元素元素分析结果见表 2。根据表 2, 研究区硅质岩应为热水成因。Girty 等 (1996) 认为, 海底正常沉积物由于可从海水中摄取大量 Th



A-生物成因区;B-火山热液成因区。修改自 Murray (1994); 韩发和哈钦森 (1989)

图4 硅质岩成因示踪图解

Fig.4 Petrogenesis discrimination diagrams of siliceous rocks



据 Murray (1994) 修改

图5 背来石地区硅质岩形成环境常量元素判别图

Fig.5 Comprehensive diagrams of the (a) $\text{Fe}_2\text{O}_3/(100-\text{SiO}_2)$ and $\text{Al}_2\text{O}_3/(100-\text{SiO}_2)$; (b) $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, (c) $(\text{La}/\text{Ce})_n$ and $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$

元素从而表现出 Th 相对于 U 富集的特征。而热水沉积硅质岩由于受到海底热液的影响则会表现为富 U 而贫 Th。研究区硅质岩的 Th/U 值为 6.12~7.40, 均值为 7.11, 表现出非热水沉积的特征, 而这可能与陆源物质的大量输入有一定联系(罗凡等, 2016)。正常海水沉积的 Ba/Sr 值基本都小于 1, 而与海底热液活动相关的沉积物的 Ba/Sr 值往往都大于 1, 且比值越大反映海底热流的活动愈强烈(Smith and Cronan, 1983; Peter, 1988)。背来石剖面处硅质岩的 Ba/Sr 值为 2.01~3.30 均值为 2.96, 指示海底热水活动较为强烈。Cramer 等(1982)研究表明, 热水沉积物与正常沉积物的元素组成在 Fe-Mn-(Cu-Ni-Co) 图解中有明显的分界, 热水沉积物大都集中在 Fe-Mn 底线的附近, 而根据该图版进行投点(图 6)结果显示研究区硅质岩可能为热水沉积物。罗凡等(2016)认为, 现代热水沉积物中相对富 Cu、Ni 而贫 Co, 且 $\text{Ni}/\text{Co} < 3.6$, 研究区的 Ni/Co (2.31~3.26) 均值为 2.61 指示热水沉积特征。

研究区硅质岩的形成环境为大陆边缘沉积环

境。在大陆边缘沉积环境形成的硅质岩其 Th/Sc 值一般在 1 左右(Girty *et al.*, 1996), 而背来石剖面上的硅质岩其 Th/Sc 为 1.75; 研究区硅质岩的 U/Th 为 0.13~0.16, 均值为 0.14, 与 Girty 等(1996)所得大陆边缘沉积环境的硅质岩的 $\text{U}/\text{Th} < 0.26$ 相吻合。研究区的 V/Cr 值为 1.59~2.22, 均值为 1.65, Ni/Co 为 0.35~0.82, 均值为 0.45, 与 Yarincik 等(2000)研究的氧化环境 $\text{V}/\text{Cr} < 2$ 及 $\text{Ni}/\text{Co} < 4$ 等指标相一致, 也反映了当时的沉积环境应为浅水的大陆边缘沉积环境。

3.3 稀土元素

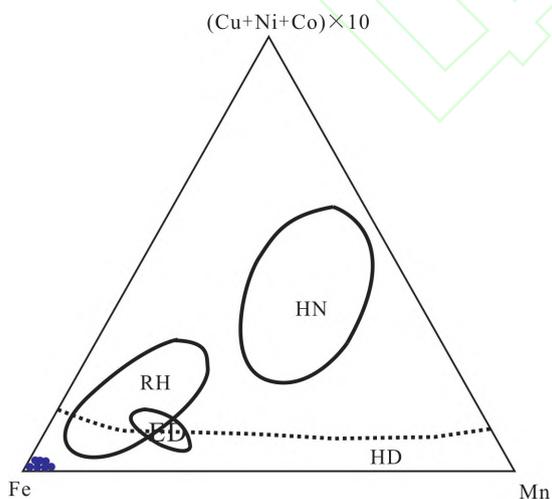
研究区硅质岩的稀土元素分析结果见表 3。根据表 3, 7 件硅质岩样品的总稀土含量($216 \times 10^{-6} \sim 269 \times 10^{-6}$) 均值为 241×10^{-6} , 略高于 Murray 等(1991a)提出的典型热水沉积硅质岩的总稀土含量($< 200 \times 10^{-6}$), 表明在火山活动的间隙, 构造运动相对稳定, 硅质岩成岩过程中能吸收较多的稀土元素(赵江天等, 1999), 同时也表明硅质岩成岩过程有陆源物质的



表 2 背来石剖面硅质岩微量元素分析表($\times 10^{-6}$)

Table 2 Trace element concentrations of siliceous rocks and characteristic indexes of the Beilaishi section ($\times 10^{-6}$)

样品编号	17BLS-1	17BLS-2	17BLS-3	17BLS-4	17BLS-5	17BLS-6	17BLS-1-7
Li	15.99	13.76	13.87	16.78	13.67	13.28	12.15
Be	1.93	2.49	2.28	2.79	2.46	2.63	2.39
Sc	8.33	8.55	9.73	8.64	10.37	9.55	9.18
V	66.52	76.23	74.17	72.20	69.16	74.81	67.05
Cr	41.65	34.27	46.52	51.00	45.10	46.48	47.77
Co	11.80	5.18	13.76	6.45	8.68	11.04	10.17
Ni	27.94	12.61	32.81	21.08	24.49	29.77	23.57
Cu	38.98	8.46	10.49	9.05	7.28	7.13	11.57
Zn	64.00	36.79	65.47	40.78	47.88	58.73	62.38
Ga	15.84	11.55	17.19	13.23	14.69	16.08	16.30
Ge	0.95	0.67	0.98	0.74	0.84	0.87	0.86
As	1.01	1.01	1.26	1.22	1.13	1.60	1.31
Rb	52.23	85.64	57.41	111.00	102.74	100.70	79.00
Sr	736.30	734.04	839.81	761.94	802.70	828.82	861.62
Y	19.09	17.69	20.38	18.34	18.60	21.69	20.67
Zr	294.27	249.47	285.44	291.87	296.61	335.20	352.00
Nb	12.30	11.25	12.32	11.85	12.00	13.19	13.04
Mo	0.33	0.49	0.81	0.80	1.21	2.37	1.00
Cd	0.09	0.08	0.10	0.09	0.09	0.10	0.09
Cs	0.44	0.72	0.45	0.95	0.94	0.77	0.64
Ba	2430.30	2335.92	1690.99	2694.33	2564.52	2492.00	2172.63
Hf	6.21	5.27	6.03	6.12	6.26	6.77	6.43
Ta	0.58	0.53	0.60	0.54	0.57	0.63	0.60
W	0.56	0.38	0.53	0.45	2.20	0.76	0.47
Tl	0.37	0.49	0.32	0.59	0.56	0.55	0.44
Pb	22.09	13.52	14.51	10.33	8.52	11.72	21.19
Bi	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.04	0.08
Th	9.41	7.65	9.03	9.09	9.18	10.37	9.48
U	1.41	1.03	1.36	1.15	1.17	1.69	1.31



HD-热液沉积区;ED-东太平洋中脊热水沉积区;RH-红热卤水沉积区;NH-水成沉积物区。据 Crerar 等(1982)修改

图 6 青山群硅质岩 Fe-Mn-(Cu+Ni+Co) $\times 10$ 图解

Fig.6 Fe-Mn-(Cu+Ni+Co) $\times 10$ diagram of siliceous rocks from the Qingshan group

究区受陆源物质供应稳定且均匀,其曲线表现出右倾、弱 Ce 负异常 ($\delta Ce = 0.91$)、Eu 正异常 ($\delta Eu = 1.33$) 的特点。深海环境当中,Ce 在海水中表现出负异常 (Elderfield and Greaves, 1982), 当有较多的陆源物质加入到海水中时,使得 Ce 的异常减弱或逐渐变为正异常,研究区的 δCe 为 0.91,暗示有陆源物质的输入。Eu 的正异常表明与海底热液活动有着密切的联系 (Hekinian *et al.*, 1993)。

Murray 等 (1990, 1991b) 和 Murray (1994) 认为, δCe 、 $(La/Ce)_N$, 大洋中脊硅质岩的 δCe 为 0.30 ± 0.13 , $(La/Ce)_N \geq 3.5$; 开阔洋盆环境硅质岩的 δCe 为 0.60 ± 0.11 , $(La/Ce)_N$ 为 $2.0 \sim 3.0$; 大陆边缘沉积环境硅质岩的 $\delta Ce = 1.09 \pm 0.25$, $(La/Ce)_N \approx 1$ 。研究区硅质岩的 δCe ($0.89 \sim 0.93$) 均值为 0.91, $(La/Ce)_N$ 为 $1.12 \sim 1.21$, 均值为 1.17, 都与大陆边缘硅质岩的特征相吻合。背来石剖面硅质岩中的 $(La/Yb)_N = 2.58$, 轻稀土相对于重稀土更加富集, 也同样符合大陆边缘沉积环境的硅质岩特点。

综上可认为,所研究的背来石硅质岩应形成于

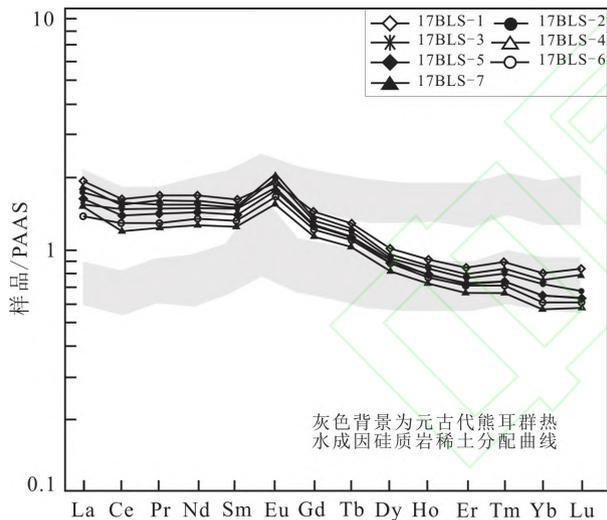
加入并同热水成因有一定关系。经 PAAS 标准化后 (McLennan, 1989) 的稀土分配模式图 (图 7) 显示,研



表3 背来石剖面稀土元素分析结果

Table 3 REE content of siliceous rocks and characteristic indexes of the Beilaishi section ($\times 10^{-6}$)

样品编号	17BLS-1	17BLS-2	17BLS-3	17BLS-4	17BLS-5	17BLS-6	17BLS-7
La	60.0	51.2	57.0	50.3	56.2	65.6	62.9
Ce	113	89	103	94	100	116	114
Pr	13.4	10.3	12.0	10.8	11.4	13.3	13.0
Nd	48.7	37.1	43.6	39.3	41.4	48.3	47.2
Sm	7.83	6.18	7.30	6.50	6.83	7.82	7.80
Eu	1.88	1.50	1.85	1.64	1.71	1.84	1.96
Gd	5.48	4.68	5.50	5.05	5.22	5.87	5.70
Tb	0.79	0.70	0.82	0.75	0.76	0.86	0.84
Dy	3.35	3.14	3.72	3.32	3.47	3.88	3.73
Ho	0.68	0.64	0.75	0.68	0.69	0.79	0.77
Er	1.87	1.69	1.99	1.82	1.83	2.12	2.05
Tm	0.27	0.23	0.28	0.26	0.26	0.31	0.29
Yb	1.58	1.40	1.72	1.55	1.58	1.95	1.75
Lu	0.24	0.22	0.26	0.24	0.24	0.31	0.27
(La/Ce) _N	1.12	1.21	1.17	1.13	1.18	1.19	1.17
Ce/Ce*	0.91	0.89	0.90	0.93	0.91	0.90	0.91
Eu/Eu*	1.33	1.30	1.36	1.33	1.33	1.26	1.37
ΣREE	259	208	240	216	232	269	262



底图据 McLennan (1989); 灰色背景据李红中等 (2012) 修改
图7 背来石剖面硅质岩 PAAS 标准化的稀土配分模式图

Fig.7 PAAS-normalized REE patterns of siliceous rocks in the Beilaishi section

大陆边缘的裂谷沉积环境,并与火山作用以及海底热液活动密切相关。

4 讨论

4.1 硅质岩形成环境

背来石硅质岩的形成环境主要为大陆边缘裂谷沉积环境。笔者收集了前人关于大陆裂谷硅质岩研究的主微量元素数据(表4),发现灵山岛硅质岩的数据与其较为一致。形成于大陆裂谷环境的硅质岩普遍具有相对较低的 SiO₂ 含量

及较高的 Al 含量,并且陆源物质的输入也导致了研究区硅质岩的 δCe 都接近 1,裂谷底部海底热液活动则导致了 δEu 的正异常出现。地球化学示踪图解显示,其 $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 、 MnO/TiO_2 、 V/Cr 、 Ni/Co 、 Th/Sc 、 U/Th 、 δCe 、 $(\text{La}/\text{Ce})_N$ 以及 Ba 元素的高度富集等都表明其为热水成因,沉积于大陆边缘环境,并且还受到了中酸性火山岩及陆源碎屑物质输入的干扰。高含量的 Al 则是由于裂谷的规模有限,而大量的陆源物质向其中输入导致其硅质岩内部黏土矿物的含量过高(李红中等,2012)。而较高的 Fe 含量则是由于裂谷内强烈的中酸性岩浆活动所导致,这与背来石地区发育的中酸性火山碎屑岩情况相吻合。

刘菲菲等(2016)认为灵山岛成因主要包括:由于板块俯冲造成的挤压、挤出、抬升作用等造成的构造成因;由岩石圈伸展减薄、裂谷作用强烈所导致的岩浆成因。张振凯等(2015)通过对灵山岛上发育的一系列断层、褶皱、岩墙群的分析发现,灵山岛从早白垩世末期至青山末期至少经历了3次挤压和2次伸展事件:在莱阳期末期受到北西西-南东东向的挤压作用,莱阳期末期到青山期则发生了北西-南东方向的伸展作用,青山早期之后则发生了近东西向到北东-南西向的挤压,在此之后则经历了北西-南东向伸展和挤压。周瑶琪等(2015)则认为在青山早期(125~106 Ma)受区域近东-西向的张应力作用,山东东部地区进入裂谷作用阶段、发



表 4 大陆边缘裂谷沉积环境硅质岩地球化学特征

Table 4 The geochemistry characteristics of the siliceous rocks formed in the continental margin rift

主要元素特征	微量元素特征	稀土元素特征	参考文献
SiO ₂ (80.2%~95.72%) 为 92% Al/(Al+Fe+Mn) 为 0.57~0.64 Al/(Al+Fe) 为 0.58~0.71 Si/(Si+Al+Fe)>0.9	V (14.5×10 ⁻⁶ ~71.3×10 ⁻⁶) 均值为 30.13×10 ⁻⁶ U/Th (0.27~2.21) 均值为 0.86 Ba/Sr (0.67~63.6) 均值为 16.71	ΣREE (23.86×10 ⁻⁶ ~37.36×10 ⁻⁶) 均值为 30.52×10 ⁻⁶ Ce/Ce* (0.62~1.37) 均值为 1.00 (La/Yb) _N (0.47~1.74) 均值为 1.21 (La/Ce) _N (0.75~1.70) 均值为 1.11	任光明等 (2011)
SiO ₂ (65.55%~80.33) 均值为 73.41% Al/(Al+Fe+Mn) (0.46~0.69) 均值为 0.56 Al/(Al+Fe) (0.46~0.70) 均值为 0.57 Fe/Ti (22.30~79.62) 均值为 48.69 (Fe+Mn)/Ti (22.58~80.60) 均值为 49.19 Al ₂ O ₃ /(Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃) (0.68~0.85) 均值为 0.74 MnO/TiO ₂ (0.19~0.76) 均值为 0.39	U/Th (0.13~0.23) 均值为 0.17 Ba/Sr (0.09~8.52) 均值为 3.02 Sc/Th (1.33~3.26) 均值为 1.86 V/Cr (0.19~2.97) 均值为 1.54 Ni/Co (0.80~2.18) 均值为 1.59	ΣREE (107.6~308.8) 均值为 167.9 Ce/Ce* (0.90~0.98) 均值为 0.93 Eu/Eu* (0.68~1.85) 均值为 1.33 (La/Yb) _N (0.83~1.16) 均值为 1.03 (La/Ce) _N (0.94~1.17) 均值为 1.1	李红中等 (2012)
		ΣREE 均值为 210 Ce/Ce* 均值为 0.92 (La/Yb) _N 均值为 1.3	赵江天等 (1999)

育大规模的火山活动(图8)。这与研究区硅质岩形成时所对应的大陆裂谷沉积环境相对应。

4.2 硅质岩沉积模式

研究区的火山弹-硅质岩沉积是在第4个构造

阶段时期发育的。早白垩世中期,岩石圈受到强烈的拉伸作用,伴随着强烈的裂谷作用与火山作用。岩浆上涌,火山爆发,断裂活动频繁,形成了这种火山弹、硅质岩和火山碎屑岩互层的特殊沉积(图8)。沉积过程如下所述:

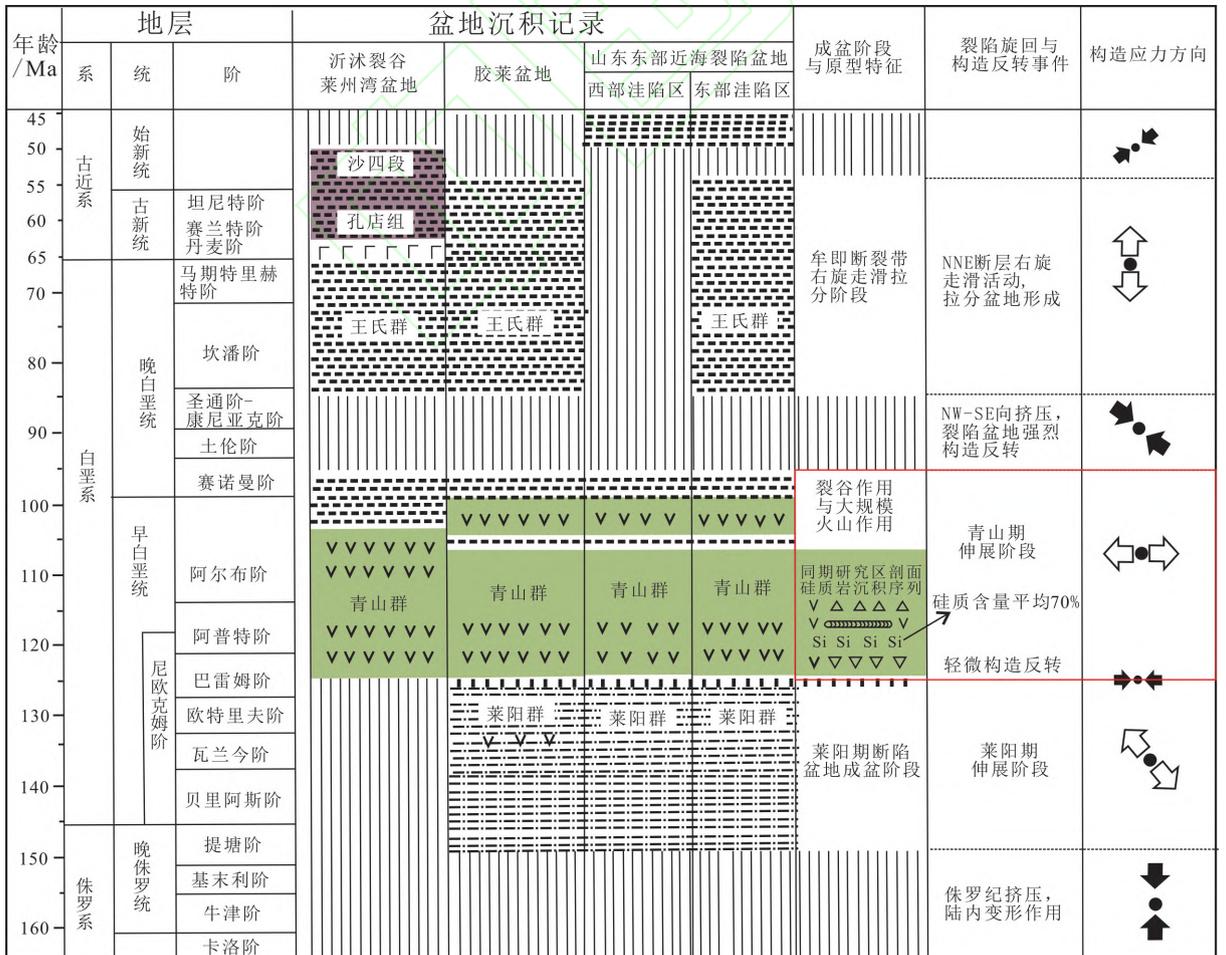


图 8 山东东部近海裂陷盆地及其邻区沉积-构造-岩浆演化序列

Fig.8 A synthetisis of tectono-sedimentary-magmatic evolution of the offshore rift basin and contiguous area in Eastern Shandong



结合李红中等(2012)所总结的热水活动机理。笔者认为在早白垩世中期,研究区由于伸展裂解作用形成一条裂谷,裂谷发育的同时伴随了构造拉张引发的岩浆活动。地层水被上侵的岩浆加热,受热后热水由于密度降低而向上迁移,并最终与下渗冷水构成对流系统。研究表明 150 °C 的海水中 SiO₂ 的含量可达 600×10⁻⁶ (Krauskopf, 1956), 而循环热水对地下岩石进行溶解淋滤,使得热水中富集了 SiO₂, 到达地表后与冷水混合而沉淀下来。在硅质岩沉积过程中难免会受到陆源物质输入的影响,因此 SiO₂ 主要来源于中酸性岩浆活动引发的对流热水活动。物质来源以热水沉积作用为主、陆源物质和火山碎屑为辅。

研究区火山弹呈层分布的主要原因是火山喷发,而由于海底富硅热液的混合导致了水体密度与黏度相对较大,喷出的火山弹与碎屑物质下降速度较慢,沉积形成了火山碎屑物质内火山弹成顺层分布的特殊层位。火山弹的颜色主要有褐色与灰白色,形状以椭圆行为主,气孔丰富,大小各不相同。

火山活动间歇期,热水上升交替循环使得 SiO₂ 继续沉积,并伴随着裂谷两侧的陆源物质输入,最终形成了一套火山碎屑岩→硅质岩→火山碎屑岩夹火山弹的特殊沉积层位。

5 结论

灵山岛北部背来石剖面发育有 7 层薄层的硅质岩夹层,其主微量及稀土元素分析结果表明,其成因为热水成因,并受到陆源物质和火山作用的共同影响;其形成环境为大陆边缘裂谷沉积环境。

该硅质岩的沉积模式为:初期地壳拉伸减薄导致岩浆上涌对地层水进行加热,热水因密度降低而遭受浮力的驱使并向上迁移,最终与下渗的冷水构成了对流系统, SiO₂ 浓度增大并形成层状硅质岩层;之后火山喷发,大量的火山弹喷出且具有良好的成层性并伴有空落相的火山灰夹层;火山喷发的间歇期,裂谷两侧的陆源物质向内部输入陆源碎屑物质,硅质岩的形成受到陆源物质干扰,直至下次火山活动来临之前形成一个完整的沉积序列:火山碎屑岩→硅质岩→火山碎屑岩夹火山弹的特殊沉积层位。

莱阳末期至青山早期,发生了大规模的东-西向伸展作用,伴随着大规模的地壳拉伸减薄,在山东东部近海形成一条狭长的裂陷盆地。背来石剖面热水成因硅质岩形成的大地构造背景与其相

吻合。

参考文献 (References):

- Adachi M, Yamamoto K, Sugisaki R. 1986. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific their geological significance as indication and ocean ridge activity. *Sedimentary Geology*, 47(1-2): 125-148
- Boström K, Peterson M N A. 1969. The origin of aluminum-poor ferromanganous sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise. *Marine Geology*, 7(5): 427-447
- Crerar D A, Namson J, Chyi M S, Williams L, Feigenson M D. 1982. Manganiferous cherts of the Franciscan assemblage; I, General geology, ancient and modern analogues, and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers. *Economic Geology*, 77(3): 519-540
- Elderfield H, Greaves M J. 1982. The rare earth elements in seawater. *Nature*, 296(5854): 214-219
- Girty G H, Ridge D L, Knaack C, Johnson J, Al-Riyami R K. 1996. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California. *Journal of Sedimentary Research*, 66(1): 107-118
- Hekinian R, Hoffert M, Larque P, Cheminee J L, Stoffers P, Bideau D. 1993. Hydrothermal Fe and Si oxyhydroxide deposits from south pacific intraplate volcanoes and east pacific rise axial and off-axial regions. *Economic Geology*, 88(8): 2099-2121
- Krauskopf K B. 1956. Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in sea-water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 9(1-2): 1-32
- Li H Y, Xu Y G, Liu Y M, Huang X L, He B. 2013. Detrital zircons reveal no Jurassic plateau in the eastern North China Craton. *Gondwana Research*, 24(2): 622-634
- Murray R W, Ten Brink M R B, Jones D L, Gerlach D C, Russ III G P. 1990. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, 18(3): 268-271
- Murray R W, Ten Brink M R B, Gerlach D C, Russ III G P, Jones D L. 1991a. 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*, 55(7): 1875-1895
- Murray R W, Brink M R B, Brumsack H J, Gerlach D C, Russ III G P. 1991b. Rare earth elements in Japan Sea sediments and diagenetic behavior of Ce/Ce⁺: Results from ODP Leg 127. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(9): 2453-2466
- Murray R W, Ten Brink M R B, Gerlach D C, Russ III G P, Jones D L. 1992. Rare earth, major, and trace element composition of Monterey and DSDP chert and associated host sediment: Assessing the influence of chemical fractionation during diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(7): 2657-2671
- Murray R W. 1994. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: General principles and applications. *Sedimentary Geology*, 90(3-4): 213-232
- Rona P A. 1988. Hydrothermal mineralization at oceanic ridges. *Canadian*



- Mineralogist, 26: 431-465
- Sugisaki R, Kinoshita T. 1982. Major element chemistry of the sediments on the central Pacific transect, Wake to Tahiti, GH80-1 cruise. In: Mizuno A (ed). Geology survey Japan cruise Report, 18: 293-312
- Yang R C, Van Loon A J. 2016. Early Cretaceous slumps and turbidites with peculiar soft-sediment deformation structures on Lingshan Island (Qingdao, China) indicating a tensional tectonic regime. *Journal of Asian Earth Sciences*, 129: 206-219
- Yarincik K M, Murray R W, Lyons T W, Peterson L C, Haug G H. 2000. Oxygenation history of bottom waters in the Cariaco Basin, Venezuela, over the past 578, 000 years: Results from redox-sensitive metals (Mo, V, Mn, and Fe). *Paleoceanography*, 15(6): 593-604
- Zhou Y Z, Chown E H, Guha J, Lu H Z, Tu G C. 1994. Hydrothermal origin of Late Proterozoic bedded chert at Gusui, Guangdong, China: petrological and geochemical evidence. *Sedimentology*, 41(3): 605-619
- 敖文昊, 冯涛, 赵燕, 翟明国, 孙勇. 2018. 灵山岛早白垩世岩浆活动及其大地构造意义. *岩石学报*, 34(6): 1612-1640
- 韩发, 哈钦森 R W. 1989. 大厂锡多金属矿床热液喷气沉积成因的证据——容矿岩石的微量元素及稀土元素地球化学. *矿床地质*, 8(3): 33-42
- 何俊国. 2009. 特提斯构造域东段中、新生代硅质岩及其沉积环境研究. 博士学位论文. 广州: 中山大学
- 贾启元, 吕新彪, 韦晓青, 毛晨, 高学鹏, 张帅. 2016. 青海洪水河铁矿区硅质岩岩石学、地球化学特征及地质意义. *矿物岩石地球化学通报*, 35(5): 984-993
- 李红中, 周永章, 张连昌, 何俊国, 杨志军, 梁锦, 周留煜, 瓦拉西里. 2012. 华北克拉通南部元古代熊耳群硅质岩地球化学及形成机制研究. *岩石学报*, 28(11): 3679-3691
- 李三忠, 刘鑫, 索艳慧, 刘丽萍, 钱存超, 刘晓春, 张国伟, 赵国春. 2009. 华北克拉通东部地块和大别-苏鲁造山带印支期褶皱-逆冲构造与动力学背景. *岩石学报*, 25(9): 2031-2049
- 梁钊, 周瑶琪. 2017. 山东省灵山岛下白垩统浊积岩中与滑塌作用相关的软沉积物变形构造. *地球科学—中国地质大学学报*, (10): 1715-1724
- 栾光忠, 李安龙, 王建, 李甘, 谢汝吉. 2010. 青岛主要海岛成因分类及其地质环境分析. *中国海洋大学学报(自然科学版)*, 40(8): 111-116
- 刘菲菲, 周瑶琪, 许红, 张振. 2016. 灵山岛成因特征、类型及其地质构造意义. *海洋地质前沿*, 32(3): 33-40
- 罗凡, 薛春纪, 赵晓波, 黄永森, 王雄飞, 代志杰, 吴正寿, 唐健. 2016. 青海铜峪沟铜矿区含黄铜矿硅质岩及其地质找矿意义. *现代地质*, 30(4): 723-738
- 吕洪波, 王俊, 张海春. 2011. 山东灵山岛晚中生代滑塌沉积层的发现及区域构造意义初探. *地质学报*, 85(6): 938-946
- 吕洪波, 张海春, 王俊, 张素菁, 董晓鹏, 张星. 2012. 山东胶南灵山岛晚中生代浊积岩中发现巨大滑积岩块. *地质论评*, 58(1): 80-81
- 吕洪波, 张海春, 王俊, 张素菁, 董晓鹏, 张星. 2013. 灵山岛早白垩世复理石不是陆内三角洲沉积——答钟建华教授. *地质论评*, 59(1): 11-14
- 邱振, 谈昕, 卢斌, 施振生, 江增光, 周杰, 陈留勤. 2018. 四川盆地巫溪地区五峰组-龙马溪组硅质岩地球化学特征. *矿物岩石地球化学通报*, 37(5): 880-887
- 任光明, 王鹏, 张林奎, 张斌辉, 戴婕. 2011. 滇东南弗拉斯期放射虫硅质岩地球化学特征及沉积环境探讨. *地质论评*, 57(4): 505-514
- 邵珠福, 钟建华, 李勇, 倪良田, 刘圣鑫, 范莉红, 陈彬. 2014. 青岛灵山岛晚中生代重力流沉积特征及环境分析. *地质论评*, 60(3): 555-566
- 王安东, 周瑶琪, 闫华, 王瑞, 张振凯, 王子阳. 2013. 山东省灵山岛早白垩世软沉积物变形构造特征. *古地理学报*, 15(5): 717-728
- 张海春, 吕洪波, 李建国, 王俊, 张素菁, 董晓朋, 张星, 黄振才, 舒云超, 任星民. 2013. 山东青岛早白垩世新地层单位——灵山岛组. *地层学杂志*, 37(2): 216-222
- 张燕, 陈翠华, 刘树根, 孙玮. 2013. 贵州桑木场地区硅质岩地球化学特征及其成因探讨. *矿物岩石地球化学通报*, 32(6): 753-758
- 张振凯, 周瑶琪, 梁文栋, 岳会雯, 周腾飞, 彭甜明. 2016. 山东灵山岛早白垩世构造演化及地质意义. *海洋地质前沿*, 32(4): 1-10
- 赵江天, 夏林圻, 夏祖春, 徐学义. 1999. 北祁连山大陆裂谷硅质岩的稀土元素判别. *科学通报*, 44(6): 665-669
- 钟建华. 2012. 灵山岛中生代沉积岩是深水源浊积岩、还是陆内三角洲沉积? ——与吕洪波教授商榷. *地质论评*, 58(6): 1180-1182
- 周瑶琪, 张振凯, 梁文栋, 李素, 岳会雯. 2015. 山东东部晚中生代构造-岩浆活动及原型盆地恢复. *地学前缘*, 22(1): 137-156
- Baltuck M. 1982. Provenance and distribution of tethyan pelagic and hemipelagic siliceous sediments, pindos mountains, Greece. *Sedimentary Geology*, 31(1): 63-88
- Smith P A, Cronan D S. 1983. The geochemistry of metalliferous sediments and waters associated with shallow submarine hydrothermal activity (Santorini, Aegean Sea). *Chemical Geology*, 39(3-4): 241-262
- Peter J M. 1988. Mineralogy, composition, and fluid-inclusion microthermometry of seafloor hydrothermal deposits in the southern trough of Guaymas Basin, Gulf of California. *Canadian Mineralogist*, 26(3): 567-587
- McLennan S M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy*, 21(8): 169-200
- 张复新. 1989. 秦岭泥盆系中与铅锌矿化有关喷流岩的识别与找矿. *地质与勘探*, (5): 11-18