

文章编号: 1006-544X(2008)02-0157-10

渤海湾盆地南堡凹陷新生代火山岩 地球化学特征及成因

杜景霞^{1a}, 肖龙^{1b}, 周海民², 孙洋^{1a}, 董月霞², 李文华², 倪平泽^{1a}, 向华^{1a}

(1. 中国地质大学 a. 研究生院; b. 地球科学学院, 武汉 430074; 2. 中国石油冀东油田勘探开发研究院, 河北 唐山 063004)

摘要: 南堡凹陷位于渤海湾盆地北部, 广泛发育新生代火山岩, 主要为碱性玄武岩。这套火山岩分别属于3个裂陷旋回, 即沙三期、沙一至东二期、东一至馆陶期。岩石的SiO₂含量40.24%~51.55%, TiO₂较高(1.39%~3.81%), Mg[#]变化较大(0.38~0.69)。研究表明, 这套岩石经历了一定程度的单斜辉石的分离结晶作用, 岩石富集轻稀土和不相容元素; (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i值和ε_{Nd}(t)分别为0.7036~0.7082与0.657~6.830; 微量元素及Sr、Nd、Pb同位素特征排除了幔源岩浆在喷发到地表过程中受到地壳物质显著混染的可能性。⁸⁷Sr/⁸⁶Sr、¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd、²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb的相关性表明, 本区玄武岩浆可能主要是DMM和EM I地幔端员组分的混合, 但也受EM II端员的影响。它们属于典型的板内碱性玄武岩, 其产出的构造环境为板内大陆裂谷环境。

关键词: 新生代玄武岩; Sr-Nd-Pb同位素; 地球化学; 岩石成因; 南堡凹陷

中图分类号: P588.145

文献标志码: A

在中国东部, 伴随着从早白垩世至整个新生代时期的裂谷作用, 出现了大规模的玄武质火山作用, 广泛分布着中、新生代火山岩。近20年来对这些火山岩作了大量岩石学、年代学及地球化学研究^[1-4]。华北地区继中生代强烈的钙碱性岩浆-火山活动之后, 新生代转为大陆板内玄武岩浆的喷溢^[5]。位于华北地台东部的南堡凹陷, 广泛发育新生代火山岩, 前人已有对其主量元素、微量元素方面的报道^[6-8], 但缺少Sr、Nd、Pb同位素岩浆源区(地壳及各种地幔端员)识别及演化特征示踪研究。本文拟通过对南堡凹陷新生代玄武岩的主量元素、微量元素和Sr、Nd、Pb同位素地球化学的研究, 结合深部地球物理和区域构造地质资料, 探讨玄武岩的地幔源区特征及其岩浆形成和演化过程, 从而为深入研究这些玄武岩的成因提供重要的制约条件。另外, 还将通过对本区玄武岩稀土元素反演计算, 推测形成玄武岩

地幔端员的部分熔融程度。

1 地质背景及样品位置

南堡凹陷是渤海湾盆地黄骅拗陷北部的一个小型含油气构造单元, 面积1 932 km², 凹陷北部以西南庄断层为界, 与老王庄凸起相隔; 东部以柏各庄断裂为界, 与柏各庄凸起、马头营凸起相连; 南与沙垒田凸起呈断超式接触; 西以涧东断层、北塘凹陷相邻, 是在华北地台基底上, 经中、新生代的块断运动而发育起来的一个中新生界北断南超的箕状凹陷。具有主动裂谷的典型特征^[9,10]。在凹陷内已发现高尚堡、柳赞、老爷庙、北堡等多个油田, 发育的地层主要有前新生界(奥陶系、石炭系、二叠系、侏罗系和白垩系)、古近系沙河街组和东营组、新近系馆陶组和明化镇组。凹陷内断层十分发育, 凹陷的形成与演化、构造带的区划、局部构造带的形成和类型都直接或间接地受断层的控制。

收稿日期: 2007-09-27

基金项目: 中国石油天然气股份有限公司冀东油田分公司项目(2006-JS-0037)

作者简介: 杜景霞(1981-), 女, 硕士研究生, 岩石学、矿物学、矿床学专业。

通讯作者: 肖龙, 博士, 教授, E-mail: longxiao@cug.edu.cn。

研究区域为南堡凹陷全区,样品包括沙三期、沙一期、东营组和馆陶组的玄武岩岩心,采样位置见图1。这些基性火山岩主要分布在南堡1号构造带、北堡、老爷庙、高尚堡地区。已识别出呈区域性分布的6个主要的火山活动期次,即纵向上有6套火山岩组合:从下往上依次为沙三段、沙一段、东三段、东二段、东一段及馆陶组,其中东二段火山岩为本次工作新发现。这6套火山岩分别属于3个裂隙旋回^[11]:沙三期(E_{s3})为第二旋回;沙一至东二期($E_{s1} \sim E_{d2}$)为第三旋回;东一至馆陶期($E_{d1} \sim N_g$)为第四旋回。构造旋回的划分是依据整个渤海湾盆地进行的,第一旋回孔店期在南堡凹陷缺少,因此这里从第二旋回开始。每期火山活动形成的火山岩被砂砾岩、砾

岩、泥质岩组合分隔开,说明期与期之间具有较长的间歇期。3个裂隙旋回的玄武岩分布(图1)总体上具有以下特征:(1)分布方向偏转。早期沙三期为近南北向,中期沙一期至东二期、晚期东一期至馆陶期为北东向,控制火山岩的断裂由南北向变为北东向,表明本区区域应力发生了变化。(2)分布空间推移。早期火山岩分布在凹陷西侧的南部、中部,中、晚期火山岩扩展到中部、北部,表明凹陷开裂始于南部,然后经中部向东北部扩展,显示南堡凹陷是黄骅拗陷晚期的产物。(3)活动强度递增。早期火山岩分布面积少,火山喷发强度不大;晚期火山岩分布面积大,火山喷发强度大。从早期到晚期总体上是凹陷的扩张期,扩张强度递增。

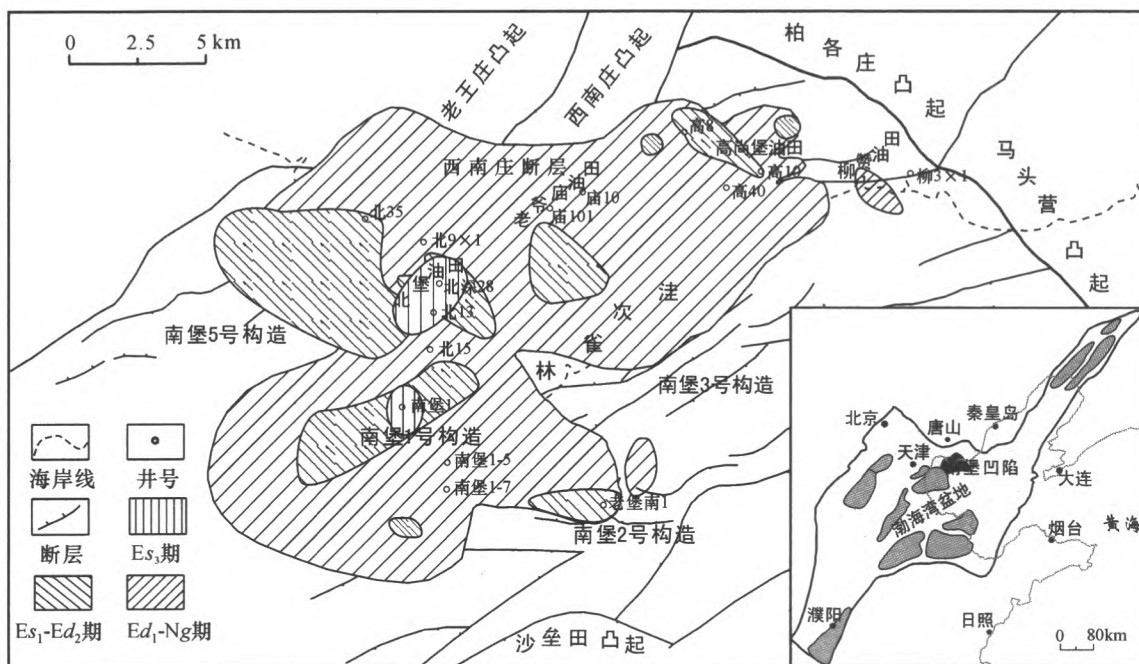


图1 南堡凹陷构造纲要与玄武岩分布图

Fig. 1 Sketched structure map of Nanpu sag

本次研究是在前人研究基础上进行了补充采样完成的。对野外采集的新鲜样品和董月霞^[7]研究样品经室内岩石学的初步研究后,选取代表性的样品(其中包括部分浅成侵入岩)进行主量元素(1件,其他为引用前人测试结果)、微量元素(5件)、Sr和Nd同位素(14件)及Pb同位素(9件)测试。主量元素分析在湖北省地矿局测试中心完成(2007)。主量元素中 SiO_2 和 H_2O^+ 采用重量分析法; TiO_2 和 P_2O_5 采用光谱光度计分析; Al_2O_3 、FeO、

Fe_2O_3 和 CO_2 采用容量分析法测定; MnO 、 MgO 、 CaO 、 Na_2O 和 K_2O 采用原子吸收光谱法分析。主量元素 H_2O^+ 的分析误差(相对标准差)为5%,其他氧化物一般小于1%。微量和稀土元素测定在中国地质大学(武汉)地质过程与成矿作用国家重点实验室完成(2007),采用电感耦合等离子原子发光光谱(ICP-AES)和ICP-MS方法分析。稀土元素的分析误差小于4%,微量元素的分析误差为5%~10%。Nd和Sr同位素测定也在中国地质大学(武

汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成(2007),采用同位素稀释质谱分析方法, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 的2倍方差小于 1×10^{-6} , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的2倍方差小于 50×10^{-6} ,均符合精度要求。Pb同位素分析在中国科学院广州地球化学研究所元素与同位素地球化学重点实验室完成(2007),使用热离子质谱计MAT261测定。

本文只对第三、四旋回进行样品测试,第二旋回数据引自文献[6]。

2 岩石(相)学特征

本文研究的岩心样品多为深灰、灰绿、墨绿色的玄武岩,以块状构造为主,少量为气孔和杏仁构造。3个裂隙旋回在岩相学上几乎没有差别,岩石类型有辉斑玄武岩、橄榄玄武岩、斜斑玄武岩、辉绿岩、杏仁状玄武岩和火山碎屑岩等。玄武岩的斑晶有单斜辉石、橄榄石和少量的斜长石。斑晶含量变化为10%~20%。橄榄石斑晶呈它形粒状,多数伊丁石化;辉石斑晶主要呈半自形短柱状,少数呈它形粒状;长石斑晶一般较自形,聚片双晶发育,部分为卡钠复合双晶,粒度一般为1~5 mm。基质含量大约为80%~90%,为间粒结构和拉斑玄武结构,由斜长石、单斜辉石、橄榄石和玻璃质及不透明金属氧化物组成。样品经受不同程度的次生变化,主要为伊丁石化、绿泥石化、碳酸盐化、绢云母化和绿帘石化,其中经强烈次生变化的矿物仅仅保留其假象。

3 岩石地球化学特征

3.1 玄武岩地球化学分类

从玄武岩全岩的主量元素分析结果^[6-8]可知,岩石 SiO_2 含量多数在45%~50%,属基性岩。根据全岩硅碱分类命名图解^[7],本区样品岩性主要为玄武岩,另有少量的碧玄岩和苦橄玄武岩。Nb和Y均为不活泼痕量元素,受蚀变作用的影响不大,因此利用 Zr/TiO_2 -Nb/Y图解(图略)可以有效确认火山岩的岩石系列,本区样品主要为碱性玄武岩系列,少量样品落在碱性玄武岩与亚碱性玄武岩分界线上。

3.2 主量元素

前人已经对这套岩石进行过主量元素分析^[6-8],本文补充了NP1井沙一期(1件,岩性为玄

武岩)样品进行主量分析,结果为(w_B) SiO_2 44.51%、 TiO_2 2.35%、 Al_2O_3 14.58%、 Fe_2O_3 (全铁) 11.64%、 MnO 7.95%、 CaO 8.76%、 Na_2O 2.87%、 K_2O 1.16%、 P_2O_5 0.46%、LOI 2.34%,总量为100.02%。根据对前人数据的综合分析,南堡凹陷新生代玄武岩 SiO_2 含量40.24%~51.55%,平均含量为47.31%; TiO_2 含量较高(1.39%~3.81%),平均值为2.34%; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$; MgO 含量为3.12%~10.12%,变化较大,平均含量为7.38%,低于原始岩浆 MgO 含量(10.0%~12.5%); $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含量为2.54%~5.80%;里特曼指数(σ)绝大多数大于3.3,为碱性系列;固结指数较高(20.2~47.4),只有1个样品为16.4; Mg^* ($\text{Mg}^* = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$)为0.38~0.69,多低于原始岩浆的参考值0.65^[12],只有部分样品接近于原始岩浆特征,表明这些玄武质岩石是原始岩浆一定程度分异作用的产物。很多玄武岩在地表结晶时会发生氧化作用和后期蚀变,使相当多的 FeO 变为 Fe_2O_3 ,因此本文采用 FeO 和 Fe_2O_3 的调整值。调整公式为: $\text{FeO} = 0.816 \times (\text{原 FeO}) + 0.735 \times (\text{原 Fe}_2\text{O}_3)$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.204 \times (\text{原 FeO}) + 0.184 \times (\text{原 Fe}_2\text{O}_3)$ ^[13]。

从区域同时代玄武岩的地球化学性质来看,中国东北部新生代玄武岩随着 Mg^* 的降低, MgO 、 Fe_2O_3 、 SiO_2 、 Al_2O_3 有降低的趋势, K_2O 、 Na_2O 、 P_2O_5 、 TiO_2 、 CaO 、 FeO 和 MnO 有升高的趋势;华北地区新生代玄武岩随着 Mg^* 的降低, Al_2O_3 、 FeO 和 TiO_2 有降低的趋势, MgO 和 P_2O_5 有升高的趋势, SiO_2 、 CaO 相关性不明显^[5]。本区玄武岩随 Mg^* 的降低, SiO_2 、 Na_2O 、 K_2O 有降低的趋势,其它氧化物相关性不明显^[6]。

3.3 微量元素、稀土元素地球化学特征

第三、四旋回的微量元素含量见表1,其原始地幔微量元素标准化曲线类似于洋岛玄武岩(图2a);均呈强不相容元素富集型,表明整体上幔源岩浆熔融程度较低;显著富集Rb、Ba等大离子亲石元素,无明显Nb、Ti亏损。各裂隙旋回火山岩微量元素分布型式基本相似,说明火山岩的源岩基本相同,但是有些元素如K、Th、Sr,有负异常也有正异常,可能是因为有轻微的地壳混染作用影响。

玄武岩样品的稀土元素总量($\times 10^{-6}$)较低(表1):第四旋回112.64~204.25,第三旋回52.76~199.06,第二旋回49.84~132.87。用球

表 1 南堡凹陷新生代火山岩的微量元素含量

Table 1 Trace element for the Nanpu sag basalts

 $w_B/10^{-6}$

裂隙 旋回	井号	深度/m	岩性	Rb	Ba	Th	K	Nb	Sr	P	Hf	Zr	Ti	Tb
IV	B15	2 278 ~ 2 814	橄榄玄武岩	35.2	457	5.48	4 151	51.7	225	786	6.19	257.0	9 472	1.08
	G10	2 242 ~ 2 254	辉斑玄武岩	6.3	257	0.85	6 226	11.8	438	1 746	2.31	83.2	11 750	0.56
III	B8	3 670.9	橄榄玄武岩	28.1	401	3.16	5 940	40.4	435	1 746	4.32	174.0	14 029	0.86
	N4	2 720 ~ 2 860	辉斑玄武岩	5.7	148	0.84	16 603	11.3	437	3 579	1.97	77.3	17 266	0.47
	NP1	4 045.6	斜斑玄武岩	19.5	1 011	2.61	9 943	36.2	740	2 028	3.91	158.0	14 110	0.79
裂隙 旋回	井号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
IV	B15	38.0	79.3	9.7	39.00	8.33	2.31	7.49	6.34	1.26	3.15	0.37	2.42	0.36
	G10	8.2	18.9	2.6	11.80	3.38	1.22	3.43	3.40	0.66	1.61	0.21	1.33	0.20
III	B8	25.9	52.8	6.5	26.94	6.10	1.93	6.00	5.38	1.00	2.46	0.33	1.98	0.26
	N4	7.9	17.8	2.4	10.70	2.94	1.07	3.06	2.93	0.57	1.39	0.20	1.15	0.17
	NP1	22.7	47.6	5.9	24.30	5.64	1.82	5.34	4.86	0.94	2.36	0.32	1.94	0.28

粒陨石标准化的稀土元素配分型式与 OIB (洋岛玄武岩) 十分相似 (图 2), 均为轻稀土富集型, $(La/Yb)_N$ 为: 第四旋回 8.0 ~ 14.0, 第三旋回 4.1 ~ 11.3, 第二旋回 5.0 ~ 7.3, 但是不同裂隙旋回的分异程度略有差异, 第四旋回的分异程度最大, 第二旋回最小。玄武岩较低的 HREE 含量暗示这些玄武岩源区可能残留石榴石。 δEu 约为 1, 只有

1 个样品 (王华等^[6]数据) 的 $\delta Eu = 0.65$, 表明这个样品在玄武岩浆的演化过程中有明显的斜长石分离结晶作用, 而 1 个样品 (王华等^[6]数据) 有明显的 Tm 负异常, 可能数据测试有误。

3.4 Sr、Nd、Pb 同位素

南堡凹陷新生代火山岩 Sr、Nd、Pb 同位素分析结果见表 2, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值介于 0.703 6 ~ 0.708 2。 $\epsilon_{Nd}(t)$ 变化范围为 0.657 ~ 6.830, 它明显低于大洋中脊玄武岩值 (6.9 ~ 11.9^[15]), 但是位于洋岛玄武岩值 (-4.0 ~ 8.0^[16]) 范围内。

由表 2 可知, 本区玄武岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 与 $1/Nd$ 和 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 与 $1/Sr$ 并未形成正相关分布, 表明岩浆在喷出过程中可能并未受到明显地壳混染作用的影响^[17,18]。新生代玄武岩 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值和 Nd 同位素组成的明显变化并不是由地壳混染作用造成的, 可能有两个因素: 一是低温热液蚀变作用, 二是玄武岩形成过程中发生的亏损地幔与富集地幔之间的混合作用。从南堡凹陷的演化史来看, 新生代的 3 个裂隙旋回有 3 次热扩张^[8]。在热扩张引起的热液蚀变作用过程中, 玄武岩 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值发生不同程度升高是常见的。因此, 认为本区玄武岩 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值的明显变化可能主要由低温热液蚀变作用引起, 源区混合作用对 Sr 含量较高的影响是次要的。但对于 Nd 来说, 由于 Sm - Nd 体系抗扰动能力强, 蚀变流体的 Nd 含量又比 Sr 含量低几个数量级, 因而蚀变作用对玄武岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值的影响很小^[18]。此外, $La/Sm - La$ (图 3) 之间的正相关说明本区岩浆作用类型以部分熔融为

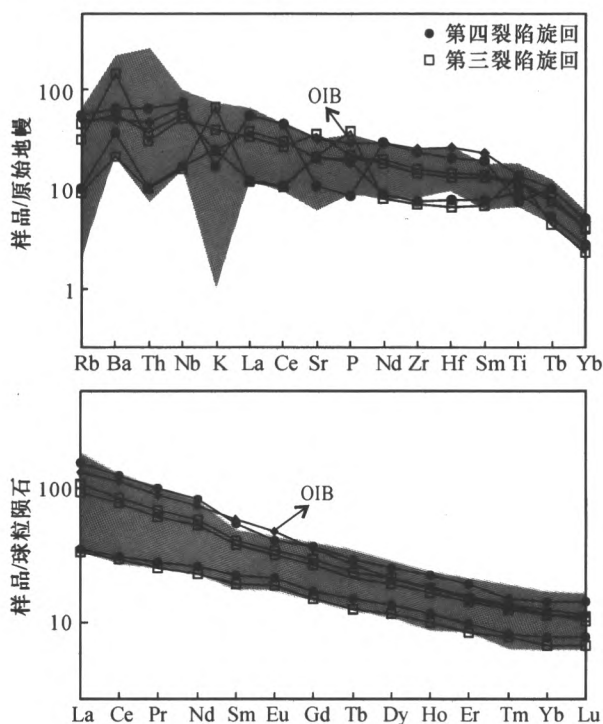


图 2 南堡凹陷火山岩微量元素蛛网图和球粒陨石标准化 REE 模式图 (平均的 OIB 值和标准化值据文献 [14], 阴影部分数据引自文献 [6])

Fig. 2 Primitive mantle normalized trace element spidergrams and chondrite normalized rare elements pattern for the Nanpu sag basalts (Average OIB and normalization values; after [14])

表2 南堡凹陷新生代第三纪火山岩的 Sr、Nd、Pb 同位素组成
Table 2 Sr - Nd - Pb isotopic compositions for the Nanpu sag basalts

裂隙旋回		IV					
井号		M18	M24	JH1 ×1 -2	JH1 ×1 -3	JH1 ×1 -5	G10
深度/m		2 125	2 039	2 492	2 494	2 495	2 278 -2 814
岩性		岩屑凝灰岩	斜斑玄武岩	粒玄岩	辉斑玄武岩	辉绿岩	橄榄玄武岩
Nd/10 ⁻⁶		38.35	24.54	21.79	23.68	21.03	39.00
Sm/10 ⁻⁶		7.55	5.52	4.90	5.03	4.73	8.33
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd		0.512 7	0.512 9	0.513 0	0.513 0	0.512 9	0.512 7
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd		0.119 0	0.136 0	0.136 0	0.128 4	0.136 0	0.129 1
Rb/10 ⁻⁶		41.10	27.30	20.20	30.30	21.00	35.20
Sr/10 ⁻⁶		653	554	381	368	353	225
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		0.705 5	0.703 9	0.703 6	0.703 7	0.706 6	0.706 8
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr		0.182	0.143	0.153	0.238	0.172	0.452
ε _{Nd} (t)		0.657 2	5.074 7	6.830 4	6.794 2	5.445 3	2.344 3
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb		18.354	17.604	18.158		18.122	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb		15.566	15.431	15.564		15.609	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb		38.454	37.619	38.325		38.348	

裂隙旋回		III					
井号		JH1 ×1 -6	B8	N4	B5	BS28 -2	BS28 -3
深度/m		3 781	3 671	3 671	4 150	4 257	4 259
岩性		橄榄玄武岩	橄榄玄武岩	辉斑玄武岩	橄榄玄武岩	辉绿岩	辉斑玄武岩
Nd/10 ⁻⁶		12.85	26.90	10.70	15.70	31.70	27.46
Sm/10 ⁻⁶		3.31	6.10	2.94	3.84	7.49	6.48
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd		0.512 8	0.512 8	0.513 0	0.512 7	0.512 9	0.512 9
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd		0.155 7	0.137 1	0.166 1	0.147 9	0.142 9	0.142 7
Rb/10 ⁻⁶		22.00	28.10	5.72	11.90	3.00	5.40
Sr/10 ⁻⁶		263	435	437	578	443	554
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		0.704 4	0.704 1	0.704 2	0.705 9	0.708 2	0.703 8
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr		0.242	0.186	0.038	0.060	0.020	0.028
ε _{Nd} (t)		2.861 7	2.997 1	6.466 8	1.540 2	5.795 4	4.859 9
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb			17.783	18.185	17.434		
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb		15.476	15.489	15.607	15.430		
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb		37.352	37.884	38.334	37.686		

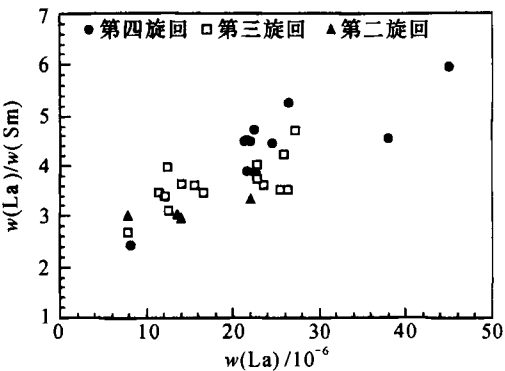


图3 南堡凹陷新生代火山岩 La/Sm - La 关系图
(部分数据引自[6])
Fig. 3 La/Sm - La plots for Nanpu sag basalts

主,岩浆分离结晶作用对 Nd 同位素组成的影响较小。因此认为本区新生代玄武岩 Nd 同位素组成的

变化最可能归因于玄武岩浆形成过程中发生的不同源区之间的混合作用,即不是来自一个地幔端员,而是混合地幔(详见后文的讨论)。

在 Pb 同位素变异图中(图 4a),绝大多数火山岩成分点位于原始地幔零等时线的右侧及附近,少部分在左侧,反映其源区具有较复杂的演化特征,所有样品都位于 NHRL 之上,反映其源区具有钐明显富集的特征。在图 4b 中,南堡凹陷新生代玄武岩的铅同位素分布于 DMM 和 EM I 端员之间,显示二员混合特征。

4 岩石成因讨论

4.1 岩浆演化

在讨论岩浆成因和源区类型之前,有必要审视

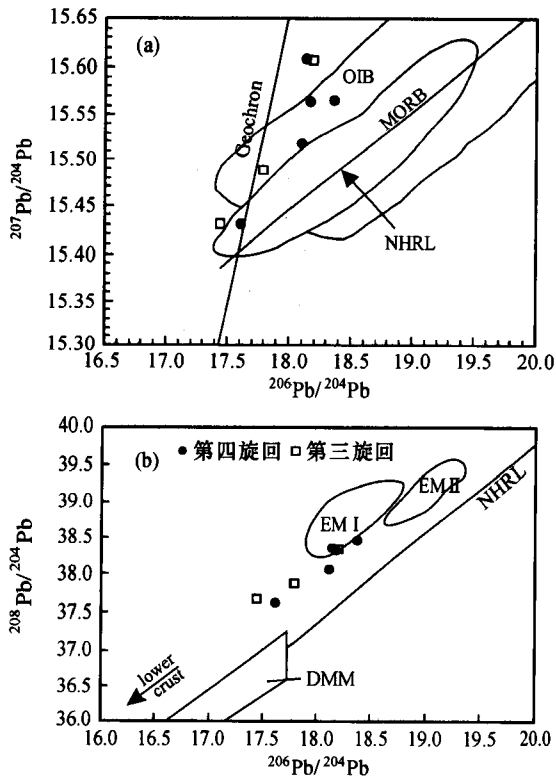


图4 南堡凹陷火山岩 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 同位素图解

Fig. 4 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isotopic composition of Nanpu sag basalts (OIB and MORB^[19]; 北半球参考线 NHRL^[20], Geochron 线表示 4.5 Ga 原始地幔值)

岩浆在侵位过程中是否存在明显的地壳混染作用、结晶分离作用,因为这些过程可能改变了原生岩浆的地球化学和同位素组成,严重影响了岩浆源区类型及其岩浆成因的正确判断。地幔岩浆部分熔融形成原生岩浆后在其向上运移和收储在岩浆房中时一般会经历结晶分异或壳源物质的同化混染作用,或两者的共同作用(即 AFC 过程)。

本区新生代火山岩中,极低的 Rb/Ba、Rb/Sr 和较高的 Ti/Y 值(平均值分别为 0.04, 0.04, 591),可以排除玄武岩浆在喷发到地表过程中受到上地壳物质强烈混染的可能性^[21-23]。La/Nb 值范围为 0.02 ~ 0.96,明显低于中国东部大陆地壳大于 1.7 的 La/Nb 值^[24],也表明岩浆经历了较少的地壳混染作用。这与中国东部地区新生代玄武岩形成过程中不明显的地壳混染作用^[3,4]相一致。从前面玄武岩主量和微量元素的地球化学特征以及 Nb/La 对 SiO_2 图解和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \text{MgO}$ 关系图(图 5a、5b)来看,本区火山岩演化过程以分离结晶作用为主,但有同化混染的迹象。

虽然岩石的主要氧化物含量和岩浆分异指数因蚀变作用有较大变化,但其比值具有研究意义。可用 Si/P 与 $2(\text{Fe} + \text{Mg})/\text{P}$ 图解^[25]和 CaO 与 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 图解(图 5c、5d)来讨论分离结晶作用的矿物相。在图 5 中,均表现为以单斜辉石为主要分离结晶矿物,这一判断结果与岩相学观察的结果是一致的。

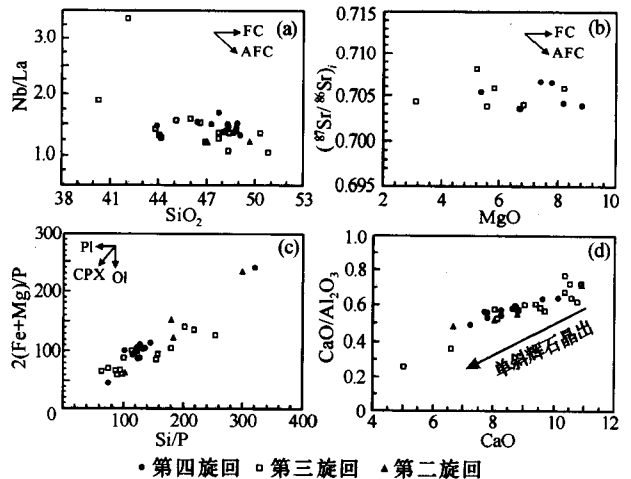


图5 南堡凹陷火山岩 Nb/La - SiO_2 (a)、 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \text{MgO}$ (b)、 $2(\text{Fe} + \text{Mg})/\text{P} - \text{Si}/\text{P}$ (c)^[25]和 $\text{CaO} - \text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (d) 图(部分数据引自文献[6])

Fig. 5 Nb/La - SiO_2 (a), $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \text{MgO}$ (b), $2(\text{Fe} + \text{Mg})/\text{P} - \text{Si}/\text{P}$ (c) and $\text{CaO} - \text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (d) diagram for Nanpu sag basalts

本区玄武岩 La - Ce、Nb - Zr 均显示正相关(表 1),特别是 La - Ce 的线性关系极好,中国东部不同地区玄武岩 La - Ce、Nb - Zr 均显示类似的正相关关系^[26]。一般认为两种强不相容元素或两种有相同化学性质的不相容元素的比值受玄武岩形成过程中的分离作用的影响不明显,它们反映其源区的比值^[27]。REE 和其他不相容元素类似的协变关系及 La/Sm - La (图 3)的线性关系,可以说明本区新生代玄武岩具有相对单一的成因机制——主要受部分熔融控制,相对来说,结晶分异作用又是次要的(本区玄武岩部分熔融程度计算见后)。

4.2 岩浆源区

从岩浆演化过程得出,本区火山岩均排除了较大程度的地壳混染的可能,因此,新生代玄武岩的化学组成可以用来反映其地幔源区特征和地幔过程。

在大陆玄武岩中,很少来自地幔中单一的均一源区,而往往是由地幔中二员、三员或是更多端员组分之间不同程度混合形成的。根据主量元

素、微量元素及 Sr - Nd - Pb 同位素体系的综合研究,中国东部新生代玄武岩也是由两个或更多个地幔端员按不同比例混合的结果^[1-4]。其中亏损端员(MORB 和 PERMA)和富集端员(EM I 和 EM II)在不同地区火山岩形成中所起的作用是不同的。Zou 等^[4]指出,华南地区新生代玄武岩是亏损地幔和 EM II 之间的混合,华北地区的新生代玄武岩是亏损地幔和 EM I 之间的混合。南堡凹陷是在华北地台基底上,经中、新生代的块断运动而发育起来的一个中新生界北断南超的箕状凹陷^[9,10]。因此本区新生代玄武岩很可能是亏损地幔和 EM I 之间的混合。

从 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 相关性(图 6a)可看出,部分样品点落入由亏损地幔(DMM)向富集地幔(EM I 和 EM II)演化的地幔阵列中,位于具有高 U/Pb 值地幔(HIMU)的下方。在图 6b 中,数据点构成明显的相关分布,均位于洋岛玄武岩构成的地幔系列及其附近,它们在 DMM 与 EM I 地幔

端员之间呈现连续变化的特征,但有些向 EM II 端员倾斜的趋势,说明新生代玄武岩源区特征可能主要是受 DMM 与 EM I 地幔端员的影响,但也有 EM II 端员的贡献,认为是次要的。 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值没有明显的负相关关系, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 明显偏向右侧可能是热液蚀变的结果,而不是地壳物质加入引起的^[28],这和上面的认识相一致。

南堡凹陷新生代玄武岩铅同位素组成变化明显,且形成很好的线性关系(图 4),显示二员混合特征,这种混合特征既包括岩浆上升过程中发生的地壳混染,也包括岩浆形成过程中发生的混合作用。由于前面讨论得出本区玄武岩形成过程中地壳混染作用不明显,因此,本区玄武岩的铅同位素变化明显可能归因于地幔源区中不同端员混合作用。无论如何,南堡凹陷新生代玄武岩的成分变化是一个连续的过程,其组成主要决定于 DMM 与 EM I 端员组分对岩浆的贡献程度,EM II 端员的贡献较少。

为了能够对南堡凹陷新生代玄武岩源区成分及演化过程进行系统定量的计算,需要建立元素间反演计算模型。由于后期的演化使得玄武岩的主要元素发生了一定的变化,不适宜用于岩浆的反演计算。稀土元素的分配系数能很好的表征元素在残余固相-熔体、熔体-结晶固相、熔体-熔体等两共存相中的变化趋势^[30-32],比较适合作为反演计算的依据。因此可以利用 REE 来定量反演计算岩浆的形成和演化趋势。模拟计算方法见文献^[33]。本区玄武岩的源区不可能是单纯的尖晶石二辉橄榄岩或石榴石二辉橄榄岩,推测其源区应该是石榴石二辉橄榄岩-尖晶石二辉橄榄岩之间的过渡相。因为以尖晶石二辉橄榄岩作为源区,岩浆明显富集 HREE,而以单纯的石榴石二辉橄榄岩作为源区熔出岩体,则 HREE 含量明显偏低^[33]。根据前面对玄武岩样品的地球化学特征分析可知,3 个裂陷旋回玄武岩样品都经历了单斜辉石的分离结晶作用。它们的分离结晶作用会导致岩浆 REE 总量的升高,但是石榴石二辉橄榄岩较低程度的部分熔融经过 30% ~ 60% 的分离结晶才能达到玄武岩的实际 HREE 含量,同时 LREE 的含量急剧上升,而且如此高程度分离结晶定会使岩浆的成分从基性向酸性岩过渡。模拟计算的结果(图 7)也显示,如果源区同时含有尖晶石、石榴石和很少部分的斜长石,则部分熔融的稀土配分曲线与玄武岩样品的稀土配

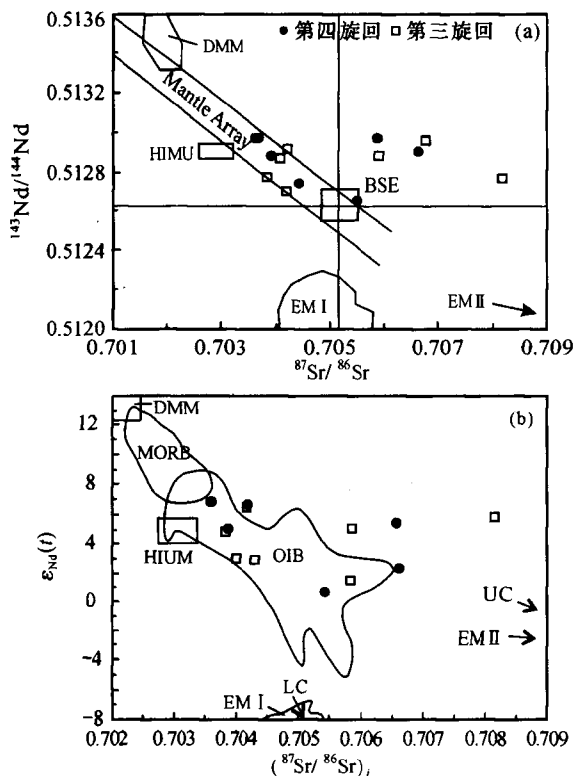


图 6 南堡凹陷新生代玄武岩 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 相关性图解^[29]与 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 相关性图解^[29]

Fig. 6 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ correlation diagram of the Nanpu sag basalts

DMM—亏损地幔;BSE—平均地球成分;EM I 和 EM II—富集地幔;HIMU—具有高 U/Pb 值的地幔;OIB—洋岛玄武岩

分曲线比较吻合。因此认为,本区玄武岩源区特征为含石榴石二辉橄榄岩和尖晶石二辉橄榄岩的混合岩区。源区矿物成分主要有橄榄石、单斜辉石、斜方辉石、尖晶石、石榴石和很少的斜长石。第四裂陷旋回到第二裂陷旋回部分熔融程度分别为 0.2% ~ 10%、1.8% ~ 10.8%、2.6% ~ 11.4% (图 7),部分熔融程度依次升高,且源区石榴石和尖晶石平均比例分别为 5:95 ~ 20:80, 5:95 ~ 30:70, 10:90 ~ 40:60。这与中国东部上地幔橄榄岩(包括石榴石二辉橄榄岩和尖晶石二辉橄榄岩)推测其经历过小程度熔融 (<10%)^[34] 大致相当。

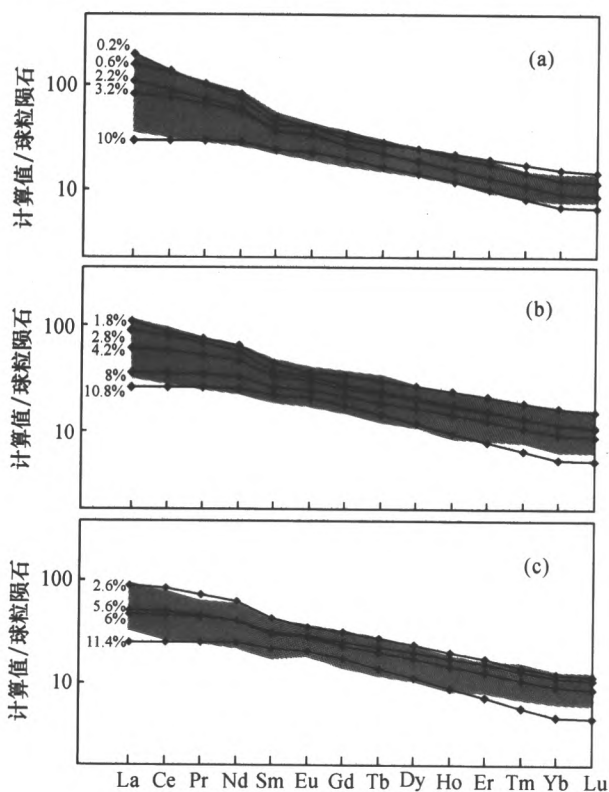


图 7 模拟计算稀土配分曲线

Fig. 7 Chondrite normalized rare earth elements pattern by inversion calculations

a—第四裂陷旋回部分熔融; b—第三裂陷旋回部分熔融;
c—第二裂陷旋回部分熔融;

阴影部分表示 3 个裂陷旋回玄武岩样品实际稀土元素浓度

4.3 构造环境

深部构造热事件是造成玄武岩浆形成及演化的条件,相同源区而不同构造背景下形成的玄武岩的地球化学特征必然是不同的。利用微量元素特征进行火山岩的大地构造环境判别,已被证明为极其有效的手段^[35]。基于本区火山岩有一定的蚀变,故选用在变质和蚀变过程中相对稳定的高

场强元素、稀土元素等来研究火山岩形成时的构造环境。

从本区玄武岩构造环境判别图(图 8)中可以看出,本区玄武岩大部分投入板内玄武岩区。在 Nb-Zr-Y 三角图解^[36]中,玄武岩样品主要落入 AI + A II 区及附近,指示了板内玄武岩的性质。从 Zr/Y-Zr 判别图解^[37]中,该区玄武岩和典型的板内玄武岩特征一致^[37]。在玄武岩形成环境的 Ti-Zr-Y 图解^[38]中,本区玄武岩也落入板内玄武岩区。在玄武岩 TiO₂-MnO-P₂O₅ 中^[39],本区样品也基本上落入洋岛碱性玄武岩区。

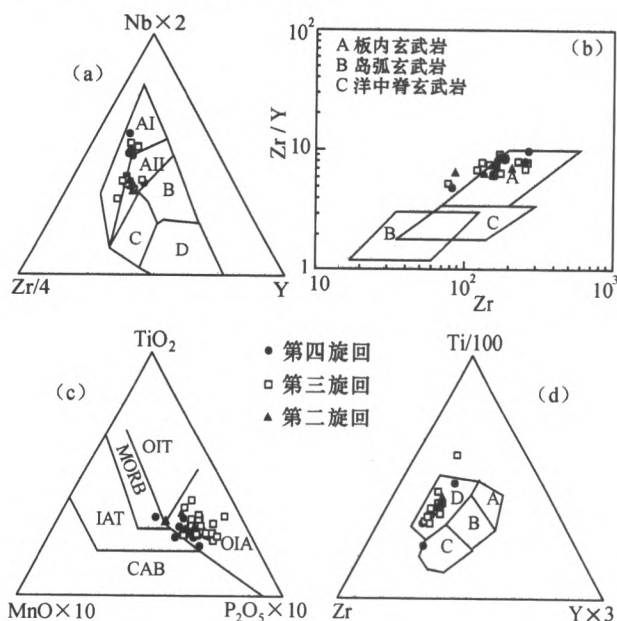


图 8 Nb-Zr-Y (a)^[36], Zr/Y-Zr (b)^[37], TiO₂-MnO-P₂O₅ (c)^[39] 和 Ti-Zr-Y (d)^[38] 图解

Fig. 8 Nb-Zr-Y (a), Zr/Y-Zr (b), TiO₂-MnO-P₂O₅

(c), Ti-Zr-Y (d) diagram for the Nanpu sag basalts

(a): AI—板内碱性玄武岩, AII—板内碱性玄武岩、板内拉斑玄武岩, B—E-MORB, C—板内拉斑玄武岩、岛弧玄武岩, D—N-MORB; (c): OIT—洋岛拉斑玄武岩, OIA—洋岛碱性玄武岩, CAB—岛弧钙碱性玄武岩, IAT—岛弧拉斑玄武岩, MORB—洋中脊玄武岩; (d): A—岛弧拉斑玄武岩, B—MORB 岛弧拉斑和钙碱性玄武岩, C—钙碱性玄武岩, D—板内玄武岩

此外,本区玄武岩的微量元素原始地幔标准化蛛网图解,也明显具有大陆板内玄武岩所特有的分配型式。因此,南堡凹陷新生代玄武岩是板内碱性玄武岩,在大陆(板内)张性背景中形成,与中国东部新生代普遍发生的大陆伸展拉张事件相吻合,是中国东部玄武岩的有机组成部分。

综合上述特征,南堡凹陷新生代玄武岩属于典型的板内碱性玄武岩,其形成环境应该为板内

的大陆裂谷环境,可能与地幔柱活动有关^[40]。碱性玄武岩是在较高的压力下发生较低程度部分熔融作用下形成的,显示有限伸展作用的特点^[41]。南堡凹陷具有高磁力、高密度的岩石所形成的地球物理特性。由于深部地幔物质上涌,部分喷出进入上地壳,大量的在下地壳残留。具有这种特征的地区解释为裂谷比较合理,与本区的火山岩所揭示的构造环境是一致的。

5 结 论

南堡凹陷新生代玄武岩皆为碱性系列玄武岩,是富集地幔二辉橄榄岩较低程度部分熔融的产物。玄武岩的地球化学性质与洋岛型玄武岩非常相似,形成于板内环境。不同期次玄武岩在地球化学成分方面的差异主要取决于源区矿物相成分和熔融程度,后期的结晶分异及同化混染作用没有起到显著的影响。稀土元素反演模拟计算结果说明,这套岩石可能来源于尖晶石二辉橄榄岩与石榴石二辉橄榄岩的过渡源区,源区矿物成分主要有橄榄石、单斜辉石、斜方辉石、尖晶石、石榴石和很少的斜长石。第四裂陷旋回到第二裂陷旋回部分熔融程度依次升高,且源区尖晶石二辉橄榄岩所占比例依次增大。

在野外及收集资料期间,得到冀东油田王旭东、黄宏祥先生以及岩心库、资料室等的大力支持;写作过程中得到蔡宏明同学的帮助,在此表示衷心感谢。

参考文献:

- [1] 刘若新,解广轰,周新华,等.中国新生代火山岩的构造背景及地幔源区特征[M]//刘若新.现今地球动力学研究及其应用.北京:地震出版社,1994:108-120.
- [2] 支霞臣,陈道公,张宗清,等.六合-仪征第三纪碱性玄武岩的钕-铈同位素组成[J].岩石学报,1994,10(4):382-388.
- [3] 刘丛强,解广轰,增田彰正.中国东部新生代玄武岩的地球化学(I)——主元素和微量元素组成:岩石成因及源区特征[J].地球化学,1995,24(1):1-9.
- [4] Zhou H B, Zindler A, Xu X S, et al. Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance [J]. Chem. Geol., 2000, 171: 33-47.
- [5] 鄂莫岚,赵大升.中国东部新生代玄武岩及深源岩石包体[M].北京:科学出版社,1987.
- [6] 王华,王方正,周海明,等.渤海湾盆地南堡凹陷演化的动力学和成藏动力学[M].武汉:中国地质大学出版社,2002:182.
- [7] 董月霞.渤海湾盆地南堡凹陷演化的热动力过程与油气成藏规律研究[D].武汉:中国地质大学(武汉),2002.
- [8] 周海民,丛良滋,董月霞,等.断陷盆地油气成藏动力学与含油气系统表征——以渤海湾盆地南堡凹陷为例[M].北京:石油工业出版社,2005.
- [9] 丛良滋,周海民.南堡凹陷主动裂谷多幕拉张与油气的关系[J].石油与天然气地质,1998,19(4):296-301.
- [10] 周海民,魏忠文,曹中宏,等.南堡凹陷的形成演化与油气的关系[J].石油与天然气地质,2000,21(4):345-349.
- [11] 董月霞,周海民,夏文臣.南堡凹陷火山活动与裂陷旋回[J].石油与天然气地质,2000,21(4):304-307.
- [12] 邱家骧.应用岩浆岩石学[M].武汉:中国地质大学出版社,1991.
- [13] Hughes C J, Hussey E M. M and Mg values in igneous rocks: Proposed usage and a comment on currently employed Fe₂O₃ corrections[J]. Geochim. Cosm. Acta, 1976, 40: 485-486.
- [14] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[M]//Saunders A D, Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins. London: Geol. Soc. Spec. Pub., 1989, 42: 313-345.
- [15] Ito E, White R M, Gopel C. The O, Sr, Nd, Pb isotope geochemistry of MORB[J]. Chem. Geol., 1987, 62: 157-176.
- [16] DePaolo D J. Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction [M]. New York: Springer Verlag, 1988.
- [17] Briquen L, Lancelot I R. Rb-Sr systematics and crustal contamination models for calc-alkaline igneous rocks[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1979, 43(3): 385-396.
- [18] Faure G, John Wiley. Principles of isotope geology [M]. New York: John Wiley and Sons, 1986.
- [19] Chauvel C, Hoffman A W, Vidal P. HIMU-EM: the French Polynesian connection[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1992, 110: 99-119.
- [20] Hart S R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle[J]. Nature, 1984, 309: 753-757.
- [21] Brewer T S, Hergt J M, Hawkesworth C J, et al. Coats land dolerites and the generation of Antarctic continental flood basalts [M]//Storey B C, Alabaster T R, Pankhurst R J. Magmatism and the Causes of Continental Break-up. London: Geol. Soc. Spec. Pub., 1992, 68: 185-208.
- [22] Hawkesworth C J, Gallagher K, Kelley S, et al. Parana magmatism and the opening of the South Atlantic [C]// Storey B C, Alabaster T R, Pankhurst R J. Magmatism and the Causes of Continental Break-up. London: Geol. Soc. Spec. Pub., 1992, 68: 221-240.
- [23] Turner S, Arnaud N, Liu J, et al. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts[J]. Journal of Petrology, 1996, 37: 45-71.
- [24] Gao S, Luo D C, Zhang B R, et al. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1998, 62(11): 1959-1975.
- [25] Ernst R E, Fowler A D, Pearce T H. Modeling of igneous fractionation and other processes using Pearce diagrams[J]. Contr. Miner. Petrol., 1988, 100: 12-18.
- [26] 樊祺诚,刘若新.中国东部新生代玄武岩稀土元素地球化学[M]//刘若新.中国新生代火山岩年代学与地球化学.北京:地震出版社,1992:339-365.

- [27] Frey F A, Clague D A. Geochemistry of diverse basalt types from Loihi Seamount, Hawaii: petrogenetic implications [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, 66: 337 - 355.
- [28] 张宗清, 张旗. 北秦岭晚古生代宽坪群蛇绿岩中变质基性火山岩的地球化学特征 [J]. *岩石学报*, 1995, 11 (5): 165 - 177.
- [29] Zindler A, Hart S. Chemical Geodynamics [J]. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, 14: 493 - 571.
- [30] McKenzie D P, O'Nions R K. Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations [J]. *J. Petrol.*, 1991, 32: 1021 - 1091.
- [31] Frey F A, Garcia M O, Wise W S, et al. The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: Petrogenesis of tholeiitic and alkali basalts [J]. *Jour. Geophys. Res.*, 1993, 96: 4347 - 4375.
- [32] 李昌年. 火成岩微量元素岩石学 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1992.
- [33] 倪平泽, 肖龙, 何琦, 等. 滇西丽江树底桥及宁蒗万马场二叠纪玄武岩地球化学特征及成因 [J]. *矿物岩石*, 2007, 27 (1): 107 - 116.
- [34] 刘若新, 樊祺诚. 中国东部超镁铁质捕虏体的主要元素和微量元素地球化学 [C] // 中国上地幔特征与动力学讨论会论文集. 北京: 地震出版社, 1990: 45 - 61.
- [35] Pearce J A. Trace element characteristics of Lavas from destructive plate boundaries [M] // Thorpe R S. *Andesite: Orogenic andesites and related rocks*. New York: Wiley and Sons, 1982: 525 - 548.
- [36] Meschede M A. Method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb - Zr - Y diagram [J]. *Chem. Geol.*, 1986, 56: 207 - 218.
- [37] Pearce J A, Norry M J. Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *contrib [J]. Mineral Petrol.*, 1979, 69: 33 - 47.
- [38] Pearce J A, Cann J R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, 19: 290 - 300.
- [39] Mullen E D. $MnO/TiO_2 - P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, 62: 53 - 62.
- [40] 肖龙, 王方正, 王华, 等. 地幔柱构造对松辽盆地及渤海湾盆地形成的制约 [J]. *地球科学*, 2004, 29 (3): 283 - 292.
- [41] 王方正, 杨梅珍, 郑建平, 等. 准噶尔盆地陆梁地区基底火山岩的岩石地球化学及其构造环境 [J]. *岩石学报*, 2002, 18 (1): 9 - 16.

Petrogenesis and Geochemical Characteristics of Volcanic Rocks from Nanpu Sag of Bohai Bay Basin, East China

DU Jing-xia^{1a}, XIAO Long^{1b}, ZHOU Hai-min², SUN Yang^{1a}, DONG Yue-xia², LI Wen-hua²,
NI Ping-ze^{1a}, XIANG Hua^{1a}

(1. a. Graduate School; b. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China;
2. Petrochina Jidong Oilfield Company Exploration & Development Research Institute, Tangshan 063004, China)

Abstract: The Nanpu Oilfield is located in the NW part of the Bohai Bay Basin, in east China. Petrological and geochemical studies of drill core samples indicate that the basalts belong to the alkaline series. Their SiO_2 contents are 40.24% ~ 51.55%, high in TiO_2 (1.39% ~ 3.81%) and variable $Mg^{\#}$ (0.38 ~ 0.69). Some basaltic rocks experienced fractional crystallization, dominated by clinopyroxene. All samples examined are enriched in high field strength elements and have trace elements patterns similar to oceanic island basalts (OIB). High ratios of La/Yb suggest that significant fractionation of rare earth element occur. The Sr and Nd isotopic system shows that $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ range from 0.703 6 to 0.708 2 and $\epsilon_{Nd}(t)$ varies from 0.657 to 6.830. These geochemical and isotopic characteristics indicate that they are similar to oceanic island basalts and from a within-plate setting. These basalts are formed by low degrees of partial melting from a hybrid mantle of EM I and DMM types, with no significant crustal assimilation. However, the contribution from the EM II can not be precluded.

Key words: Cenozoic basalt; Sr - Nd - Pb isotope; geochemistry; petrogenesis; Nanpu sag