doi:10.3799/dqkx.2015.133

塘沽地区沙河街组下部含云质泥岩主微量元素 地球化学特征及地质意义

李 乐1,姚光庆1*,刘永河2,侯秀川3,王 刚1,赵 耀1,高玉洁1

1. 中国地质大学构造与油气资源教育部重点实验室,湖北武汉 430074

2. 中国石油大港油田采油四厂地质研究所,天津 300280

3. 中国石油大港油田油气藏评价事业部,天津 300280

摘要: 细粒泥岩记录并反映着源区及沉积区的重要地质信息. 塘沽地区沙河街组下部发育一套湖相含云质泥岩,为了解该地区的构造背景、沉积背景、风化程度以及物源属性,对 25 块含云质泥岩的地球化学特征进行了全面的分析. 经"去白云石"调整后,各类元素地球地化参数及图解反映出了一致的地质信息. 其中,高 Σ REE 值(154. 0×10⁻⁶~219. 3×10⁻⁶)、中等强度的负销异常(0. 64~0. 73)以及包括 K₂O/Na₂O-SiO₂,SiO₂/Al₂O₃-K₂O/Na₂O 和判别函数几类双变量图解均指示塘沽地区具有主动大陆边缘(安第斯型)的构造背景;SiO₂-(K₂O+Na₂O+Al₂O₃)图解指示岩石沉积期气候干旱,相当 B(200. 17~313. 21)指示沉积水体为咸水类型,近似黄铁矿矿化度(approximate degree of pyritization,简称 *DOP*_{apx})(0. 02~0. 38)、自生铀(0. 14~1. 22)及 U/Th(0. 17~0. 44)指示水体具备常氧属性;化学蚀变指数(chemical index of alteration,简称 *CIA*)(51. 26~65. 74), 长石蚀变指数(plagioclase index of alteration,简称 *PIA*)(51. 65~78. 06),修正成分变异指数(modified index of composition variation,简称 *ICV*_m)(0. 67~1. 24)及 A-CN-K 图解反映了母岩经受了弱一中等强度的风化程度;判别函数图解,K-Rb 双变量判别图解,A-CN-K 图解、Al₂O₃/TiO₂指标(23. 37~28. 58)、与上地壳(upper continental crust,简称 UCC)相似的稀土配分模式及负销异常则共同确定长英质岩石为含云质泥岩的母岩来源. 在上述背景条件的约束下,研究表明塘沽地区沙河街组含云质泥岩的物质来源应主要由燕山褶皱带提供.

关键词:塘沽地区;沙河街组;含云质泥岩;地球化学;沉积背景;沉积学. 中图分类号: P595 **文章编号:** 1000-2383(2015)09-1480-17

收稿日期: 2015-04-15

Major and Trace Elements Geochemistry and Geological Implications of Dolomite-Bearing Mudstones in Lower Part of Shahejie Formation in Tanggu Area, Eastern China

Li Le¹, Yao Guangqing^{1*}, Liu Yonghe², Hou Xiuchuan³, Wang Gang¹, Zhao Yao¹, Gao Yujie¹

1. Key Laboratory of Tectonics and Petroleum Resources of the Ministry of Education, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Institute of Geology, 4th Oil Production Plant, Dagang Oilfield Company, Petro China, Tianjin 300280, China

3. Oil and Gas Evaluation Division, Dagang Oil field Company, Petro China, Tianjin 300280, China

Abstract: Fine mudstone can record and reflect geological aspects of source and sedimentary area. A set of lacustrine dolomitebearing mudstones is developed in Lower Shahejie Formation of Tanggu area. To understand its tectonic setting, depositional setting, weathering and provenance, the geochemical characteristics of 25 rock samples were analyzed thoroughly. With dolomite-free modification, different indices and diagrams reveal identical geological information. Active continental margin setting (Andean-type) is revealed by the combination of high $\sum \text{REE}(154.0 \times 10^{-6} - 219.3 \times 10^{-6})$, moderate negative Eu anomaly

基金项目:中国石油股份有限公司大港油田分公司重点项目(No. DGYT-2012-JS-566).

作者简介:李乐(1985-),男,博士研究生,主要从事储层地质方面研究工作.E-mail: santali2005@gmail.com * 通讯作者:姚光庆(1964-),E-mail: gqyao@cug.edu.cn

(0.64-0.73) and tectonic setting discriminant diagram (K₂O/Na₂O-SiO₂, SiO₂/Al₂O₃-K₂O/Na₂O, and discriminant function bivariate diagram). SiO₂-(K₂O+Na₂O+Al₂O₃) bivariate discriminant diagram, equivalent B(200.17-313.21) and approximate degree of pyritization (*DOP*_{apx}) (0.02~0.38), authigenic U(0.14-1.22), U/Th(0.17-0.44) indicate arid, saline and oxic depositional condition respectively. Chemical index of alteration (*CIA*)(51.26-65.74), plagioclase index of alteration (*PIA*)(51.65-78.06), modified index of composition variation (*ICV*_m)(0.67-1.24) and A-CN-K diagram reflect mild to moderate weathering of source rock. Discriminant function diagram, K-Rb bivariate diagram, A-CN-K diagram, Al₂O₃/TiO₂ index(23.37-28.58), REE pattern similar to upper continental crust (UCC) and negative Eu anomaly deduce the felsic rocks as the major source for the dolomite-bearing mudstones. Under such geological constrain, it is concluded that the source materials are mostly derived from Yanshan fold and thrust belt.

Key words: Tanggu area; Shahejie Formation; dolomite-bearing mudstone; geochemistry; depositional setting; sedimentology.

陆源碎屑岩的岩石地球化学组成是构造背景、 物源属性、沉积环境条件、风化作用、搬运作用、沉积 后作用(成岩)等一系列因素综合的反映(Bhatia, 1983; McLennan et al., 1993; Moosavirad et al., 2011; Jian et al., 2013). 相较于不同因素下矿物类 型的复杂变化,岩石元素总量的变化趋势却保持着 相对的稳定,并在这些变化趋势中记录下了不同因 素所带来的影响(Nesbitt and Young, 1989),这为 确定构造背景、追溯源岩类型及沉积环境条件、评价 风化作用强度及方向等研究提供了可能.基于碎屑 沉积岩的主量、微量及稀土元素这3类基础数据,不 同参数及判别图解得以构建并先后运用于了判断构 造背景(Bhatia, 1983; Roser and Korsch, 1986)、追 溯物源属性(Floyd and Leveridge, 1987; Roser and Korsch, 1988)、恢复沉积环境条件(Walker and Price, 1963; Curtis, 1964; Walker, 1968; Couch, 1971; Jones and Manning, 1994; Algeo and Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2006) 以及评价风 化作用强度(Harnois, 1988; Fedo et al., 1995) 这 几方面的研究.而在相关的研究之中,上述参数及图 解不仅在粗粒的砂岩之中具有良好的识别区分能力 (Yang et al., 2012; Sharma et al., 2013), 在以泥 岩为代表的细粒沉积岩之中同样表现出了良好的适 用性(Cullers, 2000; Ghosh and Sarkar, 2010; Moosavirad et al., 2011; Hofer et al., 2013). 碳酸 盐矿物在碎屑岩中普遍存在,其带来的稀释作用会 对地质解释产生影响(Roser and Korsch, 1986),因 而在应用各类指标及图解时往往需要对其进行修 正. 然而,已有的方法多针对岩石中赋存的方解石一 类矿物进行"微调"(Roser and Korsch, 1986; McLennan et al., 1993), 而对以白云石形式存在的 修正则未见相关报道.

2011年大港油田分公司在塘沽地区沙河街组 下部(沙三5亚段)发现了一套以含云质泥岩及泥质 白云岩为主体的自生自储型非常规油藏.针对塘沽 地区地质情况,前人已进行了一定程度的研究,但研 究内容主要集中于重建区域构造演化(黄传炎等, 2008; Zhang et al., 2009), 探讨岩浆活动的石油地 质意义(肖坤叶等,2004)以及分析研究区沙河街组 三段地层的物源体系(邓荣敬等,2006;黄传炎等, 2009)、沉积一储层特征(马杰等,1999;邓荣敬等, 2006)和烃源岩特征(邓荣敬等,2005;白云风等, 2011)几个方面.上述研究对于沙河街组下部该套特 殊油藏所形成的构造背景、沉积环境条件和物源属 性这几方面所提供的信息较为有限,此外,在研究区 采用元素地球化学资料提供地质约束类型的研究尚 属空白.因而,通过分析塘沽地区含云质泥岩的地球 化学数据,本次研究旨在:(1)探讨研究区构造背景; (2)重建研究区沉积背景;(3)评价化学风化作用程 度及追溯源岩类型;(4)尝试提出采用含白云石岩石 样品地球化学数据进行地质解释时的"去白云石"修 正方法.

1 地质背景及岩石学特征

塘沽地区位于中国东部的天津市滨海新区境内,构造上位于渤海湾盆地黄骅坳陷西北部的塘 沽-新港潜山构造带之上,其南北两侧的塘北及海 河两条二级断层使其与周边的北塘西斜坡、北塘次 凹、歧口主凹以及板桥次凹相分隔(图 1a).

古近纪时期,塘沽地区整体上处于多期构造沉 降的裂陷期(3期,43.0~24.6 Ma),研究区沙河街 组沙三段及沙二段形成于裂陷 I 期中的快速沉降阶 段,沙一段形成于裂陷 II 期这一稳定发育期,东营组 则沉积于裂陷 III 期这一转换期之中(黄传炎等, 2008).裂陷期中存在的一幕反转隆升及两期广泛暴 露活动致使研究区沙二段受强烈剥蚀而缺失,沙一



图 1 区域构造(a)和研究区古近系地层简图(b)

Fig. 1 Geological sketch of study area (a) and generalized paleogene stratigraphic of the study area (b) 图 a 底图据周立宏等(2011)修改



图 2 沙三段含云质泥岩典型岩心及薄片照片

Fig. 2 Typical photos of core and thin sections of Sha3 member dolomite-bearing mudstones a. 水平层理发育,富泥质纹层及富云质纹层纵向上交替出现,3094.5m;b. 块状层理发育,难见纹层,3111.8m;c. 纹层状含云质泥岩,泥晶级白 云石及泥级碎屑颗粒(石英和长石)呈纹层状产出(正交偏光,放大5倍);d. 块状含云质泥岩,粉砂级长石呈分散状赋存于岩石之中(单偏光,放 大10倍)

段亦受一定程度的剥蚀而与上覆东营组地层呈不整 合接触(图 1b).研究区北部的燕山褶皱带以及西部 的沧县隆起为沙三段沉积期的两大物源(黄传炎等, 2009),燕山运动所造成的中生代地层隆起剥蚀则成 为沉积的物质基础(李大伟,2006).在两大物源及构 造组合的控制下,研究区沙三段沉积时期经历了迅 速湖进(沙三5)、逐渐水退(沙三4+3)、缓慢水进 (沙三2)和迅速水进(沙三1)的演化过程,此过程 中,扇三角洲、滑塌重力流、湖相等类型沉积在纵向 上叠置出现(马杰等1999;邓荣敬等,2006;黄传炎 等,2009).该段地层整体厚度为738.5~2236.9m, 自下而上可大致分为下部(沙三5)湖相细粒沉积, 中部(沙三 4~2)的扇三角洲及滑塌重力流粗粒沉 积,以及上部(沙三 1)湖相细粒沉积.其中,沙三段 下部(沙三 5)地层厚度为 130.0~282.9 m,岩性由 底部的深灰色含云质泥岩过渡到中部的褐灰色一灰 白色泥质白云岩,再向上渐变为深灰色含云质泥岩, 过渡至顶部则为一套黑色的纯泥岩,从而与沙三段 中部(沙三 4~2)地层相区分,层段内部的岩性变化 反映了水体由深至浅再到深的旋回性变化.

研究区取心段含云质泥岩夹于中部泥质白云岩 与上部纯泥岩之间,为一套反映水体由浅渐深的"过 渡性"沉积.岩石多呈深灰色,水平层理发育,纹层厚 约 2~5 mm,以深色(富泥质)纹层及浅色(富云质)纹 层在纵向上高频交替出现为特征(图 2a);此外,亦见 块状层理的发育(图 2b),岩石中纹层弱一不发育,泥 质与云质物质均匀分布于岩石之中.粘土矿物、白云 石、长石及石英为该类岩石的主要矿物组成.其中,粘 土矿物类型难于通过镜下观察进行有效鉴定;白云石 多以泥晶级质点呈纹层状或分散状产出(图 2c 和 2d),晶粒大小为 2~4 µm,自形程度差(图 2c);长石 及石英颗粒亦以泥级质点大小呈纹层状或分散状赋 存于岩石之中,颗粒粒径多小于 5 µm(图 2c);偶见粉 砂级次棱一次圆状长石颗粒,颗粒表面污浊,不具聚 片双晶,应为正长石一类富钾长石(图 2d).

2 取样及实验测试

25 件含云质泥岩样品挑选自研究区目的层塘 12C 井中的新鲜岩心.所有样品均经玛瑙球磨机处 理为 200 目左右的颗粒.主量元素测试由岛津 XRF-1800X 射线荧光光谱仪(Shimadzu sequential X-ray fluorecence spectrometer lab centre XRF-1800) 完 成,仪器 X 光管工作电压为 40 kV,工作电流为 70 mA,测试精度优于 2%. 微量及稀土元素的测量 分析则由 Thermo Scientific X7 型电感耦合等离子 质谱仪(Thermo Elemental-X7 Quadrupole ICP-MS)完成,测试样品制备流程如下:粉末样品经烘干 处理后称取 50 mg 置于 Teflon 坩埚之中,先后加入 1.5 mL 高纯硝酸及高纯氢氟酸处理;将坩埚置于钢 套中,置于烘箱中于 190 ℃左右加热 48 h 左右,溶 液冷却后再置于电热板上蒸干,随后加入1mL 硝 酸再次蒸干;加入3mL体积分数为30%的硝酸于 190 ℃密封加热 12 h 左右,将溶液移入聚乙烯塑料 瓶中,加入体积分数为2%的硝酸稀释至100g,送 至仪器中进行测试.质谱仪功率设定为1250W,分 析误差低于 5%. 所有的元素地球化验分析工作均 在武汉岩矿测试中心完成.

3 实验结果

3.1 主量元素氧化物

25 块样品的主量元素氧化物测试数据见表 1. 研 究区含云质泥岩中主量元素氧化物主要包括 SiO₂ (41.76%~52.99%)、Al₂O₃(12.62%~16.80%)、 CaO(4.09%~9.68%)、MgO(2.60%~4.63%)、K₂O (2.64%~3.87%)、Na₂O(1.46%~2.77%)、FeO (2.12%~4.30%)和 Fe₂O₃(1.67%~2.73%),而 TiO₂、P₂O₅、MnO等主量元素氧化物含量则普遍低于 1%(表 1).以平均大陆上地壳(upper continenta crust,简称 UCC)为标准,对 25 块样品的主量元素氧 化物进行标准处理(图3a),结果显示含云质泥岩中



图 3 沙三段含云质泥岩主量元素氧化物(a)、微量元素(b)UCC标准化模式 Fig. 3 Distribution of UCC-nomalized major oxides (a) and trace elements (b) of Sha3 member dolomite-bearing mudstones UCC数据来自 Rudnick and Gao(2003); DM. 含云质泥岩(以下同)

					-									•					D						
样品	Υ	Y2	Y_3	Y4	Y_5	Y6	$\gamma\gamma$	Y8	6A	Y10	Y11	Y12	Y13	Y14	Y15	Y16	, 717	۲ 81Y	ξ 6[/	(20 Y	721 Y	22 Y ²	23 Y2	4 Y2	5
Na_2O	2.12	2.01	2.77	1.96	2.03	2.18	2. 13	2.43	2.22	1.93	1.97	1.77	1.87	2.00	2.12	2. 07	L 60 1	. 95 1	.54 1	.96 2	.41 2.	28 2.	54 1.	6 2.7	22
MgO	4.19	2.65	2.60	2.75	2.82	2.72	2.63	3.61	3.17	3.14	3.05	3. 32	3. 12	3.26	3. 22	3. 11	L 58 3	. 08	.67 3.	. 09 3	. 69 4.	14 3.	60 3.(2 4.6	33
$\mathrm{Al}_{2}\mathrm{O}_{3}$	14.57	16.80	15.68	16.05	15.96	15.77	16.41	14.31	15.23	14.74	14.76	14.97	15.51	4.64 1	4.84]	5.85 1	3.20 1/	1. 34 13	.72 14	. 92 15	. 58 13	.37 13.	91 14.	36 12.	62
SiO_2	47.54	52.99	50.82	49.50	50. 29	51.60	51.43	43.90	48.65	48.03	48.99	47.92	18.82	16.87 4	8.86	1.60 4	2.57 49	9.29 47	. 83 48	3. 13 44	. 82 44	.08 46.	84 46.	98 41.	76
$\mathrm{P}_{2}\mathrm{O}_{5}$	0.17	0. 21	0.24	0.27	0.22	0.20	0.21	0.67	0.29	0.37	0.26	0.21	0, 17	0.35	0.20	0.12 (. 35 0	. 21 0.	.21 0.	. 16 0	. 18 0.	23 0.	18 0.2	20 0.2	L1
$\rm K_2O$	3.16	3.87	3. 31	3.57	3.51	3.51	3.57	2.64	3.06	3.14	3.18	3.14	3. 08	3.03	3.06	3.44 2	2.92 3	. 15 3	.00	. 29 3	. 02 3.	01 2.	97 3.2	2.6	69
CaO	6.46	5.08	5.80	6.09	5.95	6.31	5. 38	8. 08	5.57	6.21	6.20	6.65	5.94	7.13	5. 60	1. 09	9.46 7	. 04	.68 6.	.42 8	. 08 8.	39 8.	03 8.2	28 9.5	69
TiO_{2}	0.57	0.70	0.67	0.65	0.65	0.66	0.69	0.52	0.60	0.57	0.58	0.57	0, 60	0.57	0.58	0.64 (. 53 0	. 59 0.	.48 0.	.57 0	. 54 0.	53 0.	57 0.1	55 0.5	54
MnO	0.07	0.04	0, 07	0.08	0.08	0.07	0.07	0.10	0.09	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0. 00	0.05	0.10	0 60 .	.0 60	.08	. 10 0.	10 0.	10 0.	2 0.1	Ξ
$\rm Fe_2O_3$	2.65	2. 15	1.70	1.89	1.90	2.10	2.26	2. 23	2.30	2.20	2.25	2.48	2.58	1.98	1.96	2.08	22 22	: 31 2	. 73 2.	.06 1	. 78 1.	69 1.	98 2. (1. 3	26
FeO	2.30	2. 15	3. 30	3.45	3. 55	2.55	2.95	4.05	3.65	3.50	2.80	3.10	3, 15	3.55	2.65	2.20	3, 10 3	00	.12 3.	.40 3	. 50 3.	65 2.	65 3. 3	5 4.3	õ
$\mathrm{TFe_2O_3}$	5.21	4.54	5.37	5.72	5.85	4.93	5.54	6.73	6.36	6.09	5.36	5.93	6. 08	5.93	4.90	1.52	67 5	. 64 5	.09 5.	. 84 5	.67 5.	75 4.	92 6.2	22 6.5	54
$\mathrm{H_2O^+}$	3.66	4, 88	5.14	5.28	5.04	4.74	5.20	6.02	6.44	7.68	7.76	6.24	5.64	6.22	5.80	3.66	5. 70 4	. 98 5	.38 4	. 80 6	. 04 7.	22 5.	56 5.	12 5.1	16
$\rm H_2O^-$	2.09	3, 38	2.79	2.79	3.20	3.25	3.20	2.64	2.83	2.35	2.55	2.90	3. 01	2.73	2.48	2.44	2.52 3	23 3	. 55 2.	. 77 1	. 90 1.	77 1.	91 3.(2 1.7	12
IOI	15.59	10.90	12.47	13, 11	12. 35	11.84	11.65	16.84	14.54	15.44	15.32	15.18	14.47	5.88 1	5.28	4.18 1	8.73 1/	 4.37 15 	.42 15	31 17	. 64 17	.86 16.	05 15.	26 18.	40
SUM	99. 39	99.55	99.43	99.37	99.31	99.51	99.38	99.38	99.37	99.35	99.44	99.40	99.40	9.35 9	9.46 9	9.43 9	9.36 9	9.42 90	.49 99	. 39 99	. 34 99	.33 99.	42 99.	32 99.	37
ICV	1.46	1.08	1.27	1.26	1.27	1.25	1. 18	1.65	1.34	1.40	1.34	1.40	1.30	1.46	1.35	l. 09	L. 84 1	. 46 1	. 61 1.	. 39 1	. 69 1.	77 1.	59 1.5	6 2.(60
$ICV_{ m m}$	0.80	0.74	0, 91	0.88	0.88	0.87	0. 83	1.07	0.88	0.92	0.88	0.90	0.85	0.96	D. 86	. 67	L 04 C	. 98 1	.17 0.	.92 1	.07 1.	06 1.	01 1.(8 1.2	24
K_2O/Al_2O_3	0.22	0. 23	0. 21	0.22	0.22	0.22	0.22	0, 18	0.20	0.21	0.22	0.21	0.20	0.21	0.21	. 22 (. 22 (. 22 0.	. 22 0.	. 22 0	. 22 0.	23 0.	21 0.2	.0.2	17
CIA	65.74	63, 88	57.67	60.86	60.85	58, 95	62.21	57.06	64.62	62.09	60. 63	51.86	53.61	59.73 5	9.41 7	1.33 6	1.02 5	9.32 62	. 24 59	. 83 54	. 79 55	. 39 54.	57 63.	17 51.	26
PIA	42. 21	50.08	44.43	45.96	46.15	44. 23	48.52	37.95	46.33	43.89	43. 76	43.49	16.69 4	1.09 4	2.62	2.75 3	3.56 40	0.52 34	.17 43	, 21 35	55 34	.68 36.	24 38.	16 30.	59
${\rm Al_2O_3/TiO_2}$	25. 56	24.00	23.40	24.69	24.55	23.89	23. 78	27.52	25.38	25.86	25.45	26.26	25.85	25.68 2	5.59 2	4.77 2	4.91 2	1.31 28	. 58 26	. 18 25	. 15 25	.23 24.	40 26.	11 23.	37
В	123.95	162.92	113. 11	116.06	111.03	103.48	140.49	96.50	91.55	100.73	101.27	00.89 1	10.55 1	06.79 1	00.44 1	29.64 10	9.83 IC	3.11 10	6.08 14	3.62 92	. 51 111	17 90.	75 109.	36 83.	14
Ga	23. 05	23.57	21.47	21.07	22. 35	19.67	23.48	20.33	19.03	19.02	18.43	19.73	19.23	7.97 1	9.61 2	0.45 1	7.40 1	88 18	. 14 19	20 18	80 19	.06 18.	37 20.	03 17.	35
Rb	102.70	108.00	85.56	84.70	102.20	100.70	110.70	85.61	81.66	88.28	88. 23	88.12	35.14	9.04 8	2.99 9	4.40 7	9.71 93	3.94 93	62 94	. 95 92	. 59 78	. 89 88.	94 92.	42 76.	85
Th	11. 53	11.00	9.30	9.56	10.52	9.96	11. 03	9, 88	8.72	9.28	9.05	9.48	9. 33	8.92	9.60	9.57 8	3, 98	. 16 9.	.30 9.	.40 10	00 0	05 9.	99 10.	27 8.6	00
D	5.06	1.90	1.73	1.89	1.76	1.71	1.99	3. 08	3.05	3.66	3. 59	3. 33	3. 29	3.89	4.03	3. 37	3, 93 2	. 57 3.	. 43 3.	. 39 3	. 08 3.	45 2.	93 2.9	92 2.3	00
Ba	616.51	484.65	494.22.	592.81	429.70	417.92	397.60	734.55	508.70	736.46	569.91	54.52 4	67.90 5	32.80 5	20. 11 12	93. 75 59	38. 20 55	9.70 62	2.74 54	5.75 61	9.90 640	. 37 821.	.17 646.	84 618.	28
Ż	38.77	40.23	34.89	43.09	33. 93	40.73	38.69	39.19	39.66	35.95	38.62	34.53	41.38	34.12 2	8.95 4	3.42 3	1.24 3.	3.15 45	. 34 38	. 57 27	. 53 34	.16 28.	37 25.	40 27.	81
Sr	756.56	406.28	355, 58	551.98	370.04	392.43	343.20	857.87	605.17	732.26	704.79	44.21 6	59.29 7	29.04 7.	42.62 5	59 . 19 10	32. 75 72	5.53 86	3. 10 61	2. 90 76	3.58 834	L. 26 776.	. 89 687.	98 670.	93
Λ	93.68	94.68	96.81	106.69	108.49	81. 50	95.76	97.76	81.44	83.47	77.72	87.75	36.88	32.21 7	5.86	5.27 8	6.95 9	96 96	. 24 85	. 60 7E	, 12 79	.91 69.	58 89.	58 92.	18
相当B	267.85	313.21	237.47	233.06	225.13	209.82	282.12	235.44	201.97	218, 56	217.97 2	18.90 2	42.85 2	37.10 2	21.58 2	55 . 97 2 ^z	19.91 22	3.27 23	7.07 30	2. 65 20	5.84 247	. 90 204.	.17 230.	45 200.	17
$\mathrm{Sr/Ba}$	1.23	0.84	0.72	0.93	0.86	0.94	0.86	1.17	1.19	0.99	1.24	1.34	1.41	1.37	1.43	. 44	L. 7.3 1	. 30 1	. 39 1.	.12 1	. 23 1.	30 0.	95 1.()6 1.(60
Fe _{py-apx}	2.29	Ι	0.74	0.88	0.44	0.38	0.16	1.84	0.78	0.86	0.72	1.04	1. 04	1.46	l. 51		2. 39 1	. 21 1.	. 55 1.	. 90 2	.47 1.	89 2.	02 1.5	53 2.8	22

沙三段含云质泥岩主量、微量和稀土元素分析结果

Table 1 Major element, trace element and rare-earth element (REE) analyses of Sha3 member dolomite-bearing mudstones 表 1

续表 1																								
样品	Υ	Y2	Y_3	Y_4	Y_5	Y_6	Υγ	Y8	$^{\rm Y9}$	Y_{10}	Y11	Y12	Y13	Y14	YI5 Y	716 Y	17 YI	.8 YI	9 Y20	Y21	Y22	Y23	Y24	Y25
$\mathrm{DOP}_{\mathrm{apx}}$	0.38		0. 11	0.12	0.06	0.07	0, 02	0.19	0.09	0.11	0. 11	0.13	0.13	0.19 (. 27	0.	33 0.	17 0.2	7 0.25	0.35	0.26	0.35	0.18	0.33
自生 U	1.22	I	I	I	I	I	Ι	I	0.14	0.56	0.58	0.17	0.18	0.92 (. 83 0.	18 0.	93 –	- 0.3	3 0.25	I	0.43		Ι	
$\rm U/Th$	0.44	0. 17	0.19	0.20	0.17	0.17	0. 18	0.31	0.35	0.39	0.40	0.35	0.35	0.44 (. 42 0.	35 0.	44 0.	28 0.3	7 0.36	0.31	0.38	0.29	0.28	0.27
$N_{\rm i}/V$	0.41	0.42	0.36	0.40	0.31	0.50	0.40	0.40	0.49	0.43	0.50	0.39	0.48	0.42 (. 38 0.	51 0.	36 0.	33 0.4	7 0.45	0. 37	0.43	0.41	0.28	0.30
La	39.45	44.76	49.14	45.83	43. 76	41.14	47.86	35.45	40.08	37.14	36.48	36.16	40.53 5	8.48 3	8.52 34	. 15 37.	50 40.	33 34.	14 38.6	36.93	3 37.8	4 34.44	41.09	38. 83
Ce	72.54	83.40	91.61	85.16	81. 56	76.80	89. 18	65, 96	73. 63	67.46	67.37	65.91	75.33 7	1.53 7	1.61 65	. 67 67.	70 74.	37 63.1	53 71.49	67.87	7 69.8	9 65.04	77.74	71.45
\mathbf{Pr}	9.14	10.51	11.34	10.48	10.01	9.48	11.01	8.44	9.40	8.72	8.56	8.38	9.32	3, 93	01 8.	33 &.	61 9.	49 7.9	6 9.05	8.66	8.84	8.31	9.86	9.22
PN	32. 13	37.09	40.52	37.13	35.5	33. 34	39. 31	30.27	33. 15	30.69	30. 25	29.53	33.15 5	1.58 3	1.89 29	. 09 30	71 33.	42 28.0	01 31.9	1 30.81	1 31.6	9 29.70	34.70	32. 75
Sm	5.90	6. 83	7.42	6.83	6.54	6.06	7.21	5.76	6.23	5.83	5.75	5.56	6.36	5.97 (.06 5.	27 6.	01 6.	23 5.4	0 5.96	5. 81	5.95	5.61	6.65	6.00
Eu	1.15	1. 38	1. 50	1. 39	1.36	1.23	1. 43	1. 12	1.20	1, 13	1.13	1.05	1. 25	1.18	. 18 1.	01 1.	14 1.	24 1. C	4 1.16	1. 11	1. 16	1.08	1.31	1. 23
Gd	4.61	5.30	5.74	5.50	5.35	4.60	5.43	4, 71	4.86	4.74	4.48	4.42	5.02	4.82	4.8 4.	06 4.	85 4.	88 4.1	7 4.76	4.55	4. 75	4.41	5.10	4.44
Tb	0.76	0. 83	0. 89	0.85	0.82	0.74	0.85	0, 75	0.78	0.75	0.73	0.72	0.83	0.77 (. 79 0.	65 0.	82 0.	78 0.6	9 0.78	0. 75	0. 77	. 0.72	0.84	0.75
Dy	4.04	4.26	4.64	4.43	4.26	3.77	4. 33	4.02	4.00	3.95	3.86	3.72	4.35	4. 14	. 16 3.	48 4.	29 4	30 3.5	9 4.21	4.03	4. 08	3.81	4.47	3.84
Ho	0.77	0.79	0.89	0.87	0.83	0.74	0.86	0.79	0.80	0.78	0.75	0.75	0.86	0.82 (. 81 0.	69 0.	84 0.	79 0.7	2 0.83	0.79	0. 81	0.75	0.89	0.76
Er	2.27	2. 25	2.55	2.43	2.39	2.06	2.45	2.36	2.29	2.27	2.16	2.12	2.53	2.36 2	. 40 2.	02 2.	39 2.	23 2.1	2 2.43	2. 25	2. 33	2.14	2.54	2.16
Tm	0.36	0.36	0.39	0.39	0.38	0.32	0.39	0.38	0.38	0.37	0.34	0.35	0.41	0.37 (. 38 0.	33 0.	39 0.	35 0.3	4 0.38	0.36	0. 37	0.35	0.41	0.35
$\mathbf{Y}\mathbf{b}$	2.10	2, 10	2. 36	2.26	2.20	1.89	2. 27	2.26	2.22	2. 18	2.08	2. 11	2.41	2.25	. 27 1.	94 2.	53 2.	13 2.0	2 2.27	2. 13	2, 19	2.05	2.34	2.01
Lu	0.33	0. 31	0.34	0.35	0.33	0.29	0.34	0.35	0.34	0.34	0.31	0.31	0.36	0.34 (. 34 0.	29 0.	35 0.	31 0.3	0 0.35	0.33	0.34	0.31	0.37	0.31
Υ	21. 24	21.74	23.98	22.58	21.90	19.95	22. 20	21.62	21.56	20.90	20. 11	19.74	23.47 2	2.25 2	1.57 17	. 68 21	22 21.	16 19.	12 22.38	3 20.71	21.7	8 19.99	24.51	20. 14
ZREE	175.5	200.2	219.3	203.9	195.3	182.5	212.9	162.6	179.4	166.3	164.3	161. 1	182.7 1	73.5 1	74.2 1	57 16	8.1 180	. 5 15	4 174.3	3 166.4	171	158. 7	188.3	174.1
$\mathrm{La}_{\mathrm{N}}/\mathrm{Yb}_{\mathrm{N}}$	12. 65	14.38	14.06	13.64	13. 43	14. 71	14.23	10.59	12.19	11.50	11. 83	11.53	11.33 1	1.51 1	1.43 11	. 90 10	01 12.	78 11.	42 11.40	7 11.67	7 11.6	3 11.34	11.84	13. 03
L/H	10.52	11.35	11.32	10.94	10.79	11.66	11.58	9.42	10.45	9.82	10.16	10.11	9.90	9.93	. 92 10	. 67 9.	21 10.	68 10.0	04 9.88	9.95	9.93	9.91	10.1	10, 91
δEu	0.67	0.70	0.70	0.69	0.70	0.71	0.70	0.66	0.66	0.66	0.68	0.65	0.68	0.67 (. 67 0.	67 0.	64 0.	59 O. 6	7 0.66	0.66	0.67	. 0.67	0.69	0.73
注:主量元	素单位	为%;微	1量元素	单位为	$10^{-6}; *$	希土元湯	素单位为	110^{-6} .																

Ca、Mg和P这3种元素相对富集,而Na、Si和Mn 这3种元素则存在一定程度的亏损.

3.2 微量元素

25 块样品的微量及稀土元素测试数据见表 1. 微量元素中,相较于 UCC,B和 Sr两种元素富集, Ni 元素相对亏损(图 3b).其中 B元素含量为 83.14×10⁻⁶~162.92×10⁻⁶,平均为110.36× 10⁻⁶;Sr元素为343.20×10⁻⁶~1032.75×10⁻⁶, 平均为659.54×10⁻⁶;Ni元素含量为25.40× 10⁻⁶~45.34×10⁻⁶,平均为35.91×10⁻⁶.

稀土元素中,采用球粒陨石含量进行标准化处 理(Henderson, 1984)后绘制出稀土元素配分模式, 此外,加入了澳大利亚后太古代平均页岩(post-Archean average Australian Shale, 简称 PAAS)及 UCC的稀土配分模式以进行对比. 沙三段含云质泥 岩中稀土元素总量 Σ REE 为 154×10⁻⁶~219.3× 10⁻⁶,平均为177.8×10⁻⁶,高于UCC稀土元素总 量(146.37×10⁻⁶),略低于 PAAS 稀土元素总量 (184.77×10⁻⁶). 岩石中 LREE/HREE 比值为 9.21~11.66,平均为 10.37; La_N/Yb_N 为 10.01~ 14.71,平均为12.24,表明岩石富集轻稀土、亏损重 稀土. 所有样品中都呈现出了中等强度的 Eu 负异 常(0.64~0.73,平均为 0.68),高于 PAAS(0.65), 略低于 UCC(0.70). 此外,样品都具有类似 PAAS 及 UCC 的稀土元素配分模式,即"整体平缓, 左高 右低", 这表明所有样品都具有相似的物源供给 条件(图 4).



图 4 沙三段含云质泥岩稀土元素配分模式

Fig. 4 Chondrite-normalized REE pattern of Sha3 member dolomite-bearing mudstones

球粒陨石、PAAS及UCC数据分别来自于Henderson(1984), Taylor and McLennan(1985)及Rudnick and Gao(2003)

4 地质意义探讨

4.1 岩石矿物成分

元素为组成矿物的基本单元,而主量元素则携 带着丰富的矿物信息,赋存于同一类矿物中的元素 在地质样品中往往具有很强的相关性,此外,不同矿 物之间元素的比值亦存在差异,由此可对岩石中的 矿物进行判断.

研究区含白云质泥岩的各主量元素氧化物之 中,CaO与MgO具有良好的正相关性(R=0.6),二 者与烧失量(loss on ignition,简称 LOI)的高相关 性(CaO, R=0.76; MgO, R=0.85)在一定程度上 表明岩石中几种元素主要赋存于白云石之中,而 FeO与CaO(R=0.33)、MgO(R=0.32)和MnO (R=0.64)几类元素之间的正相关性暗示岩石中的 白云石可能为含铁白云石或铁白云石(表 2). K₂O、 Al₂O₃和 SiO₂之间的强正相关性暗示着三者主要 赋存于同一类矿物之中,而泥岩中同时富钾的矿物 可能为钾长石或伊利石一类矿物. Cox et al. (1995) 提出的 ICV (index of compositional variation, $ICV = (TFe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO +$ MnO+TiO₂)/Al₂O₃及K₂O/Al₂O₃参数可用于判 断泥岩中矿物组合关系.其中,当 ICV<1 时,岩石 中矿物以高岭石、蒙脱石、伊利石和白云母为主;当 ICV>1时,则以斜长石、钾长石、黑云母、角闪石、 辉石等矿物为主. 当 K₂O/Al₂O₃<0.2 时,岩石中矿 物以蒙脱石、高岭石、蛭石等为主;当 0.2<K₂O/ $Al_2O_3 < 0.3$ 时,以伊利石矿物为主;当 K₂O/ Al₂O₃>0.3时,则以长石类为主.对于 ICV,由于其建 立在 Ca、Mg 元素主要赋存于长石或粘土类矿物的 基础之上,而白云石的存在无疑会对参数结果产生 影响,因此本次研究提出了相应的修正指数: $ICV_{m} = (TFe_{2}O_{3} + CaO_{dol-free} + K_{2}O + Na_{2}O + MnO +$ TiO₂)/Al₂O₃,其中 CaO_{dol-free}为通过 MgO 比重消除 掉白云石中 CaO 含量后所得的视硅质碎屑 CaO 含 量,CaO_{dol-free}=CaO%-[(MgO/40)×56]%. 通过 计算, ICV_m 为 0. 67~1. 24, 平均为0. 94; K₂O/ Al₂O₃则为 0. 2~0. 3,平均为 0. 22(表 1). ICV_m 指 示泥岩中富钾矿物应同时存在钾长石及伊利石,但 K₂O/Al₂O₃ 却指示富钾矿物主要为伊利石,二者之 间存在一定矛盾.结合镜下观察结果,笔者认为 ICV_m指数对矿物的识别更为敏感,而导致矛盾的 原因在于泥质岩中的粘土矿物还应包含蒙脱石 或高岭石一类低K₂O/Al₂O₃的粘土矿物,因而

	Λ																							1, 00
	Sr																						1.00	-0.36
	Ż																					1.00	-0.27	0.33
	Ba																				1.00	0, 06	0, 31	-0.22
ones	n																			1.00	0.30	-0, 07	0.74	-0.45
g mudst	Th																		1.00	-0, 11	-0, 11	0, 08	-0.38	0.27
-bearing	Rb																	1.00	0.83	-0.30	-0.15	0.30	-0.56	0.31
olomite	Ga																1, 00	0.74	0. 83	-0.33	-0, 18	0, 31	-0.66	0.52
ember d	В															1.00	0.68	0.64	0.54	-0.14	-0.06	0.44	-0.46	0.32
Sha3 me	IOI														1.00	-0.56	-0.72	-0.67	-0.47	0.61	0.31	-0.48	0.87	-0.41
ent in S	$\rm H_2O^-$													1.00	-0.71	0.40	0.34	0.49	0.20	-0.40	-0.41	0.48	-0.43	0.51
ice elem	$\mathrm{H_2O^+}$												1, 00	-0.29	0.26	-0.21	-0.36	-0.38	-0.47	0.25	0.60	0, 08	0.24	-0.43
and tra	FeO											1.00	0.07	-0.31	0.41	-0.44	-0.29	-0.54	-0.40	-0.16	-0.16	-0.43	0, 11	0. 11
f major	$\mathrm{Fe_2O_3}$										1.00	-0.47	-0.13	0.44	-0.09	0, 11	0.06	0.29	0, 18	0.41	-0.06	0.50	0.25	0.13
icient o	MnO									1, 00	-0.14	0.64	-0.01	-0.35	0, 72	-0.72	-0.64	-0.61	-0.41	0. 21	-0.07	-0.64	0.62	-0.21
n coeff	TiO_{2}								1, 00	-0.74	-0. 18	-0.27	-0.16	0.41	-0.88	0.55	0.70	0.54	0.41	-0.63	-0.22	0, 31	-0.90	0.30
orrelatic	CaO							1.00	-0.82	0.79	-0,06	0.33	-0.16	-0.32	0.76	-0.52	-0.62	-0.45	-0.31	0.22	-0.03	-0.48	0.70	-0. 11
2 Pearson c	$\rm K_2O$						1,00	-0.71	0.84	-0.75	-0.05	-0.45	-0.17	0.54	-0.87	0, 74	0, 71	0, 71	0.53	-0.50	-0.18	0.38	-0.78	0.33
	$\mathrm{P_2O_5}$					1.00	-0.43	0. 23	-0.28	0.24	0, 02	0.46	0, 17	-0.01	0.26	-0.27	-0, 12	-0.34	-0, 18	0, 07	0.00	0, 06	0. 33	0.16
Table	SiO_2				1.00	-0.38	0.85	-0.84	0.82	-0.80	0.16	-0.58	-0.07	0.64	-0.94	0.56	0.62	0.65	0.40	-0.41	-0.13	0.52	-0.77	0.22
	$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$			1.00	0.91	-0.16	0.85	-0.89	0.89	-0.77	0.09	-0.35	-0.08	0.61	-0.93	0.62	0.74	0.58	0.45	-0.46	-0.19	0.54	-0.81	0.34
	MgO		1.00	-0.78	-0.86	0.16	-0.69	0.60	-0.60	0.50	-0.12	0.32	0.03	-0.77	0.85	-0.38	-0.43	-0.49	-0.21	0.50	0.22	-0.47	0.67	-0.28
	$\rm Na_2O$	1, 00	0. 23	-0.09	-0.14	0.09	-0.23	-0.04	0, 18	-0.03	-0.56	0. 28	-0.05	-0.54	0.06	-0.26	0.06	-0.17	-0.05	-0.30	0.05	-0.21	-0.26	-0.14
		$\rm Na_2O$	MgO	$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$	SiO_2	${\rm P}_2{\rm O}_5$	$\rm K_2O$	CaO	TiO_{2}	MnO	$\mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3$	FeO	$\mathrm{H}_{2}\mathrm{O}^{+}$	$\rm H_2O^-$	IOI	В	Ga	Rb	ЧL	D	Ba	Ż	Sr	Λ

表 2 沙三段含云质泥岩主量元素氧化物与微量元素皮尔逊积矩相关系数

 K_2O/Al_2O_3 整体偏向伊利石所在界限, Al_2O_3 与 SiO₂的极高相关性(R=0.91)亦在一定程度上支持 该观点.

4.2 构造背景

构造背景控制着沉积盆地格局,进而对物源属 性、风化搬运作用等起着限定作用,由此,其对硅质 碎屑岩组成具有着重要的意义,尽管后期成岩作用 会对原始组分加以改造,但成岩作用产生的环境本 身即由盆地构造背景所控制(Siever, 1979;Bhatia, 1983;Roser and Korsch, 1986).各类构造背景判别 图件之中,以主量元素氧化物为基础的 K₂O/Na₂O-SiO₂ 双变量判别图(Roser and Korsch, 1986)、 SiO₂/Al₂O₃-K₂O/Na₂O 双变量判别图(Maynard *et al.*, 1982;Roser and Korsch, 1986)以及判别函数 双变量图解(Bhatia, 1983)因其对构造环境识别效 果良好而在硅质碎屑岩中(包括泥质岩)有着广泛的 应用(Yan et al., 2007;Ghosh and Sarkar, 2010; Moosavirad et al., 2011).

碳酸盐组分中具较强移动性的 Ca、Mg 等碱土 金属元素离子多由水体介质自身提供或由生物成因 物质带入,其存在会"稀释"其他组成碎屑物质主量 元素的含量,因而会对以 SiO₂ 绝对含量为基础而建 立的 K₂O/Na₂O-SiO₂ 双变量判别图产生一定的影 响. Roser and Korsch(1986)曾针对研究样品中存 在的方解石进行过修正处理以排除 Ca 元素带来的 影响,然而,本次研究的样品中所含的白云石不仅存 在 Ca 元素的"稀释",亦存在 Mg 元素的"稀释".因 此,笔者基于 Roser and Korsch(1986)的修正方法, 针对研究区含白云石的地质样品,提出了相应的调 整方案(图 5),即以 MgO 含量为基础扣除掉白云石





Fig. 5 Tectonic setting discrimination diagrams for Sha3 member dolomite-bearing mudstones a. K₂O/Na₂O-SiO₂ 双变量判别图,据 Roser and Korsch(1986);b. K₂O/Na₂O-SiO₂ 双变量图解,所有样品均经过白云石及 LOI 修正处理;c. SiO₂/Al₂O₃-K₂O/Na₂O 双变量判别图解,据 Maynard *et al.* (1982),Roser and Korsch(1986);d. 判别函数双变量图解,据 Bhatia(1983);OIA. 大洋岛弧边缘;ACM. 主动大陆边缘;PM. 被动大陆边缘;A1. 原始岛弧;A2. 进化岛弧;CIA. 大陆岛弧;判别函数 1=0. 303-0. 0447×SiO₂%-0. 972×TiO₂%+0. 008×Al₂O₃%-0. 267×Fe₂O₃%+0. 208×FeO%-3. 082×MnO%+0. 140×MgO%+0. 195×CaO%+0. 719×Na₂O%-0. 032×K₂O%+7. 510×P₂O₅%;判別函数 2=43. 57-0. 421×SiO₂%+1. 988×TiO₂%-0. 526×Al₂O₃%-0. 551×Fe₂O₃%-1. 610×FeO%+ 2. 720×MnO%+0. 881×MgO-0. 907×CaO%-0. 117×Na₂O%-1. 840×K₂O%+7. 244×P₂O₅% 中 CaO 所占的质量分数,在消除掉白云石及烧失量 影响之后将主量元素氧化物总量回算为 100%. 图 5a 为未消除白云石影响所得的投点结果,大部分样 点均位于大洋岛弧(oceanic island arc)构造背景之 中.图 5b 为消除掉白云石后的投点结果,可以明显 看出,大部分样点都进入了主动大陆边缘(active continental margin,简称 ACM)构造背景的范畴. SiO₂/Al₂O₃-K₂O/Na₂O 双变量判别图因采用元素 比值而不存在碳酸盐影响(Roser and Korsch, 1986),判别函数双变量图解在获取判别函数时则已 经将碳酸盐因素计算在内,由两类判别图解可见(图 5c 和 5d)绝大多数样点均分布于主动大陆边缘构造 背景区域.

除了主量元素,稀土元素在判断构造背景中亦 有相应的应用(Bhatia, 1985; Ghosh and Sarkar, 2010). 25 块样品中的高 ∑ REE (154. 0×10⁻⁶ ~ 219.3×10⁻⁶,平均为177.8×10⁻⁶)及负铕异常程 度(0.64~0.73,平均为 0.68)更接近于 Bhatia (1985)构造背景稀土元素划分方案中的安第斯型大 陆边缘(Andean-type continental margin,∑REE= 186×10⁻⁶, dEu=0.6), 该类型亦为主动大陆边缘 的一种. 胡受奚(1992)依据构造一岩浆作用演化提 出中国东部在燕山期整体上处于安第期型大陆边缘 的构造背景. 翟光明等(2002)亦提到中生代末期板 块构造格局的一个重大特征则是亚州东部存在安第 斯型活动大陆边缘. Bhatia (1983)指出安第期型大 陆边缘的沉积往往产生于弧后盆地之中,而研究区 所在的渤海湾盆地亦为一种弧后裂陷盆地(宋新民 和钱祥麟,1995).综上所述,笔者可以确定研究区位 于主动大陆边缘(安第斯型)的构造背景之中,同时, 可以看到在运用 K₂O/Na₂O-SiO₂ 双变量判别图时 进行的白云石修正是有效及必要的.

4.3 沉积环境

4.3.1 古气候 古气候的变化直接影响着母岩的物理、化学风化作用的强度,对硅质碎屑岩的成熟度具有重要的控制作用,因而古气候的变化会引起硅质碎屑岩中主量元素含量发生相应的变化,通过SiO₂含量与(K₂O+Na₂O+Al₂O₃)含量的交汇图(图 6)可对古气候进行一定的判断(Suttner and Dutta, 1986).经过"去白云石"修正后,研究区 25个样点均分布在干旱气候区一侧,暗示塘沽地区沙三段含云质泥岩形成时期气候干旱.

4.3.2 古盐度 沉积物中的 B 元素,排除掉陆源 碎屑(主要为电气石)来源后,便主要来自沉积水体,



图 6 沙三段含云质泥岩古气候判别

Fig. 6 SiO₂-(Al₂O₃+K₂O+Na₂O) bivariate paleoclimate dis crimination for Sha3 member dolomite-bearing mud stones

据 Suttner and Dutta(1986)

其含量与水体的盐度亦具有一定关联(Frederickson and Reynolds, 1960). 尽管 B 元素含量受岩性、粒 度、矿物类型、有机质含量、水体温度、沉积速率等因 素的影响(Curtis, 1964; Lerman, 1966; Harder, 1970),但是因其进入矿物(伊利石等)晶格后所具有 的地质稳定性(Frederickson and Reynolds, 1960), B元素仍不失为一个良好的古盐度指标(Hofer et al., 2013). Walker(1968)和 Couch(1971)均考虑 到了不同粘土矿物对 B 吸附能力的不同, 而对 B 含 量进行了相应的修正,由此建立了岩石中B含量与 水体盐度的关系式,其中,Couch 法需要更为准确的 不同粘土矿物含量,因而本次研究采用 Walkler 法 中提及的"相当B含量"及对应的盐度标准来界定 研究区水体古盐度. 沙三段含云质泥岩中的 B 与 K₂O、Al₂O₃及SiO₂同时具有高的相关性(表 2),表 明B元素主要为粘土矿物所吸附,从而保证了采用 Walker 法计算所得盐度的可信度. 由计算所得的 "相当 B 含量"可知(表 1),大部分样点处于200× 10⁻⁶ ~ 300 × 10⁻⁶, 指示半咸水的古盐度条件 (Walker, 1968). 值得一提的是, 在测试过程中 BF3 等反应产物因具有挥发性,其会导致 B 元素的损失 (宋伟娇等,2014),因而"相当B含量"法所反映的 盐度应低于实际盐度.

Sr 与 Ba 两种元素化学性质相似(邓宏文和钱 凯,1993),但 Sr 较 Ba 而言具有更强的迁移能力,当 湖水开始咸化时,水体中硫酸根离子含量增高,而 Ba 首先便会以 BaSO4 形式发生沉淀,而 Sr 则只有 当水体浓缩到一定程度后才能产生 SrSO4 沉淀(彭 立才等,1999),因而岩石中的 Sr/Ba 指标在盐度判 别上亦有广泛的应用(许中杰等,2010). 王随继等 (1997)提出在无海水入侵的湖相沉积中,Sr/Ba 大 于1即表明湖水开始咸化,小于1则应为淡水沉积. 研究区 25个样点中绝大多数的 Sr/Ba 大于1,标识 了水体偏咸的特性.结合"相当 B 含量"结果及其产 生的误差,沙三5 亚段含云质泥岩应形成于一种咸 水环境.

4.3.3 古氧化还原条件 水体介质富氧程度的高 低直接影响着 Fe、U、V 等变价元素在水体中的富 集程度(Algeo and Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2006),进而影响赋存以上变价元素矿物的含 量或矿物所吸附相应元素的含量.由此,黄铁矿矿化 度(degree of pyrite, 简称 DOP) (Berner, 1970)、 U/Th(Adams and Weaver, 1958)或 Th/U(Wignall and Twitchett, 1996)、自生 U(Wignall and Myers, 1988)、Ni/V 等指标被先后提出并应用于 古氧化还原条件评价之中. Jones and Manning (1994)对上述指标进行系统研究后认为 DOP、U/ Th 等指标最为可靠, 而 Ni/V 等指标的可靠性则相 对较低,并提出 DOP 小于 0.42、U/Th/小于 0.75、 自生U小于5时,指示常氧(oxic)环境;DOP为 0.42~0.75、U/Th 为 0.75~1.25、自生 U 为 5~12 时,指示贫氧(dysoxic)环境;DOP 大于0.75、U/Th 大于 1.25、自生 U 大于 12 时,则指示亚氧化(suboxic) 一缺氧(anoxic)条件.

对于 DOP 指标,本次研究测量的是全岩而并 非是黄铁矿之中的 Fe²⁺含量.由 FeO 与 LOI 之间 的中等强度正相关性(R=0.41)暗示 Fe²⁺不仅由黄 铁矿提供(表 2)亦可能由铁白云石或含铁白云石提 供.考虑到铁白云石为中一晚期成岩作用产物,晶格 中的 Fe²⁺含量并不能代表初始水体介质中的 Fe²⁺ 含量,因而本次研究提出在排除掉由铁白云石所提 供的 Fe²⁺后,剩余部分的 Fe²⁺ 可近似视为黄铁矿晶 格中的铁元素;烧失量组分中除去白云石中的CO2、 化合水以及吸附水后,剩余部分则可视作全由 SO₂ 提供,而由其含量则可估算黄铁矿中 Fe²⁺含量,其 计算公式为 Fe_{pv-apx} = {[LOI% - [(MgO/40) × 44]%-H₂O⁺%-H₂O⁻%]/(64×2)}×56,式中 [(MgO/40)×44]%一项表示烧失量中白云石中的 CO₂ 的质量分数. 通过 Fepy-apx 计算所得的近似黄铁 矿矿化度(DOP_{apx})为 0.02~0.38,平均为 0.19 (表1),整体上反映了一种常氧的水介质条件.而由 U/Th比(0.17~0.44,平均为 0.31)及自生铀 (0.14~1.22,平均为 0.52)比值结果可知水介质为 常氧条件,该结论与 DOP_{apx}所得结论一致.

4.4 风化程度及物源属性

化学蚀变指数(chemical index of alteration, 简 称CIA)(Nesbitt and Young, 1982)、长石蚀变指数 (plagioclase index of alteration, 简称 PIA)(Fedo et al., 1995)及 A-CN-K(Al_2O_3 -(CaO*+ Na_2O)-K₂O)图解(Nesbitt and Young, 1984)常用于评价 源岩的风化强度并有着良好的应用效果(Cullers, 2000; Jian et al., 2013). 值得一提的是, 化学风化 指数(chemical index of weathering, 简称 CIW) (Harnois, 1988)虽然亦多用于风化强度评价,但 Fedo et al. (1995)认为该指标中并未对钾长石中 的 Al 元素进行校正, 而这对钾长石富集岩石的风 化强度评价会产生较大的影响,因而不适合用于评 价化学风化强度.其中, $CIA = [Al_2O_3/(Al_2O_3 +$ $CaO^* + Na_2O + K_2O$]×100(摩尔比例), PIA= $\left[(Al_2O_3 - K_2O)/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O - K_2O) \right] \times$ 100(摩尔比例), CaO* 代表硅质碎屑中的 CaO 含 量.现有技术中直接获取非硅质碎屑中 CaO 含量存 在一定难度,McLennan et al. (1993)提出过间接获 取硅质碎屑中 CaO 的方法,即按摩尔比排除掉 P₂O₅ 所消耗的 CaO, 余下的 CaO 摩尔量若大于 Na₂O的摩尔量,则认为 Na₂O的摩尔量代表硅质碎 屑中的 CaO 摩尔量,反之则认为 CaO 剩余量代表 硅质碎屑中的 CaO 摩尔量. McLennan 的方法建立 在 CaO 主要以 Ca₅ [PO₄]₃ (F, Cl, OH)的形式存在 的基础之上,并未排除碳酸盐所提供的 CaO, 而沙 三段含云质泥岩中 CaO 与 MgO 及 P₂O₅ 均存在正 相关关系(表 2),即排除掉硅质碎屑来源后,CaO还 存在白云石及磷酸钙两种矿物供源.因此针对白云 石这一供源,笔者认为还应当增加扣除 MgO 所消 耗的 CaO,之后再与 Na₂O 的摩尔量对比以获取硅 质碎屑中 CaO 含量.

经过 CaO 含量校正后,对 25 块样品的 CIA 及 PIA 进行计算,所得参数见表 1,其中,10 块样品的 CIA 指数为 51.26~59.83,低于 60 这一弱风化强 度界限;15 块样品的 CIA 值则为 60.63~65.74,居 于 60~80 的中等风化强度范围,所有样品的 CIA 均值为 60.48,整体上表现出弱一中等强度的风化 程度,A-CN-K 图解中亦可见到同样的岩石风化程 度(图 7).25 块样品的 PIA 指数为 51.65~78.06, 平均为 64.62,同样反映岩石弱一中等强度的风化 程度. ICV_m(0.67~1.24)较高,反映了泥岩的低成







Ga. 辉长岩; T. 英闪岩; Gr. 花岗闪长岩; A. 石英二长岩; G. 花岗岩; 箭头 1. 含云质泥岩风化趋势线; 箭头 2. 理想风化趋势线; 据 Nesbitt and Young(1984)

熟度(Cox et al., 1995),亦间接指示母岩并未经受 强烈的风化.此外,镜下可见的长石碎屑颗粒同样支 持岩石成分成熟度较低的观点.在 A-CN-K 图解 中,25 块样品均位于斜长石一钾长石连线之上,表 明其母岩已受一定程度的风化,而其风化趋势线(箭 头1)与理想风化趋势线(箭头2)并不平行,这种现 象应当与不同类型源岩(花岗闪长岩及石英二长岩) 混杂(Cox et al., 1995; Yang et al., 2012)以及成 岩过程中出现的钾交代作用(Fedo et al., 1995; Yang et al., 2012)相关.

Roser and Korsch(1988)提出的判别函数双变

量图解以及 Floyd and Leveridge(1987)提出的 K-Rb 双变量判别图解可用于对源岩类型进行追溯. 在 双变量判别图解中,研究区绝大多数样点落于长英 质源岩区域范围之中,两个样点位于中性岩源岩区 域范围之内(图 8a).而在双变量 K-Rb 判别图解之中,所有样点均落于酸性+中性岩范围之内(图 8b). A-CN-K 图解(图 7)对物源亦具有一定的指示 能力,当研究区含云质泥岩的风化趋势线(箭头 1)的反向延长线与斜长石一钾长石连线相交后,交点 位于花岗闪长岩及石英二长岩两类岩石之间,暗示 这两类岩石可能为其源岩,而上述两类岩石分属长 英质及中性岩岩石范畴.

Al和Ti是岩石中两种移动性很差的元素,因而可有效保留母岩的信息从而为判断源岩类型提供了可能(Moosavirad *et al.*, 2011). Hayashi *et al.* (1997)提出基性岩火成岩的Al₂O₃/TiO₂ 的比值为 3~8;中性火成岩的该比值为 8~21;长英质火成岩的为 21~70. 研究区 25 块样品该比值为 23. 37~28.58,同样指示含云质泥岩的源岩应主要为长英质火成岩. 在解析物源属性方面,3 类图解与 Al₂O₃/TiO₂ 指标获得了一致的结果,即研究区含云质泥岩 主要来源于长英质火成岩这一类母岩,同时亦可能 存在少量的中性岩母岩来源.

除此之外,稀土元素亦能提供一定的物源信息. 与 UCC 相似的配分模式暗示母岩以长英质为主 (Ghosh and Sarkar, 2010).对于沉积岩而言,岩石 的 Eu 异常往往继承自母岩(McLennan *et al.*, 1993),结合目的层岩石中轻稀土富集、重稀土亏损





Fig. 8 Provence discrimination diagrams for Sha3 member dolomite-bearing mudstones

a. 判别函数双变量图解,据 Roser and Korsch(1988),判别函数 1=-1.773×TiO₂+0.607×Al₂O₃+0.760×TFe₂O₃-1.500×MgO+0.616×CaO+0.509×Na₂O-1.224×K₂O-9.090;判別函数 2=0.445×TiO₂+0.070×Al₂O₃-0.250×Fe₂O₃-1.142×MgO+0.438×CaO+1.475×Na₂O+1.426×K₂O-6.861;b.K-Rb 双变量判別图解,据 Floyd and Leveridge(1987)

第 40 卷

的稀土元素特征,同样指示研究区含云质泥岩的母 岩属于长英质一类岩石.

前文已述,研究区整体上处于主动大陆边缘的 构造背景之中,由于其不稳定性(unstable),该背景 下形成的沉积物往往具有成分及结构不成熟的特点 (Inchen *et al.*, 2014). van de Kamp and Leake (1985)指出在构造活跃的背景下更易出现成熟度低 的泥岩并将其作为典型的初次旋回沉积物(first-cycle deposit);而 Ghosh and Sarkar (2010)则认为泥 岩的低成熟度与沉积期的干旱气候以及构造活跃背 景相关联.因此,研究区沙三段含云质泥岩所经受的 弱一中等风化作用改造亦从侧面反映了研究区主动 大陆边缘的活动性背景以及沉积时期的干旱气 候条件.

至于源岩类型,主动大陆边缘的构造背景中沉 积物多源自隆升基底的花岗一片麻岩(granitegneisse)或硅质火山物质(Bhatia, 1983). 黄传炎等 (2009)认为燕山褶皱带以及沧县隆起为沙三段沉积 期的两大物源.其中,沉积物质来源之一的燕山褶皱 带中生界地层主要为中酸性母岩类型(郭华等, 2002),而另一供给源——沧县隆起中生界地层大部 分地区缺失,残存的地层显示其主要由砂岩及泥岩 一类的陆源碎屑岩所构成(李大伟,2006),说明其主 要提供以陆源碎屑岩为主的母岩.物源分析指示研 究区母岩类型主要为酸性岩,符合燕山褶皱带物源 供给条件;而对于沧县隆起物源,已有的报道并未显 示中生界发育中酸性岩这一类火山岩,但其赋存的 砂泥岩等碎屑沉积岩早期可能来源于酸性岩一类母 岩,并在后期经风化作用搬运至塘沽地区形成这一 套含云质泥岩.已经过一次风化作用的碎屑岩沉积 岩经过再一次的风化及搬运后应具有更高的风化程 度,然而,ICV_m,K₂O/Al₂O₃,CIA 以及 PIA 指数却 共同指示了母岩的低风化程度,说明沧县隆起并不 具备成为塘沽地区沙三段含云质泥岩主要物源的条 件,形成该套泥质岩的物质应更多地来自于燕山褶 皱带.尽管因燕山期内各时期中侵入岩类型相似(均 为亚碱性、钙碱性岩石系列)而难以追索沙三5沉积 期物质来源形成的具体时期(郭华等,2002),但该期 造山运动中带来的岩浆岩无疑为研究区含云质泥岩 的形成提供了大量的物质基础.

5 结论

(1)主量元素氧化物(MgO、CaO及FeO)之间

的相关性表明研究区白云石可能为一种含铁白云石 或铁白云石. *ICV*_m 指数及 K₂O/Al₂O₃ 指数则表明 岩石中富钾矿物不仅存在于长石亦存在于伊利石之 中,粘土矿物中则可能存在高岭石或蒙脱石一 类矿物.

(2)与 UCC 相比,塘沽地区含云质泥岩中 Ca、 Mg 和 P 元素相对富集,而 Na、Si 和 Mn 元素则存 在一定程度的亏损,B 和 Sr 元素富集,Ni 元素则相 对亏损.稀土元素具有总量高、轻稀土富集、重稀土 亏损和铕元素负异常明显的特点.

(3) K_2O/Na_2O-SiO_2 、 $SiO_2/Al_2O_3-K_2O/Na_2O$ 以及判别函数 3 种判别图解共同指示塘沽地区含云 质泥岩形成于主动大陆边缘的构造背景条件之中, 高 Σ REE(平均为 177.8×10⁻⁶)以及中等强度的负 销异常(平均为 0.68)指示安第期型大陆边缘构造 背景,同样为主动大陆边缘构造背景范畴.

(4)SiO₂-(K₂O+Na₂O+Al₂O₃)判别图解显示 研究区沉积期为干旱气候条件,相当B含量指示水 体为咸水的盐度条件,DOP_{apx}、U/Th 以及自生 U 则指示水体为常氧条件.

(5) A-CN-K 图解、低化学蚀变指数(平均为 60.48)、低长石蚀变指数(平均为 64.62)以及碎屑 长石的存在指示岩石的风化强度较弱,这与研究区 的主动大陆边缘构造背景以及干旱气候的沉积条件 相关;判别函数、K-Rb 判别图解和 A-CN-K 图解共 同指示母岩主要为长英质岩石类型,而笔者在 Al₂O₃/TiO₂ 及稀土元素特征对物源的解析中获得 了同样的认识,结合母岩类型及其风化程度,认为燕 山褶皱带为含云质泥岩的主要物源.

(6)采用含云质泥岩解释研究区的构造背景、沉积条件、风化程度及物源属性是可行的,但相关的一些参数及图解需要排除掉白云石所带来的影响才能获取客观的结果.

致谢:本文的最终完成得益于三位匿名专家的 中肯建议,吴元保教授在稿件修改中给予的指点亦 使本人受益匪浅,在此向以上几位表示诚挚谢意!

References

Adams, J. A. S., Weaver, C. E., 1958. Thorium-to-Uranium Ratios as Indicators of Sedimentary Processes, Example of Concept of Geochemical Facies. AAPG Bulletin, 42 (2):387-430. doi:10.1306/0bda5a89-16bd-11d7-8645000102c1865d

Algeo, T. J., Maynard, J. B., 2004. Trace-Element Behavior

and Redox Facies in Core Shales of Upper Pennsylvanian Kansas-Type Cyclothems. *Chemical Geology*, 206 (3 - 4): 289 - 318. doi: 10. 1016/j. chemgeo. 2003. 12. 009

- Bai, Y. F., Wang, H., Wang, Z. S., et al., 2011. Thermal Evolution Modeling and Characteristic of Source Rock of Paleogene in Beitang Sag. Earth Science—Journal of China University of Geosciences, 36(3):565-571 (in Chinese with English abstract).
- Berner, R. A., 1970. Sedimentary Pyrite Formation. American Journal of Science, 268(1): 1-23. doi: 10.2475/ ajs. 268. 1, 1
- Bhatia, M. R., 1983. Plate Tectonics and Geochemical Composition of Sandstones. *The Journal of Geology*, 91 (6):611-627. doi:10.1086/628815
- Bhatia, M. R., 1985. Rare Earth Element Geochemistry of Australian Paleozoic Graywackes and Mudrocks: Provenance and Tectonic Control. Sedimentary Geology, 45 (1-2): 97 - 113. doi: 10. 1016/0037 - 0738 (85) 90025-9
- Couch, E. L. , 1971. Calculation of Paleosalinities from Boron and Clay Mineral Data. AAPG Bulletin , 55(10):1829— 1837. doi: 10. 1306/819a3dac — 16c5 — 11d7 — 8645000102c1865d
- Cox, R., Lowe, D. R., Cullers, R. L., 1995. The Influence of Sediment Recycling and Basement Composition on Evolution of Mudrock Chemistry in the Southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(14): 2919-2940. doi:10.1016/0016-7037(95)00185-9
- Cullers, R. L., 2000. The Geochemistry of Shales, Siltstones and Sandstones of Pennsylvanian-Permian Age, Colorado, USA: Implications for Provenance and Metamorphic Studies. *Lithos*, 51(3): 181-203. doi: 10.1016/ S0024-4937(99)00063-8
- Curtis, C. D., 1964. Studies on the Use of Boron as a Paleoenvironmental Indicator. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28(7): 1125 – 1137. doi: 10. 1016/0016 – 7037 (64)90064 – x
- Deng, H. W., Qian, K., 1993. Sedimentary Geochemistry and Environment Analysis. Gansu Science and Technology Press, Lanzhou, 18-31 (in Chinese).
- Deng, R. J., Xu, B., Qi, J. F., et al., 2006. Sedimentation Characteristics and Factors Affecting the Reservoir in Palaeogene Shasan Member of Beitang Sag, Huanghua Depression. Acta Petrologica et Mineralogica, 25(3): 230-236 (in Chinese with English abstract).
- Deng, R. J., Xu, B., Yang, Y., et al., 2005. Paleogene Source Rock Characteristic and Its Evolution in Beitang Sag,

Huanghua Depression. *Petroleum Geology and Recovery Efficiency*, 12(4): 35-38 (in Chinese with English abstract).

- Fedo, C. M., Nesbitt, H. W., Young, G. M., 1995. Unraveling the Effects of Potassium Metasomatism in Sedimentary Rocks and Paleosols, with Implications for Paleoweathering Conditions and Provenance. *Geology*, 23 (10):921-924. doi:10.1130/0091-7613(1995)023<0921:Uteopm>2.3. co;2
- Floyd, P. A., Leveridge, B. E., 1987. Tectonic Environment of the Devonian Gramscatho Basin, South Cornwall: Framework Mode and Geochemical Evidence from Turbiditic Sandstones. *Journal of the Geological Society*, 144(4):531-542. doi:10.1144/gsjgs.144.4.0531
- Frederickson, A. F., Reynolds, R. C., 1960. Geochemical Method for Determining Paleosalinity. *Clays and Clay Minerals*, 9: 203 – 213. doi: 10. 1016/b978 – 0 – 08 – 009351–2. 50023–4
- Ghosh, S., Sarkar, S., 2010. Geochemistry of Permo-Triassic Mudstone of the Satpura Gondwana Basin, Central India: Clues for Provenance. *Chemical Geology*, 277(1– 2):78–100. doi:10.1016/j. chemgeo. 2010.07.012
- Guo, H., Li, M., Li, S. L., et al., 2002. Study on Characteristics of Intra-Plate Orogen: Taking Yanshan and Dabieshan Orogen Belt for Example. Geological Publishing House, Beijing, 48-62 (in Chinese).
- Harder, H., 1970. Boron Content of Sediments as a Tool in Facies Analysis. *Sedimentary Geology*, 4(1-2):153-175. doi:10.1016/0037-0738(70)90009-6
- Harnois, L., 1988. The CIW Index: A New Chemical Index of Weathering. *Sedimentary Geology*, 55(3-4): 319-322. doi:10.1016/0037-0738(88)90137-6
- Hayashi, K. I., Fujisawa, H., Holland, H. D., et al., 1997. Geochemistry of 1. 9 Ga Sedimentary Rocks from Northeastern Labrador, Canada. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61 (19): 4115 – 4137. doi: 10. 1016/ S0016-7037(97)00214-7
- Henderson, P., 1984. Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 52-71.
- Hofer, G., Wagreich, M., Neuhuber, S., 2013. Geochemistry of Fine-Grained Sediments of the Upper Cretaceous to Paleogene Gosau Group (Austria, Slovakia): Implications for Paleoenvironmental and Provenance Studies. *Geoscience Frontiers*, 4 (4): 449 – 468. doi: 10. 1016/j. gsf, 2012. 11. 009
- Hu, S. X. ,1992. Ponderation on Problems about Evolution of Mesozoic-Cenozoic Tectono-Magmatism of Active Continetal Margin in East China. *Earth Science—Journal*

of China University of Geosciences, 17(Suppl): 40-46 (in Chinese with English abstract).

- Huang, C. Y., Wang, H., Gao, J. R., et al., 2008. Tectonic Evolution and Its Controlling over Sequence Filling Pattern of Paleogene in Beitang Sag. *Journal of China University of Petroleum*, 32(3): 7-13 (in Chinese with English abstract).
- Huang, C. Y., Wang, H., Zhou, L. H., et al., 2009. Provenance System Characters of the Third Member of Shahejie Formation in the Paleogene in Beitang Sag. Earth Science—Journal of China University of Geosciences, 34(6):975—984 (in Chinese with English abstract).
- Imchen, W., Thong, G. T., Pongen, T., 2014. Provenance, Tectonic Setting and Age of the Sediments of the Upper Disang Formation in the Phek District, Nagaland. *Journal of Asian Earth Sciences*, 88:11-27. doi:10.1016/ j.jseaes, 2014.02.027
- Jian, X., Guan, P., Zhang, W., et al., 2013. Geochemistry of Mesozoic and Cenozoic Sediments in the Northern Qaidam Basin, Northeastern Tibetan Plateau: Implications for Provenance and Weathering. *Chemical Geology*, 360-361: 74 - 88. doi: 10. 1016/j. chemgeo. 2013. 10. 011
- Jones, B., Manning, D. A. C., 1994. Comparison of Geochemical Indices Used for the Interpretation of Palaeoredox Conditions in Ancient Mudstones. *Chemical Geology*, 111(1-4):111-129. doi: 10.1016/0009-2541(94) 90085-X
- Li, D. W., 2006. Neotectonism and Hydrocarbon Accumulation in Huanghua Depression, China. China University of Geosciences Press, Wuhan, 23–30 (in Chinese).
- Lerman, A., 1966. Boron in Clays and Estimation of Paleosalinities. *Sedimentology*, 6(4):267-286. doi:10.1111/j. 1365-3091.1966. tb01895. x
- Ma, J., Gao, Y., Deng, R. J., et al., 1999. Reservoir Evaluation and Favorable Belt Prediction for Es₃ Formation of Beitang Sag. *Petroleum Exploration and Development*, 26(6):36-38 (in Chinese with English abstract).
- Maynard, J. B., Valloni, R., Yu, H. S., 1982. Composition of Modern Deep-Sea Sands from Arc-Related Basins. Geological Society, London, Special Publications, 10(1): 551-561. doi:10.1144/gsl. sp. 1982.010.01.36
- McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K., et al., 1993. Geochemical Approaches to Sedimentation, Provenance, and Tectonics. *Geological Society of America Special Papers*, 284:21-40, 10, 1130/SPE284-p21
- Moosavirad, S. M., Janardhana, M. R., Sethumadhav, M. S., et al., 2011. Geochemistry of Lower Jurassic Shales of

the Shemshak Formation, Kerman Province, Central Iran: Provenance, Source Weathering and Tectonic Setting. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 71(3):279-288. doi:10.1016/j. chemer. 2010. 10.001

- Nesbitt, H. W., Young, G. M., 1982. Early Proterozoic Climates and Plate Motions Inferred from Major Element Chemistry of Lutites. *Nature*, 299 (5885): 715 - 717. doi:10.1038/299715a0
- Nesbitt, H. W., Young, G. M., 1984. Prediction of Some Weathering Trends of Plutonic and Volcanic Rocks Based on Thermodynamic and Kinetic Considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(7):1523-1534. doi:10.1016/0016-7037(84)90408-3
- Nesbitt, H. W., Young, G. M., 1989. Formation and Diagenesis of Weathering Profiles. *The Journal of Geology*, 97(2):129-147. doi:10.1086/629290
- Peng, L. C., Han, D. X., Pu, R. L., et al., 1999. w(Sr)/w
 (Ba) Value of Continental Brackish Lake Deposit and Its Geological Significance. *Journal of China Universi ty of Mining & Technology*, 28(1): 50-52 (in Chinese with English abstract).
- Roser, B. P., Korsch, R. J., 1986. Determination of Tectonic Setting of Sandstone-Mudstone Suites Using SiO₂ Content and K₂O/Na₂O Ratio. *The Journal of Geology*, 94 (5):635-650. doi:10.1086/629071
- Roser, B. P., Korsch, R. J., 1988. Provenance Signatures of Sandstone-Mudstone Suites Determined Using Discriminant Function Analysis of Major-Element Data. *Chemical Geology*, 67(1-2):119-139. doi:10.1016/0009-2541(88)90010-1
- Rudnick, R. L., Gao, S., 2003. Composition of the Continental Crust. In: Holland, H. D., Turekian, K. K., eds., Treatise on Geochemistry. Pergamon, Oxford, 1—64
- Sharma, A., Sensarma, S., Kumar, K., et al., 2013. Mineralogy and Geochemistry of the Mahi River Sediments in Tectonically Active Western India: Implications for Deccan Large Igneous Province Source, Weathering and Mobility of Elements in a Semi-Arid Climate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 104:63-83. doi: 10.1016/j. gca. 2012. 11.004
- Siever, R., 1979. Plate-Tectonic Controls on Diagenesis. The Journal of Geology, 87(2): 127-155. doi: 10.1086/ 628405
- Song, W. J., Dai, S. F., Zhao, L., et al., 2014. Determination of Boron in Coal Samples with Microwave Digestion by Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. *Rock and Mineral Analysis*, 33(3): 327 - 331 (in Chinese with English abstract).

- Song, X. M., Qian, X. L., 1995. Tectonic Origin and Evolution of Meso-Cenozoic Bohai Bay Basin and Its Adjacent Area. *Earth Science Frontiers*, 2(1-2): 194 (in Chinese).
- Suttner, L. J., Dutta, P. K., 1986. Alluvial Sandstone Composition and Paleoclimate, I. Framework Mineralogy. Journal of Sedimentary Research, 56 (3): 329 - 345. doi: 10. 1306/212f8909 - 2b24 - 11d7 - 8648000102c1865d
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, London, 57-72.
- Tribovillard, N., Algeo, T. J., Lyons, T., et al., 2006. Trace Metals as Paleoredox and Paleoproductivity Proxies: An Update. *Chemical Geology*, 232(1-2):12-32. doi:10. 1016/j. chemgeo. 2006. 02. 012
- van de Kamp, P. C. V. D., Leake, B. E., 1985. Petrography and Geochemistry of Feldspathic and Mafic Sediments of the Northeastern Pacific Margin. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*: *Earth Sciences*, 76 (4): 411-449. doi:10.1017/s0263593300010646
- Walker, C. T., 1968. Evaluation of Boron as a Paleosalinity Indicator and Its Application to Offshore Prospects. AAPG Bulletin, 52 (5): 751 - 766. doi: 10. 1306/ 5d25c45d-16c1-11d7-8645000102c1865d
- Walker, C. T., Price, N. B., 1963. Departure Curves for Computing Paleosalinity from Boron in Illites and Shale. AAPG Bulletin, 47 (5): 833 - 841. doi: 10. 1306/ bc743a93-16be-11d7-8645000102c1865d
- Wang, S. J., Huang, X. Z., Tuo, J. C., et al., 1997. Evolutional Characteristics and Their Paleoclimate Significance of Trace Elements in the Hetaoyuan Formation, Biyang Depression. Acta Sedimentologica Sinica, 15 (1):65-70 (in Chinese with English abstract).
- Wignall, P. B., Myers, K. J., 1988. Interpreting Benthic Oxygen Levels in Mudrocks: A New Approach. *Geology*, 16 (5):452-455. doi: 10. 1130/0091-7613(1988)016< 0452:ibolim>2. 3. co; 2
- Wignall, P. B., Twitchett, R. J., 1996. Oceanic Anoxia and the End Permian Mass Extinction. *Science*, 272(5265): 1155-1158. doi:10.1126/science.272.5265.1155
- Xiao, K. Y., Deng, R. Y., Yang, H., et al., 2004. Petroleum Geological Role of Magmatic Activities in Xin'gang Prospect Area, Beitang Sag. *Petroleum Exploration and Development*, 31(2):25-28 (in Chinese with English abstract).
- Xu,Z.J., Cheng,R. H., Wang,L. L., et al., 2010. Elemental Geochemical Characteristics of Tuffaceous Sediments

and Tectonic Setting of Tangxia Formation of Middle Jurassic in Dongguan, Guangdong Province. *Acta Petrologica Sinica*, 26(1):352-360 (in Chinese with English abstract).

- Yan, Y., Xia, B., Lin, G., et al., 2007. Geochemistry of the Sedimentary Rocks from the Nanxiong Basin, South China and Implications for Provenance, Paleoenvironment and Paleoclimate at the K/T Boundary. Sedimentary Geology, 197 (1-2): 127-140. doi: 10.1016/j. sedgeo. 2006. 09.004
- Yang, X. F., He, D. F., Wang, Q. C., et al., 2012. Provenance and Tectonic Setting of the Carboniferous Sedimentary Rocks of the East Junggar Basin, China: Evidence from Geochemistry and U-Pb Zircon Geochronology. Gondwana Research, 22 (2): 567 - 584. doi: 10. 1016/j. gr. 2011. 11. 001
- Zhai, G. M., Ning, J. G., Jin, J. Q., et al., 2002. Tectonic Evolution of Plate and Formation and Evaluation of Petroliferous Basins. Petroleum Industry Press, Beijing, 33-35 (in Chinese).
- Zhang, T. T., Wang, H., Yue, Y., et al., 2009. Cenozoic Subsidence Features of Beitang Sag and Relationship with Tectonic Evolution. *Journal of Earth Science*, 20 (4):746-754. doi:10.1007/s12583-009-0061-9
- Zhou, L. H., Lu, Y., Xiao, D. Q., et al., 2011. Basinal Texture Structure of Qikou Sag in Bohai Bay Basin and Its Evolution. *Natural Gas Geoscience*, 22(3):373-382 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 白云风,王华,王振升,等,2011.北塘凹陷古近系烃源岩特征 及热演化史模拟.地球科学——中国地质大学学报,36 (3):565-571.
- 邓宏文,钱凯,1993. 沉积地球化学与环境分析. 兰州:甘肃科 学技术出版社,18-23.
- 邓荣敬,徐备,漆家福,等,2006.北塘凹陷古近系沙河街组三 段沉积特征及储层的影响因素.岩石矿物学杂志,25 (3):230-236.
- 邓荣敬,徐备,杨桦,等,2005.黄骅坳陷北塘凹陷古近系烃源 岩特征与演化.油气地质与采收率,12(4):35-38.
- 郭华,李明,李守林,等,2002. 板内造山带主要构造特征研 究:以燕山和大别山造山带为例. 北京:地质出版社, 48-62.
- 胡受奚,1992.有关中国东部中、新生代活动大陆边缘构造— 岩浆作用演化问题沉思录.地球科学——中国地质大 学学报,17(增刊):40-46.
- 黄传炎,王华,高嘉瑞,等,2008.北塘凹陷古近系构造演化及 其对层序充填样式的控制.中国石油大学学报(自然科

学版),32(3):7-13.

- 黄传炎,王华,周立宏,等,2009.北塘凹陷古近系沙河街组三 段物源体系分析.地球科学——中国地质大学学报,34 (6):975-984.
- 李大伟,2006.新构造运动与黄骅坳陷油气成藏.武汉:中国 地质大学出版社,23-30.
- 马杰,高勇,邓荣敬,等,1999.北塘凹陷沙三段储集层评价及 有利相带预测.石油勘探与开发,26(6):36-38.
- 彭立才,韩德馨,濮人龙,等,1999.陆相咸化湖泊沉积中锶/ 钡比值及其地质意义.中国矿业大学学报,28(1): 50-52.
- 宋伟娇,代世峰,赵蕾,等,2014.微波消解一电感耦合等离子 体质谱法测定煤中的硼.岩矿测试,33(3):327-331.

宋新民,钱祥麟,1995.中新生代渤海湾盆地及其邻区构造成

因和演化. 地学前缘, 2(1-2): 194.

- 王随继,黄杏珍,妥进才,等,1997. 泌阳凹陷核桃园组微量元 素演化特征及其古气候意义. 沉积学报,15(1): 65-70.
- 肖坤叶,邓荣敬,杨烨,等,2004.北塘凹陷新港探区新生代岩 浆活动的石油地质意义.石油勘探与开发,31(2): 25-28.
- 许中杰,程日辉,王嘹亮,等,2010. 广东东莞地区中侏罗统塘 厦组凝灰质沉积物的元素地球化学特征及构造背景. 岩石学报,26(1): 352-360.
- 翟光明,宁建国,靳久强,等,2002. 板块构造演化与含油气盆 地形成和评价.北京:石油工业出版社,33-35.
- 周立宏,卢异,肖敦清,等,2011. 渤海湾盆地歧口凹陷盆地结 构构造及演化. 天然气地球科学,22(3): 373-382.

《地球科学——中国地质大学学报》更名为《地球科学》的启事

为了避免刊名被误用和适应专业化的办刊要求,经研究并报请国家新闻出版广电总局批准(新广出审 [2015]849号),《地球科学——中国地质大学学报》将自2016年1月起更名为《地球科学》,新编国内统一连 续出版物号为CN42-1874/P,原刊号CN42-1233/P作废;出版单位由中国地质大学学报编辑部变更为《地球 科学》编辑部.办刊宗旨为:刊载地球科学领域研究新进展、新理论和新发现,促进该领域的国内外学术交流, 提高我国在该领域的学术研究水平,服务我国地质教育、地质科技与地质找矿事业繁荣发展.

更名后的《地球科学》继续为北大核心、CSCD核心和中国科技核心刊物,持续被美国《EI》、《CA》、俄罗斯《AJ》、日本《JSTD》等世界著名国际检索系统所收录.该刊已荣获国家期刊奖、首届湖北出版政府奖、全国百强科技期刊奖、高校精品科技期刊奖、湖北十大名刊成就奖等20多项国家和省部级奖励,2014年入选"中国最具国际影响力学术期刊".

竭诚欢迎地球科学领域的读者、作者朋友踊跃向《地球科学》投稿!

期刊网址为 www.earth-science.net 投稿网址为 http://mc03.manuscriptcentral.com/es

《地球科学》编辑部