

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2020.290>



南海东部次海盆 U1431 站位中中新世以来的沉积物来源特征

刘雪松, 陈雪刚*, 孙 凯, 李春峰

浙江大学海洋学院, 浙江舟山 316021

摘要: 南海东部次海盆的沉积记录蕴含着区域内中中新世以来沉积物的风化过程和演化历史信息. 本文分析了国际大洋发现计划 IODP 349 航次南海东部次海盆 U1431 站位沉积物的主、微量元素和 Sr-Nd 同位素特征. 研究显示, 样品中化学风化蚀变指数为 49~74, 表明源区的化学风化强度为低到中等强度. 沉积物在风化过程中以斜长石风化为主. 含有火山碎屑的岩性单元 VI 和 VII 及 55X-2 层位受到含 Fe、Mg 矿物组分的物质来源输入影响, 其余沉积物主要来自长英质源区. Sr 和 Nd 同位素特征显示不同风化程度的沉积物源区具有明显差异. 通过与周围潜在源区进行对比, 推断 12.8 Ma 至今, U1431 站位的物源主要来自珠江流域, 印支半岛、吕宋和巴拉望提供了少量物质. 其中 12.5~7.4 Ma, 沉积物源区受到周围岩浆活动形成的基性物质输入的影响, 但仍以珠江源区为主. 6.5 Ma 以后, 台湾岛隆升剥蚀的陆源物质进入中央海盆. 因此, 台湾岛成为源区之一.

关键词: 南海; 东部次海盆; 大洋钻探; 沉积物; 风化; 物源; 海洋地质.

中图分类号: P73

文章编号: 1000-2383(2021)03-1008-15

收稿日期: 2020-06-18

Provenance of U1431 Sediments from the Eastern Subbasin of the South China Sea since Middle Miocene

Liu Xuesong, Chen Xuegang*, Sun Kai, Li Chunfeng

Ocean College, Zhejiang University, Zhoushan 316021, China

Abstract: The sedimentary records of the east subbasin in the South China Sea reflect the weathering and evolution history of sediments since the Middle Miocene. We have analyzed the major, trace elements, and Sr-Nd isotopes of the sediments from the International Ocean Discovery Program (IODP) expedition 349 site U1431. The chemical weathering index of alteration (CIA) ranges from 49 to 74, indicating a low to moderate chemical weathering degree of the provenance. The chemical weathering trend shows the preferential leaching of plagioclase. The samples from units VI, VII and 55X-2 layer containing pyroclast are affected by the input of mafic materials, while the provenance of other samples is mainly felsic end-members. Sr and Nd isotopes show significant changes in the provenance of the sediments at U1431 site. By analyzing the Sr-Nd isotopic characteristics of sediments from U1431 site and surrounding potential provenance, we inferred the sediments at U1431 site were probably mainly from the Pear River and slightly from the Indochina Peninsula, Luzon and Palawan since 12.8 Ma. Several samples show positive ϵ_{Nd} and low $^{86}Sr/^{87}Sr$ which may be related to the multiple volcanic activities in the study area during 12.5–7.4 Ma. After 6.5 Ma, the terrestrial material formed in the uplifting and erosion of Taiwan Island entered the central basin. Thus, Taiwan Island became one of the main sources.

Key words: South China Sea; the eastern subbasin; ocean drilling; sediment; chemical weathering; provenance; marine geology.

基金项目: 国家自然科学基金项目(No.41761134051).

作者简介: 刘雪松(1996—), 男, 硕士研究生, 主要从事海洋地质研究. ORCID: 0000-0003-3195-8062. E-mail: 21734039@zju.edu.cn

*通讯作者: 陈雪刚, E-mail: chenxg83@zju.edu.cn

引用格式: 刘雪松, 陈雪刚, 孙凯, 等, 2021. 南海东部次海盆 U1431 站位中中新世以来的沉积物来源特征. 地球科学, 46(3):1008–1022.

0 引言

海洋沉积物是源区物质经过风化剥蚀后,通过河流、冰川、风和海流搬运到海洋的最终沉降物质.沉积物质的组成在从源到汇的过程中受到多种因素的影响,如源区的风化剥蚀作用,河流和海流的搬运作用以及沉积作用等(蔡观强等, 2011).此外,海洋沉积物可能存在多个源区,识别其源区组成对于古海洋学研究和沉积演化历史重建具有重要意义.地球化学方法已经被广泛用于确定沉积物源区和陆源物质的风化程度.Sr-Nd同位素、稀土元素和不易迁移的微量元素受到沉积过程的影响很小,通常被作为识别沉积物源区的重要指标(Wei *et al.*, 2012).然而,来自不同源区的沉积物组成可能差异很小,并且沉积过程中风化剥蚀作用、搬运作用等均可能对沉积物的地球化学特征造成影响,仅依靠单一地球化学指标难以准确判断源区组成,应采用多个参数共同限制源区.

南海是西太平洋地区重要的边缘海盆地之一,位于欧亚板块、太平洋板块和印度-澳大利亚板块的交汇处,是海陆交互作用最为典型的区域.由于其独特的地理位置和构造演化历史,近年来一直是地学界研究的热点区域(汪品先和翦知潜, 2019).由于技术条件等原因的限制,南海深部盆地长期缺乏深海钻孔.前人对南海的研究主要集中在周边区域(Shao *et al.*, 2008; 张道军等, 2017),深海盆地的研究主要通过海山样品、表层沉积物及地球物理资料解释来展开的(王叶剑等, 2009; Liu *et al.*, 2011, 2013; 赵明辉等, 2018).2014年,国际大洋发现计划IODP 349航次在南海东部次海盆钻探获取了U1431站位深海钻孔,获得岩心长度1 007.89 m(Li *et al.*, 2015).这是南海深部盆地首次钻探穿过整个沉积序列到达玄武岩基底.前人基于本航次的样品及地球物理数据已取得大量研究成果,如扩张期后火山活动和洋壳的磁性结构、珍珠-黄岩海山链的地震结构、残留洋中脊的岩浆演化等(Li *et al.*, 2014, 2015; Wang *et al.*, 2016; Liu *et al.*, 2017a, 2017b; Zhang *et al.*, 2018).李平原和刘志飞(2018)对U1431站位含火山碎屑层位的遗迹化石进行了研究,认为晚中新世(12.5~7.4 Ma)东部次海盆存在多期次不同强度的火山活动.完整的沉积记录为笔者从地球化学角度确定南海扩张期后的沉积物源区组成提供了素材,

有助于进一步了解南海的深部沉积演化过程.

本研究对U1431站位的沉积物样品进行了深入的元素地球化学和Sr-Nd同位素分析,认识了在地质历史时期这些沉积物元素和同位素地球化学特征的变化规律,讨论了沉积物的化学风化程度,并结合区域内的构造演化历史,探讨了沉积物的物质来源和演化过程.

1 地质背景和样品特征

根据南海盆地的演化历史和构造地貌特征,通常可将其分为两个次海盆:东部次海盆和西南次海盆,两者以近南北向的中南断裂为界(图1).南海海盆的扩张始于早渐新世,其演化过程大致可分为4个阶段:大陆张裂、海底扩张、扩张后热沉降和俯冲,几乎经历了整个威尔逊旋回.结合海底磁异常数据和IODP 349钻探结果,表明东部次海盆的扩张时间为33.0~15.5 Ma,其中,约23.6 Ma时南海洋中脊向南跃迁了约20 km(Li *et al.*, 2014).

U1431站位(15°22.5380' N, 116°59.9903' E)位于东部次海盆黄岩岛北部(图1b),构造上位于东部次海盆残留扩张洋中脊,即最年轻的磁异常条带附近,站位水深4 240.3 m.本次研究选取的沉积物样品深度范围为0~889.88 mbsf(meter below seafloor,海底以下深度).岩石地层单元的确定主要根据U1431D和U1431E两个钻孔,根据其岩心描述以及物理特征,沉积物样品可分为8个岩石单元(图2).沉积单元I由泥岩、粉砂质泥岩和少量粉砂质泥岩组成,单元II以泥岩和粉砂质泥岩为主,单元III包括深绿灰色泥岩及大量超微化石软泥,单元IV由泥岩和粉砂岩组成,单元V主要为粉砂岩/砂岩互层和含超微化石软泥夹层的粘土岩/泥岩,单元VI主要由火山碎屑角砾岩组成,并伴有砂泥互层.单元VII主要为大量砂岩、粉砂岩、泥岩夹少量火山碎屑角砾岩,单元VIII由黄褐色泥岩组成(Li *et al.*, 2015).笔者基于岩心的岩性特征确定了采样间隔,在日本高知IODP样品岩心库采集了25个样品(每个25 cm³).样品编号及深度如图2所示.U1431钻孔内钙质超微化石对沉积物样品的年龄进行了限制,其中底部深度884.60 mbsf处的沉积年龄为<12.8 Ma,顶部深度3.15 mbsf的沉积年龄为0.3 Ma(Li *et al.*, 2015).单元VI和VII均含有火山碎屑,其中单元VI中角砾岩分选差,从棱角到半棱角的玄武岩碎屑都有.本站位火山碎屑的年龄为

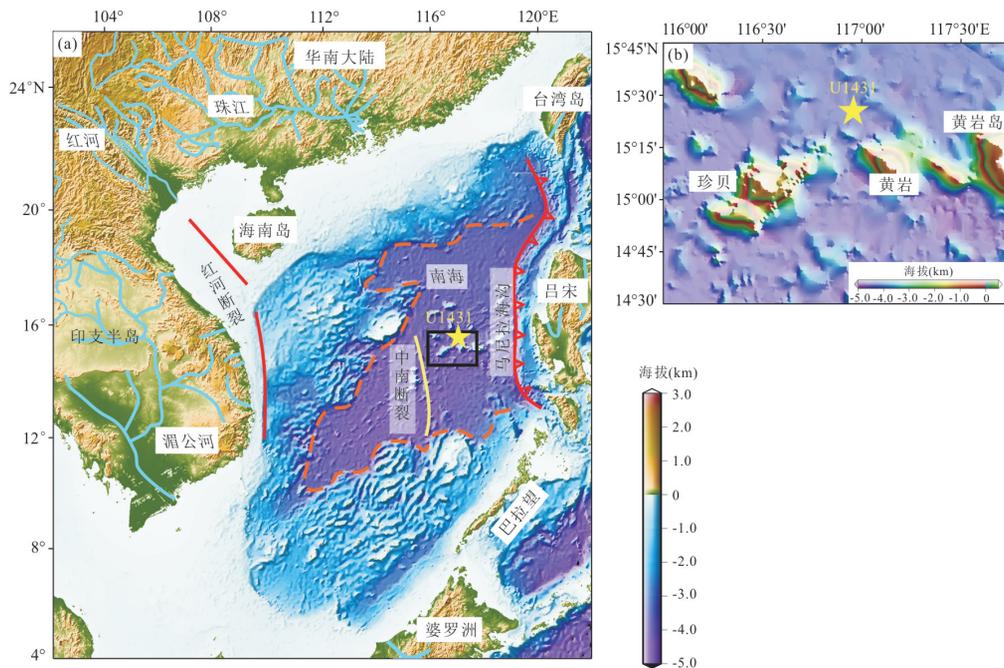


图 1 南海及周边区域水深(a), U1431 站位周边详细水深(b, 图 a 中黑色方框)

Fig.1 Bathymetric map of the South China Sea and surrounding region (a), detailed bathymetry around site U1431 (b, black box in Fig.a)

图 a 中黄色五角星为 U1431 站位, 橙色虚线为推断的洋陆边界, 浅黄色实线为中南断裂, 红色虚线为红河断裂, 红色标志线为马尼拉海沟, 蓝色实线为河流

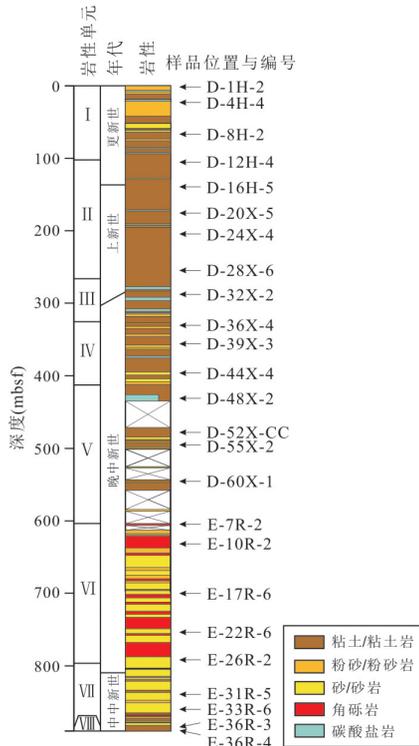


图 2 U1431 站点样品编号及取样位置处层井柱状图

Fig.2 Stratigraphy chart of recovered cores and sample locations at site U1431

修改自 Li et al. (2015)

12.5~7.4 Ma, 代表了扩张期后的岩浆活动(李平原和刘志飞, 2018).

2 分析方法

样品的主量和微量元素含量在美国哈佛大学固体地球化学实验室采用电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS)测定. 样品在 120 °C 恒温烘箱内干燥 2 h, 待其冷却后用玛瑙研钵将干燥后样品磨碎至 200 目左右. 称取 ~50 mg 样品粉末, 再将其熔融成一个均一体, 最后以激光烧蚀进样系统方式采用电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS)来获取主量元素含量值(Chen and Langmuir, 2018). 微量元素的测定以溶液进样系统方式采用电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS)来获取. 首先称取 ~50 mg 样品粉末, 使用 HF 和 HNO₃ 的混合溶液对样品进行消解处理. 将 Ge (10×10⁻⁹), In (3×10⁻⁹), Tm (3×10⁻⁹) 和 Bi (3×10⁻⁹) 作为内标的 8N HNO₃ 基体溶液, 以 1:1 000 的比例稀释样品溶液, 然后进行漂移校正. 仪器以正常模式和 CCT 模式进行运行测试以获得样品主量元素和微量元素含量数据. 基于 Thermo X series 四极杆质谱系统, 获得测

量结果值.通过标准样品BCR-2、BHVO-2、DNC-1、JB-2、W-2a和VE-32的测试,以及空白样的测试,主、微量元素的测试误差均小于2%.

24个沉积物的Sr-Nd同位素样品在北京中科矿研检测技术有限公司采用Nu Plasma II多接收电感耦合等离子体质谱法(MC-ICP-MS)测定.使用0.5 mL浓硝酸与1.0 mL浓氢氟酸将样品完全消解.将消解液蒸干转化为1.5 mL 1.5 mol/L HCl介质,然后用2.0 mol/L HCl去除基体元素和Rb,接着用2.5 mol/L HCl淋洗接收Sr组分.纯Sr组分被蒸干后,先用1.0 mL 2%稀硝酸(质量分数)溶解,将其作为母液;再用2%稀硝酸(质量分数)将Sr母液稀释成2.0 mL 50×10^{-9} Sr.上机溶液在MC-ICP-MS上测定 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值.测定过程中,采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ 内部校正仪器质量分馏,美国地质调查局USGS地球化学标准岩石粉末BCR-2等作为质控盲样进行对比校正,测定的 $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ 平均值为

0.705006 ± 0.000004 ,该物质推荐的 $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ 测定范围为 0.705013 ± 0.000010 .Nd同位素测定流程与Sr同位素相似.测试过程中,采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 内部校正仪器质量分馏.Nd同位素国家标准物质GSB 04-3258-2015作为外标校正仪器漂移,测定 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 平均值为 0.512439 ± 0.000007 ;该物质推荐的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 测定范围为 0.512438 ± 0.000005 .样品准确度和精确度均在误差范围内.

3 结果

U1431站位沉积物主量元素中 SiO_2 含量最高,为48.79%~66.97%,平均含量为56.44%;低于大陆上地壳UCC的平均值(65.89%),与深海黏土沉积物平均值(53.48%)相似(表1).其次为 Al_2O_3 和 TFeO ,其平均含量分别为19.01%和7.82%. TiO_2 和 MnO 含量均高于UCC平均值,而

表1 U1431站点沉积物主量元素组成(%)

Table 1 The major elemental concentrations (%) of sediments at site U1431

深度(mbsf)	SiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TFeO	MnO	P_2O_5	TiO_2	
D-1H-2	2.64	66.97	15.19	2.14	2.87	4.83	2.35	4.13	0.31	0.22	0.50
D-4H-4	27.76	58.83	19.41	3.32	3.89	2.61	3.26	6.70	0.21	0.22	1.06
D-8H-2	62.38	56.42	20.12	3.28	5.62	2.67	3.65	6.58	0.23	0.13	0.81
D-12H-4	103.44	57.85	20.12	3.32	3.88	1.89	3.80	7.33	0.22	0.13	0.98
D-16H-5	141.82	59.85	20.33	2.84	2.47	1.82	3.98	6.94	0.15	0.14	0.99
D-20X-5	177.02	59.42	19.43	3.28	3.46	1.84	3.50	7.22	0.16	0.12	1.05
D-28X-6	253.38	56.62	19.17	2.97	7.77	1.80	3.48	6.41	0.17	0.16	0.96
D-32X-2	287.62	57.19	21.28	3.17	2.62	1.79	3.95	8.26	0.17	0.14	0.94
D-36X-4	328.22	60.48	19.35	3.19	2.38	1.75	3.85	7.30	0.11	0.13	0.96
D-39X-3	356.97	57.65	19.93	3.16	5.62	1.67	3.86	6.33	0.15	0.15	0.99
D-44X-4	398.78	58.19	19.66	2.86	5.97	1.76	3.63	6.22	0.15	0.14	0.92
D-48X-2	433.48	56.96	20.35	2.97	6.00	1.60	3.90	6.49	0.13	0.13	0.97
D-52X-CC	471.07	55.46	19.95	2.99	7.64	1.53	3.41	7.20	0.22	0.18	0.92
D-55X-2	499.68	57.37	17.70	4.00	0.84	3.36	3.25	10.31	0.06	0.17	2.44
D-60X-1	548.99	58.11	21.53	3.42	0.70	1.64	4.20	8.13	0.75	0.13	0.89
E-7R-2	606.18	51.40	17.32	4.57	5.17	4.21	2.55	10.45	0.15	0.57	3.12
E-10R-2	635.98	51.80	17.90	5.78	3.88	4.60	2.33	9.67	0.18	0.39	2.99
E-17R-6	707.52	53.85	17.67	2.89	4.72	5.30	3.00	8.38	0.23	0.76	2.71
E-22R-6	756.57	48.79	16.67	8.41	5.99	3.44	1.10	10.76	0.14	0.43	3.78
E-26R-2	790.55	49.41	18.29	6.67	4.97	4.46	2.03	9.27	0.11	0.28	4.04
E-31R-5	841.70	49.38	16.12	8.34	4.95	4.24	1.96	10.11	0.18	0.76	3.43
E-36R-3	887.29	59.70	20.83	3.15	0.46	1.70	4.03	7.90	0.60	0.26	0.88
平均含量	—	56.44	19.01	3.94	4.18	2.75	3.23	7.82	0.22	0.26	1.65
深海黏土	—	53.48	15.87	3.48	4.06	—	3.01	9.29	0.87	—	0.77
UCC	—	65.89	15.17	2.20	4.19	3.89	3.39	4.49	0.07	0.20	0.50

注:TFeO为总铁,UCC(upper continental crust)为大陆上地壳(McLennan, 2001).

表 2 U1431 站点沉积物稀土元素特征参数
Table 2 REE characteristics of sediments at site U1431

	Σ REE (10^{-6})	LREE (10^{-6})	HREE (10^{-6})	LREE/HREE	La_N/Yb_N	δCe	δEu
D-1H-2	88.78	79.71	9.07	8.79	8.02	1.04	0.86
D-4H-4	257.10	234.28	22.82	10.27	11.39	0.99	0.65
D-8H-2	175.56	158.78	16.77	9.47	10.88	0.98	0.75
D-12H-4	191.53	175.97	15.56	11.31	14.07	0.95	0.71
D-16H-5	215.29	198.11	17.17	11.54	13.88	0.94	0.69
D-20X-5	193.30	177.44	15.85	11.19	13.64	0.94	0.71
D-24X-4	197.41	178.84	18.56	9.64	11.20	0.97	0.74
D-28X-6	179.60	164.09	15.51	10.58	12.23	0.93	0.70
D-32X-2	193.21	175.67	17.54	10.01	12.01	0.93	0.73
D-36X-4	183.20	168.22	14.98	11.23	13.21	0.94	0.70
D-39X-3	190.21	173.55	16.66	10.42	12.28	0.93	0.70
D-44X-4	188.14	171.76	16.38	10.49	12.31	0.94	0.70
D-48X-2	161.01	147.14	13.87	10.61	11.15	0.93	0.69
D-52X-CC	170.43	155.89	14.54	10.72	13.08	0.95	0.73
D-55X-2	302.30	276.74	25.56	10.83	17.65	0.94	0.86
D-60X-1	186.99	169.73	17.26	9.83	11.01	0.96	0.72
E-7R-2	210.82	187.98	22.84	8.23	10.62	0.92	0.94
E-10R-2	211.52	187.40	24.11	7.77	10.04	0.92	0.94
E-17R-6	273.79	246.26	27.53	8.95	12.20	0.90	0.95
E-22R-6	188.80	168.03	20.77	8.09	10.97	0.91	0.92
E-26R-2	149.60	130.32	19.28	6.76	6.90	1.04	0.95
E-31R-5	192.79	173.56	19.23	9.02	13.21	0.90	0.94
E-33R-6	202.12	180.81	21.31	8.49	11.62	0.92	0.94
E-36R-3	217.53	194.36	23.16	8.39	9.61	0.91	0.73
E-36R-4	173.28	152.42	20.86	7.31	8.85	0.82	0.78
平均值	195.77	177.08	18.69	9.60	11.68	0.94	0.79

Na_2O 、 K_2O 、 CaO 含量呈现出差异,部分样品中元素含量高于 UCC,其余样品则相反。

U1431 站位沉积物的总稀土元素(Σ REE, rare earth element)含量为 $88.78 \times 10^{-6} \sim 302.30 \times 10^{-6}$, 平均值为 195.77×10^{-6} (表 2)。整体而言,稀土元素含量变化差异较大(图 3)。 Σ REE 平均含量明显高于上陆壳(146.04×10^{-6}),但低于南海周边的珠江(295.38×10^{-6})、红河(278.32×10^{-6})和湄公河(239.62×10^{-6})(童胜琪, 2007)。U1431 站位沉积物中总轻稀土元素(LREE, light rare earth element)含量为 $79.71 \times 10^{-6} \sim 276.74 \times 10^{-6}$,而总重稀土元素(HREE, heavy rare earth element)含量为 $9.07 \times 10^{-6} \sim 27.53 \times 10^{-6}$ 。LREE/HREE 的范围为 6.76~11.54,平均值为 9.60,表明轻稀土元素较重稀土元素相对富集(图 4)。样品中 La_N/Yb_N (N 为球粒陨石标准化)值为 6.90~17.65, La_N/Sm_N 值为 2.01~4.74, Gd_N/Yb_N 值为 1.54~3.36(表 2)。这表明轻重稀

土元素分馏特征明显,而不同轻稀土元素之间也发生不同程度的分异作用;不同重稀土元素间亦是如此,但分异程度略小(图 4)。样品中 δCe 值为 0.82~1.04,平均值为 0.94; δEu 值为 0.65~0.95,平均值为 0.79,表现出 Ce 弱负异常和 Eu 负异常。

沉积物样品中 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 的范围为 0.704 089~0.720 673,平均值为 0.711 892; $^{143}Nd/^{144}Nd$ 的范围为 0.512 041~0.512 887,平均为 0.512 361;相应地, $\epsilon_{Nd}(0)$ 的范围为 -11.6~4.9(表 3)。高的 $\epsilon_{Nd}(0)$ 值主要在单元 VI 和 VII。

4 讨论

4.1 元素地球化学特征

为了确定控制沉积物中主量元素组成的因素,通常将主量元素与不易受到沉积过程影响的元素进行对比。 Si 化学性质稳定,主要赋存于铝硅酸盐和

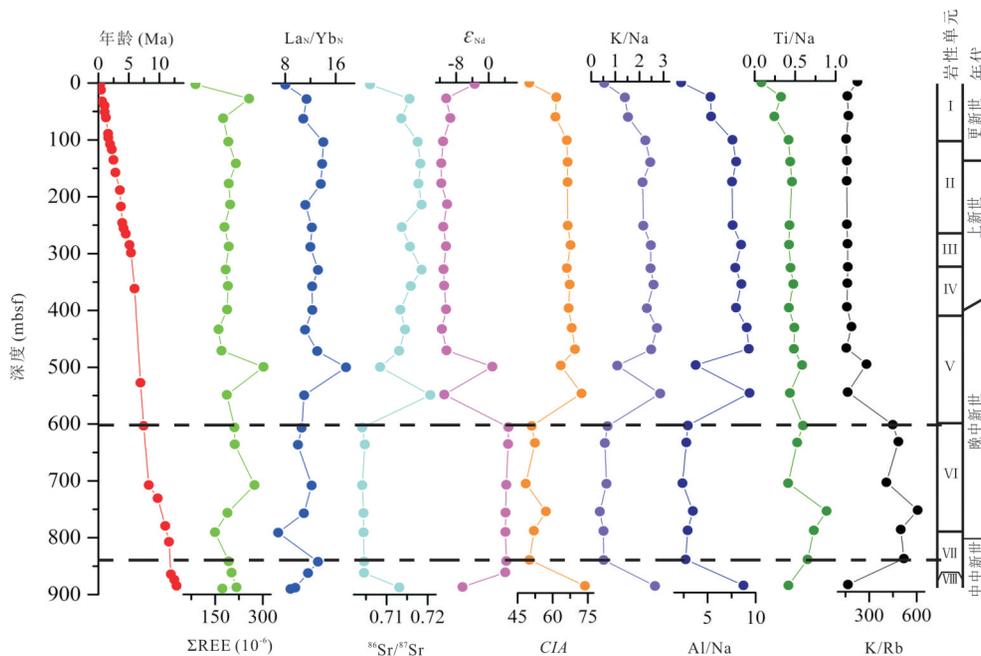


图 3 U1431 站位地球化学指标随深度变化

Fig.3 Geochemical variations at site U1431 with depth

U1431 站位的年龄数据来自 Li *et al.* (2015)

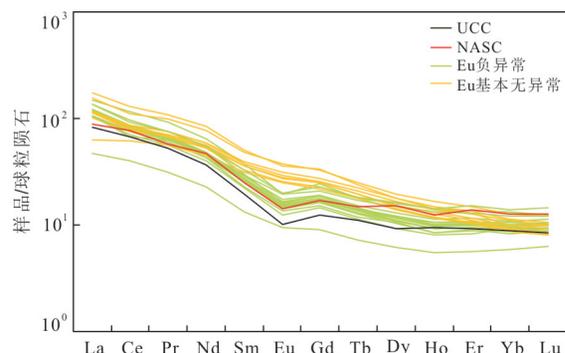


图 4 U1431 站位样品稀土元素球粒陨石标准化图

Fig.4 Chondrite normalized REE pattern of the sediment samples at site U1431

UCC. 大陆上地壳; NASC. 北美页岩

石英碎屑中,在沉积过程中不易受到风化作用等因素的影响.因此,各主量元素与 SiO₂ 之间的关系图可以指示主量元素的变化特征(图 5).Pearson 相关性分析结果显示, MgO ($R = -0.823$)、TFeO ($R = -0.804$)、TiO₂ ($R = -0.862$) 与 SiO₂ 之间呈现显著负相关; Na₂O、P₂O₅、CaO 与 SiO₂ 之间的相关性分别为 -0.412 、 -0.626 和 -0.425 , 为中等负相关; 而 Al₂O₃ ($R = 0.279$)、MnO ($R = 0.274$) 和 SiO₂ 之间表现为弱的正相关; K₂O ($R = 0.613$) 与 SiO₂ 之间呈现出中等正相关(图 5). 在沉积过程中, Al₂O₃ 和 K₂O 的含量主要受控于沉积物中云母、长石和黏土矿物

的含量. TFeO 和 MgO 主要赋存于铁镁质重矿物中, 如辉石和角闪石; TiO₂ 主要以矿物形式存在(如金红石). SiO₂ 与 MgO、TFeO、TiO₂ 之间的显著负相关, 表明随着沉积物中 SiO₂ 组分的增高, 含铁镁元素和钛元素的组分相应下降, 表现出 SiO₂ 的稀释效果. CaO、Na₂O 与 SiO₂ 之间的负相关表明化学风化过程中 Ca、Na 的淋滤. 除了 CaO 含量在全层位具有较大的波动性, 其余主量元素在约 471.07 mbsf 层位之上, 含量随深度变化很小; 在该层位以下, 含量随深度波动幅度较大, 这可能是由于沉积物源区或是沉积环境在该时间段发生改变造成的. 此外, 沉积物中主量元素的组成亦受到化学风化作用的影响, 需进一步判定源区的化学风化程度以确定是否可以使用主量元素指示源区.

与主量元素相似, U1431 站位样品中的微量元素亦有较大差异. 与大陆上地壳相比(图 6), 沉积物样品中 Sc、Co 呈现为弱富集, 而 Cr、Ni 在不同岩石单元中变化较大. 岩石单元 VI 和 VII 中 Zr、Nb、Hf、Ta 等元素的平均含量与其他岩石单元相比较, Th、Rb 则相反. Zr、Hf 作为高场强元素, 化学性质相对比较稳定, 而其在不同岩石单元中表现出不同的富集程度, 表明岩石单元 VI 和 VII 与其他岩石单元相比, 其沉积过程可能存在差异. Th 与 Al ($R = 0.837$)、K ($R = 0.880$) 之间存在显著正相关, 而与 Nb ($R =$

表 3 U1431 站点沉积物中 Sr、Nd 同位素含量
Table 3 Sr and Nd isotopic compositions of sediments at site U1431

	Sr(10^{-6})	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 σ SE	Nd(10^{-6})	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 σ SE	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$
D-1H-2	256.5	0.706 002	0.000 004	16.1	0.512 463	0.000 003	-3.4
D-4H-4	185.5	0.715 608	0.000 004	45.5	0.512 103	0.000 002	-10.4
D-8H-2	235.6	0.713 620	0.000 005	30.7	0.512 156	0.000 002	-9.4
D-12H-4	163.6	0.717 609	0.000 005	34.1	0.512 063	0.000 002	-11.2
D-16H-5	149.8	0.718 228	0.000 005	37.8	0.512 042	0.000 003	-11.6
D-20X-5	154.7	0.717 787	0.000 005	34.2	0.512 041	0.000 002	-11.6
D-24X-4	117.1	0.718 547	0.000 004	34.3	0.512 114	0.000 003	-10.2
D-28X-6	273.8	0.713 744	0.000 005	32.0	0.512 066	0.000 002	-11.2
D-32X-2	181.1	0.715 708	0.000 005	33.9	0.512 101	0.000 002	-10.5
D-36X-4	145.0	0.718 548	0.000 005	32.2	0.512 070	0.000 002	-11.1
D-39X-3	209.5	0.715 897	0.000 004	33.5	0.512 077	0.000 002	-10.9
D-44X-4	266.9	0.713 370	0.000 004	33.1	0.512 100	0.000 002	-10.5
D-48X-2	212.5	0.714 537	0.000 004	28.3	0.512 049	0.000 003	-11.5
D-52X-CC	275.4	0.713 091	0.000 004	30.1	0.512 106	0.000 003	-10.4
D-55X-2	149.0	0.708 449	0.000 004	59.6	0.512 686	0.000 002	0.9
D-60X-1	107.5	0.720 673	0.000 004	32.4	0.512 079	0.000 004	-10.9
E-7R-2	496.3	0.704 089	0.000 004	41.5	0.512 887	0.000 002	4.9
E-10R-2	407.1	0.704 760	0.000 003	41.7	0.512 884	0.000 003	4.8
E-17R-6	437.8	0.704 091	0.000 005	54.7	0.512 862	0.000 002	4.4
E-22R-6	436.1	0.704 431	0.000 005	38.3	0.512 852	0.000 002	4.2
E-26R-2	324.3	0.704 419	0.000 004	31.5	0.512 850	0.000 002	4.1
E-31R-5	244.0	0.704 579	0.000 003	37.1	0.512 863	0.000 002	4.4
E-33R-6	287.8	0.704 527	0.000 004	39.5	0.512 848	0.000 001	4.1
E-36R-4	130.2	0.713 103	0.000 004	33.0	0.512 309	0.000 002	-6.4

注: 1 σ SE 为 1 倍标准偏差.

-0.745)、Ti($R = -0.861$)呈现出强烈负相关, 这表明 Th 含量可能主要与沉积物中长石和黏土矿物含量有关. Nb-Ta、Zr-Hf 由于相同的离子电荷以及相似的离子半径, 通常认为其地球化学行为一致. Zr、Hf 元素通常在锆石中富集. 本次研究中, Zr 与 Hf ($R = 0.997$)、Nb ($R = 0.982$)、Ta ($R = 0.977$) 呈现出显著正相关, 而与 Th ($R = -0.769$) 表现为显著负相关. Nb 在各岩石单元中相比于 UCC 均表现为富集, 且 Nb 与 Ti ($R = 0.835$) 之间显著正相关, 而与 Al ($R = -0.517$)、K ($R = -0.573$) 为中等负相关, 表明 Nb 可能主要赋存于钛氧化物, 与黏土矿物等关系较小. 一般认为, Nb、Th 主要来源于陆源碎屑. 微量元素中 Zr、Hf、Nb、Th 等高场强元素在结晶过程中优先进入到熔体中, 使得这些元素在长英质中比镁铁质中更加富集, 相反地, Co、Sc、Cr、Ti 在镁铁质中更加富集 (López *et al.*, 2005). 根据高场强元素的地球化学特征, 其可用于区分源区组分的变化.

稀土元素球粒陨石标准化曲线呈现出轻稀土元素富集、重稀土元素相对亏损的右倾型, 左边较陡, 右边相对平缓, 曲线走势与 UCC 相似 (图 4). 一般认为, 在化学风化过程中, 尤其是在强烈化学风化时, 重稀土元素 (HREE) 更易形成流体络合物从而优先迁移, 而轻稀土元素 (LREE) 由于吸附或掺入到粘土、次级页硅酸盐和铁锰氧化物中而呈现在风化残留物中富集, 从而使得轻、重稀土元素分异. 不同层位的样品中元素地球化学特征表现出较大的差异, 表明沉积过程中的源区组成发生了明显变化.

4.2 化学风化作用

在沉积建造中, 沉积物不仅保留着源区母岩的特征, 风化作用也在影响和改变着沉积物成分, 它包括一系列复杂的物理、化学作用. 风化反应主要将母岩矿物组分如长石、层状硅酸盐、角闪石和火山玻璃等向次生矿物组成转化, 如高岭石、伊利石、蒙脱石、绿泥石、蛭石等. 尽管在风化过程中矿物组

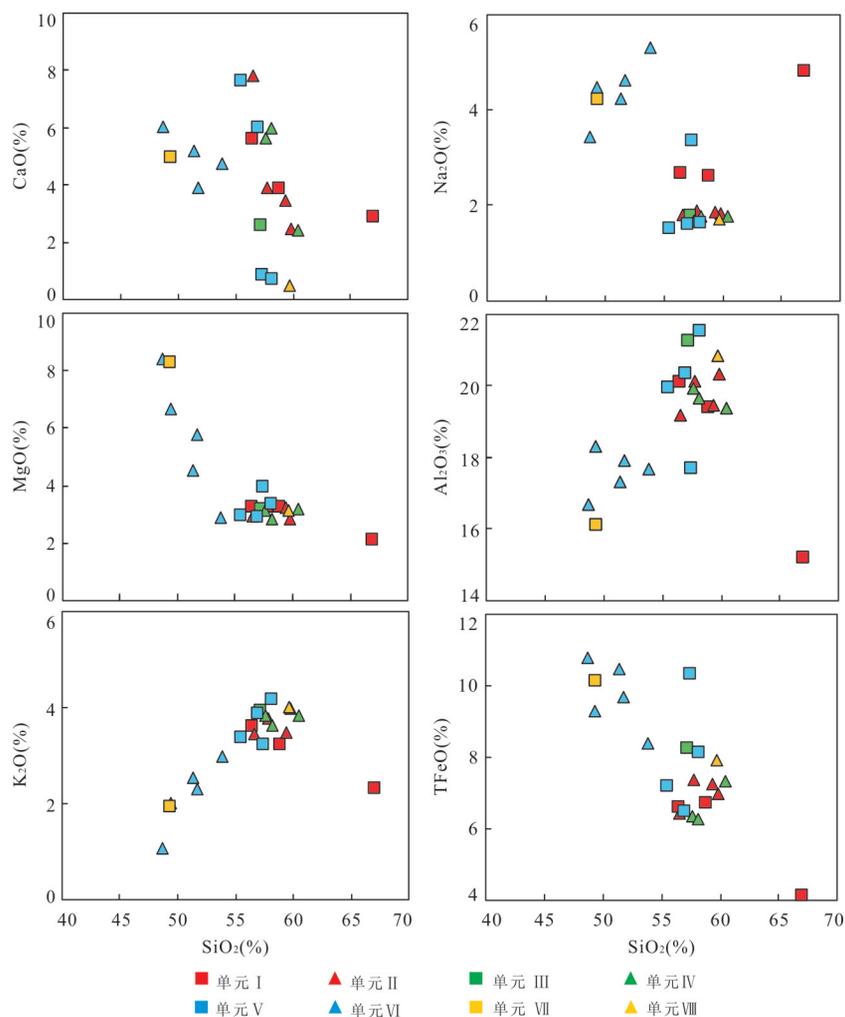


图 5 主量元素与 SiO₂ 的关系

Fig.5 Variations of major elements as a function of silica contents

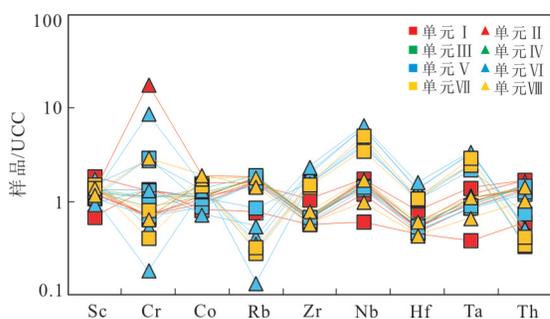


图 6 U1431 站位样品微量元素 UCC 标准化图

Fig.6 UCC normalized trace elements pattern of the sediment samples at site U1431

成发生了复杂的变化,但其造成的沉积物中总体地球化学组成变化是简单的,它改变了沉积物中主微量元素的含量(Nesbitt and Young, 1989).Al₂O₃和 K₂O 主要赋存在云母、黏土和长石中,当长石、云母遭受风化后形成蒙脱石和高岭石等黏土矿物,导致

其中的易溶解元素(如 K、Na)亏损,而不易受到化学风化影响的元素(如 Al)在沉积物中相对富集(Nesbitt *et al.*, 1980).同样地,溶解性离子(如 Ca、Rb)相比于不易溶解元素(如 Ti、Al)优先从沉积物中淋滤出来.化学风化指数 CIA 被广泛用于量化化学风化程度(Nesbitt and Young, 1982).其公式为: $CIA = 100 \times [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)]$,其中 CaO* 是 CaO 中来自硅酸盐矿物的组分.根据笔者的数据难以直接获取 CaO*. McLennan *et al.*(1993) 提出 CaO 以磷酸盐的含量(可用的 P₂O₅ 数据)来校正,如下: $CaO^* = CaO - P_2O_5 \times 10/3$.如果剩余摩尔数少于 Na₂O 的摩尔数,则 CaO 的值可以用作 CaO*,否则,假定 CaO* 与 Na₂O 相等(McLennan *et al.*, 1993). U1431 站位沉积物中 CIA 值的范围为 49~74,平均值为 62,表明不同时期沉积物源区的风化强度为低到中等强

度. 其中岩石单元 VI 和 VII 及 1H-2 层位的沉积物 CIA 值范围为 49~52, 表示弱化学风化; 其余层位的 CIA 值在 62~74 之间, 表明化学风化作用的程度为中等强度.

Al/Na 、 Ti/Na 、 K/Na 等也可用以反映样品的化学风化程度. 所有样品中的 CIA 值与 Al/Na ($R=0.949$)、 K/Na ($R=0.937$) 呈现为线性相关, 其垂向变化特征亦相似; 而 Ti/Na ($R=-0.177$) 与 CIA 值之间基本不相关 (图 3). 因为 Na 赋存于斜长石中, Al 、 K 含量主要受控于沉积物中云母、长石和黏土矿物的含量, 沉积物受到风化时, Al 、 K 赋存于次要黏土矿物 (如高岭石等), CIA 值与 Al/Na 、 K/Na 的线性相关表明随着化学风化作用的增强, 沉积物中高岭石相对于斜长石的比例也会变大. TiO_2 基本不受化学风化作用的影响, 其在沉积物中的含量变化主要与源区组成相关. 尽管母岩在化学风化过程的初始阶段中, K 和 Rb 通过吸附或阳离子交换保存在黏土矿物上, 但随着风化作用的增强, 相对于 Rb , K 优先从母岩中淋失. 因此, 化学风化作用强度也可以通过 K/Rb 来衡量. CIA 值与 K/Rb 之间呈现为负相关 ($R=-0.701$), 表明其为较为可靠的风化指标.

$A-CN-K$ ($Al_2O_3-[CaO+Na_2O]-K_2O$) 图解反映了沉积物化学风化趋势和主矿物成分变化 (图 7). 研究表明, 其风化趋势应近似平行于 $A-CN$ 轴 (Nesbitt and Young, 1984). 在 $A-CN-K$ 图解中, 岩石单元 V 和 VIII 投点位置相对较高. 相比于 UCC 的平均组成含量, 样品中 Ca 和 Na 元素明显亏损, K 元素基本不变, 沉积物组成基本上符合理论上的风化趋势. 这反映了在化学风化过程中斜长石的主导作用, 部分岩石单元中钾长石轻微溶解. 在化学风化的过程中, Ca 、 Na 元素化学活动性相对较强而容易淋失, 与 Ca 、 Na 元素相比, K 元素较难淋失. 当化学风化作用达到一定强度时才开始淋失, 进一步反映了岩石单元 V 和 VIII 较强的化学风化作用.

此外, $A-CN-K$ ($Al_2O_3-[CaO+Na_2O+K_2O]-[TFeO+MgO]$) 三角图可用来反映含 $Fe-Mg$ 矿物组合的风化趋势 (Nesbitt and Young, 1989) (图 8). 除岩石单元 VI 和 VII 外, 大部分沉积物样品分布在长石线附近, 反映了沉积物矿物组成中长石的重要作用. 红色箭头显示出沉积物样品中 Al 的富集, 随着化学风化程度的增高, 沉积物样品中 Ca 、 Na 元素逐渐亏损, 从而向 A 顶点移动; 黑色箭头方向上, 岩石单元 VI 和 VII 以及 55X-2 层位的岩石样品

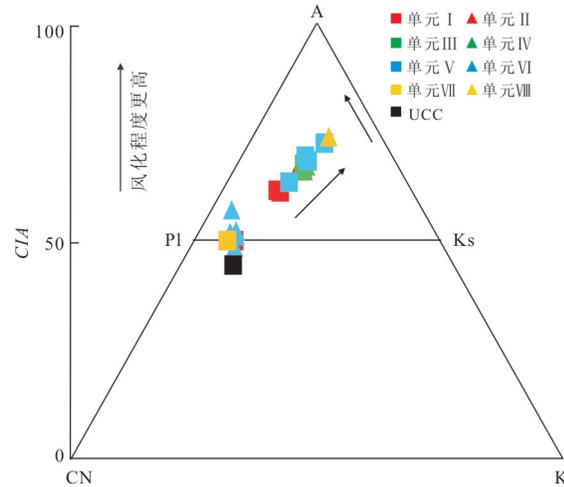


图 7 U1431 站点沉积物 $Al_2O_3-(CaO+Na_2O)-K_2O$ 风化趋势三角图

Fig.7 The $Al_2O_3-(CaO+Na_2O)-K_2O$ triangle diagram for evolution of the weathering profile of sediments at site U1431

三角图内的箭头表示沉积物样品的风化趋势; Pl. 斜长石; Ks. 钾长石

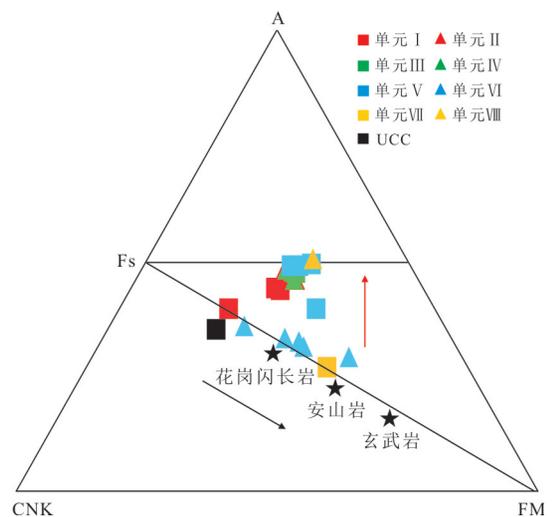


图 8 U1431 站点沉积物 $Al_2O_3-[CaO+Na_2O+K_2O]-[TFeO+MgO]$ 三角图

Fig.8 The $Al_2O_3-[CaO+Na_2O+K_2O]-[TFeO+MgO]$ triangle diagram of sediments at site U1431

箭头表示沉积物样品的风化趋势; Fs. 长石; TF. 总铁

中 Fe 、 Mg 组分相对富集, 含量高于 UCC, 且沿着基性火成岩的方向表现出 Fe 、 Mg 组分的差异性富集. 这表示受到含铁镁质物质来源输入的影响, 这与其岩性特征中所包含的火山碎屑相对应. 而由于物质通量的差异及 Fe 、 Mg 的化学稳定性差, 因此造成同一岩石单元内的组分差异.

源区化学风化程度的不同造成沉积物中地球

化学组成的高度差异.化学风化作用的程度受到源岩组成、气候、构造条件等因素的控制,南海处于亚热带季风区,温暖湿润的气候使得周围源区沉积物的化学风化程度相对较高.而区域内的弱化学风化可能与源岩组成、构造活动相关.

4.3 源区

4.3.1 沉积物源岩类型判定 尽管在从源到汇的过程中,样品受到化学风化作用不同程度的影响,但沉积物中部分元素如高场强元素、Nd同位素等主要受控于母岩的地球化学特征,在风化、搬运和沉积过程中不易受到外部影响或影响很小,可以用来判别沉积源区(Wei *et al.*, 2012).稀土元素在风化剥蚀、搬运沉积和早期成岩作用过程中很少发生相互之间明显的分馏,其对于母岩中的稀土元素分布具有很强的继承性(Taylor and McLennan, 1985).一般而言,长英质岩石呈现出高的LREE/HREE,以及Eu负异常,而镁铁质岩石表现为低的LREE/HREE,以及Eu无异常或正异常.本研究中,岩石单元VI、VII以及55-2层位的样品中Eu基本无异常,其余源区呈现出负异常,表明沉积物源区组成不同,部分样品中含有镁铁质物质(图4).La-Th-Sc三角图是识别沉积物源区的重要方法之一(图9).沉积物样品呈区域分布,U1431站位沉积物所有样品均远离花岗岩,其中大部分分布在长英质端元和UCC附近,La、Th和Sc元素基本稳定,表明长英质来源是其主要组成部分.而岩石单元VI、VII以及55-2层位共8个样品分布在长英质端元和镁铁质端元之

间,呈现出低Th含量,La、Sc元素含量差异较大的特征,表明其源区中包括不同程度的镁铁质组分加入,而花岗岩组成相对较少或没有.

4.3.2 同位素特征和源区 通过Sr和Nd同位素特征可以进一步限制沉积物源区.尽管在沉积过程中化学风化作用等使得沉积物中的矿物组成发生较大改变,但Sr、Nd同位素通量主要与特定的矿物有关.其中,沉积物中的Nd同位素主要受控于独居石和褐帘石,其含量在搬运过程中不受矿物分选作用的影响;Sr同位素主要受钾长石、斜长石、云母碳酸盐和粘土等矿物的控制,可能受到矿物分选作用的影响(Garçon *et al.*, 2014).本研究中,U1431站位沉积物中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 之间呈现为显著负相关($R=-0.942$),表明本次研究的沉积物中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 含量并没有受到矿物分选作用或化学风化作用的显著影响,亦可用于指示沉积物源区.U1431站位沉积物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 ϵ_{Nd} 值垂向变化特征相似,岩石单元VI、VII以及55-2、1H-2层位表现出低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和正的 ϵ_{Nd} 值,其余层位则相反. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素特征在垂向上的显著变化不是因为放射性衰变所造成的.南海沉积物 ϵ_{Nd} 值空间分布呈现出明显的区域性,这与通过河流系统输送到这些区域的沉积物潜在源区有关(Wei *et al.*, 2012).不同源区的沉积物所具有的母岩特征及沉积过程差异使得 ϵ_{Nd} 值略有不同,但南海周边源区的 ϵ_{Nd} 值存在一定的覆盖,仅依靠Nd同位素很难判定源区组成.

根据Sr、Nd同位素分布来进行地球化学示踪是最常用的方法之一(图10).岩石单元VI、VII和55X-2层位的样品位于吕宋和明都罗北部区域,除1H-2层位外,岩石单元I-V和VIII的沉积物靠近台湾岛、珠江、红河、湄公河和南沙群岛.多个可能的源区符合U1431站位沉积物的同位素组成,须结合南海及其周边大陆和岛屿的演化历史进一步确定不同时期U1431站位沉积物的主要源区组成.

红河和越南中北部区域不太可能是U1431站位沉积物的主要源区.晚渐新世以来,红河流域的范围相对稳定,未发生袭夺事件.来自红河流域的基性-超基性变质岩和火山岩主要影响莺歌海-宋红盆地(Zhao *et al.*, 2015).来自越南中北部的镁铁质-超镁铁质岩石的影响范围向东可至珠II凹陷.此后,其影响范围自西向东越来越小,至中中新世,被限制在琼东南盆地的西部(Shao *et al.*, 2019).这与晚中新世至上新

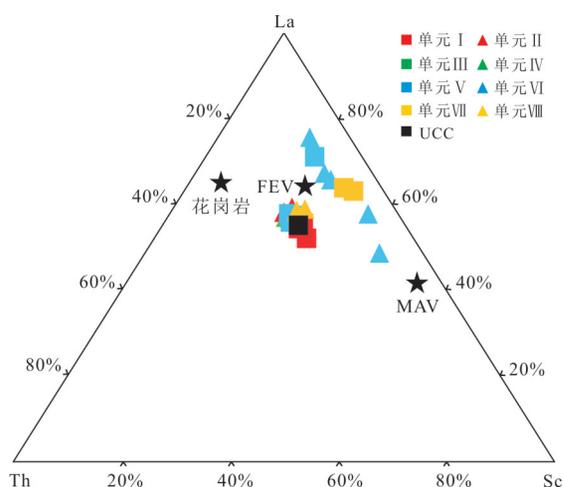


图9 U1431站点沉积物的La-Th-Sc三角图

Fig.9 La-Th-Sc triangular diagram for the sediment at site U1431

FEV.长英质火山岩;MAV.镁铁质火山岩

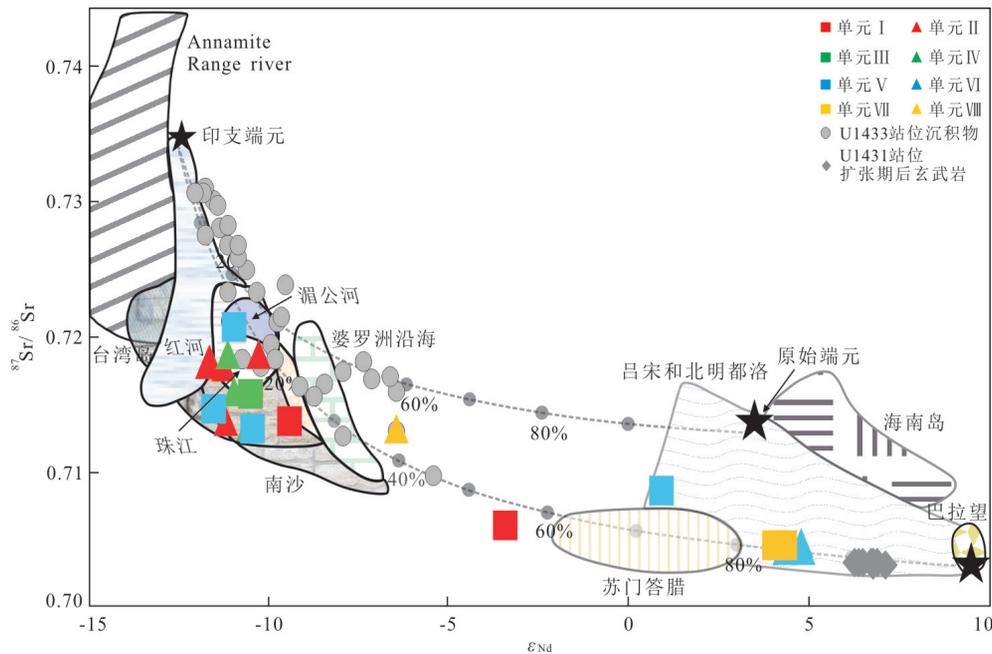


图 10 U1431 站位样品 Sr-Nd 同位素分布

Fig.10 Plot of Sr versus Nd isotopes for the samples at site U1431

图据 Liu *et al.* (2017b); 湄公河和红河数据来自 Liu *et al.* (2007); 婆罗洲沿海和南沙群岛的沉积物数据来自 Wei *et al.* (2012); 巴拉望数据来自 Tu *et al.* (1992); 苏门答腊数据来自 White and Patchett (1984); 海南岛基岩数据来自 Fang *et al.* (1992); 吕宋数据来自 Knittel *et al.* (1988); 台湾岛河流的数据来自 Chen and Lee (1990) 和 Lan *et al.* (2002); 珠江数据来自 Hu *et al.* (2013); Annamite Range river 的数据来自 Jonell *et al.* (2017); U1431 站点扩张期后玄武岩数据来自 Zhang *et al.* (2018); U1433 站位沉积物数据来自 Liu *et al.* (2017b)

世时期, 琼东南盆地内中央峡谷东侧沉积物主要源自海南岛相一致(张道军等, 2017). 由于海南岛的阻隔和科氏力的作用, 来源于红河的物质很难搬运到海南岛以东的区域. 此外, 红河流域距离 U1431 站位太远而很难到达东部次海盆. 同样地, 婆罗洲也不是沉积物的主要供给区. 早中新世, 受婆罗洲北部弧—陆碰撞的影响, 婆罗洲中部隆升造山. 部分风化剥蚀产物经北部河流流向南海, 但由于水深屏障的限制大部分沉积物很难到达深海盆地, 主要保存在靠近源区的北部盆地(曾母盆地、文莱—沙巴盆地)中. 此外, 在季节性洋流的作用下, 悬浮沉积物趋向于向 NE 和 SE 方向搬运, 而非向 U1431 站位方向.

相比于研究区的 Sr-Nd 同位素特征, 来自印支半岛的沉积物端元表现为更高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和较负的 ϵ_{Nd} . 尽管湄公河在 8 Ma 才开始形成, 但印支半岛自 17 Ma 以来一直是西南次海盆 U1433 站位的主要源区(Liu *et al.*, 2017b). 相较于 U1433 站位, 印支半岛距离东部次海盆的 U1431 站位更远. 扩张期后的岩浆活动形成广泛分布的海山以及近南北向的中南海岭

和中南断裂(Li *et al.*, 2014). 西南次海盆东北部的海山和珍珠—黄岩海山链进一步阻碍了沉积物的搬运. 另外, 上新世以来东部次海盆的沉积速率高于西南次海盆(Cao *et al.*, 2017). 多种因素表明印支半岛不太可能输送大量的物质到达 U1431 站位.

吕宋岛弧与欧亚大陆边缘在 ~ 6.5 Ma 开始发生碰撞, 弧—陆碰撞导致大陆边缘被挤压, 台湾岛隆升(Huang *et al.*, 2006). 因此, 在渐新世和中新世没有来自台湾岛受侵蚀后形成的沉积物进入到南海北部. 台湾岛的持续隆升, 加之基岩脆弱和区域内高降水量等因素造成台湾岛每单元流域面积内排放量居世界首位, 这些物质通过台湾岛西南部河流如高屏溪、曾文溪等进入南海, 其主要在 6.5 Ma 之后通过黑潮南海分支或深层流到达深部海盆(Liu *et al.*, 2013). 相较于 U1431 站位的沉积物, 珠江源区表现为略高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. 自早中新世, 珠江流域的影响范围已经延伸到珠—II 凹陷的南部. 此时, 珠江流域成为南海北部盆地的主要物源供给区(Shao *et al.*, 2019). 南海扩张停止

后,来自珠江流域的沉积物进入南海后在科氏力的作用下向西南方向搬运,大部分沉积物在陆架沉降形成珠江三角洲,少部分沉积物向深海区域搬运,其影响范围主要在东沙群岛的西南地区(Ge *et al.*, 2014).珠江源区可提供丰富的陆源物质,并可通过深水底层流将沉积物搬运至中央海盆.因此,珠江源区很可能是U1431站位沉积物的主要源区.

岩石单元VI和VIII分布在吕宋和北明都落区域内,正 ϵ_{Nd} 值需要相对年轻的源区供给而非老的大陆地壳.U1431站位位于珍贝—黄岩海山链附近,周围存在数个大型海山.这些海山形成于扩张期后的岩浆活动.沉积物的岩石学特征和遗迹化石表明晚中新世(12.5~7.4 Ma)区域内经历了多期次不同强度的火山活动,但火山活动的间隔时间相对较长(李平原和刘志飞, 2018).此外,位于沉积物之下的基底玄武岩代表了扩张停止后板内岩浆活动的产物,表现为略低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 和较高的 ϵ_{Nd} (Zhang *et al.*, 2018).岩石单元VI中的火山碎屑角砾岩分选性较差,具有典型的大块、未分级的特征,进一步表明了其在沉积过程中受到了周围岩浆活动的显著影响.

来自海南岛的物质具有正 ϵ_{Nd} 值,其向南海方向的沉积输送影响范围主要为琼东南盆地.海南岛的隆升主要发生在上新世—更新世.晚中新世至上新世早期,来自海南岛的沉积供给仍然有限,且受中央峡谷南侧隆起的“遮挡”影响,源自海南岛的物质“被限制”在盆地范围内(苏明等, 2013),难以影响到深海区域.

吕宋可能是基性物质的供给源区.南海板块扩张停止后向东俯冲导致吕宋岛弧的岩浆活动.来自吕宋的沉积物在科氏力的作用下向吕宋岛的西北方向搬运.现代南海表层流主要受东亚季风的控制,夏季主要流向东北,“限制”了大量的细粒沉积物自吕宋到达深海盆地.此外,由于马尼拉海沟的存在,吕宋沉积物也很难通过深层流或浊流搬运,因此,源自吕宋的沉积物通量可能很小.来自巴拉望的物质具有低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 和正 ϵ_{Nd} 值,也可能是U1431站位沉积物的源区之一,尽管只有源自巴拉望有限的同位素数据(1个样品)(Fang *et al.*, 1992).中中新世时期巴拉望北部地块

与吕宋弧碰撞可能造成重力流搬运大量的沉积物到达深海盆地.该区域的大型海底通道和沉积物波以及东部次海盆南部沉积中心记录了重力流对巴拉望沉积物的搬运(Yin *et al.*, 2020).此外,源自巴拉望的表层沉积物也可通过南海表层流到达中央海盆.

结合南海及其周边区域的构造演化历史,笔者可以重建U1431站位的沉积演化过程.南海东部次海盆在~15 Ma停止扩张;扩张结束后盆地内的构造活动明显减弱,但仍存在多期次的小规模岩浆活动.扩张期后的岩浆活动形成了广泛分布的海山以及中南海岭和中南断裂(Li *et al.*, 2014).自12.8 Ma至今,珠江源区的物质通过洋流系统到达U1431站位;同时,印支半岛、巴拉望和吕宋也提供了少量的物质.晚中新世时期(12.5~7.4 Ma),区域内发生多期次不同程度的火山活动.U1431站位受到火山活动所形成的基性物质的影响,此时珠江等源区仍持续向该站位输送陆源物质.~6.5 Ma,吕宋岛弧与欧亚大陆碰撞导致台湾岛的隆升,台湾岛隆升剥蚀所产生的陆源物质通过河流进入到南海,进而通过洋流系统被搬运到深海盆地,成为U1431站位的源区之一.

5 结论

本文通过对IODP349航次东部次海盆U1431站位沉积物的地球化学研究,得出以下认识:

(1)岩石单元VI和VII及1H-2层位的沉积物呈现出弱化学风化,其余层位呈现出中等强度化学风化,化学风化过程中以斜长石风化为主要,部分岩石单元中钾长石轻微溶解,岩石单元VI和VII及55H-2层位受到含Fe、Mg矿物组分物质来源输入的影响.

(2)U1431站位的主微量结果显示,岩石单元VI和VII及55H-2层位的源区组成包括不同程度的镁铁质组分加入,其余层位的源区主要为长英质组分.

(3)U1431站位沉积物源呈现明显的分阶段演化模式.12.8 Ma至今,珠江流域是U1431站位的主要源区,此外,印支半岛、吕宋岛和巴拉望也可能向U1431站位输送少量

的基性物质。其中 12.5~7.4 Ma, 沉积区域内发生了多期次不同强度的火山活动, U1431 站位受到周围岩浆活动的影响, 但珠江流域仍是其主要源区。6.5 Ma 以后, 台湾岛成为 U1431 站位的沉积物源区之一。

致谢: 本次研究的样品来自于 IODP 349 航次(http://iodp.tamu.edu/scienceops/expeditions/south_china_sea.html), 感谢参与该航次的全体科研人员和船员。感谢审稿专家提出的宝贵意见!

References

- Cai, G. Q., Peng, X. C., Zhang, Y. L., 2011. The Significances of and Advances in the Study of Sediment Sources in the South China Sea. *Advances in Marine Science*, 29(1): 113–121 (in Chinese with English abstract).
- Cao, Y., Li, C. F., Yao, Y. J., 2017. Thermal Subsidence and Sedimentary Processes in the South China Sea Basin. *Marine Geology*, 394: 30–38. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.07.022>
- Chen, C. H., Lee, T., 1990. A Nd-Sr Isotopic Study on River Sediments of Taiwan. *Proceedings of the Geological Society of China*, 33(4): 339–350.
- Chen, Z. X., Langmuir, C. H., 2018. Improving Data Precision and Accuracy With Short-Term and Long-Term Elemental Fractionation Corrections for Non-Matrix Matched Silicate Analysis by LA-ICP-MS. Goldschmidt 2018, Boston.
- Fang, Z., Zhao, J. X., McCulloch, M. T., 1992. Geochemical and Nd Isotopic Study of Palaeozoic Bimodal Volcanics in Hainan Island, South China: Implications for Rifting Tectonics and Mantle Reservoirs. *Lithos*, 29(1–2): 127–139. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90037-Y](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90037-Y)
- Garçon, M., Chauvel, C., France-Lanord, C., et al., 2014. Which Minerals Control the Nd-Hf-Sr-Pb Isotopic Compositions of River Sediments?. *Chemical Geology*, 364: 42–55. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.11.018>
- Ge, Q., Liu, J. P., Xue, Z., et al., 2014. Dispersal of the Zhujiang River (Pearl River) Derived Sediment in the Holocene. *Acta Oceanologica Sinica*, 33(8): 1–9. <https://doi.org/10.1007/s13131-014-0407-8>
- Hu, D. K., Clift, P. D., Böning, P., et al., 2013. Holocene Evolution in Weathering and Erosion Patterns in the Pearl River Delta. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(7): 2349–2368. <https://doi.org/10.1002/ggge.20166>
- Huang, C. Y., Yuan, P. B., Tsao, S. J., 2006. Temporal and Spatial Records of Active Arc-Continent Collision in Taiwan: A Synthesis. *Geological Society of America Bulletin*, 118(3–4): 274–288. <https://doi.org/10.1130/b25527.1>
- Jonell, T. N., Clift, P. D., Hoang, L. V., et al., 2017. Controls on Erosion Patterns and Sediment Transport in a Monsoonal, Tectonically Quiescent Drainage, Song Gianh, Central Vietnam. *Basin Research*, 29: 659–683. <https://doi.org/10.1111/bre.12199>
- Knittel, U., Defant, M. J., Raczek, I., 1988. Recent Enrichment in the Source Region of Arc Magmas from Luzon Island, Philippines: Sr and Nd Isotopic Evidence. *Geology*, 16(1): 73–76. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)0160073:reitsr>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)0160073:reitsr>2.3.co;2)
- Lan, C. Y., Lee, C. S., Shen, J. J., et al., 2002. Nd-Sr Isotopic Composition and Geochemistry of Sediments from Taiwan and Their Implications. *Western Pacific Earth Science*, 2(2): 205–222
- Li, C. F., Lin, J., Kulhanek, D. K., et al., 2015. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 349: South China Sea Tectonics. International Ocean Discovery Program, College Station. <https://doi.org/10.14379/iodp.proc.349.101.2015>
- Li, C. F., Xu, X., Lin, J., et al., 2014. Ages and Magnetic Structures of the South China Sea Constrained by Deep Tow Magnetic Surveys and IODP Expedition 349. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(12): 4958–4983. <https://doi.org/10.1002/2014gc005567>
- Li, P. Y., Liu, Z. F., 2018. Characteristics and Significance of Trace Fossils in Late Miocene Deep-Sea Volcaniclastic Sediments in the Central Basin of South China Sea. *Earth Science*, 43(S2): 203–213 (in Chinese with English abstract).
- Liu, C., Clift, P. D., Murray, R. W., et al., 2017a. Geochemical Evidence for Initiation of the Modern Mekong Delta in the Southwestern South China Sea after 8 Ma. *Chemical Geology*, 451: 38–54. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.01.008>
- Liu, J. G., Xiang, R., Chen, M. H., et al., 2011. Influence of the Kuroshio Current Intrusion on Depositional Environment in the Northern South China Sea: Evidence from Surface Sediment Records. *Marine Geology*, 285(1–4): 59–68. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.05.010>
- Liu, J. G., Xiang, R., Chen, Z., et al., 2013. Sources, Transport and Deposition of Surface Sediments from the South China Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 71: 92–102. <https://doi.org/>

- 10.1016/j.dsr.2012.09.006
- Liu, Z. F., Colin, C., Huang, W., et al., 2007. Climatic and Tectonic Controls on Weathering in South China and Indochina Peninsula: Clay Mineralogical and Geochemical Investigations from the Pearl, Red, and Mekong Drainage Basins. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(5): Q05005. <https://doi.org/10.1029/2006GC001490>
- Liu, Z. F., Li, C. F., Kulhanek, D., 2017b. Preface: Evolution of the Deep South China Sea: Integrated IODP Expedition 349 Results. *Marine Geology*, 394: 1–3. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.11.009>
- López, J. M. G., Bauluz, B., Fernández-Nieto, C., et al., 2005. Factors Controlling the Trace-Element Distribution in Fine-Grained Rocks: The Albian Kaolinite-Rich Deposits of the Oliete Basin (NE Spain). *Chemical Geology*, 214(1–2): 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.08.024>
- McLennan, S. M., 2001. Relationships between the Trace Element Composition of Sedimentary Rocks and Upper Continental Crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(4): 203–236. <https://doi.org/10.1029/2000GC000109>
- McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K., et al., 1993. Geochemical Approaches to Sedimentation, Provenance, and Tectonics. *Geological Society of America, Special Paper*, 285: 21–40. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p21>
- Nesbitt, H. W., Markovics, G., Price, R. C., 1980. Chemical Processes Affecting Alkalis and Alkaline Earths during Continental Weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44(11): 1659–1666. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90218-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90218-5)
- 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. <https://doi.org/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. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90408-3](https://doi.org/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. <https://doi.org/10.1086/629290>
- Shao, L., Cui, Y. C., Statterger, K., et al., 2019. Drainage Control of Eocene to Miocene Sedimentary Records in the Southeastern Margin of Eurasian Plate. *GSA Bulletin*, 131(3–4): 461–478. <https://doi.org/10.1130/b32053.1>
- Shao, L., Qiao, P. J., Pang, X., et al., 2008. Nd Isotopic Variations and Its Implications in the Recent Sediments from the Northern South China Sea. *Chinese Science Bulletin*, 54(2): 311–317. <https://doi.org/10.1007/s11434-008-0453-8>
- Su, M., Xie, X. N., Wang, Z. F., et al., 2013. Sedimentary Evolution of the Central Canyon System in Qiongdongnan Basin, Northern South China Sea. *Acta Petrolei Sinica*, 34(3): 467–478 (in Chinese with English abstract).
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publication, Oxford. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(86\)90093-2](https://doi.org/10.1016/0031-9201(86)90093-2)
- Tong, S. Q., 2007. Elemental Geochemistry of Surface Sediments in Pearl River, Red River and Mekong River Basin (Dissertation). Tongji University, Shanghai (in Chinese with English abstract).
- Tu, K., Flower, M. F. J., Carlson, R. W., et al., 1992. Magmatism in the South China Sea: 1. Isotopic and Trace-Element Evidence for an Endogenous Dupal Mantle Component. *Chemical Geology*, 97(1–2): 47–63. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(92\)90135-R](https://doi.org/10.1016/0009-2541(92)90135-R)
- Wang, J., Zhao, M. H., Qiu, X. L., et al., 2016. 3D Seismic Structure of the Zhenbei - Huangyan Seamounts Chain in the East Sub-Basin of the South China Sea and Its Mechanism of Formation. *Geological Journal*, 51: 448–463. <https://doi.org/10.1002/gj.2781>
- Wang, P. X., Jian, Z. M., 2019. Exploring the Deep South China Sea: Retrospects and Prospects. *Science in China (Sreies D)*, 49(10): 1590–1606 (in Chinese).
- Wang, Y. J., Han, X. Q., Luo, Z. H., et al., 2009. Late Miocene Magmatism and Evolution of Zhenbei-Huangyan Seamount in the South China Sea: Evidence from Petrochemistry and Chronology. *Acta Oceanologica Sinica*, 31(4): 93–102 (in Chinese with English abstract).
- Wei, G. J., Liu, Y., Ma, J. L., et al., 2012. Nd, Sr Isotopes and Elemental Geochemistry of Surface Sediments from the South China Sea: Implications for Provenance Tracing. *Marine Geology*, 319–322: 21–34. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.05.007>
- White, W. M., Patchett, J., 1984. Hf-Nd-Sr Isotopes and Incompatible Element Abundances in Island Arcs: Implications for Magma Origins and Crust-Mantle Evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 67(2): 167–185. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(84\)90112-2](https://doi.org/10.1016/0012-821x(84)90112-2)
- Yin, S. R., Li, J. B., Ding, W. W., et al., 2020. Sedimentary Filling Characteristics of the South China Sea

- Oceanic Basin, with Links to Tectonic Activity during and after Seafloor Spreading. *International Geology Review*, 62(7–8): 887–907. <https://doi.org/10.1080/00206814.2018.1522603>
- Zhang, D. J., Zhang, Y. Z., Shao, L., et al., 2017. Sedimentary Provenance in the Central Canyon of Qiongdongnan Basin in the Northern South China Sea. *Natural Gas Geoscience*, 28(10): 1574–1581 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, G. L., Sun, W. D., Seward, G., 2018. Mantle Source and Magmatic Evolution of the Dying Spreading Ridge in the South China Sea. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(11): 4385–4399. <https://doi.org/10.1029/2018GC007570>
- Zhao, M., Shao, L., Liang, J. S., et al., 2015. No Red River Capture since the Late Oligocene: Geochemical Evidence from the Northwestern South China Sea. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 122: 185–194. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2015.02.029>
- Zhao, M. H., Du, F., Wang, Q., et al., 2018. Current Status and Challenges for Three-Dimensional Deep Seismic Survey in the South China Sea. *Earth Science*, 43(10): 3749–3761 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 蔡观强, 彭学超, 张玉兰, 2011. 南海沉积物物质来源研究的意义及其进展. *海洋科学进展*, 29(1): 113–121.
- 李平原, 刘志飞, 2018. 南海中央海盆晚中新世深海火山碎屑沉积的遗迹学特征及意义. *地球科学*, 43(S2): 203–213.
- 苏明, 解习农, 王振峰, 等, 2013. 南海北部琼东南盆地中央峡谷体系沉积演化. *石油学报*, 34(3): 467–478.
- 童胜琪, 2007. 珠江、红河及湄公河流域表层沉积物元素地球化学研究(硕士学位论文). 上海: 同济大学.
- 汪品先, 翦知潜, 2019. 探索南海深部的回顾与展望. *中国科学(D辑)*, 49(10): 1590–1606.
- 王叶剑, 韩喜球, 罗照华, 等, 2009. 晚中新世南海珍珠—黄岩海山岩浆活动及其演化: 岩石地球化学和年代学证据. *海洋学报*, 31(4): 93–102.
- 张道军, 张迎朝, 邵磊, 等, 2017. 琼东南盆地中央峡谷沉积物源探讨. *天然气地球科学*, 28(10): 1574–1581.
- 赵明辉, 杜峰, 王强, 等, 2018. 南海海底地震仪三维深地震探测的进展及挑战. *地球科学*, 43(10): 3479–3761.