珠江流域盆地表层沉积物的黏土矿物及其对南海沉积物的贡献

刘志飞[①] C. Colin[②] 黄 维[①] 陈 忠[③] A. Trentesaux[④] 陈建芳[⑤]

(① 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092; ② Laboratoire IDES, UMR 8148 CNRS, Université de Paris XI, Orsay 91405, France; ③ 中国科学院南海海洋研究所, 广州 510301; ④ UMR PBDS 8110 CNRS/USTL, Université de Lille I, Villeneuve d'Ascq 59655, France; ⑤ 国家海洋局第二海洋研究所, 杭州 310012. E-mail: lzhifei@mail.tongji.edu.cn)

摘要 黏土矿物以其示踪洋流变化和揭示物源区陆地同时期气候变化的能力, 近年来在南海东亚季风演化的研究中起到了重要作用. 珠江作为南海北部陆源物质输入的重要河流之一, 以往的研究还没有开展过详细的黏土矿物学工作. 运用X射线衍射方法, 系统地研究了珠江流域盆地(包括珠江主流、各支流和珠江口伶仃洋)表层沉积物的黏土矿物组合. 结果显示, 珠江流域盆地黏土矿物组合主要由高岭石(35%~65%)、绿泥石(20%~35%)和伊利石(12%~42%)组成, 蒙脱石含量一般小于 5%, 区域分布上不具明显的差异性. 但是, 从珠江流域盆地到南海北部, 高岭石含量持续降低, 蒙脱石含量持续上升, 伊利石含量也不断上升, 伊利石化学指数递减, 伊利石结晶度增强, 这些特征都表明珠江流域盆地对南海北部黏土矿物的贡献主要是高岭石, 其次是伊利石和绿泥石, 基本不提供蒙脱石. 研究认为, 珠江对南海北部陆缘的黏土矿物贡献率最多为 72%, 而对北部陆坡的贡献率最多仅为 15%. 无论是冰期还是间冰期时期, 高岭石都指示了珠江流域的机械侵蚀能力.

关键词 黏土矿物 表层沉积物 物源区 东亚季风 珠江流域

亚洲季风是全球气候系统的一个重要组成部分[1], 继阿拉伯海成功地提供南亚季风演化的深海沉积记录之后[2], 南海正成为东亚季风演化的国际海洋研究基地[3]. 特别是 1999 年在南海成功实施的大洋钻探计划(ODP)第 184 航次[4], 促使了南海东亚季风演变研究不仅局限于过去的微体古生物学和氧同位素地层学[5], 还大量涉及到沉积学和沉积地球化学的研究[6,7]. 其中, 黏土矿物以其示踪洋流变化和揭示物源区陆地同时期气候变化的能力[8,9], 在南海东亚季风演化的研究中起到了重要作用[7,10~13].

然而, 黏土矿物组合应用于东亚季风演化研究的重要基础在于黏土矿物的分布及其物源区调查, 因此, 南海表层及周边主要河流现代沉积物的黏土矿物学特征是研究过去南海黏土矿物组合变化的关键. 南海陆源沉积物有着复杂的物源区供给途径, 其周围有两种地质特征明显不同的物源供给区, 北部为亚洲大陆和台湾岛, 南部和东部为火山岛弧. 前人研究将南海表层黏土矿物组合特征分为若干分区, 认为伊利石和绿泥石主要源自于北部的亚洲大陆和台湾岛, 而蒙脱石和高岭石主要来自于南部的巽他陆架和印度尼西亚岛弧区[14]. 然而, 由于南海周边主要河流黏土矿物组合的不确定性, 致使黏土矿物应用于南海东亚季风演化的研究产生很大偏差. 例如, Tamburini等[15]和Boulay等[16]根据南海北部ODP1144 站的研究认为黏土矿物主要来自于珠江, 从而推断珠江提供给该站大部分物源; Wehausen和Brumsack[6]根据附近ODP1145 站的元素地球化学研究也得出了类似的结论. 但是, 考虑到珠江口伶仃洋沉积物中高岭石含量高达 50%以上[17], 刘志飞等[12]和Liu等[7]推断位于上述两个站位附近的ODP1146 站的主要黏土矿物来源于台湾岛和长江, 这个结果得到南海北部地球化学示踪研究的支持[18]. 珠江每年向南海输送 69×10^6 t悬浮沉积物, 占南海陆源供给量的近 14%[19~21], 对南海海区特别是南海北部陆坡的沉积物成分有着重要影响, 但是, 以往的研究仅零星地开展过珠江流域表层沉积物的黏土矿物学工作[22,23], 并不清楚整个流域的黏土矿

2006-12-08 收稿, 2007-01-09 接受

国家自然科学基金(批准号: 40321603, 40331002)、霍英东教育基金(批准号: 101018)、高等学校博士学科点专项科研基金(批准号: 20060247032)、教育部新世纪优秀人才支持计划、优秀青年教师资助计划和中国科学院边缘海地质重点实验室项目(批准号: BYH03A08)资助

物组合情况. 本文利用 2004 年 3 月在整个珠江流域采集的 38 个河流表层泥质沉积物样品, 以及 1999 年 7 月和 2000 年 7 月在珠江口伶仃洋和南海北部采集的 12 个海底表层沉积物样品, 详细分析珠江流域盆地现代沉积物的黏土矿物组合特征, 并讨论其对南海北部黏土矿物来源的贡献.

1 材料和方法

珠江流域表层沉积物的采集工作分别在东江、北江和西江进行(图 1, 表 1). 考虑到河流水位在枯水季节时期(12~3 月)大幅度地降低, 河床泥质沉积物可以近似代表河水悬浮颗粒的物质成分, 这样我们直接从低水位附近的河床或水深<20 cm 的河底表层采集泥质沉积物. 珠江口伶仃洋和南海北部的海底表层沉积物从香港科技大学和国家海洋局第二海洋研究所合作开展的“珠江口污染研究航次”(PREPP, 1999~2000 年)获得, 大致均匀分布在整个珠江口海区(图 1, 表 1). 同时, 我们引用了 ODP1144 站(20°3.18′N, 117°25.14′E, 水深 2037 m)[16], 1145 站(19°35.04′N, 117°37.86′E, 水深 3157 m)[23]和 1146 站(19°27.40′N, 116°16.37′E, 水深 2092 m)[12]的全新世黏土矿物数据, 开展南海北部陆坡表层黏土矿物的物源区讨论.

黏土矿物分析使用黏土粒级矿物(<2 μm)定向薄片的X射线衍射方法(XRD)[24]. 样品首先同 0.5%稀盐酸反应去除碳酸钙后, 用去离子水反复清洗; 然后

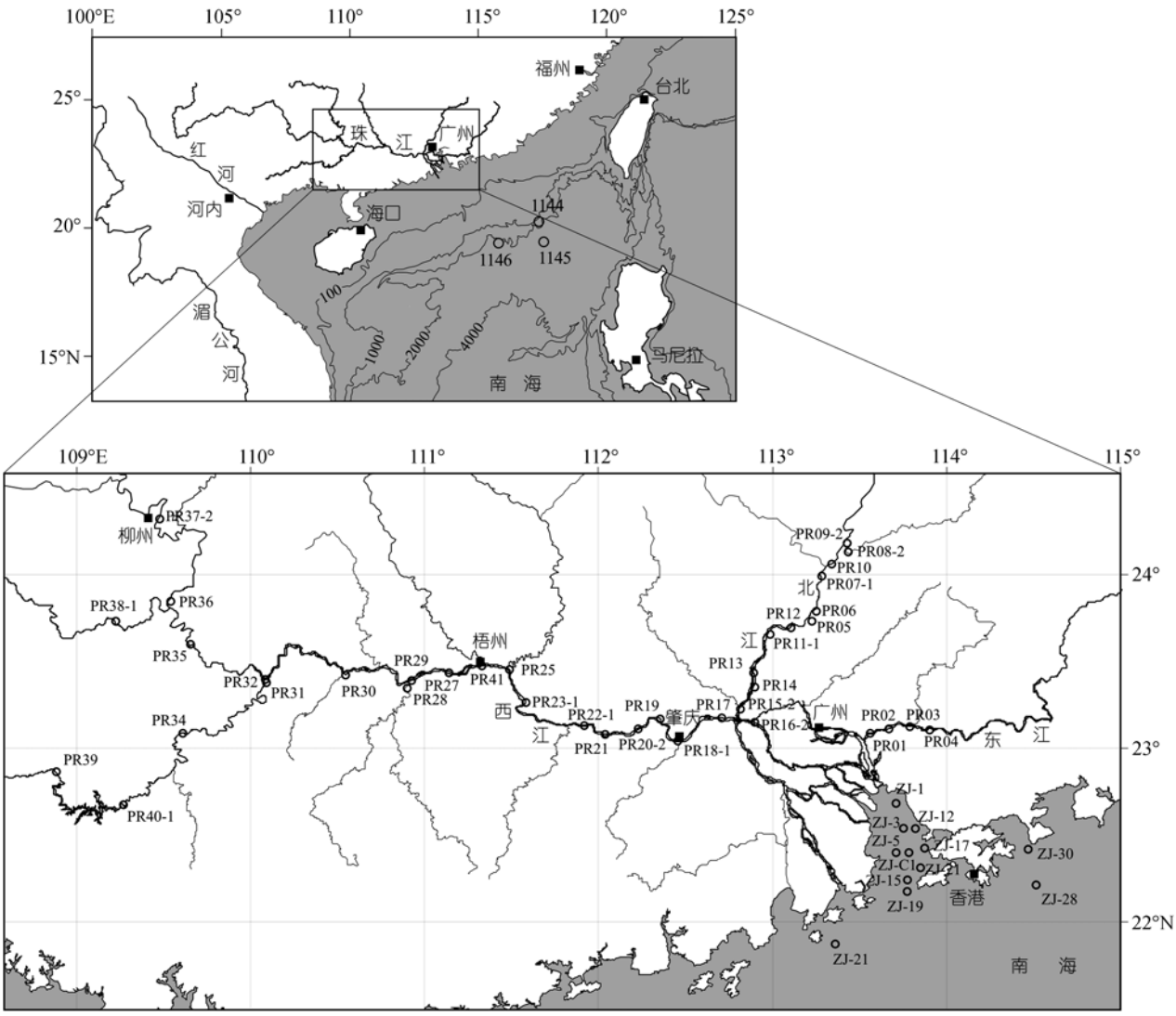

图 1 珠江流域盆地表层沉积物样品的位置分布图

样品具体地理位置见表 1; 同时显示南海北部陆坡 ODP1144 站、1145 站和 1146 站的位置

表 1 珠江流域盆地表层沉积物样品的位置及黏土矿物组合

序号	样品号	位置	纬度/N	经度/E	绿泥石/%	伊利石/%	蒙脱石/%	高岭石/%	伊利石化学指数	伊利石结晶度 (°Δ2θ)
1	PR01	南岗	23°05′10.7″	113°32′59.4″	26	20	1	53	0.54	0.34
2	PR02	新塘	23°06′52.4″	113°39′30.0″	32	13	1	54	0.77	0.33
3	PR03	唐厦	23°07′39.7″	113°46′57.0″	35	16	0	49	0.67	0.26
4	PR04	石排	23°06′35.8″	113°53′45.5″	28	12	1	58	0.79	0.27
5	PR05	江口	23°43′58.2″	113°12′59.5″	27	6	1	67	0.80	0.24
6	PR06	昇平	23°47′19.1″	113°14′30.4″	17	31	2	51	0.48	0.33
7	PR07-1	连江口	24°03′27.6″	113°20′02.1″	23	33	2	42	0.51	0.31
8	PR08-2	英德	24°07′52.9″	113°25′33.8″	21	30	3	47	0.55	0.25
9	PR09-2	英德桥	24°10′49.0″	113°25′20.4″	15	33	1	51	0.60	0.27
10	PR10	黎溪	23°59′31.4″	113°16′32.7″	24	33	0	43	0.65	0.27
11	PR11-1	洲心	23°41′44.2″	113°05′57.9″	20	29	2	49	0.63	0.27
12	PR12	清远	23°39′33.2″	112°58′29.4″	25	41	2	32	0.46	0.31
13	PR13	大唐	23°26′16.8″	112°53′07.0″	26	25	3	47	0.62	0.34
14	PR14	芦苞	23°21′03.8″	112°53′21.2″	25	31	4	40	0.45	0.24
15	PR15-2	三水南	23°09′04.3″	112°53′27.7″	23	26	3	48	0.58	0.32
16	PR16-2	三水北	23°13′40.5″	112°48′30.0″	27	12	0	61	0.65	0.32
17	PR17	永安	23°10′33.4″	112°41′51.5″	22	29	4	45	0.72	0.26
18	PR18-1	肇庆	23°02′41.9″	112°26′42.1″	43	24	2	32	0.70	0.28
19	PR19	笋围	23°10′20.3″	112°20′46.7″	32	17	2	49	0.69	0.28
20	PR20-2	悦城	23°06′58.3″	112°13′16.9″	34	17	1	48	0.65	0.38
21	PR21	九市	23°04′48.0″	112°01′41.5″	36	19	1	44	0.65	0.26
22	PR22-1	德庆	23°07′51.4″	111°54′29.6″	28	19	2	51	0.59	0.35
23	PR23-1	长岗	23°15′54.5″	111°34′39.2″	37	28	4	30	0.69	0.30
24	PR25	封开	23°27′20.9″	111°28′46.8″	25	27	1	46	0.57	0.34
25	PR27	赤水	23°25′59.6″	111°08′05.1″	36	17	3	44	0.61	0.25
26	PR28	藤县	23°23′28.9″	110°54′58.5″	21	36	3	40	0.51	0.26
27	PR29	藤县南	23°20′48.9″	110°53′36.4″	18	13	2	67	0.52	0.42
28	PR30	武林	23°25′24.1″	110°32′11.3″	13	34	5	48	0.68	0.38
29	PR31	石咀	23°27′44.9″	110°09′50.6″	32	33	4	31	0.70	0.34
30	PR32	桂平	23°22′35.7″	110°04′59.3″	24	33	2	41	0.63	0.29
31	PR34	贵港	23°05′15.2″	109°35′57.0″	17	40	5	37	0.55	0.26
32	PR35	武宣	23°36′04.4″	109°38′42.2″	24	34	3	39	0.61	0.25
33	PR36	金鸡	23°50′46.1″	109°31′56.8″	15	42	4	39	0.50	0.25
34	PR37-2	柳州	24°18′59.9″	109°28′06.3″	24	18	7	51	0.64	0.31
35	PR38-1	莱宾	23°43′59.2″	109°13′07.4″	23	35	11	31	0.45	0.31
36	PR39	六景	22°52′03.1″	108°52′41.9″	21	34	3	42	0.65	0.33
37	PR40-1	横县	22°40′51.0″	109°15′36.1″	23	25	3	50	0.56	0.27
38	PR41	梧州	23°29′43.8″	111°19′0.9″	22	41	2	35	0.77	0.36
39	ZJ-1	伶仃洋	22°40′37.2″	113°41′34.8″	29	26	17	28	0.44	0.16
40	ZJ-3	伶仃洋	22°32′16.8″	113°44′16.8″	30	28	3	39	0.49	0.18
41	ZJ-5	伶仃洋	22°24′57.6″	113°41′56.4″	29	29	1	40	0.54	0.20
42	ZJ-11	伶仃洋	22°26′16.8″	113°53′38.4″	28	21	14	37	0.47	0.18
43	ZJ-12	伶仃洋	22°32′16.8″	113°48′0.0″	28	23	3	46	0.52	0.20
44	ZJ-15	伶仃洋	22°16′04.8″	113°46′04.8″	30	26	3	41	0.56	0.19
45	ZJ-17	伶仃洋	22°19′58.8″	113°51′0.0″	29	23	5	43	0.53	0.20
46	ZJ-19	伶仃洋	22°12′03.6″	113°46′01.2″	27	26	4	43	0.52	0.20
47	ZJ-C1	伶仃洋	22°25′01.2″	113°46′04.8″	23	28	6	43	0.48	0.20
48	ZJ-21	南海	21°52′3.0″	113°20′02.4″	25	27	8	40	0.51	0.19
49	ZJ-28	南海	22°12′0.0″	114°30′03.6″	26	26	19	29	0.43	0.16
50	ZJ-30	南海	22°26′02.4″	113°28′01.2″	23	24	22	31	0.43	0.16

用 10%的H_2O_2 反应去除有机质, 再用去离子水反复清洗, 直到具有抗絮凝作用发生. 根据Stoke原理所确定的沉淀时间 [24], 将小于 2 μm的颗粒吸出, 采用刮片方法制成样品定向薄片. 分析使用Philips PW 1710衍射仪, CuKα辐射, Ni滤波器, 管压40 kV, 管流25 mA, 分别对自然条件、乙二醇条件(12 h)、加热条件(490℃烘箱中加热 2 h)预处理过的样品薄片进行测试. 抽样样品的电子显微镜观察认为, 黏土矿物颗粒都是陆源碎屑, 可以忽略沉积后的成岩作用影响, 前人对南海北部陆坡 3 个ODP站位的黏土矿物研究也得到同样的结果 [12,16,23]. 样品制备和测试与南海北部陆坡 3 个ODP站位一样, 都是在法国里尔科技大学沉积与地球动力学实验室完成.

黏土矿物的鉴定和解释主要依据 3 种测试条件下获得的XRD叠加波谱的综合对比(图 2)[7,12], 每个波峰参数的半定量计算使用MacDiff软件 [25]在乙二醇曲线上进行. 黏土矿物的相对含量主要使用(001)晶面衍射峰的面积比, 蒙脱石(含伊利石/蒙脱石随机混层矿物)采用 1.7 nm(001)晶面, 伊利石采用其 1 nm (001)晶面, 高岭石(001)和绿泥石(002)使用 0.7 nm叠

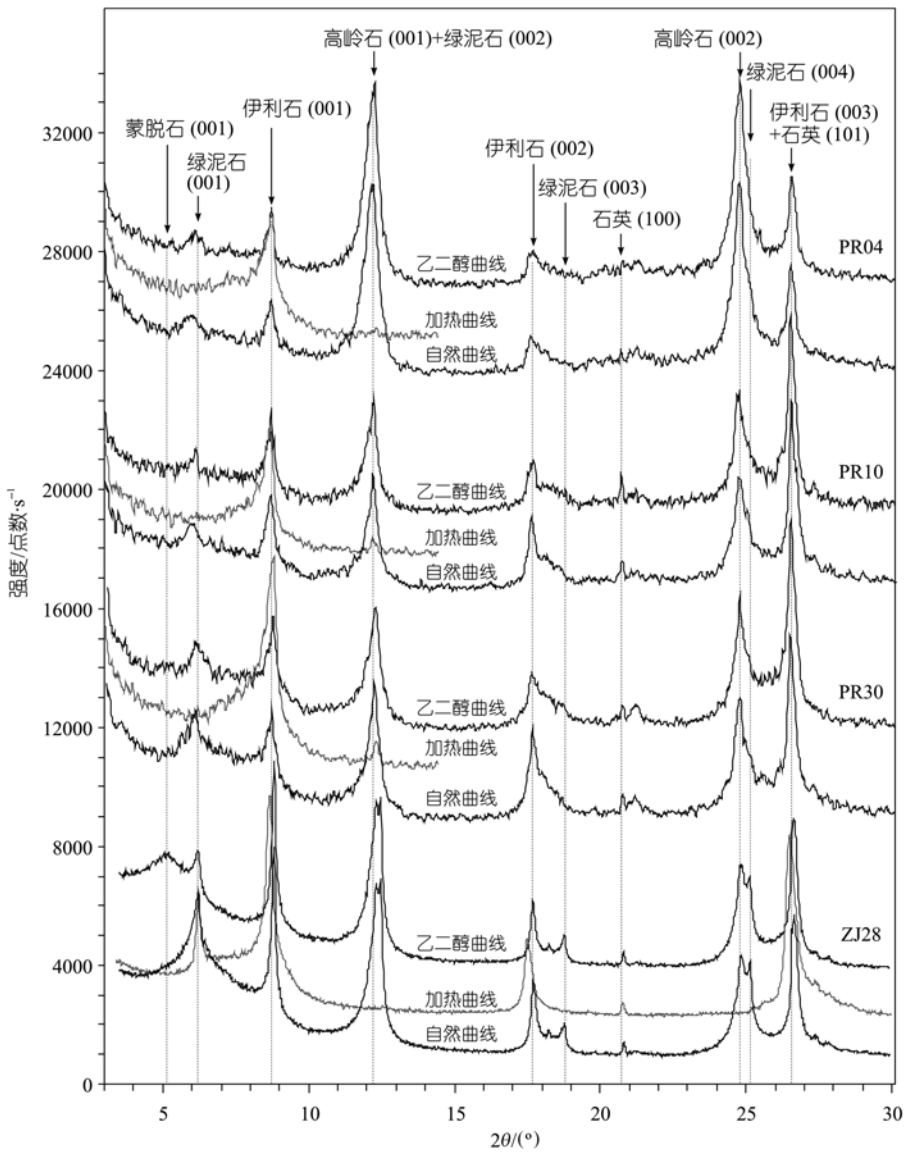

图 2 珠江流域盆地典型样品的 X 射线衍射叠加波谱

样品 PR04 取自东江, PR10 取自北江, PR30 取自西江, 这三个样品基本不含蒙脱石; 样品 ZJ-28 取自南海北部陆缘, 蒙脱石含量较高. 这些样品的具体位置和黏土矿物组合见图 1 和表 1

加峰[24], 他们的相对比例通过拟合 0.357 nm /0.354 nm峰面积比确定. 蛭石(001)峰在自然和乙二醇条件下都保持在 1.44 nm, 我们的样品中都没有发现足够的蛭石进行半定量计算. 同时, 根据乙二醇曲线计算出伊利石的矿物学特征. 伊利石化学指数为 0.5 nm/1 nm峰面积比, 比值小于 0.5 代表富Fe-Mg伊利石(黑云母、云母类), 为物理风化结果; 比值大于 0.5 为富Al伊利石(白云母), 代表强烈的水解作用[8,26,27]. 伊利石结晶度为 1 nm半峰宽, 低值代表结晶度高, 指示陆地物源区水解作用弱, 为干冷的气候条件[28~30], 这个参数也可用于示踪物源区和搬运路径[31].

2 结果

XRD 分析结果显示, 包括东江、北江和西江在内的珠江河流表层沉积物的黏土矿物组合主要由高岭石、绿泥石和伊利石组成(表 1, 序号 1~38). 高岭石含量一般在 35%~65%之间, 平均为 46%; 绿泥石含量为 20%~35%, 平均为 25%; 伊利石含量在 12%~42%之间变化, 平均为 26%. 蒙脱石含量除西江西段少量样品在 10%左右(序号 37 和 38), 其余样品均小于 5%, 而且多数样品小于 2%. 河流样品的伊利石化学指数一般变化为 0.45~0.80, 多数大于 0.50, 代表了强烈的水解作用; 伊利石结晶度一般变化为 0.24°~0.42° $\Delta 2\theta$.

珠江口伶仃洋表层沉积物的黏土矿物组合与珠江河流接近, 主要由高岭石、绿泥石和伊利石组成(表 1, 序号 39~47), 高岭石含量平均为 40%, 绿泥石含量平均为 28%, 伊利石含量平均为 26%. 伶仃洋表层样品的蒙脱石含量略有增高, 平均约 6%, 少量样品达到 17%. 这些样品的伊利石化学指数一般变化为 0.44~0.56, 伊利石结晶度变化为 0.16°~0.20° $\Delta 2\theta$.

南海北部陆缘 3 个表层沉积物(表 1, 序号 48~50)的黏土矿物组合与珠江河流和伶仃洋相比, 高岭石含量明显降低, 平均为 33%; 蒙脱石含量明显增高, 平均为 16%, 有的样品达到 22%; 绿泥石和伊利石含量基本相当, 平均值分别为 25%和 26%; 其伊利石化学指数也基本一致, 变化范围为 0.43~0.51, 但伊利石结晶度有所升高, 变化范围为 0.16°~0.19° $\Delta 2\theta$.

3 讨论

3.1 珠江流域盆地表层沉积物黏土矿物的分布特征

从珠江主流和各支流至珠江口伶仃洋, 表层沉积物的黏土矿物组合总体上一致, 区域分布上不具明显的差异性(表 2, 图 3). 其中, 东江和北江的高岭石含量最高, 平均值可达到 54%, 西江的高岭石平均含量一般在 40%~44%; 相应地, 东江和北江的蒙脱石含量最低, 平均值一般在半定量计算的误差范围内(2%); 绿泥石和伊利石的含量在整个珠江流域盆地内没有太大差别(图 3).

然而, 从伶仃洋至南海北部陆缘, 高岭石平均含量从 40%降至 33%, 蒙脱石平均含量从 6%升至 16%(图 3); 再从南海北部陆缘到南海北部陆坡的 3 个ODP站位, 高岭石平均含量持续降低至 7%, 蒙脱石平均含量持续上升至 35%, 伊利石平均含量上升至约 40%(表 2), 呈现明显的差异性分布特征. 黏土矿物在海洋环境中沉淀一般具有分异性特征[32], 高岭石颗粒一般较大, 蒙脱石一般较小, 往往会出现自河流至海洋高岭石含量逐渐降低、蒙脱石含量逐渐升

表 2 珠江流域盆地各区段及南海北部平均黏土矿物组合

地区[a)]	样品数	绿泥石/%	伊利石/%	蒙脱石/%	高岭石/%	伊利石化学指数	伊利石结晶度 (°$\Delta 2\theta$)
东江	4	30	15	1	54	0.69	0.30
北江北段	6	21	28	1	50	0.60	0.28
北江南段	6	24	27	3	46	0.56	0.30
西江东段	7	33	22	2	43	0.67	0.30
西江中段	8	24	29	3	44	0.63	0.33
西江西段	4	22	32	6	40	0.55	0.28
西江西南支流	3	20	33	4	43	0.59	0.28
伶仃洋	9	28	26	6	40	0.51	0.19
南海北部陆缘	3	25	26	16	33	0.46	0.17
ODP1144 站全新世	5	22	43	24	11		
ODP1145 站全新世	13	21	31	41	7		
ODP1146 站全新世	2	21	35	35	9	0.40	0.22

a) ODP1144 站黏土矿物资料据文献 [16], 1145 站资料据文献 [23], 1146 站资料据文献 [12]

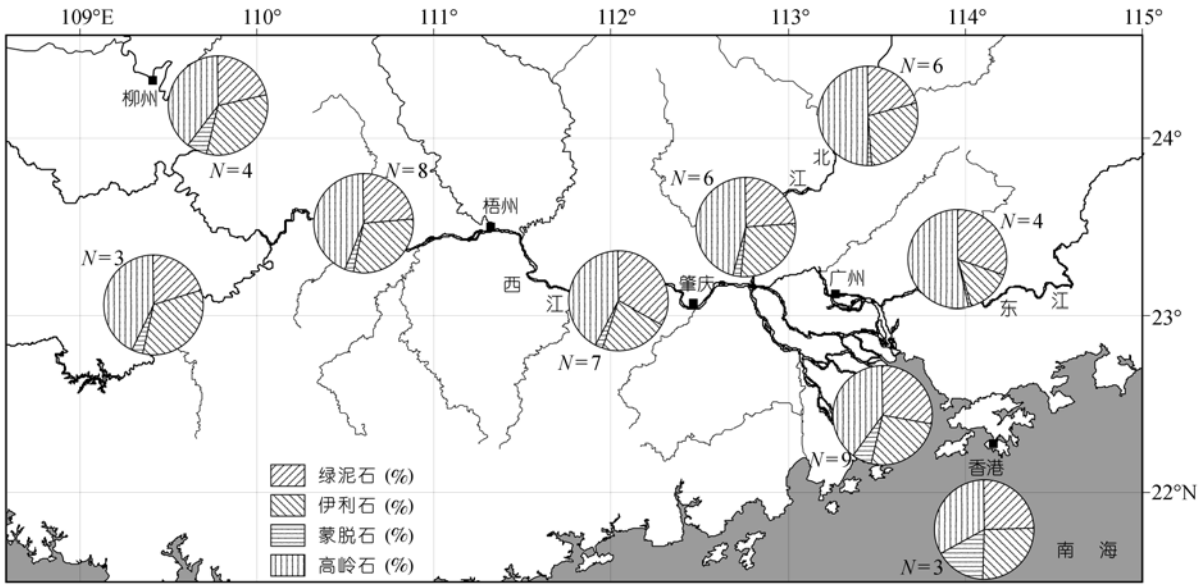

图 3　珠江流域盆地各区段及南海北部平均黏土矿物分布格局

高的现象 [32]. 然而对于<2 μm的黏土粒级颗粒, 由于抗絮凝作用的发生, 这种黏土矿物间分异性沉降已不是十分重要, 更不会产生像珠江河流至南海北部高岭石和蒙脱石含量分别相差约 35%的结果. 因此, 我们推断珠江流域至南海北部黏土矿物组合的变化主要是由于物源区供给引起的.

3.2　珠江流域对南海北部黏土矿物来源的贡献

由此可见, 珠江流域至南海北部的黏土矿物组合特征明显不同(图 4), 珠江河流以含大量高岭石为特征, 南海北部陆坡 ODP 站位附近以含高的蒙脱石为特征, 而珠江口伶仃洋和南海北部陆缘的高岭石和蒙脱石含量介于其间, 表明珠江流域向南海北部贡献大量高岭石矿物, 基本上不提供蒙脱石.

伊利石平均含量从珠江流域至南海北部陆坡增幅约 10%(表 2). 同时, 伊利石化学指数递减, 从代表强烈水解作用的富 Al 伊利石逐渐过渡到代表物理风化作用为主的富 Fe-Mg 伊利石. 伊利石结晶度也呈现出增强的趋势, 从珠江流域平均约 0.30° Δ2θ, 增强至南海北部平均约 0.20° Δ2θ, 表明伊利石指示的气候条件逐渐干冷. 通过对珠江流域盆地伊利石化学指数和结晶度的对比分析(图 5), 可以看出它们呈较好的线性分布, 化学指数较大时, 结晶度较低(表现为高值), 代表水解作用加强, 反之亦然, 从而进一步证实伊利石化学指数和结晶度应用于风化的水解作用和气候条件解释的可行性. 伊利石结晶度常用于

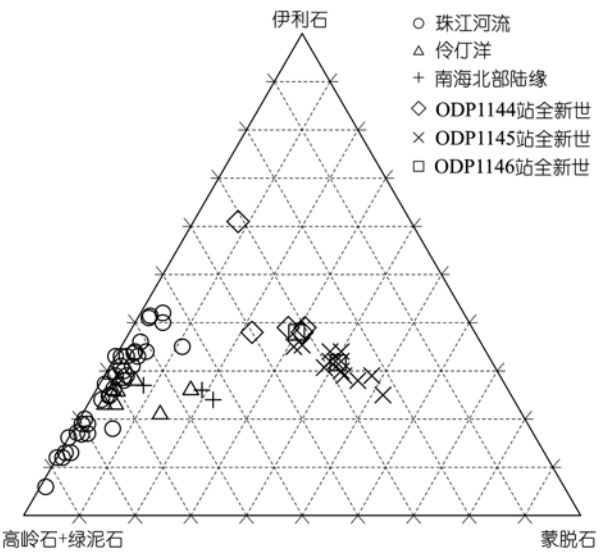

图 4　珠江流域盆地表层沉积物样品的黏土矿物组合与南海北部 ODP1144 站、1145 站和 1146 站全新世黏土矿物组合对比

ODP1144 站黏土矿物资料据文献 [16], 1145 站资料据文献 [23], 1146 站资料据文献 [12]

示踪物源区和搬运路径 [31], 这说明珠江流域的伊利石和南海北部的伊利石有着不同的物源供给区. 伶仃洋的伊利石化学指数和结晶度都介于珠江河流和南海北部之间(图 5), 表明其伊利石成分含量是两者的过渡类型. 因此, 伊利石的含量和矿物学特征表明南海北部的伊利石不是主要由珠江流域提供.

绿泥石含量在珠江流域和南海北部的分布基本

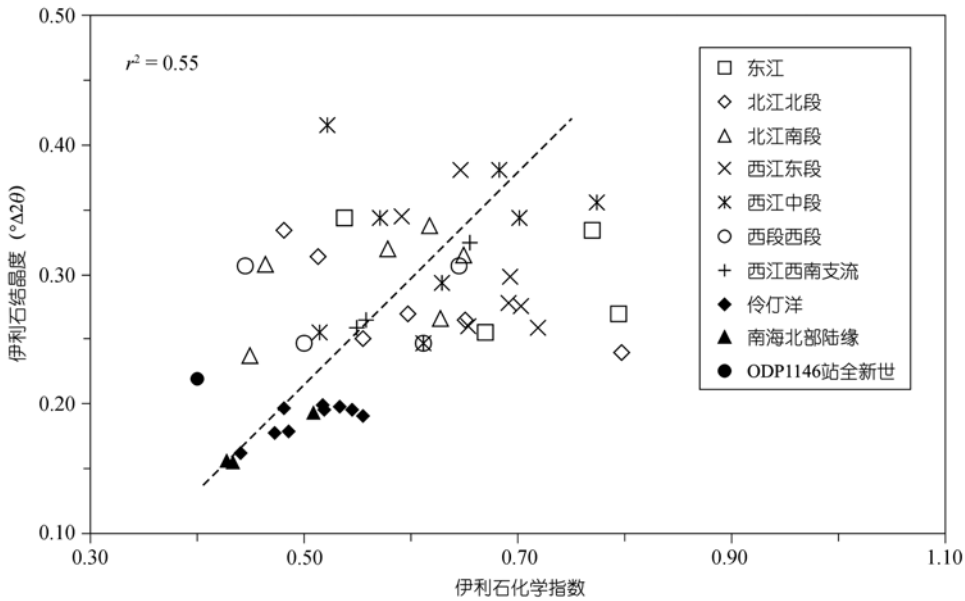

图 5 珠江流域盆地各区段及南海北部表层沉积物的伊利石化学指数和结晶度对比

珠江流域盆地的伊利石数据见表 1, ODP1146 站伊利石数据见表 2

都在 20%~30%范围内(表 2), 没有明显的差异性, 因此从矿物组合本身不能区别其物源区的差异性. 然而, 前人在研究南部北部ODP1144 站、1145 站和 1146 站时都发现, 伊利石和绿泥石含量一般具有相同的变化模式, 都指示物理风化作用较强的气候条件[12,16,23]; 而且, 对ODP1146 站黏土矿物组合特征研究时发现, 该站位的伊利石和绿泥石不是主要由珠江提供, 而是主要来自台湾岛和长江流域[7,12]. 因此, 我们推断珠江流域的绿泥石和伊利石一样, 也不是南海北部绿泥石的主要物源.

这样, 同长江和台湾岛主要为南海提供伊利石和绿泥石[33,34]相对比, 珠江流域则主要提供高岭石, 这个结果与前人对伶仃洋和珠江下游表层沉积物的黏土矿物研究相一致[17,23]. 高岭石含量从珠江河流到伶仃洋、南海北部陆缘、至南海北部陆坡基本呈线性递减, 平均值分别为 46%, 40%, 33%和 7%, 显示珠江对南海黏土矿物的贡献程度从河口到陆坡依次降低(图 5). 假设南海北部的高岭石都是来自于珠江流域, 则珠江对于南海北部陆缘的黏土矿物贡献最多为 72%, 对北部陆坡的黏土矿物贡献最多为 15%(图 5). 同理, 珠江提供给南海北部陆坡的伊利石和绿泥石含量分别最多仅为 4%(按 15%贡献率估算), 而南海北部大部分伊利石和绿泥石则主要来自台湾岛和长江流域[7,12]. 这并不意味着珠江是选择性地提供南海不同的黏土矿物, 而是因为珠江不是南海北部陆坡(至少是ODP站位附近)黏土粒级矿物的主要物源区.

地球表层黏土矿物的起源主要是来自于母岩的风化作用, 包括岩石破碎的物理风化作用和具有离子交换反应的化学风化作用[28]. 化学风化作用中最常见的是水解作用, 主要是发生在中等pH值条件下岩石与水中少量离子发生的交换反应. 随着水解作用的不断加强, 活动性较强的离子首先从母岩中淋失, 包括Na, K, Ca, Mg和Sr等, 这个阶段的水解作用称为双硅铝土化作用, 形成2∶1型层状黏土矿物(如: 蒙脱石); 中等活动性元素(Mn, Ni, Cu, Co和Fe等)随后淋失, 这个阶段称为单硅铝土化作用, 形成 1∶1 型层状黏土矿物(如: 高岭石); 最后阶段Si也完全淋失, 剩下活动性最弱的Al, 这个阶段称为铝化作用, 形成铝的氢氧化物(如: 三水铝石)[35]. 珠江流域温暖和潮湿的气候条件, 加上构造稳定和低起伏的地貌, 大大增强了化学风化的强度, 促使普遍发育单硅铝土化作用和铝化作用, 形成以高岭石矿物和铁的氧化物为主的华南红土剖面[36], 基本不发育单纯的双硅铝土化作用, 这就造成了珠江表层沉积物中以高岭石为主、而基本不含蒙脱石的局面(图 6). 但是, 珠江流域由于长期受东亚夏季风降雨的影响, 流水的机械作用直接冲刷暴露的岩石表层, 形成伊利石和绿泥石这些原生黏土矿物, 构成珠江表层沉积物中的次要黏土矿物成分.

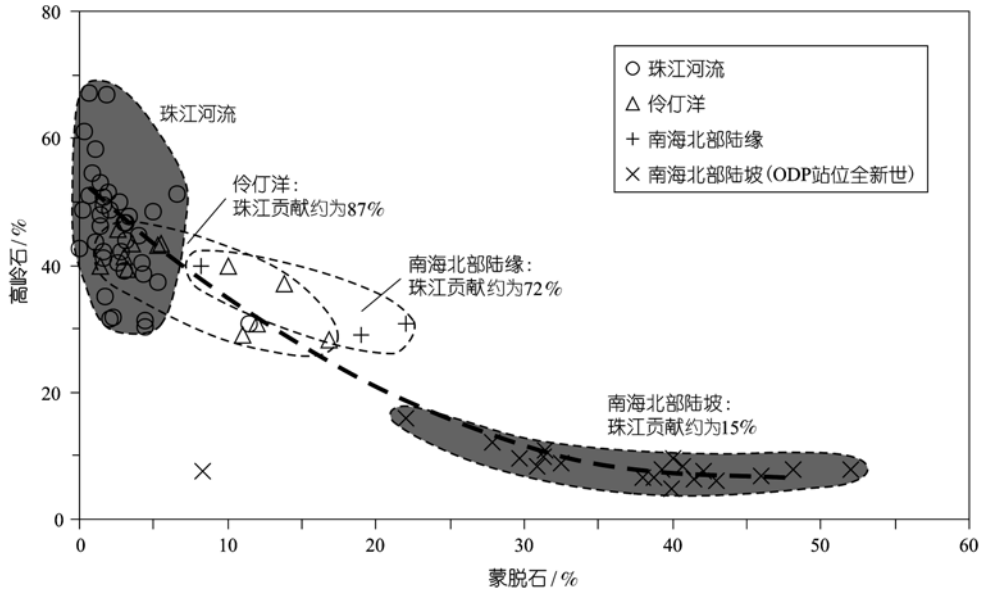

图 6 珠江流域盆地表层沉积物与南海北部样品的高岭石和蒙脱石含量对比

粗虚线指示高岭石含量从珠江河流到伶仃洋、南海北部陆缘、至南海北部陆坡基本呈线性递减，而蒙脱石含量相应地递增. 南海北部陆坡样品包括ODP1144 站、1145 站和 1146 站全新世沉积物，其黏土矿物资料分别据文献 [12, 16, 23]. 珠江河流、伶仃洋和南海北部陆缘的黏土矿物数据见表 1

由此可见，珠江流域的高岭石是岩石在不同时期的风化产物，不具备黏土矿物沉积时的气候特征. 然而，由于高岭石在珠江流域内的传输主要是受东亚季风降雨而引起的河水侵蚀和搬运能力控制，因而指示了珠江流域的机械侵蚀能力. 无论是冰期还是间冰期时期，珠江对南海北部的黏土矿物贡献都是以高岭石为主. 冰期时，在东亚冬季风的驱动下，南海表层盛行冬季的逆时针方向洋流将来自台湾岛和流径吕宋海峡的长江物源搬运到南海北部陆坡，提供南海北部该时期以伊利石和绿泥石为主的黏土矿物组合 [7,12]. 虽然季风降雨在冰期时相对较弱，但由于南海海岸线迁移至现代大致 100 m等深线位置 [37]，古珠江口的位置非常接近南海北部陆坡，极可能提供更多的高岭石，从而造成南海北部ODP的 3 个站位高岭石含量总是与伊利石和绿泥石的变化一致，而与蒙脱石的变化相反 [12,16,23]. 间冰期时，海岸线与现代的位置大致相同，南海大部分地区盛行夏季的西南向表层洋流，这种洋流将南部和东部火岛弧区的蒙脱石搬运到北部地区，构成南海北部蒙脱石矿物的主要来源. 虽然，夏季风降雨在间冰期时会大幅度提高珠江流域的机械侵蚀能力，从而促使珠江流域对南海贡献更多的高岭石矿物，但由于珠江口在此时远离南海北部陆坡，其高岭石的贡献量与其他物源提供的蒙脱石和伊利石相比仍然相对较弱 [12,16,23]，从而表明珠江对南海北部陆坡的黏土矿物贡献即使在夏季风降雨较强的间冰期时期也是比较有限的.

4 结论

研究结果表明，珠江流域盆地(包括珠江主流、各支流和珠江口伶仃洋)表层沉积物的黏土矿物组合主要由高岭石(35%~65%)、绿泥石(20%~35%)和伊利石(12%~42%)组成，蒙脱石含量一般小于 5%. 其中，东江和北江的高岭石含量最高，平均值可达到 54%；伶仃洋的蒙脱石含量稍高，平均约 6%(少量样品达到 17%)，黏土矿物在区域上分布不具明显的差异性. 从珠江流域盆地到南海北部陆缘和北部陆坡，高岭石平均含量持续降低至 7%，蒙脱石平均含量持续上升至 35%，伊利石平均含量上升至约 40%；同时，伊利石化学指数递减，伊利石结晶度增强，指示南海北部伊利石矿物的主要来源从珠江流域强烈水解作用的物源区转变为台湾岛和长江流域物理风化作用为主的物源区. 因此，珠江流域盆地对南海北部黏土矿物的贡献主要是高岭石，其次是伊利石和绿泥石，基本不提供蒙脱石. 珠江对南海北部陆缘的黏土矿物贡献率最多为 72%，而对北部陆坡的贡献率最多仅为 15%. 无论是冰期还是间冰期时期，高岭石在珠江流域内的传输主要是受东亚季风降雨而引起的河水侵蚀和搬运能力控制，指示了珠江流域的机械侵蚀能力.

参 考 文 献

1 Wang P, Clemens S, Beaufort L, et al. Evolution and variability of the Asian monsoon system: state of the art and outstanding issues. Quat Sci Rev, 2005, 24: 595—629[DOI]

2 Prell W L, Kutzbach J E. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. Nature, 1992, 360: 647—652[DOI]

3 Wang L, Sarnthein M, Erlenkeuser H, et al. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea. Mar Geol, 1999, 156: 245—284[DOI]

4 Wang P, Prell W L, Blum P, et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports, 184 [CD-ROM]. College Station: Ocean Drilling Program, Texas A&M University, 2000

5 Jian Z, Huang B, Kuhnt W, et al. Late Quaternary upwelling intensity and East Asian Monsoon forcing in the South China Sea. Quat Res, 2001, 55: 363—370[DOI]

6 Wehausen R, Brumsack H J. Astronomical forcing of the East Asian monsoon mirrored by the composition of Pliocene South China Sea sediments. Earth Planet Sci Lett, 2002, 201: 621—636[DOI]

7 Liu Z, Trentesaux A, Clemens S C, et al. Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million years. Mar Geol, 2003, 201: 133—146[DOI]

8 Gingele F X, Deckker P D, Hillenbrand C D. Clay mineral distribution in surface sediments between Indonesia and NW Australia- source and transport by ocean currents. Mar Geol, 2001, 179: 135—146[DOI]

9 Colin C, Turpin L, Bertaux J, et al. Erosional history of the Himalayan and Burman ranges during the last two glacial-interglacial cycles. Earth Planet Sci Lett, 1999, 171: 647—660[DOI]

10 Liu Z, Colin C, Trentesaux A, et al. Erosional history of the eastern Tibetan Plateau since 190 kyr ago: clay mineralogical and geochemical investigations from the southwestern South China Sea. Mar Geol, 2004, 209: 1—18[DOI]

11 Liu Z, Colin C, Trentesaux A, et al. Late Quaternary climatic control on erosion and weathering in the eastern Tibetan Plateau and the Mekong Basin. Quat Res, 2005, 63: 316—328[DOI]

12 刘志飞, Trentesaux A, Clemens S C, 等. 南海北坡ODP1146站第四纪黏土矿物记录: 洋流搬运与东亚季风演化. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(3): 271—280

13 刘志飞, Colin C, Trentesaux A, 等. 南海南部晚第四纪东亚季风演化的黏土矿物记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34(3): 272—279

14 Chen P Y. Minerals in bottom sediments of the South China Sea. Geol Soc Am Bull, 1978, 89: 211—222

15 Tamburini F, Adatte T, Föllmi K, et al. Investigating the history of East Asian monsoon and climate during the last glacial interglacial period (0—140000 years): mineralogy and geochemistry of ODP Sites 1143 and 1144, South China Sea. Mar Geol, 2003, 201: 147—168[DOI]

16 Boulay S, Colin C, Trentesaux A, et al. Mineralogy and sedimentology of Pleistocene sediment in the South China Sea (ODP Site 1144). In: Prell W L, Wang P, Blum P, et al, eds. Proc ODP Sci Res, 2003, 184: 1—21. http: //www-odp.tamu.edu/publications/184_SR/

17 陈跃泰, 谭惠忠. 珠江口伶仃洋表层沉积的黏土矿物. 热带地理, 1991, 11 (1): 39—44

18 邵磊, 李献华, 韦刚建, 等. 南海陆坡高速堆积体的物质来源. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31 (10): 828—833

19 Milliman J D, Meade R H. World-wide delivery of river sediment to the oceans. J Geol, 1983, 91: 1—21

20 Milliman J D, Syvitshi J P M. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. J Geol, 1992, 100: 525—544

21 Hiscott R N. Depositional sequences controlled by high rates of sediment supply, sea-level variations, and growth faulting: the Quaternary Baram Delta of northwestern Borneo. Mar Geol, 2001, 175: 67—102[DOI]

22 杨作升. 黄河、长江、珠江沉积物中黏土的矿物组合、化学特征及其与物源区气候环境的关系. 海洋与湖沼, 1988, 19(4): 336—346

23 Boulay S, Colin C, Trentesaux A, et al. Sediment sources and East Asian monsoon intensity over the last 450 ky: mineralogical and geochemical investigations on South China Sea sediments. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2005, 228: 260—277[DOI]

24 Holtzapffel T. Les Minéraux Argileux: Préparation, Analyse Diffractométrique et Determination. Soc Géol Nord Publ 12, 1985, 1—136

25 Petschick R. MacDiff 4.2.2. http: //servermac.geologie. uni-frankfurt.de/Rainer.html, 2000

26 Esquevin J. Influence de la composition chimique des illites surcristallinite. Bull Centre Rech Rau-SNPA, 1969, 3(1): 147—153

27 Gingele F X, Müller P M, Schneider R R. Orbital forcing of freshwater input in the Zaire Fan area - clay mineral evidence from the last 200 kyr. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 1998, 138: 17—26[DOI]

28 Chamley H. Clay Sedimentology. Berlin: Springer, 1989. 1—623

29 Krumm S, Buggisch W. Sample preparation effects on illite crystallinity measurements: grain size gradation and particle orientation. J Metamorph Geol, 1991, 9: 671—677

30 Ehrmann W. Implications of late Eocene to early Miocene clay mineral assemblages in McMurdo Sound (Ross Sea, Antarctica) on paleoclimate and ice dynamics. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 1998, 139: 213—231[DOI]

31 Petschick R, Kuhn G, Gingele F. Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography. Mar Geol, 1996, 130: 203—229[DOI]

32 Gibbs R J. Clay mineral segregation in the marine environment. J Sediment Petrol, 1977, 47: 237—243

33 王允菊, 张志忠, 黄文盛, 等. 长江口南槽水化学特性与悬沙黏土矿物. 海洋通报, 1995, 14 (3): 106—113

34 Dorsey R J, Buchovecky E J, Lundberg N. Clay mineralogy of Pliocene-Pleistocene mudstones, eastern Taiwan: combined effects of burial diagenesis and provenance unroofing. Geology, 1988, 16: 944—947[DOI]

35 Pédro G. Les grands traits de l'évolution cristallochimique des minéraux au cours de l'altération superficielle des roches. Rendiconti Soc It Min Petrol, 1981, 37: 633—666

36 徐义芳, 朱照宇. 英峰岭剖面红土的黏土矿物和化学特征与成土环境关系. 地球化学, 1999, 28 (3): 281—288

37 Hanebuth T, Stattegger K, Grootes P M. Rapid flooding of the Sunda Shelf: a late-glacial sea-level record. Science, 2000, 288: 1033—1035[DOI]