科学通报 2010 年 第 55 卷 第 29 期：2852 ~ 2862
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

南海北部末次冰盛期以来高分辨率黏土矿物记录及其时间序列物源区分析

刘志飞[①], 李夏晶[①], COLIN Christophe[②], 葛黄敏[①]

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
E-mail: lzhifei@tongji.edu.cn

2010-05-04 收稿, 2010-08-12 接受
国家自然科学基金(40925008, 40876024, 40776027)、国家重点基础研究发展计划(2007CB815906)、上海市曙光人才计划(07SG23)和上海市优秀学科带头人计划(10XD1406300)资助项目

摘要 南海北部 MD05-2904 孔末次冰盛期以来黏土矿物学的高分辨率分析表明, 伊利石(29%~48%)、蒙脱石(14%~45%)、绿泥石(17%~28%)和少量高岭石(6%~14%)构成了该孔的黏土矿物组合, 其时间序列变化不具冰期-间冰期的旋回特征. 物源区分析显示, MD05-2904 孔的蒙脱石几乎全部都是源自吕宋岛, 全部高岭石都是源自珠江, 而伊利石和绿泥石分别由珠江和台湾岛提供. 根据同这 3 个主要物源区和南海表层现代沉积物中黏土矿物成分的对比, 采用伊利石结晶度的线性剥离方法, 建立了各主要物源区对南海北部陆坡黏土矿物相对贡献量的时间序列变化. 研究结果发现, 吕宋岛和台湾岛的贡献在 24.1~17.5 ka BP 都维持在 30%~40%, 而珠江的贡献平均仅有 25%; 在进入 17.5~14.0 ka BP 后, 吕宋岛的贡献快速降为 20%~25%, 台湾岛的贡献从 18 ka BP 的平均 25%上升至平均 35%, 而珠江的贡献上升为平均 40%; 在进入全新世后, 这 3 个主要物源区的贡献显著差异化, 吕宋岛的贡献小幅上升并维持在 27%~35%, 台湾岛的贡献快速上升并维持在 55%~60%, 而珠江的贡献逐渐回落至全新世中晚期的平均 15%. 各物源区的黏土矿物贡献可能受黏土矿物形成、季风降雨剥蚀、洋流搬运能力、以及海平面变化等多种因素影响.

关键词
黏土矿物
伊利石结晶度
物源区
末次冰盛期
海平面变化
东亚季风
南海

陆源碎屑颗粒作为世界大洋沉积物的重要组成部分, 在开展海洋形成演化及其伴随的构造和气候变化历史的研究中具有十分关键的作用[1]. 这种作用对于位于大陆和大洋之间的边缘海尤为显著, 边缘海高沉积速率的堆积物可以提供分辨率高、时间连续的长序列古环境变化信息[2,3]. 其中, 黏土矿物是海洋陆源碎屑沉积物中最重要的颗粒成分, 在世界大洋几乎全部的环境中都广泛分布, 已经在海洋沉积物来源、洋流搬运、以及过去古气候演化研究中发挥了越来越重要的作用[4~8]. 南海作为西太平洋低纬最大的边缘海, 由于紧邻亚洲大陆和西太平洋岛弧带, 陆源碎屑颗粒占南海新生代渐新世以来全部沉积物近 80%[3], 为全球古环境和构造演化、特别是亚洲古季风的研究提供良好材料, 从而使南海成为国际过去全球变化计划研究的海洋研究基地[9,10].

黏土矿物以其示踪洋流变化和揭示物源区同时期气候变化的能力[7,8], 近年来在南海沉积古环境研究中的地位日益显现[11~16], 这些研究工作主要是围绕南海“国际大洋钻探计划(ODP)”第 184 航次和“国际海洋过去全球变化计划(IMAGES)”航次的岩芯分析展开的. 前人研究的结果显示, 南海晚第四纪时间序列变化的黏土矿物组合大都具有冰期-间冰期的旋回变化, 多数被解释为与同时期物源区气候变化有密切联系的化学风化或洋流搬运作用. 比如: 南海北

英文版见: Liu Z F, Li X J, Colin C, et al. A high-resolution clay mineralogical record in the northern South China Sea since the Last Glacial Maximum, and its time series provenance analysis. Chinese Sci Bull, 2010, 55, doi: 10.1007/s11434-010-4149-5

部陆坡的黏土矿物组合变化被认为是与冬季和夏季相反向的表层洋流有关[12,16,17]或是与东亚夏季风降雨驱动的陆地同时期化学风化作用有关[13,15,18]; 南海南部的研究认为是与物源区同时期气候变化驱动的化学风化作用有关, 在湄公河口岸外的具体研究显示湄公河盆地提供南海西南部主要物源[14,19]; 而南海西部夏季上升流区的研究则表现为完全受表层洋流搬运作用控制, 冰期时由北向南的主导表层洋流将珠江提供的高岭石向南搬运, 而间冰期时由南向北的主导表层洋流将南部提供的蒙脱石和伊利石向北搬运[20]. 然而, 这些工作都是晚第四纪冰期-间冰期变化长期尺度的趋势性研究, 黏土矿物分析的时间分辨率都比较低, 其分辨率最高的是位于南海北部陆坡的ODP1145站, 达到1 ka[15]. 长期尺度趋势性研究虽然显示出冰期-间冰期周期性变化, 但其短期尺度的高分辨率研究未必显现相同的结果, 如 ODP1145 站较高分辨率的黏土矿物分析已经不显示冰期-间冰期周期性变化, 在末次冰期和全新世的黏土矿物的含量变化没有像有孔虫氧同位素那样变化显著[15]. 因此, 为了真正理解南海冰期和间冰期时期黏土矿物分布及其反映的洋流搬运和物源区陆地化学风化作用, 开展高分辨率的实验研究势在必行.

本文利用IMAGES计划于2005年实施的西太平洋MARCO POLO 航次, 在南海北部陆坡采集的 MD05-2904 孔(19°27.32′N, 116°15.15′E, 水深 2066 m)[21], 开展高分辨率的黏土矿物组合分析. 根据浮游有孔虫氧同位素和 AMS^{14}C 测年建立的高精度年代标尺, 并参考南海北部各潜在物源区的黏土矿物成分, 本文重点研究南海北部氧同位素 2 期 24 ka BP 以来的黏土矿物组合, 讨论其时间序列的物源区变化.

1 材料和方法

MD05-2904 孔位于南海北部陆坡, 东沙群岛西南, 几乎与 ODP1146 站(19°27.40′N, 116°16.37′E, 水深 2092 m)重叠(图 1). 该孔岩芯总长 44.98 m, 基本上是岩性均一的有孔虫软泥, 少有轻微的生物扰动[21]. 全孔高分辨率的浮游有孔虫氧同位素和上部层段 AMS^{14}C 测年建立的高精度年代标尺显示岩芯底部为257 ka BP, 平均沉积速率为17.5 cm/ka[22], 与 ODP1146 站相同层段的平均沉积速率 18.9 cm/ka 相当[12]. 我们对该孔上部 9.4 m 岩芯(年龄 24.1 ka BP)按2~4 cm分辨率采样, 共取267个样品, 其中, 0~6.0 m (17.0 ka BP)采样分辨率为 4 cm, 6.0~9.4 m 采样分辨率为 2 cm. 这样, 全部样品分析的平均时间分辨率为 90 a, 其中在 0~6.0 m 为 173 a, 在 6.0~9.4 m 为 42 a. 同时, 本文引用了 MD05-2904 孔各潜在物源区和南海表层沉积物的黏土矿物成分开展物源区对比分析和讨论, 包括珠江[23,24]、台湾岛[25]、吕宋岛[26]等主要河流和南海东北部[27]共 300 个表层泥质沉积物(图 1)的分析结果.

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)[33]. 样品的预处理和黏土粒级颗粒定向薄片的制作方法据 Liu 等人[12,14]. 分析使用 PANalytical X'Pert PRO 衍射仪, Cu Kα辐射, Ni 滤波器, 管压 45 kV, 管流 40 mA, 分别对自然条件、乙二醇条件(24 h)、加热条件(490°C 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. 样品的制备在同济大学海洋地质国家重点实验室完成, 测试在法国巴黎第十一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[12,14], 每个波峰参数的半定量计算使用 MacDiff 软件[34]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 叠加峰[33], 他们的相对比例通过拟合 0.357 nm/0.354 nm 峰面积比确定. 同时, 根据乙二醇曲线计算出伊利石结晶度为 1 nm 半峰宽, 用于指示化学风化程度和示踪物源区和搬运路径[35,36]. 本文采用的实验测试条件和数据解释方法与所引用河流和表层沉积物测试方法[23~27]完全相同, 都是在法国巴黎第十一大学相同的 X 射线衍射仪上测试, 保证数据直接对比的可靠性.

2 结果和讨论

2.1 黏土矿物组合的时间序列变化及其与相邻站位对比

MD05-2904 孔末次冰期 24 ka BP(氧同位素 2 期)

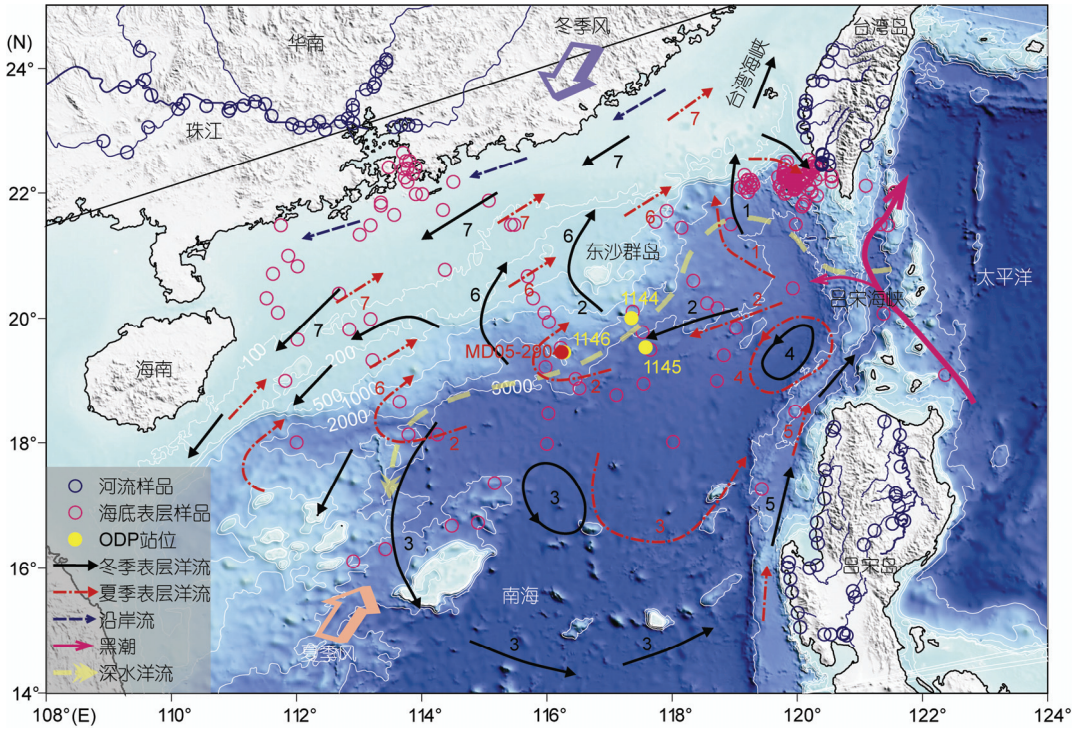


图 1 南海东北部地形及 MD05-2904 孔的位置

图中还显示南海东北部东亚季风和洋流系统以及可供对比研究的河流样品(蓝色圈)、海底表层样品(紫色圈)和 ODP 站位(黄色圆点)的位置. 夏季盛行西南向季风(粉红色立体箭头)和冬季盛行的东北向季风(蓝色立体箭头)据文献[28]; 夏季和冬季表层洋流(分别为红色点画线和黑色实线箭头)据文献[29]; 深水洋流(黄色虚线箭头)据文献[30]; 华南近岸流(蓝色虚线箭头)据文献[31]; 黑潮(紫色箭头)据文献[32]. 南海表层洋流的编号分别代表[29]: 1, 回路洋流; 2, 黑潮南海分支; 3, 西北吕宋涡流; 4, 西北吕宋旋涡; 5, 吕宋沿岸流; 6, 南海暖流; 7, 广东沿岸流

以来的黏土矿物主要由伊利石(29%~48%)、蒙脱石(14%~45%)和绿泥石(17%~28%)组成, 含有少量高岭石(6%~14%)(图 2). 这 4 种黏土矿物的相对变化中, 伊利石和绿泥石具有相同的变化趋势, 而蒙脱石具有相反的变化趋势, 即当伊利石含量增加时, 绿泥石含量同步增加, 蒙脱石含量相应地减少; 高岭石含量的变化基本上相对独立, 但相对而言更接近于伊利石和绿泥石的变化. 伊利石结晶度的变化范围为 0.15°~0.22° $\Delta 2\theta$, 其变化趋势与高岭石含量的变化趋势一致.

黏土矿物组合以及伊利石结晶度的时间序列变化并不呈冰期-间冰期的旋回变化, 其分布在氧同位素 1 期和 2 期界线附近没有像有孔虫氧同位素结果那样变化明显(图 2). 但是, 黏土矿物数据呈现 3 个阶段性变化: 阶段 Ⅰ (24.1~17.5 ka BP)、阶段 Ⅱ (17.5~14.0 ka BP)和阶段 Ⅲ (14.0~0 ka BP). 黏土矿物组合在末期冰盛期(23~19 ka BP)[37]结束后, 即从 17.5 ka BP 开始发生显著变化. 伊利石、绿泥石和高岭石含量在阶段 Ⅱ 快速增加, 而蒙脱石含量快速降低, 变化幅度接近 20%. 高值的伊利石和绿泥石、以及低值的蒙脱石在 14.0 ka BP 之后进行了小幅度变化的恢复, 并在阶段 Ⅲ 维持较大幅度波动至全新世晚期. 但是, 高值的高岭石则快速恢复至末次冰盛期之前的状态, 并在阶段 Ⅲ 呈小幅度波动至全新世晚期. 伊利石结晶度的变化几乎与高岭石含量的变化平行(图 2).

MD05-2904 孔黏土矿物组合的变化特征在相邻站位低分辨率的研究中也得到一定程度体现. ODP1146 站几乎与 MD05-2904 孔重叠(图 1), 前人对其长期尺度的黏土矿物变化做了大量工作[12,16,17,38], 但在氧同位素 2 期以来仅有 7 个数据点(图 3), 因而无法开展直接对比. 位于 MD05-2904 孔东部的 ODP1144 和 1145 站黏土矿物组合在氧同位素 2 期以来也不显冰期-间冰期的差异性变化, 但由于分辨率太低, 无法直接对比 MD05-2904 孔记录的 3 个岩性阶段(图 3). 其中, ODP1145 站最靠近吕宋岛, 蒙脱石含量最高[15].

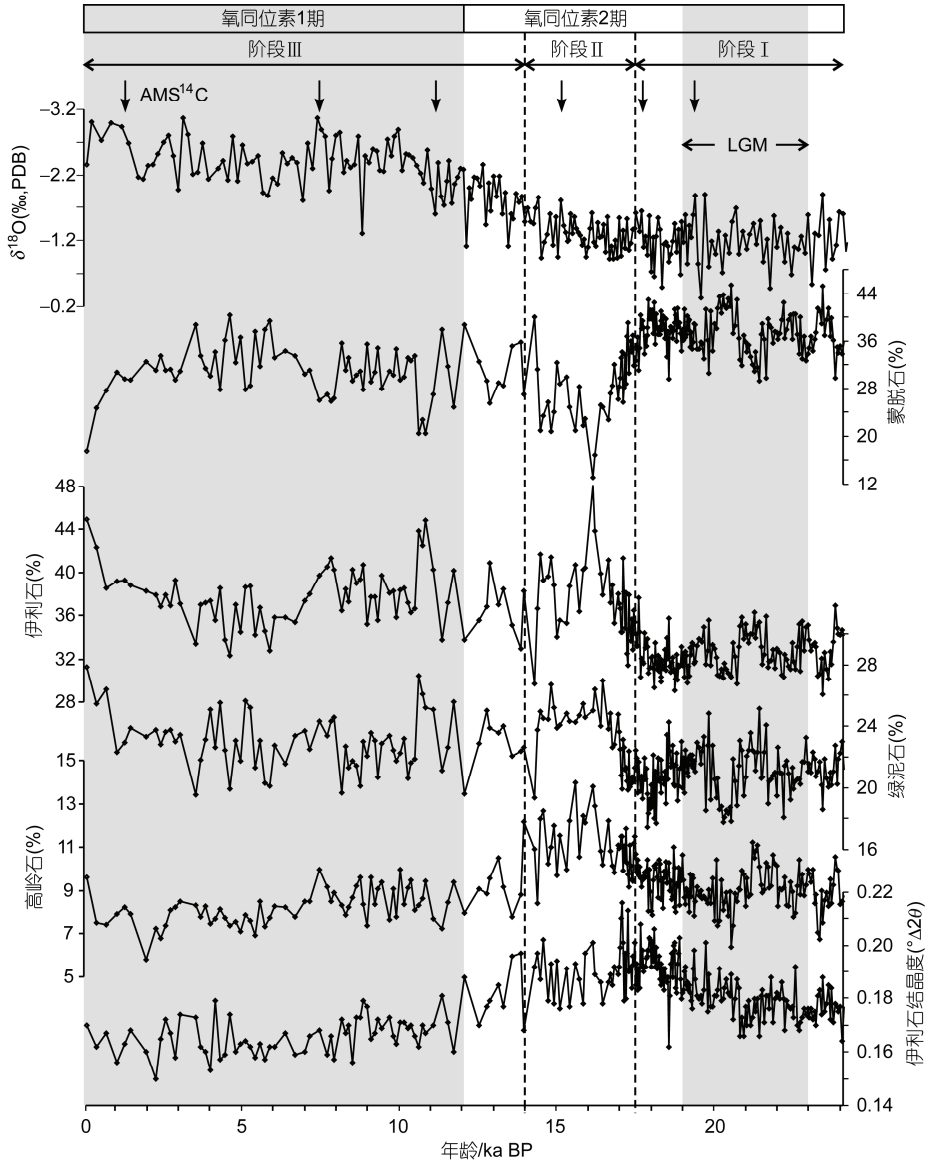


图 2　MD05-2904 孔末次冰期 24 ka BP 以来黏土矿物组合及浮游有孔虫氧同位素地层

虚线显示根据黏土矿物组合划分的岩性阶段; LGM 表示末次冰盛期; 浮游有孔虫氧同位素和 AMS^{14}C 测年建立的高精度年代标尺据文献[22]

2.2　黏土矿物的物源区分析

海洋沉积物中黏土矿物的古环境应用要求了解每种矿物的主要物源区及其在海洋中的搬运路径[7,12]. MD05-2904 孔的黏土矿物均为陆源碎屑, 可以忽略成岩作用的影响. 根据前人研究, 南海东北部的陆源碎屑沉积物主要来源于华南的珠江、台湾岛西南部河流、以及吕宋岛河流[25]. 尽管有学者认为风尘沉积对南海北部有所贡献[9,13], 但至今没有提供直接证据的研究成果发表, 而多数其他研究通过黏土矿物学、Nd 同位素和颗粒粒度的大量研究, 认为风尘沉积的贡献完全可以被忽略, 而认为南海周边河流沉积物是其主要来源[12,15,16,39,40]. 此外, 在珠江、台湾岛和吕宋岛河流 3 个主要物源区之外, 长江沉积物的贡献一直存在争议[12,16]. 最近根据长江口至台湾岛海峡表层沉积物黏土矿物的研究否定了长江的物源贡献, 认为长江现代沉积物不能越过台湾岛海峡[41]. 因此, 本文考虑提供给 MD05-2904 孔黏土矿物的物源区主要包括珠江、台湾岛和吕宋岛.

珠江属于世界上重要的大型河流, 每年向南

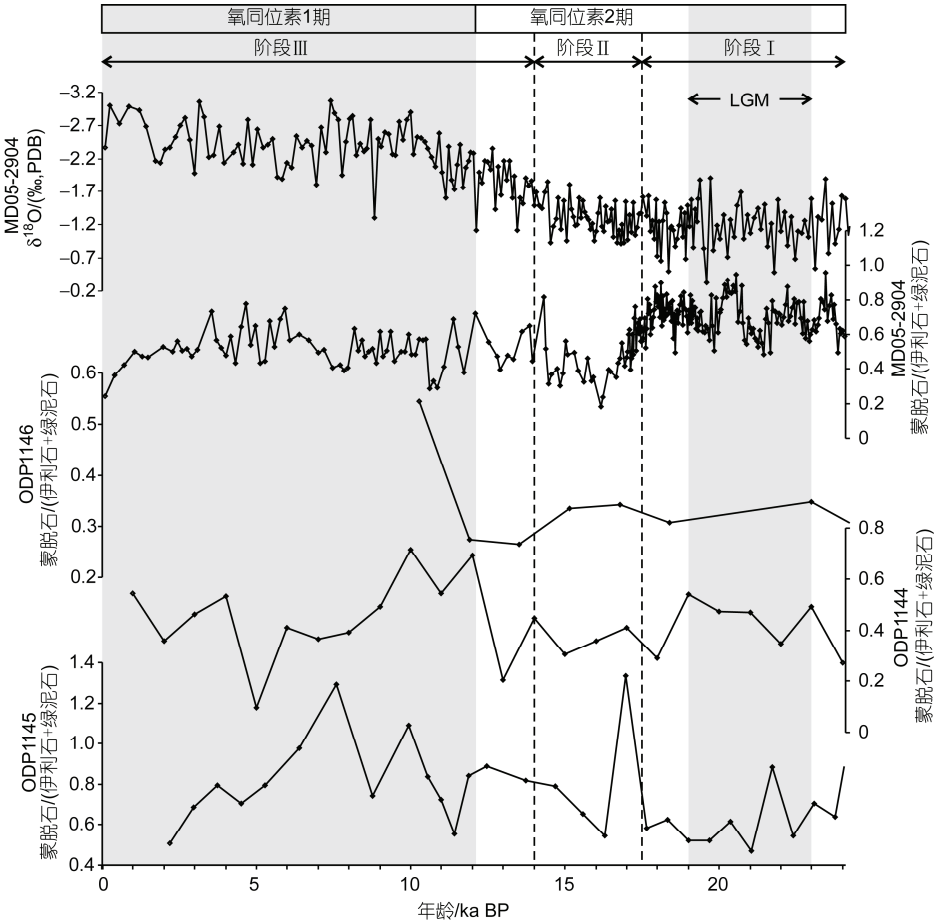


图 3 MD05-2904 孔的蒙脱石/(伊利石+绿泥石)比值与附近的 ODP1144, 1145 和 1146 站相同比值的对比

ODP1144 站的黏土数据来源于文献[18], ODP1145 站来源于文献[15], ODP1146 站来源于文献[12]. 这 3 个站位的年龄模式都是根据各自岩芯的氧同位素对比获得, 本文直接引用

海输送 69×10^6 t 悬浮沉积物[42]. 珠江沉积物的黏土矿物成分主要为高岭石(平均值为 46%, 以下同), 其次为绿泥石(25%)和伊利石(26%), 基本不含蒙脱石(少于黏土矿物半定量计算的误差值)[23,24]. 台湾岛的山区河流虽然汇水区面积很小, 但是由于构造活动和季风/台风降雨的影响, 其径流量和沉积物输送量都非常巨大, 仅台湾岛西南部河流向南海的直接输沙量就达到 187×10^6 t/a(根据文献[43]提供的台湾岛西南部 10 条河流统计[25], 由南向西依次为: 林边溪、东港溪、高屏溪、二仁溪、曾文溪、八掌溪、北港溪、浊水溪、乌溪和大甲溪), 在台湾岛西南部近海就形成沉积速率高的堆积体[44], 成为南海周边陆源悬浮沉积物最重要的来源, 尤其对于南海东北部更是如此[25]. 台湾岛河流沉积物的黏土矿物成分主要为伊利石(56%)和绿泥石(41%), 含有极少量的高岭石和蒙脱石[25]. 吕宋岛河流的汇水区面积也很小, 构造活动尤其是火山活动非常发育, 季风降雨的影响也很大, 但由于研究程度很低, 至今仅有两条河流的输沙量报道, 为吕宋岛南部和西南部的 Pampanga 河和 Ango 河, 它们向南海直接输送的悬浮沉积物分别是 3.5×10^6 和 4.7×10^6 t[26]. 吕宋岛河流沉积物的黏土矿物成分主要为蒙脱石(86%), 含有少量高岭石(9%)和绿泥石(5%), 几乎不含伊利石[26].

前人通过对珠江[23,24]、台湾岛[25]和吕宋岛[26]主要河流及其近岸和南海东北部共 300 个表层泥质沉积物(图 1)的黏土矿物学研究[27], 发现河流近岸沉积物的黏土矿物组合都接近其河道的黏土矿物组成, 但陆架至深水盆地的黏土矿物组合都介于这 3 个主要物源区端元成分之间(图 4(a)). 其中, 南海东北部东侧的样品全部分布在台湾岛和吕宋岛端元成分之

间，并呈现线性分布，说明珠江对其黏土矿物含量的贡献很低[27]；而南海东北部西侧多数样品主要也介于台湾岛和吕宋岛端元成分之间，并略向珠江端元偏移，另有少量样品(主要采自陆架区域)分布珠江口近岸样品区间，表明珠江对南海东北部西侧特别是其深水区的黏土矿物贡献量仍然是较低的[27]. 因此，在考虑主要由珠江、台湾岛和吕宋岛 3 个物源区提供南海东北部陆源沉积物的情况下，南海东北部的蒙脱石就主要源自吕宋岛，高岭石主要源自珠江，而伊利石和绿泥石主要分别源自台湾岛和珠江[25,27].

根据南海表层样品中黏土矿物分布的研究结果，这 3 个主要物源区的黏土矿物在输入到南海后分别受到不同洋流的搬运[27]. 南海东北部发育复杂的洋流系统，主要包括：表层洋流、深水洋流、以及局部分布的华南近岸流和吕宋沿岸流(图 1). 前人大量研究认为，南海表层洋流受到夏季和冬季相反向的东亚季风影响[9,10]. 然而，详细的研究发现夏季和冬季的表层洋流并不完全随季风方向的转变而反向，仅在北部陆架和上陆坡区域在西南向南海暖流和东北向广东沿岸流之间转变[29]. 其他海区的表层洋流在夏季和冬季基本保持一致，特别是位于陆坡和广海的大部分区域明显受到黑潮侵入影响[32]，由吕宋海峡侵入的黑潮南海分支向北转变为南海暖流，向南演变为西北吕宋涡流和旋涡[29]. 靠近陆地的华南近岸流[31]和吕宋沿岸流[29]也不随季节的变化而改变. 根据海水含氧和盐度分布推测的深水洋流由吕宋海峡进入南海后，大致沿 2000~2500 m 深度逆时针方向流动，不具季节性变化[30]. 因此，通过表层沉积物中的黏土矿物分布和现今洋流系统来推断，南海东北部深水区的伊利石和绿泥石主要源自台湾岛，由深水洋流搬运而至，但也部分由珠江提供；蒙脱石主要源自吕宋岛弧，由黑潮侵入后形成的黑潮南海分支表层洋流搬运而至；而该区的高岭石含量一般都在 5%~10%范围，基本上由珠江提供[27]. 最近报道的南海东北部表层沉积物的钕同位素结果也显示，南海北部陆坡东沙群岛东南侧深水区的陆源物质有超过 80%都来自包括台湾岛在内的东北物源区，而珠江的贡献量不足 20%[40].

通过 MD05-2904 孔 3 个岩性阶段的黏土矿物组合与上述 3 个主要物源区及其近岸表层样品的对比，显示出该站位黏土矿物的多物源供给、并呈阶段性变化的特征(图 4(b)). MD05-2904 孔全部样品的投点都落入台湾岛和吕宋岛物源区的线性变化关系上，并向珠江物源区略偏(图 4(b)). 其中：阶段Ⅰ样品呈线性排列，更接近蒙脱石物源区；而阶段Ⅱ和阶段Ⅲ样品也呈线性排列，但更接近伊利石和绿泥石物源区.

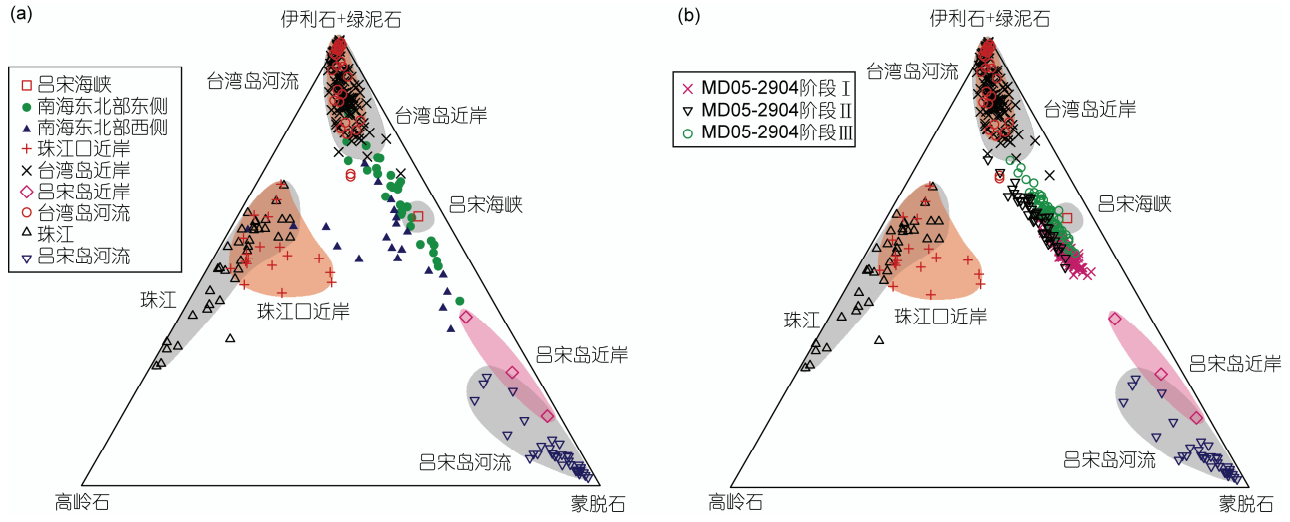


图 4　MD05-2904 孔的黏土矿物组合与邻近潜在物源区(珠江、台湾岛和吕宋岛)河流样品和南海表层沉积物中黏土矿物含量对比的三角端元图

(a) 珠江、台湾岛和吕宋岛河流及南海表层沉积物中的黏土矿物含量对比[27]; (b) MD05-2904 孔与珠江、台湾岛和吕宋岛河流及其近岸表层沉积物的黏土矿物含量对比, MD05-2904 孔样品分为 3 个阶段(Ⅰ~Ⅲ)显示. 珠江表层沉积物的黏土矿物资料据文献[23,24], 台湾岛河流资料据文献[25], 吕宋岛河流资料据文献[26]

虽然高岭石含量在阶段Ⅱ有明显升高, 在阶段Ⅰ和阶段Ⅲ有明显降低(图 2), 但由于高岭石含量本身偏低, 其从阶段Ⅰ到阶段Ⅲ的变化幅度仅约为 5%, 因此在图 4(b)的三角端元图中并不能很好地显现.

珠江和台湾岛河流都提供含量较高的伊利石和绿泥石(两者之和占台湾岛河流全部黏土矿物的 97%, 占珠江全部黏土矿物的 51%), 因此在黏土矿物的三角端元图中并不能将这两个物源区区分开来. 根据前人研究, 南海分布的伊利石和绿泥石含量一般具有相同的变化模式[12,14~16], 都是指示物理风化作用较强的气候条件, 这样, 以下讨论的伊利石物源区特征同时也可以指示绿泥石的物源区特征. 珠江和台湾岛河流虽然都含有伊利石, 但两者的伊利石却是不同的. 珠江的伊利石由于长期接受温暖、潮湿的气候条件影响, 化学风化作用强, 其伊利石结晶度偏低(结晶度的值偏高), 在 0.19°~0.24°Δ2θ范围内(平均为 0.225°Δ2θ)[23,24]; 而台湾岛由于构造活动和季风/台风降雨的影响, 机械剥蚀作用十分强烈, 其伊利石结晶度偏高(结晶度的值偏低), 在 0.12°~0.18°Δ2θ范围内(平均为0.159°Δ2θ)[25]. 根据 MD05-2904 孔伊利石结晶度的分布可以看出(图 5), 阶段Ⅱ的珠江物源成分相对最多, 阶段Ⅰ次之, 阶段Ⅲ最少.

2.3 物源区相对贡献量的时间序列变化

前人对南海东北部现今不同物源区黏土矿物的相对贡献量已有了半定量评估[25], 他们根据南海表层及珠江、台湾岛和吕宋岛这 3 个主要物源区表层沉积物黏土矿物含量及伊利石结晶学参数, 提出对于南海北部陆架海区, 珠江提供 52%, 台湾岛提供 29%, 而吕宋岛提供 19%; 而对于陆坡海区, 珠江提供减为 31%, 台湾岛提供 23%, 吕宋岛提供增加至 46%[25]. 然而, 在地质历史时期特别是在海陆格局发生重大变化的冰期时期, 各物源区对南海北部碎屑矿物的贡献能力可能发生很大变化.

根据上述对 MD05-2904 孔黏土矿物物源区变化的分析, 获得了这样的基本认识: 该站位几乎全部蒙脱石都是源自吕宋岛, 全部高岭石都是源自珠江, 而伊利石和绿泥石分别由台湾岛和珠江提供. 在考虑或假设珠江、台湾岛和吕宋岛这 3 个主要物源区所提供的黏土矿物种类在末次冰期旋回不发生变化的情况下[12,17], 我们采用珠江和台湾岛河流表层沉积物伊利石结晶度的平均值(珠江为0.225°Δ2θ, 台湾岛为0.159°Δ2θ), 对 MD05-2904 孔实测的伊利石结晶度, 采用线性剥离方法区分出珠江和台湾岛提供伊利石的比例, 并用此比例来代表伊利石和绿泥石变化的总体情况估算各物源区相对贡献量的时间序列变化. 结果显示, 3 个主要物源区在 24 ka BP 以来对 MD05- 2904 孔的黏土矿物贡献量表现出阶段性变化, 以全新世的差异性最为显著(图 6). 吕宋岛的贡献实际上就是蒙脱石含量的变化, 在阶段Ⅰ为 30%~40%,

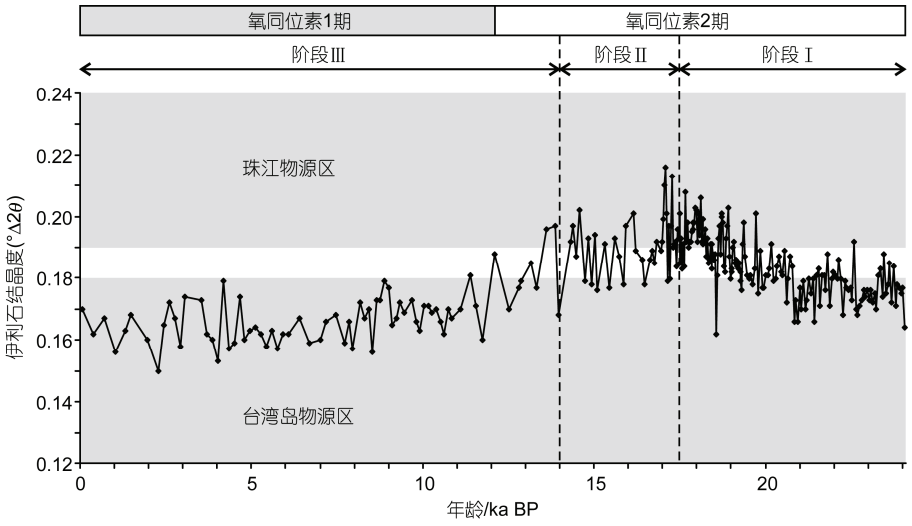


图 5 MD05-2904 孔伊利石物源区的供给变化

珠江表层沉积物中伊利石结晶度资料据文献[23,24], 台湾岛河流资料据文献[25]

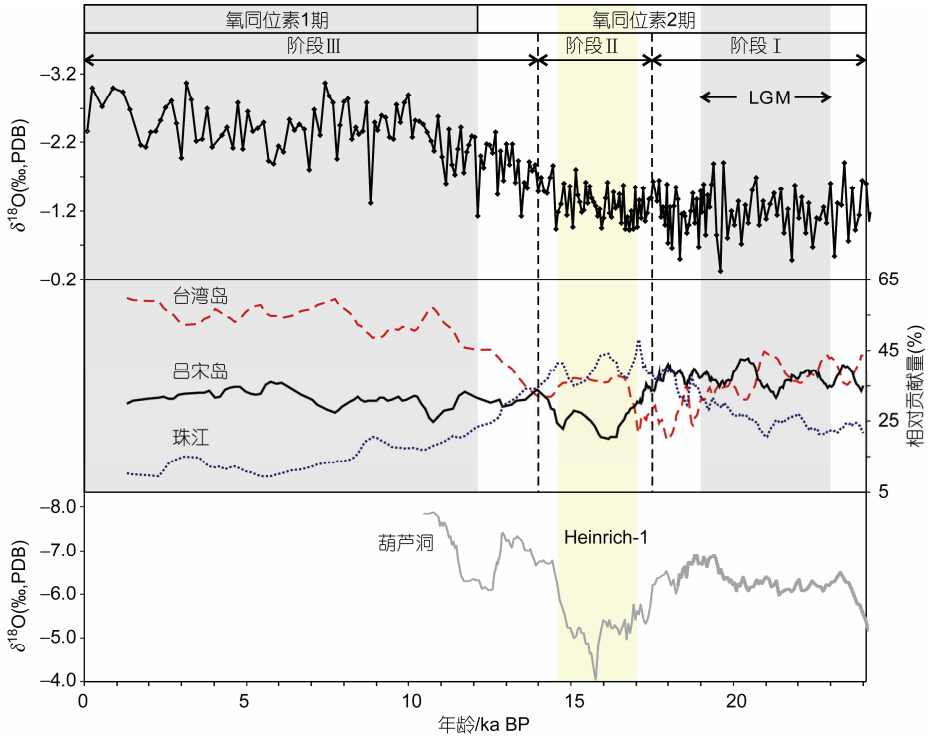


图 6　MD05-2904 孔黏土矿物主要物源区相对贡献量的时间序列变化及其与该孔有孔虫氧同位素曲线和南京葫芦洞石笋氧同位素曲线对比

吕宋岛的黏土矿物贡献直接从蒙脱石含量获得，台湾岛的贡献根据伊利石结晶度剥离获得，而珠江的贡献是根据伊利石结晶度剥离和高岭石含量获得. 考虑到黏土矿物是半定量指标，相对贡献量数据经过了 5 点平均处理. 南京葫芦洞石笋氧同位素曲线据文献[47]

在阶段Ⅱ快速降为 20%~25%，而在阶段Ⅲ恢复到 27%~35%. 台湾岛的贡献在阶段Ⅰ早中期也大致为 30%~40%，但在阶段Ⅰ后期和阶段Ⅱ早期(19~17 ka BP)达到最低值(平均为 25%)，从阶段Ⅱ后期至阶段Ⅲ的全新世中晚期呈上升状态至 55%~60%. 珠江的贡献与高岭石的分布样式十分相似，在阶段Ⅰ和阶段Ⅲ，珠江的贡献仅分别平均为 25%和 15%，但在阶段Ⅱ上升到平均 40%(图 6).

各物源区对南海北部 MD05-2904 孔的黏土矿物相对贡献可能受黏土矿物形成、季风降雨剥蚀、洋流搬运能力以及海平面变化等多种因素影响. 珠江流域长期受温暖和潮湿的东亚季风气候条件影响，加上构造稳定和低起伏的地貌，化学风化作用强烈，促使形成以高岭石为主的黏土矿物组合[23]. 因此，珠江流域的高岭石是岩石在不同时期化学风化作用的叠加产物，不具备黏土矿物沉积时的气候特征，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[24]. 珠江对 MD05-2904 孔黏土矿物贡献的时间序列变化明显受到海平面变化的影响(图 6). 末次冰期时期，南海海平面平均降低约 100 m，古珠江口与 MD05-2904 孔的距离缩短约一半(图 1)，珠江提供的碎屑沉积物可能更容易到达研究站位. 但台湾岛和吕宋岛由于大陆架很窄，100 m 的海平面降低并不明显影响河口位置，因此，台湾岛和吕宋岛在冰期时提供碎屑沉积物的搬运能力可能并没有变化. 根据全球末次冰期的海平面变化曲线[45]，海平面最低值是在末次冰盛期(23~19 ka BP)，这时南海北部的海平面在理论上也是最低的，珠江提供的沉积物在这时最容易到达研究站位，主要由珠江提供高岭石的含量在这个时期应该达到最高值. 然而，根据黏土矿物记录计算的珠江贡献量高值期发生在末次冰盛期后的阶段Ⅱ(17.5~14.0 ka BP)，而在末次冰盛期反而没有突出变化(图 6). 根据现今数字高程模型和沉积厚度恢复的南海西北部古海岸线在 20~15 ka BP 基本保持不变[46]，说明这段时期的南海北部陆坡出露的面积没有随着海平面的上升而明显

缩小. 南京葫芦洞石笋的氧同位素记录(图 6)显示, 这个时期正是东亚季风降雨最弱的阶段[47], 也对应于格陵兰新冰芯(GRIP2)氧同位素记录的 Henrich-1 变冷事件[48], 表明热带辐合带(ITCZ)大幅度南移, 很可能位于出露的南海北部陆架位置, ITCZ 引起的强烈季风降雨可以增强出露陆架的剥蚀能力, 由低海平面时期的古珠江流域搬运至研究站位, 形成珠江在末次冰期以来的最高贡献量时期.

台湾岛由于构造活动和季风/台风降雨的影响, 机械剥蚀作用十分强烈, 构造隆升使其出露的新鲜岩石表面没有足够的时间发生化学风化作用, 季风/台风降雨使其发生侵蚀和搬运, 形成仅有伊利石和绿泥石两种矿物的黏土组合[25]. 因此, 台湾岛河流的伊利石和绿泥石都是代表强烈机械剥蚀作用, 其黏土矿物贡献的种类没有冰期/间冰期的区别. 然而, 台湾岛对南海北部黏土矿物贡献量具有与氧同位素曲线近似平行的特征(图 6), 显示其与海平面升降和东亚夏季风降雨具有密切联系.

吕宋岛虽然也受构造活动和季风降雨的强烈影响, 但其岩性都是以中-基性火山岩和火山质沉积岩为主, 这类岩石在季风降雨的影响下极易发生快速化学风化作用而形成蒙脱石[26]. 这种化学风化作用只要有水的参与就能有效地发生[35]. 因此, 吕宋岛对南海贡献的黏土矿物种类也没有冰期/间冰期的区别, 其河流现代沉积物的蒙脱石含量平均达到 86%, 成为南海东北部蒙脱石矿物的唯一来源. 吕宋岛对南海北部黏土矿物的贡献在阶段Ⅰ维持在平均 38%左右, 在阶段Ⅱ快速降低, 这可能与西太平洋黑潮侵入和南海东北部上层水体涡漩有关[29,49].

3 结论

本文通过对南海北部 MD05-2904 孔末次冰期 24 ka BP 以来高分辨率(平均分辨率 90 a)的黏土矿物学研究, 第一次建立了各主要物源区对南海北部陆坡黏土矿物相对贡献量的时间序列变化. 取得了以下主要结论:

(ⅰ) MD05-2904 孔的黏土矿物主要由伊利石(29%~48%)、蒙脱石(14%~45%)和绿泥石(17%~28%)组成, 含有少量高岭石(6%~14%). 伊利石结晶度的变化范围为 0.15~0.22°Δ2θ. 黏土矿物含量和伊利石结晶度的变化没有呈现冰期-间冰期的旋回特征.

(ⅱ) 物源区分析显示, MD05-2904 孔的几乎全部蒙脱石都是源自吕宋岛, 全部高岭石都是源自珠江, 而伊利石和绿泥石分别由珠江和台湾岛提供.

(ⅲ) 各物源区对 MD05-2904 孔黏土矿物相对贡献的时间序列变化显示, 吕宋岛和台湾岛的贡献在阶段Ⅰ都维持在 30%~40%, 而珠江的贡献平均仅有 25%; 在进入阶段Ⅱ后, 吕宋的贡献快速降为 20%~25%, 台湾岛的贡献从阶段Ⅱ早期的平均 25%上升至平均 35%, 而珠江的贡献上升为平均 40%; 在进入阶段Ⅲ后, 这 3 个主要物源区的贡献显著差异化, 吕宋岛的贡献小幅上升并维持在 27%~35%, 台湾岛的贡献快速上升并维持在 55%~60%, 而珠江的贡献逐渐回落至全新世中晚期的平均 15%. 各物源区的黏土矿物贡献可能受黏土矿物形成、季风降雨剥蚀、洋流搬运能力、以及海平面变化等多种因素影响. 其中, 珠江的贡献量在阶段Ⅱ大幅度增加可能是由于 ITCZ 南移使季风降雨造成出露陆架强烈剥蚀所致.

致谢 本次研究所用样品由国际海洋过去全球变化计划(IMAGES)的 MARCO POLO 航次提供, 法国巴黎第十一大学沉积与地球动力学实验室提供实验条件, 在此一并致谢.

参考文献

1 Hay W W, Sloan J L, Wold C N. Mass/age distribution and composition of sediments on the ocean floor and the global rate of sediment subduction. J Geophys Res, 1988, 93: 14933—14940
2 Clift P D. Controls on the erosion of Cenozoic Asia and the flux of clastic sediment to the ocean. Earth Planet Sci Lett, 2006, 241: 571—580
3 黄维, 汪品先. 渐新世以来的南海沉积量及其分布. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36: 822—829
4 Griffin J J, Windom H, Goldberg E D. The distribution of clay minerals in the world ocean. Deep-Sea Res, 1968, 15: 433—459
5 Rateev M A, Gorbunova Z N, Lisitzyn A P, et al. The distribution of clay minerals in the oceans. Sedimentology, 1969, 13: 21—43
6 Fagel N, Hillaire-Marcel C, Robert C. Changes in the western boundary undercurrent outflow since the last glacial maximum, from smec-

tite/illite ratios in deep Labrador Sea sediments. Paleoceanography, 1997, 12: 79—96
7 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
8 Colin C, Turpin L, Bertaux J, et al. Erosional history of the Himalayan and Burma ranges during the last two glacial-interglacial cycles. Earth Planet Sci Lett, 1999, 171: 647—660
9 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
10 Wang P, Prell W L, Blum P, et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports, 2000, 184: 1—77
11 Clift P, Lee J I, Clark M, et al. Erosional response of South China to arc rifting and monsoonal strengthening: A record from the South China Sea. Mar Geol, 2002, 184: 207—226
12 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
13 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
14 Liu Z, Colin C, Trentesaux A, et al. Erosional history of the eastern Tibetan Plateau over the past 190 kyr: Clay mineralogical and geochemical investigations from the southwestern South China Sea. Mar Geol, 2004, 209: 1—18
15 Boulay S, Colin C, Trentesaux A, et al. Sediment sources and East Asian monsoon intensity over the last 450 ka: Mineralogical and geochemical investigations on South China Sea sediments. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2005, 228: 260—277
16 Wan S, Li A, Clift P D, et al. Development of the East Asian monsoon: Mineralogical and sedimentologic records in the northern South China Sea since 20 Ma. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2007, 254: 561—582
17 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: 271—280
18 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. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 184. College Station: Ocean Drilling Program, Texas A&M University, 2003. 1—21
19 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: 272—279
20 刘志飞, 赵玉龙, 李建如, 等. 南海西部越南岸外晚第四纪黏土矿物记录: 物源分析与东亚季风演化. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 39: 1176—1184
21 Laj C, Wang P, Balut Y, et al. MD147-MARCO POLO IMAGES XII Cruise Report. Brest: Institut Polaire Français, 2005
22 葛黄敏, 李前裕, 成鑫荣, 等. 南海北部晚第四纪高分辨率浮游氧同位素地层学及其古气候信息. 地球科学, 2010, 35, doi: 10.3799/dqkx.2010.000
23 Liu Z, Colin C, Huang W, et al. Climatic and tectonic controls on weathering in South China and the Indochina Peninsula: Clay mineralogical and geochemical investigations from the Pearl, Red, and Mekong drainage basins. Geochem Geophys Geosyst, 2007, 8: Q05005, doi:10.1029/2006GC001490
24 刘志飞, Colin C, 黄维, 等. 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. 科学通报, 2007, 52: 448—456
25 Liu Z, Tuo S, Colin C, et al. Detrital fine-grained sediment contribution from Taiwan to the northern South China Sea and its relation to regional ocean circulation. Mar Geol, 2008, 255: 149—155
26 Liu Z, Zhao Y, Colin C, et al. Chemical weathering in Luzon, Philippines from clay mineralogy and major-element geochemistry of river sediments. Appl Geochem, 2009, 24: 2195—2205
27 Liu Z, Colin C, Li X, et al. Clay mineral distribution in surface sediments of the northeastern South China Sea and surrounding fluvial drainage basins: Source and transport. Mar Geol, 2010, 277, doi: 10.1016/j.margeo.2010.08.10
28 Webster P J. The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions. Rev Geophys, 1994, 32: 427—476
29 Fang G, Fang W, Fang Y, et al. A survey of studies on the South China Sea upper ocean circulation. Acta Oceanogr Taiwan, 1998, 37: 1—16
30 Qu T, Girton J B, Whitehead J A. Deepwater overflow through Luzon Strait. J Geophys Res, 2006, 111: C01002, doi: 10.1029/2005-JC003139
31 Wang Y, Ren M E, Zhu D. Sediment supply to the continental shelf by the major rivers of China. J Geol Soc London, 1986, 143: 935—944
32 Caruso M J, Gawarkiewicz G G, Beardsley R C. Interannual variability of the Kuroshio intrusion in the South China Sea. J Oceanogr, 2006, 62: 559—575

33 Holtzapffel T. Les Minéraux Argileux: Préparation, Analyse Diffractométrique et Determination. Soc Géol Nord Publ 12, 1985. 1—136
34 Petschick R. MacDiff 4.2.2. http://servermac.geologie.un-frankfurt.de/Rainer.html, 2000
35 Chamley H. Clay Sedimentology. Berlin: Springer, 1989. 1—623
36 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
37 Mix A C, Bard E, Schneider R. Environmental processes of the ice age: Land, oceans, glaciers (EPILOG). Quat Sci Rev, 2001, 20: 627—657
38 Trentesaux A, Liu Z, Colin C, et al. Pleistocene paleoclimatic cyclicity of southern China: Clay mineral evidence recorded in the South China Sea (ODP Site 1146). In: Prell W L, Wang P, Blum P, et al, eds. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 184. College Station: Ocean Drilling Program, Texas A&M University, 2003. 1—10
39 Boulay S, Colin C, Trentesaux A, et al. Sedimentary responses to the Pleistocene climatic variations recorded in the South China Sea. Quat Res, 2007, 68: 162—172
40 邵磊, 乔培军, 庞雄, 等. 南海北部近代沉积物钕同位素分布及意义. 科学通报, 2009, 54: 98—103
41 Xu K, Milliman J D, Li A, et al. Yangtze- and Taiwan-derived sediments on the inner shelf of East China Sea. Continent Shelf Res, 2009, 29: 2240—2256
42 Milliman J D, Syvitski J P M. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers. J Geol, 1992, 100: 525—544
43 Dadson S J, Hovius N, Chen H, et al. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. Nature, 2003, 426: 648—651
44 Huh C-A, Lin H-L, Lin S-W, et al. Modern accumulation rates and a budget of sediment off the Gaoping (Kaoping) River, SW Taiwan: A tidal and flood dominated depositional environment around a submarine canyon. J Mar Syst, 2009, 76: 405—416
45 Waelbroeck C, Labeyrie L, Michel E, et al. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. Quat Sci Rev, 2002, 21: 295—305
46 姚衍桃, Harff J, Meyer M, 等. 南海西北部末次盛冰期以来的古海岸线重建. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39: 753—762
47 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. Science, 2001, 294: 2345—2348
48 Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature, 1993, 364: 218—220
49 Yuan D, Han W, Hu D. Surface Kuroshio path in the Luzon Strait area derived from satellite remote sensing data. J Geophys Res, 2006, 111: C11007, doi: 10.1029/2005JC003412