科学通报 2012 年 第 57 卷 第 23 期: 2145 ~ 2157
自然科学基金项目进展专栏 论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

西太平洋暖池晚第四纪黏土矿物的冰期旋回和岁差周期

吴家望, 刘志飞*, 周超

同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092
* 联系人, E-mail: lzhifei@tongji.edu.cn

2011-12-30 收稿, 2012-04-18 接受
国家杰出青年科学基金(40925008)、国家自然科学基金重大研究计划(91128206)和国家重点基础研究发展计划(2007CB815906)资助

摘要 西太平洋暖池晚第四纪 370 ka BP 以来的黏土矿物含量呈现明显的冰期-间冰期旋回变化, 蒙脱石(62%~91%)为主要的黏土矿物, 含量在冰期时增高, 间冰期时下降; 绿泥石(4%~21%)、伊利石(4%~12%)和高岭石(2%~10%)含量依次递减, 三者具有相同的变化型式, 并与蒙脱石含量的变化呈镜像关系. 研究认为, 以蒙脱石为主的黏土矿物是陆源碎屑成因, 绝大部分来自新几内亚岛的河流输入. 黏土矿物含量在冰期-间冰期旋回上的变化与海平面升降有关. 在海平面较低时, 新几内亚岛的河流物质更容易穿越狭窄的陆架, 直接输入向西流动的次表层流, 汇入赤道潜流而最终沉积至西太平洋暖池核心区. 蒙脱石含量的岁差周期反映了物源区新几内亚岛的机械剥蚀强度, 表现为河流径流量的大小, 受控于降雨量的分布, 指示了赤道辐合带(ITCZ)在轨道尺度上的经向迁移.

关键词
黏土矿物
冰期旋回
岁差周期
赤道辐合带
晚第四纪
西太平洋暖池

西太平洋暖池(Western Pacific Warm Pool)吸收太阳辐射最多、表层水温最高、季风环流最活跃, 因而也是赤道辐合带(intertropical convergence zone, ITCZ)季节性迁移幅度最大的区域[1]. 因此, 伴随着大气环流的大规模反转和降雨带的大范围变动, ITCZ 的经向迁移控制着西太平洋暖池地区季节性变化的海表温度和盐度、降雨量、陆地径流量和陆地植被等气候和环境因素[2~4].

西太平洋暖池地区常年保持着丰沛降雨和温暖气候, 使包括东南亚在内的大陆和岛屿成为全球陆地风化剥蚀和搬运最强烈的区域, 每年向海洋输送约占全球总量 70%的陆源物质[5]. 其中, 新几内亚岛(New Guinea)面积只有 8×10^5 km^2, 河流输入高达 1.7×10^9 t/a, 与整个北美洲相当[6,7].

如此活跃的气候降雨带、丰富的陆源输入量, 使西太平洋暖池在海陆相互作用的研究领域中占有重要的科学地位. 然而, 前人的研究大多针对暖池的温盐特征[8,9], 或者集中于暖池地区河流输入"从源到汇"(source-to-sink, S2S)的现代过程[10,11], 而较少涉及陆源沉积在时间序列上的变化. 黏土矿物作为深海沉积中最主要的陆源碎屑组分, 其垂向上的变化不仅可以指示物源区陆地同时期的风化剥蚀作用[12,13], 还可以反映物源区供给与洋流搬运的控制特征[14,15]. 因此, 本文利用国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目"大洋碳循环和气候演变的热带驱动", 于 2008 年 12 月组织的西太平洋暖池区专题航次(KX08-973), 搭载"科学一号"科考船获取的柱状岩芯 KX21-2 和若干站位表层样(岩芯顶部样品), 通过分析黏土矿物组合及其物源在时间序列上的变化, 结合岩芯扫描的元素地球化学数据, 来探讨暖池区晚第四纪 370 ka BP 以来的陆地风化剥蚀作用及其对冰期旋回和岁差周期的响应.

1 区域背景

KX21-2 岩芯位于西太平洋暖池核心区(以 29℃表层海水等温线为界)的翁通-爪哇海台之上. 研究表明, 位于其西南方位的新几内亚岛可能是翁通-爪哇海台陆源物质的重要物源[10,16~18].

英文版见: Wu J W, Liu Z F, Zhou C. Late Quaternary glacial cycle and precessional period of clay mineral assemblages in the Western Pacific Warm Pool. Chin Sci Bull, 2012, 57, doi: 10.1007/s11434-012-5277-x

新几内亚岛全年在赤道气团的控制下, 形成高温多雨气候. 由于 ITCZ 位置的迁移、季风的影响以及高山地形等因素, 降雨量的分布具有明显的区域和季节性差异. 北部沿岸年降水约为 2500~3000 mm, 中部山区则高达 4000 mm(http://www.worldweather.org). 11 月~次年 4 月盛行西北季风, ITCZ 南移, 为新几内亚岛的主要雨季; 5~10 月则盛行东南季风, ITCZ 位置偏北, 降雨较小[18~20].

新几内亚岛中部由海拔大于 4000 m、北西-南东向的山脉链组成. 河流多发源于中部山区, 沿海广泛分布由火山作用或珊瑚礁形成的岛屿. 岩石组合以中-基性火山岩和第四纪沉积为主, 并伴有中-基性侵入岩和变质岩[21]. 由于高山地形对大气环流的影响, 中部山区的降雨量极强(12000 mm/a)[11,22]; 加之地震、火山等构造活动发育, 相对年轻的岩石较易被剥蚀, 故形成经常性的山洪泥石流及其他搬运过程[5,6]. 因此, 虽然新几内亚岛的河流流量只及亚马逊河的 70%, 但沉积物的输送量是其的 1.5 倍[6,7].

新几内亚岛供应高达 1.7×10^9 t/a 的河流物质, 但有多少能被输入深海则取决于沉积环境, 影响因素包括陆架梯度、搬运途径和洋流模式等[11]. 南部的巴布亚湾(Gulf of Papua)具有宽阔(约 150 km)、平缓(坡度约 1:750)的陆架(图 1)[11]. 研究表明, 以 Fly 河为主的河流物质大部分沉积在河口, 而不能穿越陆架, 只有极小部分(<5%)[11]可能通过雾状层(nepheloid layer)搬运入深海[10,23,24]. 新几内亚岛北部位于澳大利亚板块边缘, 河流供应高达 0.86×10^9 t/a, 但情况与南部截然相反[6,7]. 以 Sepik 河为例(图 1), 其陆架狭窄(<10 km)而且陡峭(坡度约 1:50), 有一海底峡谷延伸至河口[11]. 考虑到陆架极低的储藏能力、被填充的海沟以及低估的突发性事件(如泥石流)[7], 前人研究认为, 约 90%的河流物质可沿海底峡谷穿越陆坡而向深海搬运[10].

新几内亚岛及其周边群岛的地理分布, 结合南赤道流(SEC), 构成了该区复杂的洋流格局(图 1)[25~29]. 表层洋流受控于季风的变化, 11~次年 4 月向东南流动, 5~10 月则流向西北, 例如新几内亚沿岸流(NGCC)[28]. 次表层洋流(水深范围 50~400 m)则相对稳定, 受风场、潮汐等影响较小. 由于陆地和岛屿的阻碍, SEC 的流动分别形成了大堡礁潜流(GBRUC)、新几内亚沿岸潜流(NGCUC)、新西兰沿岸潜流(NICUC)、以及圣乔治潜流(SGUC)等次表层流, 最终汇入赤道潜流(EUC)(图 1).

2 材料与方法

KX21-2 岩芯(1°25.01′S, 157°58.91′E, 水深 1897 m, 原编号 KX08-97321-2)长为 6.31 m, 主要为灰白色有孔虫软泥, 无明显生物扰动. 年代框架基于浮游有孔虫 *Globegerinoides ruber* 的 δ^{18}O 曲线与 LR04 标准化曲线的对比, 结果显示 KX21-2 岩芯底部为氧同位素 10 期(约 370 ka BP)[30]. 本文的黏土矿物学分析先对整段岩芯进行 5 cm 间隔取样, 再按 1 cm 间隔加密各冰消期, 平均时间分辨率为 0.8 ka, 共计 425 个样品. 此外, 本文还分析了 3 个采自新几内亚岛北部沿岸的岩芯表层样. 同时, 对整段岩芯开展了元素地球化学高分辨率分析(XRF 岩芯扫描)和黏土矿物的抽样电子显微镜观察.

黏土矿物学分析采用黏土粒级矿物(<2 μm)定向薄片的 X 射线衍射方法(XRD)[31], 样品的预处理和黏土粒级颗粒定向薄片的制作方法据文献[15,32]. 分析使用 PANalytical X'Pert PRO 衍射仪, CuKα 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℃烘箱中加热 2 h)预处理过的样品薄片进行测试.

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, 每个波峰参数的半定量计算使用 MacDiff 软件[33]在乙二醇曲线上进行[15,32]. 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. 高岭石和绿泥石的相对比例通过拟合 0.357 nm/0.354 nm 峰面积比确定. 该方法半定量计算的系统误差约为 5%[31], 样品的重复分析精度为±2%(2σ)[34]. 另外, 蒙脱石结晶度为 1.7 nm 半峰宽, 数值越高代表结晶度越低, 可用于指示热带地区水解作用的强弱[35,36]. 同时, 利用长石(0.319~0.324 nm)和石英(0.426 nm)的峰面积比, 代表黏土粒级的长石与石英含量比值(长石/石英), 用于指示风化剥蚀强度, 该参数的应用已有较多成功的先例[37,38].

元素地球化学分析由 Avaatech 岩芯扫描 X 荧光光谱仪(XRF Core Scanner)进行, 分辨率为 1 cm, 以 cps(counts per second)为强度计量单位. 为了尽可能消除稀释效应、粒径分布、含水量等因素的影响, 我

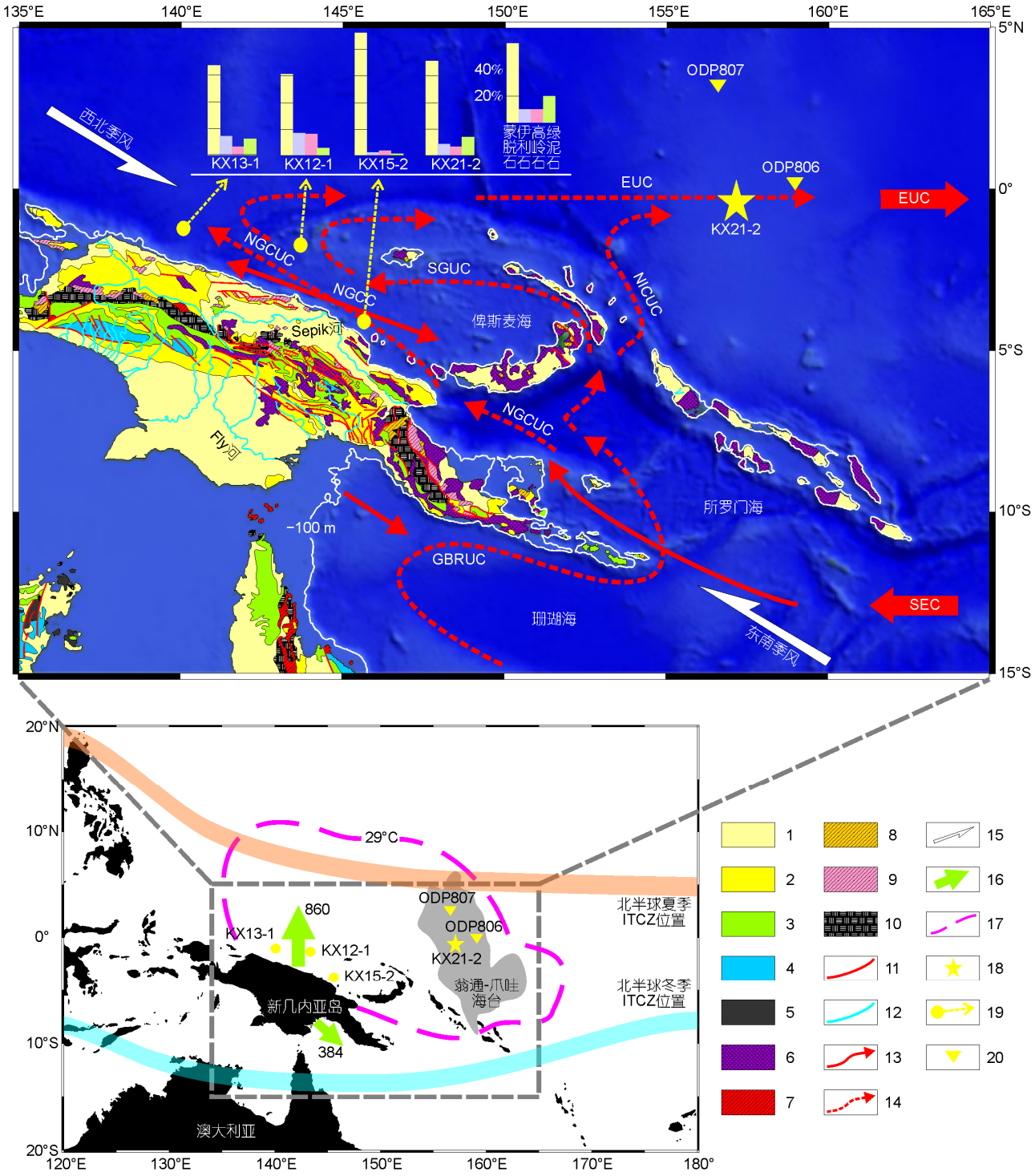


图 1　西太平洋暖池区域地质和海洋学背景图以及所研究岩芯的位置

1, 第四纪沉积; 2, 第三纪沉积岩; 3, 中生代沉积岩; 4, 古生代沉积岩; 5, 前寒武沉积岩; 6, 中-基性喷出岩; 7, 酸性侵入岩; 8, 中性侵入岩; 9, 基性侵入岩; 10, 变质岩; 11, 断层; 12, 河流; 13, 表层洋流[28]: 新几内亚沿岸流(NGCC); 14, 次表层洋流[23~29]: 南赤道流(SEC), 大堡礁潜流(GBRUC), 新几内亚沿岸潜流(NGCUC), 圣乔治潜流(SGUC), 新西兰沿岸潜流(NICUC), 赤道潜流(EUC); 15, 季风[11,18]; 16, 陆源河流输入量(10^6 t/a)[6,7]; 17, 暖池核心区; 18, 本文的研究站位; 19, 本文分析的岩芯表层样及其黏土矿物组合; 20, 本文涉及的其他站位; 区域地质背景图修改自文献[21]; ITCZ 平均位置据文献[1]

们采用同一电压下所测元素的总量(total counts)作标准化, 以指示给定元素的盈亏. 本文选取 Fe 元素进行讨论. 该指标的可靠性已被 Revel 等人[39]证实, 并成功用于指示非洲季风的演变.

黏土矿物的抽样形貌观察由 Phillips XL-30 扫描电子显微镜完成, 同时搭配 EDAX SDD 能谱仪进行单个矿物的主要元素含量分析. 以上所有实验的样品制备、测试和分析都在同济大学海洋地质国家重点实验室完成. 频谱分析使用 Schulz 和 Mudelsee 开发的 Redfit 35 软件[40].

3 结果

KX21-2 岩芯晚第四纪 370 ka BP 以来黏土矿物分析表明, 黏土矿物含量呈现明显的冰期-间冰期旋回变化(图 2). 其中, 蒙脱石占绝大部分(62%~91%), 在冰期时增高, 间冰期降低, 尤其在海平面快速变化时期(冰消期)出现峰值; 而绿泥石(4%~21%)、伊利石(4%~12%)和高岭石(2%~10%)依次递减, 三者具有相同的变化型式, 并与蒙脱石呈镜像关系, 冰期时含量较间冰期为低. 蒙脱石含量与长石/石英比值具有很好的正相关性, 并基本与蒙脱石结晶度呈负相关(图 3).

新几内亚岛北部沿岸的岩芯表层样品与 KX21-2 岩芯的黏土矿物组合基本相似(表 1), 以蒙脱石为主, 含少量绿泥石、伊利石和高岭石. 而且, 离岸线越近, 蒙脱石含量越高(图 1). KX15-2 同时处在 Sepik 河的河口和 NGCUC 的路径上, 其表层样的蒙脱石含量高达 92%, 而且蒙脱石结晶度和长石/石英比值都远高于其他表层样品(表 1).

XRF 元素地球化学的半定量分析显示, Fe 含量与蒙脱石的变化趋势基本一致, 而且呈现更高频率的波动(图 2). 抽样电子显微镜观察表明, 黏土矿物的颗粒都是陆源碎屑, 并未发现自生矿物的特征形态(图 4).

4 讨论

4.1 蒙脱石的成因

海洋黏土矿物的成因解释目前尚存争议, 一般要根据具体的矿物学特征、环境和气候条件、以及区域地质背景来判别. Biscaye[41]奠定了利用 XRD 半定量分析黏土矿物的基础, 此后大量的调查研究表明, 世界大洋中黏土矿物的含量大致呈纬向带状分布, 与邻近大陆的气候和岩石类型相关, 故推断海洋中

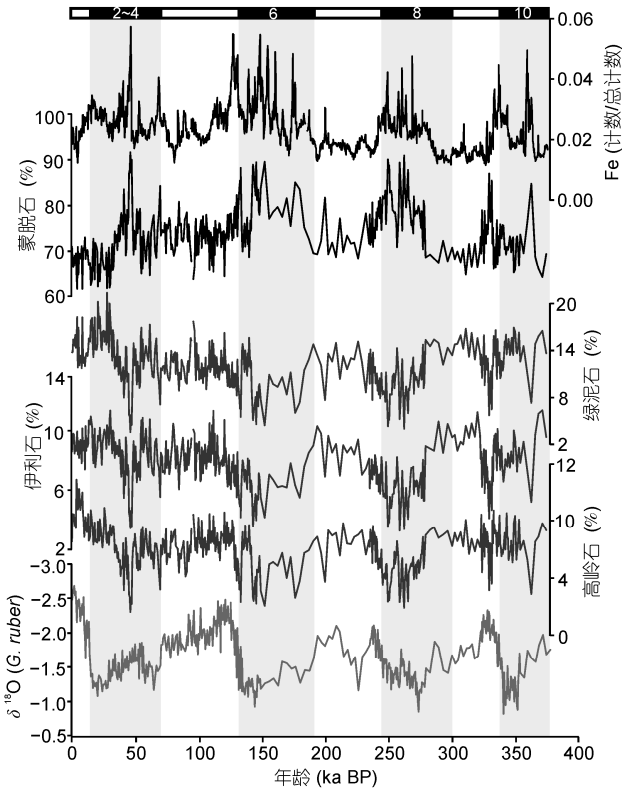


图 2 KX21-2 岩芯 370 ka BP 以来黏土矿物组合、Fe 含量以及浮游有孔虫氧同位素地层

浮游有孔虫氧同位素年龄框架据文献[30]

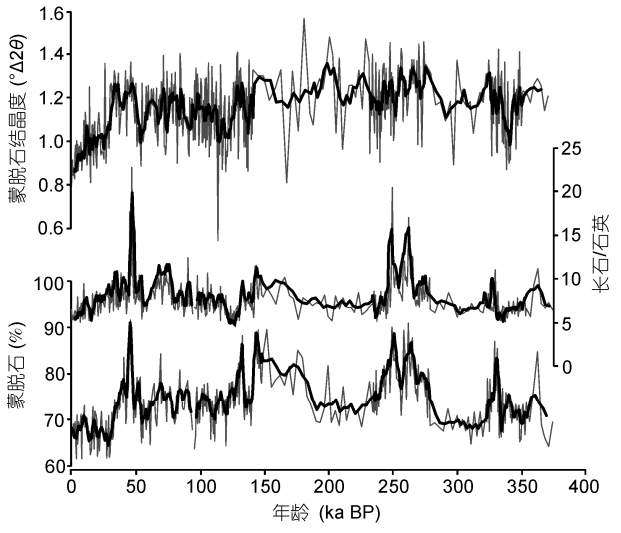


图 3 KX21-2 岩芯蒙脱石含量与长石/石英比值、蒙脱石结晶度的对比

粗线分别为各自的 5 点平均线

表 1　KX21-2 岩芯以及新几内亚岛北部沿岸的岩芯表层样品的黏土矿物组合与特征参数

站号	纬度(S)	经度(E)	蒙脱石(%)	伊利石(%)	高岭石(%)	绿泥石(%)	蒙脱石结晶度(°Δ2θ)	长石/石英
KX21-2	01°25.01′	157°58.91′	71	9	7	14	0.79	6.50
KX12-1	01°48.82′	143°40.09′	61	17	16	6	0.99	6.34
KX13-1	01°14.36′	140°00.92′	68	14	6	12	0.91	8.48
KX15-2	04°07.26′	145°36.21′	92	3	4	1	0.76	11.96

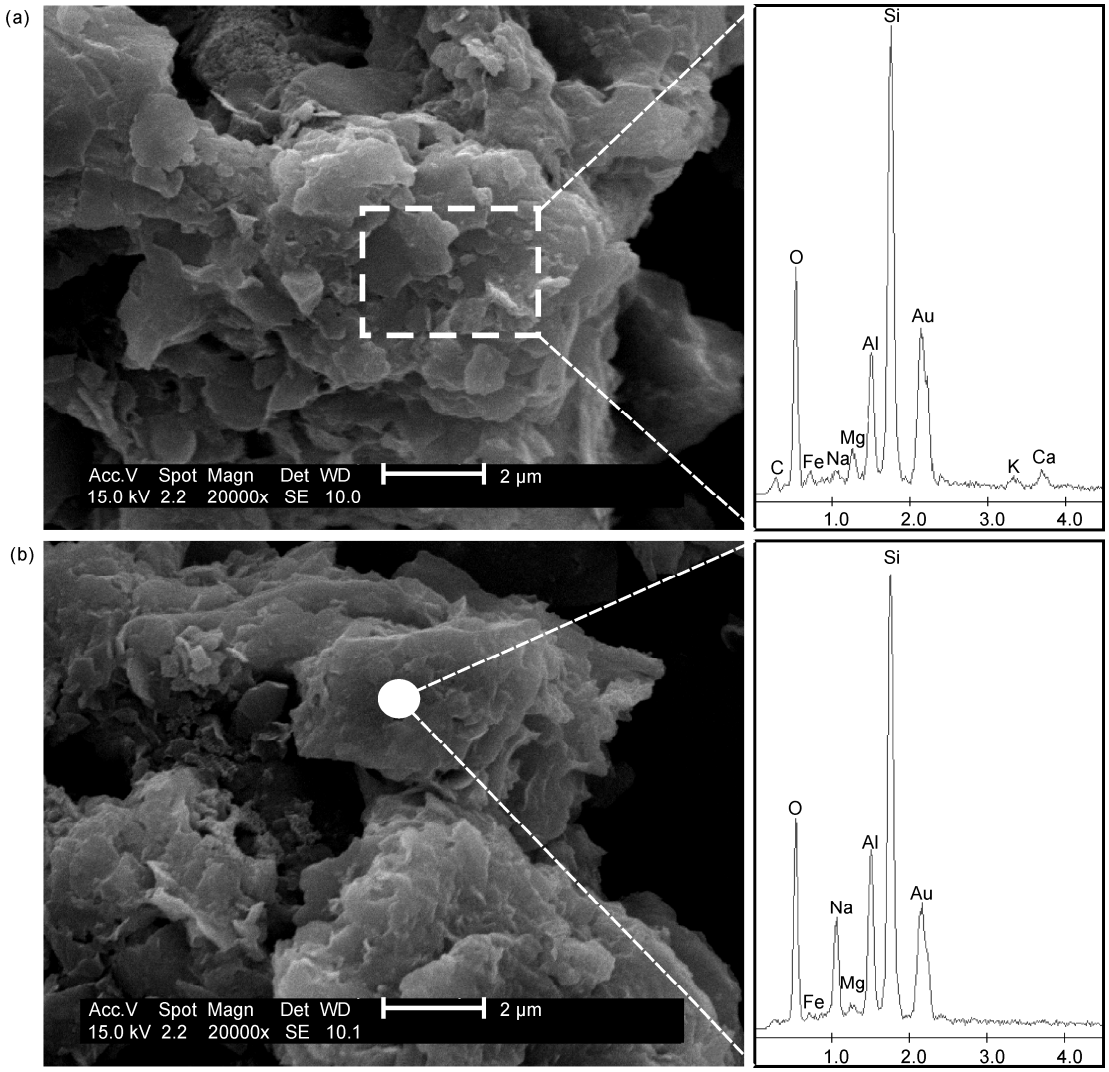


图 4　KX21-2 岩芯抽样扫描电子显微镜图像(左)以及对应的能谱分析图谱(右)

样品(<20 μm)分别取自深度 0.85 m (a)和 5.30 m (b)

的黏土矿物直接来源于大陆, 尤其是源于土壤[42,43]. 其中, 热带地区强烈的风化作用表现为高岭石发育, 高纬地区则盛行伊利石和绿泥石, 指示冰川的剥蚀作用. 现代北大西洋深海沉积物中伊利石的 K-Ar 同位素测年, 显示其年龄级为“亿年”, 说明其来源于周边古老的大陆岩石及其风化产物[41]. 考虑到所需的特殊环境(pH 条件、元素成分), 一般认为高岭石和绿泥石很难在海洋中自生[43]. 虽然洋壳蚀变或海洋沉积物的接触变质作用(玄武质熔岩的侵入)有可能产生绿泥石[12], 但由于特征明显、范围有限, 影响可忽略. 因此, 有观点认为海洋中自生成因黏土矿物的含量不超过 10%[43].

但是, 海洋中蒙脱石含量没有清晰的纬向分布模式, 具有区域性增加的现象. 对此一般有 3 种解释: 陆源的相对输入、差异沉降以及自生蒙脱石. Liu 等人[36]对吕宋岛弧河流表层沉积物的分析表明, 蒙脱石含量占绝大多数(86%), 相信是中-基性火山岩风化的结果, 并构成南海北部蒙脱石的最主要物源. 高岭石与蒙脱石的差异沉降常被用于解释海洋中蒙脱石的分布规律: 颗粒相对较大的高岭石在遇到碱性海水后首先沉积, 而细粒蒙脱石可随洋流搬运较远, 造成其在向海的方向上逐渐富集. 典型的例子有墨西哥湾北部(密西西比河)[44]和几内亚湾(尼日尔河)[45]. 鉴于低沉积速率、强火山-热液活动、富铁金属沉积矿床发育等环境因素, 一般认为南太平洋的蒙脱石富集是自生作用所致[43]. 大量的研究也证实, 中-基性火山岩在水的参与下极易快速转变为蒙脱石[12,43,45].

翁通-爪哇海台的形成源于白垩纪时地幔玄武岩岩浆的喷发, 其基底为中-基性火山岩. Banerjee 等人[46]通过分析 ODP 第 192 航次在翁通-爪哇海台上获取的基岩样品, 发现了清晰的蒙脱石低温蚀变(low-temperature alteration)的现象. 因此, 在正确运用黏土矿物学进行古环境变化解释之前, 需要确定 KX21-2 岩芯的蒙脱石成因.

一般认为, 多种手段相结合可有效判别蒙脱石的成因, 比如物源分析、矿物形态、结晶度、化学成分、REE 模式和组合矿物特征等[47]. 首先, KX21-2 岩芯的黏土矿物组合(以蒙脱石为主)与邻近陆地的区域地质背景相符(新几内亚岛的岩石组合以中-基性火山岩与沉积岩为主; 见图 1), 与物源分析相符(见本文 4.2). 其次, 抽样的电子显微镜观察没有发现自生黏土矿物的特征形态(如蜂窝状等); 再结合能谱分析的结果, 富含 Fe, Mg, Na 的蒙脱石[12]呈层片状堆积(图 4), 表明黏土矿物颗粒都是陆源碎屑, 可忽略沉积后的成岩作用. 第三, 由于自生黏土矿物的特征是均一、快速、大量[43], 说明 KX21-2 岩芯较低的黏土矿物含量(约 20%)是由地理位置决定的, 并不是由火山物质在海洋环境中蚀变而成. 最重要的, 蒙脱石含量分别与长石/石英比值、蒙脱石结晶度具有很好的对应性(图 3), 而且蒙脱石含量与长石/石英比值的频谱分析结果相似, 说明蒙脱石的来源与风化剥蚀作用直接相关, 有力地显示了 KX21-2 岩芯的蒙脱石为陆源碎屑成因, 同时也表明翁通-爪哇海台的晚第四纪沉积物并未遭受成岩作用的影响, 与基岩的情况不同[46].

4.2 黏土矿物的物源

前人根据 ODP 第 130 航次的沉积学研究, 认为翁通-爪哇海台接受了多个物源区的风尘沉积[48], 包括来自亚洲、邻近陆地等源区的风尘颗粒. Rea[49]提出由于 ITCZ 位置的经向迁移, 使得亚洲风尘可依次由西风、东北信风在不同高度搬运, 最终沉降至赤道海区. Zhang 等人[50]通过分析 ODP807 站的有孔虫等生源指标发现, 暖池核心区表层生产力的增高与营养物质供给的途径无关, 故推断与亚洲风尘的供应有关. 而且, Patterson 等人[51]和 Winckler 等人[52]分别利用 ^{4}He 和 ^{232}Th 的通量恢复了 ODP806 站的风尘输入历史, 认为亚洲风尘为翁通-爪哇海台的重要物源, 而且响应冰期旋回上的气候变化. Guo 等人[53]将西峰黄土(Xifeng Loess)的 Fe 通量与 ODP806 站的 ^{232}Th 通量进行了对比, 两者良好的对应性进一步支持了这一认识. 另外, 赤道太平洋的地球化学研究也显示, 风尘的输入占据一定比重[54~56].

然而, 无论是遥远的亚洲风尘或是邻近的澳大利亚风尘, 都不具备成为翁通-爪哇海台黏土矿物主要物源的条件. 第四纪黄土的黏土矿物组合以伊利石为主, 蒙脱石含量极低(<10%)[57,58], 故以黄土为主的亚洲风尘不可能构成 KX21-1 岩芯黏土矿物的主要物源. 另一个可能是澳大利亚风尘, 但地质记录和模拟研究都表明, 北西-南东向的传输路径导致澳大利亚风尘很难到达暖池核心区[59]. 此外, 研究表明[12,43], 蒙脱石和绿泥石分别富含 Fe^{3+}和 Fe^{2+}; 又因为 Fe 含量与绿泥石含量的变化趋势相反而与蒙脱石相同, 并呈现更高频率的波动(图 2), 说明 Fe 主要由蒙脱石携带, 可用于指示蒙脱石的变化. 现代观测和模拟的结果都认为, 风尘沉积对赤道西太平洋的影响有限, 表现为风尘 Fe 通量低(<10 mg m^{-2} a^{-1})[60,61], 无季节性变化[62], 进一步证实蒙脱石主要不是来自风尘, 而必定另有物源.

重新审视风尘的证据, 有一些值得推敲的地方. 首先, Krissek 和 Janecek [48]发现了 33 Ma 以来蒙脱石含量稳定的高值, 认为蒙脱石的来源与亚洲风尘无关, 但考虑到翁通-爪哇海台远离陆地, 河流输入对其供应有限, 遂将蒙脱石的主要来源归于邻近陆地的风尘, 显然缺乏证据. 同时, 他们的研究发现, 3~7 Ma 期间蒙脱石含量升高, 这与新几内亚岛剧烈的构

造运动及其所导致的陆源物质入海增多和洋流格局变动[63], 在时间上具有良好的对应性. 其次, 不同方法推算的赤道太平洋风尘通量具有很大差异, 往往比模拟的结果高出一个量级[52]. 这种情况可归因于堆积速率的计算: ^{230}Th 校正方法的可靠性是一系列风尘通量研究的基础[52,54,55], 但目前遭受到严重的质疑[64,65], 还需要更多现代观测数据的验证和约束. 第三, 若承认风尘是赤道太平洋陆源输入的主要部分, 由于降水对风尘的冲刷作用, 在 ITCZ 的位置(约 3°~7°N)应出现陆源通量的峰值, 而且可见该峰值在时间上响应 ITCZ 位置的变化, 而这尚未完全验证[55]. 另外, 赤道太平洋的物源对于纬度的变化极其敏感[56], 区域性的影响十分明显, 应予认真考虑.

基于以上分析, 本文认为翁通-爪哇海台的陆源物质主要由新几内亚岛的河流提供. 这一观点得到了大量前人研究结果的支持, 包括大陆边缘计划(Margins)的 S2S 项目、全球联合海洋通量研究(joint global ocean flux study, JGOFS)、热带计划(tropical river ocean processes in coastal settings, TROPICS)等. 以下简要说明 3 个方面的证据: 河流输入量、"从源到汇"过程、洋流格局.

第一, Milliman 和 Syvitski[5]的研究打破了固有的认识: 在此之前, 小型高山河流在陆源贡献量方面的重要性一直被低估, 尤其是考虑到高山河流的发育往往伴随着主动型大陆边缘. 强烈的降雨量、活跃的构造活动、易剥蚀的岩性特征, 以及河流海拔落差大、搬运距离短、汇水面积小等因素, 造成新几内亚岛极强的机械剥蚀作用. 例如, Sepik 河的流域面积只有 77700 km^2, 贡献量可达 1×10^8 t/a; 实测结果表明, 中下游的输沙量超过 1000 t km^{-2} a^{-1}[11,22]. 第二, 此前认为, 河流携带的物质会在河口附近沉积, 并不能直接输送入深海, 关于黏土矿物分布的研究也证实这一点[41~43]. 然而, 随着"从源到汇"过程的深入理解, 现在认识到这个观点并不是绝对的. 新几内亚岛的南北部即具有截然不同的 S2S 模式. 在高海平面时期, 南部 Fly 河的物质大部分沉积在宽阔的陆架上, 只有少量能在西北季风盛行时由表层流向深海输送, 汇入次表层流[6,7,11,24]. 但若是陆架狭窄的主动型大陆边缘, 河流物质可在重力作用下通过高密度浊流等方式直接穿越陆坡, 甚至可随洋流长距离搬运, 而不受海平面变化的控制, 如北部的 Sepik 河[6,7,10,11,23,24]. 第三, 在暖池区洋流格局的基础上[25~29], 包括 Nd[17]和 Os[66]同位素示踪, Fe, Al 和 Mn 等元素分布[7,18,67,68], REE 模式[16], 模拟实验[69]以及现代观测记录[70]等各类研究都表明, 新几内亚岛的陆源物质可以通过洋流输送至翁通-爪哇海台(图 1). 而且, 这样的洋流格局在早上新世时就已稳定存在[56,63].

结合本文的研究结果, KX15-2 岩芯位于 Sepik 河的河口以及 NGCUC 的路径上, 其表层样的蒙脱石含量高达 92%, 可近似认为是新几内亚岛河流的特征黏土矿物组合. KX12-1 岩芯和 KX13-1 岩芯的位置远离河口, 表层样的蒙脱石含量分别为 61%和 65%, 低于 KX15-2 岩芯位置的蒙脱石含量, 也略低于距离更远的 KX21-1 岩芯的含量(71%), 这可能是由于差异沉降的影响. 其中, KX12-1 岩芯表层样的蒙脱石含量比 KX13-1 岩芯更低, 这很可能是由于其位置离岸线更远, 而且偏离 NGCUC 的路径.

综上, 我们认为 KX21-2 岩芯的黏土矿物主要来自新几内亚岛的河流输入, 其中的蒙脱石占绝大部分. 亚洲风尘也会提供部分黏土矿物, 但所含蒙脱石极低. 因此, 由于两者贡献的黏土矿物组合不同, KX21-2 岩芯黏土矿物的记录, 特别是蒙脱石和与其同步变化的 Fe 含量, 可作为反映翁通-爪哇海台的物源区供给的指标.

KX21-2 岩芯黏土矿物在时间序列上的变化模式受控于新几内亚岛的河流输入. 无论海平面高低, 新几内亚岛北部的河流物质(如 Sepik 河)皆可跨越狭窄的陆架直接输送入海, 继而被穿越俾斯麦海和所罗门海的次表层流(主要为 NGCUC)搬运, 汇入 EUC 而沉降至翁通-爪哇海台. 相比而言, 由于"从源到汇"模式的差异, 新几内亚岛南部河流的供应量较小, 而且易受海平面和季风的影响. 间冰期时, 海岸线与现代的位置大致相同, 南部的河流物质大部分都堆积在宽阔的陆架上, 只有少量可通过西北季风驱动的表层流向南输入次表层流(GBRUC), 最终搬运至赤道西太平洋. 冰期时, 海岸线迁移至现代大致 100 m 等深线处(图 1), 新几内亚岛南部的河流(如 Fly 河)物质可大量输送入深海, 造成冰期时蒙脱石含量的增多. 尤其在冰消期时, 海平面的快速升高很可能导致新几内亚岛南部陆架上的大量沉积物被洋流带入深海, 从而造成了蒙脱石和 Fe 含量的激增(图 2). 因此, 虽然新几内亚岛南北部提供的黏土矿物组合相同, 但是由于"从源到汇"模式的差异以及海平面变化影响的不同, 造成 KX21-2 岩芯蒙脱石含量具有明显的

冰期-间冰期旋回变化.

4.3 ITCZ 的经向迁移

根据物源分析可知, KX21-2 岩芯黏土矿物组合反映的是物源区供给的变化, 其在冰期-间冰期旋回上的变化与海平面升降密切相关. 频谱分析的结果表明, 除了强烈的 94 ka 偏心率周期, 蒙脱石含量和 Fe 含量还分别具有 29, 13, 9 ka 周期和 27, 14, 9 ka 周期(图 5), 与天文上的岁差周期或半岁差周期吻合[71], 故可将其看成是热带过程的特征. 问题是, 这种特征是如何表达出来的?

Wang 等人[72]综合大量南北半球热带-亚热带地区的古季风气候记录, 发现南北半球的降雨变化在轨道和千年尺度上呈现反相关系, 即季风降雨在一个半球增强时, 在另一个半球减弱. 这种南北半球间水文循环的"跷跷板"模式(see-saw pattern)主要归结为 ITCZ 平均位置的经向迁移, 以及相伴的 Hadley 环流的经向不对称.

一般认为在千年尺度上, 南北半球季风降雨的"跷跷板"模式适用于澳大利亚-东亚季风系统. 比如, 澳大利亚大洋洲东北部地区在 D/O 事件期间出现干旱气候条件, 在 Heinrich 事件期间反而出现较湿润的气候条件, 这与 ITCZ 在南北半球间的经向位移完全一致[73,74]. 在轨道尺度上, 北非和南非的季风降雨记录[75,76]以及南美洲的海洋[2]和石笋记录[3,77], 也清晰地展示出这种反相关系. 然而, 考虑到澳大利亚-东亚季风系统的复杂性, 其在轨道尺度上的驱动机制仍然具有争议.

数值模拟[78~81]和地质记录[20,82,83]的研究显示, 澳大利亚夏季风的强度直接受控于南半球夏季太阳辐射量. 相反, 也有不少研究认为, 在北半球冬季时, 西伯利亚高压系统会驱动强劲的穿越赤道流(cross-equatorial flow)[84,85], 从而通过与北半球冬季太阳辐射相关的东亚季风影响澳大利亚-东亚季风区的降水[86~89]. 我们认为, 季风实际上是 ITCZ 季节性迁移的表现[1]; 作为地球表层最显著的降雨带, ITCZ 位置的变动在各个时间尺度上都与大气热对流密切相关[90], 受控于太阳辐射量和海陆分布[79,80], 从而导

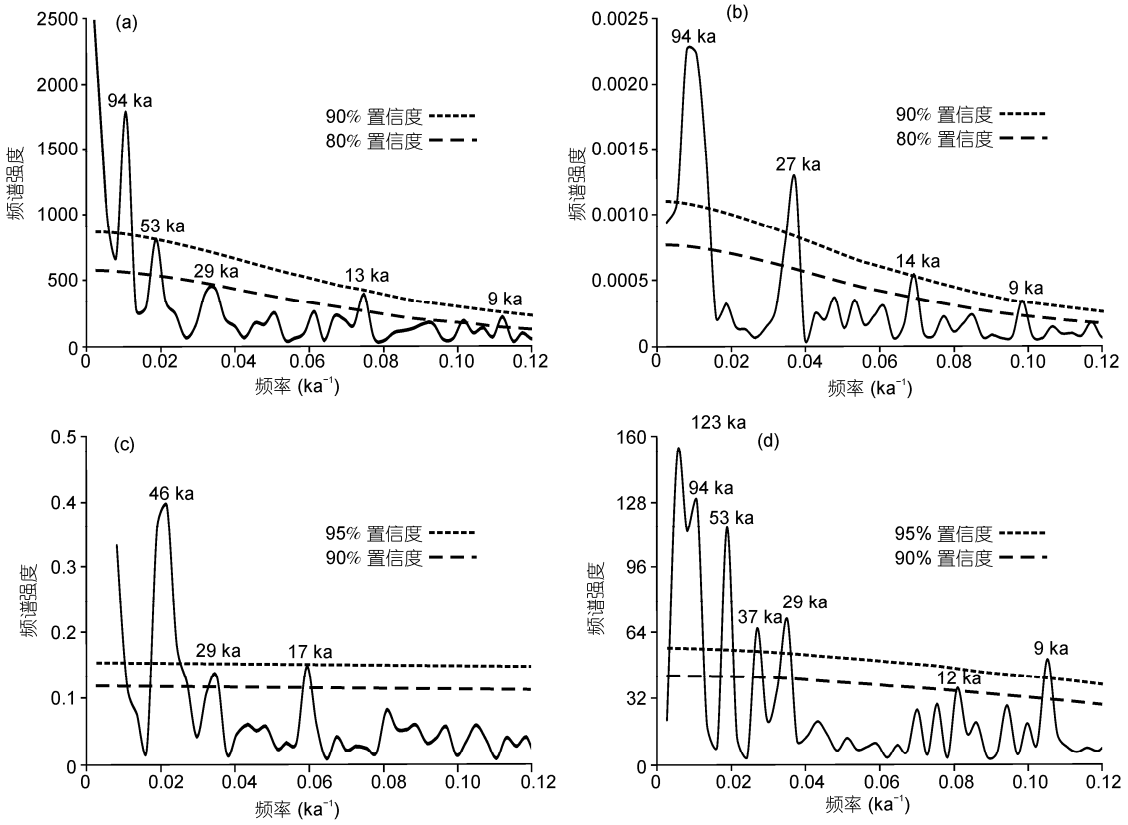


图 5 KX21-2 岩芯蒙脱石含量(a)、Fe 含量(b)、蒙脱石结晶度(c)和长石/石英(d)的频谱分析结果

致 ITCZ 的迁移, 不仅具有典型的岁差周期[91], 而且在不同地区还具有明显的区域特征[83].

KX21-2 岩芯的蒙脱石含量与长石/石英比值呈现很好的正相关性(图 3), 而且与蒙脱石结晶度的高低呈现负相关性(图 3), 表明蒙脱石含量增多并不是指示化学风化作用的减弱, 而应反映机械剥蚀作用的增强, 反之亦然. 岩芯表层样的分析结果也支持这一认识, 蒙脱石含量越高, 长石/石英比值越高, 蒙脱石结晶度就越好(表 1). 因此, 虽然新几内亚岛常年炎热湿润, 但由于构造活跃、降雨量高、高山河流发育(海拔落差大、流域面积小、搬运距离短)等区域背景因素造成化学风化的时间限制, 从而导致蒙脱石的优势地位(蒙脱石并不是化学风化作用的最终产物), 此处的蒙脱石含量可用于指示机械剥蚀作用的强度, 表现为河流的径流量大小, 受控于降雨量的多少. 这一点同台湾河流供给伊利石和绿泥石的情况十分相似[92].

现代的气候记录表明, 新几内亚岛的降雨量分布受 ITCZ 经向迁移的影响而呈现明显的季节性变化. 北半球冬季时 ITCZ 南移, 西北季风(澳大利亚夏季风)携带大量水汽, 降雨量高; 夏季时 ITCZ 北迁, 发源于澳大利亚大陆的东南季风(澳大利亚冬季风)带来的降雨量较小. 通过对比蒙脱石含量、Fe 含量与 5°S(新几内亚岛主体的位置)3 月份(太阳直射赤道)的平均太阳辐射量, 可见良好的相关性(图 6). 因此, 本文认为 KX21-2 岩芯蒙脱石含量的变化与新几内亚岛的降雨量分布直接相关, 并且可以间接指示了 ITCZ 在轨道尺度上的经向迁移. 此外, KX21-2 岩芯蒙脱石结晶度的频谱分析也具有显著的岁差和半岁差周期, 而没有海平面变化的信号(图 5), 说明其所反映的水解作用与 ITCZ 控制的降雨量分布密切相关, 进一步验证上述认识.

综上, 蒙脱石含量除了受海平面升降影响之外, 其在岁差周期上的变化主要反映了物源区新几内亚岛的机械剥蚀作用强度, 表现为河流径流量大小, 受控于降雨量多少, 更进一步指示 ITCZ 在轨道尺度上的经向迁移. 在南半球夏季太阳辐射量的高值期, ITCZ 的平均位置南移, 带来大量降水; 反之亦然.

5 结论

本文通过分析暖池区 KX21-2 岩芯晚第四纪 370 ka BP 以来黏土矿物的物源及其在时间序列上的变化, 结合元素地球化学分析和区域背景研究, 取得了如下结论:

(1) KX21-2 岩芯的黏土矿物组合主要由蒙脱石(62%~91%)组成, 绿泥石(4%~21%)、伊利石(4%~12%)和高岭石(2%~10%)含量依次递减. 各黏土矿物的含量呈现明显的冰期-间冰期旋回变化, 蒙脱石在冰期时增高, 间冰期时下降; 其他三者具有相同的变化型式, 与蒙脱石呈镜像关系.

(2) 以蒙脱石为主的黏土矿物是陆源碎屑成因的, 绝大部分来自新几内亚岛的河流输入. 亚洲风尘可能也会提供部分黏土矿物, 但其贡献量应远低于新几内亚岛.

(3) 黏土矿物含量在冰期-间冰期旋回上的变化与海平面升降有关, 在海平面较低时, 新几内亚岛的

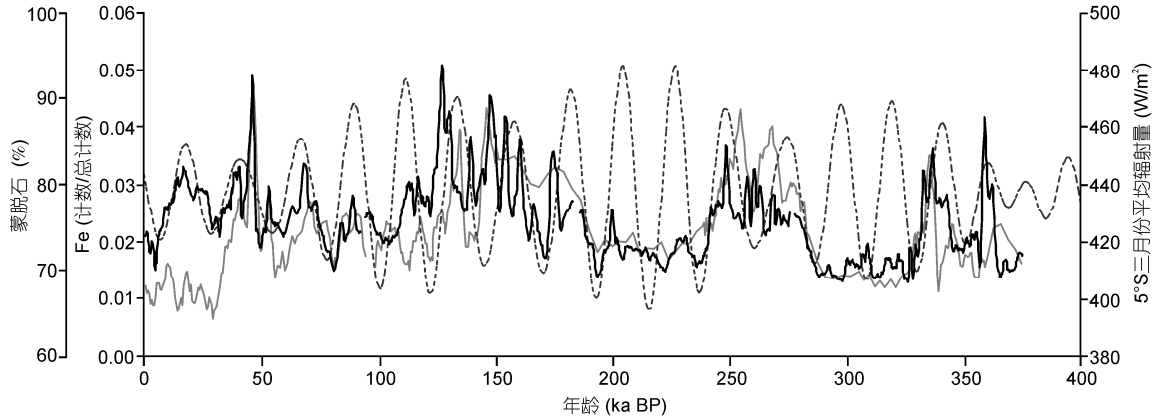


图 6 KX21-2 岩芯 Fe 含量(粗实线)、蒙脱石含量(细实线)与 5°S 三月份平均辐射量(虚线)的对比

Fe 含量和蒙脱石含量取 5 点平均线; 太阳辐射量据文献[93]

河流物质更容易穿越狭窄的陆架, 继而被流经新几内亚岛的次表层流携带至暖池核心区.

(4) 蒙脱石含量的岁差周期反映了物源区新几内亚岛的机械剥蚀强度, 表现为河流径流量的大小, 受控于降雨量的分布, 指示了 ITCZ 在轨道尺度上的经向迁移.

致谢 本次研究所用材料由国家重点基础研究发展计划"大洋碳循环和气候演变的热带驱动"实施的 KX08-973 航次提供, 感谢参加该航次的全体科学家和"科学一号"船员. 赵玉龙、党皓文、贺子丁参与有益讨论, 王浩在图件整理中给予帮助, 在此一并表示谢忱.

参考文献

1 汪品先. 全球季风的地质演变. 科学通报, 2009, 54: 535–556
2 Haug G H, Hughen K A, Sigman D M, et al. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. Science, 2001, 293: 1304–1308
3 Wang X F, Auler A S, Edwards R L, et al. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. Nature, 2004, 432: 740–743
4 Yancheva G N, Nowaczyk N R, Mingram J, et al. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon. Nature, 2007, 445: 74–77
5 Milliman J D, Syvitski J M. Geomorphic/Tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers. J Geol, 1992, 100: 525–544
6 Milliman J D. Sediment discharge to the ocean from small mountainous rivers: The New Guinea example. Geol Mar Lett, 1995, 15: 127–133
7 Milliman J D, Farnsworth K L, Albertin A S. Flux and fate of fluvial sediments leaving large islands in the East Indies. J Sea Res, 1999, 41: 97–107
8 Lea D W, Pak D K, Spero H J. Climate impact of late quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations. Science, 2000, 289: 1719–1724
9 Rosenthal Y, Oppo D W, Linsley B K. The amplitude and phasing of climate change during the last deglaciation in the Sulu Sea, western equatorial Pacific. Geophys Res Lett, 2003, 30: 8, doi: 10.1029/2002gl016612
10 Kineke G C, Woolfe K J, Kuehl S A, et al. Sediment export from the Sepik River, Papua New Guinea: Evidence for a divergent sediment plume. Cont Shelf Res, 2000, 20: 2239–2266
11 Walsh J P, Nittrouer C A. Contrasting styles of off-shelf sediment accumulation in New Guinea. Mar Geol, 2003, 196: 105–125
12 Chamley H. Clay Sedimentology. Berlin: Springer, 1989
13 Colin C H, 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
14 Gingele F X, De Deckker P, 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
15 Liu Z F, 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
16 Sholkovitz E R, Elderfield H, Szymczak R, et al. Island weathering: River sources of rare earth elements to the Western Pacific Ocean. Mar Chem, 1999, 68: 39–57
17 Lacan F, Jeandel C. Tracing Papua New Guinea imprint on the central Equatorial Pacific Ocean using neodymium isotopic compositions and Rare Earth Element patterns. Earth Planet Sci Lett, 2001, 186: 497–512
18 Mackey D J, O'Sullivan J E, Watson R J. Iron in the western Pacific: A riverine or hydrothermal source for iron in the Equatorial Undercurrent? Deep-Sea Res Part I, 2002, 49: 877–893
19 van der Kaars S, Wang X, Kershaw P, et al. A Late Quaternary palaeoecological record from the Banda Sea, Indonesia: Patterns of vegetation, climate and biomass burning in Indonesia and northern Australia. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2000, 155: 135–153
20 Kershaw A P, van der Kaars S, Moss P T. Late Quaternary Milankovitch-scale climatic change and variability and its impact on monsoonal Australasia. Mar Geol, 2003, 201: 81–95
21 Commission for the Geological Map of the World. Geological World Atlas, Scale 1:10000000. Paris: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, 1975

22 Chappell J. Contrasting Holocene sedimentary geologies of lower Daly River, northern Australia, and lower Sepik-Ramu, Papua New Guinea. Sediment Geol, 1993, 83: 339–358

23 Kuehl S A, Brunskill G J, Burns K, et al. Nature of sediment dispersal off the Sepik River, Papua New Guinea: Preliminary sediment budget and implications for margin processes. Cont Shelf Res, 2004, 24: 2417–2429

24 Brunskill G. New Guinea and its coastal seas, a testable model of wet tropical coastal processes: An introduction to Project TROPICS. Cont Shelf Res, 2004, 24: 2273–2295

25 Lindstrom E, Lukas R, Fine R, et al. The Western Equatorial Pacific Ocean Circulation study. Nature, 1987, 330: 533–537

26 Tsuchiya M, Lukas R, Fine R, et al. Source waters of the Pacific Equatorial Undercurrent. Prog Oceanogr, 1989, 23: 101–147

27 Butt J, Lindstrom E. Currents off the East-coast of New-Ireland, Papua-New-Guinea, and their relevance to Regional Undercurrents in the Western Equatorial Pacific-Ocean. J Geophys Res-Oceans, 1994, 99: 12503–12514

28 Fine R, Lukas R, Bingham F, et al. The Western Equatorial Pacific—A water mass crossroads. J Geophys Res-Oceans, 1994, 99: 25063–25080

29 Cresswell G R. Coastal currents of northern Papua New Guinea, and the Sepik River outflow. Mar Freshwater Res, 2000, 51: 553–564

30 周超, 金海燕, 翦知湣. 赤道西太平洋晚第四纪古生产力变化: 来自元素比值的证据. 第四纪研究, 2011, 31: 1–9

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

32 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

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

34 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: 48–60

35 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

36 Liu Z F, Zhao Y L, 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

37 Kuhn G, Diekmann B. Late Quaternary variability of ocean circulation in the southeastern South Atlantic inferred from the terrigenous sediment record of a drift deposit in the southern Cape Basin (ODP Site 1089). Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2002, 182: 287–303

38 Diekmann B, Kuhn G. Sedimentary record of the mid-Pleistocene climate transition in the southeastern South Atlantic (ODP Site 1090). Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2002, 182: 241–258

39 Revel M, Ducassou E, Grousset F, et al. 100000 Years of African monsoon variability recorded in sediments of the Nile margin. Quat Sci Rev, 2010, 29: 1342–1362

40 Schulz M, Mudelsee M. REDFIT: Estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. Comput Geosci, 2008, 28: 421–426

41 Biscaye P E. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. Geol Soc Am Bull, 1965, 76: 803–832

42 Griffin J J, Windom H, Goldberg E D. The distribution of clay minerals in the world ocean. Deep Sea Res Oceanogr Abs, 1968, 15: 433–459

43 Fagel N. Clay minerals, deep circulation and climate. In: Hillaire-Marcel C, De Vernal A, eds. Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography. Paris: Elsevier, 2007. 139–184

44 Grinffin G M. Regional clay mineral facies-products of weathering intensity and current distribution in the northeastern Gulf of Mexico. Geol Soc Am Bull, 1962, 73: 737–768

45 Thiry M. Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: An outlook from the continental origin. Earth-Sci Rev, 2000, 49: 201–221

46 Banerjee N, Honnorez J, Muehlenbachs K. Low-temperature alteration of submarine basalts from the Ontong Java Plateau. In: Fitton J G, Mahoney J J, Wallace P J, et al., eds. Origin and evolution of the Ontong Java Plateau. London: Geological Society, 2005. 259–273

47 陈涛, 王欢, 张祖青, 等. 黏土矿物对古气候指示作用浅析. 岩石矿物学杂志, 2003, 22: 416–420

48 Krissek L A, Janecek T R. Eolian deposition on the Ontong Java Plateau since the Oligocene: Unmixing a record of multiple dust sources. In: Berger W H, Kroenke L W, Mayer L A, et al., eds. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1993, 130: 471–490

49 Rea D K. The paleoclimatic record provided by Eolian deposition in the Deep-Sea—The geologic history of wind. Rev Geophys, 1994, 32: 159–195

50 Zhang J Y, Wang P X, Li Q Y, et al. Western equatorial Pacific productivity and carbonate dissolution over the last 550 kyr: Foraminiferal and nannofossil evidence from ODP Hole 807A. Mar Micropaleontol, 2007, 64: 121–140

51 Patterson D B, Farley K A, Norman M D. He-4 as a tracer of continental dust: A 1.9 million year record of aeolian flux to the west equatorial Pacific Ocean. Geochim Cosmochim Acta, 1999, 63: 615–625

52 Winckler G, Anderson R F, Fleisher M Q, et al. Covariant glacial-interglacial dust fluxes in the equatorial Pacific and Antarctica. Science, 2008, 320: 93–96
53 Guo Z T, Berger A, Yin Q Z, et al. Strong asymmetry of hemispheric climates during MIS-13 inferred from correlating China loess and Antarctica ice records. Clim Past, 2009, 5: 21–31
54 Anderson R F, Fleisher M Q, Lao Y. Glacial-interglacial variability in the delivery of dust to the central equatorial Pacific Ocean. Earth Planet Sci Lett, 2006, 242: 406–414
55 McGee D, Marcantonio F, Lynch-Stieglitz J. Deglacial changes in dust flux in the eastern equatorial Pacific. Earth Planet Sci Lett, 2007, 257: 215–230
56 Ziegler C L, Murray R W, Plank T, et al. Sources of Fe to the equatorial Pacific Ocean from the Holocene to Miocene. Earth Planet Sci Lett, 2008, 270: 258–270
57 Kalm V E, Rutter N W, Rokosh C D. Clay minerals and their paleoenvironmental interpretation in the Baoji loess section, Southern Loess Plateau, China. Catena, 1996, 27: 49–61
58 Gylesjo S, Arnold E. Clay mineralogy of a red clay-loess sequence from Lingtai, the Chinese Loess Plateau. Glob Planet Change, 2006, 51: 181–194
59 Mackie D S, Boyd P W, McTainsh G H, et al. Biogeochemistry of iron in Australian dust: From eolian uplift to marine uptake. Geochem Geophys Geosys, 2008, 9: Q03Q08, doi: 10.1029/2007GC001813
60 Gao Y, Fan S M, Sarmiento J L. Aeolian iron input to the ocean through precipitation scavenging: A modeling perspective and its implication for natural iron fertilization in the ocean. J Geophys Res-Atmos, 2003, 108: D7, doi: 10.1029/2002jd002420
61 Duce R A, Tindale N W. Atmospheric transport of iron and its deposition in the ocean. Limnol Oceanogr, 1991, 36: 1715–1726
62 Gao Y, Kaufman Y J, Tanre D, et al. Seasonal distributions of aeolian iron fluxes to the global ocean. Geophys Res Lett, 2001, 28: 29–32
63 Wells M L, Vallis G K, Silver E A. Tectonic processes in Papua New Guinea and past productivity in the eastern equatorial Pacific Ocean. Nature, 1999, 398: 601–604
64 Lyle M, Pisias N, Paytan A, et al. Do geochemical estimates of sediment focusing pass the sediment test in the equatorial Pacific? Paleoceanography, 2005, 20: Pa1005, doi: 10.1029/2004pa001019
65 Lyle M, Pisias N, Paytan A, et al. Reply to comment by R. Francois et al. on "Do geochemical estimates of sediment focusing pass the sediment test in the equatorial Pacific?": Further explorations of ^{230}Th normalization. Paleoceanography, 2007, 22: Pa1217, doi: 10.1029/2006pa001373
66 Martin C E, Peucker-Ehrenbrink B, Brunskill G J, et al. Sources and sinks of unradiogenic osmium runoff from Papua New Guinea. Earth Planet Sci Lett, 2000, 183: 261–274
67 Coale K H, Fitzwater S E, Gordon R M, et al. Control of community growth and export production by upwelled iron in the equatorial Pacific Ocean. Nature, 1996, 379: 621–624
68 Gordon R M, Coale K H, Johnson K S. Iron distributions in the equatorial Pacific: Implications for new production. Limnol Oceanogr, 1997, 42: 419–431
69 Ryan J P, Ueki I, Chao Y, et al. Western Pacific modulation of large phytoplankton blooms in the central and eastern equatorial Pacific. J Geophys Res-Biogeo, 2006, 111: G02013, doi: 10.1029/2005jg000084
70 Kawahata H. Fluctuations in the ocean environment within the western Pacific warm pool during late Pleistocene. Paleoceanography, 1999, 14: 639–652
71 Ruddiman W F. Earth's Climate: Past and Future. New York: W.H.Freeman and Company, 2001
72 Wang X F, Auler A S, Edwards R L, et al. Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. Quat Sci Rev, 2006, 25: 3391–3403
73 Turney C M, Kershaw A P, Clemens S C, et al. Millennial and orbital variations of El Niño/Southern Oscillation and high-latitude climate in the last glacial period. Nature, 2004, 428: 306–310
74 Muller J, Kylander M, Wust R, et al. Possible evidence for wet Heinrich phases in tropical NE Australia: The Lynch's Crater deposit. Quat Sci Rev, 2008, 27: 468–475
75 Partridge T C. Cainozoic environmental change in southern Africa, with special emphasis on the last 200000 years. Prog Phys Geogr, 1997, 21: 3–22
76 Partridge T C, Demenocal P B, Lorentz S A, et al. Orbital forcing of climate over South Africa: A 200000-year rainfall record from the Pretoria Saltpan. Quat Sci Rev, 1997, 16: 1125–1133
77 Cruz F W, Burns S J, Karmann I, et al. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116000 years in subtropical Brazil. Nature, 2005, 434: 63–66
78 Liu Z, Brady E, Lynch-Stieglitz J. Global ocean response to orbital forcing in the Holocene. Paleoceanography, 2003, 18: 1041, doi: 10.1029/2002PA000819

79 Wyrwoll K H, Valdes P. Insolation forcing of the Australian monsoon as controls of Pleistocene mega-lake events. Geophys Res Lett, 2003, 30: 2279, doi: 10.1029/2003gl018486
80 Wyrwoll K H, Liu Z Y S, Chen G, et al. Sensitivity of the Australian summer monsoon to tilt and precession forcing. Quat Sci Rev, 2007, 26: 3043–3057
81 Kutzbach J E, Liu X D, Liu Z Y, et al. Simulation of the evolutionary response of global summer monsoons to orbital forcing over the past 280000 years. Clim Dyn, 2008, 30: 567–579
82 Bowler J M, Wyrwoll K H, Lu Y C. Variations of the northwest Australian summer monsoon over the last 300000 years: The paleohydrological record of the Gregory (Mulan) Lakes System. Quat Int, 2001, 83-85: 63–80
83 Holbourn A, Kuhnt W, Kawamura H, et al. Orbitally paced paleoproductivity variations in the Timor Sea and Indonesian Throughflow variability during the last 460 kyr. Paleoceanography, 2005, 20: Pa3002, doi: 10.1029/2004pa001094
84 Liu T S, Ding Z L. Chinese loess and the paleomonsoon. Annu Rev Earth Planet Sci, 1998, 26: 111–145
85 An Z S. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. Quat Sci Rev, 2000, 19: 171–187
86 Magee J W, Miller G H, Spooner N A, et al. Continuous 150 ka monsoon record from Lake Eyre, Australia: Insolation-forcing implications and unexpected Holocene failure. Geology, 2004, 32: 885–888
87 Miller G, Mangan J, Pollard D, et al. Sensitivity of the Australian Monsoon to insolation and vegetation: Implications for human impact on continental moisture balance. Geology, 2005, 33: 65–68
88 Luckge A, Mohtadi M, Ruhlemann C, et al. Monsoon versus ocean circulation controls on paleoenvironmental conditions off southern Sumatra during the past 300000 years. Paleoceanography, 2009, 24: PA1208, doi: 10.1029/2008PA001627
89 Mohtadi M, Luckge A, Steinke S, et al. Late Pleistocene surface and thermocline conditions of the eastern tropical Indian Ocean. Quat Sci Rev, 2010, 29: 887–896
90 Broccoli A J, Dahl K A, Stouffer R J. Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling. Geophys Res Lett, 2006, 33: L01702, doi: 10.1029/2005gl024546
91 Prell W L, Kutzbach J E. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. Nature, 1992, 360: 647–652
92 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
93 Laskar J, Robutel P, Joutel F, et al. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. Astron Astrophys, 2004, 428: 261–285