论文

马来半岛和婆罗洲北部的化学风化作用: 来自河流表层沉积物的黏土矿物和元素地球化学记录

王浩^①, 刘志飞^{①*}, Edlic SATHIAMURTHY^②, Christophe COLIN^③, 李建如^①, 赵玉龙^{①③}

① 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092;

② Institute of Oceanography, Universiti Malaysia Terengganu, Kuala Terengganu 21030, Malaysia;

③ Laboratoire IDES, Bât. 504, UMR 8148 CNRS, Université de Paris XI, Orsay 91405, France

* 联系人, E-mail: lzhiwei@tongji.edu.cn

收稿日期: 2010-02-08; 接受日期: 2010-08-27

国家自然科学基金(批准号: 40925008, 40876024 和 40776027)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2007CB815906)、上海市曙光人才计划(批准号: 07SG23)和上海市优秀学科带头人计划(批准号: 10XD1406300)资助

摘要 硅酸盐岩的风化产物通常可以有效地用于研究陆地表面发生的化学风化作用及其控制因素. 选择位于东南亚热带地区的马来半岛和婆罗洲北部, 通过分析其主要流域表层沉积物的黏土矿物和主要元素地球化学组成, 开展热带地区化学风化及其控制因素的现代过程研究. 结果显示, 马来半岛的黏土矿物组合以高岭石(平均 80%)为主, 其次为伊利石(17%), 基本不含绿泥石和蒙脱石; 而婆罗洲北部则是以伊利石和绿泥石为主, 两者之和在西北和东北婆罗洲平均分别为 84%和 87%, 其次为高岭石(14%), 不含蒙脱石. 通过全岩和黏土粒级颗粒主要元素地球化学分析发现, 这两个地区的化学风化作用都呈现强烈状态. 相对而言, 从东北婆罗洲、西北婆罗洲到马来半岛, 化学风化强度依次持续加强, 马来半岛已达到非常强烈的化学风化状态. 研究认为, 以马来半岛和婆罗洲为代表的东南亚热带地区, 热带温暖如一的的气温和东亚季风降雨等气候条件是控制化学风化作用的一级因素, 形成遍布热带地区的强烈化学风化作用; 构造活动和母岩性质是影响化学风化作用的次级因素, 但仍然对风化产物的产生重要影响, 形成马来半岛和婆罗洲完全不同的黏土矿物组合.

关键词黏土矿物
主要元素
河流沉积物
化学风化
马来半岛
婆罗洲

硅酸盐岩的风化产物通常可以有效地用于研究陆地表面发生的化学风化作用及其控制因素, 原因是这些物质的地球化学组成和矿物组合特征可以反映风化过程中的气候条件和构造活动信息^[1-4]. 东南亚大陆和岛屿是全球剥蚀速率最大的地区^[5,6], 每年向海洋输送的悬浮沉积物(风化产物)占世界大洋接

收沉积物总量的 70%^[7,8], 从而成为研究化学风化作用及其控制因素的理想场所.

前人已经对东南亚许多河流流域的化学风化作用开展了比较详尽的研究, 包括: 东亚的长江和黄河^[9], 华南至中南半岛的珠江、红河和湄公河^[3], 南亚的恒河^[10,11], 以及中国台湾山区河流^[2,12]和菲律宾吕

英文引用格式: Wang H, Liu Z F, Sathiamurthy E, et al. Chemical weathering in Malay Peninsula and North Borneo: Clay mineralogy and element geochemistry of river surface sediments. *Sci China Earth Sci*, 2011, 54: 272–282, doi: 10.1007/s11430-010-4158-x

宋岛的小型河流^[4]。通过这些研究发现,除了构造、地貌和气候对风化作用具有重要影响之外^[3,12],流域盆地基岩的岩性特征同样起着重要作用^[4,11]。长期尺度的气候条件控制可造成强烈的化学风化作用(如:华南的珠江流域)^[3],构造与气候的共同影响可形成中等程度的化学风化作用(如:中南半岛的红河和湄公河流域、台湾岛河流)^[2,3,12],而岩性占主导因素控制的情况下通常形成弱的化学风化作用(吕宋岛河流、恒河流域)^[4,11]。但是,上述工作都是基于东南亚地区亚热带和温带流域盆地开展的研究,对于该区热带流域的详细研究却还很少涉及^[13]。

因此,本文选择位于热带地区的马来半岛和婆罗洲北部,通过分析其主要流域表层沉积物的黏土矿物和主要元素地球化学组成,开展热带地区化学风化的现代过程研究。马来半岛和婆罗洲北部具有完全不同的岩性和构造背景,但两个地区都受到相同的东亚季风气候的影响,本文通过分析和比较这两个热带地区的化学风化过程,将对于认识热带风化作用的控制因素起到重要作用。

1 区域地质与气候背景

马来半岛的基岩主要由古生-中生代的花岗岩和花岗闪长岩、古生代沉积岩组成,并以三叠纪花岗岩和花岗闪长岩、以及中晚三叠世或晚古生代沉积岩占主体岩性^[14]。晚古生代沉积岩以泥岩、砂岩和灰岩为主,并夹有安山-流纹质火山岩^[15,16]。马来半岛的北部及其他局部地区还发育少量中生代(以侏罗-白垩纪为主)沉积岩和极少量基性火山岩,在马来半岛周围沿海平原地区发育以砂质为主的第四纪松散沉积^[14]。婆罗洲北部以古生-中生代沉积岩为主,岩石类型包括砂泥岩、砂岩、砂页岩含煤层、以及碳酸盐岩等^[14,17]。零星分布的第三纪基性火山岩、中生代基性-超基性侵入岩主要发育在弧形的构造带中,晚第三纪的酸性火山岩也零星地分布在早第三纪沉积岩中^[17]。此外,第四纪松散沉积广泛地分布在婆罗洲北部沿岸平原和三角洲地区。马来半岛作为巽他大陆的一部分,自中生代以来构造一直都比较稳定,没有较强的构造活动发生^[16]。而婆罗洲由于澳大利亚板块俯冲、南海张裂等区域事件,构造活动自中生代以来一直比较频繁,并以新生代的渐新-中新世构造隆升作用最为强烈^[17,18]。位于婆罗洲东北部的东南

亚地区最高的基纳巴卢山(Kinabalu, 海拔 4218 m)火成岩 K-Ar 年龄主要分布 6~10 Ma^[19],表明晚中新世的快速隆升作用最终决定了婆罗洲北部的高山地貌特征,成为该地区控制风化作用的主要因素之一。婆罗洲东北和西北部在基岩性质和构造活动性等地质背景方面没有明显区别,但高山地貌主要分布在东北地区,西北地区以低起伏地形为主。

马来半岛和婆罗洲的气候条件十分接近,都处在东亚季风影响的南海南缘热带地区,全年气温无四季之分,但有干季和湿季的明显区别。这里分别以马来半岛东部的关丹、西北婆罗洲的古晋、东北婆罗洲的斯里巴加湾为例(图 1),这三个地区的年平均温度均为 27℃,月份间的平均温度差别<1.1℃;但全年降雨具有明显的季节性,关丹的雨季从 11 月至次年的 1 月,这 3 个月雨季的降雨量 1290 mm,占全年降雨量 2890 mm 的 45%;古晋的雨季从 12 月至次年的 2 月,这 3 个月雨季的降雨量达 1550 mm,占全年降雨量 4120 mm 的 38%;斯里巴加湾的雨季不是十分明显,大致从 10 月至次年的 1 月,这 4 个月雨季的降雨量达 1284 mm,占全年降雨量 2913 mm 的 44% (<http://www.worldweather.org>)。马来半岛和婆罗洲北部的气候条件与南海周边其他地区^[3,4]相比较,最显著的两个特征是:其一,作为热带地区的特征,马来半岛和婆罗洲全年气温无四季之分,而其他亚热带地区在 6~8 月(华南和中南半岛)或 4~6 月(吕宋岛)气温很高,在 11 月至次年 2 月气温降低^[3,4];其二,受东亚季风风向的影响,马来半岛和婆罗洲在 10~11 月至次年 1~2 月降雨量大幅度增高,形成雨季,是由于向南吹的冬季风将南海水汽向南传输的结果,而其他地区的雨季则发生在 5~10 月,是由于向北吹的夏季风将南部水汽向北传输的结果^[3,4]。此外,马来半岛和婆罗洲的全年降雨量明显高于南海周边其他地区,特别是西北婆罗洲的年降雨量一般是其他地区的 2 倍以上,形成热带地区典型的热带雨林植被条件。

2 材料和方法

本文使用的河流表层沉积物样品分别在马来半岛东部和婆罗洲北部 10 条主要河流的下游或河口采集,其中,在马来半岛的 7 条河流中采集 14 个样品,在婆罗洲北部的 3 条河流中采集 10 个样品,共计 24 个样品(图 1, 表 1)。考虑到河床表层泥质沉积物可以

近似代表河水悬浮颗粒的物质成分^[3,4],我们就直接从河水位置附近的河床或水深<1 m 的河底表层采集泥质沉积物. 选择在河流下游或河口采集,是使这些样品的矿物和化学成分代表整个流域盆地的平均效果. 野外工作主要是在 2009 年 2 月开展,其中,婆罗洲东北部的土桑河和巴让河样品的采集时间是在 2006 年 1 月^[13]. 两次采集都是在 1~2 月的雨季进行,可以近似地认为样品的矿物和化学成分不受采集时间不同的影响. 样品的采集已避开了河堤沉积物的混入或可能存在人为活动造成的污染. 全部样品都开展了黏土矿物组合(<2 μm)、全岩(<63 μm)和黏土粒级(<2 μm)主要元素地球化学测试分析.

黏土矿物和元素地球化学分析都是在去除碳酸钙后进行的. 为了避免粗颗粒对样品化学成分的严重影响,我们采用<63 μm 的颗粒代表悬浮沉积物的

全岩组成^[4]. 因此,样品预处理时首先经过 63 μm 的湿筛,提取<63 μm 的组分同 1% 的稀盐酸反应去除碳酸钙,用去离子水清洗至接近中性. 然后样品经过充分搅拌混合后分为两部分,一部分样品用于黏土矿物组合(<2 μm)和黏土粒级(<2 μm)元素地球化学分析,另一部分样品经烘干后供全岩(<63 μm)元素地球化学分析. 用于黏土矿物或黏土粒级分析的样品继续用去离子水反复清洗,直到具有抗絮凝作用发生. 根据 Stokes 原理所确定的沉淀时间^[20],将小于 2 μm 的颗粒吸出并离心去除水分,小部分采用刮片方法制成样品定向薄片^[3,4],用于黏土矿物组合(<2 μm)分析;其余大部分经烘干后用于黏土粒级(<2 μm)元素地球化学分析.

黏土矿物组合的分析使用法国巴黎第十一大学沉积与地球动力学实验室 PANalytical X'Pert PRO 衍

图1 马来半岛和婆罗洲北部主要流域表层沉积物样品的分布及平均黏土矿物组合

(a) 主要流域表层沉积物样品的位置及平均黏土矿物组合, N 代表样品数量; (b) 马来半岛东部关丹气象站的月平均温度和降雨量; (c) 婆罗洲西北部古晋气象站的月平均温度和降雨量; (d) 婆罗洲东北部斯里巴加湾气象站的月平均温度和降雨量. 表层沉积物的详细 GPS 位置及黏土矿物组合数据见表 1; 温度和降雨量数据为 1971~2000 年间的月平均值, 数据源自世界气象信息服务网站(<http://www.worldweather.org>)

表 1 马来半岛和婆罗洲北部主要流域表层沉积物样品的地理位置及黏土矿物组合

序号	样品号	位置	纬度	经度	蒙脱石 (%)	伊利石 (%)	绿泥石 (%)	高岭石 (%)	伊利石化学 指数
马来半岛									
1	MK01	格兰丹河(Kelantan R.)	6°12.052'N	102°12.264'E	0	17	1	82	0.41
2	MK02	格兰丹河(Kelantan R.)	6°11.651'N	102°13.257'E	1	18	0	81	0.45
3	MK03	格兰丹河(Kelantan R.)	6°11.100'N	102°14.103'E	0	13	1	85	0.49
4	MK04	格兰丹河(Kelantan R.)	6°12.067'N	102°10.423'E	0	22	1	77	0.38
5	MK05	杰特河(Jerteh R.)	5°53.463'N	102°28.547'E	4	12	1	83	0.54
6	MK06	比萨河(Besut R.)	5°36.204'N	102°48.872'E	0	16	1	82	0.48
7	MK07	旦归河(Dungun R.)	4°46.561'N	103°23.607'E	0	24	1	74	0.45
8	MK08	彭亨河(Pahang R.)	3°30.321'N	103°23.406'E	1	16	2	81	0.49
9	MK09	彭亨河(Pahang R.)	3°30.129'N	103°25.077'E	1	16	2	81	0.44
10	MK10	彭亨河(Pahang R.)	3°30.796'N	103°26.378'E	1	18	0	81	0.39
11	MK11	卡曼河(Kemaman R.)	4°13.819'N	103°25.908'E	0	25	1	74	0.48
12	MK12	丁加奴河(Terengganu R.)	5°18.375'N	103°05.301'E	0	11	8	81	0.55
13	MK13	丁加奴河(Terengganu R.)	5°19.775'N	103°06.009'E	0	17	1	81	0.52
14	MK14	丁加奴河(Terengganu R.)	5°20.117'N	103°07.099'E	0	19	1	80	0.48
西北婆罗洲									
15	MK15	拉让河(Rajang R.)	2°14.235'N	111°48.504'E	0	50	32	18	0.38
16	MK16	拉让河(Rajang R.)	2°16.916'N	111°48.821'E	1	52	31	16	0.36
17	MK17	拉让河(Rajang R.)	2°19.649'N	111°50.028'E	1	51	32	16	0.41
18	MK18	拉让河(Rajang R.)	2°14.849'N	111°50.069'E	0	52	38	9	0.37
19	MK19	拉让河(Rajang R.)	2°06.375'N	112°09.464'E	1	47	31	21	0.43
东北婆罗洲									
20	BN2	土桑河(Trusan R.)	4°59.305'N	115°10.477'E	0	71	13	16	0.23
21	BN5	土桑河(Trusan R.)	4°54.16'N	115°09.212'E	0	85	5	10	0.20
22	BN12	巴让河(Baram R.)	4°35.765'N	113°57.195'E	0	75	13	12	0.23
23	BN13	巴让河(Baram R.)	4°35.992'N	113°56.988'E	0	76	11	13	0.20
24	BN16	巴让河(Baram R.)	4°35.58'N	113°57.085'E	0	81	9	10	0.28

射仪(XRD), CuK α 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 小时)、加热条件(490℃烘箱中加热 2 小时)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三种测试条件下获得的 XRD 叠加波谱的综合对比^[3,4], 每个波峰参数的半定量计算使用 MacDiff 软件^[21]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^[20], 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化学指数为 0.5 nm/1.0 nm 峰面积比, 比值大于 0.40 为富 Al 伊利石(白云母), 代表强烈的水解作用; 当 Mg 和 Fe 替代伊利石晶格中的 Al 时, 比值相应减小; 当比值小于 0.15 时代表富 Mg-Fe 伊利石(黑云母), 为物理风化结果^[22,23].

全岩(<63 μ m)和黏土粒级(<2 μ m)样品的主要元素地球化学分析使用同济大学海洋地质国家重点实验室 IRIS Advantage 电感耦合等离子体光谱仪(ICP-OES)测试^[4]. 经室温烘干后的样品各 30~40 mg 在 600℃下烧制, 用于计算烧失量(LOI). 经烧制后的样品在加热板上使用 HNO₃ 和 HF 混合液溶解, 完全溶解后的样品使用 2%的稀硝酸稀释 1000 倍用于上机测量. 同步和重复测量的标样 GSR-5, GSR-6 和 GSD-9 结果显示主要元素的测量精度平均为 4%, 重复河流样品的标准偏差为 $\pm 2\%$ (2 σ).

3 结果和讨论

3.1 黏土矿物组合及其分布

马来半岛和婆罗洲北部主要河流表层沉积物的黏土矿物组合有很大差别, 可以很容易地分为三个区块: 马来半岛、西北婆罗洲和东北婆罗洲(图 1, 表

1). 马来半岛 7 条河流的 14 个样品具有相似的黏土矿物组合, 高岭石(74%~85%, 平均 80%)是其主要成分, 其次为伊利石(11%~25%, 平均 17%), 绿泥石(平均 2%)和蒙脱石(平均 1%)基本上可以忽略. 西北婆罗洲最大的河流拉让河 5 个样品的黏土矿物组合比较接近, 以伊利石(47%~52%, 平均 51%)和绿泥石(31%~38%, 平均 33%)为主, 其次为高岭石(9%~21%, 平均为 16%), 不含蒙脱石(~0%). 东北婆罗洲的土桑河和巴让河 5 个样品的黏土矿物组合中, 以伊利石(71%~85%, 平均 77%)最多, 其次为高岭石(10%~16%, 平均 12%)和绿泥石(5%~13%, 平均 10%), 完全不含蒙脱石(0%)^[13].

这 3 个区块黏土矿物组合的相同点是都基本不含蒙脱石, 并都含有高岭石和伊利石, 只是马来半岛的高岭石含量特别高, 平均达到 80%; 而婆罗洲北部的伊利石含量非常高, 在东北婆罗洲平均达到 77%. 马来半岛样品的伊利石化学指数一般都大于 0.40, 平均为 0.47(表 1), 代表强烈的化学风化作用; 而西北婆罗洲和东北婆罗洲样品的伊利石化学指数平均值依次降为 0.39 和 0.22(表 1), 表示化学风化作用减弱, 机械剥蚀作用加强.

3.2 主要元素分布及其活动性

马来半岛和婆罗洲北部主要河流表层沉积物全岩和黏土粒级颗粒的主要元素组成都是以 SiO_2 , Al_2O_3 和 Fe_2O_3 为主, 三者总和达 80% 左右; 而 CaO , K_2O , MgO , MnO , Na_2O , P_2O_5 和 TiO_2 的含量相对很低, 总和一般小于 6%(表 2). 在全岩与黏土粒级颗粒主要元素组成的对比中, 黏土粒级颗粒比全岩具有更高的 Al_2O_3 , Fe_2O_3 和 P_2O_5 , 而 SiO_2 和 Na_2O 含量比全岩低(图 2). 通过这些元素与 Al_2O_3 的对比可以发现(图 2), SiO_2 和 Na_2O 与 Al_2O_3 呈现较好的负相关关系, 显示随着 Al_2O_3 的增加即黏土矿物(最富集 Al)的形成, 石英颗粒(最富集 Si)逐渐减少, 易淋失的碱性元素(最易淋失的 Na)含量逐渐降低; Fe_2O_3 在黏土矿物形成过程中逐渐富集, 说明随着化学风化作用的加剧, Fe 容易在风化产物中聚集形成热带地区广泛分布的红壤, 从而成为河流沉积物中 Fe 的主要来源. 其他元素在全岩与黏土粒级颗粒的对比中不呈趋势性变化, 如 CaO , MnO 和 TiO_2 基本保持不变(图 2). K_2O 和 MgO 在三个研究区块呈现差异性变化, 这两种元素在马来半岛的全岩和黏土粒级的元素组成中基本保

持不变, 但是, 婆罗洲两个地区的 MgO 则与 Al_2O_3 呈现正相关关系, 说明随着黏土矿物的形成, K_2O 和 MgO 逐渐富集, 这虽然与 K_2O 作为易淋失的碱性元素的性质不一致^[4], 但与婆罗洲样品含有大量伊利石(富含 K)相一致, 特别是与婆罗洲伊利石都是比较低的化学指数(富 Mg-Fe 伊利石)相吻合(表 1).

通过对马来半岛、西北婆罗洲和东北婆罗洲这三个区块的相互比较中可以看出, 马来半岛样品的 Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 和 MnO 比婆罗洲样品高, 而 SiO_2 , Na_2O , K_2O 和 MgO 比婆罗洲样品低(图 2), 显示马来半岛样品化学风化程度高, 缺乏富含 K 和 Mg 的黏土矿物. 同时, 这三个区块全岩样品与 UCC(上陆壳平均组成)^[24]、珠江、红河和湄公河^[3]全岩样品的主要元素组成区别很大(图 2), 除了婆罗洲样品的 K_2O , SiO_2 和 TiO_2 与 UCC 和这些参考河流接近外, 婆罗洲北部样品的其他元素和马来半岛样品大多数主要元素都比 UCC 和这些参考河流值偏低, 显示发生强烈的淋失作用.

主要元素的活动性通常可以用某元素 X 相对于 Al 的“元素比值”(质量百分比)来半定量化表示, 公式^[10]为

元素比值(X)= $[X/\text{Al}_2\text{O}_3(\text{河流})]/[X/\text{Al}_2\text{O}_3(\text{UCC})]$. (1)
该比值反映元素 X 在风化过程中的富集程度: 比值大于 1 表示相对富集, 比值小于 1 表示相对亏损, 比值为 1 则表示没有变化.

通过公式(1)计算得出马来半岛和婆罗洲北部全岩和黏土粒级颗粒主要元素比值显示, 黏土粒级颗粒的全部主要元素都表现为相对亏损, 而全岩主要元素除 Ti 以外也显示出类似的相对亏损, 但其亏损程度要稍低于黏土粒级颗粒(图 3). 比较三个区块样品各主要元素的化学活动性可知, 马来半岛样品元素的活动性最强, 其次为西北婆罗洲样品, 化学活动性相对最弱的是东北婆罗洲样品, 但这三个区块样品各主要元素都比珠江、红河和湄公河样品的主要元素更亏损. Ti, Al 和 Fe 是三种化学活动性最稳定的主要元素, 由于公式(1)采用相对于 Al 的“元素比值”, 因此这个计算结果无法评估 Al 的化学活动性; 但全岩的 Ti 明显富集, 而全岩 Fe 显示轻度亏损. 碱性元素 Na 和碱土性元素 Ca 呈现极度亏损, 而同样是碱性元素的 K 则表现为中度亏损, 而且马来半岛与婆罗洲北部样品 K 的亏损差异性较大, Mg 元素具有相同

图2 马来半岛和婆罗洲北部主要流域表层沉积物全岩和黏土粒级颗粒的主要元素组成

珠江、红河和湄公河全岩样品元素资料据文献[3], UCC(上陆壳平均组成)全岩资料文献[24], 下同

的亏损特征(图 3). 这是因为婆罗洲北部样品含有大量伊利石(富含 K), 特别是婆罗洲伊利石化学指数都

比较低(富 Mg-Fe 伊利石), 与上文讨论的主要元素分布的结果一致(图 2).

表 2 马来半岛和婆罗洲北部主要流域表层沉积物全岩和黏土粒级颗粒的主要元素含量

序号	样品号	Al ₂ O ₃ (%)	CaO(%)	Fe ₂ O ₃ (%)	K ₂ O(%)	MgO(%)	MnO(%)	Na ₂ O(%)	P ₂ O ₅ (%)	TiO ₂ (%)	SiO ₂ (%)	LOI(%)	CIA
全岩样品(<63 μm)													
1	MK01	26.21	0.15	6.96	1.83	0.52	0.03	0.20	0.14	0.69	48.09	15.18	87
2	MK02	28.09	0.25	8.02	2.12	0.60	0.04	0.20	0.17	0.83	43.91	15.78	83
3	MK03	28.90	0.15	7.69	2.02	0.59	0.04	0.21	0.16	0.79	44.20	15.25	87
4	MK04	26.98	0.30	7.65	2.21	0.66	0.03	0.26	0.17	0.78	45.40	15.57	87
5	MK05	26.76	0.23	5.00	1.76	0.87	0.02	0.19	0.14	0.71	48.24	16.07	88
6	MK06	25.03	0.27	6.21	1.83	0.68	0.02	0.18	0.17	0.57	43.83	21.21	89
7	MK07	29.22	0.15	7.36	2.37	0.38	0.03	0.25	0.15	0.65	42.57	16.87	87
8	MK08	27.81	0.11	6.49	2.08	0.55	0.03	0.21	0.18	0.84	46.72	14.98	87
9	MK09	27.97	0.13	6.61	2.06	0.54	0.03	0.21	0.18	0.81	46.60	14.86	87
10	MK10	27.98	0.18	7.01	2.15	0.58	0.04	0.21	0.18	0.83	46.03	14.81	86
11	MK11	29.50	0.12	6.97	2.66	0.39	0.02	0.27	0.16	0.68	45.01	14.23	86
12	MK12	28.35	0.16	9.01	1.55	0.42	0.04	0.16	0.23	0.84	41.55	17.69	89
13	MK13	29.58	0.12	7.90	2.27	0.42	0.03	0.14	0.17	0.80	41.73	16.83	90
14	MK14	29.14	0.11	8.12	2.22	0.44	0.03	0.16	0.19	0.81	42.57	16.21	89
15	MK15	24.27	0.13	7.11	3.70	1.41	0.03	0.20	0.14	0.77	50.47	11.78	82
16	MK16	23.77	0.10	6.70	3.70	1.41	0.03	0.23	0.14	0.80	52.50	10.63	81
17	MK17	24.37	0.13	7.39	3.81	1.42	0.03	0.19	0.14	0.74	50.07	11.71	81
18	MK18	24.57	0.12	7.44	3.81	1.42	0.03	0.21	0.14	0.77	50.14	11.35	82
19	MK19	24.97	0.12	7.33	3.92	1.24	0.03	0.21	0.15	0.81	49.49	11.74	82
20	BN5	20.24	0.17	6.97	4.30	1.31	0.02	0.38	0.09	0.61	49.28	16.62	77
21	BN12	23.18	0.22	7.82	3.80	1.53	0.03	0.38	0.14	0.72	51.63	10.56	80
22	BN13	20.65	0.36	7.44	3.37	1.34	0.03	0.36	0.16	0.65	46.62	19.02	81
23	BN16	23.12	0.18	7.59	3.70	1.44	0.02	0.35	0.13	0.65	50.05	12.77	81
黏土粒级(<2 μm)													
24	MK01	22.93	0.17	5.55	2.38	0.63	0.03	0.34	0.10	0.83	57.46	9.58	91
25	MK02	19.42	0.24	4.88	2.59	0.60	0.03	0.45	0.09	0.81	62.87	8.02	90
26	MK03	23.16	0.16	5.72	2.38	0.65	0.03	0.34	0.11	0.83	55.77	10.86	91
27	MK04	22.15	0.16	5.91	2.34	0.64	0.03	0.36	0.11	0.79	56.61	10.89	89
28	MK05	21.98	0.14	4.56	1.94	0.75	0.03	0.32	0.10	0.72	57.53	11.94	91
29	MK06	20.98	0.11	4.81	1.96	0.56	0.02	0.23	0.11	0.61	54.96	15.66	90
30	MK07	23.87	0.09	5.31	2.63	0.36	0.02	0.27	0.09	0.74	55.13	11.49	90
31	MK08	22.67	0.12	5.21	2.44	0.54	0.03	0.26	0.12	0.87	56.40	11.33	91
32	MK09	22.32	0.12	5.29	2.41	0.52	0.03	0.27	0.12	0.84	56.96	11.12	91
33	MK10	20.95	0.12	5.31	2.44	0.51	0.03	0.29	0.12	0.83	59.03	10.39	90
34	MK11	22.91	0.08	5.05	2.82	0.33	0.02	0.26	0.11	0.83	59.34	8.24	89
35	MK12	24.00	0.08	6.13	2.39	0.39	0.03	0.15	0.12	0.84	54.02	11.86	93
36	MK13	25.11	0.11	7.44	2.09	0.43	0.04	0.24	0.17	0.85	50.19	13.33	91
37	MK14	24.55	0.08	6.57	2.44	0.42	0.03	0.18	0.13	0.85	52.31	12.44	91
38	MK15	16.28	0.07	4.88	2.74	1.00	0.02	0.32	0.08	0.84	66.88	6.89	84
39	MK16	15.66	0.08	4.45	2.65	0.99	0.02	0.33	0.07	0.85	68.09	6.80	84
40	MK17	14.20	0.08	4.54	2.39	0.90	0.02	0.30	0.07	0.80	70.68	6.02	84
41	MK18	14.83	0.08	4.68	2.46	0.93	0.02	0.32	0.07	0.81	69.24	6.55	84
42	MK19	15.39	0.09	4.90	2.54	0.87	0.02	0.27	0.08	0.84	67.96	7.03	84
43	BN5	13.36	0.13	4.95	2.45	0.83	0.01	0.63	0.05	0.65	60.55	16.39	78
44	BN12	16.69	0.10	5.38	2.77	1.18	0.02	0.54	0.08	0.78	65.00	7.45	82
45	BN13	16.93	0.15	5.99	2.79	1.15	0.02	0.46	0.11	0.72	55.96	15.71	81
46	BN16	18.38	0.09	5.48	3.00	1.23	0.02	0.52	0.08	0.77	64.47	5.96	82

图3 马来半岛和婆罗洲北部主要流域表层沉积物全岩和黏土粒级颗粒主要元素的平均含量与UCC对比的元素比值
各元素误差线条根据全部样品的标准偏差绘制

3.3 黏土矿物的形成和化学风化趋势

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. 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 ($5 < \text{pH} < 9.6$) 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, 这个阶段称为双硅铝土化作用; 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; 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^[25].

高岭石通常发育于单硅铝土壤中, 代表强烈水解作用的气候条件, 富含碱性和碱土性等活性元素的母岩更易通过化学风化作用形成高岭石. 马来半岛以花岗岩、花岗闪长岩以及中酸性火山岩为特征的基岩极易在强烈的化学风化作用下形成高岭石; 加之马来半岛自中生代以来构造稳定、东亚季风降雨气候, 为形成高岭石的单硅铝土化作用提供充分化学反应的条件和时间, 造成其主要河流表层样品的高岭石含量高达 80%. 这种现象在华南的珠江流域也同样存在^[3,26]. 因此, 马来半岛高岭石的形成受到中酸性的岩性特征、温暖潮湿的气候条件、以及稳定的构造背景共同控制. 伊利石和绿泥石在婆罗洲北部河流表层沉积物中含量十分丰富, 两种矿物含量之和在西北婆罗洲达到 84%, 而在东北婆罗洲达到 89% (图 1). 伊利石和绿泥石属于原始矿物, 形成于弱的水解作用和/或者是强的基岩直接侵蚀作用, 这

种环境通常发生在两种条件: (1) 在干冷的气候条件下, 缺乏加强母岩水解作用的温度和湿度等化学反应环境; (2) 在构造活动频繁的背景下, 快速出露的新鲜岩石面没有足够的时间发生水解作用, 就被降雨不断冲刷. 婆罗洲北部自中生代以来构造背景活跃, 火山活动断续发生, 特别是新生代以来的渐新-中新世快速隆升作用, 使山区母岩极易遭受机械剥蚀; 加之本文研究的婆罗洲中北部以中生-新生代沉积岩为主的岩性特征 (缺乏形成大量高岭石的中酸性岩石), 大量的季节性降雨促使机械剥蚀作用加强, 形成该区沉积物以伊利石和绿泥石为主的黏土矿物组合. 这种在温暖潮湿的气候条件下, 形成以伊利石和绿泥石原始矿物为主的矿物组合, 也广泛发育于现今的台湾流域^[12]. 因此, 婆罗洲的伊利石和绿泥石并不代表常见于其他地区的干冷气候条件, 而是指示构造活跃、降雨冲刷能力强的机械剥蚀能力. 由于高山地貌主要分布在东北婆罗洲, 高地形差促使更强的机械剥蚀作用, 从而在东北婆罗洲形成含量最高的伊利石. 蒙脱石通常发育于双硅铝土壤中, 指示铁镁质硅铝酸岩化学风化的次生产物. 由于马来半岛和婆罗洲北部的基岩中基本不发育中基性岩石, 婆罗洲发育的少量第三纪基性火山岩、中生代基性-超基性侵入岩也仅在构造带中零星分布, 因此, 本文所研究的流域表层样品中基本不含蒙脱石.

虽然婆罗洲北部形成以伊利石和绿泥石原始矿物为特征的黏土矿物组合, 但毕竟处于温暖潮湿的热带地区, 其化学风化作用同马来半岛一样仍然是非常强烈的. 我们用 CIA (化学风化指数) 来表示化学

风化强度, 公式^[27]为

$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$, (2)
式中, 主要元素均为摩尔比, CaO^* 代表硅酸盐岩中的 CaO 含量. 由于本文使用的样品在预处理中就已去除了碳酸钙(碳酸盐岩的主要成分), 因此, 实测的 CaO 含量可以直接用来计算 CIA . 随着化学风化作用的进行, Na , K 和 Ca 等碱性和碱土性元素不断淋失, CIA 值逐渐增大. 新鲜的玄武岩 CIA 值为 30~45, 花岗岩和花岗闪长岩为 45~55, 高岭石接近 100, 而上陆壳平均为 46. 一般来说, CIA 值在 45~55 时表示无风化作用, 小于 60 时表示弱的化学风化作用, 60~80 时代表中等化学风化作用, 大于 80 时表示强烈化学风化作用.

根据马来半岛和婆罗洲北部全岩和黏土粒级颗粒的 CIA 值与伊利石化学指数的线性关系可知(图 4), 从东北婆罗洲、西北婆罗洲到马来半岛, 化学风化强度依次增加, 全岩的 CIA 平均值分别为 80, 82 和 87, 黏土粒级颗粒的 CIA 平均值分别为 81, 84 和 91, 都对应于强烈的化学风化作用. 同时, 这三个区块的伊利石化学指数都大于 0.15, 从东北婆罗洲的 0.22、西北婆罗洲的 0.39、到马来半岛的 0.47, 也依次显示化学风化作用逐渐加强(图 4). 马来半岛和婆罗洲北部的化学风化作用明显大于南海周边其他地区(如华南和中南半岛), 其中, 化学风化作用相对较弱的东北婆罗洲就已达到了珠江流域的化学风化强度.

由于强烈的化学风化作用, 马来半岛和婆罗洲北部样品的 Na 和 Ca 已基本淋失殆尽(图 3), 其化学

风化趋势处在逐步淋失 K 和其他元素的过程. 从 $A-CN-K(Al_2O_3 - (CaO + Na_2O) - K_2O)$, 主要元素均为摩尔比)三角图^[28,29]看到(图 5), 不像珠江、红河和湄公河样品平行于 $A-CN$ 边主要淋失 Na 和 Ca , 马来半岛和婆罗洲北部样品是平行于 $A-K$ 边而主要淋失 K 的过程, 其中黏土粒级颗粒比全岩的淋失程度要高, 马来半岛样品比婆罗洲北部样品表现出更强的淋失能力, 说明其非常强烈的化学风化作用.

由上述研究可知, 尽管马来半岛和婆罗洲北部风化产物中的黏土矿物组合及其影响黏土矿物形成的控制因素完全不同, 但由于这两个地区都处在温暖潮湿的热带地区, 全岩和黏土粒级颗粒的主要元素地球化学结果都指示其都呈现强烈的化学风化状态. 相对而言, 从东北婆罗洲、西北婆罗洲到马来半岛, 化学风化强度依次持续加强, 马来半岛已达到非常强烈的化学风化状态. 因此, 以马来半岛和婆罗洲为代表的东南亚热带地区, 热带温暖如一的气温和东亚季风降雨等气候条件是控制化学风化作用的一级因素, 构造活动和母岩性质是影响化学风化作用的次级因素, 但仍然对化学风化强度产生重要影响.

4 结论

本文通过分析马来半岛和婆罗洲北部主要流域表层沉积物样品的黏土矿物和主要元素地球化学组成, 首次开展该区化学风化作用及其控制因素的研究.

图 4 马来半岛和婆罗洲北部主要流域表层沉积物全岩和黏土粒级颗粒 CIA 值与伊利石化学指数的对比

图5 马来半岛和婆罗洲北部主要流域表层沉积物全岩和黏土粒级颗粒 A-CN-K 化学风化趋势三角图

A = Al_2O_3 , CN = $CaO+Na_2O$, K = K_2O , 主要元素均为摩尔比; 箭头代表风化趋势的方向

究, 取得了以下主要结论:

(1) 马来半岛河流沉积物的黏土矿物组合以高岭石(74%~85%)为主, 平均含量高达 80%, 其次为伊利石(11%~25%), 基本不含绿泥石和蒙脱石; 而婆罗洲北部则是以伊利石和绿泥石为主, 东北和西北婆罗洲伊利石平均含量分别为 77%和 51%, 绿泥石平均含量分别为 10%和 33%, 其次为高岭石(9%~21%), 不含蒙脱石。

(2) 马来半岛高岭石的形成主要受到了中酸性的岩性特征、温暖潮湿的气候条件、以及稳定的构造背景共同控制, 而婆罗洲伊利石和绿泥石的形成主要受到活跃的构造背景和高强度降雨的气候条件共

同影响。其中, 东北婆罗洲发育的高山地貌能够促使更强的机械剥蚀作用, 从而形成研究区含量最高的伊利石。

(3) 马来半岛和婆罗洲样品的全岩和黏土粒级颗粒主要元素地球化学结果都指示其都呈现强烈的化学风化状态。相对而言, 从东北婆罗洲、西北婆罗洲、到马来半岛, 化学风化强度依次持续加强。研究认为, 以马来半岛和婆罗洲为代表的东南亚热带地区, 热带温暖如一的气温和东亚季风降雨等气候条件是控制化学风化作用的一级因素, 构造活动和母岩性质是影响化学风化作用的次级因素, 但仍然对化学风化强度产生重要影响。

致谢 马来西亚登嘉楼大学海洋研究所 Joseph Anak Bidai, Sunny Goh Eng Giap 和 Noor Azhar M. Shazili 参加野外工作和有关讨论, 同济大学海洋地质国家重点实验室乔培军和邵磊协助实验室分析, 续海金和另外两位匿名审稿人以及编委会专家在本文评审过程中提出了非常详细的建设性修改意见, 在此一并致谢。

参考文献

- 1 Galy A, France-Lanord C. Weathering processes in the Ganges-Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget. *Chem Geol*, 1999, 159: 31-60
- 2 Selvaraj K, Chen C T A. Moderate chemical weathering of subtropical Taiwan: Constraints from solid-phase geochemistry of sediments and sedimentary rocks. *J Geol*, 2006, 114: 101-116
- 3 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
- 4 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
 - 5 McLennan S M. Weathering and global denudation. *J Geol*, 1993, 101: 295–303
 - 6 Summerfield M A, Hulton N J. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *J Geophys Res*, 1994, 99: 13871–13883
 - 7 Milliman J D, Meade R H. World-wide delivery of sediment to the oceans. *J Geol*, 1983, 91: 1–21
 - 8 Milliman J D, Syvitski J M P. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers. *J Geol*, 1992, 100: 525–544
 - 9 Yang S, Jung H S, Li C. Two unique weathering regimes in the Changjiang and Huanghe drainage basins geochemical evidence from river sediments. *Sediment Geol*, 2004, 164: 19–34
 - 10 Singh M, Sharma M, Tobschall H L. Weathering of the Ganga alluvial plain, northern India: Implications from fluvial geochemistry of the Gomati River. *Appl Geochem*, 2005, 20: 1–21
 - 11 Singh P. Geochemistry and provenance of stream sediments of the Ganga River and its major tributaries in the Himalayan region, India. *Chem Geol*, 2010, 269: 220–236
 - 12 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
 - 13 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, 37: 1176–1184
 - 14 Commission for the Geological Map of the World. *Geological World Atlas*, scale 1:10,000,000. U N Educ Sci and Cult Org, Paris, 1975
 - 15 Sultan K, Shazili N A. Distribution and geochemical baselines of major, minor and trace elements in tropical topsoils of the Terengganu River basin, Malaysia. *J Geochem Expl*, 2009, 103: 57–68
 - 16 Hutchison C S. Dating tectonism in the Indosinian-Thai-Malayan orogen by thermoluminescence. *Geol Soc Am Bull*, 1968, 79: 375–386
 - 17 Hutchison C S. *Geology of North-West Borneo: Sarawak, Brunei and Sabah*. Amsterdam: Elsevier Science, 2005. 444
 - 18 Hall R. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: Computer-based reconstructions, model and animations. *J Asian Earth Sci*, 2002, 20: 353–431
 - 19 Rangin C, Bellon H, Benard P, et al. Neogene arc-continent collision in Sabah, Northern Borneo (Malaysia). *Tectonophysics*, 1990, 183: 305–319
 - 20 Holtzapffel T. Les Minéraux Argileux: Préparation, Analyse Diffractométrique et Détermination. *Soc Géol Nord Publ*, 1985, 12: 1–136
 - 21 Petschick R. MacDiff 4.2.2. 2000. <http://servermac.geologie.un-frankfurt.de/Rainer.html>
 - 22 Esquevin J. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull Cent Rech Pau S N P A*, 1969, 3: 147–153
 - 23 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
 - 24 Taylor S R, McLennan S M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Malden, Mass: Blackwell, 1985. 312
 - 25 Chamley H. *Clay Sedimentology*. Berlin: Springer, 1989. 1–623
 - 26 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
 - 27 Nesbitt H W, Young G M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 1982, 299: 715–717
 - 28 Nesbitt H W, Young G M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim Cosmochim Acta*, 1984, 48: 1523–1534
 - 29 Nesbitt H W, Young G M. Formation and diagenesis of weathering profiles. *J Geol*, 1989, 97: 129–147