



自然科学基金项目进展专栏

评述

亚洲风尘系统地球化学示踪研究

陈骏*, 李高军†

南京大学地球科学系, 南京 210093

* 联系人, E-mail: chenjun@nju.edu.cn;

† 同等贡献, E-mail: ligaojun@nju.edu.cn

收稿日期: 2011-01-27; 接受日期: 2011-07-08

国家自然科学基金(批准号: 41021002)资助

摘要 中国北方及其邻近的蒙古处于亚洲内陆, 气候干旱, 是全球重要的风尘释放中心之一. 亚洲风尘物源研究对揭示风尘物质的产生与搬运机制、解读风尘沉积的古环境记录、预测风尘的环境效应及指导当代沙尘治理都有重要意义. 本文总结了地球化学方法在亚洲风尘物源研究中的应用. Nd-Sr 同位素示踪体系研究最为深入, 并取得了大量成功的应用. 碎屑单矿物地球化学在理论上具有较大的示踪优势, 值得进一步研究. 物源研究指出中国黄土具有近源性特征, 搬运方向与近地表盛行风向一致. 物源示踪还发现亚洲风尘最终来自青藏高原北缘和中亚造山带物质, 进一步确认了造高山过程制造粉砂物质的重要性. 根据亚洲风尘物源示踪的最新进展, 文章针对现代风尘来源的自然背景与人为因素、亚洲风尘源区物质演化及其与气候变化和青藏高原抬升的关系、以及青藏高原在亚洲风尘系统中的重要地位等问题展开讨论.

关键词沙漠
黄土
亚洲风尘
沙尘暴
青藏高原

中国北方及邻近的蒙古地处亚洲内陆(图 1(a), (b)), 加上周边高原和山脉对水汽的阻挡, 气候极端干旱. 这里地表以砾漠、沙漠、沙地、干草原为主, 沙尘天气频发, 是全球重要的粉尘释放中心之一^[1]. 粉尘释放后随大气环流向东或东南方向传输(图 1(a), (b)), 并常表现为东亚地区春季的沙尘暴. 沙尘本身及其传输中吸附的污染物, 严重影响下风向人口密集区大气环境, 并作为全球矿物气溶胶的重要组成, 影响着全球水循环和能量平衡^[4]. 亚洲风尘风化溶解不但吸收大量大气 CO₂, 而且还是海陆生态系统中铁和磷等营养元素的重要来源, 成为全球物质循环中重要的一部分^[5-7], 并可影响海水 Pb, Nd 和 Sr 同位素记录的古气候解读^[8-10]. 亚洲风尘在中国北方就近堆积, 形成大面积的黄土(图 1(b)). 中国北方风成黄土与北太平洋软泥和格陵兰冰芯中的亚洲风尘沉积一

起, 是研究古环境的良好材料^[11-13].

亚洲风尘物源研究在预报沙尘天气、治理现代沙尘、评估风尘的环境影响、揭示风尘物质产生机制和解读风尘沉积古环境记录方面皆有重要意义. 为减少沙尘灾害, 我国建设了各层次防护林带, 实施了大面积的退耕还林还草工程. 物源研究可以确定主要的沙源及其迁移路线, 分辨当代沙尘暴来源的自然背景和人为因子, 为我国沙尘治理提供参考. 风尘物质的环境效应受控于其物理化学性质^[4], 与物源密切相关. 中国北方巨量的黄土堆积指示存在制造大量粉砂物质的过程^[14], 追踪黄土确切源区有助于识别粉砂物质的产生机制及其与区域气候构造环境的关系. 源区研究对解读风尘沉积古环境记录也至关重要. 风尘沉积中古环境替代指标与源区迁移、粉尘搬运路线变化、以及源区自身演化等因素密切相关^[12,13].

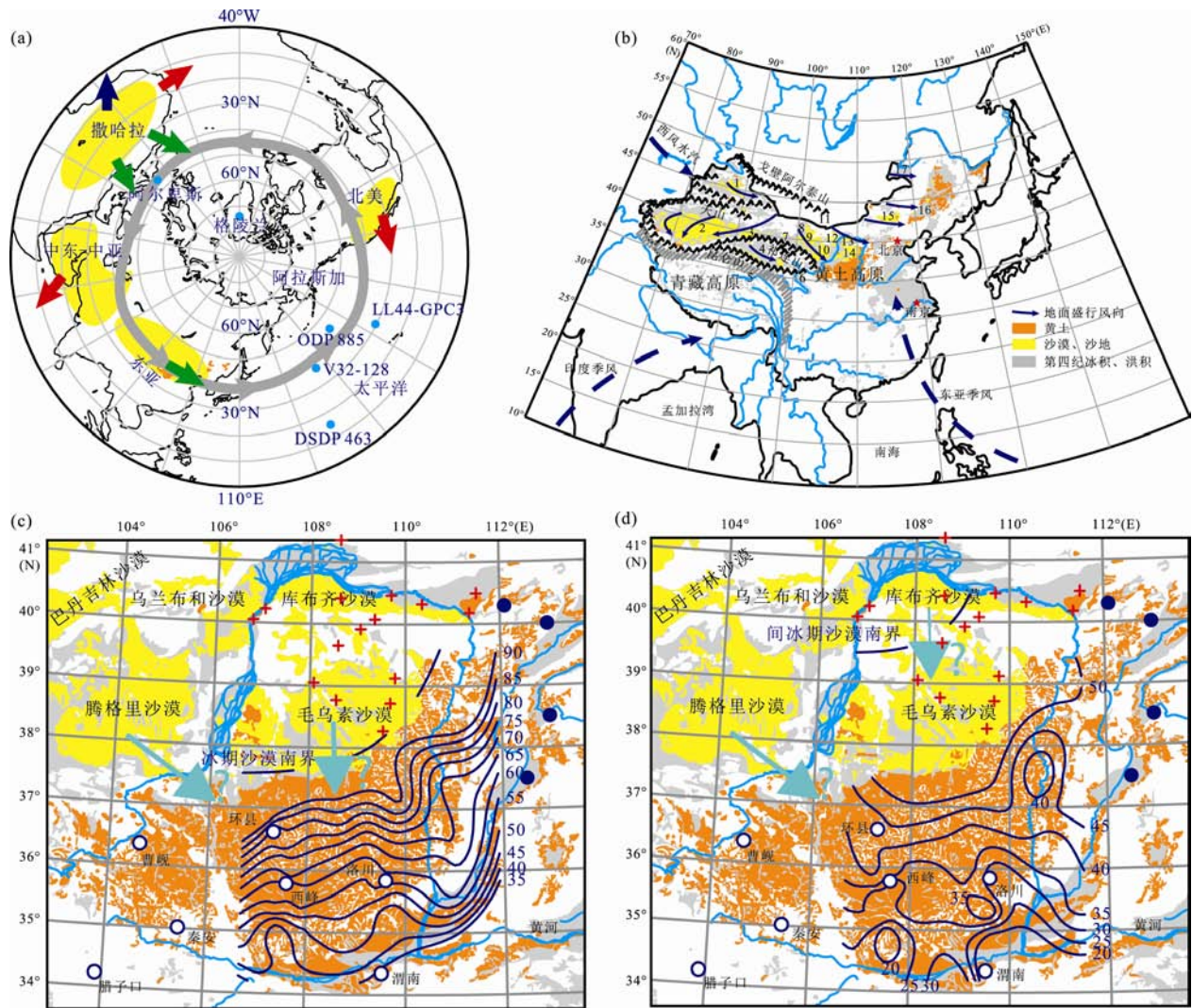


图 1 亚洲风尘系统自然地理背景图

(a) 北半球风尘系统的主要组成部分, 红色、蓝色、绿色箭头指示分别以夏季、冬季和春季为主的风尘传播方向^[1], 灰色箭头指示亚洲风尘随西风急流长程传输。(b) 中国北方及邻近蒙古国南部自然地理背景。1. 古尔班通古特沙漠(准格尔盆地); 2. 塔克拉玛干沙漠(塔里木盆地); 3. 库姆塔格沙漠; 4. 柴达木盆地; 5. 三江源地区; 6. 青海湖、共和沙地; 7. 河西走廊; 8. 黑河(弱水河)冲积扇; 9. 巴丹吉林沙漠; 10. 腾格里沙漠; 11. 戈壁沙漠; 12. 乌兰布和沙漠; 13. 库布齐沙漠; 14. 毛乌素沙漠(沙地); 15. 浑善达克沙地; 16. 科尔沁沙地; 17. 呼伦贝尔沙地。地面盛行风向据文献^[2]。(c), (d) 黄土高原区域自然地理背景以及冰期(c)间冰期(d)粒度变化。沙漠南界和 $\geq 20 \mu\text{m}$ 组分等值线据文献^[3]; 空心圆、实心圆和红十字分别为黄土高原黄土、山西黄土和鄂尔多斯干旱区 Nd-Sr 同位素样点

现代观测技术极大地促进了对亚洲风尘起源和搬运过程的认识^[15]。台站记录表明, 亚洲沙尘天气多发生在春季 3~5 月, 与冷锋活动有关^[15]。中国北方及其邻近蒙古国南部的干旱区均有沙尘释放, 呈现出两个多发区: 一个位于塔克拉玛干沙漠, 另一个为祁连山与戈壁阿尔泰山之间广袤的干旱区^[15]。现代观测技术也有其自身的局限性。台站记录为静态半定量观测(主要据目测能见度分浮尘、扬沙、沙尘暴、强沙尘暴

四等级), 分辨率低(3 h 一次), 很难整合地面站网信息恢复单次沙尘产生, 运移和沉积的动态过程。气团移动路径和光谱型遥感只能显示沙尘传输路线, 不能揭示传播路径中的物质交换。光谱型遥感还受云覆盖影响, 检测灵敏度低, 往往不能反映远距离低浓度沙尘传播。最关键的是, 由于沙尘事件在源区、迁移路线上差异巨大, 现代观测历史较短, 对揭示长时间尺度平均沙尘过程有一定不确定性。地质时期的沙

尘过程,特别是冰期,可能与当代大不相同.

地球化学方法通过对比风尘物质与潜在源区的地球化学特征,揭示风尘与源区之间的物质关联性,备受风尘物源示踪研究者的青睐,是示踪地质时期风尘物源最主要的手段. 亚洲风尘物源示踪几乎应用了所有常规的地球化学方法: Nd, Sr, Pb 和 Hf 等放射性成因同位素、碳酸盐碳氧同位素、矿物和元素组成、锆石单矿物定年、石英氧同位素、结晶度与电子自旋共振信号强度、等等. 遗憾的是,大多数方法都直接来源一般性沉积物物源示踪研究,并没有仔细分析应用在风尘系统示踪上的可靠性. 风力分选以及沉积后的成壤成岩作用都会改变风尘物质的很多地球化学特性. 因此,很容易找出风尘沉积物与潜在源区物质之间地球化学组成的不同之处,但要指出其物质关联性则较为困难. 不少研究在排除可能风尘源区时都采用了地球化学方法,而在圈定源区时则没有提供相应的地球化学数据支持^[16,17]. 一般认为不受表生过程影响或者表生影响可通过合理方法排除的地球化学指标是最佳的风尘物源示踪方法. 另外,多数地球化学示踪研究集中于风尘沉积物,没有深入系统调查广大潜在源区的物质特征.

本文从基本的地球化学原理出发,总结现有亚洲风尘物源示踪的各种地球化学方法,并论述其可靠性,重点介绍几种相对可靠方法所取得的成果,并对一些关键问题提出新的看法和研究设想.

1 地球化学示踪方法

1.1 矿物含量

亚洲风尘是大面积陆壳剥蚀的混合物,其组成包括上部陆壳各类矿物,并以利于风力搬运的轻质矿物和粘土矿物为主,重矿物含量较少^[18].

Biscaye 等^[19]首先利用粘土矿物中的高岭石/绿泥石比值区分格陵兰风尘中亚洲与其他风尘源区. Shen 等^[20]采用伊利石/高岭石和高岭石/绿泥石比值研究中国北方大气悬浮物的物源. 粘土矿物示踪的基本原理是,不同地区土壤具有与当地气候条件平衡的粘土矿物组成,但应用到亚洲风尘物源示踪有 4 个明显的缺点: (1) 亚洲风尘潜在源区均处于半干旱-干旱气候区,在平衡条件下这里土壤粘土矿物组成应该大致相当; (2) 潜在源区物质经过风力分选搬运,细粒级含量少,不利于粘土矿物研究; (3) 粘土矿物

测量主要基于 X 射线衍射,测量精度低,很难捕捉到潜在源区之间粘土矿物组成的微小差别; (4) 冰期-间冰期气候变化可能会同时影响潜在源区和风尘沉积的成壤作用强度,从而改变粘土矿物组成.

重矿物组合,特别是抗机械破碎和化学风化的重矿物组合,是沉积物物源示踪的传统方法. 但是重矿物之间密度差异很大,可能存在严重的风力分选过程,在风尘物源示踪中并未得到广泛应用. 另外,由于比重大,风尘中重矿物可能来自于传播路径中相对临近的物质源区,与主量轻矿物的源区可能有所不同. Maher 等^[17]发现蒙古戈壁沙漠磁化率(磁性重矿物含量)明显高于黄土高原黄土母质,认为黄土物源除戈壁沙漠外,还参入了其他大面积源区的粉尘物质. 通过测试中国北方干旱区大量样品发现,在 28~75 μm 粒级范围(成壤作用贡献小),沙漠和沙地磁化率普遍高于黄土母质. 由于磁性矿物比重大不易吹走,风力分选导致沙漠磁化率较高,因此磁性重矿物含量不是有效的物源示踪指标.

轻矿物中石英、钾长石、斜长石抗风化较强,密度相当,其组合可能是物源的参考指标. 我们基于干旱区大量样品 XRD 测试发现,石英、钾长石、斜长石相对含量虽然总体上变化范围很大,但各区域之间没有系统性差别,可能是因为分析基于全粒级样品,混合较差,局部因素影响较大,不能代表整个区域的平均水平,掩盖了区域之间的微小差别.

幸运的是,黄土高原黄土碳酸盐含量高,弱淋滤黄土层碳酸盐含量往往可达 10% 以上(图 2),可能指示源区具有丰富的碳酸盐矿物. 研究表明,潜在源区和现代沙尘中的碳酸盐矿物含量变化巨大,可以作为潜在的物源示踪指标^[22~24]. 碳酸盐矿物在分粒级过程中容易粉碎细化,含量分析主要基于全粒级样品,因此必须考虑到风力分选中的粒度效应. 另外,碳酸盐矿物不抗风化,风化淋滤对其含量也有强烈影响.

土壤碳酸盐分原生碎屑和次生成壤两种. 显微图像显示黄土高原黄土中存在大量原生方解石和白云石,而沙漠中碳酸盐颗粒更是以碎屑形态为主(图 3(a)~(e)). 黄土高原黄土中次生方解石包括胶膜和结核等多种形态. 热力学计算和土壤溶液 Mg/Ca 测量表明黄土中不能形成次生白云石,只能形成次生方解石(图 3(f)). 沙漠和黄土中白云石结晶度、碳氧同位素显示白云石主要为原生碎屑成因(图 3(g), (h)).

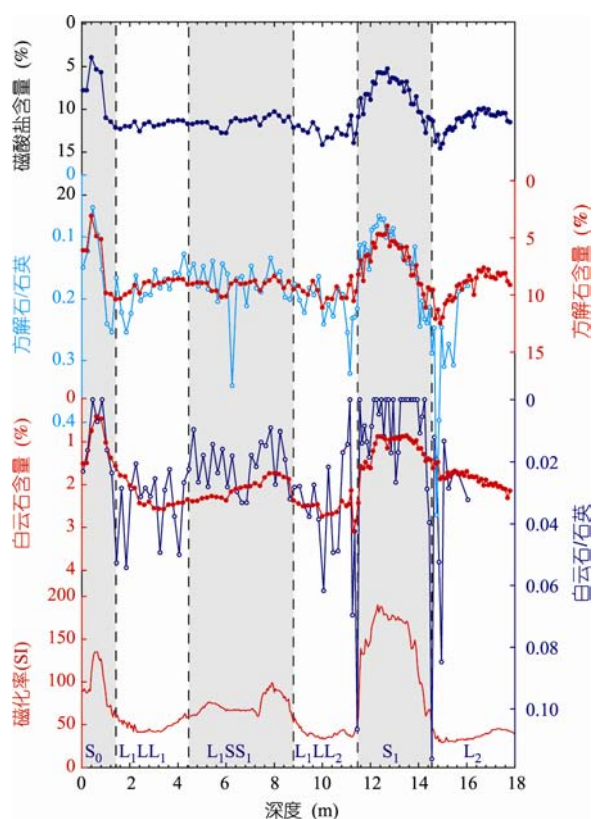


图2 黄土高原西峰黄土剖面碳酸盐矿物含量变化

数据文献[21, 22]; 总碳酸盐、方解石和白云石含量据醋酸溶解物 Ca 和 Mg 离子含量计算; 方解石/石英和白云石/石英比值为相应矿物 XRD 最强峰高比

黄土次生方解石的 Ca 源可能来自碎屑碳酸盐溶解, 也可能来自其他矿物溶解或者降水和地下水。只有原生碳酸盐或者次生碳酸盐中来自原生碳酸盐重结晶的部分才能指示原始风尘的碳酸盐含量。典型的黄土堆积远高于地下水位, Ca 源不可能来自地下水。降水也不是重要的 Ca 源。以西峰为例, 雨水 Ca 含量约 $5.6 \mu\text{g g}^{-1}$ [21]; 冰期降水可能为现代值的一半左右, 约 300 mm a^{-1} [25], 风尘通量约 $400 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ [26], 降水中 Ca 可形成的方解石含量不到 0.5%。另外, 季风降水多为夏季暴雨, 降水中 Ca 多数以径流方式被带走。黄土硅酸盐矿物风化微弱, 黄土-古土壤硅酸盐组分 CaO 含量差约 0.3%[27], 冰期黄土的沉积速度是间冰期古土壤的一倍以上[26], 且温度和降水量更低[25], 推断黄土风化程度应不及古土壤的一半, 风化释放的 CaO 则不到 0.3%, 所能形成的次生方解石不超过 0.5%。

Ca 与 Sr 的地球化学行为类似, 可利用 Sr 同位素示

踪土壤碳酸盐的 Ca 源。西峰地区现代蜗牛的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.71109, 与土壤溶液 0.71117 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值接近, 略大于降水比值 0.71086[21]。不同地区和不同时代蜗牛样品 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值在 0.71055~0.71117 之间, 变化范围仅为 0.00062[21], 表明次生碳酸盐的 Sr(Ca) 源相当稳定。考虑极端情况下黄土碎屑碳酸盐 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值与平均海相碳酸盐一致, 为 0.7077, 小于黄土和所有潜在源区地表碳酸盐[10]; 不考虑高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值云母的优先风化[28], 黄土硅酸盐风化产物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值与全硅酸盐组分一致为 0.7185[29]; 黄土土壤溶液 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为蜗牛 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的最高端 0.71117, 可算出黄土土壤溶液中最多只有 32% 的 Sr 来自硅酸盐风化。黄土碳酸盐 Ca/Sr 比值约 860 mol mol^{-1} [21], 硅酸盐 Ca/Sr 比值约 140 mol mol^{-1} [27], 可算出土壤溶液中最多只有 7% 的 Ca 来自硅酸盐风化。因此, 黄土次生碳酸盐主要来自原生碳酸盐溶解重结晶。

综上所述, 黄土碳酸盐主要为碎屑方解石、碎屑白云石和碎屑方解石重结晶而成的次生方解石。考虑到淋滤流失, 黄土高原黄土原始风尘碳酸盐总量应 $>10\%$, 方解石含量 $>8\%$, 白云石含量 $>2.5\%$ 。分粒级实验表明方解石/总碳酸盐和白云石的细粒级富集因子分别 <4 和 <2 [21], 推断出黄土高原黄土源区物质碳酸盐总含量应 $>2.5\%$, 方解石含量 $>2\%$, 白云石含量 $>1.2\%$, 对应 XRD 方解石/石英最强峰比值 >0.05 , 白云石/石英最强峰比值 >0.02 (图 2)。

1.2 元素地球化学

经过多阶段风化沉积循环, 风尘物质已被很好地混合, 潜在源区之间大多数元素组成变化并不明显。很多研究者利用 REE 配分模式证明黄土物质均匀和风成来源。其实, 大多的陆壳碎屑物质都会表现为相似的轻稀土元素富集、重稀土平坦和 Eu 负异常的特征。由于大多数元素在主要造岩矿物中含量差别很大, 地壳中元素分异本质为矿物分异。矿物分异包括岩浆结晶过程、风化-沉积循环等等。风尘搬运过程和沉积成壤作用也涉及矿物分异。这些分异过程涉及的矿物种类往往有对应关系, 如岩浆分异的鲍温序列和风化作用的逆鲍温序列, 风化-沉积循环产生粘土矿物而风力分选也优先搬运细粒粘土矿物。因此, 从原理上大部分元素地球化学指标都难于风尘物源示踪。当然, 有些元素或元素对的矿物分异不明显, 以稀土元素最为典型, 其在陆壳中本身的变率

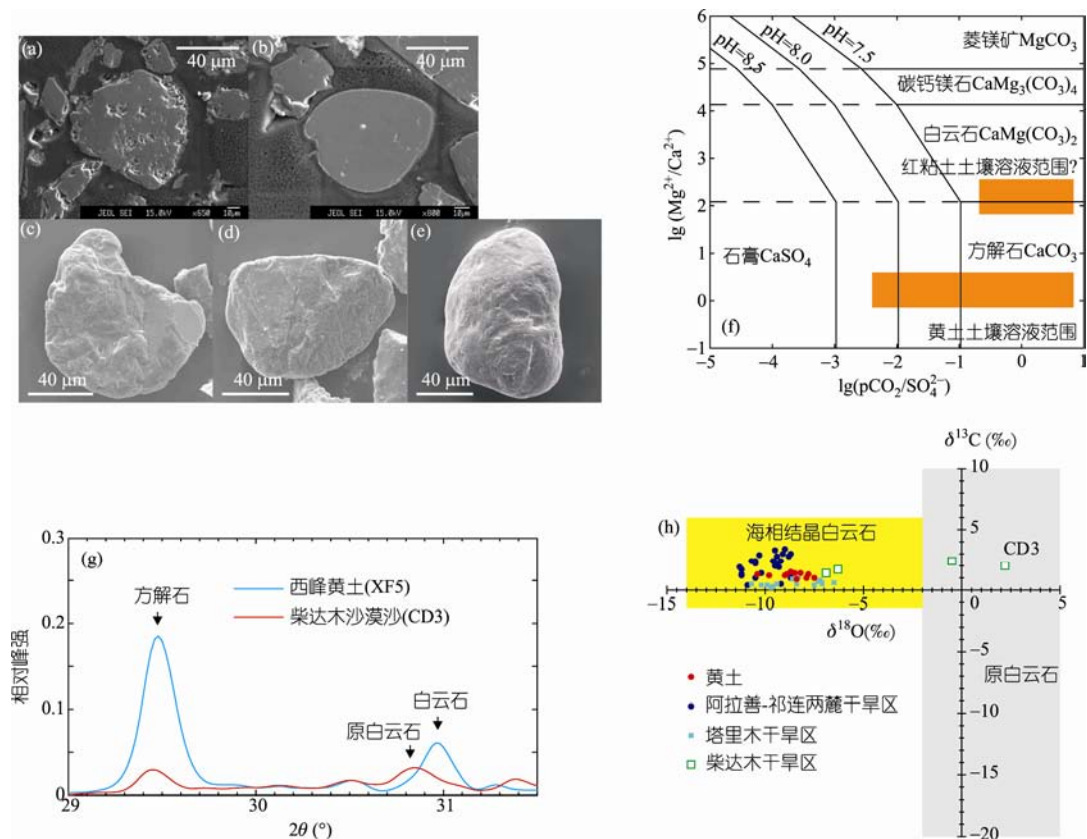


图 3 黄土与潜在源区物质中原生与次生碳酸盐矿物综合判断

资料据文献[21, 22]. (a), (b) 黄土高原环县黄土(a)与塔克拉玛干沙漠沙(b)碎屑方解石电子探针二次电子图像; (c), (e) 黄土高原曹峁黄土(c)、西峰黄土(d)与塔克拉玛干沙漠沙(e)碎屑白云石扫描电镜图像; (f) 土壤次生碳酸盐矿物形成热力学图解; (g) XRD 鉴别结晶白云石和原白云石; (h) 潜在源区物质与黄土白云石碳氧同位素组成

也就不大. 另外, 元素测试本身误差较大, 区分各个潜在源区地表物质之间细微的元素地球化学差别比较困难. 元素地球化学通常用以区别差别巨大的物源, 如沉积物的岛弧与大陆地壳来源, 岩浆的壳源与幔源. 在区分北太平洋软泥沉积中的亚洲风尘和火山灰时有比较成功的应用^[30].

1.3 Nd-Sr 同位素

Nd-Sr 同位素是风生物源示踪最常用的方法, 研究程度也最高^[31]. 由于年轻的火山灰与年老的大陆地壳物质 Nd-Sr 同位素差异巨大, Nd-Sr 同位素最先用于区分北太平洋沉积物中亚洲风尘和火山灰^[32]. 后来的亚洲风尘示踪研究也多沿用了 Nd-Sr 同位素示踪体系, 并积累了大量的数据和经验^[31].

Sr 同位素组成表示为 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 原子数比值. ^{87}Sr 和 ^{86}Sr 均为稳定核素. ^{87}Rb 的 β 衰变产物为 ^{87}Sr , 半衰

期 48 Ga, 使 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值发生变化. 地壳 Rb/Sr 比值较高, 导致地壳 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值随时间逐渐高于地幔 (图 4). 地壳物质再循环也会改变 Rb/Sr 比值, 从而影响 Sr 同位素演化. Rb 与 K 性质相似, Sr 与 Ca 性质相似, 含 K 矿物比含 Ca 矿物更难风化^[33], 且 K 和 Rb 同属大半径离子, 风化后存留在粘土矿物中, 而 Ca 和 Sr 则溶解进入海洋, 和热液(地幔)来源的 Sr 一起沉淀为碳酸盐. 大部分海洋碳酸盐形成于陆架并最终成为沉积地层, 只有小部分碳酸盐经俯冲变质回到地壳硅酸盐体系.

Nd 同位素组成表示为 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 原子数比值, ^{143}Nd 和 ^{144}Nd 均为稳定核素. ^{147}Sm 的 α 衰变产物为 ^{143}Nd , 半衰期 106 Ga, 使 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值发生变化. 与 Sr 同位素体系不同, 地壳从地幔分异时, 相对富集轻稀土元素, Sm/Nd 比值较低, 导致 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值随时间逐渐低于地幔(图 4). 由于 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值

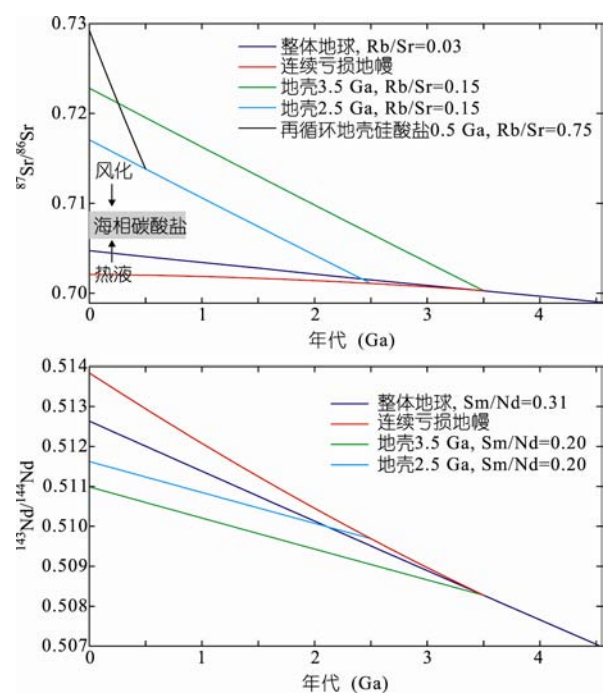


图4 地球主要储库 Nd-Sr 同位素演化示意图

变化范围小, Nd 同位素一般表示为相对于现代球粒陨石 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值(0.512638)的万分偏差:

$$\varepsilon_{\text{Nd}} = \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{样品}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{球粒陨石}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{球粒陨石}}} \times 10000,$$

地壳 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值小于整体地球(球粒陨石), 对应 ε_{Nd} 值为负, 且壳幔分异年龄越老, ε_{Nd} 值越负. 由于 Sm 和 Nd 同属临近稀土元素, 性质相似, 且在风化沉积过程中不活跃, 地壳物质再循环对其 Sm/Nd 比值影响不大. 因此, 地壳物质 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值主要受控于壳幔分异年龄(图4).

亚洲风尘 Sr 同位素一定程度上受风力分选和风化作用的双重影响. 风力分选优先搬运细颗粒粘土矿物, 而粘土矿物 Rb/Sr 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值较高. 风化过程中碳酸盐矿物的优先淋滤也使残留的风尘沉积物 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 上升^[34]. 由于 Sm 和 Nd 同属临近稀土元素, 不同矿物之间 Sm/Nd 比值和 ε_{Nd} 值相当, 一般认为矿物分异不影响 Nd 同位素组成. 但是, 黄土硅酸盐组分 ε_{Nd} 值似乎比全岩或者碳酸盐组分略低(表1), 可能是由于海水幔源高 ε_{Nd} 值加入, 海相碳酸盐 ε_{Nd} 值高于平均大陆岩石.

为排除风力分选和风化成壤过程中矿物分异的影响, Nd-Sr 同位素物源示踪一般基于同一粒级较稳

表1 黄土全岩或碳酸盐组分与硅酸盐组分 Nd 同位素组成比较

样品地点	全岩或碳酸盐组分		硅酸盐组分	
	ε_{Nd} 值	参考文献	ε_{Nd} 值	参考文献
兰州	-9.6	[32]	-10.8	[35]
	-9.1	[36]	-11.1	[36]
			-11.3	[37]
西宁	-9.8~10.3	[34]	-11.1	[21]
南京	-10.2	[38]	-11.1	[21]
北京	-10.3	[36]	-11.5	[36]
黄土高原多个剖面	-7.7~8.9	[9]	-9.8~11.1	[9]
黄土高原西峰剖面	-9.6~10.1	[34]	-10.6	[29]
山西	-10.3~10.6	[34]	-11.0~12.0	[29]

定的硅酸盐组分. 硅酸盐组分提取采用弱酸选择性滤除样品中的碳酸盐矿物. 根据黄土和远距离传输亚洲风尘的粒度范围, Chen 等^[39]把潜在源区样品分为 $<75\ \mu\text{m}$ 和 $<5\ \mu\text{m}$ 两个粒级. 粒度效应主要体现在 $<2\ \mu\text{m}$ 粒级, 其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值比全粒级高出一般不超过 0.006, 其余粒级 Sr 同位素组成与全岩相当^[39]. 黄土 $<2\ \mu\text{m}$ 组分含量 $<15\%$, Sr 含量是其他粒级的 2/3 左右. 极端情况下, $<2\ \mu\text{m}$ 含量变化范围为 0~15%, 粒度变化对黄土硅酸盐组分 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的影响 <0.001 , 远小于潜在源区物质 Sr 同位素的变化范围^[39], 因而对 Sr 同位素物源示踪影响不大. 值得注意的是, 有研究者非常谨慎地考虑到中高空长距离搬运风尘颗粒粒级主要 $<20\ \mu\text{m}$, 故选用 $<20\ \mu\text{m}$ 组分的 Sr 同位素研究黄土物源^[16], 结果可能适得其反, 因为 $<2\ \mu\text{m}$ 颗粒在 $<20\ \mu\text{m}$ 组分中的变率可能要比在 $<75\ \mu\text{m}$ 组分或者全岩中的变率大得多^[40], 增加了粒度变化对 Sr 同位素示踪的影响.

1.4 其他放射性成因同位素体系

除 Nd 和 Sr 同位素外, Pb, Hf 和 Os 同位素也可用于亚洲风尘物源示踪. 由于 U-Pb 和 Lu-Hf 与 Sm-Nd 同位素体系的相似性, 地壳物质的 Pb 同位素和 Hf 同位素往往与 Nd 同位素强相关^[41,42], 在原理上不具有更多的示踪优势. 但是 MC-ICP-MS 的广泛应用使 Pb 和 Hf 同位素测试非常快捷. 另外, ^{176}Lu 的半衰期(37 Ga)比 ^{147}Sm (106 Ga)短, Hf 同位素在地壳中的变率约是 Nd 同位素两倍, 有利于区分潜在物源区之间的差异. 由于 Lu-Hf 元素地球化学性质差异大于同属相邻稀土元素的 Sm-Nd, 各矿物之间 Lu/Hf 比值差别巨大, 特别是 Zr 和 Hf 性质相似导致锆石强烈富

集 Hf, 锆石风力分选会影响 Hf 同位素组成. 亚洲风尘 Pb 同位素研究主要基于风尘沉积物^[8,19,43,44], 直到最近才有研究测量了中国北方干旱区地表物质的 Pb 同位素组成^[45]. 需要注意的是, 人类排放 Pb 可能会影响现代风尘和潜在源区地表物质的 Pb 同位素组成, Pb 同位素也容易受到沉积循环改造, 需要谨慎应用^[31]. 由于测量困难, 只有少量关于亚洲风尘物质的 Os 同位素报道^[46,47]. 黄土高原黄土的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比值在 0.88~1.21 之间, 与塔克拉玛干沙漠差别明显 (1.29 ± 0.08), 而与腾格里沙漠接近^[46,47]. 由于有机质强烈富集 Re, Os 同位素受有机地层风化和有机质含量影响较大, Os 同位素的物源示踪意义还需进一步研究.

1.5 单矿物地球化学

近年来单颗粒锆石 U-Pb 定年技术飞速发展, 并快速应用于各类沉积物的物源示踪. 锆石在表生循环中非常稳定, U-Pb 同位素体系较为封闭, 物源指示明确. 单颗粒锆石 U-Pb 定年示踪技术通过测量和对比沉积物和潜在源区物质大量锆石颗粒的年龄分布谱, 从而圈定源区. 相对于 Nd, Sr 和 Pb 等同位素提供的平均信号, 锆石年龄谱可反映源区多阶段的造岩信息, 具有更大的示踪优势. 谢静等^[48]和 Stevens 等^[49]发现中国北方数个沙漠之间锆石年龄谱差异明显, 具有区分各潜在风尘源区的能力. 然而, 锆石年龄谱示踪风尘物源也具有很大的局限性: (1) 锆石挑选和测试程序繁琐耗时, 在一个沙漠或地区需要测量上百个锆石颗粒, 测试成本高, 而黄土重矿物含量少, 往往需要数公斤样品, 样品量大; (2) 作为重矿物, 黄土中锆石可能来自上风向附近地区, 不能代表平均物源信息; (3) 同样由于比重大, 潜在源区锆石混合可

能不充分, 样品的局部性强; (4) 远距传输亚洲风尘的粒径大多 $<5\ \mu\text{m}$, 无法开展锆石定年工作; (5) 锆石定年还受到次生长、褪晶化等因素影响, 在选择合适的定年颗粒以及颗粒中定年位置时, 人为因素很大.

碳酸盐矿物的元素组成也可能具有物源示踪功能. 电子探针测试表明黄土和潜在源区碎屑碳酸盐中 Mn 含量都较高^[21]. 碎屑碳酸盐风化溶解释放出的 Mn^{2+} 在氧化条件下迅速沉淀, 氧化态 Mn^{4+} 在方解石中的配分系数 $\ll 1$, 导致次生方解石几乎不含 Mn (图 5(a)). 黄土中碳酸盐结合态 Mn 主要来自原生碳酸盐. Mg 与 Mn 的情况类似. 方解石 Mg 配分系数 $\ll 1$, 且黄土中没有次生白云石形成, 白云石溶解释放出的 Mg 全部流失. 考虑到原生方解石 Mg 含量也很低, 黄土中碳酸盐结合态 Mg 主要来自白云石. 黄土-古土壤碳酸盐结合态 Mn 与白云石含量 (碳酸盐结合态 Mg) 显著正相关 (图 5(b)), 表明白云石风化和以原生方解石为主的原生碳酸盐风化一致, 风化作用不会影响原生碳酸盐中白云石的比例. 黄土-古土壤 Mn/Ca 比值与 Mg/Ca 比值显著正相关 (图 5(a)), 反映原生碳酸盐和次生碳酸盐混合, 其低比值端趋近纯次生碳酸盐, 高比值端趋近原生碳酸盐.

石英作为上部陆壳中最主要的矿物, 最先受到风尘物源示踪研究的关注. Rex 等^[50]早在 20 世纪 60 年代就通过石英氧同位素分析, 发现夏威夷土壤和北太平洋软泥中的石英来自大陆风尘. 调查发现中国北方沙漠石英氧同位素、结晶度和电子自旋共振信号强度有明显的区域变化, 具有一定的物源指示意义^[51,52]. 但石英在提纯过程中经过焦硫酸盐高温熔融等强化化学处理, 其地球化学信号可能受到前处理的影响. 石英氧同位素、结晶度和电子自旋共振信号强度变化的一些机理及影响因素也不甚清楚, 需要进一步研究.

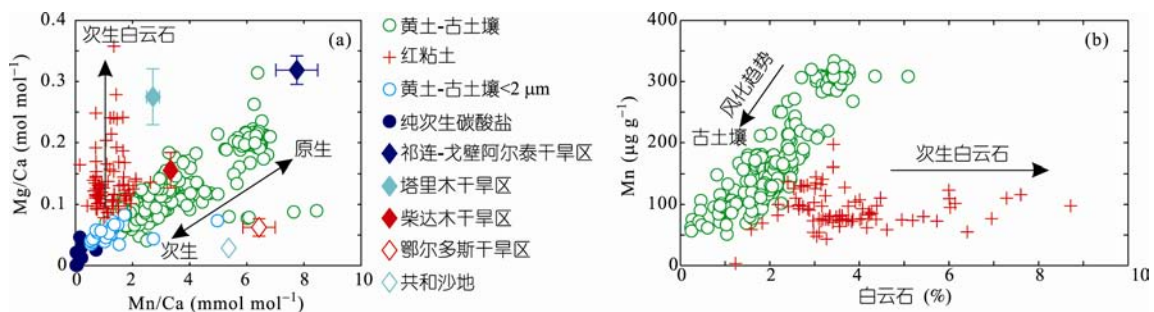


图 5 黄土高原黄土与潜在源区物质碳酸盐微量元素(a)以及白云石与碳酸盐结合态 Mn 含量(b)相关图
数据据文献[21]

2 潜在源区物质的地球化学差异性

潜在源区物质的地球化学差异性 是风尘物源地球化学示踪的基础。幸运的是, 受物质剥蚀区地质背景控制, 多项地球化学示踪指标在各潜在源区之间差异明显。对潜在源区地球化学分区特征的认识是最近几年最重要的进展之一。

潜在源区物质碳酸盐矿物含量、特别是白云石含量变化明显。只在塔里木干旱区、祁连山两麓干旱区、阿拉善干旱区、柴达木干旱区、三江源地区以及黄河沉积物和北京附近河流沉积物中检测到了白云石。干旱区白云石含量分布与周边剥蚀区白云石地层出露面积密切相关(图 6)^[22]。

碳酸盐 Mg/Ca 和 Mn/Ca 比值还可以进一步区分高碳酸盐含量的潜在源区(图 5(a))。祁连山-戈壁阿尔泰山之间干旱区表面物质碳酸盐的 Mg/Ca 和 Mn/Ca 比值较高; 塔里木干旱区 Mn/Ca 比值较低而 Mg/Ca 比值高; 柴达木干旱区 Mg/Ca 和 Mn/Ca 比值趋中; 鄂尔多斯干旱区和共和沙地 Mn/Ca 比值较高而 Mg/Ca 比值偏低。 Mg/Ca 比值高对应碳酸盐中白云石含量高。 Mn/Ca 比值的变化可能与剥蚀区碳酸盐地层的化学组成有关。

中国北方沙漠和沙地石英氧同位素、结晶度和电子自旋共振信号强度也有明显的区域变化。巴丹吉林沙漠比中国东北浑善达克沙地和呼伦贝尔沙地石英 $\delta^{18}O$ 值偏高^[51], 但还未见关于其他干旱区石英氧同位素组成的系统研究成果报道。石英结晶度和电子自旋共振信号强度更明显地显示了各潜在源区之间的系统差别^[52]。特别的是, 石英结晶度和电子自旋共振信号强度相结合可以清晰地区分塔克拉玛干沙漠、巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠和戈壁沙漠四大沙尘源区^[52]。

长久以来, 亚洲风尘潜在源区物质 Nd-Sr 同位素研究较少, 且前处理方法各不相同。最近我们研究组系统调查了潜在源区地表物质 $<75\ \mu m$ 和 $<5\ \mu m$ 粒级硅酸盐组分的 Nd-Sr 同位素特征^[39]。样品主要为风成沙和河流沙, 覆盖了中国北方大部分干旱区(图 7d)。风成沙和河流沙经过风力和水力充分混合, 其细粒级组分可代表较大区域的平均成分。调查发现潜在源区 Nd-Sr 同位素组成变化大, 呈现明显的区域特征, 并可分为鄂尔多斯干旱区、北部干旱区(中国北方边界中亚造山带周边)、祁连两麓干旱区、青藏高原干

旱区、阿拉善干旱区和塔里木干旱区六大区域(图 7(a), (b))。Nd 同位素分布与前期零星工作一致^[19,35,37,53-57], 由于采取了一致的前处理, Sr 同位素分布范围比早期工作集中。Nd-Sr 同位素分区特征明显受构造背景控制, 与潜在源区周边山地剥蚀区平均成分有关(图 7(d))。例如鄂尔多斯干旱区位于古老的华北克拉通, ϵ_{Nd} 值最低; 北部干旱区 ϵ_{Nd} 值最高, 反映中亚造山带高 ϵ_{Nd} 值剥蚀物。

潜在源区物质 $<5\ \mu m$ 组分 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值比 $<75\ \mu m$ 组分整体偏高, 而 ϵ_{Nd} 值与 $<75\ \mu m$ 组分接近, 进一步证实了粒度对 Sr 同位素的影响(图 7(c))。值得注意的是, 青海湖中心全新世沉积物平均 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.7182, ϵ_{Nd} 为 -10.6, 与流入青海湖的布哈河河沙 ($\epsilon_{Nd} = -14.3$) 差别巨大, 而与周边风成黄土类似^[21]。Jin 等^[58]通过元素地球化学分析也发现青海湖沉积物 65% 来自风尘物质, 且湖中心风尘比例更大。鄂尔多斯干旱区很多样品全粒级组分的 ϵ_{Nd} 值 < -20 ^[37, 56], 比 $<75\ \mu m$ 组分偏低(图 7(a))。Rao 等^[59]发现毛乌素沙漠细粒级组分 ϵ_{Nd} 值比粗粒级组分高 2~4, 可能由外源细粒高 ϵ_{Nd} 值风尘加入造成。鄂尔多斯干旱区与黄土高原相接, 虽受地貌气候条件限制未形成大片黄土堆积, 但也应有大量细粒级风尘物质加入, 并具有黄土高原黄土的 Nd-Sr 同位素特征(ϵ_{Nd} 值约 -10.2)。

谢静等^[48]通过锆石年龄谱发现蒙古中南部沙样来自中亚造山带, 浑善达克沙地沙来自中亚造山带和华北克拉通的燕山褶皱带^[48], 出色地证明了处于地貌低地的沙地物质来自周边山地。东北沙地中呼伦贝尔沙地完全处于中亚造山带, ϵ_{Nd} 较高, 而浑善达克和科尔沁沙地 ϵ_{Nd} 偏低, Nd-Sr 同位素趋势指向华北地块的鄂尔多斯干旱区(图 7), 似乎也暗示在中亚造山带的基础上, 有南部华北地块燕山褶皱带物质的加入。

李锋^[45]系统测量了中国北方干旱区物质的 Pb 同位素组成, 发现 Pb 同位素具有与 Nd 同位素类似的分区特征: 毛乌素沙地具有最低 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 、 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 值, 塔克拉玛干沙漠具有最高的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 、 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 值, 其他地区介于两者之间。

潜在源区碳酸盐矿物含量与元素组成、同一粒级硅酸盐组分 Nd-Sr 同位素、石英结晶度与电子自旋共振信号强度的系统调查, 证实了其可很好地示踪亚洲风尘物源区: (1) 样品几乎覆盖了亚洲风尘所有的潜在源区; (2) 各潜在源区之间地球化学示踪指标变化

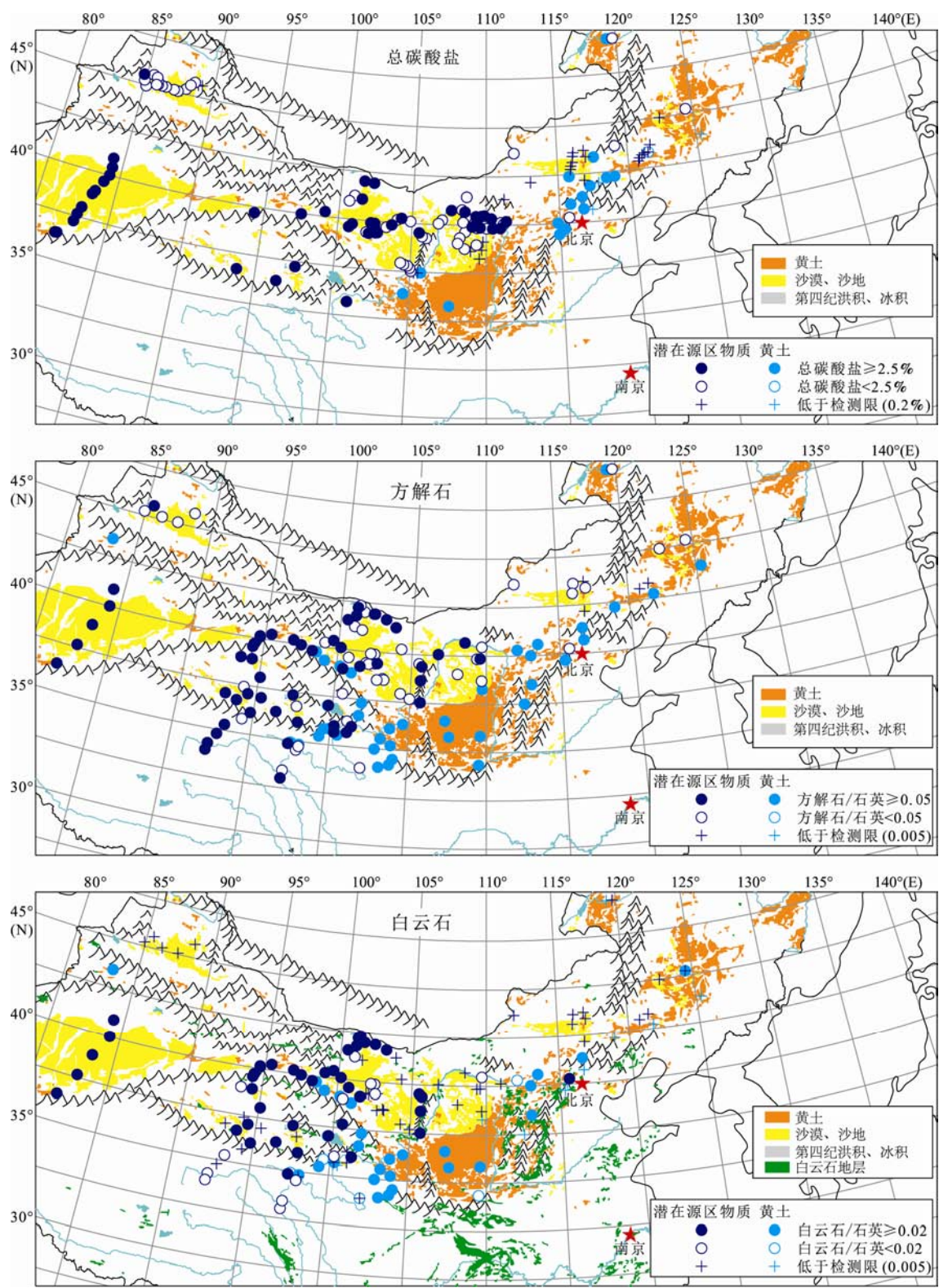


图 6 潜在源区物质与黄土碳酸盐矿物含量空间分布
数据据文献[21, 22]

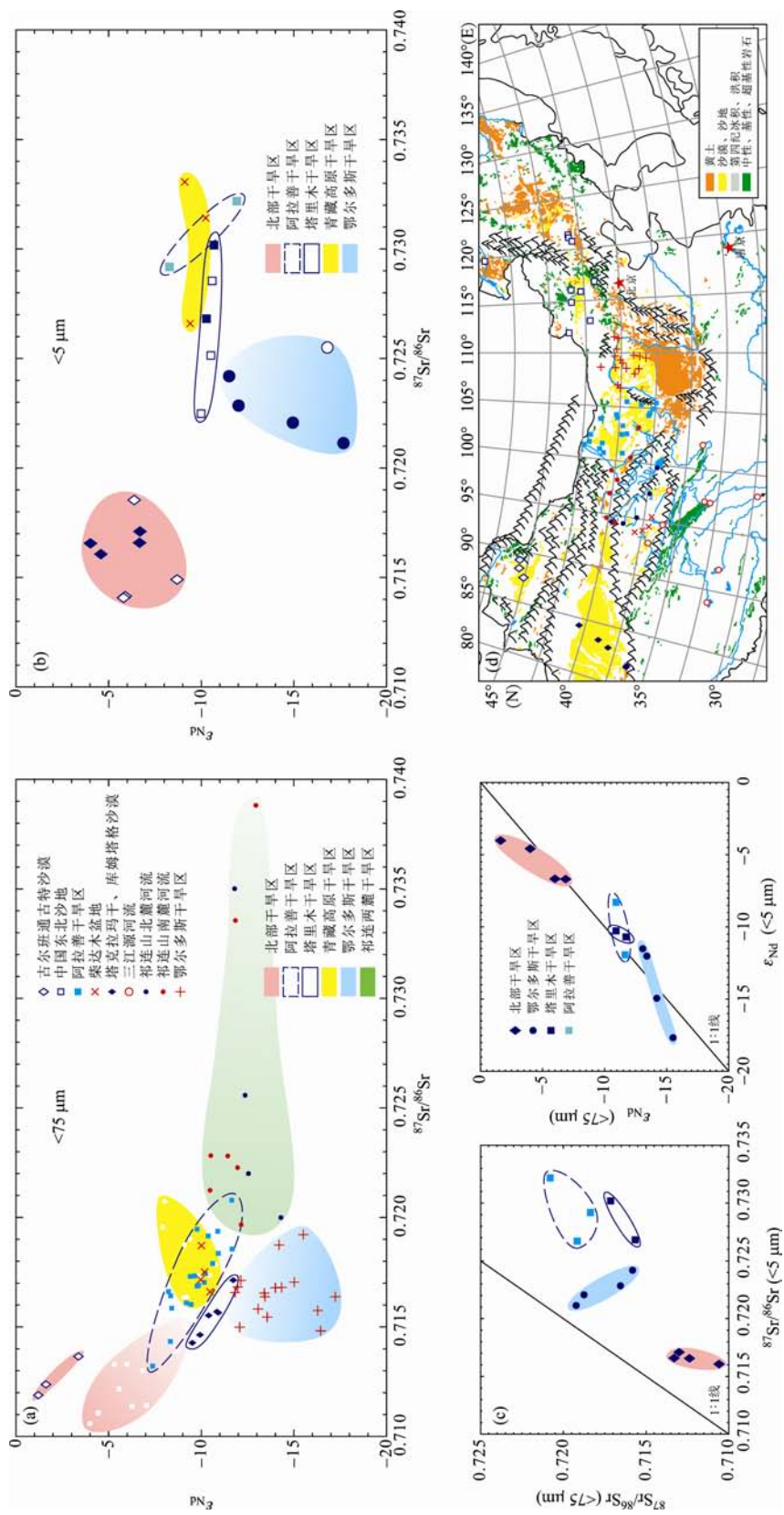


图 7 潜在源区 $<75 \mu m$ (a)与 $<5 \mu m$ (b)硅酸盐组分 Nd-Sr 同位素及其对比(c)和样点分布(d)

图(b)空心数据点据文献[19, 53, 54], 其余数据据文献[21, 29, 39]

远大于测试误差, 并可分为多个区域; (3) 地球化学示踪指标分区特征明显受构造控制, 在源区没有大规模晚新生代岩浆活动和晚新生代岩浆岩暴露的情况下, 地球化学示踪指标分区特征至少在亚构造时间尺度上相对稳定, 从而可利用潜在源区现代的地球化学特征示踪地质历史时期的风尘物源; (4) 构造控制还导致地球化学示踪指标在相同构造背景下较大区域内相对稳定, 每个潜在源区可用少数风成沙和河流沙样品为代表, 避免了需要大面积网格采样。

3 亚洲风尘物源研究新进展

3.1 黄土高原黄土物源

黄土高原巨厚黄土堆积及其清晰的黄土-古土壤旋回, 蕴含着丰富的古气候信息^[11], 是风尘物源研究的重点. 中国科学家在黄土高原不断发现更老的风尘堆积, 并逐步追索到晚渐新世, 为研究青藏高原隆升过程及其区域环境响应、亚洲内陆干旱化和亚洲季风气候的形成演化提供了宝贵的材料^[60-62], 并发展了大量的古气候替代指标, 包括反映夏季风强度的磁化率^[63]、反映搬运风力的粒度与 Zr/Rb 比值^[40,64]、反映源区干旱化程度的沉积通量^[26]、反映植被类型和季风降水的次生碳酸盐碳氧同位素记录^[25,65]、以及反映风化成壤作用 Rb/Sr 比值、Mg/Al 比值等^[66,67]. 众多指标都是基于物源稳定的假设, 认为指标要么反映搬运过程的变化, 要么反映沉积后的风化成壤作用, 对于物源的研究是上述指标研究结果可靠性的基石.

刘东生^[11]根据黄土粒度从北到南逐渐变细的规律, 并结合现代盛行风向, 推测黄土高原黄土来源于其北部和西北部广阔的干旱区. Bowler 等^[68]据柴达木大量的松散雅丹沉积物主张柴达木盆地是黄土高原的重要粉尘源区. 早期 Nd-Sr 同位素地球化学研究发现黄土高原黄土与塔克拉玛干沙漠可能具有物质联系^[55]. Liu 等^[69]、Derbyshire 等^[70]和 Ji 等^[71]基于野外观察、少量沉积学和地球化学线索以及伊利石类型和结晶度认为祁连山北麓大量的山麓冲积物是黄土高原黄土的重要物源. Sun^[16]认为黄土高原黄土的物源区不是中国西部三大内陆盆地(准格尔盆地、塔里木盆地、柴达木盆地), 而在中蒙交界的戈壁沙漠及其以南的巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠、乌兰布和沙漠、库布齐沙漠和毛乌素沙漠.

近年来, 一系列研究对黄土高原黄土物源的认识趋于一致. Chen 等^[39]和 Li 等^[29]研究发现黄土高原黄土 Nd-Sr 同位素组成与阿拉善干旱区接近(图 8). 另外考虑到柴达木盆地白云石主要为原白云石(图 3(g), (h)), 只有塔里木干旱区、祁连两麓干旱区和阿拉善干旱区碳酸盐总含量>2.5%, XRD 方解石/石英最强峰比值>0.05, 白云石/石英最强峰比值>0.02(图 6), 满足黄土高原黄土源区碳酸盐矿物含量特征^[22]. 黄土-古土壤 Mn/Ca 比值与 Mg/Ca 比值正相关的高比值端趋近原生碳酸盐(图 5(a)), 指向祁连山-戈壁阿尔泰山之间的干旱区. 石英结晶度和电子自旋共振信号指示黄土高原黄土的主源区为巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠和蒙古国南部戈壁沙漠^[73]. 因此, 黄土高原黄土主要来自祁连山与戈壁阿尔泰山之间广袤的干旱区, 最终来自祁连山与戈壁阿尔泰山的剥蚀物.

Stevens 等^[49]发现黄土的锆石年龄谱与所研究的任何一个潜在源区都不吻合, 同时具有中国西北和东北的物质特征. 由于中国东北沙地也主要由中亚造山带贡献^[39,48], 因此可以预期黄土高原黄土锆石同时具有中国西北(祁连山)和东北(中亚造山带)的年龄谱特征. 由于 Stevens 等^[49]研究所用的腾格里沙漠样品靠沙漠南缘, 主要由祁连物质贡献^[74], 与黄土高原黄土的整体物源区可能不尽相同.

最近, Yang 和 Ding^[3]据粒度等值线推断毛乌素沙漠是黄土高原黄土的主要源区, 并认为夏季风强度控制了毛乌素沙漠的扩张程度, 从而通过搬运距离变化导致黄土粒度空间梯度的冰期-间冰期变化(图 1(c), (d)), 与粒度受冬季风强度控制的传统观点不一致^[40]. 一般认为冬夏季风在轨道时间尺度上为此消彼长的关系, 粒度时间序列本身不能区分这两种截然不同的机制. 据沙漠扩展控制粒度假说, 黄土高原北部冰期黄土 60%以上物质由鄂尔多斯干旱区贡献^[21]. 鄂尔多斯干旱区物质 ϵ_{Nd} 极低, 如其贡献了 60%以上黄土物质, 黄土中非鄂尔多斯来源物质的 ϵ_{Nd} 则会极高, 没有一处潜在源区可以满足此特征(图 8(a)). 此外, 黄土高原黄土 Nd-Sr 同位素在空间上的高度一致表明等比例物源混合不太可能(图 8(a)). 值得关注的是, 黄土高原北部边缘榆林剖面末次冰盛期有沙层, 是冰期毛乌素沙漠扩张的结果. 沙层中没有检测到白云石, 表明确实为毛乌素沙漠扩张所致^[22]. 但是黄土高原冰期黄土普遍存在大量的白云石^[22], 表明冰期黄土主要来自具有白云石的源区, 毛乌素沙漠

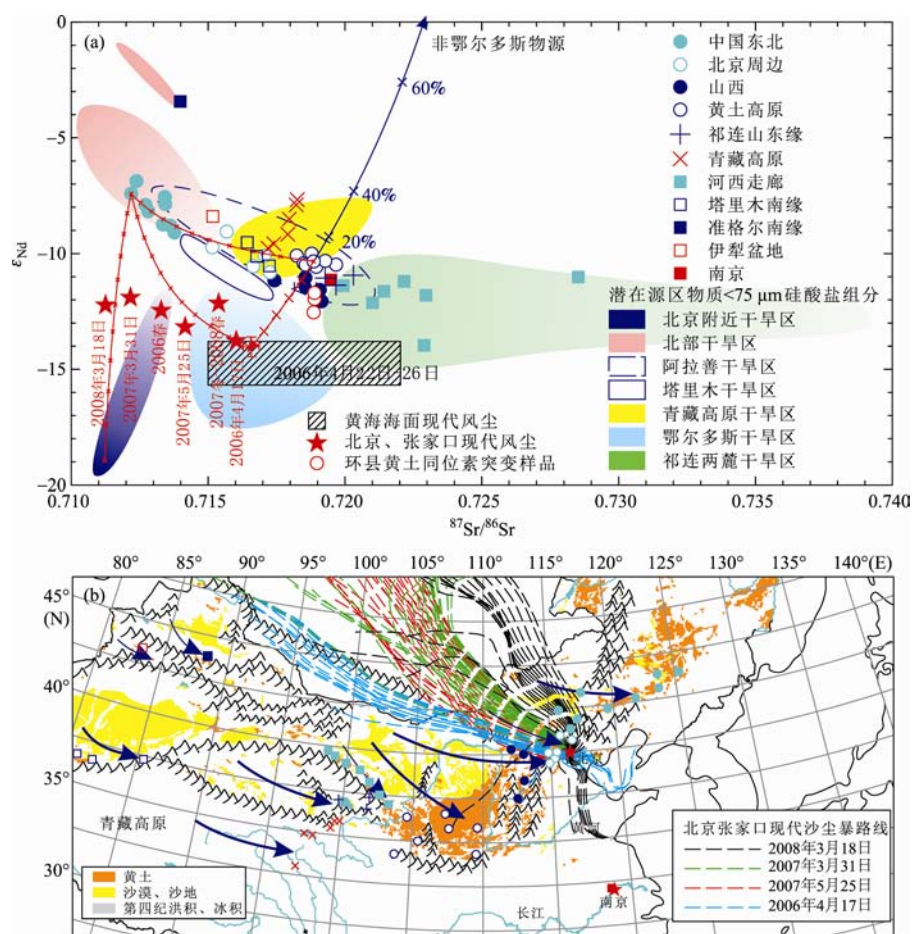


图 8 黄土和北京附近现代沙尘硅酸盐组分 Nd-Sr 同位素(a)及样点(b)

准格尔南缘以及塔里木南缘、河西走廊、中国东北部分数据据文献[37], 黄海现代沙尘数据据文献[72], 其余数据据文献[21, 29, 39]; 蓝色箭头显示黄土高原黄土中存在不同比例鄂尔多斯物质情况下非鄂尔多斯来源物质的平均 Nd-Sr 同位素组成, 红色曲线为各风尘端元混合等步长混合线^[21]. 图(b)中箭头为据 Nd-Sr 同位素对比和地面盛行风向^[2]恢复的黄土物质搬运路线; 北京现代沙尘暴路径据文献[29]

扩张对黄土高原风尘贡献有限. 李峰^[45]对中国北方黄土源区的 Pb 同位素研究也表明毛乌素沙漠与黄土高原黄土差异非常明显. 鄂尔多斯干旱区不是黄土高原黄土的主源区可能是因为没有大型的山脉, 缺乏相应的高山过程产生大量的粉砂物质^[16]. 当然, 祁连山-戈壁阿尔泰山之间干旱区物质可先向东中转至鄂尔多斯干旱区(所谓动力学源区), 然后再向南搬到黄土高原. 但是, 搬运方向的变化缺少证据, 且经过鄂尔多斯干旱区中转, 很难保证不加入中转区的物质信息. 而且, 如果鄂尔多斯干旱区是中转站, 且沙尘释放与夏季风控制的沙漠进退有关, 那么在全新世, 鄂尔多斯干旱区南部应该有大量的风尘物质未被运走, 从而堆积大面积厚层的黄土, 与实际不符. 因此, 黄土高原黄土主要直接搬运自祁连山-戈壁阿

尔泰山之间广袤的干旱区, 西北向传播路线也能导致黄土高原东西向粒度等值线(图 9). 沙尘释放通常与强低压槽系统和冷空气爆发有关, 并伴随冷锋气旋向东南方向移动^[15]. 沙尘搬运的北支更靠近低压

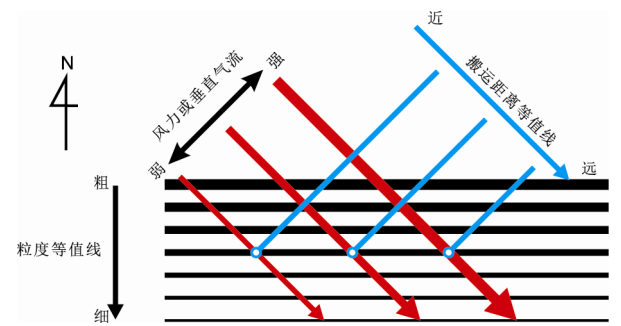


图 9 黄土高原风向与粒度关系示意图

槽中心, 气压梯度更大, 地转风更强, 大气层结更不稳定, 垂直湍流更强, 从而搬运更多粗颗粒物, 粗颗粒物可传播更远, 从而产生东西向粒度等值线(图 9).

3.2 中国黄土物源近源性

李高军等^[21,29]对中国各地黄土开展了大量测试(图 10), 发现中国北方从西到东 9 个剖面黄土 Nd-Sr 同位素组成在冰期-间冰期尺度上的相对稳定, 从而可利用少数样品代替整个黄土序列, 至少适用末次间冰期以来的黄土序列. 中国北方黄土 Nd-Sr 同位素组成区域特征明显, 其整体变化范围小于潜在源区物质(图 8(a)), 反映不是所有潜在源区都有物源贡献, 而且风尘物质在起沙和搬运过程中混合充分, 增加了黄土的均一性. 李高军等^[21,29]所测黄土 Nd 同位素组成与前人零星研究结果基本一致, Sr 同位素也与前人研究中基于硅酸盐组分的结果一致^[9,32,34-38,55,56]. 需要注意的是, Nakano 等^[37]报道的北京黄土和大同黄土的 ε_{Nd} 值明显比 Li 等^[29]测试结果偏低, 与北京地区河流沙和二次沉积黄土的 Nd-Sr 同位素组成一致^[21]. 如细查其采样点, 发现样品可能均在谷地, 一般公路沿河走, 采样方便, 容易采到谷地二次次生沉积的黄土.

黄土与潜在源区 Nd-Sr 同位素对比指示中国黄土均来自其上风向临近干旱区(图 8), 具有近源性, 与黄土含大量粉砂颗粒契合, 所揭示的风尘搬运路线与地面盛行风向一致^[2]: 伊犁黄土与天山剥蚀物类似; 塔里木盆地和准格尔盆地南缘黄土分别来自塔克拉玛干沙漠和古尔班通古特沙漠; 青藏高原三江

源黄土来自本地沙区; 祁连东南缘黄土来自柴达木和祁连山南麓; 河西走廊黄土与祁连山北麓冲积物一致; 陕甘黄土高原黄土来自其西北上风向祁连山与戈壁阿尔泰山之间的广袤干旱区; 山西黄土物源与陕甘黄土接近, 并在搬运过程中叠加了邻近上风向鄂尔多斯干旱区少量物质; 东北黄土与浑善达克沙地和科尔沁沙地物质特征接近; 北京黄土处于山西黄土和东北黄土之间, 物源也为此两处黄土物源的混合.

秦安中新世黄土 Nd-Sr 同位素组成与黄土高原黄土类似, 且呈现负相关关系(图 11). 秦安中新世黄土剖面底砾层粉砂粒级组分 Nd-Sr 同位素与祁连山物质接近, 指示秦安盆地本地物源特征. 紧接底砾层之上的青灰色细质湖相沉积以及中新世黄土下部与底砾层 Nd-Sr 同位素差别明显, 指示风成来源, 支持 Guo 等^[61]对秦安中新世沉积物的风成解释.

3.3 现代风尘来源的自然背景与人为因子

总结近年来亚洲多处现代风尘硅酸盐组分的 Nd-Sr 同位素数据可发现(图 12)^[29,37,72,75,76]: 同一地点不同沙尘事件的 Nd-Sr 同位素组成变化较大(图 12(b)), 与沙尘事件之间起源区和传播路径的不同有关^[21]; 同一次沙尘过程不同地点风尘的 Nd-Sr 同位素变化也很明显(图 12(c)), 与源区不均一性和风尘传播路径过程中的物质混染有关^[21]. 塔里木盆地边缘(策勒、阿克苏、敦煌)和额济纳旗沙尘的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值分别比塔里木干旱区和阿拉善干旱区偏高(图 12(d)). 策勒、阿克苏、敦煌和额济纳旗均处于干旱区边缘河流冲积物上. 河流冲积物粒度较细, 从而导致本地沙尘暴 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 偏高. 另外, 干旱区样品 Nd-Sr 同位素基于 $<75\ \mu\text{m}$ 组分, 由湿筛分离, 包括 $<75\ \mu\text{m}$ 组分中所有颗粒. 由于 $<75\ \mu\text{m}$ 组分中较细颗粒更容易扬起, 虽然沙尘暴大多颗粒也为 $<75\ \mu\text{m}$ 组分, 但 $<75\ \mu\text{m}$ 组分中细颗粒可能偏多, 也可导致 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值偏高.

Liu 等^[78]早在 1982 年就将现代沙尘天气与黄土堆积联系起来. 对比现代沙尘和黄土 Nd-Sr 同位素发现(图 12(d)), 塔里木盆地周边策勒、阿克苏、敦煌现代风尘 ε_{Nd} 值与塔里木盆地南缘黄土一致而 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值偏高. 这可能由于风尘中粗颗粒更先沉降为黄土, 黄土粒度比大气风尘颗粒偏粗而 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 偏低. 银川和沙坡头现代沙尘 Nd-Sr 同位素组成与阿拉善

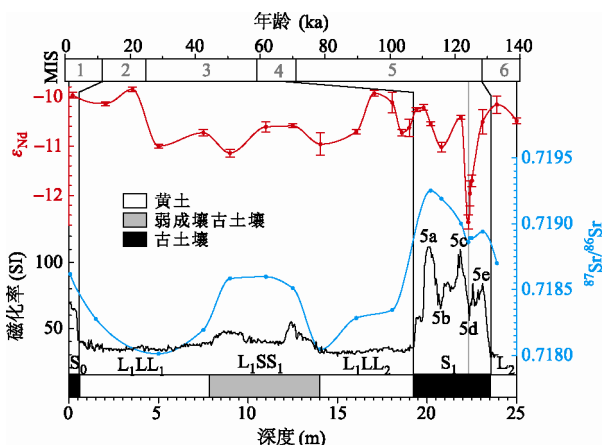


图 10 环县剖面黄土-古土壤硅酸盐组分 Nd-Sr 同位素变化
据文献^[29]

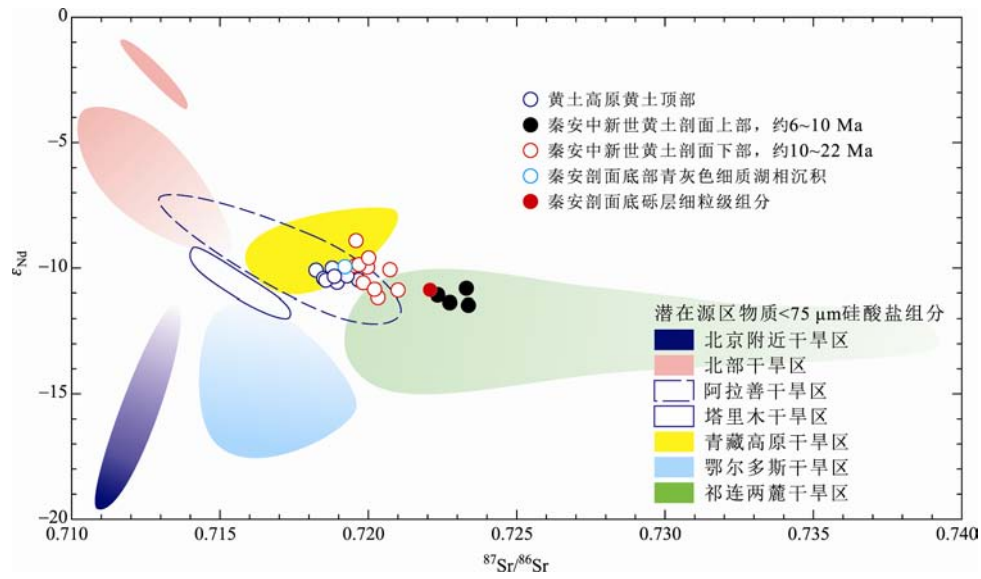


图 11 秦安中新世黄土硅酸盐组分 Nd-Sr 同位素组成
数据据文献[21]

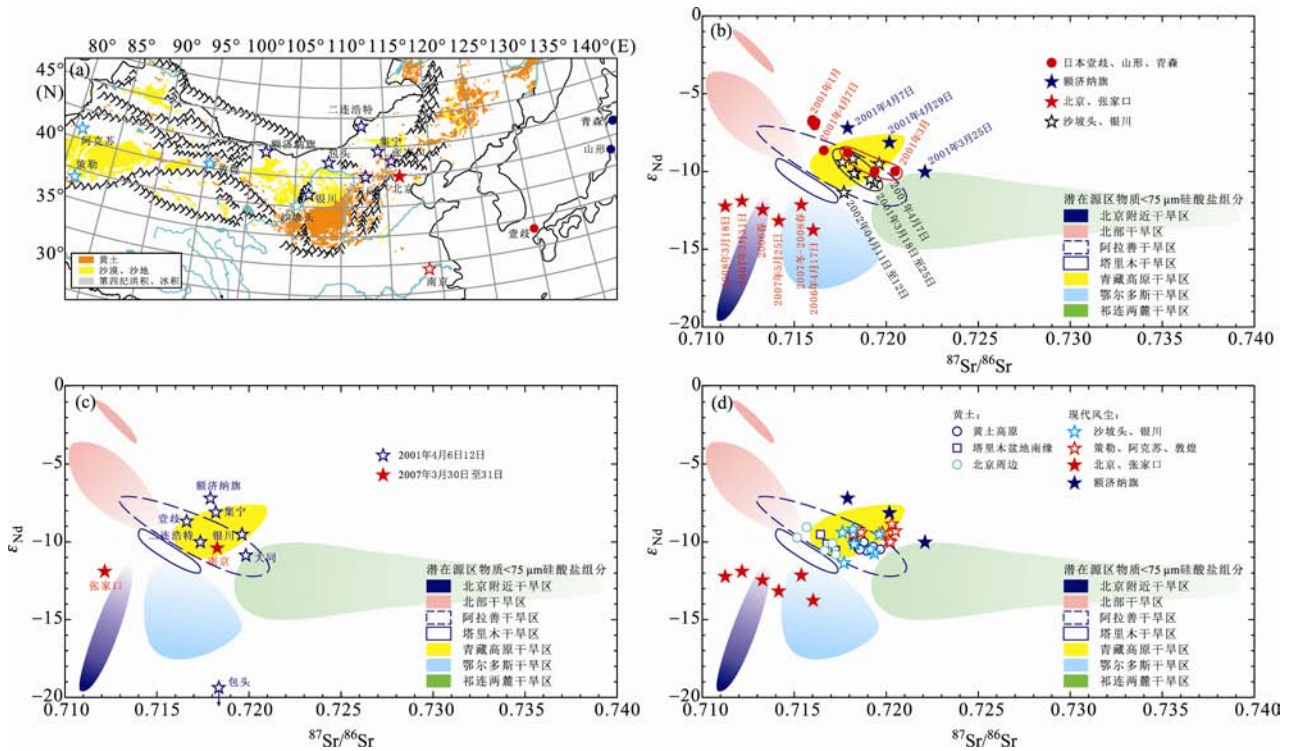


图 12 现代风尘样点(a)及其硅酸盐 Nd-Sr 同位素时(b)空(c)变化并与黄土对比(d)
南京、张家口现代风尘以及黄土数据据文献[21, 29, 39], 其余数据据文献[75, 77]

干旱区物质和黄土高原黄土一致(图 12(d)), 阿拉善物质向黄土高原运输经过银川和沙坡头, 再次证实了黄土高原黄土与阿拉善干旱区之间的物质联系。

作为首都, 北京沙尘暴倍受关注. 北京周边黄土 Nd-Sr 同位素组成处于东北黄土与黄土高原和山西黄土之间, 指示北京风尘的自然物源为北部干旱区和

祁连-戈壁阿尔泰干旱区的混合(图 8(a)), 对应西北偏北和西北偏西搬运路线(图 8(b)). 虽然北京现代沙尘气团与黄土搬运路线相当(图 8(b)), 其 ε_{Nd} 值却明显比黄土低, 更靠近北京附近干旱区和鄂尔多斯干旱区的特征, 指示北京现代风尘物源与地质时期(自然背景)有较大差别. 鄂尔多斯干旱区和北京附近干旱区物质加入比例与风尘路径有关(图 8(b)): 2006 年 4 月 17 日沙尘暴路径为西北偏西, 抵达北京前经过鄂尔多斯干旱区边缘, Nd-Sr 同位素最靠近鄂尔多斯干旱区特征, Lee 等^[72]于 2006 年 4 月 22~26 日在黄海海面也可能接收到了此次沙尘暴鄂尔多斯物质的 Nd-Sr 同位素信息(图 8(a)); 2008 年 3 月 18 日沙尘起源于北京正北, 未经过鄂尔多斯地区, 主要为北京附近干旱区物质加入; 2007 年 5 月 25 日和 2007 年 3 月 31 日沙尘路线居中, 鄂尔多斯干旱区和北京附近干旱区均有物质加入, 其中 2007 年 5 月 25 日路线更偏西, 鄂尔多斯干旱区物质加入比例更大. 白云石含量可为北京现代风尘物源提供佐证^[22]: 2006 年 4 月 17 日沙尘暴样品没有检测到白云石的存在, 与鄂尔多斯干旱区低白云石含量一致(图 6); 北京 2006 年春季总悬浮物中含有大量的白云石, 可能来自北京附近干旱区. Nd-Sr 同位素端元混合计算表明北京现代风尘 50% 以上来自北京附近干旱区和鄂尔多斯干旱区(图 8(a)). 北京附近干旱区和鄂尔多斯干旱区物质加入可能与农业用地、过度放牧、水库截流等因素导致的地表裸露有关.

鄂尔多斯干旱区现代沙尘释放可能与全新世晚期成壤作用积累的粉砂物质在环境变化时释放有关. 黄土记录表明, 即使在冰期鄂尔多斯沙漠化到极致, 也未有明显的低 ε_{Nd} 物质加入(图 10). 紧邻鄂尔多斯干旱区下风向山西黄土中鄂尔多斯干旱区物质贡献也不超过 30%(图 8(a)). 环县黄土剖面在 S_1 层位相当于 MIS5e/5d 阶段转换时有一次短暂而明显的 Nd 同位素负漂移事件, ε_{Nd} 值下降达 1.9 (图 10). Jahn 等^[34]报道了黄土高原东部佳县剖面 6 个样品, 其 S_{1-2} 层位 ε_{Nd} 达 -12.13, 而其他层位 ε_{Nd} 在 -10.2~-10.6 之间, 可能也捕捉到了这次 Nd 同位素负漂移事件. 黄土高原西部曹峴剖面 MIS5e/5d 层位 Nd 同位素漂移没有这么明显, ε_{Nd} 值下降约 0.7^[21]. 据此推断 MIS5e/5d 转换阶段 Nd 同位素负漂移事件可能由鄂尔多斯干旱区沙尘突然释放造成, 主要影响其下风向黄土高原中部和东部. 端元混合图解表明 Nd 同位素负漂移事件中

鄂尔多斯风尘加入可达 50% 以上(图 8(a)). MIS5e 为末次间冰期最为温暖的阶段, MIS5e/5d 为进入末次冰期前幅度最大的一次变冷. 鄂尔多斯地区在 MIS5e 温暖时期成壤作用可能积累了一定量的粉砂物质, 然后在 MIS5e/5d 转换阶段环境恶化时集中释放出来. 由于鄂尔多斯干旱区持续供沙能力有限, 虽然沙漠化随着冰期到来持续加重, 也只能维持一次短暂的粉砂释放, 表现为黄土 Nd 同位素负漂移. 鄂尔多斯干旱区环境退化时大量的粉砂释放对现代沙尘治理有重要的启示意义. 全新世暖期强盛的夏季风作用下, 鄂尔多斯干旱区土壤发育良好, 可积累大量粉砂物质. 由于全新世晚期季风减弱, 或者人类活动, 鄂尔多斯干旱区开始沙漠化, 释放出全新世早期积累的粉砂物质, 并影响到北京地区. 虽然地质史上鄂尔多斯干旱区粉砂释放非常短暂, 大约在数千年以内, 但对人类历史来说, 已经是很长的时间尺度, 必将对人类的生存环境造成长期影响. 如果鄂尔多斯干旱区沙漠化由夏季风减弱造成, 则属于自然过程, 可以采取相应的适应措施. 如果沙漠化由过度放牧和农垦等人类活动造成, 则可通过适当的植被恢复方法控制沙尘释放.

3.4 长程传输亚洲风尘

北太平洋沉积物与格陵兰冰雪中风尘颗粒较细, 普遍 $< 5 \mu\text{m}$, 指示长程高空搬运^[12,19]. 北太平洋软泥沉积、格陵兰冰芯、日本、加拿大、格陵兰和法国阿尔卑斯的现代积雪中都检测到了亚洲风尘的地球化学特征^[19,32,54,75,79,80]. 北太平洋软泥虽然主要由亚洲风尘组成^[32], 但其 Nd-Sr 同位素并不落在任何潜在源区之内(图 13). 北太平洋软泥 ε_{Nd} 值与青藏高原北缘塔里木盆地、柴达木盆地和阿拉善干旱区 $< 5 \mu\text{m}$ 组分一致, 但其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 偏低, 由环太平洋岛弧火山灰加入所致^[32]. 塔里木盆地风尘和火山灰混合模式可较好地解释北太平洋软泥的 Nd-Sr 同位素特征(图 13).

塔里木盆地风尘和火山灰混合模式并不能完全解释格陵兰风尘, 特别是夏秋季风尘的 Nd-Sr 同位素组成(图 13). 塔里木盆地风尘-火山灰混合模式指示格陵兰风尘中火山灰含量与北太平洋沉积物相当(图 13), 而高分辨率冰芯/冰雪中不可能每层都有火山灰加入. 北部干旱区与撒哈拉/阿拉斯加/北美/格陵兰物质的混合能更好地解释格陵兰风尘的 Nd-Sr 同位素

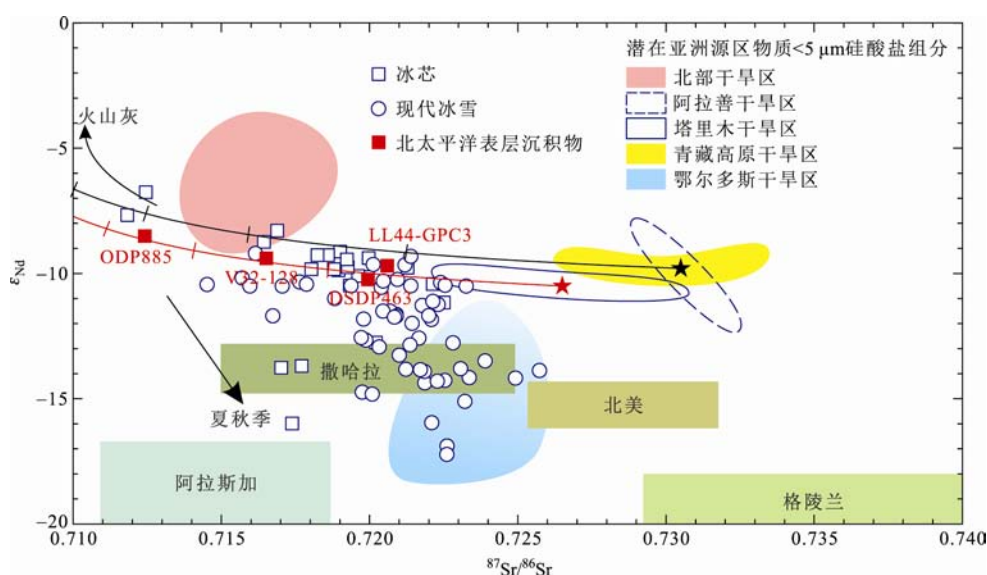


图 13 北太平洋与格陵兰风尘硅酸盐组分 Nd-Sr 同位素物源混合图解

北太平洋表层沉积物文献[32]; 格陵兰冰芯与现代冰雪风尘以及撒哈拉/阿拉斯加/北美/格陵兰端元文献[19, 42, 53, 54, 81, 82]; 端元混合曲线计算文献[21], 以 10% 步长标注

特征(图 13). Bory 等^[53,54]认为格陵兰夏秋季低 ϵ_{Nd} 风尘来自鄂尔多斯干旱区. 鄂尔多斯干旱区夏秋季植被覆盖较好, 粉尘释放超过塔里木盆地干旱区显得非常可疑. 撒哈拉、阿拉斯加、北美以及格陵兰本地作为古老地盾, 都具有低 ϵ_{Nd} 值特征^[19,31], 是夏秋季低 ϵ_{Nd} 风尘的潜在物源. Bory 等^[81]发现格陵兰边缘两处冰芯灰尘 ϵ_{Nd} 值明显偏低, 达-20 左右, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 分别为 0.748 和 0.739, 反映格陵兰本地物源. 气象研究表明, 5~8 月热带辐合带北移, 撒哈拉沙尘释放最为活跃^[83], 而亚洲风尘夏秋季活动则较弱. 法国阿尔卑斯地区也成功检测到了撒哈拉风尘的低 ϵ_{Nd} 值信号^[80]. 最近 Hf 同位素研究也在格陵兰冰芯中检测到了撒哈拉的贡献^[42]. 格陵兰夏秋季风尘通量约为春季的 10%^[53], 撒哈拉/阿拉斯加/北美/格陵兰本地风尘因此可能占据主导地位, 从而导致秋季风尘 ϵ_{Nd} 值偏低.

3.5 源区物质演化与青藏高原抬升

上述大量地球化学证据表明亚洲风尘来自青藏高原北缘的广袤干旱区, 即塔里木盆地与阿拉善干旱区. 祁连山-戈壁阿尔泰山之间阿拉善干旱区和塔里木盆地干旱区物质 Nd-Sr 同位素大体呈现负相关趋势(图 7(a)), 高 ϵ_{Nd} 值端元样品靠近干旱区北部, 来自中亚造山带(天山-戈壁阿尔泰山)的剥蚀, 低 ϵ_{Nd} 值端元样品位置靠近祁连山-昆仑山-阿尔金山, 来自

青藏高原北缘山脉的剥蚀^[74]. 高山过程被认为是产生大量粉砂最重要的机制^[14,16]. 中国北部和西部干旱区主要由青藏高原北缘山脉和中亚造山带所围绕. 戈壁阿尔泰山和祁连山的冰川剥蚀、寒冻风化、河谷深切等高山剥蚀过程保证了黄土高原巨厚黄土堆积的粉砂的主要供应^[16]. 中国大部分地区黄土的 Nd-Sr 同位素整体上组成一个负相关趋势(图 8(a)), 其高 ϵ_{Nd} 值端指向中亚造山带, 低 ϵ_{Nd} 值端指向青藏高原北缘山脉. 因此, 亚洲风尘的最终物质来源为青藏高原北缘山脉和中亚造山带, 具有二源性.

亚洲风尘源区物质的二源性暗示在构造时间尺度上, 源区物质可能随着剥蚀区的气候和构造变化而演化, 并被黄土高原和北太平洋早中新世以来风尘沉积的 Nd-Sr 同位素所记录 (图 14). 北太平洋中部 LL44-GPC3 孔记录表明亚洲风尘约 15 Ma 以来 ϵ_{Nd} 值逐渐降低^[43], 15~10 Ma 之间下降幅度达 1.5 (图 14). 黄土高原风尘也记录到 15~10 Ma 之间源区物质 ϵ_{Nd} 值剧烈下降了约 1.6. 与北太平洋记录不同的是, 黄土高原风尘约 3 Ma 以来 ϵ_{Nd} 值有所回升. 黄土高原风尘 Sr 同位素变化与 Nd 同位素变化正好相反(图 14), 与中国黄土 Nd-Sr 同位素负相关性一致, 指出风尘二源性来源. 风尘沉积对源区物质记录的最大挑战来自源区迁移. 环县剖面 Nd-Sr 同位素表明风尘源区在冰期-间冰期尺度上相对稳定(图 10). 地球气候系统

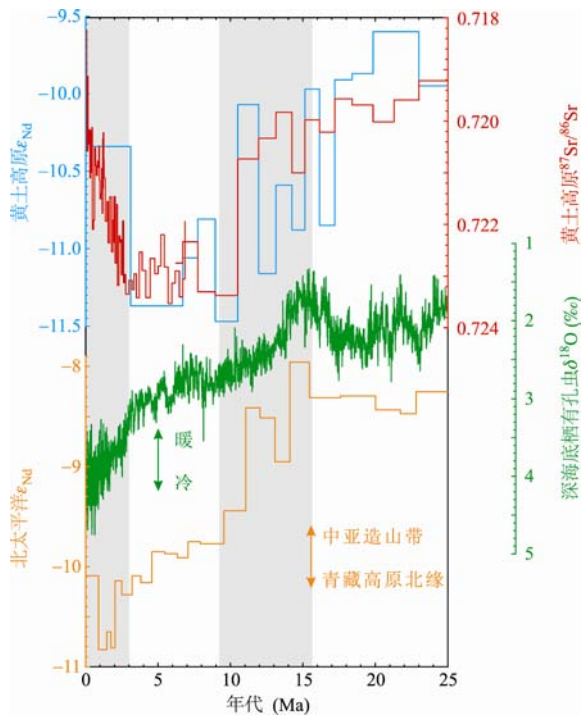


图 14 风尘沉积硅酸盐组分 Nd-Sr 同位素演化与深海底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 比较

黄土高原 6.2 Ma 以下 Nd-Sr 同位素据秦安剖面中新世黄土及剖面底部风成来源细粒级湖相沉积物^[21], 0~3 Ma 部分 Nd 同位素据黄土高原黄土平均值^[29], 0~7 Ma 部分 Sr 同位素据灵台剖面^[84]; 北太平洋 Nd 同位素据 LL44-GPC3 孔^[43]; 深海底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 据文献^[85]

在冰期-间冰期尺度上变化巨大, 各项气候指标的变化与千万年来的气候变化幅度相当, 冰期-间冰期风尘物源稳定性暗示风尘物源在更长时间尺度上也可能相对稳定. 黄土搬运路线和远距传输亚洲风尘均为偏西风, 属于相对稳定的行星风系, 可以认为黄土高原和北太平洋风尘源区在过去数千万年相对稳定.

中亚造山带平均 ε_{Nd} 值约 -4.4, 青藏高原北缘山脉平均 ε_{Nd} 值约 -12.3, Li 等^[74]认为风尘源区物质 ε_{Nd} 值

降低可能反映了青藏高原北缘山脉相对于中亚造山带物质剥蚀量的增加. 物理剥蚀主要受相对高差、气候和基岩特征等因素控制^[86]. 中亚造山带和青藏高原北缘山脉都整合了大量的岩石类型, 且新生代火成岩极少, 其平均岩石组成在过去几千万年变化不大, 控制其相对剥蚀量变化的主要原因可能是气候变化和构造抬升.

源区物质 ε_{Nd} 值降低与晚新生代全球变冷似乎具有一定关联性(图 14). 全球变冷往往伴随着雪线下降和高山冰川生长, 而冰川是最为剧烈的剥蚀营力之一^[87]. 全球气候在 15 Ma 以前相对较暖, 雪线较高, 青藏高原北缘和中亚造山带可能均无冰川发育(图 15(a)). 15~10 Ma 期间南极冰盖生长^[85], 全球温度和雪线下降, 如青藏高原北缘山脉较高, 和现代情况类似, 则可首先发育冰川(图 15(a)), 导致剥蚀量剧增, 风尘 ε_{Nd} 值剧降. 剥蚀量增加可能也导致了 LL44~GPC3 孔 15~10 Ma 风尘通量的增加^[30]. 随着新生代气候进一步变冷, 特别是第四纪北半球大冰期的到来, 中亚造山带局部也可能开始发育冰川(图 15(a)), 中亚造山带相对剥蚀有所回升, 导致从红粘土到黄土 ε_{Nd} 值有所回升而 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值有所下降(图 14), 同时也可能伴随着 Pb 同位素^[44]、石英氧同位素^[88]以及元素组成的系统变化^[89]. 第四纪以来大规模冰川磨蚀也可能导致了北太平洋和黄土高原风尘通量的急剧增加^[12,26,30].

中亚造山带相对高度降低或者青藏高原北缘的抬升也可以增加青藏高原北缘的相对物质贡献. 地热史证据表明中亚造山带 15 Ma 以来没有降低^[90]. 风尘源区 ε_{Nd} 值降低可能反映了 15 Ma 万年以来青藏高原北缘的不断抬升过程(图 15(b))^[74], 与热年代学证据趋于一致^[91,92], 晚于青藏高原中部和南部抬升^[93,94], 符合最新的青藏高原抬升的动力学模型^[93,94]. 基于风尘源区 ε_{Nd} 值降低和物理侵蚀与相对高差的简化关

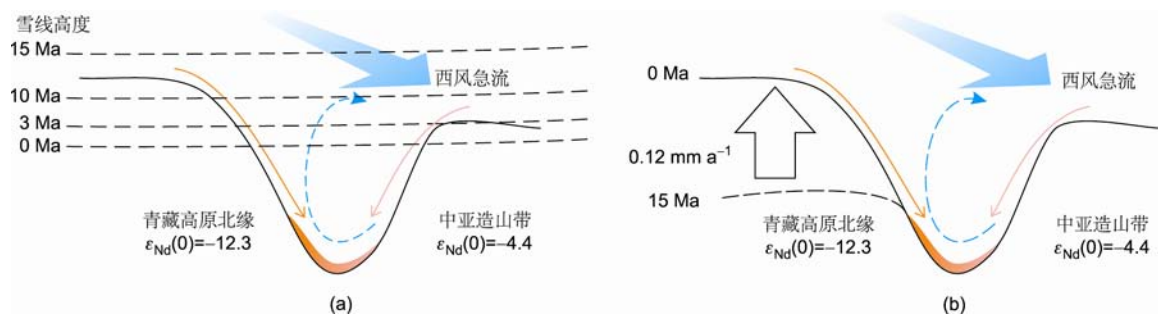


图 15 全球变冷(a)与青藏高原北缘抬升(b)导致风尘物质 Nd 同位素演化图解

系^[86], Li 等^[74]算出青藏高原北缘 15 Ma 以来抬升了约 1750 m, 平均 0.12 mm a^{-1} . Ritts^[91]根据有孔虫组合发现阿尔金山一处现海拔为 1400 m 的地方 15 Ma 前在海平面以下, 可以推算出抬升速度约 1 mm a^{-1} , 与 Li 等^[74]研究接近. 青藏高原东北河谷深切和山脉侵蚀速度约 $0.09\sim 0.25 \text{ mm a}^{-1}^[95], 指示山脉抬升速度也在接近的范围内.$

4 结论与展望

亚洲风尘物源示踪使用了很多地球化学方法, 但深入系统的研究工作还较少. 全面的研究必须同时调查风尘沉积物、现代风尘与所有潜在源区的物质特征, 仔细考察并分辨所用地球化学指标背后的地质意义和多解性, 谨慎度量风力分选、沉积成壤作用以及样品前处理所带来的不确定因素. 从研究趋势看, 样品前处理逐步从全岩全粒级转变为特定组分(如稳定的硅酸盐组分)和特定粒级, 发展到单矿物的地球化学阶段. 碎屑单矿物, 特别是石英等主要造岩矿物的地球化学组成物源指示明确, 不受风力分选和成壤作用影响, 但单矿物示踪指标的基本原理和研究程度还有待进一步加强. 由于干旱区, 特别是戈壁沙漠, 粗粒级部分非常不均一, 局地性特点明显, 在潜在源区研究中, 强烈建议选取细粒级组分.

Nd-Sr 同位素、碳酸盐矿物含量与元素地球化学组成、石英结晶度和 ESR 信号的研究相对系统, 地球化学原理较为清晰, 对亚洲风尘物源的认识也差别不大. 这些证据表明亚洲风尘各潜在源区内部细粒级组分相对均一, 各潜在源区之间有实质的物质差别, 主要受控于干旱区周边剥蚀区的地质背景. 众多证据显示黄土高原黄土来自祁连山-戈壁阿尔泰山之间的广袤干旱区, 包括河西走廊、黑河下游巨型冲击扇、巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠和戈壁沙漠. 祁连-戈壁阿尔泰山干旱区周边中亚造山带和青藏高原北缘祁连山的高山剥蚀过程保证了充足的粉砂供应. 鄂尔多斯干旱区不是黄土高原黄土的主源区, 与鄂尔多斯地区缺少制造粉砂物质的高山过程有关. 中国黄土与其邻近上风向干旱区物质类似, 指示以地面盛行风向为主的短距离近源搬运, 与黄土含大量粗粒级颗粒契合. 亚洲现代风尘物源在时间上和空间上均有显著变化, 与沙尘事件之间起源区与传播路

径不同以及搬运过程中的物质交换有关. 北京现代风尘物源与地质时期风尘(黄土)差别明显, 其中 50% 以上来自风尘搬运路线中鄂尔多斯干旱区和北京附近干旱区物质的加入, 可能与人类活动导致的地表裸露有关. 鄂尔多斯干旱区在全新世晚期成壤作用积累了大量粉砂物质, 并随着全新世晚期沙漠化过程集中释放. 科学规划鄂尔多斯干旱区和北京附近地区土地利用可能会显著减少北京地区大气风尘微粒.

潜在源区 Nd-Sr 同位素研究证实塔里木盆地干旱区是北太平洋远距传输亚洲风尘的主要物源. 发现戈壁沙漠可能是格陵兰冰芯/冰雪中风尘的亚洲端元, 但需要气象学证据进一步支持. 北太平洋和黄土高原风尘沉积记录表明约 15 Ma 来风尘源区物质 ϵ_{Nd} 持续降低, 反映青藏高原北缘山脉相对中亚造山带剥蚀量逐渐增加, 与青藏高原北缘抬升或者随着全球变冷青藏高原北缘首先进入冰冻圈有关, 并预示青藏高原北缘抬升至少开始于 15 Ma 或者 15 Ma 时青藏高原北缘就已经达到现代中亚造山带的高度.

青藏高原抬升与亚洲风尘物质的产生与搬运过程有着千丝万缕的联系(图 16). 青藏高原抬升伴随高山剥蚀并通过驱动全球变冷^[96]促进冰蚀作用, 为风尘提供了充足的粉砂物质. 一般认为高原抬升为亚洲内陆干旱化的创造了条件^[97]. 高原抬升使西风急流分为南北两支, 其北支紧贴青藏高原北缘极端干旱区, 使亚洲风尘远距传输成为可能. 青藏高原抬升还可能增加了亚洲风尘释放对全球气候变化的敏感度. 由于强烈风蚀, 亚洲风尘源区处于细粒物质缺乏状态, 沙尘释放多发生于粉砂物质丰富的现代河流冲积扇上^[98]. 主要风尘源区在现代间冰期相对温暖潮湿的环境下已为极端干旱区, 源区冰期-间冰期干旱度变化可能对风尘释放影响不大, 细粒级物质的供应量才是控制风尘释放量的主要原因. 冰期雪线下降, 冰蚀作用加强, 制造大量粉砂物质, 可能是冰期风尘通量增加和大量黄土堆积的原因. 中国黄土高原和北太平洋风尘通量的增加正好与 3.6 Ma 以来北极冰盖的生长和全球变冷同步^[97]. 另外粉尘本身作为铁营养可以刺激海洋生物生产力, 降低大气 CO_2 含量. 从而进一步驱动全球变冷、冰川磨蚀和粉尘释放, 组成一个正反馈循环^[5], 增加了第四纪气候系统的变率.

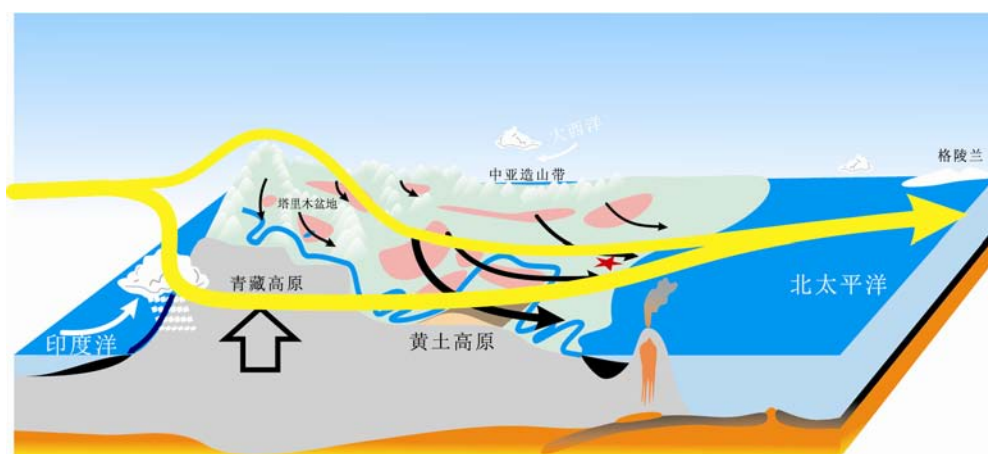


图 16 亚洲风尘系统与青藏高原抬升关系示意图

致谢 在本文撰写过程中受到鹿化煜教授、杨杰东教授与季峻峰教授的帮助,在此一并表示感谢。

参考文献

- 1 Engelbrecht J P, Derbyshire E. Airborne mineral dust. *Elements*, 2010, 6: 241–246
- 2 朱震达, 等. 中国沙漠概论. 北京: 科学出版社, 1980
- 3 Yang S, Ding Z. Advance-retreat history of the East-Asian summer monsoon rainfall belt over northern China during the last two glacial-interglacial cycles. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 274: 499–510
- 4 Buseck P R, Pósfai M. Airborne minerals and related aerosol particles: Effects on climate and the environment. *Proc Natl Acad Sci USA*, 1999, 96: 3372–3379
- 5 Jickells T D, An Z S, Andersen K K, et al. Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate. *Science*, 2005, 308: 67–71
- 6 Chadwick O A, Derry L A, Vitousek P M, et al. Changing sources of nutrients during four million years of ecosystem development. *Nature*, 1999, 397: 491–497
- 7 Porder S, Hilley G E, Chadwick O A. Chemical weathering, mass loss, and dust inputs across a climate by time matrix in the Hawaiian Islands. *Earth Planet Sci Lett*, 2007, 258: 414–427
- 8 Ling H F, Jiang S Y, Frank M, et al. Differing controls over the Cenozoic Pb and Nd isotope evolution of deepwater in the central North Pacific Ocean. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 232: 345–361
- 9 Jacobson A D, Holmden C. Calcite dust and the atmospheric supply of Nd to the Japan Sea. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 244: 418–430
- 10 Rao W, Chen J, Yang J, et al. Sr isotopic and elemental characteristics of calcites in the Chinese deserts: Implications for eolian Sr transport and seawater Sr evolution. *Geochim Cosmochim Acta*, 2009, 73: 5600–5618
- 11 刘东生, 等. 黄土与环境. 北京: 科学出版社. 1985
- 12 Rea D K, Snoeckx H, Joseph L H. Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the northern hemisphere. *Paleoceanography*, 1998, 13: 215–224
- 13 Fuhrer K, Wolff E W, Johnsen S J. Timescales for dust variability in the Greenland Ice Core Project (GRIP) ice core in the last 10000 years. *J Geophys Res*, 1999, 104: 31043–31052
- 14 Smalley I. Making the material: The formation of silt sized primary mineral particles for loess deposits. *Quat Sci Rev*, 1995, 14: 645–651
- 15 Shao Y, Dong C H. A review on East Asian dust storm climate, modelling and monitoring. *Global Planet Change*, 2006, 52: 1–22
- 16 Sun J M. Provenance of loess material and formation of loess deposits on the Chinese Loess Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 203: 845–859
- 17 Maher B A, Mutch T J, Cunningham D. Magnetic and geochemical characteristics of Gobi Desert surface sediments: Implications for

- provenance of the Chinese Loess Plateau. *Geology*, 2009, 37: 279–282
- 18 郑洪汉. 黄土高原黄土——古土壤的矿物组成及其环境意义. *地球化学*, 1994, S1: 113–123
- 19 Biscaye P E, Grousset F E, Revel M, et al. Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice Core, Summit, Greenland. *J Geophys Res-Oceans*, 1997, 102: 26765–26781
- 20 Shen Z, Li X, Cao J, et al. Characteristics of clay minerals in asian dust and their environmental significance. *China Particuol*, 2005, 3: 260–264
- 21 李高军. 东亚风尘物源地球化学示踪研究. 南京: 南京大学博士论文. 2010
- 22 Li G, Chen J, Chen Y, et al. Dolomite as a tracer for the source regions of Asian dust. *J Geophys Res-Atmos*, 2007, 112: D17201, doi: 17210.11029/12007JD008676
- 23 Wang Y Q, Zhang X Y, Arimoto R, et al. Characteristics of carbonate content and carbon and oxygen isotopic composition of northern China soil and dust aerosol and its application to tracing dust sources. *Atmos Environ*, 2005, 39: 2631–2642
- 24 Shi Z B, Shao L T, Jones T P, et al. Microscopy and mineralogy of airborne particles collected during severe dust storm episodes in Beijing, China. *J Geophys Res-Atmos*, 2005, 110: D01303, doi: 01310.01029/02004JD005073
- 25 Li G J, Sheng X F, Chen J, et al. Oxygen-isotope record of paleorainwater in authigenic carbonates of Chinese loess-paleosol sequences and its paleoclimatic significance. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2007, 245: 551–559
- 26 Sun Y B, An Z S. Late Pliocene-Pleistocene changes in mass accumulation rates of eolian deposits on the central Chinese Loess Plateau. *J Geophys Res-Atmos*, 2005, 110: D23101, doi: 23110.21029/22005JD006064
- 27 陈骏, 安芷生, 汪永进, 等. 最近 800 ka 洛川黄土剖面中 Rb/Sr 分布和古季风变迁. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1998, 28: 498–504
- 28 Li G, Chen J, Ji J, et al. Natural and anthropogenic sources of East Asian dust. *Geology*, 2009, 37: 727–730
- 29 Li G J, Chen J, Ji J F, et al. Global cooling forced increase in marine strontium isotopic ratios: Importance of mica weathering and a kinetic approach. *Earth Planet Sci Lett*, 2007, 254: 303–312
- 30 Kyte F T, Leinen M, Ross H G, et al. Cenozoic sedimentation history of the central North Pacific: Inferences from the elemental geochemistry of core LL44-GPC3. *Geochim Cosmochim Acta*, 1993, 57: 1719–1740
- 31 Grousset F E, Biscaye P E. Tracing dust sources and transport patterns using Sr, Nd and Pb isotopes. *Chem Geol*, 2005, 222: 149–167
- 32 Nakai S, Halliday A N, Rea D K. Provenance of dust in the Pacific Ocean. *Earth Planet Sci Lett*, 1993, 119: 143–157
- 33 Lasaga A C, Soler J M, Ganor J, et al. Chemical weathering rate laws and global geochemical cycles. *Geochim Cosmochim Acta*, 1994, 58: 2361–2386
- 34 Jahn B M, Gallet S, Han J. Geochemistry of the Xining, Xifeng and Jixian sections, Loess Plateau of China: Eolian dust provenance and paleosol evolution during the last 140 ka. *Chem Geol*, 2001, 178: 71–94
- 35 Yokoo Y, Nakano T, Nishikawa M, et al. Mineralogical variation of Sr-Nd isotopic and elemental compositions in loess and desert sand from the central Loess Plateau in China as a provenance tracer of wet and dry deposition in the northwestern Pacific. *Chem Geol*, 2004, 204: 45–62
- 36 Jones C E, Halliday A N, Rea D K, et al. Neodymium isotopic variations in North Pacific modern silicate sediment and the insignificance of detrital REE contributions to seawater. *Earth Planet Sci Lett*, 1994, 127: 55–66
- 37 Nakano T, Yokoo Y, Nishikawa M, et al. Regional Sr-Nd isotopic ratios of soil minerals in northern China as Asian dust fingerprints. *Atmos Environ*, 2004, 38: 3061–3067
- 38 Taylor S R, McLennan S M, McCulloch M T. Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. *Geochim Cosmochim Acta*, 1983, 47: 1897–1905
- 39 Chen J, Li G J, Yang J D, et al. Nd and Sr isotopic characteristics of Chinese deserts: Implications for the provenances of Asian dust. *Geochim Cosmochim Acta*, 2007, 71: 3904–3914
- 40 鹿化煜, 安芷生. 黄土高原黄土粒度组成的古气候意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1998, 28: 278–283
- 41 Pettke T, Lee D C, Halliday A N, et al. Radiogenic Hf isotopic compositions of continental eolian dust from Asia, its variability and its implications for seawater Hf. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 202: 453–464
- 42 Lupker M, Aciego S M, Bourdon B, et al. Isotopic tracing (Sr, Nd, U and Hf) of continental and marine aerosols in an 18th century section of the Dye-3 ice core (Greenland). *Earth Planet Sci Lett*, 2010, 295: 277–286
- 43 Pettke T, Halliday A N, Rea D K. Cenozoic evolution of Asian climate and sources of Pacific seawater Pb and Nd derived from eolian dust of sediment core LL44-GPC3. *Paleoceanography*, 2002, 17: 1031, doi: 1010.1029/2001PA000673
- 44 Sun J, Zhu X. Temporal variations in Pb isotopes and trace element concentrations within Chinese eolian deposits during the past 8 Ma: Implications for provenance change. *Earth Planet Sci Lett*, 2010, 290: 438–447
- 45 李锋. 中国北方沙尘源区铅同位素分布特征及其示踪意义的初步研究. *中国沙漠*, 2007, 27: 738–744

- 46 Peucker-Ehrenbrink B, Jahn B M. Rhenium-osmium isotope systematics and platinum group element concentrations: Loess and the upper continental crust. *Geochem Geophys Geosys*, 2001, 2: 2001GC000172
- 47 Hattori Y, Suzuki K, Honda M, et al. Re-Os isotope systematics of the Taklimakan Desert sands, moraines and river sediments around the taklimakan desert, and of Tibetan soils. *Geochim Cosmochim Acta*, 2003, 67: 1203–1213
- 48 谢静, 吴福元, 丁仲礼. 浑善达克沙地的碎屑锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成及其源区意义. *岩石学报*, 2007, 23: 523–528
- 49 Stevens T, Palk C, Carter A, et al. Assessing the provenance of loess and desert sediments in northern China using U-Pb dating and morphology of detrital zircons. *Geol Soc Am Bull*, 2010, 122: 1331–1344
- 50 Rex R W, Syers J K, Jackson M L, et al. Eolian origin of quartz in soils of Hawaiian Islands and in Pacific pelagic sediments. *Science*, 1969, 163: 277–279
- 51 付旭东, 杨小平. 中国北方沙漠石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值的初步测定与分析. *第四纪研究*, 2004, 24: 243
- 52 Sun Y B, Tada R J, Chen J, et al. Distinguishing the sources of Asian dust based on electron spin resonance signal intensity and crystallinity of quartz. *Atmos Environ*, 2007, 41: 8537–8548
- 53 Bory A J M, Biscaye P E, Grousset F E. Two distinct seasonal Asian source regions for mineral dust deposited in Greenland (NorthGRIP). *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 1167, doi: 1110.1029/2002GL016446
- 54 Bory A J M, Biscaye P E, Svensson A, et al. Seasonal variability in the origin of recent atmospheric mineral dust at NorthGRIP, Greenland. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 196: 123–134
- 55 Liu C Q, Masuda A, Okada A, et al. Isotope geochemistry of quaternary deposits from the arid lands in Northern China. *Earth Planet Sci Lett*, 1994, 127: 25–38
- 56 Honda M, Yabuki S, Shimizu H. Geochemical and isotopic studies of aeolian sediments in China. *Sedimentology*, 2004, 51: 211–230
- 57 Chang Q, Mishima T, Yabuki S, et al. Sr and Nd isotope ratios and REE abundances of moraines in the mountain areas surrounding the Taklimakan Desert, NW China. *Geochem J*, 2000, 34: 407–427
- 58 Jin Z, You C F, Yu J. Toward a geochemical mass balance of major elements in Lake Qinghai, NE Tibetan Plateau: A significant role of atmospheric deposition. *Appl Geochem*, 2009, 24: 1901–1907
- 59 Rao W, Chen J, Yang J, et al. Sr-Nd isotopic characteristics of eolian deposits in the Erdos Desert and Chinese Loess Plateau: Implications for their provenances. *Geochem J*, 2008, 42: 273–282
- 60 Sun D H, Shaw J, An Z S, et al. Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of a continuous 7.2 Ma Late Cenozoic eolian sediments from the Chinese Loess Plateau. *Geophys Res Lett*, 1998, 25: 85–88
- 61 Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 2002, 416: 159–163
- 62 强小科, 安芷生, 宋友桂, 等. 晚渐新世以来中国黄土高原风成红粘土序列的发现: 亚洲内陆干旱化起源的新记录. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2010, 40: 1469–1488
- 63 Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G, et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. *Nature*, 1990, 346: 737–739
- 64 Chen J, Chen Y, Liu L W, et al. Zr/Rb ratio in the Chinese loess sequences and its implication for changes in the East Asian winter monsoon strength. *Geochim Cosmochim Acta*, 2006, 70: 1471–1482
- 65 Han J, Keppens E, Liu T, et al. Stable isotope composition of the carbonate concretion in loess and climate change. *Quat Int*, 1997, 37: 37–43
- 66 Chen J, An Z, Head J. Variation of Rb/Sr ratios in the loess-paleosol sequences of Central China during the last 130000 years and their implications for monsoon paleoclimatology. *Quat Res*, 1999, 51: 215–219
- 67 Li G J, Ji J F, Zhao L, et al. Response of silicate weathering to monsoon changes on the Chinese Loess Plateau. *Catena*, 2008, 72: 405–412
- 68 Bowler J M, Chen K Z, Yuan B Y. Systematic variations in loess source areas: Evidence from Qaidam and Qinghai bansins, western China. In: Liu T S, ed. *Aspects of Loess Research*. Beijing: China Ocean Press, 1987. 39–51
- 69 Liu T, Ding M, Derbyshire E. Gravel deposits on the margins of the Qinghai-Xizang Plateau, and their environmental significance. *Palaeogeogr Palaeoclimat Palaeoecol*, 1996, 120: 159–170
- 70 Derbyshire E, Meng X, Kemp R A. Provenance, transport and characteristics of modern aeolian dust in western Gansu Province, China, and interpretation of the Quaternary loess record. *J Arid Environ*, 1998, 39: 497–516
- 71 Ji J, Chen J, Lu H. Origin of illite in the loess from the Luochuan area, Loess Plateau, central China. *Clay Minerals*, 1999, 34: 525–532
- 72 Lee M K, Lee Y I, Yi H I. Provenances of atmospheric dust over Korea from Sr-Nd isotopes and rare earth elements in early 2006. *Atmos Environ*, 2010, 44: 2401–2414
- 73 Sun Y B, Tada R J, Chen J C, et al. Tracing the provenance of fine-grained dust deposited on the central Chinese Loess Plateau. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L01804, doi: 01810.01029/02007GL031672

- 74 Li G, Pettke T, Chen J. Increasing Nd isotopic ratio of Asian dust indicates progressive uplift of the north Tibetan Plateau since the middle Miocene. *Geology*, 2011, 39: 199–202
- 75 Kanayama S, Yabuki S, Zeng F J, et al. Size-dependent geochemical characteristics of Asian dust—Sr and Nd isotope compositions as tracers for source identification. *J Meteorol Soc Jpn*, 2005, 83A: 107–120
- 76 Miyamoto T, Hamamoto R, Yanagi T. Sr and Nd isotope compositions of atmospheric mineral dust at the summit of Mt. Sefuri, north Kyushu, southwest Japan: A marker of the dust provenance and seasonal variability. *Geochim Cosmochim Acta*, 2010, 74: 1471–1484
- 77 Nakano T, Nishikawa M, Mori I, et al. Source and evolution of the “perfect Asian dust storm” in early April 2001: Implications of the Sr-Nd isotope ratios. *Atmos Environ*, 2005, 39: 5568–5575
- 78 Liu T S, ed. A satellite images study on the dust storm at Beijing on April 17 21, 1980. In: Liu T S, ed. *Quaternary Geology and Environment of China*. Beijing: China Ocean Press, 1982. 49–52
- 79 Zdanowicz C, Hall G, Vaive J, et al. Asian dustfall in the St. Elias Mountains, Yukon, Canada. *Geochim Cosmochim Acta*, 2006, 70: 3493–3507
- 80 Grousset F E, Ginoux P, Bory A, et al. Case study of a Chinese dust plume reaching the French Alps. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 1277, doi: 10.1029/2002GL016833
- 81 Bory A J M, Biscaye P E, Piotrowski A M, et al. Regional variability of ice core dust composition and provenance in Greenland. *Geochim Geophys Res*, 2003, 4: 1107, doi: 10.1029/2003GC000627
- 82 Svensson A, Biscaye P E, Grousset F E. Characterization of late glacial continental dust in the Greenland Ice Core Project ice core. *J Geophys Res*, 2000, 105: 4637–4656
- 83 Engelstaedter S, Washington R. Atmospheric controls on the annual cycle of North African dust. *J Geophys Res*, 2007, 112: D03103, doi: 10.1029/2006JD007195
- 84 Wang Y X, Yang J D, Chen J, et al. The Sr and Nd isotopic variations of the Chinese Loess Plateau during the past 7 Ma: Implications for the East Asian winter monsoon and source areas of loess. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2007, 249: 351–361
- 85 Zachos J C, Dickens G R, Zeebe R E. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 2008, 451: 279–283
- 86 Montgomery D R, Brandon M T. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 201: 481–489
- 87 Egholm D L, Nielsen S B, Pedersen V K, et al. Glacial effects limiting mountain height. *Nature*, 2009, 460: 884–887
- 88 侯圣山, 杨石岭, 孙继敏, 等. 风成沉积物 4–16 mm 石英氧同位素记录及其物质来源意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2003, 33: 535–542
- 89 Xiong S, Ding Z, Zhu Y, et al. A ~6 Ma chemical weathering history, the grain size dependence of chemical weathering intensity, and its implications for provenance change of the Chinese loess-red clay deposit. *Quat Sci Rev*, 2010, 29: 1911–1922
- 90 Jolivet M, Ritz J F, Vassallo R, et al. Mongolian summits: An uplifted, flat, old but still preserved erosion surface. *Geology*, 2007, 35: 871–874
- 91 Rowley D B, Currie B S. Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature*, 2006, 439: 677–681
- 92 DeCelles P G, Quade J, Kapp P, et al. High and dry in central Tibet during the Late Oligocene. *Earth Planet Sci Lett*, 2007, 253: 389–401
- 93 Ritts B D, Yue Y, Graham S A, et al. From sea level to high elevation in 15 million years: Uplift history of the northern Tibetan Plateau margin in the Altun Shan. *Am J Sci*, 2008, 308: 657–678
- 94 Zheng D, Zhang P Z, Wan J, et al. Rapid exhumation at ~8 Ma on the Liupan Shan thrust fault from apatite fission-track thermochronology: Implications for growth of the northeastern Tibetan Plateau margin. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 248: 198–208
- 95 Pan B, Gao H, Wu G, et al. Dating of erosion surface and terraces in the eastern Qilian Shan, northwest China. *Earth Surf Proc Land*, 2007, 32: 143–154
- 96 Raymo M E, Ruddiman W F, Froelich P N. Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. *Geology*, 1988, 16: 649–653
- 97 An Z, Kutzbach J E, Prell W L, et al. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalayan Tibetan Plateau since Late Miocene times. *Nature*, 2001, 411: 62–66
- 98 Wang X, Xia D, Wang T, et al. Dust sources in arid and semiarid China and southern Mongolia: Impacts of geomorphological setting and surface materials. *Geomorphology*, 2008, 97: 583–600