

内蒙古额济纳盆地戈壁¹⁰Be 暴露年龄与洪积作用的演化

吕廷武^①, 顾兆炎^{①*}, ALDAHAN Ala^②, 张虎才^③, POSSNERT Göran^④, 雷国良^③

① 中国科学院地质与地球物理研究所, 中国科学院新生代地质与环境重点实验室, 北京 100029;

② Department of Earth Sciences, Uppsala University, Uppsala, S-75236, Sweden;

③ 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 湖泊与环境国家重点实验室, 南京 210008;

④ Tandem Laboratory, Uppsala University, Uppsala, S-75121, Sweden

* 联系人, E-mail: zgu@mail.iggcas.ac.cn

2010-04-27 收稿, 2010-07-13 接受

中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-117)和国家自然科学基金(40841022, 40373046)资助

摘要 重建干旱地区洪积成因戈壁的形成历史能够揭示控制洪积作用时空演化的构造、气候变化。对额济纳盆地不同地貌单元的戈壁石英砾石宇宙成因核素¹⁰Be浓度的测量和暴露年龄的估算表明, 盆地北缘戈壁阿尔泰洪积平原上的戈壁至少在420 ka前就已出现; 而盆地内黑河流域洪积平原上的戈壁则形成于约190 ka以来, 并逐步向北和向东现代低海拔、尾间湖方向发展, 这种演化趋势可能是在青藏高原隆升和盆地内构造活动的影响下洪积作用和洪积扇发育空间变化的结果; 420 ka以来气候冰期/间冰期的冷暖旋回造成的周边高山地区冰川的前进与后退, 可能主导了盆地洪积作用的强弱变化和水体的大小, 大规模、高能量的洪水主要发生在高山冰雪消融时期(冰消期), 可能也是盆地水体最大时期。

关键词

¹⁰Be

戈壁沙漠

洪积扇

额济纳盆地

构造

气候

洪积扇形成、演化与构造、气候、水文和地貌等环境变化密切相关。构造活动往往导致地表侵蚀加剧, 在流水或冰川的作用下, 大量碎屑物质在山口和山麓地区堆积, 形成巨大的洪积扇。干旱环境中, 强劲的风蚀作用将组成洪积扇的各种砾质沉积物中的细粒砂与粉尘快速吹蚀, 留下粗大的砾石, 形成阻止地表进一步强烈风蚀的戈壁。干旱地区突发性的洪水、强烈的风蚀是洪积物-戈壁形成的动力学特征, 因此洪积物成因的戈壁砾石至少经历了水搬运和风蚀两种截然不同的动力作用时期, 是气候、构造和环境变化的信息载体, 其形成时代具有揭示洪积作用终止的年代意义。由于受到定年技术的限制, 目前对洪积扇的研究主要集中成因和空间分布, 而对于其形成的历史及其与构造、气候、水文等环境变化的联系还缺乏深入的理解^[1-6]。20世纪80年代发展起来的宇宙成因核素加速器质谱测量技术^[7-10]为研究地表形成演化过程以及气候、环境变化发挥了重要的作

用^[11-18]。本文试图通过对广泛分布于额济纳盆地中的戈壁砾石的就地宇宙成因核素¹⁰Be测量, 确定额济纳洪积平原戈壁的形成历史, 探讨构造、气候变化对额济纳盆地洪积作用的影响。

1 研究区域

干旱的额济纳盆地(40.5°~42.6°N, 99.5°~102.0°E, 图1)位于青藏高原东北部, 蒙古高原南缘, 为内蒙古自治区额济纳旗辖地, 面积约3.4×10⁴ km²。盆地南、西、北三面为低山环抱, 南部与祁连山脉北部的鼎新盆地相邻, 西以马鬃山剥蚀山地东麓为限, 北抵中蒙边界戈壁阿尔泰山脉南麓, 东接巴丹吉林沙漠。盆地内地势相对平缓, 海拔高度为890~1130 m, 最低点为北部的嘎顺淖尔, 最高点为南部的狼心山, 总体上呈由南向北缓慢倾斜降低的趋势, 地面坡降1‰~3‰。

发源于青藏高原北缘祁连山的黑河在额济纳盆

英文版见: Lü Y W, Gu Z Y, Aldahan A, et al. ¹⁰Be in quartz gravel from the Gobi Desert and evolutionary history of alluvial sedimentation in the Ejina Basin, Inner Mongolia, China. Chinese Sci Bull, 2010, 55, doi: 10.1007/s11434-010-4103-6

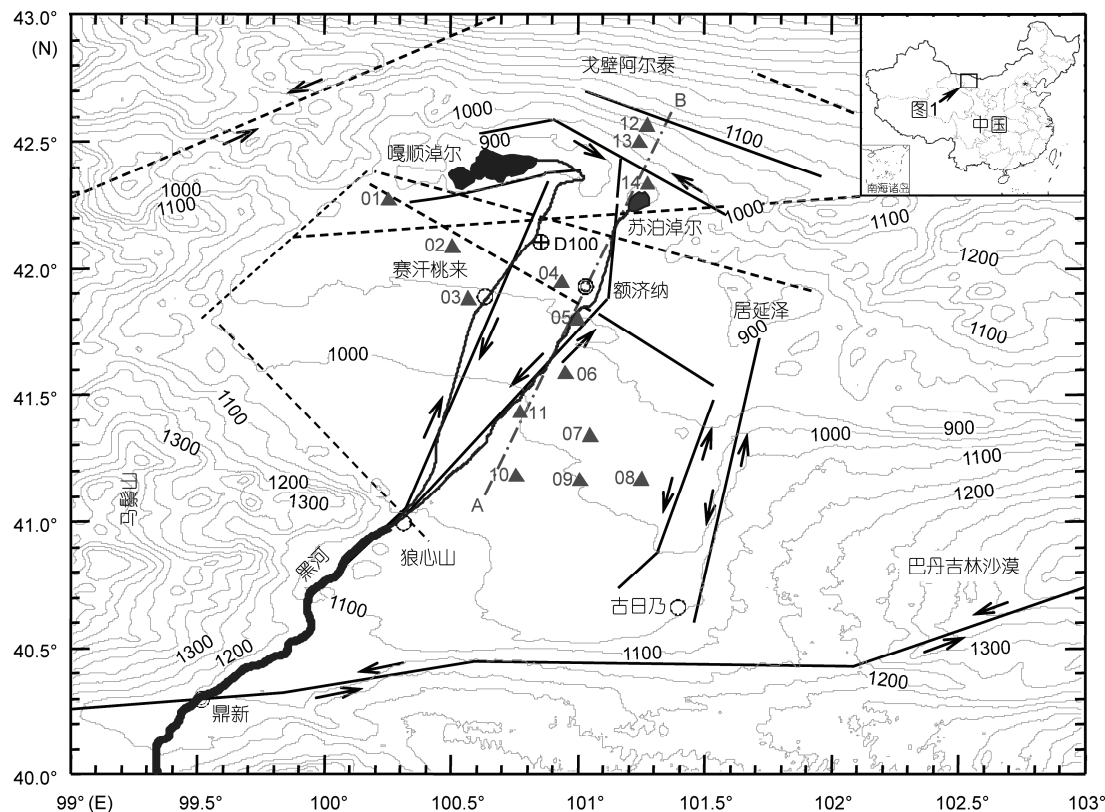


图1 内蒙古额济纳盆地地形图及戈壁石英砾石样品采集位置

数字 01~14 分别对应样品编号 EJINA-01~EJINA-14, 实线和虚线分别为断层和推测断层^[19-23]

地形成了巨大的、平缓的洪积扇(图 1), 向北延伸近 300 km, 由南向北演变成洪积平原、洪积-湖积平原和湖积平原^[19,24,25]. 其中, 构成盆地的主体地貌单元是洪积平原, 而湖积平原主要分布于盆地北部海拔较低的地区. 扇体末端由一系列构成黑河侵蚀基准的新月形湖泊组成, 包括位于东北部的居延泽和北部的苏泊淖尔和嘎顺淖尔等. 其中, 居延泽已于元代河道西移而逐渐干涸^[26]; 苏泊淖尔由现代黑河东支季节性补给; 嘎顺淖尔由现代黑河西支补给, 由于黑河中上游的近代农垦开发, 苏泊淖尔和嘎顺淖尔已于 20 世纪 60 年代后相继干涸^[26,27]. 另外, 在盆地北、西山前地带也发育了规模相对较小的洪积扇, 形成了一系列倾斜的洪积平原.

额济纳盆地深居西北内陆腹地, 气候干旱少雨, 年降水量小于 50 mm, 且多集中在夏季, 而潜蒸发量年均高达 3700~4000 mm; 年均温为 9℃, 夏季炎热(7 月平均气温为 28℃), 冬季寒冷(1 月平均气温为 -12℃). 盆地内风速较高, 其中 4~6 月平均高达 4.2 m/s, 最高时可达 20 m/s^[22], 是中国西北部 3 个沙暴

中心之一^[28,29]. 强烈风蚀作用使大部分地表沉积物中的砂和粉砂已被吹尽, 广阔、平坦的地面数十厘米深度几乎由砾石所覆盖, 形成了若干大片的戈壁地貌.

2 样品采集和分析方法

2005 年, 张虎才等人对额济纳盆地的地质、地貌和沉积地层进行了考察. 沿盆地北东和北西两个方向的 14 个地点采集了戈壁石英砾石样品. 其中, 样品 EJINA-01 和 EJINA-02 分别采集于盆地北偏西的低、高湖积台地^[24,30], 这些湖积台地高出地面 2~5 m, 与雅丹地貌类似; EJINA-03~EJINA-11 采集于黑河洪积平原^[24,30]; EJINA-12 和 EJINA-13 采集于盆地北侧的戈壁阿尔泰山麓南坡(坡降比约 5‰)的洪积平原; EJINA-14 采集于苏泊淖尔北缘近代湖滩沉积物表层砾石. 除 EJINA-14 外, 这些采样地点的地表均由分布广阔的、厚约 20~50 cm 的戈壁砾石层覆盖, 在此之下 2~7 m 厚的地层均由含砾石的砂质洪积物组成^[19]. 每个样品均由在数公顷(10⁴ m²)范围内采集的 50 个以上直径相近且暴露于地表的石英砾石组成.

尽管不同地点的戈壁砾石大小有一定的差别,但样品的平均粒径皆控制在 2~3 cm 之间. 采样地点尽可能地避免了人类活动的影响.

首先,在中国科学院地质与地球物理研究所核素年代学实验室进行了石英纯化和宇宙成因核素 ^{10}Be 化学提取,以及 BeO 加速器质谱靶样制备的工作. 其具体步骤为 (1) 从采集的每个样品中选取 25~40 个石英砾石,以减小不同砾石继承 ^{10}Be 浓度差别较大对结果的影响^[31~33]; (2) 将选取的每个砾石粉碎成粒径 0.1~0.5 mm 的颗粒,取等重量的组分混合为一个样品; (3) 于 85℃ 水浴锅中用 10% HF 和 10% HNO_3 溶液溶蚀样品两次,获得纯净石英,同时去除可能吸附的、最初产生于大气的 ^{10}Be ; (4) 称取约 30 g 石英并加入 0.3 mg 的 ^9Be 载体,用 40% 的 HF 加热溶解; (5) 通过 Dawox(50W-X8)交换树脂分离出 Be ; (6) 用氨水沉淀出 $\text{Be}(\text{OH})_2$,并于 900℃ 温度下烧制成可供加速器质谱进行 ^{10}Be 测量的 BeO . 此外,3 个空白样的制取与样品同步进行,以确定实验背景对样品 ^{10}Be 浓度的影响. 所制备各样品 BeO 中的 $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ 比值在瑞典乌普萨拉大学加速器质谱实验室测定,参照标准为 NIST SRM4325(^{10}Be 半衰期采用 (1.36 ± 0.07) Ma, $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ 原子比值为 2.79×10^{-11} ^[34]). 最后,根据样品的重量和加入载体 ^9Be 的数量获得石英砾石样品中的 ^{10}Be 浓度,其相对标准偏差 $\leq 5\%$.

3 ^{10}Be 浓度与暴露年龄

测量结果(表 1)表明,额济纳盆地戈壁石英砾石样品中 ^{10}Be 浓度具有较宽广的变化范围. 其中,位于苏泊淖尔湖滩上的石英砾石样品 EJINA-14 ^{10}Be 浓度最低,仅为 $(0.53\pm 0.03)\times 10^6$ atoms/g; 而戈壁阿尔泰洪积平原戈壁石英砾石样品 EJINA-12 和 EJINA-13 ^{10}Be 浓度较高,分别为 $(3.63\pm 0.10)\times 10^6$ 和 $(4.14\pm 0.09)\times 10^6$ atoms/g; 其他样品 ^{10}Be 浓度相对集中,彼此差别不大,平均为 $(1.83\pm 0.29)\times 10^6$ atoms/g.

石英矿物中放射性核素 ^{10}Be 主要由宇宙射线轰击氧核发生的散裂变反应而产生,宇宙射线在地表岩石和沉积物中随着反应的进行呈近似指数衰减^[42],因此石英矿物中的 ^{10}Be 主要在其暴露于地表过程中产生. 对于额济纳盆地戈壁石英砾石来说,其中的 $^{10}\text{Be}(N)$ 含量由 3 部分组成: (1) 砾石沉积前各种地表过程所产生的 ^{10}Be ,称之为继承性 $^{10}\text{Be}(N_{\text{inh}})$; (2) 风蚀作用使埋藏于沉积物中的砾石暴露到地表过程中产生的 $^{10}\text{Be}(N_{\text{e}})$; (3) 暴露地表过程中形成的 $^{10}\text{Be}(N_{\text{exp}})$. 据此,戈壁石英砾石中宇宙成因核素 ^{10}Be 浓度(N)可表示为

$$N = N_{\text{inh}} e^{-\lambda(t_{\text{c}} + t_{\text{exp}})} + N_{\text{e}} e^{-\lambda t_{\text{exp}}} + N_{\text{exp}}, \quad (1)$$

$$N_{\text{e}} = \frac{P}{\lambda + \rho_1 \varepsilon_1 / A} [1 - e^{-(\lambda + \rho_1 \varepsilon_1 / A)t_{\text{c}}}], \quad (2)$$

表 1 内蒙古额济盆地戈壁石英砾石 ^{10}Be 浓度及暴露年龄

样品编号	经度(°E)	纬度(°N)	海拔 /m a.s.l.	地貌类型	^{10}Be / 10^6 atoms·g ⁻¹	暴露年龄 ^{a)/ka}						
						M1	M2	M3	M4	M5	T_{app}	T_{corr}
EJINA-01	100.26	42.27	926	低湖积台地	1.81±0.06	203	203	203	197	194	199±8	142±9
EJINA-02	100.51	42.09	943	高湖积台地	2.24±0.06	252	252	252	244	240	247±9	190±9
EJINA-03	100.57	1.88	964	洪积平原	1.37±0.05	148	148	148	144	141	145±7	89±7
EJINA-04	100.94	41.95	936	洪积平原	1.37±0.04	152	152	152	148	145	150±6	92±7
EJINA-05	101.00	41.80	958	洪积平原	1.77±0.07	194	194	194	188	185	190±9	134±9
EJINA-06	100.95	41.59	981	洪积平原	1.92±0.07	210	209	208	202	199	205±9	149±9
EJINA-07	101.05	41.34	994	洪积平原	2.09±0.08	228	226	225	219	216	221±10	166±11
EJINA-08	101.25	41.17	984	洪积平原	1.67±0.09	180	180	179	175	172	176±10	121±11
EJINA-09	101.01	41.17	1006	洪积平原	1.71±0.08	183	182	181	177	174	179±9	124±10
EJINA-10	100.76	41.19	1026	洪积平原	1.97±0.07	208	206	206	200	197	202±9	149±9
EJINA-11	100.77	41.44	1004	洪积平原	2.19±0.07	238	236	235	229	225	231±9	177±9
EJINA-12	101.27	42.57	1024	倾斜洪积平原	3.63±0.10	397	396	296	384	380	389±14	336±15
EJINA-13	101.24	42.50	973	倾斜洪积平原	4.14±0.09	481	484	484	470	462	475±16	420±16
EJINA-14	101.28	42.34	902	湖滩	0.53±0.03	58	59	60	58	56	58±3	0±4

a) 根据 Balco 等人^[35]网络程序(<http://hess.ess.washington.edu>)获得的 ^{10}Be 暴露年龄. 其中, M1 是以 ^{10}Be 产率为常数获得的暴露年龄^[36,37], M2~M5 是以 ^{10}Be 产率随时间变化获得的暴露年龄^[36~41]; 表观年龄(T_{app})为 M2~M5 平均值及 ^{10}Be 测量和各计算模式之间所产生的累积标准偏差; T_{corr} , 假定继承 ^{10}Be 为 $(0.53\pm 0.03)\times 10^6$ atoms·g⁻¹ 校正的年龄

$$N_{\text{exp}} = \frac{P}{\lambda + \rho_2 \varepsilon_2 / A} (1 - e^{-(\lambda + \rho_2 \varepsilon_2 / A)t_{\text{exp}}}), \quad (3)$$

式中, λ 为 ^{10}Be 衰变常数 ($5.097 \times 10^{-6}/\text{a}$)^[34], ρ_1 和 ρ_2 分别为沉积物和石英的密度 (g/cm^3); A 为宇宙射线在岩石中的平均自由程, 通常为 $160 \text{ g}/\text{cm}^2$ ^[43]; ε_1 和 ε_2 分别为戈壁形成过程中地表平均侵蚀速率 (cm/a) 和戈壁形成后地表石英砾石的化学风化速率; t_e 和 t_{exp} 分别为石英砾石沉积后至出露于地表的时间和在地表暴露的时间. 前人的研究显示, 额济纳盆地北部干旱的戈壁阿尔泰地区洪积物中石英砾石继承的 ^{10}Be 含量较低^[44~46], 约 $0.15 \times 10^6 \sim 0.30 \times 10^6 \text{ atoms}/\text{g}$; 祁连山前洪积物中石英砾石继承的 ^{10}Be 也只相当于暴露地表 (10 ± 6) ka 所产生的 ^{10}Be 数量 ($0.3 \times 10^6 \sim 0.7 \times 10^6 \text{ atoms}/\text{g}$)^[47], 苏泊淖尔现代湖滩石英砾石的 ^{10}Be 浓度 ($0.53 \times 10^6 \text{ atoms}/\text{g}$) 与此相近, 可能是以继承性的 ^{10}Be 为主, 因为此湖滩是在最近几十年湖水下降过程中形成的^[26,27]; 另外, 理论上, 细颗粒沉积物继承的 ^{10}Be 相对于砾石具有较高的含量, 但对于来自额济纳盆地的风成砂样品, 实测石英矿物的 ^{10}Be 浓度也仅为 $0.25 \times 10^6 \text{ atoms}/\text{g}$. 由于洪积物含砾石沉积物, 结构比较松散, 在强烈风蚀作用下埋藏的砾石在较短的时间内就能出露于地表, 在此过程中产生的 ^{10}Be (N_e) 也是有限的. 在平均风蚀速率大于 $1 \text{ mm}/\text{a}$, 地表 ^{10}Be 产率为 $10 \text{ atoms}/\text{g}$ 时, 理论上 $N_e < 1 \times 10^4 \text{ atoms}/\text{g}$, 在本研究中可以忽略不计. 一旦砾石出露连成一片, 强烈的地表侵蚀将被抗风蚀的砾石层有效阻止, 如果没有新的洪积作用发生, 这些砾石, 尤其是抗风化较强的、坚硬的石英砾石将长期暴露于地表, 接受宇宙射线照射, 并连续产生 ^{10}Be 和 ^{26}Al 等宇宙成因核素. 因此, 额济纳盆地戈壁石英砾石中的 ^{10}Be 绝大部分应该是砾石在暴露出地表后形成的, 其浓度可视为在地表暴露时间的函数.

根据 Lal^[36] 和顾兆炎等人^[48] 对就地宇宙成因核素暴露年龄的定义, 在不考虑继承的 ^{10}Be 且忽略沉积后至出露地表过程中所生成 ^{10}Be 的条件下, 假定石英砾石的化学风化速率为 0, 并以砾石的平均粒径为采样厚度, 运用 Balco 等人^[35] 的网络程序 (<http://hess.ess.washington.edu>), 对各样品的暴露年龄进行了计算. 表 1 列出了 ^{10}Be 产率为常数和随时间变化两种情况下, 不同暴露年龄模式的计算结果. 对于某一样品来说, 不同模式给出的暴露年龄彼此间差别皆

小于 5%, 全部落在 ^{10}Be 测量给出的 95% 置信范围内. 因此, 本文所涉及的暴露年龄采用 ^{10}Be 产率随时间变化 4 种模式计算结果的平均值 (表 1), 误差仅仅为 ^{10}Be 测量和各计算模式之间所产生累积标准偏差, 并不包括 ^{10}Be 半衰期和产率估计介入的误差. 如果假定继承的 ^{10}Be 浓度与湖滩石英砾石中的 ^{10}Be 一致, 那么经其校正后的暴露年龄比未校正的暴露年龄平均年轻约 56 ka (表 1), 下文所采用的年龄皆为校正后的暴露年龄.

额济纳盆地戈壁石英砾石的 ^{10}Be 年龄数据显示不同地貌单元暴露年龄特征以及与海拔高度的关系 (图 2). 首先, 对于黑河洪积平原上的戈壁来说, 石英砾石暴露年龄 (样品 EJINA-03~EJINA-11) 平均为 (134 ± 30) ka, 与海拔高度存在正相关关系, 尽管相关系数偏低 ($r=0.65$), 但在统计上是显著的, 且向洪积扇末端方向即向盆地北部和东部低海拔尾间湖区呈显著的年轻趋势 (图 3), 分别从约 180 ka 降至 90 和 123 ka 左右; 其次, 湖相沉积物上形成的戈壁石英砾石暴露年龄呈现出从湖滩 (0 ± 4) ka、低湖积台地 (142 ± 9) ka 到高湖积台地 (190 ± 9) ka 增加的特征 (表 1), 一致于湖积地貌单元形成的先后顺序. 另外, 盆地北缘戈壁阿尔泰南缘洪积平原上的戈壁, 其石英砾石 (EJINA-12 和 EJINA-13) 暴露年龄平均高达 378 ka, 且严重偏离黑河流域暴露年龄与海拔高度的关系.

戈壁砾石的暴露年龄实际上是样品采集地点脱离地表水环境, 终止沉积, 环境持续干旱, 在强烈风蚀作用下形成戈壁的年龄. 因此, 戈壁砾石暴露年龄不仅能够指示戈壁形成的年代, 而且可能揭示洪积作用终止以及与此相关联的构造或气候环境的变化. 额济纳盆地石英砾石的暴露年龄显示, 盆地北缘的戈壁至少在 420 ka 前就已出现, 而盆地内黑河流域的戈壁则形成于约 190 ka 以来, 并逐步向北和(或)向东低海拔、尾间湖方向发展. 同时也说明: (1) 额济纳北部甚至于祁连山以北地区的干旱环境出现于距今 420 ka 以前; (2) 盆地中黑河流域的洪积作用由南向北和(或)向东低海拔、尾间湖方向推进, 而戈壁阿尔泰洪积作用在距今 420 ka 以来似乎已向北退缩, 以至于导致盆地北缘海拔相对较低的洪积戈壁 (表 1 中 EJINA-13 样品采集地点) 暴露年龄显著老于海拔相对较高的戈壁 (EJINA-12).

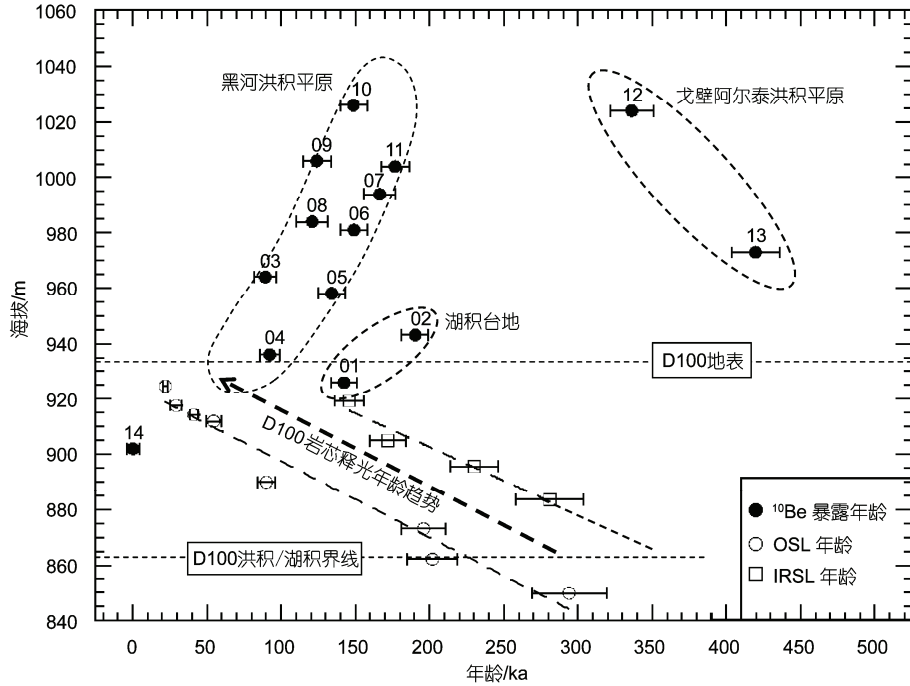


图2 额济纳盆地不同地貌单元戈壁石英砾石 ^{10}Be 暴露年龄和 D100 岩芯释光年龄^[49]与现代海拔的关系
数字 01~14 分别对应样品编号 EJINA-01~EJINA-14

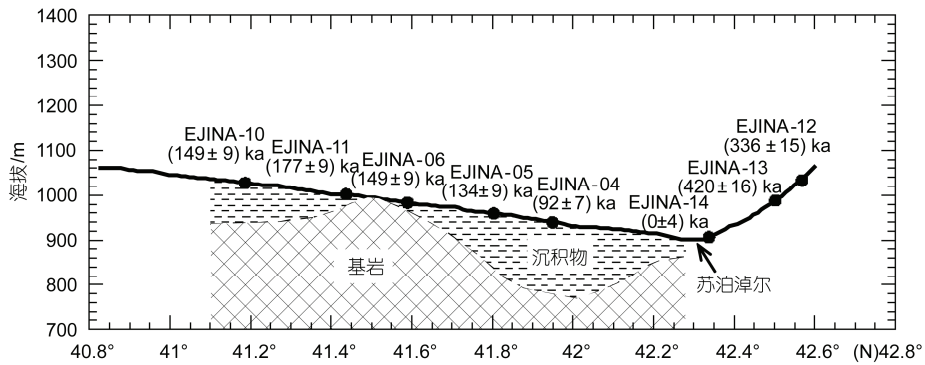


图3 沿图1中 A-B 线海拔高度和邻近的戈壁石英砾石样品暴露年龄以及沉积物厚度^[19]的变化

4 讨论

干旱地区汇水盆地洪积扇和尾间湖泊的发育演化往往受构造活动和气候控制的水文变化制约^[50-52]。当周边山体抬升,盆地相对下沉时,洪积扇和湖泊将分别向下沉一侧发育和迁移;当气候湿润,洪水作用加强时,湖泊扩张,反之则湖泊收缩。额济纳盆地黑河洪积扇成因的戈壁暴露年龄随海拔高度降低以及向其尾间湖方向降低的趋势,可能是洪积物逐步向北充填盆地,或是在构造抬升作用下,洪积物堆积充

填导致控制黑河侵蚀基准的尾间湖逐步向北迁移的结果,而不是气候逐步干旱,湖泊收缩的结果,其证据包括以下几方面。

第一,青藏高原北部为构造活动强烈抬升地区^[53-55], Hetzel 等人^[47]应用宇宙成因核素 ^{10}Be 测量的结果也表明,近 170 ka 以来青藏高原东北部祁连山北麓平均抬升速率可达 35 cm/ka。额济纳盆地与祁连山北麓毗连,因此青藏高原北部抬升势必影响额济纳盆地,导致盆地黑河洪积扇向北偏东发育。

第二,现代尾间湖居延泽、苏泊淖尔和嘎顺淖尔

并不是额济纳盆地的初始沉积中心. 钻孔资料表明, 古黑河进入盆地后可能被分为东、西两条支流. 东支向东流向古日乃, 西支向北流向赛汗桃来(图 1), 在这两地分别形成了厚度达 340 m 左右的沉积中心, 由两个中心向四周沉积减薄^[56-58], 甚至在 41.49°N, 100.93°E 位置还可见基岩出露(图 1, 3). 而现代尾间湖已远离这两个沉积中心, 沉积厚度仅约 40~60 m, 也就是说, 如果不考虑构造沉陷和抬升因素, 这两个沉积中心的基底海拔仅分别约 670 和 620 m a.s.l., 远低于现代尾间湖地区海拔 855 m a.s.l. 左右的沉积基底(图 3). 因此, 这两个沉积中心就是盆地开始接受沉积时的湖泊中心位置, 而现代尾间湖则是它们分别被沉积物充填向北迁移的结果. 另外, 对赛汗桃来北偏东约 20 km 处沉积物的钻探(图 1 中 D100, 海拔约 934 m a.s.l.)发现, 在该处湖盆基底上沉积了约 230 m 沉积物^[49], 岩芯(D100)深度 229~71 m 为湖泊沉积的层状粉砂和黏土, 从 71 m 向上至 7 m 为风成、河流、湖相沉积物互层, 而最上部 7 m 由砾石组成. 根据释光年龄^[49]获得的平均沉积速率推测, D100 处大约在 (290±50) ka 前后湖泊向北迁移, 持续的水下沉积(湖积)结束, 洪积作用开始, 一直延续到末次冰期才终止沉积, 暴露侵蚀. 图 2 中箭头指向 D100 处为通过释光年龄外推的地表沉积物年龄, 其值恰好落在黑河洪积物成因的戈壁暴露年龄随海拔变化的趋势线上, 进一步支持了构造抬升和洪积物堆积充填导致控制黑河侵蚀基准的尾间湖逐步向北迁移的论断.

第三, 额济纳盆地内部的沉积已受到构造活动影响. 尽管一般认为盆地是相对稳定的地块, 但遥感地貌调查^[22,59,60]和近期的研究^[20,21,23,61]均显示了构造活动对额济纳盆地沉积作用的影响, 认为两个沉积中心构成的、以盆地中基岩出露位置(41.49°N, 100.93°E)为中心的北东-南西向薄层沉积带是基底隆起的结果^[57,62]. ¹⁰Be 年龄数据也显示围绕基岩出露位置暴露年龄在黑河洪积物成因的戈壁中最大, 向外随着沉积物厚度增加暴露年龄降低(图 1), 显然是洪积作用总是倾向于构造相对沉陷地区进行的结果. 这不但是对遥感解译的额济纳盆地构造活动^[22,59,60]的支持, 也是对戈壁暴露年龄与海拔高度的关系有一定程度发散的解释.

既然额济纳盆地的沉积作用可能受构造活动的影响, 那么盆地中分布的湖积台地是高湖面所形成, 还是构造抬升的产物? 这是重建盆地水文、气候变化

必须关注的问题. 额济纳盆地西北的湖积高、低台地的 ¹⁰Be 数据似乎支持(190±9)和(142±9) ka 前分别存在一个稳定高湖面时期, 据高湖积台地现代的海拔(943 m a.s.l.)计算, 那时湖泊面积可达 10⁴ km². 照此推测, 处于相对低海拔位置的 D100 地点, 现代为 934 m a.s.l., 据沉积物释光年龄^[49]推测, 距今约 190 ka 以前大约为 875~905 m a.s.l.(图 2), 理应为湖泊深水区. 但是, 钻孔资料^[49]显示, 此时沉积物却为浅水-干旱相的湖积、洪积、风成沉积互层, 而相对稳定的湖相沉积主要发生在(290±50) ka(释光年龄)以前, 深埋于地表 71 m(863 m a.s.l.)以下(图 2). 另外, 盆地内部沿湖积台地等高线向东几乎全部为洪积或风成沉积, 未见较大规模湖相沉积. 这种矛盾的现象无疑是因为没有考虑构造升降因素. 地貌上, 从现代黑河西支到 EJINA-02 采样地点之间, 依次出现南北向的一条河流阶地陡坎和两条湖积台地陡坎^[30]. 因此, 将盆地西北湖积台地视为相对于东临的黑河西支、赛汗桃来沉积中心抬升的结果似乎更加合理. 构造地貌的调查^[24,30]业已证明, 居延泽地区的一些湖岸阶地是由构造活动造成的.

尽管额济纳盆地沉积地貌的演化可能与构造活动相关, 但无论如何都将受到气候控制的水补给强度的影响. 起源于祁连山注入盆地的黑河是一条冰川融水型河流, 理论上, 气候变化导致的冰川的前进与消融将严重影响黑河补给盆地的强度和洪积作用以及尾间湖泊的规模. 应用 ¹⁰Be 得到的蒙古境内戈壁阿尔泰北部洪积扇的暴露年龄与 MIS(海洋氧同位素阶段)2, 6, 8, 10 冰期终结期相关^[45]. 从额济纳盆地现有的戈壁形成年龄(图 4)来看, 中国境内戈壁阿尔泰洪积平原两个样品暴露年龄为(336±15)和(420±16) ka, 也分别对应于冰期 MIS10 和 MIS12 终结期; 黑河洪积平原的戈壁 ¹⁰Be 暴露年龄主要集中在(134±30) ka, 即倒数第二冰期 MIS6 终结期; 盆地中低海拔地区的砾石层大约形成于 14 ka 前后^[49], 相当于末次冰期 MIS2 终结期. 尽管暴露年龄反映的是洪积作用停止后戈壁砾石暴露的时间, 但由于干旱区洪积扇经强烈的风蚀而形成戈壁的时间较短, 因此暴露年龄可以作为最后一次洪积作用的年代. 从这个角度来说, 图 3 显示的年龄似乎与冰期终结增温冰消过程有关, 即在额济纳盆地大规模、高能量的洪水主要发生在高山冰雪消融时期(冰消期), 理论上也是尾间湖的短暂高湖面时期. 因此, 气候变化, 尤其是冰期/间冰期

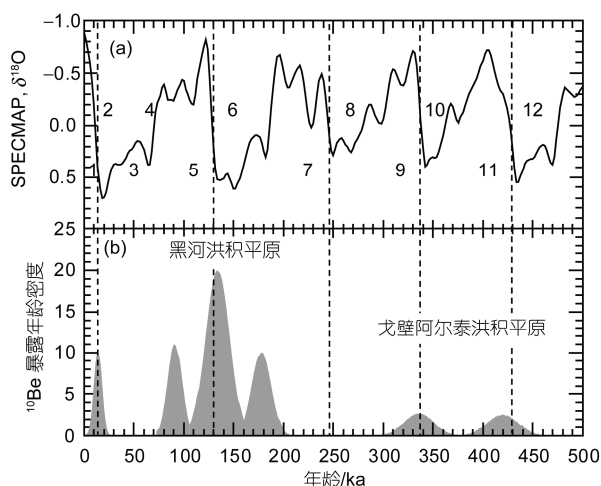


图4 海洋氧同位素 SPECMAP 记录与额济纳盆地戈壁石英砾石 ^{10}Be 暴露年龄分布

(a) 海洋氧同位素 SPECMAP 记录; (b) 额济纳盆地戈壁石英砾石 ^{10}Be 暴露年龄分布。数字 1~12 为海洋氧同位素阶段(MIS), 奇数为间冰期(阶), 偶数为冰期(段), 虚线为冰期/间冰期界线或冰期终结线

旋回可能是控制洪积作用强度变化的主要因素, 而构造活动则是制约沉积物空间分布的重要因素。

5 结论

依据宇宙成因核素 ^{10}Be 确定的戈壁砾石暴露年龄重建内蒙古额济纳盆地戈壁的形成和扩张历史, 揭示了构造活动和气候变化对盆地洪积作用的影响和洪积扇、尾间湖的演化。在额济纳盆地北缘戈壁阿尔泰洪积平原上, 至少在 420 ka 前就出现了干旱的戈壁景观, 而在盆地中黑河成因的洪积平原上, 戈壁则形成于最近 190 ka 以来; 在青藏高原的隆升和盆地内的构造活动影响下, 洪积作用和洪积扇不断向北和向东发展, 尾间湖向北迁移; 冰期/间冰期的冷暖旋回造成的周边高山地区冰川的前进与后退, 可能主导了盆地洪积作用的强弱变化和水体的大小; 大规模、高能量的洪水主要发生在高山冰雪消融时期(冰消期), 可能也是盆地水体最大时期。

致谢 瑞典乌普萨拉大学串行加速器实验室对样品中 ^{10}Be 进行测量, 并给予资助; 中国科学院地质与地球物理研究所陈永福博士参与部分野外工作, 王道文协助进行了砾石样品的破碎、清洗和纯化, 在此一并表示感谢。

参考文献

- McFadden L D, Wells S G, Jercinovich M J. Influences of eolian and pedogenic processes on the origin and evolution of desert pavements. *Geology*, 1987, 15: 504—508
- Cooke R U, Warren A, Goudie A S, et al. *Desert Geomorphology*. London: UCL Press, 1993
- 王贵勇, 董光荣, 李森, 等. 试论戈壁面及指相意义. *中国沙漠*, 1995, 15: 124—130
- Feng Z D, Chen F H, Tang L Y, et al. East Asian monsoon climates and Gobi dynamics in marine isotope stages 4 and 3. *Catena*, 1998, 33: 29—46
- 江新胜, 潘忠习. 中国白垩纪沙漠中的戈壁沉积. *矿物岩石*, 2001, 21: 74—80
- Feng Z D. Gobi dynamics in the Northern Mongolian Plateau during the past 20000⁺ yr: Preliminary results. *Quat Int*, 2001, 76/77: 77—83
- Nishiizumi K, Lal D, Klein J, et al. Production of ^{10}Be and ^{26}Al by cosmic rays in terrestrial quartz *in situ* and implications for erosion rates. *Nature*, 1986, 319: 134—136
- Klein J, Giegengack R, Middleton R, et al. Revealing histories of exposure using *in situ* produced ^{26}Al and ^{10}Be in Libyan Desert Glass. *Radiocarbon*, 1986, 28: 547—555
- Cerling T E, Craig H. Geomorphology and *in situ* cosmogenic isotopes. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1994, 22: 273—317
- Gosse J C, Phillips F M. Terrestrial *in situ* cosmogenic nuclides: Theory and application. *Quat Sci Rev*, 2001, 20: 1475—1560
- Bierman P R, Gillespie A R, Caffee M W. Cosmogenic ages for earthquake recurrence intervals and debris flow fan deposition, Owens Valley, California. *Science*, 1995, 270: 447—450
- Gu Z Y, Lal D, Liu T S, et al. Five million year ^{10}Be record in Chinese loess and red-clay: Climate and weathering relationships. *Earth Planet Sci Lett*, 1996, 144: 273—287
- Siame L L, Bourlès D L, Sèbrier M, et al. Cosmogenic dating ranging from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by the El Tigre fault, Argentina. *Geology*, 1997, 25: 975—978
- Gu Z Y, Lal D, Liu T S, et al. Weathering histories of Chinese loess deposits based on uranium and thorium series nuclides and cosmogenic ^{10}Be . *Geochim Cosmochim Acta*, 1997, 61: 5221—5231
- Nichols K K, Bierman P R, Hooke R L, et al. Quantifying sediment transport on desert piedmonts using ^{10}Be and ^{26}Al . *Geomorphology*,

- 2002, 45: 105—125
- 16 Nishiizumi K, Caffee M W, Finkel R C, et al. Remnants of a fossil alluvial fan landscape of Miocene age in the Atacama Desert of northern Chile using cosmogenic nuclide exposure age dating. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 237: 499—507
 - 17 Vassallo R, Ritz J F, Braucher R, et al. Dating faulted alluvial fans with cosmogenic ^{10}Be in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia): Climatic and tectonic implications. *Terra Nova*, 2005, 17: 278—285
 - 18 顾兆炎, 许冰, 吕延武, 等. 怒江峡谷构造地貌的演化: 阶地宇宙成因核素定年的初步结果. *第四纪研究*, 2006, 26: 293—294
 - 19 Zhang H C, Ming Q Z, Lei G L, et al. Dilemma of dating on lacustrine deposits in an hyperarid inland basin of NW China. *Radiocarbon*, 2006, 48: 219—226
 - 20 Hölz S, Polag D, Becken M, et al. Electromagnetic and geoelectric investigation of the Gurinai Structure, Inner Mongolia, NW China. *Tectonophysics*, 2007, 445: 26—48
 - 21 Hartmann K, Wünnemann B. Hydrological changes and Holocene climate variations in NW China, inferred from lake sediments of Juyanze palaeolake by factor analyses. *Quat Int*, 2009, 194: 28—44
 - 22 Wang X Y, Guo H D, Chang Y M, et al. On paleodrainage evolution in mid-late Epipleistocene based on radar remote sensing in north-eastern Ejin Banner, Inner Mongolia. *J Geogr Sci*, 2004, 14: 235—241
 - 23 Becken M, Hölz S, Fiedler V R, et al. Electrical resistivity image of the Jingsutu Graben at the NE margin of the Ejina Basin (NW China) and implications for the basin development. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L09315, doi: 10.1029/2007GL029412
 - 24 迟振卿, 王永, 姚培毅, 等. 内蒙古额济纳旗地貌特征及其构造、气候事件. *地质评论*, 2006, 52: 370—378
 - 25 Ma J Z, Ding Z, Gates J B, et al. Chloride and the environmental isotopes as the indicators of the groundwater recharge in the Gobi Desert, northwest China. *Environ Geol*, 2008, 55: 1407—1419
 - 26 马燕, 曹希强, 李志萍. 黑河下游额济纳地区环境演变及其驱动机制. *气象与环境科学*, 2008, 31: 43—47
 - 27 肖生春, 肖洪浪. 近百年来人类活动对黑河流域水环境的影响. *干旱区资源与环境*, 2004, 18: 57—62
 - 28 胡金明, 崔海亭, 唐志尧. 中国沙尘暴时空特征及人类活动对其发展趋势的影响. *自然灾害学报*, 1999, 8: 49—56
 - 29 史培军, 严平, 高尚玉, 等. 我国沙尘暴灾害及其研究进展与展望. *自然灾害学报*, 2000, 9: 71—77
 - 30 中华人民共和国地貌图集编辑委员会. 中华人民共和国地貌图集. 北京: 科学出版社, 2009
 - 31 Anderson R S, Repka J L, Dick G S. Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using *in situ* ^{10}Be and ^{26}Al . *Geology*, 1996, 24: 47—51
 - 32 Repka J L, Anderson R S, Finkel R C. Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 152: 59—73
 - 33 Hancock G S, Anderson R S, Chadwick O A, et al. Dating fluvial terraces with ^{10}Be and ^{26}Al profiles: Application to the Wind River, Wyoming. *Geomorphology*, 1999, 27: 41—60
 - 34 Nishiizumi K, Imamura M, Caffee M W, et al. Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards. *Nucl Instrum Meth B*, 2007, 258: 403—413
 - 35 Balco G, Stone J O, Lifton N A, et al. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quat Geochronol*, 2008, 3: 174—195
 - 36 Lal D. Cosmic ray labeling of erosion surface: *in situ* nuclide production rates and erosion models. *Earth Planet Sci Lett*, 1991, 104: 424—439
 - 37 Stone J O. Air pressure and cosmogenic isotope production. *J Geophys Res*, 2000, 105: 23753—23759
 - 38 Desilets D, Zreda M. Spatial and temporal distribution of secondary cosmic-ray nucleon intensities and applications to *in situ* cosmogenic dating. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 206: 21—42
 - 39 Desilets D, Zreda M, Prabu T. Extended scaling factors for *in situ* cosmogenic nuclides: New measurements at low latitude. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 246: 265—276
 - 40 Dunai T J. Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of *in situ* produced cosmogenic nuclides. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 193: 197—212
 - 41 Lifton N A, Bieber J W, Clem J M, et al. Addressing solar modulation and long-term uncertainties in scaling secondary cosmic rays for *in situ* cosmogenic nuclide applications. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 239: 140—161
 - 42 Lal D. *In situ*-produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1988, 16: 355—388
 - 43 Lal D. Cosmic ray produced isotopes in terrestrial systems. *P Indian Acad Sci-Earth Planet Sci*, 1998, 107: 241—249
 - 44 Ritz J F, Bourlès D L, Brown E T, et al. Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with ^{10}Be dates. *J Geophys Res*, 2003, 108: 1—16
 - 45 Vassallo R, Ritz J F, Braucher R, et al. Dating faulted alluvial fans with cosmogenic ^{10}Be in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia): Climatic and tectonic implications. *Terra Nova*, 2005, 17: 278—285
 - 46 Ritz J F, Vassallo R, Braucher R, et al. Using *in situ*-produced ^{10}Be to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia). *Geol Soc Am Bull*, 2006, 415: 87—109

- 47 Hetzel R, Niedermann S, Tao M X, et al. Low slip rates and long-term preservation of geomorphic features in Central Asia. *Nature*, 2002, 417: 428—432
- 48 顾兆炎, 刘东生, Lal D. ^{10}Be 和 ^{26}Al 在地表形成和演化研究中的应用. *第四纪研究*, 1997, 3: 211—221
- 49 Wünnemann B, Altmann N, Hartmann K, et al. Interglacial and Glacial fingerprints from lake deposits in the Gobi Desert, NW China. In: Sirocko F, Clausen M, Sanchez-Goni M. eds. *The Climate of the Past Interglacials*. Amsterdam: Elsevier, 2005. 323—347
- 50 Harvey A M. The occurrence and role of arid zone alluvial fans. In: Thomas D S, ed. *Arid Zone Geomorphology*. London: Belhaven Press, 1989. 136—158
- 51 Ritter J B, Miller J R, Enzel Y, et al. Quaternary evolution of Cedar Creek alluvial fan, Montana. *Geomorphology*, 1993, 8: 287—304
- 52 Harvey A M, Mather A E, Stokes M. *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. London: Geological Society, 2005, 251: 1—7
- 53 Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 2001, 294: 1671—1677
- 54 郑文涛, 杨景春, 段锋军. 武威盆地晚更新世河流阶地变形与新构造活动. *地震地质*, 2000, 22: 318—328
- 55 潘保田, 邬光剑, 王义祥, 等. 祁连山东段沙沟河阶地的年代与成因. *科学通报*, 2000, 45: 2669—2675
- 56 龚家栋, 程国栋, 张小由, 等. 黑河下游额济纳地区的环境演变. *地球科学进展*, 2002, 17: 491—496
- 57 Wen X, Wu Y, Su J, et al. Hydrochemical characteristics and salinity of groundwater in the Ejina Basin, Northwestern China. *Environ Geol*, 2005, 48: 665—675
- 58 Si J H, Feng Q, Wen X H, et al. Major ion chemistry of groundwater in the extreme arid region northwest China. *Environ Geol*, 2009, 57: 1079—1087
- 59 郭华东, 刘浩, 王心源, 等. 航天成像雷达对阿拉善高原次地表古水系探测与古环境分析. *中国科学D辑: 地球科学*, 2000, 31: 88—96
- 60 王心源, 郭华东, 邵芸, 等. 航天飞机 SIR-C 数据对内蒙古额济纳旗北部浅层地下水的探测分析. *遥感学报*, 2002, 6: 523—526
- 61 Hartmann K, Wünnemann B, Zhang H C. Evidence of neotectonic impact on a large sedimentary basin between Tibetan Plateau and Gobi Altay, NW China. *第四纪研究*, 2009, 29: 687—695
- 62 张应华, 仵彦卿, 苏建平, 等. 额济纳盆地地下水补给机理研究. *中国沙漠*, 2006, 26: 96—102