

蒙古国中部Ugii Nuur湖 8660 a BP以来高分辨率孢粉记录及气候变化

王维, 马玉贞*, 冯兆东, 蒙红卫, 桑艳礼, 翟新伟

兰州大学西部环境教育部重点实验室, 兰州大学资源环境学院, 兰州 730000;

北京师范大学环境演变与自然灾害教育部重点实验室, 地表过程与资源生态国家重点实验室, 北京 100875;

Department of Geology, Baylor University, Waco, Texas 76798, USA

* 联系人, E-mail: mayzh@ires.cn; mayzh@bnu.edu.cn

2008-07-15 收稿, 2008-11-17 接受

国家自然科学基金(批准号: 40331012, 40671190, 40421101)和美国国家科学基金(批准号: NSF-ESH-04-02509, NSF-BCS-06-23478, NSF-BCS00-78557)资助项目

Wang W, Ma Y Z, Feng Z D, et al. Vegetation and climate changes during the last 8660 a BP in central Mongolia, based on a high-resolution pollen record from Lake Ugii Nuur. Chinese Science Bulletin, 2009, 54, doi: 10.1007/s11434-009-0023-8

摘要 以9个AMS¹⁴C年代为框架, 以现代花粉研究为基础, UG04孔高分辨率孢粉记录重建了蒙古国中部8660 a BP以来的植被和气候变化: 7800 a BP以前研究区植被以草原为主, 气候温和略湿润, 其中8350~8250 a BP气候凉湿; 7800~6860 a BP旱生植物增加, 气候转向暖干; 6860~3170 a BP半荒漠草原扩张, 气候持续暖干; 3170~2340 a BP旱生植被退缩, 远山森林草原发育, 气候转凉变湿, 末期湿度条件达最佳; 2340~1600 a BP气候较凉湿; 1600 a BP以来气候波动较大. 与区域古气候记录对比表明, 蒙古国中部到中国西北干旱区可能存在持续干旱的中全新世气候. 重建结果与GCM气候模式模拟结果有较好的呼应. 此外, UG04孔孢粉记录揭示了若干气候变冷事件, 部分可与北大西洋地区对应, 但表现为冷湿.

关键词
蒙古国中部
湖泊沉积
孢粉记录
气候变化
全新世

自格陵兰冰芯和北大西洋深海沉积记录揭示全新世气候不稳定性以来^[1,2], 以了解过去和预测未来气候变化以及评价人类影响为研究目标, 全球建立了许多古气候序列. 然而, 这些古气候记录区域分布不均衡, 尤其在关键地区缺乏高质量的气候变化序列, 对认识和理解古气候时空变化规律和形成机制造成了诸多困难^[3]. 因此, 在关键区域补充建立高质量的古气候序列就成为当前研究的重点和热点. 位于亚洲内陆的蒙古高原现代气候受亚洲季风(主要是冬季风)和北大西洋涛动(NAO)影响的西风带气候共同作用^[4,5], 研究其全新世古气候时空分布规律对于理解高、低纬气团作用历史以及亚洲季风和西风带气候子系统相互作用及演化具有重要意义. 然而, 由于地理和历史原因, 蒙古国全新世研究比较薄弱, 已有

的湖泊记录^[6-14]和风成序列^[14,15]多位于蒙古国北部和西北部, 且大都存在年代控制较差、分辨率低和代用指标敏感性不足等问题^[12,14], 蒙古国中部地区全新世研究则更少, 几乎没有完整连续的代用指标序列发表. Walther^[16]曾对蒙古国中部Ugii Nuur湖全新世沉积进行了初步调查, 但年代控制缺乏和岩芯间断限制了该序列的质量. 此外, 资料揭示的区域气候差异明显, 尤其在蒙古国中全新世气候状况上分歧较大^[6-11,13-15].

因此, 本文选取蒙古国中部Ugii Nuur湖泊沉积为研究对象, 以AMS¹⁴C测年为框架, 结合现代花粉研究, 利用高分辨率孢粉记录重建蒙古国中部Ugii Nuur地区过去8660 a BP以来植被和气候变化历史, 为认识蒙古国中部地区全新世气候变化和时空分布

规律及气候变化动力学机制提供重要基础资料。

1 研究区概况

Ugii Nuur 湖(47°46'N, 102°46'E, 1332 m a.s.l.)位于蒙古国中部杭爱山北侧、首都乌兰巴托以西约 350 km 处, 面积约 12 km², 最大水深 17 m, 主要补给河流为发源于南部杭爱山地的鄂尔浑河支流, 湖泊西北部溢流汇入鄂尔浑河, 现为开放性淡水湖(图 1)。研究区现代气候属温带大陆性气候, 冬季受西伯利

亚高压控制, 气候寒冷干燥, 夏季受亚洲低压影响, 气候温暖半湿润, 年均气温 -2~0 , 年均降水量 250~300 mm, 主要集中在 6~8 月^[12]。

研究区现代地带性植被为针茅-隐子草-冷蒿草原, 主要建群植物为针茅(*Stipa capillata*)、糙隐子草(*Cleistogenes squarrosa*) 和冷蒿(*Artemisia frigida*), 伴生冰草(*Agropyron cristatum*)、寸草苔(*Carex duriuscula*)、洽草(*Koeleria gracilis*)、早熟禾(*Poa*

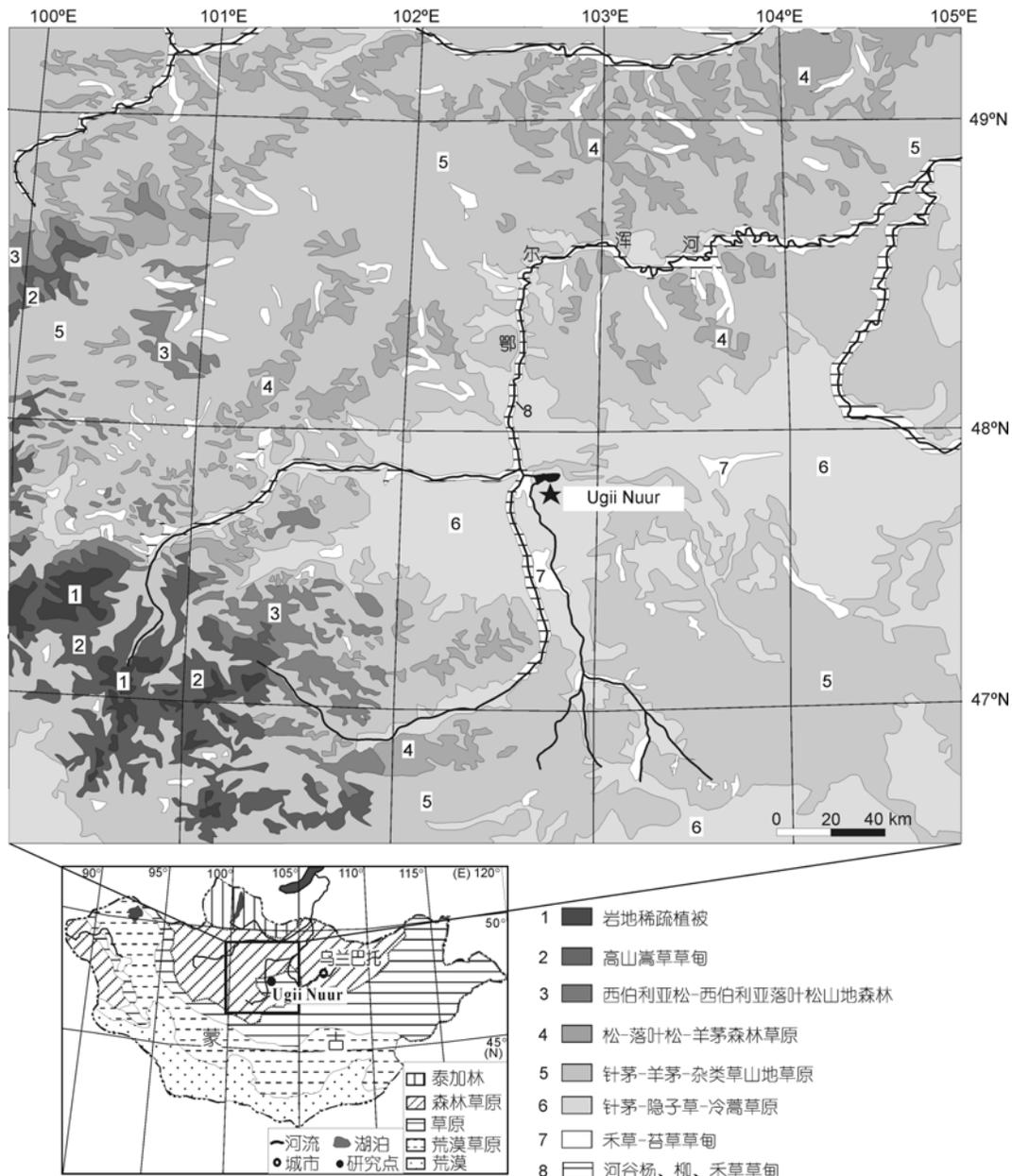


图 1 研究区位置和区域植被概况

botryoides)、委陵菜(*Potentilla tanacetifolia*)、细叶白头翁(*Pulsatilla turczaninovii*)、狗哇花(*Heteropappus hispidus*)、银灰旋花(*Convolvulus ammannii*)、木地肤(*Kochia prostrata*)、刺沙蓬(*Salsola ruthenica*)及刺穗藜(*Chenopodium aristatum*)等。附近山地发育针茅-杂类草山地草原, 主要建群植物为针茅, 伴生冰草、寸草苔、委陵菜等。河谷、湖岸及山间洼地发育苔草草甸, 伴生蒲公英(*Taraxacum mongolicum*)、紫菀(*Aster alpinus*)等^[18,19](图 1)。

研究区北部与羊茅(*Festuca ovina*)山地草原和赤松(*Pinus sylvestris*)-羊茅山地森林草原相邻, 南部为垂直分异明显的杭爱山地植被, 其森林草原以西伯利亚松(*Pinus sibirica*)、西伯利亚落叶松(*Larix sibirica*)、赤松和羊茅为主^[18,19]。现代湖泊集水流域植被主要为山地草原和草原, 其中海拔 2300~1900 m 为羊茅-早熟禾-苔草山地草原, 主要建群植物为羊茅, 伴生早熟禾、冰草、寸草苔、针茅、冷蒿、百里香(*Thymus serpyllum*)、高山紫菀等; 1900 m 以下为针茅-隐子草-冷蒿草原^[18,19](图 1)。

2 岩性、年代和方法

2.1 岩性与年代

2004 年夏, 在 Ugii Nuur 湖近中心水深 14.5 m 处使用重力活套钻获取了 854 cm 长的岩芯(UG04 孔)。据野外观察和室内分析, UG04 孔岩性为(图 2): 0~242 cm 为黏土质粉砂; 242~480 cm 为粉砂, 其中 350~370 和 450~480 cm 为富碳酸盐粉砂; 480~854 cm 为黏土质粉砂。

沉积物全样测年在美国亚利桑那年代学试验室(NSF-Arizona Facility)完成, 共获得 11 个 AMS¹⁴C 年龄(图 2), 其中 260 和 330 cm 处年龄倒转, 可能是由生物扰动和碎屑有机碳再迁移所致, 在构建年龄模式时予以剔除。Ugii Nuur 现为开放性淡水湖, 历史时期多为低碳酸盐粉砂沉积, 湖泊碳库效应可能较小, 这得到了邻近区域湖泊年代学研究的支持, 如内蒙古岱海研究表明湖水盐度与碳库效应呈正相关^[20], 蒙古国中北部淡水开放性 Telmen 湖表层样品腐殖酸和孢粉浓缩物测年结果一致, 表明碳库效应很小^[9]。为便于对比, 使用 Calib 4.5 对 9 个 AMS¹⁴C 年龄进行日历年校正^[21], 并利用校正后的日历年龄分段回归建立时-深年代模式, 外推获得岩芯底部年龄为 8660 a BP, 顶部为 87 a BP, 计算得到不同层段的沉积

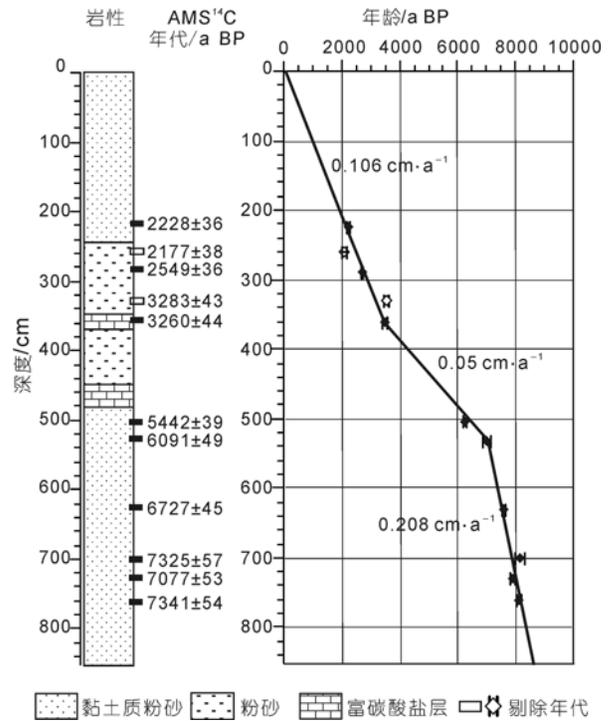


图 2 UG04 孔岩性和年代

速率(图 2)。

2.2 方法

UG04 孔孢粉样品以约 2 cm 间隔采集, 共获样品 386 个, 理论分辨率近 20 a/样。采集入湖河流表层冲积物、湖泊表层沉积物和草原、山地草原表土样品进行现代花粉研究, 为 UG04 孔孢粉记录解释提供依据。

孢粉提取采用酸碱法结合筛滤法, 程序为岩芯样品视岩性差异称取 1~2 g, 实验前加入石松孢子(批号: 938934, Lund University), 先后用 10% KOH, 10% HCL 和 36% HF 处理去除有机质、碳酸盐以及硅质; 现代样品先清洗过 150 目筛, 再经混合液处理(1:9 的硫酸, 醋酸酐混合液煮沸 10 min)。然后两者均再用超声波清洗器清洗过筛(7 μm 筛布), 并以小指管净化保存于甘油中制活动片鉴定。参照正式出版的图版、手册^[22-24]以及现代花粉标准片在 400 倍光学显微镜下进行孢粉鉴定(必要时使用 1000 倍油镜), 所有样品统计数量(不计孢子)均大于 350 粒。以陆生种子植物花粉总和为基数计算孢粉百分比, 以外加石松孢子法计算重量浓度。孢粉图谱使用 Grapher 2.0 绘制, 利用 CONISS 进行群组分析。Ma 等人^[25]依据对蒙古国南北断面(42°45'55"~51°35'08"N 和 99°57'56"~110°07'35"E)现代表土花粉的数量分析(HCA 和 NMS)

和花粉种属母体植物的生态习性建立的代表温度和湿度条件的花粉组间的比值建议了该研究区的花粉-温度(T)和花粉-湿度(M)指数,考虑到本文研究区位于该断面中部,故利用该指数重建UG04孔花粉-温度(T)和花粉-有效湿度(M)序列。

3 孢粉记录及古植被、古气候

3.1 现代花粉分析

受气候和水文条件影响,半干旱区湖泊现代花粉传播机制复杂,现代花粉研究可为化石孢粉谱解释提供依据。本文现代花粉样品分别为取自流经山地草原和草原的入湖河流表层冲积物(1~4#)、湖泊表层沉积物(5#和6#)及湖泊北侧山前草原(7#和8#)和山地草原(9#和10#)表土。孢粉组合的主要特征为(图3):入湖河流表层冲积物(1~4#)孢粉组合以松属(*Pinus*) (38.99%~48.21%)、莎草科(*Cyperaceae*) (19.35%~26.76%)和蒲公英型(*Taraxacum*-type) (5.63%~13.10%)为主,禾本科(*Gramineae*)在3.63%~13.10%之间,蒿属(*Artemisia*)和藜科(*Chenopodiaceae*)均低于10%;湖泊表层沉积物松属含量较高(51.39%和63.67%),藜科(8.30%和17.96%)、蒿属(5.54%和13.93%)以及禾本科(3.63%和13.10%)为次优势成分,莎草科低于5%;山前草原和山地草原表土样品主要由松属、藜科、蒿属和禾本科组成,其中禾本科低于5%(仅7#样为7.96%),山前草原表土样品藜科(20.73%和25.81%)含量显著高于山地草原(6.82%和8.15%)。

松属花粉在所有现代样品中含量较高且多数超过40%,然而现代研究区附近及湖泊集水流域内并无松林生长,前人研究也表明无松地带松属花粉含量可达30%^[25-28],据此本文认为UG04孔松属花粉可能为外来花粉,其含量的变化可能反映了周边山地松林的发育及较大区域气候变化状况;桦属和云杉属花粉仅零星出现,生物气候指示意义不明确;禾本科是研究区现代植被的建群种,但其现代花粉含量大多低于10%,表现出低代表性,这与前人研究基本相同^[29,30],前人研究表明藜科花粉在荒漠和半荒漠草原丰度高于草原和森林草原,其相对丰度可以作为区别区域植被和指示气候干旱程度的代用指标^[25,27,29,30],蒙古国南北断面现代花粉数量分析也表明藜科可以指示暖干气候^[25],本文现代花粉研究表明生境相对干旱的山前草原藜科含量显著高于山地草原,证明了藜科可以作为指示区域气候干旱程度的可靠代用指标;中生杂类草一般发育在相对湿润的山地草原和湿生草甸^[18],主要花粉类型有毛茛科(*Ranunculaceae*)、唐松草属(*Thalictrum*)、地榆属(*Sanguisorba*)、紫菀型(*Aster*-type)、风毛菊型(*Saussurea*-type)、唇形科(*Labiatae*)以及蒲公英型等^[29],由于具有较强的环境指示意义,低含量的中生杂类草花粉在古气候重建时也必须重视^[31]。

蒿/藜比(A/C)在中东和中亚干旱区与半干旱区可作为干湿变化的替代指标,大多数研究表明蒿属和藜科花粉具有超代表性,少量出现可视为外来花

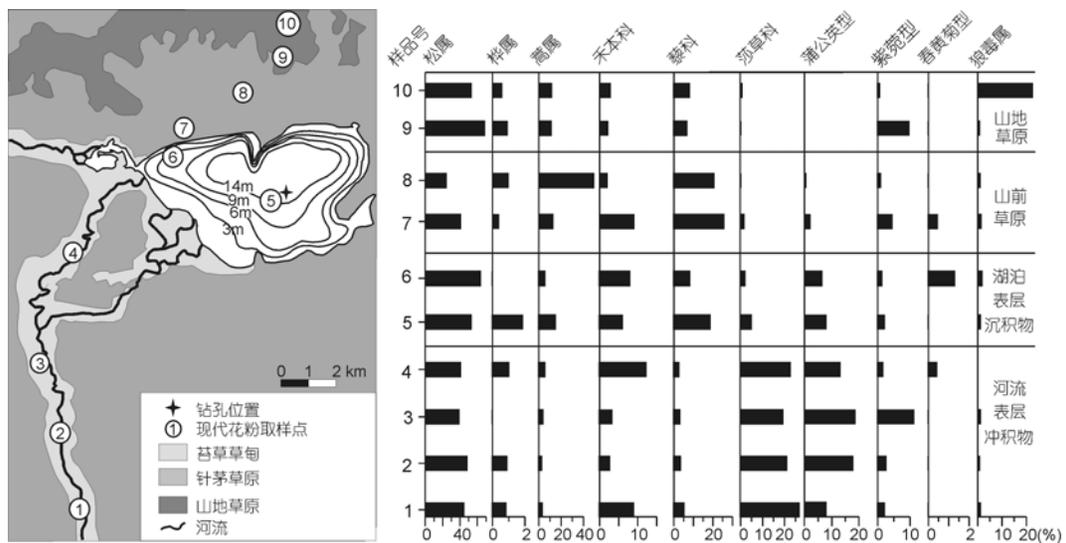


图3 研究区现代花粉图式

粉^[27,32],在二者占优势(二者之和大于50%)的条件下蒿/藜比才具有生态指示意义^[32,33]。鉴于位于蒙古国北部草原和山地森林草原过渡地带的本研究区蒿属和藜科花粉含量之和在所有现代样品中小于40%,在UG04孔地层样品多低于50%,故本文不使用蒿/藜比作为干湿变化的替代指标。此外,孢粉浓度有时被用作指示区域植被覆盖和气候湿润状况的代用指标^[34,35],然而最近有研究对此提出了疑问,认为风力大小、降水强度、径流变化、种属间产量及保存能力差异和沉积速率变化都会对孢粉浓度谱造成影响,导致其不能可靠地反映植被覆盖并指示气候变化^[33,36,37]。UG04孔孢粉浓度为重量浓度,在岩芯中部沉积速率最低处孢粉浓度达最高,低沉积速率以及湖面收缩可能是导致孢粉浓度升高的主要原因。故本文主要依据孢粉百分比重建区域植被和气候变化。

3.2 UG04孔孢粉记录与古植被、古气候

UG04孔共鉴定出花粉41科54属,花粉主要为松属、藜科、蒿属、禾本科和莎草科,其他还有云杉属(*Picea*)、落叶松属(*Larix*)、桦属(*Betula*)、桤木属(*Alnus*)、榆属(*Ulmus*)、柳属(*Salix*)、紫菀型、蒲公英型、风毛菊型、唐松草属、唇形科、地榆属、车前属(*Plantago*)、蔷薇科(*Rosaceae*)、十字花科(*Cruciferae*)、百合科(*Liliaceae*)、蓼属(*Polygonum*)、报春花科(*Primulaceae*)、旋花属(*Convolvulus*)和麻黄属(*Ephedra*)等。根据主要花粉类型百分含量和孢粉-气候指数变化,并参考CONISS聚类分析结果,将UG04孔孢粉记录分为6个组合带(图4)。

带1(854~688 cm, 8660~7800 a BP)孢粉组合以松属(23.08%~49.17%)、藜科(14.32%~39.51%)、莎草科(6.53%~23.05%)、禾本科(4.56%~20.27%)和蒿属(3.75%~14.38%)为主,紫菀型、蒲公英属、唇形科、毛茛科、唐松草属和地榆属等中生杂类草及麻黄属有一定的含量,孢粉浓度较低(<4万粒/g)。孢粉组合反映研究区地带性植被可能为禾草草原,湖畔及河谷低地发育苔草草甸,远山发育松针叶林和森林草原, T (孢粉-温度指数)介于0.5~1.0之间, M (孢粉-湿度指数)在1.2~2.6间,指示区域气候总体的温湿和较湿润。

带1可分为3个亚带,亚带1b(790~766 cm, 8350~8250 a BP)与亚带1a和1c相比,藜科含量和 T 指数较低,而禾本科和莎草科含量及 M 指数较高,可能反映了一个冷湿事件。

带2(688~530 cm, 7800~6860 a BP)藜科

(19.08%~41.56%)和松属(28.25%~55.91%)增加,莎草科(1.83%~14.55%)和杂类草含量减少,禾本科(3.85%~17.42%)略降,蒿属和麻黄属变化不大,孢粉浓度略有增加。孢粉组合指示研究区旱生植被成分增加, T 上升, M 降低,反映区域气候趋向暖干。

本带可分为3个亚带。与亚带2a和2c相比,亚带2b(618~578 cm, 7510~7310 a BP)松属含量和 M 指数较高,藜科和 T 指数较低,气候可能较凉湿。

带3(530~324 cm, 6860~3170 a BP)藜科(18.91%~50.00%)大幅增加并维持峰值,松属(26.90%~57.75%)显著降低,禾本科(3.78%~12.22%)和莎草科(0.58%~11.73%)进一步降低,蒿属基本保持不变,中生杂类草花粉仅零星出现;孢粉浓度升高,平均达6~8万粒/g。孢粉组合显示研究区旱生植被成分显著增加,半荒漠草原扩张,远山森林草原退缩,山地草原和河谷及湖畔湿生草甸退缩(化), T 达全剖面最高峰值(~1.8), M 降至最低(~1.0),反映气候温暖干旱。

本带可分为5个亚带,其中亚带3a(530~454 cm, 6860~5340 a BP)藜科达剖面最大值(25.30%~50.00%),禾本科和莎草科及中生杂类草最低, T 达最大, M 最低,指示本段为整个剖面最为暖干时期;亚带3b(454~430 cm, 5340~4860 a BP)和3d(382~358 cm, 3910~3430 a BP)藜科降低,松属、禾本科、莎草科及紫菀型小幅增加, T 降低, M 略增,可能指示了两个较凉湿时期。

带4(324~240 cm, 3170~2340 a BP)藜科持续降低(6.30%~26.32%),至带末达全剖面最低(~10%),而松属(41.33%~75.50%)和莎草科(3.03%~11.04%)稳定增加;以紫菀属、风毛菊型、唐松草属等为主的中生杂类草含量和种类增加,禾本科(3.77%~13.54%)与蒿属(3.50%~14.71%)也小幅增加,但麻黄属降低;孢粉浓度在2~4万粒/克左右。孢粉组合变化指示研究区半荒漠草原退缩,远山松属森林草原扩张, T 逐渐降至最低, M 升至最大,指示气候变凉湿,至带末湿度达整个剖面最高。

带5(240~164 cm, 2340~1600 a BP)松属(33.33%~59.72%)降低,藜科(7.85%~25.33%)和莎草科(7.56%~21.36%)增加;禾本科(4.18%~19.46%)波动升高,但杂类草变化不大,孢粉浓度降低(<2万粒/g)。孢粉组合反映研究区禾草草原发育,湖畔及河谷低地湿生草甸扩张,远山森林草原退缩, T 小幅增加, M 略降,可能指示气候较前期略暖干,但仍然较凉湿。

带 6 (164~0 cm, 1600~0 a BP) 蒿属(4.97%~25.00%)、禾本科(4.56%~18.33%)和紫菀型(0.31%~2.26%)含量增加, 指示研究区禾草-冷蒿草原发育; T 增加, M 降低, 指示气候进一步转暖变干. 本带另一显著特征为主要种属花粉含量波动大, 其中亚带 6b (140~100 cm, 1390~1020 a BP)、6d (84~64 cm, 870~680 a BP)和 6f (31~0 cm, 380~0 a BP)以松属增加、藜科降低、 T 降低、 M 增加为特征, 可能指示了 3 个凉湿时段; 亚带 6a 和 6b 莎草科较高, 之后逐渐降低, 反映早期湖畔及河谷低地发育沼泽草甸, 末期有所退化.

4 讨论与结论

以 9 个 AMS¹⁴C 年代为框架, 以现代花粉分析为基础, UG04 孔孢粉记录高分辨率地重建了蒙古国中部地区 8660 a BP 以来的生物气候变化. 结果表明, 6860 a BP 以前区域气候温和半湿润, 其中 8350~8250 a BP 可能存在一个的凉湿事件; 6860~3170 a BP 气候持续温暖干旱; 3170~1600 a BP 总体凉湿; 1600 a BP 以来气候波动较大. 此外, 孢粉组合与气候指数变化还揭示了若干气候突发事件.

4.1 中晚全新世(6860~3170 a BP)暖干气候

UG04 孔孢粉记录恢复的气候显示 6860~3170 a BP 为暖干时期, 这一时期沉积物颗粒变粗和沉积速率变慢间接地支持了孢粉重建的气候, 因暖干气候条件下湖面退缩造成岩芯位置与河流入湖口和湖岸的距离减少, 导致沉积物粒度增粗, 而入湖径流减少则造成沉积速率降低.

UG04 孔孢粉记录揭示的中晚全新世(6860~3170 a BP)暖干气候并不孤立, 区域和更大地理范围内广泛存在干旱气候记录. 蒙古国杭爱山北侧Telmen湖 7110~4390 a BP处于低水位, 孢粉干旱指数指示气候干旱^[8,9]; 蒙古国北部Hovsgol湖孢粉和硅藻记录显示 5500~4000 a BP草原扩张, 6000~3500 a BP硅藻种类和丰度降低, 冷水种硅藻*Cydotella bodanica*消失, 气候暖干^[13]; 蒙古国北部Khyraany和Sharmmar风成序列中风成砂上下两层古土壤¹⁴C测年分别为(8300 ± 100)和(4070 ± 70) a BP与(8672 ± 90)和(4780 ± 80) a BP, 其间Sharmmar孢粉组合中以松属为主的针叶树花粉含量较低, 可能指示气候干旱^[14,15]; 欧亚地区孢粉群区化重建结果也表明蒙古国中部地区 6000¹⁴C a BP左右夏季温度比现在高 2 左右、有效湿度低

~10%, 气候暖干^[38]. 中国西部及季风边缘区也广泛记录了中全新世干旱气候, 新疆玛纳斯湖 6000~4500¹⁴C a BP孢粉A/C比降低指示气候干旱^[39]; 腾格里沙漠潜野泽孢粉记录显示 7100~3800 a BP气候干旱^[40], 红水河孢粉序列表明 7500~5070 a BP气候暖干^[41,42], 居延泽环境记录多因子分析表明 7500~5400 a BP气候干旱^[43]; 鄂尔多斯高原盐海子湖泊沉积记录^[44]与黄土高原糜地湾孢粉记录^[35]也揭示了中全新世干旱气候. 此外, 太平洋风尘通量记录也表明中全新世亚洲内陆干旱区范围扩大, 气候干旱^[45].

Chen等人^[40,46]研究认为, 中全新世干旱气候可能广泛存在于包括内蒙古高原、鄂尔多斯高原甚至黄土高原在内的现代东亚夏季风边缘地区. Feng等人^[47]和An等人^[48]总结中国西部全新世气候记录认为中全新世干旱气候主要分布在干旱和超干旱的荒漠和半荒漠地区, 半干旱及半湿润地区气候以暖湿主导. 本文研究区和蒙古国中北部以及中国西部存在的中全新世干旱气候记录表明该干旱气候可能具有较为广泛的地理分布, 分布在以蒙古国南部荒漠为中心, 北至蒙古中北部、南至中国西部干旱区的广大区域. 蒙古国西北部Honton Nuur^[10], Uvs 和Bayan Nuur^[7]和北部Gun Nuur^[12,14]以及邻近贝加尔湖^[49]记录了暖湿的中全新世气候, 表明中全新世干旱气候的北界可能位于蒙古国北部森林草原与森林界线一带, 该界以北可能受西伯利亚低地水汽影响, 气候有不同的表现.

此外, UG04 孔孢粉揭示的中全新世暖干气候与Bush^[50]利用GCM模式模拟的亚洲中部 6500~3000 a BP夏季温和冬季温升高、相对湿度降低的结果具有较好的可比性(图 5). Bush^[50]认为北半球相对较高的太阳辐射和大气CO₂浓度增加共同作用导致了中全新世气温升高, 升温一方面导致蒸发增强, 另一方面提高了大气饱和水汽压, 致使云量和降水概率减少, 进而形成干旱气候. 蒙古国中部中全新世暖干气候可能与升温导致的蒸发增强有关, 也可能反映了外围水汽输入强度有所减弱. 另外, 笔者认为中全新世气温升高已得到绝大多数记录的支持, 但气候是暖湿还是暖干, 受地理位置及地形地势的影响, 在不同地区应有一定的差异.

4.2 暖干/冷湿的气候水热组合特征

UG04 孔孢粉记录揭示蒙古国中部地区 8660 a BP 以来气候变化以暖干/冷湿水热组合特征为主, 其中早中全新世气候(8660~6860 a BP)温和略湿润、中

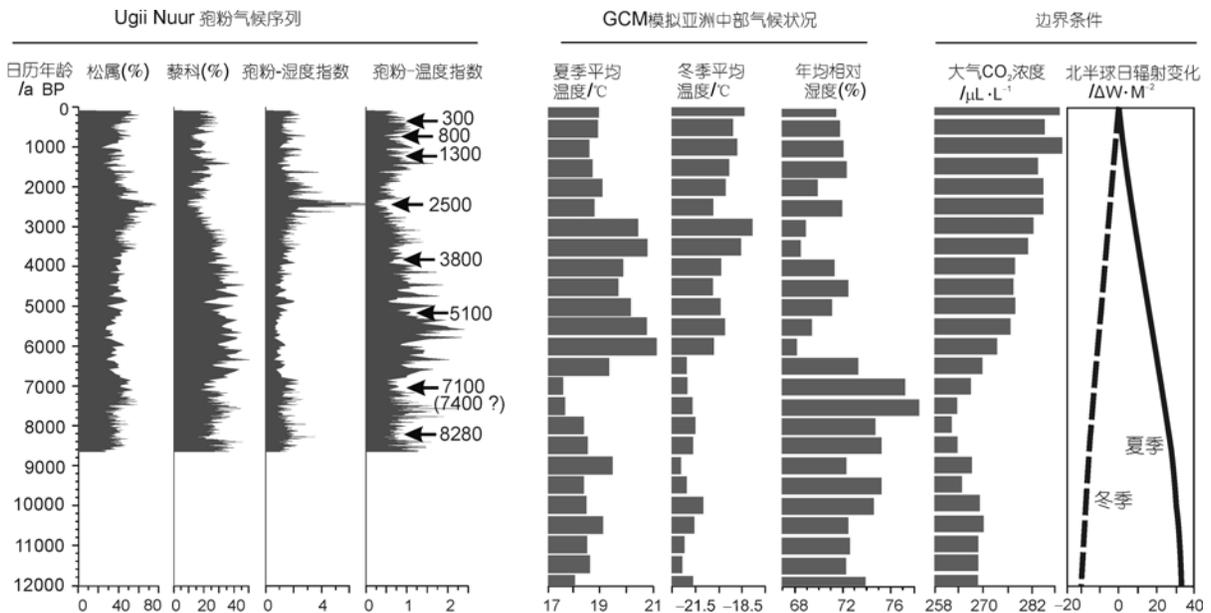


图5 UG04 孔孢粉生物气候序列和 GCM 模式模拟的亚洲中部地区气候状况(Bush, 2005)对比

全新世(6860~3170 a BP)暖干、晚全新世(3170~1600 a BP)凉湿。这与研究区北部西伯利亚^[51]和南部中国季风区^[52]气候记录揭示的暖湿/冷干的气候模式不同。Yang等人^[53]总结中国西部和中亚地区冰芯、树轮以及湖泊水位和考古等资料认为,过去1500年来古里亚冰芯累积速率指示的降水变化和众多树轮记录指示的温度变化存在显著的反相位关系,基本上体现了暖干/冷湿的十年至百年尺度的气候变化模式,并广泛得到了新疆和中亚地区古气候记录的支持,这与本文孢粉重建的蒙古国中部全新世百年至千年时间尺度的气候变化模式相似。显然,以最大植被初级生产力为标志的温暖湿润“气候适宜期”的概念并不适用于暖干/冷湿气候模式主导地区(如本研究区)^[14,15],但UG04孔孢粉记录依然揭示了中全新世温度的最高期。

4.3 气候突发事件

以可靠年代为框架,UG04孔孢粉记录了若干由暖干向冷(凉)湿快速转换的气候突发事件,这些事件以藜科含量降低、松属和莎草科的增加及孢粉温度与湿度指数的相应变化为特征,其年代分别为300,800,

1300,2500,3800,5100,7100和8280 a BP左右(图5)。其中8280 a BP左右的冷事件在年代上可与北大西洋地区格陵兰冰芯^[1,54]记录的8.2 ka冷事件对应,表明研究区和北大西洋地区气候变化可能存在某种联系机制,北大西洋涛动(NAO)影响的西风带位置和强度的变化可能是其遥相关的作用机制。考虑年代模式的不确定性后,300,1300,5100 a BP左右的冷事件可能与北大西洋地区的冷事件^[2]和贵州董哥洞石笋记录的弱季风事件^[55]对应,蒙古国中部UG04孔表现为冷湿,可能体现了不同地区对全球变化响应的差异。2500 a BP左右的冷湿气候得到了区域气候记录的支持,蒙古国西北部Uvs和Bayan Nuur湖泊水位在2500 a BP左右上升^[7],中北部Telmen湖泊记录指示3000~1600 a BP气候极为湿润^[8,9],阿尔泰图瓦共和国2850 a BP以来气候凉湿并促进了斯基泰文明的发展^[56]等,该时期也对应全球广泛记录的新冰期。另外,近两千年以来,UG04孔孢粉记录波动剧烈,指示研究区气候波动加剧,遗憾的是本文年代模式中0~200 cm层位缺乏测年控制,给认识晚全新世气候变化及其和人类社会发展的关系造成了很大的困难。

致谢 感谢吕厚远研究员和张虎才教授以及审稿人在本文写作过程中给予的帮助和指导,感谢蒙古国科学院地质所Koshbayar和Bator教授的野外帮助和指导。

参考文献

- 1 O'Brien S R, Mayewski P A, Meeker L D, et al. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*, 1995, 270: 1962—1964
- 2 Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates. *Science*, 1997, 278: 1257—1266[[doi](#)]
- 3 Steig E J. Mid-Holocene climate change. *Science*, 1999, 286: 1485—1487[[doi](#)]
- 4 Visbeck M. The ocean's role in Atlantic climate variability. *Science*, 2002, 297: 2223—2224[[doi](#)]
- 5 Lydolph P E. Climates of the Soviet Union. In: Landsberg H E, ed. *World Survey of Climatology Volume 7*. Amsterdam: Elsevier, 1977. 7—33
- 6 Dorofeyuk N I, Tarasov P E. Vegetation and lake levels of northern Mongolia since 12500 yr BP based on the pollen and diatom records. *Stratigr Geol Correl*, 1998, 6: 70—83
- 7 Grunert J, Lehmkuhl F, Walther M. Paleoclimatic evolution of the Uvs Nuur basin and adjacent areas (Western Mongolia). *Quat Int*, 2000, (65-66): 171—192
- 8 Peck J A, Khosbayar P, Fowell S J, et al. Mid to Late Holocene climate change in north central Mongolia as recorded in the sediments of Lake Telmen. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2002, 183: 135—153[[doi](#)]
- 9 Fowell S J B, Hansen C S, Peck J A, et al. Mid to late Holocene climate evolution of the Lake Telmen Basin, North Central Mongolia, based on palynological data. *Quat Res*, 2003, 59: 353—363[[doi](#)]
- 10 Tarasov P E, Dorofeyuk N, Meteltseva E. Holocene vegetation and climate changes in Hoton-Nuur basin, northwest Mongolia. *Boreas*, 2000, 29: 117—126[[doi](#)]
- 11 Harrison S P, Yu G, Tarasov P E. Late Quaternary lake-level record from northern Eurasia. *Quat Res*, 1996, 45: 138—159[[doi](#)]
- 12 汪卫国, 冯兆东, 李心清, 等. 蒙古北部 Gun Nuur 湖记录的全新世气候突发事件. *科学通报*, 2004, 49(1): 27—33
- 13 Prokopenko A A, Khursevich G K, Bezrukova X B, et al. Paleoenviromental proxy records from Lake Hovsgol, Mongolia, and a synthesis of Holocene climate change in the Lake Baikal watershed. *Quat Res*, 2007, 68: 2—17[[doi](#)]
- 14 Feng Z D, Wang W G, Guo L L, et al. Lacustrine and eolian records of Holocene climate changes in the Mongolian Plateau: Preliminary results. *Quat Int*, 2005, 136: 25—32[[doi](#)]
- 15 Feng Z D, Zhai X W, Ma Y Z, et al. Eolian environmental changes in the Northern Mongolian Plateau during the past ~35000 yr. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2007, 245: 505—517[[doi](#)]
- 16 Walther M. Lake bottom sediments of Ugi Nuur—Dedicated to Dr. Tserensodnom, the father of modern lake research of Mongolia. *Sci J Geogr Problems*, 2002, 2: 41—44
- 17 Tuvdendorzh D, Myagmarzhav B. *Atlas of the Climate and Ground Water Resources in the Mongolian People's Republic*. Ulan Bator: GUGMS of Mongolia, 1985
- 18 Hilbig W. *The Vegetation of Mongolia*. Amsterdam: SPB Academic Publishing, 1995. 89—119
- 19 Lavrenko E M, Yunatov A A, Aleksandr A, et al. *Vegetation map of People's Republic of Mongolia (Scale 1:1500000) (in Russian)*. Moscow, 1979
- 20 吴艳宏, 王苏民, 周力平, 等. 岱海 ¹⁴C 测年的现代碳库效应研究. *第四纪研究*, 2007, 27(4): 507—510
- 21 Stuiver M, Reimer P J, Braziunas T F. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon*, 1998, 40(3): 1127—1151
- 22 埃尔特曼 G, 著. 中国科学院植物研究所古植物研究室孢粉组, 译. *孢粉学手册*. 北京: 科学出版社, 1978
- 23 Moorer P D, Web J A. 著. 李文漪, 肖向明, 刘光琇, 译. *孢粉分析指南*. 南宁: 广西人民出版社, 1987
- 24 王伏雄, 钱南芬, 张玉龙, 等. *中国植物花粉形态*. 第二版. 北京: 科学出版社, 1995
- 25 Ma Y Z, Liu K B, Feng Z D, et al. A survey of modern pollen and vegetation along a south-north transect in Mongolia. *J Biogeogr*, 2008, 35: 1512—1532[[doi](#)]
- 26 李文漪, 姚祖驹. 表土中松属花粉与植物间数量关系的研究. *植物学报*, 1990, 32: 943—950
- 27 王璋瑜, 宋长青, 孙湘君. 内蒙古中部表土花粉研究. *植物学报*, 1996, 38(11): 902—909
- 28 吴玉书, 萧家仪. 西藏扎布耶盐湖地区现代花粉雨的初步研究. *云南植物研究*, 1995, 17(1): 72—78
- 29 Gunin P D, Vostokova E A, Dorofeyuk N I, et al. Vegetation dynamics of Mongolia. In: *Geobotany 26*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1999. 1—238
- 30 Liu H Y, Cui H T, Pott R, et al. The surface pollen of the woodland-steppe ecotone in southeastern Inner Mongolia, China. *Rev Palaeobot Palynol*, 1999, 105: 237—250[[doi](#)]
- 31 Prentice I C, Guiot J, Huntley B, et al. Reconstructing biomes from palaeoecological data: A general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka. *Clim Dyn*, 1996, 12: 185—194[[doi](#)]
- 32 马玉贞, 方小敏, 李吉均, 等. 酒西盆地晚第三纪-第四纪早期植被与气候变化. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2004, 34(2): 107—

- 33 孙湘君, 杜乃秋, 翁成郁, 等. 新疆玛纳斯湖盆周围近 14000 年以来的古植被古环境. 第四纪研究, 1994, 3: 239—248
- 34 Liu K B, Yao Z J, Thompson L G. A pollen record of Holocene climatic changes from Dunde ice cap, Qinghai-Tibetan Plateau. *Geology*, 1998, 26: 135—138[[doi](#)]
- 35 Li X Q, Zhou W J, An Z S, et al. The vegetation and monsoon variations at the desert loess transition belt at Midiwan in northern China for the last 13 ka. *Holocene*, 2003, 13(5): 779—784[[doi](#)]
- 36 Zhao Y, Yu Z C, Chen F H, et al. Holocene vegetation and climate history at Hurleg Lake in the Qaidam Basin, northwest China. *Rev Palaeobot Palynol*, 2007, 145: 275—288[[doi](#)]
- 37 Herzsuh U, Kürschner H, Ma Y Z, et al. The surface pollen and relative pollen production of the desert vegetation of the Alashan Plateau, western Inner Mongolia. *Chin Sci Bull*, 2003, 48(14): 1488—1493[[doi](#)]
- 38 Tarasov P E, Guinot J, Cheddadi R, et al. Climate in northern Eurasia 6000 years ago reconstructed from pollen data. *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 171: 635—645[[doi](#)]
- 39 Rhodes T E, Gasse F, Lin R F, et al. A late Pleistocene-Holocene lacustrine record from Lake Manas, Zunggar (northern Xinjiang, western China). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1996, 120: 105—121[[doi](#)]
- 40 Chen F H, Cheng B, Zhao Y, et al. Holocene environmental change inferred from a high-resolution pollen record, Lake Zhuyeze, arid China. *Holocene*, 2006, 16(5): 675—684[[doi](#)]
- 41 Zhang H C, Ma Y Z, Wünnemann B, et al. A Holocene climatic record from arid northwestern China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2000, 162: 389—401[[doi](#)]
- 42 Ma Y Z, Zhang H C, Pachur H J, et al. Modern pollen-based interpretations of mid-Holocene palaeoclimate (8500 to 3000 cal. BP) at the southern margin of the Tengger Desert, northwestern China. *Holocene*, 2004, 14(6): 841—850[[doi](#)]
- 43 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*, 2007[[doi](#)]
- 44 Chen C T A, Lan H C, Lou J Y, et al. The dry Holocene Megathermal in Inner Mongolia. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2003, 193, 181—200
- 45 Rea D K, Leinen M. Asian aridity and the zonal westerlies: Late Pleistocene and Holocene record of eolian deposition in the northwest Pacific ocean. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1998, 66: 1—8
- 46 陈发虎, 吴薇, 朱艳, 等. 阿拉善高原中全新世干旱事件的湖泊记录研究. 科学通报, 2004, 49(1): 1—9
- 47 Feng Z D, An C B, Wang H B. Holocene climatic and environmental changes in the arid and semi-arid areas of China: A review. *Holocene*, 2006, 16(1): 1—12[[doi](#)]
- 48 An C B, Feng Z D, Barton L. Dry or humid? Mid-Holocene humidity changes in arid and semi-arid China. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 351—361
- 49 Horiuchi K, Minoura K, Hoshino K, et al. Palaeoenvironmental history of Lake Baikal during the last 23000 years. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2000, 157: 95—108[[doi](#)]
- 50 Bush A B G. CO₂/H₂O and orbitally driven climate variability over central Asia through the Holocene. *Quat Int*, 2005, 136: 15—23[[doi](#)]
- 51 Velichko A A, Andreev A A, Klimanov V A. Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the late glacial and Holocene. *Quat Int*, 1997, (41-42): 71—96
- 52 施雅风, 孔昭震, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期气候与环境的基本特征. 见: 施雅风, 主编. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社, 1992. 1—18
- 53 Yang B, Wang J S, Bräuning A, et al. Late Holocene climatic and environmental changes in arid central Asia. *Quat Int*, 2008, [[doi](#)]
- 54 Alley R B, Mayewski P A, Sowers T, et al. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 1997, 25: 483—486[[doi](#)]
- 55 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 2005, 308: 854—857[[doi](#)]
- 56 van Geel B, Bolovenko N A, Burova N D. Climate change and the expansion of the Scythian culture after 850 BC: A hypothesis. *J Archaeol Sci*, 2004, 31: 1735—1742[[doi](#)]