引用格式：王永，王燕校，杨劲松，等，2025. 大清河北支全新世古洪水事件的沉积记录[J]. 地质力学学报，31（5）：990−1005. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025136

Citation: WANG Y，WANG Y J，YANG J S，et al.，2025. Sedimentary records of Holocene paleoflood events in the northern branch of the Daqing River[J]. Journal of Geomechanics，31（5）：990−1005. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025136

大清河北支全新世古洪水事件的沉积记录

王　永[1]，王燕校[1]，杨劲松[2]，田　飞[1]，袁路朋[1]

WANG Yong[1]，WANG Yanjiao[1]，YANG Jinsong[2]，TIAN Fei[1]，YUAN Lupeng[1]

1. 中国地质科学院地质研究所，北京 100037；
2. 中国地质科学院水文地质环境地质研究所，河北 石家庄 050061

1. *Institute of Geology*, *Chinese Academy of Geological Sciences*, *Beijing* 100037, *China*;
2. *Institute of Hydrogeology and Environmental Geology*, *Chinese Academy of Geological Sciences*, *Shijiazhuang* 050061, *Hebei*, *China*

Sedimentary records of Holocene paleoflood events in the northern branch of the Daqing River

Abstract: ［**Objective**］The Haihe River Basin, located in the northern part of the North China Plain, within the semi-arid and semi-humid climatic region of north China, is a sensitive area for hydroclimatic changes and experiences frequent flood disasters. Reconstructing the regional paleoflood history is crucial for assessing the potential impact of future extreme flood disasters. However, research on the occurrence patterns and driving mechanisms of paleoflood events in this basin remains insufficient. ［**Methods**］Through analysis of stratigraphic sequences, lithological characteristics, sedimentary structures, and indicators such as sediment grain size and magnetic susceptibility, we identified deposits of three periods (six occurrences) of Holocene paleoflood events in the Xingaifang Flood Diversion Channel in the North Branch of the Daqing River within the Haihe River Basin. ［**Discussion**］The flood deposits are primarily composed of fine to medium sand, with low clay and silt contents, and high magnetic susceptibility, indicating the input of highly magnetic materials under high-energy hydrodynamic conditions. The first period of flood events occurred in the early stage of the Holocene Climatic Optimum, during the precursor phase of the 8.2 ka event, when the climate was in a relatively unstable stage. The second period of flood events took place in the late stage of the Holocene Climatic Optimum, as the East Asian Summer Monsoon (which primarily controlled these floods) gradually weakened. The third period of flood events coincided temporally with the global 4.2 ka climate event, corresponding to a fluctuating phase within the late Holocene monsoon decline with a relatively humid climate under weak monsoon conditions. ［**Results**］Based on AMS ^{14}C dating, the periods of the three paleoflood events are constrained to approximately ～8.4 cal ka BP, 5.0–4.6 cal ka BP, and 4.1–3.7 cal ka BP, respectively. The Holocene paleoflood sequence of the North Branch of the Daqing River is closely related to fluctuations in the intensity of the East Asian Summer Monsoon and global climate events. This study provides a scientific basis for understanding flood disaster patterns in the Haihe River Basin and supports resilient urban planning in the Xiong'an New Area.

Keywords: Paleofloods; Holocene; grain size; Daqing River; Xiong'an New Area

摘　要：海河流域地处华北平原北部，位于中国北方半干旱—半湿润气候区，是水文气候变化的敏感区，洪涝灾害频发，重建区域古洪水历史是评估未来极端洪水灾害影响的关键，而该流域古洪水事件发生规律及其驱动机制的研究仍显不足。基于海河流域大清河北支新盖房分洪道全新世地层剖面，根据地

基金项目：中国地质调查局地质调查项目（DD20221648，DD20221645）；河北省自然科学基金项目（D2025504006）

This research is financially supported by the Geological Survey Projects of the China Geological Survey (Grant Nos. DD20221648 and DD20221645) , and the Natural Science Foundation of Hebei Province (Grant No. D2025504006).

第一作者：王永（1968—），男，博士，研究员，从事第四纪地质学研究。Email：wangyong@cags.ac.cn

收稿日期：2025−09−15；**修回日期**：2025−10−06；**录用日期**：2025−10−13；**网络出版日期**：2025−10−28；**责任编辑**：范二平

层序列、岩性特征及沉积构造，结合沉积物粒度、磁化率等指标分析，识别出全新世以来的 3 期（6 次）古洪水事件沉积。洪水沉积以中—细砂为主，黏土与粉砂含量较低，磁化率呈高值，指示强水动力条件下高磁性外源物质的输入。通过加速器质谱^{14}C 测年法（AMS^{14}C）年龄限定 3 期古洪水事件的年代分别约为：8.4 cal ka BP、5.0～4.6 cal ka BP、4.1 ～3.7 cal ka BP。第 1 期洪水事件发生于全新世气候适宜期早期，处于 8.2 ka 事件的前兆期，为气候相对不稳定阶段。第 2 期洪水事件处于全新世气候适宜期晚期，东亚夏季风逐渐减弱，该期洪水主要受东亚季风控制。第 3 期洪水事件在时间上与全球性 4.2 ka 气候事件较一致，对应于全新世晚期季风持续衰退中的波动阶段，为弱季风条件下的偏湿气候期。大清河北支全新世古洪水序列与东亚夏季风强度波动及全球性气候事件密切相关，为揭示海河流域洪涝灾害发生规律及雄安新区韧性城市建设提供了科学依据。

关键词：古洪水；全新世；粒度；大清河；雄安新区

中图分类号：P532　　**文献标识码**：A　　**文章编号**：1006−6616(2025)05−0990−16

DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025136

0　引言

全球气候变暖和人类活动加剧背景下，区域洪水事件的发生频率与强度正在快速变化，当前特大洪水仍是最具破坏性的自然灾害之一，对社会经济及人民生命财产造成了特别巨大损失（张业成等，2006; Ostrowski et al., 2023）。揭示洪水发生规律及其驱动机制是古洪水水文学和全球变化研究的热点（Milly et al., 2002; Wilhelm et al., 2012; Blöschl et al., 2019）。但现代器测资料不能满足对未来洪水灾害风险评估的需求，急需寻找长时间尺度记录来揭示过去洪水事件发生的规律、幅度及其与气候环境变化之间的关系。基于特征的洪水沉积物开展古洪水研究，查明洪水的沉积过程及水文特征，对于认识洪水灾害机理及规律具有重要意义，日益成为当前第四纪地质、水文地质与全球变化研究等交叉领域的前沿（Wilhelm et al., 2019; Baker et al., 2022; Bertola et al., 2023）。中国学者在古洪水研究方面，已对基岩峡谷山区（Zhang et al., 2013; 郭永强等，2021）及冲积平原区（殷春敏等，2001; 杨劲松等，2022; Shang et al., 2024; Yang et al., 2025）古洪水沉积的岩性、构造和沉积序列特征等进行了较详尽的工作，对古洪水沉积物的粒度、磁化率等指标和沉积构造进行了综合分析，建立了不同流域全新世古洪水序列（张鹏等，2020; 王浩宇等，2021; Yu et al., 2023; Gao et al., 2025; 徐润喆等，2025）。但由于受地理位置及保存条件的影响，全新世以来连续的古洪水沉积记录还比较少，有待进一步补充完善。

海河流域作为华北平原典型的湿地−河流交互系统，长期面临洪涝灾害、水质污染等环境问题，严重威胁了社会经济发展和生命财产安全（李修仓等，2023; 林慧敏等，2023; 杨晓亮等，2023）。研究表明，华北平原全新世以来存在多个洪水−沼泽沉积旋回（殷春敏等，2001; Yang et al., 2025），并证实龙山时代晚期黄河流域中下游确曾发生大洪水事件，对人类活动造成了严重影响（Ni et al., 2025）。近年来，随着雄安新区的建设提升了对区域洪水风险的关注度，对流域防洪体系也提出了更高要求（郝志新等，2018; 盛广耀等，2020; 徐润喆等，2025）。其中大清河下游属于雄安新区建设的核心区，该区域一直受到洪水的严重威胁（Sun et al., 2021）。但目前的研究主要关注近现代及历史时期的流域水文变化（石超艺，2012; 马强等，2025），仍缺乏长时间尺度的区域古洪水发生规模、频率等资料，影响了城市建设的科学决策与规划。新盖房分洪道作为大清河北支主要行洪通道及新区重要防洪屏障（河北省水利厅水利志编辑办公室，1996），其沉积记录为重建古洪水历史提供了理想载体。基于近年来在白洋淀周边地区开展的全新世以来环境演变研究工作，在大量地表调查的基础上，以大清河北支新盖房分洪道发现的全新世连续沉积剖面为研究对象，开展沉积物粒度及磁化率等指标综合研究，目的在于识别沉积记录中的古洪水事件，建立区域全新世洪水序列，为雄安新区建设与规划提供地质依据。

1　地质背景

大清河属于海河流域五大支流之一，西起太行山区，东至渤海湾，北以永定河为界，南临子牙河。

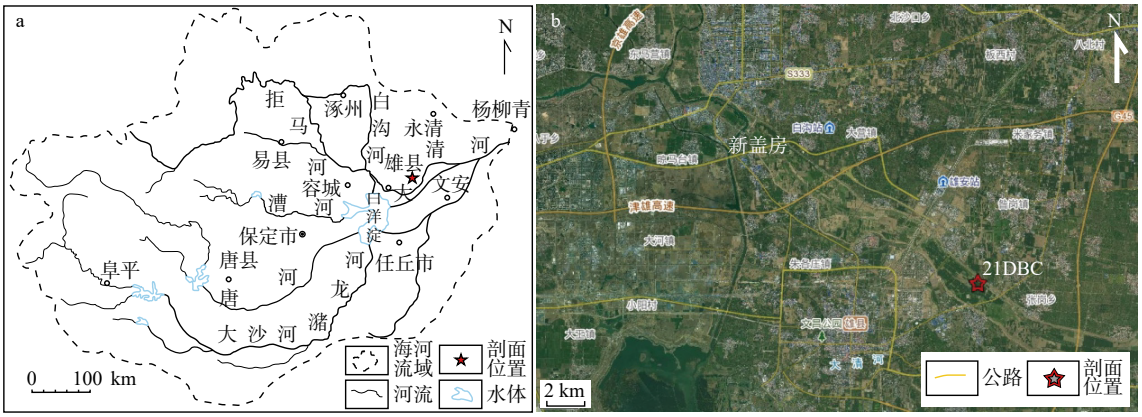
大清河水系上游分为南、北2支，北支主要有白沟河和拒马河，其中拒马河是大清河北支的最大支流。拒马河从张坊出山后分为南、北拒马河，北拒马河向东纳入小清河、琉璃河后称白沟河，南拒马河与白沟河汇合后为大清河干流，在两河合流处建有新盖房分洪枢纽。北支水系经新盖房枢纽调控后，进入东淀（河北省水利厅水利志编辑办公室，1996）。

大清河水系主要发源于太行山区，北支拒马河及白沟河上游为基岩山区，主要分布中元古代雾迷山组白云岩夹硅质岩、高于庄组–杨庄组白云岩夹砂岩，奥陶纪亮甲山组–马家沟组碳酸盐岩，太古代元坊岩组变粒岩、片麻岩，以及侏罗纪髫髻山组粗安岩夹流纹岩、白垩纪张家口组中酸性火山岩（河北省区域地质矿产调查研究所，2017）。河流源头山区与丘陵区流程较短，河道坡降较大，以深切沟谷为主。大清河中—下游平原区地势较平缓，湖泊洼地分布较密集，河道行洪能力较弱。大清河流域独特的地质、自然地理背景，使其在历史上一直是水旱灾害频发的地区（Sun et al., 2021），大清河流域水文状况及防洪工程规划是雄安新区建设的关键，新区的建设需要同时考虑洪水期的安全性与平水期的水资源有效利用。

2 研究材料与方法

2.1 研究剖面

剖面位于大清河北支新盖房分洪道内，雄县张岗乡大步村北约1.2 km（图1；39°00′N，116°10′E），编号为21DBC。



a—海河流域范围；b—21DBC剖面位置

图1 海河流域及大清河下游地理位置

Fig. 1 Haihe River Basin and the lower reaches of the Daqing River

(a) Extent of the Haihe River Basin; (b) Location of the 21DBC section

根据岩性特征，21DBC剖面自上而下分为3段（图2）。

上段（Ⅰ；0～417 cm）以灰黄色、褐色黏土质粉砂为主，可分为8层：

①0～45 cm灰黄色粉细砂，含黏土粉砂；

②45～121 cm灰黄色细砂夹褐色黏土质粉砂，上部发育爬升层理，下部发育平行层理，底部冲刷面；

③121～145 cm灰褐色黏土质粉砂夹粉砂质黏土；

④145～194 cm褐色黏土质粉砂；

⑤194～224 cm灰褐色黏土质粉砂；

⑥224～250 cm褐黄色黏土质粉砂，底部冲刷面；

⑦250～330 cm灰褐—褐色含黏土粉砂；

⑧330～417 cm黄色夹浅灰色含黏土粉砂、细砂，发育波状交错层理、爬升层理。

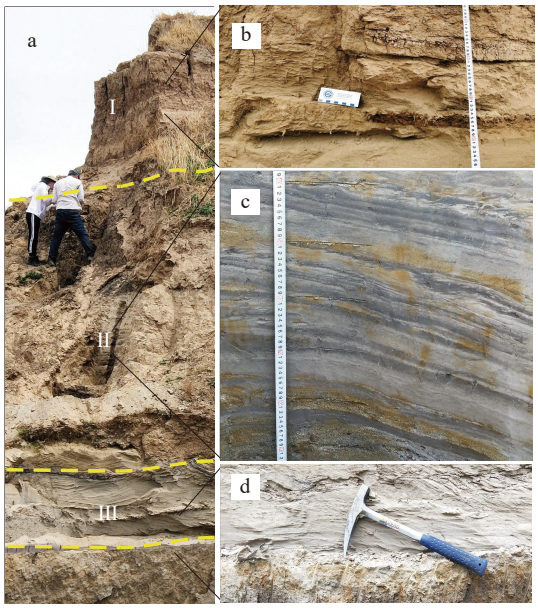
中段（Ⅱ；417～910 cm）主要为灰色、灰褐色黏土质粉砂及粉砂质黏土，可分为7层：

⑨417～545 cm褐色黏土质粉砂；

⑩545～580 cm褐色—灰褐色黏土质粉砂，含大量钙质结核；

⑪580～660 cm灰黑色黏土、粉砂质黏土，上部为灰色黏土；

⑫660～710 cm灰黄—灰色黏土质粉砂；



a—剖面整体岩性特征；b—上段（Ⅰ）粉细砂夹黏土质粉砂；c—中段（Ⅱ）黏土质粉砂与粉细砂互层；d—下段（Ⅲ）中—细砂

图 2　21DBC 剖面沉积特征及岩性段划分

Fig. 2　Sedimentary characteristics and lithologic unit division of the 21DBC section

(a) Overall lithologic characteristics of the section; (b) Upper unit (Ⅰ): silt–fine sand interbedded with clayey silt; (c) Middle unit (Ⅱ): clayey silt interbedded with silt–fine sand; (d) Lower unit (Ⅲ): medium–fine sand

⑬710～780 cm 灰黄—灰色黏土质粉细砂；

⑭780～860 cm 灰色黏土质粉砂与灰褐黄色含黏土粉砂互层，发育水平层理；

⑮860～910 cm 灰色粉砂质黏土与灰褐色黏土质粉细砂互层，发育水平层理，底部含破碎生物壳体。

下段（Ⅲ；910～1028 cm）：

⑯910～1028 cm 土黄色中细砂、中—粗砂，中—下部含大小不等的泥砾、双壳类壳体及植物碎屑等，下部发育平行层理，底部冲刷面。

剖面底部：1028 cm 以下，褐黄色含黏土粉细砂，未见底。

2.2　研究方法

从剖面顶部自上而下以 2 cm 间隔连续采样 520 个，同时用边长 2 cm 的无磁性塑料盒现场采集古地磁样品。室内对样品的粒度、磁化率等指标进行分析测试。

粒度测量的具体实验步骤如下：①称取约 0.5 g 沉积物样品放入 50 mL 的烧杯中，向烧杯中缓慢加入 10% 的稀盐酸（HCl），直至不再有气泡产生，将烧杯置于电热板上低温（< 60°C）加热，以加速反应并彻底去除碳酸盐，待反应停止后，用纯水反复冲洗、静置、倾倒上清液，直至溶液呈中性（pH≈7）；②向洗净的样品中加入 10% 的过氧化氢（H_2O_2），液面完全没过样品，置于电热板上低温加热，并用玻璃棒轻轻搅拌，除去有机质，待反应停止后，用纯水反复冲洗、静置，倾泻上清液，直至无明显 H_2O_2 气味且上清液清澈。对有机质含量高的样品（如泥炭），需多次重复 H_2O_2 处理完全去除有机质；③向处理好的样品中加入分散剂六偏磷酸钠 $(NaPO_3)_6$ 溶液，将样品杯放入超声波清洗器中超声分散（2～3 min）；④将分散好的样品用移液器移至 Mastersizer 2000 型激光粒度仪的样品池中，在遮光度为 10%～18% 之间，转速为 2500 转/min 的条件下进行粒度测定。每个样品重复测量 3 次，取其平均值为该样品的测量结果。

粒度参数使用 GRADISTAT 程序计算，利用该程序的福克-沃德几何图解计算法（Folk and Ward, 1957），以几何（单位：μm）形式计算偏度、峰度、分选系数及平均粒径、中值粒径、D_{90} 等参数（Blott and Pye, 2001）。

磁化率样品采用 8 cm^3 无磁性塑料盒在现场采集，使用捷克 AGICO 公司生产的 MFK1-FA 型磁化率仪测量样品的低频磁化率（976 kHz），每个样品重复测量 3 次，取平均值，测试得到其体积磁化率（SI）。

放射性碳（^{14}C）测年：地层中发现有植物根系穿插，为避免后期植物根系或碎屑对测年样品的污染，选取全样有机质作为测年材料。样品过筛（孔径 180 μm）去除植物碎屑和根系，使用标准的酸洗法进行预处理后，利用加速器质谱 ^{14}C（AMS ^{14}C）测年法对剖面含有机质样品进行测年（Beta 实验室），并用 BetaCal 4.20 以 IntCal 20 曲线校正（Reimer et al., 2020）。

光释光（OSL）样品在野外用直径 5 cm、长度 30 cm 的不锈钢管采集。在实验室弱红光条件下，取约 100 g 未曝光样品放置于烧杯中，用蒸馏水浸泡；先用 30% 的过氧化氢、30% 的盐酸分别去除有机质和碳酸盐类矿物，然后用蒸馏水将悬浊液洗至中性，分离出 90～125 μm 的粗颗粒混合矿物，通过重液分离法和氢氟酸处理得到 90～125 μm 的纯石英样品，采用简单多片再生法进行等效剂量（De）的测试，光释光的信号测定使用 Risø TL/OSL-DA-20 热

释光/光释光仪完成(北京光释光实验室)。

3 结果

3.1 剖面年代

为控制剖面年代,对剖面底部古土壤层及下段砂层进行了OSL测年,其他层位选择颜色深、粒度细的沉积物(有机质含量较高)进行了AMS^{14}C测年,对所有AMS^{14}C年代以IntCal 20曲线进行校正。21DBC剖面测年结果如表1、表2所示(王燕校,2022),剖面底部1050 cm处古土壤层OSL年龄为41.9±2.28 ka BP,剖面下段960 cm处砂层OSL年龄为8.29±0.23 ka BP,剖面顶部72 cm处AMS^{14}C年龄为3984～3831 cal a BP。剖面底部冲刷面(1028 cm)之上地层涵盖了早全新世晚期—晚全新世早期时段。

表1 21DBC剖面AMS^{14}C年龄测试结果(王燕校,2022)

Table 1 AMS ^{14}C dating results for the 21DBC section (Wang, 2022)

实验室编号	样品编号	测试材料	采样深度/cm	δ^{13}C/‰	^{14}C年龄/a BP	2σ校正年龄/cal a BP	中值年龄/cal a BP
Beta – 603450	21DBC-72 CM	沉积物	72	−21.8	3600±30	3984～3831	3907
Beta – 603451	21DBC-246 CM	沉积物	246	−21.7	4120±30	4725～4526	4625
Beta – 603452	21DBC-650 CM	沉积物	650	−23.9	4830±30	5539～5477	5508
Beta – 603453	21DBC-910 CM	沉积物	910	−22.3	7580±30	8420～8346	8383

表2 21DBC剖面光释光(OSL)年龄结果(王燕校,2022)

Table 2 Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating results for the 21DBC section (Wang, 2022)

样品编号	剖面深度/m	含水率/%	U/×10^{-6}	Th/×10^{-6}	K/%	剂量率/(Gy/ka)	等效剂量/Gy	年龄/ka
18BZ-05	9.6	6±3	2.27±0.03	15.67±0.32	1.41±0.02	3.07±0.07	25.49±0.40	8.29±0.23
20DBC-0	10.5	23±5	2.25±0.02	10.17±0.03	1.89±0.04	3.18±0.17	130.65±2.18	41.11±2.28

3.2 粒度组成及分布

沉积物粒度分级采用Udden- Wentworth标准(Wentworth, 1922),将沉积物粒度分为粗砂(>500.0 μm)、中砂(250.0～500.0 μm)、细砂(62.5～250.0 μm)、粉砂(3.9～62.5 μm)和黏土(<3.9 μm)粒级。

整个剖面粒度组成与岩性变化较一致,可以分为3段(图3):下段(1028～910 cm)总体粒度较粗,砂含量为21.1%～95.6%,平均为88.5%,为剖面最高值段;中段(910～417 cm)以粉砂为主,含量为26.3%～90.4%,平均为74%,砂含量较低,平均仅为13.9%;上段粒度组成变化较大,可以分为3部分,下部(417～250 cm)和上部(120～0 cm)以中—细砂为主,平均分别为58.1%和54.2%,粉砂含量平均分别为40.2%和38.8%,中部(250～120 cm)以粉砂及黏土为主,平均含量分别为64.9%、29.9%,砂含量平均仅5.2%。

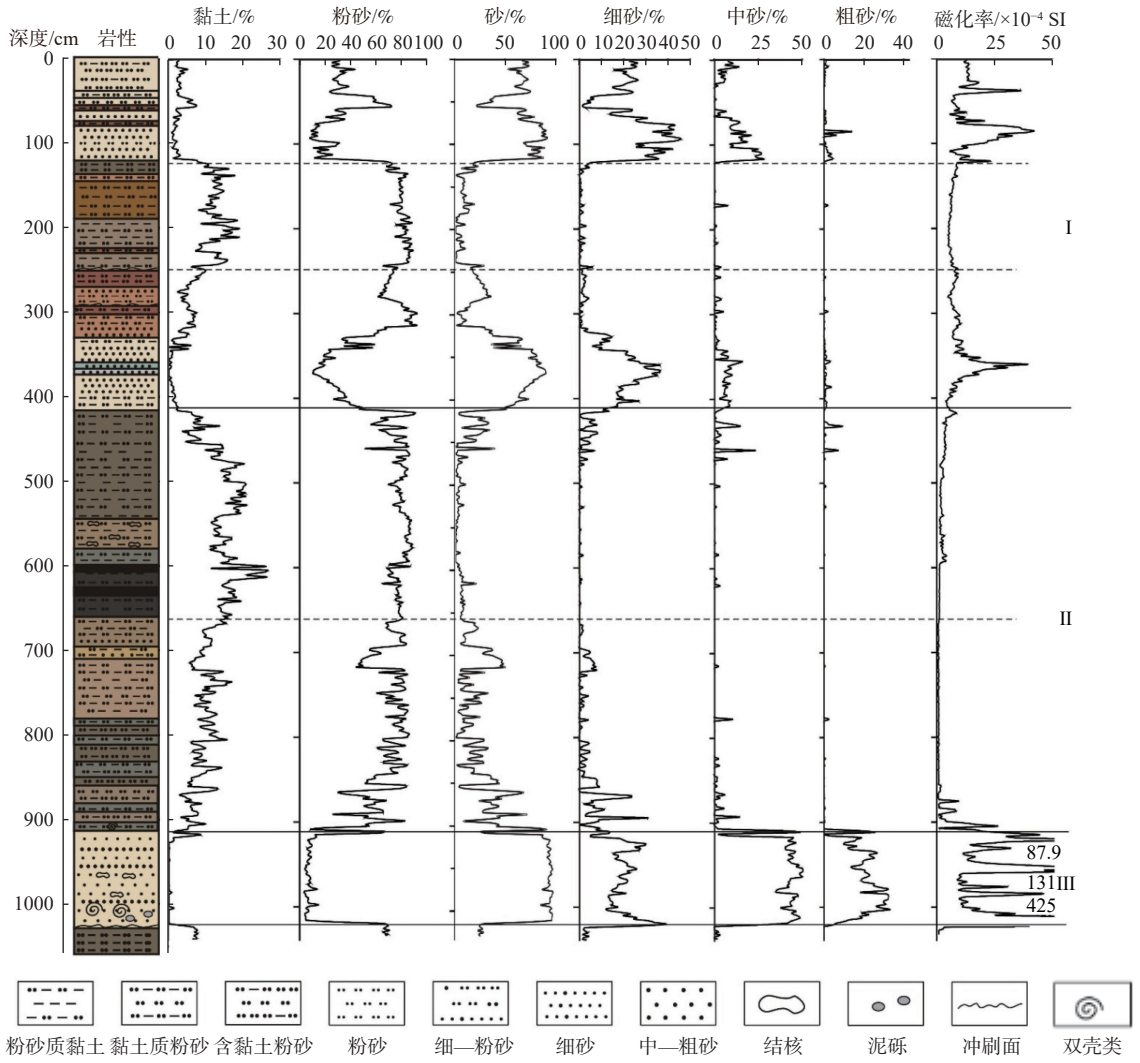
3.3 粒度参数

用GRADISTAT程序计算出平均粒径(M_z)、中值粒径(D_{50})、偏态(S_K)、峰度(Kg)、分选系数及D_{90}(粒度累积分布为90%的粒径值,是衡量沉积物中粗颗粒含量的主要指标)等主要粒度参数(王燕校,2022)。

从图4可以看出,整个剖面的粒度参数可以分为3段,中值粒径、平均粒径及砂/粉砂比值、D_{90}的变化趋势具有相似性。总体上,粒度较粗段,如下段(1028～910 cm)及上段的下部(417～250 cm)和上部(120～0 cm),分选系数较小,而峰态值较大,偏度变化无规律性(表3,表4),表现为砂含量较高,粒度组成较均匀、分选较好。粒度较细段,如中段(910～417 cm)及上段的中部(250～120 cm),分选系数较大,而峰态值较小,偏度变化无规律性(表3,表4),表现为砂含量较低,粒度组成较混杂、分选较差。

3.4 磁化率组成

21DBC剖面的低频磁化率变化较大(图3),其中剖面底部磁化率值较小,变化范围8.50×10^{-5}～3.59×10^{-4}SI,平均值为1.78×10^{-4}SI。下段为磁化率高值段,其变化范围为1.20×10^{-4}～4.25×10^{-2}SI;出现3个异常高值,分别为425×10^{-4}SI,131×10^{-4}SI,87.9×10^{-4}SI,平均值为全剖面最高,达3.77×10^{-3}SI。中段磁化率值最低且较稳定,变化范围为3.36×10^{-5}～9.39×



磁化率下段(Ⅲ)曲线中的数字表示 3 个异常高值(单位：10^{-4}SI)

图 3　大清河北支 21DBC 剖面粒度组成与磁化率曲线

Fig. 3　Variation of grain sizes of the 21DBC section

The numbers on the lower segment (III) of magnetic susceptibility indicate three anomaly peaks (unit: 10^{-4} SI).

10^{-4}SI, 平均值为 1.61×10^{-4}SI。上段磁化率值波动变化较大，其范围为 3.99×10^{-4}～4.19×10^{-3}SI, 平均值为 1.03×10^{-3}SI。

4　古洪水沉积的识别

野外沉积特征，如沉积物的颜色、岩性及沉积构造特征是判断古洪水沉积的重要标志，同时需要结合环境指标(如粒度、磁化率等)来判定洪水事件的发生，并划分洪水期次。根据剖面沉积物岩性特征、沉积构造、粒度指标及磁化率的变化，对 21DBC 剖面沉积物进行古洪水识别。

4.1　识别标志

洪水作为一种异常突变事件，其形成的沉积物在沉积构造、岩性特征及理化指标上均与其他沉积物具有较为明显的差异(Wilhelm et al., 2012; Hardeng et al., 2022; 杨劲松等, 2022)，沉积序列中古洪水事件的识别主要基于某一项或多项特殊的标志。如因洪水水动力条件变化或物源差异导致的沉积物颜色、粒度等物理特征改变；洪水消退期在沉积单元顶部形成黏土层；早期洪水沉积单元顶部被后期洪水侵蚀形成侵蚀界面(Benito and Thorndycraft, 2005; Zavala and Pan, 2018; 张鹏等, 2020)。

4.1.1　沉积构造及粒度组成

独特的沉积物组成和沉积构造是识别古洪水形成的关键，这些特征是区别于正常河流沉积或其他水动力沉积的主要标志。古洪水沉积通常形成

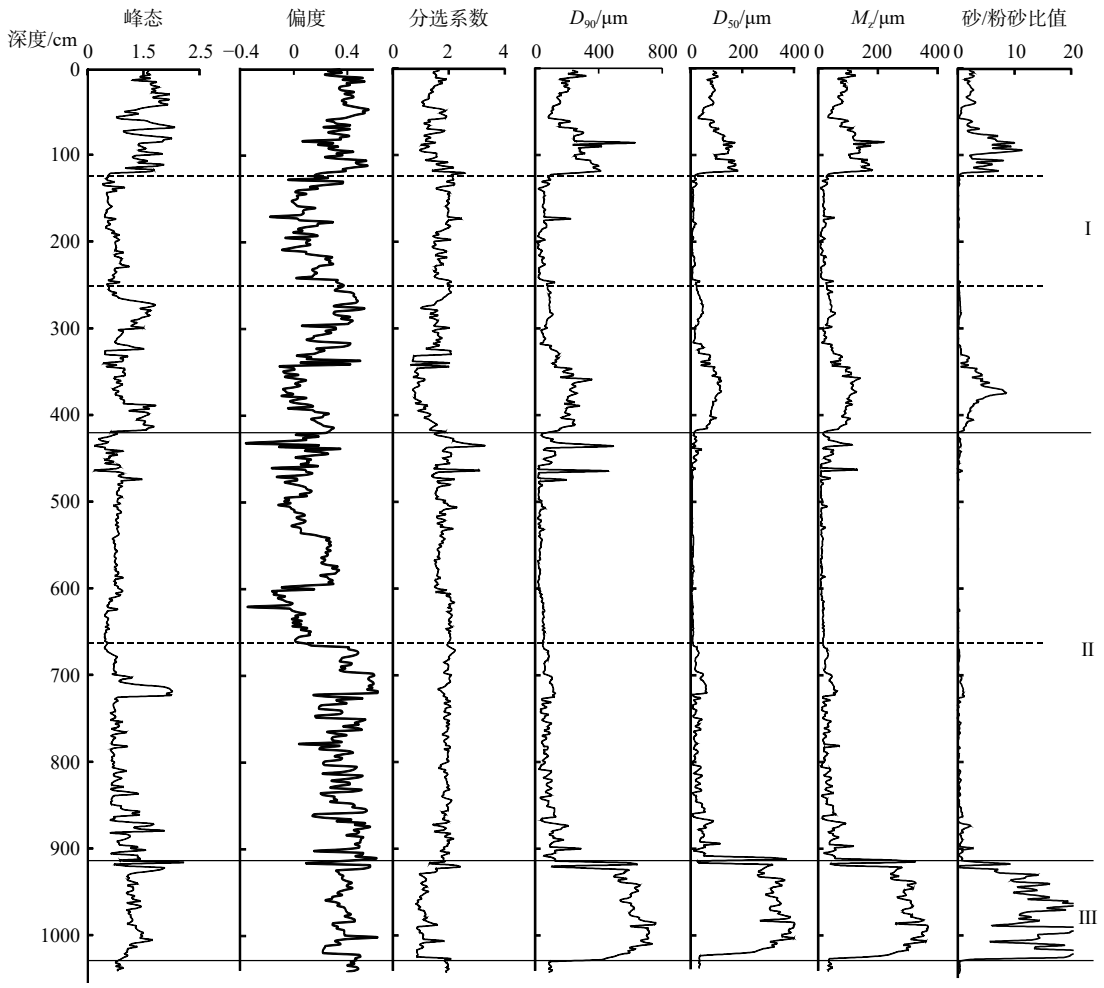


图 4 21DBC 剖面主要粒度参数变化曲线

Fig. 4 Variation of main grain size parameters of the 21DBC section

表 3 大步村 21DBC 剖面沉积物粒度参数

Table 3 Grain-size parameters of the 21DBC section

地层单元	采样深度/cm	分选系数		偏度		峰态		平均粒径/μm	
		范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均
上段	0～120	0.97～2.16	1.45	0.03～0.52	0.34	1.02～2.04	1.58	22.30～188.30	90.46
	120～250	1.41～2.54	1.83	−0.21～0.35	0.08	0.78～1.24	0.95	4.84～40.96	10.33
	250～417	0.65～2.08	1.36	−0.13～0.49	0.17	0.79～1.71	1.21	10.42～122.28	56.57
中段	417～660	1.40～3.39	1.85	−0.38～0.31	0.05	0.62～1.47	0.97	4.44～32.94	8.98
	660～910	1.44～2.55	1.91	0.01～0.59	0.36	0.84～2.01	1.12	7.01～87.70	23.29
下段	910～1028	0.83～1.81	1.09	0.18～0.59	0.33	1.17～1.86	1.34	21.95～387.49	281.78
底部	1028～1040	1.85～1.99	1.92	0.36～0.46	0.42	1.01～1.13	1.06	22.58～27.21	24.73

粗粒沉积（砂和砾石）与细粒沉积（粉砂和黏土）的互层，反映了洪水期高能量与平水期低能量的交替（Kochel and Baker, 1982; Baker, 2008），代表洪水过程中水动力条件的阶段性变化（Yang et al., 2025）。现代洪水沉积分析表明，洪水期沉积物砂含量及中值粒径较下伏地层显著增加（李华勇等, 2022），指示洪水期水动力条件的加强（Chen et al., 2025b）。其粒度分布反映了持续水流动力控制的沉积过程，高流速会增强沉积物供给和粗颗粒比例，并导致 D_{90} 增大与砂层增厚，且洪水成因沉积物通常表现出更好的分选特征（Støren et al., 2010; Wilhelm et al., 2012）。冲积平原区地势一般比较低洼，河床较浅且不稳

表 4　大步村 21DBC 剖面沉积物粒度参数

Table 4　Grain-size parameters of the 21DBC section

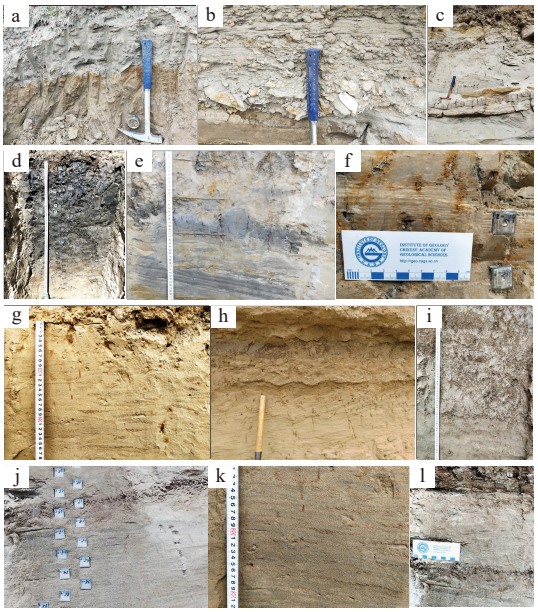
地层单元	采样深度/cm	中值粒径/μm		D_{90}/μm		砂/(粉砂+黏土)比值		砂/粉砂比值	
		范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均
上段	0～120	31.42～179.06	101.13	84.01～627.09	231.90	0.27～10.04	3.10	0.30～11.19	3.42
	120～250	5.03～61.54	11.32	16.72～271.06	53.79	0～0.99	0.09	0～1.15	0.11
	250～417	11.19～118.64	59.01	34.01～350.06	144.50	0.01～8.48	1.70	0.02～8.48	1.74
中段	417～660	4.03～41.43	9.12	18.03～601.32	57.52	0～0.63	0.07	0～0.75	0.09
	660～910	8.03～113.01	31.43	26.38～309.80	87.38	0.01～2.38	0.35	0.01～2.67	0.39
下段	910～1028	27.86～403.02	315.64	114.70～756.84	600.98	0.34～25.47	13.41	0.38～25.47	13.50
底部	1028～1040	31.42～38.52	34.62	85.67～106.97	92.78	0.28～0.38	0.33	0.31～0.42	0.37

定，洪水发生时，在强水动力条件下容易在河流两侧低洼地形成泛滥沉积物（Overbank flood deposit, OFD），主要由粉砂及细砂组成，分选性比较好，常发育水平层理或波状层理（黄春长等，2025）。

21DBC 剖面下段（1028～910 cm）砂含量较高，主要由中—细砂及粗砂组成（图 3），D_{90}、D_{50} 均为高值（图 4）。其发育平行层理，纹层厚度 1～3mm，与下伏地层侵蚀接触，有明显的冲刷面（图 5a、5b），局部夹黏土质粉砂层（图 5c）。这表明沉积物形成于高流态下，是古洪水沉积单元中最常见的构造之一，是洪水高峰期高能量、高悬浮载荷快速沉降的典型标志，反映了稳定的强水动力条件（Zavala and Pan, 2018）。下部含泥砾及双壳类生物壳体（图 5b），指示由突然增强的洪水水流对先前河岸沉积物或基岩进行局部冲刷所致。这些特征类似于冰湖溃决高流态洪水形成的沉积构造（Maizels, 1997）。

剖面中段（910～417 cm）主要由粉砂、黏土质粉砂组成（图 3），中部夹泥炭层（图 5d），D_{90}、D_{50} 均为较稳定的低值（图 4）。黏土质粉砂层发育水平层理（图 5e、5f），为典型的河流–湖沼相沉积。

剖面上段（417～0 cm），岩性变化较大，可分为 3 部分：下部（417～250 cm）粉细砂层发育小型波状层理（图 5g），与上覆粉砂质黏土形成不规则韵律层，砂层底部多发育波状冲刷面（图 5h），砂含量较高，D_{90}、D_{50} 均为高值（图 4）；中部（250～122 cm）较均质的黏土质粉砂，沉积构造不发育（图 5i）；上部（122～0 cm）由颜色深浅交替的黏土质粉细砂与粉砂质黏土组成，粉—细砂层发育平行层理（图 5j）、小型波状层理（图 5k），黏土层颜色较深、厚度较小（图 5l），是洪水沉积序列中常见的细粒部分。该段沉积由发育平行层理的砂层向波纹砂层的转换，对应着流速降低导致的沉降速率上升过程（Zavala and



a—剖面底部接触面；b—剖面下段含泥砾层；c—剖面下段砂层夹黏土质粉砂；d—剖面中段泥炭层；e—剖面中段灰色黏土质粉砂与黄色细砂互层；f—剖面中段纹层；g—剖面上段粉—细砂层发育小型波状层理；h—砂层底部多发育波状冲刷面；i—黏土质粉砂；j—粉—细砂层发育平行层理；k—小型波状层理；l—粉—细砂与薄层粉砂质黏土韵律层

图 5　21DBC 剖面典型沉积构造特征

Fig. 5　Characteristics of typical sedimentary structures in the 21DBC profile

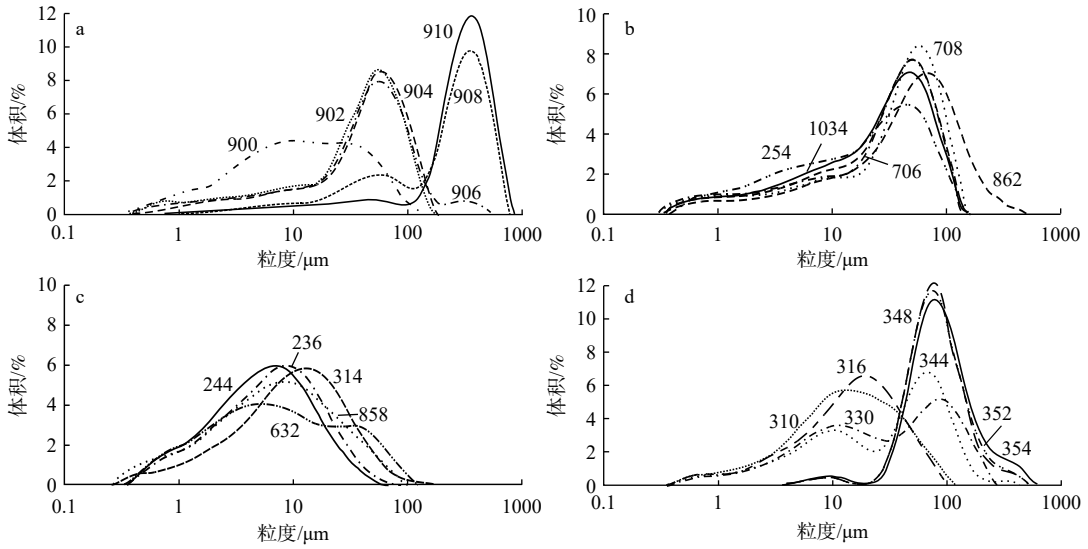
(a) Contact surface at the bottom of the section; (b) Muddy gravel layer in the lower unit of the section; (c) Sand layer interbedded with clayey silt in the lower unit of the section; (d) Peat layer in the middle unit of the section; (e) Gray clayey silt interbedded with yellow fine sand in the middle unit of the section; (f) Laminae in the middle unit of the section; (g) Small-scale wavy bedding in a silty fine sand layer in the upper unit of the section; (h) Wavy scour surfaces at the bottom of sand layers; (i) Clayey silt; (j) Parallel bedding in a silty fine sand layer; (k) Small-scale wavy bedding; (l) Rhythmic layering of silty fine sand and thin sandy clay

Pan, 2018）。颜色的差异可能反映了单次洪水事件中不同来源的细颗粒物或不同沉降阶段，代表了洪水能量的衰减过程，是划分洪水次数和期次的重要依据。

4.1.2 粒度曲线与 *C-M* 图

沉积物的粒度频率曲线特征与其形成的水动力环境密切相关，可以判别沉积环境与水动力强度（Folk and Ward, 1957）。

21DBC 剖面的粒度频率曲线有多种形态，剖面下段的厚层中粗砂，粒度频率曲线表现为单峰略显负偏的近正态分布，该砂层的顶部沉积物粒度频率曲线有从单峰近正态分布（图 6a 中 910 cm）向双峰或多峰态（图 6a 中 908 cm、906 cm、904 cm 和 900 cm）的变化趋势，表现出向上逐渐变细的正递变序列，在洪水沉积中较为常见。这表明单次洪水过程中，水流能量从峰值逐渐衰减，导致搬运能力下降，较粗的颗粒先沉降，较细的颗粒后沉降。反映了单次洪水事件的能量衰减过程，是识别洪水沉积单元的重要特征。



a—910～900 cm 深度粒度频率曲线；b—不同深度河流相沉积的粒度频率曲线；c—不同深度湖沼相沉积的粒度频率曲线；d—354～310 cm 深度粒度频率曲线

图 6 21DBC 剖面典型沉积物粒度频率曲线图

Fig. 6 Grain-size frequency distribution curve of typical sediments in the 21DBC section

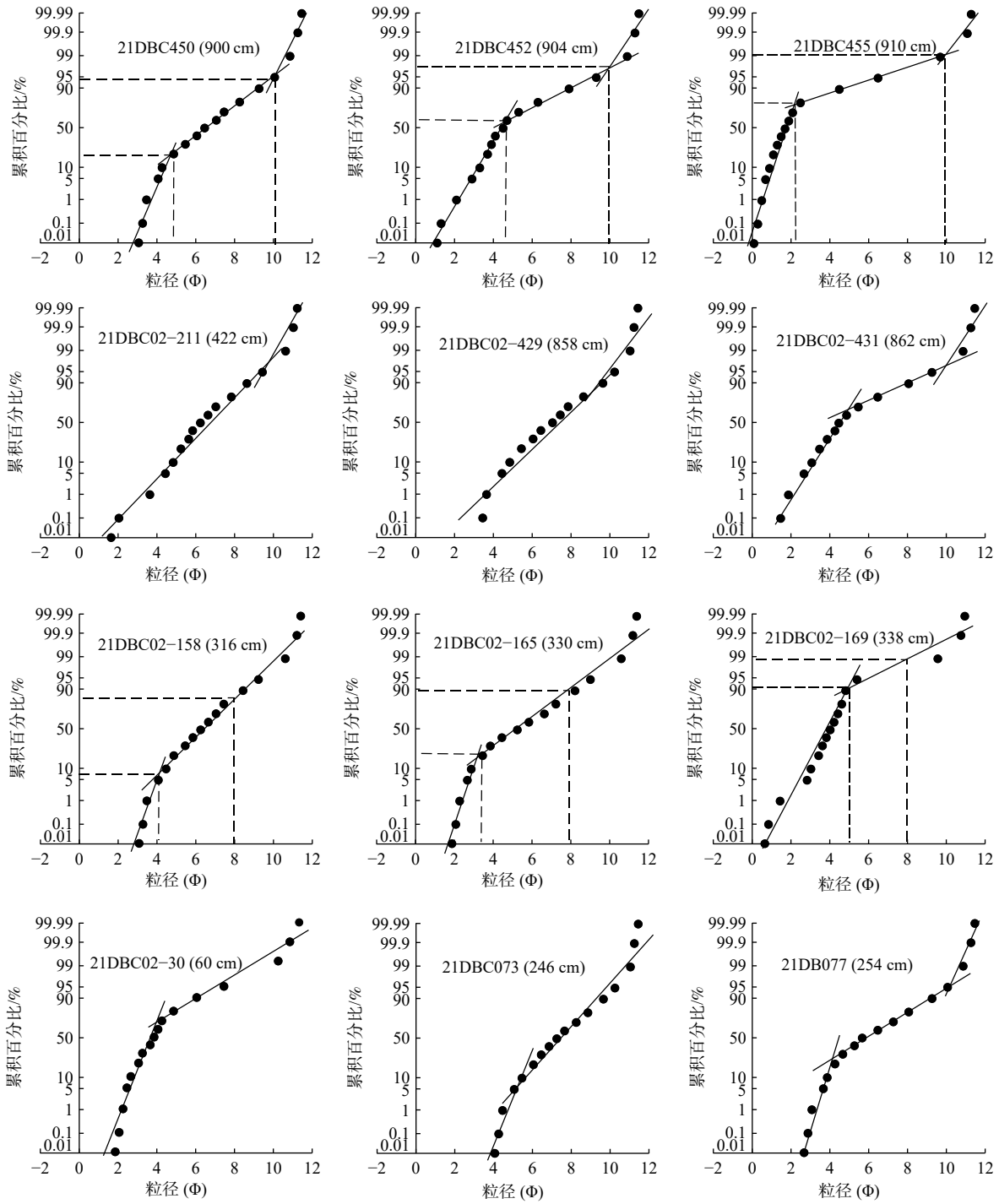
(a) Frequency curves at 910–900 cm depth; (b) Frequency curves of fluvial deposits at different depths; (c) Frequency curves of lacustrine deposits at different depths; (d) Frequency curves at 354–310 cm depth

剖面中段的粒度频率曲线主要有 2 种类型，一种是多峰负偏（图 6b 中 862 cm、708 cm、706 cm），具有河流沉积的特征；另一种是单峰正态或双峰（图 6c 中 858 cm、632 cm），为典型湖沼相沉积。剖面上段的粒度频率曲线有多种类型，如多峰负偏或正偏（图 6b 中 254 cm；图 6d 中 354 cm、352 cm），单峰近正态（图 6c 中 314 cm、236 cm、244 cm；图 6d 中 316 cm、310 cm）及双峰（图 6d 中 344 cm、330 cm）。其中 354～310 cm 粒度频率曲线从粗粒单峰近正态分布−双峰或多峰态−细粒单峰近正态分布的变化（图 6d），形成向上变细的正递变序列，反映了 1 次洪水事件的能量衰减过程。

概率累积曲线是沉积学中用于分析沉积物搬运机制的重要工具，通过累积曲线分布特征可区分不同动力组分（如悬浮、跃移、滚动），截点位置指示水流最大牵引力。

剖面下段曲线形态表现为不典型的两段式（悬浮与跃移），粗粒段（跃移组分）斜率陡峭，细粒段（悬浮组分）斜率平缓（图 7），具有平原区洪水沉积的特征。下段顶部沉积物粒度曲线形态的变化指示了洪水能量逐渐消退过程，洪水暴涨期（910 cm）粗截点位置约 2.3Φ，粗粒段斜率陡峭，含量高（约 80%），悬浮组分偏粗，含量较少（约 20%），极细粒（>10Φ）<1%；洪峰期（904 cm）粗截点位置约 4.6Φ，粗

粒段斜率陡峭，含量较高（约 60%），悬浮组分偏细，含量增多（约 40%），极细粒（>10Φ）约 3%；洪水消退期（900 cm）粗截点位置约 4.8Φ，粗粒段斜率较陡，含量明显较少（约 20%），悬浮组分偏细，含量显著增加（约 80%），极细粒（>10Φ）约 5%，反映长期悬浮的黏土−粉砂颗粒沉积。



图中编号（21DBC450）为样品编号，括号中数字（910 cm）表示采样深度

图 7　21DBC 剖面不同深度粒度概率累积曲线

Fig. 7　Cumulative probability curves of different sediment types in the 21DBC section

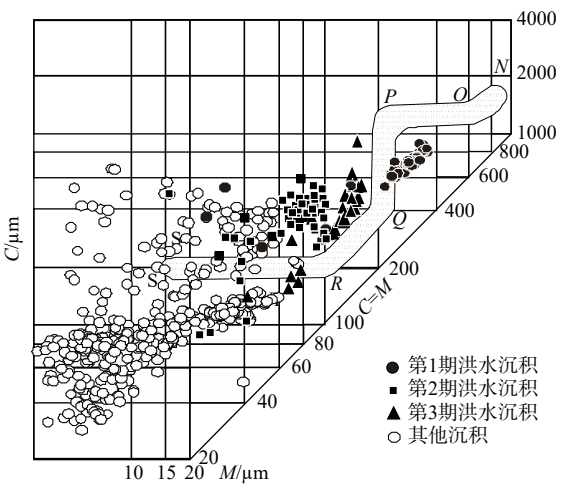
The numbers, such as 21DBC450, in the figure represent the sample numbers, and the number in parentheses, such as 910 cm, indicates the sampling depth.

剖面中段（910～417 cm）概率累积曲线主要有2种类型：①典型的三段式（图7中862 cm），每段的斜率均较缓，频率曲线表现为宽缓的双峰或多峰负偏特征（图6中862 cm、708 cm），沉积物粒度与海河流域现代河流沉积物较一致（刘静玲等，2017），为典型的河流相沉积；②一段式或宽缓的两段式（图7中858 cm、422 cm），频率曲线表现为宽缓的单峰近正态特征（图6中858 cm），为湖沼相沉积。

剖面上段（417～0 cm）概率累积曲线类型多样。砂含量较高层段为不典型的两段式（图7中338 cm、60 cm），粗粒段斜率陡峭，含量高（约90%），悬浮组分含量少（约10%），黏土组分（>8Φ）仅1%（图7中338 cm），代表水动力较强条件下的连续沉积；向上粗颗粒组分逐渐减少，而悬浮组分不断增加，概率累积曲线渐变为近直线的一段式（图7中330 cm、316 cm），粒度总体变细，频率曲线表现为双峰或平缓的单峰近正态分布（图6中330 cm、316 cm），代表水动力减弱后的相对静水环境，整个序列指示了洪水能量逐渐消退过程。另一种为典型的三段式（图7中254 cm、316 cm），频率曲线表现为多峰负偏特征（图6中254 cm），与其他层段的河流相沉积特征相似。

*C-M*图解是由Passega（1957）提出的沉积动力学分析工具，用于研究沉积物的搬运方式与水流能量特征。其中*C*值（Coarse percentile）指累积曲线上1%处对应的粒径（代表最大搬运粒径，反映水流最大剪切力），*M*值（Median grain size）代表中值粒径（反映沉积环境的平均能量）。

21DBC剖面沉积物*C-M*图解表现为以下特征：总体上*C*值均在1000 μm以下，而*M*值均小于400 μm（图8）。剖面下段（1028～910 cm）：粒度分布集中于*PQ*段（悬浮+滚动），*C*值与*M*值呈正相关，斜率较陡（约45°），*C*值较大（粗颗粒多，600～800 μm），*M*值为200～400 μm，代表水流较强的高能环境，频率曲线显示单峰近正态分布（图6），概率累积曲线为不典型两段式（图7），粗颗粒以滚动及悬浮方式搬运。*PQ*段较短，表明水流能量衰减较快，可能受平原区地形平缓的影响，该特征反映强水流冲积作用，指示第1期洪水沉积。剖面中段（910～417 cm）：*C*值与*M*值无显著相关性，点群分散，一部分*C*值>100 μm，靠近*RS*段（均匀悬浮），代表水流能量较小的沉积，以悬移/跃移为主，与河北平原区曲流河沉积特征相似（刘智荣等，2021），指示正常河流沉积；另一部分*C*值<100 μm，*M*值<10 μm，接近远洋悬浮，频率曲线显示单峰正态或双峰分布（图6），概率累积曲线为不典型两段式（图7），指示湖沼相沉积。剖面上段（417～250 cm）：*C*值有所减小，而*M*值明显减小（40～100 μm），*QR*段（递变悬浮）向RS段转折，指示沉积物粒度由粗到细的变化，粗颗粒以递变悬浮方式搬运，代表水流相对稳定期的均匀悬浮搬运（细颗粒长期悬浮）。*QR*段较短，平原区因能量衰减快，仅在高持续洪水事件中可见（Passega，1957），揭示出第2期洪水事件沉积。剖面顶部（120～0 cm）粒度分布大致平行*QR*段，*C*值变化较大（200～600 μm），而*M*值有所增加（100～200 μm）指示沉积物以递变悬浮–均匀悬浮搬运（图8），概率累积曲线显示两段式，粗粒段斜率较高（图7；60 cm样品），代表水流较强的高能环境，揭示了第3期洪水沉积。



*NO*段—滚动；*OP*段—滚动+悬浮；*PQ*段—悬浮+滚动；*QR*段—递变悬浮；*RS*段—均匀悬浮

图8 21DBC剖面沉积物粒度*C-M*图

Fig. 8 *C–M* diagram of sediments in the 21DBC section

NO segment—rolling; *OP* segment—rolling with suspension; *PQ* segment—suspension with rolling; *QR* segment—graded suspension; *RS* segment—uniform suspension

4.1.3 磁化率

磁化率是表征物质在外磁场中被磁化能力的物理量，磁化率值的高低主要取决于物质中所含磁性矿物的种类、含量及颗粒大小等，常用来表征铁磁性矿物含量，也可以间接反映成壤作用的强度等信息，是重要的环境指标（Oldfield，1991）。沉积序列中磁化率的突变，可以作为洪水引发的陆源碎屑物质输入变化的灵敏指示剂，为反演过去的极端水文事件提供关键证据（Støren et al.，2010），因而其对

于判断沉积物中物质来源变化和风化成壤强度具有重要作用。

从图 3 中可以看出，剖面的磁化率变化波动明显，磁化率高值与砂含量高值相对应，中—细砂层磁化率值明显高于粉砂层及黏土层，其中剖面下段砂层磁化率值最高为 8.96×10^{-4}～425×10^{-4}SI，从其较粗的粒度成分和较高的磁化率值，推断其可能为来自于上游山区洪水侵蚀搬运的基岩风化沉积物（Shang et al., 2024）。具体表现为下段磁化率最高，反映洪水期带入大量源自流域基岩的高磁性物质；中段磁化率最低且稳定；上段波动明显，说明当时水文气候条件不稳定，处于环境剧烈波动时期。这表明粗颗粒沉积物中铁磁性矿物的含量较多，磁化率主要指示物质来源的差异，沉积后受风化作用比较弱。磁化率的变化记录了该剖面物源变化过程，进一步证实粒度变化指示的古洪水沉积，说明该沉积剖面中高砂含量层为古洪水沉积。

4.2　古洪水事件的年代

剖面下段 910 cm 处 AMS ^{14}C 校正年龄为 8420～8346 cal a BP，与 960 cm 处 OSL 年龄 8.29±0.23 ka 对比可以看出，粗砂层沉积 OSL 年龄与其上部沉积物有机质 AMS ^{14}C 年龄在测年误差范围内基本一致。上段 72 cm 处 AMS ^{14}C 校正年龄为 3984～3831 cal a BP，表明之上的沉积物厚度较小。由于剖面处于新盖房分洪道内，新盖房分洪道于 1951 年建成，并于 1970 年扩建（河北省水利厅水利志编辑办公室，1996），因而可能受分洪道改扩建影响缺少后期沉积记录。野外观察表明，剖面底部冲刷面之上（～1028 cm）地层较连续，没有发现明显的沉积间断（如土壤层等）。根据 AMS ^{14}C 年龄数据计算的分段沉积速率表明，中段下部（910～650 cm）沉积速率最慢（约 0.9 m/ka），650～246 cm 沉积速率最快（约 4.6 m/ka），上段中部（246～72 cm）沉积速率较快（约 2.4 m/ka），与岩性变化基本一致，说明年龄数据比较可靠。

根据上述沉积特征、粒度参数及磁化率变化，并基于 AMS^{14}C 测年数据（表 1）计算的分段沉积速率，获得洪水沉积上、下层位的大致年龄，粗略限定了 21DBC 剖面 3 期洪水事件的年代分别为～8.4 cal ka BP、5.0～4.6 cal ka BP 和 4.1～3.7 cal ka BP（图 9）。考虑到洪水沉积的突发性与快速性，现有的数据尚难以确定洪水沉积的精确时代。

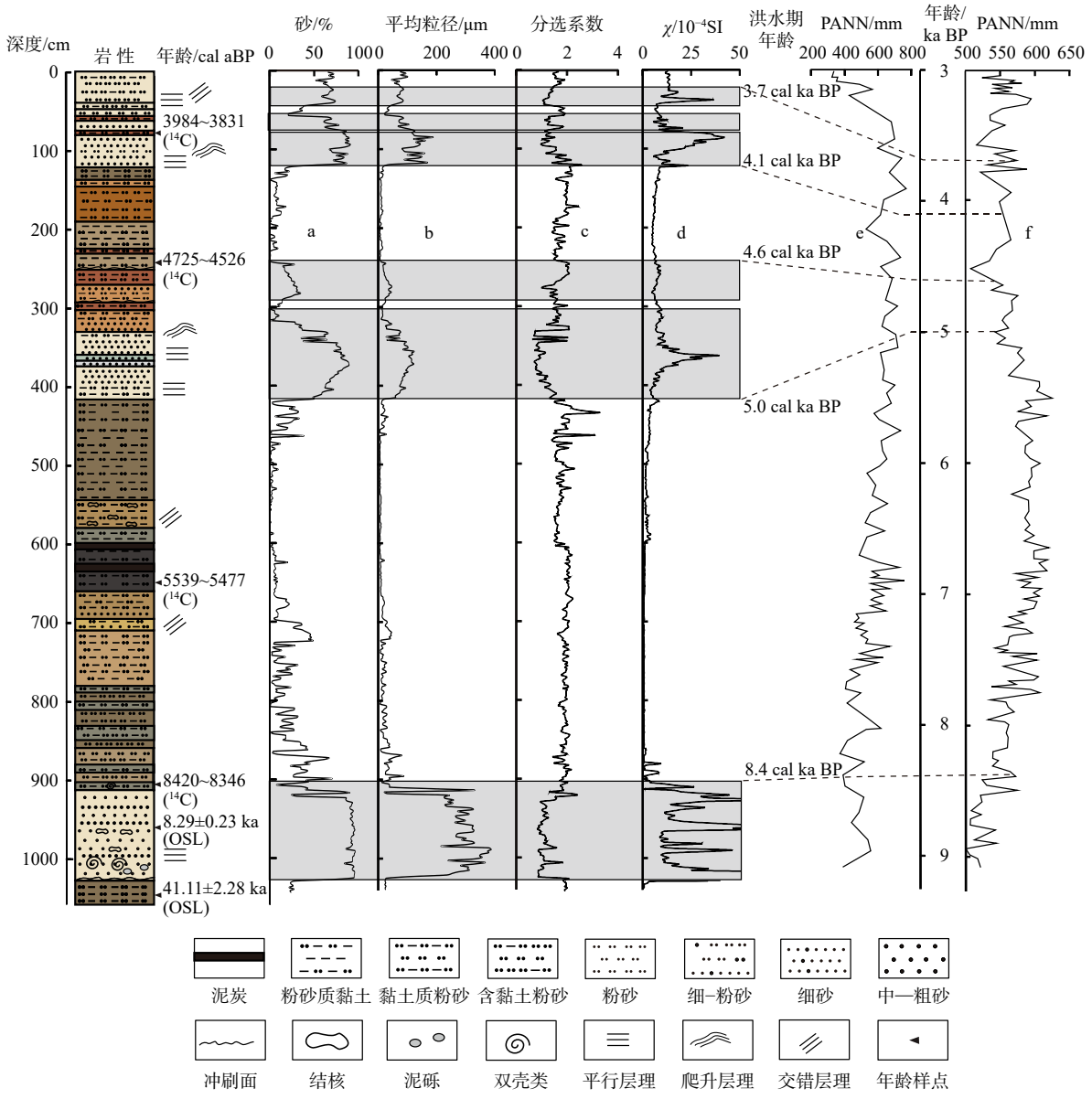
4.3　古洪水事件的气候环境背景

第 1 期洪水事件（～8.4 cal ka BP）发生于全新世气候适宜期最湿润阶段（An et al., 2000）。华北平原宁晋泊湖相沉积物花粉分析表明，早全新世（10.0～8.1 cal ka B P）气候相对偏干，华北地区年降水量（PANN）存在显著波动（图 9; Chen et al., 2015; Zhang et al., 2024）；黄河中上游多个地点记录了 8.5 ka BP 的洪水事件（Gao et al., 2025）；北方石笋 δ^{18}O 在 8.36～8.31 ka BP 发生正偏，季风减弱（樊倍希等，2025）；山东半岛北岸水体盐度和深度在 8413±99 cal a BP 突然增加，与全球其他沿海区域记录的 8.2 ka 事件之前海平面上升事件相对应（Liu et al., 2025）。该阶段气候冷暖波动，属于 8.2 ka 事件的前兆期（8.29～8.35 ka BP; Zhang et al., 2025），气候处于相对不稳定阶段，易发生极端水文事件（殷春敏等，2001）。

第 2 期洪水事件（5.0 ～ 4.6 cal ka BP）处于全新世气候适宜期晚期，东亚夏季风逐渐减弱（An et al., 2000; Wang et al., 2005）。区域上，公海与宁晋泊湖相沉积物花粉分析表明，中全新世区域降水明显增加，5000 cal a BP 以来降雨量仍处于波动高值段（Chen et al., 2015; Zhang et al., 2024）；在约 5000 a 前后黄河中上游洪水事件发生频率显著增加（Gao et al., 2025）。长江中下游（徐润喆等，2025）、汉江上游（Zha et al., 2015）及华北平原（殷春敏等，2001）等地也有洪水发生，该期洪水主要受东亚季风控制（Qu et al., 2024）。

第 3 期洪水事件（4.1 ～ 3.7 cal ka BP）对应于全新世晚期季风持续衰退中的波动阶段（Chen et al., 2025a），处于全新世气候适宜期末期（An et al., 2000）。区域上，淮河支流 4.2～3.8 ka BP 时段古洪水对应全球性气候突变期（温煜未等，2025）；渭河流域在 4.4～4.0 ka BP 期间由于气候变化造成土壤含水量增加，进而导致洪水事件频发（Chen et al., 2024）；西江流域沉积厚度最大的洪水事件发生在 4.3 ka BP 之后由湿润转变为干旱的极端气候期（陈聪等，2023）；中国北方洞穴石笋 δ^{18}O 在 4.2～4.11 ka BP 表现出显著的负偏（樊倍希等，2025），指示弱季风条件下的偏湿气候；黄河中上游极端洪水集中发生于 4.3～4.0 ka BP（Gao et al., 2025），而黄河下游在 4.0～3.5 ka BP 发生的大洪水可能是在弱厄尔尼诺条件下夏季降水过多引发的（Yu et al., 2020）。该期洪水在时间上与全球性 4.2 ka 气候事件较一致（Weiss, 1993），分布范围也比较广。这表明 4.2 ka 事件弱季风期东亚夏季风降水异常是该期洪水发生的主要影响因素（Zhang et al., 2025）。

雄安新区地处大清河下游洪泛区，新盖房分洪道记录的全新世多次古洪水事件表明，其发生不仅与中全新世以来东亚季风衰退过程中的剧烈波动



a—砂含量；b—平均粒径；c—分选系数；d—磁化率（χ）；e—宁晋泊年降水量（PANN; Zhang et al.,2024）；f—公海年降水量（PANN; Chen et al.,2015）

图 9 大清河北支21DBC剖面全新世古洪水序列

Fig. 9 Holocene paleoflood sequence of the 21DBC section in the Northern Branch of the Daqing River

(a) Sand content; (b) Mean grain size; (c) Sorting; (d) Magnetic susceptibility (χ); (e) Annual precipitation (PANN) of Ningjinbo (Zhang et al., 2024); (f) Annual precipitation (PANN) of Gonghai (Chen et al., 2015)

紧密联系，也受短期极端气候事件的影响，是全球变化背景下区域水文气候事件的响应（Shang et al., 2024）。即使在全球变暖背景下，季风系统的波动使得气候变率增大仍可导致极端洪涝风险（Zhang et al., 2025; 樊倍希等, 2025）。全新世古洪水研究为揭示极端洪水的发生规律、评估现代及未来的洪水风险，提供了不可或缺的长尺度视角。将地质记录中超出仪器记录尺度的古洪水信息纳入城市规划和防洪减灾体系，具有重要的科学价值和现实意义。

5 结论

通过野外调查，在大清河北支新盖房分洪道内发现了全新世以来较连续的沉积剖面；基于剖面沉积物的地层序列、岩性、沉积构造、粒度组成及磁化率等特征，识别出全新世以来3期古洪水事件分别发生于～8.4 cal ka BP、5.0～4.6 cal ka BP和4.1～3.7 cal ka BP。全新世以来洪水沉积的厚度及沉积物粒

度均有减小，而次数有所增加，指示洪水规模及强度逐渐减小，洪水发生的频率有所增加。全新世古洪水事件的发生对应于气候环境演变的 3 个阶段：

（1）全新世早期（～ 8.4 cal ka BP; ～ 910 cm），该阶段为全新世气候适宜期的开始期，时间上属于 8.2 ka 事件的前兆期，气候波动明显。沉积物中砂层厚度及粒度组成特征表明，洪水期间河流水位上涨，发生泛滥沉积。洪峰期水动力较强，主要沉积粗碎屑颗粒，外源性输入碎屑主要为粗颗粒组分，磁化率显著增加，持续时间较长，沉积厚层中—粗砂；后期流速逐渐减缓，细颗粒组分增加，形成向上变细的洪水沉积序列，为一次特大洪水事件。

（2）中全新世晚期（5.0 ～4.6 cal ka BP; 417 ～ 250 cm），该阶段东亚夏季风逐渐减弱，华北平原降水仍属于高值期，区域洪水事件频发。该期沉积序列由 2 次洪水事件组成，沉积厚度、砂含量及磁化率仍为较高值，但有逐渐减小趋势，指示水动力条件变化较大。

（3）晚全新世早期（4.1～3.7 cal ka BP; 120～0 cm），时间上对应于全球性 4.2 ka 气候事件，区域上表现为弱季风期的降水异常。指示水动力强度及沉积物来源的沉积物粒度及磁化率出现频繁波动，构成多个沉积旋回。该期包含有 3 个古洪水沉积单元，代表 3 次古洪水事件。每个单元下部以灰黄色、黄色中—细砂为主，发育平行或者波状层理，磁化率为高值，为古洪水流量峰值期沉积；单元上部为黄褐色黏土质粉砂或粉砂质黏土，磁化率值较低，为古洪水滞流沉积，二者构成典型的洪水泛滥沉积序列。

致谢：谨以此文祝贺《地质力学学报》创刊 30 周年！感谢审稿人提出的建设性修改意见。

References

AN Z S, PORTER S C, KUTZBACH J E, et al., 2000. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon[J]. Quaternary Science Reviews, 19(8): 743-762.

BAKER V R, 2008. Paleoflood hydrology: origin, progress, prospects[J]. Geomorphology, 101(1-2): 1-13.

BAKER V R, BENITO G, BROWN A G, et al., 2022. Fluvial palaeohydrology in the 21st century and beyond[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 47(1): 58-81.

BENITO G, THORNDYCRAFT V R, 2005. Palaeoflood hydrology and its role in applied hydrological sciences[J]. Journal of Hydrology, 313(1-2): 3-15.

BERTOLA M, BLÖSCHL G, BOHAC M, et al., 2023. Megafloods in Europe can be anticipated from observations in hydrologically similar catchments[J]. Nature Geoscience, 16(11): 982-988.

BLÖSCHL G, HALL J, VIGLIONE A, et al., 2019. Changing climate both increases and decreases European river floods[J]. Nature, 573(7772): 108-111.

BLOTT S J, PYE K, 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 26(11): 1237-1248.

CHEN C, ZHENG Y W, ZHENG Z, et al., 2023. Holocene millennial-scale megaflood events point to ENSO-driven extreme climate changes[J]. Science China Earth Sciences, 66(11): 2530-2545. (in Chinese with English abstract)

CHEN C J, WU Y, LI J Y, et al., 2025a. Hydrological changes in the East Asian monsoon region around 4.2 ka precisely reconstructed from multi-proxy stalagmites[J]. Quaternary Science Reviews, 357: 109321

CHEN F H, XU Q H, CHEN J H, et al. , 2015. East Asian summer monsoon precipitation variability since the last deglaciation. Sci Rep 5, 11186 (2015).

CHEN H, WANG X Y, LU H Y, et al., 2024. The impacts of climate change, early agriculture and internal fluvial dynamics on paleo-flooding episodes in central China[J]. Science of the Total Environment, 954: 176431.

CHEN P, XIAN B Z, LIU M J, et al., 2025b. Distinct grain-size patterns in sandy turbidites: implications for identifying the triggers of ancient turbidity currents in lacustrine settings[J]. Sedimentary Geology, 476: 106806.

FAN B X, YANG B, WANG F, et al., 2025. Spatio-temporal characteristics of the 8.2 and 4.2 ka BP climate events in the East Asian summer monsoon region recorded by stalagmite $\delta^{18}O$ data[J]. Science China Earth Sciences, 68(9): 2839-2852. (in Chinese with English abstract)

FOLK R L, WARD W C, 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters[J]. Journal of Sedimentary Petrology, 27(1): 3-26.

GAO W H, LI K F, MIAO X D, et al., 2025. Holocene extreme flood distribution patterns in the upper and middle Yellow River: a review based on slackwater deposits[J]. Earth-Science Reviews, 261: 105039.

GUO Y Q, GE Y G, CHEN X Q, et al., 2021. Progress in the reconstruction of palaeoflood events in the mountain canyon valleys around the Tibetan Plateau[J]. Earth Science Frontiers, 28(2): 168-180. (in Chinese with English abstract)

HAO Z X, XIONG D Y, GE Q S, 2018. Reconstruction of the chronology and characteristics of flood disasters in the Xiong'an New Area over the last 300 years[J]. Chinese Science Bulletin, 63(22): 2302-2310. (in Chinese with English abstract)

HARDENG J, BAKKE J, SABATIER P, et al., 2022. Lake sediments from southern Norway capture Holocene variations in flood seasonality[J]. Quaternary Science Reviews, 290: 107643.

Hebei Provincial Water Resources Department Water Conservancy Annals Editorial Office, 1996. Hebei water conservancy annals[M]. Shijiazhuang: Hebei People's Publishing House. (in Chinese)

HUANG C C, ZHA X C, LI Y Q, et al., 2025. Progress and prospect of the Holocene palaeoflood hydrology in the middle-upper reaches of the Huaihe River Basin[J]. Geographical Science, 45(1): 36-46. (in Chinese with English abstract)

Institute of Regional Geological and Mineral Survey of Hebei Province, 2017. Regional geology of China-Hebei Province[M]. Beijing: Geological Publishing House. (in Chinese)

KOCHEL R C, BAKER V R, 1982. Paleoflood hydrology[J]. Science, 215(4531): 353-361.

LI H Y, ZHAO N, YANG Y P, et al., 2022. Sedimentary characterization and

provenance analysis of the 2018 flooding along the Dan River, Shandong, and the hydrodynamic process reconstruction[J]. Journal of Geomechanics, 28(2): 226-236. (in Chinese with English abstract)

LI X C, ZHANG Y X, LI W, et al., 2023. Extreme characteristics of "23·7" heavy rain in Beijing-Tianjin-Hebei and its implications for urban flood control in China[J]. China Flood & Drought Management, 33(11): 13-18. (in Chinese with English abstract)

LIN H M, MIN J Z, ZHU L J, et al., 2023. The role of Taihang Mountain topography in"7·19" persistent low vortex rainstorm in North China[J]. Journal of the Meteorological Sciences, 43(1): 46-58. (in Chinese with English abstract)

LIU J, WANG H, CHEN L L, et al., 2025. Abrupt sea-level rise prior to the 8.2 ka climatic event revealed from the post-glacial sedimentary succession off the northern coast of Shandong Peninsula, North Yellow Sea[J]. Quaternary Science Reviews, 363: 109428.

LIU J L, LI Y, SHI X, et al., 2017. Grain size characteristics and distribution regularities of typical river sediments in Haihe River Basin[J]. Water Resources Protection, 33(6): 9-19. (in Chinese with English abstract)

LIU Z R, XUE H Y, WANG C S, 2021. Late Quaternary depositional characteristics and environment significance of the Xibozhang section in Baoding, central Hebei Plain, China[J]. Journal of Geomechanics, 27(6): 1011-1023. (in Chinese with English abstract)

MA Q, TU Z H, LI Z M, et al. , 2025. Future flood defense condition with the rain belt northward moving in Daqing River basin[J/OL]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology. [2025-09-10]. https://link.cnki.net/urlid/13.1430.tv.20250703.1805.006. (in Chinese with English abstract)

MAIZELS J, 1997. Jökulhlaup deposits in proglacial areas[J]. Quaternary Science Reviews, 16(7): 793-819.

MILLY P C D, WETHERALD R T, DUNNE K A, et al., 2002. Increasing risk of great floods in a changing climate[J]. Nature, 415(6871): 514-517.

NI H T, TIAN F, HUAN X J, et al., 2025. Authenticity of the Great Flood during the late Longshan era[J]. Journal of Geographical Sciences, 35(8): 1714-1732.

OLDFIELD F, 1991. Environmental magnetism — a personal perspective[J]. Quaternary Science Reviews, 10(1): 73-85.

OSTROWSKI P, FALKOWSKI T, KOCHANEK K, 2023. Reconstructing parameters of the Holocene paleofloods in alluvial lowland river valleys – an example from the Bug valley (East Poland)[J]. Journal of Hydrology, 624: 129930.

PASSEGA R, 1957. Texture as characteristic of clastic deposition[J]. AAPG Bulletin, 41(9): 1952-1984.

QU X X, HUANG C, RAO Z G, et al., 2024. Holocene provenance variations and palaeofloods response to ENSO-driven monsoon precipitation in the subalpine peatland in southern China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 635: 111948.

REIMER P J, AUSTIN W E N, BARD E, et al., 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP)[J]. Radiocarbon, 62(4): 725-757.

SHANG L J, ZHA X C, HUANG C C, et al., 2024. Late Holocene extraordinary palaeoflood events and their climatological context in the Shahe River, Huaihe River Basin, China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 276: 106346.

SHENG G Y, LIAO Y M, HU H B, 2020. Risk evaluation for flood waterlogging disasters in the Xiongan New Area under climate change[J]. China Population, Resources and Environment, 30(6): 40-52. (in Chinese with English abstract)

SHI C Y, 2012. A study on migration of the Southern branches of the Daqinghe river in historical periods: and on its relationship with the evolution of the Baiyangdian lake[J]. Journal of Chinese historical Geography, 27(2): 50-59. (in Chinese with English abstract)

STØREN E N, DAHL S O, NESJE A, et al., 2010. Identifying the sedimentary imprint of high-frequency Holocene river floods in lake sediments: development and application of a new method[J]. Quaternary Science Reviews, 29(23-24): 3021-3033.

SUN T, CHENG W Q, BO Q Y, et al., 2021. Analysis on historical flood and countermeasures in prevention and control of flood in Daqing River Basin[J]. Environmental Research, 196: 110895.

WANG H Y, JIA Y N, ZHANG Y Z, et al., 2021. Research progress of paleoflood events in the Yellow River Basin since the Last Deglaciation[J]. Progress in Geography, 40(7): 1220-1234. (in Chinese with English abstract)

WANG Y J, CHENG H, EDWARDS R L, et al., 2005. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and north Atlantic climate[J]. Science, 308(5723): 854-857.

WANG Y J, 2022. Paleoflood events recorded by Holocene fluvial sediments in Baiyangdian[D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences.

WEISS H, COURTY M A, WETTERSTROM W, et al., 1993. The genesis and collapse of third millennium north Mesopotamian civilization[J]. Science, 261(5124): 995-1004.

WEN Y W, LI Y Q, HUANG C C, et al., 2025. Sedimentary characteristics and hydroclimatic background of palaeoflood events since the Late Pleistocene in the Lihe River, a tributary of the Huaihe River[J]. Progress in Geography, 44(3): 642-656. (in Chinese with English abstract)

WENTWORTH C K, 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments[J]. The Journal of Geology, 30(5): 377-392.

WILHELM B, ARNAUD F, ENTERS D, et al., 2012. Does global warming favour the occurrence of extreme floods in European Alps? First evidences from a NW Alps proglacial lake sediment record[J]. Climatic Change, 113(3-4): 563-581.

WILHELM B, BALLESTEROS CÁNOVAS J A, MACDONALD N, et al., 2019. Interpreting historical, botanical, and geological evidence to aid preparations for future floods[J]. WIREs Water, 6(1): e1318.

XU R Z, YU S Y, ZHOU L, et al., 2025. Holocene extreme flood events in the Yangtze River Basin: research progress and implications[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 45(2): 158-176. (in Chinese with English abstract)

YANG J S, WANG Y, YIN J H, et al., 2022. Progress and prospects in reconstruction of flood events in Chinese alluvial plains[J]. Earth Science, 47(11): 3944-3959. (in Chinese with English abstract)

YANG J S, LIU Z, LIU S H, et al., 2025. Holocene paleoflood stratigraphy in the lower Yellow River floodplain, China[J]. Geomorphology, 478: 109720.

YANG X L, JIN X Q, SUN Y, et al., 2023. Evolution characteristics and formation of the July 2023 severe torrential rain on the eastern foothills of Taihang Mountains in Hebei Province[J]. Meteorological Monthly, 49(12): 1451-1467. (in Chinese with English abstract)

YIN C M, QIU W L, LI R Q, 2001. Holocene paleofloods in the North China Plain[J]. Journal of Beijing Normal University (Natural Science), 37(2): 280-284. (in Chinese with English abstract)

YU S Y, HOU Z F, CHEN X X, et al., 2020. Extreme flooding of the lower Yellow River near the Northgrippian-Meghalayan boundary: evidence from the Shilipu archaeological site in southwestern Shandong Province, China[J]. Geomorphology, 350: 106878.

YU S Y, LI W J, ZHOU L, et al., 2023. Human disturbances dominated the unprecedentedly high frequency of Yellow River flood over the last millennium[J]. Science Advances, 9(8): eadf8576.

ZAVALA C, PAN S X, 2018. Hyperpycnal flows and hyperpycnites: origin and distinctive characteristics[J]. Lithologic Reservoirs, 30(1): 1-18.

ZHA X C, HUANG C C, PANG J L, et al. , 2015. Reconstructing the palaeoflood events from slackwater deposits in the upper reaches of Hanjiang River, China[J]. Quaternary International, 380-381: 358-367.

ZHANG P, YANG J S, ZHAO H, et al., 2020. Research progress of the Holocene paleoflood in the Yellow River basin and a future prospect[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 40(6): 178-188. (in Chinese with English abstract)

ZHANG W S, LI B, FAN B S, et al., 2024. Reconstruction of Holocene precipitation patterns and vegetation evolution in the North China Plain: deciphering the relative influence of climate and anthropogenic forcing[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 638: 112020.

ZHANG X M, ZHANG H W, ZHANG R, et al., 2025. Spatiotemporal pattern of the East Asian monsoon hydroclimate during the 8.2 ka event inferred from a new speleothem multi-proxy record from SE China[J]. Quaternary Science Reviews, 349: 109141.

ZHANG Y C, MA Z J, GAO Q H, et al., 2006. Huge disaster risk and prevention in China[J]. Journal of Geomechanics, 12(2): 119-126. (in Chinese with English abstract)

ZHANG Y Z, HUANG C C, PANG J L, et al., 2013. Holocene paleofloods related to climatic events in the upper reaches of the Hanjiang River valley, middle Yangtze River basin, China[J]. Geomorphology, 195: 1-12.

附中文参考文献

陈聪，郑艳伟，郑卓，等，2023. 全新世千年尺度大洪水沉积记录与ENSO驱动的极端气候变化[J]. 中国科学：地球科学，53(11)：2575-2590.

樊倍希，杨保，王丰，等，2025. 基于东亚季风区石笋$\delta^{18}O$记录的8.2和4.2ka BP气候事件的时空特征研究[J]. 中国科学：地球科学，55(9)：2962-2976.

郭永强，葛永刚，陈晓清，等，2021. 高山峡谷区古洪水事件重建研究进展[J]. 地学前缘，28(2)：168-180.

郝志新，熊丹阳，葛全胜，2018. 过去300年雄安新区涝灾年表重建及特征分析[J]. 科学通报，63(22)：2302-2310.

河北省区域地质矿产调查研究所，2017. 中国区域地质志-河北志[M]. 北京：地质出版社.

河北省水利厅水利志编辑办公室，1996. 河北省水利志[M]. 石家庄：河北人民出版社.

黄春长，查小春，李瑜琴，等，2025. 淮河中上游流域全新世古洪水水文学研究进展与展望[J]. 地理科学，45(1)：36-46.

李华勇，赵楠，杨艺萍，等，2022. 山东丹河2018年洪水沉积特征、物源分析及水文过程重建[J]. 地质力学学报，28(2)：226-236.

李修仓，张颖娴，李威，等，2023. “23·7”京津冀暴雨极端性特征及对我国城市防汛的启示[J]. 中国防汛抗旱，33(11)：13-18.

林慧敏，闵锦忠，朱利剑，等，2023. 太行山地形在“7·19”华北持续性低涡暴雨中的作用[J]. 气象科学，43(1)：46-58.

刘静玲，李毅，史璇，等，2017. 海河流域典型河流沉积物粒度特征及分布规律[J]. 水资源保护，33(6)：9-19.

刘智荣，薛怀宇，王昌盛，2021. 河北平原中部保定西伯章剖面晚第四纪沉积特征及其环境意义[J]. 地质力学学报，27(6)：1011-1023.

马强，涂泽辉，李郑淼，等，2025. 雨带北移影响下大清河北支防洪情势[J/OL]. . 南水北调与水利科技. [2025-09-10]. https: //link.cnki.net/urlid/13.1430.tv.20250703.1805.006.

盛广耀，廖要明，扈海波，2020. 气候变化下雄安新区洪涝灾害的风险评估及适应措施[J]. 中国人口·资源与环境，30(6)：40-52.

石超艺，2012. 历史时期大清河南系的变迁研究：兼谈与白洋淀湖群的演变关系[J]. 中国历史地理论丛，27(2)：50-59.

王浩宇，贾雅娜，张玉柱，等，2021. 黄河流域末次冰消期以来古洪水事件研究进展[J]. 地理科学进展，40(7)：1220-1234.

王燕校，2022. 白洋淀全新世河流相沉积记录的古洪水事件[D]. 北京：中国地质科学院.

温煜未，李瑜琴，黄春长，等，2025. 淮河支流澧河晚更新世以来古洪水事件沉积特征及其水文气候背景[J]. 地理科学进展，44(3)：642-656.

徐润喆，于世永，周亮，等，2025. 长江流域全新世极端洪水事件研究进展与启示[J]. 海洋地质与第四纪地质，45(2)：158-176.

杨劲松，王永，尹金辉，等，2022. 我国冲积平原区洪水事件重建研究进展及展望[J]. 地球科学，47(11)：3944-3959.

杨晓亮，金晓青，孙云，等，2023. “23·7”河北太行山东麓罕见特大暴雨特征及成因[J]. 气象，49(12)：1451-1467.

殷春敏，邱维理，李容全，2001. 全新世华北平原古洪水[J]. 北京师范大学学报(自然科学版)，37(2)：280-284.

张鹏，杨劲松，赵华，等，2020. 黄河流域全新世古洪水研究进展及展望[J]. 海洋地质与第四纪地质，40(6)：178-188.

张业成，马宗晋，高庆华，等，2006. 中国的巨灾风险与巨灾防范[J]. 地质力学学报，12(2)：119-126.

第一作者简介：

王永，研究员，硕士生导师。主要研究领域为第四纪地层、古气候与古环境；已发表SCI论文20多篇，合作出版专著2部。曾获国土资源科学技术二等奖1项。任中国地质学会第四纪冰川与第四纪地质专业委员会委员、中国第四纪研究会生物演化与环境专业委员会委员。

