

哈尔滨荒山黄土的成因

——粒度、地球化学、磁化率、沉积和地貌特征的整合记录

吴 鹏¹⁾, 谢远云^{1,2)*}, 康春国³⁾, 迟云平^{1,2)}, 魏振宇¹⁾, 孙 磊¹⁾, 王嘉新¹⁾

1) 哈尔滨师范大学地理科学学院, 黑龙江哈尔滨 150025;

2) 哈尔滨师范大学寒区地理环境监测与空间信息服务黑龙江省重点实验室, 黑龙江哈尔滨 150025;

3) 哈尔滨学院地理系, 黑龙江哈尔滨 150086

摘 要: 哈尔滨荒山黄土位于欧亚黄土带的最东端, 毗邻亚洲大陆干旱带的东部边缘, 对它的成因机制研究有助于我们深层次理解松嫩平原地貌-气候-粉尘堆积的耦合关系。然而, 目前荒山黄土成因还存在认识上的不统一。我们通过野外观察及对哈尔滨荒山钻井岩芯进行粒度、元素地球化学组成和磁化率分析, 进而探讨荒山黄土的成因机制。结果表明: 荒山黄土的粒度组成以粗粉砂级(16~63 μm)为主, 粒度参数特征(平均粒径、中值粒径、标准偏差、偏度和峰态)、粒度像特征(C-M、A-M 和 L-M)、判别式函数及 Kd 值对荒山黄土风成成因的指示不明显; L1-L5 黄土的元素地球化学组成也没有与受流水改造的 L5 次生黄土和黄土-古土壤序列下伏的河湖相沉积(荒山组)区分开; 荒山黄土-古土壤序列的磁化率呈现出周期性高低变化的特征, 与黄土高原典型风成黄土剖面具有较好的一致性; 结合野外观察, 荒山黄土具有均一沉积和垂直节理发育等风成黄土典型特征。本文运用整合的方法确定哈尔滨荒山黄土为风积成因。黄土的粒度和地球化学指标作为黄土成因机制的替代性指标存在一定的局限性, 在实际应用中应当结合野外观察和磁化率等其他替代性指标共同使用, 才能够从中提取正确的成因机制信息。

关键词: 荒山黄土; 风积成因; 荒山组; 哈尔滨

中图分类号: P534.63; P931.06 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2019.111801

The Genesis of Huangshan Loess in Harbin: Integrated Evidence from Grain Size, Geochemistry, Magnetization, Sedimentation and Landform

WU Peng¹⁾, XIE Yuan-yun^{1,2)*}, KANG Chun-guo³⁾, CHI Yun-ping^{1,2)}, WEI Zhen-yu¹⁾,
SUN Lei¹⁾, WANG Jia-xin¹⁾

1) College of Geographic Science, Harbin Normal University, Harbin, Heilongjiang 150025;

2) Heilongjiang Key Laboratory of Geographical Environment Monitoring and Spatial Information Service in Cold Regions, Harbin Normal University, Harbin, Heilongjiang 150025;

3) Department of Geography, Harbin Institute, Harbin, Heilongjiang 150086

Abstract: Huangshan loess in Harbin is located at the eastern end of the Eurasian loess belt and adjacent to the eastern edge of the arid belt of the Asian continent. However, the genesis of loess remains controversial. Through field observation and analysis of grain size, geochemical composition of elements and magnetization of drilling cores in Huangshan of Harbin, the authors investigated the genetic mechanism of Huangshan loess. The results show that the grain size composition of loess is mainly coarse silty (16 ~ 63 microns), and the grain size parameters (mean particle size, median particle size, standard deviation, deviation and peak state), grain size

本文由国家自然科学基金项目(编号: 41871013; 41601200)和哈尔滨师范大学硕士研究生学术创新项目(编号: HSDSSCX2019-06)联合资助。

收稿日期: 2019-09-26; 改回日期: 2019-11-11; 网络首发日期: 2019-11-19。责任编辑: 闫立娟。

第一作者简介: 吴鹏, 男, 1996 年生。硕士研究生。主要研究方向为风尘系统研究。E-mail: 2753742103@qq.com。

*通讯作者: 谢远云, 男, 1971 年生。博士, 教授, 博士生导师。主要从事第四纪地质研究。E-mail: xyy0451@hrbnu.edu.cn。

image characteristics (C-M, A-M and L-M), discriminant function and Kd value have no obvious indication to aeolian origin of loess. The major and trace element geochemical compositions of L1-L5 loess are not differentiated from the L5 secondary loess and the underlying fluvial and lacustrine sediments (Huangshan Formation) under the loess-paleosols sequence. The magnetization of loess - paleosol sequence in Huangshan shows the characteristics of periodic high and low variation, which is in good agreement with the typical aeolian loess section on the Loess Plateau. Combined with field observation, the authors hold that the loess of Huangshan has typical characteristics of eolian loess, such as uniform deposition and vertical joint development. In this paper, the aeolian origin of Huangshan loess in Harbin was determined by the method of integration. The grain size and geochemical indexes of loess as alternative indexes of loess genesis mechanism have some limitations. In practical application, they should be combined with field observation, magnetization and other alternative indexes to extract correct genesis mechanism information.

Key words: Huangshan loess; aeolian origin; Huangshan Formation; Harbin

黄土堆积作为一种重要的地表过程, 记录了粉尘搬运堆积过程、亚洲内陆干旱化趋势、全球大气环流演化及古气候变化等重要的地理信息(刘东生, 1985; 刘东生等, 1985; 蒋复初等, 1997; Song et al., 2010; Li et al., 2018)。近年来专家学者们对于中国典型风成黄土-黄土高原黄土的研究日趋完善, 在年代序列建立(孙东怀等, 1998)、物源示踪(Rohrmann et al., 2013; Licht et al., 2016)及古气候重建(彭文彬, 2017; 谢文斌, 2018)等方面已经取得了突破性的进展。但对于东北黄土的关注较少, 大部分围绕赤峰黄土展开, 且集中在黄土地层年代(曾琳等, 2011; Yi et al., 2012, 2015, 2016; Zeng et al., 2016)和沙漠化与陆地覆被变化(Zeng et al., 2017; Lyu et al., 2018)等方面, 对于东北地区黄土的成因机制则鲜有研究。

哈尔滨荒山是我国东北地区最早开展第四纪研究的地点之一, 1956年裴文中在荒山发现梅氏犀下颌骨化石, 次年对荒山展开了第四纪冰缘作用的研究; 苏联学者 A.M. 斯米尔诺夫(1958)对哈尔滨地区第四系地层进行了初步划分; 裘善文等(1988)对松嫩平原的更新世地层和沉积环境进行了详细研究。哈尔滨荒山黄土位于欧亚黄土带的最东端和浑善达克沙地、科尔沁沙地、松嫩沙地的下风向, 对其成因的研究有助于我们深层次的理解松嫩平原地貌-气候-粉尘堆积的耦合作用。对于荒山黄土的成因机制目前仍存在较大争议, 主要存在风成与水成之争。叶启晓(1991)认为荒山地区哈尔滨组为风成堆积; 而初本君等(1988)却认为哈尔滨组黄土为湖相沉积的产物; 夏玉梅等(1983)通过对荒山剖面进行孢粉组合分析认为荒山黄土是冷冰缘环境下的产物; 魏传义等(2015)依据荒山黄土的粒度特征判断其为风成成因。

为此, 本文以哈尔滨荒山钻井岩芯为研究对象, 运用整合的方法(包括粒度、元素地球化学、磁化率及野外观察)分析探讨荒山黄土的成因机制, 认为

仅靠单一指标尚不能对荒山黄土的成因机制和古环境意义做出明确指示, 应当采用多个指标进行综合考量和系统分析。这项研究不仅可以还原荒山黄土沉积时期的古环境信息, 而且对于探讨东北地区古粉尘传输和扩散的演化模式具有重要意义。

1 研究区概况

哈尔滨(44°04'—46°40'N, 125°42'—130°10'E)地处东北平原东北部, 属中温带大陆性季风气候, 冬季漫长寒冷, 夏季短暂凉爽, 温度季节变化较大。冬季受西伯利亚-蒙古西北气流的控制, 夏季受来自太平洋西南气流的影响, 全年盛行西南风, 强劲且持续时间长的大风天气成为该地区沙尘堆积的主要驱动力。

哈尔滨荒山(又名黄山、天恒山)位于哈尔滨市道外区团结镇东郊(图 1), 东侧为长白山余脉丘陵, 西与东北平原腹地相接, 北临松花江干流, 山顶海拔 198 m, 在地貌上构成松花江二级河流阶地, 是我国东北地区第四纪典型剖面, 剖面出露厚度约 55 m, 约 46 m 被埋藏。从地质构造和地貌特征上看, 荒山位于松花江逆断层以北的江北地块上, 受到两侧滨东山地和松花江古断裂面的挤压作用而不断抬升。荒山边缘地带多条数十米深的冲沟证实荒山曾受新构造运动的影响抬升(叶启晓等, 1984)。我们采用双管单动内衬塑料套管钻探取芯技术在剖面顶部进行了岩芯钻取(45°47'32.73"N, 126°47'43.75"E), 该岩芯已打穿整个第四系直至白垩纪基岩, 贯穿整个剖面地层, 钻孔深 101.11 m, 回收岩芯长度 93.21 m, 取芯率 92.2%。

2 材料与方法

2.1 剖面地层年代与岩芯岩性

基于荒山岩芯沉积物的沉积相和构造特征, 将岩芯 40 m 以上部分的岩性描述如下(图 2):

(1)0~0.98 m: 暗褐色-褐黑色现代土壤, 含较多

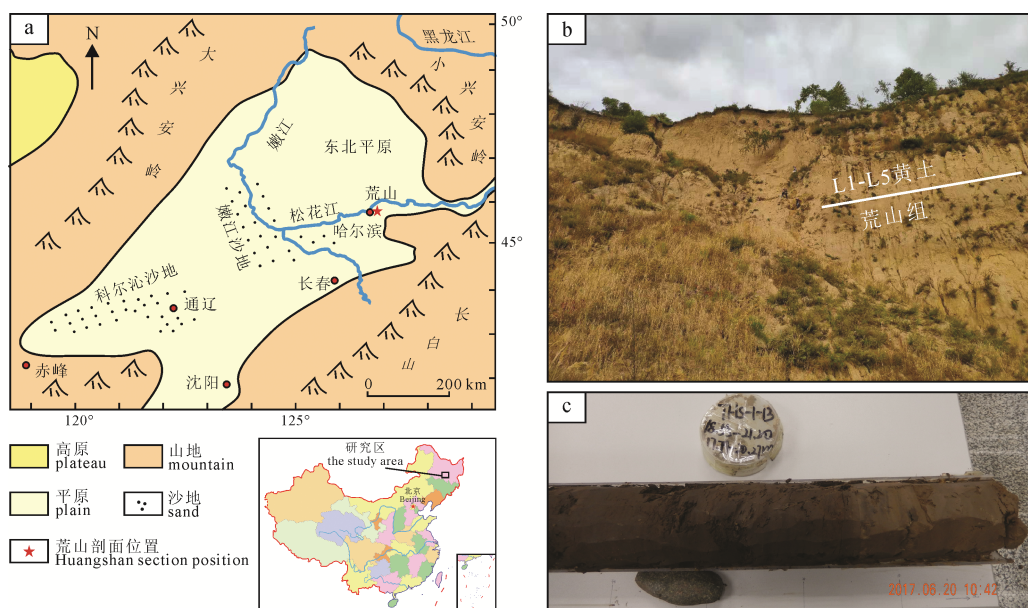


图1 荒山第四纪钻孔位置图(a)、荒山剖面照片(b)和荒山岩芯黄土-古土壤照片(c)

Fig. 1 Location of Quaternary drill holes in Huangshan (a), profile photographs of Huangshan (b), core loess-paleosol photograph (c)

虫孔和植物根系,受人类活动和生物扰动明显。

(2)0.98~30.4 m: 从沉积物的颜色和岩性上可以识别出该段岩芯沉积存在 5 个黄土-古土壤旋回(图 1c), 其中 S0-S4 古土壤层为深灰褐色-灰黑色砂质黏土, 结构致密。L1-L5 顶部黄土状土为浅黄褐色粉砂, 结构疏松。其中 L5 的 26.5~30.4 m 段, 水平纹理发育明显, 为受流水作用改造的次生黄土。

(3)30.4~40 m: 荒山组河湖相沉积, 浅黄褐色-灰褐色粉砂质泥, 结构致密有粘性, 微细层理十分发育, 铁染现象明显, 铁锈颗粒发育(最大直径 3 mm)。泥球、泥粒发育, 局部层位见深灰色微细层理与铁染层相间发育。

前人对荒山顶部古土壤层进行同位素年龄测定, 其形成于距今 7.5~2.5 ka(叶启晓等, 1984)。我们在荒山剖面深度约 3 m 处取样进行光释光试验测年年龄为 7.4 ka, 在剖面深度约 27.6 m 的 L5 黄土层取样获得 ESR 年龄为 482 ka, 这表明荒山黄土-古土壤序列记录的冰期与间冰期旋回周期约为 100 ka, 这一结果与黄土高原一致, 证明了岩芯地层划分的可靠性。

2.2 实验方法

首先切割岩芯外的塑料套管, 然后移除被钻井泥浆污染的岩芯表面部分, 对回收的岩芯进行岩性描述并拍照。对每个粒度测试样品称取 0.2 g, 使用 10 ml 浓度为 30% 的 H_2O_2 去除有机质, 用 10 mL 浓度为 10% 的 HCl 去除碳酸盐, 再用 10 mL 浓度为 0.05 mol/L 的 $(NaPO_3)_6$ 溶液作分散剂震荡分散, 最后在英国 Malvern 公司的 Mastersizer 2000 激光粒度仪上测试, 粒度测量范围为 0.02 ~ 2000 μm , 重复测

量误差小于 2%, 最后采用图解法和福克-沃德公式(Folk and Ward, 1957)计算相关粒度参数。

对于岩芯 40 m 以上部分以 40 ~ 60 cm 为分析间距共获得元素地球化学分析样品 72 件。样品在室内自然风干后经玛瑙研钵研磨成粉末, 然后过 200 目标标准分样筛, 获取 < 73 μm 组分供元素地球化学测试。常量元素分析使用仪器为 X 射线荧光光谱仪, 微量元素分析实验采用电感耦合等离子质谱仪测定。元素地球化学实验在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成。

对整个岩芯 40 m 以上的部分以 10 cm 为取样间距, 共获得磁化率及粒度分析样品 375 件。样品在室温下风干后碾碎分解, 然后放入 2 cm×2 cm×2 cm 立方体的弱磁性塑料盒中, 采用 Bartington MS2 仪器在 470 Hz 的低频下测定了质量磁化率。粒度及磁化率测量实验均在中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室完成。

3 结果分析与讨论

3.1 粒度特征及对成因的指示

沉积物的粒度特征是搬运动力和沉积环境的直接反映, 因此对黄土沉积物进行系统、高分辨率的粒度分析研究, 可以很好地揭示其成因问题(Lu et al., 2001; 谢远云等, 2005; Kovács, 2006; Kovács et al., 2008; Sun and Windley, 2015)。

3.1.1 粒度组成特征

本文以 4 μm 、16 μm 和 63 μm 作为黏土、细粉砂、粗粉砂和砂之间的分界线, 测试结果(图 2)分析显示: 荒山黄土砂级(> 63 μm)含量范围为 2.31% ~

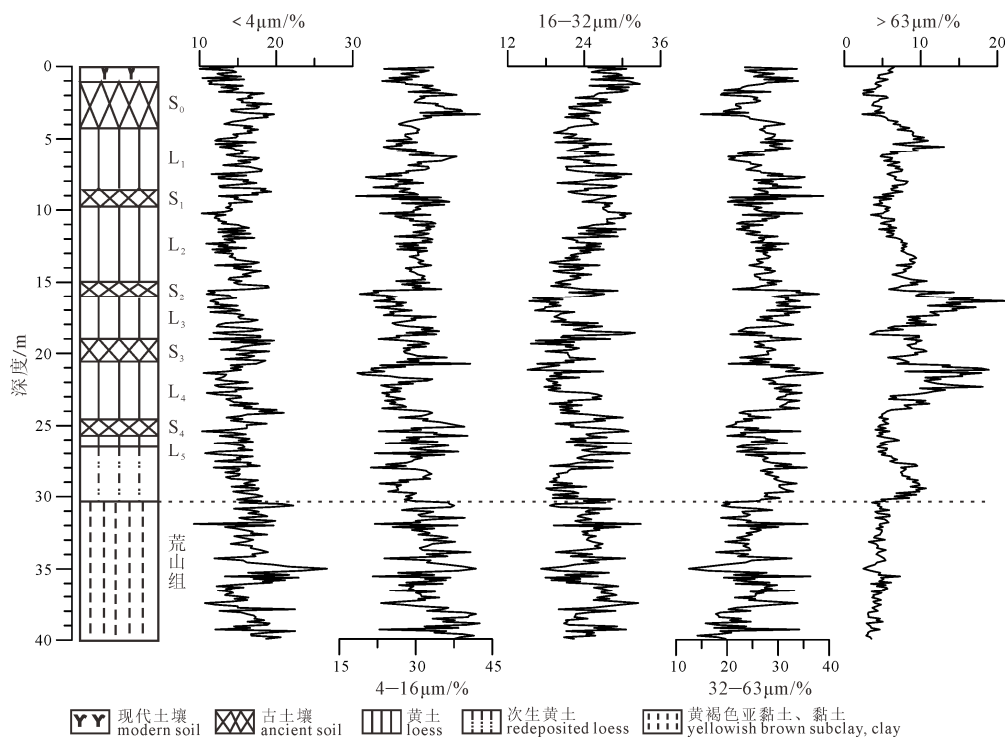


图 2 荒山第四纪钻孔沉积物各粒级组分随深度变化特征

Fig. 2 Variation characteristics of grain size components with depth in Huangshan Quaternary drill hole deposits

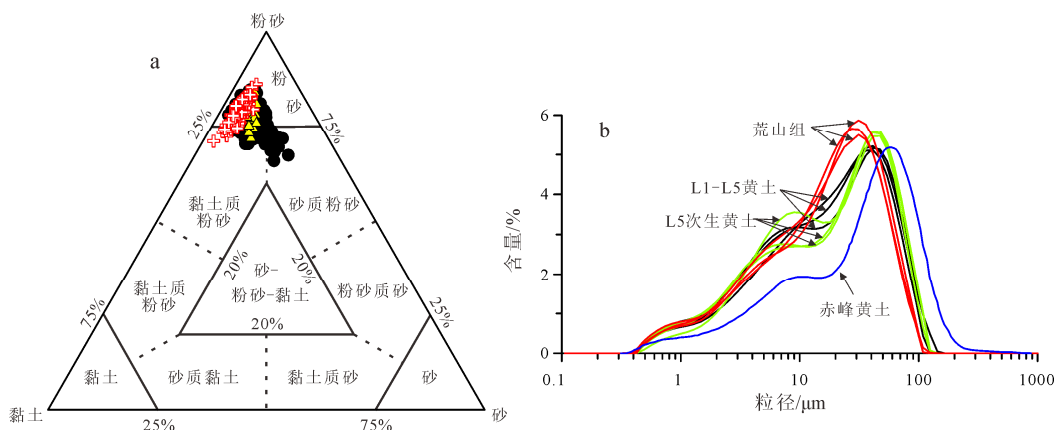


图 3 荒山第四纪钻孔沉积物的岩性三角图(a)和频率分布曲线图(b)(圆形代表 L1-L5 黄土; 三角形代表 L5 次生黄土; 十字代表荒山组; 黄土高原赤峰黄土引自吕安琪等, 2017, 下同)

Fig. 3 Lithologic triangular diagram (a) and frequency distribution curve of Quaternary drill hole sediments in Huangshan (b)(circular represents L1-L5 loess; triangle represents L5 secondary loess; cross represents Huangshan Formation; Chifeng loess of the Loess Plateau are after LÜ et al., 2017, similarly hereinafter)

21.38%, 平均含量 7.63%; 粗粉砂级(16 ~ 63 μm)含量范围为 35.11% ~ 62.91%, 平均含量 48.09%, 是该剖面的主众数粒组; 细粉砂级(4 ~ 16 μm)含量范围为 18.23% ~ 42.50%, 平均含量 29.32%, 是该剖面的次众数粒组; 黏土级(< 4 μm)含量范围为 10.23% ~ 20.96%, 平均含量 14.97%。荒山黄土粒度整体较粗, 可能与临近松花江携带的河流碎屑物质输入有关。

根据 Shepard 对沉积物岩性的三角分类法 (Shepard, 1954), 对荒山岩芯 L1-L5 黄土、L5 次生黄土和荒山组样品进行投点分析, 从岩性三角图 (图 3a)可以看出, 荒山岩芯沉积物绝大多数属于粉

砂和砂质粉砂, 少部分属于黏土质粉砂。荒山岩芯 L1-L5 黄土粒度较荒山组和 L5 次生黄土粗, 但区分不够明显。从频率分布曲线图(图 3b)中可以看出荒山 L1-L5 黄土和 L5 次生黄土呈现明显的三峰态特征, 与黄土高原赤峰典型风尘黄土分布特征一致, 荒山组样品粒度表现出弱三峰态或双峰态特征。

3.1.2 粒度参数特征

粒度参数可以定量的表示沉积物的粒度分布特征, 可以作为判别沉积环境的参考依据。本文对岩芯 30.4 m 以上黄土样品进行粒度参数(包括平均粒径 M_z 、标准偏差 σ 、偏度 Sk 、峰态 K_g 和中值粒径 M_d)计算结果如下(图 4):

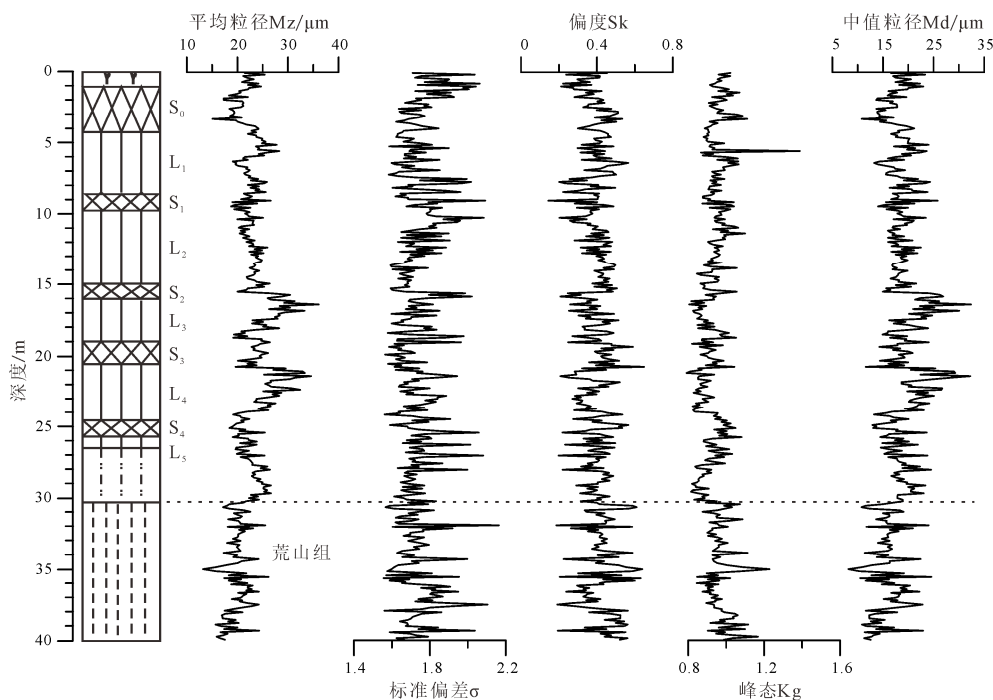


图4 荒山第四纪钻孔沉积物粒度参数随深度变化

Fig. 4 The variation of grain size parameters of Quaternary drill hole sediments in Huangshan with depth

平均粒径是衡量沉积物粗细的重要指标,能够反映沉积物粒度的平均分布状况,也能够代表粒度分布的集中趋势。荒山黄土平均粒径处于 $15.15 \sim 36.18 \mu\text{m}$ 之间,且变化较大,黄土层平均粒径比古土壤层高,指示黄土层物质组成较古土壤粗。标准偏差可以反映沉积物的均一程度和分选程度,与沙尘搬运的动力条件密切相关。荒山黄土标准偏差处于 $1.56 \sim 2.09$ 之间,属于分选较差类型。偏度可以用来反映沉积物粒度分布的不对称程度,同样也能够反映沉积物的动力搬运状况。荒山黄土偏度变化范围为 $0.15 \sim 0.65$,以正偏态为主,说明粒度频率曲线的不对称性分布,峰值偏向较粗粒级的一侧,沉积物以粗粒度组分为主。风成沉积物由于细颗粒碎屑物质会被带到更远的地区,所以多形成正偏态。峰态是用来衡量粒度频率曲线尖锐程度的粒度参数。荒山黄土的峰态变化范围为 $0.79 \sim 1.39$,说明粒度频率曲线包含了从较宽到中等再到较尖锐的三个变化趋势。荒山黄土中值粒径处于 $10.88 \sim 32.50 \mu\text{m}$ 之间,同样反映了搬运营力较强,颗粒较粗的特征。

3.1.3 Kd 值及判别式特征

Kd 值即沉积物中粗粉砂和黏土之间的比值,代表着粉尘源区的干湿状况和气候条件(刘东生, 1985),同时也反映了冬、夏季风对黄土形成所造成的影响(胡碧茹和卢演传, 1989)。荒山黄土的 Kd 值变化于 $1.81 \sim 6.05$ 之间,远高于洛川黄土(刘东生, 1985)的 $0.91 \sim 2.26$ 和兰州黄土(陈发虎和张维信,

1993)的 $0.8 \sim 0.42$,表明荒山地区受冬季风影响更大,气候干冷,粗颗粒含量较高。

通过对沉积物粒度参数的综合统计分析,运用判别函数 Y 可以判断出沉积物的沉积作用及环境(于学峰等, 2006)。判别式 $Y = -3.5688Mz + 3.7016\sigma^2 - 2.0766Sk + 3.1135Kg$,前人研究(鹿化煜和安芷生, 1999)表明典型风成沉积物的判别式 Y 值是负值,而水成沉积物则为正值。通过计算可以看出(图 5),荒山岩芯沉积物的判别式 Y 值几乎全部为负值,判别式并没有将黄土-古土壤序列与荒山组区分开。

3.1.4 粒度像特征

粒度像特征能够反映沉积物粒度分布的整体特征,因此常被用作还原沉积环境的指示剂(Folk and Ward, 1957)。粒度像 C-M 图中 C 代表累积曲线上 1% 处所对应的粒径, M 代表平均粒径;粒度像 A-M 图与 L-M 图中, A 和 L 分别代表小于 $4 \mu\text{m}$ 和 $31 \mu\text{m}$ 的粒度百分含量。从图 6 中可以看出荒山 L1-L5 黄土样品平均粒径较荒山组粗,小于 $4 \mu\text{m}$ 组分含量较低。L1-L5 黄土、L5 次生黄土和荒山组样品在粒度像 L-M 图中有着不同的分布区域,但在粒度像 C-M 和 A-M 图中三者样品投点区域仍有较大重叠,因此粒度像特征仍然不能得出令人信服的判别结果。

3.2 元素地球化学特征及对成因的指示

元素地球化学是反映黄土第四纪环境变化的重要替代性指标,也被用来判定沉积物的风成成因(Kovács et al., 2006; Sun and Windley, 2015)。荒山

L1-L5 黄土和荒山组的元素地球化学组成分析结果列于表 1 和表 2。L1-L5 黄土的主要化学成分以 SiO₂、Al₂O₃ 和 Fe₂O₃ 为主, 三者之和达 84.54%; 其中 SiO₂ 在 55.74%~66.70%之间变化(均值 60.85%); Al₂O₃ 在 16.98%~21.97%之间变化(均值 19.47%); Fe₂O₃ 在 3.03%~4.85%之间变化(均值 4.22%)。其次依次为 K₂O、MgO、Na₂O、CaO、TiO₂、P₂O₅ 和 MnO。黄土中各常量元素的变化范围都比较小, 表明其常量元素的组成具有高度的一致性。

从地球化学元素组成比较中可以看出(图 7), L1-L5 黄土与荒山组样品的常量元素和微量元素含

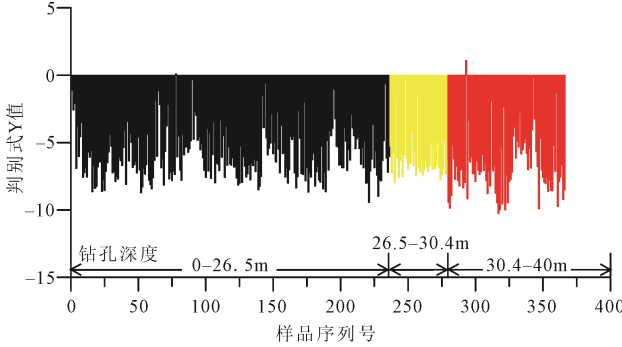


图 5 荒山第四纪钻孔沉积物判别函数值
Fig. 5 The values of distinguishing function of Quaternary drill hole sediments in Huangshan

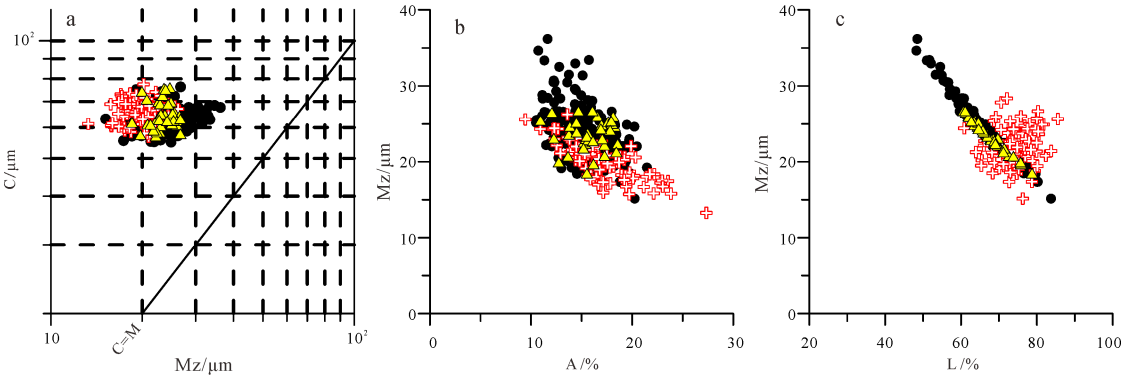


图 6 荒山第四纪钻孔沉积物 C-M、A-M 和 L-M 粒度像图(图例同上)
Fig. 6 C-M, A-M and L-M grain size maps of Huangshan Quaternary drill hole deposits (legend ditto)

表 1 L1-L5 黄土与荒山组的常量元素组成(%)											
Table 1 Major element composition of L1-L5 loess and Huangshan Formation (%)											
常量元素		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO
荒山 L1-L5 黄土(n=62)	最大值	66.70	21.97	4.85	1.01	2.07	3.19	2.45	0.80	0.24	0.070 0
	最小值	55.74	16.98	3.03	0.72	1.56	2.75	1.51	0.62	0.13	0.001 0
	平均值	60.85	19.47	4.22	0.87	1.88	3.00	1.84	0.71	0.19	0.010 0
荒山组(n=10)	最大值	61.29	19.95	5.88	0.83	1.97	3.11	1.64	0.75	0.35	0.032 0
	最小值	58.70	19.03	4.20	0.71	1.66	2.74	1.43	0.71	0.15	0.001 0
	平均值	59.75	19.44	4.80	0.77	1.86	2.95	1.53	0.72	0.20	0.007 5
表 2 L1-L5 黄土与荒山组的微量元素组成(μg/g)											
Table 2 Trace element composition of L1-L5 loess and Huangshan Formation (μg/g)											
微量元素		Y	Zr	Nb	Hf	Ta	Th	U	Sc	V	Cr
荒山 L1-L5 黄土(n=62)	最大值	23.80	158.06	14.92	2.66	1.35	6.32	1.02	35.11	89.33	79.42
	最小值	11.65	77.16	8.20	1.24	0.36	3.13	0.63	8.58	55.50	38.07
	平均值	20.43	105.83	12.21	2.10	0.94	5.11	0.87	13.06	75.32	54.08
荒山组(n=10)	最大值	27.57	120.10	14.43	2.50	1.08	6.45	1.12	19.08	129.88	69.77
	最小值	18.23	94.92	10.46	1.97	0.73	4.66	0.84	11.35	77.94	56.71
	平均值	21.76	107.95	12.60	2.19	0.93	5.67	0.97	13.26	90.11	62.41
微量元素		Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Cs	Ba	Pb
荒山 L1-L5 黄土(n=62)	最大值	17.10	47.38	29.84	96.47	19.51	121.35	263.50	7.50	723.80	12.94
	最小值	5.01	9.58	10.33	32.48	15.60	98.65	190.21	4.89	543.83	6.84
	平均值	10.34	22.28	20.59	60.60	18.08	113.59	223.63	6.36	636.56	10.01
荒山组(n=10)	最大值	14.76	29.19	30.09	74.92	20.80	127.90	200.12	7.89	666.52	11.70
	最小值	8.11	18.42	18.39	57.55	18.05	114.08	180.56	6.50	614.47	9.68
	平均值	11.15	24.36	22.64	66.69	19.37	119.50	191.82	7.20	636.69	10.62

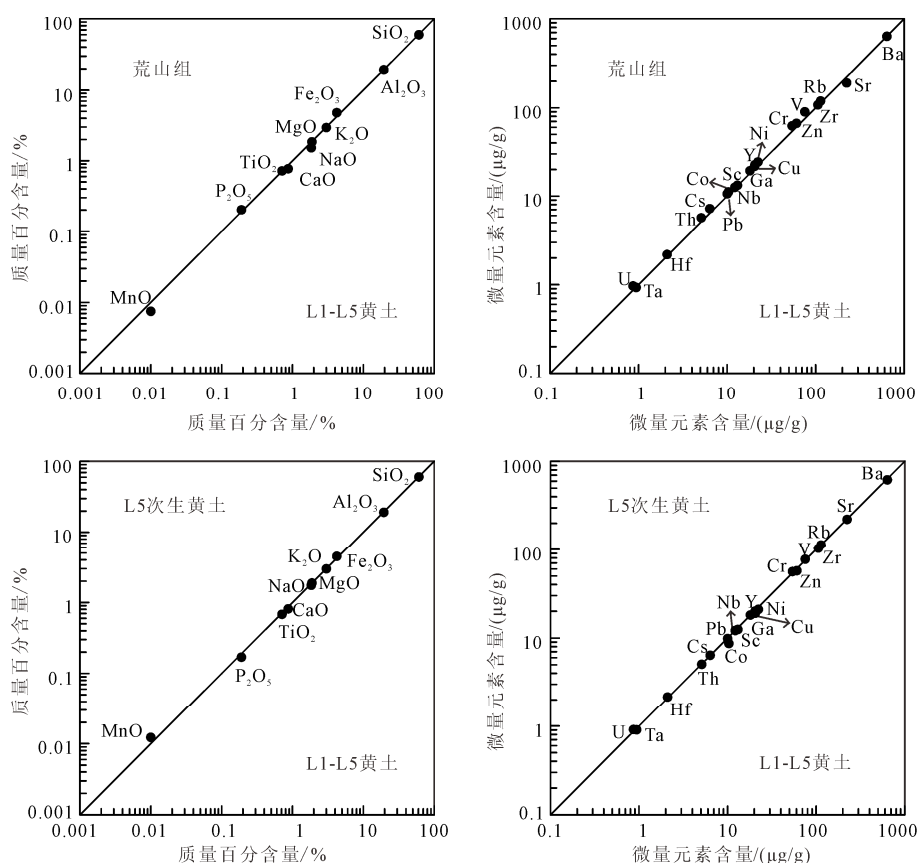


图7 荒山 L1-L5 黄土与 L5 次生黄土、荒山组的元素地球化学组成对比

Fig. 7 Comparison of L1-L5 loess with L5 secondary loess and Huangshan Formation in elemental geochemical composition

量集中分布于对角线附近,表明二者各元素含量变化范围较小,化学成分无明显差异。说明元素地球化学指标对于荒山黄土成因的指示不够敏感。

3.3 磁化率特征及对成因的指示

黄土磁化率主要受控于成土过程中磁性矿物含量的变化,且成土作用与东亚夏季风控制的降水量呈正相关,因此磁化率可以用来指示夏季风强度的变化,也可作为搬运风动力强弱和源区变化的代用指标。黄土-古土壤序列的磁化率也常被用来进行地层划分与对比以及黄土成因的判别(孙焕宇等, 2018)。荒山岩芯黄土-古土壤序列的磁化率呈现出周期性的高低变化(图 8),在现代土壤中受人类活动的影响出现最高值 $94.697 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$,磁化率最低值为 $4.016 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$,平均值 $29.067 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 。

当黄土沉积具有稳定物源且沉积连续时,其磁学指标能够反映当时的沉积环境。荒山岩芯黄土-古土壤序列的磁化率呈现出周期性的高低变化,磁化率在黄土层(L1-L5)偏高,而在古土壤层(S0-S4)偏低,这种现象与黄土高原典型风成黄土剖面的磁化率变化规律相反,而与西伯利亚、阿拉斯加地区黄土-古土壤磁化率变化规律一致(刘秀铭等, 2007a, b)。

黄土高原地区处于极干旱区,蒸发量大于降水量,在这种干旱氧化环境中有利于磁铁矿和磁赤铁

矿的形成和聚集,使得磁化率值在古土壤层偏高,黄土层偏低。而在西伯利亚、阿拉斯加等高纬度地区,蒸发量偏低,湿润是该地区的主要气候特征,间冰期降水增多进一步加强了地表成土的还原环境,喜氧化的强磁性矿物(如磁铁矿等)逐渐转化分解为弱磁性矿物,导致磁化率值在古土壤层偏低(张玉芬等, 2016)。哈尔滨地区地处东北亚高纬度的寒温带-半湿润地区,年均温度偏低蒸发不旺盛,全年无霜期较短(90 ~ 120 天),且山坡一年中大部分时间被积雪覆盖,形成较为冷湿的还原环境,磁铁矿等强磁性矿物不易保存(未发表成果),故与黄土高原的磁化率变化规律相反。

虽然荒山地区黄土-古土壤序列的磁化率形成机制与黄土高原地区不同,但是磁化率周期性的高低变化趋势完全可以与黄土高原黄土相对应(图 8),而荒山组磁化率受流水作用的影响呈现出无规律的随机变化。因此磁化率指标可以更好的指示出荒山黄土为风积成因。L5 下部黄土状土与上部黄土层磁化率变化趋势一致,应为经流水改造的次生黄土。

3.4 自然地理要素特征对成因的指示

从沉积物结构构造的野外观察中可以获取风成黄土的有力证据(Li et al., 2018)。基于长期的野外观察发现,哈尔滨荒山为松花江二级阶地,在阶地形成之前,河流不断向两侧侵蚀,形成基座侵蚀面

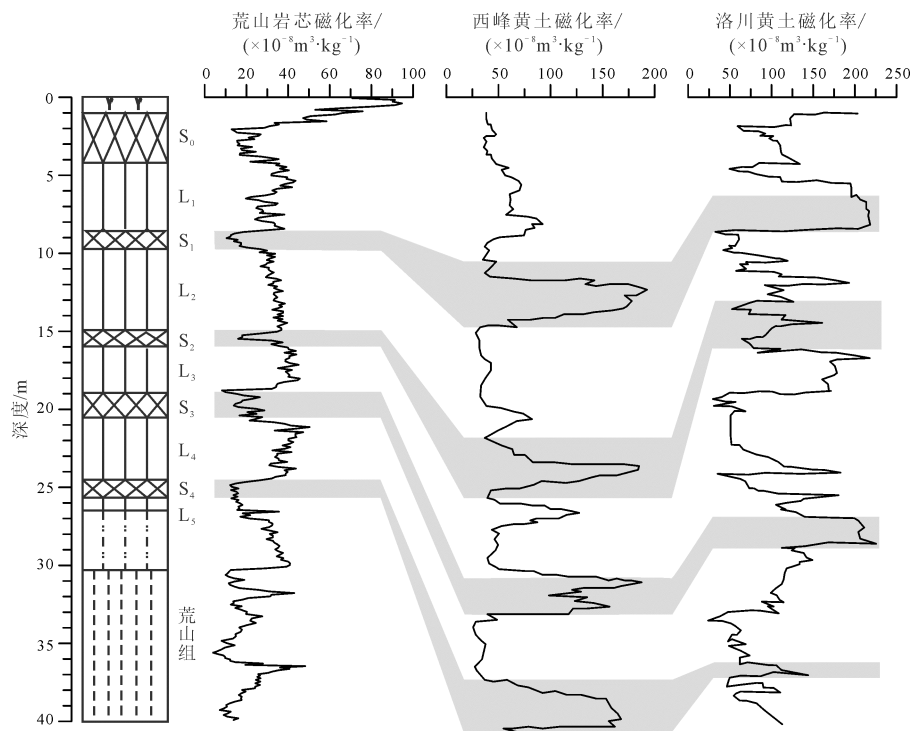


图8 荒山岩芯磁化率与西峰黄土(Liu et al., 2001)、洛川黄土磁化率(Zeng et al., 2017)对比
Fig. 8 Comparison of magnetic susceptibility between Huangshan core and Xifeng loess (after Liu et al., 2001) and Luochuan loess (after Zeng et al., 2017)

的同时发生河流沉积。当地壳受间歇性构造运动影响抬升时, 河流下切侵蚀加剧, 形成地势较高的河流阶地, 并且不再接受河流沉积, 成为风尘堆积的新领地。荒山上存在长期连续的黄土沉积, 均匀的覆盖在基岩原始地形上, 这在一定程度上区别于河流沉积物。从黄土产状来看, 荒山黄土为棕黄色亚砂土, 均一沉积, 无层理, 具有块状构造, 垂直节理发育特征显著, 为典型的风成黄土特征, 因此我们有理由认为荒山 0.98~30.4 m 黄土状沉积物为风成黄土。

从松辽平原西部定向排列的沙丘走向(自西向东依次为 ES→EW→NE)可知, 哈尔滨地区主要是受盛行风向从西北风转偏西风再转西南风的影响, 全年盛行西南风(裘善文, 2008)。强劲的西南风为沙尘运输至哈尔滨地区提供了充足的动力条件。再加上哈尔滨地区地处松嫩平原东部, 北、南、东三面环山, 在地貌上属于马蹄形盆地, 地势较为低平, 从而提供了一个良好的风尘沉降场所, 被风力搬运而来的沙尘容易在此处沉积, 因此从地貌角度可以进一步证明荒山黄土的风积成因。

综上所述, 我们对钻孔沉积物综合运用多重指标判别出哈尔滨荒山 0.98~30.4 m 黄土状沉积物为风成黄土, 即荒山组上覆地层为风积成因的哈尔滨组。依据区域构造运动历史、古气候演化和本文指示的哈尔滨地区地层发育可以恢复中更新世以来该地区不同阶段的环境演变史(王恩宝, 2012)。中更新

世中晚期, 山区缓慢上升, 平原区则相对稳定下沉, 这一时期随着间冰期来临, 气候转为暖湿, 降水充足, 普遍加积荒山组的河湖相黏土层; 晚更新世早期, 该地区地壳运动强烈, 西部低平原继续下沉, 同时气候转冷, 加速了风尘黄土的堆积; 晚更新世晚期至全新世时期, 地壳有所抬升, 古气候变冷变干, 冰缘作用强烈, 随后进入间冰期古气候逐渐变暖变湿。

4 结论

(1)荒山岩芯 L1-L5 黄土与 L5 次生黄土粒度较黄土-古土壤序列下伏的河湖相沉积(荒山组)粗, 以粗粉砂级(16 ~ 63 μm)为主, 但三者之间的粒度特征(粒度组成、粒度参数、Kd 值、判别式函数及粒度像特征分析)差异不明显。

(2)通过常量元素与微量元素含量分析, L1-L5 黄土与 L5 次生黄土、河湖相沉积的荒山组的元素地球化学组成差异较小, 无法准确地指示黄土成因。

(3)荒山岩芯黄土-古土壤序列的磁化率变化于 $(4.016 \sim 94.697) \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 之间, 平均值为 $29.067 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 。磁化率呈现出周期性高低变化的特征完全可以与黄土高原黄土对应, 指示出荒山黄土应为风积成因。

(4)通过对荒山的野外观察, 结合哈尔滨地区的自然地理要素特征来看, 荒山黄土为均一沉积, 垂

直节理发育,符合风成黄土的沉积构造特征。

(5)黄土的粒度和地球化学指标作为黄土成因机制的替代性指标存在一定的局限性,仅凭单一指标无法对黄土成因做出明确指示,在实际应用中应当采用多个指标进行综合分析,才能够从中提取可靠的成因机制信息。

致谢: 粒度分析得到中国科学院地球环境研究所孙有斌研究员的帮助,地球化学组成得到中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室的黄俊华研究员的大力支持,硕士研究生杜慧荣、张曼和张月馨参加了部分野外取样和实验室样品处理工作,在此一并表示感谢。

Acknowledgements:

This study was supported by the National Natural Science Foundation of China (Nos. 41871013 and 41601200) and Harbin Normal University (No. HSDSSCX2019-06).

参考文献:

- 陈发虎, 张维信. 1993. 甘青地区的黄土地层学与第四纪冰川问题[M]. 北京: 科学出版社: 128-129.
- 初本君, 高振操, 杨世生, 高津, 王树棕, 崔仲元. 1988. 黑龙江省第四纪地质与环境[M]. 北京: 海洋出版社.
- 胡碧茹, 卢演涛. 1989. 洛川黄土剖面的粉砂与粘粒比值及粒度旋回[J]. 岩石学报, 5(1): 12-20.
- 蒋复初, 吴锡浩, 肖华国, 赵志中, 田国强, 刘科. 1997. 川西高原甘孜黄土地层学[J]. 地球学报, 18(4): 413-420.
- 刘东生, 安芷生, 袁宝印. 1985. 中国的黄土与风尘堆积[J]. 第四纪研究, 6(1): 113-125.
- 刘东生. 1985. 黄土与环境[M]. 北京: 科学出版社: 191-208.
- 刘秀铭, 刘东生, 夏敦胜, HESSE P, JIRI C, 王冠. 2007a. 中国与西伯利亚黄土磁化率古气候记录-氧化和还原条件下的两种成土模式分析[J]. 中国科学(D 辑: 地球科学), 37(10): 1382-1391.
- 刘秀铭, 夏敦胜, 刘东生, 丁仲礼, 陈发虎, BEGÉT J E. 2007b. 中国黄土和阿拉斯加黄土磁化率气候记录的两种模式探讨[J]. 第四纪研究, 27(2): 210-220.
- 鹿化煜, 安芷生. 1999. 黄土高原红粘土与黄土古土壤粒度特征对比——红粘土风成成因的新证据[J]. 沉积学报, 17(2): 226-232.
- 吕安琪, 鹿化煜, 曾琳, 弋双文, 卓海昕, 徐志伟, 张文超. 2017. 1.08 Ma 以来中国东北赤峰地区黄土粒度变化及其揭示的沙地扩张事件[J]. 中国沙漠, 37(04): 659-665.
- 彭文彬. 2017. 利用黄土—红粘土重矿物组合和铅石 U-Pb 年代研究黄土高原物源及古气候变化[D]. 兰州: 兰州大学: 41-54.
- 裘善文, 夏玉海, 汪佩芳, 李风华. 1988. 松辽平原更新世地层及其沉积环境的研究[J]. 中国科学(B 辑 化学 生物学 农

- 学 医学 地学), (04): 431-441.
- 裘善文. 2008. 中国东北地貌第四纪研究与应用[M]. 长春: 吉林科学技术出版社.
- 斯米尔诺夫 A M. 1958. 哈尔滨地区的第四纪沉积[J]. 第四纪研究, 1(2): 155-158.
- 孙东怀, 陈明扬, SHAW J, 鹿化煜, 孙有斌, 岳乐平, 张云翔. 1998. 晚新生代黄土高原风尘堆积序列的磁性地层年代与古气候记录[J]. 中国科学: 地球科学, 28(1): 79-84.
- 孙焕宇, 宋友桂, 李越, 陈秀玲, OROZBAEV R. 2018. 天山北麓地区博乐黄土磁化率、粒度特征与古气候意义[J]. 地球环境学报, 9(02): 123-136.
- 王恩宝. 2012. 哈尔滨地区第四纪沉积序列及其环境意义[D]. 长春: 吉林大学: 35-39.
- 魏传义, 李长安, 康春国, 常国瑞. 2015. 哈尔滨黄山黄土粒度特征及其对成因的指示[J]. 地球科学, 40(12): 1945-1954.
- 夏玉梅, 汪佩芳, 王曼华. 1983. 哈尔滨黄山剖面抱粉组合的初步研究[J]. 地理科学, 3(2): 183-187, 192.
- 谢文斌. 2018. 黄土高原新近纪风成沉积物源研究及气候指示意义[D]. 西安: 西北大学: 40-51.
- 谢远云, 何葵, 康春国. 2005. 哈尔滨市特大沙尘暴沉降物的粒度分布及意义[J]. 中国地质, (3): 502-506.
- 叶启晓, 吴金城, 魏正一. 1984. 哈尔滨荒山近期的上升运动[J]. 地理科学, (04): 383-388.
- 叶启晓. 1991. 哈尔滨地区第四系[J]. 黑龙江地质, 2(2): 17-29.
- 于学峰, 周卫健, 刘晓清, 郑艳红, 宋少华. 2006. 青藏高原东部全新世泥炭灰分的粒度特征及其古气候意义[J]. 沉积学报, 24(6): 864-869.
- 曾琳, 鹿化煜, 弋双文, 徐志伟, 邱志敏, 杨振宇, 李永祥. 2011. 我国东北地区黄土堆积的磁性地层年代与古气候变化[J]. 科学通报, 56(27): 2267-2275.
- 张玉芬, 李长安, 孙习林, 毛欣, 高孟秋, 熊德强, 王金鑫. 2016. 江汉平原东北缘麻城剖面磁化率特征及气候环境意义[J]. 地球科学, 41(7): 1225-1230.

References:

- CHEN Fa-hu, ZHANG Wei-xin. 1993. Loess stratigraphy and quaternary glaciation in Ganqing region[M]. Beijing: Science Press: 128-129(in Chinese).
- CHU Ben-jun, GAO Zhen-cai, YANG Shi-sheng, GAO Jin, WANG Shu-zong, CUI Zhong-yuan. 1988. Quaternary geology and environment of Heilongjiang province, China[M]. Beijing: Ocean Press(in Chinese).
- FOLK R L, WARD W C. 1957. Brazos River bar [Texas]: a study in the significance of grain size parameters[J]. Journal of Sedimentary Research, 27(1): 3-26.
- HU Bi-ru, LU Yan-chou. 1989. The "silt to clay" ratio, Kd and grain-size cycles of a loess section at Luochuan, Shanxi province[J]. Acta Petrologica Sinica, 5(1): 12-20(in Chinese with English abstract).

- JIANG Fu-chu, WU Xi-hao, XIAO Hua-guo, ZHAO Zhi-zhong, TIAN Guo-qiang, LIU Ke. 1997. The Ganzi Loess stratigraphy in the West Sichuan Plateau[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 18(4): 413-420(in Chinese with English abstract).
- KOVÁCS J. 2006. Grain-size analysis of the Neogene red clay formation in the Pannonian Basin[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 97(1): 171-178.
- KOVÁCS J, VARGA G, DEZSO J. 2008. Comparative study on the Late Cenozoic red clay deposits from China and Central Europe (Hungary)[J]. *Geological Quarterly*, 52(4): 369-382.
- LI X S, HAN Z Y, LU H Y, CHEN Y Y, LI Y, YUAN X K, ZHOU Y W, JIANG M Y, LV C J. 2018. Onset of Xiashu loess deposition in southern China by 0.9 Ma and its implications for regional aridification[J]. *Science China (Earth Sciences)*, 61(03): 256-269.
- LICHT A, PULLEN A, KAPP P, ABELL J. 2016. Eolian cannibalism: Reworked loess and fluvial sediment as the main sources of the Chinese Loess Plateau[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 128(5-6): 944-956.
- LIU Dong-sheng, AN Zhi-sheng, YUAN Bao-yin. 1985. Eolian processes and dust mantle (loess) in China[J]. *Quaternary Research*, 6(1): 113-125(in Chinese with English abstract).
- LIU Dong-sheng. 1985. Loess and environment[M]. Beijing: Science Press: 191-208(in Chinese).
- LIU Xiu-ming, AN Zhi-sheng, TIM R, QIANG Xiao-ke, PAUL H, LU Hua-yu, ZHOU Jie, CAI Yan-jun. 2001. Magnetic properties of the Tertiary red clay from Gansu[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 44(7): 635-651.
- LIU Xiu-ming, LIU Dong-sheng, XIA Dun-sheng, HESSE P, JIRI C, WANG Guan. 2007a. Paleoclimate record of magnetization of loess in China and Siberia—analysis of two soil formation models under oxidation and reduction conditions[J]. *Science in China: Geoscience*, 37(10): 1382-1391(in Chinese).
- LIU Xiu-ming, XIA Dun-sheng, LIU Dong-sheng, DING Zhong-li, CHEN Fa-hu, BEGET J E. 2007b. Discussion on two models of paleoclimatic records of magnetic susceptibility of Alaskan and Chinese loess[J]. *Quaternary Research*, 27(2): 210-220(in Chinese with English abstract).
- LU Hua-yu, AN Zhi-sheng. 1999. Comparison of Grain-size Distribution of Red Clay and Loess-paleosol Deposits in Chinese Loess Plateau[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 17(2): 226-232(in Chinese with English abstract).
- LU Hua-yu, VANDENBERGHE J, AN Zhi-sheng. 2001. Aeolian origin and palaeoclimatic implications of the 'Red Clay' (North China) as evidenced by grain-size distribution[J]. *Journal of Quaternary Science*, 16(1): 89-97.
- LÜ An-qi, LU Hua-yu, ZENG Lin, YI Shuan-wen, ZHUO Hai-xin, XU Zhi-wei, ZHANG Wen-chao. 2017. Evolution of Horqin and otindag dune fields since 1.08 Ma recorded by grain size of loess in Chifeng, Northeastern China[J]. *Chinese Desert*, 37(04): 659-665(in Chinese with English abstract).
- LYU An-qi, LU Hua-yu, ZENG Lin, ZHANG Hong-yan, ZHANG En-lou, YI Shuang-wen. 2018. Vegetation variation of loess deposits in the southeastern Inner Mongolia, NE China over the past ~ 1.08 million years[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 155: 174-179.
- PENG Wen-bin. 2017. Paleoclimate and provenance changes on the Chinese Loess Plateau based on heavy mineral and zircon U-Pb ages of loess and Red Clay[D]. Lanzhou: Lanzhou University: 41-54(in Chinese with English abstract).
- QIU Shan-wen, XIA Yu-mei, WANG Pei-fang, LI Feng-hua. 1988. Study on pleistocene strata and their sedimentary environment in songliao plain[J]. *Science in China (Series B: Chemical Biology, Agronomics, Medical Geoscience)*, (04): 431-441(in Chinese).
- QIU Shan-wen. 2008. Research and application of quaternary geomorphology in northeast China[M]. Changchun: Jilin Science and Technology Press(in Chinese).
- ROHRMANN A, HEERMANCE R, KAPP P, CAI F. 2013. Wind as the primary driver of erosion in the Qaidam Basin, China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 374: 1-10.
- SHEPARD F P. 1954. Nomenclature Based on Sand-silt-clay Ratios[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 24(5): 151-158.
- SMIRNO A M. 1958. Quaternary deposits in Harbin area[J]. *Quaternary Sciences*, 1(2): 155-158(in Chinese).
- SONG Y G, ZHENG T S, XIAO M F, JUN S N, ISHIKAWA N, XIAO K Q, XU L W. 2010. Loess magnetic properties in the Ili Basin and their correlation with the Chinese Loess Plateau[J]. *Science China Earth Sciences*, 53(3): 419-431.
- SUN Dong-huai, CHEN Ming-yang, SHAW J, LU Hua-yu, SUN You-bin, YUE Le-ping, ZHANG Yun-xiang. 1998. Magnetic stratigraphic age and paleoclimate record of wind-dust accumulation sequence in late Cenozoic loess plateau[J]. *Science in China: Earth Science*, 28(1): 79-84(in Chinese).
- SUN Huan-yu, SONG You-gui, LI Yue, CHEN Xiu-ling, OROZBAEV R. 2018. Magnetic susceptibility and grain size records of Bole loess section in the northern piedmont of Tianshan Mountains and their implications for paleoclimatic changes[J]. *Acta Geologica Sinica*, 9(02): 123-136(in Chinese with English abstract).
- SUN J, WINDLEY B F. 2015. Onset of aridification by 34 Ma across the Eocene-Oligocene transition in Central Asia[J]. *Geology*, 43(11): 1015-1018.
- WANG En-bao. 2012. Quaternary sedimentary sequences and their environmental significance in Harbin area[D]. Changchun: Jilin University: 35-39(in Chinese with English abstract).

- WEI Chuan-yi, LI Chang-an, KANG Chun-guo, CHANG Guo-rui. 2015. Grain-size characteristics and genesis of the Huangshan loess in Songnen Plain area[J]. *Earth Science*, 40(12): 1945-1954(in Chinese with English abstract).
- XIA Yu-mei, WANG Pei-fang, WANG Man-hua. 1983. Preliminary research on spore-pollen association of the section of Huangshan in Harbin[J]. *Geosciences*, 3(2): 183-187, 192(in Chinese with English abstract).
- XIE Wen-bin. 2018. Provenance of neogene eolian red clay deposits in the Loess Plateau and its plateoclimate implication: a case study of Qin'an-I section[D]. Xi'an: Northwestern University: 40-51(in Chinese with English abstract).
- XIE Yuan-yun, HE Kui, KANG Chun-guo. 2005. Grain-size distribution of fall-outs of an exceedingly large dust storm in Harbin city and its implications[J]. *Geology of China*, (3): 502-506(in Chinese with English abstract).
- YE Qi-xiao, WU Jin-cheng, WEI Zheng-yi. 1984. The tectonic uplift occurred in Huangshan in the last thousands of year[J]. *Geoscience*, (04): 383-388(in Chinese with English abstract).
- YE Qi-xiao. 1991. Quaternary system in Harbin area[J]. *Heilongjiang Geology*, 2(2):17-29(in Chinese).
- YI S, LU H Y, STEVENS T. 2012. SAR TT-OSL dating of the loess deposits in the Horqin dunefield (northeastern China)[J]. *Quaternary Geochronology*, 10(7): 56-61.
- YI S, BUYLAERT J P, MURRAY A S, THIEL C, ZENG L, LU H Y. 2015. High resolution OSL and post-IR IRSL dating of the last interglacial-glacial cycle at the Sanbahuo loess site (northeastern China)[J]. *Quaternary Geochronology*, 30: 200-206.
- YI S, BUYLAERT J P, MURRAY A S, LU H Y, THIEL C, ZENG L. 2016. A detailed post-IR IRSL dating study of the Niuyangzigou loess site in northeastern China[J]. *Boreas*, 45(4): 644-657.
- YU Xue-feng, ZHOU Wei-jian, LIU Xiao-qing, ZHENG Yan-hong, SONG Shao-hua. 2006. Grain size characteristics of the holocene peat sediment in eastern Tibetan Plateau and its paleoclimatic significance[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 24(6): 864-869(in Chinese with English abstract).
- ZENG Lin, LU Hua-yu, YI Shuang-wen, XU Zhi-wei, QIU Zhi-min, YANG Zhen-yu, LI Yong-xiang. 2011. Age and paleoclimate change of magnetic strata in loess deposits in northeast China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 56(27): 2267-2275(in Chinese with English abstract).
- ZENG L, LU H Y, YI S W, LI Y X, LÜ A Q, ZHANG W C, XU Z W, WU H F, FENG H, CUI M C. 2016. New magnetostratigraphic and pedostratigraphic investigations of loess deposits in north-east China and their implications for regional environmental change during the Mid-Pleistocene climatic transition[J]. *Journal of Quaternary Science*, 31(1): 20-32.
- ZENG L, LU H Y, YI S W, STEVENS T, XU Z W, ZHUO H X, YU K F, ZHANG H Z. 2017. Long-term Pleistocene aridification and possible linkage to high-latitude forcing: New evidence from grain size and magnetic susceptibility proxies from loess-paleosol record in northeastern China[J]. *Catena*, 154: 21-32.
- ZHANG Yu-fen, LI Chang-an, SUN Xi-lin, MAO Xin, GAO Meng-qiu, XIONG De-qiang, WANG Jin-xin. 2016. Sediment magnetism characteristics and its climatic environment significance of northeast margin of Jiangnan Plain[J]. *Earth Science*, 41(7): 1225-1230(in Chinese with English abstract).