

224-232 东北平原西部沙地古土壤与全新世  
环境变迁\*

5151.323

裘善文 李取生<sup>✓</sup> 夏玉梅

(中国科学院长春地理研究所)

**内容提要** 东北平原西部全新世以来广泛地发育了2—3层古土壤,主要有四次发育时期,即11 000—7 000、5 500—4 500、3 500—2 800和1 400—1 000 a.B.P.。古土壤与风成沙形成互层。它们的孢粉组合特征和物理化学性质的变化反映古环境的变迁。作者认为,该区全新世以来的环境变迁出现四个由干旱到半干旱、半湿润的旋回。半干旱、半湿润时期的自然景观为蒿类草原或稀树(榆树)蒿类草原,发育了沙质淡黑钙土。

**主题词** 东北平原西部, 沙地, 古土壤, 全新世环境

东北平原西部沙地包括科尔沁沙地和松嫩沙地。行政区划包括内蒙古自治区哲里木盟、赤峰市,辽宁省铁岭市,吉林省四平市、白城地区和黑龙江省齐齐哈尔市。本区为半干旱、半湿润气候,是我国环境变迁最敏感的地带。沙地广泛发育了古土壤层,保存了大量全新世以来的古气候、古植被等环境变迁的信息,为恢复古气候、古环境,预测未来环境变迁提供了重要科学依据。

## 一、沙地古土壤的剖面特征

第四纪以来,本区一直处于沉降状态,沉积了几十米乃至几百米厚的中、细砂层。由于气候的干湿交替变化,在强劲的风力作用下,冲积砂就地起沙形成了沙地<sup>[1,2]</sup>。从沙地的沙丘剖面可以看到,普遍发育了2—3层古土壤,与浅黄色细砂层互层。其厚度分别为0.3、1.0和2.0m左右。其分布遍及整个沙地,特别是厚度为1.0和2.0m左右的古土壤层在北起齐齐哈尔、东至前郭县、南到赤峰、彰武等地广泛分布。有的古土壤直接发育在河流阶地或河漫滩的冲积物上,其上覆盖着风成沙;有的因风蚀作用而大面积出露,并直接与表土层接触。古土壤层和风成沙的接触关系:与上覆细砂层呈不整合接触,与下伏细砂层呈渐变过渡。风成沙层的层理不明显。在沙丘上发育的古土壤一般呈凸状覆盖整个沙丘体,个别呈水平产状;在沙平地上发育的古土壤则呈水平产状。

古土壤的质地较粗,粘粒含量小于2.5%,大部分组成物质为细砂和粉细砂,即在0.25—0.1mm的粒径范围内。风成沙的组成粒径也以细砂为主,含量占50%以上。松嫩沙地风成沙有较多的中砂或粉细砂,分选一般<sup>[3]</sup>。科尔沁沙地风成沙分选较好,大部分为

第一作者简介:裘善文 男 57岁 研究员 地貌学与第四纪地质学专业

\* 国家自然科学基金资助项目。

细砂<sup>[4]</sup>。古土壤层较硬,为钙质胶结,一般都有较强的碳酸钙反应,部分古土壤甚至有白色的钙质菌丝体。其矿物成分主要为石英和长石,石英占 80% 以上。重矿物含量不到 0.6%。古土壤的有机质含量也较低,普遍小于 1%<sup>[2]</sup>。

## 二、沙地古土壤的年代

用 <sup>14</sup>C、考古及热释光等方法对沙地古土壤和风成沙进行测年(表 1),发现本区沙地

表 1 东北平原西部沙地古土壤的年代

| 采样地点        | 层 位        | 年龄(a.B.P.,树轮校正)     | 资料来源     |
|-------------|------------|---------------------|----------|
| 齐齐哈尔卧牛吐     | 沙丘第三层古土壤   | 1 280±100           | 本文       |
| 科尔沁左翼后旗海庙   | 沙丘古土壤      | 1 265±100           | 武弘麟*     |
| 科尔沁左翼后旗海庙   | 沙丘埋藏火烧土    | 1 200±80            | 武弘麟*     |
| 齐齐哈尔莽格吐     | 沙丘古土壤层底部   | 1 205±63            | 本文       |
| 彰武县大青沟      | 沙丘第三层古土壤   | 2 030±70            | [5]      |
| 彰武县三家子      | 沙丘第二层古土壤   | 2 135±46            | [5]      |
| 齐齐哈尔卧牛吐     | 沙丘第二层古土壤   | 3 440±110           | 本文       |
| 泰来县宏升乡      | 沙丘第二层古土壤   | 2 970±110           | 本文       |
| 杜蒙县一心乡      | 沙丘古土壤      | 2 975±115           | 本文       |
| 镇赉县镇南乡      | 沙丘第二层古土壤   | 3 170±155           | 本文       |
| 肇源县白金宝      | 台地褐土中灰坑    | 2 900±100           | [6]      |
| 科尔沁左翼后旗海庙   | 沙丘下层古土壤    | 3 045±70            | 本文       |
| 长岭县太平川      | 沙丘古土壤      | 3 600±75            | 本文       |
| 齐齐哈尔莽格吐     | 沙丘古土壤      | 4 585±113           | 本文       |
| 齐齐哈尔莽格吐     | 沙丘古土壤      | 4 615±115           | 本文       |
| 泰来县宏升乡      | 沙丘第一层古土壤   | 4 940±175           | 本文       |
| 镇赉县镇南乡      | 沙丘第一层古土壤   | 4 630±130           | 本文       |
| 大安市舍力镇      | 沙丘古土壤中上部   | 5 140±145           | 本文       |
| 彰武县三家子      | 沙丘第一层古土壤   | 5 180±70            | [5]      |
| 科尔沁左翼中旗腰林毛都 | 沙丘古土壤      | 4 620±65            | 本文       |
| 杜蒙县霍托气屯     | 沙地文化层      | 5 420±75            | [7]      |
| 白城西郊 5km 处  | 沙丘古土壤中墓葬   | 5 460±110、5 170±130 | [8]      |
| 前郭县新庙       | 沙地风成沙      | 6 590±330**         | 本文       |
| 前郭县深井子      | 固定沙丘风成沙    | 6 810±340**         | 本文       |
| 杜蒙县马场大山     | 沙丘古土壤中上部   | 7 645±170           | 本文       |
| 前郭县通途       | 沙丘古土壤中下部   | 8 500±110***        | 本文       |
| 龙江县景星乡      | 沙地黑沙土      | 8 610±160***        | 本文       |
| 赤峰南山        | 沙丘第一层古土壤底部 | 8 809±301***        | 张文山等**** |
| 赤峰南山        | 沙丘第一层古土壤顶部 | 7 340±90            | 张文山等**** |
| 通榆县开通       | 沙丘古土壤顶部    | 7 220±130           | 本文       |
| 齐齐哈尔魏家岗     | 沙地文化层      | 7 360±85***         | [7]      |
| 齐齐哈尔太兴屯     | 沙地探坑第二层文化层 | 9 460±80***         | [7]      |
| 彰武县大青沟      | 沙地底层古土壤    | 10 930±220***       | [5]      |

\* 武弘麟,1985,科尔沁沙地沙漠化历史过程初探。

\*\* 热释光测年,无\*\*者为 <sup>14</sup>C 测年。

\*\*\* 未做树轮校正。

\*\*\*\* 张文山、田全伦,1988,赤峰南山顶部剖面 <sup>14</sup>C 年龄。

全新世初期(约 11 000a.B.P.)到晚期(约 1 200a.B.P.)都发育了大量的古土壤层。对这些测年数据进行统计,结合地层剖面结构分析,本区主要有四次古土壤发育时期(图 1): (1) 第一古土壤发育期为全新世早期。由于  $^{14}\text{C}$  测年数据老于 7 240a.B.P. 的暂没进行树轮校正,其测量值较实际值小近千年,所以全新世古土壤发育的下限定在 11 000a.B.P. 较合适。例如,赤峰南山沙丘古土壤剖面的第一层古土壤顶部年龄为  $6\,455 \pm 184\text{a.B.P.}^{1)}$ ,树轮校正后为  $7\,340 \pm 90\text{a.B.P.}$ ;古土壤层底部年龄为  $8\,809 \pm 301\text{a.B.P.}^{2)}$ ,如经树轮校正则将近 9 800a.B.P.。因此全新世早期古土壤发育期为 11 000—7 000a.B.P.。(2) 第二古土壤发育期为 5 500—4 500a.B.P.,本期发育的古土壤占样品总数的 33.3%,在本区沙地到处都可看到这一层古土壤。(3) 第三古土壤发育期为 3 500—2 800a.B.P.。(4) 第四古土壤发育期为 1 400—1 000a.B.P.。

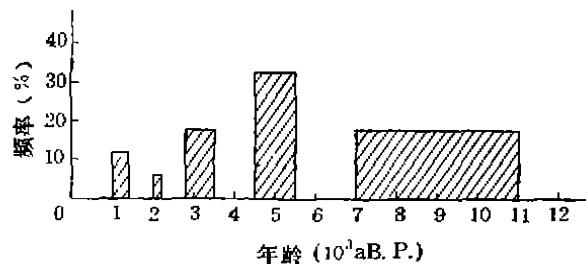


图 1 沙地古土壤年龄统计图

土壤的发育,风沙减少,较适于人类活动。人类活动遗迹形成了文化层。因此,可以根据文化层的分布、时代作为确定环境变迁的证据。齐齐哈尔、杜蒙存在全新世 7 000a.B.P. 前的人类遗迹,泰来、白城存在 5 000a.B.P. 前后的人类遗迹,肇源存在 3 000a.B.P. 前后的人类遗迹,说明当时自然环境较好,有利于土壤的形成<sup>[6-8]</sup>,也为本区环境变迁的分期提供了依据。对前郭县新庙和深井子的风成沙所做热释光测年结果分别为  $6\,590 \pm 330$ 、 $6\,810 \pm 340\text{a.B.P.}$ ,也说明这一时期有风沙活动,是古土壤发育的间断时期<sup>[1]</sup>。

### 三、沙地古土壤剖面的粒度特征

沙地的环境变迁不仅在沙地古土壤剖面结构上有所反映,而且也见于整个剖面砂层和古土壤层的物理化学性质变化上,其中粒度特征的变化即为重要例证。

泰来县宏升乡沙丘古土壤剖面的粒度分析结果(表 2)表明,整个剖面的粒度分布较均一,主要集中在 0.250—0.100mm 间,即细砂和粉细砂级。古土壤的粒径与其母质风成沙类似,粘粒含量很低,最高才 1.5%,说明土壤发育程度低,发育环境偏干,时间较短。同时,土壤发育时可能仍不断地有风沙堆积,致使土壤质地粗,剖面发育不全。另一方面风成沙与古土壤的粒度特征又有差别。从表 2 可以明显看出,古土壤在 0.125—0.100mm 粒级含量明显大于风成沙,而在 0.250—0.200mm 和 0.180—0.154mm 粒级含量则明显低

1) 张文山、田全伦,1988,赤峰南山顶部剖面  $^{14}\text{C}$  年龄。

2) 同上。

于风成沙。古土壤的中值粒径也小于风成沙,分别为 0.133、0.148mm 和 0.152、0.162mm,说明古土壤所经历的风化作用比风成沙强,其发育时期的气候条件较风沙活动时期湿润。同时,泰-3 样品粒径比泰-5 样品的细,泰-4 样品粒径比泰-6 的细,即剖面中不论古土壤还是风成沙都有从下往上变粗的趋势,反映不论是古土壤发育时期还是风沙活动时期,气候环境都在不断变干,风化作用不断减弱,风沙活动不断增强。

表 2 泰来县宏升乡沙丘古土壤剖面的粒度特征

| 含量<br>(%) | 粒级<br>(mm) | >0.315 | 0.315—<br>0.250 | 0.250—<br>0.200 | 0.200—<br>0.180 | 0.180—<br>0.154 | 0.154—<br>0.125 | 0.125—<br>0.100 | 0.100—<br>0.080 | 0.080—<br>0.063 | <0.063 | 中值<br>(mm) |
|-----------|------------|--------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|--------|------------|
| 样品        |            |        |                 |                 |                 |                 |                 |                 |                 |                 |        |            |
| 泰-3 古土壤   |            | 0.42   | 1.2             | 6.48            | 6.0             | 15.5            | 18.2            | 28.6            | 12.6            | 9.0             | 2.0    | 0.133      |
| 泰-4 风成沙   |            | 0.9    | 2.9             | 13.8            | 8.9             | 18.8            | 17.7            | 22.7            | 8.7             | 4.9             | 0.7    | 0.152      |
| 泰-5 古土壤   |            | 0.8    | 3.1             | 11.9            | 8.0             | 18.4            | 16.0            | 25.5            | 9.7             | 4.5             | 2.1    | 0.148      |
| 泰-6 风成沙   |            | 1.5    | 4.4             | 17.3            | 8.3             | 21.5            | 16.6            | 19.9            | 6.8             | 2.8             | 0.9    | 0.162      |
| 泰-8 表土层   |            | 1.05   | 3.3             | 16.5            | 9.1             | 23.4            | 16.3            | 20.9            | 6.0             | 2.95            | 0.5    | 0.16       |

#### 四、沙地古土壤剖面的孢粉特征

本区全新世环境变迁还可以从沙地古土壤剖面的孢粉组合特征中获得信息。对十多

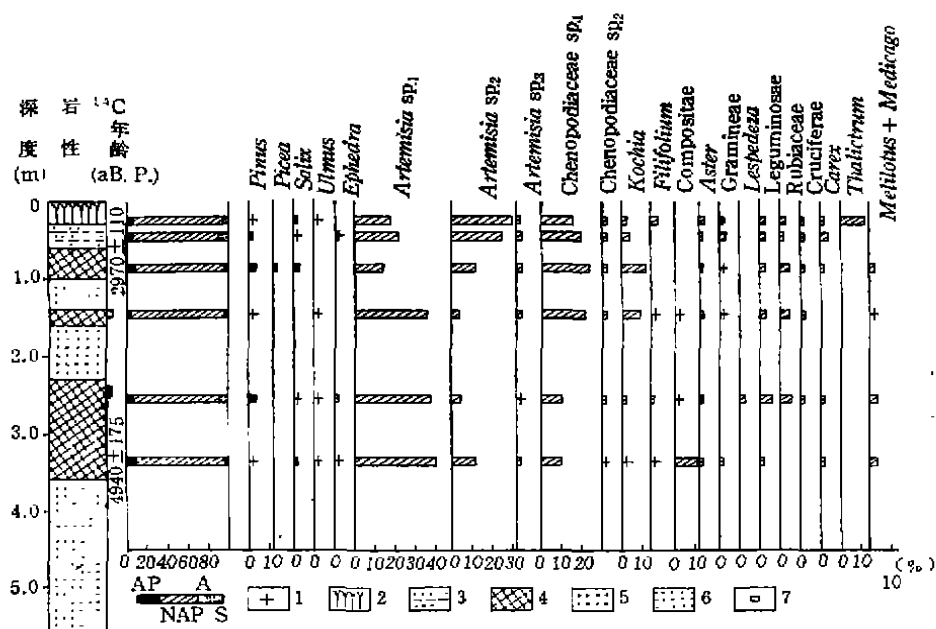


图 2 泰来县宏升乡沙丘古土壤剖面的结构及孢粉图式

1. 孢粉含量 <1% 2. 表土 3. 沙土 4. 古土壤 5. 细砂 6. 粘细砂 7.  $^{14}\text{C}$  测年样

AP, 木本植物花粉 NAP, 草本植物花粉 A, 水生藻类孢子 S, 藓类孢子

个剖面进行孢粉分析的结果表明,风成沙中孢粉缺失,古土壤里孢粉含量也少,而且种类单调。以草本植物花粉为主,普遍占 90% 以上,木本植物花粉和蕨类、藻类孢子较少。

### 1. 泰来县宏升乡沙丘古土壤剖面

该剖面是中全新世以来较为典型的古土壤剖面,发育在嫩江一级阶地的沙丘上,位于泰来县宏升乡东升村,当地叫东翁根山。由于风蚀作用使剖面出露。剖面结构特征如图 2 所示。

8. 表土层,沙质淡黑钙土,粘粒含量为 0.25%,发育稀树(榆树)蒿类草原植被。厚度 0.3m
7. 砂土层,浅黑色,有机质和钙质含量都很低。与第 8 层界线明显。厚度 0.3m
6. 古土壤层,颜色从上到下变浅。与上覆地层呈不整合接触,与下伏地层呈渐变状况。根据区域地层对比,推测其年龄为 1 200aB.P. 前后。厚度 0.4m
5. 细砂层,浅黄色,无明显层理。砂粒粒级中 2—3 $\phi$  的占 57.6%。矿物组成以石英为主,长石其次,重矿物含量为 0.25%,其中以绿帘石和磁铁矿占主导地位。厚度 0.4m
4. 古土壤层,有机质含量 0.11%,有一定的碳酸钙反应。 $^{14}\text{C}$  年龄为  $2\,970 \pm 110\text{aB.P.}$ 。与下伏地层呈渐变过渡。厚度 0.2m
3. 细砂层,灰黄色,2—3 $\phi$  粒级占 57.7%。矿物组成以石英、长石为主,重矿物含量为 0.43%,成分主要为绿帘石和磁铁矿。厚度 0.7m
2. 古土壤层,质地较硬,碳酸钙反应强烈。本层发现有大量古树枝、新石器时代的压制石器和陶片。中上部古树枝的  $^{14}\text{C}$  测年结果为  $4\,940 \pm 175\text{aB.P.}$ 。推测其底部年龄约为 5 500aB.P.。厚度 1.3m
1. 砂层,灰黄色,无明显层理。细砂和粉细砂较多,分别为 49.15% 和 43.0%。可见厚度 2.0m

剖面中古土壤的孢粉组合特征: 第一层古土壤,取样深度为 3.5m 和 2.6m。古土壤底部的孢粉组合以蒿(*Artemisia*)为主,占 54.8%,藜科(*Chenopodiaceae*)占 9.2%,草木犀(*Melilotus*)占 2.6%,柳属(*Salix*)、桦属(*Betula*)共占 3.3%,其他孢粉含量均很少。反映温和半干旱的古气候特点。古土壤中上部的孢粉组合仍以蒿为主,占 43%,藜科占 12.2%,草木犀占 3.3%,茜草科(*Rubiaceae*)占 6%,麻黄属(*Ephedra*)占 3%,其他孢粉含量均很少。这些耐干旱植物花粉含量的增加,说明 5 500—4 500aB.P. 这一古土壤发育时期气候虽都是半干旱状态,但有逐渐变干的趋势。

第二层古土壤的孢粉组合为蒿占 44.2%,藜科占 23%,茜草科占 4%,地肤属(*Kochia*)占 8%,真藓(*Baryaceae*)占 3%。反映 3 000 aB.P. 气候为半干旱、半湿润状态。

第三层古土壤的孢粉组合为蒿占 29.3%,藜科占 25.3%,地肤属占 13.4%,茜草科占 3.5%。松属(*Pinus*)占 4%,还有一些紫菀属(*Aster*)、草木犀等。反映温和偏干的古气候特点。

### 2. 通榆县开通沙丘古土壤剖面

该剖面是全新世早期(即第一古土壤发育时期)形成的较有代表性的剖面,位于开通镇北约 5km 处的沙丘上。剖面出露 8m,古土壤层发育在 4—6m 深处,但仍高于四周地势,说明古土壤形成在沙丘上而非风蚀洼地中。古土壤层上覆、下伏的都是浅灰色细砂

层。对其底部、中部和顶部分别取样进行了孢粉分析。顶部测年结果为  $7220 \pm 130 \text{ aB.P.}$ , 据其厚度推测及区域地层对比, 该古土壤层底部的年龄可能在  $9000 \text{ aB.P.}$  前。底部孢粉组合特征如图 3: 以蒿为主, 占 49.3%, 茜草科占 12%, 藜科占 5.6%, 麻黄属占 6%, 反映半干旱的蒿类草原环境。古土壤中部年龄为  $8000 \text{ aB.P.}$  前后, 其孢粉组合特征仍以蒿为主, 占 60.9%, 藜科占 5.3%, 茜草科占 7.5%, 麻黄属减少到 2.2%, 藻类、蕨类孢子含量增加, 环纹藻 (*Concentricystes*) 占 3%, 阴地蕨属 (*Botrychium*) 和卷柏属 (*Selaginella*) 的含量也占 3%, 说明这一时期的气候状况虽然仍较干旱, 但是比早期要湿润, 为半干旱到半湿润的过渡状况。古土壤顶部 (即  $7220 \text{ aB.P.}$  时期) 的孢粉组合为: 蒿占 55.4%, 藜科占 14%, 茜草科为 7.6%, 麻黄属含量增至 16%, 藻类、蕨类孢子含量降至 2.5%, 说明气候开始变干, 并导致土壤盐碱含量增加, 藜科植物增加。

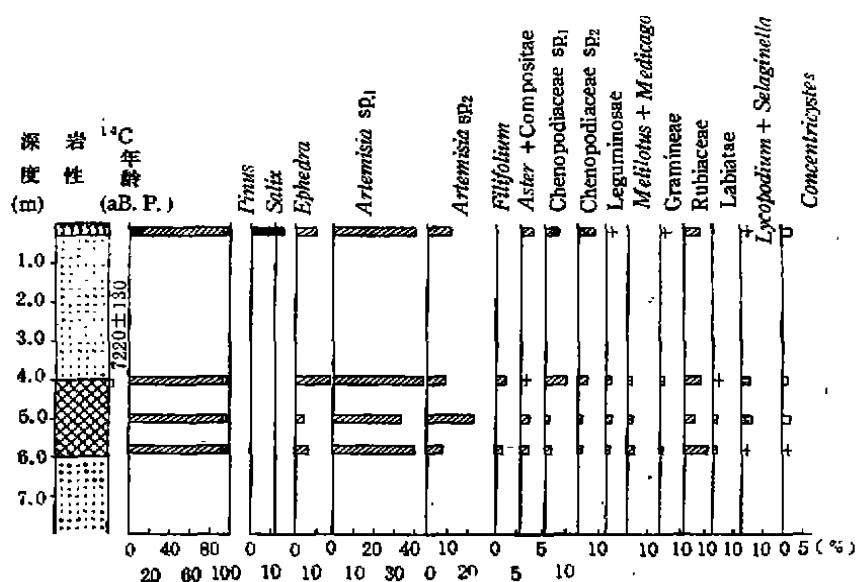


图 3 通榆县开通沙丘古土壤剖面的孢粉图式

(图例同图 2)

总之, 东北平原西部沙地古土壤孢粉组合不仅含量少, 种类单调, 而且以蒿类为主, 说明古土壤发育过程中植被盖度较低, 呈蒿类草原景观或稀树(榆树)蒿类草原。古土壤层之间、层内有些细小的变化, 特别是从古土壤层底部到顶部耐干旱的植物花粉增多, 反映各成土时期气候条件稍有不同, 后期气候变干, 直到形成风沙层。

## 五、全新世环境的变迁

从上述沙地古土壤的剖面结构特征、物理性状的变化、孢粉组合特征以及测年数据可知, 该区全新世环境变迁经历了四个由于变湿的旋回, 即  $12000-11000-7000$ 、 $7000-5500-4500$ 、 $4500-3500-2800$  和  $2800-1400-1000 \text{ aB.P.}$ 。

### 1. $12000-11000-7000 \text{ aB.P.}$

全新世初期全球气候开始变暖、转湿, 但东北平原西部仍较干旱, 风沙活动较强烈。

到 11 000aB.P. 前后,随着气候的进一步转暖、变湿,风沙活动减弱,流沙开始固定,形成了以蒿为建群种属,夹有藜科、茜草科、麻黄属等植被组成的沙地草原景观,发育了沙质淡黑钙土,仍有较弱的风沙活动,风沙堆积在土壤上,不断地累积变厚。环境的变好适宜于人类的活动,人类活动的遗迹变成后来的文化层。到 8 000aB.P.,气候变得更湿润。植被中麻黄等耐旱植物减少,相反,藻类、蕨类等喜阴湿的植被增多。此时在沙地东部边缘开始发育泥炭,如长春小南泥炭剖面底部  $^{14}\text{C}$  年龄为  $7\,820 \pm 110\text{aB.P.}$ 。7 200aB.P. 以后,气候又开始变干,麻黄等耐旱植被增多,藻类、蕨类等喜阴湿的植物减少。7 000 aB.P. 以后,气候进一步变干,草原沙化退化,风沙活动增强,流沙将土壤埋藏形成了古土壤。如通榆县开通、赤峰南山、前郭县通途和杜蒙县马场大山等地都出露有这一时期发育的古土壤,其  $^{14}\text{C}$  年龄分别为  $7\,220 \pm 130$ 、 $8\,809 \pm 301$ 、 $7\,340 \pm 90$ 、 $8\,500 \pm 110$  和  $7\,645 \pm 170\text{aB.P.}$  等<sup>[2]</sup>。

### 2. 7 000—5 500—4 500aB.P.

7 000 aB.P. 以后,气候变干,沙地扩张,发育了大面积的风成沙。如前郭县深井子南梁窝状沙丘和前郭县新庙沙垄的热释光年龄分别为  $6\,810 \pm 340$  和  $6\,590 \pm 330\text{aB.P.}$ <sup>[1]</sup>。到 5 500aB.P. 以后,气候开始变为半干旱、半湿润的过渡状况,以蒿类为主的沙生植被开始发育,并生长了柳、桦等木本植物,发育了沙质淡黑钙土。在相对较湿润的气候条件下,风成沙的物理风化增强,使这一时期土壤的粘粒含量最高,达 1.5%。土壤中值粒径为 0.133mm,为各期古土壤的最小值。这期土壤中从沙地北缘的齐齐哈尔莽格吐到南部彰武直至东部的大安都有分布。这时期在沙地东缘的一些低洼地方发育了泥炭,例如,长岭三县堡泥炭剖面底界  $^{14}\text{C}$  年龄为  $4\,500 \pm 250\text{aB.P.}$ ,经树轮校正为  $5\,120 \pm 155\text{aB.P.}$ <sup>[9]</sup>。到 5 000aB.P. 前后,气候又稍变干,藜和麻黄等耐旱植被增多,预示着新的一次沙漠化的到来。

### 3. 4 500—3 500—2 800aB.P.

4 500aB.P. 以后,风沙活动日益增强,流沙覆盖在土壤上,形成埋藏土壤。沙地东缘长岭县三县堡沟谷泥炭剖面的孢粉也显示松粉减少,蒿类花粉、麻黄花粉增多,说明气候在变温干。3 500aB.P. 以后,又变为半湿润、半干旱状态。流动沙丘固定,仍发育蒿、藜等植被。在其东缘的长岭县三县堡泥炭剖面中,麻黄花粉消失,蒿类花粉减少。由于这一湿润期较短,仅 700 年左右,气候较干,风成沙的物理风化不强,土壤中粘粒仅占 1.2%,中值粒径达 0.148mm。土层厚度也仅有 30cm 左右。例如,泰来县宏升乡、杜蒙县一心乡、镇赉县镇南乡等地这一期古土壤都在 30cm 左右。其  $^{14}\text{C}$  年龄分别为  $2\,970 \pm 110$ 、 $2\,975 \pm 115$ 、 $3\,170 \pm 155\text{aB.P.}$ 。

### 4. 2 800—1 400—1 000aB.P.

2 800—1 400aB.P. 干旱期与 1 400—1 000aB.P. 半干旱的干湿交替,并发育了风成沙层和古土壤层。1 000 年以来,气候又趋于变干<sup>[9]</sup>,加上人类的过度开垦,放牧、樵采等经济活动,土地沙漠化日趋严重,区域环境恶化。

古土壤提供的信息表明,本区全新世沙地有四次发展和逆转过程;古土壤从东南向西北(呼伦贝尔沙地直至蒙古境内)方向延伸以及古土壤与风成沙多次交替出现,是东南季风多次进退和半干旱、半湿润气候带多次迁移的结果,一般进退宽度约为经度  $5^{\circ}$ — $8^{\circ}$ 。由于气候干湿交替变化,在沙地流沙扩展时期,半干旱气候带向东南迁移,植被为荒漠草原,流沙面积扩大。在沙地逆转(缩小)时期,半湿润气候带向平原的西北迁移,植被为稀

树(榆树)蒿类草原,流沙被固定,发育古土壤和沼泽湿地。

## 六、结 论

1. 东北平原西部沙地全新世以来有四次古土壤发育时期。
2. 本区全新世环境变迁经历了四个由干旱变为半干旱、半湿润的旋回。即 12 000—11 000—7 000、7 000—5 500—4 500、4 500—3 500—2 800 和 2 800—1 400—1 000 aB. P.。1 000 年以来,又有变干趋势。半干旱、半湿润时期为蒿类草原或稀树(榆树)蒿类草原及沼泽湿地景观。
3. 沙地古土壤提供的信息表明,本区全新世季风曾有多次进退,半干旱、半湿润地带曾有过多次扩展和萎缩,一般进退宽度约为经度 5—8°。

## 参 考 文 献

- [1] 裘善文,1989,试论科尔沁沙地的形成与演变。地理科学,第 9 卷,第 4 期,317—328 页。
- [2] 李取生,1990,松嫩沙地历史演变的初步研究。科学通报,第 11 期,854—856 页。
- [3] 李取生,1991,松嫩沙地的形成与环境变迁。中国沙漠,第 11 卷,第 3 期,36—43 页。
- [4] 郭绍礼,1980,西辽河流域沙漠化土地的形成和演变。自然资源,第 4 期,47—48 页。
- [5] 兰州大学地理系  $^{14}\text{C}$  实验室,1987,地质样品  $^{14}\text{C}$  年代数据报告 (LuG)I。第四纪冰川与第四纪地质论文集,第四集,地质出版社,102 页。
- [6] 黑龙江省文物考古研究所,1980,黑龙江肇源白金宝遗迹第一次发掘。考古,第 4 期,311—314 页。
- [7] 黎兴国、刘光联、许国英、李凤阳、王福林、刘昆山,1987, $^{14}\text{C}$  年代测定报告(PV)I。第四纪冰川与第四纪地质论文集,第四集,地质出版社,25 页。
- [8] 吉林省文物考古研究所,1988,吉林白城郭山墓地发掘简报。考古,第 4 期,1 072—1 074 页。
- [9] 沼泽研究室泥炭组,1988,中国沼泽研究。科学出版社,220 页。

## PALEOSOLS OF SANDY LANDS AND ENVIRONMENTAL CHANGES IN THE WESTERN PLAIN OF NORTHEAST CHINA DURING HOLOCENE

Qiu Shanwen Li Qusheng Xia Yumei

(Changchun Institute of Geography, Chinese Academy of Science)

### Abstract

2—3 paleosol layers were formed in the western plain of Northeast China during Holocene time. These paleosol layers interlayed with eolian fine sand layers. Their thicknesses are 0.3m, 1.0m and 2.0m respectively. The latter two layers with 1.0m and 2.0m thicknesses are distributed in the whole sandy land, from Qiqihar, Qiangguo to Chifeng, Zhangwu. Dated by  $^{14}\text{C}$ , archeology and TL and analyzed by statistics, the formation periods of paleosols are divided from the results. The periods are 11 000—7 000, 5 500—4 500, 3 500—2 800 and 1 400—1 000 a B. P.

According to the spore-pollen compositions in more than ten sand dune paleosol profiles, it is discovered that there are few spore-pollens in the sand layers and a few spore-pollens in the paleosol layers. The spore-pollen compositions in the paleosols are simple, mainly *Artemisia* (50—75%) and *Chenopodiaceae*. In the paleosols of 11 000—7 000 a B. P., the spore-pollen composition is *Artemisia*-*Rubiaceae*-*Chenopodiaceae*. The contents of *Ephedra* pollen in the lower and upper part of the layer are more than that in the middle part. But the contents of algae spore in the lower and upper part of the layer are less than that in the middle part. In the paleosols of 5 500—4 500 a B. P., the spore-pollen composition is *Artemisia*-*Chenopodiaceae*-*Melilotus*. There are some *Salix* sp. and *Betula* sp. pollens in the lower part of layer and some *Ephedra* pollens in the upper part. In the paleosols of 3 500—2 800 a B. P., the spore-pollen composition is *Artemisia*-*Chenopodiaceae*-*Rubiaceae*. There are some *Kochia* and *Baryaceae*. In the paleosols of 1 400—1 000 a B. P., the spore-pollen composition also is *Artemisia*-*Chenopodiaceae*-*Rubiaceae*. There are a few Pine pollens.

The grain size of paleosol is relatively coarse, but still finer than that of eolian sand and becomes coarser from the bottom to the top of the profile. This fact reflects that the weathering environments during the paleosol formation periods were wetter than that during the eolian periods and became dryer from middle to late Holocene.