

文章编号 :1000-0550(2001)02-0177-05

# 青藏东北部若尔盖高原 全新世泥炭沉积年代学研究

孙广友<sup>1</sup> 罗新正<sup>1</sup> R. E. Turner<sup>2</sup>

(中国科学院长春地理研究所 中国长春 130021)

(路易斯安那州立大学海洋系与海岸生态研究所 美国 巴吞鲁日 70803)

**摘要** 用泥炭纹泥计年与<sup>14</sup>C 测年相结合的新方法,首次在青藏高原东北部的若尔盖高原建立了系列完整、可信度佳和年尺度的高分辨率更新世末及全新世泥炭沉积年代谱,时间跨度为 13 655 年至现在,阐明了若尔盖高原不同类型全新世泥炭沉积的时序和空间分异规律;从沉积学上证实了各期仙女木事件的存在和发生时间,划定全新世大暖期为距今 9 500~2 000 年,是泥炭沉积高速期,计算了泥炭沉积率。上述结果对青藏高原也有一定代表意义。

**关键词** 青藏高原 若尔盖高原 全新世 泥炭沉积年代学

**第一作者简介** 孙广友 男 1939 年出生 研究员 博士生导师 湿地学 地貌及第四纪环境

中图分类号 P534.63 文献标识码 A

## 1 研究区概况

若尔盖高原地处青藏高原东北部,是青藏高原泥炭沼泽发育最典型的地区,位于四川、甘肃和青海省的接壤带,地理坐标为 101°30'~103°30'E,32°20'~34°00'N。气候属于青藏高原半湿润亚寒带,多年平均气温为 1.7℃,降水量为 704.2 mm,蒸发量为 1 297.0 mm。

本区地貌属于被高山围限的丘状高原:丘陵顶部海拔高度一般为 3 650 m,与硕大的宽谷相间展布,谷底海拔高度一般为 3 500 m,周围山地海拔高度均大于 4 000 m。青藏高原在第四纪中强烈隆起,而本区抬升量相对较小,黄河水系在区内遗留大量的古河道,这些排水不畅或闭流型平底宽谷为沼泽发育提供了空间,全新世泥炭层覆盖了整个谷底,沉积厚度由 0.5 m 至 10 m 不等<sup>[1~2]</sup>。泥炭层储存着极丰富的环境变化信息。

本区的丘陵和山地主要生长草甸,兼有针叶林植被。土壤以亚高山草甸土为主。河谷平原、宽谷则主要为木里苔草等沼泽植被,发育以沼泽土为主的土类。

## 2 研究背景

若尔盖高原全新世泥炭沉积年代学的研究始于本世纪 80 年代,但一直未能建立起一个系列性强且可信

度高的沉积年表,自然也影响了全球环境变化等方面的研究。在 1981~1985 年的沼泽泥炭综考过程中,孙广友等对该区沼泽泥炭的类型、环境和资源进行了系统调查,并对泥炭沉积年代进行了初步研究<sup>[3]</sup>。一方面以红原泥炭场为重点研究区,建立了全新世泥炭沉积模式剖面 H25,获得了首批年代数据。另方面对代表性泥炭沉积区进行了测试,获得了面上的年代数据(图 1)。

模式剖面选在红原镇郊泥炭场 II 矿,位于白河右岸,没有受到人类活动的干扰。剥露新鲜剖面后,完成了整体连续采样,剖面完整(图 2),分别进行了年代测定、孢粉分析、物质成份分析等综合测试。

沉积年代由中国科学院长春地理研究所和东北师范大学<sup>14</sup>C 实验室测试并经中国第四纪研究会碳十四年代学组于公布<sup>[4]</sup>。M. Thelaus 曾在相邻的红原泥炭场 I 矿取得一套<sup>14</sup>C 数据<sup>[5]</sup>。王富葆等利用两个剖面对接的方法,又在 II 矿获得一套<sup>14</sup>C 数据(表 1)<sup>[6]</sup>。

但是,表 1 中同属于 II 矿剖面的数据中,不同层位有年代相近的现象,甚至上老下新,几组数据之间矛盾突出,这显然是不合理的。M. Thelaus 数据也存在系列不够完整的问题。

鉴于此,建立一个可信度、分辨率皆高,并且时序较完整的全新世泥炭沉积年谱是十分重要的,将为研究若尔盖高原乃至整个青藏高原的全新世环境演变和全球环境变化提供一套时间座标,并进而为探索沼泽与泥炭沉积的若干基本问题提供基础。

表 1 若尔盖高原红原泥炭场<sup>14</sup>C 年代数据

Table 1 The data of <sup>14</sup>C ages of Hongyuan peat site II in Zorge Plateau

样品编号	剖面位置	样品深度/cm	样品材料	<sup>14</sup> C 年龄/yBP	作者及时间	测试单位
ZCD8333	红原泥炭场 II 矿	0~10	泥炭	360 ± 60	孙广友	C
NU 304	红原泥炭场 II 矿	110~120	泥炭	3195 ± 75	1983	N
ZCD8343	红原泥炭场 II 矿	170~180	泥炭	3155 ± 75		C
ZCD8337	红原泥炭场 II 矿	300~320	泥炭	5845 ± 80		C
NU 305	红原泥炭场 II 矿	380~390	泥炭	7285 ± 95		N
ZCD8353	红原泥炭场 II 矿	390~400	泥炭	6170 ± 75		C
ZCD8338	红原泥炭场 II 矿	470~500	泥炭	9260 ± 120		C
NU 306	红原泥炭场 II 矿	520~530	粉砂质腐泥	9830 ± 115		N
	红原泥炭场 II 矿	50	泥炭	3470 ± 250	王富葆	H
	红原泥炭场 II 矿	130	泥炭	6710	1993	H
	红原泥炭场 II 矿	200	泥炭	8750		H
	红原泥炭场 II 矿	320	泥炭	9160		H
	红原泥炭场 II 矿	460	粉细砂、淤泥	11620 ± 380		H

注：C-中国科学院长春地理研究所<sup>14</sup>C 实验室 N-东北师范大学<sup>14</sup>C 实验室 H-南京大学大地海洋系<sup>14</sup>C 实验室

①见四川省自然资源研究所,1993,中国四川红原泥炭开发利用技术和生态可行性研究报告,107 页。另参考 M.Thelaus,1992。

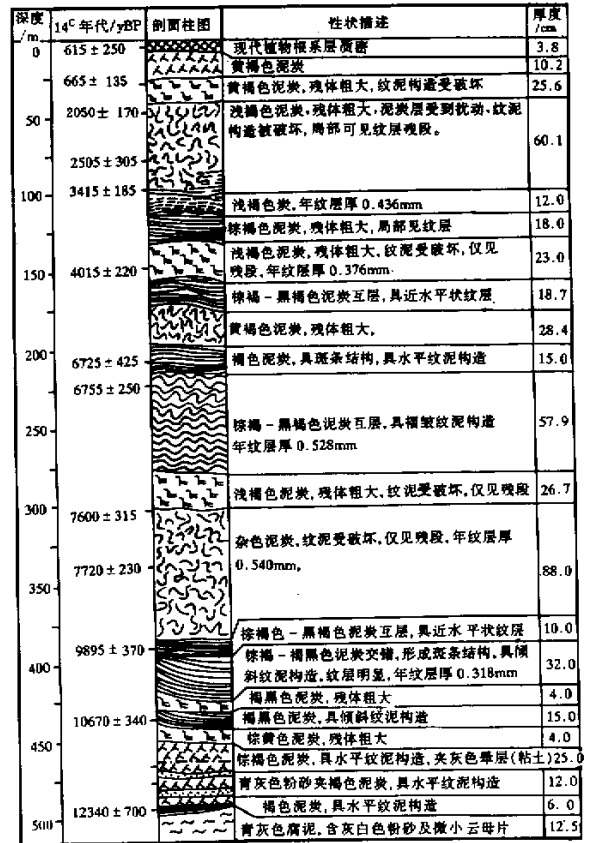


图 2 若尔盖高原红原泥炭场 II 矿剖面结构

Fig.2 Profile structure of Hongyuan peat site II in Zorge Plateau

### 3 红原泥炭场 II 矿剖面<sup>14</sup>C 年代新资料

作者利用 1983 年在红原泥炭场 II 矿剖面采样保留的样品,重新测试,获得一批新数据(表 2)。

图 1 若尔盖高原泥炭地类型及泥炭年代剖面位置

1. 冲洪积扇型
2. 湖沼洼地型
3. 泛滥平原型
4. 古河道宽谷型;
5. 沉溺宽谷型
6. 断陷宽谷型
7. 堆积裙型河
8. 河源浅谷型;
9. 河流阶地型
10. 河漫滩型
11. 古冰川槽谷型
12. 古冰水冲积扇型;
13. 古冰碛台地型
14. 泥炭剖面位置

Fig.1 The location of peatland types and profile with<sup>14</sup>C ages in Zorge Plateau

本次数据应用加速器法获得, 理应更为准确, 而且下限已深入到更新世末期, 顶部测得 615 yBP, 反映了较好的完整性和系列性。但<sup>14</sup>C 测年一般有其自身的误差, 有待其他方法校核, 才具备必要的可靠性。

### 4 泥炭纹泥年代与校验对比

#### 4.1 纹泥发现与计年

作者在本次研究中, 在 H25 号剖面发现了泥炭纹泥构造, 这也是泥炭纹泥在中国的首次发现。不仅获得了一个新的直接定年断代手段, 而且可以鉴别和增加<sup>14</sup>C 年代谱的可靠性(表 3)。

由表 3 可见, 剖面中泥炭年纹层变化在 0.25 ~ 0.55 mm/y。底部腐泥中的年纹层最薄, 仅为

0.09 ~ 0.2 mm/y, 计算结果, 全剖面纹泥总年纹层为 13 655 层, 即合 13 655 年。

#### 4.2 与<sup>14</sup>C 年代对比

将本次与前两次获得的<sup>14</sup>C 年代数据制图(图 3), 便可看出 1983 年孙广友年代曲线在近 6 000 年来均呈高斜率, 未反映出环境变异, 亦与纹泥测量相矛盾, 过于年轻的沉积年代是异常的。1993 年王富葆年代曲线显示在 9 160 ~ 8 750 yBP 沉积最快, 而此后明显减慢<sup>[6~7]</sup>, 不符合中国全新世中期总体变化规律<sup>[8]</sup>, 年代明显偏老。对比表明本次<sup>14</sup>C 年代和纹泥年代曲线恰居前两者之间, 而且尤为重要的是彼此拟合性甚佳, 显示有较好的可靠性。另外, 本次<sup>14</sup>C 和纹泥曲线

表 2 红原泥炭场二矿剖面<sup>14</sup>C 测年结果(1995)\*

Table 2 The results of <sup>14</sup>C ages in Hongyuan peat site II

原编号	实验室编号	样品深度/cm	样品物质	<sup>14</sup> C 年代/yBP
25 ~ 3	20 590	4	泥炭	615 ± 250
25 ~ 21	20 591	27	泥炭	665 ± 135
25 ~ 34	20 921	44	泥炭	2050 ± 170
25 ~ 49	20 922	64	泥炭	2505 ± 305
25 ~ 71	20 593	92	泥炭	3415 ± 195
25 ~ 112	20 923	149	泥炭	4015 ± 220
25 ~ 152	20 597	204	泥炭	6275 ± 425
25 ~ 165	20 924	221	泥炭	6755 ± 250
25 ~ 227	20 926	303	泥炭	7600 ± 315
25 ~ 290	20 604	388	泥炭	9895 ± 370
25 ~ 326	20 606	434	泥炭	10670 ± 340
25 ~ 367	20 609	486	腐泥	12340 ± 700

\* 样品由美国波士顿 GEOCHRON LABORATORIES a division of KRUEGER ENTERPRISES, INC. 于 1995 年测定。<sup>14</sup>C 半衰期为 5570 年, 年代计算以 1950 年为起点。谨致谢意。

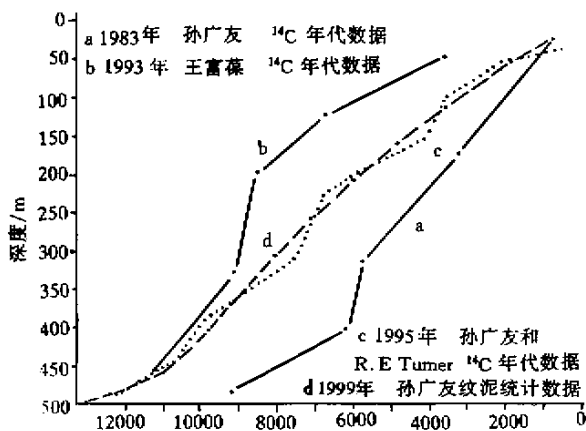


图 3 红原泥炭场 II 矿剖面泥炭<sup>14</sup>C 年代对比

Fig.3 Comparison of peat <sup>14</sup>C ages of Profile H25 in Hongyuan peat site II

致<sup>[8~15]</sup>。根据泥炭沉积变化, 大致可划分出距今 9 500 年以前的增温期, 9 500 ~ 2 000 年的适宜期和 2 000 年以来的转冷期。在此基础上, 绘制出年代拟合曲线, 代表青藏高原东部的全新世年代。

其次, 本次新数据显然具有较好的系列性, 不但涵盖了整个全新世, 分辨率达到年水平成为可能, 更有利于准确断代, 是目前若尔盖高原乃至整个青藏高原全新世泥炭沉积最完整的年代表。

### 5 若尔盖高原其他剖面泥炭测年数据

为全面认识若尔盖高原泥炭沉积的年代学特征, 作者之一还对红原以外不同沉积环境的泥炭进行了<sup>14</sup>C 年代测定, 共获 7 组数据(表 4)。李汉鼎<sup>[4]</sup>、王苏民<sup>[16]</sup>、李世杰<sup>[17]</sup>等也取得部分数据, 一并列入表 4 中。

与众多学者揭示的全新世气候变化的规律大体一

表 3 H25 号剖面泥炭纹层分布与统计

Table 3 Distribution and counting of peat varve in Profile H25

样品深度/cm	0 ~ 20	20 ~ 40	40 ~ 100	100 ~ 131	131 ~ 169	169 ~ 200	200 ~ 225
年纹层厚度/mm	0.25	0.27	0.30	0.45	0.35	0.38	0.55
沉积年数/y	800	741	2000	688	1056	827	491
样品深度/cm	225 ~ 276	276 ~ 300	300 ~ 380	380 ~ 390	390 ~ 410	410 ~ 420	420 ~ 456
年纹层厚度/mm	0.55	0.45	0.55	0.50	0.50	0.45	0.45
沉积年数/y	927	533	1455	200	400	222	800
样品深度/cm	456 ~ 466.5**	466.5 ~ 472*	472.5 ~ 479.5**	479.5 ~ 483.5*	483.5 ~ 491.5**	491.5 ~ 495.5**	495.5 ~ 500
年纹层厚度/mm	0.28	0.09	0.25	0.09	0.20	0.25	0.20
沉积年数/y	375	611	300	444	400	160	225

$$\text{总年数} \sum_{0-500(\text{cm})} = 13655\text{y} \quad * \text{粘土质腐泥} \quad ** \text{粉砂质腐泥}$$

表 4 若尔盖高原不同地区泥炭年代数据

Table 4 The data of  $^{14}\text{C}$  ages in different area of Zorge Plateau

编号	剖面地点	地貌类型	样品深度/cm	样品材料	$^{14}\text{C}$ 年龄/yBP	完成时间	作者
85-1-1	瓦切日干乔	沼泽宽谷	40 ~ 50	泥 炭	2784 ± 102	1985	孙广友
85-1-2	瓦切日干乔	沼泽宽谷	100 ~ 110	泥 炭	5863 ± 139	1985	孙广友
85-1-3	瓦切日干乔	沼泽宽谷	390	粉砂质腐泥	12751 ± 175	1985	孙广友
ZCD8341	喀哈尔乔	沼泽宽谷	20 ~ 30	植物根系层	现代	1983	孙广友
ZCD8344	喀哈尔乔	沼泽宽谷	30(底部)	泥 炭	2375 ± 65	1983	孙广友
84-5-1	耶莫尔乔	沼泽宽谷	20 ~ 30	植物根系层	现代	1984	孙广友
84-5-2	耶莫尔乔	沼泽宽谷	156	泥 炭	2835 ± 85	1984	孙广友
84-5-3	耶莫尔乔	沼泽宽谷	390(底部)	泥 炭	5245 ± 95	1984	孙广友
UN-125	红原龙日坝	白河阶地	77 ~ 82	泥 炭	5500 ± 115	1983	李汉鼎
UN-125	红原龙日坝	白河阶地	160 ~ 165	泥 炭	8310 ± 145	1983	李汉鼎
UN-125	红原龙日坝	白河阶地	263 ~ 271(底部)	腐 泥	11490 ± 200	1983	李汉鼎
ZCD8321	尕当松多	古冰碛台地	50	泥 炭	568 ± 115	1983	孙广友
ZCD8322	尕当松多	古冰碛台地	415(底部)	泥 炭	5422 ± 90	1983	孙广友
ZCD8360	大日干谷	古冰蚀谷	40 ~ 50	泥 炭	2784 ± 70	1983	孙广友
ZCD8346	大日干谷	古冰蚀谷	80 ~ 90(底部)	泥 炭	4420 ± 75	1983	孙广友
ZCD8361	贾诺乡	河漫滩	30 ~ 45	泥 炭	483 ± 65	1983	孙广友
RHⅢ	黑河牧场	黑河阶地	55	泥 炭	5830 ± 110	1995	王苏民等
RHⅣ	黑河牧场	黑河阶地	45	泥 炭	2440 ± 95	1995	李世杰等
RHⅣ	黑河牧场	黑河阶地	95	泥 炭	4940 ± 95	1995	李世杰等
RHⅦ	玛曲尔然塘	黄河阶地	90	腐 泥	8860 ± 200	1995	李世杰等

## 6 结论

### 6.1 全新世泥炭沉积年代表的可信度与分辨率

由于本文首次发现并利用泥炭纹泥计年与 $^{14}\text{C}$ 测年相结合的新创方法建立的若尔盖高原全新世泥炭沉积年代表,对整个青藏高原也有一定代表性。据此所绘制的沉积曲线符合全新世泥炭沉积规律,因此,我们认为这个年代表具有较好的可信度和较强的系列性。同时它做为剖面环境信息的时间坐标,有可能使分析结果具有年水平的高分辨率。这是目前追求的目标<sup>[18]</sup>。

### 6.2 沼泽发生的时序

伴随着晚冰期临近结束,气候开始转好,低洼河谷最先发育沼泽,并有腐泥层沉积,这是普遍规律。

它们是含有一定量有机质的碎屑物质。因此,腐泥又是沼泽化过程的标志层。红原和瓦切日干乔剖面的 $^{14}\text{C}$ 年代资料表明,全新世泥炭层下的腐泥形成于距今 12 000 年左右,这既是若尔盖高原区沼泽发生的开始,也是向冰后期的过渡——无机沉积转向有机沉积。但应注意的事实是由于区内的环境差异,各地沼泽开始时间变化很大,可以发生在全新世的不同时期。

### 6.3 全新世下限与泥炭沉积时序

H25 号剖面表明,若尔盖高原稳定泥炭沉积最早时间为距今 11 000 年左右,因为泥炭沉积是在沼泽稳定发育的前提下,沼泽植物生产量大于分解量的结果,是气候环境发生大量固碳的过程此应是全新世的开始。由于区内沼泽发生的时间差异,导致泥炭沉积时间也有相应的差别。

### 6.4 沼泽沉积间断—仙女木期的沉积学证据

王富葆等在本区首先发现了新仙女木期<sup>[7]</sup>。本文则发现在红原 II 矿 (H25) 剖面下部,埋深 495.5 ~ 500 cm、479.5 ~ 483.5 cm 和 466.5 ~ 472 cm 深处,分别出现一层浅湖沼相灰白色粉砂层和褐灰色粉砂层。相应的纹泥年代为 13 430 ~ 13 655 yBP、12 426 ~ 12.87 yBP 和 11 515 ~ 12 126 yBP。由此推测当时气候十分恶劣,植被破坏,稍粗的粉砂级陆源碎屑被带到这里沉积,而植物残体却极少或缺失,预示环境发生了剧烈变化。在时间对比上,这显然是新、较老和最老仙女木事件沉积相的直接证据。姚檀栋曾指出降温可达 5 °C<sup>[19]</sup>。我们认为气温下降可能在 5 ~ 10 °C 之多,中断了冰后期的转暖过程,也中断了泥炭沉积。

### 6.5 泥炭沉积率

图 3 实质是泥炭累积曲线,我们计算出红原泥炭场 II 矿 H25 剖面的泥炭平均沉积率,为 0.41 mm/a。

致谢:刘金陵研究员和汪品先研究员在文献方面给予帮助,谨深表谢意。

#### 参 考 文 献

- 1 孙广友,张文芬.若尔盖高原黄河古河道及其古地理意义[J].地理科学,1987,1(3):266~272
- 2 孙广友,张文芬,张家驹等.若尔盖高原沼泽生态环境及合理开发的研究[J].自然资源学报,1987,2(4):349~368
- 3 孙广友主编.横断山区沼泽与泥炭[M].北京:科学出版社,1998.254~312
- 4 中国第四纪研究委员会碳 14 年代学组.第四纪冰川与第四纪地质论文集(14C 专集 I C).1987,北京:地质出版社,1987.71~80
- 5 Thelaus.M. Some characteristics of the mire development in Hongyuan County,Eastern Tibetan Plateau.《International Peat Congress 1992》A].1992.334~351

- 6 王富葆,阎革.若尔盖高原泥炭 δ<sup>13</sup>C 的初步研究[J].科学通报,1993,38(1):65~67
- 7 王富葆.青藏高原全新世气候及环境基本特征[A].见:施雅风主编中国全新世大暖期气候与环境[C].北京:海洋出版社,1992.197~205
- 8 施雅风,孔昭宸,王苏民等.中国全新世大暖期气候与环境的基本特征[A].见:施雅风主编中国全新世大暖期气候与环境[C].北京:海洋出版社,1992.1~19
- 9 杨保,施雅风.青藏高原冰岩芯研究进展[J].地球科学进展(Advance in Earth Sciences),1999,14(2):182~130
- 10 刘光秀,沈永平,王苏民.全新世大暖期若尔盖的植被与气候[J].冰川冻土,1995,17(3):247~249
- 11 郑本兴,李世杰,王苏民.若尔盖盆地周围高山第四纪冰川演变历史[A].青藏项目专家委员会编.青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究[C].北京:科学出版社,1995.218~226
- 12 汪佩芳,夏玉梅,王曼华.西藏南部全新世泥炭孢粉组合及自然环境演化的探讨[J].地理科学,1981,1(2):144~152
- 13 孙广友,汪佩芳,王曼华.长江河源区泥炭地与晚全新世以来的环境变化[A].见:孙广友等主编.长江河源区自然环境研究[C].北京:科学出版社,1995.112~120
- 14 夏玉梅.三江平原 12000 年以来植物群发展和气候变化的研究[J].地理科学,1988,8(3):240~249
- 15 夏玉梅.三江平原全新世温暖期气候与环境[A].见:施雅风主编.中国全新世大暖期气候与环境[C].北京:海洋出版社,1992.19~24
- 16 王苏民,施雅风,沈吉.青藏高原东部 800 ka 来古气候与古环境变迁的初步研究[A].见:青藏项目专家委员会编青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究[C].北京:科学出版社,1995.236~248
- 17 李世杰,施雅风,王苏民.若尔盖盆地 3 万年来气候与环境变化的地质记录[A].见:青藏项目专家委员会编.青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究[C].北京:科学出版社,1990.227~235
- 18 汪品先,葛知昏.寻求高分辨率的古环境记录[J].第四纪研究,1999,1(2):2~13
- 19 姚檀栋.末次冰期青藏高原的气候突变,古里雅与格陵兰 GRIP 冰芯对比研究[J].中国科学,D 辑,1999,29(2):126~137

## A Study on Peat Deposition Chronology of Holocene of Zorge Plateau in the Northeast Qinghai-Tibetan Plateau

SUN Guang-you<sup>1</sup> LUO Xin-zheng<sup>1</sup> R. E. Turner<sup>2</sup>

1( Changchun Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences, Changchun, China 130021 )

2( Department of Oceanography and Coastal Sciences Louisiana State University, Baton Rouge, USA LA70810 )

### Abstract

Qinghai-Tibet Plateau is a unique and special region on environmental change, the famous wetland of Zorge Plateau is in northeast Qinghai-Tibetan Plateau and covers 4 605.28 square kilometers. In the wetland, peat was widely piled in the wide valleys and abundant information about environmental change was contained in it, which is very valuable for investigating the globally environmental change.

Erecting a correct time reference frame of Holocene is the precondition to make use of great environmental

( Continued on page 206 )

( Continued from page 181 )

information. Existed time reference frame of Holocene was established based on the  $^{14}\text{C}$  data, and it is limited and has shortcomings. So it is necessary to look for a method that is more reliable and can emend result of  $^{14}\text{C}$  age. Authors discovered peat varve structure in peat layers of Zorge Plateau wetland, which could be used as a new method combining  $^{14}\text{C}$  for determining Holocene age. And it is possible that the resolution come up to standard of year.

The paper, which is based on age dates that were made just from mine II of Hongyuan Peat Site, found an age table of Holocene peat deposition. The table is a more complete system and has higher believable and higher resolution. In addition, the age dates of some important peatland in Zorge Plateau except the region of Hongyaun were published systematically, and then the age sequence of peat in Zorge Plateau was presented in the paper.

These results indicated that the Latest mire mud of the Zorge Plateau formed in above 12 000 yrBP and the deposition of peat started in 11 500 yrBP. It was also closed of a violently falling temperature, Younger Dryas, appeared in 11 500 ~ 12 111 yrBP. The Holocene megathermal was formed from 9 500 yrBP to 2 000 yrBP, which is a period of faster peat deposition. Before 9 500 yrBP and after 2 000 yrBP of Holocene, peat deposition slowed. The slowest period of peat deposition has appeared in modern times. Under the effect of difference of environment, peat age of deposition has big difference in the plateau. Generally, the high mountainous regions are later than the wide valley, and the latter was dominant in middle Holocene.

**Key words** Qinghai-Tibet Plateau Zorge Plateau Holocene peat deposition chronology