

分类号_____

密级_____

UDC _____

编号_____

中国科学院研究生院 博士学位论文

青海湖湖相沉积 ^{14}C 年代学与古环境研究

王 浩

指导教师 周卫健 研究员 中国科学院地球环境研究所

申请学位级别 博 士 学科专业名称 第四纪地质学

论文提交日期 2011年5月 论文答辩日期 2011年5月

培养单位 中国科学院地球环境研究所

学位授予单位 中国科学院研究生院

答辩委员会主席 刘 禹

Ph.D. Dissertation, CAS

**The ^{14}C Chronology and palaeoenvironment study of Lake
QingHai**

Candidate: Wang Hao

Supervisor: Prof. Zhou Weijian

Major: Quaternary Geology

Institute of Earth Environment, CAS, Xi'an 710075

Graduate University, CAS

May 2011

摘 要

青海湖地处青藏高原东北缘,是我国最大的内陆咸水湖,受亚洲季风与西风带的交汇影响,对气候变化非常敏感,因此是古气候变化研究的重点区域。前人通过湖相沉积钻孔多指标以及 ^{14}C 测年已经建立了青海湖地区晚冰期以来的气候变化模式。然而由于采样条件受到限制,前人所获得钻孔普遍较短,对于末次冰期期间青海湖湖相沉积高分辨率的古环境演化记录仍然缺乏。本文通过对青海湖较长钻孔 LQDP-2C 钻孔(23.6m) AMS- ^{14}C 高精度测年技术结合古气候代用指标建立较为可靠的 44ka 以来的青海湖地区环境演化序列,探讨其与全球环境变化的联系。

使用 36 个 AMS- ^{14}C 样品的测年数据,将周卫健等人提出的平均值概念运用到传统的线性回归法对青海湖 2C 钻孔剖面沉积物进行分段线性回归,将青海湖沉积物分为两段,获得了更好的不同沉积阶段的碳库效应,得出第一段平均老碳为 146 年,第二段平均老碳为 2816 年。从而为建立精确的年代框架奠定了基础。与石笋记录的良好对比表明该年代框架的可靠性。

通过古气候代用指标(元素含量、总有机质、碳酸盐、色度、磁化率)的测试分析,发现末次冰期以来青海湖地区的气候环境演化可以分为两个大的环境阶段:末次冰期冷干的气候以及全新世暖湿的气候。总有机质及总碳酸盐含量可以作为亚洲夏季风的代用指标,磁化率可以作为西风带的代用指标,两者存在此消彼长的反相位关系。表明西风带和亚洲季风在青海湖地区交替影响。

青海湖地区的气候在万年尺度上受北半球夏季太阳辐射控制, MIS3 阶段晚期青海湖地区受到亚洲夏季风深入而使得该时期成为末次冰期较为暖湿的气候状况,冰盛期时期青海湖东南湖盆可能已经干涸,接受了大量风成黄土沉积,冰消期青海湖气候有着同北大西洋类似的千年尺度波动,可能受北半球冰盖影响。全新世与末次冰期界限明显,湖区受亚洲夏季风影响显著,气候暖湿。太阳辐射同亚洲季风有着同相位的关系、与西风带则表现为反向位,而西风带与亚洲夏季风则表现为此消彼长交替影响青海湖地区。夏季风指标总有机质与西风带指标磁化率均揭示了末次冰期时期的 H1、H2、H3、H4 冷事件。H 事件发生时,总有机质含量降低,磁化率值则增高。

通过对 ^{14}C 测年 TiH_2 高效制靶技术的尝试试验, 在西安加速器质谱中心获得了 48558 年的较好本底值, 为进一步在西安加速器质谱中心建立该制靶系统提供了基础。

关键词: AMS- ^{14}C 测年, 青海湖, 碳库效应, 古环境

Abstract

Lake Qinghai lies within the northeastern margin of the Tibetan Plateau, and is situated at the confluence of the Asian monsoon and the Westerlies, so it is very sensitive to climate changes. Previous learners have established palaeoclimate record of Qinghai lake from lacustrine deposition, but the cores before were all some shorter, much of them were shorter than 7.8m, so the climate in the last glacial is still not very clear. In this thesis we study the AMS- ^{14}C chronology and palaeoenvironment climate proxies based on a long core (LQDP-2C, 23.6m), we obtained a 44ka palaeoenvironment evolution record, and inferred the mechanism of climate changes in this district.

Introducing the “mean value concept” discovered by Weijian Zhou into the traditional mono-linear regression and considering the different accumulation rate of the research profile, we divide the 2C profile to two different depositional phases, then use about 36 ^{14}C data for regression at different phases. We obtain 146 years reservoir effect for the first section and 2816 years reservoir effect years for the second one. We compare the record based on our chronology and the stalagmite $\delta^{18}\text{O}$. It indicated that the chronology is reliable.

From the palaeoenvironment proxies we find that the climate in Lake Qinghai district during last 44ka can be divided to two different sections: cold and dry in the glacial and warm and humid in the Holocene. The contents of organic and carbonate correlate well with the $\delta^{18}\text{O}$ of stalagmite in east China and can be used as Asian monsoon climate proxy, while the magnetic susceptibility can be used as Westerlies proxy. They are anti-face correlation.

The climate in the Lake Qinghai district may be controlled by the solar insolation in ten-thousand-year scale, and millennial-scale climate may have some correlation with the climate in high northern latitude. In later MIS3 the insolation is high in Northern hemisphere, the climate in Lake Qinghai become a little better than

before, but still did not reach the Holocene Climatic Optimum. During later LGM (Last Glacial Maximum), the southeast of Lake Qinghai may be dry up, receive the eolian dust deposition. The Heinrich event (H1, H2, H3, H4) can be found in the contents of organic and magnetic susceptibility. They are anti-correlation.

In the Holocene, because the increase of the solar insolation in Northern Hemisphere, the climate in Lake Qinghai district is more favourable when Asian monsoon may influence the northeast of the Tibet Plateau. There was still eolian loess during the Holocene around Qinghai lake, and maybe the westerlies also have some influence.

After trying the high efficient graphite preparation-----TiH₂ graphite method, we acquire the better 48554 year for the anthracite coal background. This is useful for the foundation of the new AMS graphite preparation system at Xian AMS center.

Key words: AMS-¹⁴C, Lake Qinghai, Reservoir effect,

Palaeoenvironment

目 录

摘 要.....	I
Abstract.....	III
目 录.....	V
第 1 章 绪 论.....	1
1.1 引言.....	1
1.2 ^{14}C 测年的基本原理及测量技术发展.....	1
1.2.1 基本原理.....	1
1.2.2 西安加速器质谱中心的建立.....	4
1.3 晚第四纪湖泊沉积物 ^{14}C 测年研究进展及存在问题.....	6
1.3.1 传统的海洋碳库效应的校正方法.....	6
1.3.2 表面年龄实测法.....	7
1.3.3 简单线性回归法.....	7
1.3.4 湖水 DIC 法.....	8
1.3.5 模拟方法.....	8
1.3.6 分段线性回归.....	9
1.4 青海湖地区古气候研究进展.....	9
1.5 本论文的选题依据.....	10
1.6 本论文的研究目的及工作量.....	11
1.6.1 研究目的.....	11
1.6.2 在读期间工作量.....	11
第 2 章 青海湖地区概况、样品采集及测试.....	13
2.1 青海湖地区自然地理、地质概况.....	13
2.1.1 自然地理概况.....	13
2.1.2 地质概况.....	15
2.2 样品采集及特征.....	16
2.3 ^{14}C 测年样品的前处理及制靶.....	20

2.3.1 样品化学前处理.....	20
2.3.1.1 湖泊沉积物样品的前处理.....	20
2.3.1.2 植物种子的前处理.....	20
2.3.1.3 黄土样品的前处理.....	21
2.3.2 样品燃烧.....	21
2.3.3 石墨靶样的制备.....	22
2.3.3.1 Zn 法石墨靶制备系统.....	22
2.3.3.2 H ₂ 法制靶系统.....	25
2.3.3.3 TiH ₂ 法制靶系统初步探索.....	27
2.4 测量以及数据计算、日历年龄校正.....	31
2.4.1 AMS- ¹⁴ C 的测量以及数据处理.....	31
2.4.2 ¹⁴ C 样品日历年龄校正.....	32
2.5 气候指标的测量.....	32
2.5.1 样品颜色的测量.....	32
2.5.2 样品磁化率测量.....	32
2.5.3 烧失量测量.....	33
2.5.4 沉积物元素测量.....	33
第 3 章 青海湖湖泊沉积物 ¹⁴ C 年代学研究.....	37
3.1 引言.....	37
3.2 青海湖沉积物表面现代样品的 ¹⁴ C 测试.....	37
3.3 青海湖长钻孔碳库效应研究.....	39
3.3.1 碳库效应及简单线性回归法简述.....	39
3.3.2 平均值概念.....	40
3.3.3 青海湖 2C 钻孔剖面样品实测结果.....	41
3.3.4 2C 钻孔 ¹⁴ C 年代学框架的建立.....	43
3.4 青海湖 2C 钻孔年龄框架可靠性讨论.....	45
3.4.1 不考虑沉积环境变化获得年代标尺:.....	45
3.4.2 考虑沉积环境变化获得年代标尺.....	46
3.5 青海湖碳库效应讨论.....	47

第 4 章 青海湖古环境指标及意义.....	49
4.1 青海湖 2C 钻孔古气候带用指标及其古气候意义.....	50
4.1.1 沉积物元素以及物源分析.....	50
4.1.2 烧失量 (LOI) 反映的总有机质和总碳酸盐.....	61
4.1.3 湖泊沉积物颜色指标及其古气候意义.....	64
4.1.4 湖泊沉积物磁化率与古气候.....	69
4.2 青海湖综合指标反映的古气候变化信息.....	72
4.3 小结.....	76
第 5 章 青海湖地区古气候研究讨论.....	77
5.1 青海湖流域黄土沉积以及冰楔、砾石层.....	77
5.2 青藏高原地区气候事件的讨论.....	80
5.3 青海湖地区气候变化机制问题讨论.....	82
第 6 章 结 论.....	89
6.1 湖泊沉积样品的 ^{14}C 测年.....	89
6.2 古气候代用指标及其意义.....	90
6.3 青海湖湖周风成黄土沉积及冰楔、砾石层沉积.....	91
6.4 青海湖地区古环境变化的动力学机制.....	91
6.5 $\text{TiH}_2^{14}\text{C}$ 制靶方法的探索.....	91
6.6 本论文的不足之处.....	92
参考文献.....	93
致 谢.....	105

第1章 绪 论

1.1 引言

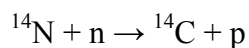
湖泊是自然的综合体，是大气圈、生物圈、土壤圈和陆地水圈相互作用的连接点。湖泊的演变沉积过程受到其所处的自然环境的控制，因此各种环境的物理、化学以及生物要素相互作用及变化的信息均可被记录在湖泊连续的沉积序列之中（王苏民等, 1993）。尤其对于封闭湖盆的湖泊来说，它是气候变化以及波动最敏感的指示计，具体表现为湖泊水位的升降、面积的扩大与收缩，湖水盐度的变动，生物种属及其组合的变化以及湖泊沉积物成分和性质的改变等。更重要的是湖泊沉积具有时间跨度长、沉积连续、沉积速率快故而其时间分辨率高、地理覆盖面广等特征，因此湖泊沉积在重建陆地古气候环境演化序列、进行区域和全球环境对比研究中扮演着十分重要的角色（周杰等, 2007）。

年代学框架是重建古气候的根本，研究古气候的演化发展以及对未来气候的预测必须在可靠的年代学框架下进行，离开年代学的时间背景，任何古气候代用指标的探讨也就失去其意义，因此在利用湖泊沉积物恢复重建古气候时必须首要解决沉积序列的年代学问题。对末次冰期晚期以来的湖泊沉积物来说，放射性 ^{14}C 测年是目前使用最普遍也是最可靠的定年方法。本论文即采用放射性 ^{14}C 测年建立青海湖末次冰期以来沉积序列的高分辨率年代学框架，同时通过古环境代用指标的测量重建青海湖地区古环境演化序列，并结合古气候代用指标通过区域对比对该年代学框架进行反证，最终重建青海湖地区末次冰期以来高分辨率环境演化过程，并探讨气候变化的动力学机制问题。

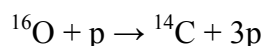
1.2 ^{14}C 测年的基本原理及测量技术发展

1.2.1 基本原理

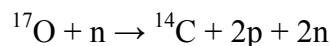
在自然界中，碳主要有三种同位素： ^{12}C —98.89%， ^{13}C —1.108%， ^{14}C — $1.2 \times 10^{-10}\%$ 。 ^{12}C 和 ^{13}C 是稳定同位素， ^{14}C 是长寿命放射性同位素。 ^{14}C 主要通过以下三种核反应生成：



公式 1-1

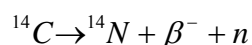


公式 1-2

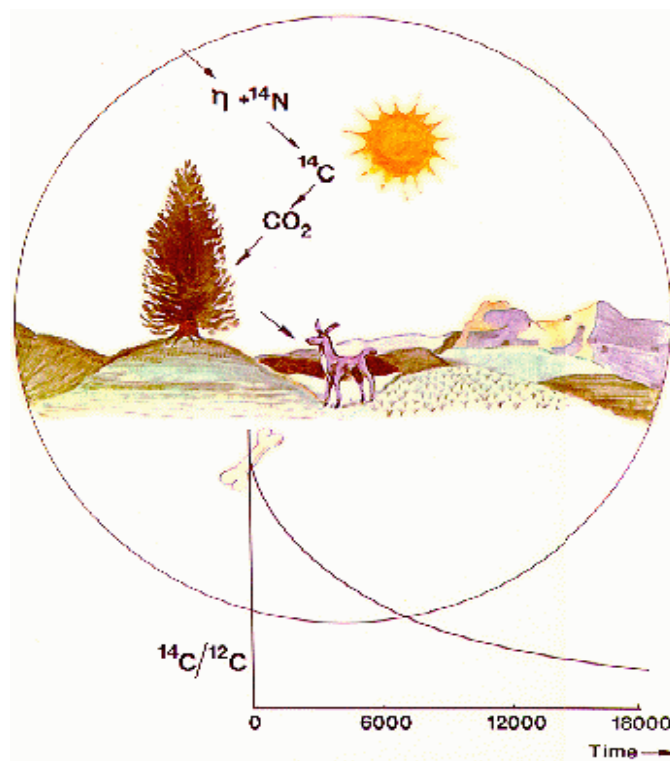


公式 1-3

其中公式 1-2 和公式 1-1 只有在质子 p 和中子 n 的能量大于 10MeV 时才有可能发生。因而 ^{14}C 主要通过公式 1-1 生成，该反应方程是指宇宙射线中的热中子进入大气圈后与大气中大量 ^{14}N （氮）原子发生核反应而生成。在大气圈上层形成的 ^{14}C 很快被氧化成 $^{14}\text{CO}_2$ 。然后，随着大气的对流和一般的 CO_2 混合，均匀地分布到整个大气圈中（图 1-1）。 ^{14}C 一旦生成后又会按指数规律发生 β 衰变。当 ^{14}C 不再与外界发生物质交换时，外界就会对其停止新碳的补给，系统内的 ^{14}C 将随时间不断衰减，并产生 β 射线， ^{14}C 衰变的方程式如下：



公式 1-4

图 1-1 地球上各圈层 ^{14}C 循环示意图

(<http://c14.arch.ox.ac.uk/embed.php?File=dating.html>)

因此，某脱离 ^{14}C 交换储存库的物质（样品），其 ^{14}C 浓度 N 将随着时间的推移而呈指数衰减，其衰减规律遵循以下公式：

$$N = N_0 * e^{-\lambda * t}$$

公式 1-5

上式中， N 是所采集样品现在的 ^{14}C 的原子个数（浓度）， N_0 是样品中初始的 ^{14}C 的原子个数（浓度）， λ 称为衰变常数，是一定值，其值与衰变原子的物理特性有关。 t 是样品与外界脱离碳交换（生物死亡、矿物结晶等）时至今的时间，也即样品的“年龄”。由公式 1-5 即可导出 ^{14}C 年龄的计算公式如下：

$$t = -\tau * \ln(N / N_0)$$

公式 1-6

式中， τ 为平均年龄 8033 年， $\tau=1/\lambda$ 。

从公式 1-6 可知，只要我们测定了该物质（样品）的初始放射性比度 N_0 和现在的放射性比度 N ，就可以得出该样品脱离交换储存库所经历的时间 t 。这一时间 t 对于生物体样品来说就是该生物死亡时间，对于泉花等结晶体来说就是结晶发生的时间，也就是该样品的地质年龄。然而，样品的初始放射性比度 N_0 是无法直接测量的。如果根据上述假设，即认为地球上各交换储存库的 ^{14}C 浓度均匀且恒定，我们只要测定现代样品（仍处于交换储存库中）的放射性比度，就可以将该值近似认为是被测样品的初始放射性比度 N_0 ，这样就可以根据式 1-6 求出被测样品的年龄。

放射性 ^{14}C 测年基于以下三点假设：

- 1) 近数万年以内宇宙射线强度不变， ^{14}C 的生成和衰变达到动态平衡；
- 2) 各交换储存库中 ^{14}C 浓度不变， ^{14}C 在各储存库中分布均匀，它们之间的交换循环也达到动态平衡， ^{14}C 初始放射性比度不随时间、地点和物质而变化，含碳样品脱离交换储存库；
- 3) 在含碳样品脱离交换储存库后，在这个封闭系统中 ^{14}C 的浓度（放射性比度）随时间而自然衰变，没有人为的干预（W F Libby, 1949,1955）。

因此，我们在采集 ^{14}C 测年样品时，应尽最大可能采集满足 ^{14}C 测年条件的物质。

1.2.2 西安加速器质谱中心的建立

^{14}C 断代目前常用的有两种方法，即常规 (β 衰变计数) 法与 AMS (加速器质谱) 法。周卫健等人在地环所首先建立了小样品制样系统 (Weijian Zhou et al., 1994; 周卫健等, 1995), 近年来, 由于 AMS 法在 ^{14}C 测量方面表现出来的时间短、精度高、样品用量少等诸多优点, 中科院地球环境研究所建立了西安加速器质谱中心。西安加速器质谱中心于 2006 年成立, 其主要设备是一台从荷兰 HVEE 公司引进的 3MV 串列加速器质谱计 (AMS) (Zhou et al., 2006)。测试验收结果表明, 该仪器对 ^{14}C 的分析精度可达 2‰, ^{10}Be 、 ^{26}Al 以及 ^{129}I 的探测灵敏度也分别达到 10^{-15} 、 10^{-15} 以及 10^{-14} 数量级 (表 1-1), 这些指标均达到国际同类仪器的最好水平。本文所有 ^{14}C 测年数据均采用 AMS 法测定。

表 1-1 西安加速器质谱计验收测试性能指标 (Zhou W J et al., 2005)

Nuclides	Isotope ratio	Operating parameters		Test ground for ratio	Precision for isotope ratio
		Terminal voltage /MV	Beam current / μA		
^{14}C	$^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ (at 10^{-12})	2.5	3.8	3.0×10^{-16}	0.200%
					(1st day)
	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	2.5	3.8	3.0×10^{-16}	0.17%
					(2nd Day)
^{10}Be	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (at 10^{-12})	2.5	1.7	3.65×10^{-15}	0.070%
					(1st Day)
^{26}Al	$^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ (at 10^{-11})	2.6&3.0	0.25	2.3×10^{-15}	0.064%
					(2ndday)
^{129}I	$^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ (at 10^{-10})	2.5	2.5	2.0×10^{-14}	1.40%
					1.14%
					(2.6MV)
					0.38%
					(3.0MV)