

河北师范大学

硕士学位论文

罗布泊红柳沙包有机质C、N和C/N记录的环境信息研究

姓名：李雪峰

申请学位级别：硕士

专业：自然地理学

指导教师：赵元杰

20090330

摘要

红柳沙包是极端干旱区沙物质围绕红柳沉积而形成的灌丛沙丘，它是在荒漠环境下，由红柳和风沙长期相互作用而形成的一种特有的生物地貌类型。在塔克拉玛干沙漠南缘及塔里木河、和田河、克里雅河、车儿臣河和孔雀河等河流下游河道两岸、三角洲地带及沙漠中的古河道和局部洼地中，红柳沙包成群分布，红柳的枯枝落叶层和沙层交替沉积则形成了清晰的层理构造，被称为“红柳沙包年层”。“年层”是红柳沙包每年增长的物质记录，其厚度主要取决于当年的风强、沙尘暴次数及红柳的生长量。由于气候十分干燥，使其得以长时间保存。理论上，该沉积纹层分辨率可以达到年级，可以用来计年。红柳沙包年层中的风成沙和红柳落叶蕴藏有丰富的环境信息，对红柳沙包组成物质的分析，可以用来探讨和恢复数百年来的气候和环境变化，可以成为研究干旱区环境变迁的有效工具之一，在干旱荒漠区生态环境演变研究中具有十分重要的意义。

罗布泊地区位于塔里木盆地东部，北有库鲁克塔格山、东北有克孜勒塔格山、依格孜塔格山，东与甘肃临界白山毗邻，南为阿尔金山，西邻塔克拉玛干沙漠、库姆塔格沙漠，东部经阿奇克谷地与疏勒河、河西走廊相连，地势呈“倒置瓶”状。罗布泊是塔里木盆地各大河流的归宿地，它的环境演变是整个塔里木盆地和周边山地环境演变的缩影。本区属极端干旱的暖温带大陆性气候，降水稀少、蒸发量高、年温差和日温差大。冬季气候干燥寒冷，夏季高温少雨。罗布泊地区属于荒漠区，对气候变化比较敏感，是全球变化研究的理想场所。荒漠地区是全球系统的重要组成部分，有独特的环境变化特征，全球变化科学体系的完善需要这一地区环境变化研究的新成果。

通过选取罗布泊地区红柳沙包为主要研究对象，采用文献资料调查、野外定位观测和实验室分析测试相结合、基础研究与应用基础研究相结合的研究方法。野外工作主要以野外环境调查和典型红柳沙包选取、测量和样品采集工作为主；室内工作以样品的实验分析、数据处理和分析为主，对罗布泊地区2007年两个采样点及2003年采样点的红柳沙包有机质TOC、TN、C/N及沙层厚度等数据进行对比分析，从红柳落叶TOC、TN、C/N及沙层厚度与温度、降水关系的角度，分段研究罗布泊不同时期温度、降水变化，初步揭示了罗布泊地区近168年来环境变化状况，进而对罗布泊及其周边地区的气候环境状况作深一步的研究和探讨，并与其他研究结果进行对比分析，完善利用红柳沙包沉

积纹层研究干旱区高分辨率环境变化的手段，同时对不同地段红柳沙包 TOC、TN、C/N 进行相关分析、线性回归，总结出三者之间的关系；通过对红柳、不同类型植物、沉积物 TOC、TN、C/N 含量的对比分析，反映红柳沙包在表征区域环境演变、土壤沙化方面的独特作用。所得基本结论如下：

(1) 分析了罗布泊地区红柳沙包有机质 TOC%、TN% 和 C/N 与温度、降水的关系，以及沙层厚度与降水的关系，结果表明：红柳落叶中 TOC%、TN% 含量下降，C/N 比值升高，反映环境温度和湿度的增加。沙层越厚，湿度越小，说明降水较少。反之则降水较多。也可以说 TOC%、TN% 的含量与温度、降水成负相关的关系，C/N 与温度、降水成正相关的关系，沙层厚度只与降水成负相关的关系。据此，本区 168 年来的气候划分出几个不同的阶段，1839~1858 年（暖干气候），1859~1910 年（冷干气候，进入 20 世纪出现冷湿气候），1911~1950 年（暖湿气候），1951~1962 年（冷干气候），1963~2006 年（暖湿气候，1978~1982 年间温度偏低为冷湿气候）。

(2) 红柳落叶中 TOC%、TN% 与 C/N 三者之间的相关关系分析表明，TOC% 与 TN% 成正相关的线性关系，较为显著；TOC% 与 C/N 相关性很差，线性关系不明显；TN% 与 C/N 之间成高度负相关的线性关系。

(3) 红柳落叶中 TOC% 与长江中游水生植物相近，低于几类山区植物；TN% 含量小于所选样本植物，而 C/N 要大于所选植物，突显本区土质贫瘠，营养元素含量低。

(4) 红柳沙包沉积物中 TOC%、TN% 与 C/N 值高于一般沉积物中的同类指标。

关键词：环境 C/N 气候 红柳沙包 TOC TN 罗布泊

Abstract

Tamarix Cone is the shrub dune containing clear sedimentary veins in extremely arid area depositing around the Tamarix. It is a unique biological landform in the desert surrounding which comes into being by the long period of interaction of Tamarix and wind-drifting sand. Tamarix Cone distributes in groups in the south edge of Taklimakan Desert, the banks of the downstreams of Tarim River, Hotian River, Keliya River, Chelchen River, and Kongque River, as well as the delta areas and the old streams and local depressions. The deadwood and the fallen leaf layer and the sand layer of Tamarix deposit in turns can form the clear bedding structure named “annual stratum”. It is the record of annual growth rate of sand dunes. The thickness of the “annual stratum” mainly depends on the intensity of wind, the times of sandstorm and the amount of growth of Tamarix in that year. Owing to the arid climate, the “annual stratum” can be conserved for a long time. Theoretically, the resolution of the sedimentary veins can reach the year degree, which may be used to count the ages. The aeolian sand and Tamarix leaf of the “annual stratum” of Tamarix Cone contain much environment information. The analysis on the compositions of Tamarix Cone can be utilized to research and restore the changes of climate and environment hundreds of years ago, and is one of the powerful tools for researching the changes of environment in the arid area. So it has a very vital significance in the study of evolvement of ecological environment in arid desert area.

Lop Nur region is located in the eastern Tarim Basin. Its north is Kuruktag Mountain, northeast is Keziletag Mountain and Yigtag Mountain, the east is Baishan which is boundry between Gansu Province and Xinjiang, the south is Altun Mountain, and the west is Taklimakan Desert and Kumtag Desert. The eastern Aqik Valley is connection with the Shule River and Hexi Corridor. The topography appears an inverted bottle. Lop Nur is the destinations of the rivers in Tarim Basin. Its environmental evolution is an epitome of that of Tarim Basin and nearby mountains. The area belongs to extremely arid warm temperate continental climate. It has little rain, large amount of evaporation, and big annual range of temperature and day range of temperature. The climate in winter is dry and cold, and in

summer is hot and little rain. Lop Nur region belongs to desert zone, which is sensitive to climate change and is a good place to study global changes in the past. The desert zone is an important part of the global system, and has unique characteristics in the aspect of environment changes. Hence the science system of global change needs the researched results about environmental changes in this area. The research method is by choosing Tamarix Cone of Lop Nur region as the chief research subject, and together with document investigation, the combination of field observation and laboratory analysis and testing, and the combination of basic research and the applied basic research. Field work is mainly on general investigation of field environment, the choice and measure of classical Tamarix Cone and collection of the samples. The laboratory work is mainly on the experiment analysis of the samples, and the procession, and analysis of the data. The data of organic matters such as TOC, TN, C/N and thickness of the sand layer are analyzed in the comparison of two samples in 2007 and those in 2003 of Tamarix Cone in Lop Nur region. And in the aspects of TOC, TN, C/N of Tamarix Cone as well as thickness of sand layer, the temperature, and rainfall, we sub-study the temperature and rainfall in different periods of Lop Nur, and initially revealed the environmental changes during past 168 years in Lop Nur region, and then make a further research and discussion on climatic and environmental situation of Lop Nur and its edge region. Also there is comparison with other researches, and improvement of the means of how to research the environmental changes of arid area with high resolution taking advantage of sedimentary veins of Tamarix Cone, then the summary for TOC, TN, and C/N of Tamarix Cone in different places by correlation analysis, linear regression. By the analysis of Tamarix, different types of plants, comparative analysis of the sediments, it reflects Tamarix Cone's unique function to characterize regional environment evolution and soil desertification. The basic conclusions are as follows:

(1) We have analyzed the relationship between TOC%, TN%, and C/N and temperature and rainfall of Tamarix Cone in Lop Nur region, as well as the relationship between the thickness of sand sediment and rainfall, that is, TOC% and TN% of Tamarix decreases, while the ratio C/N increases, reflecting the ambient temperature and humidity increasing. The thicker sand, the smaller humidity shows little rainfall, and vice versa. That also can be said

the content of TOC% and TN% have a negative relationship with temperature and rainfall, C/N has a positive one. And the thickness of sand layer is a negative correlation only with rainfall. According to it, the time for recent 168 years in this area can be divided into several different stages, 1839 ~ 1858 (warm and dry climate), 1859 ~ 1910 (cold and dry climate, cold and wet climate after beginning of 20th century), 1911 ~ 1950 (warm and wet climate), 1951 ~ 1962 (cold and dry climate), 1963 ~ 2006 (warm and wet climate, cold moisture climate from 1978 to 1982 with low temperature).

(2)The related relationship among TOC%, TN% and C/N of Tamarix defoliation indicates that TOC% and TN% is positively linear related much dramatically. TOC% and C/N have no obvious relationship, and its linear relevance is poor. TN% and C/N have a high negative linear correlation.

(3)TOC% of Tamarix defoliation is close to that in the middle reaches of Yangtze River, and less than that of some types of mountain plants, TN% less than that of the selected sample plants, while C/N is greater than that of selected plants, heightening the barren soil, low nutrition elements in the district.

(4)The value of TOC%, TN% and C/N in the sediment of Tamarix Cone is higher than or similar to indicators in average sediments.

Key words: environment, C/N, climate, Tamarix Cone, TOC, TN, Lop Nur

学位论文原创性声明

本人所提交的学位论文《罗布泊红柳沙包有机质 C、N 和 C/N 记录的环境信息研究》，是在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的原创性成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的研究成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中标明。

本声明的法律后果由本人承担。

论文作者（签名）:

2009 年 6 月 8 日

指导教师确认（签名）:

2009 年 6 月 8 日

学位论文版权使用授权书

本学位论文作者完全了解河北师范大学有权保留并向国家有关部门或机构送交学位论文的复印件和磁盘，允许论文被查阅和借阅。本人授权河北师范大学可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印或其它复制手段保存、汇编学位论文。

（保密的学位论文在_____年解密后适用本授权书）

论文作者（签名）:

2009 年 6 月 8 日

指导教师（签名）:

2009 年 6 月 8 日

1 绪论

1.1 选题背景

全球变化科学(Global Change Science)是20世纪后期的一个新兴科学领域。它的科学目标是：描述和理解人类赖以生存的地球系统运转的机制、它的变化规律以及人类活动对地球环境的影响，从而提高未来环境变化的预测能力，为全球环境问题的宏观决策提供科学依据。这一科学领域是与地球系统中三大相互作用过程：地球系统各组成部分(大气、海洋、陆地和生物圈等)之间的相互作用，物理、化学和生物过程的相互作用以及人类与地球环境之间的相互作用，有着密切联系的基础学科，同时又是对人类社会可持续发展的科学投资。20多年来，数以万计的科学家投入了这一研究领域，组建了以全球环境问题为对象的三大国际科学计划：国际地圈生物圈计划(IGBP)、世界气候研究计划(WCRP)和国际全球变化人文因素研究计划(IHDP)，实施了一系列核心计划，取得了举世瞩目的重大进展。过去全球变化(PAGES)是IGBP的核心计划之一，它的目标是通过过去地球表面环境变化规律和机制的研究，弥补现代器测记录的不足，获得现代地球环境、气候变化规律和机制的理解，寻找与今天状况接近或相似的“历史相似型”，从而为未来环境和气候变化预测服务^[1]。

古环境变化研究，除了直接的文献记录外，还需要有承载古环境信息的载体，以及精确确定信息载体年代的方法。不同信息载体所反映环境信息不尽相同，黄土与古土壤沉积物的磁化率以及粒度参数是气候变化的良好替代性指标^[2-3]；塔里木盆地南缘湖沼相沉积物质的磁化率与各粒级组分的气候环境指示^[4]；湖沼相沉积物质总有机碳(TOC)、总氮(TN)和 $\delta^{13}\text{C}$ 含量也是判识沉积环境变化的重要指标^[5]；对荒漠地区的风成沉积沙层而言，其厚度与物质组成、沙源和风速状况有关，而风沙起动临界风速的大小与沙颗粒级配、沙层湿度、植被条件以及起动方式等因素有着密切的关系^[6]。研究还发现，冰芯中的 Ca^{2+} 离子是反映大气粉尘和环境变化的良好指标，温度变化与粉尘浓度变化在长时间尺度上有比较好的相关性^[7]；颗石鞭毛藻也是一种环境条件敏感的指示物^[8]；利用百万年甚至上千万年前的银杏化石与现代银杏之间的关系，成功获取了反映气候变化和全球碳循环的准确信息，确定隐形化石气孔参数和碳同位素特征与大气 CO_2 浓度及其环境变化密切相关。

随着科学技术日益进步，年代测定技术和古环境信息提取技术都在快发展。高分辨

率环境变化研究作为全球变化研究的重点之一，也是 PAGES 研究计划的努力方向^[9]。目前，高分辨率古环境记录主要来源于冰芯、树轮、深海岩心、珊瑚、纹泥、黄土—古土壤、泥炭、洞穴碳酸盐和历史文献^[10-11]。姚檀栋对不同的信息载体可提取的环境信息做了简明的总结^[12]：除历史记录外，树木年轮、中纬度冰芯的时间分辨率可达季级；湖相沉积、极地冰芯、珊瑚、沉积岩可达年级；孢粉可达 10 年级。不同的信息载体所提供的环境信息不同，其中树木年轮、极地冰芯和中纬度冰芯可提供的信息最丰富，包括：温度、降水、大气化学成分或土壤水的化学成分、生物圈的各种信息、火山活动、地磁场、宇宙事件和海平面信息等，见表 1。

表 1 不同的信息载体可提取的环境信息

信息来源	时间精度	时间范围 / a	可提取的参数
树木年轮	a/季	10^4	THCBVMS
湖相沉积	a	$10^4\text{--}10^6$	TBM
极地冰芯	a	10^5	THCBVMS
中纬度冰芯	a/季	10^5	THCBVMS
珊瑚	a	10^5	TCL
黄土	100a	10^6	HCBM
深海冰芯	100a	10^7	TCBM
孢粉	10-100a	10^8	THB
古土壤	100a	10^7	THCV
沉积岩	a	10^8	HCVML
历史记录	d/h	10^3	THBVMS

T-温度，H-温度或降水，C-大气化学成分或土壤水的化学成分，B-生物圈的各种信息，V-火山活动，M-地磁场，S-宇宙事件，L-海平面

高分辨率环境变化研究近年来取得了很大进展，通过 DSDP/ODP 所取得的海洋沉积物与所含微体化石、沉积物通量、碳酸盐沉积物和碳、氧同位素地球化学的研究，已经建立起了高分辨率的短期气候事件记录^[10]。未来高分辨率古环境研究将集中体现在：①在对地层记录运用高分辨率研究方法时要经过精心选择，避免盲目性，并充分意识到此类研究的特殊要求；②依靠我国所在区域的特殊自然条件，在高分辨率古环境研究中

发展独立的学术思想；③将高分辨率研究方法推广到第四纪沉积序列中去^[11]。所以寻找适合荒漠地区古环境研究新的信息载体显得十分必要，也符合未来高分辨率古环境研究的要求。

以上分析可见，虽然有众多的恢复古环境的研究方法，但在风沙活动强烈的现代荒漠地区，寻找符合现有研究手段所要求的测年材料和古环境信息载体，建立高分辨率的环境变化年表仍存在很多困难。荒漠地区是全球系统的重要组成部分，有独特的环境变化特征，全球变化科学体系的完善需要这一地区环境变化研究的新成果。因此，选择合适的物质材料，测定出能反映古环境的信息，是实现古环境恢复的必不可少的基础。塔克拉玛干沙漠及罗布泊周边地区特有的红柳沙包在很大程度上解决了这一难题，它与树木年轮一样，具有清晰的年层构造。

1.2 研究目的与意义

1.2.1 研究目的

红柳沙包中枯枝落叶层和沙层的交替沉积所形成的层状沉积构造，称它为“年层”。“年层”是红柳沙包每年增长的物质记录。其厚度取决于当年的风强、沙尘暴次数和红柳的生长量；沙包中的红柳，其枯、荣受当地、当年的气候环境的控制，因此它和树木年轮一样，具有计年和储存环境信息的功能。现今，从红柳沙包沉积特征来探讨其成因和演变规律才刚刚起步。本文通过对罗布泊地区红柳沙包的形态与风力状况进行野外观测，对不同位置三个典型红柳沙包纵剖面沉积物逐层系统采样和对比分析，对具有清晰纹层的红柳沙包现代形成过程、物质组成特征以及与区域环境要素的相关性进行了研究，试图从红柳沙包有机质TOC、TN、C/N及沙层厚度与温度、降水关系的角度，借助分析红柳沙包有机质TOC、TN、C/N及沙层厚度的变化特点，得出本区温度、降水的变化规律。进而对罗布泊及其边缘地区的气候环境状况作进一步的研究和探讨，并与其他气候变化研究结果进行对比分析，揭示罗布泊地区近168年来环境变化状况，进一步完善利用红柳沙包沉积纹层研究干旱区高分辨率环境变化的手段。

1.2.2 研究意义

（1）红柳沙包为我们提供了一种高分辨率环境变化研究的新手段

红柳沙包中常见的风沙层与枯枝落叶组成的沉积“年层”保存了丰富的环境演变信息，可用于了解气候与环境变化。从全球变化研究发展趋势来看，在风沙地貌学研究的基础上，结合¹⁴C测年方法，通过复原红柳沙包“年层”沉积序列、形成演化过程，就

有可能重建过去数百年间的地貌环境演变历史。另外，通过对植物沙包组成物质的分析，还可以提供植物沙包测年以及恢复古环境的标准方法，揭示罗布泊地区近几百年来的环境变化序列，为相关地区环境变化研究提供新的理论依据和技术参考，可成为研究干旱区环境变迁的有效工具之一。

（2）红柳沙包的形成发展与土地荒漠化过程密切相关

许多专家认为，沙漠化过程实际上就是沙漠灌丛大范围取代草原的过程^[13]。沙漠灌丛的物种一旦遭侵入，就标志着在荒漠化过程中养分的大量流失、土壤风蚀的加重^[14]，侵入的最终结果通常是形成一个灌丛沙丘区，我们调查中发现在塔克拉玛干沙漠南缘及塔里木河、和田河、克里雅河、车儿臣河和孔雀河等河流下游河道两岸、三角洲地带及沙漠中的古河道和局部洼地中，红柳沙包均成群分布。我们认为，红柳沙包的退化演替过程是自然因素和人为活动对生态系统综合作用的结果。许多研究表明红柳沙包仅仅是土地退化过程中一个短暂的现象，并且是气候更干和地表景观更加沙漠化的征兆。红柳沙包在判别土地沙漠化程度、建立土地沙漠化评价指标体系方面都可以发挥重要作用。因此，研究红柳沙包的形成演化规律对于深入探讨土地荒漠化发生机制、预测土地荒漠化发展趋势也具有重要现实意义。但由于红柳生长发育规律和研究区环境的复杂性，利用红柳沙包“年层”研究环境演变，在理论和实践上都有待进一步完善和提高。

（3）为塔里木河下游及其罗布泊地区的生态环境和社会经济发展提供基础数据

塔里木河下游及罗布泊地区不仅是新疆也是亚洲最干旱的地区，该地区蕴藏着丰富的矿产资源，是未来青新铁路的枢纽和联系内地与边疆的战略通道，因历史上河床游移摆动频繁，形成宽广的河岸地带，生长着茂密的荒漠河岸植被，被称为“绿色走廊”，可有效防止沙漠合拢、保护国道畅通。然而，受自然条件和历史因素的影响，塔里木河下游及罗布泊地区人居环境恶劣，生产力低下，生态环境亟待治理。罗布泊地区是生态环境退化的典型地区，环境演变研究是实施“新楼兰工程”的基础工作之一。对塔里木河下游及罗布泊地区进行生态重建，实施跨越式发展工程，对促进生态环境改善，以及新疆维吾尔族自治区的经济文化发展、边疆稳定和民族团结都具有十分重要的意义。

1.3 研究内容与方法

1.3.1 研究内容

本文以罗布泊地区典型红柳沙包为主要研究对象，对数据采用数理统计、分段列表分析的方法，在野外观测、采样、实验和数据分析的基础上，通过对罗布泊地区2007年

两个采样点及2003年采样点的红柳沙包有机质TOC、TN、C/N及沙层厚度等数据对比分析，分段研究罗布泊不同时期温度、降水变化，获得近一百多年来发生在罗布泊地区的环境变化信息，从而进一步促进利用红柳沙包沉积纹层进行干旱地区高分辨率环境演变研究的完善；通过对不同地段红柳沙包TOC、TN、C/N进行相关分析、线性回归，总结出三者之间的关系；通过对红柳、不同类型植物、沉积物TOC、TN、C/N含量的对比分析，反映红柳沙包在表征区域环境演变、土壤沙化方面的独特作用。

本论文的研究内容是国家自然科学基金项目“罗布泊地区红柳沙包沉积纹层年代学与古环境指示意义研究”中部分研究内容，得到该项目的资金支持。

1.3.2 研究方法

在具体的研究方法和技术路线上，我们采用文献资料调查、野外定位观测和实验室分析测试相结合、基础研究与应用研究相结合的研究方法。野外工作主要以野外环境调查和典型红柳沙包选取、测量和样品采集工作为主；室内工作以样品的实验分析、数据处理和结果分析为主。在已有的研究工作和成果基础上，通过不同地段三组红柳沙包有机质的TOC、TN、C/N及沙层厚度等数据的数据对比，认识红柳沙包样品的机械组成特征，探讨其成因机制及区域温度、降水的变化。

(1) 历史文献与野外调查相结合：在广泛调研参考文献资料的基础上，收集了罗布泊周围气象站的气象记录资料，并以此为基础按照有关模型，对确定的采样点气候资料进行了插值计算。进行野外考察和定位观测，包括野外红柳沙包的选择、红柳沙包的描述和基本形态数据的测量以及不同部位的样品采集等工作。其中沙层厚度数据是在这个过程中测定的。

(2) 室内实验分析：去除有机质中的碳酸盐后，利用CE FLASH 1112型元素分析仪测定样品的总有机碳(TOC)、总氮(TN)含量，误差为±0.10%，C/N比值由总有机碳含量(TOC)除以总氮含量(TN)计算所得。以上工作在中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊与环境国家重点实验室完成。

(3) 数据处理：对于室内实验所获的数据，应用数理统计的方法，进行数据整理，分段列表分析，提取相关参数，研究参数变化的规律。采用数据Pearson相关分析、线性回归分析、对比分析等方法对数进行处理。所有数据处理过程均运用Excel 2003和SPSS 13.0软件统计分析。

(4) 结果分析：在上述一系列工作的基础上，总结罗布泊地区红柳沙包的TOC、TN、C/N及沙层厚度变化特征，得出温度、降水的变化规律，进而揭示近160多年来罗

布泊地区气候环境的演变规律。

1.4 技术路线

本文在总结前人的研究成果和已有的工作基础上，按如下的技术路线进行，如图 1

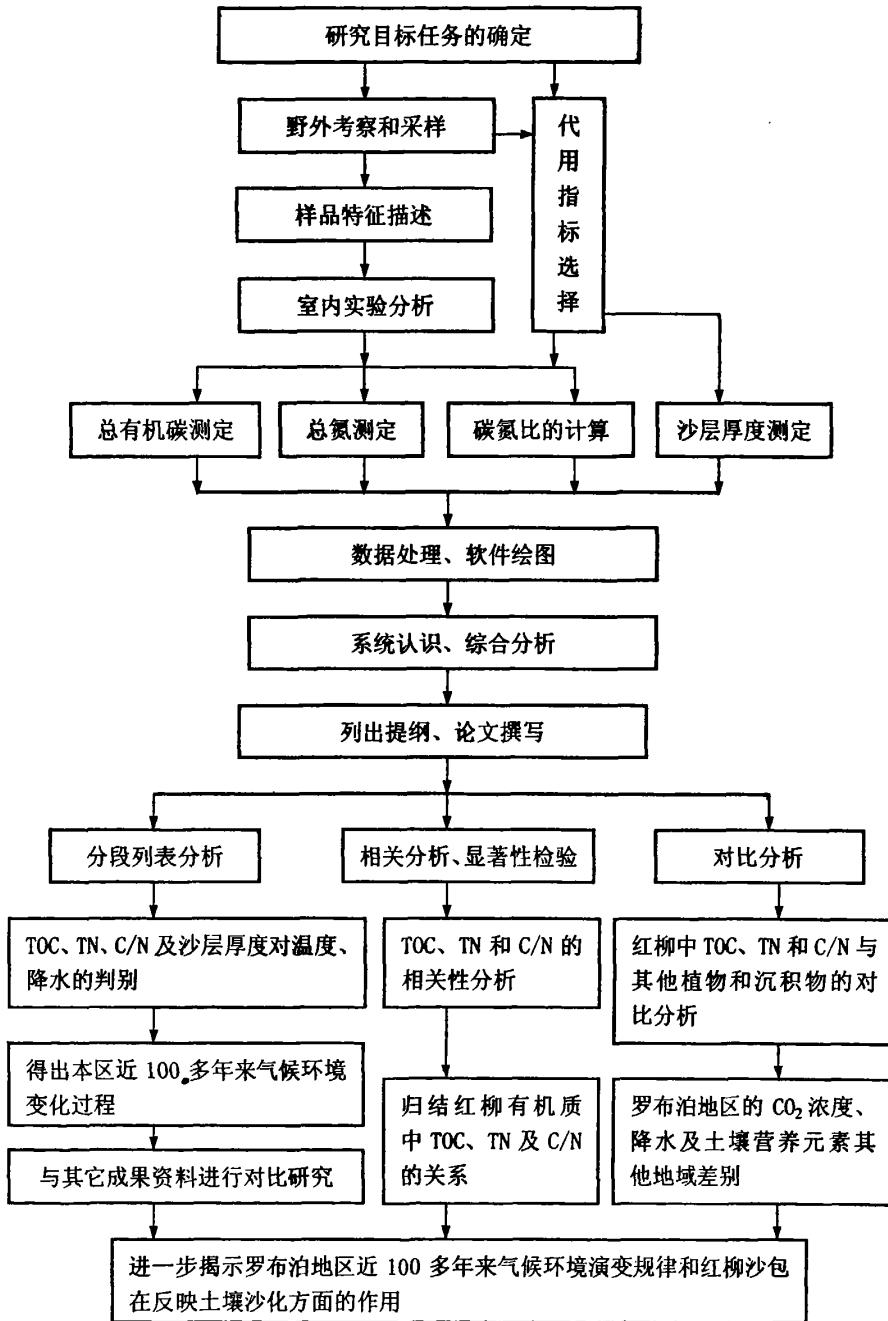


图 1 技术路线示意图

2 研究进展

2.1 红柳沙包的研究进展

自 20 世纪 80 年代以来，随着风沙地貌和沙漠化过程研究不断的深入，灌从沙堆的研究在国内外受到了广泛关注，对灌从沙堆的形态、沉积物、生态学、动力演化等几个方面进行了比较系统的研究^[15]。

2.1.1 红柳与红柳沙包

红柳，又名西河柳即柽柳（*Tamarix-chinensis*），是一种落叶灌木或小乔木，约 90 种，枝条为红色，叶子小呈鳞片状，开淡红色的小花。花有淡淡的清香，可以成为蜜蜂的蜜源。以其独特的生理生态特性使它能适应严酷的生态环境，如在年降水量 19.1mm 左右、极端高温 43.6~45°C 和极端低温 -25°C、在沙面最高温度 70~80°C、地下水含盐量 10~20g/L 的沙土环境都能正常生长发育。红柳叶退化成鳞片状，其枝细软，能抗风折，并不怕被风沙掩埋。红柳抗旱耐碱，它的固沙能力极强，主要分布于亚洲大陆和北非，部分分布于欧洲的干旱和半干旱地域，间断分布于南非西海岸。我国产 18 种 1 变种，主要分布于西北、内蒙古和华北等北方省份。

中国柽柳属植物大多数种类集中分布在西北各省区的荒漠和半荒漠区，其中以新疆、甘肃、内蒙古、青海和宁夏为最多，其中新疆约占全国总数的 84%，新疆南部种类尤其丰富^[15]。

红柳，在沉积纹层研究中被采用。红柳是一种抗逆性很强的植物，可以利用浅层的土壤水，也可以利用深达 16m 的地下水^[16]，使环境恶劣时也能保证植物生长的连续性。

通常，在河流泛滥堆积的细粒沉积物上生长以红柳为主的荒漠植物后，风沙流受红柳的阻挡开始停积，形成沙堆，随着红柳的不断生长，沙堆也随之不断增长形成沙包。当沙包达到一定的高度或者地下水位降低导致红柳死亡后，沙包则停止发育，最后被风蚀消亡。

红柳沙包是极端干旱区沙物质围绕红柳沉积而形成的灌丛沙丘，它是荒漠环境下形成的一种特有的生物地貌类型，也称之为植物沙丘，是灌丛沙丘的一类典型代表，其沉积结构和形成过程属风积地貌类型^[17-18]。沉积纹层形成过程如图 2，其中沙物质和植物落叶以互层的形式存在。春、夏季，大风时，风沙流携带的沙粒遇到红柳丛的阻挡产生沉降和堆积，形成不同厚度的沙层；秋末冬初，红柳落叶，由于冬季风速较低，空气相

对湿度较大，加之红柳叶边缘的锯齿状凸起结构，使红柳枝叶相互交织在一起，再经霜雪的压实和保护，形成一个连续的枯枝落叶层。这种由春、夏季的风沙层和秋、冬季的枯枝落叶层组成的年沉积层为“红柳沙包年层”。

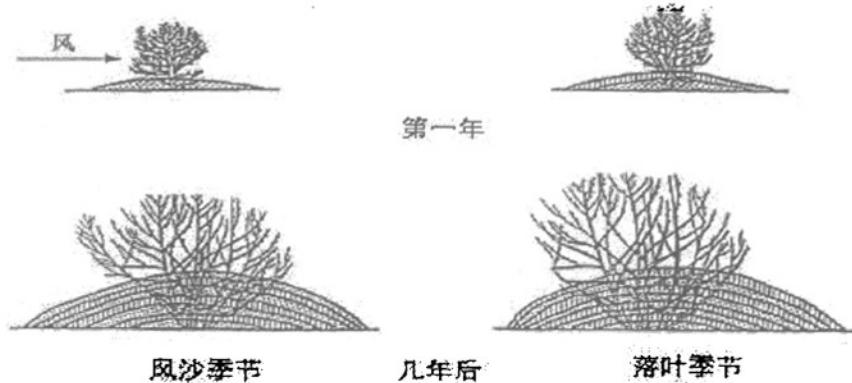


图2 灌丛沙丘沉积纹层形成示意图

在塔克拉玛干沙漠南缘及塔里木河、和田河、克里雅河、车儿臣河和孔雀河等河流下游河道两岸、三角洲地带及沙漠中的古河道和局部洼地中，红柳沙包成群分布。高度一般为3~10 m，个别可达15 m左右。在物质结构上，主要由红柳枝叶和风成沙互层堆积而成，红柳枝干穿插其中。它是在荒漠环境下，由红柳和风沙长期相互作用而形成的一种特有的生物地貌类型。如图3。

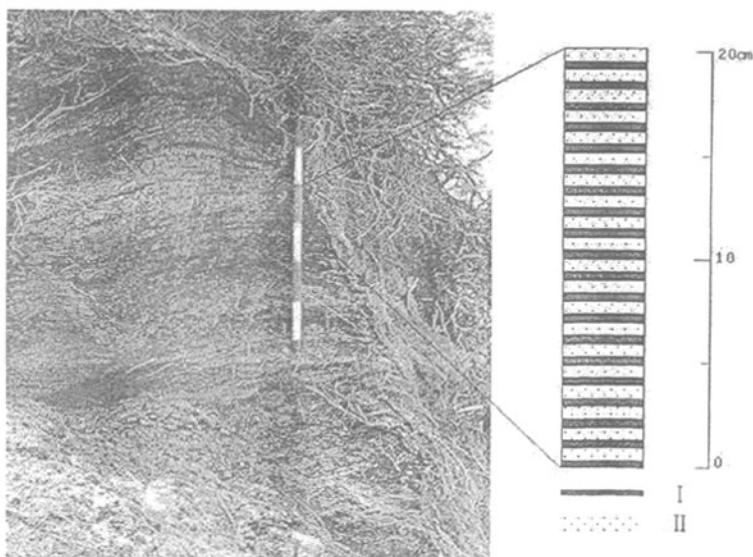


图3 典型红柳沙包层状沉积结构——罗布泊红柳沙包

I 枯枝落叶层 II 沙层

罗布泊红柳沙包的典型形态符合柽柳灌丛的形态特点，是一个凸起的沙包，丘顶浑圆，坡度较缓，由于各地影响因素不同形态会出现一定的差异。沙包迎风坡因受到侵蚀而稍显陡峭植被生长差，而背风坡坡度较缓，植被生长相对较好。

塔克拉玛干沙漠南缘及罗布泊周边地区具备红柳沙包沉积纹层形成的条件：①丰富的沙源；②一定的水分条件；③需要有合适的风速、空气湿度、冬季的降雪和霜冻等气象条件；④红柳叶的特殊结构。在上述地区，中、细粒级的沙源十分丰富，年平均风速达2.0~3.0 m/s，起沙风速为4.0m/s，大多发生在春、夏季。大风时，风沙流携带的沙粒遇到红柳丛的阻挡产生沉降和堆积，形成不同厚度的沙层；秋末冬初，红柳落叶由于冬季风速较低，空气相对湿度比较大^[19]，加之红柳叶边缘的锯齿状凸起结构，使红柳落叶相互交织在一起，在经雪霜的压实和保护，形成一个连续的枯枝落叶层。这样年复一年的堆积，不仅使红柳不断向上生长，而且使沙包逐年增高，而枯枝落叶层和沙层交替沉积则形成了清晰的层理构造被称为“红柳沙包年层”。由于该地区气候十分干燥，使其得以长时间的保存。年层的厚度主要取决于当年的风强、沙尘暴次数以及红柳的生长量。在理论上，该沉积纹层分辨率可以达到年级，它和树木年轮一样，可以用来计年。但由于风速的年内与年际变化，风速较大时可能会破坏以前的沉积，这样纹层所代表的实际年代需要去研究论证。

红柳沙包的层状结构及其形成已经引起有关学者的关注，并对其形成作过较为详细的描述和研究，更重要的是红柳沙包年层中的风成沙和红柳落叶蕴藏有丰富的环境信息。通过对沙层厚度、粒度和矿物组成等分析，可了解沙源、风强和干旱程度等的变化；通过红柳叶的 $\delta^{13}\text{C}$ 值、C/N值等测定和分析，可了解过去气候变化的状况。因此，对红柳沙包组成物质的分析，可作为研究干旱区环境变化的有效工具之一。

2.1.2 红柳沙包在环境变化研究中的应用

通过研究发现，红柳沙包不但可以作为分辨率达年级的沉积物计年手段，还是古环境信息的有效载体^[20]，能从红柳沙包沙层厚度、粒级和矿物组成的分析来研究不同时期风力强度和物源的变化，进而获得近数百年来塔克拉玛干沙漠地区的环境变化信息。因此，对红柳沙包物质组成的分析，可以提供红柳沙包测年与恢复古环境的参考方法，揭示罗布泊地区近几百年的环境变化序列，为相关地区环境变化研究提供新的理论依据和技术参考。现在，对红柳沙包沉积纹层的计年与气候环境意义已得到了初步确认^[21-24]。

（1）红柳沙包的沉积物计年

关于利用红柳沙包来计年的问题，100年前斯文·赫定认为：红柳沙包每千年才能长高10米；亨廷顿曾写道：“我敢说那些50~60英尺高的红柳包也有500~1000年的历史”。考察发现，在罗布泊地区，特有的红柳沙包与树木年轮一样，具有清晰的、由风成沙与红柳枯枝落叶层组成的沉积纹层，就是“红柳沙包年层”。1985年已发现多达623层的红柳沙包沉积纹层^[21]，2004年，中国科学院罗布泊科考队向社会公布了一个新的测年手段—红柳沙包沉积纹层测年法^[23-24]。

（2）红柳沙包沉积纹层沙物质的环境信息记录

红柳沙包沉积纹层中的沙物质含有丰富的环境信息，如通过对沙层厚度、粒级和矿物组成的分析，可研究不同时期风强和物源的变化。2003年7月，通过对米兰河左岸一高达10m沉积纹层为132层的红柳沙包采样分析，用于研究近132a来该地区的环境变化取得了较理想的结果。

（3）红柳沙包纹层有机质的环境信息记录

红柳沙包沉积纹层的红柳落叶中同样记录了气候环境变化的信息。通过对红柳沙包沉积纹层枯枝落叶的C、H、N和 $\delta^{13}\text{C}$ 等稳定同位素测定，可恢复不同时期本区CO₂和温度、降水等状况，研究气候要素的变化。

目前，红柳沙包的研究已经取得了一定的进展，研究理论正逐步趋向完善，但仍然需要做进一步的工作。红柳沙包年层法出现了成功的曙光，但要使红柳沙包年层成为完善的环境变化研究手段，需要更系统的研究。红柳沙包年层法的确立，是在干旱荒漠区地质环境测年方法上的一次创新，在干旱荒漠区生态环境演变研究中具有重要的意义。

2.2 C、N和碳氮比（C/N）的研究进展

2.2.1 国内外C、N和C/N的相关研究

C、N是生命信息元素，是生物不可缺少的组成成分。碳元素是构成生物体的基本骨架，约占生命物质的1/4，在生物体内起到不可估量的作用；氮元素是构成生物体主要生命元素，它作为蛋白质和核酸的必不可少的组成成分，是生命必需元素，对生物体的正常生命活动起着重要的作用。在研究全球变化时，特别是以沉积物和有机质为载体的相关研究中，专家更多的集中在总有机碳（TOC）、总氮（TN）和碳氮比（C/N）等方面。

近年来，TOC做为研究古气候的代用指标已被广泛的应用。Sackett等研讨了海洋

沉积物中 OC 含量的垂直分布，并与有孔虫中 $\delta^{18}\text{O}$ 值做了对比研究，表明其与古气候波动有相关性，是古气候波动的又一指标。薛滨等测定了青藏高原若尔盖盆地 RH 孔岩芯沉积物中的 TOC，并与洛川黄土记录对比，指出 OC 分布具有古气候波动的标志作用^[25]。TOC 含量高说明湖泊生物生产率高，有机质保存条件好。气候变化是影响湖泊沉积物有机质含量的主要因素，一般来说在低温干旱的条件下，入湖径流量小，陆源有机质减少，低温和低营养矿物质使水生生物生长受限制，湖泊生产力低下。而暖湿气候条件下，入湖径流量大，带来丰富的陆生植物碎屑，同时温暖气候和营养物质供给的增加，使水生植物也得以繁荣，从而使有机质含量提高^[26]。OC 是一定生物气候环境下的产物，其含量和性质都与环境有关。气候温暖湿润，自然植被生长茂盛，有利于 OC 的积累，相反，气候干燥寒冷，植被稀疏，OC 含量相对贫乏^[27]。Rampino 在讨论岩芯中有机碳的分布与古气候关系时，得出有机碳含量的低值与寒冷气候相对应^[28]；高的 TOC 含量说明流域和湖泊生物生产率高，同时也说明有机质保存条件良好；低的 TOC 含量则指示初级生产力低，也可能有机质在沉积后氧化分解过程强烈^[29]。袁华茂等对渤海三个典型海域沉积物自然粒度下的 OC 进行了研究，认为其含量变化与氧化还原环境有关^[30]。吉磊等通过对阳澄湖两个短柱状样中 TN 以及各种环境指标分析，研究沉积物有机质含量，恢复古环境信息^[31]。陈敬安、万国江等通过对程海沉积物 C、N 等元素的含量及其比值的综合分析，发现它们均可作为程海水位波动及区域气候干湿变迁的替代性指标^[32]。Mayer 等对缅甸海湾沉积物的研究发现，沉积物中 OC 和 TN 的含量浓度主要受颗粒控制，在较远的滨外区 OC、TN 含量随深度变化极小，而其中不稳定成分则主要由有机质输送速度控制^[33]。李文朝对太湖沉积物中 TN 和 OC 进行了分析，揭示了浅水湖泊沉积物中 N 的积累及其与水生植物间的关系，认为 N 和 OC 主要经过水生植物的生物沉积途径进入沉积物^[34]。对洱海近代沉积物中 C、N 等元素的分析研究，揭示该地区物质输入及环境变化的特征^[35]。杨洪等对武汉东湖沉积物 N、C 等元素垂向分布特征进行了研究，发现其含量变化受气候变化、人类活动、N 比 OC 分解速度快等因素综合影响^[36]。通过对玛珥湖沉积物中 N 及 OC 含量变化及其环境意义的研究，恢复了海南岛双池玛珥湖区末次冰消期以来植被生产力及古气候变化^[37]。白军红等对天然湿地 TN 以及 OC 的空间分布特征进行了相关性研究，对土壤有机质含量及区域干湿变化进行了相关性分析^[38]。

沉积物的 TOC、TN 的含量和 C/N 值是判识沉积环境变化的重要指标。TOC 和 TN 含量一般指示有机质生产力水平且反映气候条件的变化，C/N 比值常用来描述有机质的

来源^[5]。Tenzer 等利用有机质和沉积物中的 C/N 分析发现沉积物中有机质的增加主要是由陆源有机质增加造成的^[39]。因此，有机质的 C/N 比值则被认为是有效的判别有机质来源的指标^[40]。由于有机氮优先出现在植物的蛋白和核酸中，所以在以木质素和纤维素为主要成分的高等植物中，含氮量通常较低，据 Nakai 研究表明，陆生高等植物 C/N 比为 14~23，甚至大于 30^[41]，而低等植物如湖藻与大型藻类有机氮的含量高，因此湖泊浮游生物的 C/N 比值较低^[42]，通常小于 10，浮游动物平均为 6.3，浮游植物为 6.0 左右，其中硅藻为 5.5~7.0，蓝绿藻为 6.5，底栖生物为 2.8~3.4^[43]；潘红莹在其研究中也认为：在低等植物和浮游生物中粗蛋白质含量平均为 24%，C/N 约为 12.1，多数高等植物粗蛋白含量平均为 6%，C/N 达到 45~50，这在相当大的程度上可以帮助判别在整个沉积序列形成过程中何时为湖泊自生有机碳源，何时为外源，何时又是混合源。C/N 高时，说明湖泊沉积物中的有机质主要来源于流域的陆源输入，而当 C/N 低时，则反映陆源输入的减少或者湖泊生产力增高^[44]。海洋沉积物中的有机质主要来源于海洋自生和陆源输入，在假定海洋藻类有机质中富含大量的蛋白质，而纤维素的含量极低，陆生高等植物富含纤维素，而蛋白质含量较低的基础上，可以根据沉积物中有机质的 C/N 来判定沉积物中有机质的来源^[45]。

在海洋沉积物中，C/N 值越大，说明沉积环境上有机物越不易保存，如活性有机质 CH_2O ，尤其是某些氨基酸、蛋白质及部分农药，容易被微生物降解和无机物氧化，转为硝酸盐、亚硝酸盐、氨以至水和 CO_2 的形式，从而从沉积物中失去。因此，当物质来源基本相同时，常以 C/N 值来反映沉积物中有机物质分解和保存的程度。同时，沉积物来源不同时，沉积环境上某些有机物质，如木质素、纤维素，以及其它难以被分解的脂肪酸、甾体化合物等都不易被微生物降解和氧化，故 C/N 值也能概要的反映沉积物中有机物质的组成^[46]。在沉积物中，C/N 的比值应取决于有机物的性质、被埋藏的环境以及分解的过程。这是一个极其复杂的变化过程，所以沉积环境不同，沉积地区的 C/N 比值也不同。C/N 比值比较低，说明有机物分解比较完全^[47]。

植物体内的碳主要是植物通过光合作用从大气中固定并以碳水化合物的形式存在，而氮则主要是从土壤中吸收并以蛋白质的形式存在。因此，植物 C/N 比的大小可以在一定程度上反映植物的品质，C/N 比值高说明蛋白质的相对含量少，植物的品质差，反之，则植物的品质高^[48]。

最新研究表明，TOC 含量和 TOC/TN 比值 (C/N) 可反映沉积物与水深的关系，TOC 含量和 C/N 比值低时，一般指示深水环境：来自水深小于 8m 的有机物的 C/N 比值的变

化范围会很大，离岸较远的较深水区的 C/N 比值则变化较小^[49]。

通过众多文献显示 TOC、TN 和 C/N 的研究大都用来反映湖泊或沼泽泥炭沉积物当时的气候、有机质生产力、保存条件等生态环境变化。C/N 常用来分析沉积物有机质的来源，也被用来表示沉积物的保存条件和分解程度；反映植物品质高低；反映沉积物与水深的关系，但是在研究红柳中的 TOC、TN 及 C/N 与气候环境变化信息关系方面，国内外研究都非常少。我们以红柳沙包为研究对象，提取有机质中 TOC、TN 和 C/N 等信息，尝试通过红柳沙包有机质 TOC、TN 及 C/N 与温度、降水的关系来反映罗布泊地区近 168 年来气候环境变化信息。

2.2.2 植物中 C、N 及 C/N 与气候因子变化关系的研究理论基础

大气中 CO₂浓度的升高，不但会影响全球气候，而且会影响到植物生长的各个方面。大气 CO₂变化对植物营养影响的研究处于初始阶段。氮作为植物所需三大营养元素之一，对植物生长发育起着至关重要的作用。近年来研究表明，大气 CO₂浓度升高会影响到植物的氮素营养。大气 CO₂浓度升高对植物吸收氮素的影响与大气 CO₂浓度、植物品种及被吸收氮的形态等因素有关。研究表明，大气 CO₂浓度升高时，植物和土壤中的氮浓度降低；大气 CO₂浓度升高时，植物和土壤的 C/N 比升高^[50]。目前，大多数 CO₂的加浓实验表明，随着大气 CO₂浓度的上升而使植物生物量增加，并使植物中的 N 含量下降，及其 C/N 比值增大。大气 CO₂浓度的增大必将伴随气温的上升与降雨量的增加^[51]。研究表明，CO₂浓度升高，植物地上部含 C 量趋于降低，这可能是由于 CO₂浓度增高，生物量增加之故。CO₂浓度增加，植物地上部和根系 C/N 比率增加，主要是高 CO₂浓度引起 N 浓度下降的结果，但不是 C 含量增加的结果。CO₂浓度增高，地上部 C/P 比率增加，而根系 C/P 比率则下降。主要也是高 CO₂浓度引起地上部和根系 P 浓度变化的结果，而不是高 CO₂浓度引起 C 含量变化的结果。CO₂浓度增加，植物地上部含 C 量趋于降低，地上部 N 浓度明显下降^[52]。CO₂浓度升高有利于植物组织中碳水化合物的积累，降低了含氮量，使 C/N 比增加。但也有观点表明，CO₂浓度倍增只降低了叶片氮含量，对根系氮含量影响并不显著^[53]。一般认为，CO₂浓度升高减少了植物组织中的氮素含量，这是由于积累了较多的碳水化合物引起的对氮素稀释作用的缘故^[54]。CO₂倍增会导致植物 C/N 增加，间接的使植物残体腐解速率降低，同时也降低了营养元素在生态系统的循环速率。一般来说，大气 CO₂浓度升高会加强光合作用与生产力，增加根部的碳，植物枯枝落叶 C/N 比值升高，含 N 量减少^[55]。目前，解释高 CO₂使植物 N 下降的原因有两个：一是由于蒸腾速率下降，造成单位干物质养分输送的下降，从而引起 N 含量的下降；

二是植物的快速生长导致 N 的不平衡吸收以及 N 利用效率的增加^[56]。研究表明，随着纬度升高(43°S~60°N)、温度降低(-10~-20°C)，叶片 N、P 含量显著增加。Han 等对我国 753 种陆生植物的研究表明，叶片 N、P 含量随着纬度升高(18°~49°N)、温度降低(-5~25°C)而显著增加^[57]。红柳沙包年层中红柳落叶的 $\delta^{13}\text{C}$ 值、C/N 值、沙层厚度、粒度组成等特征，记录了气候环境变化的信息^[20]。众所周知，大气温度与 CO₂ 浓度是息息相关的。当 CO₂ 浓度升高时，红柳叶中 N 含量下降，因此 C/N 增大；CO₂ 浓度增大伴随着的是气温上升，气温升高时红柳的 $\delta^{13}\text{C}$ 则偏轻。两者表现是符合气候变化特点的。 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化受大气 CO₂ 含量、光照、温度和降水等气象要素的影响。其中温度和降水为主控因子。当温度降低时，植物为减少蒸发关闭气孔而导致植物叶内 CO₂ 浓度下降，光合作用产物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值则升高，因此可得当温度升高和湿度加大时， $\delta^{13}\text{C}$ 值偏轻；温度和湿度降低时则偏重。研究表明，近一百多年来，年层中红柳枝叶的 C/N 与 $\delta^{13}\text{C}$ 一样，基本上与 $\delta^{13}\text{C}$ 呈负相关^[24]。因此，我们认为随着大气 CO₂ 浓度的上升，植物中 C 的含量增加、N 含量减小，C/N 比值增大。大气 CO₂ 浓度的增大必将伴随气温的上升和降水量的增加。也就是说植物中 C 含量增加、N 含量减小，C/N 比值升高，能反映环境温度和湿度的增加。总的来说，由于大气 CO₂ 浓度、温度、降水等气候因子对植物生长的影响非常复杂，本文植物以红柳为例，其研究属起步阶段，仍需要进一步完善。

2.3 沙层厚度反映降水变化的分析

沙层的厚度与物质组成、沙源和风速状况有关，而风沙起动临界风速的大小和沙颗粒级配、沙层湿度、植被条件以及起动方式等因素有着密切的关系。如果忽略大气环流的改变，该地区的沙物质特性则主要由下垫面性质决定。沙层沉积厚度较薄的时段，表示风力较弱，下垫面状况良好，土壤水分较高，沙源输沙量较低，可间接反映出这一时段气候相对湿润；当沉积厚度较厚时，表示该阶段风力较强，降水减少，地表干燥，易于被风蚀，风沙流含沙量高，反映出这一时段气候为相对干早期^[24]。

3 研究区域概况

3.1 研究区地理位置

罗布泊及其临近地区位于塔里木盆地东部，新疆巴音郭楞蒙古自治州境内，在 $88^{\circ}\sim94^{\circ}\text{E}$ 、 $39^{\circ}31'\sim41^{\circ}\text{N}$ 的范围内，面积约为 $1.0\times10^4\text{ km}^2$ 。北有天山支脉库鲁克塔格山、东北有克孜勒塔格山、依格孜塔格山（海拔最高点各为1453m和1761m），东与甘肃临界白山毗邻（海拔2013m），南为阿尔金山，西邻塔克拉玛干沙漠、库姆克沙漠，东部经阿奇克谷地与疏勒河、河西走廊相连，呈倒置瓶状。根据航测1/10万地形图和实地考察，湖泊形成范围基本以800m等高线为界，呈东北—西南椭圆形洼地，东西长210 km，南北宽130 km，面积约为 $1.9\times10^4\text{ km}^2$ 。这一封闭洼地处于塔里木盆地的最低处，是塔里木盆地各大河流的归宿地，为塔里木盆地汇水和积盐中心。它的环境演变是整个塔里木盆地和周边山地环境演变的缩影。该地区自19世纪中叶以来，特别是我国西部大开发战略实施以来，成为科学界探险和考察的一个热点区域^[58]。（见图4）

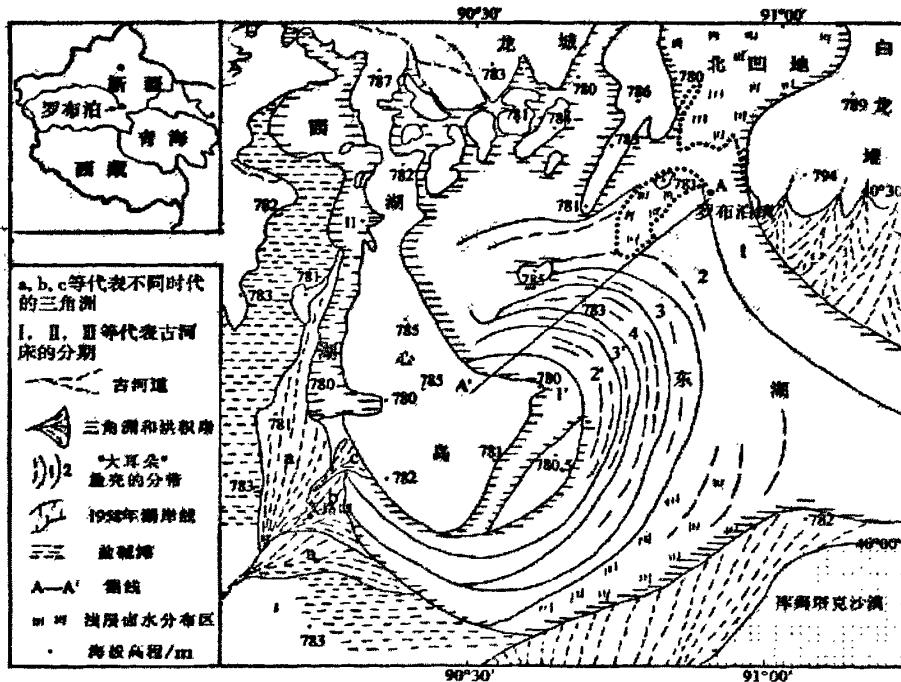


图4 罗布泊地理位置及周边地貌图

3.2 地质构造背景

塔里木盆地的基底是一个较为刚性的克拉通块体。受喜马拉雅期印度大陆与欧亚大

陆碰撞造山的影响，地质应力通过陆块刚性传递，使天山和昆仑山向塔里木地块冲断推覆，加之四周边界断裂的走滑活动，其结果是塔里木克拉通也同样受到强大的南北向挤压应力的作用。塔里木地块一方面被压陷形成盆地，另一方面菱形地块受挤压变形。罗布泊正处于盆地南东和北东两组边界走滑断裂，即孔雀河断裂和阿尔金断裂的交汇内侧，在上述背景下两组边界走滑断裂分别产生巨型右行和左行走滑，由此促成了罗布泊洼地的形成。在大地构造位置上罗布泊位于欧亚板块腹地塔里木地块东部，属于塔里木地块的组成部分。在塔里木地块的构造格局内罗布泊地区属于一个相对为沉降性质的洼地，因此被称之为罗布泊凹陷。罗布泊凹陷是塔里木地块内处于相对下陷过程的一个次级构造单元，位于塔里木地块东部，夹持于库鲁克塔格断隆和阿尔金山断隆之间，因罗布泊洼地而得名。罗布泊凹陷呈北东东—南西西向展布，南边存在一个中坡隆起，西边与英吉苏凹陷相依，东面与北山断块相接。依据罗布泊凹陷地层发育情况、断裂特征及现今构造格局，将罗布泊凹陷划分为罗北洼槽和南部斜坡，其中罗北洼槽进一步划分为东部次洼、小孤泉低凸起和西部次洼。地震、重力和航磁资料均显示：罗布泊凹陷东南部高、西北部低，为一南高北低的斜坡形态，北部边缘向上翘起，航磁揭示古老基底上的沉积盖层最大埋深大于10 km。凹陷内断裂主要分布在南部，方向为近东西向和北东向，呈“帚状、雁列状”与边界车尔臣断裂斜交。罗布泊凹陷发育有五大构造层。由太古界和中—古元古界组成的基底构造层和震旦系—下古生界、上古生界、侏罗系、白垩系新生界等组成的四个构造层。根据凹陷两侧断裂均向山体推测，库鲁克塔格断隆和阿尔金山断隆两隆起带均向凹陷方向逆冲挤压，罗布泊凹陷呈受压下陷状态。因此，罗布泊凹陷属于压陷性质的凹陷构造。罗布泊凹陷内的下古生界展示大隆大凹构造格局的特点，但上古生界显示很强的分割性，明显受下古生界中的加里东运动期断层所控制，分布不连续，厚度不均；侏罗系反映在北侧孔雀河断裂南超的形成，凹陷北部深陷；白垩系—第三系属于区域准平原化上的堆积，所以范围是不限于洼地的，但是明显为东薄西厚并渐变延伸至英吉苏凹陷；第四系沉积范围大范围收缩，东侧沉积范围逐步西移，仍然呈东薄西厚特征^[58]。

3.3 地形地貌

罗布泊洼地发育在罗布泊凹陷之上，位于塔里木地块东部，夹持于库鲁克塔格断隆和阿尔金山断垄之间，呈北东东—南西西向展布。西边与英吉苏凹陷相依，东面与北山断块相接。常见地貌形态有沙漠、雅丹、谷地。沙漠以库姆塔格沙漠为主，其位于塔里木

盆地东部，罗布泊东南，阿尔金山以北，向东可延伸至甘肃玉门关附近。面积约 $2.0\times10^4\text{km}^2$ ，仅次于塔里木盆地的塔克拉玛干沙漠和准噶尔盆地的古尔班通古特沙漠，为新疆第三大沙漠。这片沙漠深居内陆中心，自然条件严酷，交通特别困难，过去很少有人进行过系统考察和研究，仅在沙漠边缘或围绕罗布泊问题开展过研究。新疆罗布泊地区北部、东部和西部，分布着大面积的雅丹地貌，面积约计 3000 km^2 ，仅次于柴达木盆地西北部的雅丹地貌，是我国第二个面积最大的雅丹地貌分布区。罗布泊地区的雅丹地貌，主要在孔雀河下游雅丹地貌分布区、白龙堆雅丹地貌分布区、三垅沙附近雅丹地貌分布区、以及阿奇克谷地零星分布的雅丹地貌。罗布泊洼地东部阿奇克谷地，即人们惯称的疏勒河下游谷地。其实，这个谷地并非疏勒河所形成。疏勒河是否曾由此通过也是一个问题。实地考察发现，这个谷地是一个典型的构造干谷。整个谷地呈东北—西南向，东起 93°E ，西至罗布泊洼地东缘，北以北山为界，南与库姆塔格（沙山）相邻。阿奇克谷地的现代自然景观为极度干旱的荒漠。然而，若干世纪以前，这里曾是著名的商道——丝绸之路，自然环境肯定比现在要好些。更向前追溯，在地质时期的第四纪早期以至晚第三纪，该地区为广阔的古罗布湖所占据，地面应该是另一种自然景观。东部谷地实际上是古罗布湖的一部分。在塔克拉玛干沙漠南缘及塔里木河、和田河、克里雅河、车尔臣河和孔雀河等河流下游河道两岸、三角洲地带及沙漠中的古河道和局部洼地中，红柳沙包成片分布，高度一般为 $3\sim10\text{m}$ ，个别可达 15m 左右。在物质结构上，主要由红柳枝叶和风成沙互层堆积而成，红柳枝干穿插其中。它是在荒漠环境下，由红柳和风沙长期相互作用而形成的、一种特有的生物地貌类型，被称为“红柳沙包年层”^[58]。

3.4 气候特征

本区属极端干旱的暖温带大陆性气候，属于极端干旱的荒漠区，无地表水，地下水位很高，降水稀少、蒸发量高、年温差和日温差大。据若羌气象站记载，多年平均降水量为 22.2mm ，多集中在夏季，并以暴雨形式降落；年蒸发量高达 2902.2 mm ，夏季的蒸发量为同期降雨量的100多倍。干燥度可达 $30\sim60$ ，空气中的水分很少，相对湿度在夏季几乎为零，没有水，植物难以生存。在湖区周围，由于降水、河水、泉水影响，有植物分布，但非常稀少。据统计，罗布泊地区现有植物种类约占新疆维管束植物的1%、全国的0.13%，是国内植物种类最少的地区之一。年平均温度 11.5°C ，夏季（7月）平均温度为 $25\sim27^\circ\text{C}$ ，极端高温 $>45^\circ\text{C}$ 。干旱指数为 $16\sim50$ 。所测地表温度最高达 71°C ；冬季（1月）平均温度为 $-8\sim-10^\circ\text{C}$ ，极端最低温度为 -33°C 。日温差 $15\sim17^\circ\text{C}$ ，最大达 28°C 。

本区多风沙、浮尘天气，沙尘暴15.1d/a，浮尘122 d/a，≥8级大风34.9 d/a，起沙风（≥5m/s）年均出现日数202 d，最大风速20~24m/s，主风向为北东及北东东，是中国和亚洲大陆的干旱中心，也是重要的风沙活动中心。

在罗布泊区域内，荒无人烟，气象站点很少，为了描述该区气候特征、气候影响和变化，特引用罗布泊邻近区域，并能反映该区某些气象要素特征的台站的气象资料，揭示该区域的气候特征和气候演变对环境的影响，由此特用下述一些国家台站（表2）作基本依据，并具有长期气候的代表性^[58]。

表2 罗布泊邻近区域国家台站气象数据

地点	海拔 /m	降水 量 /mm	蒸发 量 /mm	蒸降 比	年均 温 /°C	七月 均温 /°C	极端最 高温度 /°C	年大风 日数 (≥8级)
若羌	888	18	2885	160	11.5	31.4	43.6	38
铁干里克	846	35	2662	76	10.9	30.5	41.1	15
尉犁	885	42	2917	70	10.5	26.2	41.3	11
米兰	900	20			11.3	26.7	41.2	20
哈密	734	37	2811	76	9.1	26.5	40.1	21

3.5 土壤和植被状况

本区气候极端干旱，这种干旱多风的自然条件，致使本区土壤风蚀沙化十分严重。罗布泊地区土壤风蚀强度最大，由于风蚀作用强烈，表土常被风刮走，所以使土壤剖面发育常残缺不全。土地沙漠化十分严重。孔雀河、塔里木河下游广泛分布着河湖相沉积物，颗粒组成以粉、细砂为主，结构疏松，当水分条件发生变化或植被遭受破坏后，在强劲的风力吹扬下，最易就地起沙，形成各种类型的沙丘。沙丘移动常常阻塞交通，埋没渠道，侵袭农田。风沙流又能吹打作物，轻则造成机械损伤，重则打死，给农、林、牧业和交通运输等带来很大危害。受风沙活动影响，本区很多类型的土壤表面常覆盖着一层细砂，形成盖沙的盐土、盖沙的草甸土及盖沙的胡杨林土等，使土壤发育经常处于复幼状态，不利于有机物积累。土壤有机质含量很少，潜在肥力很低。加之风力吹蚀和盖沙作用，使地表处于极不稳定状态，亦不利于有机物质积累。因而，即使在水成条件下发育的土壤，有机质含量也不高^[58]。

罗布泊洼地地处干旱区，生物种群贫乏，数量稀少。特别是70年代罗布泊由于人

为影响而干涸后，植物属种迅速减少。据 1980~1981 年考察资料，仅发现 13 科 26 属 36 种植物，在大片盐壳分布地段和砾石荒漠、雅丹地区几乎均为裸地。在盐土荒漠上主要有盐节木 (*Halocnemum strobilaceum* (Pall.) Bieb.)、盐穗木 (*Halostachys caspica* (Bieb.) C.A.Mey.)、盐爪爪 (*Kalidium foliatum* (Pall.) Moq.)、刚毛柽柳 (*Tamarix hispida* Willd.)、短穗怪柳 (*Tamarix laxa* Willd.) 和芦苇 (*Phragmites communis* Trin.)；在砾质荒漠上散布着膜果麻黄 (*Ephedra przewalskii* Stapf.)、霸王 (*Zygophyllum xanthoxylum* (Bge.) Maxim) 和石生霸王 (*Zygophyllum rosowii* Bge.)；在库鲁克沙漠近河床处分布怪柳、胡杨 (*Populus diversifolia* Schrenk.)、花花柴 (*Karelinia caspica* (Pall.) Less.)、叉枝鸦葱 (*Scorzonera divaricata* Turcz.)、罗布麻 (*Apocynum venetum* L.)、大叶白麻 (*Poacynum hendersonii* (Hook.f.) Woodson.)、黑果枸杞 (*Lycium ruthenicum* Murr.)、骆驼刺 (*Alhagi pseudalhagi* (Bieb.) Fisch.)、白刺 (*Nitraria roborovskii*)、胀果干草 (*Glycyrrhiza inflata* Bot.)、盐爪爪和芦苇等；库木塔克沙漠则以塔克拉玛干怪柳 (*Tamarix taklamakanensis*)、沙拐枣 (*Calligonum roborovskii* A.Los.)、刺沙蓬 (*Solsola ruthenica* Iljin.) 为主。据统计，罗布泊地区现有植物种类约占新疆维管束植物的 1%、全国的 0.13%，是国内植物种类最少的地区^[58]。

3.6 水资源状况

罗布泊地区是塔里木盆地地表水和地下水的汇聚中心，历史上曾是一片水乡泽国，有众多的河流、湖泊和丰富的地下水。流入罗布泊地区的河流主要有塔里木河、孔雀河及车尔臣河，塔里木河是我国最大的内陆河，从它的源头叶尔羌河至台特玛湖为 2437 km，其干流肖夹克至台特玛湖 1321 km，流域总面积 51.73 万 km²，其中山区面积 20.63 万 km²，占流域总面积的 40%，平原面积 31.1 万 km²，占流域总面积 60%。共有 6 条主要源流，即和田河、叶尔羌河、喀什噶尔河、阿克苏河、渭干河及开都—孔雀河；历史上克里雅河也曾汇入过。开都河是天山南坡水量最丰富的河流之一，发源于天山中部的萨阿尔明山。上游流经大、小尤尔都斯盆地，中游流经峡谷，出峡谷后进入焉耆盆地，最后进入我国干旱区最大的淡水湖—博斯腾湖。开都河全长 661 km，大山口以上集水面积约 2 万 km²，年平均流量 107 m³/s，年径流量 33.6 亿 m³。孔雀河的源头是博斯腾湖，在湖口处，河道与许多芦苇沼泽地相通，西流到塔什店附近进入铁门关峡谷，峡谷长约 27 km。孔雀河自库尔勒以下由西折而南流，至尉犁向东直入罗布泊。孔雀河年平均流量 38.4 m³/s，年平均径流量 12.1 亿 m³；20 世纪 90 年代年径流量 13.15 亿 m³，其中 65%

是从博斯腾湖西泵站扬水。由于受博斯腾湖调节，孔雀河水量年内分配比较均匀，开都—孔雀河水系上、中游河道变化不大，但孔雀河下游与塔里木河时分时合，改道较为频繁。此外还有发源于阿尔金山的米兰河、若羌河及瓦石峡河等小河，水量不大，影响甚微。几条大的河流过去进入罗布泊地区水量很大，所以才形成众多的湖泊。以后随着进入本区河流水量的减少以至断流，使罗布泊和其他一些湖泊失去补给来源而干涸。罗布洼地是塔里木盆地几条大的河流（塔里木河、孔雀河及车尔臣河）的归宿地。历史上，曾是河网交错、湖泊密布的水乡泽国，直至 1942 年测绘的 1/50 万地形图上，从铁干里克以下到罗布泊，有大小不等的 30 余个湖泊，现在这些湖泊由于无水补给全部干涸^[58]。

总得来讲，罗布泊及其邻近地区的自然和社会特点，可以用四个中心来概括，即：①中国和亚洲大陆的干旱中心。罗布泊及其邻近地区是中国和亚洲大陆最干旱的一隅，年平均降水量不足 10mm，不少地方终年不降水，而蒸发量却高达 3000mm 以上。②塔里木盆地的积水积盐中心。过去，塔里木盆地的大小河流，主要是塔里木河、孔雀河和车儿臣河，一般都汇入罗布泊，那时罗布泊的面积可达几千到一万平方千米。1961 年以后逐渐干涸，形成罗布泊地区厚层的盐壳沉积，成为卫星相片的“大耳朵”影像。③沙漠分布和风沙活动中心。罗布泊及其邻近地区，分布有三片沙漠，以罗布泊沙漠为中心，西邻塔克拉玛干沙漠，南接库姆塔格沙漠。也是我国雅丹地貌集中分布地区，面积约 3000 km²。风沙活动强烈，成为沙漠扩大的沙物质来源，是我国沙尘暴源区之一。④古代人类文明活动中心。在人类文明史的进程中，罗布泊地区曾经有过辉煌的岁月，如丝绸之路的开辟、楼兰王国的建立等^[58]。罗布泊及其邻近地区，是新疆历史、地理、生物、地质、环境演变研究的一个典型区域，历来受到学术界密切关注，特别是历史时期的急剧变化为干旱地区环境变化的一个缩影。

4 红柳沙包样品的采集与分析

4.1 样品采集与处理

4.1.1 样品的采集

首先对研究区有关的文献资料进行了收集和整理。收集了罗布泊周围气象站的气象记录资料。然后在 2007 年 6 月和 2007 年 9 月进行了 2 次野外考察和采样。

第一次考察路线包括：米兰—红柳沟，米兰—墩力克—红柳沟、米兰—墩力克，确定了第一个采样沙丘。第二次考察路线包括：从米兰—墩力克—草棚，确定了第二采样点。项目组于 2007 年 9 月 26~27 日两天，分别对罗布泊选取的两个样点进行了采样。具体采样位置见图 5，在第一采样点采集清晰纹层样品 66 个，在第二采样点采集清晰纹层样品 168 个，并在沿途进行了简易气象观测。

采样点具体位置分布如图 5：（其中样点 3 为 2003 年测得的，位于新疆维吾尔自治区若羌县米兰镇东约 10km，属于罗布泊洼地西南缘。从沉积层整合形态判断其上部年层是连续的，沙包上部沉积纹层清晰，对该沙包由上而下按每四个年层为一单元，共采集了 33 层，时段代表 132 年^[20]）。

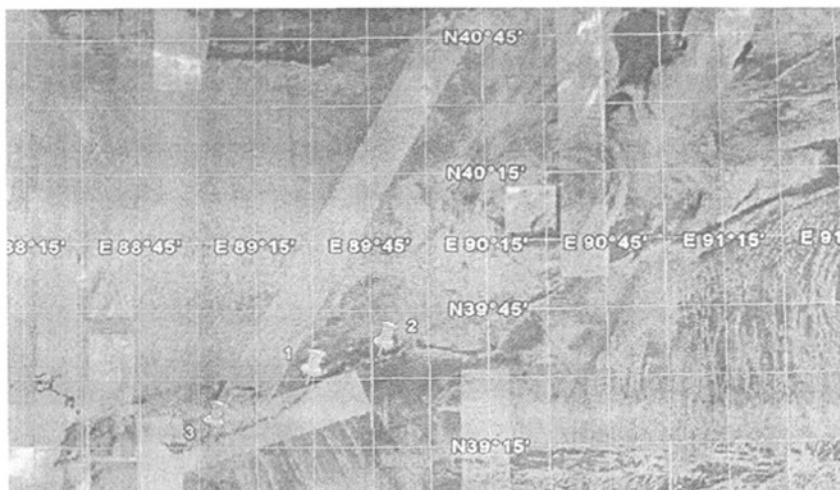


图 5 罗布泊地区红柳沙包采样点位置遥感影像图

样品采集步骤：

选取适宜的采样点，用 GPS 精确定位样点经纬度位置，取小型工具铲纵向去除表面浮土，确定典型的断面，修出从沙包顶层向下的剖面，露出清晰的红柳沙包沉积纹层，

喷壶装纯净水，喷湿剖面纵截面，使纹层更清晰。采样时从顶层到底部按照明显的堆积层理计数年层，然后逐层采样：先用竹签按年层截取定位分层，并用标尺测量每层厚度并做记录，其中最上一层枯枝落叶层和最上一层沙层合为第一个年层单元，依次向下计数。也可以根据工作需要，将每4个年层单元为一组。然后，用小型扁平铲逐层取样（每一年层的枯枝落叶和沙），放入不锈钢托盘，装入编好号的样品袋中做好标记。每袋样品不少于200克。全部采集完成后，对整个剖面的高度进行测量。同时，我们对1号红柳沙包的沙丘基底进行了剖面采样，如图6。

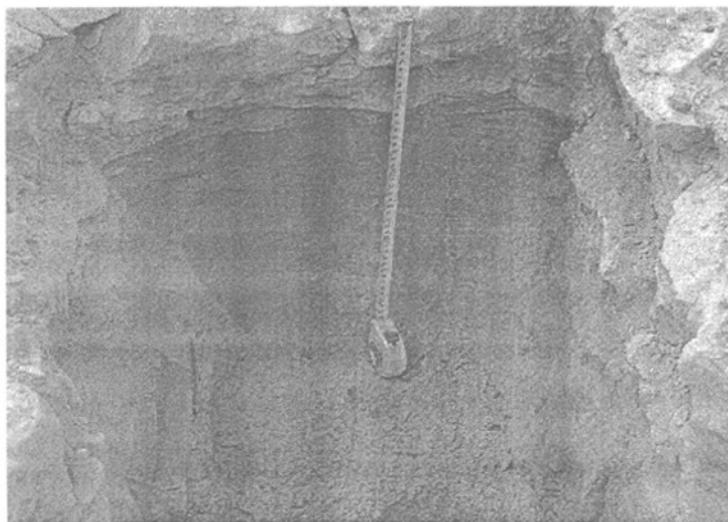


图6 1号红柳沙包沙丘基底剖面图

4.1.2 样品的实验室处理

回实验室后将样品中的枯枝落叶与沙物质用相应的筛子分离，重新标记备用。本实验主要分析枯枝落叶中总有机碳（TOC）和总氮（TN）的含量。分析步骤如下：

（1）样品的预处理：

①全部红柳落叶经纯化处理，将采集的样品烘干，用电子天平称取0.15克左右的红柳落叶样品（精确到0.01克）。

②把称取的样品完全转移到烧杯（去离子水清洗过的）中，用去离子水清洗、浸泡，然后静置一天（目的是除去样品外的离子）。

③将静置好的样品用滴管吸去多余的去离子水，留一小部分，然后用烘箱将烧杯及样品烘干，把烘干后的样品放入研磨器中研磨成植物粉为止。红柳落叶粉末易吸潮，研磨后必须进行干燥再进行实验，这样可减少测定时的误差。

④把植物粉完全转移到试管（去离子水清洗过的，并在烘箱里烘干的）中，在试管中加入配好的高氯酸（优级纯）与浓硝酸（优级纯）4: 1 的混合酸，每个样品的试管内加入 8 ml 的混合酸。做三个试剂空白。

⑤将加过样品和酸的试管静置 24 小时，然后，将试管放入消煮仪中消解，利用酸氧化有机质，温度控制在 200°C 左右，逐渐消解，实验需在通风橱中操作，消解过程中会产生大量白烟，直至加热到没有白烟产生，而液体只剩一滴为止。由于消解仪器设备简单，测定过程中会存在一些系统误差，对研究结果影响不大。

（2）分析前处理：

去除样品中的碳酸盐后，样品烘干，研磨后取一定量的样品，置于 50°C 的水浴锅中加入 10% 的稀盐酸多次搅拌，不断加入稀盐酸浸泡一昼夜直至反应完全；用去离子水洗至中性 (pH=7)，烘干后研磨过 150 目筛；称取一定量的被测样品，利用 CE FLASH 1112 型元素分析仪测定样品 C、N 的含量，误差为 $\pm 0.10\%$ 。C/N 比值由总有机碳含量 (TOC) 除以总氮含量 (TN) 计算所得。该方法具有操作简单、准确快速、自动计算并处理结果等优点，因此这种方法得到广泛应用。

4. 2 样品参数测定及处理结果

4. 2. 1 沉积纹层年代的确定

将红柳沙包年层与 AMS 测年和考古资料相对比，验证了利用红柳沙包年层计年的准确性：(1) 对新疆策勒县达玛沟下游一个高达 7m、其上部具有 280 层清晰年层的红柳沙包进行采样，经北京大学 ^{14}C 实验室用加速器质谱仪 (AMS) 测定，测得最底层 (即第 280 层，代表第 280 年) 的 ^{14}C 年龄为 (290 ± 100) a，说明两种方法结果相近。(2) 据考古资料显示，新疆民丰县安迪尔古城距今 1ka 前后被废弃。按照古城门内一个高达 8 m 的红柳沙包具有 800 多层的年层分析，也就是在 800 多年前，古城废弃、人类活动停止，城门口这个红柳沙包便开始形成，两种方法确定的年代接近^[58]。

另外，我们也可以通过本课题组测得的红柳沙包中红柳落叶层阳离子 (K^+ 、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+}) 总量确定纹层年代。本区 1958 年发生一次特大洪水，随后洪水渗入地下。大量地下水被红柳吸收，经过一年的生长，红柳叶子掉落，经风沙压实，成为一个“年层”。我们采到这个“年层”在 1960~1961 年。由图 7 可以看到这层的阳离子数值最小，由于红柳体内水分过多使其吸收的阳离子总量下降。因此，红柳落叶层阳离子确定纹层年代是可信的。由此可以看出，将红柳沙包年层与 AMS 测年、考古资料和红柳沙包中

红柳落叶层阳离子总量相对比，验证了利用红柳沙包年层计年的准确性和红柳落叶层阳离子确定纹层年代是可信度。综上所述，我们可以断定红柳沙包“年层”的一层即代表一年，所以 2 号红柳沙包“年层”168 层代表 168 年，即 1839~2006 年。

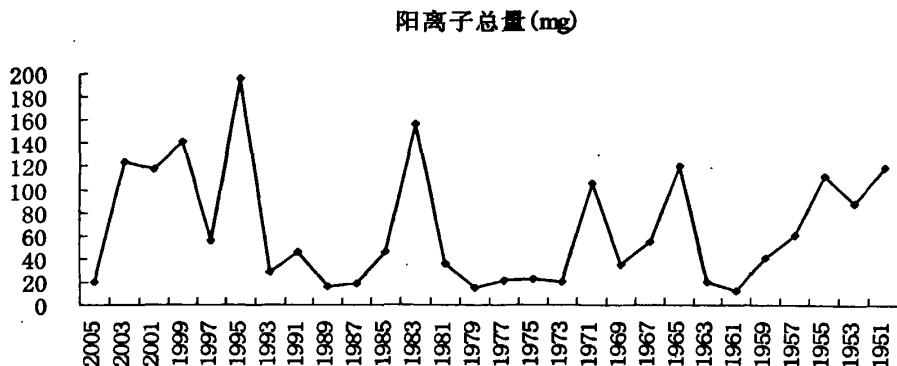


图 7 红柳落叶层阳离子总量

4.2.2 TOC、TN、C/N 及沙层厚度的测定结果

本次数据处理将每 4 个年层单元为一组，测定沉积纹层红柳落叶的 TOC%、TN%、C/N 及沙层厚度 (cm) 的结果如表 3、表 4 和表 5。

由表 3 可以看出，1 号沙包所有沉积纹层 TOC% 含量变化于 31.63~39.39 之间，其中 1975~1978 年为最大值 39.39，而 1979~1982 年为最小值 31.63。均值为 36.92，波动幅度为 7.76，总体变化趋势不大。TN% 含量变化于 0.83~1.45 之间，其中 1967~1970 年为最大值 1.45，而 1975~1978 年为最小值 0.83，均值为 1.09，波动幅度为 0.62，总体变化趋势不大。C/N 含量变化于 26.93~48.52 之间，其中 1975~1978 年为最大值 48.52，而 1967~1970 年为最小值 26.93，波动幅度为 21.59，均值为 35.85，变化明显。沙层厚度变化范围是 7.7~20.0cm，最大值出现在 1941~1950 年，最小值出现在 1983~1986 年，最大值为最小值的 2.6 倍，变化幅度较大。

由表 4 可以看出，2 号沙包所有沉积纹层 TOC% 含量变化于 24.28~44.55 之间，其中 1887~1890 年为最大值 44.55，而 1979~1982 年为最小值 24.28。均值为 35.18，波动幅度为 20.27，最大值为最小值的 1.8 倍，变化明显。TN% 变化范围在 0.62~1.22 之间，最大值出现在 1899~1902 年，最小值出现在 1991~1994 年，变化幅度为 0.60，最大值为最小值的 1.9 倍。C/N 比值的变化范围在 32.53~53.33 之间，1843~1846 年出现最大值，而最小值出现在 1907~1910 年，最大值为最小值的 1.6 倍。沙层厚度变化范围是 4.4~20.0cm，最大值出现在 1839~1846 年，最小值出现在 2003~2006 年，最大值为最小

值的 4.6 倍, 变化幅度较大。

表 3 1号沙包沉积纹层中红柳落叶的 TOC、TN、C/N 及沙层厚度

沉积纹层代表年代	TOC%	TN%	C/N	沙层厚度(cm)
2003~2006	37.81	1.26	30.35	9.5
1999~2002	38.47	1.29	30.69	9.2
1995~1998	35.37	1.36	28.58	9.3
1991~1994	35.68	0.97	37.52	9.5
1987~1990	34.34	0.98	36.06	8.1
1983~1986	34.75	0.93	39.31	7.7
1979~1982	31.63	1.00	33.43	11.9
1975~1978	39.39	0.83	48.52	11.7
1971~1974	39.36	0.91	45.48	12.4
1967~1970	37.99	1.45	26.93	11.4
1963~1966	38.76	1.01	39.97	9.7
1959~1962	36.78	1.07	34.91	9.5
1955~1958	37.06	1.18	32.46	8.4
1951~1954	37.98	1.02	38.57	15.5
1947~1950	38.02	0.94	42.40	20.0
1943~1946	38.23	1.17	32.71	20.0
1941~1942	35.96	1.08	31.54	20.0

表 4 2号沙包沉积纹层中红柳落叶的 TOC、TN、C/N 及沙层厚度

沉积纹层代表年代	TOC%	TN%	C/N	沙层厚度(cm)
2003~2006	36.16	0.90	43.23	4.4
1999~2002	33.61	0.88	39.42	5.6
1995~1998	28.49	0.77	37.11	6.2
1991~1994	26.63	0.62	42.83	5.8
1987~1990	31.88	0.78	40.97	5.5
1983~1986	32.14	0.80	40.17	5.8

表4 2号沙包沉积纹层中红柳落叶的TOC、TN、C/N及沙层厚度(续)

沉积纹层代表年代	TOC%	TN%	C/N	沙层厚度(cm)
1979~1982	24.28	0.67	35.97	4.8
1975~1978	32.87	0.81	41.18	6.6
1971~1974	36.20	0.78	46.34	6.5
1967~1970	34.68	0.73	47.65	8.8
1963~1966	37.37	0.78	49.90	9.0
1959~1962	34.97	0.89	39.97	8.6
1955~1958	36.81	0.93	40.39	10.1
1951~1954	37.18	0.98	38.02	10.3
1947~1950	37.20	0.80	47.23	9.6
1943~1946	34.64	0.87	39.79	10.0
1939~1942	35.92	0.88	43.35	10.6
1935~1938	39.34	1.01	39.06	8.0
1931~1934	34.34	0.80	43.33	7.1
1927~1930	36.33	0.88	43.45	8.6
1923~1926	36.32	0.93	38.77	7.8
1919~1922	30.99	0.72	43.93	7.8
1915~1918	28.62	0.81	36.18	7.3
1911~1914	37.26	0.82	47.25	8.1
1907~1910	30.74	0.94	32.53	9.9
1903~1906	30.55	0.92	32.59	9.4
1899~1902	39.71	1.22	32.72	6.9
1895~1898	36.63	1.02	35.06	6.6
1891~1894	37.21	1.03	36.23	7.7
1887~1890	44.55	1.06	41.75	7.1
1883~1886	41.01	1.03	40.03	12.1
1879~1882	36.65	1.00	37.11	8.8

表 4 2号沙包沉积纹层中红柳落叶的 TOC、TN、C/N 及沙层厚度(续)

沉积纹层代表年代	TOC%	TN%	C/N	沙层厚度(cm)
1875~1878	39.92	1.03	38.16	9.4
1871~1874	37.05	1.04	36.65	6.9
1867~1870	34.91	0.93	37.43	7.4
1863~1866	36.96	0.92	39.17	8.3
1859~1862	37.26	0.89	41.69	9.2
1855~1858	27.70	0.77	35.93	13.9
1851~1854	36.36	1.12	33.84	8.2
1847~1850	33.94	1.03	33.21	10.5
1843~1846	44.41	0.83	53.33	20.0
1839~1842	37.73	0.91	42.68	20.0

表 5 3号沙包沉积纹层中红柳落叶的 TOC、TN、C/N 及沙层厚度^①

沉积纹层代表年代	TOC%	TN%	C/N	沙层厚度(cm)
1999~2002	24.56	0.60	40.93	7.2
1995~1998	26.10	0.63	41.43	7.2
1991~1994	29.00	0.69	42.03	5.4
1987~1990	20.42	0.57	35.82	6.3
1983~1986	26.52	0.76	34.89	7.2
1979~1982	29.23	0.82	35.65	7.2
1975~1978	28.64	0.62	46.19	7.2
1971~1974	23.21	0.60	38.68	10.8
1967~1970	13.20	0.33	40.00	8.1
1963~1966	24.25	0.61	39.75	8.1
1959~1962	23.62	0.66	35.79	8.1
1955~1958	24.26	0.60	40.43	8.1

^① 本表数据摘自夏训诚等编著的中国罗布泊一书

表 5 3 号沙包沉积纹层中红柳落叶的 TOC、TN、C/N 及沙层厚度^①（续）

沉积纹层代表年代	TOC%	TN%	C/N	沙层厚度 (cm)
1951~1954	15.46	0.35	44.17	7.2
1947~1950	26.18	0.77	34.00	6.3
1943~1946	28.08	0.78	36.00	9.0
1939~1942	19.84	0.53	37.43	8.1
1935~1938	28.59	0.67	42.67	5.3
1931~1934	26.86	0.58	46.31	6.3
1927~1930	32.53	0.68	47.84	5.4
1923~1926	27.74	0.81	34.25	10.8
1919~1922	24.50	0.58	42.24	14.4
1915~1918	22.95	0.58	39.57	18.9
1911~1914	21.92	0.58	37.79	16.2
1907~1910	27.35	0.73	37.47	8.1
1903~1906	28.94	0.65	44.52	13.5
1899~1902	17.19	0.59	29.14	15.3
1895~1898	22.31	0.76	29.36	11.7
1891~1894	23.08	0.84	27.48	11.7
1887~1890	23.57	0.93	25.34	11.7
1883~1886	30.26	0.88	34.39	14.4
1879~1882	27.55	0.82	33.60	15.3
1975~1878	29.71	0.80	37.14	14.4
1871~1874	26.15	0.67	39.03	15.3

由表 5 可以看出，3 号沙包所有沉积纹层 TOC% 含量变化于 13.20~32.53 之间，其中 1927~1930 年为最大值 32.53，而 1967~1970 年为最小值 13.20，均值为 24.96，波动幅度为 19.33，最大值为最小值的 2.5 倍，变化明显。TN% 变化范围在 0.33~0.93 之间，最大值出现在 1887~1890 年，最小值出现在 1967~1970 年，波动幅度为 0.6，最大值为

^①本表数据摘自夏训诚等编著的《中国罗布泊一书》

最小值的 2.8 倍，变化幅度较大。C/N 波动范围在 25.34~47.84 之间，最大值出现在 1927~1930 年，最小值在 1887~1890 年，最大值为最小值的 1.9 倍。沙层厚度变化于 5.3 cm~15.3 cm 之间，变化幅度很大。最大值出现在 1871~1874 年，最小值出现在 1935~1938 年，最大值为最小值的 2.9 倍。

5 分析结果与讨论

5.1 样品各个参数的对比分析

5.1.1 2号红柳沙包记录的环境变化信息

从数据详细的角度看2号和3号沙包均可做罗布泊近一百多年来气候变化分析，但是3号沙包为2003年采得，专家已对部分数据分析过，因此突出分析2号沙包以示对比，现将2号沙包红柳落叶中TOC%、TN%、C/N值及沙层厚度(cm)波动曲线进行分析如图8。

(1) 环境变化阶段的划分

根据图8，将罗布泊地区1839年前后以来的气候波动划分为三个大的阶段，其中参数沙层厚度均指每4年沉积厚度(cm)。

由表6可以看出1839~2006年之间，除个别年份外，TN%值由大变小，C/N比值由小变大，沙层厚度的由厚变薄，如果红柳沙包的红柳本身与沙丘形态对沙层厚度的影响忽略时，都说明了罗布泊地区气候变化总的的趋势是由寒冷干燥向温暖湿润发展，大气中的CO₂浓度增大，温度逐渐升高，降水增加。需要说明的是通过TOC%均值变化趋势显示，红柳沙包有机质TOC%含量由大到小，理论上应体现温度、湿度递减的趋势，实际对应的气候变化相反，说明温度、湿度的增加，红柳体内的TOC%是减小的，这可能与红柳本身特性及本身存在的盐生环境有关。至于C/N比值的增加，可能因为TOC%与TN%同比减小的少，具体原因有待进一步研究。

(2) 各阶段可能的环境状况

第一阶段(1839~1910年)：TOC的阶段平均值为36.85%，较总平均值35.18%高，TN阶段平均值为0.99%，较总平均值0.90%高，C/N的阶段平均值为37.78，较总平均值40.13低，沙层厚度的阶段平均值为10.6cm，较总平均值8.4cm厚。总的说明当时大气中的CO₂浓度较小，温度低，气候寒冷干燥，风沙作用强烈。据竺可桢研究，17~19世纪的小冰期是近2000年来中国最主要的寒冷时段，其中冷期发生在1470~1520、1620~1720、1840~1890年^[59]。祁连山圆柏平均年轮指数分析也表明，冷期主要波动在1320~1400、1428~1537、1622~1740、1797~1870年^[60]；19世纪50年代至90年代，我国东部气候普遍偏冷，新疆东部在19世纪40年代至80年代也处于比较寒冷的时期，而塔里木河流域的这次寒冷期则出现在1880~1930年之间，西昆仑山古里雅冰芯氧同位

素显示，在1811~1910年间气候十分寒冷^[61]。可见，用红柳落叶TOC、TN、C/N及沙层厚度确定的1839~1910年的寒冷期是可信的。

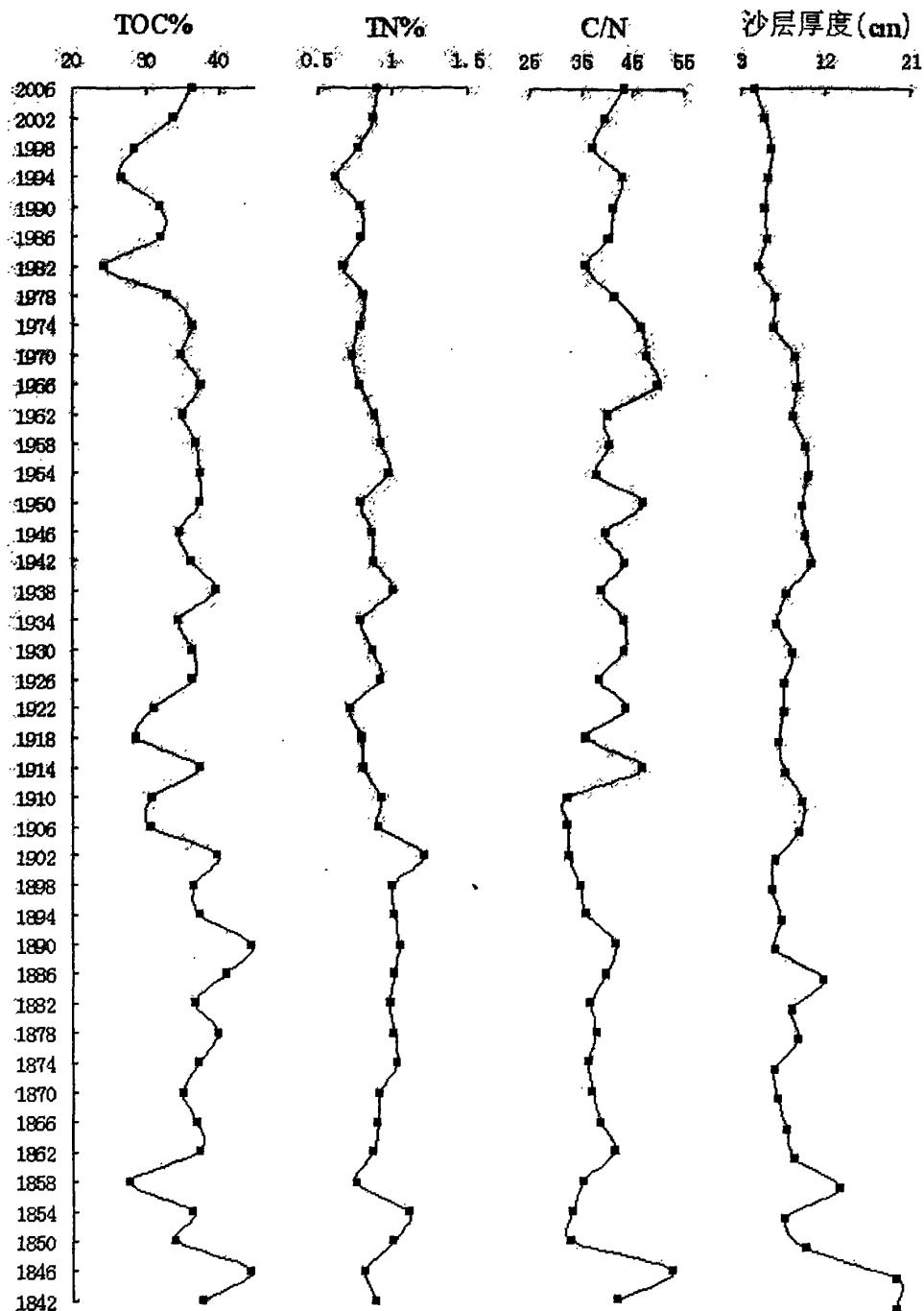


图8 2号红柳沙包有机质的TOC、TN、C/N及沙层厚度

表 6 2号红柳沙包有机质各代用指标的变化对照表

代用指标 时间阶段		TOC%						TN%					
阶段	亚阶段	亚阶段 波动值	阶段 波动值	总波 动值	亚阶段 均值	阶段 均值	总均 值	亚阶段 波动值	阶段 波动值	总波 动值	亚阶段 均值	阶段 均值	总均 值
I ₁ 1839~1858		27.70~44.41			36.03		0.77~1.12				0.94		
I ₂ 1839~1910	1859~1890	34.91~44.55	27.70~44.55		38.54	36.85	0.89~1.06	0.77~1.22			0.99	0.99	
I ₃ 1891~1910		30.55~39.71			34.97		0.92~1.22				1.04		
II ₁ 1911~1950		28.62~39.34			35.10		0.72~1.01				0.85		
II ₂ 1951~1962		34.97~37.18		28.62~39.34	24.28~44.55	35.38	35.18	0.89~0.98	0.72~1.01	0.62~1.22	0.87	0.90	
III ₁ 1963~1982		24.28~37.37			33.08		0.67~0.81				1.34		
III ₂ 1963~2006	1983~1998	26.63~32.14	24.28~37.37		29.79	32.21	0.62~0.80	0.62~0.90			0.73	0.75	
III ₃ 1999~2006		33.61~36.16			34.89		0.88~0.90				0.78		

表 6 2号红柳沙包有机质各代用指标的变化对照表(续)

代用指标 时间阶段		C/N						沙层厚度(cm)					
阶段	亚阶段	亚阶段 波动值	阶段 波动值	总波 动值	亚阶段 均值	阶段 均值	总均 值	亚阶段 波动值	阶段 波动值	总波 动值	亚阶段 均值	阶段 均值	总均 值
I	I ₁ 1839~1858	33.21~53.33		39.80			8.2~20.0			14.5			
I	I ₂ 1859~1890	36.65~41.75	32.53~53.33	38.99	37.78		6.9~12.1	5.4~20.0		8.7	10.6		
I	I ₃ 1891~1910	32.53~36.23		33.83			5.4~9.9			8.5			
II	II ₁ 1911~1950	36.18~47.25		42.23			4.6~10.6			8.1			
II	II ₂ 1951~1962	36.18~47.25	32.53~53.33	41.59	40.13		4.6~10.6	4.4~20		8.9			
II	II ₃ 1963~1982	38.02~40.39		39.46			9.6~10.3			9.7			
III	III ₁ 1983~1998	35.97~49.90		44.21			4.8~7.1			7.1			
III	III ₂ 1999~2006	37.11~42.83	35.97~49.90	40.27	42.25		5.8~6.2	4.4~7.1		5.8	6.0		
III	III ₃ 1999~2006	39.42~43.23		41.32			4.4~6.0			5.0			

第一亚阶段（1839~1858 年）中各参数变化幅度在本阶段均最大，特别是 C/N 的变化由 33.21 增加到 53.33，扩大了 1.67 倍。沙层厚度与 C/N 的变化形状如“S”形，本阶段大的趋势属寒冷干燥，C/N 出现了本阶段最大均值，沙层厚度的迅速减小体现了温度偏高，湿度偏湿的特征，说明此间气候变化复杂，可能发生过气候突变。杨梅学和姚檀栋指出近 300a 来古里雅冰芯中所记录的 $\delta^{18}\text{O}$ （温度代用指标）发生了 29 次突变，在年代际(10a)尺度上，其中包括 1839、1842、1851 年和近 300a 来古里雅冰芯中所记录的积累量（降水量的代用指标），在年代际(10a)尺度上，发生了 28 次突变，其中包括 1843 和 1853 年^[62]。这些发生突变年份均在 1839~1858 年之间，因此发生气候突变的可能性是很大的。综合分析这一阶段，除第一亚阶段可能温度偏高，气候相对偏暖外，另外两个亚阶段都是寒冷干燥的气候，并且风沙强度大。尤其 1891~1910 年温度达到最低，气候干旱，与孙国武和叶谦研究西北地区的 1890~1910 年间气候干旱相符^[63]，也与新疆精河出现的 1884~1922 年冷期和新疆的中国周边地区 19 世纪末到 20 世纪初出现的冷期相对应^[64]。

第二阶段（1911~1962 年）：由图 8 可以看出本阶段 TOC%、TN% 的值在第一亚阶段总的趋势由大变小，但波动性很大，在后一个亚阶段二者的值都有不同幅度的增加。C/N 比值前期呈波动性增加，处于一个振荡变化区，较 1839~1910 年的均值明显增加，后期比值减小较快，沙层厚度出现递增现象。相对 1839~1910 年而言温度有所增高，降水有所增加，但到后期温度下降，降水减少，气候变干。由表 6 数据可知 1911~1950 年各参数的变化幅度最大，仍有发生气候突变的可能。数据结果与杨梅学、姚檀栋指出近 300 a 来古里雅冰芯中所记录的 $\delta^{18}\text{O}$ （温度代用指标）发生了 29 次突变，在年代际(10a)尺度上，其中包括 1913、1921、1934、1944 年和近 300a 来古里雅冰芯中所记录的积累量（降水量的代用指标），在年代际(10a)尺度上，发生了 28 次突变，其中包括 1918、1939 和 1950 年^[62]。研究表明，全球平均地面气温序列基本上呈现出几个关键年份及其相应的阶段，大致可认为近百余年来全球有 3 次突然变暖现象，分别为 19 世纪末、20 世纪 20~30 年代及 70 年代末期^[65]。喻树龙等测得新疆精河气温变化，发现 1921 年前后由冷到暖的突变点与我国近百年气温变化的突变年份 1920 年较为相近，与古里雅冰芯纪录的年代际(10a)尺度的气温突变点和北半球气温在 1921 年发生的突变相一致^[64]，但红柳有机质的各指标参数在本阶段 1920~1930 年代变化并不十分明显，由折线图的变化可以看出发生气候突变的时间在 1910~1920 年可能性更大，据资料记载近百年来全球增暖首先发生在上世纪 1910~1940 年之间，因此本地区气候变暖提前是可信的。

第二亚阶段（1951~1962）中 C/N 比值骤减，比本阶段平均值小 2.13，沙层厚度较本段平均值增厚 0.8cm，出现了温度下降，降水减少的现象，气候变化的这种特点可能与 1921 年塔里木河下游和喀拉和顺湖的干涸，以及 1952 年塔里木河下游恢复水流所引起的地表植被和地面辐射发生较大变化有关，从而使罗布泊西部地区气候发生明显变化。位于罗布泊西南侧的若羌县气象站 1954 年以来的气象记录表明，1954 年为低温，其中 1954~1959 年是有记录以来降水量最少的年份^[24]。

第三阶段（1963~2006 年）：比较前两个阶段，本阶段凸显出气候变暖、变湿的特点。TOC 和 TN 的均值达到最小，分别为 32.21% 和 0.75%。C/N 的平均值为 42.25，为三个阶段中的最大值，并且进入一个高值区。沙层厚度在三个阶段中最薄，仅为 6.0cm，其变化特点是迅速减小，然后趋于稳定。其中 1963~1982 年 TOC 的均值较大为 33.08%，波动范围 24.28%~37.37%。TN 出现最大均值为全部样品含量最大值 1.34%，波动值为 0.67%~0.81%。C/N 均值为全部样品含量最高值 44.21，波动值也较大 35.97~49.90，沙层厚度均值为 7.1cm，较 1951~1962 年小很多，说明了 1963~1982 年间气候变化很大。由图 8 可以看出 C/N 值和沙层厚度由大到小，说明气候向降温、多雨的方向发展，前期暖干，后期冷湿。C/N 值在 20 世纪 70 年代末 80 年代初达到最小。根据若羌气象站的数据表明 1981 年的温度为最低值，而降水却达到 1954 年有记录以来的最大值。在后面的二十多年由 C/N 的变化曲线看出温度逐渐升高，到 1990 年代中期出现递减，1998 年左右达到最小值，2000 年以后，温度持续明显偏高。降水基本保持增加的趋势，属于明显的暖湿气候。据若羌气象资料表明 1998 年温度、降水量都达到九十年代以来的最大值。1998 年是 19 世纪中叶以来最暖的一年，甚至有些学者认为可能是近千年最暖的一年^[66]。但红柳反映的 1998 年左右的气候恰恰相反，TOC、TN 值进入本世纪后均呈递增趋势，并达到最大值，理论上应为冷干气候，实际情况却相反。说明上本世纪末到本世纪初，气候变化更为复杂，受其他气候因子和人类活动影响明显。另外，本区温度在 80 年代初的增暖是一突变现象，具体是从 1983 年开始的。这比全国年平均温度在 1993 年后明显变暖偏早了 10 年，比 1987 年西北地区气候出现突变偏早 4 年。20 世纪 90 年代与 60 年代相比气温升高 0.4°C，降水增加 9%，沙尘暴下降了 56.5%，整个南疆降水量增加了 30.1%。可能与塔里木河下游和台特玛湖自 1972 年起完全干涸、绿洲面积缩小所产生的局部气候变干有关。

从 20 世纪 60 年代到当前，新疆气候变化已成为研究的热点，主要研究结论有：由新疆年降水序列显示，在 20 世纪 50 和 80 年代中期以后降水量偏多；60 和 70 年代相对

偏少；50 和 70 年代年平均温度偏低；其他时段偏高；1990 年后增暖比较明显；60 年代后期与 70 年代是温度偏低降水偏少的气候；其余基本上都属于降水偏多且温度偏低或降水偏少温度偏高的气候配置^[67]。刘进新等对南疆盆地近 45a 来年平均最高气温总的变化趋势归结为 20 世纪 60 年代最低，70 年代到 80 年代变化比较平稳，从 90 年代后上升明显，2000~2005 年上升到最高值。90 年代年最高温度升温率为 $0.2^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ，2000~2005 年升温率达到最高 ($0.5^{\circ}\text{C}/10\text{a}$)。45a 间，年平均最高温度升温率为 $0.2^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。从 1961~2005 年，年平均最高温度上升了 0.7°C 。同时年最高温度的暖突变时期也基本与年平均温度一致^[68]。

可见，对 40 多年来新疆的气候变化分析方法很多，结论也都类似，在时间上和本阶段的结论基本吻合。总的结论为：气候变化显著，表现为温度升高、降水增加，沙尘天气减少。

（3）环境变化原因的分析

对于新疆环境变化的原因有多种解释。一些专家认为新疆地区的气候正向暖湿型转变，引起这种变化的主要原因是全球气候变暖使水循环加剧，也有一些专家认为造成本地降水量增加的主要原因是新疆地区绿洲面积增加使区域小循环加剧。另外，冰川下垫面通过冷却作用、跃温和逆温现象等的综合作用对降水也有影响。冰川对局部地区小气候的影响作用会随着冰川面积的增加而增大。气候变暖，造成冰川消融加速，同等面积的冰川上空水汽含量也会随之上升，降水机会增大，冰川对局部地区降水的贡献理应随之增大。

新疆地处我国西北地区，本区的降水量从东南和西北两侧向中部递减，水汽主要来自青藏高原上空的西南暖湿气流、川陕东南部的东南暖湿气流以及北面来自西伯利亚、蒙古的西北方向的水汽输送，新疆的降水分布形式与水汽的输送方向一致。全球气候变暖促进大气循环加速，新疆的外来水汽输入量增多；本区升温使区域小循环增强，对降水的形成起到促进作用^[69]。

引起南疆生态变化的原因主要有两大类，以气候变化为主的自然因素和人类活动因素。南疆生态环境的近期变化基本上可由这两大类因素加以解释。南疆地区近期气候变化是伴随着全球性气候变暖出现的气候事件，是全球性气候变暖的一种区域性反映，由于北方冷空气减弱，南疆冷空气东灌次数减少且强度减弱，南疆东部变暖显得明显，加上塔里木河断流后，东部内部水循环的减弱，南疆盆地内气候变暖程度由东向西减弱。对南疆的增湿现象，专家认为可能是南风分量增强和空中水汽含量明显增加造成的。南

疆西部、北部山区最大增水带的走向和天气状况也表明，中亚西风带增强、副热带大槽和中亚槽活动增多以及迎风坡增值效应的增强是南疆西部和北部降水增多的主要原因；西南气流、穿越西藏高原偏南风气流以及低层东风急流多次出现是水汽输送增多的主要原因。

由于其气候和生态环境的特殊性，可以认为人类活动起着决定性的作用。塔里木河下游垦区用水量的急剧增长，造成流域内水循环增强可能起到一定补充作用，自从 2000 年 5 月起，五次向塔里木河下游应急输水，河道两岸生态开始出现不同程度的恢复^[70]。

5.1.2 1号红柳沙包记录的环境变化信息

1号红柳沙包“年层”较少，红柳中提取的数据也较 2、3 号红柳沙包少，环境信息代表性欠缺，但也能说明一定的问题。在误差是允许前提下，结合图 9 对本区 60 多年气候变化作简要分析：

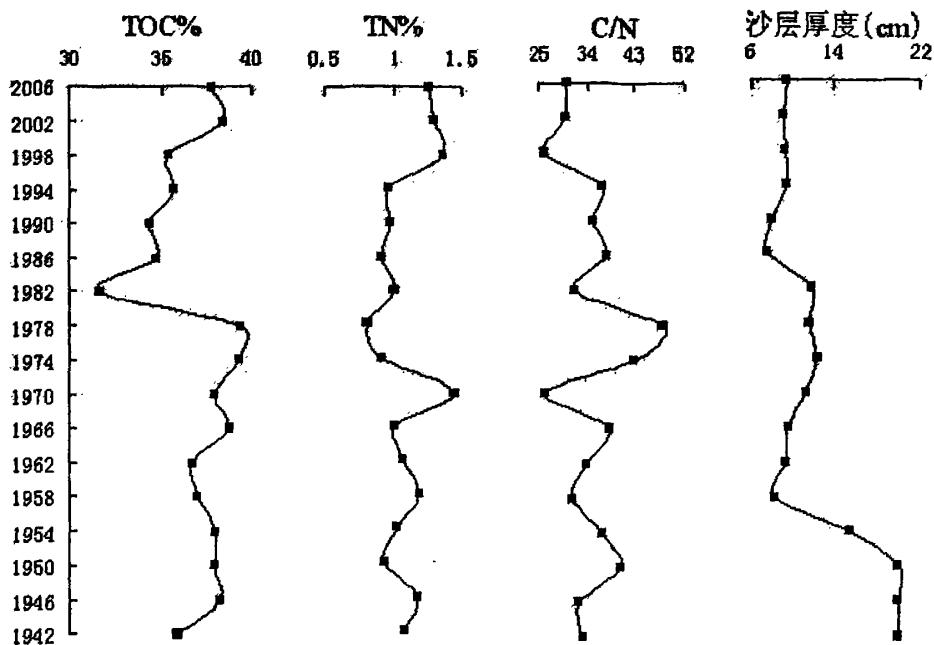


图 9 1号红柳沙包有机质的 TOC%、TN%、C/N 及沙层厚度

从图 9 中可以发现，1号沙包红柳落叶的 TOC% 的变化呈逐渐增大到骤减再逐渐增大的趋势，其中在 1978~1982 年明显减小，沙层厚度迅速变薄，降水增加。然后波动上升，到本世纪初基本达到最大值。TN% 的值在 1970 年左右增大，随后基本恢复原状态值，也在本世纪初出现最大值。C/N 比值的变化比较复杂，总体变化趋势为先增大然后

减小，由图可以看出以 1974~1978 年之间值作为界限，其上下图形变化基本对称。可以推断出 1978 年以后与 1974 年之前的气候变化具有相似性。沙层厚度递减趋势十分明显，在 1958 年左右出现最小值，后来的 1986 年左右沙层厚度也比较小，说明两处可能出现过暖湿的气候。

大概整体发展过程是 20 世纪 40 年代到 50 年代中期温度较高，湿度偏小，50 年代后期出现降温，气候偏干，一直持续到 60 年代后期，温度有所回升，70~80 年代的很短时间内出现过低温干燥的气候，其余时间温度、降水都较高。90 年代末温度出现回落，本世纪初温度、湿度又成增加趋势。

5.2 红柳沙包 TOC、TN 及 C/N 之间的相关关系的分析

为了深入研究三者之间的关系，我们采用 Pearson 相关系数并进行显著性检验和线性回归进行分析，其数学原理如下：

5.2.1 Pearson 相关系数

在度量两个变量之间的线性关联程度时，本文采用普通相关系数，即 Pearson 相关系数，用 r 表示。对任意两个要素变量 x, y ，样本（时间长度）为 n ，其标准差分别为 σ_x 和 σ_y ，则它们之间的 Pearson 相关系数计算公式为：

当 $r > 0$ 时，表明两变量正相关；当 $r < 0$ 时，表明两变量负相关；当在 $r = 0$ 时，表明两变量相互独立；当 $r = \pm 1$ 时，表明两变量之间有一一对应的函数关系。当两个指标数据的相关系数的绝对值越接近于 1，表明两个指标的相关性就越强。用相关系数的变化范围可判断两指标间的相关程度： $r = 0$ 表示完全不相关； $0 < |r| < 0.3$ ，表示微弱相关或基本不相关； $0.3 < |r| < 0.5$ ，表示低度相关； $0.5 < |r| < 0.8$ ，表示显著相关； $0.8 < |r| < 1$ ，表示高度相关； $|r| = 1$ ，表示完全相关。

5.2.2 显著性检验

本文对相关系数 r 采用 t 统计量检验，在原假设 $H_0: \rho=0$ 的条件下统计量，即：

$$t = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \dots \dots \dots \quad (2)$$

遵从自由度为 $n-2$ 的 t 分布。给定显著性水平 α ，查 t 分布表，若 $|t| > t_\alpha$ 则拒绝原假设，认为相关系数显著。其中加*的数据表示通过 0.05 信度水平的检验，加**的数据表示通

过 0.01 信度水平的检验。

3 个样品各参数的相关系数见表 7。

表 7 3 个样品各参数的相关系数表

样品 \ 参数	TOC%与 TN%	TOC%与 C/N	TN%与 C/N
1 号沙包红柳	0.06	0.323	-0.889**
2 号沙包红柳	0.619**	0.329*	-0.515**
3 号沙包红柳	0.663**	0.224	-0.569**

同时,为了深入分析各相关参数之间的关系,对相关性较强的进行线性回归,得出一元线性拟合直线(图 10~图 15)。

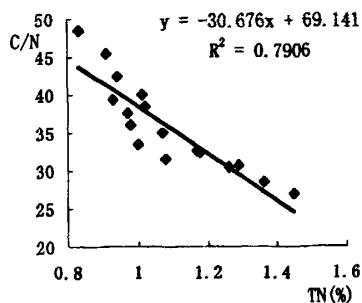


图 10 1 号沙包红柳 TN 与 C/N 的相关性

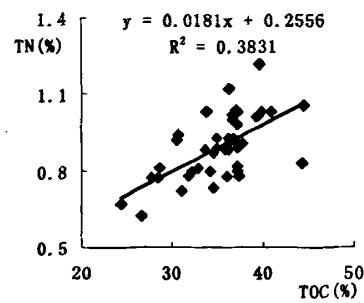


图 11 2 号沙包红柳 TOC 与 TN 的相关性

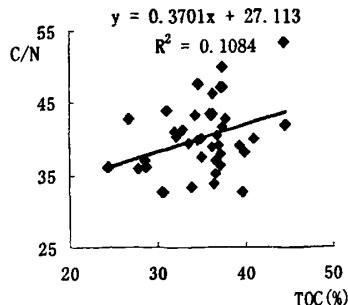


图 12 2 号沙包红柳 TOC 与 C/N 的相关性

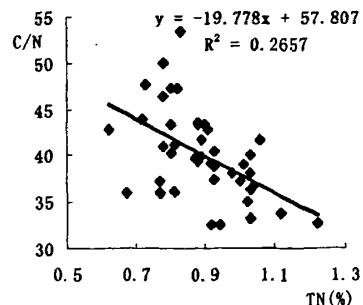


图 13 2 号沙包红柳 TN 与 C/N 的相关性

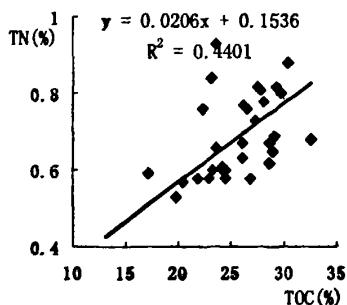


图 14 3号沙包红柳 TOC 与 TN 的相关性

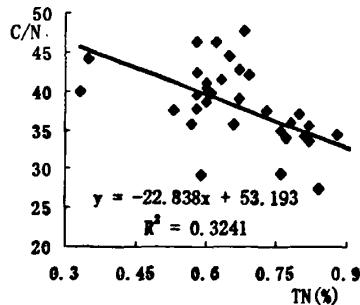


图 15 3号沙包红柳 TN 与 C/N 的相关性

由表 7 和图 10~15 可以得出如下分析：2、3号沙包红柳的 TOC 与 TN 的相关系数分别为 0.619 和 0.663，都通过 0.01 信度水平的检验，达到显著正相关水平，线性关系较好。1号沙包红柳的 TOC 与 TN 的相关系数为 0.06，这样差异的原因可能由于 1号沙包红柳样品数据相比较少，随机性强，不能体现二者的线性关系。红柳中的碳是通过光合作用从大气中固定并以碳水化合物的形式存在，而氮则主要是从土壤中吸收并以蛋白质的形式存在，二者之间的正相关关系，与多数沉积物中 TOC 与 TN 成正相关一致，说明氮、碳都是生物体的有机组成元素，在生物体内含量比较稳定，也表明氮主要是以有机氮的形式存在，红柳体内碳浓度的增加可以促进氮的吸收，属于相互促进的。

1号沙包红柳的 TN 与 C/N 的相关系数为-0.889，通过 0.01 信度水平的检验，达到高度负相关水平。2、3号沙包红柳的 TN 与 C/N 的相关系数分别为-0.515 和-0.569，都通过 0.01 信度水平的检验，达到显著负相关水平，线性关系明显。结果充分体现了红柳中的氮与 C/N 的关系密切，体内氮含量的减小，却使 C/N 比值增加，原因可能与大气 CO₂ 的浓度增加有关。2号沙包红柳的 TOC 与 C/N 的相关系数为 0.329，通过 0.05 信度水平的检验，表示二者低度相关，由回归直线可以看出二者线性关系不够好。

1号和 3号沙包红柳的 TOC 与 C/N 的相关系数分别为 0.323 与 0.224，虽然分别达到了低度相关和微弱相关，但未通过相应信度水平的检验。所以在利用 TOC、TN 和 C/N 作为环境代用指标时，需要具体问题具体分析，以免出现较大误差。

5.3 红柳沙包中 TOC、TN 和 C/N 与其他植物的差异及原因

为了比较红柳沙包中 TOC、TN 含量（%）和 C/N 比值与其他植物的异同，以便作深入研究，现在选特点较突出地区的几种植物作为对比，主要有长江中游温度、降雨量等环境因子基本相似的湖泊中的几种水生植物^[71]、贵州喀斯特山区植物^[72]、黄土高原区

植物^[57]和秦岭草本植物^[73]。其中贵州喀斯特山区植物和秦岭草本植物中的 C 以 TC 形式存在, 由于样品量较少, 所含少量无机碳对本次研究影响不大, 具体见表 8。

表 8 红柳沙包中 TOC、TN 和 C/N 及与其他植物的比较

参数 植物	TOC%变 化范围	TOC% 均值	TN%变 化范围	TN% 均值	C/N 变 化范围	C/N 均值
1号红柳沙包	31.63~39.39	36.92	0.83~1.45	1.09	26.06~48.31	35.85
2号红柳沙包	24.28~44.55	35.18	0.62~1.22	0.90	32.53~53.33	40.13
3号红柳沙包	17.19~32.53	24.96	0.33~0.93	0.67	25.34~47.84	37.92
长江水生植物	29.46~40.45	34.04	0.44~2.74	1.76	11.37~66.95	26.35
贵州喀斯特 山区植物	36.95~48.67	45.13	1.15~2.98	2.02	16.44~36.21	26.33
黄土高原 地区植物	32.62~54.81	43.83	0.82~4.58	2.41	7.11~61.62	21.23
秦岭草本植物	38.97~49.86	42.89	2.24~4.11	3.20	9.51~19.63	13.70

植物中的碳来源主要是通过光合作用吸收大气 CO₂ 最终合成植物体生命活动所需的各种含碳水化合物, 且本次研究样品生长的土壤质地较轻, 植物中碳从土壤中吸收极少。氮则主要是从土壤中吸收并以蛋白质的形式存在。碳元素一般约占植物干物质重量 30%~40%, 属于含量最多的元素之一, 同时植物体内与碳结合的化合物占植物干物质重量的 90%以上。在高等植物中, 光合作用固定的碳是植物体内主要代谢过程之一。氮在植物干物质中一般约占 2%~4%, 某些富氮植物含氮量可达 4%以上^[74]。碳和氮均为组成植物有机体的主要生源要素, 碳含量是直接反映植物光合固碳能力的重要参数, 氮是土壤养分中对植物生长最重要的元素。

由表 8 可以发现, 1 号沙包红柳、长江水生植物中的碳含量基本属于 30%~40% 变化区间。2 号沙包红柳的变化范围较大, 处于区间内外的比重相等。喀斯特山区植物、秦岭草本植物和黄土高原地区植物的碳含量明显偏高, 3 号沙包红柳的碳含量明显偏低。由均值大小比较表明黄土高原区植物、秦岭草本植物和喀斯特山区植物的光合固碳能力强、有机化合物含量比红柳和长江水生植物高。长江水生植物光合作用相比较弱, 可能与其在水中生长吸收 CO₂ 较少有关, 同时对 N 的同化大大下降。罗布泊地区 1 号沙包

红柳和 2 号沙包部分红柳体内碳含量与前人研究相符，但与其他几种陆生植物相比，红柳中有机化合物含量较低。3 号沙包中红柳光合作用最差，有机化合物合成最少，与当地动植物稀少，相比降水也很少有很大关系。另外，可以看出沙包红柳中碳含量波动幅度为 17.19%~44.55%，变化较大，体现了本区气候的多变性和复杂性。氮的含量虽然各类植物都未在 2%~4% 之间，除了秦岭草本植物之外，其余下限值均偏小。但从均值的角度看，秦岭草本植物氮含量最大，黄土高原地区植物的氮含量次之。喀斯特山区植物仅次于黄土高原地区植物，相比长江水生植物最小，但比红柳中含量都要高。通过数据表明秦岭草本植物体内氮丰富，红柳体内氮含量很少，说明秦岭草本植物的营养价值高，其他植物较低，红柳最低。红柳内的低氮量表明红柳生长必需的土壤营养元素缺乏，区域土壤贫瘠，沙化严重，而其他几种陆生植物生长的土壤营养元素相比较丰富。另外，植物中的氮含量和海拔也有一定的联系，伴随着海拔的升高与随之出现的大气 CO₂ 分压的降低，气温会降低，这是一种全球性规律。随着大气 CO₂ 分压的增加，也就是海拔的降低，植物含氮量下降，植物的 C/N 比值增高，因此，随着大气 CO₂ 分压的下降，也就是海拔的升高，植物的氮含量会增加和 C/N 比值会减少^[31]。本次所选样点秦岭区域海拔超过 2800m，喀斯特区平均海拔在 1100m，黄土高原区在 1000m 左右，长江中游、罗布泊地区海拔很低。由此可知，大气 CO₂ 浓度对植物中碳、氮含量都有很大关系。由 C/N 变化幅度和均值可以看出，红柳要远大于其他几种植物。进一步说明红柳体内氮含量偏低。秦岭草本植物 C/N 较低，数值大小与一些低等植物或水中藻类类似，主要由秦岭采样区域氮含量较高造成。

总之，植物的营养含量不仅随植物碳氮营养元素来源、利用水平的不同而变化，而且植物本身对环境的适应机制、所选样品片面性、土壤状况等各种因素的不同，而有所差异。

5.4 红柳沙包中 TOC、TN 和 C/N 与湖相沉积物的差异及原因

为了区分红柳沙包的 TOC%、TN% 及 C/N 与各类沉积物差异，本次选取对比样点主要有安徽省中部的巢湖沉积物^[75]、台湾南部高山上的嘉明湖沉积物^[76]、武汉东湖沉积物^[36]和安徽杭埠河流域龙和口水库沉积物^[77]，结果见表 9。

作者试图用罗布泊的湖相沉积物做为中间媒介，来研究本区红柳和其他沉积物的关系。虽然罗布泊西湖湖心剖面沉积物碳、氮元素均已测出，但其有机质含量甚低，很难将其分离出来进行 OC 与 N 的测定，所测得的碳元素主要为无机碳，C/N 值的高低在一定程度上只能反应沉积物中碳酸盐含量的高低，因此未作比较。

表9 红柳沙包中 TOC、TN 及 C/N 与沉积物的比较

参数 植物	TOC%变 化范围	TOC% 均值	TN%变 化范围	TN% 均值	C/N 变化 范围	C/N 均值
1号红柳沙包	31.63~39.39	36.92	0.83~1.45	1.09	26.06~48.31	35.85
2号红柳沙包	24.28~44.55	35.18	0.62~1.22	0.90	32.53~53.33	40.13
3号红柳沙包	17.19~32.53	24.96	0.33~0.93	0.67	25.34~47.84	37.92
巢湖沉积物	0.38~1.36	0.59	0.05~0.21	0.09	5.93~8.27	6.84
台湾高山湖泊沉积物	1.20~8.70	4.20	0.12~0.51	0.30	10.8~20.0	15.90
武汉东湖沉积物	0.78~5.04	3.00	0.18~0.63	0.45	2.84~9.61	6.72
龙和口水库沉积物	0.39~1.18	0.58	0.03~0.11	0.052	8.50~15.40	11.40

生生物含量的不同，当沉积物中碎屑矿物含量高时，其 C/N 比值也高，因此，碳和氮含量及其比值的高低可以用来判别陆生与水生生物来源及其比例^[58]。目前多数专家的湖相沉积物研究都集中于这一方向。

由表 9 可以看出，除了台湾高山湖泊沉积物的 TOC%、TN% 及 C/N 含量中变化范围、均值与武汉东湖沉积物的 TN% 的波动幅度、均值和红柳相差较少外，红柳沙包的其他参数无论是变化幅度还是平均值都远大于其他几种沉积物的同类指标。造成这种差异的原因主要在于红柳沙包沉积物和湖相沉积物的本源性质不同及所选湖相沉积物样点的局限性。由于红柳沙包沉积物和湖相沉积物的性质相差较多，因此只做简单定性比较。至于台湾高山湖泊沉积物较高的参数指标值说明其中有机质含有更多的高等陆生植物碎屑和较多的水生生物成分，而武汉东湖沉积物 TN% 值较大的解释，可能在于其含有更多的水生浮游生物碎屑。

5.5 用红柳有机质研究气候变化的可靠性分析

本文通过红柳对罗布泊地区 1839 年以来气候变化（温度）分析，将本区冷暖变化分为若干阶段，与其它方法的对比结果见表 10。可以看出，总的冷暖变化趋势表现出相似性，说明用红柳落叶中 TOC%、TN% 及 C/N 作为环境代用指标是可信的。尽管记录的冷、暖变化的起止时间与其他地区的记录存在一定差别，这是由气候变化的区域差异性造成的。

表10 红柳有机质分析气候变化及与其它研究对比

结果对比	暖期	冷期
新疆精河5~8月平均气温的重建 ^[64]	1851~1883, 1923~1964	1798~1850, 1884~1922, 1965~1995
古里雅冰芯记录 ^[78]	1881~1990	1791~1880
北半球记录 ^[79]	1910~1993	1810~1910
中国东部冬半年温度 ^[80]	1910~2000	1780~1910
近千年西北气候变化的百年尺度波动 ^[81]	1870~1920	1800~1860, 1930~1970
祁连圆柏记录 ^[82]	1890~2000	1580~1890
罗布泊地区红柳沙包年层的研究意义 ^[24]	1927~1950, 1967~2002	1871~1926, 1951~1966
罗布泊红柳沙包TOC%、TN%及C/N记录（本文）	1839~1858, 1911~1950 1963~2006 (1978~1982为冷波动)	1859~1910, 1951~1962

注：其中资料记录的数据较多，这里只取1839-2006年之间的资料进行对比。

6 结论与展望

6.1 主要研究结果

(1) 分析了罗布泊地区红柳沙包有机质 TOC%、TN% 和 C/N 与温度、降水的关系，以及沙层厚度与降水的关系，结果表明：红柳中 TOC%、TN% 含量下降，C/N 比值升高，反映环境温度和湿度的增加。沙层越厚，湿度越小，说明降水较少，反之则降水较多。也可以说 TOC%、TN% 的含量与温度和降水成负相关的关系；C/N 与温度和降水成正相关的关系；沙层厚度只与降水成负相关的关系。据此本区 168 年来的气候划分出几个不同的阶段：1839~1858 年（暖干气候），1859~1910 年（冷干气候，进入 20 世纪出现冷湿气候），1911~1950 年（暖湿气候），1951~1962 年（冷干气候），1963~2006 年（暖湿气候，1978~1982 年间温度偏低为冷湿气候）。

(2) 红柳落叶中 TOC%、TN% 与 C/N 三者之间的相关关系分析表明，TOC% 与 TN% 成正相关的线性关系，较为显著；TOC% 与 C/N 相关性很差，线性关系不明显；TN% 与 C/N 之间成高度负相关的线性关系。

(3) 红柳落叶 TOC% 与长江中游水生植物相近，低于几类山区植物，TN% 含量小于所选样本植物，而 C/N 要大于所选植物，突显本区土质贫瘠，营养元素含量低，沙化严重，反映红柳沙包在表征土壤沙化方面的独特作用。

(4) 红柳沙包沉积物中的 TOC%、TN% 与 C/N 值高于一般沉积物中的同类指标。

(5) 本文运用红柳沙包有机质 TOC 研究气候变化虽与湖泊沉积物中 TOC 反映内容不尽相同，TN 和 C/N 在研究湖泊沉积物方面常用来反映物质输入及来源，沙层厚度常被用来反映了风沙沉积动力平均状况，但用红柳沙包有机质中 TOC%、TN% 及 C/N 和沙层厚度作为划分气候阶段的主要参数来研究环境变化，通过可靠性对比，结果也比较理想，从而证明这种方法是行之有效的。

6.2 创新与存在问题

6.2.1 创新

国内外研究全球变化的方法很多，利用红柳沙包中的 TOC%、TN%、C/N 比值进行研究尚属首次。本文用红柳沙包中的 TOC%、TN%、C/N 比值及沙层厚度与大气 CO₂ 浓度、温度、降水的关系，定性分析了罗布泊地区最近一百多年来气候变化过程，并且与有关学者的研究结论进行对比分析，也得到了较理想结果。

6.2.2 存在问题

(1) 本文没有研究地下水与区域环境要素间的关系，而且沉积纹层在沙包的不同部位其厚度有较大的差异。

(2) 本文用TOC%、TN%、C/N比值及沙层厚度研究环境变化方法，及所选的环境代用指标准确与环境要素间的相关性研究需做进一步完善。

(3) 本文的研究只利用TOC%、TN%、C/N比值及沙层厚度对罗布泊地区环境变化做了初步研究，内容仍需进一步丰富。由于作者水平有限，一定存在欠妥的地方，希望能在以后的工作中加以弥补这些不足之处。

6.3 未来展望

(1) 科学研究上的推广与深入

将红柳沙包年层的研究推广到其它植物沙包上，提供植物沙包测年以及恢复古环境的标准方法；尝试从罗布泊地区推广到其它干旱地区；把现代植物沙包年层扩展延伸到古植物沙包；建立一种高分辨率环境变化研究新手段，为相关地区环境变化研究提供新的理论依据和技术参考；建立现代荒漠地区红柳沙包沉积纹层计年的方法，可成为研究干旱区环境变迁的有效工具之一，丰富全球变化研究的内容。

(2) 对于土地荒漠化的指征意义

在半干旱区红柳沙包的发育可能是土壤风蚀和土地荒漠化的良好标志，但根据我们的初步研究结果，在极端干旱荒漠环境中红柳沙包广泛发育可能代表了流动沙丘趋于稳定、土地绿洲化或者指示水土条件较好的环境变化趋势。因此，红柳沙包地貌学特征、土壤学特征、生态学特征在干旱区土地荒漠化监测与评价中的理论和实践问题尚待深入探讨。

参考文献

- [1] 安芷生, 符淙斌. 全球变化科学的进展[J]. 地球科学进展, 2001, 16(5): 671-675.
- [2] 鹿化煜, 安芷生. 黄土高原黄土粒度组成的古气候意义[J]. 中国科学, 1998, 28(3): 278-283.
- [3] 王国安. 稳定同位素在第四纪古环境研究中的应用[J]. 第四纪研究, 2003, 23(5): 471-484.
- [4] 钟巍, 王立国, 李偲. 塔里木盆地南缘沉积物磁化率、 $\delta^{13}\text{C}$ 与粒度及其气候环境意义[J]. 地理研究, 2005, 24(1): 98-104.
- [5] 刘春莲, 杨建林, 白雁, 等. 珠江三角洲全新统横栏组淤泥沉积中的有机碳、总氮和碳氮比值记录[J]. 中山大学学报, 2003, 42(1): 127-128.
- [6] 陈渭南, 董治宝, 杨佐涛, 等. 塔克拉玛干沙漠的起沙风速[J]. 地理学报, 1995, 50(4): 360-367.
- [7] 姚檀栋, 邬光剑, 蒲建辰, 等. 古里雅冰芯中钙离子与大气粉尘变化关系[J]. 科学通报, 2004, 49(9): 888-892.
- [8] 程振波, 鞠小华, 蓝东兆, 等. 东太平洋 CC 区 1787 号岩心的微体化石及地层层序[J]. 海洋学报, 1997, 21(4): 131-135.
- [9] 许清海, 肖举乐, 中村俊夫, 等. 孢粉记录的岱海盆地 1500 年以来气候变化[J]. 第四纪研究, 2004, 24(3): 341-347.
- [10] 蓝先洪. 高分辨率古环境变化研究[J]. 海洋地质动态, 1999, (5): 5-7.
- [11] 汪品先. 寻求高分辨率的古环境记录[J]. 第四纪研究, 1999, (1): 1-12.
- [12] 姚檀栋, 王宁练. 冰芯研究的过去、现在和未来[J]. 科学通报, 1997, 42(3): 225-230.
- [13] Grover H. D. & Musick H. B. Shrub land encroachment in southern New Mexico, USA: an analysis of desertification processes in the American Southwest. *Climatic Change*, 1990, (17):305-330.
- [14] York J. C. & Dick Peddie W. A. Vegetation changes in southern New Mexico during the past hundred years. In: Ginnies W G & Goldman B J (Eds), *Arid Lands in Perspective*, 1969, 156-157.
- [15] 穆桂金. 中国塔克拉玛干沙漠植物沙丘的环境意义[M]. 中日沙漠化机制学术讨论文集, 日本筑波, 1993: 125-129.

- [16] J. Lipp, P. Trimborn, T. Edwards, et al. Climatic effects on the and of cellulose in the desert tree *Tamarix jordanis*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60 (17):3305-3309.
- [17] 胡汝骥, 马虹, 樊自立, 等. 新疆水资源对气候变化的响应[J]. 自然资源学报, 2002, 17 (1): 22-27.
- [18] 杨青, 何清, 袁玉江, 等. 塔里木流域气候特征演变及灾害防治对策塔里木河中下游踏勘报告[R]. 北京: 中国统计出版社, 2002, 291-293.
- [19] 李江风. 塔克拉玛干沙漠和周边山区天气与气候[M]. 北京: 科学出版社, 2003.
- [20] 夏训诚, 赵元杰, 王富葆, 等. 罗布泊地区红柳沙包年层的环境意义探讨[J]. 科学通报, 2005, 50(19): 2176-2177.
- [21] 中国科学院新疆分院罗布泊综合科学考察队. 神秘的罗布泊[M]. 北京: 科学出版社, 1985.
- [22] 亨廷顿. 亚洲的脉搏[M]. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 2001.
- [23] 夏训诚, 赵元杰, 王富葆, 等. 红柳沙包的层状特征及其可能的年代学意义[J]. 科学通报, 2004, 49 (13): 1337-1338.
- [24] 夏训诚, 王富葆, 曹琼英, 等. 罗布泊地区红柳沙包年层的研究意义[J]. 干旱区地理, 2005, 28 (5): 565-568.
- [25] 黄麒. 湖泊地球化学与气候变化[J]. 见: 欧阳自远主编. 世纪之交矿物学岩石学地球化学的回顾与展望[M]. 北京: 原子能出版社, 1998, 334-338.
- [26] 张成君, 陈发虎, 施祺, 等. 西北干旱区全新世气候变化的湖泊有机质碳同位素记录—以石羊河流域三角城为例[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2000, 20(4): 93-97.
- [27] 查小春. 汾渭盆地全新世古洪水与侵蚀沉积事件研究[D]. 陕西师范大学自然地理学博士论文, 2005.
- [28] 文启忠, 刁桂仪, 贾蓉芳, 等. 黄土剖面中古气候变化的地球化学记录[J]. 第四纪研究, 1995, (3): 223-231.
- [29] 隆浩. 季风边缘区全新世中期气候变化的古湖泊记录[D]. 兰州大学自然地理学硕士论文, 2006.
- [30] 袁华茂, 吕晓霞, 李学刚, 等. 自然粒度下渤海沉积物中有机碳的地球化学特征[J]. 环境化学, 2003, 22(2): 115-120.
- [31] 吉磊, 朱育新, 吴瑞金, 等. 阳澄湖近代沉积物的古湖泊学研究[J]. 湖泊科学, 1997,

9(1): 22-28.

- [32] 陈敬安, 万国江. 云南程海现代沉积物环境记录研究[J]. 矿物学报, 2000, 20(2): 112-116.
- [33] Mayer L. S. Macko and L. Cammen. Provenance, Concentrations, and Nature of Sedimentary Organic Nitrogen in the Gulf of Maine. Mar. Chem., 1988, (25):291-304.
- [34] 李文朝. 东太湖沉积物中氮的积累与水生植物沉积[J]. 中国环境科学, 1997, 17(5): 418-421.
- [35] 万国江, 白占国, 王浩然, 等. 洮海近代沉积物中碳-氮-硫-磷的地球化学记录[J]. 地球化学, 2000, 29(2): 189-197.
- [36] 杨洪, 易朝路, 谢平, 等. 武汉东湖沉积物碳氮磷垂向分布研究[J]. 地球化学, 2004, 33(5): 507-514.
- [37] 白雁, 刘春莲, 郑卓, 等. 海南岛双池玛珥湖沉积中碳、氮地球化学记录及其环境意义[J]. 古地理学报, 2003, 5(1): 87-93.
- [38] 白军红, 邓伟, 张玉霞, 等. 洪泛区天然湿地土壤有机质及氮素空间分布特征[J]. 环境科学, 2002, 23(2): 77-82.
- [39] Tenzer G. E., Meyers P. A., Robbins J. A., et al. Sedimentary organic matter record of recent environmental changes in the St. Marys River ecosystem, Michigan Ontario border. *Organic Geochemistry*, 1990, 30(2-3):133-146.
- [40] Krishnamurthy R. V., Bhattacharya S. K., SheelaKusumgar. Palaeoclimatic changes deduced from $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and C/N ratios of Karewa lake sediments, India. *Nature*, 1986, (323):150-152.
- [41] Anne Müller, Ulrike Mathesius. The Palaeo environment of coastal lagoons in the southern Baltic Sea, The application of sedimentary Corg/N ratios as source indicators of organic matter. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999, (145):1-16.
- [42] Giresse P., Maley J., Brenac P. Lake Quaternary Paleo environment in the Lake Barombi Mbo (West Cameron) Deduced From Pollen And Carbon Isotopes of Organic Matter. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1994, (107):65-78.
- [43] 朱松泉, 窦宏身. 洪泽湖[M]. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 1993.
- [44] 潘红玺. 横断山区湖泊中溶解氧的分布特征[J]. 湖泊科学, 1990, 2(2): 53-60.
- [45] 吕晓霞, 翟世奎, 牛丽凤. 长江口柱状沉积物中有机质 C/N 比的研究[J]. 环境化

学, 2005, 24(3): 255-258.

- [46] 鲍根德, 黄德佩, 汪依凡, 等. 东海近岸浅水区沉积物中有机质、氮、磷的初步研究[J]. 东海海洋, 1984, (3): 19-21.
- [47] 程波. 山东乳山湾表层沉积物中的氮、磷和有机质[J]. 海洋科学, 1988, (5): 10-14.
- [48] 郭建平, 高素华. 高 CO₂ 和土壤干旱对沙地优势植物 C、N 固定及分配的影响[J]. 自然科学进展, 2003, 13(12): 1275-1279.
- [49] 杨兢红. 苏北平原的形成与演化: 宝应钻孔沉积物的地球化学记录[D]. 南京大学自然地理学博士论文, 2006.
- [50] 杨江龙. 大气 CO₂ 与植物氮素营养的关系[J]. 土壤与环境, 2002, 11(2): 163-166.
- [51] 朴河春, 朱建明, 余登利, 等. 影响 C₄ 草本植物 C/N 比值变化的因素与土壤有机 C 积累的关系[J]. 第四纪研究, 2004, 24(6): 622-627.
- [52] 李伏生, 康绍忠. 不同氮和水分条件下 CO₂ 浓度升高对小麦碳氮比和碳磷比的影响[J]. 植物生态学报, 2002, 26(3): 295-302.
- [53] Booker F. L. Influence of carbon dioxide enrichment, zone and nitrogen fertilization on cotton (*Gossypium hirsutum* L.) leaf and root composition[J]. Plant Cell Environ, 2000, (23):573-583.
- [54] 许振柱, 周广胜, 王玉辉. 草原生态系统对气候变化和 CO₂ 浓度升高的响应[J]. 应用气象学报, 2005, 16 (3): 56-58.
- [55] 康建宏, 周续莲, 许强. 大气 CO₂ 浓度升高对植物的影响[J]. 宁夏农学院学报, 2002, 23(4): 54-57.
- [56] 谢祖彬, 朱建国, 张雅丽, 等. 水稻生长及其体内 C、N、P 组成对开放式空气 CO₂ 浓度增高和 N、P 施肥的响应[J]. 应用生态学报, 2002, 13(10): 1223-1230.
- [57] 郑淑霞, 上官周平. 黄土高原地区植物叶片养分组成的空间分布格局[J]. 自然科学进展, 2006, 16(8): 966-971.
- [58] 夏训诚, 王富葆, 赵元杰. 中国罗布泊[M]. 北京: 科学出版社, 2007, 95-226.
- [59] 竺可桢. 中国近 5000a 来气候变迁的初步研究[J]. 考古学报, 1972, (1): 15-38.
- [60] 王玉玺, 刘光远, 张先恭, 等. 祁连山圆柏年轮与我国近千年气候变化和冰川进退的关系[J]. 科学通报, 1982, 27(21): 1316-1319.
- [61] 姚檀栋, 施雅风, 杨志红. 中国西部冰芯的小冰期气候记录[C]. 见: 第五届全国冰川冻土学大会文集 (上册) [C]. 兰州: 甘肃文化出版社, 1996, 403.

- [62] 杨梅学, 姚檀栋. 近 300a 来古里雅冰芯记录的气候突变事件[J]. 冰川冻土, 2002, 24(6): 719-720.
- [63] Sun Guowu, Ye Qian. A study on the Variation of Drought Periods Occurring in Northwest China and other Africa-Asia Continental Regions. ACTA Meteo. Sinica, 1996, 10(4):473-484.
- [64] 喻树龙, 袁玉江, 何清, 等. 1468~2001 年新疆精河 5~8 月平均气温的重建[J]. 冰川冻, 2007, 29(3): 374-379.
- [65] 黄雪松, 况雪源, 覃峥嵘, 等. 广西近百年气温和降水序列的多时间尺度分析[J]. 气候变化研究进展, 2007, 3(6): 362-366.
- [66] 杨梅学, 姚檀栋. 近 2000a 来古里雅冰芯记录及 19~20 世纪的气候变暖[J]. 冰川冻土, 2004, 26(3): 290-292.
- [67] 戴新刚, 任宜勇, 陈洪武. 近 50 年新疆温度降水配置演变及其尺度特征[J]. 气象学报, 2007, 65(6): 1003-1008.
- [68] 刘进新, 全学荣. 南疆盆地 1961~2005 年气温变化特征[J]. 沙漠与绿洲气象, 2008, 2(2): 23-25.
- [69] 柳葳, 许有鹏, 黄云. 气候变暖对新疆降水和径流影响分析[J]. 干旱区地理, 2005, 28(5): 598-600.
- [70] 徐羹慧. 南疆塔里木河流域生态环境近期变化的成因解释[R]. 乌鲁木齐: 新疆气象, 2005, 28 (2).
- [71] 黄亮, 吴莹, 张经, 等. 长江中游若干湖泊水生植物体内 C、N、P 及 $\delta^{13}\text{C}$ 分布[J]. 地球学报, 2003, 24(6): 515-518.
- [72] 杨成, 刘丛强, 宋照亮, 等. 贵州喀斯特山区植物土壤 C、N、S 的分布特征[J]. 北京林业大学学报, 2008, 30(1): 45-50.
- [73] 何亚婷, 刘文治, 党高弟, 等. 秦岭亚高山草甸 30 种草本植物的碳、氮分布研究 [J]. 草业科学, 2008, 25(10): 1-5.
- [74] 程建中, 李心清, 刘钟龄, 等. 中国北方草地植物群落碳、氮元素组成空间变化及其与土壤地球化学变化的关系[J]. 地球化学, 2008, 37(3): 268-272.
- [75] 周志华, 刘丛强, 李军, 等. 巢湖沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 $\delta^{15}\text{N}$ 记录的生态环境演化过程 [J]. 环境科学, 2007, 28(6): 1339-1342.
- [76] 罗建育, 陈镇东. 台湾高山湖泊沉积记录指示的近 4000 年气候与环境变化[J]. 中

国科学, 1997, 27(4): 368.

- [77] 王立群. 安徽杭埠河流域环境变化的碳沉积记录研究[D]. 华东师范大学自然地理学硕士论文, 2006.
- [78] 姚檀栋, 杨志红, 焦克勤, 等. 近 2000 年来气候环境变化的冰芯记录研究[J]. 地学前缘, 1997, 4(1-2): 96-99.
- [79] Mann M. E., Bradley R. S., Hughes M. K. North Hemisphere temperatures during the past millennium, inferences, uncertainties and limitations. *Geophysical Research Letters*, 1999, 26(6):759-763.
- [80] Ge Quansheng, Zheng Jingyun, Fang Xiuqi, et al. Winter half-year temperature reconstruction for the middle and lower reaches of yellow river and Yangtze river during past 2000 years. *Holocene*, 2003, 13(6):933-940.
- [81] 徐国昌. 中国干旱半干旱区气候变化[M]. 北京: 气象出版社, 1997: 16-65.
- [82] 刘晓宏, 秦大河, 邵雪梅, 等. 祁连山中部过去近千年温度变化的树轮记录[J]. 中国科学, 地球科学, 2004, 34(1): 89-95.

致 谢

来到石家庄已经三年了，三年的时光匆匆而逝，紧张而充实的硕士阶段生活即将结束。在这期间，我学到了知识的同时也学到了许多做人的道理。值此学位论文完成之际，我在这里向所有支持、关心和帮助过我的人献上最衷心的谢意和深深的祝福！

本论文是在恩师赵元杰教授的悉心指导下完成的，从资料的收集、论文的选题、提纲的确定到论文的最终定稿无不倾注着恩师的大量心血和汗水。三年里他为我提供了许多外出调研和社会实践的机会，使我能够学以致用。恩师为人朴实、学识渊博以及兢兢业业的工作作风和乐观积极的人生哲学都使我受益匪浅，是我在今后人生中学习的典范，也是我受益不尽的宝贵财富。学生在此谨向赵老师致以最诚挚的感谢和由衷的敬意！另外，要感谢中国科学院南京地理与湖泊研究所的张恩楼教授在实验分析方面给与的帮助。

感谢师母李老师对我生活上的关心和帮助。感谢同实验室的亲戚朋友们：游广永、刘丽英、李秀丽、宋艳、王晓毅、汪骏鸿、陈丽新、王筠、代磊强、谢月；感谢董勇、卞小林、刘勇等同舍好友，是他们使我在一个友好的大家庭里面度过了三年充实而又快乐的求学生活。

感谢答辩委员会的各位专家和老师在百忙之中抽出时间评阅我的论文。

特别感谢我的父母和其他亲人多年来给予我的爱和支持，使我一直有前进的动力，我的成长和所有成绩都有他们的一份付出。祝他们幸福、安康！

最后，再次感谢所有曾给予我支持和帮助的人，愿你们生活美满、事业有成、身体健康、幸福快乐！

李雪峰

2009 年 6 月