

Research on the Relationship Between Tamarix Cone
and Environmental Change in Lop Nur Region of Xinjiang

新疆罗布泊 红柳沙包与环境研究

赵元杰 夏训诚 等 编著



科学出版社

新疆罗布泊 红柳沙包与环境研究

Research on the relationship between Tamarix cone
and environmental change in Lop Nur region of Xinjiang

赵元杰 夏训诚 等 编著

科学出版社

北 京

内 容 简 介

本书由赵元杰教授和夏训诚教授编著,是在国家自然科学基金项目支持下取得的科研成果。书中对与罗布泊生态环境相关研究进展进行了介绍。全书共分九章,重点对罗布泊地区红柳沙包沙物质、有机质碳氮、落叶阳离子、稳定碳同位素、稳定氢氧同位素以及孢粉组合等环境代用指标与环境变化的响应关系进行了系统探讨。这对于揭示我国干旱区特别是新疆罗布泊地区的气候变化与生态环境演变,以及对全球变化研究等,具有一定学术意义和参考价值。

本书可供地学、干旱区研究工作者和其他读者阅读参考。

图书在版编目(CIP)数据

新疆罗布泊红柳沙包与环境研究/赵元杰,夏训诚等编著. —北京:科学出版社,2011

ISBN 978-7-03-031844-2

I. ①新… II. ①赵…②夏… III. ①罗布泊-桤柳-地理学-研究
IV. ①Q949.758.808

中国版本图书馆CIP数据核字(2011)第138410号

责任编辑:吴三保等 / 责任校对:陈玉凤

责任印制:钱玉芬 / 封面设计:耕者设计

科学出版社出版

北京东黄城根北街16号

邮政编码:100717

<http://www.sciencep.com>

印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2011年9月第 一 版 开本:787×1092 1/16

2011年9月第一次印刷 印张:13 1/2

印数:1—1 200 字数:305 000

定价:68.00元

(如有印装质量问题,我社负责调换)

前 言

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新疆这一地区环境变化研究的新成果。如新疆显现出随着温度升高而降水量增加的趋势，其中塔里木河下游地区，20 世纪 90 年代与 60 年代相比，气温升高 0.4°C ，降水量增加 9%。整个南疆降水量增加 30.1%。这与我国东部明显不同。

新疆塔里木河下游及罗布泊地区是生态环境退化和劣变的典型地区，是研究干旱荒漠地区环境变化的标准靶区，亦是环境变化研究的热点地区之一。因此，选择罗布泊地区为重点研究区域，不仅有全球变化研究的重要理论意义，而且也将为新疆塔里木河下游及罗布泊地区生态环境退化与恢复研究提供新数据，是保护该地区“绿色走廊”和实施该地区生态重建、实施跨越式发展的“新楼兰工程”的基础工作之一。

建立地层年龄序列是恢复和重建古地理环境的重要手段之一。一系列测年方法的应用，对建立不同地质体形成年代提供了依据。不同方法对测试材料和测年范围有其特殊要求，不同信息载体所反映的环境信息也不尽相同。虽然恢复古环境的研究方法很多，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。然而，罗布泊地区红柳沙包蕴含着丰富的年代与环境信息，为该区古环境的建立提供了新的途径。目前，红柳沙包沉积纹层的计年和气候环境意义已经得到了初步的确认。因此，红柳沙包沉积纹层的发现，对于揭示罗布泊地区环境变化的研究带来了新的希望。

红柳是一种抗逆性很强的植物，可以利用浅层土壤水，也可以利用深达 16 m 的地下水，即使在恶劣条件时，也能保证植物生长的连续性。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，其沉积结构和形成过程属风积地貌类型，其中沙物质和红柳落叶以互层的形式存在。研究表明，植物木质纤维中 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值与大气相对湿度密切相关。此外，植物中 $\delta^{13}\text{C}$ 值还受大气 CO_2 中的 $\delta^{13}\text{C}$ 值及富集程度，以及其他环境要素的影响，如大气温度和降水等。如果通过研究，鉴别出这些红柳沙包蕴含的环境代用指标与区域环境信息的相关性与相关程度，则红柳沙包沉积纹层不仅可以实现其计年意义，还能成为富含古环境信息的载体，成为一种新的、高分辨率环境代用指标。

以罗布泊周边地区的红柳沙包为例，该地区中—细粒级的沙源十分丰富，年平均风速达 $2.0\sim 3.0\text{ m/s}$ ，春、夏季的起沙风速为 4 m/s 。大风时，风沙流携带的沙粒遇到红柳灌丛的阻挡产生沉降和堆积，形成厚度不同的沙层；秋末冬初，红柳落叶，由于该地区冬季风速较低，空气湿度相对较大，加之红柳叶边缘的锯齿状凸起，使红柳枝叶相互交织在一起，形成一个相对稳定、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（层偶）便形成了红柳沙包沉积纹层——“红柳沙包年层”，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。

从 20 世纪 80 年代, 罗布泊地区具有清晰纹层构造的红柳沙包首次公布以来, 其计年和环境指示意义备受关注。尔后, 许多研究专家针对塔里木盆地及其周围地区的红柳沙包, 从不同侧面进行了研究, 如红柳沙包的分布规律、红柳沙包的形态和结构、红柳沙包的计年和环境指示意义等。本研究在国家自然科学基金项目的支持下, 取得了丰富的成果。测定了红柳沙包沉积纹层中 ^{137}Cs 和 $^{210}\text{Pbex}$ 的比活度。纹层计年结果与 ^{137}Cs 和 $^{210}\text{Pbex}$ 的年龄推测结果能很好对应, 证明红柳沙包沉积纹层是连续的, 利用纹层计数的纹层年代准确可靠。红柳沙包各纹层沙物质的粒径、分选系数、偏态值和峰态值等参数相对一致, 粒度分布曲线和粒级概率累积曲线相似, 表明近 200 年来罗布泊地区环境没有出现剧烈的变化。根据罗布泊地区红柳沙包剖面的孢粉资料, 定量恢复了罗布泊地区近 200 年以来的年均温、7 月均温和 1 月平均相对湿度。近 200 年来罗布泊地区的气候变化经历了三个阶段: 1839~1886 年气候由冷干向暖干转变, 1891~1941 年气候经历了冷湿—冷干—暖干的交替, 1946~2004 年体现为暖干向暖湿转变的趋势。孢粉浓度对人类活动信息有一定反映, 19 世纪末期以来, 随着人类活动的加剧, 孢粉浓度不断降低。红柳沙包有机质阳离子含量对环境变化有积极响应, 特别是 1958 年为塔里木河全流域的洪水年, 在阳离子含量变化上有明显地反映。利用碳氢氧稳定同位素变化与气候重建的探讨, 进一步完善了红柳沙包沉积纹层作为高分辨率环境代用指标的方法。

本书包括 9 章 35 节, 是以罗布泊地区红柳沙包与环境关系研究为主线, 从不同方面进行了系统的研究, 是项目组成员共同完成的研究成果。诚然, 书中的一些工作是探索性的, 并且由于技术手段的不同, 对某些科学问题的认识会存在差异, 今后需要进一步系统研究。

参加本书撰写的有:

绪言由赵元杰、夏训诚执笔。

第一章由赵元杰、夏训诚、宋艳、李秀丽、王晓毅、李雪峰、王筠、汪骏鸿执笔。

第二章由赵元杰、夏训诚执笔。

第三章由宋艳、赵元杰执笔。

第四章由李雪峰、赵元杰执笔。

第五章由李秀丽、赵元杰执笔。

第六章由王晓毅、赵元杰执笔。

第七章由汪骏鸿、赵元杰执笔。

第八章由王筠、赵元杰执笔。

第九章由夏训诚、赵元杰执笔。

赵元杰、夏训诚负责全书统稿。

本书工作的完成得到国家自然科学基金委员会、河北师范大学、中国科学院新疆生态与地理研究所等部门的大力支持, 在此表示衷心感谢!

目 录

前言	
绪言	1
参考文献	6
第一章 罗布泊自然环境概况	7
第一节 自然地理概况	7
第二节 地质历史时期罗布泊地区的环境变化	16
第三节 罗布泊地区环境变化研究概况	18
参考文献	21
第二章 罗布泊地区红柳与红柳沙包	23
第一节 沙丘的类型与形态特征	23
第二节 红柳与红柳沙包	25
第三节 红柳沙包沉积纹层的形成与结构	28
第四节 红柳沙包沉积纹层年代测定与环境意义	29
参考文献	32
第三章 罗布泊红柳沙包沙物质粒度与环境	34
第一节 粒度与环境研究进展	34
第二节 粒度样品采集与年代断定	37
第三节 沙物质粒度样品处理与分析	40
第四节 沙物质粒度参数特征	45
第五节 结果分析与讨论	50
参考文献	57
第四章 罗布泊红柳沙包有机质碳氮与环境	59
第一节 碳、氮及碳氮比与环境研究进展	59
第二节 研究内容与方法	62
第三节 碳氮样品处理与分析	64
第四节 结果分析与讨论	69
参考文献	80
第五章 罗布泊红柳沙包落叶阳离子与环境	83
第一节 阳离子与环境研究进展	83
第二节 研究内容与方法	85
第三节 阳离子样品处理与分析	86
第四节 结果分析与讨论	89
参考文献	96

第六章 罗布泊红柳沙包稳定碳同位素与环境	99
第一节 稳定碳同位素与环境研究进展.....	100
第二节 研究内容与方法.....	104
第三节 碳同位素样品处理与分析.....	105
第四节 结果分析与讨论.....	108
参考文献.....	126
第七章 罗布泊红柳沙包稳定氢氧同位素与环境.....	129
第一节 稳定氢氧同位素与环境研究进展.....	130
第二节 研究内容与方法.....	133
第三节 氢氧同位素样品处理与分析.....	135
第四节 结果分析与讨论.....	138
参考文献.....	165
第八章 罗布泊红柳沙包孢粉组合与环境.....	168
第一节 孢粉与环境研究进展.....	169
第二节 研究内容与方法.....	171
第三节 孢粉样品处理与分析.....	172
第四节 结果分析与讨论.....	175
参考文献.....	189
第九章 罗布泊研究新进展.....	193
第一节 罗布泊地区环境研究的若干新进展.....	194
第二节 罗布泊地区环境变迁和西部干旱区未来发展.....	199
第三节 罗布泊地区近万年来环境演变的综合研究.....	203
参考文献.....	206

Contents

Preface

Introduction	1
References	6
Chapter 1 Physical environment status in Lop Nur region	7
Section 1 Physical geographic status	7
Section 2 Environmental change in geological and historical periods	16
Section 3 Research status of environmental change	18
References	21
Chapter 2 Tamarix and Tamarix cones in Lop Nur region	23
Section 1 Sand dune types and their shape characteristics	23
Section 2 Tamarix and Tamarix cone	25
Section 3 Formation and structures of Tamarix cone sedimentary veins	28
Section 4 Dating and environmental significance of Tamarix cone sedimentary veins	29
References	32
Chapter 3 Grain-size features of sand materials in Tamarix cone sediment veins and theirs environmental indication	34
Section 1 Progress of grain-size and environment research	34
Section 2 Sampling and dating of sand materials	37
Section 3 Treatment of sand material samples	40
Section 4 Grain-size parameters of sand materials	45
Section 5 Result analysis and discussion	50
References	57
Chapter 4 C、N content in Tamarix cone sediment veins organic matter and their environmental indication	59
Section 1 Progress of C、N and C/N and environment research	59
Section 2 Research contents and methods	62
Section 3 Treatment and analysis of C and N samples	64
Section 4 Result analysis and discussion	69
References	80
Chapter 5 Positive ion contained in Tamarix cone sediment veins and their environmental indication	83
Section 1 Progress of positive ion and environment research	83

Section 2	Research contents and methods	85
Section 3	Treatment and analysis of positive ion samples	86
Section 4	Result analysis and discussion	89
References		96
Chapter 6	Stable carbon isotope in Tamarix cone sediment veins and their environmental indication	99
Section 1	Progress of stable carbon isotope and environment research	100
Section 2	Research contents and methods	104
Section 3	Treatment and analysis of stable carbon isotope samples	105
Section 4	Result analysis and discussion	108
References		126
Chapter 7	Stable oxygen and hydrogen isotopes in Tamarix cone sediment veins and their environmental indication	129
Section 1	Progress of stable oxygen and hydrogen isotope and environment research	130
Section 2	Research contents and methods	133
Section 3	Treatment and analysis of oxygen and hydrogen isotope samples	135
Section 4	Result analysis and discussion	138
References		165
Chapter 8	Pollen assemblages in Tamarix cone sediment veins and their environmental indication	168
Section 1	Progress of pollen assemblages and environment research	169
Section 2	Research contents and methods	171
Section 3	Treatment and analysis of pollen samples	172
Section 4	Result analysis and discussion	175
References		189
Chapter 9	Some latest achievements researching on environment and its evolution in Lop Nur region	193
Section 1	Some latest achievements researching on environment in Lop Nur region	194
Section 2	Environmental evolution in Lop Nur region and future development of the west region of arid zone	199
Section 3	Comprehensive research on environmental evolution in recent 10 ka in Lop Nur region	203
References		206

绪 言

一、全球变化研究简介

自 20 世纪 80 年代开始,全球变化科学(Global Change Science)——以研究全球环境变化为对象的一门新兴学科逐步形成,并陆续形成和发展了国际地圈-生物圈计划(IGBP)、全球变化人文因素计划(IHDP)、世界气候研究计划(WCRP)、生物多样性计划(DIVERSITAS)等 4 个科学研究计划。全球变化科学以“地球系统”为研究对象,将大气圈、水圈、岩石圈和生物圈(包括人类自身)视为一个整体,探讨由一系列相互作用过程(包括系统各组成成分之间的相互作用,物理、化学和生物三大基本过程的相互作用以及人与地球的相互作用)联系起来的复杂、非线性多重耦合系统——地球系统的运行机制。这种地球系统的整体观、对三大基本过程相互作用的研究以及对人类活动影响地球环境的特别关注,使全球变化科学作为一门全新的集成科学出现在当代国际科学的前沿(陈宜瑜等,2002)。

全球变化研究是 20 世纪后期发展起来的最活跃、发展最快的新兴科学之一。初步研究表明,21 世纪全球增暖速率将超过过去 1 万年来自然的温度变化速率,对未来生存环境产生不可忽视的影响(符淙斌等,2003)。其中,全球气候变化、碳循环机理研究是全球变化研究的重要方面(许清海等,2004)。全球变化研究,需要有承载古环境信息的载体,以及准确确定信息载体年代的手段。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速发展。

(一) 全球变化科学的提出

20 世纪初,世界的人口约 16 亿。1999 年 10 月,世界人口已经突破了 60 亿。预计到 2050 年,世界人口将突破 100 亿。而合理的地球环境人口容量在 100 亿左右。随着人口的激增、生活需求的扩大以及工业的迅猛发展,人类赖以生存和发展的环境受到污染、生态遭受破坏。环境问题已成为当今人类所面临的全球性问题之一。环境问题的实质就是发展问题。因此,进入 21 世纪,全球环境变化已成为世界各国普遍关注的问题。各地区由于经济结构、产业政策和环境政策的不同,所面临的环境问题有所不同。例如,气候异常、全球变暖、物种灭绝、臭氧层破坏、土地荒漠化、土壤盐碱化、森林减少、水资源减少等等。这些问题的出现说明全球环境变化研究是非常重要的科学研究,对将来世界社会经济的发展起到重要的指导作用。

全球变化科学作为 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的运转机制、变化规律以及人类活动对地球环境的影响,从而提高对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(张兰生等,1999)。其中,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（安芷生等，2001）。

近年来，可持续发展、全球环境基金（GEF）、《21 世纪议程》的提出，为全球环境变化的研究提供了保证。其中，人类活动与全球气候变化对环境变化影响是研究的重点。作为全球变化研究的积极倡导者和参加者，中国科学家从 20 世纪 80 年代初就开始参加全球变化科学重大国际计划的可行性研究。近 30 年来，中国政府投入巨资实施了一系列全球变化研究项目，中国科学家在全球变化领域做出了具有中国特色的国际性贡献，完成了一批具有国际影响力的研究成果。

（二）全球变化研究意义

21 世纪，人类正面临着全球环境变化和全球社会可持续发展的巨大挑战，全球环境变化直接或间接地与人类活动、社会经济发展相互关联、交叉和渗透，并和各国的经济利益密切相关，甚至上升到国家安全的高度。全球环境变化研究是为了清楚地认识和了解全球环境变化的成因和后果，从而更好地采取相应的应对政策和措施，以促进人类社会的协调发展。

20 世纪下半叶，强烈的人类活动与全球变化背景叠加，使我国地理环境发生了巨大变化，主要自然过程与环境要素的变化包括：全球变暖背景下气候带的明显摆动。2008 年初，南方气温普遍偏低，而北方气温偏高。全年的降水量南增北减，使南方洪涝增加、北方干旱日趋严重。巨大的物质和能源需求与日趋严重的环境污染。天然水文过程发生重大改变。再如，2008 年初我国湖南发生的雪灾事件，并非偶然事件，说明随着经济的发展，环境在日益恶化。可以说在地理格局变化方面，工业化过程带来的产业与经济格局变化，改变了人口格局、城市格局以及自然资源供需格局，我国的地表景观格局因此而发生显著的改变。资源环境已经从社会经济发展的基础条件演变为制约我国国家安全的一个关键因素。对中国地理环境特征与资源环境问题认识上的不确定性是未来社会发展的潜在威胁。其实，2008 年初，在欧洲、美洲等地也都出现气候的异常变化。因此，全球环境变化的研究已迫在眉睫。

（三）全球变化研究现状

全球变化是由人类活动和自然过程相互交织的系统驱动所造成的一系列陆地、海洋与大气的生物物理变化（安芷生等，2001）。最近几年，人们更加认识到把人类置于地球系统中心地位的重要性。人类社会如何应对全球环境变化的挑战，如何适应未来可能出现的环境变化并有效地利用这种变化的环境，即人类如何合理地管理“地球生命支撑系统”，以满足人类对可持续发展的追求，是全球环境变化研究必须回答的问题。人类不仅受到来自变化中的地球的冲击，而且人类活动正以前所未有的幅度和速度影响着地球系统，进而影响到人类的生活质量与可持续发展水平。

自 20 世纪 80 年代起，国际科学界先后发起并组织实施了四大全球环境变化研究计划，即世界气候研究计划、国际地圈生物圈计划、国际全球环境变化人文因素计划、生物多样性计划。其共同使命是传播科学知识，促进人类社会与地球环境协调发展。

全球变化不仅是当今环境科学研究的热点，也是地球信息科学的应用问题之一。通过土地覆盖变化与气候、生态系统过程、生物地球化学循环、生物多样性和人类活动的相互作用来影响全球变化，是全球环境变化的主要驱动力之一，也是全球变化研究的中心内容，在全球尺度上，是土地利用变化长期积累的结果。这些变化影响气候、土壤、植被、水资源和生物多样性等人类赖以生存的主要自然资源，所以它们在陆地生态系统中与可持续发展问题密切相关。

我国目前的全球变化研究则更多地关注了在全球尺度下，我国可能出现的全球环境变化情景，以及全球环境变化对我国的影响。但我国对世界范围的全球环境变化研究，还非常欠缺，例如全球气候变化问题无论其成因、影响，还是解决该问题所涉及的外交、经济和贸易等方面的问题，都是全球性的，甚至与全球的能源、资源供求关系密切相关。我国的研究也需要扩大视野，把全球环境变化研究的舞台逐步扩大到相邻地区，乃至全球。

二、记录全球变化信息的载体

古环境变化研究，需要有蕴含古环境信息的载体，以及准确确定信息载体年代的手段，随着科学技术日益进步，地质年代测定技术和古环境信息提取技术都在迅速发展。

（一）不同信息载体所反映的环境信息

不同信息载体所反映的环境信息不尽相同。例如，黄土-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；塔里木盆地南缘湖沼相沉积物质的磁化率与各粒级组分（特别是平均粒径）的气候环境指示；湖沼相沉积物质总有机碳（TOC）和总氮（N）含量也是判识沉积环境变化的重要指标。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。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较好的相关性；颗石鞭毛藻也是一种环境条件敏感的指示物；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；碳同位素特征与大气 CO_2 浓度及其环境变化密切相关等等。姚檀栋等（1997）对不同的信息载体可提取的环境信息做了简明的总结：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。目前，已从冰芯、深海岩芯、黄土-古土壤、湖泊沉积物等代用指标中提取了古气候信息、极大地丰富了全球变化的研究内容。

（二）高分辨率环境记录的信息载体

目前，全球环境变化研究正朝着更深层次、定量化和模式化的方向发展。作为过去全球环境变化研究重要内容的第四纪古环境研究也进入了高分辨率的研究阶段。在利用

各种方法提取古环境变化信息时，必须加强对高分辨率代用指标的挖掘和研究。随着全球环境变化研究深入开展，研究过程中高分辨率环境记录的信息载体虽然并不是很多，但高分辨率古环境研究取得了令人瞩目的进展。

目前，高分辨率古环境记录主要来源于冰芯、树轮、深海岩芯、珊瑚、纹泥、黄土-古土壤、泥炭、洞穴碳酸盐和历史文献（蓝先洪，1999；汪品先，1999）。

高分辨率环境变化研究近年来取得了重大进展，通过 DSDP/ODP 所取得的海洋沉积物及所含的微体化石、沉积物通量、碳酸盐沉积物和碳、氧同位素地球化学的研究，已建立起了高分辨率的短期气候事件记录，如新仙女木（Younger Dryas）事件（蓝先洪，1999）。通过洞穴石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化，使 9000 年来气候变化研究的分辨率达到了 5 年级（Yongjin Wang et al., 2005）；树木年轮中， $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化受大气的 CO_2 含量、光照、温度和降水等要素影响。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（Pearson et al., 1998；Edwards et al., 2002）。

1. 冰芯和黄土记录信息载体

在各种古环境信息代用指标中，从冰川上钻取冰芯加以分析，是目前高分辨率古环境变化研究的重要手段。冰芯的气候环境记录不但时间尺度长，而且可提取环境信息的分辨率高，是提供古环境演变信息的最好地质档案之一。在冰芯研究中已发展了许多定年方法，包括冰川动力模型法、季节层位法（ $\delta^{18}\text{O}$ 、可溶离子成分、不可溶微粒含量、ECM 等）、参考层位法（火山喷发、核试验、特殊气候事件、宇宙同位素事件等）、记录对比法（与深海记录、湖泊记录等的对比）及放射性同位素法（冰芯气泡中 CO_2 的 ^{14}C 、气泡中的 ^{39}Ar 、冰芯样品中的 ^{36}Cl 等）。南极地区和北极地区是冰芯研究最早的地区，在古环境变化研究中起到领先作用。20 世纪 90 年代初从格陵兰分别获得了长达 3000 多米的两个冰芯（GISP2、GRIP），获得了高分辨率古环境记录，成为晚第四纪研究中最佳的古环境序列（Grootes et al., 1993）。

安芷生等（1994）对 4 个位于洛川和西安的黄土剖面作了高分辨率的粒度研究，他们发现在黄土剖面终末次冰期存在的气候波动和冰芯等记录的波动有惊人的一致性。

2. 湖泊记录信息载体

湖泊沉积以其沉积连续性好、沉积速率大、时间分辨率高，成为科学家寻求准确而可靠的高分辨率记录的代用指标。尤其是湖泊纹泥层的研究，已成为高分辨率古环境研究的主要指标。

湖泊中可以作为环境变化信息载体的物质如下：①湖泊沉积物中的叶绿素及其衍生物在确定湖泊古生产力时，是比有机碳更为灵敏的指标。湖泊中的藻类等数量和其叶绿素、类胡萝卜素、叶黄素的含量能够很好地反映湖泊初级生产力的变化，而初级生产力和光照、温度和营养物质等因素有关。因此，湖泊沉积物能够很好地反映气候的变化。对于具有底层缺氧的湖泊而言，用沉积物色素的分析方法能够很好地揭示湖泊地区环境演变的信息。②湖泊中微体生物化石是湖水温度、盐度变化的敏感指示器。研究表明，沉积物硅藻组合和数量可反映湖水的酸度、盐度和生产力变化，介形虫类组合可反映湖水盐度条件，还有很多昆虫动物则对水温变化敏感。对于微体生物化石的元素组成的研

究有助于古气候重建。③沉积物中陆源有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 变化能有效指示沉积物源区植被的组合特征。沉积物有机质分子化合物可提供有关湖区植被、气候和环境信息。④沉积物自生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 记录是区域气候环境的敏感指示计。自 Urey (1947) 和 McCrea 等 (1950) 在 20 世纪 50 年代前后提出氧同位素古温度计理论后, 湖泊沉积物碳酸盐氧同位素在古气候研究中得到了广泛应用。⑤沉积物粒度是重建古湿度的重要指标之一, 沉积物粒度在不同时间尺度、不同时间分辨率的研究中有不同的环境指示意义 (陈敬安等, 2003)。在长时间尺度、低分辨率 (百年、千年) 研究中, 粗粒沉积物指示湖泊收缩、湖水较浅的干旱气候期; 细粒沉积物指示湖泊扩张、湖水较深的湿润气候期。在短时间尺度、高分辨率 (年际、十年) 研究中, 粗粒沉积物指示降雨量较大的湿润年份, 细粒沉积物则指示降雨量相对较小的干旱年份, 进而指示湖区气候和环境变迁。

3. 红柳沙包沉积纹层记录信息载体

要预测百年和十年等级未来环境变化, 对获得的高分辨率古环境代用指标提出了更高的要求。新疆罗布泊地区发现的红柳沙包沉积纹层对恢复古环境的年代序列就是一个突破。红柳沙包年层中的组成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, 研究不同时期风况和物源的变化; 通过对红柳枯枝落叶的 C/N 和 $\delta^{13}\text{C}$ 等稳定同位素测定, 研究气候要素的变化。用此方法研究罗布泊地区近几百年以来的环境变化, 已经取得了较理想的结果。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十分重要的意义, 从事第四纪环境研究 60 年的刘东生院士对此给予了高度的评价 (夏训诚等, 2005)。

(三) 高分辨率环境变化研究发展趋势

未来, 高分辨率古环境研究将集中在: 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前第四纪的沉积序列中去 (汪品先, 1999)。

三、全球变化研究中的测年手段

目前, 在年代测定和古信息载体的研究方面出现了测年手段多样化的趋势。TL 可以测定构成石灰岩的方解石晶粒样品的年代 (申英等, 2002), 锶同位素 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 测年是 20 世纪 90 年代才建立起来的一种新的测年方法 (钱江初等, 1999)。根据砾石钙膜纹层的明暗度测年, 突破了常规方法时间范围的限制, 可以确定的时间跨度从几万年 (甚至几千年、到几百万年定年的精度), 偏差可以控制在万年以内 (郭华等, 2003)。 ^{41}Ca 的半衰期为 1.0×10^5 年, 可以用来测定 $5.0 \times 10^4 \sim 1.0 \times 10^6$ 年地质样品的年龄, 测年范围与铀系不平衡法相当, 正好填补了 ^{14}C 和 K-Ar 法之间的年龄空隙, 提高了地质样品的测年精度和分辨率。应用 ^{41}Ca 测定地下水和冰芯的年龄可以将测年下限降低到 5.0×10^4 年, 正好与 ^{14}C 测年法衔接起来 (董克君等, 2003)。

1985 年,已在罗布泊地区发现多达 623 层的红柳沙包沉积纹层,后考察发现部分红柳沙包具有更多纹层(夏训诚等,2004)。2004 年,对新疆米兰附近“红柳沙包年层”的初步研究发现,“红柳沙包年层”不仅能提供分辨率达年级的沉积载体,而且依据沉积物中的沙物质和枯枝落叶等古环境信息的有效载体重建了罗布泊地区 132 年来的环境记录(夏训诚等,2005)。

参 考 文 献

- 安芷生, Porter S C, Chappell J. 等. 1994. 最近 130ka 洛川黄土堆积序列与格陵兰冰芯记录. 科学通报, 39 (24): 2254~2256.
- 安芷生, 符淙斌. 2001. 全球变化科学的进展. 地球科学进展, 16 (5): 671~680.
- 陈敬安, 万国江, 张峰等. 2003. 不同时间尺度下的湖泊沉积物环境记录——以粒度为例. 中国科学 (D 辑), 33 (6): 563~568.
- 陈宜瑜, 陈洋勤, 葛全胜等. 2002. 全球变化研究进展与展望. 地学前缘, 9 (1): 11~18.
- 董克君, 何明, 姜山. 2003. 加速器质谱法测量⁴¹Ca 及其应用研究. 物理学和高新技术, 32 (9): 609~612.
- 符淙斌, 董文杰, 温刚等. 2003. 全球变化的区域响应和适应. 气象学报, 61 (2): 245~250.
- 郭华, 郑文俊, 刘百箴. 2003. 砾石钙膜纹层测年数据采集技术的实现方法及可行性分析. 西北地震学报, 25 (3): 226~232.
- 蓝先洪. 1999. 高分辨率古环境变化研究. 海洋地质动态, 15 (5): 5~7.
- 钱江初, 王星福. 1999. 东太平洋多金属结核的形成年代及生长速率研究. 东海海洋, 17 (3): 39~45.
- 申英, 秦天健, 高风水等. 2002. 方解石的热释光及测年方法研究. 西南石油学院学报, 24 (5): 16~17.
- 汪品先. 1999. 寻求高分辨率的古环境记录. 第四纪研究, 19 (1): 1~12.
- 夏训诚, 赵元杰, 王富葆等. 2004. 红柳沙包的层状特征及其可能的年代学意义. 科学通报, 49 (13): 1337~1338.
- 夏训诚, 赵元杰, 王富葆等. 2005. 罗布泊地区红柳沙包年层的环境意义探讨. 科学通报, 50 (20): 2176~2177.
- 夏训诚, 赵元杰. 2005. 罗布泊地区环境研究的若干新进展. 中国科学基金, 19 (4): 196~200.
- 许清海, 肖举乐, 中村俊夫等. 2004. 孢粉记录的岱海盆地 1500 年以来气候变化. 第四纪研究, 24 (3): 341~347.
- 姚檀栋, 王宁练. 1997. 冰芯研究的过去、现在和未来. 科学通报, 42 (3): 225~230.
- 张兰生, 方修琦, 任国玉. 1999. 全球变化. 北京: 高等教育出版社, 22~72.
- Edwards T W, Graf W, Trimborn P, et al. 2002. $\delta^{13}\text{C}$ response surface resolves humidity and temperature signals in trees. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64 (2): 161~167.
- Groote P M, Stuiver M, White J W C, et al. 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, (366): 552~554.
- McCrea J M. 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and palaeo-temperature scale. *Journal of Chemical Physics*, (18): 849~857.
- Pearson J, Coplen T. 1998. *Lakes chemistry geology physics*. New York: Springer-Verlag, 325~339.
- Urey H C. 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of Chemical Society*, (47): 562~581.
- Yongjin Wang, Hai Cheng, Edwards R L, et al. 2005. The holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, (308): 854~857.

第一章 罗布泊自然环境概况

罗布泊及其邻近地区的自然环境和社会特点，可以用 4 个中心来概括：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 10 mm，不少地方终年不降水，而蒸发量却高达 3000 mm 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，那时罗布泊的水域面积可达几千到一万平方公里。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。这里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。因此，罗布泊及其邻近干旱地区可以说是古代人类文明活动中心之一（夏训诚等，2007）。

第一节 自然地理概况

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。

一、地理位置

罗布泊地区位于 88°~94°E，39°31'~41°N 的范围，面积约 1.0×10^5 km²。根据航测 1:10 万地形图和实地考察，湖盆形成范围基本以海拔 800 m 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，总面积约 1.9×10^4 km²。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。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研究的一个热点区域（夏训诚等，2007）。

二、地质构造

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运动的影响，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。塔里木地块是亚洲古板块中一个十分古老的地块，位于天山褶皱带和昆仑褶皱带之间，是巨大的塔里木盆地和分布其周围的铁克里克山、阿尔金山、柯平塔格、库鲁克塔格等的所在地。

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—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。由太古宇和中-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、白垩系以及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，但仍然呈东薄西厚特征（夏训诚等，2007）。

三、地貌

罗布泊地区位于塔里木盆地东部，新疆巴音郭楞蒙古自治州境内，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（海拔最高点分别为 1453 m 和 1761 m），东与甘肃临界白山毗邻（海拔为 2013 m），南为阿尔金山，西邻塔克拉玛干沙漠、库姆克沙漠，东部阿奇克谷地与疏勒河、河西走廊相连，呈倒置瓶状。

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 $2.0 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，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。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 km²，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，主要分布在孔雀河下游雅丹地貌区、白龙堆雅丹地貌区、三垅沙附近雅丹地貌区、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，东西长约 150 km，南北宽 20~30 km。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。当时，东部谷地实际上是古罗布湖的一部分（夏训诚等，2007）。

四、气 候

本区属极端干旱的暖温带大陆性气候，降水稀少、蒸发量高，气温年较差和日较差大。年平均降水量 22.2 mm，年蒸发量高达 2902.2 mm，夏季的蒸发量为同期降水量的 100 多倍。7 月平均气温为 25~27℃，极端高温>45℃。干旱指数为 16~50。多风沙、浮尘天气，起沙风（≥5 m/s）年均出现 202 d（日），最大风速 20~24 m/s，主风向为 NE 及 NEE。

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。这里引用下述一些台站作基本依据（表 1.1），并具有长期气候的代表性（夏训诚等，2007）。

表 1.1 罗布泊邻近区域台站气候数据

地点	海拔/m	年降水量/mm	年蒸发量/mm	蒸降比	年均温/℃	7 月均温/℃	极端最高温度/℃	年大风（≥8 级）日数/d
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

罗布泊地区地处中纬度带，从行星风系来看，其高空环流主要受中纬度西风带的影响。从地形方面来看，罗布泊地区是西风带、欧亚环流的一部分。它深居大陆腹地，南有世界著名的青藏高原，西有帕米尔高原，北有天山和支脉库鲁塔格山，东部较低，东北有起伏丘陵——克孜勒塔格山、白山等。其中阿奇克谷地尾间和河西走廊相连接，它对该区域的大气环流、天气气候有着明显的影响。

1. 风向

(1) 风向日变化。罗布泊洼地，受地形、下垫面影响，风有明显的日变化。在罗布泊，午夜前后，吹偏北风，日出后 8 时左右，吹东北风，正午 12 时左右，吹东风，后转为东南，午后转向南、西南风，傍晚 20 时吹偏西风，有着左旋顺时针周期变化，遵守正弦曲线的变化规律性。库鲁克塔格山，夜晚冷空气下沉，吹山风，风向正北。太阳升起后，西部下垫面是沙漠，增热快，东部为丘陵河谷，增热慢，西部热空气上升，由东部冷空气补偿，形成低空东风气流。中午 13 时左右，谷风强盛，吹偏南风。午后到傍晚 18~20 时，西部沙面冷却快，使冷空气东流，多吹偏西和西南风。

(2) 年月盛行风向及其频率。冬季，新疆位于蒙古高压西和西南部，除南疆西部和西南部盛行风向为西和西北风外，其他多为东北和偏东风。罗布泊地区，主要是东北风，除蒙古高压影响外，主要是气流绕过天山尾间，呈顺时针旋转，灌入罗布泊整个地区。若羌、铁干里克、尉犁，在冷季（11~3 月）多吹偏北、东北风；夏季受塔里木热低压和印度低压影响，多吹偏西、西南气流（表 1.2）。库米什、托克逊、焉耆、吐鲁番、七角井等地，严格受地形制约，吹单一风向。都与该地所处的风口、河谷、隘道等相一致。山地、谷地、盆地，因热力差异，在这些地方，形成局地环流，即在山麓地带盛行山谷风环流。山风转为谷风，一般上午 10~12 时，夏季早，冬季迟；谷风变山风，一般夜晚 21~22 时，冬季早，夏季迟。如阿尔金山、若羌等地，夜间为山风，多吹偏南风、西南风，白天以偏北风居多。

表 1.2 罗布泊及其周边地区年风况

站名	风速/(m/s)	大风日数/d	风向	频率/%
若羌	2.7	36.9	NE	17
铁干里克	2.2	15.7	E	12
尉犁	2.4	16.5	NNE	8
库尔勒	2.9	32.0	NE ENE	16
七角井	4.8	79.6	N	27
红柳河	4.9	44.7	ENE	26
罗布泊	5.6	79.4	NE	—

2. 高空风的垂直变化

高空风在不同高度上的风向频率和风速变化，以若羌站 4 月作代表。

(1) 风向频率变化。近地层以东北风最多，可占 30%，次为西南风；在 2000 m 以下，东北风是西南风的 5~10 倍；3000 m 左右，几乎相等，尔后，愈向高层，西风愈占优势；在 5000~8000 m 处，出现极大值，而东北风突变，几乎为零。

(2) 风速垂直变化。以东北风为主，在 3000 m 可达 7~9 m/s，次大值西南，风速 5 m/s 左右，3000 m 以上，风速右旋，逐渐变为西风。

风力是形成雅丹地貌和风蚀地的主要动力，近地层以东北—西南风为主，高层也是同一方向。愈向上，风速愈大，风的动能由高层向低层不断输送，使近地层风的动能不

致由地形作用等影响而消失殆尽，且一年各月风频完全相同，只是能量大小不同，由此形成该区的风蚀地（夏训诚等，2007）。

五、风沙活动

风是塑造地球表面千奇百怪的地貌形态的重要营力之一。区域大气环流的整体形势控制着该区风沙地貌的整体格局，特别是在干旱气候条件下，它是风沙地貌形成发育的最主要动力，不同尺度的风场形成相应的风沙地貌景观。近地面风沙流的运行特征直接制约着各类风沙地貌的分布和移动，风沙流在各种沙丘表面的变化规律，在沙丘的形成发育、维持沙丘的形态方面起着重要的作用（李振山等，1999）。

区域风沙活动强度是控制一定区域内风沙地貌的基本形态、风沙活动状况的主要因素之一（Bullard，1997）。在区域风沙活动强度的众多表示方法中，输沙势（DP）是一个非常重要的指标，是目前风沙活动强度计算应用最多的方法。合成输沙势（RDP）与总输沙势（TDP）的比值称为输沙方向变率指数，可以反映一个区域风向组合的情况。

据俎瑞平等（2005）根据 17 个气象站的 1996~2000 年的风速风向记录对塔克拉玛干沙漠风沙活动强度的计算结果，可知塔克拉玛干沙漠输沙势以若羌的最大 DP 为 399 U，RDP 为 319，属于典型高能环境区。在风沙地貌研究中，实际输沙量也是一个很重要的反映风沙活动强度的物理量，区域实际输沙量的计算对衡量沙丘活动程度具有重要意义。根据俎瑞平等（2005）计算的塔克拉玛干沙漠各站的年均输沙量结果显示：塔克拉玛干沙漠各地的年均输沙量差异悬殊，从整个沙漠来看，东部大于中部，中部大于西部，从各站的输沙量来，东部的若羌最大为 $64\,213.3\text{ kg}/(\text{m}\cdot\text{a})$ ，输沙量的空间分布规律与输沙势之间存在很好的对应关系，输沙量的时空变化与输沙势保持一致（武胜利，2007）。

罗布泊地区红柳沙包正是在以上几种方向风的共同作用下吹蚀和风沙堆积而形成，各风向的影响范围、相对强弱决定了红柳沙包的规模以及形态。

六、水文水资源

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。湖水面的海拔为 780 m，780 m 等高线以下的面积为 5350 km^2 。在 5350 km^2 范围以内，又可分为东西两部分，中间有高地分开。高地海拔为 782 m。东部面积大，约 4900 km^2 ，有通道与西部相连。西部较小，呈南北狭长分布，面积为 450 km^2 ，成为罗布泊的最后干涸部分。湖底起伏不大，高差不超过 20 cm，接近湖岸处，地形起伏较大，最深处低于湖面 2 m，湖底海拔为 778 m。湖岸不但有明显的湖水退缩痕迹，而且盐壳翘裂明显，说明湖水在这里停集时间较长（夏训诚等，2007）。

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，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。

塔里木河过去的水量大小，只能根据一些零散的历史记载分析，如《西域水道记》（卷二）称“塔里木河，河水汪洋东逝，两岸旷邈弥望阻泽”。称其支流阿克苏河“五月河流未盛，已有浩淼之思矣”，渭干河“水盛可以行舟”，乾隆年间还计划由叶尔羌向沙雅通航运粮。由此推断，塔里木河在 19 世纪初，水量是很大的。直到 19 世纪末，塔里木河还常年有水流注罗布泊。斯文·赫定于 1899 年 9 月乘大木船由麦盖提出发，于 12 月到卡拉，翌年 5 月枯水期又乘同一大木船到七克里克。塔里木河水量向下游减少并发生季节断流，是从 20 世纪初开始的，如《新疆图志》（1910 年）讲到“塔里木河下游罗布庄各屯，当播种时，上游库车以西，城邑遏流入渠，河水浅涸，难于灌溉。至秋始泄水入河，又苦泛滥，据此推之，凡西南上游，近水田畴益密，则渠淤溢多，而水势日渐分流无复昔时浩大之势”（樊自立，1979）。

根据胡杨年轮与水热指数相关分析计算结果，塔里木河干流上游阿拉尔在 20 世纪 30 年代年平均径流量为 $6.03 \times 10^9 \text{ m}^3$ ，40 年代为 $5.46 \times 10^9 \text{ m}^3$ 。200 年内阿拉尔水文站最大径流量为 $1.033 \times 10^{10} \text{ m}^3$ ，20 世纪内最大年径流量为 $9.29 \times 10^9 \text{ m}^3$ ，近 30 年最大年径流量为 $6.96 \times 10^9 \text{ m}^3$ 。塔里木河干流水量向下游急骤减少，主要发生在 20 世纪 50 年代以后（夏训诚等，2007）。

七、土 壤

罗布泊地区是塔里木盆地的最低洼处，曾是塔里木河等流域地表水和地下水的汇聚中心，积盐过程十分强烈，加之气候极端干旱，又具有常年单一的盛行东北风向等，土壤的风蚀沙化十分严重，土壤的潜在肥力很低。在塔里木河下游冲积平原和孔雀河三角洲上，河网交错，湖沼苇塘密布，沿河生长着茂密的胡杨林，河滩地及低阶地上有芦苇、罗布麻草甸，湖沼近旁有各种水生植物。在这些植被群落下，发育着水成型的胡杨林土、草甸土及沼泽土（夏训诚等，2007）。

1. 棕漠土

棕漠土是罗布泊地区地带性土壤，分布在库鲁克塔格、北山及阿尔金山山前洪积平原上，成土母质为沙砾质的洪积、坡积及残积粗骨性物质。植被极为稀疏，只在间歇性的流水冲沟旁偶见单株散生的麻黄、琵琶柴及伊林藜等，其他为大面积光裸不毛之地。棕漠土地表大多为黑褐色砾幕覆盖，表层有发育不太明显的孔状结皮层，结皮层以下由于土内风化作用结果形成浅红棕色铁质染色层，土壤发育厚度很小，不到 50 cm。

本区棕漠土可划分为石膏棕漠土和石膏盐盘棕漠土两个亚类。石膏棕漠土分布在阿尔金山山前洪积扇中上部，剖面分化明显，表层孔状荒漠结皮（1~3 cm）层以下即为浅红棕色的铁质染色层，从红棕色层开始即有大量石膏呈结晶状和纤维状，石膏聚积层厚度可达 50 cm。石膏盐盘棕漠土分布在罗布泊北岸的方山系地层顶面上，盐盘层出现在 25~60 cm 间，厚度可达 30~40 cm，如果除掉盐盘层以上的沙砾质，就和目前罗布泊湖盆广泛分布的龟裂盐壳一样。这种盐盘层的形成和新构造运动有关，第四纪中期罗

布洼地发生东西向的拱曲运动，使一部分湖底被抬升，由库鲁克塔格和北山来的洪积物便覆盖在被抬升的湖底盐壳上，由于气候极端干燥，盐分不能淋溶，使盐盘层保留下来。由此看来，在塔里木盆地东南部广泛发育着石膏盐盘的棕漠土，是一种自然历史产物。兹以罗-20 剖面为代表。该剖面位于雅丹不拉克塔克南 5 km 孔雀河北岸 3 km 处，地表平坦，为黑褐色砾幕覆盖，无植被生长。

2. 龟裂土

分布在孔雀河冲积高阶地及风蚀雅丹地形顶面上，地下水位大都在数十米以下，几乎无高等植物生长，只偶见个别枯死的红柳残株，并多与小沙包呈复区。地表光滑，呈白色，有明显的不规则的多角型裂纹。本区龟裂土由于多分布在崎岖不平的地形上，因暴雨冲刷，风蚀严重，土壤发育十分微弱，只有龟裂性土一个亚类。本区龟裂土的孔状结皮层大都被吹蚀，只偶见海绵状孔隙的痕迹。鳞片状层也不完整，保留下来的也很薄，约 1 cm 左右，缺乏板状或块状的紧实层。母质层质地比较黏重。剖面通体干燥，多植物细根孔。常可见到锈斑，还有灰蓝色的潜育层，地面有时还能拣到小的螺壳。由此可见，本区龟裂土多是由草甸土和一部分沼泽土演变而来。

3. 残余盐土

分布在孔雀河阶地及其汉流依列克河干河道两侧，多与风沙土包呈复区，地下水位大都在 8~10 m 以下，植被只能见到枯死的红柳灌丛。这种盐土是在过去地下水位较高的情况下，地下水通过毛管上升水流把盐分带至地表形成盐土，以后由于河流改道或其他原因促使地下水位下降，积盐过程停止。同时，由于降雨稀少，不可能产生明显的淋溶脱盐作用，以致使过去积累的盐分仍然保留在土壤和底土中，作为残余积盐形式存在，故称之为残余盐土。本区残余盐土地表常覆有薄的沙层，表层紧实，多孔隙，微显片状层次。表层以下为灰白色的盐土混合层，盐分含量较高，向下过渡到母质层，盐分逐渐减少。剖面通体干燥，质地中壤—黏土，较为黏重，极少植物根系。

4. 残余沼泽土

分布在铁干里克及阿拉干以北孔雀河故道的河间洼地及一些干涸湖泊边缘。原来这些地方地下水位很高或具有地表积水，生长着茂密的沼生植物，发育着沼泽土或泥炭沼泽土。以后由于河流改道或湖泊干涸，地下水位下降到 6~8 m 以下，原来的芦苇等水生植物全部死亡，而代之以极为稀疏的红柳、罗布麻及半枯死状态的铃铛刺等植物。在残余沼泽土分布地区，地表多有密集的、枯死的芦苇根茬和淡水螺壳。在风蚀严重情况下，能看到被吹露出的残余泥炭层或残余腐殖质层，下部灰蓝色的残余潜育层。

5. 棕色荒漠林土

分布在荒漠地区乔灌木林下，多呈走廊形式与河道相平行，宽度 1~3 km。它在过去文献中曾有“吐加依土”、“荒漠森林草甸土”、“平原林土”等名称。主要植物为胡杨、红柳、铃铛刺等，林下草本植物有芦苇、罗布麻、甘草等。棕色荒漠林土可分为三个亚类，即草甸棕色荒漠林土、棕色荒漠林土及荒漠化棕色荒漠林土。

本区主要为荒漠化棕色荒漠林土，分布在英苏以下的塔里木河两侧。这里由于塔里木河断流多年，地下水得不到补给，水位大都下降至 6~9 m 以下，胡杨生长不良，为顶枯心腐、枝疏叶稀的残败老林，林地沙化强烈，多有 30~50 cm 厚的覆沙。在土壤剖面特征上，由于受覆沙作用的影响，除地表有枯枝落叶层和粗腐殖质层外，缺乏一般棕色荒漠林土所特有的红棕色腐殖质层、腐殖质过渡层和潜育层。全剖面大部分是粉细砂与粗腐殖质的混合体，各层之间的区别仅在于粗腐殖质多少的不同。剖面底部出现芦苇和其他草本植物的残茎，说明这种土壤在发育过程中曾经历过一段水分条件较好时期，林下生长过茂密的草甸植物群落。以后水分条件变差，风沙不断侵入，使每年从树上掉下来的枯枝落叶，不断被沙埋没，土壤形成处于不断复幼状况，所以呈现沙与枯枝落叶的混合体，粗腐殖质不能进一步分解形成红棕色的腐殖质层。

6. 草甸土

本区草甸土面积不大，主要分布在塔里木河冲积平原地下水淡化带范围以内，多属荒漠化草甸土亚类。地下水位已降至 4~5 m 以下，植被有呈半枯死状态的，只遗留下一些枯死残体的罗布麻、骆驼刺、芦苇。地表常覆盖有沙层，表面形成 0.5~1.0 cm 厚的松脆结皮，具孔状和片状层理，腐殖质层厚度很薄，多小于 10 cm，腐殖质层下具有大量锈斑，剖面下部有时还有青灰色的潜育层，说明这种土壤前身还可能经历过沼泽化阶段。剖面上部干燥，底土因仍能受到地下水影响，较为潮润。质地表层为粉细砂，下部为壤质。

7. 盐土

本区盐土主要为典型盐土，分布在河间洼地、冲洪积扇扇缘及干涸了的湖盆旁。地下水埋深 1~2 m，矿化度高达 10~30 g/L。植被主要为耐盐的盐穗木、盐梭梭、红柳及黑刺等。典型盐土在剖面构造上，表层为坚硬的盐结壳，盐结壳以下为盐土混合层，松散，呈粉末状，再下即为盐斑层，盐斑层向底土过渡盐分逐渐减少。剖面质地粉砂和砂壤，水分状况由润到潮，很少植物根系。

沼泽盐土零星分布在干涸的湖旁，多有水生植物的残体，表层有大量的白色粉状盐晶，盐分含量达 20% 以上，褐色的粗泥炭层，松软具弹性，有机质含量达 16% 以上。粗腐殖质层下为潜育层。剖面质地较重。碳酸钙主要聚积在潜育层，含量 15%~25%。石膏含量不高，在 2%~4% 之间。

8. 风沙土

系在风积砂性母质上发育的土壤，本区分布十分广泛。风沙土的特点是成土作用微弱，剖面发育不明显，无完整的剖面形态，有机质积累少，土壤基质粗，颗粒直径大于 0.05 mm 的沙粒占 90% 以上，而黏粒含量（小于 0.001 mm）往往小于 2%，在很大程度上表现出母质性质。本区大部分为流动风沙土，全系流动沙丘组成，由于风蚀和风积作用交替进行，植物定居困难，土壤剖面不发育，但有干湿沙层之分。流动风沙土的盐分含量在 0.2%~0.8% 之间，有机质含量小于 0.2%，全氮 0.004%。半固定风沙土，发育在半固定沙丘上，沙丘上生长植物有红柳、白刺、麻黄等灌木、半灌木，盖度

20%~40%，沙面变紧，地表开始形成薄的结皮，上层出现腐殖质染色，剖面开始有微弱分化，最明显的特点是枯落物与风积沙交互成层。半固定沙丘的有机质含量稍高，为0.3%~0.5%，全氮0.008%~0.015%，盐分含量1%左右。本区无固定风沙土。

9. 绿洲黄土（耕作土）

是本区仅有的农地，分布在若羌及铁干里克等灌溉绿洲。其中绿洲黄土分布在若羌河冲积扇中上部。地下水位大多在5~6 m以下。土层厚度大于1 m，下为砾石粗砂。耕层呈灰黄色，块状、碎块状结构，质地轻壤、中壤，有机质含量0.8%~1.5%，全氮0.08%，速效氮10.1 ppm (1ppm = 10^{-6})，全磷 (P_2O_5) 0.122%，速效磷26.5 mg/kg。这种土壤一般较适合小麦、玉米、棉花生长。

10. 绿洲潮土

绿洲潮土主要分布在米兰和铁干里克。地下水位较高，多具有轻重不同的盐渍化。耕层呈灰色，有机质含量在1.0%~1.6%间，全氮0.072%，速效氮8.6 ppm，全磷0.144%，速效磷32.5 mg/kg。土壤质地轻壤、砂壤，除适种小麦外，还可种植水稻。在返盐较重的地方需要进行排水改良。

八、植 被

罗布泊地区在新疆植被区划中，属于东疆—南疆荒漠亚区塔里木荒漠省。罗布泊洼地地处干旱区，生物种群贫乏，数量稀少。特别是20世纪70年代，由于人为影响，罗布泊干涸后，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.)、刚毛怪柳 (*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 rosovii* 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 (*Salsola ruthenica*) 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(夏训诚等, 2007)。

第二节 地质历史时期罗布泊地区的环境变化

近年来,在罗布泊地区晚第四纪自然环境演变及古代人类文明兴衰等方面的研究取得了许多重要成果,认为这里的环境曾出现过多次较大变化(夏训诚,1987;闫顺等,1998;王永等,2000;王弭力等,2001)。环境好时气候较为湿润,地面植被增加。但由于罗布泊及附近地区面积达 $2.0 \times 10^5 \text{ km}^2$ 以上,湖面积也曾达数千至近 $1.0 \times 10^4 \text{ km}^2$,就湖泊来说,不同地点其水化学性质和沉积特征等有明显差异,因此同一时间不同地点沉积物所记录的环境往往有明显差别,所以要全面了解本区万年来的环境变迁尚待更多的工作(王富葆等,2008)。

罗布泊湖面的扩张与收缩在时间上与全球气候变化基本同步,这不知是偶然还是这里的气候变化受全球气候变化的影响或控制,因此研究罗布泊近万年来环境变迁的过程及其原因,不仅可以为治理本地区的环境提供科学依据,同时对了解西部干旱区气候变迁的基本规律有一定意义。

罗布泊,曾是我国第二大咸水湖,它位于新疆塔克拉玛干沙漠的东部,西起塔里木河下游,东至河西走廊,南邻阿尔金山,北到库鲁克塔格山。罗布泊的自然环境极其恶劣,不仅没有人烟,就连生物也难以生存。罗布泊也是个神奇的湖泊,我国古代史书上记载着,它曾是一个神话般的文明古国——楼兰的所在地,国外也有种种关于楼兰王国奇妙的传说。多少年来,人们对这个地区一直了解很少,一些中外学者虽然对罗布泊有很大兴趣,但真正敢闯入该地区的科学工作者却很少。罗布泊古称蒲昌湖,又名盐泽。在历史上,它曾接纳从塔里木盆地汇流而来的众河之水:西部主要有塔里木河、孔雀河和车尔臣河,东部主要有甘肃的疏勒河。地质时期罗布泊的变化完全是自然因素造成的,在不同的地质历史时期,罗布泊的环境变化有不同的表现。

一、第三纪时期

第三纪时期,塔里木盆地是一个统一的大湖,封闭的塔里木盆地是在早第三纪渐新世末形成,罗布泊凹陷尚未形成,罗布泊地区处于冲洪积区与间歇性洪积湖区或浅湖区之间的过渡区(李吉均等,1998),其所处的敏感环境为大湖的形成创造了良好的条件。

二、第四纪早期

在大约 500 万年前的上新世,该地区处于湿热的气候条件下,罗布泊开始出现。中新世时期,纬向山系上升,海拔超过 300~2000 m,定向盛行风出现,在罗布泊地区的东部地区形成沙漠,罗布泊湖水变浅(袁国映等,1998),罗布泊东北部的白龙堆抬升。

第四纪初,距今 200 万年前,面积约 $2.0 \times 10^4 \text{ km}^2$ 以上。在新构造运动影响下,湖盆自南向北倾斜抬升,分割成几块洼地。现在罗布泊是位于北面最低、最大的一个洼地,曾经是塔里木盆地的积水中心。古代发源于天山、昆仑山和阿尔金山的河流,源源

注入罗布洼地形成湖泊。进入第四纪，由于喜马拉雅山运动的影响，塔里木盆地西部抬升，而东部相对沉降，形成西高东低的地势，罗布泊就位于盆地的最低处，并在断裂构造的影响下南北两侧山地不断抬升，罗布泊地区相对沉降，堆积了厚达数百米的第四系沉积物。

三、更新世时期

在距今约 300 ka B P~150 ka B P 的晚中更新世，罗布泊古湖的罗北凹地已开始出现钙芒硝沉积，厚达 60 多米，表明已进入盐湖阶段，此阶段一直延续到晚更新世初期。晚更新世中、末期，塔里木河借孔雀河东流，在楼兰地区形成水上三角洲。孔雀两河绕三角洲西南入湖，有时也由三角洲之北入湖，多次改道。100 ka B P 前后，因受新构造运动的影响，在罗北凹地两侧产生了两条断裂，使罗北凹地中部下沉，形成了一个继承性的沉积次生盆地，而两侧则上升成台地，二者现今高差可见（马宝林等，1991）。罗布泊在早更新世中期出现过湖相沉积，在中更新世晚期湖相范围扩大，属罗布泊湖大发展期。晚更新世出现构造抬升，造成湖泊退缩，沉积环境波动加快（王永等，2001）。

四、第四纪中晚期

罗布泊是塔里木盆地的汇水和集盐中心，第四纪中晚期以来这里的自然环境曾发生过多次巨大变化。在距今 9 万~13 万年、3 万年前后和全新世中期等不同时段的湖面面积都发生过扩张，特别是距今 9 万~13 万年间的湖侵是迄今所知的最大一次湖侵。在湖泊扩张后的时间内则是湖面面积的缩小以致干涸。

五、全新世晚期

罗布泊地区自晚更新世以来气候一直干旱，仅在中全新世时期有小的波动，降雨较前增多，气候呈稍温凉湿润（袁国映等，1998）。全新世晚期的罗布泊分东湖和西湖两部分，东湖长期处于盐湖状态，沉积物以化学沉积为主，西湖属过水湖性质，沉积物是以含硫化物的碎屑沉积为主。最具代表性湖心剖面的沉积层出现薄层理构造和有机质含量增多等可知，当时湖泊水深较大，风力作用相对较弱，有一定的水生植物生长（王永等，2001）。

罗布泊东湖早在 3000 年前后就已干涸，地面由坚硬盐壳组成，直到 20 世纪 30 年代陈宗器在《罗布泊与罗布荒原图》上仍标明为坚硬的盐滩。

近代罗布泊于 1962 年完全干涸，干涸前湖面积约 5400 km²。目前，湖底被厚 20~40 m 的盐壳覆盖，海拔约 780 m。该湖的北岸和东岸普遍发育三级湖积台地，其高度分别为 783~785 m、789 m 和 810~820 m，相应的湖面面积分别为 9250 km²、20000 km² 和超过 55000 km²；根据 TL 和 ¹⁴C 年代及地层对比，它们分别形成于 7.0~7.5 ka B P、约 30 ka B P 和 90~130 ka B P，与深海氧同位素 V 和 III 阶段及全新世大暖期在时间上相对应。可见，气候极端干旱的罗布泊，其湖面的扩张与收缩同样是受全球气候变化因素

所驱动，而变化幅度的强弱则与区域环境因素有关（罗超等，2005）。

2003 年，南京大学王富葆教授利用有关历史资料和实地调查，根据湖心剖面的磁化率、粒度和微量元素（C/N、Rb/Sr、Sr/Ba 和 Ni/Co 等比值）及微体古生物化石的不同，将近万年来罗布泊环境变化划分出 7 个阶段（表 1.3）（夏训诚等，2005）。

表 1.3 罗布泊环境变迁记录

时段	罗布泊环境的演变特征
11000~9500 年	气候干燥，但湖泊稳定，沉积物中硫酸盐含量高，为咸水湖
9500~4700 年	气候湿润，湖水淡化，为微咸水湖，沉积物中有机碳含量增加，微体古生物增多
4700~3700 年	气候与上个时期相似，但逐步向干燥方向发展
3700~2500 年	为罗布泊演化过程中一次重要干涸事件，当时东、西湖全部干涸，东湖自此时起直到公元 1958 年间一直干涸
2500~1200 年	气候好转，西湖充水，湖泊一度扩大，湖泊面积达到 2000 km ² 左右，为微咸水湖
1200~700 年	罗布泊气候环境最好时期——中世纪暖期，为淡水湖—微咸水湖，湖泊面积达 2500 km ²
700 年以来	湖泊逐渐变干，其间于公元 1930 年前后曾一度扩大，西湖面积缩减至 1900 km ² 。公元 1958 年夏季天山大洪水，东、西湖同时充水，形成 5350 km ² 的大湖，但 1965 年干涸

近代罗布泊经历过几次重要的事件，即 1921 年前湖面面积的缩小，此后由于塔里木河经孔雀河入湖，使湖面面积迅速扩大，直到 1942 年后湖泊开始收缩。1958 年夏，天山诸河同时暴发洪水并进入罗布泊，不仅使西湖湖面再次扩大，同时也使久已干涸的东湖再次充水。但好景不长，东、西湖于 20 世纪 60 年代初又迅速干涸，形成现在的罗布盐漠（中国科学院新疆分院罗布泊综合科学考察队，1987）。

第三节 罗布泊地区环境变化研究概况

罗布泊地区位于新疆东南部，是中国乃至全球的典型极端干旱地区之一。因其处于相对封闭、海拔较低的盆地区，自地质历史时期以来，其环境、气候演化受外来因素影响较少，成为研究荒漠地区环境变化的天然实验室。并且罗布泊地区地处古代中西往来的交通要道——“丝绸之路”的咽喉地带，其独特的自然景观和以楼兰故国为主的古西域文明，增添了这一地区的神秘性，自古以来便吸引着大批中外学者到这里考察和探险。

一、罗布泊历史文献记载

关于罗布泊最早的文字记载见于战国时期（公元前 403~前 221 年）的《穆天子传》和《山海经》。《山海经》中首次称罗布泊为渤泽，是罗布泊在文献记载中最早的名称，书中有关记载是人们对罗布泊的最初了解。两汉时期（公元前 206~公元 220 年）

司马迁的《史记》中有历史上关于罗布泊位置的最早描述。班超编撰的《汉书》描述了汉代罗布泊的水域面积、自然环境和社会经济情况。其后东晋时期（公元 317~420 年）法显的《佛国记》、北魏时期（公元 386~534 年）酈道元的《水经注》和唐朝时期（公元 618~907 年）玄奘口述，其弟子辩机撰写的《大唐西域记》等，都记载了当时罗布泊地区的自然和人文等相关资料。其中《水经注》对罗布泊地区的盐壳和雅丹地貌及其成因有着详尽的描述。清朝时期（公元 1644~1911 年）为了开发边疆，政府曾多次组织相关人员到罗布泊地区调查，这些调查人员撰写了大量关于罗布泊地区的地理著作和考察记录，具有代表性的有阿弥达的《河源记略》、徐松的《西域水道记》和陶保廉的《辛卯侍行记》。其中《西域水道记》根据新疆是内陆干旱区的特点，创造性地采用湖泊来划分新疆水系，以罗布泊为线索，详尽地记述了塔里木盆地各水系的源头、流向等内容。

自西汉张骞出使西域，开拓连接亚洲、非洲、欧洲的丝绸之路，众多外国人经此道至中国进行经商、传教和出使等活动，有些人留下了他们途径罗布泊地区时的旅行见闻，比较著名的是 13 世纪末由马可·波罗口述，鲁斯梯谦撰写的《马可·波罗行记》。

这些历史文献对于罗布泊地区的古环境、古气候研究具有重要意义，但由于当时的认知水平和技术手段有限，有些描述中存在错误的认知，并且大多只有描述而没有更进一步的研究。

在近代，由于中国国力的衰退，逐渐沦为半殖民地，一些外国探险家陆续来到罗布泊地区。比较著名的有普尔热瓦爾斯基、斯文·赫定、斯坦因、亨丁顿、桔瑞超等人。俄国的普尔热瓦爾斯基是近代最早到罗布泊地区考察的外国人，著有《走向罗布泊》一书，书中记述了罗布泊地区人民的生产生活等情况。普尔热瓦爾斯基测绘了罗布泊洼地地图，但普尔热瓦爾斯基对中国历史了解甚少，将塔里木河下游的喀拉和顺湖错认为罗布泊。瑞典科学家、探险家斯文·赫定发现了楼兰故城遗址，论证了罗布泊的位置，提出了罗布泊游移的理论。这一理论被后来到罗布泊考察的英国探险家、考古学家斯坦因否定。美国地质学家亨廷顿提出了罗布泊“盈亏湖”的理论。

近代中国科学家第一次组团对罗布泊地区进行考察始于 1927 年。由于外国探险家在中国西北地区大肆挖掘遗址、遗迹，盗窃中国珍贵文物，遭到中国学术界的强烈抗议。斯文·赫定的第六次中亚探险（1927~1935 年）由中国科学家和国外学者共同参加，组成了（中瑞）中国西北科学考察团。该次考察中黄文弼在罗布泊北岸一个三面环水的湖岛上发现“土垠”遗址，他撰写了《吐鲁番考古记》、《塔里木考古记》、《罗布淖尔考古记》等著作。陈宗器测量了罗布泊的水域面积和长度，提出了“交替湖学说”，撰写了《罗布淖尔与罗布荒原》、《中国西北之交替湖》等论文。

1949 年新中国成立后，众多中国科学家多次组织个人团队和考察团进入罗布泊地区进行考察、测量等科学活动。地质部门在罗布泊地区进行了许多物探和钻探工作。罗布泊地区大范围科学性的考察研究活动进入了一个崭新的时期（中国科学院新疆分院罗布泊综合科学考察队，1987；罗桂环，2006）。

二、罗布泊地区环境变化研究方法

近年来，随着古环境研究技术的不断发展和提高，众多研究人员从不同的角度，利

用不同的手段对罗布泊地区的环境演变进行了更加深入地研究。

1. 遥感影像研究

早在 1987 年,梁匡一(1987)就通过对 20 世纪 60 年代拍摄的航空像片和 70 年代拍摄的卫星影像的判读分析,探讨了罗布泊的精确位置、构造运动、地质构造和水系变迁。胡东升等(2004)根据多年卫星遥感影像的精细解译,划分出涉及环境变迁的 11 期罗布泊退缩岸线,并通过综合分析,认为罗布泊湖区的展布形态受第四纪以来形成的主要 3 组断裂构造的控制。谢连文等(2004)利用遥感方法研究了罗布泊盐湖过去 2000 年的气候变化,建立了高分辨率气候变化曲线,并和其他地区的气候变化曲线进行对比。结果表明,公元 1300~1500 年罗布泊盐湖气候变化与北半球千年来地面空气温度变化的相关性大于 0.8,但在公元 13 世纪前后出现过滞后现象;千年尺度变化与古里雅冰芯曲线比较一致,气候变化呈缓慢上升趋势;600 年以来,与北京石花洞石笋微层记录曲线相关性较好。钟俊平等(2005)将根据 1958 年国家测绘局航测出版的地形图与 1961 年 CORONA 影像拼合叠加,得出罗布泊大耳朵湖区的干涸时间为 1958~1961 年。李保国等(2008)利用不同时期遥感影像提供的信息在罗布泊“大耳朵”干盐湖区选取了三条典型断面进行实地高精度高程测量,得到了“耳轮线”的疏密和高程变化的对应关系,“耳轮线”越密集,坡降越陡。以此为依据,对近代不同时期罗布泊湖泊演化过程进行讨论,得出罗布泊“大耳朵”湖心区在 20 世纪 30 年代末或 40 年代初干涸的结论。

2. 岩芯钻孔、剖面地层和沉积物研究

在罗布泊地区岩芯钻孔的研究中,较早的代用指标为孢粉(将在下面章节中进行详细论述),其他方面的研究有赵振宏等(2001)应用古地磁、易溶盐、氧化铁、 ^{14}C 、孢粉等方法对罗布泊地区东部阿奇克谷地 AK1 孔地层进行了综合研究,将底层划分为全新统(Q_4)、上更新统(Q_3)、中更新统(Q_2)、下更新统(Q_1)和上新统(N_2)。根据研究结果认为罗布泊地区的第四系下界在孔深 416.90 m 处,位于凯纳事件稍下,年龄约 305 万年。林景星等(2005)根据 AK1 孔的岩性特征、热释光年龄、古地磁极性倒转、磁化率变化和 Fe_2O_3 含量的研究,表明罗布泊地区第四纪地层全新世为灰色—浅灰绿色色系,晚更新世为杂色色系,中更新世为褐黄色—土黄色色系,早更新世为灰色色系,上新世为土黄色与灰色交替色系。自上新世到全新世气候经历了暖与冷交替的 6 个大暖期和 5 个大冷期。

其他钻孔和剖面的研究有王富葆等通过对罗布泊湖心剖面的磁化率、粒度、微量元素和微体古生物化石的分析,研究了罗布泊近万年来的环境演化,结果表明,11000~9500 年气候干燥,湖泊稳定,为咸水湖;9500~4700 年气候比较湿润,湖水淡化,为微咸水湖,4700~3700 年气候逐渐干燥;3700~2500 年经历了一次重要干涸事件;2500~1200 年气候转向湿润,水域扩大,面积达到 2000 km^2 左右,为微咸水湖;1200~700 年(中世纪暖期)是环境条件最好的时期,为淡水湖—微咸水湖,湖泊面积达到 2500 km^2 ;700 年以后,湖泊逐渐变干(夏训诚等,2005)。罗超等(2007,2008)根据罗布泊地区东北部罗北洼地 CK-2 钻孔磁化率、粒度、色度、碳酸盐、有机质含量、

化学元素等的研究,揭示该区在 32~9 ka B P 期间经历了强冷湿期、暖干期、冷湿期和强冷湿期的变化过程。在最后阶段全新世暖期新仙女木 (YD) 冷事件出现在 12.08~11.80 ka B P,最早暖事件出现时间为 10~9 ka B P。朱青等 (2009) 通过对罗布泊西湖中心地段剖面的粒度分析,认为约 9800 a B P 以前气候干燥,沙尘暴频繁;9800~8100a B P 环境较为稳定,尘暴作用弱,湖水略深;8100~3400 a B P 有强风暴作用外,其他时段虽每年出现尘暴,但强度不大。3400~2500 a B P 气候干燥,湖泊接近干涸,风尘暴作用十分强烈。王宁等 (2009) 通过对罗布泊地区西部的 LS2 孔的碳酸盐、TOC、TN 和 C/N 的分析,重建了该区中更新世 (0.78 Ma B P) 以来的气候和沉积环境的演变,结果表明气候经历了暖干—冷干、冷湿—暖干、暖干、冷湿、暖干、冷湿、暖干的交替变化,沉积环境则经历了浅湖相沉积—滨湖相沉积—浅湖相沉积—滨湖相沉积—滨湖相向风成相沉积的演变过程。

3. 流域演化和史料考古研究

樊自立等 (2009) 通过历史、遥感资料和实地考察研究了塔里木河河道的变迁与罗布泊水域变化的关系,认为塔里木河的三次改道改变了罗布泊的水域面积,塔里木流域的开发与罗布泊的消亡有必然联系。宋晓梅等 (2009) 应用史学考据方法并结合其他考古资料和遥感影解译,探讨了楼兰的消亡原因和罗布泊地区环境变迁的过程,结果认为人类活动是造成该区生态环境变化的主要原因。

参 考 文 献

- 樊自立. 1979. 历史时期塔里木河流域水系变迁初步研究. 新疆地理, 2 (4): 20~37.
- 樊自立, 艾里西尔·库尔班, 许海量等. 2009. 塔里木河的变迁与罗布泊的演化. 第四纪研究, 29 (2): 232~240.
- 胡东生, 张华京. 2004. 罗布泊荒漠地区湖泊蒸发盐资源的形成及环境演化. 冰川冻土, 26 (2): 212~218.
- 李保国, 马黎春, 蒋平安等. 2008. 罗布泊“大耳朵”干盐湖区地形特征与干涸时间讨论. 科学通报, 53 (3): 327~334.
- 李吉均, 方小敏. 1998. 青藏高原隆起与环境变化研究. 科学通报, 43 (15): 1569~1574.
- 李振山, 陈广庭. 1999. 塔克拉玛干沙漠起沙风况. 中国沙漠, 19 (1): 43~46.
- 梁匡一. 1987. 遥感影像上的罗布泊及其变迁. 环境遥感, 2 (4): 285~295.
- 林景星, 张静, 剧远景等. 2005. 罗布泊地区第四纪岩石地层、磁性地层和气候地层. 地层学杂志, 29 (4): 317~322.
- 罗超, 彭子成, 杨东等. 2005. 新疆罗布泊地区的环境演化. 自然杂志, 28 (1): 37~41.
- 罗超, 杨东, 彭子成等. 2007. 新疆罗布泊地区近 3.2 万年沉积物的气候环境记录. 第四纪研究, 27 (1): 114~121.
- 罗超, 彭子成, 杨东等. 2008. 多元地球化学指标指示的 32~9 ka B P 罗布泊地区环境及其对全球变化的响应. 地球化学, 37 (2): 139~148.
- 罗桂环. 2006. 探索罗布泊历史的启示. 科学文化评论, 3 (3): 5~17.
- 马宝林, 温常庆. 1991. 塔里木盆地沉积岩形成演化与油气. 北京: 科学出版社, 23~27.
- 宋晓梅. 2009. 历史时期罗布泊地区环境演变过程. 干旱区地理, 32 (1): 107~111.
- 王富葆, 马春梅, 夏训诚等. 2008. 罗布泊地区自然环境演变及其对全球变化的响应. 第四纪研究, 28 (1): 150~153.
- 王弼力, 刘成林. 2001. 罗布泊钾盐资源. 北京: 地质出版社, 147~167.
- 王宁, 刘卫国, 常宏等. 2009. 中更新世以来新疆罗布泊地区气候演化过程. 海洋地质与第四纪地质, 29 (2):