

罗布泊科学考察与研究

中国科学院新疆分院
罗布泊综合科学考察队



科学出版社



罗布泊科学考察与研究

中国科学院新疆分院
罗布泊综合科学考察队

主编：夏训诚

科学出版社

1987

罗布泊科学考察与研究

本书是 1980—1981 年罗布泊考察研究的成果总结,共纳入论文 32 篇。全书系统论述了该区考察概况,中外考察史,以及地质、地貌、环境、气候、土壤、动物、植物、历史地理和开发利用问题。其中,对长期争论的问题(游移湖、环境和气候变迁,古楼兰兴衰原因等),提出了新见解;对罗布泊地区的雅丹地貌、盐壳形成问题作了订正。

书中图文并茂,资料丰富,内容详尽,全面反映了本区自然特征和资源面貌,具有一定科学意义和实用价值。可供地质学、生物学、环境科学、农林科学与国土整治方面的科研、教学、计划人员参阅,对从事考古、历史研究的有关人员也有一定参考意义。

罗布泊科学考察与研究

中国科学院新疆分院
罗布泊综合科学考察队
责任编辑 吴三保

科学出版社出版
北京朝阳门内大街 137 号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1987 年 9 月第 一 版 开本:787×1092, 1/16

1987 年 9 月第一次印刷 印张:20 3/4 插页:2

印数:0001—1,000 字数:462,000

统一书号:13031·3612

本社书号:5011·13—13

定价:5.70 元

目 录

罗布泊科学考察综述·····	夏训诚 (1)
罗布泊地区考察史·····	黄文房 (6)
罗布泊及其邻近地区地质发展简史·····	汪文先 (16)
罗布泊及其邻近地区第四纪地层划分·····	汪文先、李荣健 (20)
罗布泊及其邻近地区水文地质概况·····	汪文先、李荣健 (28)
罗布泊洼地及周边新构造运动的初步研究·····	王树基 (37)
罗布泊地区雅丹地貌的成因·····	夏训诚 (52)
罗布泊东部阿奇克干谷的成因问题·····	王树基 (60)
关于罗布泊是否游移的问题·····	夏训诚、樊自立 (68)
库姆塔格沙漠的基本特征·····	夏训诚 (78)
历史时期罗布泊地区地理环境的变迁·····	樊自立 (95)
关于塔里木盆地环境变化和气候变迁问题·····	夏训诚、樊自立 (106)
罗布泊地区气候特征·····	李江风、夏训诚 (118)
塔里木河下游土地沙漠化及其防治问题·····	夏训诚、樊自立 (132)
罗布泊的盐壳·····	樊自立等 (141)
罗布泊地区土壤的形成特点和类型·····	樊自立等 (157)
罗布泊洼地土壤盐分累积规律的初步研究·····	张丙乾等 (171)
罗布泊洼地钾盐形成条件、分布规律和资源评价·····	李培清等 (182)
罗布泊地区土壤中的微量元素背景值·····	
·····中国科学院新疆分院罗布泊综合科学考察队、新疆环境保护科学研究所	(199)
新疆罗布泊地区天然水的同位素组成研究·····	林瑞芬等 (211)
罗布泊地区的野生双峰驼·····	谷景和、高行宜 (218)
罗布泊地区西部的马鹿·····	谷景和等 (226)
罗布泊地区的动物区系及动物地理区划·····	高行宜、谷景和 (235)
罗布泊地区的动物资源及其开发利用·····	高行宜、谷景和 (246)
罗布泊地区植物的区系组成及其分布·····	沈观冕 (253)
罗布泊地区的植被·····	高建新 (262)
从十种罗布泊地区的植物解剖看植物体对环境的适应性·····	杨戈、王常贵 (274)
罗布泊地区的历史地位与作用·····	陈汝国 (284)
楼兰古城历史地理若干问题的探讨·····	陈汝国 (294)
罗布泊地区古代丝绸之路的研究·····	黄文房 (306)
楼兰王国的兴衰及其原因的探讨·····	黄文房 (315)
罗布泊地区的开发问题·····	陈汝国 (319)

罗布泊科学考察综述

夏训诚

(中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所)

在中国科学院新疆分院主持下,新疆生物土壤沙漠研究所、新疆地理研究所和新疆化学研究所等单位,组成了由地质、地貌、土壤、植物、动物、化学、历史地理等专业的三十多名科研人员参加的罗布泊综合科学考察队。考察队于1980年至1981年,先后三次深入罗布泊地区,进行了多学科的综合考察,取得了一些结果,初步揭开了罗布泊神秘的帷幕。

一、基本情况

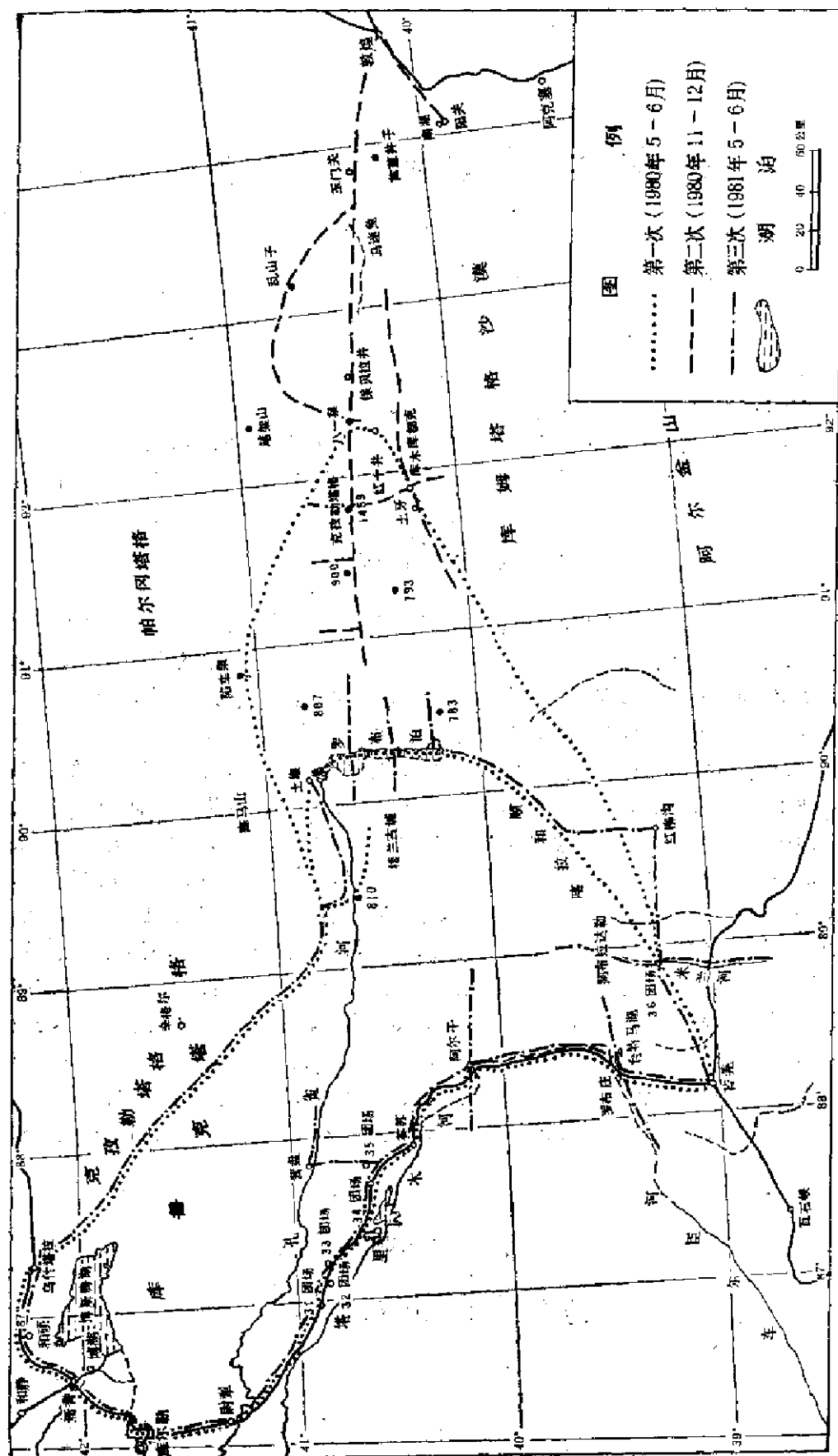
罗布泊是我国干旱地区著名的湖泊,地处古代沟通东西文化的通道——丝绸之路的要冲,在我国古代史上享有盛名。然而,由于自然条件的变迁和社会、经济等原因,致使此地成为人迹罕至的一片荒漠,变成一个充满自然之谜的神秘地区。近百年来,曾有一些中外学者到这里进行探险和考察。但因道路艰险,都未能到达湖盆腹地,因而对罗布泊地区的许多问题,有着分歧和争论。为了澄清对罗布泊的许多错误观点,摸清可资利用的自然资源,总结罗布泊干涸的历史经验教训,原新疆分院副院长、考察队队长彭加木同志不畏艰险,于1980年亲自组织并率领考察队第一次深入罗布泊进行考察,在近代史上第一次纵穿罗布泊干涸湖盆,填补了我国地学上的一个空白。但是,就在考察即将结束之前,彭加木同志不幸遇难。为了完成彭加木未竟事业,考察队继续战斗,对罗布泊进行了第二次、第三次更大规模的考察。考察范围东起北山丘陵,西至塔里木河下游,南抵阿尔金山北麓,北到库鲁塔格山,面积约二万平方公里,考察路线约五千公里。考察队不仅多次纵横穿越湖盆,而且在湖盆中心钻探、打井,采集水样、岩心样数百个,植物标本120号,收集历史遗物30多件。根据分析和鉴定,得出了一定结果,提出了专题论文和报告32篇,在1982年夏季召开的罗布泊科学讨论会上,许多专家学者认为,论文和报告是有水平的,有着继承性、综合性、科学性和生产性四个特点。这一切,都为正确认识罗布泊地区的自然环境和对丝绸之路的深入研究提供了科学依据。

二、对若干科学问题的看法

(一) 洼地的形成、演变研究方面

罗布洼地恶劣的自然环境,限制了人们对它的深入认识。

在大地构造上,罗布洼地及南北山地原来同属于塔里木地台,三叠纪末发生构造分



罗布泊地区综合科学考察路线示意图

野,洼地与周边呈反向运动状态,出现对照性地形。晚第三纪末,罗布洼地才成为塔里木盆地统一的集水中心与侵蚀基准面。罗布洼地为第四纪地层广泛覆盖,北薄南厚,上第三系出露于北部和东部。

新构造运动显示周边较洼地强烈,有第四纪断裂,也有穹窿构造,洼地本身以南部断裂带为支柱,北部明显抬升,具掀斜性质。经中国科学院考古研究所¹⁴C年代测定,北部地表下1.5米为 31880 ± 1800 年,而南部地表下8.5米为 20780 ± 300 年,即为有力证据。河流、湖泊的变迁与新构造运动关系不大,而是随入湖水量的多少而变化。

阿奇克谷地并非疏勒河所形成,而是一个构造干谷——地堑谷地。

(二) 地貌成因和特征研究方面

罗布泊地区独特的自然环境形成的特殊地貌景观,引起人们普遍的兴趣。有两篇论文论述了这一地区独特的地貌类型的成因和特征。

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平方公里,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分布区。关于雅丹地貌的成因,过去都认为是风的吹蚀作用,划为风蚀地貌类型。通过实地考察,结合航测象片资料分析,认为形成雅丹地貌的营力,除了风的作用外,周围山地阵发性的暴雨和洪水也起重要作用。关于雅丹地貌的成因,可以归纳为以下三种类型:①以风的吹蚀作用为主的雅丹地貌类型,主要分布在孔雀河下游以南楼兰古城一带。②以流水的侵蚀作用为主的雅丹地貌类型,主要分布在三垅沙附近。③在流水作用的基础上,再经风的吹蚀作用的雅丹地貌类型,主要分布在白龙堆一带。

在罗布泊的东南部新、甘、青三省区交界处,有一块面积约两万平方公里的库姆塔格沙漠。库姆塔格沙漠北部,主要是羽毛状沙丘分布。这种羽毛状沙丘形态在我国是独一无二的,在东北西南走向的沙垅间,两旁排列着无数平行的小沙垅,好象鸟的羽毛一样。沙垅一般长几公里至十几公里,高10—20米。关于羽毛状沙丘的成因,过去一直缺乏专门研究。通过考察认为,羽毛状沙丘是在新月形沙垅的基础上发育演变而成的。

(三) 环境变化和气候变迁研究方面

关于塔里木盆地和亚洲中部的自然环境变化和气候变迁问题,曾经有过长期的争论。五十年代末,苏联地质学家B.M. 西尼村根据他对罗布泊地区的考察,提出“亚洲中部气候变干现象,是在整个第四纪期间发展着的,直到现在还在继续着”的论点,在学术界具有很大影响。

根据对罗布泊地区大范围实地考察,以及对我国两千多年的大量历史文献和这一地区出土文物、干尸的分析,我们认为:塔里木盆地的干旱气候,是在第三纪末、第四纪初,随着青藏高原大幅度上升同时形成的。在人类历史时期,仅存在一定范围的波动,并不存在持续变干的问题。特别是近一千多年以来,罗布泊地区自然环境的恶化,并非气候变干所引起,而是人类经济活动影响到水体在地区间重新分配的结果。这个结论,将使人们摆脱所谓“气候危机”的束缚,提高人类改造自然的信心。

关于罗布泊的位置和游移的问题,曾引起国际地学界的很大兴趣,提出了各种解释和

假说,迄今仍然是众说纷纭,莫衷一是。瑞典地理学家斯文赫定曾提出“罗布泊是游移湖”的论点。他认为,由于进入湖中的河水带有大量泥沙,沉积在湖盆中,招致湖底抬高,使湖水流向低处,过一时期后,被泥沙抬高的湖底因风的吹蚀作用而降低,湖水又由于同样的原因回到原来的湖盆。斯文赫定还提出这种游移的周期是一千五百年。这种游移说,曾长期为中外学者所接受。考察队通过实地考察分析认为,罗布泊是塔里木盆地最低点,湖水不会倒流;入湖泥沙很少,干涸后变成坚硬的盐壳,短期内湖底地形不会剧烈变化;湖底沉积物通过年代测定证明,罗布泊一直是塔里木盆地的汇水中心。这说明,游移说是不切实际的推断。

(四) 独特的盐壳和积盐规律研究方面

第四纪新构造运动,使罗布泊洼地成为塔里木盆地各河流的归宿,也成为盐分聚集的中心。有几篇论文和报告专门讨论了罗布泊地区的积盐特征、类型、盐化学和钾盐资源等问题。

美国陆地卫星所拍摄的罗布泊,湖盆周围呈现一道道同心圆,形似人的耳朵。有人认为是湖岸环行堤,也有人认为是湖岸阶地。实地考察结果表明,“大耳朵”实际上是不同时期的湖水,因干涸时间长短不同,积盐过程有强有弱而形成的在形态、物质组成和色调上各异的盐壳。因此,对盐壳类型、分布规律的研究,有助于了解这一地区自然环境变迁。

(五) 动、植物区系特征研究方面

生物种群贫乏、数量稀少,是罗布泊地区动植物区系的主要特征,而动植物组成的特点是与罗布泊地区的典型荒漠生境紧密相关的。

罗布泊地区的种子植物隶属 13 科 26 属 36 种,没有苔藓、蕨类植物。第三纪的残余成分,在本区植被中常占居优势种或建群种地位,木本植物种数占总种数的三分之二。植物种的原始古老程度和所表现的对强烈干旱气候的适应,也反应了本地区干旱荒漠气候的一贯性。此外,并对罗布泊地区的十种主要植物,进行了形态解剖研究。

罗布泊地区的脊椎动物包括两栖类 1 种,爬行类 7 种,鸟类 96 种,兽类 23 种,总计 127 种,其中包括新疆新记录一种,即鸟类的棕背伯劳。罗布泊地区的动物多为中亚荒漠地区的典型种,其特点是分散而不均衡。干旱影响了人类生产活动,却为一些耐旱荒漠动物提供了不受干涉的自由天地。因此,罗布泊成为世界珍稀动物野骆驼的分布中心,总数有数百头。

河流上游大规模农垦开发,使注入罗布泊的水源基本断绝,引起生态环境的急剧变化,反映在动、植物方面是种类、数量的急剧减少。仅本世纪以来,植物消失达 19 种,占现有种数的二分之一。这些都是值得引起重视的问题。

(六) 丝绸之路和楼兰的兴衰研究方面

罗布泊地区因位于丝绸之路的咽喉,在我国古代曾有过相当繁荣兴旺的时期。探讨

丝绸之路和楼兰的兴衰史,国内外史地学界都有很大兴趣。

关于我国古代历史上素负盛名的历史古城楼兰由兴到衰的原因问题,在1900年楼兰遗址重新发现后,曾引起学者们的诸多评说与论争。美国地理学家亨丁顿提出“河流变干说”,英国地理学家斯坦因提出“冰川萎缩说”,瑞典地理学家斯文赫定认为是水系变迁的结果。这些论点都片面强调单一因子的作用。考察队在详尽分析该地区自然环境的基本特征后,认为在干旱气候条件影响下,楼兰居民的经济生活一直以畜牧、渔猎为主,兼有屯田农业,楼兰地处古代中西交通的咽喉,这三者反映了这一地区自然环境的基本特点。由此,楼兰的兴衰只能是政治、经济和自然条件变化的综合反映,而楼兰在西域政治和经济地位上的变化在其中起了重要作用。

历代史书对丝绸古道多有记载,但是具体路线不够详尽。这条对人类文明产生过深远影响,被称为世界文明史上的一颗明珠的古道,近一百年来一直是引人注目的研究课题,不少人对它进行过实地探索。我们在考察过程中,发现了许多人类活动的遗迹,收集了反映古丝道发展变化的历史遗物。在获得的三十多件文物中,有类似原始社会的装饰——海贝和串珠;有古钱币(唐代的开元通宝、清代的乾隆通宝、咸丰重宝等);还有小铜器等。这为研究古丝道的发展变化,提供了重要依据和线索。

(七) 自然资源及其开发利用方面

罗布泊地处拟建中青新铁路的所经之地,随着新疆南部建设的发展,它的开发将显得更加重要。据考察,该地区具有一定的开发条件:丰富的热量资源,较稳定的水系,150万亩以上的可垦荒地。考察队总结历史经验和教训,就开发时保护生态平衡、合理分配水资源、防止沙化和盐渍化等问题提出了具体建议。

作为集盐中心的罗布泊地区,盐类资源十分丰富,特别是具有较高价值的钾盐,储量较大、分布集中、接近农区,具有工业开发价值,在化肥工业方面具有广阔前景。

罗布泊由于自己的特殊地理环境,成为举世瞩目的珍稀动物野生双峰驼的分布中心。目前,双峰驼约有数百头,由于罗布泊湖干涸带来的生态环境的急剧恶化和人们的非法捕猎,已面临绝亡的危险。考察队建议有关部门对该区珍稀动植物给予应有的重视和保护。

罗布泊地区考察史*

黄文房

(中国科学院新疆地理研究所)

罗布泊大自然的奥秘,古代丝绸之路灿烂文化,吸引人们去探索。传说西周的穆王在公元前 985 年—980 年,曾游历西域到达西母王之邦(今波斯),先驱者带回了西域山川、人文、习俗的信息,产生了《山海经》,书中有关罗布泊的记载是人们对罗布泊最初的了解。汉代张骞和班超出使西域,开辟了穿越罗布泊地区的丝绸之路,他们长期在西域生活,获得了大量情报,所撰写的《史记》、《汉书》,真实地记述了罗布泊地区的自然和人文状况。东晋的法显、唐代的玄奘去印度求佛,都曾涉足罗布泊地区,并留下了珍贵的记载。清代以来,考察活动频繁。阿弥达(1782 年)、徐松(1812 年)先后考察了罗布泊地区的水道,刘清和等人(1891 年)考察了玉门关至若羌的古道路。鸦片战争以后,帝国主义支持的一些探险家纷纷闯入中国腹地,其中最早进入罗布泊地区的是俄国军官普尔热瓦斯基,接踵而至的有瑞典、英国、美国、日本、法国等国的探险家,他们不择手段地收集当地情报、盗窃文物、测绘地图。本世纪三十年代以来,中国科学工作者除作过地质、水利、农业、考古专业考察以外,还先后组织了三次多学科的科学考察,为揭示罗布泊真面目做出了贡献。

检阅自古至今对罗布泊的探索,总结近百年来对罗布泊考察的成果,目的在于在前人工作的基础上继续探索,以利揭示罗布泊之谜。

一、罗布泊名称的考证

罗布泊自古以来异名甚多。我国最早的一本地理书《山海经》¹⁾,成书于西汉以前,距今二千多年,书中已有罗布泊的记载。《西山经》曰:“不周之山,东望潏泽,河水所潜也”,《北山经》又曰:“敦薨之水,西流于潏泽”。所谓“不周之山”即昆仑山,“敦薨之水”即开都河和博斯腾湖,潏泽就是罗布泊。汉武帝时编撰的《史记·大宛列传》中称:“于田之西,则水皆西流注西海。其东,水东流注盐泽”。《汉书·西域传》又称“于田在南山下,其河北流与葱岭河合,东注蒲昌海一名盐泽者也”,蒲昌海、盐泽就是罗布泊。除此以外,还有蒲日海、临海等名称。以上记载说明,汉代以前罗布泊的名称都是以汉语命名。考其来源:一是

* 本文图件由程玉雯同志清绘,特致谢意。

参考文献除文末所列外,尚有《古代中西的交通》、《山海经》、《水经注》、《史记》、《汉书·西域传》、《汉书·大宛列传》、《佛国记》、《大唐西域记》、《新唐书·地理志》、《河源纪略》、《西域水道记》、《辛卯侍行记》、《我的探险生活》(斯文赫定)、《楼兰王国》、《西域考古记》(斯坦因)。

1) 《山海经》全书包括五藏山经、海外经、海内经和大荒经四个部分,首先成书的为五藏山经(公元前五世纪)。《山海经》这个总称出现于西汉以前。

按自然特点取名,地势低洼,水呈黑色,故称“泐泽”;水中含盐,又称盐泽。一是以地区之名命名。当时罗布泊广大地区为鄯善国所在地,维吾尔语称鄯善为辟展,辟展即蒲昌之转音,唐代在鄯善附近设县,就称蒲昌县。

汉代以后出现了不是汉语的名称。北魏郦道元的《水经注》(公元515—524年)称:“南河自于田东于北三千里至鄯善人牢兰海”,牢兰即楼兰,牢为楼之转音。公元七世纪的《大唐西域记》称:“由且末东北行千余里,纳溟波故国。即楼兰地也”。元代的《马可波罗行记》又称:“罗布是一大城,在罗布沙漠之边境”。罗布是纳缚的转音。至于纳缚的由来说法不一。法国伯希和认为“纳缚”是梵语 Nava 之对音,意为新城,为楼兰国都南迁以后的名称,因与旧城相对,而称新城。汉文史料记载罗布为古维吾尔语,《钦定西域同文志》(成书于1763年)、《河源纪略》(乾隆四十七年)均称:“罗布为回语,汇水之墟也。以山南众水之所汇,故云”。由此推测,纳缚(或罗布)是当地操突厥语的土著民族的语言。玄奘不仅是一位佛学家,而且是杰出的翻译家。《大唐西域记》中纳缚的记载,是他经过罗布泊地区时,取用的当地民族语言。

现今罗布泊又称罗布淖尔。淖尔为蒙语,即海也。罗布泊是取用了“罗布”的原音,“淖尔”的汉语译意。

二、清代以前对罗布泊地区的考察及其有关记载

罗布泊地区为西域的咽喉,在东西方交往的发展过程中,有许多功勋卓著的人物,历尽艰险,穿越罗布泊地区。他们的探索在史书中留下了珍贵的记载。

成书于战国(公元前403—221年)的《穆天子传》记载了西周的穆王在公元前985—980年旅游西域的见闻。穆王从河套经甘肃河西,登昆仑,越帕米尔,进入西母王之邦(波斯),然后又越天山,沿塔里木河至罗布泊。在《穆天子传》神话故事的记载中,蕴含着西域自然和民族文化的信息,这是有文字记载的最早信息。

汉代张骞和班超出使西域,开拓了穿越罗布泊地区的南北两条丝绸之路,使西域各民族与汉朝的关系空前地密切起来,为西域广大地区正式列入汉朝的版图建立了功勋。他们长期在西域生活,获得了有关西域的政治、经济、地理等丰富的知识,带回了大量情报。这些材料在司马迁的《史记》、班固的《汉书》中被记载下来,它反映了罗布泊地区的自然环境和人类社会经济活动情况。如:

《史记·大宛列传》云:“于田之西,则水皆西流注西海。其东,水东流注盐泽。盐泽潜行地下,其南则河源出焉”。又云:“楼兰、姑师邑有城郭,临盐泽,去长安五千里”。

《汉书·西域传》云:“(塔里木盆地)”“南北有大山,中央有河。其河有两源,一出葱岭山,一出于田。于田在南山下,其河北流与葱岭河合。东注蒲昌海。蒲昌海一名盐泽者也,去玉门,阳关三百里(注:原书此处脱了个“千”字,应为去玉门,阳关千三百里),广袤三百里,其水亭居,冬夏不增减,皆为潜行地下,南出于积石为中国河之源”。说明罗布泊是塔里木盆地水系的归宿,当时湖水广大,水面达三百里,冬夏不增减。但把罗布泊当作“中国河之源”(即黄河之源)是一种误解。

《汉书·西域传》又云:“鄯善国,本名楼兰,王治圻泥城。去阳关千六百里,户千五百

七十,口万四千一百。地沙卤,少田,寄田仰谷旁国。国出玉,多葭苇、怪柳、胡桐、白草,民随畜牧逐水草,有驴马,多骆驼”、“楼兰国最东垂,近汉,当白龙堆,乏水草。常主发导,负水担粮,送迎汉使”、“自玉门关出西域,有两道,从鄯善傍南山北陂河西行,至莎车为南道。自车师前王庭,随北山陂河行,至疏勒为北道”。这些记载生动地描述了罗布泊地区的自然和社会经济情况。当时楼兰自然环境是风沙盐碱,田少粮食不够,人们过着逐水草而居的游牧生活,但其地理位置十分重要,担负着送迎汉使的任务。

东晋的法显于公元399年,偕同慧景、道整等人,从长安出发,去天竺(印度)访佛求经。去的时候由敦煌经鄯善(今若羌),到鄯犂(今焉耆)走的是丝绸之路的南道。法显的《佛国记》不仅记述了通过罗布泊行程,而且描述了沙河(即三垄沙和库姆塔格沙山)险恶的环境。书中云:“从敦煌沙河,行十七日,计可千五百里,至鄯善,住鄯善国一月几,复西北行十五日,到鄯犂国”,“沙河中有恶鬼热风,遇则皆死,无一全者,上无飞鸟,下无走兽,欲求度处,则莫知所拟,唯以死人枯骨为标志耳”。

北魏郦道元作《水经注》(公元518—524年),对罗布泊有较详的记述:“潞泽水积鄯善之东北,龙城之西南。龙城故姜赖之墟,胡之大国也,蒲昌海溢荡覆其国,城基尚存而至大,晨发西门,暮达东门,浚其崖岸,余溜风吹稍成龙形,西面向海,因名龙城。地广千里,皆为盐,而刚坚也,行人所适,畜产皆布毡卧之,掘发其下,有大盐方如巨枕,以次相累,类雾起云浮,寡见星日,少禽多鬼怪。潞泽广袤三百里,其水澄渟,冬夏不减,其中洒湍雷转为隐沦之脉,当其震流之上,飞禽奋翮于霄中者,无不坠于渊波”。公元六世纪时,罗布泊水面广达三百里,冬夏不减,四周皆为刚坚的盐漠,东北一片雅丹,成龙形,又似城郭,故称龙城。至于古姜赖之存在,无更多的记载可考。

唐代玄奘,于公元627年从长安出发,经伊吾、高昌、龟兹。越天山到碎叶,转向印度。回来时沿昆仑山北麓,经且末、若羌到敦煌。玄奘的弟子辩机撰写《大唐西域记》记述了这次旅行,该书卷12曰:“至折摩马太那故国,即且末地也,城郭圯然,人烟断绝,复此东北行千里,至纳缚故国,即楼兰地也”。可见公元七世纪时,罗布泊地区环境有了很大的变化,且末一带已是“城郭圯然,人烟断绝”。《大唐西域记》中没有提到罗布泊水域,因此有人怀疑当时罗布泊是否存在。同时期的《新唐书·地理志》附有贾耽的道里记,其中记载蒲昌海距阳关古城千里,鄯善在蒲昌海南岸三百里。证明唐代罗布泊是存在的。玄奘沿南道行,未见罗布泊水域。

清代为开发新疆,组织过多次调查,一批有志之士历尽艰辛进入罗布泊地区,他们当中有阿弥达、徐松、刘清和等人。

乾隆四十七年(公元1782年)阿弥达受命探索黄河之源。他从青海追溯到罗布泊,根据亲身的经历撰写了《河源纪略》。书中对罗布泊的记述甚详,如卷九中云:“罗布淖尔为西域巨泽,在西域近东偏北,合受西偏众山水,共六十支,绵地五千,经流四千五百里,其余沙碛限隔,潜伏不见者不算。以山势揆之,回环纡折无不趋归淖尔,淖尔东西二百余里,西北百余里,冬夏不盈不缩,极四十度至五分,西二十度至二十七度¹⁾。北有池三,无名,南方有棉池四;为鄂尔沟海图、巴哈遇逊弩奇图色钦、弩奇图抗阿、塔里木池。错列环拱,登山远眺,亦如星宿海”。卷十一又云:“噶斯淖尔周广三百余里。有三源自西境中来注之。噶斯

1) 其经度是以北京为零度计算。

淖尔极三十九度六分。西二十六度五分。去罗布淖尔东南二百里”。《河源纪略》有附图，其中图说二在罗布淖尔东南又绘一海，名噶顺淖尔，即噶斯淖尔。

徐松是一位有名的地理学家，1812年他在湖南任督学时，因触犯孔孟之道被遣戍伊犁。他到新疆以后就投身于研究新疆的工作，他不畏艰险，带着罗盘、经纬格子册，踏遍天山南北，历时六年，行程一万五千里，详细地记述了新疆各地的山脉、河流和风土人情。在这个基础上他撰写了《西域水道记》等著作。《西域水道记》根据新疆内陆干旱的特点，创造性地采用湖泊这个受水体来划分新疆的水系。以罗布泊受水为线索，详尽地记述了塔里木盆地各条河流的来龙去脉。

光绪十七年(公元1891年)新疆巡抚刘锦棠曾派郝永刚、贺焕湘、刘清和等人考察玉门、阳关至若羌的道路，陶保廉根据这次考察的实际写了《辛卯侍行记》，该书卷六附玉门、阳关路考，详细地记述南北两道各站的里程和自然环境。

清代中国地图，《皇舆全图》(1717年)，西部仅测绘到哈密。1755年新疆统一以后，于1756—1759年先后又测绘了天山南北路。1770年正式刊行清《乾隆内府舆图》(又称《乾隆十三排图》)。以后的地图如1823年徐松的《西域水道记》图说，1863年刊行的《大清一统舆图》等，都是根据清《乾隆内府舆图》编绘的。这些地图都标绘了罗布泊，其位置在北纬四十度以北。

三、外国探险家在罗布泊地区的活动

最早游历罗布泊地区，并且留下了记载的外国人，是意大利商人马可波罗。他于1271年从罗马出发，沿古代丝绸之路到中国，在路上走了三年，在中国生活了二十年，于1291年由海路返回波斯。马可波罗学识较广，他学会了沿途许多国家和民族的语言和文字，相当熟悉那里的地理和文化，为中西文化交流做出了重要的贡献。《马可波罗游记》和《马可波罗行记》记录了这次游历的成果，其中包括对罗布泊地区的记载。“行记”中载：“罗布(LOP)是一大城。在名曰罗布沙漠之边境，处东方及东北方间。……此漠甚长，须时一月，方能渡过。沿途尽是沙山沙谷，无食可觅，然若骑行一日一夜，则见有甘水，足供五十人或百人暨其牲畜之饮。甘水为数虽不多，然全漠中可见此类之水质言之，渡沙漠之时至少有二十处得此甘水，然其量甚寡。别有四处，其水苦恶，沙漠中无食可觅，故禽兽绝迹”。

自十九世纪下半叶出现的罗布泊探险热，整整延续了一个世纪。这个时期主要的探险者有：普尔热瓦尔斯基(俄国)、斯文赫定(瑞典)、亨丁顿(美国)、斯坦因(英国)、桔瑞超(日本)、凯里(英国)、邦瓦洛(法国)等人。现将他们在罗布泊地区的活动简介如下：

1. 普尔热瓦尔斯基的活动

普尔热瓦尔斯基是一个俄国陆军军官，从1857年就开始为沙皇俄国对外扩张收集情报，受俄国陆军总参谋部和外交部的派遣，先后到过黑龙江和乌苏里江流域以及新疆和西藏。因为他的探险“功绩”，1864年被选为俄国皇家地理学会会员，1886年晋升为少将。普尔热瓦尔斯基五次进入中国西北腹地，其中两次到达罗布泊地区，第一次是1876—1877年，从伊宁越天山到库尔勒，然后沿塔里木河到阿不旦。在阿不旦度过了两个月，企图越过阿尔金山去拉萨，没有成功而返回伊犁。第二次是1883—1885年，从恰克图出发，取道库

伦到西宁。1884年离西宁经柴达木，登唐古拉山去拉萨，因受阻从阿尔金山到卡克里克（若羌）沿昆仑山北麓西行返俄国。

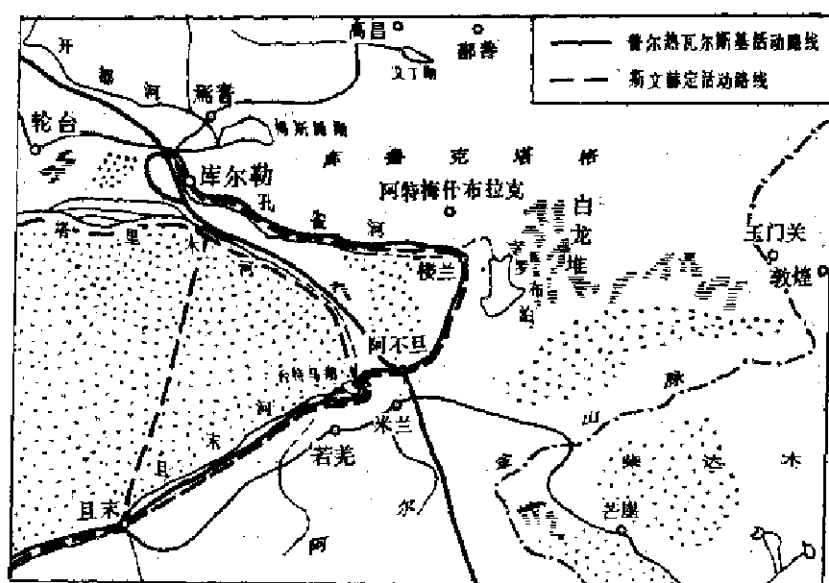
普尔热瓦尔斯基在阿不旦进行了天文测量，测定湖盆中心位置为北纬 $30^{\circ}31'2''$ ，东经 59° ，湖面海拔为2600英尺（约800米）。绘制了一份比例尺约为四百四十三万分之一（一英寸代表七十英里）的地图。标绘了罗布泊的位置和考察路线。普尔热瓦尔斯基在他的报告中这样描述罗布泊：“罗布泊，这个湖或者更确切些说，这个芦苇沼泽，就其形状而言，是一个从西南向东北伸出很远的不规则的椭圆形，不大深，平均不超过3—5英尺（约1至1.5米），但湖水清澈，象塔里木河水一样。罗布泊系该河河水泛滥而成，与亚洲内陆湖不同，它是淡水湖，只是在其东部的水稍有咸味。一条宽阔平坦的盐碱土地带从南边包围着喀喇布朗湖和罗布泊的沿岸，从而证明古代这两个湖是不可分割的整体，而且所占的面积比现在要大得多”。他的报告一公布，立即引起了激烈的争论。德国柏林地理学会主席李希霍芬首先提出疑义，指出：普尔热瓦尔斯基标明的罗布泊位置较清朝地图纬度偏南一度，经度偏东三度，中国地图是经过调查并非臆造。中国古代文献罗布泊是咸水湖，而普氏发现的是淡水湖。当地居民并不知道罗布泊的名称。只称为撞格尔湖。因此，李希霍芬认为，普氏看到的不是真正的罗布泊，而是在罗布泊名称下，描写了另一湖泊。塔里木河是向东流的河，可能在不久之前改道南流，但普氏忽视了向东流的形成真正的罗布泊的支流。普尔热瓦尔斯基对李希霍芬的意见进行辩解说：罗布泊的位置比旧地图大大偏南，是因为当地居民不断把水引入水渠捕鱼而造成的。罗布泊是淡水，是因为它本身并不是湖，而是塔里木河漫溢而成。当地居民不把湖叫罗布泊，而是把整个塔里木河下游的行政区域称作罗布泊。

普尔热瓦尔斯基为了证实自己的观点，于1888年组织了一个规模更大的考察队，但就在这一年普尔热瓦尔斯基突然死亡。这支考察队由别夫佐夫和科兹洛夫领导，1889年他们取道伊塞克湖，越天山到埧坪，以后由和田东行。经且末到罗布泊，最后由库尔勒返回。他们在罗布泊地区并没有作很多工作。1893年科兹洛夫再次从伊塞克湖出发，经特克斯河、开都河到焉耆、吐鲁番。他们在鲁克沁建立了气象站，科兹洛夫从吐鲁番直接向南到孔雀河下游，考察了罗布泊东部的广大地区。他坚持普尔热瓦尔斯基的观点，虽然在北部看到广泛的湖相沉积，但他认为是孔雀河的湖状泛滥，与罗布泊没有任何关系（图1）。

2. 斯文赫定的活动

斯文赫定是一个著名的探险家，先后六次到中亚和新疆考察，三次进入罗布泊地区。第一次是1895年，沿克里雅河穿过塔克拉玛干沙漠，然后顺塔里木河抵罗布泊地区，由若羌向西返回。第二次是1899—1901年，再次从叶尔羌河乘船顺塔里木河而下，他们在塔里木河下游向南拐弯处设立大本营。从大本营出发，穿过沙漠到达且末，由此向东和东北纵穿罗布泊湖盆，于1900年3月在罗布泊西北发现了楼兰古城遗址。回到大本营以后，又乘船沿塔里木河南下至喀拉和顺。登阿尔金山去藏北。1901年3月又回到楼兰古城进行了发掘。第三次是1934年从库尔勒出发，顺孔雀河乘独木舟抵达罗布泊。

斯文赫定在北纬 $40^{\circ}30'$ 的地方见到四个小湖，周围有许多干涸的河床，与中国地图标明的罗布泊方位一致，但形状不同。他认为这就是罗布泊的遗迹。1900年他在这里发现一条宽100米、深4—5米的干涸河床。因此，他确信塔里木河曾流过这里注入罗布泊，



后来河流改道南流。斯文赫定提出了罗布泊游移的理论,他认为,在四世纪初叶以前,罗布泊在北部,由于堆积作用的发展,河道改变,四世纪初北部的湖泊缩小、消失,而在沙漠南部,则形成了新的湖泊。此后南部湖泊因各种堆积物沉淀抬高,而北部原来干涸的湖盆则因强烈风蚀变凹,结果湖水重新回到北部。根据水准测量,楼兰古城一带海拔为 777—810 米,而南部喀拉和顺一带海拔为 815 米。他推定罗布泊不久将回到北部,提出罗布泊以 1500 年为周期改变其位置的游移理论。1921 年塔里木河发生改道河水东流,因此,斯文赫定更加肯定其理论的正确,为了亲自证实罗布泊已回到北部,1934 年他进行了顺孔雀河乘独木舟到罗布泊的考察。

1900年斯文赫定在罗布泊北部考察时，中国向导艾尔得克(维吾尔族)，为寻找遗失的铁锹，偶然发现一座古城，第二年斯文赫定回到这里进行发掘，在古城中找到了一批佉罗文和汉文木简，在简文中有“Kokaina”这一地名音，因而斯文赫定推定这座古城遗址就是“楼兰”。

3. 亨丁頓的活動

亨丁顿在美国地理学会联合会的资助下,1905年第二次进入新疆时,曾考察了罗布泊地区。他从喀喇昆仑山口入境,经和田到克里雅,向东至罗布泊地区。从卡克里克(若羌)经铁干里克到库鲁克塔格山,然后由阿什梅特布拉克向南穿过罗布泊湖盆。以后又回到吐鲁番。

亨丁顿从气候变化对环境影响出发,提出罗布泊是“盈亏湖”的理论。他认为:罗布泊原来是内陆海,二千年以前面积极大,占据了古代和现代的湖盆,由于气候日益干燥,湖泊收缩,在中国地图指示的地方,残留过一个小湖。随着气候转湿润,水量增加,又变为大海。此后,再次出现干旱收缩。现在的罗布泊是经过二次干湿变化保留下的。

4. 斯坦因的活动

斯坦因在英国和印度政府的支持下,对新疆和西藏进行过三次考察,其中两次进入罗布泊地区。第一次于1906—1907年,他从喀什到和田,沿昆仑山北麓到若羌,然后经阿不旦到楼兰古城遗址,在楼兰遗址发掘十一天后回到若羌,经米兰去敦煌。第二次是在1914年,从尼雅到卡克里克(若羌),由此前往库鲁克河(孔雀河下游),他以库鲁克塔格山麓的阿什梅特布拉克(碱泉)为出发点,向东南经历了九天艰苦的行程,到达库木库都克,找到了通往敦煌的古道。

斯坦因在罗布泊地区进行了测绘,完成了一份比例尺约为二百五十三万分之一地图(一英寸代表四十里),标示罗布泊自西南至东北长约100里,最宽处约90里。斯坦因认为,古时(在地质学上为期并不算远)罗布泊与东来疏勒河尾间所泄之沼泽连通。历史时期塔里木盆地之气候变化不大,昔日的亢燥与今日无异。尼雅、楼兰等古城在同一时期废弃,说明这个时期昆仑山冰雪减少,河流水量大减,造成古城废弃。作为塔里木河终点湖的罗布泊,位置并不固定,它随着河流的迁徙而经常变化,但河流的回转并没有周期性,从而否定了斯文赫定提出的罗布泊以1500年为周期变迁的理论。斯坦因穿越罗布泊东部的盐漠,发现200枚中国汉代古钱币成一直线散落在盐层上,在同一方向还拾到一些青铜箭镞,为证实汉代古道曾通过这里作出了贡献(图2)。

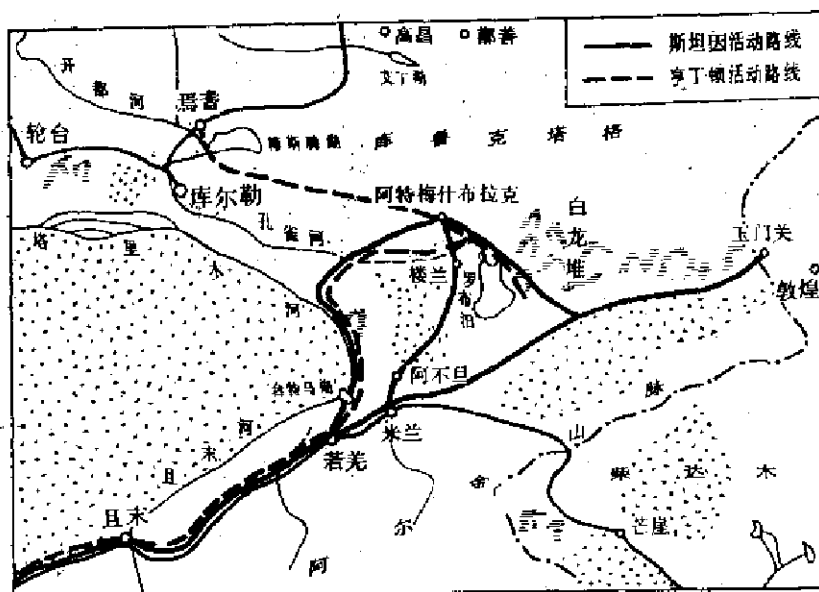


图2 斯坦因与亨丁顿在罗布泊地区的活动路线

5. 大谷光瑞和桔瑞超的活动

正当各国探险家争相在塔里木盆地探索和盗窃中国珍贵文物的时候,日本唯恐失去机会。由大谷光瑞制定了一个中亚考察方案。1908年(明治四十一年),大谷命令野村和桔瑞超参加第二次中亚考察,他们两人从乌鲁木齐出发,到吐鲁番考察以后,分别由南北路去喀什:野村经库车、阿克苏到喀什;桔瑞超则从库尔勒南下到若羌,在罗布泊周围考察了一个月,然后西行经且末、和田到喀什。1910年桔瑞超再次从吐鲁番经库鲁克山,前

往罗布泊考察楼兰古城遗址。他在古城遗址发现前凉西域长史李柏给焉耆王的书信木简,证明东晋时期楼兰在西域居于重要地位。他在楼兰发掘以后,经若羌到且末,然后穿过塔克拉玛干沙漠到库车。

本世纪三十年代中到五十年代初,有一些苏联学者在新疆进行广泛的考察活动,其中奥勃鲁契夫和西尼村,他们编制新疆地质图,曾到库鲁克塔格和北山西部踏勘过。西尼村认为,罗布泊的迁移是新构造活动引起的,由于盆地基底发生块状位移而造成湖泊的迁移。

四、我国学者对罗布泊地区的考察

近代我国科学工作者有组织地对罗布泊地区进行考察主要有三次。第一次是1930—1934年中国西北科学考察团进行的考察。帝国主义探险家在中国横冲直撞,盗窃和破坏中国珍贵文物的行为,激起了中国学术界的极大愤慨。当1927年斯文赫定准备进行第六次中亚考察时,中国文物保护委员会向政府提出异议。最后达成妥协,组成中(国)瑞(典)联合考察团(即中国西北科学考察团)。中国考古学家黄文弼、地理学家陈宗器等十人参加了考察团。

黄文弼先生在吐鲁番考察以后,于1930年从鲁克沁出发,穿过库鲁克塔格山,到达孔雀河下游。他在罗布泊北岸一个三面环水的湖洲上发现一个烽火台遗址,定名为“土垠”。1934年他再次出库鲁克塔格山,从鲁戈斯特南行抵孔雀河岸,准备去楼兰古城遗址。当时孔雀河两岸怪柳丛生,水深可行舟,但因条件限制不能过河,没有到达楼兰古城。黄文弼先生在罗布泊北岸进行考古发掘,根据这两次考察,他撰写了《罗布淖尔考古记》,对罗布泊地区历史、地理研究作出了重要的贡献(图3)。

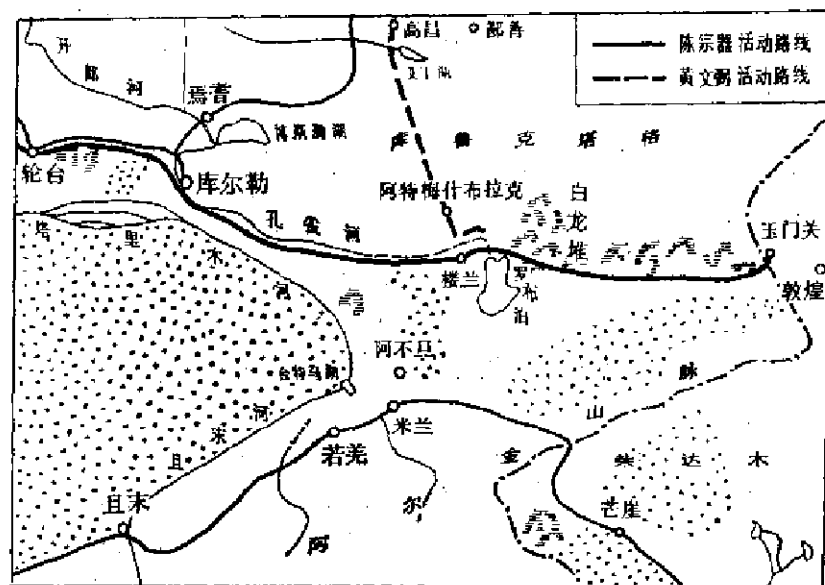
陈宗器先生于1931年随同英国人郝勒,从敦煌玉门关出发,大致沿着《魏略》所记述的中道路线,到达罗布泊北岸。1934年他又随同斯文赫定从库尔勒到罗布泊。陈宗器广泛考察了罗布泊荒原,测绘了地图,标明罗布泊东西长达六百里,南北宽二百五十里,面积9500平方公里,略呈葫芦形,南岸达到北纬 $39^{\circ}48'$ 。陈宗器撰写了《罗布淖尔与罗布荒原》、《中国西北之交替湖》等论文。他在斯文赫定理论的基础上,提出了“交替湖”的学说,他的主要论点:

(1) 干旱地区河道的改变和湖泊的迁移,是受沉积与风力侵蚀两种作用的支配。河流挟带的泥沙以及暴风时挟带的泥沙,汇集于湖泊和河道中,使湖底和河床愈积愈高。当沉积高于其岸时,水溢他处,河水改道,并形成新的湖泊。原来的湖泊则干涸,湖底暴露,接着暴风开始进行侵蚀,将泥沙逐渐吹去,干涸的湖底成为新的洼地,当新的湖泊和河道,因泥沙的沉淀渐渐变浅,河水冲决高淀的河床改归旧道时,新的湖泊又在风蚀洼地中形成,就这样周期性的交替。罗布泊是这样交替,西北干旱区的湖泊也是如此。

(2) 因为河流和湖泊的迁移,其沉淀物分布范围甚广,因此不能以沉积物分布之情形推测昔日湖泊之面积。

(3) 古代湖泊的变化是史前气候变化的产物。湖泊面积最大之时与冰期时代相当。

第二次是在1959年中国科学院新疆综合考察队对罗布泊地区进行的考察。参加这次考察的有地貌、水文地质、土壤、植物等专业人员。他们从鲁克沁穿过库鲁克塔格山到



罗布泊北部。当时罗布泊还是湖水浩淼，他们乘橡皮船深入到北部湖区，并对孔雀河三角洲和塔里木河下游台特马湖一带，作了全面的综合考察。他们分析了本世纪以来罗布泊水面的变化，认为喀拉和顺和罗布泊是相通的，罗布泊不是一个游移湖或交替湖，塔里木河的改道只是引起湖水面积的变化。

第三次是1980—1981年，中国科学院新疆分院罗布泊考察队对罗布泊地区进行的一次大规模的考察。这支考察队是由彭加木烈士生前所倡导和组织的。有水文地质、地貌、土壤、植物、动物、化学和历史地理等专业人员参加。他们三次深入罗布泊湖盆：1980年5至7月，由彭加木同志亲自率领从库鲁克塔格山向南，纵穿已干涸的湖盆、到达阿尔金山麓，在继续东进的考察途中，彭加木同志为寻找水源，在库木库都克地区遇难；1980年11至12月，从敦煌出发，沿古代丝绸之路到达罗布泊东岸；1981年5至6月，再一次纵穿湖盆，首次在湖盆中心进行了钻探和湖底地形剖面测量，同时对塔里木河下游和孔雀河下游进行了综合考察。这支考察队行程五千多公里，考察面积约二万平方公里。这是罗布泊考察史上时间最长、范围最广、科学内容最丰富的一次。

通过这次考察,对第三纪古湖盆的范围、第四纪地层的划分、新构造运动等方面收集了不少新的资料;对罗布泊洼地的形成和演变有了新的认识;对奇特的雅丹地貌和南部库姆塔格羽毛状沙垄的形态和成因进行了系统的考察,指出将雅丹作为单纯的风蚀地貌是不全面的,水蚀也起了重要作用;对罗布泊地区土壤形成特征和类型进行了分析研究;对罗布泊湖盆的盐壳类型进行了分析;摸清了罗布泊地区植物种类、分布和演替的规律;对当今世界上稀有动物——野生双峰骆驼的分布、生存状况作了比较深入的了解;对楼兰古城的兴衰和古代丝绸之路进行了研究和探讨。同时对一些长期争论的问题提出了新的见解,如:罗布泊是否游移;塔里木盆地气候是否持续变干;楼兰的兴衰的原因等。

除以上考察外，新疆地质局水文地质队曾在库鲁克塔格山西段南坡和山地以南的山前平原、孔雀河三角洲及塔里木河下游平原（包括台特马湖一带），进行了综合地质——水文地质普查和勘探工作，钻孔数十个。新疆石油管理局曾沿库（尔勒）—若（羌）公路东西

两侧,进行了各种物探和钻探工作。钻探深度最大达3000米,所有钻孔揭穿了全部新生界地层。新疆社会科学院考古研究所,1979—1980年先后在孔雀河北岸古墓沟墓地和楼兰古城进行了详细的考古发掘,对历史时期罗布泊地区人类的活动和环境的变迁提供了珍贵的资料。

参 考 文 献

- [1] 沙海昂著,冯承钧译:马可波罗行记,中华书局,1954年。
- [2] 尼·费·杜勃罗著,吉林大学外语系译:普尔热瓦斯基传,商务印书馆,1978年。
- [3] 徐炳烈:斯文赫定先生小传,地理学杂志,1927年7月。
- [4] 袁崇启:斯文赫定穿行亚洲述要,地理学杂志,1927年。
- [5] 斯坦因著,孙守先译:亚洲腹地之地理及其在历史上之影响,地理学杂志,第1期,1929年。
- [6] 黄文弼:西北史地论丛,上海人民出版社,1981年。
- [7] 陈宗器、郝勒:中国西北之交替湖,方志月刊,第8卷,第4、5合期,1941年。
- [8] 陈宗器:罗布淖尔与罗布荒原,地理学报,第3卷,第1期,1936年。

罗布泊及其邻近地区地质发展简史*

汪 文 先

(中国科学院新疆地理研究所)

早第三纪时,铁干里克以东为隆起准平原的山前断阶;渐新世中、晚期,铁干里克地区有陆相冲-洪积堆积,但以东的罗布断阶仍处于剥夷状态;渐新世末,塔里木盆地形成,铁干里克地区有河-湖相堆积;中新世为湖相堆积,罗布泊地区仍为山前断阶。

在上新世湿热气候条件下,罗布泊形成,湖心区在红土堡至愚公墩一带。上新世末,在干热、干凉气候影响下,罗布泊一度干涸消失。

第四纪早更新世,由于气候转为温凉多水和周围山地继续上升,罗布泊充水扩大,面积大于二万平方公里。早更新世末,罗布泊水体出现过向东、西两端的退缩。

中更新世,纬向山系上升,海拔超过 2000—3000 米。定向盛行风出现,在罗布泊地区东、西形成了沙漠,罗布泊湖水浅,罗布泊东北部的白龙堆抬升,缺失中更新世沉积。

晚更新世中、末期,开都河-孔雀河水再次进入塔里木盆地,塔里木河借孔雀河东流,在楼兰地区形成水上三角洲(3 万年—2 万年)。孔、塔两河绕三角洲西南入湖。有时也由三角洲之北入湖。

全新世初,气候干凉,罗布泊再度干涸,塔里木河中下游风沙盛行。中全新世为多水期,孔、塔两河南迁,在距今 9000 多年,罗布泊水体向西南退缩。

在距今 3000—3600 年,楼兰地区的罗布泊两度充水,出现了人类的渔猎和垦殖活动。

在距今 1800—2000 年左右,楼兰三角洲之水道被风沙淤塞,罗布泊西的库鲁克沙漠扩大。台特马湖及以东的喀拉和顺低地积水成湖。水多时可漫及罗布泊西南。

全新世中期后,罗布泊一直向西南退缩,出现向西南缩小的同心纹和“耳轮”。

作者认为,从水体位置的多变性和非连续性看,罗布泊在历史时期变化是很大的。本世纪七十年代,由于孔雀河、塔里木河中上游农牧业开发,拦截了全部径流,罗布泊完全干涸。

一、罗布泊形成前的塔里木盆地中、东部第三纪地质史

罗布泊及其邻近地区包括塔克拉玛干以东,玉门关—阳关以西、阿尔金山北麓,库鲁克塔格、北山以南的广大范围。地貌单元有山前平原、冲积-湖积平原、干涸的湖床洼地和东部的地堑型谷地。

早第三纪时,印度洋板块开始向欧亚大陆俯冲、碰撞。使原东西走向的昆仑山、喀拉昆仑山西部向北弯曲成为帕米尔弧形地块。弧顶东部水位随之抬升,形成杜拉海海侵。海

* 本文经周兴佳同志改写。

水进入莎车洼地、北漫玛札尔塔格、迴波顶托库车拗陷，沉积灰岩。莎车海相沉积中的牡蛎（Ostra）化石可和费尔干、塔吉克海相层对比。

塔里木盆地中部及东部被塔北隆起和中央隆起所隔。从沙雅跃参一井岩芯资料看，仍为陆相冲-洪积砾岩及砂岩。说明海水未波及该区。而且在矿物成分中有伊利石、高岭石、埃洛石等矿物。表明该区在第三纪前长期隆起并经受风化。铁干里克以东，在早第三纪时，处于隆起准平原的山前断阶位置。

渐新世中、晚期，塔中（东）拗陷转为下沉，接受河-湖相沙粘土沉积。拗陷的北、东及南三面为环状隆起的台阶或斜坡区。铁干里克地区有陆相的冲-洪积砾岩、砂砾岩堆积。铁干里克以东的罗布泊断阶仍处于剥夷状态。

渐新世末，帕米尔、兴都库什山，基拉夫山向北与天山相互联结，入侵塔里木盆地的海水通道被阻塞，封闭式塔里木盆地形成。山前拗陷隆起，库车洼地中的渐新统末期沉积亦发生褶皱。塔里木中-东部拗陷沉降幅度大，接受湖相堆积。英苏一带沉积河-湖相砂泥岩，而英苏南的阿拉干则为陆相砂砾岩，表明阿尔金山处于抬升，因此岩相南部粗于中部和北部。

中新世中下部铁干里克地区有湖相沉积。英苏一带有石膏堆积，铁干里克北部和阿拉干以南转为河湖相砂泥岩堆积。铁干里克以东的罗布泊地区低于西边山地，但又高出铁干里克地区，仍为山前断阶，未见陆相堆积。铁干里克湖相沉积地层中发现有在乌恰群中见到的海相有孔虫。塔里木盆地水体集中在喀什、库车及塔东拗陷中。罗布泊尚未形成。

二、上新世古罗布泊的形成和消失

上新世，塔里木盆地周边山体除库鲁克塔格尚较低外，其余均显著隆起，故山麓砾石堆积展布很远。塔里木盆地中央隆起区形成的梁状准平原地貌分布在于田-喀什拗陷和塔东拗陷区之间，其相对高差亦因山前物质淤填大为减少。上新世气候湿热，堆积红色亚砂土、亚粘土层。上新世晚期堆积在若羌至铁干里克间已显示出南北细、中间粗，英苏一带中新世的湖心区已被淤平。红色粘粒物质在铁干里克向东至红土堡可相互对比。南部米兰至戈边山间也为红色粘土物质。表明中部隆起，细粒物质沿山前断谷、孔雀河断裂及车尔臣河断裂堆积，向东出现相变，其湖心区在红土堡至愚公墩一带。石膏假整合在具有薄层理的红色泥岩上，最后为灰绿色盐层所假整合。反映古气候由湿热向干热、干凉的变化过程。

三、第四纪更新世罗布泊的变迁

第四纪初，全球气候由干凉变为温凉多水。塔里木盆地周边山地继续上升，山前拗陷淤填并隆起。以前汇注于田-喀什、库车拗陷及塔东拗陷的水体向东驱泄入罗布泊地区，使上新世末干涸的罗布泊洼地充水扩大，并沉积铁板河条带状膏泥层。在山麓的大河、常流水区堆积西域砾石层。在河湖交接处，堆积河-湖相的琼库尔卡普组沙泥岩。

按铁板河组出现位置，可知早更新世化学沉积区范围东至 92°E 羊达克库都克一带，

西到88°E铁干里克子午线,北岸相当于900米高程断阶南的陡坎,南界相当于1200米高程线所示的洪积物-风积物下的台地。湖区形状似梯形,上底在东,下底在西,面积大于二万平方公里。

早更新世末,龙城以东的罗布泊部份曾干涸,故90°30'E至92°E间缺失中更新统土垠组,这表明湖泊向东、西两端退缩。造成退缩的原因可能有四方面:(1)气候波动所引起的山地冰川后退,固体水在雪线上的存储,减少了融水入湖量;(2)山间和山间盆地(如大小尤尔都斯盆地、焉耆盆地、拜城盆地)的存在,消耗了相当大的水量;(3)山前若干大的洪积-冰水扇吸收了相当大的水量。疏勒河水系因哈拉齐及大泽断阶等出现,水不走东西向的北山基岩谷地,而改走敦煌洼地北部山前地带,故入湖水量也大为减少;(4)罗布泊东北风蚀谷及赛里克沙衣等河上游,也因早更新世河流改道,水流折向七角井洼地。再则气候干旱,在古夷平面上缺少向西水流,变为间歇性河或干涸河槽。因而在90°30'E—92°E的罗布泊缺失中更新世堆积。从岩相变化上反映出,土垠一带为湖相层,盐土岭东为河湖相夹浊流的三角洲堆积,厚度薄,假整合在下更新统沙岩侵蚀面上。

由于中更新世时,纬向山系已上升较高,海拔超过2000—3000米。定向风已出现。塔里木中部隆起平原及库姆塔克基座上的哈拉诺尔准平原中心,在盛行风搬运作用下形成了连片的沙漠。

中更新世淡棕色黄土状土夹石膏晶体层(土垠组)替代了早更新世的铁板河灰绿色膏泥条带层,亦表明中更新世时,天山、昆仑山冰川盛行期,罗布泊及塔里木盆地干凉多风,湖水浅,再难保持类似还原环境的灰绿色层相。罗布泊东北部、白龙堆一带抬升,高出堆积面,故未见中更新世地层。

晚更新世中期,铁门关南北之谷地,经中更新世,晚更新世初期的向源侵蚀后,在晚更新世中期末可能与博斯腾湖相通。开都河-孔雀河水再次进入塔里木盆地,当流至尉犁西南与塔里木河相汇时,由于孔雀河含沙量少,有利于塔里木河借道东流。孔、塔两河携带物在安坪(营盘)-开坪间形成宽阔台地。该过程一直持续到距今三万多年至二万年左右,至楼兰三角洲发展成水上三角洲为止。此后塔、孔两河绕由三角洲西南给也得墩入湖。

四、全新世罗布泊的变迁

晚更新世末、全新世初期,气候转为干凉(相当于台特马湖铁I、II孔30—35米深度段间红色粘土、黄色粘土层上的盐晶层),罗布泊干涸。在罗布泊西南、东及南岸黄土状土层顶部(Q₃^{1),有益壳或盐壳胶结的洪积层台地。车尔臣河自阿尔金山流出,经山前洪积-冲积三角洲上部后,在风沙进逼下改向东北流。塔河河床进入中、下游后,河道多,自然堤发育,再加上风沙运动,主河床由南向北迁徙,促使塔里木河再与孔雀河汇向东流,在安坪形成河曲台地和开坪至前进桥沿河的第T₁级台地。其时间大致相当于中全新世多水期。在距今7000年左右,孔、塔两河南迁在南坪西和喀拉和顺间形成台地。由于罗-4井缺该期泥炭,表明在距今9000多年,湖水即向西南退缩。}

在距今3000年—2600年,湖水又曾两度淹没罗-4井一带,并堆积泥炭。楼兰三角洲汉河纵横,河间洼地众多,发展了渔猎以至屯垦。直到距今1800—2000年左右,风沙作用盛行,渐使三角洲的人水主道淤塞,库鲁克沙漠逐渐形成和发展。

孔、塔两河与车尔臣河汇于台特马湖,余水向东注于喀拉和顺低地,汛期或丰水年,水还流入罗布泊西南。

需要指出,全新世中期以来,人类活动即开始影响罗布泊的变迁。塔里木河中上游用水量的逐渐增加,使进入罗布泊的水量减少。湖泊一直向西南退缩。在卫星照片上,清楚地显示出向西南缩小的同心纹和“耳轮”构造。从“耳轮”区 8 米深度内沉积物年代的不同,湖表光卤石的非整体连片性分布情况,进一步表明,在罗布泊总的萎缩过程中,水体位置具有多变性和非连续性,故仍可把罗布泊称为游移和交替湖。这是由于进入三角洲注地河流尾间的不稳定性和气候的波动性所决定的。

本世纪七十年代初,罗布泊完全干涸,这是人为活动因素强于自然因素的结果。

罗布泊及其邻近地区第四纪地层划分*

汪文先 李荣健

(中国科学院新疆地理研究所)

本文根据野外观测、孢粉分析、 ^{14}C 年代测定、地层接触关系, 将罗布泊及其邻近地区第四纪地层划分为: (1) 下更新统西域组(Q_1); (2) 中更新统库茹克沙衣组(Q_2 -Ku); (3) 上更新统米兰组(Q_3 -Mi); (4) 全新统(Q_4), 再分为三个亚组。每个组又可相应地分为三个相变组, 即山麓相、河-湖相、湖相层段。红土堡组可作为上新世(N_1) 标准地层命名。

一、第三系地层分布

罗布泊及其邻近地区位于塔里木盆地最东部, 西以塔克拉玛干大沙漠为界, 东达玉门关—阳关之间, 南依阿尔金山, 北抵库鲁克塔格及北山。

根据石油和地质部门资料, 第三系地层可分为下、中、上三部。

下第三系(E_1 - E_3), 在库尔勒至尉犁间的北部缺失, 南部发育。铁干里克至阿拉干间, 南北两段较厚, 中段英苏较薄, 变化于 440—800 米间。岩性以砂岩、砾岩为主。北段(铁南井)底部有 200 米厚的泥岩, 中部为砾岩、上部为砂岩。

中新统(N_1), 厚 628—930 米。中段英南井薄, 南部厚。岩性下部以砾岩为主, 向南相变为砂岩夹砾岩。中部地段英南井为厚层砂岩夹石膏, 北部地段为砾岩。南部地段至顶部为砂岩夹砾岩。上部在铁南钻探井为砂岩和泥岩的互层。英南钻探井为多钙结核的砂岩。

上新统(N_2), 厚 725—730 米。地层岩性在铁干里克地堑中以砂岩夹泥岩为主。中部地段英南井为石膏层, 上部地层在铁南井中为红色泥岩, 厚约 60 米。英南井中为砂岩。阿南井中自下而上以泥岩夹砂岩为特征, 属湖相沉积。但化石中有可和乌恰群对比的海相有孔虫。王鸿楫教授等认为属泛海现象。而胡兰英却认为属又一次海侵。在罗布断阶北部的库鲁克塔格东经 89° 所见地层岩性为褐色、褐红色砂岩间夹红色泥岩和多层薄石膏层, 顶部砂岩含砾石, 西尼村称为山前台阶组。在东经 90° 东, 剖面中红色泥岩增多, 砂岩量已很少, 红土堡($91^\circ 20'E$) 剖面全为红色薄层状泥岩、风化呈城堡或方山状。老的 1:20 万地形图上称红土堡, 至 $91^\circ 30'E$, 红色泥岩侵蚀面上可见石膏层(4—6 米)。在风蚀谷口东南干涸的湖滨, 石膏侵蚀面上有厚 9 米的灰绿色含盐层, 顶部为 Q_4 的铁板河层所假整合。风蚀谷口以棕黄—苍棕色砂岩夹红色泥岩为主。向东, 在 $92^\circ E$ 附近, 剖面中的

* 本文编写过程中, 得到刘东生先生的指导, 吴子荣同志对初稿提出了修改意见, 后经周兴佳改写。图件由中国科学院新疆地理研究所程玉雯同志清绘。李荣健参与了部分野外及室内工作。

砂岩含量增大,并风化成方山地形。N. G. Horner (1931年)划为第三纪末第四纪初,并称方山式沉积。它和西尼村的山前台阶组(N_2)相当,属上新世沉积。我们建议以出露较典型的地点红土堡作为上新统湖相层创名地较好,称红土堡组,时代属上新世。

在阿尔金山前若羌河山口,上新统为红褐色薄层理砂岩、米兰河口、戈边山为红色泥岩,阿奇克地堑谷中科什库都克(保贝拉井)为红褐色砂岩。三垄沙东部的钻探仅接触到顶部。

二、第四纪地层划分

根据地层接触关系、孢粉分析、 ^{14}C 年代测定及相变关系,对罗布泊及邻近地区第四纪地层作如下划分(见图)。

(一) 下更新统西域组 (Q_{1-xi})

本地层包括同期异相的三个带:山麓相,称西域砾岩;河—湖相,称琼库尔卡普沟砂泥岩;湖相,称铁板河条带膏泥层。各自特点为:

1. 西域砾岩

西域砾岩在甘肃境内称玉门砾岩,分布于罗布泊南部的阿尔金山麓。如且末河、若羌河、米兰河山口、红柳沟口、多坝沟口,以及敦煌洼地的党河水库坝址区、莫高窟等处。罗布泊西北部则见于库鲁克塔格西段的铁门关及库尔勒山麓。岩性一般为胶结、分选良好至中等的砾岩。砾径5—10厘米为主。剖面完整者,易见到砂岩透镜体。底部夹有棕色、灰白色砾岩、中上部以灰黑及灰色砾岩为主。

接触关系:在阿尔金山麓与古老基岩多呈断层接触,与上新统多为不整合;在库鲁克塔格多为侵蚀不整合。可见厚度:在阿尔金山西段大于1000米,向东减至300—800米,或更薄;在库鲁克塔格山前的库尔勒一带,出露厚100米以上。地层倾角:5—12°,在断层附近可达30°或更高。

2. 琼库尔卡普组

剖面以米兰村东南30余公里之山麓的琼库尔卡普干沟露头多,厚约300余米。中部为厚层砂岩,具水平和斜层理。上部为薄层(20—30厘米)粉砂岩夹泥岩。顶部砂岩中含小砾石。由于位置处在米兰河山口西域砾岩下游偏东北约30余公里,应属山麓砾岩的相变产物,属河湖相堆积。同型较薄剖面见于党河水库坝址泄水渠北岸及后坑(古称横坑)、乱山子及三垄沙东钻井的下部,其底为含红色土(风化壳)的钙质胶结砾岩,它与古生代基岩不整合。

在本区西部库尔勒—若羌水文地质勘探剖面中,看到该组与西域砾岩和铁板河层均有相变关系。因此列为下更新统河—湖堆积。

3. 铁板河层

地层露头见于罗布泊湖盆地的北、西、南及东南台地陡崖边和北部风蚀低丘区。以孔

雀河下游铁板河段露头最为典型，故名。该露头可和罗布泊湖床东北角的开元、愚公墩、罗布泊东南缘的阿基布拉克和阿奇克地堑谷南岸羊达克库都克第三黄土梁下伏地层对比。

铁板河层岩性为灰绿色薄层状沙泥岩夹2厘米厚的石膏层互层。层间小褶曲发育，向风的风蚀面呈灰白色，远望为白色，故又有白龙堆之称。背风的河岸陡崖，风干面又显铁黑色，产状平缓，在河槽中呈铁板状平铺地面，故在入湖的孔雀河最下游段又被称为铁板河。在英苏—阿拉干钻井取样为灰绿色沙泥岩夹石膏团块，呈条带结构，孢粉在英南井（420—500米深度间）主要有盐肤木属（*Rhus*）、云杉属（*Picea*）、松属（*Pinus*），其次为冷杉属，*Abies*，与库鲁克塔格山前蚀余山丘组砂岩（西尼村的命名）孢粉松属（*Diploxylon*）（亚属）、松属（*Pinus*）、云杉属（*Picea*）、钻天柳属（*Chosenia*）、桦属（*Betula*）、蒿属（*Artemisia*）^[6]可对比。

铁板河层的孢粉组成还可与被定为第四纪下界的一些著名剖面对比：如榆社组、太谷组（包括同期的下土河组剖面）、泥河湾组（包括附近的三趾马红土层和红崖冰碛层）、广义的三门组（包括其下的第一冰碛层和游河组等）^[7]，西尼村曾把铁板河层与莎车及库车洼地的巴克特里亚砾岩（即西域砾岩）^[8]相对比。全苏地质学院实验室的孢粉分析也证明属于第四纪。本层之下，阿南井410米深度，孢粉有盐肤木属（*Rhus*）、水青冈属（*Fagus*）、（*Betulaceae*）、黄麻属（*Ephedra*）、柏科（*Cupressaceae*）^[9]。从孢粉组成上看，可能相当于上新世末或第四纪初的分界层。

从地层接触关系看，在开元、愚公墩，铁板河层与红土堡间有明显侵蚀面。阿尔金山麓米兰河口东岸支沟西域砾岩与第三纪红层间夹有由红色泥岩圆砾和红土充填胶结的底砾层（厚0.3—1米），故铁板河层时代仅能划为早更新世。

（二）中更新统库茹克沙衣组

本地层也包括三个相：山麓相，称库茹克沙衣砾岩；河-湖相，称乱山子层；湖相，称土垠层。各相沉积层特点如下：

1. 库茹克沙衣砾岩

时代相当于新疆乌苏群。其中北疆的乌苏群地层是典型的冰水夹冰碛层，出露于河谷山口扇形高阶地上，阿尔金山麓则以粘性泥石流为特征。巨、细夹杂，含土量大，钙-泥质胶结。山前断阶上多有残余露头。库茹克干沟“上上堡”西岸的露头，残厚20—30米。该层底部与琼库尔克普沙岩间有侵蚀面，并以板状钙质胶结层（2—3米）与侵蚀面接触。

山前平原中下部的绿洲区，水井剖面上部为棕黄色粘性泥、砾混杂层，中部为薄层粘性泥砾层，或亚粘土、亚砂土与薄沙砾互层，单层厚2—3米，很少大于5米。底部泥砾混杂层富钙质结核，核径5—8厘米，组厚40—60米，由西向东渐变薄。本组顶界埋深一般40—70米。

2. 乱山子组

地面露头见于东经93°—94°的疏勒河-党河的河道湖区和阿克奇地堑谷阶崖并至盐

土岭之间的北岸。岩性以厚度不大的砂、粘土互层为特征，局部夹浊流沉积的砾、砂透镜体。底部砂岩多铁锈斑，或为夹粗结核砂的水平层理。堆积在下更新统沙岩的侵蚀面上。顶部在后坑及阿奇克谷地有盐壳盖。残厚 12—20 米。

3. 土垠组

剖面见于铁板河折向南入罗布泊东的半岛区。黄文弼先生早年考古时对该地订名土壤。剖面下部为棕黄色泥岩，具水平薄层理。富粗粒石膏晶体，晶径 2 厘米左右。剖面上部为厚层（2—3 米）状棕黄、草黄色半岩化黄土状地层。柱节理明显、石膏晶粒少而晶径小，一些地方剖面中含芦苇茎叶化石与贝壳残体^[9]。在铁板河流至龙城南缘处，本组底部与铁板河层有角度不整合。过去有人把土垠组下部称老方山组，上部称新方山组，时代划为 N_2-Q_1 。在罗布泊湖床罗-3 井土垠组下部侵蚀面上，取得的上更新统淡灰黄色亚砂土中所夹的淤泥，¹⁴C 年龄为 31880—1800 年，因此土垠组的时代宜划为中更新世。

（三）上更新统米兰组

本地层广泛分布于阿尔金山麓平原、库鲁克塔格南坡西段山前平原、孔雀河中下游（开坪以西）以淡灰黄色黄土状亚砂土为主。山麓相中有砾卵石。河湖相上细下粗，为二元结构或多元结构。湖相上黄下灰，夹淤泥质。各相分述如下：

1. 山麓洪、冲积层

见于且末河口及塔特浪以东，直到罗布泊南岸的阿基布拉克、阿尔金山山前洪积-冲积扇。在距山口 20—30 公里处为巨砾夹砂或夹黄土状透镜体。随着远离山口，相变为厚层状淡灰黄色亚砂土沉积。有大孔隙、质地疏松，具水平及微斜层理，柱状节理明显。剖面中部夹砂砾透镜体，向下游遂变为砂砾岩。在接近绿洲的地表分布着 3—5 米高的锥状土丘。顶部 15—20 厘米为盐胶结的洪积层，其下为粉砂、亚砂土，并夹砂砾、厚 0.5—2 米不等。再往下游，中部多为黄土状亚砂土，层厚 5—30 米。西尼村（1955 年）按岩性及孢粉分析，亦证明属晚更新世冲积-洪积层。

2. 冲积层

分布于孔雀河中下游安坪—开坪间的台地。剖面上部以黄土状亚砂土为主，厚数米至 10 余米不等，下部以细砂、粉砂为主，水平及斜层理发育。层厚 2—4.6 米。在开坪和羊达克库都克的露头中，均见该层与下更新统砂岩间有侵蚀面。侵蚀面上有薄的铁锈砂层（未固结），为缺粗钙核、多大孔隙的黄土状物，淡灰黄色，易与中更新统区分。

冲积-湖积相地层见于孔雀河下游楼兰、前进桥一带河床两岸、罗布泊南的淖尔呼都克、库什朗泽（山栏子）、阿奇克谷、八一泉及土崖。岩性在湖区边缘为淡灰黄色黄土状物，中夹灰色斑块或灰色透镜体。湖区下部为灰色薄层状粉砂到粉砂质土，上部仍为淡灰黄色黄土状层。在一些地方，顶部有盐壳或盐胶结的洪积砂砾层，厚 0.3—0.4 米，土丘顶高程 810—815 米。

在羊达克库都克西北2—3公里,土丘下部的淡褐色砂层中夹有属于中更新统的棕黄色泥岩碎块,略圆化,斜层理发育,呈东高西低排列,标志着沉积时拍岸浪席卷土块夹沙的状态。

3. 湖积层

剖面见于龙城西北与山前平原间的湖盆边缘区(北东向断陷洼地)。岩性为薄层状淡灰黄色黄土状物质与粉细砂互层。单层厚0.2—0.4米,顶有盐壳,地形上为高10—12米的风蚀锥状土丘,顶面标高802—805米。剖面砂层中富含贝壳。其西面的库鲁克库姆土丘顶,则有新石器化石散落于地面风积沙之间。在斯坦因、别尔格曼及西尼村等的著作中,认为此湖积层属武木冰期后的产物。在铁板河入湖口南22公里的湖床中,被风蚀的该组下部(罗-1井下1.2—1.55米)淤泥的 ^{14}C 年龄为 31880 ± 1800 年,证明该组沉积层属晚更新世。

(四) 全新统

综合湖床钻井取样以及山前河谷阶地、河漫堆积,可划分为三个亚组。

1. 下全新统(下亚组)

见于阿尔金山山麓、罗布泊的南边,地形上为高出涸湖及河床面的5—10—12米台地和河谷阶地。岩性在山麓为疏松的卵、砾石层,分选好,黑灰色。在绿洲附近为灰黄色亚砂土夹风积沙和灰色洪积砂砾,全厚2—18米不等,或缺失。山麓本组底部与厚层状淡灰黄色亚砂土(时代相当于乌兰组)多为假整合。

在台特马湖区,铁孔深35—30.1米的亚砂土、粉细砂夹盐层为底界。盐层标高810—812米,与罗布泊西岸、南岸10—12米高台地上所覆盖的盐壳相当,但孢粉甚少,共分析出150粒,以藜科、禾本科为主。严富华等认为应划为全新世下部¹⁾。罗-1、罗-2井缺失该组沉积。

2. 中全新统(中部亚组)

铁-1、铁-2孔深度29.9—14.1米段的粘砂土。本段花粉计有956粒,以麻黄最多,可达79.2%。松、桦等乔木比下亚组多,其孢粉组合相当于罗-4井8.8—3.1米段(麻黄、蒿、藜依次各为其科属的83.3%,33.8%,23.3%,而禾本科为总孢粉的3.4%)。严富华认为,可和西藏、柴达木及华北的中全新世孢粉时代相当。绝对年龄测定资料表明,罗-4井3.1—4.2米段 ^{14}C 为 9360 ± 120 年。罗布泊西南的南坪、东坪台地(标高802米),其地面泥炭的 ^{14}C 为 7065 ± 100 年。罗布泊北部缺失沉积。

3. 上全新统(上亚组)

台特马湖区的铁-1、铁-2井在14.1—0.10米深度间,岩性以粉砂、亚砂土为主。孢粉

1) 严富华等:新疆罗-4井、台特马湖铁-2井孢粉组合及其时代和植被、古气候意义,1982年8月,手稿。

以藜、蒿为特征,并与罗-4井3.1—0.30米相当。铁-1、铁-2孔该段共分析出258粒孢粉,藜、蒿可达草本总数的63.8%。蕨类孢粉个别。罗-4井该段蒿属花粉含量最高达灌木及草本花粉总数的56%。喜湿莎草、香蒲比罗-4井3.1—8.8米段多,蕨类则相应为少。绝对年代测定,罗-4井3.1—2.3米为 3610 ± 90 年,1.3—1.7米段为 2075 ± 75 年。罗-1,罗-2,罗-3井区的湖床缺失该绝对年龄的沉积物。仅有盐壳及较薄的粉细砂、亚砂土沉积。

根据上述初步资料,刘东生教授建议本区第四纪地层划分如下:

罗布泊及其邻近地区第四纪地层划分表

地层系统				刘东生建议 (1982年3月)			B. M. 西尼村 (1954)
				山前相	河-湖相	湖相	
第四系 (Q)	全新统 (Q ₁)	上全新统	上部亚组 Q ₁₋₁	低台地、漫滩洪积层及风积沙	上铁干里克组、淤泥及下伏粘砂土<15米	罗-4井2075±75年罗-4井3000±90年粉砂夹淤泥	历史时期湖床沉积
		中全新统	中部亚组 Q ₁₋₂	<10米台地及洪积层,山前夹风积层	中铁干里克组粉细砂及亚砂土厚25—30米	西坪南平台西7065±100年(缺失?)罗-4井淤泥夹粉砂土(3.17—4.2米段)	风
		下全新统	下部亚组 Q ₁₋₃	20—30米台地夹风积沙,山前洪积层	下铁干里克(台特马湖)下部粘土夹盐晶层<5米	罗-4井9300±120年(3.17—4.2米)(其底部有可能很薄或缺失?)	蚀
	更新统 (Q ₂)	上更新统 Q ₂	米兰组 (Q _{2-MI})	山前砾卵石及黄土状,层厚40—70米	开坪(羊达克库都克组)桑黄土状土)15—20米	淡灰黄色土夹淤泥层罗-4井20780±300年(8.5—8.85米)罗-1井1.21—1.55米 ¹⁴ C≈31880±1800年	区
		中更新统 Q ₂	库兹茹组克沙 (Q _{2-KZ})	库茹克沙衣泥砾层。20—80米	乱山子南砂粘土残厚20—50米	土壤组20—30米	沉
		下更新统 Q ₂	西域组 (Q _{2-KI})	西域砾岩,玉门砾岩。厚200—1000米以上	疏库尔卡普砂泥岩。可见厚300米	铁板河膏泥条带层。15—150米	积
第三系 (N)	上新统 (N ₁)	红土堡组					蚀余山 II 组 山前台阶组

三、几点认识

(1) 罗布泊及邻近地区第四纪沉积物随所处地形地貌条件不同,分布也有差异。

阿尔金山前平原西段红柳沟西,以洪积-冲积为主,东段风积物发育。库鲁克塔格及北山山前平原以坡、洪积物所形成的裙状堆积物为特征,并残留在高台地上。冲积平原内,孔雀河堆积物不发育,塔里木河及车尔臣河尾闾三角洲上粉细砂层分布普遍。但湖相堆积(上全新统至中全新统(Q₁₋₂))仅见于塔里木河三角洲河间洼地上的楼兰古三角洲西部。近代风积物则占据了三角洲的广大汉河区,并由东北向西南发展。塔河河槽由群克尔以

下,由过去的东西向转为西北-东南,在塔克拉玛干和库鲁克库姆之间形成若干条走廊低地。而历史上水波浩淼的湖床则遗弃在三角洲东部 90°E 以东的断陷洼地中。造成这一自然现象的原因,首先是基底断阶运动,使东北部逐步抬升,楼兰三角洲缓慢隆起。铁干里克地区自中新世以来,表现为缓慢的地堑性断陷下降。第二是人为引水,河道退缩。在长期的风力吹蚀作用下,罗布泊北及东北部和西北部的环状结构台地地形演变为标高不同、新老相异的各种风蚀地貌。

(2) 罗布泊地区第四纪堆积在南部阿尔金山山前粗厚,向北至湖床区变细变薄,并由山麓相经河湖相变为湖相,环带状结构清楚。但随着地质历史的发展,河湖相退缩到西南,晚近南部由山麓相直接变为湖相。由于第四纪早期台地在周边升高,相变显著,故堆积物叠置关系也很清楚。南部、西部多见不整合,北部、东北部多见假整合。

(3) 第四系地层,下更新统(Q_1)厚,中更新统薄,保留厚度不大,湖区东北部缺失,阿奇克谷地南岸已无保留。北岸残存于盐土岭一带。以乱山子南、东西向土梁道河口残留较多,但厚度不大。

(4) 第四系上更新统(Q_3),南部和西部较发育。东部见于 92°E 以东的古河道湖湾区和洪积扇缘,以黄土状堆积为主。

全新统沉积物在北部湖床极薄。罗-2,罗-3井一带缺失中、下全新统和上更新统。罗-4井及其西南的全新统逐渐变厚,在罗-4井小于8米,到罗-5井大于8米。台特马湖区全新统厚度近于35米。铁干里克地堑全新统厚度40—44米,由西北向东南渐变薄,粒度变细。但中全新统以粉细砂为主。在基底构造隆起区厚6—20米,其下伏为中更新统泥岩。诸构造埋藏由北向南变浅。

参 考 文 献

- [1] 陈宗晋: 罗布诺尔与罗布荒原,地理学报,第3卷,第1期,1936年。
- [2] 康玉柱: 塔里木盆地联合参井的新成果,石油与天然气地质,第1期,1982年。
- [3] E. 那琳: 中国天山地质初论,地质论评,第10卷,1934年。
- [4] 袁见齐: 新疆库车、拜城、温宿县之成因,地质论评,第11卷,1934年。
- [5] B. M. 西尼村: 罗布诺尔洼地及罗布泊的地质史,地质译丛,第4期,1955年。
- [6] 方鸿慈: 关于河西走廊第四纪地质的问题,地质论评,第22卷,第6期,1964年。
- [7] N. G. 霍尼尔著,李良骥译: 中国西北之交替湖,方志月刊,第8卷,第4、5合期,1938年。
- [8] 中国科学院新疆考察队: 新疆地貌,科学出版社,1978年。
- [9] 曹庶桓等: 试论中国第四纪下界问题,地质学报,第57卷,第1期,1983年。
- [10] 中国科学院新疆考察队: 新疆地下水,科学出版社,1965年。

罗布泊及其邻近地区水文地质概况*

汪文先 李荣健

(中国科学院新疆地理研究所)

在罗布泊及其邻近地区内的水文地质考察表明,随着孔雀河和塔里木河下游中下段的断流、终点湖罗布泊和台特马湖相继干涸,潜水淡化带正在消失。但阿尔金山山前平原红柳沟(东经90°)西,因受出山径流渗入补给,中-上及上更新统砾卵石层为富含水层。阿奇克地堑东段下更新统沙岩层亦有淡承压水。罗布泊沿岸及南岸大冲沟入湖处,部分淡水透镜体消失,孔雀河渗入湖床的残留湖水矿化度为52克/升,湖的西南、南部和东部均有潜流补给,在8米深度内,含水层年代及水的矿化度均不同,这反映入湖水体位置具有多变性,由于存在着基底阶状断裂,沉降中心向西南转移。

一、区域自然概况

罗布泊及其邻近地区位于塔里木盆地最东部,包括东经88°—94°及北纬39°30′—41°内的范围。面积近10万平方公里。南限于阿尔金山,北限于库鲁克塔格、北山。垂直地貌单元包括山前平原、冲积-湖积平原、湖积平原三个部分。地表自然景观有砾质戈壁、沙漠、盐漠(干涸的河、湖床洼地)、风蚀残丘等。地区内的冲积平原和绿洲耕地面积不足12%。

地势南部高于北部、东、西两端略高于中部干涸的河、湖床盐漠洼地。北部山前平原海拔830—900米,南部山前平原海拔835—2000米。中部罗布泊洼地海拔780—800米。罗布泊北部的库鲁克塔格山、北山海拔1000—1200米,个别残山2200米高,属于准平原化的干燥剥蚀低山。罗布泊南部的阿尔金山,最高峰玉素甫阿喀雪山,海拔6160米。阿尔金山为块状隆起的断块山地,有三级夷平面:最低一级夷平面3000—3500米;第二级4000—4500米;第三级5000—5500米,各级之间有梯状断裂分开。雪线高程6100米,高山区干寒。阿尔金山山地又有自西向东缓降的趋势。在红柳沟以西,山前基岩丘陵断续分布,海拔1500—2000米,与戈壁平原高差为100—200米。向东逐渐为库姆塔格沙漠所掩盖。沙漠南部偶有由古老基岩组成的岛状残山,山顶标高2000—2500米。

罗布泊及其邻近地区处于封闭的塔里木盆地东端及欧亚大陆腹地。气候极端干旱。北部库鲁克塔格南坡1000米高程带,年平均降水量22毫米(15年观测值),南部阿尔金山(米兰至若羌间)900米高程带为13—17毫米,3000米高程带上为30—40毫米¹⁾。平原区蒸发力达3000毫米。每年2—6月为风季,风向以东北风为主,8级以上大风达30

* 本文初稿经陈墨香同志修改,后经周兴佳改写,稿件由程玉雯同志清绘。

1) 新疆生产建设兵团农二师勘测队1966年资料。

次, 6级大风 100 多次, 平均 3—5 天即有大风一次。夏季酷热, 最高气温达 40—50℃, 冬季晴朗干凉, 无积雪覆盖。

由于气候干燥, 山区降水量少, 故库鲁克塔格无常流河, 只在阿尔金山红柳沟西有 10 余条山溪流出山地, 总计年径流量 15 亿立方米。车尔臣河的年径流量为 5.33 亿立方米, 汛期有少量水流入台特马湖。其余诸河均渗失于山前平原。塔里木河、孔雀河在本世纪七十年代初已无水进入罗布泊, 遂导致罗布泊完全干涸。

二、地质与第四纪地层

在大地构造单元上, 铁干里克以南至若羌属塔东拗陷东部, 铁干里克东和东北为罗布断阶。断阶的南部为且末-若羌隆起, 红柳沟东属哈拉若尔台拗。北山与哈拉若尔及库鲁克塔格东部晚第三纪地层的差异运动, 形成了地堑型的阿奇克谷地及风蚀谷。

根据最新钻探资料, 罗布泊及邻近地区古生代地层及中生代地层埋深情况如下: 库尔勒西井深 2000 余米处钻到含笔石化石的奥陶纪地层; 英苏南井深 2918 米以下为志留纪沙岩(底部夹板岩); 铁干里克南井深 3499.5 米和阿拉干南井深 3780 米均未穿透侏罗纪含煤地层。

第三纪地层, 在西部沙雅县境内, 下第三系(E_1-E_3)埋藏于 3610—4086.5 米间。剖面中上段为河湖相沙泥岩, 底部为洪积冲积砂砾岩层段, 其中含高岭石、伊利石、埃洛石等, 其下缺失白垩纪地层。塔东拗陷东部尉犁-罗布庄间, 下第三系厚 375—623 米, 除铁南井下部为厚 200 米的泥岩外, 均为砂砾岩, 岩相从铁干里克向南变粗。

中新统(N_1)地层, 在铁干里克南部井(简称铁南井)厚 664 米, 在英苏南部井(简称英南井)厚 528 米, 在阿拉干南部井(简称阿南井)厚 930 米。岩性中部英南井为有石膏夹层的砂岩(厚 100 米), 铁南井则为砂岩和泥岩的互层。阿南井则全为砂砾岩, 显示湖心在英苏一带。由于三井相距不远, 故塔东拗陷向东收敛甚急, 这可能与基底地处 X 断裂的锐角区有关。

上新统(N_2)地层, 铁南井厚 730 米, 英南、阿南二井厚 725 米。除英南井中下部为石膏层外, 铁南、阿南井以湖相砂泥岩为特征。顶部铁南井相变为红色泥岩(70 米), 岩性与山前断阶之红土堡、米兰、戈边山相近。但在此三点东部的库鲁克塔格和西部的若羌和保贝拉井则以薄层理砂岩为主、间夹红色泥岩和多层石膏层。在愚公墩及开元等地湖边剖面中, 过渡到石膏层与泥岩呈假整合接触, 上部再被灰绿色含盐层覆盖。其顶在罗布泊西南多与西域层不整合, 在罗布泊北多与铁板河层(下更新统(Q_1))不整合或假整合。

第四纪地层, 厚度 200—800 米以上。第四纪地层剖面北部见于库尔山麓, 南部见于红柳沟以西, 以胶结的砾卵石夹松散层为主, 向东过渡到库鲁克塔格山前, 变为砂岩夹泥岩并含砾石。阿尔金山麓仍以砾岩为主, 厚度 20—100 米以上。山麓外围变为砂岩、砂岩夹泥岩。该层厚度在阿尔金山前为 30—300 米, 库鲁克塔格及北山山前为 20—50 米。在干涸的湖盆区, 相变为条带状灰绿色膏泥层或灰绿色薄层泥岩夹石膏团块(铁板河组)。经孢粉分析, 发现在英南井、阿南井中有雪松、云杉等, 此可和山前台阶之砂岩对比。其厚度在铁干里克-阿南井为 400—600 米, 罗布泊区残留厚度为数米至 30 米不等。

中更新统(Q_2), 在阿尔金山麓称库茹克沙衣组(Q_2-Ku), 在地面的残留厚度不大, 以

分选差、粗细混杂的泥砾夹砂砾石为特征。在绿洲埋深 60—70 米以下,总厚 80—100 米,单一泥砾层厚 3 米,中夹砂砾石,或为中粗砂互层。在铁干里克及其南部的三个潜伏构造间, Q_2 埋深 120—150 米以下,组厚约 100 米,以棕黄色粘砂土夹薄层细砂、粉砂为主,单层厚为 0.2—0.3 米。在潜伏构造隆起区缺失,或分别埋深 6 米、20 米和 40 米。由西北向东南埋深变浅。在楼兰东北龙城一带, Q_2 出露地表,岩性为淡棕黄色泥岩,厚 20—30 米,中、上部夹 1—2 层 0.6 米厚的灰绿色砂层。在土垠一带相变为夹粗石膏晶体的薄层,愈向上部,所含晶粒少而小。该层过去曾误认为第三系方山组,现应更正为中更新统(Q_2)土垠组。

上更新统(Q_3),在阿尔金山前以洪积为主,底部夹冰水堆积。由山麓向冲积、湖积平原,相变明显,由卵砾石变为夹砂和黄土状透镜体。垂直剖面上,具有二元结构,上部为厚层状黄土,下部为砾卵石或砂砾层或砂层。

^{14}C 年代测定,在罗布泊的罗-1井(土垠南 22 公里),1.25 米黄土层下边的淤泥 ^{14}C 为 $31,880 \pm 1800$ 年。位于罗-1井南 44 公里的罗-4井,8.83—8.5 米层的 ^{14}C 为 $20,780 \pm 300$ 年。该层以上 6.1—8.5 米为灰黄色轻亚粘土,4.8—6.1 米为黑灰色粉砂,4.2—4.8 米为黄灰色粉砂质亚砂土。3.7—4.2 米为灰黑色亚砂土夹细砂, ^{14}C 为 $9,300 \pm 120$ 年,已属全新世。

全新统(Q_4),在阿尔金山前为低台地、漫滩及河槽砾卵石堆积。绿洲附近为细土带和风积沙丘砂堆积,层厚 2—30 米。塔里木河下游全新统(Q_4)冲积、湖积层,厚 6—40 米,岩性为亚砂土及粉细砂,底部为红粘土层。35 团场垦区的河间洼地地表有厚 0.5—1 米的泥炭层,下面是亚粘土、亚砂土互层。在台特马湖区铁 1—2 孔全新统厚 35 米,岩性以亚砂土及粉细砂为主。在深度 22 米处有淤泥层,厚数十厘米,30—34 米深的黄、红粘土层之间有盐晶粒层。罗布泊洼地全新统(Q_4)为亚砂、亚粘土夹粉砂及淤泥层。罗-4井中 3.7—4.2 米深度处 ^{14}C 为 9300 ± 120 年。西坪台地泥炭层的 ^{14}C 为 7065 ± 100 年。在 0.5—3.5 米测得两个不同深度的 ^{14}C 年龄分别为:2—2.4 米者 ^{14}C 为 3600 ± 90 年;1.3—1.7 米者 ^{14}C 为 2075 ± 75 年。由下向上,淤泥与粉砂呈互层,表明两万年以来,象征干旱的风沙与温暖多水期相间出现。但罗-4井中,缺失 7000 年左右的泥炭层,故沉积物及水体位置在全新世至少有一次间断。而北部罗-1井、罗-2井间断次数更多。罗-2井、罗-1井缺失从三万年前的上更新世至距今二千多年的地层,因此从中更新世至全新世早、中期,罗-2、罗-3井及土垠一带呈向西南突出的半岛。故缺上更新统(Q_3)和下、中全新统(Q_4^{1-2})沉积,上全新统(Q_4)也很薄。土垠西北至罗-1井则缺下、中全新统(Q_4^{1-2})沉积。上全新统(Q_4)向西北增厚。上述地层及沉积物的分布不仅反映了罗布泊形成史的部分侧面,也影响湖床区地下水埋深和矿化度的分布。

三、水文地质

根据考察资料,编制了罗布泊及邻近地区地下水埋深、矿化度图(图 1, 2)

潜水埋藏深度;潜水埋深小于 1 米的仅见于大西海子水库边缘及阿基布拉克西(200 平方公里)、阿奇克谷地中(300—350 平方公里)。2—3 米的分布于塔里木河灌区、车尔臣河和罗布泊南部,阿尔金山山前平原的扇缘带内,一般宽度不大。向北很快过渡到 3—

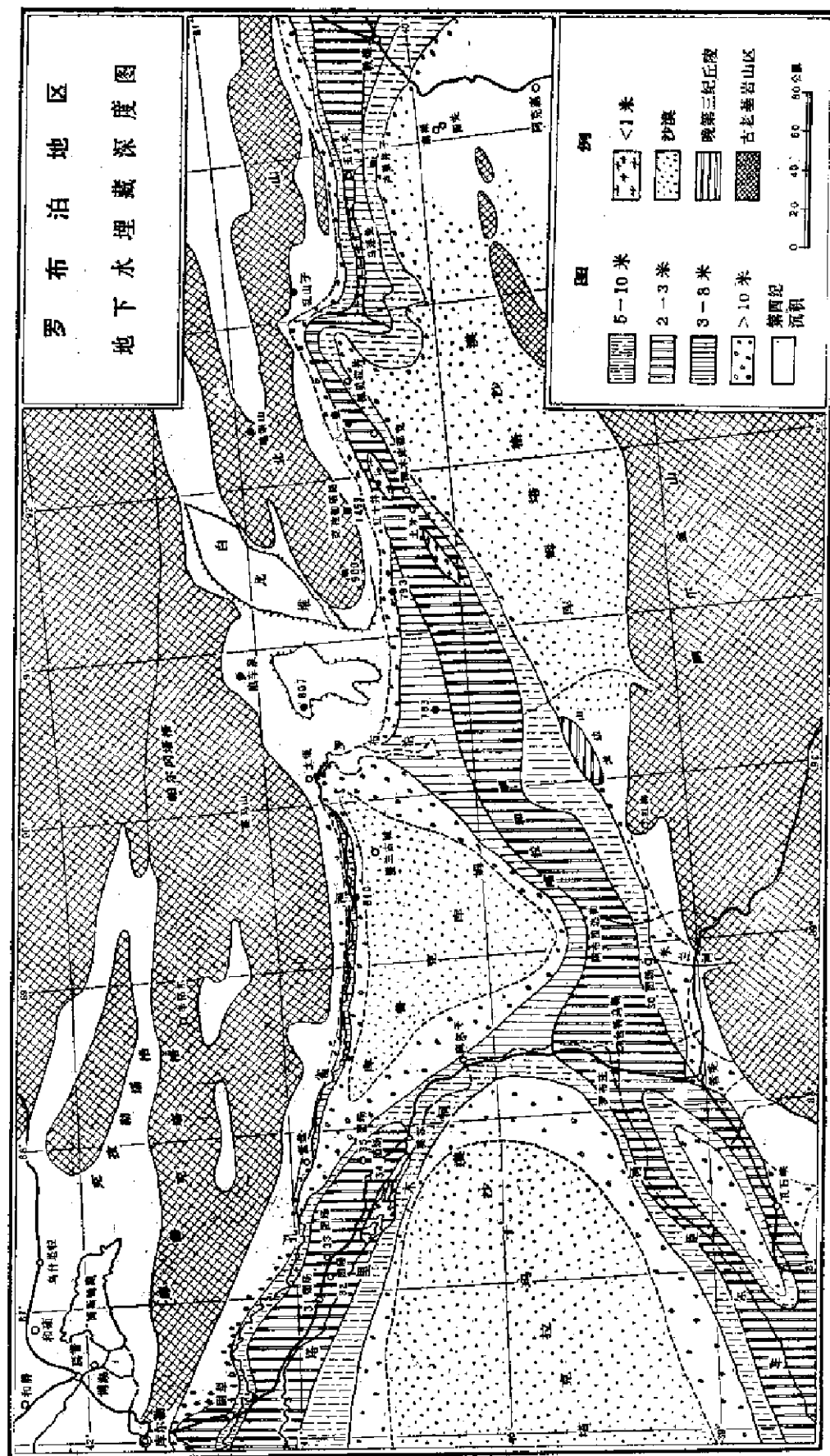


图 1

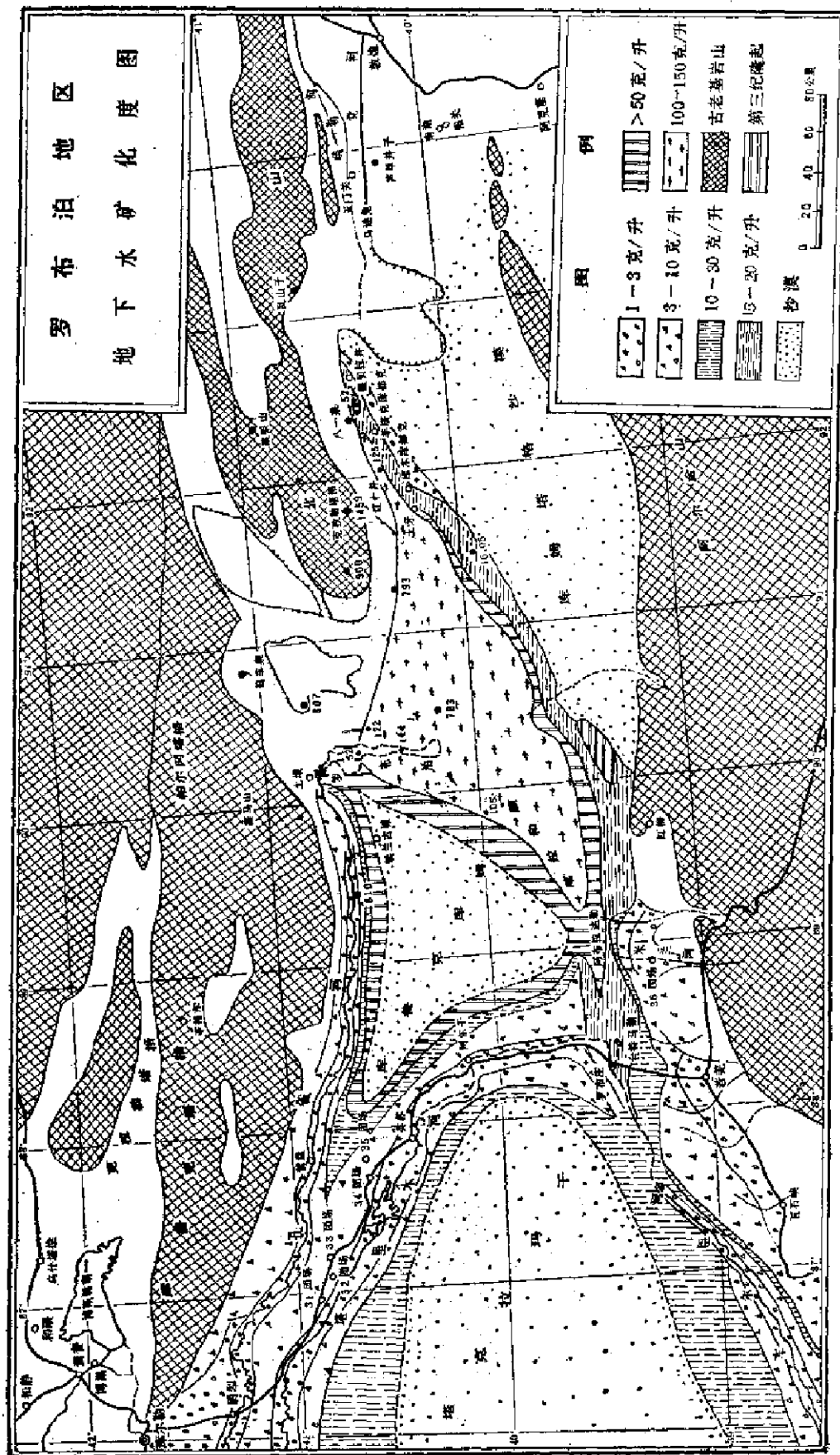


图 2

5米和5—10米深,洪积扇中上部及沙漠边缘大于10米。

潜水分带现象显著,距水文网及灌区渐远,埋深增大。但山前洪积扇中上部埋深增大,主要与基底断阶及含水层粗、径流快、地面坡度大有关。罗布泊南部大于3米深度带主要与台地高度相关。罗布泊北潜埋深取决于入湖残留水体在含水层中的保存情况,北部分布呈三角形。南部呈北东向条带状。

潜水浅埋带(2—3米)位于台特马湖至三垅沙间,面积近8000平方公里。若以每平方公里年蒸发潜水30万立方米计,阿尔金山前,每年补给罗布泊地区的潜流至少不小于2.4亿立方米。按此值计算,35团场至罗布泊间,欲保持60—120公里宽的浅埋带(2—3米),则年泄水至少需3—6亿立方米。目前,英苏断面向南偏东泄潜流约0.8亿立方米(40米以内)。尚缺地表水2.4亿立方米方能保持环境稳定。车尔臣河如欲保持60公里宽的浅埋带,需在86°E附近向东泄水1.8亿立方米。

潜水矿化度为1—3克/升的可作饮用水,主要分布于库尔勒三角洲,阿尔金山前西部各洪积扇,塔里木河沿岸、瓦石峡以西的车尔臣河。向外均迅速过渡到3—10克/升和10—30克/升。

罗布泊南岸一般5—20克/升,其南缘大型冲沟入湖处,在过去罗布泊有水的年代里,淡水受湖水顶托,或可能有淡水透镜体。目前,水井随着湖床的干涸而枯竭。该带北部及罗布泊西缘有20—50克/升的水分布,东北部缺失。全新世的广大湖床洼地中,目前地下水矿化度都在100—150克/升,其轮廓受新构造影响呈三角形。

根据上述特点,结合地貌及地质条件,划分为五个水文地质区(图3),各区特点如35页表所列。

四、从水文地质看罗布泊及其邻近地区生态环境的保护

(1) 罗布泊及其邻近地区在河、湖水体干涸后,潜水正急剧矿化(浓缩)。阿拉干以南的塔里木河下游河旁淡化带正消失,地下水埋深大于9—10米,不利于胡杨生长。第四纪地层内又无承压淡水,第三系及侏罗系中的含水层矿化度均较高。因此,无论绿化或供水,在阿拉干以南,只能靠从邻区调进淡水。

罗布泊早期干涸的湖区,地下水矿化度高达213克/升,五十年代初干涸的湖区,地下水矿化度为144.7克/升,六十年代干涸的罗-5井地区,矿化度为105克/升,七十年代干涸的孔雀河入湖的三角洲,矿化度为52克/升。年有洪水泄入的台特马湖和阿基布拉克西,矿化度也达16—22克/升。罗布泊地下水最高矿化度都低于新疆各盆地盐湖和青海察尔汗盐湖的最高矿化水,结合8米深度内地层时代不同,表明罗布泊过去入湖水量是有变化的。

(2) 阿尔金山前平原,由于北坡走滑断裂带所形成断阶的影响,近山处西域砾岩抬升高,渗漏性小。因此防渗渠首不需要延伸10—20公里到达山口、而修到较易挖穿的现代冲积-洪积砾卵石段就可以了。

近绿洲区富水层段厚50—70米(上更新统至全新统(Q_3-Q_1)),近年由于山前干渠引水防渗及缺失,春雪融水补给,扇缘地下水位下降、泉减、草衰,因此对该区地下水不宜过量开采。打井的目的旨在保春灌,防春旱,并结合路渠、田园保护,进行井灌绿化,洪水回

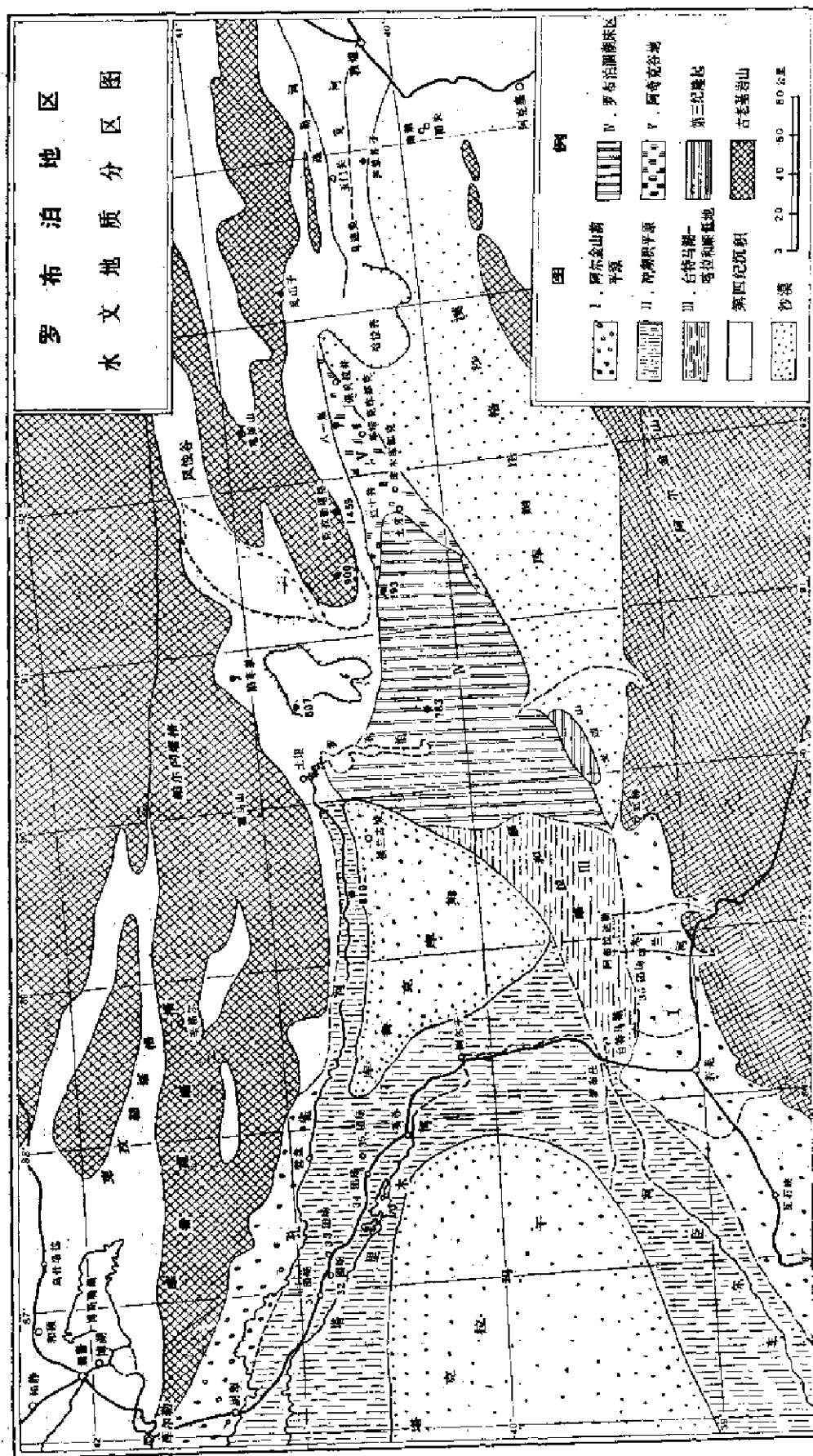


图 3

罗布泊及其邻近地区水文地质分区表

代号	区 名	水 文 地 质 特 点
I _A	阿尔金山山前平原	红柳沟西,第四系厚 800—1000 米,受北坡走滑断裂带影响,西域砾岩分布于山前丘陵及基座台地上,渗透性差。近绿洲区被上更新统和现代冲积-洪积层所覆盖,埋深 50—150 米以下。河床天然渗失率达 40—70%,修建防渗的引水工程后,扇缘区潜水位下降,泉咸草衰。1960 年以前,台特马湖水多,米兰南部潜水深 10—15 米,绿洲内部深 8—10 米。矿化度 1.4—1.8 克/升。扇缘盐沼地宽 10—12 公里,潜水埋深小于 3 米,矿化度 5—20 克/升。台特马湖干涸后,现米兰潜水深 20 米,绿洲内 8—10 米深,宽度减为 3—5 公里。埋深小于 3 米的扇缘宽度缩小到只有 1—2 公里。矿化度 20—60 克/升。本区当井深 50—70 米, Q ₄ 承压含水层单位水量 3—8 升/秒。矿化度 1.2 克/升,属 SO ₄ -Cl-Na-Ca(Mg) 型水。红柳沟东大冲洪沟入湖处,古丝绸之路水井多枯竭。
II	塔里木河下游冲积-湖积平原	在铁千里克地堑之西北部有潜伏构造,呈 SWW 走向。塔里木河至此由泛滥性河槽变为下切性河谷,深 3—10 米。平原紧缩为 10—15 公里宽。铁千里克 35 团场河间洼地地表有泥炭,第四系厚 400—600 米,6—40 米以下为中及下更新统砾岩。在楼兰东,该层出露地表,形成风蚀地。潜伏构造间的北部洼地(32 团、33 团场农地),垦前,潜水位近河处为 1—3 米,远河处 3—5 米,塔河北岸 5—10 米,35 团一般 6—8 米,东部 10—13 米深。矿化度近河 <1 克/升,远河 >3—5 克/升,直至 30—50 克/升。由于地当三角洲,泛滥河槽众多,主槽变换无常,故而淡化带窄,亦不规律。垦前 33 团场 1—3 克/升占规划地 0.65%, 3—10 克/升占 15.5%, 现普遍埋深 1.5—1.7 米,矿化度 5—20 克/升。区内有承压水。72 米深度内有两层,矿化度 7—39.8 克/升。144—199 米内为 17—33 克/升。阿拉干南钻井深 3122 米,侏罗系自流水矿化度 266.5 克/升。 本区自大西海子水库建成后,阿拉干以下河床断流,河旁潜水位下降至 9—10 米,矿化度 3 克/升左右。潜伏构造隆起区,胡杨林成片死亡。潜伏构造区泥岩面高,向东潜水矿化度 >50 克/升,造成本区东北楼兰弃耕后,胡杨林全部死亡。
III	台特马湖-喀拉和顺低地	本区南北西三面均有潜流补给,车尔臣河余水亦流入本区。潜水深 2—3 米,含水层为细砂,矿化度 20—105 克/升,由西向东升高。属 Cl-Na 型水。罗布庄坑及罗-5 井水中氟含量属同一级,表明形成时代相同,但地下水中钾含量高。与地处车尔臣河、塔里木河尾间有关。本区第四纪各统沉积由西南向东北变薄,但总厚都大于罗布泊湖床区。
IV	罗布泊湖床区	本区潜水补给来自东、南、西三面潜流。如阿基布拉克西可形成埋深 0.5—0.7 米,矿化度 16 克/升的 Cl-Na 型水。为罗布泊中矿化度最低的水。1972 年孔雀河三角洲水系枯竭,无潜流补给。土壤南 22 公里 7 米下见水,矿化度 52 克/升。向南约 20 公里(罗-2 井)8 米深为干孔,地层为中更新统土垠组。折向东偏北 17 公里相当于 1950—1960 年间干涸区,8.2 米下土垠组微含水,矿化度 142.6 克/升。由罗-2 井向南 20 余公里之罗-4 井,4.2 米见水,矿化度 144.7 克/升(Q ₄)。5.2 米—8.5 米间(Q ₃ -Q ₄)与上层混合矿化度 213.2 克/升。本区潜水最高矿化度值低于吐鲁番、柴窝堡、哈拉俊盆地(300 克/升),也低于柴达木盆地(>300 克/升)加之 8 米深度内含水层时代不同,表明入罗布泊的水体多变,湖底地形因受基底断阶影响,沉降中心迁移,因此罗布泊湖床区地下水显示出变化的特点。
V	阿奇克谷地	谷床中,全新统薄。上更新统沉积分布于南、北岸大冲沟和南岸凹岸区下更新统沙岩侵蚀面上。中更新统沉积主要残存于盐土岭、杏斗井一带的北岸基座台地上和乱山子南部。其地层岩性前者(Q ₃)为黄土状土,下部为砂层,总厚 8—12 米。后者以淡黄棕薄层砂泥岩为主,下部为富含钙结核的砂岩。下更新统砂岩向东相变为砂砾岩及玉门砾石层。从玉门关向西,沿两岸断层线有淡白流泉分布,流量 1—10 升/秒,潜水位标高在三垅沙东为 812—813 米,三垅沙西为 806—807 米,矿化度由东部的 1—2 克/升,向西变为 3—5 克/升。谷床中部则由 2 克/升变为 50—100 克/升。阿奇克谷地潜水及地下水与疏勒河水系有密切联系。

灌,余水引灌沙漠、保护绿洲外围生态环境。

车尔臣河中游近百公里长的地段,南北两岸都是沙漠,在开发上、中游的同时,要放水到下游,不使流沙蔓延。

(3) 按保持 2—3 米深潜水位,年蒸散水量按 30 万立方米/平方公里估算,塔里木河在英苏以下,年径流量应有 2.4 亿立方米,车尔臣河在 86°E 附近,亦应有 1.8 亿立方米的径流量,方能保护塔里木河下游绿色走廊。

为落实上述最低水量,建议开展潜水埋深年蒸发量观测,对围绕牧草灌溉和改良的引渗方式,进行综合研究,以便更科学地确定塔里木河、车尔臣河向下游的泄水量。

(4) 罗布泊南缘和通过阿奇克谷地的大冲沟入湖处,原有的淡水透镜体部分已矿化或消失(在古代,它们曾是丝绸之路的重要供水点)。罗布庄至罗-5 井间地下水中富钾,氟含量也相近,表明系同一水体。如欲在罗布泊开发钾矿藏,应采取打井从地下水中提取钾的办法,切忌直接挖盐壳提取钾,以防盐沫直吹阿尔金山,危害且末—民丰一带。

参 考 文 献

- [1] 颜玉贵等:塔里木盆地石油地质几个问题的探讨,中国科学,第 1 期,1983 年。
- [2] 杨利普:自然资源的评价和合理利用(以我国新疆为例),自然资源,第 1 期,1983 年。
- [3] 杨利普:塔里木盆地的水资源与环境保护,自然资源,第 3 期,1983 年。

罗布泊洼地及周边新构造运动的初步研究*

王 树 基

(中国科学院新疆地理研究所)

本文所指的罗布泊洼地,东以北山为界,西与塔克拉玛干大沙漠相邻,阿尔金山和库鲁克塔格山分别为南、北两侧,面积约五万平方公里。它是塔里木盆地的集水中心和侵蚀基准面。

罗布泊洼地是我国最干旱的地区,以干燥、高温、少雨、多风沙为其特点。自然环境十分恶劣,交通极其不便。因此,尽管早在十九世纪末叶,人们就对这一地区发生了兴趣,但因条件限制,一百多年来对它的了解仍是不多的。尤其是对罗布泊的变迁,则是众说纷纭,甚至得出“游移湖”的错误结论^[1-3]。对于该地区的新构造运动及其作用问题,几乎没有作过什么研究。

最近,笔者有机会在这一地区工作,特别是从北而南纵穿了完全干涸的罗布泊低地,收集到许多资料。因此,本文拟就罗布泊洼地及周边的新构造运动问题,提出一些自己的看法。

一、地质构造基础

罗布泊洼地及周边的库鲁克塔格和阿尔金山,在大地构造上同属于塔里木地块。晚第三纪以来,由于洼地本身与两侧的构造块体处于反向运动状态,因而在现代地貌上显示出完全不同的形态。前者为广阔平原,后者则是高起山地(图1)。

罗布泊洼地系塔里木地块东部的一个沉降块体,是叠加在地台上的复合性洼地。四周被断裂所围限,北以库鲁克塔格南麓大断裂与库鲁克塔格隆起带接壤,南以阿尔金山北部山前断裂带与阿尔金山断块毗邻;西界起于呈子午线展布的七克里克断裂,东面达北山褶皱带及其南北的地堑谷地。罗布泊洼地的基底埋藏深度为2—5公里^[2]。同时,凹地本身从东北向西南呈阶梯状依次下降,故曾命名为罗布泊断阶。

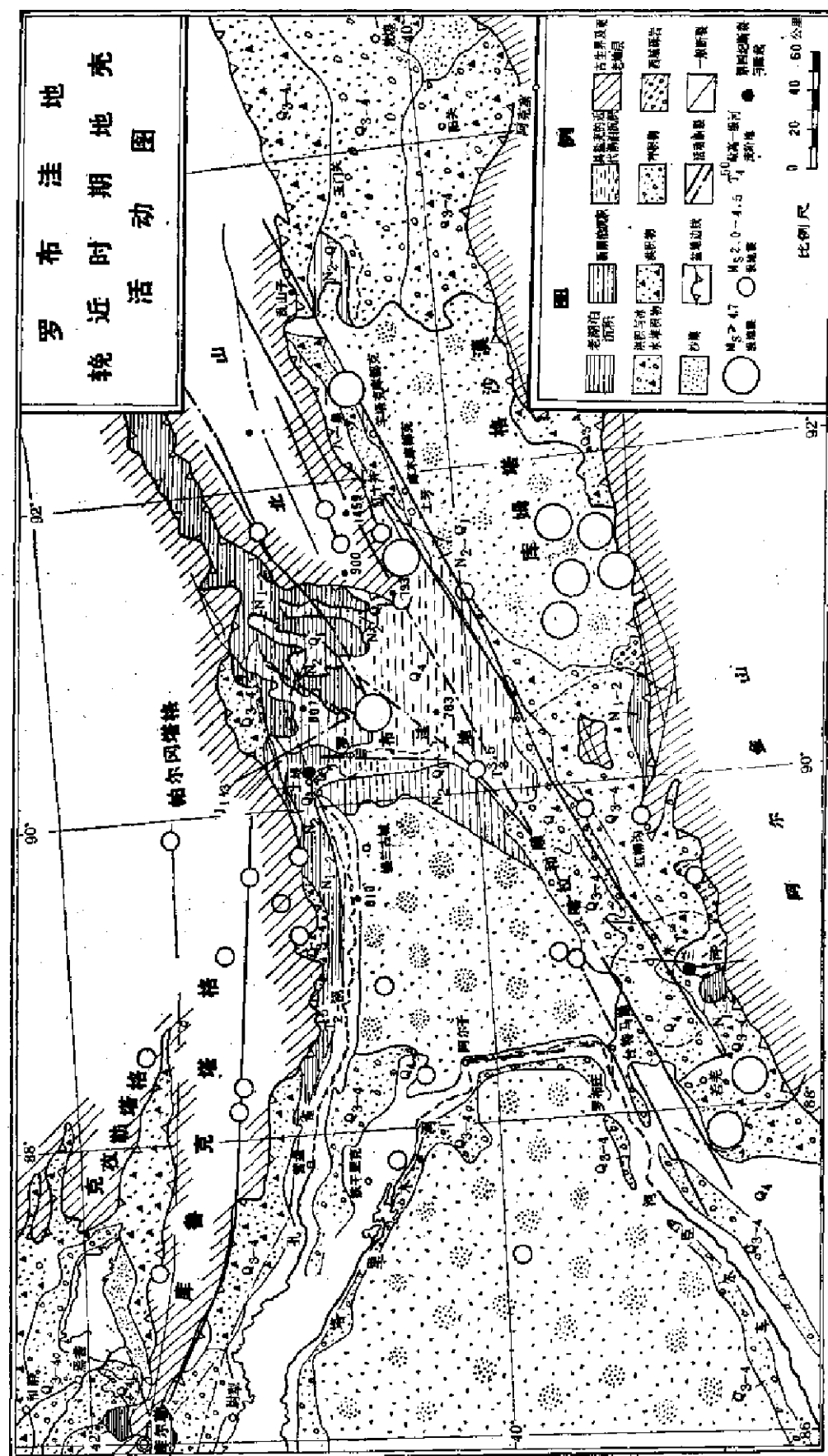
库鲁克塔格是塔里木地台的东北边缘隆起带。大约在加里东运动末期,这一隆起带与地台主体发生了构造分野,形成断块隆起山地,为盆地东北部的长期剥蚀区。出露地层主要为太古界和元古界变质岩系,两侧发育着古生界盖层。航磁资料证实^[3],库鲁克塔格隆起带的南界与塔里木地块主体明显地反映为断层接触。

* 本文承罗来兴、杨利普二位先生审阅,文中插图由程玉雯同志清绘,谨此致谢。

1) 百万分之一哈密幅大地构造图说明书,1965年。

2) 新疆地质局:地质科技动态,1981年4月。

罗布洼地近期地壳活动图



阿尔金山断块为塔里木地台的东南块断隆起带。广泛出露有震旦纪变质杂岩,并具有古生界正常沉积盖层,个别地段分布着少量的火山岩。与罗布泊洼地直接相邻的阿尔金山北缘拗陷带,是一个中新世代的构造活动地段,喜马拉雅运动使其褶皱迴返。据重磁资料,拗陷基底向东抬升,至红柳沟附近露出地表,米兰河与红柳沟口第三系的出露,都与基底隆起有关。拗陷带以北部的活动性断裂带与罗布泊洼地直接相连,这对罗布泊洼地的新活动具有重要影响。

对于罗布泊洼地东面北山的构造归属,人们尚有不同意见。早期有人称作北山沉降带或北山断块,认为是塔里木地块的次一级构造^[6]。最近有人提出新疆境内北山为华力西优地槽褶皱断带^[7],系一个独立的构造单元。其西段以红柳河大断裂与北部的塔里木台缘隆起带相隔,广泛分布有石炭纪、二叠纪以中基性为主的火山岩系和华力西中晚期基性、中性及酸性侵入岩。这一地区自中生代以来为一大面积缓慢隆起,长期处于稳定剥蚀状态,至今保持着典型的夷平面外貌。

众所周知,新构造活动是与大地构造运动一脉相承的。罗布泊洼地处于上述构造环境之中,因此尽管属稳定地台上的次级构造单元,但在周边地区新构造活动的影响下,洼地本身并不是宁静的。

二、新构造运动的主要表现

罗布泊洼地及周边地带,虽然同属于塔里木地块的组成部分,但由于晚期的构造差异,使这一区域又形成几个不同的构造块体。因此,新构造运动的表现各个块体是不同的,处于沉降的洼地本身与隆起的周边山地差别更大。而且同一构造块体的不同地段,亦因边界条件的差异,新构造运动的显示也是不同的。

总的说来,罗布泊洼地及周边地区与天山、昆仑山相比,新构造运动的强度较弱,新构造类型也比较简单。但是,实地考察证明,罗布泊洼地及周边的新构造运动还是相当明显的,且在许多方面都有不同程度的表现,这就是地台活化(即地洼区^[8])的反映。

(一) 晚第三纪和第四纪地层的分布

早更新世以前,塔里木盆地受基底构造制约,沉积环境继承着第三纪的特点,西南部的莎车边缘拗陷与北部的库车山前拗陷承受着来自昆仑山、天山的大量物质,两个拗陷之间为一直东延到罗布泊的中央隆起。随着第三纪末、第四纪初两个拗陷的褶皱隆起,塔里木盆地的沉积环境发生了显著变化,罗布泊洼地则成整个塔里木盆地统一的集水中心。来自天山、帕米尔、昆仑山和阿尔金山的河流都向这里汇聚,水流携带的物质在沿途逐渐堆积下来。这样,不仅盆地的基底深埋于地下(据磁测资料^[9],塔里木盆地西南部的基底埋藏最深,达17公里,塔里木盆地中部为15公里,北部为10公里,东部仅2—5公里),而且第四纪以前的沉积盖层亦为第四系,特别是现代堆积物(沙漠、戈壁、盐壳及盐碱地等)所掩覆,唯盆地边缘及其与周围山地的衔接地段,因受构造变动的影晌,新生代地层才有较多出露,罗布泊洼地和四周具有类似现象。

1) 第二次塔里木盆地石油地质资源座谈会论文集,1980年。

库鲁克塔格南麓、阿尔金山北麓及北山西侧和南侧等地,晚第三纪以来的地层有着广泛的分布(见图 1),主要为一套砂泥质的湖相和流水相堆积物质。过去的研究者对它们的形成时代都曾提出过自己的看法,但认识很不一致。有的将这套地层全部划为下更新统(Q_1)¹⁾;有的则定为渐新统至中新统(E_3-N_1)²⁾;有的分出山前台阶沉积(上第三系)、蚀余山丘沉积^[2](下更新统);还有的定为老方山沉积(第三纪末)和新方山沉积(第四纪早期)^[3]等。

实地考察发现,洼地四周出露的新地层基本上都是相同或相似的。从垂直剖面来看,下部主要是淡红棕色,上部则多为灰黄色,其间含有两层灰绿色夹层。这些剖面除顶部具有少量蚀余的胶结砾岩或者砾石层外,多为泥岩、砂质泥岩、粉砂岩、砂岩等互层的静水环境沉积物。这套地层类同于库车拗陷的上部层位,它们都应是年青的晚第三纪与第四纪地层。但是,这套地层在各个地段出露的层位与厚度是有差别的。

孔雀河下游(现已干涸)的老开屏(北纬 $40^{\circ}43'$, 东经 $88^{\circ}50'$)一带,干河床之北的新地层呈 NWW 向带状分布,构成库鲁克塔格南麓高台地地貌,宽 5—7 公里,孔雀河侵蚀切割台地遗留下两级阶地,比高分别为 2—6 米和 10 米左右(图 2)。组成台地的地层都为细粒物质,出露最大厚度 10—15 米,其剖面结构如图 3 所示。

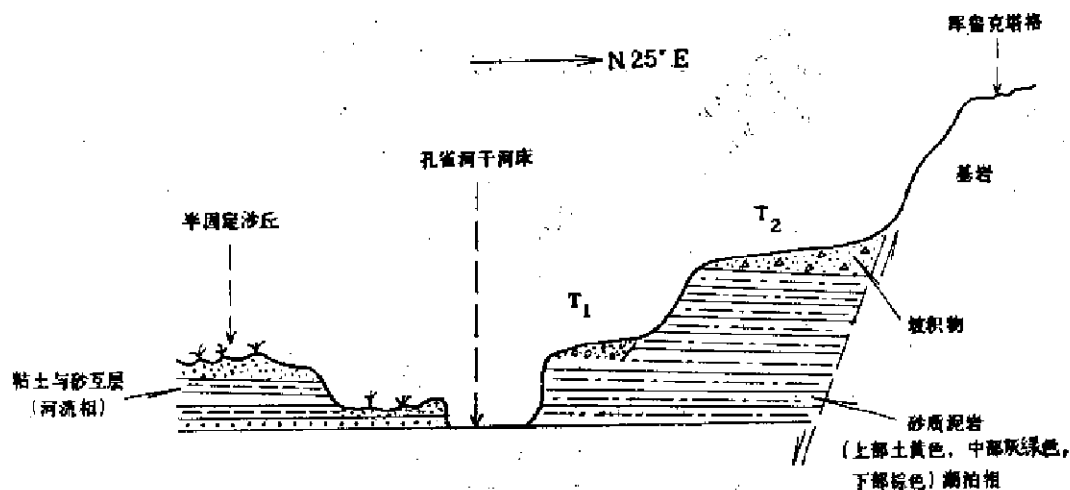


图 2 老开屏 ($40^{\circ}43'N, 88^{\circ}50'E$) 地区孔雀河剖面示意图
 T_1 : 2—6 米; T_2 : 10—15 米

该剖面的地层皆为水平产状,总厚度不详,各层间似呈整合接触关系。但是,灰绿色层系边缘湖沼相沉积,代表着一级沉积间断。据此,笔者认为灰绿色层上下的沉积层当分属于不同时代。浅棕色泥岩层可能为中新统至上新统(N_1-N_2),而土黄色层则是上新统至下更新统(N_3-Q_1),胶结砾石层应为中更新统至上更新统(Q_2-Q_3)。

在铁板河(孔雀河下游)河口附近,南北两岸发育着典型的雅丹奇观——方山地貌(图 4),最高者达 20 米左右,其构成地层全部呈水平产状,它们的上下层序如图 5。

该剖面的显著特点是,从雅丹顶部向下 7—8 米处,有一侵蚀不整合面,这个侵蚀面代表着一级构造运动。其上下地层则是不同时代的产物,下部层位可能是中新世至上新世

1) 百万分之一哈密地质图,1965 年。

2) 百万分之一新疆地质图,1979 年。

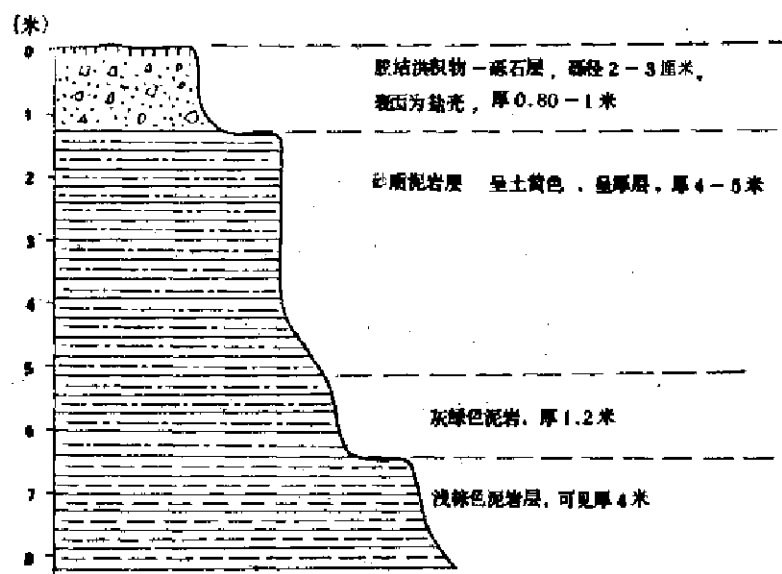


图3 老开屏一带地层剖面

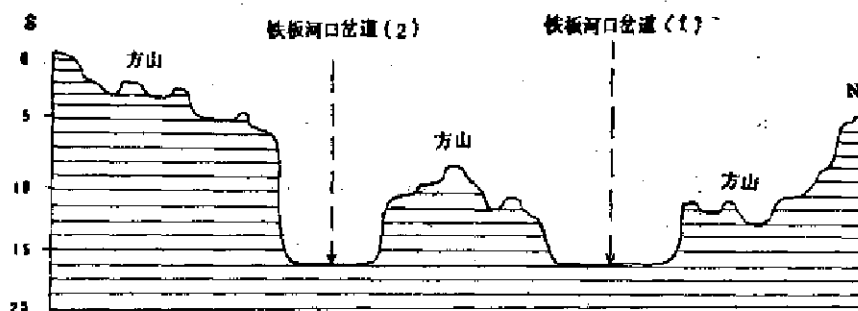


图4 铁板河(孔雀河)口北部岔道及地貌剖面图

1. 岔道(1)宽2.5公里,岔道(2)宽1.5—2公里; 2. 岔道(2)右岸高约20米,一般为10—15米; 3. 岔道(1)(2)两侧均为方山,即雅丹地形

(N_1-N_2), 上部地层应为上新世至下更新世 (N_3-Q_1), 顶部地层已被剥蚀殆尽。

干涸的罗布泊湖盆北部的“龙城”地区, 更是典型的雅丹地形分布地段。构成景色别致的雅丹群的上下部地层明显不同(图6), 下部多为富含石膏的灰绿色砂质泥岩, 地层具明显倾斜产状 (20°), 如图7, 8所示。

我们称其为下绿色层, 时代为中新世至上新世 (N_1-N_2)。倾斜层之上覆盖着水平产状的地层。它们又可分为上、中、下三层: 上层为淡棕色泥岩层; 中层为不含石膏的灰绿色粉砂质泥岩(我们称为上绿色层); 下层为浅棕色泥岩层。这套水平层的时代当为上新世至早更新世 (N_3-Q_1)。

“龙城”向南20公里(北纬 $40^\circ 40'$, 东经 $90^\circ 18'$)已进入晚期湖盆区, 地表为疏松盐壳。由此向东8—17公里间, 蚀余的雅丹群呈近东西向分布, 雅丹包的相对高度2—6米, 其构成地层全部为富含石膏层的泥岩。上部80厘米为浅棕色层, 中部60厘米为灰绿色层, 下部为土黄色层(图9)。这套地层与“龙城”的下部地层中新世至上新世 (N_1-N_2) 时代相当。从该点向西约7公里, 雅丹包长轴呈北东向, 最高者15米左右, 其组成与铁板河口附

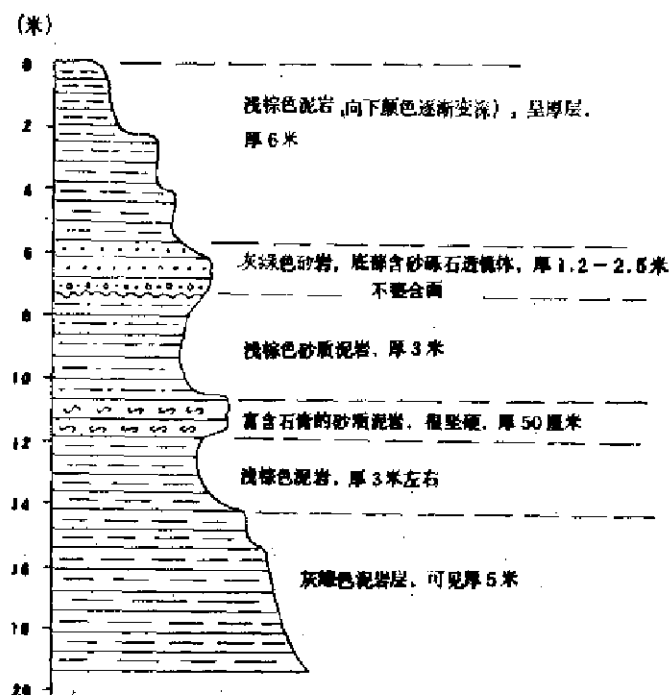


图5 铁板河口地层剖面示意图

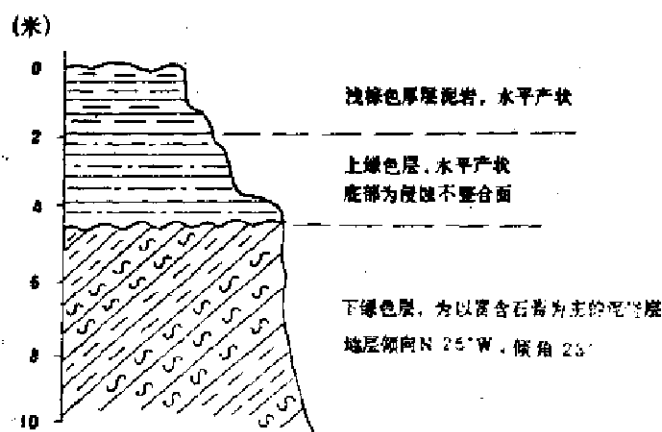


图6 “龙城”西缘雅丹地层结构图

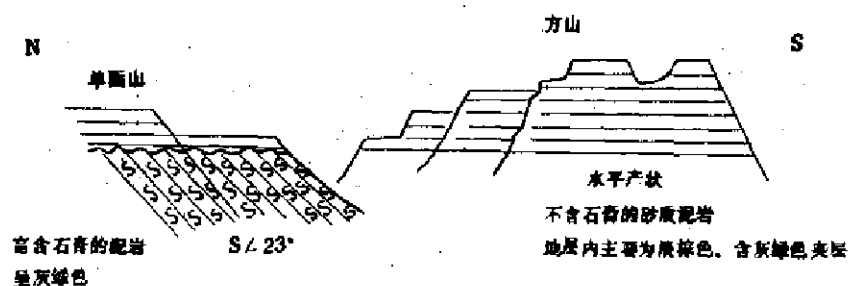


图7 “龙城”西缘地质地貌剖面示意图

近地层相类似。

罗布泊洼地南缘的库姆塔格北侧, 新地层以陡壁出露(库姆塔格沙漠即发育在这些地

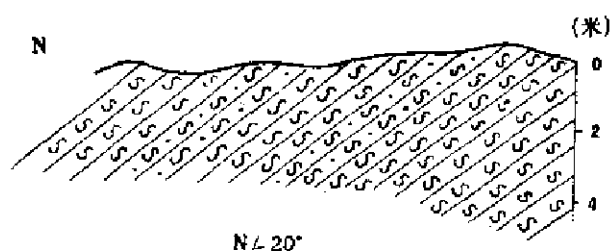


图8 “龙城”北面低丘地层剖面图
(上部水平层被剥蚀殆尽)

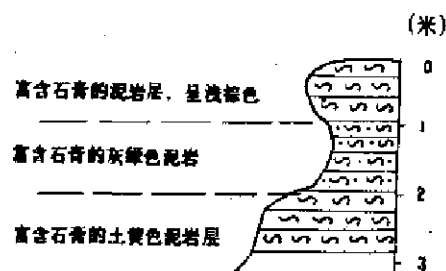


图9 40°40'N, 90°18'E 东面雅丹
残丘地层剖面

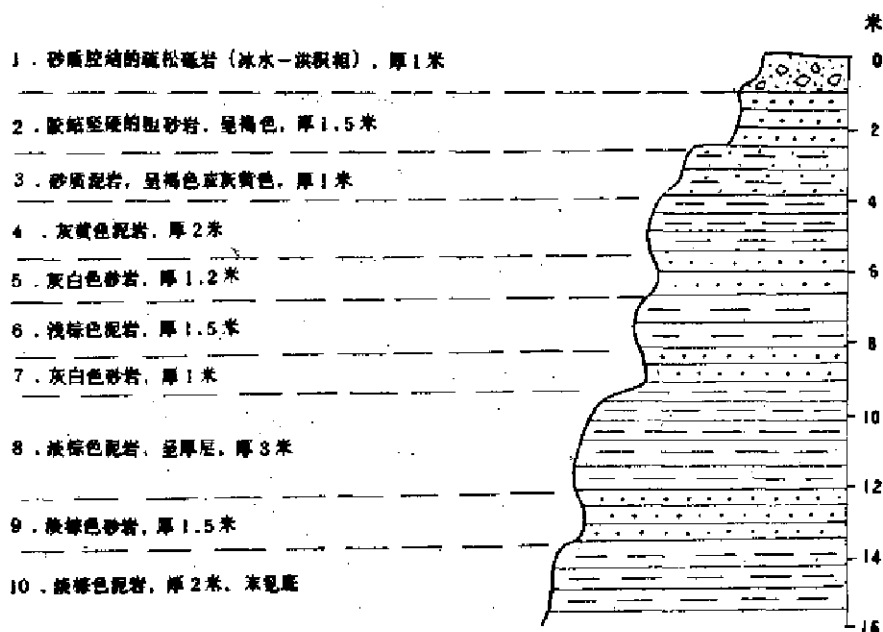


图10 库姆塔格北缘地层剖面

1. 顶部砾岩多被剥蚀掉, 砾石成分为花岗岩、石英岩、石灰岩、砂岩等, 砾径最大者90厘米, 一般10厘米以下; 2. 坚硬砂岩以上与下伏地层分属不同时代 (Q 与 N)

层组成的高台地上)。在某些地段边缘还具金字塔形外貌, 土牙一带其组成地层如图10所表示。

必须指出, 这套地层在库姆塔格沙漠下面有着广泛的分布, 它们与阿奇克壑谷北侧 (北山南麓) 的高台地或雅丹包的组成物质类同。我们认为上部的冰水-洪积相砾岩可能属于下更新统至中更新统 (Q_1-Q_2), 第一层灰白色砂岩以上, 应为上新统至下更新统 (N_2-Q_1), 其下则为中新统至上新统 (N_1-N_2)。

北山西南侧的红十井一带, 组成高台地与个体雅丹包的地层是一致的, 唯前者剖面较为完整, 后者的上部多被剥落而不全, 较为完整的剖面如图11。

上述各地段出露的地层表明, 在新第三纪以来, 罗布泊洼地曾为广阔的湖泊所占据, 沉积了大量的物质。但从不同颜色湖相地层的交替出现来看, 这个湖泊在第四纪以前波动是较大的。古罗布泊自形成以来一直是一个浅水湖泊, 该地区地层剖面下部富含石膏层位的出现 (反映干燥环境下, 水层薄, 水体易于被蒸发损耗而积盐), 即可说明这一点。相

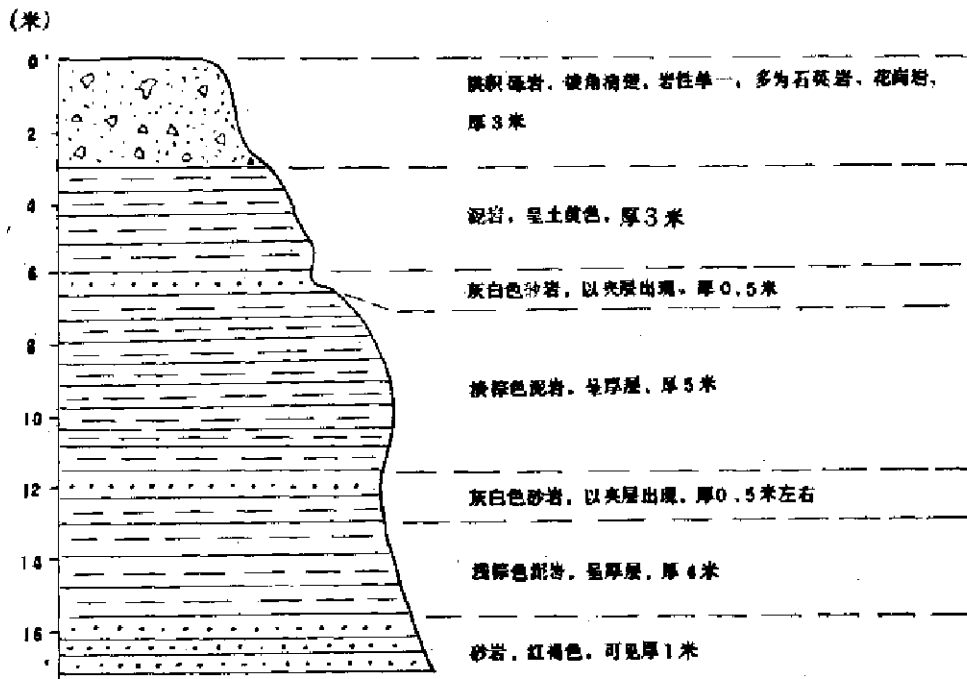


图 11 北山西南山麓红十井一带新地层剖面

反, 上部地层中缺乏石膏, 则表明上新世末至第四纪早期的湖泊是比较稳定的。应当指出, 古罗布泊在地层上的这些变化, 也是该地区新构造运动的反映。

罗布泊洼地晚第三纪以来地层的厚度究竟有多大, 因缺乏钻孔资料, 也未作详细物探工作, 目前尚不得而知。洼地西缘的塔里木河一带虽有一些钻孔记录, 然而还不足以反映整个洼地新生代地层的厚度问题, 有待今后工作解决。

(二) 新构造运动的构造形迹

塔里木地块自从中生代中期以来, 构造运动日趋强烈, 盆地中产生了北西向及北东向两组 X 型断裂, 导致盆地基底分割成许多大小不等的构造块体。与此同时, 盆地边缘的断裂构造在中生代以来, 一直处于活动状态, 晚第三纪末、第四纪初的活动更为强烈。作为塔里木地块组成部分的罗布泊洼地及其周边地区, 在新构造运动时期同样有着明显的活动, 并产生了一系列构造形迹。

本区新构造运动的构造显示, 首先表现为老断裂的重新活动。阿尔金山北麓山前大断裂就是一个明显的例证。该断裂分布在罗布泊洼地南缘, 为洼地与阿尔金山断块的边界断裂, 晚第三纪以来长期处于活动状态。以它为分界, 阿尔金山断块山地强烈抬升隆起, 而罗布泊洼地则相对地逐渐下沉, 形成显著的对照性地形。该断裂与车尔臣断裂组成呈北东东向展布的构造断裂带, 车尔臣河谷即发育在这个断裂带上。阿尔金山北缘大断裂还切割了第四系, 这在米兰—若羌间的山麓一带多有出现。由于该断裂带的活动, 使一些河谷阶地发生了阶梯式断落, 导致早期第四纪沉积物产生了很大倾角, 如米兰河口之西域砾岩倾向西北, 倾角达 34° (图 12), 米兰河以东约 80 公里的红柳沟出山口附近, 早更

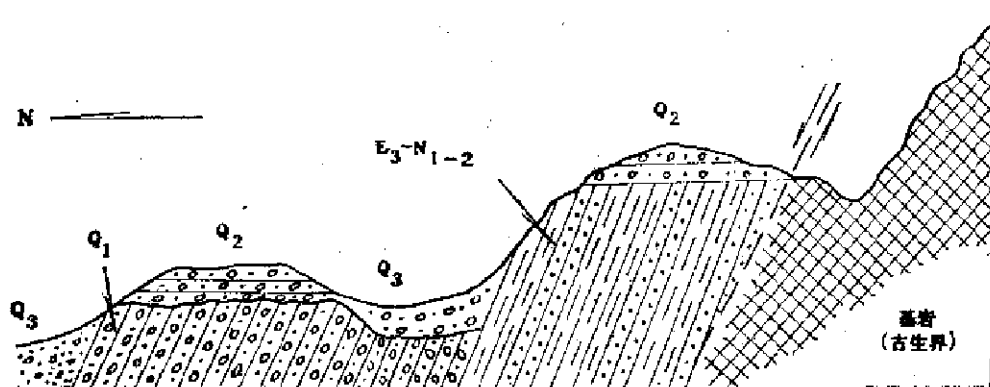


图 12 米兰河口新生界与构造剖面图

1. E_3-N_{1-2} 为红色砂岩与泥岩, Q_1 为山麓相, Q_2 为冰水-洪积相, Q_3 为洪积相; 2. 新生界构成低山丘陵地貌。

新世的西域砾岩同样具有很大的倾角。

在本世纪五十年代还有水体存在的罗布泊湖区(北纬 $40^{\circ}-41^{\circ}$, 东经 $90^{\circ}10'-30'$ 之间), 据近期卫星像片分析判断, 尚有近南北向的断裂发育。当时的湖泊轮廓亦成南北条带状出现, 无疑与断裂活动有关。同时, 湖盆区地震的发生(后面专节论述)也证明其活动断裂的存在。

米兰河出山口外的第四纪地层(下更新统至中更新统(Q_1-Q_3))剖面, 呈高约 15 米的陡坎, 皆为胶结砾岩组成, 其中发育有一组新断裂(图 13), 断面倾向西南, 倾角 $30^{\circ}-65^{\circ}$ 之间, 为正断层, 断面上的砾石已被错断为两半。

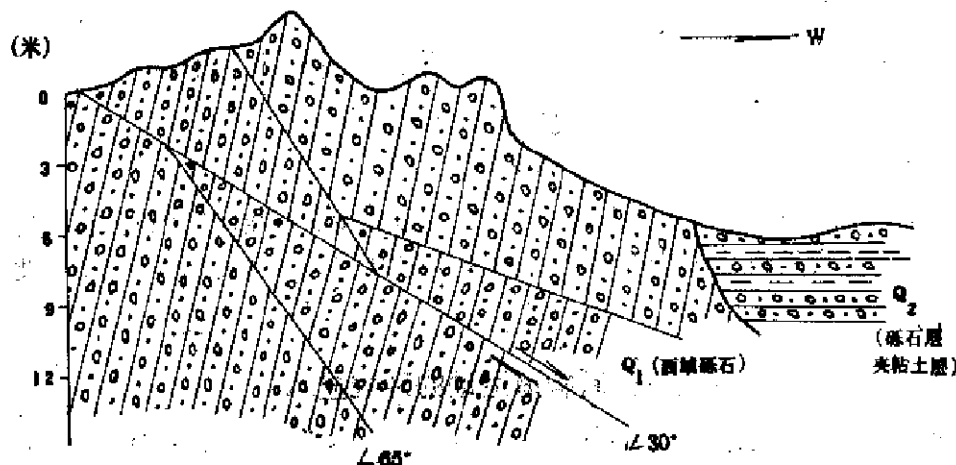


图 13 米兰河山口外西侧洪水切割剖面

1. 第四纪断层倾向 10° , 倾角 $30^{\circ}-65^{\circ}$; 2. 断层错断砾石为两半; 3. 西域砾岩倾角很大, 近乎直立

前述铁板河口以东的“龙城”一带, 出露的新第三纪富含石膏的下绿色层, 具有明显的倾角。在“龙城”的北侧, 该地层倾向正北, 倾角 20° 。而在“龙城”的西南侧, 同一地层向南倾斜, 倾角达 30° , 看来这里是一个小型的穹形构造隆起。在楼兰地区孔雀河的南岸还有东西向的褶皱隆起, 第四纪早期的沉积物出露在隆起中部^[7]。

除此而外,从东经 $90^{\circ}20'$ 左右所做的几个浅钻孔(图 14)来看,湖盆洼地具有向南掀斜抬升的趋势。记录表明,北纬 $40^{\circ}40'$ 的第四系很薄,只有 7.2 米,全部为黄棕色沙质粘土,其中在地表面以下 1.21—1.55 米为淤泥层。 ^{14}C 测定结果,其时代距今为 31880 ± 1800 年,为晚更新世晚期的产物。其下为新第三纪泥岩。北纬 $40^{\circ}25'$, 钻孔深 8 米,岩性仍为沙质粘土,其下已难钻进,看来第四系仍然不厚。然而,北纬 $40^{\circ}13'$, 孔深 8.83 米,仍易进尺,该孔以沙层为主,而且有三层黑色淤泥(湖沼相)。据 ^{14}C 测定,地表下 1.3—1.7 米的淤泥层,其时代为距今 3610 ± 90 年,地表下 3.1—4.2 米的淤泥层,其时代为距今 9360 ± 120 年,上二层为全新世的沉积物;在地表下 8.5—8.83 米(最下一层)的淤泥层,其时代为 20780 ± 300 年。这一浅钻孔处第四纪地层的总厚度是不清楚的,但其厚度均较前几个钻孔为厚是肯定的。仅从上述可以看出,这里存在着自南向北的逐渐掀斜抬升,这与物探显示的构造基底从东北向西南呈阶梯式渐次下降的情况是相一致的。

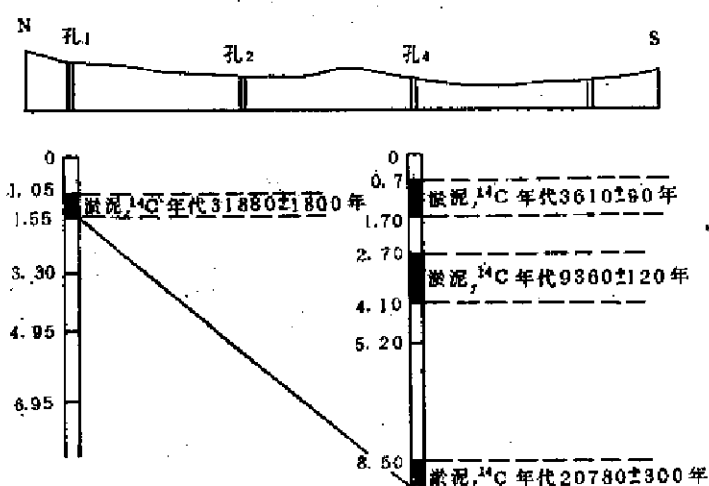


图 14 晚期湖盆区浅钻孔剖面
(钻孔深度单位为米)

另外,水系的分布(河流均向洼地南部汇聚)也反映罗布泊洼地具有北升南降的状况。这与整个塔里木盆地晚近时期构造活动的反映(塔里木盆地的总坡降从西南向东北倾斜)不相一致,其原因有待研究。

(三) 新构造运动的地貌显示

罗布泊洼地新构造运动的地貌显示,同样在边缘地区反映明显,特别是北部一带。由于新构造隆起,晚第三纪、早更新世的地层被抬升到一定高度,构成山麓高台地。在流水作用(阵性暴雨径流)的切割下,呈东西向带状分布的高台地前缘被切割得支离破碎,加上这一带强烈的风蚀作用,形成典型的雅丹地形。这里应当指出,过去人们将雅丹地形的形成完全归功于风蚀作用^[3,40],显然是不全面的。前述未切割的高台地,其组成和现代雅丹地形的地层完全相同,呈水平产状,然而因为未受到流水作用的切割而保存着较完整的原始形态,就是最好的说明。

罗布泊洼地北部的雅丹地形非常典型,有如龙似城的形态,故有“龙城”之称。雅丹的外貌千姿百态,有的像鲸鱼,有的如巨轮,有的似城堡,这是大自然的精工巧作,景色十分

壮观。这里雅丹包的相对高度各个地段很不一致,在龙城和铁板河口一带最高大,一般为15—20米,最高者可达30米。洼地东北部的风蚀区,雅丹地形也很典型,多呈桌状山丘或平台,即所谓方山地貌。按其相对高差来说,一般有两级,低者6—8米,高者15米左右。尽管这些地貌形态主要是外营力所形成,但是内营力的作用(该地区的总体抬升)也是不可忽视的。

在洼地北缘孔雀河故道流经地段晚第三纪以来的地层上,发育着明显的河流阶地,常常可以看到两级:老开屏一带,孔雀河干河床两岸的第一级阶地比高为2—6米,第二级为10—15米,高一级的阶地面常有数公里的宽度;在孔雀河口地段最高阶地面更为宽广,比高也相对增大,达20米以上。河流北侧一些干沟口还发育许多洪积扇,并且大多连成一片而成扇裙,这在营盘古城遗址一带广泛分布,其前缘已有6—7米的落差陡坎。所有这些都是第四纪构造运动的反映。

在洼地东面的北山西南麓,隐约可见晚期罗布泊湖的两级岸蚀阶地,比高分别为7—8米和15米左右,阶地组成物质均为晚第三纪湖泊相及边缘洪积相的泥岩、砂岩(淡红棕色)。显示这一带进入第四纪以来一直处于缓慢上升状态。

洼地南侧的塔里木河故道入湖处(北纬 $40^{\circ}01'$,东经 $90^{\circ}10'$)保存着三级河流低阶地(图15),左岸第一级阶地高出干河床1.3米,阶地面宽50—100米;第二级阶地比高1.8—2米,阶地面宽200—300米;第三级阶地比高2.2—3.5米,阶地面宽1000—2000米。各阶地表面均为坚硬盐壳,阶地越高,盐壳越厚,坚硬程度也越大。从该处的浅钻资料来看,干河床表面向下2.8米为亚砂土,其下均为河流相细砂层(钻孔深5.8米,因淤沙无法钻进)。这一情况表明这里的新构造活动以下沉为主,而几级低阶地的形成则是全新世以来地壳间歇性活动的结果。

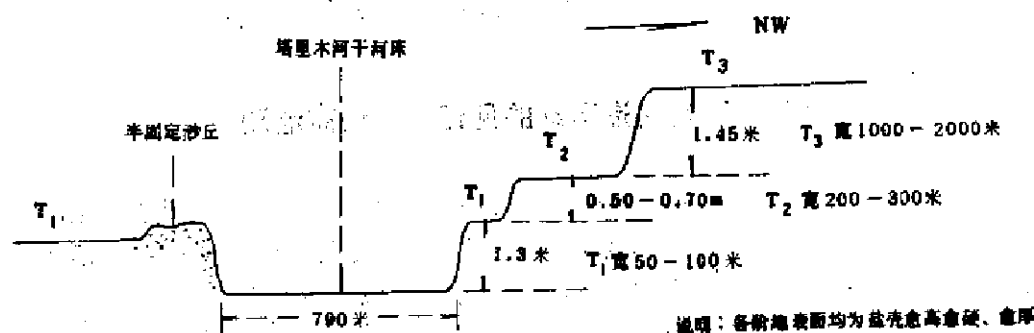


图15 塔里木河口附近剖面图

洼地最南部的库姆塔格,与湖盆洼地间为明显的笔直陡坎,前缘比高20米左右,呈 $N65^{\circ}E$ 方向延伸约200公里(包括阿奇克壅谷地段)。这种笔直陡坎标志着这里有断裂构造存在,实际上它是阿尔金山北部山前断裂的东段显示。这个构造线上,晚第三纪以来的湖相地层被抬升,构成南部库姆塔格沙漠的基础(高台地),边缘附近则表现为个体雅丹包或雅丹群(它们是被第四纪期间来自阿尔金山的水流切割后,经风蚀作用而成的),大体上可以看到两层,低者比高为13—15米,高者达20—25米。这种高出近代湖盆的库姆塔格高台地,就是第四纪构造运动抬升的产物。

阿尔金山北麓的河流阶地更为发育,红柳沟口可见三级阶地,比高分别为1—2米、3

米左右和8—10米，两级低阶地均为全新世以来的洪积层组成。从河口向南阶地级数增加，高度增大。高阶地似有两级，由中更新统至晚更新统(Q_2-Q_3)的冰水-洪积相构成。在最南部这些堆积物出现于被侵蚀的西域砾岩或更老的地层上，相对高度达30米以上。米兰河口的阶地保存很好，可以看到四级(图16)，比高分别为2—3米、6—7米、13—15米和30—50米；前三级阶地为堆积阶地，由砂砾石组成，最高一级为侵蚀阶地，基座为西域砾岩或古生代地层。

另外，本区新构造运动的地貌显示在河道变迁上也留下了明显的遗迹，古河道深切在平原中。如塔里木河在阿拉干切入5—7米，英盘一带的孔雀河故道切入6—8米，车尔臣河故道在罗布庄一带也有2米的深度。由此可见，罗布泊洼地及周边地区新构造运动的地貌反映也是相当明显的。

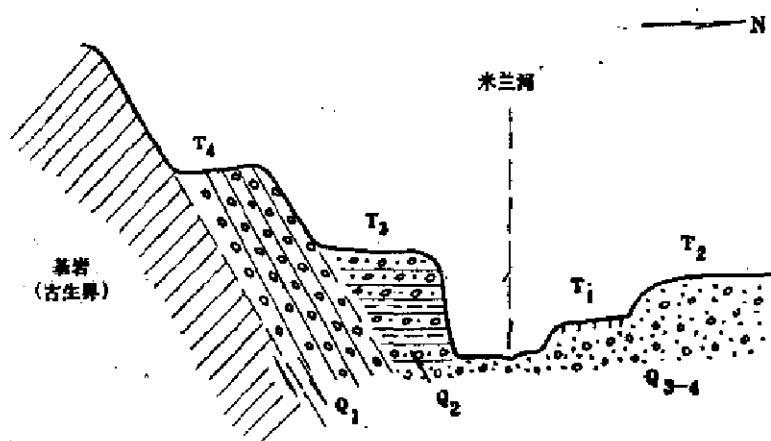


图16 米兰河(若羌—芒崖公路)大桥附近河谷剖面示意图

(四) 现代构造运动的见证——地震活动

地震活动是现代地壳运动的反映，一般地说，稳定地块内部很少有大地震发生，塔里木地块也不例外。但是，地处塔里木地块东部的罗布泊洼地及其周边地区，具有活化地台的特性，相对于地块西部的中央主体而言，地壳活动还是较为强烈的，特别是阿尔金山北麓一带。由于活动性断裂带的存在，新构造运动更为强烈。地震活动就是有力的证据。

历史地震资料¹⁾表明，罗布泊洼地内部地震很少，地震主要发生在周边地带(表1)。

表中所述1917年5.25级地震，发生在北山北部地堑谷地中，呈65°NE展布的塞里克沙依断裂西端与洼地中近南北向断裂的复合部位。1922年6.5级地震，是该地区历史记载中最大的一次地震，它是阿尔金山北部山前断裂活动的结果。1926年在罗布泊东南还曾发生了一次5.0级地震。自此以后数十年内罗布泊洼地没有大地震发生，表明地壳活动处于相对平静阶段；七十年代以来，该地区的地壳活动又开始活跃起来。1973年在车尔臣断裂东端发生了一次4.8级的地震，1977—1979年在阿尔金山北部山前断裂东段还发生了三次4.9—5.5级的地震。

1) 新疆地震局：新疆地震志，第一册，1980年。

表1 罗布泊洼地及周边地区中强度历史地震统计表

发震日期	震 中 位 置		参考地点	震级
	纬度 (N)	经度 (E)		
1917年10月17日	40°30'	90°30'	罗布泊	5.25
1922年10月17日	39°30'	90°00'	罗布泊东南	6.5
1926年6月18日	39°30'	91°30'	罗布泊东南	5.0
1953年11月23日	40°30'	92°30'	库姆库都克	4.75
1973年1月15日	40°19'	91°28'	罗布泊东	4.8
1976年5月1日	39°00'	87°54'	若羌	5.0
1977年1月2日	38°48'	88°06'	若羌	5.1
1977年10月20日	39°18'	91°18'	库姆塔格西南	5.1
1977年12月31日	39°12'	91°24'	若羌	4.9
1979年2月2日	39°30'	91°00'	库姆塔格西南	5.5

据新疆地震台网记录,七十年代以来该地区的小地震时有发生。据不完全统计,1970—1981年底在罗布泊洼地及近邻地区还发生 $M_s \geq 2.0$ 级的小地震 25 次。这些小地震的分布不仅说明这一地区直至今日地壳还处于活动状态,而且证明了库鲁克塔格南麓大断裂与洼地西部七克里克断裂的活动性。

应当指出,由于新疆地区地震记载历史短,特别是罗布泊洼地地处偏远地区,地震台网稀少,地震记载并不能反映真实情况。尽管如此,仅从上述统计,就足以说明罗布泊洼地一带并不安宁,而是近代地壳活动时有所发生的。

三、新构造运动的性质与类型

众所周知,塔里木地块有其漫长的地质发展历史,而且各个地质时期的构造运动性质是不同的。华力西运动以来,随着周围山地的强烈褶皱隆起,塔里木地块长期处于相对下沉状态。但是,第三纪晚期进入新构造运动期以后,就整个塔里木地块来说,转为正向运动。第四纪以来塔里木上升达 600—1000 米¹⁾。然而,在这个大面积缓慢隆起区域中,由于早期发生的构造分异,加之周围地段强烈的构造运动影响,地块各部分的新构造运动性质与类型是不相同的。

总的来说,罗布泊洼地及其周边地区具有长期缓慢升降性质,周边山地抬升,而洼地则相对下沉。缓慢下沉的罗布泊洼地本身又具倾斜性质,它以阿尔金山北麓断裂带为支柱,向北逐渐翘起。关于这一点,洼地表面北高南低、西高东低的地势,以及第四纪沉积物厚度从北向南逐渐增厚的变化均可说明。

但是,从罗布泊洼地周边各个地段来看,新构造运动的类型是有差异的。洼地的北、东、南三面边缘地带,以缓慢抬升运动与老断裂复活为主,所谓的山麓高台地和方山地貌,就是这种构造运动类型的反映。洼地北部的“龙城”一带,具拱曲运动类型,前述的“龙城”穹形隆起即是这种运动的产物。洼地周边的山地,包括库鲁克塔格、北山和阿尔金山的新构造运动的类型,主要表现为断裂和断块活动,一些老的断裂产生复活,特别是与平原交界地段的断裂,由于新活动较为强烈,产生了明显的外貌,断裂的一侧为高山或山原,另一

1) 中国地貌区划(初稿), 1959 年。

侧则是坦荡平原。周围诸山地因构造隆起的强度不同,而显示出不同的地貌形态。北山一带长期处于微弱缓慢抬升,剥夷作用强烈,出现老年地貌——典型的夷平面形态,一般海拔 1200 米左右;库鲁克塔格则因断块运动而形成起伏不大的地垒构造地貌类型,山地最高海拔 2700 米,一般 1500 米,阿尔金山由于断块运动的剧烈抬升,而且长期处于正向运动,致使现代山地十分高峻,最高山峰达 6000 米以上,一般山脊线为 4000 米,河谷深切,反映出年青的阿尔卑斯型地貌形态。

在阿尔金山北麓一带,除老断裂产生复活外,还发育了一些第四纪断层。前述米兰河口等的例子,就是新构造活动很好的例证。正是由于山麓断裂带的出现,使阿尔金山北麓具有层状地貌的特点。

总之,罗布泊洼地及周边地区,由于隶属于塔里木地台范畴,而且本区具有活化地台的特性。因此,新构造运动类型主要表现为升降运动与断裂活动相伴生。虽然掀斜翘起与拱曲运动也有所显示,但对现代地貌的形成来说,前者具有决定性的作用。

四、新构造运动在自然环境演变中的作用

新构造运动的作用,反映在直接和间接两个方面。前者主要表现为构造形迹的产生与地貌形态的形成;后者则是新构造运动所塑造的地貌对自然环境和自然体的影响。

对罗布泊洼地来说,新构造运动的直接作用是随着青藏高原的隆起和天山山地等的形成,使塔里木盆地变成一个封闭的内陆区域,作为盆地一部分的罗布泊洼地则成为整个塔里木盆地统一的集水中心和侵蚀基准面。周边地区隆起为高大山岭,而洼地本身则形成下沉低地。隆起区以阿尔金山为最高,某些山峰高达 6000 米以上,而洼地海拔仅 780 米,二者间高差达数千米,形成对照性非常显著的地貌轮廓。

正是由于新第三纪以来这种地貌格局的出现,改变了大气环流运行的道路,来自海洋的湿润气流不能到达塔里木上空,使盆地地区形成极端干旱的大陆性气候,从而导致荒漠景观的产生。虽然以此尚难定论中亚现代气候仍在变干,但是随着第四纪冰川的衰退,罗布泊洼地湖泊水体面积由大变小,以至今日的完全干枯确是事实。这种演变过程,绝非历史时期人为作用所能造成,而主要的是地质时期以来自然环境逐渐恶化的结果。前述晚第三纪以来湖相沉积层分布范围的不断缩小,即可说明这一点。

长期以来,不少学者认为罗布泊系游移湖。其实,这种说法是没有多少根据的。新构造运动对湖泊的变化并不起重要作用。从洼地区湖相沉积层的研究表明,自晚第三纪湖泊出现以来,它的变化是随着流入湖中水量来源而变化的,湖泊面积具有时大时小的特点。但是,总的趋势是湖泊在不断缩小,进入人类历史时期,当补给水流主要从库鲁克塔格南麓入湖时(塔里木河汇入孔雀河),湖泊主要在北部集中,当河水从阿尔金山北麓入湖时(孔雀河汇入塔里木河),湖泊主要集中在南部。而塔里木河是流经冲积平原的河流,沙丘移动、开渠引水(灌溉农田或捕鱼)都会引起下游改道,导致河尾位置的改变,必然形成新湖,旧湖则逐渐干枯。在人烟极为稀少地区,新湖沿用旧湖名称,仍用“罗布泊”之名,也是很自然的。至于最近几十年,原罗布泊的逐渐干枯,主要由于塔里木河上游及沿岸地区大量引水灌溉,能流至塔里木河尾部的水量大量减少,不但原罗布泊已干枯,而且塔里木河下游河道也缩短(现在塔河终止于铁干里克的大西海子水库)。这里并不存在新构造运

动在湖盆低地产生时南时北的升降运动而导致湖泊变迁的迹象,倒是罗布泊有随北山的缓慢抬升而向西退缩的趋势。东经 $91^{\circ}15'$ 左右南北向断裂(隐伏断裂)的展布地段,正是湖盆的最低部位,所以晚期的湖泊具有南北向条带状分布的特点。

五、结 论

(1) 罗布泊洼地处于塔里木地台东端,为地台上新构造运动较为强烈的地区之一。洼地本身处于相对沉降状态,而周边山地则为上升隆起地段,二者间以活动断裂相接触,新构造运动及其显示在周边地段比平原区强烈得多。

(2) 晚第三纪以来,塔里木地块主要表现为正向运动。但是,各个地段的运动性质与类型是有差别的。周边地区以缓慢抬升与老断裂复活为主,而处于相对下沉的洼地本身又具有向南倾斜的性质。

(3) 新构造运动使塔里木盆地变成一个独立的内陆区域,罗布泊洼地成为这个区域统一的集水中心和侵蚀基准面,这种地貌格局使盆地形成典型的大陆性干旱气候,导致了如今的荒漠景观。但是,新构造运动对湖泊本身的演变并不起重要作用,湖泊的变化主要是随着入湖水量的多少及塔里木河尾部位置的改变而变换其位置的。

参 考 文 献

- [1] 斯文赫定: 游移的湖——新疆罗布泊考察记,现代月刊,第6期,1948年。
- [2] В.М.西尼村: 罗布泊洼地及罗布泊的地质史,地理译丛,第4期,1955年。
- [3] Э.М.穆尔扎也夫: 罗布泊——一个游移的湖,地理知识,第11期,1955年。
- [4] Мурашев, Э. М.: Природа Сивь Исаян и формирование пустынь Центральной Азии. Изд. «Наука» Москва, 1966.
- [5] 中国科学院新疆综合考察队等: 新疆地貌,科学出版社,1978年。
- [6] 胡冰等: 新疆大地构造的几个问题,地质学报,第44卷,第2期,1964年。
- [7] 陈哲夫等: 库鲁克塔格-马宗山地质构造特征及其构造单元归属问题的讨论,地质论评,第27卷,第4期,1981年。
- [8] 陈国达等: 中国大地构造概要,地震出版社,1977年。
- [9] С. В. 卡列斯尼克: 普通地理学原理(上册),高等教育出版社,1954年。
- [10] 朱震达等: 塔克拉玛干沙漠地区风沙地貌的基本特征,1960年全国地理学术会议论文选集(地貌),科学出版社,1962年。

罗布泊地区雅丹地貌的成因

夏 训 诚

(中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所)

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 平方公里,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分布区。关于雅丹地貌的成因,过去都认为是风的吹蚀作用,划为风蚀地貌类型。通过实地考察,结合航测象片资料分析,作者认为形成雅丹地貌的营力,除了风的作用外,周围山地阵发性的暴雨和洪水也起重要作用。

“雅丹”一词,原是维吾尔语“雅尔”的变音,“雅尔”的意思是陡崖。十九世纪末至二十世纪初,一些中外科学工作者赴罗布泊地区考察时,见到大面积分布的土丘和沟谷相间的地貌形态时,在撰文中采用“雅丹”这个词,以后就逐渐为地学界所接受和采用了。

关于雅丹地貌,早在一千多年前,我国的古书就有关于龙城雅丹地貌描述和成因的记载了。北魏时期杰出的地理学家酈道元所著的《水经注》说龙城是自然的杰作,它是水和风的相互作用下形成的。他所说的“浚其崖岸”是指水对地面和雅丹土堆边缘的侵蚀。“余溜风吹”,则是指当地盛行东北风对雅丹土堆的不断吹蚀。瑞典人斯文赫丁曾多次来此考察,认为雅丹地貌主要是风的作用形成的,并成为塔克拉玛干沙漠沙的主要来源区。我国科学工作者陈宗器等在 1930 年和 1934 年曾两次考察罗布泊地区,他将雅丹地貌分为两种,即迈赛(Mesas)与雅丹(Yardangs)。前者高 10 米以至 30 米,年代较古;后者高不满 1 米,年代较浅。其凹处均为烈风所侵蚀以去,作北 20° — 30° 东及至南 20° — 30° 西之方向,与流行之风向相同。1952 年苏联学者 B. M. 西尼村等曾来此考察,在“罗布诺尔洼地及罗布泊的地质史”一文中,对该区第四纪地层和雅丹地貌作过详细描述,把雅丹地貌划为风蚀地貌类型。作者在参加中国科学院新疆分院罗布泊综合科学考察队的同时,曾专门多次深入到雅丹地貌分布区考察。

本文根据实地考察收集的资料,结合航测象片的分析,就罗布泊地区雅丹地貌的分布、形态特征和雅丹地貌的成因等问题进行初步探讨。

一、雅丹地貌的分布

罗布泊地区的雅丹地貌,面积共约 3000 平方公里,主要分布在以下四片地区(图 1)。

1. 孔雀河下游雅丹地貌分布区

分布在孔雀河下游龙城和楼兰古城一带,东西长约 40 公里,南北宽约 160 公里,面积约 1800 平方公里。主要在泥岩、沙质泥岩、沙岩的基础上发育而成。由于物质组成的差异和发育时间的长短,在形态特征上有明显区别,大致以孔雀河为界,以北为龙城雅丹分

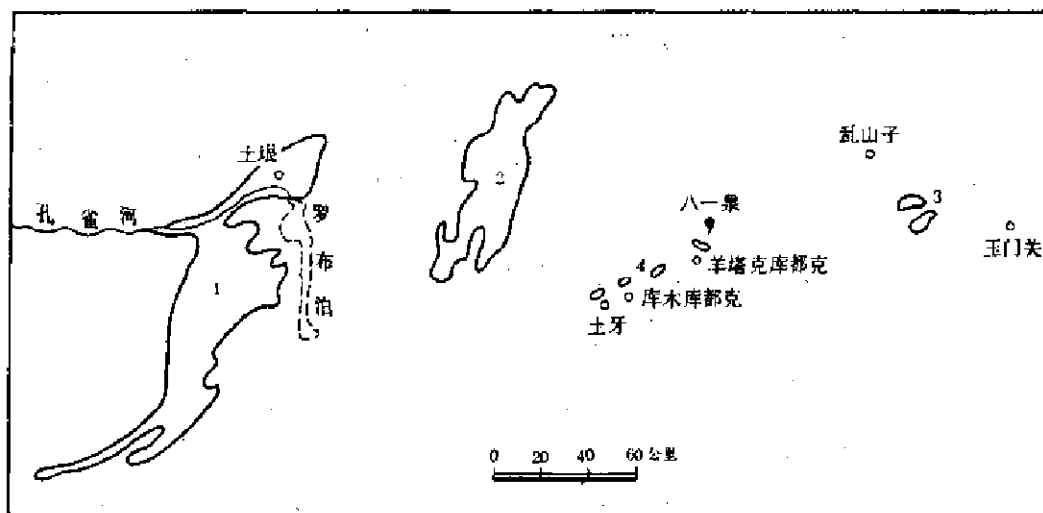


图1 罗布泊地区雅丹地貌分布图

1. 孔雀河下游雅丹地貌；2. 白龙堆雅丹地貌；3. 三垅沙雅丹地貌；4. 阿奇克谷地雅丹地貌

布区，组成雅丹地貌的土丘和沟谷相对高差较大(照片1)。土丘一般高20—25米，长30—50米，沟谷长轴走向为北20°东。以南为楼兰雅丹分布区，全部为富含石膏层的浅棕色泥岩，土丘和沟谷相对高差较小，土丘高4—7米，长度不等，沟谷长轴走向为北30°东。也有近期形成的雅丹地貌，相对高差不大，一般不超过一米，主要在楼兰古城附近(图2)。

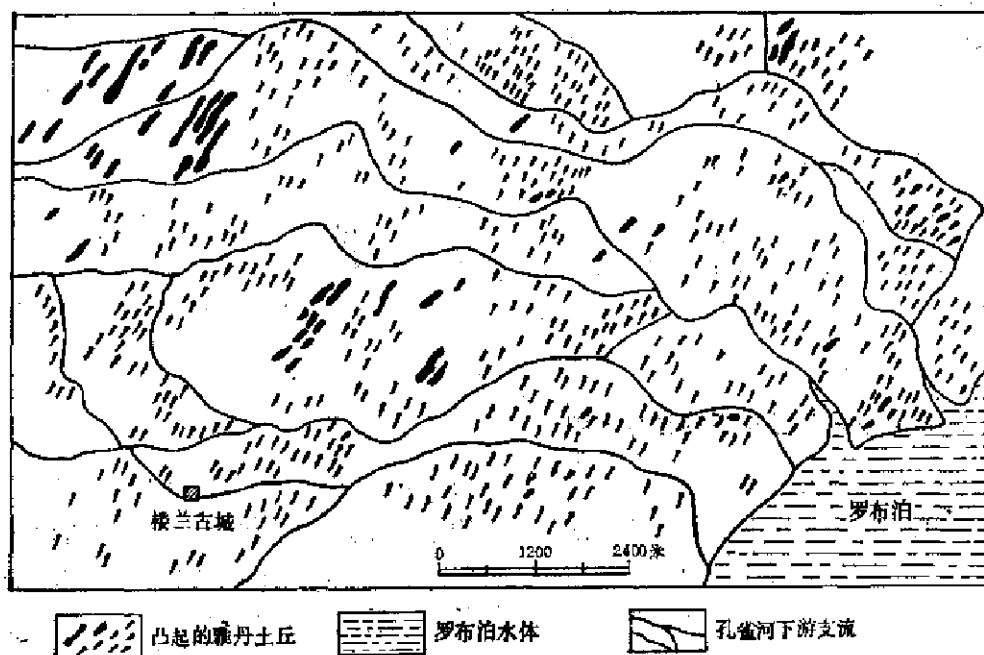


图2 孔雀河下游楼兰古城雅丹地貌分布图(据1958年航空照片绘制)

2. 白龙堆雅丹地貌分布区

分布在罗布泊东北一带，东西长约20公里，南北宽约80公里，面积约1000平方公

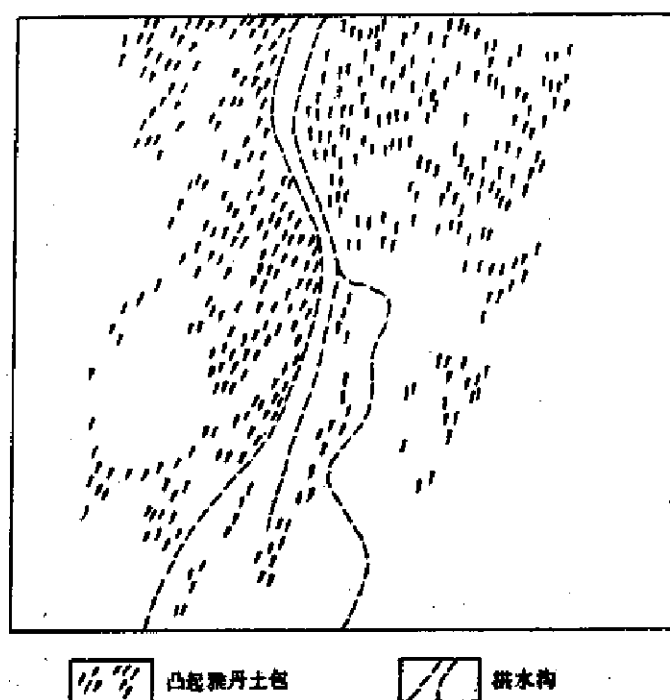


图3 白龙堆雅丹地貌分布(据1958年航空照片绘制)

里(图3),主要是在灰白色沙泥岩夹石膏层的基础上发育而成。土丘一般高10—20米,延伸很长且有弯曲,一般长200—500米,也有长达几公里的,沟谷长轴走向为北10°东,远远看去,好像一条条白色巨龙整整齐齐排列在湖滨上(照片2),故有白龙堆之称。

3. 三垄沙附近雅丹地貌分布区

分布在阿奇克谷地三垄沙以东一带,东西长约10公里,南北宽约10公里,面积约100平方公里(图4)。主要是在浅棕色泥岩和砂岩互层的基础上发育而成(照片3)。土丘高15—20米,长200—300米不等,排列整齐。这一带雅丹地貌又可分为两片,北片与主风向平行,沟谷长轴走向北10°东,南片与主风向垂直,沟谷长轴走向近于东西。

4. 阿奇克谷地零星分布的雅丹地貌

在罗布泊东部阿奇克谷地中分布着零星的雅丹群,面积不大,合计约100平方公里,比较集中的有八一泉东部的雅丹群和乱梁附近的雅丹群。也有单个分布的雅丹土丘(照片4)。主要是在灰白色泥岩和砂岩互层的基础上发育而成,表层有洪积砾石层覆盖(图5)。一般顶部层位业已破坏,说明形成时间较长。土丘高10—20米,长30—50米,宽20—30米。在土丘剖面上残存有芦苇、柽柳和沙拐枣植物残体。

二、雅丹地貌的形成过程

雅丹地貌的形成,是外营力长期侵蚀搬运的结果,根据野外观察,大致可分为以下四

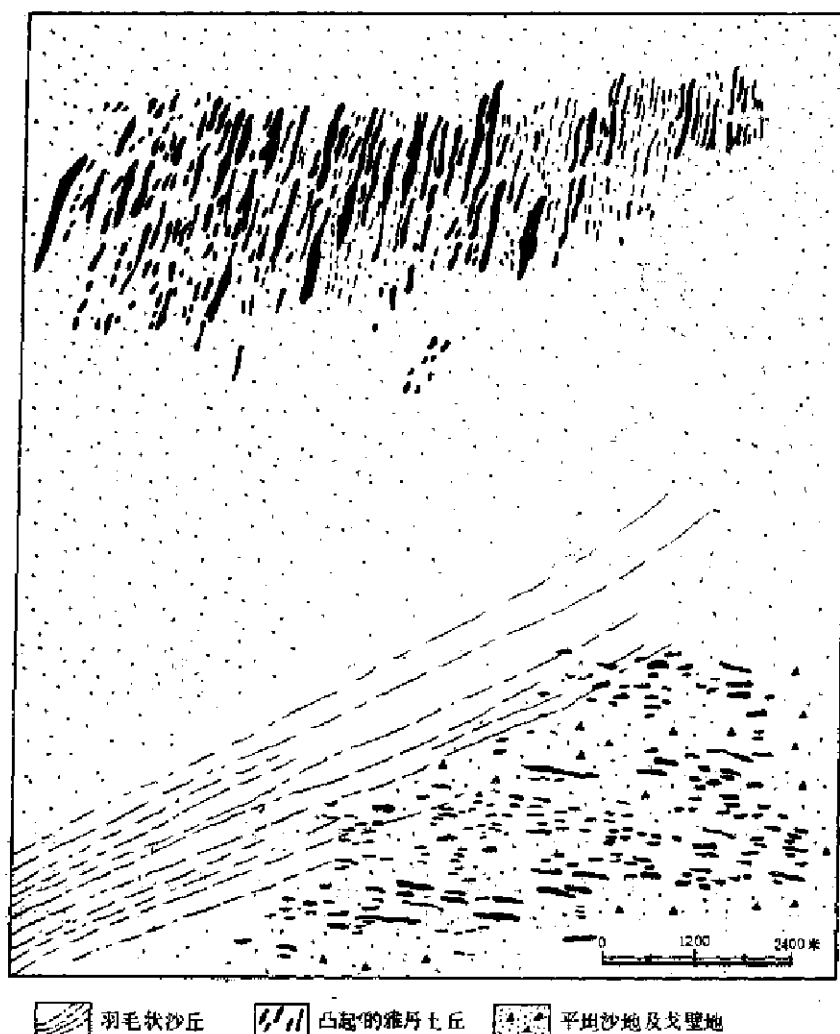


图4 三垄沙附近雅丹地貌分布(据1958年航空照片绘制)

个阶段(图6)。

1. 表面风化破坏阶段

罗布泊地区皆为湖相沉积物,主要是泥岩和沙岩互层。泥岩结构比较坚硬致密,不易遭受外营力的破坏。但由于罗布泊地区是极端干旱区,风沙活动频繁,温差变化剧烈,岩层受热膨胀,遇冷收缩。热胀冷缩作用使泥岩表层逐渐松散,层层脱离剥落,同时使泥岩表层产生许多水平和垂直节理(照片5)。而使下伏的疏松沙层逐渐暴露地表,为外营力的侵蚀作用创造了有利条件。

2. 雏形雅丹地貌形成阶段

表层泥岩经风化破坏后,形成疏松的屑碎物就地堆积。由于风的吹蚀和流水的冲刷作用,而将这些疏松的堆积带到远处,使原来平坦的地表,起伏不平,但相对高差不到一米,成为雅丹地貌的雏形,楼兰古城附近有雏形雅丹分布(照片6)。

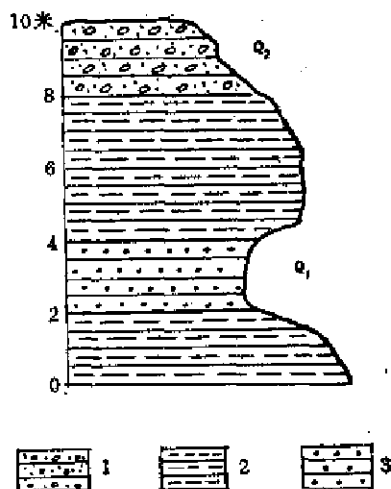


图5 阿奇克谷地中的雅丹剖面
1. 洪积砾石层; 2. 泥岩; 3. 砂岩

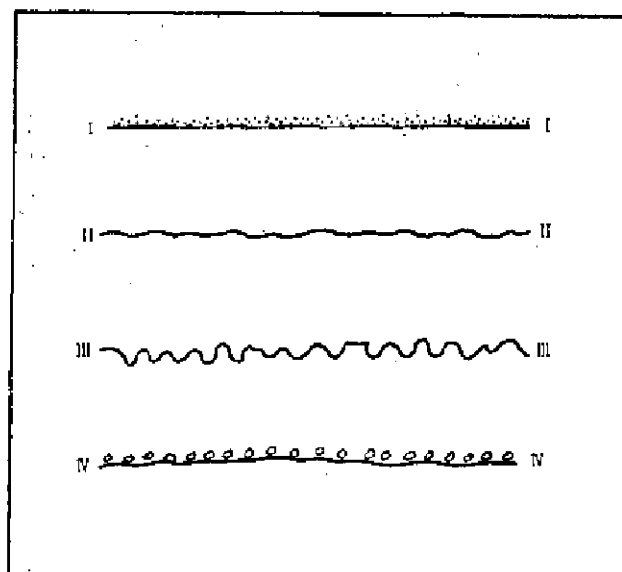


图6 雅丹地貌形成过程示意图

I. 表面风化阶段; II. 雏形雅丹地貌形成阶段; III. 雅丹地貌形成阶段; IV. 雅丹地貌消失阶段

3. 雅丹地貌形成阶段

由于地表起伏不平和节理的扩大, 更利于风化剥蚀作用, 而逐渐使泥岩层消失, 沙层直接暴露在地表。疏松的沙层暴露地表后, 侵蚀搬运速度加快, 从而使低洼部分不断加深和扩大。凸起的部分由于有泥岩层的保护, 不易遭受侵蚀, 形成相对高差数米至十数米的土丘和沟谷相间的地貌组合。

4. 雅丹地貌消失阶段

雅丹地貌形成发育后, 外营力作用仍在不断进行, 使凸起部分的面积不断缩小, 低洼的面积不断扩大, 而形成孤立的土丘。这些孤立的土丘, 表层虽暂时有较坚硬的泥岩层的

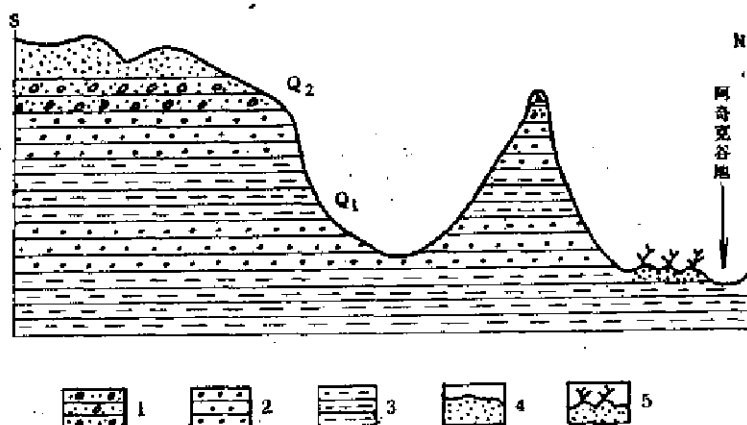


图7 羊塔克库都克附近第四纪地层剖面

1. 洪积砾石层; 2. 砂层; 3. 泥岩; 4. 库木塔格沙漠; 5. 谷地中半固定沙丘

保护,但下伏的疏松沙层四周都直接暴露在空中,极易受风的吹蚀而掏空,此时表层的泥岩因失去沙层的支撑,而不断在附近倒坍,不但面积逐渐缩小,而且高度也不断降低,使土丘最后在地面消失(照片7)。

刚形成的雅丹,一般是凸起的土丘面积较大,而沟谷的面积较小。但随着外营力作用的不断进行,沟谷面积不断扩大和加深,而凸起的土丘面积不断缩小,从而使沟谷之间可以互相联通,成为孤立的土丘。土丘和沟谷的面积比例与形成时间的长短有一定关系,即形成时间越长,土丘的面积愈小,沟谷的面积愈大。反之,在雅丹形成初期,土丘的面积就比沟谷的面积大得多。

雅丹地貌是在湖相沉积物基础上发育形成,湖相沉积物一般有很好的水平层理(图7)。刚形成的雅丹,凸起的土丘都在同一个高度上,而沟谷则有规律的排列着,站在高处远看,就好象一座现代化的城市,土丘组成了高楼大厦,沟谷就像大街小巷(照片8)。发育时间较长的雅丹土丘,由于受岩性不同和侵蚀程度差异,形成千姿百态的雅丹奇观,有的象古城堡,有的似威武的卫士,有的象劳作的人体(照片9),有的状如动物(照片10),栩栩如生。

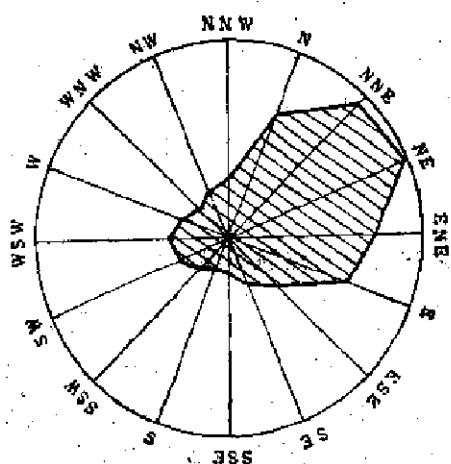


图8 累年各风向的平均频率

三、塑造雅丹地貌的营力

雅丹地貌的形成是在土状沉积物基础上,经外营力作用长期塑造的结果。关于外营力作用,过去都认为是风的吹蚀作用,而忽视了暴雨和洪水的冲刷作用,将雅丹地貌列为风蚀类型。通过实地考察认为,塑造雅丹地貌的营力,除了风的作用外,周围山地阵发性的暴雨和洪水对塑造雅丹地貌也起重要作用。关于雅丹地貌的成因,可以归纳为以下三种类型。

1. 以风的吹蚀作用为主的雅丹地貌类型

平原地区分布的雅丹地貌,距山区较远,山区的暴雨和洪水不易到达,明显是由风的吹蚀作用形成。风的吹蚀作用形成的雅丹地貌,沟谷长轴走向与当地主风向一致。孔雀

河以南楼兰古城一带的雅丹地貌,即属于此种类型。楼兰地区主要是东北风或北东北风(图8),而当地雅丹的长轴走向为北 30° 东,雅丹平面分布图和当地风向玫瑰图基本一致。突起的土丘周围有陡崖,迎风侧较背风侧稍高。在考察期间,我们曾对楼兰古城风蚀情况进行观察。楼兰王国是公元前二世纪建国,公元后六世纪废弃,在古城内外有许多文化层,可以作为计算风蚀深度的标准,共计测量了六个点的风蚀深度值,如表¹⁾列数据。

楼兰古城各点风蚀深度表

地 点	祭坛	土塔	城高台	佛塔	鼓楼	西门外
风蚀深度(毫米)	511	592	742	581	460	565
风蚀率(毫米/年)	3.2	3.7	4.7	3.7	2.4	3.6

从表中可以看出,年风蚀深度最深为4.7毫米,最浅为2.4毫米。因此,楼兰附近每年最少有2.4毫米的沙层被风吹蚀去。这些被吹蚀去的沙层,成为西部罗布沙漠沙物质的主要来源。随着风蚀沟的不断加深,由于风力通向沟谷的狭管作用,则加强吹蚀能力,有利于风的进一步切割和加深。根据雅丹地貌的发展过程,今后的风蚀力将随着时间变化,则成对数速率增长,甚至是成指数速率增长,风蚀深度会大于4.7毫米。但这种自然变化,也不会无限制发展下去,当达到某限度时,年风蚀深度不会再增加,而会停滞下来或有所降低。因此,在雅丹地貌分布区,没有发现特别高大的土丘,土丘和沟谷相对高差一般不超过30米。在雅丹群中,还发现烽火台建筑及古代玉斧(照片11)。说明楼兰一带的雅丹地貌形成时间不长,是近千年的风蚀产物。

2. 以流水的侵蚀作用为主的雅丹地貌类型

邻近山地或湖滨附近的雅丹地貌,如龙城的北部和三垅沙一带,雅丹沟谷长轴的走向与当地主风向不一致,而与附近山地洪水沟的走向一致,并在雅丹的土丘上留有洪水的痕迹,说明该地区的雅丹地貌主要是洪水作用形成的。洪水将疏松的沙层冲刷去,而保留较坚硬的泥岩。罗布泊地区尽管降雨量稀少,年平均降雨量为16.8毫米(用若羌站降水资料),但附近山地阵发性降雨是相当大的,有时一次降雨可达50毫米。阵雨过后,由于地表缺少植被,很快形成洪水流,对疏松的泥沙层冲刷能力是很强的。如三垅沙附近1979年一次暴雨,在地表形成深达1.5米的冲沟。附近南片雅丹地貌(见图4),沟谷长轴走向南 70° 东,基本上与当地主风向是垂直的,在突起的土丘陡崖面上,有数道洪水流过的痕迹,说明此片雅丹地貌,主要是洪水冲刷而成。距此片雅丹仅5公里的北片雅丹,沟谷长轴走向为北 10° 东,与当地主风向一致。在较短距离内,两片雅丹沟谷走向有如此大的差别,说明它们是不同的营力侵蚀形成的。孔雀河入湖口东岸,有一支流形成的三角洲,在三角洲上有雅丹地貌分布,雅丹沟谷长轴走向与三角洲上河道歧流走向完全一致,它们也主要是流水作用形成的(图9)。

3. 在流水作用的基础上,再经风的吹蚀作用雅丹地貌类型

平原地区分布的雅丹地貌,目前流水作用不甚明显。但是这些雅丹地貌发育的最初

1) 风蚀深度测量资料,由新疆气象局科研所李江风同志提供。

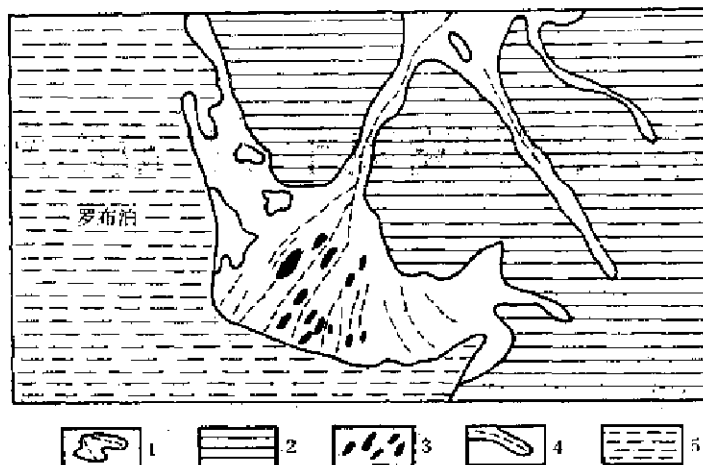


图9 孔雀河下游东岸三角洲雅丹地貌分布(据1958年航空照片绘制)

1. 新三角洲; 2. 老三角洲 3. 凸起的雅丹土丘; 4. 干河床; 5. 积水湖泊

阶段和流水作用有联系。首先是洪水的作用,将平坦的地表,冲刷成无数条沟谷,使疏松的沙层直接暴露在地表,然后再经风的吹蚀作用。有时风和流水交替作用,形成了雅丹地貌。这种雅丹沟谷的长轴走向既与洪水走向一致,也和当地主风向一致。如白龙堆附近的雅丹地貌,是在流水作用的基础上,再经过风的修蚀作用而成(照片12)。特别是白龙堆北部,有数道洪水沟,由北向南流入白龙堆,这些洪水沟在雅丹地貌发育初期起了很大的作用。

罗布泊东部阿奇克干谷的成因问题*

王 树 基

(中国科学院新疆地理研究所)

罗布泊洼地东部阿奇克(维吾尔语“苦”的意思)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° 子午线,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公里,南北宽20—30公里。

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——丝绢之路,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。

本文仅就实地观察所得资料,并借鉴前人记述,对罗布泊洼地东部阿奇克谷地的成因问题加以探讨。

一、大地构造位置与周边地质概述

在大地构造上,罗布泊洼地以东地区主要属于塔里木地台的东延部分,包括罗布泊断阶、哈拉诺尔台拗和北山断块三个二级构造单元¹⁾。罗布泊洼地东部阿奇克谷地则是发育在哈拉诺尔台拗西北部的一个低序次构造,B. M. 西尼村称为阿奇克堑谷^[1]。

罗布泊断阶包括罗布泊凹地与周围低丘,现今几乎全部为第四纪地层覆盖,它的四周基本上被断裂所围限。凹地本身也有北东、北北东向的隐伏断裂(利用卫星象片分析判断)通过。据物探,沿该组断裂方向自东北向西南,凹地基础呈阶梯依次下降。罗布泊的基底埋藏深度为2—5公里。这一地区现为广阔平原,构成塔里木盆地的最低侵蚀基准面。

哈拉诺尔台拗系中新生代的凹陷地区,除边缘及局部地方有很少的侏罗纪和第三纪地层出露外,地表大都被第四纪疏松沉积物所覆盖。如今的库姆塔格沙漠掩覆着台拗的大部分地区。因受新构造运动抬升,这一地段今已成为塔里木盆地与东部河西走廊的分水高地,地貌上为相对高度200—300米的羽毛状沙丘所覆盖。

位于阿奇克谷地北侧的北山,其南支因克卡拉塔格与谷地相邻。关于北山的构造范围与归属,当前仍有不同的看法。一种意见称为北山断块或称北山沉降带^[2];另一种意见

* 本文承罗来兴、杨利普二位先生审阅,文中插图由程玉笑同志清绘,在此一并致谢。

1) 地质部地质科学研究所:百万分之一哈密幅大地构造图说明书,1965年。

将北山看作优地槽^[1],或者称为北山地槽褶皱断带^①。北山主要由上古生代及更老的地层组成。整个北山顶部为经过长期剥蚀而成的夷平面,其上的地形起伏仅有30—50米之高差,呈现出典型的老年地貌特点。

二、阿奇克干谷的地层系统

罗布泊洼地东部地区,地处偏僻荒原,交通极为不便,尤其是无食用水源,成为人迹罕到的区域。因此,实际调查者很少,研究程度很低。对于阿奇克谷地出露的地层,目前学者们都认为属于新生界,但具体层位及其时代等问题,认识上存在着较大的分歧。

1952年, B. M. 西尼村对该谷地中的地层,分别划分为山前台阶沉积(晚第三系)、蚀余山丘沉积(下更新统)、风蚀区沉积(上更新统)及覆盖于其上的历史时期的罗布泊湖床沉积(图1)。

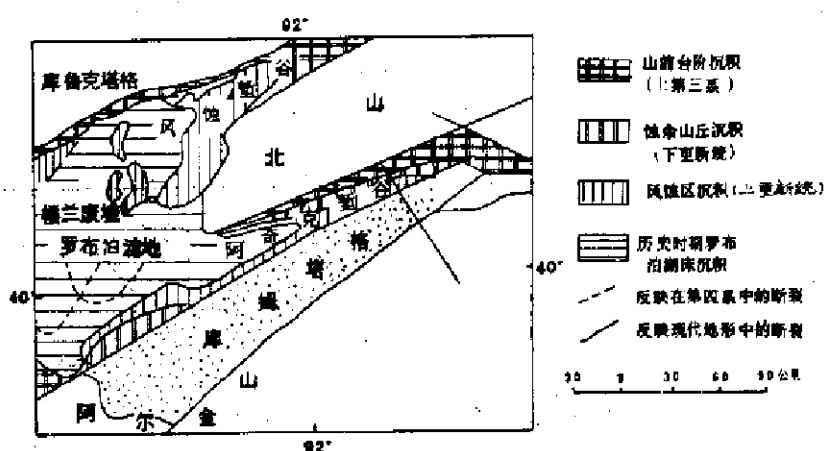


图1 罗布泊洼地的新生代沉积及主要构造线
(据 B. M. 西尼村)

1964年出版的百万分之一新疆地质图哈密幅及其说明书,将阿奇克谷地中的地层全部划归第四系(图2)。

1977年新疆地质局和石油局合编的《新疆区域地层表》(第四册),将罗布泊以北和东北的地层定为第三系与第四系。但未明确涉及阿奇克谷地的地层。

1979年新疆地质局区测大队新编的全疆百万分之一地质图,将1964年版百万分之一地质图中阿奇克谷地所标明的下更新统(Q_1)大部分改为渐新统至中新统(E_3-N_1)(图3)。

通过实地观察,笔者认为上述各种划分均有商榷之处。诚然,我们没有找到更多的生物化石作为依据,似乎对确切断定地层时代缺乏足够的说服力。但是,依据邻区第三纪以来的地层资料,对该谷地的类似地层加以对比分析,判断其时代,并不是不可能的。

众所周知,第四纪地层的相变非常明显,而且一般成岩作用较差。新疆地区除下更新统主要为砾岩,或以砾岩夹薄层砂岩外,其它各时段的地层均为疏松物质。第四纪早期的地层,在本区西部的塔里木盆地南北边缘称作西域砾岩,可作为下更新统的标准地层,而在该区东部的敦煌一带则是与西域砾岩同时代,且为人们基本公认的玉门砾岩。这些地

1) 新疆地质局编写组:中国天山地质构造特征,国际地质学术论文集,1978年。

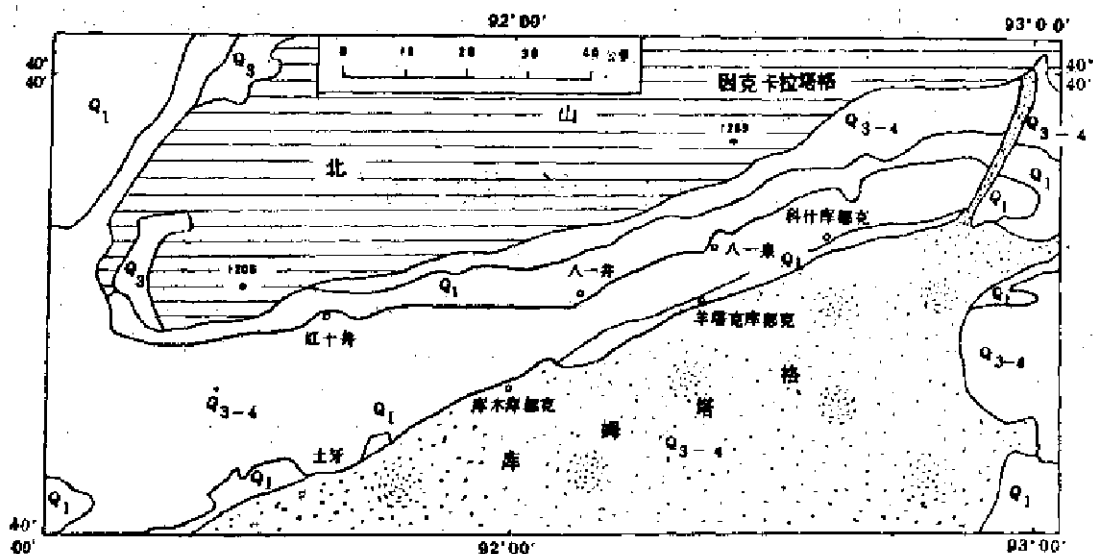


图2 罗布泊洼地东部地区地质图
(据1964年哈密地质图)

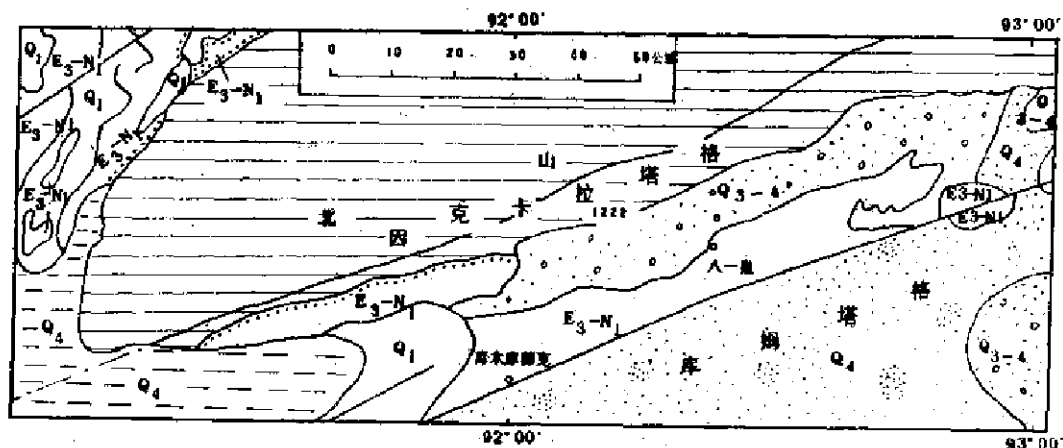


图3 罗布泊洼地东部地区地质图
(据1979年新疆地质局区调大队)

层为我们对比阿奇克谷地的第三系和第四系提供了依据。

考察发现,阿奇克谷地及其两侧的地层,一般出露较好。构成谷地北侧的北山,主要为上古生界及更老的地层组成。阿奇克谷地中的地层,与邻区类似层位相比较,应为晚第三系、第四系及现代沉积物。它们都有规律地出露在不同的地貌部位上,即由谷地两侧向中央,分别出露在高台地、低丘链或残丘与谷地平原上(图4)。

实际上,低丘链是广布于两侧的雅丹群(主要分布在谷地北侧八一泉以东)。一般地相对高度为15米左右,最大达28米;而残丘则是谷地中间寥若晨星的个体雅丹包,比高多在10米左右,一部分达20米以上。谷地南侧的库姆塔格主要由晚第三系构成的高台地与分布其上的羽毛状沙丘链组成,现为连绵不断的沙山,海拔900—1100米,与谷底高差为100—300米。

谷地两侧高台地的综合地层剖面,从上向下依次为:砾岩或砾石层、坚硬砂岩、黄褐

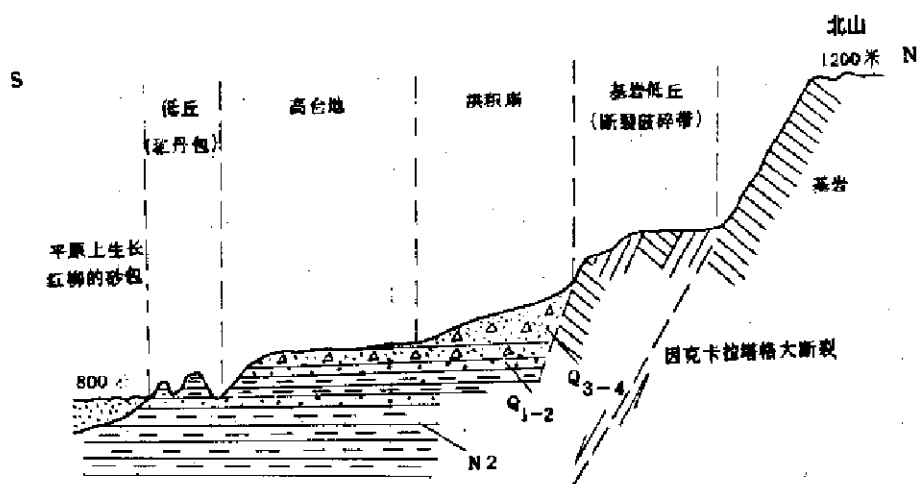


图4 阿奇克谷地北侧(红八井一带)地质剖面示意图

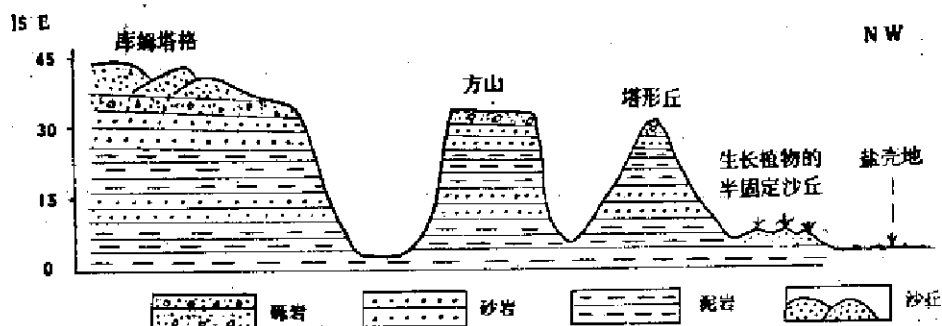


图5 阿奇克谷地南侧(羊塔克库都克一带)地层剖面示意图

色砂质泥岩、粉砂质泥岩、粉砂岩(个别地方尚有黄色与灰绿色泥岩或砂岩)及红棕色泥岩等。顶部的砾岩已为残体,出现在南侧高台地或低丘链(方山或塔形丘)的顶部(图5),为冰水-洪积相沉积(物质来源于阿尔金山)。砾石层(无磨圆度)常见于谷地北侧群体雅丹地形之顶部,为洪积物(物质来源于近邻北山)。北山南麓高台地表面现为洪积小砾石与粗粒砂层覆盖,构成所谓的假戈壁。灰绿色层仅在谷地北侧的八一泉到盐土岭之间和南侧的羊塔克库都克东部见到,为边缘泻湖相沉积,其他层位的地层均为湖泊沉积,系古罗布湖的产物。

尽管高台地比低丘链的分布位置较高,但其构成地层是相同的,谷地南北侧的地层(图6)即可说明这一点。

对比谷地南北两侧地层剖面,可以明显地看出:第一,在垂直剖面上,出露的地层大致上反映出四个沉积旋迴。每个旋迴首先沉积了泥岩或粉砂质泥岩,常呈厚层水平产状,为比较宁静的湖泊沉积环境之产物。而后地壳处于相对活动阶段,堆积了砂岩或粉砂岩,如此反复构成几个沉积旋迴。相对宁静与活动时段的长短,在地层厚度上都有明显的反映。第二,在水平方向上,从东到西其岩性是有差别的。东部地区以砂岩或含砂物质增多(边缘沉积),而西部则泥岩或泥质成分增多,砂岩明显减薄。同时,从南北向地层分布来看,古湖水位还有时高时低的现象,灰绿色泻湖相沉积的出现,就是湖泊缩小的明显证据。

谷地中间的残丘(个体雅丹包),主要分布在八一井和羊塔克库都克这一段宽25公里,

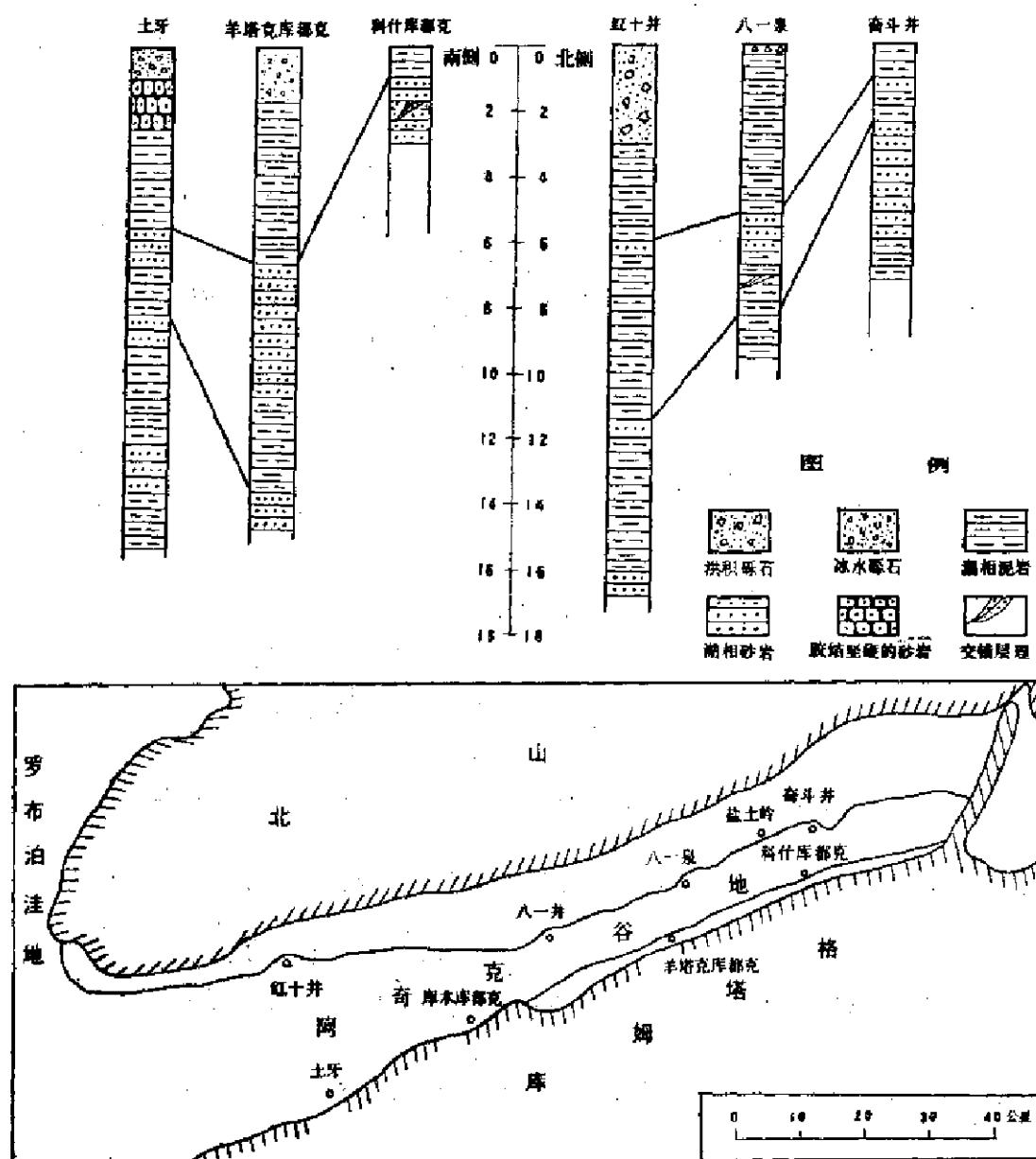


图6 阿奇克谷地南北两侧出露地层部面对比图

长几公里的谷地中，个体雅丹包共 20 多个，构成它们的沉积物，与组成两侧高台地的地层基本相同。唯上部层位业已破坏殆尽，而且组成雅丹包下部地层的物质颗粒较两侧更细些。

由此看来，B. M. 西尼村所指山前台阶沉积与蚀余山丘沉积仅分布在谷地北侧的画法是不全面的。应当指出，山前台阶沉积主要分布在谷地南侧，库姆塔格沙山的基座就是这种沉积。遗憾的是在阿奇克谷地中并未进行过钻探或详细物探工作，晚第三系究竟有多大厚度，目前尚不得而知。

组成上述高台地、低丘链、残丘等的地层，与邻区新生界相对比，我们认为上部的砾岩

和坚硬砂岩或砂岩应是第四纪早期的沉积,相当于该地区西部的西域砾岩或东部的玉门砾岩。它们与下伏地层比较,不仅岩相变化较大,而且似乎二者间具有沉积间断,即有平行不整合的现象。下部的粉砂岩或粉砂质泥岩、泥岩,或其互层沉积,尽管有疏松与坚实层之差别,然而系连续沉积。这些地层中没有发现化石,看来与化石丰富的下第三系是不同的,应当属于上第三系。虽然底部微显红色,但与北山南麓(敦煌一带)的下第三系(砖红色)大不一样。所以,1979年新疆地质局区测大队将其定为渐新统至中新统(E_3-N_1)未必妥当。笔者认为这套地层应属上新统。1964年出版的哈密幅地质图(1/100万),将阿奇克谷地中的所有地层全部划为第四系也是根据不足的。

除上述沉积外,阿奇克谷地中的沉积物均为第四纪晚期与近代的沉积,主要为松散砂层、粉砂土和盐壳等。从这一带地下水位较高(八一泉至库木库都克之间为0.7—2.5米)和谷底北侧某些地区晚第三系已经出露来看,晚更新世沉积与近代沉积在这一带是不厚的。这些物质主要为洪积和风成堆积,而盐壳则是这里极度干旱的气候使地下水沿毛细管蒸腾,导致盐分在地表积聚的结果。

三、阿奇克干谷的成因

前已述及,阿奇克干谷位于哈拉诺尔台拗的西北部,呈北东向展布。哈拉诺尔台拗是塔里木地台的东延部分,界于北山褶皱带与阿尔金山断块之间,是一个二级构造单元。台拗南北两侧为断裂构造所控制,它的西部北侧为因克卡拉塔格大断裂,南侧为阿尔金山北部山前断裂带。中生代初,随着阿尔金山与北山的块断隆起,台拗本身则处于长期下沉状态。抬升的两侧隆起高地成为剥蚀的源地,而拗陷则是承受来自高地物质的场所。

抬升的阿尔金山与北山,经过中生代、早第三纪漫长地质历史时期的剥蚀夷平,趋向于准平原化。晚第三纪进入新构造运动时期以来,继承老构造基础,在这一带发生了新的构造活动,老断裂复活,台拗两侧山地、特别是阿尔金山,于第三纪末、第四纪初发生强烈隆起而为高山。台拗本身也发生了构造分异。阿奇克谷地也就是在这个时期解体而成的。笔者赞同B. M. 西尼村(Синица)的看法,阿奇克干谷实际上是构造运动形成的一个地堑谷地。

阿奇克堑谷北侧以因克卡拉塔格大断裂与北山毗邻,它的南侧以苏鲁森塔格大断裂与库姆塔格接壤。

因克卡拉塔格大断裂呈北东向展布,区内长百余公里,断裂破碎带明显,宽数百米至二公里。断裂带上古生界石炭系、二叠系与晚第三系直接接触,断面向南倾斜,显示陡倾斜正断层性质,反映在现代地貌上多为断崖。显而易见,该断层是一条晚第三纪以来仍在活动的断裂构造。

堑谷南侧的断裂是苏鲁森塔格大断裂的西延部分,本段发育在晚第三纪以来的地层中。断裂在地貌上显示清楚,呈北东向长达百余公里的笔直陡坎,使阿奇克谷底与库姆塔格前缘呈50—100米的落差,地形对照性显著,这种笔直的陡坎即为活动断裂的反映。

由此可见,阿奇克谷地具有标准的地堑特征。从现代地貌形态来看,整个谷地东高西低,西部开阔而东部变窄呈楔形干谷外貌。这种形态与河流谷地毫无共同之处。因此,直至最近仍将阿奇克堑谷推断为疏勒河下游谷地,并认为疏勒河以罗布泊为归宿^[4,5],是值

得商榷的。

应当指出,就阿奇克现代谷地而言,来自阿尔金山和北山的临时性水流(主要是暴雨径流)曾经起过,而且现在仍在起着修饰改造作用。但是,阿奇克谷地的成因基本上与疏勒河无关。看来疏勒河并未由此谷地通过。其理由主要是:

(1) 源于祁连山的疏勒河,以高山冰雪融水为主要补给来源。疏勒河在昌马地区出山口(年径流量 8.25 亿立方米)以后,首先向北流,在玉门镇附近分向东、西流,西流一支几乎以直角大拐弯转向西流(很不自然)。但是,今天在敦煌以北并无明显的河谷形态,更无阶地出现。仅在从敦煌北去柳园(横穿河西走廊)的西湖附近有宽为 3—5 米、深不足 2 米的灌溉渠道(有历史根据可查,见后)。这一方面说明水量有限,另一方面则反映该河对谷地的影响不复存在(至少在人类历史时期是如此)。虽然在敦煌以西的玉门关、后坑一带有较为明显的干河床,然而这是党河与季节性洪水所形成(这里有磨圆度较差的砾石组成的堆积阶地三级,总高差 15—20 米),目前仅暴雨径流才有可能由此通过(实际上,对年最大降水量只有 70 毫米的敦煌地区来说,大暴雨也是多年不遇的)。现代党河(出山口年径流量约 3 亿立方米)仅归入党河水库,历史时期的党河以哈拉诺尔为尾闾。假如第四纪期间党河水量较大,或有部分疏勒河水西流,看来只能停积在玉门关以西约 150 公里的哈拉齐。这段谷地的走向基本上为东西向。而在它之北部,为宽 15—20 公里、比高 50—70 米的丘陵地(白龙堆与三垅沙)。它们作为分水高地,将党河谷地与阿奇克壑谷相隔开(对平原地区来说,如此宽而高的地形,阻挡一条内陆小河使其变向是不成问题的)。由此看来,阿奇克谷地与党河下游谷地并非同一谷地的不同地段,而具有完全不同的形成原因。

(2) 阿奇克干谷无明显的河谷形态,整个谷地并无正常河流相冲积物(象后坑一带那种阶地上的砂砾石)。前已述及,在该谷地的地层系统中,广泛分布着晚第三纪以来的粉砂岩、泥岩等湖相沉积,表明当时这里为一内陆广大湖泊水域。随着第四纪的气候变干,古湖日趋缩小,水体逐渐退去。因此,在该谷地中不可能有正常河流侵蚀与堆积的产物,当然也就不可能有阶地发育。而现在保存于谷地两侧的高台地与低丘链,仅是来自于北山和阿尔金山的暂时性水流(冰水和洪水)对晚第三系与第四系侵蚀破坏、并经强劲东北风吹蚀的结果。正因为冰水和洪水的作用,于晚第三纪湖相地层之上堆积了相应的沉积物。前述北山南麓高台地上堆积的洪积砂砾石和壑谷南侧库姆塔格基座之上堆积的冰水堆积物,即属此类沉积。

(3) 在阿奇克壑谷东段与哈拉齐间的土梁道一带广泛分布的雅丹群,犹如一道道排列整齐的古城堡中的残垣断壁。这些“建筑群”(人们美称为“小上海”)的走向为北北东向,它们与党河谷地的走向(为近东西向)呈很大交角,甚至垂直。这些雅丹地形的相对高度 10—20 米,它们主要是晚第三纪和早更新世湖相地层组成,这就说明本套地层堆积之后疏勒河未曾由此通过。有些论著^[1]写道,中更新世末,疏勒河不再直接注入罗布泊;言外之意,早更新世及其以前疏勒河曾注入罗布泊中。可是,下更新统一上新统湖相层在谷地及以东广泛分布,说明当时这些地区都为古罗布泊湖占据。疏勒河如果确实西流则只能注入古湖中,疏勒河下游谷地焉能存在?

人所共知,大河通过之河道,其间的一切小障碍物必然荡涤无存,然而“小上海建筑群”仍安然无恙。不仅如此,在阿奇克谷地中,常有个体雅丹包突露于谷地中央,如仅八一泉和羊塔克库都克之间一段谷地中保存的 20 多个雅丹包,至今仍有 8—25 米的相对高

度。据此也可说明,这里并不曾有什么大河通过。同时,阿奇克堑谷两侧的低丘链,或为东北-西南向(北侧),或为东南-西北向(南侧)。显而易见,这种现象的出现,主要是来自北山的洪水和源于阿尔金山的洪水-冰水冲刷侵蚀的结果。

(4) 据“新敦煌县志”记载,汉唐时,疏勒河流入哈拉湖(黑海子),又流到哈拉湖以西的玉门关北部和托克拉克泉西部地区。清朝学者徐松,采用湖泊这一承受水体,将新疆的水系划分为罗布诺尔、哈喇诺尔(敦煌西北之哈拉湖)等11个大湖区。他还写道,清初疏勒河仅西流至安西城西南一百五十里的百齐堡而止,自百齐堡以西接通党河的一段,是雍正年间岳钟琪为了西征运粮而开凿的。这个记载与实地观察到的情况完全相符。

清人全祖望亦有“羌谷水(今黑河)、呼蚕水(今陶勒河)、籍勒河(今疏勒河)、羌水(赤金河)四水皆出南羌中,皆弱水之支流入于居延者”的记载^[6]。

1930年,中瑞考察队经过实地观察,也得出疏勒河一度属于弱水水系一支流的结论。

冯绳武教授最近研究指出^[7],河西诸大河,除党河从古是内流河外,疏勒河及其以东各河,在史前时期均有可能是外流河。疏勒河东支属黑河水系。

仅从上述不难看出,过去人们将阿奇克堑谷推断为疏勒河谷地,实际上是一种误解。疏勒河下游谷地(更正确地说,应是党河谷地)仅发育在哈拉齐以东,哈拉齐是它早期的尾间。而阿奇克谷地则是与它性质完全不同的一个构造干谷——地堑谷地。

四、几点结论

(1) 阿奇克谷地是由断裂控制的典型的构造干谷——地堑谷地,并非河流侵蚀而成,更不是疏勒河的产物。

(2) 组成干谷的地层主要为静水湖泊沉积,而非河流相堆积,谷地两侧并无任何正常河流阶地显示。

(3) 长期以来,人们将阿奇克堑谷误认为疏勒河下游谷地,实际上是一种不切合实际的推断。

(4) 阿奇克一带和库姆塔格沙山下面晚第三纪和第四纪初大面积湖相地层的发育,反映地质时期这里的自然环境完全是另一番风貌。

参 考 文 献

- [1] B. M. 西尼村: 罗布诺尔洼地及罗布泊的地质史,地质译丛,第4期,1955年。
- [2] 胡冰等: 新疆大地构造的几个问题,地质学报,第44卷,第2期,1964年。
- [3] 黄汲清等: 中国优地槽和冒地槽以及它们的多旋迴发展,中国地质科学院论文集,第1号,1965年。
- [4] 中国科学院新疆综合考察队等: 新疆地貌,科学出版社,1978年。
- [5] 濮静娟等: 利用卫星遥感资料研究河口三角洲湖泊的动态,地理学报,第34卷,第1期,1979年。
- [6] 徐松: 西域水道记,卷2,宝善书局,1893年。
- [7] 冯绳武: 甘肃河西水系的特征和演变,兰州大学学报(自然科学版),第1期,1981年。

关于罗布泊是否游移的问题*

夏训诚、樊自立

(中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所)

本文根据从罗布泊湖心取得的沉积物及孢粉分析,证明两万多年以来该湖沉积作用一直在进行。在湖泊未变干前它一直是有水环境;在地形上罗布泊处塔里木盆地最低点,是盆地汇水中心,海拔又比喀拉和顺低 10 多米,因此不可能倒流入喀拉和顺;由于入湖泥沙含量少,湖泊干涸后形成坚硬的盐壳,不易吹蚀,短期内湖底地形不会发生剧烈变化,因而不会使湖水发生游移和交替;由湖泊变干遗留下不同类型盐壳形成的耳轮线呈同心圆分布,也证明罗布泊只有形状大小变化,而从未越出湖盆范围发生游移。这些都与我国古代文献对罗布泊的记载及十八世纪测得的地形图一致,所以我们认为罗布泊并非游移湖。

罗布泊是我国干旱地区著名湖泊,地当古代沟通东西文化“丝绸之路”的要冲。长期以来,由于自然条件恶劣,交通十分困难,人们难于进入。因此,被公认为当今未被弄清楚的神秘地区之一。其中之一是关于罗布泊的位置和游移的问题,曾引起国际地学界的很大兴趣,提出了各种解释和假说,迄今仍然是众说纷纭,莫衷一是。

首先引起争论的是 H.M. 普尔热瓦尔斯基,1876 年他在塔里木河下游考察时,误认罗布泊南部的喀拉和顺就是罗布泊,位置比我国地图要南些,而且是淡水湖,和清朝实测图比较,有纬度 1° 之差,断定清朝的地图是错误的^[1]。普氏的这一报道引起了国际地学界的争论,首先是德国的李希霍芬,他反对普氏的看法,认为普氏所考察的湖泊,并非中国地图上的罗布泊,必有另一支流入普氏所见湖泊北部,而为普氏所忽略。

1900 年斯文赫定沿着孔雀河干河床进行水准测量,测得楼兰废墟附近有一片洼地,要比南面的喀拉和顺地势为低,推论罗布泊他日必由喀拉和顺改道北迁,这片低地将重新沦为湖区。认为中国的地图并没有错,而是罗布泊游移到喀拉和顺去了。从此就有了罗布泊是游移湖的说法,并得到很多人赞同和相继引用。与此同时斯文赫定还提出罗布泊由北至南和由南至北的游移周期为 1500 年左右的观点。他进一步解释了湖泊南北迁移的原因,是由于进入湖中的河水带有大量泥沙,沉积在湖盆里,而使湖底抬高,导致湖水往较低的地方流去。过一段时期后,被泥沙抬高的湖底又遭受风的吹蚀而降低,之后湖水又可回到原来的湖盆中^[2]。

1905—1906 年美国入亨丁顿到达罗布泊地区,他认为罗布泊“二千年前面积极大,……然后收缩,仅占据中国地图指示的地方。中世纪它又扩张,目前又收缩,占有现在的位置”。并说罗布泊原是内陆大海,渐渐变干,残留变成一个小湖,后来水量增加,又成为

* 本文承叶笃正、任美铎教授审阅,并提出宝贵修改意见,谨此致谢。

大海,经过第二次变干,现只保存南部的湖泊,据此提出所谓盈亏湖的理论^[1]。

1930—1931年和1934年陈宗器 and 赫纳尔到罗布泊考察和测绘地图,提出罗布泊是“交替湖”的观点,认为湖泊的位置随着注入的河水分配而迁移。罗布泊有时进入到喀拉和顺,有时回归到原地^[4]。

1954年苏联地质学者西尼村,认为罗布泊的偶尔迁移,是由于塔里木盆地各部分构造运动表现不均衡,基底发生块状变动的结果^[5]。

1959年中国科学院新疆综合考察队地貌组曾进入罗布泊北部考察,认为罗布泊至少在历史时期,从来也没有倒流到喀拉和顺盆地去过。罗布泊湖水受外围层层自然湖堤的包裹,并受内部地堑活动的控制,其水体不可能在平原上任意游荡或和喀拉和顺湖相互交替。只有湖盆内部积水的面积时有扩大和缩小,这与河流水沙的补给及地堑活动性有密切关系^[6]。这就初步否定了罗布泊“游移”或“交替”的论断。

如前所述,从十九世纪后半叶以来,很多到罗布泊考察的中外学者,限于当时的具体条件,不可能进行全面的深入的调查,多是“瞎子摸象”似的,摸到什么就猜什么,以致偏而不全,甚至错误百出,特别是关于罗布泊是“游移湖”的说法,影响很大。1980—1981年中国科学院新疆分院组织罗布泊综合科学考察队,曾三次深入到湖盆地区,在湖盆中进行了勘探和测量,对湖底沉积物进行了年代测定和孢粉分析。根据取得的第一性资料,结合卫片航测地形图及历史文献记载分析,我们认为罗布泊并非游移湖。主要根据如下。

一、罗布泊的正确位置

关于罗布泊的位置,绝不是某些研究者所说的,“就科学的意义来讲,罗布泊是1877年普尔热瓦斯基在他的第二次中亚旅行中发现的,他第一个确定了罗布泊的地理位置并记述了它的自然情况”^[7],并声称只有普尔热瓦斯基才真“第一次获得了有关罗布泊的可靠知识,可以说,他在科学上发现了这个沙漠中的湖泊”^[7]。实际上,在我国很多历史文献中早就有对罗布泊位置及湖周情况的详细记载,如成书于春秋战国(公元前七至二世纪)时的《山海经》,就把罗布泊称作“渤泽”,“渤”者是形容水色黑也,也有水面弯曲深入山坳的意思。这和罗布泊水量大时向东可达阿奇克地堑谷地是吻合一致的。《史记》(公元前一世纪)称罗布泊为“盐泽”,说明了它是属于内陆咸水湖,并讲“楼兰姑师邑有城郭,临盐泽”,姑师即今吐鲁番。可见汉时罗布泊位置靠罗布洼地北部。《水经注》(公元六世纪初)更详细的记载了罗布泊的位置、范围及湖周情况,称罗布泊为“蒲昌海”和“牢兰海”,湖水范围“广袤三百里”,其位置是“水积鄯善之东北,龙城之西南”,鄯善即今若羌,所谓龙城指的就是罗布泊东北雅丹分布区,这种雅丹因其形如龙状如城,故此得名。它是由“蒲昌海溢……浚其崖岸”和“余溜风吹”而形成的,亦即湖水对岸边土堆的侵蚀及盛行东北风的吹蚀而成(照片1)。由湖水能对雅丹产生侵蚀作用看,可知魏晋时罗布泊确在北岸,和卫星象片反映的湖盆位置一致。

到了唐代(公元七至九世纪),按《新唐书·地理志》讲,“自蒲昌海南岸西经七屯城,……又西八十里至石城镇,……。亦名鄯善,在蒲昌海南三百里。”七屯城即米兰古城,石城镇亦即今若羌。由上述记载提供的方位和里程,与今天相比,可知罗布泊的位置在唐代亦未发生变动。

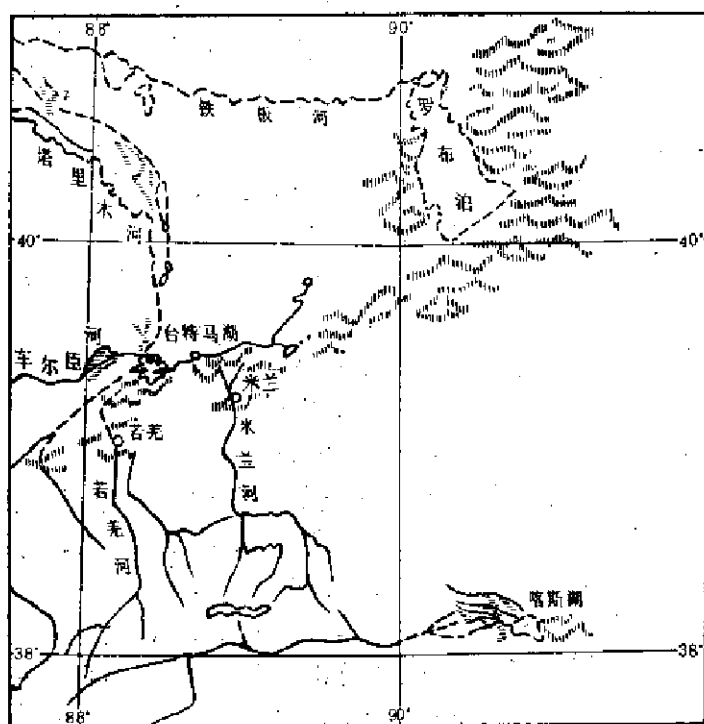


图 1a 罗布泊、台特马湖及喀斯湖位置图

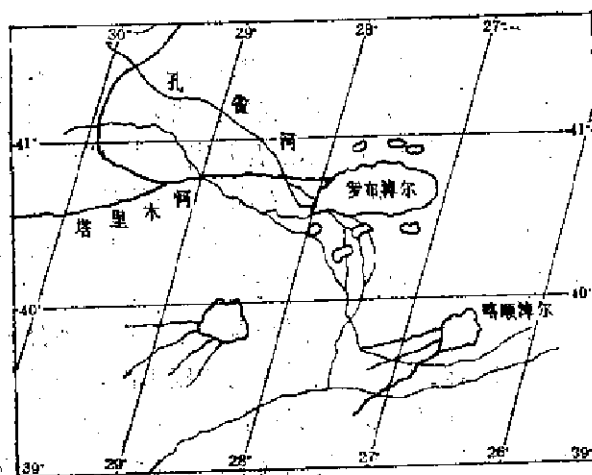


图 1b 清初罗布泊形势图(黄文弼绘)

到了清代(公元十七至十九世纪)对罗布泊的位置不但有明确的文字记载,而且也有较为可靠的地图说明,如《河源纪略》(卷九)(1784年)讲“淖尔东西二百里,南北百余里,……极四十度至五十分,西二十八度至二十七度。”《西域水道记》称“罗布淖尔,……。极四十度三十分至四十分,西二十八度十分至二十九度十分。”《与地经纬度里表》说,“贺卜诺尔北四十度四十分,偏西二十七度四十分。”以上记载虽有差异,但都说明罗布泊位置在北纬 40° 以北,和今天情况接近。经度差异较大,是由于清初实测地图,一般纬度误差较小,而经度误差较大造成的。如果我们再把清初地图上罗布泊、台特马湖及喀斯湖(在青海境

内)相对位置与现地形图三湖位置加以比较(图 1a, 图 1b, 图 2), 也可看出罗布泊位置在这段时间没有发生移动。

综上所述, 我国历史文献和地图所提供的罗布泊位置, 并未发生过“游移”和“交替”H. M. 普尔热瓦尔斯基所“发现”的“罗布泊”, 实是喀拉和顺, 它和我国地形图上的罗布泊有纬度 1° 之差, 也证明罗布泊并未发生游移。

二、湖泊的形成条件

湖泊的形成必须具备两个条件: 一是要有储水洼地存在; 二是要有水源不断向洼地流注补给, 两者缺一不可, 否则湖泊就不能存在。根据航空测量 1/10 万地形图和实际考察, 罗布洼地中低于 800 米等高线的范围, 东到东经 $91^{\circ}30'$ 即克孜勒塔格山西麓, 西至东经 $88^{\circ}40'$ 即阿不旦附近, 南至北纬 $39^{\circ}20'$ 即库木塔格沙漠边缘, 北到北纬 $40^{\circ}10'$ 即陷车泉附近, 成东北-西南走向的椭圆形洼地(图 2), 东西长约 210 公里, 南北最宽为 130 公

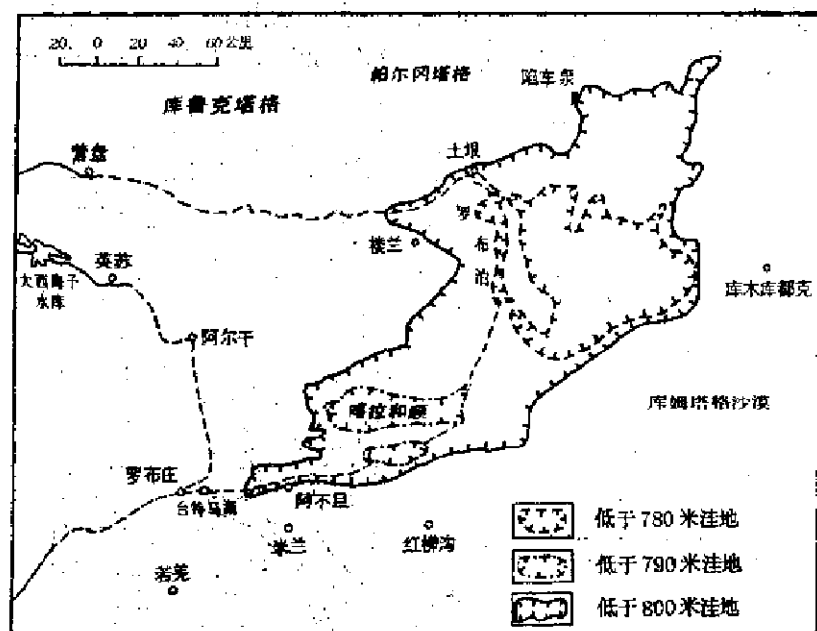


图 2 罗布泊地区湖泊、洼地分布图

里, 总面积约 19000 平方公里。若按平均深度 10 米计算, 需 19000 亿立方米水量才能形成如此大的湖泊把分散的洼地连成一片。根据目前塔里木盆地地表径流条件, 年总径流量为 380 亿立方米, 可以断定在全新世和历史时期内, 水体不会到达这样大的范围, 因此说罗布泊在历史时期内是由内陆大海逐渐变干而成的残留小湖是不对的。

但从地形图上可以看出, 塔里木盆地东部过去有过三个相对较低的积水洼地, 最南的为台特马湖, 中间的为喀拉和顺, 最北的是罗布泊。这三个湖泊连接起来呈东北西南走向, 与阿尔金山走向平行。在过去的资料中没有明确的把它们区分开, 有时也把台特马湖和喀拉和顺叫罗布泊, 因此搞清这三个湖泊的相互关系, 有助于说明罗布泊是否游移。

台特马湖又称卡拉布浪海子, 位置在北纬 $39^{\circ}26'$ 和东经 $88^{\circ}30'$ 处, 湖底海拔为 807 米。1959 年调查湖面积为 88 平方公里, 平均水深为 30—40 厘米, 湖水矿化度为 7.7 克/

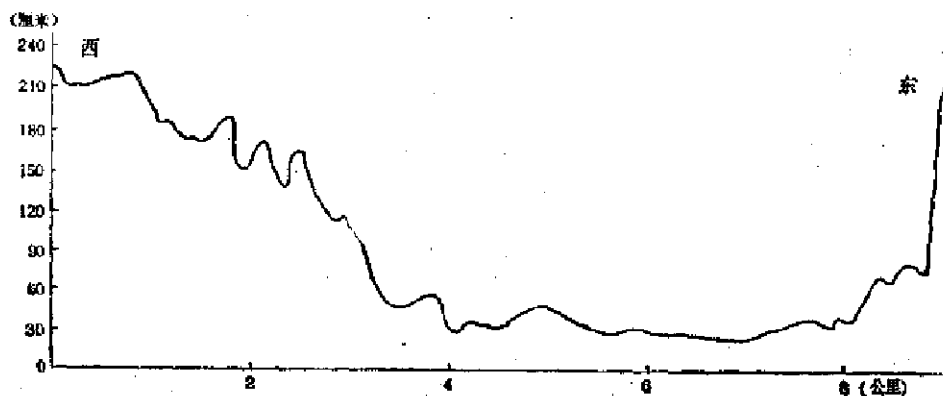


图3 罗布泊湖盆地地形剖面图(沿北纬40°38')

升¹⁾。现台特马湖已基本干涸,在夏季洪水时局部洼坑有积水(照片2)。湖底为一层10—15厘米厚的盐壳,部分湖底已形成30—50厘米厚的积沙,湖滨生长的芦苇已全部死亡。

喀拉和顺湖早已干涸,最近出版的地图上没有表示出来。但从卫星象片和地形图高程注记可以恢复湖盆的位置,大致在北纬39°35'—39°50'和东经89°15'—90°00'。由两

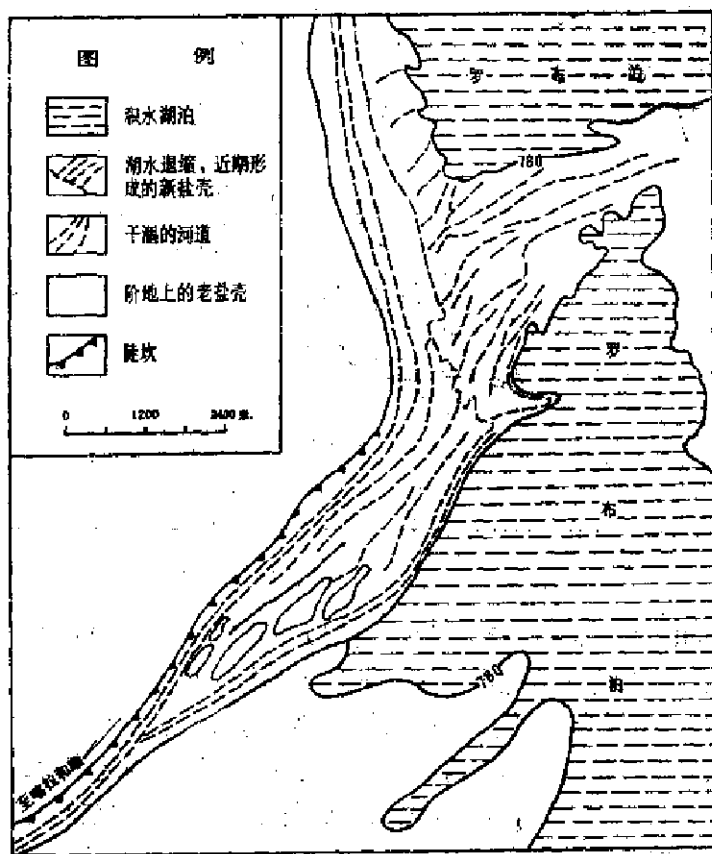


图4 喀拉和顺湖流入罗布泊的河道歧流
(据1958年航片绘制)

1) 中国科学院新疆综合考察队: 新疆水文地理, 科学出版社, 1966年。

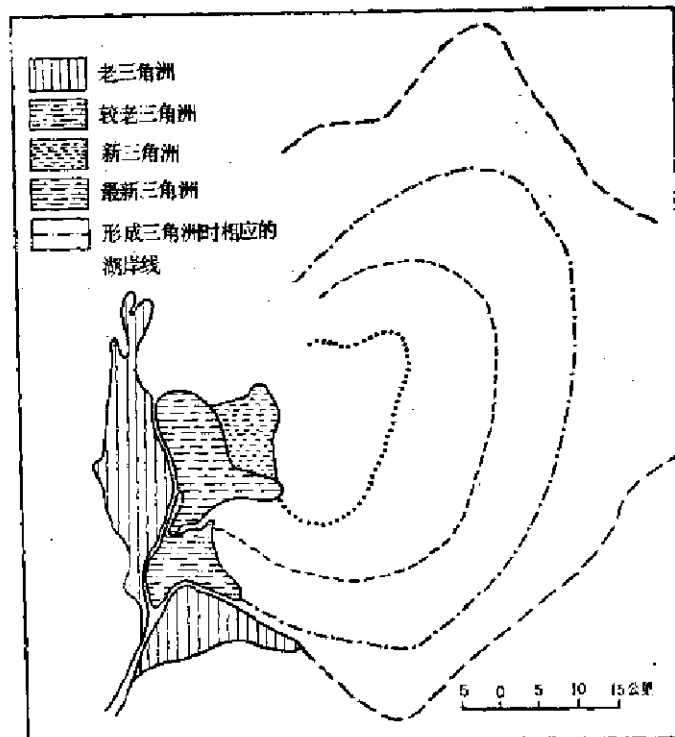


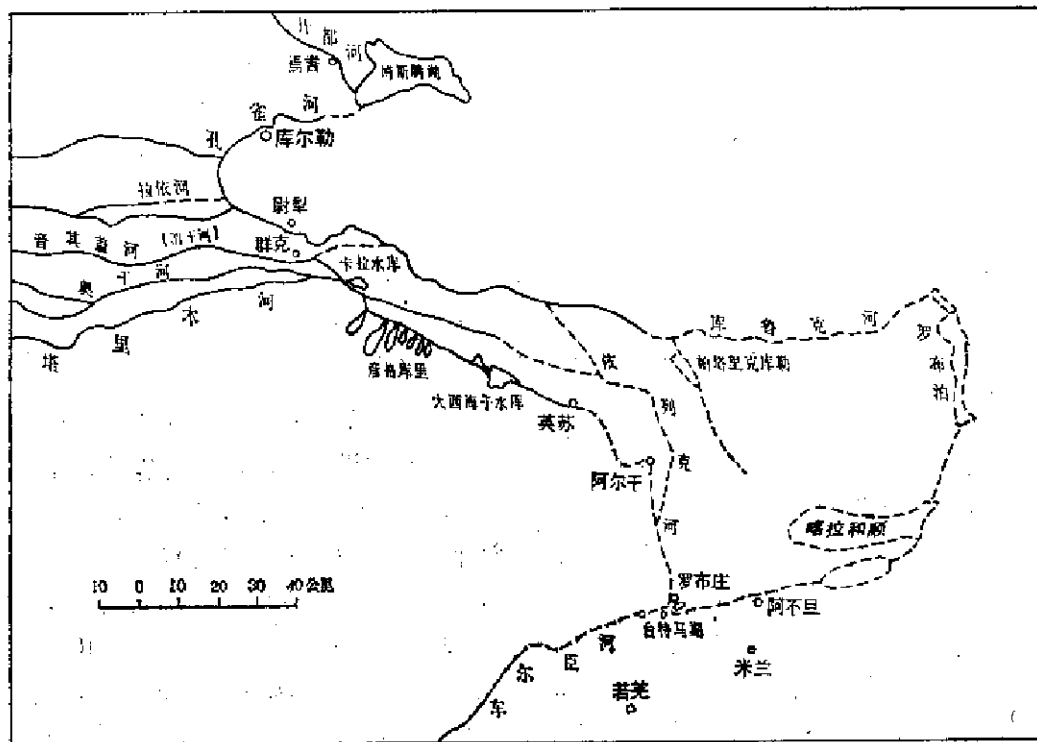
图5 塔里木河下游入湖口处三角洲分布图
(据1979年美国卫星象片绘制)

个分隔的积水洼地组成,面积约1100平方公里,湖底海拔788米。1876年和1897年普尔热瓦斯基和斯文赫定都曾先后到此考察,都说是淡水湖,水流向东流去,湖周围长满高大茂密的芦苇^[1]。1921年后塔里木河改道入孔雀河注入罗布泊时,喀拉和顺湖水量急剧减少才逐渐变干,失去和罗布泊的联系。1981年我们在罗布泊南缘考察时,看到干涸了的喀拉和顺湖全为10—15厘米厚的龟裂状盐壳,湖滨有大片枯死的芦苇(照片3),下面残存有20—30厘米厚的灰黑色泥炭,松软有弹性(照片4)。到处都可以拣到(二种)螺壳,经鉴定为耳萝卜螺(*Radix auricularia*)和静水锥实螺(*Lymnaea stagnalis*),均为现生种,是淡水螺壳(照片5)。这些事实也证明普尔热瓦斯基和斯文赫定过去记载此湖是淡水湖是正确的。

罗布泊位于东经 $90^{\circ}10'$ — $90^{\circ}25'$ 和北纬 $39^{\circ}45'$ — $40^{\circ}50'$ 之间,湖水面的海拔为780米,其中780米等高线以下的面积为5350平方公里。在5350平方公里范围以内,又可分为东西两部分,中间有高地分开,高地海拔为782米,东部面积大约4900平方公里,有通道与西部相连,西部面积较小,成南北狭长分布,面积为450平方公里,成为罗布泊的最后干涸部分。我们1980年和1981年两次南北纵穿罗布泊时,即是沿着狭长部分通过的。湖底起伏不大,高差不超过20厘米(图3),接近湖岸处,地形起伏较大,最深处低于湖水面2米,湖底海拔为778米。湖岸不但有明显的湖水退缩痕迹(照片6),而且盐壳也翘裂厉害,说明湖水在这里停集时间较长。

在台特马湖和喀拉和顺湖之间,有遗留的干河道连通,这条干河道在阿不旦地区宽30米,下切深度4—5米,阿不旦的居民过去就是乘独木舟沿这条河到喀拉和顺捕鱼为生(照

喀拉和顺和罗布泊之间亦有一条干河道相通,河长约40公里,坡降1/4000。在喀拉和顺湖出口处,河宽约500米左右,河床深约60厘米,有明显的三级阶地,分别高出河床为0.2米、0.6米和2米,河床中还见有野鸭、野鹈、黄羊及马的残尸。两岸为起伏的盐壳和细砂堆积,直到1930年,河中尚断续有水入罗布泊^[9]。在河道入罗布泊处,从航空照片上看出,有明显的歧流痕迹(图4);从卫星象片上亦可看出,有明显的4个叠置的三角洲(图5)不断向湖中延伸。这些三角洲是在公元四世纪后,孔雀河南流入塔里木河,由于水量大增,河流含沙量较大,在入湖处逐渐沉积形成的。在卫星象片上,罗布泊有数道耳轮线,南部明显的有四条,入湖处四个不同时期的叠置三角洲,可以和四条明显的耳轮线相对应。



从以上介绍的罗布泊地区地形及三湖关系情况,可以得到如下的结论:

(2) 由喀拉和顺是一个淡水湖的事实可以说明,直到十九世纪末,罗布泊一直接纳由喀拉和顺来的水量补给,并不是干的。塔里木河水注入喀拉和顺后,水体并没有停滞在这里,而是通过40公里长的河道,进入罗布泊,因此喀拉和顺并不是终点湖,罗布泊才是塔里木河和孔雀河的终点湖。

- 74 -

罗布洼地时,都要最后汇聚到罗布泊,由于地形控制,湖水不可能任意游荡。喀拉和顺湖要比罗布泊高 10 米,所以罗布泊水也不能倒流入喀拉和顺。

(4) 由于自然因素和人为影响,塔里木河与孔雀河在历史时期内有三次大的离合^[9,10],公元五世纪后孔雀河改道入塔里木河,河水从南流注罗布泊。1924 年塔里木河改道沿拉依河入孔雀河,又从北流入罗布泊,直到 1952 年在拉依河口筑坝,方使两河分流,孔雀河入罗布泊,塔里木河入台特马湖。孔雀河与塔里木河这种离合关系,对罗布泊的范围大小有一定影响。当塔里木河汇孔雀河从北流入罗布泊时,由于沿途湖沼不多,水量损耗较少,湖泊水体较大,且位置偏北;当两河从南面入罗布泊时,由于途经喀拉和顺等湖沼,渗漏、蒸发损失较大,湖泊水体较小,且位置偏南。但受地形控制,两河无论从南或从北或各自分流,最后都要归宿到罗布泊。因此在塔里木河和孔雀河水量没有发生显著减少情况下,罗布泊是一个经常有水停积的湖泊,只有形状大小的变化,而无游移和交替的可能。

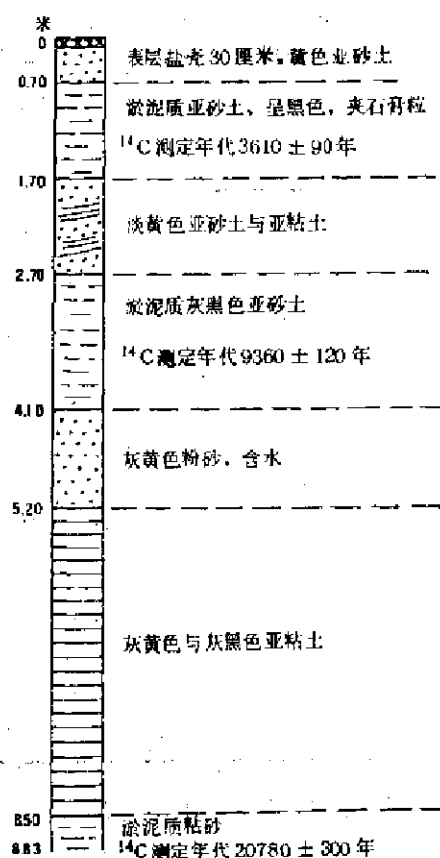


图 7 罗-4 井沉积剖面图

三、湖泊的沉积过程从未偏离湖盆

根据野外观察,湖泊的沉积作用一直在进行着,说明湖水长时期从没有离开过湖盆。塔里木河和孔雀河入湖口处,泥沙含量是较少的,罗布泊湖盆中的沉积作用是微弱的。从罗-4 井浅探结果可以看出(图 7)。罗-4 井位于湖盆中心偏西最低处,井深 8.83 米,整个剖面都为泥沙沉积物,有明显的水平层理,其中有三层黑色淤泥层(照片 8)含腐殖质较多,说明有过三次沉积旋迴。三层黑色淤泥层,经中国社会科学院考古研究所和国家地震局地质研究所¹⁴C 测定,分别为 20780 ± 300 年、9360 ± 120 年和 3610 ± 90 年,说明二万多年来(晚更新世和全新世)罗布泊湖底沉积厚度为 8.83 米,平均年沉积厚度为 0.43 毫米。距地表最近一层黑色淤泥层的沉积年代为 3610 ± 90 年,沉积厚度 1.50 米,年平均沉积厚度为 0.42 毫米,和整个剖面的年沉积速度相似。说明三千多年来,湖泊的沉积作用一直在进行着。

罗-4 井湖相沉积物,经国家地震局地质所孢粉组鉴定。分析样品 18 块,全部富含孢粉,共鉴定孢粉 4797 粒。整个剖面均以灌木及草本植物占绝对优势,除了麻黄、藜、蒿等荒漠植物外,还出现湿生、水生的香蒲、莎草等植物花粉(表 1),这些植物一般是在湖泊边

缘或沼泽里生长。沉积物中含有香蒲属和莎草科植物花粉,说明罗-4井附近就生长这些植物,也有可能随着河水的泥沙在湖中沉积。而在台特马湖南铁-1井钻孔剖面中就没有出现香蒲属和莎草科植物花粉。罗-4井沉积物中,不同层次都有香蒲、莎草等水生植物花粉的分布,说明二万多年来,罗布泊没有长期干涸过,经常是有水停积的(照片9)。

表1 罗-4井香蒲属、莎草科植物花粉的分布

植物名称	深度		0—0.15		0.8		1.1—1.3		1.7		2.0		2.0—2.4		2.6—2.7		2.9	
	粒数及百分数		粒		粒		粒		粒		粒		粒		粒		粒	
香 蒲 属	13	3.1	15	2.4	3	1.1	5	2.1	7	2	3	1	4	1.7	1	0.3		
莎 草 科	2	0.5	2	0.3							2	0.6			1	0.4		

植物名称	深度		3.1		3.1—4.2		4.2		4.8		5.8—6.1		8.1		8.5		8.5—8.83	
	粒数及百分数		粒		粒		粒		粒		粒		粒		粒		粒	
香 蒲 属	2	0.4	3	1.4	2	1	6	2	7	6.1	3	2.7	1	0.5	2	1.1		
莎 草 科	1	0.2																

由于孔雀河和塔里木河入湖含沙量少,罗布泊湖底地形不会发生明显变化。根据¹⁴C的测定资料,三千多年湖底堆积了1.5米厚的沉积物,沉积物有明显的水平层次,并含有香蒲属、莎草等水生植物花粉,说明罗布泊长期是有水进入的,湖泊的沉积作用在持续进行。而在湖水退出地方大部分为坚硬的盐壳,有些用铁锄头也难打破,不易遭受风的吹蚀作用,而使湖底降低。因此,在历史时期,罗布泊湖盆地形,不会发生很大的变化,亦不是一会儿是堆积,一会儿又是吹蚀。因此,斯文赫定提出罗布泊游移的原因的解释是不符合实际情况的。

四、卫星象片的证据

利用地球资源卫星象片,可以使我们鸟瞰罗布泊的全貌,为研究湖泊动态,提供了可靠的科学依据。罗布泊的干涸是在1972年美国第一颗地球资源卫星象片上反映出来的。在罗布泊幅象片上,可以清楚地看到由数道明暗相间的线条构成的类似耳朵状图案(照片10)。这个耳朵状图案就是干涸了的罗布泊湖盆,它真实的记录了罗布泊的演变过程。

根据实际考察,这种耳轮线所形成的不同形态和盐分组成的盐壳。浅色的耳轮线是一种厚层的龟裂状盐壳(照片11)。这种盐壳极其坚硬,有时需要用钢钎和锄头才能打开,盐壳裂片直径0.5—1.0米,裂缝深10—15厘米。每当中午温度高时,盐壳受热发生挤压膨胀,裂片位移错动,拱裂翘曲,相互摩擦,常常发出清脆的“砰!砰!”响声。这类盐壳的厚度一般30—40厘米,最厚可达80—100厘米。表层盐壳为盐与泥沙的胶结体,灰白色,盐分含量为30—50%,在盐分组成上都是氯化钠类型。色调较暗的耳轮线是一

种薄层的龟裂状盐壳(照片 12),这种盐壳比较松软,人行可以留下脚印迹。盐壳裂片直径 15—30 厘米,裂缝 2—3 厘米。盐壳的厚度 10—15 厘米,盐分含量在 5—20%,盐分组成虽仍以氯化钠为主,但 Na_2SO_4 的含量较前述盐壳高,且有苏打存在。表层盐壳松脆,青灰色,盐分含量 10—20%;下层盐壳为疏松呈粉末状盐土混合层,盐分含量在 5—10%。盐壳层下为灰蓝或灰黑色的淤泥层。厚层龟裂状盐壳由于表层坚硬,颜色灰白,裂片表面光滑,光谱反射能力强,所以在卫星象片上色调较浅,薄层龟裂状盐壳表层疏松、粗糙。地面呈灰色,所以光谱吸收性强,在卫星象片上色调较暗。这就是卫星象片上形成具有明暗相间耳轮线的原因。

实际考察证明,凡是罗布泊湖水曾漫及到的地方,都分布着龟裂状盐壳。这是由于当湖滨盐泥变干发生收缩的结果,即由湿胀干裂造成的。至于为什么会形成厚薄不等的盐壳,这与湖泊演变在一个地方停留的时间久暂不一有关。罗布泊地区地下水矿化度十分高,如位于湖中心的罗-4 井和罗-5 井为矿化度高达 105.1—213.2 克/升的卤水。当湖水在一地方停留时间较长时,湖滨高矿化的地下水,在强烈蒸发下,不断向地表积盐,形成厚盐壳,而且时间愈长,盐壳愈厚愈坚硬紧实,拱裂翘曲愈严重。在湖水停积时间较短或迅速退出变干的地方,由于积盐时间较短,盐壳厚度也较小,同时由于湖水浓缩变干残遗的盐分和地下水上升带到地表的盐分混在一起,所以盐壳比较松脆,盐分组成中硫酸盐成分增加,且多有苏打含量。

如上所述,卫星象片上的明暗相间的耳轮线,实际上是厚薄不等的盐壳。这种厚薄不等盐壳的形成,是湖泊在演变中在一个地方停留时间长短不一的标志,代表湖泊演变遗留下的痕迹。罗布泊干涸湖盆的耳轮线同心圆状分布,圆心约在东经 $90^{\circ}25'$ 和北纬 $40^{\circ}10'$ 之间,是一个完全封闭的洼地,没有出口。这说明在历史时间内,罗布泊湖水只是在耳轮线以内有过涨落进退的变化,而从未越出最外圈的耳轮线,即 780 米等高线。如果罗布泊与喀拉和顺湖互相游移,那么湖盆南面的耳轮线应有流出的缺口,就不会形成同心圆分布,这从另一个侧面也说明罗布泊并非游移湖。

参 考 文 献

- [1] Пржевальский, Н. М.: От кульджи за Тянь Шань и на Лоб-Нор М., 1947.
- [2] 斯文赫定著,李达礼译:亚洲腹地旅行记,315—327 页,开明书店出版。
- [3] Huntington, E.: The Pulse of Asia, Chap. XII—XIV, N. Y., 1907.
- [4] 赫纳尔,陈宗器,李良骥译:中国西北之交替湖,方志月刊,第 8 卷,第 4、5 合期,23—35 页,1935 年。
- [5] В. М. 西尼村:罗布诺尔洼地及罗布泊地质史,地质译丛,第 128 卷,第 15 期,第 12—18 页,1955 年。
- [6] 中国科学院新疆综合考察队:新疆地貌,219—225 页,科学出版社,1978 年。
- [7] Э. 莫尔扎也夫:罗布泊——一个游移的湖,地理知识,第 11 期,第 339—341 页,1955 年。
- [8] 陈宗器:罗布诺尔与罗布荒原,地理学报,第 3 卷,第 1 期,1—30 页,1936 年。
- [9] 黄文炳:罗布诺尔考查记,1—13 页,国立北京大学出版社,1948 年。
- [10] 周延儒、赵济:塔里木河中游的变迁问题,新疆维吾尔自治区的自然条件(论文集),60—70 页,科学出版社,1959 年。

库姆塔格沙漠的基本特征

夏训诚

(中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所)

库姆塔格沙漠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。库姆塔格维吾尔语即沙山之意。面积约 20000 平方公里，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(图 1)。

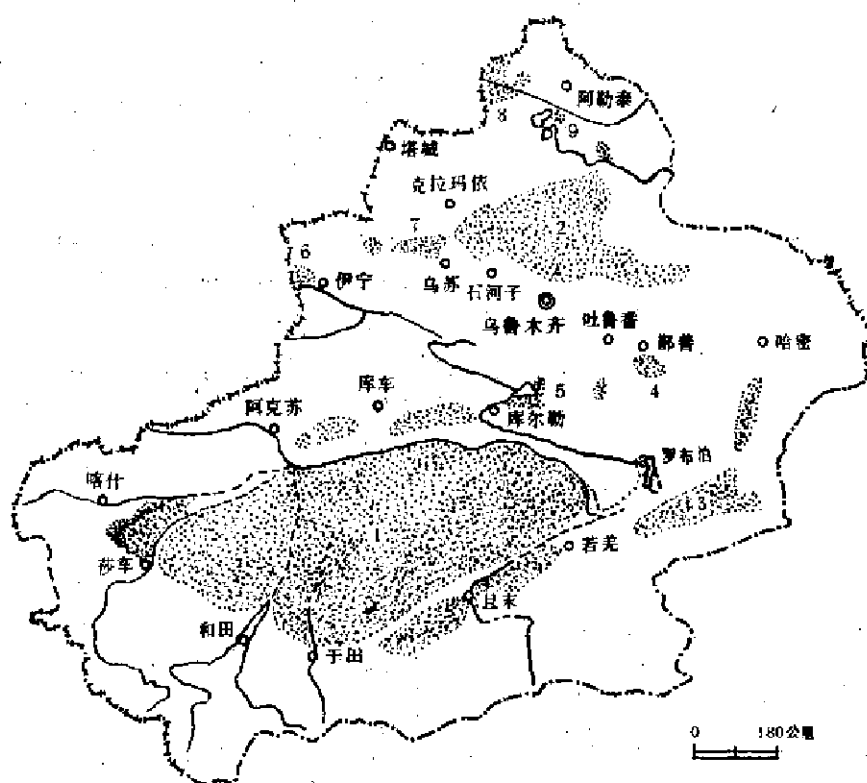


图 1 新疆沙漠分布图

1.塔克拉玛干沙漠; 2.古尔班通古特沙漠; 3.库姆塔格沙漠; 4.鄯善库姆塔格沙漠; 5.焉耆阿克别勒库姆沙漠; 6.伊犁塔克莫尔沙漠; 7.乌苏沙漠; 8.布尔津库姆塔格沙漠; 9.福海沙漠

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研究。解放前一些外国人在此进行过地理旅行。最早的是俄国旅行家 H. M. 普尔热瓦斯基，以后瑞典人斯文赫定，英国人斯坦因等，曾先后发表过不少文章，但多侧重考古方面的资料，附带提到一些自然地理方面的问题。例如普尔热瓦斯基对罗布泊位置的报道，斯坦因对当地一些自然现象的记述，斯

文赫定的地理游记等。其中值得提出的是斯文赫定对罗布泊迁移原因和塔克拉玛干沙漠沙来源的报道。他认为湖泊的迁移是由于它本身淤积的结果，淤积物的来源与风力吹扬沙土降落有关。由于这里有强烈的东北风和大面积的风蚀地存在，斯文赫定认为塔克拉玛干沙漠主要来自罗布泊地区，这些意见长期被中外学者所引用。

解放前，我国科学工作者陈宗器等曾在库姆塔格沙漠北缘做过考察，在自然地理方面有所论述。陈宗器第一次用交替湖来形容罗布泊，并提出罗布泊的变迁是因河流改道所引起。此外，他还对这一带的地理景观，特别是风蚀地貌有所描述。解放后，随着国民经济飞跃发展的需要，来此调查的科学工作者逐渐增多，但由于工作的目的不同，系统的研究库姆塔格沙漠的并不多。可以提出的是，中国科学院沙漠研究所的科学工作者，曾到此作过考察，并绘制了1:200万沙漠图和相应的资料。作者在参加罗布泊考察队的同时，曾有机会在库姆塔格沙漠北缘考察。本文根据实地考察收集的资料，结合航空象片和地球资源卫星象片的分析，就沙漠沙的基本特征、沙漠沙的来源、沙漠形成的时代和羽毛状沙坑的成因等问题进行初步的探讨。

一、第四纪古地理环境

第三纪末和第四纪初，塔里木盆地周围山地受构造运动的影响强烈上升，形成了今日盆地的基本轮廓。由于盆地南缘昆仑山隆起特别强烈，使塔里木盆地由原先中央较高的形势，改变为由西南向东北倾斜。这种受构造运动控制的地势特征，影响了整个盆地内水系的分布和沉积物的性质，使发源于天山、昆仑山和阿尔金山的河流汇合成统一的水系，最后都流入盆地东部罗布泊地区，成为塔里木盆地最低点和集水中心。塔里木河及其支流，把山地风化破坏的物质大量的搬运到罗布泊地区堆积，形成了广大的三角洲、冲积平原和湖积平原。根据钻孔记录，在铁干里克一带第四纪地层厚500米，这些地层主要由细砂、粉砂和亚砂土组成（图2），丰富的沙层，成为库姆塔格沙漠沙的主要来源。

盆地周围隆起的天山、昆仑山是造成塔里木盆地干旱气候的主要原因。这些高大山

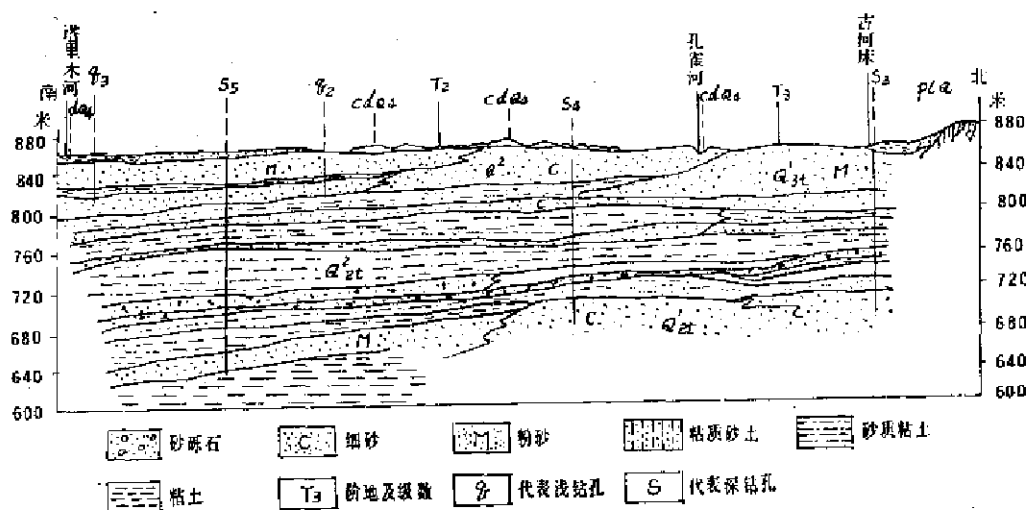


图2 塔里木河下游地质剖面(根据洪里资料)

体的隆起,严重的破坏了北半球的大气环流和水热均衡条件,影响最大的是盆地南缘的青藏高原。平均海拔在 4500 米以上,构成地球上地势最高的“世界屋脊”,阻挡了西南季风的向北流动,使盆地成为干旱气候。由于西南季风进入新疆之路,在第四纪初期被阻挡了,所以塔里木盆地干旱气候应从第四纪初期开始,一直延续至今。在整个第四纪时期,盆地及周围山地气候虽有波动,但干旱气候特征并没有改变。从罗布泊地区广泛出露的第四纪沉积物中,夹有大量的石膏层和盐壳得到证明,这种沉淀物是在极端干旱的气候条件下形成的。或者说当它形成以后曾经处于极干旱气候条件下。塔里木盆地的长期干旱气候是沙漠形成的必要条件。

二、沙漠沙的特征

沙粒是组成沙漠的基本单位,在形成沙漠过程中,风对沙粒不断发生作用,呈现出风成沙独有的特征。因此,研究沙漠沙的特征和他们之间的相互关系,有助于解决沙物质的来源问题。

(一) 沙粒的机械组成

沙粒的粗细、大小,可以用粒级含量的百分数来表示,从库姆塔格沙漠不同地点采集的沙样进行分析结果表明(表 1): ① 大多数沙粒集中在 0.5 毫米以下,特别集中在 0.25—0.1 毫米和 0.1 毫米以下,以细粒级沙为主体。如三垅沙 0.25 毫米以下粒级占 84% 以上。② 由于沙物质的来源不同,从表中可以看出地方性的差异,阳关附近粗粒级(大于 0.25 毫米)仅占 0.21%,而阿基布拉克粗粒级(大于 0.25 毫米)则占 32.6%,反映出物质的来源不同。

表 1 库木塔格沙漠各种粒径(毫米)含量百分数(%)

地点 \ 粒级	>0.15	0.5—0.25	0.25—0.1	<0.1
阳关	0.1	0.11	50.45	48
三垅沙	0.48	15.57	82.3	1.65
阿基布拉克	4.2	28.4	62.54	4.88
科什库都克	8.34	13.7	33.02	45.9
库木库都克	1.8	17.65	58.57	21.9

(二) 沙粒的形态特征

沙粒形态特征,包括沙粒磨圆程度和表面形态等方面。它可以反映沙物质的来源和搬运过程中相互作用。

1. 磨圆度

风力作用时间的长短对沙粒的磨圆度有很大影响,凡是风力加工时间长的,磨圆度就

较好,反之则较差。库姆塔格沙漠沙粒的磨圆度一般较低,说明沙粒被风力加工的时间较短,搬运距离较近,以就地起沙为主。沙粒的大小对磨圆度也有影响,粗沙一般有较好的磨圆度。如在库木库都克以东3公里所采的沙样,磨圆度可达0.7,个别颗粒可达0.9(照片1),而细沙磨圆度较差,磨圆度为0.1—0.3(照片2)。尽管有时都是细沙,但由于搬运距离的远近和加工时间的长短,磨圆度也不一致。南部高大的沙丘磨圆度较好,一般可达0.7左右,而北部刚形成的低矮沙丘,磨圆度较差,一般在0.3左右。

2. 沙粒表面形态及微结构

根据分析结果得知,沙粒的矿物组成以石英、长石为主。其中石英沙粒硬度大,表面特征稳定性强,风力在搬运过程中及其沉积后的变化在石英颗粒上均有明显记录,保存时间也长。我们选择了不同地段的沙粒,在扫描电子显微镜下进行颗粒形态及表面微结构的观察,一般都有如下共同特征。

(1) 麻面结构 反映风力作用下沙粒运动过程中相互磨擦的痕迹,在石英颗粒表面不同范围都有分布(照片3)。

(2) 碟形凹坑 是在风力作用下沙粒运动过程中相互碰撞,由于较大颗粒的打击作用,使石英颗粒表面,出现略近碟形的浅底凹坑(照片4)。

(3) 翻卷薄片 石英颗粒经机械风化作用,在解理面边缘形成一些平行的翻卷薄片(照片5)。

(4) 槽沟 石英沙粒受到冲击刻擦,形成槽沟,槽沟宽窄大体一致(照片6)。

(5) 断裂结构 石英沙粒在运动过程中,由于相互碰撞,形成断裂结构。有的全部断开,有的大部断开,而使破裂的两块之间还有部分接联在一起,形成一条直接裂缝。

(三) 沙粒的矿物组成

从库姆塔格沙漠不同地点沙样矿物分析资料表明,最主要的是比重在2.5—2.8的轻矿物,其中又以石英和长石占大多数,一般为70%,最高可达80%(表2)。比重在2.8

表2 库姆塔格沙漠长石、石英平均含量表

地点	矿物 含量(%)	长石	石英	合计
阿基布拉克		20	45	65
科什库都克		40	30	70
库木库都克		40	30	70
三垅沙		50	25	75
阳关以西		30	50	80

以上的重矿物,含量虽少,但种类繁多。根据矿物多样性的特征,就可以重矿物的组成来确定沙物质的来源。根据新疆地质局中心实验室的分析资料表明,库姆塔格沙漠重矿物有24种之多,其中以磁铁矿、绿帘石、石榴子石和角闪石为主,这四种矿物的总和超过重

矿物含量的 50% 以上。

库姆塔格沙漠沙粒重矿物组成, 与附近下伏沉积物有着相似的特点(表 3)。这说明沙漠沙物质来源于附近下伏沉积物。但由于风的搬运作用, 也有可能造成少量矿物的增加和减少, 致使沙漠沙与附近下伏沉积物在重矿物组合上大致相似, 而在含量上又稍有差异。

表 3 库姆塔格沙漠与附近下伏沉积物在重矿物组成上的比较

地点 重矿物组成(%)	科 什 库 都 克	
	附近下伏沉积物	沙漠沙
磁铁矿	0.03	0.01
石榴子石	0.001	0.0015
绿帘石	0.06	0.009
钛铁矿	少	0.009
赤铁矿	0.0376	0.009
角闪石	0.0015	0.0015
榍石	0.001	少
电气石	微	—
氧化黄铁矿	微	微
重晶石	0.0025	—
金红石	有	微
锆石	有	微
磷灰石	少	微
白钛石	0.0004	微
黑云母-蛭石	0.000968	0.00000742
黝帘石	0.006	有

注: 有为 >100 颗粒; 少为 10—100 颗粒; 微为 1—10 颗粒。

三、沙漠沙的来源和形成时代

(一) 沙漠沙的来源

从组成沙漠沙物质的特征可以得知, 沙漠沙大部分是附近下伏沉积物经风力吹扬和堆积, “就地起沙”形成的。库姆塔格沙漠东西最长 350 公里, 南北最宽 120 公里, 总面积 20000 平方公里, 在这样大范围内, 沙漠附近下伏沉积物有较大的差异, 因此沙物质的来源受下伏沉积物的影响, 来源多种多样。概括起来可分为以下几种成因类型。

1. 来源于古代湖相沉积物

罗布泊地区是塔里木盆地最低洼的部分, 是整个盆地集水中心, 形成了广大的湖河相沉积平原。库姆塔格沙漠北缘大面积出露的雅丹地貌, 大部分为第四纪的湖相沉积物剖面, 主要是由细沙和粘土互层组成(图 3)。强劲的东北风, 年复一年地吹刮这些湖相沉积物, 像巨大锐利的铁梳子掠过地面, 梳刮掉疏松的沙层, 留下不易风蚀的粘土岩层, 组成雅

丹地貌。而被梳刮掉的疏松沙层，随着东北风的搬运，堆积在阿尔金山北麓，组成库姆塔格沙漠。

2. 来源于河流的冲积物

在库姆塔格沙漠东部，过去疏勒河曾经流过这里，沉积了河流相沉积物。这些河流相沉积物，主要是由细砂、粉砂和粘土互层组成（图4）。经东北风的吹蚀作用，疏松的沙层成为库姆塔格沙漠东部的沙物质主要来源。

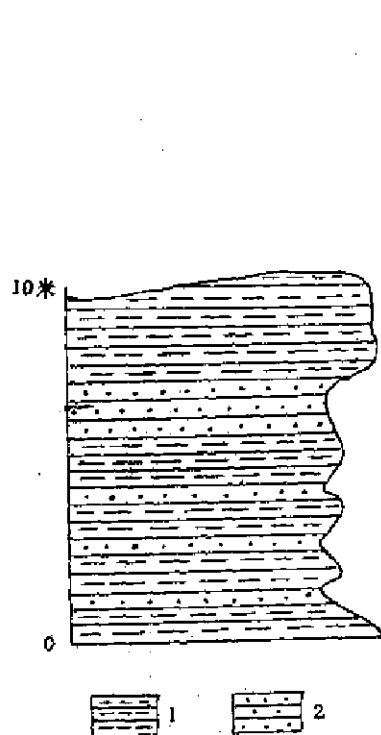


图3 八一井西湖相沉积剖面
1. 粘土层； 2. 砂层

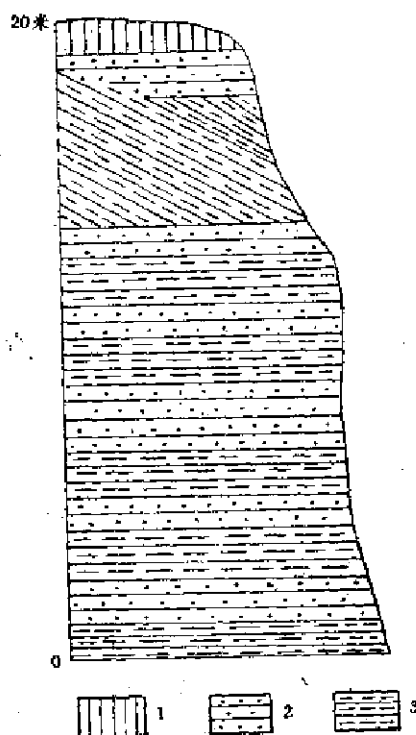


图4 奋斗井附近河相沉积剖面
1. 盐壳层； 2. 砂层； 3. 粘土层

3. 来源于洪积物

在克孜勒塔格山南麓及三垅沙以北一带，有大面积洪积物分布区。洪积物主要是由砾石夹粗细砂组成（图5），现表面都为砾石，其中细粒沙在东北风吹刮下，成为库姆塔格沙漠沙源之一。特别是在沙漠东北部，通过三垅沙一带提供了不少沙源。以洪积物为主的沙源地区，一般颗粒较粗。

4. 来源于基岩风化的残积、坡积物

在阿奇克谷地两侧，分布有第三纪及第三纪以前岩系组成的低山丘陵，这些低山丘陵主要为泥岩及沙岩组成。由于受机械风化作用，剥蚀成大小不等的碎片，其中细粒部分，也成为库姆塔格沙漠的沙源之一。

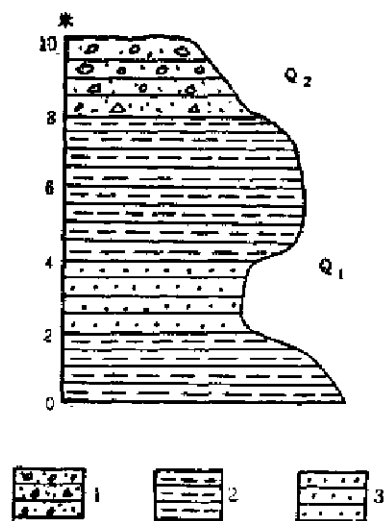


图5 库姆塔格沙漠北缘洪积沉积剖面
1. 洪积砾石层； 2. 粘土层； 3. 砂层

(二) 沙漠形成的时代

关于库姆塔格沙漠形成的年代，因目前缺乏绝对年龄测定资料，尚难准确断定，现只能根据沙漠下伏沉积、第四纪古地理环境、沙丘沙形态和 ^{14}C 测定等方面的资料，对库姆塔格沙漠形成相对年代，作一大致的推断。

1. 沙漠下伏沉积物

库姆塔格沙漠北部，有些下伏沉积物出露地表（照片7）。这些沉积物为砾石夹浅红色、浅灰色泥砂岩互层（图6）。一般未胶结，比较疏松，对比罗布泊地区第四纪地层，应划为中更新统。库姆塔格沙漠大部分覆盖在中更新统上，说明该沙漠的形成是在中更新

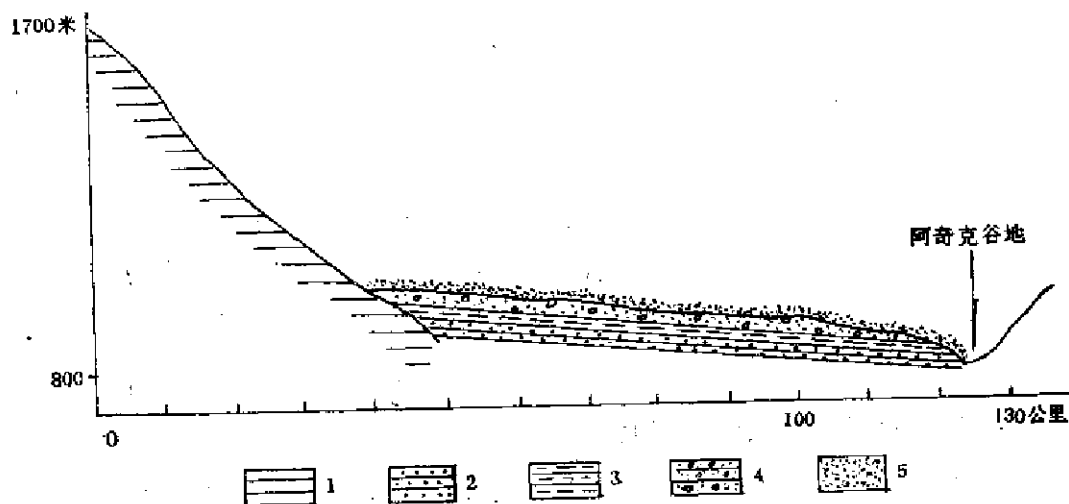


图6 阿尔金山北麓第四纪沉积剖面
1. 基岩 2. 砂层； 3. 粘土层； 4. 洪积砾石层； 5. 流动沙丘

世以后。

2. 第四纪古地理环境

早更新世以后,随着青藏高原及其边缘山地进一步隆起,终于成了季风深入大陆的严重障碍,形成了塔里木盆地干旱气候。其干旱气候的特点是:降水量稀少,冷热变化剧烈,风沙活动频繁。这为沙漠的形成创造了条件。因此,库姆塔格沙漠应在塔里木盆地干旱气候形成以后一段时间形成。

3. 沙丘形态

对于沙丘高度与形成年龄的关系,一般说沙丘形成年龄愈老,沙丘也愈高大,形态越复杂。库姆塔格沙漠一般南部高北部低,南部沙丘高可达70—80米,而北部一般在10米左右,具有从南向北阶梯状降低的特点。反映了沙漠发展过程,由南向北不断发展扩大的(照片8)。

4. ^{14}C 年代的测定

在库姆塔格沙漠北部,羽毛状沙垅分布地区,有埋压在沙丘中的古代枯死的怪柳、沙拐枣群丛,经 ^{14}C 实验室测定,绝对年龄为 4600 ± 100 年,说明在4600年以前,这里还能生长植物,而沙丘是在4600年以后才发展起来的。

综上所述,库姆塔格沙漠的形成年代,应当是在中更新世以后开始出现,而在晚更新世以后才进一步发展扩大,形成今日这样规模的沙漠。最初在南部,然后在北部,由南向北逐渐向阿奇克谷地扩展。

四、沙丘形态特征

沙丘的形成发育,是干燥气候条件下风和沙相互作用的结果。库姆塔格沙漠的沙丘形态,主要有以下五种类型。

(一) 羽毛状沙垄

在库姆塔格沙漠北部,主要为羽毛状沙垄分布地区,面积约4000平方公里,占整个沙漠面积的 $1/5$ 。羽毛状沙垄是受东北风的影响下,作东北-西南方向顺山坡向上延伸,沙垄之间为一些低矮的沙埂所分布,沙垄与沙埂交角接近直角,沙垄好似羽毛的管子,沙埂好似管子两侧的羽毛,从而形成独特的羽毛状沙垅(照片9)。沙垄高度一般为10—20米,两侧斜坡均较平缓,坡度在 $15-20^\circ$,垄体宽50—100米,垄间宽500—1000米,长12公里至数十公里,在羽毛状沙垄的迎风坡部位常见有高起的新月形沙堆。

(二) 金字塔沙丘

本区这种沙丘形态因与埃及的金字塔相似,所以称金字塔沙丘,主要分布在库姆塔格

沙漠南部,阿尔金山北麓山前丘陵和台地上,沙丘除受东北风作用外,还受阿尔金山局部气流的影响,是多方向风作用下的产物,沙丘成锥体状,具有三角形的斜面、锐角的顶和狭窄的稜脊线,一般有3—4个稜面,其稜面往往代表一个风向。丘体都很高大,一般高50—80米,也有超过100—200米的。有时作单个的零星分布,有时也聚集成金字塔沙丘群(照片10)。

(三) 半固定灌丛沙丘

在阿奇克谷地,由于地下水位较高,生长有红柳、沙拐枣、白刺等植物,这些植物拦截了风沙流中的沙子,形成半固定灌丛沙丘。随着植物的生长,灌丛沙丘体积也不断扩大。这类沙丘在平面图上呈圆形或椭圆形,沙丘高度受植物体的影响,一般高1—5米,也有高达10米左右。这类沙丘仅分布在库姆塔格沙漠北缘及东部个别有泉水出露地区,面积不大。

(四) 新月形沙丘链

在库姆塔格沙漠北缘和三垅沙一线,分布有新月形沙丘链。新月形沙丘链是在沙子供应比较丰富的情况下,由单个的新月形沙丘相互连接而成。一般由3—4个,最多由十数个连成,沙丘高3—5米,也有高达十数米。其形态随着各地风信情况的不同而有所差异,在东北风作用下,沙丘链在形态上仍然保留原来新月形沙丘弯曲的弧形体痕迹,两翼也较明显,有一定的弯曲,平面形态依然反映新月形的特征。这类沙丘移动速度较快,在三垅沙一线,沙丘由东北向西南移动,年前移量为5—10米。

(五) 复合型纵向沙垄

主要分布在库姆塔格沙漠南部,排列方向与主风向平行或作 30° 左右的交角,是由数道沙垄叠置而成,面积约16000平方公里,组成库姆塔格沙漠的主体。复合型沙垄延伸很长,一般在10—20公里,也有达40—50公里。垄高50—80米,垄体宽500—1000米,垄间宽400—600米(照片11)。其间分布有低矮的沙垄或新月形沙丘链。复合型纵向沙垄受下伏沟谷切割的山坡地形的影响,经常为南北方向的沟谷所切割,分布在梁状山坡上。

五、羽毛状沙垄的成因

对各种形态沙丘的成因,国内外学者曾进行过专门的研究。但关于羽毛状沙垄的成因,则很少论述。关于羽毛状沙垄的成因,我们目前还缺乏有关它们形成发育的动态资料,现仅能根据实地考察和航空象片、卫星象片的分析资料,对其形成发育机理作初步探讨。

沙漠地区沙丘形态极为复杂,但按其沙丘形态与风向之间的相互关系,大体上可分为两大类型:① 平行于风向的纵向沙丘形态——新月形沙垄、沙垄等;② 垂直于风向的

横向沙丘形态——新月形沙丘、新月形沙丘链和复合型沙丘链等。羽毛状沙垄基本上平行于风向,属于纵向沙丘形态的一种。

关于纵向沙垄的成因,国内外学者有过各种各样的解释。我们认为形成羽毛状沙垄,必须具备以下几个条件:

1. 单方向风或两个相近方向风的作用

罗布泊地区最多风向为 NE, 占 16%, 其次为 NNE 占 15% (表 4)。从全年各月中看, 最多风向及其频率每个月都是 NE 风。

表 4 累年各风向平均风速及其频率

项目 \ 风向	Z	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	WN	NNW	C
风速	5.8	6.7	7.4	7.5	5.7	4.7	3.7	3.9	3.0	3.2	3.8	4.9	4.3	3.5	3.7	4.3	
频率	10	15	16	11	8	5	3	2	2	3	4	5	3	2	3	4	3

2. 具有广大平坦的地面

纵向沙垄一般延伸很长,从几公里至几十公里,需要有一定的活动范围。阿尔金山北麓为大面积的湖相沉积,地面平坦,受山地的影响,微向南抬升,地形条件适合于纵向沙垄的发育。

3. 有丰富的沙物质来源

罗布泊地区皆为湖河相沉积,主要岩性为细沙和粘土互层,丰富的沙源是纵向沙垄形成的物质基础。

根据野外观察,羽毛状沙垄最初是由新月形沙丘发育而来(照片 12),从照片中可以看出,在羽毛状沙垄的迎风侧,都保留有新月形沙丘的形态。新月形沙丘形成后,受主风向的影响,不断向南移动。而至阿尔金山北麓,气流受山地的顶托作用,风向有明显的变化,不但有北北东方向的风,也有北东方向的风,在两种风向呈锐角斜交的情况下,新月形沙丘一翼向前延伸很长,而另一翼则相对退缩,形成外形像鱼钩状的新月形沙垄。新月形沙垄是沿着风的合力方向延伸的,与两个风向都成一定的角度斜交。S. R. 汉纳通过在大气中和实验室里的观察,以及从流体力学稳定性理论分析,认为大气边界空气的主要运动方式是近乎平行平均气流的一种纵向螺旋状涡流。大气巨型纵向螺旋状涡流作用导致了纵向沙垄的形成(图 7)。

新月形沙垄形成后,具有螺旋状前进运动的涡旋的不断发展,沙子顺着沙垄延伸方向搬运和堆积,使垄体不断增高和向前延伸。继续向南伸延,往往会使原来新月形沙丘形态变得不明显,甚至消失,而仅留下由一翼延伸形成的沙垄。在沙垄不断增高和延伸的同时,由于罗布泊地区沙源特别丰富,螺旋状前进运动的涡旋,只能带走一部分沙子供应沙垄的增高和延伸,另一部分沙子则堆积在沙垄两侧或垅间,组成互相平行的小沙埂,垂直于沙垄,形成特殊的羽毛状沙垄。在沙源不丰富的地区,新月形沙垄后,不会有平行沙埂

的出现,如且末东南阿尔金山麓的新月形沙垄,附近皆为砾质戈壁,缺乏沙源,故在沙垄两侧没有平行沙埂分布。

羽毛状沙垄不断向阿尔金山坡延伸,由于地形或风向的变化,新形成的沙垄不断加

入,使沙垄与沙垄之间的距离逐渐缩小,最后合并成复合型纵向沙垄。如三垄沙以东分布的11道沙垄,原来每道垄间宽500米左右,沙垄在向南延伸过程中,垄间距离逐渐变窄,最后重叠合并成复合型纵向沙垄(照片13)。受地形影响风向变化的地区,也零星分布有金字塔沙丘。库姆塔格沙漠沙丘形态的发展,可以简单的归纳成下列图式:新月形沙丘→新月形沙垄→沙垄→羽毛状沙垄→复合型纵向沙垄→金字塔沙丘。

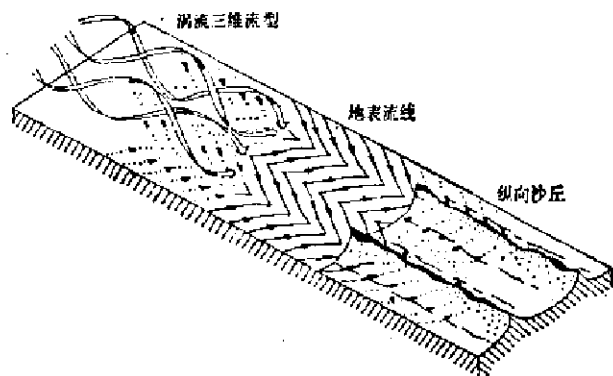


图7 纵向涡流与纵向沙丘的形成(据文献[1]改绘)

六、结 论

(1) 第四纪初期干旱气候是沙漠形成的必要条件,巨厚的湖相沉积物提供了丰富的沙源,库姆塔格沙漠主要是“就地起沙”形成的。

(2) 库姆塔格沙漠从中更新世开始出现,主要在晚更新世以后才进一步发展扩大,形成今日这样规模的沙漠。最初在南部,由南向北逐渐向阿奇克谷地扩展。

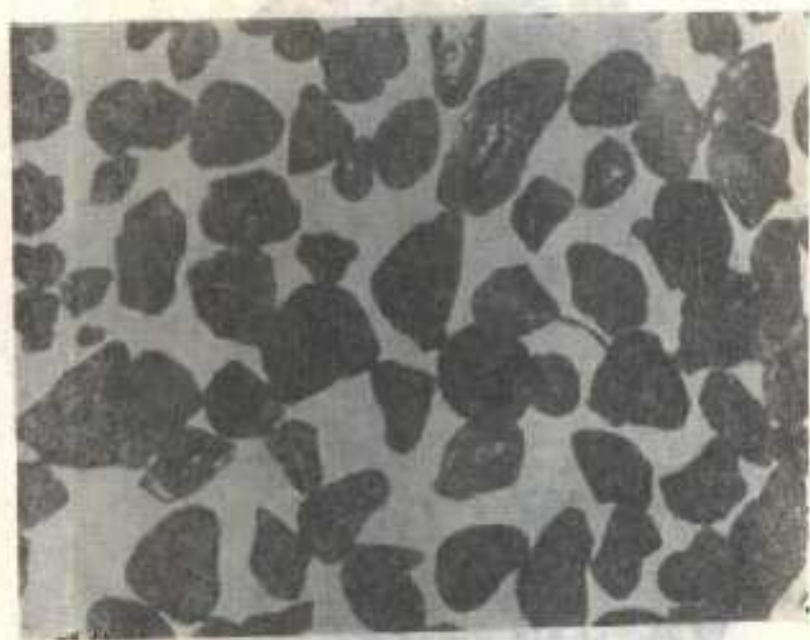
(3) 库姆塔格沙漠的沙垄是由新月形沙丘和新月形沙垄逐渐演变而成。又由于沙源丰富,在沙垄两侧或垄间发育了数道平行的小沙埂,垂直于沙垄,形成了特殊的羽毛状沙垄形态。库姆塔格沙漠沙丘形态的发展,可以简单的归纳成下列图式:新月形沙丘→新月形沙垄→沙垄→羽毛状沙垄→复合型纵向沙垄→金字塔沙丘。

参 考 文 献

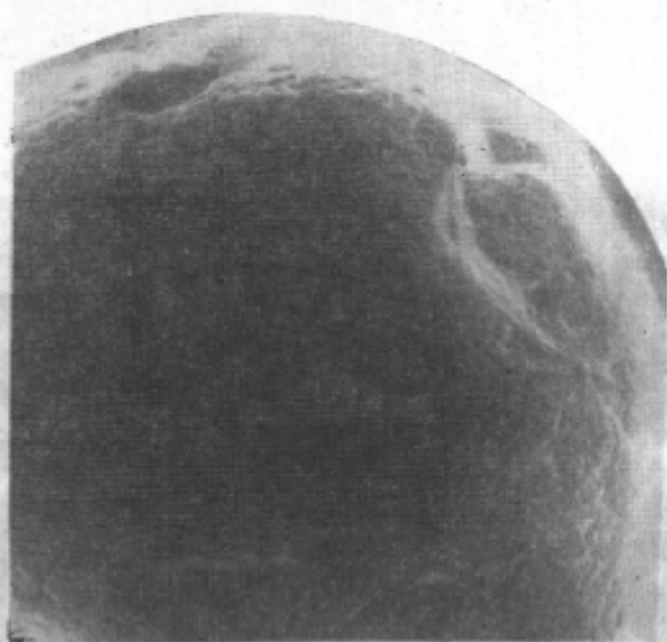
- [1] Hanna, S. R.: J. Applied Meteorology, 874—883, 1969.
- [2] 朱震达等: 中国沙漠概论, 科学出版社, 1980年。
- [3] 陈永宗: 1960年全国地理学术会议论文集(地貌), 221—236, 科学出版社。
- [4] 吴正: 塔克拉玛干沙漠成因的探讨, 地理学报, 第36卷, 第3期 280—291, 1981年。
- [5] 中国科学院新疆综合考察队: 新疆地貌, 科学出版社, 1978年。
- [6] 王永毅等: 黄土中石英颗粒表面结构与中国黄土的成因, 地理学报, 第36卷, 第1期, 36—39, 1982年。
- [7] 杨逸畴等: 西藏高原地貌的形成和演化, 地理学报, 第37卷, 第1期, 76—86, 1982年。
- [8] 朱震达等: 塔克拉玛干沙漠风沙地貌研究, 科学出版社, 1981年。



照片 1 磨圓度好的石英砂粒 ×50



照片 2 磨圓度差的石英砂粒 ×100



照片 3 风成砂颗粒表面有细小的麻点 $\times 100$

0.5 $\times$ 风成砂颗粒表面有碟形的浅底凹坑 1 廿四



照片 4 风成砂颗粒表面有碟形的浅底凹坑 $\times 150$



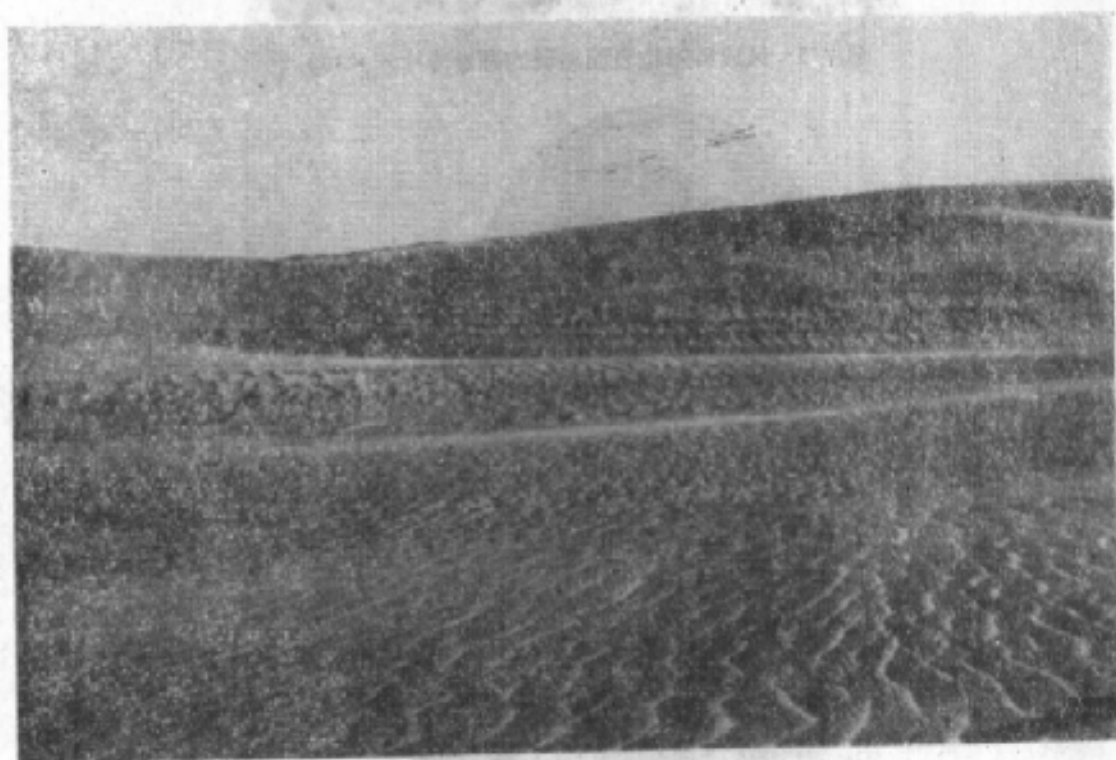
照片 5 风成砂颗粒表面出现的瓣卷薄片 $\times 300$



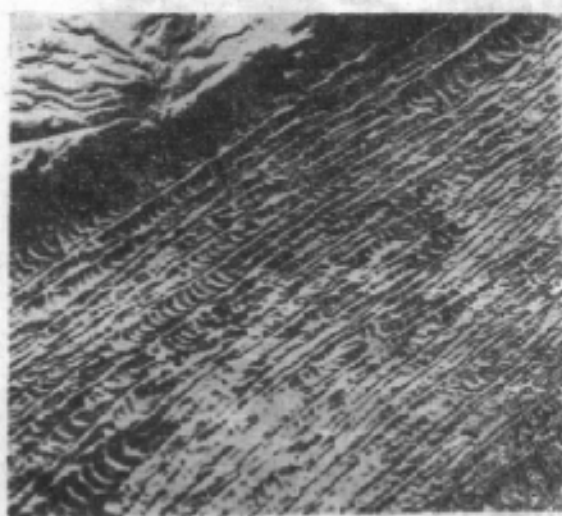
照片 6 风成砂颗粒表面出现的槽沟 $\times 100$



照片 7 库姆塔格沙漠北部出露的第四纪地层



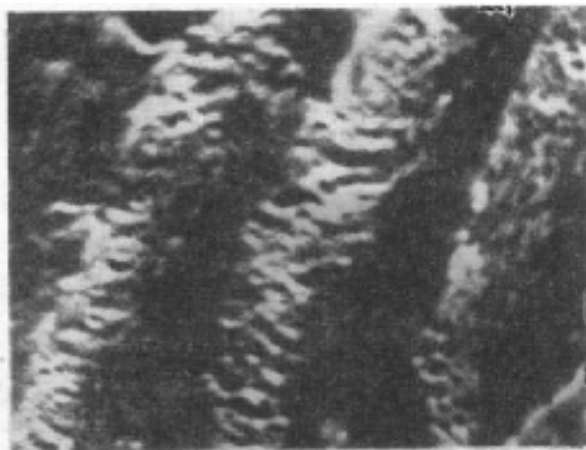
照片 8 库姆塔格沙漠北部的羽毛状沙垄



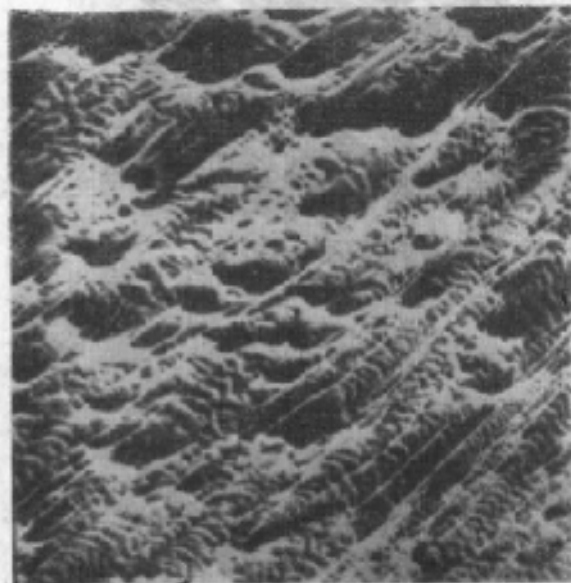
照片 9 库姆塔格沙漠的羽毛状沙垄



照片 10 库姆塔格沙漠南部的金字塔沙丘



照片 11 复合型纵向沙垄



照片 12 羽毛状沙垄迎风
侧保留有新月形
沙丘的痕迹



照片 13 单个羽毛状沙垄
合并成复合型纵
向沙垄

历史时期罗布泊地区地理环境的变迁

樊 自 立

(中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所)

地理环境是人类赖以生存的空间。地理环境的变迁,必定会给人类带来巨大的影响。同时人类活动也会使地理环境发生不同程度的改变,甚至会产生意想不到的结果。只有不断地扩大和加深对地理环境的历史和现状的认识,才能做到比较合理地利用自然和比较有效地改造自然。因此研究地理环境的变迁一直为国内外地理学者所重视。

塔里木盆地是一个封闭的内陆盆地,罗布泊位于盆地东北最低处,是盆地各主要河流的最下游和地表径流的最后归宿地,对水分的变化最敏感。受干旱荒漠气候影响,这里自然环境结构层次简单,生态系统十分脆弱,因此在受到人为影响,特别是人类生产活动使水资源在地域分配上产生变化时,会引起自然环境发生一系列相应的变化。本文拟就历史时期本区湖泊、河流、植被、沙漠几个方面的变迁来予以阐明,并想通过解剖这个地区的自然环境演变,为今后综合治理塔里木河,也为保护和合理利用塔里木河流域自然资源,提出一些粗浅意见。

一、湖泊的变迁¹⁾

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年测绘的五十万分之一地形图上,从铁干里克以下到罗布泊,有大小不等的三十余个湖泊,现在这些湖泊除少数几个还能得到塔里木河水补给外,其余大多干涸。

1. 罗布泊

它是罗布洼地最大的一个湖泊。在我国的史书典籍中曾有“潏泽”(《山海经》)“盐泽”(《史记》和《汉书》)“蒲昌海”和“牢兰海”(《水经注》)等名。晋郭璞注《山海经·西山经》曰:“潏,水色黑也。”又有水面弯弯曲曲深入陆地,水入山坳的意思,犹如今日的海湾^[1]。可见在春秋战国时期,罗布泊向东可深入阿奇克谷地西部,几乎充满了整个湖盆。《汉书》记载罗布泊面积“广袤三百里,其水停居,冬夏不增减”亦是十分辽阔的。《水经注》形容罗布泊“其中洄湍电转,为隐沦之脉,当其环流之上,飞禽宿鸢于霄中者,无不坠于渊波也。”这段描述虽有所夸张,但却说明在魏晋时期,罗布泊水面仍然很大。唐、宋、元、明四代(公元7—17世纪)对罗布泊虽有记载,但无面积大小范围的说明。到了清代由阿弥达等人前往

1) 这里所指的湖泊变迁是指湖泊水域缩小和变干过程。关于罗布泊的迁移问题,另有专文述及。

青海进行河源考察(乾隆四十七年,即公元1782年),他们来到了罗布泊地区,据其亲历,称罗布泊“为西域巨泽,在西域近东偏北,合受西偏众山水……淖尔东西二百余里,南北百余里,冬夏不盈不缩。”(《河源纪略》卷九)据此,清初罗布泊面积亦很大,但比起汉代以前就缩小多了。到了清末,据《辛卯侍行记》记载,罗布泊“水涨时东西长八九十里,南北宽二、三里或一、二里不等。”比起清初面积又大大缩小了。以上是我国历史文献对罗布泊范围大小的记载。虽仅文字描述,不很精确,但亦可看出它逐步由大到小的变化过程。

近代对罗布泊作精确测量的,是我国陈宗器等人。他们于1930—1931年实测罗布泊面积约1900平方公里,“略作葫芦形,南北纵长一百七十里,东西宽度:北部较窄约四十里,南部向东膨涨处有九十里(华里)。”^[1]稍后在1942年苏制五十万分之一地形图上罗布泊面积为3006平方公里,比1931年湖泊向西移动30—50公里,水面面积增加了60%^[2]。但这与卫星象片反映的湖的西岸对照,显然是夸大了,特别是位置过于偏西。在1962年根据航测编绘的1/20万地形图上,罗布泊面积为660平方公里,呈“纺锤形”。湖的西岸线与1931年基本吻合,在东经90°附近,东岸线向西收缩5—25公里。罗布泊的真正干涸,是在美国1972年第一颗人造地球资源卫星象片上反映出来的。近期退出湖盆形成薄的龟裂状盐壳,较早退出的湖盆则形成厚层龟裂状盐壳。

2. 喀拉和顺湖

即《河源纪略》所讲的罗布淖尔“南方有藕池四,为鄂尔沟海图,巴哈喀逊弩奇图色钦,弩奇图抗阿,塔里木池”,巴哈喀逊弩奇图色钦即喀拉和顺的不同汉译音。在《辛卯侍行记》中把喀拉和顺又称作“黑泥海子”和“芦花海子”。实际上,喀拉和顺湖是塔里木河入罗布泊之前受红柳沟洪积扇阻隔而形成的,且仍然保持着河道形态的两个积水洼地。靠北的一个东西长约30公里,南北宽约5—10公里,面积约790平方公里。靠南一个面积较小只有200平方公里。根据普尔热瓦斯基和斯文赫定的记载,喀拉和顺是淡水湖^[3],湖周生长着高大茂密的芦苇。1921年当塔里木河改道从孔雀河入罗布泊后,1931年陈宗器还记载喀拉和顺有间断水流流向罗布泊,但“尝其水味又苦”^[4],湖水矿化度开始升高,由此判断喀拉和顺大约从1931年后逐渐消亡。现在这里地面全为15—20厘米厚的盐壳,但湖的边沿地区还有大量枯死芦苇的根茬及淡水螺壳。

3. 台特马湖

又称喀拉布郎海子,其位置相当于《河源纪略》附图中的罗布泊西南未署名的海子。《新疆图志》称它为“阿不旦海子”。除接纳车尔臣河水外,瓦石峡河、若羌河及米兰河水也流入该湖。湖泊范围最大时至罗布屯向东可延伸到阿不旦。按《辛卯侍行记》讲,“自罗布庄南行盐水泥淖四十里”。可见台特马湖连同附近的沼泽盐泥地南北宽度将近20公里。塔里木河过去是从七克里克流向喀拉和顺的。1952年在塔里木河中游的汉流拉因河口筑大坝阻止河水流入孔雀河,把主流逼入流经铁干里克的故道,下游折向东南才入台特马湖。1962年时台特马湖的面积为88平方公里,湖水矿化度7.69克/升^[5]。到1981年5月调查时,湖水全部干涸,只有由车尔臣河的一些河曲形成的牛軛湖,还有一些残存的积水,

[1] 中国科学院新疆综合考察队:新疆水文地理,科学出版社,1966年。

矿化度高达 17.6 克/升。湖盆现为 5—15 厘米厚的较松软盐壳,湖滨芦苇全部死亡,不少地段积沙 30—50 厘米厚。

4. 柴鲁特库勒、买尔代克库里及帕塔里克库里等湖群

柴鲁特库勒湖群,是 1942 年测制的塔里木河下游向沙漠尖灭的湖群组,共有大小湖泊 12 个。到 1959 年时这些湖泊全部干涸,但地面仍留下 20 厘米厚的粗泥炭,有些地方出现风蚀洼地和瓣状沙丘^[9]。据卫星象片和最新地形图判读,目前这里全是半固定沙丘和流动的新月型沙丘,湖泊的踪迹荡然无存。买尔代克湖群是孔雀河支流依列克河在阿拉干以北形成的一系列河间湖。现除其文库勒有从铁干里克来的农田排水补给未干涸外,其余全部干涸,并变成 1—2 米高的灌丛沙堆,原河道湖旁的胡杨被沙埋没只露出树冠。帕塔里克湖群也是孔雀河一条向东南深入沙漠中的支流形成的河间湖,《辛卯侍行记》称其为“营盘海子……周约三十余里”。1934 年陈宗器等人也看到,在营盘以下“沿河有无数之湖沼,南岸尤多,为淡水或咸水,视其有出口与否而定。产鱼、多草……湖以雅堪居尔为最大,长在二十里以上。”^[12]在 1942 年地形图上,这些湖泊大部存在,现因孔雀河在营盘以下完全断流,所以全部变干。原来的湖底已遭受风蚀并出现瓣状沙丘。

5. 彦格库勒湖群

是本区现在唯一有水的湖群。这些湖泊位于卡拉至铁干里克塔里木河南岸,是塔里木河在汛期注入南岸沙丘间的凹地而蓄水形成的。凹地的形成是长期定向风蚀作用的结果。近年来由于塔里木河汛期推迟,洪水减少,湖群中有 5 个变干,剩下的 5 个水位也显著下降,大多降低 1—2 米,湖水矿化度升高到 4.9 克/升,使住在湖边捕鱼的人需从远处拉淡水饮用。

二、河道的变迁

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因而才干涸。

1. 塔里木河

它是我国最大的内陆河,按《水经注》记载,在北魏(公元五至六世纪)以前是分南北两河入于罗布泊。塔里木“北河”上游由喀什噶尔河和阿克苏河构成,流经沙雅南汇渭干河(龟兹川水),入轮台境转向东北,沿今群尔库木沙漠北的塔里木河古河道(现为农垦 29 团农田排水容泄区),在库尔勒西南入孔雀河至罗布泊。塔里木“南河”上游由叶尔羌河和田河构成,大体上是沿塔里木河之南的阿合达利亚,在尉犁南卡拉投入今塔里木河下游段(阿合达利亚维语意为遥远的河流,《西域水道记》称其为“额尔沟果勒”。在其南仍有干河,疑为更早时期的塔里木南河故道),经铁干里克和阿拉干从南入罗布泊。到了唐代按《通典·于阗传》小注讲,“于阗河,名首杖河,亦名树枝河,或云黄河也,北流七百里入计戎河,一名计首河,即葱岭南河,同入盐泽。”葱岭南河一般均指叶尔羌河。又按《新唐书·地

理志》(卷四十三)讲,“又六十里至拨换城,一日威戎城,曰姑墨州(今哈拉玉尔滚一带),南临思浑河。”思浑河即今之塔里木河。据此,唐代塔里木河中上游河网形势与北魏之前比较无多大变化,仍分南北两支。塔里木河现在的水网形势大致是在十七至十八世纪形成的,在1775年测制的《大清一统舆图》上,把和田河、叶尔羌河、喀什噶尔河及阿克苏河四河汇合处绘在今阿克苏南的阿拉尔地区,汇合处中间为一小岛,这与《河源纪略》“会处四水交贯,形若牛栏”相吻合。四水汇阿拉尔后和田河仍有一部分水入阿合达利亚,大约在百年之前阿合达利亚河才断流^[6]。塔里木河在中游地区(哈达墩至群克)地形平坦,坡降很小,河水携带泥沙在河床中堆积,使河床不断淤高,汛期容纳不了洪水,经常发生泛滥,因而使河道经常摆动。当主流偏北时,在下游则取孔雀河入罗布泊;当主流偏南时,则沿今塔里木河道从南入罗布泊。这对罗布泊范围大小有一定影响。

塔里木河过去的水量大小,只能根据一些片断的历史记载分析,如《西域水道记》(卷二)称“塔里木河,河水汪洋东逝,两岸旷邈弥望直泽”。称其支流阿克苏河“五月河流未盛,已有浩淼之思矣”,并称渭干河“水盛可以行舟”。由此可知,塔里木河在十九世纪初,水量是很大的。直到十九世纪末,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,次年5月枯水期又乘同一大木船到七克里克。^[4]塔里木河水量向下游减少并发生季节断流,是从本世纪初开始的,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,城邑逼流入渠,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。”塔里木河水向下游急骤减少和断流还是发生在解放以后。由于上游支流不断增加引水扩大灌溉面积,使汇入塔里木河干流的水量日趋减少。塔里木河在阿拉尔站,现在年径流量为49.7亿立方米,主要依靠阿克苏河补给,次为和田河和叶尔羌河,各河占阿拉尔站径流组成的百分比分别为76.2, 18.5及5.3。阿拉尔站以下再无支流汇入,受自然和人为引水影响,水量在流泄过程中,愈往下游减少愈快,据统计至新渠满站减少至43.2亿立方米,到大坝站为31.7亿立方米,至卡拉站只剩下9.5亿立方米,为阿拉尔站的19.1%。阿拉尔至新渠满河长180公里,沿途水量减少7.8亿立方米,平均每公里减少360万立方米。新渠满至大坝河长284公里,水量减少11.5亿立方米,平均每公里减少400万立方米。大坝至卡拉河长203公里,径流减少了21.20亿立方米,平均每公里损耗水量达1010万立方米,为上游河段的两倍。塔里木河的中游段水量损失特别严重的原因,既有不利自然因素,也有人为不合理利用的影响。中游地区地势平坦,坡降很小,汊流众多,洪水期河槽不固定,水流到处漫溢。在这种自然条件下,人们为了灌溉草场和农田,往往无节制地乱引乱放,进而更加扩大了洪水期水流漫溢分散范围,使大量河水进入湖泊、沼泽和洼地,除少量能被利用或在下游重新归入主河道外,绝大部分消耗在蒸发和渗漏。塔里木河在卡拉以下,农垦对河流水量的影响更加突出。为了解决铁千里克灌区的灌溉水源,把卡拉以下的水量几乎全部拦蓄在大西海子水库,只有丰水年份才有少量余水下泄,这些余水最远只能流到英苏,英苏以下河水完全断绝,在阿拉干一带,塔里木河主河道已断续被流沙掩埋。

2. 孔雀河

孔雀河是流入罗布洼地的第二条大河。《山海经》称它为“敦薨之水”,按《水经注》记

载,北魏以前它是流入塔里木“北河”,再注罗布泊。根据斯坦因1906年在楼兰遗址获得的文书,有“溉北河田一顷”及“水大波深必泛。”¹⁾等语,可知孔雀河确属塔里木“北河”下段,并且在当时水量是很大的。以后随着楼兰的衰亡(公元330年以后),孔雀河水量也日渐减少,至隋唐时代孔雀河大致由帕塔里克库里一带穿越罗布沙漠向东南流动。本世纪三十年代贝格曼(E. Bergman)在这里发掘考察,称这条河为“小河”。从考古遗物和遗址的观察分析,贝格曼指出“约略年代是公元600—1000年,……。”²⁾到了清代按《大清一统舆图》及《新疆图志》(水道四)记载,孔雀河是汇塔里木河支流英气盖河(又称渭干北河),从铁门堡沿依列克河在铁干里克一带入塔里木河,同注罗布泊。近代孔雀河发生大的变化是在1921年,塔里木河在尉犁东河塘一带冲开一条小水磨沟渠,形成拉因河(泥河),在普惠入孔雀河,沿库鲁克河(孔雀河下游遗留的故道)重新从北面注入罗布泊³⁾。1934年陈宗器等人在尉犁乘独木舟可直通罗布泊,6月在库鲁克河却尔克测得河水流量为40立方米/秒;8月9日于同一地点测得流量为112.5立方米/秒⁴⁾。可见孔雀河当时流入罗布泊的水量是相当大的。1952年在拉因河口筑大坝,使塔里河水重归故道。经铁干里克、阿拉干最后入台特马湖,孔雀河与塔里木河分离后仍沿库鲁克河入罗布泊。

孔雀河上源为开都河。开都河多年平均径流量为35亿立方米。流入博斯腾湖部分水量消耗在蒸发和蒸腾上,流出博斯腾湖始称孔雀河。孔雀河在铁门关多年平均径流量为11.5亿立方米,主要用于灌溉库尔勒和尉犁一带的耕地和草场。1958年为了灌溉塔里木农场的土地,修建了普惠大坝,拦蓄了孔雀河水,此后在普惠至阿克苏甫以下断流。现营盘一带河床中还可见到少量回归水,营盘以下完全成了干河道,河床中的泥土已形成裂缝很深的龟裂地。

3. 车尔臣河

该河是流入罗布洼地的第三大河,《水经注》称它为“阿耨达大水”。当时出山后分为两支:右支入“牢兰海”(罗布泊);左支入塔里木“南河”¹⁾,古且末即位于左支上。唐至五代,《新唐书·地理志》讲,“西经特勒井,渡且末河,五百里至播仙镇”;《新五代史·四夷传》记载:“自冲云界西,始涉碱碛……又西渡陷河”。看来这时且末地区只留下一条河流(即现在车尔臣河),古且末所在的另一支已断流无水了。这与《大唐西域记》(卷十二)所讲“至折摩驮那故国即湟末地也,城廓焄然,人烟断绝”是完全一致的。到了清代《新疆图志》称车尔臣河为“卡墙河”(车尔臣之转音),并言“由卡墙(且末)入罗布淖尔约千有余里,虽不通舟楫,夏涨而冬不枯”。可见,那时它还是一条常年有水入泊的河流。车尔臣河多年平均径流为6.3亿立方米。现主要用于且末县农牧业灌溉,在一般情况只能流至且末北40公里的塔特郎,只有在丰水年份才有少量水到台特马湖。近几年,由于车尔臣河无水下泄,致使罗布庄附近通过该河的公路桥下也积满了流沙。

1) 转引自王国金:罗布泊迁移过程中的一个关键湖群及其有关问题。

2) 孔拉德:《斯文赫定发现的楼兰》第二章。

3) 在卫星照片上车尔臣河出山后分两支。一支入台特马湖,一支尖灭在沙漠中。而《水经注》所讲,能流入塔里木河,值得怀疑。

三、植被的变迁

罗布泊地区气候极端干旱,天然植被大部分为荒漠类型。但在孔雀河三角洲和塔里木河下游冲积平原上,由于过去水分条件良好,而发育着荒漠森林草甸类型的植被。随着进入本区地表水量不断减少,直至断流,地下水的补给来源也相应减少或断绝,地下水位下降,引起了植被向衰亡方向演变。根据水分条件的变化,罗布洼地西部植被的变迁大致经历以下三个阶段。

1. 茂盛阶段

与前述水文变化相适应,大致在魏晋以前,塔里木河分南北二河入罗布泊时,本区为“盖乱河所注”的散流三角洲地区。当时水分条件良好,植被相当繁茂。如:《汉书·西域传》讲,“鄯善国……多葭、苇、桤柳、胡桐、白草”。鄯善国大致相当于现罗布泊地区。“葭”即假苇拂子茅;“苇”即芦苇;“胡桐”即胡杨;“白草”即芨芨草;“桤柳”即“红柳”。这五种植物除红柳耐旱耐盐外,其余皆要求生长在地下水位较高、矿化度较低、土壤积盐不重的生境中。拂子茅多生长在水质良好的河滩地上。芦苇和芨芨草较耐盐,一般处在河阶地及河间洼地。胡杨则分布在近岸地下水淡化地带以内的天然堤上。可见,当时这里是一种河流泛滥平原的自然景观,水草丰茂,绿树成荫,很适合畜牧业发展。因此鄯善国居民过着“民随畜牧逐水草”以牧为主的生活。汉时鄯善国有人口约一万四千人,是仅次于疏勒、于阗、龟兹和焉耆的大国。这里“有驴马,多橐驼”,畜牧业较为发达,也主要是依靠孔雀河三角洲上水泛地草甸草场。在孔雀河三角洲上,胡杨林亦十分茂密。楼兰遗址建筑有长达15米的栋梁,有直径60—70厘米的柱座,周围一带有全用木桩封围的墓地,都是就地取材的胡杨木。这些胡杨木用¹⁴C测定,距现在约 1856 ± 80 年¹⁾。现在在楼兰城附近的古河道边,还可看到大片大片的胡杨枯、倒木,直径在50厘米以上的屡见不鲜,且常发现二、三人才能合围的树干。据估计,在楼兰全盛时(公元1—4世纪),那里的森林覆盖面积至少可达40%²⁾。由此可见,当时孔雀河三角洲上胡杨分布之茂密和广泛。

2. 逐渐衰亡阶段

这一阶段大约是与楼兰衰落,孔雀河改道同时开始的。当公元六至十世纪孔雀河改道,以帕塔里克库里为起点向东南流散时,楼兰地区的植被开始衰亡,但在形成的新河道上(贝格曼称作“小河”),植被仍相当茂盛,可“明显地提供大概同样优越的自然条件给人类居住”³⁾。后孔雀河进一步改道,沿依列克河入塔里木河时,“小河”流过的地区植被又开始衰亡。这可以从以帕塔里克库里为起点的散流干河道两岸多有枯死的胡杨和红柳得到证明。到了清代,由《西域水道记》(卷二)记载:“自吐鲁番至出山处,凡六日行,山阳平沙无人,又三日至小淖尔,……小淖尔宽数里,达其南岸,沙地旷远,海气郁蒸,胡桐丛生,结成丛菁”。可见罗布泊地区,很多地方虽已成“山阳平沙”或“沙地旷远”,但还有不少地方依然“胡桐丛生,结成林菁”。十九世纪末至二十世纪初,斯文赫定等人在这里旅行考察

1) 侯灿:论楼兰城市的发展及其变迁。

2) 陈汝国:楼兰地区的环境演变。

时,曾经常遭受黑风暴的袭击,并常见到象“木乃伊”一样干枯的树林,但在描述塔里木河时,两岸仍有“向荣的森林”,“在深邃的林丛中,不时有马鹿、野猪、黄羊出没,在河岸湖旁生长的芦苇,密得象一堵墙一样……拦着船的去路”,“最高的苇管从根到花锥高达8公尺,……苇管厚至用手刚能握一圈”^[4]。此外,“春天翱翔在湖上的鸟,成天叫声不绝,直到夜幕降临的时候才安静下来。在饮水处汇集着野骆驼和瞪羊这些胆怯的沙漠野兽的足迹。在环湖地区注入罗布泊的塔里木河三角洲的高大芦苇中,老虎捕捉野猪。”^[5]居住在罗布泊一带的人,还过着“不食五谷,以渔为粮,织野麻为衣,取雁毛为裘,借水禽翼为卧”以捕鱼狩猎为主的生活(《西域水道记》(卷二))。由这些记载可知,尽管这时自然环境较之四、五世纪前有了很大变化,然而还不是一个十分荒凉的地方,生命依然活跃。

3. 急骤衰亡阶段

大约是从本世纪五十年代开始,由于人类活动的增强,大量地表水被上游地区引走,使植物生长得不到所需要的水分,生境恶化;另一方面滥垦、滥伐、滥樵、滥采也加速了植被的衰亡。塔里木河卡拉至英苏段,据新疆林业局1958年调查,有林地面积5.4万公顷,木材蓄积量为27.0万立方米。到1978年新疆荒地资源综合考察队调查时,林地仅残留1.6万公顷,木材蓄积量减少到6.18立方米,分别减少70%和77%。据若羌县介绍,以往英苏以下的阿拉干林区,面积约6.3万公顷,由于无水灌溉,绝大部分已成残败老林,顶枯心腐,枝疏叶稀,有三分之一死亡,三分之二枯萎,郁闭度不及0.1,亩产材量仅1.3立方米。林下草本植物灌木死亡,基本上看不到幼林生长,林地失去了更新能力。就是这样的残败林地,目前还在不断的砍伐,而被伐走的都是能抗击风沙的青壮林,遗留下的多是枯木林,已不能阻挡风沙入侵。在胡杨林急骤衰亡的同时,草场也干枯退化,英苏一带原有40万亩生长拂子茅、芦苇和甘草的良好草场,可放牧牲畜4万头,由于缺水灌溉,现只能放牧1.3万头。七克里克(野麻之意),原是罗布麻生长十分茂密之地,也是若羌县的主要草场,现野麻死亡,植被干枯,失去草场利用价值,有些地方已变成灌丛沙堆。

四、沙漠的变迁

在《汉书·西域传》中也讲到鄯善国地“多沙卤”,但沙卤之地主要分布在罗布泊东部,这由以下著述可以得到证实:东晋法显《佛国记》讲:“沙河中多有恶鬼热风,遇者皆死,无一全者。上无飞鸟,下无走兽,遍望极目,莫知所拟,唯以死人枯骨为标帜耳。行十七日,计可千五百里,得至鄯善国。”法显是由敦煌取道鄯善(今米兰),他记述的沙河自然在罗布泊以东地区。《水经注》讲“龙城故姜赖之墟,胡之大国也,地广千里,皆为盐而刚坚也,……西接鄯善,东连三沙。”所谓“龙城”系指罗布泊北部的风蚀“雅丹”,因“其形如龙,其状如城。”故名“龙城”。由龙城“东连三沙”,亦知沙漠在罗布泊以东。《魏略》中讲得更明确:“从玉门关西出,发都护井,回三龙沙北头,经居庐仓,从沙西井转西北,过龙堆到楼兰。”也说明“三龙沙”在楼兰以东。上述“沙河”“三沙”“三龙沙”即为今之库姆塔格沙漠。

由上可知魏晋以前沙卤之地主要分布在罗布泊以东地区。那么,西部的库鲁克沙漠(罗布沙漠)是怎样形成和发展起来的,这和前述本区河网水系及植被演变有着密切关系。塔里木河下游和孔雀河三角洲沉积物质以河湖相的粉砂、细砂和砂粘土为主,有广泛的沙

源物质分布;受大气环流影响,本区又盛行常年单一的东北风向,年平均风速 2.1—2.7 米/秒(铁干里克和若羌),最大风速可达 40 米/秒,并曾出现过高达 44 米/秒的瞬时最大风速,这便使本区土地沙漠化具有强的动力基础。库鲁克沙漠的形成和发展与这里的植被变迁一样,也可大体划分以下三个阶段。

1. 繁荣绿洲阶段

与植被的茂盛阶段相一致,即魏晋以前这里不仅植被茂盛,而且也是重要的农垦地区。东汉时班勇曾提出“宜遣西域长史将五百人屯楼兰”(《后汉书·班勇传》)这项建议虽未被东汉政府接受,但却说明孔雀河三角洲上土壤肥沃,地势平坦,有丰富的灌溉水源,适合农业发展。《水经注》讲,“敦煌索勋……将敦煌兵千人,至楼兰屯田,起白屋,召鄯善、焉耆、龟兹三国各千,横断注滨河、河断之日……水乃回减,灌浸沃衍,胡人称神。大田三年,积粟百万,威服外国。”这段记载也如实的反映了楼兰屯田之盛。根据楼兰出土的文简记载和实物,当时种植的作物有大麦、小麦、胡麻、高粱及糜子等^[10],在西域长史下还设有“从掾主簿”、“仓曹”、“兵曹”等专营屯田积谷的官员。水利事业也很发展,米兰遗址保留有完整的灌溉系网,有总干渠和支斗渠,也有总水闸和分水闸,集中分水,双向灌溉,和现在一般的南疆旧灌区渠系布置十分类似。由上所述,当时楼兰地区农垦较为发达,所以在公元四世纪之前为丝绸之路上的必经之路,曾繁荣一时。

2. 沙漠逐渐形成阶段

这是从楼兰衰亡孔雀河逐渐改道开始的,亦与三角洲上植被衰亡过程相一致。当河流改道,植被衰亡,地面失去保护,土地干裂松弛,为风蚀作用创造了条件,在风力的蚀积作用下,便形成各种类型的雅丹、残丘和沙丘,楼兰遗址是公元 330 年前后放弃的。公元 420 年前后法显至鄯善国曰“其地崎岖瘠薄”。看来从这时起风蚀和沙漠化就已经开始。黄文弼先生引证《隋书·裴矩传》讲,“盐泽在西州高昌县东,东南去瓜州一千三百里,并沙磧之地,绝水草难行,四面危,道路不可准记,行人唯以人畜骸骨及驼马粪为标验”,说明罗布沙漠到隋时已发展起来。现罗布沙漠的东部及孔雀河沿岸的风蚀区,发育着风蚀墩台和槽谷,在楼兰城附近相对高差 5—6 米。根据一块 775 平方公里地区的风蚀量测点计算结果,每年所提供的沙量有 3000—4000 万立方米^[1],数量十分可观。西部为风积区,以新月型沙丘和新月型沙丘链占优势。沙丘的高度大部分地区在 10 米以下,中部高度超过 20 米。和孔雀河下游三角洲具有类似条件的弱水下游三角洲,是历史上著名的古居延城和黑城所在地,它位于巴丹吉林沙漠边缘,因战争毁于十四世纪中叶,用 ¹⁴C 方法鉴定,在这里形成的高大沙堆(10—20 米)内部粗大红柳残体,其年龄为 1090±58 年^[2]。据夏训诚同志用计算固定和半固定沙丘红柳枯枝落叶层堆积速度的方法确定,米兰南边一个 6 米高的沙丘形成约 600 年,即每年增长 1 厘米。毛德华同志也用同样的方法在若羌测得一个 2 米高的沙丘形成约 60—100 年。从以上列举的沙丘高度随时间增长值来看,从公元 330 年楼兰衰亡后,库鲁克沙漠在距今约 1600 年时间内扩大和发展起来是有可能的。

1) 朱展达等:沙漠化——一个值得注意的环境保护问题。

3. 沙化急骤扩展阶段

近年来,由于塔里木河英苏以下水源断绝,加之人为不断破坏天然植被和盲目开垦,更加促进了本区土地沙漠化的急骤发展。据统计,从1958年到1978年的20年内,由库尔勒至罗布庄平原,沙漠化土地的面积已从12%增加到52%,净增40%¹⁾。根据航空像片分析,库尔干以北林地沙漠化的面积,1978年比1958年增加48.9%。在1942年测制的1/50万地形图上,阿拉干距北面罗布沙漠为15公里,到1981年调查时,由阿拉干北行不到两公里就碰见高达10米的流动沙丘,已和北边的罗布沙漠连成一片。在同一地图上,阿拉干至罗布庄的塔里木河走廊宽度为10—15公里,而现在从卫星照片上量算只有2—5公里。如果不采取措施保护这个绿色走廊,否则要不了多久,罗布沙漠就会与塔克拉玛干沙漠衔接起来。这不但会中断现在由库尔勒通往且末、若羌和青海的公路,而且也使未来的青新铁路也难以修建,其后患是无穷的。

五、对环境变迁原因的初步分析

综合以上所述,在历史时期内罗布泊地区地理环境演变总趋势是:湖泊变干,河水断流,植被衰退,沙漠扩张,自然环境严重恶化,向着愈来愈不利于人类生存和生产活动的方向发展。

引起本地区地理环境变化是否是气候原因造成的?根据有关文字记载,塔里木盆地一直是干燥的荒漠气候,并未发生变迁。那么,是什么原因引起的?我们认为,主要是人类活动改变了地表水的地域分配。在干旱荒漠气候条件下,水是地理环境中最活跃的因素,水文网的变化,必然要相应引起自然环境的一系列变化。罗布泊位于河流的最下游,是对这种变化最敏感的地区。

下面我们将塔里木盆地的农业发展与罗布泊地区的水量变化作一简单分析。

按《史记·大宛列传》讲,远在两千多年前塔里木盆地就“有城廓田畜与匈奴异俗”。居民引四周山区流出的水源,灌溉山麓土地,形成大大小小的绿洲,以定居的农业生产为主。但由于当时人口稀少(据《汉书·西域传》记载,共有23万人),农业生产水平较低,从天然河道中引走的水量有限,大部分河水沿河道流走,最后归宿到罗布泊地区,所以那时孔雀河三角洲河网密布,湖沼成群,是草水丰茂之地。当时罗布泊范围也最大,达“广表三百里”。

到了唐代,塔里木盆地农业有了较大发展,这由《大唐西域记》对当时盆地盛况的记载可以看出。如屈支国(今库车)“宜糜麦,有梗稻,出葡萄、石榴,有梨、李、柰、桃、杏”。佉沙国(今喀什)“稼穡殷盛,花果繁茂”。斡叉迦国(今莎车)“编户殷盛……颇以耕植。”瞿萨旦那国(今和田)“宜谷稼,多众果,……众庶富乐,编户安业,国尚乐音,人好歌舞。”

由于农业发展,灌溉面积扩大,从上游河道中引走的水量就必然增加,在《大唐西域记》中就曾记载和田河发生季节断流现象,称瞿萨旦那国“城东南百余里有大河北河,国人利之,用以溉田,其后断流”。上游支流水源被引走的多,主流水量就会减少。由此推断唐代人罗布泊的水量比汉时要少。故玄奘经行罗布泊地区只讲了“东北行千余里至纳缚波故国,

1) 胡智育:塔里木河下游阿拉干以南地区沙漠化的发展过程及其防治(油印本)。

即楼兰地也”寥寥数语。稍后《新五代史》(卷七十四),也讲到“自冲云界西始涉碱碛无水,掘地得湿沙,人置之胸以止渴”。由此可见,唐一五代罗布泊地区的缺水情况。

清代塔里木盆地农业又不断发展,特别是乾隆年间,鼓励开荒和兴修水利,农业发展较快。到清末,据光绪三十一年(1905年)册报,南疆各都、道、府县共有耕地903万亩,为灌溉这些土地共修建大型干渠561条,支渠1887条。现在的塔里木盆地绿洲基本上是那时形成的。由于农业灌溉用水增加,塔里木河的主要支流之一喀什噶尔河就逐渐与其失去地表水联系。和田河“下游之水时涨时涸,竟有时不人大河”(《新疆图志·水道四》),塔里木河主流在下游一带也出现了“河水浅涸”的季节断流现象。由于塔里木河入于罗布泊的水量减少,所以罗布泊的范围就由清初的“东西二百余里,南北百余里”到清末缩小到“东西长八九十里,南北宽二、三里或一、二里不等”。于是孔雀河三角洲上也变成“平沙宽广”、“沙地旷远”之地。

解放以后,塔里木盆地农业更加突飞猛进的向前发展,在万古荒原上建立了许多大型国营农场,连同农区开垦的土地面积,使耕地由解放初的(1949年)1060万亩,增加到1982年的1930万亩,净增870万亩。另外还扩大园林和灌溉草场面积304万亩,合计增加灌溉面积1177.9万亩。为了灌溉这些土地,修建了大量的水利工程,共建50万亩以上大型灌区28处。仅阿克苏地区统计解放后修建的大中型水闸就有15座,总引水能力880立方米/秒,修建的灌溉渠系长达1.9万公里。另外,为了解决春旱,在平原地区又修建了很多平原水库。全盆地共有大中小型水库206座,总库容为30.8亿立方米,如果平均深度按1米计算,可形成面积达3080平方公里的湖泊。其中在塔里木河干流上共兴建水库19座,总库容9.2亿立方米,若平均水深按0.65米计算(0.65米是新疆综合考察队1959年测得的罗布泊北部最大深度),可形成一个面积为1400平方公里的湖泊。通过解放后修建的以上引蓄水利工程,塔里木河水已基本上全部被人为控制在铁干里克以上。就塔里木盆地而言,地表水年总径流量358亿立方米,需要灌溉的耕地、园林和草场面积共2234万亩,按平均毛灌溉定额1500立方米/亩计算,需要引走水量335.1亿立方米,剩下的水量已微不足道,很难有余水到达罗布泊,因而塔里木河和孔雀河下游断流和罗布泊干枯是势在必然。

通过以上对塔里木盆地农业发展与罗布泊地区水量变化的分析,可以看出人类活动主要是通过兴修水利、发展灌溉,使地表水的地域分配重新发生变化。换句话说就是用人工渠道逐渐代替了天然河道,人工水库逐渐代替了天然湖泊。因此罗布泊的干涸是人类活动的结果,而不是气候变干的结果。

六、对保护自然环境的意见

罗布泊地区地理环境的变迁,在干旱荒漠地区是具有典型意义的。根据以上分析,引起罗布泊地区地理环境变化的主要原因,是人为活动引起的地表水地域分配变化,另外植被遭受破坏也是不可忽视的因素。因此总结和分析引起罗布泊地区地理环境变迁的历史过程及其原因,对指导今后干旱地区的自然环境保护和自然资源合理利用具有重要意义。从罗布泊地区地理环境逐渐变得不利于人类生存和生产活动出发,今后在开发干旱地区,必须树立以下三个基本观点:

(1) 生态平衡观点 即要把人们施加给自然的影响,限制在自然所能承受的限度内,超过限度,生态系统就失去平衡,而且很难恢复,会招致不良后果。

(2) 系统联系观点 即要把自然界看成是一个有机的统一体,它的各个组成要素是相互依存和彼此制约的,当人为活动改变一种因素时,往往会引起连锁反应,产生一系列相应的变化。其中水文因素,是干旱地区最活跃的因素,水一旦发生变化,将会对整个地区的自然环境变化带来深刻的影响。

(3) 全局整体原则 即在改造和利用自然时,要有整体、全局观念。不能只顾眼前,不看长远。在制定每一项改造自然的措施时,必须从全局利益考虑,局部利益服从全局利益。如在水资源利用和流域治理方面,必须上、中、下游统筹兼顾,农、林、牧业综合考虑。否则,上游引水过多,会发生次生盐渍化;而下游干旱缺水,则使土地沙漠化。

针对引起罗布泊地区地理环境发生不利变化的原因,要保护本区自然环境,必须从两个方面着手:一是向本区调配适量的地表水源,二是保护和扩大绿色植被。

关于调配水源问题,主要是搞好塔里木河流域的全面规划和综合治理。解放后,新疆各大河都有不同程度的规划和治理,唯塔里木河没有。塔里木河今后在治理规划时,应考虑:上游阿拉尔农业基础好,应以农为主;中游有较大面积的草场和胡杨林,应以林牧为主;下游应保持现有农业,并要解决铁干里克以下的林地和草场灌溉用水。在流域水量分配上,应控制上游,限制中游,增加向下游的输水量。根据水文资料,塔里木河径流量在上游阿拉尔地区,六十年代和七十年代均未有大的变化,但下游卡拉站却减少很多,六十年代为 10.5 亿立方米,七十年代为 6.5 亿立方米,近几年只有 3.5 亿立方米,其水量在中游段浪费损耗最大。因此必须对中游河段进行整治,固定引水口,防止乱引乱灌。在中游地区的汉流中,以乌斯曼河损失水量最多。如今塔里木河洪水期有 2/3 的水量,枯水期有 9/10 的水量流入乌斯曼河,并通过乌斯曼河流入诺乎诺克湖及毛腊湖,消耗在无益的蒸发渗漏上。为了增加向塔里木河下游的输水量,首先要在乌斯曼河口筑坝,使塔里木河绝大部分水量沿主河道下泄,给乌斯曼河只留下能满足灌溉沿岸胡杨林和草场用水即可。这项工程,较为简单易行,投资小,收效快,应尽快上马。通过对中游河道的治理,使塔里木河进入卡拉的年平均径流量能保持 10.5 亿立方米。卡拉和铁干里克两灌区的用水,再通过引孔(孔雀河)济塔(塔里木河)来解决,这样铁干里克以下,就有 6.5—7 亿立方米的水量,对灌溉胡杨、草场及将来沿铁路线营造防沙林都是够用的。

关于保护和扩大绿色植被问题,在“塔里木河下游的土地沙漠化及其防治途径”一文中有论述,这里不再赘述。

参 考 文 献

- [1] 天津师范学院地理系:历史时期罗布泊的变化,新疆历史论文集,新疆人民出版社,1977 年。
- [2] 陈宗器:罗布泊与罗布荒原,地理学报,第 3 卷,第 1 期,1936 年。
- [3] 中国科学院新疆综合考察队:新疆地貌,科学出版社,1978 年。
- [4] 斯文赫定(李述礼译):亚洲腹地旅行记,开明书店,1934 年。
- [5] 陈永宗等:新疆塔里木盆地东部沙漠地区的自然面貌,治沙研究,第 3 号,科学出版社,1962 年。
- [6] 黄文弼:塔里木盆地考古记,科学出版社,1962 年。
- [7] 周廷儒、赵济:新疆塔里木河中游的变迁问题,新疆维吾尔自治区的自然条件(论文集),科学出版社,1959 年。
- [8] Bergman, F.: Archaeological Research in Sinkiang, pp. 51—88, Stockholm, 1939.
- [9] 3. 莫尔扎也夫:罗布泊——一个游移的湖,地理知识,第 11 期,1955 年。

关于塔里木盆地环境变化 和气候变迁问题

夏训诚 樊自立

(中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所)

关于塔里木盆地环境变化和气候变迁问题,本世纪初就有过热烈的争论。到五十年代,苏联地质学家 B.M. 西尼村通过对罗布泊考察,提出塔里木盆地日益变干的论点,在学术界影响很大。本文认为,塔里木盆地的干旱气候形成于第三纪末第四纪初,从罗布泊地区保存的干尸、古墓的随葬物、现代植物和古代植物一致性、石膏和水溶盐淀积物广泛分布等事实,证明近几千年来塔里木盆地的气候一直干旱。罗布泊地区自然环境日益恶化,主要不是该地气候日益变干,而是人们经济活动使水体在地区间重新分配的结果。这个结论,将使人们摆脱所谓“气候危机”的束缚,从而论证了人类在开发干旱地区中的地位、经验和教训,提高人们改造自然的信心。

一、问题的提出

气候是自然环境的一个重要组成部分,同时又对自然环境有着深刻的影响,它和人类的生产和生活又有着极为密切的关系。随着科学技术的不断进步和发展,人类利用和改造自然的过程和能力在不断加深扩大,便迫切需要了解气候的长期变化规律,以帮助人们摆脱对自然环境的依赖性,从战略上争取主动。这就是近年来对环境变化和气候变迁研究受到特别重视的基本原因。

目前引起全世界气象学家普遍关注的,是从本世纪四十年代开始的南北半球高纬度地区的气候变冷,认为地球将要持续冷化,一个寒冷的世界将要出现,即所谓“冷化论”观点。另一种相反意见,根据极冰融化,中纬度大旱,认为地球气候要持续变热,即所谓“热化论”观点。

对于“冷化论”来说,虽然目前的确存在着高纬度冷却的事实,但冷却的程度远未超过近几百年的气候变化范围,无从谈到冰河期的到来。“热化论”是根据工业污染使大气二氧化碳含量增加,能造成气温升高,但这并不符合近几十年来气候变迁的事实。虽然大气污染在不断增加,但全球温度变化却在四十年代出现一个转折,由变热趋势转向变冷趋势^[1]。正值这种喧嚷进入高潮的时候,美国也出现了两种看法:一种是“地球变暖论”,另一种是“冰河期预兆论”。这两种完全对立的学说,虽然都未超越理论的范畴,但各有各的根据。日本气象学家根本顺吉认为,“从整个情况看,地球是在变暖还是在变冷世界气象学家尚未得出结论,仅仅依靠一个因素是无法进行论述的”。因此,根据“冷化论”和“热化

论”对气候变迁前景所产生的悲观估计,即所谓气候的“灾难时期”将要来临是没有多少依据的。

关于塔里木盆地和亚洲中部的环境变化和气候变迁问题,本世纪初就有过争论,到五十年代苏联地质学家 B.M. 西尼村通过在新疆罗布泊地区考察后系统的阐明了“变干论”的观点,他认为“亚洲中部气候变干现象,是在整个第四纪期间发展着的,直到现在还在继续着”^[2],其表现为“吹蚀作用的加强,沙漠面积的扩大,河水水量的减少,植物的衰亡及人类与动物生存条件的恶化”。从西尼村引证的关于亚洲中部气候“日益变干”和“不断变干”的表现和事实来看,他主要是指第四纪最近时期(全新世)和历史时期。与西尼村持有相同观点的还有亨丁顿(Huntington)和特林克列尔(E.Trinkler)。当然也有反对他们观点的人,如贝尔格,他则认为“所有这些地方的气候,有史以来已略微趋向湿润”^[3]。

关于塔里木盆地环境变化与气候变迁问题的讨论,直到现在还没有解决。因此研究这个问题与研究世界气候变热还是变冷具有同等重要意义,是关系到该地区发展前途和命运的大课题。它不仅具有理论意义,而且对生产实际也具有重要意义,下面根据我们在塔里木盆地东部罗布泊地区实地考察和掌握的资料,对这一问题提出一些看法。

二、塔里木盆地在历史时期就是干旱气候, 并未有明显变干趋势

(一) 我国历史文献中有关气候的记载

在我国历史文献中,把塔里木盆地称作“西域”,远在张骞通西域之前,当时中原人民和西域人民之间就有着密切的交往,因而塔里木盆地的山脉、河流、气候特点在先秦古籍中早就有了反映。

自从张骞通西域后,中原人民对新疆的地理知识广为扩大,这反映在《史记·大宛列传》(公元前90年)中对西域各地的山河、物产、风土习俗都有详细记载。在谈到罗布泊地区自然条件时,有这样的描述:“汉去我远,而盐水中数败,出其北有胡,出其南乏水草,又且往往而绝邑乏食者多,汉使数百人为辇来,而食死者过半,是安能致大军乎”。盐水就是今天的罗布泊,李广利第一次伐大宛失败后由此退往敦煌,由于敦煌至罗布泊间乏水草,“绝邑乏食”常使汉使百人死亡过半,因而宛贵人认为李广利是不能致大军而过。这反映了当时自然环境的严酷和今日的荒漠自然景观相似。

《汉书·西域传》(公元65—100年)讲到“鄯善国,……,地沙鹵,少田,……,多菽、芡、桤柳、胡桐、白草”。鄯善的范围大体相当于今天的罗布泊地区。

东晋法显著《佛国记》(公元399—422年)记载,由敦煌西行“渡流沙,沙河中多恶鬼和热风,遇者皆死,无一全者。上无飞鸟,下无走兽,遍目极望,欲求度处,则莫知所拟,唯以死人枯骨为标帜耳。行十七日得至鄯善国,其地崎岖瘠薄”。从法显的这些记述可知,由敦煌至和田大部分为戈壁沙漠和崎岖的雅丹地形,与今日的自然景观相类似。

在《大唐西域记》(公元646年)中,玄奘描述民丰以东“人大流沙,沙则流漫,聚散随风,人行无迹,遂多迷路,四远茫茫,莫知所指,是以往来者聚遗骸以记之。乏水草多热风,风起则人畜昏迷,因以成病”,这和《史记》所讲的塔里木盆地东南部多于热风和沙暴天气

是一致的。

元代马可波罗记载(1273—1274年),罗布泊沙漠甚长,“骑行垂一年,尚不能从此端达彼端……沿途尽是沙山沙谷,无食可觅。若骑行一日一夜,则见有甘水可供五十人至一百人及其牲畜之饮,全沙漠有此类之水至少有二十八处”。由此可见,罗布泊荒原干旱缺水情况。

从以上列举文献记载,塔里木盆地及其邻近地区古代气候总的特点是:降水稀少,多雷阵雨,干燥炎热,天气多变,经常出现浮尘天气和大风引起的沙暴,这些都是荒漠气候的典型特征。

塔里木盆地在干旱荒漠气候控制下,有些年份降水和气温稍偏高,有些年份则偏低的现象是存在的。这是气候的正常变化,与降水和温度有密切关系的河流径流量的变化也是如此。由我们绘制的塔里木河(新渠满站)和其主要支流阿克苏等河的距平累积曲线可以看出,径流的多年变化规律有(连续上升和下降情况)丰水期和枯水期的变化,并非持续下降和日益变干。

(二) 历史文物提供的气候信息

在塔里木盆地,特别是在罗布泊地区,分布有众多的历史遗址,并有大量的文物出土,为我们研究历史时期的气候变迁,提供可靠的科学依据。

1980年4月,新疆考古研究所等单位在罗布泊西岸孔雀河下游,发现了一具女性干尸(照片1),死亡年代为距今 3880 ± 95 年。干尸表皮多处保存完好,头皮、毛囊、毛根各层结构清楚,软骨细胞分明,眉毛、睫毛的鳞片尚保存完整,这在我国还未曾发现过,在国外也是罕见的。大家知道人体死亡后,组织细胞失去生活机能,尸体受体内外各种腐败细菌的作用而分解腐烂,若不采取防腐措施,及时制止腐败菌的滋长,尸体是无法保存的。罗布泊地区由于气候极端干燥,尸体在这个天然的“灭菌箱里”,得以快速脱水,高温消毒,才能长期完整地保存下来。据上海劳动卫生职业病研究所发现,古尸的肺内含有大量粉尘沉积,可能与死者生前吸入大量沙尘有关。肺中锑含量比现代人高十二倍以上。其原因,除了古尸机体发生分解化合产生许多盐类沉积于肺部外,还受生活环境水质,大气食尘性质的影响。中国科学院上海生物化学研究所观察到古尸肌肉内含大量细菌芽胞,表明该女性死后,体内曾带菌,但由于自然环境严酷,细菌繁殖受到抑制,而以芽胞形式保存下来。从女尸骨骼系统摄片研究,发现古尸所有长形骨的干骺端均出现明显的生长障碍线,表明女尸生长发育期间,生活艰苦,营养不良。在对古尸的研究中,另一个有趣的发现,是在这具尸体上至今还保存了许多虱子(死的)。墓内女尸的陪葬品,大都用麻黄、怪柳及罗布麻等荒漠植物编织而成(照片2)。这具古尸的发现,向人们展示了遥远的过去,即3800年前这里就是极端干旱气候,和现在的自然环境基本上是一致的。此外,发现在一些干尸中,有的连头、脚、牙齿和体外感觉毛等都十分完整地保存了下来。

1979年冬季我们在孔雀河下游阶地上,发现了一个古墓葬群,造形十分别致,每个墓穴像花环似的围绕一个个粗细匀称的木桩,共有7圈(照片3)。木桩是胡杨木料,直径一般30—40厘米,长1.5—2米,经用 ^{14}C 测定,年代为2000年左右。这种古墓群可以告诉我们的信息是:①在2000年前,孔雀河下游沿岸有大片胡杨林生长,当时河中有水,而且

有适合胡杨林生长的干旱气候环境。② 当时风沙活动频繁,为了保护墓地不受烈风的吹蚀,避免尸体直接暴露地表,而采用了胡杨木桩固沙的措施。直到现在,这种措施在塔里木盆地南缘的风沙危害地区仍继续沿用。

从楼兰古城出土的佉卢文中,有一件文书的内容直接关系保护林木的工作。条文规定:“连根砍树者,不管是谁都罚马一匹”,“在树木的生长期,应防止砍伐。如果砍伐树木大枝,则罚牦牛一头”。这大概要算是我国最早的森林法了。为什么我国最早的森林法会出现在楼兰王国里,这可能与自然环境有密切关系。因为罗布泊地区气候干旱,风沙活动频繁,直接影响着人们的生活和生产,唯一能够控制风沙活动的办法,就是植树造林。因此,古人从实践生活中总结出保护森林的重要性。

在楼兰古城及其附近烽火台建筑物中,大多用当地生长的怪柳、沙拐枣等荒漠植物建筑而成,从这些树木横切面中看到,有不对称年轮的出现。这是由于罗布泊地区经常刮东北风,植物迎风面受到风沙打击,生长受到抑制;避风面风沙影响较小,可以正常生长,这样就形成了不对称年轮。1980年冬季,在罗布泊东南一株40年龄的沙拐枣,直径8.5厘米,若正常生长,年轮中心应在4.25厘米处,而此株不对称年轮的中心却偏到7.0厘米处。在迎风面,除中心附近有几圈年轮生长外,其它圈皆不能正常生长(照片4)。古代树木中不对称年轮的出现,也可说明当时风沙活动是相当频繁的。

三、塔里木盆地的干旱气候是在地质时期形成的

塔里木盆地的干旱气候,不是历史时期形成的,而是由来已久,可以追溯到第三纪末和第四纪初期,是地质时期的产物。

(一) 青藏高原隆起对塔里木盆地气候的影响

第三纪初期,我国同世界上其它许多地区一样,气候受行星风系的支配。第三纪中期,发生了强烈的地壳运动,随着古地中海消失,欧亚大陆连成一片。由于大陆与海洋间热力作用的差异,而初步建立起东亚季风环流^[9]。当时由于青藏高原在上新世初期海拔很低,高度仅1000米左右^[10],还未能严重地影响行星风系环流系统。因此,那时塔里木盆地气候还是相对比较湿润的。到上新世末更新世初,再次发生强烈的地壳运动,使青藏高原大幅度上升。其面积约250万平方公里,平均海拔4000米以上,宽度为700—1500公里。它的隆起不仅对地质地貌,而且对欧亚大陆,特别是对塔里木盆地的气候产生极为深远的影响。来自印度洋的西南季风(它的运行高度只有3500米),极少能越过青藏高原进入塔里木盆地,加上盆地东西两侧及北面也有高大山脉阻隔,太平洋、大西洋等湿润气流无法深入,因此盆地内很难形成降水。相反,冬季却在西伯利亚-蒙古冷高压的控制之下,所以气候异常干燥。据报道,西南季风进入亚洲中部山口之路,早在第四纪冰期以前已被阻挡^[6]。因此,塔里木盆地干旱气候从上新世末更新世初即已形成。

(二) 石膏和水溶盐淀积物在第四纪沉积物中广泛分布

第四纪沉积物在沉积过程中和沉积以后,常常形成一系列新的化学淀积物。第四纪

沉积物中的不同化学淀积物的出现,可以反映当时自然地理条件,有助于重建古气候。罗布泊附近最常见的化学淀积物有石膏和水溶盐类。

1. 石膏淀积物

罗布泊及其周围不同时期沉积物中,都分布有石膏淀积物。它们呈粉状、脉纹、针状、纤维状等形态充填于沉积物中或形成夹层。一般都聚积在离地表不深的层次中。其具体深度随地区干旱程度和表面风蚀、积沙情况而有所差异。

罗布泊东北部白龙堆雅丹分布区,岩性为灰白色泥沙层,一般高出地表 10—15 米,为中更新世沉积物。沉积物中含有多层石膏,石膏层厚 1—3 厘米。

土垠附近红色泥岩夹石膏层厚 3—5 厘米。由于受新构造运动影响,石膏层向北倾斜,倾角 2 度(照片 5),此层为第三纪末或第四纪初沉积物。在红土堡向东经开元至愚公墩,红色泥岩中常夹有厚 4—6 米板状透明石膏层。

在最后一次干涸的湖盆表面盐壳以下。常有片状石膏分布,厚 10—20 厘米,可分为很多薄层。1 米以下泥沙层中常夹有小石膏片。

2. 水溶盐淀积物

水溶盐淀积物主要指 NaCl , Na_2SO_4 等淀积物。水溶盐极易溶解于水中,只有在极端干旱地区,当地下水不断被蒸发浓缩时,在没有降水的情况下,才有可能析出这种淀积物。水溶盐淀积物有极强的表聚性,它们大都分布在地表。

罗布泊北部新老方山系沉积物上部,水溶盐淀积物成盐壳形态分布,厚度 30—40 厘米不等,坚硬结实,颜色灰白带棕,盐分含量在 15—35%,盐分组成类型为氯化物-钠型。镁离子含量极低,盐壳多为盐与沙的胶结体,盐壳在形态上有翘起的尖角,高 10—20 厘米。如果将盐壳上面的地表覆盖层去掉,这种古代盐壳就和今天罗布泊湖盆广泛分布的龟裂盐壳完全一样,而只是形成时代有差别。这种盐壳分布范围广泛,向东可延伸到砾石湖一带,向西直到雅当不拉克南孔雀河北岸,阿奇克谷地南缘的阿基布拉克至苦水沟一带也有分布。有些突出的雅丹土丘和沙丘表面,由于受风蚀的影响,表层被吹蚀,盐壳直接暴露在地表(照片 6)。

罗布泊在逐渐干涸过程中,土层中的盐分不断向地表聚集,形成大面积现代龟裂盐壳,总面积 2 万平方公里,是国内罕见的积盐最重要的地区之一。盐壳的厚度一般 30—50 厘米,最厚可达 80—100 厘米,盐分含量在 30—80%,以氯化物为主。

水溶盐淀积物与石膏淀积物的分布常有近邻关系。如果说石膏淀积物一般分布在地面以下较深的层位,那么水溶盐淀积物则分布在地表。它们在罗布泊地区不同时代沉积物中都有分布,从第三纪末期直到现代,说明以往的沉积环境和现在基本相似,都是属于极端干旱的气候条件。

(三) 现代植物和古植物种类基本一致

植物是随自然环境及气候条件的变化而变迁的。因此,研究现代植物和古植物种类的组成,可以了解该地区气候变化情况。

1. 现代植物分布

罗布泊地区的植物, 根据最近调查, 计有 13 科、26 属、36 种。本区现有植物区系有以下特征: ① 植物种类贫乏, 属于荒漠植被类型。最近 100 年来, 由于自然环境的急剧变化, 植物种类由 49 种减为现今的 36 种。② 具有许多古老植物成分。分布有胡杨、怪柳、白刺、麻黄等古老植物成分, 而这些植物在现今植被组成中仍作为优势种或建群种出现。③ 以草本植物和灌木植物为主, 乔木植物很少, 反映了本区的干旱程度。④ 植物以本地成分为主。亚洲中部成分占 55%, 中亚成分占 25%, 地中海成分占 8%, 其它成分占 12%。

2. 古植物分布

古植物分布情况, 可以通过沉积物中孢子花粉来研究。孢粉组合是植被的缩影。根据台特马湖以南(铁-1 井)及罗布泊湖盆中(罗-4 井)所采集的岩样, 经国家地震局地质研究所孢粉组分析, 结果如下。

铁-1 井深度 35.6 米, 在 27 块样品中, 都含有丰富的孢粉, 说明古气候环境, 既有利植物生长和发育, 又有利于孢粉的保存和富集。共得孢粉 2564 粒, 分为 24 个科属。其中最多的是灌木及草本植物花粉, 计有 2464 粒, 14 个科属, 占孢粉总数的 99%; 木本植物花粉计有 89 粒, 8 个种属; 蕨类植物孢子计有 11 粒, 2 个科属。为了便于分析沉积期间孢粉组合性质, 将连续出现的优势孢粉类型作成孢粉图式, 并参考岩性特征, 可以自下而上划分三个不同孢粉组合带。

第 1 带(深 35.60—30.17 米)孢粉贫乏带。从该段共分析出 150 粒孢粉, 种类较少, 以藜、蒿、禾本科等草本植物花粉含量较高, 麻黄属植物含量相对较低, 未见喜湿的蕨类植物孢子, 反映当时的沉积环境是极端干旱的气候条件。

第 2 带(深 29.9—14.1 米)麻黄、蒿、藜孢粉组合带。从该段共分析出孢粉 1956 粒, 种类较多, 松、桦等乔木植物花粉比第 1 带和第 3 带多, 它们是从山区河水带进的。明显的特点是麻黄花粉占绝对优势, 最多可达孢粉总数的 79.2%, 反映这时的沉积环境较第 1 带有明显好转。

第 3 带(深 14.1—0 米)藜、蒿、麻黄孢粉组合带。从该段共分析出孢粉 258 粒, 种类较少, 以草本植物藜、蒿为主, 最多可达孢粉总数的 63%, 沉积环境和第 1 带相似。

罗-4 井共分析 18 块样品, 也全部富含孢粉, 共得孢粉 4997 粒。其中木本植物花粉 142 粒, 灌木及草本植物花粉 4605 粒, 孢子植物孢子 50 粒, 分属于 28 个植物种属, 除以麻黄、藜、蒿为主外, 还有香蒲、莎草等水生、湿生草本植物的花粉。

从铁-1 井及罗-4 井孢粉组合分析, 植物种类以灌木及草本植物花粉占优势, 其中尤以抗旱耐盐的麻黄、藜、蒿含量最高, 最多可达孢粉总数的 98.2%。可见铁-1 井及罗-4 井的古植物和现代植物种类基本一致。根据中国社会科学院考古研究所 ^{14}C 测定资料, 罗-4 井在 8.5—8.83 米深度处的沉积物年代为 20780 ± 300 年, 说明 2 万年(晚更新世和全新世)以来气候没有明显的变化。铁-1 井下部深度为 36.60 米, 根据沉积物厚度分析, 年代比罗-4 井要早, 可定为中更新世。从植物种类分布看, 说明中更新世以来, 环境虽有变化, 但干旱气候性质没有改变。

四、历史时期环境的变迁主要是人类经济活动的结果

B.M. 西尼村在“亚洲中部气候变迁的大地构造因素”一文中,所举出的亚洲中部气候不断变干的证据,都是众所周知的事实。从我们对地质时期和历史时期塔里木盆地气候的分析,它一直是荒漠气候环境,特别是在历史时期,并未发生气候明显持续变干现象。那么为什么会产生绿洲荒弃、古城毁灭、植被枯死、河流缩短、湖泊干涸以及沙漠扩大的现象呢?我们通过实地考察认为,主要是由于人类经济活动,水体重新分配的结果,并非是气候变干所引起的。

塔里木盆地是极端干旱地区,无灌溉即无农业。随着历史的发展,人口的不断增加,水利事业的进步,灌溉和耕地面积在不断扩大,从天然河道引走的水量必然增加,输往下游的水量就必然减少。荒漠地区自然环境结构简单,生态系统的内稳定性差,某种因素发生变化,生态系统的平衡就易遭到破坏。而水在干旱地区是最活跃的因素,水分条件发生变化,就必然会引起其他因素的一系列变化。首先是植被,特别是那些沿河两岸分布的胡杨林,一旦没有水灌溉,就必然干枯死亡。植被衰亡,地面失去保护,为风蚀作用和流沙的堆积创造了条件,形成了沙漠面积的扩大。至于绿洲的放弃,古代城郭的毁灭,原因是很复杂的,但从野外考察得到的情况看,主要还是由于干旱缺水、风沙侵袭和土地盐渍化造成的。

据《前汉书》统计,当时塔里木盆地总计人口只有 23 万,灌溉面积不大,用水有限,河流大都处于自然水系状态,地区间不发生争水矛盾。加之中下游地形比较平坦,易修建引水灌溉工程和开垦土地,因而古代城镇和绿洲多居于中下游。这时由于塔里木河上游引走的水量不多,所以大部分河水都可汇集到罗布泊。

从魏晋到唐代,塔里木盆地农业生产有了很大发展(这由《大唐西域记》对盆地各国盛况的记载可知)。这时由于农业用水大量增加,使和田河曾发生过季节断流现象。到了清代,盆地农业更加扩大。据光绪 31 年(1905 年)册报,南疆共有耕地面积 903 万亩,有大型干渠 563 条,支渠 1887 条。塔里木盆地的旧绿洲基本上就是在这段时期形成的。由于农业发展,灌溉面积扩大,用水就感到紧张,地区之间便产生了争水矛盾。特别是塔里木盆地的河流,径流年内分配十分不均,一般春季径流量只占全年径流量的 5—25%,而这时需水量却占全年 40%,这就加剧了争水的矛盾。为了能够争得较多的灌溉水源,把引水渠道逐渐向上游推进,于是绿洲也就由河流中下游平原,开始向上游山麓发展。上游灌区建立后,被人工渠道引走的水量就大大增加,下游灌区用水就无保证,特别是春旱缺水不能保证播种、灌溉需要时,下游灌区便逐渐被放弃,古绿洲和古城镇也随之毁灭。魏晋以后由唐到清这段时间内,由于灌溉面积不断扩大,修建了大量的人工引水渠道,逐渐把古代自然水系改变成受人们控制的半自然水系,因而河流输往下游的水量比自然水系时相对减少。塔里木河下游在清末就出现过季节断流现象¹⁾。与此同时,罗布泊的面积也在不断缩小。据记载,清初罗布泊东西为二百余里,南北百余里²⁾,到清末,东西长只有八、九十里,南北宽为一、二里或二、三里不等³⁾。

1) 见《新疆图志》水道四。

2) 见《河源纪略》卷九。

3) 见《辛卯侍行记》。

解放以后,塔里木盆地的耕地面积由1949年的1060万亩,增加到1980年的1930万亩,净增870万亩,这些新开垦的土地,大多处于旧绿洲的外围。此时用水相当紧张,为了解决春季用水不足,修建了很多平原水库。全盆地共有大中小型水库206座,总库容30.8亿立方米。仅塔里木河干流上就有大中型水库19座,总库容9.2亿立方米。通过人工修建的引、输、调、蓄水利工程,将绝大部分水量控制在中游,使很多支流与塔里木河干流失去地表水联系。塔里木河本身流至铁干里克进入大西海子水库,水库以下只有少量余水下泄,最远流至英苏,往下全部断流(照片7)。这样,塔里木盆地的水系逐渐地由半自然状态演变成完全受人们控制的人工水系状态,即天然河道被人工渠道代替(照片8),天然湖泊被人工水库代替(照片9),作为河流的尾间湖罗布泊等也逐渐消失。

综上所述,塔里木盆地绿洲形成与水系变化的关系,可以得出以下几点结论:

(1) 古代绿洲和城镇的放弃,不是由于气候变干水量减少造成的,而是由于人为的活动使地表水重新分配,引起局部地区特别干旱缺水,并受风沙和盐碱灾害所迫。

(2) 塔里木盆地的绿洲范围不是缩小,而是不断扩大。其变化曾经历过从中下游平原向上游山麓的推进过程。这种变化转移也不是气候变干水量减少造成的,而是农业不断扩大,用水矛盾加剧的结果。

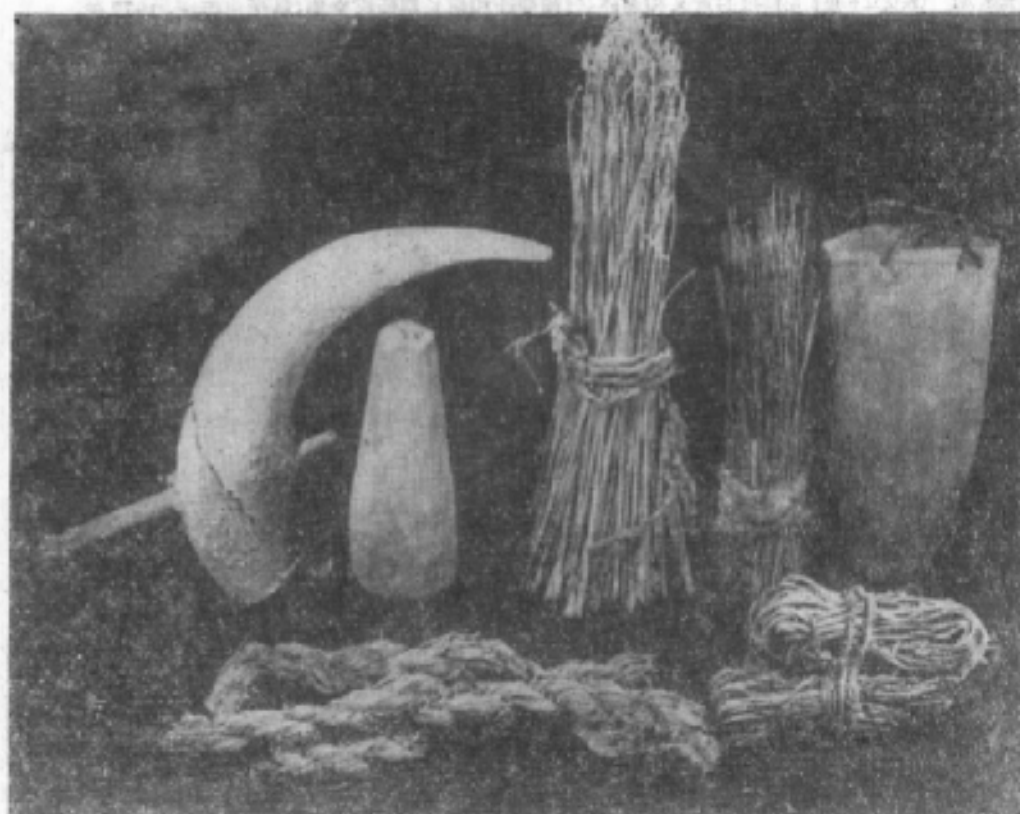
(3) 河流上游被引走的水量越多,输往下游的水量也越少,结果造成河流下游段植被枯死、沙漠扩大、湖泊干涸等现象。

参 考 文 献

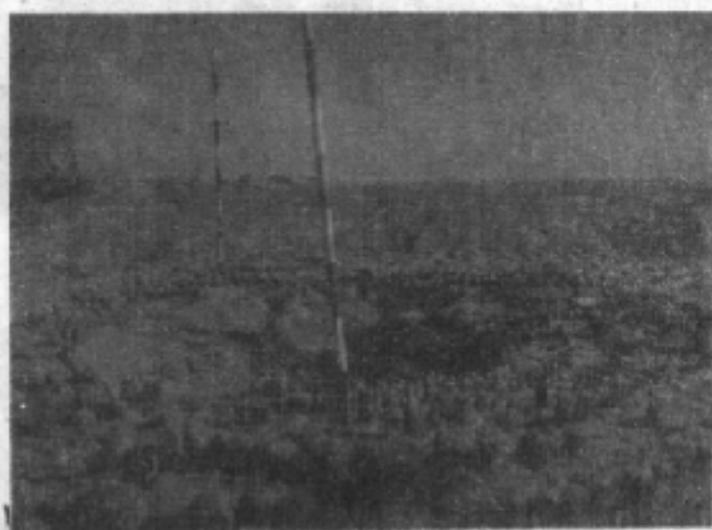
- [1] 张家诚: 气候变迁和超长期预报的意义和途径, 气候变迁和超长期预报文集, 科学出版社, 1977年。
- [2] B.M. 西尼村: 亚洲中部气候变迁的大地构造因素, 地理译报, 第4期, 1956年。
- [3] H.C. 贝尔格: 池草腐和荒漠的干旱问题, 地理译报, 第1期, 1956年。
- [4] 吴正: 塔里木河干旱沙漠成因的探讨, 地理学报, 第34卷, 第3期, 280—291, 科学出版社, 1981年。
- [5] 李吉均等: 青藏高原隆起的时间、程度和形式的探讨, 中国科学, 608—616, 科学出版社, 第6期, 1979年。
- [6] 杨利普: 新疆水利建设及其利用, 第6页, 新疆人民出版社, 1981年。



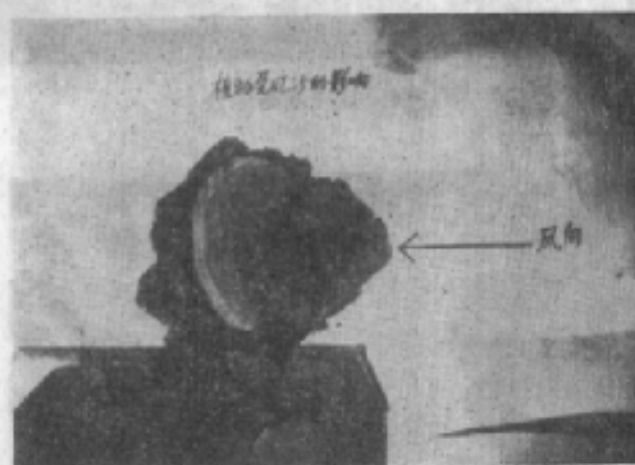
照片 1 孔雀河下游一女姓干尸



照片 2 墓内女尸的陪葬品



照片 3 孔雀河下游的古墓葬群



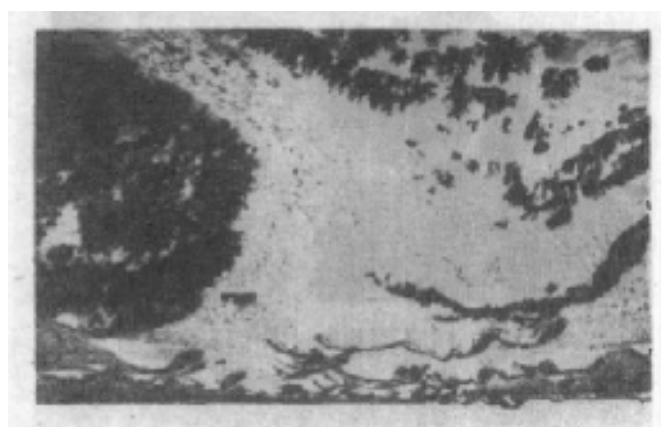
照片 4 不对称的树木年轮



照片 5 石膏层向北倾斜



照片 6 盐壳暴露地表



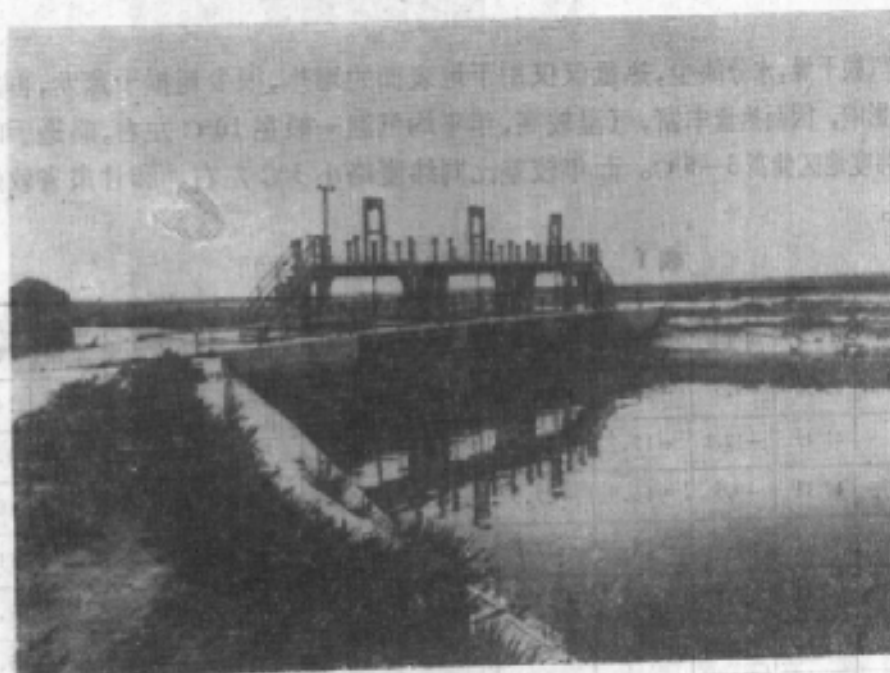
照片 7 断流的塔里木河床



照片 8 塔里木河下游人工渠道

品 戶 一

美对平味監戶改平平 (一)



照片 9 大西海子水库

罗布泊地区气候特征*

李江风 夏训诚

(新疆气象局研究所) (中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所)

1979—1981年,中国科学院新疆分院等有关单位,曾先后数次进入罗布泊考察,并作了定点和流动的气象观测,取得了珍贵的资料,本文以这些资料和该地区的气象台站资料为基础,结合植被、地形、洪水痕迹、风蚀等现状,对罗布泊地区的气候,进行了探讨。研究内容包括本区的温度、水分和风的时空分布。还观测了风蚀地形和风蚀深度等。通过考察研究,揭示了该地区的气候特征和气候规律。有些气候记录和特征,还是我国未曾出现过的。还需指出的是,对雅丹地形的风蚀深度,得出一种新的概念。所得结论,不仅填补该区气候空白,而且对南疆绿洲的发展和利用、沙漠的迁徙、水分的蓄存、生态平衡等,将提供一些依据和参考。

一、气 温

(一) 年平均气温和年较差

本区气候干燥,水分缺少,热量仅仅用于地表面的增热,很少耗损于蒸发,再加以副热带高压的影响,因而热量丰富,气温较高,年平均气温一般在 10°C 左右,略逊于吐鲁番盆地,比同纬度地区偏高 $3-5^{\circ}\text{C}$ 。而年较差比同纬度略小 3°C 左右,和甘肃省敦煌几乎一致(表1)。

表1 罗布泊地区气温和年较差($^{\circ}\text{C}$)

地 名	纬度	1月平均气温	1月平均最低气温	极端最低气温	出现日期	7月平均气温	7月平均最高气温	极端最高气温	出现日期	年平均气温	年较差
吐鲁番	$42^{\circ}56'$	-9.5	-14.5	-28.0	24/1	33.0	39.9	47.6	24/7	14.0	42.5
哈密	$42^{\circ}49'$	-12.3	-17.7	-32.0	2/12	27.7	34.5	43.9	15/7	9.9	40.0
铁干里克	$40^{\circ}38'$	-9.5	-16.9	-27.5	—	26.3	34.2	41.1	—	10.6	35.8
若羌	$39^{\circ}02'$	-8.8	-14.1	-27.2	4/1	27.5	35.6	36.6	8/7	11.5	36.3
敦煌	$40^{\circ}08'$	-9.1	—	-27.6	27/12	25.2	—	43.6	16/7	9.5	34.3
四平	$43^{\circ}11'$	-15.5	—	-34.6	1/2	20.4	—	36.6	14/6	5.8	39.0
张家口	$40^{\circ}47'$	-10.3	—	-26.2	29/12	23.5	—	40.9	24/7	7.5	33.5

* 参加观测工作的有中国科学院新疆地理所陈汝国,中国科学院新疆生物土壤沙漠所高建新,中国社会科学院新疆考古所侯灿等。参加计算的有蒋玉贤、南庆红。参加绘图的有魏存英。

(二) 冬季气温

1. 冬季(1月)气温分布

冬季平均气温分布,可分为四个低中心:(1)哈密盆地冷区;(2)吐鲁番盆地冷区;(3)博斯腾湖-焉耆盆地冷区;(4)库米什谷地冷区。四个冷区均在 -12°C 以下,其成因多系冷垫作用。在罗布泊洼地和阿奇克谷河地,却形成高值区,一般可达 8°C 以上。

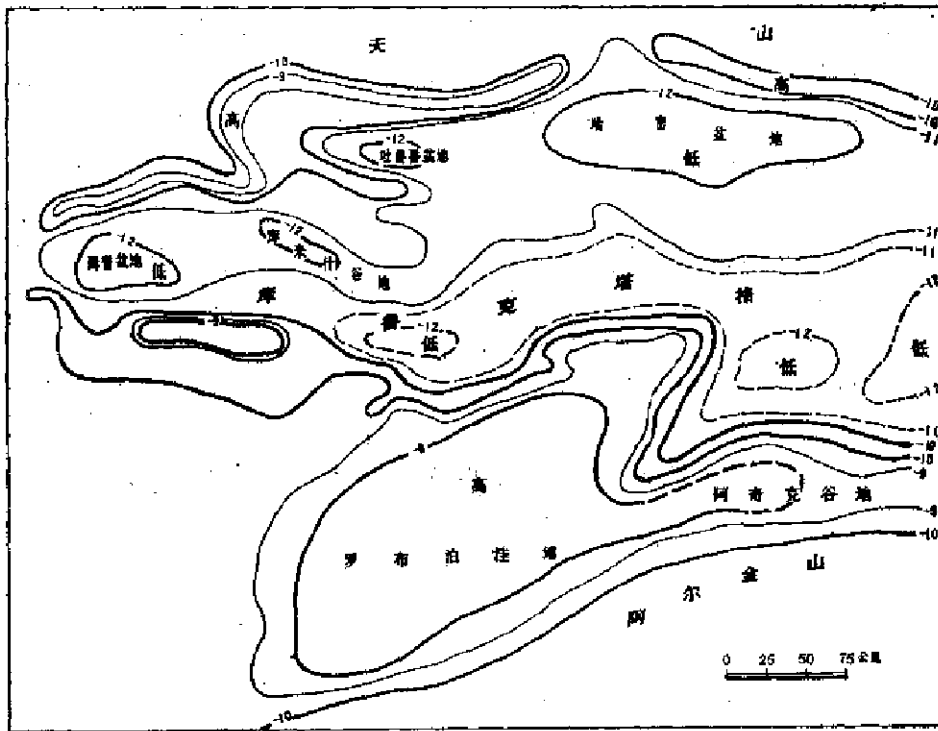


图1 罗布泊地区1月平均气温分布图

2. 冬季坡地逆温带

(1) 逆温的分布 本区存在着很强的逆温,尤其元月份,逆温层深厚而强烈。大致可分为以下三个地区:

i. 天山北部逆温带: 本逆温带由于哈密盆地、吐鲁番盆地、焉耆盆地影响,形成冷湖,山区相应的出现逆温层,一般 $9-11^{\circ}\text{C}$ 。沿天山呈东西走向,自七角井至库尔勒,一般达 9°C ,哈尔雷克山逆温不强,一般只有 10°C 。上限可延伸到2000米以上。

ii. 昆仑山-阿尔金山逆温带: 本逆温带不强,1月份约达 5°C (表2),上限可至3000米,低层不明显。这是由于塔里木盆地沙漠影响,冷空气变性很快所致。

iii. 库鲁克塔格-克孜勒塔格逆温带: 本区北临焉耆盆地,南向罗布泊洼地。逆温层高度约1500—1700米。作者1979年11月下旬考察时,兴地沟河水冰封,地面有零星积雪,然而在1500米处,仍有黄花盛开。温度可递增 $2-3^{\circ}\text{C}$ 。在1月份逆温最强时期这里温度可能为 $-10-9^{\circ}\text{C}$ 。在克孜勒塔格高山处,也会有逆温或等温出现。

表2 1月份坡地逆温(°C)

天山南坡			阿尔金山北坡		
地名	海拔	1月平均气温	地名	海拔	1月平均气温
焉耆	1050	-11.9	米兰	900	-7.7
和静	1100	-11.1	阿拉尔	2840	-14.3
巴仑台	1750	-9.6	茫崖	3130	-12.3
奎胜利	2920	-11.9	阿勒克	3260	-12.5
莫吐	3380	-16.5			

据有关资料推断,在洼地最低处,则温度偏低。罗布泊洼地出现高温,则因: a. 本地下垫面全是黄土地漠、戈壁,无水域,热量用于地面增温。b. 本地处于副高和热低压作用,由于盆地沙漠效应增温,冷空气很快变性。c. 从高空风垂直分布(见图7)可知,高空为一高值区,低空300—900米,有一支急流,能量由上而下传递,这样必然引起地面温度逆增。

(2) 逆温形成、消失时间和强度 逆温始于11月下旬,个别年份,可提早或推迟半月左右。消失于3月初,有时至3月中,阿尔金山在2月底就消失了。

从逆温厚度和范围看,天山南坡逆温层深厚,上限可达2000—3000米。阿尔金山可达3500米,而库鲁塔格山在1800米。因而,天山逆温带较宽,阿尔金山次之,库鲁克塔格(山)最窄。

若以强度区分:天山南坡地区1月份达 $0.2^{\circ}\text{C}/100\text{米}$;阿尔金山较小,一般 $0.05^{\circ}\text{C}/$

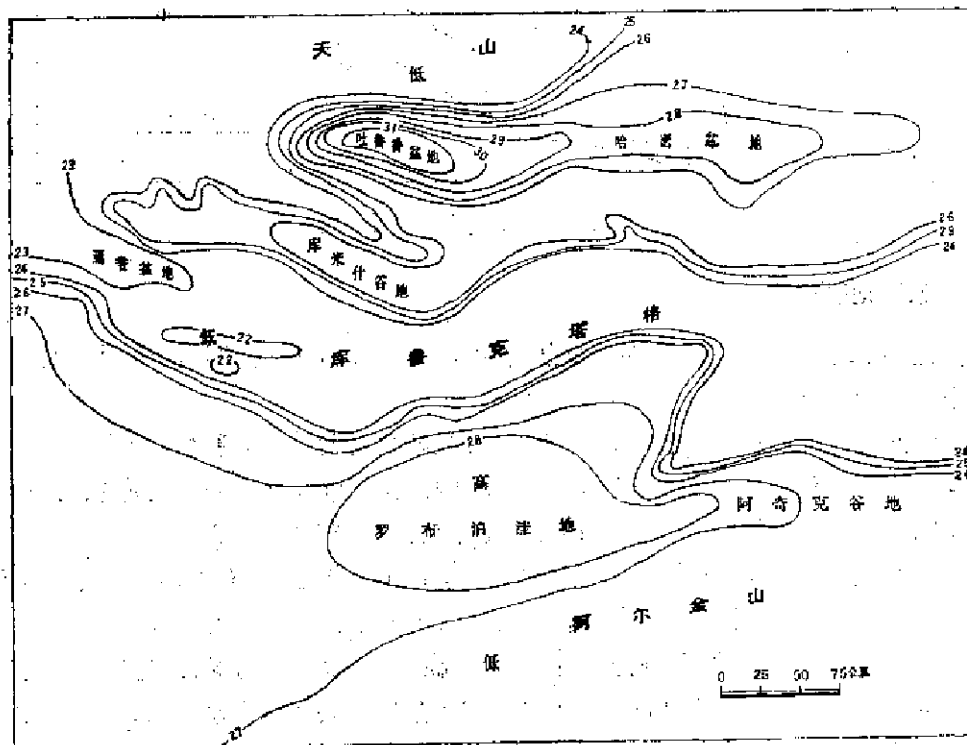


图2 罗布泊地区7月平均气温图

100 米；库鲁克塔格介于其间，估计 $0.3-0.4^{\circ}\text{C}/100$ 米。库鲁克塔格北坡强，南坡弱。这由于天山北坡由于开都河下沉冷空气沉积所致。在北山等地，也会有逆温出现，不过其强度较弱。

(三) 夏季气温

夏季(7月)有两个高值区：一是吐鲁番盆地，可达 30.7°C ，为全国之冠，一是罗布泊洼地，约 28°C 以上。相间有三个山区低值，即(1)天山低值区。(2)库鲁克塔格低值区。(3)阿尔金山低值区。三个区以库鲁克塔格温度最高，天山区最低。山区一般在 20°C 左右，和同纬度相比，则偏高 $3-4^{\circ}\text{C}$ 左右(见表1)。从表1还可看出，极端最高温度比同纬度高 5°C 左右，最高温度出现的时间西北地区在7月份，而东北一些地区在6月份。

据资料和调查得知，本区7月地面温度可达 70°C 以上。沙漠地区则更大，有可能超过吐鲁番地面温度最大值 82.1°C 。在6月考察期间，由于温度很高，盐壳产生爆炸声，就连狗蹄也不能同时着地，是其罕见奇闻。

(四) 温度的垂直变化

从冬、夏相比，近地层相差 30°C ，在700毫巴处，则达 20°C 以上，500毫巴处，为 15°C ，到了100毫巴等压面上，则近于等温层，无甚变化。

冬季1月，温度随高度增加，开始递增，而后又逐渐递减。递增高度，一般在800毫巴，而后降低。在700毫巴以下，则是等温层。大约在730毫巴左右开始转折。

夏季，这种现象仍然存在，但比冬季降低，一般在850毫巴以上(相当1500米)。

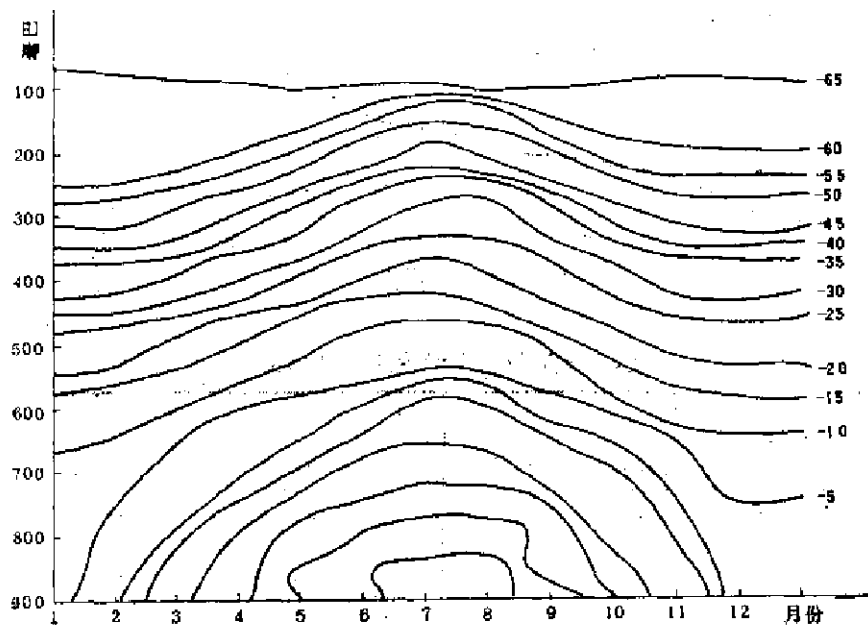


图3 若羌垂直温度变化图

二、水 分

(一) 降 水

1. 降水的区域分布

本区属大陆性气候,不论山区、平原降水都很稀少。一般从几毫米至几十毫米。山区最多,巴音布鲁克也只有 286 毫米。最少托克逊,仅有 4 毫米(见表3)。本区以克孜勒塔格为界,分成南北两大少雨区:北部以吐鲁番盆地为中心;南部以洼地和阿奇克谷地为中心。而多降水区形成带状,可分成三个区:天山南坡中山区;库鲁克塔格区;阿尔金山中高山区。

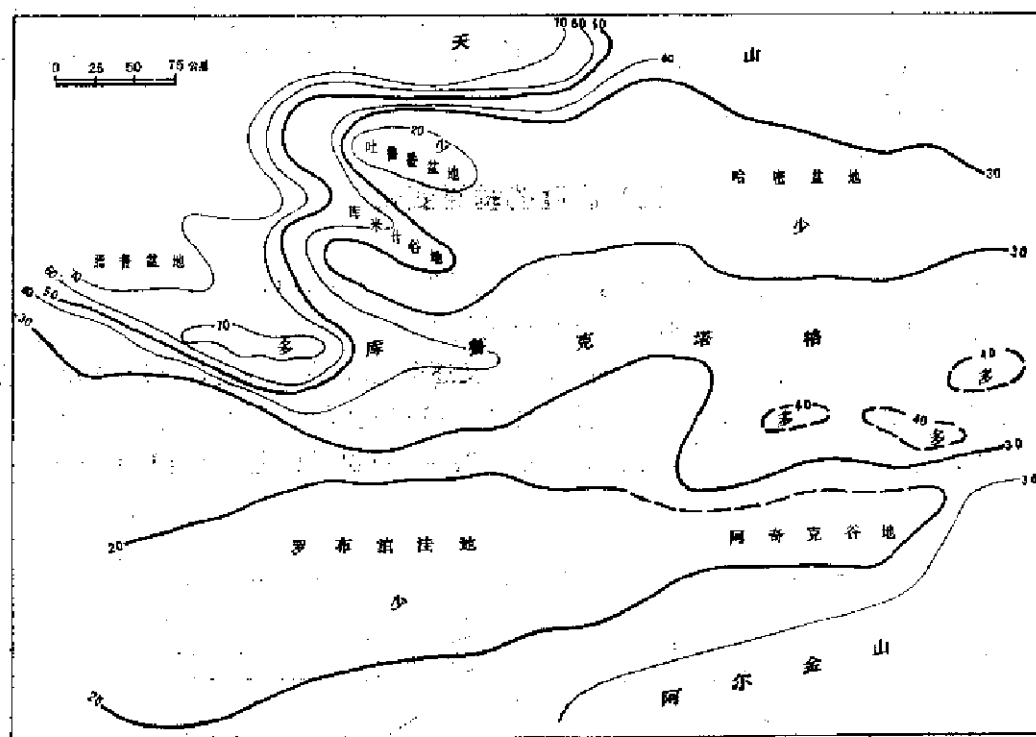


图 4 罗布泊地区年降水量分布图

表 3 年降水量(毫米)随高度变化表

天 山 南 坡				阿 尔 金 山 北 坡			
地 点	海 拔	降 水 量	降 雪 量	地 点	海 拔	降 水 量	降 雪 量
乌 脊	1050	68.0	6.7	若 羌	880	19.0	3.5
和 硕	1080	80.0	3.3	米 兰	900	22.0	—
巴 仑 台	1750	191.0	3.3	且 宋	1240	24.0	2.9
巴音布鲁克	2450	275.0	47.1	茫 崖	3130	42.0	4.1
奎 胜	2920	215.7		阿 羌	3600	157.0	39.9

(1) 天山南坡最大降水带 本降水带一般在 2000—3000 米之间,西部低,东部高。降水量约在 200—300 毫米,相当于北疆山麓平原降水量。和北坡降水带相比,海拔约偏高 500 米,而降水量约少 2—3 倍。

(2) 阿尔金山北坡 这里是背风坡,又是副热带高压下沉区,因而降水量极少,年际变化较大。尽管如此,降水随高度的分布是递增的,其最大带约在 3000—4000 米,或达 4500 米。但降水量不过 50 毫米,相当天山南麓平原地区的降水量。

(3) 库鲁克塔格 本区是天山支脉,多丘陵区。面濒开都河谷,由西、北来的冷空气,顺开都河谷下沉,冲奔博斯腾湖,而后沿库鲁克塔格北坡爬升,产生大量降水。本区最高峰约 3000 米,但降水量却不小。作者在兴地沟考察,发现当年洪水很大,洪痕达 1.5 米,当年冲积物很明显。

据调查得知,该区有较大的暴雨和山洪,比平原要多 2—3 倍,一般可达 40—60 毫米以上。南坡降水较少,一般也可达 40 毫米。就在干涸的孔雀河道,有当年洪水入侵。从河水的宽度和深度看,都能达到较大的暴雨量级。

2. 降水的时间分布

降水量夏季最多,冬季最少。在天山南坡,由于水汽来源不尽相同,春季受中亚气旋影响,因而最大值集中在 4—6 月间。

从降水量分配看,4—9 月最集中,其中 5—8 月占年降水量 70—80%,个别地方达 90%。春季多于秋季,冬季最少。冬季略有降雪,且北部多于南部。降雪量约占降水量的 1—20% 左右,随着海拔增高,降雪量的比例增大,天山南坡 3000 米处,不过 20%;库鲁克塔格 2000 米处估计不过 10%,阿尔金山在 3500 米以上,可达 20%。

3. 暴雨洪痕和大降水

在克孜勒塔格(山)区,除暴雨外,还有少量的积雪,常见干旱稀疏的植被。在愚公屯、水晶滩,没有发现地表有任何暴雨和降水径流痕迹,无耐旱植被。从湿度计测值看,这里十分干燥,相对湿度一般在 10% 以下。

罗布泊的东北和北部,湿度增大,除洪痕外,还有些地植被,由北转向西北部,相对湿度明显增大,在兴东一号,更加显著。上述情况告诉我们一个事实,即在库鲁克塔格尾间,降水量较多,只有在东经 91° — 92° 间的愚公屯是干燥的,这可能是东南季风消失地,而又是西来气流下沉区的影响。而后向东,略有较浅的径流洪痕,玉门关、后坑一带,降水增大,这是东南气流的鞭鞘所及。在风蚀土堆、刀刃山、凤尾泉附近,虽然干燥,但有洪痕和草滩等分布。

(二) 相对湿度

1. 相对湿度时空分布

相对湿度有两个低值中心,分别在吐鲁番盆地和罗布泊洼地。三个高值中心分别在天山南坡、库鲁克塔格、阿尔金山。一般沿天山、阿尔金山一带,达 30%;盆地达 10—20% 左右,且北部大于南部,山地大于盆地;罗布洼地、夏顺戈壁,库鲁克沙漠一般在 10% 左右,有些地方,则在 5% 以下。

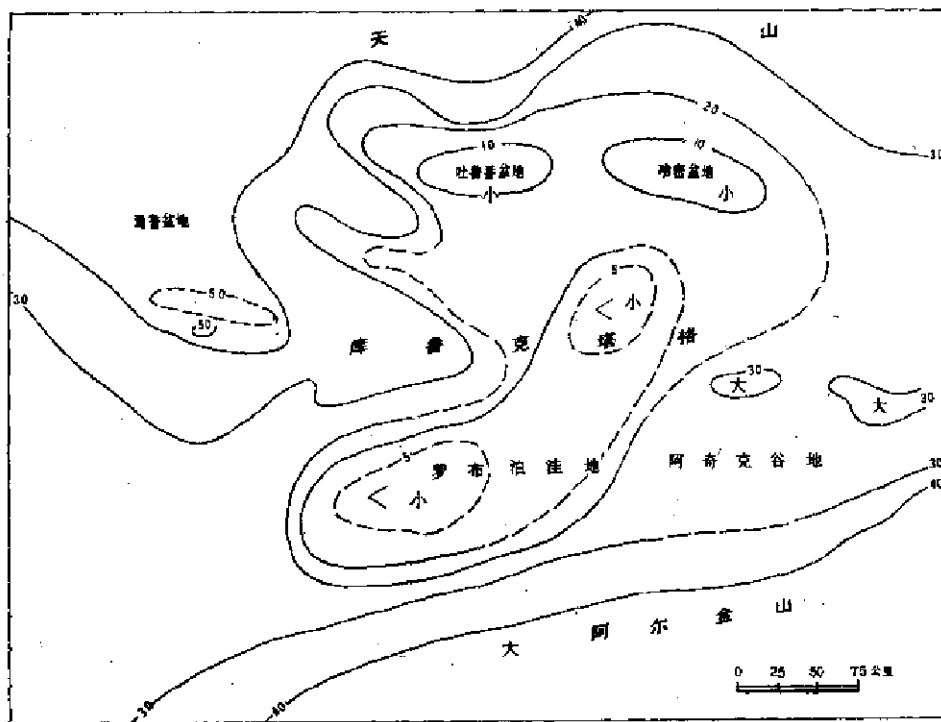


图5 相对湿度分布图

冷季(1月),相对湿度一般达60%,罗布洼地一般在30%左右摆动。在楼兰,即便在冬季,相对湿度也经常出现为零的日子。暖季,一般不到30%,沙漠地区为零。只有当冷空气入侵时,相对湿度增大,也只不过20—25%左右。年变化4—5月最小。

4月在考察途中,19天的相对湿度自记纸上,除冷空气入侵外,一般最大值在25%以下,正常值在10%左右。例如1980年4月18日,楼兰全天24小时为0,近似这种情况是很多的。在考察期间,皮鞋变形扭曲,就连鞋子一点水分,也被干空气吸收殆尽。因而埋葬在这里的尸体、木筒可达千年以上,尚完整无缺。

2. 相对湿度的日变化

相对湿度日变化,只不过最低值位相落后,振幅偏小而已,但仍可分三种类型。

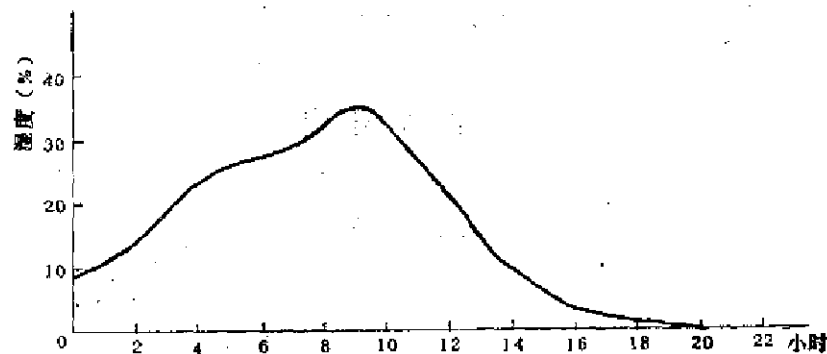


图6 楼兰1980年4月19日相对湿度日变化(大风型)

(1) 晴天型 24 小时均为 0, 空气极端干燥, 相对湿度已失去温度的制约。

(2) 阴天型 最低值在午后 18—20 时, 最高在早晨 7—8 时。一般多在大风过后, 冷空气停滞时才出现。

(3) 大风型 大风出现时, 空气湿度上升, 而后随着大风停息, 又逐渐降低。每当冷空气入侵时, 也带来了生机, 随着湿度减小, 这些生命也就死亡或逃命了。

三、风

(一) 风 速

1. 平均风速

平均风速分布, 平原风速小, 山口风速大; 南部大, 北部小; 洼地大, 周围小。尤其山区风更小。吐鲁番风口, 春季可达 20 米/秒, 兰新铁路百里风区, 一般达 8 级以上。大于 40 米/秒最大风速, 每年可有 1—2 次, 往往吹翻列车, 刮走人畜。羊达库都克, 更可能大些, 这里处在河谷隘道之地。

从季节看, 春季风最大, 一般达 6 米/秒, 最小值在 12 月, 约 2.0 米/秒, 4—8 月可达 6 米/秒。

1980 年 4 月 10 日 23 时, 在兴东一号测得 2 米处风速值为 26 米/秒, 在气象站之值达 10 级。这主要是 500 毫巴高空图上, 有一东北-西南大槽, 压在国境线上, 里海上空开始长脊。地面图上, 塔里木有一热低压, 形成明显气压梯度, 铁干里克有一正变压, 因而出现罕见的风雪。

2. 最大风速

最大风速时空分布和平均风速近似, 只是风速绝对值变大而已。春季最大值约 25 米/秒, 冬季最小值不足 10 米/秒。自七角井以西, 沿天山一带, 多西北风。库尔勒受地形影响, 呈东北风。洼地南部和中部, 以东北风为主。北部较小, 阿尔金山北坡一带较大。

(二) 风的日变化

洼地受地形、垫面的影响, 风有明显的日变化, 午夜前后, 吹北风; 日出后吹东北风, 正午吹东风, 后转东南风, 午后转为南或西南风, 傍晚可能吹西风。有着左旋顺时针周期变化, 遵守正弦曲线变化规律。

夜晚, 库鲁克塔格冷空气下沉, 吹山风, 风向正北, 太阳升起后, 西部垫面是沙漠, 增热快, 东部为丘陵河谷, 增热慢, 西部热空气上升, 由东部冷空气补充而成。中午谷风强盛, 吹偏南风。午后到傍晚, 西部沙面冷却快, 使冷空气东流, 吹西南和偏西风。这种规律, 可用谐振动正弦曲线模式表示, 即

$$x = a \sin(\omega t + \alpha)$$

a 为半径, 此处表示风的振幅, 即风速变化值; α 为初始位相, 此处表示风速初始值; ω 为风速作方向性的变化值; T 为时间变化。即 $T = \frac{2\pi}{\omega}$

假定日出为起始值,吹东北风,此时风速值为 α , $WT = \frac{\pi}{4}$ 。日落时为西南风,风速变化为 α , $WT = \frac{5\pi}{4}$ 。正午时,风质点位移到 $\frac{\pi}{2}$, x 达到最小,即 $\sin 90^\circ = 0$ 。这是符合于事实的,因为中午风速很小。正午后,变为负值,可近似认为热空气上升的支出时段。日出前,达到极值,山风最强, $\sin 0^\circ = 1$, 与事实相符。

此式,加边界条件,可计算不同时间的风速。

(三) 风的垂直变化

在不同高度上的风向频率和风速变化,可选哈密、若羌两站,以4月份(最大值)作代表来讨论:

1. 风向频率变化

哈密低层风向以 E, SE 风为主,2—3千米后,突有衰减。另一最多风向以 W、NW 风为主,5千米以上,则全是W风了。

若羌近地层以 NE 风最多,可占30%,次为 SW 风。在2千米以下,NE 风是 SW 风的5—10倍,3千米左右,几乎相等,而后,愈向高层,W风愈占优势,在5—8千米处出现极大值,而NE风突变,几乎为零。

2. 风速垂直变化

四月,哈密 SE 风可达6米/秒,次大值 NW 风达5米/秒。由地面向高层递增,在6千米以上达20米/秒,在7千米,有一 NE 次大中心。若羌以NE为主,在地面至3千米间,可达7—9米/秒,次大值 SW 风达5米/秒左右。3千米以上,风速右旋,逐渐变成W风,9—12千米仅20米/秒,这因春季急流中心位置北跃。20米/秒风速,在哈密为7千米,若羌升至9千米。

由图7b知,能量由高空向下传递,势力很强。从高层西风左旋成西南风,槽线自西向南倾斜,而 NE 风自3千米处直向下传,没有转向。

由上述可知,风能是形成雅丹地形的主力。近地层以 NE-SW 风为主,高层也是同一方向。愈向上风速愈大,由此风的动能由高层向低层不断的输送,使近地层风的动能不致由摩擦等影响而消耗殆尽,且一年各月都完全相同,只是能量大小不同,由此形成了著名的雅丹地形。

(四) 低空急流带

1. 急流的强度和高度

南疆约1.2—2.0千米,有一支强劲风速,这支气流称之为低空急流,一般在1.8千米。实际距地面300—900米。风速15.0—24.0米/秒。其弱值可达5.0米/秒,中心强度在30.0—40.0米/秒。起于阿奇克谷口,经罗布泊西延至喀什,宽100—200公里,长数百公

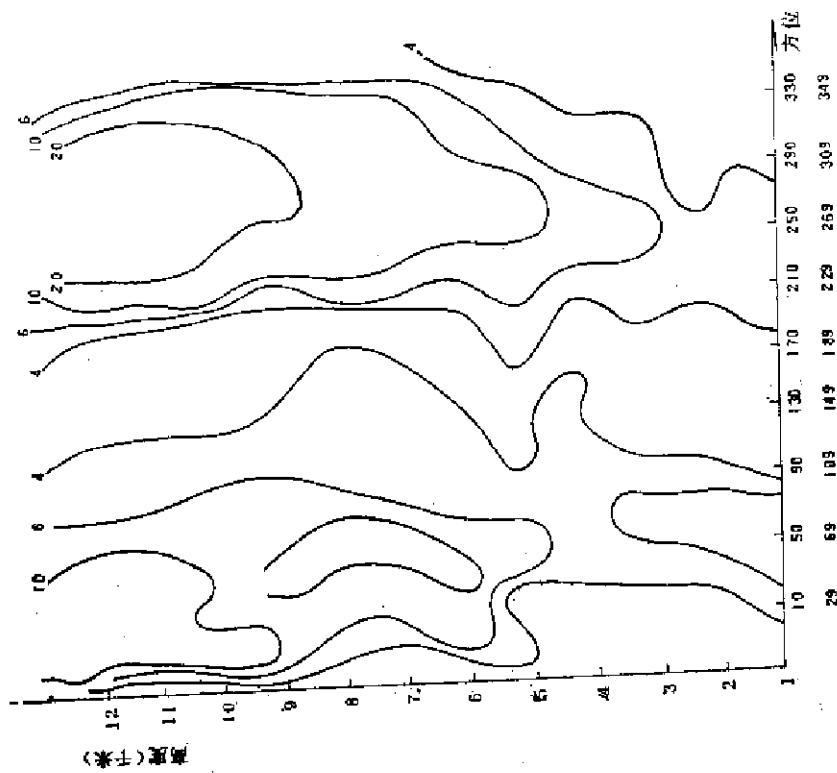


图 7a 风向垂直频率变化

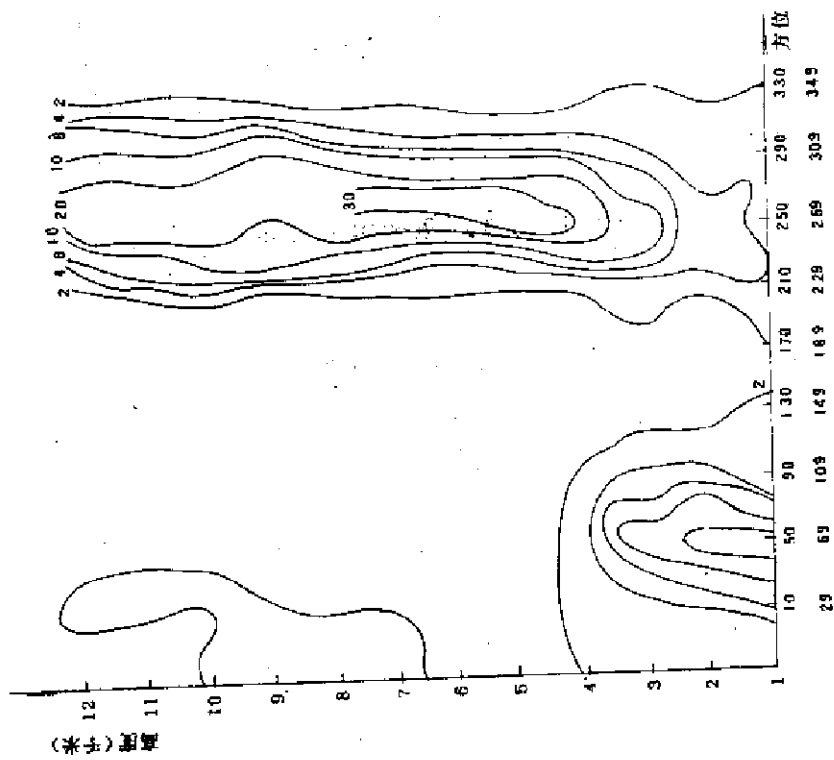


图 7b 风速垂直变化

里至千余公里。在若羌呈反气旋弯曲,折向盆地北缘而西伸,而后出现气旋性弯曲。

急流最大中心呈南高北低、东高西低的倾斜厚度。一般若羌 900 米,到库尔勒就 600 米了,东风由 30 米/秒若羌起,到喀什一带降至 5 米/秒。

2. 急流的日变化

日间变化,在午后傍晚有所增强,凌晨前减弱。午后加强与下垫面增热和热对流作用有关。凌晨减弱是由于辐射冷却,加以阿尔金山的下山风下沉作用,削弱急流强度,故有日变化。

3. 急流的形成原因和影响

本地区在高原暖季热源作用下,建立一支大尺度低空低压环流,东风急流就在这上面运行。由于塔里木盆地向东开口,当东或北部气压高时,在气压梯度力的作用下,冷空气流向盆地。或当高压进入北疆或萨彦岭时,冷锋在河西走廊,锋后气流进入南疆,或高空低值系统从西部进入新疆,造成盆地动力减压,使热低压常在 1000 毫巴以下,在低压北侧,常常出现偏东风。

这支急流,常出现在罗布泊上空,在阿尔金山和克孜勒塔格(山)形成狭管,加大气压梯度力,在水平方向,出现动量集中,高空能量加大,向下传递,加大低层风速。这支急流,对雅丹地形的形成、发展,起着决定性意义,也是罗布沙漠形成的主导因素。

四、风 蚀 地

由风的作用所形成的雅丹地貌,每年吹蚀多少土层,风蚀深度多少,将来又怎样发展等等问题,在考察期间,我们在楼兰城附近,进行了选点测量和分析计算,得出了一个新的概念,它没有惊人的风蚀速度,每年可达几厘米甚至几十厘米,更没有那种传奇式的说法,风沙在几分钟之内,就可以埋人等等。

(一) 测量方法和选点原则

1. 测量法

所采用工具是简易的测竿和拉绳的方法,这方法和平板仪相比,其误差小于 10%,一般为 5—8%,因而此法可以使用。

2. 选点原则

测点,应能代表风蚀深度的一个标志,即能表达测点的精确性和代表性,它应以下作为选点的主要条件。

(1) 楼兰城内(外)点的选择 城内(外)点,是风力在郊区或者城内近地面层吹蚀的差异程度。在初始阶段,差异甚大;当风蚀达到一定时期后,这时城内或城外的风蚀速度,就其差别程度来说,已是很小了。

(2) 迎风和背风面的选择 本地是东北风和西南风相互交替的区域,但东北风的

频率是很大的,风力强;西南风相反。故雅丹地形成蝌蚪状,东北头大,风蚀深;西南尾部低,风蚀浅。

(3) 最低点选择 最低点包括方向和范围两个含义。我们规定:① 范围在迎(背)风面始点左右不超过 30° ;② 最低点选在风蚀堆缘 5 米左右,不超过 10 米,且在各测点准线上,不选其折线。

(二) 测量数据和分析

根据以上原则,在楼兰城计选六个点,城西一点;城东、城内各三点,每点均作迎、(背)风的测量(见表 4)。

表 4 风蚀土堆实测值(厘米)

地名		祭坛		土塔		城高台		佛塔			鼓楼			西门外	
坡面		NE	SW	NE	SW	NE	SW	NE	NE	SW	E	NNW	NW	NE	SW
测点	1	74	178	58	109	29	138	70	35	66	38	(78)	91	103	83
	2	75	150	110	90	105	164	77	60	61	125	(145)	101	80	106
	3	142	137	119	136	74	160	100	64	187	116	(150)	203	134	188
	4	140	44	110	154	169	118	122	53	150	181			140	
	5	80		185	67	185				117				108	
	6					180									
合计	8	511	509	592	556	609 742*	580	369	212	575	460	(373)	401	565	377
三方向差值		2		36		162		6			87			188	

* 为折点值。

(1) 风蚀深度 迎风面大于背风面,不论城内外都是一致的,其差值 2—200 厘米。在城内点,差值增大,其因可能东部迎风受阻。西部点由于 SW 风无阻,吹蚀较深,或因文化层覆盖物不同所致。

(2) 城东风蚀深,城西较浅,背风面更为显著 这可能是风由东北方向吹来,东区首当其冲,入城后,风力减弱,城西区风速衰减。就 SW 风论,将背风面 NE 风的吹蚀物质又部分的搬回,故风蚀深度不如东区深。

(3) 城东祭坛点 迎、背风面相差无几,可能处于城区远郊,迎、背风面不受其它阻力,或祭坛处,迎风面有障碍物所阻。

(4) 城内风蚀小于城外 只有佛塔风蚀深度较大,大约由于佛塔很高(10.4 米),塔基附近,常产生涡旋,吹挖地面,致使迎、背风面相差不大。鼓楼处,吹蚀甚小,可能城内建筑群密集之故。

(三) 风与风蚀关系

1. 风向

从风玫瑰图可知,最多风向为 NE 风,次为 NNE,各占 15% 以上,SW 风占 5%。若将 NNE-ENE 风方频率求和,则占全年各风向的 2/5,再扩大之,由 N-E 风方求和,则

达 1/2。若将 SSW-WSW 风方频率求和,则占 1/10,由 S-W 向求和,则占 1/5。由上可知,本地一吹风,几乎是 NE 风,否则就是 SW 风,将两方向求和,则占各风方频率的 3/4。

从风玫瑰图和雅丹平面投影图(图 9)看出,两图恰恰相应,是风向的典型模式。但应指出,除盛行风向外,本地 SE、NW 风仍占 1/10,且垂直主导风向,由此,形成横向切割力,在发育晚期雅丹地区,已切割成块状。

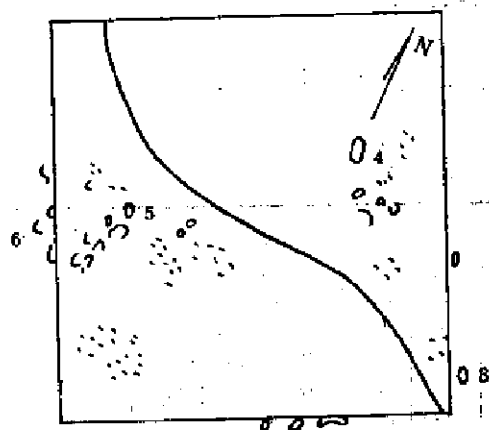


图 8 楼兰风蚀地测点图

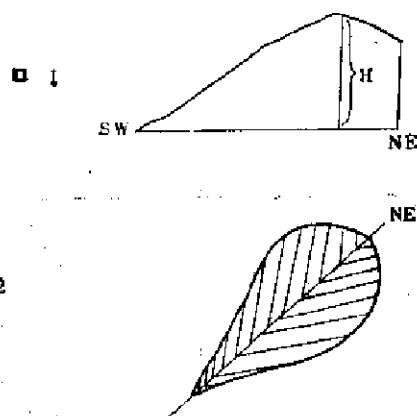


图 9 雅丹地形示意图(平、侧面)

在楼兰考察期间,4月6日至4月20日,测得风向(北京时间上午8时,下午8时)列于表 5。由表可知,NE 和 SW 风相差不大,由此证实雅丹与风向息息相关。

表 5 楼兰城区风向测值

日期	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
风向	WS/NE	SW	NE	NE	NE	C	SW	SW	C	SW	SW	SW	NE	NE	NE

2. 风速

3—9 月平均风速达 5.0 米/秒¹⁾。此值相当起沙风速,即由 3 月开始,止于 9 月,有 7 个月地层受到吹蚀。风速不大,而时间较长,即产生剥蚀力,但不能产生挖掘力。

产生挖掘力的应是大风。即便时间短,对文化层也产生破坏力。若定为 8.0 米/秒有破坏力时,该地 3—9 月受其破坏。冬季少见,春末夏初最多。

(四) 风蚀速度和预测

此处风蚀速度是文化层至最低风蚀点的高度,除以总时间。可以下式表示:

$$\text{风蚀速度} = R/t \quad (\text{单位: 毫米/年})$$

式中: R 为文化层至风蚀标准线上最低点; t 为地面层从破坏时起至现在总的时间。

由上式可计算出六个点十二个风蚀面的风蚀深度值。

1) 据中国科学院兰州沙漠所研究: 沙粒直径 >1.0 毫米,在 2 米高处,沙粒起动风为 7.1 米/秒。

由上表得出, 风蚀最深为 4.7 毫米/年, 最浅 2.4 毫米/年, 平均为 3.5 毫米/年。若从产生剥蚀时间 3—9 月七个月计算, 则每个月吹蚀 0.5 毫米。这个吹蚀深度不大, 速度不

表 6 平均风蚀深度

地 点	条 壟		土 塔		城高台		修 塔		数 楼		西门外	
风向	NE	SW	NE	SW	NE	SW	NE	SW	E	NNW	NE	SW
风蚀深度(毫米)	511	509	592	556	742	580	581	575	460	373	565	377
风蚀率(%)	3.2	3.2	3.7	3.5	4.7	3.7	3.7	3.6	2.4	2.4	3.6	2.4

快, 其结果和一般测出差距甚大, 这主要对风蚀的误猜和计算方法扩大有关。

随着生态的破坏, 罗布泊干涸, 风蚀力将会加强, 最大强度将超过 4.0 毫米/年。随着风蚀沟的加深, 濠沟的狭管作用, 加以风的动能下传, 有利于切割加深。

今后风蚀力将随着时间变化, 成对数速率增长, 甚至成指数速率的增长。当达到一定限度时, 就会停滞下来, 而后逐渐减小。不过, 当文化层这一“保护层”被突破后, 风蚀高度将随着时间逐渐降低, 且一直风蚀下去。

值得注意, 这种吹蚀力继续下去, 在南疆西南部, 罗布沙漠, 将发展扩大。与此同时, 且末一带, 沙化将会更加严重, 必将引起生态的破坏, 河道的填塞。今后, 应加强生态保护和林草培育, 防止干化演生。

五、结 语

由上论述, 可得出以下几点结论:

- (1) 罗布泊冬季是个暖高区, 有待资料增补, 即能找出一个低温区。坡地逆温很强。
- (2) 阿尔金山山区近似于天山南麓降水量, 而天山南坡最大降水带的降水量, 正是天山北麓的降水量。相对湿度有些地方为零。但也有强烈暴雨、积雪产生。
- (3) 本地高低层风向, 为 NE-SW 向, 是形成雅丹地貌的主要力量, 加以高层风能下传和低空急流作用, 将使该地雅丹地形继续发展。
- (4) 经过风蚀测量, 得出雅丹风蚀速度平均为 3.5 毫米/年。

塔里木河下游土地沙漠化 及其防治问题

夏训诚 樊自立

(中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所)

塔里木河是我国最大的内陆河。其下游段一般指由尉犁县的群克开始直到罗布泊间。这里地理交通位置重要,古代曾是丝绸之路必经之道,现在又是联结新疆与内地第二条运输干线——青新公路的必经之地,还是由且末、若羌通往库尔勒和乌鲁木齐的必由之路,拟议修建的青新铁路也要从这条绿色走廊通过。但是,受塔里木河水断流及人为破坏天然植被的影响。这里的土地沙漠化正处于急骤发展之中,如果不采取措施防治,沙漠化进一步发展,绿色走廊就会毁灭。这不但会中断交通运输,而且会给工农业生产和国防建设带来重大损失,必须引起人们足够重视。

一、土地沙漠化的情况

所谓土地沙漠化,乃是指在干旱和半干旱地区脆弱的生态系统下,由于人为过度的经济活动,破坏其平衡,使原来非沙漠的地区出现了类似沙漠景观的环境变化过程。这一过程发生在人类历史时期,是在沙漠化发生的潜在自然因素基础上,由于人为过度经济活动所致。这一过程是渐变的,在风力作用下,从地表风蚀、粗化,直到片状流沙的发育及密集沙丘的形成与发展。这一过程导致着生物生产量的急剧下降、土地生产潜力的衰退和可利用土地资源的丧失。在人为因素继续过度干扰和风力作用下,沙漠化的土地会自行扩大和蔓延^[1]。

(一) 沙漠化的成因

1. 干旱气候是土地沙漠化形成的条件

塔里木河下游地处暖温带极端干旱区,根据若羌和铁干里克气象站资料,年平均降水量只有 18.05—35.35 毫米,可能蒸发量为 2884.9—2661.6 毫米,干燥度高达 63.0—29.6,气温年较差在 35℃ 以上。在这种极端干旱的气候条件下,植被一旦破坏,地面便十分干燥。温差悬殊,土体易于机械崩解。受大气环流影响,本区全年盛行单一的东北风。春夏起风频率高。风速大。尤其 3—5 月份(适值植物萌生御沙能力最弱之时)。据统计本区年平均风速 2.7—2.2 米/秒,年大风日数 38.2—45.2 日,若羌曾出现过 40 米/秒的瞬时最大风速。这种盛行东北风的强劲吹扬作用,便成为土地沙漠化的动力条件,并能使沙丘由东北向西南移动,威胁着塔里木河下游绿色走廊。

2. 丰富的沙源物质是沙漠化形成的物质基础

在第四纪初期,塔里木盆地的沉积环境继承了第三纪以来的特点,即来自天山的河流携带物,堆积在其南麓的库车山前凹陷中。源出昆仑山的水道均汇注于山北麓的莎车山前凹陷里。当时东部地区属奥哈尔特隆起的伸延部分。奥哈尔特隆起成了南北水系的分水岭。由于第四纪新构造运动的作用,使周围山地上升,改变了盆地的地势轮廓,并造成今天盆地的结构形式,东部罗布洼地成为整个盆地的集水中心。当时水系发育,河网交错,湖泊密布,发育有很厚的第四纪河湖相沉积物。根据铁道部勘测设计院在铁干里克和台特马湖的钻孔资料及对塔里木河土体天然剖面的观察,这些河湖相沉积物主要由细砂、粉砂和砂粘土组成,结构疏松,成为风力加工的良好对象,为沙漠化提供了丰富的物质基础。根据机械分析(表1)。塔里木河下游各类沙地与塔里木河岸剖面都是以粉砂粒级为主,占90%以上,细砂只占10%左右,比例都很接近,说明沙源物质是就地起沙。另外,根据砂样的重矿物分析(表2),本区沉积物中角闪石含量占优势,绿帘石含量较高。流沙和固定、半固定沙地的砂子矿物成分与塔里木河干河床的矿物成分非常一致。沙地表层砂与下伏冲积砂矿物成分也很相似,也说明塔里木河下游的冲积砂壤和砂质沉积物是形成当地风成沙的主要来源¹⁾。

表1 塔里木河下游沙物质机械组成*

采 样 地 点	粒 径 (毫米)	
	0.25—0.1(%)	< 0.1(%)
库尔干塔河河岸	8.33	91.67
河东岸胡杨林区	4.74	95.26
河西岸胡杨林区	3.46	96.54
河西岸光板地	4.92	95.08
高大红柳沙包	9.20	90.80

* 引自沈克其: 从塔里木河下游河谷平原沙漠化的发展预测库鲁克沙漠与塔克拉玛干沙漠合并的可能性(油印本)。

3. 人类过度经济活动促进和加速了土地沙漠化的发展

人类过度经济活动主要表现在断绝地表水源,破坏天然植被及盲目开垦等方面。塔里木河在十九世纪末,还常年有水流经罗布泊,斯文赫定于1899年12月3日在卡拉测得塔里木河的流量为55.7立方米/秒。翌年5月枯水期他还由卡拉乘大木船达七克里克^[1]。直到1958年还有水间断补给台特马湖。后来,由于塔里木河上游大规模农垦,加上1962年又建立了卡拉和铁干里克两灌区,修了卡拉和大西海子水库,现塔里木河水绝大部分被拦蓄在铁干里克以上。通过大西海子水库年平均下泄量仅为1.65亿立方米,近年来又日趋减少,如1964—1970年平均下泄量为3.37亿立方米,1971—1980年仅为0.45亿立方米。这些下泄水量过去最远能流到英苏。1978年由水库向下游泄洪1.57亿立方米,只流

1) 胡智育: 塔里木河下游阿拉干以南地区沙漠化的发展过程及其防治(油印本)。

表2 阿拉干以南沙样重矿物 (比重 >2.9) 百分比含量*

取 样 地点 重矿物含 量(%) 矿物名称	塔里木河下游6 道班罗布庄盐碱 滩1米下沙包	塔里木河下游8 道班剖面(25— 110厘米)	塔里木河下游9 道班胡杨林带	塔里木河下游9 道班剖面(60— 118厘米以下)	塔里木河下游9 道班剖面(118厘 米以下)	塔里木河下游 10道班剖面 (90厘米以下)
角闪石	44.01	47.67	37.59	45.97	44.75	29.71
石榴石	5.90	2.93	4.26	2.69	3.32	4.46
金属矿物	4.01	8.80	3.55	5.91	6.08	6.93
辉石	1.42	0.98	1.42	1.61	0.83	0.50
绿帘石	14.86	11.98	14.18	15.86	12.16	12.87
黝帘石	4.48	3.91	3.70	9.95	4.97	5.69
金红石			0.71			0.50
磷石	0.47	0.49	0.95	0.54	0.55	0.50
白云母	2.59	4.40	17.73	4.30	5.55	3.47
黑云母	2.83	8.31	4.26	2.69	5.35	3.47
绿泥石	3.07	2.93	5.20	2.96	3.87	3.47
磷灰石	0.71	0.73	0.71		0.55	
兰晶石	0.24					0.25
蚀居石		0.98	0.24			
方解石						8.91
岩屑	1.89	0.98	2.84	3.76	2.76	3.22
镜铁矿						0.25
电气石	2.12	3.67	1.89	2.96	4.14	0.99
英石	1.42	1.22	0.71	0.81	1.38	0.99

* 引自胡智育: 塔里木河下游阿拉干以南地区沙漠化的发展过程及其防治(油印本)。

了14公里远就断流。现在塔里木河由英苏以下全部断流。阿拉干以下河床中已断续有积沙。地表水断流,使地下水的补给来源逐渐枯竭。地下水位大幅度下降,如1959年4月阿拉干一带河床流水有一定深度,阶地高出河面3—4米,阿拉干东一公里处地下水位3.17米。到1979年6月再调查时,河床干涸积沙。阶地比高达6—8米。河床底部打井并深5—7米。地下水位普遍比1959年下降4—6米^[1]。地下水位下降,植物赖以生存的水分条件恶化,使胡杨林衰败,草本植物和灌木枯死,不能抵御风沙入侵,加速了土地沙漠化的发展。

人为破坏植被主要表现在滥伐、滥樵和滥挖方面。1958年调查群克至英苏间,有林地面积5.4公顷,木材蓄积量27.0亿立方米,到1978年林地面积仅保留1.6万公顷,木材蓄积量剩下6.18万立方米。英苏以下的阿拉干林区也遭到严重破坏。能抗御风沙的青壮林多被砍伐,而留下的多是残败老林,顶枯心腐,枝叶稀疏。计有三分之一死亡,三分之

二枯萎。林地中大多有 0.5—1 米的积沙,有的形成 2—3 米高的半固定沙丘。根据航空象片分析,阿拉干林区 1978 年比 1958 年流沙增加了 48.4%。本区燃料缺乏,群众烧柴主要靠挖固定和半固沙丘上的红柳灌丛,这不仅破坏了植被,而且疏松了土壤,给风沙活动创造了条件。使大部分固定和半固沙丘演变成流动沙丘。另外,乱挖甘草,既破坏了草场,降低了植被覆盖度,也能松动表土,促进沙漠化扩展。

盲目开垦也能促进沙漠化的发展。塔河下游垦区共开垦土地 33 万亩,现实际播种 25 万亩,弃耕 8 万亩。这些弃耕的土地由于原来植被被破坏,长期干旱,地表裸露,而遭受风蚀。现大多有 5—8 厘米厚的积沙,最严重的是 32 团 12 连东南部。这里原是一片红柳灌木林地,土壤质地轻,开垦后由于缺水灌溉撩荒。多年来风蚀不断加剧,现已演变成高 1—2 米的新月形沙丘链,每年以 1—5 米的速度前移,并已爬上支渠,危及农田。

(二) 土地沙漠化的过程

1. 沙漠化的历史过程

土地沙漠化并不是近数十年来出现的。而是自从有人类历史以来就产生了,本区情况也是这样。据史籍记载,今塔里木河和孔雀河下游三角洲上,远在两千多年前还是“盖乱河所注”(《山海经》)的地方。当时水道交错,河网密布,植被“多葭、苇、怪柳、胡桐、白草”(《汉书·西域传》)是一个典型的河流泛滥三角洲自然景观,适合畜牧业和农业发展。魏晋时西域长史住楼兰,楼兰成为当时屯田的重要地区,也是“丝绸之路”的必经之地。公元 330 年以后,楼兰逐渐衰败。至公元 420 年前后,法显经由这里,记载“其地崎岖瘠薄”(《佛国记》)说明已开始出现风蚀现象。《史记正义》引裴矩《西域记》讲,“盐泽在西州高昌县东,东南去瓜州一千三百里,并沙碛之地,绝水草难行。四面危,道路不可准记。行人唯以人畜骸骨及驼马粪为标验。”据此,库鲁克沙漠到隋唐时便发展扩大起来,到了清朝则成为“平沙宽广”“沙地旷远”之地。现库鲁克沙漠外围沙丘高一般 2—5 米,中部大部分高达 10—20 米。用 ^{14}C 方法测定弱水下游居延和黑城高 10—20 米沙丘内的红柳残体,这类沙丘形成约 1090 ± 58 年。由此看来,库鲁克沙漠的大部分是在历史时期发展和扩大起来的。这也符合用计算固定和半固沙丘枯落物层所确定的沙丘增长速度。据计算库尔干和阿不旦附近固定和半固定沙丘每年增高约 1—1.2 厘米,形成高 6 米的半固定沙丘,约需 600 年左右。

2. 沙漠化的现代过程

是指近半个世纪以来,由于不合理利用土地而造成生态破坏,沙漠不断扩大的环境退化过程。在塔里木河下游地区,则主要是由于人为因素使地表水断流和破坏天然植被造成的。据统计,从 1958 年到 1978 年的 20 年内,由库尔勒至罗布庄平原,沙漠化土地面积的比例已从 12%,急增到 52%¹⁾,净增 40%。沙漠化的发展也引起了沙丘类型和地表形态的显著变化(表 3),使流动沙丘面积的比例由 12.5% 增加到 20.2%,半流动沙丘由 40.4% 增加到 43.4%。而灌丛沙堆却由 47.1% 下降到 36.4%。在 1942 年测制的 1:50 万

1) 胡智育:塔里木河下游阿拉干以南地区沙漠化的发展过程及其防治(油印本)。

表3 塔里木河下游平原地区沙漠化后引起地表形态变化^[1]

年 代	各种地表形态占该地区面积(%)		
	沙动沙丘	具有低矮流动沙丘的灌丛沙堆	吹杨灌丛沙堆
1958	12.5	40.4	47.1
1978	20.2	43.4	36.4

地形图上,阿拉干北距库鲁克沙漠约15公里,到1981年调查时,由阿拉干北行不到两公里就碰见高5—10米的动流沙丘,几乎已和北面的库鲁克沙漠连在一起。在同一地形图上,由阿拉干至罗布庄的塔里木河下游走廊原来宽10—15公里,而现从卫星照片上看,一般只有2—5公里。塔里木河下游阿不旦—喀拉和顺一带,原为芦苇沼泽地,并有“罗布人”的居民点分布,后由于塔里木河水断流,环境日趋恶化,在河流两岸形成大片流动沙丘,沙丘高0.5—1米。

3. 沙漠化的发展趋势

沙漠化的土地一旦形成之后,在人为活动继续过度利用及风力的作用下,沙漠范围会不断扩大,本区也是这样。如不解决胡杨林的灌溉,停止破坏,沙漠化进一步扩大,则库鲁克沙漠和塔克拉玛干沙漠完全有可能合并一起。根据野外观察胡杨林一般在地下水位2—4米生长正常,4—6米受到抑制,6—8米开始衰亡,8米以下逐渐死亡。现阿拉干以下塔里木河两岸阶地上地下水位都在8—10米以下,超过了胡杨生长的地下水位临界值。胡杨林的发展趋势,正在走向死亡,至于何时全部变成枯立木和枯倒木很难预测,但有例可鉴。如沙雅南的阿合达利亚河,断流仅百年,两岸胡杨已大都枯死。这里离居民点远,受人为破坏较少,而塔河下游林区则位于交通线上。人为破坏严重,因此阿拉干林区在不改变目前情况下最多能维持几十年。本区风速大,沙丘前移速度快,因此一旦胡杨死亡,流沙就能大量入侵,将使绿色走廊毁灭,塔克拉玛干沙漠和库鲁克沙漠就会合为一体。

(三) 土地沙漠化的危害

土地的沙漠化能给工农业生产带来很大的危害:①首先是影响交通运输。如库尔干和罗布庄之间,大部分地区没有胡杨林,植被死亡最多,地面大部分裸露,风蚀地密布,流沙面积已占土地面积30%。因而造成道路经常被沙所阻,行车困难。今后若沙化程度加深。库鲁克沙漠边缘的低矮流动沙丘很容易移向这里,这将会给交通运输带来更大困难;②给本区农业生产带来严重危害。例如,1979年4月10日至11日,尉犁—铁干里克—若羌一线,曾发生三天的尘暴天气,尘暴过后,草地、麦地上积尘厚达3厘米,经测定这种尘土每立方厘米重1.28克,折合每平方米降尘量38.4公斤,三天内每平方公里达3.8万吨¹⁾。这次大风使铁干里克34团的8330亩棉花,受害达61%。麦子地普遍积沙1厘米。当时有半个条田刚灌水,积沙8厘米,在迎风的林带中,积沙达80厘米厚。有数十公里的渠道风后变成了沙梁,清沙土3万立方米。平均每米清淤3立方米。此外,尘土落在草叶

1) 徐锦锋:环境问题与环境保护。

上,牲畜连土吃进去,造成拉肚子病症,仅尉犁县就死亡一万五千头牲畜。又如,若羌县每年从春天三月开始到6月底,基本上没有好天气,总是浮尘满天,黑黄风平均每年达三、四十次,而且有逐年增加趋势。由于风沙危害严重,该县直到1979年还吃国家返销粮。

此外,受土地沙漠化影响,风沙还造成土壤的吹蚀、埋没农田、堵塞渠道、吹折树木、沙打禾苗等危害,实例很多,举不胜举。

二、土地沙漠化的防治

如前所述,塔里木河下游的土地沙漠化正处于急骤发展之中,给交通运输和农业生产带来很大危害,必须采取措施进行防治,特别是保护好由阿拉干至罗布庄之间的绿色走廊,防止库鲁克沙漠与塔克拉玛干沙漠合并为一体,这对保障交通运输通畅、造福子孙万代具有重要意义。

针对本区土地沙漠化主要是地表水断流和破坏天然植被造成的情况,因此在防治时应从重新分配地表水和保护扩大植被覆盖两个方面着手。

(一) 关于地表水的重新分配

1. 全面规划合理安排塔里木河上、中、下游农林牧业用水

对塔里木河水量的分配原则是控制上游,限制中游,增加下游,以便有一定水量能输往阿拉干以下。要做到这点,必须采取以下措施:第一,塔里木河上游支流今后农业发展应以提高单产为主,适当限制开荒扩大耕地面积;尽量减少从天然河道引水,使塔里木河在上游阿拉尔站的年平均径流量能保持在现有49.7亿立方米(1958—1980年平均值)的水平,不再减少。上游各支流在出山口后形成的冲洪积扇上,地下水资源丰富,应大力开发,发展井灌,以补充春旱用水不足。随着国家经济建设力量的增强,调节水库应逐渐向山区发展。以减少平原水库的蒸发渗漏损失,这样就能保证阿拉尔站径流量不低于现在水平;第二,塔里木河干流上游段,以阿拉尔为中心,是解放后发展起来的新绿洲,现有耕地面积约60万亩,农田水利设施较好,今后仍应以农为主。在不增加从塔里木河直接引水的原则下,通过加强灌溉管理,进行渠道防渗,改进灌溉技术,综合降低毛灌溉定额,使由现在的1200—1500立方米/亩,逐渐降低到800—1000立方米/亩,把节约下来的水用于就近扩大耕地,收复弃耕地;第三,新渠满至哈达墩塔河上游下段,现有耕地16.7万亩。依靠帕满、大寨等四个水库蓄水灌溉,全从塔里木河引水,总库容2.45亿立方米。建议当渭干河黑孜水库建成后,废弃另外两个水库,公安农场等单位的用水改由黑孜水库供水。在塔南修建的大寨水库主要是满足开荒种间田用水,根据本段今后发展方向应以牧为主,保护好现有胡杨林的原则,亦应废弃。整个塔南不应再开荒扩大耕地。对帕满水库应进行改建加固,用来解决灌溉饲草饲料基地用水。本段历来以牧为主。为了保证畜牧业发展,应对草场进行灌溉,为此,应选择地形平坦、分布集中、土壤植被条件较好的地段。修建配套水利工程,要象建设基本农田那样建设好基本草牧场,以减少灌水浪费和因灌水不均造成的草场盐渍化和沼泽化;第四,塔里木河中游段(哈达墩至群克)是塔里木河水量消耗最多的地区,塔里木河上游阿拉尔站的来水量六十年代和七十年代变化不大,而下游卡

拉站水量变化却很大,六十年代为10亿多立方米,七十年代减少到6亿立方米,1980年以后只有3亿立方米,说明塔里木河水量主要消耗在中游段。中游段消耗水量多的原因,一方面与自然条件有关,这里地形坡度小,河流分汉多,容易改道变迁。另外也与人为随意掘口引水漫灌草场有关。据调查,由轮台大坝到卡拉塔里木河共有大小水口112个,其中大口(100立方米/秒)17个,小口(3—5立方米/秒)95个。通过这些水口河水漫溢,散流到湖泊沼泽和洼地,除少量能被利用或能在下游重归主河道外,绝大部分耗于蒸发和渗漏。从本段自然条件来看,今后应以发展林业、牧业为主,对胡杨林和草场应进行灌溉。但不能象现在这样任其自然漫流或人工随意掘口,造成径流的大量浪费。而应对河道进行整治,修建固定引水口,合理调配水量,既要保证林地草场灌溉,又要有足够水量输往下游。使塔里木河水量经过中游的消耗后,到下游卡拉年平均径流量能达到10.5亿立方米。至于修建固定引水口和河道整治的细节规划,应组织专业队伍进行详细勘测设计,再提出具体方案;第五,群克以下至铁干里克的塔里木河下游上段,现有耕地25万亩,修建有卡拉和大西海子两个水库,总库容3.43亿立方米。水库面积约160平方公里,蒸发渗漏极为严重。因此,建议废弃大西海子水库,不再蓄塔里木河水,铁干里克的灌溉用水从孔雀河解决(详见下文)。近期仍保留卡拉水库,作为铁门关电站的反调节水库,远期卡拉水库亦应废弃,用库尔勒东南的西尼水库代替。西尼水库工程地质条件较好,蒸发渗漏损失比卡拉水库小。这样,塔里木河消耗在卡拉和铁干里克的水量都可输送到大西海子水库以下去。如果能按照以上设想实现,根据计算,塔里木河在卡拉站能保持10.5亿立方米,铁干里克以下就能有8.5—9亿立方米水量。若在卡拉站为7.9亿立方米(1957—1980年平均值),铁干里克以下就能有6—6.5亿立方米,这样在平水年份一般可流至库尔干,丰水年份有可能达到台特马湖,可基本上能满足下游下段(铁干里克—台特马湖)的胡杨林和草场灌溉用水。胡杨灌溉问题得到解决,就能繁育更新,绿色走廊就能得到保护,交通运输就可畅通无阻。

2. 引孔济塔解决卡拉和铁干里克的农业用水

按照上述方案,把原来塔里木河消耗在卡拉和铁干里克地区的水量调往铁干里克以下,这个地区的灌溉水源只能靠引孔济塔,用孔雀河水来解决。要实现这一工程,首先要在焉耆盆地大力开发地下水。按照建字00925部队在焉耆盆地进行水文地质普查的资料,焉耆盆地可供开采的地下水储量为4.5亿立方米。整个盆地是一个大的天然地下水库,可作为水源来建设。另外,开都河流域水能资源丰富,现在就有比较富裕的电力可供开发地下水利用。在焉耆盆地开发地下水有很多好处:可以降低地下水位防治土壤次生盐渍化;可以减少明渠排水进入博斯腾湖的盐水;把节约下来的地表水输入博斯腾湖,可加速湖水循环,促进湖水淡化(博斯腾湖由于大量农田排水泄入,矿化度已由1958年的0.4克/升提高到1980年的1.8克/升)。第二,把焉耆盆地节约下来的地表水输往库尔勒灌区,再从孔雀河调一部分水至卡拉和铁干里克。卡拉和铁干里克的25万亩耕地不再扩大,净灌溉定额按500立方米/亩计算,实需水量1.25亿立方米。考虑到由铁门关输入距离较长,即使搞防渗渠道,输水损失也较大。所以渠系利用系数按40%计算,这样从铁门关需要引走的孔雀河水量为3.1亿立方米;这个数字仍低于焉耆盆地地下水可开采量。由于库尔勒是当前南疆重点发展地区。工农业用水亦很紧张。但孔雀河三角洲上亦有丰富的地下

水,据新疆荒地资源综合考察资料,近期宜利用的有 3.43 亿立方米,如能合理开采利用,完全可满足库尔勒地区生产需要。实际上引孔(雀河)济塔(里木河)工程部分地段已实现,如已修建的尉犁至卡拉的库塔干渠,就是这一工程的一部分。现在还需要挖的土方工程只有两段:一是由铁门关至尉犁,二是由卡拉到铁干里克。至于防止渠道渗漏方面,现已有用塑料薄膜防渗的成功经验,具有投资小,施工简单,防渗效果良好等优点。如铁干里克 34 团,对 18 公里长的输水干渠用塑料薄膜防渗,使渠系利用率提高了 20%,输水损失由原来的每公里 1.5% 下降到 0.56%,每年可减少输水损失 800 万立方米。第三,实现引孔济塔的另一关键问题,是在焉耆盆地开发地下水的投资和电费问题。解决这一问题的最好途径是实行“统管两水(地表水和地下水)、统一收费、按方收费”,适当提高地表水收费标准,来补贴井灌电费。地处焉耆盆地的和硕县,实行统管两水后,1979 年该县 8 万亩农田在春旱期间大部分用井水灌溉,夏季大部分用河水灌溉,解决了春旱。粮食大幅度增产,单产达 370 斤。由于多用了地下水电费较高,该县把水费由原来每亩 0.5 元提高到 1 元,群众也乐意接受。

(二) 关于保护和扩大植被

1. 保护好天然植被,防止进一步破坏

要保护天然植被,首先要保护好现有的胡杨林。虽然本区胡杨林遭受严重破坏,但还有一定的抗御风沙能力,对于保护沙地不受风蚀,制止流沙移动仍起着很大作用,因此必须制止乱伐乱砍,特别要保护好青壮林,对少量的用材,可择伐衰老的林木。对英苏以上现在还能灌上水的林区,要加强抚育管理,促进更新,要禁止砍树放羊头木作业。第二,要进行封沙育草。就是要把沙漠和被破坏的草灌植被封禁起来,使它自然恢复。对于红柳灌丛,应严禁挖掘,即使枯死的红柳包也不能掘挖。兹举尉犁县为例,说明乱挖红柳对植被破坏的严重性。该县八万人口(包括兵团农场),家庭燃料每人每年要烧 500 公斤,加上机关企事业单位的消耗,平均每人每年消耗燃料 1000 公斤。当前这里的红柳生长情况一亩地可砍柴 500 公斤,这样一个人一年就要砍去二亩地的红柳作燃料,除县城 3500 人烧煤外,全县每年要烧去 15 万亩红柳,十年就是 150 万亩,二十年就是 300 万亩,而红柳大都生长在沙包上,被挖走后,沙丘活化,最易引起沙漠化。要保护好红柳沙包,必须解决好群众的烧柴问题。由于这里缺煤,因此应大力发展太阳能和风能利用,大办沼气。特别是沼气,简便易行,可先在兵团连队试办,然后逐步推广。第三,要禁止乱挖甘草。因为乱挖甘草既破坏了草场,又松动了土层,能加速土地沙漠化。在本区目前植被十分缺乏的情况下,有些单位还就地挖甘草,就地挖红柳根作燃料加工甘草膏。这对植被的破坏是相当严重的,应当制止。第四,在进行交通路线建设时,要特别注意保护沿线植被。拟议修建的青新铁路要从这里通过,因此,一定要对线路经过的固定和半固定沙丘做好防沙工程措施,保护好沙丘植被。否则天然植被一旦破坏,人造沙漠的突发性就会加剧。

2. 加强防护林建设,扩大植被覆盖面积

在绿洲内要大力发展护田林网。护田林网应以控制地表风蚀为主要目的。在设计护田林网时,应充分利用林带结构和主林带距离两项可调整的变量,达到削减风速、控制风

蚀的预期效果。防护林的疏透度以 40% 左右为最好。林带布置要与主风向垂直。由于本区风力强劲,主林带间距离以 10—20 倍树高为佳。树种可选新疆杨、钻天杨、小叶白蜡、沙枣等。在沙漠边缘和条田间的流动沙丘固沙造林,应采用不透风(紧密结构)林带为宜,在靠沙丘一侧采用乔灌木混交结构。在绿洲外围除封沙育草外,有条件的地方要扩大种植耐旱沙生植物。根据自然条件和本区相类似的吐鲁番地区经验,^[4]沙拐枣、老鼠瓜对干旱适应性强,固沙性能良好,是优良的固沙先锋植物,可在本区大力引种。梭梭和沙生柽柳适应性也较强,寿命更长,生长更稳定,但幼苗对风沙的抗预性较弱,可作为固沙先锋植物的更替树种。

根据吐鲁番经验,在戈壁地上造林,树种可选头状和红皮沙拐枣。造林方法可采用扦插和直播,若采取沟内定植效果更好。垂直主风向开沟,沟深 40 厘米,宽 60 厘米,插条插于沟底,成活率可达 80% 以上,较平地造林成活率提高 15%。砾质戈壁造林,由于砾石粗糙,八级以下大风对造林成活率影响不大,沟内积沙较为松软,可防止土壤水分散失。由于戈壁地透水性强,因此造林后应两年冬灌一次。

在风蚀地造林,树种宜选用老鼠瓜。由于风蚀地风蚀严重,不宜采用直播造林,否则种子会被风吹走或幼苗被风沙打死。可用扦插植苗造林,苗条入土深度 25—30 厘米。这样,虽有风蚀但还能埋于土中仍能萌出新植株,其宜林条件比流沙地好。由于冬灌风蚀地,会造成风蚀起沙,割打幼苗,影响成活。为了解决这个问题,带状沟植造林是风蚀地较好的造林方式。其优点是只进行局部灌溉,采用沟植,苗、条植于沟内,利用沟沿庇护幼苗,可提高成活率,沟内积沙可改善水分条件。风蚀地成林后可 2—3 年灌一次水。

在流沙地造林,树种可选用沙拐枣、多枝柽柳及梭梭等。造林方法,可扦插、植苗。直播只能在风少风小年份才能成功,无庇护地区不宜采用。选用大苗(条)深坑栽植,受风况影响较小,在空旷的流沙地上造林,成活率可达 50%。流沙地种树成林后,植物根系可利用湿沙层的水分,三年没有灌水未见干旱,因此可 3—4 年灌一次水。

根据吐鲁番的经验,在以上三种立地条件下造林,都需要冬灌,增加土壤水分。这在若羌和米兰都有可能作到。因为这里有一部分冬闲水尚未充分利用。将来塔里木河下游水源得到解决后也可实行,特别是在修建青新铁路时,对沿线通过的风蚀地和流沙地,必须营造固沙林。

参 考 文 献

- [1] 朱震达、刘烈: 中国北方地区的沙漠化过程及其治理区划,中国林业出版社,1981 年。
- [2] 斯文赫定著、李达礼译: 亚洲腹地旅行记,开明书店,1934 年。
- [3] 毛德华等: 塔里木河盆地南缘土地沙漠化问题的初步探讨,新疆地理,第 2 期,1980 年。
- [4] 中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所编: 新疆沙漠第 2 辑,1981 年。

罗布泊的盐壳

樊自立 李培清 张丙乾

(中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所)

罗布泊在《史记·大宛列传》中称作“盐泽”，顾名思义这里是一个低湿的盐沼地。《汉书·西域传》中也讲到罗布泊“地沙鹵”，鹵的含意就是被盐浸泡的意思。《水经注·河水篇》中对罗布泊的盐壳作了确切逼真的记述，称“地广千里，皆为盐而刚坚也，行人所径畜产皆布毡卧之，掘发其下，有大盐方如巨枕。”《太平御览》引《凉州异物志》也描述罗布泊的盐壳为“刚鹵千里，蒺藜之形，其下有盐，累基而生。”形象十分生动，从科学上解释了盐壳是由下而上，“累基而生”。

罗布泊盐壳的总面积约两万多平方公里，是国内罕见的积盐最重地区之一，盐壳种类多，形态各异，成因不一，化学成分亦不相同。研究这些不同类型的盐壳，有助于了解罗布泊的发生、演变及消亡。

一、盐壳形成的条件

罗布泊有极为广泛的各类盐壳分布，是与它特定的地质、地貌、水文地质及气候条件有关的。

在区域地质构造方面，罗布洼地属塔里木稳定地块的奥哈尔特隆起。早更新世时塔

表 1 注入罗布泊各河流水化学分析资料

河 名	易 溶 性 盐 分 ($\frac{\text{百分数}}{\text{毫克当量数}} / \text{升}$)								
	干涸残渣 (%)	离子总量 (%)	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺ +K ⁺
塔里木河(卡拉)	1.158	1.041	—	$\frac{0.234}{3.831}$	$\frac{0.157}{4.434}$	$\frac{0.367}{7.547}$	$\frac{0.075}{3.733}$	$\frac{0.073}{6.005}$	$\frac{0.140}{6.077}$
孔雀河(尉犁)	1.467	1.377	—	$\frac{0.351}{5.921}$	$\frac{0.215}{6.064}$	$\frac{0.441}{9.197}$	$\frac{0.053}{2.651}$	$\frac{0.134}{11.009}$	$\frac{0.173}{7.522}$
车尔臣河(塔特朗)	0.970	0.896	—	$\frac{0.223}{3.658}$	$\frac{0.241}{6.790}$	$\frac{0.240}{4.992}$	$\frac{0.059}{2.937}$	$\frac{0.049}{4.045}$	$\frac{0.195}{8.459}$
若羌河(县城)	0.630	0.612	—	$\frac{0.169}{2.770}$	$\frac{0.107}{3.007}$	$\frac{0.230}{4.782}$	$\frac{0.034}{1.685}$	$\frac{0.053}{4.382}$	$\frac{0.103}{4.492}$
米兰河(36团)	0.520	0.519	—	$\frac{0.146}{2.404}$	$\frac{0.107}{3.007}$	$\frac{0.120}{2.490}$	$\frac{0.053}{2.648}$	$\frac{0.032}{2.648}$	$\frac{0.060}{2.605}$
疏勒河(两湖)		2.002	—	$\frac{0.218}{3.571}$	$\frac{0.288}{8.112}$	$\frac{0.909}{18.928}$	$\frac{0.199}{9.937}$	$\frac{0.098}{8.044}$	$\frac{0.290}{12.630}$

里木平原分为两个孤立的盆地：南面的盆地水流汇入莎车洼地；北面的盆地水流汇入库车洼地。奥哈尔特隆起是这两个盆地的分水岭，它所在位置就是今天的塔克拉玛干沙漠^[1]。由于第四纪新构造运动的结果，塔里木平原南部和西部毗连较大的昆仑隆起，这里上升的高度比平原北部和东部边区为大，这样一来塔里木平原就具有朝东北方向倾斜的一面坡度，促使昆仑山的河流向平原北部流去，并和从天山来的河流汇合而形成统一的水系，其终点就是罗布洼地。所以从第三纪末到第四纪初，罗布洼地就成为塔里木盆地地表径流和化学径流的汇集中心，从此也就开始了盐分聚积。

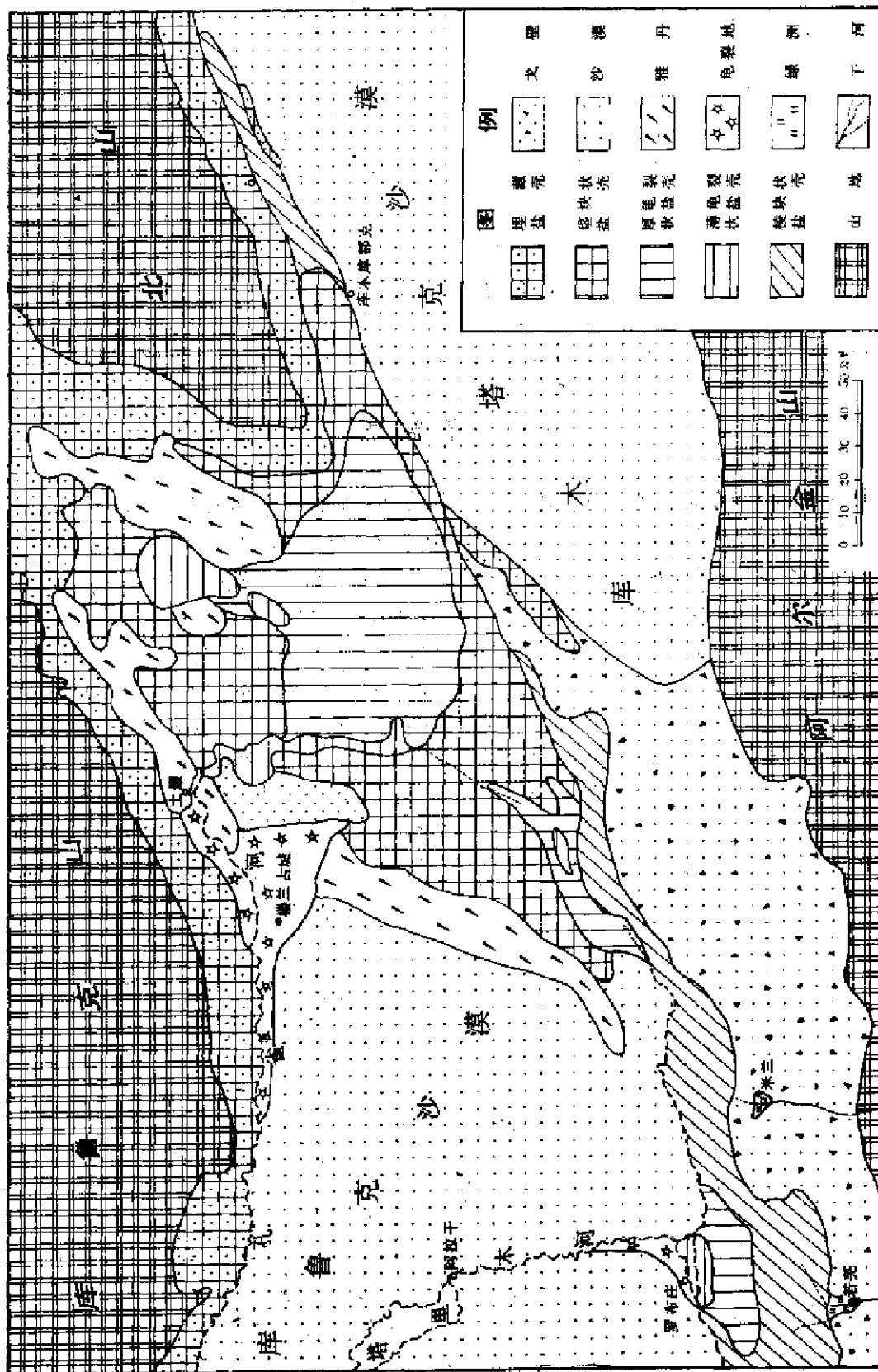
在地形方面，罗布洼地北为库鲁克塔格，东为北山，南隔库木塔格沙漠与阿尔金山相接，西为库鲁克沙漠，洼地海拔在780—800米之间。在罗布泊湖盆地区，地形却十分平缓，海拔780米，实测湖盆高差只有1—2米。在这样一个十分广袤而平坦的湖盆中，湖水很浅，入湖水量的稍许变化，就能引起湖泊范围的很大变化，而且有助于湖面蒸发，极易积盐。

注入罗布洼地的河流有塔里木河、孔雀河、车尔臣河，较小的还有瓦石峡河、若羌河及米兰河等。第四纪初东部疏勒河水也流入罗布泊。这些河流大都依靠冰雪融水、降雨及地下水补给。从径流形成区起，沿途逐渐溶解土壤及风化产物中的易溶盐，源源不绝地向洼地输送（表1）。受封闭地形的限制，被流水携带来的盐分无外泄条件，长期累积，为盐壳形成提供了充分的物质来源。

罗布泊除为塔里木盆地地表水的汇集中心外，也是地下径流的汇集中心。汇聚来的地表水和地下水因长期处于停滞状态，蒸发浓缩结果，矿化度很高：洼地边缘3—20克/

表2 罗布洼地典型水点化学分析

取 样 点	易 溶 性 盐 分 (百分数 毫克当量数/升)								
	干涸残渣 (%)	离子总量 (%)	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺ +K ⁺
罗-3井		142638	—	0.136 2.232	75.303 2121.2	15.921 331.68	0.794 39.70	5.703 469.29	44.761 1946.12
罗-4井		213.20	—	0.195 3.197	74.285 2092.5	70.120 1460.8	11.045 552.26	13.041 1068.9	44.514 1935.4
罗-5井		105.104	—	0.156 2.563	53.993 1519.24	13.804 287.58	1.095 52.936	4.764 382.94	31.358 1363.40
罗-6井		64.379	—	0.602 9.864	25.960 731.275	19.188 399.749	0.876 43.774	5.061 414.83	15.692 682.27
罗-1		52.066	—	0.110 1.800	21.044 592.80	12.602 262.515	0.804 40.222	1.336 109.498	16.270 707.99
罗-6		125.094	—	0.141 2.318	56.857 1601.600	23.168 482.664	0.795 39.749	3.325 272.562	40.808 1774.27
罗-7		4.13	—	0.259 4.638	1.528 43.056	0.977 20.348	0.324 16.183	0.244 18.360	0.775 33.699
罗-11		16.15	—	0.122 2.000	7.316 206.080	3.179 66.220	1.002 51.084	0.704 57.706	3.807 165.51
罗-12		19.217	—	0.056 0.922	10.360 291.84	2.043 42.57	1.164 58.179	0.837 68.58	4.797 208.56



升, 稍向里边为 30—50 克/升, 到湖盆中心高达 100—200 克/升 (表 2), 当出露地表时, 很快就可结晶成盐。

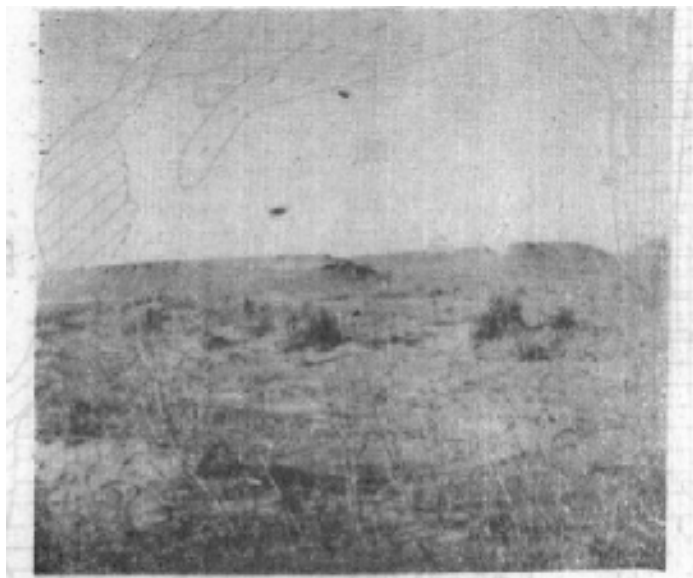
众所周知, 罗布泊地区是我国极为干燥的地区之一, 根据若羌县和铁干里克气象站资料, 年均降水量只有 20.5—45.7 毫米, 而可能蒸发量却高达 2602—2798 毫米。在这种极端干燥的环境中, 强烈的蒸发, 不但能加速湖水浓缩增加矿化度, 而且能使高矿化的地下水沿毛管上升至地表, 迅速结晶形成坚实的盐结壳。又由于降水极端稀少, 致使过去或者现代聚积盐分, 均不能被淋溶, 所以使盐壳得以长久保存下来。

二、盐壳的类型

按照成因和形态的不同, 罗布泊洼地的盐壳可以划分为以下五种类型 (图 1)。

(一) 埋藏盐壳

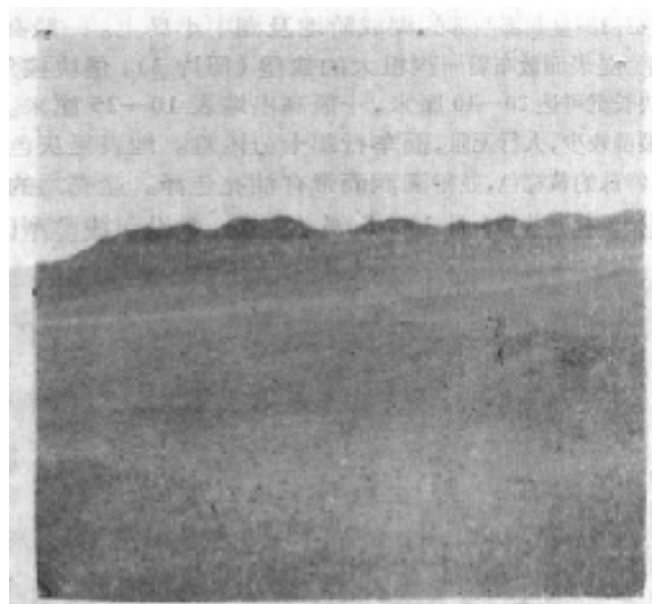
埋藏盐壳分布在湖盆北部的台阶地形上 (照片 1), 即在所谓新老方山系沉积的顶面上^[2]。这种盐壳的特点是: 盐壳上覆盖有 20—40 厘米厚的干燥沙砾层 (照片 2), 沙砾层表面为碎石和细砾, 稍为紧实, 下为粗细砂, 较为松软, 汽车行驶困难, 常发生陷车, 因此有“假戈壁”之称。盐壳层出现在 20—60 厘米深处, 厚度 30—40 厘米不等, 坚硬紧实, 颜色灰白带棕, 多为盐与沙的胶结体, 在盐块裂缝中充填有粗沙碎砾, 盐壳在形态上有拱起的尖角高 10—20 厘米。如果把地表覆盖的沙砾层去掉, 这种盐壳就和今天罗布泊湖盆广泛分布的龟裂型盐壳完全一样, 说明它也是过去湖盆的一部分。这种盐壳盐分含量在 15—35% (表 3), 盐分组成为氯化物-钠型。盐壳层以下盐分含量逐渐减少, 在 60—80 厘米深度处降至 2—6%, 盐分组成为硫酸盐-氯化物-钠-钙型。80 厘米以下含盐量降至 1—2%, 盐分组成为硫酸盐-钠型 (图 2)。这种盐壳的盐分剖面形态和盐分组成的变化同湖盆中的盐壳类似。埋藏盐壳由于地下水位很深, 剖面通体十分干燥。下层常有淡黄色、灰



照片 1 埋藏盐壳分布的高台地

表 3 埋藏盐壳的盐分分析结果

深度 (厘米)	易 溶 性 盐 分 $\left(\frac{\text{百分数}}{\text{毫克当量数}}/100\text{克土}\right)$								
	干涸残渣 (%)	离子总量 (%)	CO_3^{--}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{--}	Ca^{++}	Mg^{++}	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$
罗-2 (罗布泊红八井东北约 7—8 公里)									
0—25		0.499	—	$\frac{0.005}{0.072}$	$\frac{0.051}{1.436}$	$\frac{0.261}{5.437}$	$\frac{0.135}{6.740}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0.047}{0.205}$
25—38		0.485	—	$\frac{0.005}{0.079}$	$\frac{0.093}{2.633}$	$\frac{0.254}{5.298}$	$\frac{0.095}{4.754}$	$\frac{0.001}{0.071}$	$\frac{0.073}{3.185}$
38—55		33.068	—	$\frac{0.016}{0.259}$	$\frac{16.733}{471.35}$	$\frac{3.746}{78.045}$	$\frac{0.454}{22.704}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{12.119}{526.95}$
55—65		18.773	—	$\frac{0.032}{0.518}$	$\frac{10.255}{288.87}$	$\frac{1.249}{26.015}$	$\frac{0.028}{1.419}$	$\frac{0.005}{0.378}$	$\frac{7.213}{313.61}$
65—80		2.830	—	$\frac{0.027}{0.446}$	$\frac{1.390}{39.168}$	$\frac{0.345}{7.190}$	$\frac{0.033}{1.656}$	$\frac{0.003}{0.260}$	$\frac{1.032}{44.88}$
罗-20 (雅当不拉克南, 距孔雀河约 5 公里)									
0—10		1.936	—	$\frac{0.013}{0.209}$	$\frac{0.292}{8.235}$	$\frac{1.006}{20.966}$	$\frac{0.334}{16.695}$	$\frac{0.001}{0.102}$	$\frac{0.290}{12.613}$
10—25		3.495	—	$\frac{0.014}{0.223}$	$\frac{0.734}{20.677}$	$\frac{1.576}{32.831}$	$\frac{0.370}{18.477}$	$\frac{0.010}{0.891}$	$\frac{0.791}{34.363}$
25—60		24.724	—	$\frac{0.006}{0.094}$	$\frac{11.694}{329.42}$	$\frac{3.773}{78.599}$	$\frac{0.814}{40.720}$	$\frac{0.061}{1.273}$	$\frac{8.421}{366.120}$
60—80		6.111	—	$\frac{0.012}{0.194}$	$\frac{2.254}{63.497}$	$\frac{1.668}{34.75}$	$\frac{0.439}{21.938}$	$\frac{0.024}{1.985}$	$\frac{1.714}{74.518}$



照片 2 埋藏盐壳的地表形态

绿色及浅红棕色的砂壤、中壤及轻粘土呈层状交互出现, 为湖泊沉积物。兹以罗-2 剖面为例, 说明这种盐壳的形态特性。该剖面位于罗布泊东部红八井东约 8 公里的台地上。

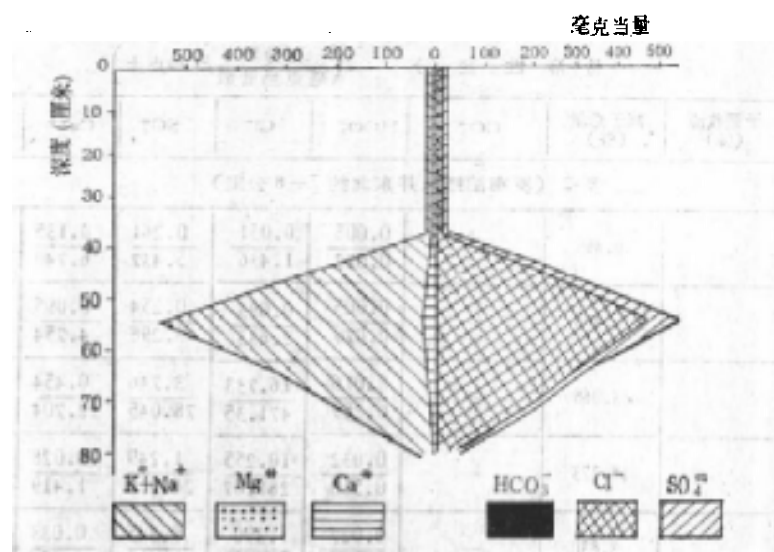
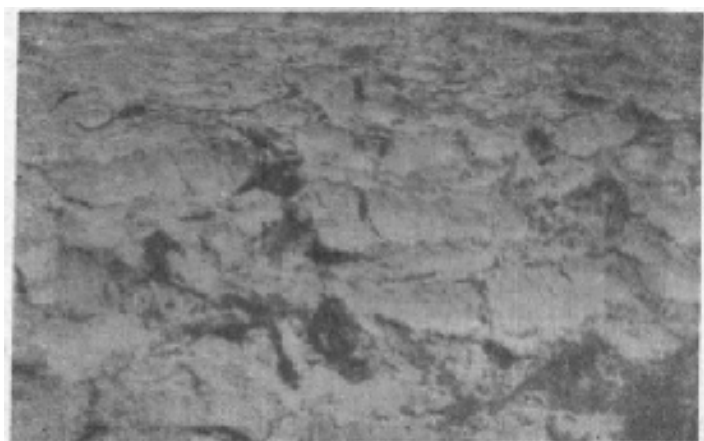


图2 埋藏盐壳盐剖面图(罗-2)

- 0—1.5 厘米 砾石夹有砂土,灰黄色,干燥,松散,多粒状白色石膏。
- 1.5—25 厘米 灰黄色,砂土含有细砾,微显层状结构,干燥,松散。
- 25—38 厘米 灰棕稍带红色,粗沙夹细砾,松散,干燥,含少量石膏粉末。
- 38—55 厘米 盐盘层,灰白带棕,坚硬紧实,为盐与砾的胶结体,成尖角突起,裂隙充填有砂土和小砾石,干燥。
- 55—65 厘米 灰白色,含多量白色盐晶,粗沙夹有棕色壤土,干燥,坚硬。
- 65—80 厘米 灰棕色,砂土含有砾石,干燥,稍紧,有少量白色盐结晶。

(二) 堡块状盐壳

主要分布在罗布泊湖盆北部西部的湖成阶地及湖中小岛上。一般高出现在湖盆 2—4 米。这种盐壳的特点是表面散布着一些粗大的盐堡(照片 3), 堡块棱角被磨损得不甚锋利, 稍呈浑圆, 堡块长宽可达 20—40 厘米, 一般高出地表 10—25 厘米。盐堡之间地面坎坷不平, 但宽大龟裂缝较少, 人行无阻, 而车行却十分困难。地表呈灰色, 在含钾盐较多的湖中小岛上, 具有特殊的黄棕色, 显得潮润而带有油亮色泽。盐壳层的厚度为 30—40 厘米, 最厚可达 60 厘米。盐壳盐分含量 30—60% (表 4), 盐分组成类型以氯化钠为主。盐



照片3 堡块状盐壳的地表形态

壳层可分为上下两层：上层5—10厘米，灰棕色，多为盐与沙的胶结体，含盐量稍低，在30—40%之间；下层灰白色，厚度20—30厘米，特别坚硬，盐分多呈结晶颗粒，含量可达40—60%。盐壳层以下盐分含量明显减少，在4—8%之间。盐分组成也变为硫酸盐-氯化物-钠型（图3）。剖面质地上部为细砂与盐胶结。盐壳层以下明显的变得粘重，主要为重壤和粘土，颜色灰绿色或者灰色，并多锈斑，显然为过去的湖泊沉积。剖面水分状况上干下潮，下部多片状或纤维状石膏，地下水位约3—5米以下。兹以罗-23剖面为例，该剖面位于罗布泊湖盆西北部湖阶地上，高出湖盆约2米左右。

表4 堡块状盐壳的盐分分析结果

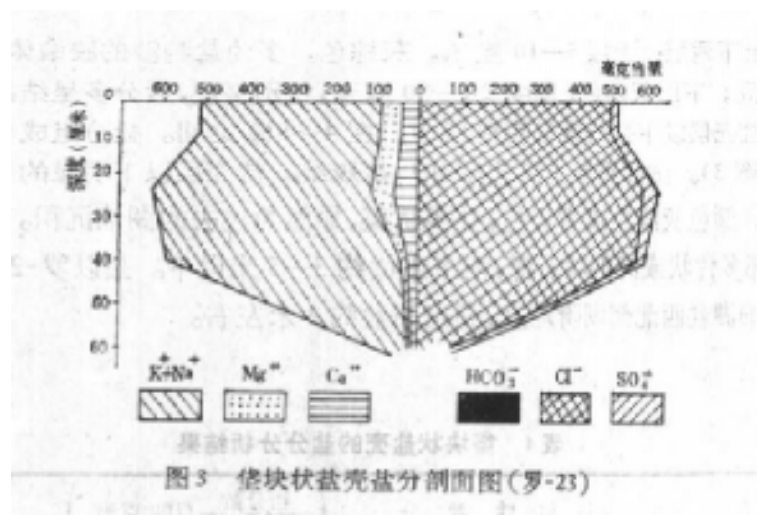
深度 (厘米)	易 溶 性 盐 分 $\left(\frac{\text{百分数}}{\text{毫克当量数}} / 100 \text{克土} \right)$								
	干涸残渣 (%)	离子总量 (%)	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺ +K ⁺
罗-23 (罗布泊孔雀河入湖处)									
0—8		29.86	—	$\frac{0.020}{0.331}$	$\frac{17.296}{487.20}$	$\frac{1.201}{25.021}$	$\frac{0.899}{44.957}$	$\frac{0.577}{47.283}$	$\frac{9.667}{420.31}$
8—24		36.39	—	$\frac{0.020}{0.324}$	$\frac{20.750}{584.50}$	$\frac{1.993}{41.522}$	$\frac{0.695}{56.967}$	$\frac{0.695}{56.967}$	$\frac{17.839}{514.74}$
24—40		34.437	痕	$\frac{0.015}{0.252}$	$\frac{20.191}{568.75}$	$\frac{0.948}{19.747}$	$\frac{0.215}{17.582}$	$\frac{0.215}{17.582}$	$\frac{12.608}{548.17}$
40—60		4.942	—	$\frac{0.018}{0.302}$	$\frac{2.858}{80.50}$	$\frac{0.242}{5.140}$	$\frac{0.048}{3.949}$	$\frac{0.048}{3.949}$	$\frac{1.541}{65.007}$
罗-30 (罗布泊西南湖中小岛)									
0—5		38.508		$\frac{0.009}{0.288}$	$\frac{0.029}{0.475}$	$\frac{17.571}{494.93}$	$\frac{6.730}{140.21}$	$\frac{0.033}{1.629}$	$\frac{0.517}{24.378}$
5—30		47.900		$\frac{0.003}{0.086}$	$\frac{0.012}{0.022}$	$\frac{22.614}{637.00}$	$\frac{7.610}{158.55}$	$\frac{1.135}{56.805}$	$\frac{0.528}{43.280}$
30—52		55.256	痕	$\frac{0.026}{0.432}$	$\frac{25.101}{707.07}$	$\frac{9.538}{198.70}$	$\frac{1.407}{70.330}$	$\frac{0.046}{3.787}$	$\frac{19.138}{832.08}$
52—70		19.496		$\frac{0.013}{0.432}$	$\frac{0.025}{0.410}$	$\frac{2.431}{68.47}$	$\frac{10.491}{218.56}$	$\frac{0.565}{28.267}$	$\frac{0}{0}$
70—85		8.249		$\frac{0.008}{0.259}$	$\frac{0.007}{0.122}$	$\frac{3.053}{85.99}$	$\frac{2.262}{47.13}$	$\frac{0.322}{16.095}$	$\frac{0.117}{9.603}$
85—100		8.234		$\frac{0.009}{0.302}$	$\frac{0.006}{0.101}$	$\frac{3.116}{89.18}$	$\frac{2.181}{45.44}$	$\frac{0.839}{41.928}$	$\frac{0.122}{10.009}$

0—10厘米 上部为3—5厘米的坚硬盐壳，灰棕色，细沙与盐胶结，干燥，下部为灰白色盐土混合层，疏松多孔多白色透明粒状结晶盐，即含有光卤石（MgCl₂ + KCl），向下过渡不明显。

10—24厘米 灰白色，干燥，杂有细砂，上部较松，多孔，白色盐晶较多，下部为坚硬盐块。

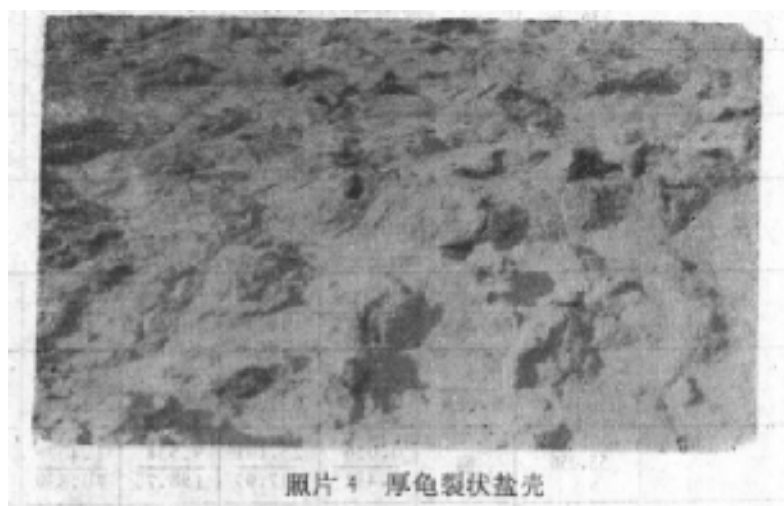
24—40厘米 灰棕带白色，中细砂与盐胶结成。

40—60厘米 灰带青色，中-重壤，碎块状结构，稍润，稍紧实，多白色盐晶和少量石膏斑点，有锈斑并有极少量植物腐根。



(三) 厚层龟裂状盐壳

这种盐壳在罗布泊分布比较广泛,但主要集中在湖盆中心,即为卫星象片上“环束线”所在的范围以内(浅色“环束线”条带部分)。这种盐壳的特点是形态呈龟裂状(照片4),单个的龟裂片直径可达0.5—1.0米,龟裂缝宽5—15厘米,深10—20厘米。龟裂盐壳受



热发生膨胀挤压,抬高后可形成盐壳尖角(照片5),盐壳尖角一般可高出地面30—60厘米,最高可达1米。由于盐壳挠曲,棱角凸起,汽车不能通行,人行也极为困难,每小时约能走1公里,行半日即感足痛,一日就要磨破脚掌。每行一步都要低头找下脚之处,不能抬头远视,因此极易走错道路,迷失方向。夜晚在这种盐壳上宿营,帐篷难以支撑。地面没有可容纳一人躺卧的平地,必须用铁锤砸碎盐壳,方能安床就寐。这种盐壳十分坚硬,用十字镐很难挖动,有时需用钢钎才能打开。这类盐壳,每当中午温度升高时,由于受热膨胀挤压,使盐壳间位移错动,产生摩擦,常常发出清脆的“砰砰”响声。这类盐壳的厚度一般30—50厘米,最厚的可达80—100厘米,盐分含量在30—80%之间。盐分组成主要是氯化钠。

此盐壳层按颜色、盐分含量及结晶情况的不同,又可分为三层:上层灰棕色,龟裂块



照片 5 由龟裂盐壳撬起形成的盐壳尖角

状，盐与沙胶结，紧实，盐分含量 30—40%；中层厚度 20—30 厘米，为白色颗粒状的结晶盐，有些颗粒呈透明的立方体，盐粒之间多空腔，氯化钠纯度可达 70—80%；下层厚度约 20 厘米，为灰色盐晶，夹有较多砂土，纯度不及前者，但亦很坚硬，含盐量在 40—50% 间（表 5）。盐壳层以下盐分渐减，含量在 3—8% 间，盐分组成也变成硫酸盐-氯化物-钠型（图 4），同时多有呈块状和片状的石膏。剖面质地为砂壤、轻壤夹有粘土，颜色灰、灰黄、

表 5 厚层龟裂状盐壳的盐分分析结果

深度 (厘米)	易 溶 性 盐 分 $\left(\frac{\text{百分数}}{\text{毫克当量数}}/100 \text{ 克土}\right)$									
	干涸残渣 (%)	离子总量 (%)	CO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺ +K ⁺	
罗-8 (罗布泊湖盆东北角)										
0—18		34.300	—	$\frac{0.007}{0.108}$	$\frac{17.358}{488.96}$	$\frac{4.087}{85.14}$	$\frac{1.311}{65.56}$	$\frac{0.184}{15.04}$	$\frac{11.353}{493.61}$	
18—45		52.588	—	$\frac{0.002}{0.037}$	$\frac{30.826}{868.35}$	$\frac{1.271}{26.48}$	$\frac{0.558}{27.91}$	$\frac{0.011}{0.90}$	$\frac{19.920}{866.07}$	
45—75		42.208	微	$\frac{0.011}{0.173}$	$\frac{21.093}{594.17}$	$\frac{5.245}{109.26}$	$\frac{1.080}{54.02}$	$\frac{0.184}{15.04}$	$\frac{14.595}{634.55}$	
75—120		3.483	—	$\frac{0.002}{0.036}$	$\frac{1.243}{35.021}$	$\frac{1.964}{40.91}$	$\frac{0.776}{38.79}$	$\frac{0.127}{10.41}$	$\frac{0.616}{26.78}$	
120—150		5.042	痕	$\frac{0.015}{0.245}$	$\frac{1.963}{55.29}$	$\frac{1.328}{27.66}$	$\frac{0.407}{20.34}$	$\frac{0.133}{10.88}$	$\frac{1.196}{51.98}$	
罗-31 (罗布泊湖盆中心稍偏东)										
0—10		34.356		$\frac{0.017}{0.576}$	$\frac{0.011}{0.173}$	$\frac{16.123}{454.18}$	$\frac{5.458}{113.71}$	$\frac{0.817}{40.846}$	$\frac{0.236}{19.341}$	$\frac{11.694}{508.44}$
10—20		76.604		$\frac{0.010}{0.317}$	$\frac{0.020}{0.331}$	$\frac{41.654}{1173.35}$	$\frac{5.557}{115.77}$	$\frac{1.407}{70.330}$	$\frac{0.363}{29.755}$	$\frac{27.593}{1199.69}$
20—45		49.080		$\frac{0.039}{1.295}$	$\frac{0.004}{0.072}$	$\frac{20.262}{570.75}$	$\frac{10.883}{226.72}$	$\frac{1.461}{73.035}$	$\frac{0.297}{24.345}$	$\frac{16.134}{701.46}$
45—80		8.041		$\frac{0.010}{0.317}$	$\frac{0.020}{0.331}$	$\frac{2.126}{59.88}$	$\frac{3.220}{67.084}$	$\frac{0.757}{37.870}$	$\frac{0.175}{14.377}$	$\frac{1.733}{75.363}$

青灰，亦为湖相沉积物。剖面水分状况上润下潮，根据在湖中钻井，地下水位现多在 7—8 米以下。兹以罗-8 为例，该剖面位于因克卡拉山东南约 25 公里处。

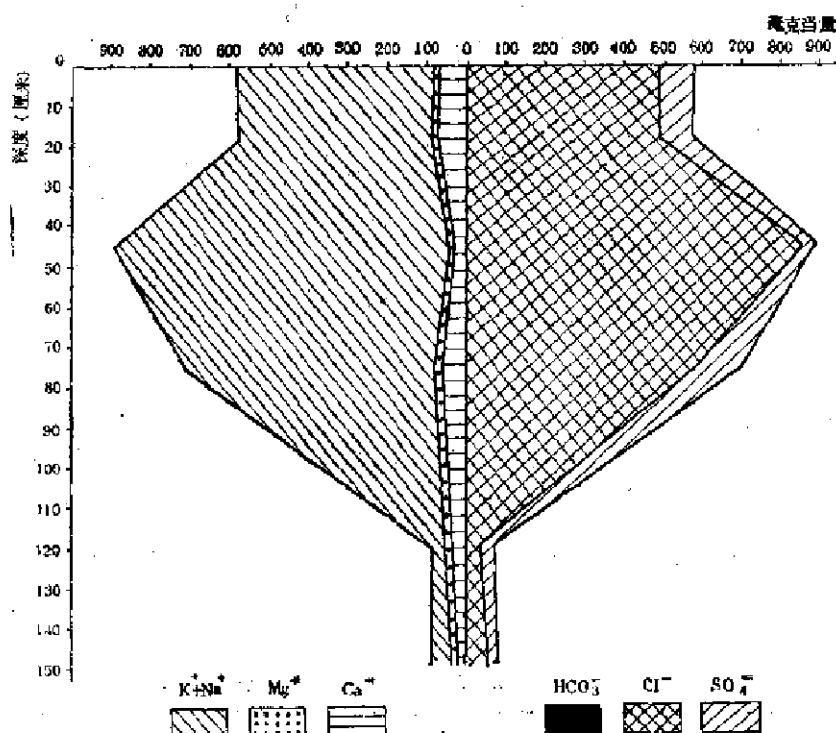


图 4 原层龟裂状盐壳盐分剖面表 (罗-8)

0—18 厘米 灰色极坚硬盐壳，与细砂胶结，干裂成多角形的盐块，龟裂片向上挠曲，形成的尖角可达 30—60 厘米。

18—45 厘米 白色盐结晶层，坚硬，盐晶间多孔隙，盐分纯度较高。

45—75 厘米 灰白色盐结晶层，坚硬，多颗粒状结晶盐，空隙中充填有细沙，盐分纯度不及前者。

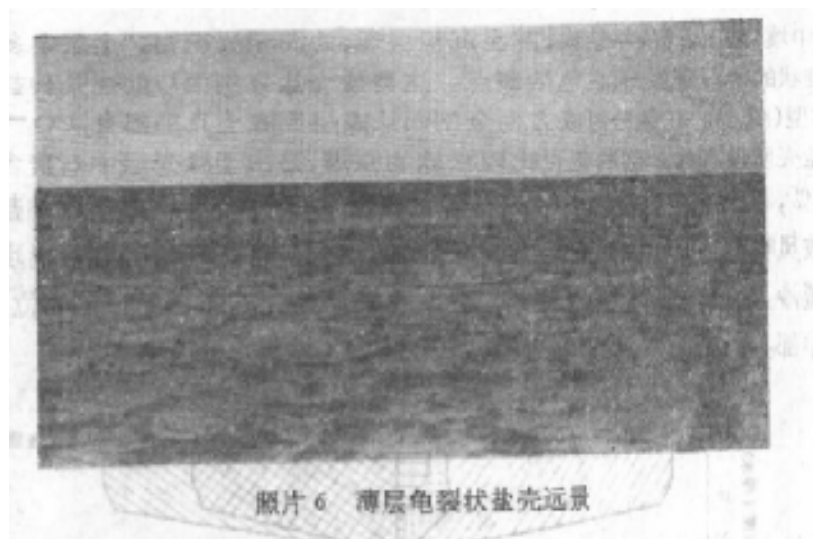
75—120 厘米 灰棕带黄，砂土，润，较松，多白色盐晶，有片状块状石膏。

120—150 厘米 灰黄色，砂土，潮，亦有多量白色盐晶及片状石膏。

(四) 薄层龟裂状盐壳

这种盐壳主要分布在罗布泊最后消亡退出的湖盆中及“环束线”的暗色条带部分。其特点也呈龟裂状，但厚度较薄，所以称薄层龟裂状盐壳（照片 6）。这种盐壳厚度一般 10—20 厘米，边缘向上拱裂挠曲不高，只有 5—10 厘米，裂隙宽 1—3 厘米。质地比较松软，人行无阻，脚踏其上，容易破裂，常发出“沙沙”之声。汽车可以通行，但压过后留下很深的辙印。盐壳表面颜色灰带青色，盐壳层中盐分含量为 20—45%，仍以氯化物为主，但硫酸盐成分比例相对增加。

盐壳层可分为上下两层：上层 5—10 厘米，灰带青色，稍硬，含盐量可达 40% 以上；下层厚度 10 厘米左右，为呈粉末状的盐土混合层，并多有呈针状的石膏结晶，松散，与上层盐壳极易分开，盐分含量低于上层（表 6）。盐壳层以下盐分含量减少，在 20 厘米以下至 130 厘米之间，含盐量保持在 3—6%，但盐分组成仍以氯化物为主。土层颜色为青灰、



照片 6 薄层龟裂状盐壳远景

表 6 薄层龟裂状盐壳的盐分分析结果

深度 (厘米)	易 溶 性 盐 分 $\left(\frac{\text{百分数}}{\text{毫克当量数}}/100 \text{ 克土}\right)$									pH
	干涸残渣 (%)	离子总量 (%)	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺ +K ⁺	
罗-32 (罗布泊湖盆中心偏南)										
0—6		42.754	$\frac{0.025}{0.835}$	$\frac{0.015}{0.245}$	$\frac{17.141}{482.84}$	$\frac{10.247}{213.48}$	$\frac{1.411}{70.547}$	$\frac{0.565}{46.310}$	$\frac{13.353}{580.55}$	8.7
6—12		40.645	$\frac{0.016}{0.547}$	$\frac{0.015}{0.245}$	$\frac{16.236}{457.36}$	$\frac{10.024}{208.82}$	$\frac{1.078}{53.883}$	$\frac{0.932}{76.389}$	$\frac{12.344}{536.71}$	8.4
12—21		5.802	$\frac{0.005}{0.173}$	$\frac{0.011}{0.173}$	$\frac{2.307}{64.97}$	$\frac{1.460}{30.416}$	$\frac{0.400}{20.017}$	$\frac{0.139}{11.415}$	$\frac{1.479}{64.304}$	8.6
21—40		4.937	$\frac{0.010}{0.317}$	$\frac{0.007}{0.115}$	$\frac{2.278}{64.18}$	$\frac{0.873}{18.179}$	$\frac{0.162}{8.115}$	$\frac{0.125}{10.225}$	$\frac{1.482}{64.449}$	8.9
40—72		4.947	$\frac{0.006}{0.216}$	$\frac{0.006}{0.266}$	$\frac{2.363}{66.56}$	$\frac{0.779}{16.230}$	$\frac{0.155}{7.735}$	$\frac{0.124}{10.171}$	$\frac{1.500}{65.373}$	8.9
72—100		5.178	微	$\frac{0.033}{0.533}$	$\frac{2.471}{69.59}$	$\frac{0.818}{17.042}$	$\frac{0.159}{7.940}$	$\frac{0.141}{11.554}$	$\frac{1.556}{67.673}$	8.8
罗-28 (罗布泊湖盆中心处)										
0—6		31.625	$\frac{0.022}{0.720}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{15.411}{434.11}$	$\frac{4.646}{96.781}$	$\frac{0.949}{47.473}$	$\frac{0.609}{49.907}$	$\frac{9.988}{434.24}$	9.0
6—23		19.157	$\frac{0.011}{0.360}$	$\frac{0.006}{0.094}$	$\frac{8.457}{238.24}$	$\frac{4.366}{90.955}$	$\frac{0.698}{34.895}$	$\frac{0.012}{50.989}$	$\frac{5.607}{243.76}$	8.7
23—49		6.282	$\frac{0.005}{0.173}$	$\frac{0.007}{0.108}$	$\frac{1.843}{51.92}$	$\frac{2.340}{48.750}$	$\frac{0.492}{24.616}$	$\frac{0.182}{14.878}$	$\frac{1.413}{61.45}$	8.9
49—70		4.735	$\frac{0.006}{0.230}$	$\frac{0.004}{0.072}$	$\frac{2.420}{86.16}$	$\frac{0.636}{13.255}$	$\frac{0.241}{12.032}$	$\frac{0.196}{16.094}$	$\frac{1.232}{53.58}$	8.8
70—97		3.436	痕	$\frac{0.011}{0.187}$	$\frac{0.554}{15.61}$	$\frac{1.767}{36.821}$	$\frac{0.384}{19.206}$	$\frac{0.054}{4.463}$	$\frac{0.666}{28.94}$	8.4
97—130		6.100	$\frac{0.005}{0.216}$	$\frac{0.007}{0.122}$	$\frac{2.555}{71.98}$	$\frac{1.428}{29.755}$	$\frac{0.425}{21.234}$	$\frac{0.203}{16.636}$	$\frac{1.477}{64.204}$	8.6

灰黄,质地中壤、粘土,碎块状结构,并显沉积层理,为湖相沉积物。土层中多夹有1—2厘米厚呈纤维状的薄石膏层,有白色盐斑点。这类盐壳盐剖面与前述几种盐壳明显不同,呈“T”字型(图5)。在盐分组成方面全剖面从表层到底土几乎都有 CO_3^{2-} 存在,这也是前述几种盐壳所没有的。这种盐壳比较松软的原因,是由于盐壳层中石膏含量较高,可达11.8—14.1%,而其它类型盐壳层中的石膏含量仅1.44—5.5%。由于这种盐壳比较松软,所以最易被风吹蚀。被吹蚀掉的地方,沙子出露地表,有些地方已开始出现有3—5厘米厚的片状覆沙。兹以罗-28剖面为例,说明这类型盐壳的特征。该剖面位于罗布泊最后消亡湖盆中部。

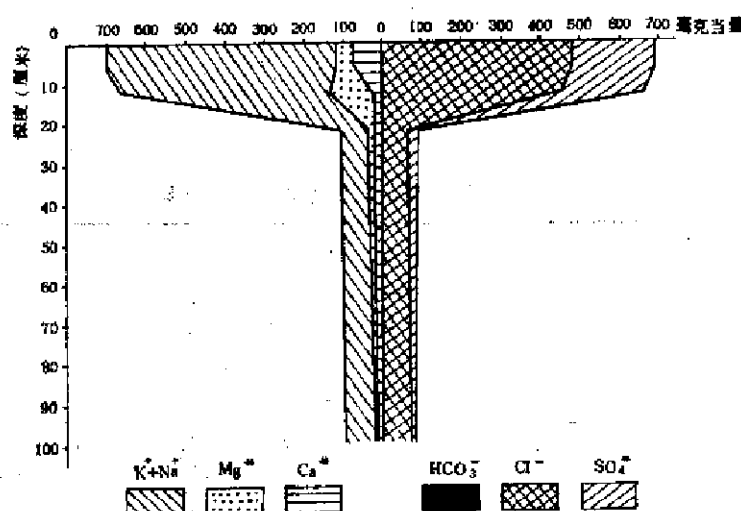


图5 薄层龟裂状盐壳盐剖面图(罗-28)

- 0—6厘米 灰色带青色的盐壳,较硬,与砂胶结,盐壳面上有1厘米厚的棕色土质多孔结皮。
- 6—23厘米 灰青色,上部为松散的粉末状的盐土混合层,靠下部为块状,向下过渡明显。
- 23—49厘米 青灰色,中-重壤,碎块状,润紧,夹有1—2厘米的两个薄盐层。
- 49—70厘米 黄灰,轻壤,显沉积层理,润,稍紧,多白色盐晶。
- 70—97厘米 棕色带白色,砂壤,碎块状结构,润,紧实,多白色盐晶。
- 97—130厘米 青灰色,粘土,块状,润,紧实,多块状石膏结晶。

(五) 棱角状盐壳

主要分布在罗布泊东部阿奇克谷地、湖盆南部与山麓洪积扇边缘过渡地段,以及喀拉和顺和合特马湖湖盆的外围地区。这类盐壳的特点是棱角明显(照片6),有的尖角突起,锐利坚硬,棱角高10—20厘米,造成地面坑洼不平,人行举步难以下足,脚踏其上常发出“铿锵”响声,汽车极难通行,强行穿越,有时要成块扒掉轮胎。盐壳的表面一般呈灰棕色,有时在棱块裂缝间有白色结晶盐出露地表。几乎无植物生长,但偶尔还可见到枯死的芦苇和红柳。这类盐壳一般厚度在25厘米以内,盐分含量在30—50%间(表7),盐分组成仍为氯化钠型(图6),与其他盐壳类似。表层盐壳灰棕,为盐与沙的胶结体;下层盐壳为灰白色结晶盐,纯度较高,含量可达50%;盐壳层以下为棕黄色轻壤,具不明显的块状结



照片 7 棱角状盐壳

表 7 棱角状盐壳的盐分分析结果

深度 (厘米)	易 溶 性 盐 分 $\left(\frac{\text{百分数}}{\text{毫克当量数}}/100\text{克土}\right)$								
	干涸残渣 (%)	离子总量 (%)	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{++}	Mg^{++}	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$
罗-9 (库木库都克土牙以西)									
0—21		36.974	微	$\frac{0.019}{0.317}$	$\frac{19.412}{546.81}$	$\frac{3.701}{77.099}$	$\frac{0.863}{43.138}$	$\frac{0.437}{35.806}$	$\frac{12.542}{545.287}$
21—46		2.240	—	$\frac{0.010}{0.166}$	$\frac{0.138}{3.878}$	$\frac{1.426}{29.704}$	$\frac{0.604}{30.177}$	$\frac{0.023}{1.892}$	$\frac{0.039}{1.679}$
46—81		1.057	—	$\frac{0.012}{0.202}$	$\frac{0.072}{2.022}$	$\frac{0.663}{13.812}$	$\frac{0.245}{12.275}$	$\frac{0.023}{0.916}$	$\frac{0.042}{1.845}$
81—100		1.263	—	$\frac{0.019}{0.317}$	$\frac{0.075}{2.118}$	$\frac{0.795}{16.555}$	$\frac{0.255}{12.771}$	$\frac{0.028}{2.270}$	$\frac{0.091}{3.949}$
罗-11 (库木库都克西南约 40 公里处)									
0—13		45.859	—	$\frac{0.039}{0.634}$	$\frac{27.046}{761.856}$	$\frac{1.078}{22.468}$	$\frac{0.454}{22.704}$	$\frac{0.328}{26.866}$	$\frac{16.914}{735.38}$
13—21		51.387	—	$\frac{0.020}{0.331}$	$\frac{30.409}{856.576}$	$\frac{0.931}{19.393}$	$\frac{0.418}{20.907}$	$\frac{0.074}{6.054}$	$\frac{19.535}{849.3}$
21—35		1.676	—	$\frac{0.019}{0.310}$	$\frac{0.242}{0.822}$	$\frac{0.885}{18.447}$	$\frac{0.349}{17.454}$	$\frac{0.008}{0.615}$	$\frac{0.173}{7.510}$
35—50		1.687	—	$\frac{0.019}{2.000}$	$\frac{0.226}{6.336}$	$\frac{0.919}{19.157}$	$\frac{0.317}{15.846}$	$\frac{0.026}{2.129}$	$\frac{0.180}{7.828}$

构,多锈斑,说明氧化还原过程进行较强,并有较多的盐结晶,盐分含量在 1—2%,盐分组

成为硫酸盐-钙型。这类盐壳地下水埋深大都在1—3米,矿化度虽不及湖盆内部高,但也在10—50克/升间,还处于不断的积盐过程。

这类盐壳与前述四种盐壳,最显著的不同特点,是地表没有龟裂,底土没有青灰色湖相沉积,说明它不是湖盆中的盐壳,而属土壤学上的“矿质盐土”类型。兹以罗-9为例,该剖面位在土牙西3公里处。

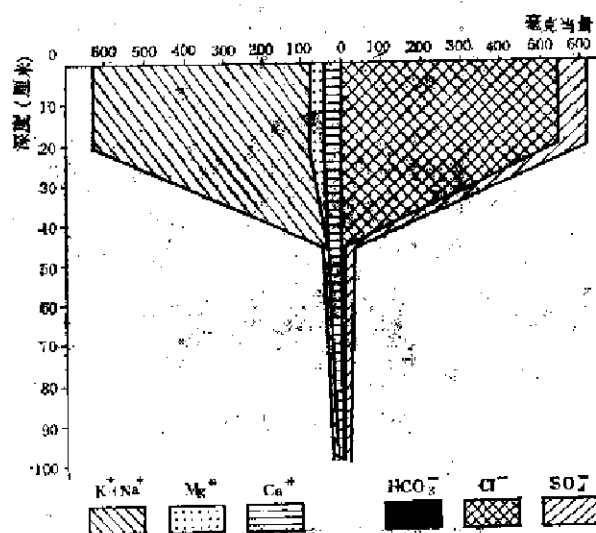


图6 棱角状盐壳盐分剖面图

- 0—21 厘米 上部为灰色盐与土的胶结盐块,下部为灰白色结晶盐,坚硬,向下过渡明显。
- 21—40 厘米 棕黄色,白色结晶盐呈层状聚积,具不明显块状结构,潮,稍紧。
- 40—81 厘米 棕黄色,轻壤,不明显块状,潮,稍松,有盐晶成斑状聚集。
- 81—100 厘米 棕黄色,轻壤,不明显块状,潮,稍润,有盐结晶斑。
- 100—120 厘米 棕黄,轻壤,不明显块状,稍松。

三、盐壳形成与湖泊演变的关系

在前述五种盐壳中,除第五种棱块状盐壳不是发育在湖泊相沉积物上外,其余都是在湖泊沉积物上发育起来的。因此罗布泊盐壳的形成和湖泊的演变有极为密切的关系。

在新方山系地层上形成的埋藏盐壳,分布范围十分广泛,向东可延伸到砾石湖一带,向西直到雅当布拉克南孔雀河北岸,在阿奇克谷地南面的阿基布拉克至苦水沟一带也都见到,这说明第四纪初期罗布泊的范围是十分辽阔的;由新方山系地层富含石膏以及在其上形成较厚的盐壳,说明当时罗布泊就是一个干旱地区的浅水湖泊。因此,埋藏盐壳可以作为第四纪初期湖水所涉及范围的一个指标。这种埋藏盐壳的形成与中更新世末罗布洼地发生东西走向的挠曲运动有关,结果使洼地北部上升,其南断陷。上升部分形成台阶地形。这样从库鲁克山及北山一些暂短的洪水沟携带来的沙砾质物质便覆盖在方山系地层上,使其上的盐壳被砾石和沙子覆盖起来。同时由于这里气候极端干旱,降水十分稀少,残留下的盐壳不能被淋溶,所以便长久的保存下来,形成埋藏盐壳。

中更新世以后,由于东来的疏勒河不再注入罗布泊。焉耆盆地发生新的下陷,使开都

河进入博斯腾湖的水量增加,孔雀河的水量减少,因而使罗布泊的范围比早期大大缩小。到了晚更新世,湖水涉及到的范围,相当于高出现湖盆2—5米的湖阶地范围。这里主要分布着堡块状盐壳。这种盐壳在湖水开始退缩后,最初也呈角锋凸起的龟裂状盐壳,以后由于临近湖盆,地下水位高,通过毛管上升水流不断向龟裂盐壳的裂缝积盐,再加上长期受风力磨损、风沙充填以及阵性暴雨淋溶,使盐壳表面显得较为平坦,堡块棱角不很明显,较为浑圆。因此这种堡块状盐壳的分布范围,大体上可代表中更新世末到晚更新世时期的罗布泊范围。

全新世和历史时期以来,罗布泊的范围大致和今天卫星象片上最外一圈“环束线”相吻合。在显示出浅色“环束线”的各条带上,主要分布着厚度不等的龟裂状盐壳。龟裂状盐壳的形成,与湖水的涨落进退有着十分密切的关系。当湖水上涨时,湖滨地带受到湖水的浸润,沉积的盐泥(砂与盐的胶结物)遇水发生膨胀。当湖水退却时,水分减少,沉积的盐泥干裂,便产生裂缝,并形成大小不等的龟裂片。在罗布泊的演变过程中,有时湖水在一个地方滞留时间长一些,由于湖滨地下水位高,高矿化的地下水,在强烈的蒸发作用下,便形成厚度较大、紧实、坚硬的龟裂状盐壳。盐分组成以氯化钠为主。因光谱反射能力强,色调较浅。在湖水退却较快的地方,由于湖滨积盐时间较短,因此形成薄层龟裂盐壳。这种盐壳在盐分组成中硫酸盐成分增加,比较疏松,地表呈青灰色,光谱反射性能较低,色调较深。

目前,对卫星象片上的“环束线”有不同的解释,有人认为是罗布泊的湖岸堤^[1]。我们在穿越湖盆时并未发现有明显的湖岸堤存在。1930年陈宗器等对罗布泊进行测量时,也没有记载罗布泊有湖岸堤,只提到近岸有纯白色的盐类,如“象在雪地旅行”。这种明暗相间的环束线,实际上是湖泊在演变过程中,在一个地方停滞的时间久暂不一,而形成厚薄不等、色调不一的盐壳。浅色的环束线是较厚的龟裂状盐壳,暗色的环束线是薄层龟裂状盐壳。

四、结 语

从以上对罗布泊盐壳类型与湖泊演变关系的分析可知:第四纪初罗布泊的范围是很大的,以后逐渐缩小,直至最后干涸。在这个漫长的历史变化过程中,随着湖泊演变的阶段不同,形成不同类型的盐壳。凡是因湖水干涸而形成的盐壳都具有龟裂的特点,这是由于受到湖水浸润而发生湿胀干裂作用的结果。它和湖滨没有受到湖水漫溢形成的盐壳有明显差别。反过来,从这些不同类型盐壳的分布状况也可看出,罗布泊自第四纪初形成以来,一直存在于罗布洼地中,进入全新世和历史时期,罗布泊仍在不断缩小。从湖泊演变遗留下的痕迹——由厚度不等的盐壳形成的几乎呈同心圆形的环束线来看,罗布泊是沿一个方向从东向西退缩的。这期间可能有过水量大小的变化,但湖水从未越出过湖盆的范围,没有发生过游移和变迁,直到它全部变干之前,一直是塔里木盆地的汇水、积盐中心,亦是塔里木盆地各主要河流的终点湖。

参 考 文 献

[1] B. M. 西尼村:罗布诺尔洼地及罗布泊的地质史,地质译丛,第4期,1955年。

- [2] 中国科学院新疆综合考察队: 新疆地貌, 219—226 页, 科学出版社, 1978 年。
- [3] 濮静娟等: 利用卫星遥感资料研究河口三角洲, 地理学报, 第10期, 1979 年。
- [4] 陈宗器等: 罗布淖尔与罗布荒源, 地理学报, 第3卷, 第1期, 1936 年。

罗布泊地区土壤的形成特点和类型

樊自立 李培清 张丙乾

(中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所)

罗布泊地区包括罗布洼地及塔里木河及孔雀河下游范围,行政区划属新疆维吾尔自治区的若羌县和尉犁县。这里是塔里木盆地的最低洼处,过去曾是地表水和地下水的汇聚中心,加之气候极端干旱,又具有常年单一的盛行东北风向,这些自然地理特点,决定了本区在土壤形成发育方面有其独特之处。

一、土壤形成和发育特点

本区土壤形成和发育特点,可归纳为如下方面。

1. 积盐过程十分强烈

罗布洼地是一个断陷洼地,在第三纪末和第四纪初就已形成,从那时起塔里木盆地地表水就向这里汇集,成为盆地的集水中心。随着地表水的聚积,由它所携带的盐分,受封闭地形的影响,无外泄条件,便不断的在洼地积累。于是在罗布泊湖盆及其外围地区形成各种类型的盐壳(详见“罗布泊的盐壳”一文)。盐壳的厚度一般 30—50 厘米,盐壳的盐分含量在 30—70% 间,盐壳的面积达 25390 平方公里,因此在塔里木盆地来说,它是积盐最重的地区。除了罗布泊湖盆有广泛的盐壳分布外,孔雀河、塔里木河及车尔臣河下游冲积平原还有大面积盐土分布,面积约 3330 平方公里。这样,盐壳和盐土合计总面积为 28720 平方公里,约占罗布泊平原地区总面积 35% 左右。由此可见,本区积盐程度之重和积盐过程之强烈。本区盐分累积以氯化物为主,其它盐类含量较少,符合盐分迁移的地球化学规律。因为氯化物溶解度大,必然向最低洼的聚积地区迁移,同时也反映了本区荒漠性极强,使它成为第四纪以来塔里木盆地的积盐中心。

2. 风蚀、沙化十分严重

本区气候极端干旱,受地形控制和大气环流影响,全年盛行单一的东北风向。据若羌和铁干里克气象站资料,年平均风速为 2.1—2.7 米/秒,年 ≥ 8 级以上大风日数 12—37.8 天,沙暴日数 7.5—19 天,最大风速 36 米/秒。若羌县曾出现过 44 米/秒的瞬时最大风速。这种干旱多风的自然特点,致使本区土壤形成风蚀沙化十分严重。在罗布洼地经常可以看到的雅丹地形,就是水平状河湖相沉积物,受流水切割影响,在风力雕塑下形成的。罗布泊地区土壤风蚀强度很大,如在楼兰一带一般风蚀沟深 5—6 米,最深可达 10 米。据计算,其附近 775 平方公里范围内,每年要吹出细沙粒 2170 万立方米^[1]。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。如草甸土缺少腐殖质层,龟裂

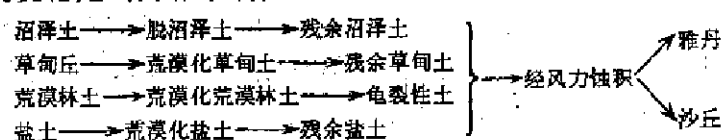
土缺乏孔状和鳞片状层。土壤风蚀对本区农业生产破坏很大,如若羌和铁干里克,春季一场大风,可刮走表土 3—4 厘米,有时连种子一起吹走,需要重播,延误作物生长期。

本区土地沙漠化也是十分严重的,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。同时沙丘移动速度也十分迅速,据计算 1 米高的沙丘每年可移动 102 米,5 米高的沙丘可移动 20 米,10—20 米高的,可移动 1—5 米¹⁾。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,不利有机物质积累。

3. 水文状况变化给土壤形成发育带来深刻影响

罗布洼地海拔高程在 780—800 米间,过去曾是塔里木盆地地表水汇集中心,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。以后随着进入本区地表水的大量减少,湖沼干涸,地下水位急骤下降,使上述水成型土壤逐渐经由半水成演变成自成型土壤。所以本区土壤主要分布着半水成的荒漠化胡杨林土,荒漠化草甸土,以及完全脱离地下水影响的自成土,如残余盐土及残余沼泽土。

塔里木河在过去水量较大时,由于经常改道变迁,使其冲积平原上的土壤形成发育存在着草甸和荒漠两个相互可以逆转的过程。即在新河道形成的地方,土壤向草甸方向发育;在遗留下来的干涸旧河道地区,则向荒漠化方向发展。近年来,由于塔里木河上游引水增加,使输往下游的水量锐减,英苏以下完全断流,这就使本区土壤形成发育朝着单一的荒漠化方向发展。随着荒漠化程度的加深,本区各种类型的土壤,在风力的蚀积作用下,最后都要演变成风蚀雅丹和沙丘,使土壤完全丧失生产能力。概括现代罗布泊地区随着水文条件的变化,土壤形成发育图式如下:



4. 土壤潜在肥力很低

本区气候极端干燥,年降雨量只有 18—35 毫米,所以除了河流冲积平原及扇缘带受潜水补给有植被覆盖,以及在一些暴雨冲沟的边缘,有短暂的水流供给植物水分,能生长一些极端耐旱的灌木和小半灌木之外,其余广大地区皆为不毛之地,或极少植物生长。所以生物累积量是十分小的。就是进入土壤的少量有机物质,在夏季高温(7 月份平均 25—27℃,极端最高温度达 41—43℃)下,也极易被分解和矿质化,所以使本区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

1) 胡智育:塔里木河下游阿拉干以南地区沙漠化发育过程及其防治(油印本)。

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。把本区各种类型土壤与塔里木河上游阿克苏地区各类土壤潜在肥力加以比较（表1），可以看出，本区各类土壤有机质含量与全N含量均较阿克苏地区低，这与本区较阿克苏地区更为干燥，风蚀沙化更为强烈有关。

表1 塔里木河下游罗布泊地区与塔河上游阿克苏地区各类土壤潜在肥力比较表

土壤名称	塔河上游阿克苏地区		塔河下游罗布泊地区	
	有机质 (%)	全 N (%)	有机质 (%)	全 N (%)
棕漠土	0.29	0.022	0.18	0.011
龟裂土	0.78	0.051	0.39	0.041
棕色荒漠林土	2.73	0.095	0.75	0.027
草甸土	0.96	0.049	0.51	0.029
盐土	0.72	0.050	0.56	0.028

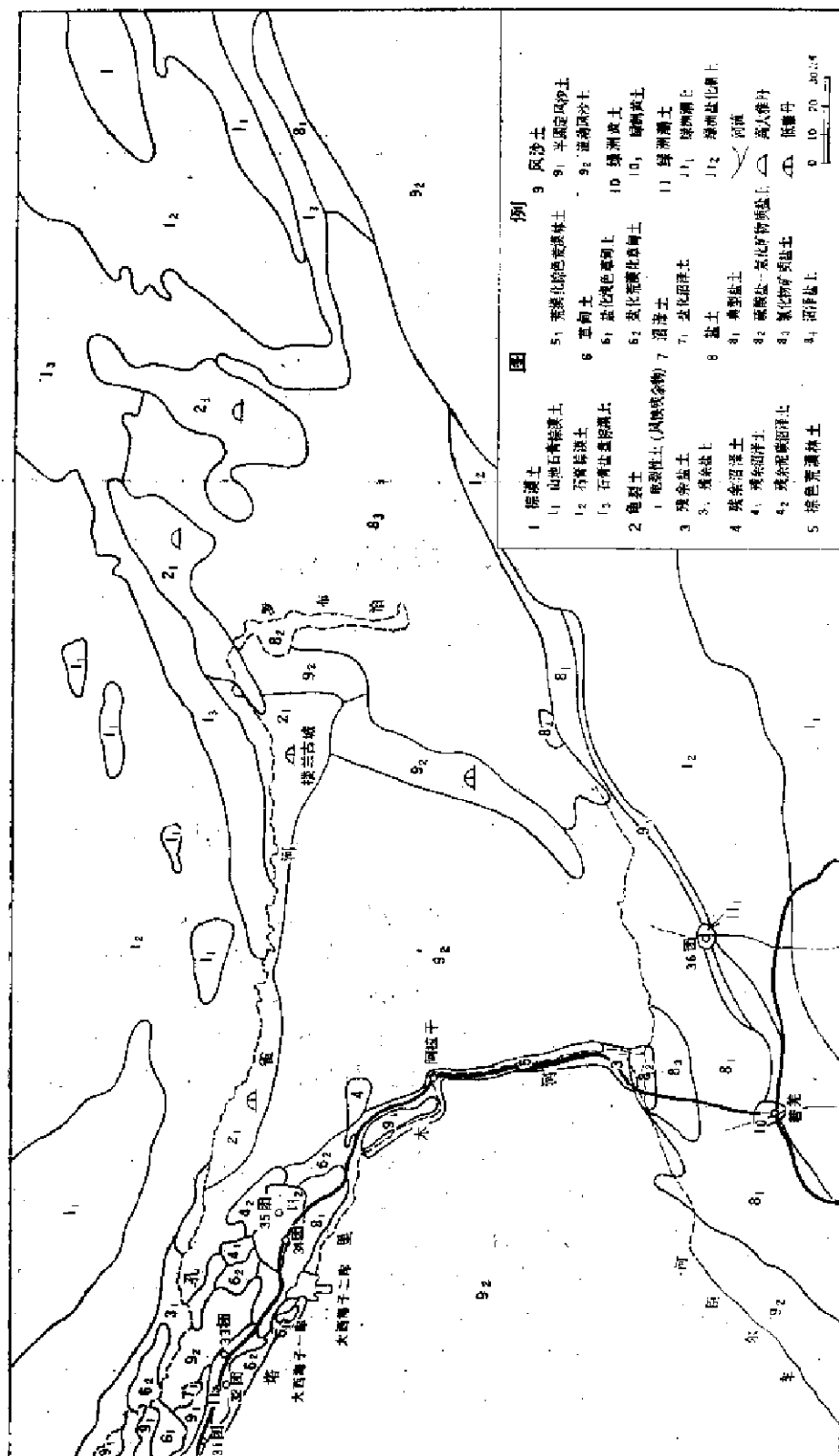
二、主要土壤类型概述

参照《中国土壤》和《新疆土壤地理》等专著的分类原则和系统，本区可划分以下主要土类（见图）。

1. 棕漠土

棕漠土是罗布泊地区地带性土壤，分布在库鲁克山、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、琵琶柴及伊林蓼等，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厘米。化学分析结果（表2）表明，棕色荒漠土有机质含量极端贫乏，表层在0.5%以下，碳酸钙含量在5—14%间，表层最多，向下逐渐减少。而且，大多数土壤自结皮层以下即开始有大量石膏聚积，石膏聚积层的石膏含量在10—15%。表层以下盐分含量增加，含盐量在1—2%之间，有的在剖面中形成盐盘层，盐分含量高达20—50%。

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厘米）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聚积，石膏呈结晶状和纤维状，石膏聚积层厚度可达50厘米。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厘米间，厚度可达30—40厘米，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，由库鲁克山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。盐盘



罗布泊地区土壤分布图

表 2 棕漠土化学分析结果

深度 (厘米)	有机质 (%)	全 N (%)	pH	石 灰 (%)	石 膏 (%)	易溶性盐(百分数/毫克当量数)					
						全 盐	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺ Mg ⁺⁺ K ⁺⁺ Na ⁺
0—2	0.49	0.012	8.1	11.985	4.058	1.727	—	0.017 0.281	0.321 9.032	0.830 17.292	0.014 1.120 0.270 11.742
2—10	0.12	0.009	8.1	10.51	11.762	1.936	—	0.013 0.209	0.292 8.235	1.006 20.966	0.001 0.102 0.290 12.613
10—25	0.15	0.014	8.2	11.93	12.277	3.495	—	0.014 0.223	0.734 20.677	1.576 32.831	0.010 0.091 0.291 34.363
25—60			7.9	6.55	1.601	24.724	—	0.006 0.004	11.694 329.42	3.773 78.59	0.016 1.273 8.421 366.12
60—80			8.1	11.72	1.891	6.111	—	0.012 0.194	2.254 63.497	1.668 34.75	0.024 1.985 1.714 74.518

剖面罗-20 石膏盐盘棕色荒漠土 (相当于拉克南孔雀河北岸 2 公里处)

剖面罗-41 石膏棕色荒漠土 (米兰南约 40 公里)

0—3	0.13	0.027	8.6	14.295	1.763	0.455	—	0.002 0.029	0.066 1.864	0.236 4.917	0.013 0.338 0.134 5.809
3—17	0.13	0.011	8.4	7.955	14.174	1.408	—	0.016 0.266	0.089 2.501	0.876 18.259	0.013 1.082 0.120 5.229
17—47			7.6	5.845	12.157	1.229	—	0.012 0.194	0.049 1.370	0.718 16.631	0.007 0.595 0.078 3.812
47—70			7.7	8.375	10.673	1.161	—	0.015 0.238	0.037 1.051	0.758 15.802	0.003 0.271 0.092 3.998

表4 残余盐土(罗-

取样深度 (厘米)	有机质 (%)	全 N (%)	pH	石灰 (%)	石膏 (%)
0—3	1.03	0.063	7.1	17.755	1.389
3—18	1.79	0.053	7.0	17.970	1.434
18—35			7.6	20.8	1.195
35—90			7.8	23.2	1.249

层的出现和新构造运动有关。兹以罗-20 剖面为例,该剖面位于雅当不拉克塔克南 5 公里孔雀河北岸 3 公里处,地表平坦,为黑褐色砾幕覆盖,无植被生长。

- 0—2 厘米 灰棕,砂质壤土夹粗砂,微显层状,有不明显的蜂窝状孔隙。
- 2—10 厘米 浅红棕色,砂土夹有细砾,弱块状,干、松散、多细孔,有中量石膏结晶。
- 10—25 厘米 灰白色,砂土夹有碎砾石块,干、松,多粉末状石膏结晶。
- 25—60 厘米 灰白色盐盘层,与粗砂细砾石胶结,干,极坚硬。
- 60—90 厘米 浅灰棕色,粗砂夹砾石,干,较硬,多孔隙,有少量石膏结晶。

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。本区龟裂性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 厘米左右,缺乏板状或块状的紧实层。母质层质地比较粘重。剖面通体干燥,多植物细根孔。常可见到锈斑,还有灰兰色的潜育层,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。化学分析结果(表3)表明,本区龟裂土有机质含量极低,只有 0.2—0.6%,全 N 为 0.021—0.065%,盐分含量不高,多小于 1.5%,盐分组成以硫酸盐为主,向下有微弱的淋溶。碳酸钙含量在 15—24% 之间,石膏含量在 0.5—6% 之间,呈碱性反应, pH 为 7—8.1。

3. 残余盐土

分布在孔雀河阶地及其支流依列克河干河道两侧,多与砂土包呈复区,地下水位大都在 8—10 米以下,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—粘土,较为粘重,极少植物根系。化学分析结果(表4)表明,残余盐土 0—30

53) 化学分析结果

易溶性盐分(百分数/毫克当量数)							
全盐	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ + Na ⁺
7.183	—	$\frac{0.022}{0.360}$	$\frac{3.478}{97.971}$	$\frac{0.681}{14.179}$	$\frac{1.053}{52.632}$	$\frac{0.584}{0.551}$	$\frac{1.365}{59.327}$
8.543	—	$\frac{0.021}{0.338}$	$\frac{5.330}{150.141}$	$\frac{0.223}{4.637}$	$\frac{0.739}{36.950}$	$\frac{0.551}{45.174}$	$\frac{1.679}{72.994}$
4.148	—	$\frac{0.025}{0.410}$	$\frac{1.808}{50.928}$	$\frac{0.225}{4.684}$	$\frac{1.126}{5.872}$	$\frac{0.214}{17.548}$	$\frac{0.750}{32.612}$
2.124	—	$\frac{0.025}{0.410}$	$\frac{1.101}{31.000}$	$\frac{0.242}{5.042}$	$\frac{0.066}{3.274}$	$\frac{0.084}{6.846}$	$\frac{0.606}{26.332}$

厘米含盐量在 5—8%；表层有微弱的淋溶，盐分组成以氯化物为主。碳酸钙含量可达 17% 以上，石膏含量在 1—1.5% 间，pH7—7.8。有机质含量 1—2%，全 N0.05—0.06%。兹以罗-53 剖面为例，该剖面位于营盘南约 11 公里处孔雀河南岸阶地上，有少量枯死红柳及低矮沙丘。

0—3 厘米 灰棕色，中壤，紧实，干燥，块状，有蜂窝状孔隙，微显片状层次。

3—18 厘米 灰棕带白色，盐土混合层，松散，中壤，粒状粉末状结构，干。

18—35 厘米 浅灰，重壤，具片状层理，干燥，紧实。

35—90 厘米 浅灰，粘土，块状，干，紧实。

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 米以下，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，地表多有密积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，下部灰兰色的残余潜育层。化学分析结果（表 5）表明，残余沼泽土有机质含量较高为 1.5—5%，全 N0.073—0.15%。盐分含量较轻，0—30 厘米平均为 0.5—1.7%，盐分组成以硫酸盐-氯化物为主。全部面石膏含量小于 1%，碳酸钙含量在 15—20% 间，pH 值 7—8.2，呈碱性反应。残余沼泽土划分为残余沼泽土和残余泥炭沼泽土两个亚类。残余沼泽土主要分布在古河道旁，表层为灰黑色的残余腐殖质层，厚度 5—10 厘米。残余泥炭沼泽土多分布在古湖泊旁，剖面上部为半分解粗泥炭，黄褐色，主要是芦苇根和水藻类残体，一般厚度为 30 厘米，最厚可达 1 米。兹以罗-55 剖面为例，该剖面位于 35 团北约 5 公里处。

0—4 厘米 暗灰，粉细砂，块状，干，松散，多半分解的芦苇残体。

4—30 厘米 黄褐，松软具弹性，干，多孔隙，大量芦苇和水藻类的残体残根。

30—58 厘米 灰青色，砂壤，块状，松，稍润，多细孔，少量细根。

58—90 厘米 灰色，砂壤，块状，稍润，松，多黄色斑点。

5. 棕色荒漠林土

是分布在荒漠地区乔灌木林下的土壤，多呈走廊形式与河道相平行，宽度 1—3 公里。

表 3 龟裂土化学分析结果

取样深度 (厘米)	有机质 (%)	全 N (%)	pH	石灰 (%)	石膏 (%)	易溶性盐分(百分数/毫克当量数)							
						全盐	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ +Na ⁺
罗-24 龟裂性土(孔雀河口雅丹地形顶部)													
0—2			8.0	18.885	4.060	1.224	—	0.019 0.310	0.033 0.929	0.734 15.283	0.298 14.878	0.005 0.379	0.029 1.265
2—9	0.29	0.063	8.0	16.255	5.77	1.364	—	0.018 0.295	0.048 1.345	0.818 17.042	0.305 15.265	0.005 0.379	0.070 3.047
9—19	0.17	0.021	8.3	17.305	3.224	1.696	—	0.012 0.202	0.107 3.032	1.032 21.042	0.282 14.228	0.023 1.894	0.188 8.154
19—45			8.0	16.99	5.910	1.251	—	0.020 0.324	0.026 0.739	0.773 16.095	0.294 14.715	0.006 0.487	0.045 1.956
罗-51 龟裂性土(阿拉干西北约 30 公里处公路北侧)													
0—2	0.57	0.055	8.1	16.810	0.667	0.147	—	0.047 0.763	0.021 0.589	0.021 0.446	0.010 0.474	0.005 0.041	0.030 1.283
2—20	0.59	0.052	7.7	20.550	0.592	0.554	—	0.025 0.418	0.061 1.720	0.221 4.599	0.052 2.584	0.008 0.663	0.080 3.490
20—60			7.7	23.290	0.566	0.333	—	0.028 0.461	0.072 2.039	0.051 1.069	0.022 1.062	0.009 0.704	0.041 1.783

表5 残余沼泽土的化学分析结果

取样深度 (厘米)	有机质 (%)	全 N (%)	pH	石灰 (%)	石膏 (%)	易溶性盐(百分数/毫克当量数)							
						全盐	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ +Na ⁺
罗-55 残余沼泽土(35 团北约 5 公里处)													
0—4	0.72	0.066	7.6	14.3	0.081	2.028	—	0.052 0.850	0.687 19.355	0.622 12.957	0.177 8.857	0.078 6.413	0.412 17.892
4—30	4.71	0.15	7.0	3.7	0.005	1.603	—	0.044 0.720	0.277 7.806	0.802 16.704	0.192 9.620	0.081 6.617	0.207 8.993
30—58			7.9	12.1	0.609	1.416	—	0.019 0.302	0.271 7.631	0.687 14.312	0.175 8.729	0.053 4.327	0.211 9.189
58—90			7.9	22.35	0.418	0.450	—	0.017 0.274	0.071 1.991	0.227 4.725	0.049 2.469	0.019 1.603	0.067 2.918
罗-52 残余沼泽土(35 团北约 20 公里处)													
0—5	1.69	0.073	7.8	17.15	0.082	0.507	—	0.035 0.569	0.168 4.743	0.137 2.847	0.032 1.623	0.018 1.461	0.117 5.075
5—20	0.79	0.079	8.0	15.0	0.083	0.577	—	0.029 0.482	0.242 6.808	0.103 2.142	0.017 0.825	0.014 1.150	0.172 7.457
20—55			8.2	15.5	0.077	0.573	—	0.002 0.029	0.223 6.229	0.144 3.003	0.019 0.405	0.006 0.528	0.191 8.308
55—90			8.2	16.3	0.027	0.545	—	0.025 0.403	0.185 5.209	0.146 3.040	0.027 1.340	0.007 0.568	0.135 6.744

它在过去文献中曾有“吐加依土”、“荒漠森林草甸土”、“平原林土”^[2]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,地下水得不到补给来源,水位大都下降至6—9米以下,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厘米厚的覆沙。在土壤剖面特征上,由于受盖沙作用的影响,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。化学分析结果(表6)表明,本区棕色荒漠林土有机质含量仅0.36—0.94%,全N 0.024—0.031%,盐分含量0—30厘米平均不超过0.5%,下部积盐较重,含量可达0.7—1.35%。盐分呈现这种下高上低的原因,是剖面底部为老的地表层,在过去地下水位较高时积盐较重,以后地下水位下降,剖面上部逐渐积沙,毛管上升水流很难达到地表,所以积盐逐渐减少。全剖面碳酸钙含量13—15%,石膏含量小于0.2%,pH值7.7—7.9,呈碱性反应。兹以罗-48剖面为例,该剖面位在阿干西约10公里处塔里木河边。

表6 荒漠化棕色荒漠林土(罗-48)化学分析结果

取样深度 (厘米)	有机质 (%)	全 N (%)	pH	石灰 (%)	石膏 (%)	易溶性盐分(百分数/毫克当量数)							
						全盐	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ +Na ⁺
0—5	0.36	0.024	7.9	13.7	0.101	0.366	—	$\frac{0.021}{0.346}$	$\frac{0.072}{2.039}$	$\frac{0.159}{3.304}$	$\frac{0.054}{2.705}$	$\frac{0.010}{0.872}$	$\frac{0.050}{2.172}$
5—30	0.74	0.031	7.9	15.0	0.0004	0.552	—	$\frac{0.044}{0.727}$	$\frac{0.118}{3.313}$	$\frac{0.210}{4.382}$	$\frac{0.008}{0.420}$	$\frac{0.014}{1.136}$	$\frac{0.158}{6.866}$
30—60			7.8	14.75	0.177	0.719	—	$\frac{0.076}{1.238}$	$\frac{0.174}{4.906}$	$\frac{0.231}{4.811}$	$\frac{0.062}{3.111}$	$\frac{0.004}{0.352}$	$\frac{0.172}{7.492}$
60—100			7.7	15.65	0.171	1.358	—	$\frac{0.036}{0.418}$	$\frac{0.316}{8.889}$	$\frac{0.559}{11.653}$	$\frac{0.117}{5.870}$	$\frac{0.008}{0.649}$	$\frac{0.332}{14.441}$

0—5厘米 浅灰、粉细砂、无结构,干燥,松散,多未分解的枯枝落叶。

5—30厘米 灰色、粉砂质,弱块状,干紧松,多黄褐色半分解胡杨枯枝落叶。

30—60厘米 灰棕微带红棕,砂质,无结构,干,紧松,多褐色胡杨枯落物和半分解的芦苇残茎。

60—100厘米 灰色、砂质,无结构,干,松,多芦苇残根,有少量褐色胡杨枯落物,少量白色盐晶。

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米以下,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厘米厚的松脆结皮,具孔状和片状层理,腐殖质层厚度很薄,多小于10厘米,腐殖质层下具有多量锈斑,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。质地表层粉细砂,下部为壤质。化学分

析(表7)表明。荒漠化草甸土有机质含量较低,常小于0.6%。全氮在0.03%以下。0—30厘米平均含盐量在1—1.5%之间。由于表层积沙,盐分多聚积在亚表层。全剖面石膏含量大都小于1%,石灰在剖面中无明显的移动现象,含量在15—17%之间,pH值7.9—8.0,呈碱性反应。兹以罗-50剖面为例,该剖面位于阿拉干西北20公里处的公路南侧。

表7 荒漠化草甸土(罗-50)化学分析结果

取样深度 (厘米)	有机质 (%)	全 N (%)	pH	石灰 (%)	石膏 (%)	易溶性盐分(百分数/毫克当量数)							
						全盐	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ +Na ⁺
0—5	0.47	0.027	7.9	15.8	0.572	0.778	—	0.021 0.338	0.141 3.983	0.363 7.559	0.102 5.085	0.005 0.433	0.146 6.362
5—18	0.51	0.029	7.9	14.2	0.843	1.717	—	0.018 0.395	0.333 6.977	0.799 8.642	0.205 0.420	0.009 0.007	0.353 15.087
18—37			8.0	17.4	0.657	1.054	—	0.024 0.395	0.248 6.977	0.415 8.642	0.008 0.420	0.012 0.007	0.347 15.087
37—70			8.0	17.8	0.731	0.230	—	0.030 0.490	0.045 1.259	0.085 1.779	0.037 1.827	0.007 0.568	0.026 1.133

0—5 厘米 浅灰色,粉细砂,松散,无结构,干,少量细根,中量芦苇残茎,表面有0.5—1厘米的松脆结皮,显孔状和片状结构。

5—18 厘米 浅灰带黄,粉细砂,弱块状,干,松,多锈斑,有中量芦苇残茎。

18—37 厘米 灰色,砂壤,弱块状,干,疏松,有少量细根,中量枯死苇根,向下过渡明显。

37—70 厘米 灰带青色,中壤,块状,干,紧实,有少量腐根,中量细根孔。

7. 沼泽土

本区仅有少量沼泽盐土,分布在河间洼地等地。

8. 盐土和盐壳

盐壳主要分布在罗布泊湖盆,已有专文述及,这里不再重复。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。地下水位1—2米,矿化度高达10—30克/升。植被主要为耐盐的盐穗木、盐琐琐、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。剖面质地为粉砂和砂壤,水分状况由润到潮,很少植物根系。典型盐土的化学分析结果(表8)表明,盐分的表聚性十分强,0—30厘米含盐量可达10—20%,盐分组成以氯化钠为主。碳酸钙含量7—15%,石膏2—5%,pH值7.9—8.7,碱性到强碱性反应。兹以罗-42为例,该剖面位于米兰农场北约20公里处。

0—15 厘米 灰白色,干,硬,上部为盐结壳层,下部为盐土混合层,松,多孔。

15—25 厘米 灰棕,轻壤,块状,潮,稍紧,多盐斑。

25—39 厘米 浅灰,砂壤,弱块,潮,稍紧。

39—70 厘米 灰色,砂壤,弱块,潮,稍紧。

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,pH值5.5,呈酸性反应。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。

表 8 盐土的化学分析结果

取样深度 (厘米)	有机质 (%)	全 N (%)	pH	石灰 (%)	石膏 (%)	易溶性盐分(百分数/毫克当量数)							
						金盐	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ +Na ⁺
罗-42 典型盐土(米兰农场北约 20 公里处)													
0—15			8.70	7.850	3.170	2.6684	0.004 0.144	0.008 0.112	14.472 407.65	2.082 43.37	0.791 39.55	0.161 13.70	9.166 398.53
15—25			8.70	22.235	2.731	4.430	0.004 0.144	0.015 0.252	1.752 49.351	1.201 25.028	0.344 17.204	0.237 19.422	0.877 38.149
25—39			8.18	13.540	5.397	2.208	—	0.021 0.346	0.711 20.040	0.765 15.935	0.271 13.525	0.096 7.845	0.344 14.951
39—70			7.99	15.490	2.060	1.505	—	0.018 0.288	0.460 12.951	0.540 11.253	0.200 10.009	0.052 4.247	0.235 10.238
罗-38 沼泽盐土(东平三角架东约 5—8 公里处)													
0—8	16.43	0.58	5.5	2.210	4.082	24.008	—	0.058 0.950	10.778 289.517	5.713 119.026	0.290 14.499	1.600 131.138	6.969 263.850
8—18	16.81	0.67	5.3	1.105	微	28.538	—	0.081 1.001	11.601 326.781	7.329 152.695	0.248 12.390	1.057 135.845	7.642 332.242
18—35			7.9	14.700	3.108	4.434	—	0.024 0.396	1.673 47.138	1.240 25.839	0.184 9.197	0.185 15.148	1.128 49.028
35—60			7.8	24.610	2.261	4.064	—	0.018 0.302	1.675 47.183	0.928 19.341	0.144 7.177	0.083 6.779	1.216 52.881

9. 风沙土

系在风积砂性母质上发育的土壤,在本区分布十分广泛。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毫米的沙粒占90%以上,而粘粒含量(小于0.001毫米)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N0.004%。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N0.008—0.015%,盐分含量1%左右。本区无固定风沙土。

10. 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米以下。土层厚度大于1米,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10.1ppm克土,全磷(P_2O_5)0.122%,速效磷2.65毫克/100克土,这种土壤一般较适合小麦、玉米、棉花生长。

11. 绿洲潮土

绿洲潮土主要分布米兰和铁干里克。地下水位较高,大多具有轻重不同的盐渍化。耕层颜色灰,有机质含量在1—1.6%间,全氮0.072%,速效氮8.6ppm克土,全磷0.144%,速效磷3.25毫克/100克土。土壤质地轻壤、砂壤,除适种小麦玉米外,还可种植水稻。在返盐较重的地方需要进行排水改良。

三、土壤资源的合理利用与保护问题

如前所述,本区分布面积最大的几种土壤类型,都是难以改造利用的。加之气候极端干燥,又地处下游,灌溉水源缺乏,盐碱较重,风沙活跃,土壤荒漠化过程强烈,对农林牧业生产带来很大困难,尤其对农业发展不利。所以,从自然条件出发今后发展方向应以林牧业为主。另外,要发展农业,根据本区风大多沙的特点,也必须在林业的严格保护措施下才能进行。发展林牧业不仅是方向,而且是保护农业生产的措施。

要保护好植被,防止土地沙漠化进一步发展。首先要保护好沿塔里木河两岸分布的天然胡杨林,这些天然胡杨林虽遭到破坏,但还有一定的御沙能力。因此,应立即停止乱伐乱砍,对少量用材,可适当择伐成熟林,青壮林御沙能力强,绝对不能砍伐。要封沙育草,保护好固定和半固定沙丘上的灌木。但为了解决好群众的烧柴问题,应大力发展太阳能、沼气和风能利用,以减少樵柴对植被的破坏。另外还要禁止乱挖甘草对植被的破坏。

要发展林牧业,还需解决好林地和草场的灌溉问题。为此,首先要合理规划全面安排

塔里木河上、中、下游农林业的用水问题。要限制上游,控制中游,增加向下游的输水量。胡杨灌溉得到解决,林木更新就有了希望,绿色走廊就能保住。另外,若羌河和米兰河冲积扇上有较为丰富的地下水,可以开采,解决春旱缺水和灌溉林地用水。米兰河和若羌河的冬闲水,还没有充分利用,可搞一些蓄水工程进行调蓄,不能调节的可用于冬灌戈壁、风蚀地。在灌区外围大力营造灌木林。根据吐鲁番地区经验,树种宜选用沙拐枣、老鼠瓜、红柳及梭梭等,造林方式以开沟定植最好,可减少风沙对幼苗危害,保护土壤水分,成活率较高。

农业方面要稳定现有耕地面积,不能再盲目扩大,否则又会与林牧业争水,不利于林牧业发展。本区粮食单产较低,生产潜力较大,应在提高单产上狠下功夫。根据本区光照热量充足的特点,可适当多种经济作物如长绒棉等。考虑到今后青新铁路修建和通车后的需要,还应大力发展果树园艺,改善人民生活。根据本区土壤肥力普遍较低的特点,要达到稳产高产,还得不断提高土壤肥力。考虑到大量施用有机肥有一定困难,应大力发展短期绿肥和扩大苜蓿种植面积。短期绿肥具有不占地的优点,利用小麦地套播草木樨,至播种冬麦前可得鲜草量 3000—4000 斤,对增加土壤有机质有很大好处。同时,扩大苜蓿还能为牲畜提供优质饲草,促进畜牧业发展。此外,绿肥在提高土壤肥力的同时,还可以改良土壤结构,减少蒸发,防止地面返盐,并能使土壤中部分不易被作物利用的磷,转化为有效磷。本区农田速效磷含量大都为 3—5ppm,处于较低水平,因此还需增施磷肥。在当前磷肥供应比较紧张的情况下,施磷方法以作种肥利用最好,施量每亩 10—15 公斤,并可与其他有机肥混合使用,以提高磷肥效果。

参 考 文 献

- [1] 陈永宗等:新疆塔里木盆地东沙漠地区的自然面貌,治沙研究,第 3 号,科学出版社,1962 年。

罗布泊洼地土壤盐分累积规律的初步研究*

张丙乾 李培清 樊自立

(中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所)

马仁文 阎鸿健

(中国科学院新疆化学研究所)

罗布泊是我国著名的内陆咸水湖。早在先秦时期的《山海经》中称为潞泽,在《史记》中称之为“盐泽”。它是塔里木盆地内各水系的最终归宿,也是盐分的聚集中心。

为了探明罗布泊洼地的奥秘,了解洼地内土壤盐分累积的现状,中国科学院新疆分院组织了多学科考察队,于1980—1981年两次穿越洼地中心,取得了大量宝贵的科学资料。本文仅就罗布泊洼地土壤盐分累积规律进行初步总结。

一、罗布泊洼地自然条件与土壤盐分累积的关系

(一) 地形条件与土壤盐分累积关系

罗布泊洼地位于新疆塔里木盆地的东部,范围在北纬 39° — 41° ,东经 88° — 92° 之间。洼地的北部为库鲁克塔格,东部为北山山脉,南部为库姆塔格(沙山)及阿尔金山。面积为两万平方公里(图1),其高程在周边山区为810—900米,洼地中心为780—795米。在洼地内的湖积平原上,多风蚀雅丹地形,特别是在东北部的湖积层,经强烈风蚀后,顺风向残留条带状或孤立的土丘,高度在6—20米不等。

罗布泊洼地是一个巨大的古代湖盆,属第三纪末,第四纪初,受新构造运动的影响所形成的构造拗陷区,它汇集了洼地外围广大区域的地面径流。在早期,洼地内的积水面积非常广阔,后来受新构造运动的不断影响,使洼地内东西两部发生差异上升运动,东部地区上升量大于西部地区,逼使湖水不断自东向西迁移,积水面积逐渐缩小,进到人类历史时期,随着自然条件的变化和人为因素的影响,积水面积更加缩小,根据1959年的调查和量算结果,积水面积为5350平方公里,又经过10多年,湖水已经完全消失。

以上自然的沧桑演变,直接决定着洼地内土壤盐分的累积过程。

* 本文承蒙俞仁培同志指正。李和平同志参加了部分室内工作。

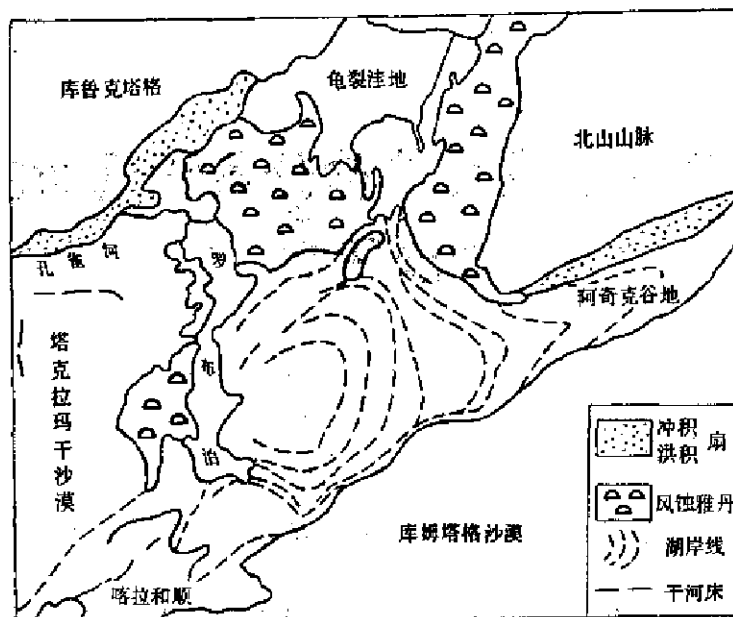


图1 罗布洼地位置图(侯静娟等,根据卫星象片编绘)

(二) 气候条件与土壤盐分累积的关系

罗布洼地的气候非常干旱,荒漠景观表现得极为突出。根据洼地周围地区的长期气象资料(表1)年降水量只有18—25毫米,蒸发非常强烈,蒸发力高达2600—2900毫米,是降水量的110—140倍。在洼地范围内为东北风作用的区域,年大风 ≥ 8 级的天数为15

表1 罗布洼地周围地区的气候资料

地点	海拔(米)	降雨量(毫米)	蒸发力(毫米)	蒸降比	年平均温度($^{\circ}\text{C}$)	七月平均温度($^{\circ}\text{C}$)	极端最高温度($^{\circ}\text{C}$)	年大风(≥ 8 级)日数(天)	年最多风向	资料年限
若羌	888.3	18.05	2884.9	159.8	11.5	31.4	43.6	38.2	ENE	1954—1980
铁干里克	846	35.35	2661.6	75.3	10.9	30.5	41.1	15.2	ENE	1957—1980
尉犁	885.3	41.7	2916.6	69.9	10.5	26.2	41.3	10.6	NNE	1961—1980
米兰	900	20.3			11.3	26.7	41.2	20		
哈密	737.9	37.1	2811.4	75.8	9.7	26.5	40.1	21	NE, ENE	1970—1980

—30天。7月平均气温26—30 $^{\circ}\text{C}$,极端最高温度达40—41 $^{\circ}\text{C}$ 。在这种多风少雨、极端干燥的气候条件下,罗布洼地尤如同一个巨大的天然蒸发器,汇集到洼地中的水体和盐分,不断进行蒸发和浓缩,直至变干,最后盐分在洼地的地表大量聚集,形成一望无际的盐碱地。

二、罗布洼地的土壤盐分累积特点

(一) 盐类来源广,积盐时间久远

新疆从侏罗纪后期以来,气候长期干燥,尤其在塔里木盆地积盐过程非常强烈,在山

前拗陷区白垩纪、第三纪沉积岩层中,含盐特别丰富,并在昆仑山北麓早第三纪的海相沉积物中,含有大量石盐和石膏。这些盐类常常受到山区降雨和地面径流的淋溶作用,在盆地内进行盐分的再分配,源源不断地向河流和土壤中输送。

由于罗布洼地是塔里木盆地东端的最低处,因此表现出水文和水文化学的封闭性。从塔里木盆地形成之日起,罗布洼地便开始汇集了塔里木河、孔雀河、且末河及疏勒河等大小河流的尾水,成为一个巨大的积水、积盐区域。特别是塔里木河和孔雀河为塔里木盆地内最大的两条河流,它们源远流长,流域广阔,先后汇集了昆仑山北麓、天山南麓广大区域的地面及地下径流,溶解和汇集了流经地区的盐分。以孔雀河 1959 年的资料为例:其流入洼地的水量为 20 亿立米,河水矿化度 0.979 克/升(孔雀河在尉犁地段,1958 年 8 月 20 日取样),据此计算,年进入洼地的盐量可达 195 万吨。

与此同时,库鲁克塔格、北山山脉及阿尔金山等地的岩石风化物及水溶性盐类,随地面径流和地下潜流也不断地向洼地汇集,成为罗布洼地内的又一主要盐源。

从洼地东北部、北部大面积残存的风蚀土丘可以看出:在深厚的湖相沉积层中,最表层是残积的厚层盐壳,中下部有数层石膏结晶。根据地层分析判断,洼地中土壤盐分的累积,至少从第四纪初就已开始了。

(二) 盐分的表聚性强烈,盐壳坚硬独特

罗布洼地的气候条件是世界上最为干旱的地区之一。以苏联中亚最为干旱的阿姆河三角洲为例,该地年蒸发力为 1797 毫米,年降雨量为 85.6 毫米,年蒸发力为降雨量的 21 倍。同样,这一比例在澳大利亚荒漠为 9 倍,北美洲为 30 倍,非洲苏丹为 60 倍。在非洲和中亚等地,冬季或春季经常有降雨淋溶土壤,使土壤盐分的表聚性减弱。而罗布洼地降雨量非常稀少,年蒸发力比降雨量高 110—140 倍,在这种强烈的蒸发和极小的降雨条件下,土层中不能形成下降的水流,使得长期汇集于洼地中的盐分,得以向地表不断聚集,并形成坚硬的盐壳(表 2)。这里的盐壳常常呈块状翘起,高低起伏,极不规则。一般盐壳

表 2 罗布洼地的盐壳及其盐类含量

采样地点	剖面号	盐壳厚度(厘米)	全盐(%)	盐类组成含量(%)							
				CaCO ₃	Ca(HCO ₃) ₂	CaSO ₄	CaCl ₂	MgSO ₄	MgCl ₂	Na ₂ SO ₄	NaCl
罗布洼地东部	罗-8	75	38.42		0.01	2.69	0.03	0.46	0.02	0.84	34.37
罗布洼地南缘	罗-11	21	48.05		0.13	1.43	0.02	0.01	0.89		45.56
罗布洼地北缘	罗-26	19	34.26		0.01	2.21		1.33		6.75	23.95
罗布洼地内部	罗-28	23	22.08	0.02	0.01	2.56		2.27		0.29	16.93
罗布洼地内部	罗-29	50	18.48	0.03	0.01	2.29		2.94		2.41	10.81
罗布洼地内部	罗-30	52	50.10		0.02	3.87		1.59		6.42	38.20
罗布洼地内部	罗-31	45	51.87	0.05	0.01	4.37		1.47		6.27	39.71
罗布洼地内部	罗-32	12	41.70	0.03	0.02	4.17		3.69		6.29	27.50
罗布洼地南部	罗-36①	30	29.03	0.03	0.03	4.02		1.96	0.66	0.71	21.62
罗布洼地南部	罗-36②	13	34.85		0.02	2.40	0.07	0.03	0.79		31.54

高出地面 10—20 厘米,最高可达 100 厘米。在土壤剖面中聚盐层厚度在 12—50 厘米不等,最厚有 75 厘米。其含盐量为 20—50%,多以氯化钠(NaCl)、硫酸钠(Na₂SO₄)、硫

酸钙 (CaSO_4)、硫酸镁 (MgSO_4) 等混合盐类组成,其中以氯化钠为主。

由于罗布洼地气候条件高温多风,使得盐壳中的硫酸钙失水变为硬石膏,故地面翘起的盐块变得极为坚硬,盐块棱边非常锐利,成为具有地区特色的性质。

(三) 氯化物盐类大量聚集,并有钾盐的累积

根据中国科学院青海盐湖研究所进行室内盐类的淋滤风化实验(图 2, 图 3),盐类的迁移决定于盐类的溶解度。其中阴离子迁出的快慢、多少,次序为 Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , 阳离子的迁出次序为 K^+ , Mg^{2+} , Na^+ , Ca^{2+} 。依据盐类地球化学规律,难溶性的盐类,常在河流的上游地区沉积,而易溶性的盐类,多在河流的下游沉积。

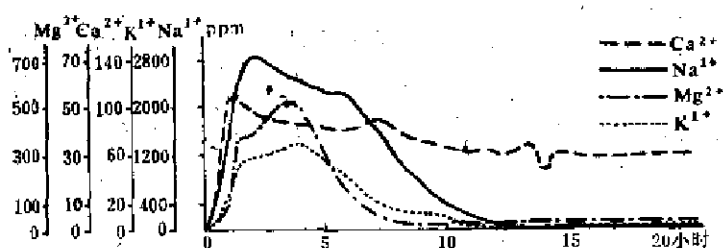


图 2 淋滤实验阳离子迁出曲线图

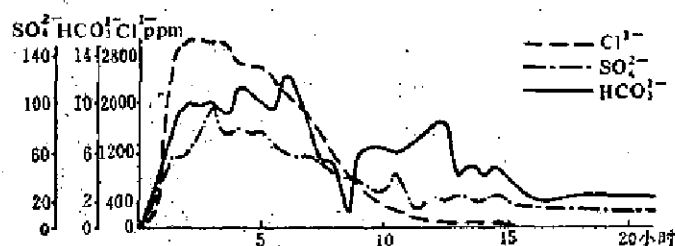


图 3 淋滤实验阴离子迁出曲线图

同样,在洼地内也具有钾盐的累积条件。根据对洼地内有限样点的测定结果表明,钾盐的累积与历史时期罗布洼地内水体的消涨变迁过程有着密切的相关性(表 3)。一般土壤中可溶性氧化钾的含量,大致呈环带状向洼地中心增高。在洼地的南部和北部地区,土壤中可溶性氧化钾的含量为 400—500 毫克/100 克土;在阿奇克谷地的羊塔库都克土壤中,氧化钾含量为 220 毫克/100 克土。特别应当指出,在洼地的南缘的阿吉布拉克,地下水呈片状溢出,目前仍处于现代积盐过程,土壤中氧化钾的含量仅为 56.249 毫克/100 克土。只有在洼地中部的最低处和喀拉和顺的局部低洼处,才有钾盐的富积。一般表层氧化钾的含量为 1200—1300 毫克/100 克土,最高为 3598—3720 毫克/100 克土,多呈小片状分布。这大概由于钾的溶解度大,易被粘土矿物吸附,随着洼地内水体在流动过程中,将钾带到洼地中部最低处富集的结果。

但是,这种情况也有例外,1959 年中国科学院新疆综合考察队的一支小分队在洼地北部考察期间,在当时水体中的小岛和三面临水的湖阶地上,发现含有光卤石 ($\text{MgCl}_2 + \text{KCl}$) 的盐土,其速效性氧化钾的含量为 2000—2500 毫克/100 克土,该处原来可能为罗

布洼地中的局部低处,后因湖水位的变迁,而残留下来。关于钾盐的形成已有专文,此处不再赘述。

表 3 罗布洼地土壤中氧化钾的分布状况

采样地点	剖面号	采样深度(厘米)	K ₂ O 含量(毫克/100克土)
阿奇克谷地羊大克东	80-罗-14	0—17	220.29
罗布洼地南缘阿吉不拉克	80-罗-11	0—13	56.25
罗布洼地北部	81-罗-22	0—8	383.98
罗布洼地北部	81-罗-26	0—10	456.05
罗布洼地北部	81-罗-25	0—11	566.89
罗布洼地内部	81-罗-28	0—6	845.32
罗布洼地内部	81-罗-31	0—10	606.58
罗布洼地内部	81-罗-32	0—6	1326.82
罗布洼地内部	81-罗-湖心①	0—30	3720.21
罗布洼地内部	罗-湖心②	0—30	3598.90
罗布洼地南部	81-罗-33	0—8	777.82
罗布洼地南部	81-罗-35	0—50	521.79
罗布洼地南部	81-罗-37	0—8	1202.32

三、罗布洼地土壤盐分的累积过程

在极端干旱和强烈蒸发的气候条件下,土壤盐分的累积,主要是通过地面和地下水的蒸发来进行的。但在不同水文和水文地质条件下,土壤盐分累积的程度和盐分组成各不相同。水文和水文地质状况,又随着地貌部位的不同,而相应地发生变化。此外,盐分的来源和沉积的性质不同,也影响着土壤盐分的累积。以下分别叙述不同地区土壤的盐分累积规律。

(一) 山麓洪积冲积扇地区土壤盐分的累积过程

罗布洼地的四周,没有高大的山体。北部的库鲁克塔格、东北部的北山山脉均为低山残丘,南部的阿尔金山则远离洼地,以库鲁克塔格沙漠与洼地相隔。这些地区多为间歇河,只是在夏季偶尔因暴雨可形成短暂的地面径流。每当洪水出山口以后,将携带的大量物质堆积于山麓,形成锥形的洪积冲积扇。地面坡降大,被覆黑色的小砾石,土层中砾石与砂土相混,每当地面径流通过时,便发生大量渗漏。

这里土壤中盐分的迁移和累积,不受地下水的影响,而在短暂的地面径流发生时,受水分在土层中的渗透和土体蒸发所左右。当山区的原生岩和变质岩风化后,形成的水溶性盐类,被雨水溶解,随地面径流带入洪积扇,在土层中迁移和聚集。

在扇形地的上部,因土质颗粒粗,渗透强烈,土壤的含盐量较轻;向扇形地的中部,土壤含盐量则逐渐增高。又因进入土层的盐分,随渗入土层中的水分从土层的表层向下移动,盐分多在土层的中上部聚集。

在土壤剖面图中,盐分存在的形式为上部小,中间大。在土层的上部,一般盐分含量只有 0.6—1.7%,在土层的中上部盐分含量增大至 10—30% (表 4),常常形成坚硬的盐盘。

表4 洪积冲积扇地区土壤盐分状况

剖面: 罗-3(红八井洪积-冲积扇上部)														
采样深度 (厘米)	总盐 (%)	离子组成(毫克当量/100克土)							pH	离子当量比				盐分类型
		CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ + Na ⁺		Cl SO ₄	Na Ca	Mg Ca	Na Mg	
0—2	0.73	—	0.15	2.33	9.13	8.16	0.12	3.34		0.3	0.4	0.01	28.3	Cl-SO ₄ -Ca
2—9	0.36	—	0.14	1.61	3.71	3.19	0.12	2.15		0.4	0.7	0.04	18.2	Cl-SO ₄ -Ca
9—20	1.63	—	0.10	6.74	18.09	17.08	0.66	7.19		0.4	0.4	0.04	10.9	Cl-SO ₄ -Ca
20—38	10.56	—	0.26	159.62	18.09	25.45	0.85	151.66	8.01	8.8	6.0	0.03	178	Cl-Na
38—52	31.07	—	0.10	509.39	18.21	11.12	—	516.59	7.63	28	46.5	—	—	Cl-Na
52—	2.96	—	0.11	26.07	20.81	15.80	0.19	31.00	7.54	1.3	1.9	0.01	164	SO ₄ -Cl-Ca-Na
剖面: 罗-2(红八井洪积-冲积扇中部)														
0—1.5	0.61	—	0.14	0.34	9.22	9.51	—	0.19		0.04	0.02	—	—	SO ₄ -Ca
1.5—25	0.50	—	0.07	1.44	5.44	6.74	—	0.21		0.3	0.03	—	—	Cl-SO ₄ -Ca
25—38	0.49	—	0.08	2.63	5.30	4.75	0.07	3.19		0.5	0.7	0.01	44	Cl-SO ₄ -Na-Ca
38—55	33.07	—	0.26	471.35	78.05	22.70	—	526.93		6.1	23.2	—	—	Cl-Na
55—65	18.77	—	0.52	288.88	26.02	1.47	0.38	313.61	8.1	11.1	221.0	0.3	830	Cl-Na
65—80	0.24	0.07	0.25	3.58	1.57	0.12	0.04	5.32		2.3	45	0.3	152	SO ₄ -Cl-Na
剖面: 罗-20(孔雀河北岸洪积-冲积扇中下部)														
0—2	1.73	—	0.28	9.03	17.29	13.74	1.12	11.74	8.12	0.5	0.9	0.1	10.5	Cl-SO ₄ -Na-Ca
2—10	1.94	—	0.21	8.24	21.00	16.70	0.10	12.61	8.13	0.4	0.8	0	123.7	Cl-SO ₄ -Na-Ca
10—25	3.50	—	0.22	20.68	32.83	18.50	0.89	34.36	8.16	0.6	1.9	0.1	38.6	Cl-SO ₄ -Ca-Na
25—60	24.72	—	0.09	329.42	78.60	40.72	1.27	366.12	7.96	4.2	9.0	0.03	287.6	SO ₄ -Cl-Ca-Na
60—80	6.11	—	0.19	63.50	34.75	21.94	2.00	74.52	8.09	1.8	3.4	0.1	37.5	SO ₄ -Cl-Ca-Na

在盐分组成上,在土层的上部, Cl⁻ 的毫克当量与 SO₄²⁻ 的毫克当量比,只有 0.04—0.5; Na⁺ 的毫克当量与 Ca⁺⁺ 的毫克当量比,为 0.02—0.7。盐分属于 SO₄-Ca 类型或 Cl-SO₄-Ca 类型,盐类以溶解度较小的 CaSO₄ 为主。在土层的中上部, Cl⁻ 的毫克当量与 SO₄²⁻ 的毫克当量比,为 4—28; Na⁺ 的毫克当量与 Ca⁺⁺ 的毫克当量比,为 6—20。盐分类型属 Cl-Na 型,盐类以 NaCl 为主。

(二) 阿奇克谷地的土壤盐分累积过程

阿奇克谷地的主要水分来源:一是来自北山山脉夏季的洪水,二是从库姆塔格和北山山脉两个方向来的地下水补给。目前阿奇克谷地内,地下水位普遍较高,地下水埋深为一米左右,在谷地的最低处,地下水距地表只有 30 厘米左右。在谷地的南北两侧,地下水矿化度一般只有 2.6—3.3 克/升。由谷地两侧向谷地中间,矿化度迅速增高。这是由于该区域紧邻湖盆,地形非常平缓,地下水出流条件很差,主要通过土层的毛细管作用进行蒸发,从而使盐分得以不断地聚集和浓缩。在谷地的最低处,地下水矿化度增大至 52—125 克/升(表 5)。

地下水的盐分组成,常常随着地下水矿化度的增高而发生变化。从图 4 可以看出, Cl⁻ 和 Na⁺ 在地下水中占优势,随着矿化度的增加, Cl⁻ 和 Na⁺ 呈直线上升; SO₄²⁻ 和 Mg⁺⁺ 的含量较低,上升幅度较小; HCO₃⁻ 的变化不大,大致呈一直线。相反, Ca⁺⁺ 随着矿化度

的增高,却有降低的趋势。

表 5 阿奇克谷地的地下水状况

采样地点	地下水位 (米)	矿化度 (克/升)	离子组成(毫克当量/升)							pH	盐分类型
			CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ + Na ⁺		
罗布洼地南缘阿吉布拉克	0.5	16.15	—	2.00	206.08	66.22	51.08	57.21	165.51	7.75	SO ₄ -Cl-Ca-Mg-Na
阿奇克谷地羊塔克东	0.9	19.22	—	0.92	291.84	42.57	58.18	68.59	208.57	7.51	SO ₄ -Cl-Ca-Mg-Na
阿奇克谷地库木库都克北	1.45	2.79	—	3.10	21.42	19.40	6.81	8.04	29.06	8.00	SO ₄ -Cl-Ca-Mg-Na
阿奇克谷地红八井东	1.05	3.32	—	3.85	23.50	24.13	5.87	6.34	39.27	8.16	Cl-SO ₄ -Ca-Mg-Na
阿奇克谷地红八井东南	0.9	125.09	—	2.32	1601.60	482.66	39.75	273.56	1774.27	7.71	SO ₄ -Cl-Mg-Na

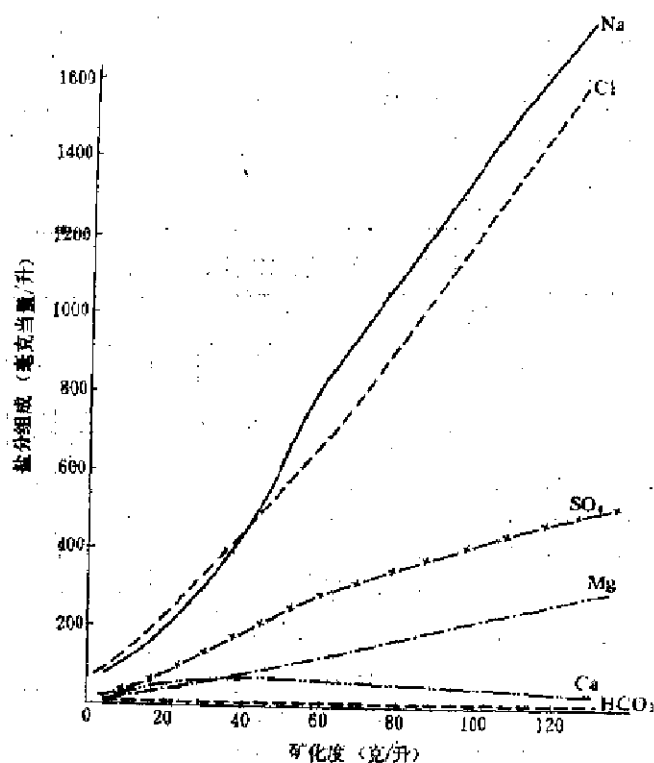


图 4 罗布洼地南缘、阿奇克谷地地下水矿化度与盐分组成关系

这些地区土壤中的盐分累积,与地下水的关系非常密切,由于地下水位高,土壤毛细管作用强烈,上升高度可直达地表,这是土壤中强烈积盐的主要原因。但由于地形和地下水(地下水位和矿化度)的高低不同,土壤的积盐强度也有差异。

在阿奇克谷地的广大平原地区,土质普遍以砂壤为主,土层中无粘土隔层,因地下水位高,土体潮湿,盐分表聚性强烈,但是,在当地风沙流动大的条件下,常常在土壤剖面的聚盐层以上,又覆盖一个砂层,从而形成一种独特的积盐形式,即土壤剖面的表层含盐量低,中上部含盐量增高,在下层盐分含量又急剧减少(表 6)一般土壤表层的含盐量为 0.7—1.2%,在土层的中上部有 3—5 厘米厚的聚盐层,含盐量达 18—30%,再下层含盐量急剧降低为 1—0.1% 以下。

表6 阿奇克谷地的土壤盐分状况

剖面: 罗-4(红八井东)														
采样深度 (厘米)	全盐 (%)	离子组成(毫克当量/100 克土)							pH	离子当量比				盐分类型
		CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ + Na ⁺		Cl SO ₄	Na ⁺ Ca	Mg Ca	Na Mg	
0—8	0.72	—	0.18	7.53	4.26	3.10	2.81	6.05		1.8	1.9	0.9	2.2	SO ₄ -Cl-Ca-Na
8—13	18.35	—	0.23	284.93	25.07	15.99	6.72	287.53	7.88	11.1	18	0.4	42.8	Cl-Na
13—34	0.92	痕	0.17	1.25	12.29	12.35	0.90	0.48		0.1	0.04	0.1	0.5	SO ₄ -Ca
34—55	0.34	痕	0.45	2.85	1.99	0.26	0.47	4.55		1.4	17.5	1.8	9.6	SO ₄ -Cl-Na
55—95	0.26	微	0.48	2.21	1.32	0.23	0.21	3.58		1.7	15.9	1.0	16.8	SO ₄ -Cl-Na
95—120	0.07	—	0.25	0.49	0.28	0.13	0.11	0.79		1.7	6.1	0.8	7.4	SO ₄ -Cl-Ca-Na

剖面: 罗-10(库木库都克北)														
采样深度 (厘米)	全盐 (%)	离子组成(毫克当量/100 克土)							pH	离子当量比				盐分类型
		CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ + Na ⁺		Cl SO ₄	Na ⁺ Ca	Mg Ca	Na Mg	
0—8	1.25	—	0.31	10.30	7.10	5.16	0.80	11.75		1.5	2.3	0.2	14.6	SO ₄ -Cl-Ca-Na
8—11	30.93	—	0.48	348.93	149.00	14.66	5.20	478.53		2.3	32.6	0.4	92	SO ₄ -Cl-Na
11—29	1.11	—	0.31	2.66	13.72	11.35	0.57	4.76		0.2	0.4	0.1	7.5	SO ₄ -Cl-Na-Ca
29—45	0.08	—	0.45	0.17	0.49	0.26	0.33	0.55		0.4	2.3	1.4	1.7	HCO ₃ -SO ₄ -Mg-Na
45—75	0.07	—	0.45	0.23	0.23	0.25	0.18	0.48		1.0	2.0	0.7	2.7	HCO ₃ -Ca-Na
75—140	0.10	—	0.59	0.18	0.46	0.35	0.06	0.83		0.4	2.4	0.2	14	SO ₄ -HCO ₃ -Ca-Na

表7 阿奇克谷地强烈积盐区的盐分状况

剖面: 罗-11(罗布洼地南缘阿吉布拉克)														
采样深度 (厘米)	占全 盐量 (%)	离子组成(毫克当量/100克土)							pH	离子当量比				盐分类型
		CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ + Na ⁺		Cl SO ₄	Na Ca	Mg Ca	Na Mg	
0—13	45.86	—	0.63	761.86	22.47	22.70	26.87	735.39		33.9	32.4	1.2	27.4	Cl-Mg-Na
13—21	51.39	—	0.33	856.58	19.39	20.91	6.06	849.34		44.2	40.6	0.3	141.5	Cl-Ca-Na
21—35	1.68	—	0.31	6.82	18.45	17.45	0.62	7.51		0.4	0.4	0.04	12.2	Cl-SO ₄ -Na-Ca
35—50	1.69	—	0.31	6.34	19.16	15.85	2.13	7.83		0.3	0.5	0.1	3.7	Cl-SO ₄ -Na-Ca

剖面: 罗-1(阿奇克谷地红八井南15公里)														
0—3	33.44	0.29	0.35	490.50	72.37	21.76	34.25	507.50	8.46	6.8	23.3	1.6	14.8	SO ₄ -Cl-Mg-Na
3—5.5	35.92	—	0.29	311.69	253.06	32.35	19.77	512.91	8.10	1.2	15.9	0.6	25.9	SO ₄ -Cl-Ca-Na
5.5—26	1.44	—	0.07	11.53	17.97	13.67	2.03	13.87	7.96	0.6	1.0	0.2	6.8	Cl-SO ₄ -Ca-Na
26—39	1.44	—	0.07	5.69	16.56	15.14	2.60	4.58	7.93	0.3	0.3	0.2	1.8	Cl-SO ₄ -Na-Ca
39—70	0.42	—	0.15	4.53	2.08	0.47	0.59	5.70		2.2	13.0	1.2	9.6	SO ₄ -Cl-Na

剖面: 罗-15(阿奇克谷地羊塔克西北三公里)														
0—15	38.77	0.92	0.45	594.18	62.44	46.26	33.98	577.74	8.54	9.5	12.4	0.7	17.0	SO ₄ -Cl-Ca-Na
15—25	2.95	—	0.63	13.27	31.45	29.89	2.55	12.91	7.24	0.4	0.4	0.1	5.1	Cl-SO ₄ -Na-Ca
25—51	1.24	—	0.27	2.61	15.85	14.95	1.47	2.31		0.2	0.2	0.1	1.6	Cl-SO ₄ -Na-Ca
51—73	1.15	—	0.32	2.47	14.31	13.67	—	3.43		0.2	0.3	—	—	Cl-SO ₄ -Na-Ca
73—100	0.17	—	0.43	1.18	1.01	0.70	0.25	1.67		1.2	2.4	0.4	6.7	SO ₄ -Cl-Ca-Na

土壤的盐分组成,在表层 Cl⁻ 的毫克当量与 SO₄²⁻ 的毫克当量比为 1.4—2.3, Na⁺ 的毫克当量与 Ca⁺⁺ 的毫克当量比为 2 左右,盐分类型为 SO₄²⁻-Cl-Ca-Na 型。但在聚盐层中 Cl⁻ 的毫克当量与 SO₄²⁻ 的毫克当量比可增大至 2.3—11, Na⁺ 的毫克当量与 Ca⁺⁺ 的毫克当量之比也增大至 18—32,盐分类型以 Cl-Na 型或 SO₄²⁻-Cl-Na 型为主。再向下层 Cl⁻

的毫克当量与 SO_4^{2-} 的毫克当量之比为 0.4—1.7, Na^+ 的毫克当量与 Ca^{++} 的毫克当量之比为 2—17, 盐分类型为 $\text{SO}_4^{2-}\text{-Cl-Na}$ 型, 部分地区甚至为 $\text{SO}_4^{2-}\text{-HCO}_3^-\text{-Ca-Na}$ 型。

在阿奇克谷地的最低处, 均为强烈的现代积盐地。由于盐分强烈聚集的结果, 地表形成很厚的坚硬盐壳。这种积盐地, 由东向西积盐范围逐渐开阔(东与罗布洼地中古罗布泊积盐地相接)。

这里盐壳的厚度为 10—20 厘米, 含盐量为 33—45%(表 7), Cl^- 的毫克当量与 SO_4^{2-} 的毫克当量比为 6—40, Na^+ 的毫克当量与 Ca^{++} 的毫克当量比为 12—40, 盐分类型为 Cl-Mg-Na 型或 $\text{SO}_4^{2-}\text{-Cl-Mg-Na}$ 型和 $\text{SO}_4^{2-}\text{-Cl-Ca-Na}$ 型。

在盐壳之下, 土壤含盐量急剧降低为 1.4—0.4%, Cl^- 的毫克当量与 SO_4^{2-} 的毫克当量比为 0.2—0.6, Na^+ 的毫克当量与 Ca^{++} 的毫克当量比为 0.2—1, 盐分类型为 $\text{Cl-SO}_4\text{-Na-Ca}$ 型, 或 $\text{Cl-SO}_4\text{-Ca-Na}$ 型。

(三) 古罗布泊的盐分累积

古罗布泊系指现代罗布泊以东, 是早期罗布泊水体逐步退缩后所形成的大片盐碱地。地表完全无植被, 盐壳强烈翘起, 极不规则, 有的尖如利刃, 有的如残破不堪的盐墙, 一般高出地面 40—60 厘米, 最高可达 100 厘米。由于该地区很早已摆脱地面水的影响, 土层干燥。根据实地勘探结果, 地下水位为 4.2 米, 地下水矿化度为 144.708 克/升。

这里盐类具有湖泊沉积的性质。随着罗布泊的水体面积由大变小, 矿化度由低变高, 逐步浓缩的过程。一般, CaSO_4 在矿化度较低条件下, 首先进行沉积, 而氯化物盐类在矿化度高的条件下, 最后进行沉积。所以这里的土层剖面, 最表层均形成浅灰色极坚硬的盐壳, 盐壳之下为灰白色、半透明的块状盐结晶, 整个聚盐层厚度为 40—70 厘米, 含盐量

表 8 古罗布泊地区的盐分状况

剖面: 罗-8 古罗布泊湖盆东缘														
采样深度 (厘米)	占全 盐量 (%)	离子组成(毫克当量/100克土)							pH	离子当量比				盐分类型
		CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{++}	Mg^{++}	$\text{K}^+ + \text{Na}^+$		$\frac{\text{Cl}}{\text{SO}_4}$	$\frac{\text{Na}}{\text{Ca}}$	$\frac{\text{Mg}}{\text{Ca}}$	$\frac{\text{Na}}{\text{Mg}}$	
0—18	34.30	—	0.11	488.96	85.14	65.56	15.04	493.61	7.55	5.7	7.5	0.2	32.8	Cl-Ca-Na
18—45	52.59	—	0.04	868.35	26.49	27.91	0.90	866.07		32.7	31.0	0.03	963	Cl-Ca-Na
45—75	42.21	微	0.17	594.18	109.26	54.02	15.04	634.55		5.4	11.8	0.3	42.3	Cl-Ca-Na
75—120	4.73	—	0.04	35.02	40.92	38.79	10.41	26.78		0.9	0.7	0.3	2.6	$\text{Cl-SO}_4\text{-Na-Ca}$
120—150	5.04	痕	0.25	55.30	27.66	20.34	10.88	51.98		2.0	2.6	0.5	4.8	$\text{SO}_4\text{-Cl-Ca-Na}$
150—180	1.63	痕	0.12	11.81	14.07	11.83	3.31	10.87		0.8	0.9	0.3	3.3	$\text{Cl-SO}_4\text{-Na-Ca}$
180—230	3.71	痕	0.19	30.75	26.73	21.05	5.91	30.70		1.2	1.5	0.3	5.2	$\text{SO}_4\text{-Cl-Ca-Na}$
230—260	2.90	—	0.18	33.92	26.25	20.58	7.38	32.40		1.3	1.6	0.4	4.4	$\text{SO}_4\text{-Cl-Ca-Na}$
260—350	4.97	—	0.17	56.92	27.54	9.89	14.19	60.55		2.1	6.1	1.4	4.3	$\text{SO}_4\text{-Cl-Mg-Na}$
剖面: 罗-31(古罗布泊湖盆)														
0—10	34.36	0.58	0.17	454.18	113.71	40.85	19.34	508.45	8.37	4.0	12.4	0.5	26.3	Cl-Ca-Na
10—20	76.60	0.32	0.33	1173.35	115.77	70.33	29.76	1189.69	8.38	10.3	16.9	0.4	40	Cl-Ca-Na
20—45	49.08	1.30	0.07	570.75	226.72	73.04	24.35	701.46	8.45	2.1	3.1	0.3	28.8	$\text{SO}_4\text{-Cl-Ca-Na}$
45—80	8.04	0.66	0.35	392.29	163.38	107.23	50.75	398.71	8.73	0.9	2.0	0.4	5.2	$\text{SO}_4\text{-Cl-Ca-Na}$

达 50—80%，愈向深层盐分急剧降低，含盐量只有 1—9%，并可见到石膏结晶（如表 8）。

从盐类组成来看，在土层的上、下部，有着明显的差异，如上部聚盐层中， Cl^- 的含量很高， SO_4^{2-} 的含量次之， HCO_3^- 含量很低，在阳离子中 $\text{K}^+ + \text{Na}^+$ 的含量占绝对优势， Ca^{++} 、 Mg^{++} 含量很低。 Cl^- 的毫克当量与 SO_4^{2-} 的毫克当量比为 4—30， Na^+ 的毫克当量与 Ca^{++} 的毫克当量比为 7—16， Na^+ 的毫克当量与 Mg^{++} 的毫克当量比为 20—40。盐分类型为 Cl-Na 型。

在土层下部，随着盐分含量的急剧降低，盐分组成也逐渐发生变化。 Cl^- 的毫克当量与 SO_4^{2-} 的毫克当量比为 2—0.8， Na^+ 的毫克当量与 Ca^{++} 的毫克当量比为 1—2， Na^+ 的毫克当量与 Mg^{++} 的毫克当量比为 3—5，盐分类型为 $\text{SO}_4\text{-Cl-Ca-Na}$ 型。

根据盐类组成的计算，在聚盐层中，氯化钠的含量可占盐分总量的 80—83%，最高可达 96%，而在土层下部，氯化钠的含量逐渐减少，一般只占盐分总量的 30—50%，而硫酸钙的含量，却逐渐有所增加。

（四）现代罗布泊的土壤盐分累积

主要指罗布洼地西北部，现代罗布泊水体消失后，形成的大片盐碱地。

1950 年苏联植物保护研究所 E·П 泽普伦科夫到达本地区时，除看到一些小而浅的水塘外，到处是一片盐碱地。但在 1952 年他重新到达该地区时，却看到了大片的蓝色水面，湖水很浅，最深为 0.7 米，平均为 0.5 米。

表 9 罗布泊北岸湖水化学成份

采样日期 (年月日)	矿化度 (克/升)	离子组成(毫克当量/升)								pH
		CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	
59.9.25	6.04	—	2.77	68.35	12.51	0.93	9.62	77.12	0.67	7.8

表 10 现代罗布泊地区土壤盐分状况

剖面：罗-26(罗布泊湖边浅滩地)														
采样深度 (厘米)	占全 盐量 (%)	离子组成(毫克当量/100克土)							pH	离子当量比				盐分类型
		CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ + Na ⁺		Cl SO ₄	Na Ca	Mg Ca	Na Mg	
0—10	45.50	—	0.16	566.98	177.12	40.03	12.44	691.78		3.2	17.3	0.3	55.6	Cl-Ca-Na
10—19	71.76	—	0.17	234.22	119.36	24.62	32.73	296.41		2.0	12.0	1.3	9.1	SO ₄ -Cl-Mg-Na
19—22	2.85	—	0.75	28.43	17.31	12.12	2.54	31.33		1.6	2.6	0.2	12.3	SO ₄ -Cl-Ca-Na
22—33	3.77	—	0.22	16.01	41.31	16.28	6.28	34.98		0.4	2.2	0.4	5.6	Cl-SO ₄ -Ca-Na
33—55	3.13	—	0.18	37.14	15.15	0.43	12.39	39.65		2.5	91.6	28.6	3.2	Cl-Mg-Na

剖面：罗-28(罗布泊现代湖盆)														
0—6	31.63	0.72	—	434.12	96.78	47.47	49.91	434.24	8.99	4.5	9.2	1.0	8.7	Cl-Mg-Na
6—23	19.16	0.36	0.09	238.24	90.96	34.90	51.00	234.26	8.65	2.6	7.0	1.4	4.8	Cl-Mg-Na
23—49	6.28	0.17	0.11	51.92	48.75	24.62	14.88	61.45	8.89	1.1	2.5	0.6	4.1	SO ₄ -Cl-Ca-Na
49—70	4.74	0.23	0.07	68.16	13.26	12.04	16.09	53.59	8.78	5.1	4.5	1.3	3.3	Cl-Mg-Na
70—97	3.44	痕	0.19	15.61	36.82	19.21	4.46	28.95	8.42	0.4	1.5	0.2	6.5	Cl-SO ₄ -Ca-Na
97—130	6.10	0.22	0.12	71.98	29.76	21.23	16.64	64.20	8.58	2.4	3.0	0.8	3.9	SO ₄ -Cl-Ca-Na

1959年9月中国科学院新疆综合考察队,对该地区调查时,湖水面积已达5350平方公里,北岸湖水深度为40—65厘米,湖水矿化度为6.04克/升(表9)愈向南矿化度愈增高,水化学类型为Cl-Ca型,属半碱水,并含有微量的硼。

可是,从1962年以后,由于孔雀河中下游地区大面积开垦种植,孔雀河流入罗布泊的水量大大减少,最后完全干涸,这里又重新成为大片的盐碱地。由于水体消失的时间晚,土壤的积盐强度远较古罗布泊地区为弱,地表的盐壳薄而松散,一般盐壳的厚度只有10—15厘米,积盐层厚度为19—23厘米,盐分含量为30—70%(表10)。

在盐分组成中 Cl^- 的毫克当量与 SO_4^{2-} 的毫克当量比为2—4, Na^+ 的毫克当量与 Ca^{++} 的毫克当量比为7—17, Na^+ 的毫克当量与 Mg^{++} 的毫克当量比为5—55,盐分类型为Cl-Ca-Na型或 SO_4 -Cl-Mg-Na型。这里多以氯化钠和硫酸钠的盐类聚集为主。

四、结 语

根据以上叙述,罗布洼地土壤盐分的累积特点和盐分累积过程,可得出以下结论:

(1) 罗布洼地位处塔里木盆地的最低处,表现出水文和水文化学的封闭性,是塔里木盆地内的水分和盐分的聚集中心。

(2) 在洼地内积盐面积广阔,积盐强度大,盐分表聚性强烈,并形成坚硬的盐壳,这是盐分累积的主要特点。盐分组成以氯化物盐类为主,有钾盐的累积。

(3) 罗布洼地的盐分来源,包括河流所携带的盐分及洼地四周的地面径流和地下潜流带人的盐分。其中以塔里木河及孔雀河所携带的盐分为主。

(4) 由于地貌条件和盐分来源的不同,罗布洼地的土壤盐分累积有以下形式:

a. 洪积冲积扇地区,不受地下水的影 响,土壤盐分为水平和垂直运动方式的累积过程。

b. 阿奇克谷地为受地下水强烈影响下的现代积盐过程。

c. 古罗布泊的残余积盐过程。

d. 现代罗布泊的盐分累积过程。

(5) 以上积盐过程的总趋势,是愈向湖心盐分含量愈高。

参 考 文 献

- [1] B. M. 西尼村: 罗布诺尔洼地及罗布泊的地质史,地质译丛,128卷,第15期,1958年。
- [2] 周廷儒: 论罗布泊的迁移问题。
- [3] 陈墨香等: 新疆内陆湖泊水化学特征初步研究,地质科学,第3期,1964年。
- [4] 陈克造等: 青藏高原的盐湖,地理学报,第1期,1981年。

罗布泊洼地钾盐形成条件、 分布规律和资源评价*

李培清 樊自立 李荣健 张丙乾

(中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所)

钾盐主要用作钾肥,是重要的农肥资源;钾同氮、磷一样,是植物生长必需的元素。钾能促使农作物果实饱满,提高产量,还可使茎秆健壮,增强抵抗病虫害的能力。钾的氯化物、高氯酸盐和硝酸盐是炸药、火箭燃料的重要成分;钾的硫酸盐和硝酸盐是制造玻璃和陶瓷的原料;钾的碳酸盐可供鞣革用。由于钾盐在军事上和经济上的重要性,引起了国内外的重视。正因为如此,所以,摸清罗布泊洼地钾盐形成条件、分布规律和资源评价,是罗布泊考察队的主要任务之一。

一、形成钾盐的基本条件

罗布泊洼地的钾盐资源比较丰富**,在富集钾盐所需的自然环境中,干旱的气候、封闭的地形和丰富的物质来源是基本条件。

(一) 罗布泊周围有比较丰富的含钾矿物

钾是地球上分布最广的元素之一。在地壳中,钾的含量达 2.35%,仅次于铝、铁、钙和钠。自然界中含钾矿物约有 100 多种。由钾所具有的物理、化学及地球化学特性可知,含钾矿物的晶格凝固点较低,其结晶较晚,能长久地留在岩浆熔融体中,钾为分离结晶顺序中残余岩浆及残余溶液的特征元素,被富集在岩石圈的最上层,甚至比钠还要富集。因此,钾在岩石圈的富集部位,为钾的迁移奠定了有利的条件。但是,由于极端干燥的气候条件,使本区含钾矿物以物理风化为主,其次是化学、生物风化。

罗布泊洼地南北两侧山地,分别出露为元古界、古生界的奥陶系、志留系、泥盆系、石炭系等的千枚岩、大理岩、片麻岩、石英岩或矿质页岩,以及海西期的花岗岩和花岗闪长岩。这些岩层中含钾矿物主要有:钾长石 ($K_2Al_2Si_6O_{16}$), 含 K_2O 为 9—14%; 白云母 ($KHAl_2Si_4O_{10}$) 含 K_2O 为 11.8%; 石榴石 ($KAl_2Si_2O_6$) 含 K_2O 为 21.5%; 黑云母系列 [$K(AlSi_3O_{10})Mg(OH \cdot F)_2$], 含 K_2O 为 4.5—8.5%。以上岩石和矿物在表生因素的影响

* 罗布泊洼地考察,由于受条件的限制,不少地方无法进去,采的剖面点也较少。所以,对钾盐的计算也只能是初算。

** 本文写作过程中,承杨利普、罗来兴、袁见齐、夏训诚、王树基等同志帮助,并提出宝贵意见,谨致谢意。

下发生风化,结果造成岩石和矿物的分解。如长石风化成水云母,继而变成高岭土。花岗岩风化分解出不同形式的钾、钠等元素的化合物。风化产物除少部分残积在原地外,绝大部分以机械的、化学的、生物三种搬运和沉积方式(图 1,2),最后通过河流或暴雨山洪带入低处,成为罗布泊洼地钾盐的主要来源。

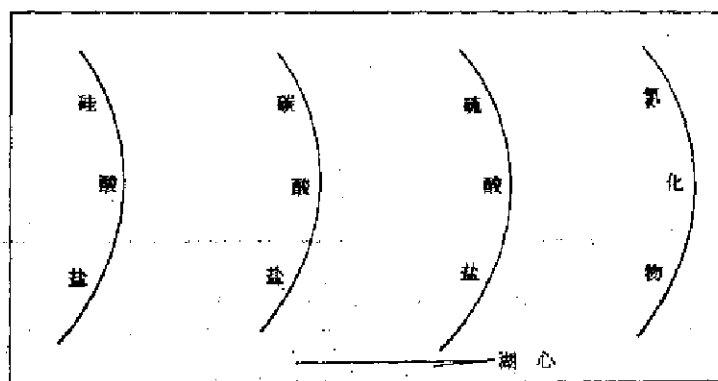


图 1 湖区主要化学成分分异示意图

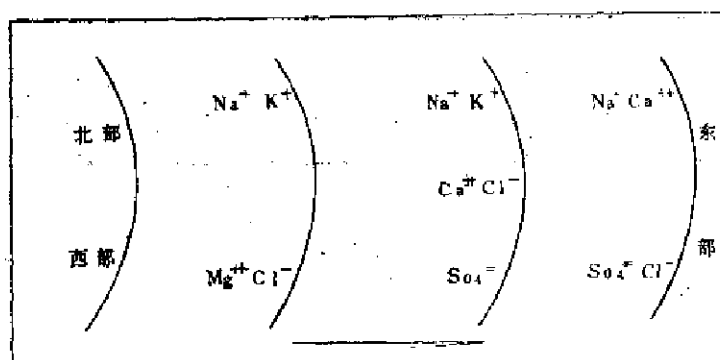


图 2 湖盆元素迁移积累规律

罗布泊洼地的钾盐,还有一部分来自塔里木盆地周围山地的花岗岩及花岗闪长岩中易被分解的石榴石、黑云母及钾长石等。如叶尔羌河、和田河上游广泛分布着晚古生界的花岗岩和前寒武系的结晶片麻、片麻岩、黑云斜长片麻岩等,阿克苏河上游的花岗岩、花岗正长岩等,它们都是富含钾的矿物。

(二) 地表水的搬运和迁移

由上可知,罗布泊地区南北两侧山地及叶尔羌河、和田河、阿克苏河上游岩层中均有含钾岩石,它们是钾盐的来源地。不过钾盐最主要的来源还是由塔里木河及孔雀河的地表水流及其潜流提供的。它们经过强烈蒸发、浓缩而成为氧化钾含量较高的卤水。如塔里木河卡拉站河水水样中含氧化钾 17.2 毫克/升。同样的塔里木河水流入 31 团大西海子水库后,由于它是经过蒸发而浓缩的水,其氧化钾含量增加到 195.60 毫克/升。孔雀河沿岸水样中含氧化钾 14.3—9.10 毫克/升。

表 1 罗布泊地区河水中可溶性盐和氯化钾含量

取样地点	易溶性盐(毫克当量/升)		pH	K ₂ O (毫克/升)
	离子总量	Na ⁺ + K ⁺		
孔雀河(喀什店)	0.615	$\frac{3.072}{0.071}$	8.09	14.3
孔雀河水(尉犁)	1.377	$\frac{7.522}{0.173}$	8.02	9.1
塔里木河(卡拉)	1.041	$\frac{6.077}{0.140}$	8.01	17.2
塔里木河大西海子	3.496	$\frac{27.865}{0.641}$	8.20	195.6

由和田河、叶尔羌河、阿克苏河三河汇合而成的塔里木河,其含钾量随着流程的加长而不断增加,如塔里木河的阿拉尔站,河水中钾的含量是 0.003 克/公升。从塔里木河三河汇合口向东,流程 240 公里抵祁门水文站,河水中钾的含量是 0.004 克/公升。当流到 500 余公里的台特马湖中时,水中钾的含量增加到 0.05 克/升(见表 2)。

表 2 塔里木河流域与钾盐含量的关系*

距离(公里)	240		360	500	550
取样地点	阿拉尔	祁门水文站	卡拉大烧桥	台特马湖中	阿不旦里(米兰)
含钾量(克/升)	0.003	0.004	0.030	0.050	0.283

* 据彭加木等人资料,1965年。

不过,在本区的潜水中,钾盐的含量也是不可低估的。如在罗布泊的 8 号井水中,氯化钾的含量为 399.1 毫克/升。

(三) 封闭的地形有利于钾的储存

罗布泊洼地北为库鲁克塔格,东北为北山,南为阿尔金山最东段的库姆塔格,西为塔克拉玛干沙漠,东为疏勒河谷,通向河西走廊。洼地边缘海拔为 800—900 米以上,根据旧的测量资料,湖面海拔为 780 米。整个塔里木盆地是封闭性的内陆盆地,而罗布泊洼地是塔里木盆地最低洼的部位(最近测得为 778 米)。所以,本区是塔里木盆地的积盐中心,也是钾盐积聚的有利条件。

据卫星照片和地质资料,上述地形轮廓,皆由不同走向、不同规模的断裂构造所控制。巨大的东北东-西南西走向的阿尔金山前大断裂为南界。沿且末河下游走向有隐伏的且末断裂。北部有规模较大的北西-东南走向的库鲁克塔格断裂。北山的南、北两侧均受到北东东-南西西走向断裂制约而下陷的地堑谷,尤其是南侧的阿奇克地堑谷最为突出。由上述断裂以及地堑谷组成的湖区低地,又具有封闭的形态,为钾盐的形成与聚积奠定了基础。

钾盐的聚集正需要有进无出的封闭地形。因为它有利于水分的汇集和盐份的积累。根据野外考察和室内的分析证实(如表 3,表 4):沿东经 90°,由北向南,北端海拔 785 米

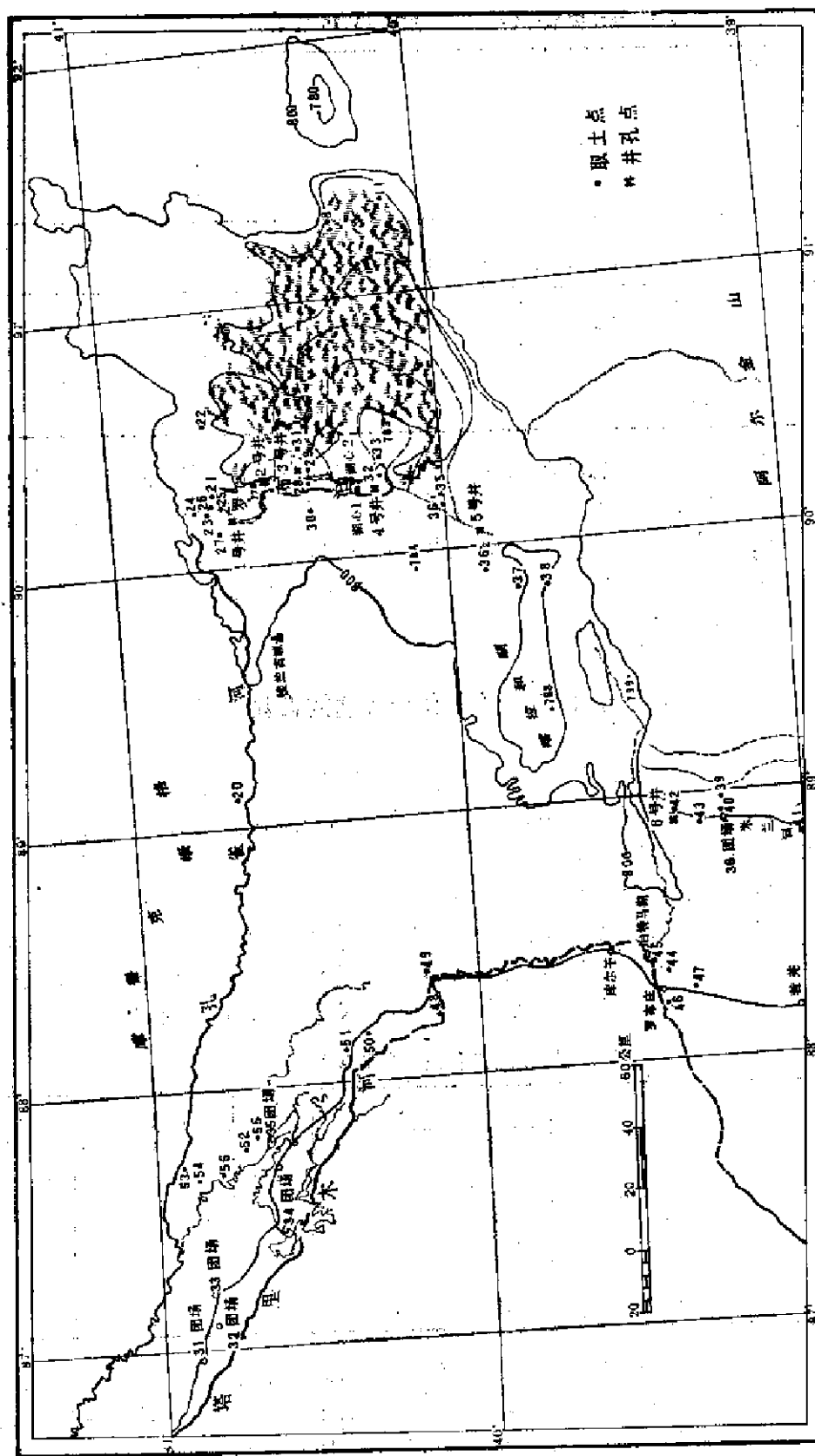


表3 南北向氧化钾的分布(东经 90°15' 左右)

剖面号	罗-26	罗-25	罗-湖心2	罗-28	罗-32	罗-35
深度(厘米)	0—10	0—11	0—30	0—6	0—6	0—50
K ₂ O(毫克/100克土)	456.1	566.9	3720.2	845.3	1326.9	521.8
海拔(米)	785	784	778	782	780	790

表4 东西向氧化钾的分布(北纬 40°05'—40°25')

剖面号	罗-14	罗-11	罗-湖心1	罗-33	罗-32
深度(厘米)	0—17	0—13	0—30	0—8	0—6
K ₂ O(毫克/100克土)	220.3	56.2	3598.9	777.8	1326.9
海拔(米)	834	781	778	784	780

处,剖面号为罗-26(图3),氧化钾的含量为456.1毫克/100克土,而南部海拔778米处,剖面号罗湖心2,氧化钾含量为3720.2毫克/100克土。高程相差7米。氧化钾含量相差8倍多,沿北纬40°一带,由东向西,东端海拔834米处,剖面号为罗14,氧化钾含量为220.3毫克/100克土。而西端海拔778米处,剖面号为罗湖心1,氧化钾的含量为3598.9毫克/100克土。高程相差56米,氧化钾含量相差15倍之多。

(四) 干旱的气候有利于钾盐的富集

罗布泊洼地位于塔里木盆地东端,最低洼之地,地处亚洲大陆腹地,距海洋遥远,来自海洋的湿润气流难以到达。所以气候极端干旱。湖区尚无气象站,西侧的铁干里克,若羌和米兰年降水量只有20毫米左右,而年蒸发力则高达2800—3000毫米。估计湖周地区的年降水量为10毫米左右。年蒸发力约为3000毫米。年蒸发力为年降水量的280—300倍。一月平均气温为-8℃至-9℃,比昆仑山北麓约低3—4℃,≥10℃积温为4300℃以上。冬春季来自北方的强劲气流,越过天山东段缺口,“倒灌”而入,故全年多东北风,每年有8级以上大风1—2个月(表5)。强烈的蒸发是本区地表钾盐积聚的有利条件之一。

表5 罗布泊洼地附近气象要素表

站名	项目	年降水量 (毫米)	年蒸发力 (毫米)	气温(℃)			≥10℃ 积温(℃)	沙暴天数	浮尘(天)	8级以上 大风天数
				年平均	1月	7月				
铁干里克		25	2721	10.6	-9.5	26.8	4137	24		18
若羌		19.0	2885	11.4	-8.4	27.0	4333	12.5	115	43
米兰		20.3	—	11.3	-7.7	26.7		25		20
和田		35		12.1	-5.2	25.3				8
托克逊		3.9		14.0	-8.4	32.2				

极端干旱,强烈蒸发,促使地表浅层水体或潜水中的盐分受毛细管的作用上升,积聚于地表。例如,剖面号罗-29号,深度在0—13厘米处,氧化钾含量为1970.2毫克/100克土;而深度在13—30厘米处,氧化钾含量是376.7毫克/100克土。剖面罗-21号,深度0—13厘米处,氧化钾含量为493.9毫克/100克土;而深度在13—38厘米间,氧化钾的含

量为 78.2 毫克/100 克土。大约在 13 厘米以上和 13 厘米以下土层中的氧化钾含量的多寡有着明显的差异。

塔里木河 1952 年以前曾流注罗布泊, 1952 年改道南流, 注入台特马湖。1972 年后终止于铁干里克的大西海子水库, 以后下游断流, 台特马湖干涸, 孔雀河原注入罗布泊, 1958 年以后断流; 且末河原注入台特马湖, 1974 年以后且末县境以下基本断流。由此可以推测到五十年代初期以前湖泊的面积较大, 湖泊的位置随着河流尾部位置而变动。随着上游农、牧业用水的不断增加, 上述河流输至下游的水量逐年在减少, 地图上的罗布泊已干涸。库鲁克塔格、克孜勒塔格和阿尔金山区偶然发生暴雨, 一部分雨水滞流于洼地中, 形成地下水, 有的则出露成泉。现在塔里木河下游以东, 实际上是无流区, 同时又是积盐区。

二、分布规律

干旱区钾盐的形成与分布, 既受地球化学元素本身的变化规律所制约, 又受地球化学元素分布迁移规律以及地质时期(包括人类历史)时期湖盆沧桑变化的影响。这里只有根据野外考察和样品的分析资料做一初步探讨。

(一) 钾盐由湖盆边缘向湖心不断增加

湖盆水体由于河流注入的水量日益减少, 以至后来断流, 湖面不断缩小, 盐分的浓度逐渐升高, 盐类的分布总是按其溶液浓度的大小而有规律地沉积。溶解度小的如碳酸钙、硫酸钙等首先沉积, 溶解度大的如氯化钠、氯化钾、氯化镁最后沉积, 它们从盆地边缘到中



罗布泊卫星象片

表 6 罗布泊洼地南缘土壤盐分分布

剖面号	深度(厘米)	易溶性盐分 (毫克当量/100克土/%)								pH	地貌部位	K ₂ O (毫克/ 100克土)
		离子总量	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ + Na ⁺			
罗-38	0—8	24.008	0 0	0.950 0.056	289.517 10.778	119.020 5.713	14.499 0.290	131.138 1.600	263.850 6.069	5.56	阿尔金山山下 缘, 湖盆边缘	
罗-37	0—8	30.614	0.720 0.022	0.238 0.015	437.619 15.533	86.736 4.163	33.055 0.661	68.851 0.840	423.399 9.378	8.12	湖盆边缘	1202.3
罗-36	0—5	37.740	0 0	0.238 0.015	610.487 21.353	38.952 1.870	37.870 0.757	9.197 0.112	593.610 13.653	7.20	湖盆边缘	484.7
罗-35	0—50	80.950	痕	0.274 0.017	1274.000 45.227	81.150 3.895	77.688 1.554	12.118 1.148	1265.628 29.109	8.23	湖盆中部	521.4
罗-32	0—12	41.699	0.691 0.021	0.245 0.015	470.106 16.689	211.155 10.136	62.250 1.245	36.349 0.443	558.652 12.849	8.73	湖中心	1393.9
罗-湖心	0—30	57.798	2.246 0.067	0.323 0.029	597.505 21.216	356.300 17.102	43.265 0.865	234.140 2.857	678.969 15.616		湖心	3720.2

心随着卤水浓度的加大,逐渐沉积,呈同心圆状分布。如罗布泊卫星象片 151-32,湖盆中心钾盐最富集,这就是受地球化学元素迁移分布规律所决定的。表 6 表明湖盆边缘因氯化物及硫酸盐强烈溶滤,难溶解的碳酸盐,重碳酸盐首先淀积,依次为硫酸盐,到湖盆中心,水流呈停滞状态,易溶盐堆积,形成高矿化的氯化物及卤水,钾盐随后沉积。从湖盆边缘向湖盆中心所采集的罗-38 号到罗-湖心 2 样品,其重碳酸盐含量由前者的 0.950 毫克当量/100 克土减少到后者的 0.323 毫克当量/100 克土。而氯离子和氧化钾含量则相反,从湖盆边缘的 289.517 毫克当量/100 克土,1202.3 毫克/100 克土增加到湖心 2 的 597.505 毫克当量/100 克土和 3720.2 毫克/100 克土。

(二) 随着温度的升高钾盐急剧增加

钾盐是湖水蒸发晚期沉积的产物,浓缩的残余卤水最后集中在洼地,当时水量不大,水层较浅。这一点从西部积盐区与北部积盐区盐土剖面可以看出来。由于当时没有流水补给,卤水深度变浅或者湖泊已达到干涸阶段。此时卤水中的氯化钠、氯化钾、氯化镁的比重最大,无疑是最后沉积。根据 IO. B. 卡尔雅金、H. H. 安捷洛夫的资料(表 7),卤水中所含溶解度最大的盐有氯化钾、氯化钠、氯化镁,其中钾盐和镁盐随着温度的升高而溶解度也急剧增加,当遇到低温时,钾盐可以从过量的钠中全部分离出来。又因本地区昼夜温差悬殊,有时会相差到 30—40℃。气温与地温相差也是大的,有时地温高出气温 20℃ 左右。

表 7 $\text{NaCl}, \text{KCl}, \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ 不同温度在水中的溶解对照

温度(℃)	$\text{NaCl}(\%)$	$\text{KCl}(\%)$	$\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}(\%)$
-15	24.66	—	—
-10	—	—	11.10
0	26.21	22.20	34.50
5	26.27	—	—
10	26.33	23.80	34.80
20	26.50	25.50	35.30
40	26.81	28.70	36.50
50	27.00	30.10	—
60	27.14	31.30	37.90

右。这些特点对钾盐析出有利,而氯化钠的溶解度则并不因为湿度的升降发生显著增减现象。

(三) 集水面积大,积水时间长,利于钾盐的富集

罗布泊水体在历史时期曾有过很大的变化。《西域水道记》中记载罗布泊:“瀚泽广漠三百里,其水澄渟,冬夏不减,……。”说明当时水体是很大的,但现在已完全干涸。实地考察证明,罗布泊是由东向西逐渐退缩以至干涸的。这在地球资源卫星象片上可以见到,湖泊在退缩干涸过程中留下一道道同心圆的耳环状痕迹(见照片)。它们表示当时水体的停留和变化。水体停留时间的长短对钾盐分布有一定的影响。

从表 8 看出, 罗布泊洼地的最低处, 积水时间最长, 干涸不久的罗-3 井、罗-4 井每升水中氧化钾含量最高, 分别为 5615.4 毫克/升和 5436.6 毫克/升。而较早干涸的错尔呼都克北东的罗-5 井水中氧化钾含量为 4137.6 毫克/升, 罗-6 井中氧化钾的含量为 1550.6 毫克/升。积水面积小, 最近才干涸的台特马湖罗-7 井、罗-8 井氧化钾含量分别为 977.0, 399.1 毫克/升。说明洼地中不同部位的湖水, 含钾盐的多少与集水面积大小, 积水时间长短有一定关系。

从上述分析结果看出, 钾盐含量由东向西逐渐增加, 西部与北部湖水由于积水面积最广, 停留时间最长, 干涸得最晚。因而钾盐含量最高。

(四) 钾盐的垂直分布

根据表 8 资料, 罗布泊 3 号井初见地下水位在 2.3 米处。氧化钾含量为 5615.4 毫克/升。罗布泊 4 号井, 初见水位在 4.2 米处, 氧化钾含量为 5436.6 毫克/升及罗布泊 5 号井(错尔呼都克北东 40 公里)初见水位 2.95 米处, 氧化钾含量达 4137.6 毫克/升。据此表明, 原湖区浅层地下水 2—4 米范围内, 含丰富的氧化钾, 这是地表水长期作用, 不断下渗, 蒸发浓缩, 以及地下潜水日夜补给贮存的结果。又如米兰东北 20 公里的沟水中氧化钾含量也是比较丰富(1550.6 毫克/升)的。由于样点较少, 本区地下水中钾盐的分布范围与储量有待于进一步查清。

由于罗布泊地区是湖泊历经沧桑变化的集中区, 随着多年或年内地表径流量补给的变化, 湖相沉积物的粒粒粗细, 也发生变化。含水层(细砂、粉砂)和不透水层(亚粘土、粘

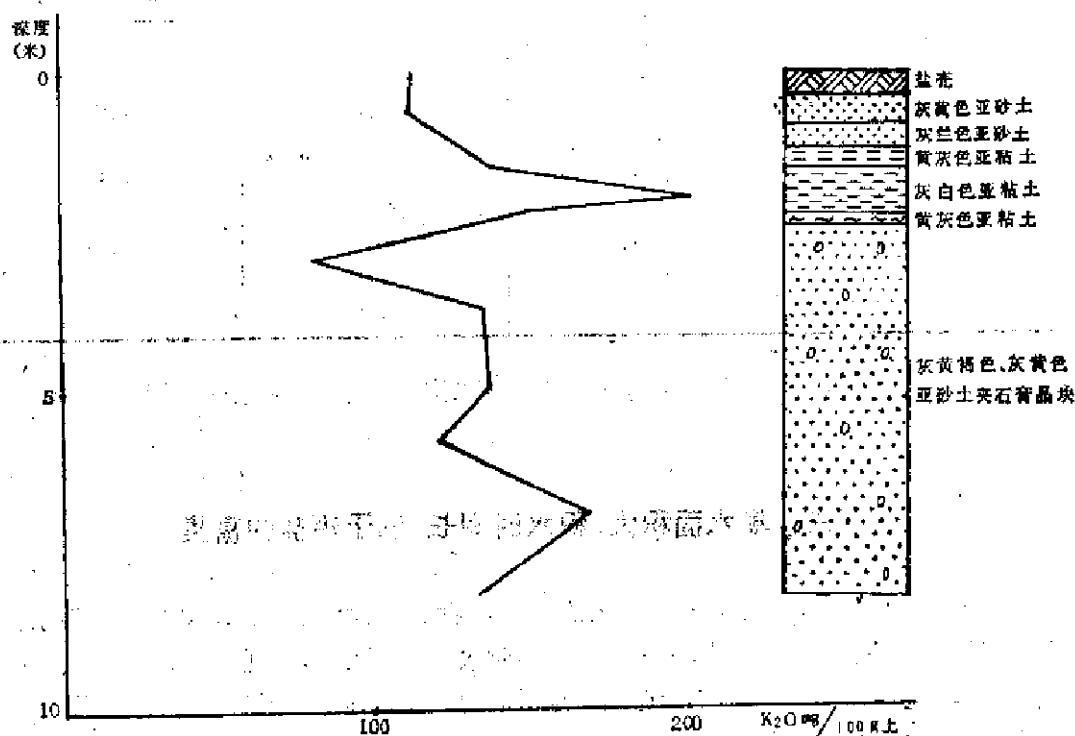


图 4 三号井 K_2O 垂直分布图

土)也发生交替变化。这既是研究湖泊本身变化的见证,也是从垂直剖面上找寻多层含钾地下水层或地层的有效途径。在表9、图4、图5中,如罗布泊3号井剖面,氧化钾含量以距地表1.8—2.0米和6.7—6.9米,两层较为富集。前者处灰白色亚粘土中,氧化钾含量为203.2毫克/100克土。后者处灰黄色、褐色、灰黄色亚砂土夹石膏晶块中,氧化钾含量为170.1毫克/100克土,两层基本上都属不透水层部位,是钾盐淀积部位。罗-4井共取土样15层,按氧化钾含量的富集程度,其中以No.4和No.14两层较为富集。前者距地表1.70米,氧化钾含量为157.4毫克/100克土,后者距地表8.1米处,氧化钾含量为146.2毫克/100克土,这两层土分别为黑色淤泥加石膏粒和灰黄色与灰黑色亚粘土薄层互层,是不透水层,而其顶板分别为黑色淤泥质亚砂土和墨灰色粉砂(含水层)。从上述仅有的二个比较完整的垂直剖面可以粗略看出(钻井剖面深度为8.85米):①湖区钾盐除地表受强烈蒸发浓缩富集外,垂直剖面中含钾盐比较富集的地下水层和地层恐不止1—2

表8 罗布泊地区地下水可溶性盐和氧化钾的含量

井号	取样地点	离子总量(毫克当量/升)	pH	K ₂ O(毫克/升)	初见水位(米)	静止水位(米)
3	土垠东南44公里	142.638	7.32	5615.4	不整合面水 2.3	
4(一层)	土垠南66公里	144.703	7.05	5436.6	4.2	
4(二层)	土垠南66公里	213.200	6.93	2723.8	8.8	8.5
5	克尔呼都克北东40°,40公里	105.104	7.15	4137.6	2.95	2.85
6	米兰东北20公里沟中	64.379	7.69	1550.6	沟中水	1.50
7	若羌北河水入台湖溶盐水	41.121	7.42	977.0		
8	台特马湖罗布庄坑	20.176	7.74	399.1		2.2

表9 罗-3井、罗-4井不同深度 K₂O 含量表(1981年)

罗-3井					
编 号	1	2	3	4	5
深度(米)	0.5—0.7	1.2—1.5	1.8—2.0	2.0—2.2	2.6—2.96
K ₂ O(mg/100g土)	113.7	139.0	203.2	151.8	81.5
编 号	6	7	8	9	10
深度(米)	3.5—3.70	4.7—4.9	5.5—5.75	6.7—6.90	7.8—8.20
K ₂ O(mg/100g土)	136.1	138.6	121.6	170.1	133.7

罗-4井								
编号	1	2	3	4	5	6	7	
深度(米)	0.15—0.76	0.80	1.1—1.30	1.70	2.00	2—2.4	2.6—2.70	
K ₂ O(mg/100g土)	253.7	212.8	142.1	157.4	122.8	100.8	66.1	
编号	8	9	10	11	12	13	14	15
深度(米)	2.90	3.10	3.1—4.2	4.20	4.80	5.8—6.10	8.10	8.5—8.85
K ₂ O(mg/100g土)	110.037	69.7	54.8	30.1	34.2	96.6	146.2	138.7

层。随着钻孔的加深,层次可能还会增加。②原湖区随着地表水文网、水文径流量的变

化,引起湖区沉积物的分异变化,不透水层、含水层相间成层。搞清原湖区地下水含水层次及含水层和不透水层交接带的分布规律,应作为今后重点勘查钾盐分布的研究内容之一。

三、罗布泊洼地钾资源的初步评价

罗布泊湖盆的面积为 5500 平方公里,钾盐分布很广(图 6),含量较丰富。根据分析资料的初步计算速效性氧化钾储量为 625 万吨。现将湖盆钾盐分布划分为四个积盐区来评述。

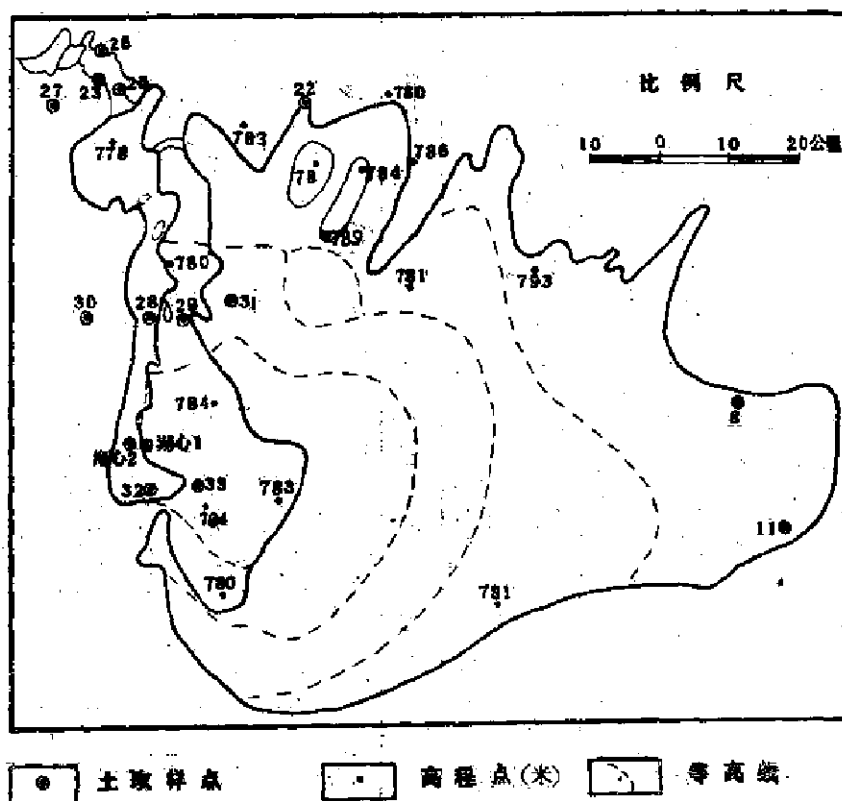


图 6 罗布泊湖盆范围与土取样点示意图

(一) 东部积盐区

位于湖盆东面,面积约为 2200 平方公里。本区是罗布泊湖最早的干涸区。石盐层较厚,有时可厚达一米,地表为盐的大堡块,一般 30—50 厘米,由砂和盐胶结而成,非常坚硬,速效性氧化钾含量为每 100 克土中含 56—384 毫克,10 厘米土层中平均氧化钾含量为 303 毫克。本区氧化钾储量约为 100 万吨。由于连续流水,长期的淋洗,钾盐储量不高(表 10)。

表 10 罗布泊洼地东部积盐区盐分分布表(面积 2200 km²)

剖面号	采样深度 (厘米)	易溶性盐分 百分数/毫克当量数										pH	当量比值		K ₂ O 毫克 /100克土
		离子总量	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ + Na ⁺	Cl ⁻ SO ₄ ²⁻	K ⁺ + Na ⁺ Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺				
罗-8	0—18	34.300	0 0	0.007 0.108	17.358 488.960	4.087 85.140	1.311 65.558	0.184 15.041	11.353 493.609	7.55	5.743	6.124	311.8		
	18—45	52.588	0 0	0.002 0.037	30.826 868.352	1.271 26.488	0.558 27.907	0.013 0.899	19.920 866.071		32.783	30.066			
罗-11	0—13	45.859	0 0	0.039 0.634	27.046 761.856	1.078 22.468	0.454 22.704	0.328 26.866	16.914 735.388		33.908	14.835	56.2		
	13—21	51.387	0 0	0.020 0.331	30.409 856.576	0.931 19.393	0.418 20.907	0.074 6.054	19.535 849.339		44.169	31.502			
罗-22	0—8	6.454	痕	0.015 0.252	2.051 57.750	1.993 41.522	0.973 48.582	0.028 2.272	1.119 48.670	8.25	1.391	0.957	384.9		
	8—41	13.758	痕	0.018 0.288	6.399 180.250	2.233 46.525	0.565 28.240	0.544 24.940	3.999 173.863	8.32	3.874	3.270	700.6		

表 11 罗布泊洼地中部积盐区盐分分布表(面积 2700 km²)

剖面号	采样深度 (厘米)	易溶性盐分 百分数/毫克当量数										pH	当量比值		K ₂ O 毫克 /100克土
		离子总量	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ + Na ⁺	Cl ⁻ SO ₄ ²⁻	K ⁺ + Na ⁺ Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺				
罗-31	0—10	34.356	0.017 0.576	0.011 0.173	16.123 454.181	5.458 117.705	0.817 40.846	0.236 19.341	11.694 508.448	8.37	3.994	8.448	606.6		
	10—20	76.604	0.010 0.317	0.020 0.331	41.654 1173.354	5.557 115.774	1.407 70.330	0.363 29.753	27.593 1199.691	8.38	10.135	11.987			
罗-30	0—5	38.508	0.009 0.288	0.029 0.475	17.571 494.949	6.730 140.210	0.033 1.629	0.517 42.378	13.614 591.915	8.41	3.530	13.450	1074.3		
	5—30	47.900	0.003 0.086	0.012 0.022	22.614 637.000	7.610 158.552	1.135 56.805	0.528 43.280	15.998 695.575	8.28	4.018	6.950	413.8		
罗-33	0—8	43.833	0.036 1.210	0.010 0.158	20.262 570.752	7.400 154.167	1.385 69.464	0.420 34.408	14.316 622.415	8.73	3.702	5.992	777.8		
	8—18	31.292	0.053 1.757	0.010 0.158	16.417 462.462	3.228 67.250	0.807 40.359	0.590 48.365	10.187 442.903	8.58	6.876	4.992	866.0		

表 12 罗布泊洼地西部积盐区盐分分布表(面积约 450km²)

剖面号	采样深度 (厘米)	易溶性盐分 (百分数/毫克当量数)										pH	当量比值			K ₂ O (毫克 /100克土)
		离子总量	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ + Na ⁺	Cl ⁻ SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺					
罗-29	0—13	22.499	0.027 0.907	0.004 0.070	4.618 130.091	10.883 226.723	0.706 35.300	1.302 106.712	4.963 215.785	8.68	0.573	1.520	1970.2			
	13—30	7.506	0.005 0.216	0.040 0.158	2.239 63.063	2.752 57.324	0.487 24.343	0.266 21.775	1.717 74.641	8.43	1.10	1.620	376.7			
罗-28	0—6	31.625	0.022 0.720	0 0	15.411 434.116	4.646 96.741	0.949 47.473	0.609 49.907	9.988 434.242	8.99	4.49	4.46	845.3			
	6—23	19.157	0.011 0.360	0.006 0.094	8.457 238.238	4.366 90.955	0.698 34.895	0.012 50.989	5.607 243.763	8.65	2.62	4.78	704.1			
罗-32	0—6	42.754	0.825 0.835	0.015 0.245	17.141 482.846	30.247 213.483	1.411 70.546	0.565 46.310	13.353 580.553	8.77	2.26	4.97	1326.8			
	6—12	40.645	0.016 0.547	0.015 0.245	16.236 457.366	10.024 208.826	1.078 53.883	0.932 76.389	12.344 536.712	8.37	2.19	4.12	1461.0			
罗-湖心	0—30	57.748	0.067 2.246	0.029 0.323	21.216 597.505	17.102 356.300	0.865 43.265	2.857 234.140	15.616 678.969	7.92			3720.2			
罗-湖心	0—30	63.680	0.108 3.600	0.018 0.288	15.694 442.078	29.224 608.825	0.589 25.450	6.211 511.545	11.886 516.796	7.85			3598.9			
3号井水	克/升	142.638	0 0	0.136 2.232	75.303 2121.210	15.921 331.681	0.794 39.702	5.703 469.298	44.761 1946.123	7.32	6.40	3.82	5615.4			
4号井水	第一层	144.708	0 0	0.191 3.139	75.981 2140.320	16.492 343.575	0.672 33.594	5.713 468.280	45.659 1985.160	7.05	6.23	3.96	5486.6			
4号井水	第二层	213.200	0 0	0.195 3.195	74.285 2092.545	70.120 1460.830	11.045 552.265	13.041 1068.900	44.514 1935.407	6.93	1.43	1.19	2723.8			

表 13 罗布泊洼地北部积盐区盐分分布表(面积约 150km²)

剖面号	采样深度 (厘米)	易溶性盐分 (百分数/毫克当量数)								pH	当量比值		K ₂ O (毫克/ 100克土)
		离子总量	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ + Na ⁺		$\frac{Cl^-}{SO_4^{2-}}$	$\frac{K^+ + Na^+}{Ca^{++} + Mg^{++}}$	
罗-23	0—8	29.660	0 0	0.020 0.331	17.296 487.200	1.201 25.021	0.899 44.957	0.577 47.283	9.667 420.312	7.69	19.472	4.557	2597.9
	8—24	36.390	0 0	0.020 0.324	20.730 584.500	1.993 41.522	1.092 54.641	0.695 56.967	17.839 514.738	7.78	14.077	4.612	1322.5
罗-27	0—10	41.733	0 0	0.021 0.346	22.630 637.478	3.168 66.002	0.844 42.198	0.165 13.525	14.905 648.103	7.80	9.638	11.031	2327.4
	10—31	32.546	0 0	0.027 0.446	17.491 492.700	2.908 68.592	0.714 35.706	0.574 47.067	10.832 470.965	7.71	8.131	5.690	1362.5
L-17*	0—10	13.960	0 0	0.136 2.900	6.092 171.630	2.354 49.060	0.800 39.940	0.500 39.940	3.305 143.710	7.20	3.490	1.790	2375.0
	10—20	30.550	0 0	0.164 2.680	14.708 414.350	3.908 81.360	0.936 46.840	1.068 87.520	8.372 364.010	7.0	5.090	2.710	2050.0

* L-17 为中国科学院新疆综合考察队采样。

(二) 中部积盐区

位于湖盆中部,面积约为 2700 公里。由于湖水退出较早,地表盐壳极为坚硬,而且呈龟裂状结构,盐分组成中以氯化物为主, pH 在 8.3 以上,速效性氧化钾的含量高于东部积盐区,在 10 厘米土层中,每 100 克土平均含氧化钾 820 毫克。本区氧化钾储量,根据各剖面分析结果计算约为 330 万吨(见表 11)。

(三) 西部积盐区

位于湖盆中西面,面积约为 450 平方公里。本区由于积水时间长,湖水退出较晚。因此,是罗布泊湖钾盐储量最丰富的地区。以 10 厘米土层计算,100 克土中含有速效性氧化钾 845—3700 毫克,平均值为 2092 毫克。湖心钾盐层更厚,0—30 厘米盐层中含速效性氧化钾 3.6—3.72%。为了统一计算标准,因此,还按 10 厘米土层厚度计算储量,实际钾盐含量在 30 厘米以上都很丰富,故本区速效性氧化钾的储量应大于 140 万吨(见表 12)。

(四) 北部积盐区

位于湖盆北部孔雀河、铁板河口三角洲,面积约为 150 平方公里,这里五、六十年代初尚为水体。采来的剖面有罗-23 号,罗-27 号和 L-17。它们在 0—10 厘米处,100 克土中速效性氧化钾含量达 2327—2598 毫克,平均含量为 2433 毫克,与 1958 年石玉麟同志采的,经新疆综合考察队化验室分析的 L-17 剖面数据基本一致。说明二十年来,该地区没有水源补给,只有湖水的蒸发与浓缩使得钾盐更加集中于表层。本区的面积不大,但钾盐的储量丰富,不但在 0—10 厘米,甚至在 30 厘米以上储量都较丰富。按 10 厘米土层计算,其储量实际超过了 55 万吨(表 13)。

四、对钾盐开发利用的初步意见

根据分析结果计算,在 5500 平方公里的湖盆内,速效性氧化钾储量约为 625 万吨。从表 12、表 13 看出,钾盐含量主要集中在 600 平方公里的西部积盐区和北部积盐区。0—30 厘米盐层中氯化钾含量为 5.9%,可采厚度为 1 米,近于工业品位(边缘地区盐壳中所含氯化钾仅为 0.82—1.46%,低于边界品位,没有开采价值)。因此,我们建议,如果要开采,应开发这两个地区,其理由如下:

- (1) 储量丰富,钾盐层厚,分布集中。一般在 30 厘米以上都含有较多的速效性氧化钾。
- (2) 由于是湖水最后沉积物,因此钾盐的纯度高,加工工艺较为简单,开采成本低。
- (3) 相对来讲距农业区较近,交通方便,便于运输。

参 考 文 献

- [1] 南京大学地质系编：地球化学，第130—133页，科学出版社，1966年。
[2] R. 马逊(美)著，陈浩琬等译：地球化学原理第99—105页，中国工业出版社，1963年。
[3] V. M. 戈尔德施密特著，沈永直、郑康乐译：地球化学，第120—130页，科学出版社，1959年。
[4] 矿产工业要求参考手册编写组：矿产工业要求参考手册，第261页，地质出版社，1972年。

罗布泊地区土壤中的微量元素背景值*

中国科学院新疆分院罗布泊综合科学考察队、
新疆环境保护科学研究所

罗布泊位于我国新疆维吾尔自治区东部。由于地处欧亚大陆腹地远离海洋,加之周围高山阻隔了湿润气流进入,致使气候极端干旱。历史上的罗布泊曾是面积为二万平方公里的滔滔内陆大湖,本世纪五十年代还有三千多平方公里的水面。近三十年来,由于湖面逐渐缩小,现已干涸为盐碱滩。其形状被称为“大耳朵”,成为一特殊地理景观单元。

土壤中微量元素背景值是环境科学的基础资料。对罗布泊地区土壤中微量元素含量的研究,将有助于进一步揭示该地区和干旱区域地球化学特点,也有助于揭示历史时期以来罗布泊的微量元素背景状况,以便为该地区和干旱区域环境质量评价提供基本依据,并为该地区开发和国土整治工作提供微量元素丰度基本资料。

在1980—1981年的罗布泊考察中,我们从采集的所有土壤样品里,选取了29个剖面约69个样品,其中包括一个深钻孔的13个样品及其它6个母岩样品,分析了19种微量元素(包括大量元素Fe)。本文对其结果加以整理,进行了计算和数据处理,讨论了人类经济活动污染较少的地区和盐土地带土壤背景值的研究方法,提出罗布泊地区土壤中若干微量元素的背景值,介绍了历史时期罗布泊沉积物中微量元素含量变化状况。

一、采样及分析方法

(一) 样品采集及处理

在罗布泊地区东西约80公里,南北约120公里的面积上,选取29个剖面的上层(A层)和下层(C层),它们分属13个土壤类型:有厚龟裂状盐壳、薄龟裂状盐壳、堡块状盐壳、结壳盐土、埋藏盐壳、典型盐土、龟裂性土、残余沼泽土、石膏棕漠土、残余盐土、胡杨林土、荒漠化草甸土和风沙土。这些剖面海拔在780—900米之间。样品系用铁铲挖取,按自然发生层采集,每个样品1—3公斤,用棉布土袋盛装,其中罗-4井剖面为钻机采得的岩心样。

在室内将样品风干后,用木棒粗碎,选去大于2厘米的石块(这些样品绝大部分没有石子),用玛瑙研钵粉碎至200目过筛,在25吨压片机上压成分析样片,供X荧光仪分析测定。原子吸收光谱仪所用土壤样品,粉碎至100目。

* 本文由袁国秋执笔,夏训诚、樊自立等野外采样,刘彬、李泽岩、李培清、何去奢、田秀芬、谢玉英、杨清泉、贾晓华、马庆贤、刘岩、白燕等参加室内分析。

(二) 分析方法

用英国产 X 荧光光谱仪分析了 Zr, Sr, Rb, Ni, Y, Cr, Ti, Ba, Co, V 等元素含量。

X 荧光光谱仪测定的相对标准偏差百分数为:

Zr	Sr	Rb	Ni	Nb	Y	Cr	Ti	Ba	Co	V
3.4	3.5	3.7	14	3.5	10	6.5	9	25	7	7.4

用硝酸-过氯酸消化后制取提取液, 用美国产原子吸收分光光度计测定了 Fe, Mn, Cu, Zn, 其回收率为: Fe102%; Mn95—98%; Cu96—100%; Zn99—104%。

用王水-过氯酸消化土样, 使用日本产 AAS 火焰光度原子吸收法测定了 Pb, Cd。用姜黄素法测速效 B, 用硝酸、硫酸、五氧化二砷消解, 以冷原子吸收光谱快速测定法测得 Hg。

二、罗布泊地区若干元素土壤背景值

在目前, 国内外还没有统一的土壤元素背景值的表示方法。地质学上为了区别背景值与异常值, 通常的做法是取测定值的对数计算平均值与标准差, 然后确定在平均数以上两个标准差的数值为可能异常, 在平均数以上三个标准差的数值为必然异常。Connor 等 (1975) 在《美国大陆某些岩石、土壤、植物和蔬菜的地球化学背景值》一书中, 汇集了土壤的大量分析数据, 得出了美国各种类型土壤中若干元素的背景值。背景值的表示方法采用几何平均值加减一个标准差; Mills 等 (1975) 发表了加拿大曼尼托巴省农业土壤中重金属含量的资料, 列出了土壤中 Hg, Pb, Cd, Cu, Zn, Ni 7 个元素的背景值。采用 16 个土壤样品的平均值来表示, 在比较了表土 (A 层) 和底土 (C 层) 的元素含量后, 认为只有在公路近旁及住宅区附近, 表土中有铅的增加; 日本的若月利之等 (1978) 分析了日本水稻土中 6 种金属元素的含量, 得出了 Pb, Zn, Cu, Ni, Cr 和 V 在土壤中的自然背景值。根据各元素含量的频率分布特点, 分别用测定值或测定值的对数值计算平均值及标准差, 背景值的范围系用平均值加减两个标准差来表示。

中国科学院土壤背景值协作组在“北京、南京地区土壤中若干元素的自然背景值”一文中, 采用测定值的算术平均值加减一个标准差来表示元素的背景值。

本文也采用上述表示方法, 用全距、算术平均值、标准差及变异系数来表示罗布泊地区土壤元素背景值。一方面算出罗布泊地区总的土壤背景值, 同时也计算并表示出该地区具有代表意义的主要土壤类型, 如厚龟裂状盐壳土壤、薄龟裂状盐壳土壤、堡块状盐壳土壤、结壳盐土、埋藏盐壳土壤、龟裂性土、残余沼泽土的土壤背景值, 并列出了石膏棕漠土、残余盐土、典型盐土、胡杨林土、荒漠化草甸土及流动沙丘的风沙土微量元素含量。见表 1—9。

按表 1 中罗布泊地区土壤元素背景值平均值, 可以容易排列出罗布泊地区土壤中 19 种元素的含量, 从大到小的顺序为: Fe > Ti > Sr > Mn > Ba > Zr > Rb > Zn > V > Cr > Cu > Ni > Y > Nb > B > Co > Pb > Cd > Hg。从 Fe 到 Hg 的含量数值可差到七个数量级。还可看出, 罗布泊地区土壤背景值的特点是全距较小, 大部只差一个数量级, 变异系数不大, 19 种元素中变异系数超过 0.5 的只有 Sr, Cr, B, Pb, Hg, 除 Cr 和

表1 罗布泊地区土壤中元素背景值 (ppm)

元 素	剖面数	全 距	背 景 值		变异系数
			平均值	标准差	
Zr	23	103—249.8	176.4	60.58	0.343
Sr	23	92.8—2323	787.9	675.5	0.857
Rb	23	31.8—125	76.85	31.27	0.407
Ni	23	5.3—53.4	22.62	9.348	0.413
Nb	23	<5—22.9	13.8	4.731	0.343
Y	23	11.3—27.5	19.4	4.498	0.232
Cr	23	<5—76.5	35.53	18.3	0.515
Ti	23	891—3309	2252	743.7	0.330
Ba	23	69.3—649	381	160.1	0.420
Fe	27	7000—31575	19150	6558	0.342
Mn	27	173—715	423.9	163.7	0.386
Cu	27	11—43	23.67	9.608	0.406
Zn	27	22—157	66.15	32.03	0.484
V	23	25—90.5	56.64	17.97	0.317
B	27	2.24—86.8	11.48	15.61	1.359
Co	24	<5—17.4	<7.855	>7.816	>0.486
Pb	22	2—17.9	8.455	4.851	0.573
Cd	22	0.04—0.21	0.1076	0.048	0.445
Hg	22	0—0.0556	0.0135	0.0166	1.2278

表2 罗布泊地区厚龟裂状盐壳土壤元素背景值 (ppm)

元 素	剖面数	全 距	背 景 值		变异系数
			平均值	标准差	
Zr	4	117—219	182.9	47.84	0.262
Sr	4	310.6—1583	972.6	632.1	0.650
Rb	4	33.8—103	64.72	31.74	0.490
Ni	4	5.3—33.5	18.85	11.68	0.620
Nb	4	<5—18.3	14.53	6.38	0.439
Y	4	12.9—22.5	16.9	4.8	0.284
Cr	4	<5—52.1	27.13	19.37	0.714
Ti	4	891—3204	2088	1016	0.486
Ba	4	147—475	376.5	154.3	0.41
Fe	5	7000—28150	19425	8889	0.458
Mn	5	173—574	354.2	183.6	0.518
Cu	5	11—35	20.4	9.89	0.485
Zn	5	22—98	52.6	29.83	0.567
V	4	41.4—74.1	55.18	14.21	0.257
B	5	4.55—35	16.37	13.2	0.807
Co	4	<5—13.4	<7.16	>4.163	>0.581
Pb	4	3—14.4	8.45	4.67	0.552
Cd	4	0.04—0.14	0.09	0.045	0.508
Hg	4	0—0.038	0.012	0.018	1.493

表3 罗布泊地区薄壳状盐壳土壤元素背景值 (ppm)

元 素	剖面数	全 距	背 景 值		变异系数
			平均值	标准差	
Zr	3	103—313	236.3	115.9	0.489
Sr	3	276—2323	1579	1132	0.171
Rb	3	58.1—119	78.87	34.76	0.441
Ni	3	16—24.4	20.33	4.21	0.207
Nb	3	5—15.9	11.57	5.78	0.5
Y	3	15.4—22.8	19.17	3.702	0.193
Cr	3	19.6—50.7	31.9	16.54	0.518
Ti	3	1601—2792	2157	599.4	0.278
Ba	3	69.3—434	216.8	192.1	0.886
Fe	7	11475—26375	18746	5397	0.288
Mn	7	303—696	452.3	144.9	0.320
Cu	7	13—38	24.86	8.95	0.360
Zn	7	42—157	71.71	41.88	0.584
V	3	47.8—67.6	58.83	10.03	0.170
B	7	7.84—15.54	21.95	25.89	1.179
Co	3	7.79—10.3	8.89	1.283	0.144
Pb	3	7.1—15.4	10.8	4.22	0.391
Cd	3	0.12—0.21	0.16	0.046	0.288
Hg	3	0—0.0038	0.0033	0.0007	0.214

表4 罗布泊地区块状盐壳土壤元素背景值 (ppm)

元 素	剖面数	全 距	背 景 值		变异系数
			平均值	标准差	
Zr	3	128—163.7	143.5	18.32	0.128
Sr	3	92.8—1071	779.3	388	0.498
Rb	3	38.2—125	72.17	46.37	0.643
Ni	3	18.3—26.7	21.33	4.66	0.219
Nb	3	12.3—16.6	14.93	2.307	0.154
Y	3	11.3—22.8	17.26	5.762	0.334
Cr	3	23.7—57.9	35.67	19.27	0.540
Ti	3	1225—2828	1923	821.1	0.427
Ba	3	254—393	316.6	70.52	0.223
Fe	2	9550—27950	17250	9560	0.554
Mn	2	201—715	422.7	264.2	0.625
Cu	3	17—41	25	13.86	0.554
Zn	3	30—109	42.67	41.24	0.658
V	3	38.1—74.1	51.1	19.97	0.391
B	3	3.36—11.2	7.187	3.923	0.546
Co	3	<5—15.1	<8.5	>6.062	>0.071
Pb	2	5—18	11.5	9.19	0.799
Cd	2	0.09—0.15	0.12	0.042	0.354
Hg	2	0—0.0348	8.0174	0.0246	1.414

表 5 罗布泊地区结壳盐土土壤元素背景值 (ppm)

元 素	剖面数	全 距	背 景 值		变异系数
			平均值	标准差	
Zr	3	235.5—249.8	243.8	7.438	0.031
Sr	3	953—1639	1408	394.1	0.280
Rb	3	31.8—65.6	44.1	18.68	0.424
Ni	3	11.4—22.1	16.77	5.35	0.319
Nb	3	14.5—15.9	15.2	0.7	0.046
Y	3	12.9—20.9	16.63	4.027	0.242
Cr	3	19.6—23.7	22.33	2.367	0.106
Ti	3	1214—2715	1930	752.9	0.390
Ba	3	98—360	257.7	140.1	0.544
Fe	2	11675—18350	15012	4720	0.314
Mn	2	266—413	339.5	103.9	0.306
Cu	2	13—20	16.5	4.95	0.299
Zn	2	41—58	49.5	12	0.243
V	3	25—61	45.73	18.61	0.407
B	2	4.2—4.34	4.27	0.099	0.023
Co	3	<5	<5		
Pb	3	4—4.2	4.133	0.115	0.028
Cd	3	0.07—0.09	0.077	0.012	0.149
Hg	3	0—0.0069	0.0023	0.004	1.745

表 6 罗布泊地区埋藏盐土土壤元素背景值 (ppm)

元 素	剖面数	全 距	背 景 值		变异系数
			平均值	标准差	
Zr	2	106.2—115.2	110.7	6.364	0.057
Sr	2	169.2—297	233.1	90.37	0.388
Rb	2	60.6—66.1	63.4	3.889	0.061
Ni	2	10.6—12.9	11.75	1.626	0.138
Nb	2	<5—14.9	≤9.95	≥7	≥0.703
Y	2	16.6—17.7	17.15	0.778	0.045
Cr	2	18.2—32.3	25.25	9.97	0.395
Ti	2	1059—1829	1444	544.5	0.377
Ba	2	311—649	480	239	0.498
Fe	1		15700		
Mn	1		382		
Cu	1		18		
Zn	1		48		
V	2	28.4—31.3	29.85	2.051	0.069
B	1		6.51		
Co	2	<5	<5		
Pb	2	4.5—6.5	5.5	1.414	0.257
Cd	2	0.04—0.06	0.05	0.014	0.283
Hg	2	0.0278—0.0556	0.0417	0.019	0.479

表7 罗布泊地区电敏性土元素背景值 (ppm)

元 素	剖面数	全 距	背 景 值		变异系数
			平均值	标准差	
Zr	2	138—196	167	41.01	0.246
Sr	2	267—313.7	290.4	33.02	0.114
Rb	2	110—121	115.5	7.778	0.068
Ni	2	25.9—41.9	33.9	11.31	0.334
Nb	2	<5—18.3	≤11.6	≥9.41	≥0.81
Y	2	22.8—24.1	23.45	0.919	0.039
Cr	2	54.3—76.5	65.4	15.69	0.240
Ti	2	3033—3309	3171	195.2	0.062
Ba	2	474—516	495	29.7	0.060
Fe	2	26550—29500	28025	2086	0.074
Mn	2	539—676	607.5	96.87	0.159
Cu	2	33—40	36.5	4.45	0.122
Zn	2	100—113	106.5	9.19	0.086
V	2	67.6—90.5	79.05	16.19	0.205
B	2	3.15—4.2	3.68	0.74	0.202
Co	2	7.98—14.2	11.09	4.398	0.397
Pb	2	12—17.6	14.8	3.96	0.268
Cd	2	0.1—0.13	0.115	0.021	0.185
Hg	2	0.0131—0.0228	0.0179	0.0068	0.385

表8 罗布泊地区残余沼泽土元素背景值 (ppm)

元 素	剖面数	全 距	背 景 值		变异系数
			平均值	标准差	
Zr	3	120.8—166.5	143.8	35.55	0.247
Sr	3	243—400.6	298.2	88.77	0.298
Rb	3	77—96.3	85.23	9.957	0.117
Ni	3	23.6—33.5	27.17	5.499	0.202
Nb	3	9—17.3	14.27	4.579	0.321
Y	3	20.5—27.5	23.5	3.606	0.153
Cr	3	32.3—35.9	33.5	2.078	0.062
Ti	3	2307—2598	2493	161.8	0.065
Ba	3	422—649	501.7	127.7	0.255
Fe	1		15275		
Mn	1		349		
Cu	1		17		
Zn	1		55		
V	3	49.1—70.8	59.27	10.91	0.184
B	1		2.45		
Co	3	<5—17.4	<10.49	>6.32	>0.603
Pb	3	2—8	5.667	3.214	0.567
Cd	3	0.06—0.1	0.086	0.023	0.269
Hg	3	0—0.0209	0.0093	0.0106	1.145

表9 罗布泊地区部分土壤中微量元素含量(ppm)

元素	石膏棕漠土		残余盐土		胡杨林土		荒漠化草甸土		典型盐土		风沙土
	表土	底土	表土	底土	表土	底土	表土	底土	表土	底土	
Zr	181.8		135	110	147.2	172.8	151.5	167.4			95.4
Sr	248.4		354	298	245.5	264.6	259.2	428.5			270
Rb	85.1		90.3	127.1	65.7	77	82.4	105.7			68.4
Ni	23.6		33.5	40.4	13.7	22.1	17.5	34.3			12.9
Nb	16.1		4.7	13.8	22.9	20.6	16.5	13.8			15.9
Y	22.5		16.1	25.9	19.3	17.7	21.0	24.1			19.3
Cr	35.9		39.9	68.4	23.7	28.6	44	60.2			21.3
Ti	2884		2310	3225	2539	2991	2210	2479			1646
Ba	368		393	598	434	391	428	439			501
Fe	10500	12975	14075	26562	15825	17225	17675	22075	7475	14500	11875
Mn	434	220	281.5	615.5	350	367	367	499	157	297	288
Cu	22	15	32	35.5	16	18	16	27	8	16	12
Zn	60	37	50.5	92.5	78	81	59	74	26	41	43
V	5.79		57.7	87.2	54.5	54.9	49.1	77.4			44.6
B	2.03	1.45	20.02	4.34	7	3.15	3.36	8.47	6.16	5.39	1.54
Co	11.6		11.0	10.3	<5	<5	6.5	9.17			<5
Pb	9		7.9	17.9	5.4	7.1	7.5	10.3			5.45
Cd	0.07		0.18	0.21	0.06	0.12	0.1	0.11			0.105
Hg	0		0	0.0348	0.0243	0	0	0.0104			0.0209

表10 各地土壤中元素含量对比(ppm)

元素	罗布泊地区		北京、南京地区 ¹⁾²⁾		世界	
	常见范围	近似平均值	常见范围	近似平均值	常见范围	平均值
Zr	5—250	170			60—2000 ³⁾	300 ³⁾
Sr	50—2500	700			50—1000 ³⁾	300 ³⁾
Rb	10—150	70			20—600 ³⁾	100 ³⁾
Ni	4—60	20	10—50	30	5—500 ³⁾	40 ³⁾
Nb	<5—30	15				
Y	5—30	20			25—250 ³⁾	50 ³⁾
Cr	<5—100	30	50—100	60	5—3000 ³⁾	100 ³⁾
Ti	200—4000	2000			1000—10000 ³⁾	5000 ³⁾
Ba	<5—1000	300			100—3000 ³⁾	500 ³⁾
Fe	3000—30000	15000			7000—550000 ³⁾	38000 ³⁾
Mn	50—1000	400	100—1000	500	200—3000 ³⁾	500—1000 ³⁾
Cu	5—50	20	10—50	30	2—100 ³⁾	20 ³⁾
Zn	10—200	50	50—100	80	10—300 ³⁾	50—100 ³⁾
V	10—100	50			20—500 ³⁾	100 ³⁾
B	<1—100	10			2—100 ³⁾	10 ³⁾
Co	<5—20	8	10—50	15	1—40 ³⁾	8 ³⁾
Pb	2—20	7	10—50	20	2—200 ³⁾	15—25 ³⁾
Cd	0.03—0.3	0.1	<1	0.2	0.01—0.7 ³⁾	0.06 ³⁾
Hg	0—0.05	0.02	<1	0.1	0.01—0.3 ³⁾	0.03 ³⁾

1) Baker, 1975; 2) Aubert, 1971; 3) Bowen 1966; 4) 中国科学院土壤背景值协作组, 1979年。

Pb 外,它们都属于易风化、易溶解、易移动的元素。

为了便于对比,将罗布泊地区土壤中 19 种元素的分析数据汇总简化,列出各元素的常见范围和近似平均值,与我国北京、南京及世界的土壤背景值含量加以对比,如表 10。从表 10 可以看出: Ni, Cr, Mn, Cu, Zn, Cd, Co 均接近或稍低于北京、南京地区土壤中的含量,而 Pb 和 Hg 较北京、南京地区土壤中的含量低得多,分别只有后者的三分之一到五分之一。Pb 和 Hg 比北京、南京地区含量低的原因,除了两个地区土壤母质来源的差异外,是否与 Pb, Hg 的污染有一定关系。如罗布泊地区荒无人烟,从没有使用过汞制剂农药,也极少有汽车含铅废气的污染,而北京和南京是我国工农业发达,人口非常稠密的地区。

与世界上的含量比较,除 Sr 和 Cd 稍高于世界平均含量外,数值较接近或等于世界含量的元素有 Cu, Zn, B, Hg, Rb, Mn 和 Co, 而 Zr, Ni, Y, Cr, Ti, Ba, Fe, V 和 Pb 则稍低于世界平均含量。但是,总的来说,罗布泊地区已测的 19 种土壤元素含量近似平均值,均在世界土壤元素常见含量范围之内。

三、土壤类型和母质对土壤背景值的影响

在没有受到外来污染的情况下,土壤中元素的含量决定于成土母质中的元素含量以及风化、成土过程中母质元素的淋溶、迁移、沉淀和积累等状况。在一定区域内,决定土壤中某元素含量的主导因子,是母质类型还是成土过程相应的土壤类型,需要依所属条件具体分析。

罗布泊地区因人类经济活动极为稀少,可以说基本没有受到污染的地区。当然,通过没有国界的大气污染及塔里木河、孔雀河上游污染会带来一些影响,但对广大地区的土壤背景值来说,是微不足道的。

数万年来,罗布泊湖水发源于叶尔羌河的上源帕米尔高原、和田河的上源昆仑山、阿克苏河、渭干河的上源天山主峰托木尔峰附近、孔雀河上源开都河的发源地——天山中部的尤尔都斯盆地,几乎囊括了塔里木盆地南、西、北部所有的主要山脉,因而,物质来源复杂而多样,特别在夏季洪水季节,发源于高山地带的叶尔羌河、和田河、阿克苏河和渭干河等,由冰川融水带来大量高山地带震旦、奥陶纪古老岩体的灰白色冰冻风化物。由暴雨和洪水也带来前山带中生代、新生代岩层的灰绿、黄、紫、红等色的风化物。一些较细的物质被最终带到罗布泊湖盆及其洼地附近。但这里土壤母质类型较为均一,因此,表现出在不同类型土壤中各种微量元素含量差异不很大的现象。此外,该地区的土壤基本都发育在第四纪细土沉积物上,由于气候极端干燥而炎热,年降水量仅二、三十毫米,而年蒸发力高达 2600—2800 毫米,为降水量的一百倍以上,植被非常稀少。加之气温日较差和年较差的骤烈变化,致使物理风化作用较为强烈,而作为成土过程的化学风化及生物作用进行的非常缓慢。

在这种条件下,自古以来,上游带来的大量盐分便在湖盆及其周围地区积累,形成了大面积的各种盐土。在干涸湖盆中形成了盐壳很厚的土壤,一般盐壳在 30—50 厘米,有的达到 70 多厘米,而其它类型的土壤也多少含有一定量的可溶性盐类。这就影响到表层土壤和盐壳中的微量元素含量。如表 11 中所列,罗 32 号剖面薄层龟裂状盐壳土壤,表层

表 11 罗布泊干涸湖盆中盐壳土壤表层与底层元素含量 (ppm)

总盐和元素	罗-8: 厚层龟裂状盐壳土壤			罗-32: 薄层龟裂状盐壳土壤		
	表层 (0—18厘米)	底层 (75—120厘米)	倍数	表层 (0—6厘米)	底层 (40—72厘米)	倍数
盐分离子总量 (%)	34.3	3.48	~10.2	42.75	4.95	~11.6
Zr	56.2	217.5	3.87	73.5	292.8	3.98
Sr	192.7	1583	8.22	339	2138	6.31
Rb	28.7	44.1	1.54	27.4	59.5	2.17
Ni	11.4	16.0	1.4	6.8	20.6	3.03
Nb	13.2	16.9	1.28	<5	13.8	>276
Y	11.3	12.9	1.14	11.2	19.3	1.72
Cr	19.6	23.7	1.21	11	19.6	1.78
Ti	608	1673	2.75	205	2078	10.14
Ba	<5	426	>85	<5	69.3	13.86
V	18.4	41.4	2.25	15.2	47.9	3.15
Co	<5	5.23	>1.05	<5	7.79	1.56
Pb	2.1	8.4	4	3	7.1	2.37
Cd	0.06	0.12	2	0.06	0.15	2.5
Hg	0.0139	0.0380	2.73	0.0023	0.0038	1.65

0—6厘米含盐量达到42.75%，而底层40—72厘米含盐量仍有4.95%，表层含盐量是底层的11倍多。而微量元素的含量则反之，底层均比表层的含量高很多，其中元素Zr, Sr, Rb, Ni, Nb, Ti, V, Pb, Cd在底层的含量为表层含量的两倍以上，元素Y, Cr, Hg也接近两倍，而元素Ba则大于13倍，Fe, Mn, Cu, Zn, Co也有类似的状况。由于可溶性盐类的强烈影响，便造成表层土壤中微量元素含量明显偏低过多的现象（这也是干旱区域低洼地带元素分布的共同规律）。因此，若仍用表土的微量元素含量做为该地区土壤背

表 12 罗布泊地区土壤母岩中元素含量 (ppm)

元素	红色泥岩	粉砂岩	灰白色泥岩	上新世粘土	白土	灰绿色土
Zr	285.7	54.9	181.7	77.7	117.3	124.3
Sr	77.9	251.1	369.6	741.9	270	807
Rb	56.4	44.1	62.6	10.2	22.2	22.5
Ni	22.1	<5	30.5	<5	6.1	6.1
Nb	17.9	14.3	17.3	15.9	14.3	15.9
Y	16.1	11.3	19.3	8.0	12.9	14.5
Cr	28.1	14.0	56.2	<5	32.3	92.8
Ti	2289	303	3332	106	931	3094
Ba	450	354	741	<5	21.9	<5
Fe	14100	<5000	48800	<5000	5600	65900
Mn	138	426	534	862	425	1214
Cu	5.9	4.3	15.4	<5	5.9	23.6
Zn	16.9	<5	<5	8.5	23.1	64.9
V	38.1	25.5	70.8	15.2	28.4	116.7
Co	<5	<5	11.0	<5	<5	16.3
Pb	4.6	10.2	9	14	3.8	5
Cd	0.03	0.15	0.10	0.10	0.15	0.03
Hg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0174	0.0174

表 13 罗布泊干涸湖盆罗4井不同深度微量元素含量 (ppm)

元素	采 样 深 度 (米)												算术平均值	变异系数
	0.15—0.8	0.8—1.1	1.1—1.3	1.3—1.7	1.7—2.0	2.0—2.4	2.4—2.9	2.9—3.1	3.1—4.2	4.2—4.8	4.8—5.8	5.8—8.1	8.1 米以下	
Zr	267.9	264.0	249.8	253.4	269.4	178.0	271.3	271.5	328.7	170.9	106.2	131.5	222.6	0.313
Sr	209.8	834.0	1964	1850	2470	710.8	2116	937.4	2953	3830	827.1	239.1	1477	0.777
Rb	62.6	59.5	53.3	54.5	93.4	59.5	87.2	53.3	50.2	87.2	68.8	96.4	71.66	0.271
Ni	28.2	23.6	26.7	27.4	31.3	32.8	23.6	34.3	24.4	28.2	16.0	35.1	28.28	0.201
Nb	15.2	13.2	15.2	14.5	13.2	17.3	14.5	15.9	12.5	16.6	13.7	17.3	15.15	0.116
Y	16.1	17.7	19.3	19.3	20.9	20.9	17.7	22.5	17.7	22.5	19.3	24.1	20.04	0.120
Pb	11.6	15	7.5	12	12.6	11.9	12	10	13.8	10	10.6	14.5	11.91	0.172
Cr	35.8	35.8	48.1	48.1	35.9	60.0	52.1	52.1	44	48.1	32.3	60.2	46.82	0.203
Ti	2575	2565	2973	2977	2864	3694	2766	3243	2383	2252	2048	2846	2783	0.155
Ba	532	614	434	680	598	721	434	434	434	557	428	516	546.4	0.203
V	57.7	64.3	67.6	64.3	64.3	80.6	67.6	80.6	77.4	67.6	51.3	87.2	70.13	0.149
Fe	38200	35100	40500	49500	45800	50400	42900	57700	43100	46100	36400	52400	45631	0.156
Mn	481	538	579	542	556	743	571	746	534	549	680	709	613.5	0.157
Cu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	6.0	6.0	5.0	<5.36	>0.148
Zn	62.8	69.1	54.5	54.5	71.2	71.2	54.5	73.3	49.2	37.8	37.8	81.4	60.98	0.232
Cd	0.15	0.11	0.15	0.14	0.10	0.21	0.20	0.15	0.15	0.14	0.14	0.18	0.155	0.217
Co	7.15	5.23	5.87	6.50	7.15	7.79	9.07	11.0	7.15	7.15	3.95	11.6	8.132	0.392
Hg	0.0209	0.0035	0.0140	0	0	0.0049	0.0112	0.0140	0.0209	0.0035	0.0035	0.0126	0.0097	0.779

景值,势必造成背景数值过于偏低。为弥补这种缺点,我们认为该地区盐土类型的土壤背景值应以底土含量为代表较符合实际情况。其它非盐土土壤,虽然表层含盐量较低,但仍多少受到同种原因的影响,除少数情况外,大多数土壤表土的微量元素含量较底土稍低或接近。为了讨论和计算方便起见,我们也仍以底土的含量做为背景值。这有别于国内外气候湿润地区的通常做法。

为了探讨当地成土母岩对土壤背景值的影响,将罗布泊地区采集的6种沉积岩进行分析,测得的19种元素含量列于表12。

从表12可以看出,在罗布泊地区采集的红色泥岩、灰白色泥岩、灰绿色土的元素含量,除Pb, Cd, Mn, Sr等少数元素外,绝大部分均比粉砂岩、上新世粘土、白土要高,有的高到2—10倍。特别是粉砂岩,除Sr, V, Pb, Cd外,其它元素含量均很低,这种情况也与表9中的风沙土元素含量较低相似。这说明,在质地较粗的母质中发育的土壤,大部分微量元素含量也较低。这是影响到罗布泊地区土壤中部分微量元素背景含量较世界含量低的原因之一。

此外,由于本区缺少基性、超基性岩上发育的土壤,因此也影响到罗布泊地区土壤中Ni, Cr, Mn, Cu, Zn等过渡元素丰度,也出现较低的情况。

四、二万年来罗布泊湖盆沉积物中微量元素背景含量

为了掌握近二万年来不同地质时期湖盆沉积物中微量元素变化情况,了解这种变化与近代沉积物中微量元素的差异,以验证该地区土壤背景值的可靠性,我们对干涸湖盆中罗4号深井钻孔不同深度的13个岩样的18种元素进行了测定分析并计算出算术平均值和变异系数,其结果如表13。

据中国社会科学院考古研究所分析,深度8.5—8.83米的陆相沉积物,属第四纪晚更新世(20780 ± 300 年)的物质,3.1—4.2米深处为第四纪全新世(9360 ± 120 年)的陆相沉积物,近0.8米深处为第四纪全新世(3610 ± 90 年)的湖相沉积物。

计算结果表明,罗布泊二万年来的沉积物中,微量元素含量变异系数大于0.5的只有Sr和Hg,大于0.3的有Zr和Co,其它13种元素均小于或接近0.2。这说明,在这一阶段罗布泊的沉积物,最易溶解和移动的元素Sr和Hg在不同时期含量变化较大,Zr和Co元素变化较小,而其它13种较稳定的元素含量变化很小。因此可以推测,在二万年以来不同地质时期的罗布泊,其沉积物来源变化不大。

将各种元素的算术平均值与罗布泊地区土壤中背景值平均值相比较,除Fe, Sr, Ba, Mn元素含量比背景数值大而Cu元素含量小外,其它13种元素数值均较为接近该地背景值含量。因此,可以认为,本文所列罗布泊地区土壤背景值含量是可信的。

由上表中还可看出,二万年来不同时期中18种元素含量的变化,Sr和Zr在9300年前3.1—4.2米深的沉积物中含量出现高峰,在剖面1.7—2.0米的约6000年前的沉积物中,又出现一个高峰。同时,元素Ti, Cr和Ba等也在此一时期的含量较高,这两个高峰相差约三千年,这是否与历史上周期性气候变化有关,还需进一步探讨。

五、结 语

用X射线荧光、原子吸收光谱等分析方法,测定了罗布泊地区13种土壤28个剖面的表层和底层,以及6个母岩和1个干涸湖盆中深井钻孔的13个湖相沉积物母质样品,测得了Zr, Sr, Rb, Ni, Nb, Y, Cr, Ti, Ba, Fe, Mn, Cu, Zn, B, Co, Pb, Cd和Hg 19个微量元素的含量,取得了该地区这些元素的土壤背景值和主要土壤类型的背景值。背景值用全距、算术平均值、标准差和变异系数表示。由于罗布泊地区位于极端干旱的塔里木盆地最低洼处,地势平坦,母质来源较为均一,发育了面积很广,极为典型的各种盐土,其土壤表层可溶性盐分含量高达30—50%左右,而导致表层微量元素含量过低,仅有底层的几分之一到几十分之一。因此,本文以底层土壤的微量元素含量做为该地区的土壤背景值更为实际。此值与罗布泊干涸湖盆中二万年来的湖相沉积物大部分微量元素含量较为接近。

罗布泊地区土壤中元素背景值,19种元素的含量顺序为 $Fe > Ti > Sr > Mn > Ba > Zr > Rb > Zn > V > Cr > Cu > Ni > Y > Nb > B > Co > Pb > Cd > Hg$ 。从Fe到Hg的数值差七个数量级。与世界平均含量比较,除Sr和Cd稍高于世界含量外,Cu, Zn, B, Hg, Rb, Mn等于或接近世界平均含量。Zr, Ni, Y, Cr, Ti, Ba, Fe, V和Pb稍低于世界平均含量。

在8米多厚二万年来不同时期的罗布泊沉积物中,除易移动的Sr, Hg等元素外,绝大部分元素含量变化不大,说明在这一地质时期内罗布泊的沉积物来源较为稳定。

参 考 文 献

- [1] 中国科学院土壤背景值协作组:北京、南京地区土壤中若干元素的自然背景值,土壤学报,第16卷,第4期,第319—328页,1979年。
- [2] 若月利之等:土壤中诸元素の天然賦存量(第一報),日本土壤肥科学雜誌,第49卷,第6期,第507—512页,1978年。
- [3] Aubert, H. et Pinta, M.: Les Element Traces Dans Les Soils., ORSTOM., Paris, 1971.
- [4] Baker, D. E. et Chesnin, L.: Chemical Monitoring of Soils for Environment Quality and Animal and Human Health, Adv. in Agro., 27, 305—374, 1975.
- [5] Connor, J. J.: Background Geochemistry of Some Rocks, Soils, Plants and Vegetables in the Conterminous United States, Wash., U. S. Government Printing Office, 1975.
- [6] Bowen, H. J. M.: Trace Element in Biochemistry, Academic Press, 1966.

新疆罗布泊地区天然水的 同位素组成研究*

林瑞芬 卫克勤 王志祥 周秀云

(中国科学院地球化学研究所)

李荣健 汪文先

(中国科学院新疆地理研究所)

罗布泊地区位于新疆塔里木盆地最东部,地处欧亚大陆腹地,是一个内陆封闭区域。该地区大陆性气候非常明显,气温变化剧烈,湿气流进入极少,因此气候极端干旱。根据且末和铁干里克气象站资料,年平均降水量仅 10—20 毫米。罗布泊原为一内陆咸水湖,湖底海拔为 780—800 米,湖水主要由塔里木河、且末河、孔雀河补给。由于流入量逐年减少,直至断流,强烈的蒸发使湖水于 1972 年全部干涸,盐壳及盐沼覆盖了湖盆底部。

中国科学院新疆分院为揭示这一地区的自然奥秘,曾先后几次组织和进行了综合科学考察,天然水的同位素组成研究是科学考察的内容之一。

众所周知,水由氢和氧组成。氧有三种天然同位素,即 ^{16}O 、 ^{17}O 和 ^{18}O ;氢也有三种天然同位素,即 ^1H ——氕、 $^2\text{H}(\text{D})$ ——氘和 $^3\text{H}(\text{T})$ ——氚。这些同位素的平均丰度为: ^{16}O ——99.760%, ^{17}O ——0.042%, ^{18}O ——0.198%; ^1H ——99.9844%, ^2H ——0.0156%, ^3H —— $10^{-15}\%$ 。每 10^6 个水分子中,平均有 320 个 HDO 分子,420 个 H_2^{17}O 分子和 2000 个左右 H_2^{18}O 分子。这些水分子的质量不同,它们的物理和化学性质也有微小的差别。水在蒸发和冷凝过程中的同位素分馏效应,使各种天然水体中的氢氧重同位素的含量不同。湖水及干旱地区地表水的强烈蒸发对重同位素的富集尤起明显作用。氚是氢的一种放射性同位素。宇宙射线和上层大气组分相互作用生成氚,主要的核反应是 $^{14}\text{N}(\text{n}, ^3\text{H})^{12}\text{C}$ 、 $^{16}\text{O}(\text{p}, ^3\text{H})^{14}\text{O}$ 。五十年代开始的热核试验是氚的另一重要来源。氚的半衰期为 12.3 年,并经 β^- 反应,生成氢的稳定同位素 ^3He 。在大气圈上层积累的氚组成水分子后,与大气层水汽混合,参与天然水的循环。最近 20 多年来,随着同位素分析技术的发展,水的同位素分析已逐渐成为研究水循环过程的重要手段,并在一些领域得到实际应用。本文根据罗布泊地区 1981 年、1983 年分别采集的天然水样的同位素分析结果,探讨干旱地区水的同位素组成特征。

一、样品的采集

水样由中国科学院新疆分院罗布泊科学考察队采集,其中 No.1—No.13 为 1981 年

* 夏训诚先生组织并参加了野外考察,采集了部分样品;刘东生先生审阅了本文初稿。作者在此一并表示感谢。

采集, 1983 年又采集了 No.14—No.19 水样。各采样点简述如下。

No.1, 阿基布拉克, 位于罗布泊湖盆以东, 罗布泊古湖湾西南边缘的盐沼地。地表为疏松的硫酸盐盐壳, 无植被。地表以下 35 厘米为白色、灰白色盐晶粒。35 厘米以下为灰棕色砂土。地下水位埋深约 50 厘米。

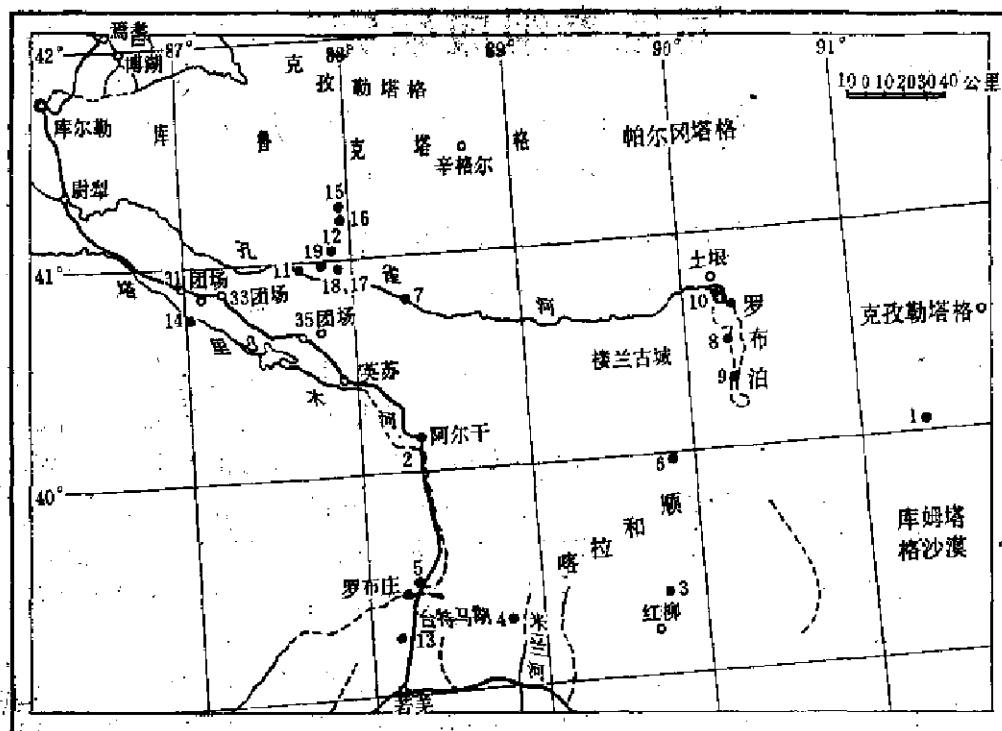


图 1 采样点位置示意图

No.2, 阿拉干, 位于塔里木河冲积平原下游。地表以下为黄土状亚砂土。含水层为粉细砂。水样取自一民用水井。

No.3, 红柳沟, 发源于阿尔金山北坡, 山区大气降水大多形成洪水。水样为红柳沟水。

No.4, 红八井东南约 10 公里疏勒河谷地低洼处的地下水。地表有一层薄盐壳, 无植被, 表层为黄灰色砂壤土和灰黄色粗砂。地下水位埋深 88 厘米。

No.5, 罗布庄, 位于若羌县城北, 塔里木河冲积平原下游。水样取自 3 米多深的水坑, 可能有雨水渗入。

No.6, 塔里木河床的地下水, 位于罗布泊湖盆西南的喀拉和顺洼地。地下水位埋深为 5.2 米左右。自地表疏松盐土往下是亚砂土、粉细砂和亚粘土互层。

No.7, 取自孔雀河下游冲积平原的水井, 含水层为细砂。

No.8,9,10, 取自近代罗布泊干涸的湖盆中心的地下水。表层为几十厘米厚的盐壳, 以下为亚粘土和亚砂土互层。地下水矿化度为 100—140 克/升。

No.11, 孔雀河水。孔雀河发源于博斯腾湖。由于近年来水循环交替作用减弱, 湖水矿化度增加。孔雀河下游河床平坦, 水流缓慢。水样取自孔雀河断流处, 河水处于停滞状态。

No.12, 甘草泉, 出露于库鲁克塔格(山)花岗岩侵蚀洼地的下降泉, 出露高程约 1000 米左右, 泉水流量 12—13 升/秒。

No.13, 若羌北车尔臣河下游河水, 取样地点河水流量很小, 水流缓慢。

No.14, 取自 32 团西南, 塔里木河南岸约 500 米处一积水洼地。洼地三面被沙丘包围, 面积约 3 平方公里左右, 水深 0.5—1.5 米, 水面蒸发非常强烈。

No.15, 新地沟水。新地沟北侧为陡峻山体, 沟水系中高山地区大气降水汇流而成, 有少量泉水汇入, 水温 8℃ 左右。

No.16, 新地沟水, 取自 No.15 的下游。

No.17, 35 团甘草膏厂东侧河岸下的泉水, 流量很小, 水坑内有机质沉淀物较多。

No.18, 采自库鲁克塔格(山)前冲洪积扇前缘和 No.17 邻近的水体, 有少量地下水流入, 无地表水流入。

No.19, 采自 35 团甘草膏厂西约 300 米的小沟, 沟水量很小, 系自新地沟流出。

二、分析方法

氦含量用质谱法测定。5—6 微升水样经 700℃ 金属铀还原成氢气, 然后用质谱计测定氢气的 D/H 比值^[1]。氧-18 含量也用质谱法测定。样品制备采用 H_2O-CO_2 平衡法: 2 毫升水样和一定量的 CO_2 气体平衡, 平衡后 CO_2 气体用质谱计测定 $^{18}O/^{16}O$ 比值。氦和氧-18 含量测定结果用 δ 值表示:

$$\delta = \frac{R_x - R_{SMOW}}{R_{SMOW}} \times 1000 (‰),$$

式中 R_x 为样品的 D/H 比值或 $^{18}O/^{16}O$ 比值, R_{SMOW} 为平均海水标准样的相应比值。 $(D/H)_{SMOW} = (155.76 \pm 0.05) \times 10^{-4}$, $(^{18}O/^{16}O)_{SMOW} = (2005.20 \pm 0.45) \times 10^{-6}$ 。水样的 δD 值测定误差小于 $\pm 1‰$, $\delta^{18}O$ 的误差小于 0.2‰。

氦含量用液体闪烁计数法测定。250 毫升水样先经电解浓缩。浓缩后水样配成闪烁液, 用 FJ-353 型液体闪烁计数器测定氦含量。氦含量单位为 TU (氦单位), $1TU = (T/H) \times 10^{10}$, 测定误差小于 $\pm 10\%$ ^[2]。

三、结果及讨论

1. 罗布泊地区天然水的氦含量

根据我们分析得到的资料, 新疆地区大气降水的氦含量与海拔有关。表 1 是 1977—1978 年新疆境内一些地区大气降水的氦含量。罗布泊地区的海拔为 800—1000 米。根据表 1 所列数据推算, 大气降水的氦含量应为 100—200TU 左右。1978 年 5 月博斯腾湖水的氦含量为 411TU, 青海湖为 434TU, 高于当地大气降水的氦含量, 说明湖水中残留一定量的 1963 年美苏热核武器试验高峰时期所释放的人工氦^[3]。

罗布泊地区天然水的氦含量及氢氧稳定同位素组成测定结果列于表 2。

首先讨论蒸发过程对天然水的氦含量的影响。罗布泊地区蒸发力很强, 天然水经历强烈的蒸发过程。根据奥斯特朗德 (Östlund, N. G.) 经验公式^[4],

表 1 新疆一些地区大气降水的氡含量

地 点	海拔(米)	采样时间(年·月)	氡含量 (TU)	采样人
乌鲁木齐	654.0	1978.5	147	当地气象台
哈 密	738.7	1978.5	127	当地气象台
库 尔 勒	932.7	1978.5	235	当地气象台
喀 什	1290.7	1978.5	170	当地气象台
西琼台兰冰川末端雨水	3200	1978.7.21	267	临时气象台
冰川消融区降雪	3900	1978.6.14	287	王立伦等
冰川积累区积雪	4800	1977.7	381	中国登山队
冰川积累区积雪	5200	1977.6	318	王立伦等
冰川积累区积雪	5400	1977.7	406	中国登山队
冰川积累区积雪	7000	1977.7	418	王洪宝
托木尔峰顶峰积雪	7435.3	1977.7.30	494	王进青

$$\ln\beta/\ln\alpha = 1.337,$$

式中 β 为氡的分馏系数, α 为氡的分馏系数。当温度为 20℃ 时, 氡的动力分馏系数 $\alpha^k = 1.09$, 求得氡的分馏系数 $\beta = 1.122$ 。蒸发过程中水的氡含量的增长则可根据下式计算^[9]:

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{V_0}{V}\right)^{\frac{\beta-1}{\beta}},$$

式中 T_0, T, V_0, V 相应为天然水的初始氡含量和容积, 以及经蒸发过程后的氡含量和容积。由计算可知, 当水体蒸发到原容积的 50% 时, 氡含量增高 8%; 当容积缩小 10 倍时, 氡含量增加 28%。这对于天然水中氡含量的年变化幅度和季节变化幅度来说, 并不算大。因此, 我们在讨论天然水样的氡含量时, 将忽略蒸发过程对氡含量的影响。

根据氡含量大小, 罗布泊地区天然水样大致可分成以下几组:

(1) 已干涸的河床、湖盆及河谷的地下水。属于这一类型的有 No.8, 9, 10 罗布泊湖盆地下水, 氡含量很低, No.9 仅 2.8TU。No.1 罗布泊古湖湾的阿基布拉克, No.2 塔里木河床, No.4 疏勒河谷及 No.6 喀拉和顺洼地(塔里木古河床)的地下水, 氡含量都在 10—50TU 之间, 比这一地区的大气降水氡含量小得多。这些采样点都处于低洼处, 地表水已断流, 地表一般都有盐壳, 而且蒸发量大, 大气降水下渗补给地下含水层的量极少。所以这一地区的地下水, 没有或很少受到人工氡的影响。有些采样点潜水面以上缺失相对隔水的亚粘土层, 地下水的氡含量略偏高, 但人工氡的影响也并不很大。

1983 年采集的水样, 除 No.15 外, 氡含量都在 50TU 以下。No.17 为 35 团甘草膏厂东侧孔雀河岸下的泉水, 氡含量 < 1TU。由该泉水汇集的地表水体 No.18, 氡含量为 13 TU。No.14 为采自 32 团西南塔里木河南岸的积水洼地。该洼地东、西、南三面为百余米高的砂丘所包围, 水样的氡含量 < 1TU, 可见洼地积水并非由大气降水或河水汇集, 而是由和 No.17 相似的泉水补给, 主要的排泄途径是水面蒸发。No.15, No.16, No.19 为新地沟水样。新地沟由中高山地区大气降水汇流而成, 有少量泉水汇入。根据 No.16、No.19 的氡含量分析, 新地沟下游的沟水的主要成分为氡含量很低的泉水。

(2) 地表水。No.11 孔雀河水和 No.13 车尔臣河水, 代表采样时期该地区的大气降水, 氡含量为 100—150TU, 稍低于 1976 年及 1978 年邻近地区的大气降水。No.3 红柳沟水是该地区南阿尔金山的大气降水汇集的地表水, 氡含量为 230TU; No.5 罗布庄坑水

表2 罗布泊地区天然水的同位素组成

水样号	原编号及采样地点	氟含量(TU)	δD	$\delta^{18}O$
1	W7. 阿基布拉克	28	-63.8	-7.72
2	阿拉干地下水	46	-53.3	-6.79
3	红柳沟水	230	-42.1	-4.07
4	罗6, 疏勒河谷地下水	38	-37.5	-1.29
5	罗布庄坑水	236	-21.4	+0.95
6	罗5, 喀拉河顺洼地, 塔里木河床地下水	14	-24.0	+1.09
7	罗81-2, 孔雀河旁水井	448	-24.4	+0.14
8	罗2, 罗布泊湖盆地下水	38	-20.5	+1.18
9	罗4, 罗布泊湖盆地下水	3	-14.4	+2.66
10	罗81-3, 罗布泊湖盆地下水	11	-4.0	+4.63
11	孔雀河水	160	+71.5	+20.5
12	罗81-1, 甘草泉	127	-43.8	-
13	罗7, 若羌北, 车尔臣河下游	111	-14.4	+3.43
14	83-1, 32 团西南塔河南岸积水洼地	<1	+41.3	+10.51
15	83-2, 兴地沟	218	-45.9	-7.10
16	83-3, 兴地沟	31	-41.3	-7.57
17	83-4, 35 团甘草膏厂东侧泉水	<1	-40.7	-7.44
18	83-5, 35 团甘草膏厂西侧地表水体	13	-11.4	+0.41
19	83-6, 35 团甘草膏厂西侧兴地沟	35	-35.8	-5.63

的氟含量为 236TU, 取自新地沟上游的 No.15, 氟含量 218TU, 都稍高于河水样。No.12 甘草泉是花岗岩地区出露的下降泉, 氟含量为 127TU, 和当地的大气降水一致, 说明花岗岩裂隙水自补给到以泉水形式出露的循环时间很短。

(3) No.7 取自孔雀河下游冲积平原的水井, 氟含量为 448TU, 比地表水高得多, 与 1978 年 5 月博斯腾湖水的氟含量一致。No.11 孔雀河水的氟含量仅 160TU, 说明近几年博斯腾湖的氟含量下降很快, No.7 很可能是前几年地表水补给的地下水。

2. 天然水的 δD 、 $\delta^{18}O$ 值

罗布泊地区天然水样的 δD 、 $\delta^{18}O$ 测定结果见表 2。在 δD - $\delta^{18}O$ 图上(图 2), 所有水样点都呈直线分布。用最小二乘法计算, 得到 1981 年水样点的直线方程为 $\delta D = 4.69\delta^{18}O - 26$ ($r = 0.9963$), 1983 年水样点方程为 $\delta D = 4.64\delta^{18}O - 9.3$ ($r = 0.9953$)。这两条直线斜率相同, 它们和克雷格大气降水线 $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ 的交点, 代表罗布泊地区天然水的初始同位素比值: $\delta D \approx -60$, $\delta^{18}O \approx -9$ 。因此, 尽管各水样采自不同地点, 又有地下水、地表水和泉水的差别, 它们都起源于当地的大气降水。各采样点在 δD - $\delta^{18}O$ 图上的不同位置, 只是说明它们各自经历不同程度的蒸发过程。

由于罗布泊地区气候干旱, 蒸发量大, 因此水的蒸发过程对水的氢氧稳定同位素组成影响很大。我们知道, 自然界的水面蒸发过程不是在平衡条件下进行的, 即不符合瑞利分馏的条件。一般认为, 水面蒸发过程是动力分馏过程。因此, HDO 和 $H_2^{18}O$ 分子从液相进入汽相的速度, 不仅取决于蒸发温度时平衡条件下的汽液相的分馏系数 α , 而且还与 HDO、 $H_2^{18}O$ 分子和正常水分子的扩散速度的比值 K 有关。动力分馏系数 $\alpha^{(k)} = K \cdot \alpha^{(e)}$ 。在平衡条件下, 20℃ 时的 $\alpha_D = 1.08$, $\alpha^{18}O = 1.009$ 。已知 $K_D = 1.009$, $K_{18O} = 1.016$, 根

据上式计算,得到 20℃ 时的动力分馏系数 $\alpha_D^{(k)} = 1.09$, $\alpha_{18O}^{(k)} = 1.025$ 。

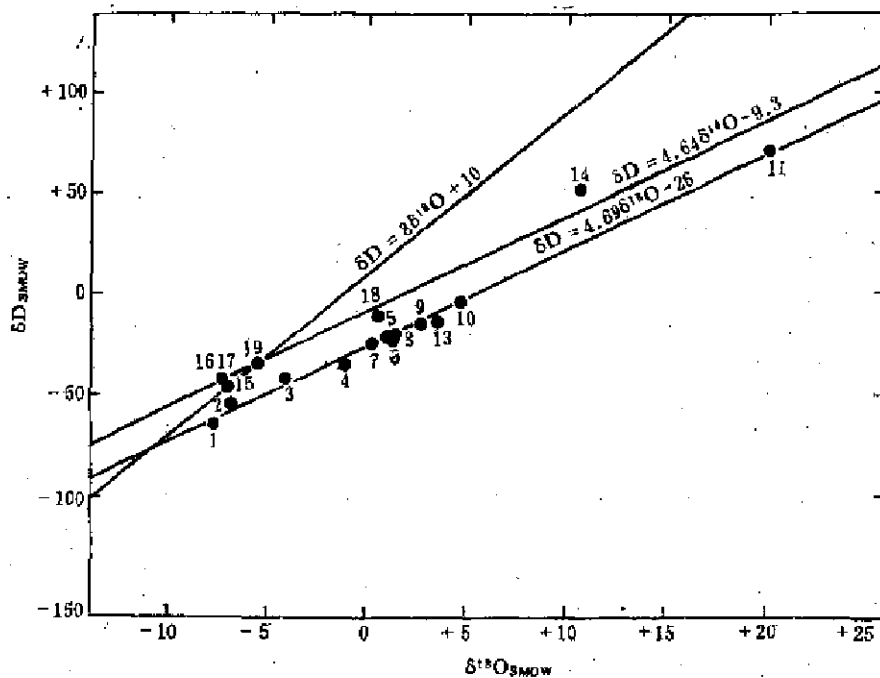


图 2 罗布泊地区天然水样的 δD - $\delta^{18}O$ 图

在蒸发过程中,水样的氢氧重同位素含量增加。在 δD - $\delta^{18}O$ 图上,水样点向右上方移动,水样点连线的斜率 S 由下式决定:

$$S = \frac{d\delta D}{d\delta^{18}O} = \frac{\epsilon_D}{\epsilon_{18O}}$$

式中 $\epsilon = (1 - \alpha)/\alpha$ 。在瑞利条件下蒸发, $\alpha_D = 1.08$, $\alpha_{18O} = 1.009$, 代入上式, 得到 $S \approx 8$, 水样的 δD 、 $\delta^{18}O$ 值将沿斜率 ≈ 8 的直线向右上方移动。在不平衡条件下蒸发, 温度为 20℃ 时, $\alpha_D^{(k)} = 1.09$, $\alpha_{18O}^{(k)} = 1.025$, 代入上式, 得到斜率 $S \approx 3$ 。因此, 在不平衡条件下蒸发, 天然水的 δD 、 $\delta^{18}O$ 点应在一条斜率较小的直线上。罗布泊地区天然水的 S 值为 4.6—4.7, 介于两者之间, 说明实际的蒸发条件介于瑞利蒸发和不平衡蒸发之间。由于蒸发条件的微小变化对 α_D 的影响不大, 如仍采用 1.09, 为满足直线斜率为 4.6—4.7, α_{18O} 应等于 1.018。这是根据罗布泊地区天然水的 δD 、 $\delta^{18}O$ 测定结果推算的天然水的蒸发条件。由于 1981 年和 1983 年两次采样的水样点都呈直线分布, 斜率相等, 说明它们的蒸发条件大致相等, 只是蒸发程度不同。

以孔雀河旁水井样 (No.7) 为例。由罗布泊地区天然水的初始同位素组成 ($\delta D = -60$, $\delta^{18}O = -9$) 经过蒸发, 水的 $\delta D = -24.4$, $\delta^{18}O = +1.13$, 水体容积约缩小近一倍。

分析孔雀河尾间水样 (No.11) 的同位素组成形成过程是很有意义的。这可以设想为封闭水体的天然蒸发过程。如果流入量等于蒸发量, 水体积没有变化, 空气的湿度很小, 水体和空气中水分的同位素交换可以忽略, 则封闭水体的水同位素组成 $R = \alpha \cdot R_0^{[2]}$ 。式中 R_0 为流入水的同位素组成。根据罗布泊地区的自然蒸发条件, 取 $\alpha_D^{(k)} = 1.09$, $\alpha_{18O}^{(k)} =$

1.018, 封闭水体的同位素组成 R 为: $\delta D = +71.5$, $\delta^{18}O = +20.5$, 则可根据上式计算得到流入水的同位素组成 $\delta D = -17$, $\delta^{18}O = +2.5$, 和孔雀河旁水井水样 (No.7) 的同位素组成大致吻合。因此, No.11 水样的同位素组成 ($\delta D = +71.5$, $\delta^{18}O = +20.5$) 是孔雀河尾间河水在封闭体系中蒸发, 并不断得到河水补给, 水的氢氧重同位素逐渐富集, 最后达到的平衡值。

四、结 论

罗布泊地区气候极端干旱, 但蒸发过程对天然水的氘含量影响不大。这一地区已干涸的河床、湖盆及河谷的地下水, 氘含量很低, 没有或很少受到人工氘的污染。目前该地区地表水的氘含量为 100—150TU, 稍低于1978年的水平。个别水样的氘含量超过 400 TU, 相当于前几年博斯腾湖水的氘含量。

罗布泊地区天然水样的 δD , $\delta^{18}O$ 值在 δD - $\delta^{18}O$ 图上呈直线分布, 1981 年水样点的直线方程为 $\delta D = 4.69\delta^{18}O - 26$, 1983 年为 $\delta D = 4.64\delta^{18}O - 9.3$, 直线的斜率是由罗布泊地区的蒸发条件决定的。它们和克雷格大气降水线的交点, 给出罗布泊地区天然水的初始同位素组成 $\delta D = -60$, $\delta^{18}O = -9$ 。各水样点的同位素组成是大气降水经不同程度的蒸发形成的。罗布泊地区天然水的蒸发条件介于瑞利蒸发和动力条件下蒸发这两种情况之间, $\alpha_{\text{eq}}^{(1)} = 1.09$, $\alpha_{\text{eq}}^{(2)} = 1.018$ 。孔雀河水由博斯腾湖流至采样地区, 氢氧重同位素含量因蒸发而增加。根据水样的同位素组成变化, 估算因蒸发水量已只有原来的 50%。采自孔雀河尾间的 No.11 水样, $\delta D = +71.5$, $\delta^{18}O = +20.5$ 。这样高的氢氧重同位素含量文献中很少报道。这一水样的同位素组成是孔雀河水在不断得到补给的封闭体系的天然蒸发过程中形成的。

参 考 文 献

- [1] 林瑞芬、卫克勤、王志祥: 地球化学, 第4期, 392—397, 1981年。
- [2] 林瑞芬、卫克勤、王洪波: 地球化学, 第4期, 347—352, 1979年。
- [3] 卫克勤、林瑞芬、王志祥、周秀云: 科学通报, 第10期, 467—470, 1980年。
- [4] Ostlund, H. G. and E. Werner, Tritium in the Physical and Biological Sciences, Vienna, IAEA, 1: 95—104, 1962.
- [5] Cameron, J. F.: Radioactive Dating and Methods on Low-Level Counting, Vienna, IAEA, 543—573, 1967.
- [6] Dansgaard, W.: Tellus, 19: 435—463, 1964.
- [7] Ферроцкий, В. И.: Природные Изотопы Гидросферы, Недра, Москва, 1975.

罗布泊地区的野生双峰驼

谷景和 高行宜

(中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所)

本文根据多次深入人迹罕至的罗布泊地区对野生双峰驼 (*Camelus bactrianus ferus* Przewalski) 的考察结果, 阐明这种珍兽近世纪来在模产地分布区的历史变迁。探讨处于极端干旱环境中栖息地的生态地理特征与野驼对高矿化度零星水源特殊生态生理适应的内在联系。同时结合野驼密度统计和种群组成分析, 对学术界关于其季节迁徙问题的长期争论, 得出否定的结论。

一、研究概述

罗布泊邻近地区, 为野生双峰驼的模产地。上世纪末, 一些欧洲探险队在这里发现了此兽^[1], 并作过若干零星的记述^[2,3,4]。由于数量稀少, 分布区地表水源奇缺, 人迹罕至, 本世纪来, 对这种珍稀动物在此的生存状况, 一直无人问津。学者对牠的研究, 仅限于为数不多骨骼标本的描述^[5,6,7], 以及对生存在蒙古西南戈壁的家驼与野驼杂交种的某些观察^[8,9]。因此, 对于野驼一些最基本的生物学问题, 往往概念混乱, 互相矛盾。关于其种源的野生说与野化说, 其习性的定居说与迁徙说以及对何以在如此严酷的环境中得以生存的各种论见等学术界长期争论与瞩目的问题, 仍悬而未决^[10]。

1980年夏、冬与翌年夏季, 中国科学院新疆分院多次深入罗布泊地区的综合科学考察, 收集到空前丰富的野驼骨骼标本和有关地理分布、生态生物学资料。本文对考察结果进行整理, 旨在为探讨这些学术问题有所裨益¹⁾, 并在此基础上, 对野驼资源作评价与提出保护措施。

二、地理分布区

罗布泊地区的野驼分布区, 处于被丘陵、沙漠所环绕的湖盆周缘地带。对此, Соколов 曾根据历史考察记录, 作过粗略描绘^[10], 不仅将罗布泊地区东部, 而且还将嘎顺戈壁南部和阿尔金山北麓, 归并为合一的地理分布区(图1)。

动物地理分布区, 是指其种群活动空间外缘闭合曲线所占的地域。由于野驼栖息密度较低而活动性却又很强, 故对其足迹、粪便等活动痕迹的观察, 在分布区的确定上具有重要意义。在极端干旱环境中得以长期保留的遗骸和粪便, 又为分析分布区的近代历史

1) 关于野驼的形态学与种源问题, 将结合其他地区考察结果, 另文作专题讨论。

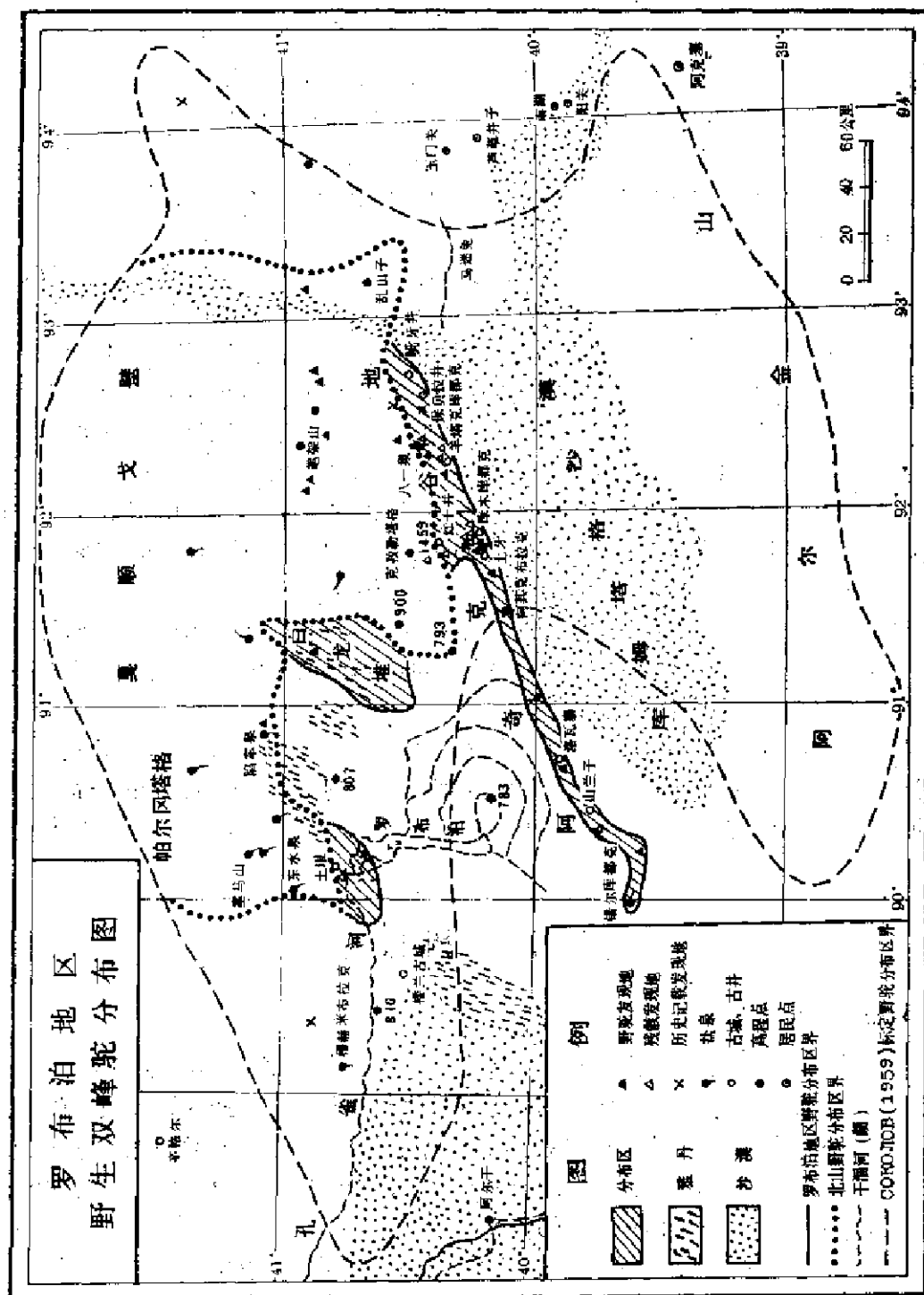


图 1

变迁,提供了可靠依据。

曾被划入分布区之内的罗布泊湖盆北部^[6],早期尚是一片汪洋;干涸后则为遍布坚硬盐壳的不毛之地,均不具备野驼的生存条件;亦不见其任何活动痕迹。正是由于湖盆的阻断,将罗布泊地区的野驼分布区,切割为位于西北的孔雀河三角洲;东北的白龙堆和东南的阿奇克谷地等三部分(参见图1)。

孔雀河三角洲为楼兰故国所在,这里野驼分布区的形成,无疑应在楼兰废弃(西晋,约公元330年)之后。在沿岸穆赫米布拉克(东经 $89^{\circ}10'$,北纬 $40^{\circ}40'$)等处遗留的陈旧粪便,证实近代野驼曾在此栖息。但本世纪五十年代以后,由于垦殖与人群活动逐步深入,使分布区西线退缩至东水泉(东经 $90^{\circ}05'$,北纬 $40^{\circ}55'$)附近;同时,孔雀河的断流,在干涸后的河口,形成了新分布区。

白龙堆为延续千余平方公里的雅丹(风蚀地貌)区。1980年5月“丝路故道”考察,于东经 $91^{\circ}15'$,北纬 $40^{\circ}50'$ 见到野驼群与大量活动痕迹,首次证实了这个分布区的存在。

阿奇克谷地为早期野驼标本采集地之一^[3,11]。目前分布区呈南北宽不及15公里,东西长却达270余公里的狭长地带。东限为东经 $93^{\circ}20'$,较历史记录仅偏西 $10'$;向西越过记录西限,沿湖盆南沿延伸至错尔库都克。先后在山兰子、洛瓦寨等见到了野驼群。其中阿奇克布拉克以西约140公里新发现的分布区,为以往考察的空白。

与阿奇克谷地和湖盆南缘紧邻的库姆塔格沙漠,考察中见野驼活动仅及其北缘。同样,1982年又查明野驼在阿尔金山北麓的分布只达洪积扇上部,而不及沙漠南缘。证实宽达70—80公里的库姆塔格沙漠,为野驼分布的间断带。

可见,罗布泊地区的野驼地理分布区与记载不同,其在孔雀河三角洲、白龙堆、阿奇克谷地之间并无直接联系,而都是通过与北部山地的联合,形成与阿尔金山分布区相对隔离的独立区域。

将新近考察结果与 Соколов 绘制的分布区作比较,虽已是面目全非,但除孔雀河下游局部区域外,考察中见到的残骸和以往记载的野驼发现地,均在现标定的分布区之内(参见图1)。故此,若排除历史考察的遗漏和推断差错,近百年来,分布区仍保持相对稳定。

三、野驼栖息地

1. 栖息地自然环境

罗布泊地区的野驼栖息地,地貌基本特征之一为低洼、开阔和多丘。海拔介于790—830米。地表覆盖由外缘向纵深依次为:基底松软而表层覆以沙砾的砾漠;散布有固定、半固定沙丘的沙漠;仅生长有盐柴类植物或裸露的盐漠。特征之二为雅丹地形充分发育,以白龙堆一带最为典型;在孔雀河三角洲多与沙丘、古河床融为一体;在阿奇克谷地则呈弥散状分布。这些多丘地形,给单调的自然景观略为润色。

区内具典型的亚洲腹地大陆性气候特征。气温年较差达 36°C ;光照充沛,夏季高温达 45°C ,地表达 70°C 以上;加之春季强烈的风沙加速蒸腾,水分年可能蒸发量几达降水量(30—40毫米)的百倍。自从罗布泊的供水河断流,常年性的地表径流不复存在。唯有周围山地潜流的源源补给,在阿奇克谷地和北山山麓低洼处,存在稳定的表层潜水,或溢

出地面,形成盐泉与盐沼。它们是栖息地内可为野驼提供的唯一水源。

分布有地带性的荒漠和隐域性的荒漠盐生草甸植被。其覆盖度一般很低,在白龙堆、洪积扇几为无植被区。植物总计 36 种,在孔雀河三角洲和阿奇克谷地分别为 18 和 20 种。它们为野驼提供了选择范围很窄,但足以维持生存的食物条件;灌丛及其所形成的多丘地形,又利其隐蔽。

罗布泊的干涸,虽然对动物区系产生了广泛的影响,但纵观其周围的野驼栖息地,无论地貌、水源或植被状况,与上世纪考察时的记述无多大变化^[1,3],充分显示栖息地自然环境严酷、原始和稳定的特点。而且,随着雪豹^[4]、虎^[5]等天敌以及人群活动的消退,使之更有利于野驼的生存。

2 野驼的生存条件

结合活动频度观察,对栖息地内各区域以及周围地带的自然条件进行对比,将野驼的生存条件作如下归纳:①在地形利其隐蔽的多丘区域,活动频度明显地高于开阔地带;②活动于地表硬度适中的区域,回避坚硬的盐壳和流动沙丘;③多栖息于盐生草甸等植被覆盖度较高的区域;④在阿尔金山等其它分布区,亦栖息于雪豹、狼等猛兽出没的区域;⑤避开居民区,东部栖息地距最近的居民点约 30 公里;⑥栖息地内各区域,距最近的水源不超过 50—60 公里。在未受人群经常干扰的区域,栖息地与盐泉分布相吻合。

诚然,地形和植被状况,通常只是影响栖息密度,如在开阔、几无植被的洪积扇上,亦可见其踪迹;不利其活动的地表覆盖,大都呈片状分布,没有在栖息地外围相闭合,仅在一定方位上形成阻隔;栖息地内目前无天敌和经常性的人群活动,因此,均不是影响野驼生存的首要因子。而只有地表水源状况,不但在野驼生存的意义上,而且亦从其与分布区的依存关系上,表明其是影响生存的主导生态因子。

剖析野驼在罗布泊地区得以繁衍的原因,其一,具备适应极端干旱环境的野驼生存的基本条件;其二,在如此严酷条件下,天敌和人群均难以生存。因此,为野驼提供了得天独厚的栖息场所。

3 栖息地类型及其评价

栖息地内各自然区域,由于栖息条件适度的差异,导致栖息地类型的分化。在罗布泊

表 1 罗布泊地区野驼栖息地类型

栖息条件适度	栖 息 地 类 型					
	阿奇克谷地	孔雀河三角洲	白龙堆雅丹区	北山洪积扇	库姆塔格沙漠	罗布泊湖盆
1.隐蔽条件	2—3	3	3	1—2	2	0
2.活动条件	2—3	3	2—3	2—3	0—1	0
3.食物条件	3	2	0—1	0—1	0	0
4.天敌侵扰	3	3	3	3	3	3
5.人群影响	2—3	1—2	3	3	3	3
6.水源条件	2	0—1	0—1	1—2	0	0
总适度	2—3	2	1—2	1—2	0	0

注:适度级分:3 最适度;2 适度;1 次适度;0 不适度。

地区,野驼栖息地基本上可划分为六个类型(表1)。由栖息条件适度的分项与综合评价结果来看,以各方面条件具备的阿奇克谷地适度最高,为分布的高密度区和繁殖地;以分别缺乏水源或食物条件的三角洲、雅丹区、洪积扇等适度居次,为分布的低密度区;在基本上不具备栖息条件的盐漠和流动沙漠,野驼仅偶尔活动其边缘。

各种类型栖息地,常以复合体的形式存在于某一地域。如在阿奇克谷地周围的沙漠-谷地-洪积扇-(丘陵);孔雀河下游的三角洲-洪积扇-(丘陵);白龙堆一带的雅丹区-洪积扇-(丘陵)等。这些组合,对于相互弥补某些栖息条件的欠缺以及在野驼密度调节上,起着重要作用。

4. 栖息地生态地理特征

Банников 描述野驼为生长有灌丛的沙漠的栖居者^[13]; Симуков 则认为其是平原砾漠的代表^[14]。他们虽然指出了野驼栖息地的某些外貌特征,但均未能反映出其与生存条件的内在联系,而具有所述特征的景观,在亚洲中部荒漠地带是相当广域性的。因此,可以说,他们并没有确切地阐明栖息地的基本特点。对罗布泊等野驼栖息地的研究表明:野生双峰驼为亚洲中部极端干旱区域分布有高矿化度零星水源多丘荒漠的特有动物。

四、生态生物学

1. 食物和饮水

Мурзаев 曾根据植被分布,概略地指出野驼在塔克拉玛干的食物组成范围^[15]; Датва 列出其在蒙古西南戈壁取食植物的目录^[9]。但在所述植物中,同时分布在罗布泊地区的种数不多,可见,其食物组成因地而异。在阿奇克谷地,由食残观察表明,被经常取食的有芦苇 (*Phragmites communis*), 骆驼刺 (*Alhagi pseudoalhagi*), 大叶白麻 (*Apocynum hendersonii*), 鸦葱 (*Scorzonera*), 盐穗木 (*Halostachys belangeriana*), 泡果白刺 (*Nitraria sphaerocarps*) 等。在两头成年个体胃内含物中,芦苇约占一半,余为大叶白麻、骆驼刺等,均为该区植被的建群种。

夏季,由幼嫩、多汁植物所获水分,基本上可满足其代谢需要,因而很少饮水;秋后,对水源的依存始为密切,无积雪的年份,水源干涸可能导致死亡。在八一泉以及夏顺戈壁西部干涸的泉眼旁,均发现带有冬毛的残骸。

栖息地内,盐泉、古井等零星水源分布的平均间距,在阿奇克谷地为 28.8 (11—46) 公里;在孔雀河三角洲和白龙堆约为 40 公里。野驼常是沿着固定路线,迴旋于觅食地与水源之间,久之,在地表形成了宽约 40 厘米,坚硬而光滑的兽径——野驼道。

Симуков 推断野驼能在远处闻到水源^[14]。其实,关于野驼的嗅觉能力,从未有人作过科学的观测。栖息地内大多区域水分蒸腾作用强烈,且嗅觉作用又严格地受风向制约。因此,野驼何以辨别由零星水源散发的少量水汽,甚为费解。较为客观的可能是,野驼凭着记忆,沿着明显的兽径,准确地找到由于历代在此栖息而发现的水源,并把信息在种群中传递下去。

在阿奇克谷地,被饮用水源的水质总矿化度为 2.1—12.6‰;在北山还见以几近饱和

的苦咸水解渴。但在各处栖息地中均避而不饮淡水。可见,高盐分已成为其机体代谢的特殊生理需要。对干旱环境高度的生态生理适应,使栖息地与淡水水源相隔离。客观上,有利于种群的生存。

2. 关于季节迁徙

Пржевальский 认为,野驼夏季栖息在阿尔金山一带;入秋后迅速地迁向库姆塔格沙漠、罗布泊地区以至塔克拉玛干沙漠^[16]。斯文赫定(S. Hedin)还列举发现有大量足迹的六处峡谷,推断为迁徙的通道^[17]。Соколов 对此表示疑义,但缺乏足以否定的论据。

考察证实:①罗布泊地区与阿尔金山的野驼分布区,存在着地理隔离。②罗布泊地区野驼的种群密度,未见大幅度季节波动。如在阿奇克谷地,1980年6月中旬4天中见野驼群3次,计24头;11月中—12月初11天中见到10次,计49头。③峡谷驼道足迹的方向性,没有明显的季节规律。④将种群在分布区内习见的垂直或水平移动,误为地理区间的迁徙,属概念的混淆。据此,对野驼的季节迁徙说,提出否定的看法。

3. 繁殖与种群

野驼的繁殖期各说不一^[9,15,18]。由6月16日捕到的幼驼已有较强活动能力,推算产仔期应在早春。足迹观察表明,一胎一仔,未见双胎;哺乳期约二年。在北京动物园驯养的雄性野驼,4⁺龄性成熟;由家驼雌雄性成熟龄差,推算雌体在3⁺龄已具繁殖能力。

直接观察到野驼21次,共98头,平均每群为4.67头。结群头数(及频次)为:1(7);

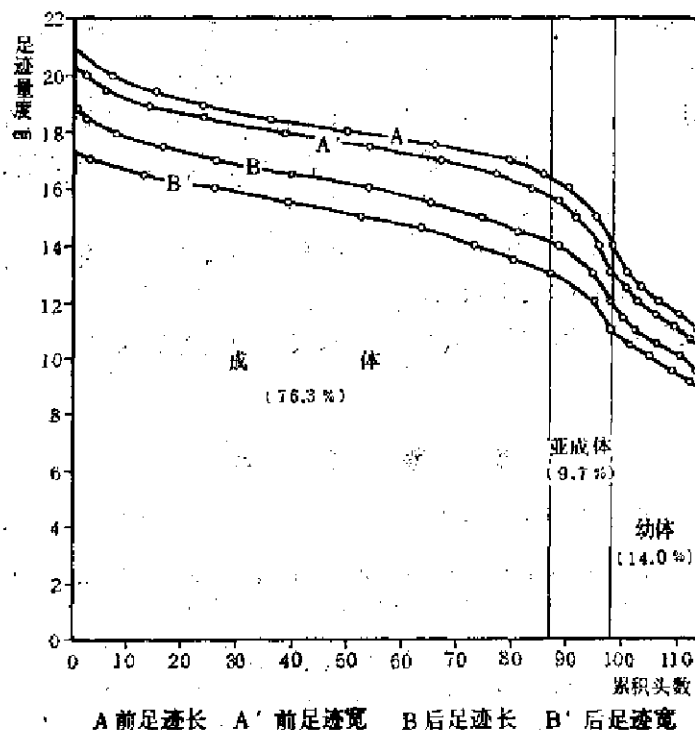


图2 阿奇克谷地野驼足迹测量序列图(1981年冬)

2(5);3(2);5(1);6(1);7(2);10(1);17(1);23(1)。群体组成多样,主要有:成体(单或数头)—幼体—(亚成体);成体—亚成体;单独的成体(♂)或亚成体等。可见,除按家族活动外,还有各种临时组合。

发现残骸 11 处,包括完整骨骼 2 具;头骨 2 个;余为肢体骨。分属成体 6 头;亚成体 2 头;1⁺和 1⁻龄幼体分别为 1 和 3 头,说明幼体死亡率相当高。

可辨别成幼的 13 次观察,所见 78 头野驼中,成体、亚成体和幼体分别为 62、7 和 11 头,各占 76.9%、9.0% 和 14.1%。同时,随机对 114 号个体的前后足迹进行测量,并作序列编排(图 2),见幼体与亚成体之间梯度明显;亚成体与成体则表现逐渐过渡。如以动物园 4⁺龄个体足迹度量(前足迹长 16.5 厘米;后足迹长 14.0 厘米)作为成体划分的界限,则成体、亚成体和幼体分别为 87、11 和 16 头,各占 76.3%、9.7% 和 14.0%,与种群直接观察结果相近,可以互证。

野驼作为寿命较长的大型兽,幼体、亚成体所占相当比重,表明种群的繁衍是正常的。

五、资源及其评价

野生双峰驼,目前仅生存在亚洲中部几处很狭窄的分布区内,数量十分稀少。由于在研究家驼起源上具重要的科学价值,学术界对其生存状况极为关注。国际自然和自然资源保护联合会 (IUCN) 将其定为易危种 (V 级),列入蓝皮书;我国定为一类保护动物。

关于野驼的资源储量,未见作过具体调查。1980 年夏、冬,笔者在阿奇克谷地对其栖息密度进行概略统计。观察路线长约 680 公里;两侧有效记录距离 0.8—1 公里,样地总面积应为 1088—1360 平方公里。共发现野驼 70 头。故平均栖息密度为每百平方公里 5.1—6.4 头。在谷地约 2300 平方公里的分布区内,应有野驼 117—147 头;加之分布在其余低密度区的数量,估算罗布泊地区的资源储量在 200 至 300 头左右。

野驼的栖息环境与种群状况相当稳定,虽然目前尚无绝灭的危险,但偷猎和人群对分布区周围的侵扰,已对其生存造成一定威胁。为保证种群得以正常地繁衍,除应加强禁猎措施外,建立相应的自然保护区,势在必行。

野驼的地理分布区、栖息地以及生态生物学研究表明,在一些缺乏饮水的地区,适当地开发地下水源,改善栖息条件,必将有助于分布区的扩大与资源的发展。在目前初步考察基础上,进一步对其种群生物学作深入的研究,又可为资源的保护与发展提供必要的科学依据。

参 考 文 献

- [1] Пржевальский, Н. М.: Из Зайсана через Хами в Тибет и на верховья Желтой Реки, СПб., 1—473, 1883.
- [2] Грум-Гржимайло Г. Е.: Описание путешествия в западный Китай, СПб., 1—547, 1896.
- [3] Козлов, П. К.: Тр. Эксп. инст. Русск. географ. общ. по Центральной Азии, СПб., 2:1—296, 1899.
- [4] Sven Hedin: Lop-Nor, Scientific results etc., 2:1—717, 1905.
- [5] Хавесон, Я. И.: Сборн. «Проблема происхождения, эволюции и породообразования домашних животных», 1: 291—358, 1940.
- [6] Хавесон, Я. И.: Докл. Акад. наук СССР, 60(6): 1093—1096, 1948.
- [7] Хавесон, Я. И.: Докл. Акад. наук СССР, 98 (3): 475—478, 1954.

- [8] Банников, А. Г.: Тр. Монгольск. комисс., 51:1—111, 1953.
- [9] Дагва, Д. Э.: *Природ.*, 9: 105-106, 1954.
- [10] Соколов, И. И.: Фауна СССР, М.-Л., 1—639, 1959.
- [11] Sven Hedin: The Sino-Swedish Expedition, Stockholm, 1—346, 1944.
- [12] 钱燕文、张洁等: 新疆南部的鸟兽, 科学出版社, 1965 年。
- [13] Банников, А. Г.: Докл. Акад. наук СССР, 55 (7): 673—676, 1947.
- [14] Симуков, А. Д.: Современная Монголия, Улан-Батор, 1(26), 31—43, 1938.
- [15] Мурзаев, Э. М.: Непротопленными путями, М., 1—223, 1948.
- [16] Пржевальский, Н. М.: От Кяхты на истоки Желтой Реки, исследование северной окраины Тибета и путь через Лоб-Нор по бассейну Тарима, СПб., 1—563, 1888.
- [17] Sven Hedin: North and East Tibet, Scientific results etc. 3: 1—593, 1905.
- [18] Пржевальский, Н. М.: Изв. Русск. географ. общ., 13(5): 263—329, 1879.

罗布泊地区西部的马鹿

谷景和 高行宜 向礼陔

(中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所) (新疆大学生物系)

罗布泊地区西部的孔雀河和塔里木河下游一带,为塔里木马鹿(*Cervus elaphus yarkandensis*)的分布中心,资源丰富,储量可观。

当罗布泊还是碧波荡漾,鱼群遨游的时候,马鹿的足迹遍及湖泊北端的孔雀河三角洲和西南的喀拉和顺一带,种群处于自生自灭状态。短短的几十年中,随着罗布泊的干涸,马鹿分布区的东线,已经向西退缩。同时,大面积农垦绿洲的出现,改变了栖息环境的面貌,继而出现了农业鹿害问题。并且,随着养鹿业的迅速发展而大量捕捉幼鹿,使种群状况发生了显著的变化。

塔里木马鹿,作为唯一生存在荒漠地带的马鹿亚种,其生物学特征,至今知之甚少;资源状况与演变规律,更缺乏研究。

为了给资源合理的开发利用及农业鹿害的防治,提供必要的科学依据,在1976年全面考察的基础上,1978与1980年又对该区马鹿作了进一步的研究,结果如下:

一、一般生物学特征

1. 形态与分类

塔里木马鹿,在本种中体型居中。夏季标本,雄性成鹿体重210—230公斤;体长1.8—1.9米;肩高1.3—1.4米(表1),显著小于北疆的*C. e. sibirius*亚种;而较东北的*C. e. xanthopygus*亚种为粗硕。毛色较为浅淡鲜明^[1]。

角显著弱小,一般3—5岔,偶有6—7岔。角干中段外侧突出部有一拐弯,其上下段均直,侧面观略有弯曲。这和*C. e. sibirius*角可达8岔、角干呈弧形、侧面观为S形的情况显然不同。

表1 塔里木马鹿的体尺量度

(单位:公斤;毫米)

标本号	性别	体重	体长	头长	耳长	尾长	后足	肩高	臀高	胸围	腰围
001	♂	232.0	—	—	—	140	—	1374	1355	1444	—
002	♂	213.5	1850	470	220	180	—	1360	1250	1400	1460
003	♂	146.0	1790	455	240	110	560	1290	1260	1300	1200

雄性成鹿头骨长宽比,平均为2.50(2.40—2.61),较*C. e. sibirius*的2.35为大;与*C. e. xanthopygus*的2.56相近。上齿列长117—127毫米,相对地较*C. e. sibirius*为强大(表2)。这些是本亚种重要的鉴别特征。

表2 塔里木马鹿头骨量度及其与阿尔泰山标本的比较 (单位: 毫米)

标本号	性别	颅全长	额宽	眶间宽	鼻骨长	上齿列	角尖距	左角长	基长	左角基围	角岔数	
											左	右
001	♂	428	164	110	145	127	—	700	378	170	5	5
002	♂	401	167	113	142	117	600	776	358	167	5	6
003	♂	405	162	124	137	126	417	620	367	131	4	4
阿尔泰山标本	♂	485	202	148	178	126	670		430	200	6	5

2 生态习性

塔里木马鹿,为塔里木盆地沿河景观的广生境种。无论是在胡杨密林、红柳灌丛、芦苇沼泽、农田绿洲或流动沙丘地带,均有其活动踪迹。

然而,在生活周期的各个阶段,种群对生境都有一定的选择。春夏,公鹿为保护茸角,多在开闢的疏林和红柳荒漠中独居或结成小群;母鹿则携幼隐匿密灌丛之中。秋季交配期开始正值河泛之后,种群的不同成分,向水草丰茂的湖沼附近集中。入冬后,成幼杂居,活动于芦苇草地和农田周围,结群一般二、三十头,有时超过百头。

食性粗放,食物主要是为胡杨、芦苇、沙枣、骆驼刺、罗布麻、铃铛刺;对于各种农作物几不加选择地采食。

栖息地对水源的依存性很强。夏季,在离水源十数公里以外,就少见其踪迹;春夏枯水期,亦饮高矿化度的咸水;冬季则啃食冰雪。以白昼活动为主,清晨与黄昏最频繁。夏令喜水浴。适应于松散的砂土环境,蹄甲生长与磨损较慢。从山区引种的马鹿,往往蹄甲生长过速,造成畸形。

9月上旬至10月下旬交配,10月初为发情盛期。争雄激烈,常造成伤亡。配偶期结群10—15头,多则20余头,其中未成年兽占半;成年公鹿1—2头;余为成年母鹿。

妊娠期8个半月,6月初至8月中产仔,6月中为产仔高峰,是捕捉幼鹿的黄金季节。捕获的幼鹿雌雄占半,但年度性比波动较大。幼鹿记忆力很强,被猎人追散时,能在数十公里以外返回原地找到母鹿。据此,可以在原发现地守候,捕获逃散的幼鹿。

哺乳期4—6个月。2⁺—3⁺龄性成熟。雄鹿1龄即长角,2龄开始分岔。以6—8龄角生长最旺盛,为产茸的高峰。至14,15龄,产茸量急剧下降;相应年龄的母鹿停止繁殖。3—4月脱角;5—7月为茸角生长旺季;9月开始骨化。5月下旬第1次锯茸后,还可在7月底锯二茬茸。

食物多夹杂砂粒,老年马鹿往往因齿冠过度磨损,采食困难而死亡,寿命较其它亚种短,为15—20年;饲养最高纪录16年。争雄和其它偶然原因,亦造成部分死亡。当地牧人曾见到鹿角挂在树枝上无法争脱而死亡的个体。

性机警,善奔跑,能轻易跳越2米高的围栏。栖息地内强大的天敌为数极少,在40年前栖息此地的虎(*Panthera tigris lecoqi*),现已绝迹。狼(*Canis lupus chanco*)虽然偶见,但对马鹿的生存构成威胁。

本亚种体色较之其它亚种浅淡;齿列相对发达;蹄甲生长缓慢;能忍受大量寄生虫的侵袭;并可饮矿化度较高的苦咸水。这是对荒漠地带自然景观色调浅淡、食物粗糙、地表

松软与环境干旱的特殊适应。鹿角弱小是食物贫营养的反映。事实上,通过人工补饲,可以促进茸角生长,达到与其它亚种相应的产茸量。

二、地理分布区与栖息地

1. 地理分布区

马鹿作为北方森林草原的广分布种,适应于塔里木盆地沿河局部生境,形成栖息于荒漠地带的特殊亚种。其地理分部区,随着水系的演变而变迁。当塔里木河和孔雀河还源源注入罗布泊的时候,居住于河口以渔猎为生的罗布人,将马鹿作为重要的猎捕对象。说明当时其数量之大,分布区之广。斯文赫定(S.Hedin)等曾记述在喀拉和顺、孔雀河口,以及现在的库鲁克沙漠东部,都有马鹿的分布。其分布区,从此通过台特马湖、车尔臣河、铁干里克绿色走廊、孔雀河下游等,与现今塔里木河分布区连成一片。

随着上述区域地表径流的消失,马鹿主要分布区的南线,已退缩到阿拉干附近。在此以南的广大地域,仅米兰绿洲灌区以北还有残存;其东线亦退缩至孔雀河下游的营盘一带。笔者于1979年在营盘以东约110公里仅存数个独立积水坑附近,见到马鹿活动的新鲜足迹。翌年考察时,随着这些积水的干涸,活动踪迹完全消失,可见其分布区随着地表水源的消失而迅速变迁。

随着地表径流与农业灌溉的平衡,马鹿分布区渐趋稳定。目前,罗布泊地区西部马鹿分布在东西长约350公里,南北宽约60—80公里,总面积约1万8千余平方公里的狭长地带。其北界达到天山与库鲁克山洪积扇;西部在塔里木河中游与沙雅县境内的马鹿分布区相衔接。

2. 分布区自然环境

马鹿分布区北邻荒秃的库鲁克山脉,南接浩瀚的塔克拉玛干大沙漠。其西段为塔里木河及其支流所形成的河网;中段的洛乎洛克湖及群克尔一带为其尾水的积水沼泽;东段北部是孔雀河绿洲;南部为水库及天然湖泊区,其间为较集中的农垦绿洲,并散布有大小不等的沙漠。

环境极端干旱,几乎终年不雨,年降水量仅为30—40毫米,而可能蒸发量却比此高出百倍。外区注入的塔里木河与孔雀河,是唯一的地表水源。水系的形态,直接影响栖息地的分布状况。流沙的侵袭与河流的经常改道,形成了复杂多样的自然景观。荒漠植被与荒漠地带隐域性的胡杨林与芦苇沼泽等出现,产生了多种多样的栖息地类型的分化。

3. 栖息地类型的划分

栖息地类型划分的客观依据,是各种生态环境对马鹿生存的生物学意义的差异。这种差异反映在地域概念上,就提出了栖息地类型划分问题。其现实意义在于栖息地类型与密度分布直接相关,是资源储量估算的基础。

因此,类型划分的原则应当是食物、隐蔽、活动等栖息条件的适度,以及与之相关的植被、水文、地形等栖息地外貌特征的差异。

罗布泊地区西部马鹿分布区,栖息地类型分布的特征是:①各栖息类型分布的地带

性规律很不明显；②栖息地的范围，取决于地表水源的分布状况；③由于植被消失于水源退缩若干时期之后，因此在分布区内外都存在相似的植被与景观类型。

栖息地的分布取决于地表水源的存在；分布区内植被类型决定栖息条件的适度；而地貌形态仅影响类型内部的结构。因此，决定类型划分的诸自然因素的主次关系是：水源、植被、地貌。恰与山地水源丰富，高程变化较大的情况下，各自然因素的主次关系完全倒置，显示出内陆荒漠地带马鹿栖息地类型划分的具体方法，有其独特之处。

4. 栖息地类型及其评价

依照上述原则与方法，将分布区西段东河滩一带的马鹿栖息地，划分为7种类型，并参照1/2.5万航空照片，绘制类型区图。这些类型是：

- (1) 胡杨林型 位于具有一定发育年龄的河道旁，呈条带或块状分布的阔叶林带。
- (2) 密灌丛型 呈块状分布于河泛区的红柳、铃当刺密灌丛以及胡杨、沙枣幼林地带。
- (3) 灌木荒漠型 为散布有红柳及红柳包的开阔地带。
- (4) 芦苇草地型 生长有芦苇等草本植物，地下水位较高或沼泽化的区域。
- (5) 灌丛草地型 分布于3,4类型间的过渡带，在芦苇草地上散布有红柳等灌丛。
- (6) 疏林草地型 分布于水源附近的地形起伏区域，植被层次明显，兼有乔木、灌丛的草地。
- (7) 田野型 分布于垦区边缘的农田，田间旷野与撩荒地。

上述七种栖息地类型的划分，在整个分布区内具有普遍意义。现将各种类型栖息地，栖息条件适度的评价列于表3。

表3 罗布泊地区西部马鹿栖息地栖息条件适度表

项 目	总适度	栖 息 条 件 适 度			
		食物条件	活动条件	隐蔽条件	人群干扰
1.胡杨林	2—3	1—2 数量贫乏	3 林下开阔	3 利于隐蔽	2 局部牧、伐
2.密灌丛	3	3 繁多丰富	2 局部阻塞	3 利于隐蔽	2 局部放牧
3.灌木荒漠	1—2	1 单纯贫乏	3 平坦开阔	2 可供隐蔽	2 偶有放牧
4.芦苇草地	1—2	3 数量丰富	1—3 局部积水	0 无法隐蔽	1—2 大部放牧
5.灌木草地	2	3 较为丰富	3 平坦开阔	2 可供隐蔽	1—2 大部放牧
6.疏林草地	2—3	3 繁多丰富	3 林间开阔	3 可供隐蔽	1 经常放牧
7.田野	1	3 作物补饲	1 夜间活动	1 尚可隐蔽	0—1 人群密集

注：栖息条件适度级分：3 最适度；2 适度；1 次适度；0 不适度。

从表3可知，各种类型马鹿栖息地的生存条件适度各不相同，但它们对种群的不同成分与生活周期的各个阶段，都存在着一一定程度的依存关系。其中，栖息条件适度较高的密灌丛、胡杨林与疏林草地类型，分别为携幼母鹿、带茸公鹿的主要活动场所与种群的繁殖地。其余类型适度虽然较低，但灌木荒漠分布面积广，是鹿群的重要活动场所；而灌丛草地、田野型等，又是主要越冬地，因而它们对马鹿的生存与资源分布亦具有重要意义。

三、资源及其合理开发利用

1. 数量统计方法

马鹿作为栖息密度不高的大型兽类,被直接观察到的个体数终究不多,在对其数量进行直接计数的同时,还必须对活动痕迹、足迹进行统计,并由此换算出各样地内的栖息密度,这就是我们所采用的直接与间接相结合的统计方法。

进行数量统计时,骑马缓步进行,两侧记录距离各100米,在地形复杂、植被茂密的地带,缩小到50米,最后按 2×75 米换算。同时,对穿越统计路线一昼夜内的新鲜足迹进行计数。

由于塔里木马鹿栖息地特有的地表状况,其活动大多能留下清晰可辨的足迹,随着时间的推移,足迹形态发生明显的变化,为辨别其新旧程度与利用足迹进行数量统计提供了可能。

通过标记定时观察,发现在晴朗的夏日,流沙与沙土地上新鲜足迹略浅于周围地表色调,边缘裂纹清晰,一昼夜后色调逐与周围一致,并可见积物。在盐土上,其变化程序恰恰相反,新迹色调较周围为深,尔后蹄印表面出现盐霜。而在泥泞地表,足迹形态常可保持数日不变;杂草丛生的区域,足迹又往往不明显,虽给数量统计造成困难,但所遇这样地段不多。

考察路线共计600余公里,其中作数量统计的地段为389.5公里,包括各种类型样地109个。在总面积58.4平方公里的样地内,实见马鹿共36.13头,平均栖息密度0.619头/平方公里。同时,录到足迹3291次,故平均足迹频度8.452次/公里。由此计算:

$$\text{足迹指数} = \frac{\text{栖息密度}}{\text{足迹频度}} = \frac{0.619(\text{头/平方公里})}{8.452(\text{次/公里})} = 0.0732(\text{头/公里} \cdot \text{次})$$

在路线考察中,每公里遇见新鲜足迹一次所代表的栖息密度,即为足迹指数,其在特定环境下是一常数。根据足迹指数与各栖息地的所统计到的足迹频度,即可分别计算各地的栖息密度:

$$\text{栖息密度} = 0.0732 \times \text{足迹频度}(\text{头/平方公里})$$

2. 资源储量估算

根据各样地足迹频度所计算的栖息密度,按1—0.27(头/平方公里)级差,划分出三级密度区,并以各密度区的平均栖息密度乘所占面积,求出各区马鹿头数,其总和即资源储量。

据此,求得尉犁以西地区马鹿储量约为4021头。考察中还对马鹿种群组成进行了观察,得知成年公鹿占种群数量的31.6%,约1270头,余为母鹿和幼鹿。从该地每年鹿角收购量,可以印证估算结果是否接近实际。平均每对角重1.5公斤,年脱角量应为1.9吨左右,除去自然损耗,与该地每年1.5吨的实际收购量相近,肯定了估算结果。

上述地区资源分布状况及储量如图1及表4,5所示。

从表4可知,约有55%的马鹿,栖息在面积仅占15%的I级密度区内;而其余85%的地区,仅分布约有45%的马鹿,可见资源分布相当集中。地理分布上的不平衡现象与各

表4 尉犁县以西地区各密度区的马鹿资源分布

编号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10—14	合计
区域名	塔勒夏	阿科依	纳斯尔河	阿尔河口	夏米尔河口	洛乎洛克北	西片	东片	县城西	其它	
面积(Km ²)	436	230	326	12	144	88	1688	1416	53	1552	7488
密度(头/Km ²)	2.42	(1.5)	1.40	(2.0)	(1.5)	(1.5)	0.46	0.58	(0.4)	0.12	0.537
储量(头)	1046	345	457	24	216	132	766	646	21	374	4021
小计(头)	2274						1433			374	
所占比例(%)	55.06						35.64			9.30	100

注：编号1—6为Ⅰ级密度区；7—9为Ⅱ级密度区；10—14为Ⅲ级密度区。

表5 尉犁县以西地区各类型栖息地的马鹿资源分布

序号	1	2	3	4	5	6	7	合计
栖息地类型	胡杨林	密灌丛	灌木荒漠	芦苇草地	灌丛草地	疏林草地	田野	
面积(Km ²)	1292	739	2896	456	1264	643	198	7488
密度(头/Km ²)	0.80	1.80	0.21	0.18	0.34	0.82	0.09	—
储量(头)	1038	1327	601	84	427	527	17	4021
所占比例(%)	25.9	33.0	14.9	2.1	10.6	13.1	0.4	100

类型栖息在中密度的悬殊以及高密度区相对集中相联系，如表5所示。分布1, 2, 6三种类型栖息地中的马鹿数，占资源总储量的72%，而这些类型地理分布上的共同点都是比较靠近水系。因此，各高密度区大体都沿水系分布。在东部的湖泊区和孔雀河沿岸，其地理分布规律亦大致如此。

依据上述储量估算方法，结合访问了解，初步估算罗布泊地区西部的马鹿资源总储量为1—1.1万头。平均栖息密度为0.505—0.555头/平方公里。>1头/平方公里的密度区为3985平方公里，占分布区面积的21.7%。资源在各区域分布概况如表6所示。

表6 罗布泊地区西部各区域马鹿资源的分布

区域名称	东河滩	31团	32与33团	34与35团	孔雀河	其它	合计
资源储量(千头)	4.0	1.8—2.0	1.0—1.2	1.6—1.8	1.0—1.2	0.6—0.8	10.0—11.0
所占比例(%)	36—40	16—20	9—12	15—18	9—12	6—8	—

3. 开发利用现状

马鹿作为一种经济价值很高的野生资源动物，其开发利用大体要经历：a. 原始的自生自灭阶段；b. 自发猎捕阶段；c. 合理开发阶段；d. 扩大发展阶段。自从五十年代末该地出现养鹿业及马鹿被列为保护动物加以禁猎后，对资源的开发利用，已从a, b阶段过渡到了c阶段。

养鹿业迅速发展，到1976年止，养鹿场点已达15个，马鹿存栏数达1200余头。一些单位的鹿群，在驯养条件下繁殖成功，如34团10连，1960年曾繁殖仔鹿71头，促进了当

时养鹿业的发展。此后,由于成本及饲养上的问题,逐渐淘汰母鹿群,停止自繁,如1971年某部一次屠宰母鹿即达31头。仔鹿来源几乎全靠野外捕捉。在捕获的仔鹿中仅留养约占总数46%的雄性个体,而将雌体就地放回。近年来甚至纯为转手获利,而不断增大捕获量,每年捕捉近1000头,其中约有70%的仔鹿转往外地。据统计,近20年来,捕捉仔鹿总数约为1.3—1.6万头。

所捕获的仔鹿往往因饲养管理不善,特别是牛奶供应不足造成死亡。从34团10队历年捕捉数与成活率的关系,可以看出两者成负值关系,即捕捉仔鹿愈多,成活愈低(图2)。六十年代存活率仅为50—70%。近几年来改善了仔鹿的饲养管理,并根据可提供牛奶多少,决定相应的仔鹿捕捉量,使成活率逐渐提高到90%以上。

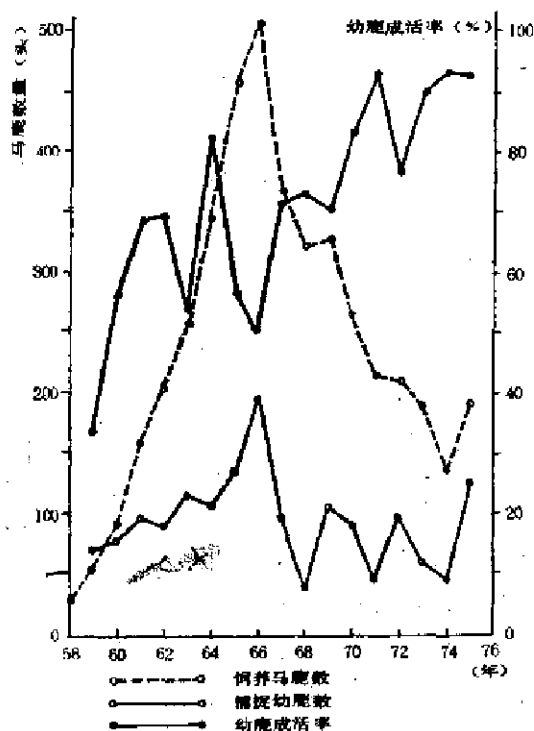


图2 34团场10队历年养鹿数、捕捉幼鹿数及幼鹿成活率变化趋势图

在初期,捕捉仔鹿,作为驯养的基础种群,是一种必不可少的手段,对养鹿业的形成和发展起了积极作用。但马鹿种群的自然增长率有一定限度,过多地捕捉仔鹿必将破坏种群的生态平衡,导致储量下降,影响资源的发展。据统计,1976年,尉犁西部地区野生马鹿产仔数约为1000头,当年捕捉350头,占产仔数的35%,各团场捕捉比例更高,估计34—35团地区为35%到50%;31—33团地区为50%—70%。同时过分依赖捕捉仔鹿补充饲养种群,又限制了养鹿业本身的发展。

4. 开发利用途径

积极发展驯养繁殖,乃是开发利用马鹿的重要途径之一。目前,该区的养鹿业虽已初具规模,但布局极不均衡,许多地区仍是空白。因此,调整布局、填补空白、增设养鹿场点,发展潜力很大。扩大饲养所需的大量基础种群,只有通过自繁自养方能较快地得到解决,

此乃养鹿业进一步发展的关键。

鉴于野生马鹿种群组成中,成年公鹿占 31.6%,而在繁殖群中其仅占 10—15%,可知本区约有 2000 头雄鹿不参加繁殖。若能对这部分雄鹿有计划地加以猎取利用,不但避免了资源的浪费,而且还可提高栖息地中有效繁殖群的密度,有利于资源的发展。根据马鹿平均寿命与种群繁衍速度,在目前情况下,可将年猎取量控制在 300 头左右。如能按此数量,在茸角生长旺季猎取,并加以综合利用,将可为国家创造巨额的财富。

针对马鹿分布区缩小的原因,可以结合森林和草源的保护,向下游缺水地区,如孔雀河下游、阿尔河、恰央河等,释放农田余水,或在塔里木河等地下水位较高的旧河床中,开发地下水源,即可有效地扩大马鹿分布区面积,促进种群数量的增长。

马鹿资源的发展,会给当地农业生产带来一定危害。目前,在地方系统,其危害程度大致使作物减产 5—10%;农垦系统大约在 5% 左右。但这些损失,已部分或全部由养鹿的收益所弥补。如能采取适当措施加以防除,其危害程度还可减少到最低限度。因此,鹿害问题,不足以成为农业区发展马鹿资源的障碍。

马鹿作为一项可更新的自然资源,其发生、发展与消亡,必然遵循一定的客观规律。在对其逐渐深化认识的基础上,采取相应措施,加以合理开发利用,不但可造福人类,而且还能使这项宝贵的资源本身得以保存和发展。

四、结 论

(1) 栖息于塔里木盆地沿河隐域性景观中的马鹿,是唯一生存在荒漠地带的马鹿亚种,在形态构造、生态生理上,具有一系列适应荒漠生境的特征。

(2) 本世纪来,本区马鹿分布区的退缩,是与孔雀河、塔里木河下游断流以及罗布泊的干涸直接相关。目前在西部绿色走廊地带,分布区已趋于稳定。

(3) 由于水系变迁与水源、植被等分布的不均衡性,出现了复杂的栖息地类型的分化。决定类型划分诸自然因素的主次关系为:水源→植被→地形,与山区截然不同。

(4) 测定马鹿在夏季的足迹指数为 0.0732,查明东河滩地区的资源储量约为 4021 头;罗布泊地区西部,约有马鹿 1.0—1.1 万头。

(5) 本区马鹿资源处于以捕捉仔鹿驯养为主的开发利用初级阶段。由于捕捉仔鹿过度,使资源增长受到抑制。

(6) 发展驯养马鹿的繁殖;有计划地对部分淘汰的野生公鹿猎取与综合利用;积极防除农业鹿害等,为开发利用本区马鹿资源的主要措施。

罗布泊地区的动物区系及动物地理区划

高行宜 谷景和

(中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所)

关于罗布泊地区的动物区系及动物地理区划,钱燕文等曾作过论述^[1]。除此之外,本世纪来,我国学者及有关单位对罗布泊地区的考察,多属地质、地貌、水文、考古、植物等专业,几无该地区动物学工作的报道。

十九世纪末叶,一些外国学者及探险家,在对亚洲中部的考察中,相继到达罗布泊。内容涉及动物方面的主要有:Пржевальский, Грум-Гржимайло, Littledale, Коэлов, Недин等^[2-5]。

笔者参加中国科学院新疆分院罗布泊综合科考的动物部分工作,1980—1981年间对罗布泊地区进行了三次考察。本文拟根据所获初步结果,就罗布泊地区的动物区系及动物地理区划作一新的初步探讨。

一、考察概况

罗布泊地区,处于欧亚大陆腹地,远离海洋。南、西、北三面被高山、沙漠、丘陵环绕,成为一个十分闭塞的区域;仅东部为(阿奇克)谷地。太平洋季风和北冰洋湿气流很难进入本区,因而形成极端干旱和极度大陆性的气候。

罗布泊地区,位于塔里木盆地东部,是盆地的最低处。其东接河西走廊,南临阿尔金山,西至塔克拉玛干沙漠,北靠库鲁克山。其主体为湖积平原和河流冲积平原。新疆南部的几条主要内陆河——塔里木河、孔雀河和车尔臣河,分别由西北角和西南角汇入本区。由于河流的较小坡降和经常改道,沿河曾形成多个湖泊。但近年来由于上游筑坝拦河,建造水库,致使河水断流,湖泊缩小,甚至干涸。

本地区的绝大部分区域为荒芜不毛的砾漠、盐漠、沙漠所占据。水源奇缺,土壤高度盐渍化,使得植被稀疏,植物种类单调,以荒漠地带隐域性植被占优势,其组成大都是超旱生和耐盐生态类群。

在沙漠边缘固定及半固定沙丘上,生长有多枝怪柳(*Tamarix ramosissima*)、刚毛怪柳(*Tamarix hispida*)、短穗怪柳(*Tamarix laxa*)等,形成高大的“红柳包”,并分布有大柏刺(*Nitraria roborowskii*)和芦苇(*Phragmites communis*)。

在盐土荒漠上生长有盐节木(*Halocnemum strobilaceum*)、盐穗木(*Halostachys belangeriana*)、盐爪爪(*Kalidium foliatum*)、芦苇、大叶白麻(*Poacynum hendersonii*)。在塔里木河下游地带生长有胡杨(*Populus diversifolia*)、铃铛刺(*Halimodendron halodendron*)、几种怪柳、胀果甘草(*Glycyrrhiza inflata*)、大叶白麻和骆驼刺(*Alhagi pseudoalhagi*)。在

表 1 罗布泊地区动物名录及其地理分布

序 号	种 名	居 留 情 况	罗布荒漠州 (II)							
			孔雀 河塔里 木河下游 州 (I)	库 车 沙 漠区 (II ₁)	台特 马-喀 拉顺区 (II ₂)	孔雀 河下游 三角洲 (II ₃)	罗布 泊北岸 雅丹区 (II ₄)	罗布 泊湖区 (II ₅)	阿奇 谷地区 (II ₆)	库姆 塔格沙 漠区 (II ₇)
1	大耳蝠 <i>Hemiechinus auritus albulus</i> Stoliczka		○							
2	蝠 <i>Eptesicus</i> sp.		○		○					
3	狼 <i>Canis lupus chanco</i> Gray		—							
4	赤狐 <i>Vulpes vulpes</i> Linnaeus		○			○			○	
5	草原斑猫 <i>Felis libyca shawiana</i> Blanford		—						?	
6	兔 <i>F. manul manul</i> Pallas		+							
7	野猪 <i>Sus scrofa nigripes</i> Blanford		—			—				
8	野骆驼 <i>Camelus bactrianus ferus</i> Przewalski					○	○		○	○
9	马鹿 <i>Cervus elaphus yarkandensis</i> Blanford		○		○	○				
10	麝 羚 <i>Gazella subgutturosa yarkandensis</i> Blanford		○	○	○		○		○	
11	盘羊 <i>Ovis ammon admetzi</i> Kowarzik		—							
12	塔里木兔 <i>Lepus yarkandensis</i> Günther		○	○	○	○	○		○	
13	科氏漠三趾跳鼠 <i>Salpingosus kozlovi</i> Vinogradov		+						+	
14	长耳跳鼠 <i>Euchoreutes naso naso</i> Sclater		+		+				?	
15	三趾跳鼠 <i>Dipus sagitta deasyi</i> Barrett-Hamilton		+		?				+	
16	小林姬鼠 <i>Apodemus sylvaticus nangiangensis</i> Wang		+							
17	小家鼠 <i>Mus musculus wagneri</i> Evermann		—			—				
18	印度地鼠 <i>Nesokia indica sculleyi</i> Wood-Mason		—		—	—				
19	灰仓鼠 <i>Cricetus migratorius caesi</i> Kashkarov		+							
20	子午沙鼠 <i>Meriones meridianus cryptorhinus</i> Blanford		○						○	
21	短耳沙鼠 <i>Brachiones przewalskii przewalskii</i> Büchner		○			○			○	
22	黄兔尾鼠 <i>Lagulus luteus przewalskii</i> Büchner				+					
23	麝鼠 <i>Ondatra zibethica</i> Linnaeus		○							
1	小鸟类									
2	小鸊鷉 <i>Podiceps ruficollis capensis</i> Salvadori	R	○		○					
3	凤头鸊鷉 <i>P. cristatus cristatus</i> (Linnaeus)	R	○							
4	鸊鷉 <i>Phalacrocorax carbo sinensis</i> (Blumenbach)	R	○							
5	苍鹭 <i>Ardea cinerea cinerea</i> Linnaeus	R	○							
6	大白鹭 <i>Egretta alba alba</i> (Linnaeus)	R	○							
7	小苇鹀 <i>Ixobrychus minutus minutus</i> (Linnaeus)	B	○		?					
8	大麻鹀 <i>Boiaurus stellaris stellaris</i> (Linnaeus)	?	○							
9	黑鹀 <i>Ciconia nigra</i> (Linnaeus)	?	—							
10	灰雁 <i>Anser anser</i> (Linnaeus)	B	○							
11	大天鹅 <i>Cygnus cygnus cygnus</i> (Linnaeus)	T	—							
12	赤麻鸭 <i>Tadorna ferruginea</i> (Pallas)	R	○		○					
13	翘鼻麻鸭 <i>T. tadorna</i> (Linnaeus)	S	○		○					
14	绿翅鸭 <i>Anas crecca crecca</i> Linnaeus	W, B?	○							
15	赤膀鸭 <i>A. strepera strepera</i> Linnaeus	?	○							
16	赤嘴潜鸭 <i>Netta rufina</i> (Pallas)	B	—							

续表 1

序号	种名	居留情况	罗布荒漠州(II)							
			孔雀河-塔里木河下游州(I)	库克沙区(II ₁)	台马喀和区(II ₂)	孔雀河下游三角州(II ₃)	罗布泊北岸丹区(II ₄)	罗布泊湖区(II ₅)	阿克苏地区(II ₆)	库塔格沙漠区(II ₇)
16	白眼潜鸭 <i>Aythya nyroca</i> (Güldenstädt)	B	○							
17	凤头潜鸭 <i>A. fuligula</i> (Linnaeus)	?	+							
18	鸕 <i>Milvus korschun lineatus</i> (J. E. Gray)	R	○		○	○				
19	苍鹰 <i>Accipiter gentilis</i> (Linnaeus)	T, W	—				—		—	
20	小鸮 <i>Aquila pennata milvoides</i> (Jerdon)	B	○							
21	玉带海雕 <i>Haliaeetus leucoryphus</i> (Pallas)	R	—							
22	秃鹫 <i>Aegypius monachus</i> (Linnaeus)	?	—							
23	燕隼 <i>Falco subbuteo subbuteo</i> Linnaeus	B	+							
24	红隼 <i>F. tinnunculus tinnunculus</i> Linnaeus	R	○						○	
25	鹌鹑 <i>Coturnix coturnix coturnix</i> (Linnaeus)	B	—							
26	环颈雉 <i>Phasianus colchicus tarimensis</i> Fleske	R	○							
27	姬田鸡 <i>Porzana porus</i> Scopoli	?	+							
28	红骨顶 <i>Gallinula chloropus chloropus</i> (Linnaeus)	B	○							
29	白骨顶 <i>Fulica atra atra</i> Linnaeus	B	○							
30	凤头麦鸡 <i>Vanellus vanellus</i> (Linnaeus)	?	+							
31	金眶鸻 <i>Charadrius dubius euronicus</i> Gmelin	B	○							
32	环颈鸻 <i>C. alexandrinus alexandrinus</i> Linnaeus	B	+							
33	红脚鹬 <i>Tringa satanus satanus</i> (Linnaeus)	B	○							
34	青脚鹬 <i>T. nebularia</i> (Günther)	?	○							
35	林鹬 <i>T. glareola</i> Linnaeus	T	○							
36	矶鹬 <i>T. hypoleucos</i> Linnaeus	B, T	—			—				
37	黑翅长脚鹬 <i>Himantopus himantopus himantopus</i> (Linnaeus)	B	○		○					
38	银鸥 <i>Larus argentatus cachinnans</i> Pallas	B	—							
39	红嘴鸥 <i>L. ridibundus</i> Linnaeus	B	○							
40	普通燕鸥 <i>Sterna hirundo hirundo</i> (Linnaeus)	B	○							
41	白额燕鸥 <i>S. albifrons albifrons</i> Pallas	S?	—							
42	毛腿沙鸡 <i>Syrhaptes paradoxus</i> (Pallas)	R	—					○	○	
43	原鸽 <i>Columba livia neglecta</i> Hume	R	—							
44	欧鸽 <i>C. oenas yerkhandensis</i> Buturlin	R	○							
45	中亚鸽 <i>C. evetmanni</i> Bonaparte	B	—							
46	欧斑鸠 <i>Streptopelia turtur arenicola</i> (Hartert)	B	○		○?					
47	山斑鸠 <i>S. orientalis</i> (Latham)	R	—					—		
48	灰斑鸠 <i>S. decussata stoliczkae</i> (Hume)	R	○							
49	大杜鹃 <i>Cuculus canorus subtelephonus</i> Zarudny	B	○		○?					
50	纵纹腹小鸮 <i>Athene noctua orientalis</i> Severtzov	B?	○							
51	夜鹰 <i>Caprimulgus</i> sp.	S	—							
52	楼燕 <i>Apus apus pekinensis</i> (Swinhoe)	B	○		○			○		
53	普通翠鸟 <i>Alcedo atthis atthis</i> (Linnaeus)	W, T?	○							
54	戴胜 <i>Upupa epops saturata</i> Lönnberg	B	○		○					
55	斑啄木鸟 <i>Dendrocopos major sianshanicus</i> (Buturlin)	?	○							

续表 1

序号	种 名	居留情况	罗布荒漠州(II)						
			孔雀河下游(II ₁)	库克沙漠区(II ₂)	台马喀拉顺(II ₃)	孔雀河三角洲(II ₄)	罗布泊北雅丹区(II ₅)	罗布泊盆地(II ₆)	阿奇谷地区(II ₇)
56	白翅啄木鸟 <i>D. leucopertus leucopertus</i> (Salvadori)	R	○		○				
57	小沙百灵 <i>Calandrella rufescens seabohmi</i> (Sharpe)	R	○						○
58	短趾沙百灵 <i>C. cinerea longipennis</i> (Eversmann)	R				○		○	○
59	凤头百灵 <i>Galerida cristata magna</i> Hume	R	○		○				
60	角百灵 <i>Bremophila alpestris telerchowi</i> (Przevalski)	R	○		○	○			○
61	家燕 <i>Hirundo rustica rustica</i> Linnacus	B	○	○	○	○	○	○	○
62	黄头鹡鸰 <i>Motacilla cinerea werae</i> (Baturlin)	B	—			—			
63	灰鹡鸰 <i>M. cinerea robusta</i> (Brehm)	S	—			—			
64	白鹡鸰 <i>M. alba personata</i> Gould	B	○			○			
65	田鹨 <i>Anthus novaeseelandiae centralasiae</i> (Kistiakovskij)	S	○			○			○
66	红尾伯劳 <i>Lanius cristatus isabellinus</i> Hemprich et Ehrenberg	B	○						
67	棕背伯劳 <i>L. schach</i> Linnacus	偶						○	
68	灰伯劳 <i>L. excubitor pallidirostris</i> Cassin	T			+				
69	粉红椋鸟 <i>Sturnus roseus</i> (Linnacus)	S							
70	紫翅椋鸟 <i>S. vulgaris porphyronotus</i> Sharpe	B	○						
71	喜鹊 <i>Pica pica bactriana</i> Bonaparte	R	○			○			
72	黑尾地鸦 <i>Podoces hendersoni</i> Hume	R	○		○		○		
73	白尾地鸦 <i>P. biddulphi</i> Hume	R	○	○	○	○	○	○	
74	大嘴乌鸦 <i>Corvus macrorhynchos</i> Wagler	B	—						
75	小嘴乌鸦 <i>C. corone orientalis</i> Eversmann	B	○			○			
76	渡鸦 <i>C. corax tibetanus</i> Hodgson	S	—			—			
77	褐岩鹨 <i>Prunella fulvescens dresseri</i> Hartert	R			+				
78	兰点鹨 <i>Luscinia svecica saturator</i> (Sushkin)	B	○						
79	黑喉石鹡鸰 <i>Saxicola torquata maura</i> (Pallas)	B			○		○		
80	沙鹨 <i>Oenanthe isabellina</i> (Cretzschmar)	B	○						
81	漠鹨 <i>O. oenanthe oenanthe</i> (Linnaeus)	B	○						
82	漠鹨 <i>O. deserti atrogularis</i> (Blyth)	R	○		○		○		
83	白背矶鹩 <i>Monticola saxatilis</i> (Linnaeus)	迷						○	
84	赤颈鸫 <i>Turdus ruficollis</i> Pallas	B	—					—	
85	文须雀 <i>Panurus biarmicus russicus</i> (Brehm)	B			+				
86	山鹡鸰 <i>Rhopophilus pekinensis albosuperciliaris</i> (Hume)	R	○		○				
87	沙白喉鹀 <i>Sylvia minuta minuta</i> Hume	B	+		+				
88	漠鹀 <i>S. nana nana</i> (Hemprich et Ehrenberg)	B	○						
89	大苇鹀 <i>Acrocephalus arundinaceus zarudayi</i> Hartert	B	+						
90	稻田苇鹀 <i>A. agricola agricola</i> (Jerdon)	B	○						
91	灰柳鹀 <i>Phylloscopus griseolus</i> Blyth	迷						○	
92	家麻雀 <i>Passer domesticus bactrianus</i> Zarudoy et Kudashev	R	○						○
93	黑顶麻雀 <i>P. ammodendri stoliczkae</i> Hume	B	○		○	○	○		○
94	树麻雀 <i>P. montanus dilutus</i> Richmond	R	○		○	○	○	○	○
95	巨嘴沙雀 <i>Rhodopechys obsoleta</i> (Lichenstein)	R	○		○				
96	漠雀 <i>R. githaginenis mongolicus</i> (Swinhoe)	B							○

续表 1

序 号	种 名	居 留 情 况	罗布荒漠州 (II)							
			孔雀 河-里 塔木河 下游州 (I)	库 鲁沙 漠区 (II ₁)	台特 马喀 拉和 顺区 (II ₂)	孔雀 河下 游三 角洲 区 (II ₃)	罗布 泊北 岸雅 丹区 (II ₄)	罗布 泊湖 盆区 (II ₅)	阿克 奇谷 地区 (II ₆)	库姆 塔格 沙漠 区 (II ₇)
两栖爬行类										
1	绿 蟾 蜍 <i>Bufo viridis</i> Laurenti		○							
2	花 条 蛇 <i>Ptychocheilus lineolatus</i> (Brandt)		○		○	○	○		?	
3	棋 斑 游 蛇 <i>Natrix tessellata</i> (Laurenti)		○							
4	新疆鬣 蜥 <i>Agama stoliczkae</i> (Blanford)		○							
5	叶 城 沙 蜥 <i>Phrynoscephalus axillaris</i> Blanford		○		?	?			?	
6	南 疆 沙 蜥 <i>P. forsythi</i> Anderson		○		?	?			?	
7	变 色 沙 蜥 <i>P. versicolor</i> Strauch		○	○	○	○	○		○	
8	快 步 麻 蜥 <i>Eremias velox</i> (Pallas)		○		?	?			?	

注: R 留鸟, S 夏候鸟, B 凡候鸟, W 冬候鸟, T 旅鸟; ○ 获得标本, - 访问或见到, + 文献记载。

西部积水的湖泊、河湾则分布有芦苇草甸及沼泽。

通过三次考察并参阅前人研究成果,录得两栖类 1 种,爬行类 7 种,鸟类 96 种,兽类 23 种(表 1)。

考察中,在湖盆和阿奇克谷地拾得多种鸟兽干尸及骨骼,包括在湖盆区湖水最后干涸处浅埋盐壳中的多种水禽和一种猛禽残骸;在阿奇克谷地拾得的 12 号野骆驼骨骼等。这种现象,在其他地区甚为罕见。

其中,棕背伯劳 (*Lanius schach* Linnaeus) 属新疆新记录,仅得标本一号,是在湖盆南端拾得的羽毛完整的干尸。本种在我国见于南方,分布区的北限为甘肃兰州^[9],在罗布泊显然是偶然分布。

二、区系分析

第一,严酷的自然条件,使一些生活在罗布泊地区的动物,在形态、生理、生态方面形成高度专化,大都具有特殊的生理-生态适应,主要从植物体中获得所需水分。例如在阿奇克谷地,塔里木兔的栖息地远离水源数十公里,不可能从远处获得所需水分。我们在八一泉进行了三天观察,亦未见其前来饮水。可见,它们维持生命活动所需水分,只能从植物体中,且主要是从多汁盐柴类或芦苇等根部获得。在此栖息的动物体色都较浅淡,如白尾地鸦、野骆驼、塔里木兔等的体色与浅淡的环境色调比较接近,以利其隐蔽和反射光线,在酷热干旱条件下减少体内水分的损耗。

在种类组成上,啮齿类和有蹄类占兽类种数的四分之三以上;而两栖类仅有一种;爬行类则以适应沙漠戈壁生境的蜥蜴类为主。动物适生环境分散,分布极不均衡,湖泊沼泽和农垦绿洲等为动物提供了丰富多样的栖息环境,因此无论种类和数量都比较丰富,而广阔的沙漠、盐壳带几无动物分布。

上述形态、生理、生态、种类组成和分布特点,说明了罗布泊地区荒漠动群的基本特征^[10]。

第二,罗布泊地区的动物,适应干旱的环境条件,以耐旱荒漠种为主。新疆鬣蜥、变色沙蜥、快步麻蜥、短趾沙百灵、角百灵、凤头百灵、毛腿沙鸡、黑尾地鸦、白尾地鸦、漠鹑、黑顶麻雀、科氏倭三趾跳鼠、长耳跳鼠、子午沙鼠、短耳沙鼠、灰仓鼠、黄兔尾鼠、塔里木兔、大耳蝠、野骆驼、鹅喉羚等中亚型典型种类的存在^[10],表明了本区以中亚型荒漠成分为主的区系特征。

第三,水是荒漠地区的主要生态因子,水源对动物的分布具有明显的限制作用。如马鹿的分布区随地表水的进退而变化,表现为分布区的不稳定;而野骆驼则仅分布在有盐泉的无人烟区,因而分布区相对稳定。两者在罗布泊地区的分布明显不同。

此外,水禽仅栖息于西部有地表水的区域;东部的阿奇克谷地,地下水丰富,为盐生植物的生长创造了条件,分布有跳鼠、沙鼠、塔里木兔、白尾地鸦、毛腿沙鸡等耐旱动物。

第四,河水的断流,导致动物分布区随地表水的退缩而退缩。昔日江水奔腾的河流,波涛翻滚的湖泊,已缩小或干涸,流沙淹没了河床,盐壳覆盖了湖盆,加之人群活动的影响,因此许多动物分布区迅速退缩。例如,本世纪六十年代以前,水禽的分布东达罗布泊湖盆^[11],目前已向西退缩至农垦绿洲区,仅在西南角低洼积水处尚有残存。马鹿的分布曾达罗布泊西岸^[11],目前也向西退缩至孔雀河、塔里木河下游一带。野骆驼的分布从孔雀河中游向东退缩至罗布泊湖盆以北及阿奇克谷地一带^[11]。又如,过去曾记载本区有虎(*Panthera tigris lecoqi*)及雪豹(*Panthera uncia*)分布^[1,12],现已绝迹。由此可见,由于生态环境的恶化,荒漠化的加剧,迫使多种动物分布区退缩和消失,并导致区系成分的改变。从而使罗布泊地区动物区系,向着典型的中亚型荒漠成分演变。

第五,与毗邻地区动物区系成分的异同。东部相邻的河西走廊,其区系组成以中亚型为主^[13],而与本地区相似。鹅喉羚、长耳跳鼠、五趾跳鼠、灰仓鼠、子午沙鼠等为两地共有。西部由新月形沙丘组成的塔克拉玛干沙漠,动物种类甚为贫乏,仅在边缘地带分布有鹅喉羚、野骆驼和蜥蜴类等少数种类。南部的阿尔金山,以高地型高原成分为主。分布于该地的藏雪鸡(*Tetraogallus tibetanus tibetanus*)、褐背拟地鸦(*Pseudo podoces*)、棕背雪雀(*Montifringilla blanfordi*)、沙色朱雀(*Carpodacus synoicus stoliczkae*)、灰尾兔(*Lepus oiostolus*)、喜马拉雅旱獭(*Marmota himalayanus*)、牦牛(*Bos grunniens*)、岩羊(*Pseudois nayaur*)、雪豹等均不见于本区;其山前平原的区系组成与本区一致。西北的天山南麓平原,动物种类和数量都比较丰富,有猞猁(*Felis lynx isabellina*)、麝子(*Capreolus capreolus pygargus*)、獾(*Meles meles blanfordi*)、秋沙鸭(*Mergus merganser merganser*)、三趾啄木鸟(*Picoides tridactylus tianschanicus*)、云雀(*Alauda arvensis intermedia*)等更多北方型种类的出现,而与本区有所不同。北面的嘎顺戈壁,是一个十分干旱的广阔的丘陵带,分布有野骆驼、鹅喉羚、盘羊、棕熊(*Ursus arctos*)、雪豹、猞猁、狼、狐、石鸡、平原鹌(*Anthus campestris griseus*)、黄头鹌鹑、树麻雀、漠雀等。

三、动物地理区划

关于罗布泊地区在动物地理区划中的地位,钱燕文等曾在新疆南部地区的动物地理区划中,将其划归塔里木盆地省,罗布低地州。笔者根据考察结果,对罗布泊地区的动物地理区划,进行了修订和补充。现说明如下:

(一) 区划的原则和方法

本文拟订的是州(IV级)、区(V级)级的低级区划。其原则和方法必然与高级区划有所不同。在州及其以下,一般不存在种属的替代及亚种分化。现参照全国动物地理区划和新疆南部动物地理区划^[1,10],拟订下列原则:

第一,本区划是在新疆南部地区动物地理区划的基础上进行的,是它的继续和补充。因此力求与该区划相吻合。

第二,各小区内与环境条件密切联系的动物种类与密度的差异,以及优势种的异同,特别是水禽、马鹿和野骆驼的分布状况,是本区划的重要依据。

第三,在极端干旱地区,影响小区动物种类和密度分布诸生态地理条件中,水是主导因子,因而水源的分布状况,是区划时应首先考虑的环境条件。

第四,还应注意与相邻地区资源动物种类和其他自然条件的异同。

(二) 动物地理区划(陆栖脊椎动物)

根据上述原则和方法,将罗布泊地区划分为两个动物地理州,7个动物地理区。并把尉犁地区及米兰绿洲,分别并入临近的孔雀河-塔里木河下游州与昆仑-阿尔金山北麓平原州(见表2与图)。

(三) 分区概述

1. 孔雀河-塔里木河下游州(I)

本州东起东经89°,西至尉犁以西的东河滩一带。包括孔雀河上中游和南达阿拉干

表2 罗布泊地区动物地理区划

III级(动物地理省)	IV级(动物地理州)	V级(动物地理区)
塔里木盆地省	天山南麓平原州	塔里木河上游区
		塔里木河中游区
	塔克拉玛干沙漠州	
	孔雀河-塔里木河下游州	
	罗布泊荒漠州	库鲁克沙漠区
		台特马-喀拉和顺区
		孔雀河下游三角洲区
		罗布泊北岸“雅丹”区
		罗布泊湖盆区
		阿奇克谷地区
		库姆塔格沙漠区
	昆仑-阿尔金山北麓平原州	皮山-民丰区
		车尔臣河区

的塔里木河下游地带。由于河流坡降较小和经常改道,沿河形成多个浅水湖泊,以及成片沼泽,加之垦区绿洲的出现,为动物的生存提供了丰富多样的栖息环境。由于中上游多处拦河筑坝,建造水库,大大改变了地表水的分布状况,导致下游地区环境条件的恶化。塔里木河水流,目前只能到达英苏附近,沿河垦区有耕地 25 万亩,沿岸分布有胡杨、怪柳、罗布麻 (*Apocynum venetum*)、盐节木、盐爪爪、芦苇等,胡杨林已由 5 万公顷减少到约 2 万公顷。孔雀河水流仅能到达上游的阿克苏甫一带,至营盘有地下潜流形成的回归水,以下河床干涸,仅有零星积水,沿岸分布有芦苇、怪柳、罗布麻、胀果甘草和零星的沙地沙枣 (*Elaeagnus moorcroftii*) 及胡杨。

本州是马鹿的集中分布区和多种水禽聚集之处,动物资源比较丰富而集中。其东界仍是马鹿分布的东限,野骆驼分布的西限。本州有翘鼻麻鸭、红尾伯劳、红脚鹬、狼等少数北方型种类栖息^[10]。凤头百灵、环颈雉、红尾伯劳、紫翅椋鸟、树麻雀、塔里木兔,马鹿应视为优势种。环颈雉 (*Phasianus colchicus tarimensis*)、马鹿 (*Cervus elaphus yarkandensis*) 可视为本州特有。

2. 罗布荒漠州 (II)

本州位于塔里木盆地东部,是盆地的最低处,绝大部分区域海拔在 800 米左右。包括东部的阿奇克谷地,库姆塔格沙漠,西南的台特马湖、喀拉和顺,西部的库鲁克沙漠,北部的孔雀河下游三角洲、白龙堆和中部的湖盆区。由于供水河的断流,除台特马湖附近有少数积水坑外,无地表水分布。本州满布砾漠、盐漠、沙漠,自然条件恶劣,极度干旱。植物主要分布在阿奇克谷地和湖盆南缘,种类贫乏,覆盖度极低。主要有泡果白刺 (*Nitraria sphaerocarpa*)、塔里木白刺 (*Nitraria roborovskii*)、怪柳、沙拐枣 (*Calligonum mongolicum*)、芦苇、盐节木、盐爪爪、大叶白麻、骆驼刺、罗布麻、胀果甘草等。

本州动物种类贫乏,马鹿及水禽业已退缩到西南角残存分布点上,但阿奇克谷地却是野骆驼的分布中心之一。白尾地鸦、塔里木兔、子午沙鼠、科氏倭三趾跳鼠、野骆驼可视为优势种。

本州可划为 7 个动物地理区。

(1) 库鲁克沙漠区 (II₁) 位于罗布荒漠州西部,其西北是孔雀河-塔里木河下游州,西部与塔克拉玛干沙漠为界。除东缘及东南缘分布有小型“雅丹”地形和西部边缘生长有零星胡杨、铃铛刺、大叶白麻的塔里木河旧河床外,全区为新月形沙丘链所占据,其高度由东部的 3—5 米,上升至西部的 20—25 米。由于人群活动的影响,周缘的固定及半固定沙丘,大多演化成流动沙丘。沙漠中可见塔里木河注入罗布泊的三条古河道,其间有枯死的胡杨,丘间低地残留有泥炭及淡水螺壳,说明本区曾是水源充足,植物繁盛的绿洲,为马鹿、水禽和鱼类的栖息场所。现仅在边缘地带分布有鹅喉羚、塔里木兔、白尾地鸦、家燕等。

(2) 台特马-喀拉和顺区 (II₂) 位于罗布荒漠州西南角。南来的车尔臣河和洪水可达罗布庄一带,并在低洼处形成少数积水坑。米兰绿洲农田排水注入本区南缘。昔日鱼米之乡的台特马湖,已完全干涸,成为一片盐碱滩。芦苇大都枯死,部分地区已经沙化。东南边缘生长有铃铛刺、大叶白麻,胡杨大都衰败枯死或被流沙淹埋。其余地段多被盐壳覆盖,没有植物生长。本区尚有马鹿的残存分布,在积水坑还有少数水禽活动。

(3) 孔雀河下游三角洲区 (II₃) 为东起罗布泊湖盆北部,西至东经 89° 的孔雀河

淤积平原。楼兰古城位于其间,数条古河道横贯区内,曾是河网交错、水草丰盛的绿洲。孔雀河的断流,环境的恶化,导致严重沙化,流沙已淹没了古河及楼兰城堡。土垠一带分布有高大“雅丹”台墩。在河床沿线,生长有怪柳、芦苇和零星的沙地沙枣及胡杨等。

东部土垠一带是野骆驼的栖息地,西部干河床中发现有野猪活动。区内并有印度地鼠、短耳沙鼠、凤头百灵、鹌鹑、白尾地鸦栖息。

(4) 罗布泊北部“雅丹”区 (II₄) 位于罗布泊湖盆北部,布满经风蚀及流水切割形成的“雅丹”台墩群,高10—20米,形似城堡,故有“白龙堆”之称。北部边缘近山麓一带分布有少数盐泉。除冲积、洪积扇上生长有零星荒漠植物外,其余大都是无植被区。动物种类贫乏,数量稀少,主要有野骆驼、鹅喉羚、塔里木兔、白尾地鸦、漠鹑等。

(5) 罗布泊湖盆区 (II₅) 地处罗布荒漠州中部,地势最为低洼,平均海拔780米左右。水源断绝,湖盆干涸,曾为鱼游、鸟翔,水草茂密的湖泊,已不复存在,整个湖盆为坚硬的盐壳覆盖,不生长任何植物。考察中发现了多种水禽及一种猛禽残骸。现仅见少数偶然分布的毛腿沙鸡、山斑鸠,短趾沙百灵、家燕、棕背伯劳、白尾地鸦、白背矶鹬、树麻雀等个体和在此捕食的楼燕群。

(6) 阿奇克谷地区 (II₆) 本区东起东经93°,西至罗布泊湖盆,为一东西向狭长地堑谷地。由于南北两面山麓地下潜流的渗入,地下水丰富,但矿化度很高,北部边缘有一些盐泉分布。全区布满典型盐土和棱角状盐壳,谷地中残留有雅丹台墩,南北边缘密布“红柳包”。植物主要有芦苇、沙拐枣、怪柳、骆驼刺、泡果白刺、罗布麻、大叶白麻、胀果甘草等。

动物组成相对较为丰富,塔里木兔、白尾地鸦到处可见。几种跳鼠和沙鼠是穴居的主要种类,并常见毛腿沙鸡群。因有盐泉分布和丰富的食物,又有便于隐蔽的环境,天敌极少,几无人活动干扰,为野骆驼的生存创造了良好条件,使之成为其分布中心之一。

(7) 库姆塔格沙漠区 (II₇) 为一广阔的沙漠,南部与阿尔金山相邻,北部以阿奇克谷地为界。本区南部为高100—200米,顶端成金字塔形的沙丘;北部为高10—20米的羽毛状沙丘。环境极度干旱,仅在北部边缘个别丘间低地及西部边缘生长有塔里木白刺、盐节木、盐爪爪、芦苇、骆驼刺等。本区可能是一些候鸟迁徙的经途;其南缘是野骆驼的休息及避难所。

四、讨 论

(1) 罗布泊地区处于青藏区与蒙新区的交界处,与南北地区动物区系组成上的差异,表明它具有过渡性特征。本地区以南的阿尔金山,动物区系组成以高地型种类为主;西北的天山南麓平原北方型种类增多,逐渐向天山山地亚区过渡;在罗布泊地区内部,由南向北亦有北方型增多的趋势。因此,罗布泊地区可视为高地型与北方型区系成分间的过渡带。

(2) 自然环境的急剧变迁,导致动物区系组成的改变。罗布泊地区西北的孔雀河—塔里木河下游,水源植被相对丰富,成为水禽的集中分布区和马鹿分布中心,并栖息有翘鼻麻鸭、红尾伯劳、红脚鹬等北方型种类。其余地区地表水断流,植被稀疏,荒漠遍布,是野骆驼的分布中心之一,并是塔里木兔、白尾地鸦等耐旱种类的高密度区。可见,将罗布泊地区划分为两个动物地理州,似更合适。

(3) 关于尉犁地区在区划中的归属。笔者认为,该地处于孔雀河、塔里木河两水系汇集处,与孔雀河-塔里木河下游州同属农垦绿洲而有别于塔里木河中游区。动物区系组成均为未见分布于天山南麓平原州的猓狍、麝子、獾、秋沙鸡、三趾啄木鸟、云雀等更多北方型种类。尉犁东河滩与塔里木河下游又都是马鹿的分布中心。为此,将尉犁地区从天山南麓平原州划出,并入孔雀河-塔里木河下游州,更为合理。

关于米兰绿洲的归属。鉴于米兰与若羌、且末同处阿尔金山山前平原,同属绿洲居民区;植被区划又同为若羌州^[10],动物区系组成极为相似。因此,将米兰从罗布荒漠州划出,并入昆仑山-阿尔金山北麓平原州是恰当的。

库姆塔格沙漠,处在阿尔金山北麓洪积扇上,但过去许多人都将其作为罗布低地的一部分,加之几无动植物分布,划归何处,对区划无甚影响。故将其作为一单独的区,留在罗布荒漠州内,并将“低地州”更名为“荒漠州”。

(4) 制订荒漠地区的低级区划时,应着重考虑与地表水及盐泉分布有直接因果关系的动物分布状况,并注意优势种的异同。在罗布泊地区,水禽、马鹿、野骆驼的分布与地表水及盐泉的关系尤为明显,是区划的主要依据。

(5) 水是荒漠生态系统的主要因素,水源的变化,直接影响动物分布,植物组成及其他自然条件的改变。因此,地表水的分布状况以及地下水情况和盐泉的有无,是本区划的重要依据。

荒漠地区的植被,在地表水断绝后,仍能依靠地下水生存,而许多动物则由于活动场所、食物、饮水等因素的改变而被迫迁离。因此,植被类型在某些情况下,仅具次要意义。

(6) 罗布泊地区特殊的生态地理条件,使其成为国家一类保护动物野骆驼和二类保护动物马鹿的分布中心。目前,人群活动已危及这两种珍稀的生存,建立保护区是十分必要的。

参 考 文 献

- [1] 钱燕文等:新疆南部的鸟兽,科学出版社,1965年。
- [2] Пржевальский Н. М.: Из Зайсана через Хами в Тибет и на верховья Желтой Реки. СПб., 1—473, 1883.
- [3] Пржевальский Н. М.: От Кяхты на истоки Желтой Реки, исследование северной окраины Тибета и путь через Лоб-Нор по бассейну Тарима, СПб., 1—536, 1888.
- [4] Грум-Гржимайло Г. Е.: Описание путешествия в западный Китай. СПб., 1:1-547, 1896.
- [5] Littledale G. *Proc. Zool. Soc. London*, 446-468, 1894.
- [6] Козлов П. К.: Тр. эксп. инп. Русск. географ. общ. по Центральной Азии, совершенной в 1893-1895 гг. под начальством В. И. Роборовского, СПб., 2:1-296, 1899.
- [7] Sven Hedin: *Through Asia*, London, vol. 1:1-663; 2: 665-1278, 1898.
- [8] Sven Hedin: *North and East Tibet Scientific Results etc.* 3: 1-593, 1905.
- [9] 郑作新:中国鸟类分布名录,第二版,科学出版社,1976年。
- [10] 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会:中国自然地理(动物地理),科学出版社,1979年。
- [11] Соколов И. И.: Фауна СССР М.-Л., Том 1, вып. 3, 1-639, 1959.
- [12] Sven Hedin: *The Sino-Swedish Expedition*, Stockholm, 1-346, 1944.
- [13] 中国科学院青海、甘肃综合考察队:青海甘肃兽类调查报告,科学出版社,1964年。
- [14] 中国科学院新疆综合考察队等:新疆植被及其利用,科学出版社,1978年。

罗布泊地区的动物资源及其开发利用

高行宜 谷景和

(中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所)

地处欧亚大陆腹地的罗布泊地区,近年来,由于人工截流等原因,致使入湖河流退缩与断流,沿河多数湖泊缩小,其中,罗布泊及其西南的台特马湖等,业已完全干涸,加剧了荒漠化的发展。目前,除西部孔雀河、塔里木河下游沿岸的农垦绿洲外,整个地区大都被沙漠、盐漠、砾漠所占据。而自然条件较为优越的西部沿河地带,则水草丰盛,为动物的生存提供了可供选择的栖息环境,成为多种动物的集中分布区,从而具有开发利用的可能。

关于荒漠地区动物资源的开发利用研究甚少。对罗布泊地区,钱燕文等在讨论新疆南部地区主要鸟兽的经济意义及其开发利用时有所涉及^[1];谷景和、向礼畴曾对塔里木河下游的马鹿资源作过调查研究^[2]。

笔者根据 1980—1981 两年间对罗布泊地区三次考察搜集的资料,拟就资源动物及其开发利用作一初步探讨。

一、资源动物(鸟、兽)及其分布

在罗布泊地区已录得的 119 种鸟兽中,有一定经济价值的资源鸟类 34 种^[2],兽类 12 种^[3](表 1)。其中,有野骆驼、大天鹅、马鹿、盘羊、黑鹳、玉带海雕、兔孙、鹅喉羚等受国家保护的珍稀动物,还有适应当地特殊环境形成的马鹿 (*Cervus elaphus yarkandensis*)、塔里木兔 (*Lepus yarkandensis*)、环颈雉 (*Phasianus colchicus tarimensis*) 等特有种及亚种^[1,4]。

由表 1 可知:资源动物分布具有不均衡性。表现在绿洲及湖沼地带,无论种类和数量都比较集中;其次,分布还具有强烈的特异性。如水禽、麝鼠分布在河滩沼泽地带,马鹿的活动范围;一般不远离水源十数公里,而野骆驼则仅见于散布有盐泉的荒漠带;第三,水因子起主导作用,资源动物在各地理区与相应生态环境分布一致,表现为区域分布与生态地理分布相吻合。如西部孔雀河、塔里木河下游沿岸的胡杨林、芦苇草甸和柽柳灌丛中栖息着近万头马鹿,以及水禽、麝鼠及其他多种资源动物。

二、主要资源鸟兽

在罗布泊地区 46 种资源鸟兽中,具有较高经济价值或学术意义,有一定数量,分布相

1) 1980 年新疆动物学会学术讨论会论文摘要。

表1 罗布泊地区资源动物(鸟、兽)及其分布

序号	种 名	经济价值				区域分布		生态地理分布					
		肉用	毛羽 皮用	观赏	药用	孔雀河 塔里木河 下游州	罗布泊 荒漠州	河流湖泊	胡杨林	农 田 居民区	荒漠	灌丛草甸	
1	小 鸬 (Colymbus ruficollis capensis Salvadori)	0	0		0	+	+	+					
2	凤头鸬 (Colymbus cristatus cristatus Linnacus)	0	0		0	+	+	++					
3	鸬 (Phalacrocorax carbo sinensis Blumenbach)	0				+	+	++					
4	苍 鹭 (Ardea cinerea cinerea Linnacus)		0	0		+	+	++					
5	大白鹭 (Egretta alba alba Linnacus)		0	0		+	+	++					
6	黑 鹳 (Ciconia nigra Linnacus)			0		+	+	++					
7	灰 雁 (Anser anser Linnacus)	0	0			++	++	+++					
8	赤麻鸭 (Tadorna ferruginea Pallas)	0	0			++	++	+++					
9	细嘴麻鸭 (Tadorna tadorna Linnacus)	0	0	0		+	+	++					
10	大天鵝 (Cygnus cygnus Linnacus)	0	0	0		+	+	++					
11	绿翅鸭 (Anas crecca crecca Linnacus)	0	0			++	++	+++					
12	赤膀鸭 (Anas strepera strepera Linnacus)	0	0			++	++	+++					
13	赤嘴潜鸭 (Netta rufina Pallas)	0	0			++	++	+++					
14	白眼潜鸭 (Aythya nyroca Guldensadt)	0	0			++	++	+++					
15	凤头潜鸭 (Aythya fuligula Linnacus)	0	0			++	++	+++					
16	鸢 (Milvus forficatus J. E. Gray)		0			+	+	++	+	+	+	+	+
17	苍 鹰 (Accipiter gentilis Linnacus)		0			+	+	++	+	+	+	+	+
18	玉带海雕 (Haliaeetus leucorophus Pallas)		0	0		+	+	++	+	+	+	+	+
19	秃 鹫 (Aegypius monachus Linnacus)		0			+	+	++	+	+	+	+	+
20	鸛 (Coscorix coscorix Linnacus)	0		0	0	++	++	+++					++
21	环颈雉 (Phasianus colchicus tarimensis Pleske)	0	0			++	++	+++		+++			++
22	红 骨 顶 (Gallinula chloropus chloropus Linnacus)	0				++	++	+++					
23	白 骨 顶 (Fulica uva atra Linnacus)	0				++	++	+++					
24	凤头麦鸡 (Vanellus vanellus Linnacus)	0				+	+	++		+			
25	红脚鹬 (Tringa totanus totanus Linnacus)	0				++	++	+++					

续表 1

序号	种 名	经济价值				区域分布		生态地理分布				
		肉用	毛羽皮用	观赏	药用	孔雀河—塔里木河下游州	罗布荒滩州	河流湖泊	胡杨林	农 田居民区	荒漠	灌丛草甸
26	青脚鹬 (<i>Tringa nebularia</i> Gunnerus)	0				+		+				+
27	林脚鹬 (<i>Tringa glareola</i> Linnaeus)	0				+						
28	毛腿沙鸡 (<i>Syrhaptes paradoxus</i> Pallas)	0	0	0		+++	++		++	+	++	
29	原 鹬 (<i>Columba livia neglecta</i> Hume)	0				++			++			
30	鸥 鹬 (<i>Columba oenas yarkandensis</i> Buturlin)	0				++			++			
31	中亚鹬 (<i>Columba evermanni</i> Bonaparte)	0				++	+		++			
32	鸥斑鹬 (<i>Streptopelia turtur armenicola</i> Hartert)	0				++	+		+	+		
33	山斑鹬 (<i>Streptopelia orientalis</i> Latham)	0				++			+	+		
34	灰斑鹬 (<i>Streptopelia decaocto stoliczkae</i> Hume)	0				++			+	++		
兽 类												
1	大耳鸮 (<i>Hemiechus auritus albulus</i> Stoliczka)	0			0	+	+			+		+
2	狼 (<i>Canis lupus chanco</i> Gray)		0		0	+			+	+	+	+
3	狐 (<i>Vulpes vulpes</i> Linnaeus)		0			+	+		+	+	+	+
4	草原黄猫 (<i>Felis libyca</i> Forster)		0			+	+		+	+	+	+
5	兔 狍 (<i>Felis manul manul</i> Pallas)		0			+	+		+	+	+	+
6	野 猪 (<i>Sus scrofa nigripes</i> Blanford)	0	0			+	+	+	+			+
7	野 駝 (<i>Camelus bactrianus ferus</i> Przewalski)	0	0	0			++				++	++
8	马 鹿 (<i>Capreolus elaphus yarkandensis</i> Blanford)	0	0	0	0	++	+		++	+	+	+
9	纳 喂 羚 (<i>Gazella subgutturosa yarkandensis</i> Blanford)	0	0	0		++	+					
10	盘 羊 (<i>Ovis ammon asiamensi</i> Kowarsik)	0	0			+						
11	塔里木兔 (<i>Lepus yarkandensis</i> Günther)	0	0			++	++	++	++	++	++	++
12	麝 鼠 (<i>Ondatra zibethica</i> Linnaeus)	0	0			++	++	++	++	++	++	++

注: “+++”常见; “++”少见; “+”偶见; “○”表示有该种用途。

对集中,便于保护和利用的计有 15 种,构成了资源动物的主体。现分述于后:

1. 灰雁 (*Anser anser* Linnaeus)

分布于孔雀河、塔里木河下游的河湖沼泽地带及水库中。数量中等。4—5 月在此繁殖,产卵 4—6 枚。主要以杂草及其种子为食,亦常到田间活动,取食作物。易于驯养,为新疆鹅的祖先。

2. 赤麻鸭 (*Tadorna tadorna* Pallas)

广布于本地区河湖沼泽地带及水库、积水坑中,对高盐度适应力强,亦常到盐湖中栖息。是一种数量多,经济价值高的留鸟。4—6 月繁殖,产卵 6—10 枚。筑巢于干枯的胡杨树洞中,可根据枝杆上贴挂的鸭绒,寻找其巢。

3. 赤嘴潜鸭 (*Netta rufina* Pallas)

分布于孔雀河、塔里木河下游的湖泊、池沼、水库中,常成百只集群漫游。为一数量多、经济价值高的繁殖鸟。其繁殖期为 5 月下旬至 6 月下旬。

此外,还有绿翅鸭、赤膀鸭、白眼潜鸭、凤头潜鸭等多种有一定经济价值的水禽,构成了罗布泊地区丰富的水禽资源。以往不合理的狩猎和大量拾蛋,给资源的稳定与发展带来危害。如狩猎几乎全年进行;拾蛋造成繁殖失败或越冬大批死亡。

4. 鹌鹑 (*Coturnix coturnix* Linnaeus)

分布于孔雀河、塔里木河下游的灌丛草甸带,常到苜蓿地等大田中觅食。惊飞时速度极快,一瞬即逝。为一数量中等的繁殖鸟。由于扑捉不易,当地群众很少猎取。

5. 环颈雉 (*Phasianus colchicus tarimensis* Pleske)

分布于孔雀河、塔里木河下游的农垦绿洲和灌丛草甸带,夏秋多在苜蓿地、棉田、麦地栖息觅食,为一数量较多的留鸟。营巢于草丛、灌丛、农田中。6 月 5 日猎取的标本正产卵。肉味鲜美,具有驯养价值,为当地主要狩猎对象,多用踏夹,套绳扑捉或猎枪射杀。

6. 白骨顶 (*Fulica atra atra* Linnaeus)

分布于孔雀河、塔里木河下游水草丛生的湖沼、水库、咸水塘中,一遇惊吓即潜入水草中隐蔽。筑巢于水草丛中。5—6 月繁殖,产卵 7—9 枚,当地无猎食习惯。

7. 红脚鹬 (*Tringa totanus totanus* Linnaeus)

分布于孔雀河、塔里木河下游一带的沼泽、稻田中,常在低空集大群飞翔。为数量多而集中的繁殖鸟。4 月下旬至 6 月中旬繁殖。当地无猎食习惯。

8. 毛腿沙鸡 (*Syrrhaptes paradoxus* Pallas)

分布于罗布泊东部地区的荒漠、灌丛草甸带。为一数量中等的留鸟。性机警,飞行迅速。在阿奇克谷地常见集群飞翔,密集飞行,犹如盘状。由于分布区远离居民点,少见猎

获。

9. 原鸽 (*Columba livia neglecta* Hume)

主要分布在沿河胡杨林带和农田居民区附近,有时可见在公路上啄食抛撒的谷物、麦粒等。终年在此栖息,数量较多,具有相当经济价值,为主要狩猎对象之一。

10. 灰斑鸠 (*Streptopelia decaocto stoliczkae* Hume)

主要分布在孔雀河、塔里木河下游农田居民区附近,以及林带、树丛和胡杨林中,常成对或集群活动。终年在此栖息,数量较多,但少见当地群众猎取食用。

在鸠鸽类资源中,还包括鸥鸽、中亚鸽、欧斑鸠、山斑鸠等。鉴于本地鸠鸽类数量较多,可能对农业生产构成危害。因此,可在非繁殖季节猎取食用,这样既控制了数量,又利用了资源。

11. 野骆驼 (*Camelus bactrianus feras* Przewalski)

属国家一级保护动物,为罗布泊地区代表物种之一。分布于阿奇克谷地、湖盆北缘及南缘。其分布区的西界为马鹿 (*yarkandensis*) 亚种分布的东界,并在此稍有重叠。以其较细长的四肢、较浅淡的毛色、矮小的驼峰和狭长的头部而有别于家驼。它以多种盐生植物为食。根据其种群组成的分析,此兽处于相对稳定阶段¹⁾。

12. 马鹿 (*Cervus elaphus yarkandensis* Blanford)

为本种中唯一分布在平原的亚种。体型中等,毛色较浅淡;角略向后倾斜并向内弯曲,最多6—7岔;头骨狭长,平均长宽比为2.5,齿列相对发达。在塔里木河与孔雀河沿岸东西长300公里,南北宽60—80公里的狭长地带,为其分布中心。本亚种适应荒漠环境,食性粗放,主要以胡杨枝叶及其他盐生植物为食,对高盐度的饮水,有较强的忍耐能力。

该地的养鹿业,经历了近20年的发展,已初具规模,并成为一项重要的副业生产²⁾。

13. 鹅喉羚 (*Gazella subgutturosa yarkandensis* Blanford)

广布于荒漠及灌丛草甸带,是一种适应力极强的典型荒漠动物,为主要狩猎对象。过度猎扑已导致资源储量锐减。应加强保护,促进种群的恢复与发展。

14. 塔里木兔 (*Lepus yarkandensis* Günther)

为体形较小,毛色较浅淡的典型荒漠动物。除沙漠中心、湖盆盐壳带外,广泛分布于本区。多栖息在胡杨林、灌丛带,常在红柳包中打洞穴居。生活于农田附近的,能对作物、禾苗和瓜类造成危害,可直接从芦苇根部或多汁盐柴类枝叶中获得所需水分。数量多,为主要狩猎对象。

15. 麝鼠 (*Ondatra zibethica* Linnaeus)

为1961年引种散放的珍贵毛皮兽。随着种群数量的增加,分布区迅速扩大。在罗布

1) 见本集“罗布泊地区的野生双峰驼”一文。

2) 见本集“罗布泊地区西部的马鹿”一文。

泊地区西部的河流、湖泊、沼泽、水库、渠道均有分布,成为主要资源动物。近年来,因湖泊面积缩小,加上人为毁巢、挖洞等杀鸡卵式的滥扑乱猎,导致资源储量大幅度下降。近年收购毛皮仅数千张,不及最高年产量的十分之一。

三、资源评价

罗布泊地区雁鸭类、鸠鸽类、鹁鸡类、有蹄类、塔里木兔、麝鼠等主要资源动物,储量比较丰富,分布较为集中,便于保护与开发利用,具有较高的经济价值。

由于缺乏科学的、有效的组织和管理,某些资源的浪费和破坏相当严重,滥扑乱猎保护动物的事件时有发生。据了解,敦煌县后坑的村民,年年扑食国家一类保护动物野骆驼,有的村一年所扑,数以十计。二类保护动物,马鹿也遭厄运。笔者等1980年夏,在33团农场八连附近,即发现两头被枪杀砍茸后丢弃的雄鹿。当地养鹿单位,年年组成马队扑捉仔鹿。猛烈追扑引起肺气肿、肺炎,加之食物性腹泻而大量死亡。扑获的仔鹿成活率仅50%左右,近年虽有提高,但仍有近三分之一夭折。用挖洞、毁巢等毁灭性方式扑捉麝鼠;拾取水禽蛋;繁殖季节对某些种类的猎取等等,亦导致资源储量大减。因此,如何保护本区动物资源,科学地、合理地利用资源,便成了问题的核心。

野骆驼、马鹿、塔里木兔、环颈雉,不但具有较高的经济价值,而且有着重要的学术意义。本地区是它们的分布中心或集中分布区,是研究其发生、分布、适应、开发利用、物种保存理想的场所。

发展资源动物与农牧渔业生产,是一个问题的两个侧面,是生态系统中两个重要环节。一方面动物对环境产生影响,如马鹿与家畜争食牧草、侵入农田,已构成危害;麝鼠对水利灌溉系统形成威胁;塔里木兔取食作物幼苗及小瓜;环颈雉啄食油菜、小麦、谷物种子;水禽觅食小鱼等都造成一定危害。另一方面人群的活动改变了生态结构,农业垦殖、拦河灌溉、樵柴、挖甘草等,导致动物栖息地缩小、植被覆盖度降低、湖沼消失、河流退缩。因此调节生态平衡,建立合理的生态结构,已成为当务之急。水是荒漠生态系统的主要因素,合理利用水资源,减少渗透、蒸发,供给下游胡杨林带、湖泊一定水源,仍是问题的关键。

由上可知,罗布泊地区的珍稀动物和主要资源动物储量可观,分布集中,具有较高的研究价值和经济价值,如能加强管理,开发利用潜力很大。

四、几点建议

(1) 在野骆驼的分布中心,建立自然保护区。结合保护,开展资源调查和种群及个体生态与开发利用的研究。有计划地向国内外动物园、科研机构提供活动物或标本,以供观赏、研究。

(2) 对马鹿资源,应结合保护,加以利用,保护是前提,利用是目的。近20年来,过度扑捉仔鹿,资源储量已明显减少,因此在近年内应予禁扑,以加速资源的恢复和发展。今后应根据资源动物数量的消长,由有关部门划定区域,规定扑捉数量和成活率,禁止猛烈追扑。

野生马鹿茸,是一项十分珍贵的自然资源,如能加以利用,将创造巨额财富。为此可利用麻醉枪、陷阱等扑捉活鹿取茸后释放。

在深入调查,掌握种群数量动态的基础上,每年鹿茸成熟季节,按计划猎取部分老年公鹿用于制药,是利用资源的有效手段。

(3) 对于麝鼠资源,如能加强管理,认真贯彻“护、养、猎”并举方针,储量将会迅速增加,而成为重要的资源动物。在目前资源衰减的情况下,可考虑禁猎一定时期,使资源得以恢复和发展。今后,对猎扑方法应做出严格规定,提倡笼扑,做到扑大放小,禁止挖洞、毁巢。每年划出繁殖禁猎区,以保证种群的繁衍。

(4) 对所有属于保护对象的动物,都应严格实行禁猎。如需猎取,应按规定报请审批。对雁鸭类、鸪鹑类等其他资源动物,禁止拾蛋及在繁殖期猎扑。在确保种群稳定的前提下,加以利用。

参 考 文 献

- [1] 钱燕文等: 新疆南部的鸟兽,科学出版社,1965年。
- [2] 郑作新等: 中国经济动物志(鸟类),科学出版社,1966年。
- [3] 寿振黄等: 中国经济动物志(兽类),科学出版社,1962年。
- [4] 郑作新: 中国鸟类分布名录,第2版,科学出版社,1976年。

罗布泊地区植物的区系组成及其分布*

沈 观 冕

(中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所)

罗布泊地区在历史上是“丝绸之路”必经之地,早期南北两路,都是沿罗布泊南部和北部绕行。因此,这一地区有过兴盛时期。又因罗布泊曾被认为是一个神秘的游移湖泊,而闻名于世。但是由于它所处地理位置的封闭、干旱,夏季酷热,冬季严寒,昼夜温差大,多风沙,以及河流改道、断流和缺乏生产生活用水等原因,自然条件不断恶化,环境极其严酷,终于使这一地区逐渐荒芜,成为无人居住的废弃古道。

在科学研究方面,近代到此作科学考察者寥寥无几。据资料记载,从1876年起,到过这一地区活动而又涉及植物者,主要有俄国人普尔热瓦尔斯基(Н. М. Пржевальский, 1876年, 1879年),格鲁姆·格里施迈罗(Крум-Грашимаило, 1888年),柯兹洛夫(П. К. Козлов, 1894年),罗波洛夫斯基(В. И. Роборовский, 1895年);法国人邦瓦洛(G. Bonvalot)和奥尔良的王子亨利(Prince Henri, d'Orleans, 1889年);瑞典人斯文赫定(S. Hedin, 1895年, 1900年, 1934年)等^[1]。他们先后借探险之名,到罗布泊洼地进行过以地理学和考古学为主的考察,同时附带的进行动物和植物的调查采集。

解放后,各种考察在新疆广泛开展,专门进行植物考察和采集植物者也不少,但到过罗布泊的仍为数不多,个别进入这一地区的,也只涉及到局部地区。例如,中国科学院治沙队(1959年夏)在进行塔里木盆地东部沙漠地区考察时,仅到过罗布泊西岸,对库鲁克沙漠进行调查^[2]。中国科学院新疆综合考察队(1959年9月中下旬和10月上旬)对嘎顺戈壁和罗布泊北部进行过综合考察等^[3]。

在植物研究方面,过去对罗布泊地区的各类考察,亦由于没有专业人员从事植物的调查和采集,或是进入时间、地点各不相同。所以反映本地植物情况的记载,也只能是局部的,附带的,仅零星的见于有关文献之中。

1980年5—6月,中国科学院新疆分院组成一支“罗布泊地区考察队”,试图在前人局部考察的基础上,进行一次全面考察,掌握本地自然资源的实际资料,以便通过评价为开发利用问题提供科学依据。在这次为期两月的考察活动中,植物区系调查工作由作者担任。调查范围:西起塔里木河冲积平原,东至甘肃省界,北起库鲁克山山麓冲积-洪积扇,南至阿尔金山山麓冲积-洪积扇。调查路线绕罗布泊一周,在环行过程中,向四面有一定距离的穿插。这次调查,共采集植物标本120号,200多份。本文一方面是这次调查的结果,另一方面是结合有关文献资料,就本地区的植物现状及其历史进行了一些探讨。

* 本文承吴征镒、陈昌笃、雍世鹏、杨永昌、杨昌友等先生审阅,提供宝贵意见;刘名庭、毛祖美二同志分别鉴定柽柳属(*Tamarix* L.)和沙拐枣属(*Calligonum* L.)植物,谨此致谢。

一、植物区系组成及其主要特征

罗布泊为塔里木盆地的最低洼处,周围水流多汇集于此,曾成为新疆具有广阔水面的一大咸水湖。因此,本地植物区系明显地应由荒漠植物区系和水生植物区系的种类所组成,可是从我们调查和采集植物标本的鉴定结果表明:罗布泊地区现有的植物区系是由13科26属的36种植物组成。这里没有苔藓植物、蕨类植物分布;裸子植物只有麻黄科的1属1种;被子植物有12科35种,其中藜科的属种最多,有5属5种。其次为菊科,4属5种,柽柳科1属5种,豆科4属4种,蒺藜科2属4种,夹竹桃科2属3种,蓼科1属3种,禾本科2属2种,其余的杨柳科、胡颓子科、琐阳科、茄科均为1属1种(见表1)。区内没有一种水生植物。

表1 罗布泊地区植物科、属、种的统计

科	属	种
1. 藜 科 (Chenopodiaceae)	5	5
2. 菊 科 (Compositae)	4	5
3. 柽柳科 (Tamaricaceae)	1	5
4. 豆 科 (Leguminosae)	4	4
5. 蒺藜科 (Zygophyllaceae)	2	4
6. 夹竹桃科 (Apocynaceae)	2	3
7. 蓼 科 (Polygonaceae)	2	3
8. 禾本科 (Gramineae)	2	2
9. 杨柳科 (Salicaceae)	1	1
10. 胡颓子科 (Elaeagnaceae)	1	1
11. 琐阳科 (Cynomoriaceae)	1	1
12. 茄 科 (Solanaceae)	1	1
13. 麻黄科 (Ephedraceae)	1	1
共 计 13 科	26 属	36 种

从植物组成可以看出本区植物区系具有以下特征:

1. 植物种类贫乏

根据植物资料的统计,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%。这不仅在新疆,而且在国内也是植物种类最少的地区。究其原因,显然与它所处的地理位置和特殊的环境条件密切相关。

罗布泊地区大部位于若羌县境之内。它作为亚洲中部干旱中心的地位,已为由西向东和由东向西旱化加强的气象资料所证实(见表2)。

表2 经向各站降水记录^[4]

地 点	费尔干纳 (I)	喀什 (II)	和田 (III)	若羌 (IV)	敦煌 (V)	玉门 (VI)	酒泉 (VII)	武威 (VIII)
毫 米	167.0	63.4	38.5	11.1	38.8	60.5	79.1	137.6

在这种条件下,本来已是亚洲中部内荒漠化最强、植物种类最贫乏的喀什噶尔,事实

上不仅缺乏从邻区迁移大量植物,而且还缺乏“物种形成因素”^[1]。这种表现,在罗布泊地区则更加典型突出,不仅植物种类更加稀少,而且也没有特有植物。

罗布泊地区由于罗布泊的存在,成为汇聚周围水流之区,湖水补给主要来自塔里木河、孔雀河、车尔臣河及疏勒河,由于水中带有易溶性的盐分,使得这一地区既集沙,又集盐。干旱的气候,强烈的蒸发,使土壤底层的盐分向表层聚集,形成了广阔的盐土荒漠。在这里,植物没有耐盐能力就很难生存。这是本区植物区系成分贫乏的重要原因。

随着旱化和盐渍化的加强,使原有的植物种类日趋减少,尤其是河水断流造成罗布泊的干涸,使水生植物和喜湿植物的一些种类完全消失。根据1879年、1900年,甚至1959年采自罗布泊地区植物的不完全统计^[9],其中的一些种类到现在已经不再出现(见表3)。

表3 罗布泊地区现已消灭的植物

植 物 名 称	生 境	采集人(号)和时间
一、藜科 (Chenopodiaceae)		
1. 雾冰藜 (<i>Bastia lasyphylla</i> (Fisch. et Mey.) Kunt)	沙地、碱化沙丘河滩、戈壁	
2. 盐千屈菜 (<i>Halopeptis pygmaea</i> (Pall.) Bge.)	盐化的小岛岸边	李安仁(10128)(1959年9月23日)
3. 梭梭 (<i>Haloxylon ammodendron</i> (C. A. Mey.) Bge.)	盐渍化沙漠、砾石戈壁或山坡上	
4. 盐角草 (<i>Salicornia europaea</i> L.)	盐渍化岸边	
5. 盐叶碱蓬 (<i>Suaeda crassifolia</i> Pall.)	有水的小岸上	李安仁(10125)(1959年9月23日)
二、香蒲科 (Typhaceae)		
6. 长苞香蒲 (<i>Typha angustata</i> Bory. et chaub.)	沿岸水中	斯文赫定(1900年6月25日)
7. 拉氏香蒲 (<i>Typha lakmannii</i> Lepech.)	盐渍化的沼泽	普尔热瓦尔斯基(1979年7月28日)
三、眼子菜科 (Potamogetonaceae)		
8. 篦齿眼子菜 (<i>Potamogeton pectinatus</i> L.)	水 中	斯文赫定(1900年6月23日)
四、禾本科 (Gramineae)		
9. 小獐茅 (<i>Aeluropus pumilus</i> (M. B. C. Koch.)	盐化草甸	斯文赫定(1900年6月24日)
10. 大颖三芒草 (<i>Aristida grandiglumis</i> Roshev.)	沙 丘	罗波洛夫斯基(1895年8月4日) 尤纳托夫(1958年8月14日)
五、莎草科 (Cyperaceae)		
11. 钻苞蘆草 (<i>Scirpus litoralis</i> Schrad.)	河 边	斯文赫定(1900年6月24日)
12. 罗布三棱草 (<i>Bolboschoenus popovii</i> Egor.)	水边或水中	斯文赫定(1900年6月24日) 李安仁等(10125)(1959年9月23日)

在表3中,有些并非水生或湿生环境的植物,在我们调查时,未能采集到植物标本,可能有下列原因。如大颖三芒草,过去尤纳托夫采自敦煌西65公里的库姆塔格沙漠,而罗波洛夫斯基则采自阿尔金山北麓前山,海拔约1600米。同样,梭梭在若羌东面的阿尔金山北麓前山和罗布泊地区北面的嘎顺戈壁见有分布,然而根据地理位置和海拔高度,不应归属于罗布泊地区范围之内;又如雾冰藜,为一年生草本,生境广泛,因无花果未采到。另外,没有见到 E. И. Сливанов (1958) 文中提到芨芨草^[6]的分布。

根据上述的分析充分说明,罗布泊地区过去的植物种类比现在丰富得多。后来由于生长环境的急剧变化,致使100年前,甚至20年前的一些植物种类消失,造成本地区系植物更加贫乏。

2. 具有许多古老成分

在亚洲荒漠起源上,目前还存在着年青和古老之争,但许多植物学家赞同后者,即亚洲荒漠起源是古老的。根据古老地区组成古老植物区系的观点,亚洲中部荒漠植物区系,至少按主导成分的系列是古老的^[7]。这在罗布泊地区现有植物区系的组成上,得到了充分反映。因为残存的植物,大部是起源较早和经受了历史考验的种类。例如,胡杨在新疆库车千佛洞发现的化石,经鉴定属于第三纪,并显然是上新世河岸林的残余或特化;膜果麻黄属老第三纪亚热带常绿植被干旱变形的残遗成分;怪柳科起源于第三纪包括亚洲中部在内的“古地中海”沿岸地区^[8];白刺是亚洲中部区系植物中古老的本地发生成分^[9],等等。这些植物至今在当地的植被组成中,仍作为优势种或建群种出现,从而反映出本区植物区系也有古老性的一面。

3. 木本植物占优势

罗布泊地区现有36种植物,其中木本植物19种(乔木2种,灌木14种,半灌木3种),草本植物17种(多年生草本15种,一年生草本2种)。木本植物比草本植物多,约占整个植物种类组成的53%。

这种现象是在极端严酷的生态条件下,所表现出的一种特殊情况。E. 瓦尔明从植物生态学的观点认为:生境愈干则木质化的程度愈广,这样,除增加植物的抗风抗雪能力外,木质化部分比多水与薄壁部分更能抵挡极端温度,并且乔木比草本植物更能忍耐温度的巨大波动。同时也与植物种原始古老的程度有关,假如条件对几种同等有利,则它们之间竞争结果取决于地盘的夺取,在这种情况下,可能是最先入侵者能占据它^[9]。所以,这一状况既反映了植物对环境条件严酷的适应性,又反映了本地一些植物种类确实比较古老。

4. 本区与河西走廊、柴达木盆地和蒙古的植物区系具有许多共同的主导成分

由于罗布泊地区位于亚洲中部的腹地,在植物地理分区上隶属于亚洲中部亚区^[1]或亚洲荒漠植物亚区^[10]中的喀什噶尔亚省或喀什亚地区之内,不管划分等级的差异如何,多将它划成一单独的小区^[5,11]。因此,本地区作为喀什噶尔亚省或喀什亚地区的一部分,在植物组成上与周围地区有着密切的关系(见表4)。

从表4可以看出,罗布泊地区的植物与苏联中亚荒漠地区共有23种,占苏联中亚荒漠地区植物1600种^[10]的1.44%;与蒙古南部荒漠地区共有26种,占蒙古南部荒漠地区植物

表4 罗布泊地区与周围地区植物的关系

罗布泊洼地植物名称	苏联 中亚 (荒漠 地区)	中 国			蒙 古 (荒漠 地区)
		准噶尔 盆地	河西 走廊	柴达木 盆地	
1. 膜果麻黄 (<i>Ephedra przewalskii</i> Stapf.)		△	△	△	△
2. 胡杨 (<i>Populus diversifolia</i> Schtenk.)	△	△	△		△
3. 甘肃沙拐枣 (<i>Calligonum chinense</i> A. Los.)			△		
4. 沙拐枣 (<i>Calligonum mongolicum</i> Turcz.)			△	△	△
5. 塔里木沙拐枣 (<i>Calligonum roborovskii</i> A. Los.)			△		
6. 盐节木 (<i>Halodendrum strobilaceum</i> (Pall.) Bieb.)	△	△	△		△
7. 盐生草 (<i>Halogeton glomeratus</i> (Bieb.) C. A. Mey.)	△	△	△	△	△
8. 盐穗木 (<i>Halostachys caspica</i> (Bieb.) C. A. Mey.)	△	△	△		
9. 盐爪爪 (<i>Kalidium foliatum</i> (Pall.) Moq.)	△	△	△	△	△
10. 刺沙蓬 (<i>Salsola ruthenica</i> Bjin.)	△	△	△	△	△
11. 骆驼刺 (<i>Alhagi pseudalhagi</i> (Bieb.) Fisch.)	△	△	△		
12. 胀果甘草 (<i>Glycyrrhiza inflata</i>)			△		
13. 盐豆木 (<i>Halimodendron halodendron</i> (Pall.) Voss)	△	△			
14. 苦豆子 (<i>Sophora alopecuroides</i> L.)		△	△		△
15. 大白刺 (<i>Nitraria roborovskii</i>)	△	△	△	△	△
16. 泡泡刺 (<i>Nitraria sphaerocarpa</i>)			△		△
17. 石生霸王 (<i>Zygophyllum rosowii</i> Bge.)	△	△	△	△	△
18. 霸王 (<i>Zygophyllum xanthoxylum</i> (Bge.) Maxim)		△	△	△	△
19. 刚毛怪柳 (<i>Tamarix hispida</i> Willd.)	△	△	△		
20. 多花怪柳 (<i>Tamarix hohenackeri</i> Bge.)	△	△	△		
21. 短穗怪柳 (<i>Tamarix laxa</i> Willd.)	△	△	△	△	△
22. 多枝怪柳 (<i>Tamarix ramosissima</i> Ldb.)	△	△	△	△	△
23. 塔克拉玛干怪柳 (<i>Tamarix taklamakanensis</i>)					
24. 沙地沙枣 (<i>Elaeagnus moorcroftii</i>)	△	△			△
25. 琐阳 (<i>Cynomorium songaricum</i> Rupr.)	△	△	△	△	△
26. 罗布麻 (<i>Apocynum venetum</i> L.)		△	△		
27. 大叶白麻 (<i>Pouzynum hendersonii</i> (Hook. f.) Woodson.)	△	△	△	△	△
28. 白麻 (<i>Pouzynum pictum</i> (Schrenk) Baill.)	△	△			
29. 黑果枸杞 (<i>Lycium ruthenicum</i> Murr.)	△	△	△	△	△
30. 藜子扑 (<i>Inula salsoioides</i> (Turcz.) Ostent.)		△			△
31. 花花柴 (<i>Karulinia caspica</i> (Pall.) Less.)	△	△	△		△
32. 叉枝鸦葱 (<i>Scorzonera divaricata</i> Turcz.)			△	△	△
33. 蒙古鸦葱 (<i>Scorzonera mongolica</i> Maxim)		△			△
34. 盐地凤毛菊 (<i>Saussurea salsa</i> (Pall.) Spreng.)	△	△	△	△	△
35. 假苇拂子茅 (<i>Calamagrostis pseudophragmites</i> (Hall. f.) Koel.)	△	△	△	△	△
36. 芦苇 (<i>Phragmites communis</i> Trin.)	△	△	△	△	△

214种^[7]的12.15%；与我国准噶尔盆地共有29种，占准噶尔盆地植物184种^[11]的15.7%；与河西走廊共有30种，占河西走廊植物189种^[12]的15.9%；与柴达木盆地共有17种，占柴达木盆地植物193种^[13]的9%。此外，与塔里木盆地其它地区共有35种（仅甘肃沙拐枣1种除外），占塔里木盆地植物约200种（吴征镒）的17.5%。

从上述植物共有种数和百分比表明，本地与其它地区植物关系密切程度的次序是：河西走廊；准噶尔盆地；蒙古；中亚；柴达木盆地。然而，作为喀什地区组成之一的本地植物区系，其主导成分如膜果麻黄、霸王、沙拐枣、大白刺、石生霸王、叉枝鸦葱等，与我国的河西走廊、柴达木盆地及蒙古共有，从而表明它们之间关系密切。其中的一些种类，如膜果麻黄、大白刺（按格魯波夫 В. И. Грыбов，准噶尔植物区系没有这两种成分）、霸王等虽也见于准噶尔盆地，但起主导作用的则是梭梭、白梭梭（*Haloxylon persicum*）和蒿属植物（*Artemisia* spp.），而且和中亚一样具有比较丰富的春雨型短命植物。因此在关系次序上出现准噶尔盆地和柴达木盆地颠倒的情况，不能不与当地范围的局限性和有关地区植物种类数量的统计有关。需要指出的是，本地植物区系虽与河西走廊关系密切，但是除气候、地理条件外，这里没有梭梭、琵琶柴（*Reaumuria soongorica*）、假木贼（*Anabasis brevifolia*）、合头草（*Sympegma regelii*）等这些荒漠主导成分的分布。因此，在植物地理分区上，将二者分别划成不同的小区无疑是正确的。

5. 植物地理成分以亚洲中部本地成分为主

本区位于喀什（喀什噶尔）地区的东部与西南蒙古地区的西部（河西走廊）联接，因此作为植物相互迁移的通道，而具有喀什地区和蒙古植物区系之间的过渡特征。如位于喀什地区之内的塔克拉玛干特有种塔克拉玛干怪柳，向东分布到本区库姆塔格沙漠边缘；而位于西南蒙古地区的河西走廊特有种甘肃沙拐枣，向西分布到上述同一地点，就是明显的例证。

根据对现有分布种类的分析，亚洲中部成分占55%；中亚成分约占25%；地中海成分占8%；其它，世界广布和欧亚都有分布及待定的种类约占12%。这一分析，基本上符合我国植物学家吴征镒关于喀什地区与“中亚”和蒙古的共有种类略相等，但以中亚东部成分在植被中占优势的观点。从成分分析可以明显看出，在砾石荒漠及沙漠中是以亚洲中部成分为主，如膜果麻黄、霸王、石生霸王、泡泡刺、大白刺、沙拐枣、甘肃沙拐枣、塔里木沙拐枣、蒙古鸦葱等。在盐土荒漠中则以中亚盐生的成分为主，如盐穗木、盐节木、盐爪爪和怪柳属中的一些种类为主。

二、植物分布与环境条件的关系

植物分布与生长环境有着密切的关系。环境各种因素的综合，造成了现有植物种类及其分布的状态。而各种植物本身的生物学特征，则决定了它们所能适应的生态环境的范围。因此，在不同的生态条件下，有不同种的植物分布，从而表现出植物种类在植被的组成上也不相同。罗布泊地区现有植物的分布，则明显地依赖于土壤性质和水分条件。因此按荒漠性质分为下列几种类型。

1. 盐土荒漠上的植物

罗布泊海拔 780 米,是塔里木盆地的最低处。因此,既汇集了各方的水流,又集积了盐分,使湖泊周围受到严重的影响,土壤盐渍化直至变成盐土。随着水源不足,湖水得不到足够的补给而逐渐干涸,土壤含盐量高。早期露出的湖盆,在干旱气候和蒸发强烈的条件下,形成了波状起伏,似鱼鳞排列的坚硬盐壳,高 30—80 厘米,没有植物生长。在盐土荒漠上生长的植物都是盐生或耐盐性强的种类,它们比较集中的分布在盐壳外围的盐土上。如盐穗木、盐节木、盐爪爪、刚毛怪柳、短穗怪柳和芦苇等。种类不过 6—7 种,一般只沿湖呈断续的带状分布。在泉水溢出的地方,地下水位较高,土壤比较潮湿,植物生长较茂密,并能形成比较大片的分布。

2. 砾质荒漠上的植物

砾质荒漠位于南、北山体和大片盐土荒漠之间,所占面积仅次于盐土荒漠。根据其物理性质分为:砾石砂质荒漠,即在表面砾石下有砂层,在这类戈壁上没有植物生长,真正成为“寸草不生”的不毛之地;砾石粘质荒漠,即在表面砾石下为粘质土,质地坚硬,其上散生有膜果麻黄及石生霸王,只是在靠近洪积扇上部,海拔约 1200 米以上的地方,因靠近山近,降水量较多,才能见到由霸王、膜果麻黄和塔里木沙拐枣组成的大片植物群落。在砾石粘质荒漠的冲沟中,多为单纯的塔里木沙拐枣,植物基部多积沙。一年生草本植物盐生草,只生在无砾石覆盖的粘质土上。呈斑点状稀疏分布。在此荒漠上分布的植物,有 4—5 种。

3. 沙漠上的植物

在罗布泊地区有两片沙漠,一片在罗布泊之西,为库鲁克沙漠(又名罗布沙漠);一片在罗布泊之东南,为库姆塔格沙漠。两片沙漠由于环境条件不同,植物种类的组成也不完全相同。库鲁克沙漠位于塔里木河和孔雀河之间,是两条河水流入罗布泊必经之地,在此形成的新老河床,使沙漠中的水分条件时有改善,所以植物种类分布较多,沙丘上以红柳为主,成为红柳包,在丘间沙地则有胡杨、花花柴、叉枝骆驼刺、罗布麻、大叶白麻、黑果枸杞、骆驼刺、胀果甘草、盐爪爪和芦苇等。库姆塔格沙漠因水分条件不足,分布的植物是以抗旱、耐沙的种类为主,如塔克拉玛干怪柳、沙拐枣、甘肃沙拐枣、刺沙蓬等。因受地下水的影响,在盐渍化的地段,则分布着大白刺、叉枝骆驼刺、芦苇等。总共沙漠中有植物 15 种左右。

4. “雅丹”地区上的植物

荒漠中由风蚀造成的残丘,专名“雅丹”。在罗布泊东北面,有广泛和集中的分布。我国古书上早有“白龙堆”之称。因长期受东北风向的吹蚀,使风蚀土丘和沟槽呈东北至西南向排列。由于风大,成土母质不能保留,几无植物分布,只是在避风积沙的沟槽中,有时才有稀疏的白刺和芦苇分布。另外,在罗布泊周围也有零星的“雅丹”分布。分布的植物除上述两种,还能见到骆驼刺和红柳。

5. 荒漠中河床与河岸上的植物

这里是本地植物种类组成最多的地方。注入罗布泊的孔雀河由于上源截流,下游已经干涸,露出河床已为各种植物所布满。加上河岸上分布的植物,其种类除盐土荒漠中的盐穗木,砾石荒漠中的膜果麻黄、霸王、石生霸王和沙漠中的各种沙拐枣、塔克拉玛干怪柳之外,几乎全有分布。

疏勒河下游因干涸较早,两岸有明显的盐壳。因此,与孔雀河河床和沿岸的植物相比,分布的植物以耐盐的种类为主。在各河流入罗布泊处,许多地方生长着盐穗木、盐节木、红柳和芦苇(小片分布)。在无植物分布的盐土或盐壳中,形如小岛。

综上所述,本区植物种类数量最多的是沿河床和河岸地方。其次为盐土荒漠和沙漠,最少的为砾石荒漠和“雅丹”地区。这一状况从大的方面表明,植物由于水分和土壤盐化程度的不同,它们在种类和分布上也是不同的。

三、小 结

(1) 罗布泊地区植物区系,现由 13 科 26 属 36 种植物组成。这与过去普尔热瓦斯基记述塔里木和罗布泊有 10 余种植物^[1]或罗布泊的植物有 10 种草本和 3 或 4 种灌木^[2]有很大出入。

(2) 植物种类贫乏,是本荒漠地区的一大特点。其中的古老成分也反映了这一地区的古老性,而地理成分又以亚洲中部成分为主,以适应环境而生存的木本植物占优势等特点,从而使现有植物种类经受了历史长河中的考验,尽管环境条件多变,仍然生存和繁衍。

(3) 对本区各种荒漠类型上分布的植物进行分析表明:生态环境条件愈差,植物种类愈少,而植物种的亚洲中部成分愈多,古老性也愈强;反之,生态环境条件愈好,植物种类愈多,而植物种的亚洲中部成分愈少,古老性也弱。在生态环境条件的变化下,前者比较稳定,后者则发生明显的变化。罗布泊的干涸,使得原有的水生植物和喜湿植物的种类完全消失,就是明显的例证。所以,在罗布泊地区的植物区系中,植物种类不是在增多,而是在减少。

(4) 罗布泊地区植物资源并不丰富,能利用部分只是沿河流一带。由于本区植物区系组成的变化是因生态环境条件,特别是因水分条件的变异造成的。因此,根据经济效益,在保存已有的植物资源(包括塔里木河两岸的绿色走廊)地区的前提下,没有必要恢复罗布泊的水域。如果其它自然资源有利用开采价值,只要解决水源,按照人为布局恢复绿色植物也是可以作到的。

参 考 文 献

- [1] Jack A. Dabbs: History of the Discovery and Exploration of Chinese Turkestan, 1963.
- [2] 陈永宗等: 新疆塔里木盆地东部沙漠地区的自然面貌,治沙研究,第 3 号,1962 年。
- [3] 王荷生等: 塔里木盆地和噶(嘎)顺戈壁植被的初步研究,1960 年全国地理学会论文集(自然地理)科学出版社,1962 年。
- [4] 李世英: 昆仑山北坡植被的特点、形成及其旱化的关系,植物学报第 9 卷,第 1 期,1960 年。
- [5] Грубов, В. И.: Растения центральной Азии. 1—7, 1963, 1966, 1967, 1968, 1970, 1971, 1977.
- [6] Селиванов, Е. И.: К Лоб-Нору природа, 6:67, 1958 年。

- [7] Грубов, В. И.: Конспект флоры Монгольской Народной Республики, 1955.
- [8] 中国科学院新疆综合考察队,中国科学院植物研究所主编:新疆植被及其利用,科学出版社,1978年。
- [9] Б.瓦尔明著,吴征镒译:植物生态学,科学出版社,1978年。
- [10] Коровина, Е. П.: Растительность средней Азии и южного Казахстана. 1—2, 1934, 1962
- [11] 胡式之:中国西北地区的梭梭荒漠,植物生态学与地植物学丛刊,第1卷,第1,2合期,1963年。
- [12] 陈庆诚、周光裕:甘肃疏勒河中下游的植被概况,科学出版社,1957年。
- [13] 李世英等:柴达木盆地植被与土壤调查报告,科学出版社,1958年。
- [14] Пржевальский, Н. М.: От Кульджи за Тянь-Шань Лоб-нор, 1947.
- [15] Пржевальский, Н. М.: От Кяхты на истоки Желтой Реки. Исследование северной окраины Тибета и путь через Лоб-Нор по бассейну Тарима, 1948.

罗布泊地区的植被*

高建新

(中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所)

罗布泊地区位于塔里木盆地的东部,是一个人烟稀少,交通不便,自然环境条件恶劣,未经全面科学考察的地区。十九世纪末叶国内外少数学者曾进行过考察,但无涉及植被的专文。1959年中国科学院新疆综合考察队和中国科学院治沙队分别对本区北部和西部地区作了考察,在已发表的文献中概述了本区的植被,使我们有了初步了解。但由于当时交通条件的限制,未能对整个地区进行考察,因而还不能从中获得一个较全面的认识。在此基础上,笔者根据1980年的实地调查资料,就本区植被的组成、类型及其分布等问题进行阐述。

一、本区植被生存的自然条件

调查区的范围为:北面至库鲁克塔格(山)前,南面为阿尔金山前的库姆塔格沙漠,东面与河西走廊的疏勒河下游河谷相接,西到塔里木河谷下游。约介于东经 $88^{\circ}00'$ — $93^{\circ}30'$,北纬 39° — 41° ,是整个塔里木盆地中海拔最低的地区。

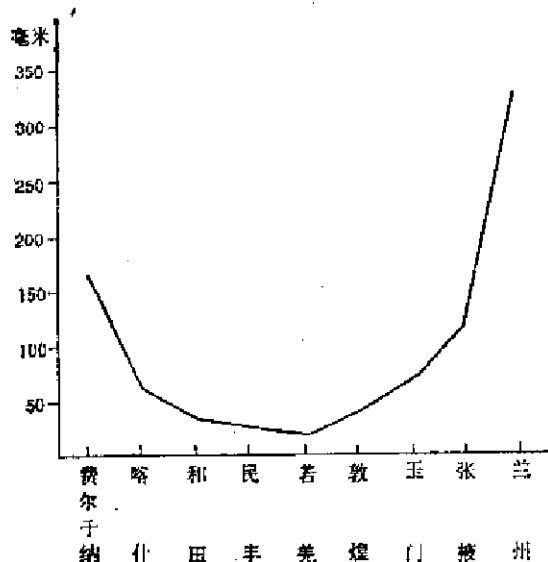


图1 经向各站年降水曲线图

本地区主要为湖积-河积平原。但由于气候长期干燥和地质的原因,也形成一些复杂的小地形区,如北部的雅丹地形、东部的阿奇克谷地及西部的库鲁克沙漠等。

* 本文承蒙雍世鹏、张佃民等先生提出许多宝贵意见。植物标本由沈观冕先生鉴定。在此一并致谢。

本地区深居亚洲大陆的腹地，四周距海遥远，姑不论相距很远的大西洋和北冰洋，即便相距较近的太平洋和印度洋，直线距离也有两千多公里。三面高山环抱，冬半年(10—4月)狭窄的东北部通道可使蒙古-西伯利亚干冷的反气旋乘虚而入，所以冬季寒冷而干燥。而在夏半年(5—9月)，湿润气流被高山所阻截，剩余水汽又为广阔的荒漠所蒸发，所以降水稀少，大陆性气候极强。

下面以若羌为中心，根据一些纬向和经向不同城镇的降水记录，作成曲线图，以佐证地理位置和山势对本区气候的影响(图1,图2)。

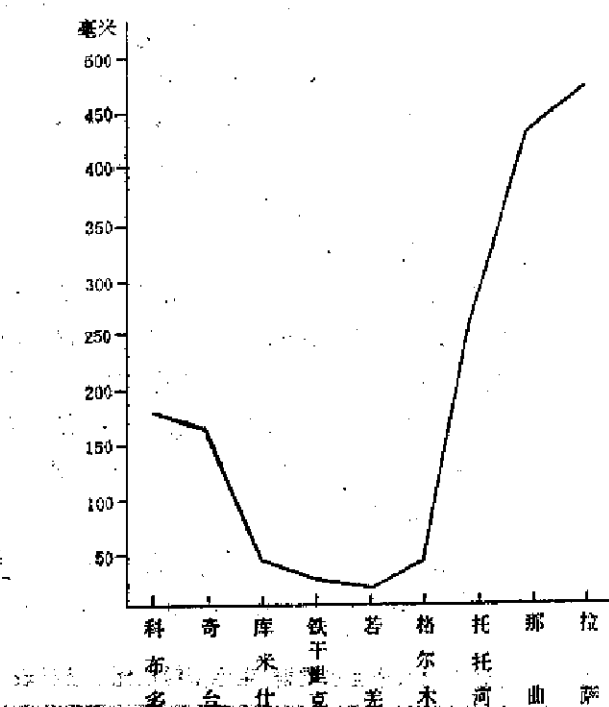


图2 纬向各站年降水曲线图

从图中清楚地显示出，本区是亚洲中部的干旱中心，反映在气候上的主要特征是：春季多风，夏季酷热，冬季寒冷，降水极少，太阳辐射强(表1)。

表1 罗布泊地区气候概况表(1971—1980年)

地 名	气 温(°C)						风		年降 水量 (毫米)	年蒸 发力 (毫米)
	年平均	1月 平均	7月 平均	极端 最高	极端 最低	年 较差	平均 风速 (米/秒)	风沙 日数 (天)		
铁干里克	11.2	-9.2	26.8	40.3	-21.5	36.0	2.1	19.5	45.7	2602.6
若 羌	11.5	-8.0	27.1	41.2	-19.7	35.1	2.7	56.5	20.5	2798.0
敦 煌	9.1	-9.0	24.2	38.0	-21.5	33.2	2.6	13.0	47.8	2351.9
红 柳 河	6.2	-12.8	21.7	36.1	-26.9	34.5	5.2	49.5	50.5	—

本地区的地下水主要靠阿尔金山和库鲁克塔格山的洪水补给。其埋藏深度自山地边缘向中心变浅，矿化度亦依此方向增高。

本地区的地带性土壤为石膏棕色荒漠土,往往具有厚而坚实的盐盘,分布于周边山前洪积扇上。除此外,大都是非地带性土壤,即草甸盐土、结壳的典型盐土,以及沿塔里木河下游沿岸发育的荒漠化吐加依土。

上述自然条件是欧亚大陆腹地超大陆性极端干旱而又寒冷的生态条件。这无疑给植被的生长、发育、带来深刻的影响。

二、植物区系和植被的基本特征

严酷的生态条件,致使本区的植物种类非常贫乏,在全区约2万平方公里的土地上,植物区系仅由13科26属的36种植物组成。以藜科、菊科、柽柳科、豆科、蒺藜科和夹竹桃科为主要成分,共占全部种数的72.2%;其次为蓼科、禾本科、麻黄科等。

在36种植物中,有18种作为群落的建群种和优势种出现。如藜科植物中的盐节木(*Halocnemum strobilaceum*)、盐爪爪(*Kalidium foliatum*)、盐穗木(*Halostachys caspica*);菊科中的叉枝鸦葱(*Scorzonera divaricata*)、花花柴(*Karelinia caspica*);豆科中的骆驼刺(*Alhagi pseudalhagi*)、胀果甘草(*Glycyrrhiza inflata*)和铃铛刺(*Halimodendron halodendron*);蒺藜科中的泡果白刺(*Nitraria sphaerocarpa*)、木霸王(*Zygophyllum xanthoxyium*);柽柳科中的多枝柽柳(*Tamarix ramosissima*)和刚毛柽柳(*Tamarix hispida*);蓼科中的甘肃沙拐枣(*Calligonum chinense*);还有麻黄科的膜果麻黄(*Ephedra przewalskii*)与夹竹桃科的大叶白麻(*Poa cynosu hendersonii*)等。

本区植物区系的生态-生活型组成具有亚洲中部荒漠的典型特色,这从表2中可以清楚地看出。灌木和半灌木植物是最基本的生活型类群,而属于超旱生和典型旱生的灌木

表2 罗布泊地区植物水分生态类群-生活型组成比较统计表

水分生态类群 生活型			旱生植物			中生植物			小计	占总种数(%)
			超旱生	典型旱生	中旱生	旱中生	典型中生	湿中生		
自养植物	乔木	常绿小叶乔木(种数)	—	—	—	—	2	—	2	5.5
	灌木	常绿近无叶灌木(种数)	1	—	—	—	—	—	1	2.8
		夏绿近无叶灌木(种数)	3	—	—	—	—	—	3	8.4
		夏绿阔叶灌木(种数)	3	—	—	2	—	—	5	13.9
		夏绿鳞叶灌木(种数)	—	5	—	—	—	—	5	13.9
	半灌木	夏绿多汁叶半灌木(种数)	—	1	—	—	—	—	1	2.8
		夏绿多汁叶小半灌木(种数)	—	2	—	—	—	—	2	5.5
	多年生草本	长营养期多年生草本(种数)	1	3	1	8	—	1	14	38.9
	一年生草本	长营养期一年生草本(种数)	—	2	—	—	—	—	2	5.5
	异养草本植物(种数)		—	—	—	—	1	—	1	2.8
小计(种数)		8	13	1	10	3	1	36	—	
占总种数(%)		22.2	36.1	2.8	27.8	8.3	2.8	—	100	

和半灌木又是构成本区各种荒漠植物群落类型的建群种和优势种。还有一些耐盐的旱中生多年生草本植物则是荒漠盐生植物群落的建造者。

本区植物区系地理成分以亚洲中部荒漠成分占优势,占全部种数的55%;属于中亚荒漠成分的占总种数的25%;属地中海成分的占总种数的8%;世界广布种和其它成分占12%。但在塔里木西部出现的某些中亚成分,如无叶假木贼(*Anabasis aphylla*)、展叶假木贼(*A. truncata*)、喀什蒿(*Artemisia Kaschgarica*)和一些较丰富的短生植物在这里已绝迹。这表明,在植物区系特征上,本地区与塔里木盆地西部虽有共同性,但也有明显差异。即表现在盆地西部具有中亚西部区系的某些特征,向东逐渐减弱,至罗布泊地区则与格鲁波夫所指的蒙古植物亚省基本相同。确切地说,与河西走廊西部更接近。具有亚洲中部荒漠的典型特点,植物区系十分贫乏。这里无短生植物,只有一年生藜科植物盐生草(*Halogeton glomeratus*)和刺沙蓬(*Salsola ruthenica*),在库鲁克塔格南坡夏季多雨时成片出现。

由于植物区系极为贫乏,因而群落结构简单、群落的层次很少分化,大多数属于单种单层或数种单层结构的群落。占优势的植被是荒漠地带的隐域性植被,即河岸胡杨林、柽柳灌丛、盐生草甸和多汁盐柴类荒漠。而属于地带性的灌木荒漠群落仅分布于周边山前地带。

整个看来,罗布泊地区的植被发育不良。绝大部分地区是裸露不毛的戈壁、盐壳、活动沙丘和风蚀雅丹。植物群落主要分布在:东部的阿奇克谷地;塔里木河和孔雀河下游干河床沿岸;库鲁克塔格山南坡洪积扇以及南部边缘一带。

三、植被类型及其分布

由上可知,本区严酷的生态条件限制了植被的发育。然而,在植被分布面积不大的区域内,其生境条件还是有很大差异,使乔木、灌木、草本等生活型形成森林、灌丛、荒漠、草甸植被四个类型。通过调查共划分出9个群落类型,现分述如下:

(一) 森林

1. 大叶白麻-铃铛刺-胡杨林群落

本群落主要分布于塔里木河下游铁干里克至依干不吉马干河道两侧400米以内,成一条不连续的狭窄绿色走廊。只有在现代河道两侧有老河道的地方,分布幅度才有所增宽,且多集中在古河床两岸的河成阶地上或现代河曲上。愈向下游胡杨林的分布幅度愈窄,在阿拉干以北不足250米;在阿拉干附近,胡杨仅有零散分布。至罗布庄处胡杨分布断绝,距河床远处为红柳包或流沙所占踞。

其所处土壤为荒漠化吐加依土;地下水位由北往南逐渐变浅,为6—8米,而土壤盐渍化程度则增高。在这种生境下,胡杨生长衰退,林冠很稀疏,郁闭度一般为0.1,树高7—10米,林下无幼苗及幼树出现,但却生长着一些盐生灌木和耐盐的草本植物。灌木有铃铛刺、多枝柽柳、黑果枸杞、盐穗木等;草本中常见的有大叶白麻、胀果甘草、芦苇、花花柴、骆驼刺、苦豆子等。林内占优势的灌木和草本,常因小生境的变化而与胡杨组成不同的林型。

在孔雀河下游和疏勒河下游后坑一带还见有星散分布的沙地沙枣 (*Elaeagnus moorcroftii*) 和胡杨,但生长十分不良。

(二) 灌 丛

2. 怪柳灌丛群落

由怪柳形成的盐生灌丛,大片分布于塔里木河下游沿岸的高河漫滩、干涸河床的盐化土上。此外,也零星见于阿奇克谷地边缘和喀拉和顺一带的沙丘地上。

怪柳种类有多枝怪柳、刚毛怪柳、多花怪柳和塔克拉玛干怪柳。其中以多枝怪柳和刚毛怪柳分布数量最多,成为群落的建造者。塔克拉玛干怪柳是这里的特有种,少量分布于阿奇克谷地的库木库都克一带,不足以构成群落。

这里的怪柳灌丛形成高大的“红柳包”,在局部地方还可形成长条形的红柳沙堤。怪柳生长良好,高2—5米,分枝十分发达。在沙丘间有时生长有芦苇、骆驼刺、胀果甘草、黑果枸杞、铃铛刺、盐穗木等植物,群落覆盖度20—30%。

(三) 荒 漠

3. 木霸王-膜果麻黄荒漠群落

本群落仅分布在库鲁克塔格南坡山前洪积扇上。土壤为砾质石膏棕色荒漠土。而在北山西部南坡的洪积扇上,则为寸草不生的“黑戈壁”。

群落的伴生种类极少,仅3—5种,主要为超旱生的塔里木沙拐枣 (*Calligonum roborovskii*)、蒙古沙拐枣 (*C. mongolicum*)、石生霸王 (*Zygophyllum rosowii*) 等。在夏季有地表径流形成的山麓洪积扇下部,则有一年生植物盐生草和刺沙蓬生长。建群种膜果麻黄高约40厘米,群落覆盖度10—15%。

4. 泡果白刺荒漠群落

本群落仅见于东部边缘一带,是嘎顺戈壁和河西泡果白刺荒漠向西部分布的延伸。而在本区的西南部一带则由大白刺 (*Nitraria roborovskii*) 荒漠群落所替代。

泡果白刺丛生,高约30厘米,在植丛基部积成高约1米的小沙丘。群落稀疏,覆盖度仅有5—10%。在白刺包之间几无植物生长,在个别地段有零星生长的芦苇、大叶白麻和怪柳。

5. 大白刺荒漠群落

由大白刺所形成的单优势种群落仅分布在湖盆西南部边缘一带,土壤为覆沙盐化土,面积不大,但却形成特殊的景观。

大白刺为厚叶多汁的超旱生灌木,高约50厘米,冠幅可达2米,在植丛基部积成小沙堆,形成高达1米左右的白刺包。5月中旬,盛开白色小花朵。肥厚的叶在11月底仍可保持绿色,具有较强的耐旱、耐沙埋和耐盐能力。群落覆盖度10%,无伴生植物,只有寄生在白刺根上的琐阳 (*Cynomorium songaricum*)。

6. 甘肃沙拐枣荒漠群落

本群落分布于东部的阿奇克谷地中,沿谷地南、北边缘形成一条宽数百米的窄条带状,成为谷地植被中的主要群落之一。

群落建群种为广泛分布于河西走廊的甘肃沙拐枣。在这里它仅分布于罗布泊湖盆以东,以西则由塔里木沙拐枣所替代。所以,这里可以说是甘肃沙拐枣及其群落向西延伸分布的最西界。

甘肃沙拐枣的植丛基部堆积成小沙包,形成高1—2米的小沙丘,丘间的沙地上常生长有芦苇、骆驼刺、大叶白麻、胀果甘草、叉枝鸦葱等。甘肃沙拐枣高约40厘米,群落覆盖度20—30%。

由于谷地地形较为平坦,在有些地段还可见有芦苇-大叶白麻群落与本群落交错分布,形成复合现象。

7. 具叶盐爪爪-盐节木荒漠群落

本群落是组成本区植被中多汁木本盐柴类荒漠的唯一群落类型。小片状分布于塔里木河下游的低洼地、湖盆西缘,以及阿基布拉克、可克布拉克等盐泉周围的低地上。

这些地段的土壤盐渍化极强,0—30厘米层的平均含盐量为30%左右,而盐分大量积聚于表层,其含盐量高达50%,结成5—10厘米厚的盐壳。地下水位一般不超过1米,其矿化度为16克/升或更高。

群落覆盖度为10—20%,群落中除了建群种外,耐盐灌木刚毛怪柳与短穗怪柳有时也起一定作用,可形成稀疏的灌木层。群落伴生植物有芦苇、盐穗木、盐地凤毛菊(*Saussurea salsa*)、蒙古鸦葱(*Scorzonera mongolica*)等。

(四) 草 甸

8. 芦苇草甸群落

芦苇是本区分布最广泛的植物,几乎大部分群落中多少都有生长。在这里,芦苇的适应能力表现得极为突出,多种多样的生境使它产生了各种生态型。生长在泉水旁的芦苇高达3米以上;生长在草甸盐土或沙丘上的高50—100厘米;在典型盐土上也有30厘米高。甚至在其它植物都不能生存的重盐土地上,它仍然可以生长,但十分矮小,仅15—20厘米。

芦苇群落主要分布于台特马湖等小湖泊周围,以及阿奇克谷地的土牙以西和羊达克库都克以东地区。土牙以西因土壤盐渍化比羊达克库都克以东较重,因而芦苇生长较低矮、稀疏。群落伴生植物常见有骆驼刺、大叶白麻、罗布麻、胀果甘草、假苇拂子茅等。群落覆盖度10—20%。

9. 芦苇-大叶白麻草甸群落

本群落是本区东部阿奇克谷地的主要群落之一,所占面积较芦苇群落为大。土壤为

典型盐土;地下水深1—1.5米;群落结构简单,平均高70厘米,覆盖度变化在15—30%之间。群落中常随着微地形的差异,在不同的地段上伴生有花花柴、骆驼刺、胀果甘草、藜子扑、叉枝鸦葱等。有时在个别地段还可见有小片纯的大叶白麻群落,植丛高达1米。本群落在塔里木河谷下游也有分布。调查时,正值植物枯黄期,但仍保留有绿色枝叶的骆驼刺植丛。

四、植被演替

植物与环境是一个自然统一体,在一定的生境上分布着一定的植物群落,当生境改变了,必然要引起群落的变化。在本区,由于河水断流,罗布泊的干涸而引起的一系列生态条件的变化,导致了群落的演替。下面就初步观察到的情况和资料的分析对比,来论述本区由生境变化所引起的植物群落的演替。

根据过去和现在的情况来看,在荒漠区内长期存在的“三化”现象,即盐渍化、沙漠化,干旱化现象在这里表现得尤为突出。它们对植被所产生的影响,无论是从过去还是从现在的植物群落的演替趋向看,都可以得到证实。

过去(有河水时),在孔雀河下游三角洲、湖泊低地、塔里木河下游河漫滩和河间低地,发育着较好的假苇拂子茅、芦苇草甸和芦苇、香蒲、蘆草沼泽。后因河水断流,生境条件恶化,现已基本死亡消失,或演变为中型和矮型的芦苇盐生草甸。在盐分更高的地段,则被怪柳、盐节木、盐爪爪所组成的群落替代;塔里木河下游谷地呈带状分布的胡杨林,由于地下水位的下降和盐渍化的增强,也正在逐渐衰退或枯死,越变越窄,而被怪柳灌丛所替代;还有的大片胡杨林和怪柳包,因受到流沙侵袭,结果其间形成许多流动沙丘,大片倾倒腐朽的胡杨残株的荒凉景象历历可见;曾在罗布泊北部湖滨大片分布的矮盐干屈菜(*Halopeplis pygmaea*)和盐角草(*Salicornia europaea*)等一年生盐生草本植物^[6]也不存在了,而成为一片盐壳地。

现存的植物群落可以湖盆周围的芦苇盐生草甸群落为演替的起点。这一群落在罗布泊有水时曾是沼泽芦苇,后因湖水干涸,沼生的芦苇群落才发展为陆生的芦苇草甸。至今在土牙以西的湖湾一带,可见到大片高达1米左右的丘状的芦苇残茬。随着地下水的下降,或周围地势的逐渐升高,前一群落又演替为耐旱的,由芦苇、叉枝鸦葱所组成的群落。以后,随着地下水继续下降,这一群落又为芦苇、大叶白麻所组成的群落所代替,在这个阶段,大多数情况下都有流沙侵入。土壤表层积沙层逐渐增厚,出现了由芦苇、大叶白麻、骆驼刺所组成的群落;后来地下水更低,地面沙层也愈积愈厚,则由耐旱耐沙埋的沙拐枣群落代替,其间还有芦苇生长,在沙丘地段,仅有稀疏的红柳包了(图3)。

下面以阿奇克谷地的植被为例,可以看到植物群落随着地形的起伏和与之相应的土壤盐渍化及地下水条件的变化而形成的空间演替生态系列(图4)。

鉴于上述植物群落的演替规律,主要是与植被生存条件的土壤盐分和水分情况,以及与植物对沙地环境适应特点有关。而这些生态条件往往又是同时出现、互为因果、共同对植被发生影响的。

此外,人为因素也伴随着自然地理因素同时对植物群落演替产生影响,这在塔里木河谷下游表现得最为明显。长期以来,人们砍伐胡杨、红柳,以及毁林开荒和重采不造,致使

林地面积日益缩小,土面裸露,在干旱多风的环境下,绿洲沙漠化得以加速发展,沙漠面积不断扩大。

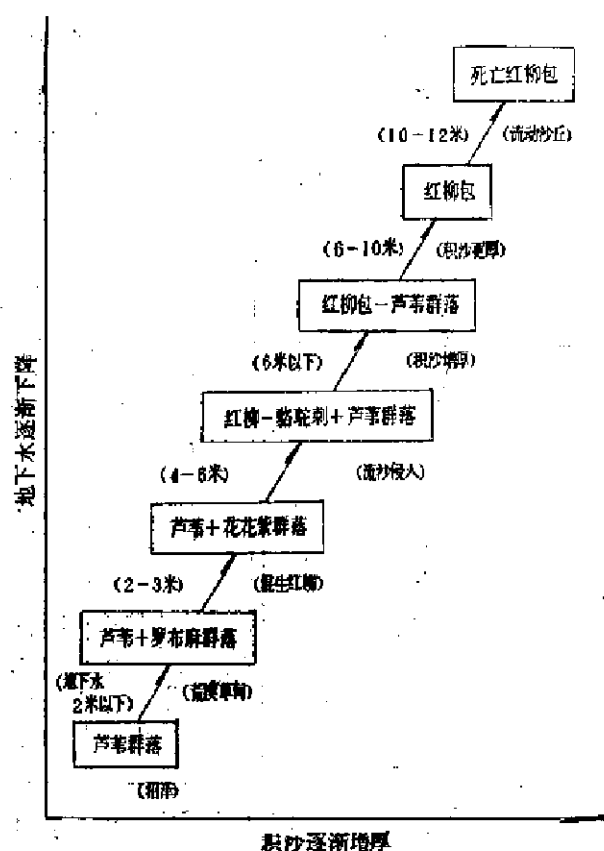


图3 阿拉干至台特马湖植物群落的演替图式

五、植被分区

植被分区是根据植被类型及其地理分布特征,自然地理因素(气候、地貌、水文、土壤等),划分出大、中、小的各级植被地理区。在理论上可以揭示现代植被类型的形成与环境条件互为因果的规律,在生产实践上可以为农牧业的布局 and 规划,森林的合理开发和更新等提供科学依据。

罗布泊地区在新疆植被区划中,是属于东疆-南疆荒漠亚区塔里木荒漠省^[4]。包括两个植被州,即罗布泊洼地荒漠州和塔里木河谷植被州。有关这一地区植被州以下植被小区的划分问题,1960年王荷生等人所发表的“新疆塔里木盆地和噶顺戈壁植被的初步研究”一文中有所论述。他们在对塔里木荒漠省进行植被小区划分时,把罗布泊洼地荒漠州划分为五个植被小区。在此基础上,作者根据此次实地调查资料,按照不同小区植物群丛的组合特点,将罗布泊地区划分为2个植被州7个植被小区(图5)。现将7个植被小区的主要特点分述如下:

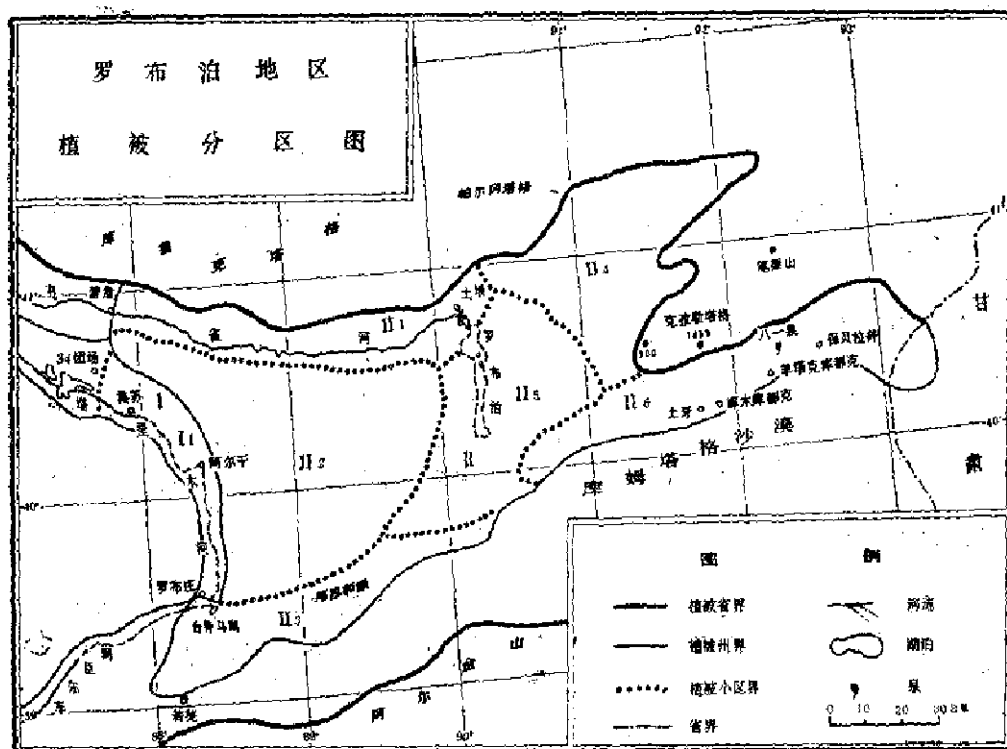


图 5

I. 塔里木河谷植被州 I₁ 塔里木河谷下游小区 II. 罗布泊洼地荒漠州 II₁ 孔雀河下游三角洲小区
II₂ 高鲁克沙漠小区 II₃ 台特马湖喀拉和顺小区 II₄ 北部雅丹小区 II₅ 罗布泊湖盆小区 II₆ 阿奇克谷地小区

(一) 塔里木河谷植被州 (I)

1. 塔里木河谷下游植被小区 (I₁)

本小区位于 34 团场至罗布庄间的塔里木河下游地段, 谷地呈走廊状挟持在两侧大沙漠中。由于上游截流, 下游已经干涸, 使谷地荒漠化和盐渍化更加增强。土壤为荒漠化吐加依土和草甸盐土, 地下水深 6—10 米。在干河床沿岸为很窄的断续分布的胡杨疏林, 是本小区的主要植被类型。其次为分布在盐化沙丘上的稀疏怪柳灌丛, 以及由大叶白麻、胀果甘草、芦苇等组成的盐化草甸, 小片出现于河间低地。

本小区的植被对防风固沙具有重要作用, 主要问题在于调剂和补充水源, 抚育更新。

(二) 罗布泊洼地荒漠州 (II)

2. 孔雀河下游三角洲植被小区 (II₁)

本小区位于营盘至罗布泊干湖盆北岸, 包括部分库鲁克塔格南坡山前洪积扇。因孔雀河下游河水断流, 原生的较密集的草本草甸及沼泽皆已变成荒漠景色, 沿河岸仅见有少量稀疏的假苇拂子茅、芦苇草本植物。此外, 还有散生的灌木怪柳、沙拐枣、膜果麻黄等。

主要植被类型是分布在洪积扇上的膜果麻莫、木霸王组成的灌木荒漠。

3. 库鲁克沙漠植被小区 (II₁)

本小区主要为库鲁克沙漠,植被非常贫乏。在沙漠的边缘地带,丘间低地及老河床可见稀疏的怪柳、沙拐枣、盐节木、骆驼刺、花花柴、芦苇等植物。大部分地区为流动沙丘,应加强对沙漠西部边缘的怪柳灌丛的保护和更新,防止沙漠向西扩展,与塔克拉玛干沙漠连接。

4. 台特马湖、喀拉和顺植被小区 (II₂)

本小区位于库鲁克沙漠南部,是具有干河床,小洼地的盐土平原。植被贫乏,只在台特马湖等小湖泊周围分布有芦苇盐化草甸;在小洼地上分布有盐节木、具叶盐爪爪组成的多汁盐柴类荒漠;在喀拉和顺南部边缘分布有大白刺灌木荒漠。这些群落,面积都不大。

5. 东北部雅丹植被小区 (II₃)

本小区位于罗布泊干湖盆的东北部,为著名的风蚀“雅丹”地形区。这里几乎无植物生长,只是在避风积沙的沟槽中,有时才有稀疏的白刺和芦苇分布,以及见有星散的怪柳和骆驼刺。

6. 罗布泊湖盆植被小区 (II₄)

本小区位于该州的中部,主要为罗布泊干湖盆及其周边广大的盐土平原,地势最低,积盐最重,整个地区为光裸的盐壳地。有时见有稀少的芦苇生长。

7. 阿奇克谷地植被小区 (II₅)

本小区位于北山西部和库姆塔格沙漠之间,为一狭长平坦的谷地,南北宽 20—30 公里,东西长约 150 公里。东部与疏勒河下游相接。土壤主要为典型盐土。地下水深 70—200 厘米。植被比其它小区发育较好。主要植被类型是:芦苇、大叶白麻组成的盐生草甸和芦苇草甸。在谷地边缘砂质基质上分布着甘肃沙拐枣灌木荒漠以及散生的怪柳灌丛。此外,还有小片分布的盐节木、盐爪爪荒漠。这里分布有十种植物,是野骆驼良好的采食地和栖息地。

六、对于保护和改造植被的几点意见

从以上的叙述可以知道,目前罗布泊地区的植被尽管面积不大,覆盖稀疏,但它对减轻风沙危害,保护绿洲,维持脆弱的生态平衡却起着十分重要的作用。由于长期的人为破坏作用和自然因素的威胁,现植被急骤衰亡,并导致沙漠的入侵和土地沙漠化急速发展,严重地威胁着绿洲的农牧业生产和交通运输,植被的防护作用已被大大削弱。因此,积极地保护现有天然植被,乃是这一地区当前刻不容缓的大事。为此,特提出以下几点意见:

(1) 认真执行森林法,严禁砍伐胡杨和红柳灌丛,特别是沙漠边缘的乔灌木。禁止毁林造田,对不宜农业生产的,应退耕还林。

(2) 以保护为主,建立健全胡杨林管理机构。要依靠群众,调动社场积极性,对零星分散靠居民点的胡杨林,毗连的灌木,可划给附近社场管护,防止破坏和乱采,并受林业部门的监督检查。

(3) 对沙漠化已危及垦区绿洲的地方,要采用绿洲外围封沙育草,并逐步地在绿洲边缘建立起防护林体系;对危害严重的公路地段(如依干不及麻至库尔干的一段公路),要立即在侧旁营造防沙林带,以保障库若公路的正常通车。

(4) 要全面规划,合理利用地表水资源,解决塔里木河下游胡杨林的灌溉用水,确保每年都能灌水1—2次,促进胡杨林的生长和天然更新。

(5) 大力营造灌木林,解决烧柴问题,同时大力推广太阳灶,发展沼气。做到确保林木,造福子孙后代。

(6) 阿奇克谷地的植被是珍贵保护动物野骆驼的重要饲料基地和集中活动的栖息地。因此,建议在这里开挖一些永久性的饮水点,以利野骆驼充分利用植被,滋生繁衍。

参 考 文 献

- [1] 陈宗器: 罗布淖尔与罗布荒原,地理学报,第3卷,第1期,1936年。
- [2] 王荷生等: 新疆塔里木盆地和嘎顺戈壁植被的初步研究,《1960年全国地理学术会议论文集》(自然地理),科学出版社,342—356,1962年。
- [3] 陈永宗等: 新疆塔里木盆地东部沙漠地区的自然面貌,治沙研究,第3号,科学出版社,1962年。
- [4] 中国科学院新疆综合考察队植被组: 新疆植被及其利用,科学出版社,1978年。
- [5] 中国植被编辑委员会,中国植被,科学出版社,1980年。
- [6] 王荷生: 新疆主要盐生植物群落的分布及其与土壤、地下水的关系,植物生态学与地植物学丛刊,第2卷,第1期,1964年。
- [7] 陈庆诚等: 甘肃疏勒河中下游的植被概况,植物生态学与地植物学资料丛刊,第15号,科学出版社,1957年。
- [8] Грубов, В. И.: Растения Центральной Азии, 1963.
- [9] Петров, М. П.: Растительность Пустынь Центральной Азии (Ордос, Алашань, Бейшань) особенности её распределения, Бот. Журн., Т. 44. (10), 1387—1408, 1959.

从十种罗布泊地区的植物解剖看植物体对环境的适应性*

杨 戈 王常贵

(中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所)

地处亚洲腹地的罗布泊地区,冬季寒冷,夏季酷热多风。年降水量约为 20—50 毫米,或更少,蒸发力是降雨量的 100 倍左右,因而成为世界最干旱的地区之一。随着罗布泊的干涸,土壤高度沙化、盐渍化。致使大量植物死亡,许多种植物在该地区已无法生存。一些顽强繁衍下来的植物,则以自身的结构适应着极恶劣的自然环境,成为植物体对环境适应的显明例证。本文力图从十种生长在罗布泊地区植物的内部结构,论证这一适应性。

多年来,各国学者曾对旱生植物的解剖学特征进行过大量的研究工作,这方面的论著层出不穷。近年来,在我国也见报道^[1,2],但对罗布泊这样典型干旱地区生长的植物,从解剖学角度研究,至今仍然不多。深信,本文将对进一步认识罗布泊地区的植物,以便更好地利用与改造,会有所裨益。

一、分析材料与方法

本文所用的材料,多数由中国科学院新疆分院罗布泊地区综合科学考察队于 1980 年采集,个别种于 1982 年补采。采集时,以 FAA 固定液固定叶和当年生幼嫩的茎,采集土样并记载根系及其它有关材料。在实验室内,材料经冲洗,脱水,包埋各步处理,制成 10—12 微米厚的石蜡切片,以蕃红-固绿行二重染色,封片后在显微镜下观察分析。

十种植物分别为:

编号	中 文 名	拉 丁 名	采集地点
1	骆驼刺	<i>Alhagi pseudalhagi</i> (M. B) Desv.	红八井
2	苦豆子	<i>Sophora alopecuroides</i> L.	35团场
3	泡泡刺	<i>Nitraria schoberi</i> L.	毗牙井
4	胀果甘草	<i>Glycyrrhiza inflata</i> Bot.	红八井
5	芦苇	<i>Phragmites communis</i> Trin.	红八井
6	罗布麻	<i>Apocynum venetum</i> L.	红八井
7	铃铛刺	<i>Halimodendron halodendron</i> (Pall) Voss.	阿拉干
8	塔里木沙拐枣	<i>Calligonum roborovskii</i> A. Los.	红八井
9	叉枝骆驼	<i>Scorzonera divaricata</i> Turcz.	红八井
10	石生霸王	<i>Zygophyllum rosovii</i> Bge.	罗布庄西南

* 本所杨晓同志参加了此项研究工作,余其立、屈晓帆同志测定土壤盐分,在此一并致谢。

二、观察结果

(一) 骆驼刺

豆科骆驼刺属植物。多年生草本，一般生境为盐渍化土壤或沙地。在罗布泊地区分布于阿奇克谷地的洪积扇缘及阿拉干沙地和盐渍化土壤。具发达的根系，地下70厘米左右处，侧根发达。标本土下70厘米处，土壤含盐量为0.22%。

茎

表皮由单层细胞构成，细胞较小，排列紧密，外具角质层，厚度为2.5微米。表皮下为一单层细胞构成的下皮层，此层在许多旱生植物中存生^[1]。其内是2—3层排列极不规则的栅栏组织细胞，内具叶绿体，可行光合作用，其它皮层细胞大小差异较大，排列不规则，无细胞间隙。维管束整齐排列成一周，木质部在内，韧皮部在外，形成层介二者之间，木质部内具发达的导管，管腔可达57.5微米，壁厚可达3.8微米。具纤维组织。韧皮部内有筛管及伴胞，其外端具发达的、成簇状的纤维组织，在皮层中排成一环形。茎的中心部分是由薄壁细胞构成的髓。在皮层、髓的一些薄壁细胞内含大量胶体，为树脂类物质^[2]，该细胞称为粘液细胞。

叶

叶为等面叶。上、下表皮皆为单层细胞构成，排列紧密，细胞横向直径25—37.5微米，具角质层，厚度为2.5微米。两表面皆具气孔，上表皮气孔数多于下表皮，构成气孔的保卫细胞较小，气孔下陷，具气室。表皮内为6—8层发达的栅栏组织细胞，具大量叶绿体，是行光合作用的重要部位，海绵组织不发达，单层或双层分布于叶肉中心。维管束排列于叶的中心部位。由木质部及韧皮部组成。在叶的上、下表皮以内有许多粘液细胞或胶囊，内含大量树脂，个别叶肉薄壁细胞内具无机盐结晶。

(二) 苦豆子

豆科槐属植物。多年生草本，一般生境为荒地及沙地。在罗布泊地区主要分布于35团场至阿拉干一带路边及沙地上。具发达的根，侧根相连成片。

茎

单层表皮细胞排列紧密，细胞较小，外具发达的角质层，厚度为3.75微米。内为多层皮层细胞，靠外3—4层细胞较小，靠内几层细胞较大，无明显细胞间隙，具发达的皮下纤维，排成一周将内部组织包围起来。维管束成环状排列，内为木质部，外为韧皮部，两者间为多层具分生能力的薄壁细胞，这些细胞体积小，排列紧无间隙。木质部导管发达，可达35微米，维管束内具纤维组织。茎的中心部位是髓，由薄壁细胞构成，具有明显的细胞间

隙,易解体。

叶

上、下表皮均为单层细胞构成,外具角质层,厚度为 2.5 微米,表皮上具气孔,下有气室,有些表皮细胞内含簇状结晶。整个叶内细胞几乎全部为栅栏组织细胞,排列不规则,细胞间隙较大,叶肉中央有个别海绵组织分布。中心维管束外具一圈排列紧密的薄壁细胞,即有明显的维管束鞘。

(三) 泡 泡 刺

蒺藜科白刺属植物,小灌木。一般生境为戈壁及盐渍化沙地。在罗布泊地区分布于马迷兔至毗牙井一带,根系十分发达。

茎

表皮由单层细胞构成,排列紧密,外具角质,厚 2.5 微米。皮层由多层薄壁细胞组成,细胞大小不一,一些皮层细胞中含大量结晶状物。皮层内有发达的皮下纤维,连成一层。其内为维管束,内部为木质部,外为韧皮部,整个茎的中心部位,由薄壁细胞的髓充满。

叶

白刺叶的内部结构与苦豆子十分相似。表皮由单层细胞构成,外具角质层,具气孔,下有气室。叶肉细胞多为栅栏组织细胞,内具叶绿体,海绵组织极不发达。维管束在叶的中部排成一列,由本质部及韧皮部组成,内有少量纤维。

(四) 胀 果 甘 草

豆科甘草属植物,多年生草本。一般生境为荒漠盐渍化沙地和盐渍化土壤。在罗布泊地区分布于库木库都克和红十井一带以及阿拉干附近。其根系发达,耐盐性强。所用标本下土 130 厘米左右。主根向水平方向发展并有大量侧根。此处土壤含盐量为 1.63%,主要离子有 Cl^- (0.30%), SO_4^{2-} (0.80%), Ca^{++} (0.32%) 及 $\text{K}^+ + \text{Na}^+$ (0.16%)。

茎

单层细胞构成的表皮,具角质层,厚 2.5 微米。细胞排列紧密。具单层细胞构成的下皮层,构成皮层的薄壁细胞为 7—8 层。维管束排列成环形,由木质部与韧皮部组成。为外韧型,木质部内导管发达。维管束外靠皮层部位有发达的纤维组织存在。茎的中心是由薄壁细胞构成的中心髓,这些薄壁细胞体积较大,易解体。在皮层,髓内分布有粘液细胞,内含树脂类物质。

叶

表皮由单层细胞构成,细胞大小不一,外具角质层,上、下表皮皆具气孔,下有气室。

整个叶肉细胞几乎全是栅栏组织细胞,内具叶绿体,行光合作用。维管束平行排列,由木质部、韧皮部组成,有少量纤维分布。叶肉组织中具较大的胶囊,垂直于上表皮纵向分布,内充树脂类物质。

(五) 芦 苇

禾本科芦苇属,多年生草本。该植物适应性极强,为广布种,多生于河流两岸,湖边,沼泽、沙地及盐渍化土壤上。在罗布泊地区主要分布在故河床两岸及盐泉周围。根系发达。所用标本土下 70 厘米处,地下茎向水平方向发展,此点土壤含盐量为 0.55%,以 Cl^- (0.25%) 和 $\text{K}^+ + \text{Na}^+$ (0.19%) 为主。

茎

表皮为单层细胞组成,外具角质层,厚度可达 5 微米。其内为多层薄壁细胞组成的皮层,内分布一周发达的纤维组织。与其它许多禾本科植物一样。芦苇的茎无次生生,维管束散生分布成二轮,木质部导管十分发达,直径可达 38—45 微米,每束外具维管束鞘,构成维管束鞘的细胞体积较小。幼嫩茎的中心部分为薄壁细胞构成的髓,稍老一些的茎,薄壁细胞解体,茎成中空。

叶

上、下表皮由单层细胞构成,具明显的角质层,厚度可达 5 微米,两表皮皆具气孔,为单子叶类型气孔,下陷,具气室。和其他许多禾本科植物叶一样,在其上表皮上具泡状细胞,此种细胞内含大的液泡。与叶子伸曲运动有关,又称运动细胞。下表皮上具硅质组成的毛。叶肉细胞无栅栏组织与海绵组织之区分,内含大量叶绿体。维管束平行排列。每束外围由较大的细胞包围起来,称维管束鞘。木质部发达,导管孔径一般在 15 微米以上。维管束两端靠上、下表皮处,分布有发达的成簇状的纤维组织。幼嫩的叶有曲卷现象。

(六) 罗 布 麻

夹竹桃科罗布麻属植物,多年生草本。一般生境为盐渍化沙质土壤或水源附近沙地。在罗布泊地区主要分布于阿奇克谷地以及罗布泊西北英苏 34 团场一带。其根系发达,所用标本土下 60 厘米处,侧根旺盛,此点土壤含盐量为 0.26%,主要离子为 Cl^- (0.09%) 和 $\text{K}^+ + \text{Na}^+$ (0.08%)。

茎

单层细胞的表皮,外具角质层,厚度 2.5—5 微米,具少量下陷型气孔,有气室。皮层由多层薄壁细胞构成,细胞体积较大,形状不规则,有粘液细胞存在。维管束排成一周,木质部导管发达,最大直径可达 40 微米,韧皮部外侧,有排列成周的韧皮纤维。茎的中心是薄壁细胞构成的髓,细胞由外向内渐大。髓中分布有大量的粘液细胞,内充满树脂类物质。

叶

由单层细胞构成上、下表皮,具角质层,厚度可达5微米,下陷型气孔,有气室。叶肉组织几乎全部为栅栏组织细胞,排列不整齐,内具大量叶绿体,维管束在叶的横切面上排列,由木质部及韧皮部组成,在整个叶肉组织中,有大量粘液细胞或胶囊,内充满树脂类物质。

(七) 铃铛刺

豆科盐豆木属植物,灌木。一般生境为荒漠河岸,盐渍化沙地,有地表径流的风蚀地,在罗布泊地区主要分布于罗布泊湖北缘及阿拉干附近。铃铛刺的根系同样十分发达。

茎

表皮由二层细胞构成,其外具角质层,厚度为2.5微米,细胞排列紧密,里层多为粘液细胞,内充满树脂。皮层由5—6层薄壁细胞组成,有细胞间隙。皮层内有发达的成囊状的纤维组织。维管束排成一环形,最后发展成一周。木质部与韧皮部间具2—3层有分生能力的薄壁细胞,这些细胞体积小,排列紧密。其内为木质部,向外分化出韧皮部,维管束内有纤维分布。茎的中心部分是薄壁细胞构成的髓。

叶

内部结构与罗布麻十分相似。单层细胞构成的表皮外具角质层,厚度可达2.0微米。气孔下陷有气室。栅栏组织发达,几乎充满整个叶肉部分,只在叶肉中间部分有少量海绵组织细胞,在叶肉组织中,同样有大量粘液细胞。

(八) 塔里木沙拐枣

蓼科沙拐枣植物,灌木。一般生境为砾质戈壁、固定沙丘及沙地。在罗布泊地区主要分布米兰和阿奇克谷地两岸。根系十分发达,所用标本土下65厘米处,主根向水平方向发展,侧根旺盛。此点土壤含盐量0.29%,主要离子有 Cl^- (0.10%), SO_4^{2-} (0.07%)和 $\text{K}^+ + \text{Na}^+$ (0.08%)。和其它沙拐枣植物一样,塔里木沙拐枣的叶高度退化,其光合作用功能由幼嫩的茎即同化枝完成。

同化枝

单层细胞构成的表皮,外具角质层,上具气孔,孔下具气室。表皮下具单层细胞构成的下皮层,该层细胞排列松散。其下为2—3层排列紧密的叶肉细胞,靠外1—2层栅栏组织细胞,靠内一层为海绵组织细胞,皆具叶绿体,可行光合作用。在表皮与叶肉组织之间,分布有成簇的纤维,共14簇,排列成环。皮层细胞内具大量的粘液细胞。维管束排列成环状。内为木质部,外为韧皮部,内有纤维分布。同化枝的中心部分为薄壁细胞构成的髓,髓内也有粘液细胞分布。

(九) 叉枝鸦葱

菊科鸦葱属植物，多年生草本。一般生境为沙地与丘间沙地。在罗布泊地区分布于阿奇克谷地红八井附近以及罗布泊南部沙地。分枝鸦葱根系发达，所用标本土下 127 厘米至 153 厘米处，侧根旺盛，此点土壤含盐量为 0.09%，其中主要离子有 HCO_3^- (0.02%)， Cl^- (0.02%)， SO_4^{2-} (0.02%) 以及 $\text{K}^+ + \text{Na}^+$ (0.02%)。该植物上部叶退化成短线形。

茎

与沙拐枣一样。叉枝鸦葱的光合作用，主要由幼茎承担。因此幼茎具许多叶的特征。

单层细胞构成的表皮，外具角质层，厚度可达 2.5—3.8 微米，具下陷型气孔，有气室。表皮以内为 3—4 层栅栏组织细胞，内具叶绿体，可行光合作用。叶肉细胞以内为多层薄壁细胞构成的皮层，其内有成簇的纤维组织分布成一周。维管束外韧，列成一周，木质部导管发达。整个茎的中心部分是薄壁细胞构成的髓，髓细胞体积较大，直径可达 102.5 微米。

叶

只在幼小的枝条上具小叶。单层细胞构成表皮，外具角质层，厚度可达 2—2.5 微米，具下陷气孔，有气室。叶肉组织几乎全部为栅栏组织细胞，含颗粒较大的叶绿体，上、下表皮内分别具 3—4 层叶肉细胞。叶的中间部分为薄壁细胞，体积较大，无叶绿体。维管束分布于其中，维管束由木质部及韧皮部组成，木质部导管管腔可达 70 微米。整个宿存叶中无明显纤维存在。

(十) 石生霸王

蒺藜科霸王属植物，多年生草本。一般生境为砾质戈壁、沙地。在罗布泊地区，主要分布于罗布庄附近以及罗布泊北部。该植物根系发达。

茎

单层细胞构成的表皮，外具角质层，厚度为 2.5 微米。表皮以内为多层薄壁细胞组成的皮层，皮层细胞体积较大，具细胞间隙，维管束排列成一周，束间形成层很早开始活动，向内形成发达的木质部，向外形成韧皮部，两者内皆具纤维组织。茎的中心部位是由薄壁细胞构成的髓，髓细胞由外至里逐渐加大。

叶

单层细胞构成的表皮，外具角质层，厚度为 2.5 厘米，其上具气孔。叶肉组织几乎全部为栅栏组织细胞，具叶绿体。维管束分布于叶肉的中心部位，排成单列，由木质部与韧皮部组成。

三、结论与讨论

(1) 从上面观察结果,可得出表 1 和表 2。

表 1 十种罗布泊地区植物叶内部结构的比较

植 物 名	角 质 层	气 孔 气 室	发达的栅栏组织	树 胶	其 他
骆驼刺	+	+	+	+	
苦豆子	+	+	+	-	有结晶
泡泡刺	+	+	+	-	
胀果甘草	+	+	+	+	
芦 苇	+	+	无分化	-	有硅质的毛
罗布麻	+	+	+	+	
铃铛刺	+	+	+	+	
塔里木沙拐枣					高度退化
叉枝鸦葱	+	+	+	-	具乳汁
石生霸王	+	+	+	-	

注:表中“+”示有此结构,无量的概念;“-”示无此结构(表 2 同此)。

表 2 十种罗布泊地区植物幼茎内部结构的比较

植 物 名 称	角 质 层	树 胶	叶肉细胞	发达的纤维	其 他
骆驼刺	+	+	+	+	部分光合作用
苦豆子	+	-	-	+	
泡泡刺	+	+	+	+	皮层内具结晶
胀果甘草	+	+	-	+	
芦 苇	+	-	-	+	幼叶曲卷
罗 布 麻	+	+	-	+	
铃 铛 刺	+	-	-	+	
塔里木沙拐枣	+	+	+	+	具叶的特征进行光合作用
叉枝鸦葱	+	-	+	+	具叶的特征行光合作用有乳汁
石生霸王	+	-	-	+	

从表 1 与表 2 中,我们可以看到,这十种采自罗布泊地区的植物之叶与幼茎,皆有一些适应干旱的结构。首先,所有叶与幼茎皆具角质层,这一层的作用是防止水分过多丧失,保护内部组织减少机械损伤。这一点,在降水量甚低,蒸腾量极高的罗布泊地区显得十分重要。几乎所有叶表皮上都具气孔,多为下陷,其下具气室,这也是对干旱环境的一种适应。气孔与光合作用有关,同时通过开与关,调节水分的蒸腾。这一方面是由于生理功能的需要,植物必须不断地进行蒸腾,另一方面还必须防止水分过多地丧失,而气孔下陷,气室的存在,都起到了控制水分丧失,更好地完成这一调节功能的作用。叶肉细胞是植物进行光合作用的场所,在双子叶植物中,有栅栏组织与海绵组织之分。前者,垂直于表皮排列即与光的照射方向平行。后者,与其相反,排列方向与光的照射方向垂直。在

罗布泊地区整个植物生长季节中,光照射极强,栅栏组织细胞排列与光的照射方向平行就避免光的正面照射,而只利用光的衍射部分进行光合作用,防止叶肉组织细胞被灼伤。因此我们看到,这十种植物中栅栏组织细胞十分发达而海绵组织细胞则只占极次要的地位。有四种植物的幼茎和叶中具粘液细胞或胶囊,内充满树胶类物质与 Lemesle 观察的分泌道相似^[9]。一些学者认为,树胶的存在可以改变细胞的渗透压,达到更好地吸收和运输水分的目的。实际上,树胶类物质为大分子化合物,改变细胞渗透压的可能性甚小。我们认为,树胶存在的意义在于吸附空气中的水分,保持水分不易丧失,从而在干旱的季节,对周围的细胞形成一个湿润的小气候。这一点对生活在干旱、酷热的罗布泊地区的植物也是十分重要的。茎中具有发达的纤维,也是这十种植物共同的特点之一,这是与该地区多风的特点相联系的。纤维是具有极大韧性的厚壁细胞,它们的存在,保护了植物体地上部分不致被风吹折,免遭沙割。另外,塔里木沙拐枣,叉枝鸦葱的叶高度退化,更是适应干旱酷热条件的典型,这一退化极大地缩小了植物体与大气的接触面,大大减少了水分的丧失。而叶的主要功能——光合作用与蒸腾作用,皆由幼茎代之完成。石生霸王叶的肉质化。一方面缩小了叶表面积与体积的比值,即旱生植物的叶是小而紧密的^[10],另一方面也起到储存水分的作用,这也是一种对于干旱环境的适应。从采样过程中看到,这十种植物皆具发达的根系,主根穿过了盐层和含盐量较高的土层,使侧根巧妙地避免了盐对植物体的损害,同时也防止了流沙搬迁时对植物体根系的破坏。骆驼刺、沙拐枣等植物,生长不定根的能力极强,一旦被流沙埋没,很快又能抽出新的枝条。这十种植物中,许多种老的枝条呈灰白色,这也是对强烈光照的一种适应。综上所述,我们可以看出,植物体通过长期自然选择的结果,不断地以自身的结构与功能适应着外界环境。生长在自然条件十分恶劣的罗布泊地区的植物也不例外。

十种植物中,芦苇是一个生态学上的广布种,无论在沼泽、草甸,还是在典型荒漠的沙丘上,都有其分布。但不同生境中的芦苇在形态、外貌、内部结构上,都有着明显的差异。兰州大学陈庆诚先生曾对此进行研究比较^[1],他认为:随环境荒漠化程度的加大,其叶的角质层渐厚,上表皮细胞面积变小,维管束直径加大,导管管腔加大,管壁的绝对厚度增加。

(2) 从表 1 与表 2 的对比中,我们发现叶子中具较多的适应干旱的结构。反映在表 1 中几乎每种植物的叶,对所列的各项都样样具备,绝大多数为“+”,而在茎中则出现较多的“-”。如前所述,茎与叶在对外界环境的适应方面,都有一些特殊结构。但叶子比茎对外界环境更为敏感。

造成这一结果的原因在于,叶经常地伸展在大气中,与大气有一最大的接触面积。在罗布泊地区,它们必须经受酷热、干燥、强风和强烈光照等严峻考验,因此在结构的特异方面表现得更加突出。事实上,大自然中,叶子的千变万化也正是对环境长期适应,长期自然选择的结果。与叶相反,植物的根,在地下相对条件要远比叶稳定,结构上的变化也较少,具有一相对稳定性。综上,我们可以得出这样的结论:植物体在对外界环境的敏感性方面,叶>茎>根。

(3) 罗布泊地区植物发展的趋势是沙化、盐化和干旱化。这一点已被许多人证实了。而从我们解剖的十种植物看,它们的结构特点上主要是适应干旱的。以此,我们可以推论出“三化”对植物体而言,关键是水,即水的吸收、水的利用程度和是否能防止过多水分丧失,是植物体适应罗布泊地区恶劣环境的主要矛盾。这一点对“沙化”是好理解的,因为沙

化的结果,必然造成浅层土壤缺水,水就自然成为沙化环境内植物存在的主要矛盾。而盐化的结果,必然使土壤水的盐分含量提高,而植物根毛细胞渗透压是恒定在一定范围内的,无法吸收含盐量过高的水分,表现出来的仍然是“干旱”,这种干旱称之为生理干旱。要适应这样的环境,就必须充分利用与保护水分。长期选择的结果,也形成了一系列适应干旱的特殊结构。因此,一般盐生植物从结构上反映出来也具有旱生植物的特征。

参 考 文 献

- [1] 李正理等: 我国甘肃九种旱生植物同化枝的解剖观察,植物学报,第23卷,第3期,1981年。
- [2] 赵翠化等: 腾格里沙漠主要旱生植物旱性结构的初步研究,植物学报,第23卷,第4期,1981年。
- [3] 陈庆诚等: 疏勒河中、下游植物群落优势种生态-形态,解剖特性的初步研究,兰州大学学报,第3期,1961年。
- [4] Wylie R. B.: Leaf Organization of Some Woody Dicotyledons from New Zealand. Amer. Jour. Bot., 41: 186—191, 1954.
- [5] Meecalte and Chalk: Anatomy of the Dicotyledons, p.717, Oxford, 1957.
- [6] Shields L. M.: Leaf Xeromorphyas Related to Physiological and Structural Influences Bot. Rev., 16: 399—447, 1950.

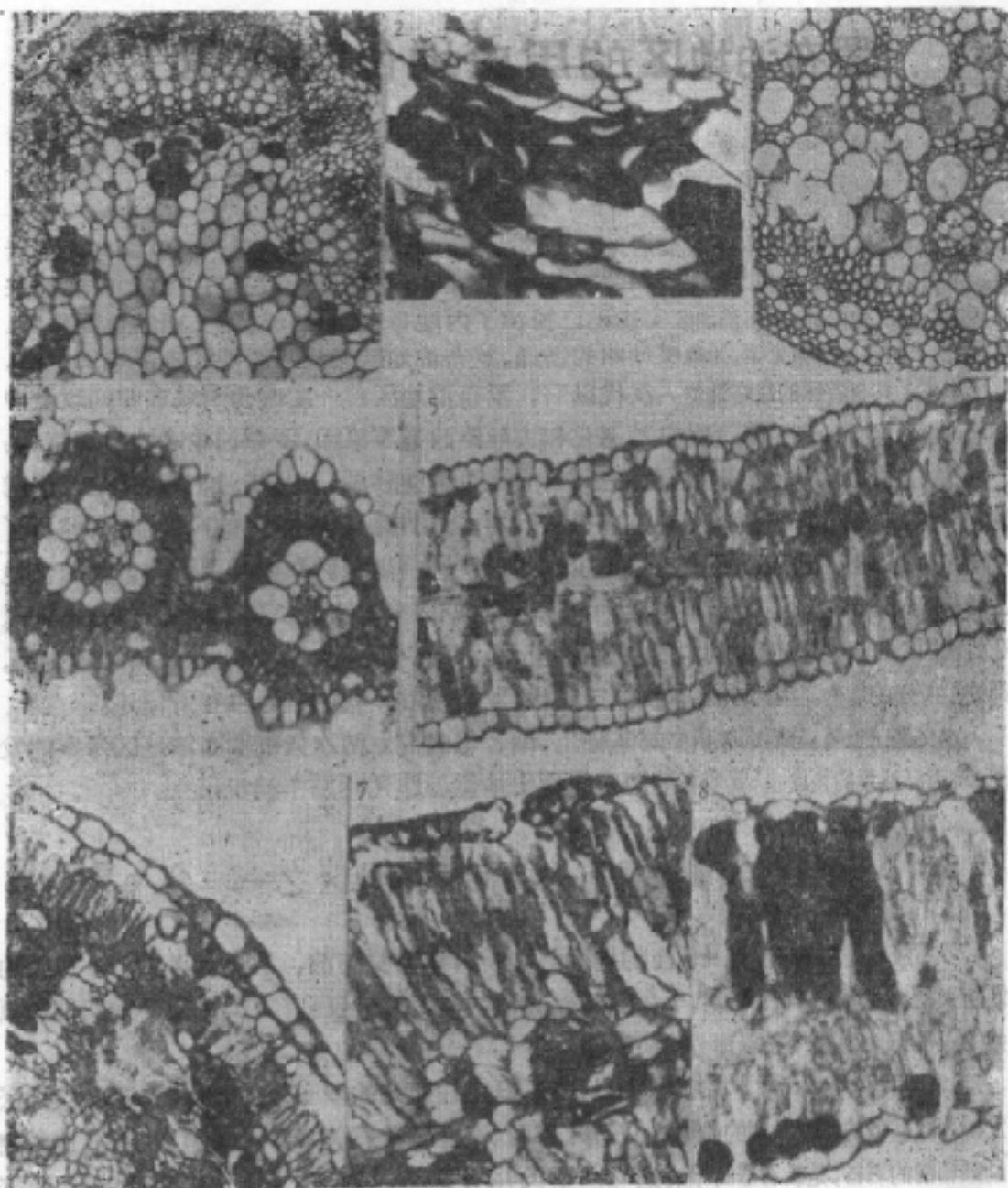


图 版 说 明

1. 泡泡刺幼茎横切示纤维束×500;
2. 罗布麻幼茎横切示韧皮纤维×500;
3. 芦苇茎横切×500;
4. 芦苇叶横切×500;
5. 胀果甘草叶×500;
6. 塔里木沙拐枣幼枝横切×500;
7. 叉枝鸦葱茎横切×500;
8. 骆驼刺叶, 示粘液细胞×500

罗布泊地区的历史地位与作用

陈汝国

(中国科学院新疆地理研究所)

罗布泊地区是新疆最早有人类活动的地区之一。早在新石器时期,那里就有人类活动。这里是古代著名丝绸之路的门户,而丝绸之路的南道又是从“玉石之路”发展起来的,因此,在汉代以前,罗布泊地区实质上已扮演了内地与新疆之间陆路交通的重要角色。汉代,由于丝路的日渐繁荣,为确保丝路的畅通,罗布泊地区又成为西域的重要屯田中心,并在军事上具有特殊的战略地位。汉代以后,罗布泊地区曾一度成为西域重要的政治中心。五世纪开始,由于自然环境的日益恶化和古丝路改道等原因,罗布泊地区才日渐荒凉。

在此前后,关于罗布泊是否为黄河源头,它是否为游移湖,以及楼兰古城、楼兰国都的位置和这个地区环境变迁等一系列重大科学问题,曾引起国内外学者的广泛注意,经历了长期的探索、研究和争论。直至今日,不少问题尚待进一步探讨和揭开。因此,罗布泊地区又是学术争鸣的论坛。事实证明,由于自石器时期以来,特别近三千年中,罗布泊地区在我国西部历史上起过重要的作用,在政治上、经济上、交通上、军事上以致科学研究上,都处于特殊的地位。因此,早在春秋战国时代,罗布泊就在我国古籍中有所记述。

本文是在整理、分析前人研究的基础上,结合笔者先后两次亲临罗布泊地区考察的发现,从历史地理的角度上,就罗布泊地区的历史地位与作用问题作初步研究。

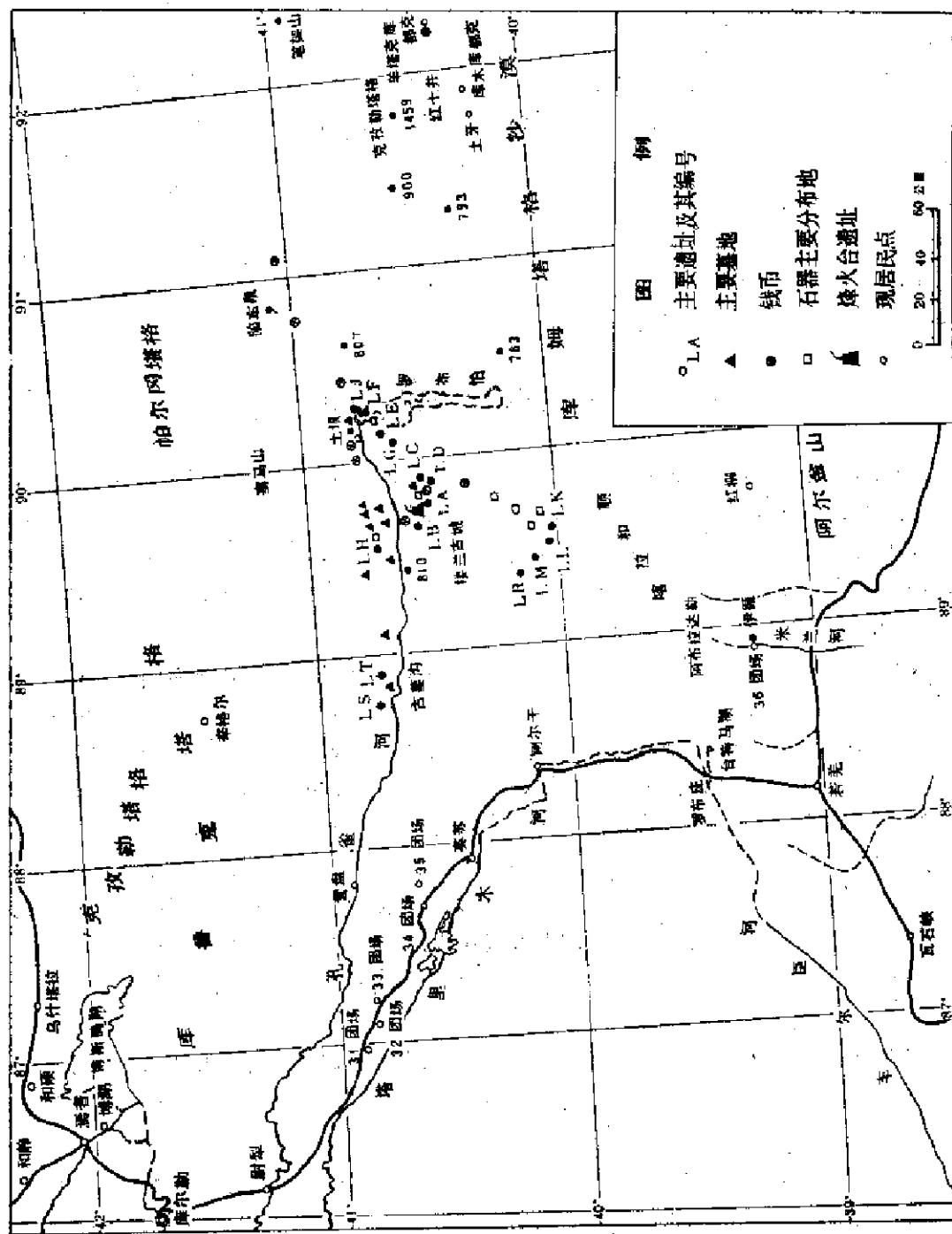
一、新疆最早有人类活动的地区之一

罗布洼地是塔里木盆地最低洼的地区。地质时期的罗布泊,是一个水域十分辽阔的内陆大湖。大量考古资料证实,早在新石器时期,罗布泊地区已有人类活动,他们借助原始的石器工具,在罗布泊沿岸劳动和生息。

1906年冬,英国考古学家斯坦因,从阿不旦庄往西北的罗布沙漠考察时,在楼兰地区发现为数甚多的石器时期的遗物,如石斧、石刀、石锤以及石矢等等。斯坦因认为,这些磨制颇精细的石器,是新石器时期的遗物。斯氏并从罗布泊附近居民的传统生活中推测,当时借助石器生存的原始人,在这个水草繁茂的绿洲,过着游牧和捕鱼的生活¹⁾。本世纪三十年代,我国地理家陈宗器随西北科学考察团进入罗布泊地区考察,亦在楼兰地区发现新石器时代的石矢和石斧²⁾。1980年4月我们在楼兰考察期间,亦拾获石刀、石镰、石矢等石器多件。这说明,远在新石器时期,楼兰地区就有人类的足迹(参见图)。

除楼兰地区外,在罗布洼地其他地方,特别是罗布泊的北岸,也发现足以证明史前时期人类活动的踪迹。1928—1934年,瑞典的巴格曼在罗布泊地区考察期间,不仅发现有

1) 斯坦因,《西域考古记》。



罗布泊地区主要遗址分布图

磨光的石斧及宛如桂叶形之尖状石器,还发现史前的人类遗址多处。巴格曼认为,这些遗址和石器是代表细石器时代的^[1]。本世纪三十年代初,黄文弼曾两度进罗布泊地区考察。黄氏在库鲁克山和罗布泊北岸,均发现大量石器工具,在罗布泊北岸的湖边和河边,甚至在盐层之下的黄土层内,都捡到刨制精湛的石刀、石斧、石矢的石器遗物。据此,黄文弼认为,在石器时代,曾有人类活动于湖边,当时那里仍未被坚硬的盐壳所覆盖。据黄氏的推测,可以认为,当时那里虽然湖水退却,但依然是一片面积广阔的沼泽地或绿色的原野。在库鲁克山中,黄文弼拾获的石器与在蒙古拾获到的石器相同。黄氏从石器分布路线的分析中作了如下推断:“罗布泊地区史前的原始人,可能是从蒙古高原迁徙而来的。”^[3]在罗布泊的东部,笔者所随的考察队亦曾于嘎顺戈壁(北山)的一些山间洼地中,拾得若干石箭、石刀等石器。

上述说明,罗布泊地区是新疆最早有人类活动的地区之一。在某种意义上说,罗布洼地是新疆人类发展的重要基地。

二、中西陆路交通的咽喉

由于环境的变迁,今日的罗布泊地区已成了一块荒凉的不毛之地。可是,正是这块渺无人烟的大地,古代却是我国内地通达西域和西方的交通咽喉。

罗布泊地区作为中西方交通的通道,历史悠久。据历史资料记载,远在春秋战国之时,齐桓公西伐大夏进新疆,就是经敦煌越罗布泊地区西进的,这是西北陆路交通史上的一件大事,也是古籍上记载的第一个行经罗布泊地区的重要人物。

关于齐桓公西伐大夏的路线,在《博物志》中有较明确的记载:“齐桓公出,因与管仲,故道自敦煌,西涉流沙往外国。沙石千余里中无水,时则有妖流处,人莫能知,皆乘骆驼,骆驼知水脉……”。《博物志》是晋时张华之作,虽年代久远,但亦能说明,齐桓公西征大夏,是经敦煌入罗布泊地区越葱岭而去的。此后,在公元前940—928年,周穆王西行巡猎,登昆仑,其所经之道,也是从敦煌入罗布泊地区,再沿后来的丝路南道西行的。《穆天子传》写道:“穆天子……自群玉之山以西,至于西王母之邦三千里”。因昆仑出玉,古代把昆仑山称为“玉山”。“群玉之山”无疑是古时人们对昆仑山的异称。但当时人们却把昆仑山的位置误认为在酒泉、敦煌之间,《十六国春秋》载有:“酒泉南山即昆仑之体”。可见,《穆天子传》中的“群玉之山”,大约是指今祁连山的西段,从那里西进,抵今昆仑山,自然要通过罗布泊地区。

据卫聚贤考证,春秋战国时期,西北的陆路交通有两条,一是从陕西、甘肃到新疆;另一条是从河北、山西、宁夏、甘肃入新疆。这两条路线,罗布泊地区都是必经之地^[4]。齐桓公走的是第一条道,周穆王行的是第二条路线。

解放后,我国考古工作者在全国各地考古发掘工作中发现,著名的昆仑玉或和田玉,早在汉代之初,便输往内地。传说属于昆仑山的西王母,就曾遣使到中原“献玉环,见礼三朝”。爱国诗人屈原有“登昆仑兮食玉英”的名句。李斯曾向秦始皇献策,必须想尽一切办法以获得昆仑之王⁵⁾。

1) 《史记·李斯谏逐客书》。

汉以前的昆仑玉是从哪里传进内地的?《史记·夏本纪》载:“三危既度,三苗大序,……贡璆琳、琅玕。”“三危”即今敦煌东南侧的三危山。可见,当时昆仑玉(或和田玉)是通过敦煌内传的。“玉门关”,出自成书于公元53—83年的《汉书·西域传》中,因此地是昆仑玉向内地输送的关口而得名。既然玉石(或玉器)东运必须经过玉门关,罗布泊地区也就是毫无疑问的必经之地了。有人认为,丝绸之路的南道是从汉代以前的“玉之路”发展起来的¹⁾,这种推测是有道理的。由此看来,罗布泊地区在汉代以前,在沟通新疆与内地经济、文化的交流上,就扮演了十分重要的角色。

随着昆仑玉东运的日益频繁,穿越罗布泊地区的古代陆路交通亦日渐发展,著名的丝绸之路的形成和繁荣,就是一个令人信服的例证。

丝绸,是古代中国的特产。漂亮的生丝,鲜艳的锦绸,曾使古罗马和古希腊的贵族眼花缭乱。古罗马人和古希腊人称东方的中国人为 Seres (赛里斯)。Seres 一词,最早见于公元前四世纪希腊人克泰夏斯 (Ctesias) 的著作²⁾,可见,最迟在公元前四世纪,中国的丝绸已传入西方。

丝绸运达西方的线路,就是后来发展起来“丝绸之路”。在这条丝绸之路上,甘肃的敦煌、玉门关和新疆的罗布泊地区,都是必经之地。据《汉书·西域传》载,汉代的丝绸之路,自敦煌西出之后,分两道,即南道和北道,南道从玉门关沿疏勒河故道入罗布泊地区后,即顺着昆仑山北麓西行;北道“自敦煌西出玉门、阳关,涉鄯善(古楼兰国),北通伊吾千余里,自伊吾北通车师前部高昌壁千二百里。”此两道均行罗布泊地区。后来,丝路分为三道,即《魏略》所载的南道、中道和北道。《魏略》云:“从玉门关西出,发都护井,迥三陵沙北头,经居卢仓,从沙西并转西北过龙堆,到古楼兰,转西诣龟兹,至葱岭,为中道。”《魏略》的北道,则从敦煌起程,往西北方向直达伊吾(今哈密)。敦煌是古丝路的枢纽,而罗布泊地区则是古丝路的咽喉,这是不容置疑的。

如前所述,中国的丝绸运往西方,远在汉代之前就已开始了。但丝绸之路的真正繁荣,则是在公元前138—126年,张骞通西域之后。当时行经罗布泊地区的商队,频频而过,丝绸之路上,“使者,相望于道,一辈大者数百人,少者百余人。”一年之中,“使多者十余(辈),少者五六辈。”这些所谓“使者”,大多是利用官职,借助官方的资本,前往西域以至中亚牟取暴利的商人。他们所带的本钱十分可观,“牛羊以万数,金币帛值数千钅万。”(钅万,即万万),他们的足迹,走遍新疆及中亚各地,“远者八九岁,近者数岁而返。”³⁾这种盛况,正象唐代诗人张籍笔下所描绘的“无数铃声遥过碛,应驮白练到安西。”

在汉朝商人爬山涉水走遍西方的同时,中亚的胡商大贾,也越过罗布泊地区,纷纷来到中国内地,他们“驰命走驿,不绝于时月;胡商贩客,日款于塞下。”⁴⁾

斯坦因在楼兰遗址附近的一座汉墓中,发现许多美丽的丝绸、地毯、绣品残片、堆绒毛织物以及粗毛织物等。在罗布泊地区的古道中,他还拾得中国古钱、金属器(小件)、珠子一类的东西。他认为,这些东西是汉代的遗物⁵⁾。黄文弼在罗布泊北岸的土垠遗址,以及斯文赫定、陈宗器 and 笔者随同的考察队,在楼兰遗址中亦发现为数不少的破绸布、耳环、五

1) 钱伯泉:《Seres 为疏勒说》,新疆社会科学研究动态,1981年第12期。

2) 《汉书·地理志》。

3) 《后汉书·西域传》。

4) 斯坦因《西域考古记》。

铁钱等汉代遗物。毫无疑问,这些遗物是通过丝绸之路东传或西进的。

穿越罗布泊地区的丝绸之路,受当时的政治和军事形势的影响,曾时兴时衰。公元前60年,西域都护府的建立,巴尔喀什湖以东以南的西域广大地区,均在西域都护府的管辖范围之内,此后近80年,西域形势很好,丝路得以繁荣。至东汉初期(公元一世纪初),因汉帝国忙于整顿内部,无暇西顾,西域与汉朝之间的关系中断达50年之久,此时丝绸之路亦大受影响。后来班超屯驻西域,联络西域各地,丝绸之路又进入一个繁荣兴旺的时期。

尽管丝绸之路时兴时衰,但作为内地与新疆之间相互联系的纽带,它一直延伸到近代历史中。考察中,我们在罗布泊北缘某地拾获多达970枚开元通宝(唐代货币),此间一条东西走向的小道至今仍清晰可辨;在疏勒河故道(即阿奇克谷地)南侧的羊塔克泉及其附近地区,我们又拾到开元通宝、乾隆通宝以及马鞭、马掌、破衣服等遗物,这些发现,足以说明在唐代以至清代,穿越罗布泊地区的丝绸之路,依然是畅通的。即使在十八世纪中叶安西—哈密大道开辟之后,甘肃与南疆之间的商业往来,不少依然是通过古丝路的南道进行的。据范长江所著的《中国的西北角》一书介绍,直到本世纪三十年代,敦煌仍不失为南疆与甘肃之间商业上的转运站,来自库车、和田等地的维吾尔族,定居于敦煌,经营从南疆输送而来的特产。

此外,历史上的罗布泊地区,还是一条重要的军事通道和联系中西方文化艺术的桥梁,历史上一些著名的高僧(或使者)到国外取经(或出使西域),都曾行经罗布泊地区。例如张骞第一次通西域返国途中和第二次通西域西进途中;班超出使西域(公元73年);法显(公元400年)、智猛(公元404年)、玄奘(公元644年)等到国外取经,以及元代威尼斯商人,著名旅行家马可波罗前来我国,都在罗布泊地区留下了脚印。

三、古代西域的主要屯田地区

出于政治上和军事上的需要,早在公元前一世纪汉军远征大宛之时,汉朝政府就在塔里木河中游的渠犂(今尉犁地区)和轮台(今轮台附近)一带开始凿渠引水,屯田积谷。据《汉书·西域传》记载,当时渠犂、轮台两地有田卒数百人,灌溉面积达五千顷以上,这是新疆历史上大规模屯田的开始。随后,屯田活动向塔里木河的上游和下游推进。作为交通要冲和军事要地的罗布泊地区,在汉代即成为新疆主要的屯田地区之一。

汉代的罗布泊,“广袤三百里,其水停居,冬夏不减。”是一个水天相连的大湖。湖的周围,特别是西北部的楼兰和南部的伊循(今米兰)一带,水源充足,地势平坦,有肥沃的土地可供开垦。

公元前77年,傅介子刺杀了楼兰王,立尉屠耆为新王,当尉屠耆离别汉朝庭返罗布泊地区执政时,向汉帝请求曰:“身在汉久,今归单弱,而前王有子在,恐为所杀。国中有伊循城,其地肥美,愿汉遣一将屯田积谷,令臣得依其威重。”汉朝接受了尉屠耆的请求,派司马一人,带田卒四十,前往伊循屯田¹⁾。

公元前60年,汉朝政府在鸟壘城(今轮台境内)首次置西域都护府,任命郑吉为都护,管理和统治西域地区。此时,一位名叫辛武贤的将军,率兵在罗布泊东部“白龙堆”东的土

1) 《汉书·郑吉传》。

山下打井挖渠。其目的,一是屯田,二是便于把粮食运到居卢仓,以保证军需。王国维在《流沙坠简》引《汉书·西域传》曰:“汉遣破羌将军辛武贤将兵万五千至敦煌,遣使者案行,表穿卑鞬候井以西,欲通渠转谷积居卢仓以讨之。孟康注:卑鞬候井,大井六通渠也,下流涌出在白龙堆东土山下。”多数学者认为,“居卢仓”应在玉门关外疏勒河故道的北侧,其位置,疑在今“八一泉”附近。敦煌文物馆考古工作者曾对笔者说,该地有一古城遗址,可能是“居卢仓”,但未作挖掘。这里的“白龙堆”,系指位于疏勒河故道北侧的一巨大风蚀城堡。辛武贤在这个军事和交通的真正门户兴师动众,打井挖渠,开凿运河,以便把粮食直接运到居卢仓,其工程之浩大,就可想而知了。

公元119年,班勇向东汉政府提议,派西域长史将五百人屯田于楼兰,班勇指出:楼兰处于西可扼焉耆、龟兹的咽喉,南可壮鄯善、于阗的心胆,北可抵御匈奴,东可捍卫敦煌的地理位置中。班勇认为,“今鄯善王尤还,汉人外孙,若匈奴得志,则尤还必死,此等虽同鸟兽,亦知避害。若出屯楼兰,足以招抚其心,愚以为便”¹⁾。班勇这种推心置腹的劝告,虽未打动汉朝,他的建议未被采纳,但此后不久,位于当时孔雀河三角洲下游的楼兰绿洲,依然一度成为西域最大的屯田地区。

居于敦煌的索氏家族中的索勋(东汉或魏晋人),曾在楼兰的屯田活动中取得了辉煌成绩。《水经注》(卷二)记载:“敦煌索勋,字彦义,有才略,刺史毛奕表行武师将军,将酒泉敦煌兵千人,至楼兰屯田,起白屋。召鄯善、焉耆、龟兹三国兵各千,横断注滨河。……大田三年,积粟百万,威服外国。”在当时整个南疆才二、三十万人口的情况下,索勋召集数千人力,横断注滨河(塔里木河下游),此举非同一般。中外考古人员在楼兰遗址发掘的文书中,有大量关于屯田活动的记述。笔者认为,楼兰是一个以屯田为基础而发展起来的城市。

由于屯田兴起和壮大,加上这个地区所处的重要地理位置,故在魏晋期间,统管西域的长官——西域长史便驻于楼兰。这说明,此时的罗布泊地区,已成为西域重要的政治、经济和军事中心。

四、古今中外的学术争论地

历史上,罗布泊地区不仅在军事上具有西扼焉耆、龟兹咽喉,南壮鄯善、于阗心胆,北抵御匈奴,东捍卫敦煌的重要意义,在政治上曾作为西域的统治中心,在交通上曾商旅如梭,在屯田中曾威服四邻,而且在科学上亦具有重大意义,曾为古今中外的学术争议区。其中主要问题有:对黄河源的认识;对罗布泊性质及其变迁的争论;关于楼兰国都位置的争议等。有些至今仍悬而未决。

1. 对黄河河源的认识

今天,黄河河源已是一个十分清楚的问题了。但在我国历史上,此问题却长期搞不清,直到清末之前,人们还普遍认为黄河源出于昆仑,水潜于罗布泊,再潜流于地下,从青海的积石山重新流出。这种误解,从春秋战国时期,延续了近三千年之久。

1) 《后汉书·班勇传》。

罗布泊首次出现于《山海经》中。《山海经》是春秋战国时期的地理著作。书中把罗布泊称为“潞泽”，是河源。《山海经》写道：“……又西北三百七十里，曰不周之山（即昆仑山），北望诸毗之山（即天山山脉），临彼岳崇之山，东望潞泽，河水所潜也。”并载：“……敦薨山（开都河上游的天山山体），其上多橐杌，其下多茈草，敦薨之水（开都河）出焉，而西注入潞泽，出于昆仑之东北隅，实惟河原。”这是罗布泊为河源之说的最早记述。

成书较《山海经》稍晚的《禹贡》，称大禹导河源于积石（“导河积石，至于龙门”）。按《禹贡》之说，黄河是从“积石”流出来的。“积石”即小积石山，在今青海省循化县东；“龙门”系指龙门山，在今陕西韩城县和山西河津县之间。《禹贡》作者虽没有正确回答黄河之源问题，但在《山海经》风行之时，对河出昆仑、水积潞泽的说法提出了大胆的怀疑，在当时实质上是对《山海经》关于河源之说的一种挑战。

尔后，张骞出使西域归来，在向汉武帝的报告中，不仅再度肯定了《山海经》之说，并把《山海经》与《禹贡》两书中关于河源问题联系起来，张骞说：“于阗之西，水皆西流注西海；其东，水皆东流注盐泽（即罗布泊），盐泽潜行地下，其南则河源出焉。”¹⁾班固撰著的《汉书》，更把张骞的说法进一步具体化了。《汉书·西域传》载：“其河北流，与葱岭河合，东注蒲昌海（即罗布泊），蒲昌海一名盐泽也。……广袤三百里，其水停居，冬夏不增减，皆以为潜行地下，南出于积石，为中国河云”。北魏时期酈道元所著的《水经注》亦重复此说：“蒲昌海亦称盐泽，河水之所潜而出于积石也。”自此，黄河源于昆仑，再从罗布泊潜行地下，在积石山重新涌出的说法，几乎成了定论。这种错误说法的起因，一是由于当时交通不便，人们无法亲临其境勘察河源，二是西北少数民族在往来迁徙过程中，难免带有关于河源的错误流传。但这种错误传说，也不是没有人提出过非议，晋代的张华就是其中之一。张华在《博物志》一书中，冲破了传统的禁锢，对河源提出了比较正确的看法。据《河源纪略》（卷三十五杂录四）引《博物志》云：“黄河上通于天，源出星宿，初出甚清，带赤色，以后诸羌（青海高原）之水注之而浊。”此种说法，接近黄河河源的实际情况。

尽管晋代张华对黄河河源提出了比较符合实际的想法，但此后千余年，人们仍普遍认为罗布泊是黄河上源，这种观点延至清末。例如，清乾隆时陶保廉所著的《辛卯侍行记》中，写道：“河有重源，均出昆仑，稽古证今，一一吻合。”并说：“钦定《河源纪略》、《西域图志》，均证明河有重源，导河积石，在青海境内，皆学者所宜知也。”

在此期间，特别是唐代以后，人们对黄河之源曾作过大量的考察和探索，对传统的错误认识不断进行修正。清乾隆二十六年（公元1761年），齐石南所著的《水道提纲》一书，已对黄河河源作了明确的记述：“黄河源出星宿海西巴颜喀喇山之东麓，二泉流数里合而东流……。”但此后阿弥达穷河源时（公元1782年），又回到传统的错误之说了。阿弥达认为，阿勒坦郭勒实系黄河上源，而阿勒坦郭勒则是罗布泊伏流而成的河流²⁾。可见，在黄河河源问题上，罗布泊成了人们长期误解的地区，这种误解，及至清末仍左右一些很有名望的学者。

2. 对罗布泊性质及其变化原因的争论

近三千年来，罗布泊在我国典籍和地图中反复出现，尽管它曾长期地被人们误认为黄

1) 《史记·大宛列传》。

2) 《清高宗实录》卷一一六〇。

河上源,但对它的位置,我国古书上的记载是明确的。只是自十九世纪中叶起,由于在该地区开展的探险活动日益频繁,罗布泊的踪迹,始引起了人们的怀疑。随之而来的,是围绕罗布泊的性质及其变化原因开展了长达一个世纪的争论。有人认为,“从某种意义上来说,有关楼兰遗址的种种辉煌成就,都是罗布泊探险的副产品”¹⁾。

第一个对我国史料提出挑战的,是俄国人普尔热瓦尔斯基。1876年,普尔热瓦尔斯基从俄国军部里获得二万五千卢布的活动经费,带领一帮人进入我国伊犁,在我国西北地区开始了第二次“考察”。普氏一行经库尔勒、焉耆进入罗布洼地南部,在今若羌县附近看见一个湖泊,便作出了罗布泊向南游移的武断,并肯定我国大清一统图中关于罗布泊的标志是错误的。普氏返回俄国后,急不可待地发表他的“重大发现”,硬说罗布泊是一个“游移湖”²⁾。

普尔热瓦尔斯基的所谓“发现”,一开始便遭到国际地理学界的强烈反对。首先提出反对意见的,是德国著名地理学家李希霍芬。李希霍芬认为,罗布泊古称盐泽,是内陆地区的咸水湖,而普氏声称他看见的罗布泊则是个淡水湖,这显然是风马牛不相及,而且,中国学者素来治学严谨,绝不会把罗布泊的位置标错的。据此,李希霍芬断言,普氏发现的绝非真正的罗布泊,而是一个别的什么湖。事实上,普尔热瓦尔斯基所看见的湖泊,只不过是当时罗布泊一系列卫星湖中的一个,对于真正的罗布泊,普氏根本就没有看见。当然,普氏的荒诞论调,也是有人支持的,他的学生考茨罗夫就是其中之一。

1893—1897年,瑞典地理探险家斯文赫定对罗布泊地区作了详细的考察。他根据那里的地形、风向及干旱区水文网的特点,提出了罗布泊将以1500年为周期的南北徘徊迁移的理论。斯文赫定认为,由于风对地面的作用,原来的湖盆由于风暴挟带泥沙而沉积,加上塔里木河携带的泥沙与杂质注入湖中,旧湖盆势必日渐积高,而一旦湖底高亢,入湖的河水就会改向他流,从而造成湖泊的变迁。湖泊变迁后,风暴依然频繁吹蚀,旧日湖底的泥沙因失去湖水的保护,又被风吹走而日渐低洼。而新湖则因风沙的沉淀和河水的冲积也日渐填高,当无法容纳河水时,河水又重归旧道。由于河道时南时北,故罗布泊象钟摆一样南北迁移³⁾。据此,斯文赫定认为罗布泊是“傍徨湖”,⁴⁾并进一步充实了所谓“游移湖”的理论。但斯文赫定“以1500年为周期”的推测,却得不到多少学者的赞同,人们普遍认为,这种推测是缺乏科学根据的,是牵强附会的。

本世纪三十年代初,赫纳尔和陈宗器前往罗布泊地区进行考察和测量,他们认为,罗布泊的位置,取决于入湖水量的地区分配,罗布泊是一个“游荡湖”。又一次提出了干旱地区“游移湖”的理论。自此,罗布泊是“游移湖”的说法,几乎成了定论。

直到我国解放后,罗布泊是“游移湖”这一观点,才再次受到猛烈的冲击。

五十年代后期,中国科学院新疆综合考察队的地理学家们,在对罗布泊地区作了实地考察后,提出了“罗布泊并非是一个游荡湖或交替湖”的结论。认为“罗布泊的湖水受外圈层层自然湖堤的包围,并受内部地堑活动的控制,其水体不可能在平原上任意游荡或和喀拉和顺湖泊相互交替,只有湖盆内部水面积有时扩大或缩小,这当然是和河道水量的补给及地堑的活动性质有密切关系”⁵⁾。

这次(八十年代初期),通过对罗布泊地区的全面考察与研究,罗布泊并非游移湖这一

1) 长泽和俊:《楼兰王国》中译稿。

2) 新疆博物馆:《新疆探索史》译文集,1976年6月,打印稿。

观点,再次被中国科学院新疆分院罗布泊综合科学考察队的学者们所证实。

在历史上,罗布泊的水域确实时大时小,以至于七十年代初期完全干涸,其中原因何在?这是关于罗布泊的又一学术悬案。中外学者们提出了种种观点,归纳起来,有四种说法,即构造活动说、河流改道说、气候变迁说和人类影响说。

B. M. 西尼村用新构造活动来解释罗布泊的变迁。在他看来,罗布泊湖面的变化,是由于罗布洼地各部分构造活动表现不均衡的结果。他认为,罗布洼地具有明显的构造成因,当一部分发生块状上升时,湖面则从那里退却,进入另一部分的下降地区^[7]。这种纯粹用新构造活动解释罗布泊变迁的理论,自然受到一些人的强烈驳斥。持河流改道说的另一个主要人物,苏联的莫尔扎也夫就对西尼村的观点提出反驳,认为在历史时期内,罗布泊的变化不可能是新构造活动所引起的。莫尔扎也夫用河道的变迁来解释旧罗布泊的消失和新罗布泊的产生,他认为,“在塔里木河三角洲很多支流里,有几条大干流,大部分水量就从那里流过。它们为数不多,寿命不长,但在水的自发作用下,它们有时也是无能为力的。当旧的河流干涸时,便产生了新河流,离开了原来的干流线,在它所流经的路上,遇到沙漠的大洼地,便形成新的湖泊。旧河流和旧湖泊跟着消失”^[8]。

一些学者则认为,罗布泊的变迁,是受气候因素所决定的。美国地理学家亨丁顿认为,中亚地区的气候在逐步变干。在他看来,罗布泊最终消失,也是由于气候变干所致的。我国学者周廷儒教授,亦用气候变迁解释了二千多年来罗布泊湖面的变动。周教授认为,当气候温暖时,是罗布泊的丰水时期,而气候寒冷时,则使罗布泊的湖面缩小^[7]。

有人则把罗布泊的变迁归结于人类活动的结果^[9]。对此,一些学者又提出非议,认为用人类经济活动来解释近代罗布泊的变迁是有道理的,但把几千年罗布泊的变化归结于人类活动,却是难以令人置信的,因为人类活动对罗布泊水系的影响,主要是在近代历史阶段。

3. 关于楼兰国都位置的争议

此问题在作者《楼兰古城历史地理若干问题的探讨》一文中已有介绍。此处从略。

五、结 束 语

自石器时期以来,特别近三千年中,罗布泊地区在我国西部历史上,有着不可低估的作用。它无论在政治上、经济上、交通上、军事上以至科学研究上,都处于特殊的地位。那里曾是中西陆路交通的真正咽喉,是兵家反复激烈争夺之地,是威震一时的西域重要屯田地区,并曾一度成为西域的政治中心。五世纪后,由于自然环境的日渐恶化以及古丝路改道等原因,罗布泊地区变得日益荒凉,唐玄奘取经归国路过此地时,那里已是人烟断绝了。近百年来,由于中外探险队在罗布泊地区的不断发现,这个在历史上曾是举足轻重的地区,又重新唤起人们的注意,并围绕着罗布泊本身及其周围的人类活动遗址,开展了长达一个世纪的学术争鸣。中外学者曾普遍认为,罗布泊地区有着许多未解之谜,甚至有人认为,那里是当今地球上少有的未被弄清的地区之一。今天,我们对罗布泊地区进行全面深入的科学研究,其目的,不仅是还原历史,揭开这个地区的神秘面纱,纠正过去对这个地区的有关错误观点,而且还因为罗布泊地区是塔里木盆地各大河的归宿地,那里的环境演

变,是整个塔里木盆地环境演变的缩影。毫无疑问,研究罗布泊地区环境演变过程及其原因,不但对塔里木盆地,而且对我国干旱地区的环境保护和自然资源的合理利用,都有重大的现实意义。

参 考 文 献

- [1] 陈宗器: 罗布诺尔与罗布荒原,地理学报,第3卷,第1期,1936年。
- [2] 裴文中: 史前时期之新疆,西北通讯,第二卷,第8期,1948年。
- [3] 黄文弼: 新疆发现古物概况,东方杂志,第28卷,第5号,1931年。
- [4] 卫聚贤: 古代中西的交通,大学杂志,第1卷第4期,1933年。
- [5] 殷晴: 和田玉古今谈,新疆社会科学,创刊号,1981年。
- [6] 陈正祥: 西北区域地理,商务印书馆,1945年。
- [7] 周廷儒: 论罗布泊的迁移问题,北京师范大学学报,第3期,1978年。
- [8] 莫尔扎也夫: 罗布泊——一个游移的湖,地理知识,第11期,1955年。
- [9] 傅仁麟、苏北海: 罗布泊的迁移,地理知识,第5期,1955年。

楼兰古城历史地理若干问题的探讨

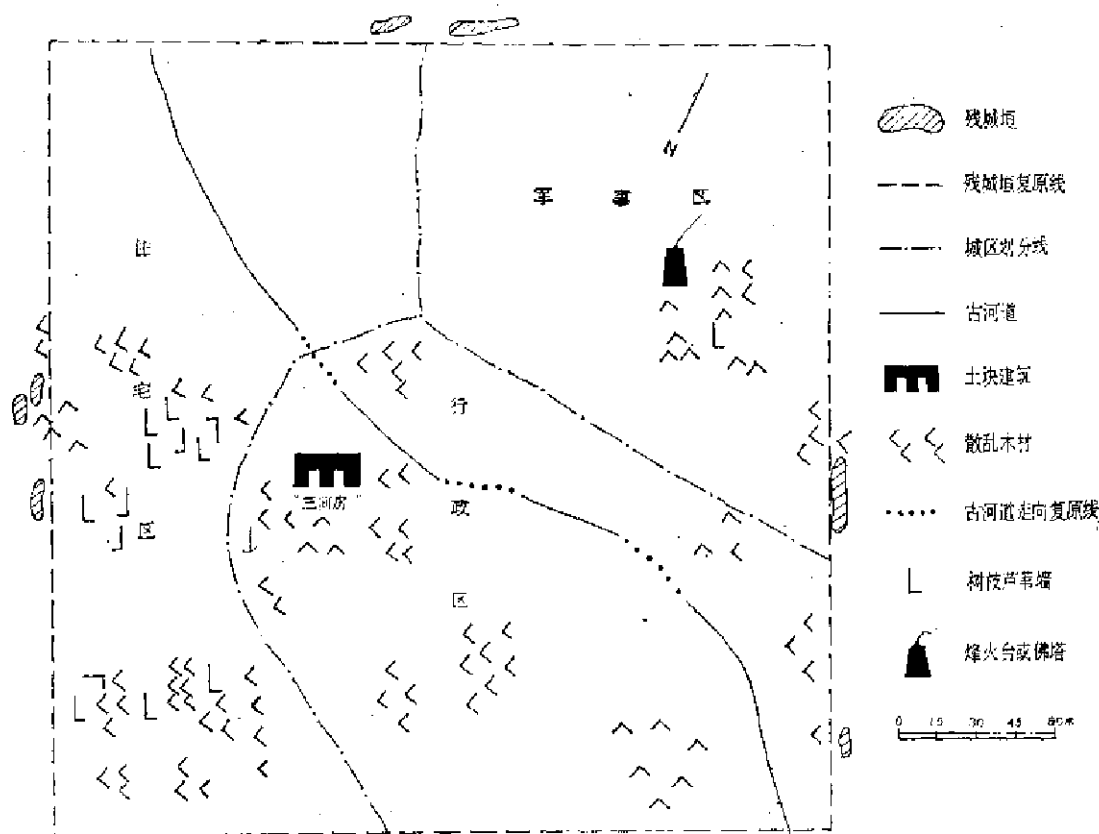
陈汝国

(中国科学院新疆地理研究所)

本文将从历史地理的角度,探讨作为一个城市的楼兰古城产生的大致年代,它的地理位置和当时的自然环境,城市的布局和职能及其衰亡等问题。

一、问题的提出

楼兰遗址位于罗布泊西北角上,它的地理座标是东经 $89^{\circ}55'22''$,北纬 $40^{\circ}29'55''$ 。这个遗址是1900年3月,由担任瑞典地理探险家斯文赫定的探险队向导,一位名叫奥尔德克的维吾尔族人,在寻找探险队丢失的铁铲时偶然发现的。当时苦于所带的水源严重不足而未作考察。次年春,斯文赫定又率领一支探险队,第二次进入楼兰遗址,在那里进行了掠夺式的发掘,获得了大量出土文物并带回欧洲。随后,斯文赫定把在该地获得的文书



楼兰古城遗址平面图

上
下
目
录

和文物，交给德国人赫尔·卡尔·希姆莱（Herr Karl Himly）及孔拉特（A. Conrady）进行分析和整理。这两人根据出土文书中有“Krorain”字样，而把这座遗址定为“楼兰”。

楼兰遗址（见图）的发现，在中外学者中引起了强烈的反响，并很快成为各自抱着不同目的的探险家们探险的目标。继斯文赫定之后，美国的亨丁顿、英国的斯坦因、日本的桔瑞超和我国的陈宗器等人，都先后到过这个遗址作过考察和发掘。这些人及别人根据他们的材料，撰写了不少有关楼兰的报道、介绍文章甚至专著，在学术上开展了讨论，使这座长眠于塔克拉玛干大沙漠东端的古城，名扬中外。尽管争论已久，但仍众说纷纭，有关楼兰的一些重大问题，至今依然是一个未解之谜。例如，这座遗址是否真正的楼兰古城？它的职能是什么？是楼兰国的国都吗？导致这座古城毁灭的真正原因又是什么？

斯文赫定确认，这座古城就是古代楼兰国的国都。法国的沙腕（本世纪初）考证了斯坦因所得的文物，亦从其说。日本人长泽和俊（本世纪七十年代）在他所著的《楼兰王国》一书中，对斯文赫定的观点表示赞同。新疆考古研究所侯灿（1982年）经实地考察后，认为楼兰城“曾作为王都”¹⁾。

王国维先生认为，这座古城汉代时称为“居卢”或“羌赖”，魏晋时又名“海头”，对西域人来说，该城又有“龙城”之异名。他在《流沙坠简》（1914年）中写道：“此地决非古楼兰，其地当前凉之，世实名海头，而《汉书·西域传》、《魏略·西戎传》之居卢仓，《水经注》之龙城，皆是地也。”

斯坦因（本世纪初）和日本藤田丰八（本世纪三十年代）等人提出，楼兰国都应在今若羌县的米兰。

黄文弼先生在《罗布淖尔考古记》（本世纪四十年代）中提出，楼兰国都应在铁板河的北岸，且很可能在土垠附近。

冯承钧先生在《鄯善事辑》（本世纪五十年代）中认为，这座古城遗址既是楼兰，也是海头，“楼兰与海头实为一地。”至于楼兰国都，冯先生则认为在今若羌县治附近。

可见，围绕着楼兰遗址和楼兰国都问题，争论至今仍未停息。这是一个牵动中外的学术公案。本文不直接讨论楼兰国都问题，只是通过对楼兰城产生的大致年代的探讨，分析楼兰城的职能及其有关问题。既然是一个学术公案，笔者自认在这篇文章中，难以把问题讲深讲透，从而对这座争论已久的古城遗址的一些重大问题作出肯定性的结论，只想把问题提出来，以达到抛砖引玉的目的。

二、楼兰作为一个城市的产生年代问题

关于楼兰的争论，主要是围绕楼兰国都提出来的。因此，探讨楼兰古城产生的大致年代，就成了揭开楼兰之谜的关键问题。

尽管楼兰国的建国年代不详，但据《史记》载，公元前176年（文帝前元四年），匈奴冒顿单于遣汉文帝书云：“楼兰、乌孙、呼揭及其旁二十六国（按，二十六国应作三十六国）皆以为匈奴。”据此可以确信，楼兰国至少建于公元前二世纪左右，即西汉初期。公元前77年

1) 侯灿，“从考古考察与调查论楼兰城市的发展及其环境变迁”，新疆社会科学研究，第七期，1982年。

(汉昭帝元凤四年),汉朝依大将军霍光的建议,派傅介子刺死了楼兰国王,改国号为鄯善,楼兰国灭¹⁾。就是说,楼兰国的存在是在公元前 77 年之前。若楼兰城为楼兰国都,其产生的年代,当不晚于公元前 77 年,且按国家与国都同时出现的常理,楼兰城更应在公元前 176 年之前就产生了。但下述事实,对这种推理似乎是否定的。

1. 从屯田情况分析,楼兰城的出现,应在楼兰国被灭亡之后

汉代在塔里木盆地的屯田活动,始于公元前一世纪初李广利西征大宛之时,开始在塔里木河的中游,后发展到罗布泊地区。汉朝在罗布泊地区的伊循、楼兰两地,都曾开展和建议开展屯田活动,其时间,均在楼兰国被灭亡之后,且伊循居前,楼兰在后。据史籍记载,其屯田情况按时间先后是:

公元前 77 年,鄯善国第一任国王尉屠耆请求汉朝派人到伊循屯田。汉遣司马一人,吏士四十人,屯田于土地肥美的伊循城²⁾。

公元 76 年(建初元年),汉朝远屯伊吾、楼兰、车师³⁾。

公元 119 年(元初六年),班勇建议派西域长史将五百人屯田于楼兰⁴⁾。

东汉(或魏晋)期间,敦煌索勋将酒泉、敦煌兵千人至楼兰屯田⁵⁾。

以上的“楼兰”,均出现在楼兰国被灭一、二个世纪之后,故只能认为是楼兰城,而决非指楼兰国。上述屯田情况说明了什么?

我们知道,汉代在西域屯田,主要出自政治和军事的目的。屯田地区的选择,除自然条件能为屯田活动提供可能以外,政治、经济和军事地理位置也是一个极其重要的因素。楼兰位于孔雀河三角洲下游,河汉密布,地势平坦,自然条件不比伊循差,若楼兰确为楼兰国都,它在伊循屯田前就已作为一个重镇出现在罗布泊的西侧。这样,楼兰的政治地位、战略位置和经济地理位置,都无疑胜过伊循城,按理应先屯楼兰,但事实则相反,楼兰的屯田晚于伊循屯田一个世纪以至更长时间。此况只能作这样解释:在楼兰国存在之时,楼兰遗址所在的地区,政治上和战略上仍未处于显要的位置,那里不是当时罗布泊地区的战略要地,楼兰国都不应该在那里,楼兰城是在伊循屯田之后,随着在该地屯田活动的开展而诞生和发展壮大的。伊循所以屯田较早,目的是“田伊循以镇抚之”,说明直到楼兰国被灭时,伊循在罗布泊地区的政治地位和战略位置是主要的,至少胜过楼兰所在地区。

2. 楼兰遗址的出土文书和文物,多是公元之后的

国都是一个国家的政治中心,是全国政治、经济和文化的缩影。如果楼兰是楼兰国都,在出土的文书中,应有足够多的文物反映西汉中前期(公元前 77 年前)作为一国之都的活动内容,但实际情况不是这样。

1980 年 4 月,我们在楼兰考察期间出土的文物,经新疆考古研究所侯灿鉴定,所获的九枚铜钱中,除一枚“榆夹钱”可认为是西汉初期吕后制造的外,其余八枚五铢钱,都是公

1) 《汉书》卷九六,鄯善传。

2) 《汉书》卷九六,鄯善传。

3) 《后汉书》卷七八,杨终传。

4) 《后汉书》卷七七,班勇传。

5) 《水经注》卷二。

元前 77 年以后的遗物,其中属宣帝时期(公元前 73 年至公元前 49 年)的六枚,王莽时期(公元 9 年至公元 23 年)的二枚。在此以前,中外学者于楼兰遗址发现的七十余枚五铢钱中,属东汉前期的五铢钱三枚,属东汉晚期的五铢钱约七十枚。在一墓葬中出土的铜镜残片,亦为西汉晚期的遗物。另外,中外学者(包括笔者所在的考察队,下同)在楼兰拾获和发掘的诸如丝、毛、棉织品及陶器残片等遗物,也几乎全是东汉时期的东西。它们是在公元后,因丝绸之路由二道增为三道,通过中道流通于楼兰城的遗物。近年拾获的贵霜货币,笔者认为也是东汉或东汉之后,由“善商贾,好牟利”的粟特人带进来的。尽管贵霜王朝建于公元前二世纪,亡于公元六世纪中叶,但在楼兰遗址发现的粟特文书,则是属于公元四世纪前不久的粟特语,因此,贵霜王朝统治下的粟特人,在古丝道活动的时间应是在东汉后期或更晚一些。

值得指出的是,至今所获得的楼兰遗址出土文书的纪年范围,全在公元二世纪中叶以后,例如,斯文赫定 1901 年发现的文书,其年号最早的是公元 150 年,其余多在公元 265—270 年之间;斯坦因所获的文书,其年号亦多在公元 263—270 年之间,最晚的一件文书的年代,是公元 330 年。我们在楼兰考察期间,考古工作者获得有年号记载的木简共四枚,经侯灿考证,认为均属泰始年间的,即泰始二年(公元 266 年)一枚,泰始四年(公元 268 年)二枚,泰始五年(公元 269 年)一枚。中外考察者,包括我们考察队在楼兰遗址获得的木简或纸文书,其记述的内容,多属军务性质和屯田活动,联想上述的屯田时间,其年代亦应在公元之后。

上述情况表明,楼兰在西汉中前期(或更早)虽有人类活动,并可能存在小聚落,但作为一个城市,它的诞生年代最早也应在西汉晚期。这就是为什么至今所拾获和出土的大量文物中,属于西汉中前期的极少的原因。目前已出土有年号记载的木简和纸文书共三十八枚(其中木简三十一枚,纸文书七枚),其时间前后长达 180 年(从公元 150—330 年),说明这些木简和纸文书保存条件颇为良好,如果楼兰城是楼兰国都,为什么在大量文物和数十枚的木简、文书中,不反映公元前 77 年之前作为一国之都的政治生活和其他活动内容?因此,是否可以认为楼兰城是在西汉晚期以后,并很可能在东汉时期,随着屯田活动的开展而由一个小聚落逐步发展起来的?

3. 楼兰作为丝绸之路的中继站,是在公元以后的事情

一些学者认为,楼兰作为楼兰国的国都,它在丝绸之路上曾起着中继站的作用。长泽和俊在他的《楼兰王国》一书中,曾有声有色地描写道:“在往来商队的喧闹声中,楼兰送走了一个又一个热闹的白昼和黑夜。”

毫无疑问,楼兰在古丝道上确实起过一定的作用,但丝绸之路何时通越楼兰?楼兰在什么时候才成为丝绸之路的十字街头?这是需要探讨的。

关于丝绸之路的记述,《汉书·西域传》是两道,即南道和北道,至《魏略》时,则成了三道,即南道、北道和中道。有的学者认为,《魏略》的中道,实为《汉书》的北道,如安作璋先生所著的《两汉与西域关系史》一书中言:“以上所称北道”,实即《魏略》或《隋书》所指的“中道。”弄清此问题,不仅关系到当时的北道和中道的走向问题,而且与楼兰城的产生年代

1) 即《汉书》中指的“北道”。——笔者注

有直接关系。笔者认为,《汉书》的北道与《魏略》的中道不尽相同。《汉书·西域传》云:“自玉门阳关西出,有两道。……自车师前王庭随北山陂河西行至疏勒,为北道……。”这条北道,既不提及“楼兰”,也不是一条自玉门、阳关进塔里木盆地的直径,此种情况,只能作如下解释:第一,当时楼兰城或没有出现,或即使有一居民点,但仍未成为丝路上非经不可的城市;第二,此时罗布泊的位置偏北,从土垠附近注入罗布泊的铁板河,可能是塔里木河与孔雀河下游的主河道,流量大,成了商旅穿越的障碍。第一种解释似更合理,因为,假如楼兰曾是国都,且城市的发展延至东汉之后,不管道路如何坎坷艰难,《汉书》的北道应是通达,并可能记述这座罗布泊西侧的一国之都,然后才直接西行,或再北通往到吐鲁番的。

《魏略》的中道,明确记述了通达“楼兰”。《魏略》中道具体路线是:“从玉门关西出,发都护井,迺三陇沙北头,经居卢仓,从沙西井转西北,过龙堆,到故楼兰,转西诣龟兹,至葱岭。”这是一条从敦煌进新疆的直径。二、三世纪正值楼兰城昌盛之时,《魏略》的中道当会通越楼兰,也只有在此时,楼兰才真正成为丝绸之路中道的重要一站。但《魏略》又为何把楼兰称之为“故”?冯承钧先生在“楼兰鄯善问题”一文中解释曰:“这个楼兰上加个‘故’字,下无国名,我想所指必是楼兰之一旧城,不是楼兰国都。”笔者也认为,《魏略》的楼兰,非指早被鄯善取而代之的楼兰国,而必是指作为城市的楼兰,从出土的文物证实,此时的楼兰并非已“故”。“故楼兰”的提法,可能是《魏略》作者的一时疏忽或有别的原因。《魏略》的中道说明,此时楼兰城是存在的,它作为一个城市的出现并能吸引商旅的年代,是在《汉书》的北道之后。

4. 楼兰遗址主要建筑材料——木头,经 ^{14}C 测定,其年代多属公元前

实地考察证实,楼兰城处于当时水网交织、森林密布的孔雀河三角洲的下部,古城的建筑材料,以当地生长的胡杨林为主,城区至今仍到处堆积着横七竖八的木头,其质地坚硬,有直径达六、七十公分的柱座。既然楼兰遗址的建筑材料主要是就地取材的胡杨,能否通过对这些木头的年代测定,从一个侧面探索楼兰城产生的大致年代?笔者认为,尽管不能以此作为主要依据,但亦多少能作为旁证。

经 ^{14}C 测定,楼兰遗址木头的年代,多是公元前后的。详见表列。

编号	样 品	采样地点	测定年龄	采样人	测定单位
1	木 头	楼兰遗址	1730 $\pm$ 90	李江凤	中国科学院贵阳地球化学研究所
2	木 头	烽火台 (楼兰西北约五公里)	4680 $\pm$ 200	李江凤	同 上
3	木 头	楼兰遗址	1865 $\pm$ 80	侯 灿	国家文物保护技术研究所
4	枕 木	墓 葬 (楼兰东北约5公里)	2040 $\pm$ 90	侯 灿	同 上
5	棺 木	同 上	1880 $\pm$ 85	侯 灿	同 上

注:编号3、4、5的年龄为1950年测定资料。

编号1、3为楼兰遗址内的木头样品,其年代均在公元之后;编号4、5为楼兰附近墓

葬的木头,其年代亦在公元前后一世纪之间。由于树木本身有一个生长过程,故作为建筑材料或随尸体埋葬的木头的年代,当比木头测定的实际年龄晚。可以认为,现今保存的楼兰遗址的建筑物,是在公元之后才出现的。

当然,城市的建筑物有一个更新换代的过程,一、二个墓葬的木头样品,也不能完全代表楼兰居民的生活年代。因此,仅凭这点是不能断定楼兰城的产生年代的。但结合上述史实综合分析,就可以认为楼兰作为一个城市的产生年代,应不早于西汉中前期了。这里有一点是有必要解释的,即编号2的木头样品,其年龄距今四千余年,是否楼兰西北约5公里处的烽火台建于距今四千多年呢?不能这样认为。即使烽火台的木头已有四千余年历史,但烽火台的建筑应不早于西汉中前期,因为据《汉书·西域传》载,自公元前104—101年李广利远征大宛后,汉长城的西端才再次延伸,致使“自敦煌西至盐泽,往往起亭”。罗布泊至渠犂(今尉犁)出现“亭燧相望”的情景,更晚至公元前60年(神爵二年)汉朝设置西域都护府之后。可见,楼兰西北的烽火台,应是在西汉晚期以后才修建的。

综上所述,从楼兰的屯田、出土文物、在古丝绸之路上的作用以及遗址中木头样品测定的年代等综合分析来看,作为一个城市,楼兰似应产生于西汉晚期以至更晚一些,即楼兰国被鄯善国取代之后。当然,这不能排除建城之前有人类活动,甚至有若干分散的小聚落存在的可能,但从小居民点向城市的过渡,有一个历史过程。楼兰若确为楼兰国都,遗址中应相应地保存有作为国都的活动内容和历史痕迹,但至今未在该遗址中发现足以说明这一点的文物。因此,这座古城遗址是否曾作为国都,就大有怀疑之必要了。

三、楼兰的地理位置和自然环境问题

(一) 地理位置

楼兰作为一个城市诞生于罗布泊西北角上的孔雀河三角洲后,即在政治、交通和军事上处于极为重要的地理位置上。当时的罗布泊地区,扼中西陆路交通的咽喉,战略地位尤为重要。从公元前119年西汉将军霍去病大举出击匈奴,占据河西时起,在长达数个世纪中,罗布泊地区成了中央政府与匈奴贵族反复争夺之地。因为楼兰是敦煌进新疆的捷径,又为这条通道上广阔坦荡、人迹罕至的罗布泊西侧的桥头堡。其战略位置的重要性在于:谁得到了楼兰,谁就把握了丝绸之路的门户。楼兰所以成为当时西域重要的屯田中心,并至今仍在城内外保留着高大烽火台的遗址,说明汉帝国为夺取并长期占领这座城市的深谋远虑和作出的艰苦努力。尽管如此,楼兰城自诞生之日起,那里的战火就经常不断。孔拉特曾指出,楼兰是“一页紧张的世界史的记录碑。”这种兵家必争的战略地位,公元119年班勇在向汉朝庭的奏议中作了简要而又深刻的阐述,班勇认为,楼兰处于“西当焉耆、龟兹径路,南壮鄯善于圆心胆,北捍匈奴,东近敦煌”的地理位置上。正是出于这种考虑,班勇提议“宜遣西汉长史将五百人屯楼兰”¹⁾。可见,历史上楼兰城的地理位置非属一般,它在罗布泊地区,以至整个西域占有举足轻重的地位。这种地理位置,是影响楼兰城的城市职能的重要原因之一。

1) 《后汉书》卷七七,班勇传。

(二) 自然环境

实地考察证实,楼兰城建筑在一条大致呈西北-东南走向的古河道两侧。古河道贯穿城中,其两端与城外的古河道相接,主要建筑物均沿河旁修建。尽管历时千余年,但在古河道的两侧,当年居民提水时打烂的大量陶器碎片,至今仍历历在目。城内没有发现古井遗址。这说明,当时楼兰城的地表水是丰富的,河水是该城城市用水的唯一来源。

现在,虽然楼兰地区的自然面貌早已面目全非,但城外那些纵横交错的古河道,至今依然清晰可辨。这些古河道,宽达数十米,深达三、四米甚至六、七米,多呈东西走向。在河道两侧深切的天然剖面中,史前时期水生生物的遗体有大量露头。河水常常泛滥成灾,在斯文赫定所获的出土文书中,曾有“水大波深必汛”的记述。

在河道纵横的情况下,楼兰人利用当地的森林,凿木成舟,往来于孔雀河三角洲和罗布泊的水乡泽国之中。中外探险家和考古人员,在楼兰地区古墓中出土的棺木,多为形似扁舟的独木棺,以及斯坦因在此地考古获得的“乘船渡河,中流船坏”的文书,即可证明。

正是由于楼兰人生活在一个水网交织,又濒临罗布泊边缘的三角洲上,因此,捕鱼也就成了他的职业之一。斯文赫定在那里拾得的“用铅和石做的鱼网坠”,¹⁾陈宗器所获的“鱼网”,²⁾使人们联想起昔日楼兰人驾着自制的独木舟,在河道和湖面里张网打鱼的情景。我们在城内建筑物的遗址上,特别在垃圾堆里,时常发现吃剩的鱼骨头。由此推断,当时的鱼类很多,鱼成了楼兰人的重要副食。

楼兰的建筑物,除被认为是当年中国官员居住和办公的“三间房”是由厚达一米的土坯建筑而成外,其余重要的建筑,都是用木头修建的。位于城区南侧的简陋房子(一些学者称为当年楼兰的贫民区),其墙壁是由泥掺糊着芦苇、树枝而成。由于河道纵横,又位于湖滨,可以认为,当年楼兰的地下水位是比较高的。

密集的河网,给楼兰城及其所在地区带来了充沛的水源。在干旱地区,水是生命的源泉。有了水,植物才有了赖以生存的基本条件,人类也才有可能在这个地区上建设家园。汉魏期间,楼兰地区可称得上是罗布泊地区中的绿色王国,其主要表现为:

第一,墓葬中发掘的棺木,“是由树干挖空而成独木之舟”³⁾,这不仅说明当时楼兰地区树木生长之高大,也说明只有在茂密的森林下,才有可能选择如此粗大的木头。

第二,木材是楼兰建筑的主要材料,在楼兰遗址到处堆积的木头中,有长达十五米以上的栋梁,这些雕刻有美丽花纹的木头,至今质地仍十分坚硬,它们全是就地取材的胡杨。

第三,楼兰城郊,大片大片枯死的胡杨林至今历历在目,直径 50 公分以上的大树屡见不鲜,且常发现需二、三人才能合围的树干。

昔日楼兰地区的森林面积有多大?我们未作详细考察,只是发现,楼兰城的周围,都有枯死胡杨林的分布,不仅沿古河道呈带状分布,且在古河道以外,也常有大片枯死的森林。从“前进桥”(孔雀河下游某地)到楼兰的“路上”,我们不时穿越枯死的胡杨林区。那些枯死的胡杨,东倒西歪,一片狼藉。笔者估计,在楼兰全盛时,楼兰地区的森林覆盖率,

1) 斯文赫定,《亚洲腹地旅行记》。

2) 陈宗器,罗布泊与罗布荒原,地理学报,第3卷,第1期,1936年。

3) 陈宗器,罗布泊与罗布荒原,地理学报,第3卷,第1期,1936年。

至少在 40% 左右。

汉(东汉)魏时期,楼兰曾是西域重要的屯田地区,这里有必要着重指出的,是索勤率兵屯田楼兰的规模和成就。《水经注》(卷二)载:“敦煌索勤,字彦义,有才略,刺史毛奕表行贰师将军,将敦煌兵千人,至楼兰屯田,起白屋,召鄯善,焉耆、龟兹三国兵各千,横断注滨河,……大田三年,积粟百万,威服外国。”这段历史记述表明,率众数千的索勤,在楼兰的屯田中取得了非凡的成绩。由于风蚀严重,城内一般风蚀深度达四至六米,因此,现古城周围的屯田遗址已难以辨认,但城内却常可见杏、桃的果核。中外学者还在城内发现了粮仓的遗址,笔者所在的考察队,亦在烽火台(多数学者认为是佛塔)东面约 32 米处一小台地的散乱木材下,发现一堆厚 70 厘米、宽约 1 米的糜子堆,在糜子中,还夹有少量大麦和小麦粒。楼兰地区所以能成为当时西域重要的屯田区,其原因,不仅是因为它当时已处于中西交通的十字街头和兵家必争之地的重要位置上,还因为它水源丰富,灌溉用水充足,地势平坦,土壤肥沃,土壤的含盐量也不高。唯有这样,才有可能在当时整个塔里木盆地仅二十余万人口的情况下,在楼兰地区集中数千人马,拦河筑坝,开展规模如此巨大的屯田活动。

综上所述,楼兰城诞生后,即在政治、交通、军事上处于显要的地理位置上。自然环境较优越,地处孔雀河三角洲的下部,那里水网交织,地势平坦,森林密布。正是因为地理位置重要和自然条件较好,使其成为赫赫有名的西域屯田中心之一。

四、楼兰的城市布局 and 职能问题

交织的水网,茂密的森林,给楼兰绿洲带来了生机,也为楼兰城的产生和发展创造了条件。

(一) 楼兰的城市布局

前述,楼兰城是建筑在一条古河道的两侧。这是一条天然河汉的古河道,从西北往东南大致成对角线贯穿城区,至今残存的主要建筑,均分布在古河道的两侧。其中一座名曰“三间房”的房屋,是至今保存最醒目的建筑物。因斯文赫定和斯坦因都在那里挖出大量汉魏时期的木简、文书,故被认为是当年中国官员的驻地。它位于河道中部的南侧,座北朝南,门前似有一块颇大的空地。与“三间房”对应的河道的北侧,有一已经倒塌,用木头修建的宏大房屋遗址,直径四、五十公分的粗大木头散布于遗址及其四周,这些木头都雕刻有美丽的花纹,可能是当年楼兰城统治者的“宫殿”。与“三间房”紧挨的西侧,有一面积近百平方米的芦苇堆,芦苇厚达 0.5—1 米,有人认为是垃圾堆,也可能是马房。与其相邻的西侧,是一排简易的住房,房顶早已崩塌,但用芦苇、树枝和泥巴相糊的半截墙壁,依然挺立其中,一扇幸存的破门,在一个门框里摇晃。河道中段的北面,有一座用土块、泥土和树枝相间修建的高大建筑,虽遭严重风蚀,但至今高度仍有 10.4 米,且十分坚固,几乎所有研究过楼兰的学者都把它视为佛塔的遗址。笔者认为此非佛塔,理由是:第一,这座遗址的本身,找不出任何表示佛塔的象征,其基座没有发现任何壁画,而在城北约 4 公里处,几座佛塔基座的壁画至今却栩栩如生,城内这座所谓“佛塔”的建筑风格与城外真正佛塔

的建筑风格迥然不同;第二,就建筑材料和建筑风格上,这座高大的建筑物却与楼兰城西北5公里外的烽火台及玉门关附近的汉长城上的烽火台遗址相同,且与城西北的烽火台遥遥相望。据此,笔者认为此建筑物不可能是佛塔,而应是一座烽火台。烽火台的东侧和南侧,都散布一些曾作为建筑材料的木头,这些地方当年无疑是有房屋的。在烽火台南面的台地上,斯文赫定和斯坦因都曾挖出木简、纸文书和丝毛织品。在烽火台东侧32米处的台地上,于散乱的木材底下发现可能曾作为粮仓的遗址。这些都表明,烽火台及其相邻的地方,应是昔日楼兰城的驻兵和军需用品贮藏之地,而不应是“僧房”¹⁾,也不是什么“寺院区”²⁾。

尽管经历了千余年的风沙摧残,但楼兰城的城墙,在若干地段仍依稀可辨。经考察队复原并实测,楼兰城略呈正方形,其四边残存的城垣长度分别是:东面长333.5米,南面长329米,西面和北面均为327米,总面积为10.824万平方米。城区虽早已面目全非,但据现存建筑物的风格及其分布看,昔日的楼兰城绝非象某些学者所武断的仅有十八间房屋,而应是一个人口较多、颇为繁华的都市。从残存的遗址推断,楼兰的城市布局可划分为三个区,即中部和东南部为行政区,西部和西南部为住宅区,以烽火台为中心的东北部为军事区(城防区)。

(二) 楼兰的城市职能

从楼兰产生的大致年代推断,楼兰城既然不可能是国都,那么,这座城市的职能应该是什么?

笔者认为,产生于西汉晚期或稍晚一些的楼兰城,是一座从小居民点发展起来的以屯田和军事为主要职能的城市,后因古丝路的中道通达,它亦为古丝道上罗布泊西侧的重要一站。晋代,这个城市发展成中央政府驻西域长史的驻地,为当时的中央政府经营西域的指挥中心之一。就是说,楼兰城是在楼兰国被灭亡之后,由一个屯田和军事城堡发展起来的具有交通、政治等多职能的综合城市。

班勇对楼兰地理位置的阐述和高度概括,并提出在该地屯田的策略,足以说明楼兰在军事上的重要地位。楼兰的发展,正是出自这种战略地位,并与这种战略地位息息相关。当时的中央政府在楼兰地区多次开展规模较大的屯田活动,是促使这座城市形成和壮大的重要因素。史料明确记述,在那里屯田的是“兵”。这些兵具有屯田和防卫的双重任务。平时垦田积谷;战时手执武器,保卫这个战略地位极为重要的地区。高大烽火台的遗址,使人联想起昔日楼兰作为一个军事城堡的地位。中外学者在楼兰发掘的文书,多属军务性质。斯文赫定在《我的探险生涯》一书的四十一章中,有如下记述:“那些文书记述到…骑兵、步兵、马兵、兵车、攻城的战具;军用的货车;各种武器;军令;一个大将;一个普通军部的官;兵车督察;辎重督察;军医和别的官员。”出土文物中,还有相当数量是关于异族入侵、危急叛乱、请求军援、战士阵亡等记录,并有士兵给远方亲人写信的草稿。我们在那里考察时发掘的木简和文书,亦多是屯田内容。可见,楼兰是一座以驻军和屯田为主的都市。它的前期,不应是一个政治中心,只是在公元三世纪中期起,即曹魏西晋期间,随着城

1)、2) 侯旭,“从考古考察与调查论楼兰城市的发展及其环境变迁”,新疆社会科学研究,第7期,1982年。

市的发展和地理位置日加显要，楼兰才一度成为西域长史的驻地。斯文赫定和斯坦因所获的木简中，均有“长史”或“西域长史”的记述。

一些学者以佛塔和佛教文化艺术，推测楼兰为楼兰国都或以政治为其主要职能的城市。楼兰城郊确保有良好的佛塔遗址，斯文赫定亦在城内掘到一尊站立一公尺高的佛像。斯坦因在清除一座“小佛寺”之后，得到许多美丽的木刻残片。这些都说明，佛教在楼兰地区是有影响的。但佛教的信仰及其文化艺术席卷塔里木盆地，并成为塔里木盆地当时人们主要的精神生活，则是在公元三世纪至五世纪之间，故楼兰城内的佛教文化艺术和城外的佛塔，亦应是魏晋时期的杰作和建筑。作为西域长史的驻地，佛教及其文化艺术，自然会深入楼兰的居民之中，但这不应是楼兰作为国都或是一座以政治职能为主的城市的标志。

综合上述，沿着一条天然河道两侧布局、并略呈四方形的楼兰古城，主要是一个以军事和屯田为主的城市，后亦一度成为西域长史的驻地。佛教及其文化艺术，虽深入楼兰，但城内现存的最高大的建筑物，不应是佛塔遗址，而应是一座烽火台遗址。

五、楼兰的衰亡问题

楼兰城自公元四世纪起，就日薄西山，一步步走向衰亡了。至今所得的楼兰出土文书的纪年范围，最晚的年代是公元330年的。据《周书》卷五十鄯善传载，公元542年（西魏大统八年），楼兰城原在的国家——鄯善（此时鄯善地属吐谷浑），由一个名叫鄯米的人，带领饱受异族入侵之苦的全体国民，离乡背井，“率众内附”，向北方的伊吾（今哈密）远征了。

楼兰城为什么衰亡呢？这也是中外学者关注和众说不一的问题。学者们提出了种种解释，有异族入侵说，有丝路改道说，有河流改道说，有气候变迁说等等。

作为一个有着显著战略地位的军事城市，楼兰确实是在烽烟起伏中发展和壮大的，出土文书中大量有关军事和异族入侵的记录即可证明。楼兰的衰亡，自然与频繁的战事有关。但把异族入侵作为楼兰衰亡的根本原因，是不能令人信服的。因为，只要那里的自然环境不发生重大变化，即使楼兰在战火中成为废墟，人们也终有一天会重建家园，何况，楼兰的废弃是逐步的。

据《魏书·西域传》和《隋书·裴矩传》记载，魏晋以后，通越楼兰的中道逐步闭塞。丝路的改道，确会给楼兰带来极大的不利。但若那里的自然环境不变，丝路是不会改道的，即使改道，也不会因此导致楼兰城遭到毁灭，而使其处于人烟断绝的境地。

楼兰的衰亡，应该是由由于自然环境日益恶化的结果，具体地说，是因为河流来水日渐减少所致。

率众数千的索勋，在楼兰的屯田中，曾“积粟百万，威服外国。”可见，在楼兰昌盛之时，楼兰是西域的“粮仓”之一。但随着时间的推移，楼兰人的年景，一年不如一年了。这个曾是重要的屯田地区，对于普通百姓甚至官员士兵，常常接到减少口粮的命令。从出土文书得知，在楼兰鼎盛时期，楼兰人每人每日的粮食供应量是黑粟（又称床）一斗二升，随后口粮标准逐步减少，从一斗二升减至一斗，八升甚至六升。在口粮减少的同时，还强调节约粮食，出土文书中有“宜渐节省使相周接”之语。粮食不足，只好“节省”，以便“周接”下一年度的口粮了，可见问题已相当严重。

粮食为什么会日益紧张呢？这是因为水源日渐减少而导致耕地相应缩少的结果。出土文书中有不少关于用水紧张、不能下种、要求配水和对水源严格控制的记录。这个本是水网交织的三角洲地区，居然要修“大泽池”（即大涝坝）来蓄水以供灌溉和饮用了；从前是“水大波深必汛”和“乘船渡河，中流船坏”的水乡，日益感到水源不足，不得不设置专门管理水源的人员并收纳水税了。由于水源减少，灌溉用水就难以保证，往往出现种的多，灌的少，收成自然不好。如出土文书中有“大麦二顷已栽二十亩溉七十亩”的记述。在水源减少、粮食日益缺乏的同时，昔日茂密的胡杨林，也逐渐缩减和枯死，大片的林地，变成狼藉的荒野。随着森林面积的减少，可怕的沙暴越刮越烈，本是平坦的地面，出现了一道道深沟，雅丹地形也在日渐发育。面对自然环境的日益恶化，楼兰人不仅控制水源，还制订了一项“森林法”，对随意砍伐树木的人，进行严厉的惩罚：“若连根砍断者，无论谁都罚马一匹；若砍断树枝者，则罚母牛一头”。这可能是我国第一个森林法了。尽管楼兰人作出了如此巨大的努力，以保护他们的绿洲和城市，但终因环境日益恶化，最后无计可施，只好被迫废弃。

楼兰最终衰亡，是因为水源断绝而引起自然环境的一系列恶化。水源为什么断绝？多数学者认为，是由于河流改道。

干旱区的河流，因河床两侧缺乏植被保护，其下游又流经荒漠半荒漠地区，河床不固定，河流改道的现象经常发生。河流流向的改变，势必给原河流流经地区的自然环境带来严重影响。楼兰的衰亡，自与此况有关。但从出土文书得知，楼兰的农业用水和粮食供应的紧张状况是逐步加深的。就是说，楼兰的衰亡不是突然的，而是逐步的，有一个较长的历史过程。据此推断，楼兰步向衰亡，是一种缓慢的河流改道，即河流在某段河床冲开了缺口，开始时形成分叉的河道，部分河水沿分叉河道流往他处，时间越长，缺口越大，原是分叉的河道逐步发展成主河道并最终导致河流改向。这是楼兰绿洲来水日趋减少并最终断流的原因。这种缓慢的河流改道，目前在塔里木河的中下游仍时有发生。

大约在六世纪初，楼兰已成为荒无人烟的废墟。此后千余年，这座位于罗布泊西北角的古城，再没有得到水源的滋润，理由是：

(1) 楼兰地区的风蚀洼地和古河道的两侧，均没有发现被水淹没或被流水冲刷过的任何痕迹，而在罗布泊北部龙城地区的风蚀洼地和雅丹土堆的四周，却明显地留下了这种痕迹，它们像一道道刻印，记录了罗布泊水位的反复变化。

(2) 斯文赫定等人在城内发掘的文书，有些是写在纸上的，如果此后楼兰曾被水淹，或重新有过充足的水源，这些纸文书是难以完整地保存下来的。

(3) 从楼兰地区的古墓葬发现，凡埋入现土层40—60公分深的古尸，几乎都是木乃伊，而在1.5—2米深处，尸体全部腐败，只留白骨一堆，这说明，千余年来，地面表层一直是干燥的，较深处的尸体所以腐烂，是因为较深处的土壤较表层土壤潮湿之故。

今天，楼兰古城及其周围，是一个极度荒漠的世界。我们考察时，虽已是春末夏初，但从未发现一株绿色植物。光秃的地面，到处是滴水不存的深切古河道和大多呈东北-西南走向的被盛行风向吹削成如光滑鱼脊的雅丹地形，片片枯死的胡杨夹杂在其中，城内尽是坑坑洼洼的风蚀低地。经实测，风蚀洼地的深度，一般为5—6米。古城现存的残余建筑，

1) 王广智译，《新疆吐鲁文书卷译文集》，打印本。

就象座落在一片波浪起伏的丘陵谷地里。由于没有任何植被,地面异常干燥,每遇刮风,沙土弥漫,二、三十米外就辨认不清人影。空中无飞鸟,地下无走兽,那里找不到任何动物的踪迹,连野生动物的粪便亦未曾发现。楼兰古城已成了一个死一般的世界。

综上所述,战争不是楼兰衰亡的直接原因。丝路改道而引起经济地理的重大变化,对楼兰的衰亡有直接影响。楼兰衰亡是逐步的,其关键原因是由于河流来水日益减少而导致自然环境日趋恶化的结果。这种河流来水日益减少,是河道缓慢改向所致。楼兰自衰亡后,从未得到地表水的重新滋润,致使今天的楼兰遗址,成为一个极度荒漠的世界。

罗布泊地区古代丝绸之路的研究*

黄文房

(中国科学院新疆地理研究所)

罗布泊地区处于西域的咽喉,在古代丝绸之路上占有极为重要的地位。历代史书对这段古道多有记载,只是具体线路不够详尽。这条古道对人类文明产生过深远的影响,被称为世界文明史上的一颗明珠,近一百年来一直是引人注意的地方,不少人对它进行过实地考察。例如,清朝光绪初年,新疆巡抚刘锦棠曾派郝永刚、贺焕湘和刘清和等人进行实地考察。根据这次考察,陶保廉在《辛卯侍行记》卷六(光绪十七年),详细记述了自玉门关和阳关至若羌沿途各站的里程和环境。1914年英国人斯坦因从楼兰古城穿过罗布泊东北部,发现了散落在古道上的汉代钱币、箭镞和珠子之类的东西,为确定两汉时期古丝道的路线提供了证据。1930—1934年中国西北科学考察团深入罗布泊地区,其任务之一,就是考察沿古丝道修建现代公路的可能性。黄文弼和陈宗器在这次考察中,对罗布泊地区古道的路线及其变迁作了很有意义的探讨。

笔者有机会两次到过罗布泊地区。第一次,1959年夏天参加中国科学院新疆综合考察队。从库尔勒到若羌和米兰,考察了罗布泊的西部和南部。第二次是1980年冬天。参加中国科学院新疆分院罗布泊综合科学考察队。从敦煌到库木库都克,考察了罗布泊的西部。本文是根据这两次的实地考察并结合前人研究的成果,就罗布泊地区古代丝绸之路的路线问题提出一些看法,错误之处希望读者批评指正。

一、罗布泊地区古丝道的地理条件

一条重要道路的形成和发展,是人类社会经济活动的产物。首先是经济发展的需要,其次是道路沿线的地理条件。丝绸之路东起于中国古都长安,西至罗马首都君士坦丁堡,把两个文明古国联系在一起。它是中西方长期交往的产物。罗布泊地区是这条古丝道上的一段。因此,必须从中西交通的发展过程,考察罗布泊地区在古丝道的形成和发展中所处的地位。

中西交往始于秦汉以前,在汉文史料的记载中,最早可追溯到公元前九世纪。成书于战国(公元403—221年)的《穆子天传》就是这种交往的信息,书中记述了西周穆王在公元前985—980年间西征的情况。我国最早的一部地理书《山海经》(成书于公元前五世纪)记载的虽然是神话故事,但反映了当时人们观念中的西域地理现象和民族文化。中西交通固定路线的形成始于汉代。张骞出使西域,疏通了中原与西域的联系。汉朝设官保护和管理这条交通线。公元前68年郑吉被任命为护鄯善以西使者,护南道。公元前60年正式设立西域都护。因保护和管理南北两道,故称“都护”。当时南北两道分别从罗布泊南部和北部通过。

* 本文写作过程中得到杨利普、罗来兴、郭平梁、穆舜英同志的指导,附图请程玉雯清绘,特此表示感谢。

(一) 罗布泊地区在古丝道上的重要地位

在地理位置上,罗布泊地区是中原与西域最便捷的通道。塔里木盆地是一个封闭的盆地,罗布泊位于盆地的东部,海拔为780—810米,是塔里木盆地最低处。成为诸水汇集区。它的北面是库鲁克塔格(山)和北山,南面是阿尔金山的前山带——库姆塔格山。南北两列山地之间夹着一个陷落洼地。东面越过三垅沙低丘便是疏勒河谷地,与河西走廊相通。西面因塔克拉玛干大沙漠的阻挡,分为南北两道将塔里木盆地周围的绿洲串联起来。

在政治上,罗布泊地区是控制西域的枢纽。秦汉时期在塔里木盆地周围的绿洲上,分布着许多所谓“城郭诸国”。汉书上说西域三十六国,以后又分为五十多国,当时诸国在经济上以定居的农业为主,畜牧业也占相当的比重。农牧业的发展促进了商品的交流,原来那些孤立的地区互相接近,联系越来越密切,特别是迫切要求加强与中原地区的联系。而罗布泊地区正好居于西域的咽喉地带。《汉书·西域传》曰:“楼兰国最近东垂,近汉……常主发导,负水担粮,送迎汉使”,担负着送迎汉使的任务,地位十分重要。汉朝开始在这里驻军屯田。魏晋时期西域最高长官西域长使就驻在罗布泊北岸的海头¹⁾。当时这段丝道十分繁荣。“一岁中使者多者十余,少者五六辈;远者八、九岁,近者数岁而返”。“一攀大者数百,少数百余人”(《史记·大宛列传》)。

(二) 罗布泊地区古丝道的地理条件

现代化的铁路和公路,路线的选择首先考虑的是地形条件,而以牲畜作为运输工具的古道路,则主要考虑沿途对人畜的给养条件,从这点出发,古丝道通过罗布泊地区适宜的条件有:

其一,有一个富庶的出发基地。疏勒河谷地农业发达,盛产粮食,出玉门关、三垅沙西的居庐仓,就是汉代积疏勒河谷地出产的粮食建立起来的一个前哨基地。《汉书·西域传》曰:“汉遣破羌将军辛武贤将兵五千人至敦煌。遣使者案行表,穿卑鞬侯井以西。欲通渠转谷,积居庐仓计之。”说的是汉朝郑吉做都护的时候,有个叫辛武贤的将军,讨伐匈奴到敦煌,建议在卑鞬侯井以西开一条运河,把粮食转运到居庐仓,以居庐仓为基地西征。类似辛武贤的建议到清朝还有。《敦煌县志》记载:在清雍正初年(1723年),陕甘总督岳钟琪用兵新疆,曾疏通疏勒河上游,使它和党河尾水会合,加大水量,通行船只运送军粮。

其二,有楼兰(北道)和鄯善(南道)为中继站。

楼兰和鄯善是进入西域的第一站,在中西交通中起着“翻译”和“向导”的作用。使者和商旅经过长途跋涉到了这里,一方面需要休息,一方面要办理通行手续,补充给养。由此一路从楼兰城,沿天山南麓西行;一路从鄯善(今若羌)沿昆仑山北路西行。楼兰城的兴衰与古丝道的变迁关系密切。西汉时因楼兰靠近匈奴,受匈奴的侵扰,公元前77年楼兰国都南迁,鄯善雄强,南道居于中西交通首位。但经楼兰沿天山南麓仍是一条捷径,当车师受匈奴阻隔时,此道占有重要地位。隋朝开辟了从车师经焉耆到龟兹的新道以后,楼兰城不当其道,地位下降。楼兰逐渐衰弱,人口减少,造成人类抗御不利自然环境能力的减弱。

1) 在楼兰遗址出土的西域长史李柏文书残稿中有“诏家见遣来口来尉劳诸口,月二日来到海头”一段文字。

由于风沙的侵袭,河流改道,最后楼兰废弃,北道消失。

其三,沿途有足够的水源和草料。罗布泊地区虽然气候干燥,几乎终年不下雨。但它是二列山地中间的陷落洼地,为地下水汇集区,山麓地带地下水位较高,一般为1—3米,有的地方还有泉水出露,水源丰富。我们考察队每次宿营都挖井。一眼2米深的井,就可供数十人洗用。因为地下水位高,山麓地带生长着茂密的芦苇、柽柳等植物。为有限的旅行者提供了可用的草料和燃料。当然全程中也有其艰难的地段,特别是去楼兰需穿过坚硬的盐漠和垄脊、沟槽交错的“龙城”(雅丹地形),既无水,也无草。

其四,气候温和,一年中大部分时间适宜旅行。从9月到次年3月,无大风,冬季并不十分寒冷。12月中旬中午的气温为10℃左右(实测)。这个时期是旅行最佳季节。不利的条件是春季的风沙和夏季的酷热。所以普尔热瓦夫斯基、斯文赫定、斯坦因都选择冬季进入罗布泊地区。

二、罗布泊地区古丝绸之路的辨析

丝绸之路在它的历史发展过程中,从一开始就不只是一条路线,而是许多路线。汉代以后全线疏通,并设官保护,才出现比较稳定的主要干线,但也不只是一条。随着中西交往的发展,路线逐渐增加,走向也有所变化,这种发展变化历代史书中有所记载:

《史记·大宛列传》曰:“贰师将军起敦煌西,以为人多,道上不能给食,乃分数军,从南北两道。”又云:“贰师将军既西过盐水,当道小国恶,各坚城守,不肯给食。”“西至盐水,往往有亭,而仓头有田卒数百人。因置使者护田积粟,以给使外国者。”《史记》中的盐水就是罗布泊。公元前104年汉武帝派李广利为贰师将军,攻打大宛,分南北两道通过罗布泊地区,南道经过鄯善,北道经过楼兰。

《汉书·西域传》曰:“自玉门关出西域,有两道。从鄯善傍南山北波河西行至莎车,为南道。……自车师前王庭,随北山波河西行,至疏勒为北道。”南道与《史记》所述相同,北道自车师随北山西行,不经过罗布泊。黄文弼认为这是班固撰《汉书》时将后汉通西域的路线系之于前汉。

《三国志》三十卷引《魏略·西戎传》曰:“从敦煌玉门关入西域,前有二道,今有三道,从玉门关西出,经若羌转西,越葱岭,经悬度,入大月氏,为南道;从玉门关西出,发都护并廻三垅沙北头,经居庐仓,从沙西并转西北,过龙堆,到故楼兰,转西诣龟兹,至葱岭,为中道;从玉门关西北出,经横坑、辟三垅沙及龙堆,出五船北,到车师界戊己校尉治所高昌,转西与中道合龟兹,为新道”。这是史书中最详的记述,与《史记》和《汉书》比较,南道没有变化,仅有“从鄯善”、“经若羌”之异,而鄯善和若羌在同一条线路上。《魏略》的中道为西汉的北道。另辟一条新道,实为后汉的北道,也就是《汉书》中的北道。

《隋书·裴矩传》曰:自敦煌至西海凡三道,北道从伊吾经蒲类海;中道从高昌经焉耆;南道从鄯善至于田。到隋朝,通西域的道路有较大的发展和变化。南道线路仍然没有变化。汉代通楼兰的北道,已被后来开辟的从高昌至焉耆的新道所代替。同时另开辟了一条经伊吾(今哈密)、蒲类海(今巴里坤),通天山北麓的新道。唐代《元和郡县图志》曰:“出阳关谓之南道。西趣鄯善、莎车;出玉门关谓之北道,西趣车师前王及疏勒。”南北两道与《汉书》同,没有中道,因为公元四世纪初中道逐渐消失,但把阳关和玉门关分别为南北道

的始发点,似有不妥。

综历代史书记载,丝绸之路自玉门关往西,有南、中、北三条路线。根据史书记载的线索,通过实地考察,对三条路线提出以下分析(图1)。

(一) 三道的出发点和相关点

《汉书·西域传》提法含混。“自玉门关、阳关出西域有两道。”《魏略》记载三道均出玉门关。《元和郡县图志》则言:出阳关为南道,出玉门关为北道。近代一些史学著作也多把阳关作南道的出发点,玉门关作北道的出发点。据考,汉代玉门关和阳关都在敦煌郡龙勒县。阳关在玉门关以南约七十里。出两关三道相互汇合以后又分开。因此,将玉门关或阳关列为某一路线的出发点是不准确的。出玉门关之道,向西至横坑(今后坑)附近分为北中两道;中道转向西北,南道向西。出阳关之道,因遇库姆塔格沙山阻隔,分为两路:一路向西北,通过西湖洼地与自玉门关出发的中道合;一路向西南入青海,越过阿尔金山口到若羌。此道与北魏至隋唐之吐谷浑相接。可见,横坑为中、北两道的相关点,沙西井为中、南两道的相关点。

(二) 北 道

《汉书·西域传》载,北道“自车师前王庭,随北山陂河西行,至疏勒。”没有提及楼兰,而同一本书中又说楼兰“负水担粮,送迎汉使”在交通上地位十分重要,似有矛盾。因此,黄文弼认为《汉书》有误,他解释说西汉时北道经过楼兰(其路线即《魏略》的中道),西汉末年王莽之乱,西域交通断绝。东汉西域复通时,开辟了自伊吾(哈密)至车师之新道(其路线即《魏略》的新道)。班固撰写《汉书》时误将东汉之道系之于西汉。他引《后汉书·西域传》所述“自敦煌西出玉门、阳关、涉鄯善,北通伊吾千余里。自伊吾北通车师前部高昌壁千二百里。自高昌壁北通后部金满城五百里。此西域之门户也。”认为上述路线就是东汉通西域北道的路线,也就是以后《魏略》所记载的新道路线。这种解释有商榷之处,其一,《后汉书》所述北通伊吾至车师之道并非始于东汉。《汉书·西域传》载“元始中车师后王国,有新道出五船北,通玉门关,往来差近。戊巳校尉徐普欲开,以省道里半,避白龙堆之厄。车师后王姑句,以道当为柱置,心不便也。”这所说“以省道里半,避白龙堆之厄”,就是同经伊吾至车师之道比较而言,可见经伊吾至车师之道西汉时已存在。其二,《魏略》所述新道的路线,并非经伊吾、车师之道,而是徐普欲开之道。《魏略》明确说从玉门关入西域,“前有两道,今有三道”。可见新道是以后开辟的,并非早已存的伊吾至车师之道。这条新道就是西汉时徐普欲开,而未开之道。其三,由于新道的路线不经过伊吾,所以黄文弼认为五船的位置在今哈密附近也是有误。据徐松补注“五船经小南路有小山五,长各半里许,顶上平,而首尾戴立,或谓五船地”,描述的是风蚀地貌的特征,似应在鲁克沁的南部(图2)。

综合以上分析,我认为西汉时,出玉门关经车师的北道已存在。但由于车师一直是与匈奴争夺之地,此路经常受阻,直到公元90年重新设立戊巳校尉于高昌壁才畅通。至车师之道西汉时经伊吾,东汉以后又开辟了玉门关直至车师的新道(即徐普欲开之道)。当车师受阻时,楼兰成为“负水担粮,送迎汉使”的中继站。

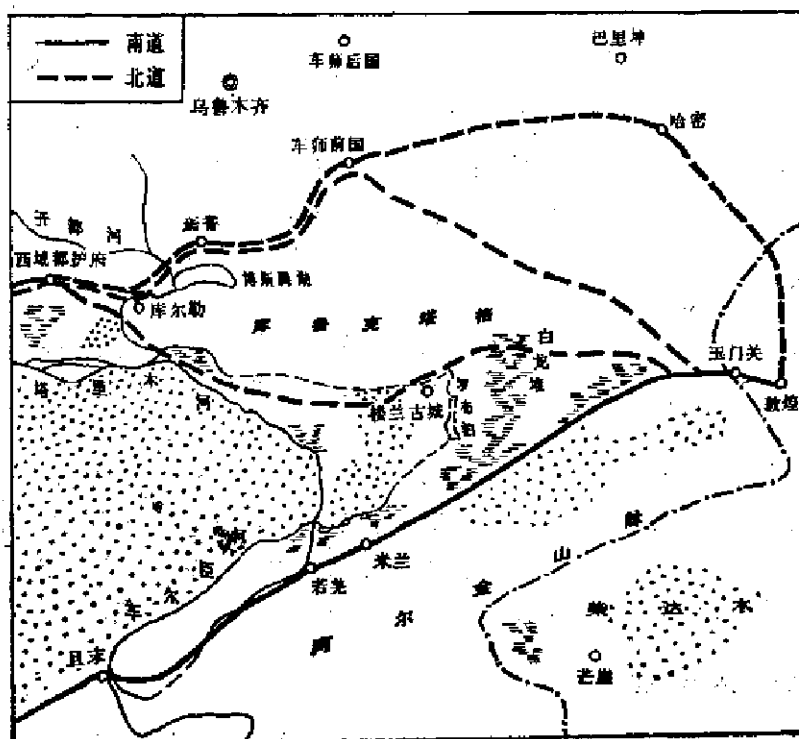


图2 罗布泊地区丝绸之路变迁图

北道在隋唐时又为两路：一路自高昌向西，沿库鲁克塔格南麓至尉犁；一路自高昌向西北，沿库鲁克塔格北麓至焉耆经库尔勒到龟兹，即唐代的银山道。

(三) 中 道

《魏略》记述最详，“从玉门关西出，发都护井，迥三垆沙北头，经居庐仓，从沙西井转西北，过龙堆到楼兰。”考察这条路线，需弄清以下相关点的位置：

1. 都护井

顾名思义，这是设官驻守，使用井水的地方。《汉书·西域传》有卑鞬侯井的记载，为我们考察都护井的位置提供了线索。《汉书》引孟康对卑鞬侯井的解释曰：“大井六，通渠也。下泉涌出。在白龙堆东土山下。”史书中的“龙堆”、“龙城”，实际上是指干旱区特殊风蚀地貌——雅丹，由一系列垄脊和沟槽构成，因地形似龙象城，故称龙堆、龙城。在罗布泊东北部、西南部和三垆沙东部都有分布。这里所说白龙堆土山，就是三垆沙东部的一片雅丹。卑鞬侯井与都护井，大致在同一个地区，井位置在三垆沙以东的白龙堆土山下。

有人认为，都护井在今后坑附近。后坑又名西湖，疏勒河和党河之水在此受滞而成湖。这一带地表水丰富，不需要使用井水，今天的后坑也有井水。在住房旁边，只有一米多深。显然这种井不会以“侯”、“都护”的官衔来命名。陈宗器1931年出玉门关考察，认为玉门关以西90里的榆树泉即为都护井，似偏南，因中道绕三垆沙，方向应是西北。

2. 居庐仓

1930年和1933年黄文弼在罗布泊古烽燧亭发现的木简中,三简有“居庐譬仓”的字样。黄考证“居庐譬”为匈奴语。“譬”为尾音。木简上记载的年代为公元前25—8年。说明西汉以来居庐仓就是古丝道上重要的供应基地,并设官驻守。其位置按《魏略》记述应在三垅沙北头,出沙不远。1931年陈宗器考察报告¹⁾中提到“出沙不远,有废墟,垣址可辨,想即居庐仓”。我们这次考察没有去寻找这座废墟。访问中,证实该废墟是存在的。

3. 沙西井

按《魏略》记述,沙西井在三垅沙之西,故名沙西井。黄文弼认为陶保廉《辛卯侍行记》中的“沙沟”,即沙西井,其位置在库木库都克。“库木”意为“沙”,“库都克”意为“井”,即沙井也。1914年斯坦因就是在这里穿过盐漠。“沙西井”非“沙井”,库木库都克距沙垅百里以上,命名沙西恐太远。沙西井是中道上的转折点,从此“转西北,过龙堆,到楼兰”。库木库都克是洼地盐漠最宽的地方。愈向东,盐漠愈狭。龟裂的盐漠锋利坚硬,难以下足,行走非常困难,中道不可能选择盐漠最宽的地方通过。我认为沙西井应在羊塔克库都克的东部。“羊塔克”维语意为骆驼刺,水质较好,长有骆驼刺,故名。亦名甜水井。

4. 过白龙堆到楼兰的路线

这是最艰险的一段。面对广阔龟裂盐漠和错综的雅丹,似乎难以确认古道经过这里。然而史书记述古道“过龙堆到楼兰”。1914年斯坦因曾穿过白龙堆地带,发现200多枚汉代古钱币和一些青铜箭镞,呈一直线散在盐漠上,证实古道确实经过这里。根据斯坦因的发现,这段是从孔雀河末端,先向东北,后折向东南至沙西井。

(四) 南 道

史书对南道的记载甚简要。《汉书》只提到鄯善,《魏略》将鄯善易为若羌。没有更多的地名。但我们详细考察《魏略》的记载之后就会发现,南道是从沙西井与中道分开,沙西井以东的路线,在中道上已有记述,无需重述。而沙西井以西,南面是库姆塔格沙山,北面是坚硬的龟裂盐漠地,道路在山麓的水草地带通行,变化甚小,无需更多的记述。

三、考察中的发现与辨析

中国科学院新疆分院罗布泊综合科学考察队,在1980—1981年三次进入罗布泊湖盆。考察的范围东起疏勒河谷地,西至塔里木河和孔雀河下游,北从库鲁克塔格(山),南到阿尔金山麓。面积约二万平方公里。考察过程中,发现许多人类活动的遗迹。收集了反映古丝道发展变化的历史遗物三十多件。其中有类似原始社会的装饰海贝和串珠(未经鉴定);古钱币(有唐代的开元通宝、清代的乾隆通宝、咸丰重宝);小铜器和铁器;鞍具;

1) 陈宗器,罗布泽尔与罗布荒原,地理学报,三卷一期,1936年。

皮篋等等。这些东西的发现,为我们研究古丝道的路线提供了以下线索:

(一) 羊塔克库都克东部古丝道的痕迹

如前所述,沙西井的位置在今羊塔克库都克的东部,这里是南道与中道的分发点。在自然条件上,水草丰茂,有泉出露,为荒漠中的旅行者提供了良好的歇息环境,人类旅行活动的痕迹,至今仍历历在目。在泉水旁,我们没有认真搜索就拾到几枚唐代和清代的钱币和一对钉有铁掌的马蹄。在泉水南面平坦的山梁上有清晰的驼道,我顺驼道追寻了数里,发现沿途堆放着一些卵石鄂博,同时还拾到两个马掌铁。显然道旁的卵石鄂博是人堆放的指路标志。古道至今仍保留清晰的痕迹,是与野骆驼的功劳分不开的,它们顺古道行进,在消失了的古蹄印上,又留下了新的蹄印。

在羊塔克库都克东部的八一泉东南三角标附近,我们拾到贝壳和串珠,这都是古代的装饰品。考古工作者曾在罗布泊地区发现产于东海的海贝,这是中西交往的过程中把东部沿海地区的东西带到这里来了。在两处雅丹土丘下,我们拾到铁钵碎片、铜盖,是人们在这里休息作炊留下的东西。

(二) 南道上的遗物

顺库姆塔格(山)北麓西行,在库木库都克拾到马掌铁和小铜器,在土牙的一土丘下掩埋着两件皮篋。其中一件较完整,是对襟羊皮袄,红色布面,没有钮扣。另一件已烂,看不出原来的式样,有一条黑色花纹的镶边。从服装式样和腐蚀的程度看,似不是近代的东西。再向西经阿基布拉克到米兰。这是守卫在南道上的一唐代古堡。在古堡内拾到几件铜刀、铜针之类的小铜器。

(三) 中道上的鞍具

顺北山南麓西行是中道的路线。在全面搜索的过程中,我们没有发现古代遗物。证明此道遗弃的时间较长。在红十井东南洼地的中部,一个大红柳沙包附近,我们发现四架遗弃的鞍具。鞍具的木架、毡垫、毛绳都比较新,无疑是近代的东西,但值得注意的是鞍具是在洼地的中部。四周围为龟裂的盐壳地包围。显然是一支驼队从南道向中道转移时,过了干涸的盐漠,在北部边缘这个大红柳包下休息时遗弃了的。

(四) 北道上的唐代古钱币

1980年4月,随同电视片《丝绸之路》摄影组进入罗布泊地区的考古和历史地理工作者,在白龙堆东北部山地,发现一条依稀可辨的古道,顺古道的一个小山头(北纬 $41^{\circ}01'$,东经 $91^{\circ}17'$)拾到九百多枚唐代钱币(开元通宝)。公元四世纪初,经过白龙堆到楼兰城的中道已中断。唐代古钱币的发现,证明中道中断以后,北道的路线通过北山,沿库鲁克塔格(山)南而行。

四、结 语

第一,丝绸之路是中西方政治经济和思想文化长期交流的历史产物。罗布泊地区处于西域咽喉,成为中西交通必经之路。南北二列山地中间夹着陷落洼地的地理环境,为古道路提供了有利的条件。

第二,通过罗布泊地区古丝道的路线,历代史书记述各有不同。南道自汉以来比较固定,一直到清朝路线变化甚小。北道变化较大,在与匈奴争夺车师的过程中,北道实为两路:一路经车师沿库鲁克塔格南麓西行;另一路经楼兰。东晋以前经车师之路常受阻,经楼兰之路成为主道。公元四世纪初楼兰逐渐衰弱。北道经车师(高昌),代替了经楼兰的中道。

第三,中国科学院新疆分院罗布泊综合科学考察队,对罗布泊地区二万平方公里的面积进行了全面综合的考察,在广阔的湖盆内发现了许多人类活动的遗迹,收集了一些历史文物,为研究古丝道的发展变化提供了重要依据和线索。

楼兰王国的兴衰及其原因的探讨

黄文房

(中国科学院新疆地理研究所)

楼兰王国的兴衰,一直是一个引人注目的问题,也是一个长期争论的问题。其兴衰变化的原因,众说纷纭。近年来,新疆地学工作者和考古工作者,在罗布泊地区作了进一步的考察和发掘,对罗布泊地区自然环境的演化和人类文化历史进行了探索,取得了一批新的资料,提出了新的看法。本文综合前人的研究成果,结合本人在实地考察中获得的认识,拟就楼兰王国的兴衰及其原因提出一点粗浅的看法,以供讨论。

一、二千年来罗布泊地区的地理环境

地理环境包括古地理环境和现代地理环境,古地理环境纯系自然环境,如沉积物、古生物群、古气候等。现代地理环境是人类出现以后的地理环境,包括了人类社会的发展,其内容大致有三个方面:自然环境、经济环境和社会文化环境^[1]。根据这种概念,考察罗布泊地区人类历史时期,主要是近二千年来地理环境。有以下三个基本特征:

1. 气候没有根本的变化,一直是干旱的自然环境

罗布泊地区第四纪以来气候一直是干旱的,昔日之亢燥与今日无异。由于降水少,蒸发强,在第四纪沉积物中广泛分布石膏和水溶盐淀积物。孢粉分析结果,古植物种类与现代植物基本一致,多为干旱环境类型的藜、蒿、麻黄属植物^[2]。考古工作者在这一地区发现了大量文物,如果昔日气候湿润,这些文物决难保存至今,历久不坏。1980年新疆社会科学院考古研究所在孔雀河下游发现的古尸,经碳14测定,年代距今约四千年。干尸只有在极端干燥和高温的条件下,使尸体水分迅速散失,细菌不能繁殖,才能形成并保存下来。历代史书对罗布泊地区干旱环境也都有记载,《汉书·西域传》有:“楼兰王国当白龙堆,泛水草,地沙卤,多酸苳,桺柳、梧桐、白草。”《水经注》有:“龙城故姜赖之墟,胡之大国也,地广千里,皆为盐而刚坚也”(龙城并非实有其城,系指罗布泊东北风蚀雅丹地貌,因壑谷相间,壑上覆白色石膏和盐,似龙像城,故称龙城,亦称白龙堆)。唐代《大唐西域记》、清代《西域水道记》的记载其环境,与汉代相似。

2. 楼兰王国居民的经济生活一直是以畜牧业和渔猎为主,同时也有屯田农业

汉代楼兰王国有人口一万四千,“民随畜牧,逐水草”^[3]。他们饲养牛、羊、驴、马和骆驼。乘独木舟在罗布泊、孔雀河、塔里木河捕鱼。在孔雀河下游的墓葬中发现有多种羊毛

1) 《汉书·西域传》。

织品,死者裹以粗糙的原色或单色毛毯,头上戴尖顶毡帽或皮帽,帽上缀饰羽毛,足穿牛皮筒靴。随葬品中还有箭杆、渔网等。这些都表明当地的居民是从事畜牧业和渔猎的部落。为了保护丝绸之路,汉代以来在这里实行屯田,但是“地沙鹵,少田”,粮食不足,需要到别处去种田。楼兰废弃以后,农业多集中在昆仑山北麓的若羌—米兰一带。一直延续到近代,生活在罗布泊广大地区的居民——罗布人,仍从事畜牧和渔猎。

3. 中西交通的咽喉

楼兰王国居于塔里木盆地的东部,是中原通西域最便捷的通道,古代丝绸之路在罗布泊南北两岸分为南北二道。丝绸之路的发展与楼兰王国的兴衰息息相关,它不仅对楼兰的政治、经济和文化有极大的影响,同时对自然环境也有直接的影响。因此,研究楼兰王国地理环境的变化,决不可忽视古丝道的作用。

二、楼兰王国的兴衰

楼兰是西域的一个小国,建于何年史料没有记载。在罗布泊周围考古发现许多新石器时期的文物,如石镞、石斧、石刀等。新石器时期距今六、七千年,可见从远古时代起,罗布泊周围就有人类居住。最早出现楼兰的文献记载是《史记》,公元前176年匈奴冒顿单于在给汉文帝的一封信中提到“楼兰、乌孙、呼揭其旁二十六国(应为三十六国),皆为匈奴”。公元前126年张骞出使西域归来称:“楼兰、姑师邑有城郭,临盐泽”(《史记·大宛列传》)。

楼兰地处西域咽喉,张骞出使西域,疏通了中西交通,又与乌孙联盟。这种形势引起了匈奴贵族的愤恨。他们一方面破坏汉朝与乌孙的联盟,一方面指使楼兰、姑师的统治者堵截汉朝同西域的交通。楼兰成为汉朝和匈奴争夺的要地。汉朝为了巩固对西域的统治,于公元前77年,派傅介子刺杀了依附匈奴贵族的楼兰王安归,另立尉屠为王,改国号为鄯善。《汉书·西域传》曰:“鄯善国,本名楼兰,王治扞泥城。”扞泥城在罗布泊南部,因此一般认为,公元前77年楼兰国都南迁。但实际上不仅是个迁都问题,而是地方政权的互相兼并,至魏晋形成几个较大的政权。《后汉书·西域传》曰:“小宛、精绝、戎卢、且末为鄯善所并。”《魏略·西戎传》曰:“且末国、精绝国、楼兰国皆并属鄯善。”这些记载说明,楼兰王国是被鄯善国所归并,反映了西汉末年以后,楼兰衰败,鄯善在昆仑山北麓强盛的情况。

楼兰王国为鄯善国归并以后,楼兰城仍保持它在中西交通道路上中继站的重要地位,起着“翻译”和“向导”的作用。当时古丝道非常繁荣,来往使者、商旅络绎不绝。曾“一岁中使者多者十余,少者五、六辈”,“一辈大者数百,少者百人”(《史记·大宛列传》)。为了保护和管理西域的通道,从西汉开始就在沿途设官置守,公元前68年汉朝任命郑吉为护鄯善以西使者,保护南道。公元前60年设西域都护,“乃因郑吉并护北道,故曰都护”,因为南北两道都保护,故称都护。“护鄯善以西使者”、“都护”这些官职直接与交通道路有关。西汉末年汉朝动乱,匈奴贵族乘虚而入,同西域地方统治者相勾结,又陆续统治了西域,致使“西域交通断绝”,河西一带“城门昼闭”(《后汉书·西域传》)。从王莽篡位到东汉重新统治西域,西域交通三通三绝,最后取得了进一步的发展和繁荣。古丝道又出现“驰命走驿,不绝于时月;胡商贩客,日款塞下”(《后汉书·西域传》)。到曹魏,出玉门关通西域

“原有二道,今有三道”,过龙堆到楼兰的中道已恢复(《魏略·西域传》)。魏晋时期设西域长史,是西域最高长官,其驻地就在罗布泊北岸的海头。楼兰是西域最早实行屯田的地区之一,在楼兰出土的木简中有“犁”、“牛”等耕种工具和“大麦、小麦、糜”等农作物的记载。晋简“因主簿奉谨遣大侯究犁与牛诣营下受试”的记载。说明西域长史曾在这里推广一种新的牛耕技术。

楼兰城郭何时废弃,史书中没有明确的记载。1900年瑞典人斯文赫定在罗布泊考察时,一次偶然的机会发现了楼兰古城遗址(维吾尔族向导发现),从这座古城中发掘出大批的历史文物。这些文物所反映的最后年代为东晋元帝建武十四年,即成帝咸和五年,公元330年。由此可推论,四世纪初楼兰城逐渐衰弱,330年以后被废弃。

三、楼兰衰亡原因的探讨

昔日楼兰是西域政治、经济、交通的枢纽,今日变成一片荒原,兴衰巨变。究其原因,说法甚多。综合起来主要有四种观点:

第一种观点认为,第四纪以来塔里木盆地气候趋于干旱,因为气候的变化引起地理环境变化。美国人亨丁顿提出,罗布泊原来是面积很大的内陆海,由于气候变干,罗布泊渐渐缩小。他还根据澳大利亚的资料,创立气候变迁与人口迁移关系的理论。提出雨量降低35%,养羊数量降低超过80%,气候变干燥,对人口的压迫逐渐增加,最后造成大迁徙^[1]。周廷儒先生在分析罗布泊周围“耳轮”的成因时指出,罗布泊水体的扩张与缩小是同高山气温的改变息息相关。冰期气温寒冷,高山冰川消融减少,水系缩短,湖泊缩小;间冰期气候温和,高山冰川融解加强,水系扩展,湖泊扩大。从先秦至近代,气候多次波动形成了罗布泊耳轮状的湖堤。他认为楼兰古城的衰落,只能用河道变干来解释^[4]。

第二种观点认为,塔里木盆地古城的废弃与降水量无关,而是高山冰川萎缩,河流水量减少所造成的。印度卜尔拉德(Burrard)、非克尔(Ficker)和英国斯坦因都认为,塔里木盆地之气候,昔日其亢燥与今日无异,但同一时期河流水量已大减。昆仑山北部昔日冰川容积之大,远超过现代每年实际所受雨雪之量。因气候温和,冰川缓缓融化,其量有减无增,年复一年,高山水量日趋干涸。昆仑山北麓的尼雅、楼兰等古城遗弃,就是冰川萎缩,河水枯竭造成的。天山因降水较多,冰川获得补充,故能维持至今,河流水量变化不大,所以天山南麓古城变迁远比昆仑山北麓少^[3,6]。

第三种观点认为,干旱荒漠地区水系和湖泊不稳定,侵蚀和堆积交替作用,水系呈周期性的变化。斯文赫定提出,四世纪初罗布泊从北移到南部,二十世纪初又从南部迁回北部,罗布泊以1500年为周期南北迁移。陈宗器进而提出“交替湖”的理论。同时指出,因为河流变迁,水量减少,水中含盐在地上日积愈甚,而不适于耕种,所以居民迁徙,楼兰废弃。

第四种观点认为,人类活动是造成罗布泊地区环境变化的主要因素。傅仁麟、苏北海先生在批判地理环境决定论时指出,罗布泊历次的变迁,尤其是近代的变迁,决不是自然的原因,也不是自然和人为并重的原因,而主要是人为的原因。人类不合理的引水造成塔里木河下游河道的改变,引起整个环境的变化^[7]。

以上诸说,各强调某一种因素的作用,没有全面揭示楼兰兴衰的原因。笔者认为,楼兰的兴衰是社会经济和自然条件变化的综合反映。这种认识包括以下几点:

(1) 罗布泊地区第四纪以来一直是干旱环境,但并不是没有小的波动。5000年来,我国气候交替出现干冷和暖湿的阶段,春秋、汉初、隋唐、元朝为温暖期;南北朝、南宋、明末、现今为寒冷期。这种变化在塔里木盆地和罗布泊地区也有影响,因大气环流的改变,引起盆地周围高山冰量、雪线的变化,平原河流水量也有变化。但这种影响局限在干燥气候条件下的波动,干旱环境始终没有改变。

(2) 2000多年中楼兰在西域政治和经济上的地位发生了很大的变化,这种变化是楼兰兴衰的主要原因。楼兰和中亚其它绿洲的形成一样,不单是地理条件,而必须加上人类历史性的努力,才能维持和发展。罗布泊地区发现早期的文化遗存属于细石器文化系统,是一种代表游牧和狩猎生活的文化,人们为寻觅水草经常迁徙。楼兰古城的年代,根据出土文物和古城建筑物碳14测定,大约距今2000年,即西汉时期。它的出现和繁荣,是西域政治经济发展的产物。张骞出使西域以后,楼兰成为汉朝控制西域的中枢,出于政治、军事上的需要,从西汉到东晋历代中央政府都在这里设官屯田。人类以辛勤的劳动有可能限制不利的自然条件的发展,并且能动地改造不利的自然条件,保持有利于人类的生态平衡,促进楼兰的发展。《水经注·河水篇》记载,公元前77年在伊循屯田,曾动员几千人修筑横断注滨河(今且末河)拦河坝的情况,“将酒泉、敦煌兵千人至楼兰屯田,起白屋,召鄯善,焉耆、龟兹三国兵各千人,横断注滨河,河断之日,水蓄势激,波凌冒堤……,大战三日,水乃回城,灌漫沃衍,胡人称神,大田三年,积粟百万”。当时能够完成如此巨大的水利工程,说明有力量保证楼兰生存和发展的水源条件。风沙的侵袭,河流改道,可以被人们征服。只有当楼兰在政治上丧失其地位,经济发展方向发生变化的时候,大自然的袭击造成的衰败才成为无可奈何。

(3) 交通路线的变化是楼兰兴衰最直接最敏感的因素。西汉时,出玉门关有二道。南道经鄯善,路线比较稳定;北道一路经车师(今吐鲁番),一路经楼兰。经楼兰之路最为便捷,但沿途乏水草,多风沙,特别是要通过白龙堆和盐漠,但车师靠近匈奴,受匈奴的侵扰,动荡不稳。因此,楼兰成为西域交通重要枢纽,担负着“负水担粮,送迎汉使”的重任。为了保护这条通道而设官屯田,带来了楼兰的繁荣。随着高昌(今吐鲁番)局势的稳定,中央政府在焉耆建立了巩固的统治,它成为西域的门户。经高昌直通焉耆的天山南麓道逐渐代替了经楼兰的道路。道路的变化,使楼兰不知不觉丧失了中西交通中继站的地位,由繁荣变为萧条。人类抗御自然灾害的能力减弱,自然环境对人的奴役就增加。干旱荒漠地区自然环境结构很脆弱,某一种因素发生变化,特别是水分的变化,容易造成生态系统的破坏,引起环境的大改变。往往在一次大的自然灾害袭击以后,人类不能及时进行治疗,导致环境的恶化。楼兰的废弃就是在古丝道路线改变后,失去人类保护的情况下,受到风沙侵袭,河流改道,水分减少,盐碱日积愈甚,所造成的必然结果。

参 考 文 献

- [1] 杨吉扬、江美球: 地理学与人的关系,地理学报,第37卷,第2期,1982年。
- [2] 夏训诚、樊自立: 关于塔里木盆地气候是否变干问题的探讨,见本文集。
- [3] 拉提摩尔: 亚洲腹地之商路,地理学杂志,第72卷,第6期,1928年。
- [4] 周延儒: 论罗布泊的迁移问题,北京师范大学学报,第3期,1978年。
- [5] 斯坦因: 亚洲腹地之地理及其在历史上之影响,地理学杂志,第1期,1929年。
- [6] 吕炯: 关于西域及西蜀之古气候与古地理,气象学报,第10卷,第3、4合期。
- [7] 傅仁麟、苏北海: 罗布泊的迁移,地理知识,第5期,1955年。

罗布泊地区的开发问题

陈汝国

(中国科学院新疆地理研究所)

罗布泊地区在历史上曾是中原通往西域各地的重要通道,它是两千多年前开辟的著名的丝绸之路必经之地,又是新疆古代重要的屯田地区。从楼兰、伊循、扞泥等古城遗址发掘的大量历史文物说明,该地区在古代曾有过比较繁华的时期,只因经济地理位置的变化和自然环境的变迁,才逐渐成为人迹罕至的不毛之地,唯在其南部和西部,零星分布着一些面积不大的绿洲。在新疆,该地区至今仍是相当落后的。对这样一个地区,要不要开发?如何开发?开发的前景如何?本文将从经济地理的角度,分析罗布泊地区开发的必要性,论述其开发的条件和潜力,提出开发的途径和设想。

一、目前开发情况

罗布泊地区在历史上虽有过较为繁华的时期,但自唐代之后,这里经济地理位置日益发生变化,以至由一个交通门户和屯田中心逐步变为一个闭塞落后的地区。解放后,本区经济虽也有一定程度的发展,但因地处偏僻,交通不便,致使罗布泊地区至今是新疆人口最稀少的地区之一,在农业开发上和经济发展水平上,远远落后于新疆其他地区。1980年,本区农业生产主要指标占全疆的比重如表所列:

项 目	耕地面积(万亩)	播种面积(万亩)	粮食产量(亿斤)	棉花产量(万斤)	油料产量(万斤)
数 量	22.74	19.80	0.32	227.3	45.4
占全疆(%)	0.47	0.44	0.41	1.43	0.13

上表说明,到目前为止,罗布泊地区的耕地面积和主要作物产品产量都是十分少的,粮食和油料只能勉强自给。在上述农业主要指标中,铁干里克垦区的三个国营农场又占了绝大比重。若羌县境内农业的开发程度更低,例如,在22.74万亩耕地中,铁干里克垦区占74.3%,若羌县境仅占25.7%;在0.32亿斤粮食中,铁干里克垦区占64%,若羌县境仅占36%。就是说,罗布泊地区目前规模有限的农业生产,三分之二以上集中于铁干里克垦区。这使本来开发程度很低的罗布泊地区,其发展水平在地区分布上也表现得很不平衡。若羌县境1980年的耕地面积仅三万余亩(不包括米兰农场,下同),粮食产量不足800万斤,年平均每人占有粮食不足350斤,大大低于全疆人口平均粮食占有量。

地广人稀,农业开发程度低,交通事业落后,城镇数量少且规模小。本区公路目前都是土路,路面状况差,运输能力低。境内没有一座可称为城镇的居民点,若羌县城人口不足5000人,是全疆规模最小的县城之一。区内几乎没有什么工业企业,少量的采矿业和手工业的设备和生产方式都很落后。总之,罗布泊地区目前经济发展水平是很低的,农业和工

矿业都有待于今后开发。

二、开发的必要性

罗布泊地区在历史上所以有过较繁荣的时期,是因为它位于丝绸之路的要冲。其所以衰落,自然环境的变迁当然是一个重要原因。因为早在两千年前的汉代,那里就是一个“地多沙鹵”的地区,自然条件并非很好。可见,经济地理位置对一个地区的开发有着深刻的影响。本文讨论罗布泊地区开发的必要性,是出于该地区经济地理位置未来将重新发生变化这一点考虑的。这种变化,主要是远景青新铁路修通后将会引起与之有关的一系列经济地理问题。

从大河沿到库尔勒的南疆铁路已建成通车,从库尔勒沿塔里木河下游、经若羌、翻阿尔金山与青海铁路接轨的青新铁路未来最终修建。这条铁路,将是我国内地与新疆的第二条交通大动脉,它对于加强塔里木盆地与内地的联系,加快南疆、特别是东南疆经济的发展速度,都将有重大的作用。一旦青新铁路修通后,罗布泊地区经济地理将出现如下问题:

第一,罗布泊地区不仅是青新铁路的必经之地,而且是青新线翻越阿尔金山,进入塔里木盆地的第一站。而现代交通线路对交通要冲的经济发展带来的影响,远远比古代的交通线深刻得多。例如,解放后,作为兰新线门户的哈密地区,其经济的急剧变化和人口的迅速增长,就是一个明显的例子。哈密由1957年仅有2.3万人口的小城镇,已发展到1980年人口超过12万的城市。哈密绿洲农业生产(特别是城郊农业)的迅速发展,哈密地区内雅满苏铁矿、三道岭煤矿和七角井盐矿等矿产资源的大力开发,都是由于兰新铁路通车后所引起的经济地理变化。可以预料,青新铁路的建成,对罗布泊地区也将带来同样的影响。

第二,对解放后,特别是对现代交通事业出现后,新疆人口和城镇的地区布局变化和经济重心的转移的分析证实,凡是现代交通线路通过的重要地区,必将在较短时期内吸引各行各业的移民,从而较快地形成一些工业或以交通运输业为主要职能的新城镇。而一旦新城镇产生,又将促进以城镇为中心的新经济区的形成。现已有1万人口的大河沿镇,是一个典型的与现代交通密切相关的新居民点;库尔勒市的人口从1957年不足1万,增至现在的10万,并将在三、五年内有明显的增加,无疑与它已成为南疆铁路重要的一站有关。一旦青新铁路通车,不仅塔里木盆地北缘,甚至伊犁地区的物产和这些地区所需的各类物资,将通过本区与内地进行交换。尤其是塔里木盆地南缘的物产及所需的各种物资,更是必将通过本区,往来于内地与若羌、且末、和田各地。因为皮山以东各县对内地的交通运输,如经若羌转青新铁路,其路程可缩短500—1000公里,不仅加快运输速度,且大大降低运输成本。届时,若羌—且末—民丰—和田公路的通过能力将大大提高,处于铁路与公路交通枢纽的若羌县城,必将由现在几千人口的小集镇,迅速成为一个交通城镇和物资集散地。同时,位于若羌与库尔勒之间的铁干里克,亦将成为青新铁路在新疆境内的重要一站。这些将要出现的新兴城镇的居民和为数不少的铁路员工所需要的粮食和其他农副产品,都应在当地获得供应。城镇诞生之后,以城镇为中心的新经济区,又将出现与本地资源有关的工业企业。这样,自然对罗布泊地区的农业和矿产资源不断提出相应的开发要求。

第三,远景青新铁路若羌以东的线路,位于阿尔金山的高寒地区和农业生产条件差的

柴达木盆地西部,这段线路不仅自然条件恶劣,且路程甚长,铁路沿线职工所需要的粮食、瓜果和蔬菜,要求若羌县境几个绿洲生产和供应。同时,铁路修通后,阿尔金山的矿产将逐步开发,矿区的农副产品亦要求上述绿洲给予保障。因此,有必要建立一定规模的农业基地。

总之,罗布泊地区农业、矿产和公路运输业的开发,将随着青新铁路的建设而最终提到议事日程上来。因此,我们应该估计到这种开发的必要性和必然性。

三、开发的条件

开发条件主要指自然条件和自然资源的分布、数量和质量。

由于本区深居内陆,东南部有海拔 4000 米以上的阿尔金山阻隔,西有辽阔的塔克拉玛干大沙漠,北有天山和库鲁克山,北、西、南各方来的含湿水汽都无法进入本区,东部虽有阿奇克谷地的狭窄缺口,但因远距海洋,水汽也难以进入本区。因此,罗布泊地区是新疆最干旱的地区之一,降水量很少,蒸发力很大,是这个地区气候上的突出特点。若羌多年平均降水量仅 16.8 毫米,最少的年份仅 3.5 毫米(1957 年),米兰多年平均降水量为 20.3 毫米,而蒸发力却高达 3000 毫米左右。冬天几乎没有积雪,年平均的最大积雪深度,若羌仅 18 厘米,米兰仅 9 厘米。沙尘和大风多,若羌和米兰每年有沙尘的天数,分别是 12.5 天和 25 天。年平均 ≥ 8 级以上大风的天数,若羌为 42.6 天,米兰为 20 天。这种干燥少雨而又风沙频繁的气候条件,是本区农业生产的不利因素。

但本区热量资源丰富,全年日照时数超过 3000 小时,日照率近 70%。气候温和,年平均气温若羌为 11.4℃,米兰为 11.3℃。 $\geq 10^\circ\text{C}$ 的积温在 4000℃以上,其中若羌为 4333℃。无霜期在 200—250 天之间,其中若羌多年平均无霜期为 235 天,最长为 261 天,最短为 153 天。气温日较差一般为 11—16℃,高者达 20℃以上。这种丰富的热量资源,不仅适宜多种喜温作物的生长,也为作物复播提供了条件,加上昼夜温差大,对瓜果等园艺作物的糖分积累也十分有利。

本区的水源,除塔里木河外,皆源于阿尔金山。发源于阿尔金山的主要河流有:米兰河(年径流量 1.1 亿立方米)、瓦石峡河(1.69 亿立方米)、塔什萨依河(2.31 亿立方米)、若羌河(0.85 亿立方米)和红柳河(0.1 亿立方米)。上述各河年径流量总计为 6.05 亿立方米。这些河流,流量虽少,但因有阿尔金山北麓裂隙水和泉水的补给,流量比较稳定,河流径流年内分配比较均匀,春季一般占 25%以上,夏季占 50%左右,农业不用水的冬季仅占 8%。这就易于保证春夏之间的农业用水,减少为调节洪水而修建水库的投资。

塔里木河流经本区已属下游地段,早在六、七十年前,铁干里克至若羌、米兰一带,还是一条水草丰茂、自然环境较好的绿色走廊。1934 年 4 月 19 日,陈宗器在铁干里克附近,测得当时的孔雀河(与塔里木河合流后)宽 69.6 米,最大深度为 3.36 米,水量为每秒 80.18 立方米。可见,在三十年代中期,铁干里克附近的河流水量依然不少。直到解放初期,塔里木河仍有河水注入台特马湖,并灌溉着本区农田、草场和大片胡杨林。后由于该河上游引水量增加,加之对河流管理不善,使其下游来水日渐减少,以致断流。但目前仍有较多的河道和密集的湖泊,据杨利普先生估计,阿拉干—罗布庄的水资源,约有 3—5 亿立方米。

本区可垦荒地数量很大,从土质、水源和未来可能开发三方面考虑,主要荒地资源有

如下几片:

铁干里克垦区,约 15 万亩;

英苏一带,可垦荒地约 40—50 万亩,据《新疆游记》介绍,那里“草场广衍,牧畜最宜;地味肥沃,并便稼穡”;

米兰灌区可垦面积 20 余万亩;

瓦石峡附近有可垦荒地面积 30 万亩以上,另有约 20 万亩芦苇、红柳地,亦可适当开发;

塔什萨依河下游和车尔臣河下游地区,可垦荒地达 30 余万亩。

以上五片可垦荒地总面积在 150 万亩以上,相当于现有耕地面积的七倍。

本区有丰富的矿产资源。主要有石棉、云母、盐、铜、铁、砂金及煤等。矿产均分布于阿尔金山山区,并与未来的青新铁路相距不远,待青新铁路修成后,本区矿产资源或直接在铁路沿线开采,或通过支线和公路,与矿产地勾通而进行开采。主要矿产分布有:

从若羌县境的依吞布拉克至曼达里克一库密集的石棉矿。那里的石棉矿呈带状分布,数量大,质量优,其中位于青新交界处(依吞布拉克)的石棉矿,具有劈分性好、坚固性强、耐热高、导热系数小、电阻率大、耐盐性强和耐酸性弱等特点。矿产所在地区,地形平坦,水文地质条件简单,适宜露天开采。该处石棉矿已作少量开采,远景有可能成为重点开发的矿区。

若羌县城东南约七十公里的苏鲁赛因白云母矿,地质储量达×亿吨,距绿洲不远,六十年代初曾作少量土法开采,后停,现尚未利用。

若羌南部山间盆地的岩盐矿和铜矿。其中库木库里的岩盐矿地质储量达×亿吨,矿体呈天然“盐丘”,大部分可露天开采,该地盐矿不仅可作化工原料,亦能食用,且矿体还有钾、硼等伴生矿,可供综合利用。

阿持滩、苏巴里克和克孜尔卡甫等地的铁矿。其中阿持滩的地质储量约×××万吨,品位 27.9—48.7%,有一定开采价值。

阿奇克库勒北面的砂金矿和若羌河上游艾西附近的煤矿。目前虽交通不便,开采条件差,但远景仍有开发的必要。特别是米兰东南和艾西附近的煤矿,对解决当地工交和民用燃料的供应,具有很大意义。

此外,罗布泊湖盆数量巨大的盐矿和其他化工原料,远景亦有待开发利用。

四、开发基础和开发潜力

(一) 开发基础

历史上,罗布泊地区是新疆农业开发的最早地区之一,早在公元前 77 年,汉朝就在今米兰绿洲进行屯田,现该地仍保留着古代的屯田遗址。唐、清两代,塔里木河下游的农业开发亦有一定成绩。本世纪初,谢彬行于此地,仍见不少农耕和废墟旧址。据《新疆游记》记述,当时英苏一带的农民,常把冬闲水贮藏起来,以供次年开春时灌溉之用,他们种“小麦包谷”,并“坐待收获”,此时的罗布庄,“壮者赴城郊种地”。铁干里克一带虽几经沧桑,但当时仅铁干里克庄就有农民 140 户。凡此种种,说明直至近代,塔里木河下游仍有一定农业基础。

解放后,本区经济面貌不断发生变化,早在第一个五年计划期间,就先后修通了库尔勒至若羌、若羌至且末的公路,后又修通了若羌至青海、甘肃的公路。这些公路的修通,不仅使古丝路的南道恢复了青春,且大大加强了本区与甘、青两省及新疆境内的经济联系。交通是经济建设的先行,由于交通事业的发展,区内人口增加,农业的开发速度将加快。尽管本区目前人口还十分稀少,但增长的速度还是很快的,如若羌县的人口从1949年的5000人左右,增至目前的2.3万人,增长了3.6倍。

当前本区农业生产的一个显著特点,是国营农业占绝大比重,在22.74万亩耕地中,国营农场为19.47万亩,占85.6%,粮食产量占75.6%,棉花产量占99%。这种占主导地位的国营农业,过去和今后,都对本区的农业开发有着重大作用。本区的国营农业是在五十年代中期以后才发展、壮大起来的,现有两个垦区,即铁干里克垦区和米兰垦区。前者拥有三个国营农场,以生产粮食和棉花为主(其中水稻占相当比重);后者有一个国营农场,以生产粮食为主。这些国营农场,都有一定生产实力,并对未来的发展作过全面规划,米兰农场的规划已部分付诸实现。

此外,本区在资源调查、荒地考察、水利勘测规划与工程设计、国土规划等方面,亦做了不少工作,如大西海子水库的建成,塔里木河下游地下水资源的勘测,以及米兰河、瓦石峡河的引水渠首和干渠的建成等。所有这些都为今后进一步开发本区自然资源和发展本区工农业生产提供了基础。

(二) 开发潜力

本区有可垦荒地达150万亩以上,而目前耕地面积仅22万余亩,尚有大量荒地有待开垦。丰富的热量资源,又为多种作物生长提供了有利条件。问题在于水资源的保证程度如何。

如前所述,本区若羌境内有地表水资源约9亿立方米(包括阿拉干—罗布庄粗算的地下水,而不包括山区封闭性盆地的湖泊和各无名小河的地表水及阿尔金山山麓地带的地下水资源)。如按农田、林带、草场平均每亩灌溉定额为1000立方米计算,灌溉面积可达90万亩,相当于目前耕地面积的4倍。若合理灌溉,降低灌溉定额,并结合开发地下水资源,仅若羌县境上述9亿立方米水,至少可灌溉120万亩面积,即可把若羌县境内的荒地全部开发利用。当然,由于水资源在地区分布的状况不同,一些有待开发的地区水多一些,一些地区则少些,如米兰灌区,地表水仅1.1亿立方米,仅靠地表水是不足以开发灌区内全部可垦荒地的,这需要大力开发地下水源。

铁干里克垦区地势平坦,就土地资源而言,仍有相当的开发潜力,只是位于塔里木河下游,现已面临水源奇缺的严重威胁,但待塔里木河治理之后,该垦区亦将有新的发展。

此外,本区丰富的矿产资源,也为工矿业的发展提供了物质基础。

五、开发的途径和设想

(一) 开发途径

(1) 一个新经济区的形成,除了客观上的需要和该地区物质生产条件所能提供的可

能性外,其关键因素是有一定数量的劳动力资源。本区仍是新疆人口最少、劳动力最缺乏的地区,要进行开发,应在铁路修通前后,有计划地向该区进行人口和劳动力的迁移。

(2) 由于历史原因,本区经济基础差,农田水利设施较落后,耕地面积小,作物单产低,因此近期内在加快塔里木河的治理,保证铁干里克垦区农业用水的同时,应着手根治若羌境内的几条河流,以逐步提高地表水的利用率。

(3) 进一步摸清本区的矿产资源和地下水资源,为远景的开发提供更多的科学依据。阿尔金山的矿产资源虽已作不同程度的勘探,但品种、储量、品位及地区分布至今仍未完全搞清;本区地下水资源还缺乏可靠的数字,应早日查清,特别是铁干里克至若羌之间约二百公里的地段,今后的防护林带主要靠当地的地下水灌溉。

(4) 从环境演变的角度,认真探讨本区沙漠化的程度及其发展规律,尤其要搞清塔克拉玛干沙漠和罗布沙漠对塔里木河下游地区影响的深度和广度,以便为未来青新铁路沿线沙漠化的预防提出行之有效的措施。

(二) 开发设想

罗布泊地区的开发,大体可分以下几片:

(1) 铁干里克垦区。未来将成为青新铁路重要的一站,担负数百公里长铁路线所需的粮食和副食品的供应任务。因此,铁干里克垦区在适当扩大耕地和粮食作物的同时,应着重发展瓜、菜、水果、肉类等农副产品,使之成为一个粮食和农副产品生产的农业基地。

(2) 为确保铁干里克至若羌之间交通线路的畅通,必须重新恢复这段“绿色走廊”,主要是开发地下水源,大力营造防沙护林带,并在林带之间播种牧草,增加地面覆盖度,提高固沙效果,此工作目前就应着手进行。

(3) 米兰垦区有一定生产基础,应提高米兰河的利用率,并大力开发地下水,扩大耕地面积,使其发展成以粮食为主的专业化农场。

(4) 若羌河灌区不仅将担负若羌城农副产品的供应任务,远景阿尔金山矿区及依吞布拉克镇所需的农副产品,相当部分亦将由若羌绿洲供应。因此,若羌河灌区的农业规模应相应扩大,特别是瓜、菜等作物更要有大的发展。

(5) 若羌以西的瓦石峡—塔什萨依垦区,有地表水近4亿立方米,但目前仅有耕地万余亩,开发潜力很大,如充分利用地表水并合理开发地下水,灌溉面积可达40—50万亩。今后,本灌区可列为罗布泊地区农业重点开发区。其方向,应林、农、牧三者结合,建立若干个巩固的农林结合、农牧结合或林牧结合的农场。生产的产品,主要以矿区为服务对象。

由于本区风大沙多,风沙危害十分严重,因此,大力营造农田防护林,是本区农业开发的前提。

六、结 束 语

本文所讲的罗布泊地区,除罗布泊所在的若羌县外,还包括塔里木河下游的铁干里克垦区。考虑到现已干涸的罗布泊湖盆、嘎顺戈壁、库姆塔格沙漠、罗布沙漠及雅丹地形等地区的自然条件十分恶劣,在今后一段相当长时期内难以对其进行开发利用,故本文着重

论述的,是塔里木河下游地区、若羌县境各河灌区及阿尔金山山区,即罗布泊地区的西部和南部,也就是未来青新铁路所经之地及其可能的吸引范围。总的来说,还是开发前景设想。

参 考 文 献

- [1] 新疆农业地理编写组: 新疆农业地理,新疆人民出版社,1980年。
- [2] 杨利普: 且末若羌地区的合理开发问题,新疆地理,第1期,1980年。
- [3] 陈汝国: 干旱地区农业生产布局若干问题的初步探讨,新疆地理,第1期,1980年。