

罗布泊第四纪湖泊沉积序列及钾盐资源的形成*

胡东生^{1,2,3} 张华京⁴ 徐冰⁵ 田新红² 陈立新¹ 彭渤¹ 张国伟²

(1. 湖南师范大学资源环境科学学院 长沙 410081; 2. 西北大学大陆动力学国家重点实验室 西安 710069; 3. 淮海工学院空间信息系 连云港 222001; 4. 湖南师范大学化学化工学院 长沙 410081; 5. 中国海洋大学海洋地球科学学院 青岛 266071)

提要 为在我国新生代大陆沉积盆地开展区域找矿及钾盐资源预测提供科学依据, 采用地球卫星遥感资料和地面调查与化学测试以及区域盐湖卤水演化环境的演绎分析等手段, 综合方法, 揭示了罗布泊盆地第四纪沉积层序和湖泊气候环境变化的基本特征与古湖泊湖水及现代湖水的饱和流结晶路线及成盐成矿演化趋势。区域盐湖卤水演化环境和地质钻探资料及相图表明, 罗布泊地区钾盐矿床的成盐矿物以钾的硫酸盐矿物为主, 并没有出现真正意义上的钾盐沉积阶段(即氯化物钾盐析出阶段), 而钾盐卤水矿床却是一个积极的找矿方向。根据断裂组合及深部地质作用的分析, 这一地段是现代地质作用条件下形成的呈北东向展布的地堑构造系统, 富钾卤水蕴藏在地堑构造系统的中央断裂带内。

综合分析表明, 通过地堑构造系统的中央断裂的贯通作用, 使深层卤水以及表层渗滤水向断裂破碎部位聚集, 并由于深部卤水的运动, 使深层盐岩系地层发生选择性溶解和表层渗滤水, 使浅部疏松堆积物的易溶性氧化钾溶解, 从而导致富钾卤水的富集而形成超大型液体钾盐矿床。

关键词 罗布泊, 液体钾盐矿床, 卤水, 古气候, 古湖泊地层学, 地堑, 第四纪
中图分类号 P612

20 世纪 90 年代在中国西部塔里木盆地东端的罗布泊荒漠地区发现了巨型现代液体相钾盐矿床, 成为我国继 20 世纪 70 年代在柴达木盆地察尔汗盐湖发现液固兼具相钾盐矿床之后又一个重要的钾肥储备战略基地。罗布泊地区钾盐资源信息的最早记载见于 1987 年(夏训诚, 1987), 运用地球卫星遥感技术解译的罗布泊钾盐矿床的报道见于 1988 年(李廷祺等, 1988), 在此前后一直有地矿作业单位轮番进行地质路线勘察和区域地质初步调查等业务工作, 开展了钾盐资源的分布位置及矿床成因的讨论(郑绵平等, 1991; 王弭力等, 1997)。最近以来探讨本地区第四纪环境演变的研究成为另一个新的关注热点(吴玉书, 1994; 阎顺等, 1998; 袁国映等, 1998)。目前国家在罗布泊地

区已经建立镇级行政单位积极组织该地钾盐资源的开发和利用。作者采用遥感地质学的方法并结合区域综合地质资料的系统分析, 对罗布泊地区的钾盐资源的形成条件与区域地质环境之间的关系以及第四纪沉积演化过程等问题进行深入探讨, 为在我国新生代大陆沉积盆地进一步开展区域找矿及钾盐资源预测提供科学依据。

1 第四纪湖泊环境

根据区域调查资料, 罗布泊地区第四纪地层出露齐全, 湖区沉积层序比较稳定(夏训诚, 1987), 受区域构造及青藏板块运动的影响, 自中生代末期以来塔里木地块发生了大幅度的向北移动(杨藩等, 1994)。在晚中新世塔里木盆地(中心位置:

* 国家可可西里地区综合科学考察基金项目, D000204 号和西北大学大陆动力学国家重点实验室开放基金项目, DL200601 号及淮海工学院科学基金项目, 20040826 号联合资助。胡东生, 教授, E-mail: hudsh@hunnu.edu.cn
收稿日期: 2005-09-28, 收修改稿日期: 2006-12-09

N33.6°)(杨藩等, 1994)与柴达木盆地(中心位置: N33.4°)(胡东生, 2001)基本处于同一纬度, 第四纪以来二者差异运动幅度增大。塔里木盆地与柴达木盆地同样在前第四纪晚期中印大陆强烈碰撞并伴随着青藏高原的急剧隆起过程中, 受到地壳物质缩短而派生的伸展力和大陆板块内部传递力的双重作用而导致其持续向北运移, 由于它们是属于板内山前板条断陷盆地, 其运动以纬向位移为主。作者采用不同时期的纬度作为盆地中心而判别其运移方向, 并用来讨论区域气候环境的变化过程。

1.1 湖相沉积层序

依据综合地质调查资料(夏训诚, 1987)分析湖区第四纪湖相地层沉积层序如下。

早更新世铁板河组: 厚度为15—150m, 岩性为灰绿色薄层状泥岩夹微层(厚约2cm)石膏层互层, 层间小褶皱发育, 这套地层建造反映了湿季与干季(或雨期与间雨期)的沉积特征。根据区域地层对比, 早更新世罗布泊中心地理位置处于N36°附近。

中更新世土垠组: 厚度为20—30m, 岩性为棕黄色泥岩, 富含粗粒石膏晶体(2cm)。上部为厚层(2—3m)棕黄、草黄色半固结黄土状地层, 下部为棕黄色泥岩, 薄层水平层理发育, 柱状节理明显, 局部含芦苇叶片及贝壳残体。这套地层建造反映具有较均匀的降水沉积特征。根据区域地层对比, 中更新世罗布泊中心地理位置处于N37.4°附近。

晚更新世米兰组: 厚度为25—30m, 薄层状灰黄色黄土地层与粉细砂层(0.2—0.4m)互层, 砂层中富含贝壳。这套地层建造反映了雨期与间雨期的动荡变化。根据区域地层对比, 晚更新世罗布泊中心地理位置处于N38.7°附近。

全新世罗布泊组: 厚度为<15m, 表层为盐壳, 下部为粘土与粉细砂层互层。这套地层建造反映仍具有干湿动荡变化的趋势。全新世罗布泊中心地理位置处于N40°附近。

1.2 湖泊沉积环境

根据罗布泊 K₁ 孔(钻孔位置为: E91.25°, N40.26°, 孔深100.2m)岩芯的综合研究, 剖面岩性时代与区域地层具有良好的对比性(阎顺等, 1998)。采用层序地层学、气候地层学以及Holdrige 生命地带分类系统(Holdrige, 1947; 张新

时, 1993)的综合研究, 第四纪罗布泊湖泊环境变化如下。

早更新世罗布泊中心位置位于 N36°附近, 处于暖温带半湿润森林-草原-荒漠气候环境, 年降雨量为600—800mm, 生物温度为14±, 孢粉谱带分析显示, 从1.87Ma.B.P.(K₁ 钻孔底部年龄)至0.70Ma.B.P.其间出现4个谱带, 反映出干季与湿季的间歇变化的气候旋回。1带和3带孢粉含量少, 有零星的蒿属(*Artemisia*)、藜科(*Chenopodiaceae*)、麻黄属(*Ephedra*)等草本成分出现, 表现为荒漠植被景观, 属于干季气候环境; 2带和4带孢粉丰富, 乔木主要有云杉属(*Picea*)、松属(*Pinus*)、桦属(*Betula*)、榆属(*Ulmus*)等, 其次尚有冷杉属(*Abies*)、柳属(*Salix*)、杨属(*Populus*)、胡桃属(*Juglans*)、栎树(*Quercus*)等, 灌木及草本主要有蒿属(*Artemisia*)、禾本科(*Graminae*)、毛茛科(*Ranunculaceae*)、莎草科(*Cyperaceae*)、藜科(*Chenopodiaceae*)、麻黄属(*Ephedra*)等, 水生植物有黑三棱属(*Sparganium*)、香蒲属(*Typha*)等, 2带阔叶树种成分较多, 4带草原旱生成分较多, 表现出森林-草原的植被景观, 整体反映湿季气候境。

中更新世罗布泊中心位置位于 N37.4°附近, 处于暖温带半干旱疏林-草原-荒漠气候环境, 年降水量为600±mm, 生物温度为12±, 从0.7—0.15Ma.B.P.之间出现有6个孢粉谱带, 表现出相对的干湿动荡间歇变化的态势。孢粉谱带中, 5、7、9带孢粉含量少, 乔木少见, 灌木及草本以麻黄属(*Ephedra*)、蒿属(*Artemisia*)、藜科(*Chenopodiaceae*)、禾本科(*Graminae*)、菊科(*Compositae*)为主, 反映半干旱荒漠植被景观; 6、8、10带孢粉丰富, 乔木少量, 主要有云杉属(*Picea*)、松属(*Pinus*)、桦属(*Betula*)、榆属(*Ulmus*)等, 灌木及草本占据优势以蒿属(*Artemisia*)、藜科(*Chenopodiaceae*)、麻黄属(*Ephedra*)、禾本科(*Graminae*)、菊科(*Compositae*)、圣柳属(*Tamarix*)、香蒲属(*Typha*)为主, 反映半干旱疏林草原植被景观。

晚更新世罗布泊中心位置位于 N38.7°附近, 处于暖温带干旱灌丛-草原-荒原气候环境, 年降水量为400±mm, 生物温度为9±, 从0.15—0.01Ma.B.P.之间出现4个孢粉谱带, 表现出微有差异的干湿间歇变化趋势。孢粉谱带11、13带, 孢粉含量少, 灌木及草本占据绝对优势, 主要有藜

科(Chenopodiaceae)、圣柳属(*Tamarix*)、麻黄属(*Ephedra*)、禾本科(Graminae)、琵琶柴属(*Reaumuria*)等,反映干旱荒原植被景观;12、14带孢粉较丰富,灌木及草本占据绝对优势,主要有蒿属(*Artemisia*)、藜科(Chenopodiaceae)、圣柳属(*Tamarix*)、琵琶柴属(*Reaumuria*)、麻黄属(*Ephedra*)、禾本科(Graminae)、紫苑属(*Aster*)、香蒲属(*Typha*)等,并有大量苔藓孢子(Bryophyta)出现,反映干旱灌丛草原植被景观。

全新世罗布泊中心位置位于 N40°附近,处于暖温带极干旱荒原气候环境,年降水量<50mm,生物温度为 6± 。从 10000 a.B.P.至今,孢粉谱带 15 带,孢粉丰富,灌木及草本占据绝对优势,主要有圣柳属(*Tamarix*)、麻黄属(*Ephedra*)、藜科(Chenopodiaceae)、蒿属(*Artemisia*)、禾本科(Graminae)、香蒲属(*Typha*)等,其次还有白刺属(*Nitraria*)、沙拐枣属(*Calligonum*)、霸王属(*Zygophyllum*)、骆驼刺属(*Alhagi pseudalhagi*)、紫苑属(*Aster*)、伞形科(Umbelliferae)、百合科(Liliaceae)等,反映极干旱荒原植被景观。

2 湖泊形成演化

2.1 古湖泊水体变化

罗布泊地区沉积层序和气候地层及古生态景观的分析表明,区域气候环境向半湿润-半干旱-干旱-极干旱的方向发展,与其环境相适应,湖泊水面范围是持续缩小的,而且第四纪以来湖泊水面也是波动演化的。为恢复和重建历史时

期湖水演化的基本情景,将第四纪不同时代地层采样组分分析材料(夏训诚,1987),经过水盐系数平衡并转换成固样换算水,其水化学特征及组分参数见表 1 和表 2。根据采样部位地层特征和岩性组分构成及古生态景观环境的分析表明,罗-4#样本代表湖区全新世极干旱环境下表层盐壳晶间卤水的基本状态,罗-1 样本代表晚更新世干旱环境下相对湿季时期的湖水背景状况,罗-27 样本代表中更新世半干旱环境下相对干季时期的湖水背景状态,罗-24 样本代表早更新世半湿润环境下平均状况的湖水成分。

罗布泊湖区固样换算水与气候环境及湖水波动的关系表明,在第四纪不同时代的湿季时期湖水均出现淡化现象,水面也比较大,在干季时期湖水发生咸化现象,水面相应缩小;在湖水水化学演化过程中,湿季湖水淡化水化学类型为硫酸钠亚型,干季湖水咸化水化学类型为硫酸镁亚型。在早、中、晚更新世湖水基本遵循干湿动荡变化和淡咸间歇转化的趋势,没有出现大规模的蒸发盐析盐现象,只是在湖滩及浪间带泥坪夹裹水受萨布哈作用形成薄层石膏(或芒硝),也可以在湖相建造成岩的后期阶段中,出现层间夹裹水出溶现象并发生盐-泥交换作用,形成薄层石膏条带。这两种析盐作用都是湖水局部变质及卤水复变质现象,不能代表湖水整体的演变过程。另外,在干季湖区繁衍出来的子湖及积水洼地,形成局部有利的成盐成矿位置,有可能出现硫酸盐矿物沉积的囊状矿床。进入全新世,湖水出现了

表 1 罗布泊地区第四纪水体(湖水、潜水、固样换算水)化学成分(g/L)及参数计算表

Tab.1 Chemical composition and parameter of Quaternary waters (lake water, subsurface water, and converted solid water) in Luobu Lake area. (g/L)

序号	地点	时代	矿化度	K ⁺	Na ⁺	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻
14	罗-4#	Q ₄	289.077	1.129	119.353	12.987	11.067	74.179	71.162	-	0.195
15	罗-1	Q ₃	0.540	0.003	0.251	0.007	0.009	0.161	0.100	-	0.009
16	罗-27	Q ₂	46.192	0.327	21.621	0.368	0.780	20.032	3.040	-	0.024
17	罗-24	Q ₁	8.870	0.002	0.593	0.010	0.296	0.054	0.832	-	0.017

表 2 罗布泊地区第四纪水体(湖水、潜水、固样换算水)水化学类型及参数计算表

Tab.2 Chemical types and parameters of various Quaternary waters in the area

序号	相图指数			难溶盐系数			水化学类型
	2K	Mg	SO ₄	K _a	K _b		
14	59.2	6.4	34.5	0.367	1.107	SM	
15	70.4	1.9	27.7	0.143	0.429	SN	
16	86.6	1.5	12.0	0.613	1.089	SM	
17	41.3	1.0	58.0	0.865	0.912	SN	

大范围的持续咸化现象,但是并未发生全湖范围的析盐作用,也仅在湖湾滞流地带出现边滩析盐现象。在 1500 a.B.P.(公元 330 年)开始,罗布泊湖区出现全湖大范围的析盐作用(胡东生等,2003),在 20 世纪 70 年代受人类活动的影响而最终干涸。

第四纪区域环境发展趋势及湖水整体演化过程表明,罗布泊盆地现代地表环境下蕴藏着丰富的地下卤水资源,这些卤水资源主要赋存在盐系建造的地层里面,其中以盐层晶间卤水最为丰富。由于卤水补给来源的多元性及赋存空间的复杂性,发生了多期次、多类型的卤水掺杂作用(袁见齐等,1989),导致形成现代地下卤水的异常性和富矿性。

2.2 湖盆变化态势

罗布泊盆地的形态十分复杂,沙漠-雅丹-盐壳-盐漠-卤水等景观集于一体,风暴、尘暴、沙暴十分频繁,湖区通行极度困难,长期被蒙上了神秘的面纱。地球卫星遥感影像(ERTS-1、2, MSS-4、5、6、7, 1976—1982; Landsat-5, TM-2、3、4, 1986. 11.1; Landsat-7, ETM-7、4、1, 2000.4.21; 2000.8.27)的精细解译识别显示,划分出具环境事件意义的湖泊退缩岸线有 7 期(图 1),由外围向中心其面积为: 19305 km², 8550 km², 4838 km², 2633 km², 1800 km², 855 km², 563 km², 270 km², 158 km², 563 km², 495 km²。气象卫星(NOAA-6, 1984.7.14.1: 27GT; NOAA-9, 1986. 8.18.6: 31GT; NOAA-11, 1989.12.13.7: 23.GT)跟踪监测系统的分析发现,在喀拉和顺北东面第 I 期岸线盐壳之下隐伏有沙下湖(卤水湖),其面积约有 450 km²;在阿奇克谷地谷口北面盐壳之下有隐伏的 3 个星散状的沙下湖(卤水湖),其单体面积约为 50 km²。

在天然水体随机演变及卤水变质演化过程中,其湖水成盐方式的改变便意味着外围补给水系发生重大变化(胡东生, 2001)。罗布泊湖泊退缩岸线的叠置部位及成盐关系进一步表明, 一期岸线时期湖水的成盐类型呈“泪滴式”(胡东生, 2001; 刘宝君, 1980), 二期岸线的成盐类型呈“牛眼式”(胡东生, 2001; 刘宝君, 1980), X—XI 期岸线的成盐类型呈“溶蚀式”(胡东生, 2001)。“泪滴式”成盐作用是受周边补给水的动力驱动,在背水湖岸边滩发生的半环带状析盐现象,即意

味着 一期岸线时期湖水面积较大,周边侧向水补给来源丰富,主要依靠湖盆西侧塔里木河、车尔臣河等水系的补给,在湖盆东北部背水侧出现了局部析盐地带;“牛眼式”成盐作用是受周边辐射间歇补给及水系干化影响,围绕湖盆中心发生的圈闭状析盐现象,即表示 一期岸线时期湖盆补给水系出现萎缩及发生干化现象,致使湖水面积急剧收缩并出现全湖范围的析盐作用;“溶蚀式”成盐作用是低矿化度卤水对盐系地层的改造作用,即是说 一期岸线时期其湖盆存在间歇性洪水的侵入,出现对老盐层及盐壳的溶蚀改造现象。

根据湖水成盐方式的突变时期并结合田野考古(夏训诚, 1987)的资料分析,楼兰故城的废弃时间及消亡事件应该与重大的区域环境事件变化相关联,据此将第 一期岸线的时代确定为公元 330 年(东晋咸和五年)。结合历史考察材料分析,将陈宗器先生调查记录的湖水面积(1900 km²)(陈宗器, 1936)进行重建和恢复当时的湖泊岸线,确定为第 一期岸线的时代为 1931 年。第 一期岸线以后在其中心西北方向叠加有第 二期岸线的侵蚀残余的模糊影像,其面积为 563 km²,反映较短时期的积水区域,其位置明显的偏移向孔雀河口地带,较大范围地脱离了历史上第 一期岸线时代的积水中心,映射出这一时期的湖泊空间位置取向是非自然因素(即人类活动)的影响较大,对比航测资料表明第 二期岸线的时代应为 1962 年(杨川德等, 1993)。继后在前者(第 二期岸线)的北面沿孔雀河口尚有狭带状过湿地带,是第 二期岸线展布的范围,是有间歇性积水和有薄层水体的边缘洼地,其面积为 495 km²,这一地带也是现代地学调查最深入到罗布泊中心湖区腹地的位置(夏训诚, 1987; 郑绵平等, 1991)。

2.3 湖区构造系统

罗布泊湖盆处在塔里木盆地的东北端,是一个次级断陷构造盆地,形成了周边山系北东向阿尔金山和北西西向东天山的南北挟持的构造格局,其外围区域构造也就受北东向阿尔金山构造系和北西西向东天山构造系的控制,该湖盆内部则是主要受新构造运动的控制。

地球卫星(ERTS-1、2; NOAA-6、9、11; Landsat-5, 1986.11.1)遥感影像的综合分析显示,罗布泊湖区的展布形态受断裂构造的控制,主要有 3 组断裂系统:北东东向、北东向和北北西

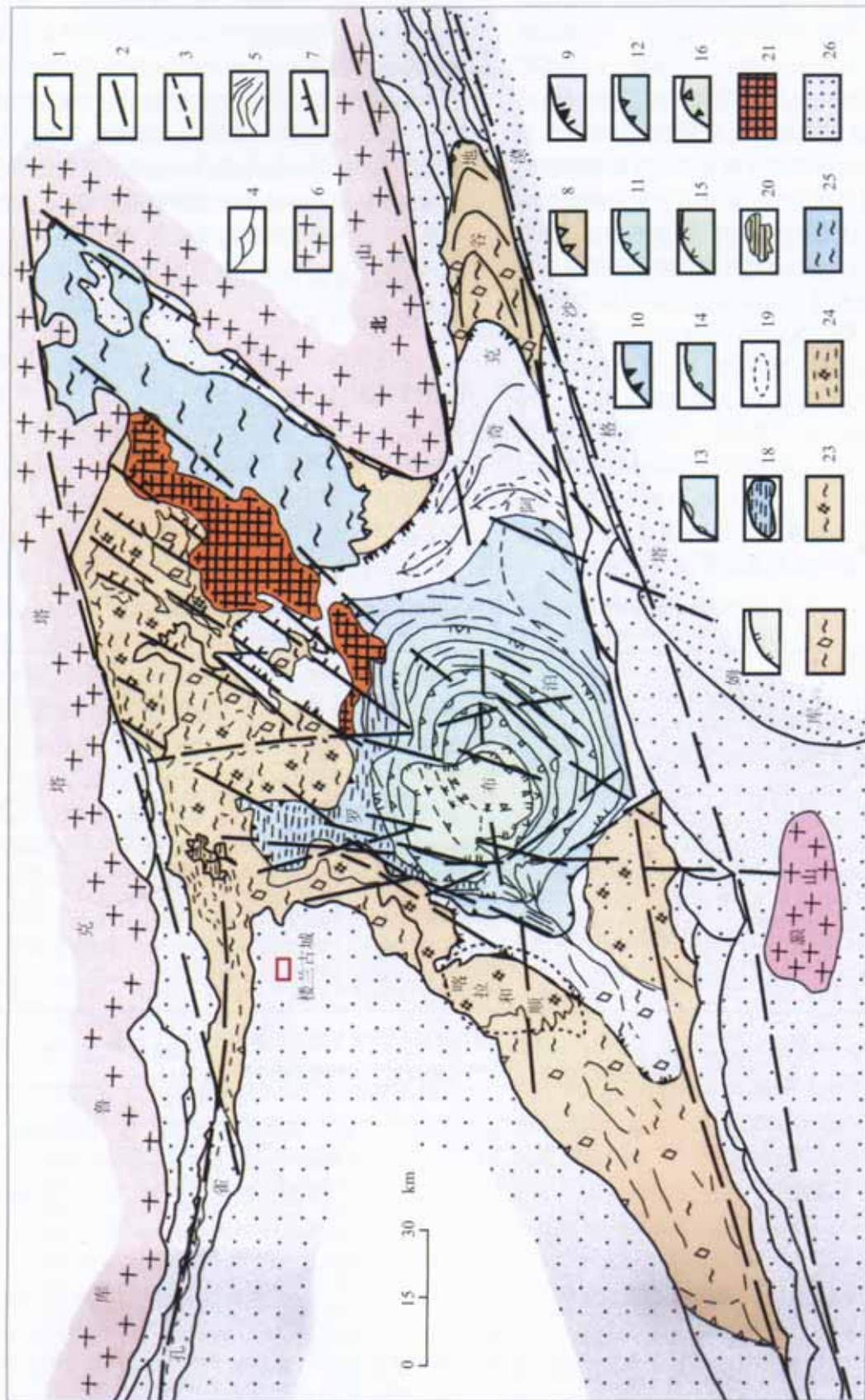


图 1 罗布泊盆地地质构造矿产分布图

Fig.1 The geological map of the Luobupo(Lop Nur) region showing geological structure and mineral deposits

1. 地质界线; 2. 断层; 3. 季节性河流; 4. 冲积岸线; 5. 退缩岸线; 6. 第四纪以前堆积岩系; 7. 地槽; 8-18. 退缩岸线期次(I-XI); 19. 沙下湖; 20. 湖滩; 21. 钾盐矿床; 22. 盐漠; 23. 盐壳; 24. 含盐沙滩; 25. 雅丹; 26. 沙漠

向(图 1)。从构造交叉部位及发展时间关系的分析表明,北东东向断裂组形成时间较早,控制两侧中低山地和山前台地及堆积带的展布;北北西向断裂组形成时间较晚,控制了河口及边缘洼地的展布;北东向断裂组的形成时间最晚,对湖区盐壳及边缘地带有强烈的改造作用,并且对后期的成盐成矿作用也有很大的影响。北东向断裂组改造了第 期岸线并波及到第 期岸线的边缘,从前述退缩岸线的时代定位对比分析获知第 期岸线的形成时间介于公元 330 年(第 期岸线)至 1931 年(第 期岸线)之间;另外从历史地震资料(夏训诚, 1987)分析,罗布泊地区 1917 年(5.25 级, 1917.10.17.)和 1922 年(6.5 级, 1922.10.17.)、1926 年(5.0 级, 1926.6.18.)间暴发有一个地震活跃期,故而推断确认为北东向断裂组的形成时间是在公元 330 年,其活动时间一直延续至 20 世纪初期以来。

罗布泊地区地球卫星遥感影像反映的构造型式表明,北东东向断裂组是区域性构造线,北

北西向断裂组是前者派生的次级构造线,二者共同控制了罗布泊洼地的形成和发展,并且具有继承性活动的特点;北东向断裂组则是现代地壳运动形成的新构造,它的发育完善地段及强烈活动的部位恰好位于罗布泊湖区的东北部,控制了液体钾盐矿床的分布区域(图 1)。北东向断裂组的组合形式及切割深部地层的构造特征表明,它实质上是一个新生的地堑构造系统。

3 钾盐资源的形成

3.1 卤水资源演化

根据罗布泊盆地湖水与中心部位及周边部位的潜水和固样的试验分析(夏训诚, 1987;郑喜玉等, 2002)结果,进行地球化学特征参数的反演与计算(表 3)。其综合分析的结果表明,北部湖水(1959 年 9 月)矿化度仅为 5.128 g/L, pH 为 7.8, 水化学类型为硫酸钠亚型;相图指数及难溶盐系数(表 4)演算还表明,在卤水达到天然饱和析盐阶

表 3 罗布泊地区水体(湖水、潜水、固样换算水)化学成分(g/L)及参数计算表

Tab.3 Chemical types and parameters of various waters in the area

序号	地点	pH	矿化度	K ⁺	Na ⁺	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻
1	北岸湖水(1959.9.)	7.8	5.128	0.262	2.794	0.117	0.019	2.423	0.600	-	0.169
2	红八井潜水(0.9m)	7.9	125.260	0.603	75.379	3.320	0.797	56.776	23.182	-	0.141
3	红八井潜水(1.05m)	8.2	3.329	0.013	2.019	0.077	0.118	0.833	1.158	-	0.235
4	罗-3 井潜水(2.30m)	7.3	142.780	0.662	84.140	5.702	0.760	75.197	15.931	-	0.136
5	罗-4 井潜水(上层)	7.1	144.850	0.675	85.531	5.689	0.673	75.874	16.502	-	0.192
6	罗-4 井潜水(下层)	6.9	213.360	0.658	119.827	12.987	11.068	74.181	70.164	-	0.195
7	罗-8 固(0.18)	7.5	71.150	0.168	56.568	0.183	1.314	17.334	40.892	-	0.007
8	罗-湖心 2 固(0.3m)	7.9	63.720	0.176	38.139	6.215	0.510	15.672	29.242	0.108	0.018
9	罗-27 固(0.1m)	7.8	41.790	0.221	24.558	0.164	0.846	22.598	3.170	-	0.021
10	罗-31 固(0.1m)	8.4	34.570	0.173	20.527	0.235	0.819	16.101	5.625	0.017	0.011
11	罗-33 固(0.8m)	8.7	43.890	0.212	25.662	0.418	1.392	20.233	7.405	0.036	0.010
12	罗-38 固(0.8m)	5.6	24.030	0.090	14.064	1.593	0.291	10.264	5.717	-	0.058
13	北部晶间卤水(1997.10.)	7.2	409.068	10.049	177.205	16.786	0.494	172.611	31.707	-	0.216

表 4 罗布泊地区水体(湖水、潜水、固样换算水)水化学类型及参数计算表

Tab.4 Chemical types and parameters of various waters in the area

序号	相图指数			难溶盐系数		水化学类型
	2K	Mg	SO ₄	K _a	K _b	
1	92.9	7.0	0.1	-0.146	0.603	SN-C
2	81.3	6.7	11.9	0.078	0.644	SN
3	62.2	2.4	35.5	0.084	0.346	SN
4	79.7	5.4	15.0	0.113	1.528	SM
5	79.5	5.3	15.2	0.089	1.451	SM
6	59.2	6.4	34.5	0.367	1.108	SM
7	58.0	0.2	41.2	0.769	0.945	SN
8	25.2	13.1	61.7	0.035	0.876	SN
9	88.1	0.6	11.3	0.634	0.839	SN
10	77.9	0.9	21.2	0.341	0.505	SN
11	76.8	1.2	22.0	0.442	0.665	SN
12	65.9	7.4	26.6	0.114	1.216	SM
13	79.6	13.8	6.6	0.032	2.126	SM

段, 除其沉积硫酸盐矿物(芒硝等)之外, 尚可掺杂析出碳酸盐矿物(水碱+菱镁矿等), 由此可见湖水的变质程度还是很低的。矿区高浓度晶间卤水(1997年10月)(郑喜玉等, 2002)矿化度为409.068g/L, pH为7.2, 水化学类型为硫酸镁亚型, 也仅处于钾盐析出的低级阶段。其他湖区中心部位潜水的水化学类型均为硫酸盐亚型, 根据浅层与深层的卤水组分对比, 深层卤水存在复变质现象, 即深部层间卤水变质程度的增高并非天然水体连续蒸发过程影响所至, 而是存在着复杂的构造动力变质现象。

天然水体溶液化学组分在“ $K^+, Na^+, Mg^{2+}/Cl^-, SO_4^{2-}-H_2O, 25^\circ C$, 五元体系稳定相图”(图2)中, 按照物质准稳定及水盐参数不平衡的分析数据(胡东生等, 2003), 罗布泊湖水和周边潜水及固样换算水的相点位置(相图虚线区)均分布在水芒硝析出区, 仅有湖心潜水和喀拉和顺固样换算水的相点位置处于白钠镁矾析出区的范围之内, 其水体整体演化趋势的结晶路线偏离钾盐析出区(钾芒硝 软钾镁矾 钾盐镁矾 光卤石)的相点位置还很远, 其水体的单组分相图分析也呈现出钾元素含量偏低的特征。进行物质稳定及水盐参数平衡换算后这种现象改变为, 其最终析盐相图点位于无水芒硝-钾芒硝-钾石膏的低值区位置范围以内(图2), 表明罗布泊洼地的湖泊卤水在整体演化历史上还未出现过大规模钾盐矿物的析出过程, 但显示卤水在掺杂过程中已出现钾元素的富集现象, 反映了罗布泊湖盆天然卤水发展趋势还处于正向演化的低—中级变质阶段, 这种演化趋势对后期卤水资源的开发利用和矿物提取工艺流程的选择制定具有重要价值。

3.2 固体盐类矿物形成

根据罗布泊洼地湖水主体卤水的水化学演化形式, 并结合在其外围北部凹地钻孔(王强力等, 1997)(最大控制深度210.5m)所揭露的10种盐类矿物(杨智琛等, 1997), 从其结晶顺序和矿物世代关系的分析表明, 北部凹地钻孔剖面其盐类矿物成因及其组合规律如下: 1) 原生沉积矿物: 石盐+石膏+钙芒硝; 2) 次生副矿物: 杂卤石; 3) 新生兑卤矿物: 钾盐镁矾+白钠镁矾+钠镁矾; 4) 次生变质矿物: 光卤石+钾石盐+钾石膏。这种结果表明, 第四纪盐湖钾盐成盐作用(氯化物阶段)在罗布泊洼地深部地层中反映并不显著, 意味着深部地层中固体钾盐矿床的成矿远景规模有限对其资源总

量贡献不大, 钾盐矿物(光卤石、钾石盐、钾石膏、钾盐镁矾、杂卤石)是地下卤水发生复变质的产物。在卤水复变质较深的部位, 也出现有水氯镁石、水硝碱镁矾(郑喜玉等, 2002)等矿物的发育, 而且硝酸盐矿物的出现和形成, 与生物活动作用及人类大气核爆过程存在密切联系。另外, 钻孔剖面分析显示出原始沉积的石盐+芒硝矿床资源的储量是十分可观的, 从湖区成盐能力和卤水成盐位置分析表明, 这些早期阶段的盐类资源具备囊状矿床的特点。

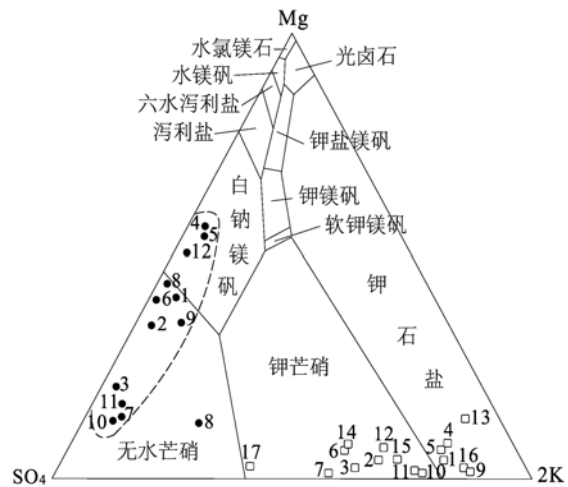


图2 罗布泊地区水体(湖水、潜水、固样换算水) $K^+, Na^+, Mg^{2+}/Cl^-, SO_4^{2-}-H_2O, 25^\circ C$, 五元体系稳定相图
Fig.2 The five-terminal equilibrium map ($K^+, Na^+, Mg^{2+}/Cl^-, SO_4^{2-}-H_2O, 25^\circ C$) of various waters in the area 为物质准稳定及水盐参数不平衡系统; □为物质稳定及水盐参数平衡系统

3.3 钾盐矿床类型

本地区第四纪环境经由半湿润-半干旱-干旱-极干旱的趋势演化, 在晚近地质历史上均保持有较大的湖泊水体, 随着区域气候的干-湿的波动变化湖泊水体也出现浓缩-淡化的响应发展, 其相应的蒸发盐化学沉积流仅达到硫酸盐阶段, 伴随着湖泊水体浓-淡的动荡变化, 其化学沉积流分别呈现为硫酸镁亚型和硫酸钠亚型, 并且没有出现大规模的高级演化盐类沉积地层。在最近3000 a以来(胡东生等, 2003), 地球地壳地质营力作用活动加剧, 自然灾害事件(构造变形-地震暴发-干旱少雨-河水断流-植被干枯-草原火灾等)频发, 罗布泊湖水加快退缩并出现盐漠化的发展态势; 在近代由于人类加速沙漠绿洲的大规模农业生产开发导致河水断流和地下水下降, 罗布泊湖

水最终在 30 a 前完全干涸。天然湖水演化过程表明, 罗布泊水体蒸发沉积流只达到硫酸盐阶段, 始终未出现更高一级的湖水前进变质阶段; 也就是说罗布泊湖水的干涸是人类影响行为而终止的, 并不是湖水天然蒸发演化的结果, 所以缺失卤水演化的高级变质阶段——氯化物阶段, 这就意味着罗布泊第四纪以来湖泊蒸发岩沉积中缺少大规模固体钾盐矿床的形成, 因为成盐成钾过程中并不存在天然湖水浓缩聚钾饱和和沉积流的母液及来源。

第四纪湖泊沉积中出现的钾盐矿物和钾盐矿床是两个不同的概念。钾盐矿物包括: 含钾的碳酸盐、硫酸盐、氯化物和硝酸盐的矿物, 其形成途径及条件十分复杂, 在卤水变质的低级阶段都是处于分散和伴生及兑卤的环境之下, 即使有固体矿物形成, 一般也不会形成有价值的独立矿床, 只有在卤水变质的高级阶段才会出现集中和厚层的矿层沉积。钾盐矿床就是指的卤水高级变质阶段中经湖水蒸发浓缩析出的固体钾盐矿物堆积体形成的矿层, 其矿石矿物主要是钾的氯化物矿物, 目前还未发现钾的碳酸盐、硫酸盐及硝酸盐矿物形成的矿床。罗布泊湖泊沉积盐系建造中出现的钾盐矿物主要为: 杂卤石、钾盐镁矾+白钠镁矾+钠镁矾、光卤石+钾石盐+钾石膏等, 它们分别属于次生副矿物、新生兑卤矿物、次生变质矿物等, 而且都是盐岩层(石盐+石膏+钙芒硝)的次要矿物, 也就是没有形成具有工业意义的独立的固体钾盐矿床。

罗布泊湖泊沉积中虽然未形成具有一定规模的固体钾盐矿层, 但是盐岩层系中发育的钾盐矿物具有重要的指示意义。其中, 杂卤石是硫酸盐饱和流的残余卤水并受到后期淡卤的掺杂所形成的次生沉淀物, 指示硫酸盐饱和流沉积的后期有变质钾盐矿物的出现; 钾盐镁矾+白钠镁矾+钠镁矾是硫酸盐饱和流受到不同性质的淡卤和老卤的掺杂作用而形成的新生兑卤矿物, 指示硫酸盐饱和流沉淀期后不同来源的卤水补给及其成盐作用; 光卤石+钾石盐+钾石膏主要是硫酸盐饱和流老卤与高氯镁卤水的掺杂作用而形成的次生变质矿物, 指示硫酸盐饱和流沉淀后期有地下老卤的渗透和补给并有充足的来源。这三种不同成因组合的钾盐矿物系列都指示罗布泊湖泊演化过程中

硫酸盐沉积层位具有丰富的后期成钾作用的基础及条件, 尤其指明不同来源的补给、渗透、掺杂卤水中钾元素的运移及聚集是显著和巨大的, 意味着本地区第四纪以来的盐系建造的层间卤水、晶间卤水和深层卤水是富钾卤水及成矿卤水, 证明了罗布泊钾盐矿床是以卤水为主的液体矿床, 而且具有丰富的、多元的和复杂的补给来源。区域地质调查材料和第四纪盐系建造及盐类矿物组合等方面的综合分析表明, 罗布泊液体钾盐矿床卤水补给来源主要有: 表层漫漫卤水(包括天然降水和河流漫灌水等)、深层渗透卤水(包括深层断裂水和深层包裹水等)、盐岩残余卤水(包括原生晶间夹裹水和次生重溶水)等。

4 讨论

受全球板块构造运动的影响, 欧亚大陆与印度次大陆在中生代发生了板块聚合作用, 中生代晚期塔里木大型内陆断陷盆地发生了大幅度的持续向北迁移(杨藩等, 1994), 新生代伴随着古地中海的最后关闭和青藏高原持续隆起, 塔里木周边褶皱山系屏蔽效应显著, 继后发生的盆内构造活动作用控制了罗布泊次级构造盆地的发育及形成, 第四纪以来其气候环境向干化和降温以及北移的趋势发展, 形成了湖泊水位面波动变化、水质补给来源复杂、沉积形态独特等基本格局。

运用地球卫星遥感影像解译及其相邻地区盐湖资源的对比研究(胡东生, 2001)的成果表明, 罗布泊洼地的钾盐资源是液体矿床或液固兼具类型, 但是固体钾盐矿物矿床并不占重要位置。同时在中国新生代成盐盆地的对比研究(胡东生, 1996)中, 结合区域盐湖卤水演化环境的分形维数的演绎分析表明, 罗布泊地区钾盐矿床的成盐矿物以钾的硫酸盐矿物为主, 并没有出现真正意义上的钾盐沉积阶段(即氯化物钾盐析出阶段), 而钾盐卤水矿床却是一个积极的找矿方向。地球卫星遥感影像解译预测(1988年)(李廷祺等, 1988)后被证实(1997年)(郑绵平等, 1991; 王弭力等, 1997)的成钾位置分布在罗布泊洼地的北部边缘, 其表面是盐漠盐壳具有老化蜂窝状地貌景观, 龟状裂环及新生盐环不发育, 在这一部位地下深层是第四纪不同时代的含盐碎屑沉积岩系。这一部位深钻(孔深 210.5m)揭示的盐类矿物组成所反映的卤水变质阶段仍是以硫酸盐饱和流沉积为主,

钾盐矿物系后生变质作用所至, 意味着深层成钾成矿卤水不是盐湖同生卤水。

湖区钻探成果证实的罗布泊洼地富钾卤水发育的部位, 其恰好处在北东向断裂组分布的地段。根据断裂组合及深部地质作用的分析, 这一地段实质是现代地质作用条件下形成的呈北东向展布的地堑构造系统。这一地堑构造系统是叠加在区域断裂(北东东向)及其派生断裂(北北西向)之上的新生构造系统, 其宽度可达 90 km, 其边缘断裂带延长约为 140—180 km, 中央断裂带延长约达 100 km, 富钾卤水蕴藏在地堑构造系统的中央断裂带内。

综合分析表明, 地堑构造系统控制了罗布泊洼地液体钾盐矿床的形成, 其中央断裂带控制了富钾卤水的补给来源。通过中央断裂的贯通作用使深层卤水以及表层渗滤水向断裂破碎部位聚集, 并由于深部卤水的运动使深层盐岩系地层发生选择性溶解和表层渗滤水使浅部疏松堆积物的易溶性氧化钾溶解, 导致了富钾卤水的富集而形成大型液体钾盐矿床。由于溶液化学体系各不相同的同生卤水、深层卤水、表层渗滤水的掺杂作用而沉淀析出新生盐类矿物如: 杂卤石、钾盐镁矾、白钠镁矾、钠镁矾等; 同时受萨布哈成盐作用(胡东生, 2001; 袁见齐等, 1989)的影响, 在富含晶间卤水沉积物的上部层位发生变质作用而形成新矿物如: 钾石盐、钾石膏、光卤石、水氯镁石等。萨布哈成盐作用对晶间卤水的成钾成矿作用的影响不会很大而不能形成较大规模的固体钾盐矿物矿层, 但由于萨布哈成盐作用的存在而被掩埋的晶间卤水进一步浓缩并有利于钾元素组分的富集。区域地质环境演变分析(胡东生等, 2003)表明, 罗布泊液体钾盐矿床是 1.5 ka B.P. 以来形成的。矿区勘探中揭露的地下封闭卤水 ^{14}C 断代年龄(王弭力等, 2001): 埋深 8m 为 4.02 ± 0.21 ka B.P., 埋深 10.5m 为 2.34 ± 0.33 ka B.P., 埋深 17m 为 2.44 ± 0.37 ka B.P., 地下卤水平均年龄为 2.9 ka B.P., 证实罗布泊液体钾盐矿床是距今 1.5 ka 以来形成的是可信的。

第四纪湖泊沉积层序及成盐环境演化表明, 本地区盐类补给物质来源丰富, 有利于改造成盐作用及次生聚盐作用的进行, 为后期地下卤水的

复变质及聚钾成矿作用奠定了丰富的物质基础。罗布泊洼地地堑构造系统的中央断裂带在其北东段发育而未贯穿到其西南段, 受断裂切穿深度和分布位置的影响, 液体钾盐矿床仅发育在罗布泊洼地北边的边缘地段, 揭示了液体钾盐矿床出现在罗布泊洼地地形较高的边缘地带和同时在地势低洼的古湖泊中央地带缺失的异常现象, 为正确评价盐湖相钾盐矿床与快速选择找矿靶区提供重要的参考价值。

参 考 文 献

- 王弭力, 刘成林, 杨智琛等, 1997. 罗布泊罗北凹地特大型钾盐矿床特征及其成因初探. 地质论评, 43(3):216
- 王弭力, 刘成林, 焦鹏程等, 2001. 罗布泊盐湖钾盐资源. 北京:地质出版社, 151—152
- 刘宝君主编, 1980. 沉积岩石学. 北京:地质出版社, 263—266
- 吴玉书, 1994. 新疆罗布泊 F4 浅坑孢粉组合及意义. 干旱区地理, 17(1):24—28
- 张新时, 1993. 研究全球变化的植被-气候分类系统. 第四纪研究, (2):157—169
- 李廷祺、胡东生, 1988. 罗布泊地区钾盐成矿远景的遥感地质研究. 盐湖研究, (4):31—34
- 杨川德, 邵新媛, 1993. 亚洲中部湖泊近期变化. 北京:气象出版社, 92—99
- 杨智琛, 刘成林, 王弭力等, 1997. 罗布泊罗北凹地固体盐类矿物学研究进展. 地质论评, 43(6):592, 606
- 杨 藩, 叶素娟, 曹春潮等, 1994. 新生代阿尔金山断层中、东段右行走滑特征. 地质科学, 29(4):346—353
- 陈宗器, 1936. 罗布淖尔与罗布荒原. 地理学报, 3(1):25—34
- 郑绵平, 齐 文, 吴玉书等, 1991. 晚更新世以来罗布泊盐湖的沉积环境和找钾前景初析. 科学通报, 36(23):1810—1813
- 郑喜玉, 张明刚, 徐 昶等, 2002. 中国盐湖志. 北京:科学出版社, 235
- 胡东生, 1996. 中国大陆盐湖盆地成盐环境演化的分形理论研究. 自然杂志, 18(4):211—215
- 胡东生, 2001. 察尔汗盐湖研究. 长沙:湖南师范大学出版社, 1—300
- 胡东生, 张华京, 2003. 罗布泊荒原湖泊蒸发盐资源的形成及环境演变. 冰川与冻土, 26(2):212—218
- 夏训诚主编, 1987. 罗布泊科学考察与研究. 北京:科学出版社, 6—318
- 袁见齐, 段振豪, 1989. 掺杂作用与 HW 模型在掺杂作用研究中的运用. 地球科学, (5):553—561
- 袁国映, 袁 磊, 1998. 罗布泊历史环境变化. 地理学报, 53(4)增刊:57—65
- 阎顺, 穆桂金, 许英勤等, 1998. 新疆罗布泊第四纪环境演变. 地理学报, 53(4):332—340
- Holdrige L R, 1947. Determination of world plant simple climatic data. Science, 105:367—368

THE QUATERNARY SEDIMENTARY SEQUENCE AND POTASSIUM DEPOSIT IN THE LUOBU LAKE, CHINA

HU Dong-Sheng^{1,2,3}, ZHANG Hua-Jing⁴, XU Bing⁵, TIAN Xin-Hong²,
CHEN Li-Xin¹, PENG Bo¹, ZHANG Guo-Wei²

(1. *College of Resource and Environmental Sciences, Hunan Normal University, Changsha, 410081*; 2. *State Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwest University, Xi'an, 710069*; 3. *Department of Space Information Sciences, Huaihai Engineering College, Lianyungang, 222001*; 4. *College of Chemistry and Chemical Engineering, Hunan Normal University, Changsha, 410081*; 5. *College of Marine Geosciences, Ocean University of China, Qingdao, 266071*)

Abstract Luobu Lake (i.e. Luobupo or Lop Nur), is a well-known mysteries place for adventure in Xinjiang, Northwest China, centered at about 39°—41°N/88°—92°E near northeastern tip of the Tarim Basin. It was a populated place several thousand years ago and now is under desertification with rich underground brine resource. The authors used the data of satellite remote sensing, geological field survey, and chemical measurement of this area to study regional salt lake brine and its revolution. The study established the Quaternary sequential stratigraphy that helps understand the paleo-geography and paleo-climate of this area. Moreover, the mechanism of transfer/transformation of saturated lake water flow to crystallized salts from ancient to present lakes was studied, which helps explore potential potassium resource. Regional geology survey and drilling show that the potassium deposits in the area are made of mainly potassic sulphates, and actually no direct potassic sedimentation from chloride potassium was found in the region. Exploration should be focused on rich underground potassic brine. The brines distribute in central section of a NE-directed graben system formed by neo-tectonic movements. Analysis shows that the central faulting system in the graben has cut through deeply-seated brines and connected with surface osmosis water along fracture zones. The movement of deep-seated brine caused selective dissolution in deep brine system, and the surface osmotic water dissolved easily dissolvable potassium oxide in shallow loose materials. Consequently, this process formed rich and super-large underground liquid potassium salt deposits in the study area.

Key words Luobu Lake (Lobupo, Lop Nur), Liquid potassium deposit, Brine, Paleo-climate, Paleo-lacustrine stratigraphy, Quaternary