

柴达木盆地四盐湖卤水锂资源形成的水文地球化学条件^{*}

展大鹏^{1,2}, 余俊清^{1**}, 高春亮^{1,2}, 张丽莎¹, 成艾颖^{1,2}

(1: 中国科学院青海盐湖研究所, 西宁 810008)

(2: 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘 要: 柴达木盆地盐湖锂资源占我国卤水锂资源总量的 80%, 主要集中分布在别勒滩、一里平、东台吉乃尔和西台吉乃尔等四个盐湖。1980s 之前对其形成的认识见解各异。针对研究现状, 侧重区内卤水锂矿床成因的研究结果显示: 所有地表卤水中 Li^+ 含量的高低受控于汇入河水的 Li^+ 含量, 同时又与相关地下卤水的 Li^+ 含量全部呈正相关。这充分说明卤水锂矿床的形成与否受河源主控由来已久。按实测洪水河—那陵格勒河水径流量及其 Li^+ 含量推算, 经蒸发浓集作用形成别勒滩等四盐湖已探明的锂资源量只需数千年。洪水河流域的热泉水与新生代火山活动及昆南深断裂有关, 很可能是盐湖卤水锂矿床的主要物质来源。水系下游河道的变迁决定了锂资源量在四盐湖中的比例分配。

关键词: 盐湖演化; 卤水锂资源; 柴达木盆地

Hydrogeochemical conditions and lithium brine formation in the four salt lakes of Qaidam Basin

ZHAN Dapeng^{1,2}, YU Junqing¹, GAO Chunliang^{1,2}, ZHANG Lisha¹ & CHENG Aiyang^{1,2}

(1: *Qinghai Institute of Salt Lakes, Chinese Academy of Sciences, Xining 810008, P. R. China*)

(2: *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, P. R. China*)

Abstract: Salt lake lithium in Qaidam Basin takes 80% brine lithium resource of China, mainly distributed in four salt lakes of Bieletan, Yiliping, Dongtaijinaier, and Xitaijinaier. This paper studied the lithium mineralogenesis causes because there were many discrepancies on the issue before the 1980s. The results show that content Li^+ in surface brine is controlled by Li^+ in inflows and is positively related to Li^+ in underground water. Based on calculations on monitoring water discharge and estimating Li^+ contents in Hongshui and Nalinggele Rivers, it was lasted about server thousand years when the four salt lakes experienced strong evaporation and caused lithium concentrated. Hongshui River inflow sourced from hot springs associated with Cenozoic volcanic activities along the Kunnan deep fault, which is the brine lithium source possibly. Lithium resource and distribution in the four salt lakes depended on the changes in the water system.

Keywords: Salt lakes; lithium brine resource; Qaidam Basin

柴达木盆地是我国四大内陆盆地中唯一的高原盆地, 蕴藏着丰富的盐湖矿产资源。其中, 盐湖卤水锂资源储量丰富, 约占我国卤水锂资源总量的 80% 以上。老一辈科学家和一线地质工作者为研究柴达木盆地盐湖及其盐类矿产资源的形成与演化规律, 获取了大量宝贵的第一手资料和科研成果。柴达木盆地盐湖卤水锂资源主要集中分布在一里平、西台吉乃尔(西台)、东台吉乃尔(东台)、别勒滩等四盐湖区, 构成了我国权重最大的盐湖卤水锂资源。近十多年来的研究工作注重于攻克高 Mg/Li 比卤水中锂的分离提取这一工程技术难题, 对锂资源成因方面认知基于 20 世纪 80 年代末之前的研究结果。张彭熹等^[1]详细分析了柴达木盆地盐湖 B、Li 资源的各种物质来源后指出, 虽然台吉乃尔湖盆距汇水区最高分水岭的距离与大柴旦湖的情况相比要长 11 倍以上, 依然能富集锂的缘故是因为有上新世末期西部残余卤水的东移和第一成盐期盐

^{*} 国家自然科学基金项目(40571173, 40871008)和兰州大学西部环境教育部重点实验室开放基金联合资助。2009-09-03 收稿; 2010-02-09 收修改稿。展大鹏, 男, 1985 年生, 硕士。

^{**} 通讯作者; E-mail: junquy@isl.ac.cn.

类沉积中 Li、B 的迁移,这有可能成为一里平、东台、西台盐湖锂资源形成的重要物质来源.而且,晚更新世以来持续干旱气候下多源杂交二次富集有利于卤水中锂的富集.朱允铸等^[2]则强调是晚更新世晚期以来强烈的新构造运动,导致一里平、西台和东台等三湖与察尔汗湖分离,那陵格勒河产生四期冲积扇,三湖形成相应的扇前湖;认为三湖的盐类沉积开始于大约 15000 年前, Li、B 等物质很可能源自那陵格勒河上游与新生代火山活动有关的温泉热水.至于卤水锂矿床为何只形成于察尔汗盐湖的别勒滩区段而在其他三区段(达布逊、察尔汗、霍布逊)则不能富集成矿的原因,前人尚未撰文探讨.鉴于四盐湖区卤水锂资源的重要经济价值,从地理学和水文地球化学的角度深化卤水锂矿床成因的认知,探究东、西台等三盐湖卤水锂矿床与别勒滩盐湖卤水锂矿床之间成因方面的内在联系,在理论和应用两方面都具有重要意义.

1 区域地貌与水文背景

柴达木盆地一里平、西台吉乃尔(简称西台)、东台吉乃尔(简称东台)盐湖和别勒滩盐湖上的涩聂湖四盐湖是昆仑山洪水河-那陵格勒河流域的终结湖(图 1).其中,除了一里平大部分为干盐湖外,其他三个盐湖在人工抽取利用卤水活动之前皆有面积大小不等的常年地表盐湖.无论是现代盐湖水体还是干盐滩,都受早先构造作用形成的封闭盆地构架的限定,即湖水没有外泄,蒸发是水体排泄的唯一通道.由于盆地内太阳辐照强(居我国同纬度地区之首)、风大、年降水量小于 30mm,以致区内气候极度干旱,年蒸发量大于 2500mm.盐湖区平均海拔 2680m 左右,而其补给河流的河面海拔大多在 3300 - 4800m 的高山地带,年降水量 150 - 280mm.

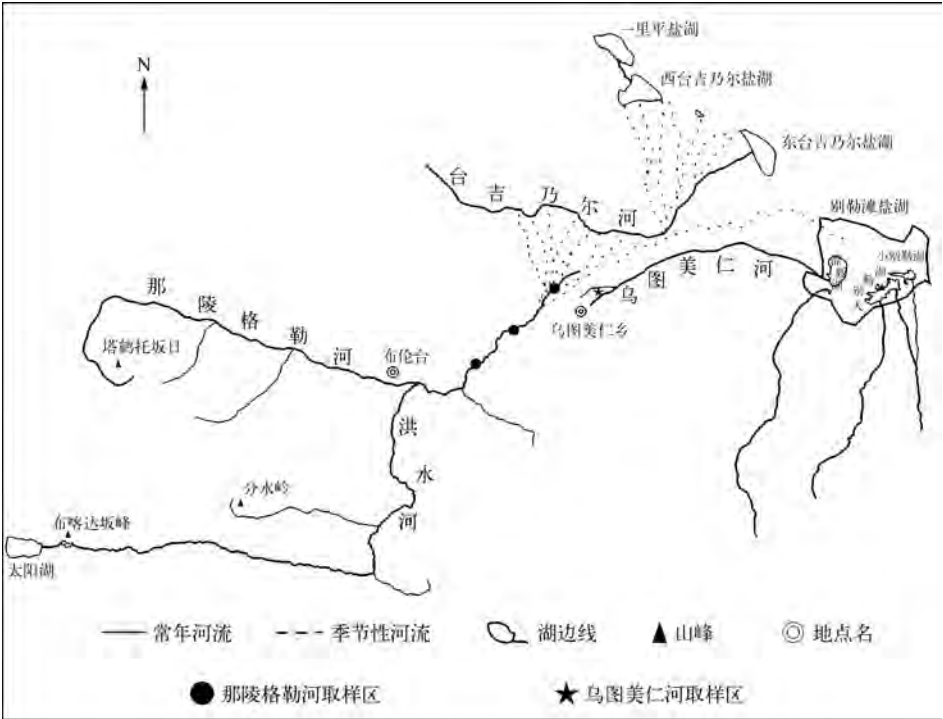


图 1 柴达木盆地一里平、西台吉乃尔、东台吉乃尔和涩聂湖四盐湖及其补给水系——源自昆仑山南部高山区的洪水河和北部山区的那陵格勒河及其下游河流

Fig. 1 The four salt lakes of Yiliping, Dongtaijinar, Xitaijinar and Bieletan are the terminal lakes of Hongshui-Nalenggele River system, which collects huge amount of catchment runoff from high mountainous area of Mt. Kunlun

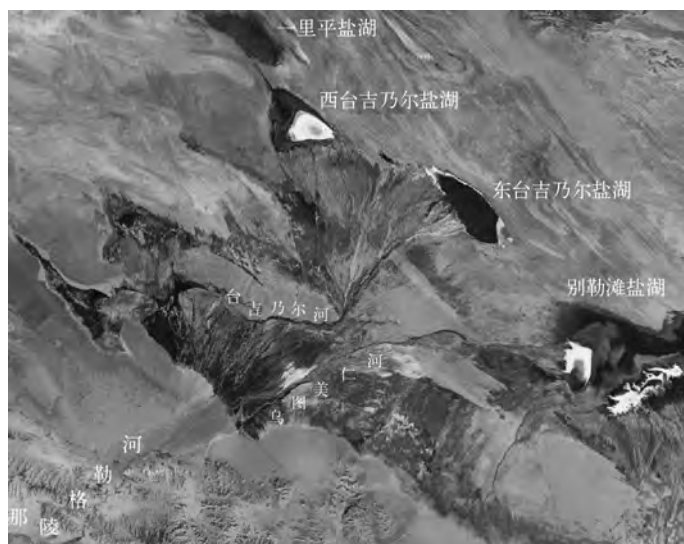
洪水河是本文重点关注的区域,它发源于昆仑山脉青海省境内最高峰布喀达坂峰(海拔 6860m)和马尔

山(6056m)之间的峡谷中,来自马兰山和布喀达坂山冰川融水是洪水河重要的补给水源.其源头还受到太阳湖(海拔4880m时)的补给.因此,太阳湖西部入湖的无名河应视为洪水河的源头.根据我们的测量,洪水河至那陵格勒河入口处的总长度为305km.其上游河道沿着南昆仑山的峡谷发育,呈近东西(偏南)走向,来自其南部的马兰山-五雪峰-大雪峰一线山区中的降水和冰川融水也是其重要的补给水源.昆南深断裂带在该河道的北侧向东(偏南)延伸.上游汇水区内有来自深部和浅层的泉水出露并汇入河中.洪水河上游河流自西向东的水头落差显著,从太阳湖往东至河道折向北流的拐点前,河面海拔高度从4880m降至4210m.它在如此高海拔的峡谷中流至大雪峰(海拔5863m)北麓以东河道时,受地形控制折向北流.折点处的河面海拔高度为4202m,向北汇流的沿途有多条河流汇入.洪水河最终在布伦台以东海拔高度3382m处汇入那陵格勒河,从太阳湖至此的水头落差近1500m.地形观测结果显示,洪水河曾经补给库赛湖^[2]的可能性不大.

那陵格勒河发源于塔鹤托坂日山,主峰海拔高度5972m,主峰区被高山冰帽冰川覆盖,冰雪融水是补给该河的重要水源.那陵格勒河源头海拔4917m,中上游主干呈近东西偏南走向.从源头至汇入台吉乃尔河处全长318km,水头落差2130m.在与洪水河汇合之前还有额尔滚赛埃图河等多条流量可观的河流汇入.那陵格勒河因此成为汇入柴达木盆地中所有河流中流量最大的河流,其中包含了洪水河的径流量,两河合流后的多年平均径流量为 $10.3 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ^[3].鉴于洪水河在长度上与那陵格勒河相当,两河又有各自独立的源头,而且将洪水河作为那陵格勒河的源头同样不适合,本文因此将其统称为洪水河-那陵格勒河(洪-那)水系.

洪-那水系出山后便形成了一个面积巨大的山前冲积扇(图2).受地形和出露岩层的控制,在该冲积扇的前沿形成扇前河——台吉乃尔河.在出露岩层高地的东端尖灭处,台吉乃尔河折向北流,在此折流点与东台和西台盐湖之间形成另一个巨大的冲积扇.东台、西台和一里平盐湖是洪水河-那陵格勒河-台吉乃尔河(洪-那-台)流域的最低点,也是河水携带的碎屑物质的最终沉积地,同时也是K、B、Li的富集成矿盆地.

乌图美仁河在丰水期接受洪-那水系出山后的东侧支流的汇水,它实际上又是洪-那水系山前冲积扇上集泉而成的常流河,汇入别勒滩盐湖西部地表卤水湖——涩聂湖,即洪-那-乌水系的终端湖.此外,洪-那水系山前冲积扇的东侧的部分水流会以地下潜流的形式注入别勒滩盐湖的西北侧(图1、图2).



(据 Google Earth 2009 修编)

图2 那陵格勒河山前冲积扇、扇前河——台吉乃尔河、台吉乃尔河冲积扇、
乌图美仁等集泉河,以及一里平、东西台、别勒滩等四盐湖

Fig. 2 Satellite image of the fluvial fan of Nalenggele River, the Taijinar River and its fluvial fan, Wutumeiren River, and the four salt lakes, including Yiliping, Dongtaijinar, Xitaijinar and Bieletan

2 资料来源、研究方法与结果

研究区各盐湖及其汇入河流的相关化学成分数据的收集构成本项研究的资料来源之一. 针对洪-那水系化学分析数据十分稀少, 一些关键地段缺乏河水 Li^+ 含量数据, 我们于 2008 年 9 月赴柴达木盆地考察, 重点深入那陵格勒河无人区探险考察和采集水样. 本次取样点的位置见图 3. 水样在野外密封, 运至实验室后立即冷藏保存. 采用 GBC 908 AA 原子吸收光谱仪测定水样的 Li^+ 含量, 分析方法参见文献[4], 样品重复测量误差 $<5.5\%$, 测定结果见表 1. 西台盐湖卤水样品采自主采渠泵站, 代表 2003 年采卤生产以来目前地下卤水 Li^+ 含量的平均值. 东台盐湖代表采样点当时地表卤水的 Li^+ 含量. 那陵格勒河 N-01 至 N-10 水样代表了格-芒公路至山区约 50km 长河段内水的 Li^+ 含量, 变化不是很显著. 乌图美仁河水中 Li^+ 含量总体略高于其上游的那陵格勒河水, 反映在山前冲积扇溢出带遭受适度蒸发作用致使水中 Li^+ 含量适度提高. 乌图美仁河和未名河水样之间 Li^+ 含量的差异同样反映各自遭受的蒸发作用程度和流经通路上地下潜水的相互影响. 显然, 那-乌水系河水的 Li^+ 含量远高于格尔木西河和托拉海河水 (平均超过 20 倍). 清楚指示了汇入河水 Li^+ 含量对其终端湖卤水富集成矿作用的重要性. 那陵格勒河代表性水样中的 Li^+ 含量比海水高 4 倍以上. 本文依据的分析测试数据中还包括了该区几个盐湖抽卤后的相关观测数据和研究结果^[5-6].

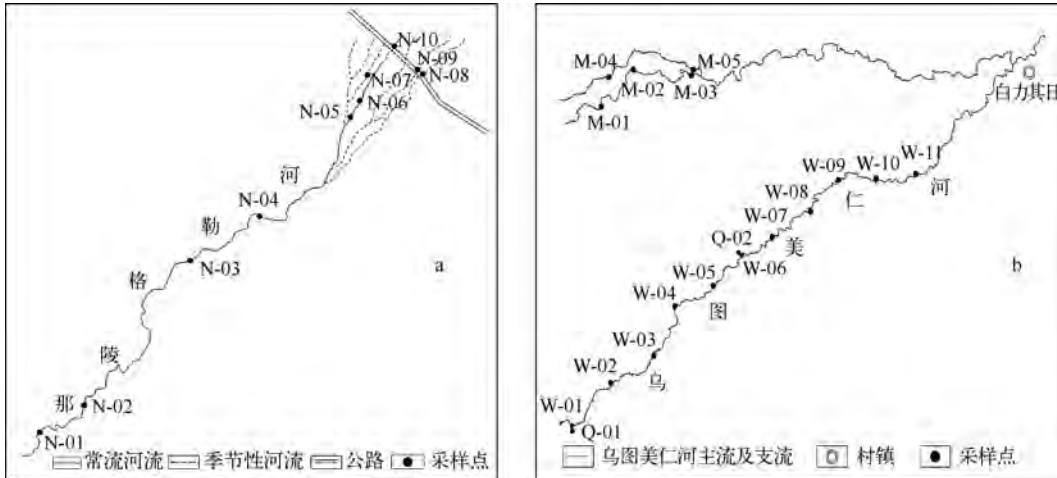


图 3 那陵格勒河(a)和乌图美仁河(b)水样采集点

Fig. 3 Location of water sampling along Nalengele River(a) and Wutumeiren River(b)

3 四盐湖卤水中锂的来源与富集成矿

3.1 盐湖地表卤水和汇入河水锂的分布特征

那陵格勒河出山后扇状散流的相当大部分的水流经山前冲积扇汇聚到台吉乃尔河中 (图 2). 该河水的矿化度和 Li^+ 含量分别为 2.76g/L 和 1mg/L ^[7], 将其与表 1 中的数据对比后可见, 洪-那河水从昆仑山出山后经山前巨大冲积扇向台吉乃尔河汇聚的过程中矿化度和 Li^+ 含量皆有了明显升高, 无疑与蒸发浓集作用有关. 据青海省金星矿业有限公司内部资料, 该河东支流河水 1998-1999 年取样测定的矿化度和 Li^+ 含量分别为 2.06g/L 和 3.77mg/L , 西支流 2001 年取样测定值分别为 2.57g/L 和 1.7mg/L . 东台吉乃尔盐湖地表卤水 Li^+ 含量为 138.4mg/L (D-01 和 D-02 样品的平均值, 参见表 1), 与 1980 年 6 月采集的该湖地表卤水样的 Li^+ 含量值十分相近 (表 2). 西台吉乃尔盐湖从 2003 年开始大规模开采卤水用于盐田和生产钾镁肥, 加之在该湖南、东两面修建了防洪坝并将补给水引向一里平盐湖^[5], 使得西台盐湖地表卤水失去了原先纯自然的特性. 受洪-那水系来水量的控制, 台吉乃尔河水汇入东台和西台吉乃尔盐湖的水量具有明显的季节性特征, 即来自昆仑山区每年 3-4 月间的冰融水和 7-8 月间的大气降水形成对下游盐湖重要的补水期, 洪水

表 1 那陵格勒河、乌图美仁河等水体 2008 年采集水样的 Li^+ 含量Tab. 1 Li^+ concentration for water samples collected from Nalenggele and Wutumeiren Rivers in 2008

样品 编号	采样水体	水样 类型	Li^+ (mg/L)	采样点坐标	样品 编号	采样水体	水样 类型	Li^+ (mg/L)	采样点坐标
X-01	西台吉乃尔湖	晶间卤水	312.5	37°39.124N, 93°25.785E	W-03	乌图美仁河	河水	0.758	36°55.398N, 93°11.189E
D-01	东台吉乃尔湖	湖表卤水	131.0	37°28.349N, 94°01.651E	W-04	乌图美仁河	河水	0.764	36°55.994N, 93°11.547E
D-02	东台吉乃尔湖	湖表卤水	145.8	37°28.342N, 94°01.663E	W-05	乌图美仁河	河水	0.764	36°56.243N, 93°12.246E
N-01	那陵格勒河	河水	0.748	36°40.810N, 92°39.140E	W-06	乌图美仁河	河水	0.772	36°56.623N, 93°12.752E
N-02	那陵格勒河	河水	0.75	36°41.925N, 92°41.493E	W-07	乌图美仁河	河水	0.768	36°56.832N, 93°13.278E
N-03	那陵格勒河	河水	0.724	36°48.051N, 92°47.315E	W-08	乌图美仁河	河水	0.758	36°57.169N, 93°13.894E
N-04	那陵格勒河	河水	0.712	36°50.004N, 92°51.163E	W-09	乌图美仁河	河水	0.772	36°57.528N, 93°14.402E
N-05	那陵格勒河	河水	0.700	36°54.228N, 92°56.099E	W-10	乌图美仁河	河水	0.752	36°57.585N, 93°15.100E
N-06	那陵格勒河	河水	0.710	36°54.942N, 92°56.559E	W-11	乌图美仁河	河水	0.818	36°57.627N, 93°15.792E
N-07	那陵格勒河	河水	0.716	36°56.039N, 92°57.023E	M-01	无名河 01	河水	0.666	36°58.306N, 93°10.177E
N-08	那陵格勒河	河水	0.730	36°56.026N, 93°00.050E	M-02	无名河 01	河水	0.654	36°58.767N, 93°10.741E
N-09	那陵格勒河	河水	0.722	36°56.235N, 92°59.779E	M-03	无名河 01	河水	0.730	36°58.732N, 93°11.784E
N-10	那陵格勒河	河水	0.756	36°57.231N, 92°58.513E	M-04	无名河 02	河水	0.800	36°58.670N, 93°10.304E
Q-01	乌图美仁河	泉水	0.628	36°54.530N, 93°09.773E	M-05	无名河 02	河水	0.816	36°58.776N, 93°11.828E
Q-02	乌图美仁河	泉水	0.630	36°56.623N, 93°12.752E	G-01	格尔木西河	河水	0.040	36°25.157N, 94°52.719E
W-01	乌图美仁河	河水	1.406	36°54.530N, 93°09.773E	T-01	托拉海河	河水	0.026	36°26.796N, 94°23.636E
W-02	乌图美仁河	河水	0.766	36°55.072N, 93°10.450E					

期补给水量的大小会直接影响到盐湖地表卤水化学成分包括 Li^+ 浓度的变化. 中信公司设在西台盐湖的观测点 2003 年 7 月至 2004 年 6 月地表卤水化学成分月变化曲线记录了上述变化关系^[5]. 在 2003 年 7 月至 12 月期间,或许是因为新修建的防洪坝的作用,8 月的洪水除了造成湖水 K^+ 的明显降低外没有造成 B、Li 的明显变化;而 2004 年 3 月的洪水则造成湖水 K、B、Li 无一例外的显著降低. 其中 Li^+ 的浓度从 2 月的 263mg/L 骤降至 3 月的 3mg/L;此后又很快上升,至 4 月就升至 85mg/L,再往后上升的速度趋于缓和,6 月的浓度值升至 125mg/L. 无论是 3-4 月间或是 7-8 月间的洪水期过后地表卤水 Li^+ 浓度的变化总体呈指数上升,即先期迅速尔后趋缓的浓集过程. 它突出反映了以下几点:(1) 一年二度洪水期低矿化度河水(通常 $<2\text{g/L}$)汇入盐湖的水量很大和对地表卤水的冲淡程度;(2) 洪水过后入湖水量很快就变得入不敷出,即入湖水量少于蒸发量;(3) 盐湖区气候极端干旱,强烈的蒸发作用使得地表卤水中 Li、K 等多种离子不断浓集. 在四盐湖区, K^+ 在一定的物理化学条件下会因钾盐矿物(比如光卤石)的析出而使其在卤水中的含量有所减少. 与 K^+ 不同的是,进入盐湖中的绝大部分 Li^+ 在浓集过程中始终保持在卤水中. 东台、西台盐湖表面卤水的矿化度 1980 年代至今的测定值皆在 300g/L 以上,无疑是长期蒸发浓集的结果. 东、西台地表卤水锂离子的含量在 1980 年 6 月已分别达到 141mg/L 和 201.5mg/L(表 2). 毋庸置疑,高 Li^+ 含量河水的长期汇入和湖区强烈的蒸发浓集作用,与该区高 Li^+ 含量盐湖卤水的形成密切相关.

涩聂湖卤水中 Li^+ 含量高达 191mg/L(表 2),同样与高 Li^+ 含量的乌图美仁河水直接汇入有重要关联. 乌图美仁河河水中 Li^+ 的平均含量达到 0.779mg/L. 如此之高的 Li^+ 含量同样是因为洪-那水系是其主要补给水源. 来自那陵格勒河山前冲积扇东侧的河流包括下渗地下形成的大量地下潜流,构成了乌图美仁河的主要补给水源(图 1). 河水的 Li^+ 含量从上游往下游有逐渐变高的趋势,下游河水的 Li^+ 含量可达到 1.21mg/L 甚至更高^[8]. 这应当归结为在水流变缓的情况下蒸发作用增强的结果. 这同时也说明, Li^+ 随河水迁移过程中的损失不甚明显. 涩聂湖是乌图美仁河的终端湖,在矿化度 333g/L 时的 Li^+ 含量为 191mg/L. 与同时期水样相比,其 Li^+ 含量略高于东台湖水,略低于西台湖水. 这些盐湖高 Li^+ 含量地表卤水的形成与补给径流水中 Li^+ 含量之间的密切关联还可以从察尔汗盐湖、别勒滩等四盐湖区段上的地表卤水与汇入河水中的 Li^+ 分布特征,以及表卤与汇入河水之间 Li^+ 含量的相关关系得到进一步的证实.

表 2 别勒滩等四盐湖 1980 年 6 月地表和地下盐湖卤水的有关化学成分^[1]

Tab. 2 Chemical composition of the surface and underground brines from the four salt lakes in June 1980

盐湖	水体	pH 值	矿化度 (g/L)	相关离子含量(mg/L)		水化学类型
				K ⁺	Li ⁺	
一里平盐湖	晶间卤水	7.3	327.2	11019	262	硫酸镁亚型
西台吉乃尔盐湖	表层卤水	7.7	336.3	6895	201.5	硫酸镁亚型
	晶间卤水	7.9	344.6	8444	256	硫酸镁亚型
东台吉乃尔盐湖	表层卤水	7.7	331.5	3786	141	硫酸镁亚型
	晶间卤水	7.9	344.6	8444	256	硫酸镁亚型
别勒滩盐湖	涩聂湖水	7.1	333.0	7270	191	硫酸镁亚型
	晶间卤水	6.5	358.0	23183	124	硫酸镁亚型

大、小别勒湖是别勒滩区段东南部的两个地表卤水湖,托拉海河和清水河水直接汇入湖中(图 4). 这两个地表盐湖卤水的矿化度都在 360g/L 以上,由于来自南部的汇入河水中的 Li⁺ 含量明显偏低,如托拉海河仅为 0.026mg/L(表 1),两湖卤水中 Li⁺ 含量因此比涩聂湖低很多,分别是 37mg/L 和 66.3mg/L(表 3). 由此可见,汇入盐湖的河水中的 Li⁺ 含量对盐湖卤水 Li 的浓度控制作用十分明显和直观. 别勒滩区段的情况是如此,察尔汗盐湖其他三个区段的情况同样如此. 在霍布逊区段,柴达木河和诺木洪河水的 Li⁺ 含量几乎为零,他们的终结湖北霍布逊盐湖和南霍布逊盐湖的 Li⁺ 含量相应都很低,分别为 11.2mg/L 和 13.83mg/L(表 3).

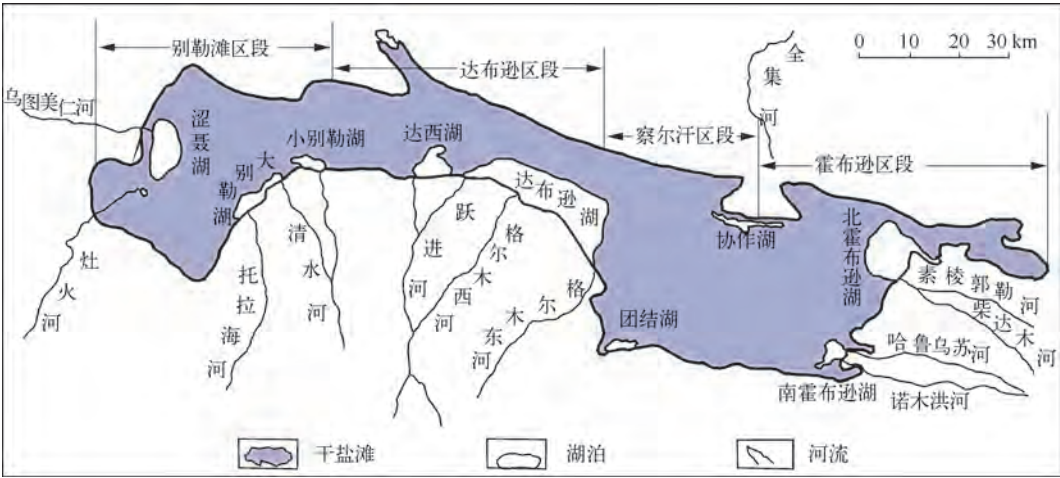


图 4 察尔汗盐湖各区段中的现代盐湖、汇入河流概略图(地下卤水的有关化学成分参见表 3)

Fig. 4 Sketch map of saline lakes and inflowing rivers on the four zones of the Qarhan Playa

达布逊湖是察尔汗盐湖区中最大的永久性地表盐湖,直接受柴达木盆地第二大河流格尔木河水的补给,河水 Li⁺ 含量 0.03 - 0.04mg/L(表 1、表 3),远低于洪-那水系河水的 Li⁺ 含量(表 1). 达布逊湖天然卤水的矿化度 >300g/L,不仅已经处在石盐析出阶段,而且在北部沿岸地带还形成光卤石析出带. 湖水面积的变化受汇水量的控制,1958 - 1966 年期间的变化范围是 184 - 335km²,相应最大水深变化范围是 0.74 - 1.70m,卤水 Li⁺ 含量也相应地在 26.2 - 49.1mg/L 范围内变化(据青海省第一地质水文地质队资料). 达布逊湖北部湖水因相对远离格尔木河的入湖口区,1980 年 6 月采集水样的矿化度高达 470.28g/L, Li⁺ 的浓度也相应增高至 88.4mg/L(表 3). 为何会出现高于上述常量 2 - 3 倍的这一高值,其原因尚不清楚. 即便如此,该值仍不足涩聂湖 Li⁺ 浓度的一半.

表3 察尔汗盐湖四区段地表和地下盐湖卤水、补给河水的有关化学成分
Tab. 3 Chemical composition of surface and underground brines, inflowing rivers from the four zones of the Qarhan Playa

区段	水体	采样日期 (年.月)	pH 值	矿化度 (g/L)	相关离子含量(mg/L)		水化学类型
					K ⁺	Li ⁺	
别勒滩 区段	别勒滩晶间卤水 ^①	1980.6	6.5	358	23183	124	硫酸镁亚型
	涩聂湖湖水 ^①	1980.6	7.1	332.2	7266	191	硫酸镁亚型
	乌图美仁河河水 ^③	1987	8.1	0.72	18.26	0.42	
	大别勒湖湖水 ^①	1980.6	7.0	362.9	8466	37	硫酸镁亚型
	托拉海河河水 ^③	1987	7.1	0.37	12	0.026 ^[1]	氯化物型
	小别勒湖湖水 ^②	1980.6	6.2	386.9	18928	66.3	硫酸镁亚型
达布逊 区段	达布逊晶间卤水 ^①	1980.6	6.7	331.8	19037	26	氯化物型
	达布逊湖水 ^①	1980.6	5.3	470.2	712.8	88.4	硫酸镁亚型
	格尔木西河 ^③	1987	7.9	0.34	4.15	0.03	
	格尔木东河 ^③	1987	6.7	0.76	9.3	0.04	硫酸镁亚型
	达西湖 ^②	—	7.4	262	3400	—	硫酸镁亚型
察尔汗 区段	察尔汗晶间卤水 ^①	1980.6	7.0	321.5	12110	15.6	硫酸镁亚型
	团结湖湖水 ^①	1980.6	5.4	425.3	7222	59	硫酸镁亚型
	协作湖湖水 ^①	1980.6	5.5	358.5	7724	28.6	氯化物型
	全集河 ^③	1987	7.5	0.36	14.94	0.12	氯化物型
霍布逊 区段	霍布逊晶间卤水 ^①	1980.6	6.7	311.2	2957	10.3	氯化物型
	南霍布逊湖水 ^②	—	7.9	313	3627	13.83	氯化物型
	诺木洪河 ^③	1987	8.0	0.37	1.49	0	
	北霍布逊湖水 ^②	—	7.5	310	790	11.2	氯化物型
	柴达木河 ^③	1987	8.2	0.38	3	0	

① 中国科学院青海盐湖研究所;② 青海省第一地质水文地质队;③ 化学矿产地质研究院.

总而言之,无论是东台或西台盐湖,还是察尔汗盐湖四区段中的所有地表盐湖,其卤水 Li⁺ 含量的高低都受入湖河水 Li⁺ 含量的控制.换言之,入湖河水 Li⁺ 含量高时,其终端湖水的 Li⁺ 含量亦高,反之则低,无一例外.

3.2 四盐湖区地下卤水中锂的分布特征

四盐湖区内地表盐湖卤水 Li⁺ 含量高者,地下卤水的 Li⁺ 含量相应也高(表2),东台和西台的地下卤水 Li⁺ 含量明显高于地表卤水.而且,西台 2003 年 11 月至 2004 年 2 月停采卤水期间的观测结果显示^[5],西北部的地下孔隙潜卤水的 Li⁺ 含量比地表盐湖卤水 Li⁺ 含量要高 2—3 倍.两者之间的差值与 1980 年的测定差值(表2)相比要大出很多.究其原因,这里的孔隙水相对远离台吉乃尔河入湖河水,淡水稀释作用的影响较低和蒸发浓集作用相对更强.由于台吉乃尔河汇入东台盐湖的水量多于西台,同时也由于洪水期东台盐湖的部分地表卤水会向西台溢流,造成西台地表卤水的 Li⁺ 含量明显高于东台(表2).一里平盐湖是洪—那一台水系最西北端的终端湖.虽然该盐湖的主体为干盐滩,但其地下卤水的埋深仅几十厘米.况且,在一年二度的丰水期间,主要来自西台的地表卤水会通过苦水沟向一里平溢流.以这种方式进入一里平地表水的 Li⁺ 含量自然会比较高.根据西台地表卤水 Li⁺ 含量月变化数据^[5]推断,丰水期向一里平汇流水的 Li⁺ 含量估计会在 10—100mg/L 不等的范围内.东台、西台、一里平盐湖的卤水锂资源储量^[9]呈现由东向西渐增的分布特征,很可能与台吉乃尔河水汇流入湖的上述特征以及其后地表卤水的上述迁移特征有重要关联.同时还说明,上述汇流和迁移的基本格局在过去数千年中未发生重大改变.

涩聂湖是洪—那—乌水系的终端湖,也是别勒滩盐湖区段最大的地表卤水体.勘探资料证明,别勒滩盐湖保有 LiCl 储量为四盐区之最,达 774 万吨.需要指出的是,别勒滩晶间卤水 Li⁺ 含量低于地表卤水值(表2)的这种情况其实不具备普遍性,这一点可以从别勒滩盐湖区 12 个钻孔(地下深度 1.5—13.7m 不等)的观测数据^[6]得以证实.其一,地下卤水的 Li⁺ 含量平均为 345mg/L,比涩聂湖当年地表卤水平均要高 3 倍多,可见

地下卤水的 Li^+ 含量高于地表盐湖卤水是别勒滩湖区的基本特征. 其二, 紧邻小别勒湖的 B-12 孔上部 4.5m 以内卤水的 Li^+ 含量仅为 56mg/L, 往北数公里的 B-12 孔 10m 深度内的 Li^+ 含量明显升高 (119mg/L), 清楚指示了地表与地下卤水之间的水力联系以及地表盐湖低 Li^+ 含量卤水对地下卤水的稀释作用逐渐减低. 其三, 远离地表卤水影响的地下卤水的 Li^+ 含量较高, 而且其 10m 以下卤水的 Li^+ 含量明显高于上部卤水. 由此可见, 涩聂湖将其高 Li^+ 含量 (表 2) 卤水源源不断地向别勒滩输送, 而大、小别勒湖水则对其邻近区地下卤水的 Li^+ 含量有一定的稀释作用.

与别勒滩地下卤水高 Li^+ 含量形成鲜明对照的是, 察尔汗盐湖的其他三区段, 即达布逊、察尔汗、霍布逊区段地下卤水的 Li^+ 含量皆很低, 不超过 26mg/L (表 3). 察尔汗区段高矿化度中心区位于达布逊湖东, Li^+ 含量相对较高, 由西部向中心汇聚卤水的 Li^+ 含量可高达 60mg/L, 而自东部汇来的卤水 Li^+ 含量仅为 15–17mg/L^[10]. 综上所述, 东台、西台、涩聂湖地表卤水锂资源的形成是高含量 Li^+ 河水长期汇入蒸发浓集的结果, 这些盐湖地下卤水 Li^+ 含量高于地表卤水是普遍现象, 说明高含量 Li^+ 河水汇入这些盐湖的历史由来已久. 同样, 察尔汗盐湖的达布逊、察尔汗、霍布逊区段上地表卤水不能形成锂矿床的决定因素是汇入河水的 Li^+ 含量过低, 而这些区段地下卤水的 Li^+ 含量同样很低这一基本事实说明, 低 Li^+ 含量河水的汇入至少比 S4 盐层形成的时间还要久远.

3.3 锂的来源和卤水锂资源的形成

从以上的分析结果中不难看出: 凡是 Li^+ 含量超过 100mg/L 的地表盐湖, 其汇入河水的 Li^+ 含量皆等于或大于 0.65–1.2mg/L, 只有台吉乃尔和乌图美仁这两条接受洪-那水系补给的河流才具有如此之高的 Li^+ 的含量; 而且, 只有在高 Li^+ 含量地表盐湖的所在地才有富 Li^+ 地下卤水的存在. 这些特征提示我们: 该区富锂卤水中的 Li^+ 源于汇流水系; 卤水锂矿床的形成是高含量 Li^+ 河水的长期汇聚和湖区强烈的蒸发浓集共同作用的结果.

洪-那水系汇入柴达木盆地的水流量居所有汇入河流之首, 多年平均的年径流总量为 $10.3 \times 10^8 \text{ m}^3$ ^[3]. 那陵格勒河水的 Li^+ 含量的平均值为 0.727mg/L (表 1), 该值是洪水河与那陵格勒河汇流后的山区河段至格芒公路之间河水的 Li^+ 含量值, 比格尔木西河 Li^+ 含量高 18 倍. 截至目前, 有关那陵格勒主干河水的 Li^+ 含量的数据极少, 布伦台处河水的 Li^+ 含量仅为 0.04mg/L, 与格尔木河水 Li^+ 含量相同. 据此数据判断, 输入柴达木盆地的 Li^+ 应该主要来自洪水河 (图 1) 而非那陵格勒河. 洪水河最西端的太阳湖是靠高山冰雪融水补给形成的淡水湖, 考虑到布喀达坂高山区的冰融水或者与之相关的浅层泉水的 Li^+ 含量分别仅为 0.02mg/L 和 0.01mg/L, 造成太阳湖 Li^+ 含量达到 0.3mg/L^[11] 的原因除了蒸发浓集作用, 较高 Li^+ 含量泉水的汇入可能是更为重要的因素. 布喀达坂山区出露的高矿化度 (46.55g/L) 氯化物型热气泉水, Li^+ 含量高达 96mg/L, 验证了上述可能. 另据朱允铸等^[12] 的研究结果, 洪水河上游河水 Li^+ 含量为 8.5mg/L, 中游河水为 2.04mg/L. 这些数据为 Li^+ 来源于洪水河提供了有力的佐证. 根据新近的地质勘查结果^[13], 第三纪火山岩在洪水河上游汇水盆地中十分发育, 新认定的三个火山口分布在布喀达坂峰近西南麓地带、五雪峰西北麓和北麓地带, 基本沿昆南断裂呈近东西向分布. 此外, 布喀达坂 1984 年还曾出现过火山喷发^[2]. 根据上述证据断定, 与第三纪乃至第四纪火山与断裂活动有关的深部热泉水注入洪水河形成了四盐湖区卤水锂矿床的主要物质来源. 尽管如此, 对布伦台以西河段河水的 Li^+ 含量需作补充测定, 方可最终确定那陵格勒河对四盐湖锂资源形成贡献与否.

勘探结果预计四盐湖区卤水锂资源的储量为 $1275.4 \times 10^4 \text{ t}$. 若采用水盐均衡公式对洪-那水系年输入 Li^+ 总量 $\Sigma \text{Li}^+ (\text{t})$ 进行估算:

$$\Sigma \text{Li}^+ = Q_{\text{径}} \times \text{Li}_{\text{河}} \times 10^{-6}$$

式中, $Q_{\text{径}}$ 为河流的年径流量总量 (m^3), $\text{Li}_{\text{河}}$ 为河水的 Li^+ 平均含量 (mg/L), 并选用上面列举的径流量 ($10.3 \times 10^8 \text{ m}^3$) 和 Li^+ 含量值 (0.727mg/L) 代入上式, 则可得出每年由洪-那水系输送给四盐湖的 Li^+ 总量为 748.81t. 在不考虑 Li^+ 含量随下游河水迁移过程中的流失等诸多可能的误差, 尤其是不考虑地质历史时期中洪-那水系径流量变化的情况下, 按上述年输入 Li^+ 总量估算四盐湖区卤水锂资源的形成时间. 结果显示, 形成四盐湖区 $1275.4 \times 10^4 \text{ t}$ LiCl 资源保有储量只需要不足 3000 年左右的时间. 如果按河流出山后汇入终

结湖途中其 Li^+ 总量遭遇 50% 的丢失来估算,也只需要 6000 年便可形成现有锂资源量.无论是不同时期径流量的变化还是迁移流失量都有待调查研究后确定.或许,该区的实际锂资源量要高于前期的预估.无论如何,研究结果给予我们的重要启示是,冰后期一万多年中洪-那水系的径流量及其携带的 Li^+ 足以形成别勒滩等四盐湖的锂资源.

由于柴达木盆地西部第三纪高矿化度油田卤水含 K 量较高, Li^+ 含量也达到 $>100\text{mg/L}$ 甚至 200mg/L ^[14],深湖水对柴达木盆地东部的四盐湖区和达布逊等察尔汗东部三盐湖区段 K、Li 等盐湖矿产资源的形成和贡献量长期以来一直受到关注.察尔汗盐湖北缘几十至几百米宽的盐溶带溢出的高 Ca 氯化物型水被认为是来自地下深湖水,这种氯化钙型深湖水与河水的混杂是该盐湖钾盐卤水形成的必要条件^[15].其溢出带在察尔汗和霍布逊区的北部边缘较更发育,但该区地表和地下盐湖卤水中的锂含量很低(表 2、表 3).由此可见,这种类型的水对该盐湖区内卤水锂量的贡献明显不大.它从另一个侧面说明,汇入河水的 Li^+ 含量是该区盐湖锂资源形成与否的决定性因素.

按照目前洪-那水系进入柴达木盆地后的径流模式,估计其 60% 至 70% 的径流量汇聚台吉乃尔河流向东台、西台和一里平盐湖,少于 40% 的径流量通过乌图美仁河及其支流或地下潜流汇入涩聂湖和别勒滩.如果这种径流模式古往今来一直没变,就难于解答为何别勒滩卤水锂资源量占该区总量的 60.7%.我们经勘查后认为,洪-那水系早先大约 70% 的径流量流向别勒滩盐湖.理由有二:(1) 别勒滩盐湖成盐前的湖盆海拔高度比东台盐湖低至少 30m,含盐地层厚度比东台等西部三盐湖厚 20m 以上,现今的海拔高度仍然比东台至少低 3m.换言之,水往低处流,洪-那水系进入盆地的径流最初指向别勒滩低地;这很可能是西部三盐湖的成盐期比别勒滩晚很多年的原因.(2) 随着洪-那水系出山后山前冲积扇的不断向前扩展,逐步形成扇前河——台吉乃尔河且其水流量与日俱增,结果是台吉乃尔河冲积扇开始快速扩展,洪-那水系向各终端湖的汇流格局逐步接近当今的模式.正是这种径流模式的变更决定了四盐湖区卤水锂资源储量的分配比例.

东台与别勒滩之间 CK-E2 孔^[15]揭示的岩性地层以及区内含盐地层的产状说明,该区成盐盆地基底至少在 3 万年前业已基本定型.由于四盐湖区降水稀少($<30\text{mm/a}$)、极度干旱以及蒸发作用强烈($>2500\text{mm/a}$),这些终端湖盆如同天然盐田,来自洪-那水系的汇水在此接受强烈的蒸发作用,K、B、Li 等不断浓集并最终成矿.资料显示^[16],山区降水量随高度增加,在 4000 – 5000m 高山区的年降水量为 250 – 280mm.在洪水河和那陵格勒河各自源头,两个高山冰帽冰川区的面积达 700 多 km^2 ,其冰雪融水占总径流量的 28.8%.洪-那水系的汇水面积为 20790km^2 ,是所有流入柴达木盆地河流域面积之最.来自这个大型汇水盆地中的降雨和冰雪融水持续不断地供给四盐湖区,显而易见,流域中的降水量和山地冰帽冰川的冰量平衡,以及湖区的蒸发量控制着四盐湖区的水位、水量平衡、水化学的变化,决定着盐湖的化学和碎屑沉积特征.在现代气候框架下,有一年二度的丰(洪)水期及其对盐湖全年的水量平衡及水化学变化的影响,造成的相应变化幅度从前两节提供的观测数据中可见一斑.还有 50 年或百年一遇的大洪水或极端干旱年,例如 1989 年的夏季的大洪水,造成区内地表盐湖卤水面积的大幅度扩张.在东部邻区的青海湖—中国最大的内陆水体同期也出现了 0.5m 左右的湖水位上涨.在距今一万年即全新世的早、中、晚期的不同气候框架下,盐湖的化学与碎屑沉积特征会有更大程度的不同.而在末次冰期气候条件下高山区的冰量平衡、流域降水与径流、盐湖区的气温与水量平衡等,与现代或全新世相比会有特别大的差异.邻区封闭湖泊青海湖冰后期以来水位和有效湿度的重建^[17]为该区盐湖沉积对气候变化的响应研究提供了十分有用的类比.总之,过去不同时间尺度上气候变化幅度差别较大,该区盐湖的水位、水化学、化学沉积和碎屑沉积特征发生相应变化的幅度自然也会不同.尽管如此,这些终端湖的周边地貌和含盐地层都指示了浅水环境为基调的含盐地层形成特征,即以浅水环境为基调的水位涨落、水量与水化学平衡控制下的基本沉积特征.而对于仅仅以离子态赋存在四盐湖区地表或含盐地层中的锂而言,总体是一个随径流入湖蒸发浓集最终富集成矿的过程.

致谢:Li 的分析测试由李海军、王波协助完成,在此表示感谢.

4 参考文献

- [1] 张彭熹.柴达木盆地盐湖.北京:科学出版社,1987:235.
- [2] 朱允铸,李文生,吴必豪等.青海省柴达木盆地一里平和东台吉乃尔湖地质新认识.地质论评,1989,35(6):

558-565.

- [3] 杨贵林,张静娴. 柴达木盆地水文特征. 干旱区研究,1996,13(1):7-13.
- [4] 中国科学院青海盐湖研究所. 卤水和盐的分析方法. 北京:科学出版社,1988:469.
- [5] 张西营,张明刚. 采卤初期西台吉乃尔盐湖矿区卤水中钾、锂、硼水化学动态变化. 湖泊科学,2007,19(6):727-734.
- [6] 田 润,韩凤清,马海州等. 察尔汗盐湖别勒滩区段晶间卤水的主要离子分布特征. 盐湖研究,2007,15(3):7-13.
- [7] 张 辉,韩凤清,梁青生. 柴达木盆地东台吉乃尔盐湖盐类沉积特征及成盐年代的初步研究. 化工矿产地质,2001,23(2):83-85.
- [8] 化学工业部化学矿产地质研究院. 察尔汗盐湖周边水对盐湖钾矿影响的研究. 廊房,1989:50.
- [9] 张宝全. 柴达木盆地盐湖卤水提锂研究概况. 海湖盐与化工,2000,29(4):9-13.
- [10] 吴必豪,李松筠,宋鹤彬. 察尔汗盐湖 S-4 层卤水地球化学研究. 北京:地质矿产部矿床地质研究所,1989:81.
- [11] 李炳元. 青海可可西里地区自然环境. 北京:科学出版社,1996:260.
- [12] 朱允铸,李争艳,吴必豪等. 从新构造运动看察尔汗盐湖的形成. 地质学报,1990,(1):13-21.
- [13] 朱迎堂,贾全香,伊海生等. 青海可可西里湖地区新生代两期火山岩. 矿物岩石,2005,25(4):23-29.
- [14] 付建龙,于升松,李世金等. 柴达木盆地西部第三系油田卤水资源可利用性分析. 盐湖研究,2005,13(3):17-21.
- [15] 张彭熹,张保珍,洛温斯坦 TK 等. 古代异常钾盐蒸发岩的成因. 北京:科学出版社,1993:128.
- [16] 张家桢,刘恩宝. 柴达木盆地河流水文特征. 地理学报,1985,40(3):243-254.
- [17] YU Junqing, ZHANG Lisa. Lake Qinghai:Paleoenvironment and paleoclimate. Beijing:Science Press,2008:161.