

# 塔里木盆地西部盐矿点卤水地球化学特征 及成钾预测

马万栋<sup>1,2</sup> 孙国芳<sup>2</sup>

(1. 河南大学资源与环境研究所, 河南 开封 475004; 2. 河南大学环境与规划学院, 河南 开封 475004)

**摘要:**在塔里木盆地的地质发展史上,发生了多次的海进和海退,带来了大量的成盐物质。而且,由于极度的干旱,沉积了大量的岩盐,有望在塔里木盆地找到钾盐。通过野外工作,发现在塔里木盆地西部有大量石盐和盐泉卤水出露。笔者基于地质概况和岩相古地理特征的介绍,通过对采自塔里木盆地西部卤水样品的化学分析,讨论了其地球化学参数及成钾可能性。根据卤水样的分析结果得出:大多数卤水都是从厚层的岩盐中淋滤出来的,岩盐主要是氯化物型,这种类型的岩盐表面上都没有达到钾盐沉积的阶段;其次,根据 Br 和 K 含量表明 WSKL(乌克沙鲁)已经有钾盐沉积的显示,是一个值得注意的地方,应该把重点放在这个区域;最后,由于原始沉积的原因,塔里木盆地 Br 含量普遍很低,这一点通过实验结果和收集到的资料已经得到了证实,不能单纯地依据 Br 指数来判断岩盐的沉积阶段,必须寻找除海相成钾以外的其他的成钾模式。

**关键词:**塔里木盆地西部;地球化学参数;成钾可能性

**中图分类号:**P619.21<sup>+</sup>;P612 **文献标志码:**A **文章编号:**1000-3657(2007)04-0636-06

目前,中国是极度缺乏钾肥的国家。众所周知,中国是一个农业大国,急需大量钾肥。虽然,中国可以从一些盐湖中提取钾盐,但是其数量很有限,每年约有 3/4 的钾肥需要从国外进口。因而,找到钾盐矿是摆在地质工作者面前一项十分迫切的任务。在中国,已探明的钾盐矿床主要分布在青海柴达木盆地<sup>[1]</sup>,约占全国的 95%,次为云南的江城、勐野井和山东的大汶口。此外还分散在云南、四川、甘肃、新疆、内蒙古等省区的现代盐湖、盐井及沿海一带的盐田。世界已发现的大型钾盐矿床主要赋存于寒武系、泥盆系、三叠系和古近系古盐湖以及现代盐湖中。其中古近系钾盐矿床分布较为广泛,如德法的莱茵盆地,西班牙的埃布罗盆地,等等。从已有的资料来看欧亚大陆是古近纪大型钾盐矿床的主要分布地区,而新疆的塔里木盆地恰恰位于此区域,具有广阔的找钾前景,古近纪地层盐类矿物广泛发育,具备成钾盐矿床的条件,尤其是库车、莎车等地区。笔者通过塔里木盆地西部岩盐淋滤水的地球化学研究,分析了该区含钾盐矿床的可能性。

## 1 研究区地质背景

研究区位于塔里木盆地西部,塔里木盆地在中国新疆维

吾尔自治区境内,总面积约 56 万 km<sup>2</sup>,是中国最大的沉积盆地。晚三叠世开始一直到中新世<sup>[2-3]</sup>,发育了两个巨大的前陆盆地——塔西南凹陷和库车凹陷,分别位于天山山前和昆仑山山前,共以中央隆起作为它们的前陆隆。从晚白垩纪到早古近纪这一地质历史上重要的成盐阶段,塔西南凹陷和库车凹陷受到了古特提斯海入侵的影响。研究区位于古近纪地层广泛发育的区域,在该区域进行钾盐矿床的寻找工作是十分重要的。

晚白垩世初到渐新世末,由于多次特提斯海海水的入侵<sup>[4]</sup>,使塔里木盆地西南凹陷内发育了一系列碳酸盐岩、膏泥盐岩、石盐岩建造。晚白垩世早期发育多次海进和海退过程,形成了由台地相碳酸盐岩及蒸发台地相的膏泥岩和石膏岩的沉积旋回。白垩世末期以萨布哈膏泥岩沉积为主,早古近纪初期形成潟湖海湾相的石膏岩、石盐岩。早古近纪早期,海湾水体加深,与外海畅通,盐度相对正常,发育浅海间台地相的灰岩、泥岩几潮坪介壳灰岩沉积。始新世晚期,海水缓缓退缩,潮坪泥岩相出现,沉积了泥岩夹介壳灰岩,上部发育石膏团块及碎屑岩薄层。进入渐新世,潮坪相的红色泥岩及碎屑岩出现,同时发育萨布哈沉积。随后,海水全部退出,中新世

收稿日期:2006-09-15;改回日期:2006-11-07

基金项目:河南大学科研基金项目(05YBZR006)和国家 305 项目(2001BA609A0716)共同资助。

作者简介:马万栋,男,1977 年生,硕士,讲师,主要从事资源与环境地球化学方面的工作;E-mail:mawdcn@henu.edu.cn。

开始向陆相过渡。

库车凹陷位于塔里木盆地北部,长约 2150 km,南北宽 20~60 km,东窄西宽,呈东西向展布<sup>[4]</sup>。库车凹陷是一个以中—新生代为主的生油凹陷,由于受天山向南逆冲挤压作用,在凹陷内形成了东西向展布的五排构造带<sup>[5-9]</sup>,自北而南分别是北部单斜鼻状构造带、依奇克里背斜构造带、拜城向斜构造带、秋立塔克背斜构造带、亚肯背斜构造带。库车凹陷的发展主要分为以下几个阶段<sup>[7]</sup>:自晚二叠纪起,由于南天山褶皱带的构造负荷与挤压挠曲作用,塔里木盆地北部地区发育了库车凹陷,三叠纪—侏罗纪时,库车凹陷为前陆盆地,和阿瓦提—满加尔凹陷以沙雅前缘隆起相隔。自早白垩世起,库车凹陷为沉降中心,南部的阿瓦提—满加尔成为库车凹陷的缓坡。

世界上超大型的钾盐矿床出现的时代多为寒武纪、泥盆纪、二叠纪和古近纪<sup>[10]</sup>。大型、超大型钾盐矿床在地史上的分布与地壳运动和板块构造活动有关。地壳运动和板块活动可营造大型凹陷、断陷盆地、地堑和裂谷,为钾盐成矿场所和物质来源提供条件。地壳运动的末期又造就了钾盐形成有利的干旱气候条件和海退的环境。塔西南凹陷发育了 200~1300 m 的海湾潟湖相膏盐岩、泥岩、介壳灰岩和粉砂岩。海水侵入到库车凹陷,发育了一套厚度达 600~1000 m 的海湾潟湖相膏盐岩、灰岩、砂泥岩互层沉积。起源于天山、昆仑山的河流(阿

克苏河、叶尔羌河及和田河)带着大量的剥蚀风化物(包括含钾盐类物质)贯入阿瓦提、塔里木盆地西部洼地,为后来形成盐湖及含盐次级构造洼地奠定了有利的地质环境,成钾的可能性较大。

### 2 样品分析

经过野外科考,采集了大量岩盐样品及卤水样品(图 1)。野外采集到的水样大多都是从厚层的岩盐层中淋滤出来的,其野外特征描述见表 1。

把从野外采集到的卤水样品按顺序依次编号,根据不同的离子类型采用不同的测试方法。卤水的化学分析项目包括  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Cl^-$ ,  $CO_3^{2-}$ ,  $HCO_3^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $Br^-$  和  $B^{3+}$ 。  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Cl^-$ ,  $CO_3^{2-}$  (未检出)和  $HCO_3^-$  通过滴定分析法测定<sup>[11]</sup>;  $SO_4^{2-}$  用重量分析法测定,  $K^+$  用原子吸收分光光度计测定,若含量大于 1% 则用重量分析法;  $Br^-$  用荧光素法,  $B^{3+}$  用甲亚胺法分别在 SX-721 型分光光度计上测定;  $Na^+$  的浓度根据溶液中阴阳离子的电荷数平衡用差减法计算。分析结果见表 2。

### 3 结果分析和讨论

钾盐是一种易溶盐,总在海水蒸发的最后阶段才分离出来。在海水蒸发的过程中,溶解度最小的碳酸盐最先析出,其

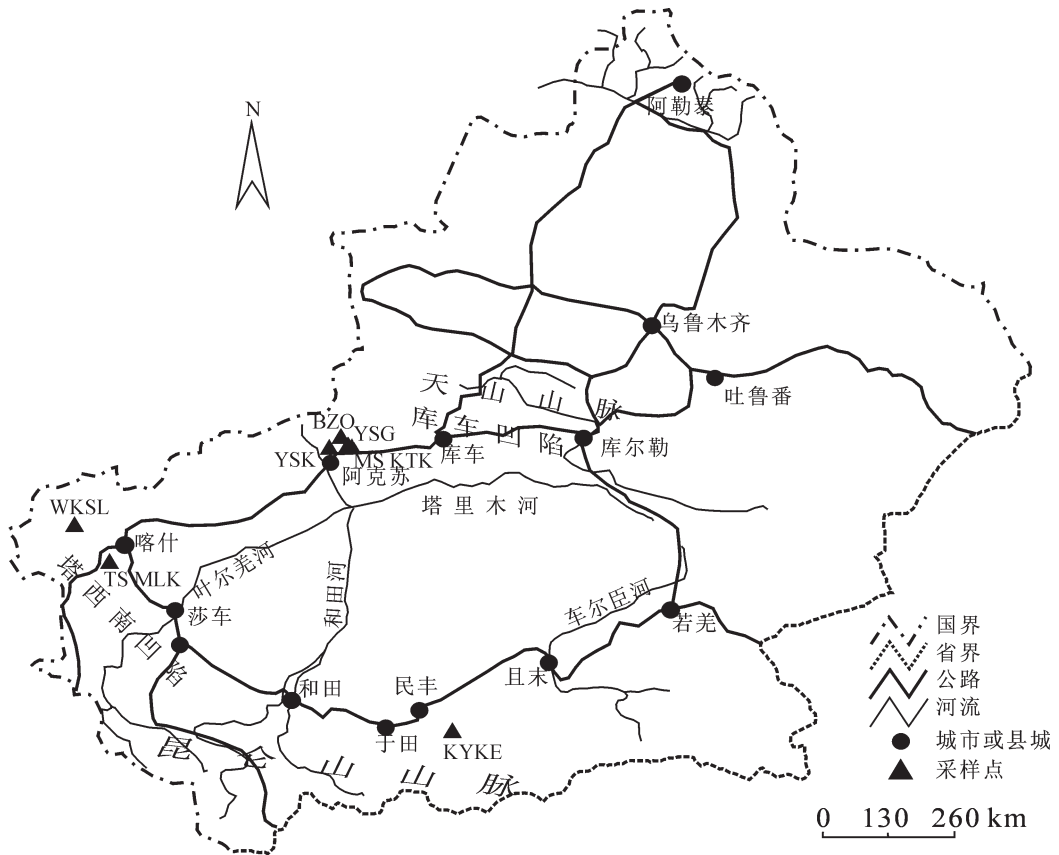


图 1 塔里木盆地西部盐矿点分布图

Fig.1 The distribution of salt deposits in the western Tarim Basin

表1 塔里木盆地西部盐泉卤水水化学参数

Table 1 Hydrochemical parameters of salt spring brine in the western Tarim basin

样品编号	矿化度(g/L)	水化学类型	nNa/nCl	$K \times 10^3 / \sum \text{salt}$	$Br \times 10^3 / Cl$	野外特征描述
WSYSKQ01	318.722	氯化物型	0.986	0.853	0.003	位置: 北纬 41.5642° —东经 80.7573°, 卤水直接从盐层缝隙中渗出, 颜色淡黄, 盐度均大于 28.0%, 出口大量析出葡萄状盐华, 推测为岩盐淋滤水
WSYSKQ02	321.443	氯化物型	0.997	0.623	0.002	
WSYSKQ03	322.935	氯化物型	0.993	0.650	0.003	
WSYSKQ04	321.489	氯化物型	0.990	0.693	0.003	
WSYSKQ05	322.745	氯化物型	0.999	0.617	0.000	
BZDQ01	311.658	氯化物型	0.996	0.642	0.004	位置: 北纬 41.7314° —东经 80.7495°, 从盐山顶部出露盐泉, 流速缓慢, 垂直盐层下流成河, 01-08 号样品从出口河流逆流向上采自顶部, 盐度均>28.0%
BZDQ02	320.112	氯化物型	0.992	0.858	0.003	
BZDQ03	318.827	氯化物型	0.996	0.456	0.004	
BZDQ04	317.924	氯化物型	0.997	0.559	0.003	
BZDQ05	318.595	氯化物型	0.993	0.616	0.006	
BZDQ06	319.055	氯化物型	0.982	1.040	0.005	
BZDQ07	320.270	氯化物型	0.992	0.908	0.003	
BZDQ08	318.759	氯化物型	0.989	0.861	0.003	
YSGQ01	317.974	氯化物型	0.982	0.716	0.004	位置: 北纬 41.4800° —东经 81.3274°, 卤水未见源头, 推测出露于古近系红色泥质岩层, 向下渗滤流过盐层, 最后从盐山底部溶洞流出, 形成盐河, 周围析出厚层盐华, 卤水盐度>28.0%
YSGQ02	322.174	氯化物型	0.990	0.782	0.005	
YSGQ03	321.926	氯化物型	0.990	0.782	0.004	
WKSLQ01	5.006	硫酸钠型	1.088	8.073	0.103	位置: 北纬 39.8069° —东经 74.7462°, 01 号水点位于盐体南部, 出露于古近系红色泥质、膏泥质岩层, 盐度低于 3.0%; 02 号出露于盐体中部泥岩、泥质岩盐及岩盐层, 出口及周围大量析出盐华, 盐度>28.0%
WKSLQ02	303.302	硫酸镁型	0.992	1.237	0.203	
KYKEQ01	15.507	硫酸钠型	1.063	4.079	0.000	位置: 北纬 36.5752° —东经 83.6029°, 泉水淋滤过盐层, 出露于第四系松散堆积物中, 表层析出盐霜, 盐度 2.0%~4.0%; 河水主要源于冰雪溶水, 流速缓慢, 切割盐层流过, 低洼处因天然暴露蒸发, 盐度>28.0%, 周围析出大量盐华
KYKEQ02	16.004	硫酸钠型	0.998	4.940	0.001	
KYKEH01	1.274	硫酸镁型	0.829	9.655	0.000	
KYKEH02	316.907	硫酸镁型	1.002	0.277	0.008	
MSKTKQ01	321.640	氯化物型	0.992	0.628	0.010	位置: 北纬 41.4529° —东经 81.0912°, 卤水出露于一巨大盐体底部溶洞, 未见源头, 流速中等, 出盐河后自然形成一小河, 周围大量析出盐华, 盐度大于 28.0%
TSMLKQ01	113.053	氯化物型	0.933	1.134	0.034	位置: 北纬 39.0670° —东经 75.6509°, 盐泉出露于古近系岩盐地层, 泉水出露处析出厚层盐霜和盐花, 盐度高者大于 28.0%, 低者 12.5%
TSMLKQ02	298.218	硫酸镁型	1.003	0.909	0.011	
TSMLKQ03	296.360	硫酸镁型	1.000	1.001	0.012	

注:  $\sum \text{salt}$  指总盐度, 通过计算卤水中阴离子含量和阳离子含量总和得到。

次是硫酸盐, 最后是氯化物。因此氯化物型岩盐在找钾工作中非常重要, 同时也很有意义。此次野外采集到的卤水大部分都是穿滤了厚层的氯化物型岩盐, 因此, 对于找钾工作是十分有意义的。盐泉卤水按其离子组成可分为 3 种类型: 氯化物型、硫酸盐型和碳酸盐型。在这 3 种卤水类型中氯化物型卤水对于找钾是最重要的。nNa/nCl=1 是盐湖沉积卤水的标志, nNa/nCl=1~2 暗示可能存在芒硝或钾盐镁矾。根据云南勐野和青海察尔汗盐湖钾盐分布区的卤水水化学分析研究表明:  $K \times 1000 / \sum \text{salt} > 3.0$  表示有钾盐沉积的迹象,  $K \times 1000 / \sum \text{salt} \approx 10$  表明可能有钾盐工业矿层的存在。溴元素一般不单独形成矿物, 很容易进入卤水蒸发的最后阶段——氯化物型岩盐。氯和其他元素相比也是比较稳定的元素, 因此,

溴氯系数 ( $Br \times 1000 / Cl$ ) 值是卤水蒸发阶段和钾盐沉积的一个重要特征信号。  $K \times 1000 / \sum \text{salt} = 2.6 \sim 15.7$  和  $Br \times 1000 / Cl > 0.2$  表示有钾盐沉积的显示。表 1 列出了塔里木盆地西部盐泉卤水的水化学参数。

根据表 2, 在这些盐泉卤水中, 钾离子浓度最高的是 0.375 g/L, 但是它的浓度远没有达到钾盐矿层卤水的钾离子浓度。对于溴, 其离子浓度最高为 36.129 mg/L (WKSLQ02), 而其他的地方则很低, 正常海水的溴的浓度为 67.3 mg/L。这表明 WKSL 虽然没有达到海水的正常值 (可能该区是非正常的海相成盐模式), 但是和其他地方相比已经显示了一定程度的卤水浓缩。至于硼, 其浓度最高的样品是 WKSLQ02, 为 30.19 mg/L, 其他地方的平均值分别为 WSYSK: 1.469 mg/L;

表 2 塔里木盆地西部盐泉卤水的化学组成(g/L)

Table 2 Chemical composition (g/L) of salt spring brine in the western Tarim basin

样品编号	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup> (×10 <sup>-3</sup> )	B <sup>3+</sup> (×10 <sup>-3</sup> )	pH 值
WSYSKQ01	0.272	2.133	0.410	122.043	190.936	2.902	0.026	0.513	1.554	6.50
WSYSKQ02	0.200	1.590	0.222	123.935	191.630	3.846	0.021	0.408	1.399	6.68
WSYSKQ03	0.210	1.911	0.283	124.139	192.864	3.509	0.018	0.607	0.933	6.56
WSYSKQ04	0.223	1.899	0.303	123.597	192.479	2.972	0.016	0.595	1.010	6.26
WSYSKQ05	0.199	1.565	0.108	124.582	192.401	3.873	0.018	0.023	2.448	6.66
BZDQ01	0.200	1.638	0.325	119.919	185.728	3.807	0.042	0.665	0.816	6.96
BZDQ02	0.275	2.113	0.076	123.101	191.321	3.204	0.023	0.550	0.933	6.46
BZDQ03	0.145	1.851	0.120	122.933	190.396	3.359	0.024	0.773	0.933	6.47
BZDQ04	0.178	1.722	0.103	122.683	189.778	3.435	0.026	0.608	0.661	6.72
BZDQ05	0.196	1.976	0.195	122.632	190.473	3.095	0.027	1.091	1.243	6.48
BZDQ06	0.332	2.777	0.195	121.882	191.321	2.527	0.021	0.995	0.855	6.26
BZDQ07	0.291	2.173	0.122	123.021	191.321	3.320	0.023	0.657	1.010	6.43
BZDQ08	0.275	1.855	0.508	122.140	190.396	3.562	0.023	0.512	1.243	6.34
YSGQ01	0.228	2.253	0.598	121.414	190.627	2.834	0.020	0.773	0.194	6.41
YSGQ02	0.252	1.851	0.456	123.695	192.633	3.264	0.023	0.969	1.477	6.45
YSGQ03	0.252	1.811	0.449	123.627	192.479	3.287	0.021	0.838	1.205	6.20
WKSLQ01	0.040	0.563	0.173	0.817	1.157	2.087	0.169	0.119	1.088	7.52
WKSLQ02	0.375	1.006	1.870	114.589	178.207	7.203	0.053	36.129	30.19	6.80
KYKEQ01	0.063	0.153	0.561	4.627	6.712	2.638	0.752	0.000	0.000	8.17
KYKEQ02	0.079	0.181	0.866	4.242	6.557	3.346	0.733	0.009	0.000	7.89
KYKEH01	0.012	0.081	0.122	0.124	0.231	0.389	0.314	0.000	0.000	7.98
KYKEH02	0.088	1.449	0.334	122.349	188.351	4.075	0.261	1.543	0.816	6.71
MSKTKQ01	0.202	1.964	0.371	123.733	192.324	3.027	0.020	1.985	1.321	6.38
TSMLKQ01	0.128	2.797	0.976	39.886	65.960	3.243	0.063	2.255	0.000	6.32
TSMLKQ02	0.271	1.525	0.312	114.860	176.664	4.561	0.024	1.905	0.971	6.50
TSMLKQ03	0.297	1.642	0.383	113.915	175.738	4.336	0.048	2.037	2.215	6.74

BZD:0.962 mg/L;YSG:0.958 mg/L;WKSL:15.640 mg/L;KYKE:0.204 mg/L;MSKTK:1.321 mg/L;TSMLK:1.062 mg/L,这些数值都低于海水正常值的 2~3 倍<sup>[9]</sup>。依据该理论这些盐泉卤水都没有达到钾盐沉积的阶段,常规的海相成盐理论受到了质疑。在塔里木盆地可能还存在其他的成盐模式<sup>[10]</sup>,如陆相蒸发盐等<sup>[11]</sup>。表 2 中就明显地列出了钾含量相对较高的区域,如 WKSLQ02, BZDQ06 等等,尤其是 WKSLQ02 其钾含量达到了 0.375 g/L。至于 BZDQ06,虽然钾含量较高,但是其他的指数(如 Br, B)却很低,同时  $K \times 10^3 / \sum \text{salt} = 1.040$  和  $\text{Br} \times 10^3 / \text{Cl} = 0.005$  这两点也表明该区域没有钾盐沉积的显示。

从野外工作发现,所采集到的塔里木盆地盐泉卤水,大多数都是从厚层的石盐层中淋滤出来的,从卤水的分析结果及野外工作来分析,这些卤水所溶滤的岩盐基本上都是石盐,但是,从表 1 中  $n\text{Na}/n\text{Cl}$  值可知,如果按正常的海水成盐模式,那么应该还没有达到石盐的析出阶段(海水析出石盐的  $n\text{Na}/n\text{Cl}$  值为 0.81),可是,从实际野外工作中知道,实际上塔里木盆地有大量的石盐露头,这也证明了塔里木盆地成盐环境的复杂性,使得必须寻求其他的成盐作用及成盐模式来判断塔里木盆地的成盐过程。也可以通过其他的方法或过程来判断卤水的浓缩程度,如硼、氧、氢、锶等同位素<sup>[12]</sup>来加以判断成盐环境和成盐阶段。

基于以上分析和讨论,根据离子浓度和盐泉卤水的  $K \times$

$103 / \sum \text{salt}$  及  $\text{Br} \times 103 / \text{Cl}$  系数值,可知除了 WKSLQ02 这一盐矿点外,其他的区域都没有达到钾盐沉积的阶段,没有发现钾盐矿层的存在,具体的情况要视固体样品的分析情况而定。至于 WKSLQ02,  $K \times 10^3 / \sum \text{salt} = 1.237$  及  $\text{Br} \times 10^3 / \text{Cl} = 0.203$ ,这些系数数值虽然比存在钾盐矿的系数值低,但是已经显现出了钾盐矿存在的某些痕迹(尤其是通过溴氧系数  $\text{Br} \times 10^3 / \text{Cl}$  便可知道)。盐泉卤水(WKSLQ02)的野外特征描述如下:盐度大于 28%,其周围是巨厚的岩盐;除表面大量的盐风化壳以外,在岩盐中间夹有泥质岩盐;其次是有钾盐沉积显示的厚层石盐<sup>[13]</sup>。因此,应该把找钾重点放在 WKSL 及其周围的区域,以期找到钾盐矿床。

## 4 结论

通过野外工作及室内地球化学分析,得出:研究区的卤水大多数都是从厚层的岩盐中淋滤出来的,这些岩盐属氯化物型岩盐,如果按照正常的海相成盐模式,均没有达到钾盐沉积的阶段,然而从各种系数值和野外特征可知 WKSL(乌克沙鲁)是一个比较特殊的地方,同时也说明塔里木盆地成盐模式的复杂性,具体的结论要视固体盐样的分析结果而定。

通过塔里木盆地的地质背景特征及野外实践可知,在塔里木盆地地质发展史上,曾经历了多次海水的入侵和退缩以及陆相地水的混合,形成了较复杂的岩盐、泥岩混合体,这增

加了寻找钾盐矿床工作的难度,在今后的找钾工作中必须寻求更为有效、合理的判断方法、成盐模式等。值得注意的是塔里木盆地由于原始沉积的原因溴含量普遍很低,这一点通过实验数据和已经收集到的资料得到了证实,不能完全依据溴含量来判断岩盐的沉积阶段,以后需要寻求其他的指标来判断岩盐的发展阶段、成盐模式,以期找到钾盐矿床。

#### 参考文献 (References):

- [1] 李钟模. 油钾兼探是寻找钾盐的必要过程 [J]. 中国石油和化工, 1997, 4(4):31-32.  
Li Zhongmo. A necessary processing for searching potash: exploring oil and potash simultaneously [J]. China Petroleum and Chemical Industry, 1997, 4(4):31-32(in Chinese with English abstract).
- [2] 陈荣林. 塔里木盆地第三纪含盐系地质特征研究 [J]. 化工矿产地质, 1996, 18(4):276-283.  
Chen Ronglin. Geological characteristics of the Tertiary salt-bearing sequences in Talimu Basin [J]. Geology of Chemical Minerals, 1996, 18(4):276-283(in Chinese with English abstract).
- [3] 罗金海, 车自成, 周新源, 等. 塔里木盆地西部中生代早期伸展作用的辉绿岩证据 [J]. 中国地质, 2006, 33(3):566-571.  
Luo Jinhai, Che Zicheng, Zhou Xinyuan, et al. Diabase evidence for the early Mesozoic extension in the western Tarim basin, NW China [J]. Geology in China, 2006, 33(3):566-571(in Chinese with English abstract).
- [4] 邓云山, 康健, 孟自芳. 库车坳陷同沉积演化的古地磁研究 [J]. 沉积学报, 1998, 16(4):109-113.  
Deng Yunshan, Kang Jian, Meng Zifang. The syndimentary fold study of Tertiary system in Kuche depression and geological significance [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1998, 16(4):109-113(in Chinese with English abstract).
- [5] 杨庚, 钱祥麟. 库车坳陷沉降与天山中新生代构造活动 [J]. 新疆地质, 1995, 13(3):264-273.  
Yang Geng, Qian Xianglin. Subsidence of the Kuqa depression and Mesozoic-Cenozoic structural reactivations in Tianshan [J]. Xinjiang Geology, 1995, 13(3):264-273(in Chinese with English abstract).
- [6] 汤良杰, 余一欣, 杨文静, 等. 库车前陆褶皱冲断带前缘滑脱层内部变形特征 [J]. 中国地质, 2006, 33(5):944-951.  
Tang Liangjie, Yu Yixin, Yang Wenjing, et al. Internal deformation features of detachment layers in the front of the Kuqa foreland fold-thrust belt [J]. Geology in China, 2006, 33(5):944-951(in Chinese with English abstract).
- [7] 邱芳强, 丁勇, 王辉. 库车盆地的沉积物源分析 [J]. 新疆地质, 2000, 18(3):252-257.  
Qiu Fangqiang, Ding Yong, Wang Hui. Source analysis on deposits of Kuche Basin [J]. Xinjiang Geology, 2000, 18(3):252-257(in Chinese with English abstract).
- [8] 中国科学院青海盐湖研究所分析室. 卤水盐的分析方法 [M]. 北京: 科学出版社, 1998:42-237.  
Analysis Lab of Qinghai Institute of Salt Lakes, Chinese Academy of Sciences. Analysis Methods of Brines and Salt [M]. Beijing: Science Press, 1998:42-237(in Chinese).
- [9] 牟宝磊. 元素地球化学 [M]. 北京: 北京大学出版社, 1999:1-227.  
Mu Baolei. Element Geochemistry [M]. Beijing: Peking University Press, 1999:1-227(in Chinese).
- [10] Leising J F, Tyler S W, Miller W W. Convection of saline brines in enclosed lacustrine basins: A mechanism for potassium metasomatism [J]. GSA Bulletin, 1995, 107, 1157-1163.
- [11] 张彭熹, 张宝珍, T.K. 洛温斯坦, 等. 古代异常钾盐蒸发岩的成因——以柴达木盆地察尔汗盐湖钾盐的形成为例 [M]. 北京: 科学出版社, 1993:1-128.  
Zhang Pengxi, Zhang Baozhen, Lowenstein T K, et al. Formation Cause of Ancient Abnormal Potash Evaporites—An Example About Formation of Salt Lake Potash in Qarhan Lake of Qaidam Basin [M]. Beijing: Science Press, 1993:1-128(in Chinese).
- [12] Kloppmann W, Négrel Ph, Casnova J, et al. Halite dissolution derived brines in the vicinity of a Permian salt dome (N German Basin) Evidence from boron, strontium, oxygen, and hydrogen isotopes [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2001, 65:4087-4101.
- [13] 魏东岩. 试论钾盐矿床的成矿条件 [J]. 化工矿产地质, 1999, 21(1):1-6.  
Wei Dongyan. On conditions for origination of potash deposits [J]. Geology of Chemical Minerals, 1999, 21(1):1-6(in Chinese with English abstract).

## Brine geochemistry and prediction of potash formation at salt occurrences in the western Tarim basin

MA Wan-dong, SUN Guo-fang

(1. *Institute of Resources and Environment, Henan University, Kaifeng 475004, Henan, China;*

2. *College of Environment & Planning, Henan University, Kaifeng 475004, Henan, China*)

**Abstract:** In the geological evolution of the Tarim basin, many transgressions and regressions happened, which brought plenty of salt-forming materials. Furthermore, because the climate was extremely arid, abundant halite was deposited. So it is possible to find potash in the Tarim basin. Through fieldwork, the authors have found that large amounts of halite and spring brine outcrop in the western Tarim basin. Based on a brief introduction of the geological characteristics and sedimentary facies and paleogeography of the area and chemical analysis of brine samples taken from the western Tarim basin, this paper discusses geochemical parameters and the possibility of potash formation. According to the results of brine analysis, the authors have come to the following conclusions: first, most brine has been leached from very thick halite; halite is mainly of chloride type and this type of halite has not reached the stage of potash deposition; second, the contents of Br and K show that Ohsalur (WKSL) is a place meriting attention because there have been some indications of potash deposits; finally, the Br content in the Tarim basin is generally low because of only primary deposition, which has been proved by the results of the experiment and collected data; so we cannot only depend on the Br index to judge the deposition stage of halite and it is necessary to find other potash-forming models in addition to marine potash formation.

**Key words:** western Tarim basin; geochemical parameter; possibility of potash formation

---

**About the first author:** MA Wan-dong, male, born in 1977, master and lecturer, specializes in resources and environment geochemistry; E-mail: mawdcn@henu.edu.cn.