柴达木盆地卤水型Li、Rb关键金属矿产元素分布特征及富集机制

李建森^{1,2,3*}, 李廷伟^{2,3}, 马云麒^{2,3}, 陈福坤¹

1. 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026;

2. 中国科学院青海盐湖研究所, 中国科学院盐湖资源综合高效利用重点实验室, 西宁 810008;

3. 青海省盐湖地质与环境重点实验室, 西宁 810008

* 通讯作者, E-mail: lijn@isl.ac.cn

收稿日期: 2021-04-02; 收修改稿日期: 2021-10-06; 接受日期: 2021-10-13; 网络版发表日期: 2021-12-17

国家自然科学基金项目(批准号: 41972258、U1407128、41402229)、中国科学院青年创新促进会人才项目(编号: 2020428)、青海省自然科学基金项目(编号: 2021-ZJ-980Q)和第二次青藏高原综合科学考察研究项目(编号: 2019QZKK0805)资助

摘要 针对柴达木盆地卤水型锂(Li)和铷(Rb)关键金属矿产资源分布规律不清、富集机制不明的问题, 全面调查了盆地第三系古卤水和第四纪现代盐湖卤水中的Li、Rb资源分布规律. 研究显示, 大风山、南翼山、油泉子、尖顶山、碱石山含油背斜构造古卤水Li、Rb资源禀赋较好, Li平均含量达 $81.1\sim 128.9\text{mg L}^{-1}$, Rb平均含量达 $4.5\sim 29.2\text{mg L}^{-1}$, 均具有很好的开发利用前景; 柴达木盆地东台、西台、一里坪盐湖及涩聂湖中, 除已知的较好Li资源禀赋外, Rb含量最高可达 12.5mg L^{-1} , 亟需关注Rb资源的开发利用. 基于水体氢、氧和硼同位素特征进一步查明了卤水Li和Rb资源的富集机制, 第三系古卤水 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -40.7‰ 和 2.84‰ , 多数富Li、Rb古卤水的 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 与岩浆水接近; 低于河水而与地热流体接近的 $\delta^{11}\text{B}$ 值说明, 除蒸发作用和水-岩反应外, 深部岩浆热流体的补给才是古卤水矿种元素超常富集的关键机制. 而现代盐湖卤水Li、Rb资源的超常富集与火山地热水的补给密切相关, 盆地西部盐湖晶间卤水相对高的Li、Rb含量和垂向上随深度增加而Li、Rb含量有所增加的规律, 则是由局部古卤水沿断裂带上涌补给造成.

关键词 锂铷资源, 古卤水, 盐湖卤水, 氢氧硼同位素, 柴达木盆地

1 引言

锂(Li)被称为“21世纪的能源金属”, 属于战略性关键矿产资源, 在过去十年里, 世界对锂的需求翻了一番, 预计未来十年还将增长1倍以上(Baspineiro等, 2020). 卤水型锂资源占世界锂储量的绝大部分, 中国也以卤水

锂开发为主, 青藏高原是世界上第二大卤水锂富集区, 而柴达木盆地是卤水锂资源开发的主战场. 锂资源主要集中在柴达木盆地中部的东台、西台、一里坪和涩聂湖等第四纪现代盐湖, 在锂资源赋存特征和富集规律方面已开展了较多的研究, 但是仍存在柴达木古大湖迁移说和东昆仑富锂地热水补给说两种成因机制模

中文引用格式: 李建森, 李廷伟, 马云麒, 陈福坤. 2022. 柴达木盆地卤水型Li、Rb关键金属矿产元素分布特征及富集机制. 中国科学: 地球科学, 52(3): 474–485, doi: 10.1360/SSTe-2021-0086

英文引用格式: Li J, Li T, Ma Y, Chen F. 2022. Distribution and origin of brine-type Li-Rb mineralization in the Qaidam Basin, NW China. Science China Earth Sciences, 65(3): 477–489, <https://doi.org/10.1007/s11430-021-9855-6>

型. 前者认为锂在柴达木盆地中部的富集与古大湖迁移过程中卤水不断浓缩有关(Chen和Bowler, 1986; 张彭熹, 1987), 而后者强调东昆仑山地热流体是锂的主要物质来源(Tan等, 2012; Yu等, 2013; 李建森等, 2019). 随着近年来的大规模开采, 现代盐湖锂资源已面临资源耗竭的可持续发展问题. 柴达木盆地西部含油背斜构造产出的第三纪古卤水中发现有锂资源, 有望成为替代性资源而在未来被开采. 但是, 过去对于古卤水的研究比较缺乏, 且主要围绕钾资源进行探讨(Tan等, 2011; 李建森等, 2013; 李洪普等, 2015), 因此有必要专门针对古卤水锂资源分布和成因机制开展系统的研究.

铷(Rb)作为重要的稀有碱金属元素, 同样是国家战略性关键矿产资源. 但铷资源在全世界都十分稀缺, 至今未发现独立铷矿床, 国际上多从云母及花岗岩型多金属伴生矿中提取铷, 而目前美国和加拿大已经从盐湖卤水中提取铷盐(孙艳等, 2019). 中国青藏高原盐湖中也赋存有铷元素, 是潜在的铷找矿靶区. 柴达木盆地已进行大规模卤水钾、硼、锂的开采, 但对于铷关注极少, 20世纪张彭熹(1987)对于柴达木盆地部分现代盐湖铷含量进行了初步测定, 但并未阐述其分布规律. 同时, 古卤水铷资源的分布研究几乎处于空白, 铷资源的富集机制更是未见报道.

在世界多数沉积盆地中, 纵使是典型海相沉积盆地, 其卤水中的锂和铷往往难以高度富集, 锂平均含量多数低于 60mg L^{-1} 而铷多数低于 20mg L^{-1} (Wilson和Long, 1993; Demir和Seyler, 1999; Millot等, 2011; Regenspurge等, 2016). 而在加利福尼亚索尔顿海科学钻产出的地热卤水中, 锂、铷含量分别可达 286 和 161mg L^{-1} (Thompson和Fournier, 1988), 锂、铷的形成和富集可能有着一定的关联和相似的关键机制. 为了更好地实现绿色、循环、可持续的柴达木盆地新型工业化发展, 亟需对锂、铷资源的分布及其富集机制形成全面而深入的认识, 以推动青海盐湖资源的平衡开采和综合利用, 这也是强化资源综合开发的顶层设计并延伸产业链的重要基础. 本研究针对柴达木盆地卤水中锂、铷资源禀赋和分布规律不清、富集机制不明的问题, 一方面系统地开展盆地典型现代盐湖不同层位卤水的锂、铷分布规律研究, 另一方面全面查明盆地古卤水中锂、铷资源禀赋特征. 最后, 基于水化学和氢、氧、硼水文环境同位素技术对盆地锂、铷资源富集机制和古卤水及现代盐湖卤水物源关联进行探讨.

2 研究区地质概况

柴达木盆地位于青藏高原东北部, 是长期处于青藏高原板块构造活动所产生的强烈挤压环境下逐渐发展起来的中新生代“挠曲盆地”. 中生代中期, 昆仑山的整体抬升使柴达木地区逐步脱离海洋环境, 同时频繁的地壳运动导致柴达木周围发育众多褶皱, 柴达木地区则成为不连续的多个断陷洼地, 发育盆地雏形. 古近纪时期, 在亚欧大陆板块碰撞构造应力下, 古柴达木开始凹陷, 并在较短时间内沉积了厚达 2600m 的山麓、河流、湖沼沉积物. 在此期间, 形成了东高西低的地形, 由于当时的昆仑山还不能阻挡南来的暖湿气流, 大量的降水在柴达木盆地西部汇聚, 形成一个统一的大湖盆, 发展成为柴达木古大湖, 面积达 30000km^2 以上. 新近纪时期, 盆地中部开始凹陷, 柴达木古湖开始向东南扩张, 面积达 48000km^2 , 此时盆地受到青藏高原隆升的南北向挤压更加强烈, 致使在新近纪末期盆地中间大风山区域大型基岩强烈凸起, 将古湖一分为二(Liu等, 1998). 盆地西部古湖由于受到凸起的阻挡, 水体补给减少, 加之此时期内盆地气候由湿润转为干旱, 导致西部湖泊咸化并进入盐湖阶段, 强烈的构造运动使得西部地层开始大量形成褶皱隆起, 盐湖开始消亡干化(张彭熹, 1987). 由于盆地东部继续沉陷, 古湖逐渐扩张至达布逊湖一带, 完成柴达木古大湖的东迁. 但到了更新世, 盆地东部部分构造区也开始隆升形成背斜, 同时气候开始变得极为干旱, 东部古湖也进入干盐湖阶段, 逐渐消亡(Zhang等, 2012).

总体上, 柴达木盆地成盐期主要集中于古近纪和晚更新世, 并分别形成了柴达木盆地中西部含盐沉积和第四纪盐湖(见图1). 第四纪盐湖分布于整个盆地内, 多数已干化, 仅有部分盐湖可以接受河水的常年补给从而存在湖表卤水, 而多数盐湖卤水为地表盐壳下的晶间卤水; 古卤水主要赋存于盆地中西部第三系地层中, 多在油气勘探开发中伴随采出, 部分钻井自喷, 出水量大且温度极高.

3 样品采集和分析方法

3.1 样品采集

在盆地西部, 分布有大浪滩和察汗斯拉图干盐湖, 产出硫酸镁型晶间卤水钾盐矿床, 还有尕斯库勒湖, 为

图1 柴达木盆地背斜构造与盐湖分布图

晶间卤水和湖表卤水共存的硫酸镁型钾盐矿床。盆地西北部, 分布有昆特依和马海干盐湖, 而马海北部为硫酸镁型晶间卤水为主的德宗马海, 南部为氯化钙型晶间卤水为主的巴仑马海。在盆地中部, 分布有东台、西台、一里坪和大柴旦等中国最为典型的卤水型硼、锂盐湖矿床。尕斯库勒湖以湖表卤水和5m以浅的晶间卤水为主要开采原料, 大浪滩盐湖以10m以浅和30、120m层位为主, 目前正在勘探300m以下的深层卤水, 针对以上层位皆采集了卤水样品。相应地, 针对察汗斯拉图、昆特依、马海等盐湖的生产抽卤层, 均采集了不同层位的样品。2015~2020年期间, 本课题组分批次采集了大浪滩晶间卤水5件、察汗斯拉图晶间卤水4件、昆特依晶间卤水9件、马海晶间卤水6件、东台晶间卤水2件、西台晶间卤水2件、一里坪晶间卤水2件、尕斯库勒湖北部和南部湖表卤水和晶间卤水4件, 大柴旦北部和南部湖表卤水和晶间卤水6件, 还采集了柯柯、希里沟、尕海、托素湖、茫崖湖和达布逊湖等湖表卤水样品12件。按夏季和冬季分别采集阿拉尔河、格尔木河和那棱格勒河上游段、中游段和下游段河水样品共计21件, 同时采集茫崖山前潜水、阿尔金山前潜水和柴旦八里沟山前潜水5件, 还采集了温泉乡、大柴旦等泉水5件。对于晶间卤水样品, 全部

从抽卤井或新开采卤渠直接采集, 保证了样品的原始性。对于湖表卤水样品, 为保证样品的代表性, 多数从进入湖中10m以上的深水区获取。河水样品的采集主要集中于河流的深水段, 泉水则直接从泉眼口采集。水样采集时, 用环境样品100mL润洗高密度聚乙烯塑料瓶(1L)3~5次, 然后将水样装满至样品瓶中并用Parafilm膜密封, 回到室内立即将所有水样经0.45 μ m尼龙过滤器(Whatman)过滤, 并分为4份。

古卤水主要集中产于盆地西部, 在盆地中部只有碱石山和鸭湖构造带在近几年油气勘查中发现有丰富的自喷地下古卤水。古卤水样品主要采集新开石油钻井地层水, 涵盖了南翼山、狮子沟、油沙山、咸水泉、油泉子、大风山、尖顶山、红柳泉、小梁山、尕斯、冷湖、俄博梁、碱石山、鸭湖在内的14个含油气背斜的98件水样(见表1)。在现场用定量滤纸进行油水初步过滤分离, 并用水体润洗采样瓶3次, 装满后密封, 回到室内立即用0.45 μ m尼龙过滤器过滤, 并分为4份。

3.2 分析方法

所有样品均在回到实验室后3~5天内完成水化学测试, 最大程度保证了水化学组成的原始性, 其余样品进行0~3 $^{\circ}$ C低温暂时保存, 并在30天内安排氢、氧和硼

表 1 柴达木盆地第三系古卤水的矿化度(TDS)和Li、Rb含量分布^{a)}

古卤水构造带	TDS(g L ⁻¹)			Li(mg L ⁻¹)			Rb(mg L ⁻¹)			n
	最大值	最小值	平均值	最大值	最小值	平均值	最大值	最小值	平均值	
南翼山	288.6	116.5	226.3	237.5	21.1	128.9	74.3	4.2	29.2	16
狮子沟	341.2	61.2	199.5	142.4	0.6	15.4	3.8	0.01	1.2	10
油沙山	162.3	5.6	100.8	31.0	0.1	9.1	0.5	0.01	0.1	5
咸水泉	248.9	209.5	220.1	50.2	43.1	46.4	0.9	0.2	0.6	5
油泉子	326.5	200.2	278.4	209.6	17.8	95.3	9.6	1.3	4.6	12
大风山	218.3	170.5	185.6	165.3	139.6	143.2	12.6	6.9	10.2	5
尖顶山	282.7	161.8	220.3	135.0	67.9	92.6	8.6	1.2	4.5	6
红柳泉	163.4	11.4	111.0	33.7	0.1	20.8	7.0	0.4	3.2	4
小梁山	288.6	155.8	181.2	62.4	2.3	32.5	4.6	0.9	2.9	12
尕斯	189.8	59.6	96.2	54.5	5.6	19.7	1.0	0.1	0.3	5
冷湖	76.3	30.7	41.5	7.6	0.3	1.1	0.3	0.01	0.08	10
俄博梁	58.1	37.5	45.2	36.5	5.9	21.6	1.1	0.2	0.5	4
碱石山	136.6	125.4	131.0	99.6	62.5	81.1	5.9	4.3	5.1	2
鸭湖	132.0	123.2	127.6	35.1	31.8	33.5	3.4	3.2	3.3	2

a) “n”代表所分析的样品数量

同位素分析测试. 在中国科学院青海盐湖研究所盐湖地质与环境重点实验室, 利用电感耦合等离子体发射光谱仪(ICAP6500DUO ICP-OES)进行水样的主要阳离子和Li元素含量分析, 利用离子色谱仪(ICS-5000+)对Cl⁻、SO₄²⁻和HCO₃⁻进行测定. 经计算, 所有水体阴阳离子平衡偏差分布在1.2~2.6%, 平均1.8%, 测定结果具有较好可靠性. 在核工业北京地质研究院利用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)进行Rb元素含量测定. 在中国地质科学院水文地质环境地质研究所地下水科学与工程重点实验室, 利用在线的连续流Gasbench II-IRMS测定了河水和泉水、盐湖卤水、古卤水的氢、氧同位素组成, 取200μL水样于12mL反应瓶, 加入铂催化棒后拧紧瓶盖, 置于恒温样品盘. 固定进样针和吹气针, 设定自动进样器工作程序, 充入2%的H₂+He混合气, 1h内达到氢同位素交换平衡. 取200μL水样及标准水置于12mL反应瓶中, 拧紧瓶盖, 置于恒温样品盘. 固定吹气针, 设定自动进样器工作程序, 充入0.3%的CO₂+He混合气, 水样平衡18h, 达到氧同位素交换平衡. 用美国赛默飞世尔气体同位素质谱仪(MAT-253)测定同位素分馏平衡后的H₂和CO₂同位素比值, 用国际标准水样(VSMOW、SLAP)校正测量的氢、氧同位素组成, 测试精度为δD<0.5‰和δ¹⁸O<0.1‰. 在中国科学院

青海盐湖研究所盐湖地质与环境重点实验室进行古卤水、盐湖卤水和河水样品中硼的纯化分离和同位素测试, 将水样通过硼特效树脂后用HCl淋洗, 将淋洗液放入烘箱内在60℃下恒温浓缩至0.5mL, 进一步通过阴阳离子树脂去除HCl, 再次淋洗离子树脂交换柱, 收集淋洗液. 在淋洗液中加入等摩尔质量的甘露醇和50%摩尔质量的碳酸铯后, 放入60℃烘箱内进行浓缩. 将浓缩后样品在美国赛默飞世尔固体热电离质谱仪(Triton)上采用基于石墨热离子发射特性的正热电离质谱法测定. 样品处理及测试方法见Xiao等(1988)和Wang等(2002), 硼同位素参考标准物质为NIST SRM 951H₃BO₃, 测试精度优于0.2‰.

4 实验结果

4.1 古卤水中锂和铷的含量

柴达木盆地中西部含油气背斜构造带中, 可产出富Li、Rb的地层水(见表1), 14个背斜构造古卤水中Li元素浓度分布在0.3~237.5mg L⁻¹, 但部分低于元素边界品位(25mg L⁻¹), Li资源禀赋较好的为大风山、南翼山、油泉子、尖顶山、碱石山, 平均含量达81.1~128.9mg L⁻¹, 超过工业利用品位(50mg L⁻¹); Rb

元素浓度分布在 $0.01\sim 74.3\text{mg L}^{-1}$, 南翼山、大风山具有较好的Rb资源禀赋, 平均含量达 $10.2\sim 29.2\text{mg L}^{-1}$, 部分钻井卤水超过工业单独开采品位(20mg L^{-1}), 油泉子、尖顶山、碱石山的Rb含量也相对较高, 具有利用前景。

4.2 现代盐湖卤水中锂和铷的含量

柴达木盆地各盐湖的TDS集中分布在 $269.4\sim 555.1\text{g L}^{-1}$, 涵盖了硫酸盐型和氯化物型多种化学类型卤水(张彭熹, 1987); 同样作为饱和卤水, 其中的Li含量却分布在 $3.5\sim 723.2\text{mg L}^{-1}$, Rb含量则分布在 $0.01\sim 12.5\text{mg L}^{-1}$ (见表2)。

4.3 古卤水和现代盐湖卤水的氢、氧同位素组成

柴达木盆地第三系古卤水 δD 分布在 $-75.6\sim 13.35\text{‰}$, 平均值 -40.7‰ ; $\delta^{18}\text{O}$ 分布在 $-6.46\sim 10.58\text{‰}$, 平均值 2.84‰ 。盆地中西部盐湖区, 河水和山前潜出水具有最低的氢、氧同位素值, 平均 δD 值为 -60.5‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -8.85‰ 。盐湖湖表卤水则具有较高的氢、氧同位素值, δD 分布在 $-23.8\sim 28.3\text{‰}$, 平均值 6.2‰ ; $\delta^{18}\text{O}$ 分布在 $-1.44\sim 7.93\text{‰}$, 平均值 4.64‰ 。盐湖晶间卤水 δD 分布在 $-55.0\sim 11.1\text{‰}$, 平均值 -24.5‰ ; $\delta^{18}\text{O}$ 分布在 $-6.1\sim 13.0\text{‰}$, 平均值 1.3‰ (见网络版附表S1, <http://earthcn.scichina.com>)。

4.4 古卤水和现代盐湖卤水的硼同位素组成

柴达木盆地 $\delta^{11}\text{B}$ 值分布在一个非常广的范围内($-3.22\sim 49.04\text{‰}$)。盐湖卤水 $\delta^{11}\text{B}$ 值分布在 $-0.5\sim 31.4\text{‰}$, 平均值为 10.62‰ 。河流水体 $\delta^{11}\text{B}$ 值分布在 $-1.0\sim 15.9\text{‰}$, 平均值为 6.05‰ 。古卤水 $\delta^{11}\text{B}$ 值分布在 $4.59\sim 49.04\text{‰}$, 平均值为 22.56‰ (见网络版附表S1)。

5 讨论

5.1 柴达木盆地卤水型锂、铷含量的分布规律

柴达木盆地古卤水总体上具有很好的Li和Rb资源禀赋, 值得关注并有希望在未来开发利用。与国内已知大型含卤水沉积盆地相比较, Li资源禀赋与湖北江汉盆地的潜江凹陷(Li平均含量 59mg L^{-1})及江陵凹陷(Li平均含量 52mg L^{-1})、江西吉泰盆地(Li平均含量 95mg L^{-1})和四川盆地的东北部(Li平均含量

136mg L^{-1})、中部(Li平均含量 83mg L^{-1})、西南部(Li平均含量 58mg L^{-1})地区相当。Rb资源禀赋则优于湖北潜江凹陷(Rb平均含量 3.7mg L^{-1})、江西吉泰盆地(Rb平均含量 4.5mg L^{-1})、四川盆地南部(Rb平均含量 4.3mg L^{-1}), 但总体上低于四川盆地东北部(Rb平均含量 32.2mg L^{-1})、西部(Rb平均含量 37.5mg L^{-1})和江陵凹陷(Rb平均含量 60mg L^{-1})(Zhou和Li, 1992; 于升松, 1994; 林耀庭和曹善行, 2001; 闫秋实, 2012; 曹琴等, 2015; 周训等, 2015; 王春连等, 2018; 詹涵钰等, 2018; 廖达军等, 2019; 张媛媛, 2019)。柴达木盆地不同背斜带中古卤水的元素差异极大, 即使在同一背斜中, 也有较大差异, 这与柴达木盆地西部复杂的构造地质背景有关。

在柴达木盆地第四纪盐湖卤水中, 最高的Li、Rb元素富集在盆地中部“三湖凹陷”的东台、西台、一里坪盐湖以及涩聂湖, 它们常年接受发源于东昆仑山的那棱格勒河补给, 河水来源于冰雪融水并有东昆仑南部布喀达坂峰下出露的数百口热泉汇入。据实测, 部分热泉水Li、Rb含量分别可达 204.0 和 15.3mg L^{-1} (庞小鹏, 2009), 从而使得那棱格勒河水携带大量的Li、Rb矿种补给到上述盐湖中。Li元素也富集在大柴旦盐湖, 且伴随有较高的Rb(1.09mg L^{-1}), 超过盆地多数盐湖, 其资源的富集应该与盐湖北侧祁连山达肯达坂峰出露的数百口富Li、Rb热泉的直接补给有关。盆地中部盐湖Li、Rb元素与TDS呈现一定的正相关关系(图2), 相关系数分别为 0.7634 和 0.7455 , 说明其中Li、Rb元素的富集受控于蒸发浓缩作用, 应该是富Li、Rb河水常年蒸发的结果。

盆地东部和西北部盐湖卤水的Li、Rb与TDS之间未呈现正相关关系(图2), 这表明这些盐湖卤水中Li和Rb的富集并不完全受控于卤水的蒸发浓缩作用, 而应该取决于各盐湖的物源补给、水体演化等水文过程以及元素迁移、富集的地球化学行为。但值得注意的是, 在整个柴达木盆地盐湖中, 卤水Li和Rb呈现正相关关系(相关系数为 0.8780), 表明Li和Rb具有相似的物质来源渠道和一致的资源富集的地球化学行为。

在盆地东部, 茶卡、柴凯、柯柯等盐湖主要依靠周边河水携带大量盐分汇入到封闭湖盆, 在强烈蒸发环境下, 湖盆底部已沉积了巨厚的石盐(张彭熹, 1987; 柳大纲等, 1996)。由于补给河流中的Li、Rb元素浓度太低, 加之这些河流多为季节性小型河流, 且需要流

表 2 柴达木盆地第四纪盐湖卤水的Li、Rb含量和矿化度(TDS)分布^{a)}

编号	样品类型	深度 (m)	TDS (g L ⁻¹)	Li含量 (mg L ⁻¹)	Rb含量 (mg L ⁻¹)	编号	样品类型	TDS (g L ⁻¹)	Li含量 (mg L ⁻¹)	Rb含量 (mg L ⁻¹)
1	大浪滩晶间卤水	5	384.2	9.2	1.25	31	茶卡晶间卤水	322.5	8.8	0.23
2	大浪滩晶间卤水	10	371.6	5.9	0.65	32	柴凯湖表卤水	324.1	3.6	0.18
3	大浪滩晶间卤水	30	378.8	17.6	3.38	33	柯柯晶间卤水	326.4	7.3	0.29
4	大浪滩晶间卤水	125	374.9	25.2	3.63	34	大柴旦湖表卤水	274.4	90.7	0.57
5	大浪滩晶间卤水	360	336.4	13.7	2.25	35	大柴旦晶间卤水	320.0	213.0	1.09
6	察汗斯拉图晶间卤水	10	356.8	6.6	0.02	36	尕斯库勒湖表卤水	333.3	24.6	0.26
7	察汗斯拉图晶间卤水	30	361.3	9.6	0.02	37	尕斯库勒晶间卤水	343.1	32.3	0.46
8	昆特依晶间卤水	10	357.6	5.2	0.54	38	昆特依晶间卤水	328.9	26.8	1.03
9	昆特依晶间卤水	10	366.1	14.5	0.99	39	钾湖湖表卤水	469.1	20.0	0.06
10	昆特依晶间卤水	30	339.9	8.3	0.62	40	钾湖晶间卤水	404.1	21.5	0.26
11	昆特依晶间卤水	30	366.2	7.5	0.87	41	牛郎织女湖表卤水	555.1	46.7	0.10
12	昆特依晶间卤水	130	386.5	16.2	1.58	42	德宗马海湖表卤水	355.2	17.0	0.24
13	昆特依晶间卤水	133	393.2	18.4	1.62	43	巴仑马海湖表卤水	314.0	4.0	0.06
14	德宗马海晶间卤水	10	373.8	8.9	0.26	44	东台湖表卤水	331.5	141.0	3.25
15	德宗马海晶间卤水	10	399.5	12.7	0.21	45	西台湖表卤水	336.3	201.5	5.08
16	德宗马海晶间卤水	30	391.3	19.6	0.23	46	西台晶间卤水	344.6	256.0	6.42
17	德宗马海晶间卤水	150	393.6	20.5	0.28	47	一里坪晶间卤水	327.2	262.0	5.25
18	德宗马海晶间卤水	385	269.5	5.6	0.19	48	别勒滩湖表卤水	362.9	37.0	1.50
19	巴仑马海晶间卤水	10	337.4	18.6	0.91	49	别勒滩湖表卤水	386.9	66.3	3.15
20	巴仑马海晶间卤水	22	331.6	21.0	1.56	50	别勒滩晶间卤水	358.0	124.0	7.25
21	东台晶间卤水	10	398.6	487.5	7.4	51	达布逊湖表卤水	470.2	88.4	0.07
22	东台晶间卤水	30	370.0	723.2	12.5	52	达布逊晶间卤水	331.9	26.0	2.90
23	西台晶间卤水	10	351.2	366.2	6.9	53	察尔汗湖表卤水	425.3	59.0	0.55
24	西台晶间卤水	30	333.6	289.8	8.0	54	察尔汗湖表卤水	358.5	28.6	0.63
25	一里坪晶间卤水	5	322.4	299.1	4.9	55	察尔汗晶间卤水	321.5	15.6	1.10
26	茫崖湖水	0.2	281.3	3.5	0.01	56	霍布逊晶间卤水	311.3	10.3	0.35
27	尕斯库勒湖水	0.5	269.4	20.9	0.22	57	东陵湖表卤水	513.0	12.9	2.25
28	尕斯库勒晶间卤水	5	343.1	35.6	0.38	58	涩聂湖表卤水	332.2	191.0	6.75
29	大柴旦热泉水	0	1.35	3.4	0.025	59	布喀达坂峰热泉水	53.2	170.0	5.10
30	大柴旦冷泉水	0	0.36	0.03	0.0004	60	布喀达坂峰热泉水	63.6	204.0	15.30

a) 编号31~58和59~60数据分别来自于张彭熹(1987)和庞小鹏(2009)

经湖盆周围大面积的河漫滩和冲洪积扇, 河水中本已极为匮乏的Li和Rb元素被大量损耗在湖盆周缘黏土中, 难以在湖盆中富集, 导致它们具有盆地盐湖中最低的Li、Rb元素浓度(Li<10mg L⁻¹、Rb<0.3mg L⁻¹). 位于盆地中东部的别勒滩、察尔汗、霍布逊、达布逊等盐湖, 是格尔木河及柴达木河的尾间盐湖. 由于这些河流主要依靠山体物质风化淋滤而无热泉等特

殊流体补给(张彭熹, 1987; Fan等, 2018), 其Li、Rb难以富集. 但是, 达布逊、别勒滩盐湖部分区段卤水的Li可达124.0mg L⁻¹, Rb可达7.25mg L⁻¹, 这可能是由于在暖湿期那棱格勒河洪水可以大量补给这两个盐湖造成的.

盆地西北部以干盐湖为主, 盐湖卤水中Li平均为15.4mg L⁻¹、Rb平均为0.75mg L⁻¹, 除尕斯库勒湖和

图2 第四纪盐湖卤水中Li、Rb分布及与TDS的关系图

茫崖湖外, 区域降水补给可忽略, 而仅有极少量地下水补给, 西北部干盐湖的元素特征主要体现的是柴达木古大湖西部湖盆卤水的残留和含盐地层的重溶。可见, 仅靠古湖水残留和古湖盆物质淋滤, 所能提供的矿种元素极为有限。而大浪滩、昆特依、巴仑马海盐湖晶间卤水具有较察汗斯拉图、德宗马海相对高的Li、Rb, 且在垂向上具有随深度增加Li、Rb含量有所增加的特点(表2), 可能是由深部古卤水沿断裂上涌补给导致。前人研究已指出, 大浪滩盐类沉积中的半水石膏可能是古卤水补给形成, 相对高的B元素含量也指示巴仑马海具有古卤水补给(王弭力等, 1992, 1993)。

由此可见, 柴达木盆地第四纪盐湖与补给水体密切相关, 卤水中Li、Rb资源的富集需要特殊补给来源, 包括富含矿种元素的地热水和深部古卤水的补给。

5.2 氢、氧同位素指示的卤水成因

氢、氧同位素可以指示水体的起源和演化(图3)。将柴达木盆地内湖表卤水氢、氧同位素拟合, 得出线性关系方程为 $\delta D = 5.0\delta^{18}O - 25$, 这与罗布泊地区天然水体的直线方程 $\delta D = 4.7\delta^{18}O - 26$ 极为接近, 体现了极端干旱环境下水体进入封闭湖盆经受强蒸发作用演变为卤水的氢、氧同位素演化规律。盆地盐湖湖表卤水具有较高的氢、氧同位素值, 尤其是对于蒸发作用极为敏感的 δD , 极易在蒸发过程中富集重同位素。东、西台盐湖晶间卤水分布在盆地湖表卤水氢、氧同位素演化线上, 且与多数湖表卤水的氢、氧同位素值接近, 表明东西台盐湖卤水亦是经河水强烈的蒸发作用演变而来。在物质来源上, 那棱格勒河上游诸多富Li、Rb热泉水大量补给到河水中(Tan等, 2012; Yu等, 2013), 从而使Li、Rb元素随河流搬运迁移到东、西台盐湖中, 最终超常富集形成了超大型Li、Rb矿床。而在流域水

图3 柴达木盆地各类水体氢氧同位素分布

为了利于对比分析, 将 $Li > 60 \text{ mg L}^{-1}$ 、 $Rb > 4 \text{ mg L}^{-1}$ 划分为富锂铷古卤水, 反之为贫锂铷古卤水; $Li > 10 \text{ mg L}^{-1}$ 、 $Rb > 1.0 \text{ mg L}^{-1}$ 为富锂铷晶间卤水, 反之为贫锂铷晶间卤水。

文过程中, 东西台盐湖的卤水仍来自于河流补给, 是极端干旱环境下蒸发浓缩成盐的结果。因此, 东台、西台盐湖卤水呈现了接近于盆地其他盐湖湖表卤水的氢、氧同位素组成特征。在柴达木盆地, 河水、泉水等位于当地大气降水线($\delta D = 7.8\delta^{18}O + 8.6$)和全球大气降水线($\delta D = 8\delta^{18}O + 10$)附近, 而地热水体由于水岩反应及深部过程导致氢、氧同位素组成偏离于大气降水线右侧, 如昆仑山布喀达坂峰地热水 δD 值为 -71.0‰ , $\delta^{18}O$ 为 -2.51‰ , 体现了与河水的差异, 这种地热流体对河水的少量补给即可大幅度提升河水的Li、Rb浓度。但是由于地热水水量占比极小(不足1%, 李建森等, 2019), 故东、西台盐湖卤水的氢、氧同位素组成体现的仍然是河水蒸发作用, 这与茶卡、柯柯等盆地东部地区河水蒸发而成的盐湖类似。

将古卤水氢、氧同位素拟合, 其卤水演化线与大气降水线交于盆地大气降水点($\delta D = -72.1\text{‰}$, $\delta^{18}O = -10.6\text{‰}$), 说明古卤水起源于大气降水. 柴达木盆地贫锂、铷古卤水的 δD 、 $\delta^{18}O$ 低于盆地湖表卤水而与多数富锂、铷晶间卤水类似, 说明蒸发作用可能不是古卤水演化的主控因素. 这与较少有岩盐沉积的古卤水咸化湖盆储层特点相对应, 也与古卤水的盐度不高(TDS 平均只有 126.5g L^{-1})的水化学特征相对应. 古卤水 $\delta^{18}O$ 平均值 2.84‰ , 水岩反应可以在一定程度上使水体的 $\delta^{18}O$ 升高. 但值得注意的是, 多数富Li、Rb古卤水与岩浆水接近的极高的 $\delta^{18}O$ 值指示: Li、Rb矿种元素高度富集的古卤水, 可能是深部岩浆热液流体补给的结果. 富锂、铷古卤水低 δD 、高 $\delta^{18}O$ 的水文同位素特征表明, 古卤水均起源于大气降水. 在形成过程中, 并未经受太多的蒸发浓缩. 沉积埋藏后, 发生了一定的水岩反应, 在溶出大量成盐元素的同时提高了水体盐度. 但是单纯的水岩反应所能溶蚀到水体中的Li、Rb元素是极为有限的, 只有接受岩浆热液流体的补给, 才可能超常富集Li、Rb等关键金属矿产元素.

察汗斯拉图、德宗马海等Li、Rb相对贫乏的晶间卤水氢、氧同位素分布在大气降水线和盐湖湖表卤水演化线附近, 更多地体现了大气降水对地层盐分的淋滤和强烈的蒸发浓缩作用. 大浪滩、昆特依、巴仑马海等Li、Rb资源相对富集的干盐湖晶间卤水则具有相对低的 δD 和 $\delta^{18}O$, 更接近于古卤水. 可见, 正是局部古卤水的补给使晶间卤水进一步富集Li、Rb元素, 这也与这些盐湖晶间卤水在垂向上随深度增加而Li、Rb含量有所增加的特点一致.

5.3 硼同位素指示的锂、铷物质来源

极端干旱蒸发环境下, 湖表卤水的形成往往依靠周边河流水体的汇入与常年补给, 轻的硼同位素会优先被黏土矿物吸附或随矿物沉淀去除, 使得液相中富集 ^{11}B (Xiao等, 1992; Vengosh等, 1995; Leslie等, 2014). 一方面, 河流水体中极微量的B, 在快速流动汇入湖盆过程中, 与黏土矿物接触十分有限, 不会产生 $\delta^{11}\text{B}$ 的强烈分馏; 另一方面, 柴达木盆地多数盐湖可以接受地下潜水的直接补给, 地下水在地下径流过程中, 可以溶出黏土储层中的B, 而黏土吸附态的B往往具有低的 $\delta^{11}\text{B}$. 河流及潜水 $\delta^{11}\text{B}$ 介于 $-1.0\sim 15.9\text{‰}$, 在这两种水体的交互作用下, 柴达木盆地湖表卤水的 $\delta^{11}\text{B}$ 多位于河流及

潜水 $\delta^{11}\text{B}$ 组成范围内.

但是, 柴达木盆地西部大浪滩、昆特依、巴仑马海盐湖晶间卤水不仅具有比察汗斯拉图、德宗马海高的Li、Rb含量, 还具有高的 $\delta^{11}\text{B}$ 值, 最高可达 31.4‰ , 这种高值多发现在古卤水中. 黏土矿物的吸附和蒸发盐的析出虽然可以使卤水的 $\delta^{11}\text{B}$ 升高, 但在同一凹陷内, $\delta^{11}\text{B}$ 的巨大差异还是由于补给来源差异造成的, 高的 $\delta^{11}\text{B}$ 指示柴达木盆地西部富Li、Rb晶间卤水接受了古卤水的补给.

柴达木盆地中部的东台、西台、一里坪盐湖与大柴旦、小柴旦湖是极为典型的富硼、锂盐湖, 其 $\delta^{11}\text{B}$ 介于 $-0.5\sim 10.81\text{‰}$, 平均 4.57‰ . 这些盐湖卤水已经历强烈的蒸发浓缩, 且多数以晶间卤水形式赋存于湖盆中, 与黏土矿物充分接触, 但是却具有低于盆地内湖表卤水的 $\delta^{11}\text{B}$, 而略微高于活跃构造环境下产出的地热水体. 低 $\delta^{11}\text{B}$ 地热水体汇入河流并补给到盐湖中, 经蒸发作用形成富锂盐湖, $\delta^{11}\text{B}$ 进一步证实了昆仑山与祁连山热泉为柴达木盆地富锂盐湖直接提供锂元素.

柴达木盆地富Li、Rb古卤水 $\delta^{11}\text{B}$ 分布在 $4.6\sim 14.8\text{‰}$, 平均 9.2‰ (图4); 而贫Li、Rb古卤水 $\delta^{11}\text{B}$ 分布在 $13.9\sim 49.0\text{‰}$, 平均 28.1‰ , 高于湖表卤水和河水, 甚至可比现代海水(39.5‰)高, 接近于死海(Vengosh等, 1995), 但这并非指示古海水起源. 海水早在侏罗纪就退出了柴达木盆地(张彭熹, 1987), 古卤水的Br含量均低于现代海水(65mg L^{-1}), 平均只有 10.7mg L^{-1} , 普遍低的Br含量进一步表明古卤水与海水无关联. 在古盐湖沉积埋藏初期, 古卤水可能具有与现代湖表卤水相类似的 $\delta^{11}\text{B}$ 组成. 但被埋藏后, 由于长期与黏土矿物接触, 并在储层中发生运移, 导致 ^{10}B 被吸附, 使古卤水 $\delta^{11}\text{B}$ 不断提高. 富Li、Rb古卤水的 $\delta^{11}\text{B}$ 略微高于盆地中部东台、西台、柴旦等富Li、Rb现代盐湖, 具有远高于贫Li、Rb古卤水的B元素浓度, 且随着 $\delta^{11}\text{B}$ 的升高, 出现B浓度下降的趋势, 这体现的依然是长期埋藏环境下黏土对B的吸附导致的B的贫化作用. 但是, 富Li、Rb古卤水与现代湖表卤水接近的 $\delta^{11}\text{B}$ 和高浓度的B、Li、Rb指示元素矿种的高度富集与低的 $\delta^{11}\text{B}$ 端元补给有关, 可能是低 $\delta^{11}\text{B}$ 的火山地热水与岩浆流体的掺入, 一方面不断带入高浓度的Li、Rb元素, 另一方面使古卤水在黏土矿物的吸附作用下还可保持低的 $\delta^{11}\text{B}$.

图4 柴达木盆地各类地质体B与 $\delta^{11}\text{B}$ 组成

富锂地热水包括昆仑山布喀达坂峰温泉(Li 含量 204mg L^{-1})、温泉乡温泉(Li 含量 1.5mg L^{-1})以及祁连山大柴旦温泉(Li 含量 3.4mg L^{-1});柴达木盆地河水数据部分来自肖应凯等(1999);昆仑山与祁连山花岗岩数据来自Vengosh等(1995);柴达木盆地中部富锂盐湖卤水包括东台、西台、一里坪与大柴旦、小柴旦盐湖,数据部分来自于肖应凯等(1999);盐湖湖表卤水和晶间卤水部分数据来自于肖应凯等(1999)

5.4 柴达木盆地卤水中锂和铷超常富集机制

中国的大型沉积盆地中, Li 、 Rb 含量较高的如四川盆地和江陵凹陷古卤水。但与柴达木盆地极为不同的是,这些盆地的物质基础中均有古海水参与。 Li 、 Rb 等微量元素可以随着海水的蒸发浓缩阶段发展而较大幅度地富集,在长期封闭还原条件下的阳离子交替吸附以及生物化学作用会导致卤水深度变质,加之盐类矿物重溶,从而在很大程度上促进沉积卤水中有益元素的富集。但即便如此,四川盆地西部平落坝地区、南部威远地区以及江汉盆地江陵凹陷古卤水依然被认为与深部热液活动或火山岩浆流体补给有关,这也得到了部分元素和同位素地球化学的验证(闫秋实, 2012; 王春连等, 2018)。有研究指出,江汉盆地潜江凹陷在古近纪时期曾发生过两次海侵(戴贤忠和李玲俐, 1990),但这并未影响其陆相成盐盆地的特点。大量的研究表明,古近纪火山活动携带深部热卤水流体上涌,成为重要成盐物质来源(刘群等, 1983; 王国力等, 2004; 刘成林等, 2016)。在吉泰盆地钻孔石盐中发现较高的 Br 含量(平均 91mg L^{-1}),但富锂卤水中的 Br 含量最高仅为 7.9mg L^{-1} (王春连等, 2021)。在古盐湖沉积中,卤水中的 Br 含量低于共存石盐的 Br 含量的现象并不多见,这可以解释为:石盐沉积母液为海相物质来

源,而卤水在后期注入。吉泰盆地在深部曾发育强烈的火山活动,可以携带大量成盐物质进入地层,并在后期伴随有温泉地热水输入,形成低 Br 含量的卤水。总体来看,在中国仅有极少数的十分典型的海相盆地有可能单纯依靠沉积过程富集较多的矿种元素,而海陆交互相盆地以及陆相盆地的 Li 、 Rb 等战略性关键矿种的富集成矿,在很大程度上需要依赖深部流体或者火山地热水体的输入。

柴达木盆地古卤水TDS平均只有 126.5g L^{-1} , Li 、 Rb 含量高度富集的南翼山、大风山等构造带的TDS平均也只有 227.3g L^{-1} 。古卤水储层中除狮子沟背斜外几乎未见石盐沉积,仅有少量膏盐岩夹杂在泥岩、粉砂岩等碎屑岩和泥灰岩、泥云岩等碳酸盐中,是典型的陆相咸化湖盆。浓缩程度不高的古湖水所能富集的 Li 、 Rb 元素极为有限,元素的超常富集必然存在其他特殊补给渠道。这可能与国内多数盆地的富 Li 、 Rb 古卤水类似,通过火山地热水等深部流体补给大量的矿种元素。

阿尔金断裂带在上新世至晚更新世时期大规模走滑变形挤压并发生了多次强烈隆升(Sun等, 2005; Jian等, 2018),在构造-物源上制约柴达木盆地的发育演化及其成盐作用。已有研究指出,青藏高原在8Ma前后迅速抬升,曾一度达到海拔6000m的高度。由于岩石圈的减薄,轻而高温的软流圈物质上涌造成地壳物质熔化和熔岩溢出(Molnar等, 1993)。通过阿尔金山13Ma新生代火山熔岩的化学成分研究,确认该熔岩起源于上地幔,是岩浆沿拉伸裂隙喷出的结果(Turner等, 1993)。地震层析和大地构造研究表明,塔里木地块向南俯冲于阿尔金山下,并伴随阿尔金主干断层系的大型走滑,促使阿尔金山东段正断层活动,不仅切割了盆地第三系地层,还切割了全新统(Wittlinger等, 1998)。于是,柴达木盆地西部的深大断裂带就成为深源流体上涌的通道。在青藏高原碰撞造山背景下,产出以淡色花岗岩为代表的高分异岩浆岩,可以大量富集稀有金属元素(Liu等, 2020; Wu等, 2020; Cheng等, 2021),而 Li 、 Rb 等关键金属矿产元素则可在高分异残余熔体中进一步富集。一方面,造山带内产生的高盐高氧逸度变质流体叠加岩浆射气沿深大断裂上涌;另一方面,地表水体可以沿断裂下渗,与岩浆分异热液流体混合,在压力和热驱动作用下深循环,又补给到盆地中,共同构成了富 Li 、 Rb 深部热液流体系统(图5)。柴达木盆地西部第三

图5 柴达木盆地卤水型Li、Rb富集机制和成矿模式

系地层中碳酸盐热液蚀变就是深部流体活动的证据,铁白云石和方解石的致密储层中可见黄铁矿、重晶石、天青石等热液矿物充填裂缝(Zhang等, 2018). 因此,深部热液流体起源于造山带附近,并可沿断裂补给至4500~1200m左右深度的第三系地层中,部分古卤水由于恰好位于深大断裂带上,且可与高分异花岗岩基底连通,因此可接受深部流体的补给.在岩浆熔体热作用下,古卤水与高Li、Rb地质体发生充分的水岩反应,进一步促使Li、Rb资源富集.富Li、Rb古卤水是区域高分异岩浆作用与深大断裂构造耦合的结果.

进一步地,少量古卤水沿裂隙上涌补给至第四纪地层中,从而增加浅部盐湖卤水的Li、Rb含量.但是,大规模第四纪盐湖卤水Li、Rb矿床的形成还是依靠地热流体的补给(图5).

6 结论

柴达木盆地中西部含油气背斜构造带中,大风山、南翼山、油泉子、尖顶山、碱石山古卤水Li、Rb资源禀赋较好, Li平均含量达 $81.1\sim 128.9\text{mg L}^{-1}$, Rb平均含量达 $4.5\sim 29.2\text{mg L}^{-1}$, 具有很好的开发利用前景.柴达木盆地现代盐湖晶间卤水中,以东台、西

台、一里坪盐湖及涩聂湖的Li、Rb资源禀赋为最好,研究发现Rb含量最高可达 12.5mg L^{-1} ,亟需关注Rb资源的开发利用.

卤水的氢、氧及硼同位素特征指示:现代盐湖卤水Li、Rb资源的超常富集,与富含矿种元素的地热水补给有关;而第三系古卤水Li、Rb资源的超常富集,与深部岩浆热液流体补给有关;盆地西北部大浪滩、昆特依、巴仑马海盐湖较之于察汗斯拉图、德宗马海等盐湖晶间卤水具有相对高的Li、Rb含量,且存在垂向上随深度增加而Li、Rb含量有所增加的特点,是由于局部古卤水沿断裂带上涌补给造成.富Li、Rb卤水矿床是青藏高原碰撞造山背景下高分异岩浆作用与深大断裂构造耦合的结果.

致谢 三位匿名审稿人和责任编委提出了宝贵意见和建议,使本文质量显著提升,谨致谢忱.

参考文献

- 曹琴,周训,张欢,陈婷,张永帅,王黎栋,黄熙,沈晔. 2015. 四川盆地卧龙河储卤构造地下卤水的水化学特征及成因. 地质通报, 34: 990~997
- 戴贤忠,李玲珊. 1990. 江汉盆地第三系泥岩黏土矿物组合特征和

- 沉积环境的探讨. 石油实验地质, 2: 157-167
- 李洪普, 郑绵平, 侯献华, 闫立娟. 2015. 柴达木西部南翼山构造富钾深层卤水矿的控制因素及水化学特征. 地球学报, 36: 41-50
- 李建森, 李廷伟, 马海州, 彭喜明. 2013. 柴达木盆地西部新近系和古近系油田卤水水化学特征及其地质意义. 水文地质工程地质, 40: 28-36
- 李建森, 凌智永, 山发寿, 陈亮, 韩进军, 王建萍. 2019. 东昆仑山南北两侧富锂盐湖成因的氢、氧和锶同位素指示. 湿地科学, 17: 391-398
- 廖达军, 欧阳斌, 张栋梁, 朱文韬. 2019. 江西省吉泰盆地泰和凹陷含锂卤水矿成矿地质背景初步研究. 世界有色金属, 12: 178-179
- 林耀庭, 曹善行. 2001. 四川盆地西部发现罕见的富钾富硼气田卤水. 中国地质, 28: 45-47
- 刘成林, 余小灿, 赵艳军, 王九一, 王立成, 徐海明, 李坚, 王春连. 2016. 华南陆块液体钾、锂资源的区域成矿背景与成矿作用初探. 矿床地质, 35: 1119-1143
- 柳大纲, 陈敬清, 徐晓白, 招禄基, 高世扬. 1996. 茶卡盐湖物理化学调查研究. 盐湖研究, 4: 20-42
- 刘群, 陈郁华, 许德明, 徐其俊. 1983. 潜江凹陷钾盐沉积特征及形成条件. 中国地质科学院矿床地质研究所刊, 4: 18-32
- 庞小鹏. 2009. 青海可可西里地区布喀达坂热泉水的水化学及泉华沉积的研究. 硕士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院. 25
- 孙艳, 王登红, 王成辉, 李建康, 赵芝, 王岩, 郭唯明. 2019. 我国铷矿成矿规律、新进展和找矿方向. 地质学报, 93: 1231-1244
- 王春连, 黄华, 王九一, 徐海明, 余小灿, 高超. 2018. 江陵凹陷富钾锂卤水矿田地地质特征及成藏模式研究. 地质学报, 92: 1630-1646
- 王春连, 刘丽红, 李强, 孟令阳, 刘成林, 张媛媛, 余小灿, 颜开. 2021. 江西吉泰盆地卤水型锂钾矿物源区岩石地球化学特征及成因分析. 岩石矿物学杂志, 39: 65-84
- 王国力, 杨玉卿, 张永生, 漆志先, 乔悦东, 袁赫然. 2004. 江汉盆地潜江凹陷王场地区古近纪潜江组沉积微相及其演变. 古地理学报, 6: 140-150
- 王弼力, 王仪杰, 刘成林, 陈永志. 1993. 柴达木盆地大浪滩盐矿床基本特征及形成机理. 中国地质科学院院报, 26: 97-114
- 王弼力, 吴必豪, 田白, 李兴. 1992. 柴达木盆地马海盐矿床基本地质特征及形成条件浅析. 中国地质科学院矿床地质研究所刊, 1: 81-93
- 肖应凯, Shirodkar P V, 刘卫国, 王蕴慧, 金琳. 1999. 青海柴达木盆地盐湖硼同位素地球化学研究. 自然科学进展, 9: 612-618
- 闫秋实. 2012. 四川盆地卤水的地质地球化学特征研究. 博士学位论文. 成都: 成都理工大学. 1-107
- 于升松. 1994. 湖北江汉盆地潜江凹陷深层地下卤水水文地球化学研究. 盐湖研究, 2: 6-17
- 詹涵钰, 马红嫒, 武文辉, 秦宇龙, 吴和, 易胜利. 2018. 四川自贡地区地下水锂矿化特征及靶区预测. 中国地质调查, 5: 17-24
- 张彭熹. 1987. 柴达木盆地盐湖. 北京: 科学出版社. 132-171
- 张媛媛. 2019. 江西吉泰盆地中生代火成岩水——岩反应模拟及其对富钾锂卤水成因的指示意义. 硕士学位论文. 北京: 中国地质大学. 1-60
- 周训, 曹琴, 尹菲, 郭娟, 王晓翠, 张永帅, 王黎栋, 沈晔. 2015. 四川盆地东部高褶带三叠系地层卤水和温泉的地球化学特征及成因. 地质学报, 89: 1908-1920
- Baspineiro C F, Franco J, Flexer V. 2020. Potential water recovery during lithium mining from high salinity brines. *Sci Total Environ*, 720: 137523
- Chen K Z, Bowler J M. 1986. Late Pleistocene evolution of salt lakes in the Qaidam basin, Qinghai Province, China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 54: 87-104
- Cheng L N, Zhang C, Liu X C, Yang X S, Zhou Y S, Horn I, Weyer S, Holtz F. 2021. Significant boron isotopic fractionation in the magmatic evolution of Himalayan leucogranite recorded in multiple generations of tourmaline. *Chem Geol*, 571: 120194
- Demir I, Seyler B. 1999. Chemical composition and geologic history of saline waters in Aux Vases and Cypress Formations, Illinois basin. *Aquat Geochem*, 5: 281-311
- Fan Q S, Lowenstein T K, Wei H C, Yuan Q, Qin Z J, Shan F S, Ma H Z. 2018. Sr isotope and major ion compositional evidence for formation of Qarhan salt lake, western China. *Chem Geol*, 497: 128-145
- Jian X, Guan P, Zhang W, Liang H H, Feng F, Fu L. 2018. Late Cretaceous to early Eocene deformation in the Northern Tibetan Plateau: Detrital apatite fission track evidence from Northern Qaidam Basin. *Gondwana Res*, 60: 94-104
- Leslie D, Lyons W B, Warner N, Vengosh A, Olesik J, Welch K, Deuerling K. 2014. Boron isotopic geochemistry of the McMurdo Dry Valley lakes, Antarctica. *Chem Geol*, 386: 152-164
- Liu C, Wang R C, Wu F Y, Xie L, Liu X C, Li X K, Yang L, Li X J. 2020. Spodumene pegmatites from the Pusila pluton in the higher Himalaya, South Tibet: Lithium mineralization in a highly fractionated leucogranite batholith. *Lithos*, 358-359: 105421
- Liu Z C, Wang Y J, Chen Y, Li X S, Li Q C. 1998. Magnetostratigraphy and sedimentologically derived geochronology of the Quaternary lacustrine deposits of a 3000 m thick sequence in the central Qaidam basin, western China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 140: 459-473
- Millot R, Guerrot C, Innocent C, Négrel P, Sanjuan B. 2011. Chemical, multi-isotopic (Li-B-Sr-U-H-O) and thermal characterization of Triassic formation waters from the Paris Basin. *Chem Geol*, 283: 226-241
- Molnar P, England P, Martinod J. 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon. *Rev Geophys*, 31: 357-396

- Regensburg S, Feldbusch E, Norden B, Tichomirowa M. 2016. Fluid-rock interactions in a geothermal Rotliegend/Permo-Carboniferous reservoir (North German Basin). *Appl Geochem*, 69: 12–27
- Sun J M, Zhu R X, An Z S. 2005. Tectonic uplift in the Northern Tibetan plateau since 13.7 Ma ago inferred from molasse deposits along the Altyn Tagh fault. *Earth Planet Sci Lett*, 235: 641–653
- Tan H B, Chen J, Rao W B, Zhang W J, Zhou H F. 2012. Geothermal constraints on enrichment of boron and lithium in salt lakes: An example from a river-salt lake system on the northern slope of the eastern Kunlun Mountains, China. *J Asian Earth Sci*, 51: 21–29
- Tan H B, Rao W B, Ma H Z, Chen J S, Li T W. 2011. Hydrogen, oxygen, helium and strontium isotopic constraints on the formation of oilfield waters in the western Qaidam Basin, China. *J Asian Earth Sci*, 40: 651–660
- Thompson J M, Fournier R O. 1988. Chemistry and geothermometry of brine produced from the Salton sea scientific drill hole, Imperial valley, California. *J Geophys Res*, 93: 13165–13173
- Turner S, Hawkesworth C, Liu J, Rogers N, Kelley S, van Calsteren P. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, 364: 50–54
- Vengosh A, Chivas A R, Starinsky A, Kolodny Y, Baozhen Z, Pengxi Z. 1995. Chemical and boron isotope compositions of non-marine brines from the Qaidam Basin, Qinghai, China. *Chem Geol*, 120: 135–154
- Wang Q Z, Xiao Y K, Wang Y H, Zhang C G, Wei H Z. 2002. Boron separation by the two-step ion-exchange for the isotopic measurement of boron. *Chin J Chem*, 20: 45–50
- Wilson T P, Long D T. 1993. Geochemistry and isotope chemistry of CaNaCl brines in Silurian strata, Michigan Basin, U.S.A.. *Appl Geochem*, 8: 507–524
- Wittlinger G, Tapponnier P, Poupinet G, Mei J, Danian S, Herquel G, Masson F. 1998. Tomographic evidence for localized lithospheric shear along the Altyn tagh fault. *Science*, 282: 74–76
- Wu F Y, Liu X C, Liu Z C, Wang R C, Xie L, Wang J M, Ji W Q, Yang L, Liu C, Khanal G P, He S X. 2020. Highly fractionated Himalayan leucogranites and associated rare-metal mineralization. *Lithos*, 352–353: 105319
- Xiao Y K, Beary E S, Fassett J D. 1988. An improved method for the high-precision isotopic measurement of boron by thermal ionization mass spectrometry. *Int J Mass Spectrometry Ion Processes*, 85: 203–213
- Xiao Y K, Sun D P, Wang Y H, Qi H P, Jin L. 1992. Boron isotopic compositions of brine, sediments, and source water in Da Qaidam Lake, Qinghai, China. *Geochim Cosmochim Acta*, 56: 1561–1568
- Yu J Q, Gao C L, Cheng A Y, Liu Y, Zhang L, He X H. 2013. Geomorphic, hydroclimatic and hydrothermal controls on the formation of lithium brine deposits in the Qaidam Basin, Northern Tibetan Plateau, China. *Org Geol Rev*, 50: 171–183
- Zhang H, Chen G, Zhu Y S, Huang C G, Ni X L, Ma X, Zhang P. 2018. Discovery of rare hydrothermal alterations of oligocene Dolomite reservoirs in the Yingxi area, Qaidam, West China. *Carbonates Evaporites*, 33: 447–463
- Zhang W L, Appel E, Fang X M, Song C H, Cirpka O. 2012. Magnetostratigraphy of deep drilling core SG-1 in the western Qaidam Basin (NE Tibetan Plateau) and its tectonic implications. *Quat Res*, 78: 139–148
- Zhou X, Li C J. 1992. Hydrogeochemistry of deep formation brines in the central Sichuan Basin, China. *J Hydrol*, 138: 1–15

(责任编辑: 李建威)