

格尔木河流域富钾花岗岩中成盐元素风化迁移的 时空演变

安福元^{1,4}, 张西营², 程夏丽¹, 马振营³, 耿 鋆⁵, 李姜瑶⁵

(1. 青海师范大学 地理科学学院, 青海省自然地理与环境过程重点实验室, 青海 西宁 810008; 2. 中国科学院 青海盐湖研究所, 青海省盐湖地质与环境重点实验室, 青海 西宁 810008; 3. 青海省核工业地质局 地质研究所, 青海省核工业地质局检测实验室, 青海 西宁 810008; 4. 青海省人民政府-北京师范大学高原科学与可持续发展研究院, 青海 西宁 810008; 5. 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, 青海 西宁 810008)

摘 要: 位于东昆仑山中段的格尔木河流域分布着大面积的花岗岩, 其中局部出露富钾花岗岩, 研究这些富钾花岗岩的分布特征、K、B、Li 等元素的含量变化以及它们风化迁移的时空演变过程, 对揭示下游察尔汗盐湖的成盐成矿规律具有重要的意义。本研究采集格尔木河流域昆仑河、西大滩和小干沟不同河段不同风化程度的岩石/碎屑样品, 采用常量元素分析、岩石薄片显微照片、风化指数、光释光定年(OSL)等方法, 系统研究了该流域内的花岗岩分布、类型及其成盐元素迁移的时空变化规律。结果显示: ① 昆仑河、西大滩区段内主要出露灰白色中细粒二长花岗岩, 属于中等钾含量花岗岩; 小干沟区段主要出露灰白、肉红色高钾斑状二长花岗岩组合, 钾含量较高, 为主要的富钾基岩分布区; ② 风化程度由低到高的花岗岩样品中, K 元素含量逐步降低, B、Li 元素含量逐渐升高; 在空间分布上, K、B 元素含量在小干沟区段最高, Li 元素在昆仑河区段最高; ③ 流域内风化程度不同的花岗岩样品的地球化学数据能够很好地响应化学风化势指数(WPI)和烧失量(LOI)的变化, 说明这两种化学风化指标在区域上对花岗岩的风化具有高度的敏感性; ④ 小干沟坡积-冲洪积沉积剖面形成于 $95.9 \pm 10.5 \sim 17.7 \pm 1.0$ ka 之间, 该剖面中 WPI 和 K、B、Li 元素含量的变化说明花岗岩中元素的风化迁移与流域内冰期-间冰期旋回气候导致的化学风化强度变化密切相关, 同时也为察尔汗盐湖提供了丰富的成盐离子。

关键词: 格尔木河流域; 富钾花岗岩; 元素风化迁移; 光释光年代; 时空变化

中图分类号: P611; P619.21⁺1

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2021)01-0014-13

The spatial-temporal variation of weathering and migration of salt-forming elements in potassium-rich granites of the Golmud River catchment

AN Fu-yuan^{1,4}, ZHANG Xi-ying², CHENG Xia-li¹, MA Zhen-ying³, GENG Jun⁵ and LI Jiang-yao⁵

(1. School of Geographical Science, Key Laboratory of Physical Geography and Environmental Processes of Qinghai Province, Qinghai Normal University, Xining 810008, China; 2. Qinghai Provincial Key Laboratory of Geology and Environment of Salt Lakes, Qinghai Institute of Salt Lakes, Chinese Academy of Sciences, Xining 810008, China; 3. Laboratory of Detection, Qinghai Nuclear Industry Geological Bureau, Institute of Nuclear Geology, Qinghai Nuclear Industry Geological Bureau, Xining 810008, China; 4. Academy of Plateau Science and Sustainability People's Government of Qinghai Province & Beijing Normal University, Xining 810008, China; 5. Key Laboratory of Comprehensive and Highly Efficient Utilization of Salt Lake Resources, Qinghai Institute of Salt Lakes, Chinese Academy of Sciences, Xining 810008, China)

收稿时期: 2020-10-26; 接受日期: 2020-12-13; 编辑: 郝艳丽

基金项目: 青海省基础 Research 计划应用基础研究项目(2020-ZJ-727); 国家自然科学基金项目(41961014, 41672087)

作者简介: 安福元(1981-), 男, 博士, 副教授, 地球化学专业, 主要从事盐湖环境演化与流域地表过程研究, E-mail: dongzhu8@sina.com。

Abstract: Located in the middle part of the east Kunlun Mountains, the Golmud River catchment is covered with a large area of granite, especially the potassium-rich granite in local areas. In order to understand the evolution of distal Qarhan Salt Lake, it is important to study the distribution of these granites, the variation of the K, B, and Li elements, and their temporal and spatial migration. In this study, the authors collected samples from granites and their weathered detrital materials along Kunlun River section, Xidatan River section, and Xiaogangou section of Golmud River catchment. Based on major and trace element analysis, rock slice identification, chemical weathering index, and optical stimulated luminescence dating (OSL), the authors investigated the salt-forming elements in the granites and their weathered products. The results are as follows: ① In the Xidatan and Kunlun River catchment, gray-white, medium-fine grained late Variscan granulites are predominant, with intermediate level potassium content; In the Xiaogangou River section, there are mainly gray-white and flesh red late Yanshanian porphyritic adamellites, which are potassium-rich granites, and thus these areas are advantageous metallogenic targets of potassium; ② K content gradually decreases and B, Li element content gradually increases with the increasing weathering degree in the granite. The Xiaogangou River section has high K, B content, but the Kunlun River section shows high Li content; ③ The chemical weathering indexes, such as WPI, LOI, are well coupled with the element content variations of different weathering degree samples, indicating that these two chemical weathering indexes are sensitive to the variation of weathering degree; ④ The alluvial sediments section of Xiaogangou River catchment has OSL ages from 95.9 ± 10.5 ka in the bottom layer to 17.7 ± 1.0 ka in the upper layer, and the WPI index, K, B and Li content variation curves in the sections indicate that the salt-forming elements migrations in the granites in the Golmud River catchment seem to have been related to the chemical weathered degree change associated with the glacial-interglacial cycles since late Pleistocene, and these elements have provided abundant saline minerals for the Qarhan Salt Lake.

Key words: Golmud River catchment; potassium-rich granite; elements weathering migration; OSL dating; temporal and spatial changes of granite elements

Fund support: Natural Science Foundation of Qinghai Province (2020-ZJ-727); National Natural Science Foundation of China (41961014, 41672087)

格尔木河发源于柴达木盆地南缘的东昆仑中段山脉北坡,属于冰川融水河。该河自南向北横切昆仑山最后流入察尔汗盐湖,是该盐湖的主要补给河流(An *et al.*, 2018a)。格尔木河流域出露的花岗岩、辉长岩等基岩在化学风化过程中大量淋滤的 K、B、Li 等成盐矿物元素经格尔木河的搬运,最终汇入察尔汗盐湖沉积下来,形成目前正在开采的察尔汗盐湖资源的物源之一(于升松等, 2010; 唐启亮等, 2016)。前人调查发现,格尔木河流域中出露了大面积的二长花岗岩、钾长花岗岩以及闪长岩等火成岩(朱允铸等, 1990),这些岩石在冰期、间冰期气候旋回过程中经历了非常强烈的物理风化和化学风化作用,释放了巨量的盐类矿物元素。前人对于该流域内的盐类矿物变化规律、元素迁移过程研究主要集中在地表土壤、河流沉积物和河水中离子含量等方面(黄麒等, 2007; 赵希涛等, 2010),对于流域中广泛分布的富钾花岗岩中成盐元素分布规律及其迁移

过程却鲜有研究,而查清这些火成岩中 K、Na、Ca、B、Li 等元素分布特征、淋失规律,确定富钾花岗岩的成矿靶区,对于确定察尔汗盐湖成盐成矿机理乃至今后开发富钾花岗岩远景矿床具有重要的意义。

1 研究区背景

1.1 地质背景

格尔木河流域内的岩性地层在昆中断裂南北两端有所差别。北边布尔汗布达山出露的主要是加里东期至燕山期的片麻岩、片岩、大理岩千枚岩、板岩、闪长岩和花岗岩,山前为早古生代至三叠纪的火山岩带,并分布有元古宙至古生代的地层,其沟谷中沉积了一些更新世以来的河湖相沉积物、冲积扇填充物和风成堆积;中部为片岩、千枚岩、板岩、灰岩等;南部主要是早生代的中基性火山岩,以三叠纪砂岩、灰岩为主的海相沉积,并夹杂有大量基性-酸性火山

岩,部分区域残留第三纪湖相沉积物和第四纪河湖相沉积物、冰碛物等(赵希涛等, 2010; 贾小龙等, 2016)。

格尔木河所在的东昆仑地区断裂构造十分发育,多呈密集成束分布(图1),主要划分为昆北断裂、昆中断裂和昆南断裂(祁生胜, 2015)。本次研究的格尔木河富钾花岗岩主要分布在昆中断裂两侧的东昆仑花岗岩带。对于该花岗岩带的岩相古地理,学者们一般认为是岩浆弧叠加在元古宙基底残块之上的花岗岩-变质杂岩带(图1),该带中,岩浆多期侵入,具有多期复合的岩浆弧特征(薛灵文, 2016)。

格尔木河区域内的花岗岩岩体主要呈片状、点状、岩株状和岩墙入侵状分布(图1),寒武纪—奥陶

纪发育与俯冲有关的火成岩带;志留纪形成规模巨大的俯冲增生杂岩带和强过铝花岗岩;泥盆纪(华力西期)不整合在昆中断裂两侧俯冲杂岩带和岩浆弧上的富钾陆相火山盆地形成东昆仑缝合带,其两侧形成大量碰撞汇聚环境高钾-钾玄岩质花岗岩组合,中间出现与伸展有关的基性杂岩和长英质花岗岩(祁生胜, 2015; 张翔, 2017);中二叠世—晚三叠世(华力西中晚期)形成一系列向南退缩的岩浆弧,并在中三叠世进入岩浆活动高峰期;侏罗纪(燕山中晚期)以二长花岗岩为主的高钾花岗岩在格尔木河两侧局部地区均有分布。从泥盆纪至侏罗纪,高钾-钾玄质富钾花岗岩组合主要分布在格尔木河流经的昆中断裂及其次级断裂两侧(祁生胜, 2015),可以为格尔木河提供丰富的成盐元素。

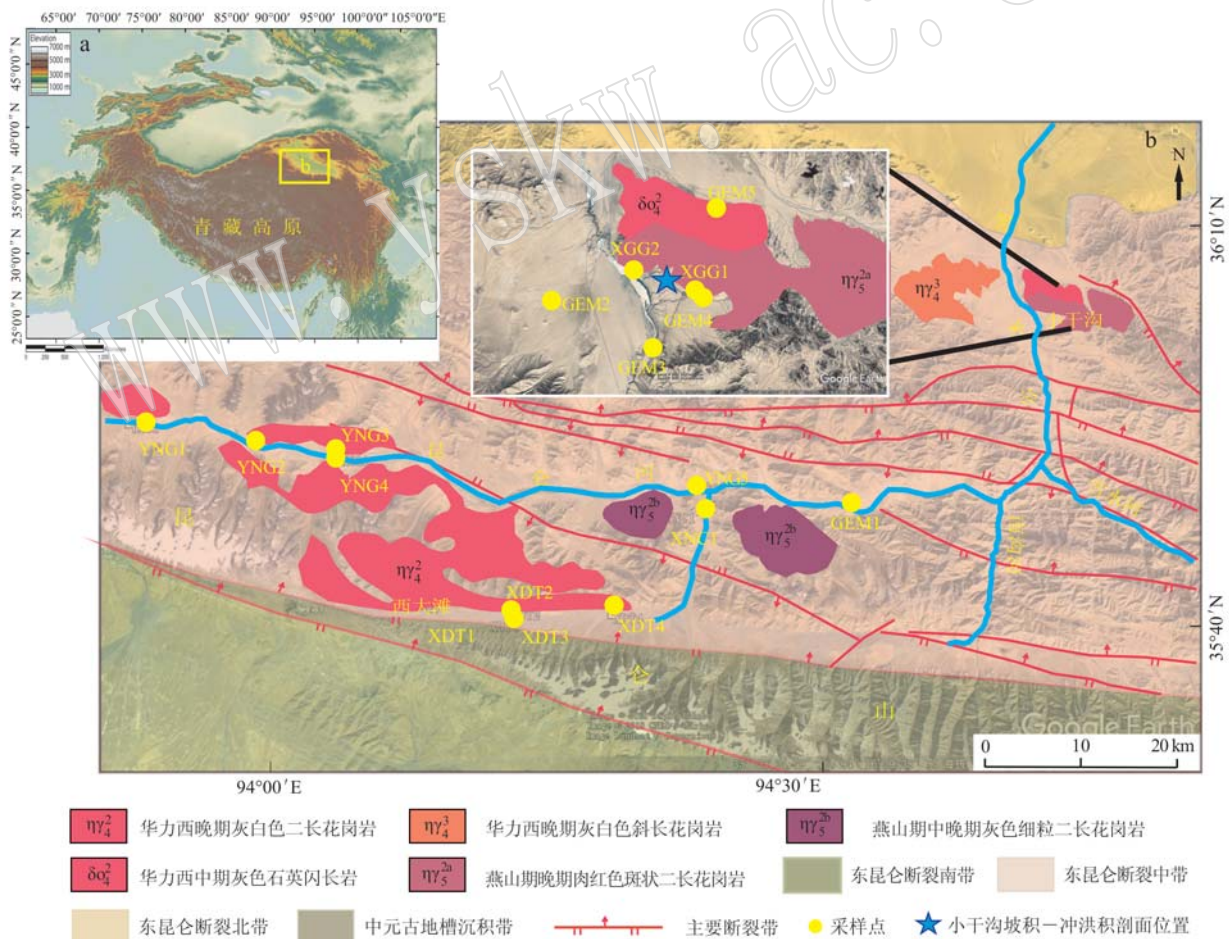


图1 研究区地理位置(a)、水系和花岗岩分布图(b, 水系和岩性信息修改自青海省地质矿产局(1991), 岩相古地理背景修改自薛灵文(2016), 底图为 Google Earth 卫星遥感图)

Fig. 1 The location of the study area (a), the river drainage and granites distribution (b, modified after Bureau of Geology and Mineral Resources of Qinghai Province, 1991 and Xue Lingwen, 2016, the underlying graph is Google Earth satellite image)

1.2 水文地质背景

格尔木河由昆仑河、雪水河和南沟河3条主要的支流汇合而成,最终流入柴达木盆地的察尔汗盐湖,全长446 km,流域面积45 000 km²(图1),其多年平均径流量为 7.82×10^8 m³,占有入湖河流多年平均总径流量的40.7%(于升松等, 2010; An *et al.*, 2018b)。格尔木河下游为山前冲洪积组成的两级巨型冲积扇,沉积了巨厚的第四系松散沉积物,为地下水的储存、矿物离子的水-岩交换提供了巨大空间。以中、上更新世和全新世砂砾石组成的地下水储水层孔隙度较大,给水度也大,在接受地表水垂直渗漏补给后,成为地下水分布和赋存的主要空间。这些孔隙潜水和少量承压水能够溶解大量盐类矿物离子,成为察尔汗盐湖盐类矿物补给的通道之一(汪生斌等, 2020)。格尔木河的水化学类型在流域不同区段内有所不同:在戈壁区为碳酸盐类钠组Ⅱ型水;在冲洪积扇区,上游和戈壁区差别不大,下游突变为氯化物类钠组Ⅱ及Ⅲ型水。格尔木河每年为察尔汗盐湖补给0.33亿吨淡水和近8 620吨氯化钾(于升松等, 2010)。该流域涵盖两种不同的气候区,其上游为相对湿润、山谷地带少量植被发育的高山山地气候区,平均海拔在4 000 m以上,年降雨量为350 mm;下游为干旱的盆地气候区,气候干燥,年平均降水量约为20 mm,蒸发量高达2 000 mm以上,形成大面积的盐湖区和干盐滩(黄麒等, 2007)。

2 样品采集及实验方法

2.1 样品采集

格尔木河流域花岗岩主要分布在上游昆仑河支流和下游格尔木河段干流流域,本次研究主要对流域内出露的花岗岩、花岗岩风化产物以及河床沉积物进行从上游到下游的系统采样(图1b)。在西大滩地区,共采集微、弱风化花岗岩样品5个,全风化碎屑样品3个,河床沉积物样品4个;在野牛沟地区,共采集微、弱风化花岗岩样品7个,全风化碎屑样品1个,河床沉积物样品3个;在纳赤台河段采集河床沉积物样品1个;在格尔木河小干沟河段共采集微、弱风化花岗岩样品8个,全风化碎屑样品4个,冲积扇前缘沉积物2个。岩石样品在原岩上用地质锤敲碎采集,全风化碎屑样品和河床沉积物去除表层盖层后采集,所有样品用布制样品袋封装。

由于新鲜未风化样品埋藏较深(一般在8 m以下),在流域内缺乏新鲜岩面露头,又无基岩钻孔岩芯,故本次研究未获得未风化花岗岩样品。另外,在小干沟河段厚34 m的坡积-冲洪积沉积剖面(XGG2)采集4个冲洪积相光释光(OSL)年代样品和5个全风化碎屑样品。

不同风化等级花岗岩的野外识别是保证样品准确而有效采集的前提。在野外调查中,从未风化到全风化5级风化程度花岗岩的识别是根据吴宏伟等(1999)划分的花岗岩矿物和结构野外判断标识来划分的,具体如下:

(1) 未风化花岗岩:除因地质构造作用造成的原生闭合的结构面外,岩石成分和结构无变化;岩石和岩面新鲜,矿物颗粒紧密结合而完整,岩石硬度较高。

(2) 微风化花岗岩:岩石仅在节理裂隙表面有微弱的风化或蚀变现象,有少量铁质侵染;钠长石颗粒周边有微弱风化,岩块和岩面基本新鲜。

(3) 弱风化花岗岩:节理裂隙面有明显的风化现象;钠长石颗粒和斑晶周围有白色粉状的高岭土化现象;黑云母有较明显褐黄色的脱色现象,石英和钾长石颗粒未风化。

(4) 强风化花岗岩:原岩结构尚有一定完整性,强度较弱,手掰可破碎;钠长石已强烈风化而形成高岭石;黑云母强烈脱色而形成黄绿色的绢云母或伊利石;钾长石周边有明显风化现象,石英颗粒未风化。

(5) 全风化花岗岩:原岩的结晶结构尚可辨认,但坚固性完全丧失,或全部转化为松散的矿物颗粒而原位保存;钠长石和黑云母全部转化为黏土矿物,石英和部分钾长石颗粒保留而形成碎屑物质。

通过上述花岗岩的矿物和结构特征划分,在野外能够较好地识别不同风化级别的岩石样品,再结合测定的常量元素和氧化物的变化淋失数据对野外划分风化等级的样品加以佐证和修正,可保证风化等级划分的准确性。不同风化程度的花岗岩的常量元素和氧化物划分标准参照尚彦军等(2001)。

2.2 实验方法

硅酸盐样品常量元素:称取0.100 0 g ($\pm 0.000 1$ g)试样于聚四氟乙烯坩埚中,用少量蒸馏水润湿,加入氢氟酸5 mL(除去试样中的SiO₂)、高氯酸2 mL(除去试样中的有机物),在控温电热板

上180℃溶解至近干,加入王水10 mL分解至干,加入10 mL王水提取试样并定容至100 mL容量瓶中,摇匀。用电感耦合等离子体发射光谱仪测定 K_2O 、 Na_2O 、 CaO 、 MgO 、 TFe_2O_3 、 MnO 、 TiO_2 、 P_2O_5 、 FeO 的分析方法:称取0.300 0 g样品于洁净50 mL的聚四氟乙烯坩埚中,加入5 mL氢氟酸,再加入1:1的硫酸,加1.0 g无水 $NaCO_3$,盖上盖子,在电热板上加热,煮沸后保持15 min,立即取下放入250 mL的烧杯中(杯中有25 mL饱和硼酸+175 mL蒸馏水),加10 mL硫-磷混合酸,加二苯胺磺酸钠指示剂2滴,用滴定度为1.0的重铬酸钾标准溶液滴定至稳定的紫色出现即为终点。LOI的测定:称取0.500 0 g样品于30 mL瓷坩埚内(坩埚已做处理,称重),放入马弗炉内,由低温升至900℃,保持2 h,取出,微冷却后放入干燥器,完全冷却后称重,称重后在放入马弗炉于900℃煅烧0.5 h,再取下,微冷却后放入干燥器称重。两次称重的质量一致为止,不一致则继续煅烧0.5 h,再次称重(张露月,2014)。所有岩土样品的前处理及测试都在青海省核工业地质局检测试验中心完成。

光释光年代样品的前处理和制备均在暗室弱红光下进行,钢管两端厚约0.03~0.04 m的可能被曝光的光释光样品要被除去,中部没有被提取曝光的部分被用于石英提取和等效剂量(equivalent dose, De)测定。样品除去碳酸盐和有机质,然后筛取38~63 μm 的粒径组分并除去样品中的长石矿物(Lai and Wintle, 2006)。对上述提纯的石英进行红外释光(IRSL)检测,如果有明显的IRSL信号则需重新进行 H_2SiF_6 浸泡,以尽可能除净长石,避免对De造成低估(Lai *et al.*, 2007)。光释光样品在RisoTL/光释光-DA-20全自动释光仪上进行测试。De的测定利用单片再生剂量法(SAR)(Roberts, 2007)。测试时大部分样品在预热坪实验中表明样品的De在240~260℃下有一明显的坪区(Lai and Brückner, 2008)。对于自然和再生剂量在220℃下预热10 s。在背景值去除后,选取前0.64 s的信号进行生长曲线重建,同时其衰减曲线表明都是快组分,说明样品比较可靠。U、Th、K的含量通过中子活化法测定(于禄鹏等,2013)。样品含水量以实测数据矫正获得。光释光样品的前处理及测试在中国科学院青海盐湖研究所光释光实验室完成。

3 结果

3.1 花岗岩岩相学特征

格尔木河流域中花岗岩主要分为两种:一种为灰白色细粒二长花岗岩和英云闪长岩,钾长石含量为30%~40%(图2a、2b);另一种为肉红色斑状二长花岗岩、斑状二长花岗岩和正长花岗岩的组合,钾长石含量高达60%左右(图2c、2d)。前者为细粒级。长石的晶体形态多不规则,但总体呈宽板状和短柱状,斜长石的自形程度明显高于钾长石。钾长石晶体的卡式和格子双晶发育,条纹构造十分发育,偶见两种长石形成的显微纹象结构,为正长石、条纹长石和微斜-条纹长石。石英晶体为不规则粒状、它形晶粒状,常呈集合体状不均匀分布。后者多呈中细粒结构,偶见斑状结构,块状构造,造岩矿物包括斜长石、钾长石、石英、白云母和少量副矿物磷灰石、榍石等,岩石致密坚硬。常量矿物的粒径大小主要在0.2~3.5 mm之间,个别斜长石、钾长石的粒径可达5.0 mm左右。岩石薄片显微特征显示长石亦多呈宽板状和短柱状,斜长石的自形程度明显高于钾长石,并呈现较弱程度的绢云母化、高岭土化和显微隐晶状的帘石化。钾长石晶体的卡式和格子双晶发育,呈条纹构造,偶见两种长石形成的显微纹象结构,矿物主要以条纹长石为主,正长石和微斜-条纹长石次之。石英晶体多为不规则粒状、它形晶粒状。白云母为较自形的鳞片状,零星不均匀分布,副矿物磷灰石常和白云母伴生或被包裹。

3.2 岩土样品的常微量元素特征

本研究对格尔木河的支流和干流河段内不同风化程度的花岗岩及其风化碎屑样品进行了成盐矿物相关的常量元素和微量元素分析,分析结果如表1所示。

纵观格尔木河流域风化程度不同的岩土样品的常量氧化物含量和成盐元素含量,可以发现以下几个规律:

(1)微风化至弱风化程度的花岗岩岩块中, K_2O 的含量较高,最高可达5.58%,平均为4.07%;而在强风化至全风化花岗岩风化壳砂土中 K_2O 含量减少明显,最高为3.77%,平均为2.59%;在河床沉积物中 K_2O 含量进一步降低,最高为3.45%,平均为2.34%。

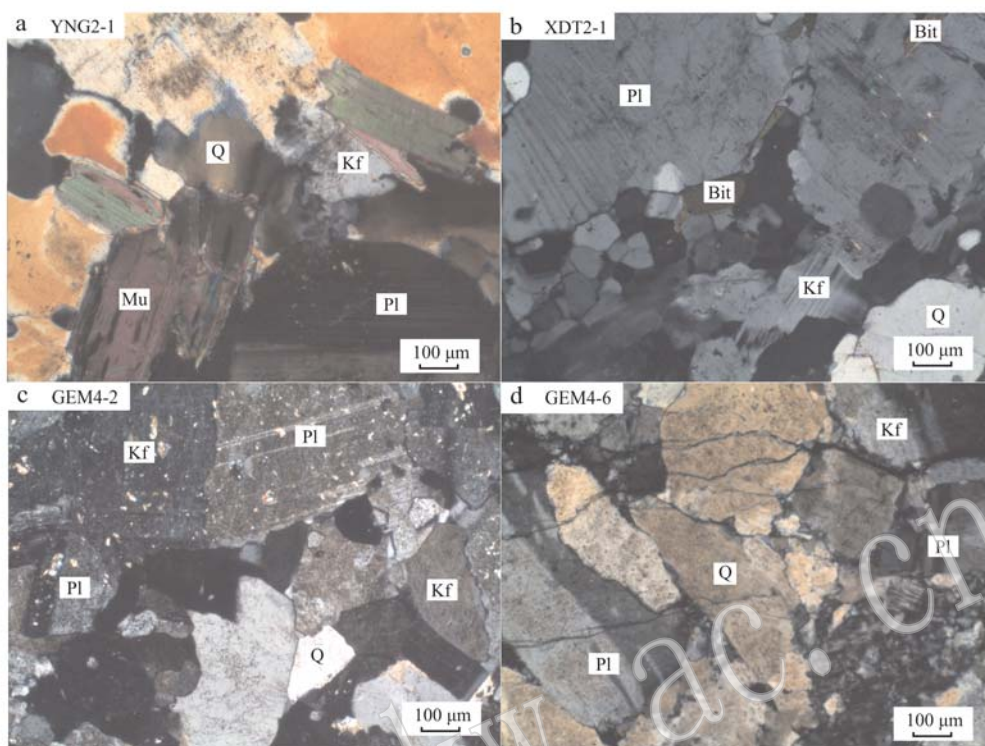


图2 格尔木河流域部分花岗岩样品的岩石薄片显微照片(正交偏光)

Fig. 2 The microphotographs of granite in the Golmud River catchment (crossed nicols)

在这3种岩土样品中, CaO 含量随风化程度的加深而依次升高, 平均含量分别为 1.66%、4.13% 和 5.30%。 Na_2O 含量在3种风化程度由低到高的样品中依次降低, 其平均含量分别为 3.67%、2.59% 和 2.38%。 MgO 含量在岩石样品中含量较低(平均为 0.46%), 在岩石风化产物中含量较高(1.50% ~ 1.57%)。另外, 花岗岩经历了风化过程中的脱硅作用, SiO_2 含量亦有所降低, 但是 Al_2O_3 含量在新鲜岩石中含量稍高, 在风化的碎屑颗粒中含量基本一致, 这可能与地表水的淋溶搬运有关。其他氧化物如 Fe_2O_3 、 TiO_2 等在花岗岩风化水解过程中含量依次增加, 呈逐渐富集规律。

(2) 在新鲜岩石、地表风化碎屑和河床沉积物样品中, 微量元素 B 的含量依次增大, 分别为 9.10×10^{-6} 、 42.94×10^{-6} 、 47.76×10^{-6} , 表明 B 元素在细颗粒碎屑物质中的吸附性强; Li 元素在3种样品中的含量比较接近, 分别为 27.83×10^{-6} 、 30.03×10^{-6} 、 26.82×10^{-6} , 说明 Li 在3种岩相中分离不明显。

(3) 在不同小流域的空间分布上, 新鲜花岗岩岩石样品中 K_2O 含量在格尔木河小干沟河段最高, 平均为 4.38%, 西大滩次之, 为 4.00%, 昆仑河最低,

为 3.76%; B 元素亦为小干沟河段最高, 达到平均值 10.74×10^{-6} , 在昆仑河和西大滩河段很接近, 为 8.00×10^{-6} 左右。而 Li 元素却表现出截然相反的情况, 在昆仑河河段最高, 平均值为 33.91×10^{-6} , 西大滩河段次之, 为 26.53×10^{-6} , 小干沟河段最低为 18.81×10^{-6} , 这表明昆仑河上游火山岩中含有更高的 Li 元素。地表碎屑和河流样品中, K_2O 含量的变化与岩石样品一致, 小干沟河段内最高, 西大滩次之, 野牛沟最低。B、Li 元素在地表风化产物中, 昆仑河流域是比较高的, 分别达 64.96×10^{-6} 和 50.77×10^{-6} ; 在河流沉积物中, 则在格尔木河流域最高, 可能与不同支流的 B、Li 元素汇合富集有关。

3.3 光释光测年结果

在格尔木河小干沟河段坡积-冲洪积剖面(XGG2)上自上而下获得4个 OSL 年代样品, 测得其光释光年龄分别为 $17.7 \pm 1.0 \text{ ka}$ 、 $46.8 \pm 2.5 \text{ ka}$ 、 $92.4 \pm 7.7 \text{ ka}$ 和 $95.9 \pm 10.5 \text{ ka}$ (表2)。在笔者以前的工作中, 通过对比格尔木河流域现代河床沉积物样品和末次冰消期水成/风成样品, 证明在该流域用光释光法来定年水成样品是可靠的 (An *et al.*, 2018a)。

表 1 格尔木河流域不同河段采集样品的常量元素和化学风化指数
Table 1 Major and trace element compositions of different samples in the Golmud River catchment

河段	样号 ID	坐标位置	样品属性	$w_B/\%$											$w_B/10^{-6}$				
				K ₂ O	CaO	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	LOI	K	WPI	B	Li
昆仑河 河段	YNG1-1	35°53'31.08"N 93°33'32.94"E	微风化花岗岩	2.81	3.55	3.62	67.93	16.66	1.37	0.44	2.35	0.41	0.05	0.12	0.82	2.36	10.88	8.4	32.0
	YNG1-2	35°53'31.08"N 93°33'32.94"E	地表全风化沙土	2.60	2.95	2.42	68.96	12.65	1.45	1.41	2.87	0.46	0.07	0.22	3.80	2.14	6.05	65.0	50.8
	YNG2-1	35°52'59.46"N 93°44'15.85"E	微风化花岗岩	4.67	0.77	3.51	73.18	15.51	0.21	0.12	0.67	0.03	0.17	0.11	0.84	3.79	8.49	8.8	16.7
	YNG2-2	35°53'35.39"N 93°49'29.44"E	微风化花岗岩	4.53	0.70	3.50	73.47	15.67	0.19	0.16	0.57	0.08	0.04	0.07	0.72	3.93	8.34	8.4	33.7
	YNG2-3	35°52'58.34"N 93°50'56.81"E	弱风化花岗岩	4.70	0.89	3.33	72.06	15.47	0.23	0.12	1.03	0.09	0.03	0.14	1.54	3.99	7.85	9.9	71.3
	YNG2-4	35°52'58.34"N 93°50'56.81"E	微风化花岗岩	4.38	1.02	3.79	72.97	14.69	0.33	0.28	0.93	0.05	0.10	0.21	1.16	3.60	8.57	6.1	28.9
	YNG2-5	35°53'17.62"N 93°52'11.23"E	河床沉积物	1.94	4.93	2.05	70.42	9.84	1.52	1.44	2.35	0.49	0.07	0.15	4.98	1.74	5.89	35.4	27.0
	YNG3-1	35°53'17.62"N 93°52'11.23"E	弱风化花岗岩	0.76	2.66	5.76	70.69	16.29	0.84	0.47	0.95	0.20	0.02	0.05	1.10	0.66	9.13	4.7	8.6
	YNG3-2	35°53'17.62"N 93°52'11.23"E	河床沉积物	2.05	3.76	2.14	70.91	10.86	1.40	1.50	2.52	0.45	0.07	0.15	4.24	1.87	5.49	39.7	34.9
	YNG4-1	35°52'58.43"N 93°51'12.01"E	微风化花岗岩	4.45	1.47	3.21	71.81	14.36	0.60	0.47	1.50	0.26	0.05	0.16	1.90	3.86	8.10	9.7	46.3
西大滩 河段	YNG5-1	35°53'10.12"N 94°20'33.34"E	河床沉积物	1.91	5.16	1.96	68.69	10.51	1.63	1.58	2.73	0.69	0.09	0.14	5.18	1.77	5.95	33.0	30.0
	XDT1-1	35°43'30.82"N 94°00'46.30"E	微风化花岗岩	4.80	1.61	2.57	72.97	14.81	0.49	0.31	1.13	0.19	0.04	0.04	0.92	4.38	8.75	10.9	26.2
	XDT1-2	35°43'30.82"N 94°00'46.30"E	全风化花岗岩	1.73	2.09	2.29	72.23	11.71	1.26	2.92	2.00	0.37	0.08	0.13	3.36	1.48	4.24	48.5	35.1
	XDT2-1	35°43'51.27"N 94°06'52.28"E	微风化花岗岩	4.04	2.44	3.25	70.90	14.78	0.85	0.71	1.77	0.39	0.06	0.09	0.80	3.40	10.05	4.1	33.6
	XDT2-2	35°43'51.27"N 94°06'52.28"E	弱风化花岗岩	4.52	2.69	2.97	71.11	14.32	0.64	0.50	1.63	0.33	0.05	0.07	1.22	3.76	9.89	4.7	25.7
	XDT2-3	35°43'51.27"N 94°06'52.28"E	全风化花岗岩	2.28	2.37	2.29	71.16	12.13	1.22	1.74	2.83	0.33	0.08	0.11	3.68	2.00	4.79	39.0	31.8
	XDT3-1	35°43'30.82"N 94°00'46.30"E	微风化花岗岩	3.51	3.08	3.29	69.40	15.09	1.07	0.57	2.28	0.52	0.05	0.16	1.02	3.11	10.29	4.5	29.2
	XDT3-2	35°43'51.27"N 94°06'52.28"E	强风化花岗岩	3.13	3.35	3.27	70.33	14.54	0.70	0.97	0.85	0.30	0.04	0.07	2.20	2.62	8.54	16.0	18.3
	XDT3-3	35°43'51.27"N 94°06'52.28"E	强风化花岗岩	2.72	4.14	2.63	67.50	13.45	1.36	1.02	1.80	0.45	0.06	0.12	4.62	2.41	6.68	34.5	27.3
	XDT4-1	35°44'15.32"N 94°14'54.70"E	河床沉积物	2.72	3.04	2.08	63.10	14.92	2.02	2.03	3.67	0.49	0.09	0.22	5.58	2.42	4.73	64.1	47.0
XNC1-1	35°51'33.34"N 94°21'27.82"E	河床沉积物	2.11	2.48	1.90	66.94	13.25	1.85	1.58	4.03	0.45	0.08	0.15	5.04	2.03	3.64	55.5	35.4	

续表 1
Continued Table 1

河段	样号 ID	坐标位置	样品属性	$w_B/\%$										$w_B/10^{-6}$					
				K ₂ O	CaO	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	LOI	K	WPI	B	Li
格尔木 河小干 沟河段	GEM1-1	35°52'44.33"N 94°33'03.58"E	河床沉积物	1.83	4.66	2.03	70.53	10.27	1.51	1.26	2.43	0.44	0.07	0.11	5.04	1.64	5.39	39.7	26.6
	GEM2-1	36°08'20.66"N 94°48'10.35"E	微风化白色花岗岩	3.78	1.63	3.26	73.53	13.82	0.31	0.24	1.63	0.17	0.05	0.03	0.94	3.34	8.31	9.7	15.0
	GEM2-2	36°08'20.66"N 94°48'10.35"E	微风化肉红色花岗岩	3.13	1.37	3.76	75.28	13.45	0.29	0.62	1.20	0.13	0.03	0.02	0.86	2.86	7.84	9.6	15.0
	GEM3-1	36°06'11.37"N 94°48'13.79"E	河床沉积物	2.02	6.83	2.03	65.96	10.18	1.71	1.42	2.60	0.42	0.07	0.14	6.88	1.79	6.30	34.9	28.7
	GEM4-1	36°07'33.13"N 94°49'32.06"E	弱风化肉红色花岗岩	4.21	1.80	3.20	73.77	13.50	0.13	0.88	0.37	0.06	0.02	0.01	1.92	3.74	7.61	11.4	10.9
	GEM4-2	36°07'33.13"N 94°49'32.06"E	微风化暗红花岗岩	5.58	1.08	4.57	67.88	18.06	0.13	0.20	1.20	0.09	0.03	0.02	1.34	5.19	10.27	9.2	23.0
	GEM4-3	36°07'33.13"N 94°49'32.06"E	弱风化灰白色花岗岩	4.24	0.99	3.47	75.19	12.70	0.16	0.28	1.23	0.06	0.04	0.01	0.94	3.68	8.16	4.9	49.7
	GEM4-4	36°07'33.13"N 94°49'32.06"E	强风化肉红色花岗岩	3.44	2.92	3.02	73.75	10.37	0.96	0.95	0.93	0.13	0.03	0.03	3.40	2.86	7.26	35.3	25.8
	GEM4-5	36°08'22.58"N 94°47'01.22"E	弱风化暗红色花岗岩	4.80	0.35	4.67	61.41	17.47	0.23	8.14	0.70	0.07	0.03	0.04	2.00	0.76	8.29	25.4	12.8
	GEM4-6	36°08'22.58"N 94°47'01.22"E	弱风化暗红色花岗岩	5.21	0.30	5.14	69.80	17.95	0.10	0.64	0.57	0.10	0.01	0.03	0.54	0.13	10.29	6.2	1.9
	GEM5-1	36°09'52.82"N 94°49'35.71"E	弱风化灰白色花岗岩	4.09	1.36	3.35	72.64	14.68	0.41	0.34	1.72	0.23	0.04	0.09	0.83	3.50	8.63	9.5	22.3
	XGG1-1	36°07'34.74"N 94°49'27.98"E	坡积风化壳土壤	2.05	9.07	2.62	54.43	9.34	3.07	2.65	0.82	0.49	0.07	0.12	11.30	1.62	6.58	69.2	28.2
	XGG1-2	36°07'26.12"N 94°48'27.62"E	肉红色花岗岩风化物	3.77	1.86	3.08	74.84	11.88	0.78	1.50	0.88	0.19	0.04	0.07	1.29	3.26	8.38	7.3	12.0
	XGG1-3	36°07'26.58"N 94°48'10.07"E	肉红色花岗岩风化物	2.10	7.66	2.39	64.66	9.82	1.93	1.96	1.05	0.43	0.06	0.12	7.76	2.16	6.95	44.8	29.3
	XGG1-4A	36°07'25.12"N 94°48'06.27"E	肉红色花岗岩风化物	2.03	7.97	2.12	66.91	9.69	1.33	1.82	1.53	0.46	0.06	0.13	6.08	1.71	7.98	54.0	19.2
	XGG1-4B	36°07'25.12"N 94°48'06.27"E	肉红色花岗岩风化物	3.45	3.08	2.96	74.50	11.12	0.64	1.20	0.86	0.20	0.04	0.07	2.35	3.01	8.01	15.3	15.5
	XGG2-1	36°08'00.13"N 94°47'32.96"E	肉红色花岗岩风化物	2.37	7.29	2.54	62.32	10.99	2.05	2.70	1.05	0.46	0.07	0.13	6.84	1.73	8.17	66.5	21.5
	XGG2-2	36°08'00.13"N 94°47'32.96"E	杂色中基性岩风化物	2.20	7.82	2.29	64.58	10.41	1.95	1.46	1.58	0.46	0.06	0.13	6.44	1.91	8.58	33.6	24.3
	XGG2-3	36°08'00.13"N 94°47'32.96"E	肉红色花岗岩风化物	2.34	7.65	2.65	63.20	10.78	2.13	2.53	1.35	0.48	0.07	0.14	6.86	2.03	8.62	82.4	26.2
	XGG2-4	36°08'00.13"N 94°47'32.96"E	肉红色花岗岩风化物	3.38	2.29	3.16	75.11	11.96	0.69	0.96	1.19	0.18	0.04	0.06	1.60	2.99	8.10	6.0	15.1
	XGG2-5	36°08'00.13"N 94°47'32.96"E	肉红色花岗岩风化物	2.53	7.17	3.36	64.4	10.87	1.54	2.19	1.31	0.46	0.07	0.13	6.46	2.24	8.80	108.0	24.1

表2 小干沟坡积-冲洪积剖面环境信息和光释光年代结果

Table 2 The environmental information and OSL sample results of Xiaogangou section

样品 ID	深度/m	$w(\text{K})/\%$	$w(\text{Th})/10^{-6}$	$w(\text{U})/10^{-6}$	含水量/%	剂量率/($\text{Gy} \cdot \text{ka}^{-1}$)	De/Gy	光释光年代/ka
XGG2-1	2.0	1.80±0.06	9.82±0.28	2.30±0.11	10±5	3.18±0.15	56.3±1.7	17.7±1.0
XGG2-2	17.0	2.21±0.06	16.40±0.44	2.83±0.11	10±5	3.97±0.19	186.1±4.4	46.8±2.5
XGG2-4	32.0	1.67±0.06	11.20±0.31	1.60±0.07	10±5	2.79±0.20	257.8±10.3	92.4±7.7
XGG2-5	36.0	1.97±0.06	11.90±0.33	2.35±0.09	10±5	3.26±0.24	313.2±25.6	95.9±10.5

从上面的定年数据可以看出,这一厚度为 34 m 的剖面从 96 Ka 前开始堆积,也就是从末次间冰期开始,到约 18 Ka 前的末次冰期结束,其堆积的沉积速率大约为 0.041 mm/a。

4 讨论

4.1 格尔木河流域花岗岩的钾含量空间分布

在西大滩和昆仑河河段,花岗岩主要出露在布尔汗布达山南北支脉两侧,主要为华力西中期的灰-灰白色中细粒二长花岗岩。在格尔木河河段,花岗岩主要分布在格尔木河中游的小干沟区域东西两侧,主要为燕山期晚期高钾花岗岩,岩性为肉红色花岗岩闪长岩、二长花岗岩,呈不规则状、椭圆状岩株分布。元素含量分析结果表明,西大滩—昆仑河一带的白色二长花岗岩中 K_2O 含量属于中高水平,介于 4.00%~4.50%之间;而在小干沟区段昆仑山出口处南坡呈岩株状分布的燕山晚期肉红色斑状花岗岩的 K_2O 含量最高,平均为 5.00% 左右,最高可达 5.58%,高钾含量特征与岩石薄片鉴定的结果一致,说明这种北西西走向的肉红色富钾花岗岩体是格尔木河流域最主要的高钾基岩分布区。该岩体中肉红色富钾花岗岩以岩脉的形式产出,走向为 300°~320°,围岩为灰白色中细粒二长花岗岩。前人的研究表明,该期花岗岩是高分异花岗岩,岩体整体富钾,属于高钾钙碱性花岗岩类,同时具弱过铝质特点,源于下地壳物质的熔融作用(祁生胜, 2015)。

唐启亮等(2016)研究了昆仑河、小南沟河、雪水河支流和格尔木河干流河水中 K^+ 含量的变化趋势,发现位于西大滩的小南沟河水中平均 K^+ 含量为 3.40 mg/L,昆仑河河水中平均 K^+ 含量为 3.14 mg/L,而到了格尔木河干流的小干沟河段,该值大幅升高到 4.54 mg/L,说明该区段出露的肉红色富钾花岗岩的风化淋滤对于河水中 K^+ 含量的贡献是比较显著的。随着格尔木河向更下游流动,河水中的 K^+ 含量逐步增加,如在昆仑山口二级冲积扇上,其 K^+

含量达到 5.00 mg/L 以上,说明该河段富钾花岗岩风化碎屑物质堆积在冲积扇上继续为河水提供丰富的钾离子,因为风化后的碎屑物质颗粒更细,具有更大的比表面积,能跟地表径流以及地下水充分接触淋溶。格尔木河流域内富钾花岗岩的分布和流经区段的河水中 K^+ 含量变化趋势一致,表明昆仑山中富钾花岗岩的风化能够为格尔木河乃至察尔汗盐湖提供充足的成盐和成矿元素。

在格尔木河流域毗邻的开木其河-乌图美仁河上游山区,分布着以斑状二长花岗岩、花岗斑岩为主的肉红色高钾花岗岩,张翔(2017)研究认为其形成于晚三叠世。同样在该区域采集了高钾花岗岩样品,其新鲜岩块的 K_2O 含量 4.33%~5.21%之间,为一富钾正长花岗岩岩体出露区。于升松(2010)等研究发现乌图美仁河中钾离子含量比其他河流高,可能与此有关。乌图美仁河是察尔汗盐湖区西部盐湖涩聂湖的主要补给水源,前人研究认为察尔汗湖区钾盐含量呈西部的涩聂湖、别勒滩地区最高,中部的达布逊地区次之,东部霍布逊地区最低的特点,很可能与西部受高 K^+ 含量的乌图美仁河补给、中部受中等 K^+ 含量的格尔木河补给有关。东部湖泊的补给河流 K^+ 含量普遍较低,如诺木洪河,其含量仅为 2.70 mg/L(于升松等, 2010)。

4.2 格尔木河流域花岗岩元素风化迁移特征

柴达木盆地南缘昆仑山富钾花岗岩的风化和元素迁移是察尔汗盐湖盐类矿物的一个重要来源,风化淋溶释放的元素通过地表径流的搬运,富集到下游盐湖中形成了钾盐矿床(朱允铸等,1990;李文鹏等, 1993),因此研究格尔木河流域内富钾花岗岩的风化过程、元素迁移具有重要的意义。虽然研究花岗岩风化迁移的指标众多(尚彦军等, 2001; Tamer *et al.*, 2002),但刘成禹等(2011)研究发现,烧失量 LOI 和化学风化势指数 WPI 随花岗岩风化程度、时间和深度的变化都显示出明显的单调性和敏感性,可用作评价岩石风化程度和确定风化深度的依据。同时,这两种风化指标能较好地反映在区域上反映花岗

岩等火成岩的风化程度。LOI 是指岩石样品加热 105℃ 时失去水分的质量分数; 而 WPI 是指花岗岩中易淋失氧化物和主要风化产物总和的质量之比, 具体来说, $WPI = 100(K_2O + Na_2O + CaO - H_2O^+) / (SiO_2 + Fe_2O_3 + Al_2O_3 + TiO_2 + MgO + K_2O + Na_2O + CaO)$ 。一般来说, 花岗岩在风化过程中由于水解和水化作用的增强, LOI 值会逐渐变大; 同时, 在风化过程中由于 Fe_2O_3 、 Al_2O_3 等风化产物的增加, 风化程度越高, 其 WPI 值会越小(尚彦军等, 2001; 刘成禹等, 2011)。

通过分析格尔木河流域不同河段不同风化程度样品的 LOI 和 WPI 化学风化指数, 可以探索随着高钾花岗岩风化的逐步进行, 其化学风化指数变化的规律, 同时结合 K、B、Li 元素在不同风化程度的样品中的迁移过程, 研究它们的变化趋势和迁移规律。通过分析不同支流流域内风化程度不同的样品数据(图 3)发现:

(1) 随着花岗岩风化程度的加深, WPI 由于 K^+ 、

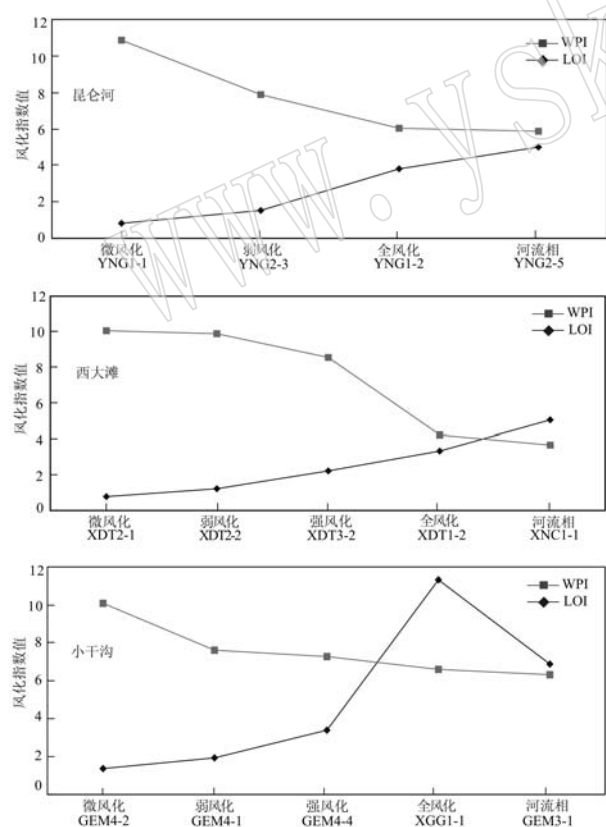


图 3 格尔木河流域不同河段不同风化程度的样品中 WPI、LOI 变化规律

Fig. 3 The variation curves of WPI and LOI indexes for different weathering degree samples in the Golmud River catchment

Na^+ 、 Ca^{2+} 的淋失和 F^{3+} 、 Al^{3+} 的富集而逐渐降低, 而 LOI 随着岩石水解和水化逐步升高, 说明 WPI 能较好地反映格尔木流域内的花岗岩的风化程度; 不同时代的不同类型花岗岩风化过程无特定规律;

(2) 结合表 1 可以发现, 随着风化程度的加深, K_2O 逐步淋失(除个别样品外), K_2O 含量从新鲜样品中的 4.00%~5.00% 降低到河流相中的 1.70%~2.00%, 说明这些富钾花岗岩的风化过程中钾元素的淋溶、迁移能够贡献非常可观的钾通量。

(3) 不同风化程度的样品中, B、Li 元素的分布规律不是特别明显, 但是总体上, 颗粒越细, 两种元素的含量越高, 但在河流相中, 由于大量元素已经随河水溶解迁移, 含量降低, 说明河流是格尔木流域基岩风化元素迁移的主要载体。谭红兵(2000)研究发现, 格尔木河流域中的 B、Li 元素在各组分中表现出明显的正相关性。唐启亮等(2016)等研究表明, 格尔木河流从上游到下游, 水体中的 K、B、Li 元素含量逐渐增大, 反映出该流域属于以淋滤蒸发浓缩为主的地球化学成因类型, 并由此划分出淋滤-径流(山区)和蒸发-蒸发浓缩(盐湖区)的元素富集迁移水文地球化学分带。

综上所述, 格尔木河流域花岗岩的风化, 尤其是位于小干沟河段的肉红色斑状富钾花岗岩的风化以及以地表径流和地下水为通道进行的搬运过程, 可能为察尔汗盐湖中 K、B、Li 等元素的富集提供了非常重要的物质来源。

4.3 格尔木河流域花岗岩风化和元素迁移时间变化

本次研究表明流域内小干沟河段是富钾花岗岩集中分布区域。在该河段内, 分布着流域内面积最大的肉红色富钾花岗岩岩体(图 1b), 岩体的山前地带存在着一个主要由富钾花岗岩风化而成的松散砾石和粗砂组成的坡积-冲洪积沉积剖面, 剖面整体呈微红色, 明显与肉红色富钾花岗岩岩体有物源联系, 因此, 该剖面是研究小干沟地区富钾花岗岩在地质历史时期不同气候背景下成盐元素含量和风化强度变化的良好载体。OSL 测年结果(表 2)表明, 该剖面的沉积时间段为 95.9~17.7 ka, 经历了从间冰期到冰期不同的气候类型, 导致其所含元素和化学风化指数亦波动比较大。图 4a~4g 为小干沟剖面成盐元素含量、风化指数和区域气候指标对比图, 从图中可以看出, 在末次间冰期晚期(100~75 ka), 阿拉伯海的印度季风指标以及察尔汗盐湖钻孔的碳酸盐和总铁含量均表明该阶段气候异常湿润(图 4a~4c)

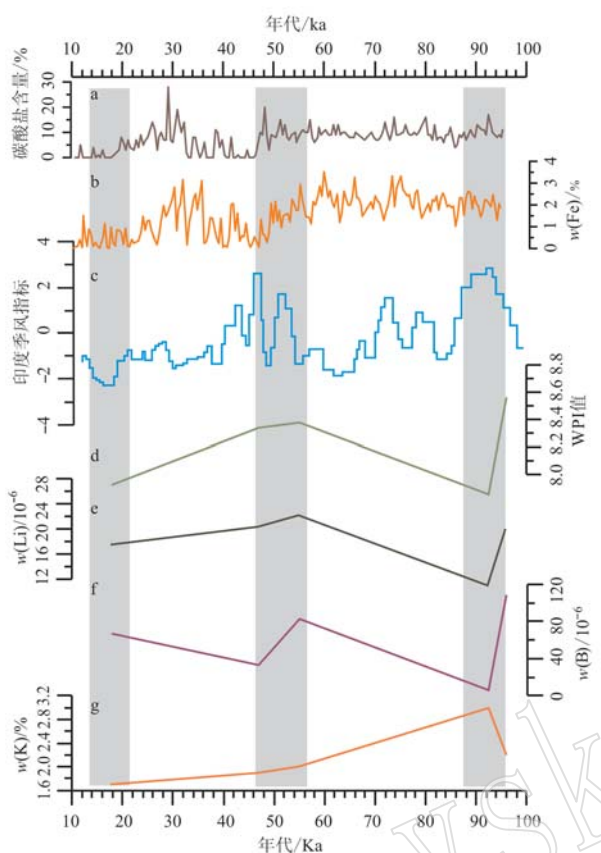


图4 格尔木河流域小干沟剖面 K、B、Li 含量、WPI 值随年代变化规律及其区域气候指标对比图

Fig. 4 K, B, and Li element contents and WPI values in the Xiaogangou section in comparison with regional climatic indexes

a、b—察尔汗盐湖 ISL1A 孔碳酸盐和铁元素含量；c—阿拉伯海印度季风指标；d~g—小干沟剖面成盐元素和风化指标
a, b—the calcite and Fe contents of the ISL1A core of Qarhan Salt Lake; c—the Indian monsoon stack of Arabian Sea; d~g—the indexes mentioned in this study

(Boltan *et al.*, 2013; 安福元等, 2013), 并且前人的研究表明, 该阶段温度亦较高 (Thompson *et al.*, 1997)。在这种气候背景下, 小干沟剖面 WPI 出现了历史最低值, 表明流域内化学风化程度达到最大, 因此, 该剖面沉积物中的 B、Li 元素吸附在黏土、悬浮物中随降雨/径流流失, 出现最低值; 而 K 元素则相反出现了最高值, 这与 K 元素的化学性质有关。由于含钾矿物稳定性相对较高, 在风化过程中容易滞留在风化产物中 (陈骏等, 2001)。在最湿润的间冰期阶段, 大量的富钾花岗岩山体水解风化, 其中的钾长石水解释放大量 K_2O , 在风化碎屑物中富集起来, 具有非常高的钾含量。在该剖面上大约 94 ka

时, K 元素含量出现最高值, 而 B、Li 元素和风化指标 WPI 出现最低值, 这与印度季风的最高值相对应, 因此可以认为气候湿润阶段是该流域内的富钾花岗岩风化程度最高、K 元素释放最多的时期。末次冰期中期 (55~36 ka) 是末次冰期里气候相对温和的时期 (An *et al.*, 2012), 图 4a~4c 显示的气候指标也表明该时期的气候特点是气候相对较干, 但干湿波动变化大, 气候变化剧烈。这种气候条件下, WPI 值显示的该区域的化学风化强度降低, 碎屑沉积中 K 元素含量亦由于风化的相对减少而有所降低。B、Li 元素含量由于缺少淋失, 含量升高; 在末次冰消期阶段 (18 ka 以后), 气候虽然逐渐变暖向好, 但总体偏干。该时期由于山地冰川并未完全消退 (Owen *et al.*, 2006; 贾小龙等, 2016), 气温变化剧烈, 物理风化亦较强, 因此, 风化指数和 K、B、Li 迁移释放过程表现相对复杂: WPI 值显示该时期化学风化有所增强; B 元素含量增加, 而 K 和 Li 的释放和迁移比较低, 可能与复杂多变的气候环境有关。

总体来说, 小干沟河段内, 在作为富钾花岗岩岩体风化产物的坡积-冲洪积沉积剖面中, K、B、Li 元素含量的变化跟区域的气候变化、化学风化强度有较好相关性, 当然其中的物理风化过程如冰川发育、日照时间、冷热交替等也有一定的贡献。在该区域内, 冰期-间冰期的气候轮回导致的化学风化强度变化是富钾花岗岩风化、元素释放迁移并最终在察尔汗盐湖汇聚的主导因素之一。

5 结论

(1) 昆仑河、西大滩区域的二长花岗岩属于中等含钾水平的花岗岩, 其 K_2O 含量介于 4.00%~4.50% 之间; 而小干沟河段分布的肉红色斑状二长花岗岩 K_2O 含量在 5.00% 以上, 属于富钾花岗岩, 为格尔木河流域最主要的高钾花岗岩分布区。

(2) 在风化程度由低到高的样品中, K_2O 元素含量逐步降低, 与花岗岩的风化淋失密切相关; 相反, 风化程度越高, 样品中 B、Li 元素含量越高, 表现出强烈的吸附性; 在空间分布上, K 和 B 元素含量在小干沟河流域最高, Li 元素在昆仑河流域最高, 表现出明显的区域分异性。

(3) 流域内不同风化程度样品的地球化学元素数据与化学风化指数 WPI、LOI 较好地耦合, 具有较高相关性, 说明 WPI 和 LOI 风化指标在区域上能很

好地反映花岗岩的风化程度,在青藏高原东北部高寒地区它们可作为花岗岩风化程度的有效指标。

(4) 小干沟坡积-冲洪积沉积剖面形成于 $95.9 \pm 10.5 \sim 17.7 \pm 1.0$ ka。该剖面中 K、B 和 Li 元素含量变化和 WPI 指数说明成盐元素的风化迁移与流域内冰期-间冰期旋回尺度上的气候变化过程以及化学风化程度密切相关。

(5) 格尔木河流域内富钾花岗岩中成盐元素的风化、淋溶和随着径流的迁移为察尔汗盐湖盐类矿物富集提供了重要的物源。

致谢 感谢芦宝良助理研究员和周辅忠师傅在野外工作中给予的帮助,感谢张啟兴高工在论文撰写过程给予的帮助。

References

- An F Y, Lai Z P, Liu X J, *et al.* 2018b. Luminescence chronology and radiocarbon reservoir age determination of lacustrine sediments from the Heihai Lake, NE Qinghai-Tibetan Plateau, and its palaeoclimate implications[J]. *Journal of Earth Science*, 29 (3): 695 ~ 706. <https://doi.org/10.1007/s12583-017-0972-9>.
- An F Y, Liu X J, Wang Y X, *et al.* 2018a. Drainage geomorphic evolution since 12.8 ka in response to the paleoclimatic changes in eastern Kunlun Mountain, NE Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Geomorphology*, 319: 117 ~ 132. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.07.016>.
- An Fuyuan, Ma Haizhou, Wei Haicheng, *et al.* 2013. Grain-size distribution patterns of lacustrine sediments of Qarhan area and its environmental significance[J]. *Arid Land Geography*, 36(2): 212 ~ 220(in Chinese with English abstract).
- An Z, Colman S M, Zhou W, *et al.* 2012. Interplay between the Westerlies and Asian monsoon recorded in Lake Qinghai sediments since 32 ka[J]. *Scientific Reports*, 2: 619 ~ 625. <https://doi.org/10.1038/srep00619>.
- Boltan C T, Chang L, Clemens S C, *et al.* 2013. A 500 000 year record of Indian summer monsoon dynamics recorded by eastern equatorial Indian Ocean upper water-column structure[J]. *Quaternary Science Reviews*, 77: 167 ~ 180. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.07.131>.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Qinghai Province. 1991. Attached Map 1 of Regional Geology of Qinghai Province[M]. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese).
- Chen Jun, Wang Yongjin, Chen Yang, *et al.* 2001. Rb and Sr geochemical characterization of the Chinese Loess and its implications for palaeomonsoon climate[J]. *Acta Geologica Sinica*, 75(2): 259 ~ 266(in Chinese with English abstract).
- Huang Qi and Han Fengqing. 2007. Evolution of Salt Lakes and Palaeoclimate fluctuation in Qaidam Basin[M]. Beijing: Science Press(in Chinese).
- Jia Xiaolong, An Fuyuan, Zhang Qixing, *et al.* 2016. Research progress of geomorphic evolution of Golmud River, southeastern Qaidam Basin[J]. *Journal of Salt Lake Research*, 24(4): 59 ~ 65(in Chinese with English abstract).
- Lai Z P and Brückner H. 2008. Effects of feldspar contamination on equivalent dose and the shape of growth curve for OSL of silt-sized quartz extracted from Chinese loess[J]. *Geochronometria*, 30: 49 ~ 53. <https://doi.org/10.2478/v10003-008-0010-0>.
- Lai Z P and Wintle A G. 2006. Locating the boundary between the Pleistocene and the Holocene in Chinese loess using luminescence[J]. *The Holocene*, 16: 893 ~ 899. <https://doi.org/10.1191/0959683606hol980r>.
- Lai Z P, Wintle A G, Thomas D S G. 2007. Rates of dust deposition between 50 ka and 20 ka revealed by OSL dating at Yuanbao on the Chinese Loess Plateau[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248: 431 ~ 439. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.12.013>.
- Li Wenpeng and He Qingcheng. 1993. Discussion on the origins of the materials in Qarhan Salt Lake[J]. *Journal of Hebei College of Geology*, 16(3): 254 ~ 263(in Chinese with English abstract).
- Liu Chengyu and He Manchao. 2011. Research on the sensitive chemical weathering indices to rock weathering[J]. *Earth and Environment*, 39(3): 349 ~ 354(in Chinese with English abstract).
- Ng Wang W C, Shang Yanjun, Qu Yongxin, *et al.* 1999. Chemical weathering indices, classification, and zoning of weathered granitic rock in Hong Kong[J]. *Journal of Engineering Geology*, 7(2): 125 ~ 134(in Chinese).
- Owen L A, Finkel R C, Ma H, *et al.* 2006. Late Quaternary landscape evolution in the Kunlun Mountains and Qaidam Basin, Northern Tibet: A framework for examining the links between glaciation, lake level changes and alluvial fan formation[J]. *Quaternary International*, 154 ~ 155: 73 ~ 86. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.02.008>.
- Qi Shengsheng. 2015. Petrotectonic Assemblages and Tectonic Evolution of the East Kunlun Orogenic Belt in Qinghai Province[D]. Beijing: China University of Geosciences(in Chinese with English abstract).
- Roberts H M. 2007. Assessing the effectiveness of the double-SAR protocol in isolating a luminescence signal dominated by quartz[J]. *Radiation Measurements*, 42: 1 627 ~ 1 636. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2007.09.010>.
- Shang Yanjun, Ng Wang W C, Qu Yongxin, *et al.* 2001. Comparison of

- chemical indices and micro-properties of weathering degrees of granitic rocks—A case study from Kowloon, Hong Kong[J]. Chinese Journal of Geology, 36 (3): 279~294(in Chinese with English abstract).
- Tamer T. 2002. Quantification of weathering depths in slightly weathered tuffs[J]. Environmental Geology, 42: 632~641. <https://doi.org/10.1007/s00254-002-0566-3>.
- Tan Hongbing. 2000. The Study on the Water Environment Geochemistry in Golmud River watershed [D]. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences(in Chinese with English abstract).
- Tang Qiliang, Zhang Xiyang, Miao Weiliang, *et al.* 2016. Distribution characteristics of K, Li and B and their enrichments rule in the water of Golmud River drainage area[J]. Journal of Salt Lake Research, 24 (2): 26~31(in Chinese with English abstract).
- Thompson L G, Yao T, Davis M E, *et al.* 1997. Tropical climate instability: The last glacial cycle from the Qinghai-Tibetan Plateau ice core [J]. Science, 276: 1 821~1 825. <https://doi.org/10.1126/science.276.5320.1821>.
- Wang Shengbin, Qi Zexue, Su Shijie, *et al.* 2020. Study on mechanisms of geological hazards caused by groundwater level rising in Golmud area based on numerical simulation[J]. Arid Zone Research, 37 (5): 1 132~1 139(in Chinese with English abstract).
- Xue Lingwen. 2016. Late Cenozoic Tectonic Landform Analysis and Dynamic Mechanism of Xidatan Basin, Eastern Kunlun[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology(in Chinese with English abstract).
- Yu Lupeng, Lai Zhongping and An Ping. 2013. OSL Chronology of paleodunes in the middle and southwestern Qaidam Basin, China[J]. Journal of Desert Research, 33 (2): 453~462 (in Chinese with English abstract).
- Yu Shengsong, Tan Hongbing, Liu Xingqi, *et al.* 2010. Study on Sustainable Utilization of Salt Lake Resources in Qarhan[M]. Beijing: Science Press (in Chinese).
- Zhang Luyue. 2014. Engineering Properties and Forming Mechanism of Emeishan Basalt Sapote [D]. Kunming: Kunming University of Science and Technology(in Chinese with English abstract).
- Zhang Xiang. 2017. Petrogenesis and Tectonic Setting of Granite Porphyry in the Upper Reaches of Lainggaoli River, Golmud, Qinghai Province[D]. Beijing: China University of Geosciences(in Chinese with English abstract).
- Zhao Xitao, Hu Daogong, Wu Zhonghai, *et al.* 2010. Discovery of the Early Pleistocene Kunlunhe conglomerate in Gomud of Qinghai Province and its geological significance[J]. Journal of Geomechanics, 1 (16): 1~10(in Chinese with English abstract).
- Zhu Yunzhu, Li Zhengyan, Wu Bihao, *et al.* 1990. The formation of the Qarhan Saline Lakes as viewed from the Neotectonic movement[J]. Acta Geologica Sinica, 1: 32~36(in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 安福元, 马海州, 魏海成, 等. 2013. 柴达木盆地察尔汗盐湖湖相沉积物的粒度分布模式及其环境意义[J]. 干旱区地理, 36(2): 212~220.
- 陈 骏, 汪永进, 陈 畅, 等. 2001. 中国黄土地层 Rb 和 Sr 地球化学特征及其古季风气候意义[J]. 地质学报, 75(2): 259~266.
- 黄 麒, 韩凤清. 2007. 柴达木盆地盐湖演化与古气候波动[M]. 北京: 科学出版社, 1~209.
- 贾小龙, 安福元, 张啟兴, 等. 2016. 格尔木河流域河流地貌演化研究进展[J]. 盐湖研究, 24(4): 59~65.
- 李文鹏, 何庆成. 1993. 察尔汗盐湖物质来源的讨论[J]. 河北地质学院学报, 16(3): 254~263.
- 刘成禹, 何满潮. 2011. 对岩石风化程度敏感的化学风化指数研究[J]. 地球与环境, 39(3): 349~354.
- 祁生胜. 2015. 青海省东昆仑造山带火成岩岩石构造组合与构造演化[D]. 北京: 中国地质大学.
- 青海省地质矿产局. 1991. 青海省区域地质志附青海省地质图[M]. 北京: 地质出版社.
- 尚彦军, 吴宏伟, 曲永新. 2001. 花岗岩风化程度的化学指标及围观特征对比——以香港九龙地区为例[J]. 地球科学, 36(3): 279~294.
- 谭红兵. 2000. 格尔木河流域水环境地球化学研究[D]. 北京: 中国科学院大学.
- 唐启亮, 张西营, 苗卫良, 等. 2016. 格尔木河流域河水钾锂元素分布特征及富集规律[J]. 盐湖研究, 24(2): 26~31.
- 汪生斌, 祁泽学, 苏世杰, 等. 2020. 基于数值模拟的格尔木地区地下水位致灾性抬升机理研究[J]. 干旱区研究, 37(5): 1 132~1 139.
- 吴宏伟, 尚彦军, 曲永新, 等. 1999. 香港花岗岩风化等级化学指标体系与风化壳分带[J]. 工程地质学报, 7(2): 125~134.
- 薛灵文. 2016. 东昆仑西大滩盆地晚新生代构造地貌特征及动力学机制研究[D]. 成都: 成都理工大学.
- 于禄鹏, 赖忠平, 安 萍, 等. 2013. 柴达木盆地中部与西南部古沙丘的光释光年代学研究[J]. 中国沙漠, 33(2): 453~462.
- 于升松, 谭红兵, 刘兴起, 等. 2010. 察尔汗盐湖资源可持续利用研究[M]. 北京: 科学出版社.
- 张露月. 2014. 峨眉山玄武岩腐岩的物理力学特性及其形成机制[D]. 昆明: 昆明理工大学.
- 张 翔. 2017. 青海格尔木拉陵高里河上游花岗岩斑岩岩石成因及构造背景[D]. 北京: 中国地质大学.
- 赵希涛, 胡道功, 吴中海, 等. 2010. 青海格尔木早更新世昆仑河砾岩的发现及其地质意义[J]. 地质力学学报, (16): 1~10.
- 朱允铸, 李争艳, 吴必豪, 等. 1990. 从新构造运动看察尔汗盐湖的形成[J]. 地质学报, 1: 32~36.