

# 中天山典型内陆河流域水化学时空特征分析

吴丽娜<sup>1</sup>, 孙从建<sup>1,2</sup>, 贺强<sup>1</sup>, 陈伟<sup>1</sup>, 张永清<sup>1</sup>

(1. 山西师范大学 地理科学学院, 山西 临汾 041000;

2. 中国科学院 新疆生态与地理研究所 荒漠与绿洲生态国家重点实验室, 乌鲁木齐 830011)

**摘要:**基于 2011—2013 年不同季节乌鲁木齐河流域 6 个站点 52 组地表水化学的测试结果, 结合流域气象水文资料, 利用水化学分析方法和 SPSS 统计软件分析了乌鲁木齐河流域地表水化学时空变化特征、地表水各离子间相关性以及流域水化学特征的控制因素。结果表明: (1) 乌鲁木齐河流域地表水总体矿化度较低, 水体呈弱碱性。(2) 流域地表水化学具有明显的季节变化趋势即早春融雪季、春末夏初季和秋季融雪季 TDS 值偏高, 夏季 TDS 值低; 同时也表现出较明显的年际差异性: 多雨的年份地表水 TDS 值较低, 少雨的年份地表水 TDS 值较高。(3) 控制地表水体的主要离子为  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , 离子质量浓度大小依次为  $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{CO}_3^{2-}$ ; 不同季节控制水体的主要离子具有差异性: 枯水期河水呈  $\text{Ca}^{2+}-\text{HCO}_3^-$  型; 丰水期河流离子浓度受降水、冰川水的稀释影响离子浓度低, 呈  $\text{Ca}^{2+}-\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$  型。(4) 站点 1 到站点 2 河水中  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度突然升高, 主要是由于此段河水的含水层中分布有石膏夹层, 石膏夹层释放了大量硫酸和氯酸。(5) 通过对地表水水化学过程的分析显示控制流域地表水化学过程的主要影响因素为水岩交互运动。

**关键词:** 乌鲁木齐河; 时空分布; Piper; gibbs; 控制因素

中图分类号: S153; P332.7

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2017)05-0149-08

DOI: 10.13869/j.cnki.rswc.2017.05.023

## Analysis of Temporal and Spatial Variation of Hydrochemical Characteristics of the Typical Inland River in the Middle of Tianshan Mountains

WU Lina<sup>1</sup>, SUN Congjian<sup>1,2</sup>, HE Qiang<sup>1</sup>, CHEN Wei<sup>1</sup>, ZHANG Yongqing<sup>1</sup>

(1. School of Geographical Science, Shanxi Normal University, Linfen, Shanxi 041000, China; 2. State Key Laboratory of Desert and Oasis Ecology, Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences, Urumqi 830011, China)

**Abstract:** Based on the results of water chemistry of six stations in Urumqi River Basin in different seasons of 2011—2013, we analyzed the temporal and spatial characteristics of surface water chemistry in Urumqi River Basin by using water chemistry analysis method and SPSS statistical software in combination with hydrological data. The results show that: (1) the TDS of Urumqi River is lower and the water is slightly alkaline; (2) water hydrochemical characteristics varied over the years, TDS is lower in summer than that in early spring, early summer and autumn; (3) the control ions of the surface water are  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , the ion concentrations decrease in the order:  $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{CO}_3^{2-}$ ; the main ions changed with years;  $\text{Ca}^{2+}$  and  $\text{HCO}_3^-$  are the main ions in dry season; while  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  and  $\text{SO}_4^{2-}$  start to dominate in wet season for the dilution of abundant water; (4) the  $\text{SO}_4^{2-}$  concentration suddenly rises in site 1 to site 2 due to the release of sulfuric acid and chloric acid in the gypsum horizon of the river segment; (5) the conclusion indicates that water-rock interaction movement is the main factor controlling the surface water hydrochemical properties.

**Keywords:** Urumqi River; temporal and spatial distribution; Piper; gibbs; control factors

收稿日期: 2016-11-21

修回日期: 2017-01-21

资助项目: 中国博士后科学基金资助项目(2016M590989); 支持“率先行动”中国博士后科学基金会与中国科学院联合资助优秀博士后项目(2015LH048); 中国科学院农业水资源重点实验室开放基金(KFKT201601)

第一作者: 吴丽娜(1992—), 女, 山西吕梁人, 硕士研究生, 研究方向为水化学。E-mail: sxwlna@sina.com

通信作者: 孙从建(1986—), 男, 河北沧州人, 博士(后), 主要从事水循环及同位素水文研究。E-mail: suncongjian@sina.com

河流的水化学元素组分及其分布特征在很大程度上表征着水资源质量状况、区域环境化学特征、水体元素迁移转化的规律<sup>[1-2]</sup>。水体离子组成是水化学性质的重要方面,研究河流水体化学离子特征对于正确理解河流流域内地表水与地下水的补给关系、河水的离子组成和识别控制该水体化学组成的基本过程具有重要意义<sup>[3-5]</sup>。流域水化学的研究开展相对较早,研究内容已从最开始简单水化学离子浓度测定发展为水体离子组分研究、地下水与地表水关系、控制因素、水文地球化学、气候变化等综合研究<sup>[6-7]</sup>。国内河流水化学研究起源于 20 世纪 60 年代初期,乐嘉祥等<sup>[8]</sup>根据我国 500 多条河流的 900 多个站点的监测数据绘制了中国第一张水化学图和河流水硬度图,开启了对我国河流的水化学研究之路。此后有学者相继对长江、黄河、珠江、青海湖、太湖、汉江等河流湖泊的水化学特征进行了研究。干旱内陆河流作为西北干旱地区最主要的水源保障,其对于整个干旱内陆地区的经济社会发展具有十分重要的战略意义。对于高寒内陆河流域的河水化学离子过程的长时间尺度的监测可以清晰地反映流域的水质变化过程、流域的水体交互过程以及流域水循环机理,其结果可以为我们制定区域水资源合理利用及可持续发展提供重要理论依据<sup>[9]</sup>。

乌鲁木齐河流域作为天山山区典型的内陆河流域,肩负着中亚最大城市——乌鲁木齐市的水资源供给保障,同时也是我国一带一路及天山北麓经济带的重要水资源保障,其区位的重要性不言而喻。近年来,在气候变化背景下,作为典型高寒区内陆河流域的乌鲁木齐河对气候变化的响应明显<sup>[10-11]</sup>。气候变化加剧了山区冰雪融化的速率,改变了径流的组成成分,影响了水体的化学变化过程,使山区水体化学过程更加复杂化,同时加剧了干旱内陆地区水资源的供需矛盾<sup>[12-13]</sup>。因此急需开展针对于气候变化背景下的山区径流水体化学过程深入研究,以便于优化区域水资源的配置,应对气候变化过程。关于乌鲁木齐河流域的水化学研究,前人工作主要集中于水体离子的判定<sup>[14]</sup>、冰川水化学特征分析<sup>[15-17]</sup>、单次水体采样结果的水化学类型判定等<sup>[18-20]</sup>,而基于长期观测结果的水体化学过程时空特征研究在乌鲁木齐河流域开展甚少。本研究基于长期水体水化学监测结果,对于乌鲁木齐河山区不同高程地表水离子组分、时空变化特征进行系统分析,深入探讨控制流域地表水化学过程的主要因素,分析不同时期控制水体的主要化学过程,其结果对该区水资源合理利用和可持续开发具有重要的实际价值。

## 1 研究区概况

乌鲁木齐河流域位于天山中段北坡,流域南北长 200 km 以上,东西宽 25~50 km,位于 86°45′—87°56′E,43°00′—44°07′N(图 1)。出山口——英雄桥水文站以上集水面积 924 km<sup>2</sup>,集水区平均海拔高度 3 083 m(本文主要研究区域)。乌鲁木齐河流域深居亚欧大陆腹地,为典型中温带大陆性干旱气候,多年平均气温为 -5.2℃,年均降水量为 400~500 mm,降水集中在 6—8 月份。英雄桥以上山区多年平均径流量约为 2.45 亿 m<sup>3</sup><sup>[21]</sup>。其中多年平均降雨径流量约为 2.19 亿 m<sup>3</sup>,降水补给占河流年径流总量的 80%以上,流域内流水侵蚀作用强烈<sup>[22-23]</sup>。流域山势陡峭,高山区发育有现代冰川,多年平均冰川融水补给量约占 10%<sup>[22-23]</sup>。乌鲁木齐河源区在大地构造单元上跨越南北两个构造单元,南侧地层由下古生界志留纪的结晶片岩组成,北侧的加里东褶皱带地层主要是泥盆纪的绿泥石石英片岩、云母石英岩夹灰质片岩,凝灰质砂岩及硅质岩,海拔 2 900 m 以上的森林带上限以上山地属于高山灌丛和基岩裸露的冰川—冰缘带<sup>[24]</sup>。

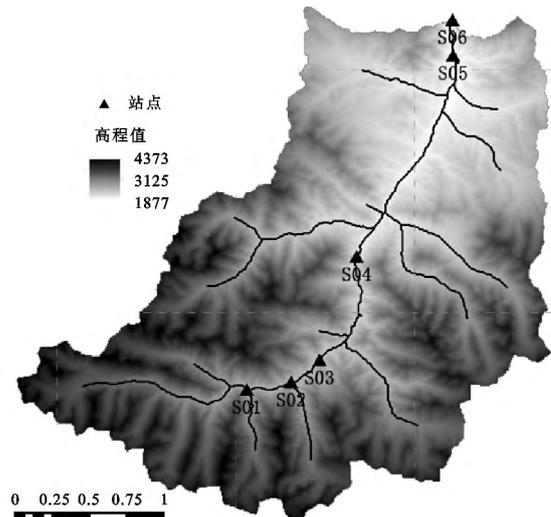


图 1 乌鲁木齐河流域和站点分布

## 2 样品采集与分析方法

在乌鲁木齐河流域上游自下游依次布局 6 个站点,从 2011—2013 年共进行 8 次山区流域尺度的地表水采样,分别为 2011 年 12 月、2012 年 3(2 次)、7 月、8 月、10 月和 2013 年 3 月、8 月。采样瓶用 500 ml 棕色小瓶,每次采样前清洗 3 次,采样后用封口膜封好以防蒸发,-18℃条件下冷冻保存,测试前将冰箱设置到 4℃让其逐渐融化。气温和湿度数据来自气象站长期观测数据中筛选的采样时期所对应的数

据。水样中主要离子 ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  和  $\text{CO}_3^{2-}$ ) 以及 pH, EC 的测定, 在中国科学院新疆生态与地理研究所荒漠与绿洲生态国家重点实验室进行。水样用  $0.45 \mu\text{m}$  的滤膜过滤。高效液相色谱误差控制在  $1 \text{ mg/L}$  以内。阳离子  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  测定采用电感耦合等离子体发射光谱仪 (Perkin-Elmer Optima 5300 DV ICP-OES) 进行测定。主要阴离子  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  和  $\text{NO}_2^-$  含量是由离子色谱仪 (SHIMADZULC-10 AD) 测定。重碳酸根  $\text{HCO}_3^-$  的含量在取样后 24 h 内用稀硫酸—甲基橙滴定法测定。

表 1 研究区域采样点信息

地带	站点	纬度(N)	经度(E)	海拔/m	距源距离/km
高山带	S01	43°06.848'	87°00.621'	2630	16.31
	S02	43°07.147'	87°03.101'	2510	18
	S03	87°04.695'	43°08.063'	2406	19.87
中山带	S04	87°06.774'	43°12.319'	2145	24.97
低山带	S05	87°12.192'	43°20.598'	1904	39.78
	S06	87°12.172'	43°22.065'	1867	41.86

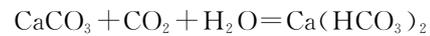
### 3 结果与分析

#### 3.1 乌鲁木齐河水化学成分

乌鲁木齐河流域水体 TDS 值较低, 水质较好 (TDS 值为  $36\sim 352 \text{ mg/L}$ )。平均矿化度 ( $190.44 \text{ mg/L}$ ) 低于世界干旱区地表水矿化度平均值 ( $440 \text{ mg/L}$ ) 和半干旱区地表水矿化度平均值 (大约  $370 \text{ mg/L}$ ), 但高于世界总河水的 TDS 平均值 (大约  $81 \text{ mg/L}$ )<sup>[24]</sup>。

乌鲁木齐河流域地表水呈弱碱性, 其地表水 pH 均值为 7.64, 并呈现出明显季节性变化: 枯水期 (11 月—次年 4 月) pH 值高, 丰水期 (5 月—10 月) pH 值低。3—5 月 (春) 气温回升, 冰川融水和积雪融水增加,  $\text{CO}_2$  溶解量也增加, 导致水体 pH 值增加显著<sup>[25]</sup>。5—11 月由于有机物还原作用以及  $\text{HCO}_3^-$  和  $\text{H}^+$  的释放, pH 降低<sup>[26]</sup>。对地表水的离子分析结果显示: 阳离子中,  $\text{Ca}^{2+}$  占绝对优势, 占阳离子总含量的 75%, 平均浓度为  $46.4346 \text{ mg/L}$ , 其  $\text{Ca}^{2+}$  浓度高于干旱区域河流平均浓度。其次为  $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ , 平均浓度依次为  $7.89 \text{ mg/L}$ ,  $6.23 \text{ mg/L}$ ,  $1.47 \text{ mg/L}$ 。阴离子中,  $\text{HCO}_3^-$  和  $\text{SO}_4^{2-}$  占绝对优势, 比重为阴离子总量的 61% 和 29%, 两者合起来占阴离子总量的 90%, 平均浓度为  $68.06 \text{ mg/L}$  和  $32.32 \text{ mg/L}$ 。  $\text{Cl}^-$  平均浓度为  $9.69 \text{ mg/L}$ 。  $\text{CO}_3^{2-}$  含量很低。乌鲁木齐河流域离子浓度质量浓度大小依次为  $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{CO}_3^{2-}$ 。  $\text{HCO}_3^-$  作为乌鲁木齐河流域地表水中最主

要的阴离子, 主要来源是碳酸盐矿物受水中  $\text{CO}_2$  的作用发生溶解。流域水体中  $\text{Ca}^{2+}$  主要来自岩石中的石灰石 ( $\text{CaCO}_3$ ) 和石膏 ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ ) 的溶解。  $\text{CaCO}_3$  在水中的溶解度虽然很小, 但有  $\text{CO}_2$  存在时易溶解生成溶解难度较大的  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ , 其化学反应式为:



干旱地区的地表水中,  $\text{SO}_4^{2-}$  含量往往较高。主要来源于石膏的溶解, 其次是天然硫和硫化物的氧化, 含硫植物及动植物体枯萎死亡后分解与氧化也会使天然水中  $\text{SO}_4^{2-}$  含量增加<sup>[27]</sup>。

#### 3.2 乌鲁木齐河流域离子浓度的时间变化

3.2.1 乌鲁木齐河离子浓度的年际变化 乌鲁木齐河流域地表水水化学分析结果显示该流域地表水化学特征表现出较为明显的年际差异, 其中 2012 年的水样 TDS 均值比 2013 年的水样 TDS 均值低。TDS 从  $210.88 \text{ mg/L}$  (2012 年地表水样均值) 降低到  $142.17 \text{ mg/L}$  (2013 年地表水样均值)。水体中主要离子表现出迥异的年际差异, 其中阳离子的总量变化幅度不大, 阴离子变化幅度很大。Piper 三线图显示, 2012 年水样的离子分布较 2013 年水样的离子分布的有明显迁移, 迁移主要表现在阴离子的分布。  $\text{HCO}_3^-$  和  $\text{Cl}^-$  的浓度大幅降低。  $\text{HCO}_3^-$  由  $77.80 \text{ mg/L}$  (2012 年地表水样均值) 降低到  $40.61 \text{ mg/L}$  (2013 年地表水样均值), 降幅高达 47.81%。  $\text{Cl}^-$  由 2012 年的  $12.19 \text{ mg/L}$  降低到 2013 年的  $2.67 \text{ mg/L}$ , 降幅为 78.07%。  $\text{HCO}_3^-$  浓度降低是由于空气中  $\text{CO}_2$  减少, 岩石土壤中碳酸盐和重碳酸盐溶解减少。  $\text{Cl}^-$  浓度降低是由于食盐矿床和沉积岩中氯化物溶解减少<sup>[27]</sup>。近 49 a 来乌鲁木齐河流域年降水量以  $24.9 \text{ mm}/10 \text{ a}$  的趋势在增加, 而乌鲁木齐河径流量震荡周期与降水震荡周期基本一致<sup>[28]</sup>。河水中离子溶解浓度与河水径流量密切相关。结合 2012 年和 2013 年乌鲁木齐河流域年降水量数据, 2012 年为流域降水较少年份, 2013 年为流域降水较多年份, 降水汇流的稀释作用对地表水化学有显著影响。未来在全球气候变化的趋势下, 该区域年降水持续增加, 河水 TDS 可能持续降低。

3.2.2 离子浓度的季节变化 流域地表水 TDS 值季节性起伏变化显著, 表现为: 早春融雪季、春末夏初季和秋季融雪季 TDS 值偏高, 均值为  $217.11 \text{ mg/L}$ ; 夏季 TDS 值低, 均值为  $173.09 \text{ mg/L}$ 。其中, 阳离子季节变化幅度较阴离子的变化幅度小, 但阳离子依然具有春秋高, 夏季低的变化趋势。阴离子中,  $\text{Cl}^-$ ,

$\text{SO}_4^{2-}$  变幅很大,其中  $\text{Cl}^-$  春、夏两个季节其离子浓度较低,而秋季河水中  $\text{Cl}^-$  离子浓度较高,两者相差 12 倍之多,表明该流域不同季节,地表水对于土壤中盐分具有不同的淋洗作用。 $\text{SO}_4^{2-}$  春夏离子浓度很高,而秋季离子浓度低,相差 8 倍。但离子总量中, $\text{SO}_4^{2-}$  占总阴离子的 29%,而  $\text{Cl}^-$  占总阴离子的 9%,所以尽管  $\text{Cl}^-$  变幅很显著,但其贡献值不高,所以总离子浓度值变化与  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度的相关性更高。

对比年内不同的补给期发现,乌鲁木齐河流域

11 月—次年 4 月,河水的矿化度较高;5—10 月,河水的矿化度较低。这与流域降水及温度变化有显著的相关性,温度较高的夏季,冰雪融水、降水量较多,TDS 较低的水源稀释了地表水的矿化度,河流离子浓度受到降水、冰川水的补给稀释作用,离子浓度组分呈  $\text{Ca}^{2+}-\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$  型。早春融雪季、春末夏初季和秋季融雪季,河流化学类型类似于积雪融水和地下水离子浓度组分,呈  $\text{Ca}^{2+}-\text{HCO}_3^-$  型,主要受上新近纪碳酸盐地表影响<sup>[29]</sup>。

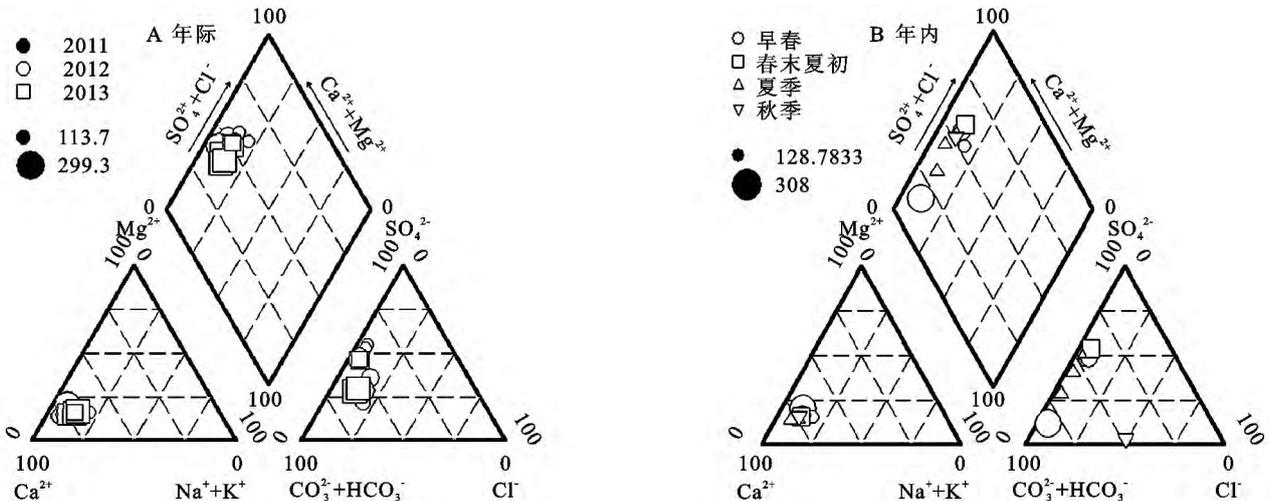


图 2 乌鲁木齐河年际离子分布与年内离子分布 Piper 三线图

### 3.3 乌鲁木齐河流域离子浓度的空间分布

为更详细分析乌鲁木齐河流域地表水化学的空间分布特征,研究将 6 处不同海拔高度的采样点分为高山区、中山区及低山区来进行讨论。分析结果显示(图 3):

高山区地表水 TDS 在 97~223 mg/L 范围内变化,均值 165 mg/L;pH 均值 7.4。阳离子质量浓度大小依次为  $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$ ,平均浓度分别为 40.25 mg/L,5.21 mg/L,4.94 mg/L,1.55 mg/L。优势阳离子为  $\text{Ca}^{2+}$ ,占其阳离子总量的 77%;阴离子质量浓度大小依次为  $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{CO}_3^{2-}$ ,平均浓度依次为 58.13 mg/L,27.03 mg/L,13.19 mg/L,0.49 mg/L。优势阴离子为  $\text{HCO}_3^-$  和  $\text{SO}_4^{2-}$ ,占其阴离子总量的 86%。高山区的水化学类型为  $\text{Ca}^{2+}-\text{HCO}_3^-$  型。

中山区地表水 TDS 的取值在 163~228 mg/L 范围内变化,均值为 203.5 mg/L,控制水体化学性质的主要离子与高山区地表水相同,但浓度有所增加, $\text{HCO}_3^-$  由高山区的 58 mg/L 增加到中山区 74.9 mg/L,增幅最大。 $\text{SO}_4^{2-}$  和  $\text{Ca}^{2+}$  增长幅度次之,其他离子变化不大,pH 均值 7.6。中山区的水化学类型为  $\text{Ca}^{2+}-\text{HCO}_3^-$  型

低山区地表水 TDS 值在 184~255 mg/L 范围内变化,均值为 227.5 mg/L。pH 均值 7.6。主要离子种类

依旧是  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,其浓度都有一定程度增加。低山区的水化学类型为  $\text{Ca}^{2+}-\text{HCO}_3^-$  型。

## 4 讨论

### 4.1 河水中阴阳离子与 TDS 相互关系

6 个站点不同月份 TDS 分布图(图 4)中显示流域 TDS 有明显的季节和空间分异。从站点 1 到站点 6,河水的矿化度表现出不断增大的趋势,且在站点 3 处增幅最大(图 4C)。原因是河源区大部分为 TDS 极低的冰川融水和大气降水补给,地区多为冰碛覆盖,土壤发育年轻,可溶盐较少,加之高寒土壤冻结,地表可溶盐难以积聚<sup>[30]</sup>。到中山区,参与的河流补给携带较多盐分,土壤发育完善,可溶盐多,气温升高,沿途水分蒸发增多,TDS 值愈高<sup>[18]</sup>。各站点地表河水的矿化度也表现出显著的季节分异,各站点夏季河水表现出相对一致的 TDS 值,这与该季节山区多降水同时冰川融水较多有直接关系,大量的冰川融水及较多的降水是流域各站点夏季径流的主要组成,使得这一时期各站点地表河水的低矿化保持一致。乌鲁木齐河流域山区各站点中(除站点 1)在初春融雪期表现出较高的矿化度,这可能与融雪水对土壤盐分的淋融有一定关系,春季蒸发旺盛,盐分随着水分的蒸发上行并伴随着融雪径流汇入河水中,从而造成这

一时期各站点河水的矿化度升高<sup>[16]</sup>;河水 TDS 在 5 月达到全年峰值,之后逐渐降低,到 7 月或 8 月(主要降水补给期)达到全年最低值后,河水 TDS 出现上升趋势并在秋季融雪期出现又一峰值。夏季降水较多,

土壤中盐分被降水淋溶下行,使得地下水 TDS 值升高。秋季降水减少,温度较低,冰川融水量也随之减少。这一时期,TDS 相对较高的地下水对径流的补给量增加,使得河水 TDS 秋季出现又一峰值<sup>[31]</sup>。

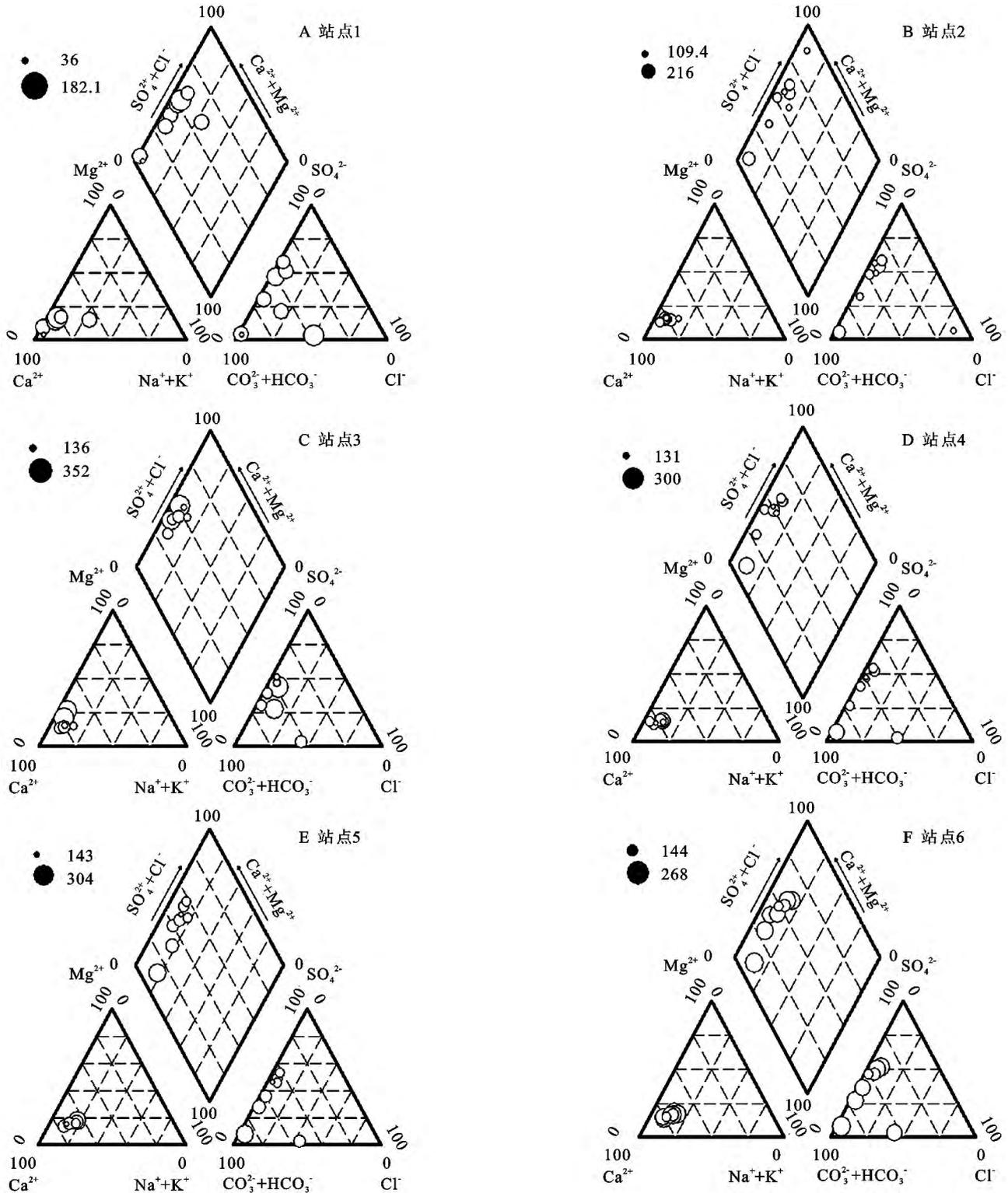


图 3 乌鲁木齐河站点 Piper 三角图

利用 Piper 三线图进一步分析化学组分(图 3),阳离子中 6 个站点样本受石灰岩风化均落在  $Ca^{2+}$  一端, $Ca^{2+}$  为主要阳离子。阴离子分布较为复杂,图显示所有样本

紧靠  $HCO_3^-$  轴分布,说明  $Cl^-$  含量极少, $HCO_3^-$  为主要阴离子, $SO_4^{2-}$  次之。 $HCO_3^-$  主要来源于碳酸盐溶解, $SO_4^{2-}$  来源于含水层中石膏夹层溶解<sup>[29]</sup>。

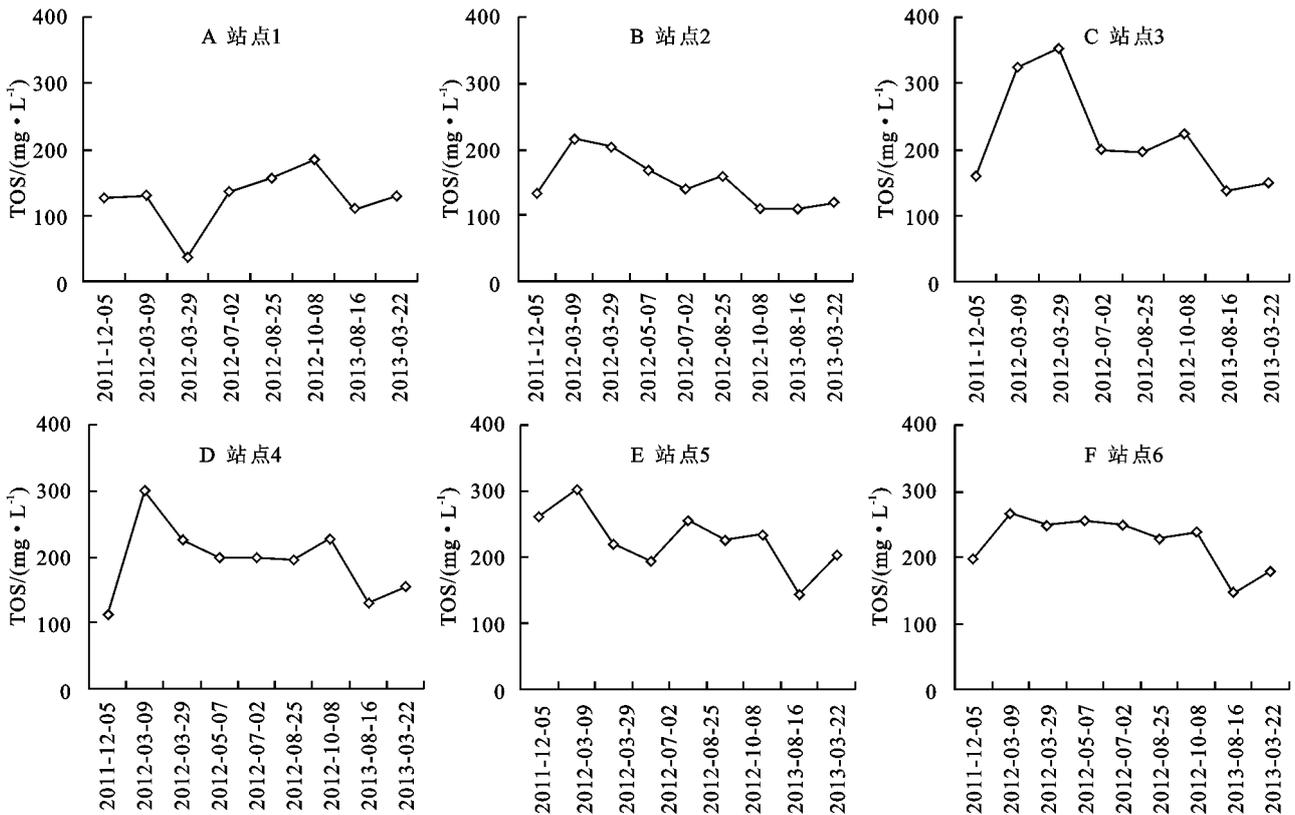


图 4 流域各站点 TDS 分布

表 2 乌鲁木齐河水中各离子浓度相关性分析

离子	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	TDS
Cl <sup>-</sup>	1								
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	-0.429**	1							
Ca <sup>2+</sup>	0.104	0.327*	1						
K <sup>+</sup>	0.001	0.347*	0.734**	1					
Mg <sup>2+</sup>	0.092	0.207	0.949**	0.786**	1				
Na <sup>+</sup>	0.030	0.252	0.584**	0.370*	0.535**	1			
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	-0.096	0.176	0.043	-0.087	0.060	-0.119	1		
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.221	-0.121	0.442**	0.309*	0.360*	0.327*	-0.194	1	
TDS	0.177	0.232	0.797**	0.530**	0.679**	0.532**	0.091	0.813**	1

\*\* . 在 0.01 水平(双侧)上显著相关; \* . 在 0.05 水平(双侧)上显著相。

表 2 为乌鲁木齐河地表水主要离子与 TDS 及离子间的 Pearson 相关系数。从表中可以看出, TDS 与 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup> 具有显著相关性, 其中与 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 和 Ca<sup>2+</sup> 相关性极大, 这表明 TDS 的大小主要由水中的 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Ca<sup>2+</sup> 的浓度决定。此外, 各离子间也存在相关性。Ca<sup>2+</sup> 与 Mg<sup>2+</sup> 相关性极大, 相关系数为 0.95。Ca<sup>2+</sup> 与 K<sup>+</sup>, K<sup>+</sup> 与 Mg<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup> 与 Na<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup> 和 Na<sup>+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 与 Ca<sup>2+</sup> 也存在显著的相关性。

#### 4.2 成因探讨

Gibbs 通过对全球河流、湖泊、海洋、降水等地表水的水化学组分研究和分析, 总结出影响地表水化学组成的三大控制因素: 大气降水控制型、岩石风化控制型和蒸发-结晶控制型<sup>[31]</sup>。图 5 可以看到 6 个站点的水化学资料点分布较为集中, Na<sup>+</sup>/(Na<sup>+</sup> + Ca<sup>2+</sup>) 和 Cl<sup>-</sup>/(Cl<sup>-</sup> + HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) 变化范围(0.1~0.4)不大, TDS 位于 30

~360 mg/L。点基本全部落于图的左侧中部, 即处于岩石风化控制区。乌鲁木齐河流域上游人口较少, 河流受人类活动影响较小。研究区年降雨量少, 降水对本地区地表水离子的影响不大。据此, 可溶性岩石的风化产物是研究区水化学离子的主要可能来源, 这与 Gibbs 图中河水的各数据点均落在岩石风化控制区, 并且与远端大气降水控制区相一致<sup>[32]</sup>。

为深入分析乌鲁木齐河流域各类水体间相互关系, 同期在流域内从上游至下游依次建立地下水站点, 与河水站点相呼应。在河源区 1 号冰川附近采集冰川融水进行离子测定。在河流出山口处建立降水长期观测站点。

高山区地下水 TDS 值 > 河水 TDS 值, 而中山区和低山区地下水 TDS 值 < 河水 TDS 值。具体分析主要离子发现(表 3): 地下水中的 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 和 Ca<sup>2+</sup> 浓度远大于河水的浓度, 差异最大区域在高山区, 中山区和低山区差

距缩小。这可能说明在高山区地下水中的  $\text{HCO}_3^-$  和  $\text{Ca}^{2+}$  沿流域补给了河水,使河水中  $\text{HCO}_3^-$  和  $\text{Ca}^{2+}$  浓度增加。高山区河水  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度为 27.03 mg/L,冰川融水  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度为 45.55 mg/L,极有可能冰川融水中高浓度的  $\text{SO}_4^{2-}$  使得高山区河流的  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度增大。处于雨季

的降水 TDS 值偏小,这与河水处于丰水期 TDS 值变小同步。一方面降水稀释作用,另一方面雨季河水主要来源于降水补给,离子浓度很大程度上受降水影响。而河水离子浓度仍旧高于降水,说明河水离子来源受降水、岩石、蒸发等多重因素影响。

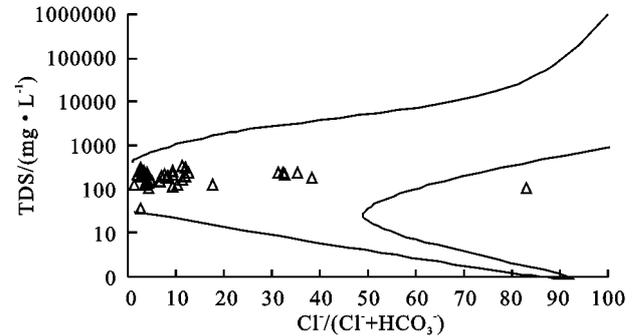
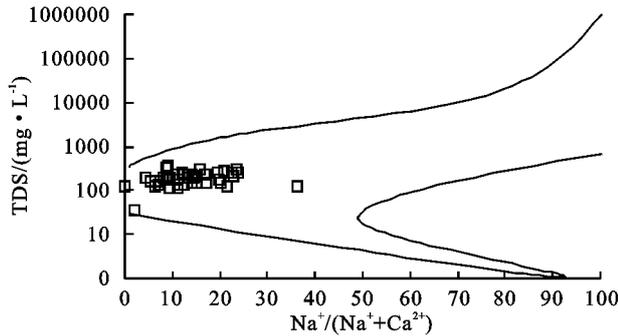


图 5 乌鲁木齐河水化学 Gibbs 图

表 3 不同水体中主要离子组成

mg/L

水体	区域	pH	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{K}^+$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Na}^+$	$\text{HCO}_3^-$	TDS
河水	高山区	7.39	13.19	27.03	40.25	1.55	5.21	4.94	58.13	165.05
	中山区	7.59	13.23	32.34	46.34	1.28	5.46	6.94	74.93	203.53
	低山区	7.55	13.53	36.44	50.68	1.54	6.81	10.71	88.26	227.50
地下水	高山区	7.65	2.74	4.66	64.58	1.20	6.97	7.04	121.98	241.50
	中山区	7.33	1.93	36.80	37.33	0.90	4.23	3.50	81.50	129.93
	低山区	7.33	2.60	42.27	42.40	1.00	4.67	4.83	89.30	148.70
冰川融水	河源区	8.21	5.90	45.55	41.09	6.44	4.19	6.07	77.83	195.00
降水	2012.07	6.49	4.42	3.15	6.89	1.25	0.32	0.45	38.90	79.65
	2012.08	6.20	12.43	3.99	11.08	1.75	0.63	1.22	48.34	80.48
	2012.09	6.20	16.90	3.97	43.46	1.98	3.74	4.20	12.40	87.80

### 5 结论

乌鲁木齐河流域水体 TDS 均值为 190.44 mg/L,离子质量浓度大小依次为  $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{CO}_3^{2-}$ 。阳离子中,控制离子为  $\text{Ca}^{2+}$ 。阴离子中,控制离子为  $\text{HCO}_3^-$  和  $\text{SO}_4^{2-}$ 。依据 Piper 三线图判定乌鲁木齐河流域水体基本类型为  $\text{Ca}^{2+}-\text{HCO}_3^-$  型,只有夏季和站点 2 水体类型为  $\text{Ca}^{2+}-\text{HCO}_3^--\text{SO}_4^{2-}$  型,原因是夏季河流离子浓度受到地下水、降水、冰川水的补给稀释作用。站点 2 河段的含水层中分布有石膏夹层,石膏夹层释放了大量硫酸和氢酸。

乌鲁木齐河流域水体 TDS 值呈现出明显空间分布差异,随着海拔的降低,河水 TDS 值由高山区到中山区再到低山区增大;河水 TDS 年际变化和季节变化显著,河水在融雪期呈现出明显的“离子脉冲”现象,TDS 值升高,夏季降水补给期河水 TDS 值降低,秋季融雪期受地下水影响 TDS 再次升高。依据 Gibbs 分析控制该区水化学类型的影响因素为水岩交互作用。

参考文献:

[1] 夏学齐,杨忠芳,王亚平,等.长江水系河水主要离子化学特征[J].地学前缘,2008,15(5):194-202.

[2] 叶宏萌,袁旭音,葛敏霞,等.太湖北部流域水化学特征及其控制因素[J].生态环境学报,2010,19(1):23-27.  
 [3] 蒲燕,何元庆,朱国锋,等.丽江盆地地表水—地下水的水化学特征及其控制因素[J].环境科学,2012,33(1):48-54.  
 [4] 唐玺雯,吴锦奎,薛丽洋,等.锡林河流域地表水化学主离子特征及控制因素[J].环境科学,2014,35(1):131-142.  
 [5] 周嘉欣,丁永建,曾国雄,等.疏勒河上游地表水水化学主离子特征及其控制因素[J].环境科学,2014,35,(9):3315-3324.  
 [6] 蒋保刚,闫正,宋献方,等.汉江上游金水河流域河水的化学特征[J].环境化学,2013,32(6):980-986.  
 [7] 钱程,武雄.盐池内流区地下水水化学特征及其形成作用[J].干旱区资源与环境,2016,30(3):169-175.  
 [8] 乐嘉祥,王德春.中国河流化学水化学特征[J].地理学报,1963,29(1):2-12.  
 [9] 郜银梁,陈军锋,张成才,等.黑河中游灌溉区水化学空间变异特征研究[J].干旱区地理,2011,34(4):575-583.  
 [10] 殷秀兰,凤蔚,王瑞久,等.新疆乌鲁木齐河流域北部平原区水文地球化学[J].地球学报,2015,36(1):77-84.  
 [11] 刘友存,崔雪丽,郝永红,等.天山乌鲁木齐河上游径流极值变化分析研究[J].冰川冻土,2013,35(5):1248-1258.  
 [12] Sun Congjian, Li Xingong, Chen Yaning, et al. Climate Change and Runoff Response in an arid Mountain

- Watershed of the Western Kunlun Mountains [J]. Hydrological Sciences Journal, 2016, DOI: 10. 1080/02626667. 2016. 1224885.
- [13] 卢颖, 郭建强. 基于多元统计方法的张掖盆地地下水化学特征分析[J]. 干旱区资源与环境, 2016, 30(5): 129-134.
- [14] 魏忠义. 塔里木盆地地表水化学特征及在人类活动影响下的变化[J]. 干旱区资源与环境, 1994, 8(2): 23-30.
- [15] 冯芳, 冯起, 李忠勤, 等. 天山乌鲁木齐河流域山区水化学特征分析[J]. 自然资源学报, 2014, 29(1): 143-155.
- [16] 冯芳, 冯起, 刘贤德, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川融水径流水化学特征研究[J]. 冰川冻土, 2014, 36(1): 183-191.
- [17] 冯芳, 李忠勤. 天山乌鲁木齐河源区径流水化学特征及影响因素分析[J]. 资源科学, 2011, 33(12): 2238-2247.
- [18] Sun congjian, Chen yaning, Li xingong, et al. Analysis on the streamflow components of the Typical inland River, Northwest China [J]. Hydrological Sciences Journal, 2014, 61 ( 5 ): 970-981. DOI: 10. 1080/02626667. 2014. 1000914.
- [19] 高业新, 王贵玲, 刘花台, 等. 石羊河流域的水化学特征及其地表水与地下水的相互转换[J]. 干旱区资源与环境, 2006, 20(6): 84-88.
- [20] 石维栋, 郭建强, 张森琦, 等. 贵德盆地高氟、高砷地下水分布及水化学特征[J]. 水文地质工程地质, 2010, 27(2): 36-41.
- [21] 毛炜峰, 樊静, 沈永平, 等. 近 50 a 来新疆区域与天山典型流域极端洪水变化特征及其对气候变化的响应[J]. 冰川冻土, 2012, 34(5): 1037-1046.
- [22] 崔玉环, 叶柏生, 王杰, 等. 乌鲁木齐河源 1 号冰川水文断面不同时间尺度径流估算[J]. 干旱区资源与环境, 2013, 27(7): 119-126.
- [23] 吴素芬, 刘志辉, 韩萍, 等. 气候变化对乌鲁木齐河流域水资源的影响[J]. 冰川冻土, 2006, 28(5): 703-706.
- [24] 刘光琇, 安黎哲, 陈桂琛, 等. 乌鲁木齐河上游植被与环境关系研究[M]. 兰州: 兰州大学出版社, 2004.
- [25] Meybeck M. Concentrations des eaux fluviales en elements majeurs et apports en solution aux oceans[J]. Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys., 1979, 21(3): 215-246.
- [26] Wilhams M W, Yang D, Liu F, et al. Controls on the major ion chemistry of the ürümqi River, Tian Shan, People's Republic of China[J]. Journal of Hydrology, 1995, 172(1/4): 209-229.
- [27] 谢协忠. 水分析化学[M]. 2 版. 北京: 中国电力出版社, 2014.
- [28] Kattan Z. Chemical and isotopic compositions of the Euphrates River water, Syria[Z]. Monitoring isotopes in rivers: creation of the global network of isotopes in rivers (GNIR), 2012.
- [29] 刘永林, 雒昆利, 李玲, 等. 新疆天然水化学特征区域分异及其地质成因[J]. 地理科学, 2016, 36(5): 794-802.
- [30] 盛文坤, 朱守森. 天山乌鲁木齐河中上游的水化学特征[J]. 环境科学, 1987, 8(4): 12-18.
- [31] Sun Congjian, Chen Yaning, Li Weihong, et al. Isotopic time-series partitioning of streamflow components under regional climate change in the Urumqi River, northwest China [J]. Hydrological Sciences Journal, 2015, 61 ( 8 ): 1443-1459, DOI: 10. 1080/02626667. 2015. 1031757.
- [32] Gibbs JR. Mechanisms Controlling World Water Chemistry[J]. Science, 1970, 170(3962): 1088-1090.

(上接第 148 页)

- [3] 毛妍婷, 郑毅, 李永梅, 等. 狗尾草根系固土拉力的原位测定[J]. 土壤通报, 2009, 40(3): 580-583.
- [4] 毛妍婷, 郑毅, Michael Augustin FULLEN, 等. 油菜根系固土拉力的原位测定研究[J]. 云南农业大学学报, 2008, 23(6): 826-831.
- [5] 王斌, 范茂攀, 郑毅, 等. 香根草根系固土拉力的原位测定[J]. 云南农业大学学报, 2012, 27(2): 257-262.
- [6] 曹云生, 陈丽华, 盖小刚, 等. 油松根系的固土力学机制[J]. 水土保持通报, 2014, 34(5): 6-10.
- [7] 黑志辉, 范茂攀, 毛昆明, 等. 间作条件下玉米根系固土力原位测定[J]. 中国农学通报, 2014, 30(30): 188-191.
- [8] 格日乐, 左志严, 蒙仲举, 等. 杨柴根系提高土体抗剪特性的研究[J]. 水土保持学报, 2014, 28(4): 72-77.
- [9] 陈小强, 范茂攀, 王自林, 等. 不同种植模式对云南省中部坡耕地水土保持的影响[J]. 水土保持学报, 2015, 29(4): 49-50.
- [10] 黄瑞冬. 植物根系研究方法的发展[J]. 沈阳农业大学学报, 1991(2): 164-168.
- [11] 中国机械工业教育协会组. 土力学及地基基础[M]. 北京: 机械工业出版社, 2001.
- [12] 高阳, 段爱旺, 刘祖贵, 等. 间作种植模式对玉米和大豆干物质积累与产量组成的影响[J]. 中国农学通报, 2009, 25(2): 214-211.
- [13] 宋日, 牟瑛, 王玉兰, 等. 玉米、大豆间作对两种作物根系形态特征的影响[J]. 东北师大学报自然科学版, 2002, 34(3): 83-86.
- [14] 唐劲弛, 余丽娜, 廖红, 等. 大豆根构型在玉米/大豆间作系统中的营养作用[J]. 中国农业科学, 2005, 38(6): 1196-1203.
- [15] 郑朝元, 范茂攀, 郑毅, 等. 玉米根系原位固土力学特性研究[J]. 云南农业大学学报, 2010, 25(4): 562-567.
- [16] 赵丽兵, 张宝贵, 苏志珠. 草本植物根系增强土壤抗剪强度的量化研究[J]. 中国生态农业学报, 2008(3): 718-221.