

寒温带流域硅酸盐岩的风化特征——以嫩江为例*

刘宝剑^{1,2,3} 赵志琦^{2**} 李思亮² 刘丛强² 张干¹ 胡健² 丁虎² 章倬君^{2,3}

(¹ 中国科学院广州地球化学研究所, 有机地球化学国家重点实验室, 广州 510640; ² 中国科学院地球化学研究所, 环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002; ³ 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要 测定了嫩江水系河水主要离子组成(Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ 、 K^+ 、 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Cl^-) ,分析了不同类型岩石风化、大气降水、人为输入对河水溶解质的相对贡献 ,并对整个流域以及各子流域的岩石风化速率和 CO_2 消耗速率进行了估算。结果表明 ,嫩江水系河水呈弱碱性 , pH 平均值为 7.5 ; 阳离子以 Ca^{2+} 为主 , 约占阳离子总量的 50% ; 阴离子以 HCO_3^- 为主 , 约占阴离子总量的 85% 。河水中的阳离子主要来源于硅酸盐岩风化(约 38%) 和碳酸盐岩风化(约 32%) , 其余来源于蒸发岩溶解(约 25%) 和人类活动(约 5%) 以及大气降水输入(< 1%) 。嫩江流域硅酸盐岩风化速率约为 $1.37 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (TDS_{硅酸盐岩}) , 硅酸盐岩风化对大气 CO_2 的消耗速率约为 $40.1 \times 10^3 \text{ mol} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

关键词 寒温带; 嫩江流域; 硅酸盐岩风化; CO_2 消耗

中图分类号 P592; P342 文献标识码 A 文章编号 1000-4890(2013)4-1006-11

Characteristics of silicate rock weathering in cold temperate zone: A case study of Nenjiang River, China. LIU Bao-jian^{1,2,3}, ZHAO Zhi-qi^{2**}, LI Si-Liang², LIU Cong-qiang², ZHANG Gan¹, HU Jian², DING Hu², ZHANG Zhuo-jun^{2,3} (¹State Key Laboratory of Organic Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China; ²State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China; ³University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China). *Chinese Journal of Ecology*, 2013, **32**(4): 1006-1016.

Abstract: We determined the concentrations of major ions (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , and HCO_3^- , SO_4^{2-} , and Cl^-) in the waters of Nenjiang River system, China, analyzed the relative contributions of chemical weathering of different kinds of rocks, atmospheric input, and human input to the total dissolved solutes, and estimated the chemical weathering rates of different kinds of rocks and associated atmospheric CO_2 consumption rates in the whole basin and each sub-basin. The water of the Nenjiang River system was weakly alkaline, with an average pH of 7.5, calcium was the dominant cation, accounting for 50% of the total cations, and HCO_3^- was the most abundant anion, accounting for 85% of the total anions. The dissolved cations in the waters were mainly originated from silicate weathering (~38%) and carbonate weathering (~32%), and from the dissolution of evaporates (~25%), human activities (~5%), and atmospheric precipitation input (<1%). The average chemical weathering rate of silicate rock in the basin was approximately $1.37 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (total dissolved solids of silicate rock), and the associated atmospheric CO_2 consumption rate was about $40.1 \times 10^3 \text{ mol} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$.

Key words: cold temperate zone; Nenjiang River basin; silicate rocks weathering; CO_2 consumption.

地表地球化学过程受大气降水、气温、地壳(岩

石、土壤类型)等各方面因素相互作用的影响。岩石风化是地表演化的重要过程,对该过程及其控制因素的研究,有助于了解地球物质的迁移转化规律并预测其发展方向。地表水中溶解质的化学组成变化取决于其物质来源和水体中的化学平衡,因此,研

* 中国科学院重要方向项目(KZCX2-EW-102) 和国家自然科学基金项目(41130536 和 41173030) 资助。

** 通讯作者 E-mail: zhaozhiqi@vip.skleg.cn

收稿日期: 2012-11-23 接受日期: 2013-01-14

究河水的化学组成可以揭示流域大气降水、岩石风化和人类活动对流域生态环境的影响特征(Meybeck, 1987; Dupré *et al.*, 2003)。在各类岩石化学风化过程中会消耗温室气体 CO_2 , 其中硅酸盐岩化学风化对大气 CO_2 的消耗一直以来被认为是一个长期的净碳汇过程, 对地球气候演化有非常重要的影响(Millot *et al.*, 2002; Viers *et al.*, 2007)。

东北地区是我国花岗岩极其发育的地区, 该区山地(如大、小兴安岭等地区)有 1/2 以上的面积为花岗岩所覆盖(Meng, 2003; Wu *et al.*, 2005a, 2005b)。嫩江流域位于东北地区西部, 其大多数支流发源于大兴安岭地区。该区人口密度低, 河流溶解组分受人类活动影响较小。此外, 大兴安岭地区从北到南硅酸盐岩分布较均匀。特殊的地质、地理和气候特征为研究寒温带气候控制下流域硅酸盐岩化学风化过程提供了有利条件。

为研究嫩江流域河水的化学特征, 辨析河水溶解质的来源, 进而探讨寒温带气候条件下流域硅酸盐岩的化学风化特征, 本研究对嫩江流域河水进行了系统的采样, 测定了河水主元素含量, 分析了各端员对河水溶解质的贡献, 估算了各岩石的风化速率和大气 CO_2 消耗速率。

1 研究地区与研究方法

1.1 研究区概况

1.1.1 地理、水文条件 嫩江是松花江的源头, 位于我国东北地区西部, 119°E — 127°E 、 41°N — 51°N 。发源于内蒙古自治区鄂伦春自治旗东部伊勒呼里山(海拔 1060 m)南麓, 自河源向南流经黑龙江省与内蒙古自治区以及吉林省交界地带, 最后在吉林省扶余县三岔河与第二松花江汇合, 后称松花江(图 1)。嫩江全长 1370 km, 流域面积 $29.7 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。多年平均流量 $225 \times 10^8 \text{ m}^3$, 其中 7—9 月的径流量占全年的 60% 左右(徐东霞等 2009)。受寒温带大陆性气候控制, 流域年均气温 $-5 \sim 5^\circ\text{C}$, 年降雨量 400~500 mm, 降水集中于夏季, 约占全年总量的 70%~80%(钱正英 2007)。水系年水面蒸发量为 1000~1600 mm(孙军等 1999)。河水冬季结冰, 冰期为 11 月一次年 3 月。嫩江流域地势东北高、西南低, 海拔 136~1060 m, 干流落差 442 m(朱道清, 2007), 其支流多居于右岸, 大多发源于大、小兴安岭地区。

根据流域的地貌和河谷特征, 可将嫩江干流分为上、中、下游 3 段。从河源到嫩江县城(3 号采样点)为上游段。河源区为大兴安岭山地, 河谷狭窄、坡降大、水流湍急, 河床为卵石及砂砾组成。多布库尔河汇入点以下, 江道渐宽、水量增大; 由嫩江县(3 号采样点)到莫力达瓦达斡尔旗(约为 5 号采样点处)为中游段, 是山区到平原区的过渡地带, 平均坡降 0.32‰~0.28‰, 两岸多低山、丘陵, 地势比上游平坦; 由 5 号采样点到三岔河为下游段, 为广阔的平原, 两岸滩地延展很宽。齐齐哈尔市以上平均坡降 0.2‰~1‰, 齐齐哈尔市以下为 0.04‰~0.1‰(<http://www.cws.net.cn>)。

1.1.2 地质条件 我国东北地区的花岗岩极其发育, 区内分布有大量的显生宙花岗质岩石, 主要为 I 型和 A 型花岗岩(Meng, 2003; Wu *et al.*, 2005a, 2005b), 形成于晚古生代到晚中生代时期(孙军等, 1999)。区域地质调查结果显示, 东北山区(大兴安岭、小兴安岭与长白山区)面积的 50% 被花岗岩所覆盖(吉林地矿局, 1988; 内蒙古地矿局, 1990; 黑龙江地矿局, 1993; 徐东霞等 2009)。此外, 位于东北地区中部的松嫩平原, 表面为第四系沉积物, 底层也主要由花岗岩组成(孙军等 1999; Wu *et al.*, 2000, 2001; Wang *et al.*, 2006; Gao *et al.*, 2007; Pei *et al.*, 2007; 王兴光和王颖 2007; 许文良等 2008; Zhang *et al.*, 2008)。大兴安岭西部的额尔古纳地区植被覆盖密集, 该区地质特性少有报道, 但有研究发现该区古生代花岗岩类岩石也比较发育(Ge *et al.*, 2005, 2007; Guana *et al.*, 2005; 杨丽桃等 2008)。

嫩江支流多数发源于大兴安岭山区, 该区主要分布有中生代火山岩和花岗岩。岩石类型比较广泛, 包括玄武质粗面安山岩、粗面安山岩、粗面岩、流纹岩以及少量的玄武岩和英安岩(赵国龙等 1989; 葛文春等 1999; 郭锋等 2001; 林强等 2004; 高晓峰等 2005; 杨丽桃等 2008; Zhang *et al.*, 2008; Guo *et al.*, 2009)。从图 2 可以看出, 嫩江流域西部被大面积的花岗岩和中酸性、基性火山岩所覆盖, 东部上游有小面积火山岩, 下游主要为松嫩平原。

1.2 采样与分析方法

2010 年 7 月, 对嫩江干流及其主要支流的河水样品进行了采集, 共采集干流河水样品 8 个, 支流河水样品 18 个(图 1)。所采样品为河流岸边 50~100 cm 的表层水, 当条件允许时在河中心采样。样品

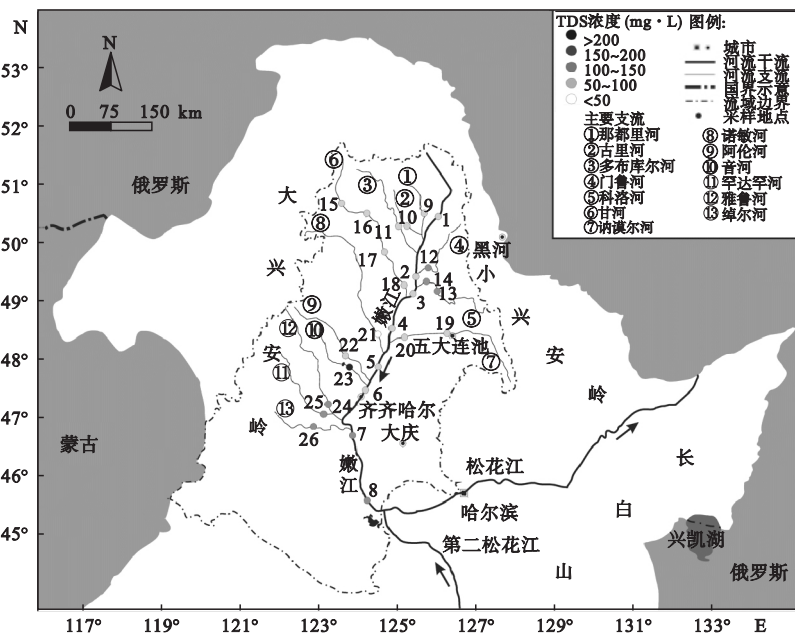


图 1 嫩江水系采样点分布和 TDS 浓度空间分布示意图
Fig. 1 Sample locations in the Nenjiang River basin and spatial distribution of the TDS concentration

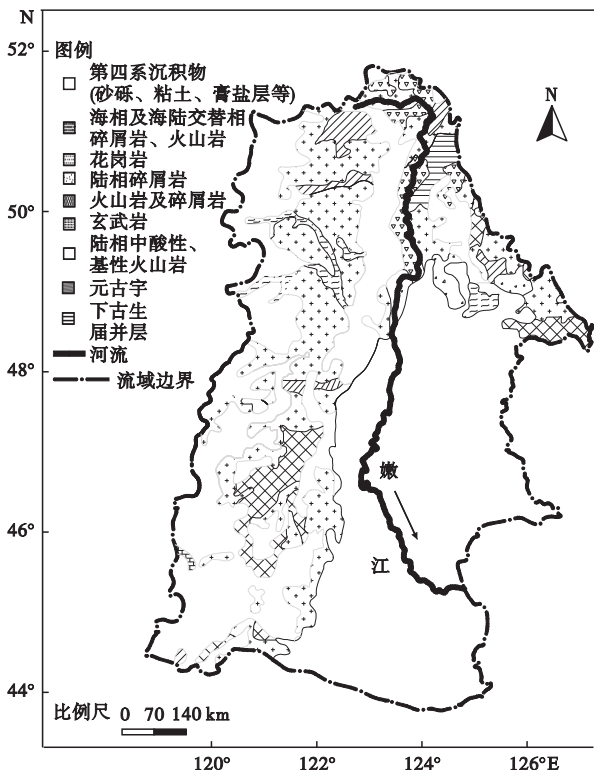


图 2 嫩江流域岩性分布示意图
Fig. 2 Geological map of Nenjiang River basin
据全国地质资料馆 1 : 250 万数字地质图。

采得后,用 0.22 μm 的 Millipore 醋纤滤膜过滤 10 ~ 20 L,之后用预先酸洗、冲净的高密度聚乙烯容器盛放。最先过滤出来的 1 L 样品用来洗容器;之后约

10 mL 存入离心管,备用测阴离子组成;再接 10 mL 用预先蒸馏两次的 6 mol · L⁻¹ 超纯盐酸酸化至 pH < 2,备用测阳离子组成。最后将所有样品密封,避光保存。

采样时,用便携式水质参数仪(德国 WTW, pH 3210)现场测定 pH、电导和水温。之后用预先标定的盐酸进行碱度的滴定。阴阳离子的测定在中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室进行,阳离子(Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺)和溶解性二氧化硅的测定所用仪器为美国 Varian 公司 Vista MPX 型电感耦合等离子体-光发射光谱仪(ICP-OES),精度优于 5%;阴离子(Cl⁻, NO₃⁻和 SO₄²⁻)测定所用仪器为美国 Dionex 公司 ICS-90 型离子色谱仪,精度为 5%。测定过程中加入空白以保证数据质量。

1.3 数据处理

本研究的数据处理和作图主要使用 Microsoft Excel、Origin 和 SPSS 等软件,详见表 1。

表 1 数据处理所使用的软件和方法
Table 1 Softwares and methods used for the data processing

图号	软件及版本	方法
1	CorelDRAW X5	描绘
2	AutoCAD 2007	描绘
3	RockWare Aq · QA 1. 1	数据处理
5	SPSS Statistics 19	数据处理
9	Microsoft Excel 2010	数据处理
4、6-8、10-12	OriginPro 8. 1	数据处理

2 结果与分析

2.1 主要离子的组成变化

嫩江流域河水样品呈弱碱性, pH 为 6.7 ~ 8.0, 平均值为 7.5。小兴安岭地区支流河水 pH 略高于大兴安岭地区支流。其中 23 号样品(音河)离子浓度较高, HCO_3^- 和 Cl^- 含量分别为 3500 和 $160 \mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$, Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 Na^+ 含量分别为 820 、 580 和 $560 \mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$ 。总溶解性固体 ($\text{TDS} = \text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{HCO}_3^- + \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-} + \text{NO}_3^- + \text{SiO}_2$) 为 $300 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, 约为嫩江河水样品 TDS 均值的 3 倍。 ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) / HCO_3^- 当量浓度比值约为 0.8, 与其余样品一致。其 NO_3^- 含量几乎为零, SO_4^{2-} 含量较低 ($70 \mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$)。此外, 该采样点附近地势平坦, 水流量小, 上游 2 km 左右为音河水库。可能受水库或者蒸发浓缩作用的影响, 导致该样品部分离子的浓度偏高。在分析过程中, 单一极端浓度样品的加入, 可能会导致整体分析结果偏离真实情况。因此, 在以下的分析讨论中将 23 号样品作为异常点剔除。除去 23 号样品, 总溶解性阳离子 ($\text{TZ}^+ = \text{K}^+ + \text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) 变化范围为 $480 \sim 1700 \mu\text{Eq} \cdot \text{L}^{-1}$, 平均值为 $1000 \mu\text{Eq} \cdot \text{L}^{-1}$, 略低于世界河流的平均值 ($1125 \mu\text{Eq} \cdot \text{L}^{-1}$, Meybeck, 2003)。TDS 变化范围为 $50 \sim 150 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, 均值为 $90 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, 略低于世界河流 TDS 均值 ($100 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, Gaillardet *et al.*, 1999), 低于大多数的世界主要大河, 远低于我国其他流域河水的 TDS 平均值, 如长江 ($220 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, Chetelat *et al.*, 2008)、黄河兰州以上 ($370 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, Wu *et al.*, 2005c)、淮河 ($500 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, Zhang *et al.*, 2011) 和西江的南盘江和北盘江 ($270 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, Xu & Liu, 2007)。TDS 最低值为发源于大兴安岭深处的甘河和诺敏河。最高值为发源于小兴安岭的门鲁河和科洛河, 其河水样品 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ 和 HCO_3^- 可能受到少量碳酸盐矿物和蒸发盐矿物溶解的影响。TDS 和 TZ^+ 有很好的正相关关系 ($R^2 = 0.98$), 大多数样品的阴阳离子电荷平衡保持在 $\pm 10\%$ 以内, 说明有机质对电荷平衡的影响微弱。

由嫩江河水样品在 Piper 图(图 3)上的分布特征可以看出, 河水阳离子以 Ca^{2+} 为主, 约占阳离子总量的 50% (以 $\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$ 计, 下同), 浓度变化范围为 $120 \sim 450 \mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$, 平均值为 $300 \mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$; 其次是 Na^+ 约占阳离子总量的 30%, 变化范围 80

$\sim 400 \mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$, 平均值 $200 \mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$; Mg^{2+} 和 K^+ 的含量相对较少, 分别约占 15% 和 5%, 平均含量分别为 90 和 $30 \mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$ 。阴离子以 HCO_3^- 为主, 约占阴离子总量的 85%, 浓度变化范围为 $250 \sim 1500 \mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$, 平均浓度 $830 \mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$; 其次是 SO_4^{2-} 和 Cl^- , 分别占 9% 和 5%, 平均浓度分别为 80 和 $50 \mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$ 。从上游到下游, 河水中 SO_4^{2-} 、 Cl^- 、 NO_3^- 的含量轻微升高, 可能是受到人类活动、大气沉降等因素的影响。

从图 4 可以看出, 源头处河水的 TDS 值较低, 约为 $55 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 。随着那都里河、古里河等支流的汇入, 带入了大量的 HCO_3^- 和 Ca^{2+} 等离子, 导致 TDS

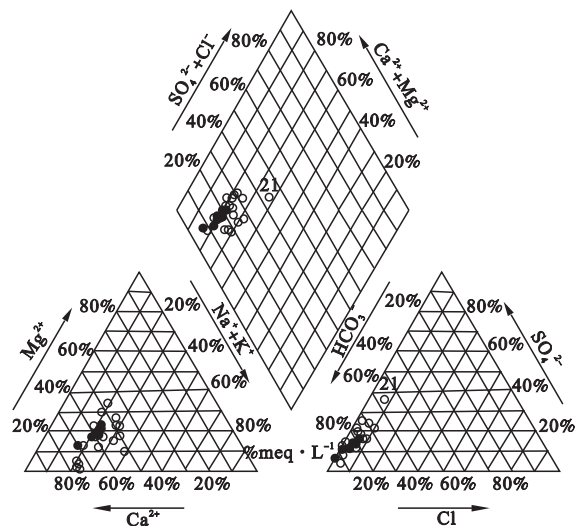


图 3 嫩江水系河水样品 Piper 图

Fig. 3 Piper diagram of the river water samples from Nenjiang Basin rivers

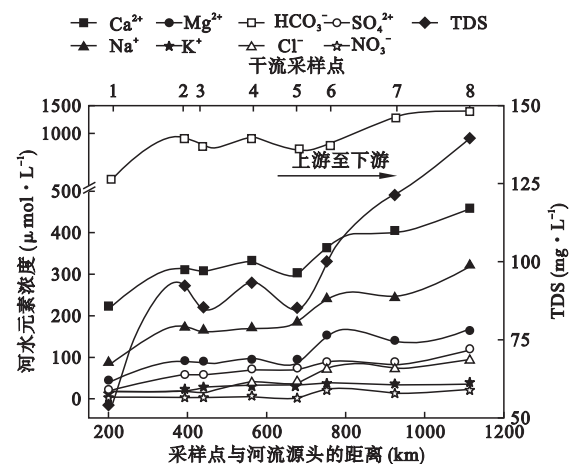


图 4 嫩江干流河水中各离子含量和 TDS 的沿程变化

Fig. 4 Variation of the ions and TDS in the Nenjiang main streams

表2 pH、EC、TDS及阴阳离子间的 Pearson 系数(除去23号样品)

Table 2 Pearson correlation matrix for pH, EC, TDS and major ions of the river waters in the study area

	pH	EC	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	SO ₄	Cl	NO ₃	SiO ₂	TDS
pH	1											
EC	0.621**	1										
Ca	0.731**	0.918**	1									
Mg	0.487*	0.880**	0.804**	1								
Na	0.490*	0.892**	0.790**	0.855**	1							
K	0.360	0.604**	0.449*	0.545**	0.607**	1						
HCO ₃	0.677**	0.918**	0.922**	0.910**	0.863**	0.576**	1					
SO ₄	0.504*	0.711**	0.636**	0.519**	0.788**	0.250	0.553**	1				
Cl	0.390	0.714**	0.590**	0.502*	0.693**	0.639**	0.512**	0.671**	1			
NO ₃	0.002	0.184	0.081	0.109	0.390	0.046	0.087	0.557**	0.396	1		
SiO ₂	-0.362	-0.279	-0.254	-0.137	-0.181	-0.495*	-0.348	-0.038	-0.234	0.049	1	
TDS	0.664**	0.954**	0.936**	0.914**	0.932**	0.562**	0.976**	0.701**	0.624**	0.232	-0.242	1

** $P < 0.01$ 水平(双侧)上显著相关,* < 0.05 水平(双侧)上显著相关。

升高。与1.1节讨论相对应,嫩江中游河段处少支流汇入,干流河水TDS相对稳定。进入下游平原以后,干流右侧支流汇入增多,随着HCO₃⁻等离子含量增加,TDS急剧升高。K⁺和NO₃⁻含量一直处于较低水平。

2.2 河水的化学计量学特征

化学特征相似的河水样品,可能具有相似的补给来源,流经相似的气候、地质以及植被覆盖背景地区。若河水样品的某一化学组分变化情况相似,也可能有相近的来源。如Na和K主要来源于蒸发岩和硅酸盐岩的风化;Ca和Mg则可能来源于碳酸盐岩、硅酸盐岩和蒸发岩的风化;HCO₃⁻可能来自于碳酸盐和硅酸盐矿物的风化;SO₄²⁻和Cl⁻主要来自于蒸发岩中石膏和石盐等矿物的溶解。通常认为,河水中的NO₃⁻来源于大气输入、有机物和农业活动的贡献(刘丛强 2007),溶解性SiO₂则主要来源于硅酸盐岩的风化(Jansen *et al.* 2010)。

为研究河水样品各参数之间的关系,对样品进行了Pearson系数分析(表2)和聚类分析(图5)。从表2可以看出,除NO₃⁻以外,TDS与所有的阴、阳离子均存在显著的正相关关系($P < 0.01$);HCO₃⁻与所有的阳离子以及Cl⁻、SO₄²⁻存在显著正相关关系($P < 0.01$),其中和Ca²⁺、Mg²⁺的关系最显著,分别为0.922和0.910($P < 0.01$);除K⁺以外,SO₄²⁻与所有的阴、阳离子都有显著正相关关系。NO₃⁻与SO₄²⁻呈显著正相关关系($r = 0.557, P < 0.01$),而与其他所有组分的关系不明显。为了更为直观地观察各变量之间的关系,对各变量进行了R-聚类分析,分析结果见图5。从图5可以看出,各离子组分可以分

为4组,G1组包括HCO₃⁻和Ca²⁺、Mg²⁺、Na⁺3种阳离子,其中前3种离子又构成子组分,说明它们可能又相似的来源,可能为硅酸盐或碳酸盐矿物的溶解。G2组包含SO₄²⁻和Cl⁻,可能来源于蒸发岩中石膏和石盐的溶解,或者大气降水输入。但SO₄²⁻和Cl⁻与Ca²⁺、Na⁺不在一组,可能是由于SO₄²⁻和Cl⁻离子浓度太低,而HCO₃⁻浓度相对较高(占总阴离子组分的85%),所以大量的Ca²⁺、Na⁺离子与HCO₃⁻平衡(图6),而与SO₄²⁻、Cl⁻平衡的量较少,所以其相关关系不明显。K⁺和NO₃⁻分别组成了G3和G4组,可能来源于污、废水的排放或农业活动的输入,但其含量较低,K⁺约占总阳离子组分的4%,而NO₃⁻在阴离子组分中的比例仅约1%(摩尔浓度),说明嫩江河水受人类活动的影响较小。

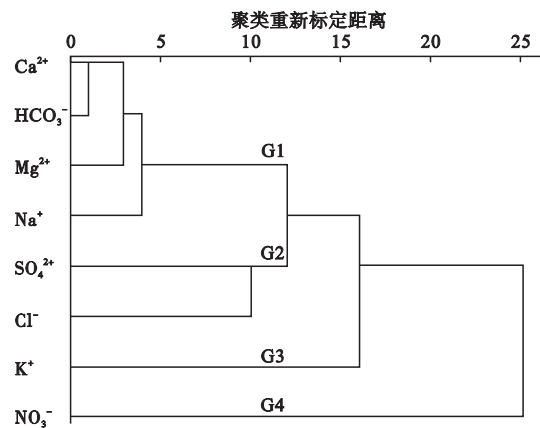


图5 嫩江河水样品各离子的HCA聚类分析树状图(除去23号样品)

Fig. 5 Dendrogram from the HCA (hierarchical cluster analysis) for the ions of Nenjiang river water samples

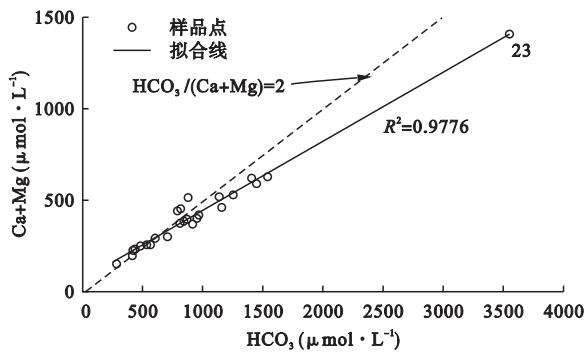


图6 HCO_3^- 和 $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ 的相互关系
Fig.6 Correlations between HCO_3^- and $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$

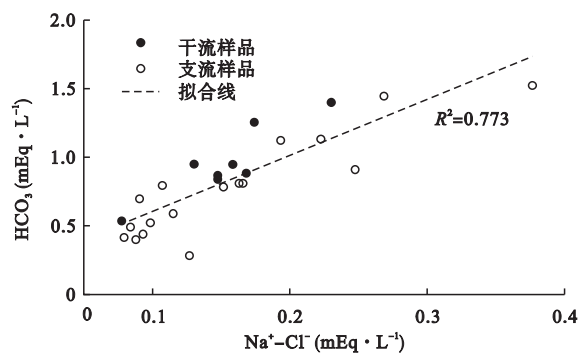


图7 (Na-Cl) 和 HCO_3^- 的相互变化关系(不包括 23 号样品)
Fig.7 Correlations between (Na-Cl) and HCO_3^- (except for sample 23)

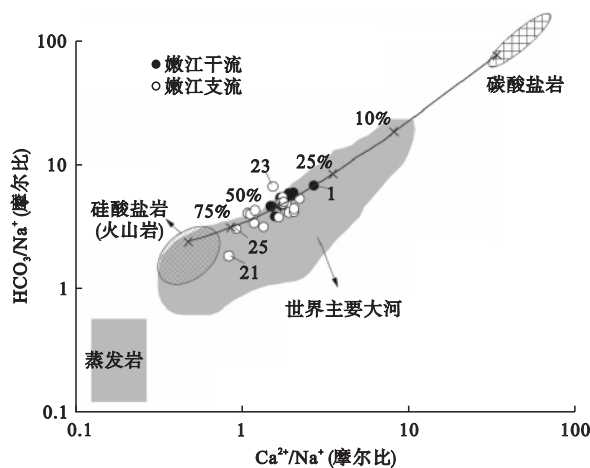


图8 Ca/Na 和 HCO_3^-/Na 的相互变化关系(端员值引自 Gaillardet et al., 1999)
Fig.8 Correlations between Ca/Na and HCO_3^-/Na

嫩江河水中的 Na^+ 含量远远高于 Cl^- 含量, Cl^-/Na^+ 平均值约为 0.2。说明 Na^+ 除了来源于大气输入和人类活动输入之外, 还可能来源于硅酸盐岩的风化。河水中的 Cl^- 主要来源于大气输入、人类活动和蒸发岩中卤化物矿物溶解, Na^+ 主要来自于大气

输入、人类活动、蒸发岩溶解和硅酸盐岩风化, Na^+-Cl^- 可以用来表示硅酸盐岩风化的产物。如果河水中的 HCO_3^- 主要是来源于硅酸盐岩而非碳酸盐岩的风化, 则 $(\text{Na}^+-\text{Cl}^-)$ 应和 HCO_3^- 含量呈正比。从图 7 和图 8 可以看出, 硅酸盐岩的风化可能是河水中溶解质的主要来源。

3 讨论

3.1 化学风化速率与大气 CO_2 消耗速率

硅酸盐岩风化对大气 CO_2 的消耗通常被认为是一种长期的碳汇过程 (Bickle et al., 2005; Viers et al., 2007)。本研究采用正演模型 (Forward Model) 对嫩江流域风化速率进行计算, 该法已成功运用于流域风化过程的研究 (Galy & France-Lanord, 1999; Krishnaswami et al., 1999; Mortatti & Probst, 2003; Han & Liu, 2004; Moon et al., 2007; Xu & Liu, 2007)。

3.1.1 化学质量平衡 河水中的溶解物质可以看作是几个来源的混合: 大气沉降、人类活动、各类岩石风化 (碳酸盐岩、硅酸盐岩和蒸发岩) 以及硫化物的氧化。因此, 河水中的任一溶解质 X 的来源可以用公式 (1) 表示:

$$[X]_{\text{河水}} = [X]_{\text{大气输入}} + [X]_{\text{人类活动}} + [X]_{\text{碳酸盐岩}} + [X]_{\text{硅酸盐岩}} + [X]_{\text{蒸发岩}} + [X]_{\text{硫化物}} \quad (1)$$

式中, 下标表示元素 X 来源于不同的端员。正演模型的计算过程即为对该方程的迭代解译过程。首先, 需要进行大气输入的校正。在这一校正过程中, 通常用 Cl 作为参考元素, 因为 Cl 的地球化学性质比较保守, 且不参与生物地球化学循环 (Gaillardet et al., 1997; Roy et al., 1999; Viers et al., 2001; Xu & Liu, 2010)。大气输入校正的方法有 3 种: 1) 当河流流经地没有蒸发岩 (主要指卤化物) 分布、没有地下热水的输入源, 且人为活动影响可以忽略的时候, Cl 含量最低的河水样品中的 Cl 被认为是全部来自于大气输入 (Meybeck, 1983)。这种方法不用考虑蒸发作用的影响 (Rai et al., 2010), 并且对大气干、湿沉降都可以同时校正; 2) 用蒸散系数对雨水中的元素浓度进行校正, 即考虑蒸发浓缩效应, 把雨水中元素 X 的浓度换算为河水中的浓度。这种方法需要有雨水化学元素含量和蒸发量的数据 (Moquet et al., 2011); 3) 当河水的滞留时间较短时, 可以忽略蒸发作用的影响, 而直接把雨水中的元素 X 的浓度作为河水中大气来源元素 X 的浓度 (Shin et al.,

2011)。

嫩江河水样品中,Cl 含量最低的是 10 号样品 ($3.52 \mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$),该样品所在区域人为活动少,人口密度低于 $10 \text{人} \cdot \text{km}^{-2}$,因此忽略人为活动的影响。并且,该区没有蒸发岩分布和地下热水的输入。所以,将该样品的 Cl 浓度作为嫩江流域大气输入的 Cl 浓度,即 $[\text{Cl}]_{\text{大气}} = 3.52 \mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$,进而用海水元素比值进行其他元素的大气输入校正。基于以下几点假设对式(1)进行简化:1) 河水中的 Cl 来源于大气降水和人类活动输入,因此经过大气输入校正以后的 Cl 全部来自于人类活动的输入,并与 Na 平衡。2) 在地质图中没有发现明显的蒸发岩分布,但在第四系沉积物中存在“膏盐层”,其主要成分为石膏。因此,在本文计算中将其作为蒸发岩端员,只产生 Ca^{2+} 和 SO_4^{2-} 离子,且 $[\text{Ca}]_{\text{蒸发岩}} = [\text{SO}_4]_{\text{蒸发岩}}$ 。3) 碳酸盐的溶解不产生 Na 和 K,并忽略人类活动对 Ca、Mg 和 K 的影响。基于以上假设,可将方程(1)简化如下:

$$[\text{Cl}]_{\text{大气}} = 3.52 \mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1} \quad (2)$$

$$[\text{Cl}]_{\text{河水}} = [\text{Cl}]_{\text{大气}} + [\text{Cl}]_{\text{人类活动}} \quad (3)$$

$$[\text{SO}_4]_{\text{河水}} = [\text{SO}_4]_{\text{大气}} + [\text{SO}_4]_{\text{蒸发岩}} + [\text{SO}_4]_{\text{硫化物}} \quad (4)$$

$$[\text{Na}]_{\text{河水}} = [\text{Na}]_{\text{大气}} + [\text{Na}]_{\text{硅酸盐岩}} + [\text{Na}]_{\text{人类活动}} \quad (5)$$

$$[\text{K}]_{\text{河水}} = [\text{K}]_{\text{大气}} + [\text{K}]_{\text{硅酸盐岩}} \quad (6)$$

$$[\text{Ca}]_{\text{河水}} = [\text{Ca}]_{\text{大气}} + [\text{Ca}]_{\text{碳酸盐岩}} + [\text{Ca}]_{\text{硅酸盐岩}} + [\text{Ca}]_{\text{蒸发岩}} \quad (7)$$

$$[\text{Mg}]_{\text{河水}} = [\text{Mg}]_{\text{大气}} + [\text{Mg}]_{\text{碳酸盐岩}} + [\text{Mg}]_{\text{硅酸盐岩}} \quad (8)$$

在计算(7)式和(8)式的过程中,较难区分碳酸盐岩和硅酸盐岩风化产物的贡献,在本文计算中使用硅酸盐岩和碳酸盐岩中元素的比值进行求解。Gaillardet 等(1999)报道了流经硅酸盐岩地区河水的 Ca/Na 和 Mg/Na 中值分别约为 0.35 和 0.24。Moon 等(2009)计算出黑龙江地区(与本文研究区域邻近)硅酸盐岩端员的 Ca/Na 和 Mg/Na 值分别约为 0.36 和 0.22,与 Gaillardet 等(1999)的报道相近。此外,Chetelat 等(2008)在长江流域风化速率的计算中,所采用的硅酸盐岩端员 Ca/Na 和 Mg/Na 中值分别为 0.35 和 0.2。在本研究区域中,诺敏河(样品 21)流经硅酸盐岩覆盖比较密集地区,其 Ca/Na 和 Mg/Na 值分别为 0.81 和 0.16,与世界河流平均值在同一数量级。依据 Galy 和 France-Lanord(1999),Han 和 Liu(2004),Xu 和 Liu(2007,2010)以及 Li 等(2009)的研究,本研究采用各元素比值的中值进行计算,拟定 $(\text{Ca}/\text{Na})_{\text{硅酸盐岩}} = 0.36$, $(\text{Mg}/\text{Na})_{\text{硅酸盐岩}} = 0.22$ 。嫩江流域没有明显的碳酸盐岩分布,采用 $(\text{Ca}/\text{Mg})_{\text{碳酸盐岩}} = 2.31$ (Moon *et al.*, 2009),该值与 Chetelat 等(2008)在长江的计算中所采用的比值相近(2.63)。基于以上讨论,式(7)和(8)可以简化为:

$$[\text{Ca}]_{\text{河水}} = 2.31 [\text{Mg}]_{\text{碳酸盐岩}} + 0.36 [\text{Na}]_{\text{硅酸盐岩}} + [\text{Ca}]_{\text{蒸发岩}} \quad (9)$$

$$[\text{Mg}]_{\text{河水}} = [\text{Mg}]_{\text{大气}} + [\text{Mg}]_{\text{碳酸盐岩}} + 0.22 [\text{Na}]_{\text{硅酸盐岩}} \quad (10)$$

3.1.2 各端员的阳离子贡献 由图 9 可见,硅酸盐岩的风化对河水阳离子的贡献较大,平均为 38%;其次是碳酸盐岩风化的贡献,平均为 32%;蒸发岩

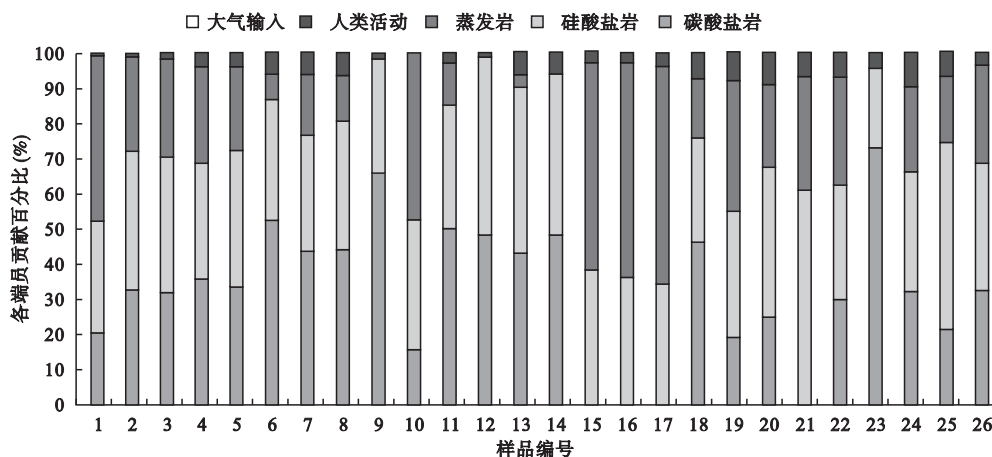


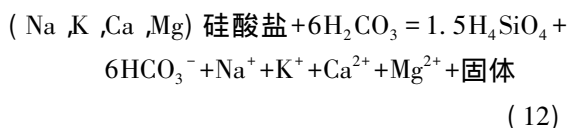
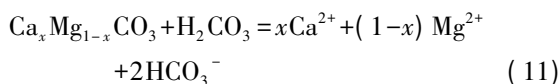
图 9 各端员对嫩江河水阳离子总量的贡献百分比

Fig. 9 Contributions (%) of different reservoirs to the cationic TDS for the Nenjiang River system

溶解的输入约为 25%; 大气降水对河水阳离子的影响很小, <1%; 人类活动的影响约为 5%。值得注意的是, 虽然从地质图中没有发现明显的碳酸盐岩分布区域, 但碳酸盐岩的溶解产物对河水阳离子的贡献仍然较大, 原因可能是存在次生碳酸盐矿物所致。

图 9 中 1~8 号样品为嫩江干流水样。从上游到下游, 硅酸盐岩风化对河水阳离子的贡献比较稳定, 约为 40%。干流样品溶解性 SiO₂ 含量变化范围较小(110~140 μmol·L⁻¹), 平均值为 130 μmol·L⁻¹。支流中受硅酸盐岩影响较大的有门鲁河和诺敏河, 硅酸盐岩风化对水体阳离子的贡献高达 50%~60%。溶解性 SiO₂ 含量也较高, 约为 170 μmol·L⁻¹。由于嫩江支流多发源于大兴安岭山区, 干流河水的化学组成主要受该区广泛分布的硅酸盐岩风化的影响。下游地区人类活动的影响有所增强, 尤其是经过齐齐哈尔市以后, 人类活动的影响较明显(约占 10%)。

3.1.3 化学风化速率和大气 CO₂ 消耗速率 结合各河流的流域面积和年径流量, 可以估算各类岩石的风化速率及相应的大气 CO₂ 消耗速率。



$$\text{TDS}_{\text{硅酸盐岩}} = [\text{Na}]_{\text{硅酸盐岩}} + [\text{K}]_{\text{硅酸盐岩}} + [\text{Ca}]_{\text{硅酸盐岩}} + [\text{Mg}]_{\text{硅酸盐岩}} + [\text{SiO}_2]_{\text{河水}} \quad (13)$$

$$\text{TDS}_{\text{碳酸盐岩}} = [\text{Ca}]_{\text{碳酸盐岩}} + [\text{Mg}]_{\text{碳酸盐岩}} + 1/2 [\text{HCO}_3^-]_{\text{碳酸盐岩}} \quad (14)$$

公式(11)和(12)为碳酸盐岩和硅酸盐岩的溶解方程(刘丛强, 2007)。由(11)式可知, 在碳酸盐溶解生成的 HCO₃⁻ 中, 有 1/2 来源于大气 CO₂, 而另外 1/2 源自于碳酸盐矿物。因此, 由硅酸盐岩风化产生的 TDS_{硅酸盐岩} (mg·L⁻¹) 计算方法为公式(13), 而碳酸盐岩风化产生的 TDS_{碳酸盐岩} (mg·L⁻¹) 计算方法为公式(14)。2 个过程中消耗大气 CO₂ 的计算方法分别为公式(15)和公式(16)。

$$\begin{aligned} \text{CO}_2_{\text{碳酸盐岩}} &= 0.5 [\text{HCO}_3^-]_{\text{碳酸盐岩}} \\ &= 0.5 (2 [\text{Ca}]_{\text{碳酸盐岩}} + 2 [\text{Mg}]_{\text{碳酸盐岩}}) \\ &= [\text{Ca}]_{\text{碳酸盐岩}} + [\text{Mg}]_{\text{碳酸盐岩}} \quad (15) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{CO}_2_{\text{硅酸盐岩}} &= [\text{HCO}_3^-]_{\text{硅酸盐岩}} \\ &= [\text{Na}]_{\text{硅酸盐岩}} + [\text{K}]_{\text{硅酸盐岩}} + 2 [\text{Ca}]_{\text{硅酸盐岩}} + 2 [\text{Mg}]_{\text{硅酸盐岩}} \quad (16) \end{aligned}$$

河流总出口样品的化学性质可以反映整个流域的风化特征, 从而对整个流域的风化速率和大气 CO₂ 消耗速率进行估算, 结果如表 3 所示。嫩江流域硅酸盐岩和碳酸盐岩风化所产生的阳离子的量相近, 分别为 0.84 和 1.03 t·km⁻²·a⁻¹。TDS_{硅酸盐岩} 产生速率为 1.37 t·km⁻²·a⁻¹, 约为长江流域 TDS_{硅酸盐岩} 产率的 1/2 (Chetelat *et al.*, 2008)。硅酸盐岩风化消耗大气 CO₂ 的速率为 40.1×10³ mol·km⁻²·a⁻¹, 约为黄河流域的 1/2 (Gaillardet *et al.*, 1999); 年均总量约为 11.9×10⁹ mol·a⁻¹, 与世界大河相比处于较低水平。嫩江流域碳酸盐岩风化产生 TDS_{碳酸盐岩} 的速率和大气 CO₂ 消耗速率分别为 2.80 t·km⁻²·a⁻¹ 和 29.2×10³ mol·km⁻²·a⁻¹, 均与黄河流域在同一数量级。

表 3 嫩江水系各河流化学风化速率与 CO₂ 消耗

Table 3 Chemical weathering rates and the associated CO₂ consumption of the Nenjiang Rivers

河流	样品号	年均流量 (10 ⁸ m ³ ·a ⁻¹)	流域面积 (km ²)	硅酸盐岩				碳酸盐岩			蒸发岩 TDS (t·km ⁻² ·a ⁻¹)	总岩石风化速率 TDS (t·km ⁻² ·a ⁻¹)
				阳离子 (t·km ⁻² ·a ⁻¹)	TDS (t·km ⁻² ·a ⁻¹)	(Ca+Mg) (10 ⁹ mol·a ⁻¹)	CO ₂ 消耗 (10 ³ mol·km ⁻² ·a ⁻¹)	阳离子 (t·km ⁻² ·a ⁻¹)	TDS (t·km ⁻² ·a ⁻¹)	CO ₂ 消耗 (10 ³ mol·km ⁻² ·a ⁻¹)		
嫩江	8	225	297000	0.84	1.37	3.01	40.1	1.03	2.80	29.2	1.10	5.27
多布库尔河	11	12.3	5760	0.79	2.99	0.06	38.2	1.13	3.08	32.0	0.91	6.98
门鲁河	12	8.89	5464	2.80	4.49	0.19	137	2.68	7.32	76.2	0.00	11.8
科洛河	14	10.7	8401	1.83	2.78	0.17	83.2	1.93	5.29	55.0	0.16	8.23
甘河	18	40.7	19549	1.13	2.92	0.26	53.0	1.75	4.80	49.9	2.13	9.84
讷谟尔河	20	17.0	13856	1.13	1.82	0.16	50.3	0.65	1.78	18.5	2.09	5.69
诺敏河	21	46.4	25463	1.11	2.96	0.34	53.1	0.00	0.00	0.0	2.01	4.96
雅鲁河	24	23.6	15426	1.22	3.00	0.23	58.3	1.15	3.15	32.8	2.98	9.13
绰尔河	26	23.7	17435	1.24	1.93	0.27	60.0	1.11	3.04	31.6	3.26	8.23

* 各流域面积和流量参照朱道清(2007)。

图 10 和图 11 分别为嫩江支流 TDS_{硅酸盐岩}、TDS_{碳酸盐岩}和相应大气 CO₂ 消耗速率。其中碳酸盐岩和硅酸盐岩的 TDS 产率基本一致,除嫩江左岸的门鲁河较高、流经五大连池的讷谟尔河较低之外,其他支流流域的风化速率差别较小。嫩江上游地区河谷狭窄、坡降大、水流湍急,可能是导致岩石风化和大气 CO₂ 消耗波动较大的原因。自甘河之后,CO₂_{硅酸盐岩}消耗速率较稳定。

3.2 影响因素

3.2.1 岩石类型 岩石类型是控制化学风化速率的基本内因。不同类型岩石的风化速率不同,如蒸发岩风化速率>碳酸盐类岩石>硅酸盐类岩石(Viers et al. 2007)。嫩江流域大、小兴安岭地区 50% 的面积被花岗岩所覆盖,与该区域的地质条件相对应,河水中阳离子约有 40% 来源于硅酸盐岩的风化,表明硅酸盐岩风化对嫩江水系的河水化学组成起主导作用。

图 12 为嫩江支流硅酸盐岩风化阳离子产率(阳离子_{硅酸盐岩})随河流落差的变化情况。如图所示,从嫩江上游至下游,大兴安岭区支流的硅酸盐岩风化阳离子产率逐渐增加,而小兴安岭区支流的情

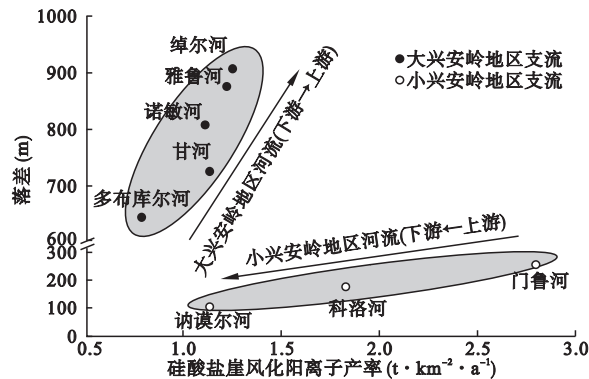


图 12 硅酸盐岩风化阳离子产率与河流落差的关系
Fig. 12 Correlations of silicate-yield cations and the river fall

况相反,从上游到下游有降低的趋势。可能主要受到岩石分布情况的影响,嫩江上游小兴安岭一侧的硅酸盐岩分布面积较广,而下游为第四系沉积物覆盖的平原地区,使得单位面积的硅酸盐岩风化阳离子产率呈降低趋势。在大兴安岭区域,岩石类型和分布较均一,从上游至下游硅酸盐岩阳离子产率有所增加,可能是受气候因素的影响。

3.2.2 地形与气候 嫩江支流主要发源于大、小兴安岭地区,该区植被茂盛,受人为因素干扰小。从图 12 可以看出,随着河流落差增加,各支流流域硅酸盐岩风化阳离子产率也有所增加。大兴安岭区域支流增加趋势较小,而小兴安岭区域支流增加幅度较明显,可能是由于该区河流同时受到岩石类型与分布情况的影响。此外,小兴安岭地区支流的落差较小(<300 m),而大兴安岭地区支流的落差均>600 m。在河流落差较小的范围内(0~300 m),随着落差增加,硅酸盐岩风化速率降低,原因可能是由于随着落差的增加,水流速度加大,减少了河水与岩石矿物的接触时间,从而间接抑制了化学风化作用。而随着河流落差进一步增加(>600 m),物理剥蚀作用加强,增加了溶液与新鲜矿物的接触机会,促进了化学风化作用。大兴安岭各支流流域的硅酸盐岩风化速率从嫩江上游至下游逐渐增加,原因可能是由于在其他条件(岩石类型和分布、植被覆盖、人类活动)相似的情况下,降雨量和气温有所增加,而增强了化学风化作用。

4 结论

嫩江水系河水中阳离子以 Ca²⁺ 为主,约占阳离子总量的 50%,其次是 Na⁺ 和 Mg²⁺;阴离子以

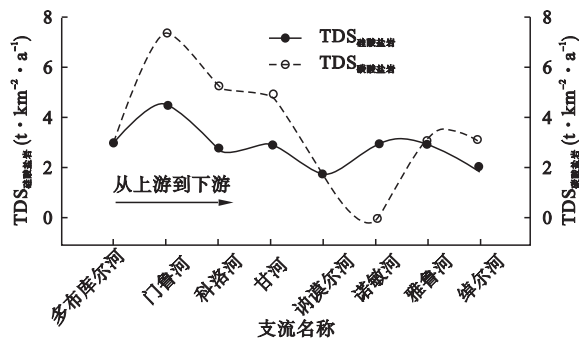


图 10 嫩江支流硅酸盐岩风化速率
Fig. 10 Silicate weathering rates of the tributaries

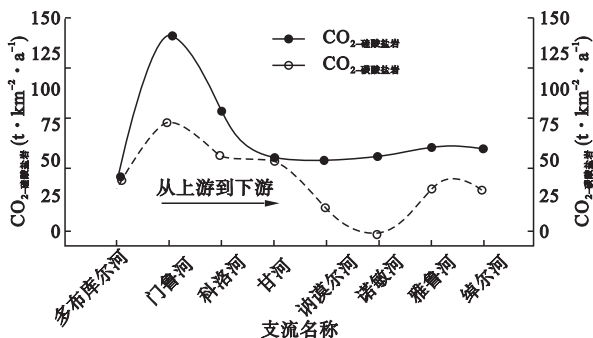


图 11 嫩江支流硅酸盐岩风化的 CO₂ 消耗速率
Fig. 11 CO₂ consumption rates of silicate weathering

HCO_3^- 为主,约占阴离子总量的 85%,其次是 SO_4^{2-} 和 Cl^- 。河水中阳离子主要来源于硅酸盐岩风化(38%)和碳酸盐岩风化(32%);大气降水对河水阳离子的贡献较小(<1%);人类活动的输入所占比例约为 5%。嫩江流域硅酸盐岩风化速率($\text{TDS}_{\text{硅酸盐岩}}$)为 $1.37 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$,与黄河、长江和西江流域的硅酸盐岩风化速率均属同一数量级。硅酸盐岩风化消耗大气 CO_2 的速率为 $40.1 \times 10^3 \text{ mol} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$,约为黄河流域该速率的 1/2。总的岩石风化速率为 $5.27 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

岩石的类型和分布是影响小兴安岭地区支流流域岩石风化的主要因素,从上游到下游,随着花岗岩等硅酸盐类岩石分布的减少,该区硅酸盐岩风化阳离子产率明显降低;在岩石类型、植被覆盖、人类活动等条件相近的情况下,受气温和降水等因素影响,大兴安岭地区硅酸盐岩风化阳离子产率从上游到下游有所增加。各支流流域的硅酸盐岩风化阳离子产率都随着河流落差增加而增加,大兴安岭地区增幅不明显,而小兴安岭地区增幅较大。可能是因为除河流落差因素外,大兴安岭地区还受气候因素的影响,而小兴安岭地区河流主要受岩石类型和分布等因素的控制。

致谢 感谢天津师范大学邓燕宁和中国科学院地球化学研究所张立华在采样过程中给予的帮助;感谢中国科学院地球化学研究所灌瑾、樊宇红、凌宏文和黄荣生老师在离子分析中给予的指导和帮助。

参考文献

- 高晓峰,郭 锋,范蔚茗,等. 2005. 南兴安岭晚中生代中酸性火山岩的岩石成因. 岩石学报, **21**(3): 737-748.
- 葛文春,林 强,孙德有,等. 1999. 大兴安岭中生代玄武岩的地球化学特征:壳幔相互作用的证据. 岩石学报, **15**(3): 396-406.
- 郭 锋,范蔚茗,王岳军,等. 2001. 大兴安岭南段晚中生代双峰式火山作用. 岩石学报, **17**(1): 161-168.
- 黑龙江地矿局. 1993. 黑龙江省区域地质志. 北京:地质出版社.
- 吉林地矿局. 1988. 吉林省区域地质志. 北京:地质出版社.
- 林 强,葛文春,吴福元,等. 2004. 大兴安岭中生代花岗岩类的地球化学. 岩石学报, **20**(3): 403-412.
- 刘丛强. 2007. 生物地球化学过程与地表物质循环——西南喀斯特流域侵蚀与生源要素循环. 北京:科学出版社.
- 内蒙古地矿局. 1990. 内蒙古自治区区域地质志. 北京:地质出版社.
- 钱正英. 2007. 东北地区有关水土资源配置、生态与环境保护和可持续发展的若干战略问题研究(综合卷). 北京:科学出版社.
- 孙 军,王卫成,佟艳丽. 1999. 嫩江流域水文特性浅析.

- 东北水利水电, (4): 37-38.
- 王兴光,王 颖. 2007. 松辽盆地南部北带基底岩浆岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 地质科技情报, **26**(1): 23-27.
- 徐东霞,章光新,尹雄锐. 2009. 近 50 年嫩江流域径流变化及影响因素分析. 水科学进展, **20**(3): 416-421.
- 许文良,裴福萍,高福红,等. 2008. 伊舒地堑基底花岗岩的锆石 U-Pb 年代学及其构造意义. 地球科学: 中国地质大学学报, **33**(2): 145-150.
- 杨丽桃,李喜仓,侯 琼. 2008. 1961-2005 年嫩江流域右岸气候变化及对水资源的影响. 气象与环境学报, **24**(5): 16-19.
- 赵国龙,杨桂林,傅嘉友,等. 1989. 大兴安岭中南部中生代火山岩. 北京:地质出版社.
- 朱道清. 2007. 中国水系辞典. 青岛:青岛出版社.
- Bickle MJ, Chapman HJ, Bunbury J, et al. 2005. Relative contributions of silicate and carbonate rocks to riverine Sr fluxes in the headwaters of the Ganges. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**: 2221-2240.
- Chetelat B, Liu CQ, Zhao ZQ, et al. 2008. Geochemistry of the dissolved load of the Changjiang Basin rivers: Anthropogenic impacts and chemical weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**: 4254-4277.
- Dupré B, Dessert C, Oliva P, et al. 2003. Rivers, chemical weathering and Earth's climate. *Comptes Rendus Geoscience*, **335**: 1141-1160.
- Gaillardet J, Dupré B, Allègre CJ, et al. 1997. Chemical and physical denudation in the Amazon River Basin. *Chemical Geology*, **142**: 141-173.
- Gaillardet J, Dupré B, Louvat P, et al. 1999. Global silicate weathering and CO_2 consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology*, **159**: 3-30.
- Galy A, France-Lanord C. 1999. Weathering processes in the Ganges-Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget. *Chemical Geology*, **159**: 31-60.
- Gao FH, Xu WL, Yang DB, et al. 2007. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating from granitoids in southern basement of Songliao basin: Constraints on ages of the basin basement. *Science in China Series D: Earth Sciences*, **50**: 995-1004.
- Ge W, Wu F, Zhou C, et al. 2005. Emplacement age of the Tahe granite and its constraints on the tectonic nature of the Ergun block in the northern part of the Da Hinggan Range. *Chinese Science Bulletin*, **50**: 2097-2105.
- Ge W, Wu FY, Zhou CY, et al. 2007. Porphyry Cu-Mo deposits in the eastern Xing'an-Mongolian Orogenic Belt: Mineralization ages and their geodynamic implications. *Chinese Science Bulletin*, **52**: 3416-3427.
- Guana W, Fengyue S, Caisheng Z, et al. 2005. Discovery of the Early Paleozoic post-collisional granites in northern margin of the Erguna massif and its geological significance. *Chinese Science Bulletin*, **50**: 2733-2743.
- Guo F, Fan W, Li C, et al. 2009. Early Cretaceous highly positive ϵ_{Nd} felsic volcanic rocks from the Hinggan Mountains, NE China: Origin and implications for Phanerozoic crustal growth. *International Journal of Earth Sciences*, **98**: 1395-1411.
- Han G, Liu CQ. 2004. Water geochemistry controlled by carbonate dissolution: A study of the river waters draining

- karst-dominated terrain, Guizhou Province, China. *Chemical Geology*, **204**: 1–21.
- Jansen N, Hartmann J, Lauerwald R, et al. 2010. Dissolved silica mobilization in the conterminous USA. *Chemical Geology*, **270**: 90–109.
- Krishnaswami S, Singh SK, Dalai TK. 1999. Silicate weathering in the Himalaya: Role in contributing to major ions and radiogenic Sr to the Bay of Bengal// Somayajulu BLK, ed. Ocean Science: Trends and Future Directions. New Delhi: INSA Publication: 23–51.
- Li S, Xu Z, Wang H, et al. 2009. Geochemistry of the upper Han River basin, China. 3: Anthropogenic inputs and chemical weathering to the dissolved load. *Chemical Geology*, **264**: 89–95.
- Meng QR. 2003. What drove late Mesozoic extension of the northern China–Mongolia tract? *Tectonophysics*, **369**: 155–174.
- Meybeck M. 1983. Atmospheric inputs and river transport of dissolved substances// Dissolved Loads of Rivers and Surface Water Quantity/Quality Relationships. Proceedings of Hamburg Symposium, August 1983, IAHS Publication: **141**: 173–192.
- Meybeck M. 1987. Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. *American Journal of Science*, **287**: 401–428.
- Meybeck M. 2003. Global occurrence of major elements in rivers// Treatise on Geochemistry, Vol. 5. Drever JI, ed. Amsterdam: Elsevier: 207–223.
- Millot R, Gaillardet J, Dupré B, et al. 2002. The global control of silicate weathering rates and the coupling with physical erosion: New insights from rivers of the Canadian Shield. *Earth and Planetary Science Letters*, **196**: 83–98.
- Moon S, Huh Y, Qin J, et al. 2007. Chemical weathering in the Hong (Red) River basin: Rates of silicate weathering and their controlling factors. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**: 1411–1430.
- Moon S, Huh Y, Zaitsev A. 2009. Hydrochemistry of the Amur River: Weathering in a Northern Temperate Basin. *Aquatic Geochemistry*, **15**: 497–527.
- Moquet JS, Crave A, Viers J, et al. 2011. Chemical weathering and atmospheric/soil CO₂ uptake in the Andean and Foreland Amazon basins. *Chemical Geology*, **287**: 1–26.
- Mortatti J, Probst JL. 2003. Silicate rock weathering and atmospheric/soil CO₂ uptake in the Amazon basin estimated from river water geochemistry: Seasonal and spatial variations. *Chemical Geology*, **197**: 177–196.
- Pei FP, Xu WL, Yang DB, et al. 2007. Zircon U–Pb geochronology of basement metamorphic rocks in the Songliao Basin. *Chinese Science Bulletin*, **52**: 942–948.
- Rai SK, Singh SK, Krishnaswami S. 2010. Chemical weathering in the plain and peninsular sub-basins of the Ganga: Impact on major ion chemistry and elemental fluxes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **74**: 2340–2355.
- Roy S, Gaillardet J, Allegre CJ. 1999. Geochemistry of dissolved and suspended loads of the Seine river, France: Anthropogenic impact, carbonate and silicate weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**: 1277–1292.
- Shin WJ, Ryu JS, Park YY, et al. 2011. Chemical weathering and associated CO₂ consumption in six major river basins, South Korea. *Geomorphology*, **129**: 334–341.
- Viers J, Dupré B, Braun JJ, et al. 2001. Evidence for non-conservative behaviour of chlorine in humid tropical environments. *Aquatic Geochemistry*, **7**: 127–154.
- Viers J, Oliva P, Dandurand JL, et al. 2007. Chemical weathering rates, CO₂ consumption, and control parameters deduced from the chemical composition of rivers. *Treatise on Geochemistry*, **1**: 1–25.
- Wang Y, Zhang F, Zhang D, et al. 2006. Zircon SHRIMP U–Pb dating of meta-diorite from the basement of the Songliao Basin and its geological significance. *Chinese Science Bulletin*, **51**: 1877–1883.
- Wu FY, Lin JQ, Wilde SA, et al. 2005b. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. *Earth and Planetary Science Letters*, **233**: 103–119.
- Wu FY, Sun DY, Li HM, et al. 2000. Zircon U–Pb ages of the basement rocks beneath the Songliao Basin, NE China. *Chinese Science Bulletin*, **45**: 1514–1518.
- Wu FY, Sun DY, Li HM, et al. 2001. The nature of basement beneath the Songliao Basin in NE China: Geochemical and isotopic constraints. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, **26**: 793–803.
- Wu FY, Yang JH, Wilde SA, et al. 2005a. Geochronology, petrogenesis and tectonic implications of Jurassic granites in the Liaodong Peninsula, NE China. *Chemical Geology*, **221**: 127–156.
- Wu LL, Huh YS, Qin JH, et al. 2005c. Chemical weathering in the Upper Huang He (Yellow River) draining the eastern Qinghai–Tibet Plateau. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**: 5279–5294.
- Xu Z, Liu CQ. 2007. Chemical weathering in the upper reaches of Xijiang River draining the Yunnan–Guizhou Plateau, Southwest China. *Chemical Geology*, **239**: 83–95.
- Xu Z, Liu CQ. 2010. Water geochemistry of the Xijiang basin rivers, South China: Chemical weathering and CO₂ consumption. *Applied Geochemistry*, **25**: 1603–1614.
- Zhang L, Song X, Xia J, et al. 2011. Major element chemistry of the Huai River basin, China. *Applied Geochemistry*, **26**: 293–300.
- Zhang L, Zhou X, Ying J, et al. 2008. Geochemistry and Sr–Nd–Pb–Hf isotopes of Early Cretaceous basalts from the Great Xinggan Range, NE China: Implications for their origin and mantle source characteristics. *Chemical Geology*, **256**: 12–23.

作者简介 刘宝剑,男,1983年生,博士研究生,研究方向为环境地球化学。E-mail: baojianliu@foxmail.com
责任编辑 魏中青