

肖琼, 王鹏, 沈立成, 等. 非火山地热区玛旁雍热田土壤 CO₂ 脱气研究[J]. 中国地质, 2015, 42(6): 2019–2028.

Xiao Qiong, Wang Peng, Shen Licheng, et al. Soil CO₂ degassing process and flux from the Mapamyum non-volcanic geothermal region[J]. Geology in China, 2015, 42(6): 2019–2028(in Chinese with English abstract).

非火山地热区玛旁雍热田土壤 CO₂ 脱气研究

肖 琼^{1,2} 王 鹏^{2,3} 沈立成² 薛 梅⁴

(1. 国土资源部/广西岩溶动力学重点实验室, 中国地质科学院岩溶地质研究所, 广西 桂林 541004; 2. 西南大学地理科学学院, 重庆 北碚 400715; 3. 中山大学地理与规划学院水资源与环境系, 广东 广州 510275; 4. 青海油田采油一厂开发地质研究所, 青海 茫崖 816400)

摘要: 地热活动是地球脱气的重要形式之一, 其过程常伴随大量温室气体排放。选取非火山地热区西藏玛旁雍热田作为研究对象, 基于菲克扩散定律对地热田区土壤 CO₂ 脱气量进行评估。结果表明: 该区一般土壤 CO₂ 脱气通量为 0.167~0.771 kg/(m²·a), 含喷气孔区域土壤 CO₂ 脱气通量为 2.054~7.877 kg/(m²·a), 含喷气孔地区的土壤 CO₂ 脱气通量是一般土壤脱气量的 18.9 倍; 与全球火山区土壤脱气量(0.001~2.25 Mt/(m²·a))相比, 其值显著偏低; 但比青藏高原高寒草原生态系统土壤的 CO₂ 排放量(187.46 g/(m²·a))大。结合区域地质背景推测地热系统中的 CO₂ 含量主要来源于岩浆脱气和热液同长石等围岩矿物的蚀变反应。区内土壤 CO₂ 的低脱气通量受透水性较差的碎屑岩沉积盖层约束。

关键词: 土壤脱气; CO₂ 通量; 脱气机制; 非火山地热区; 玛旁雍热田

中图分类号: P593 文献标志码: A 文章编号: 1000-3657(2015)06-2019-10

Soil CO₂ degassing process and flux from the Mapamyum non-volcanic geothermal region

XIAO Qiong^{1,2}, WANG Peng^{2,3}, SHEN Li-cheng², XUE Mei⁴

(1. Institute of Karst Geology, CAGS, Karst Dynamics Laboratory, M L R, Guilin 541004, Guangxi, China; 2. School of Geographical Sciences, Southwest University, Chongqing 400715, China; 3. Department of Water Resource and Environment, Geography and Planning School of Sun Yat-Sen University, Guangzhou 510275, Guangdong, China; 4. Institute of Petroleum Geology and Exploitation, 1st Oil Production Plant of Qinghai Oil Field, CNPC, Mangya 816400, Qinghai, China)

Abstract: Geothermal activity is an important form of earth degassing, which is frequently accompanied by a large number of greenhouse gas emissions. Taking Mapamyum of non-volcanic geothermal region in Tibet as a study case, the authors evaluated the degassing flux of geothermal soil CO₂ based on the Fick's law of diffusion. The results indicate that the soil CO₂ degassing flux is from 0.167 to 0.771 kg/(m²·a), while the fumarole CO₂ degassing flux is from 2.054 to 7.877 kg/(m²·a) which is 18.9 times that of the soil; Compared with global volcanic soil (0.001 ~ 2.25 Mt/(km²·a)), the soil CO₂ degassing flux is significantly lower in value but

收稿日期: 2015-03-27; 改回日期: 2015-04-30

基金项目: 国家自然科学基金青年基金项目(41302213)、广西自然科学基金青年基金项目(2013GXNSFBA019221)和中国地质科学院地质调查项目(12120113006700)联合资助。

作者简介: 肖琼, 女, 1984年生, 博士, 助理研究员, 主要从事岩溶地下水、水文地质等方面工作; Email: xiaoqiong-8423@163.com。

larger than the Alpine grassland ecosystem soil CO₂ emissions in the Tibetan Plateau (187.46 g(m²a⁻¹)). Combined with tectonic setting, the authors evidently hold that CO₂ in the geothermal system is mainly derived from magma degassing and hydrothermal fluid with walk rock alterations such as feldspathization. The low zone of soil CO₂ degassing flux is constrained by the poor permeability clastic sedimentary cover.

Key words: soil degassing; CO₂ flux; degassing mechanism; non-volcanic region; Mapamyum geothermal field

About the first author: XIAO Qiong, female, born in 1984, doctor, majors in karst geothermal water and hydrogeology; E-mail: xiaoqiong-8423@163.com.

来自地球本身的CO₂脱气是大气圈温室气体的重要来源,对全球气候变化有重要影响^[1-3]。长久以来,学者对地球CO₂脱气研究主要是针对与现代火山作用有关的CO₂脱气^[4-5],据估计仅全球火山向大气圈排放的CO₂总量就达3.67×10⁸ t/a^[6]。随着研究的深入,在板块碰撞带、地磁正常异常区、浅源地震带、重力正常异常区等非火山地质作用带(Non-volcanic,与现代火山活动没有直接联系)也存在具有全球意义的CO₂脱气过程^[7-10]。Becker等基于稳定碳同位素和溶解元素热力学模型对尼泊尔境内温泉进行了研究,评估喜马拉雅碰撞造山带变质作用所释放的CO₂量达0.9×10¹² mol/a^[11]。地球上的地表水面不断地向大气释放CO₂^[12-13],而许多成果表明断裂带和地热系统中的土壤脱气也向大气中释放了大量CO₂^[14-16]。尽管土壤CO₂脱气强度较弱,但是其持续时间长,排放面积广,对大气圈温室气体含量的增加也同样不容忽视^[17-19]。

青藏高原南部,印度与欧亚板块沿雅鲁藏布江—印度河一线发生的碰撞作用是自中生代末期以来全球所发生的意义最为深远的构造事件之一^[20-22]。区内温泉大多数与白垩纪末至新近纪形成的尚未冷却的岩浆岩有关,多半都是裂缝型热储,由于变质作用强烈,水热活动广泛发育,形成了著名的喜马拉雅大型地热带^[23-25]。Kerrick和Gaillardet等研究指出岩浆挥发分中所含的CO₂和变质作用所产生的CO₂常以地热气体或流体的形式释放出来,喜马拉雅造山区释放的碳可能促使地球增温^[26-27]。何世春^[28]、赵平等^[29]、侯增谦等^[30]和沈立成等^[31]分析了西藏热泉脱气成分,评估了脱气通量,并利用He同位素示踪了气体来源。目前,国内研究多集中于对温泉水脱气研究,而对于青藏高原地热带土壤CO₂脱气研究程度很低。本文选取西藏西部高海拔地热带——玛旁雍热田作为研究对象,对区内喷气孔

CO₂脱气,土壤CO₂脱气进行研究,计算其脱气量,并初步探究脱气机理。

1 研究区概况

喜马拉雅大型地热带为新特提斯环球地热带的重要组成部分,属于非火山地质作用的水热区。研究区玛旁雍热田(Mapamyum)位于青藏高原南部,雅鲁藏布江北侧西段,北倚“神山”冈仁波齐,西临“圣湖”玛旁雍错,地理坐标为85°34′46″E, 30°35′19″N。该地热田海拔(4630±15) m,面积约10 km²,由曲普、丹果其萨、牙门扎和安部4个水热区组成,是西藏最为典型的高海拔水热爆炸区之一。其中,曲普水热区面积约1.5 km²,水热活动最为强烈,其中心为一座高约20 m的硅质泉华、盐华和硫华胶结的爆炸角砾岩丘,周围分布有大量温泉、沸泉、沸喷泉、热水塘、热水河、热水湿地、喷气孔、冒气地面。曲普水热区涌出的热水通过热水小溪注入扎曲藏布最后汇入玛旁雍错。

研究区出露的地层岩性为:白垩系桑单林组(K_{2s})石英砂岩、砂岩、泥岩及硅质岩;冈仁波齐群沃马组(N_{2w})灰紫色、灰色砂岩夹砾岩,局部地段夹煤线;第四系松散湖积、冲洪沉积和泉华沉积物。泉华沉积物底部为砂砾石层,渗水较强,有利于热水运移,而顶部为细粒的粘土、亚粘土层,构成热储的良好盖层。该区为高原亚寒带—亚温带半干旱季风气候,干冷少雨,干湿季分明,年均降水量约250 mm,年均气温4.5℃。

2 实验方法

2.1 野外和室内测试方法

野外工作主要采用Telaire 7001/7001D型袖珍二氧化碳/温度分析仪(CO₂测量范围:0~10000×10⁻⁶)监测喷气孔和土壤二氧化碳浓度,此外,在野外工作

中还现场对Ca²⁺、CO₃²⁻、HCO₃⁻、pH、电导率(EC)和盐度进行了测定。温度、pH、电导率(EC)和盐度采用美国Hach公司产(GQ340d型)便携式水质分析仪测定,其精度分别为0.1℃、0.01pH、1 μS/cm、0.1%; Ca²⁺、CO₃²⁻和HCO₃⁻采用德国Merck公司便携式试剂盒滴定,精度分别为2 mg/L和0.1 mmol/L。

阳离子的测定采用ICP-OES Optima 2100 DV(美国Perkin-Elmer公司产,0.001 mg/L),测试的主要指标包括:K、Na、Ca、Mg、Ba、Sr、Fe、Mn、Al和SiO₂。阴离子测试中,Cl⁻采用滴定法测定(0.1 mg/L),其余四种主要阴离子使用仪器为日本岛津公司生产的UV2450紫外—可见分光光度计: NO₃⁻采用紫外分光光度法, PO₄³⁻用磷钼钼蓝光度法, F⁻用茜素络合剂比色法, SO₄²⁻用硫酸钡比浊法(0.01 mg/L)。

水样的DIC的δ¹³C值测定通过美国Thermo公司产Delta V Plus气体质谱仪测定,但其前处理设备为Gas Bench II在线制样装置,测试¹³C-DIC时,取样品700 μL加入已经加入3~4滴100% H₃PO₄并用高纯氦气充气5~7 min的反应试管中,然后在25℃温度下平衡4 h后,其置换出的CO₂样气在氦气流的载带下进入质谱仪进行测试。样品分析时,每隔5个样品放置一组¹³C-DIC工作标样。每测4个样品测试一组重复样。测定的δ¹³C值采取相对于国际标准PDB的以千分差δ¹³C(‰)表示,绝对误差<0.2‰,此两项实验在西南大学地理科学学院地球化学与同位素实验室完成。

2.2 土壤CO₂扩散平衡实验及测试方法

本实验主要针对玛旁雍热田区土壤的两种情况进行监测,一种是有可以直接观察到CO₂脱气的土壤,在这里用喷气孔表示,另外一种是没有明显的CO₂脱气现象的土壤区进行取样分析,其中有喷气孔的6个点分别表示为P1、P2、P3、P4、P5、P6,没有喷气孔的土壤以并排方式控制20个点开展野外监测,分别标为T1~T20(图1),同时在距地面2.1 m的地方监测大气CO₂的背景值。采用袖珍二氧化碳/温度分析仪测试CO₂浓度(Telaire 7001/7001D型)其测量范围在0~10000×10⁻⁶,灵敏度为1×10⁻⁶。采用的PVC管直径为20 cm,高1 m,从底部往上每隔5 cm钻一小孔,孔径略大于CO₂仪器的探头。PVC管管口敞开,但监测小孔先用胶带封好,保证地热气体垂直向自由扩散(图2)。

气体扩散是由气体内部分子数密度不均匀造成的,气体分子从高密度区向低密度区扩散。土壤和喷气孔CO₂脱气过程受地热脱气动力和外界环境因子(风速、温度)约束,在扩散过程中常出现紊流。因此,在野外实验中针对以上问题开展了CO₂扩散平衡与非平衡实验。将PVC管放置于喷气孔区,2 min后开始测试,NO1点10 cm处测试的CO₂浓度为8013×10⁻⁶,50 cm处迅速降到1251×10⁻⁶,而70 cm处又上升至1945×10⁻⁶,管内CO₂浓度波动较大。NO₂点的CO₂浓度也呈剧烈变化,结果见图3-a。监测数据表明气体扩散梯度差,管内气体处于非平稳状态,不能用于计算扩散系数。若在测试前将PVC管先静置3 h后,大部分监测点测试出的数据则呈现出一定的规律,测试结果见图3-b。在0~10 cm和70~90 cm的范围内,测试结果显示CO₂浓度变化有一定波动,这反应距离土-气界面和管口处仍受环境因子的一定程度扰动。但是测试结果显示,PVC管中间部位的数据具有较好的浓度梯度,表明管内气体基本达到稳态扩散。

因此,在进行CO₂扩散平衡实验之后,认为研究区土壤CO₂的监测主要按照以下步骤进行:(1)PVC管安置于土壤面上,维持管内土壤面原始状态,在PVC管周围用土壤封严实。(2)让PVC管静置3 h,管内地热气体扩散基本能达到稳态平衡,若个别点管内气体仍处于紊流状态,则延长静置时间。(3)从底部10 cm处开始,依次用二氧化碳/温度分析仪检测管内CO₂含量,测完一孔即刻封好,隔2 min测上一孔。(4)特殊情况处理:个别监测点水汽量过大,为避免水汽过大造成测试误差,则采取从稍高刻度孔开始测量,视具体情况而定;若监测喷气孔水汽向上运动强烈,管内气体静置时间内仍难以达到平衡,则选择两根PVC管子叠置,延长气体扩散通道。(5)在每一个监测点处同时测量土壤温度、湿度及大气CO₂背景浓度,大气CO₂监测高度为距离监测地面约2.1 m。

3 结果分析与讨论

3.1 喷气孔区与非喷气孔区土壤CO₂脱气

研究区玛旁雍热田(曲普热泉)地区的土壤CO₂的脱气量在喷气孔区和非喷气孔区有所不同,图4是对研究区土壤CO₂的监测结果,其中图4-a和图

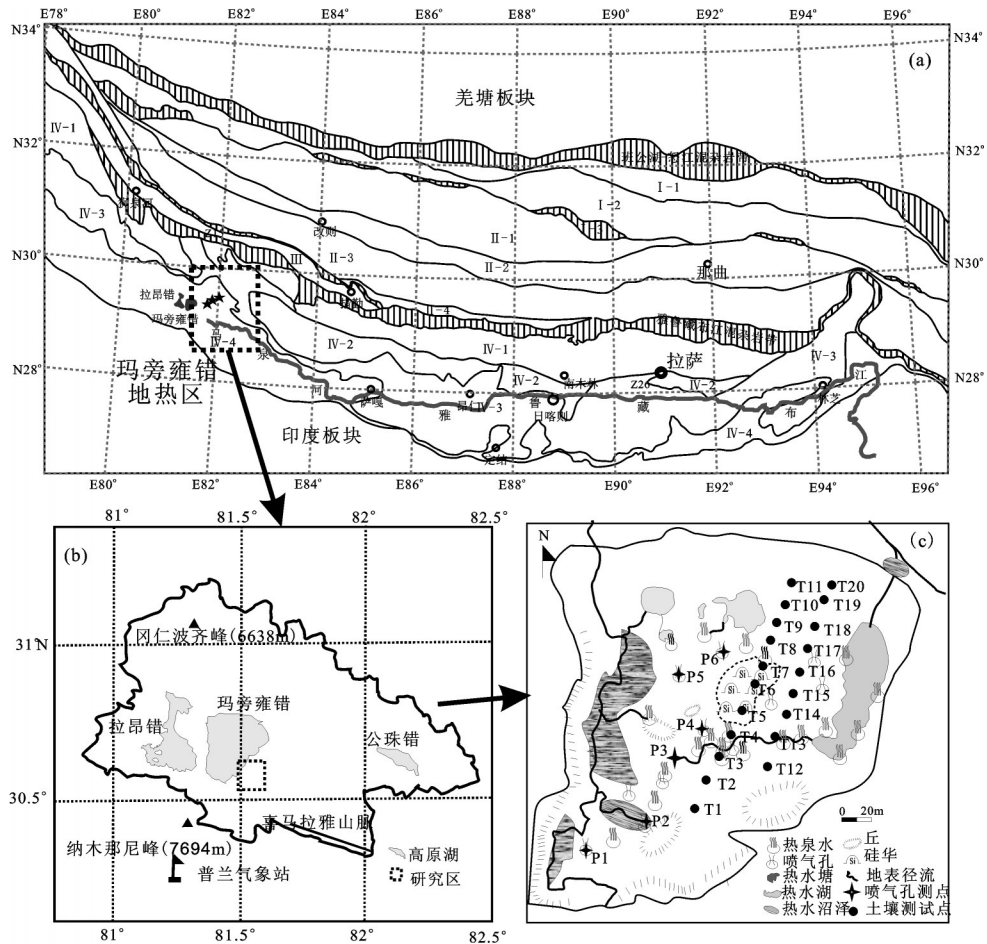


图1 玛旁雍热田地理位置图

I-1—那曲—洛隆弧前盆地; I-2—昂龙岗日—班戈—腾冲岩浆弧带; I-3—狮泉河—申扎—嘉黎蛇绿岩混杂带; II-1—措勤—申扎岩浆弧; II-2—隆格尔—念青唐古拉复合火山岩浆弧; II-3—拉达克—冈底斯—下察隅岩浆弧带; II-4—日喀则弧前盆地; III—仲巴地块; IV-1—拉轨岗日被动陆缘盆地; IV-2—北喜马拉雅碳酸盐台地; IV-3—高喜马拉雅基底杂岩带; IV-4—低喜马拉雅被动陆缘盆地

Fig. 1 Geological map of the Mapamylum geothermal field

I-1- Nagqu - Lhorong forearc basin; I-2- Nganglong Kangri - Bangor - Tengchong magmatic arc zone; I-3- Shiquanhe - Zainza - Jiali ophiolite melange; II-1- Cuoqin - Zainza magmatic arc; II-2-Long Geer - Nyainqentanglha complex volcanic magmatic arc; II-3- Ladakh - Gandise - lower Chayu magmatic arc belt; II-4-Xigaze forearc basin; III- Zhongba land mass; IV-1-Lhagoi Kangri passive margin basin; IV-2- North Himalayan carbonate platform; IV-3- High Himalaya base complex zone; IV-4- Lower Himalayan passive margin basin

4-b是一般土壤(不含喷气孔区)CO₂浓度,共20个点,图4-c为含有喷气孔的CO₂浓度,共6个点。图3显示,研究区内由于海拔高度比较高(约4630 m),其大气CO₂的浓度比较低,在200×10⁻⁶左右,一般土壤CO₂浓度在地表差异大,T1、T3、T19、T20超过1000×10⁻⁶,其中T1达到3000×10⁻⁶;CO₂浓度由地表到距地表90 cm逐渐降低,地表到距地面10 cm降低幅度最大,距地面10 cm到距地面40 cm降低幅度比较一致,距地面40 cm以上浓度基本没有什么变化;地表到距地面40 cm处,一般土壤CO₂浓度差异较大,到距地面40 cm高度以后,所有的一般性土壤区

域CO₂浓度基本相同,接近大气CO₂浓度。喷气孔区的土壤CO₂浓度较非喷气孔区大,距土壤面10 cm处最大值接近7000×10⁻⁶,最小值也大于2000×10⁻⁶,与一般土壤区域一样,含喷气孔区土壤CO₂浓度在距土壤面10 cm处最大,越到高处越小,但其浓度随深度变化梯度基本一致;同样,在距土壤面80 cm高处,含喷气孔区的CO₂浓度基本相同,均达到最低值,接近大气CO₂浓度200×10⁻⁶。

3.2 土壤CO₂扩散通量计算

在开放系统中,实际较难监测不同方向的低浓度气体扩散速率,而传统的方法在估算单位时间脱

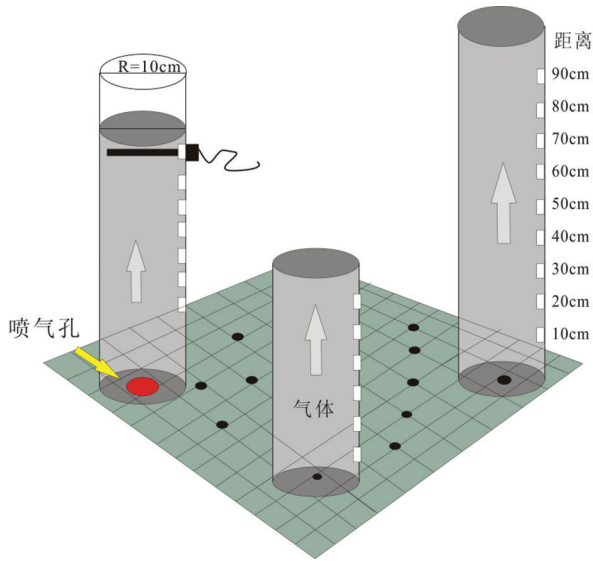


图2 野外土壤CO₂脱气监测示意图

Fig.2 Schematic diagram of the CO₂ from soil degassing and monitoring methods in fieldwork

气通量的过程中易忽略外部环境因子。本研究设计的PVC管法(图2)基于以下假设: (1)土壤CO₂脱气过程在特定的时间尺度上可看作为连续性脱气过程; (2)PVC管内CO₂浓度是一个多维函数,与土-气界面交换浓度、时间、大气CO₂背景值等有关,在稳态扩散条件下,浓度梯度将趋于稳定; (3)根据PVC管结构特性,在其管内任一平面,等浓度曲线为一同心圆。模式转变为“一维稳态模式”,可以直接运用Fick第一定律对土壤CO₂脱气进行评估。其公式为:

$$F = -D \frac{dc}{dx} \quad (1)$$

F 为扩散通量; D 为扩散系数; c 为组分浓度; x 为沿某方向的距离。

在玛旁雍热田曲普水热区一共测量了20个点,6个喷气孔,其中2个土壤监测点的数据波动较大,因而未采用。根据Fick第一定律(公式1)对研究区土壤和喷气孔CO₂脱气通量进行计算。其具体计算步骤如下:

(1)校准扩散系数

物质的分子扩散系数表示其扩散能力,是物质的基本物理性质之一。二元混合气体作为理想气体用分子动力理论可以得出其与温度和压强的关系,本文二元气体扩散系数的估算,采用富勒提出的公式计算:

$$D = \frac{0.0101T^{1.75} \sqrt{\frac{1}{M_A} + \frac{1}{M_B}}}{P[(\sum v_A)^{1/3} + (\sum v_B)^{1/3}]^2} \quad (2)$$

式中, D 为A、B二元气体的扩散系数, m²/s; P 为气体的总压, Pa; T 为气体的温度, K; M_A 、 M_B 为组分A、B的摩尔质量, kg/kmol; $\sum v_A$ 、 $\sum v_B$ 为组分A、B分子扩散体积, cm³/mol。

本研究是校准CO₂在空气中的扩散系数,因此取 $M_A = M_{\text{空气}} = 29$ kg/kmol, $M_B = M_{\text{CO}_2} = 44$ kg/kmol; $\sum V_A$ 为空气扩散体积取值26.9 cm³/mol, $\sum V_B$ 为CO₂扩散体积取值19.7 cm³/mol; 野外试验测得玛旁雍热田大气压约是 5.66×10^4 Pa, 气温是19℃。据式(2)计算得出研究区CO₂扩散系数(D)为 2.71×10^{-5} m²/s。

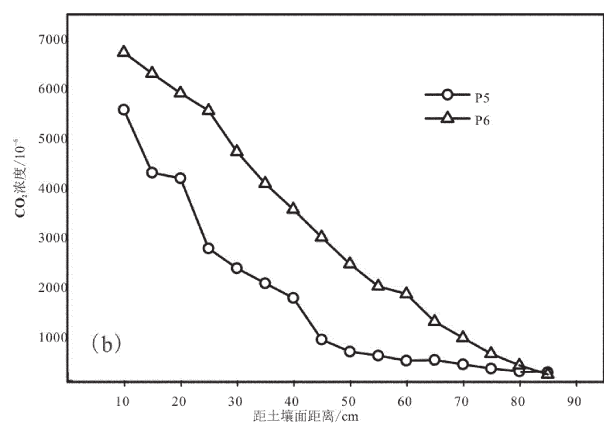
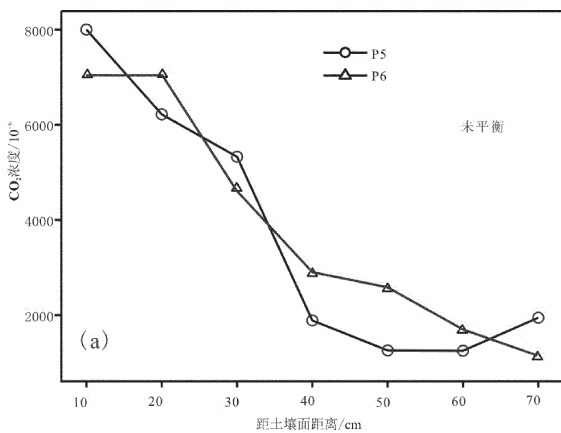


图3 玛旁雍热田喷气孔CO₂脱气平衡实验

Fig.3 CO₂ degassing from the gas vent in Mapamyum geothermal field

(2)根据Fick第一定律计算CO₂扩散通量

据监测数据分析,玛旁雍热田大气CO₂浓度在183×10⁻⁶~225×10⁻⁶,均值为207×10⁻⁶;区内一般土壤区域释放CO₂扩散梯度0~316×10⁻⁶/10cm,平均值为52×10⁻⁶/10cm;喷气孔的CO₂扩散梯度范围为118×10⁻⁶~432×10⁻⁶/cm²,均值为260×10⁻⁶/10cm,空间差异较大。

采用菲克第一定律计算土壤CO₂脱气通量,根据表1、表2计算结果为:玛旁雍热田土壤CO₂脱气通量为0.167~0.771 kg/(m²·a),均值为0.394 kg/(m²·a),喷气孔为2.054~7.877 kg/(m²·a),平均值为7.457 kg/(m²·a)。其中,喷气孔的CO₂脱气通量均值是土壤CO₂脱气通量均值的18.9倍,但其空间上差异较大,受土壤孔隙和构造裂隙约束;土壤的CO₂脱气通量在空间上也存在较大差异,从水热活动区中心向外减少。

研究表明,全球间歇期火山区土壤CO₂排放通量为0.001~2.25 Mt/(km²·a),平均值为0.233 Mt/(km²·a)^[32]。意大利Vulcano岛地热区土壤CO₂脱气通量平均约为0.598 Mt/(km²·a)^[33]。美国黄石国家公园温泉盆地内土壤CO₂排放通量为0.15 Mt/(km²·a)^[34]。日本Miyakejima火山区土壤CO₂排放通量约为0.101 Mt/(km²·a)^[35]。尼加拉瓜Cerro Negro火山区土壤CO₂排放通量约为1.76 Mt/(km²·a)^[36]。玛旁雍热田土壤CO₂通量与上述火山区的土壤脱气

通量相比显著更低。张宪洲^[37]对青藏高原高寒草原生态系统土壤CO₂排放及碳平衡进行了研究,得出高寒高原生态系统土壤CO₂排放通量是187.46 g/(m²·a)。玛旁雍热田区土壤CO₂脱气通量均值是高原草原土壤CO₂脱气通量的2.1倍,最高是3.82倍。综上所述,玛旁雍热田土壤CO₂通量比剧烈火山区的土壤CO₂脱气量显著更低,但比青藏高原高寒草原生态系统CO₂脱气量略大,与其他区地热区域土壤存在大量的CO₂脱气量的传统认识偏差较大。

3.3 土壤CO₂脱气机理探讨

地热系统的CO₂脱气过程受热水与围岩的水-岩作用约束,矿物饱和指数是矿物溶解能力的热力学指标,能反映水-岩作用演变趋势。利用PHREEQC软件,通过对玛旁雍热田热水的水化学指标的检测,计算出玛旁雍热田热水的矿物饱和指数和气体分压(表3)。由表3可知,泉水中硬石膏、石膏、SiO₂(a)、温石棉、盐岩、海泡石的矿物饱和指数(SI)<0,表明这些矿物在泉水中处于不饱和状态,其产生沉淀的可能性小;而大部分监测点地热水中文石、方解石、白云石、玉髓、石英的饱和指数(SI)>0,表明这些矿物在地热水中接近或处于饱和状态,其易产生沉淀。

在野外调研中发现在泉口、热水溪流湾处,热水湖岸边,有一定量的泉华沉积,主要是以硅华为

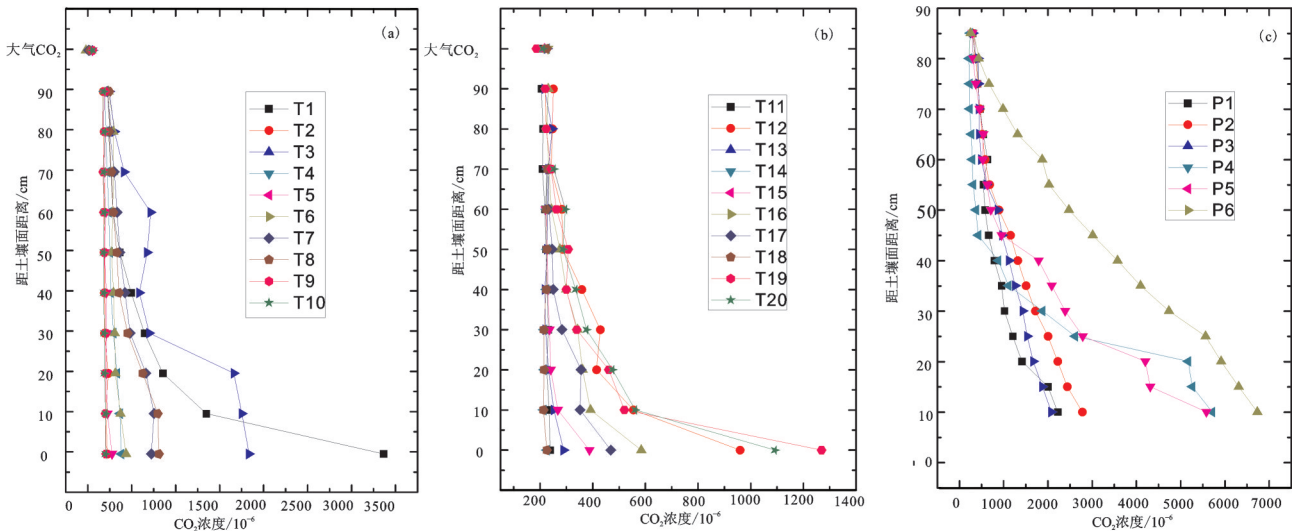


图4 研究区不同距土壤面距离CO₂浓度
Fig.4 Soil CO₂ concentrations at different depths in the study area

表1 一般土壤区距土壤面不同高度CO₂浓度/10⁻⁶(扩散梯度: 10⁻⁶/10cm)
Table 1 Concentrations of CO₂ at different heights from the soil surface

距离/cm	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	T8	T9	T10	T11	T12	T13	T14	T15	T16	T17	T18	T19	T20	平均值
0	3370	233	1842	389	284	442	731	818	216	209	238	959	289	225	387	584	469	225	1269	1092	714
10	1355	212	1761	372	231	380	761	803	208	211	234	554	252	213	267	391	352	213	520	561	493
20	861	241	1669	340	221	321	669	632	209	196	225	414	232	215	240	361	356	215	461	475	428
30	653	196	708	300	221	313	490	461	215	195	231	428	221	214	236	342	283	214	339	376	332
40	502	194	595	272	217	299	431	364	203	190	227	358	218	223	229	299	250	223	300	335	296
50	372	192	684	260	201	279	372	338	198	187	222	286	227	226	228	275	246	226	307	287	281
60	296	199	723	247	213	292	341	297	189	194	218	282	228	223	221	243	233	223	262	296	271
70	273	189	422	229	197	298	310	276	183	191	209	242	232	228	226	233	231	228	242	252	245
80	243	193	311	209	211	298	255	248	198	198	211	247	246		225			223		228	
90	227	183	254	195	203	245	231	252	205	191	205	250	217		231			220		224	
空气 CO ₂	208	187	212	183	184	255	225	206	183	183	196	218	226	225	217	230		225	186	210	207
扩散梯度	316	5	163	21	10	19	51	61	3	3	4	74	6	0	17	35	47	0	108	88	52

表2 含喷气孔区距土壤面不同高度CO₂浓度/10⁻⁶
(扩散梯度: 10⁻⁶/10cm)

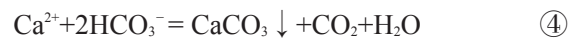
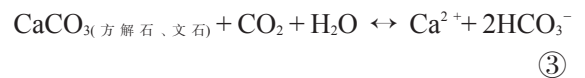
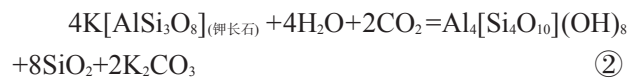
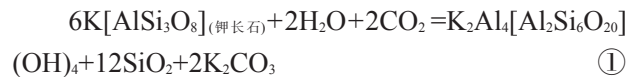
Table 2 Concentrations of CO₂ at different heights from the soil surface with jet hole

距离/cm	P1	P2	P3	P4	P5	P6	平均值
10	2218	2777	2080	5712	5581	6734	4184
15	1998	2435	1874	5261	4313	6313	3699
20	1412	2218	1669	5169	4202	5912	3430
25	1202	1998	1532	2612	2785	5561	2615
30	1016	1712	1428	1872	2390	4735	2192
35	951	1502	1258	1106	2083	4092	1832
40	789	1316	1120	874	1790	3572	1577
45	654	1151	966	422	950	3012	1193
50	575	889	867	369	708	2474	980
55	537	678	612	312	629	2022	798
60	635	575	493	286	524	1869	730
65	537	517	449	267	541	1312	604
70	463	463	440	231	452	986	506
75	406	406	433	225	367	667	417
80	374	374	420	218	312	431	355
85	297	297	306	238	289	251	280
扩散梯度	128	165	118	365	353	432	260

(10⁻⁶/10cm)

主。根据水化学数据估测该地热田热储温度为90℃~132℃, 地下热水通过裂隙管道等向上运移, 在此过程中与硅质围岩中的钾长石、钠长石及盖层

中碎屑沉积岩矿物等反应, 当矿物达到其饱和和沉淀指数时开始沉淀, 特别是在露出地表后, 温度压力急剧下降, 产生以玉髓、石英、长石类、高岭石、伊利石等矿物为主的泉华。而地热水中的K₂CO₃和Na₂CO₃由于热液中酸的作用下分解, 释放出大量的CO₂气体, 并部分以HCO₃⁻和CO₃²⁻的形式存在于温泉水中, 导致玛旁雍温泉水中HCO₃⁻和CO₃²⁻浓度偏高。研究区CO₂脱气则主要通过温泉、喷气孔和土壤面向外扩散, 但由于研究区发育碎屑岩沉积, 透水性差, 充当区内含水层的盖层, 因此该区的土壤CO₂脱气强度并不大。根据区域地质背景和水化学数据推测地热田CO₂脱气过程如下:



对玛旁雍热田地区的上升泉热泉进行水中无机碳的碳同位素和HCO₃⁻含量进行分析, 发现其HCO₃⁻含量介于500~700 mg/L, 其δ¹³C-PDB(‰)在-6‰~-1‰(图5), 由于温泉与白垩纪末至新近纪形成的尚未冷却的岩浆岩有关, 为裂缝型热储, 水来

表3 玛旁雍热田泉水的矿物饱和指数(n=15)
Table 1 Saturation indices of minerals in springs water (n=15)

指标	硬石膏	石膏	文石	方解石	白云石	玉髓	石英	SiO ₂ (a)	温石棉	海泡石	滑石	logPCO ₂
最小值	-3.88	-4.02	-1.28	-1.16	-1.85	0.01	0.26	-0.64	-6.91	-4.87	-1.68	-2.59
最大值	-2.64	-2.57	0.75	0.85	1.11	0.74	1.17	-0.09	5.55	1.37	9.96	-0.57
平均值	-3.09	-3.14	0.03	0.15	0.07	0.42	0.75	-0.32	-1.13	-1.43	3.78	-1.77
标准差	0.31	0.33	0.49	0.49	0.80	0.19	0.24	0.14	3.19	1.80	3.01	0.67

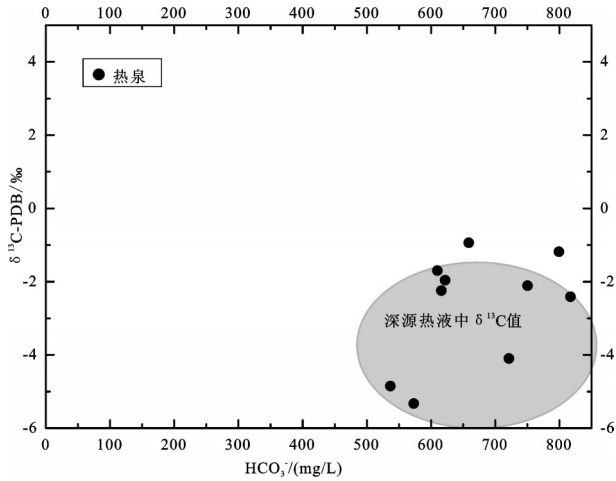


图5 热泉的HCO₃⁻与δ¹³C
Fig.5 HCO₃⁻ and δ¹³C of the geothermal springs

自于大气降水,对于这些岩浆岩,其碳同位素往往用原生金刚石和碳酸盐岩作为比对,认为其δ¹³C-PDB(‰)为-9‰~-2‰^[38],而变质产生的高温脱碳酸盐化可以使其δ¹³C-PDB(‰)增加3‰~-5‰^[39],因此,玛旁雍热田热泉水中的碳同位素值与其泉水的矿化饱和指数同样说明了此处地热变质作用强烈,从而造成了相对较高泉水中的HCO₃⁻中的δ¹³C-PDB(‰)值偏正。

玛旁雍热田位于冈底斯—念青唐古拉板片内,区内高地热异常显示均是受到冈底斯岩浆弧的控制,地热系统中的CO₂含量主要源于岩浆脱气以及与岩浆活有关的热液同围岩发生一系列蚀变反应的产物。研究区地热系统水循环系统可概述为:大

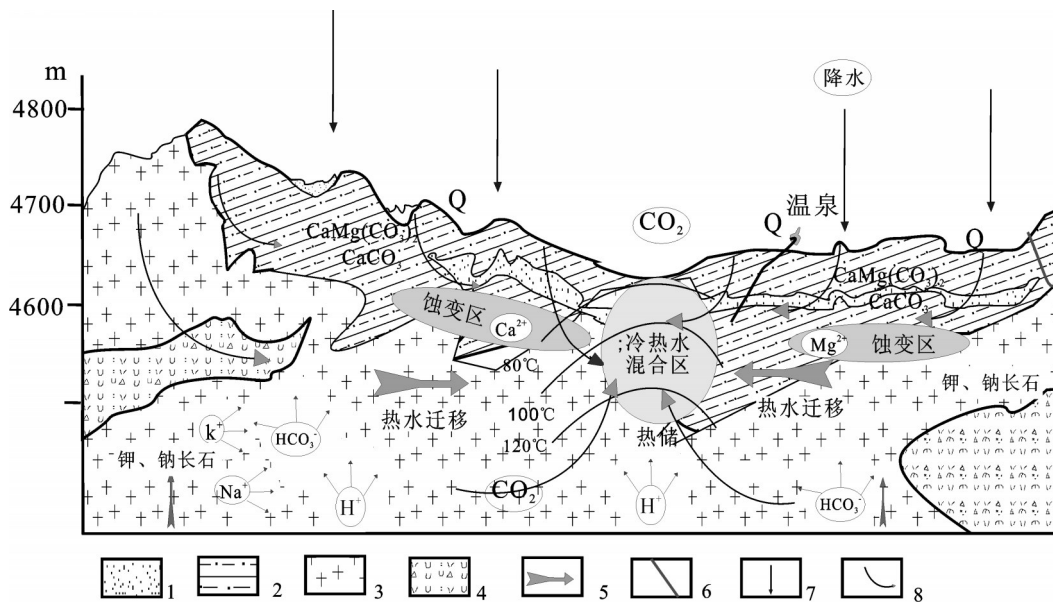


图6 地热系统概念模型示意图
1—第四系沉积物; 2—砂页岩互层; 3—花岗岩; 4—流纹质凝灰岩 5—热水运移方向; 6—断层; 7—大气降水; 8—入渗冷水运移方向
Fig.6 Schematic diagram of the geothermal system
1—Quaternary sediments; 2—Sandstone interbeds; 3—Granite; 4—Rhyolitic tuff; 5—Migration direction of hot water; 6—Fault; 7—Precipitation; 8—Migration direction of the infiltration cold water

气降水入渗补给→大气降水经历深循环后获得大地热流的加热→上升至地表以温泉的方式排泄。热水从深部向浅部运移过程中,伴随着以CO₂、N₂为主的脱气过程,图6为地热系统脱气过程的概念模型示意图。

4 结论与展望

(1)采取自行设计的PVC管测试法,基于菲克扩散定律对地热田区内土壤的CO₂脱气量进行了初步评估。结果表明:玛旁雍热田区土壤CO₂脱气通量为0.167~0.771 kg/(m²·a),均值为0.394 kg/(m²·a),喷气孔为2.054~7.877kg/(m²·a),平均值为7.457 kg/(m²·a)。与全球火山区土壤脱气量相比,其脱气通量显著更低,但比青藏高原高寒草原生态系统土壤CO₂排放量略大。

(2)地热系统中的CO₂含量主要源于岩浆脱气与与岩浆活动有关的热液同围岩发生一系列蚀变反应的产物。结合区域地质背景推测研究区地热系统化学过程主要涉及到钾长石、钙长石、盖层中碎屑沉积岩矿物等矿物的溶解与沉淀,地热水中的K₂CO₃和Na₂CO₃受热液中酸的作用分解,释放出CO₂气体。研究区发育碎屑岩沉积,透水性差,充当区内含水层的盖层,造成区内土壤CO₂的低脱气通量。

(3)地热系统脱气是一个复杂的过程,需要在今后的工作中深入研究CO₂脱气机理;同时,需要加强地热系统CO₂脱气的时间和空间变化特征研究,为青藏高原碳源的信度和不确定性研究提供更多的依据。

致谢:对西南石油大学伍坤宇同学辛勤的野外工作及审稿专家、编辑部杨艳老师对论文提出了宝贵修改意见,在此一并致以诚挚的谢意!

参考文献(References):

- [1] Walker J C G., Hayes P B, Kasting J F. A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of the Earth's surface temperature[J]. *J. Geophys. Res.*, 1981, 86: 9776-9782.
- [2] Oppo D. Millennial climate oscillations[J]. *Science*, 1997, 278: 1244-1246.
- [3] Wignall P B, Sun Y, Bond D, et al. Volcanism, mass extinction, and carbon isotope fluctuations in the Middle Permian of China [J]. *Science*, 2009, 324: 11-79.
- [4] 郭正府, 刘嘉麒. 火山气体的成分和总量研究[J]. *地学前缘*,

2002, 9(2): 359-364.

Guo Zhengfu, Liu Jiaqi. On compositions of volcanic gases erupted and total volatile loss[J]. *Earth Science Frontiers*, 2002, 9(2): 359-364 (in Chinese with English abstract).

- [5] Antonio C, Michele P, Pasquale M N. Mantle CO₂ degassing at Mt. Vulture volcano (Italy): Relationship between CO₂ outgassing of volcanoes and the time of their last eruption[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, 411: 268-280.
- [6] Etiope G, Klusman R W. Geologic emissions of methane to the atmosphere[J]. *Chemosphere*, 2002, 49: 777-789.
- [7] Derrill M. Kerrick, Ken Caldeira. Metamorphic CO₂ degassing from orogenic belts[J]. *Chemical Geology*, 1998, 145: 213-232.
- [8] Etiope G, Ciccoli P. Earth's degassing: A missing methane and propane source[J]. *Science*, 2009, 223: 323-478.
- [9] Chiodini G, Frondini F, Kerrick D M, et al. Quantification of deep CO₂ fluxes from central Italy: Examples of carbon balance for regional aquifers and of soil diffuse degassing[J]. *Chemical Geology*, 1999, 159: 205-222.
- [10] Horst K, Karin B, Jens S, et al. CO₂ discharge in an active, non-volcanic continental rift area (Czech Republic): Characterisation ($\delta^{13}\text{C}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$) and quantification of diffuse and vent CO₂ emissions[J]. *Chemical Geology*, 2013, 339: 71-83.
- [11] John A B, Mike J B, Albert G, et al. Himalayan metamorphic CO₂ fluxes: Quantitative constraints from hydrothermal springs [J]. *Earth and Planetary Science Letter*, 2008, 265: 616-629.
- [12] Li S Y, Lu X X, He M. Daily CO₂ partial pressure and CO₂ outgassing in the upper Yangtze River basin: A case study of the Longchuan River, China[J]. *Journal of Hydrology*, 2012, 141-150.
- [13] Mitra B K, Jonathan B M, Jin J. Transport of dissolved carbon and CO₂ degassing from a river system in a mixed silicate and carbonate catchment[J]. *Journal of Hydrology*, 2014, 513: 391-402.
- [14] Kerrick, D M. Present and past nonanthropogenic CO₂ degassing from the solid Earth[J]. *Rev. Geophys.*, 2001, 39: 564-585.
- [15] Frondini F, Caliro S, Cardellini C, et al. Carbon dioxide degassing from Tuscany and Northern Latium (Italy) [J]. *Global Planet. Change*, 2007, 61: 89-102.
- [16] Fre'de' rick G, Alain G. Soil gas measurements around the most recent volcanic system of metropolitan France (Lake Pavin, Massif Central) [J]. *C. R. Geoscience*, 2011, 343: 43-54.
- [17] Chiodini G, Cardellini C, Frondini F, et al. CO₂ degassing and energy release at Solfatara Volcano, Campi Flegrei, Italy[J]. *J. Geophys. Res.*, 2001, 106 (8) : 16213-16221.
- [18] Francesco F, Stefano C, Carlo C. Carbon dioxide degassing and thermal energy release in the Monte Amiata volcanic-geothermal area (Italy) [J]. *J. Geophys. Res.*, 2009, 569(24): 860-875.
- [19] Clinton R, Bruce C, Cynthia W, et al. Surface heat flow and CO₂ emissions within the Ohaaki hydrothermal field, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. [J]. *Appl. Geochem.*, 2012, 27: 223-239.
- [20] Blisnluk P M, Hacker B, Glodny J, et al. Normal faulting in central Tibet since at least 13. 5M yr ago [J]. *Nature*, 2001, 412: 628-632.

- [21] 刘小汉, 琚宜太, 韦利杰, 等. 再论雅鲁藏布江缝合带构造模型[J]. 中国科学(D辑), 2009, 39(4): 448-463.
Liu Xiaohan, Ju Yitai, Wei Lijie, et al. Again discussion on the structure model of Yarlung Zangbo suture zone[J]. Science in China(Series D), 2009, 39(4): 448-463 (in Chinese).
- [22] 崔军文, 张晓卫, 唐哲民. 青藏高原的构造分区及其边界的变形构造特征[J]. 中国地质, 2006(4): 256-268.
Cui Junwen, Zhang Xiaowei, Tang Zhemin. Tectonic divisions of the Qinghai-Tibet Plateau and structural characteristics of deformation on their boundaries[J]. Geology in China, 2006(4): 256-268(in Chinese with English abstract).
- [23] 佟伟, 廖志杰, 刘时彬, 等. 西藏温泉志[M]. 北京: 科学出版社, 2000: 1-300.
Tong Wei, Liao Zhijie, Liu Shibin, et al. Tibet Chi Spa[M]. Beijing: Science Press, 2000: 1-300(in Chinese).
- [24] 段志明, 李勇, 沈占武, 等. 青藏高原腹地温泉地区新生代生态环境演化与高原表面隆升过程分析[J]. 中国地质, 2007, (8): 688-697.
Duan Zhiming, Li Yong, Shen Zhanwu, et al. Analysis of the evolution of the Cenozoic ecological environment and process of plateau surface uplift in the Wenquan area in the interior of the Qinghai-Tibet Plateau[J]. Geology in China, 2007, (8): 688-697 (in Chinese with English abstract).
- [25] 吴钦. 西藏的地热资源[J]. 中国地质, 1985, (10): 32-33.
Wu Qin. The geothermal resource of Tibet[J]. Geology in China, 1985, (10): 32-33(in Chinese with English abstract).
- [26] Kerrick D M, Caldeira K. Metamorphic CO₂ degassing Gaudy Genozoic Paleoclimate[J]. GSA Today, 1994, 4(3): 23-36.
- [27] Jerome G, Albert G. Himalaya-Carbon Sink or Source? [J]. Science, 2008, 27(320): 1727-1728.
- [28] 何世春. 羊八井地热田水文地球化学特征[J]. 中国地质, 1983, (06): 19-21+8.
He Shichun. The Hydrogeochemistry characteristics of YBJ geothermal field[J]. Geology in China, 1983, 06: 19-21+8.
- [29] 赵平, 谢鄂军, 多吉, 等. 西藏地热气体的地球化学特征及其地质意义[J]. 岩石学报, 2002, 18 (4): 539-550.
Zhao Ping, Xie Ejun, Duo Ji, et al. Geochemical characteristics of geothermal gases and their geological implications in Tibet[J]. Acta Petrologica Sinica, 18(4): 539-550 (in Chinese with English abstract).
- [30] 侯增谦, 李振清. 印度大陆俯冲前缘的可能位置: 来自藏南和藏东活动热泉气体 He 同位素约束[J]. 地质学报, 2004, 78 (4): 482-493.
Hou Zengqian, Li Zhenqing. Possible location for underthrusting front of the indus continent: Constraints from helium isotope of the geothermal gas in southern Tibet and eastern Tibet[J]. Acta Geologica Sinica, 2004, 78 (4): 482- 493 (in Chinese with English abstract).
- [31] 沈立成, 伍坤宇, 肖琼, 等. 西藏地热异常区 CO₂ 脱气研究——以朗久和搭格架地热区为例[J]. 科学通报, 2011, 56(26): 2198-2208.
Shen Licheng, Wu Kunyu, Xiao Qiong, et al. Carbon dioxide degassing flux from two geothermal fields in Tibet, China[J]. Chinese Science Bull., 2011, 56(26): 2198-2208 (in Chinese).
- [32] 张茂亮, 郭正府, 成智慧, 等. 火山区温室气体排放研究进展[J]. 地球科学进展, 2011, 26 (12): 1235-1247.
Zhang Maoliang, Guo Zhengfu, Cheng Zhihui. et al. Advances of research on greenhouse gases degassing from volcanic fields[J]. Advances in Earth Sciences, 2011, 26 (12): 1235- 1247(in Chinese with English abstract).
- [33] Favara R, Giamanico S, Inguaggiato S, et al. Preliminary estimate of CO₂ output from Pantelleria Island volcano (Sicily, Italy) evidence of active mantle degassing[J]. Applied Geochemistry, 2001, 16: 883-894.
- [34] Werner C, Hurwitz S, Evans W C, et al. Volatile emissions and gas geochemistry of Hot Spring Basin, Yellowstone National Park, USA[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2008, 178(4): 751-762.
- [35] Hernandez P A, Salazar J M, Shimoike Y, et al. Diffuse emission of CO₂ from Miyakejima volcano, Japan [J]. Chemical Geology, 2001, 177: 175-185.
- [36] Salazar J M L, Hernfindez P A, Perez N M, et al. Diffuse emission of carbon dioxide from Cerro Negro volcano, Nicaragua, central America [J]. Geophysical Research Letters, 2001, 28(22): 4275-4278.
- [37] 张宪洲, 石培礼, 刘允芬, 等. 青藏高原高寒草原生态系统土壤 CO₂ 排放及其碳平衡[J]. 中国科学(D辑), 2004, 34 (增刊 II): 193-199.
Zhang Xianzhou, Shi Peili, Liu Yufen, et al. The soil CO₂ emission and carbon balance of alpine grassland in Qinghai-Tibet Plateau[J]. Science in China (Series D), 2004, 34(II): 193-199 (in Chinese).
- [38] Pineau F, Javory M, Bottinga Y. ¹³C/¹²C ratios of rocks and inclusions in popping rocks of the mid-Atlantic ridge and their bearing on the problem of isotopic composition of deep-seated carbon[J]. Earth and Planetary Science letters, 29: 413-421.
- [39] 柳少波, 王联魁, 张生. 热液(金矿)床中碳同位素矿源示踪综述和讨论[J]. 地质地球化学, 1996, (4): 21-24.
Liu Shaobo, Wang Liankui, Zhang Sheng. Reviewed and discussed with the carbon isotope of mineral resources tracer in hydrothermal (Gold) bed[J]. Geological and Geochemical, 1996, (4): 21-24 (in Chinese with English abstract).