

湿润亚热带典型白云岩流域不同土地利用下的 试片溶蚀速率及岩溶碳汇

闫伟¹, 曾成^{2,*}, 肖时珍^{1,*}, 蓝家程¹, 代林玉¹, 邵治钦¹,
何江湖¹, 何春², 狄永宁¹

(1. 贵州师范大学喀斯特研究院/国家喀斯特石漠化防治工程技术研究中心, 贵阳 550001;

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 550081)

摘要: 土地利用对石灰岩溶蚀速率的影响已有较多研究报道, 但白云岩溶蚀速率对于土地利用的响应研究却罕见相关报道。因此, 探究不同土地利用对白云岩溶蚀速率的影响具有一定的意义, 并可评估白云岩地区的岩溶碳汇效应积累基础数据。本文以湿润亚热带典型白云岩小流域——贵州施秉黄洲河白云岩小流域为研究区, 利用白云岩溶蚀试片对流域内不同土地利用下的白云岩溶蚀速率及其影响因素进行了研究。结果表明: 不同土地利用条件下白云岩试片溶蚀速率的大小为旱地(4.25 mg/(cm²·a)) > 林地(1.01 mg/(cm²·a)) > 水田(0.14 mg/(cm²·a)); 白云岩试片溶蚀速率随土壤有机质含量增加、土壤 pH 值减少而增大; 但其与土壤 CO₂ 浓度呈相反的变化趋势; 土壤含水量、容重对溶蚀速率的影响不大。由白云岩试片的溶蚀速率估算该白云岩流域的岩溶碳汇总量为 351.70 tCO₂/a, 岩溶碳汇通量为 7.31 tCO₂/(km²·a), 与前人利用水化学径流法计算相比明显较小。与以往在石灰岩区使用溶蚀试片法和水化学径流法计算的岩溶碳汇强度差异大致相同。

关键词: 白云岩流域; 溶蚀试片; 溶蚀速率; 岩溶碳汇; 土地利用; 施秉

中图分类号: P642.25 文献标识码: A 文章编号: 1672-9250(2021)05-0529-10 doi: 10.14050/j.cnki.1672-9250.2021.49.037

碳酸盐岩分布区的成土母岩被溶蚀后残留酸不溶物, 为土壤形成奠定了重要的物质基础, 因此, 碳酸盐岩的溶蚀速率在一定程度上决定了岩溶区土壤形成的速率。碳酸盐岩的溶蚀速率受多种因素的影响, 前人已对这一问题开展了较多的研究。例如, 在北方岩溶区, 利用标准溶蚀试片法研究不同植被下的土壤溶蚀速率为林地 > 灌丛 > 草地, 其影响因素主要为土壤有机碳、无机碳和土壤含水量, 而土壤 CO₂ 浓度的影响较小^[1]。同时, 又用相同方法计算了岩溶泉域的碳汇强度^[2], 表明利用标准溶蚀试片法计算的碳汇强度仅为水化学径流法的 1/5。中国西南岩溶连片分布区是世界上岩溶最为发育的地区之一, 有关不同土地利用对岩溶溶蚀速率及其岩溶碳汇影响的研究多集中于此区域。较为代表性的研究有: 对板寨地下河流域岩溶森林水文特征及

其溶蚀速率进行研究, 表明不同土地利用下不同深度土壤溶蚀速率为底层 > 表层, 不同季节溶蚀速率为雨季 > 旱季^[3]; 对重庆中梁山不同土地利用下的试片溶蚀速率及其影响因素研究, 表明不同土地利用下土壤环境不同, 进而影响不同层次的岩溶作用^[4]; 对重庆金佛山不同植被类型区雨季溶蚀速率及其影响因素研究, 表明溶蚀量和土壤有机质含量、浓度、土壤含水量和土壤孔隙度呈正相关, 与土壤 pH 呈负相关^[5]。还有许多学者在陈旗泉^[6]、金佛山^[7-8]、青木关^[9-10]、桂林^[11]、湖南大龙洞^[12] 等中国西南典型岩溶区的溶蚀速率及其影响因素开展了相关研究, 其中部分学者还研究了它们的岩溶碳汇效应。综合以往的研究发现, 不同土地利用下的溶蚀速率, 一般为林地最大, 耕地次之, 夏半年大于冬半年。影响因素主要为土壤有机质、土壤 pH、土

收稿日期: 2020-08-08; 改回日期: 2020-12-30

基金项目: 国家自然科学基金(41673129); 国家重点研发计划项目子课题(2016YFC0502606-01); 贵州师范大学资助博士科研项目(CZNUD[2017]12号)。

第一作者简介: 闫伟(1993-), 男, 硕士研究生, 主要研究方向为石漠化防治和水土流失治理。E-mail: 1358467309@qq.com.

* 通讯作者: 曾成(1979-), 男, 博士, 副研究员, 主要研究方向为岩溶水文地质。E-mail: zechampion@163.com.

肖时珍(1981-), 女, 博士, 教授, 主要研究方向为地理学与遗产学。E-mail: 349871690@qq.com.

壤水、土壤 CO_2 浓度等。

此外,前人研究发现不仅气候变化能显著影响岩溶作用及其碳汇强度^[13],而且人类活动特别是土地利用对它的干扰也十分明显。已有研究表明:从耕地或灌丛演化到次生林地,岩溶碳汇通量可提高 $5.71 \sim 7.02 \text{ t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$,若演化到原始林地则达 $24.86 \sim 26.17 \text{ t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ ^[14];岩溶流域的石漠化治理、植被恢复与土地利用方式调整可显著促进岩溶作用,具有增汇潜能^[15]。土地利用主要是通过影响水循环和土壤 CO_2 直接影响岩溶碳汇强度^[13,16],它是人类调控岩溶碳汇的重要途径,因而具有重要的研究意义。然而,目前这些岩溶碳汇与土地利用关系的定量研究大多在石灰岩地区开展,而对于纯白云岩流域的相关研究却罕见报道。

中国白云岩、白云岩-石灰岩互层约占碳酸盐岩分布面积的 25.66%;白云石的理论计算溶解度要比方解石的高出 20%~30%^[17],加上白云岩流域具有的流域水化学稳态行为^[18],因此白云岩地区的岩溶水中仍可具有较高浓度的溶解无机碳。从上述白云岩的溶解度和分布面积两方面来看,白云岩的岩溶碳汇贡献不可忽视,对典型白云岩流域岩溶碳汇通量的研究意义重大。为此,本文选择中国西南典型湿润亚热带白云岩流域(贵州施秉黄洲河白云岩小流域)作为研究区,利用白云岩溶蚀试片法研究不同土地利用下的溶蚀速率及其影响因素,分析白云岩分布区的岩溶碳汇效应;初探白云岩流域的岩溶碳汇特征及其与石灰岩流域的差异,以期为进一步的岩溶碳汇精确评估提供原始数据积累。

1 研究区概况

研究区位于贵州省中东部施秉白云岩世界自然遗产地黄洲河流域(图1),地理坐标为东经 $108^\circ 5'4'' \sim 108^\circ 13'35''$,北纬 $27^\circ 5'56'' \sim 27^\circ 11'5''$,流域面积约为 49.19 km^2 。研究区整体处于贵州高原向湘西丘陵的过渡地带,东北高、西南低,平均海拔约 900 m。区内黄洲河侵蚀强烈,地形较为破碎,上游区多为坡耕地,坡度约为 $10^\circ \sim 30^\circ$,下游则由于河流深切而形成岩溶峡谷地貌。研究区绝大部分出露白云岩,其地层岩性主要为寒武系娄山关组和石冷水组白云岩,产状平缓、裂隙构造极为发育,岩石较为破碎^[19],无岩石裸露且土被连续。气候类型为亚热带湿润性季风气候,冬无严寒、夏无酷暑、全年温暖湿润,年均气温 16°C 。年均降水量约 1 200 mm,

主要集中在 4~10 月,约占全年降水量的 70%。区内植被覆盖率较高,发育和保存有大面积的原生林和次生林,主要树种为杉木,兼有低矮灌木。土地利用类型主要为林地、旱地、水田,兼有少量水域及建设用地(图2)。整体土壤厚度大多在 20~70 cm,其中山间谷地耕地土壤厚度大于 1 m。根据查阅资料和野外调查显示本区林地面积 37.07 km^2 ,旱地面积 8.96 km^2 ,水田面积 2.08 km^2 ,建设用地面积 0.95 km^2 ,河流及水域面积 0.10 km^2 ,其他未利用地面积 0.03 km^2 。分别占流域总面积的 75.36%、18.22%、4.24%、1.94%、0.19%、0.05%(表1)。

根据研究区土地利用整体状况,林地、旱地、水田三种土地利用类型的面积占全流域面积的 97.82%,所以选取占比较大的林地、旱地和水田作为研究对象,研究样点的基本情况如表 2 所示。

2 研究方法

2.1 溶蚀试片法

溶蚀速率的估算方法采用溶蚀试片法,该方法是由袁道先院士等^[22]在上世纪八十年代从国外引进,用于观测不同土地利用下的溶蚀差异。由于研究区为白云岩小流域,出露地层的岩性为纯质白云岩,为了更好地反映当地的岩溶作用强度,我们采用本地白云岩溶蚀试片来测量溶蚀速率,并计算岩溶碳汇强度。我们选取研究区寒武系石冷水组白云岩岩块,钻孔后将岩心切片,并磨制成直径 40 mm、厚 3 mm 的白云岩溶蚀试片。于 2018 年 5 月按相同土壤层埋入,旱地和水田试片均埋放在犁底层下方的生土层,以保证试片免受上部耕作的影响;由于林地不是耕作土壤,所以埋放在相对应的土壤母质层中。林地土壤厚度较浅,试片埋藏深度约为 10 cm,旱地试片平均埋深约为 60 cm,水田则深约为 46 cm。2019 年 5 月统一取出,为期一年。每种土地利用类型选取样点一个,并埋放试片 6 组,总计 18 片用于测定 3 种不同土地利用土下的溶蚀速率。在第二年取出时,由于野外工作的不可控因素,旱地和水田研究样地有试片遗失,林地则均找回所有试片。即取出林地 6 片,旱地 5 片,水田 3 片,总计取出 14 片岩溶试片。

在试片埋放前,先将其用纯净水洗净,然后用烘箱烘烤称重两次取平均值记录下初始重量 W_1 。试片取出后统一用纯净水洗净后自然风干,再放入烘箱用 105°C 的温度烘烤 24 h。然后取出称重,后

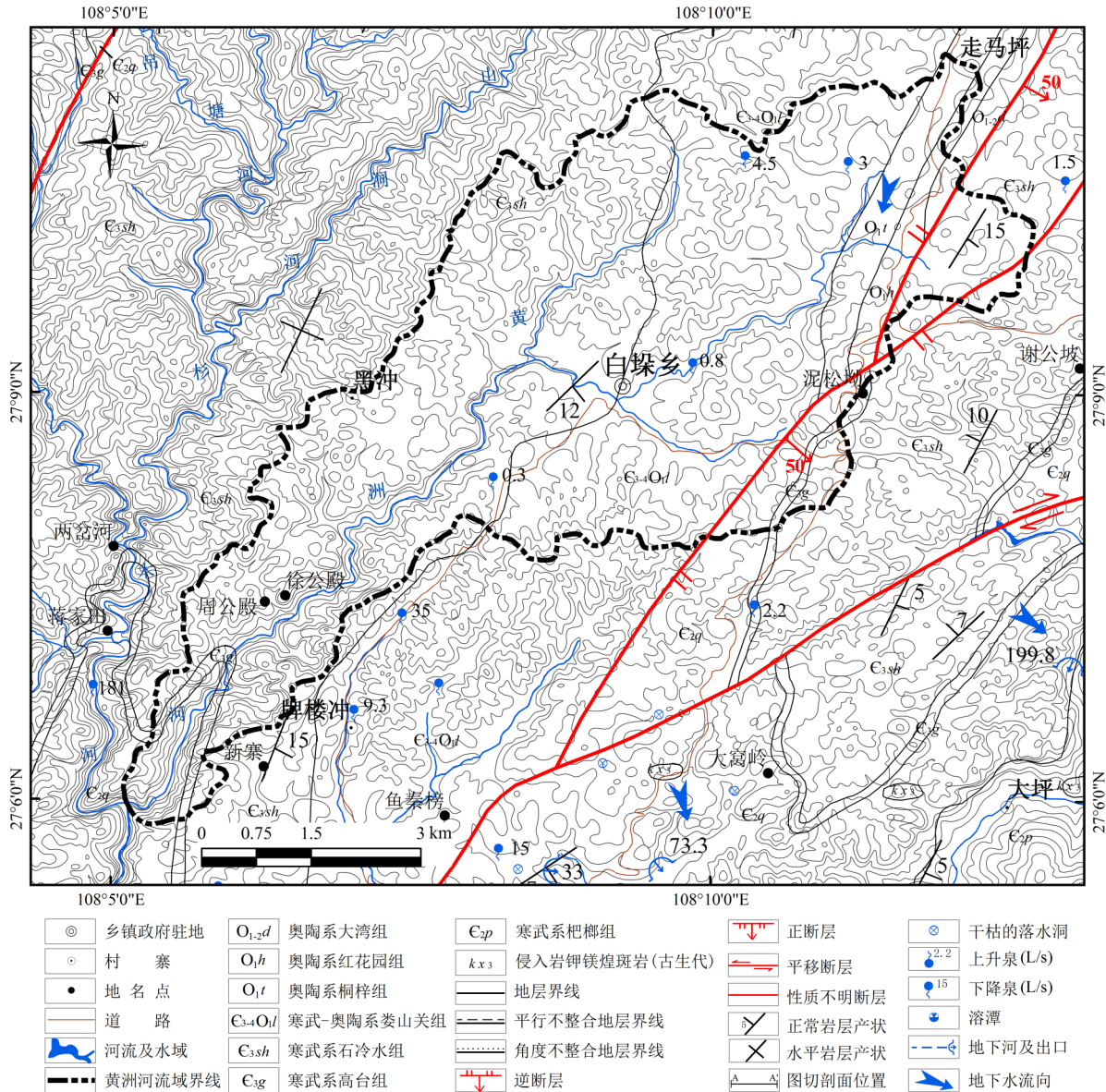


图 1 黄洲河流域水文地质图(据文献[20-21])

Fig.1 Hydrogeological map of the Huangzhou River Basin(from ref. [20-21])

再放入烘箱烘烤 3 h 再称重,取两次称重的平均值 W₂ 来计算溶蚀速率。计算公式如下:

$$ER = (W_1 - W_2) \times 10^3 \times 360 / (T \times S) \quad (1)$$

式中,ER 为单位面积溶蚀量,即溶蚀速率(mg/(cm²·a));W₁ 为试片初始重量(g);W₂ 为试片取回后烘干重量(g);(W₁-W₂) 为埋放时间内试片重量差(g);T 为埋放天数(d);S 为试片表面积(约 28.91 cm²)。

2.2 土壤 CO₂ 浓度及土壤理化性质测定的方法

土壤 CO₂ 浓度的测量使用直径 50 mm 的白色 PC 管插入与埋放试片相同的深度,每月使用维萨拉

(VAISALA)-CO₂ 测试仪进行测量,精度为 1×10⁻⁶,监测时长与试片埋藏同期。

土壤容重的计算使用容重环刀法,含水量使用烘干称重法^[23],渗透系数的测定采用双环试验法^[24],土壤 pH 值采用电极电位法,土壤有机质采用重铬酸钾氧化-外加加热法^[25]进行测定。

2.3 岩溶碳汇总量及碳汇强度计算

利用试片溶蚀速率及以下公式^[26]来计算白云岩区不同土地利用下的岩溶碳汇强度及碳汇量。

$$F = E \times R \times 2M_1 / M_2 \times 10 \quad (2)$$

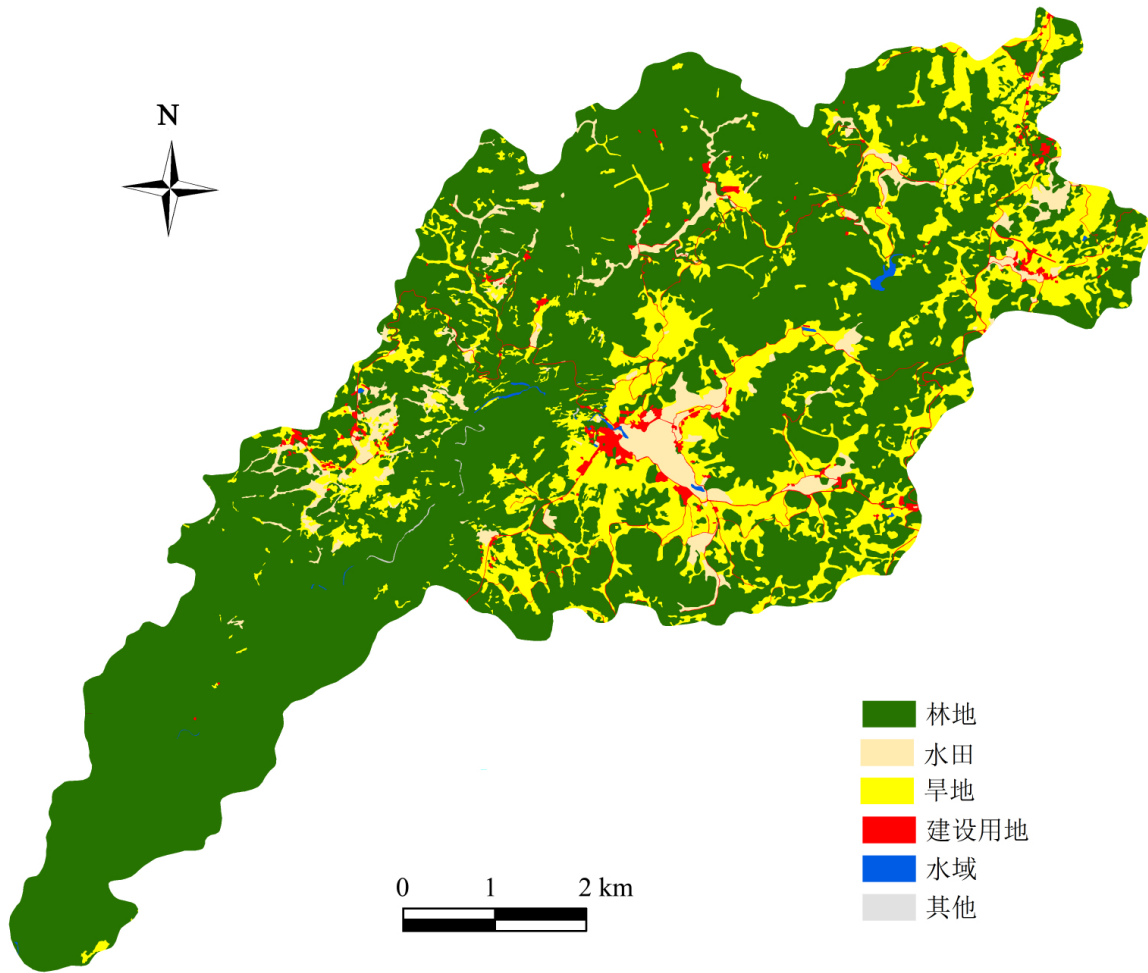


图2 黄洲河流域土地利用图

Fig.2 Land use map of the Huangzhou River Basin

表1 2019年流域内不同土地利用面积与占比

Table 1 The area and proportion of different land use in the basin of 2019

土地利用	林地	旱地	水田	建设用地	水域	其他	总计
面积/km ²	37.07	8.96	2.08	0.95	0.10	0.03	49.19
百分比/%	75.36	18.22	4.24	1.94	0.19	0.05	100

表2 不同土地利用类型样地基本信息

Table 2 Basic information of different land use types

土地利用类型	平均海拔/m	平均坡度/°	植被覆盖度/%	土地利用基本情况
林地	967	23	90	主要为杉树、朴树 伴有夹蓬等少量灌木
旱地	989	15	30~40	主要种植辣椒 少量茄子、伴有杂草
水田	945	5~10	70~80	常年种植水稻 至少种植 20~30年

式中, F 为碳汇强度, 单位为 $(\text{tCO}_2 / (\text{km}^2 \cdot \text{a}))$; E 为岩石试片的溶蚀速度, 单位为 $(\text{mg} / (\text{cm}^2 \cdot \text{a}))$; R 为岩石试片的碳酸盐岩纯度为 0.97; M_1 为 CO_2 的分子量为 44; M_2 为 $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ 的分子

量为 184。

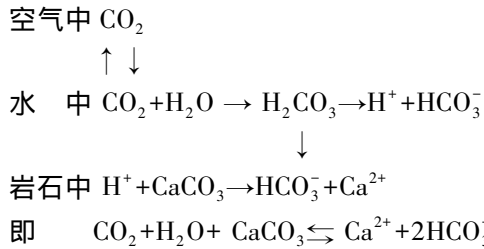
式中, Q 为碳汇量, 单位为 $(\text{tCO}_2 / \text{a})$; S 为不同土地利用类型面积, 单位为 (km^2) 。

3 结果与分析

3.1 不同土地利用下土壤环境值

3.1.1 不同土地利用下土壤含水量、容重、渗透系数

溶蚀作用的本质是 CO₂ 溶于水,电离出 H⁺, H⁺ 与岩石中的 CO₃²⁻ 结合形成 HCO₃⁻ 分离出阳离子 (Ca²⁺、Mg²⁺),从而使岩石溶于水。其作用过程^[27]如下:



由上述反应式可知,水和岩石是溶蚀作用发生的物质基础。土壤含水量、容重及渗透系数反映了土壤保水能力以及导水能力的大小。以往研究表明,不同土地利用下土壤的含水量和容重存在差异^[28]。由表 3 可知,不同土地利用土壤含水量为水田>林地>旱地,土壤容重为水田>旱地>林地。林地比旱地有较强的保水能力,所以含水量较大。耕地相较林地而言在犁底层下部土壤致密,孔隙度较小,即容重较大。林地土壤中含有较多树根和腐殖质,土壤容重较小。水田土壤较致密,容重较大。

不同土地利用下土壤渗透系数存在差异,由表 3 可知不同土地利用下土壤渗透系数为水田>林地>旱地。水田大于旱地可能是因为水田犁底层的土壤板结程度大于旱地,水流在水田的土层中会沿着土壤裂隙流动,在水流流过水田土层后流速加快从而渗透大于旱地。相较于旱地,林地土壤中有较多枯枝落叶夹杂存在,土层较疏松,土壤孔隙度较大,所以林地的渗透系数大于旱地。

3.1.2 不同土地利用下土壤有机质、土壤 pH

由表 3 所示,白云岩区有机质含量为林地>旱地>水田。土壤有机质含量主要受植物的枯枝落叶、土壤微生物和植物根系的呼吸作用等因素影响^[4]。土壤有机质是土壤的重要组成部分,能够反

映土壤肥力,本身含量较少,但在很大程度上影响了土壤理化性质^[29]。在研究区中,林地的枯枝落叶层厚度约为 5~8 cm,旱地和水田由于人工耕作几乎不存在枯枝落叶层。林地土壤深度较浅又存在腐殖质层,所以林地的土壤有机质含量最高。旱地的土壤厚度大于水田,旱地和水田的取土层相同,都在犁底层下部的生土层。在取土层,旱地样地中存在一些植物根系而水田中不存在,说明在取土层中旱地受到植物根系的影响而水田则没有,所以旱地的土壤有机质大于水田。

白云岩不同土地利用下土壤 pH 含量为水田>林地>旱地。土壤 pH 在不同土地利用下的不同变化和土壤中植物根系分泌的有机酸、土壤动物的活动和枯枝落叶厚度有关。林地土壤中含有较多的有机质,分泌出较多的有机酸,从而使土壤的酸性增强,土壤的 pH 较低。然而林地土层较薄,土质疏松,土壤容重较小,孔隙度较高,土壤渗透性较高,与大气中水分、气体等交换频繁,极易受到外部影响,所以酸碱度呈中性。旱地土壤存在植物根系,易分泌有机酸,土壤含水量较少,渗透系数较小,不易与外部进行水分、气体等交换,所以土壤酸度较高,土壤 pH 较低。水田土壤中有有机质含量最低,又无根系存在,与外界水分气体交换极弱,即土壤酸性最低,土壤 pH 最高。

3.1.3 不同土地利用下土壤 CO₂ 浓度

由表 3 所示,土壤 CO₂ 浓度在不同土地利用下存在差异。剔除在监测过程中的异常值,取一年中土壤 CO₂ 浓度变化平均值进行比较,发现白云岩区水田>林地>旱地。其中水田土壤 CO₂ 浓度冬季最高、春季最低,旱地和林地则为夏季最高、冬季最低。

土壤中的 CO₂ 主要来源于土壤呼吸、土壤中有有机质的分解等。林地土壤中含有较多有机质,有机质分解产生较多 CO₂,CO₂ 富集从而使土壤 CO₂ 浓度较高。由于旱地土壤中的有机质较少,土壤呼吸及与外界空气交换也较少,所以旱地土壤 CO₂ 浓度较低。三种土地利用类型中,水田的土壤 CO₂ 浓度最高,主要是因为我们监测的位置位于水田犁底层下部的生土层。由于上部长时间耕作,使犁底层土

表 3 不同土地利用下的土壤环境值

Table 3 Soil environmental values under different land uses

土地利用类型	试片埋藏平均深度/cm	土壤有机质/(g/kg)	渗透系数/(K ₁₀)	容重/(g/cm ³)	含水量/%	pH	CO ₂ /μmol/m ²
林地	10	45.99	0.012 5	0.878 9	27.14	7.00	8 814
旱地	60	7.23	0.006 8	1.177 5	25.62	5.04	5 893
水田	46	6.54	0.018 2	1.277 3	27.16	7.90	22 569

壤发生压实板结,下层土壤呼吸作用而产生的 CO_2 富集在下部不能排出地面,使得土壤中的 CO_2 浓度增加,最终大于林地和旱地。

3.2 不同土地利用下试片溶蚀速率

不同土地利用下试片溶蚀量如表 4、图 3 所示。由表 4 可知,旱地的溶蚀速率最大、水田的溶蚀速率最小,分别为 $4.25 \text{ mg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$ 和 $0.14 \text{ mg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$,试片平均溶蚀速率为旱地>林地>水田。试片最大溶蚀量是最小溶蚀量的 42.1 倍,分析可知不同土地利用类型的试片溶蚀量和溶蚀速率均存在差异。

3.3 不同土地利用的岩溶碳汇强度

根据已有的试片溶蚀速率(林地 $1.01 \text{ mg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$ 、旱地 $4.25 \text{ mg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$ 、水田 $0.14 \text{ mg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$) 计算得出各土地利用类型总的岩溶碳汇强度和碳汇量如表 5 所示。估算出全流域内白云岩的岩溶碳汇总量为 $351.70 \text{ tCO}_2/\text{a}$,流域尺度上的岩溶碳汇强度为 $7.31 \text{ tCO}_2/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ 。与前人利用水化学径流法计算得出的 $57.58 \text{ tCO}_2/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ [30] 相比明显较小。

4 讨论

4.1 不同土壤环境值对试片溶蚀速率的影响

4.1.1 土壤含水量、容重、渗透系数对溶蚀速率的影响

土壤水是产生土下溶蚀作用的必要条件。在本研究中不同土地利用下土壤水与溶蚀速率、土壤容重与溶蚀速率的变化关系不一致,因此在白云岩区土壤含水量和容重对溶蚀速率的影响可能不占主导地位,推测可能存在其他的主控因素。

林地溶蚀速率随渗透系数增加而增加,呈相同变化趋势;旱地溶蚀速率随渗透增加而减小,呈相反的变化趋势;水田渗透系数与溶蚀速率又呈相反的关系。因此,渗透系数可能对于溶蚀速率的影响较小。

4.1.2 土壤有机质、土壤 pH 值对溶蚀速率的影响

由表 4、图 4 可知,白云岩区除土壤厚度较薄的林地外,旱地和水田的土壤有机质与土壤 pH 呈相反的变化趋势,即土壤有机质越高土壤 pH 越低。这说明试片溶蚀速率在一定程度上受到土壤有机质和土壤 pH 的共同影响,并且具有较大影响。旱地土壤有机质含量最高、土壤 pH 最小,试片溶蚀速率反而最大;水田有机质含量最低,土壤 pH 最高,土壤呈弱碱性,试片溶蚀速率在三种土地利用类型中也最低。这说明随着土壤有机质含量增加、土壤 pH 减少,溶蚀速率越大 [31],白云岩溶蚀试片在酸性条件下溶蚀作用更容易发生,这与石灰岩区的影响规律相同。

4.1.3 土壤 CO_2 浓度对溶蚀速率的影响

由图 5 可知,在湿润亚热带白云岩区溶蚀速率随土壤 CO_2 浓度增加而不断减小,即土壤 CO_2 浓度与溶蚀速率呈相反的变化趋势。这可能与本研究试片都埋放在生土层(母质层)有关,本土层溶蚀作用受到耕作和其他外部条件影响较小。在试片溶蚀过程中,土壤 CO_2 溶于水参与溶解反应,试片溶蚀速率越大,吸收的 CO_2 就越多,则剩余的土壤 CO_2 浓度越低,而本研究监测的土壤 CO_2 浓度刚好为反应后剩余的土壤 CO_2 浓度,所以测得土壤 CO_2 浓度与溶蚀速率呈相反的变化趋势。

表 4 不同土地利用类型溶蚀量

Table 4 Dissolution amount of different land use types

不同土地利用类型	样品点位	试片埋藏深度/cm	溶蚀量/g	平均溶蚀量/g	变异系数/%	溶蚀速率/ ($\text{mg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$)	平均溶蚀速率/ ($\text{mg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$)
林地	1	10	0.068 1	0.029 3	1.046 8	2.36	1.01
	2	10	0.006 9			0.24	
	3	10	0.038 2			1.32	
	4	10	0.042 2			1.46	
	5	10	0.008 8			0.30	
	6	10	0.011 4			0.39	
旱地	1	55	0.077 1	0.122 9	0.418 4	2.67	4.25
	2	54	0.093 4			3.23	
	3	60	0.102 9			3.56	
	4	60	0.222 1			7.68	
水田	1	50	0.007 0	0.004 0	0.607 3	0.24	0.14
	2	41	0.001 0			0.03	
	3	47	0.004 0			0.14	

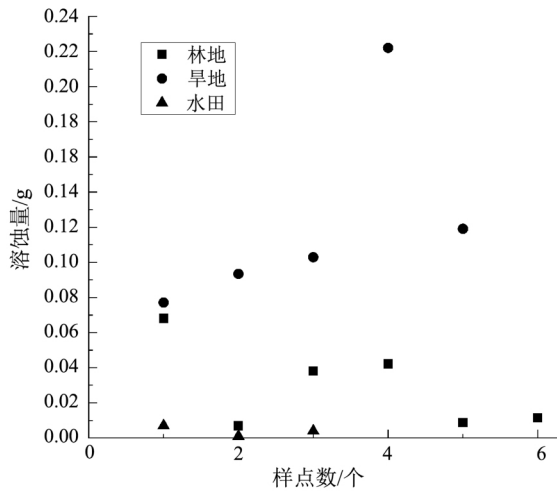


图 3 不同土地利用类型样点与溶蚀量的关系

Fig.3 The relationship between sample points of different land use types and dissolution amount

表 5 不同土地利用类型下的碳汇量

Table 5 Carbon sinks under different land use types

土地利用类型	林地	旱地	水田	总计
面积/km ²	37.07	8.96	2.08	48.11
试片溶蚀速率/(mg/(cm ² ·a))	1.01	4.25	0.14	—
岩溶碳汇强度/(tCO ₂ /(km ² ·a))	4.69	19.72	0.65	—
岩溶碳汇总量/(tCO ₂ /a)	173.69	176.66	1.35	351.70

经研究,白云岩本身比石灰岩溶解速率慢,但最终溶蚀量却大于石灰岩^[30]。而本研究位于几乎不受外界干扰的生土层(母质层),因此,旱地土壤CO₂被大量吸收用于试片的溶解,试片溶蚀速率较大,溶解反应吸收的CO₂量最大,反而剩余的土壤

CO₂浓度较少,本研究监测到的吸收后剩余土壤CO₂浓度较小。水田土壤CO₂浓度、土壤含水量和土壤容重在三种土地利用类型中都最大,土壤有机质含量最小而土壤pH最大、土壤呈弱碱性,试片溶解速率最小,推测可能与水田土壤环境呈弱碱性有关。土壤中缺乏植物根系也不存在植物腐殖质,则在土壤中有机质较少,无法生成有机酸,土壤pH较高因而呈弱碱性。水田在春季种植水稻后一直处于灌水状态,水稻根系呼吸作用而产生CO₂,由于土壤处于水分过饱和状态,根系呼吸作用形成的CO₂不能排出土壤进入到空气中,土层较浅,下层土壤孔隙较大,试片溶蚀速率较小,没有被大量吸收,剩余的CO₂富集在下层土壤中。从上层植物根系沿土壤裂隙流下来的水分已经吸收了上层土壤CO₂而处于饱和状态,在本层不再吸收CO₂,不会导致本层CO₂量的消耗。由于整个环境处于无外界干扰状态,又白云岩试片本身溶解量就少,即在这种弱碱性环境中溶解速率最小。林地和旱地溶解速率较大主要是受土壤有机质和土壤pH影响,土壤有机质分泌有机酸使土壤pH变小,溶蚀速率变大,说明土壤环境越酸,溶蚀更容易发生,即土壤有机质含量和土壤pH对于溶蚀作用的影响较大。

4.2 白云岩试片溶蚀速率及其影响因素特征

在本研究中,白云岩试片溶蚀速率为旱地>林地>水田,主要影响因素为土壤有机质和土壤pH,这与章程^[32]等在广西的研究结果类似。土壤CO₂也是岩溶作用的重要影响因素^[33-34],土壤CO₂浓度

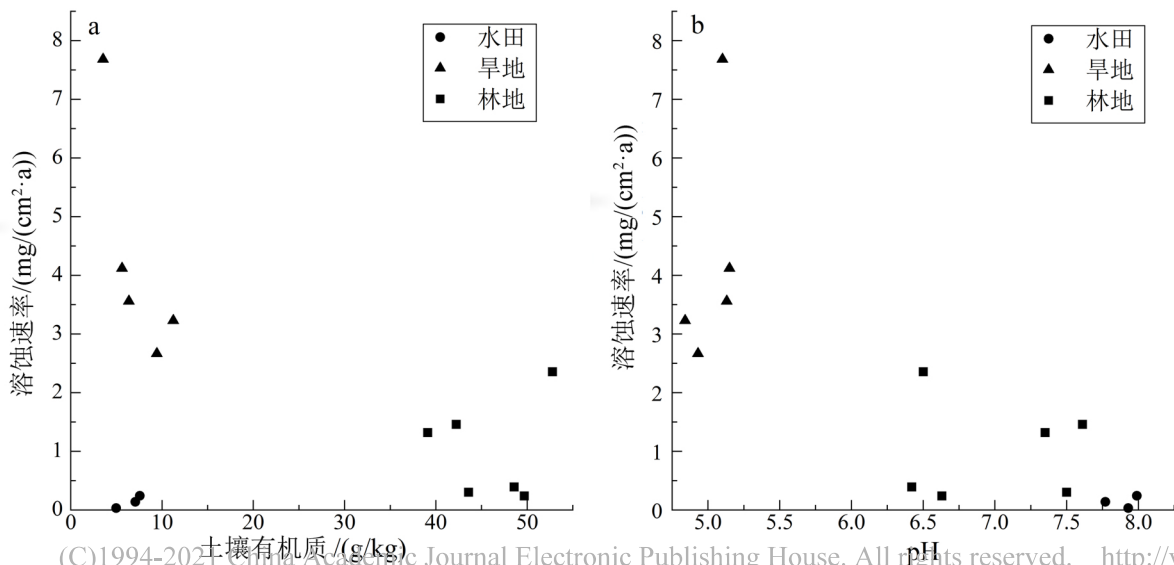
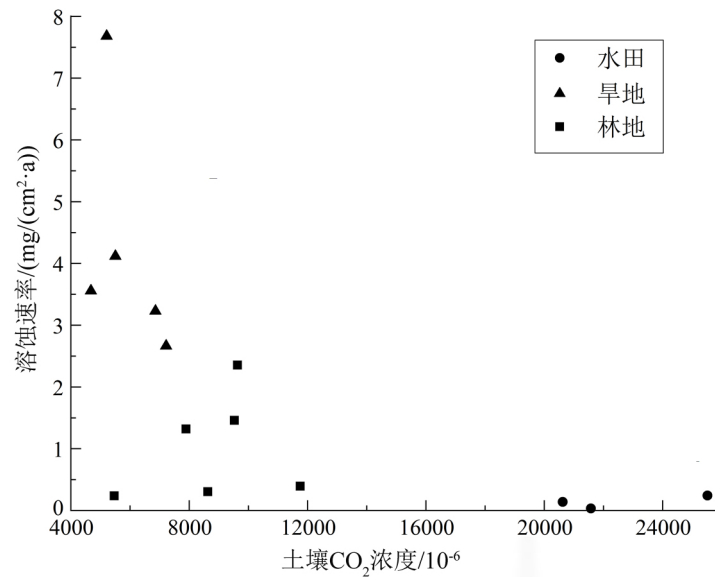


图 4 土壤有机质(a)、土壤pH值(b)与溶蚀速率的关系图

Fig.4 The relationship between soil organic matter (a), soil pH value (b) and dissolution rate

图5 土壤 CO₂ 浓度与溶蚀速率关系图Fig.5 Relationship between soil CO₂ concentration and dissolution rate

在一定深度范围内随着土层深度增加对溶蚀速率的影响逐渐增大^[35],但对于白云岩区不同土地利用类型相同土层的研究,溶蚀速率不一定随着土壤 CO₂ 浓度的增加而增加,而表现出在同一土层非同一深度溶蚀速率随着土壤 CO₂ 浓度增加而逐渐减少,即说明研究试片溶蚀速率不应只关注相同的土壤深度,而应研究对应的土壤层。土壤厚度相同,土壤层不一定相同。

土壤含水量也对岩溶作用有较大影响^[34],土壤水可以通过对土壤微生物、土壤有机质及其它物质的溶解进而影响溶蚀作用^[33]。但在溶蚀作用过程中,只关注土壤水对溶蚀的作用不大,比如纯水对于碳酸盐岩的溶解作用较弱,因此要结合其他因素共同研究。同样只关注土壤 CO₂ 浓度对岩溶作用的影响也不大,即白云岩试片溶蚀速率受土壤 CO₂ 浓度、土壤含水量、土壤有机质和土壤 pH 的共同综合影响,其中土壤有机质和土壤 pH 对溶蚀速率的影响较大。在深土层中,试片溶蚀速率不只是受到其中一个土壤环境因子或者其中几个环境因子的影响,而是众多土壤环境因子的综合作用的结果,影响溶蚀速率的环境因子还可能包括其他因子,如研究区的地貌类型、坡度、海拔等都对溶蚀速率有一定的影响^[32]。总之无论在白云岩区还是石灰岩区,溶蚀速率都是由不同土壤环境因子间的相互作用相互影响驱动的。从本文的研究结果来看,在白

云岩区影响溶蚀速率的因素主要为土壤有机质和土壤 pH。

4.3 白云岩岩溶碳汇特征

通过溶蚀试片法计算白云岩岩溶碳汇强度为 7.31 tCO₂/(km²·a),与前人利用水化学径流法计算得出的 57.58 tCO₂/(km²·a)^[30]相比较小。与以往在石灰岩地区研究中使用溶蚀试片法和水化学径流法计算的岩溶碳汇强度变化趋势^[6,36]大致相同。但在以往的研究中,绝大多数都是使用标准溶蚀试片对石灰岩地区进行研究,本研究为典型的纯白云岩流域,即使用当地的白云岩试片进行研究,可能更具真实性。而且研究同一土层而非同一深度土壤的岩溶碳汇强度,具有更合理的地质背景值,更好地减少了不同土壤发生层对岩溶碳汇的影响。

5 结论

通过对湿润亚热带典型白云岩流域不同土地利用下的试片溶蚀速率及岩溶碳汇的研究,得出以下认识:

1) 在湿润亚热带典型白云岩流域,不同土地利用下试片溶蚀速率为旱地>林地>水田,分别为旱地 4.25 mg/(cm²·a)、林地 1.01 mg/(cm²·a)、水田 0.14 mg/(cm²·a)。

2) 在湿润亚热带典型白云岩流域,试片的溶蚀速率在一定程度上受土壤有机质和土壤 pH 的影响

较大,随着土壤有机质含量增加、土壤 pH 减少,溶蚀速率越大;从渗透系数、土壤含水量和土壤容重单一指标来分析,它们对试片溶蚀速率的影响不大。

3) 在湿润亚热带典型白云岩流域,土壤 CO₂ 浓度对土壤生土层(母质层)试片溶蚀速率呈相反的变化趋势,即土壤 CO₂ 浓度越高,试片溶蚀速率

越小。

4) 在湿润亚热带典型白云岩流域,通过溶蚀试片法计算的白云岩岩溶碳汇强度与前人利用水化学径流法计算的结果相比较小,与以往研究中使用溶蚀试片法和水化学径流法计算的岩溶碳汇强度的变化趋势大致相同。

参 考 文 献

- [1] 黄奇波,覃小群,刘朋雨,等.北方不同植被下土壤岩石试片的溶蚀速率及碳汇分析——以山西汾阳地区为例[J].中国岩溶,2013,32(3):258-265.
- [2] 黄奇波,覃小群,刘朋雨,等.半干旱区岩溶碳汇原位监测方法适宜性研究[J].吉林大学学报:地球科学版,2015,45(1):240-246.
- [3] 李清艳.岩溶森林区地下水水文地球化学特征及碳汇效应研究——以板寨地下河流域为例[D].重庆:西南大学,2011.
- [4] 蓝家程,傅瓦利,彭景涛,等.不同土地利用方式下土岩溶蚀速率及影响因素[J].生态学报,2013,33(10):3205-3212.
- [5] 王冬银,章程,谢世友,等.亚高山不同植被类型区的雨季岩溶溶蚀速率研究[J].地球学报,2007,28(5):488-495.
- [6] 曾成,赵敏,杨睿,等.岩溶作用碳汇强度计算的溶蚀试片法和水化学径流法比较——以陈旗岩溶泉域为例[J].水文地质工程地质,2014,41(1):106-111.
- [7] 章程.不同土地利用下土岩溶蚀速率季节差异及其影响因素——以重庆金佛山为例[J].地质论评,2010,56(1):136-140.
- [8] 胡毅军.西南典型岩溶泉域岩溶地质作用的碳汇效应研究——以重庆金佛山水房泉流域为例[D].重庆:西南大学,2012.
- [9] 张兴波.农业活动影响下的岩溶作用及碳汇效应研究——以重庆市青木关地下河系统为例[D].重庆:西南大学,2012.
- [10] 刘文,张强,贾亚男.夏季不同土地利用方式下的溶蚀作用研究——以重庆青木关岩溶槽谷区为例[J].中国岩溶,2012,31(1):1-6.
- [11] 刘宝臣,肖适德,郑元,等.桂林市碳酸盐岩溶蚀基本特征分析[J].路基工程,2016,3(7):31-35.
- [12] 王文娟.湖南大龙洞地下河流域岩溶特征及其碳汇潜力研究[D].南宁:广西师范学院,2013.
- [13] 曾成,赵敏,杨睿,等.缺失的板寨原始森林区岩溶地下水系统的水-碳动态特征[J].地球科学,2012,37(2):253-262.
- [14] 章程.不同土地利用下的岩溶作用强度及其碳汇效应[J].科学通报,2011,56(26):2174-2180.
- [15] 吴沿友.喀斯特适生植物固碳增汇策略[J].中国岩溶,2011,30(4):461-465.
- [16] 赵敏.不同土地利用条件下的岩溶作用碳汇能力研究[D].贵阳:中国科学院地球化学研究所,2010.
- [17] Dreybrodt W. Processes in karst systems. Springer Series in Physical Environment[M]. Heidelberg, 1988: 511.
- [18] 何春,曾成,肖时珍,等.湿润亚热带典型白云岩流域的水文水化学动态特征初步研究——以贵州施秉黄洲河流域为例[J].地球与环境,2020,48(3):279-293.
- [19] 刘琦,顾展飞,卢耀如,等.贵州施秉白云岩溶蚀特性及孔隙特征实验研究[J].地球学报,2015,36(4):413-418.
- [20] 贵州省地质调查院.贵州1/25万铜仁市幅(g49c001001)区域地质调查(修测)报告[R].2006
- [21] 贵州省地质调查院.贵州省区域地质志[M].北京:地质出版社,2013:147-248.
- [22] 袁道先,蔡桂鸿.岩溶环境学[M].重庆:重庆科学技术出版社,1988:62.
- [23] 中国科学院南京土壤研究所.土壤理化分析[M].上海:上海科学技术出版社,1978:467,512.
- [24] 依艳丽.土壤物理研究法[M].北京:北京大学出版社,2009:8.
- [25] 鲍士旦.土壤农化分析[M].北京:中国农业出版社,2000:29-90.
- [26] 徐胜友,蒋忠诚.我国岩溶作用与大气温室气体源汇关系的初步估算[J].科学通报,1997,42(9):953-956.
- [27] 曹伯勋.地貌学及第四纪地质学[M].武汉:中国地质大学出版社,1995:84.
- [28] 李阳兵,高明,魏朝富,等.岩溶山地不同土地利用土壤的水分特性差异[J].水土保持学报,2003,17(5):63-66.
- [29] 朱鹤健,陈健飞,陈松林,等.土壤地理学[M].北京:高等教育出版社,2010:20-26.
- [30] 肖时珍.亚热带典型白云岩流域化学剥蚀速率及碳汇潜力[D].重庆:西南大学,2017.
- [31] 刘再华,何师意,袁道先.土壤中的 CO₂ 及其对岩溶作用的驱动[J].水文地质工程地质,1998,25(4):42-45.
- [32] 章程,谢运球,吕勇,等.不同土地利用方式对岩溶作用的影响——以广西弄拉峰丛洼地岩溶系统为例[J].地理学报,2006,61(11):1181-1188.
- [33] 袁道先,刘再华,蒋忠诚,等.碳循环与岩溶地质环境[M].北京:科学出版社,2002:36-78.
- [34] 袁道先,蔡桂鸿.岩溶环境学[M].重庆:重庆出版社,1988:23-24.
- [35] 刘文,张强,贾亚男.夏季不同土地利用方式下的溶蚀作用研究——以重庆青木关岩溶槽谷区为例[J].中国岩溶,2012,31(1):1-6.
- [36] 周孟霞,莫碧琴,杨慧.岩溶石漠化区李树林土壤岩溶作用强度及碳汇效应[J].农业工程学报,2020,36(13):116-123.

Dissolution Rate and Karst Carbon Sink of Different Land Use in Typical Dolomite Watershed with Humid Subtropical Weather

YAN Wei¹, ZENG Cheng², XIAO Shizhen¹, LAN Jiacheng¹, DAI Linyu¹, TAI Zhiqin¹,
HE Jianghu¹, HE Chun², DI Yongning¹

(1. School of Karst Science, Guizhou Normal University/State Engineering Technology Institute For Karst Desertification Control, Guiyang 550001, China; 2. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China)

Abstract: There have been many research reports on the influence of land use on limestone dissolution rate, but the research on the response of dolomite dissolution rate to land use is rarely reported. Therefore, exploring the influence of different land uses on the dissolution rate of dolomite is of great significance and can provide a basis for evaluating the effect of karst carbon sinks in the dolomite area. In this paper, a typical small dolomite watershed in the humid subtropical zone—the dolomite watershed of the Huangzhou River in Shibing county, Guizhou province, is used as the research area. The dissolution rate of different land uses in the watershed and its influencing factors are studied using the dolomite dissolution test piece method. The results show that the corrosion rate of the test piece under different land use conditions is in the order of dry land ($4.25 \text{ mg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$) > forest land ($1.01 \text{ mg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$) > paddy field ($0.14 \text{ mg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$); the dissolution rate of the test piece increases with the increase of soil organic matter and the decrease of soil pH; but it has the opposite trend to the soil CO_2 concentration; the soil water content and bulk density have little effect on the dissolution rate. According to the dissolution rate of dolomite samples, the total amount of karst carbon sink in the dolomite basin is estimated to be $351.70 \text{ tCO}_2/\text{a}$, with a karst carbon sink intensity of $7.31 \text{ tCO}_2/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$, which is significantly smaller than the previous calculation using the hydrochemical runoff method. The difference of these two methods obtained in this study is similar to that observed in limestone areas.

Key words: dolomite basin; dissolution tablet; dissolution rate; carbon sink; land use; Shibing