

喀斯特溶蚀强度分析与估算^{*}

李钜章 林钧枢 房金福

(中国科学院 地理研究所)
(国家计划委员会)

提 要:以红水河流域水化学资料推算的溶蚀量为依据,分析降水量、岩性、地貌、气温等因素对溶蚀强度的影响。得出影响喀斯特溶蚀强度的主要因素是岩性,其次是降水量,随着地表起伏度的增加溶蚀强度稍有增加,气温对溶蚀强度的影响在本研究区内没有发现明显的规律。

主题词:溶蚀强度 估算

分 类:(中图法):P931.5 (科图法):57.156

溶蚀强度是喀斯特过程动力学研究的重要内容。目前可溶岩溶蚀量的测算方法有如下三种:1)用微侵蚀测量仪在实地对所研究的可溶岩表面进行重复测量,确定其前后之变化,进而计算出实际的喀斯特剥蚀速度(强度);2)将标准的碳酸盐岩石试片布设在大气中、地面和埋在土层中,经过一定时间后重新测量其重量,从而计算出它们的溶蚀强度;3)通过测量泉口或地下河出口的流量(Q)及水中所携带的溶质量(浓度 T),计算其集水流域喀斯特区的总溶出量 $X=T \cdot Q$ 。显然前两种方法都是直接实测溶蚀量,与后者相比可以说是测点的微观观测资料。后一种方法是从溶蚀介质中所含溶质浓度测算一个区域的总溶出量,进而间接推算该区域的平均溶蚀强度。由于一个泉或一条地下河的集水流域边界往往很难确定,而且区内的自然条件(影响溶蚀强度的各种因素)一般是非均匀的,使喀斯特过程兼有溶蚀与沉积。也就是说测得的是由不同溶蚀强度(包括沉积——负溶蚀强度)的点组成的大小流域的总溶蚀量或平均溶蚀量。这就给分析溶蚀强度与各有关因素的关系带来很多困难。目前被广泛引用的柯贝尔(Corbel 1959)的溶蚀公式: $X=4ET/100$ (式中 E 为地表迳流深 dm , T 为溶质含量 mg/l),就是这种计算方法之一。它实际上是用地表迳流深乘一个系数(0.25),概略地代替地下水流量(Q)。这里隐含了“溶蚀量的区域差异(计算流域内的差异)与地表迳流的区域差异相同”这一假定。而在自然界中这个假定显然并不总是成立的,因为溶质含

本文1993年6月8日收到,1994年3月23日收到修改稿

*国家自然科学基金资助项目(49070012)。

量在一个流域内并不是到处相同的,而地表迳流深与地下水流量的比值在流域内也不总是一个常量,各流域的平均比值也不应该完全相同。实际上,随着各地喀斯特发育程度的差异,地表迳流转换成地下水量的系数是不同的。就以热带喀斯特区红水河流域而言,渗入系数变化在 0.3—0.9 之间,其中 0.3—0.6 可占 69%,比北方喀斯特区明显地大。所以按柯贝尔公式计算出的溶蚀量与实际溶蚀量是有距离的。但它毕竟是目前为较多研究者认可的,获得较大范围溶蚀量概略值的一种方法,是人们建立宏观的区域溶蚀强度概念的重要依据。因此,本文以红水河流域中 124 个水化学测点资料和各点相应的迳流深,按柯贝尔公式算出溶蚀量(x , mm/ka)(以下简称溶蚀量)。以此为基础,分析它们与对应点的年降水量(p , mm)气温($C^{\circ}C$)、岩性和地貌条件(包括形态、海拔起伏度等)的关系。研究多因素综合对溶蚀强度的影响及其各自的地位。并给出溶蚀强度的估算公式。

由于所依据的仅是按柯贝尔公式计算出的溶蚀量估算值,而不是实际的溶蚀量,同时与之匹配的各有关因素数值也由于喀斯特地下与地表集水区域不完全一致而难以准确确定。故对目前所取得的这些数据只能假定它们能够反映总体趋势,即在这些数据中出现某些异常情况也是完全可能的。

降水是喀斯特溶蚀过程中溶蚀介质的主要补给源。降水量与溶蚀量的正相关关系已被许多学者所论证^[1,2,3]。岩石的可溶性是溶蚀过程的另一必要条件,岩石可溶性与溶蚀量有正相关关系。也已为许多岩性和喀斯特水化学分析及模拟试验所证实^[4,5]。在纯水中 $CaCO_3$ 溶解度随温度的增高而增大;但在一定的 CO_2 气压下,水对 CO_2 的吸收系数随温度增高而下降; $CaCO_3$ 溶解度也相应下降。许多单因子实验得出:在相同条件下,温度与溶蚀速度呈负相关关系,但另一类条件下的实验却得出相反结果^[6,7,8,9]。上述封闭系统中,溶蚀速度既受气相 CO_2 浓度也受温度的控制。如溶于水中的 CO_2 在 $0^{\circ}C$ 时比 $35^{\circ}C$ 时高 3 倍,但另一种情况是,在溶蚀的反应过程中,温度升高将加大空气中 CO_2 向水中扩散的速度,使水中 CO_2 加速恢复平衡,这种反应速度随温度每增加 $10^{\circ}C$ 大约加快 1 倍^[10,11]。这只有在开放系统下才能充分满足;完成碳在溶蚀平衡过程中 $CO_2-H_2O-CO_3^{2-}$,气、液、固三相耦合循环的作用^[12]。在自然界中,溶蚀作用绝大部分恰是在开放系统下进行。此外,温度的变化也必然引起其它自然因素的变化,进而影响溶蚀。如生物成因的 CO_2 的地带性变化^[13]。可见温度对溶蚀强度的影响是很复杂的,它们的相关是正还是负,至今学术界尚无定论。地貌条件有类似情况,海拔因素以至山脉走向、坡向会影响温度和降水、起伏度(地面对地方基准的高差)则影响水的运动,起伏度大的地区,一般地下水力坡度较大。地下水流速的增加会减少水与可溶岩接触的时间,还将使水/岩界面扩散层减薄,增大化学势梯度,加快溶蚀反应速度。此外,起伏度大的地区,一般渗流带厚,水与可溶岩接触的时间和空间增加。喀斯特地下水流除受起伏度影响外,还受水文地貌(地质)结构与喀斯特发育程度等的影响。无疑,在红水河流域内,峰丛洼地、峰林谷地、峰林洼地与峰林平原对降水的汇流、入渗及相应的地下通道条件是不同的。本文试图超出典型区范围在全国统一标准情况下,加以考虑。至于喀斯特地块中管流与扩散流,对大区域而言,一时难以给出统一标准进行具体划分,这里暂且假定它们对溶蚀强度的总体影响,在区内各点相近。所存在的差异将包含在估算误差之中。一些特大影响所造成的结果,将作为“奇异”样本对待。

溶蚀作用仅在可溶岩石中发生,而且如果没有溶蚀介质,溶蚀作用也就停止。所以简单的加权平均模型是显然不能模拟这种情况,也就不能用它估算溶蚀强度。为了充分运用线性回归分析,假定溶蚀强度与降水量、岩石可溶性、气温、地貌条件等因素存在乘幂关系,这对它们均取对数,仍用线性回归分析进行初步分析。

在本文所讨论的四个因素中,降水量与气温是数值型的,而岩石的性质对溶蚀强度的影响可归结到可溶性,它一般可用模糊尺度给予评定,或用相对溶蚀(解)度等测试予以数值化,如从实际效果出发也可概括地用专家打分的方法进行数量化处理(本文就采用此法)。对地貌条件的量化,由于缺乏公认之准则,难以用专家打分的方法进行。而现有的资料又不可能提供足够数量的、降水量、温度和岩石可溶性分值都相近的各种地貌类型之样本进行比较。因此,我们以横跨云贵高原,经斜坡带到广西丘陵盆地的湿润中亚热带至南亚热带的红水河流域为典型区¹⁾,采用如下方法,先作一个粗略之分析:在124个样本中选取岩石可溶性分值较高的89个样本。以溶蚀量对数为纵坐标、降水量对数为横坐标上,用不同符号代表不同的温度等级和不同地貌类型分别点绘成两张图(见图1,图2)。这两张图的总体趋势确实反映了溶蚀量与降水量的正相关关系。

从图1可以看到:温度较低的样本主要分布在图的左侧,即温度较低的其降水量也较少;在右侧温度较高的样本中,有21℃、23℃样本稍高的趋势;降水量中等的样本在图的中部各种温度的样本杂乱分布。很难作出温度与溶蚀量是正相关还是负相关的判断。总之,在所用的资料范围内,看不出温度对溶蚀量明显的规律性影响,因而在以下的分析中只能暂不考虑温度这一因素的影响。

从图2可以看出平原和小起伏山地样本的溶蚀量总体上略小于大起伏山地的趋势。为了进一步分析,根据中国1:1000000地貌图制图规范和中国1:4000000地貌图分类系统^{[14,15]2)},把89个样本按地貌类型分为平原(18个)、小起伏山地(35个)、中起伏山地(21个)和大起伏山地(15个)四组,分别作溶蚀量对数与降水量对数的线性回归,得如下四个方程:

平原组:

$$\ln(x) = 1.57 \ln(p) - 7.42$$

$$F = 3.22, P = 0.087$$

小起伏山地组:

$$\ln(x) = 1.81 \ln(p) - 9.20$$

$$F = 9.15, P = 0.05$$

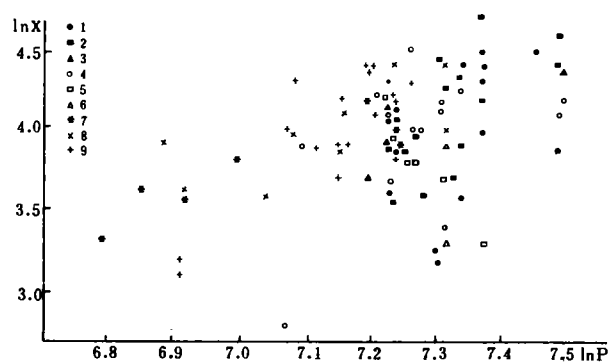


图1 不同温度下溶蚀量与降水量的关系

The relationship between solution rates and precipitations under the different temperatures

1.23 2.22 3.21 4.20 5.19 6.18 7.16 8.15 9.14 °C

1) 红水河流域属珠江水系,纬度偏南,限于北纬23°04'—26°55',属湿润中—亚热带季风气候,平均年降水量在上、中、下游分别变化于800—1000mm,1300—1600mm和1400—1800mm,年平均气温在14°—23℃。

2) 中国科学院国家计划委员会地理研究所:中国1:4000000地貌图,科学出版社(待出版)

中起伏山地组：
 $\ln(x) = -2.32 \ln(p) - 20.7$
 $F = 2.29, P = 0.014$
大起伏山地组：
 $\ln(x) = 1.91 \ln(p) - 9.78$
 $F = 26.99, P = 0.000$
四个方程中，中起伏山地组方程溶蚀强度与降水量呈负相关关系，显然与前述的物理化学机制分析结果相违背，稍加分析即可发现中起伏山地组的 21 个样本中，3 个大降水量的样本的溶蚀量较 89 个样本所反映的总趋势明显偏低，它们应看作是“奇异点”，而另一个降水量较小的样本又偏高，除此之外，其余 17 个点在图上分布近于圆形。可见造成违背理化机制结果是由于样本中的“奇异”情况造成的。大起伏山地组的回归方程的 F 检验值明显大于其它三个方程（这与其样本中降水量变化幅度较大有关）

且是三条正相关回归线中位置最高的。即起伏度最大的有最大的溶蚀量，由此可以认为起伏度增加在总体上有利于溶蚀作用。平原组，回归线落在大起伏山地和小起伏山地之间， F 检验值最小，考虑到平原一般是地下水的排泄区，其水中碳酸盐含量相当一部分来自平原区之外，因而按柯贝尔公式推算的溶蚀量很可能偏大，因此可以认为平原样本的实际溶蚀量应该与小起伏山地组相似或更低。而区外带来的溶质所造成的偏差很可能正是平原组回归方程 F 检验特别低的重要原因。至于反映海拔的低山、中山、高山在图 2 中乃至整个样本，都看不出有较显著的规律性趋势。总之，地貌条件对区域性溶蚀强度之影响不太大，起伏度增加会使溶蚀强度稍有增大。据现有资料数值的分析可以这样确定地貌类型（条件）的分值如下：平原——11；小起伏山地——12；中起伏山地——16；大起伏山地——17。下面就以这样的量化值进行分析。

在完成了数量化之后，便可运用数理统计方法分析各因素对溶蚀强度的影响。根据以上对溶蚀机制的分析，首先分别用全部 124 个样本作溶蚀量对数（ $\ln(x)$ ）与岩石可溶性分值（变化在 25—80 之间）对数（ $\ln(lf)$ ）和年降水量对数（ $\ln(p)$ ）的一元回归和二元回归得到如下三个方程：

$$\ln(x) = 0.937 \ln(lf) - 0.024$$
$$\ln(x) = 1.60 \ln(p) - 7.72$$
$$\ln(x) = 0.849 \ln(p) + 0.725 \ln(lf) - 5.27$$

$$F = 102.3 \quad r = 0.68$$
$$F = 57.78 \quad r = 0.57$$
$$F = 65.81 \quad r = 0.72$$

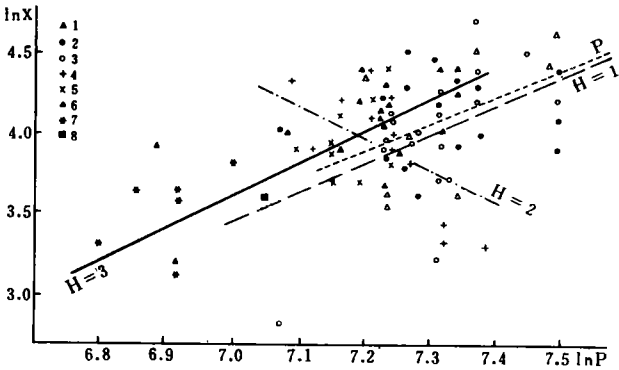


图 2 不同地貌类型下溶蚀量与降水量的关系
The relationship between solution rates and precipitations at rarious types of gemorphology

1. P 平原 (Plain)
2. L1 小起伏低山 (Lower mountain of little relief);
3. M1 小起伏中山 (Middle mountain of little relief);
4. L2 中起伏低山 (Lower mountain of median relief);
5. M2 中起伏中山 (Middle mountain of median relief);
6. L3 大起伏低山 (Lower mountain of great relief);
7. M3 大起伏中山 (Middle mountain of great relief);
8. G3 大起伏高山 (Higher mountain of great relief) .

在二个一元回归方程中,第一个方程的 F 检验比第二个方程的大,在二元回归方程中,对 $\ln(lf)$ 的七显著水平 (7.15) 比对 $\ln(p)$ 的七显著水平 (4.12) 大。因而可以说样本点及它们所代表的区域及有相似条件的地区溶蚀量与岩石可溶性的关系大于与降水量的关系。或者说溶蚀强度受岩石可溶性的影响较大。考虑到全部样本中,降水量最大值为 1818mm,最小值为 900mm,两者相差只占自然界中降水量变化范围中很小部分,且其降水量是偏大的,而岩石可溶性最大值为 80,最小值为 25,两者相差三倍有余,几乎已包括自然界中的可能范围。故对一般情况 (即包括其它地区) 还不能说岩石可溶性对溶蚀强度的影响大于降水量。

其次,根据上述分析,地貌条件对溶蚀强度应有一定影响,故以地貌分值得数 ($\ln(G)$) 作为地貌因素加入,作多元回归分析得到如下方程:

$$\ln(x) = 1.03\ln(p) + 0.74\ln(lf) + 0.482\ln(G) - 7.90$$

其下检验值 $F=48.87$, 相关系数 $r=0.74$ 两者都稍有提高,故可以认为地貌条件对溶蚀强度有一定的影响的推断是成立的。

从溶蚀机制分析,溶蚀强度可能主要决定于限制性最大的因素,即当降水量较小时,溶蚀强度主要受降水量的影响,而当岩石可溶性很小时,溶蚀强度则主要决定于岩石可溶性的大小。即影响溶蚀强度各因素的权重不是固定的,各因素的权重随环境条件 (各因素的取值) 不同而变化。上述的小起伏山地组回归方程之斜率 (1, 81), 比大起伏山地组回归方程之斜率 (1.91) 小,可能就是变权的反映。即在降水量小时,溶蚀量较多受降水量的限制,起伏因素的影响相对较小,两者相差也较小,随着降水量增加其限制减小,起伏因素影响增大,两者差别也就加大。据此分析,溶蚀强度估算方程应该用因素值愈小 (对溶蚀限制愈大) 其权重愈大的变权模型表述。各因素的变权函数可规定为:

$$\alpha_p = \frac{a}{\ln(p)} / \left(\frac{a}{\ln(p)} + \frac{b}{\ln(lf)} + \frac{c}{\ln(G)} \right)$$

$$\alpha_{lf} = \frac{b}{\ln(lf)} / \left(\frac{a}{\ln(p)} + \frac{b}{\ln(lf)} + \frac{c}{\ln(G)} \right)$$

$$\alpha_G = \frac{c}{\ln(G)} / \left(\frac{a}{\ln(p)} + \frac{b}{\ln(lf)} + \frac{c}{\ln(G)} \right)$$

式中 α_p , α_{lf} , α_G 分别为降水量、岩石可溶性和地貌条件三个因素的权重。 a , b , c 为待定系数。这样溶蚀量的估算模型便可写成:

$$\begin{aligned} \ln(x) &= \alpha_p \ln(p) + \alpha_{lf} \ln(lf) + \alpha_G \ln(G) \\ &= (a + b + c) / \left(\frac{a}{\ln(p)} + \frac{b}{\ln(lf)} + \frac{c}{\ln(G)} \right) \end{aligned}$$

对两侧取倒数,则有

$$1/\ln(x) = \frac{a}{a+b+c} \frac{1}{\ln(p)} + \frac{b}{a+b+c} \frac{1}{\ln(lf)} + \frac{c}{a+b+c} \frac{1}{\ln(G)}$$

用多元回归分析方法,求 $1/\ln(x)$ 与 $1/\ln(p)$ 、 $1/\ln(lf)$ 、 $1/\ln(G)$ 的关系,得到如下回归方程:

$$1/\ln(x) = \frac{4.21}{\ln(p)} + \frac{0.829}{\ln(lf)} + \frac{0.295}{\ln(G)} - 0.636$$

其 F 检验值 $F=50.34$, 相关系数 $r=0.75$ 两项均略高于前一个三元回归方程, 因而可以认为关于变权的推论得到这 124 个样本提供的信息的支持。这个变权模型至少适用于红水河流域。

确定了模型的基本形式之后, 为了验证上述对地貌和温度因素的初步分析, 特别是地貌条件量化的分值是否合理, 先用回归分析方法求出 $1/\ln(x)$ 与 $1/\ln(p)$ 、 $1/\ln(lf)$ 的二元回归方程:

$$1/\ln(x) = \frac{3.14}{\ln(p)} + \frac{0.811}{\ln(lf)} - 0.406$$

计算出溶蚀量估算值 ($\ln(x)$), 并求出误差 (Δ)

$$\Delta = \ln(x) - \hat{\ln}(x)$$

然后分别点绘 Δ 与 $\ln(G)$ 、 $\ln(C)$ 的关系平面图 (见图 3.4)。从图 3 可以看出 Δ 与 $\ln(G)$ 有不甚明显的正相关关系, 四种类型地貌样本的 Δ 值中值四个点几乎在一条斜率不大的直线上。由此可以认为上面给出的地貌条件分值至少对这 124 个样本是恰当的。从图 4 可以看到 124 个样本点形成两团, 看不出估算值 (Δ) 与温度因素 ($\ln(C)$) 有什么明显关系, 也就是说增加温度因素不能提高估算的精度, 故在模型中暂不考虑温度因素是合适的。

综上所述, 溶蚀强度主要受岩石可溶性和降水量两个因素的影响, 地貌条件也对溶蚀强度有一定影响, 但其作用相对偏小。溶蚀强度是有关因素的乘幂函数, 它们的指数 (可看作是各因素的权重) 不是简单的常数, 而是随各因素的取值而变, 所以可称之为变权乘幂模型 (那个因素对溶蚀的相对限制越大则其相对权重也越大)。

当然溶蚀强度和喀斯特地貌演变速度是有区别的, 喀斯特地貌形成过程中除了溶蚀作用外还有侵蚀作用和其它因素的影响。最后还应该指出: 由于柯尔贝公式计算出的溶蚀量本身存在着种种问题, 所以上面推导出的溶

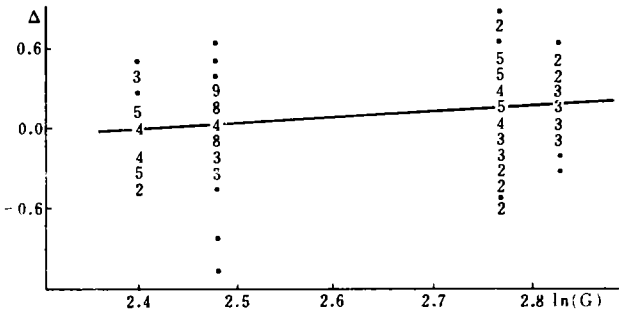


图 3 用降水、可溶性估算溶蚀量的误差与地貌分值的关系

The relationship between geomorphic mark value and the error of estimational solution rate with precipitation and solubility

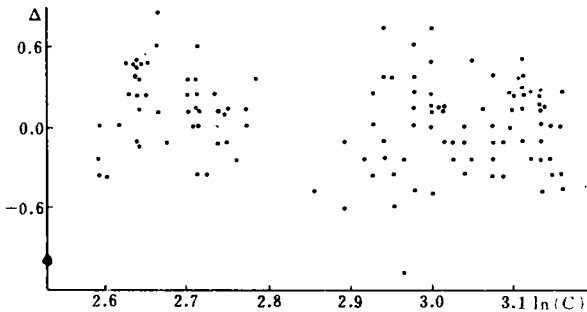


图 4 用降水、可溶性估算溶蚀量的误差与温度的关系

The relationship between temperature mark value and the error of estimational solution rate with precipitation and solubility

蚀强度估算模型的精度不能简单地以文中所列出的回归方程之精度来衡量。应该找出有确切的实际溶蚀量和与之匹配的因素数值按模型计算出的溶蚀量进行比较。实际上,对柯贝尔公式也应该用同样或类似的方法进行检验。虽然这两种估算模型的建模方法、依据的原理和资料是完全不同的。

参 考 文 献

- [1] Sweeting MM. Karst and climate-a review, Z. Geomorphology N.F. Suppl.-Bd. 36, NO. 49. 1980, 203--216.
- [2] Smith D. I. and Atkinson T. C Process, landforms and climate in limestone regions, In Derbyshire, E. ed., New York, Wiley, 1976, 367--409.
- [3] 陈治平. 中国喀斯特地带性因素初探, 喀斯特地貌与洞穴. 科学出版社, 1985, 1-8.
- [4] 中国科学院地质研究所岩溶研究组. 中国岩溶研究. 科学出版社, 1979.
- [5] Sweeting M. M. Karst landforms, Columbia University Press, 1973.
- [6] Ford D. C., Williams P. W. Karst geomorphology and hydrology, Unwin Hyman Ltd., London, 1989.
- [7] White W. B. Rate process, chemical kinetics and karst landform development, In R. G. lefler ed. Grouhdwater as a geomorphic agent, London, Allen & Unwin, 1984, 227--248.
- [8] 黄尚瑜、宋焕荣. 碳酸盐岩的溶蚀与环境温度. 中国岩溶, 1987, 6 (4): 287-296.
- [9] 黄尚瑜、宋焕荣. 不同温度条件下碳酸盐结晶沉淀研究. 现代地质, 1991, 5 (4): 442-449.
- [10] Bögli A. Karst hydrology and physical speleology, Springer-Verlag, Berlin, 1980.
- [11] 任美镔, 刘振中等. 岩溶学概论. 商务印书馆, 1983.
- [12] 袁道先. 碳循环与全球岩溶. 第四纪研究, 1993, (1): 1-6.
- [13] Jakucs I. Morphogenetics of karst regions, Adam Hilger Ltd., Bristol, 1977.
- [14] 中国科学院地理研究所主持编定. 中国 1: 1000000 地貌图制图规范. 科学出版社, 1987.
- [15] 陈志明 (主编). 中国地貌纲要. 1: 4000000 中国及其毗邻地区地貌图说明书. 中国地图出版社, 1993.
- [16] 房金福、林钧枢、李钜章、张耀光. 喀斯特区现代溶蚀强度与环境研究——以红水河流域为例. 地理学报, 1993, 48 (2): 122-130.

ANALYSIS AND ESTIMATION OF THE KARST SOLUTIONAL INTENSITY

Li Juzhang, Lin Junshu, Fang Jinfu

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences and State Planning
Commission of the people's Republic of China)

Subject terms: Solutiona intensity, estimate.

Abstract

Based upon the calculated solution rates by using the water chemical data in the Hongshuihe River Basin, the influences of precipitation, lithology, geomorphology and temperature on solutional intensity have been analysed. The results show that lithology is the most important factor affecting on karst solutional intensity; precipitation is the second. The solutional intensities will slightly increase with surface relief, but the influence of temperature on solutional intensity is not obvious in the area. Finally, an equation to estimate solutional intensity is given as follows:

$$\ln(x) = 1 / \left(\frac{4.21}{\ln(P)} + \frac{0.829}{\ln(lf)} + \frac{0.295}{\ln(G)} - 0.636 \right)$$

where P is the annual precipitation, lf is the lithologic mark value, G is the geomorphic mark value, X is the solutional intensity.