

中国的土壤侵蚀因子定量评价研究

王万忠 焦菊英

(中国科学院水土保持研究所·陕西杨陵·712100)
水利部

摘要 自从通用土壤流失方程(USLE)提出以来,引起许多国家的重视,并得以广泛的应用。由于我国地域辽阔,气候、土壤、地形等因子区域变化很大,很难直接应用USLE。我国的研究者希望在对侵蚀因子进行深入分析和定量评价的基础上,建立适合于我们国家或地区的侵蚀预报模型。本文主要反映和介绍80年代以来我国有关侵蚀因子定量评价研究取得的一些主要进展和成果。

关键词: 中国 土壤侵蚀因子 评价

Quantitative Evaluation on Factors Influencing Soil Erosion in China

Wang Wanzhong Jiao Juying

(Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resources, 712100, Yangling District, Xianyang Municipality, Shaanxi Province)

Abstract The universal soil loss equation has been payed great attention and widely used in many countries since it put forward. It is difficult to be directly used in China because it is vast in territory and greatly regional variation in climate, soil, topography, etc. Based on deep analysis and quantitative evaluation to factors which have influence on soil erosion, the chinese researchers hope to establish erosion prediction model which is suited for their country or a certain region. Some main progresses and achievements in evaluation study to those factors are introduced in China since 1980s.

keywords China; factors which have influence on soil erosion; evaluation

1 降雨

降雨是引起土壤流失的最重要的因子。与土壤流失关系比较密切的降雨特性参数有:降雨量(P)、降雨强度(I)、降雨历时(T)、瞬时雨率(I_n)以及降雨雨型等。

1.1 降雨对土壤流失分布变化的影响

据我们统计^[1],在西北黄土高原,每年引起土壤流失的降雨量约占年总雨量的26.7%(130mm左右);降雨次数约占年总降雨次数的7.2%(年平均7.7次,最多年16.8次,最少年2.2次);年最大一次降雨所产生的土壤流失量可占全年总流失量的66.4%(典型年可占到95%以上);在侵蚀性降雨中,50%的次数可集中96.8%的流失量。

在黄土高原,造成土壤流失的主要是短历时(1~4h)、中雨量(20~50mm)、高强度(平均雨强为5~20mm/h,5min最大降雨量 ≥ 7.0 mm)降雨。在我国南方,引起土壤流失的主要是20~80mm降雨。

1.2 侵蚀性降雨的标准

侵蚀性降雨是指引起土壤流失的最小降雨强度和在该强度范围内的降雨量。一般而言,凡是产生地表径流的降雨,就能引起土壤流失。因此,所谓侵蚀性降雨,也就是产生地表径流的临界降雨。

由于雨型、雨强和降雨过程变化的影响,用一次降雨的降雨量来准确的划分侵蚀性降雨与非侵蚀性降雨本身很困难。因此,只能从统计概率的角度划分出引起土壤流失的次降雨雨量标准。目前,我们^[2]采用的统计分析方法主要有两种:(1)以轻微侵蚀的降雨作为统计分析样本,并要求临界降雨前至少24h没有降雨。点绘雨量频率曲线,以 $P=80\%$ 时的雨量作为划分的标准(取80%主要是为消除特异性降雨样本)。轻微侵蚀的概念一是以允许土壤流失量(2.0t/hm²)为标准,二是以径流系数(≤ 0.05)为标准;(2)以引起土壤流失的所有降雨为统计分析样本,按雨量大小排列,并将相应的土壤侵蚀量逐个累加,得到 N 次降雨的总侵蚀量(q),求出大于某一雨量(P)的侵蚀累积百分比(P_Q), $P_Q = \frac{Q}{q} \times 100\%$,点绘 $P \sim P_Q$ 关系曲线。用这种方法,我们求得黄土高原的关系式为:

$$P_Q = 114.5 - 1.972P \quad (1)$$

式中: P_Q ——侵蚀累积百分比(%); P ——相应的雨量标准(mm)。

令 $P_Q = 95\%$ 则 $P = 9.9$ mm; $P_Q = 90\%$ 则 $P = 12.4$ mm

因此,当我们取侵蚀累积百分比为95%时,侵蚀雨量标准为9.9mm。同时说明 ≥ 9.9 mm降雨所引起的土壤流失量占总流失量的95%。如果我们采用USLE中的12.7mm标准,代入式(1),则 $P_Q = 89.5\%$,只能代表90%的侵蚀量。

用同样的方法,也可统计得出最大时段降雨(I_n)的标准。表1是几位研究者求得的我国不同地区的侵蚀性降雨标准。

我国普遍采用的侵蚀性降雨指标为10mm,符合这一标准的侵蚀量可占总流失量的95%以上,次侵蚀量普遍 ≥ 5.0 t/hm²,这一标准较美国的12.7mm、日本的13.0mm偏低一些。

侵蚀性降雨的次雨量标准仅仅是为便于用于侵蚀的统计预报而进行的,事实上,所谓侵蚀性降雨的标准应当是降雨历时的函数,也就是说,对于不同的降雨历时,总有一个与其相应的降雨强度(或降雨量),当达到这个标准时,就产生土壤流失。而确定这个

标准最好的办法是用人工降雨试验完成。周佩华先生^[3]等人进行了这方面的试验。试验设置面积为 $5\text{m} \times 1.5\text{m} = 7.5\text{m}^2$ 的3个小区,坡度角为 20° ,无覆盖,垫有均一的黄土母质,试验用侧

表1 中国不同地区的侵蚀性降雨标准

地区	代表性土壤	地点	标准 (mm)			研究者
			P	I_{10}	I_{30}	
西北	黄土	陕北子洲	9.9	5.2	7.2	王万忠
	黄土	甘肃西峰	10.0		7.5	江忠善
东北	黄土	陕北子洲	9.6		7.1	刘元宝
	黑土	黑龙江宾县	8.9	5.0	8.0	高峰
东南	红壤	广东电白	9.4			陈法扬
西南	紫色土	四川资阳	8.9		10.7	张奇
	紫色土	贵州毕节		7.0		林昌虎

注:表中, P 为次降雨量标准, I_{10} 和 I_{30} 分别为10min和30min最大降雨时段的雨量标准。

喷式模拟降雨设备,雨滴降落到地面的高度为 6.5m。每次降雨之前都要率定降雨强度。试验开始后记录不同降雨强度下的产流时间。试验结果为:

$$i = 3.550t^{-0.127} \quad (2)$$

式中: i ——降雨强度(mm/min); t ——起流历时(min)。

由于降雨高度不到 10m,一些雨滴达不到终点速度,雨滴动能 (E) 偏小,因此,需要将(2)式换算成相应的天然降雨的公式:

$$I = 2.514T^{-0.650} \quad (3)$$

式中: I ——降雨强度(mm/min); T ——起流历时(min)。

如求相应历时的降雨量,(3)式则变成

$$P = 2.514t^{0.35} \quad (4)$$

式中: P ——降雨量(mm); t ——降雨历时(min)。

由(4)式我们就可以得到不同历时的侵蚀性降雨标准(见表 2)

表 2 我国黄土和黑土地区侵蚀性降雨的历时~雨量标准 mm

t (min)	5	10	15	30	60	120	240	360
周佩华	4.4	5.6	6.5	8.3	10.5	13.4	17.3	25.9
王万忠	4.8	5.8	6.4	7.7	9.2	12.0	16.4	21.7
高峰等	—	5.0	—	8.0	10.9	11.7	18.0	23.0

关于天然降雨和模拟降雨的换算是由各自的动能计算公式进行的:

$$E_1 = 10.375i_1^{0.562} \quad (5)$$

$$E_2 = 23.49i_2^{0.27} \quad (6)$$

式中: E_1 ——模拟降雨的雨滴动能(J/m^2); E_2 ——天然降雨的雨滴动能(J/m^2 mm); i_1 、 i_2 ——分别代表各自的降雨强度(mm/min)。

只要求得某一起流模拟降雨的总动能,并令其等于该历时天然降雨的总动能,就可反求出该历时的降雨强度 i_2 。

不同历时的侵蚀雨量标准也可通过统计求得,我们^[2]采用的方法是以侵蚀性降雨的历时(T)为横坐标,以雨量(p)为纵坐标,点绘在普通坐标纸上,从散点的上界包线向下描绘 $p = 80\%$ 时的一条曲线,以这条曲线作为标准。当然这种统计的人为性较大。

1.3 降雨特性指标与土壤流失关系的定量分析

1.3.1 单因子与土壤流失关系的统计分析 表 3 是我国各地降雨单因子与土壤流失量关系的统计分析结果,从表 3 的结果可以看出:

(1)总体看,与土壤流失最密切的降雨特性因子为最大时段降雨强度 (I_n),其次为降雨动能(E),再之为降雨量(p),动能(E)与土壤流失的相关程度较降雨量(p)普遍提高 5%~30%;

(2)最大时段雨强 (I_n)与土壤流失量的关系,西北黄土地区的 I_{15} 为最好,东北黑土地区以 I_{30} 为最好;南方红壤地区以 I_{60} 为最好;降雨强度对土壤流失量的影响程度北方明显高于南方,尤以西北黄土地区最为显著,而降雨量对土壤流失的影响程度南方却明显高于北方,尤以西北黄土地区最差。这主要是由于两种不同的降雨入渗特征(蓄满产流与超渗产流)所决定。在黄土高原,降雨量与土壤流失量之间几乎没有多大的关系。

黄土的渗透性很强,据测定沙粒含量(粒径 0.5~0.05mm)35%左右的黄绵土,其前 30min 平均渗透率可达 1.5mm/min 左右,这就决定这一地区的产流特征为超渗产流。而超渗

产流条件下的土壤流失则取决于降雨强度,即短时段的高强度降水。一场 10 几毫米的短历时、高强度局地性暴雨要比七八十毫米的长历时、低强度区域性暴雨的侵蚀量大的多,例如,子洲团山沟 3 号径流场 1968 年 7 月 15 日一场 29.0mm 的短历时高强度暴雨(降雨历时 34min,平均降雨强度 51.2mm/h,最大 10min 降雨 23mm)的侵蚀模数为 19 600t/km²,而 1964 年 7 月 5 日 92mm 的长历时暴雨(降雨历时 1 105min,平均降雨强度 5.0mm/h,最大 10min 降雨 8.7mm)的侵蚀模数为 1 523.1t/km²,前者的雨量不足后者的 32%,而侵蚀量却相当于后者的 12.9 倍。

表 3 我国各地降雨单因子与土壤流失量的相关系数(r)

小区资料来源	序号	降雨量 P	动能 E	最大时段降雨强度					样本数 n
				I_5	I_{10}	I_{15}	I_{30}	I_{60}	
黑龙江宾县	1	0.385	0.523	0.529	0.564	0.654	0.664	0.700	67
黑龙江克山	2	0.551	0.650	0.688	0.641	0.637	0.730	0.692	28
陕西子洲	3	0.460	0.599	0.824	0.893	0.914	0.868	0.813	36
陕西绥德	4	0.150	0.309	0.677	0.787	0.813	0.792	0.758	29
陕西绥德	5	0.161	0.322	0.660	0.806	0.836	0.831	0.777	29
安徽岳西	6	0.827	0.862	0.640	0.669	0.711	0.791	0.840	31
安徽岳西	7	0.886	0.928	0.669	0.702	0.730	0.756	0.784	32
广东电白	8	0.880	0.928	0.669	0.807	0.843	0.921	0.969	32
福建安溪	9			0.764	0.828	0.870	0.904	0.938	47
福建南安	10			0.719	0.716	0.777	0.806	0.870	44

注:福建安溪、南安应用周伏建资料

1.3.2 复合因子与土壤流失量关系的统计分析 表 4 是用降雨动能与降雨强度($\sum E \cdot I_n$)、最大 60min 降雨动能与降雨强度($E_{60} \cdot I_n$)及降雨量与降雨强度($P \cdot I_n$)三种复合因子与土壤流失量关系的统计分析结果。

从表 4 可以看出:

(1)在 $E \cdot I$ 结构中,相比较而言,西北黄土地区最好的组合是 $E \cdot I_{10}$;东北黑土地区是 $E \cdot I_{30}$;南方红壤地区是 $\sum E_{60} \cdot I_{60}$;

(2)从东北和西北地区来看,在 $E \cdot I$ 结构中,用 E_{60} 较 $\sum E$ 的预报效果相对提高 5%~20%,在南方红壤地区用 E_{60} 较 $\sum E$ 的预报效果稍差一些(预报效果相对降低 5%~10%左右);

(3) $\sum E \cdot I_{30}$ 较 $P \cdot I_{30}$ 相比,用降雨动能 E 较用降雨量 P 的预报效果在西北地区相对提高 10%(3 站平均)。而在东北和南方地区二者的效果无明显差异。

1.4 降雨侵蚀力指标 R 值的确定

在通用方程(USLE)中 $R = \sum E \cdot I_{30}$,这是由美国学者威斯奇迈尔和史密斯(Wischmeier, W. H and Smith D. D 1598)利用美国 35 个土壤保持试验站 8250 个休闲小区的降雨侵蚀资料统计得出的。随着 USLE 的应用,近年来我国不少科研工作者通过各地小区资料的

统计分析,以 $E \cdot I$ 结构形式为基础,提出了各地区的 R 指标。这些指标主要有:

东北黑土地地区: $R = E_{60} \cdot I_{30}$ (张宪奎 1991)^[5] (7)

西北黄土地地区: $R = E_{60} \cdot I_{10}$ (王万中 1983)^[6] (8)

$R = \sum E \cdot I_{10}$ (贾志军 1986)^[10] (9)

$R = P \cdot I_{30}$ (江忠善 1990)^[11] (10)

南方红壤地区: $R = \sum E \cdot I_{60}$ 或 $R = 2.445E_{60} \cdot I_{60}$ (吴素业 1992)^[9] (11)

$R = \sum E \cdot I_{60}$ (黄炎和 1992)^[10] (12)

另外,我国姚治君^[11]等人提出与大味新学相似的结构形式,将 10min 最大雨强 (I_{10}) 作为瞬时降雨强度,60min 最大雨强 (I_{60}) 作为峰值降雨强度,把二者同一次降雨的平均强度 (I_e) 的乘积 ($I_{10} \cdot I_{60} \cdot I_e$) 作为降雨侵蚀因子,并命名为雨强递减系数。

$R = I_{10} \cdot I_{60} \cdot I_e$ (13)

表 4 我国各地降雨复合因子与土壤流失量的相关系数 (r)

小区资料来源	序号	复合结构形式									样本数 "n"
		$\sum E \cdot I_n$					$E_{60} \cdot I_n$			$P \cdot I_n$	
		I_5	I_{10}	I_{15}	I_{30}	I_{60}	I_{10}	I_{30}	I_{60}	I_{30}	
黑龙江宾县	1	0.653	0.674	0.656	0.772	0.81	0.781	0.647	—	—	67
黑龙江克山	2	0.706	0.739	0.743	0.721	0.811	0.852	0.754	0.730	—	28
陕西子洲	3	0.899	0.900	0.877	0.812	0.756	0.913	0.854	0.821	0.740	36
陕西绥德	4	0.806	0.826	0.824	0.792	0.701	0.885	0.876	0.871	0.718	29
陕西绥德	5	0.841	0.886	0.885	0.858	0.747	0.953	0.951	0.935	0.774	29
安徽岳西	6	0.711	0.735	0.741	0.876	0.888	0.791	0.841	0.868	0.863	21
安徽岳西	7	0.843	0.857	0.861	0.938	0.940	0.889	0.917	0.932	0.920	32
广东电白	8		0.946		0.937	0.916	—	—	—	—	32
福建安溪	9	0.879	0.907	0.884	0.885	0.886	—	—	—	—	47
福建南安	10	0.898	0.900	0.917	0.923	0.929	—	—	—	—	44

注:福建安溪、南安应用周伏建资料

关于 R 指标的确定我们认为有以下几点可以讨论:

(1)我们提出的 $E_{60} \cdot I_{10}$ 和张宪奎提出的 $E_{60} \cdot I_{30}$ 与南方红壤地区的 $\sum E \cdot I_{60}$ 有着实质性的区别,应当说前者实际上是降雨强度的双重组合,而后者是降雨量与降雨强度的组合。这正如我们前面分析的那样,蓄满产流决定于雨量和雨强,而超渗产流则主要决定于降雨强度。

(2)最大时段降雨强度 (I_n) 本身与土壤流失量就有很好的相关性,采用 $E \cdot I$ 或 $P \cdot I$ 结构对其相关程度提高并不很明显,有些小区资料表明,采用 $E \cdot I$ 复合结构还不如采用单因子 I_n 与土壤流失量的相关性好。

(3)由于用 $\sum E \cdot I$ 较 $P \cdot I$ 与土壤流失的相关程度提高的并不显著,在西北地区相对提高 10%,而在东北和南方地区二者的效果无明显差异,直接用 $P \cdot I$ 结构代替 $E \cdot I$ 结构作为 R 指标也是可行的。

在进行全国的降雨侵蚀力 R 值计算中,我们仍旧选择了 $R = \sum E \cdot I_{30}$ 指标,主要是基于以下三个方面的原因。

(1)降雨侵蚀力是降雨引起土壤流失的潜在能力,它是降雨物理性质的函数, $E \cdot I$ 是一个复合结构,它反映了雨滴撞击与地表径流的组合潜力,从一定意义上讲,它表示颗粒剥离和输移能力的组合。因此,采用 EI 结构的基本形式与降雨侵蚀力的涵义相符合;

(2)用 $\sum E \cdot I_{30}$ 基本兼顾了我国绝大多数地区的降雨特性,且预报效果相对较好。从分析的结果看,除在西北黄土地区,用 $\sum E \cdot I_{30}$ 较该地区选用指标 $E_{60} \cdot I_{10}$ 的预报效果相对降低10%(这二个指标的相关系数 r 值分别为 0.923 和 0.870)外,在东北和南方地区来说,用 $\sum E \cdot I_{30}$ 较 $\sum E \cdot I_{60}$ 预报效果没有多少差异;

(3)虽然可以直接用 $P \cdot I$ 结构作为 R 指标,但由于采用单位和概念的不同,不便于 USLE 的应用,也不便于国际间与区域间的比较。因此,我们仍然选择 $\sum E \cdot I_{30}$ 作为我国降雨侵蚀力的评价指标。

1.5 关于动能 E 的计算

降雨动能取决于雨滴直径的大小,而雨滴直径的大小,又决定雨滴降落速度的大小,如果知道了雨滴的大小和速度,那么将每一个雨滴的数值加起来,就可算出降雨动能,但是由于一个雨滴中所蕴含的能量是非常小的,以致给测定造成很大的困难。通常动能的计算是通过雨滴大小组成、雨滴中数粒径与雨强的关系,由动能与雨强的统计关系式间接计算的。

单位制	(e) 的计算公式	(e) 计算中采用的单位
美制单位	$e = 916 + 331 \log i$	e — ft. sht/ac in i — in/h
公制单位 (米吨系统)	$e = 210.35 + 89.04 \log i$	e — m. t/hm ² . cm i — cm/h
	$e = 121.32 + 89.04 \log i$	e — m. t/hm ² . cm i — mm/h
	$e = 1.2132 + 89.04 \log i$	e — m. kg/m ² . mm i — mm/h
公制单位 (焦尔系统)	$e = 0.11897 + 0.0873 \log i$	e — mj/hm ² . mm i — mm/h
	$e = 11.897 + 8.73 \log i$	e — j/m ² . mm i — mm/h
	$e = 27.432 + 8.73 \log i$	e — j/m ² . mm i — mm/min

表5是美国威维斯奇迈尔的动能计算公式。

我国的江忠善(1983)^[12]、刘素媛(1988)^[13]、周伏建(1985)^[14]等人分别通过对当地实测天然降雨雨滴特征的分析研究,建立了我国西北、东北和南方地区动能 (e) 的计算公式:

西北地区(陕北、晋西、陇东):

$$\text{普通雨型: } e = 27.83 + 11.55 \log i \quad (11)$$

$$\text{短阵型雨型: } e = 32.98 + 12.13 \log i \quad (15)$$

东北地区(辽西)

$$\text{普通雨型: } e = 25.92i^{0.172} \quad (16)$$

$$\text{短阵型雨型: } e = 28.95i^{0.073} \quad (17)$$

南方地区(福建):

$$e = 34.32i^{0.27} \quad (18)$$

公式(14)~(18)中, e 为单位降雨动能($\text{j}/\text{m}^2 \cdot \text{mm}$); i 为降雨强度(mm/min)。

我们用公式(14)~(18)的计算结果同威斯奇迈尔的动能计算结果相比较,在0.1~1.0 mm/min 的强度范围内,威式的计算结果对西北地区的普通型暴雨偏大1%~7%,较短阵型暴雨偏小10%~20%;对东北地区的普通型暴雨偏大5%~8%,较短阵型暴雨偏小10%~20%;对南方地区偏小1%~20%。从总体上看,威氏的计算公式在我国基本适用(对南方更大强度的暴雨计算结果可能有较大误差)。

1.6 R值的简易计算

在实际应用中, R 值计算最为麻烦的是动能(E)的计算,由于 E 值的计算需要降雨过程,而降雨过程要从自记雨量纸上查得,分析自记纸又是一件极费时间的事,即使借助计算机工作也很费事。因此, R 值简易计算的关键在于寻求一个通过常规降雨资料就可得到的参数,建立它与 R 值经典算法的关系,省去动能 E 的计算。

关于 R 值的简易估算我们分次降雨、年降雨和多年平均降雨三种情况讨论。

(1)次降雨 R 值的简易计算。国内外的大量研究表明:在雨量(P)与动能(E)之间存在着很好的线性关系,我们通过对全国9个代表站的计算得到我国次降雨 R 值的简易计算公式为:

$$R = 1.70(P \cdot I_{30}/100) - 0.136 \quad (I_{30} < 10\text{mm}/\text{h}) \quad (19)$$

式中: R 为降雨侵蚀力($\text{m. t. cm}/\text{hm}^2 \cdot \text{h}$); P 为次降雨量(mm); I_{30} 为最大30min降雨强度(mm/h)。

(2)年 R 值的简易计算。关于年 R 值的简易计算目前主要有两种途径,一是采用次降雨 R 值简易计算的基本形式,即通过年雨量(P_y)或汛期雨量(P_f)与年最大30min雨强(I_{30})的乘积形式估算年 R 值,二是采用月雨量与年雨量比值系数的方法估算年 R 值。

我国有关年 R 值简易计算的主要公式有:

卜兆宏^[15]采用 $P \cdot I_{30}$ 结构形式,提出了以汛期雨量(p_f)和年 I_{30} 值的乘积计算 R 值

$$R = 0.128P_f I_{30B} - 0.1921I_{30B} \quad (21)$$

式中: P_f 为汛期雨量(mm); I_{30B} 为年 I_{30} 特征值(cm/h); R 为年 R 值,使用美国习用单位。

黄炎和^[10]得出闽东南地区 R 值的估算公式为:

$$R = \sum_{i=1}^{12} 0.199P_i^{1.5682} \quad (22)$$

式中: R 为年侵蚀力($\text{j. cm}/\text{hm}^2 \cdot \text{h}$); P_i 为各月大于20mm的降雨总量(mm)。

周伏建^[16]建立的福建省年 R 值的估算公式为:

$$R = \sum_{i=1}^{12} 0.179P_i^{1.3527} \quad (23)$$

式中: R 为年侵蚀力($\text{j. cm}/\text{hm}^2 \cdot \text{h}$); P_i 为月雨量(mm);

吴素业^[17]提出安徽大别山区年 R 值的估算公式为

$$R = \sum_{i=1}^{12} 0.0125P_i^{1.6295} \quad (24)$$

式中: R, P_i 的意义同(23)式。

刘秉正^[18]以 $P \cdot I_{30}$ 为指标,提出渭北年 R 值的简易算式为:

$$R = 105.44 \frac{P_{\frac{6-9}{P}}^{1.2}}{P} - 140.96 \quad (25)$$

式中: $P_{6\sim 9}$ 为年 6~9 月降雨量之和 (mm); p 为年雨量 (mm)。

马志尊^[19]得出海河流域太行山区 R 值的计算公式为:

$$R = 1.2157 \sum_{i=1}^{12} 10^{1.5(\log P_i^2/p^2 - 0.8188)} \quad (26)$$

式中: R 的单位为美制习用单位; P_i 为月雨量 (mm); P 为年雨量 (mm)。

孙保平^[20]等在计算宁南西吉县年 R 值采用的估算公式为:

$$R = 1.77P_{5\sim 10} - 133.03 \quad (27)$$

式中: $P_{5\sim 10}$ 为 5~10 月份降雨量之和 (mm)。 R 的单位 $j. \text{cm}/\text{m}^2. \text{h}$ 。

从 (21)~(27) 式可以看出, 目前我国估算年 R 值采用的方法多为第 2 类, 即采用年雨量和月雨量因子。由于这两个因子是最容易得到的常规降雨资料, 因此它的应用对计算年 R 值无疑是简便得多了。但是通过我们的分析, 预报效果在北方地区误差较大。这正如我们前面分析的, 在北方地区, 强度因素对土壤流失量的影响程度比雨量因子大得多, 而无论年雨量或月雨量都未明显包含强度概念, 这也与 $E \cdot I_{30}$ 结构的物理意义不相接近。因此, 我们试图在年降雨特征中寻找一个既包含雨量因素又包含强度因素的组合因子。使其与 $E \cdot I_{30}$ 结构的物理意义接近, 作为年 R 值简易计算方法。

通过对全国 12 个站点 313 个站年资料的统计分析, 建立了我国估算年 R 值的关系式:

$$R = 1.67(P \geq 10 \cdot I_{60}/100)^{0.953} \quad (28)$$

式中: R 为年侵蚀力 ($\text{m. t. cm}/\text{hm}^2. \text{h. y}$); $P \geq 10$ 为次降雨量 $\geq 10\text{mm}$ 的年降雨总量 (mm);

I_{60} 为年最大 60min 降雨量 (mm)。

如果缺乏 $P \geq 10\text{mm}$ 的降雨资料, 亦可采用年降雨量 (P), 用下式估算:

$$R = 0.207(P \cdot I_{60}/100)^{1.205} \quad (29)$$

式中单位同 (28) 式。

(3) 多年平均 R 值的估算。关于一个地区多年平均 R 值的估算, 目前主要采取类似年 R 值的估算形式, 选择可以反映一个地区多年降雨情况的特征因子, 建立其与该地年 R 值的关系式。我们通过对全国 25 个站资料的统计分析, 得到了估算多年平均 R 值的公式:

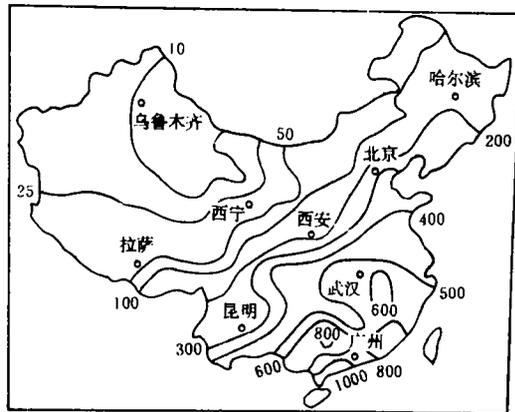
$$R = 0.009\bar{P}^{0.564}\bar{I}_{60}^{1.155}\bar{I}_{1440}^{0.560} \quad (30)$$

式中: R 为一个地区的多年平均 R 值 ($\text{m. t. cm}/\text{hm}^2. \text{h. } \bar{y}$); \bar{P} —— 年平均雨量 (mm); $\bar{I}_{60}, \bar{I}_{1440}$ —— 平均年最大 60min、1440min 时段雨量 (mm)。

1.7 全国降雨侵蚀力 R 值等值线图绘制

根据各地的降雨资料, 我们^[20]计算了全国 125 个重点站的年 R 值, 绘制了全国降雨侵蚀力 R 值等值线图。

从图中可以看出, 我国 R 值的空间分布有以下几个特征: (1) 我国 R 值的大小分布和雨量



附图 全国降雨侵蚀力 R 值等值线图

线基本一致。这部分地区主要包括内蒙、黄土高原、青海、西藏东部及川西地区。四是 <25 的西部地区,主要是新疆和青海的海西地区;(3)尽管 R 值分布的大致趋势与雨量分布基本相同,但并不意味着 R 值的大小取决于雨量的多少。因我们知道 R 值大小取决于雨量和雨强两个方面。例如,哈尔滨和牡丹江两站年雨量值都在530mm左右,但哈尔滨的 R 值为172.7,而牡丹江只有113.5,再如西安的年雨量比延安的年雨量多(西安为582.9mm,延安为558.0mm),但延安的 R 值却比西安大(延安为149.8,西安只有103.8);(4)凡是暴雨多发地区, R 值都较同类地区偏大20%~40%。

2 土壤

2.1 土壤的渗透性

土壤的渗透性与土壤流失有着很大的关系。影响土壤渗透性的因素主要有四个方面:

一是土壤本身的性质。包括疏松度或孔隙度(非毛管孔隙)以及土壤质地等。黄土性土壤的硬黄土(老黄土上发育而成)的非毛管孔隙为3.5%,前30min的渗透量为34mm,10min稳渗率为0.06mm/min;而土层结构较好的黄绵土(新黄土上发育)非毛管孔隙率为8.2%,前30min的渗透量为72mm,10min稳渗率为0.40mm/min;土层结构最好的黑垆土,非毛管孔隙率为8.6%,前30min的渗透量为104.8mm,10min稳渗率为1.09mm/min。表6是黄土地区不同质地土壤和渗透率的关系。

杨艳生^[23]等在江西兴国县测定了花岗岩母质土壤、紫色砂页岩母质土壤,第四纪红土母质土壤等3种主要土壤的渗透性;花岗岩母质发育的红壤,一般土体较深厚,土体中粘粒含量较多,

较疏松,渗透性较好,花岗岩红砂土或白砂土厚碎屑层的5min渗透速度为3.4mm/min,50min的渗透速度为2.69mm/min,120min的渗透量为22.2L;紫色土透水性悬殊,厚度1m左右的耕作土壤渗透速度可达2.2mm/min,而在光坡上的薄层风化物仅为0.02mm/min;紫色砂页岩坡积厚层风化物前5min渗透速度为2.17mm/min,50min渗透速度为1.89mm/min,120min渗透量为16.2L。第四纪红土母质土壤粘粒含量高,5min的渗透速度为2.74mm/min,50min的渗透速度为2.2mm/min,120min渗透量为20.4L。

二是地面坡度的影响。蒋定生^[24]用人工降雨方法测得坡土地面坡度(α)与开始产流时间(T_0)的关系为:

$$T_0 = 4.453e^{1.508(1-\sin\alpha)} \quad (31)$$

坡度(α)与土壤稳定入渗速率(K_c)的关系为:

$$K_c = 0.4443(1 - \sin\alpha)^{1.3192} \quad (32)$$

式中: T_0 ——开始产生径流的时间(min); K_c ——土壤稳定入渗速率(mm/min)。

三是降雨强度和降雨历时。周佩华^[13]得出黄土性土壤在20°坡面情况下,降雨强度 i (mm/min)与起流历时 t (min)的关系为:

$$I = 3.5514t^{-0.527} \quad (33)$$

表7 黄土地区土壤和渗透率的关系(朱显谟)

砂粒含量% (粉径0.5~0.05mm)	前30min 平均渗透率 (mm/min)	最后稳定渗透率 K_c (mm/min)
86.5	4.76	2.5
39.5	2.64	1.0
36.5	1.89	0.8
32.5	1.42	0.6

王玉宽得出在15°坡面上,降雨强度 i (mm/min)与20min 平均入渗率 f (mm/min)的关系式为:

$$\frac{1}{f} = 0.683 + 3.04e^{-i} \quad (34)$$

四是土壤含水率。杨艳生等^[25]用人工降雨方法测得南方红壤地区降雨持续时间 T (min)与径流系数 W (%)的关系式为:

$$W = 4.540T^{0.471} \quad (37)$$

贾志军^[26]通过试验得出,产流时间 T_0 (min)与土壤含水率 W (%)的关系式为:

$$T_0 = 693.05W^{-1.906} \quad (35)$$

平均入渗速率 p (mm/min)与土壤含水率 W (%)之间的关系式为:

$$p = 1.525 - 0.049W \quad (36)$$

2.2 土壤的抗侵蚀性

朱显谟先生把土壤的抗侵蚀性分为抗蚀和抗冲两部分^[27]。土壤抗蚀性——是指土壤抵抗水的分散和悬移的能力,决定于土壤的分散率、侵蚀率、分散系数、团聚度。主要与土壤中的粘粒、有机质含量、胶体性质有关;土壤抗冲性——是指土壤抵抗地面径流机械破坏和推移的能力,决定于土质的松紧、厚度、土块在静水中的崩解和冲失情况。主要与土体的紧实度以及植物根系的数量和固结情况有关。但是实际上要把抗冲性和抗蚀性截然分开来又是不可能的。因为它们之间有着密切的关系,尤其是抗蚀性的强弱,在很大程度上决定着抗冲的强弱。如易在水中分散悬浮的土壤,其抗冲性必然较弱。不过,也有一些土壤在水中不易分散悬浮,但在吸水后会迅速崩解为碎块或较小的团聚体,因而易为径流推动下移。这样看来,这些土壤抗蚀性虽强,而其抗冲性却未必强。

2.2.1 土壤的抗蚀性 土壤学家多年研究认为土壤抗蚀性和土壤物理性质关系密切,提出了两种表示土壤抗蚀性的指标,一是从机械组成考虑,一是从团聚程度和团聚体稳定性考虑。

郭培才^[17]对黄土高原林地、农地、草地不同层次(0~10, 20~30, 40~50cm)的抗蚀性进行了测定,认为水稳性团粒含量是反映本区土壤抗蚀性的最佳指标。土壤有机质、粘粒及碳酸钙是影响水稳性团粒含量的主导因子,其偏相关系数分别为0.78、0.09、0.02。土壤有机质与大于0.25mm 风干土水稳性团粒含量的关系式为:

$$y = 0.42 + 14.16x \quad R = 0.94 \quad n = 57 \quad (37)$$

式中: y ——水稳性团粒含量(%); x ——土壤有机质含量(g/kg)。

王佑民^[29]等根据土壤腐殖质含量和水稳性团粒含量将黄土高原的土壤抗蚀性分为6级。

杨玉盛^[30]在福建省西部的连城县进行了不同利用方式下紫色土的抗蚀性研究。认为土壤

表8 黄土高原土壤抗蚀性分级 (王佑民等)

级别	>0.25mm 风干土水	土壤腐殖
	稳性团聚体含量%	质含量%
极弱	<3	<0.5
弱	3~10	>0.6
中	10~20	>1.0
较强	20~30	>2.0
强	30~50	>2.5
极强	>50	>4

的抗蚀性主要取决于土壤的分散特性和团粒特性。分散特性用分散率和侵蚀率表示,团粒特性用水稳性团粒含量、团粒破损率表示。

赵兴实^[31]采用结构系数和分散系数表示东北黑土地区土壤抗蚀性。

$$\text{分散系数} \quad (K\%) = \frac{a}{b} \times 100\% \quad (38)$$

$$\text{结构系数} \quad (K_s) = \frac{b-a}{b} \times 100\% \quad (39)$$

式中: a —— 微团聚体测定中 $<0.001\text{mm}$ 的粘粒含量; b —— 机械分析中 $<0.001\text{mm}$ 的粘粒含量。

土壤分散系数一般随土壤有机质及粘粒含量的增多而降低。表11是几种土壤有机质粘粒含量与分散系数的关系。

2.2.2 土壤的抗

表9 几种土壤分散系数同有机质粘粒含量的关系 (朱显谟)

土壤	有机质含量 (g/kg)	碳酸钙 (%)	$<0.001\text{mm}$ 的颗粒 (%)	分散系数
黑土(东北)	133.4	<0.5	26.4	11.4
黄土(北京)	10.2	4.0	18.7	25.1
沙黄土	16.8	4.0	8.4	30.9

冲性 关于抗冲性的指标, 蒋定生^[32]以单位水量的冲刷值 M (kg/L) 作为土壤抗冲性指标。李勇^[32]则用在一定坡度、一定雨强(或冲刷流量)下,冲刷1g土所需的时间来表征土壤抗冲性能的强弱,用 AS (Anti-scourability) 表示,单位是 s/g, AS 愈大,土壤抗冲性愈强,赵兴实^[31]用冲走1g土所需的力(kg)作为抗冲指标。吴普特^[34]以单位径流深的冲刷侵蚀力 KW (kg/m²·mm) 作为土壤抗冲性指标。周佩华等^[43]用单位径流深的冲刷侵蚀量作为抗冲性指标,将黄土高原的土壤抗冲性分为5级(表10)。

影响土壤抗冲性

表10 黄土高原的土壤抗冲性分级

土壤抗冲性分级	极弱	弱	中	强	极强
土壤抗冲性指标	>0.30	$0.10 \sim 0.30$	$0.05 \sim 0.10$	$0.02 \sim 0.05$	<0.02

强弱主要取决于两个方面:一是植物根系的分布、盘绕固结作用;二是有机无机复合体对胶结土粒的影响。近几年在土壤抗冲性研究方面进展较快的是关于植物根系与土壤抗冲性关系的研究。

李勇^{[33][35]}通过试验研究了油松林根系与土壤抗冲性的关系。发现土壤抗冲性的强化值与 $\leq 1\text{mm}$ 须根密度关系密切,在 $P < 0.001$ 极显著水平上获得如下幂函数关系:

$$\text{雨强为 } 0.5\text{mm/min} \quad \Delta AS_1 = 0.0365R_d^{1.0731} \quad r = 0.975 \quad (40)$$

$$\text{雨强为 } 2\text{mm/min} \quad \Delta AS_2 = 0.0024R_d^{1.443} \quad r = 0.978 \quad (41)$$

$$\text{雨强为 } 4\text{mm/min} \quad \Delta AS_3 = 0.0312R_d^{0.882} \quad r = 0.992 \quad (42)$$

式中: ΔAS —— 土壤抗冲性强化值(sec/g); R_d —— $\leq 1\text{mm}$ 须根密度(个/100cm²)。

这里 ΔAS 是指在消除无根系土壤本身的抗冲性影响之后,根系所能提高土壤抗冲刷作用的能力。同时发现20~25龄油松人工林根系提高土壤抗冲性能的最少有效根($\leq 1\text{mm}$)密度为26~34个/100cm²,土层有效深度为70cm,其中在0~50cm土层内根系对土壤抗冲性增强效应

非常明显。与油松人工林相比,沙棘林根系固土的有效根密度增大,在坡度角为 $\leq 20^\circ$ 和 $> 20^\circ$ 时,分别为60个/100m²和118个/100cm²以上,根系提高土壤抗冲性能的有效深度为30cm左右。

吴钦孝^[36]采用保留和去掉茎叶两种处理方法,模拟测定了黄土高原几种常见的天然草本植物根系提高表层土壤抗冲刷的能力。研究表明,草本植物地上部分茎叶对减少土壤冲刷起一定作用,地下部分根系在降低土壤冲刷量方面起决定性作用。与无根系土壤比较,白羊草根系使表层土壤抗冲力提高了24.8~33.6倍,羊胡子草根系使表层土壤抗冲力提高了24.0~29.6倍,铁杆蒿提高了15.0~20.1倍,黄管草提高了17.0~19.3倍。上述研究的实验是通过一个原状土冲刷水槽装置而进行的。

汪有科^[37]通过对枯落物抗冲性测定资料分析,枯落物自身抗冲能力与其增强土壤的抗冲效应相一致,抗冲能力大小顺序为油松>山杨>沙棘>刺槐。枯落物的抗冲力还伴随其厚度增加而提高,与单位面积中的活植物茎数量成正相关。另外,刘秉正^[38]、郭培才^[39]对刺槐林、沙棘林抗冲性的研究证明土壤抗冲性与其毛根含量、有机质含量、硬度等相关性高。

2.3 土壤可蚀性指标 K 值

USLE 中的 K 值,是一个由试验确定的定量数值,对于一个具体土壤,它等于“单元”小区上每单位侵蚀指标的土壤流失率。单位小区的人为定义“坡长 22.1m,均一坡度 9%,顺坡犁耕的连续休闲地”。当这些条件都满足时, L, S, C, P 各为 1.0,则 $K = \frac{A}{EI}$ 。由于直接测定 K 值比较费事,因此美国在进行区域性土壤性质与 K 值关系研究的基础上,建立了通过土壤基本性质查算 K 值的办法,并绘制了用以查算的诺谟图,对于粉砂含量不超过 70%的地区,诺谟图程式为:

$$100K = 2.1M^{1.14}(10^{-4})(12 - a) \div 3.25(b - 2) + 2.5(c - 3) \quad (43)$$

式中: M —— (粉砂+极细砂百分数)乘以(100-粘土百分数); a —— 有机质分数; b —— 土壤结构编号; c —— 剖面渗透性等级。

在土壤侵蚀过程中,极细砂和粉砂的作用相似,诺谟图正是适用了这一点。同时 K 值可以通过土壤质地和有机质含量从表 11 中查找。

中国的 K 值获取有两方面:一是应用诺谟图。而应用诺谟图,比较困难的是要将前苏制的土壤质地分类系统转换为美制(美制的计算基础为小于 2.0mm,苏制则为小于 1.0mm)。因为我国在 40 多年应用前苏制系统在全国范围内做了大量的土壤颗粒分析。土壤质地转换的方法一般应用图解法,即先在半对数纸上画出苏制的土壤颗粒大小分配曲线,然后查出美制某一粒

表 11 USLE 中的可蚀性因子 K 值

土壤质地	土壤有机质含量(%)		
	0.5	2	4
沙	0.11	0.07	0.04
细沙	0.36	0.31	0.22
极细沙	0.94	0.81	0.63
壤质沙土	0.27	0.22	0.18
壤质细沙土	0.54	0.45	0.36
壤质极细沙土	0.99	0.85	0.67
水沙质壤土	0.60	0.54	0.43
细沙质壤土	0.78	0.67	0.54
极细沙质壤土	1.05	0.92	0.74
壤土	0.85	0.76	0.65
粉沙质壤土	1.08	0.94	0.74
粉土	1.34	1.16	0.94
沙质粘壤土	0.60	0.56	0.47
粘壤土	0.63	0.56	0.47
粉质粘壤土	0.83	0.72	0.58
沙质粘土	0.31	0.29	0.27
粉质粘土	0.56	0.52	0.43
粘土	0.65	0.47	0.29

径的百分含量。近年来,吕喜玺^[40]等用美国新近建立的土壤可能性因子 K 值的计算公式和二次样条函数插值法转换的土壤质地,计算了我国南方主要侵蚀土壤表层 K 值(见表11)。马志尊^[41]选用诺谟图计算我国不同土壤的 K 值分别为:黄土0.43,红土0.39,山地褐土0.09,碳酸盐褐土0.29,淋溶褐土0.37,片麻岩风化物0.03,砂页岩风化物0.04。二是实测 K 值,张宪奎^[42]在东北黑土地区的实测发现,用诺谟图求出的 K 值较实测值普遍偏小30%。他们实测黑土、白浆土、暗棕壤3种土壤的 K 值分别为0.26、0.31、0.28。

2.4 允许土壤流失量

关于允许土壤流失量的概念一直存在着争议。允许土壤流失量的定义目前有3种。一种认为是侵蚀作用不超过成土速度的侵蚀量。另一种认为土壤流失的是腐殖质层,应以腐殖质积累速度代替成土速度;还有一种认为是维持一定的土壤生产力的允许流失值或者是保证作物产量在经济上保持在所规定的高水平的最大年流失量。

目前,美国不同土壤的土壤允许流失量为2.25~11.5t/hm²,官方机构确定的界限为12.5t/hm²。许多学者认为这一标准偏高,因为它要比天然的成土速度大许多倍(有人估算,在良好植被下,形成2.5cm厚的土层需要300年左右,每年的成土厚度仅为0.025~0.083mm(按容量1.25计算,折合0.3~1.0t/hm²)。原苏联定为3.40~10.9t/km²。

我国对允许土壤流失研究不多,史德明^[43]在南方采用的标准为5t/hm²,赵兴实^[31]在对东北黑土的侵蚀量计算中取允许流失值 $W(t \cdot \text{亩} / \text{a}) = 0.8 \times \text{年农家肥施用量}(t / \text{亩} / \text{a})$,0.8是保证系数(即保证表土层可逐渐增厚)。一般以10.0t/km²作为黄土高原的允许土壤流失量。

3 地形

3.1 坡度

坡度是地面形态的主要要素。我国的研究者大都通过统计分析,认为土壤流失量与坡度呈幂函数关系,但坡度指数的变化幅度较大(大多数在0.5~2.5之间,黄土高原在1.0~1.8之间)。张宪奎^[42]在宾县和克山县的试验结果,黑土地区坡度指数在1.0~2.3之间,江忠善^[18]在陕北安塞的试验,坡度指数为1.308。影响坡度与土壤流失量关系的很重要一个因素是降雨雨型和降雨强度。江忠善通过在安塞试验区的分析,发现一次降雨过程中短历时最大雨强大小的影响,是造成坡度指数变化的重要原因,随着 I_{30} 的增大,坡度指数由低雨强型降雨的1.103增大到极高雨强型的1.385。这也说明,在不同雨强的降雨情况下,坡度的作用程度是不同的。降雨强度愈大,坡度的影响愈大。

表12 中国南方主要易蚀土壤表层 K 值 (吕喜玺)

土 壤	平均 K 值	土 壤	平均 K 值
第四纪红粘土红壤	0.38	玄武岩红壤	0.29
紫色土	0.37	红色石灰土	0.29
石英岩红壤	0.33	黄棕壤	0.28
黄土黄棕壤型土	0.33	黄 壤	0.26
泥质岩红壤	0.32	黄红壤	0.25
砂岩红壤	0.31	花岗岩红壤	0.24
棕色石灰土	0.31	酸性紫色土	0.20
山地灌丛草甸土	0.30		

坡度与土壤流失的关系形态并不是单一的。陈法扬^[47]的研究结果表明:在18°以下土壤冲刷量与坡度呈直线相关,在18°至25°间土壤冲刷量与坡度呈指数关系,在25°以上,土壤冲刷量随坡度反而减少。

实际上,土壤流失量并不是随着坡度的增大而无限的增大,它总是存在着一个由大变小的临界坡度。我国的多数研究者^{[47][48][49][50]}认为这个临界坡度在25°~28°之间。但也有认为在35°~40°的报道,而这一结论是根据坡面水流作用推导而来。

3.2 坡长

坡长与土壤流失的关系比较复杂,在不同土壤、不同地面坡度和不同降雨量的情况下,所得试验结果不同,江忠善^{[46][51]}在黄土高原天水、绥德、子洲、安塞的试验结果,土壤流失量分别与坡长的0.22,0.15,0.52,0.4次方成正比。华绍祖得出在黄土地区,土壤流失量与坡长的0.15~0.5次方成正比。

关于临界坡长,曹银真^[52]认为在一定的坡长范围内,侵蚀量随坡长的增加而增加,当达到一定坡长(临界坡长)时,则产生了质变,出现新的飞跃,侵蚀剧烈的地段,首先是出现在分水岭以下25~35m处,其次是出现在45~55m处,二者相距约20m,这反映了两次剧烈冲刷地段之间存在着相对微弱的侵蚀。

3.3 地形因子(LS)

在USLE中,地形因子(LS)是在相同条件下,每单位面积坡面流失与标准小区(坡长22.1m,坡度9%)流失之比值,可直接从坡面效应图中查得。美国维斯奇迈尔和史密斯得出的适用于大于9%坡度的LS关系为:

$$LS = \left(\frac{\lambda}{22}\right) \left(\frac{\alpha}{5.16^\circ}\right)^{1.3} \quad (44)$$

江忠善^[51]取黄土高原长20m,宽5m,坡度10°为标准小区,得到LS的关系式为:

$$LS = 1.07 \left(\frac{\lambda}{20}\right)^{0.28} \left(\frac{\alpha}{10^\circ}\right)^{1.45} \quad (45)$$

牟金泽^[53]得到黄土丘陵(天水)的LS关系式为:

$$LS = 1.02 \left(\frac{\lambda}{20}\right)^{0.2} \left(\frac{\alpha}{5.07}\right)^{1.3} \quad (46)$$

张宪奎^[54]得出东北黑土地区LS的关系式为:

$$LS = \left(\frac{\lambda}{20}\right)^{0.18} \left(\frac{\alpha}{8.75}\right)^{1.3} \quad (47)$$

黄炎和^[54]得到闽东南地区LS的关系式为:

$$LS = 0.08\lambda^{3.35}\alpha^{0.66} \quad (48)$$

另外,杨艳生^[55]得到南方红壤地区LS的关系式为:

$$L = h \cdot (1 - \cos\beta) / 63.8 \sin\beta \quad (49)$$

$$S = 0.419 \cdot 1.1^\beta \quad (50)$$

$$LS = 0.0023 \times 1.1^\beta \times h(1 - \cos\beta) / \sin\beta \quad (51)$$

式中： β ——地面平均坡度角(°)； h ——相对高度(m)。

4 植 被

植被防止侵蚀的作用主要包括对降雨能量的削减作用、保水作用和抗侵蚀作用。

4.1 植被对降雨能量的削减作用

余新晓^[56]在江西修水县的研究：森林植被减弱降雨势能的作用由两个部分组成：一是林冠对降雨截留作用减弱了降雨势能 EP_i ；二是林冠对降雨的缓冲作用减弱了降雨能量 EP_c 。不同类型的森林，这两种作用在森林植被中被减弱的总势能的比例是不同的。乔木林 EP_i 占总势能的比例比 EP_c 大，而灌木林则相反，这说明乔木林对降雨势能的减弱作用主要取决于林冠截留耗能作用的大小，而灌木林则主要决定于林冠缓冲耗能作用的大小。林分平均高度、林分平均冠心高度和林分平均枝下高度及郁闭度，是影响森林植被减弱降雨势能的重要因子。

雷瑞德^[57]在华山松林冠层对降雨动能影响的研究中，发现当华山松林冠层下限高度超过7m，降雨量大于5mm的情况下，林冠层降低降雨动能不明显。华山松林冠层对雨滴具有分散和汇聚两种作用，降雨通过林冠层后，林内小雨滴出现的频率比林外高，但林内有一定数量大气降雨所不具备的大雨滴，从而导致林内降雨的雨滴中数直径大于大气降雨雨滴中数直径的现象。林地植被落叶层覆盖对消散雨滴动能的作用甚大。植被落叶层在植被保持水土上的意义，除了有减少雨滴的打击力和延缓径流过程和强度外，还进一步起着阻滞径流的作用。

赵鸿雁^[58]对油松人工林地天然山杨林林内降雨动能的研究表明：林内雨滴终速取决于林冠层中部距地面的高度，当高在8.0m以上，可以用空旷地雨滴终点速度计算林内雨滴动能，林内雨滴动能与平均雨强、降雨量、降雨历时呈二次多项式关系。

刘向东等^[59]对森林植被垂向结构减弱动能的研究表明：树冠截留作用消减的降雨动能约占降雨总动能的17%~40%，灌木草本层消减的动能为降雨总动能的44.4%，枯枝落叶层不仅因截留作用减弱总动能的9%左右，而且可将透过林冠层、灌木草本层的降雨动能全部削弱。森林植被垂向结构削弱降雨动能的大小依次为植被落叶层——灌木草本层——林冠层。

4.2 植被的保水作用

植被的保水作用主要包括树冠的截留降水、枝叶的吸水能力及枯枝落叶层的保水能力。森林、灌丛、草地及农作物等各种植被的地上部分都具有截留降水、减少雨滴打击力和减缓径流过程及强度的作用，其作用大小随着植被地上部分盖度和生物量的增加而增加。森林植被的树冠截留作用最强，一般占雨量的10%~15%。其截留量的大小取决于降雨量和降雨强度。余新晓在江西省修水县的研究，得到林下降雨量 P_i 和降雨量之间存在着如下关系：

$$P_i = mp^n \quad (39)$$

式中： m, n ——待定系数。松木、马尾松的 m 值在0.45~0.75之间， n 值在0.9~1.2之间。同时得出，林冠截留量 p_i 与降雨量 p 的关系，当 $p \leq 0.5\text{mm}$ 时， $p_i = p$ ，当 $p > 0.5\text{mm}$ 时呈幂函数关系：

$$p_i = ap^b \quad (40)$$

式中: a, b 待定参数, 杉木、马尾松 a 值在 0.2~0.6, b 值在 0.4~0.9 之间。

刘向东等^[59]对森林植被垂直结构截留降水的作用进行了系统研究, 截留量大小的依次顺序为林冠层——枯枝落叶层——灌木草本层。其结果见表12。

据中国科学院地理研究所水文研究室和陕西省延安水土保持试验站在黄龙山林区观测^[60], 各树种的平均截留量为 12.5%~26.7%。

邹厚远^[62]在陕北黄龙山林区对枯叶落叶层吸水作用的研究表明, 枯叶落叶层能吸收大量降水, 每 hm^2 枯枝落叶层按饱和含水量计, 辽东栎林、

油松林、人工油松林、山杨林、白桦林的吸水量分别为 137.1m^3 , 72.7m^3 , 82.7m^3 , 90.5m^3 , 95.3m^3 。灌丛和草地由于枯枝落叶量少, 这种作用远低于森林。

关于树冠的截留降水作用。刘向东等^[61]在陕西省宜川县铁龙湾林场的试验表明: 人工油松林树冠截留量为年雨量的 19.8%, 山杨林为 15.6%, 林内降水量与林外降水量的关系呈直线关系, 林冠截留量与林外降水量级呈幂函数关系, 同时研究发现: 油松树枝容水量相当于树枝重量的 27.1%, 树枝容水量与树枝重量呈直线正比关系。

4.3 植被的抗侵蚀作用

大量研究表明, 植被具有明显的抗侵蚀作用。

侯喜禄等^[63]在陕北安塞的研究表明: 水土保持林地的侵蚀量与林地覆盖度呈二次多项式关系, 且 65% 的覆盖度为林地有效覆盖度。林地侵蚀量与林龄呈指数递减趋势, 有效林龄 5~7 年。水土保持林的活地被物层对林地土壤侵蚀影响显著, 但对径流影响不明显。

汪有科^[64]对枯枝落叶层抗侵蚀作用的研究表明: 林地枯落物的抗冲能力随其厚度增加而提高, 与单位面积中的活植物茎数量成正相关。具有枯落物的林地土壤冲失量主要取决于冲刷的前 1~3min, 而与更长的冲刷历时关系不大, 但与冲刷径流强度关系紧密, 每当径流出现增值都会引起土壤冲失量新的峰值, 枯落物抗冲能力大小的顺序为油松>山杨>沙棘>刺槐。在植被的抗侵蚀作用研究方面, 中科院水保所还重点开展了草灌带状间作和草粮带状间作的抗侵蚀作用。试验结果表明, 同裸露坡地相对照, 刺槐成林可减少水土流失 90%, 柠条林可减少 40%~70%, 沙打旺可减少 70%~85%, 紫花苜蓿可减少 40%~80%。同时, 沙打旺+谷子紫花苜蓿+马铃薯等较单种谷子可减少 10%~30%, 沙打旺+柠条, 红豆草+柠条等较单可减少 15%左右。

4.4 植被作用系数(C)

C 是根据地面植物覆盖状况不同而反映植被对土壤流失影响的因素, 当地面完全裸露时, C 值为 1.0, 如果地面得到良好的保护时, $C = 0.001$, 所以 C 值在 0.001~1 之间。植被作用系数 C 与植被类型、覆盖度有关。我国有几位研究者^[65]通过建立植被因子与植被度的关系求 C 。

表13 黄土高原主要森林类型的垂直

截留降水作用 (刘向东)

森林类型	垂直截留量(%)			
	合计	林冠层	灌木草本层	枯枝落叶层
华北落叶松	43.40	29.40	1.00	13.00
油松	38.30	26.70	1.40	10.20
山杨	25.94	18.00	2.30	5.64
辽东栎	34.18	22.50	4.50	7.18
白桦	34.45	23.10	1.80	9.55

水土保持的农业措施主要有三类:一是以改变微地形为主,包括等高耕作、沟垄种植、垄作区田等;二是以增加地面覆盖为主,包括轮作、间作、等高带状间轮作等;三是以改变土壤物理性状为主,包括少耕免耕等。

在我国,等高耕作十分普遍,由于等高耕作在犁沟平行于等高线方向形成许多“蓄水沟”,因此能有效的拦

表14 不同植被覆盖的C值

地面覆盖度(%)		0	20	40	60	80	100
USLE	草地	0.45	0.24	0.15	0.09	0.043	0.011
	灌木	0.40	0.22	0.14	0.085	0.040	0.011
	乔灌混交	0.39	0.20	0.11	0.06	0.027	0.007
	茂密森林	0.10	0.08	0.06	0.02	0.004	0.001
中国西北黄土高原	人工牧草	0.50	0.28	0.16	0.10	0.04	0.01
	荒草坡	0.55	0.32	0.18	0.12	0.04	0.01
	林地	0.40	0.22	0.15	0.09	0.04	0.01

蓄地表径流,增加土壤水分入渗,减少水土流失。据测定,在20°坡地上,等高耕作比顺坡耕作减少土壤流失40%~80%,并使作物产量提高20%左右。在等高耕作基础上进行的水土保持耕作就是沟垄种植,即在坡面上沿等高线开犁,形成沟和垄,在沟内和垄上种植植物,垄沟种植的形式多种多样,有套犁沟播(套二犁,以加深犁沟,加大蓄量);圳田(每隔50cm挖宽、深各30~50cm的沟),水平防冲沟(在坡面上每隔一定距离用犁横开一条沟,沟间距离20m左右,沟深30~40cm)。垄沟耕作每hm²可减少土壤流失量70%~95%。

5 耕作

5.1 农业措施

5.2 水土保持工程措施

从地面坡高一定和梯埂侧坡已知时,梯

田田面宽度 B 为梯埂高度 H 的函数。蒋定生从修筑

省工和梯埂占地最少的

观点出发,采用“优选”原理,得到黄土丘陵陵区梯田最优宽度与地面坡度之间的关系

式为: $B = -9.5 \log \alpha + 18.5$

在中国最基本的水土保持工程措施是梯田。因此,我国学者对梯田研究较多,按梯田的断面

表15 黄土丘陵梯田断面规格参考值 (蒋定生)

地面坡度(°)	5	10	15	20	25
田面宽度(m)	18.0	12.0	8.5	6.5	5.0
埂高(m)	1.6	2.2	2.5	2.6	2.7
梯埂侧坡(°)	80	76	73	73	73

表16 美国不同措施P值

坡度(°)	1~2	3~5	6~8	9~12	13~16	17~20	21~25
等高耕作	0.6	0.5	0.5	0.6	0.8		
带状间作	0.6	0.5	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
隔坡梯田	0.6	0.5	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9

表17 中国不同措施P值

坡度(°)	等高带状耕作	草田带状间作	水平梯田	水平沟	等高垄作
<5	0.3	0.1		0.01	0.1
5~10	0.5	0.1	0.03	0.05	0.1
>10	0.6	0.2		0.1	0.3

形成水平梯田、坡式梯田和隔坡梯田。在黄土高原,水平梯田的田面宽度为:

$$B = H(\cos\alpha - \cos\beta) \quad (41)$$

式中: B ——梯田田面宽度(m); α ——原地面坡度($^{\circ}$); β ——梯埂侧坡($^{\circ}$); H ——梯埂高度(m)。

5.3 水土保持措施因子 P

在 USLE 中, P 是指在特定水土保持措施的土壤流失与起伏地耕作的相应土壤流失之比。 P 一般在 0.25~1.0 之间, 表 16 和表 17 分别是美国和中国不同措施的 P 值。

参 考 文 献

- 1 王万忠. 黄土地区降雨特性与土壤流失关系的研究(I). 水土保持通报, 1983, (4)
- 2 王万忠. 黄土地区降雨特性与土壤流失关系的研究(II). 水土保持通报, 1984, (2)
- 3 周佩华等. 黄土高原土壤侵蚀暴雨标准. 水土保持通报, 1987, (1)
- 4 王万忠等. 中国降雨侵蚀 R 值的计算与分布(I). 水土保持学报, 1995, (4)
- 5 张宪奎. 黑龙江省土壤流失预报方程中 R 指标的研究. 水土保持科学理论与实践. 林业出版社, 1992, 63~66
- 6 王万忠. 黄土地区降雨侵蚀力 R 指标的研究. 中国水土保持, 1987, (12)
- 7 贾志军. 晋西黄土丘陵降雨侵蚀力 R 指标的确定. 中国水土保持, 1986, (6)
- 8 江忠善, 贾志伟等. 降雨特征与水土流失关系的研究. 西北水土保持研究所集刊, 1990, 12
- 9 吴素业. 安徽大别山区降雨侵蚀力指标的研究. 中国水土保持, 1992, (2)
- 10 黄炎和等. 闽东南降雨侵蚀力指标 R 值的研究. 中国水土保持, 1992, (4)
- 11 姚治君. 云南玉龙山东南坡降雨因子与土壤流失关系的研究. 自然资源学报, 1991, (4)
- 12 江忠善等. 黄土地区天然降雨雨滴特性研究. 中国水土保持, 1983, (3)
- 13 刘素媛等. 辽西低山丘陵半蛙地区天然降雨雨滴特性初报. 中国水土保持, 1988, (2)
- 14 周伏建等. 福建省天然降雨雨滴特征研究. 水土保持学报, 1995, (1)
- 15 卜兆宏等. 降雨侵蚀力因子所算法的初步研究. 土壤学报, 1992, (4): 408~417
- 16 周伏建等. 福建省降雨侵蚀力指标 R 值. 水土保持学报, 1995, (1)
- 17 吴素业等. 安徽大别山区降雨侵蚀力简化算法与时空分布规律. 中国水土保持, 1994, (4)
- 18 刘秉正. 渭北地区 R 的计算与分布. 西北林学院学报, 1993, (2)
- 19 马志尊. 应用卫星形象估算通用土壤流失方程各因子值方法的探讨. 中国水土保持, 1989, (3)
- 20 孙保平等. USLE 在西吉县黄土丘陵沟壑区的应用. 中国科学院, 水利部西北水土保持研究所集刊, 1990, 12集, 50~103
- 21 王万忠等. 中国降雨侵蚀 R 值的计算与分布(II). 土壤侵蚀与水土保持学报, 1996, (1)
- 22 朱显谟. 黄土高原水蚀的主要类型及其有关因素. 水土保持通报, 1982, (1)
- 23 杨艳生等. 江西兴国县土壤渗透性的研究. 水土保持通报, 1982, (6)
- 24 蒋定生等. 地面坡度对降水入渗影响的模拟试验. 水土保持通报, 1984, (4)
- 25 杨艳生等. 侵蚀土地表径流和土壤渗透的研究. 土壤学报, 1984, (2)
- 26 贾志军等. 土壤含水率对坡耕地入渗影响的研究. 中国水土保持, 1987, (9)
- 27 黄义端. 我国几类主要地面物质抗侵蚀性能初步研究. 中国水土保持, 1980, (1)
- 28 郭培才. 黄土区土壤抗蚀性预报及评价方法研究. 水土保持学报, 1992, (3)
- 29 王佑民等. 黄土高原土壤抗蚀性研究. 水土保持学报, 1994, (4)
- 30 杨玉盛等. 不同利用方式下紫色土可蚀性研究. 水土保持学报, 1992, (3)
- 31 赵兴实等. 黑土侵蚀区土壤理化特性及抗冲抗蚀性能初探. 水土保持, 1981, (6)

- 32 蒋定生. 黄土区不同利用类型土壤抗冲刷能力的研究. 土壤通报, 1979, (4)
- 33 李勇. 黄土高原植物根系提高土壤抗冲性能的研究. 水土保持通报, 1990, (1)
- 34 吴普特等. 黄土丘陵沟壑区(N)土壤抗冲性研究. 水土保持学报, 1993, (3)
- 35 李勇. 沙棘林根系强化土壤抗冲性的研究. 水土保持学报, 1990, (3)
- 36 吴钦孝等. 黄土高原植物根系提高土壤抗冲性能的研究. 水土保持学报, 1990, (1)
- 37 汪有科等. 林地枯落物抗冲试验研究. 西北水保所集刊. 1991, 14集
- 38 刘秉正等. 刺槐林地土壤抗冲性的试验研究. 西北林学院学报, 1984, (1)
- 39 郭培才等. 黄土高原沙棘林地土壤抗蚀抗冲性能的研究. 西北林学院学报, 1989, (1)
- 40 吕喜玺. 土壤可蚀性因子 K 值的初步研究. 水土保持学报, 1992, (1)
- 41 马志尊. 应用卫星影像估算通用流失方程各因子值方法的探讨. 中国水土保持, 1989, (3)
- 42 张宪奎等. 黑龙江省土壤流失方程的研究. 水土保持通报, 1992, (4)
- 43 周佩华等. 黄土高原土壤抗冲性的试验研究方法探讨. 水土保持学报, 1993, (1)
- 44 M. H. 扎斯拉夫斯基. 是允许侵蚀量还是破坏土壤肥力的侵蚀量?. 水土保持, 1985, (2)
- 45 史德明. 我国红壤区侵蚀土壤的退化与防治. 中国水土保持, 1987, (12)
- 46 杨文治、余存祖主编. 黄土高原区域治理与评价. 北京: 科学出版社, 1992, 305~307
- 47 陈法扬. 不同坡度对土壤冲刷量影响试验. 中国水土保持, 1985, (2)
- 48 陈永宗. 黄土高原沟道流域产沙过程的初步分析. 地理研究, 1983, (1)
- 49 蒋定生. 地面坡度对降水入渗影响的模拟试验. 水土保持通报, 1984, (4)
- 50 王玉宽. 黄土丘陵沟壑区坡面径流侵蚀试验研究. 中国水土保持, 1993, (7)
- 51 江忠善等. 黄土高原土壤流失预报方程中降雨侵蚀力和地形因子的研究. 西北水保所集刊, (7). 1988
- 52 曹银真. 土侵蚀过程中的地貌临界. 中国水土保持, 1987, (10)
- 53 牟金泽等. 降雨侵蚀土壤流失预报方程的研究. 中国水土保持, 1983, (6)
- 54 黄炎和等. 闽东南土壤流失预报研究. 水土保持学报, 1993, (4)
- 55 杨艳生. 论土壤侵蚀区域性地形因子值的求取. 水土保持学报, 1988, (2)
- 56 余新晓. 森林植被减弱降雨侵蚀能量的数理分析. 水土保持学报, 1988, (3)
- 57 雷瑞德. 华山松林冠层对降雨动能的影响. 水土保持学报, 1988, (2)
- 58 赵鸿雁等. 油松人工林和天然山杨林林内降雨动能研究. 西北水保所集刊, 1994, (14)
- 59 刘向东等. 森林植被垂直截留作用与水土保持. 水土保持研究, 1994, (3)
- 60 梁建民等. 树冠截留降雨的观测试验研究. 地理集刊第12号, 1980
- 61 刘向东等. 黄土丘陵区油松人工林和山杨林林冠对降水的再分配及其对土壤水分的影响. 西北水保所集刊, 1991, (14)
- 62 邹厚远. 陕北黄龙山植被保持水土的研究. 水土保持通报, 1981, (2)
- 63 侯喜禄等. 黄土丘陵沟壑区主要水保林类型及草地水保效益研究. 西北水保所集刊, 1991, (14)
- 64 汪有科等. 林地枯落物抗冲试验研究. 西北水保所集刊, 1991, (14)
- 65 孙保平. USLE 在西吉县黄土丘陵沟壑区的应用. 西北水保所集刊, 1990, (12)