目　　录

前言
第一章　绪论……1
第一节　概念……1
第二节　黄土高原的范围和面积……3
第三节　侵蚀的危害……5
第四节　研究历史简述……7
参考文献……9
第二章　侵蚀区的地理环境……11
第一节　古地理环境……11
第二节　现代自然地理环境……22
参考文献……29
第三章　侵蚀类型……31
第一节　分类原则和类型划分……31
第二节　侵蚀类型的特征……34
第三节　侵蚀类型组合……49
参考文献……53
第四章　侵蚀强度……54
第一节　侵蚀强度的时间和空间变化……54
第二节　侵蚀强度区域差异的原因……59
第三节　三千年来侵蚀速率的估算……72
参考文献……79
第五章　影响侵蚀的因素……80
第一节　降雨径流……80
第二节　现代构造运动……95
第三节　地貌……98
第四节　地面组成物质……115
第五节　植被……124
第六节　人为因素……137
参考文献……143
第六章　谷间地和沟谷侵蚀……145
第一节　谷间地侵蚀过程……145
第二节　沟谷侵蚀……157
第三节　侵蚀方式垂直分带……170
参考文献……182
第七章　现代侵蚀治理……183
第一节　治理原则……183

第二节　治理途径 …… 184
第三节　治理技术 …… 189
第四节　治理实例 …… 192
参考文献 …… 194

第一章 绪 论

第一节 概 念

一、侵蚀的涵义

侵蚀一词目前有两种理解，在苏联和东欧各国文献中，侵蚀是指水体对土壤和岩石的破坏过程。这个过程包括水体对固体物质的直接机械破坏和水体沿槽床运动的冲刷作用，水的溶蚀和风的吹蚀也属于侵蚀范畴。大不列颠百科全书（1980年版）把侵蚀解释为"破坏和塑造地表特征的全部过程"，并把风化作用包括在侵蚀条目之中。前一种理解和大多数学者的理解一致，后一种理解混淆了风化与侵蚀的关系，并犯了地表形态成因的原则错误。地球表面形态特征的起源是十分复杂的，有的形态是主要由堆积作用造成，譬如冲积扇，有的形态是主要由侵蚀造成，如侵蚀沟，也有的形态是由侵蚀和堆积共同形成。如果把"塑造地表形态的全部过程"都归于侵蚀作用，这是任何一个地貌学家都不会接受的。风化是造成岩体破碎的重要方式，它为侵蚀顺利进行准备了有利的条件，但风化本身并不产生直接的物质运移效果，严格地讲，不应该把它包括在侵蚀之中。地质学家们通常把风化和物质块体移动，以及水，风的侵蚀统称为剥蚀。

V. A. 范诺尼的侵蚀定义是[1]：在水和风的作用下，岩石颗粒的分离和移动；W. G. 莫尔认为[2]，侵蚀是各种自然动力对地表的损毁过程。他说的各种自然动力最主要的是水的各种状态所产生的那些营力，如海洋、河流、雨水、冰川冰、融雪等。侵蚀过程中风也起着同等重要的作用。土壤侵蚀学家 N. W. 哈德逊认为[3]，侵蚀是一种夷平过程，使土壤和岩石颗粒在重力作用下发生转运、滚动或流失，风和水是使颗粒变松和破碎的主要动力。这三位学者都认为侵蚀是外动力（主要是水和风）对地表物质的分离和破坏过程，这和苏联及东欧各国学者的理解基本上一致。但是，他们都忽视了现代侵蚀过程中人的巨大作用。人类活动对地面物质的分离和破坏，在当今条件下完全可以和自然营力媲美。世界上的矿床开发、交通建设、水利设施兴建等等，无时无刻不在对地表物质进行分离、破坏和运移，因而近代地貌学著作中广泛使用了"人为地貌"（或人为侵蚀）一词，就是指人类活动所造成的各种地表形态。所以应该把人类活动对地表物质的分离和破坏看成是特殊的，而且是十分重要的外营力。我们认为，侵蚀的确切涵义是指：地表物质（岩石和土壤）在外营力作用下的分离、破坏和移动。这里所说的外营力包括各种自然营力（如水、风、重力等）和人为作用。

环境科学文献中常常使用"土壤侵蚀"这个术语，而对土壤侵蚀的理解有广义和狭义之分。狭义的土壤侵蚀是指土壤被外营力分离、破坏和移动；广义的土壤侵蚀包括土壤和成土母质在外营力作用下的分离、破坏和移动。黄土高原的侵蚀历史悠久，过程迅速，原始土壤几乎被全部破坏殆尽，目前的侵蚀过程既发生在耕作层中，又主要发生在母质层中，侵蚀方式有水力侵蚀、风蚀、重力侵蚀和潜蚀、泥流等，已经完全超出了狭义土壤侵蚀

的内容。本书指的侵蚀与广义的土壤侵蚀涵义相当。

二、正常侵蚀和加速侵蚀

正常侵蚀又叫地质侵蚀或自然侵蚀，它是在不受人为影响条件下自然营力对地表物质的分离、破坏和移动。正常侵蚀是一切具有足够发生侵蚀的地形能量地区的正常现象，尤其是塑造和雕刻山区与丘陵地区地貌形态的主要过程。它的发生发展是由内营力和外营力(不包括人为作用)相互矛盾斗争的规律性决定的。其侵蚀速度，即使在半干燥的侵蚀活跃区域，一般也不超过 0.5—1.0 厘米/年；植被良好的湿润地区更是缓慢。

加速侵蚀是指侵蚀速度超过正常速度的侵蚀。加速侵蚀有自然加速侵蚀和人为加速侵蚀之分。自然加速侵蚀是自然界本身在某一时段出现的突发性过程所引起的侵蚀，最典型的例子是地震破坏和由地震诱发的滑坡、崩塌等。洪水泛滥造成的强烈冲刷，也是局部地区的自然加速侵蚀；其它的如气候变化引起冰雪融化所造成的侵蚀等。人为加速侵蚀是在自然侵蚀的基础上，由于人类活动削弱了地面抗蚀力(譬如破坏植被、松动表土等)从而使侵蚀快速发展。人为加速侵蚀是当今世界上普遍关注的环境问题，也是人类控制侵蚀的主要对象和任务。

三、现代侵蚀和古代侵蚀的时间界线

A. C. 科兹缅科指出，区别现代侵蚀和古代侵蚀在理论和实践两方面都有重要意义[4]。但是，如何确定现代侵蚀和古代侵蚀的时间界线，至今未能认真研讨。M. J. 格克拜主编的《地表过程和地形》杂志，主要是讨论地貌的现代过程。何谓现代，何谓古代，能不能大体规定二者的时间界线，他并没有给予介绍。科兹缅科本人也仅仅给了一个模糊不清的解释，他把人类活动之前的称为古代，人类活动以来的称为现代。我们认为，古代侵蚀是泛指地质历史时期的侵蚀，纯粹属于自然侵蚀；现代侵蚀是指参与了人类活动影响，使自然侵蚀或者加速或者延缓。也就是说，人类活动在一定程度或一定范围内改变了地面自然过程的强度或方向。我国和世界上其它的许多地区一样，绝大多数情况是人为作用促使侵蚀加速，只有江河堤坝、土地平整、植树造林才使这些地区的侵蚀减缓。

人类活动对自然过程的影响是逐步发展的，并不是自从人类出现之初就表现了巨大的作用，它必须经过一个很长的发展历程。这一方面是早期人类影响的规模和程度有限，不足以破坏自然界的物质能量相对平衡；另一方面也因为自然本身具有一定的弹性(忍耐能力)，只有当人施加给自然的影响超越了自然的忍耐能力，才会表现出明显的影响效果。人类活动影响自然过程的程度是因地而异的。由于各地的自然条件、人类生产活动的方式、人口密度、科学技术和文化水平、社会经济特点、以及社会发展历史等因素不同，即使在不太大的区域里的差别也是很大的，所以企图建立世界范围内统一的现代侵蚀时间尺度是不恰当的，也是不可能的。在我国，不能把青藏高原和黄土高原的现代侵蚀时间界线统一起来。青藏高原上有些地区现在还属于自然侵蚀范畴。江南丘陵的现代侵蚀历史，很可能和云贵高原的不一样。

人类活动促使侵蚀加速的方式极多，如砍伐森林、破坏草原、陡坡耕垦、工矿交通和水利建设不注意水土保持等等，其中以坡地耕垦的影响最大。所以，一个地区的农垦历史，基本上就是人为加速侵蚀的发展史。可以以出现大规模农垦的时间作为现代侵蚀与古代

侵蚀的时间界线。根据历史地理学家们研究，黄土高原农耕的历史悠久，西安半坡出土文物证明，远在距今五、六千年前农业生产已占相当地位。但是，当时的农耕活动仅限于河谷平原和高原上的平坦地区，它对侵蚀的影响是微不足道的。至西周和春秋战国时期，虽然农业已有较大发展，并出现了犁铧工具，因当时的人口较少，黄土高原广大地区为牧民经营，实行游牧生产，人类活动影响侵蚀的程度，很可能还未超过自然的忍耐能力。只有到了秦汉时期，黄土高原才发生了大规模耕垦土地[6]，植被受到首次大破坏。所以我们把黄土高原秦汉(西汉)以后的侵蚀称为现代侵蚀，在此以前属于古代侵蚀。也就是说，黄土高原的现代侵蚀已有约二千年历史，属于晚全新世阶段。

第二节　黄土高原的范围和面积

我国地势的基本特点是自西向东呈三级阶梯状下降。西部为海拔 4,000—5,000 米以上的青藏高原，其上耸立着许多海拔 7,000 米以上的高山，著名的喜马拉雅山巍峨地屹立在我国疆土的西南边陲，它有"世界屋脊"之称；东部和东南部为广阔的平原和丘陵；二者之间夹以海拔 1,000—3,000 米的黄土高原和云贵高原。

黄土高原因有分布广、厚度大的第四纪黄土而得名。其内部的地貌结构，除了黄土塬、黄土梁和黄土峁、以及各类沟谷和河谷外，还有兀立于"黄土海洋"中的岩石"岛山"，以及低下的河谷平原和盆地。黄土高原的地势由西部和西北部海拔 2,000 米左右逐渐向东南降低为 300—400 米，实际上是一个向东南倾斜的斜面。黄土高原的面积至今没有精确的数字。五十年代普遍使用的数字为 37 万平方公里；六十年代刘东生根据郑洪汉测量的黄河中游黄土分布图的面积，认为黄土高原的面积和黄土分布面积一致，为 275,000 平方公里[7]；七十年初罗来兴使用的面积数字为 300,000 平方公里[8]。也有人认为黄土高原的面积为 430,000 平方公里[9]，本书作者也曾使用过这种数字。产生以上各种数字的原因大致有两个方面；第一，对高原的涵义理解不一，划定的范围也不一样；第二，测量面积使用的地图比例尺不一样，测量方法不同。这两方面原因中，前者是主要的，后者的影响不致于太大。

严格地讲，高原并不是一个地貌类型概念，而是一个区域地貌组合概念，它既是指那些海拔高度大体一致的具有较大高度的区域，也包括兀立在高原面上的孤立山地和低下的河谷平原和盆地。在黄土高原地区，它首先是指连片分布的黄土覆盖地区，同时也包括那些被黄土覆盖区包围的古老岩石组成的中低山、丘陵和被黄土充填的河谷平原和盆地，如六盘山、吕梁山和汾渭平原。所以，仅仅以黄土覆盖地区的面积代表黄土高原的面积，是不恰当的。

黄土高原的边界与我国其它高原(云贵高原、青藏高原)一样是很不清晰的，西面与青藏高原的界线不明显，东面又逐渐过渡到太行山区。实际上它不是一条线，而是一条界线带。这条界线带可以宽达几公里甚至十几公里。因此出现了相差很大的面积数字。

公认的黄土高原范围是东起太行山西坡，西至乌鞘岭和日月山东坡，南达秦岭北坡，北止于长城。这个范围大致也就是黄土高原的黄土分布范围，在流域位置上属于黄河中游流域的一部分。为了测量面积，我们划定的具体界线是：从小浪底沿沁河西分水岭，接汾河东分水岭，向北连清水河分水陵，向西经托克托过黄河，由内蒙古准格尔旗东部转向

西南沿长城至中宁，再沿黄河至兰州北，经乌鞘岭至日月山东坡，由贵德转洮河分水岭，然后向东沿秦岭北坡直至伊、洛河的北分水岭于小浪底闭合（图 1-1）。在这个范围内首先根据黄河中游各省(区)的1:50万地质图(青海省为1:100万地质图)，参考1:50万卫星像片，把黄土和基岩山地分开，然后用方格法量测面积，用求积仪校核。测量数据列于表 1-1。由表 1-1 可知，黄河中游黄土高原的面积约 38 万平方公里，其中黄土覆盖面积 239,083 平方公里，基岩面积 142,990 平方公里。在此有两点需要说明：第一，测量区东北面的桑干河和滹沱河流域内约有 2—3 万平方公里地区也有黄土，我们只测量了黄河中游的黄土高原面积，没有把它包括在内；第二，关于黄河中游的范围有两种意见，水利界根据黄河的水沙特征将上游和中游的分界定在内蒙古托克托[10]，地质地理界根据大地构造

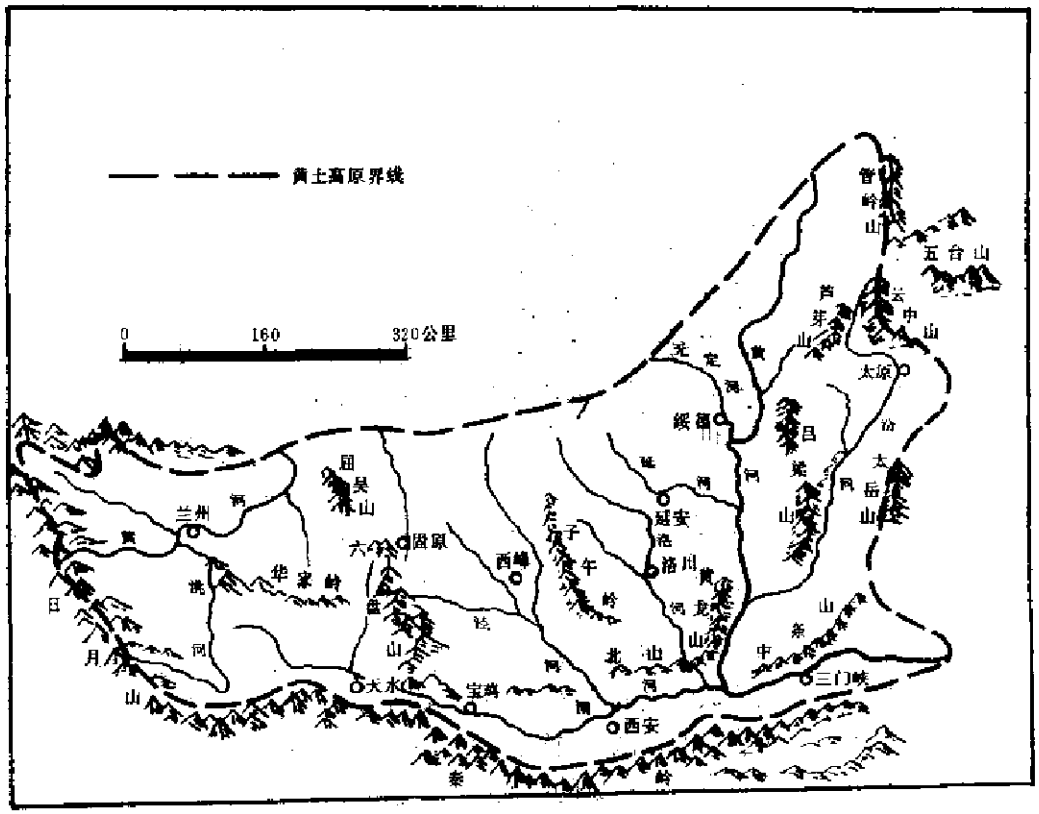


图 1-1 黄河中游黄土高原范围和山川形势

表 1-1 黄河中游黄土高原面积测量成果表

面积（平方公里） 省（区） / 项目	山西	陕西	甘肃	青海	河南	宁夏	内蒙古	合计
黄土	36,400	78,779	66,407	4,026	5,959	25,812	21,700	239,083
基岩	47,451	24,639	37,756	23,159		9,985		142,990
合计	83,851	103,418	104,163	27,185	5,959	35,797	21,700	382,073

单元和河谷地貌特征定在青海贵德[1]，中下游的界线都定在小浪底，我们采用了后一种方案。本书所说的黄土高原是指黄河中游流域内的黄土高原。

第三节 侵蚀的危害

一、侵蚀概况

黄河是世界上著名的多沙河流。据陕县水文站[2] 1919—1980 年泥沙测量资料，黄河每年通过该站输向下游的悬移泥沙量平均为 16.8 亿吨，其中内蒙古河口镇托克托（头道拐）以上来的悬沙为 1.4684 亿吨，托克托至三门峡区间来的悬沙是 15.33 亿吨。后者来沙量占三门峡悬沙输送量的 91%。托克托至三门峡区间的流域面积为 319,971 平方公里，则这一区间的悬移质输沙量平均为 4791.0 吨/平方公里·年，也就是每年侵蚀的土层厚度平均约为 0.63 厘米[3]。陕北北部和内蒙古东南部的黄土区域侵蚀量可达 3—5 厘米/年。如此高的侵蚀速度是世界罕见的。

据全世界 11 条河流的悬移泥沙统计（表 1-2），每年输送入海的泥沙总量约 60 亿吨，黄河的流域面积占统计河流流域面积的 5.4%，悬移泥沙量却占入海总沙量的 28.1%。黄河的年径流量仅有长江的九分之一左右，而悬移泥沙量比长江将近多四倍。由于黄土高原的侵蚀极其强烈，暴雨期常在沟道和河道中形成高含沙水流。据对水文泥沙观测，黄土丘陵区梁峁坡面暴雨径流期的含沙量多在 200 公斤/立方米以上，最大值达到 889 公斤/立方米（陕北子洲团山沟流域的梁峁坡）。沟谷中的洪水含沙量一般在 300 公斤/立方米以上，最大值达到 1,240 公斤/立方米（天水吕二沟）。黄河的一些支流河道中的含沙量更高。皇甫川、无定河的最大含沙量多在 1,000 公斤/立方米以上；皇甫川曾出现 1,570 公斤/立方米的记录（1974 年 7 月 23 日），泾河、洛河、祖厉河、朱家川、窟野河、延河等也出现过 1,200 公斤/立方米的记录。河道中水流含沙量极高时，水面可以漂浮土块或煤块，有时发生“浆河”或“揭底”冲刷。1970 年 8 月 2—4 日，黄河龙门段发生“揭底”，使河床迅

表 1-2 国内外主要河流径流泥沙特征值统计表

河名	流域面积（万平方公里）	年输沙量（亿吨）	年径流量（亿立方米）	平均含沙量（公斤/立方米）	侵蚀量（吨/平方公里·年）
黄河	75.24	16.80	432.0	37.60	2,232.9
恒河	95.50	14.51	3,710.0	3.92	1,519.4
布拉马普特拉河	66.60	7.26	3840.0	1.89	1,090.1
长江	180.72	4.78	9,211.0	0.52	264.5
密西西比河	323.00	3.12	5,645.0	0.55	96.6
印度河	96.90	4.35	1,750.0	2.49	448.9
伊洛瓦底江	43.00	2.99	4,270.0	0.70	695.3
密苏里河	137.00	2.18	6,160.0	3.54	159.1
科罗拉多河	63.70	1.35	490.0	27.5	211.9
红河	11.90	1.30	1,230.0	1.06	1,092.4
尼罗河	297.80	1.11	892.0	1.25	37.3

1) 也有人以龙羊峡为黄河上游和下游的分界。
2) 陕县水文站位于三门峡水库库区，水库建成后改用黄河龙门站、汾河河津站、洛河湫头站、渭河华县站之和为代表。
3) 侵蚀量和输沙量的关系在第四章讨论。

速刷深 8—9 米[1]；1954 年 8 月31日到 9 月 8 日，渭河潼关河段揭底冲刷深度 3.5 米；1966 年 7 月 20 日又揭底刷深 7.5 米[11]。

目前黄土高原的黄土分布区域，到处是光山秃岭，沟壑纵横，地面支离破碎，沟壑密度一般为 4—6 公里/平方公里，最大的地区达到 10 公里/平方公里以上；沟谷割切深度多在 100 米左右，大部分地区的地面坡度在 15 度以上。沟床下切、谷坡扩展和沟头前进的速度比其它非黄土区快，沟谷面积不断扩大，梁峁坡及塬地的面积日益缩小，水力侵蚀，重力侵蚀和风力侵蚀异常活跃。

二、侵蚀的危害

强烈现代侵蚀使黄土高原的土地资源遭受了严重破坏，土地日益贫瘠，生态环境严重恶化，给当地的工农业生产带来了巨大影响。据测定，黄土高原流失的每吨泥土中含有氮 0.8—1.5 公斤，全磷 1.5 公斤，全钾 20 公斤[12]。按每年流失 16 亿吨泥土计算，共带走氮、磷、钾约 3,800 万吨，大致相当于我国 1983 年全国化肥生产量的 2.7 倍，多于美国七十年代初期全国化肥使用量的 2 倍。目前黄土区土壤的有机质含量不到 1%，甚至低于 0.5%，团粒结构极差，自然肥力很低，农作物的单位面积产量不仅很低，还很不稳定。畜牧业中牲畜存栏数虽然比以前增加，但质量降低；大部分地区副业生产的产值仅占农村总产值的极少部分，林业收入也极少。近年来农村经济虽然比以前有了很大发展，但和全国许多地区相比，仍然属于贫困地区。

由于强烈侵蚀，兴建在黄土高原的水利设施淤积十分严重。据到 1978 年底的不完全统计，陕西省兴建在黄土高原的大小水库平均每年损失库容 8,216 万立方米，折合为人民币约相当于 1950—1979 年该省水土保持经费年平均数的 2.7 倍。陕西省延安地区共兴建水库 127 座，总库容 5.31 亿立方米，已淤积了 2 亿多立方米，占总库容的 38.7%；其中有 15 座库容百万立方米的水库已全部淤满，平均寿命只有四年。榆林地区到 1976 年共有水库 460 座，库容 10 多亿立方米，已淤 3.8 亿立方米，占总库容的 37.6%。陕西省安塞县石马科水库（库容 400 万立方米）1961 年建成，1966 年淤满。山西省汾河水库的库容 7 亿立方米，十七年淤了 2.94 亿立方米，损失库容 42.0%。甘肃省庆阳地区巴家嘴水库的库容 3.7 亿立方米，十三年淤了 1.6 亿立方米，占总库容的 43.2%。三门峡水库是黄河干流上的第一期控制性工程，1957 年施工，1960 年 9 月建成蓄水，到 1962 年 3 月淤积泥沙 15.34 亿吨，约占正常高水位库容的六分之一；自 1962 年起改变运用方案并进行改建，到 1980 年已损失库容 44.7 亿立方米，约为 335 米高程库容的一半。青铜峡水库库容 6.06 亿立方米，到 1979 年只剩下 0.44 亿立方米，不到原库容的 7.5%。除此以外，黄土区的许多水利设施经常遭受洪水威胁，有的已被冲毁。1977 年黄土高原发生了三次较大洪水，据十三个县的三万多座小型水库和土坝调查[13]，有 49.3% 的小水库和 53.3% 的土坝被冲毁。洪水破坏交通，冲毁农田的事件几乎每年出现。

黄土高原的侵蚀产沙是黄河下游河患的根源。据历史文献记载，历史上黄河曾泛滥改道一千五百多次，其中大改道二十六次，波及的范围北至海河，南到江淮，横扫了华北平原的大部分地区，田舍人畜惨遭灾害[14]。例如 1933 年黄土高原发生了大面积暴雨，使下

1）水电部第十一工程局勘察设计研究院，黄河干支流的高浓度输沙现象，黄河泥沙研究报告选编，第 1 集，下册，1978 年。

游决口五十余处，河南、山东、河北、江苏和安徽五省的五十余县受灾，面积达到一万二千余平方公里，受灾人口三百三十九万六千多，死亡一万八千三百余人。尤其是河南、山东和河北三省受灾最重，淹没村庄四千多处，塌屋五十万所，灾民多达三百二十多万。1938年蒋介石在花园口人为决堤淹灌侵华日军，结果使四十四县受灾，淹死和困饿而死的国民约八十九万人。历史上类似灾情不胜枚举。

据水文资料测算，每年通过三门峡下泄的16亿吨左右悬沙中，约有四分之一淤积在下游河道中，使两岸大堤内的河床平均每年以8—10厘米的速度抬高，造成了黄河下游的地上"悬河"。目前下游河道已经高出临近地面3—8米，最大处达到12米，泄洪能力逐渐降低。1958年花园口站尚可通过22,300立方米/秒的洪水，1973年该站仅出现5,020立方米/秒洪水，东坝头至石头村的140公里河段，水位却比1958年高20—40厘米。1982年对黄河已经进行了解放后的第三次加高两岸大堤工程，仅发生了15,300立方米/秒的洪水，形势十分危急，只得动用滞洪区，造成了巨大损失。解放以来，对黄河三次加高大堤工程虽然确保了两岸人民生命财产和社会主义经济建设的安全，取得了很大成绩，但溃堤成灾的威胁始终存在，而且日趋严重。因而，如果黄土高原强烈侵蚀没有得到控制，开发黄河水利，根除黄河水患的目标是很难全部实现的。

第四节　研究历史简述

一、1949年以前

黄河流域是中华民族的摇篮，劳动人民长期在这块土地上繁衍生息，他们对黄土高原的侵蚀问题早有认识，并在自己的生产劳动中和它进行了顽强斗争。

早在二千三百多年前，《禹贡》一书已对许多地区的土质作了正式记述，其中包括了黄土。先秦时期把黄河称为"浊河"，西汉末年的张戎曾用"石水而六斗泥"形容黄河多沙的特点，间接反映了当时黄土高原已有强烈侵蚀。八百多年前（北宋）的沈括已对黄土高原的侵蚀作了比较深入的观察，他在《梦溪笔谈》一书中写道："予观雁荡诸峰，皆峭拔险怪，上耸千尺，穹崖巨谷，不类它山。……今成、臬(陕)西大塬中，立土动及百尺，迥然耸立，亦雁荡具体而微者，然此土彼石耳"。这段话是我国历史文献中对黄土地貌最早的生动描述。沈括还认识到黄河的泥沙主要是来自黄土高原的强烈侵蚀。清代胡定，也有同样看法。关于如何治黄，我国历史上曾有许多著名论述，有些论述显然是对黄土高原强烈侵蚀有了深入认识的结果。明代周用提出的"治河、垦田事相因，水不治田不可治；田治，则水当益后，事相表里"，明代徐贞明提出的"治水先治源"，清代胡定的"汰沙澄源"等等[13]，充分反映了他们对耕垦与侵蚀泥沙关系的深刻了解。这些论述，至今仍要重要参考价值。

十九世纪后期到本世纪四十年代末，黄土高原地区的地质地理研究工作有了新的进展，主要表现在中外学者纷纷来此地调查，发表了很多著作[15]。最早来华调查的外国人有F. V. 李希霍芬（1868—1872年），B. A. 奥勃鲁契夫（1892—1894），J. G. 安特生（1922），P.德日进（1930），G. B. 巴尔博（1935）和美国水土保持专家 W. C. 罗德名（1922—1927，1942—1943）等；中国学者主要有杨钟健、李庆逵、马溶之等。这些学者发表的论文或专著中，大多涉及黄土的侵蚀问题，譬如奥勃鲁契夫的黄土风成观点，德日进和杨钟健关于黄土分层和黄河河道发育的讨论，对认识黄土现代侵蚀的历史演变有重要意义。

1949年前关于黄土高原现代侵蚀的研究中，应当特别强调的是1942年在甘肃天水和陕西西安荆峪沟建立了水土保持试验站，它们和四川北碚、福建河田等水土保持站同属于我国最早的水土保持试验研究机构(西安站解放前撤销)。天水站是由傅焕光、叶培忠、任承统、蒋德麒、张心一等人筹建的。他们仿效美国的水土保持研究方法，采用径流小区和小流域径流泥沙测验以观察水土流失规律和水土保持效益，为研究黄土区侵蚀规律积累了宝贵资料。这些资料至今仍然是研究黄土区现代侵蚀规律的重要素材。

二、1949年以后

1949年以后，开创了黄土高原现代侵蚀研究的新纪元。研究工作随着社会主义经济建设的发展，象雨后春笋蓬勃开展，取得了长足进展。

1951—1954年，水力电力部黄河水利委员会组织了三次大规模的黄河流域全面勘查，基本上完成了黄河中游黄土高原主要支流的流域勘查任务，积累了丰富的自然条件和社会经济状况的第一手资料，中国科学院所属的有关研究所参加了勘查。1955—1958年中国科学院又组织了七个研究所和黄委、北京大学等几十个单位和大专院校参加的"黄河中游水土保持考察队"，由已故著名科学家竺可桢负责。该考察队在1956—1958年邀请了以 Д. Л. 阿尔曼德为首的六名苏联学者参加。黄河中游水土保持考察队结束以后，中央各部委、中国科学院所属的有些研究所，有关大专院校和地方科研、教学、生产等有关部门，在这个地区继续进行了更深入的工作。

黄河水利委员会于1953年在陕西省绥德县的韭园沟和辛店沟、陇东西峰南小河沟建立了水土保持科学试验站，并扩建了天水站。有关省、地、县也先后建立了水土保持站(或研究所)。1959年，黄委在陕西省子洲县岔巴沟流域建立了径流实验站，其任务也主要是研究水土流失规律(1970年停测)。

1949年以来，黄土高原现代侵蚀研究取得了大量科学成果，解决了生产实践中的许多重要问题。其主要方面如下：

第一，侵蚀分类和分区。为了配合黄河流域的技术经济规划工作，1952—1953年黄秉维首次编制了黄河中游土壤侵蚀分区图，其中包括水力侵蚀程度和风力侵蚀程度图[16]。在分区图中，他首先区分有无植被，然后再根据其它自然因素特点划分次级区。他把黄土覆盖地区分为黄土高塬沟壑区和黄土丘陵沟壑区两大类，在黄土丘陵沟壑区中又分为五个副区。黄秉维的黄河中游土壤侵蚀分区，为研究黄土高原侵蚀和实施水土保持奠定了科学基础，至今仍被采用。嗣后，罗来兴和朱显谟等又对黄土区的侵蚀类型作了详细划分[17,18]。罗来兴和朱震达主编的1:100万"黄土高原水土流失和水土保持图"[19]，表示了急需治理和不急需治理地区，对于综合治理黄土高原的规划布局有重要参考价值。

1962年和1963年陈永宗[1)]、承继成和赵诚信等提出的黄土区沟道小流域侵蚀方式垂直分带，对认识沟道流域现代侵蚀规律和如何配置水土保持技术措施，有新的进展[20,21]。

第二，黄河泥沙来源。在大量水文站的测验资料基础上，黄河水利委员会的科技工作者在龚时旸主持下，分析查明了黄河的泥沙主要来自河口镇(托克托附近)至龙门区间，以及泾河、洛河和渭河流域的一部分地区；钱宁提出的"粗泥沙"(指淤积在黄河下游河道中

1) 陈永宗等，陕北绥德地区沟间地水流侵蚀形态形成和分布规律初步研究，黄河流域水土保持科学研究工作会议论文汇编，1964年。

的粒径大于 0.05 毫米的泥沙)也主要来自这一地区[22]。蒋德麒等分析了各水土保持科学试验站的沟道流域径流泥沙测验资料后认为，沟道流域的输移泥沙主要来自沟谷地[23]。这些成果对于水土保持和治理黄河泥沙，都有重大意义。

第三，现代侵蚀的动力机制。许多研究者利用各水土保持试验站的径流泥沙测验资料，对影响水力侵蚀的因素进行了深入研究。江忠善[24]、牟金泽等[25]人进行了沟道流域产沙量预报的尝试；周佩华等对降雨能量作了实验研究[26]。龚时旸、熊贵枢等对产沙与输沙关系进行了分析，得出输移比接近 1 的结论[23,28]。钱宁等人对黄土区高含沙水流特征和力学性质的研究，作出了具有国际水平的贡献[27]。

第四，侵蚀环境历史演变。刘东生等在《黄河中游黄土》一书及其它著作中，以及张宗祜、王永炎、周昆叔、安芷生等人的著作中，对黄土高原黄土分层和堆积环境进行了深入研究，建立了较完整的分层系列，并基本上阐明了黄土堆积过程的气候变化规律，这和朱显谟根据黄土地层中埋藏土研究得出的黄土堆积过程中有多次沉积间断的结论一致[28]。所有这些成果，对于认识黄土高原侵蚀历史演变有重要意义。

第五，人类活动与现代侵蚀的关系。已经发表的大量论文都明确指出，人类不合理的土地利用是促进今日发生强烈侵蚀的重要原因。历史地理学家史念海分析了大量历史文献后认为，人类历史早期黄土高原是"塬面广阔，沟壑稀少，草木丰茂"[1]，戴英生等则持相反观点，认为第四纪以来黄土高原就存在侵蚀与堆积轮迴[2],[29]；近年来关于黄土高原生产方针的讨论，对于如何按照自然规律和经济规律发展生产，调整土地利用，制定正确的治黄策略，搞好黄土高原的水土保持等方面，都有重大意义。

参 考 文 献

[1] V. A. 范诺尼，黄河水利委员会水利科学研究所和长江水利水电科学研究院合译，泥沙工程，水利出版社，1981 年。
[2] W. G. 莫尔，刘伉等译，地理学词典，商务印书馆，1980 年。
[3] N. W. 哈德逊，窦葆璋译，土壤保持，科学出版社，1975 年。
[4] A. C. 科兹缅科，叶臻等译，水土保持原理，科学出版社，1958 年。
[5] 景可、陈永宗，黄土高原侵蚀环境和侵蚀速率的初步研究，地理研究，第 2 卷，第 2 期，1983 年。
[6] 史念海，黄土高原及其农林分布地区的变迁，历史地理，创刊号，1981 年。
[7] 刘东生等，黄河中游黄土，科学出版社，1964 年。
[8] 罗来兴等，中国自然地理·地貌(第六章)，科学出版社，1980 年。
[9] 姜达权，黄河现代地质作用的一些基本特征和开发治理黄河的途径，中国第四纪研究，第 5 卷，第 1 期，1980 年。
[10] 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会，中国自然地理·地表水，科学出版社，1981 年。
[11] 中国科学院地理研究所地貌研究室渭河地貌组，渭河下游河流地貌，科学出版社，1983 年。
[12] 蔡志恒，水土流失的发生与危害，水土保持，第 3 期，1981 年。
[13] 李保如等，黄河中游地区 1977 年暴雨后小型库坝工程破坏情况调查报告，人民黄河，1979 年，第 1 期。
[14] 黄河水利史编写组，黄河水利史述要，水利出版社，1982 年。
[15] 刘东生等，中国的黄土堆积，科学出版社，1965 年。
[16] 黄秉维，编制黄河中游流域土壤侵蚀分区图的经验教训，科学通报，1955 年，第 12 期。
[17] 罗来兴，划分晋西、陕北、陇东黄土区域沟间地与沟谷的地貌类型，地理学报，第 22 卷，第 3 期，1956 年。
[18] 朱显谟，黄土区土壤侵蚀的分类，土壤学报，第 4 卷，第 2 期，1956 年。
[19] 罗来兴、朱震达，编制黄土高原水土流失与水土保持图的说明与体会，中国地理学会 1965 年地貌专业学术讨论会论文集，科学出版社，1965 年。

1) 史念海等，黄土高原的历史变迁与当前的治理方针，黄土高原水土保、持农林牧综合发展科研工作讨论会资料选编，1979 年。

2) 陈永宗，黄土高原水土流失的历史和现状，西北农业现代化学术讨论会论文选辑，第 6 卷，1980 年。

[20] 陈永宗，黄河中游黄土丘陵地区坡地的侵蚀发育，地理集刊，第10号，科学出版社，1976年。
[21] 承继成，关于坡地剥蚀过程的分带问题，1963年全国地貌学术讨论会论文汇编，科学出版社，1963年。
[22] 龚时暘、熊贵枢，黄河泥沙来源和地区分布，人民黄河，1979年，第1期。
[23] 龚时暘、蒋德麒，黄河中游黄土丘陵沟壑区沟道小流域的水土流失及治理，中国科学，1978年，第6期。
[24] 汪志善、宋文径，黄河中游黄土丘陵沟壑区小流域产沙量计算，河流泥沙国际学术讨论会论文集，水利出版社，1981年。
[25] 牟金泽、熊贵枢，陕北小流域产沙量预报及水土保持措施拦沙计算，河流泥沙国际学术讨论会论文集，水利出版社，1981年。
[26] 周佩华等，降雨能量的试验研究初报，水土保持通报，1981年，第1期。
[27] 钱宁等，黄河的高含沙水流问题，科学通报，第24卷，第8期，1979年。
[28] 朱显谟，关于黄土层中红层问题的讨论，中国第四纪研究，第1卷，第1期，1958年。
[29] 戴英生，从黄河中游的古气候环境探讨黄土高原的水土流失，人民黄河，1980年，第4期。

第二章　侵蚀区的地理环境

第一节　古地理环境

黄土高原现在支离破碎的面目，不仅与现代地理环境有关，而且与古地理环境有着密切的关系。现代自然环境的主要特点都是有继承性的。弄清楚古地理环境状况，有利于我们更加深入地认识现代侵蚀的演变过程和历史。现将黄土高原的古地理环境概括为地质地貌环境和气候环境，并分述于下。

一、地质地貌环境

1. 地质构造特征

黄土高原侵蚀地貌的格局及其区域分异，取决于内外营力的对比关系，但大地形骨架及区域分布特征主要是决定内动力，即地质构造。

黄土高原跨华北陆台和秦岭-祁连地槽两个大地构造单元[3]。二者大致以六盘山为界，以西属秦岭-祁连地槽区，以东为华北陆台的一部分。六盘山位于华北陆台的西缘，构造上呈一巨型的复背斜。下古生代时是一个长期拗陷带，碳酸盐建造发育。该区缺失上古生代早期沉积，在石炭纪沉积了一套含煤的海陆交互地层，无二叠纪地层。中生代三叠纪、侏罗纪时期为碎屑建造。白垩纪的下白垩统六盘山群为一套厚达 2,000 米以上的砾岩、砂岩、页岩等碎屑岩类。新生代的第三系为红色砂岩、泥岩类石膏层，最厚达 2,700 米，强烈的燕山运动使全区发生褶皱、断裂隆起成山。进入第四纪，六盘山仍在继续上升。

六盘山以西的黄土高原部分在海西构造运动以后，则以内陆断陷盆地发育为构造特点，统称陇西盆地。陇西盆地实际上是由一系列小盆地组合而成的，其中较大的有民和-永登盆地，临洮-陇西（县）盆地和靖远-会宁盆地等。本区在侏罗-白垩纪为山间盆地沉积，燕山运动末期，六盘山区中生代地层褶皱隆起成山以后，盆地的东界明显。燕山运动也使盆地内局部地区发生了褶皱（如兰州西南部的七道梁），但大部分地区的地层仍然保持平缓产状。喜马拉雅运动继承了前期的构造特征；但老第三纪盆地沉积的范围扩大，沉积了红、暗红色的砾岩、砂岩、泥岩。到上新世甘肃中部强烈上升，伴随着上升周围正地形遭受剥蚀，盆地内部堆积，并形成波状起伏的剥夷面。

六盘山以东属华北陆台西部的鄂尔多斯台向斜和山西台背斜，中间是保德、吴堡、吉县连线的断裂带，即黄河晋陕峡谷所在。鄂尔多斯台向斜和山西台背斜在地质构造上是一个未经褶皱变动的、标准的前震旦纪陆台。鄂尔多斯台向斜中生代时期发展成为一个大型的内陆盆地，并堆积了数千米厚的陆相碎屑岩，东部沉积较薄，西缘沉积厚度较大。西北部的中生代地层厚 1,500米，地层的层序完整，盆地的东南则微微上升，处在剥蚀环境下。白垩纪末期鄂尔多斯台向斜抬升，并在边缘发生断陷，形成了西南部和北部边缘上的

一系列地堑式断陷盆地。第三纪早中期鄂尔多斯台向斜缓慢抬升，并遭受剥蚀夷平成为准平原地形。到了上新世，鄂尔多斯台向斜的北部普遍地接受三趾马红土堆积。喜马拉雅运动使鄂尔多斯台向斜再次上升，其边缘拗陷和断陷盆地扩大，沉积加厚。山西台背斜大致包括太行山以西、吕梁山以东的整个地区。五台山为该台背斜上的最古老的山系；并以它为顶点将这个台背斜分为东西两部分；东部为太行山，西部为吕梁山，二者之间夹以向斜下凹部分。上古生代以来该向斜下凹部分堆积了巨厚的陆相碎屑物质，受断裂构造影响，向斜下凹部分的局部地区以断块式隆起成山，如太岳山、稷王山等，有的部分又断裂为谷。最著名的是晋中大断谷，它和鄂尔多斯南缘渭河断陷连为一体，合称为汾渭断陷。

本区的断裂构造十分发育，除太行山东侧的太行深大断裂和六盘-贺兰深大断裂、秦岭断裂外，六盘山以东还有南北向的韩城-临猗大断裂，关中盆地北侧的断裂，晋西的雁行断裂等。六盘山以西有多组西北-东南向断裂。断裂上升盘成为黄土高原中的中山或者有薄层黄土覆盖的低山，在两断裂之间形成盆地。

2. 新构造运动特征

黄土高原新构造运动的总趋势是高原内部为间歇性的、大面积的整体抬升，周围的拗陷或地堑不断地下沉。高原内部的构造抬升特点又有区域差异；六盘山是第四纪抬升中心，其抬升速度较快，据近期精密水准测量资料，抬升速度每年 20 毫米左右。六盘山地区也是近代地震最活跃的地区，据统计 1700 年以内六级以上的地震超过 10 次，1920 年 8.5 级的海原大地震发生在这里，6 级以下地震发生的次数更多。

六盘山以东广大地区的新构造运动的性质是比较复杂的，自早更新世至全新世，高原内部始终处于间歇抬升状态，断裂拗陷区不断下沉。第四纪以来抬升区的地面高程普遍地达到海拔 1,000 米以上。黄河谷地里发育了五级阶地。抬升强度较大的地区在长城沿线的白于山至内蒙古准格尔旗一带。保德附近的抬升量也较大，每年平均为 3 毫米[1]。黄

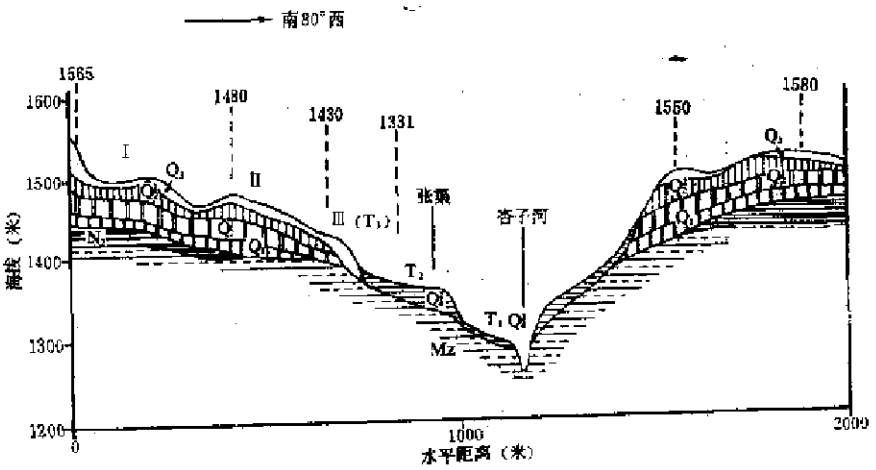


图 2-1 杏子河中游张渠乡附近地质地貌剖面
(I, II, III 分别代表一、二、三道梁)

1) 据戴英生资料。

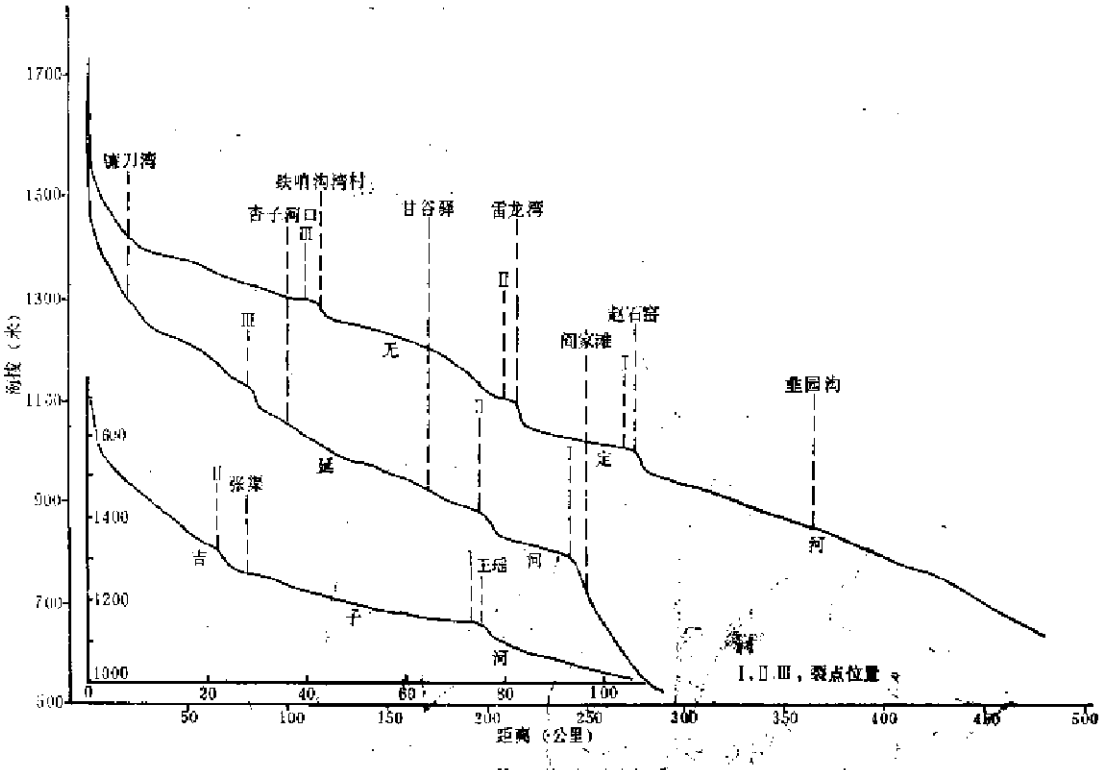


图 2-2 黄河支流纵剖面

河支流各流域内形成了层状地势，当地称之为头道梁，二道梁，三道梁，三道梁以下还有两级阶地(图 2-1)。各支流上普遍发育了三级裂点(图 2-2)，所有这些都是新构造的反映。

高原的北部和东南部的盆陷和地堑是相对下沉区。银川盆地堆积的第四纪河湖相地层厚达 1,600—2,000 米，渭河谷地第四纪沉积层厚可达 1,000 米，河套盆地第四纪沉积厚 770 米。这些盆地目前仍在下沉之中。据精密水准测量资料，银川盆地每年下降量大于 2 毫米，渭河谷地平均每年下沉 3 毫米左右。又根据水文泥沙测验资料，黄河每年在河套平原沉积 0.22 亿吨泥沙，但不见河床抬高。此外，反映新构造活动性之一的地震，在高原上是频繁而剧烈。高原东侧的太行山深大断裂和西部六盘山-贺兰山深大断裂，它们和高原南部的汾渭断陷和北部的银川-呼和浩特断陷共同构成了地震强烈活动区。我国大陆的强震（M≥6）活动区，除滇藏、新疆等地外多集中于黄河中游。据统计世界上至今发生毁灭性的地震(死人十万以上)有 13 次，中国发生七次，其中有三次发生在黄土高原；发震地点分别为：华阴、洪洞、临汾。在本区大于 4 级的地震就更多了。根据统计公元 1512 年至 1979 年，汾渭断陷共发生 4 级以上的地震 101 次，其中 7 级以上地震 8 次。银川-呼和浩特断陷公元 876 年至 1979 年共发生 4 级以上的地震 52 次，其中大于 7 级的地震一次；秦岭-祁连、贺兰-六盘山两个深大断裂区，自公元 128 年至 1979 年共发生 4 级以上的地震 66 次，其中大于 7 级地震 12 次(图 2-3)。

六盘山以西的广大黄土高原地区，受西北-东南向的几组断裂控制，新构造活动性的区域差异比较大，但总的趋势仍是以间歇性的抬升为主，大致以华家岭为界分成南北两个部分；华家岭以南地区新构造运动的活动性要大于华家岭以北地区，所以南部的地形比率大于以北地区，两侧河流阶地的发育程度也不一致；北侧只有 2—3 级阶地，谷地宽阔。南

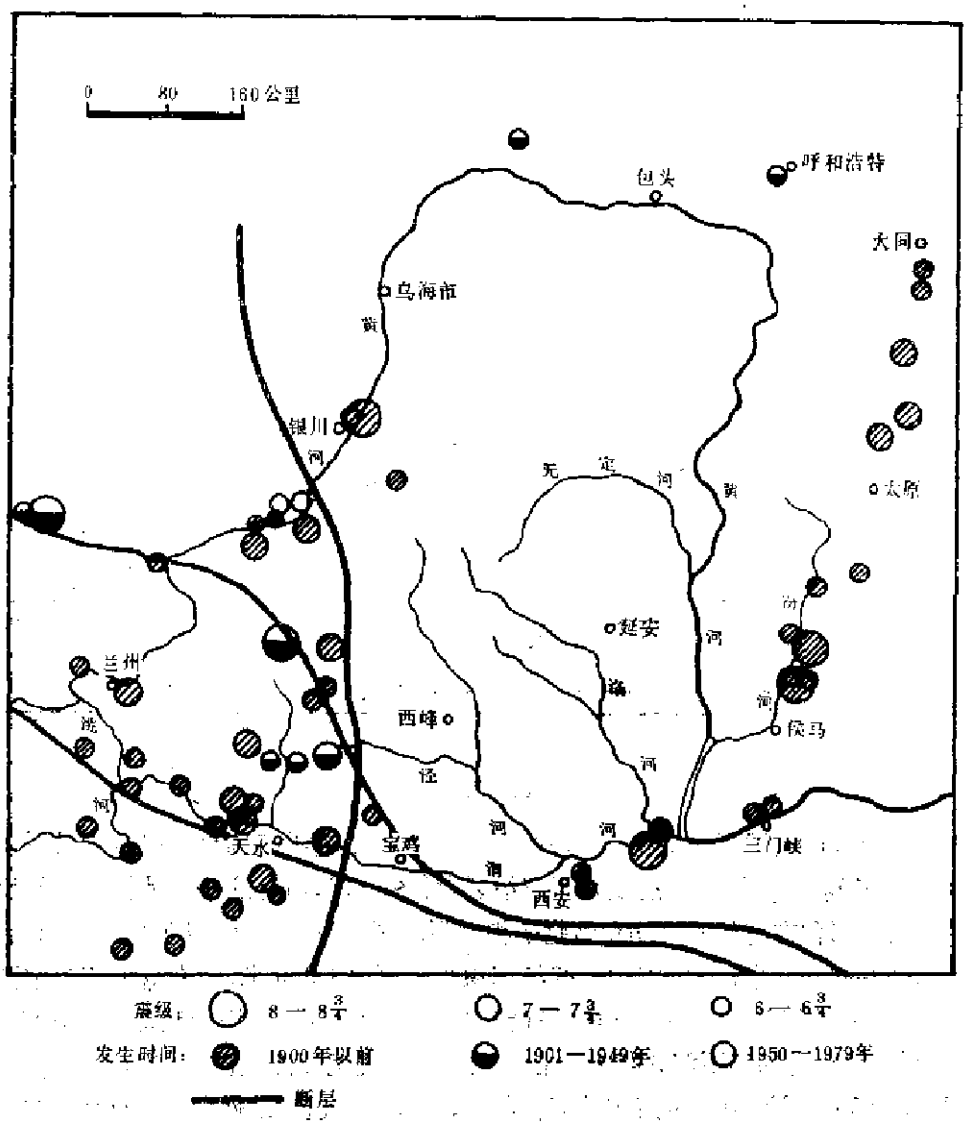


图 2-3 黄河中游强震（M≥6）震中分布图

侧有 3—4 级阶地，谷地狭窄。此外北侧河流纵剖面比降小于南侧河流，即渭河支流的比降比黄河支流的比降大得多，如葫芦河、散渡河的比降比祖厉河高出一倍；近期的重复精密水准测量资料表明，南侧年抬升量在 20 毫米左右，北侧靖远附近只有 15 毫米左右。华家岭以西地区由于区域构造的复杂性，也使得新构造运动的性质变得复杂，往往在不长的距离内由于受断裂构造的影响，新构造活动表现了不同的性质。

3. 黄土和黄土状土

第四纪期间本区堆积了厚层黄土地层，其中包括早更新世的午城黄土、中更新世的离石黄土、晚更新世的马兰黄土和全新世黄土，按其成因可分为风积黄土和洪积坡积或冲积黄土，前者称为原生黄土，后者叫做黄土状土[2]。

本区黄土及黄土状土分布很广，东到太行山，西到乌鞘岭和日月山，南至秦岭北坡，北

到长城，并可沿河谷伸展到这个范围以外地区，总面积约 28.0 万平方公里[3]，属于本书讨论范围的约 24 万平方公里。黄土分布区的黄土地层分布高度有两类：一是黄土覆盖地层的地表高度，另一种是基岩山地区的分布高度。黄土覆盖层的地表高度受下伏基岩高程控制，六盘山以西普遍在海拔 1,500—2,000 米左右，其间大致以华家岭为界分为南北两个部分。华家岭以北多在海拔 1,800—2,000 米以上，以南降低为 1,500—1,600 米。六盘山与吕梁山之间的黄土分布高程大体以子午岭和渭北山地为界分为三个阶梯，子午岭以北为第一阶梯，高程在 1,300—1,900 米，它的特点是由北而南降低；子午岭至渭北山地为第二阶梯，黄土堆积地面的高度以洛川塬和董志塬为代表，前者海拔 1,100—1,200 米，后者 1,300—1,400 米，渭北山地以南的第三阶梯高度不超过 1,000 米。

黄土在山坡上的分布高度，可以断续连线，张伯声称之为"黄土线"[4]。黄土线也有西北高，东南低和北高南低的特点。例如秦岭北坡从甘肃渭源附近的 2,200—2,100 米，向东至三门峡一带降为 500—600 米。吕梁山和六盘山的东西两侧，黄土线的高度都是西侧大于东侧，而且同一侧又是北高于南。

不同时代黄土的分布范围是不一样的，早更新世黄土分布范围最小，晚更新世黄土最大，晚期黄土明显地超覆在早期黄土之上。一般说来，塬面和梁峁顶面都是原生黄土，在塬坡、梁峁坡和沟谷中常见黄土状土。

关于黄土的厚度有不同的数字，F. V. 李希霍芬估计为 200—400 米，最大达 1.000 米。B. A. 奥布鲁契夫估计为数十米，最大 400 米[5]。梁文郁认为兰州九洲台黄土厚度为 200—270 米，皋兰一带为 200—300 米，兰州的西杨庄为 400 米[6]。根据近年来的勘测，已知黄土的最大厚度为 336 米[7]（兰州九洲台）。六盘山至吕梁山之间一般为 150—250 米。除兰州附近外，六盘山以西不超过 100 米（图 2-4）。

不同时代黄土的厚度是不一样的，午城黄土的露头不广，全区的厚度数字不详，已知最厚在兰州九洲台和五泉山地区，达 71—101 米[7]，山西午城黄土厚 17.5 米[3]，洛川厚 58 米[8]。离石黄土的厚度最大，一般为 100—150 米，其最大厚度区域在泾河和洛河中游流域，泾河流域西华池达 175 米[3]，环县附近超过 200 米，洛川塬区也在 150 米左右。马兰黄土的厚度也不大，一般 10—30 米。兰州附近厚 20—34 米[7]，天水附近小于 10 米，董志塬 9.6 米，洛川塬 10 米左右。近年获得的资料说明，白于山地区也有厚度小于 10 米的马兰黄土，纠正了刘东生等早期认为此地无马兰黄土的说法。

现已查明黄河中游黄土高原全新世黄土地层发育，其厚度一般为 2—3 米，最大厚度 4.5 米（陇西暖泉沟），这一厚度包括 1—2 米的黑垆土层[9]。

关于黄土高原的黄土成因是学术界十分感兴趣而又没有彻底解决的问题。自从 B.A. 奥布鲁契夫提出风成观点以来，得到不少学者的支持。五十年代张伯声认为黄土高原的黄土是由于水流作用形成的[4]，支持者甚少；刘东生等在这个问题上进行了大量研究[35]，在他的著作中将中国黄土堆积时的气候特点划分为 13 个由温湿向干冷气候变化的旋迴和 21 个亚旋迴，他认为我国黄土主要是在干冷环境下形成，被多次反映暖湿气候环境的褐土型埋藏土壤所间断。王永焱认为我国秦岭以北的黄土是在冰期气候影响下形成[7]，被几次反映凉湿的砂砾沉积所间断。杨怀仁认为我国黄土是在冰期气候影响下的干燥期（即间雨期）形成的[6]。这些研究多认为黄土形成于干旱环境，其物质来源以风力搬运为主。早更新世黄土首先在上新世末以前形成的古地形开始堆积，由于这个时期气候相对

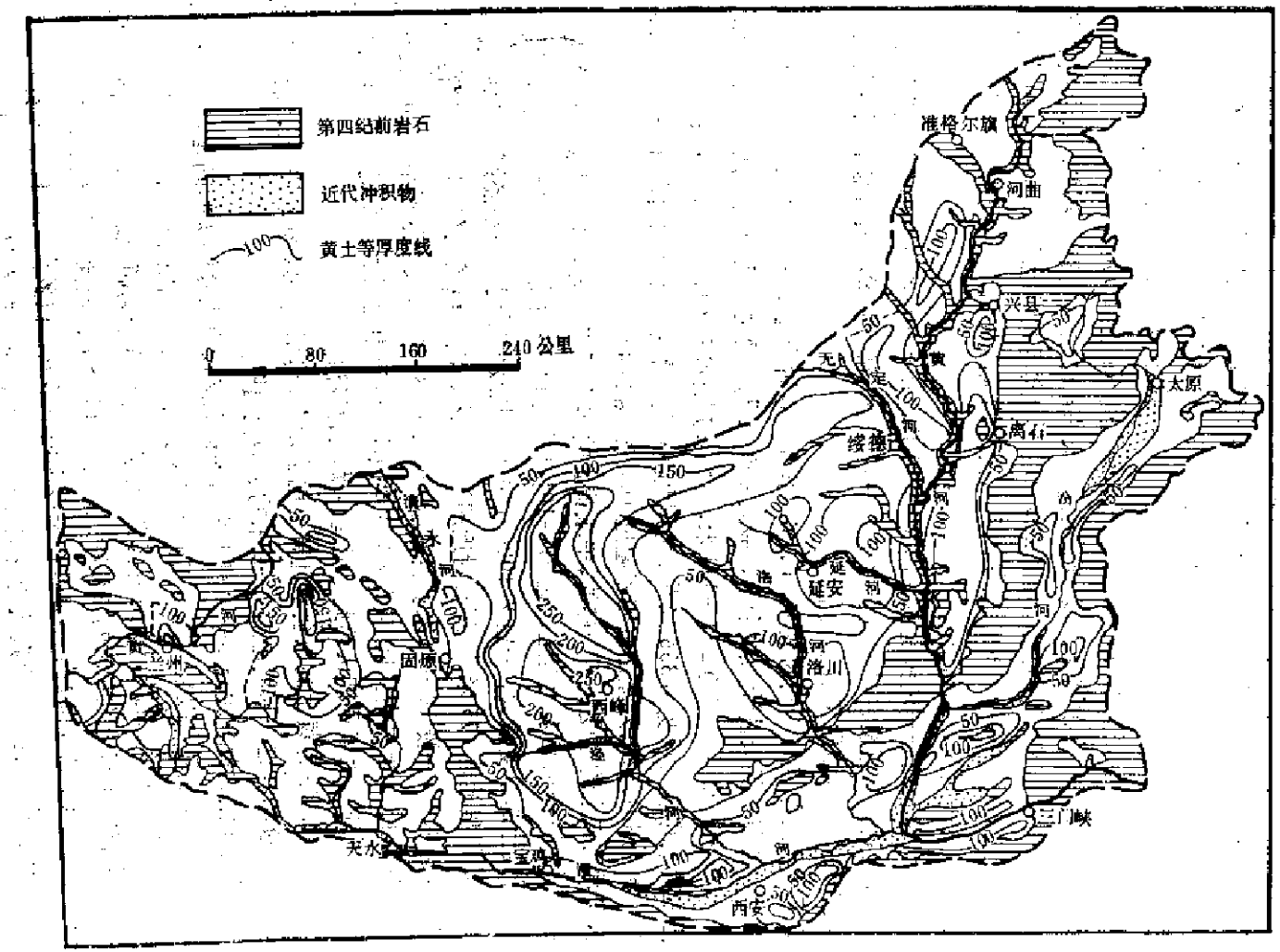


图 2-4 黄河中游黄土高原黄土分布图
（图中白色为第四纪黄土）

湿润，地形的起伏度较小，流水在黄土堆积中有很重要的作用。午城黄土主要堆积在低洼和微倾斜的地面上，在高的地方很少见到。午城黄土堆积以后，经过比较长的沉积间断，又经过一个比较长的剥蚀过程，使午城黄土与离石黄土之间出现了清晰的侵蚀面。

离石黄土的堆积侵蚀轮迴期比较长，所以堆积的厚度或堆积的范围都比午城黄土大。离石黄土分为上下两部分，下部的厚度大于上部。上部地层中夹的古土壤层，普遍向大的沟谷倾斜 10—15 度，说明离石黄土堆积时，这些沟谷在当时已经存在。

离石黄土堆积以后，黄土高原的地形轮廓已接近现在。因此晚更新世马兰黄土加积时，其特点是在地势平缓的低洼处以及三道梁区厚度大，头道梁浅薄。至于全新世黄土的加积已对本区的地貌形态特征和侵蚀发育无重大影响。

4. 黄土下伏古地形的轮廓

黄土高原除了连片的、厚层的黄土将下伏地形面全部掩盖外，大约还有14万平方公里是基岩山地或者顶部被薄层黄土覆盖的所谓黄土戴帽山地。基岩山地在六盘山以西面积大约是 7 万多平方公里，六盘山以东也有 7 万多平方公里，如渭北山地、吕梁山地、中条山地。高原中的基岩山地，不论在黄土堆积以前，或者黄土堆积以后，都是正地形的骨架(图 2-5，6)。

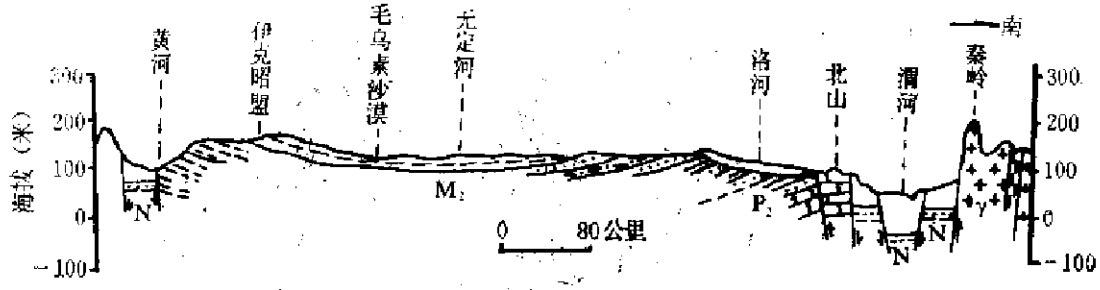


图 2-5 黄土高原南北向基岩面剖面

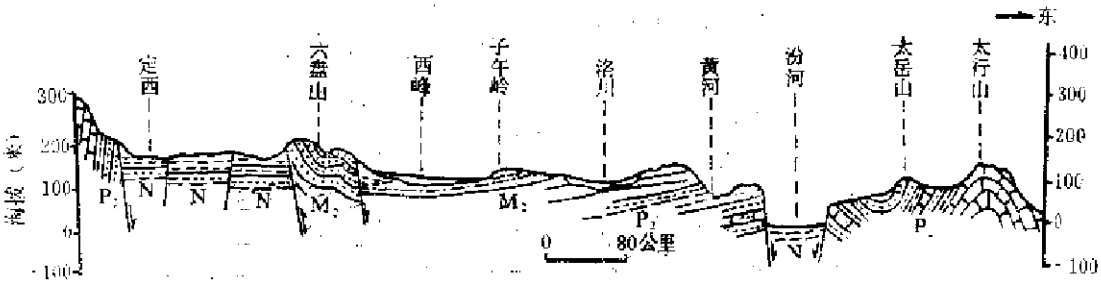


图 2-6 黄土高原东西向基岩面剖面

黄土堆积区黄土下伏地形的特点，各家有着不同的看法，F. V. 李希霍芬认为：黄土高原的黄土是堆积在第四纪前的基岩构成的平缓盆地式古地形之上的。这种观点显然是不全面的，只是代表高原的一部分地区。刘东生等把黄土堆积以前的古地形分为四类[9]，罗来兴认为黄土下伏地貌结构主要包括三种类型[10]。根据野外调查和前人资料分析，本区黄土下伏地形可概括为起伏山地、丘陵和倾斜单斜式平原与宽阔谷地。现分述如下：

山地　山地又可分为两类：一是奥陶纪石灰岩构成的喀斯特式低山，黄土堆积在喀斯特凹地中，高地缺失黄土堆积，主要分布在山西台背斜西端的河曲、偏关，陕西千阳岭和渭河北山。另一个是由于构造运动隆升，不同时期的变质岩、砂页岩等构成的山地，黄土只是堆积在山前或坡麓地带。主要分布在六盘山、吕梁山、中条山以及六盘山以西的南华山、西华山、崛吴山以及马衔山等地。

丘陵　这类古地形往往呈长梁形与沟谷相间，主要分布在陕北盆地、山西西部、陇东北部和陇西的大部分地区，它是本区绝大部分梁峁地形的基础。现在的地表已看不出黄土下伏地面形态，但顺河谷而上就可以清楚地发现愈近分水岭，基岩高度愈大。陕北地区基岩之上为上新世三趾马红土，它主要出露在分水岭地带。其厚度较大，及至沟道流域下游则大幅度减薄，甚至于缺失，基岩高程逐渐降低。

缓倾斜平原和宽谷盆地　在甘肃董志塬、陕北洛川塬，黄土之下的基岩地面虽有起伏，但基本上是缓缓向一个方向倾斜的准平原状地形，如洛川塬区由白垩纪的洛河组砂岩地层组成的古地面，倾斜角只有三度左右，董志塬的下伏基岩倾斜也很平缓（图 2-7、8）。

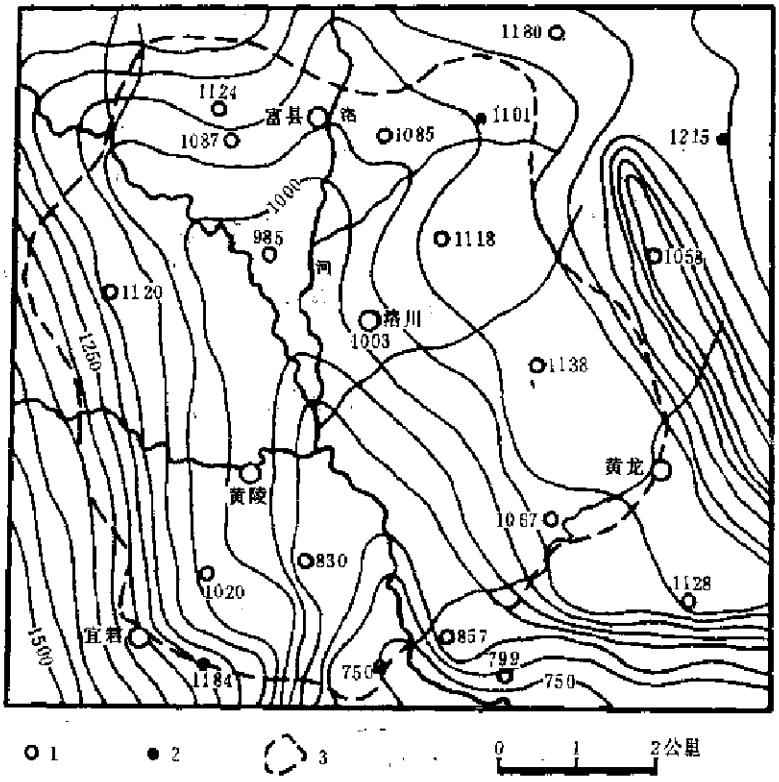


图 2-7　洛川塬黄土下伏基岩面等高线
（据陕西省地质局水文二队）
1.黄土基底等高线(米)；2.钻孔揭露的黄土基底高程(米)；3.黄土塬界线。

目前黄土高原上的负地形区，如渭河河谷，洮河河谷的临洮附近，汾河河谷，湟水河谷；兰州附近的黄河谷地等厚层黄土都是在原有宽谷中堆积而成的。

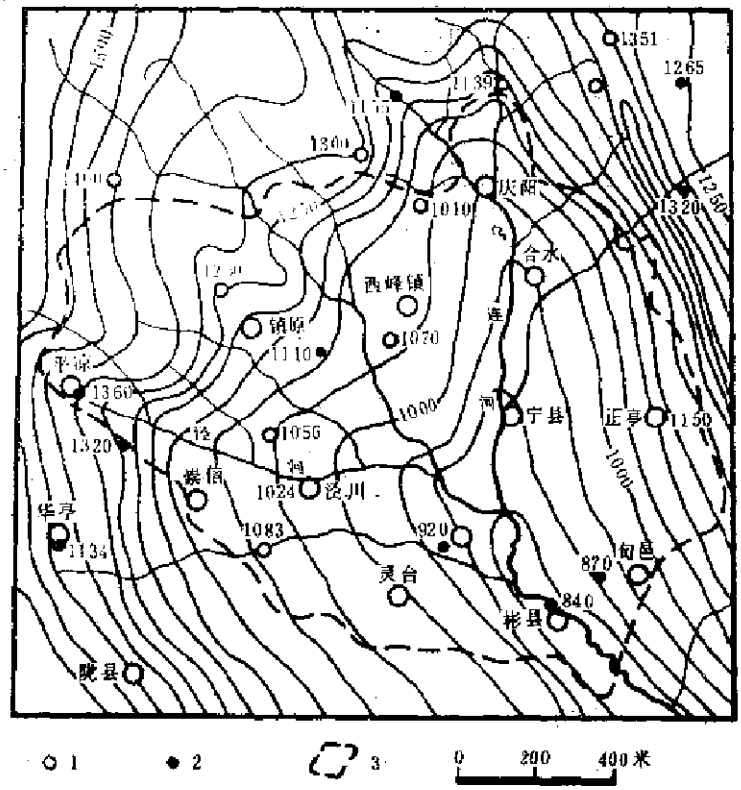


图 2-8 董志塬黄土下伏基岩面等高线
(据陕西省地质局水文二队)
1.黄土基底等高线(米); 2.钻孔揭露的黄土基底高程(米); 3.黄土塬界线。

5.塬、梁、峁的演化

塬、梁、峁等正地形的分布与黄土下伏地形的关系如何，各家有着不同的看法。史念海认为黄土高原原来大部分地区都是黄土塬，只是由于后期的流水侵蚀切割，部分塬演变成梁，梁又经过自然和社会的作用演变成峁[11]。罗来兴、张宗祜等[12]认为塬、梁、峁是受控于基岩地形的特点。其实黄土高原的黄土地貌的发育及其演变是极其复杂的，多数地区的塬和梁、峁地形的分布是受基岩地形控制的，尤其是黄土塬的形成与下伏基岩地形关系更为密切；一般塬都发育在原始地面起伏度小、谷间地宽阔的即沟距较大的区域，二者缺一都不可发育为塬。如延河的支流杏子河流域，无论是侏罗纪地层抑或白垩纪地层，其倾角都只有3°—5°，但沟间地的宽度小（即沟距小），因而基岩上发育的黄土地形都是梁峁状地形。只有古代侵蚀(黄土堆积前)不强，沟谷相距较远，又有大片平缓地面保存，这样的地面在黄土堆积期间和堆积以后，地面不易遭受强烈的外力侵蚀，就有可能形成黄土塬(见图2-7，8)。

黄土高原的梁，除了分布在塬周围由于塬被蚕蚀发育起来的平梁外，其余皆受控于基岩地形。塬变为梁的例子可以在塬的边缘见到，例如董志塬北部庆阳、环县附近的平梁多属这种类型。如果相邻沟谷的距离大，沟谷侵蚀又活跃，塬发展成为平梁的机会较小，则表现为破碎塬，如洛川塬北面和隰县、大宁一带的破碎塬。受基岩地形控制形成的梁状地

形是黄土高原常见的现象，尤以六盘山以西的天水附近最典型。梁的宽窄首先与古代沟谷的发育程度关系极为密切，古代沟间地相对较宽，发育为宽梁，沟间地窄就是窄梁。白于山地区多属长梁和宽梁。

黄土高原地区黄土峁的发育与基岩地形关系并不像梁、塬与基岩地形关系那么密切。多数黄土峁是由黄土梁经过流水的侵蚀切割演变而来的。绥德地区是黄土高原发育比较典型的峁状丘陵区。峁的外形并不都是馒头状，而是有一定的伸展方向（图 2-9）。绥德地区黄土峁长轴伸展方向与周围多数沟谷的走向（北西-南东）一致；沟谷的走向明显地受下伏基岩分水岭形态的控制。可以说，现在黄土的下伏地形原来就是各大沟谷的分水岭或者沟间地。黄土堆积过程中形成黄土梁状地，以后又受流水的侵蚀切割再形成黄土峁。必须指出，不是所有的黄土峁都是由此演化来的，也有一种黄土峁是受基岩控制的，但是这种情况在黄土高原不是多见的。剖视现在的黄土峁状地形就可看出，典型的馒头状的峁多耸立在黄土梁上。其相对高度只有几十米，主要出现在现在相当于头道梁的地貌部位。目前黄土高原层状地形中的“头道梁”几乎很少有完整的梁，都已侵蚀分割成峁状地形，而“二道梁”则具有典型的长条状的梁。这就进一步间接说明，现在的峁状地形主要是由于梁状地形经过长期流水的侵蚀分割演化而成的。

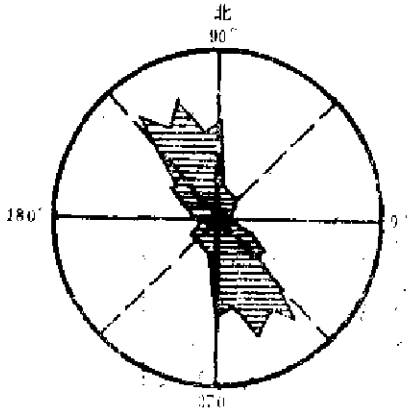


图 2-9　绥德地区黄土峁伸展方向玫瑰图
说明：圆心至阴影周边的距离代表峁顶数（1 厘米=10 个）。

综上所述，塬、梁、峁形态的形成有着不同的基础与形成过程，这些形态在形成发展的过程中对侵蚀的强度直接产生作用，侵蚀作用对黄土形态的形成又产生反馈。所以不同的形态分布区有着不同的侵蚀强度，不同的侵蚀强度又有相应的侵蚀形态。

二、古气候环境简述

1. 上新世的气候特点

我国同世界上其他许多地区一样，气候受到行星风系的支配，只是到了上新世时，由于青藏地区开始上升，特别是帕米尔高原的形成，高度达到一定程度时加强了季风环流系统。因此在上新世前，我国辽阔的土地上都是同属一个气候带。据孢粉方面的研究推测始新世时约在北纬 60° 以南为热带和亚热带区系占据[13]，又根据全国各地代表湿热气候的第三纪红色风化壳北达东北三省、内蒙古、河北等地，同样说明当时湿热的气候占据的面积很广。本区第三纪的气候环境与第四纪截然不同，六盘山以西，陇西盆地中沉积了早第三纪地层的砾岩，砂岩或砂砾岩与粘土层，胶结不坚固，亦有紫红色或深灰色的砂岩交错层理，粘土内含砂岩夹层，并含有芒硝、石膏、盐等，反映了干热的气候环境。六盘山以东早第三纪处于剥蚀环境，第三纪晚期发育了含有湿热草原环境的三趾马动物群化石的红色粘土。三趾马红土本身经过湿热化过程，和红土中夹有无石灰的微酸性的红色粘土层，也都说明是经过湿热阶段。渭河谷地上新世孢粉组合呈显亚热带至暖温带植被类型；温带成分中，耐寒的针叶树松属和云杉约占木本总数的 11—15%，阔叶落叶树中栎属和

榆属很突出，栎属占 20%，榆的含量较高有时可达 30% 以上。其余橙、千金树、桦、榛等属，一般占 5% 以上。亚热带成分的裸子植物有罗汉松，铁杉及少量的油松。铁杉现间断地分布在我国亚热带山地，但其化石花粉普遍地分布于华北至渭河盆地一带的晚第三纪地层中，更新世已很少见到，如今已在北方消失。这和第四纪气候变冷的特点，是十分吻合的。渭河谷地上新世的微体古生物也说明这一点；上新世永乐店群有孔虫化石组合是温暖水域的产物[14]，其主要的成分暖水卷转虫［Ammonia Tepida (Cushman)］，现代只产于温带和热带。有孔虫所在地层——永乐群的孢粉组合中含有一定数量的喜暖的亚热带成分。总之，从沉积物的特征、动植物化石都反映出黄土高原上新世是属于热带和亚热带的气候环境，进入第四纪，则逐渐转变为暖温带气候。

2. 更新世气候环境特点

经过上新世末、更新世初的喜马拉雅运动，青藏高原发生了阶段性的强烈隆升。上新世喜马拉雅山脉的平均高度只有 1,000 多米，到更新世早期已上升到 2,000—3,000 米。喜马拉雅山脉的隆起不仅对青藏高原本身自然环境和环境的分异产生影响，而且还对其周围地区的自然环境产生影响，使大气环流形势复杂化。喜马拉雅山脉强烈隆升到一定高度以后，强化了东亚季风和阻挡了西南季风，引起气候带的进一步分异，于是我国出现了季风影响区和非季风影响区。黄土高原属于东亚季风区，因受到秦岭和太行山的屏障，减弱了东南季风对高原的影响，使黄土高原处于季风影响区的边缘，所以大部分地区既有季风气候特点，又有大陆性气候的特点。青藏高原和周围山地的继续隆起使西北地区向着干旱方向发展，降水大大地减少，形成广大的沙漠区，新疆的准噶尔沙漠、塔里木沙漠以及阿拉善沙漠相继出现[15]，沙漠的形成为风成黄土的物质来源提供了条件。

第四纪全球性的气候的变化，使黄土高原也经历了冰期和间冰期的影响，气候发生了多次波动。总的变化趋势是冰期干冷气候对本区的影响一次比一次增强，间冰期的湿热气候影响一次比一次减弱，但从未改变黄土高原干旱气候的总特征。早更新世黄土高原的气候并不十分干燥，仍继承了上新世气候的部分特征，这一点可以从以下事实得到证明：其一，早更新世三门组地层下部的古土壤层较上部湿热化程度高，但在三门组地层堆积物中也找到过代表干冷气候的植物化石，例如云杉、冷杉[16]，所以这个时期的气候可能是逐渐向寒冷而干燥演变。其二，午城黄土底部与第三纪或古老地层之间往往是自下而上的砾石层和砂砾层与黄土状土互层过渡，以及在午城黄土中曾找到中国长鼻三趾马、中国角鹿、中国野牛和短脚野兔等具有森林草原习性的动物化石，而草原习性的啮齿类动物较少。其三，植物孢粉中木本花粉在早更新世的花粉中占的比重不如草本总数多，但是在整个第四纪中以早更新世的木本花粉含量最高。根据渭河谷地钻孔中的孢粉分析，早更新世种属、成分与上新世基本相似，仅有差别的是亚热带成分出现得不连续不稳定，并逐渐减少，山胡桃数量摆动在 1—5% 之间，枫杨、山毛榉、冬青等仅断续或零星出现，与此相应的温带的木本花粉逐渐增多，耐旱性的草本花粉数量也增多[18]。其四，黄土高原北部早更新世以后的黄土地层中夹有多层风成沙，而早更新世地层中很少发现[17]。

中更新世黄土高原的气候有过多次干冷和暖湿的波动，暖湿期形成色调棕红，质地较黄土粘重，有明显土壤发生层次的古土壤，干燥期堆积黄土。中更新世的动物化石以食草性动物为主，如丁氏田鼠、短尾兔、赵氏田鼠、裴氏转角羚羊等。植物孢粉主要是蒿属和禾

木科植物，木本植物孢粉数量极少。渭河谷地的植物是温带耐旱的成分处于优势，亚热带成分基本消失，水生植物明显减少。从中更新世的动物化石、植物孢粉以及沉积物的特性可以看出，中更新世气候比早更新世干燥，同时通过对渭河谷地与离石地区第四纪植物孢粉进行比较便发现，北部和南部的气候差异也较明显。但中更新世期间的气候波动的频率要比早更新世高。这从古土壤层的发育程度可以得到证明，早更新世只有6个湿润程度不同的成壤期，而中更新世则有13个湿润程度不同的成壤期[1]。

在晚更新世马兰黄土堆积期，黄土高原的气候更加干燥了，黄土中产动物化石有方氏田鼠、鲍克罗夫石蕨片、亚洲野牛和披毛犀、野驴、羚羊等食草性动物，而食肉动物只有狼

分布的上限在 1,400—1,600 米，由北向南逐渐降低。六盘山海拔 2,000 米以上，其东侧黄土分布的高度约 1,600—1,700 米，西侧约 1,800—2,000 米，这些基岩山地犹如黄土海洋中的岛屿。高原境内的低山顶部都有薄层黄土覆盖，厚度各地不一，如黄龙山、劳山、子午岭厚度 20—30 米。

中低山的海拔高度大，气温低，湿度大，利于植物生长，是黄土高原目前的主要林区。加之地面物质的抗蚀力强，也是黄土高原目前侵蚀较微弱的地区。

黄土地貌　黄土高原的黄土地貌极其发育，按成因类型和现代地貌过程特点，可分为黄土侵蚀地貌和黄土堆积地貌两大类。属于堆积地貌的主要有黄土塬、黄土梁、黄土峁和黄土河谷平原，以及分布在大的沟谷中的黄土堆积体。它们大都是黄土的原始堆积地面被后期沟谷侵蚀割切留下的高地。受沟谷割切的程度和黄土堆积前原始地面形态的影响，黄土塬又分为完整塬、破碎塬和台塬；黄土梁分为平顶梁和斜梁；黄土峁分为连续峁和孤立峁等。完整的黄土塬主要分布在黄土高原的南部，如洛川塬、董志塬。破碎塬以晋西隰县和大宁一带最典型；台塬见于秦岭北坡和渭北山地两侧。黄土高原北部也有零星黄土塬分布，面积较大者如祖厉河下游的白草塬，长城沿线的狄青塬和长城塬。完整塬的周围常有破碎塬或平顶梁分布。除此以外，黄土高原黄土分布区的 70% 以上面积都是黄土峁地形。黄土梁峁虽然可以从个体形态上加以区别，但从区域分布上二者极难分开，往往梁是梁和峁在一地区共同存在。不过，六盘山以西多宽梁大峁，梁体可以延伸几公里，甚至十几公里；六盘山以东多短梁小峁，各大沟谷的分水岭多为连续峁，较低一级地形面则以斜梁为主。它们共同组合成为黄土梁峁丘陵区。分布在河谷和较大沟谷中的黄土堆积地貌，主要是阶地和冲积平原。白于山一带有墁地发育。

黄土高原的侵蚀地貌主要是各种侵蚀沟谷，如河沟、坳沟、冲沟、切沟和浅沟等。前两种沟谷形成于更新世，称为古代沟谷或称承袭谷，后三种称为现代侵蚀沟。正是由于各类沟谷十分发育，才将黄土高原分割成支离破碎的面貌。据不完全统计，黄土高原大于一公里长度的沟谷共有 30 余万条，因而本区的沟谷密度很大，陕北和晋西达到 4—6 公里/平方公里以上[1]。全区的沟道总长度超过 100 万公里。

所有的堆积地貌和侵蚀地貌类型之上，又叠加了许多由于现代地貌过程形成的侵蚀的或堆积的地貌形态，如黄土塬面上的碟形洼地和槽形低地，塬边的陷穴、滑坡，梁峁坡面上的沟谷和风积沙丘(北部地区)，沟谷中的滑塌、崩塌、泻溜、陷穴、盲沟、泥流扇、悬沟等。

2. 气候

气候是构成和决定一地区自然地理特点的基础。黄土高原的气候特点既受纬度影响，又受地形因子影响。本区属季风气候区，但因东缘距海洋 500—800 公里，其气候特点又与真正的季风气候不同。其原因一方面是由于本区南面有海拔2,000—3,000米呈东西走向的秦岭山地，东部南北走向的太行山，与秦岭构成了一条自然屏障，使夏季来自东南方向的海洋湿热气团在向黄河中游推进时起着阻滞作用。高原境内的南北向的吕梁山、六盘山和东西方向的渭河北山，构成了阻滞湿热气团前进的第二道屏障。湿热气团在向西推进的过程中步步受阻，越向西空气的相对湿度越来越小，形成降雨的机率相应变小。由于地

1) 本书所说的沟谷密度，除特别注明的外，都是据 1/5 万地形图量算的。

形的屏障作用，增加了气候的干燥度，并使降雨由南向北，由东向西，由大到小。另一方面大气环流也是控制气候特征的重要原因，本区的环流形势有两个特点：第一，位于西风带内，地面的低压系统频繁地活动；第二，冬夏季风环流的季节变化明显，冬夏之间的风向几乎成180°的转变，冬季完全在西伯利亚高压控制之下，盛行气流方向偏北，每当极地大陆气团向东伸展，本区首当其冲，每隔3—5天即可能有强度不等的冷锋过境。冷锋过境时天气晴朗，北风增大，气温下降。由于极地大陆气团非常干燥和稳定，所以冬季很少降雪，加上北部有阴山阻挡，在山南形成阴影区，降雪量更小。夏季本区处在大陆低气压范围内，以七月份最盛，盛行气流偏南，湿度较大，亚热带太平洋气团可以向西北伸展与我国内陆低压形成向西北倾斜的气压梯度，以东南季风的形式摄引大量海面湿热空气，向西北内陆推进而成为降水的主要来源。有时当夏季发源于青藏高原和新疆南部副热带大陆气团东移侵入本区，容易引起晴热干旱天气。

由于上述的地形和环流形势特点，形成了本区气候要素时间和空间上的变化及其独特的气候特点。以下就将与侵蚀关系密切的气候要素作一简要说明：

气温　热量条件不仅是影响植被生长发育的重要气候因素，而且还影响到地面物质的风化速度。黄土高原的年平均气温为3.6—14.3℃，其分布特点是由南而北，自东而西逐渐降低，西安年平均温度为13.3℃，兰州为9.1℃，榆林仅8.1℃。全区最冷月（一月）的平均温度都在0℃以下，西安 −2.0℃，兰州 −7.2℃，榆林 −9.9℃。全区最热月（七月）

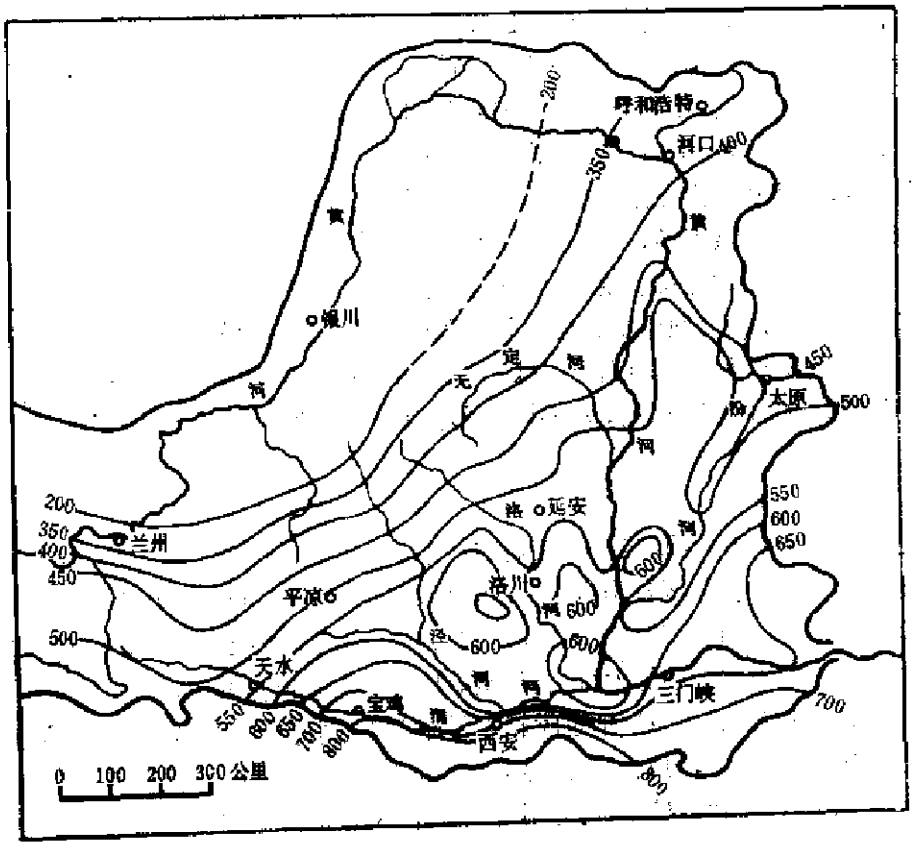


图2-10　黄河中游年降水量等值线图
（据刘昌明等）

的平均气温都在22℃以上，渭河平原为黄土高原七月平均气温最高的地区，高于25℃，平均最高气温大都在30℃以上。因而黄土高原具有冬季寒冷，夏季暖热的特点。如果本区与华北平原同纬度地区的温度值相比，一月平均温度约低4—10℃，七月平均温度约低3℃左右。例如石家庄(38°04′N)和榆林(38°14′N)相比，前者一月均温为−3.1℃。后者为−9.9℃，七月均温分别为26.7和23.5℃。

降雨　大气降水是产生侵蚀的最重要外营力因素，其中又以暴雨的作用最为重要。黄土高原的年降雨量在700毫米以内，但降雨的区域分布不均匀，总的分布特征由南向北，由东向西，逐渐减少（图2-10）。黄土高原的暴雨和大暴雨相对集中于陕北、晋西、内蒙古准格尔旗等一带地区。黄土高原降雨在时间上的分布是不均匀的，在季节的分布上高度地集中在夏季，七、八、九三个月的降雨总量占全年降雨量的50—70%。有些年份几场降雨的总量就等于年平均降雨量，例如1977年7月5日至6日招安、志丹、安塞的降雨量都大于年平均降雨量的2/5。陇东董志塬北部1958年7月13日降雨120.4毫米，相当于年降雨量30%。黄土高原降雨的年际变化也很大，最大年和最小年可相差1倍以上，例如榆林最大年降雨量是695.4毫米，最小年是195.6毫米，相差3倍多（图2-11）。

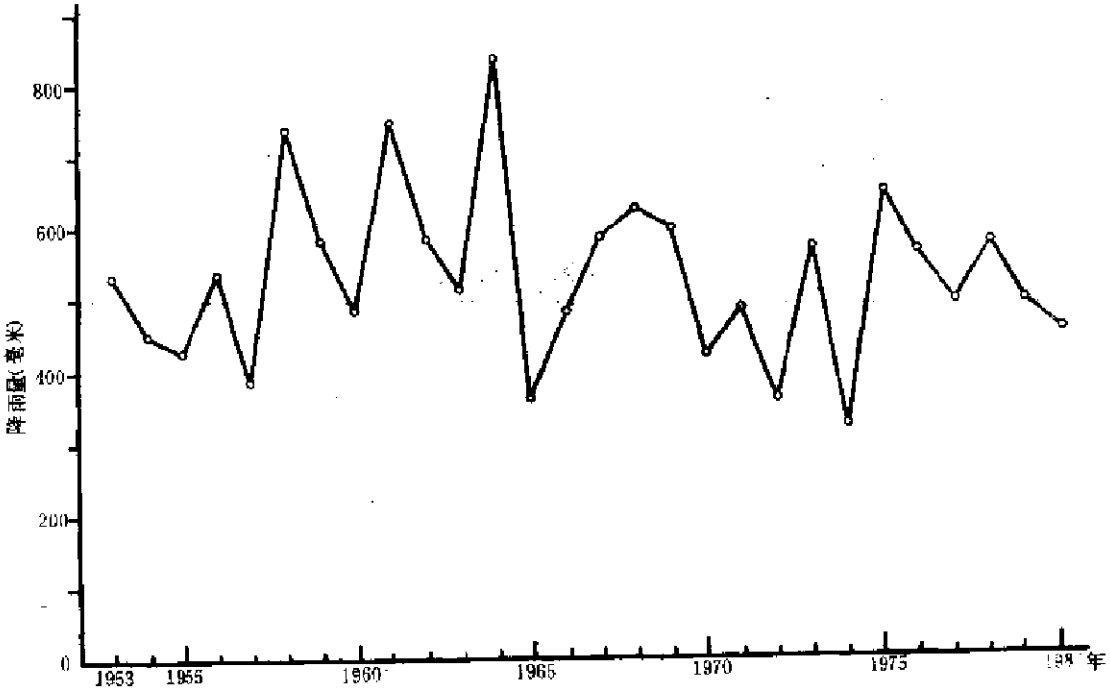


图2-11　延安1953—1980年降雨量年变化

热量　黄河中游的热量丰富，总辐射量平均值表现出南小北大、东小西大的基本特点，关中地区110—120千卡/平方厘米，陕北120—130千卡/平方厘米。由西向东的变化，西宁146.9千卡/平方厘米，兰州130.2千卡/平方厘米，庆阳125千卡/平方厘米，侯马124.1千卡/平方厘米。物质的机械风化程度与热量的多少关系密切，从而也影响到侵蚀程度，尤其是对基岩的风化关系甚大。

风　风是产生现代侵蚀的因素之一，全区的风速以春季最大，大部分地区的年均

风速在 1.1—2.9 米/秒，4—5 月平均风速多在 3 米/秒以上。以风力 17.2 米/秒以上者为大风，各地的大风日数互不相同，晋西河曲达 123 天，陕西绥德 108 天，渭河平原大风较少。

3. 植被

植被是现代自然环境的重要组成部分，也是影响土壤侵蚀的重要因素。黄土高原的植被不仅受到气候带的影响，还受到地形、坡度、坡向、海拔高度的影响。黄土高原经过长期的、反复破坏以及过度的垦殖，大部分地区天然木本植被已荡然无存，只有极少数地方如中条山还保留原始森林，现在中低山区保留的都是次生植被，乔木林只有在少数地区以梢林或次生林出现，林分结构简单，郁闭度低。全区的平均森林覆盖度 6.5%[1]，比全国平均数低一半。天然的草原植被也很少，大部分地区成为裸露地。

黄土高原的天然木本植物主要分布在中低山区，如吕梁山、黄龙山、子午岭、六盘山等地，主要树种是松、栎和杨。这些地区森林遭受到破坏以后，变为天然的灌丛林和草地。在广大的黄土分布地区尤其是陕北、晋西、陇西、陇东的北部除农耕地外，分布稀疏的草本植物如黄白草、雀麦、长芒草、隐子草等。

4. 河流水文

黄河是贯穿本区的主要河流，以此为主干构成中游树枝状水系，它不仅成为流域的输水渠道，也是输沙渠道。黄土高原河流特性受地质构造的影响极大，如黄河干流是几个构造盆地贯串起来的，渭河、汾河的发育都受到构造的控制。发育在高原上的河流，如泾河、

表 2-1 黄河中游主要河流特征

河 名	河 长（公里）	流域面积（平方公里）	纵比降（‰）
洮 河	673.1	25,527.0	2.80
湟水河	373.9	32,863.0	4.16
庄浪河	184.8	4,008.0	8.88
祖厉河	224.1	10,653.0	1.92
渭水河	320.2	14,181.0	1.49
偏关河	128.5	2,089.0	6.24
皇甫川	137	3,246.0	2.66
窟野河	241.8	8,706	2.55
朱家川	158.6	2,922.0	5.47
秃尾河	139.6	3,294.0	3.61
三川河	176.4	4,164.0	4.29
无定河	491.2	3,0261.0	1.79
清涧河	167.8	4,080.0	4.82
延 河	284.3	7,683.0	3.29
泾 河	455.1	45,421.0	2.47
洛 河	680.0	26,905.0	1.52
葫芦河	79.4	1,272.0	5.40

1）黄土高原农业发展战略研究编写组，黄土高原农业发展战略研究，1983 年。

洛河受到新构造抬升运动的影响，在中游末端形成峡谷河段。这些河流长度短，纵比降大(表 2-1)，是导致黄土高原产生强度侵蚀的重要条件。

黄河中游河流的水文特性与上述的气候特征关系密切，概括起来有如下几点：

第一，径流量贫乏。黄河龙门站、渭河华县站、洛河黑石关站和汾河河津站多年平均径流量为 466.13 亿立方米，兰州站为 335.92 亿立方米，经银川平原和河套平原损耗，头道拐

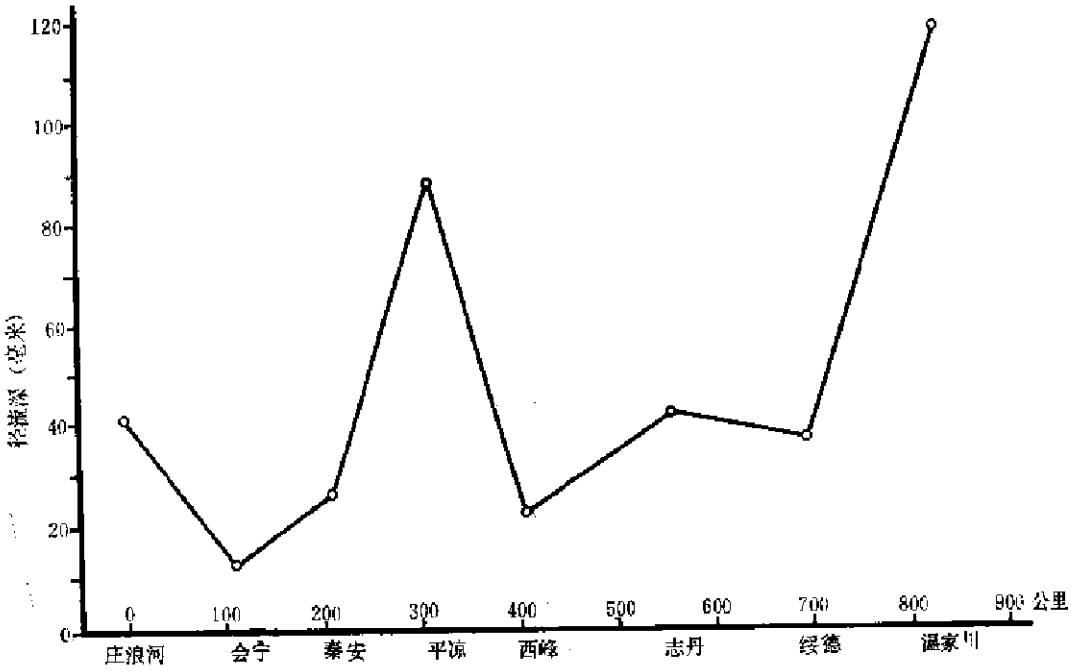


图 2-12　黄土高原径流深变化曲线

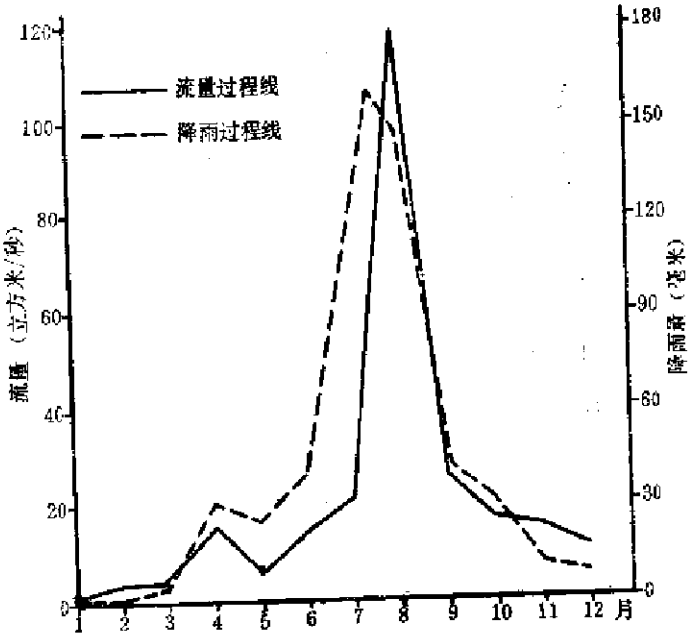


图 2-13　窟野河温家川站降雨量和径流量月变化(1977 年)

站仅 260.9 亿立方米，也就是说头道拐至三门峡区间的来水量仅 205.23 亿立方米，可见黄土高原径流之少。黄土高原上径流量的变化是由南向北、由东向西递减，这与年雨量区域分布特点一致（图 2-12）。

第二，径流量的年内变化大。径流的补给主要来自大气降雨，因此径流年内的变化主要取决于大气降水。径流年内的变化特性与降雨特性相吻；冬季为枯水期，夏季为丰水期，大部分河流汛期流量占该河年平均流量的 70% 以上（图 2-13）。

第三，水位的变幅大。由于本区降水多半属于暴雨型，降水高度集中，与此相关的河流水位暴涨暴落。再则中游的支流流程短，比降大，一遇暴雨水流倾泻而下，水位迅速抬高，洪峰一过水位又迅速降落，如温家川水位差可达 11 米。

二、自然环境的地域分异

黄河中游的黄土高原区的面积，尽管只有 38 万多平方公里，但是由于水热条件的差异，地表形态结构的变化，下垫面性质的不同，因而整个自然环境存在着地带性差异。地带性差异的界线在哪里，看法分歧颇大；侯学煜以现代优势植被为根据，认为草原环境覆盖了陇东的北部、陕北、晋西、定西县的南部[20]。《中华人民共和国自然地图集》中将榆中以北、陕北、晋西、陇西北部划为半干旱区。此图集的植被区划将陕北、晋西、陇东、陇西南部划为半干旱的草原带。赵松乔把 400 毫米等雨量线以南的地区划为半湿润区，400—200 毫米区间的地带为半干旱区[21]。以此指标，他认为：草原和森林草原的界线，是长城至海原，向西南至会宁、临洮。朱志诚认为不应以现代的植被的优势种去确定生态环境，而应以代表最优生态环境的优种去确定本来的生态环境。为此，他认为陕北的清涧、安塞、志丹、吴旗一线以北至长城为森林草原带[22]。作者认为现代自然环境带的划分，应该根据现代自然环境各要素（包括植被、气候、地貌等）的综合特征，并以其中的主导因素作为分区指标。黄土高原各自然要素中植被是最主要的，它既是气候特点的指示剂，又是影响各地现代侵蚀强度差异的重要因子。因而以植被状况作为划分自然环境区域变异的主导因子

六盘山以东存在三条界线(见图 2-14)，它们是：

(1) 渭北山地界线。此线以南以黄土塬、台塬和河谷平原为主。海拔高度在 1,200—1,300 米以下，大部分地区的年平均温度在 10℃ 左右，≥10℃ 活动积温多不低于 4,000—4,500 度，年平均降水量可达 600 毫米左右。天然植被较好，侵蚀微弱，属于落叶阔叶林带。

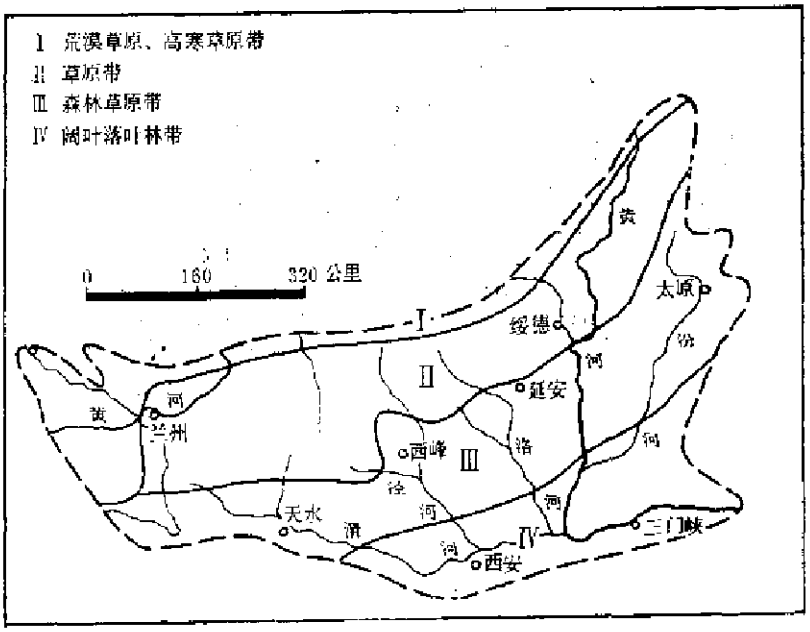


图 2-14 黄河中游黄土高原自然地带略图

(2) 庆阳—志丹—延安—安塞向东至离石和吕梁山北端。此线以南和以北的差异较大。以南的降水量在 500 毫米左右，年均温低于渭北山地以南而高于此线以北地区，少数山地有残存次生林，黄土沟谷中有落叶阔叶树种，丘陵坡面有灌木林，自然景观以森林草原为主。

此线以北至长城沿线，降水量减少到 450 毫米左右，年均温更低。天然植被以草灌为主，属草原地带。但是各地自然条件的内部差异较大。如绥德、子洲一带的年雨量可达 500 毫米左右，而宁夏南部只有 450 毫米左右。绥德、米脂一带为黄土高原上最典型的梁峁丘陵区，地面十分破碎，而泾河上游和环县北部、靖边等地，沟谷中多塌地；晋西北还有风积沙分布。靖边南部沟谷中有残存的天然乔木林，梁峁坡多柠条和酸刺等灌木。这一地区是目前黄土高原侵蚀最活跃的地区，也是黄河下游河道中“粗泥沙”(即粒径大于 0.05 毫米的泥沙)的主要来源区。

(3) 长城线。长城不仅是黄土高原的北界，也是一条明显的自然界线。400 毫米的等雨量线在其附近通过，为干旱和半干旱的分界线。干燥度大于 2.0。长城以北为鄂尔多斯高原，属于半荒漠草原景观；长城以南为沙盖黄土丘陵区，属于草原景观。

参 考 文 献

[1] 中国科学院地质研究所，中国大地构造纲要，科学出版社，1959 年。
[2] 潘德扬，黄土，地质出版社，1958 年。

[3] 刘东生等，中国的黄土堆积，科学出版社，1965年。
[4] 张伯声，从黄土线说明黄河河道的发育，科学通报，1956年，第3期。
[5] 刘东生等，黄河中游黄土，科学出版社，1964年。
[6] 梁文郁，关于黄土的厚度问题，地质论评，第11卷，1946年。
[7] 王永炎等，黄土与第四纪地质，陕西人民出版社，1982年。
[8] 安芷生等，洛川黄土剖面的古地磁研究，地球化学，1977年，第4期。
[9] 文启忠等，陇西盆地的黄土，地理科学，第2卷，第2期，1982年。
[10] 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会，中国自然地理·地貌，科学出版社，1980年。
[11] 史念海，论历史时期黄土高原生态平衡失调及其影响，生态杂志，1982年，第2期。
[12] 张宗祜，我国黄土高原区域地质地貌特征及现代侵蚀作用，地质学报，1981年，第4期。
[13] 中国科学院地理研究所渭河研究组，渭河下游河流地貌，科学出版社，1983年。
[14] 汪品先等，汾渭盆地新生代有孔虫的发现，地质论评，1982年，第2期。
[15] 吴正，塔克拉玛干沙漠成因的探讨，地理学报，第36卷，第3期，1981年。
[16] 宋之琛，三门系植物化石和孢子花粉组合的研究，中国第四纪研究，第1卷，第1期，1958年。
[17] 董光荣等，鄂尔多斯高原第四纪古风成沙，地理学报，第38卷，第4期，1983年。
[18] 郑洪汉，黄河中游全新世黄土，地球化学，1984年，第3期。
[19] 竺可桢，中国近五千年来气候变化的初步研究，考古学报，1972年，第1期。
[20] 侯学煜，再论中国植被分区的原则和方案，植物生态学和地植物学丛刊，第5卷，第4期，1981年
[21] 赵松乔，中国综合自然地理区划的一个新方案，地理学报，第38卷，第1期，1983年。
[22] 朱志诚，陕北黄土高原森林草原的范围，植物生态学与地植物学丛刊，第7卷，第4期，1983年。

第三章　侵蚀类型

第一节　分类原则和类型划分

一、侵蚀分类的原则

黄土高原的侵蚀类型十分复杂，正确地划分其类型是研究侵蚀过程的基础。

侵蚀分类和地貌分类一样，应以成因和形态相结合为原则。所谓侵蚀形态是指它的几何图形，可以用面积、宽度、高度、坡度、长度和形状等要素表示，具有三维空间分布特征；成因是指塑造形态的原因，或者说是指塑造形态的动力和过程。侵蚀形态和地貌的其它形态一样，是内力和外力共同作用，以及形态本身自我作用(反馈)的产物，它是不断发展变化的。如第二章所述，黄土高原的新构造运动是以间歇抬升为主，它是导致地面侵蚀的重要条件，但并不控制各类型的特征；由于本区的侵蚀主要发生在黄土地层中，岩性对侵蚀类型特点的影响也不突出。所以，在划分黄土区侵蚀类型时，不将内力作为主导因子，而主要依据外力作用特点。

黄河中游黄土高原的侵蚀外动力有自然动力和人为作用两种。自然外动力中又可以区分为水力、风力和重力。黄土高原位于北半球中纬度地区，冬季寒冷、夏季暖热，日温差和年温差都比较大，冻融作用和冰雪作用对侵蚀过程有一定影响，尤其在沟谷底部地下水出露处，常因土体结冻和解冻而产生泥流或滑塌。但是，一方面是其在本区作用的空间和时间有限，另一方面是它的作用过程与经流活动和重力作用有关，不把它列为一种单独的外动力。人为作用对黄土高原侵蚀过程的影响十分重要，许多侵蚀类型是直接由人力造成，在侵蚀分类时必须予以单独考虑。

不同外动力作用于相似的下垫面将造成不同的侵蚀形态；同一种外力作用于不同的下垫面，也将产生不同后果。而且，相同下垫面遭受同一种外力作用，如果外力作用的方式不同，一定会产生互有区别的形态特征。因而，进行侵蚀分类时要首先划分外动力性质和外动力类型，进而区分各外力对地面作功的方式，然后才划分侵蚀形态。这就是地貌分类中常用的逐级分类方法。用这种方法划分的每一种侵蚀类型，其本身就反映了形成这种类型的动力性质和特点，以及它的形态特征。现以自然外动力中的水力侵蚀为例来具体说明这种方法。水力侵蚀的动力主要来自大气降水，其最初的侵蚀方式是雨滴的击溅作用(雨滴溅蚀)，产流初期为片流侵蚀，然后是小股水流侵蚀和暴流侵蚀，相应地形成了溅蚀麻坑、鳞片状斑痕、细沟、浅沟、切沟和冲沟等侵蚀形态。重力侵蚀和风力侵蚀也可以用同样方法分类。

每一种侵蚀形态都有发生和发展过程，某些形态之间有密切的内部联系，例如细沟是由片蚀演变而来，它进一步发展则为浅沟，浅沟又可以发展为切沟等等。现在看到的沟谷形态，仅仅是沟谷侵蚀发展过程中的阶段性表现[1]。研究所有的沟谷特点，可以得出沟谷演变过程的结论。所以，在进行侵蚀类型划分时，必须特别注意侵蚀形态的阶段性特点，

不能将属于不同发育阶段的侵蚀形态混淆。对于那些处于相同发育阶段的形态，即使它们的几何图形不完全相似，也不宜划分为不同类型。

侵蚀分类和黄土高原地貌分类既有紧密联系，又有区别。这两种分类都以成因和形态结合为原则，侵蚀类型基本上也就是黄土区的微地貌类型。譬如罗来兴在"划分晋西、陕北、陇东黄土区域沟间地与沟谷地的地貌类型"[1]一文中，划分的细沟、浅沟、切沟、悬沟、冲沟和陷穴等微地貌类型，也正是现代侵蚀的主要类型。但是，地貌分类中的堆积类型，却不属于侵蚀分类的内容。罗来兴将黄土高原的沟谷系统分为浅沟、切沟、冲沟、坳沟和河沟，前三者是现代侵蚀沟，后二者为古代侵蚀沟。所有现代侵蚀沟都是侵蚀分类的对象，而对于古代沟谷，因其流域面积较大，不能将其作为分类单元，而仅对流域内发生的各种侵蚀类型进行分类。

侵蚀分类和侵蚀强度分级不同。侵蚀强度分级的目的是说明地面遭受侵蚀的程度，它或者用侵蚀土壤剖面保留的完整程度[2]，或者用一定时段内单位面积上被侵蚀走的物质数量表示，也可用侵蚀作用对土地资源破坏的程度为指标。侵蚀分类并不要求以侵蚀强度为指标，因为同一种侵蚀类型的侵蚀强度可以相近，也可以相差很大。例如冲沟类型，有的正处在侵蚀活跃阶段，其侵蚀强度肯定比那些处于相对稳定阶段的大得多。

侵蚀分类是侵蚀分区的基础。分类是着眼于侵蚀产物的个体形态特征；分区则是要区别侵蚀特点的区域差异。一种侵蚀类型可以同时在不同侵蚀区出现，每一个侵蚀区都有其主要的侵蚀类型。以侵蚀类型区域差异为基础的分区，称为侵蚀类型区；以侵蚀强度等级划分的侵蚀区，称为侵蚀强度分区。既反映侵蚀类型的区域差异，又反映不同侵蚀区的侵蚀强度等级，是比较理想的侵蚀分区。在缺乏侵蚀强度定量资料的情况下，也可以用间接指标来反映区域差异。黄秉维编制的黄河中游土壤侵蚀分区图[3]，就是根据地面植被覆盖的完好程度、主要侵蚀营力和地貌形态特征等指标进行逐级分区的。

二、侵蚀类型划分

按照上述的分类原则和方法，首先将黄土高原的侵蚀外动力分为自然动力和人为动力，再按照自然外动力的性质分为水力、重力（或称为物质块体运动）和风力侵蚀三种，在每一种侵蚀外动力之中再按照侵蚀方式划分亚类，每一亚类包括若干侵蚀形态。人为动力的直接侵蚀作用，主要是挖掘和运移土（岩）体，其侵蚀形态众多，各形态相互间没有内在联系。

现将黄土高原的侵蚀分类方案列于表 3-1。对于表 3-1 有两点需要说明：

第一，潜蚀又可称之为洞穴侵蚀，因为它们的侵蚀形态的几何形状，都是洞穴状。但是严格地说，二者是有区别的。潜蚀（或称地下侵蚀）是指地表水流沿黄土中的缝隙渗入地下进行的侵蚀作用，其侵蚀形态发展过程中常常参与了土体塌陷，所以也可以认为它是水力和重力的复合类型。洞穴侵蚀除了是指地下侵蚀外，还包括地表水流在地形坡折处发生的冲蚀，其侵蚀形态也常为洞穴状，如水刷窝和冲蚀穴。但从分类的角度来看，水刷窝和冲蚀穴完全属于地面侵蚀形态，不宜和地下侵蚀类型混同。

第二，泥流作用包括高含沙水流的侵蚀作用和地下水从土体中溢出地表时的侵蚀作用，前一种作用虽然未在地面留下特殊形态，但属于水力侵蚀过程是没有疑问的；后一种作用发生过程中流体是受重力影响而流向下坡的，它不应该全部归入水力侵蚀。不过，产

表 3-1 黄土高原现代侵蚀分类表

外动力性质	外动力类型	侵蚀方式	侵蚀形态	发育阶段
自然动力	水力	溅蚀 片状侵蚀 细沟侵蚀 } 面状侵蚀	溅蚀麻坑 鳞片状斑痕 细沟	降雨过程中 降雨产流的初期侵蚀 径流侵蚀的初期
		沟蚀(线状侵蚀)	浅沟 条沟 悬沟 切沟 冲沟	细沟侵蚀发展的第二阶段 浅沟的进一步发展 切沟的进一步发展
		泥流	泥流坡 泥流槽和泥流扇	
		潜蚀(或称洞穴侵蚀)	碟形洼地 陷穴 盲沟 穿洞 水刷窝 冲蚀穴	潜蚀初期 潜蚀发育的中期 潜蚀晚期
	重力	滑坡 滑塌和崩塌 泻溜和剥落 } 块体运动	厚层滑坡 中层滑坡 浅层滑坡 表土滑移(土滑) 滑塌体 崩塌体 泻溜坡 层状剥落 片状剥落 鱼鳞状剥落	
	风力	吹蚀和运移	风蚀条痕 风蚀残丘 风沙运移	风蚀初期 风蚀后期
人为动力	人为	挖掘和运移	梯田和条(台)田 鱼鳞坑 旱井、水窖、涝池 水平沟和水平阶 窑洞 采土(石)坡 路堑、渠道和挑水沟 矿坑	

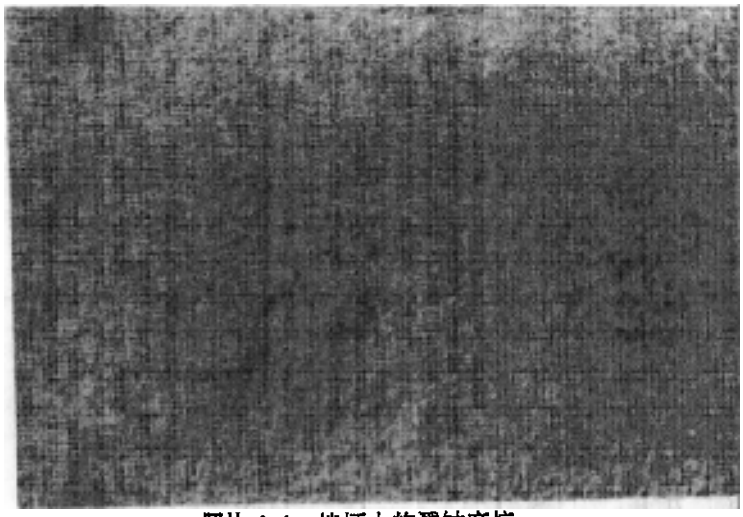
生这类侵蚀的根本原因是地下水溢出地表，土随水流是水力作用的结果，从成因上讲，将其归入水力侵蚀较为恰当。

第二节　侵蚀类型的特征

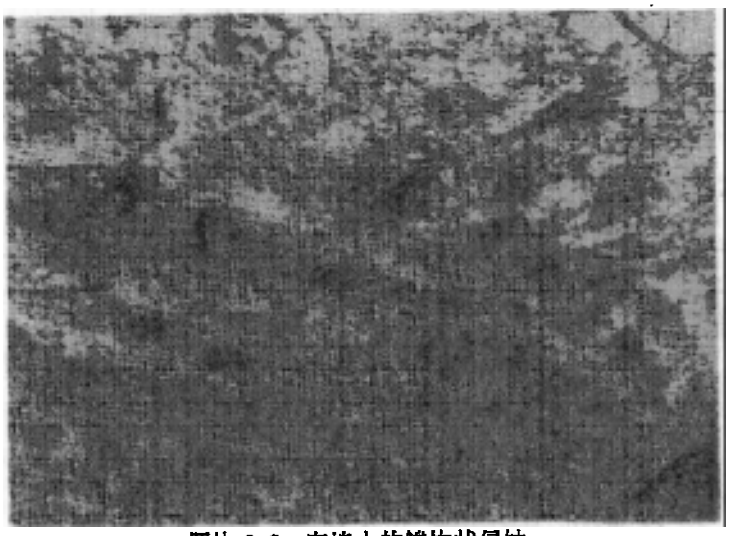
一、水力侵蚀类型的特征

1. 面状侵蚀

水流面状侵蚀包括雨滴的击溅侵蚀、降雨产流初期的鳞片状侵蚀和细沟状侵蚀。溅蚀是裸地上的重要侵蚀方式，它常常在地埂、土堆、土块或陡壁上形成蜂窝状麻坑（照片3-1）。黄土高原北部的地面物质成分较粗，溅蚀麻坑较黄土高原南部明显。鳞片状侵蚀（照片3-2）是片状水流在坡地上进行的侵蚀。降雨产流初期或在邻近分水岭地带，在地面的薄层水流向坑洼中汇集，或者是坑洼积水向下坡漫溢过程中，对地面发生不均匀侵蚀。在植被稀疏的坡地上，地面抗蚀性不均匀，最容易发生这种侵蚀，其外形呈斑状。



照片3-1　地埂上的溅蚀麻坑



照片3-2　农地上的鳞片状侵蚀

细沟是农耕坡地上最常见的侵蚀形态，深度和宽度变化于几厘米至几十厘米，无固定汇水面积，成网状分布（图3-1），可被耕种或人畜踩踏消灭（照片3-3）。

照片 3-3　红粘土坡地上的细沟和浅沟

2. 沟蚀

它也叫线状侵蚀，其形态包括浅沟、条沟、悬沟、切沟和冲沟。沟蚀过程将在第六章专门讨论，这里仅说明它的形态特征。浅沟的横剖面为倒人字形，纵剖面阶梯状，沟床比降与所分布的坡面坡度大体一致，深度几十厘米至1—2米，宽度与深度相当。浅沟的沟头极不明显，沟口常与切沟相连，常在坡地上呈瓦沟状排列（照片3-4），它是细沟侵蚀的进一步发展。

条沟的沟形深窄，其宽度多不超过1—2米，深度可达2米以上，沟头有陡坎，沟壁直立，沟床起伏不平。坡地上的条沟常常彼此平行排列，状若拦栅，故又叫栅状沟。它主要分布在黄土高原北部的未垦荒坡上，是小股水流长期集中下切侵蚀的产物（照片3-5）。

悬沟见于谷缘线的直立陡崖上，外形犹如悬挂在陡崖上的半个竹筒，深度几十厘米至1—2米，宽度1米至数米。悬沟是梁峁坡水流在谷缘线下方陡崖上长期侵蚀的产物，其沟头上方常与浅沟相连（照片3-6）。

切沟和冲沟是黄土高原最常见的侵蚀沟。横剖面"V"字形，纵剖面阶梯状，纵比降小于所在斜坡的坡降。切沟沟床上可以

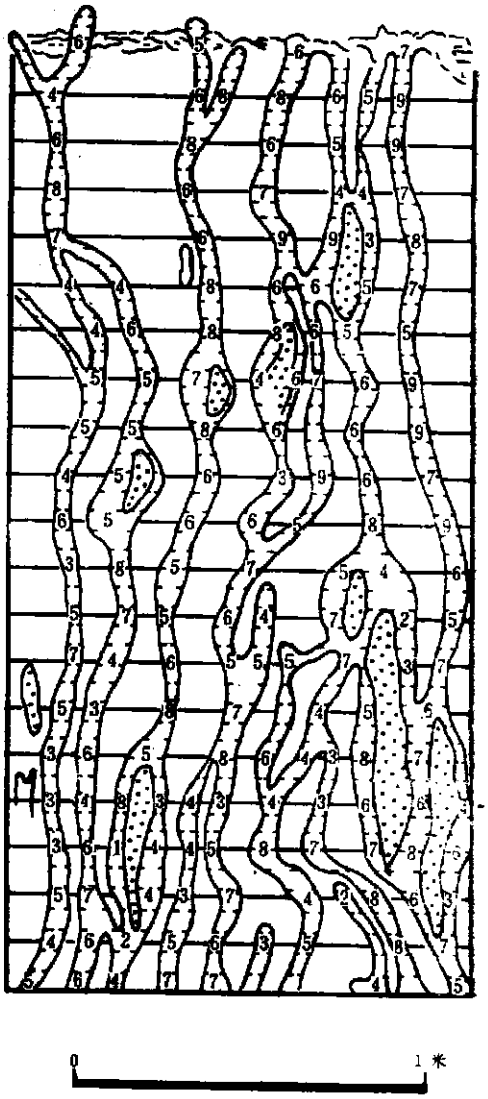
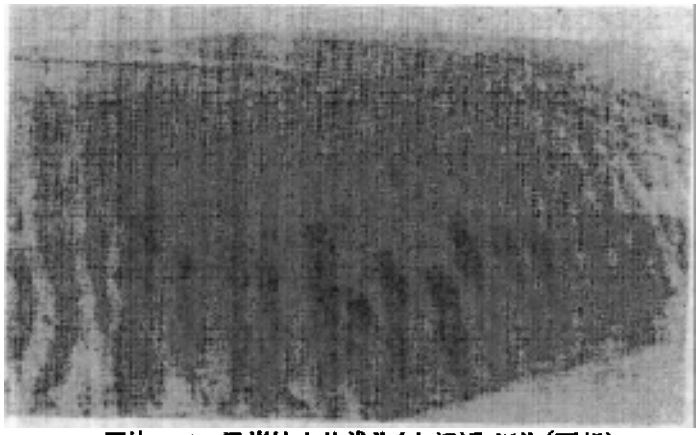
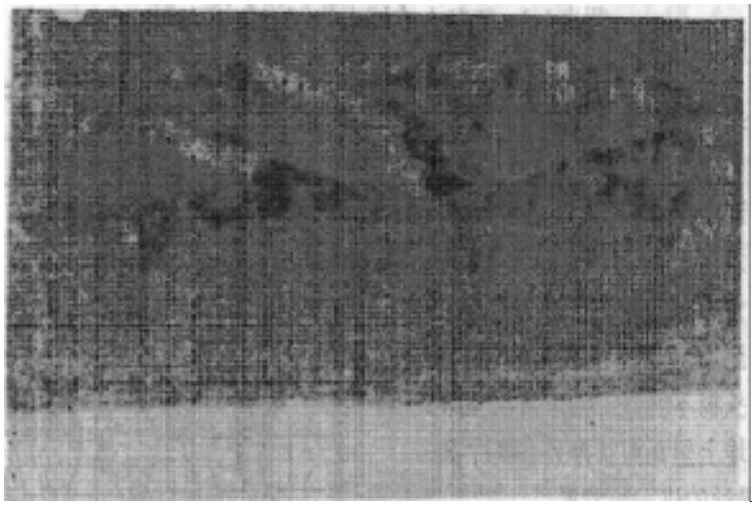


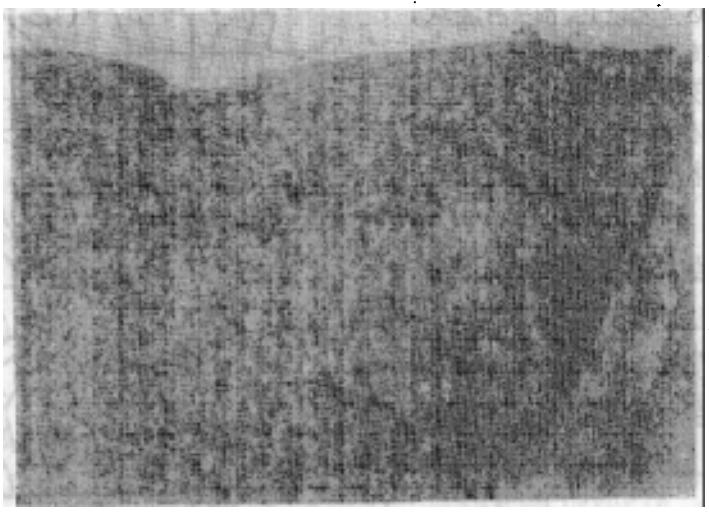
图 3-1　农地上的细沟（数字为沟宽）
（据 M. M. 德留零柯）



照片 3-4　梁峁坡上的浅沟(上部)和切沟(下部)



照片 3-5　条沟(上部)和切沟(下部)



照片 3-6　冲沟沟头的悬沟

有陷穴发育;冲沟的沟床和沟坡常常不易区分,只有发育时间较久的大冲沟属于例外。切沟和冲沟有以下区别:首先,二者的几何尺寸是冲沟大于切沟,冲沟深十几米至几十米,

宽几十米甚至百米，纵剖面微向上凹；切沟的一般深度为一、二米至十几米，宽几米至几十米，纵剖面虽有跌水或明显坡折，但除沟头部分较陡外，其余基本上是平直的。其次，是切沟可以发育在梁峁坡面，也可以发育于河沟和坳沟的谷坡上，长度较小；冲沟发育以后，其谷坡也属于沟谷地的范围。第三，冲沟的谷坡上常有小的沟谷（如切沟或悬沟）发育；切沟谷坡除发生水力和重力侵蚀外，没有次级沟谷发育。第四，从发育阶段来看，冲沟是切沟的进一步发展，冲沟是现代侵蚀沟发育的高级阶段，其发育历史远较切沟为早。

3. 泥流

泥流是流体容重达 1.3—1.8 吨/立方米以上不夹石砾的特殊流体。含有石砾和细颗粒的固液两相流称为泥石流[4]。黄土高原以泥流为主，泥石流仅在土石山区出现。黄土高原的泥流有稀释性泥流（流体的容重在 1.3—1.5 吨/立方米）、粘性泥流（容重大于 1.5—1.6 吨/立方米）和塑性泥流（流体接近土的塑限）[5]三种，前两种出现的机率较高，后一种相对较少。

严格地讲，当水流含沙量达到 600 公斤/立方米以上，就具有泥流特征[5]。黄土高原沟谷中暴雨径流期经常出现的含沙量大于 600—900 公斤/立方米的水流，以及梁峁丘陵区坡地上的高含沙水流，都属于泥流范畴。黄河龙门站 1962，1964，1966，1969，1970，1971 和 1977 年的最大含沙量达到 600 公斤/立方米以上，也应属于泥流；皇甫川、窟野河、无定河等河道中曾发生的"浆河"，已达到粘性泥流标准。由于河道中的泥流侵蚀形态和水流侵蚀形态难以区分，在侵蚀分类中不把它作为单独的侵蚀类型，仅仅对沟谷中的粘性泥流和塑性泥流加以区分。

粘性泥流和塑性泥流的作用过程可分为形成区、流通区和堆积区[6]。黄土沟谷中的泥流形成区常常是红粘土与黄土接触面有地下水溢出的地点。地下水外溢时将浸泡稀释的土体带至地表，顺坡下流，形成泥流坡（图 3-2）。这类泥流的形成区多呈条带状分布，流通区较宽阔，堆积体都不大。粘性泥流多见于陕北清涧河以北和榆林城以南地区，渭河上游北岸的各大小支沟和泾河上游北岸的洪河、茹河以及蒲河流域。在一条沟道小流域内，掌状凹坡下方有红粘土出露处，常形成泥流扇。如果沟床深切入中生代地层，且中生代地层之上有红粘土，地形条件有利于地下水溢出，则泥流扇或泥流坡常在谷坡上部出现；如果基岩上没有红粘土分布，则不易发生泥流作用。重力侵蚀十分活跃的沟道流域内，泥流常由暴雨时的崩塌和滑塌形成。此时，块体运动物质被洪水带至沟口，堆积为泥流扇。泥流堆积体的大小随堆积区的地形条件、堆积体形成后遭受洪水冲刷的程度和物质来源是否丰富而变。狭窄沟床内泥流堆积体随时被水冲走，只有宽缓的沟谷内才有泥流体停积的机会。

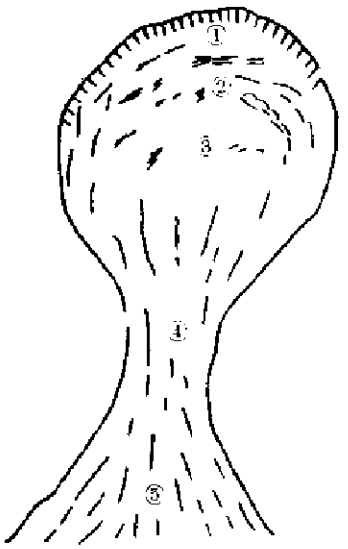


图 3-2 黄土区泥流作用平面结构示意图

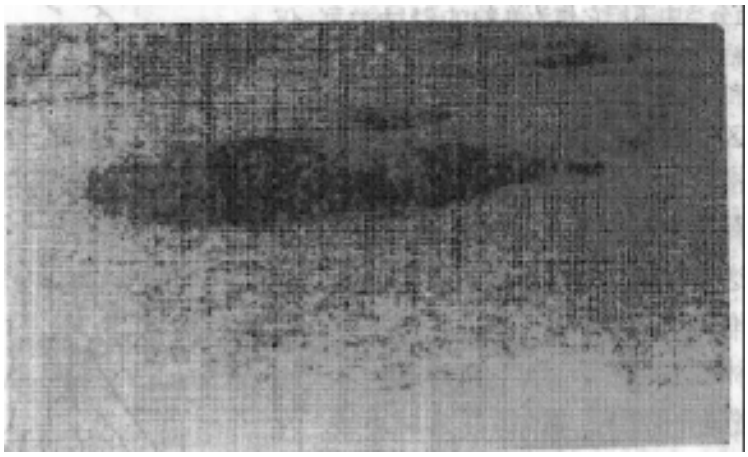
①滑塌、崩塌区；②地下水溢出区；③土体饱和区；④流通区；⑤堆积区。

塑性泥流多见于渭河及无定河上游流域。暴雨时坡面侵蚀形成的高含沙水流强烈冲

刷沟底及岸坡坡足，引起大量滑塌和崩塌，使流体的容重迅速增大，转变为塑性泥流。1978年7月12日渭河上游菜子沟和刘家湾沟（天水伯阳附近）2小时降雨105毫米，沟内发生大量崩塌和滑塌，形成塑性泥流。流体以每分钟10米左右速度流向下游，产生了巨大的破坏力。流体的结构分为三层，最下层泥浆体厚1.5—2.0米，含水量30—40%，含有大量粘土块和钙质结核；中部泥浆体厚约4—6米，含大量未解体的黄土块，整层属塑性体，可搓成泥条，弯曲时裂口；最上部为未被搅拌的松散黄土。此次泥流在沟口堆积为厚10—15米的泥流体，将宝(鸡)天(水)铁路的该段线路冲毁或掩埋[5]。

4. 潜蚀

潜蚀是地表水沿黄土中的缝隙渗入地下，进行地下侵蚀形成的各种侵蚀形态。主要有碟形洼地、陷穴(其中又可以分为竖井状陷穴、漏斗状陷穴、盆状陷穴、葫芦状陷穴和串珠状陷穴等)、盲沟、穿洞等。在塬区或宽平阶地上，由于黄土自重湿陷造成了碟状洼地，它的进一步发展则变为陷穴。竖井状陷穴多见于黄土塬的边缘，其深度大于穴口直径，穴体呈竖井状。如果陷穴的口大底小，或者是口小底大，则将其分别称为漏斗状和葫芦状陷穴。盆状穴的口径大深度小，多见于黄土阶地和墁地之中（照片3-7）。若干个陷穴由上坡到下坡连续分布，穴底有共同的暗道相通，称为串珠状陷穴，它可以直接演变为冲沟。每个陷穴的地下都有通向下坡或沟槽的通道，通道末端有出水口，长历时降雨过程中出水口有水流出，雨后即干。在水流作用下，地下通道不断扩大，形成盲沟（或暗沟）。如果通道的长度很短，则成为穿洞。穿洞不断扩大，其上方土体又未下塌，则构成天生桥。



照片3-7　阶地上的陷穴

潜蚀是黄土和黄土状土中特有的侵蚀方式。陷穴的分布是有规律的，尤其是与地质(岩性)地貌条件的关系密切(表3-2)。由表3-2可知，榆林、靖边、河曲和兰州等地的陷穴较少，西峰、绥德、秦安、会宁等地较多。陷穴分布比较集中的地区主要是黄土高原中部和北部，尤其是西峰董志塬区和六盘山以西的秦安和会宁地区众多。黄土塬区陷穴多出现在距离塬边2—80米范围内，最远不超过100米，其深度一般不超过第一层古土壤的埋深。黄土丘陵地区梁峁坡上多发育在掌状凹坡下部和局部坡度平缓处。凸形坡上基本上没有陷穴发育。梯田的地埂基部，水流常常沿着田鼠洞穴冲刷成为陷穴。沟边的局部低平汇水处也易发生陷穴。沟谷内的次生黄土层中和滑坡体边缘，尤其是陡崖上的张性裂隙处，

表 3-2　黄土高原小流域陷穴统计

流域名称	山西			陕西			甘肃				
	河曲 道黄沟	兴县 蔡家崖西沟	离石 王家沟	榆林 青云沟	靖边 长渠沟	绥德 高舍窝沟	西峰 南小河中游	定西 安家沟	兰州 小金沟	会宁 稍岔沟	秦安 王家沟
流域面积（平方公里）	2.33	3.63	9.12	7.68	7.2	3.11	6.71	9.3	11.2	12.74	10.9
陷穴数（个）	11	13	116	极少	极少	50	216	60	11	190	249
陷穴密度（个/平方公里）	4.7	3.6	11.6	—	—	16.0	32.2	6.4	1.2	14.9	22.8
黄土性质	砂黄土		黄土	砂黄土			黄土				

最易产生陷穴。

关于陷穴的成因，目前还没有一致意见。黄土中富含可溶盐（含量 10—20%），因而有人[7]认为陷穴是水体渗入地下发生溶蚀结果，并把黄土柱、黄土墙、黄土塔和陷穴、盲沟等侵蚀形态与喀斯特地区的地形相比，称为“假喀斯特(或黄土喀斯特)”。有人[8]主张陷穴是渗入地下的水流进行机械侵蚀所形成的，因为陷穴发育的地区总是在沟边、塬畔、黄土裂隙众多的地点。水流渗入地下进行机械侵蚀过程中，被侵蚀的土体随水沿缝隙运走，使缝隙不断掏空扩大，久之上方土体塌陷成穴。前一种观点忽视了黄土中易溶盐的溶解速度及其与黄土遇水后的分散崩解速度间的关系，也难以解释为何陷穴多发生在沟边、塬畔，塬的中央没有陷穴。后一种观点充分注意到了陷穴的结构和分布特点，但却忽视了黄土遇水后的变化，并不完全是物理作用，土体崩解分散过程中，可溶盐的溶解也有一定功效。试验表明，黄土遇水后一般在 1—3 分钟就全部分散为散粒，由表 3-3 可知，浸水三分钟时易溶盐的溶解量仅占总含量的 50% 左右。也就是说，易溶盐还没有全部溶解之前，土体已经成为散粒。由此可以推论，水体渗入地下，一方面将黄土中的部分可溶盐溶解，从而部分地破坏了黄土颗粒间的联接关系；与此同时，水的楔入作用以及土体遇水后体积胀大的压力，迫使土的结构破坏，于是为土粒运移提供了方便。当土粒不断随水沿缝隙运

表 3-3　黄土中易溶盐溶解速度分析成果表（由吴淑安同志分析）

地点	物质和时代		不同泡水时间(分)的溶解量(%)						易溶盐含量(%)	三分钟溶解量占总量(%)
			3	10	30	60	90	120		
洛川	黄土	Q_3	0.1353	0.1570	—	0.16450	0.1761	0.1903	0.1391	97.5
		Q_2	0.0508	0.0830	0.0883	—	—	—	0.1093	46.4
		Q_1	0.0434	—	0.0577	—	—	—	0.1128	38.5
延安	黄土	Q_3	0.0408	1.0392	1.0871	1.1720	1.7984	2.9945	2.6320	15.5
		Q_2	0.0584	0.0933	0.0963	—	0.1247	—	0.2127	27.5
绥德	黄土	Q_3	0.0589	0.0649	0.0752	—	0.0815	—	0.1282	45.9
		Q_2	0.0762	0.0791	0.0808	0.0882	—	—	0.3197	23.8
神木	黄土	Q_3	0.0570	0.0572	—	0.0671	0.0900	—	0.1037	55.1
		Q_2	0.0768	0.0781	—	0.0793	0.0795	0.0846	—	—
		Q_1	0.0403	0.0529	—	—	—	—	0.0651	61.9

走，使缝隙扩大，终于成为陷穴。由此可见，陷穴形成过程中既有机械作用，也有化学作用，它是这两种作用共同影响的产物。就这两种作用的影响大小比较而言，以机械作用为主，尤其是保证土粒能被运移的缝隙存在，起了决定性作用[9]。

盲沟、穿洞等潜蚀形态的形成过程与陷穴类似，它们是陷穴侵蚀的进一步发展。

潜蚀是导致沟头迅速前进，谷坡扩展和梯田地埂被破坏的重要方式。据黄河水利委员会天水水土保持科学试验站对甘肃秦安县的周家湾、关新庄、石庄，武山县邓家堡和甘谷县涝巴沿调查[1]，1959—1961 年在 3,072 亩农耕地上共产生了 540 个陷穴；武山县 1961 年 6 月 22 日，一次暴雨后（降雨量 37.0 毫米，历时一小时 55 分钟），在 228 亩梯田上发生了 123 个陷穴，严重地破坏了梯田田面，类似事例在其它地区也经常发生。所以，防治陷穴侵蚀是十分重要的问题。

二、重力侵蚀类型的特征

1. 滑坡

斜坡上的土体（或岩体）在重力作用下沿着一定软弱面整体向下滑移，滑移土体内部的相对位置不发生明显错乱称为滑坡[10]。造成斜坡土（岩）体滑移的原因除与地质构造、岩性等因素有关外，主要是与地下水活动，河流（或沟道）冲刷和侧蚀坡足，使斜坡土（岩）体失去平衡有关。破坏斜坡稳定性的人工切坡，是铁路、公路的路堑边坡和水利工程斜坡滑移的重要原因。黄土区沟谷修建土坝蓄水后，库水浸泡软化坡足，也是产生滑坡的因素。暴雨径流期，土体大量吸水，表土重量增加，或水体沿黄土缝隙渗入地下破坏土的结构，可以触发不稳定斜坡土体位移。由于地震触发的滑坡，在黄土高原比较常见，最明显的是 1920 年海原大地震和 1556 年华县大地震所造成的滑坡，滑坡体将沟道堵塞，成为“堰塞湖”（聚湫）。

黄土高原的大量滑坡多发生在黄土与红粘土（隔水层）接触面以上地层中。红粘土是本区的主要滑坡床面，这类滑坡以延安以北的延河、清涧河、洛河上游、无定河等流域和陇中地区常见。黄土塬区土层深厚，红粘土露头位置较高，沟深坡陡，滑坡十分活跃。无定河中游及其支流大理河、淮宁河流域，土状堆积物下覆基岩地层的岩性软弱，基岩面上有一层厚度 0.5—1.0 米的风化粘土层，成为上覆土体滑动的润滑层，土体滑动时牵引基岩滑动，形成切层滑坡[2]。黄土高原的切层滑坡较少，绝大多数都是同类土滑坡，即黄土滑坡。六盘山以西甘肃系地层出露较广，露头位置的相对高差达到 200 米左右，沟坡陡峻，滑坡极为普遍。

按照滑坡移动土体的规模和厚度，可以将黄土区的滑坡分为以下几种类型：

（1）厚层滑坡　滑坡体的厚度大于 20 米，滑坡床面坡度上陡下缓，平均在 20 度左右。滑坡壁高十几米或数十米，坡度多大于 60°。滑坡体中部有滑坡平台和封闭洼地，后缘有张性环状裂隙，前缘有压性裂隙和翘起土堆。土堆向滑体后方倾斜。厚层滑坡常切穿马兰黄土和离石黄土，或者直接发生在早更新世和中更新世黄土地层中。其滑坡床大多数是晚第三纪红色粘土地层的顶面，因而滑坡前缘常有地下水溢出，形成泥流。厚层滑坡一般都是大型滑坡，滑动土体可达万立方米以上，甚至将半个梁峁坡体下滑。这类滑坡

1）黄河水利委员会天水水土保持科学试验站，黄土梯田陷穴侵蚀及其防治的初步研究，1962 年。

2）陕西省地质局第二水文地质大队，无定河流域滑塌土地的形成及其改造利用，1979 年。

形成以后，仅在其前缘遭受洪水冲刷，滑体边缘裂隙处发生沟蚀或潜蚀，其余部分的侵蚀强度因坡度变缓，反而比未滑动前减弱。堵塞沟道形成聚湫的多数是这类滑坡。聚湫形成以后，其上方沟道的侵蚀基准面抬高，聚湫影响范围内的沟道侵蚀因此减弱，聚湫本身又有拦泥蓄水作用。所以这类滑坡有时反而有减少流域产沙和输沙的作用。

（2）中层滑坡　滑动土体的厚度6—20米，滑坡壁外形半圆状，高度多不超过20米，坡度45°—60°。滑坡体多纵向裂隙，并有横向裂隙，地面倾向沟床。这类滑坡主要发生在黄土层中，滑坡床或者为红粘土顶面，或者位于黄土层中。位于黄土层中的中层滑坡，多数是由于沟槽深切和侧蚀引起上方土体失去平衡的结果。地面坡度较陡的斜坡，滑坡床可沿离石黄土层中埋藏土倾向滑动，但此种情况比较少见。黄土高原发生中层滑坡的机率较高，滑坡体的稳定性也较差，它对于流域产沙的影响较厚层滑坡大。

（3）浅层滑坡　滑坡体的厚度2—6米，外貌呈椎状或扇状。滑坡壁低矮，坡度较陡。滑坡体上裂隙纵横，土体的相对位置变动较大，偶尔见到土块翻转。浅层滑坡多发生在黄土或黄土状土中，受地下水影响较小，主要是因为沟床下切和侧蚀，使上坡土体失去平衡的结果。此类滑坡多发生在斜坡坡度较大的谷坡和沟头部分，是沟谷扩展的重要方式之一。浅层滑坡对沟道流域产沙量影响极大，它常常是泥流形成的物质供应方式之一。较大支流河谷中河水顶冲岸坡造成的滑坡，大多属于这一类型。陕北大理河流域的子洲至青阳岔河段凹岸的滑坡，多数属于浅层滑坡。

（4）表土滑移　表土滑移又叫土滑或土爬。滑移土体的厚度多小于1—2米，有的甚至仅有几十厘米或十几厘米。在坡度35°以上阴坡上，如果草本植物生长较好，常常可以看到翠绿的草皮被撕裂为若干弧形裂缝，因而又可将土滑称为撕裂。产生表土滑移的原因主要是与坡度和土壤水分的含量较高有关。在红粘土坡面上生长草被以后，降雨时表层大量吸水又不易下渗，于是形成表土整层滑移，这种情况在红粘土出露较广、谷坡坡度较陡的洛川塬、董志塬和晋西离石地区常见。黄土层中土滑较少。

滑坡活动情况是区域边坡稳定性的重要标志。它既是区域强烈侵蚀的表现，又是沟谷积极下切的结果。滑坡活动过程，也就是沟床强烈下切，谷坡动力平衡进行调整以达到新的平衡的过程。在黄土区开始发育沟谷时期就有滑坡活动。可按滑坡形成的时代将它分为古滑坡、老滑坡和新滑坡。根据陕西省地质局第二水文地质大队意见[1]，古滑坡发生于中更新世末期，滑坡体主要由离石黄土组成，滑坡形成后，又为晚更新世马兰黄土覆盖，所以离石黄土中的古土壤层有明显错动，而上覆马兰黄土却保持原始堆积状态。目前古滑坡大多数是属于已经稳定的滑坡，重新活动的情况少见。

老滑坡发生于晚更新世末期，其标志是中更新世和晚更新世黄土都有错动位移，但其上的全新世地层（譬如黑垆土层）却没有变位。新滑坡是指全新世时期，尤其是全新世后期形成的滑坡。滑动土体可以包括各个时代的黄土层。新滑坡有的已趋稳定，有的正处于活动期。大多数沟谷下游地段的滑坡比较稳定，沟谷中上游（尤其是沟头部分）是滑坡较活跃的地区。

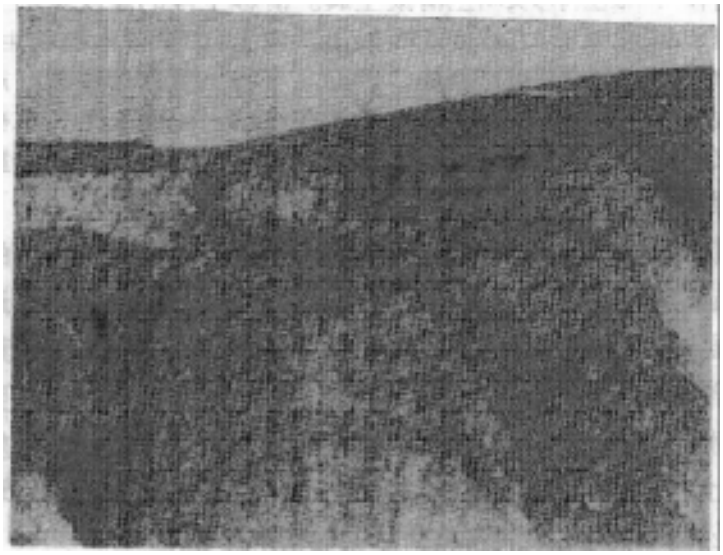
滑坡侵蚀除了影响流域产沙以外，主要还是威胁工矿、交通、水利建设和居民生命财产的安全。例如著名的宝鸡卧龙寺滑坡对陇海铁路的危害。卧龙寺滑坡是一个老滑坡，

1）陕西省地质局第二水文地质大队，黄河中游区域工程地质研究报告，1982年。

近期受渭惠总干渠影响，1955 年 8 月连日降雨，重新活动。活动的土方量约 3,000 万立方米，修建在滑坡体上的房屋和窑洞以及农田全部被毁，并将陇海铁路向南推移 110 米，造成巨大损失。陕西铜川煤矿的矿区，原有许多老滑坡，近期受采矿和其它建设影响，接连不断地重新活动，国家花费了巨额资金进行整治，已取得明显效果。兰州火车站附近的滑坡，严重地威胁着站场安全。1983 年 3 月 7 日 17 时 46 分甘肃省东乡族自治县果园乡洒勒山南坡发生快速大型滑坡，滑动土石 4,000—5,000 万立方米，造成 220 人死亡，22 人受伤，摧毁房屋 585 间，农田 3,343 亩，损失大小牲畜 430 余头，并把一座库容 40 万立方米的水库填满，为我国有记载以来损失最惨重的滑坡灾害[11]。

2. 滑塌和崩塌

滑塌是斜坡土体沿剪切面的剪切力大于抗剪力发生的位移现象。其活动过程是土体先向下滑，由于地形高差大，地面坡度陡，下滑土体不能在斜坡上停留，继续向下坡运动，运动时土体破碎，甚至出现翻转。土体破碎和部分土体翻转是滑塌和滑坡的重要区别。此外，滑塌面的坡度普遍比滑坡床面大，滑塌体外形极不规则，也是它和滑坡的区别之一。位于沟岸或河岸的土(岩)体，基部被水流冲刷掏空，悬空部分沿结构面下坠，下坠体上部依靠在原坡面上，下部完全与母体分离留出较大空隙，而下坠土(岩)体的结构未遭破坏，称为坐塌(照片 3-8)。



照片 3-8 黄土梁坡上的滑塌

崩塌是土(岩)体的剪切力超过了软弱结构面(如垂直节理)的强度，从陡崖上向下坡倾倒，并被分离为碎块停积在陡崖之下。黄土高原的崩塌有基岩崩塌和土状物质崩塌两种(照片 3-9, 10)。前者发生在基岩形成的陡崖上，后者出现在黄土及黄土状土层中。陕北、陇东、晋西和内蒙古南部等地的黄土下伏基岩，主要是中生代或上部古生代砂岩和砂页岩夹泥岩，受长期水流下切侵蚀作用，其露头普遍高出沟底或河底 50—80 米，形成陡峻的岸坡。近期水流侵蚀坡足，或其中的软弱岩层被风化剥蚀，砂岩悬空，久之悬空岩体坠落，成为沟床或河床中块石的主要来源。不同时代地层中发生崩塌的机率是不一样的。侏罗纪青灰色砂岩(夹薄层泥岩或页岩)的抗冲力较强，但节理发育，岩体破碎，发生崩塌

的机率较高;陕北北部的白垩纪紫红色厚层砂岩,岩体完整,发生崩塌的机率较少。

黄土地层受流水下切侵蚀形成陡崖临空面以后，垂直节理发育。如果促使土体变形的剪切力与抗剪强度相等,或后者大于前者,则土体处于稳定状态；如果在外部因素影响下抗剪强度降低并小于剪切力，则土体倒塌。黄土具有良好的直立性,若无外部因素影响，陡崖可以长期直立不倒，但若遭受风雨袭击,或者陡崖基部土体吸水软化,上部土体立即倾倒。所以黄土层中的崩塌大多数是发生在暴雨期或雨后不久，尤其容易发生在连续数日降雨过程中。

照片 3-9　黄土层中的崩塌

3. 泻溜和剥落

裸露陡坡上的土（岩）体受风化作用分离破碎后,在重力的影响下呈小块状向下坡滚落,称为泻溜(或称撒落)。泻溜是黄土高原全年发生的侵蚀方式,它主要发生在红粘土和页岩、泥岩坡面。红粘土的膨胀系数 5.26—12.72% 之间,在水分和热量变化过程中,体积不断膨胀和收缩，使表土层形成大小为几厘米到十几厘米的土块，受重力作用影响，逐渐脱离母体滚向下坡，在坡足堆积为泻积物。泻溜侵蚀最活跃的时期是冬末春初土壤解冻期，或者是雨后天晴之初。泻溜是黄土高原最重要的重力侵蚀产沙方式。据黄河水利委员会天水水土保持科学试验站分析[12],天水吕二沟流域产沙总量中有 4.5% 的泥沙来自泻溜侵蚀。发生在基岩中的泻溜,以页岩和泥岩分布区最严重。神木、府谷和准格尔旗等地的中生代砂岩十分松软,极易风化,当地群众称为“砒砂石”，冬末春初大量泻溜侵蚀物质堆积在坡麓和沟底，使皇甫川每年汛期第一次洪水的含沙量常常大于以后各次洪水的含沙量。

照片 3-10　侏罗纪砂岩的崩塌(陕北)

剥落是黄土陡崖或陡坡上的一种片状剥离方式。按照剥落的形态，将它分为层状剥落、片状剥落和鱼鳞状剥落三种。层状剥落多发生在离石黄土和洪积冲积黄土状土中，它主要是土体的粒度和含盐量不均，受风化的程度不等，以及表土干湿冷热变化所引起，外貌成层状剥离。片状剥落多见于马兰黄土构成的陡坡上。如果坡足土体的含盐量较高，盐分随土壤蒸发在地表富集，引起土体松胀，因盐分富集的分布不均匀，于是造成表面土体凹凸不平的剥落面，称为鱼鳞状剥落。陕北子州县双湖峪至三岔口一带，鱼鳞状剥落最为典型。

三、风力侵蚀类型的特征

风力侵蚀是黄土高原的重要侵蚀方式，其影响遍及全区，尤其是北部砂黄土分布地区最活跃(照片 3-11，12)。

照片 3-11　风蚀将树根暴露

照片 3-12　农地上表土吹蚀后留下的砂疆(准格尔旗)

风力作用造成的地貌形态，有风蚀形态和风积形态两种。黄土高原的风蚀形态有风蚀条痕和风蚀残丘，都发生在黄土层中。中生代砂岩长期遭受风蚀，形成风蚀龛壁，但分

表 3-4 黄土高原典型地区风统计

地点	项目 \ 月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	统计年代
山西五寨	月平均风速(米/秒)	2.8	2.9	3.2	3.6	3.4	2.8	2.1	1.9	2.1	2.3	2.8	2.7	2.7	1957—1970
	月最大风速(米/秒)	14	16	18	24	20	14	20	17	12	24	12	13		1957—1970
	≥8 级风平均日数(天)	0.7	1.1	3.6	6.3	6.6	5.0	2.9	1.3	1.2	1.3	0.8	0.6	31.4	1957—1970
山西离石	月平均风速(米/秒)	1.5	1.5	2.1	2.4	2.2	1.9	1.6	1.5	1.5	1.4	1.3	1.1	1.7	1957—1963
	月最大风速(米/秒)	12	14	14	16	17	20	12	12	10	12	10	14		1957—1963
	≥8 级风平均日数(天)	0.4	0.9	1.0	3.0	3.6	2.1	1.9	1.0	1.3	0.6	0.3	0.3	15.3	1957—1963
陕西神木	月平均风速(米/秒)	2.5	2.6	3.1	3.5	3.3	3.1	3.1	2.2	2.2	2.3	2.5	2.6	2.7	1961—1970
	月最大风速(米/秒)	12	14	20	16	18	17	10	12	12	12	14	17		1961—1970
	≥8 级风平均日数(天)	0	0.8	2.4	3.3	3.2	3.3	2.7	0.9	0.8	0.7	1.7	0.8	20.6	1961—1970
陕西榆林	月平均风速(米/秒)	1.8	2.0	2.6	3.2	2.8	2.5	2.3	2.1	2.1	1.9	1.9	1.6	2.2	1957—1970
	月最大风速(米/秒)	14	14	14	18	14	14	8	10	11	13	12	14		1957—1970
	≥8 级风平均日数(天)	0.4	0.4	0.9	2.1	1.7	1.8	1.2	0.8	0.3	0.3	0.2	0.4	10.4	1957—1970
甘肃兰州	月平均风速(米/秒)	0.5	0.8	1.3	1.6	1.6	1.5	1.4	1.2	0.9	0.7	0.6	0.4	1.1	1951—1975
	月最大风速(米/秒)	7.5	11.9	14.9	13.4	17	17	16	13.4	17	20.8	10.3	8.2		1951—1970
	≥8 级风平均日数(天)	0	0	0.1	1.0	1.1	2.7	1.5	1.4	0.8	0	0	0	8.6	1951—1970
甘肃平凉	月平均风速(米/秒)	2.1	2.2	2.4	2.5	2.2	1.9	1.8	1.8	1.7	1.8	1.9	2.0	2.0	1955—1975
	月最大风速(米/秒)	12	18	12	12	12	10	10	10	10	10	12	14		1955—1970
	≥8 级风平均日数(天)	0.1	0.3	0.5	1.1	0.8	0.5	0.5	0.2	0.2	0.2	0.4	0	4.8	1955—1970
宁夏盐池	月平均风速(米/秒)	3.0	2.7	3.0	3.5	3.3	3.0	2.6	2.4	2.2	2.2	2.9	2.8	2.8	1956—1970
	月最大风速(米/秒)	18	24	16	18	14	14	12	15	20	13	16	16		1961—1970
	≥8 级风平均日数(天)	5.0	5.0	4.8	7.3	5.0	3.5	3.8	2.8	1.5	3.5	4.0	4.3	50.3	1961—1970

布零星，在表 3-1 中未单独列出。风沙运移出现在所有发生风蚀的地区。地面遭受风蚀时，细颗粒随风带走，成为降尘，粗颗粒向下风方向运动，停积在背风坡或风力减弱处，成为沙丘。沙丘可以继续遭受风蚀，也可以向前运动。如果进入沟谷或河谷，则成为河流泥沙的组成部分。无定河支流榆溪河的孟家湾至鱼河堡河段（长 70 公里），1975 年由风沙提供的泥沙总量为 139 万吨[1)]，占该年无定河丁家沟水文站输沙总量 0.18 亿吨的 7.7%。

黄土高原北部毗邻鄂尔多斯高原，直接与毛乌素沙漠和乌兰布和沙漠相连，风力强劲（表 3-4）。由表 3-4 可知，每年 1—6 月风力极强，尤其是 4，5 两个月为盛。历年各月最大风速多在 10 米/秒以上，甚至达到 24 米/秒（山西五寨），经常出现 8 级以上大风，此时地表土层极其干燥，十分有利于风蚀活动。山西西北部、内蒙古准格尔旗、陕西神木、府谷、榆林、横山、靖边和宁夏同心、盐池等地的地面组成物质较粗，遭受风蚀后，形成沙丘。这些沙丘目前有的已经固定，有的处于流动或半固定状态。黄土高原北部的沙丘多呈片状覆盖在梁峁坡上，其面积约占土地总面积的 10% 左右。梁峁坡为沙丘覆盖以后，地表径流减少，水蚀减弱，但风蚀却因此加强。

风蚀强度是风力大小和地面特征的函数。影响风蚀强度的地面因素中以土壤性质、植被度和地形特征最重要。此外，还受气温、降水、蒸发和人类活动状况影响。W. S. 切柏尔[13]将风蚀强度（E）概化为如下模式：

$$E = f(p, c, k, l, v)$$

式中，p 是土壤因子，c 是与风速和土壤水份含量有关的气候因子，l 为表示顺盛行风向的风蚀区的地面长度，k 为裸地表面的平滑程度，v 为植被因子。该模式中未单独列出人为因子，因 c 和 v 已经包涵了人为作用的影响。p 因子与风蚀强度的关系，主要取决于土壤的机械组成、结构和含水量。由表 3-5 可知，颗粒越粗，需要的起动风速越大，但颗粒尺寸的增加量和风力的增加量并不是等比例的。一方面这是因为细颗粒组成的床面光滑度大于粗颗粒，气流运动时受颗粒阻挡产生的湍流上举力小于粗颗粒组成的床面，使沙粒不易起动；另一方面也因为细颗粒之间的粘滞力大于粗颗粒，也使得细粒物质在具有结构状态下不易起动。从国内外沙漠地区沙丘砂粒度组成资料来看[14]，0.1—0.5 毫米的沙粒是最适合的风沙活动物质。这类物质在黄土高原的地表物质含量中占的比例都不高，但有由南而北增加的特点，加上北部地区气候干燥，风力较强，黄土的结构不如南部紧密，所以北部的风蚀较强。

土壤水分状况是影响风蚀强度的极重要因素。土壤水份含量越高，土粒的重量增加，

表 3-5　不同大小颗粒的起动风速（据 B. A. 费道诺维奇）

沙粒直径(毫米)	起动风速(米/秒)	沙粒直径(毫米)	起动风速(米/秒)
0.03	0.25	0.50	6.00
0.05	0.60	0.60	7.50
0.12	1.50	0.6—1.0	10—11
0.25	3.00	1.0—2.0	11—15
0.32	4.00	2.0—4.0	20—30
0.40	5.00		

1）李滨生，对治黄的几点看法，黄河中游地区水土保持科学研究工作座谈会资料汇编，1979 年。

土粒间的粘滞力加强。而且，土壤含水量较高的地区，一般植被也较好，风能大部分为植物枝叶阻挡而损耗，加上植物根系的固土作用，地面不易发生风蚀。土壤水分与某时段降水量成正比，与该时段气温的平方成反比。黄土高原北部降水量较南部少，这也是造成北部风蚀强于南部的重要原因。

黄土高原北部多数是梁宽峁大，地面坡长较大，有利于风能沿坡长累积加强，这对促进北部风蚀加强有一定作用。据调查估算，黄土高原北部的风蚀深度每年可达 0.5—1 厘米。靖边县新城乡长命山村新修筑的水平梯田地埂，经过一个冬春，迎风一侧的风蚀深度达到 0.1—0.3 米；内蒙古准格尔旗的年风蚀深度约 1 厘米，地面布满砂粒（石灰结核），峁坡上风蚀残丘的高度有的达到 2 米左右。风蚀强烈地区，春播种籽常被强风刮走，造成了很大的经济损失。

四、人为侵蚀特征

人为侵蚀类型众多是黄土高原的突出特点，主要有梯田和条（台）田、鱼鳞坑（照片 3-13）、水平沟（照片 3-14）和水平阶、窑洞、采土（石）坡、道路、旱井、水窖和涝池、渠道和

照片 3-13　梁坡上的水平梯田和鱼鳞坑（甘肃）

照片 3-14　水平沟（甘肃）

水沟、矿坑等。现将各类型的特点分述如下：

1. 梯田和条(台)田

黄土高原的梯田有水平梯田、隔坡梯田和坡式梯田几种。水平梯田的田面平坦，外缘有高 0.2—0.5 米左右地埂，埂的下方为直立田坎。田面宽度和田坎高度视原始地面坡度而变，原始斜坡的坡度越大，田面宽度越小，田坎高度越大。隔坡梯田为在斜坡上间隔一定距离修筑一层水平梯田，梯田和原始斜坡相间排列；坡式梯田的田面倾斜，倾角小于原斜坡坡度，前缘有地埂和田坎，经长久翻耕，地埂不断加高可变为水平梯田。修筑梯田过程中，一般都是内侧挖切斜坡，外侧筑埂填土，所以它实际上是人为侵蚀和人为堆积的结合体。坡地修筑成为梯田后，减缓了原地面的坡度，截短了坡长，从而减轻了坡地上的水流冲刷强度。不过，如果填土部分施工时处理不当，易于发生潜蚀。条(台)田是塬面上的平整土地方式，同样是改变微地形减轻侵蚀的一种方式。

2. 鱼鳞坑

将坡面修筑成半圆形土坑，各土坑之间呈鱼鳞状排列，是造林整地的一种方式，常见于坡度大，地面破碎的斜坡上。

3. 水平阶和水平沟

在陡坡上造林时，将坡面挖掘成等高的小沟或修筑为宽 1—2 米的等高平台，改变树木生长的局部地形条件。多见于坡度较大的斜坡上。有的水平阶面向上坡倾斜，称为反坡梯田。

4. 窑洞

黄土高原的窑洞有两类。一类是利用地面原有陡崖、稍加修整后在崖底挖成高 3 米左右、宽 3—4 米、纵深 5—6 米的洞穴，作为居室；或者在塬面挖掘长宽十几米至几十米，深 4—5 米的地穴，然后在穴壁陡崖上挖掘窑洞居住。另一类是用石料衬砌成窑洞形状，顶部盖土而成的窑洞。无论前者和后者，建筑时都要挖掘运移大量土体，废土倾倒至沟谷中，造成流域输沙量增加。

5. 采土(石)坡

挖掘和开采土(石)的坡面，多见于村镇或城市附近。采石坡以陕北最多，延河、清涧河、无定河等的河岸彼彼皆是。大盘山以西和内蒙古准格尔旗等地，石料不佳，采石坡少见。土坝和水库坝址附近的采土坡，也属于这一类型。

6. 路堑、渠道和截水沟

修筑铁路和公路时人工挖掘形成路堑，其上悬沟和细沟密布，并有崩塌和滑塌发生。土质公路路面常常是排水道，每次暴雨后被冲刷破坏，或者成为沟槽，或者发生穿洞和塌陷，其产沙量比原坡面大得多，对河流泥沙有重要影响。截水沟是农民为了保护下坡耕地免遭冲刷，在耕地上坡挖的与坡面倾向斜交的沟，将上坡水流引向邻近沟谷。如果上方斜

坡的汇水面积较大，截水沟可以逐渐发展为侵蚀沟。

黄土塬区的塬面道路，路面土体极易遭受水蚀和风蚀，逐渐低于塬面，时间长久后可以变为胡同状，即道路胡同。这是塬面上侵蚀最严重的地段，有的冲沟沟头沿道路伸延方向迅速发展。

7. 旱井、水窖和涝池

旱井是在地面挖掘的口小底大呈葫芦状的竖井；水窖是在地面下挖掘的方形或长方形坑；涝池是修建在沟边、塬畔或其它地形适合处的水塘。这三种类型都是黄土区的干旱缺水地区用来储蓄地面径流的小型建筑物。它们既可以解决一部分人畜饮水和用水困难，又有减少地面径流、防止侵蚀的作用。

8. 矿坑

黄土高原以煤矿坑为主，它在山西、陕西北部、内蒙古南部分布极广。随着采煤工业日益发展，矿坑的数量将不断增加。在内蒙古准格尔煤田和陕北神(木)府(谷)煤田实行露天开采过程中，矿坑的规模巨大，其现代侵蚀强度将远远超过其它任何一种侵蚀类型。

第三节　侵蚀类型组合

各种侵蚀类型大多在地面上呈群体分布。譬如梁峁坡地上，既有片蚀和细沟侵蚀，又有浅沟和切沟侵蚀；谷坡上常常是水力侵蚀和重力侵蚀共同作用的场所。仅着眼于个体侵蚀形态的划分，不可能深入了解地面侵蚀的发展过程，也满足不了防止侵蚀工作的需要。因此，需要在对侵蚀类型划分的基础上，进一步按侵蚀类型在地面上的分布特点，按地块划分侵蚀类型组合。

进行侵蚀类型组合，实际上是侵蚀地块分类。这种分类是以某一地块上分布的主要侵蚀类型为依据，综合考虑其它非主要侵蚀类型在该地块的侵蚀作用，它是侵蚀地貌制图的基础。因为，如果以侵蚀类型作为侵蚀制图的基本单元，某些侵蚀形态(如细沟)无法在图面上表示，表示在图面上的侵蚀形态也会杂乱无章，很难找出它们发生发展的内在规律。

一、谷间地侵蚀类型组合

沟道流域是黄土区侵蚀地貌的基本单元。沟道流域内谷间地和沟谷地[1][2]的现代侵蚀特点是不同的。沟谷地和谷间地是以谷缘线为界，谷缘线以上的梁峁坡面和塬面被称为谷间地，谷缘线以下属于沟谷地。谷缘线的特点是普遍有陡崖，各沟道流域内谷缘陡崖的高度互不相同，同一沟道流域上、中、下游流域的谷缘陡崖高度也不相等。陕北、晋西和陇东的许多沟道流域内，从分水岭至谷底的垂直方向上常有 2—3 级陡崖，从上到下的第一级和第二级陡崖，在流域内断续分布，但仍然可以分别连接为围绕沟谷地的陡崖带，它们是古代沟谷谷缘陡崖的残留。在这种情况下，应以最低一级陡崖为谷间地和沟谷地的分界，即以现代沟谷谷缘线将谷间地和沟谷地分界。

谷间地以水力侵蚀为主(在黄土高原北部风力侵蚀比较强烈)，基本上没有重力侵蚀；

沟谷地是水力和重力共同作用的场所。因而二者的侵蚀类型组合也完全不同。

谷间地的侵蚀类型组合如下：

1. 面状侵蚀梁峁坡和塬面

这类坡地上仅有溅蚀、片蚀、细沟侵蚀和风蚀等面状侵蚀形态，坡形完整，其纵向或横向剖面都很圆滑。这类坡大多出现在梁峁坡的上部或顶部。有的梁峁坡从上坡到下坡都无沟蚀形态分布，也属于这一类型。塬面上常常仅有溅蚀和片蚀，塬边坡度变大处才有细沟发育。

2. 细沟-浅沟侵蚀坡

梁峁坡上有浅沟发育，浅沟之间坡面发生面蚀，坡形波状起伏，无切沟。这类斜坡多位于梁峁坡中下部。

3. 浅沟-切沟侵蚀坡

坡面上不仅有浅沟发育，其下部已有坡面切沟分布。切沟的分布密度各地不等；坡长大的平直斜坡或凹形斜坡，密度较大；坡长短的凸斜形坡，密度较小。

4. 条沟-切沟侵蚀坡

条沟是未被耕垦坡地上细沟水流进一步汇集，长期反复冲刷的产物，与浅沟处于相同的沟谷发育阶段。坡地上条沟分布的疏密程度受降雨特征和下垫面特点制约，在降雨量大、易于产流的地区，相对于降雨量小和地面渗透性较高的地区密集。条沟的进一步发展则可变为切沟。这类坡地上条沟和切沟共存，没有浅沟发育，多见于黄土高原北部地区。

5. 切沟、潜蚀坡

这类坡地上既有沟蚀，又有潜蚀，多见于梁峁坡的下部。坡地上有高度不大的陡崖，陡崖下方有冲蚀穴，坡形破碎。

6. 台阶式坡

台阶式坡是指已修筑成梯田的梁峁斜坡，包括甘肃天水、定西等地的坡式梯田和其它地区的水平梯田、隔坡梯田等斜坡，也包括塬面的条田和台田。

二、沟谷地侵蚀组合类型

沟谷地的形态特征、岩性组成和侵蚀方式十分复杂，侵蚀形态繁多，各种侵蚀形态的分布变化较大，侵蚀类型组合众多。现就主要的几种介绍如下：

1. 急斜的水力冲刷谷坡

急斜的水力冲刷谷坡的坡度小于 35 度，以坡积黄土为主，坡面遭受水力冲刷，但无切沟发育。坡形完整，有高度不大的陡坎断续分布，偶尔见到表土滑移和小片农耕地，耕种时表土顺坡下泻。

2. 陡峭的水力冲刷谷坡

坡度介于 35°—45° 之间，坡面物质以坡积黄土或离石黄土为主。坡面上有切沟发育，切沟沟床有连续冲蚀穴，偶尔有潜蚀和崩塌，坡形破碎。

3. 切沟陡壁式谷坡

坡度多在 40° 以上，谷缘线处有陡崖，来自梁峁坡的水流通过陡崖时发生强烈侵蚀，形成切沟，切沟两侧坡面发生崩塌，切沟沟床有众多冲蚀穴，甚至发生潜蚀。坡形十分破碎，外形呈锯齿状。

4. 切沟-悬沟陡壁式谷坡

这类谷坡上部的坡度在 45° 左右，由离石黄土或马兰黄土组成，发育切沟；下部坡度更陡（多在 60° 以上），由离石黄土或午城黄土组成，有的地方下部由三趾马红粘土（晚第三纪）组成。下部坡面上发育悬沟。悬沟下端崖底常有较大冲蚀穴。坡面上有崩塌和泻溜侵蚀，坡形破碎。

5. 悬沟陡壁式谷坡

沟谷陡崖上方梁峁坡面来水量较小，没有形成切沟，但水流流至陡崖面上沿裂隙下泻，形成悬沟。各条悬沟彼此平行排列，将崖面分割得较为破碎，其上常有崩塌和剥落侵蚀。

6. 滑塌坡和滑坡

由滑塌作用形成的谷坡，其后缘有滑坡壁，下方有滑塌体。滑坡壁上有崩塌侵蚀，滑塌体上有潜蚀和沟蚀。

7. 泻溜坡

泻溜坡多出现在三趾马红粘土组成的坡面，坡度变化于 25°—65° 之间，上部为泻溜面，下部为泻积体。泻溜面上常有稠密的细沟发育，若有草皮，则出现表层滑落。

8. 崩塌坡

大型崩塌坡的上方有崩塌陡崖，下方有崩塌体停积；小型崩塌坡的崩塌面上节理发育，崩塌物大多数已被流水带走。多见于沟头附近。

9. 崩塌-泻溜坡

上部为崩塌坡，下部为泻溜坡，二者难以截然分开。

10. 残留的古代沟谷谷坡

这类谷坡多见于坳沟沟谷的沟头上方槽形深洼地两侧。谷坡为高度不大（4—6 米）的陡崖组成，陡崖上有切沟或悬沟，坡足有坡积物，其坡度多不超过 15°。

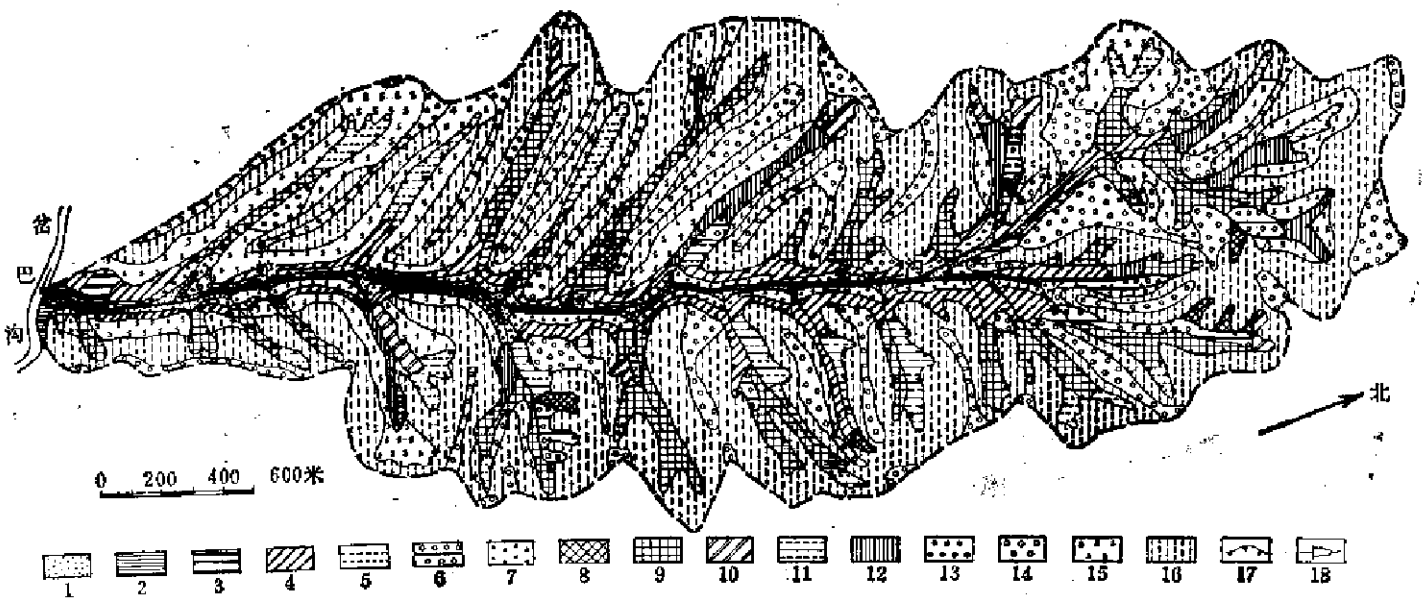


图 3-3 陕北子洲蛇家沟侵蚀类型组合图

1.石质沟槽； 2.侵蚀堆积沟阶地； 3.滑塌坡； 4.急斜式冲刷坡； 5.残留的古代沟谷； 6.泻溜坡；
7.塌积-坡积冲刷坡； 8.崩塌坡； 9.陡斜式冲刷坡； 10.切沟-悬沟陡壁式谷坡； 11.崩塌-泻溜坡；
12.切沟陡壁式谷坡； 13.面蚀梁峁坡； 14.浅沟、切沟、潜蚀梁峁坡； 15.浅沟-切沟侵蚀梁峁坡；
16.细沟-浅沟侵蚀梁峁坡； 17.谷间地和沟谷地界线； 18.淤地坝。

11. 基岩崩塌碎屑坡

见于基岩露头较高的沟谷中。谷坡由基岩组成，坡面陡立，常有大块岩体崩塌和风化碎屑物泻溜。

12. 塌积堆积坡和沟台地

这类谷坡仅见于河沟沟谷之中。河沟沟谷中的沟阶地(即沟台地)上，既有来自上方坡面的水力侵蚀，又接受阶地后缘陡崖的崩塌物堆积。阶面起伏不平，多以 10° 左右的坡度倾向沟床。

13. 侵蚀沟槽

为经常遭受暴雨洪水侵蚀的沟床部分。沟底有多级跌水，两侧为直立岸壁，岸壁发生滑塌、崩塌侵蚀。

14. 人工改造坡

包括修筑了鱼鳞坑、水平阶、水平沟的谷坡，以及人工采土(石)坡和矿坑等。

三、侵蚀类型组合的实例

在黄土区的任何一条沟道流域内，上述各种侵蚀类型组合都不可能全部出现，有的流域缺少这一类型组合，有的流域缺少那一类型组合，而且各侵蚀类型组合在流域内所占的面积比例也有较大差别。这是各个流域发生侵蚀的具体条件不同所致。

根据实测的陕北子洲蛇家沟流域侵蚀类型组合图（图 3-3）计算，该流域共有侵蚀组合类型 16 种，谷间地以细沟-浅沟侵蚀梁峁坡为主，占沟间地总面积的 59.5%，其余为面蚀坡和浅沟-切沟侵蚀坡；沟谷地主要是急斜坡和陡斜式冲刷坡，占沟谷地总面积的 79.2%。蛇家沟流域侵蚀类型组合的特点，在榆林以南和延安以北的黄土丘陵区具有代表性。六盘山以西的天水地区，谷间地的台阶式坡分布较广，约占 70% 左右；沟谷地中滑塌和崩塌坡占 50% 左右。在晋西离石地区，台阶式坡分布极广，沟谷地中泻溜坡占的比重很大。陇东南小河沟流域塬面占了 65.8%，沟谷中的泻溜坡约占 14% 左右。

参 考 文 献

[1] 罗来兴，划分晋西、陕北、陇东黄土区域沟间地和沟谷地的地貌类型，地理学报，第 22 卷，第 3 期，1956 年。
[2] 史德明，土壤侵蚀调查中的侵蚀分类和侵蚀制图问题，中国水土保持，1983 年，第 5 期。
[3] 黄秉维，编制黄河中游流域土壤侵蚀分区图的经验教训，科学通报，1955 年，第 2 期。
[4] 钱宁、王兆印，泥石流运动机理的初步探讨，地理学报，第 39 卷，第 1 期，1984 年。
[5] 中国科学院兰州冰川冻土研究所、甘肃省交通科学研究所，甘肃泥石流，人民交通出版社，1982 年。
[6] 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会，中国自然地理·地貌，第 310—312 页，科学出版社，1980 年。
[7] 潘德杨，黄土，第 67—69 页，地质出版社，1958 年。
[8] 朱显谟，黄土洞穴侵蚀，黄河建设，1958 年 3 月。
[9] 陈永宗，黄土陷穴的成因及其防治，地理学资料，第 3 期，1958 年。
[10] 交通部第一铁路设计院，铁路工程地质手册，人民交通出版社，1975 年。
[11] 甘肃省科技委员会，洒勒山滑坡综合考察报告，水土保持通报，1983 年，第 3 期。
[12] 王学礼等，吕二沟泥石流的形成及特征，水土保持，第 2 期，1981 年。
[13] Miloš Holý、程道远译，风蚀强度及其预测，地貌沙漠研究，第 2 期，1982 年。
[14] 陈永宗，呼伦贝尔高平原地区风沙地貌的初步研究，地理集刊，第 13 号，科学出版社，1981 年。
[15] 罗来兴等，黄河中游黄土区域沟道流域侵蚀地貌及其对水土保持关系论丛，科学出版社，1958 年。

第四章　侵蚀强度

第一节　侵蚀强度的时间和空间变化

一、确定侵蚀强度的依据

侵蚀强度是指单位时间内、单位面积上表面的物质被蚀去的程度，可以用重量或者体积单位表示，也可以用地面形态特征和植被度间接表示。前者具有定量的意义，后者只给出定性的概念。

确定侵蚀强度的方法很多，概括起来：有土壤学方法、地图和测量学方法，地貌学和水文学方法；目前国际上已有人采用同位素法（如测定铯同位素含量）、化学元素和矿物分析等方法来确定侵蚀量。土壤学方法是根据土壤层，将原始厚度与被侵蚀后保留的土壤层厚度进行比较，说明侵蚀的强弱。朱显谟早已将这种方法应用到黄土地区。史德明将我国南方的土壤侵蚀分为五级，即土壤剖面保存完整的，称为无明显侵蚀，A 层保存二分之一为轻度侵蚀，A 层全部流失或保存厚度小于二分之一的为中度侵蚀。B 层保存厚度小于二分之一到全部侵蚀的为强度侵蚀，C 层出露并遭受侵蚀为剧烈侵蚀[1]。朱震达曾利用编制的沟道流域侵蚀地貌形态要素分析图，以坡度、坡长、水平割切度和垂直割切度综合指标，作为划分侵蚀强度的依据[2]。罗来兴用沟谷密度和切割深度来判别侵蚀强度[3]。这些方法都只能得到侵蚀强度的定性认识，达不到定量的目的。

分析不同时期的遥感资料，可以得到比较时段内的侵蚀强度的定量数据，但这种方法常受到获得资料的时间系列，比例尺和区域范围的限制，目前国内尚属小范围试验阶段，能否用它确定大范围的侵蚀强度，有待研究。地图比较法理论上可以定量地反映侵蚀强度，但实际上由于受制图精度和范围的限制也很难达到大面积定量的目的。比较重复精密水准测量资料，同样要受到微地形和范围的限制。利用侵蚀-堆积相关原理，根据堆积体的堆积时间和体积，堆算侵蚀强度，这会遇到确定堆积体的保存时间和物质分选等方面的困难。所有这些目前都比较难推广。运用水文学方法测量断面控制面积内的侵蚀量，是目前最常用的方法，但是由于目前的水文测量技术还存在不少问题，往往把通过断面的推移质泥沙部分漏测了，只能测量到通过断面的悬移质，因而目前水文站所能测量到的泥沙只能代表流域内侵蚀量的一部分，仅仅是一个相对侵蚀量的概念。因此，如果利用某一个流域悬移质泥沙量来代表该流域的侵蚀量首先要解决泥沙输移比的问题，龚时旸和熊贵枢已经论证了黄土高原的输移比接近于 1[4]。牟金泽和孟庆枚运用 B、A 拜格诺-王尚毅的"自动悬浮理论"，分析了黄土高原的主要产沙区之一的无定河支流大理河流域的泥沙输移比特点，又进一步证明。该流域各次洪水冲泻质泥沙约占总输沙量的 95% 以上[5]。野外调查证明，黄河中游的主要产沙区的河流都有类似大理河的特性。因此，黄土高原除少数地区外，在没有大的人为拦沙措施条件下可以借助于黄河中游黄土地区各水文站的泥沙测验资料代表各流域的侵蚀量。黄河中游各地的人为拦沙措施多在近期出现，而且规

模小，用输沙量估计其区域差异还不致于改变长系列水文特征值，所以仍然可以利用水文测验资料来反映各地的侵蚀强度的差异。凡在本书中所出现的流域的侵蚀强度都是根据上述理由用水文站的测验资料求得，因而下文不再作特别注释。

二、侵蚀强度的时间变化

根据以上考虑，我们以黄河龙门站、汾河河津站、渭河华县站、洛河淑头站的多年平均输沙量的总和扣除贵德以上的来沙 0.218 亿吨，则黄土高原的产沙量大约 16.0 亿吨。由表 4-1 可知黄土高原侵蚀强度的年际和年内变化都十分明显。三门峡站年最大输沙量为 39.1 亿吨（1933 年），最小年仅有 4.88 亿吨（1928 年），大小相差 8 倍之多，这一特点在支流流域表现得更加明显，如窟野河温家川站（图 4-1），最大年侵蚀量为 35,000 吨/平方公里，最小年为 608 吨/平方公里，最大年比最小年大 57 倍。表 4-1 还反映黄河干流输沙量的年际间变化比支流来得小，而且各站的变化范围比较接近，如三门峡大小相差 8 倍，龙门相差 8.8 倍，兰州和河口镇分别相差 14 和 15 倍。而支流是从 6.8 倍到 116 倍。从区域上看晋、陕峡谷两侧河流年输沙量的变化大于其他地区，而峡谷的北端又大于南端，如窟野河年际间大小相差 57.6 倍，而延河只相差 23.1 倍。

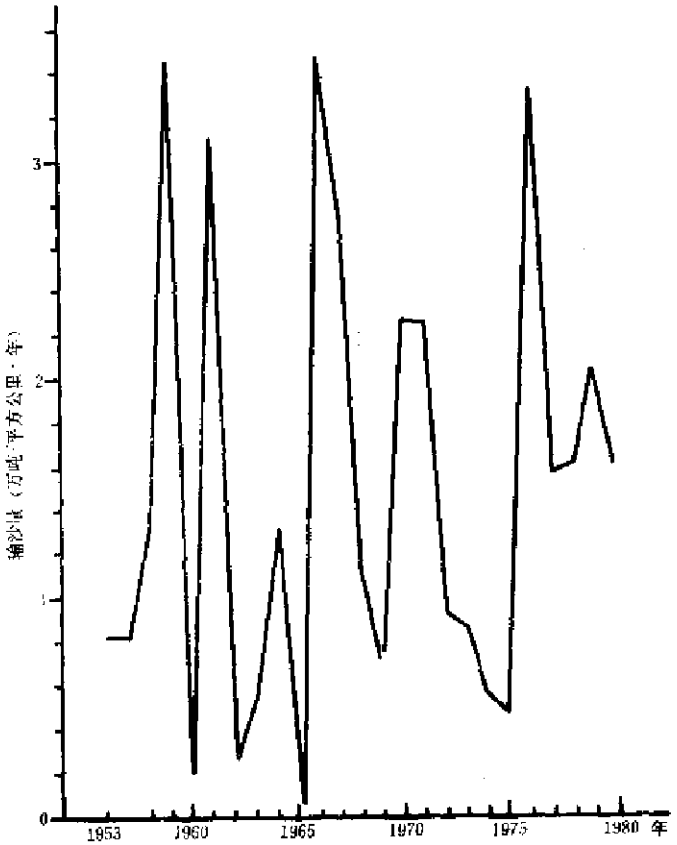


图 4-1　窟野河温家川站年平均输沙量变化

黄土高原各水文站输沙量年内的季节变化更加突出。根据实测资料分析，一年内七、八、九三个月的输沙量之和，占年输沙量的 90% 以上，最高可达 99%，只有少数几个站年

表 4-1 黄土高原主要水文站悬移泥沙统计表

河名	站名	流域面积（平方公里）	统计年代（年）	输沙量年变化				侵蚀量	典型年的输沙量年内变化				
				平均（亿吨）	最大年（亿吨）	最小年（亿吨）	最大年/最小年	（吨/平方公里·年）	年代	总量（亿吨）	7—9月沙量（亿吨）	7—9月沙量占年沙量（%）	最高月/最低月
黄河	龙门	497,561	1934—1980	10.640	24.60	2.800	8.8	2138.4	1971	10.300	7.311	71.0	231.0
黄河	头道拐	367,898	1954—1980	1.4684	3.16	0.224	14.1	399.1	1967	3.16	1.848	53.5	385.0
黄河	兰州	222,551	1935—1980	0.39564	1.07	0.0705	15.2	480.8	1979	1.07	1.042	97.4	563.0
渭河	华县	106,489	1935—1980	4.2004	10.600	0.497	21.3	3944.1	1978	5.700	5.46	95.9	18571.0
渭河	武山	8,080	1940—1980	0.2858	0.6380	0.0942	6.8	3537.1	1977	0.2600	0.2426	93.3	3220.0
汾河	河津	38,728	1934—1980	0.42864	1.7600	0.0151	116.6	1106.8	1971	0.5080	0.4573	90.01	4168.0
洛河	状头	25,154	1939—1980	0.5739	2.200	0.1400	15.7	2281.5	1978	0.8670	0.8458	98.0	16174.0
泾河	张家山	43,216	1932—1980	2.8967	11.700	0.4150	28.2	6703.8	1975	2.5600	2.3556	92.01	5073.0
皇甫川	皇甫	3,199	1954—1980	0.59530	1.7100	0.0522	32.8	18609.3	1976	0.9510	0.5745	97.2	无穷倍
偏关河	偏关	1,915	1958—1980	0.141078	0.5510	0.0160	34.4	7367.0	1974	0.2230	0.2199	98.6	无穷倍
窟野河	温家川	8,645	1954—1980	1.3036	3.0300	0.0526	57.6	15079.2	1977	1.3800	1.2400	90.1	无穷倍
三川河	后大成	4,102	1957—1980	0.27793	0.835	0.0461	18.1	6775.5	1978	0.2450	0.2429	99.1	无穷倍
听水河	大宁	3,992	1955—1980	0.2314	0.7050	0.0420	16.8	5796.6	1975	0.2730	0.2701	98.9	无穷倍
延河	甘谷驿	5,891	1957—1980	0.5895	1.820	0.0788	23.1	10007.9	1971	0.504	0.4931	97.8	无穷倍
散渡河	甘谷	2,484	1959—1980	0.2439	0.5140	0.0331	15.5	9821.2	1977	0.2430	0.2199	90.5	无穷倍
葫芦河	秦安	9,805	1957—1980	0.67486	2.12	0.1590	13.3	6882.7	1980	0.5980	0.5733	95.9	18157.0
清水河	泉眼山	14,480	1955—1980	0.30715	1.2200	0.0571	21.4	2121.2	1978	0.2090	0.1826	87.4	100333.0
祖厉河	靖远	10,647	1955—1980	0.6218	1.800	0.0998	18.0	5840.0	1977	0.678	0.368	54.2	400869.0
洮河	红旗	24,973	1954—1980	0.2864	0.6590	0.0577	4.4	1146.3	1977	0.2180	0.1920	88.1	761.0
湟水	民和	15,342	1940—1980	0.2007	0.564	0.0378	14.9	1308.1	1972	0.1920	0.1723	89.7	2157.0
无定河	川口	30,217	1957—1980	1.62288	4.4020	0.0672	65.5	5370.7	1977	2.690	2.5994	96.33	无穷倍

输沙量比较均匀，如位于黄土高原边缘的祖厉河，七、八、九三个月的输沙量之和占年输沙量的 54.2%。输沙量的月变化最大和最小可相差万倍，乃至无穷倍。如祖厉河相差 40,089 倍，大部分地区河流都是无穷倍(图 4-2)，黄河干流输沙量的月变化相对小一些，龙门 231 倍，头道拐 385 倍，兰州 563 倍。黄土高原的河流最大日输沙量与最小日输沙量相差就更大了。

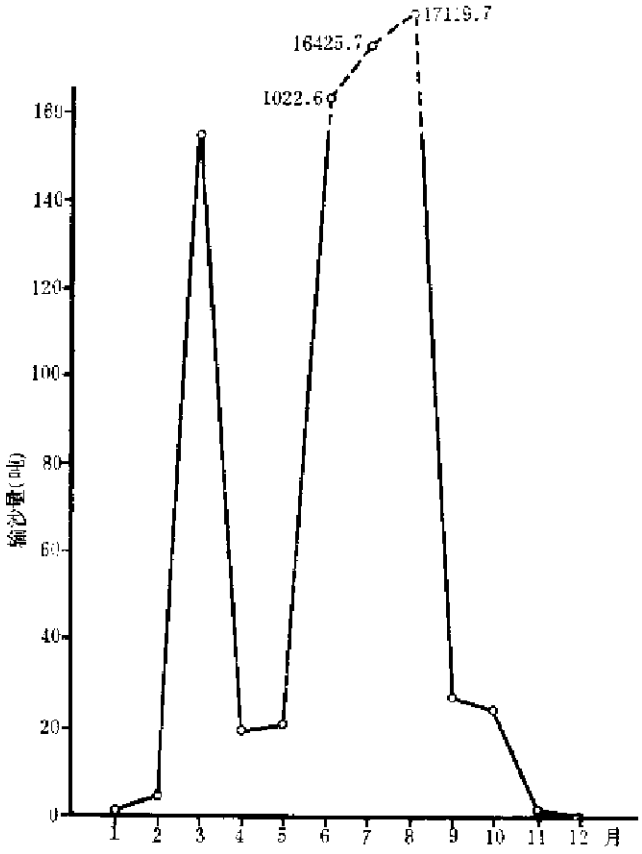


图 4-2 窟野河温家川站 1966 年输沙量月变化

三、侵蚀强度的空间变化

黄土高原各地的侵蚀量并不是均等的。从表 4-1 可以看出，高原不同地区的侵蚀强度可相差数倍，乃至数十倍。黄河的泥沙主要来自中游地区，中游地区又集中于陕西省北部和山西省西部，渭河中上游部分，每年输入黄河 8 亿吨泥沙，占入下游河道总泥沙量的二分之一，陕西省的榆林地区总面积为 3.4 万平方公里，占高原面积不足 1/10，而输入黄河的泥沙达 5 亿吨，约占总沙量的 1/3。山西省的西部属黄河流域的总面积约为 8.4 万平方公里，占黄土高原总面积的 1/5 多，输沙量 4.56 亿吨，约占注入黄河下游泥沙总量的 1/3，晋陕 11 万多平方公里的面积上产沙量达到 11 亿吨左右，占三门峡总输沙量的 70% 左右。除此之外，还有不足 30 万平方公里的面积上的产沙量只占三门峡总输沙量的 30% 左右，可见黄河下游的泥沙主要是来自晋西和陕北地区。

从根据高原上各水文站悬移质输沙量资料编制的黄土高原侵蚀强度图（图 4-3）上，

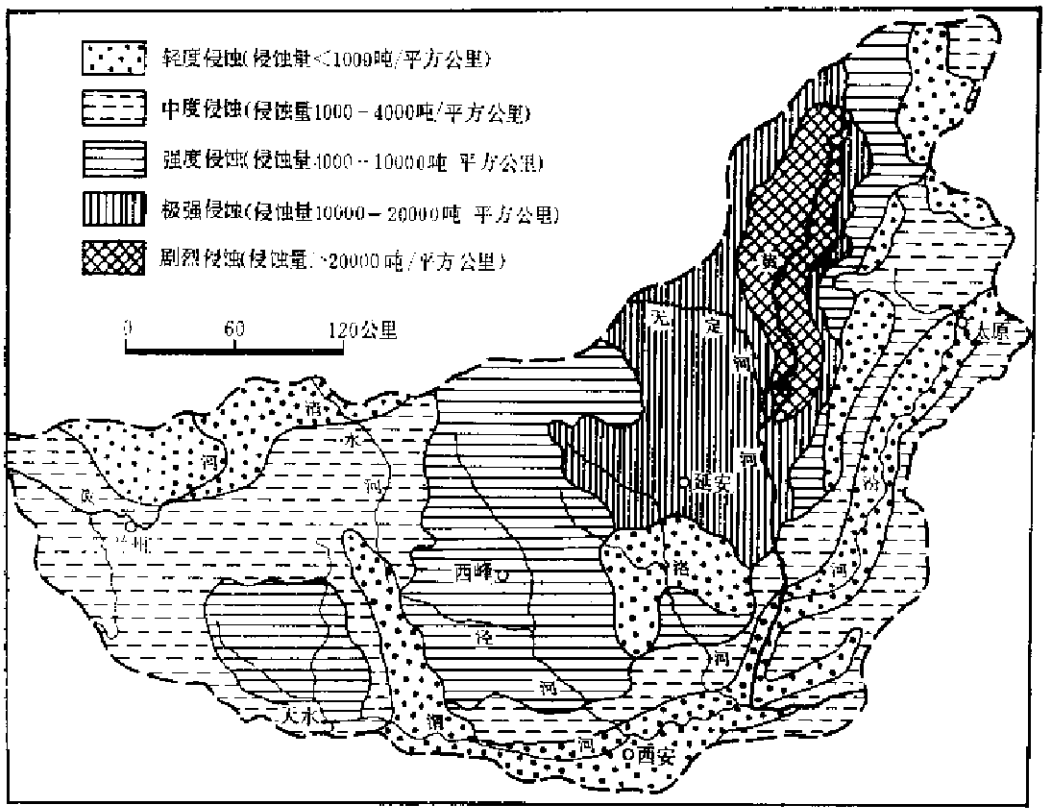


图 4-3 黄土高原侵蚀强度分布图

可以反映出黄河中游侵蚀强度的区域分布有如下几点规律:

(1) 六盘山是侵蚀强度的一条自然分界线,六盘山以西地区侵蚀强度小于以东地区,侵蚀量最大的地区也不超过 1 万吨/平方公里·年。该山以东地区大部分流域侵蚀量都超过 1 万吨/平方公里·年,因此黄河中游的主要产沙区在六盘山以东地区。

(2) 六盘山以东比以西的侵蚀强度南北方向的变化明显。东部大约以宜川、延安、志丹、华池一线为界分为南北两部分,北部侵蚀量大部分流域大于 1 万吨/平方公里·年,最大可达 3.8 万吨/平方公里·年,此线以南的地区都小于 7,000 吨/平方公里·年。六盘山以西以华家岭定西一线分成南北两部分,侵蚀量的分布特点与东部恰恰相反,即南部大于北部,如散渡河流域的侵蚀量是 9,821 吨/平方公里·年,而祖厉河是 5,840 吨/平方公里·年。

(3) 黄土高原存在几个高强度的侵蚀中心,即有皇甫川中下游,窟野河中下游,泾河的上游,洛河的上游,渭河上游支流散渡河,洮河的中下游,清水河的折死沟。以上这些地区的侵蚀量都高于周围地区。

黄土高原的侵蚀强度除上述变化外,在绝大部分地区还存在着垂向变化。根据子洲站、西峰南小河沟站、晋西王家沟站等观测资料可知,流域内的 65% 以上的泥沙是来自沟谷,而占面积 60% 左右的沟间地侵蚀量只占 35%。综上所述黄土高原侵蚀强度的变化是一个较复杂的四维空间过程(经向、纬向、垂向、时间)。

第二节　侵蚀强度区域差异的原因

黄土高原侵蚀强度的空间和时间变化，是自然因素和人为因素区域差异的综合反映，自然因素中主要包括决定抗蚀力大小的下垫面性质的各个因子，如组成地面的物质性质、植被度、现代构造运动和地貌以及决定侵蚀力大小的降雨特性等。人为因素主要是指人类活动影响侵蚀加速的程度和水土保持的实践程度。关于人为作用促使侵蚀加速的过程，是一个十分复杂的问题，本章的第三节以及本书的第五章第六节都将进行讨论。本节只讨论侵蚀强度空间分布与人类活动的关系。用人口密度来表示人类活动的强度，在一定意义上讲是可行的，因为我国是一个农业国，绝大部分人口分布在农村，农业生产活动是我国最基本的、大量的生产活动，因而人口密度的大小基本上能够反映人类活动的强度。但从目前侵蚀强度的空间变化与人口密度来看，二者却无直接的因果关系（图 4-4）。比较图 4-4 和图 4-3 不难看出，侵蚀强度的最大区域，人口密度反而最小，例如内蒙古准格尔（皇甫川）和陕西的神木（窟野河）、府谷一带人口密度均小于 50 人/平方公里，可是侵蚀量都大于 15,000 万/平方公里·年。洛川、彬县等人口密度都在 100—150 人/平方公里，而侵蚀量都小于 5,000 吨/平方公里·年，而这些地区的水土保持又无突出的水平，从开垦历史说后者早于前者。由此可见，目前人为作用在形成黄土高原侵蚀强度的区域分异（即空间分布）中不起决定性作用。所以下文只讨论自然因素的分异对侵蚀强度区域差异形成的影响。

一、地面组成物质对侵蚀强度的影响

地面组成物质的性质是影响一个地区侵蚀强弱的极重要的因素。构成黄土高原地面的物质主要是黄土及不同时代的基岩，如砂岩、砂页岩、泥岩等。黄土的粒级构成相对说来较均一，结构疏散，表土的有机质含量多在 1% 以下，其抗蚀能力较低。出露地表的基岩，其岩性硬度极小，极易风化和受流水作用的破坏。物质的性质就构成了本区易受侵蚀的内在条件。

黄土下伏基岩岩性有较大的区域变化，特别值得指出的有两点：一是神木、准格尔旗一带广泛出露中生代灰绿色和黄绿色长石砂岩和青阳岔、镰刀湾、安塞一线以北的白垩纪紫红色粗砂岩。长石砂岩极易风化为砂粒，堆积在坡足或沟底，成为洪水搬运的对象，是当地河流泥沙中粗砂的来源之一；紫红色砂岩的抗蚀力较低，也是河道中粗砂的重要来源（表 4-2）。二是六盘山以西的基岩以甘肃系地层为主。甘肃系地层的胶结不良，其中夹有粘土层，不仅易为流水冲刷，还很容易引起滑坡和崩塌。因而六盘山以西的重力侵蚀十

表 4-2　基岩风化物粒度分析

粒度组成 / 地点	各粒级（毫米）的含量（%）			
	>0.1	0.1—0.05	0.05—0.01	<0.01
准格尔	20.9	28.0	36.0	16.0
神木	43.0	16.0	35.0	[illegible]
安塞	50.3	23.3	10.8	15.6

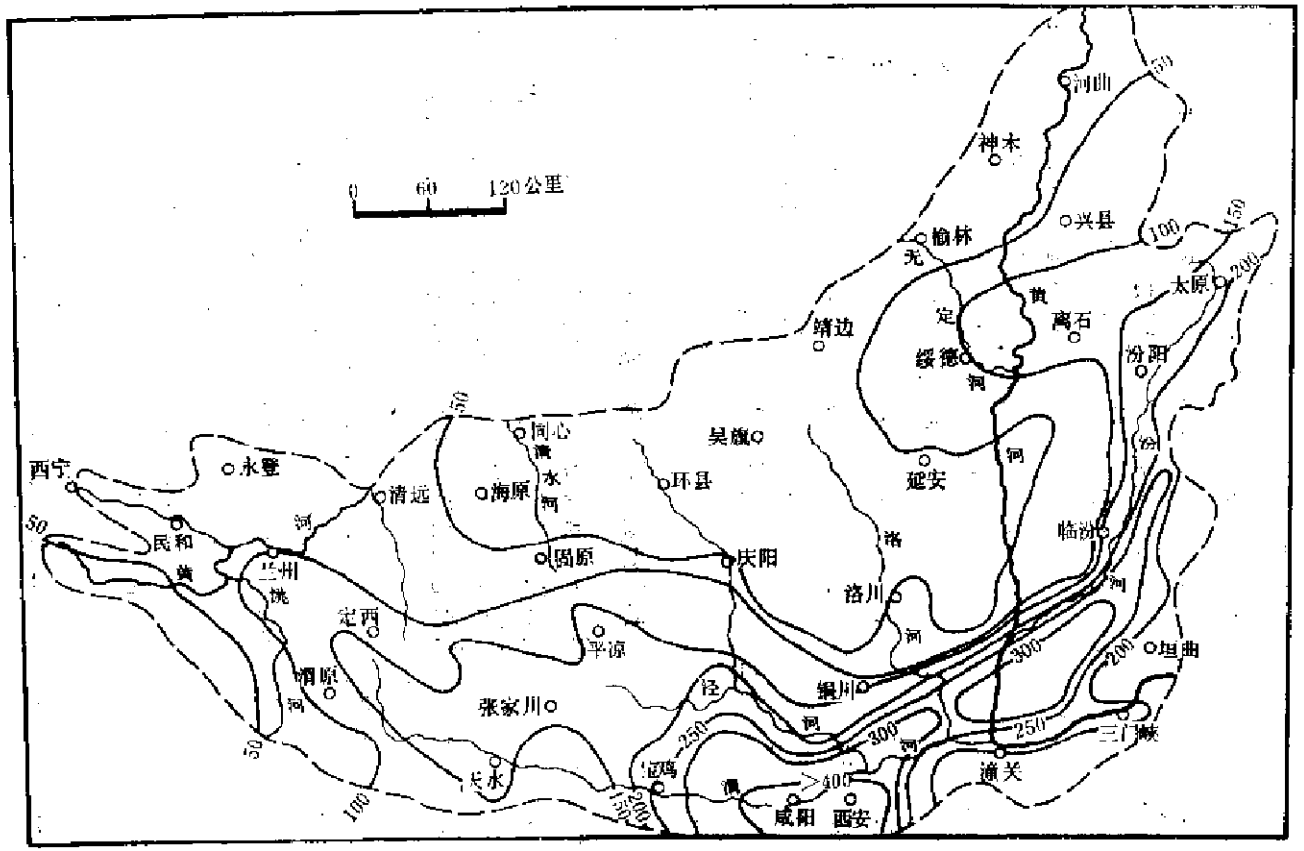


图 4-4 黄土高原的人口密度图

（单位：人/平方公里）

分活跃。

现已公认黄土高原的黄土是在干燥和半干燥环境下的风成堆积物，由于吹扬搬运和分选，各地黄土的粒度和结构、矿物成分、化学成分都有着一定的区域差异。朱海之及其他一些学者通过大量的样品分析指出：黄土的颗粒组成的分布规律存在着由西北向东南和由北向南逐渐变细的特点(表 4-3)。其中以 d>0.05 毫米和 d<0.005 毫米两个粒级最为明显，北部的榆林附近 d>0.05 毫米粒级的泥沙约占总量的 30% 以上，向南到宜川一带仅占 20% 以下，d<0.005 毫米粒级泥沙的变化特点正好相反，北部的含量低，南部的含量高。d=0.05—0.005 毫米之间的颗粒在黄土高原没有这种变化，各地含量都相差无几，无论南北方向，或者是东西方向都在 60% 左右（图 4-5）。

表 4-3 黄土的粒度变化（转引自朱海之资料）

地点	>0.05 毫米(%)			0.05—0.005 毫米(%)			<0.005 毫米(%)			备注
	最大	最小	平均	最大	最小	平均	最大	最小	平均	
榆林	44.0	19.8	32.1	68.9	50.8	58.3	26.3	3.5	9.28	南北向变化
横山	28.0	19.0	23.5	73.5	63.0	68.25	9.0	7.5	8.25	
米脂	44.0	16.2	26.83	77.7	50.0	63.97	13.8	5.8	9.2	
绥德	46.0	17.8	25.9	88.0	49.2	64.1	22.0	4.2	9.79	
子长	41.5	18.0	29.3	65.5	55.0	61.75	26.9	3.5	8.82	
清涧	30.0	12.2	20.45	73.0	60.2	66.2	18.4	9.8	13.42	
延安	44.2	4.6	18.65	76.0	49.2	62.3	37.2	6.0	18.5	
宜川	19.0	16.2	17.95	70.4	64.0	66.6	17.7	13.4	15.45	
固原	17.0	8.6	12.42	75.4	53.4	66.6	38.0	12.0	21.0	东西向变化
平凉	5.9	2.7	4.37	80.9	65.7	73.7	31.6	13.2	21.9	
庆阳	16.5	13.3	14.61	78.2	77.7	75.7	10.8	8.5	9.6	
宜川	19.0	16.2	17.95	70.4	64.0	66.6	17.7	13.4	15.45	
天水	27.0	4.5	12.45	72.0	51.0	63.4	28.4	22.0	24.09	
宝鸡	40.5	5.5	14.25	79.0	50.0	63.0	42	3.0	23.1	
扶风	32.7	6.9	11.5	71.0	52.2	61.7	34.3	15.1	26.6	
武功	18.9	3.5	9.51	72.0	52.5	62.7	37.0	16.0	27.7	
咸阳	32.0	4.0	11.02	78.0	48.0	62.7	36.0	3.0	26.2	

综上所述，黄土和基岩的风化物都具有由北向南、由粗变细的特点，所以河流悬移质泥沙也发生了相应的变化。为了进一步说明这种变化，将各水位站实测的悬移质沙样进行分析，用 d>0.05 毫米颗粒所占全量的百分数与 d<0.05 毫米颗粒占全量的百分数相比（沙比系数），此比值表示河流泥沙粒度组成特征。把黄土高原各水文站的沙比系数点绘为图 4-6。从中可反映出黄土高原流域泥沙的变化有以下几个特点：

（1）沙比系数 >1.00 的等值线位于陕北和晋西区域内，即常说的黄河中游的粗颗粒泥沙来源区。在等值线大于 1 的范围内，沙比系数又是由北向南比值越来越小，如皇甫是 2.58，而绥德只有 1.09，这说明粗颗粒泥沙由北向南含量越来越小。这里需要指出的是，在所谓的粗沙区范围内 d>0.05 毫米悬移质泥沙量所占百分数与表 4-2 中所示的黄土所占百分数不一致，一般前者比后者要大，这就说明基岩产沙在河流泥沙中占有不可忽视的地位。

（2）沙比系数等值线在 1.0—0.5 区间，主要分布在六盘山以东，吕梁山以西，具有南

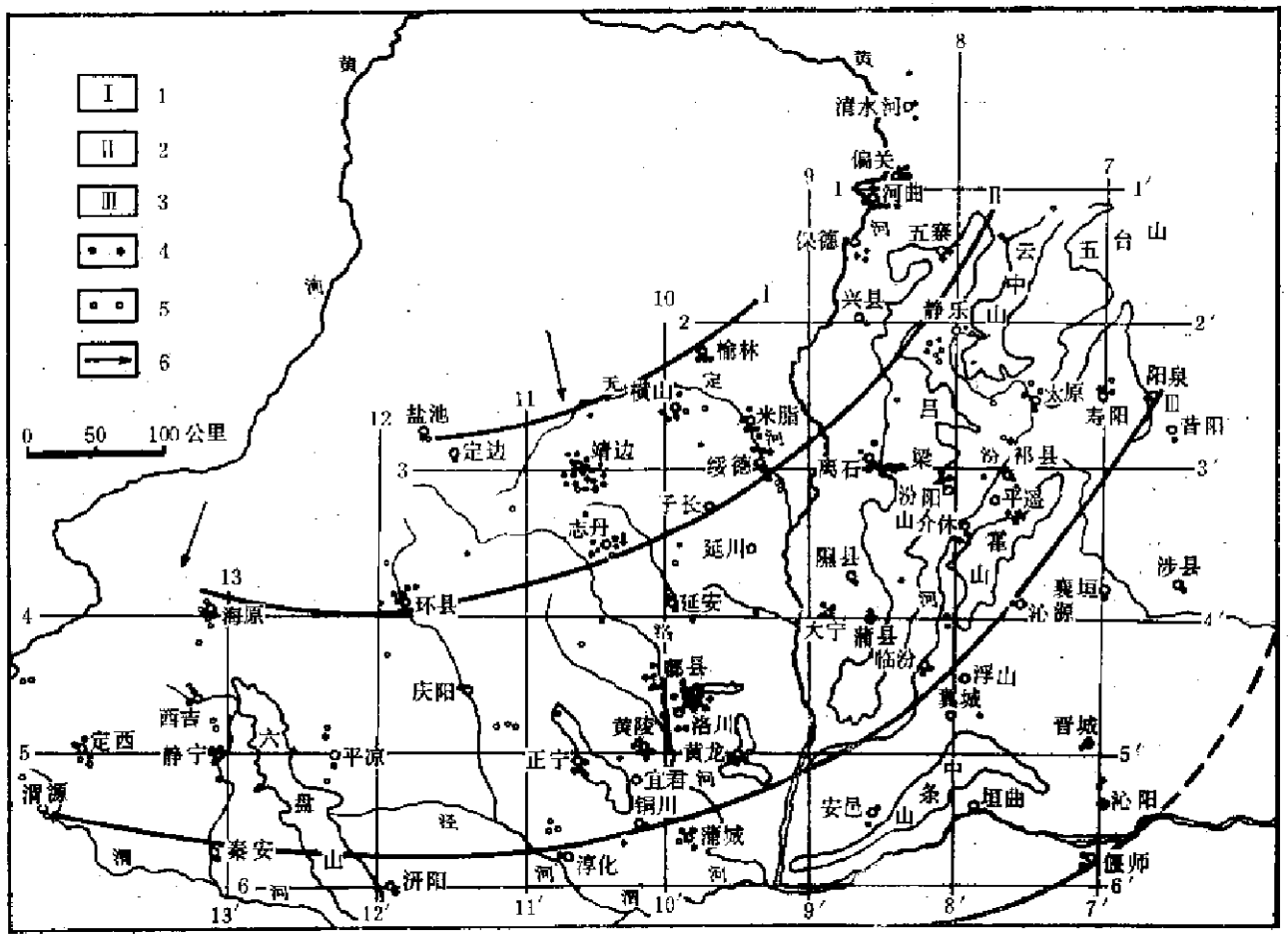


图 4-5 马兰黄土颗粒中值分布图

（据朱海之。图中纵横直线代表剖面线）

1.第 I 带砂黄土； 2.第 II 带黄土； 3.第 III 带细黄土； 4.砂粒（0.25—0.05 毫米）含量 >50%；
5.砂粒（0.25—0.05 毫米）含量 <5%； 6.形成黄土时的风向。

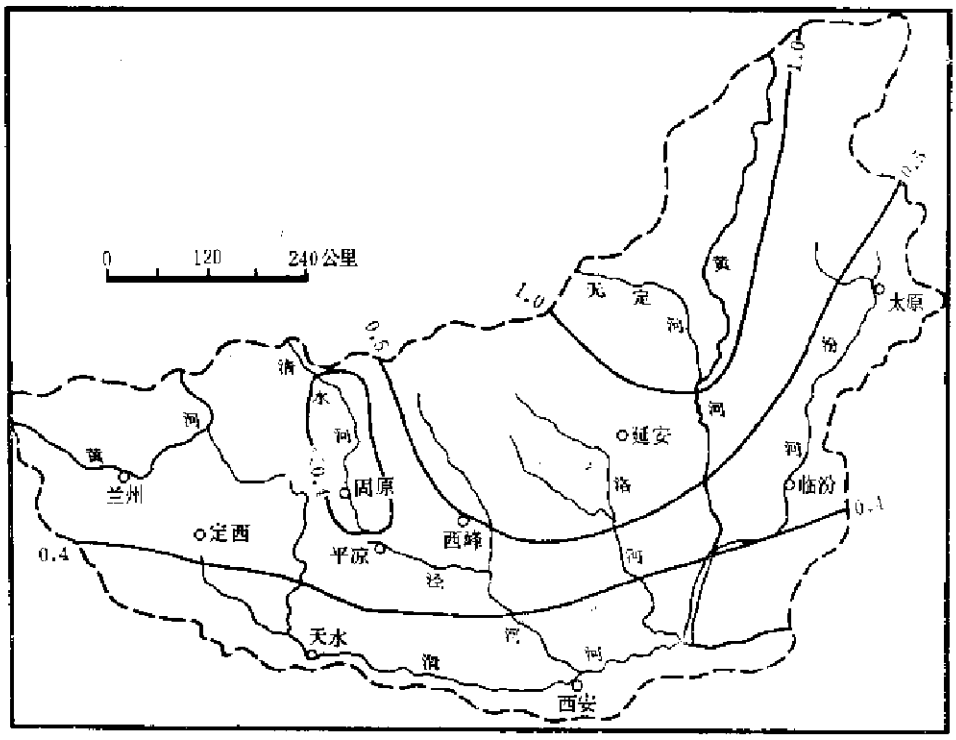


图 4-6　黄土高原悬移质泥沙沙比系数等值线图

北向的变化。0.5 等值线以北的地区是黄河中游的主要产沙区，此线以南是森林草原带地区，侵蚀量很小，d<0.05 毫米的泥沙所占百分数若大，则沙比系数相对为小。

（3）沙比系数在东西方向上变化不十分明显，特别是在六盘山以西，例如 0.4 等值线差不多贯穿整个黄土高原的东西方向。

通过进一步分析沙比系数与相应区域侵蚀量的关系（表 4-4 和图 4-7），就可发现二者之间有较好的关系。

根据表 4-4 资料，可求得二者的关系式为

$$Ms=0.20329+0.86297S \qquad (r=0.78)$$

式中，Ms 为侵蚀量（吨/平方公里·年）；S 为沙比系数。

该关系式说明在沙比系数高的地区，侵蚀量大，也就是说黄土高原粒度组成与侵蚀强弱有密切的关系，这恰恰是造成侵蚀强度区域差异的主要原因之一。

此外，根据前人的研究，主要被侵蚀的物质黄土中矿物颗粒的接触关系与侵蚀的强弱也有关系。而这种关系在黄土高原上也有区域性特征。据扫描电镜下黄土中粗矿物颗粒的接触关系可将它们分为：支架接触、镶嵌接触、裹包接触和分散分布[7]。在这四种接触关系中黄土承受的压力及在水分影响下所起的作用是不相同的；当黄土受到雨滴的击溅或水流的冲刷等外营力影响时，支架接触最易破坏，其他接触关系由于颗粒间充填有胶结物，孔隙小，不易受到外部水分的影响，因而土体不易发生变形。换句话说，支架接触的粗矿物含量高的黄土，就其抗蚀力而论，要明显地低于其他类型的接触关系的黄土。因而在同样的外力条件下，在支架接触的黄土区侵蚀强度就大。从下面粗矿物接触关系的区域分布状况及区域侵蚀量的一致性还可进一步看出黄土的矿物结构对侵蚀量大小的影

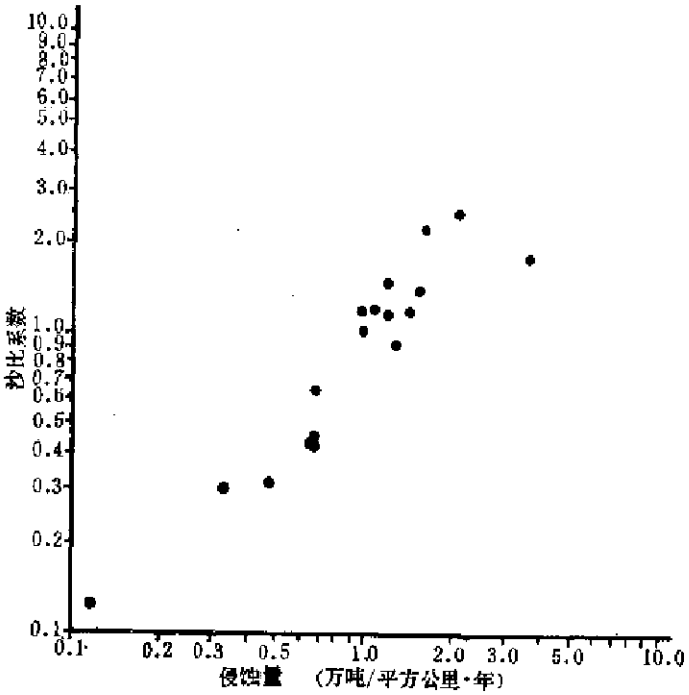


图 4-7 黄土高原沙比系数与侵蚀量的关系图

表 4-4 黄土高原主要流域的沙比系数与侵蚀量（侵蚀量统计至 1974 年）

点 号	流域代表地名	沙比系数 (S)	侵蚀量 (万吨/平方公里·年)
1	皇 甫	2.001	2.5840
2	神 木	1.197	0.9212
3	温家川	1.840	3.5738
4	高家川	2.344	1.5345
5	后大成	0.6583	0.6721
6	靖 边	1.491	1.1260
7	赵石窑	1.198	1.0870
8	青阳岔	1.196	1.518
9	李家河	1.18	1.170
10	绥 德	1.188	1.395
11	延 川	0.904	1.263
12	大 宁	0.44	0.6427
13	甘谷驿	1.016	0.9900
14	千 阳	0.1176	0.1761
15	漆水河	0.072	0.0373
16	庆 阳	0.4534	0.6487
17	巴家嘴	0.307	0.4829
18	张家山	0.483	0.6055
19	靖 远	0.418	0.6518
20	韩府湾	0.302	0.3152

响。

在黄土高原北缘的神木、榆林、靖边、吴旗、定西、兰州、永登、西宁等地的黄土中，粗矿

物颗粒中支架接触占65%，镶嵌等其他接触关系只占35%。从地层时代分，晚更新世马兰黄土中支架接触占65%，镶嵌等其他接触仅占35%。而晚更新世马兰黄土分布厚度的变化大致是由西北向东南，从50米左右的厚度减到30米左右，因此表层黄土的抗蚀能力是由西北向东南逐渐增强。

从上述黄土的粒配和粗矿物接触关系的区域差异，以及与侵蚀量关系的分析，就不难看出土壤的结构区域性特征是决定侵蚀强度的区域分布的主要影响因素之一。

二、降雨对侵蚀强度的影响

降雨是黄土高原发生侵蚀的主要外营力，其区域变化特点，必将对侵蚀强度发生影响。在叙述降雨区域变化之前，首先引入降雨不均匀系数概念。所谓降雨不均匀系数是指多年的汛期(七、八、九三个月)平均降雨量与多年的年平均降雨量之比。降雨不均匀系数可以客观地反映出某一地区降雨的不均匀性，即降雨的集中程度，也就是相对的降雨强度。其缺点是不能直接地反映出绝对降雨量的区域差异。但是，我们已经知道：黄土高原主要侵蚀区的绝对降雨量(多年平均)的差值是不太大的，一般差值都仅一百毫米左右，所以降雨不均匀系数的大小，足以反映降雨是影响侵蚀量差异的因素之一。

根据水文站和气象站的多年降雨资料，可计算出黄土高原各地降雨的不均匀系数，并点绘成图4-8。

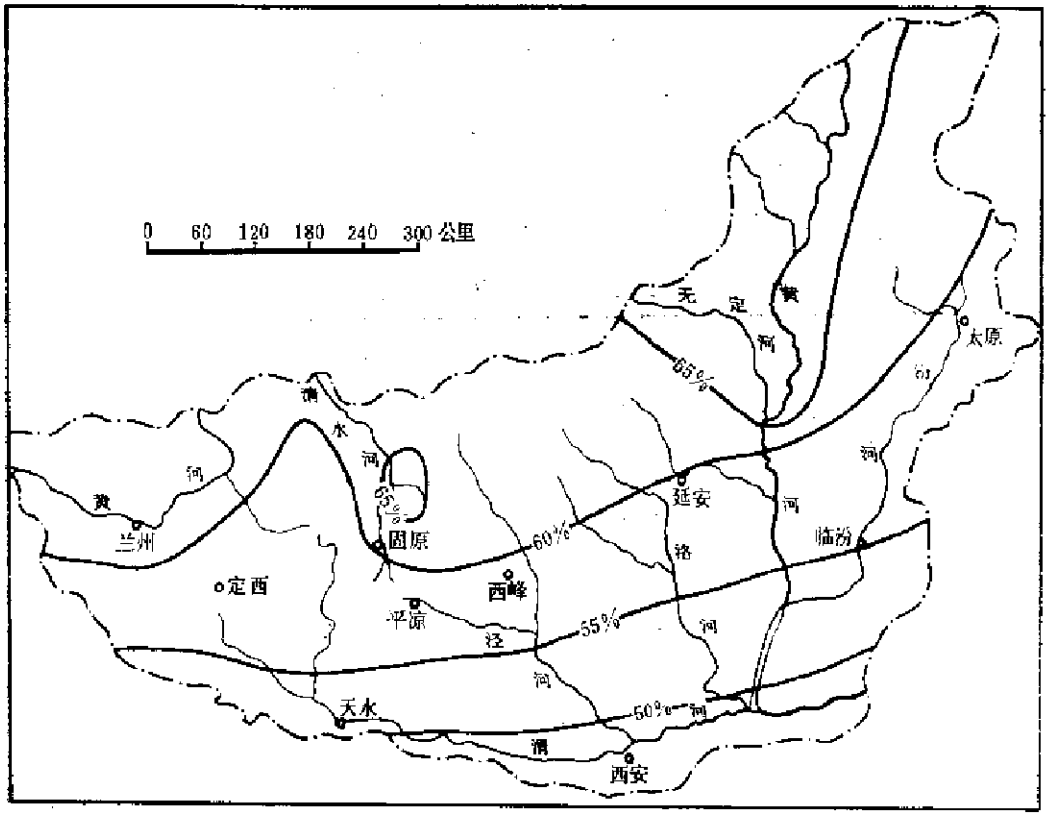


图4-8 黄土高原降雨不均匀系数等值线图

从图4-8可反映出黄土高原降雨的不均匀性具有如下的特点：

(1) 全区大致可以分成三个水平带，第一带呈北东-南西走向，具体地说位于长城以东、绥德以北的黄河峡谷晋陕地区，这一带的降雨不均匀系数大于 65%，最大是皇甫，达 69.75%。故这一等值线范围内的地区是黄土高原侵蚀最强的地区。除第一带外（大于 65% 的等值线），其余的等值线近于东西向，等值线在 65%与60% 之间的地区为第二带。小于 60% 的等值线之间的地区为第三带。等值线大于 60% 的地区是黄土高原的暴雨中心之一（表 4-5）。表 4-5 中黄土高原的几个暴雨中心都位于侵蚀最强的晋陕地区。

表 4-5 不同地区的特大降雨

暴雨发生时间	测站地点	历时(小时)	雨量(毫米)	备　　注
1977 年 8 月	内蒙古哈图橙	11	1,850	在黄土高原边缘，降雨量为世界记录
1963 年 8 月	河北涼松	24	950	为海河特大洪水
1975 年 8 月	河南泌阳林庄	24	1,072	为淮河特大洪水
1967 年 10 月	台湾新都	35	620	
1971 年 7 月	陕西杨家坪	12	408.7	位于黄土高原
1964 年 7 月	山西金家庄	24	442.7	位于黄土高原
1977 年 7 月	陕西招安	24	215.0	位于黄土高原

(2) 降雨不均匀系数南北向的变化明显，皇甫是69.75%，绥德63.13%，延安 60.32%，富县 58.75%，渭河谷地的西安为 49.9%。降雨不均匀系数东西向变化不太明显，尤其是六盘山以西，由于地形的复杂性，这种规律性更不明显。

将黄土高原不同地区的降雨不均匀系数与相应的侵蚀量列于表 4-6，然后根据表 4-6 中的数字点绘出降雨不均匀系数与侵蚀量之间的关系（图 4-9），并计算出它们之间的关系式为：

$$Ms = -7.7402 + 0.1441Pa \quad (r = 0.7989)$$

式中，Ms 为侵蚀量，Pa 为降雨不均匀系数。

表 4-6 黄土高原主要地区的不均匀系数和侵蚀量（侵蚀量统计至 1974 年）

点　号	地　点	降雨不均匀系数	侵蚀量（万吨/平方公里·年）
1	沙坨堵	67.44	1.6726
2	皇　甫	69.75	2.5840
3	温家川	67.99	3.5738
4	高家川	68.06	1.5345
5	后大成	63.50	0.6721
6	靖　边	65.53	1.121
7	青阳岔	62.50	1.518
8	李家河	63.61	1.170
9	绥　德	63.13	1.395
10	庆　阳	57.68	0.6487
11	泾　川	58.44	0.7170
12	金佛坪	62.82	1.4847
13	会　宁	57.15	0.6878
14	淳　化	52.64	0.1919
15	韩府湾	57.97	0.3152
16	靖　远	59.31	0.6518

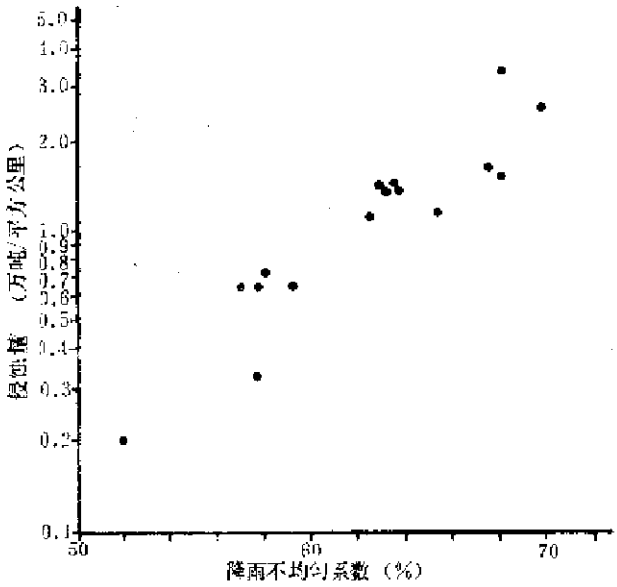


图 4-9 黄土高原降雨不均匀系数与侵蚀量间的关系图

上式说明，降雨不均匀系数与侵蚀量之间成正比关系，即降雨不均匀系数越大，侵蚀量也越大。实际情况也是如此，明显的例子是清水河支流折死沟，其周围的侵蚀量为3,000吨/平方公里·年左右，而折死沟流域的侵蚀量为7,000吨/平方公里·年左右，分析其主要原因之一是由于降雨不均匀系数（67%）比周围邻近地区（59—61%）要大。

三、地貌形态对侵蚀强度的影响

影响侵蚀的地貌形态主要有坡度、坡长、坡向等。地貌形态对侵蚀的影响比其他任何因素都要复杂，有利的形态即坡度很小的地区，即使地面组成物质抗蚀能力如何小，侵蚀力如何大，但其侵蚀强度不可能太大。然而值得指出的是，在其他外界因素不变的情况下，坡度大于某一值以后，它往往成为促使侵蚀的主要因素之一，因此可以说不同的形态具有不同的侵蚀量。黄土高原的地貌形态南北方向上有着显著的差异，大致以延安为界，其北部是黄土丘陵区，其南是黄土塬、基岩山地、河谷平原。在黄土丘陵区由南向北依次是黄土梁状丘陵和黄土梁峁状丘陵。众所周知，峁状丘陵具有坡度大、坡长大、临空面也大的特点。这种形态特征不但利于流水侵蚀，也能够促使重力侵蚀的发展，所以黄土高原侵蚀最强的地区多出现在黄土梁峁丘陵区。延安以南地区侵蚀量相对小的原因，除了与上面所阐述的因素有关外，还不能忽视地形的作用，一般说，延安以南地区地形是比较平缓的黄土塬和破碎塬，再往南是薄层黄土覆盖的基岩山地，再往南是河谷阶地和河漫滩阶地，这些地貌形态都是不利于侵蚀的发展。

形态因素与其他内外营力共同作用的结果，在黄土高原上的具体表现是沟谷密度与切割深度，其中影响最大的、最能反映侵蚀量的是沟谷密度。可以认为沟谷密度是反映形态对侵蚀影响的一个综合指标。对沟谷密度的分布区域特征，以及它与侵蚀量的关系，在第六章第二节中将有专门讨论。

四、现代构造运动对侵蚀强度的影响

现代构造运动是一个非地带性因素，它不同于气候、土壤、植被。但是在黄土高原，现代构造运动强度有一定的区域分布特点。总的看来，黄土高原的现代构造运动继承了全新世以前的构造运动特点，是一个整体抬升区，抬升量具有由南向北、由东向西递增的特点。自于山至神木、府谷、准格尔一线是一个抬升中心，府谷的年抬升量约 3 毫米左右[1]。六盘山以西的华家岭又是一个抬升中心。相反，南部的渭河谷地是一个相对下沉区（图 4-10），两者的相对高差（即局部侵蚀基准高差）随着时间推移而越来越大，受其影响，侵蚀能量也就不断加强。

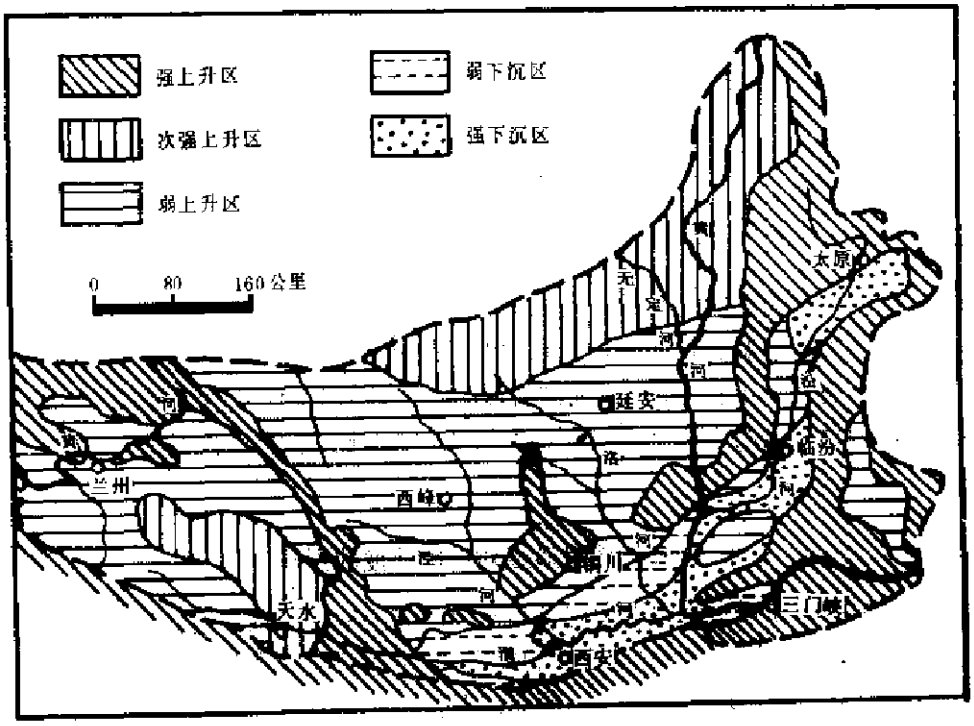


图 4-10 黄土高原现代构造运动升降强度图

将图 4-10 和图 4-3 进行对照可以看出，抬升量大的地区，一般也正是侵蚀较强的地区。这就说明，现代构造运动升降强弱是影响侵蚀区域变化的重要因子。

五、植被对侵蚀强度的影响

植被是抑制侵蚀的主要因素，地面的植被覆盖度不一样，地表的侵蚀也不一样，相同的植被度但植被类型不一样，侵蚀程度也不尽相同。目前黄土高原的植被覆盖可以分为两大类：一是森林植被；二是草原植被。两者在高原上的分界线大致相当于第二章中所述的森林草原和草原带的分界线。即安塞—延安一线以北是草原带，地面植被以草本为主，在谷地里有少量的乔木分布。此线以南是森林草原区，是黄土高原的主要森林分布

1）据戴英生资料。

区。北部的草原带由于自然环境的脆弱，在人为的不合理的土地利用影响下，天然植被遭到严重的破坏，仅有一些为数不多的人工植被、季节性的作物和稀疏植被，基本上到处是童山秃岭，完全失去了植被抑制侵蚀的作用。

安塞—延安以南的天然植被和以北一样也遭到人为的严重破坏，但由于自然环境的特殊性，仍有天然的草本和木本植被分布，对侵蚀有一定抑制作用，延安以南的黄龙山、子午岭梢林区天然植被茂密，为黄土高原侵蚀量最小的地区之一。从子午岭森林砍伐前后的对比情况看，侵蚀量可以相差 1,900 吨/平方公里·年，黄龙山年侵蚀量只有 412 吨/平方公里·年。总之，目前黄土高原南部的侵蚀受植被的抑制作用大于北部。这在一定程度上是导致高原北部的侵蚀是大于南部的重要原因之一。不过由于南部的植被正在不断地受到破坏，故其抑制侵蚀的作用也正在逐渐减弱。

六、对影响侵蚀强度的各因素的综合分析*

上面已阐述了主要的侵蚀单因子与侵蚀区强度的关系。下面将用模糊数学的方法，综合地评述侵蚀强度与各因素的关系（表 4-7）。

表 4-7 侵蚀因子数值表

编号	河名或站名	侵蚀量（万吨/平方公里·年）	沟谷密度（公里/平方公里）	沙比系数	降雨不均匀系数（%）	植被状况	现代构造运动	备注
1	皇甫	2.58	4.77	2.58	69.75	III	III	表中的罗马数字表示植被和现代构造运动的等级
2	神木	0.92	3.84	1.20	68.00	III	III	
3	温家川	3.57	5.17	1.84	67.99	III	III	
4	后大成	0.67	3.95	0.67	63.50	III	III	
5	靖边	1.12	3.40	1.49	65.53	III	III	
6	赵石窑	1.09	4.50	1.20	65.52	III	III	
7	青阳岔	1.52	3.15	1.52	62.50	III	III	
8	绥德	1.40	4.48	1.19	63.13	III	III	
9	延安	1.01	3.17	0.90	60.32	II	III	
10	大宁	0.64	3.23	0.44	42.89	I	I	
11	甘谷驿	0.99	3.78	1.01	61.36	II	II	
12	千阳	0.18	2.65	0.12	53.0	I	I	
13	漆水	0.04	2.04	0.07	52.64	I	I	
14	庆阳	0.65	3.50	0.45	57.68	III	II	
15	张家川	0.61	2.50	0.48	50.10	I	I	
16	韩府湾	0.32	3.00	0.30	57.07	II	I	

根据表中所列的实测数据的分布情况来看，除了侵蚀量的分布有一个特别大和两个特别小外，沟谷密度、沙比系数和降雨不均匀系数的分布都较均衡。为使它们互相平衡，故对由侵蚀量反映的"侵蚀强度"给予特殊形式的隶属函数，采用开方及正弦的方法使两端的特殊变化不突出。这样选定的隶属函数为：

* 本节的计算得到李钜章同志的帮助。

$$侵蚀强度\ (M_s):\ \mu_{M_s}(m)=\begin{cases}1 & m\geqslant 4.28\\ 0.5+\dfrac{[\sin(30\sqrt{r}-28.5)]^{0.4}}{2} & 4.28>m>2.9\\ 0.5\ \dfrac{[\sin(28.5-30\sqrt{r})]^{0.4}}{2} & 0.90\geqslant m\end{cases}$$

式中，m 为侵蚀量(万吨/平方公里·年)。

$$沟谷密度:\qquad \mu_D(d)=\begin{cases}1 & d\geqslant 6\\ d/6 & d<6\end{cases}$$

式中，d 为沟谷密度(公里/平方公里)。

$$沙比系数:\qquad \mu_S(s)=\begin{cases}1 & s\geqslant 1.96\\ 0.5 & s<1.96\end{cases}$$

式中，S 为沙比系数。

$$降雨不均匀系数:\ \mu_P(p)=\begin{cases}1 & p\geqslant 75\\ 0.5+\dfrac{p_e-60}{2} & 75>p>45\\ 0 & 45\geqslant p\end{cases}$$

式中，P 为降雨不均匀系数。

对两个定性分级评定的因素(植被、现代构造运动抬升量)，采用根据等级的分布情况给分的隶属度，将 I 级定为 0.15，II 级定为 0.30，III 级定为 0.75。

按上述的隶属函数运用模糊数学的方法，对它们的补集口作主因素突出型(乘积、取大)运算，再按实测侵蚀量的大小分为三组求出各因素的权。这样所求的权是：沟谷密度 0.8；沙比系数 0.9；降雨不均匀系数 0.7；植被 0；现代构造抬升运动 0。这里最后两个定性因子取值为零，是在确定最优解时，把权重中为零的尽量多作为一个条件考虑时得到的。这样建立起来的模糊方程是：

$$\bar{\mu}_M=(0.8,\ 0.9,\ 0.7)\cdot\begin{pmatrix}\bar{\mu}_D\\ \bar{\mu}_S\\ \bar{\mu}_P\end{pmatrix}$$

式中，$\bar{\mu}_x=1-\mu_x(X=M,D,S,P)$，“·”是乘积，取大模糊矩阵运算，即 $\bar{\mu}_M=\max\cdot(0.8\times\bar{\mu}_D\cdot 0.9\times\bar{\mu}_S\cdot 0.7\times\bar{\mu}_P)$。

由此计算得到的侵蚀量估计值，现列于表 4-8。隶属度与实际值之间的差误是由小数取舍所致(实测隶属度按 4 位数实测值计算)。

由表中可以看出：皇甫的估算值偏大 14%，神木的估算值偏大 20%，而青阳岔、绥德、延安、温家川、千阳五地的估算值偏小，其中温家川与千阳仅是具体值偏大，这显然是因为它们是偏离平均值大的特值所引起的。延安仅是隶属度偏大，这是因为它很接近平均值，所以具体值的偏差不显著，这些除了与所选定的隶属函数有关外，还与给定的影响侵蚀强度的实测因素值有关，例如皇甫估算值高于实测值，可能是由于皇甫川流域中谷间地很大一部分为流沙覆盖，渗透性能强，水蚀量小的缘故。此外，流域内大部分地区黄土覆盖层很薄，基岩出露面积大，因而实际的侵蚀量相对就小，进而推知，估计值就大于实际值。神木也是同样的道理，至于绥德和青阳岔的估算值小于实测值，可能是因为人类活动

表 4-8 侵蚀量实测值及计算值

编号	河名或地名	侵蚀量实测值（万吨/平方公里·年）	侵蚀量估计值（万吨/平方公里·年）	实测侵蚀强度隶属度	估计侵蚀强度隶属度	估算误差		估算偏差显著性		
						具体值	隶属度	具体值	隶属度	偏左右方向
1	皇甫	2.58	2.95	0.75	0.83	+1.14	+0.08	***	**	+
2	神木	0.92	1.11	0.55	0.65	+0.19	+0.09	*	**	+
3	温家川	3.57	3.17	0.85	0.84	−0.40	−0.01	**		−
4	后大成	0.67	0.85	0.39	0.48	+0.02	+0.02			
5	靖边	1.12	1.11	0.65	0.65	−0.02	0			
6	赵石窑	1.09	1.01	0.64	0.65	+0.02	+0.01			
7	青阳岔	1.52	1.08	0.72	0.62	−0.51	−0.10	**	**	−
8	绥德	1.40	1.08	0.70	0.64	−0.32	−0.06		*	
9	延安	1.01	0.90	0.61	0.52	−0.09	−0.09		**	
10	大宁	0.64	0.54	0.32	0.30	−0.10	−0.02			
11	甘谷驿	0.99	0.93	0.60	0.57	−0.06	−0.03			
12	千阳	0.18	0.03	0.21	0.17	−0.15	−0.02	*		−
13	漆水	0.04	0.01	0.17	0.15	−0.03	−0.02			
14	庆阳	0.65	0.62	0.32	0.32	−0.03	0			
15	张家川	0.61	0.65	0.31	0.33	−0.04	+0.02			
16	韩府湾	0.32	0.33	0.24	0.25	+0.01	+0.01			

对侵蚀的影响未考虑在内所导致，因为这个地区是黄土高原草原带中人类活动比较强的地区，人口密度比神木和皇甫都大，人类对侵蚀的影响相对比较大，由此导致估算值和实测值不一致。 千阳的实测值和估算值的差距大，可能是由于对植被的估计的误差所致。其他地区实测值与估算值之间的差值都是相当小。模糊数学方法计算的结果表明：侵蚀

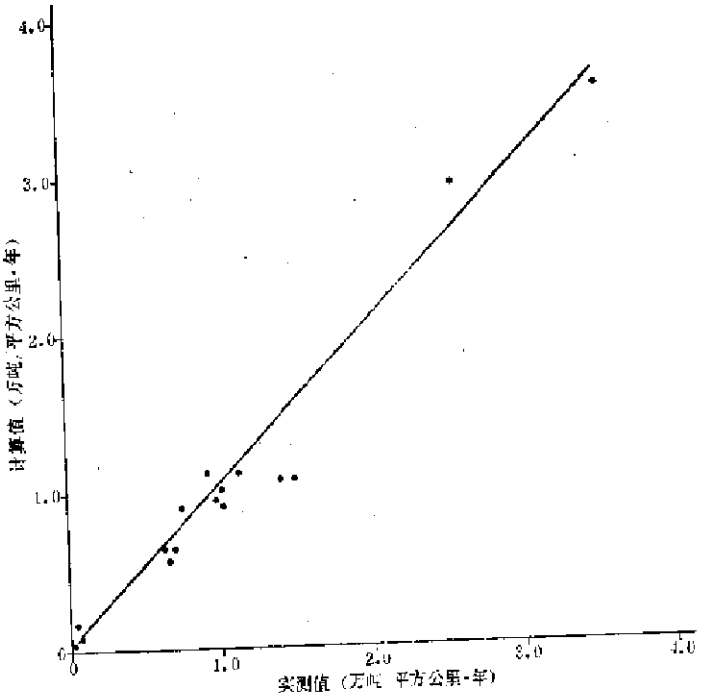


图 4-11 黄土高原侵蚀量实测值与计算值关系图

的产生是各种侵蚀因素相互作用、相互制约的结果。侵蚀强度的区域分异是各个侵蚀因素区域分异的综合反映（图4-11）。

第三节　三千年来侵蚀速率的估算

一、侵蚀历史简述

目前黄土高原的侵蚀之强已举世瞩目，恐怕没有一个人对侵蚀的普遍性产生怀疑了。但在距今二千年左右或二千年以前的地质时期黄土高原是一个什么样的面貌，它是否存在侵蚀，侵蚀强度又是如何？这个问题是学术界争论颇大的问题。一些历史地理学家和生态学家，甚至于一些自然地理学家都认为黄土高原的侵蚀历史不过二千年左右。他们认为只是在商周以后由于人类不合理生产活动和不断的战争以及移民屯垦破坏了高原的森林植被，使高原的生态平衡失调，才逐渐发展为今天这样的面貌。并认为在商周以前黄土高原是"山青水秀"，到处是森林覆盖，覆盖率达到53%。当时的高原地形不是千沟万壑，而到处是塬[3]。而有些地质学家和地理学家认为黄土高原的侵蚀由来已久。地理学家丁文江认为不但现在是这样，在第三纪就是荒山秃岭。在他们看来黄土高原在地质时期就是一个比较强的侵蚀区[1]。我们认为对黄土高原侵蚀历史的正确认识应该是：在地质时期黄土高原的侵蚀就存在了，侵蚀强度比周围地区都大。到了人类历史时期，随着人类活动的日益频繁，侵蚀就逐渐加剧。但这仅仅是数量的变化，则从未发生质的变化。黄土高原的侵蚀历史和变化，不仅是学术上一个认识问题，而且还有着重要的实际意义，它关系到当今治理方针与措施的选择问题。

如前所述，地球表面的侵蚀有自然侵蚀和加速侵蚀之分。关于加速侵蚀和自然侵蚀的含意各家理解不一。一种是依照正常的侵蚀速度和表面侵蚀土的形成速度之间的关系，分出正常侵蚀和加速侵蚀。所谓正常侵蚀（自然侵蚀）就是指表面土冲刷时不超过土壤形成过程土壤累积量；加速侵蚀是指土壤边形成边冲刷，冲刷量大于成土量，由此降低土壤的自然肥力。根据黄土高原的实际情况，我们认为凡是无人类作用参与的侵蚀都称之为自然侵蚀，凡是有人为作用参与的侵蚀都称之为加速侵蚀。应该指出的是我们之所以不用前者定义，原因是：①目前暂时还不能确定正常侵蚀和加速侵蚀之间的数量界线，原因很简单，因为成土速率还确定不了；②黄土高原情况特殊，如果把冲刷量大于成土量都算作加速侵蚀，那么黄土高原就无正常侵蚀了。

侵蚀、搬运、堆积是地貌过程的三个环节，这就不难理解自然侵蚀在人类历史以前就存在了，延续到人类频繁活动的现在，古往今来无时无刻不在进行。如目前海南岛原始的热带雨林区其年自然侵蚀量27吨/平方公里[2]。自然侵蚀强度因地理景观不一样，所以各地区强度不尽相同，有些地方强一些，有些地方弱一些，这在地球上已是一个普遍现象（图4-12）。加速侵蚀是由于人类不合理的生产活动破坏了固有的自然环境而引起的一种侵蚀，这是人与自然环境关系的表现之一。黄土高原周围的负地形及黄河下游华北平原巨厚的沉积层和高原不同时期的侵蚀形态的保留，就是两种侵蚀的见证。

高原周围构造拗陷区和华北平原沉积区的巨厚第三纪沉积层，正如前文所述的华北

1）殷祖英，黄土海的岩石岛。
2）据曾庆波资料换算。

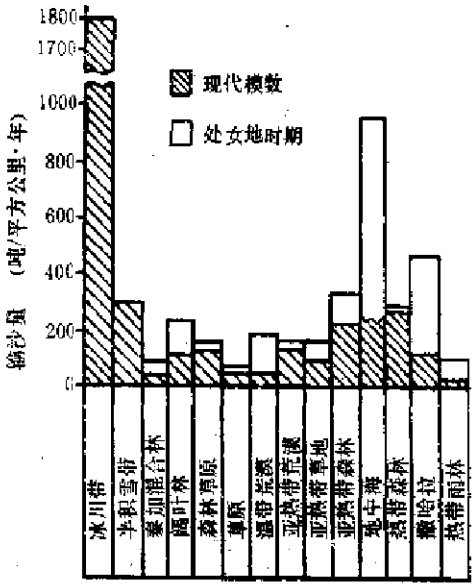


图 4-12 地球上不同景观带输沙模数
(据 A. П. 吉德可夫)

平原最厚达 5,000 米，渭河下游和关中盆地最厚的地方也达 5,000 米，银川盆地是 1,500 米。第四纪松散沉积层关中盆地最厚可达 1,000 米，全新世地层厚 50 米左右。银川盆地第四纪沉积层厚 1,800—2,400 米，呼和浩特地区的上新世和第四纪地层总厚度可达 1,000 米左右，黄土高原侵蚀相关沉积区华北平原，第四纪(晚更新世以前)的松散沉积层厚一般都在 300—400 米，全新世堆积厚度 20—30 米，黄河下游的冲积扇区厚 60 米。上述拗陷盆地和华北平原的巨厚沉积层的物质来源不可能主要来自黄河上游，无疑是来自盆地周围正地形侵蚀搬运而堆积下来的；如银川盆地的堆积物来自贺兰山(粗颗粒)和黄土高原，关中盆地的物质来自黄土高原和秦岭山地(粗粒物质)。来自山区的物质和来自黄土高原的物质在机械组成和矿物成分上都是相异的，如渭河谷地来自秦岭的物质是粗砂、砂砾和砾石，根据灞河马王渡站实测的悬移质泥沙资料的统计可知，$d > 0.05$ 毫米的泥沙约占总量的 35.1%。它的矿物成分复杂主要是不稳定矿物和较稳定矿物。而来自黄土高原的物质是细粉砂、粉砂之类的细颗粒，矿物成分以稳定的矿物为主。华北平原的堆积物 90% 是来自黄土高原[10]。各盆地巨厚的第四纪沉积物有力地证明了黄土高原的侵蚀早在地质时期就存在了。此外，黄土高原的侵蚀地貌特征也可以进一步证明，高原的黄土地形在第四纪地质历史时期至少经历了三个大的侵蚀堆积轮迴，发育了三级层状地形和相应的三期谷中谷。

一些历史地理学家和生态学家其所以忽视了黄土高原的自然侵蚀过程，其理由就是黄土高原历史上森林茂密，覆盖率达到 53%。目前大量的对比观测资料说明森林阻止水土流失有着不可低估的作用，正如前文所述，在黄龙山梢林地区的侵蚀量只有 412 吨/平方公里·年，子午岭森林砍伐前后侵蚀量可相差 1,900 吨/平方公里·年，如果黄土高原都象黄龙山这样的自然景观，那么现在高原的总侵蚀量只有实际产沙量的 1/10。事实果真是这样，那么黄土高原的自然侵蚀就无关紧要了，因为这个侵蚀速度无论是对下游河道的危害还是对当地土地资源的影响都不是重要的。现在值得研究的问题是黄土高原在两

千年以前是否有如此之高的森林覆盖率（53%）。关于这个问题在第二章已经作了初步的论述，在此再作进一步的分析。

大家知道，一个地区的植被类型和生长状况，决定自然因素，人为因素和历史因素的综合影响，就其主要因素应该是自然因素的影响。在自然因素中起主导作用的是纬度地带性相联系的热量条件和距海远近相联系的水分条件，以及二者的综合特征。水热条件又受海拔高度（垂直地带性）的影响。黄土高原偏离海洋，背靠内陆荒漠，其热量条件虽能满足温带乔木的生长，但水分条件较差，而水分条件是本区植被生长状况的决定性因素。这一特点二千年前与今日相比并无根本变化，所以可以认为现在黄土高原的次生林区是历史的遗留和重显，也是地理环境对植被影响的具体表现。目前黄土高原的森林主要分布在吕梁山、中条山、渭北山地、子午岭、六盘山、华家岭以及以南的石质山地。这些地区尽管历史上遭受过多次的、不同程度的破坏，目前的林分、林相都比较差，但仍保留有森林的雏形，即是在遭受极大破坏的地区，完全无森林残存了，但草本、灌丛长势也盛于草原环境带，其原因就是该地区的湿度较大，有利于植被生长。上述的森林分布地区与史念海在"历史时期黄河中游的森林"一文中叙述的范围基本一致，该文中叙述了为数不多的亚热带树种，原因何在有待进一步研究。但是，如果说高原上的土石山地有林，整个高原上也就森林茂密，则仍属资料不足。即使当时黄土高原水分条件较好的沟谷中有乔木生长，其覆盖率也不可能达到53%，因为目前黄土高原的沟谷面积也未占到如此大的比例。正如上面所述，黄土高原属于森林草原地带和草原地带。现在强烈侵蚀和历史上强烈侵蚀相吻，都分布在草原带，这就进一步地证明侵蚀产生的自然背景和自然侵蚀的存在。

黄土高原现在的侵蚀量是自然侵蚀和加速侵蚀的总和。我们认为黄土高原的加速侵蚀既包括人类活动引起的加速侵蚀，也包括自然界本身的加速侵蚀。关于黄土高原人类活动所引起的侵蚀问题，将在下文进行讨论。

二、侵蚀速率的估算

正确的估算黄土高原的侵蚀速率问题是一个很困难的问题。因为在全新世以前的地质时期内，高原中的侵蚀和堆积都不是孤立的、单方向进行的，侵蚀和堆积往往是交织在一起的，主要的相关沉积区的黄河下游又有往复的海侵和海退交织在一起，使得陆相与海相重叠堆积。在气候变化上又有冰期和间冰期多次往复。国外一些研究者曾采用对比的观察的方法来解决这个难题。他们首先在基本上属于自然侵蚀的自然单元（例如一个小流域）内进行观察，在得到必要数据以后，对该流域进行各种方式和不同程度的破坏，然后再观测。将两组资料加以对比分析，从中找出所要求解决的未知数，或者选择两个相邻的、自然条件类似的流域，其中一个允许人类按一定方式活动，另一个杜绝人为影响，进行同步观测，以分析人类活动的影响程度。黄土高原也曾采用后一种办法以了解水土保持的效果（见表4-11）。对于自然过程中参与人类破坏活动后的变化特点，至今尚未开展工作。

为了解决这个难题，我们用不同时期（全新世）黄河下游堆积量，反推算黄土高原侵蚀量的方法来推求人为作用和自然作用在不同时期的增沙量。

华北平原是黄土高原的侵蚀相关沉积区，前面已经阐述了华北平原的堆积物大部分是来自黄土高原，来自平原周围山地的物质数量极其有限，因而可以利用华北平原不同时

期沉积量推算黄土高原的侵蚀量。利用这种方法推算侵蚀量目前只能限于全新世。因为全新世以来黄土高原是以侵蚀为主，只有局部地方才有堆积。下游华北平原海侵所影响的范围比较小，全新世最高的海岸线到达昌黎、文安、任丘、德州、济南等地[11]。因此可以依据：①各时期黄河冲积扇的范围和冲积扇区各部位的沉积厚度；②中游泥沙在黄河冲积扇区的沉积量与带至河口和外海沙量的比例关系以及③黄河中游黄土高原侵蚀泥沙的输移比等计算出全新世以来的黄土高原的侵蚀速率。

关于华北平原全新世的堆积物，前人已经作了大量的研究工作。叶青超、杨毅芬等根据前人的研究资料和地质钻孔资料，划定了全新世以来黄河下游冲积扇的范围，并确定了各时期冲积扇各部位的厚度[12]，从而为我们的计算奠定了基础。根据研究[12]，黄河老冲积扇区河道的沉积量约为黄河下游沉积沙量的 80%，其余 20% 进入河口区的分配情况是陆上三角洲的沉积量约占 20%，水下三角洲占 40%，进入外海的占 40%。因而冲积扇区以下的泥沙沉积量可按 2:4:4 计算。

据地质钻孔资料揭露，全新世早期的冲积砂层平面分布的范围较小，约为 31,140 平方公里，由郑州至东明附近沉积厚度一般都在 20 米左右。这个时期冲积扇规模小的原因是当时的河床纵剖面比降大约 4.4‰，比现在大 1 倍多[1]，大量的泥沙带到外海沉积，其次是当时的侵蚀量相对也要小一些，所以难于求出当时黄土高原的侵蚀量。全新世中期的砂层分布的范围较广，由郑州向东伸展到东平湖附近，北至威县、临清一带，南至徐州附近，总面积约为 40,549 平方公里，堆积厚度 25—30 米。

全新世晚期(距今 3,000 年以来)，从公元前 602 年记载黄河第一次改道以来，黄河在冲积扇区发生了大规模的改道迁徙，公元 1194 年以前主要围绕桃花峪冲积扇顶点决口改道，形成桃花峪冲积扇，总面积 65,154 平方公里，冲积扇前缘沉积厚度 11—12 米，中部 12—17 米。

1194—1855 年黄河冲积扇顶点下移至兰考，形成所谓兰考冲积扇，总面积为 27,770 平方公里，冲积扇的平均堆积厚度约 12 米。

到了 1855 年以后，有关黄河的泥沙资料渐渐多起来。据测验资料，1919—1949 年从中游带入黄河下游的泥沙大约是 16.8 亿吨。

表 4-9　全新世不同时期黄河下游泥沙堆积量（亿吨/年）

时间 \ 沉积部位		冲积扇	陆上三角洲	水下三角洲	外海	堆积量
全新世早期		2.43	—	—	—	—
全新世中期		4.35	1.08	2.16	2.16	10.75
全新世晚期	公元前1020—公元1194年	5.10	1.30	2.60	2.60	11.60
	1494—1855年	5.90	1.48	2.96	2.96	13.30
	1919—1949年	4.00	2.56	5.12	5.12	16.80
	1949—1980年	4.00	2.46	4.92	4.92	16.30

注：① 表中各泥沙量都已扣除非中游所带来泥沙，年堆积量相当于中游的侵蚀量。
② 泥沙容重以 1.35 计，由体积单位换算为重量单位。

1) 据陆中臣资料。

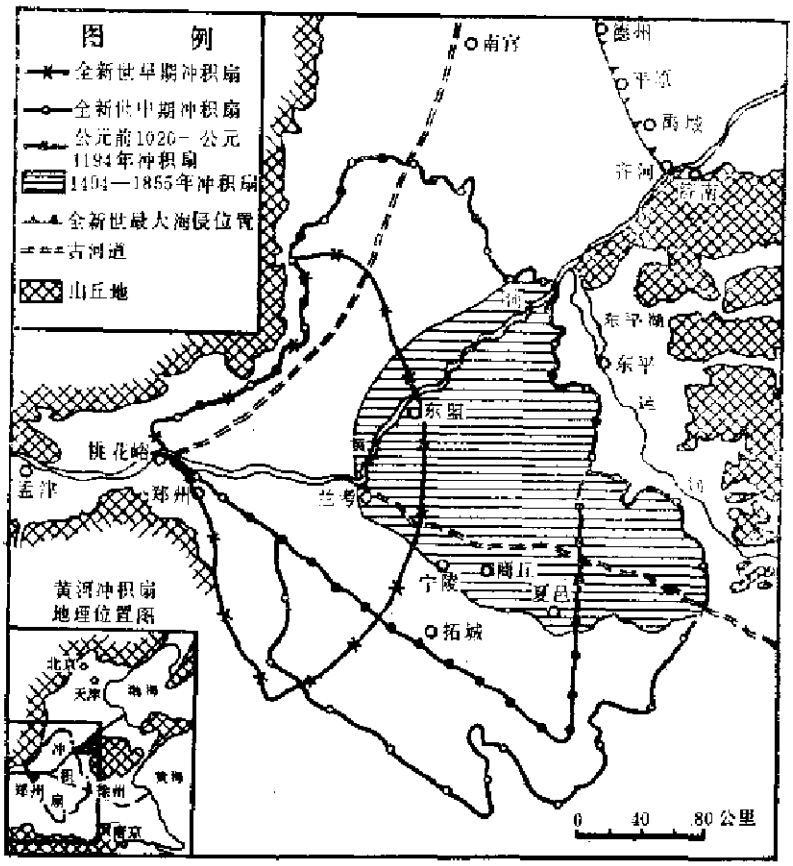


图 4-13 黄河下游不同时期冲积扇分布

(据叶青超等)

上述的堆积过程及其堆积的平面形态可以概括在图 4-13 上。

根据上述的计算依据和黄河中游的输移比为 1，下游的泥沙沉积中中游来沙约占 90%，和冲积扇区的沉积规律，得出下游的堆积量，见表 4-9。由此可以相应估计出黄土高原全新世以来，不同时期的年平均侵蚀速率。

由表 4-9 看出，全新世早期(距今 11,000—6,000 年)，冲积扇的堆积量较小，其原因可能是河床比降大，海岸线位置低，大量的泥沙输入海洋而沉积。

全新世中期(距今 6,000—3,000 年)，黄土高原年侵蚀量约为 10.75 亿吨。这个时期处于原始社会，人类活动的规模和范围都极其有限，从半坡旧址所发掘的五千年前人类活动的工具、住宅、生活方式可以得到证明。人类早期的活动，无论是合理的，或者不合理的都不至于对区域侵蚀产生重大影响，因而这个时期基本上属于纯自然侵蚀过程，即 10.75 亿吨属自然侵蚀量。

在全新世晚期(公元前 1020 年至 1194 年)，高原的年平均侵蚀速率为 11.6 亿吨。据记载推测，唐代以前人类活动对自然侵蚀的影响还是很小的。西周初期(公元前十一世纪)高原北部草原植被较好，高原南部有森林覆盖。据《诗·大雅》篇记载：当时南部诸山生长有茂密灌丛，山麓多榛、柞、葛藟等树木。前已述在春秋中叶(公元前五至三世纪)，高原北部牧草丰美，司马迁在《史记·货殖列传》一书中写到：在龙门、碣石(今河北省昌黎

县)北部多羊、牛、马、旃裘、筋角。秦汉时代陕北北部是沃野千里,土地宜牧的地方,五世纪(公元413年),匈奴族在统万城(今陕西靖边北部的白城子)建立了统治中心,大夏王赫连勃勃赞美这里的风光说:"临光泽而带清流,吾行地多年,未有若斯之美"。这说明当时这一带是未经垦种的草原。根据史念海考证,董志塬在唐代时南北长42.5公里,东西宽32公里。现在南北长度大致如旧,东西宽只有18公里了[13]。此外当时人口绝对数也是不多的,西汉时陕西省有300万人,但关中的长安、长陵、茂陵三地集中了70万人[10],其他地区总共也不足200万人。可想而知自然环境恶劣的高原北部人口是不会太多的。到了唐代极盛时期的开元天宝年间,陕西省接近440万人,也大都集中在关中平原。由此可以设想黄土高原当时人口分布之少,因而由于人类经济活动而引起的土壤侵蚀也还不致于占重要地位,这个时期的年侵蚀量11.6亿吨仍属于自然侵蚀,则这个时期的年平均侵蚀量比全新世中期增加了0.85亿吨,约增加7.9%。这个量可视为自然加速侵蚀增长量。

在1494年至1855年这个时期,人类活动频繁。唐朝以后至元朝的数百年间,曾发生了我国历史上人口第二次大规模南迁,黄土高原许多地区再度变为牧区。但是,由于战乱期间统治阶级的剥削加重,现代侵蚀并未因牧民入居而显著减轻,晋朝以前晋西许多地方尚是山林茂密,到金末是"田多山坂烧瘠"。上述的统万城,到了十世纪末宋淳化五年(公元994年),已深埋在"沙漠"之中了。据史念海考证,唐宋时期黄河中游的森林面积比秦汉时期大大缩小了,唐朝至元朝末年的750年间,黄河下游河道共发生了决、溢、迁徙409次(表4-10),其中较大改道12次,显然这时期的侵蚀量包括自然侵蚀和人类加速侵蚀的总和,年平均总侵蚀量为13.3亿吨,比前期增加了1.7亿吨,约14.6%,如果自然加速侵蚀的增加量为7.9%,那么人为加速侵蚀的增加量为6.7%。

1919年至1949年,黄土高原的人口不断地增加,随之垦荒的规模和范围不断地扩大,从而使植被遭到了彻底的破坏。清乾隆十八年(1754年),陕西省的人口为385,1043,到1911年,人口增加到805,4407人。毫无疑问,这个时期黄土高原的人口也在增加,人口增加后所需要的粮食不能从提高劳动生产率取得,就只能走扩大耕地面积的道路,据纽仲勋统计,若以明代晋西的耕地面积为100亩计算,到1949年已扩大了2.8倍。可见此时期耕地面积的增长是很快的,耕地面积的扩大,意味着自然植被面积缩小,侵蚀加剧。

这个时期黄河下游河道决溢,迁徙的次数达103次,占总数6.5%,但时段只有25年,平均每年4次多。据朱士光引用的《陕西省自然灾害史料》一书统计,公元三世纪至十四世纪,陕北共发生水旱灾害385次(其中旱灾344次,水灾41次),公元十四世纪到二十世纪的600年间共发生水旱灾害178次,占总数的二分之一以上,比十四世纪以前的一千多年增加了许多,这很可能是与现代侵蚀加强、自然环境恶化有关。所以这个时期的年侵蚀量约为16.8亿吨,比前一时期增加了3.5亿吨,约增加26.3%。如果自然加速侵蚀增加量不变,仍按7.9%计算,那么人类加速侵蚀量应增加到18.4%。

这里应该指出的是,史料中关于黄河下游河道决、溢、迁徙的次数记载是不可能详尽的,距今时间越久,记载遗漏一定越多,社会动乱期间的记载也是不会完全,但从已有的资料中仍可以看出问题的概貌。此外,历史上黄河决、溢、迁徙的原因不能完全归咎于黄河中游的土地利用方式和植被状况。土地利用状况仅仅是导致黄河危害的重要条件,黄河是否决口改道、其决口改道周期长短,除了与统治者是否关心治河、治河方略是否得当、技术措施是否可行等有关外,还与自然条件、周期性的气候变化、暴雨中心的强度及位置有

表 4-10　历史时期黄河下游决、溢、迁徙次数统计表（据郑肇经资料，百分数是笔者计算的）

朝代与年代	溢	决	迁徙	合计	所占百分数
夏(约公元前 21 世纪至约前 16 世纪)	1			1	0.06
商(约公元前 16 世纪至约前 1066 年	5			5	0.313
西周与春秋、战国时代(约公元前1066年至公元前221年)	1		1	2	0.126
秦(公元前 221 年至公元前 206 年)	1			1	0.06
西汉(公元前 206 年至公元 25 年)	3	7	3	13	0.8219
东汉(公元 25 年至 220 年)	2			2	0.126
三国(公元 220 年至 285 年)	1			1	0.06
西晋(公元 265 年至 317 年)	1			1	0.06
东晋十六国及南北朝(公元 317—589 年)	3			3	0.190
隋(公元 581 至 618 年)	0			0	0
唐(公元 618 至 907 年)	23	7	1	31	1.968
五代(公元 907 年至 960 年)	6	28	1	35	2.222
宋(公元 960 年至 1279 年)	68	101	6	175	11.111
元(公元 1271 年至 1368 年)	77	190	1	268	17.016
明(公元 1368 年至 1644 年)	138	301	15	454	28.83
清(公元 1644 年至 1911 年)	83	383	14	484	30.68
中华民国 (1911—1949)	9	90	4	103	6.54
	422	1107	46	1575	100.0

关。所以不能简单地把下游的决、溢、改道都统统地归咎于人为作用。

近三十年来，黄土高原的侵蚀进入了更加强烈的发展阶段，除了每年大约 16.0 万吨泥沙输入下游外，大约还有 6.0 亿吨的泥沙被拦在水库、淤地坝。实地产沙量达 22.0 亿吨以上，比前一阶段增加了 6.0 亿吨，约增加了 32.6%。如果自然加速不变，那么人类加速侵蚀速率为 25%。

表 4-11　对比小流域观测成果表（据山西省水土保持科学研究所资料）

年份	降雨(毫米)		洪峰径流深(毫米)		输沙量(吨/平方公里)		效益(%)	
	全年	汛期	非治理流域	治理流域	非治理流域	治理流域	径流	泥沙
1956	569.3	432.3	16.1	6.6	6936.5	1684.8	59.0	82.5
1957	367.5	227.5	8.8	2.6	3674.1	644.5	70.5	82.5
1958	590.0	398.6	53.6	26.4	27936.8	14298.6	50.7	48.8
1959	643.0	531.0	94.9	52.5	47247.8	29423.0	44.7	37.7
1960	464.8	303.8	8.4	3.6	4076.3	1157.3	57.1	71.6
1961	625.8	349.2	0.8	0.3	364.9	72.2	62.5	80.2
1962	564.7	464.3	31.3	17.6	21468.5	10381.2	43.8	51.6
1963	732.7	465.3	47.3	24.8	31561.7	14022.6	47.7	55.6
1964	756.3	486.4	20.6	5.6	12323.8	2730.8	72.8	77.8
1965	243.3	130.7	0.3	0.03	136.2	1.6	90.0	98.8
1966	665.3	517.4	89.5	40.1	57892.7	20805.4	55.2	96.4
1967	492.8	437.0	28.4	12.6	18730.0	6901.7	55.6	63.2
1968	437.1	273.1	9.1	1.0	3275.8	316.0	89.0	90.4
1969	637.8	506.8	117.6	39.0	62812.3	18503.0	66.8	70.1
1970	371.8	293.7	22.9	11.0	13728.1	6614.7	52.0	51.8
平均	545.0	389.0	34.4	17.4	20000.0	10100.0	49.4	49.5

上述不同时期侵蚀量估算的结果与目前的观察资料是很接近的。据王家沟试验区治理沟和非治理的对比观测资料可知，在治理沟间地上修梯田、地埂，在沟壑中造林并禁止放牧；而非治理沟则保持原来的状态（自然状态）。观测的结果还表明：非治理沟和治理沟的年平均侵蚀量分别为2万吨/平方公里，和1.01万吨/平方公里，减沙效益为49.5%（表4-11）。这与全新世中期至现在泥沙侵蚀量增加约51.3%（从10.75亿吨增加到22亿吨以上）非常接近。由此说明，现代侵蚀的治理程度如果达到离石王家沟内的治理沟水平，就基本上接近自然侵蚀的强度。

综上所述，可以认为黄土高原现在的侵蚀是历史的继承和发展。黄土高原强烈的水土流失、沟谷纵横、地面支离破碎的外貌，不能完全归咎于人类破坏生态环境而造成的，同样也是历史的继承和发展。人类不合理的经济活动只不过是促使侵蚀向更加剧烈的方向发展。

参 考 文 献

[1] 史德明，土壤侵蚀调查方法中的侵蚀分类和侵蚀制图问题，中国水土保持，第5期，1983年。

[2] 朱震达，应用数学方法来研究黄土丘陵地区的侵蚀地貌——以陕西绥德韭园沟高舍窝"建设"高级农业生产合作社为例，地理学报，第24卷，第3期，1958年。

[3] 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会，中国自然地理·地貌，科学出版社，1980年。

[4] 龚时旸等，黄河中游泥沙来源和输移，河流泥沙国际学术讨论会会议文集，水利出版社，1981年。

[5] 牟金泽、孟庆枚，论流域产沙量计算中的泥沙输移比，泥沙研究，1982年，第1期。

[6] 朱海之，黄河中游黄土粒度区域分布变化的现象及其解释，第四纪地质问题，科学出版社，1964年。

[7] 王永焱等，黄土与第四纪地质，陕西人民出版社，1982年。

[8] 史念海，河山集。二集，生活·读书·新知三联书店，1981年。

[9] А. П. Дедков, В. П. Мозтерин: Эрозия и Сток Взвешенных Наносов на Земле, *Геоморфология*, 4, 1983.

[10] 姜达权，黄河现代地质作用的一些基本特征和开发治理黄河的途径，中国第四纪研究，第5卷，第1期，1965年。

[11] 王宝灿，第四纪时期海平面变化与我国海岸线变迁的探讨，华东师范大学学报（自然科学版），第1期，1978年。

[12] 叶青超等，黄河冲积扇形成模式和下游河道演变，人民黄河，1982年，第4期。

[13] 史念海，黄土高原及其农林分布地区的变迁，历史地理（创刊号），1981年。

[14] 吴镇烽，陕西地理沿革，陕西人民出版社，1981年。

第五章　影响侵蚀的因素

现代侵蚀受自然因素和人为因素的综合影响。自然因素中主要有降雨径流、地形、现代构造运动、地面物质组成、植被等；人为因素包括人类活动对侵蚀的促进作用和抑制作用。现就各因素与侵蚀的关系分述于下。

第一节　降 雨 径 流

一　降雨与侵蚀

降雨是黄土高原发生侵蚀的主要外营力。降雨侵蚀力是降雨物理特征(降雨量、降雨强度、雨滴组成和雨型等)的函数。降雨量是影响侵蚀的因子之一。一般来说，年降雨量大，其侵蚀总能量也大，侵蚀可能因此加强。但是，年降雨量多的地区，自然植被常常较好，自然侵蚀反而并不严重；降雨稀少地区的植被较差，径流量也少，水力侵蚀不强烈，风力作用活跃。黄土高原东南部的年降雨量 600 毫米左右，地面植被相对于西北部好，侵蚀也相对较轻；西北部年降雨量只有 300—400 毫米，植被稀疏，水力侵蚀相对减弱，风力侵蚀加强。黄土高原侵蚀最活跃地区的年降雨量多在 500 毫米左右，其中产生侵蚀的降雨量只有 300 毫米左右，这和 W. B. 兰毕和 S. A. 夏姆的观点一致[1]。但是，如果直接分析某测站逐次降雨量与侵蚀量的关系，几乎总是得不到理想结果。在黄土高原，有的降雨量达到 50 毫米以上，没有发生径流和侵蚀，有的降雨只有几毫米，却产生了径流侵蚀。天水站 1945—1957 年共降雨 758 次，只有 88 次发生了径流和侵蚀，其原因主要是受降雨强度影响。

降雨强度是判别降雨侵蚀力的最重要指标[2]，因为降雨强度与动能成正比。W. H. 威斯奇迈尔和 D. D. 司密斯利用 J. O. 劳斯和 D. A. 帕尔松的资料，建立了每平方米面积上的动能（E——公斤·米/平方米）与雨强（I——毫米/小时）的关系[3]，即：

$$E = 1.213 + 0.89 \log I. \tag{5.1}$$

周佩华等根据实验资料建立的雨强与动能的关系为[4]：

$$E = 23.49 I^{0.27} \tag{5.2}$$

江忠善等根据黄土区天然降雨资料建立的关系式为[5]：

$$E = 29.64 I^{0.29} \text{（普雨型）} \tag{5.3}$$

$$E = 33.88 I^{0.23} \text{（短阵雨型）} \tag{5.4}$$

式 (5.2), (5.3), (5.4) 中，I 为降雨强度（毫米/分），E 为每毫米降雨在每平方米面积上的动能(焦耳/平方米·毫米)。这些公式的形式虽然一样，但系数和指数却差别较大。图 5-1 为国外一些研究者得到的降雨强度与动能的关系，它同样反映了不同学者所得结论之间的差别，甚至在相同雨强条件下，动能可以相差 1 倍以上。由此可见，雨强与动能的关系是十分复杂的。产生这种复杂性的原因是多方面的，其中很重要的一个原因是雨滴

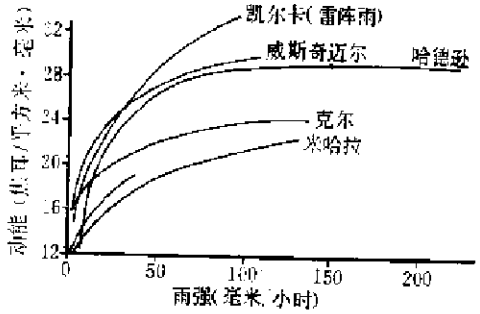


图 5-1 雨强与动能关系
(引自 N. W. 哈德逊)

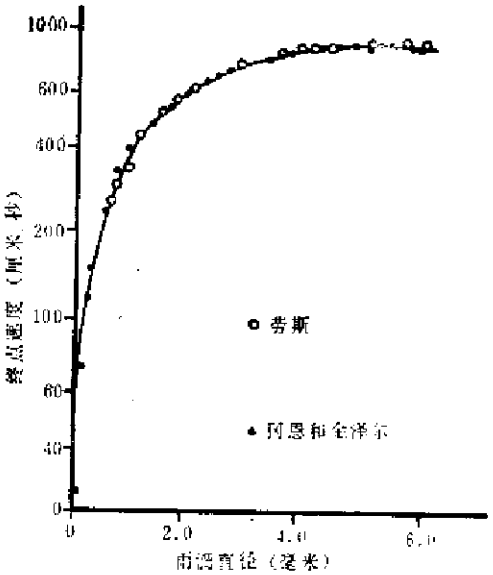


图 5-2 不同大小雨滴在静止空气中的终点速度
(引自 N. W. 哈德逊)

组成和雨型的影响。

雨滴组成包括雨滴的直径大小和滴谱特征。一般来讲,雨滴直径越大,它对地面的打击力越强。雨滴自云层下落时,开始是以加速运动冲向地面,当它下落到距地面一定高度时,空气对它的阻力加大,最终由加速运动变为匀速运动,即雨滴达到了"终点速度"。终点速度随雨滴大小而变。据 J. O. 劳斯、R. 阿恩和 G. D. 金泽尔等人研究,雨滴直径与终点速度的关系如图 5-2 所示[6,7]。如果不考虑雨滴降落过程中本身形状的变化,以及由此引起的动能变化,而把雨滴当作球体,单个雨滴的打击力可由动能公式求出(表 5-1)。表 5-1 说明,打击力与雨滴大小并不是呈等比相关,例如直径 4.0 毫米雨滴的打击力是 2.0 毫米雨滴的 14.5 倍。

天然降雨的雨滴直径大小和雨型有关。对于一种雨型来讲,雨滴大小组成是随雨强增大而增大[8];对于另一种雨型来讲,达到很高的雨强时,超过某一直径的雨滴反而随雨强增大而减小[9]。据江忠善等的资料,黄土高原的雨滴特征属于前一种情况[5]。所以,黄土高原的降雨强度越大,降雨侵蚀力越大。这个推论只是理论上的,因为实际上天然降雨的动能要受其它因素的影响,譬如气温和风等。A. 夏乔里和 I. 塞吉纳尔指出,每小时 20 公里风速下,直径 3.0 毫米雨滴的降落速度为 9.8 米/秒,比它在静止空气中的速度大 20%;L. 莱尔斯认为,同样大小雨滴若在 9.0 米/秒风的推动下,干燥土壤被雨滴分散的程度比无风时大 2.7 倍。直径 2.0 毫米雨滴在 9.0 米/秒风中具有的能量比它在静止空气中约大 2.75 倍[10]。根据江忠善等的计算[5],绥德和离石地区雨滴组成和动能比天水地区大,以雨强 1.0 毫米/分资料的平均值比较,绥德和离石雨滴的中数粒径比天水大 11.7%,动能大 6.6%。这个差异反映了地区不同引起的气温、风、空气密度等因素的影响。由此可见,准确评价降雨动能是至今尚未解决的问题,只能暂且以降雨强度为指标,求它与侵蚀的关系。

表 5-1 不同大小雨滴的打击力

雨滴直径（毫米）	雨滴质量（克）	终点速度（厘米/秒）	打击力（克·厘米/秒²）
0.5	0.0000654	200	0.001308
1.0	0.0005236	400	0.041888
1.5	0.0017671	500	0.220875
2.0	0.0041886	658	0.9067565
2.5	0.0081809	725	2.1503428
3.0	0.0141366	806	4.5918221
3.5	0.0224485	850	8.1095206
4.0	0.0335091	886	13.1522547
4.5	0.0477111	910	19.754781
5.0	0.0654000	925	27.978940
5.5	0.0871105	930	37.670936
6.0	0.1309308	930	56.6210245

在分析一次降雨过程中雨强与侵蚀的关系时，对雨强应该如何表示，曾有不同方法。我国的研究者，过去常用平均降雨强度与侵蚀相关，即使得出了较好的相关性，也不能认为符合真实情况。因为平均降雨强度概化了降雨过程中不同时段的降雨量，不能代表降雨影响侵蚀的物理机制。也就是说，平均雨强夸大了降雨强度很小时段降雨的侵蚀作用，而又缩小了高强度降雨时段的侵蚀能力。W. H. 威斯奇迈尔和 D. D. 司密斯分析了大量降雨侵蚀资料后认为，最大 30 分钟雨强（I_{30}）乘降雨动能（E）是判别降雨侵蚀力的最佳指标[9]即以 EI_{30} 代表降雨侵蚀力。他的意见得到了许多国家的研究者赞同，并将其运用到自己的研究中去。N. W. 哈德逊将 EI_{30} 指标改为 EI（$I>25.5$ 毫米[9]）。J. R. 威廉斯认为仅考虑最大 30 分钟雨强是不够的，应该计算降雨过程中全部降雨的侵蚀作用[11]，他建议改用加权雨强为指标。按照 J. R. 威廉斯的建议，我们计算了陕北子洲团山沟径流场和绥德辛店沟径流场的加权雨强，及其与侵蚀的关系（图 5-3）。结果说明，加权雨强越大，侵蚀越强。加权雨强扩大了降雨过程中高强度降雨时段的降雨侵蚀作用，显然是比平均雨强优越。

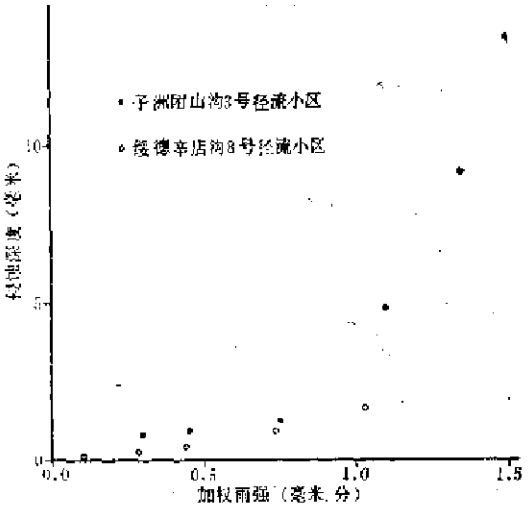


图 5-3 加权雨强与侵蚀的关系

但是，计算加权雨强时把降雨量很小时段的降雨，甚至把不发生侵蚀的降雨也包括进去，这就和采用平均雨强一样，是不合理的。计算加权雨强应将小于"起始雨强"的降雨剔除。起始雨强有两方面涵义，一是发生溅蚀的最小雨强，一是开始产流的最小雨强，二者都和下垫面条件有关。坡面产流是很复杂的问题，它并不完全严格地受雨强支配，这就使确定起始雨强指标成了问题。即使划定一个起始雨强界限，也未必符合降雨侵蚀的物理机制。而且加权雨强计算烦琐，推广使用不便。因此，仍然回到 J. R. 威斯奇迈尔和 D. D. 司

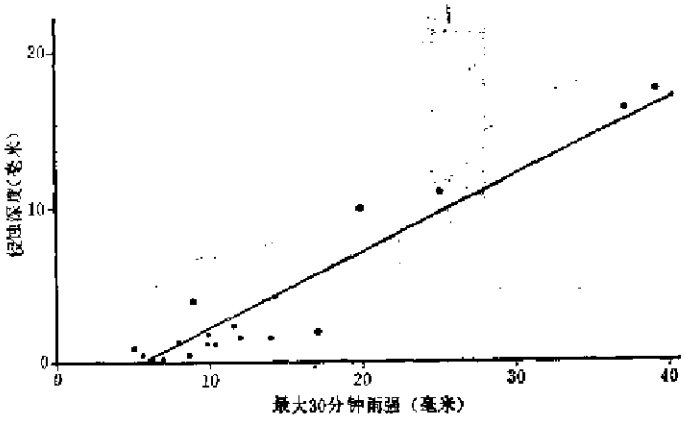


图 5-4　最大 30 分钟雨强与侵蚀的关系
（陕北子洲）

表 5-2　最大 30 分钟雨强与侵蚀的关系（陕北子洲）

径流小区编号	a	b	r
4	−392.292	63.023	0.864
3	−2,023.719	319.068	0.862
2	−1,281.025	217.919	0.869

密斯的方法，即采用最大时段雨强与侵蚀相关。不过我们不采用最大时段雨强与能量相乘，而是直接用最大时段雨强与侵蚀相关。因为最大时段雨强本身就体现了降雨能量对于侵蚀的作功效果。为了选择出适合黄土高原情况的最大时段雨强，曾进行了各种时段试验，结果仍以最大 30 分钟雨强（I_{30}）与侵蚀的关系最好。以陕北子洲团山沟径流小区为例，其结果如图 5-4 所示，并求得二者的直线相关方程簇，其 a，b 值和相关系数 r 如表 5-2 所列。表 5-2 中各径流小区的基本特征除坡长外都是相似的，4 号小区坡长为 20 米，3 号为 60 米，2 号为 40 米，正因为这个原因，尽管各小区的相关系数比较高，但 a，b 值却相差很大。

野外观测表明，一次降雨过程中的雨型特点和侵蚀的关系十分密切。所谓雨型特点主要是指降雨过程中高强度降雨出现的时间，如果两次降雨的雨强相似，一个的最大 30 分钟雨强发生在降雨初期，另一个出现在降雨末期，其侵蚀效果将很不一样。为了认识雨型与侵蚀的关系，将子洲团山沟径流场的 7 号径流小区 1961—1969 年历次降雨径流资料加以分析，概化出均匀型（I）、起伏型（II）、中大型（III）、超前型（IV）和延后型（V）五种（图 5-5），选择雨强相近的降雨，并以此次降雨量加上前五天的降雨量去除侵蚀量，以消除降雨量和前期降雨的差别的影响[1]，计算出不同雨型的侵蚀量（表 5-3）。由表 5-3 可以知道，这五种雨型的侵蚀是 V 型最大，I 型最小。其原因可作如下解释：V 型降雨的特点是前期强度较小，后期强度大，当降雨前期的小雨已将表土充分湿润，使土体分散，处于易起动状态，然后再发生高强度降雨，于是产生强烈侵蚀。I 型降雨一般都是强度小，

1）陕西省水土保持工作站：陕西省不同类型区水土流失规律初步分析，1963 年。

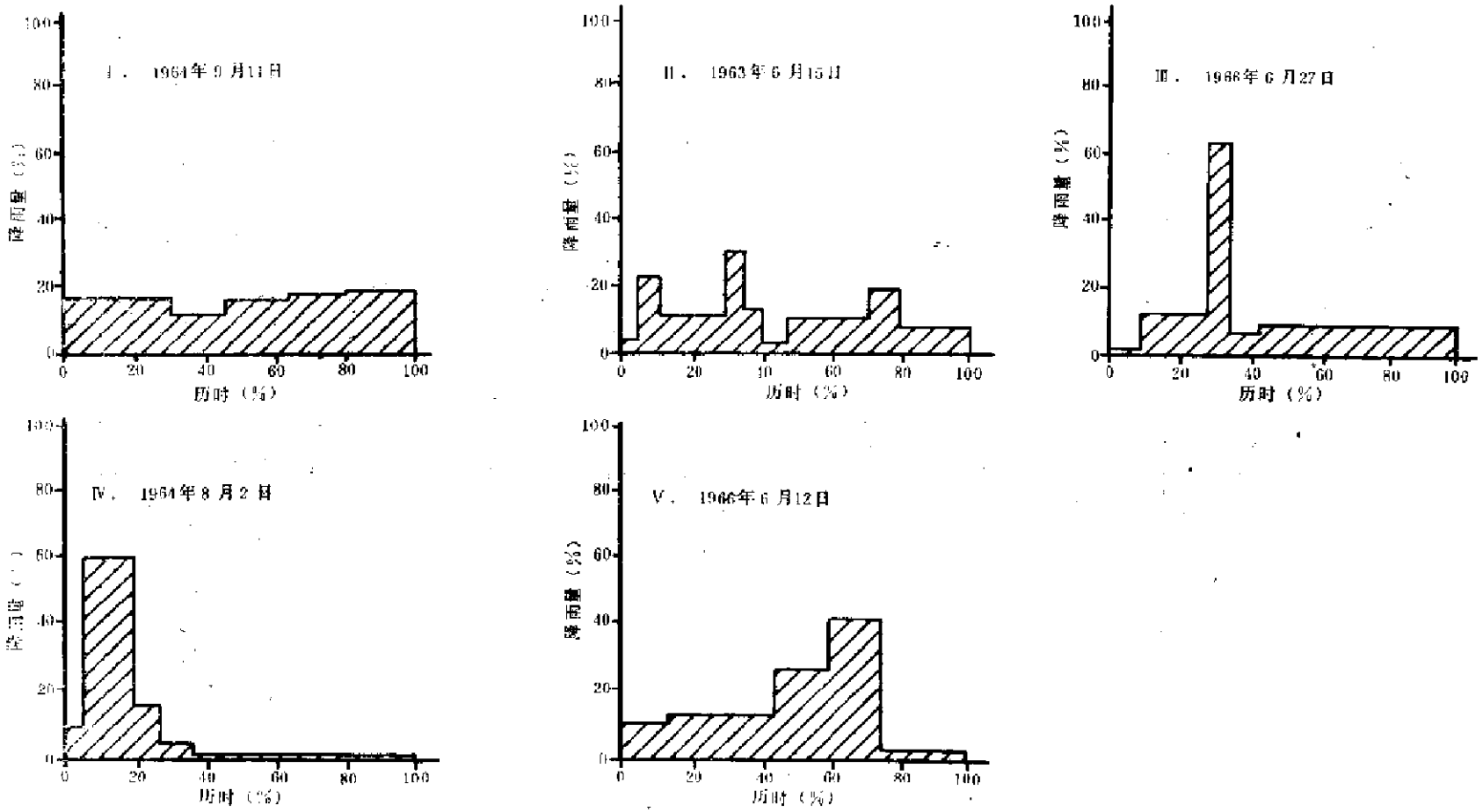


图 5-5 黄土丘陵区的雨型划分
（子洲图山沟 7 号径流小区）

表 5-3 雨型与侵蚀的关系（子洲团山沟 7 号径流小区）

雨型及代号	降雨强度（毫米/分）	径流深度（毫米）	侵蚀量（吨/平方公里）
均匀型 (I)	0.118	1.400	260.5
起伏型 (II)	0.190	7.675	752.6
中大型 (III)	0.286	9.440	1,045.7
超前型 (IV)	0.240	4.000	593.2
延后型 (V)	0.146	4.970	1,239.2

持续时间长，大部分雨水为土壤吸收，产流量小，溅蚀和冲刷都不强，是坡地上侵蚀最弱的产流侵蚀雨型。III 型降雨特点是开始强度小，经过一段时间后强度增大，再经过一段时间，强度变小；它的降雨特点和 V 型相似，都是先有小雨再有高强度降雨，所以其侵蚀也强，居五种雨型中的第二位。IV 型降雨是降雨开始时强度大，以后变小；降雨初期的溅蚀量可能较大，但入渗量也可能较多，径流量相对变小，侵蚀也就不强。III 型降雨时强时弱，侵蚀居中。

二、降雨径流和侵蚀

径流冲刷力取决于它的动能和势能。水体动能的大小，主要是随流量和水体含沙量多少而变。坡面径流含沙量多少，实际上是表示坡面侵蚀的强弱，其变化是很复杂的，我们将在本章第四节讨论。如果暂且不考虑含沙量沿坡长的变化，以及由于它的变化对径流冲刷力的影响，则坡地水流侵蚀力主要受流量支配。坡地水流大小受降雨特征和土壤渗透能力影响，同样降雨条件下，土壤渗透能力强，径流量减少，反之径流量变大。所以，直接以降雨量与径流量相关很难得到理想的结果。当坡地产流以后，入渗水量逐渐趋向稳定，降雨量和径流量则有密切关系。以产流降雨量与径流深度相关说明（图 5-6），产流降雨越大，径流深度亦大，因而侵蚀越强。据此，可将子洲、绥德、天水和西峰各站某些径流小区历年的径流泥沙资料按径流深度分组，并求出组平均侵蚀量，其结果如表 5-4 所

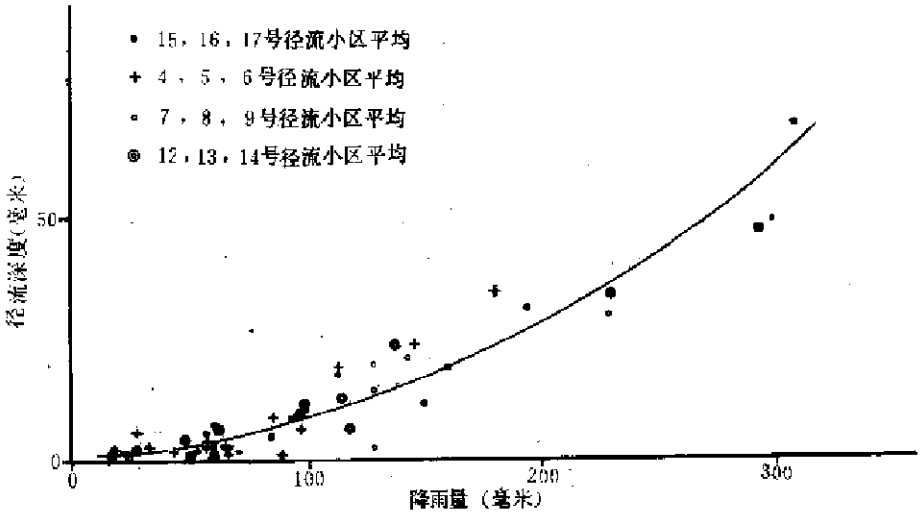


图 5-6 天水站汛期产流降雨量与径流深度的关系

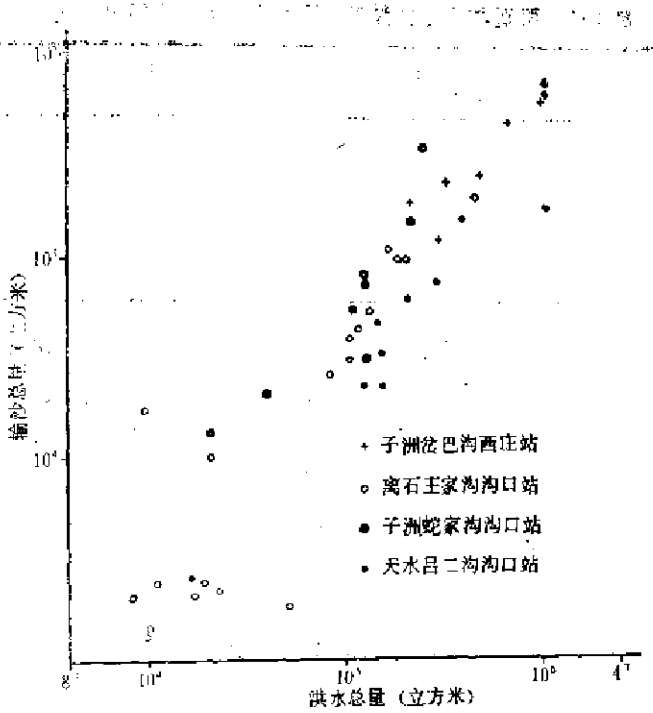


图 5-7 黄土高原沟道流域汛期水沙关系

列。表 5-4 说明，上面的推论是正确的，即黄土高原坡面上的水流侵蚀有水大沙多特点。分析沟道流域汛期总径流量与悬沙量的关系，同样说明这一特点(图 5-7)。但是，这种情况即使在下垫面条件完全一致的情况下，也有例外。例如表 5-4 中西峰长青山 2 号小区径流深度 5—7 毫米的侵蚀量，反而比径流深度大于 9.0 毫米为大；子洲站径流深度 3—5 毫米的侵蚀量大于 5—7 毫米。其原因主要是和降雨侵蚀力不同有关。因为降雨过程中坡地上的侵蚀量，是溅蚀量和水流冲刷量之和。任何坡地上，除去融雪径流冲刷以外，是不可能出现"纯粹"的径流冲刷，必然是降雨雨滴不断扰动坡面水流，使坡地水流的冲刷力和挟沙能力加强。坡地降雨径流侵蚀过程中，雨滴对水层的扰动作用是十分重要的，H. И. 马卡维也夫将这种扰动作用称为"附加紊动"[12]。雨滴对坡地水流的扰动作用与降雨强度和水深有关，雨强越大，紊动越强；水深越大，附加紊动越弱。产流前雨滴直接打击表土，溅蚀最强；产流后地表受薄层水层保护，溅蚀将随水深增加而减弱，水流冲刷却随水深增加而加强。C. K. 马奇纳和 R. A. 杨认为，水深为雨滴直径的五分之一时溅蚀最强，当水深超过雨滴直径三倍时，溅蚀消失[13]。据 H. И. 马卡维也夫试验，水深 1—1.2 厘米时，雨滴对水层的扰动作用最强，水深达到 20—25 厘米则消失[12]。正因为坡地降雨径流侵蚀是溅蚀和径流冲刷共同作用，以及雨滴对径流扰动作用的结果，所以单独研究本区坡地上的径流冲刷是毫无意义的 只有研究降雨径流冲刷才是最重要的课题。为此，我们分析了不同最大 30 分钟降雨强度条件下径流深度与侵蚀的关系，结果得到最大 30 分钟雨强 (I_{30}) 越大，径流深度亦大，侵蚀越强(图 5-8)。图 5-8 中有的径流深度较小而 I_{30} 较大，侵蚀量也少，有的 I_{30} 较小，径流深度较大，侵蚀量较多，这是受其它因素影响的结果。例如团山沟 7 号小区 1968 年 7 月 25 日的 I_{30} 为 28.8 毫米，径流深只有 5.1 毫米，侵蚀深度平均为 4.6 毫米，比 1967 年 8 月 26 日 I_{30} 为 19.9 毫米的侵蚀小，原因是前者在降雨前的土

表 5-4 径流深度与侵蚀关系

地点	径流小区编号	时间（年，月，日）	坡度	坡长（米）	降雨 量（毫米）	降雨 强度（毫米/分）	植被度（%）	径流深度（毫米）	侵蚀深度（毫米）	备注
陕西子洲	4	1963—1967	22°	20				<1.0	0.42	15次平均
			22°	20				1.0—3.0	2.83	9次平均
			22°	20				3.0—5.0	16.15	1次
			22°	20				5.0—7.0	6.88	2次平均
			22°	20				7.0—9.0	26.59	3次平均
			22°	20				>9.0	45.57	5次平均
陕西绥德	11	1954—1960	28°41′	20	22.7	0.09		<1.0	0.34	13次平均
			28°41′	20	19.6	0.15		1.0—3.0	1.41	13次平均
			28°41′	20	16.4	0.25		3.0—5.0	12.33	6次平均
			28°41′	20	32.4	0.13		5.0—7.0	11.56	5次平均
			28°41′	20	17.7	0.19		7.0—9.0	12.75	2次平均
			28°41′	20	50.0	0.17		>9.0	71.43	5次平均
甘肃天水	13	1945—1957	17°40′	20	32.2	0.08		<1.0	0.23	14次平均
			17°40′	20	20.8	0.07		1.0—3.0	1.09	14次平均
			17°40′	20	30.6	0.12		3.0—5.0	4.19	14次平均
			17°40′	20	26.7	0.24		5.0—7.0	11.31	2次平均
			17°40′	20	58.8	0.26		7.0—9.0	—	
			17°40′	20				>9.0	26.73	7次平均
甘肃西峰	长 2	1955—1958	19°27′	20	21.5	0.06		<1.0	0.04	19次平均
			19°27′	20	40.4	0.09		1.0—3.0	1.50	8次平均
			19°27′	20	26.2	0.10		3.0—5.0	3.68	4次平均
			19°27′	20	21.6	0.22		5.0—7.0	19.36	2次平均
			19°27′	20				7.0—9.0	—	
			19°27′	20	32.8	0.12		>9.0	9.48	2次平均
甘肃天水	8	1956.5.23	14°08′	20	10.1	0.14	>50	1.35	0.6	
	7	1956.5.23	13°26′	20	10.1	1.14	>50	2.16	0.95	
	9	1956.5.23	13°30′	20	10.1	1.14	>50	3.50	1.75	
	9	1956.6.1	13°30′	20	34.1	0.70	>60	0.45	0.14	
	8	1956.6.1	14°08′	20	34.1	0.70	>60	1.92	0.22	
	7	1956.6.1	13°26′	20	34.1	0.70	>60	4.34	1.24	
陕西绥德	1	1956.8.8	16°34′	20	53.4	0.37	>60	7.59	14.47	
	3		17°19′	20	53.4	0.37	>60	22.18	15.66	
	6		16°45′	20	53.4	0.37	>60	35.46	100.3	

壤含水量仅 7.3%，后者为 12.9%，所以后者的径流深度达到 10.0 毫米，侵蚀量增加。又如团山沟 3 号小区 1963 年 8 月 26 日降雨，I_{30} 为 18.5 毫米，其径流深度和侵蚀量都比 1967 年 8 月 26 日降雨（I_{30} 为 20.9 毫米）大。这是因为 1963 年 8 月 26 日降雨时有 5—6 级西南风，使降雨侵蚀力增加。

三、降雨径流侵蚀的时间变化

坡地上产生水力侵蚀的时间完全受降雨时间支配。黄土高原属于东南季风气候区，

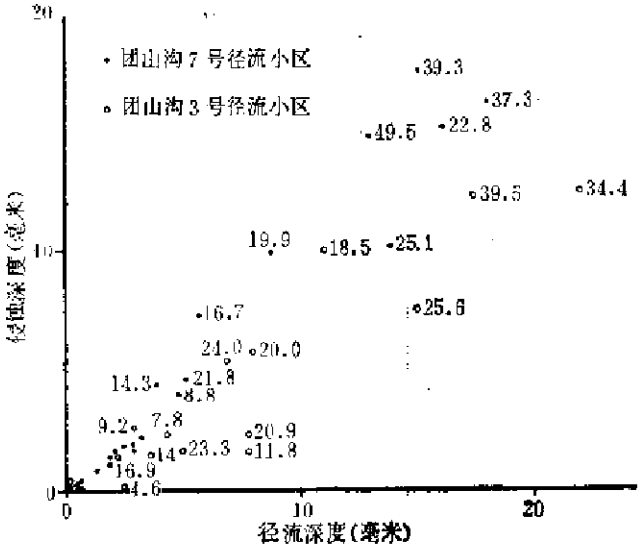


图 5-8 不同 I_{30} 条件下径流深度与侵蚀的关系

（点旁数字为 I_{30} 量）

表 5-5 黄土高原一次特大降雨的侵蚀

地点	暴雨中心雨量(毫米)	时间(年，月，日)	历时(时:分)	洪水 量(立方米/平方公里)	洪水 占年总量(%)	侵蚀 量(吨/平方公里)	侵蚀 占年总量(%)	测站
陕西神木杨家坪	408.7	1971.7.24	12:00	24,285.9	24.2	13,592.1	59.4	窟野河温家川
陕西彬县鸣王池	103.3	1960.7.4	13:25	2,357.0	65.1	928.4	75.4	沟口站
陕西延安	215.0	1977.7.4—6	24:00	64,165.7	36.4	15,986.4	67.2	延河甘谷驿
陕西绥德韭园沟	45.1	1956.8.8	2:30	17,890.0	48.7	4,668.0	70.0	沟口站
甘肃天水吕二沟	74.3	1962.7.26	20:45	8,934.0	62.5	2,416.0	62.3	沟口站
甘肃西峰董庄沟	99.7	1960.8.1—2	20:57	7,065.0	56.5	3,105.0	66.3	沟口站

年降雨量的 60—70% 集中在 7—9 月，此时也正是水力侵蚀最活跃的时期。7—9 月的侵蚀又主要发生在几次暴雨过程中。子洲团山沟 7 号径流小区 1961—1969 年的侵蚀总量中有 87% 是由11次降雨产生的；绥德辛店沟 18 号径流小区 1954—1960 年共发生径流冲刷 49 次，其中的 11 次的侵蚀量占了历年侵蚀总量的 83.3%。辛店沟 6—9 月的降雨总量中只有 46.7% 发生侵蚀；天水发生侵蚀的降雨量也只占 6—9 月降雨量的 46%，占年降雨量的 20.7%。如果出现高强度降雨，其一次降雨径流侵蚀量可以占到年侵蚀量的 50% 以上，最多的占到 75%（表 5-5）。由此可见，黄土高原发生水力侵蚀的时间是很集中的，这是一个重要特点[14]。

从每次降雨径流侵蚀的过程来看，进行侵蚀的历时又很短促。子洲径流站 7 号径流小区 1961—1969 年产流 60 次，其中 80% 的产流历时都在 30 分钟以内。径流过程和侵蚀过程有很好的一致性，并与产流降雨历时同步。产流降雨停止，径流和侵蚀也很快停止（图 5-9）。将子洲站团山沟各径流小区产流开始后 5，10，15，20，30 和 60 分钟各时段

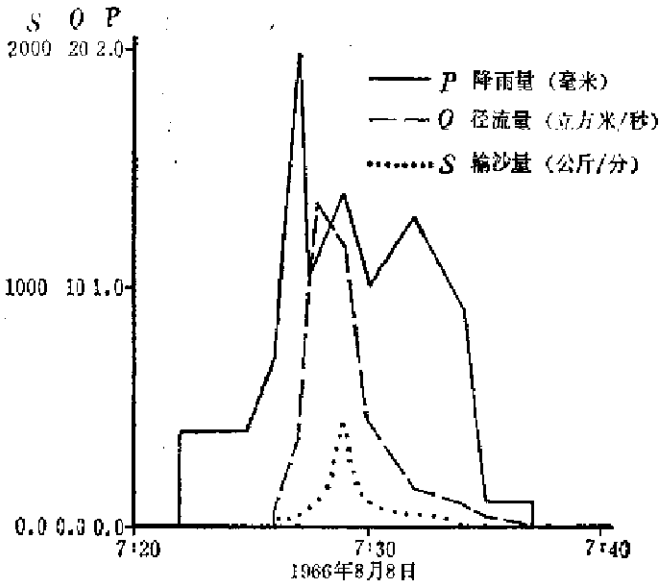


图 5-9 降雨、径流和侵蚀过程线
（团山沟 3 号径流小区）

表 5-6 团山沟各径流小区不同时段产流量和侵蚀量与总的径流量和侵蚀量关系*

径流小区编号	时段（分钟）	Q_i-Q_m			S_i-S_m		
		a	b	r	a	b	r
7	10	9.5366	1.7481	0.5556	11,090.7780	1.3613	0.5449
	15	5.8716	1.4201	0.8140	8,191.6400	1.2976	0.7715
	20	4.4442	1.2476	0.9233	4,605.5660	1.2448	0.9118
9	10	−16.0798	2.4695	0.4309	22,251.0760	1.9188	0.6073
	15	16.6600	1.0845	0.7587	17,080.2923	1.2164	0.8413
	20	16.6871	1.0445	0.8310	17,200.7285	1.1073	0.8991
12	10	1.8428	2.6843	0.7101	2,816.7080	2.4600	0.7142
	15	−2.3781	1.8193	0.8139	2,082.2259	1.5854	0.7949
	20	8.0593	1.2030	0.8565	3,445.0334	1.1867	0.8682
3	10	1.3457	1.2265	0.7412	2,103.0630	0.1543	0.4301
	15	2.1532	0.9542	0.8135	540.2850	0.9901	0.9850
	20	1.9077	0.9926	0.7748	442.4567	9.9850	0.9792

* 表中，Q_i，Q_m 分别为各时段径流量和总径流量；S_i，S_m 分别为各时段侵蚀量和总侵蚀量。

的径流量和侵蚀量与各降雨径流期的径流总量和侵蚀总量相关，发现主要产流和侵蚀时间集中在产流降雨开始后的 15—20 分钟内，二者呈直线正比相关，其 a，b 值和相关系数 r 列于表 5-6。该表清楚地说明，黄土梁峁丘陵区坡面的水力侵蚀过程具有时间短、过程快的特点。这是一个十分重要的特点，它对于理论研究和土壤保持实践都有重要意义。表 5-6 中 9 号径流小区和 3 号径流小区 15 分钟时段侵蚀量和总侵蚀量的相关性较 20 分钟好，而 7 号小区和 12 号小区二者的关系以 20 分钟最好，这是因为 9 号小区和 3 号小区的坡长短，汇流时间短，7 号小区和 12 号小区是从分水岭至沟底的全坡长径流小区，坡长

大，汇流时间长，输沙集中的时间滞后。

在集中侵蚀时段内产沙初期的侵蚀量和末期相比，又有区别。如团山沟3号径流小区，侵蚀初期和末期的流量同样为0.02立方米/秒，初期的含沙量达到300公斤/立方米以上，末期只50公斤/立方米左右。绥德辛店沟1956年8月8日150分钟内降雨45毫米，11号径流小区(坡度28度)侵蚀量36,130吨/平方公里，占该区年总侵蚀量的79.7%，侵蚀最强时段仍然集中在产流初期。侵蚀最强时段集中的原因，一方面是产流初期水流挟运产流前的溅蚀泥沙，另一方面是此时水流积极冲刷地表的疏松土层，当水流下切至犁底层时，土体的抗蚀力增加，侵蚀受阻，结果同样水量只能冲走较少土层。

四、特大暴雨的侵蚀作用

所谓特大暴雨是指某一站的日降雨量≥200毫米，或者某两个站的雨量≥100毫米和某五个站的日雨量≥50毫米(其中必需要有一个站的雨量≥100毫米)。这类降雨的侵蚀极强，对工农业生产的破坏性最大，对黄河下游河道安全的威胁也最大，应该给予特别重视。

黄土高原是我国发生特大暴雨频率较高的地区之一[15]，尤其是六盘山和太行山之间地区常见。六盘山以西和宁夏南部地区相对较少。特大暴雨发生的时间以7，8月为主。山西省1954—1974年共发生暴雨119次，86.6%出现在7，8月，其中属于特大暴雨的占历年特大暴雨总次数的96%。陕西省黄河流域1931—1976年共发生暴雨354次，7，8月份占77.1%。特大暴雨出现日期最早的是4月(陕西省白水县，1952年4月9日；陕西省耀县，1958年4月23日)，最晚为10月(陕西省千县大王乡，1964年10月3日)。已知的最大降雨强度为5分钟降雨达59.1毫米（陕西省周至县黑峪口，1973年5月2日）和

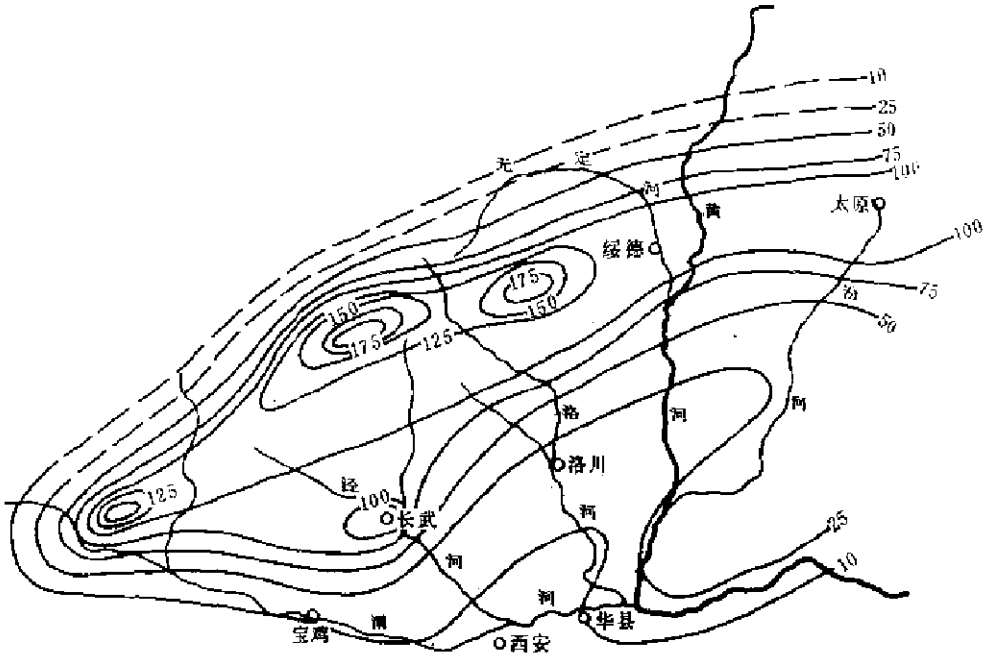


图5-10 1933年8月6日黄河中游最大一日降雨量等值线
(据郑似苹)

表 5-7 黄河中游黄土高原特大暴雨统计表

地　点	降雨历时	降雨量（毫米）	发生时间（年，月，日）
山西省梅洞沟	5 分钟	53.1	1971.7.1
陕西省周至黑峪口	5 分钟	59.1	1973.5.27
宁夏回族自治区固原	5 分钟	18.4	1958.7.24
宁夏回族自治区固原	10 分钟	25.9	1958.7.24
陕西省咸阳	15 分钟	34.3	1965.7.7
宁夏回族自治区中宁	15 分钟	42.6	1961.7.22
陕西省神木金佛坪	20 分钟	44.2	1966.7.25
陕西省旬邑职田镇	26 分钟	108.2	1960.7.4
陕西省神木金佛坪	30 分钟	55.4	1966.7.25
甘肃省西华池	45 分钟	80.4	1971.7.1
甘肃省西华池	60 分钟	91.1	1971.7.1
陕西省柴家嘴	60 分钟	60.2	1955.7.20
陕西省新民镇	60 分钟	60.9	1954.9.1
陕西省淳化	60 分钟	36.3	1943.8.30
陕西省亭口	60 分钟	35.1	1954.9.2
甘肃省秦安	60 分钟	43.9	1961.8.9
甘肃省庆阳	60 分钟	48.7	1956.7.22
甘肃省平凉	60 分钟	31.4	1950.7.14
甘肃省悦乐	60 分钟	39.4	1964.8.12
内蒙古自治区清水河	60 分钟	63.1	1969.7.31
山西省苛岚	60 分钟	48.8	1971.7.31
山西省林家坪	60 分钟	45.8	1964.7.5
山西省圪洞	60 分钟	58.8	1971.8.15
山西省苛岚	90 分钟	92.8	1971.7.31
甘肃省店子洼	90 分钟	83.5	1961.6.6
陕西省旬邑职田镇	3 小时	298.0	1960.7.4
陕西省亭口	3 小时	104.5	1954.9.2
陕西省柴家嘴	3 小时	82.5	1955.7.20
陕西省榆林	3 小时	116.0	1967.8.19
陕西省淳化	3 小时	109.0	1943.8.30
陕西省杨家坪	3 小时	205.5	1971.7.25
甘肃省秦安	3 小时	63.0	1961.8.9
甘肃省庆阳	3 小时	61.4	1956.7.22
内蒙古自治区清水河	3 小时	141.0	1969.7.31
山西省林家坪	3 小时	91.7	1959.8.17
山西省圪洞	3 小时	94.2	1970.8.8
山西省苛岚	6 小时	105.6	1971.7.30
山西省林家坪	6 小时	104.8	1958.8.17
山西省圪洞	6 小时	112.4	1970.8.8
山西省混池任村	6 小时	575.0	1958.7.16
山西省平遥	6 小时	256.8	1977.8.6
山西省古交顺道	6 小时	480.0	1971.7.31
山西省杏城	6 小时	394.9	1975.8.6
山西省西沟	6 小时	174.0	1966.8.23
陕西省亭口	6 小时	165.2	1954.9.2
陕西省柴家嘴	6 小时	106.2	1955.7.20
陕西省榆林	6 小时	121.0	1967.8.19

表 5-7（续）

地　点	降雨历时	降雨量（毫米）	发生时间（年，月，日）
陕西省彬县	6 小时	105.0	1937.7.30
陕西省淳化	6 小时	180.0	1943.8.30
内蒙古自治区纳林	6 小时	153.0	1972.7.19
甘肃省董志塬	7 小时	258.0	1958.7.13
内蒙古自治区乌审旗	10 小时	1400.0	1977.8.1
山西省苛岚	12 小时	135.3	1971.7.31
山西省平遥	12 小时	324.0	1977.8.6
山西省杏城	12 小时	477.0	1975.8.6
陕西省亭口	12 小时	206.0	1954.9.2
陕西省新民镇	12 小时	151.8	1954.9.1
陕西省柴家嘴	12 小时	138.5	1955.7.20
陕西省彬县	12 小时	140.0	1937.7.30
陕西省淳化	12 小时	185.0	1943.8.30
陕西省杨家坪	12 小时	418.5	1971.7.25
甘肃省庆阳	12 小时	145.6	1966.7.26
内蒙古自治区纳林	12 小时	156.4	1972.7.19
山西省梅洞沟	一天	156.3	1966.8.23
山西省保德	一天	119.5	1954.7.12
山西省兴县裴家川	一天	191.0	1959.7.20
山西省金家庄	一天	422.5	1964.7.6
山西省坨台头	一天	174.2	1961.9.23
山西省松烟	一天	214.7	1963.8.2
山西省新庄	一天	188.9	1963.8.2
山西省龙回	一天	237.0	1963.8.2
山西省楼坪	一天	285.0	1963.8.2
山西省西峪	一天	162.1	1964.7.5
山西省永乐	一天	185.0	1966.7.26
山西省阳泉	一天	263.3	1966.8.22
山西省桥头	一天	106.3	1967.8.4
山西省汾河坝	一天	192.7	1969 7.26
山西省垣曲	一天	366.5	1958.7.15
山西省滹池任村	一天	650.0	1958.7.16
山西省平遥	一天	358.2	1977.8.6
山西省古交顺道	一天	570.0	1971.7.31
山西省杏城	一天	556.0	1975.8.6
山西省太原西沟	一天	330.0	1966.8.23
陕西省烟县	一天	108.0	1958.4.23
陕西省柴家嘴	一天	141.7	1955.7.20
陕西省黄陵	一天	307.9	1970.7.23
陕西省眉县	一天	146.8	1937.8.7
陕西省狱头	一天	168.5	1965.7.20
甘肃省庆阳	一天	166.1	1966.7.26
甘肃省陇西	一天	288.2	1937.9.5
甘肃省西峰	一天	163.0	1947.7.23
宁夏回族自治区小口子	一天	168.6	1970.8.17
内蒙古自治区坝口子	一天	300.3	1959.7.26
陕西省安塞招安	24 小时	215.0	1977.7.4.

53.1 毫米(山西省梅洞沟，1971 年 7 月 1 日)，超过了 1944 年 4 月 19 日日本潮岬的记录(10 分钟降雨 55.9 毫米)，仅小于法国瓜德罗普岛的巴罗(1970 年 11 月 26 日，1 分钟降雨 38.0 毫米)和联邦德国的巴伐利亚州菲森 (1920 年 5 月 25 日，8 分钟降雨 126.0 毫米)[16]。1960 年 7 月 4 日陕西省旬邑县职田镇 26 分钟降雨 107.9 毫米，平均强度 4.15 毫米/分，为本区记录到的短历时降雨量之冠。1977 年 8 月 1 日，内蒙古乌审旗发生的特大暴雨，降雨中心(木多才当大队)10 小时降雨 1,400 毫米[17]，超过了 1964 年 2 月 28 日法国留尼汪岛伯努夫 9 小时降雨 1,087 毫米和 12 小时降雨 1,340 毫米的世界记录。现将黄土高原特大暴雨发生的时间和地点列于表 5-7。

小范围特大暴雨的侵蚀效果虽然很大，但对黄河泥沙的影响是有限的；大范围特大暴雨的出现机遇很少，却有很大的危害。1933 年 8 月本区发生特大暴雨，笼罩面积南起秦岭、北至无定河，西抵渭河上游，东达汾河流域。此次暴雨有两个降雨中心，一个在马莲河的环县附近，雨量300毫米以上，另一个在渭河上游散渡河和泾河上游的泾源附近，延河上游安塞和清涧附近，雨量 200—300 毫米 (图 5-10 和图 5-11)。100 毫米雨量等值线覆盖面积约 11 万平方公里，200 毫米雨量等值线覆盖面积 8,000 多平方公里[18]。雨日集中在 8 月 6 日和 9 日两天。由于此次暴雨笼罩面积广，雨量大，持续时间长，使黄河及其支流泾河、洛河、渭河等普遍发生特大洪水。洪水在潼关遭遇后形成陕县水文站有水文记录以来的最大洪水 (22,000 立方米/秒)，使黄河下游堤防决口五十余处。雨区发生强烈侵蚀，该年陕县水文站的悬移质输沙量为 39.1 亿吨，为该站多年平均悬移泥沙量的 1.4 倍。

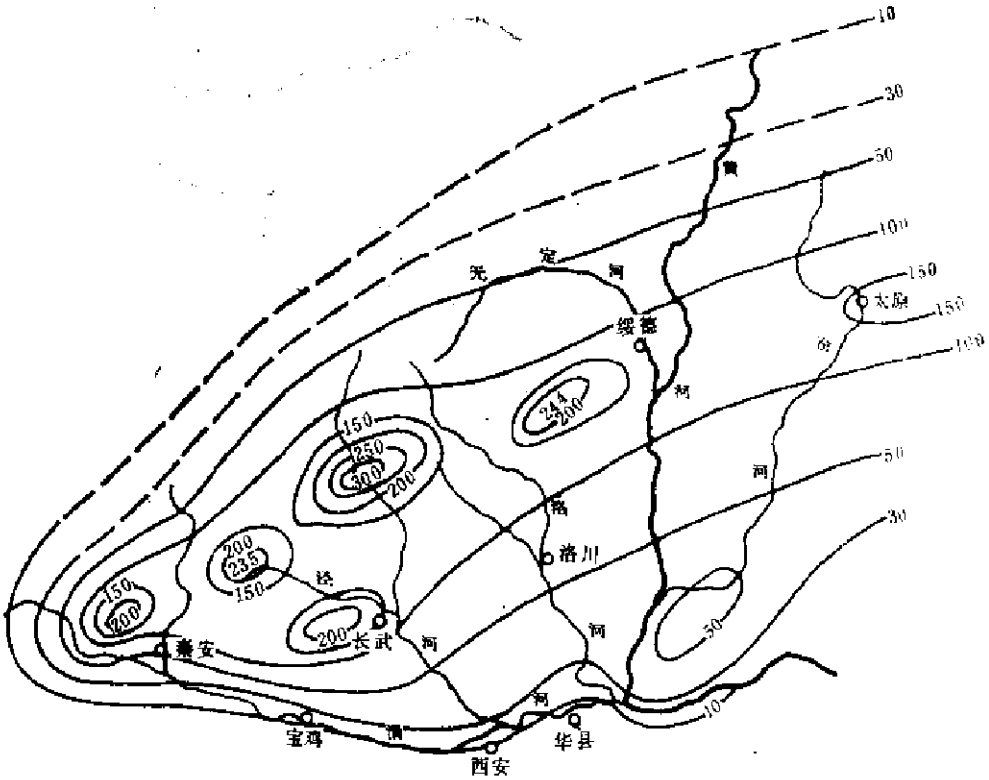


图 5-11 1933 年 8 月 6—10 日黄河中游最大 5 日降雨量等值线
(据郑似苹)

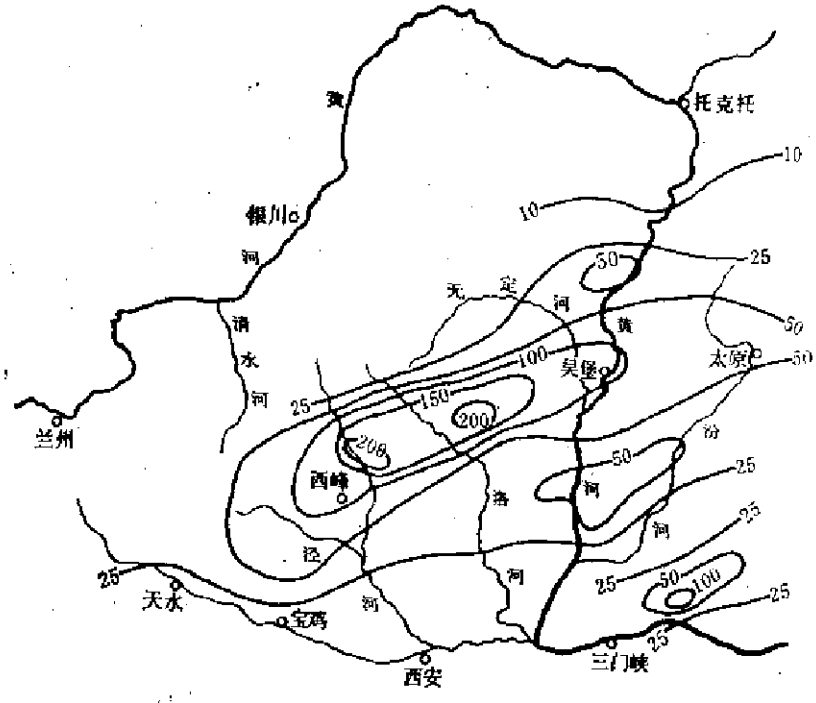


图 5-12　黄河中游 1977 年 7 月 4—5 日降雨量等值线图

（据李保如等）

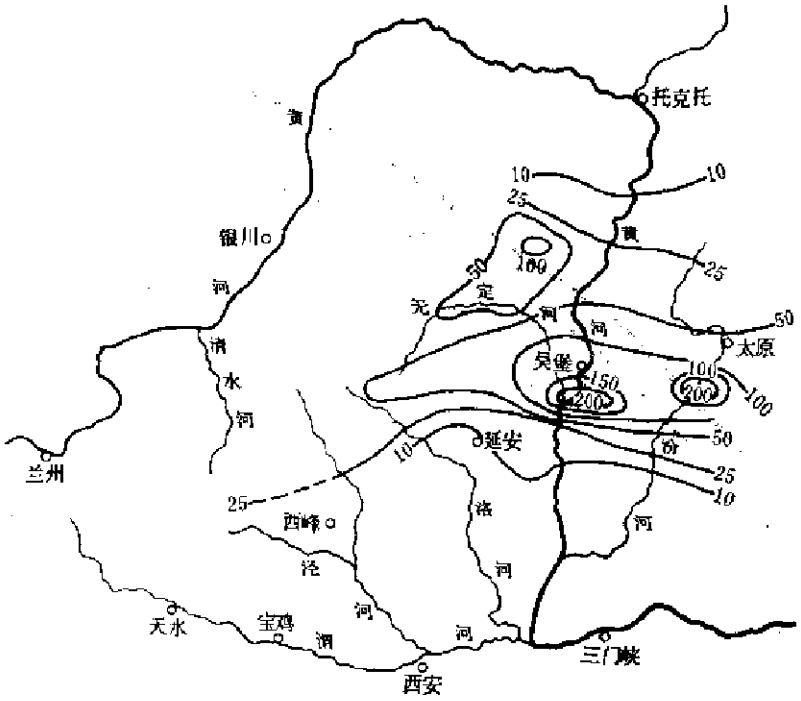


图 5-13　1977 年 8 月 4—5 日黄河中游降雨量等值线图

（据李保如等）

1977 年 7 月和 8 月，陕北、陇东、晋中和内蒙古南部先后出现三次特大暴雨，其中 7 月 4—6 日的暴雨中心位于甘肃省庆阳、陕西省志丹、安塞和子长等县一带，暴雨中心（安

塞县招安乡）24 小时最大降雨量 215 毫米，高强度降雨集中在 7—8 个小时内，大于 100 毫米雨量区域的面积约 2.3 万平方公里（图 5-12）[19]。此次暴雨使延河发生罕见洪水，延河甘谷驿水文站的最大洪峰流量为 9,050 立方米/秒，悬移泥沙量 1.1 亿吨，占该站年悬移泥沙总量的 78.3%，为多年平均悬移泥沙量的 1.9 倍，延安市区大部分被淹，延河上的一座大桥被冲毁。1977 年 8 月 4—5 日的暴雨在山西省平遥县和石楼县、陕西省清涧县形成两个中心，中心雨量分别为 365.0 毫米和 280.0 毫米，大于 100 毫米降雨量的面积约 1.6 万平方公里（图 5-13）。这两次降雨使马莲河东川落雨坪水文站悬移泥沙量为 1.08 亿吨，占年悬移泥沙量的 35.1%；马莲河庆阳水文站 7 月 6 日和 8 月 5 日共有悬移泥沙量为 1.04026 亿吨，占年悬移泥沙量的 49.5%。乌审旗暴雨的雨区主要在沙地，未造成大的洪水灾害和经济损失。由于 1977 年发生了三次大面积特大暴雨，黄河龙门水文站的悬移泥沙量达到了 16.6 亿吨，大于该站多年平均量的 90%。

第二节　现代构造运动

地质学家把第三纪末第四纪初以来的构造运动统称为新构造运动。严格地讲，第四纪的构造运动可以分为新构造运动和现代构造运动，前者主要是指更新世的构造运动，全新世的构造运动称为现代构造运动。

现代构造运动是影响现代侵蚀的重要内力因素。一般来说，现代构造运动积极上升地区，现代侵蚀比较活跃；现代构造运动以下沉为主的地区，侵蚀作用常为堆积代替。现代构造运动对侵蚀的影响，虽然不象降雨径流那样敏感和直接，它却是缓慢的、长期的、经常地起作用。黄土高原现代侵蚀之所以十分强烈，除了受其它自然因素和人为因素影响外，还和这个地区现代构造运动比较活跃是分不开的[20]。尽管目前还不能给予定量评价，但也必须在定性方面加以分析。

现代构造运动对侵蚀的影响可分为直接和间接两个方面，尤以间接作用最重要。

一、直接作用

地震是现代构造运动的重要表现之一。强烈地震常诱发和复活大量滑塌或崩塌，也会使砂土液化，出现冒水喷沙现象。

地震的侵蚀作用是通过地震波传播而产生效果的。地表物质接受地震波冲击失去原有平衡，发生位移，以致改变地面形态。同样强度的地震，在平原区的振幅比山区小得多，而且是坡度愈陡，振幅愈大，破坏作用也愈强。据计算[21]，地面坡度由 10 度增加到 45 度，地震的振幅增加 2.5 倍；由亚砂土和亚粘土组成的大于 25 度斜坡上，相对高差每增加 15 米，地震震动的强度作为持续波增加 1.8 倍，横波增加 3.2 倍[22]。因而坡度愈陡，相对高差愈大，组成物质愈疏松，地震的破坏作用愈大。黄土高原地势的相对高差多在 200—300 米左右，梁峁坡的坡度陡峻，沟谷谷坡上陡崖耸立，感受地震波的后果必然十分强烈。并且由于黄土的结构疏松，黄土层中垂直节理发育，古土壤层和黄土下伏三趾马红粘土层的隔水作用等等原因，因而地震引起的滑塌和崩塌在本区十分普遍。

1920 年 12 月 16 日，宁夏海原发生 8.5 级地震，同年 12 月 25 日泾源发生 7 级地震，波及的范围很广，灾害空前。这两次地震使大面积黄土坡地发生滑塌和崩塌。仅宁夏西吉县境，地震诱发的滑塌和崩塌多达 650 余个，分布范围约 1,000 多平方公里，尤其是西

吉的夏家大路、兴平、蒙宣地区最多。夏家大路到兴平之间在65平方公里范围内，滑塌和崩塌的面积占总面积48%[23]，成为黄土高原滑塌和崩塌最集中的地区。海原地震导致邻近地区的黄土塬和黄土梁峁地形受到严重侵蚀破坏。固原的石碑塬主要由马兰黄土构成，面积约7.5平方公里，此次地震使塬体的西北边缘向冬至河河谷滑移1,200余米，滑移体构成叠瓦状黄土丘，由东向西土丘高度由15米降低至1—2米[23]。

黄土高原是我国强震频繁的地区之一，每次强震（M≥6级）都产生了强烈侵蚀作用。1556年1月23日陕西省华县发生8级地震和1927年5月23日甘肃古浪8级地震所造成的侵蚀后果，在文献中都有详细记载。以华县地震为例，该次地震的震中及毗邻地区的县志中有如下记载：华县"地裂陷，水涌成渠"；华阴"地裂数丈，水漫数尺"，"华岳低于往昔"；渭南"地裂十处，深二、三十丈"，"县东五指山峰尽秃，县东十五里塬移路岳"；渭南县城的"中街之南北皆陷下一、二丈许"；永济"地裂成渠"，西安"地裂如画"，耀县"始将军山比宝鉴山高，嗣后二山高等"[24]。据调查，蓝田（陕西省）地区自唐朝至1920年，因地震引起的地陷、山崩和山裂多达10次以上。

地震造成的侵蚀形态对后期流水侵蚀的作用，因其类型不同而异。地裂出现处常常是后期最容易发生沟蚀的地区。滑塌体前缘如果接近谷底，则处于稳定状态。1556年华县地震诱发的程家滑坡带（位于三门峡库区），规模较大，滑坡体长达数百米到2,000米，因前缘已抵低阶地或河漫滩，至今未见重新活动。有的滑坡位于谷坡中上部，受后期沟床下切影响，在下次地震中可以重新活动。宁夏西吉县的下白崖、甘肃会宁县的梢岔沟、兰州和陕西的蓝田等地，常有重新活动的地震滑坡。

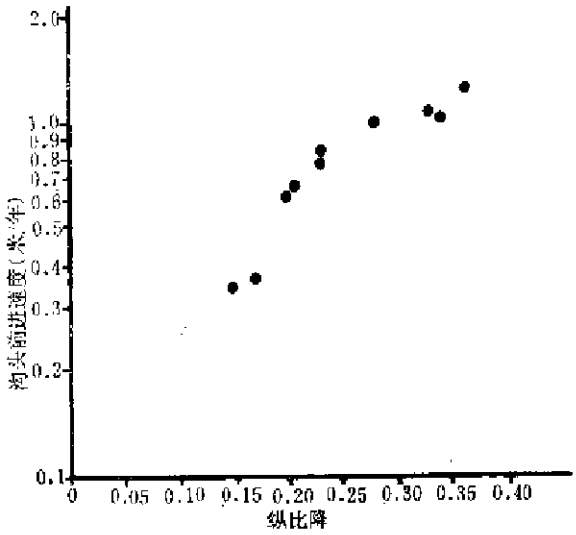


图5-14 延安杏子河流域沟床纵比降与沟头前进速度关系

窑洞是黄土高原特有的农村住宅，几次强烈地震造成的大量人畜伤亡，大多数是窑洞倒塌造成的。

地震诱发的滑塌和崩塌，是黄土高原自然加速侵蚀的典型事例。但是，地震也有减缓侵蚀的作用。由地震诱发的滑坡如果堵塞沟床，则形成堰塞湖（或称聚湫），从而阻止沟床继续下切，并使其上游流域来沙不再进入下游，沟道流域的输沙量减少。1920年宁夏海原地震时形成了许多堰塞湖，至今还有27个未被冲毁。其中的蒙宣地震湖长4公里，宽约300米，水域面积约1.5平方公里，是黄土高原目前保留的最大堰塞湖[23]。地震的直接侵蚀作用是很重要的，不过它毕竟是瞬时的，发生的机遇也较小，因而对黄土高原现代侵蚀的影响是有限的。

二、间接作用

地壳抬升（或下降）所引起的侵蚀基面变化，以及由此引起的地形能量变化是现代构

表 5-8 河床纵比降与沟头前进速度的关系(延安杏子河流域)

项目 / 沟道编号	沟道长度(米)			沟道纵比降	平均前进速度(米/年)
	1958 年	1978 年	差值		
1	316	329.3	13.3	0.205	0.68
2	364.3	381.0	16.7	0.233	0.80
3	328.6	341.1	12.5	0.198	0.[illegible]
4	334.4	356.1	21.7	0.329	1.[illegible]
5	373.0	393.0	20.0	0.281	0.95
6	340.0	346.9	6.9	0.195	0.33
7	304.3	329.7	25.4	0.361	1.21
8	297.7	331.1	33.4	0.160	1.59
9	350.9	372.5	21.6	0.341	1.03
10	361.1	375.5	14.4	0.235	0.69

表 5-9 沟谷深度和长度与基准面高差的关系(据 Б. Ф. 柯索夫)

基准面高差(厘米)	5	10	20
沟谷深度(厘米)	4.5	7.3	15.4
沟道总长度(厘米)	12.6	23.4	31.5

造运动影响侵蚀的主要方式。这是一种长期而又经常起作用的促进侵蚀的动力。

在现代构造运动以上升为主的地区，地壳活动对侵蚀的间接影响首先是在沟谷或河谷中反映出来，并逐渐向坡地传递。也就是说，坡地感受内力作用影响的时间较沟谷或河谷滞后。河谷或沟谷接受内力的影响又首先表现于纵剖面变化，并通过纵剖面调整影响沟谷的其它形态要素。因此，沟床下切深度、沟头前进速度和谷坡扩展速度，都和侵蚀基面变化有关。如第二章所述，陕北的白于山地区是目前黄土高原地质构造上升最活跃的地区之一，因此这里的沟谷深度较其它地区大。表 5-8 为不同纵比降沟道的沟头前进速度(图 5-14)，它说明纵比降越大，沟头前进的速度越快。相反，如果通过人为措施使沟道纵比降减小，沟道侵蚀将因此减弱。宁夏清水河长山头水库，建库前纵比降为 1.7%，库区范围内沟谷下切侵蚀十分活跃，建库后基准面抬高，纵比降变为 0.25%，沟床下切减缓，谷坡上的侵蚀也变弱。无定河上游新桥水库兴建前谷坡上的重力侵蚀活跃，建库后岸坡已经基本上稳定，陡崖上生长了苔藓。延安杏子河流域内 1958—1978 年期间，受王瑶水库影响的沟道，其沟头前进速度约比不受水库影响沟道平均缓慢 1.02 米。苏联学者 Б. Ф. 柯索夫曾对侵蚀基准面变化与沟谷发育关系进行实验研究[25]，其结果如表 5-9 所列。表 5-9 说明，实验沟道的深度和总长度都与基面高差成正比，也就是说基准面高差越大，实验沟谷的深度和总长度越大。由此进一步证实了侵蚀基准面变化对沟谷发育有十分重要的作用。

黄土高原是一个新构造运动间歇抬升地区，从晚第三纪三趾马红粘土目前的出露高度，以及黄河干流晋陕段和各主要支流河床切入基岩深度判断，第四纪期间的抬升量多在 100—150 米以上。受黄河干流和其支流下切的影响，全区所有沟谷和河谷都正处在积极下切之中。并且由于河床下切速度和沟谷下切速度的不协调，各类沟谷的纵比降远未达

到均衡状态，其流域内的地貌过程也正处于极不稳定状态。这种不稳定状态的程度又表现出明显的区域差异。虽然产生侵蚀强度区域差异的原因是很复杂的，既有自然方面的原因，又有人类活动影响的区域不同，但是从宏观角度来看，侵蚀强烈地区和现代构造运动上升活跃地区，却有一定的一致性。例如无定河上游、皇甫川、窟野河等是目前黄土高原侵蚀最强烈的地区，也正好是白于山—东胜(内蒙古)隆起积极活跃的地区，很可能目前的强烈侵蚀正是由于有利于侵蚀强烈发展的内外力叠加的结果。

第三节 地 貌

一、概 述

地貌是组成自然环境的基本要素，一地区自然过程的特点，在很大程度上受地貌条件制约，山区和丘陵地区一般是处于侵蚀环境之中，平原或湖盆地区则是以堆积为主，原因是它们的地貌特征不同。所以，分析地面的侵蚀发展总是把地貌形态特征作为主要下垫面因素之一。

地貌的形态特征可以视为各种形状和坡度的斜面在空间的组合，也可以把它解析为各种长度、坡度、倾斜方向(坡向)几何图形的不同组合。作用于各种几何面上的不同大小和方向力的作功过程，以及各种几何面对作用力作用过程的反馈，则构成了地貌因素影响侵蚀的物理本质。

地貌因素对侵蚀强弱的影响，主要是通过影响坡地上的径流特征而起作用。径流特征与多种因素有关，尤其是和降雨特点和土壤渗透能力的关系密切。在超渗产流为主的地区，当降雨强度 (I) 大于表土的渗透率 (K) 时，则开始产流。径流供水率 (f) 为:

$$f = I - K \tag{5.5}$$

f 与动能、势能和径流的流量、流速有关。设一单位宽度坡面的坡度为 ϕ，坡面长度为 l，将其等分，单位坡长为 Δl (图 5-15)，第 i 段的水深为 h_i，从分水岭至 i 段的长度为 l_i，当产流时，第 i 段坡面的单宽流量可表示为:

$$q_i = If_il_i \tag{5.6}$$

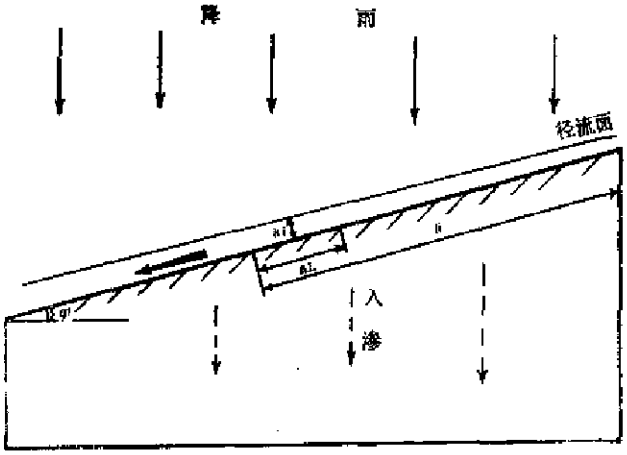


图 5-15 坡面径流示意图

式中的 f_r 为径流系数。当单宽流量一定时，第 i 段的平均水流速度为：

$$V_i = q_i / h_i \tag{5.7}$$

单宽流量 q_i 的质量 $m = rq_i/g$，r 为水比重，g 为重力加速度。所以，在第 i 段单宽坡面水流的动能（E_V）为：

$$E_V = \frac{1}{2} mV_i^2 = \frac{1}{2} \cdot \frac{rg_i}{g} \cdot \sin\phi \cdot (q_i/h_i)^2 = \frac{rq_i^3}{2gh_i^2} \sin\phi \tag{5.8}$$

第 i 段水流势能（E_H）为：

$$E_H = mg \cdot \Delta l \cdot \sin\phi = rq_i \Delta l \sin\phi \tag{5.9}$$

因此，第 i 段单宽水流所具有的能量（E_A）为：

$$E_A = E_V + E_H = rq_i \sin\phi \left(\frac{q_i^2}{2gh_i^2} + \Delta l \right) \tag{5.10}$$

由式（5.6 和 5.10）可以看出，坡面上任一段水流所具有的能量，主要决定于坡面的单宽流量和坡度，而单宽流量又取决于降雨强度、坡面径流系数和这一点到分水岭的长度。所以，当降雨因素一定时，坡度与坡长是决定坡面水流能量大小、影响径流和侵蚀的重要地貌因素。实际的坡面形态是复杂的，一般可概括为直形、凸形、凹形和复合型几种，直形坡的坡度为常值，不随坡长而变，坡面径流线方向大致平行，凸形坡的坡度一般随坡长增加而增加，径流向下坡分散，凹形坡的坡度一般随坡长增加而减小，径流呈扇状聚合；复合形坡是直形、凸形、凹形坡的复合，其实际形态是多变的。由于各种坡形在产流产沙过程中有各自的规律，从而使坡面侵蚀规律十分复杂，而且地貌形态对侵蚀的影响也十分复杂。不过坡度、坡长和坡向对侵蚀的影响始终是基本的，它是对复杂规律性进行分析的基础。下面我们主要分析坡度、坡长和坡向对侵蚀的影响。

二、坡　度

坡度是地貌形态特征的主要要素。关于黄土高原坡度与侵蚀强度的关系，前人已进行过大量的研究。刘善建[26]在分析了天水水保站径流小区测验资料后认为，坡度与冲刷成指数相关，即"坡度愈大冲刷量愈强，尤以坡度增加到 15% 以上时，冲刷量的增加更为剧烈"。并求得农地上冲刷深度 d（毫米）与坡度 S（以百分率表示）的关系式为：

$$d = 0.012S^{1.4} + 0.56 \tag{5.11}$$

嗣后，中国科学院黄河中游水土保持队[1]、承继成[2]、陈永宗[28]、江忠善[3]、华绍祖[4]等根据各自掌握的资料，分别得到不同的经验公式，现列于表 5-10。

各分析者所建立的经验公式中坡度的指数差别较大，其原因可能是各人的分析方法不同所致。例如，如果对不同坡向的各级坡度的侵蚀量进行比较，其差别肯定较大，因为不同坡向坡地在降雨过程中遭受的侵蚀力是不一样的；又如若将不同地区的侵蚀量资料加权求和，然后再与坡度建立关系，因各地土质不同，其误差也一定不小。但是，这些经验公式都表示出侵蚀量随坡度增加而增加的特点，这也是坡度在侵蚀过程中的重要的和基

1）中国科学院黄河中游水土保持考察队水文水利组，1955 年考察报告。

2）承继成，地表侵蚀的基本原理及其构造成因的地貌现象，1963 年。

3）江忠善等，黄河中游黄土丘陵沟壑区小流域产沙量计算，黄河中游地区水土保持科学研究工作座谈会资料汇编，1979 年。

4）华绍祖，黄河中游实验小流域的土壤侵蚀及水土保持效益，1982 年。

表 5-10 坡度与侵蚀强度的经验关系

分析者	公式形式	资料来源
黄河中游水土保持考察队	$h = 0.0007I^{2.27} + 0.155$ $W = 0.01I^{2.27} + 0.21$	据人工降雨资料
承继成	$h = 3.47\times10^{-3}I^{2.16} + 0.57$ $h = 3.98\times10^{-4}I^{2.64} + 0.2$ $h = 3.16\times10^{-7}I^{3.35} + 10.5$ $h = 3.02\times10^{-4}I^{3.13} + 0.05$	据天水径流小区 1945—1953 年资料 据天水径流小区 1954—1956 年资料 据绥德站 1956 年资料 据山西省离石水土保持研究所 1958 年资料
陈永宗	$W = 0.4041S^{1.475} + 0.2716$ (当 $S<15°$) $W = 0.00043S^{2.908}+2.5946$ ($15°\leqslant S\leqslant30°$)	据离石水土保持研究所 1957—1958年资料
江忠善	$M_s = 3.27\times10^{-3}EI_{30}^{1.57}S^{1.06}$	据西峰站资料
华绍祖	$M_{s(2)} = 2.485\times10^{-3}EI_{30}^{1.44}S^{1.30}$ $M_{s(y)} = 1.5S^{1.027}$ $M_{s(y)} = 0.464S^{1.496}$ $M_{s(y)} = 1.31S^{1.098}$ $M_{s(y)} = 3.15 + 0.7338 + 0.0018S^2$	据绥德丰沙年径流小区资料 据天水站 1945—1956 年资料 据绥德站 1958—1960 年资料 据天水、绥德站1945—1956,1958—1962年资料 据天水、绥德站1945—1956,1958—1960年资料

注：h——冲刷深度(毫米)；I 或 S——坡度(度)；W 或 M_s——侵蚀量(吨/平方公里)。

本的特点。

1. 径流量相同时，坡度对侵蚀的影响

坡面侵蚀的主要动力来自降雨径流。水流流量大小是产生坡面侵蚀强弱的主要因素。所以，对于特定坡面，根据径流量预测侵蚀量一般能得到较好的结果。通过我们对陕西省子洲县团山沟 1，4，5 号径流小区实测资料 (1963—1967 年)进行统计分析表明，侵蚀量 (M_s) 随等宽流量 (Q_e) 增加而增大（表 5-11，图 5-16)，它们之间成线性相关。从表 5-11 和图 5-16 中也可以看到，不同坡度径流小区所拟合的直线的斜率是不一样的，即当流量的增量相等时，径流小区的坡度越大，侵蚀量的增量也越大。究其原因，一方面如式 (5.10) 所指出的，坡面水流能量不仅与单宽流量有关，而且与坡度的正弦值有关。同样流量，当坡面越陡时，其所具有的能量越大，侵蚀潜力也就越大。另一方面与固体物质在坡面上的稳定性有关。由坡面上固体物质的重力 (W) 的分解可知(图 5-17)，其平行于坡面的下滑力 (T) 与垂直于斜面的正压力 (N) 分别为：

$$T = W\sin\phi \tag{5.12}$$

$$N = W\cos\phi \tag{5.13}$$

所以，坡面越陡，下滑力 (T) 就越大，坡面物质就更加不稳定，更易于被水流推移，故侵

表 5-11 不同坡度侵蚀量与等宽流量的关系(子洲团山沟)

径流小区编号	坡 度	坡长(米)	坡 向	经验关系	相关系数
1	9°	20	北西	$M_s = -0.127 + 6.441Q_e$	0.84
4	22°	20	北东	$M_s = -3.197 + 12.268Q_e$	0.93
5	31°	20	北东	$M_s = -3.639 + 16.622Q_e$	0.96

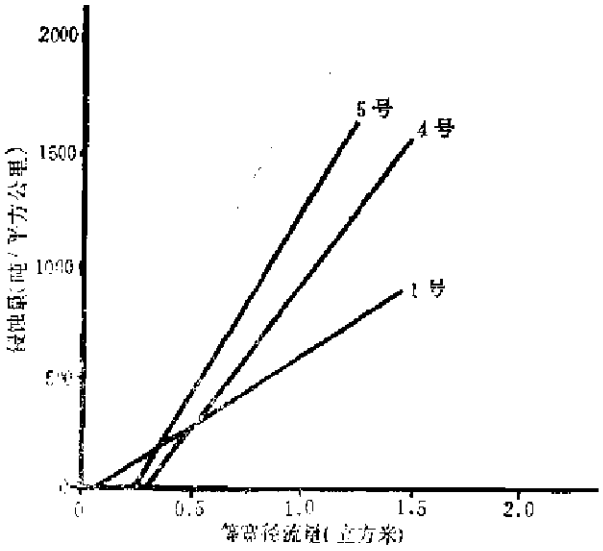


图 5-16　不同坡度侵蚀量与等宽流量的关系

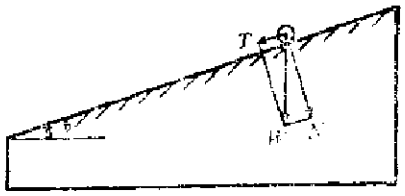


图 5-17　坡面物质的重力分解

蚀越强。

2. 同样降雨条件下，坡度对降雨径流侵蚀的影响

这里，我们将以黄土高原各水土保持科学试验站径流小区的资料，作为分析坡度与降雨径流侵蚀的基本资料。黄土高原径流小区面积是按坡面水平投影面积设计的，坡度不同的小区，其水平投影面积相同，即它们的受雨面积相等。假定坡面水流入渗均等，在同样降雨条件下，不同坡度坡面的径流量也不一样。实际上，降雨时水体入渗是不均等的，所以在同一降雨过程中，如果土质、土壤含水量等条件近似，在陡坡上水流流速较大，水流对地面的正压力则较小，水流渗透率因此降低；另一方面，水流流速较大，径流深度一般也

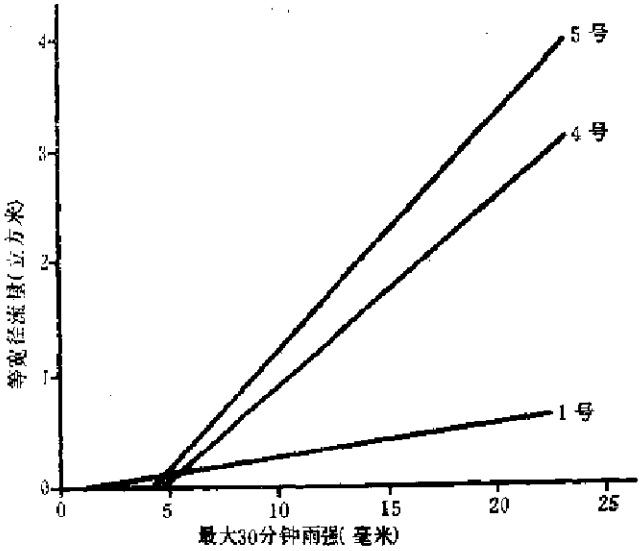


图 5-18　等宽流量与最大 30 分钟雨强（I_{30}）的关系

应相对较浅，于是水对坡面土层的覆盖面积(即水与土的接触面积)相应减小，使渗透的可能性降低。因此，在同样降雨条件上，径流量随坡度而增加，增加的量又随最大 30 分钟雨强（I_{30}）增大而增大(图 5-18，表 5-12)。分析出现这种情况的雨强发现，只有当 $I_{30}>8$ 毫米时，径流量随坡度增加而增大的统计规律才较明显(图 5-19)。径流量增加，水流的冲刷力加强，因而，在相同降雨条件下，侵蚀量也随坡度增大而增加。

坡度影响侵蚀的另一个重要原因是坡度越陡，引起细沟侵蚀的可能性越大，坡面侵蚀

表 5-12　不同坡度的坡面径流量与最大 30 分钟雨强的关系(子洲团山沟)

径流小区编号	坡度(度)	坡长(米)	经验关系（Q_s-I_{30}）
1	9	20	$Q_s=0.016+0.022I_{30}$
4	22	20	$Q_s=-0.828+0.171I_{30}$
5	31	20	$Q_s=-0.862+0.204I_{30}$

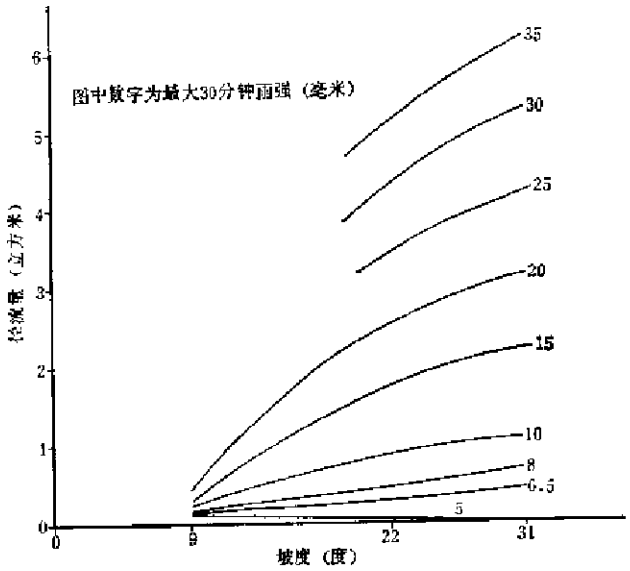


图 5-19　径流量与坡度的关系

表 5-13　不同坡度径流小区细沟侵蚀状况(子洲径流站)

日期(年,月,日) \ 细沟 \ 小区号(坡度)	1 (9°)	4 (22°)	5 (31°)
1967.8.22	未出现	未出现	下部出现细沟
1967.8.29	未出现	出现细沟	下部出现细沟
1966.8.28	沿老细沟侵蚀	距上方挡水埂 1.7 米，分布零乱，多呈断节状	起于 0.6 米，深达 1.2 米，宽 11 厘米细沟数目多，三米内有 8 条
1966.7.17	出现细沟，长度在 2 米以内	细沟平行分布，场地上部较少	距上方挡水埂 0.2 米处开始发育细沟，越往下部越多

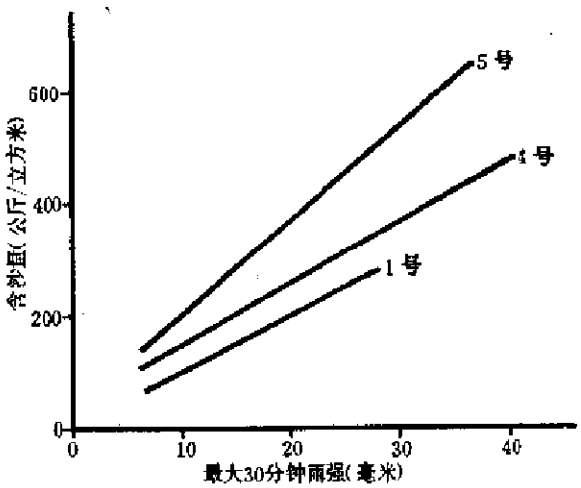


图 5-20　不同坡度的坡面上，水流含沙量与最大 30 分钟雨强的关系

表 5-14　在不同坡度的坡面上，水流含沙量（S_w）与最大 30 分钟雨强（I_{30}）的关系(子洲团山沟)

径流小区编号	坡度(度)	坡长(米)	S_w-I_{30} 关系	相关系数	样本数
1	9	20	$S_w = -9.38 + 10.63I_{30}$	0.72	13
4	22	20	$S_w = 43.75 + 10.82I_{30}$	0.73	24
5	31	20	$S_w = 27.22 + 16.97I_{30}$	0.84	25

量因此增加(表 5-13)。表 5-14 与图 5-20 表示了在不同坡度坡面上，水流含沙量的变化特点，它说明在同样最大 30 分钟雨强条件下，坡度越大，坡面水流含沙量越大。从而，进一步证实了以上分析。

3. 径流量和侵蚀量随坡度增加而减小的原因

在实测资料中，有坡度加大径流量和侵蚀量减少的情况，其原因主要是当受雨面积不变时，坡度增加，实际的坡面长度相应增加，即水流的流程增加，水流的渗透量与能量消耗增加，结果使水流流量与流速相应减小。当降雨量较小时，坡度增加，虽然水体运动的速度加大，但不足以抵消因坡长增加、入渗水量增加所造成的水量损失，所以在坡度较大的坡面反而径流量减小，如图 5-18 中当 $I_{30} \leqslant 8$ 毫米时的情况。

地面物质条件相似情况下，坡面侵蚀量大小主要决定于水流的冲刷力。在坡度陡的坡面上，径流量虽然减小了，如果减少量不大，而且水流的能量和径流量仍然比坡度较缓的坡面大，坡面侵蚀量必然较大。如果流量减小到不足以产生强烈冲刷的程度，则坡度增加，侵蚀量则会减小。从图 5-16，18，19 中可以看出，当最大 30 分钟雨强 $I_{30} \leqslant 8$ 毫米或等宽流量 $Q_c \leqslant 0.5$ 立方米时，侵蚀量和径流量随坡度增加而减小。

在黄土高原几个径流实验场的观测资料中，可以常见到降雨条件类似，径流量和侵蚀量随坡度增加而减小的现象，约占我们统计分析资料总次数的三分之一，但是这种现象在径流和侵蚀的年总量中所占的比例并不大，一般不超过 9%（表 5-15）。因此，在进行径

表 5-15　不同最大 30 分钟雨强的径流量和侵蚀量占径流小区总量比例

（子洲团山沟 1963—1967 年 4 号和 5 号径流小区）

项目 / I_{30}	径流量(立方米)				侵蚀量(公斤)			
	4		5		4		5	
	Q_e	百分比	Q_e	百分比	S	百分比	S	百分比
总计	37.685	100	54.063	100	11431.729	100	23782.2	100
≤8	2.687	7.13	4.792	8.86	493.229	4.32	1075.423	4.52
>8	34.998	92.87	49.271	91.14	10938.5	95.69	22707.177	95.48

表 5-16　不同降雨条件下坡度与径流量、侵蚀量的关系(陕西子洲站和绥德站)

地点	径流小区编号	日期(年,月,日)	坡度	坡长(米)	降雨量(毫米)	平均雨强(毫米/分)	I_{30}(毫米/30 分)	径流		侵蚀量(吨/平方公里)
								深(毫米)	系数(%)	
子洲	1	1964.7.6	9°	20	34.1	0.24	16.96	0.1	0.3	18.0
	4		22°	20	33.4	0.24	16.96	1.9	1.33	340.0
	5		31°	20	37.6	0.25	15.96	8.1	10.0	3,060.0
	1	1964.8.2	9°	20	25.1	0.76	25.6	3.6	14.7	31.0
	4		22°	20	25.0	0.78	25.6	12.7	50.8	4,160.0
	5		31°	20	24.1	0.71	28.9	14.1	58.5	5,130.0
	1	1964.8.23	9°	20	7.8	0.3	7.8	3.4	43.6	94.9
	4		22°	20	7.6	0.35	7.8	2.1	28.3	1,020.0
	5		31°	20	6.7	0.3	6.84	1.3	22.4	972.0
绥德	32	1956.8.8	8°34′	20	—	—		—	—	
	18		14°41′	20	53.4	0.356		22.85	42.8	8,700.0
	11		28°41′	20	45.0	0.30		30.3	67.3	36,130.0
	15		34°20′	20	52.0	0.347		43.31	83.3	13,650.0
	32	1958.8.1	8°34′	20	63.2	0.051		7.408	11.7	168.0
	18		14°41′	20	63.0	0.051		9.374	14.9	574.0
	11		28°41′	20	60.0	0.048		6.841	11.4	652.0
	15		34°20′	20	65.0	0.052		5.653	8.67	184.0

流和侵蚀总量分析时基本上可以忽略。我们由统计分析得到的径流侵蚀随坡度增加而减少的降雨界线（$I_{30}=8$ 毫米），接近于方正三[28]和张汉雄[29]、王万忠[14]所拟定的黄土高原暴雨标准的最低值，即这种情况多发生在非暴雨期，这也说明将其忽略无关紧要。

表 5-16 列出不同降雨条件下，坡度与径流和侵蚀的关系的实例，是与前文所分析的规律基本一致。

4. 关于临界坡度

坡面水流的侵蚀量并不会随着坡度的加大而无限的加大，譬如坡度为 80° 的坡面，需要斜面坡长 115 米，才能和坡度 5 度，坡长 20 米的坡面的受雨面积相等，这时即使因为坡度加陡，入渗率减小，实际入渗水量也有较大增加，一般降雨会全部渗入地下，难以发生径流和侵蚀。所以，随坡度增加，坡面水流侵蚀量应该存在一个由大变小的临界坡度。实际

表 5-17 黄土高原坡度与径流深度、侵蚀量的关系

绥德	坡度	8°34′	14°41′	21°49′	28°41′	34°20′			备注
	侵蚀量(吨/平方公里)	773.3	1906.3	3689.3	5617.0	2386.3			1958—1960年平均
	径流深度(毫米)	27.75	25.98	30.97	23.48	24.69			
离石	坡度	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	1957、1958、1964年平均雨强大于10.0毫米/小时记录平均
	侵蚀量(吨/平方公里)	47.3	63.85	194.98	773.54	2009.6	2655.9	2157.3	
	径流深度(毫米)	16.7	5.15	4.8	28.96	38.42	25.78	22.78	

上前文所分析的对于某些强度降雨，径流量和侵蚀量随坡度增加而增加，而对于另一些强度的降雨则反之，也就是临界坡度的反映。当土质和其它条件相似时，对于特定雨强的降雨，总存在有临界坡角，当坡度大于此值时，产流量与侵蚀量随坡度增加而减小。

在自然界确定临界坡度问题是一个十分复杂的问题。因为它不仅与水动力有关，而且与地面条件有关，钱宁根据坡面水流作用的切应力公式推导得出，当其它条件相同时，坡角为40°，切应力取得最大值[1]。侯晖昌以流速作为判别冲刷强弱的标准，他得出在其它条件相同的情况下坡度为60°时，流速应有最大值[30]。郭继志认为坡度达35度时，水力侵蚀减弱[31]。

为了在黄土高原寻找这个坡度，我们将绥德、离石两站径流小区测验资料中其它条件相似而径流量较大的资料列于表5-17。由表5-17可以看出，在其它条件相似的情况下，0—25°和8°—28°坡地上侵蚀量随坡度增大而增加，坡度超过25°或28°时，其侵蚀量反而比20—25（或20°—28°）减少[14,29]。暴雨径流期间径流小区的侵蚀方式属于面状侵蚀，因此可以认为25°—28°是绥德和离石两地坡地上水流面蚀强度的临界坡度。国外研究者R. E. 霍尔顿[32]、M. A. 米尔顿[33]、B. P. 若克斯顿[34]、M. A. 喀尔生[35]、J. R. 格莱和D. C. 弗德、M. 秋尔齐等人也曾有类似报道。对这个问题进行深入研究，在理论和实践上都有重要意义。

5. 小结

从以上分析可以看出，坡度与侵蚀的关系虽然是很复杂的，但是水流侵蚀量随坡度加大而增加，这是黄土高原坡度影响侵蚀的基本规律。坡度陡峻是黄土高原的主要地貌形态特征之一，各地典型沟道流域地面坡度组成表明（表5-18），黄土塬区缓坡地（<5°）占的面积比重较大（60%以上），陡坡地（>25°）约占35%左右；黄土丘陵区的晋西、陕北大于25°的坡地所占的面积比例多在60%以上，六盘山以西地区（吕二沟）5°—25°的约占65%以上，小于5°仅占6.0%左右。黄土高原内黄土丘陵占的面积最广，在丘陵区内梁峁坡地（沟间地）的坡度多集中在20°—30°之间，其面积比例约占一半。可见，坡度陡

1）钱宁，泥沙运动（讲稿），1980年。

表 5-18 黄土高原典型沟道流域坡度组成

甘肃省天水吕二沟	坡度分级(度)	0—5	5—10	10—15	15—20	20—25	25—30	30—35	>35
	面积(平方公里)	0.75	2.18	1.94	2.67	1.05	1.43	0.48	1.51
	占流域面积(%)	6.3	18.1	16.2	22.2	8.7	11.9	4.0	12.6
甘肃省西峰南小河沟	坡度分级(度)	0—5	5—15	15—25	25—35	>35			
	面积(平方公里)	22.3	0.47	1.44	9.84	2.25			
	占流域面积(%)	61.4	1.3	4.0	27.1	6.2			
陕西省绥德王茂沟	坡度分级(度)	0—5	5—10	10—15	15—20	20—30	30—45	>45	
	面积(平方公里)	0.024	0.107	0.167	0.698	2.191	0.71	2.07	
	占流域面积(%)	0.4	1.8	2.8	11.7	36.7	11.9	34.7	
陕西省延安大砭沟	坡度分级(度)	0—5	5—15	15—25	25—35	35—45	>45		
	面积(平方公里)	0.13	0.999	1.254	0.662	0.551	0.104		
	占流域面积(%)	3.5	27.0	33.9	17.9	14.9	2.8		
晋西离石王家沟	坡度分级(度)	0—5	5—10	10—15	15—20	20—25	25—30	30—35	>35
	面积(平方公里)	0.182	0.542	1.066	1.145	0.983	0.952	0.515	3.714
	占流域面积(%)	2.02	5.96	11.71	10.80	10.80	10.46	5.66	40.81

峻则成为本区强烈侵蚀的重要原因之一。

三、坡长

关于坡长对侵蚀的影响，国内外存在几种不同的观点。一些人(如 A. C. 劳斯，A. И. 斯皮里顿诺夫，H. И. 马卡维耶夫等)认为[1]坡长增加，水体中的含沙量增加，水流能量多消耗于挟运泥沙，结果侵蚀反而减弱；另一些人(如 R. E. 霍尔顿，E. B. 桑采尔、B. Г. 罗帕金等)认为，从上坡到下坡由于水深逐渐增加，侵蚀相应增大。A. 京格并求得侵蚀量与坡长的 1.6 次幂成正比[8]。W. H. 威斯奇迈尔和 D. D. 史密斯的资料表明，坡度较小的条件下，坡长与侵蚀的关系不明显；坡度较大条件下，坡长与侵蚀成正比。D. D. 史密斯进一步认为如果坡长较短，其幂较小，坡长较大则幂较高[8]。第三种观点认为(如 L. C. 金和 S. A. 夏姆)由于向下坡水量增加，侵蚀加强。在侵蚀增加以后，水体含沙量增加，水体能量主要为泥沙负荷所消耗，侵蚀减弱，二者相互消长，结果侵蚀从上坡向下坡不变。

我国学者对黄土高原坡长与侵蚀的关系也曾进行过研究。原黄河工程局根据径流小区测验资料分析，认为坡长与侵蚀有的成正比，有的成反比，其变化视降雨状况而异[36]；罗来兴根据雨后细沟调查资料认为，沿坡长的侵蚀特点呈强弱交替变化[37]。华绍祖利用天水、绥德等地的径流小区测验资料求得侵蚀与坡长的 0.15—0.5 次幂成正比[2]。

1) 承继成，地表侵蚀的基本原理及其所造成的地貌现象，1963 年。
2) 华绍祖，黄河中游实验小流域的土壤侵蚀及水土保持效益，1982 年。

1. 径流量相同时，坡长对侵蚀的影响

要真正理解坡长与侵蚀的关系，必须首先分析不同长度坡面上水流侵蚀的特点。为此，我们统计分析了团山沟 3，2，4 号径流小区的实验资料（1963—1967 年），建立了各级坡长侵蚀总量与径流量的经验关系（表 5-19，图 5-21），它们之间是很好的线性相关。图 5-21 说明坡面越长，所拟合的直线斜率越大，其原因主要是：坡面长者，受雨面积大，水流流程长，水流对坡面产生侵蚀的机会多，所以同样径流量的侵蚀量就大。但是 3，2 号径流小区，虽然坡长相差 20 米，拟合直线却已很接近，斜率也相差不大。这就是说，仅分析径流小区上的侵蚀总量与不同坡长的关系，还不足以说明坡长影响侵蚀的全部机理。为进一步探讨这个问题，我们又分别建立了单位面积侵蚀量与径流量的线性关系，从表 5-19、图 5-22 中可以看到，坡长越长，所得到直线的斜率越小，也就是当坡面径流量相同时，坡长越长，单位面积侵蚀量越小。这种情况说明，在 4 号径流小区坡面（长 20 米）上的水流所具有的侵蚀能力最强，其在单位长度坡面的侵蚀率最大，随着坡长增加，水流输送上坡侵蚀下来的泥沙所消耗的能量就越大，而用于侵蚀的能量则相对减小，所以 2，3 号径流小区坡面上的单位面积侵蚀量依次减小。对团山沟 10 号与 11 号径流小区、段川 1 号与 2 号径流小区的实测资料（1966—1967 年）进行统计分析，也得到了类似的结果（表 5-20）。由此可以认为，在直形坡上，一定强度降雨条件下，开始产流侵蚀后，距分水线某一长度坡面，水流的侵蚀率可以达到最大，由此段向下坡，侵蚀量将随坡长增加而递减；如果坡长很长，坡面上某一段的水流能量大部分用于输送上坡侵蚀下来的泥沙，无力进行新的冲刷，这时坡面水流含沙量趋于稳定值。

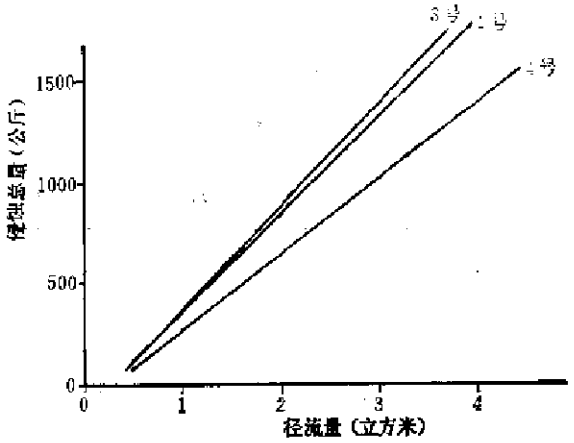


图 5-21 不同坡长、侵蚀总量与径流量的关系

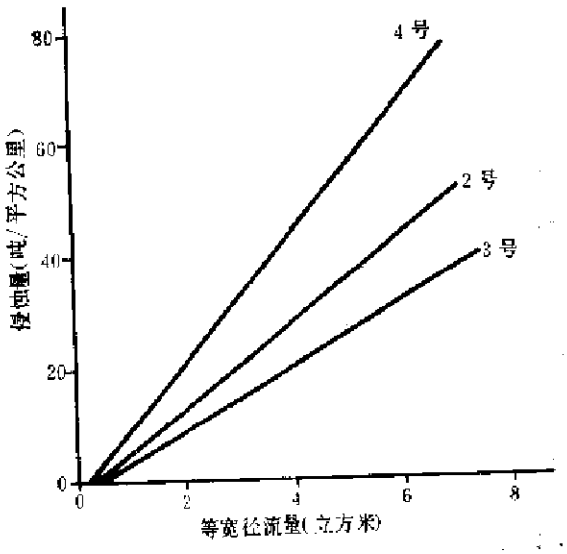


图 5-22 不同坡长，单位面积侵蚀量与径流量的关系

2. 相同降雨条件下，坡长对降雨径流侵蚀的影响

当坡度相同而坡长不同时，坡长长者，受雨面积大，但这时水流流程增加，入渗总量可

表 5-19　不同坡长的侵蚀总量、单位面积侵蚀量与径流量的关系

径流小区编号	坡长(米)	坡　度	坡　向	经验关系	相关系数
3	60	22°	北东	$S=-145.53+520.17Q_e$	0.97
2	40	22°	北东	$S=-118.48+484.99Q_e$	0.97
4	20	22°	北东	$S=-88.219+368.93Q_e$	0.94
3	60	22°	北东	$M_t=-1.916+5.787Q_e$	0.97
2	40	22°	北东	$M_t=-2.446+8.048Q_e$	0.97
4	20	22°	北东	$M_t=-3.197+12.268Q_e$	0.93

表 5-20　不同坡长侵蚀量、单位面积侵蚀量与径流量的关系

径流小区编号		坡长(米)	坡度	坡向	经验关系	相关系数
团山沟	10	30	32°	南东	$S=-177.48+580.28Q_e$	0.93
	11	15	32°	南东	$S=-72.87+491.26Q_e$	0.90
段川	1	7.57	16°	北西	$S=-9.312+210.51Q_e$	0.89
	2	20.08	16°	北西	$S=-68.68+413.57Q_e$	0.97
团山沟	10	30	32°	南东	$M_t=-5.882+19.309Q_e$	0.93
	11	15	32°	南东	$M_t=-4.86+32.958Q_e$	0.90
段川	1	7.57	16°	北西	$M_t=-3.057+69.346Q_e$	0.89
	2	20.08	16°	北西	$M_t=-3.453+20.731Q_e$	0.97

表 5-21　不同坡长、径流量与最大 30 分钟雨强的关系

径流小区编号	坡长(米)	坡　度	坡　向	经验关系	相关系数
3	60	22°	北东	$Q_e=-3.632+0.615I_{30}$	0.89
2	40	22°	北东	$Q_e=-2.365+0.446I_{30}$	0.91
4	20	22°	北东	$Q_e=-0.828+0.171I_{30}$	0.92

能增大，因此坡长对产流的影响，关键在于降雨与产流之间的对比关系。考察径流量与最大 30 分钟雨强的关系(表 5-21，图 5-23)可知，3 号小区直线方程的斜率最大，即在同样降雨情况下，它的径流量最大，4 号小区最小，但 3 号小区较 2 号小区和 2 号小区较 4 号小区的坡长增加量是相同的，即它们之间的受雨面积增加量相同，而径流量却不是等量增加，其中 2 号小区的流量比 4 号小区的大得多，但与 3 号小区的接近。这是因为，对于较长坡面，水流需要输送由上坡侵蚀的泥沙量多，能量消耗大，于是流速降低。低速水流对坡面的正压力增加，入渗增加，因而径流量的增量减小。

前面分析已经证明侵蚀量是与径流量密切相关的，表 5-22 和图 5-24 中又表示了不同坡长侵蚀总量与最大 30 分钟雨强的关系。表 5-22 与图 5-25 又进一步揭露了不同坡长的单位面积侵蚀量与最大 30 分钟雨强的关系。这个关系说明 3 号小区比 2 号小区虽然受雨面积增加了 33%，但是全坡面的单位面积侵蚀量反而略小于 2 号小区。这种变化，在坡面水流的含沙量上也有反映(表 5-23，图 5-26)，虽然总的来说，60 米坡长的水流含沙量略高于 40 米坡长(少数测次二者相等或反而略低)，但相差量不大，这也说明

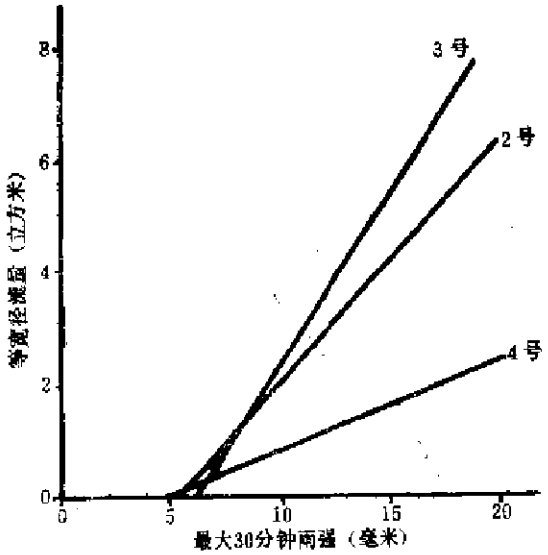


图 5-23　不同坡长、径流量与最大 30 分钟雨强的关系

表 5-22　不同坡长、侵蚀总量、单位面积侵蚀量与最大 30 分钟雨强的关系

径流小区编号	坡长(米)	坡　度	坡　向	经验关系	相关系数
3	60	22°	北东	$S=-2023.7+319.068I_{30}$	0.86
2	40	22°	北东	$S=-1281+217.919I_{30}$	0.87
4	20	22°	北东	$S=-392.3+63.023I_{30}$	0.86
3	60	22°	北东	$M_s=-22.73+3.54I_{30}$	0.86
2	40	22°	北东	$M_s=-21.25+3.57I_{30}$	0.87
4	20	22°	北东	$M_s=-13.44+2.11I_{30}$	0.86

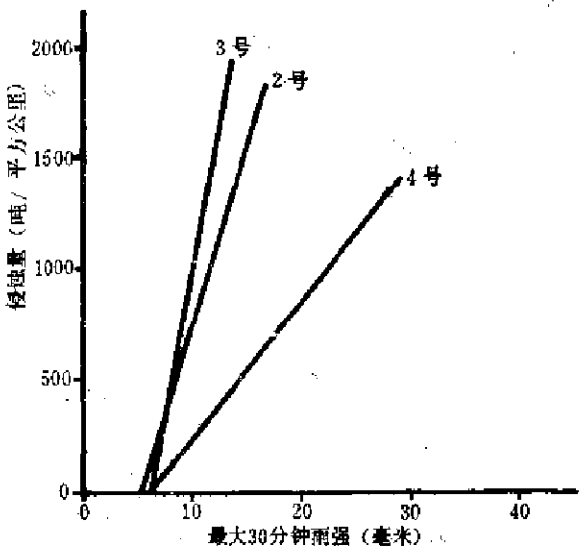


图 5-24　不同坡长、侵蚀总量与最大 30 分钟雨强的关系

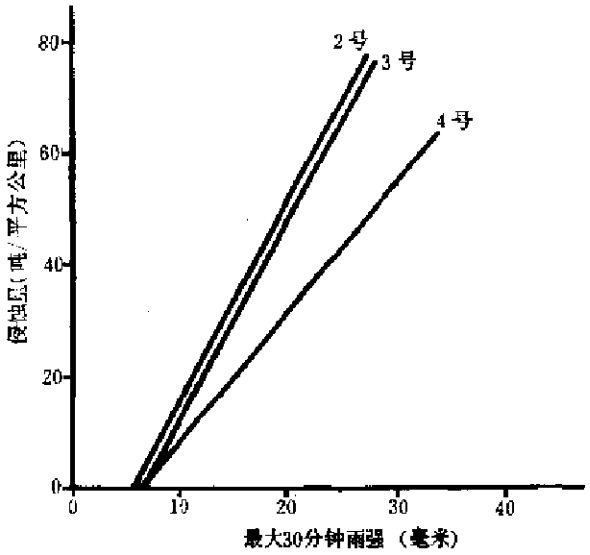


图 5-25　不同坡长、单位面积侵蚀量与最大 30 分钟雨强的关系

表 5-23　不同坡长、含沙量与最大 30 分钟雨强的关系

径流小区编号	坡长(米)	坡　度	坡　向	经验关系	相关系数
3	60	22°	北东	$S_w = 90.42 + 15.64I_{30}$	0.66
2	40	22°	北东	$S_w = 73.12 + 14.67I_{30}$	0.77
4	20	22°	北东	$S_w = 43.75 + 10.82I_{30}$	0.73

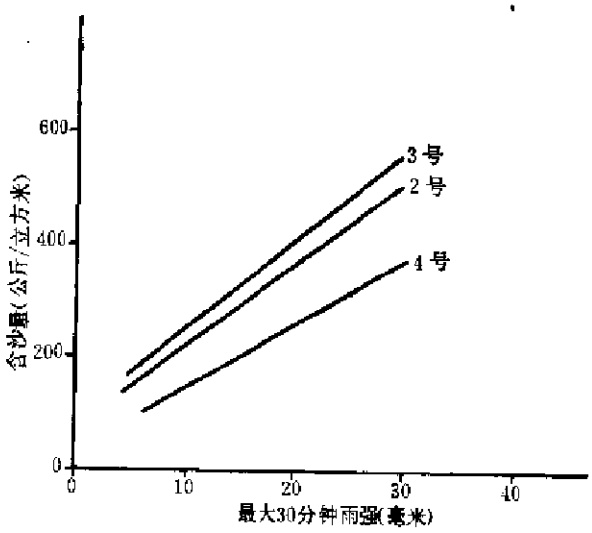


图 5-26　不同坡长、含沙量与最大 30 分钟雨强的关系

若坡长超过 40 米，含沙量变化不大，单位面积侵蚀量减小。虽然如此，还不能认为坡长达到 40 米以后，含沙量基本上已稳定[38]。使含沙量趋于稳定的临界坡长可能要稍大于 60 米。从以上结果清楚地说明，只有将坡长的作用置于水流能量变化的过程中来分析，才能更好地了解它对侵蚀的影响，团山沟 10 号与 11 号小区，段川 1 号与 2 号小区的统计资料

也基本上反映了这一变化规建。

在坡面上，单位面积侵蚀量值最大处，也是水流对坡面侵蚀最强烈的地方。对于特定坡面来说，单位面积侵蚀量的大小主要取决于降雨特征，当一地的某个或某几个产流降雨的 I_{30} 值的频率较高时，单位面积侵蚀量的峰值就可能出现在不同坡长的坡面上，因而坡面上各次暴雨过程中发生强烈侵蚀的坡段并不总是固定不变的。

从以上分析可以清楚看到，坡长对侵蚀的影响决非简单的直线关系，而是复杂的曲线关系，因为它和一些变量之间存在强烈的交互作用。如前所述，在不同的降雨条件下，各种坡长在径流侵蚀中的影响是有很大差异的。为了进一步揭露产生这种差异的内在机理，我们选用了子洲径流站、团山沟 3，2，4 号径流小区实测径流降雨资料（1963—1967 年）进行正交多元回归分析。对最大 30 分钟雨强和相应的径流量进行平均处理后，得到 I_{30} 值为 5，10，15，20，25，30，35，40（毫米/30 分）的相应的径流量（立方米），考虑到坡长与最大30分钟雨强的交互作用和二次曲线关系，拟选配形如下式的二元二次多项式回归模型：

$$Q = \beta_0 + \beta_1 L + \beta_2 L^2 + \beta_3 I_{30} + \beta_4 I_{30}^2 + \beta_5 L I_{30} + \beta_6 L I_{30}^2 + \beta_7 L^2 I_{30} + \beta_8 L^2 I_{30}^2 + \varepsilon \tag{5.14}$$

式中，$\beta_0, \beta, \cdots \beta_8$ 为方程系数，ε 为模型误差。对实测资料进行正交多项式变换，然后进行正交多项式回归计算，并对结果进行显著性方差分析，剔除回归模型中的不显著因子。经过变换，整理后得到二次多项式回归模型为

$$Q = -3.112 - 0.00256L^2 + 0.1189L + 0.01222LI_{30} - 0.0272I_{30} \tag{5.15}$$

F 检验计算表明此回归模型是高度显著的，可信度为 99%，回归模型的计算值与实际值比较接近（图 5-27）。

回归模型的几何图形属于抛物面型，每取定一个 I_{30} 值，可在这个 I_{30} 值平面上得到一条表示各种坡长径流量数值集合的抛物线，取多个 I_{30} 值得抛物线簇（图 5-28），图中每条抛物线顶点的纵、横坐标分别表示在一定 I_{30} 降雨条件下，最大径流量与其相应的坡长。这

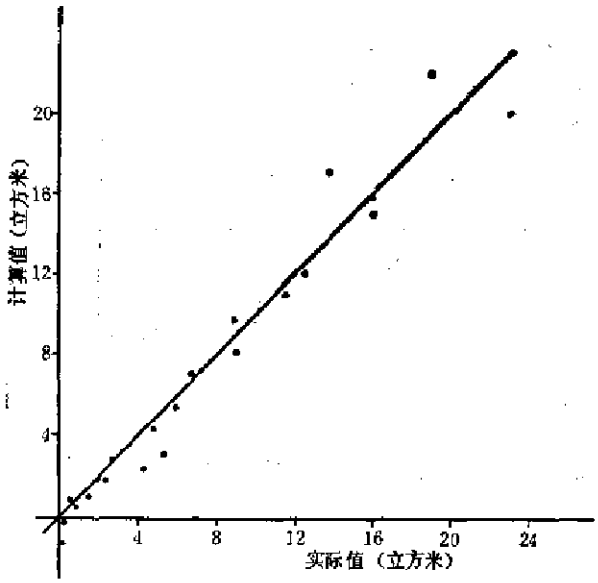


图 5-27　径流量回归模型的计算值与实际值比较

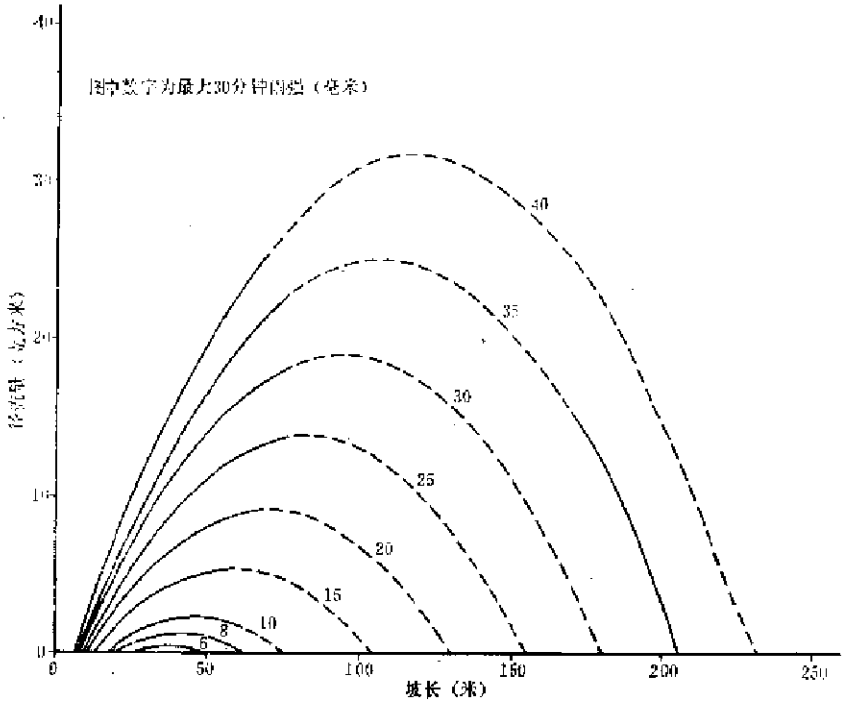


图 5-28　不同 I_{30} 降雨条件下，径流量与坡长的关系

种最大径流量出现的临界坡长（L_c），主要决定于坡面的下渗率和降雨条件，对于特定坡面来说，主要取决于代表一定降雨特征的 I_{30} 值。根据图 5-28 可知，它们之间的关系为

$$L_c = 23.22 + 2.39I_{30} \tag{5.16}$$

式(5.16)表明，不同 I_{30} 将有不同的临界坡长，坡长超过 L_c 值，坡地径流量将减少，这也就是经常碰到的降雨量小、坡长很长的坡地上的径流退化现象。根据图 5-28，我们可以得到不同 I_{30} 可能发生径流退化的坡长，譬如 $I_{30} = 8$ 毫米，发生径流退化的坡长为 50 米左右，$I_{30} = 20$ 毫米，为 70 米左右等等。以上仅仅是根据团山沟资料进行分析的，超过 60 米坡长的水流运动规律究竟如何，目前还不能检验。而且，如果产流后坡面上普遍发生细沟侵蚀，水体集中于细沟之中，其入渗特点显然与水体覆盖全坡面不同，此时坡地产流特点如何，还需要进一步研究。

如果某一坡地从上坡到下坡的土壤和岩性均一，入渗率相同，坡度和其它条件一致，则在不同 I_{30} 的降雨条件下，开始产流所需要的坡长必定不一样，并主要受 I_{30} 支配。因而初始产流坡长（L_0）与 I_{30} 应有良好关系。由图 5-28 可知，它们呈一种非线性关系。根据计算资料当 $6 < I_{30} < 40$ 时，这种关系可表示为

$$L_0 = 39.64 - 9.094\ln I_{30}, \quad r = -0.98 \tag{5.17}$$

式(5.17)表明，当 I_{30} 逐渐增加时，L_0 则不断缩短。以上的回归模型仅是根据团山沟 3、2，4 号径流小区资料导出的，可能有较大局限性，但是模型揭示了坡长对产流量影响的一般规律。

3. 小结

黄土高原黄土丘陵沟壑区各种坡长分布的特点类似于图 5-29 所示。

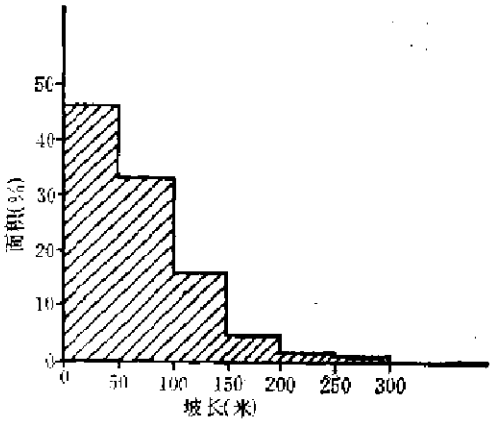


图 5-29　子洲蛇家沟坡长面积分布频率图

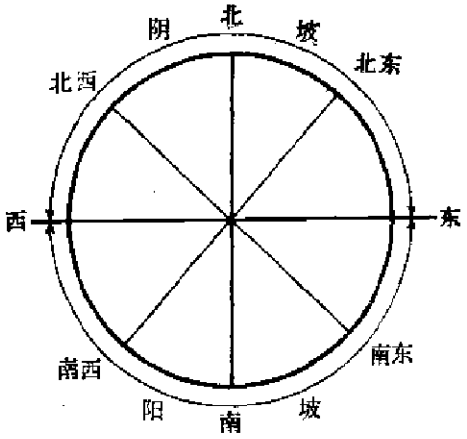


图 5-30　北半球坡向示意图

从图上可以看到，小于 120 米的坡长面积占 80% 左右。从前面的分析以及回归模型均可看到，对于较大降雨，如 $I_{30} \geqslant 25$ 毫米的降雨(对于黄土高原来说，这是主要的产流和侵蚀降雨)，一般在小于 100 米的坡长上，径流量、侵蚀量均较大。图 5-29 中，小于 50 米的坡长面积约占 50% 左右，这正是最适合本区坡面强烈侵蚀的坡长。所以，黄土丘陵沟壑区大部分坡面都正处于强烈侵蚀之中。

四、坡　向

坡向是指斜坡的朝向，按其在直角坐标上的象限，将其分为八个方向(图 5-30)。利用大比例尺地形图，根据任何一流域内各个斜坡朝向作垂直于等高线的垂线，测量其与坐标系的夹角，可作出流域坡向分布图，并可求得各坡向所占面积百分比。图 5-31 为陕北子洲蛇家沟流域坡向频率分布图。

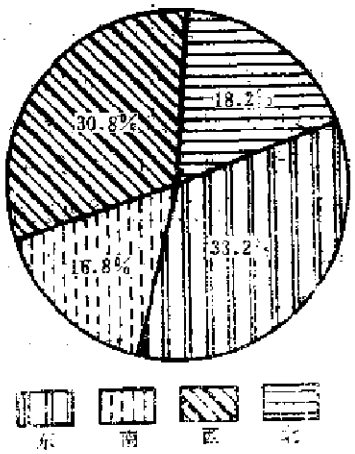


图 5-31　子洲蛇家沟坡向面积分布图

根据太阳入射角，一般将北半球的南西、南、南东、西坡称为阳坡，北西、北、北东、东坡称为阴坡。

坡向对侵蚀的影响，首先是和阳坡与阴坡的水份及热量条件不同有关，同时也和降雨时的风向有关。阳坡与阴坡水热条件的差异越到高纬度地区越明显，而风向的影响则纯属地方性因素。黄土高原位于北纬 34°—41° 之间，所以高原南部不同坡向上水热条件的差异不如北部大。据绥德水保站 1957 年 6—9 月观测资料可知，阳坡(4 号径流小区)的降水量较阴坡(8 号径流小区)多一倍，但地表 0—50 厘米深度内平均土壤含水量差别不大(阳坡 7.17%，阴坡 7.62%)，也就是说观测期阳坡水分的损失比阴坡大一倍。所以在相同降雨条件下，同期的土壤水分阴坡总是高于阳坡。西峰水保站 1957—1958 年曾对阳坡和阴坡的气象要素进行对比观测(表 5-24)，其结果说明，气温、地温和土壤蒸发都是阳坡大于阴坡，相对湿度则是阴坡大于阳坡。因为阴坡土壤含水量大于阳坡，地温低于阳坡，其冰冻时间比阳坡长。如南小河沟 1960 年 12 月到 1961 年 2 月，阳坡 0—10 厘米深土层平均温度在摄氏

表 5-24　南小河沟阴坡和阳坡小气候要素对比表(引自西峰站)

要素	月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均值
气温	阳坡	−0.62	−0.3	6.2	11.4	14.6	19.8	22.4	23.3	14.6	9.8	5.0	−1.0	11.4
(℃)	阴坡							22.0	23.1	14.4	7.3	4.8	−1.3	
相对湿度	阳坡	43	41			63	57	67	58	63	46	56	58	
(%)	阴坡	50	48					72	62	66	50	62	65	
土壤蒸发量(毫米)	阳坡	0.16	0.18	0.91	1.10	1.92	1.82	2.43	1.04	7.4	0.42	0.94	0.36	1.56
	阴坡	0.17	0.18	0.13	1.13	1.84	1.59	—	0.64	0.83	0.39	0.13	0.36	[illegible]
15 厘米深处地温(℃)	阳坡	−1.5	0.7	6.6	13.2	15.1	20.6	23.2	26.2	17.7	13.0	7.1	1.6	11.8
	阴坡							23.2	25.3	17.9	12.8	5.8	0.3	

零度以下只有 5 天,而阴坡为 73 天。由于不同坡向的水热条件不同，植物生长状况亦各异,并使土地利用方式和土地耕垦的历史先后有别,从而导致不同坡向上的侵蚀强度发生变化。在自然状况下,阴坡的天然植被应较阳坡好，其侵蚀应该较弱，不过目前黄土高原人类活动频繁,天然植被已遭受严重破坏。不同坡向上的植被已经没有多大差异,它对侵蚀的影响已不明显，但土壤水分的不同对侵蚀却有巨大作用。 例如天水站 1953 年 5 月 29 日降雨 8.6 毫米,雨强 0.67 毫米/分,持续时间 10 分钟,侵蚀量为 168 吨/平方公里，同一径流小区 5 月 28 日降雨 24.9 毫米,雨强 0.69 毫米/分，持续时间 7 分钟，侵蚀量仅 34 吨/平方公里。 其主要原因是 5 月 28 日降雨时土壤干燥，径流深为 1.096 毫米，29 日土壤水分含量高,径流深 3.193 毫米。

暴雨过程中风向对不同坡向侵蚀强度的影响主要表现在两个方面：一是迎风坡降雨量可以比背风坡大,其特点如图 5-32 所示;二是雨滴的降落速度在风力推动下较大,迎风坡遭受的降雨侵蚀力大于背风坡。据绥德水保站观测，1963 年 8 月 18 日降水 30.8 毫米，伴以三级西南风,在其它条件相似的两个不同坡向的径流小区上,迎风坡小区的侵蚀量为 1269.0 吨/平方公里,背风坡小区为 991.5 吨/平方公里;同年 8 月 29 日降雨 14.9 毫米,有三级东北风,迎风坡小区的侵蚀量为 2704.0 吨/平方公里，背风坡小区的为 1128.0 吨/平方公里。

表 5-25 列出了天水绥德站测得的坡向与侵蚀量的关系。由该表得知,多年平均侵蚀

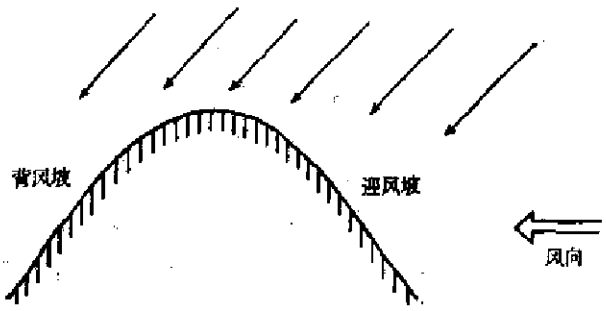


图 5-32　风对不同坡向降雨的影响示意图

表 5-25 坡向与侵蚀强度的关系

地点	时间	坡向	坡度	坡长（米）	降雨量（毫米）	雨强（毫米/分）	径流深（毫米）	侵蚀量（吨/平方公里）
绥德	1956—1958 年 6—9 月	北东	14°50′	20	185.2	—	43.157	10,6[illegible].0
		南西	14°41′	20	181.9	—	38.036	5,164.0
	1958 年 6—9 月	北东	28°22′	20	187.6	—	48.41	10,243.3
		南西	28°41′	20	171.6	—	39.15	6,031.3
天水	1945—1957 年 4—9 月	北西	6°31′	20	122.4	—	15.84	1,098.17
		南东	5°21′	20	114.0	—	15.432	652.8
	1956 年 9 月 9 日	北西	6°31′	20	12.2	0.305	1.094	23.0
		南东	5°21′	20	10.4	0.26	4.775	77.0
	1956 年 8 月 23 日	北西	6°31′	20	42.0	0.018	0.543	4.0
		南东	5°21′	20	42.3	0.018	12.24	288.0
绥德	1958 年 8 月 1 日	北东	28°22′	20	63.2	0.051	3.561	302.0
		南西	27°20′	20	60.0	0.048	8.838	450.0
	1958 年 7 月 17 日	北东	28°22′	20	9.4	0.348	4.603	1,573.0
		南西	27°20′	20	9.9	0.367	5.453	1,054.0

量都是阴坡大于阳坡，一次降雨过程中若降雨量不大而雨强较大，则天水为阳坡大于阴坡，绥德相反，为阴坡大于阳坡。若降雨大而强度小，则两个站都是阴坡小于阳坡。多年平均资料基本上反映了本区降雨时最多风向以及土壤水分的影响，而一次降雨的坡向影响，则视此次降雨时地面的具体条件而异。

子洲团山沟径流小区资料说明，阴坡较阳坡易产流，一次降雨过程中常有阴坡产流而阳坡不产流的现象。例如，1967 年 8 月 12 日降雨，I_{30}=8.38 毫米，阴坡各场全部产流，而阳坡的 10 号和 11 号小区未产流；8 月 22 日降雨 25 毫米，I_{30} = 9.05 毫米，阳坡 10 号和 11 号小区虽然产流，但未出现细沟，阴坡 3，2，5 号小区出现细沟侵蚀，侵蚀量明显增加。

坡向不同侵蚀强度各异的原因除上述的情况以外，还与不同坡向的地面组成物质不同有关。陕北北部地区一般是阳坡的马兰黄土浅薄，甚至离石黄土出露地表，而阴坡的马兰黄土一般较厚。这种情况产生的原因可能有两个，一个是风力堆积黄土时阴坡的堆积厚度大于阳坡；另一个是阳坡的热量条件优于阴坡，人类耕垦坡地时首先开垦阳坡，以后人口数量增多，仅耕垦阳坡满足不了粮食的需要，阴坡才被耕垦。阳坡耕垦的时间早于阴坡，也就是产生人为加速侵蚀的时间比阴坡长，结果阳坡的马兰期黄土被侵蚀的量大于阴坡，甚至已经将马兰黄土全部侵蚀掉，露出了抗蚀力较马兰黄土大的离石黄土，从而导致了目前阴坡侵蚀量大于阳坡的情况。

第四节 地面组成物质

侵蚀强弱取决于侵蚀力和抗蚀力的组合关系。相似侵蚀力作用于不同物质，将产生完全不同的侵蚀效果。例如最大 30 分钟雨强相似的降雨，降落在粉砂地面可以产生强烈

侵蚀，而降落在粗砂地面则不一定出现径流和侵蚀。因而地面组成物质是影响侵蚀的极重要的因素。

地面组成物质包括土壤和成土母质。广义的抗蚀力指土壤和成土母质的物理化学性质、结构以及地貌、植被、土地利用等因素对侵蚀力的阻抗；狭义的抗蚀力主要是地面组成物质的物理力学性质及其遇水后的变化。狭义抗蚀力可以用"可蚀性"一词代替。地面物质的可蚀性取决于它的渗透性和抗蚀性。红粘土的粒度小于黄土，渗透性弱，相似降雨条件下产生的径流量大于黄土，因其结构紧密，颗粒不易被水流起动，抗蚀性远远大于黄土；砂土的质地较黄土粗，结构疏松，渗透性强，相似降雨条件下的产流量小于黄土，可蚀性远远小于黄土。黄土的粒度组成以粉砂为主，结构疏松，极易为水流冲刷，这正是黄土高原出现严重侵蚀的内在原因。

一、渗透能力

地表径流是发生侵蚀和搬运泥沙的主要动力。径流量大小除了受降雨特征支配外，还受土壤的渗透能力影响。在相似降雨条件下，一般是土壤入渗率越大，径流量越小，水流侵蚀力随之减弱。土壤的渗透能力与多种因素有关，属于土壤本身的因素主要的有粒度、结构、孔隙度、有机质含量、土壤水分含量和团粒结构等；属于土壤以外的因素有土地利用状况、地貌形态和降雨特征等。方正三等利用双环法对天水和绥德两地农地土壤入渗率与土壤粒度组成关系的研究表明，砂粒（粒径 0.5—0.05 毫米）含量越高，初渗率和稳定入渗率越大（图 5-33）[28]。根据方正三等的资料，可将土壤粒度、土壤团粒含量和 50 厘

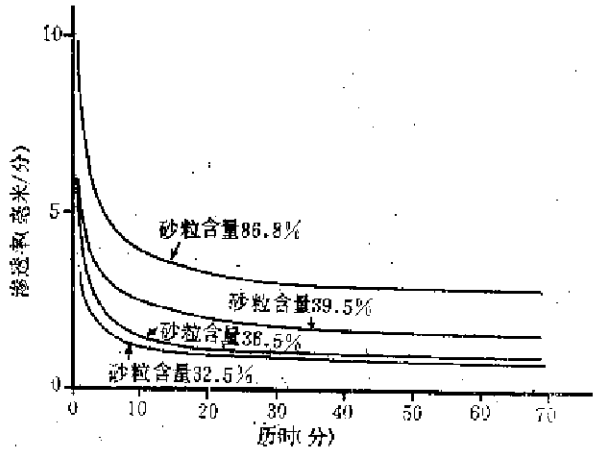


图 5-33 砂粒含量与入渗率关系
（据方正三等）

表 5-26 土壤粒度、水分含量和团粒结构与入渗的关系（据方正三等资料整编）

项目 / 入渗率	砂粒含量(%)				50厘米深度土层平均含水量(%)			土壤团粒含量(%)	
	86.8	39.5	36.5	32.5	12.46	16.33	19.18	14.9	1.5
首30分钟入渗率(毫米/分)	4.76	2.64	1.89	1.42	3.24	2.82	1.94	2.51	1.68
稳定入渗率(毫米/分)	2.50	1.00	0.80	0.60	1.30	1.25	0.85	0.70	0.73

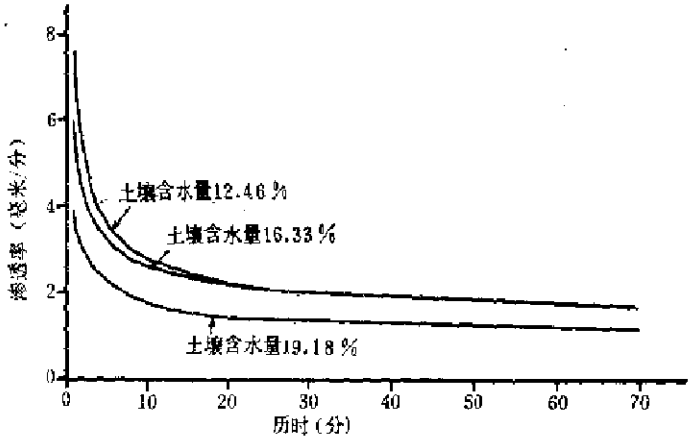


图 5-34 不同土壤含水量的入渗曲线
（据方正三等）

米深度土层的平均含水量整编为表 5-26。表 5-26 的土壤团粒含量是天水和绥德两地的资料。天水的土壤团粒含量（14.9%）高于绥德（1.5%），其首 30 分钟入渗率大于绥德，但两地的稳定入渗率却是绥德略高于天水。原因是绥德地区黄土的粒度组成比天水粗。由此说明，对于渗透性良好的黄土性土来说，团粒含量多少仅对首 30 分钟入渗率有明显影响。随着入渗时间延长，水向土中入渗的深度增加，团粒含量随深度增加而减少，砂粒含量影响入渗的作用也就越来越大。

对于某一地点来讲，如果没有人为改土（掺砂或掺粘土）的影响，农地土壤的粒度组成可视为定值。黄土区表土的团粒结构和有机质含量经长期耕种和强烈的土壤侵蚀，已经差别不大，于是土壤水分含量就成为影响入渗的极重要因素。表 5-26 和图 5-34 说明，土壤含水量越高，其稳定入渗率和首 30 分钟入渗率都越小。这一特点对于专门研究土壤入渗无疑是很重要的，对于研究侵蚀也同样重要。据绥德水土保持科学试验站观测，1958 年 7 月 29 日 18 号径流小区（坡度 14°41′，坡长 20 米，坡向 SW）降雨 18.2 毫米，径流期降雨 16.5 毫米，平均雨强 0.308 毫米/分，最大雨强 2.0 毫米/分（持续时间一分钟），径流深度 15.28 毫米，侵蚀量为 4,298 吨/平方公里；同年 8 月 23 日该小区降雨 20.6 毫米，径流期降雨量 13.6 毫米，平均雨强 0.294 毫米/分，最大雨强 1.8 毫米/分（持续时间一分钟），径流深 1.724 毫米，侵蚀量 206 吨/平方公里。二者的降雨条件相近，因前者在此次降雨之前已经降雨 11.3 毫米，土壤含水量达到 12.97%，后者前两日仅降雨 3.7 毫米，土壤含水量 6.42%，结果径流深度相差 8.9 倍，侵蚀量相差 20.8 倍。

直接测量降雨前的土壤含水量是比较理想和比较精确的，但是，这方面的资料目前太少。所以一般都采用计算前期土壤含水量的方法，然后根据降雨径流资料推算土壤入渗率。

如果 t 日的土壤含水量为 $P_{a,t}$（毫米），可用下式计算[39]：

$$P_{a,t} = \sum_{1}^{n} K^n P_{t-n} \tag{5.18}$$

式中，P_{t-n} 为 t 日前几天的降雨量（毫米）；K 为日折减系数（与土壤的蒸发能力有关）；n

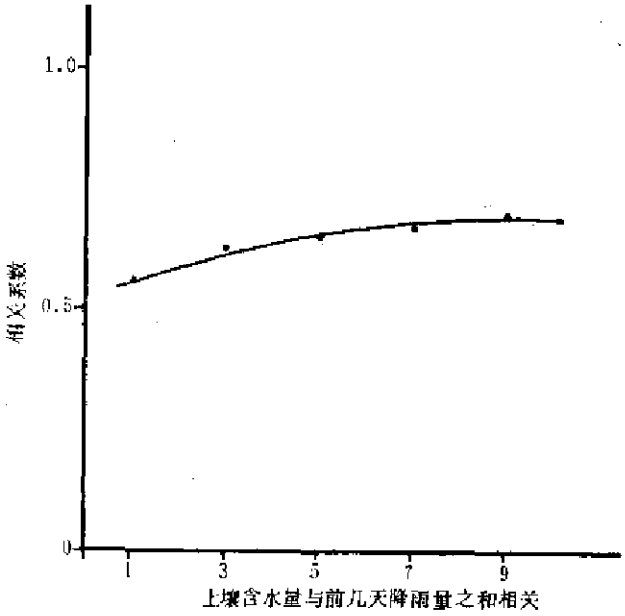


图 5-35　土壤含水量与前几天降雨量之和的相关性变化

为计算天数(一般取 15—30 天)。

如果 $P_{a\cdot t}$ 为已知,则 $(t+1)$ 日的土壤含水量计算可以简化为:

$$P_{a\cdot t}+1=K(P_t+P_{a\cdot t}) \tag{5.19}$$

式中,P_t 为 t 日的降水量(毫米)。

根据公式(5.18)计算前期土壤含水量虽然并不复杂,但无 K 值资料可供使用。目前本区有大量降雨和气温等资料,为了充分利用这些资料,我们通过子洲径流站团山沟径流场的实测土壤含水量资料,建立它与前期降雨和气温的经验关系。从分析计算团山沟径流场的资料发现,上层(0—20 厘米)土壤的含水量与前几天降雨量之和,以及前几天平均气温的关系十分密切,置信度都在 99% 以上(样本数为 200)。图 5-35 表示土壤含水量与前几天降雨量之和呈正相关,即随降雨量增加而增加。而且这种相关性随着统计天数增加相关性更佳,其中以与前 9 天的降雨量之和的相关性最好,相关系数达到 0.70。图 5-36 表示土壤含水量与平均气温呈负相关,显然这是由于平均气温越高,蒸发越强,所以土壤含水量越低。其中与前 1 日的平均气温相关性较好,并随统计天数增加相关性减弱。

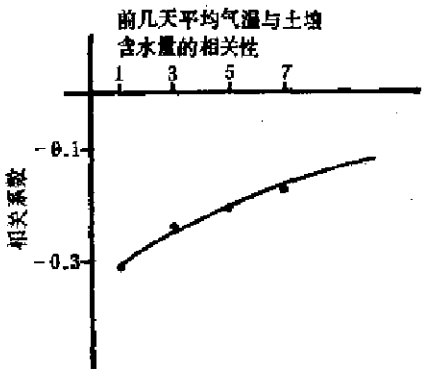


图 5-36　土壤含水量与前几天平均气温的相关性变化

为推求可供实用的计算土壤含水量的经验关系式,以 P_n(毫米)代表降雨量之和的降雨因子,以 T_n(℃) 代表直接影响蒸发的平均气温因子。分别选用前 1, 3, 5, 7, 9 天的降雨量和前 1, 3, 5, 7 日的平均气温,应用 200 组实测资料对这 9 个指标进行多元逐步回归分析。通过计算机处理,求得计算土壤含水量($\bar{\theta}$, 毫米)的经验关系式为

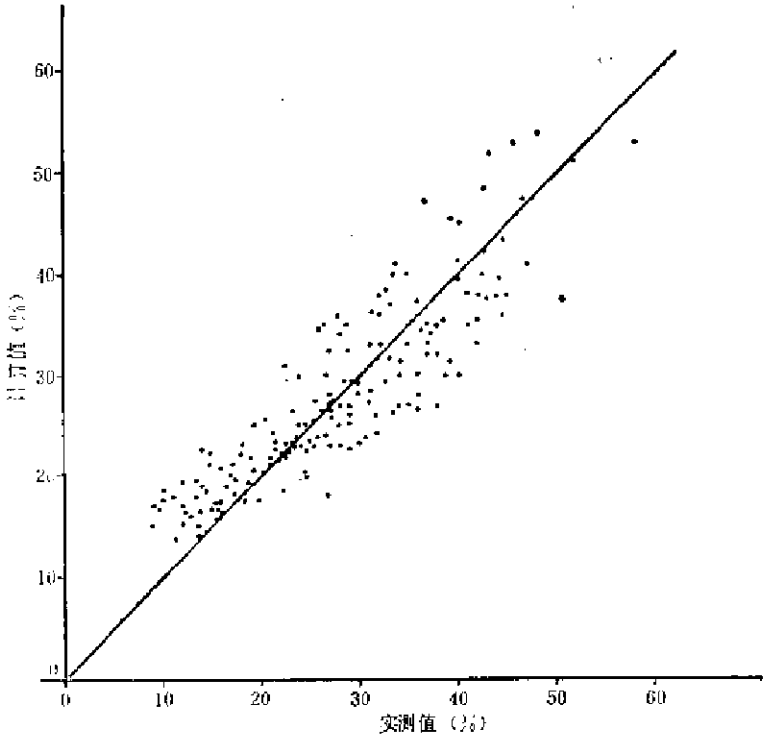


图 5-37 由经验方程的计算值与实测值比较

$$\bar{\theta} = 33.67 + 0.378P_1 + 0.1935P_9 - 0.71T_1 \tag{5.20}$$

其相关系数为 0.83。进入经验方程的三个指标中，P_1 对土壤含水量有直接影响；P_9 与 T_1 都分别与土壤含水量有较高的相关性。所以，这三个因子虽然都是影响土壤含水量的主要因子，但以 P_9 对方程的贡献最大。

为了检验经验方程的实用性，将实测资料代入方程 (5.20)，求出相应的土壤含水量值，并与实测值比较(图 5-37)，其结果较为理想。图 5-37 中多日无雨的计算值较实测值偏大，表明其它因子也对土壤含水量发生影响。这正好说明影响土壤含水量的因素是十分复杂的。尽管如此，在黄土高原没有土壤含水量实测资料的地区，这个经验方程有一定的使用价值。

如果前一日的土壤含水量和降雨量为已知，则可使计算土壤含水量工作大大简化。以土壤含水量 ($\bar{\theta}_1$) 为因变量，前一日土壤含水量和降雨量之和 (G_1) 为自变量，则有

$$\bar{\theta}_1 = 14.755 + 0.742G_1 \tag{5.21}$$

相关系数 $r = 0.80$，样本数 $n = 69$。影响相关性的一个重要原因是当降雨发生产流时，计算得到的土壤含水量偏大。若将未产流降雨拟合经验关系式，则有

$$\bar{\theta}_2 = 3.554 + 0.756G_2 \tag{5.22}$$

相关系数 $r = 0.904$，样本数 $n = 54$。拟合效果有较大改善，计算误差减小。

求得了土壤含水量以后，就可以建立土壤含水量 (θ) 与土壤入渗能力 (f) 的关系式。因入渗期间的入渗量实际上是 θ 的增量，所以可以根据实测的降雨径流资料建立相应的 f-θ 关系。我们对子洲径流站团山沟径流场 3，2，4 号径流小区的每一次产流降雨过程线，以径流深度进行平割，求出下渗能力 f，然后应用经验方程 (5.22) 计算得到降雨的土

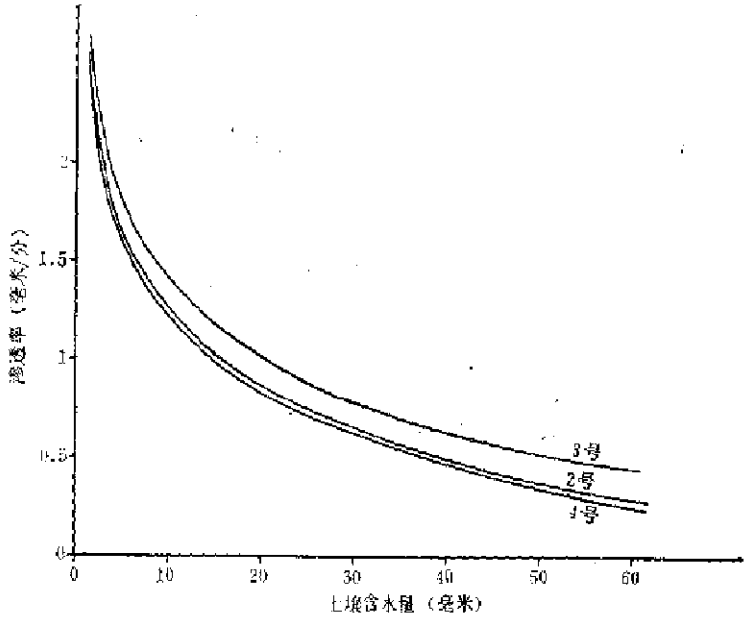


图 5-38　团山沟 3，2，4 号径流小区 f-θ 曲线

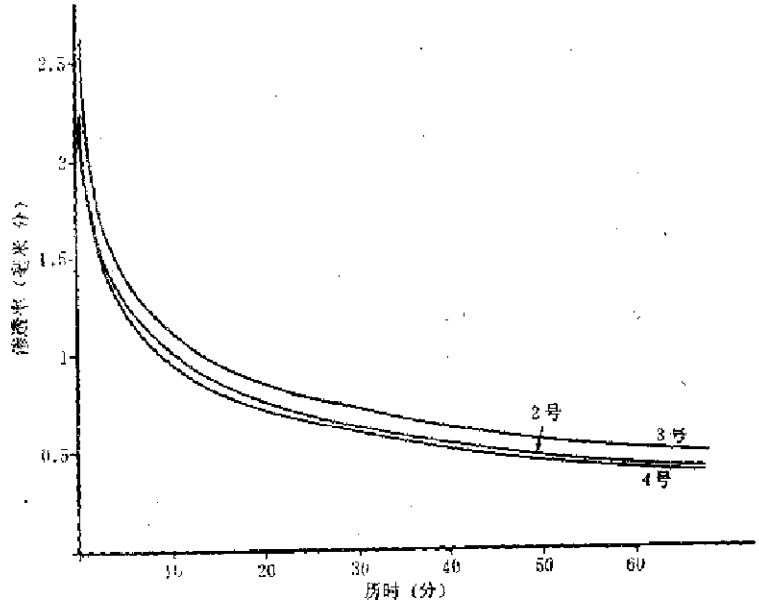


图 5-39　团山沟 3，2，4 号径流小区的下渗曲线

壤前期含水量，此含水量与下渗水量之和即是与下渗能力 f 相应的 θ 值[40]。对团山沟 3，2，4 号径流场历次降雨径流加以分析计算，进行最优拟合，得出这三个径流小区的 f-θ 下渗能力曲线(图 5-38)。

根据有关方法[41]对已有的 f-θ 关系进行改算，即可作出 f-t 下渗曲线(图 5-39)。图 5-39 表明，团山沟 3，2，4 号径流小区的初渗率都在 2.0 毫米/分以上，首 30 分钟入渗率在 0.7 毫米/分以上，稳渗率在 0.5 毫米/分左右。

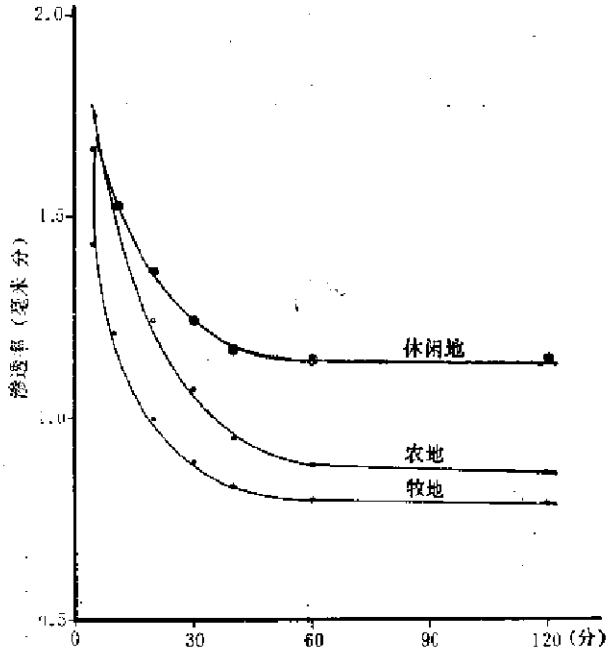


图 5-40 不同土地利用的入渗曲线
（陕北子洲）

图 5-38 和图 5-39 基本上概括了这三个径流小区的土壤入渗特征。这三个径流小区除坡长外，其它条件均类似。2，4 号径流小区的下渗曲线近似，3 号径流小区下渗能力比 2，4 号径流小区明显提高，这就进一步证实了本章第三节中关于坡长对产流影响的分析。也就说明，地貌形态因素对入渗有影响。

关于土地利用状况对入渗的影响，朱显谟曾进行过研究[42]。根据他的试验，林地土壤的入渗总量比农耕地大 62.8%，稳定入渗率大 2.2 倍。将子洲径流站人工降雨资料按休闲地、农地和牧草地分别进行整理（图 5-40），并加以比较可以看出，三者中以休闲地的入渗率最大，牧草地最小，农地的初渗率最大，入渗总量居休闲地和牧草地之间。牧草地为多年生苜蓿，每次平茬后都不翻耕，表土层紧实，入渗受阻；农地的表土由于翻耕十分松散，初渗率很大，以后也因下层土壤紧实，入渗率降低。土地休闲以后，土壤肥力得到一定程度的自然恢复，土壤的物理化学性质有所改善，试验前又将表土结皮破坏，所以入渗率最高。中国科学院西北水土保持研究所曾在子午岭林区对不同土壤进行入渗试验，结果同样说明新垦地的入渗率远大于耕垦已久的农地[42]。

黄土是渗透性很强的第四纪松散沉积物。子洲径流站 1960 年曾连续三天进行入渗试验（晚上停止），总降雨量 1,377 毫米，约相当于该区正常降水量的 3 倍，但每次试验都得到一条入渗曲线。可见黄土的入渗能力不仅很强，而且恢复很快。这是黄土的重要优点，在防止侵蚀的实践工作中，应当充分利用这个优点，减少径流冲刷。

二、抗 蚀 性

确定地表物质的抗蚀性是一个十分复杂的问题。虽然国内外学者对此已进行了长期研究，至今仍未取得普遍适用的指标。近年来人们已把注意力集中于地面物质的物理力

表 5-27 松散物质和胶结物质的允许流速(据 Г. В. 巴斯特拉柯夫)

颗粒平均粒径(毫米)和沉积物类型	允许流速(米/秒)
0.05	0.17
0.25	0.27
1.00	0.47
2.50	0.53
5.00	0.65
10.00	0.80
15.00	0.95
25.00	1.20
轻砂粘土(容重<1.5)	0.40—0.60
轻砂粘土(容重>1.5)	0.60—0.70
中砂粘土(容重<1.5)	0.50—0.60
中砂粘土(容重>1.5)	0.70—0.80
重砂粘土(容重<1.5)	0.60—0.80
重砂粘土(容重>1.5)	0.70—1.00
中等致密粘土	0.80—1.20
致密粘土	1.20—1.50
非常致密粘土	1.50—2.00

学性质研究,尽管还处在实验阶段,却是一个很有前景的工作。

地面物质抵抗外营力破坏和运移的能力,取决于它的一系列物理化学性质,其中与粒度组成、颗粒的胶结程度、结构及其遇水后的变化特点等关系最密切。对于水力侵蚀而言,松散状态下的物质,颗粒的粒径愈小,允许流速愈小,或者说颗粒的起动流速随着它的粒径增大而增加(表 5-27)[43]。例如表 5-27 中粒径 25 毫米颗粒的允许流速比 0.25 毫米颗粒大 4.4 倍。但是,当松散物质被胶结以后,则发生了完全不同的变化。这种变化既与胶结程度有关,又与沉积物中细颗粒含量多少有关。一般是胶结程度愈高,抗蚀力愈强,而这又和沉积物的地质年龄和充当胶结物的性质、以及沉积物本身的岩矿性质有关。黄土高原北部神木至靖边等地,广泛出露三叠纪和白垩纪的砂岩,神木附近的三叠纪长石砂岩虽然成岩时间很长,但因长石含量很高,抗蚀力极弱。靖边等地白垩纪砂岩,胶结不紧,其抗蚀力也比其它同时代砂岩差。

细颗粒含量多少,是影响地表物质抗蚀性的重要因素。如表 5-27 中轻砂粘土的允许流速,比非常致密的粘土小得多。据窦葆璋在山西离石试验[44],农地黄土表层(0—15 厘米)10 分钟冲刷量(总水量 10 公升)为晚第三纪红粘土的 8.6 倍;红粘土的抗冲刷能力约比黄土母质大 2.0 倍。

将一定大小体积的土块置于静水中,观察其崩解为散粒的时间,是野外了解土体抗蚀性的简便方法;或者采样进行土体崩解速度的室内测定都说明,黄土的崩解速度极快,一般不超过五分钟,甚至几十秒钟即全部变为散粒。就不同地质时代黄土的崩解速度进行比较,以马兰黄土(Q_3)最快,离石黄土次之,午城黄土最慢。相同地质时代的黄土地层,埋藏古土壤的崩解速度大大地小于黄土,说明成土过程对抗蚀性的影响。值得注意的是,黄土崩解过程中,物理过程始终表现的十分明显。土体置于静水中以后,首先是迅速吸水,体积膨胀,同时排出气体,土体表面出现裂纹,裂纹布满土块后立即发生土粒崩落,随

之发生土块崩塌，最后全部变为散粒。土体崩解过程中的物理力学性质变化是十分复杂的。由于黄土中含有一定数量的粘土矿物，它吸水后将发生体积膨胀，产生对周围土粒的侧压力，加上水体进入土体后的水膜楔入作用和排出气体时的压力，如果这些力的和超过了土体的内聚力，则导致土体崩溃；如果土体的内聚力较大，诸力之和小于内聚力，则不能将土体破坏。而且，粘土矿物吸水后的体积膨胀，反而可以关闭（或减小）粒间孔隙，窒息气压又不大，气体不能从土体中顺利排出，于是阻止水分继续渗入，不利于土体崩解[42]。上述土体崩解的物理过程与土体遇水后的化学过程（即黄土中可溶盐的部分溶解、充当黄土颗粒胶结物遇水后的化学变化）的关系如何，以及化学过程在土体崩解中的作用等，至今还是不很清楚的问题。

已经发育为土壤的地面组成物质的抗蚀性，除了与上述粒度、结构等因素有关外，还和有机质含量多少、根系含量、土壤水分含量、土地利用方式等多种因素有关。一般是有机质和根系含量愈高，其抗蚀性愈强。朱显谟认为[42]土体愈干燥，进水愈快，土体愈易离散，黄土性土壤（包括黄土母质）的含水量达到 20% 左右，可以在水中保持土块原状而不离散。蒋定生[1]和窦葆璋[44]的试验表明，洋槐林地、酸刺林地、封禁草地、草木栖地、撩荒农地和农地与林地相比，单位水流的冲刷量是林地最少，农地最大，封禁草地又比林地为少。

朱显谟研究了我国北方黄土和南方红土的抗蚀性以后，建议把土壤的抗蚀性区分为抗蚀性和抗冲性[42]。按照他的定义，所谓土壤的抗冲性主要是指土壤抵抗径流机械破坏和推移的能力；抗蚀性是指土壤抵抗水的分散和悬浮能力。这一区分对于深入认识水作用于土壤后引起的物理的和化学的变化是有意义的。但是，暴雨径流侵蚀过程中这两个过程总是在同时进行，相互影响，实际上是很难把二者区分开的。所以，运用苏联学者 B. Б. 古萨克方法，模拟单位水量所能冲刷去的土壤数量，作为评价土体抗蚀性的综合指标，仍然具有重要的实践意义。

三、黄土可蚀性的区域变化

关于黄土高原黄土物质成分的特点，前人已经证实有区域变化[46]。黄土的结构类型主要为接触式、接触-基底式和基底式三种[47]，它和物质成分一样，也具有区域变化特点。这种变化一般是由西北向东南粒度组成由粗变细，结构类型由接触式逐渐变为基底式，并且存在由老到新的时间变化。这些特点直接影响了黄土的物理力学性质，进而影响到黄土可蚀性的区域变异。按照刘东生等关于黄土粒度组成的区域分带，将已收集到的各地黄土的物理力学性质指标归入各带（表 5-28）可以看出，天然含水量、塑性指数、湿陷系数由第一带向第三带增加，内摩擦角和崩解量正好相反，即由第一带向第三带减小。

为了评价上述特征对侵蚀的影响，采用单位水体能够侵蚀的土层厚度作为判别指标，以相对可蚀性表示。其作法是选择不同地点影响侵蚀的各种因素相似的径流小区资料，将实测径流深度和侵蚀深度，换算为每 100 毫米径流深度的侵蚀量，然后进行区域比较。成果列于表 5-29。由表 5-29 可知，北部砂黄土地带黄土的相对可蚀性为 24.81—27.55 毫米/100 毫米，中部绥德和延安地区为 9.62—10.80 毫米/100 毫米，南部细黄土地带为 8.87 毫米/100 毫米。也就是说，砂黄土地带的相对可蚀性最大，细黄土地带最小，中部地区居

1）蒋定生，土壤抗冲性研究，1979 年。

表 5-28 黄土高原马兰黄土的物理力学性质

项目		指标 \ 水平分带	第一带（砂黄土）	第二带（黄土）	第三带（细黄土）	资料来源
物质成分	粒度组成(%)	砂粒（0.25—0.05 毫米）	25—5	5 左右	5—0	据朱海之
		粗粉砂（0.05—0.01 毫米）	>50	>50	>50	
		细粉砂（0.01—0.004 毫米）	大部<20，少部 20—30	20 左右	>20	
		d_{50}（毫米）	0.030—0.016	0.025—0.010	<0.015	
	易溶盐含量(%)		0.10—0.62	0.05—0.38	0.02—0.25	据刘东生等
微结构	粒间孔隙率(%)		4.95—6.15	4.95—2.74	<2.50	据刘东生等
	结构类型		接触式	接触-基底式	基底式	据王永炎等
物理力学性质	比重		2.74	2.75	2.74	据陕西省水文地质二队
	天然容重(克/立方厘米)		1.18—1.4	1.25	1.24	
	天然含水量(%)		3.6—7.0	16.7	17.0	
	天然孔隙度(%)		49.6—56.9	54.4	54.8	
	塑性指数		7.0—9.0	7.7	9.0	
	内摩擦角		32.0	26.3	20.0	
	粘滞力(公斤/立方厘米)		0.36	0.22	0.32	
	湿陷系数		0.011—0.059	0.009—0.072	0.005—0.076	
	渗透系数(米/秒)		4.45×10^{-5}—3.3×10^{-4}	4.42×10^{-5}—6.65×10^{-4}	4.60×10^{-5}—2.26×10^{-5}	
	崩解量	%	100	100	100	
		时间(时、分、秒)	0:2'30"—15'0"	0:0'45"—3'0"	0:0'35"—2'10"	
	试验地点		兰州	洛川	渭南	

表 5-29 不同地区马兰黄土的相对可蚀性

地点	坡度	坡长（米）	物质	土地利用	降雨量（毫米）	径流 深度（毫米）	径流 系数(%)	侵蚀深度（毫米）	相对可蚀性（毫米/100 毫米）
榆林	23°	20	砂黄土	农地	147.6	20.65	13.9	5.69	27.55
靖边	19°	20	砂黄土	农地	63.5	3.68	5.8	0.91	24.81
绥德	22°	20	砂黄土和黄土	农地	191.1	31.85	14.7	3.44	10.80
延安	20°	20	黄土	农地	241.1	61.13	25.4	5.88	9.62
彬县	18°	20	细黄土	农地	110.2	34.73	31.5	3.08	8.87

二者之间[14]。黄土高原南部地区的河流悬移泥沙量多在 4,000 吨/平方公里以下，北部多在 10,000 吨/平方公里以上，其原因虽然十分复杂，但在很大程度上是和黄土可蚀性的区域变化有关的。

第五节 植 被

植被是抑制侵蚀的主要自然因子。植被的防蚀效能包括植物枝叶对降雨侵蚀力的削

表 5-30 黄龙山林区不同树种的截留能力*(引自梁建民)

观测时间(年)	项目 \ 树种	乔木							灌木				
		油松(1)	油松(2)	山杨(1)	山杨(2)	白桦	海棠	辽东栎	胡枝子	马氏忍东	沙柳	蔡条藏	[illegible]柳
	郁闭度(%)	90	70	80	60	70	70	70	70	90	90	70	70
1959	∑P	351.3				351.3							
	∑I	94.2				55.2							
	S(%)	32.0				23.0							
1960	∑P		347.4		355.9				409.6				
	∑I		36.5		32.6				61.6				
	S(%)		10.5		9.2				15.0				
1961	∑P		366.0		356.1				359.4				
	∑I		87.7		81.3				52.8				
	S(%)		24.0		22.6				14.7				
1962	∑P		365.5		341.5					322.2			
	∑I		88.5		26.3					109.5			
	S(%)		24.2		7.7					34.0			
1963	∑P	319.2	387.5		407.2		315.2			406.3			
	∑I	96.2	67.3		46.5		46.6			80.9			
	S(%)	30.0	17.4		11.4		15.0			22.4			
1964	∑P	296.0	441.2	299.2	409.9			274.0		442.9	257.4	233.3	233.0
	∑I	67.6	90.6	49.5	47.7			22.5		97.5	57.2	42.7	43.3
	S(%)	22.8	20.5	16.5	11.6			8.2		22.0	22.2	18.3	18.5
平均	∑P	322.2	381.5		374.1				384.5	390.5			
	∑I	86.0	74.1		46.9				57.2	99.3			
	S(%)	26.7	19.4		12.5				14.8	25.4			

* ∑P 降雨量(毫米); ∑I 截留量(毫米); S(%) 截留率。

弱和调节径流、缓和洪水过程,降低径流冲刷力,以及植物根系固结土壤,改良土壤物理化学性质,提高土壤抗蚀力等综合作用。

一、植被对降雨侵蚀力的影响

裸地上空降雨时,雨滴直接打击表土,破坏土的结构,使土粒溅移;植被茂密地区(尤其是林区),雨滴被植物枝叶拦截,只有当降雨量和降雨强度超过了植物枝叶的截留能力时才有可能发生降雨径流侵蚀。

树木的截留能力受树木种类、郁闭度、降雨量和降雨强度等因素影响。一般情况是郁闭度愈大,降雨量和降雨强度较小,树木的截留能力愈高;相反,郁被度愈小,降雨量和降雨强度较大,截留能力相对减低。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,各树种的截留能力如表 5-30 所列。由表 5-30 可以看出,黄龙山寺沟流域 1959—1964 年汛期的平均降雨量为 322.2—390.5 毫米,各树种的多年平均截留量为 46.9—99.3 毫米,截留率为 12.5—26.7%[47]。截留率与树种有关,并随

表 5-31 油松林和山杨林不同郁闭度的截留率(据延安水土保持站)

树 名	油松 (I)	油松 (II)	油松 (III)	山杨 (I)	山杨 (II)
郁闭度(%)	60.0	70.0	90.0	70.0	80.0
树龄(年)	2	3	4	2	4
降雨量(毫米)	228.6	269.8	197.1	235.7	300.7
截留量(毫米)	45.5	60.3	49.3	22.9	50.2
截留率(%)	19.9	22.4	25.0	9.7	16.7
投影面积(平方米)	5.0	11.5	29.5	12.5	22.0

表 5-32 不同级别降雨量条件下油松、山杨和灌木林的截留率*(据延安水土保持站)

降雨量分级(毫米) \ 项目 \ 树种	油松				山杨				灌木			
	测次	∑P	∑I	S(%)	测次	∑P	∑I	S(%)	测次	∑P	∑I	S(%)
0.0—5.0	23	37.6	19.7	52.3	29	35.0	10.1	28.8	30	36.2	16.7	46.0
5.1—10.0	3	24.8	8.2	33.0	4	22.4	11.4	50.8	4	22.4	5.3	23.7
10.1—15.0	2	24.6	3.9	15.9	13	46.2	5.2	11.2	2	26.4	7.2	27.3
15.1—20.0	10	176.0	33.6	19.1	7	121.8	7.0	5.8	8	104.6	30.1	21.3
20.1—30.0	3	69.0	12.8	18.5	1	22.4	1.6	7.1	1	22.4	4.3	19.2
30.1—40.0									1	33.0	2.5	7.8

* ∑P, ∑I, S(%) 意义同表 5-31。

郁闭度而变。郁闭度愈大，它水平投影于地面的面积也大，截留率愈高。就表 5-30 中 1964 年油松林、山杨林和灌木林的截留率进行比较，油松林最大，灌木林次之，山杨林又次之。也就是说，乔木林中针叶林的截留率高于阔叶林。郁闭度对截留率的影响，可以油松林和山杨林观测区 1964 年的资料来说明。表 5-31 中郁闭度 90% 油松林的截留率比郁闭度 70% 的大 2.6%；郁闭度 80% 和 70% 山杨林的截留率相差 7.0%。

树冠截留率大小与年降雨量的关系不如一次降雨量的关系密切。把延安水土保持试验站 1964 年观测的降雨量分级，分别统计各级降雨量与截留量的关系（表 5-32）。其结果说明，截留率一般是与降雨量成反比，即截留率随降雨量增加而降低[46]。树冠截留能力是有极限的。降雨量达到一定程度后，降雨量继续增加，截留能力不再增加；树冠截留能力随雨强增加而降低，达到一定雨量的雨强以后，截留能力也趋于极限。

影响树冠截留的因素除以上所述外，还有气温、风、降雨雨滴的直径大小，以及树木本身的干燥程度等。树木截留的雨水一部分被枝叶吸收，一部分蒸发返回大气，一部分沿树干流向地面或汇成大水滴落向地面。气温较高，风速较大和树木比较干燥的条件下，林间的蒸发较强，树木的截留能力较大；相反，如果气温低，风速小，树木本身又较潮湿，叶面蒸发损失较小，树木的截留能力也较小。但是，无论前者或后者，树冠截留初期雨水主要消耗于湿润枝叶和蒸发损失，降雨历时越长，这种作用越小。所以树木的截留能力随降雨历时增加而降低。降雨初期，由于树木的显著截留效果，使林下开始降雨的时间较林外延后。据梁建民等分析[47]，降雨强度 0.1 毫米/分时，林内与林外开始降雨的时间接近；降雨强度 0.04 毫米/分时，林内开始降雨的时间较林外延后一小时左右。

由于树木的截留作用，减少了林下土壤的实际受雨量和遭受雨滴打击的机会，因而林

区降雨侵蚀力对土壤的破坏作用较无林区轻。不过，树木削弱雨滴对土壤的打击作用只有郁闭度较大，地面有枯枝落叶的情况下效果才更加明显。如果郁闭度很低，树干高度较大，地面光裸，降雨强度又不大，小雨滴经过枝叶汇集而变成大雨滴落向地面，单个雨滴对土壤的破坏作用反而比高空直接落向地面的单个小雨滴强。因此，从防止雨滴溅蚀的角度来看，人工植被的结构应实行乔、灌、草三者结合，形成三种植被有机的立体结构。其中乔木应选择树干高度低于 9.0 米的树种，即选择树高小于最大雨滴终极降落速度的树种，以减轻大水滴的溅蚀作用。至于不同地区的造林种草方式和过程，乔、灌、草在黄土高原地域上如何规划，留在第七章专门讨论。

二、植被对水流冲刷力的影响

由满宁公式可知，水流速度与水深成正比，与糙率成反比。植物茂密地表的糙率极高，水流冲刷力因此变弱。关于地面径流深度与森林植被的关系，则视具体条件而异。

地面径流深度与森林植被的关系，属于森林水文效应研究课题。森林面积增加以后地面径流量是增加还是减少，国内外长期以来存在不同观点[49,50,51]。仅就国内来说，长江流域规划办公室科学研究院分析长江流域有林和无林地区年径流资料后认为，森林流域的年径流系数普遍比无林流域大 33—218%[52]；刘昌明和钟骏襄分析黄土高原森林对年径流的影响后认为，非林区的年径流量较林区大 1.7—3.0 倍，林区的径流系数较非林区小

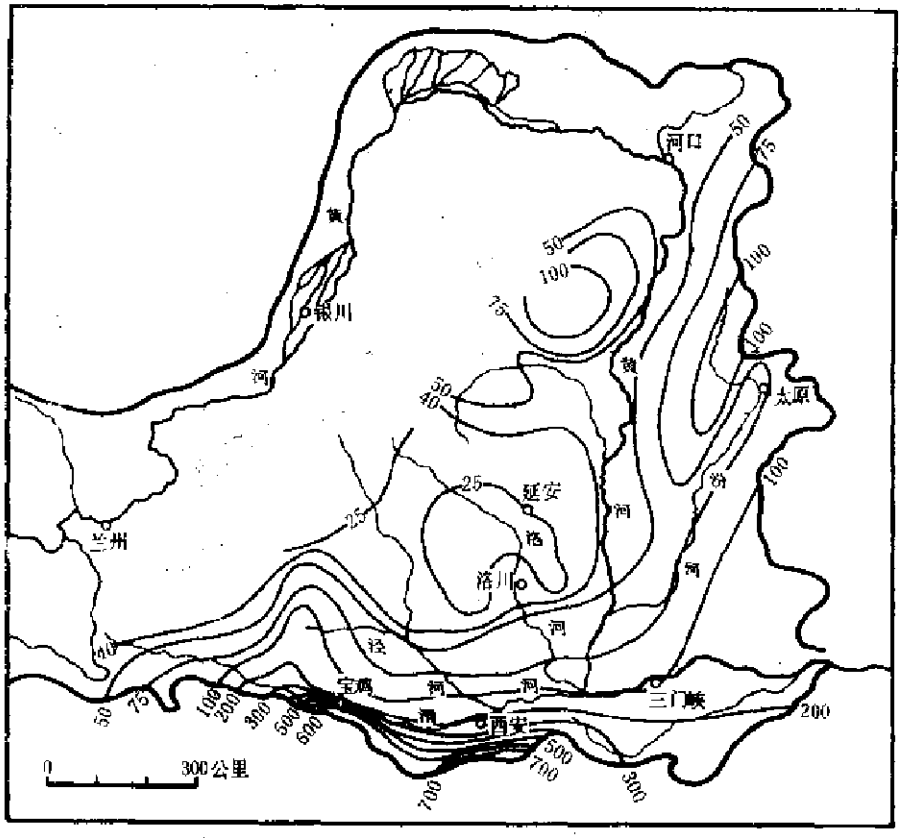


图 5-41 黄河中游年径流深等值线图(单位：毫米)
(据刘昌明等)

40—60%[52]。产生这种现象的原因是很复杂的，既与两个地区的自然地理条件（主要是气候条件）不同有关，又与地表物质组成不同有关，特别是厚层黄土的巨大储水能力是影响很大的。但是，从黄河中游年径流深等值线图来看（图 5-41），小于 25 毫米径流深等值线正好闭合在子午岭—黄龙山林区，比周围非林区都小；而子午岭—黄龙山林区的年降雨量（550—600 毫米以上）却高于周围非林区，说明黄土高原地区森林有减少年径流量的作用。

黄土高原的流水侵蚀主要发生在年内的汛期各月，分析森林对水流冲刷力的影响时，说明森林是否影响汛期径流量是最主要的。为此，我们根据黄河水利委员会西峰水土保持科学试验站和陕西省延安水土保持站在林区和非林区的观测，选取几组降雨量相似和不相似的资料进行径流量比较（表 5-33）。由表 5-33 可知，在汛期降水量林区比非林区大的情况下，无林流域的汛期径流量比林区流域多 57—760%；在汛期降雨量相同的情况下，森林覆盖率 67.7% 流域较森林覆盖率 2.7% 的流域削减径流量 74.6—78.4%。表 5-33 还说明，有林流域汛期径流量占年径流总量的比例普遍比无林流域小，表明森林的巨大滞洪作用。

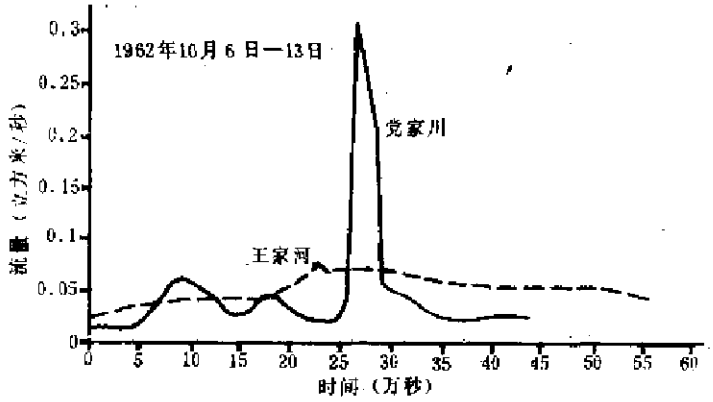
选取不同降雨量和降雨强度的资料，对比一次产流降雨过程中有林流域的洪水特征

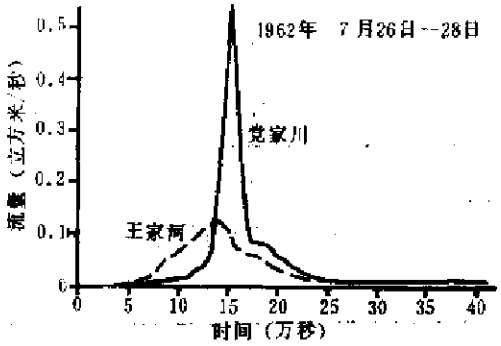
表 5-33　黄土高原有林与无林流域汛期（6—9 月）径流量比较

流域名称	流域面积（平方公里）	代表的地貌类型区	森林覆盖率(%)	降雨		径流		统计年代
				汛期总量（毫米）	占年总量（%）	汛期（毫米）	占年总量（%）	
王家河	47.08	黄土丘陵区	90	438.9	73.3	2.544	24.3	1962 年
党家川	45.70	破碎黄土塬区	0	370.5	73.5	3.995	36.0	1962 年
堡子沟	2.86	黄土丘陵区	90	432.7	66.8	0.595	39.7	1960—1962 年
魏家沟	4.85	黄土丘陵区	2	385.4	64.2	4.527	81.6	1960—1962年
寺　沟	4.37	黄土塬区	67.7	322.2		2.81		1964 年
南　沟	5.11	黄土塬区	2.7	322.2		13.08		1964 年
寺　沟	4.37	黄土塬区	67.7	150.2		0.48		1965 年
南　沟	5.11	黄土塬区	2.7	150.2		1.89		1965 年

表 5-34　一次降雨过程中有林与无林流域洪水量对比（陕西峰站和延安站）

流域名称	流域面积（平方公里）	代表的地貌类型区	森林覆盖率（%）	日　期（年，月，日）	降雨量（毫米）	平均强度（毫米/小时）	径流深度（毫米）	拦洪效益（%）
王家河	47.08	黄土丘陵区	90	1957.7.24	28.2	22.0	0.15	79.0
柳　沟	4.06	黄土丘陵区	30	1957.7.24	28.2	22.0	0.712	
王家河	47.08	黄土丘陵区	90	1957.7.17	45.7	2.5	0.15	55.1
柳　沟	4.06	黄土丘陵区	30	1957.7.17	45.7	2.5	0.341	
堡子沟	2.86	黄土丘陵区	90	1960.7.22	61.0	12.7	0.18	96.5
魏家沟	4.85	黄土丘陵区	2	1960.7.22	61.0	12.7	5.468	
王家河	47.08	黄土丘陵区	90	1961.7.12—13	47.3	5.7	0.18	56.7
魏家沟	4.85	黄土丘陵区	2	1961.7.12—13	47.3	5.7	0.34	
寺　沟	4.37	黄土塬区	67.7	1966.9.1	31.7	1.6	0.137	49.8
南　沟	5.11	黄土塬区	2.7	1966.9.1	31.8	1.7	0.275	
寺　沟	4.37	黄土塬区	67.7	1964.8.14	18.2	10.4	0.109	86.1
南　沟	5.11	黄土塬区	2.7	1964.8.14	18.3	12.6	0.787	





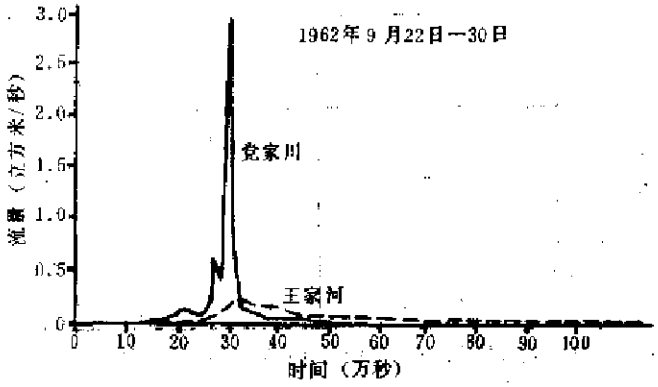


图 5-42 王家河(有林)和党家川(无林)典型洪峰过程线
(据西峰水土保持站)

(表 5-34)，同样说明森林的很大削洪作用。

将森林覆盖率 90% 的王家河流域与流域面积相近的党家川(无林)的典型洪峰过程进行对比(图 5-42)，前者为矮胖型，后者为尖瘦型，即有林的王家河流域的洪峰过程为缓起缓落，无林的党家川为猛涨猛落。洪水涨落缓慢表示林区的洪水历时延长。就党家川和王家河流域比较，后者的洪水历时大多数是比前者延长 1—3 倍[1]。洪水历时延长，水向

1) 黄河水利委员会西峰水土保持科学试验站，1956—1962 年子午岭林区小流域测验成果总结，黄河流域水土保持科学研究工作会议论文汇编，1964年。

土中入渗的机会增加，回归水量增加，因而林区非汛期的径流量普遍较非林区大。例如王家河流域 10 月至翌年 5 月径流深较党家川大 11.5%，比魏家沟流域（无林）大 32.2%（1962 年）。因此，林区一般是没有洪水灾害的。

三、植被与土壤抗蚀力

第四节业已指出，土壤抗蚀力大小既和土壤的力学性质有关，又和土壤的渗透能力、物理化学性质有关。林区土壤有良好的团粒结构，加上地表有枯枝落叶吸水，其渗透能力

表 5-35　表土结皮对径流和侵蚀的影响（绥德站）

径流小区编号	坡度（度）	坡长（米）	土地利用	日期（年，月，日）	降雨量（毫米）	径流期雨量（毫米）	平均强度（毫米/分）	最大强度 强度（毫米/分）	最大强度 持续时间（分）	径流（毫米）	侵蚀量（吨/平方公里）
18	14°41′	20	农地（黑豆）	1958.7.23	13.5	2.0	0.178	0.5	4	0.085	33.[illegible]
18	14°41′	20	农地（黑豆）	1958.7.29	11.4	1.3	0.046	0.6	2	0.913	156.[illegible]

远大于非林区土壤。据朱显谟研究[53]，山西省中阳县侧柏-灌木林和油松-灌木林地土壤的团粒结构一般在 46% 以上，而非林区（农地或荒地）多在 10% 以下。蒋定生等对子午

表 5-36　子午岭林区流域与非林区流

植被 \ 年代 / 流域名称		1956	1957	1958	1959
林　区	王家河				29.8
	堡子沟			(9.1)	0.21
已破坏林区	柳　沟	(28.1)	(94.4)		
无 林 区	魏家沟				
	党家川				
	南小河沟	2,811.0	1,475.0	1,060.0	359.0
	董庄沟	(19,134.0)	(5,091.0)	(1,949.0)	873.0

注：王家河、党家川、堡子沟、柳沟和魏家沟流域的情况见表 5-35 和表 5-36；南小河沟属黄土塬区，面积 36.3 平带括号者为汛期侵蚀量，其余为年侵蚀量。

* 据黄河水利委员会西峰水土保持科学试验站资料整编。

表 5-37　黄龙山林区有林和无林流

植被 \ 年代 / 流域名称		1960	1961	1962	1963
有　林	寺　沟	164.3	39.1	21.99	(8.14)
	背崖枝沟	1091.0	9.60		
无　林	南　沟				
	安民沟		937.5		

注：背崖枝沟面积 145.79 平方公里，森林覆盖率 62%；安民沟面积 24.0 平方公里，无林。

岭林区新垦林地土壤与非林地土壤进行渗透试验表明，20—50 厘米深度土层的渗透率差 1.4—1.9 倍[42]。朱显谟的试验资料是林地土壤的初渗率较农地小，稳定入渗率高一倍左右。农地土壤的初渗率高只有在天然降雨之前地表无结皮的情况下出现，此时由于表土经过翻耕后，结构松散，雨水极易下渗。如果表土在降雨后形成结皮，而结皮又未被破坏，将对水向土中入渗产生很大影响(表 5-35)。表 5-35 中 7 月 23 日降雨前土地经过中耕，表土无结皮，7月 29 日降雨时表土有结皮，结果后者的径流量比前者大 10.7 倍，侵蚀量大 4.7 倍。农地土壤稳定入渗率低于林地土壤，除了受林地土壤的结构较好，使入渗率提高有关外，很可能和缓坡农地约20厘米深度普遍存在厚度 10 厘米左右的犁底层隔水有关。

有植被地区土壤的抗蚀能力高于无植被地区的另一个重要原因，是植物根系的固土作用。受植物根系缠绕固结的土壤，在静水中很难分散为散粒，水流不易将它冲走。我国东北大小兴安岭林区，表土层的植物根系盘根错结，犹如海绵体，即使在坡度很大的坡地上也不发生侵蚀。子午岭林区每 100 立方厘米土中含根量 2.65—3.5 克，而农耕地土壤的含根量一般不足 1.0 克，二者表土的单位水流冲刷量相差数十倍[43]。

四、植被与侵蚀强度

由于植被削弱了降雨径流侵蚀力，提高了土壤的抗蚀力，使它成了抑制侵蚀的最重要自然因素。

域侵蚀量比较*(单位：吨/平方公里)

1960	1961	1962	1959—1962 年平均	1960—1962 年平均	1956—1962 年平均
1.81 0.0	0.19 0.0	0.27 0.0	5.767 0.052	0.757 0.0	
(2,600.0) 2,630.0 4,649.0	1,087.0 340.0 1,081.0	1,096.0 1,018.0 270.0 773.0	 899.75 1,844.0	1,594.3 1,080.0 2,167.7	 1,277.85

方公里，至 1963 年底流域内林地面积占总面积 9.0%；董庄沟为南小河沟的一条支沟，面积 1.06 平方公里，无林。

域侵蚀量比较(单位：吨/平方公里)

1964	1965	1966	1967	1960—1967 平均	1964—1967 平均
16.83	552.7	6.60	2.58	101.53	144.68
1,744.0	24.98	1031.0	131.0		732.75

1. 天然植被的防蚀效果

表 5-36 和表 5-37 说明，林区流域的多年平均侵蚀量都小于无林流域，其原因并不是降雨不同所致。例如王家河流域 1962 年降水 598.1 毫米，年径流深度 11.44 毫米，侵蚀量仅 0.27 吨/平方公里；同年党家川流域降水 504.3 毫米，年径流深度 11.1 毫米，侵蚀量 1,018.0 吨/平方公里，二者的年平均径流深度相近，侵蚀量相差三千多倍。1960—1962 年堡子沟流域平均降雨量为 647.0 毫米，平均径流深度 2.86 毫米，没有侵蚀；同期魏家沟流域（无林）平均降雨量较堡子沟流域少 46.9 毫米，平均侵蚀量达到 1,594.3 吨/平方公里年。寺沟流域与南沟流域比较，减少侵蚀的效果不如子午岭林区流域大，其原因除了因为寺沟流域的森林覆盖率不如子午岭林区高以外，还与寺沟流域的地貌条件不同于子午岭林区流域有关。寺沟流域位于黄土塬区，沟深坡陡，沟谷侵蚀为主，尤其是重力侵蚀占的地位重要；王家河流域位于黄土丘陵区，沟谷地的坡度较塬区流域缓，重力侵蚀相对较弱，水力侵蚀又受到茂密植物保护，所以侵蚀量减少。1965 年寺沟流域的侵蚀量大于南沟流域的原因，主要是两个流域汛期降雨量悬殊较大（寺沟为 265.8 毫米，南沟为 151.2 毫米），尤其是在 7 月 20 日这两个流域发生大量降雨过程中，寺沟的侵蚀量达到 551.5 吨/平方公里，南沟仅 20.94 吨/平方公里，二者的相差较大。

表 5-38 列出几种不同降雨特征的径流泥沙资料，它说明无论是降雨量大、降雨强度也大，或者是降雨量不大、降雨强度较小的情况小，森林流域与无林流域相比，前者的侵蚀量比后者减少 89% 以上。森林流域的平均含沙量均小于 19.5 公斤/立方米，最大含沙量只有 70 公斤/立方米；无林流域的最大含沙量高达 400 公斤/立方米。

植被不仅大大削弱了水力侵蚀的强度，重力侵蚀也因植物根系的固土作用而减弱。据西峰水土保持科学试验站 1961 年 7 月对子午岭林区流域调查[1]，林区的堡子沟流域共有滑塌七处，滑动土体约 180.0 立方米；无林的魏家沟流域内有滑塌 62 处，滑动土体约 1260.0 立方米，比堡子沟大七倍。西峰南小河沟的支沟杨家沟和晋西离石王家沟的支沟插财主沟，都是人造林流域，目前沟谷内都已全部郁闭，谷坡上的重力侵蚀已经比以前大大减弱。靖边县大路沟乡下杨家圪流域，封沟造林二十年后，谷坡上已很少见到重力侵蚀，沟床下切也十分缓慢。

植被的防蚀效能随植被类型和覆盖度而异。据陕西省澄城水土保持站观测，植被度越大，侵蚀量越小（图 5-43）。黄龙水土保持站 1960—1967 年对寺沟流域内的油松林、山杨林、灌木林和草坡进行了对比观测，观测期共产流61次（缺 1961 年资料），其中油松林发生冲刷 14 次，山杨林 7 次，草地 5 次，灌木林 4 次。灌木林发生冲刷的次数最少。1960 年各测验小区都发生了径流，但彼此的差别很大（表 5-39）。由表 5-39 可以看出，草地径流小区的降雨量最少，径流量最大，灌木林径流小区的降雨量大于油松林和草地径流小区，径流量却最小。各类型植被的侵蚀量以乔木林最大，草地次之，灌木林最小。选取不同降雨特征进行比较，在降雨量大，降雨强度相近条件下，灌木林的径流量和侵蚀量都比油松

1) 黄河水利委员会西峰水土保持科学试验站，1956—1962 年子午岭林区小流域测验成果总结，黄河流域水土保持科学研究工作会议论文汇编，1964 年。

表 5-38 不同降雨条件下有林和无林流域的径流泥沙比较

流域名称	植被状况	时间（年，月，日）	降雨		径流		泥沙			减水减沙（%）	
			量（毫米）	历时（时:分）	深度（毫米）	最大洪峰流量（公升/秒·平方公里）	侵蚀量（吨/平方公里）	含沙量（公斤/立方米）		减水	减沙
								最大	平均		
王家河	森林流域	1962.7.26—28	56.0	36:10	0.234	2.750	0.00	0.00	0.00	27.0	100.0
党家川	无林流域		59.9	18:56	0.321	11.960	13.60	62.00	41.70		
王家河	森林流域	1962.9.22—30	119.6	131:20	0.777	4.850	0.07	0.59	0.08	51.6	99.9
党家川	无林流域		106.8	114:05	1.605	67.500	371.80	367.40	231.60		
王家河	森林流域	1962.10.6—13	28.7	76:40	0.200	4.850	0.00	0.00	0.00	18.6	100.0
党家川	无林流域		28.6	56:24	0.246	6.860	2.69	12.80	10.84		
寺沟	森林流域	1964.7.16	65.8	7:06	0.584	0.224	13.50	70.60	19.50	90.3	89.0
南沟	无林流域		63.9	21:05	5.990	3.890	1,225.00	400.00	185.00		
寺沟	森林流域	1964.8.14	18.2	1:45	0.108	0.057	1.58	27.50	10.20	86.3	98.0
南沟	无林流域		18.3	1:27	0.787	0.692	80.63	299.00	92.50		
寺沟	森林流域	1967.8.22	28.0	2:17	0.116	0.044	0.08	1.38	0.51	88.6	99.9
南沟	无林流域		34.0	1:20	1.022	0.982	89.82	147.00	82.40		

表 5-39 黄龙山寺沟流域植被类型与侵蚀关系

试验小区编号	时间（年,月,日）	植被类型	覆盖度（%）	坡度（度）	土质	降雨 量（毫米）	降雨 强度（毫米/小时）	径流量（立方米/平方公里）	侵蚀量（吨/平方公里）	注
1,2,3	1960	油松林	63.3	33	黄土母质褐色土	229.3		29.997	1.069	乔木林下基本上无枯枝落叶层
4,5		山杨林	70	32		321.3		28.565	0.400	
6,7		草地	80	35		216.3		30.665	0.239	
8		灌木林	70	32		257.3		21.190	0.184	
1,2,3	1960.8.2	油松林	63.3	33	黄土母质褐色土	177.0	14.4	23.51	1.027	
4,5		山杨林	70	32		183.0	19.4	19.30	0.337	
6,7		草地	80	35		183.0	19.4	25.73	0.184	
8		灌木林	70	32		179.8	14.6	16.930	0.127	
1,2,3	1960.8.4	油松林	63.3	33	黄土母质褐色土	33.9	15.6	65.335	0.053	
4,5		山杨林	70	32		24.2	11.2	16.665	0.027	
6,7		草地	80	35		24.2	11.2	35.145	0.047	
8		灌木林	70	32		29.3	13.5	2.789	0.033	
1,2,3	1960.8.21	油松林	63.3	33	黄土母质褐色土	6.0	12.0	0.767	0.01	
4,5		山杨林	70	32		12.4	24.8	2.534	0.017	
6,7		草地	80	35		9.4	18.8	1.419	0.009	
8		灌木林	70	32		8.4	16.8	0.656	0.012	

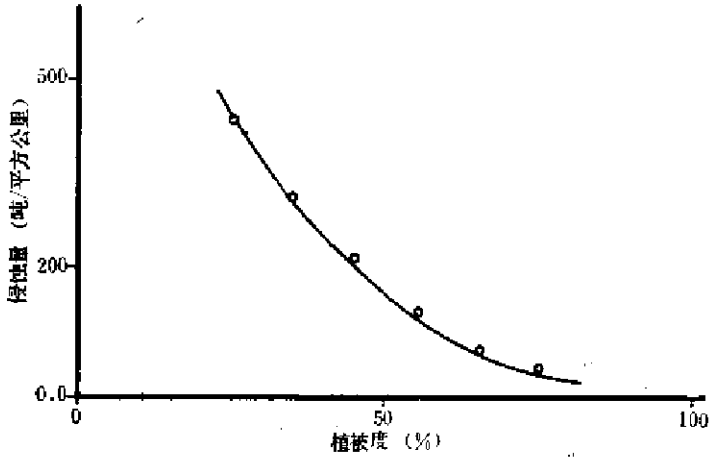


图 5-43 植物覆盖度与侵蚀量的关系
（据陕西省澄城水保站）

表 5-40 造林地和栽培牧草地的侵蚀比较（引自华绍祖）

植被类型	地点	径流（立方米/平方公里·年）		侵蚀量（吨/平方公里·年）		径流和侵蚀减少（%）		资料年限
		措施区	对照区	措施区	对照区	径流	泥沙	
洋槐（树龄 7—10 年）	天水	1,120.0	1,208.0	48.4	228.0	7.28	78.7	1954—1957
洋槐（树龄 6—9 年，水平沟整地）	西峰	9.5	2,676.0	1.6	627.0	99.6	99.7	1960—1963
洋槐（树龄 3—4 年）	绥德	1,078.0	4,330.0	463.0	1,552.0	75.1	70.2	1956，1961—1962
洋槐（树龄 5—6 年）	绥德	1,210.0	3,490.0	120.0	1,179.0	65.3	89.8	1958—1960
洋槐（树龄 7—8 年）	绥德	669.0	1,873.0	63.0	697.0	64.2	91.0	1961—1963
平均		817.3	2,715.4	139.2	856.6	69.9	83.7	
苜蓿	天水	942.0	1,208.0	71.6	228.0	22.0	68.6	1954—1957
苜蓿	绥德	1,872.0	3,064.0	74.9	734.0	38.9	89.9	1955—1960
苜蓿	绥德	1,224.0	2,976.0	338.0	966.0	58.9	65.0	1959—1963
平均		1,346.0	2,416.0	161.5	642.7	44.3	74.9	
草木樨	西峰	1,322.0	2,652.0	18.2	190.0	50.1	90.4	1958
草木樨	绥德	2,323.0	3,064.0	224.0	734.0	24.2	69.5	1955—1960
草木樨	绥德	2,154.0	3,634.0	294.0	1,020.0	40.7	71.2	1959—1960
平均		1,933.0	3,117.0	178.7	648.0	38.0	72.4	

注：措施区指造林种草区，对照区指没有造林种草区。

林小区为小。灌木林的降雨量和降雨强度都比油松林大的情况下，其侵蚀量才比油松林大 17%。由此可见，这三种植被类型中以灌木林的防蚀效果最好。天然灌木林之所以表现出良好的防蚀效果，一是它的根系多密集于地表，固土作用优于乔木林；二是它的枝干低矮密集，防止了雨滴对地面的直接打击作用，也优于地面基本上没有枯枝落叶层的乔木

林。因此，大力发展灌木林是防止侵蚀的重要途径。

2. 人工植被与侵蚀

目前，黄土高原已经有了许多面积不大的人工植被，其种类有乔木林、灌木林、牧草等。粮食作物和蔬菜也属于人工植被类型，但防蚀效能很差，这里不去讨论它。

人工植被的防蚀效能和天然植被相比，由于其结构单一，覆盖度大多数比较低，缺少枯枝落叶层，效果常常不如天然植被良好。但是，它仍然是保持土壤免遭侵蚀的重要措施。

不同人工植被类型的防蚀效果是不一样的。就表 5-40 中乔木林和牧草地比较，一般是前者优于后者。在乔木林中，树龄愈长，防蚀作用愈大；草本樨和苜蓿的效果接近。将洋槐林和洋槐与紫穗槐混交林比较，或者把臭椿林与臭椿紫穗槐混交林比较（表 5-41），混交林的侵蚀比单纯的乔木林小得多。同龄树种中，速生树种的防蚀效果大于一般树种（表 5-42）[54]。柠条是黄土高原北部地区的主要造林灌木树种，它的适生性很强，经济价值高，保持水土的作用强，可以大力发展。据绥德水土保持科学试验站 1964 年 7 月 5 日观测，降雨量 130 毫米情况下，韭园沟吴家畔大队一块柠条地的侵蚀量仅 1404 吨/平方公里，比同一地点的荒地少 3.2 倍。

为了提高造林的成活率，促进幼树迅速生长，黄土高原多采用水平沟、水平阶、鱼鳞坑或穴植等造林整地方法。据西峰水土保持科学试验站观测，各种整地方式中以水平沟和水平阶的保水保土效果最好（表 5-43），鱼鳞坑次之，穴植最差。实测各种造林整地方法同期的土壤含水量比较，水平沟和水平阶最高。

在黄土沟谷的土质沟床上种植柳树形成"柳谷坊"，对于防止沟床下切和拦蓄泥沙的作用很大，这是一种投资少并有一定经济收入的人造林类型。据西峰水土保持科学试验站观测，杨家沟底的 69 道柳谷坊 1953—1963 年平均每一谷坊拦泥 22.564 立方米，最多

表 5-41 绥德辛店沟三年生乔灌混交林与乔木林侵蚀比较（引自《中国水土保持概论》）

林型	树种	坡度（°）	侵蚀量	
			量（吨/平方公里）	比例（%）
纯林	洋槐	29.5	936.0	
	臭椿	29.5	1,084.5	
	平均		1,010.3	100.0
混交林	洋槐、紫穗槐	31	621.0	
	臭椿、紫穗槐	34	655.5	
	平均		638.3	63.0

表 5-42 速生树种与一般树种的侵蚀比较（据朱显谟）

树种	树类	树龄	覆盖度(%)	坡度(0°)	降雨量（毫米）	侵蚀量（吨/平方公里）
洋槐	速生	5	93	29	389.3	1,192.5
白榆	一般	5	55	31	389.3	2,981.3
臭椿	一般	5	45	29.5	389.3	3,770.3

表 5-43 不同造林整地方法的径流量和侵蚀量

整地方法	土质	坡度(°)	径流		侵蚀量	
			量(立方米/平方公里)	比较(%)	量(吨/平方公里)	比较(%)
水平沟	红土	26—40	0.00	0.0	0.0	0.0
穴植		26—40	158.60	100.0	7.3	100.0
鱼鳞坑	黄土	26—40	28.70	19.1	4.4	30.0
穴植		26—40	149.99	100.0	14.5	100.0
水平阶	黄土	10—25	0.00	0.0	0.0	0.0
穴植		10—25	114.60	100.0	2.2	100.0

的达到 107.128 立方米。柳谷坊稳定了沟床，抬高了侵蚀基准，使两侧谷坡侵蚀减轻。

第六节 人为因素

一、人类活动影响侵蚀的方式和特点

人是地理环境中最积极和最活跃的因素。自从人类出现以来，他就不断以自己的活动对自然施加影响，打破自然界物质和能量原有的相对平衡，其中包括对自然侵蚀的影响。人类施加给自然侵蚀的影响有消极的和积极的两个方面。积极作用是通过人的活动削弱发生侵蚀的不利自然因子作用的力量，或者影响其作用的方向，增强自然界中抑制侵蚀的自然因子的势力。也就是削弱侵蚀力，提高抗蚀力，使侵蚀减弱。消极作用主要是降低抗蚀力，促进侵蚀力充分发挥威力，使侵蚀加剧。消极作用有直接和间接之分。挖掘运移土(岩)体属于直接作用；砍伐森林、破坏草原、坡地耕垦属于间接作用。后者是经常的、长期的、持续不断的和大范围的，目前它比前者重要得多。

人类活动影响侵蚀的程度与政治经济、社会文化和科学技术等多种因素有关，其中以政治经济的关系最密切。在私有制度下，土地占有者为了取得尽可能多的财富，往往不顾自然条件的特点，盲目地向自然索取过多，结果破坏了自然生态平衡，削弱或毁坏了可再生资源的再生能力，招致自然界的无情报复。产生人为加速侵蚀是这种报复的一个重要表现。政治经济状况影响侵蚀总是通过政策、法令、体制等多种方面间接起作用的。一项错误的政策或法令，常常可以带来巨大的恶果；相反，正确的政策必然会产生卓著的经济效益、环境生态效益和社会效益。因为，从对资源的开发、利用、治理和保护角度来说，正确的政策一定是符合自然规律和经济规律的。而正确政策或法令的制定，首先是以客观规律为依据，同时也充分考虑到当前合理利用这些规律的可能性以及可能利用的程度。人类认识客观规律的程度和深度，是和当时的科学发展水平联系在一起的，利用这些规律的可能性又是与科学技术水平和经济实力分不开的。如果不按照客观规律办事，技术愈进步，对自然资源破坏的程度和速度愈严重和迅速。正如马克思在《资本论》第一卷中指出的，“资本主义农业的进步，不仅是劫夺劳动者技巧的进步，而且是劫夺土地技巧的进步”。按照客观规律办事，技术愈进步，就能最充分地发挥资源的生产潜力，给人类提供永不衰竭的物质和精神财富。科学技术尚未发展到充分发挥自然生产潜力之前，以及又没有

足够条件使已有的科学技术成就在某一地区变为社会生产力之前，该地区单位面积上负载的人口愈多，对自然资源破坏的程度可能愈严重。从这个意义上讲，人口多少常常是引起人为加速侵蚀的重要因素；或者更进一步地讲，掌握科学技术的人愈少，运用科学技术成就去和自然作斗争取得胜利的可能性也愈小，于违反自然规律和经济规律蠢事的人就愈多。因而广大群众的科学文化水平，也成了加速或抑制侵蚀的因素。所以，人类活动影响侵蚀的实质，始终深深打上社会政治、经济和文化的烙印。这是人类活动影响侵蚀的第一个特点，也是最重要的特点。

人类活动影响侵蚀的第二个特点，一般是在自然生态比较脆弱的地区，或者是发生强烈侵蚀潜在威胁较大的地区，造成侵蚀加剧的可能性最大。在这些地区，如果人类施加给自然的不良影响超越了自然本身的忍耐能力（或者叫弹性限度），并长期持续不断地作用，脆弱的自然生态平衡必然遭到破坏，而且很难逆转；侵蚀过程也必然是在自然侵蚀的基础上愈演愈烈。人类企图通过自己的力量去改造它，制止它，其难度比那些自然稳定性高的地区大得多，也不可能在短期内收到显著效果。这一特点在黄土高原地区十分明显。黄土高原是一个自然侵蚀活跃的地区，经过几千年人类活动才发展到目前的严重地步，尽管已进行了三十多年的治理，就全区而言，距离控制侵蚀的目标还相差很远。即使今后人类活动影响的消极作用逐渐消除，也不可能迅速取得巨大成就，对此应有清醒的估计。

第三，人为加速侵蚀的发展过程总是首先和人类生产活动中最基本的、历史最悠久的农、林、牧业生产发展过程联系在一起的。大规模工业兴起以后，虽然随之出现的人类活动影响侵蚀的直接作用日益加强，但和农、林、牧业生产对侵蚀的影响相比，在世界上的绝大部分地区仍然处于次一等的地位。农、林、牧业生产影响侵蚀的实质是如何合理利用土地，以及是否实行科学的土地经营和管理。顺应自然和经济规律安排农、林、牧用地，确定最优的用地比例，实行科学的经营管理，即使自然侵蚀比较活跃，也不致引起严重的人为加速侵蚀。违反客观规律，进行掠夺式的经营，必然发生严重的人为加速侵蚀。目前世界上所有侵蚀严重地区，几乎毫无例外地都是(过去或者现在)土地利用极不合理或者是土地经营管理不善的地区。

二、农、林、牧生产促使侵蚀加速的根本原因

我们已经知道，自从农、林、牧业生产兴起的初期就发生了人为加速侵蚀的问题，只不过远古时期人类活动对侵蚀的影响比较微弱，越到历史近期才愈加严重，最终表现为土地利用极不合理，土地的经营管理不善。为什么会产生这种结果，其关键何在，应认真予以分析。

众所周知，农、林、牧业的生产价值首先由劳动生产率高低来表示。劳动生产率高，就会产生更多的产品或使用价值；劳动生产率低，其产品和使用价值一定较少。追求高效能生产是人类的共同愿望。但是，农业劳动生产率高低并不仅仅取决于劳动者的技能和生产热情，也不完全取决于劳动的组织管理和使用工具的先进程度，而是还要受自然条件的影响。因为，农业劳动生产率是和自然条件联系在一起的，并且由于自然条件的生产率不同，同量劳动将体现为较多或较少的产品或使用价值。自然条件愈好，维持和再生产的生产者所必需的劳动时间就越少；因此，生产者在为自己从事的劳动之外来为他人提供的剩余劳动就可以越多；相反，自然条件愈差，劳动者所能为他人提供的剩余劳动就越少，甚至

为了自身的生存也要付出巨大的努力。黄土高原绝大部分地区的自然条件对农业生产来讲，存在三个限制性因素：一是降雨较少，其季节分配很不均匀，年降雨量的60—70%集中在7，8，9三个月内，又多数是暴雨，容易发生旱涝灾害；二是地形破碎，沟深坡陡，土地资源遭受强烈侵蚀破坏的威胁极大；三是水资源贫乏，发展灌溉农业困难。在这样的土地上从事农业生产，生产者能够为他人提供的剩余劳动是有限的。为了满足他和他家庭中非劳动成员的需要和应付来自社会的压力(地租和税务)，只得加倍向自然索取，扩大耕地面积，以补偿劳动所得的不足。在生产能力不高的情况下，耕地面积越大，单位面积的投入就越少，收获量也就越少，于是再次扩大耕地面积。耕地面积越扩大，意味着自然植被和土地资源遭受破坏的程度越重，侵蚀随之加重。进而又影响粮食产量，结果走上了"愈垦愈穷，愈穷愈垦"的恶性循环道路。

最早的种植业是不需要畜牧业配合的[1]，饲养业仅仅是为了满足人们日常生活的其它需要而出现的。其生产过程也只需要利用天然草场实行粗放的放牧，农牧之间尚无内在联系。随着人口增加和生产发展，役畜成了农业生产中不可缺少的成分，农牧之间发生了联系。此时每人占有的土地面积已经比以前减少，过去靠丢荒恢复地力的种植业生产方式已有困难，于是逐渐改为短期休闲，轮作和施肥。化学肥料出现之前，肥源主要是牲畜粪便和植物分解体，农牧之间的联系进一步加强。由于役用、肉食、皮毛和肥料需要量增加，牲畜数量相应增加，但是，此时留给放牧的土地已经大大缩小，在粮食生产尚岂不足的情况下，大力发展圈养是不可能的。农牧之间由相互需要开始转化为相互争地的矛盾。在商品生产不很发达的情况下，人类生存第一需要的温饱问题，只能以自给性生产来解决，因而不可能主动减少粮食生产的用地面积去满足第二性生产的需要。解决农牧争地矛盾的办法必然是加重草场的载畜量，结果引起草场退化，载畜能力降低，又导致畜牧业生产衰落。

农业和畜牧业的发展都要求使用更多的土地，必然是向生产周期更长，与温饱问题的关系更间接的林地进军；加之人类对木材需要量增加，木材的商品价值提高，大量砍伐森林，使林地面积缩小。于是产生了两个后果，一是生态环境恶化，侵蚀加重，自然灾害增加，反过来又影响农牧业生产；二是薪樵对象减少，农村能源逐渐紧张，为了收集燃料，又进一步破坏林草。

由于农业劳动生产率低所引起的农、林、牧业生产对自然环境的破坏，以及农、林、牧业生产相互依存关系的破坏，造成了农村经济结构的畸形，阻碍了农村经济的发展，劳动者陷入了贫穷的境地。此时，他们只能勉强维持简单再生产，不仅无力进行智力投资，也无力从事改造自然制止侵蚀的有效斗争。如果此时还要使农、林、牧业生产扩大，那只能是对自然资源的进一步破坏。因而，要想改变落后现状，充分正确地发挥人的主观能动性去制止侵蚀，必须首先在提高劳动生产率、增加农民经济收入方面下功夫。否则，改变土地利用不合理状况，调整农、林、牧业用地比例，改变用地不养地，用林不造林，用草不种草的弊病，实行土壤保持耕作等等，都是很难实现的。

1）郑振源：对调整黄土高原农、林、牧比例关系的一点意见，西北地区农业现代化学术讨论会会议论文选编，1980年。

三、近三十年来黄土高原人类活动影响侵蚀的分析

历史时期人类活动对黄土高原侵蚀的影响概况，在第四章第三节中已经进行了讨论。下文利用部分定量资料进一步讨论近期人为因子与侵蚀的关系。

河流泥沙是流域内各自然因素和人为因子综合作用的反映，并且和河道本身的冲淤变化密切相关，这些变化集中反映在输移比的变化之中。根据黄土高原地区河流的泥沙输移比接近数字 1 的特点[56]，如果流域内没有人为拦沙措施，黄河龙门水文站、汾河河津水文站、渭河华县水文站和洛河湫头水文站输沙量之和，基本上可以代表黄河中游黄土高原的侵蚀量；如果流域内有人工拦沙措施（包括水利工程和土壤保持措施），流域内的侵蚀量应该是这四个输沙量加上流域内的拦沙量之和。将有人工拦沙措施以后的侵蚀量和无人工拦沙时的侵蚀量进行比较，并分析其原因，可以了解到比较时段内人类活动对侵蚀影响的概况。

表 5-44 列出龙门、华县、湫头、河津四个站不同时段的径流量和悬移沙量（表 5-44），它表明黄河各时段的悬沙量都在 16 亿吨左右，也就是说将近五十年来，黄河的平均悬沙

表 5-44 黄河干流及主要支流不同时段水文特征值统计表

河名	站名	控制面积（平方公里）	统计年代	悬沙量（亿吨/年）	含沙量（公斤/立方米）	径流量（亿立方米/年）	年平均降水量（毫米）
黄河	龙门	497,561	1934—1979	10.808	32.70	333.31	472.5
			1934—1949	12.147	30.44	369.30	516.5
			1934—1958	11.054	31.82	351.20	541.4
			1950—1979	10.628	33.91	314.16	459.6
			1959—1979	11.048	32.37	361.04	545.4
渭河	华县	106,498	1935—1979	4.228	40.898	85.845	526.1
			1935—1949	4.348	44.530	96.820	515.4
			1935—1958	4.262	44.830	93.540	540.6
			1950—1979	4.164	54.070	80.369	593.1
			1959—1979	4.398	60.725	80.900	589.7
洛河	湫头	25,154	1934—1979	0.963	126.44	8.729	508.4
			1934—1949	0.846	94.25	8.416	516.4
			1934—1958	0.933	113.60	8.260	525.1
			1950—1979	0.882	131.043	8.173	507.8
			1959—1979	0.905	139.855	8.940	509.2
汾河	河津	38,728	1934—1979	0.438	22.34	15.362	498.7
			1934—1949	0.487	28.09	14.888	478.5
			1934—1958	0.549	29.90	16.066	526.6
			1950—1979	0.407	19.27	15.260	513.3
			1959—1979	0.494	14.07	15.250	555.5
龙门、华县、湫头、河津四站合计			1934—1979	16.437		443.246	
			1934—1949	16.828		489.424	
			1934—1958	16.787		469.066	
			1950—1979	16.081		417.758	
			1959—1979	16.844		466.128	

量变化不大。但是，1949 年以前黄土高原基本上没有人工拦沙措施，当时的沙量大体上代表了流域的侵蚀量，1949 年以后黄土高原进行大量的土壤保持工作，兴建了大量水库，拦蓄了大量泥沙，此时的输沙量就不能代表流域侵蚀量，流域侵蚀量应该是拦沙量和输沙量之和。目前准确地计算出土壤保持工作减少的侵蚀量还有许多困难，其中最主要的困难是各地土壤保持措施的减沙效果没有可靠资料，甚至还没有已经经过治理面积的准确数字。因此，只得利用水库淤积量和沟壑土坝拦沙量代表流域内人工拦沙量。很明显，如果流域内已经进行了很好土壤保持工作，水库或土坝的拦沙量就较少；相反，如果水库和土坝拦蓄了大量泥沙，说明其流域内的土壤保持工作很差。因此，利用水库和土坝拦沙量间接反映土壤保持工作的减沙效果，还是有参考意义的。

根据黄河水利委员水土保持处统计，到 1979 年底黄土高原沟壑土坝已经淤成的土地面积(又称坝地)共 261.0 万亩。据调查，本区沟壑土坝淤成一亩坝地需要 2,000—4,000 立方米泥沙，取容重 1.3 计算，即一亩坝地拦泥 2,600—5,200 吨。黄土区适合筑坝的沟谷，其形态是有较大差异的，目前的资料尚不能分区计算各类沟谷坝地的拦泥量，只能进行全区概略计算。如果每亩坝地的拦泥量按 2,600 吨计算，则现有坝地共拦泥 67.86 亿吨。各地区形成坝地的时间是不一致的，有的在五十年代已经形成，有的是七十年代的产物，但是绝大多数是 1958 年以后建成的。1958 年以前建成的土坝数量较少，而且其中已有相当数量被 1958 年以来的历次洪水冲毁。1958 年以后筑坝淤地的发展速度也是很不平衡的，而这又与筑坝技术有关。水力充填筑坝技术是黄土高原的重大技术成就。它由黄河水利委员会绥德水土保持科学试验站在五十年代首创，当时没有推广，七十年代推广以后，淤地坝的数量迅速增加。也就是说，越到近期土坝拦蓄的泥沙量越多。如果以 1958 年为时间界限，求多年平均土坝拦泥量，则 1959—1979 年黄土高原每年土坝拦泥量平均为 3.23 亿吨。

据陕西、甘肃、山西、宁夏四省(区)兴建在黄土高原的大小水库统计，其多年平均淤积量为 2.51 亿吨(其中陕西省区每年为 1.08 亿吨，甘肃为 0.459 亿吨，山西为 0.702 亿吨，宁夏为 0.27 亿吨)；陕西关中地区的泾、洛、渭三大灌溉渠系每年引用洪水灌溉，流入农田的泥沙多年平均为 0.4 亿吨左右。

以上几项合计，1958 年以来黄土高原的人工拦沙量共 6.14 亿吨，加上 1959—1979 年龙门站、华县站、河津站和淅头站的平均沙量之和的 16.844 亿吨，则全区的侵蚀量每年为 22.984 亿吨，较 1949 年以前四站沙量之和 16.828 亿吨增加了 36.6%[56]。将 1949 年以前的径流量和 1958 年以后相比，后一时期比前一时期减少了 23.296 亿立方米，即减少了 4.8%，而这两个时期四站的沙量较为接近。由此说明，1958 年以后不仅侵蚀量增加很多，输沙量也略有增加，输沙量增加的事实也可以用平均含沙量变化情况予以说明。1958 年以后，龙门站、华县站和淅头站的多年平均含沙量，分别比 1958 年以前增加 1.7%、26.2% 和 18.8%。直接入黄的支流，其含沙量平均值也有类似变化。

这一结果的精度是不高的。因为：第一，计算的土坝淤积量的精度不高；第二，计算的水库淤积量没有把建筑在内蒙古、河南和青海所属的黄土高原区的水库计算在内，也没有把汾河谷地和其它地区灌溉用水所减少的泥沙计算在内。但是，这一结果却说明了两方面的问题。首先，它说明人类活动拦蓄了大量泥沙，如果不是近几十年来在黄土高原兴建了大量水库和土坝，1958 年以来新增加的侵蚀量将全部(至少是绝大部分)进入黄河下

游，这就必然给黄河下游河道增加更多淤积。第二，近几十年来黄土高原发生侵蚀的自然因素并没有向更加恶化的方向变化，也就是说自然侵蚀过程没有发生显著变化，侵蚀量增加了三分之一左右的原因主要是人类破坏活动造成的，即近几十年人为加速侵蚀的作用比以前更巨大了。

以下着重分析近几十年人为加速侵蚀作用更加巨大的原因。概括地讲有以下四个方面：

第一，陡坡耕垦面积增加。就1979年以前本区的农业生产水平来看，每人一般要有7—8亩坡耕地才能满足基本生活需要。三十年来本区人口约增加了一倍，农业劳动生产率却没有显著提高，非农业收入也没有太大变化，所以陡坡耕垦面积不断扩大。据不完全统计，1960—1962年，陕、甘、宁、晋四省新垦荒地1,000万亩以上；1977—1979年陕西延安地区共垦荒地180万亩，同时修建的基本农田和造林种草面积仅相当于垦荒面积的三分之一。据西峰水土保持科学试验站调查[1]，甘肃环县1949年以来共垦荒330万亩；华池县五家河村三十年中垦荒1060亩。新垦荒地大多数是坡度较大的土地，例如马莲河流域新垦荒地中有44%的坡度在20度以上。垦荒面积增加，侵蚀量必然增多。

第二，天然林地面积进一步缩小。至1949年黄土高原的天然林仅分布在少数土石山区和子午岭等地，其面积已经十分狭小。近三十年来，这些林区又遭到进一步破坏。例如宁夏固原县境1949年左右有林地72万亩，现在只剩下10多万亩；陕西省志丹县1949年森林覆盖率为56%，1958年为32%，1970年为23%，至1980年下降为16%，三十年减少了40%。陕西省甘泉林区，1949年至1977年共毁林70万亩，富县到1979年毁林28万亩。子午岭的天然林近几十年遭到了严重破坏。靠近子午岭林区的甘肃省华池、合水、宁县、正宁四县，1949年前后共有林地3,500平方公里，到1980年减少了1,487平方公里。近三十年来黄土高原曾大量造林，由于政策、技术等因素影响，成林面积十分有限，毁林面积远远大于成林面积。据不同时期水文泥沙对比分析，发源于子午岭的合水川流域，森林破坏后每平方公里每年增加了1,900吨泥沙。

第三，过渡放牧和滥肆薪樵。由于农地面积扩大，牧地面积相应减少，而牲畜数量却不断增加，使草场载畜量过重，草质退化。五十年代初期宁夏大罗山和小罗山、屈吴山等地的天然草场较好，以后时间内，过渡放牧，草场严重退化。盐池、定边一带原是著名滩羊产地，目前草场已严重沙化。据调查[2]，宁夏西吉县的黄土丘陵区，由于过渡放牧，单位面积的产草量比五十年代减少了三分之一，需要23亩草地才能养活一个绵羊单位；全县1980年超载量达到9.76万个绵羊单位。类似情况在黄土高原其它地区都不同程度存在，甚至有的地区目前已经没有真正的牧场。

三料（燃料、肥料和饲料）俱缺是一切侵蚀严重地区的共同问题，黄土高原尤其突出。三料中以燃料缺乏对侵蚀的影响最大。为了获取燃料，不仅将大部分农作物的秸秆和牲畜粪便烧掉，甚至挖草根为薪，这样既破坏了天然植被，又影响了人工植被的形成。按1980年西吉县农村人口计算，全年消耗的总能量中野草和草根占48.4%，畜粪占32.7%，作物秸秆占12.4%，薪柴占5.9%，煤炭不到1%。由此可见，农村能源缺乏所带来的问题是

1）宋尚智、涂兴文，马莲河流域人类活动对水土保持拦泥效益影响的调查，黄土高原水土流失综合治理科学讨论会资料汇编，1981年。

2）西吉县综考区划队，宁夏回族自治区西吉县农业区划报告汇编，1982年。

很严重的。从保持土壤的角度讲，它对侵蚀的影响与坡地耕垦相比，毫不逊色。

第四，工矿、交通、水利、住宅和基本农田建设过程中不注意土壤保持。五十年代初期这类活动不很普遍，对侵蚀的影响还不突出；越到近期，随着生产建设日益发展，其影响也日趋严重。在此，仅以山西省中阳县陈家湾水库的淤积发展为例来说明。陈家湾水库为晋西三川河支流南川河上的一个控制性水利工程，控制面积 331 平方公里，控制流域内植被较好，侵蚀微弱。1960—1970 年该水库共淤积泥沙 130 万立方米，平均每年淤积 11.8 万立方米。1977 年实测淤积量为 175 万立方米，同年夏季洪水冲毁水库上游新垦土地和河滩造地工程，1977 年 11 月测得淤积量为 280 万立方米，一年增加的淤积量为 1960—1970 年平均数的 9 倍。据山西省水土保持研究所分析，晋西蔚汾河流域（面积 1,478 平方公里）1956—1975 年平均悬沙量 13,500 吨/平方公里·年，其中 1956—1965 年的平均数为 11,400 万吨/平方公里·年，1966—1975 年为 15,500 吨/平方公里·年。后十年与前十年的降水量相近，输沙量增加了 36.0%，增加量中有 4.8% 是 1965 年以来兴建公路和渠道造成的。陕西省永寿县二道沟（面积 0.41 平方公里），1960 年修筑公路时废土乱堆，增加输沙量 6,571 吨，比多年平均输沙量大 22 倍。

导致近三十年来黄土高原侵蚀进一步加剧的原因，除以上所述外，最主要的是生产方针违背了这个地区的自然规律，以致继续走着"愈垦愈穷，愈穷愈垦"恶性循环的老路。而这又和当时的政策、法令有密切关系。近年来，已在黄土高原实行了以户为单位的承包治理小流域责任制，大力发展多种经营，发展商品生产，农村经济形势发生了变化。开创了土壤保持工作的新局面。

参 考 文 献

[1] W. B. Langbein and S. A. Suchumm, Yield of Sediment in Ralation to Mean Annal Preciptation, *Trans, AM, Geophys, Union*, No. 39, 1958.

[2] R. P. C. Morgan, Soil Erosion, *Richard Clay*, 1978.

[3] D. D. Smith and W. H. Wischmeier, Rainfall Erosion, *Advances in Agronomy*, No. 14, 1958.

[4] 周佩华等，降雨能量的试验研究初报，水土保持通报，1981 年第 1 期。

[5] 江忠善等，黄土区天然降雨雨滴特性研究，中国水土保持，1983 年，第 3 期。

[6] R. Gunn and G. D, Kinzer, Terminal Velocity of Water Droplets in Stagnant Air, *Journal of Meteorology*, No. 6, 1949.

[7] J. O. Laws and D. A. Parsons, The Relationship of Raindrop Site to Intensity, *Trans, AM, Geophys, Union*, No. 24, 1943.

[8] A. C. Best, The Size Distribution of Raindrops, *Quarterly Jaurnal of the Reyal Meteorological Soceity*, No. 76, 1950.

[9] N. W. 哈德逊，窦葆璋译，土壤保持，第 29—41 页，科学出版社，1975 年。

[10] L. 莱尔斯，窦葆璋译，受风影响的降雨引起的土壤分散和团粒的破坏，土壤侵蚀预报与控制文集，农业出版社，1981 年。

[11] J. R. Williams, et al., Estimation Yeild of Magnitude of Sedimentation in Catchment, *Transaction of the ASAE*, Vol. 4, No. 6, 1971.

[12] Н. И. Маккевеев, Русло Реки и Эрозия в ее Баесейне Издательство, *АНСССР, Москова*, p. 35, 1955.

[13] C. K. Matchler and R. A. Young, Soil Detachment by Raindrops, *U. S. Dep. Agric, Agric. Res, Serv.* (ARS-S-40), 1975.

[14] 陈永宗，黄土高原沟道流域产沙过程的初步分析，地理研究，第 2 卷，第 1 期，1983 年。

[15] 张汉雄等，黄土高原的暴雨特征及分布规律，水土保持通报，1982 年，第 1 期。

[16] 刘尔铭，黄河中游降水特征的初步分析，水土保持通报，1982 年，第 1 期。

[17] 乌审旗暴雨调查组，黄河中游"778"乌审旗特大暴雨调查与初步分析，人民黄河，1979 年，第 2 期。

[18] 郑似苹，黄河中游 1933 年 8 月特大暴雨等雨深线图的绘制，人民黄河，1981 年，第 5 期。

[19] 李保如等，黄河中游地区1977年暴雨后小型库坝工程情况调查，人民黄河，1979年，第1期。
[20] 贾可，黄土高原新构造运动对侵蚀的影响，水土保持通报，1982年，第6期。
[21] Г. А. Шмидт, Устойчвость Склонов и Образованйя Сейсмодйслокаций, Геоморфология, Т. 3, 1980.
[22] 朱海之，古地震运动若干标志的研究，史前地震与第四纪地质文集，陕西科技出版社，1982年。
[23] 白铭学，对黄土地区地震标志的观察与分析，史前地震与第四纪地质文集，陕西科技出版社，1982年。
[24] 李永善等，华县大地震震害与古地震遗迹探讨，史前地震与第四纪地质文集，陕西科技出版社，1982年。
[25] Б. Ф. Косов, Рост Оврага при Разных Глуьинах Базиса Эрозия "Экеприментельное исслдованйе", *Вест. МУ. Геогр.* Т. 1, 1974.
[26] 刘普建，天水水土流失测验与分析，科学通报，1953年12月。
[27] 陈永宗，黄河中游黄土丘陵地区坡地的侵蚀发育，地理集刊，第10号，科学出版社，1976年。
[28] 方正三等，黄河中游梯田的调查研究，科学出版社，1958年。
[29] 张汉雄，黄土高原的暴雨特征及其分布规律，地理学报，第38卷，第4期，1983年。
[30] 侯晖昌，渭河流域坡面水土保持工程措施作用的分析，水利出版社，1958年。
[31] 郭继志，关于坡度与径流量和冲刷量关系问题的探讨，黄河建设，第3期，1958年。
[32] R. E. Horton, Erosion Development of Streams and Their Drainage Basins, Hydophylogical Approach to Quantitative Morphology, *Bull. Geol. Soc. AM*, Vol. 56, 1945.
[33] M. A. Melton, Intravalley Variation in Slope Angles Related to Microclimate and Erosional Enviroment, *Bull, Geol, Soc. AM.* Vol. 71, 1960.
[34] B. P. Ruxton, Weathening and Subsurface Erosion in Granite at Piedment Angle Boles, Sudan; *Geol, May*, Vol. 95, 1958.
[35] M. A. Carson, An Application of The Threshold Slopes to The LARAMIC Montains, WYoming *Inst British, Spacial pub.* No. 3, 1971.
[36] 西北黄河工程局，西北黄土区坡地固体径流和液体径流形成过程的初步研究，黄河建设，1957年12月。
[37] 罗来兴，甘肃华亭粮食沟坡面细沟侵蚀量的野外测定及其初步分析结果，地理学资料，第2期，1958年。
[38] 王兴奎等，黄土丘陵沟壑区高含沙水流的形成及汇流过程，水利学报，1982年，第7期。
[39] 杨州水利学校，水文预报，水利电力出版社，1979年。
[40] 华东水利学院，中国湿润地区洪水预报方法，水利电力出版社，1978年。
[41] 赵人俊等，子洲径流试验站产流产沙分析，人民黄河，1980年，第2期。
[42] 朱显谟，黄土高原水蚀的主要类型及其有关因素(三，四)，水土保持通报，1982年，第1，2期。
[43] Г. В. Бастраков, Эрозионная Прочность Горных Пород, *Геоморфлогия* Т. 2, 1977.
[44] 窦葆璋，土地利用方式对黄绵土抗冲性的影响，水土保持，1978年，第4期。
[45] В. Б. Гуссак, Опыт Иеследованная Эрозия Почв на Моделях "*Проьлемы Севетокого Почвоведеноя*", *СБ*, 15, *М-Л*, *АН СССР*, 1949.
[46] 刘东生等，黄土的物质成分和结构，科学出版社，1966年。
[47] 梁建民等，树冠截流降雨的观测试验研究，地理集刊，第12号，1980年。
[48] 王正秋等，黄龙山次生林区保持水土效益分析，中国水土保持，1983年，第4期。
[49] 黄秉维，确切地估计森林的作用，地理知识，1981年，第1期。
[50] 江振儒等，确切地认识森林的作用——与黄秉维先生商榷，地理知识，1981年，第8期。
[51] 黄秉维，再谈森林的作用，地理知识，1982年，第1—4期。
[52] 刘昌明等，黄土高原森林对年径流影响的初步分析，地理学报，第33卷，第2期，1978年。
[53] 朱显谟，黄土区植被因素对水土流失的影响，土壤学报，第8卷，第2期，1960年。
[54] 辛树帜，蒋德麒，中国水土保持概论，农业出版社，1982年。
[55] 龚时暘、蒋德麒，黄河中游黄土丘陵沟壑区沟道小流域的水土流失及治理，中国科学，1978年，第6期。
[56] 陈永宗，黄土高原水土流失及其治理，水土保持通报，1981年，第1期。

第六章　谷间地和沟谷侵蚀

第一节　谷间地侵蚀过程

一、溅蚀和鳞片状侵蚀过程

溅蚀是坡地上最初始的水力侵蚀。表土在雨滴打击下的侵蚀过程，包括在水滴冲击下土块的机械破碎、土粒飞溅和遇水后土体物理性质变化所引起的结构破坏。前一过程的强度与降雨特征和土的抗冲击能力有直接关系；后一过程受土的理化性质支配。土的抗冲击能力称为易粉碎性，它受土的粒度、结构和有机质含量等因子影响。如果遇水后土体结构迅速破坏，抗溅蚀能力必定比那些结构紧密的土体弱。黄土的结构疏松，抗剪强度一般在0.5—1.0公斤/平方厘米之间，直径2—4毫米的雨滴连续打击1—2分钟即可被粉碎；当遭受冰雹打击时，破碎的速度更快。坚硬岩石的结构紧密，持续不断地遭受雨滴打击也不会破碎，但天长日久，水滴石穿。

雨滴击溅的主要效果是分离土块。雨滴动能的大部分是消耗在分离土块上，只有小部分能量用于使土粒飞溅[1]。土粒飞溅的距离多不超过一米，飞溅高度也仅0.5米左右。所以雨滴击溅作用并不直接向河道输送泥沙。但是，土体被雨滴分离破碎后，很容易被水流运移，从而增加了水流含沙量，这是溅蚀作用的主要侵蚀效果。

农地上的溅蚀强度除了与降雨特征有关外，主要是与土壤的抗溅蚀能力和地面坡度、植被等因子有关。据国外试验[1]，有机质含量达到2%的土壤，田面土体不会因为溅蚀而变为散粒，也不容易形成表土结皮；在同样坡度条件下，由于沙土的粘滞力比垆姆（粉砂壤土）小，因而它的溅蚀强度大于垆姆[2]。这正是砂黄土地区的溅蚀麻坑比细黄土地区多和红粘土表面基本上见不到麻坑的原因。平坦地面从雨滴击溅点飞向四周的土粒数量大体相等，坡度越大飞向下坡的土粒越多（图6-1）。植被良好地面的雨滴动能，被植物枝叶消耗，溅蚀强度随植被度增加而减弱。裸地上降雨时千百个雨滴以每秒4—9米的速度冲击表土，如像无数个铅笔头打击土面，使表土夯实，这是产生表土结皮的重要原因。黄土区结皮的厚度仅一毫米左右，它构成了农地表面的一层硬壳，从而增强了地面的抗溅蚀能力。但是，它同时又妨碍了水向土中入渗和作物种籽的出苗率。因而雨滴的击溅作用对坡地侵蚀有十分重要的作用。

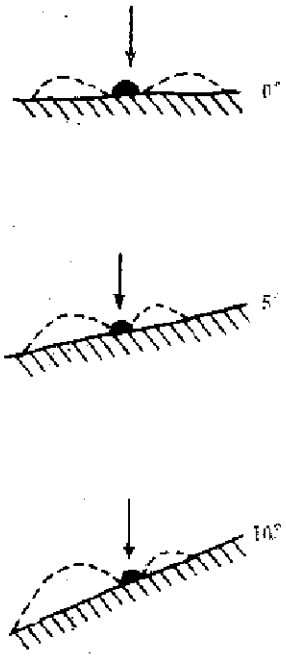


图6-1　坡地上溅蚀土粒飞移情况

溅蚀作用的效果以分水岭地带最明显，它是这一地带侵蚀的主要方式之一。R. E. 霍尔顿认为邻近分水岭地带存在"无侵蚀带"[3]，这是与表6-1所列的资料相矛盾的，从理论上，这是他忽视了雨滴击溅的侵蚀意义。霍尔顿的错误发生在本世纪四十年代初期，当时

表 6-1 山西离石零度坡面上的侵蚀

径流小区编号	时间（年，月，日）	降雨			径流深（毫米）	侵蚀量（吨/平方公里）	注
		量（毫米）	平均强度（毫米/分）	最大强度（毫米/分）			
1	1958.7.15	76.0	0.051	0.42	2.59	6.905	谷子地
	1958.7.24	24.7	0.084	0.48	0.42	4.189	
	1958.7.29	50.2	0.173	1.13	16.11	47.300	
2	1958.7.15	76.0	0.051	0.42	4.91	28.280	谷子地
	1958.7.24	24.7	0.084	0.48	0.81	8.600	
	1958.7.29	50.2	0.173	1.13	13.80	94.04	

人们对雨滴的侵蚀作用知道的很少；到了五十年已有大量关于降雨侵蚀力方面的论文发表，而 L. C. 金[4]在他的坡地演化模式的著名论文中又重犯了霍尔顿的错误，这是十分遗憾的。

测量溅蚀量的方法最早由 W. D. 爱立森（1944）设计，近年来多采用 R. P. C. 莫尔根的双环取样器（或叫溅蚀测量盘）[1]。这种仪器可以在室内模拟降雨实验中使用，也可以用于野外田间试验。如果没有这种仪器，可以直接测量产流前坡地上坑洼中的水体含沙量，进行间接计算。产流前坑洼集水中的泥沙主要是由溅蚀产生的，其多少代表了一定降雨强度条件下的溅蚀量。表 6-2 为黄河水利委员会陕西子洲径流站 1966 年在段川一、二号径流小区测量的产流前坑洼积水含沙量。表 6-2 表明，黄土区溅蚀产沙量多在 20—70

表 6-2 子洲径流站段川一、二号径流小区 1966 年 6 月产流前坑洼集水含沙量*

径流场编号		一			二				
时间	月，日	6.26	6.27	7.17	6.26	6.27	6.27	7.17	7.17
	时：分	16:35	15:34	17:26	16:36	15:34	16:06	17:26	17:27
含沙量（公斤/立方米）		77.6	16.6	57.6	147.0	24.0	16.6	271.0	21.0
降雨强度（毫米/分）		0.8	0.2	0.4	0.6	0.2	0.5	0.65	0.2

* 一号径流小区坡度 16 度，坡长 7.57 米；二号径流小区坡度 16 度，坡长 20 米，糜子地。

公斤/立方米之间，最高的达到 271 公斤/立方米[5]，这在非黄土区是不可能的。这个表还表明，当降雨强度达到 0.2 毫米/分时，就有溅蚀发生，这种强度的降雨在黄土高原是较多的。

超渗产流初期，水体首先填洼，如果降雨强度继续大于入渗率，汇积在坑洼中的水量逐渐增多，一旦超过坑洼的蓄水能力时，则向下坡漫溢。漫溢水体在运移溅蚀泥沙的同时，并对溢口处的土体进行冲刷，于是发生了径流侵蚀。坡地上的径流强度与降雨强度呈线性正比相关（图 6-2）。由于降雨过程有时强时弱的特点，径流强度也发生相应变化，冲刷强度随之发生强弱变化。如果降雨径流没有达到形成细沟侵蚀的程度，则在坡面上出现鳞片状侵蚀。鳞片状侵蚀也可以因为坡面各部分的抗蚀力不均等造成，抗蚀力弱的地方发生明显的水流冲刷，抗蚀力强的地方不表现径流冲刷[6]。

如果以产流后还没有形成细沟侵蚀前的坡面径流含沙量，代表鳞片状侵蚀和溅蚀侵

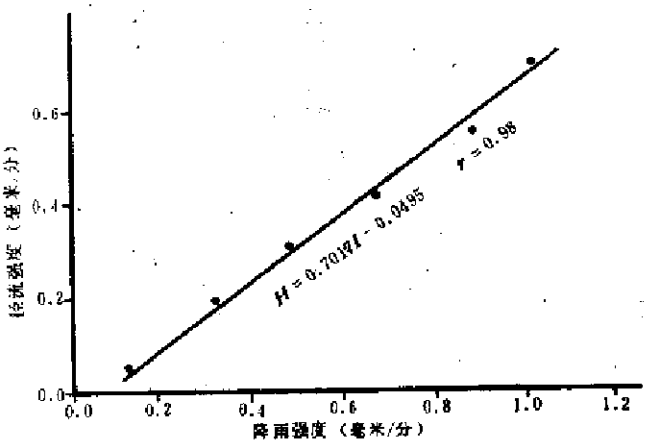


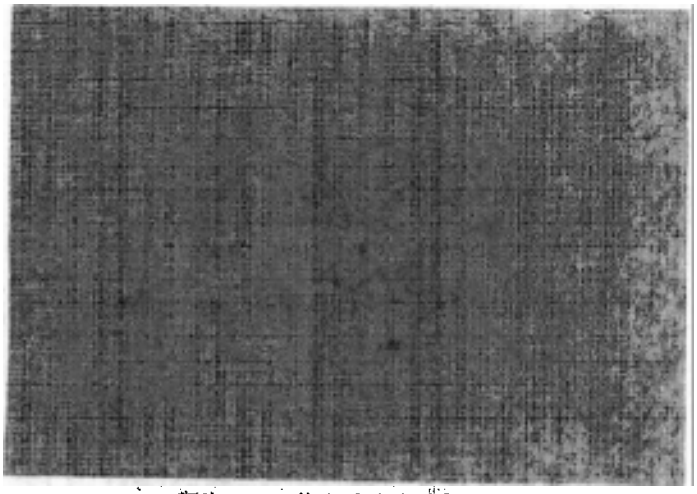
图 6-2　坡地上径流强度与降雨强度关系

蚀量，子洲径流站的观测资料说明（表 6-3），产流一分钟的溅蚀和鳞片状侵蚀量一般在 3.0—40.0 吨/平方公里，最大值达到 49.67 吨/平方公里，并且出现了 677 公斤/立方米的含沙量。由此可见，黄土区仅仅由溅蚀和鳞片状侵蚀就可以形成高含沙水流。这也是非黄土区所罕见的。

表 6-3　子洲径流站团山沟径流场产流后一分钟（无细沟侵蚀）的溅蚀和片蚀量（1966 年）

径流小区编号	项目 \ 日期（月，日）	6.26	6.27	7.17	8.8	8.15
2	含沙量（公斤/立方米）	493.0	313.0	354.0	367.0	364.0
	侵蚀量（吨/平方公里）	4.93	3.13	3.54	7.35	3.64
3	含沙量（公斤/立方米）	625.0	330.0	327.0	192.0	204.0
	侵蚀量（吨/平方公里）	20.78	11.0	2.18	2.56	0.68
4	含沙量（公斤/立方米）	—	324.0	677.0	235.0	644.0
	侵蚀量（吨/平方公里）	—	26.0	40.7	11.8	32.2
5	含沙量（公斤/立方米）	607.0	396.0	225.0	221.0	495.0
	侵蚀量（吨/平方公里）	24.4	7.93	13.5	22.0	49.67

溅蚀和鳞片状侵蚀产生的泥沙可随水流进入沟床，汇入河道。在降雨强度较小、坡地产流量不大的情况下，水体中的部分泥沙将在坡面上的坑洼中暂时停积；在降雨强度大、坡面产流量较大的降雨径流侵蚀过程中，仅在没有细沟侵蚀坡面的坑洼中发生泥沙沉积，并且主要出现在降雨径流结束之前的短暂时间内。如果坡地上的水流含沙量很高，降雨结束时小股高含沙水流失去了补充水源，在它还没有进入沟道之前水分渗透和蒸发枯竭，将其中所含的泥沙停留在坡面上，形成面条状泥条，称为“泥挂”（照片 6-1）。泥挂多见于陡崖的崖壁上，它是黄土区特有的现象，也是黄土坡面发生高含沙水流的旁证。



照片 6-1　黄土陡崖上的泥挂

二、细沟和浅沟侵蚀过程

1. 细沟侵蚀过程

细沟是坡地上散流侵蚀的产物。它的侵蚀过程，也就是暴雨径流期片流向下坡汇集逐渐转变为细沟流（股流）进行侵蚀的过程。细沟流的侵蚀过程因下垫面条件不同而异。在农耕地上，产流前汇集在耕作犁沟中的水体，一方面垂直向土中入渗，一方面顺斜坡倾斜方向向下坡渗透。垂直入渗的水体受犁底层阻滞，入渗速度总是小于直接渗向下坡水体的速度；加上经过翻耕土体各部分的紧密程度不等，渗透速度因此快慢不一，渗透较快部分可吸引更多水量通过，带走较多土体，久之成为空洞，空洞扩大并塌陷后造成犁沟壁上的缺口。犁沟中其余水体沿此缺口漫溢冲刷，首先在缺口下方形成水刷窝，同一流路上各个水刷窝连接起来则为细沟。在翻耕已久的农地上或荒坡上，耕作犁沟已不明显，仍然可以有微小坑洼，填洼水体漫溢后，也可以互相连结成为细沟。

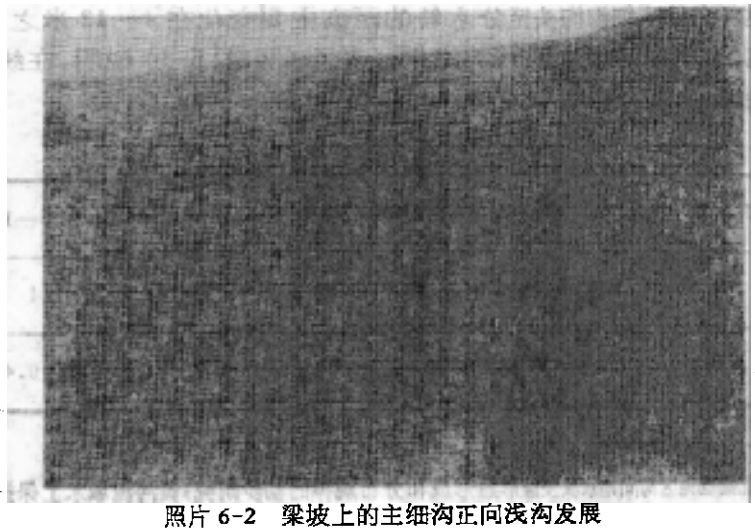
产流初期，水流受表土结皮阻碍不易迅速刷深。久之结皮软化破裂，水体将迅速下切，形成细沟形态。当冲刷深度达到犁底层时，土体的抗蚀力增强，下切受阻，于是横向扩展加强，并相应地出现了细沟沟壁的崩塌，使细沟的宽度加大。一般的暴雨径流都难以将犁底层切穿，所以农耕地上细沟的深度常在 20 厘米以内。如果降雨量大，降雨强度又大，犁底层终将软化并被切穿，此时细沟的下切能力恢复，并一直持续到降雨径流终止。1977 年 7 月 4—6 日，延安特大暴雨（日雨量大于 200 毫米）以后，坡面上发育了大量细沟，其宽深比高达 1:5，有的细沟深达 1 米左右，这是本区罕见的细沟形态。需要特别指出，尽管细沟以下切为主，但在细沟侵蚀发育过程中已经出现了崩塌作用，这就十分清楚地表明重力侵蚀方式和水力侵蚀过程有着紧密联系。即使在细沟这样微小的水力侵蚀形态形成发育过程中，也有重力侵蚀方式参与，这对于深入认识黄土区坡面及沟谷侵蚀发育过程，是很有意义的。

坡地上产生了细沟侵蚀形态以后，其侵蚀特点将分为细沟和细沟之间的沟间地两个不同部分。细沟侵蚀过程服从于水流冲刷的一般规律，既有下切又有侧蚀，细沟的沟间地则以溅蚀和片蚀为主。如果产流强度较大，细沟的密度较大，细沟沟间地的溅蚀和片蚀产沙在坡地侵蚀总量中居次要地位；如果细沟稀疏，细沟沟间地侵蚀产沙则占主要地位。无

论前一种情况或后一种情况，雨滴打击作用对细沟沟槽冲刷能力的影响都不大，只有在沟槽极浅，水层厚度很小时，水体受雨滴打击扰动才增加其挟沙能力。

最初形成的细沟称为雏形细沟，其特点是深度和宽度都很小。降雨径流继续发生，雏形细沟进一步发展为成熟细沟，于是开始了细沟的分叉和交汇。一条细沟向下坡分叉为两条或更多的细沟；或者是两条细沟在下坡交汇为一条更大的细沟，交汇后的细沟可以再分叉为两条细沟；分叉后的细沟也可以再次交汇。发生细沟分叉或交汇的原因，首先是与坡形有关，凸形坡上，越向下坡分叉的机率越高；凹形坡上一般是在下坡的交汇率比上坡高；直斜形坡二者的机率大体相当。其次是和坡度有关，坡度大于 35 度斜坡上的细沟，很少发生分叉和交汇。柏谷健二根据实验研究资料认为，细沟的分叉率随它的相对宽度（宽深比）增加而增加，交汇率随细沟数量增多而增多[7]。暴雨径流时在野外实地观察发现，发生细沟分叉或交汇的原因还与细沟流路上障碍物的分流和导流作用有关。障碍物主要有大的土块、植物枝叶或残茬。在这些障碍物阻挡下，细沟流可以被分隔为两股或几股流向下坡，每一股水流形成一条细沟。已经分叉的水流受障碍物阻挡后可以进一步分叉，或者其中的某一股水流绕过障碍，与另一股水流汇合流向下坡。R. E. 霍尔顿将细沟的交汇过程称为"微袭夺过程"[8]。他认为微袭夺出现的原因有三：(1) 因细沟的流路弯曲，两条相向弯曲的细沟共同对同一细沟沟间地进行侧向冲刷，久之土脊崩溃，两条细沟在溃口以下合而为一；(2)各条细沟的水量不等，侵蚀能力强弱不一，导致相邻两条细沟的深度不同，深度大的细沟侧蚀较强，逐渐将深度小的细沟吸引吞并为一条；(3)降雨初期细沟的深度还不大时，如果降雨强度突然增大，水流来不及由细沟排走，将沟间地淹没，于是发生水下兼并。他的这三种解释已被我们在野外实地观察证实，不过其中的第三种情况，仅出现在坡度平缓的坡地上，坡度较大的坡面上是见不到的。

由于细沟发生分叉和交汇，每一条细沟的水量是不等的。汇水量较多的细沟有更大的侵蚀力，也就有更大的袭夺能力，久之变为坡地上的主细沟。主细沟流径地面被侵蚀的土体更多，翻耕将其消灭后一定比邻近地面稍微低洼，下次暴雨径流必然有较多水流通过，进行更强侵蚀，使地面更低洼。如此反复进行，造成了斜坡横剖面的波状起伏形态，这就为发育浅沟创造了有利条件（照片 6-2）。



照片 6-2　梁坡上的主细沟正向浅沟发展

细沟的形成发育受多种因素综合影响。农地上发生细沟的机率比非农地高，林地内基本上没有细沟出现。可见土地利用方式对细沟发育的重要作用。利用方式相同的黄土坡地上，影响细沟发育的因素主要是坡度和坡长。如果以细沟侵蚀量表示它的发育程度，则表 6-4 说明，坡度愈大，细沟侵蚀量一般也愈大。细沟侵蚀与坡长的关系比较复杂，如

表 6-4　细沟侵蚀量与坡度的关系(据罗来兴资料整编)

坡度(度)	坡长(米)	细沟侵蚀量(厘米)
10	13—15	0.25
16	12—14	0.42
21	12—14	0.68
22	12—14	0.90
27	12—14	0.64
28	12—14	1.18

果降雨量大，降雨强度也大，则土质均匀的黄土坡地上，坡长愈长，侵蚀量愈大；若降雨量不大，降雨强度较小，细沟侵蚀量反而随坡长增加减弱。野外调查说明，大多数情况下是沿坡向下出现强弱交替变化。罗来兴在甘肃华亭粮食沟进行了大量细沟测量[8]，发现 60 米坡长的坡地上有两个细沟侵蚀加强带和三个较弱带，分水岭向下坡至 25 米左右为第一个侵蚀较弱带，25—35 米侵蚀加强，35—45 米侵蚀减弱，45—55 米再次加强，55 米以下再次减弱。我们在其它地区也见到类似情况，但在特大暴雨期也存在沿坡向下侵蚀强度不断增加的事例。

由分水岭向下坡开始出现细沟的位置，反映了坡地上片流转变为细沟流需要的坡长，将它称为发生细沟侵蚀的临界坡长。确定临界坡长不仅具有重要的实践意义，而且也是侵蚀研究中的重要理论问题。临界坡长的大小是影响侵蚀各因素的函数，在下垫面条件一致的情况下，降雨量大和降雨强度也大时，临界坡长则短；相反，如果雨量少、强度又小，则临界坡长的长度增加。降雨条件相似情况下的临界坡长，主要受坡度、植被、地表物质组成等因素影响。根据罗来兴的资料[8]，当坡度为 4—12 度时，分水岭以下 6—10 米范围内均无细沟发育；如果分水岭地带为草地，出现细沟的坡长增加到 12.2 以上。表 6-5 为降雨量 27.2 毫米，平均降雨强度为 0.61 毫米/分，植被度小于 40% 的条件下所测量的资料。它说明在这样条件下细沟沟头至分水岭的距离主要变化在 4—12 米之间。将表中测量的 256 条细沟的坡度组成加以分析，其结果（表 6-6 和图 6-3）说明，在统计条件下，坡度越大，细沟沟头至分水线的临界坡长越大[1]。

表 6-5　细沟沟头至分水岭距离(x_R)统计表

x_R(米)	0—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12	12—14	14—16	16—18	总计
细沟条数(条)	0	8	62	73	32	76	3	1	1	256
百分数(%)	0	3.1	24.2	28.5	12.5	29.7	1.2	0.4	0.4	100.0

1) 陈永宗等，陕北绥德地区沟间地水流侵蚀形态形成和分布规律的初步研究，黄河流域水土保持科学研究工作会议论文汇编，1964 年。

表 6-6 细沟沟头至分水线距离(x_R)与坡度关系

坡度分级(度)	<4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12	12—13	13—14	>14
平均 x_R(米)	0	3.85	4.9	4.53	5.54	6.61	8.1	8.72	9.09	9.91	10.8	0
细沟条数(条)	0	3	8	19	38	37	45	29	10	9	3	0

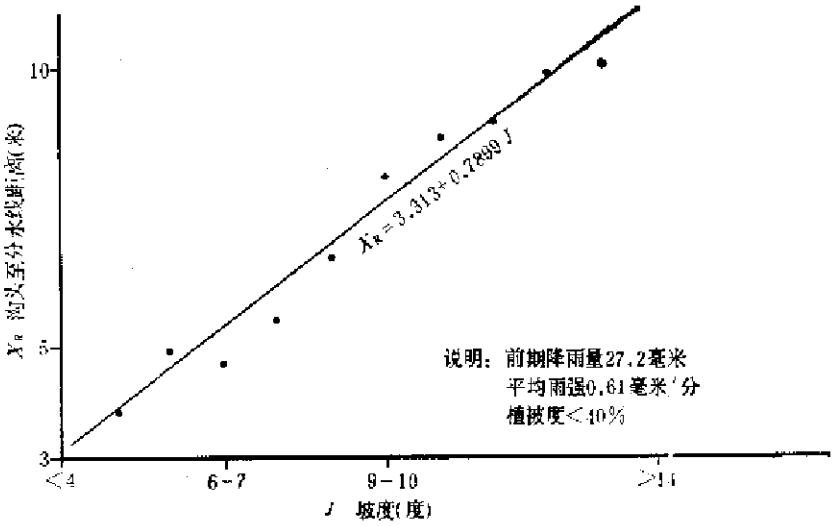


图 6-3 细沟沟头至分水线距离与坡度关系

细沟侵蚀是梁峁坡地上的最主要侵蚀方式，其侵蚀量在谷间地侵蚀总量中占的比例很大。据调查，在一次降雨量 41.6 毫米，平均降雨强度 0.53 毫米/分，最大降雨强度 1.2 毫米/分和具有 27 度的农耕地上的细沟侵蚀量为 1200.1 吨/平方公里；按照罗来兴测量资料计算出的细沟侵蚀量为 2,295—53,460.0 吨/平方公里，平均值为 13,770.0 吨/平方公里。中国科学院西北水土保持研究所 1982 年在延安杏子河流域的辐合型凹坡上，测量的最大值在每平方公里万吨以上[1]。但须指出，所有这些调查资料都只能定量地表示梁峁坡细沟侵蚀的严重程度，并不反映细沟的真实侵蚀量，因为采用的调查方法不能准确得到细沟的实际侵蚀量。雨后调查细沟侵蚀的方法，目前一般是选择一定大小面积的样方，分别测量各条细沟的长度、宽度和深度，相乘后换算为侵蚀量。这种方法虽然简单易行，但由于细沟的纵横剖面形状极不规则，测量误差必然较大。为了克服这个缺陷，有人用松散干土或荞麦皮将样方内细沟填满，根据回填量计算侵蚀量。这种方法可以得到准确的细沟侵蚀量，但测量时的工作量太大，很少采用。曾设想采用摄影测量方法计算细沟侵蚀量，由于摄影成图的精度满足不了要求，而且得不到细沟沟壁凹部的信息，而被放弃。根据坡面径流小区测验工作的经验，暴雨径流期径流小区的侵蚀方式有溅蚀、片蚀和细沟侵蚀三种。在坡长 10 米的径流小区上，一般都只有溅蚀和片蚀，没有细沟侵蚀；坡长大于 10 米的径流小区出现了细沟侵蚀。因而可以将坡长 10 米和坡长大于 10 米的两类径流小区侵蚀量加以对比，从中分析出细沟侵蚀量。这样得到的细沟侵蚀量的精度，至少要比样方

1) 唐克丽等，杏子河流域坡耕地的水土流失及其治理，1982 年。

量测结果高。将天水水土保持科学试验站和绥德水土保持科学试验站实测的坡长10米和坡长40米径流小区资料对比，求出细沟侵蚀量占坡长40米径流小区侵蚀总量的51.2—59.0%。也就是说，坡地上的细沟侵蚀量略大于溅蚀和片蚀侵蚀量。

2. 浅沟侵蚀过程

浅沟是农耕坡地（包括轮作地）上的永久性水力侵蚀形态，属于坡地上水力面蚀和沟状侵蚀之间的过渡类型[9]。浅沟发育是坡地上水流沿坡向下集中、主细沟进一步侵蚀发展的结果。农民翻耕土地对浅沟形成有重要作用。发育了主细沟的坡面经翻耕以后，将比邻近地面微微低洼，有利于下次降雨径流沿此低洼地汇集，引起较强冲刷。新冲刷成的沟槽再被翻耕土地消灭，地面更是低洼，将吸引更多水流通过，发生更强侵蚀，如此反复进行，最终形成浅沟。其形成过程如图6-4所示。

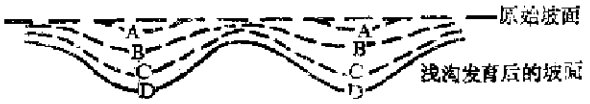


图6-4 浅沟发育过程示意图

A,B,C,D 表示浅沟发育过程中的坡面形态

在非农耕地上，浅沟常为条沟所代替。这类坡地上没有农耕影响，主细沟可长期保留，每次暴雨径流对主细沟进行反复冲刷，则在斜坡中、下部发育深窄的条沟。条沟发育过程中潜蚀和塌陷有重要作用，潜蚀主要是影响沟床刷深，塌陷使沟岸扩展。条沟多见于延河、洛河的河源地区，榆林以北的双山乡一带和内蒙古准格尔旗等地最常见，黄土高原其余地区的梁峁坡上仍以浅沟为主。

潜蚀和塌陷对浅沟侵蚀的发展同样有重要作用。潜蚀作用以穿洞为主，这和黄土层中的潜伏裂缝有直接关系。如果浅沟走向是与潜伏的裂缝走向一致，水流则沿此裂缝渗入地下，形成暗沟，至坡度变化处露出地面。一旦暗沟塌陷，浅沟则变为切沟。陕北绥德地区的梁峁坡上，浅沟沟床上曾有长5.0米、深3.5米的暗沟。

浅沟已有固定的集水面积，其大小受多种自然和人为因素影响。一般地说，降雨量大的地区比降雨量小的地区为小；坡度平缓地区的浅沟汇水面积大于坡度较陡地区；黄土高原砂黄土分布区较细黄土区大。人为因素对浅沟汇水面积的影响，是通过人类活动对植被度的影响起作用的，植被度较高地区，例如人工牧草地上的浅沟，其汇水面积常大于农地。据陕北绥德、子洲等地实测的538条浅沟资料分析（表6-7），其汇水面积变化于700—2,300平方米之间，又以700—1,900平方米占的比例最大，占统计总数的91.3%。汇水面积是保证浅沟形成发育的首要条件，有了足够大的汇水面积，才能够形成足以进行浅沟侵蚀的水流，否则是很难发育浅沟的。由表6-7可知，陕北绥德和子洲地区，保证浅沟发育的最小汇水面积为700平方米，小于700平方米坡面不能形成浅沟；大于2,300平方米的坡面，浅沟将迅速向切沟转变。所以，梁峁坡面的面积大小与该坡面上发育的浅沟条数有密切关系。图6-5表明，二者成正比相关，即梁峁坡面积越大，浅沟的条数越多。这种关系实际上也就是梁峁坡上的浅沟密度。坡地上的浅沟密度也可以用两条浅沟沟床的间距表示，绥德和子洲等地的浅沟沟间距如表6-8所列。该表说明，统计地区的浅沟沟间距

表 6-7　浅沟汇水面积大小出现频率(陕北绥德和子洲地区)

汇水面积(平方米)	700—1000	1000—1300	1300—1600	1600—1900	1900—2300	总计
浅沟条数(条)	173	104	99	115	47	538
百分比(%)	32.2	19.3	18.4	21.4	8.7	100.0

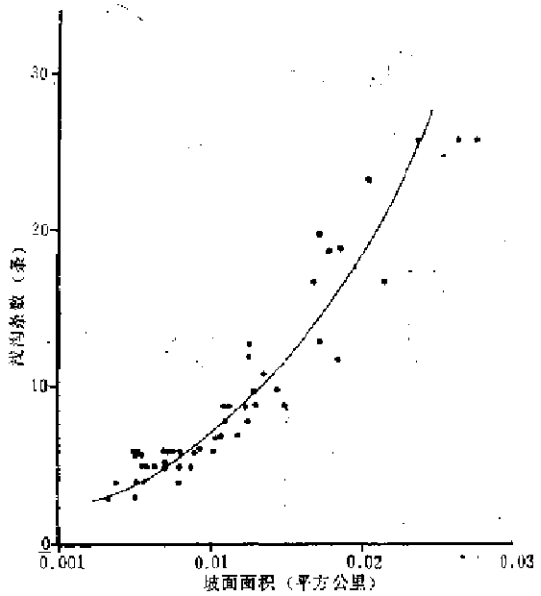


图 6-5　梁峁坡面积与浅沟条数关系
(陕北子洲、绥德和延安杏子河流域)

表 6-8　浅沟沟间距统计表(陕北子洲、绥德等地)

浅沟沟间距分级(米)	<10	10—16	16—22	22—28	28—34	34—40	40—46	总计
浅沟条数(条)	28	104	194	89	35	10	22	482
百分比(%)	5.8	21.6	40.2	18.4	7.3	2.1	4.6	100.0

主要在 10—28 米之间，占统计总数的 80.2%，小于 10 米和大于 20 米的合计不到 20%。

汇水面积大小与浅沟发育程度的关系，综合地反映了各种因素对浅沟侵蚀的影响。但是，有的梁峁坡面积已经超过了发育浅沟的最小面积，却没有浅沟分布，产生的原因是很复杂的。对于某一沟道流域而言，如果梁峁坡的开垦历史差别不大，降雨和地面物质又基本上一致，则地貌条件就成了影响浅沟发育的重要因素。我们曾对绥德何家沟流域的坡度、坡向和浅沟分布进行了分析，根据测绘的坡度图、坡向图和浅沟分布图对比结果(图 6-6,7)，发现该区浅沟分布坡地的坡度组成介于 5—45 度之间，以 20—30 度坡地上浅沟最多，占该流域浅沟总数的 74.5%。其变化是 5—30 度坡地上浅沟数量随坡度增大而增加，30—45 度坡地上则随坡度增大而减少。这一特点是和第五章分析的坡度与面蚀强度

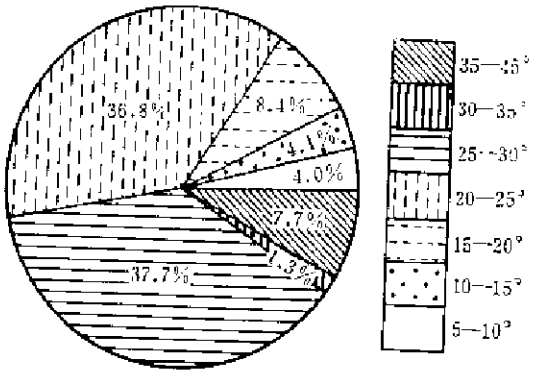


图 6-6 陕北绥德何家沟流域不同坡度坡面上的浅沟分布频率

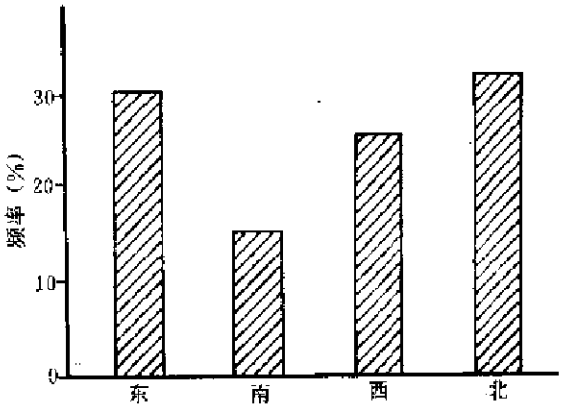


图 6-7 陕北绥德何家沟流域各坡向坡面上的浅沟分布频率

的关系是一致的。何家沟流域各坡向上浅沟分布的频率是东坡占 29.1%，南坡占 18.2%，西坡占 24.3%，北坡占 28.4%，即东坡和北坡发生浅沟的机率最高，南坡和西坡相对较小。这和前面分析的坡向对侵蚀影响的结论，也是一致的。

流经浅沟沟床的水流已与细沟流明显不同，它不再任意分叉或汇合，也不再因为障碍阻挡而改变流路，而是具有固定的槽床。至今虽然还没有取得它的水力特征资料，但从暴雨径流期的实地观察知道，已经具备了暴流特点。所以，浅沟沟头至分水线的距离，实际上是代表了坡地上散流开始向暴流转变所需要的位置。尽管这个位置在不同梁峁坡上、或者在不同条件下是不固定的，对它进行测量并加以统计分析。仍然是有意义的。根据陕北绥德地区量测的 447 条浅沟资料可知，这个位置多集中在 20—60 米之间，占统计总数的 79.4%（表 6-9）。也就是说，陕北绥德地区的梁峁坡地，分水线以下 20 米坡长范

表 6-9 浅沟沟头至分水线的距离(x_{SG})(陕北绥德)

x_{SG}	<10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	>70	总计
浅沟条数(条)	6	27	77	142	63	73	18	41	447
百分比(%)	1.3	6.1	17.2	31.8	14.1	16.3	4.0	9.2	100.0

围内一般是没有浅沟侵蚀的，其上仅有面状侵蚀，大于 20 米则出现了浅沟侵蚀。

坡地上有无浅沟的侵蚀特点很不相同。未发育浅沟之前坡地水流的流路基本上与斜

坡的最大倾斜方向一致，水流的流路最短，水与土接触的机会相对于有浅沟条件下少；坡地发育了浅沟以后，坡面出现了向浅沟沟床倾斜的斜面，水流路线改变为首先流入浅沟沟床，然后再流向下坡（图 6-8）。其结果是坡地水流的流程增加，水与土接触的机率增加。

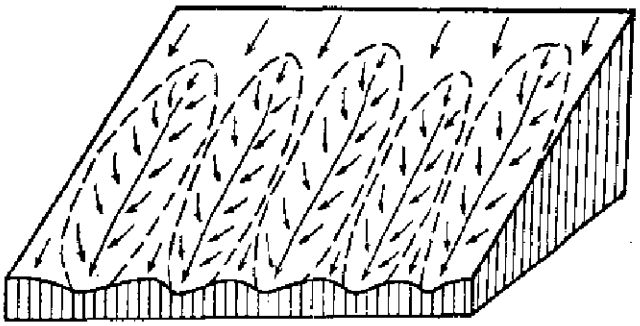


图 6-8　有浅沟坡地的水流路线示意图

因此，可能导致入渗量增加，径流量减少，侵蚀减弱，也可能导致水力侵蚀加强。前一种可能仅发生在降雨量和降雨强度都不大的降雨过程中，后一种可能在较大暴雨期是经常出现的。但是，坡地上发育了浅沟后，虽然水的总的流程增加，而汇入浅沟沟床的距离却比单股细沟流汇入沟谷地的距离缩短。大量水体汇入浅沟床以后，水量增大，流速增快，使坡地的产流时间较无浅沟坡地提早，侵蚀量变多。据调查，同一次暴雨过程，在其它条件相似情况下，有浅沟坡地的侵蚀比无浅沟坡地大 0.83 倍。由此可见，防止浅沟发育对于减少梁峁坡地侵蚀产沙是十分重要的。另外，既然有浅沟和无浅沟坡地的侵蚀特点互不相同，以往黄土高原各水土保持科学试验站在均匀倾斜的径流小区测验的水沙资料，就不能应用于已有浅沟发育的梁峁坡。为了获得有浅沟坡地的侵蚀量资料，应该按照浅沟"流域"布置径流泥沙观测。

三、切沟侵蚀过程

黄土高原的切沟有梁峁坡切沟和沟谷地谷坡切沟之分，二者分布的位置虽然不同，形成过程却十分相似；而且许多沟谷地谷坡切沟是梁峁坡切沟在谷坡上的延续，只有少数谷坡切沟是由谷坡冲刷或谷坡潜蚀演变而成。谷坡上由悬沟演变形成的切沟，比较少见。为了讨论方便和照顾到大多数切沟的分布位置，我们暂且将它放入本节之中。

梁峁坡上的切沟多见于坡长较大、坡度较陡的坡面，尤其以梁峁坡下部邻近谷缘线处最发育。它常常把梁峁坡下部分割破碎，把谷缘线割切为锯齿状。这类切沟的沟头上方常与浅沟或条沟相连，沟口或者和谷缘下方陡崖上的悬沟相接，或者直接汇入更大沟谷。

切沟形成过程是坡地水流在斜坡下部大量汇积，进行强烈下切侵蚀，以及伴随以重力侵蚀的过程；也可以是潜蚀的进一步发展。流经浅沟沟床的水体越向斜坡下部能量越大，为维持水流侵蚀力与地面抗蚀力之间的动力平衡，常将浅沟沟床上的波折扩大，形成沟床跌水，并在跌水下方冲刷成水刷窝。水刷窝和跌水陡坎在水流作用下不断向上坡迁移。在沟床下段的跌水和水刷窝向上坡迁移的速度，一定是比沟床上段的快，久之各水刷窝连串起来成为切沟。这是梁峁上最常见的切沟形成方式。由浅沟沟床上的潜蚀演变而成的切沟，在梁峁坡上是比较少见的。潜蚀对于沟谷谷坡和谷缘线附近切沟生成，常有重要影响

照片 6-3　梁坡上的浅沟、切沟和冲沟分布形式

(照片 6-3)。

切沟发育过程中已有重力侵蚀的影响，尤其是对沟壁扩展的作用最大。切沟沟谷内的重力侵蚀方式主要是崩塌;发育于黄土和红粘土两种地层接触带的切沟,常常出现小型滑塌。滑塌(或者滑坡)是谷坡调整形态与动力之间动态平衡的最快速方式。如果切沟沟床下切十分迅速,出现了高角度的谷坡,则很容易发生滑塌以维持谷坡的形态与能量之间的平衡。有的切沟沟床上发生了陷穴侵蚀,陷穴塌陷是造成切沟迅速刷深的重要原因。

地貌形态要素对切沟发育的影响极大，其中尤其是坡度和坡长的影响最大。坡形的影响通常是通过坡度变化的作用表现出来的。在有的凹斜形坡上，切沟在坡度较大地段出现，沿坡向下，坡度变缓,切沟随之消失。如果缓坡下方坡度再次变陡,又可以出现切沟。这种情况常在坡长很长,坡度陡缓交替变化的斜坡上见到。切沟的长度和坡度、坡长的关系较为密切(表 6-10)。从表 6-10 可以看出,切沟长度随坡度和坡长增加而增加。

表 6-10　坡度和坡长与切沟发育的关系

坡度(度)	坡长(米)	切沟长度(米)
26	66	5—25
29	109	25—45
32	144	45—65

坡地上发育了切沟侵蚀以后，表示坡地侵蚀过程以水力侵蚀为主已经开始转变为水力、重力和潜蚀综合侵蚀的过程,侵蚀方式发生了极大的变化，坡地形态也发生了明显变化。出现这种变化的位置在黄土丘陵地区具有统计规律。如果以切沟沟头至分水岭的距离(x_G)代表发生变化的位置,据 195 条切沟测量资料分析(表 6-11)，它变化于 20—120 米之间。这个变化的幅度是很大的,其原因可能是受坡度的影响。表 6-11 中的地形比率也就是地面坡降。x_G 小于 20 米的切沟,其地形比率在 0.6 以上，x_G 20—120 米的地形比率介于 0.5—0.6 之间，x_G 超过 120 米的切沟，其地形比率多在 0.5 以下。除此以外,岩性对切沟的发育程度也可能有较大影响。陕北黄土丘陵地区阴坡马兰黄土的厚度多数大于

表 6-11 切沟沟头至分水岭距离统计表

x_G	<20	20—40	40—60	60—80	80—100	100—120	120—140	140—160	160—180	180—200	>200	总计
地形比率	0.628	0.547	0.534	0.571	0.565	0.515	0.493	0.472	0.46	0.496	0.56	
切沟条数(条)	9	29	48	41	21	22	10	6	4	4	1	195
百分比(%)	4.6	14.9	24.6	21.0	10.8	11.2	5.1	3.1	2.1	2.1	0.5	100.0

阳坡，有的阳坡上直接出露离石黄土。由于离石黄土的抗蚀力高于马兰黄土，所以阴坡被切沟分割破碎的程度较阳坡要高；坳沟沟头上方的手掌状凹形坡，其组成物质——马兰黄土的厚度通常较大，被切沟分割破碎的程度也较高。

对于每一条切沟侵蚀去的土量，可以通过测量它的长度、宽度和深度并加以计算而求得。如果已知切沟开始出现的时间，也可求出年平均侵蚀量。但是，切沟开始出现的时间一般都是未知数，因而只能采用重复测量的方法来计算测量时段内的侵蚀量。重复测量方法包括航空像片对比，木桩断面观测，或者是在切沟范围设置径流泥沙测验装置。可惜目前黄土高原还没有这方面的资料，这是今后研究黄土区沟道流域泥沙来源必须解决的问题。

第二节 沟谷侵蚀

一、沟谷形态的数量特征

黄土高原的沟谷类型，除第三章表 3-1 中列出的几种以外，还有坳沟和河沟。下面将主要讨论冲沟、坳沟和河沟的形态数量特征。

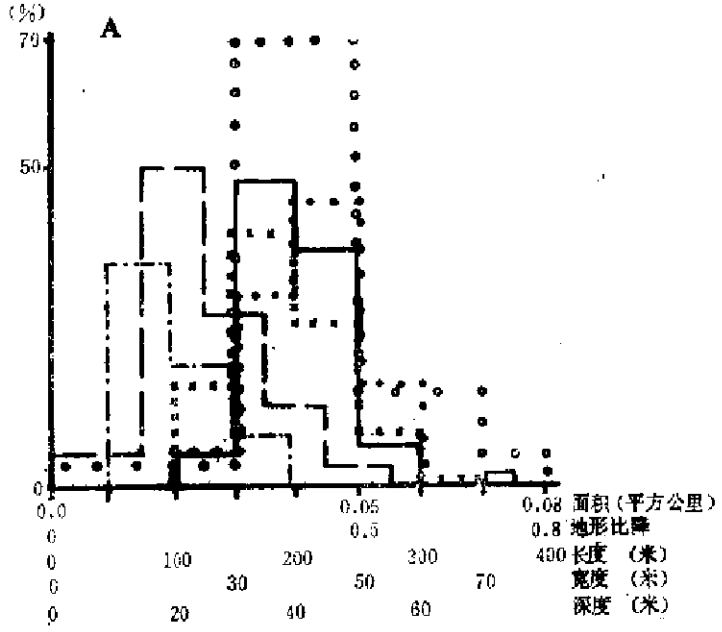
冲沟是黄土高原十分典型的侵蚀沟，它主要发育在黄土及黄土状土地层中。非黄土地层中也有冲沟形成，但在本区不占重要地位。第三章所述冲沟的形态特点，是冲沟的共性。如果详细研究所有冲沟，它们相互之间还是有区别的。因此，罗来兴在"划分晋西、陕北、陇东黄土区域沟间地与沟谷的地貌类型"一文中[11]，按照冲沟发育的程度将其分为三期。他认为第一期冲沟是冲沟发育的初级阶段，形态特征与切沟近似，因其有次级沟谷(切沟)发育而与切沟区别；第二期为第一期冲沟的发展，纵剖面已经与原坡面形态不一致，下段微向上凹；第三期冲沟可以将沟坡与沟床分开，出现宽"V"形谷中的尖"V"形沟床，纵剖面为上凹形。无论哪一期冲沟，都仅仅在暴雨径流期有水流，雨后干枯。

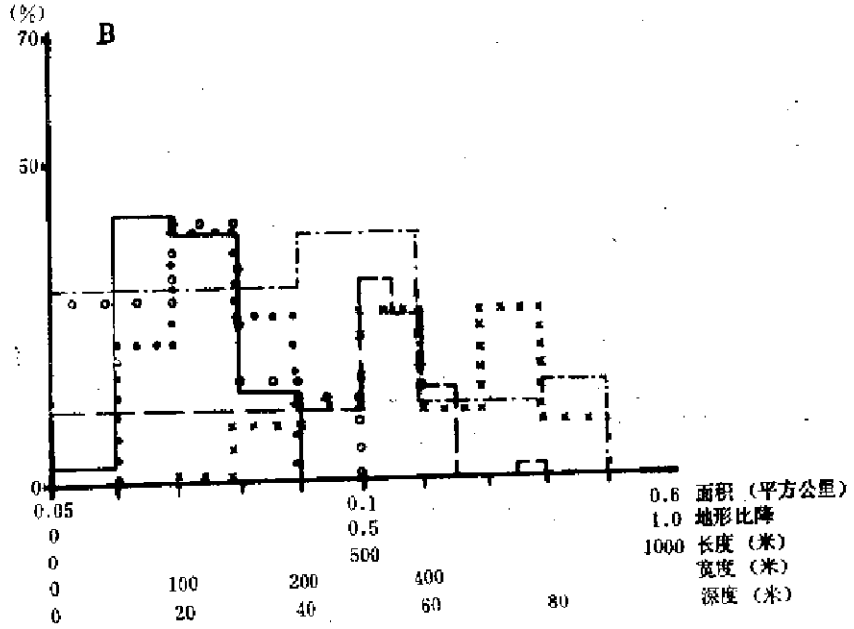
坳沟和河沟是古代侵蚀沟在现代条件下的侵蚀发展。河沟是沟谷侵蚀和河流作用之间的过渡类型。横剖面可划分为谷坡、沟阶地和深窄沟床。大部分河沟沟谷都已切入黄土下伏的古老地层，其深度达几米甚至几十米。沟床上有多级石质跌水，甚至形成瀑布。河沟在暴雨洪水期遭受强烈冲刷，雨后中下段有地下水溢出。坳沟是小于河沟而大于冲沟的沟谷，它是古代沟谷经受现代侵蚀的产物。其最大特点是在沟头上方常常保留着槽形的深洼地，即保留着古代沟谷的残留部分。古代沟谷残留部分保存的完好程度视现代侵蚀发展程度而异。一般地讲，分布在河沟中下游段或者直接注入支流河谷的坳沟，古代残留沟谷保存最差，甚至消失；分布在河沟上游的坳沟，因其感受干流下切影响较中下游滞后，保存较好。存在古代残留沟谷痕迹的事实说明，发生在坳沟沟谷内的现代沟谷侵蚀还没有超过古代沟谷的范围，只有那些古代残留沟谷已全部消失的地区，才能认为尽管现

代侵蚀的时间远比古代侵蚀短促，而沟谷侵蚀强度已经超过了古代。

为了给冲沟、坳沟和河沟的形态特征以定量表示，我们在1:10,000地形图上测量了它们的汇水面积、沟道长度、沟床比降、地形比率、沟谷宽度和下切深度，并分别计算了各类沟谷六个要素的分布频率，其结果如表6-12和图6-9所示。

由表6-12和图6-9可以看出，每一类沟谷的形态数量特征都有一定的集中范围和临界值。以汇水面积为例，冲沟的汇水面积多集中在0.01—0.03平方公里，占统计总数的77.9%，坳沟为0.1—0.25平方公里，占统计总数74.7%河沟为0.2—1.0平方公里，占统计总数92.5%。冲沟的最大汇水面积为0.046平方公里，坳沟为0.5平方公里；最低汇水面





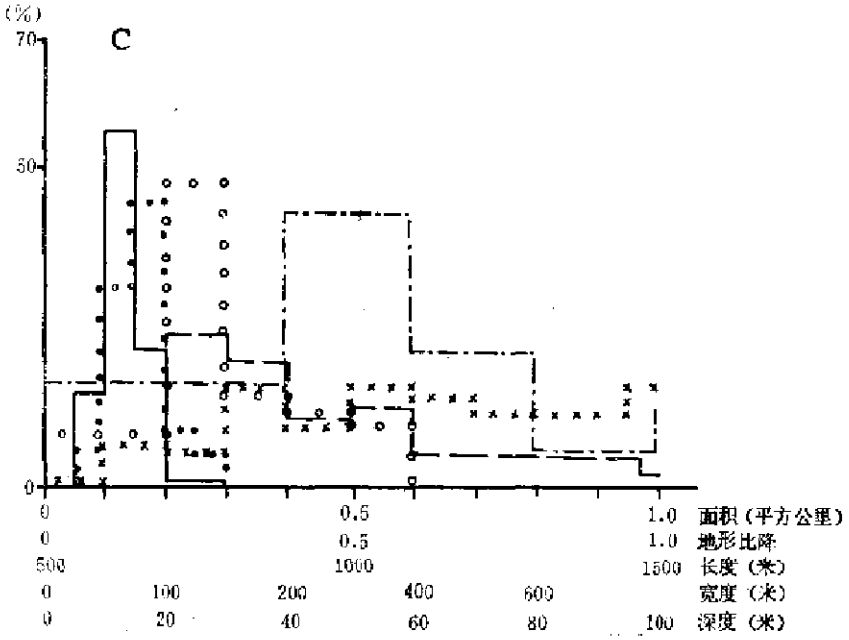


图 6-9 黄土丘陵区沟谷形态数量特征分布频率
（A.冲沟； B.坳沟； C.河沟）

积冲沟为 0.005 平方公里，坳沟为 0.05 平方公里，河沟为 0.2 平方公里。

汇水面积大小在一定程度上反映了径流量大小。足够的径流量是沟谷发育的首要条件。每类沟谷都有自身的临界汇水面积表明，本区形成每一类沟谷都需要足够的径流量，汇水面积太小，径流量也小，该类沟谷难于形成；汇水面积太大，径流量也大，则可以迅速转变为高一级沟谷。保证沟谷发育的最低汇水面积，称为"给养面积"[12]，它是随各地自然条件和人类活动影响程度而变，在降雨径流侵蚀力大、抗蚀力低、人类活动影响频繁的地区，其汇水面积一定比侵蚀力弱、抗蚀力强、人类活动影响轻微的地区小。因而同类沟谷的形态要素特征是具有区域变异的。一个地区现在是否有尚未为沟谷分割而又能满足某一类沟谷发育的面积，是判断日后能否产生新的侵蚀沟的主要依据，也可以作为判断该地今后侵蚀发展特点的间接指标之一。

同类沟谷的各形态要素相互间是有内在联系的，它们共同构成了沟谷的形态结构规律[14]。以冲沟沟谷为例，其汇水面积和沟道长度，沟床比降和地形比率，沟谷宽度和割切深度等，都存在良好的直线相关关系（图 6-10）。这种关系是地貌形态与动力之间力求达到动态平衡的表现。它说明地貌形态的几何尺寸不是杂乱地堆砌，而是按照特有的内部机理结合在一起的。譬如在具有足够大坡降的均质土层发育的沟谷，其下切深度和沟谷宽度一般都保持着一定的比例关系，比例的大小既取决于下切速度，又受土的抗剪强度影响。黄土丘陵区冲沟沟谷的宽深比，多变化于 3:1 之间。

二、沟谷侵蚀方式

沟床下切、谷坡扩展和沟头前进，是各类沟谷共有的侵蚀方式。现将它们分述如下：

表 6-12　黄土丘陵区沟谷形态要素的数量特征

项目	数量特征	沟谷类型	冲　沟	坳　沟	河　沟
汇水面积（平方公里）	分布范围		0.005—0.046	0.05—0.50	>0.20
	集中程度	范围	0.01—0.03	0.10—0.25	0.20—1.00
		条数(条)	43	47	49
		%	77.9	74.7	92.5
沟道长度（米）	分布范围		100—260	300—1000	>500
	集中程度	范围	100—250	400—800	500—2000
		条数(条)	60	49	48
		%	88.4	77.5	91.7
沟床比降	分布范围		0.26—0.75	0.08—0.36	0.01—0.20
	集中程度	范围	0.30—0.50	0.10—0.30	<0.2
		条数(条)	59	52	51
		%	86.7	82.4	96.4
地形比率	分布范围		0.28—0.60	0.10—0.40	0.02—0.25
	集中程度	范围	0.30—0.50	0.10—0.40	<0.25
		条数(条)	50	63	50
		%	76.3	100	94.4
沟谷宽度（米）	分布范围		25—80	70—250	85—270
	集中程度	范围	30—70	100—200	>100
		条数(条)	50	53	46
		%	86.2	86.7	90.2
沟谷深度（米）	分布范围		5—40	20—110	30—120
	集中程度	范围	10—30	40—80	>40
		条数(条)	54	50	42
		%	93.1	82.0	81.2

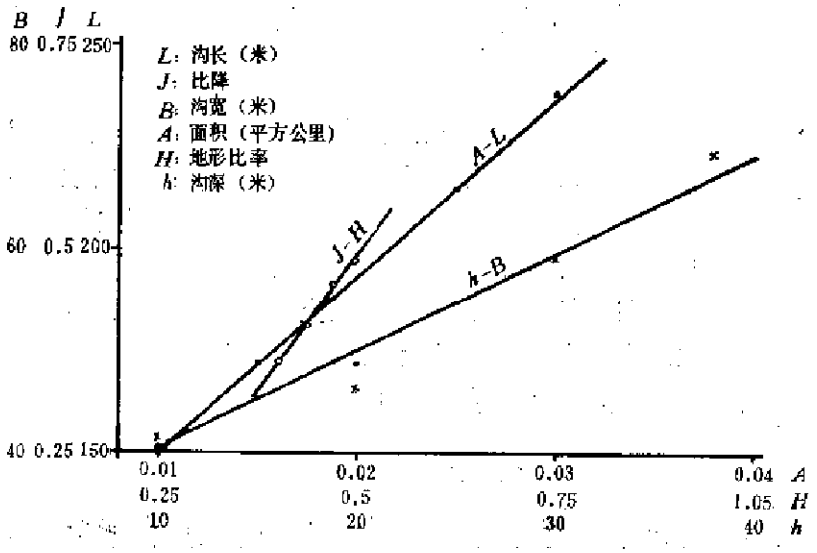


图 6-10　冲沟形态要素相关图

1. 沟床下切

超渗产流初期，水量很小，不足以发生沟谷侵蚀，水流汇积到一定量以后，首先发生下切侵蚀，下切的同时必然伴以侧向侵蚀，于是沟床不断刷深和展宽。在侵蚀沟谷中，这个过程也就是沟床纵剖面的塑造过程。受水流最小消能原理支配，任何一条沟道的沟床纵剖面都不可能是一条平滑的曲线，而必然是一条起伏不平的阶梯状曲线。阶梯状纵剖面存在的事实说明，从沟头至沟口沟床下切的速度是不均匀的，在比降较陡处冲刷较强，比降平缓段冲刷较弱，甚至形成高差不大的跌水。因而黄土区沟谷中的跌水有两类，一类是由沟床下切侵蚀过程中水流动力沿程强弱交替变化造成，其高差一般不超过1—2米；另一类是受地壳间歇抬升或岩性变化影响造成，其高差一般都比较大，可以达到2—3米，甚至十余米。前一类跌水的分布位置具有随机性；后一类跌水则具有一定的规律可循。例如延安杏子河流域内有三级由构造活动造成的石质跌水，第一个跌水的位置与沟口的距离由下游流域向上游流域依次由距沟口200米左右减少为50米左右，表示了地壳活动对沟床纵剖面的影响是由下游向上游滞后的。跌水形成以后，沟床下切过程则是以跌水不断后退为特点。跌水的后退速度视沟床的岩性和水量大小而异。切入三趾马红粘土和中生代基岩中的沟床，由于受三趾马红粘土层中的砂礓结盘和基岩衬托影响，跌水后退速度缓慢；发育在土状堆积物中的沟床，跌水后退速度较快。陇东南小河沟沟床上的土跌水曾年上移10—20米；山西隰县塬区沟床下切速度个别年约为0.5米。

2. 谷坡扩展

由于沟床不断下切和侧蚀，谷坡的相对平衡受到破坏，发生谷坡扩展。谷坡扩展的动力有流水侵蚀和重力侵蚀两种。流水侵蚀中又有切沟和悬沟侵蚀及潜蚀之分，而潜蚀又常常与重力侵蚀发生联系。就潜蚀和沟蚀对谷坡扩展影响程度相比较，切沟和悬沟侵蚀是导致谷坡迅速扩展的最重要水力侵蚀方式。水力作用使谷坡扩展的速度视谷缘线以上梁峁坡面特征和径流量大小而变，如果梁峁坡的坡长大，坡度也大，坡面上没有植物保护，径流量较大，则谷坡扩展较快。相反，如果坡长小，坡度缓，植被良好，径流量小，谷坡扩展速度就比较迟缓；或者是坡度虽然平缓，但汇水面积很大，也会导致谷坡快速扩展。黄土丘陵区大多数属于谷坡扩展较缓的地区，黄土塬区的谷坡扩展速度通常较快。据1958年和1978年两次航空测量资料比较，杏子河流域由流水侵蚀引起谷坡扩展的速度平均每年为0.84米，最快的为1.64米。将同一条沟道的上游段和下游段比较，就可看出前者比后者约快一倍。

重力侵蚀是造成谷坡迅速扩展的最重要方式。一次滑塌或崩塌可以使谷坡扩展数米至数十米。每次泻溜侵蚀的量虽然不大，但它持续不断地进行，其最后效果仍然十分可观，尤其是皇甫川、窟野河流域最是显著。重力侵蚀的强度有明显区域差异，在同一条沟道流域内的不同地段也有差异，不同沟谷类型的重力侵蚀强度也不尽相同。一般是在黄土塬区和黄土丘陵墚地区，重力侵蚀导致谷坡扩展的速度大于黄土丘陵区；流域上游和中游快于下游，冲沟沟谷大于坳沟，坳沟大于河沟。

3. 沟头前进

沟头前进是黄土高原目前最活跃的沟谷侵蚀方式。流水侵蚀以及由此引起的滑塌、崩塌和潜蚀，是沟头前进的主要方式。通过滑塌和崩塌前进的沟头，多见于黄土丘陵塬地区和具有古代残留沟谷的沟谷中；由潜蚀导致快速前进的沟头，在陇东和陇中的坪地、阶地分布区常见。沟头前进速度一方面取决于沟头上方坡面的来水状况，另一方面又受沟头地形影响。如果沟头上方坡面来水量不大，沟头处又没有较大陡崖，常常形成楔形沟头，前进速度较缓；如果沟头上方坡面的面积较大，沟头处有高差较大的陡崖，大暴雨径流期常常在沟头处形成瀑布，使陡崖迅速崩塌后退，在陡崖下方冲蚀成潭穴，小暴雨径流期水流沿崖面掏蚀，使陡崖面向内凹进，并引起凹部上方土体崩塌，沟头作弧形扩展前进。指向扇形凹坡的沟头，如果扇形面的面积不大，水流在下部汇为一股注入沟头，沟头亦成楔形，但前进速度较快；如果扇形面的面积较大，水流汇积为多股注入沟头，形成多头型沟头，其前进速度相对于单头型沟头缓慢。黄土塬区的沟头多与塬面的村庄或道路相连，因塬面道路通常是塬面的排水通道，水量较大，常使沟头迅速前进，前进的路线基本上和道路伸延方向一致。所以塬区的许多沟谷走向呈直角状转折，有的直接通向居民点。

黄土高原各地的沟头前进速度是不一样的。环县城东塬的一个沟头，1933 年一次暴雨前进了 80 米；洪德张家塬窑沟脑四十四年中前进了 500 米；柑水水沟沿四十三年前进了 1,500 米；毛井砖城子十九年前进了 1,200 米[1]。无定河的支流芦河流域沟头每年平均前进 3—5 米；洛川黑木沟沟头每年向塬区推进了 1.75 米。杏子河流域 1958—1978 年上游流域的沟头前进速度为 2.47—3.67 米，中游流域为 1.27—2.67 米，下游流域为 0.65—3.01 米（表 6-13）。宁夏固原县的大多数现代沟谷位于古代侵蚀沟谷底部，虽然区内年降雨量仅 470 毫米左右，但沟头前进速度却十分快。据中国科学院西北水土保持研究所利用 1957 年和 1979 年两期航空像片分析，固原县的年平均前进速度为 5.32 米，其中赵新

表 6-13 杏子河流域沟头前进速度

河段	量测编号	沟道长度(米)		差值(米)	年平均增长量(米)
		1958 年	1978 年		
上游	1	297.7	371.1	73.4	3.67
	2	476.3	538.8	62.5	3.13
	3	361.8	411.1	49.3	2.47
	4	512.9	575.1	62.2	3.11
中游	1	513.5	563.9	50.4	2.52
	2	410.8	464.1	53.3	2.67
	3	304.3	329.7	25.4	1.27
	4	388.0	433.8	45.8	2.29
下游	1	259.2	319.4	60.2	3.01
	2	306.0	319.0	13.0	0.65
	3	572.4	598.8	26.4	1.32
	4	504.0	524.0	20.0	1.0

1）黄河水利委员会西峰水土保持科学试验站，环江流域北部地广人稀地区水土保持调查报告，1960年。

庄沟每年平均前进 15.7 米[14]。晋西离石地区的许多沟头已抵达分水岭附近，长期以来基本上保持不变。

由于谷坡不断扩展和沟头前进，黄土区的沟间地面积日益缩小，沟谷面积不断扩大。陇东董志塬唐代后期南北长 42 公里，东西宽约 30 公里，现在南北长度大体如旧，东西宽度仅 18 公里，最窄处不过 0.5 公里[15]。宁夏固原县 1957—1979 年沟谷面积平均每年扩大 0.4 平方公里[14]。

三、沟谷密度

1. 沟谷密度的区域变化

沟谷密度是指单位面积上的沟道长度，以公里/平方公里表示。沟谷密度和河网密度不完全相同，前者是指全部间歇性水道长度与总面积相比，不包括常流水的河道；后者是指所有常流水河道的长度与面积之比。如果计算所有沟道和河道的长度所求得的密度，称为水系密度，或者称为切割密度。

沟谷密度是表示区域地貌形态特征的最重要指标之一，它实际上是反映了一个地区被水道分割破碎的程度，因而又可以将它称之为水平割切度。沟谷密度是气候、地形、岩性、植被等因素综合影响的反映。但是，量算的方法不同，将得到的结果不同。以陈述彭编制的全国水系密度图来看，其高值区在华东和华中，不在黄土高原。这是因为他没有把黄土高原小比例尺地形图上无法表示的沟谷计算在内。如果将黄土高原所有沟谷计算在内，其密度居于全国之首（表 6-14）。

表 6-14 黄土高原与我国其它地区的水系密度（或沟谷密度）比较

区　域	水系密度（公里/平方公里）	资料来源
大兴安岭北段	0.6—1.4	据陈永宗(1980)
青藏高原	0.13—0.5	据李炳元、邹治遂*(1981)
江西南部	3.7—5.0	据史德明等(1982)
海南岛	0.09	据景可(1982)
台湾岛	1—5	据张瑞津(1975)
黄土高原	4—6	本书作者(1983)

* 据 1:10 万地形图量算，其余都是据 1:5 万地形图量算的。

在以往的文献中，常见到黄土高原的同一地区有几个不同的沟谷密度数字，这种情况在其它非黄土区也曾见到。究其原因有二，一是量算使用的地形图比例尺不一样，二是把多大的沟道作为开始量计的沟道没有统一标准。正因为如此，即使同一个量计者在同一地区量计也会得到不同的结果（表 6-15）。由表 6-15 可以看出，如果在地形图上的最小量计长度取 1 厘米，则 1:10,000 地形图的量计结果比 1:50,000 地形图大 1.3—2.8 倍；同样是 1:50,000 地形图，量计的最小长度分别为 1 厘米和 0.5 厘米，并将二者相比较，差值平均为 30%。由此可见，计算沟谷密度时使用的地形图比例尺，以及在该比例尺地形图上选取哪一种长度的沟谷作为量计最小沟谷，是十分重要的问题。显然是使用的地形图比例尺越大，量计的最小沟谷越小，得到的结果愈和实际情况接近。譬如表 6-15 中 1:10,000 地形图上取沟长 100 米的沟谷，其结果已经接近实际沟谷密度。但是，目前黄土高原只有少部分地区有 1:10,000 地形图，所以只得使用 1:50,000 地形图作为量计底图。

表 6-15 杏子河流域不同量计方法的沟谷密度比较(据徐国礼资料改编)

地图比例尺 / 量计项目 / 流域名称	1:50,000					1:10,000		
	流域面积(平方公里)	沟道长度(公里)		沟谷密度(公里/平方公里)		流域面积(平方公里)	沟道长度(公里)	沟谷密度(公里/平方公里)
		A	B	A	B		A	A
纸坊沟	8.223	27.18	28.23	3.31	3.43	8.108	66.06	8.15
谢屯沟	74.763	191.4[illegible]	246.[illegible]	2.56	3.29	73.839	665.16	9.[illegible]
长尾河	247.290	638.76	879.51	2.58	3.56	246,754	1920.84	7.[illegible]
李嘴子沟	9.498	24.90	34.15	2.62	3.60	9.493	62.23	6.[illegible]
阳砭沟	44.715	107.57	158.57	2.41	3.55	44.739	298.77	6.[illegible]
寺儿台沟	12.135	34.15	43.80	2.82	3.62	12.776	87.63	6.86
老庄沟	74.553	209.31	275.26	2.81	3.69	74.674	478.62	6.41
李塌沟	10.515	37.92	50.07	2.70	3.57	14.063	143.67	10.22

说明：A 表示图上量计的最小长度为 1 厘米，B 为 0.5 厘米。

为了取得统一标准，我们在 1:50,000 地形图上选取长度大于 200 米（包括 200 米）的沟道为最小的量计沟道。本区长度小于 200 米的沟道多是低于冲沟的沟道。也就是说，我们仅量计了大冲沟、劣沟和河沟的沟谷密度。黄土高原长度小于 200 米的沟道是很多的，将其略去必然会影响对于沟谷侵蚀产沙规律的认识。但是，由表 6-15 知道，这样仍然可以得到正确的沟谷密度相对值。而且，根据水系结构规律[16]，各级沟道的数量、平均长度和总长度、平均流域面积和总面积，都与沟道级别成几何级数关系，将低级水道弃去，并不影响这种关系的性质，也就不会影响所得沟谷密度相对值的可靠性。例如陕北绥德地区的韭园沟流域，是属于一个 5 级水道的流域，该流域的平均沟谷密度为 5.34 公里/平方公里（按 1:10,000 地形图量计）。按照承继成等的资料[17]，可以分别求出各级水道的沟谷密度，以及各级水道密度的比值（表 6-16）。由表 6-16 可以看出，各级水道的密度值的比

表 6-16 韭园沟流域各级水道的密度计算值(据文献[17]中的经验关系式计算)

水道级别 / 计算项目	1	2	3	4	5
各级水道的数量(条)	634	133	29	4	1
各级水道的总长度(公里)	169.912	71.288	30.856	8.472	4.218
各级水道的总面积(平方公里)	4.461	4.053	3.825	2.286	2.476
各级水道的沟谷密度(公里/平方公里)	38.09	17.59	8.07	3.71	1.70
相邻两级水道密度的比值	2.16	2.17	2.17	2.18	

值大体上是相等的。这就进一步说明，即使把长度较小的低级水道略去，仍然可以得到正确的相对沟谷密度值。目前国内外分析水系密度的区域变化原因，基本上都是使用相对的密度数字。

根据以上分析，我们对黄土高原每幅 1:50,000 地形图进行了量计。量计方法是在各幅地形图左下角取面积为 50 平方公里范围作为样方，量计样方内所有长度大于 200 米的沟道，求出样方的沟谷密度。据此编制了黄河中游黄土高原沟谷密度分区图（图 6-11）。

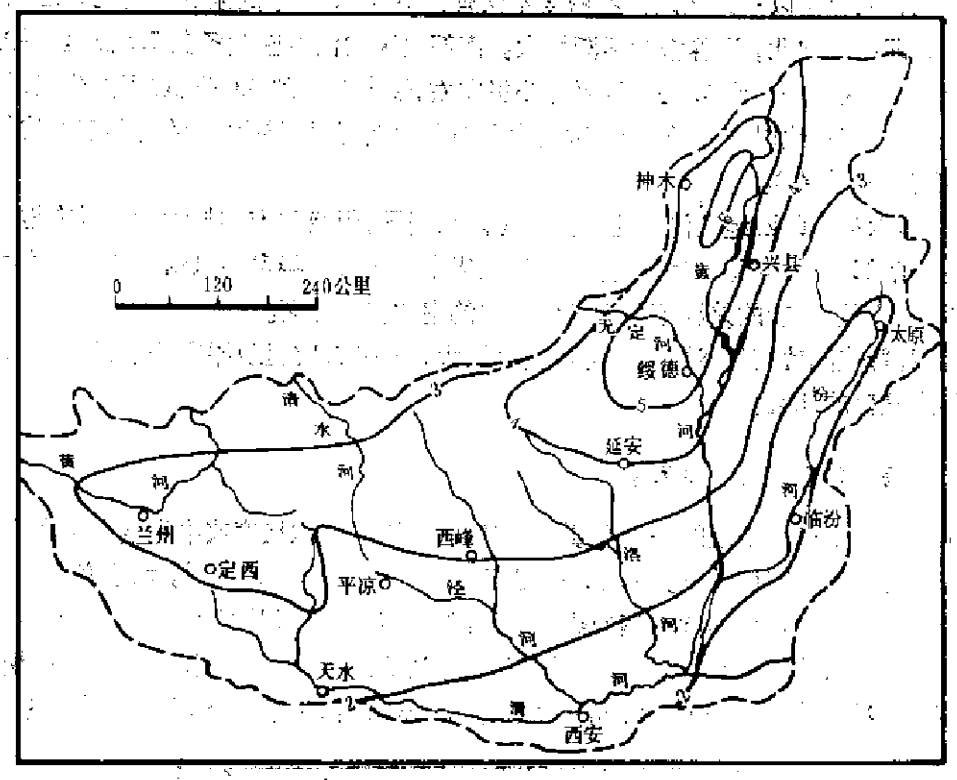


图 6-11 黄河中游黄土高原沟谷密度分布图(单位：公里/平方公里)

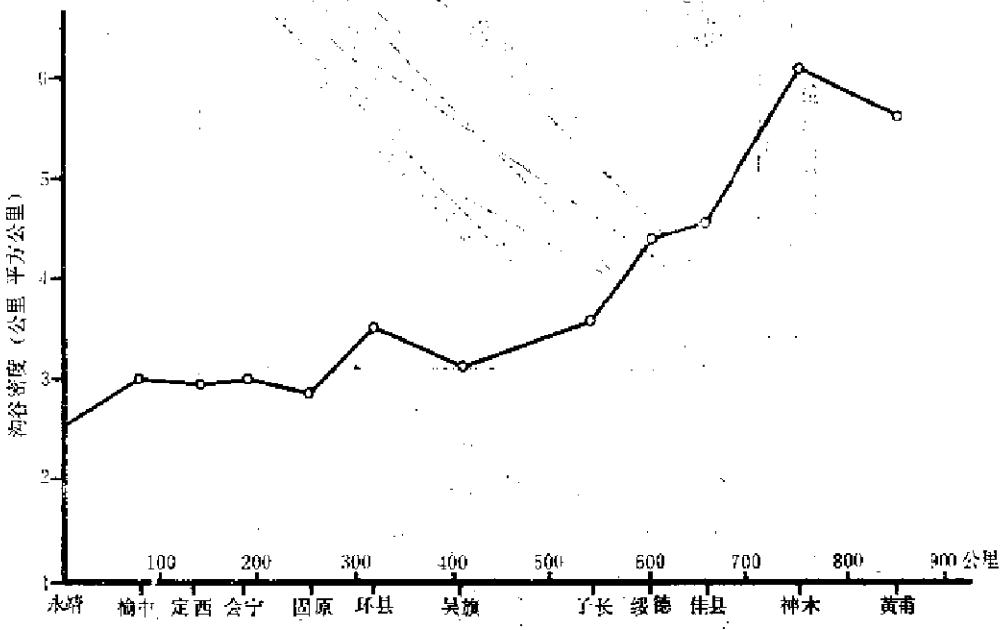


图 6-12 黄河中游黄土高原沟谷密度纬向变化

其结果表明，黄土高原的沟谷密度分布具有纬向和经向差异，其规律如下：

第一，六盘山为沟谷密度区域差异的自然分界线。六盘山以东的沟谷密度普遍大于该山以西地区（图 6-12）。

第二，六盘山以东地区的沟谷密度不仅有如图 6-12 所示的东西向变化，还有南北向差异，即由南向北，沟谷密度逐渐增大。南部地区的沟谷密度多在 3.0 公里/平方公里左右，向北则逐渐增大到 5.0 公里/平方公里左右，最大值达到 6.0 公里/平方公里以上，但是，延安至宜川一线以南的子午岭、黄龙山和渭北山地区、吕梁山区，为沟谷密度的低值区（一般都在 2.8 左右）。

第三，六盘山以西地区沟谷密度同样有南北差异，但变化方向与六盘山以东地区正好相反，即南部大于北部。二者的界线大致在华家岭一带。华家岭以南的沟谷密度大于华家岭以北。不过二者的差异不如六盘山以东的南北差异显著。

第四，晋陕间黄河峡谷两侧的沟谷密度最大，多在 6.0 公里/平方公里以上，是黄土高原沟谷最发育的地区。

2. 影响沟谷密度的主要因素

水系密度是气候地貌的一个重要指标[18]。无论从全球尺度或中尺度和小尺度来看，它和降雨特征有着密切关系。K. J. 格里高里认为[19]，从全球范围讲，水系密度是从干燥区向半干燥区增加，然后向湿润的热带地区减少。例如美国西部和澳大利亚的半干燥区是水系密度最大的地区；湿热的马来西亚和乌干达等地，气温高，降雨丰沛，植被繁茂，水系密度反而减小（图 6-13）。我国的疆域辽阔，气候多样，地形复杂，各地的水系密度变化

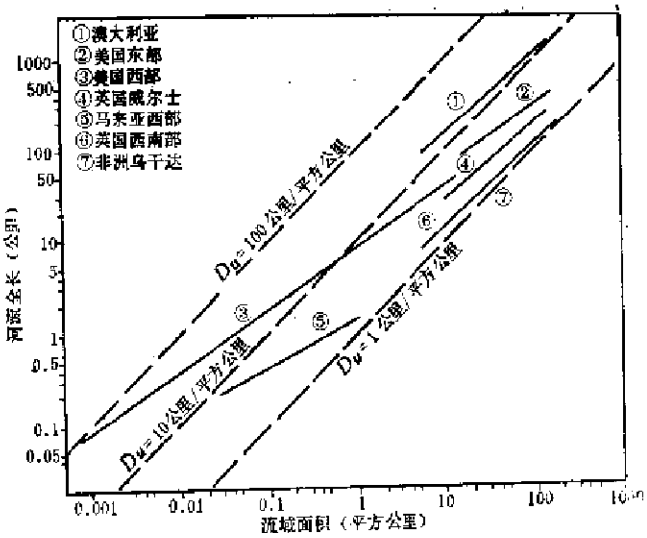


图 6-13 世界水系密度分布图
（据清华大学水利系泥沙室，Du 为水系密度）

很大。但是总的特点是黄土高原最大，向南到湿热的海南岛或西双版纳，水系密度减小；向西北到新疆和内蒙古西部，也逐渐减小。其原因主要是由于气候变化所引起的植被变化，进而影响侵蚀的区域差异的结果。W.B. 兰毕和 S.A. 夏姆研究美国的降雨与侵蚀的关系指出，侵蚀最强的地区是在年内有效降雨量为 300 毫米左右的地区。小于这个降雨量的地区，地表径流不足，植物覆盖度低，水蚀减弱，风蚀加强；大于这个降雨量的地区，植被度随降雨量增加而增加，侵蚀受到抑制[20]。按照 K. J. 格里高里的观点，如果从中尺度或小尺度观察水系密度区域变化的原因，问题就变得十分复杂。在小尺度范围内，虽然降

雨状况仍然是影响水系密度的主导因素，但地形和岩性的影响也显示出其重要性。黄土高原与全球相比是属于小尺度范围，其水系密度将受气候、地形和岩性的影响。

总的来说，黄土高原各地的岩性差别是不大的，它对沟谷密度区域变化的影响相对于其它因素来讲，属于次要因素。黄土丘陵和黄土塬的地形特点虽有很大不同，因其常与气候区域变化交织在一起，很难给予单独的定量评价。至于植被状况，因受千百年人类活动破坏，到处都是光山秃岭，它对沟谷密度的影响不可能体现出区域变化作用。因而降雨状况成了影响本区沟谷密度的主要因素。黄土高原的降雨量变化于300—600毫米，沟谷密度较高的地区，降雨量多在500毫米左右，直接分析降雨量与沟谷密度的关系，基本上得不到预期的结果。由于沟谷的侵蚀发育主要是在汛期各月，汛期各月又主要集中在几次暴雨过程中，各地的暴雨特点差别较大，它对沟谷侵蚀发育的影响当然互不相同。因而可以用降雨不均匀系数作为评价沟谷密度区域变化的指标。将黄土高原沟谷密度图（见图6-11）与第四章的图4-8进行比较，可以清楚地看出，凡是降雨不均匀系数大的地区，也是沟谷密度的高值区。选择典型地区的降雨不均匀系数和沟谷密度数字列于表6-17，并将其点绘成图6-15。由该图可知，沟谷密度是随降雨不均匀系数增大而增加。

表6-17　黄土高原降雨不均匀系数与沟谷密度

地点	黄甫	神木	高家堡	子长	绥德	志丹	延安	富县	宁县	铜川
降雨不均匀系数	69.8	68.1	67.9	64.5	63.1	62.8	60.3	59.0	55.3	53.3
沟谷密度（公里/平方公里）	6.0	6.0	5.0	4.5	4.5	3.8	4.0	3.8	3.0	2.8

应该说明，沟谷密度除了受降雨特点的影响外，和地势高差的关系也十分密切。一个地区的地势高差实质上是反映了侵蚀需要的能量的大小。如果一个地区的地势高差较大，表示位能较大，侵蚀力较强，发生沟谷侵蚀的机率较高，沟谷密度因此变大；相反，一个地区的地势高差较小，侵蚀可能相对减弱，沟谷密度相应地变小。为此，选择本区其它影响沟谷密度的因子基本上相近条件下，不同地势高差流域的沟谷密度列于表6-18。结果表明，沟谷密度基本上是随地势高差加大而增加。在表6-18中，延河的地势高差大于大理河，而沟谷密度反而小于大理河，其原因一方面是延河下游有面积不大的黄土塬分布，使沟谷密度变小；另一方面是延河流域的植被条件较大理河流域好，现代沟谷侵蚀发育受到抑制。大理河流域位于砂黄土分布区内，延河流域的大部分地区为绵黄土分布区，岩性的差异也是导致沟谷密度不同的重要原因。

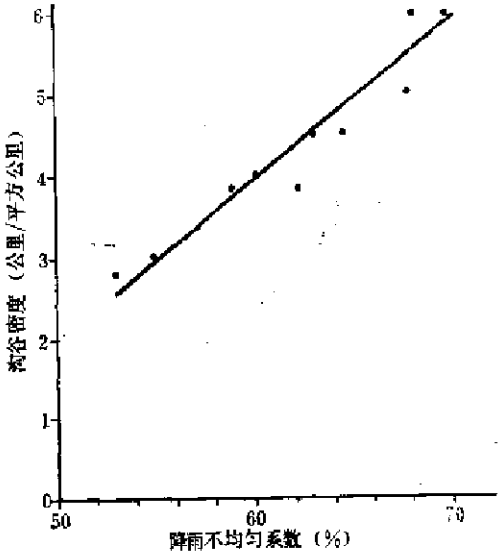


图6-14　黄土高原降雨不均匀系数与沟谷密度相关图

表 6-18 陕北不同地势高差流域的沟谷密度

流域名称	地势高差(米)	河道长度(米)	沟谷密度(公里/平方公里)
榆溪河	398.0	154.8	3.0
延河	463.0	154.2	3.7
大理河	415.2	157.8	4.5
无定河	528.0	139.8	5.0
皇甫川	567.0	137.0	5.5
窟野河	570.0	160.1	6.0

3. 沟谷密度与侵蚀强度的关系

第四章已经指出，侵蚀强度受自然和人为因素的综合影响。如果降雨径流、地面物质组成、植被等因素基本上一致，人类活动对侵蚀的影响又没有显著差别，则地形条件就成为影响侵蚀强弱的主导因素。坡度和坡长是影响侵蚀的最重要地形因子，而它的组合特征一方面和地势高差有关，另一方面和地形的破碎程度关系密切。一个未被分割破碎地区的地面坡度，肯定比被分割破碎以后小得多。例如黄土塬区，塬体未被沟谷割切之前，一般都是缓坡地占优势，塬体被分割破碎以后，谷缘线以下的陡坡地增加，全流域的坡度值随之变大。因此，沟谷密度越大，地面的破碎程度越高；地面破碎程度越高，陡坡地的面积比例增加，侵蚀因此加强。

如果以流域内的沟谷面积和谷间地面积比例(地面裂度)表示地面破碎程度，将它和沟谷密度进行对比（表 6-19），其结果表明，二者具有良好的直线正比相关。齐靄华和甘

表 6-19 黄土高原典型沟道流域沟谷密度与地面裂度关系(据罗来兴等资料)

流域名称	位　置	沟谷密度(公里/平方公里)	地面裂度(%)
南小河沟	甘肃西峰	2.68	27.4
梢岔沟	甘肃会宁	3.80	24.6
安家沟	甘肃定西	4.47	25.5
青云沟(中段)	陕西榆林	5.71	28.6
王家沟	山西离石	6.81	43.7
聚家庄西沟	山西兴县	7.5	39.0
道黄沟	山西河曲	10.9	56.7

枝茂认为，"土壤侵蚀面"与侵蚀强度有密切关系[1]。所谓土壤侵蚀面是指暴露于外营力作用下的地面面积及其性态(植被、坡度等)。显然是土壤侵蚀面越大，地面遭受侵蚀的机会越多，侵蚀越强。土壤侵蚀面的大小是和沟谷密度直接关连的。也就是说，土壤侵蚀面随沟谷密度增加而增大，侵蚀也随之加强。黄河晋陕峡谷段两侧地区的侵蚀量高达 20,000 吨/平方公里·年以上，其原因是与该区沟谷密度较高有直接关系。甘肃通渭地区是六盘山以西沟谷密度最高的地区，也是六盘山以西侵蚀最强的地区。据推算[21]，黄土区的沟谷密度每增加 1 公里，侵蚀量将增加 2,000—3,000 吨/平方公里·年。

沟谷密度不仅直接影响侵蚀强度，还影响沟道输送泥沙的能力。据牟金泽、孟庆枚研究[22]，陕北大理河流域泥沙输移比与沟谷密度有很好关系（表 6-20）。根据表 6-20 所列

1) 齐靄华、甘枝茂：黄土侵蚀地貌与水土流失的关系，黄土高原水土保持农林牧综合发展科研工作讨论会资料选编，1979 年。

资料，可求得二者的关系式为：

$$D_R = 1.29 + 13.7\ln D_d - 0.025\ln A \tag{6.3}$$

式中，D_R 为输移比，D_d 为沟谷密度(公里/平方公里)，ln 为自然对数，A 为流域面积(平方公里)。

表 6-20　陕北大理河流域泥沙输移比与沟谷密度关系（据牟金泽、孟庆枚）

断面名称	流域面积（平方公里）	年平均输沙量（吨/平方公里·年）	泥沙输移比	沟谷密度*（公里/平方公里）	资料年限（年）
团山沟口	0.18	19600	1.00		1959—1969
蛇家沟口	4.76	18500	0.94	0.78	
西庄	21.00	16800	0.86	0.79	
三川口	49.00	21700	1.11	1.01	
杜家沟岔	96.10	25600	1.31	1.06	
曹坪	187.00	21700	1.11	1.05	
李家河	807.00	15700	0.80	0.82	
绥德	3893.00	16300	0.83	0.88	

* 据 1:100,000 地形图量计。

式(6.3)说明，泥沙输移比是随流域面积增大而减少，但却随沟谷密度增加而增加。泥

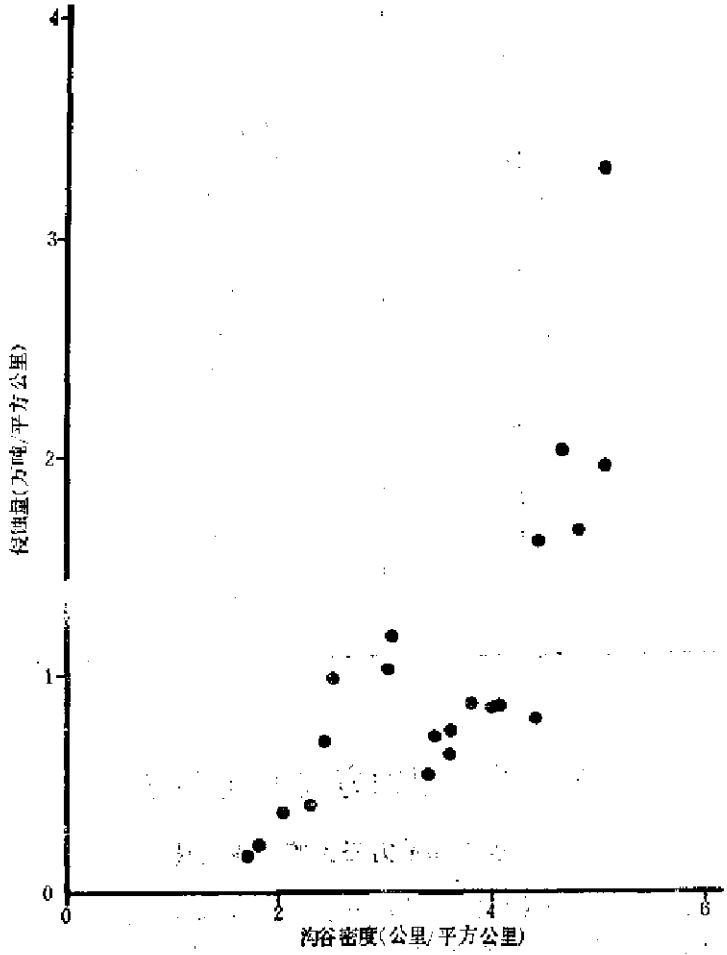


图 6-15　沟谷密度与侵蚀量关系

沙输移比随流域面积增大而减少，是国外和我国南方河流的普遍现象，原因是这些地区河流输移泥沙中粗颗粒含量较高，流域面积增大以后河道的比降变缓，水流的挟沙能力降低，部分粗颗粒因此沉积。大理河流域的情况与此不同，它是因为流域面积增大以后缓坡地的面积增加，径流量虽然随面积增大而增加，但是侵蚀量却因缓坡地增加而减少，以致引起输移比减小。

为了检验以沟谷密度作为判别侵蚀强弱的地貌指标的合理性，任意选择黄土高原不同地区的沟道流域，量计出各流域的沟谷密度，引用该流域或相邻流域的泥沙测验资料进行相关分析(表 6-21，图 6-15)，求得沟谷密度与侵蚀量的关系式为：

$$M_s = 2.601 + 0.0001D_d \qquad r = 0.6925 \tag{6.4}$$

式中，D_d 与式(6.3)同；M_s 为侵蚀量(吨/平方公里·年)；r 为相关系数。式(6.4)进一步证明了侵蚀强度随沟谷密度增大而增加的特点。式(6.4)的相关系数不是很高，间接说明影响侵蚀强弱的因素是很复杂的，沟谷密度仅是其中的主要因素之一。

表 6-21　沟谷密度与侵蚀量关系（统计至 1980 年）

流域名称	测　站	侵蚀量(吨/平方公里·年)	沟谷密度(公里/平方公里)
纳林沙	沙坨堵	16726.0	4.8
孤山川	高石崖	21281.9	5.2
朱家川	后会村	6791.1	4.2
岚漪河	裴家川	6338.9	4.6
窟野河	温家川	38732.0*	5.2
三川河	后大成	6775.5	4.0
大理河	青阳岔	11193.0	3.2
岔巴沟	曹坪	14844.9	4.6
大理河	绥德	11470.4	4.5
延河	延安	8611.6	3.2
延河	甘谷驿	10007.9	2.5
葫芦河	秦安	6882.7	2.4
籍河	天水	4506.7	2.1
环江	洪德	11483.0	3.8
西川	庆阳(西)	7860.1	3.6
合水川	板桥	4002.0	2.3
冶峪河	淳化	1919.0	1.7
漆水河	耀县	2271.0	1.8
祖厉河	靖远	5840.0	3.6
清水河	折死沟	7588.0	3.5
祖厉河	郭城驿	5500.0	3.4

* 指神木至温家川区间。

第三节　侵蚀方式垂直分带

一、水力和重力侵蚀的垂直变化

黄土区沟道流域的水流类型可以分为片流、股流(或称细沟流)、潜流和暴流四种(图 6-16)。片流主要是分水岭地带的水流类型，水体呈片状分布在地面坑洼不平的洼坑中，水深几毫米，由洼坑缺口向下坡漫溢，流速多小于 0.1 米/秒，紊动性弱，受雨滴打击的"附

加紊动"相对较强，发生片状侵蚀。由分水岭向下坡，片流逐渐汇集为股流，紊动性加强，流路极不固定，流速增加到 0.2—0.45 米/秒以上，进行细沟侵蚀，并逐渐过渡为浅沟上段侵蚀。再向下坡，股流逐渐汇集为浅沟流，水流路线固定，流速增加，具有暴流特征，它和斜坡更下部槽床中的水流性质相似，统称为暴流[23]。暴流分布的空间较广，上至梁峁坡中下部，下至切沟、冲沟和更大沟谷之中。在梁峁坡的股流和暴流转变沟谷地暴流之前，部分水体沿黄土中的缝隙渗入地下，变为潜流，进行地下侵蚀。水流类型从分水岭至谷底发生沿程变化，侵蚀过程和侵蚀形态亦相应地发生变化，即由片蚀到细沟侵蚀，再到浅沟、切沟侵蚀和潜蚀等等，于是构成了坡地水力侵蚀方式和侵蚀形态的垂直变化特点。这一特点我们称之为水流侵蚀的垂直分带规律[1]，它是黄土高原（甚至是其它非黄土区）降雨径流侵蚀的普遍现象，是坡地降雨径流侵蚀的基本规律。

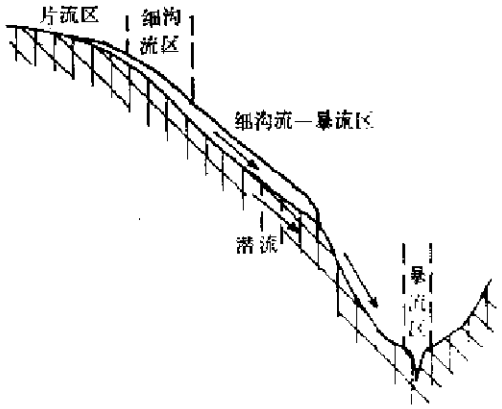


图 6-16　黄土高原沟道流域水流类型分布示意图

沟道流域内重力侵蚀同样具有垂直变化特点。当地壳抬升（或侵蚀基准面降低），水流将地面割切为一定高差后，水道两侧陡崖上物质的位能得到释放，产生了重力坡，开始发生重力侵蚀。重力侵蚀一出现就将按照其自身的规律进行，即陡崖不断平行于本身坡面后退，陡崖基部发育"基坡"。重力侵蚀方式也发生了分异，陡崖上以滑塌和崩塌为主，基坡上或者发生泻溜侵蚀，或者遭受水流冲刷。随着重力侵蚀不断发展，陡崖的有效高度逐渐降低，基坡的范围不断扩大，于是重力侵蚀逐渐减弱，以致最后消失，坡面上的侵蚀过程为水力侵蚀控制（图 6-17）。重力坡侵蚀发展过程中，如果地壳趋向稳定，基坡可以得到充分发育，构成斜坡上部以崩塌和滑塌为主，下部发生泻溜、泥流和水力冲刷，斜坡上只有一个重力坡。如果地壳始终处于上升状态，而且上升速度时快时慢，在上升较快时，沟

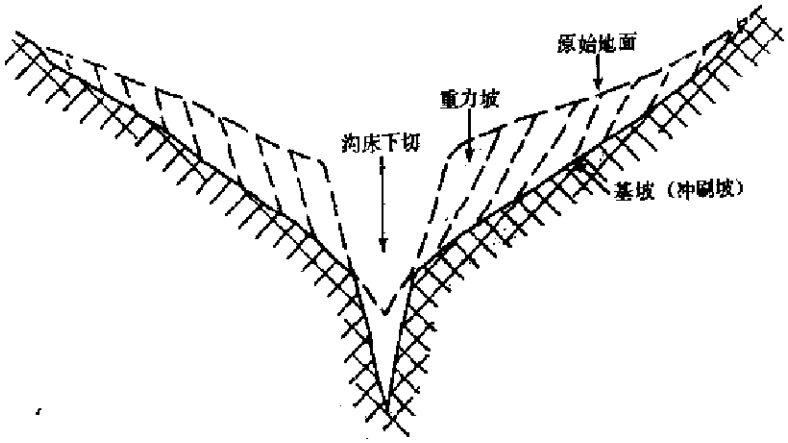


图 6-17　重力坡演变过程示意图

1）陈永宗等，陕北绥德地区沟间地水流侵蚀形态形成和分布规律的初步研究，1963 年。

床再次积极下切，则造成第二个重力坡。地壳活动对坡地侵蚀的影响，一般都是首先在沟床上反映出来，并逐渐向上坡传递，最后才影响到梁峁坡地，即距离沟床的位置越远，感受地壳活动影响的时间越滞后。如果在前一次地壳上升造成的重力坡尚未消失之前，又发生了第二次、第三次地壳积极抬升，流域内则可以同时存在两个或三个彼此平行排列的重力坡，从而使重力侵蚀垂直分带复杂化。目前黄土高原沟道流域内所见到的情况，属于后面一种，即谷缘陡崖以下为泻溜坡（或水力冲刷坡），及至沟槽附近，又有新的重力坡形成。

水力侵蚀的垂直分带和重力侵蚀的垂直分带，共同构成了沟道流域侵蚀方式的垂直变化。它是认识黄土区沟道流域侵蚀发展过程的基础，也是正确布置水土保持措施的依据[24]。

二、垂直分带的一般模式

黄土区沟道流域侵蚀方式垂直分带系统，首先以谷缘线为界分为谷间地带和沟谷地带，然后在各带内分亚带。其分带系统如下（图 6-18）：

I——谷间地水力侵蚀带：

I_A——分水岭及其邻近地区溅蚀、片流片蚀亚带；

I_B——斜坡上部股流细沟侵蚀亚带；

I_C——斜坡中部股流、暴流细沟-浅沟侵蚀亚带；

I_D——斜坡下部股流、暴流和潜流浅沟-切沟和潜蚀亚带。

II——沟谷地水力、重力共同作用带：

II_A——谷缘陡崖暴流沟蚀和重力崩塌侵蚀亚带；

II_B——谷坡中部水蚀、重力侵蚀和潜蚀综合作用亚带；

II_C——谷坡下部水蚀、泻溜侵蚀亚带；

II_D——坡足堆积-冲刷交替作用亚带；

II_E——沟槽暴流侵蚀-崩塌、滑塌亚带。

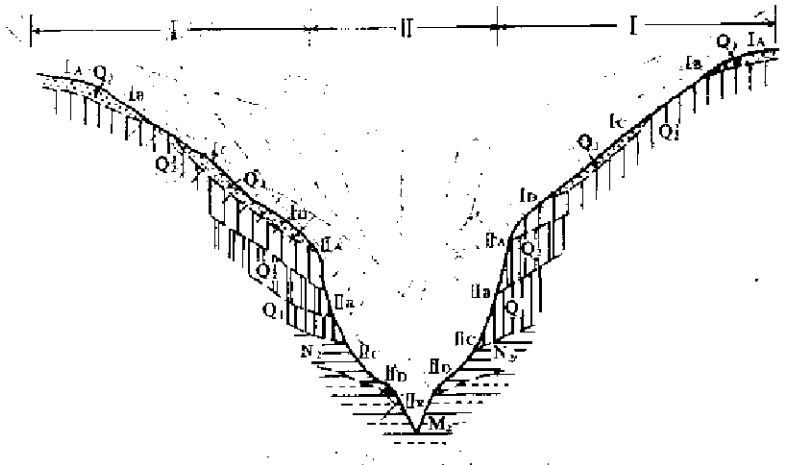


图 6-18 黄土区沟道流域侵蚀方式垂直分带
（代号涵义见正文）

以上的坡地侵蚀方式垂直分带模式和 R. E. 霍尔顿[3]、E. B. 桑采尔等人[1]的模式不同，他们的分带体系中没有考虑重力侵蚀变化特点，而且仅仅研究了坡度平缓、坡长较大、地形比率较小条件下的侵蚀状况，分带比较简单。L. C. 金[4]根据 A. 武德(1944)的模式，并吸取了 W. 彭克和 W. M. 戴维斯的观点，提出的坡地发育模式（图 6-19）与黄

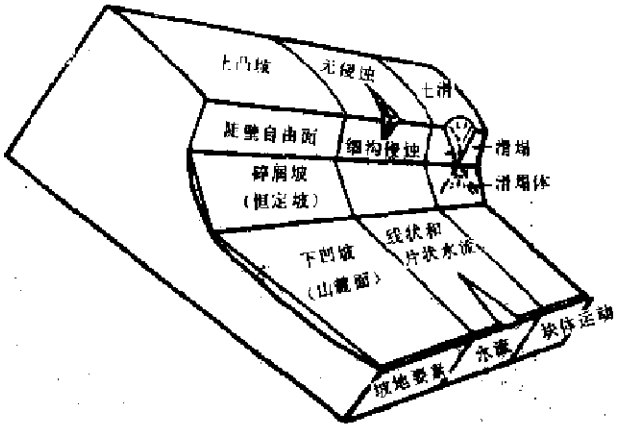


图 6-19 坡地发育模式
（据 L. C. 金）

土区的坡地侵蚀特点比较接近。黄土区的沟间地带和金的上凸坡（waxing slope）大体相似；他的陡壁自由面（free face）与黄土区的谷缘陡崖相当。但是，金重犯了霍尔顿的"无侵蚀带"的错误，而且他说的碎屑坡（debris slope）在黄土区并不很发育，由于地形狭窄，沟谷深切，也没有看见典型的山麓剥蚀面（pediment）。

本书作者之一和承继成等人六十年代初期曾发表了陕北绥德等地的侵蚀分带系统[25]，把它和上述分带模式相比，可以看出早期模式的局限性。不能将它作为黄土高原侵蚀方式垂直分带的代表。

三、垂直分带的地区性变化

坡地上水力和重力侵蚀的基本特点，是产生垂直分带的根本原因。但是，垂直分带系统将受地质构造、岩性、气候、植被、地貌形态和地貌发育历史等多种因素的综合影响，从而在不同地区表现为不完全相同的分带系统。在地壳强烈上升地区，沟谷深切，地形破碎，分水岭成尖脊状，分水岭地带的溅蚀面蚀带不发育，重力坡可以在邻近分水岭地区发现。由坚硬岩石和软弱岩石互层构成的山坡上，常常可以看到崩塌陡崖和碎屑坡（或冲刷坡）沿坡交替。我国东北部的大兴安岭地区，气候寒冷，寒冻风化强烈，地壳上升活跃地区，山坡上常常为厚层岩碎覆盖，水力侵蚀分带不明显；在山前丘陵地区，由于谷坡后退速度快，即使在很小的沟谷中也有山麓剥蚀面分布[26]。新疆干燥地区，岩屑坡和山前洪积坡十分典型。黄土高原的地质构造和岩性各地的差别不大，地面植被极差，这些因素对坡地侵蚀分带的影响都不大。各地的地貌形态特点却有显著不同；在同一地貌区域的沟道流域内，上中下游地段的侵蚀发展状况是不一样的，因而侵蚀分带系统存在较大变化。

1）承继成，地表侵蚀的基本原理及其造成的地貌现象，1963 年。

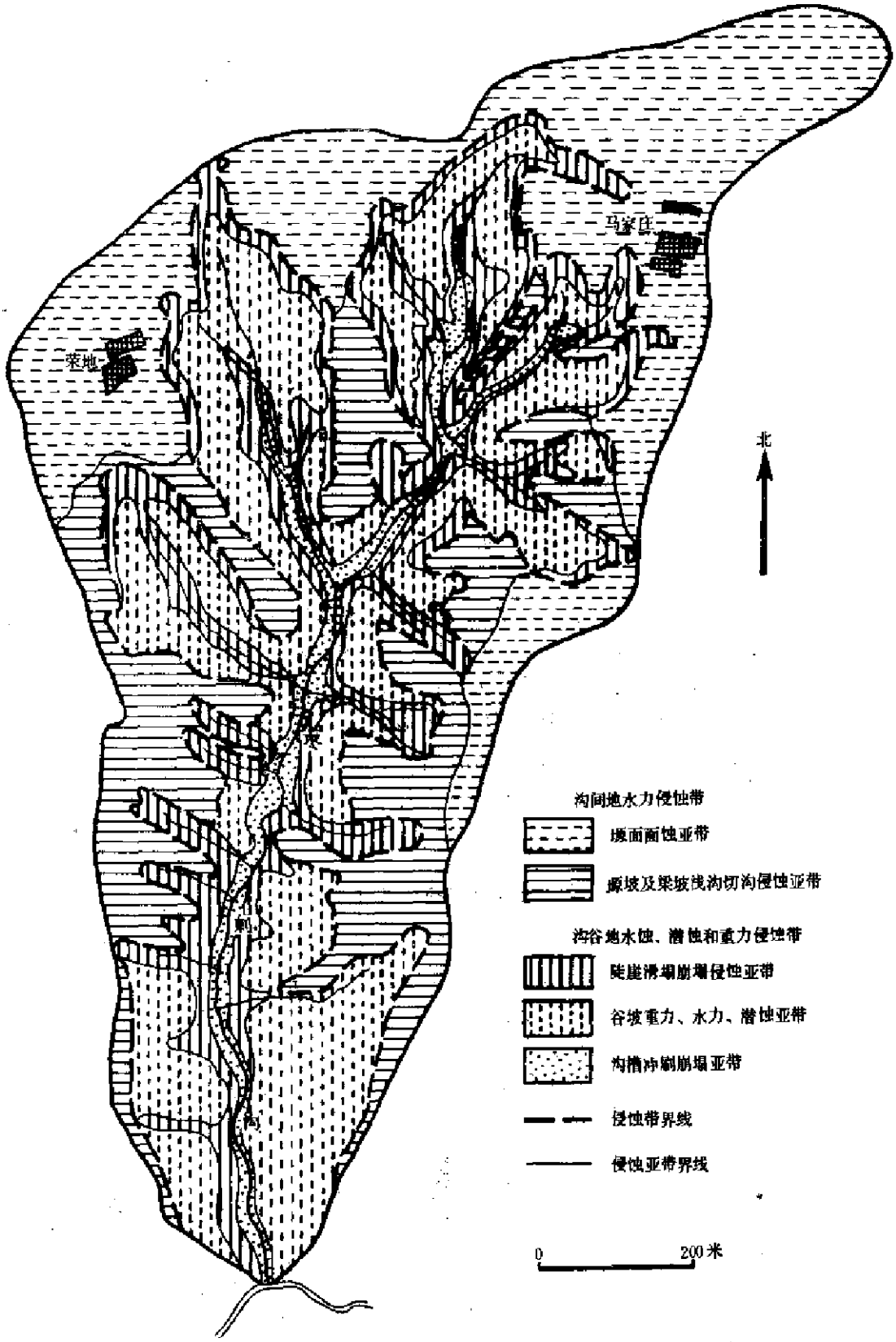


图 6-20　陕北洛川枣刺沟流域侵蚀分带图

1. 黄土塬区

黄土塬区的侵蚀分带系统以陇东董志塬和陕北洛川塬为代表（图 6-20），其分带模式如下：

I——谷间地水力侵蚀带：

I_A——塬面溅蚀、片流侵蚀亚带；

I_B——塬边潜流潜蚀亚带；

I_C——塬坡水流面蚀、沟蚀亚带；

II——沟谷地重力、水力侵蚀带：

II_A——谷缘崩塌、滑塌侵蚀亚带；

II_B——谷坡沟蚀、潜蚀亚带；

II_C——坡麓泻溜侵蚀、水流冲刷亚带；

II_D——沟槽暴流冲刷、崩塌滑塌亚带。

黄土塬区侵蚀方式垂直分带的最大特点有二：

其一，谷间地带的面积远远大于沟谷地带，其中又以 I_A 亚带占的比例最大。例如陇东董志塬南小河沟流域，塬面的面积占了流域总面积的 56.86%，塬坡占 15.7%，二者合计占流域面积的 72.56%，沟谷地带仅占 27.44%[1]。洛川枣刺沟流域的面积 2.08 平方公里，其中塬面积 0.565 平方公里，塬坡 0.469 平方公里，二者合计 1.034 平方公里，占流域面积的 51.2%。

其二，沟谷带中重力侵蚀十分活跃，居沟谷地各种侵蚀方式的首位。南小河沟流域内的滑塌、崩塌和泻溜坡约占沟谷地带总面积的 24.43%，尤其是泻溜坡分布极广，占了沟谷地带面积的 11.89%。流域的上、中、下游各段，各种重力侵蚀方式的活跃程度又有不同。上游段的沟谷直接从塬面下切，发育历史较中下游新，谷坡上滑塌众多，沟头崩塌严重；在流域中下游，塬面与沟谷之间多为塬坡或梁峁坡隔开，沟谷内红色粘土出露极广，泻溜侵蚀十分活跃。沟口段已切入基岩，有基岩崩塌发生。

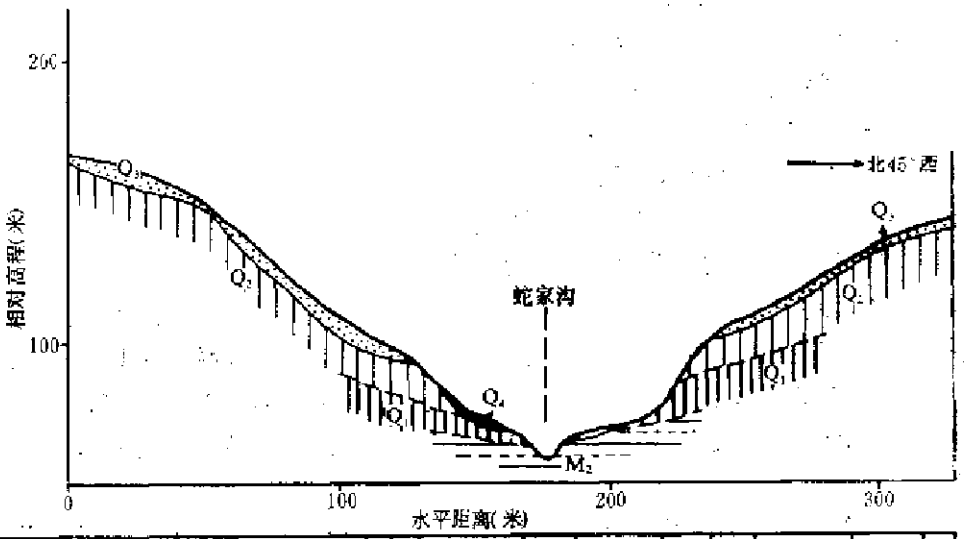
2. 黄土丘陵区

由表 6-22 可知，黄土丘陵区谷间地带和沟谷地带的面积比例变化较大，陕北和晋西大致是各占一半或谷间地占 60%，沟谷地占 40%；陇中多数地区是 7:3，即谷间地带占 70%，沟谷地带占 30% 左右。同一沟道流域内上、中、下段的地貌演变历史互有差别，因而侵蚀分带系统的变化较大。陕北黄土丘陵区的沟道流域内普遍有古代沟谷谷坡残留，坳沟沟头上方保留有古代残留沟谷。对于前一种情况的分带系统如图 6-21 所示；对于后一种情况的分带系统如图 6-22 所示。图 6-22 中梁峁坡上的冲淤交替亚带的宽度多不超过 5—10 米，坡度小于 10 度，降雨量大，降雨强度亦大时发生冲刷，小雨时有少量泥沙淤积，在坡地侵蚀发展的长历时中，仍以冲刷为主。残留的古代谷坡亚带即上文说的"圪塄坳坡"，它在有的流域内保存较好，有的流域内保存较差，甚至消失，其上既有沟蚀，又有潜蚀。图 6-22 中没有古代谷坡的残留，代之以高度不大的陡崖，陡崖下方有宽窄不等的冲

1）黄河水利委员会西峰水土保持科学试验站，南小河沟综合治理增产减沙效益，黄河泥沙研究报告选编，第 1 集，上册，1978 年。

表 6-22　黄土丘陵区沟谷地带和沟间地带的面积比例

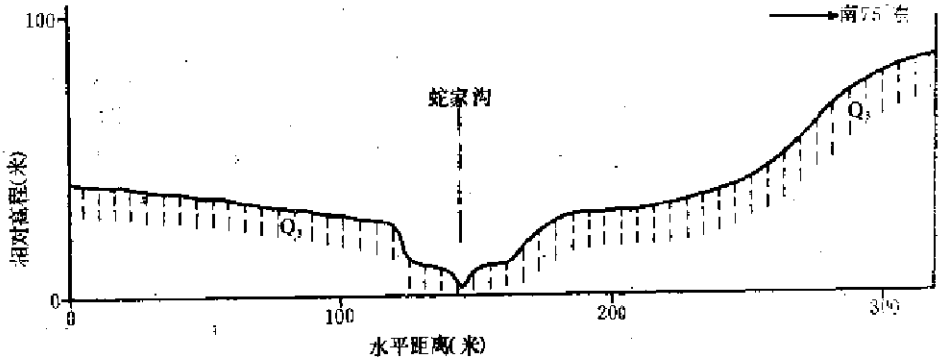
流域名称	流域面积（平方公里）	谷间地带		沟谷地带		注
		面积（平方公里）	占流域面积（%）	面积（平方公里）	占流域面积（%）	
陕北韭园沟	70.10	39.690	56.6	30.410	43.4	除蛇家沟外，其余均引自罗来兴等资料
陕北蛇家沟	4.72	2.766	58.6	1.954	41.4	
晋西王家沟	9.10	5.123	56.3	3.977	43.7	
晋西蔡家崖西沟	3.63	2.223	61.0	1.407	39.0	
晋西道黄沟	2.33	1.010	43.3	1.320	56.7	
甘肃安家沟	9.30	6.929	74.5	2.372	25.5	
甘肃梢岔沟	12.74	9.606	75.4	3.134	24.6	



侵蚀方式分带	面蚀带	面蚀—沟蚀带	I	II	冲蚀—潜蚀带	冲积崩塌	塌积—坡积带	崩塌冲蚀	浅沟切沟	面蚀—沟蚀带	细沟侵蚀	片蚀
坡度(度)	18	38	15	50	28		15	54	31	26	25	11
坡长(米)	42	72	5	10	40	20	32	18	16	28	25	13

注：I 冲淤带，II 水蚀、崩塌。

图 6-21　子洲蛇家沟中下游流域侵蚀分带



侵蚀分带	VIII	VII	V	III	IX	I	II	III	IV	V	VI	VII	VI
坡度(度)	5	15	16	67	16		13	56	13	13	32	28	12
坡长(米)	20	60	38	8	14	16	14	10	30	40	40	30	2

图 6-22　坳沟沟头上方有古代残留沟谷的侵蚀分带（蛇家沟上游）

I. 冲蚀、崩塌；II. 塌积、冲刷；III. 崩塌；IV. 浅沟-切沟带；V. 细沟-浅沟带；VI. 切沟-浅沟带；VII. 细沟带；VIII. 片蚀带。

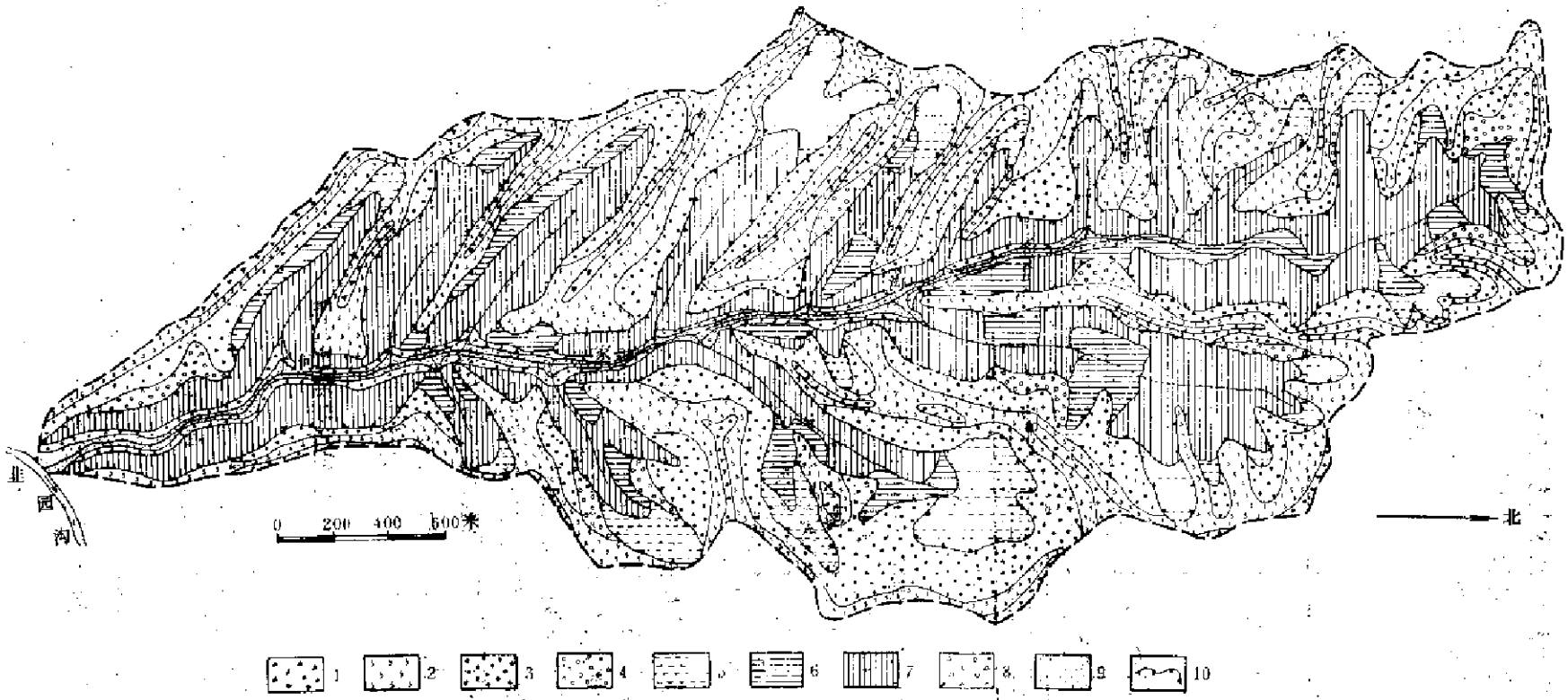


图 6-23 陕北绥德何家沟流域侵蚀分带图

谷间地带：1.梁峁顶溅蚀-片蚀亚带；2.梁峁坡上部细沟侵蚀亚带；3.梁峁坡中下部细沟-浅沟侵蚀亚带；4.梁峁坡下部浅沟、切沟、潜蚀亚带；
沟谷地带：5.残留的古代沟谷亚带；6.谷坡滑塌、崩塌、洞穴侵蚀亚带；7.谷坡水蚀、潜蚀、重力侵蚀亚带；8.坡足冲刷-堆积亚带；9.沟槽冲刷、滑塌、崩塌亚带；10.谷间地带和沟谷地带界线

刷-堆积亚带;沟床有土跌水,跌水上方沟床无明显下切痕迹(图 6-23)。

洛河和无定河的河源地区,地势相对高差较小,低矮的黄土梁峁丘陵之间有宽平的"墁地"它是晚更新世沟谷中的堆积平地,目前正在遭受沟谷割切。墁地两侧的黄土梁峁坡面常有半固定或流动沙丘。这些地区的侵蚀分带如图 6-24 所示。河源丘陵墁地区梁

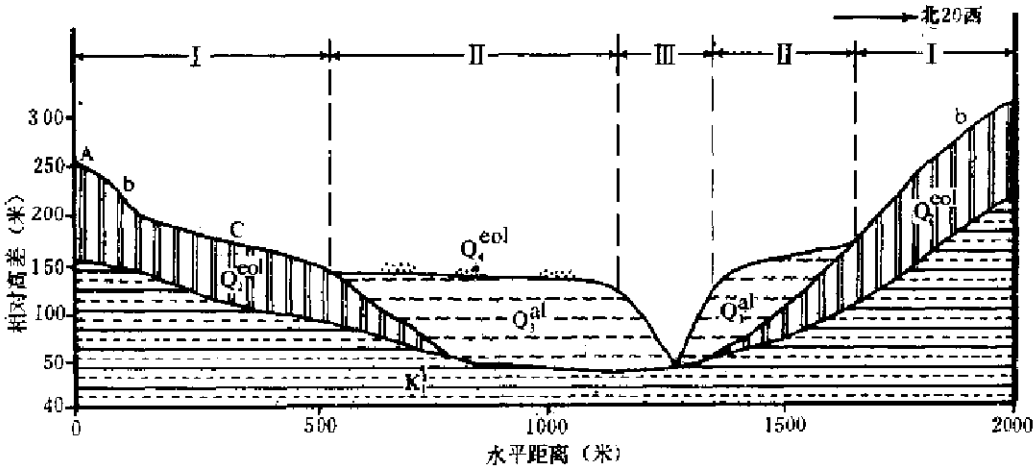


图 6-24 大理河上游小河乡附近黄土丘陵墁地区侵蚀分带图。

I——黄土梁峁坡地水蚀风蚀带:

I_A——梁峁顶片蚀亚带;

I_B——梁峁坡上部风蚀、水力面蚀、沟蚀亚带;

I_C——梁峁坡下部沟蚀、堆积亚带。

II——洼地沟蚀堆积带。

III——沟蚀带。

峁坡上部水力侵蚀不强,风力侵蚀活跃;中下部基本上没有浅沟侵蚀,但有切沟和风蚀、风积作用。墁地中有风蚀条痕、残丘和沙丘分布,也有切沟发育。墁地常是支沟沟谷的沟头所在,被沟谷分割的墁地,在沟谷中的滑塌和崩塌异常活跃,沟床下切十分剧烈。

六盘山以西的黄土丘陵区,第三纪甘肃系地层构成了梁状丘陵的骨架,其上覆以薄层黄土,梁体宽大,梁坡长,坡度缓。沟谷深深切入甘肃系地层之中。该区谷间地坡地多呈台阶状,其上浅沟不很发育,坡面常被稀疏的切沟分割,侵蚀分带不很规则,常常是面蚀亚带和浅沟、切沟侵蚀亚带沿坡交替出现。梁坡下部常有滑坡体分布。沟谷地带中重力侵蚀十分活跃,受岩性影响,各种方式的重力侵蚀的分布位置不很规则。

四、各侵蚀带的侵蚀量

1. 黄土丘陵区

黄秉维将黄土丘陵区分为五个副区[27],每一副区的沟道流域内各侵蚀带的侵蚀量是有差别的,但目前还不能分别给予说明。现在仅就第一副区内子洲团山沟流域各侵蚀带的侵蚀量说明如下:

团山沟是大理河的一级支流(按 R. E. 霍尔顿和 A. N. 斯特纳尔分级法)[16],流域面积为 0.18 平方公里,谷间地面积占流域面积 74%,沟谷地占 26%;地势相对高差约 200 米,沟谷下切深度平均为 50 米左右。谷间地主要为马兰黄土覆盖,坡度变化于 10—35 度

之间；沟谷地由离石黄土和三趾马红色粘土组成，坡度在35度以上，在下游沟床出露基岩。1960—1969年黄河水利委员会在沟口设置测流断面，流域内布设了12个径流小区，各个径流小区的基本情况如表6-23所列。

表6-23 团山沟径流场各径流小区基本情况一览表

小区编号	位置	土质	坡沟	坡度(‰)	径流小区尺寸			观测方法	观测时间	
					长度(米)	宽度(米)	面积(平方米)		起	止
1	左岸峁顶	黄土	北西	158	20	7.5	150	量水池	1960	1967
2	左岸峁坡	黄土	北东	404	40	15	600	三角测流槽	1960	1967
3	左岸峁坡	黄土	北东	404	60	15	900	三角测流槽	1960	1969
4	左岸峁坡	黄土	北东	404	20	15	300	三角测流槽	1960	1967
5	左岸峁坡	黄土	北东	601	20	15	300	三角测流槽	1960	1967
6	左岸沟坡	黄土	北东	827			1160	量水池	1960	1966
7	左岸分水岭至谷底	黄土	北西	上 445 中 1730 下 344			4080	三角测流槽	1960	1969
8	右岸沟坡	红粘土	南西	1280			564	量水池	1962	1966
9	右岸沟掌地	黄土	南西				17200	三角测流槽	1963	1969
10	右岸峁坡	黄土	南东	625			300	三角测流槽	1965	1967
11	右岸峁坡	黄土	南东	625			150	三角测流槽	1965	1967
12	右岸峁坡和沟坡	黄土和红粘土	南西				9820	三角测流槽	1965	1969

团山沟的地貌类型分为梁峁顶、梁峁坡、掌状凹坡、红粘土谷坡、黄土谷坡和沟床六种。其侵蚀分带系统是：谷间地带中分出梁峁顶溅蚀、片蚀亚带，梁峁坡上部细沟侵蚀亚带，梁峁坡中下部细沟-浅沟侵蚀亚带和掌状凹坡浅沟-切沟侵蚀亚带；沟谷地带内按照岩性分为黄土谷坡亚带和红粘土谷坡亚带。以1,3,4,9号径流小区分别代表谷间地带内的各个亚带，6号径流小区和8号径流小区分别代表黄土谷坡亚带和红粘土谷坡亚带；并以各径流小区实测的多年平均侵蚀量，分别代表各相应侵蚀亚带的侵蚀量。再根据各个侵蚀带的面积占流域面积的比例，求出各侵蚀亚带的侵蚀总量，将此总量与沟口实测多年平均输沙量平衡。计算结果是：谷间地带侵蚀量为2,290.785吨，沟谷地带为1,608.779吨，二者之和比沟口输沙量少411.095吨。产生这一结果的原因有二，一是以3号径流小区的侵蚀量代表梁峁坡中下部侵蚀亚带的侵蚀量，由于3号径流小区的坡长仅60米，而梁峁坡中下部的坡长达到100米以上，所以比实际侵蚀量偏小；二是计算得到的侵蚀量中没有包括沟床的侵蚀量。团山沟下段沟床由基岩组成，其侵蚀量极少，可以忽略，但中上段沟床是由土状堆积物组成，暴雨径流时应有侵蚀。由于土质沟床的长度不大，下方又受石质沟床顶托，下切受阻，沟床两侧的滑塌和崩塌不活跃，其侵蚀量是有限的。所以我们将平衡计算的差值归入谷间地，并重新进行计算，其结果如表6-24所列。由表6-24可知，梁峁顶部溅蚀片蚀带的侵蚀量只占流域侵蚀总量的极少部分，细沟侵蚀带的产沙也不多，而细沟、浅沟侵蚀亚带却高达36.2%，掌状凹坡占25.6%。沟谷带中红粘土谷坡的侵蚀量，占流域总量的比例较高。由于各侵蚀带的面积大小不等，侵蚀的绝对值不能说明那一带侵蚀最强的问题，因而改以单位面积侵蚀量进行对比，比较的结果是溅蚀片蚀亚带侵蚀量只相当于谷间地带单面积平均量的0.2%，细沟亚带为63.6%；细沟、浅沟亚带与谷间地带的

表 6-24 团山沟各侵蚀带产沙量计算成果

侵蚀分带		面积		侵蚀量					资料年代（年）
		平方公里	占流域面积(%)	总量（吨）	占谷间地（%）	占沟谷地（%）	占流域（%）	单位面积量（吨/平方公里·年）	
谷间地带	梁峁顶溅蚀片蚀亚带	0.00033	0.018	0.01349	0.0005		0.0003	40.88	1963—1967
	梁峁坡上部细沟侵蚀亚带	0.00278	1.540	35.87	1.33		0.83	12902.88	1963—1967
	梁峁坡中下部细沟浅沟侵蚀亚带	0.07849	43.770	1561.54	57.79		36.2	19894.76	1963—1967
	梁峁坡掌状凹坡浅沟切沟侵蚀亚带	0.0516	28.670	1104.46	40.88		25.6	21404.26	1963—1967
	合计	0.1332	74.000	2701.88	100.0		62.68	20284.38	
沟谷地带	黄土谷坡水蚀重力侵蚀亚带	0.00168	0.900	28.74		1.79	0.67	17107.14	1963—1967
	红粘土谷坡水蚀重力侵蚀亚带	0.04512	25.100	1580.04		98.2	36.65	35018.5	1965—1969
	合计	0.0468	26.300	1608.78		100.0	37.3	34375.6	
全流域		0.18	100.0	4310.66			100.0	23948.1	1963—1967

平均值接近，而掌状凹坡浅沟切沟亚带却高于平均值；沟谷带中的红粘土谷坡亚带也比沟谷带的平均值高。将谷间地带的单位面积侵蚀量和沟谷带的进行对比发现，后者比前者大 59%。曾伯庆在分析了山西离石羊道沟流域（面积 0.206 平方公里）的泥沙来源后认为，谷间地带（占流域总面积的 49.73%）单位面积的侵蚀量为 6,740 吨/平方公里·年，沟谷地带（占流域总面积的 50.27%）为 27,300 吨/平方公里·年，后者为前者的 3 倍。经过平衡分析，他认为该流域产生的泥沙有 80% 来自沟谷地[28]。龚时旸和蒋德麒在分析子洲团山沟、绥德团园沟和韭园沟、离石王家沟等流域的径流泥沙资料后亦认为，沟谷地的单位面积侵蚀量比谷间地大 1.10—1.76 倍[21]。我们的结果和他们的结果虽然数值不同，但是趋势是一致的。因此，如果沟谷地和谷间地的面积大体相近，则沟道流域的泥沙主要来自沟谷地；如果谷间地的面积比沟谷地大得多（如团山沟的情况），沟道流域的泥沙大部分是谷间地侵蚀产生的。

沟谷地带单位面积侵蚀量大于谷间地带的原因，一是沟谷地带中除了水力侵蚀外，还有重力侵蚀和潜蚀；二是沟谷地带的水力侵蚀能量，除了直接由沟谷地的降雨径流提供外，它还要接受谷间地带径流进入沟谷的影响。沟谷地中的重力侵蚀和潜蚀，也由于遭受上坡来水影响，比不遭受上坡影响活跃。将 1961—1964 年团山沟内不受上坡来水影响的 6 号和 8 号径流小区的平均侵蚀量进行比较说明（表 6-25），黄土谷坡受上坡来水来沙影响的侵蚀量比不受上坡来水来沙影响的大 5.0 倍，红粘土谷坡大 2.6 倍。如果不受上坡来水来沙影响，这两类谷坡的侵蚀量都比谷间地中下部小。所以，作好梁峁坡的水土保持工作，制止谷间地径流泥沙进入沟谷，不仅对于保护谷间地的土壤肥力是十分必要的，而且对减轻沟谷地的侵蚀也有重要意义。

表 6-25 团山沟黄土谷坡和红粘土谷坡侵蚀量

径流小区编号	岩性和地貌	降雨量（毫米）	径流(立方米/平方公里·年)	侵蚀量(吨/平方公里·年)	统计时间（年）
6	黄土,谷坡	123.9	4557.76	2867.5	1961—1964
8	红粘土,谷坡	167.7	19563.83	9833.3	1962—1964

2. 黄土塬区

黄土塬区各侵蚀带的侵蚀量，以陇东南小河沟为代表。南小河沟流域的侵蚀分带系统中,谷间地带分为塬面溅蚀、片蚀亚带和塬坡或梁峁坡浅沟、切沟侵蚀亚带;沟谷带分为崩塌、滑塌亚带、泻溜侵蚀亚带和沟槽亚带。据黄河水利委员会西峰水土保持科学试验站1955—1974年的径流泥沙测验资料分析，各侵蚀带的侵蚀量如表6-26所列[29]。由该表

表 6-26 南小河沟流域(十八亩台以上)各侵蚀带侵蚀量(据西峰水土保持科学试验站资料)

侵蚀带		面积		径流量			侵蚀量		
		平方公里	占流域面积(%)	总量（立方米年）	单位面积量(立方米/平方公里·年)	占流域(%)	总量(吨年)	单位面积量(吨/平方公里·年)	占流域(%)
谷间地带	塬面溅蚀、片蚀亚带	20.16	65.8	185,600	9206.35	67.4	16,330	810.0	12.3
	塬坡或梁坡浅沟切沟侵蚀亚带	2.90	9.5	23,780	8200.0	8.6	1,930	665.5	1.4
	合计	23.06	75.3	209,380	9079.79	76.0	18260	791.85	13.7
沟谷地带		7.56	24.7	65,980	8727.5	24.0	114,900	15198.4	86.3
全流域		30.62	100.0	275,400	8994.1	100.0	133,200	4350.1	100.0

可知,全流域(十八亩台以上)多年平均径流量为8,994.1立方米/平方公里·年,其中塬面亚带为9,206.35立方米/平方公里·年,大于全流域的平均数;塬面径流量占全流域总量的67.4%,沟谷地仅占24.0%,其余来自塬坡。但是,塬面的侵蚀量只有810.0吨/平方公里·年,沟谷带为15,198.4吨/平方公里·年,后者比前者大18.7倍。谷间地带的侵蚀量仅占流域总量的13.7%,其余的86.3%都产生于沟谷带。也就是说,该流域的径流主要产生于谷间地带，泥沙主要产生于沟谷地带。根据布设在各侵蚀带内不同侵蚀类型区的径流小区测验资料，分析各侵蚀类型的侵蚀量表明，塬面侵蚀总量中的92.2%是来自村庄和道路冲刷,农地的侵蚀量仅占塬面侵蚀量的7.8%。沟谷带的侵蚀量绝大部分产生于沟床侵蚀和重力侵蚀,例如据1955—1974年资料分析，这两种侵蚀的侵蚀量占到沟谷带侵蚀总量的96.2%。沟谷带的重力侵蚀方式中又以泻溜侵蚀最活跃,约占沟谷带,侵蚀量的66.5%。根据南小河沟的支沟(董庄沟)测验资料分析,5,10,20年降雨重现期塬面径流进入沟谷与不进入沟谷的侵蚀量比较，前者比后者分别大2.4,2.3和2.3倍，即塬面径流不进入沟谷的侵蚀量只有进入的41.2—44.2%[29]。由此可见，作好塬面的水土保持工作使塬水不下沟,以及防治沟谷中泻溜侵蚀和沟床冲刷,是制止塬区侵蚀的重点。

参 考 文 献

[1] R. P. C. Morgan, Feild Studies of Rainsplash Erosion, *Earth Surface Processes*, Vol. 3, No. 3, 1978.

[2] J. Moeyersons and J. De. Ploey, Quantitative Date on Splash Erosion, Simulated on Unregetated Slopes, *Zeitschrift fur Geomorphologie, Sapplementband*, No. 25, pp. 111—120, 1979.

[3] R. E. Horton, Frosional Development of Streams and Their Drainage Basins; Hydrophysical Approach to Quantitative Morphology, *Bull. Geol. Soc. AM*, Vol. 45, 1945.

[4] L. C. King, The Uniformitarian Nature of Hillslopes, *Trans, Edin. Geol. Soc.* Vol. 17, 1957.

[5] 王兴奎等,黄土丘陵沟壑区高含沙水流的形成及汇流过程,水利学报,1982年,第2期。

[6] 朱显谟,黄土区土壤侵蚀分类,土壤学报,第4卷,第2期,1956年。

[7] Kenji Kachiwaya, On the Rill Net in a Slope System Repinted, *Bull. Disaster Prevention Research Institude, Kyoto University*, Vol. 28, 1978.

[8] 罗来兴,甘肃华亭粮食沟坡面细沟侵蚀量的野外测定及其初步分析结果,地理学资料,第2期,1958年。

[9] 陈永宗,黄河中游黄土丘陵区坡地的侵蚀发育,地理集刊,第10号,科学出版社,1976年。

[10] 陈永宗,黄土高原黄土丘陵区的沟谷类型,地理科学,第4卷,第4期,1984年。

[11] 罗来兴,划分晋西、陕北、陇东黄土区域沟间地和沟谷的地貌类型,地理学报,第22卷,第3期,1956年。

[12] S. A. Schumm, Evolution of Drainge Systems and Slopes in Bedlands at PERTH AMBOY, NEW JERSEY, *Geol. Soc. AM. Bull.* Vol. 67, No. 5, 1956.

[13] А. И. Спиридонов, О некоторых теоретических проблемах геоморфологии, *Геоморфология*, No. 2, 1974。

[14] 朱显谟等,综合治理水土流失,彻底改善生态环境,水土保持通报,1982年,第6期。

[15] 朱士光,简论我国黄土高原历史地理研究工作,地理研究,第3卷,第2期,1984年。

[16] 陈永宗,大兴安岭地区河系结构的基本规律,地理学报,第35卷,第4期,1980年。

[17] 承继成等,形态量计定律在陕北黄土丘陵区应用过程中的一些体会,中国地理学会一九六五年地貌学术讨论会文集,科学出版社,1965年。

[18] J. R. K. Daniel, Drainage Density as An Index of Climate Geomorphology, *J. Hydrol*; No. 50, pp. 147—154.

[19] K. J. Gregory and V. Gurdiner, Drainage Density and Climate, *Annale. Geomorphology*, Vol. 19, No. 3, 1975.

[20] W. B. Langbein and S. A. Suchumm, Yield of Sediment in Ralati on to Mean Annual Precipitation, *Trans. AM. Geophys. Union*, No. 39, pp. 1076—1084; 1958.

[21] 龚时旸、蒋德麒,黄河中游黄土丘陵沟壑区沟道小流域的水土流失及治理,中国科学,1978年,第6期。

[22] 牟金泽、孟庆枚,论流域产沙量计算中的泥沙输移比,泥沙研究,1982年,第1期。

[23] 曾昭璇,关于华南地区暴流地形发育规律的一些看法,中国第四纪研究,第2卷,第1期,1959年。

[24] 甘枝茂,黄土地貌垂直变化与水土保持措施布设,人民黄河,1980年,第3期。

[25] 承继成,坡地流水作用的分带性,中国地理学会1963年年会论文集(地貌),科学出版社,1965年。

[26] 陈永宗,大兴安岭北段东南坡的地貌特征,地理集刊,第16号,科学出版社,1985年。

[27] 黄秉维,编制黄河中游流域土壤侵蚀分区图的经验教训,科学通报,1955年,第12期。

[28] 曾伯庆,晋西黄土丘陵沟壑区水土流失规律及治理效益,人民黄河,1980年,第2期。

[29] 黄河水利委员会西峰水土保持科学试验站,从南小河沟治理成果探讨黄土高原沟壑区的治理途径,人民黄河,1979年,第3期。

第七章 现代侵蚀治理

治理现代侵蚀是改造自然的伟大工程，具有长期性、复杂性和艰巨性的特点。德国在一百多年前已开始进行防止侵蚀工作，至今问题并未解决。美国自从1935年正式建立政府水土保持机构以来，联邦政府和州政府累计投资超过150亿美元，目前的治理面积仅占应治理面积的30%左右，并出现了一些新的侵蚀区。苏联在十月革命以前已经进行了欧洲部分国土的侵蚀区划，苏维埃政府一直十分重视土壤保持工作，经过了半个多世纪努力，土地资源遭受侵蚀破坏仍然是苏联的重大环境问题。事实证明，制止侵蚀决非轻而易举的事。制止侵蚀的难度很大，任务艰巨，并不是无所作为。国内外大量事实同样说明，只要正确发挥人的主观能动性，深入认识和掌握侵蚀规律，善于利用和应用这个规律，则可以把自然的破坏力引导到另一方向，使自然破坏力转而为社会造福。美国田纳西河流域的今昔变化，联邦德国和澳大利亚许多矿区的覆地绿化成就，以及我国许多小流域的侵蚀已被控制，都是成功的范例。所以，只要认真对待，积极治理，稳步前进，即使侵蚀十分严重，也可以取得显著成绩。

第一节 治理原则

治理黄土高原现代侵蚀应遵循以下原则：

1. 就地拦蓄

暴雨径流是黄土高原发生现代侵蚀的基本动力，它比风力重要，也是促进重力侵蚀发生发展的重要因素，人类活动影响侵蚀的间接作用，主要是通过暴雨径流产生效果。暴雨径流侵蚀力的大小首先取决于降雨特点，同时也与产流汇流条件直接相关。人类目前还不能改变降雨特点，但可以在改变产流汇流过程上下功夫。改变产流和汇流过程的方法并不复杂，使用时必须因地制宜。降雨量较小的地区，应力求在坡面径流尚未汇集为大股水流之前使之就地入渗[1]，汇集以后尽力就地拦蓄。降雨量大的地区，全部入渗或就地拦蓄都很困难，则应妥善排水。黄土高原的年降雨量只有几百毫米，厚层黄土的蓄水能力极强，应充分利用这个有利条件，努力提高入渗率，实现就地拦蓄。

2. 以小流域为单元综合治理

发生侵蚀的原因是多方面的，治理侵蚀也必须是综合的。也就是说既要针对产生侵蚀的自然因子进行治理，又要克服人类活动对侵蚀的促进作用。在农、林、牧、工矿、交通、水利等生产建设过程中执行水土保持方法，采取积极有效的社会和经济措施。使各有关部门和千百万人民共同与侵蚀作斗争，否则不易奏效。

综合治理应以沟道小流域为单元。黄土高原的沟道小流域是一个完整的侵蚀产沙和

输水输沙系统，土地类型结构很有规律，便于合理安排农、林、牧业生产用地和统一管理。

小流域是指相当于坳沟或河沟的沟道流域，它在黄土高原多达百万条以上，遍及全区。按小流域进行综合治理，便于动员群众、调动广大人民与侵蚀作斗争的积极性。

在以小流域为单元进行综合治理的过程中，必须贯彻林草措施与工程措施紧密结合的原则。种树种草的效益是人所共知的。植被的防蚀原理上文已有分析。但是，无论黄土高原的天然林区或者人工植被，即使覆盖度达到50%以上，仍有相当数量泥沙产生。这些泥沙大多是来自重力侵蚀、岸边侵蚀和槽床冲刷，尤其是基岩侵蚀产沙。这类产沙主要是依靠工程措施拦蓄。对于不利的地质地貌条件，也主要是通过工程措施使之迅速改变。林草与工程结合，各施其长，相互补充，共同构成完整的防蚀体系。

3. 治理与预防结合，除害与兴利结合

所谓预防是指在治理侵蚀过程中防止新的人为破坏，决不能这一地区实现了治理，另一地区又被破坏，也不能对已经治理了的地区重新破坏。苏联五十年代后期和六十年代初期大面积垦荒和我国黄土高原近几十年侵蚀加剧，都是边治理边破坏，以致区域防蚀工作没有取得应有成效的例子，也是没有很好贯彻治理与预防结合原则的教训。

治理侵蚀的目的是要保护自然资源，以便合理发掘自然资源的生产潜力，为人类不断增长的物质和精神需要服务。治理就是除害。除害必须与兴利结合，害不除利则不兴，利不兴，害也难除。兴利只能寓于除害之中。害的产生和加剧，是人类生产活动违背自然规律和经济规律的结果，除害则要遵循这两个规律行事；兴利也只能根据这两个规律因势利导。

黄土高原的强烈侵蚀是黄河中游和下游地区环境恶化的根源。除害兴利应将发展当地生产和减少入黄泥沙结合。泥沙太多是黄河为害的根源，泥沙本身又是宝贵的自然资源，应充分利用这个资源，变害为利，使黄河的水沙资源在上、中、下游都有利于生产。

以上三项原则的涵意各有重点，彼此又有内在联系。运用这些原则时不可顾此失彼。

第二节 治理途径

选择正确的治理途径，是控制黄土高原现代侵蚀的关键。正确治理途径的选择，必须从分析产生强烈现代侵蚀的原因入手，同时还要充分考虑采用所选择途径的可能性。也就是说要充分分析实现所选择途径的现有条件。所谓现有条件包括两方面内容：一是自然条件是否允许，二是社会经济条件是否可能。如果所选择途径不符合当地的自然规律，又与现有的经济实力脱节，其结果必然是事与愿违，达不到控制侵蚀的目的。

一、建设基本农田、改变土地利用结构现状

土地利用不合理是导致黄土高原现代侵蚀强烈的重要人为因素。黄土高原土地利用现状中的主要问题是农耕坡地所占面积过大，林地和草地面积太小，土地的管理水平太低。不少地区目前仍然流行着"倒山种地"陋习，滥垦、滥伐、滥牧的掠夺式经营方式盛行。这种状况虽然是长期封建社会剥削制度病毒的残留，但又有自然条件较差、生态环境比较脆弱方面的原因。土地利用现状必须彻底改变，才可能使强烈侵蚀得到治理。

改变土地利用结构需要考虑三个问题，即土地的适宜性、改造利用的可能性和可行性。如果所研究的土地具有多宜性，则主要考虑后两个问题。衡量后两个问题的原则是：第一，经济和技术上是否可能；第二，能否获得最佳效益；第三，如何实现改造利用，也就是要提出改变现状的可行办法。三者是相互联系的，不能孤立对待。

1. 黄土高原土地适宜性分析

一般来说，土地都具有多宜性特点。某种土地是否适宜农耕，则要视土地的自然属性及其改造利用的可行性而定。

黄土高原的农业自然条件有两个主要特点：

第一，光热条件优裕，水分严重不足。黄土高原年太阳辐射总量为110—150千卡/平方厘米，较同纬度的华北其它地区多20—30千卡/平方厘米。全年的日照总数为2,000—3,000小时，年平均气温3.6—14.3℃，一月平均气温-1—-14℃，七月为22—25℃，除六盘山和吕梁山等山区外，其余地区的≥10℃积温多在2,500—3,500度，无霜期150—200天，有一年两熟或二年三熟的热量条件(西北部为一年一熟)。但是，水分不足却是农业生产的主要限制因素。据黄秉维研究[1]，延安地区不同作物的供水状况除夏谷子以外都存在不同程度的缺水现象。延安以北的缺水状况更加严重。发展灌溉农业有三个问题，一是水利设施的淤积严重；二是地表水不足，地下水埋藏太深，可采量不大；三是地形破碎，相对高差大，灌溉的投资太大。所以一般都只能旱作。充分利用天然降雨发展土壤水库，是本区发展农业生产的正确途径。黄土高原的农地大多数都是坡耕地，天然降雨的流失严重。充分利用天然降雨发展土壤水库，走旱作农业道路，必须对坡耕地进行改造。改造的技术是可能的，但要将现有的所有坡耕地都改造为保水保土的农耕地，却是不可行的。有的地区可以引黄河水灌溉，但是，一方面由于随着工业和城市发展，黄河水的供需关系日趋紧张，许多地区目前人畜饮水还亟待解决；另一方面是引黄投资巨大，而且还有黄河水在上、中、下游如何合理分配问题。所以水分不足是黄土高原发展农业生产的最大不利因素。

第二，土资源丰富，土地条件（主要是地形条件）差。深厚的黄土层是黄土高原的优势。黄土的物理化学性质对于耕种来说是优良的，它适于多种作物生长，即使未经熟化，只要水肥充足仍可高产。但是，本区的地形条件很不适合农耕，全区除黄土塬和河谷平原外，70%以上的土地都是丘陵起伏，沟谷深切，支离破碎，大面积耕种坡地必然带来严重的侵蚀。

以上两点说明，绝不能在本区大面积发展农业生产，而应该努力增加林地和草地面积，相应的发展林业和畜牧业生产。也就是说，现有土地利用状况必须逐步改变，扩大林草面积，缩小农地面积。加强科学管理，变广种薄收为精耕细作少种高产多收，变滥牧为大力种草轮封轮牧，变滥伐为多种少伐，计划采伐，使农、林、牧业综合发展。许多典型事例说明，实现这种转变是完全可能的，也是行之有效的。

2. 改变土地利用结构的途径

土地利用方式是深刻的政治、经济和文化结构的表现[3]。现有的土地利用结构有深远的历史根源和深刻的社会经济根源。黄土高原的土地利用结构是千百年小农经济活动

的结果，同时又受到自然条件的深刻影响。根深蒂固的传统象一条无形的绳索捆扎着人们的手脚，所以改变现状是很不容易的，即使有先进的社会制度，先进的技术，强大的经济实力，也需要相当长的时间才能实现。何况目前我国的财力还不强大，医治好这个历史创伤就更不容易了。改变现状需要一个过渡时期和行之有效的措施，犹如过河要有船或桥一样[4]。自从五十年代中国科学院黄河中游水土保持考察队的专家们提出"大力退耕，还林还牧"的建议到现在，已有将近三十年时间，至今的进展却不大。原因故然是多方面的，但当时没有明确指出如何由单一的粮食生产转变为农、林、牧综合发展，由土地利用不合理过渡为土地合理利用，也是其中的一个缺陷。

对于这个问题近年来科学家和实践家们进行了热烈讨论，主要有三种主张[5]。一种意见认为，应首先在荒山荒坡上造林种草，改善生态环境，发展林牧业生产，当地短缺的粮食由外地调入解决。中国科学院西北水土保持研究所和延安地区合作进行飞机播种沙打旺试验成功，为这种意见提供了快速种草的技术根据；山西右玉县几十年来坚持种树种草，初步控制了侵蚀，发展了生产，也为这种意见提供实践根据。但是，就目前黄土高原经济现状来讲，由外地调入粮食是否可行，却是问题的关键。岂不说外地调粮的交通运输很难解决，当地农民也不接受这种主张。实践早已证明，不就地解决粮食问题，退耕还林还牧是很难办到的。

另一种意见认为，应当首先建设基本农田，就地解决粮食问题，逐步发展林地和草地面积，最终实现土地合理利用，农、林、牧综合发展。所谓建设基本农田，也就是建设当地群众的粮食生产基地，譬如修筑水平梯田、筑坝淤地、发展灌溉土地和引洪水漫地等。根据这几类土地现有产量计算，每一个农业人口占有 2—3 亩这样的土地，粮食问题就可以满足。实际上建设基本农田也就是改变和提高农业劳动的自然生产率，从而促进农业劳动的社会生产率，使农民把自己的主要劳动力、资金和肥料集中使用到少量的土地之中，使农业劳动生产率大幅度提高。毫无疑问，建设基本农田的意见是正确的。问题是建设基本农田的投资从何而来，有了基本农田是否就能保证稳产高产？

通过建设基本农田以实现土地合理利用，最终达到农、林、牧综合发展，控制侵蚀的主张是 1958 年山西省首先提出的。六十年代和七十年代初期，曾在黄土高原大力推行，取得了一定成绩，为改变黄土高原农业生产落后状况奠定了一定的物质基础。但是，经过二十多年努力，成绩并不理想。其中的原因之一是没有注意到应该建立良好的农业生态系统，即没有把农田和它与周围的环境联系起来考虑，没有在建立农田的环境生态系统上下功夫。以致于有的地区虽然已经实现了坡耕地梯田化，因水肥不足产量仍然提高不大；有些地方的梯田和坝地，缺少必要的林草保护，常被洪水冲毁。多年来国家在筑坝修梯田方面投了不少资，却没有取得预期效果，基本农田的产量仍然达不到稳产高产目标。所以第三种意见认为，应该一方面建设基本农田，一方面大力种树种草，也就是"同时起步"[5]。第三种意见克服了粮食问题由外地调入的缺点，也解决了农田的环境生态系统问题，符合建立新的、良好的生态环境的要求。近年来农民承包治理小流域，凡是已经取得显著成绩的，基本上都是这样做的。

建设基本农田主要是采取工程措施改变农地的地形条件，即以工程措施为主；非农地上大力种树种草属于土壤保持方法中的林草措施。二者同时进行符合工程措施与林草措施必须紧密结合的治理方针；也符合治理与开发结合，除害与兴利结合的原则，可以达到

就地拦蓄，变害为利的要求。这是一条改变土地不合理利用现状的有效途径。

二、种树种草

大力种树种草，增加地面植被是改善自然生态环境，防治侵蚀的根本途径，并可增加农民经济收入。但是，大力种树种草的同时，必须认真解决农村能源问题，否则将会因为能源短缺，而破坏林草。目前黄土高原的农村能源奇缺；结果把肥料和饲料作为燃料，林草得不到保护。解决农村能源的途径很多，如供煤、供电、供油、利用太阳能、发展沼气、发展节能灶和建立薪炭林基地等。黄土高原的大部分地区有丰富煤炭资源，也有石油，因目前开采能力不足，交通运输不便，农民经济困难和我国目前能源尚属紧张，广大农民要利用这些资源还有困难。如果全部依靠国家投资，暂时也还不能办到。因而农村能源问题不能全部用这个办法去解决。充分利用太阳能虽有广阔前景，也因为投资巨大，短期内难以实现。发展沼气受原料和冬季气温低等因素限制，不易推广。所以，建立以户为单位的薪炭林基地，是解决农村能源的最有效途径[6]。建立薪炭林基地有以下优点。

第一，投资少，见效快，技术简单，农民自己就可以办，3—5 年解决问题。

第二，可以达到充分合理利用土地资源目的，有利于促进农、林、牧业生产发展。

第三，薪炭林本身就是防止侵蚀的林草措施。

第四，改善了生态环境。

第五，可以缓和或部分解决目前饲料和肥料缺少状况，促使秸杆还田。如果选用柠条、紫穗槐等为造林树种，可兼顾燃料、肥料和饲料。

第六，可促进千家万户种树种草的积极性，也便于分散管理。

黄土高原有发展薪炭林的广阔前景，应将它与种树种草紧密结合。

三、集中力量治理多沙粗沙区，首先重点防止坡耕地侵蚀

据分析[7]，进入黄河下游的泥沙中有 74% 来自陕北北部、晋西中部和北部、甘肃东部的泾河和马连河中上游和内蒙古的准格尔旗地区，面积约 11.4 万平方公里；淤积在黄河下游河道中的粗泥沙($d > 0.05$ 毫米)也主要来自这一地区。为了减少入黄泥沙，减少黄河下游河道淤积，首先集中力量治理这一地区是十分必要的。在 11.4 万平方公里区域内的侵蚀状况各地仍有差别，还可以从中找出布设第一期治理工程的重点地区，譬如皇甫川、窟野河和无定河流域。集中力量治理这一地区是完全可能的，无定河流域综合治理的成就，已经作出示范。据调查[1)]，无定河流域经过二十多年治理，悬移泥沙量已由 2.04 亿吨减少为 0.948 亿吨，即减少了 53.5%，成绩巨大。无定河流域治理的经验表明，治理多沙粗沙区的办法，除了在流域内大力开展土壤保持工作外，还必须要在干支流河谷中兴建拦泥水库。无定河流域减少的泥沙中有 90% 以上是拦泥水库和沟壑土坝拦蓄的。淤积在黄河下游河道中的粗泥沙，至少有 10—20% 以上是来自黄土下伏基岩和风沙，这部分泥沙也只有靠拦泥水库或土坝拦蓄。

根据各水土保持站径流泥沙测验资料分析，坡耕地侵蚀是小流域内的主要产沙土地类型。延安杏子河悬移泥沙总量中有 60—70% 泥沙来自流域内的坡耕地[8]。无论从保

1) 黄河水利委员会无定河综合治理调查队：无定河综合治理调查报告，1983 年。

护土地资源或减少入黄泥沙来讲，目前重点治理坡耕地都是十分重要的。集中力量治理多沙粗沙区，也需要突出坡耕地治理。皇甫川、窟野河等流域内，坡耕地的土层厚度比其它地区薄，加强坡耕地治理更为重要。

四、脱贫致富

现代侵蚀严重的地区，一般都是比较贫困的地区。强烈侵蚀是产生贫困的重要因素，贫困又是促使侵蚀加剧的重要原因。防治侵蚀是需要千百万农民长期不懈地斗争才能生效，如果他们十分贫困，则会在治山治水活动中力不从心。农民的经济实力增强，科学文化水平提高，认识到保持优良生态环境的重要性，则不会为了维持过去那种起码的生存需要，再去掠夺自然，破坏自然，也才会有力量去大规模改造自然。目前黄土高原的农民还很贫困，有的地区温饱问题还有待解决，如果不千方百计使他们脱贫致富，即使国家在治理侵蚀中大力投资，在财力和物力给予大力支持(实质上因为目前国家财力有限，大量投资是困难的)，仍有可能走过去一面治理一面破坏的老路。

脱贫致富只能从发展当地生产入手。开展多种经营，发展乡镇企业，加强商品生产，是脱贫致富的最好途径。黄土高原有开展多种经营的优良条件，也有发展乡镇企业的广阔前景。这里的土地类型多样，气候适宜，开发生物资源的潜力极大。各地都有种植枸杞、黄花菜、芦苇、中药材等的悠久历史，有大力发展干鲜果品生产的优良条件。宁夏的滩羊和关中的秦川牛，已久负盛名。家庭饲养业很有潜力。许多手工业产品也很有特色。总之，改变过去单纯的粮食生产缺陷，大力开发自然资源，创造更多更好的名、优、特产品生产，尽快脱贫致富是完全有可能的。

开展多种经营的同时，必须大力发展乡镇企业。无工不富。发展乡镇企业要立足于本地的资源优势，要以有利于防治侵蚀为前提，要避免发展当地的资源和技术都不具备优越条件的产业，否则可能会失去竞争能力。

目前，黄土高原已经出现了许多开展多种经营、发展乡镇企业走上了富裕道路、促进了防治侵蚀工作的典型。

山西省左云县近年来利用当地煤炭资源丰富的优势，大力发动群众采掘，使之由过去的贫困县，短期内转变为全国人平均收入最高的县之一。防治侵蚀的工作，也因此取得成效。

甘肃省宁县何家畔乡赵嘴村，利用地埂种黄花，年产值10万元，农民收入大大提高。据调查[2]，地埂没有种黄花以前，常被暴雨冲毁，种黄花以后大大地减轻了冲刷。宁县杜家沟流域的沟底六十年曾有大片芦苇，六十年代后期至七十年代早期被破坏，于是沟床迅速下切，沟岸的滑塌和崩塌随之活跃。近年来，重新在沟底种植芦苇，沟床下切停止，沟坡恢复稳定。1982年7月29日至8月2日连续降雨量为144.9毫米，最大降雨强度是49.7毫米/小时，芦苇地不仅未遭冲刷，反而淤积了12厘米厚的泥沙。1982年两个村的芦苇收入达到2万元。泡桐是经济价值较高的速生树种。甘肃庆阳什社李家庄子种植的泡桐，每亩地产值290多元，每户农民现有的泡桐价值三千多元。

黄土高原的交通运输不发达，限制了资源开发和商品流通，于脱贫致富不利。这也是与防治现代侵蚀有关的重要问题，应该予以解决。

应该强调，讨论黄土高原现代侵蚀的治理途径时，切不可忽视控制人口增长速度和增

加智力投资问题。近三十年来，黄土高原的侵蚀量较之本世纪三十年代至五十年代增加，人口增长速度过快是重要原因之一。现有人口的科学文化素质较差，影响了防治侵蚀工作的顺利开展，需要通过大力发展教育事业使之提高。

第三节 治理技术

黄土高原地区的劳动人民在和侵蚀作斗争的长期实践中，创造了一整套行之有效的技术，其水平在世界上至今仍属先进。许多技术不仅在国内独具特点，在国外也很少见。这些技术概括起来是种树种草，筑坝修梯田，或简称为林草措施和田间工程与沟壑工程措施。近年来逐步认识到防止坡耕地侵蚀的重要意义，将农业耕作措施的地位提高，通称为防治侵蚀的三大技术措施，即林草措施、工程措施和农业耕作措施。

防治侵蚀的技术措施，必须依照发生侵蚀的特点灵活运用。虽然黄土高原的侵蚀类型复杂，并有明显的区域差异，但从治理技术上讲，基本雷同。因而可以按照现有土地利用方式，将其分为农耕坡地治理技术和非农地治理技术两大类。现就这两类土地的治理技术简述如下：

一、农耕坡地治理

治理农耕坡地的技术措施，主要有农业耕作技术和田间工程技术两类。

1. 田间工程技术

田间工程技术主要是修筑梯田（水平梯田，坡式梯田和隔坡梯田）和地边筑埂两种。早在元末明初（距今600多年前）山西省洪洞县娄村人民就有修梯田保持水土的创举。其基本作用是截短坡长，减缓坡度，增加土壤入渗率，以削弱暴雨径流侵蚀力，提高抗蚀力，减轻侵蚀。实验研究证明，各种梯田类型中以水平梯田的效果最好（表7-1），在一般降雨条

表7-1 梯田与坡耕地拦泥蓄水效果比较

地点	措施类别	观测时间（年）	汛期降雨量（毫米）	径流		侵蚀	
				量（立方米/平方公里）	削减率（%）	量（吨/平方公里）	削减率（%）
陕西绥德王茂沟	坡耕地	1963	231.0	26,023.3		6,921.0	
	隔坡梯田		236.4	7,223.0	72.2	1,227.0	82.3
	水平梯田		231.0	0.0	100.0	0.0	100.0
陕西延安大砭沟	坡耕地	1959—1960	176.5	50.236.6		6,642.5	
	水平梯田		176.5	5,160.0	89.2	158.5	97.6
	坡耕地	1964—1967	173.8	36,012.5		17,085.3	
	水平梯田		173.8	7,823.0	78.3	519.6	96.6
甘肃天水梁家坪	坡耕地	1951—1957	92.6	9,436.0		431.2	
	水平梯田		92.6	0.0	100.0	0.0	100.0

件下，它不发生径流和侵蚀；隔坡梯田可拦蓄72%以上径流和82%以上泥沙。地广人稀、降雨量较少地区，隔坡梯田的效益较水平梯田好。因为隔坡梯田的投资少于水平梯田，可

将田面上坡的径流拦蓄在田内供作物使用，以保证农作物正常生长发育。

梯田地边筑埂以后，其拦泥蓄水能力更高。地埂高度根据降雨特征和土壤入渗能力计算设计，黄土区一般为0.2—0.5米。如果田内土壤入渗率提高，埂高可以降低。

2. 农耕技术

黄土高原提倡坡耕地梯田化已有二十多年历史，至今梯田面积不到坡地面积的20%。即使今后修筑梯田的速度加快，需要修筑梯田的面积缩小，也不可能在短期内达到这个目标。必须在推广梯田的同时，在坡耕地和梯田内实行保持土壤的农业耕种技术。

黄土高原目前已有的土壤保持农耕技术有：增加农作物覆盖度，适当深耕，间作、套种、混种和草田轮作，适时中耕，打破表土结皮，等高耕作和沟垄耕作等[9]。各水土保持试验站多年实验研究表明[10]，所有这些技术措施都有良好的保持土壤、提高产量的效果。即使在高强度降雨条件下，其保持土壤的效果也很佳。据黄河水利委员会绥德水土保持科学试验站观测，1958年7月29日59分钟内降雨22.1毫米，平均强度0.375毫米/分，最大强度为1.306毫米/分（持续3分钟），坡度和坡长相同的两个径流小区，实行土壤保持耕作法的比没有实行的径流量减少25.9%，侵蚀量减少31.5%。类似事例，其它各水土保持站也有大量记载。

土壤保持耕作措施的优点，首先是使田面的糙率增加，利用地面的微小起伏蓄水，以减少径流量和侵蚀量；增加水向土中入渗机会，提高作物的抗旱能力，从而达到增产目的。其次也是增加田面的覆盖度，减少土地裸露时间。同时也是充分利用土地生产潜力的一种方法。这种方法简单易行，广大农民结合耕种就可以进行，不需要额外投资，集腋成裘，其功效十分巨大，应该大力推广。

二、非农地治理

非农地中只有少部分位于梁峁坡上，绝大部分位于沟谷地。这类土地的地面破碎，侵蚀方式多样，侵蚀强烈，治理的难度较大。

治理非农地的技术主要有两类，一是种树种草，增加植被；一是沟底筑坝，拦蓄洪水泥沙，抬高局部侵蚀基准面，阻止沟床下切，延缓谷坡扩展和沟头前进速度。

1. 关于种树种草问题

种树种草的功能，前面的章节已有讨论，这里仅仅讨论本区种树种草中的条件问题。

黄土高原过去曾有"年年造林不见林，种草不见草"的问题。其原因中属于造林条件方面的问题主要是造林位置选择不当。目前许多梁峁坡上的人造林已有十几年或二十多年树龄，树高仅3—4米，树梢干枯，主干多分枝，萌条丛生，根系发育不良；或者树冠平顶，外形苍老，称之为"小老头树"。产生小老头树的重要原因之一是土壤水分不足。据杨文治研究[11]，黄土高原南部（关中西部台塬区）的年降水量较多，2.0米深度土壤水分可保持在500毫米左右，补偿量与消耗量基本平衡；由此向北或向西北，土壤水分亏缺值越来越大。据1973—1975年在陕北安塞茶坊观测，这三年降水量接近多年平均值，而2.0米深度内土层水分亏缺205.5—302.0毫米。在土层水分亏缺地区，如果生长了树木，蒸腾量增加，亏缺值更大。据山西河曲县曲峪大队测得的资料[11]，十年生刺槐林下5.0米深度土层

水分经过雨季，非但没有得到补偿，反而持续下降，并已接近凋萎湿度。水分不足常引起树干经向收缩，十年生刺槐胸径只有7—8厘米。延安市宝塔山已造林二十余年，管理养护较好，因水分不足，有的树梢干枯。由此可见，水分不足将是黄土高原大部分地区造林过程中遇到的主要问题。如果大面积造林以后，这个问题将更加突出。子午岭林区年径流深较周围非林区小(见第五章图5-41)，说明这个推论是应当特别注意的。但是靖边县境的白于山南坡沟谷中(尤其是沟谷的阴坡一侧)，目前却有成片天然林生长，其最大胸径50厘米以上。据绥德水土保持科学试验站1958年汛期在南窑沟观测，相同坡向和土地利用条件下，谷坡土壤含水量平均比梁峁坡高16.6%。所以今后在黄土高原造林应妥当选择地貌部位，除了土石山区和延安以南地区外，乔木林应选择沟谷地，尤其是阴坡为好。广大的梁峁坡，应以灌木林和种草为主。林草地都可采取轮封轮牧的管理方法，认真解决好林牧矛盾。

目前黄土高原的生态环境恶化，造林成活率不高。为了适应现有自然环境特点，符合植被自然演替规律，增加地面植被的顺序应实行"草灌先行"原则。即首先种植草本植物和灌木，绿化大地，然后再逐步发展乔木林。黄土高原西北部的干旱地区，乔木林很难生长，可考虑"草灌安家"[12]。

2. 沟底筑坝

沟底筑坝既是防治沟谷侵蚀的重要措施，又是变洪水泥沙灾害为利，充分利用水沙资源，发展当地生产的主要技术。从防治侵蚀的措施布置体系来讲，它属于小流域内的最后一道防线。

水力充填筑坝技术目前已在黄土高原普遍使用[9]。

关于沟壑土坝的拦泥蓄水效益和变害为利的效果，以陕西省绥德县王茂庄生产队的事例说明。

王茂庄村位于韭园沟的支沟王茂沟流域内。该流域的面积为5.97平方公里，主沟长3.75公里，平均比降2.7%。1953年开始在沟口筑坝，至1960年已形成全流域沟壑土坝体系。到1981年，流域内共有土坝42座，已淤地355.3亩。据绥德水土保持科学试验站观测[13]，1953—1981年共拦泥113.35万立方米，每平方公里每年平均拦泥6781立方米。王茂庄沟壑土坝体系在历次洪水中发挥巨大的拦泥蓄水作用。1959年8月19日和1961年8月1日，该区发生了两次大暴雨，王茂庄坝系与邻近没有坝系的李家寨沟相比，它削减洪峰的作用分别为91.5%和88.1%。1964年7月5日流域内降雨129.1毫米，坝系拦蓄了91.7%的径流和99.8%的泥沙。1977年8月5日韭园沟流域24小时49分钟降雨177.4毫米，10小时最大降雨量140.0毫米，韭园沟发生了罕见洪水灾害，而王茂庄坝系安然无恙，并拦蓄了58.4%的泥沙。1964—1981年王茂沟村种植的坝地面积平均仅占该队粮食播种面积的5.3%，坝地粮食产量却占了全村总产量的26.1%。坝地平均产量为533斤/亩，为坡耕地单位面积平均产量的5倍左右。

这一例子说明，沟壑土坝的功能是十分大的，今后应继续筑坝淤地。但要特别注意与流域内种树种草、坡耕地修梯田等技术措施紧密配合，提高筑坝质量，防止土坝被冲。

第四节 治理实例*

进行沟道小流域综合治理之前，必须认真作好规划。规划要在深入掌握侵蚀规律的基础上，结合当地自然和社会经济特点，以充分合理利用水土资源、控制侵蚀、为发展农、林、牧业生产服务为目标，提出分期实施的步骤和指标，落实管理养护措施。实行集中治理，连续治理，综合治理，使规划方案在治理过程中进一步修正和完善。

目前黄土高原已经涌现出许多经过认真规划，按规划进行综合治理，取得显著成绩的典型。举例介绍于下。

一、南小河沟流域

南小河沟为黄土高塬沟壑区的综合治理典型流域。五十年代初期开始规划治理。治理前全流域的平均径流量为8,994立方米/平方公里·年，平均侵蚀量为4,300吨/平方公里·年。1951—1979年底共完成塬面土地平整(条田)15,500亩，水平梯田733亩，塬边筑土埂22.5公里，沟头防护45处，造林成林面积3,840亩，种草和封坡育草2,600余亩，修水库三座，土坝12座。各种治理措施的平面布置如图7-1所示。根据西峰水土保持科学试验站实测径流泥沙分析[14]，治理后的年平均径流量减少了55%，输沙量减少了97%(其中坝库拦沙占55%，其它治理措施占42%)。由于治理程度较高，即使在较大暴雨情况下，也显示出很大的保水保土效果，如1960年8月2日一次降雨116.1毫米，平均强度0.11毫米/分，10分钟最大强度0.96毫米/分，拦蓄洪水的效益为46.4%，拦泥效益为93.2%。目前该流域已经是塬面条田连片，沟坡林草茂密，沟底坝库相连，一般暴雨时水不下塬，泥不出沟，农、林、牧业得到全面发展。1978年的粮食产量比1955年增加4.3倍。治理前流域内基本上没有林业，目前的木材蓄积量为1,400立方米；沟壑中的林地2—3年抚育管理一次，每次可以得60—80万斤燃料，并可提供一部分民用木材。

南小河沟的治理经验是在深入认识侵蚀规律的基础上，实行"保塬、固沟、护坡"的治理方针，合理安排农、林、牧用地，认真贯彻土壤保持治理原则，实行连续治理，综合治理。

二、韭园沟流域

韭园沟位于陕西省绥德县境内，系无定河支流，面积70.1平方公里，沟壑密度5.34公里/平方公里(据1:5000地形图量计)，谷间地面积占流域总面积56.6%，小于25度的坡地面积占总面积38%，大于35度的占22%。流域内黄土厚度100米以上，沟底有晚第三纪红粘土和中生代砂岩出露。年平均降雨量516.9毫米，72.2%集中在7,8,9三个月；年平均气温10.2℃，无霜期150—180天，耕垦指数0.6以上。综合治理以前，侵蚀十分严重，多年平均侵蚀量为18,120吨/平方公里·年。1953年开始治理，至1978年底已修水平梯田12,180亩，淤地坝333座，已淤地2,340亩，造林16,000亩，种草6,000亩。据绥德水土保持科学试验站分析[1)]，1954—1976年（缺1970—1973年资料）径流量比治理前平均减

---

* 本节主要根据黄河水利委员会各水土保持科学试验站资料编写。

1) 黄河水利委员会绥德水土保持科学试验站，韭园沟水土保持治理的拦泥和增产效益，黄河泥沙研究报告选编，第1集，上册，1978年。

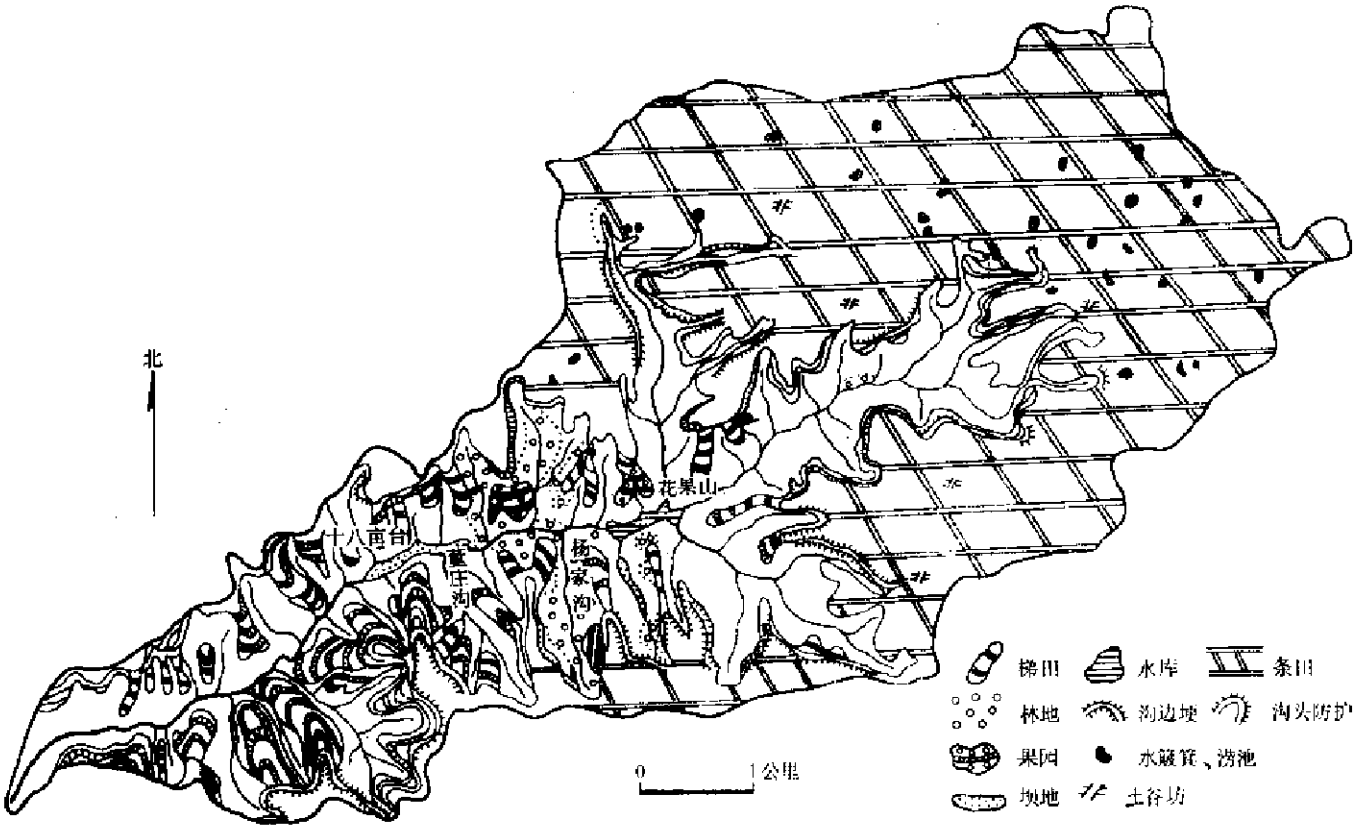


图 7-1　南小河沟综合治理措施平面分布图
（引自《甘肃泥石流》一书）

少 24.2%，其中地下水溢出水量由治理前每秒 20—40 公升增加为每秒 40—50 公升；侵蚀量比治理前减少 55.1%。1956—1966 年该流域共发生六次大暴雨，各项治理措施的拦蓄效益如表 7-2 所列。表 7-2 说明，即使在大暴雨条件下，综合治理的效果也很显著，拦泥

表 7-2　韭园沟流域 1966 年以前几次大暴雨的拦泥效益（引自绥德水保站）

时间（年，月，日）	流域平均降雨量（毫米）	侵蚀量（万吨）		拦泥效益（%）			备注
		治理前（推算数）	治理后（实测数）	治沟措施	治坡措施	合计	
1956.8.8	42.0	129.4	32.72	63.7	11.0	74.7	刘家坪和韭园沟环
1959.8.19—20	97.9	85.1	104.90	−36.8	13.5	−23.3	
1961.8.1	57.7	183.5	104.60	30.8	12.2	43.0	
1964.7.5	129.1	189.6	55.24	35.3	14.2	49.5	
1966.7.17 1966.7.19	78.8 46.2 } 125.0	203.7	111.23	35.9	9.5	54.6	

效果都在 43% 以上。通过综合治理，目前已经基本上改变了过去生产落后状况，粮食总产量提高了 2.3 倍，单位面积产量也有较大提高。

韭园沟综合治理的经验是：因害设防，布置三道控制侵蚀的防线。这三道防线是在梁峁坡耕地上以修筑水平梯田为主，截短坡长，减缓地面坡度，并结合草田轮作，广种牧草，发展果园，增加植被，为第一道防线；在沟谷坡上首先大力营造灌木林，适当发展用材林和经济林，种植牧草，发展林牧业生产，稳定谷坡，制止谷坡侵蚀，为第二道防线；在沟底筑坝淤地，稳定沟床，变荒沟为良田，拦截坡面下泄径流泥沙，制止沟谷侵蚀，为第三道防线。这三道防线的优点在于把林草措施、耕作措施和工程措施紧密结合，把治沟和治坡紧密结合，把控制侵蚀和发展当地生产、减少入黄泥沙紧密结合。真正作到了层层设防，就地拦蓄，除害兴利。

参　考　文　献

[1] 黄秉维，谈黄河中游土壤保持问题，中国水土保持，1983 年，第 1 期。
[2] 常茂德，几种发展多种经营水土保持措施的经济效益，1983 年，第 2 期。
[3] E. P. 埃克霍姆，黄亩生译，土地在丧失，科学出版社，1982 年。
[4] 刘万铨，过河要有桥或船——对《关于西北黄土高原建设方针问题》的商榷，陕西日报，1979 年 2 月 10 日。
[5] 陈传康，从发展商品生产角度讨论黄土高原生物建设方针，地理学报，第 36 卷，第 1 期，1981 年。
[6] 陈青法，甘肃中部地区发展薪炭林的技术措施，水土保持通报，1983 年，第 4 期。
[7] 龚时旸、熊贵枢，黄河泥沙来源与地区分布，人民黄河，1979 年，第 1 期。
[8] 唐克丽等，杏子河流域坡耕地的水土流失及其防治，水土保持通报，1984 年，第 3 期。
[9] 辛树帜，蒋德麒主编，中国水土保持概论，第 193—200 页，农业出版社，1982 年。
[10] 陈永宗，一项具有战略意义的水土保持技术措施，中国水土保持，1984 年，第 1 期。
[11] 杨文治，黄土高原土壤水分状况分区（试拟）与造林问题，水土保持通报，1981 年，第 2 期。
[12] 陈永宗，黄土高原水土流失及其治理，水土保持通报，1981 年，第 1 期。
[13] 黄河水利委员会绥德水土保持科学试验站，王茂沟坝系用洪用沙经验，人民黄河，1980 年，第 6 期。
[14] 黄河水利委员会西峰水土保持科学试验站，从南小河沟治理探讨黄土高原沟壑区的治理途径，人民黄河，1979 年，第 3 期。