矿山泥石流

张丽萍　唐克丽　著

地质出版社

·北　京·

内 容 简 介

本书是一本典型的泥石流基础理论在资源开发和环境整治中的应用专著。全书首次系统地论述了矿山泥石流的形成机理、起动过程、分布规律和灾害特性。对资源开发和矿山泥石流形成、矿山泥石流综合治理与资源可持续开发的辩证关系进行了深入分析，总结出了矿山泥石流综合治理的特有模式。

本书是作者历经博士、博士后5年来的工作结晶。本书立足于基础理论的应用，以泥石流形成的根源为线索，注重实际调查和实验资料的分析。全书涉及的研究领域较广，学科交叉性突出。

本书结构严谨，层次分明，资料翔实，论据充分，可供矿产资源开发与环境建设规划者和决策者、泥石流研究和防治工作者、有关防灾减灾政府部门的公务员参考；也可作为资源环境专业的硕士、博士研究生教材；还可供有关地理、地质、水文、土壤侵蚀和水土保持、环境工程等专业和相关高等院校的师生参考；对于从事矿区经济研究者及矿山城市建设规划设计者也具有参考价值。

图书在版编目(CIP)数据

矿山泥石流/张丽萍，唐克丽著．-北京：地质出版社，2001.12
ISBN 7-116-03524-9

Ⅰ.矿… Ⅱ.①张…②唐… Ⅲ.矿山-泥石流-防治 Ⅳ.P642.23

中国版本图书馆CIP数据核字(2001)第095609号

责任编辑：蔡卫东 赵安民
责任校对：黄苏晖
出版发行：地质出版社
社址邮编：北京海淀区学院路31号，100083
电 话：(010)82324508(邮购部)
网 址：http://www.gph.com.cn
电子邮箱：zbs@gph.com.cn
传 真：(010)82310759
印 刷：北京印刷学院实习工厂
开 本：787×1092 1/16
印 张：8.5
字 数：200千字
印 数：1—600册
版 次：2001年12月北京第一版·第一次印刷
定 价：30.00元

ISBN 7-116-03524-9 P·2250

(凡购买地质出版社的图书，如有缺页、倒页、脱页者，本社发行处负责调换)

前　言

当前，资源、环境、灾害已成为世人注目的重大问题。随着人口的增加，人们对资源的需求和消耗以空前的速度急剧上升。由于人类对自然资源的集中、超强度开发，自然界则以一系列的危害和灾难报复于人类，这不仅导致已十分脆弱的生态环境进一步破坏，而且带来了许多新的环境问题，其潜在影响是极其巨大的。

作者从1995年到2000年一直从事大型工程建设和资源开发过程中环境方面的研究，先后在中国科学院、水利部水土保持研究所跟随博导唐克丽老师参加了中国科学院"山地灾害——泥石流、滑坡基础研究"特别经费支持领域，"泥石流发生机理研究"项目，"神府东胜矿区人为泥石流发生机理研究"专题；在南京大学城市与资源学系博士后研究工作期间，与协作导师一起承担了长江水利委员会水土保持局的"三峡库区泥石流沟入库泥沙通量预测研究"项目。深刻意识到资源开发与工程建设所诱发的环境问题已严重地影响到生态环境和资源的持续开发利用，为了提高公众的环境意识，使更多的人了解资源与环境的内在联系，为此，作者萌生了撰写《矿山泥石流》的念头，经过作者多年的艰辛工作和各有关部门的大力支持，这一愿望终于实现了。

本专著以世界七大煤田之一的神府东胜矿区为例。煤田总面积为31172km^2，已探明储量2236.19×10^{9}t，煤炭储量丰富，质量好，埋藏浅，是我国21世纪的战略性能源基地。目前，已形成了20Mt/a的生产能力。然而，由于煤田地处鄂尔多斯高原毛乌素沙漠与黄土高原的过渡地带，风蚀水蚀十分强烈，生态环境极为脆弱，加之矿区建设过程中社会生产活动的调控不力，形成了许多新的环境问题，矿山泥石流就是其中主要的环境问题之一，并已成为矿区环境整治和煤田开发持续发展的关键问题之一。煤田开发、矿区建设过程中出现的矿山泥石流是一种特殊的泥石流类型，在它的形成、发展、消亡过程中，自始自终是在人类的干预下进行的。矿山泥石流作为一种特殊的泥石流类型研究是在20世纪70年代开始的，但大多是形态上的描述，系统研究甚少，是泥石流研究领域的薄弱环节，本专著首次作了全面系统的研究，为泥石流研究领域起到了填补空白的作用。

全书由张丽萍撰写，唐克丽为专家指导。本书在格局上遵循了泥石流形成的基本原理，但是，由于矿山泥石流是人类开发资源过程中的特殊产物，在人为活动影响的先决条件下，已赋予新的内涵。在研究方法和技术路线上我们进行了新的探索。我们在通常的野外考察研究和定位观测基础上，又加强了泥石流形成三大要素与矿区建设过程中人为生产活动关联的调查研究；采用了人工降雨和放水冲刷模拟实验的研究手段，融合地学、土壤侵蚀学和流体力学的综合分析，建立了泥石流发生的力学模型，进行了发展趋势的预测。通过近几年来的系统研究，取得了系列新的科学资料和一些创新性的成果，并为矿区建设过程中矿山泥石流的预防和治理提供了重要的科学依据及防治模式，具有一定的实用参考价值。

全书共九章。第一章阐述了矿山泥石流的学科性质、发展过程、特点和分布规律；第二章至第五章系统地分析了矿山泥石流形成的环境背景和三大基本要素；第六章详细描述矿山

泥石流起动的人工降雨和放水冲刷实验的设计、操作及实验数字的计算处理过程；第七、八章是矿山泥石流的非线性预测和危险度类型划分，为矿山泥石流的防治提出了轻重缓急的重点治理目标；第九章根据实际情况，提出了现存的和潜在的矿山泥石流系统防治模式。

本书是第一本全面而系统地论述矿山泥石流的专著，具有较高的学术价值和应用价值，是资源开发和特大型工程建设过程中环境建设等方面的较好参考书。在著作的撰写过程中，曾得到李玉山研究员、甘枝茂教授、刘秉正教授、包忠谟教授、江忠善研究员、周佩华研究员、张平仓博士、雷阿林高级工程师等的诸多指导，多方位参谋。在此谨致谢意。

在野外考察实验过程中，张平仓博士、陈文亮高级工程师，给予了尽心尽力的指导；孙虎老师全身心投入，给予大力协助；王文龙、马炳兆、段永峰同志，不怕劳苦，徒步行走了几百公里，付出了艰辛的劳动，使野外工作得以顺利进行；中国科学院、水利部水保所国家重点实验室神木县水蚀风蚀交错带试验示范研究基地——六道沟，在食宿、交通、试验条件等诸多方面提供了方便，该站的全体同志为实验给予了巨大的支持与帮助。并得到了中国科学院成都山地灾害与环境研究所、东川蒋家沟泥石流参观测站全体同志的热心协助。在资料收集、室内分析、数据处理过程中，得到了水保所情报室、华能精煤公司、神木县人民政府及有关单位的大力支持和热心帮助，特表示衷心感谢！

由于专著的撰写和出版工作量特大，其间得到了许多专家和同行及相关部门的大力支持，上所提及的也许是挂一漏万，值此专著脱稿之际，特向曾给予我指导和帮助的各位老师、专家及同仁志士致以最诚挚的谢意和深深的祝福！

另外，在整个写作过程中，我的丈夫张锐波不仅在精神上给予了极大的鼓励，而且，在数字处理、物理分析、校稿等方面给予了大力帮助，更值得一提的是帮我照料孩子、分担家务，使我能全身心地投入专著的撰写，在此我同样对他致以诚挚的谢意。并以此专著的出版来弥补这几年来欠缺女儿的母爱。

虽然，经过全书的系统研究，使矿山泥石流学成为一个完整而系统的学术专著呈现于世。得出了一些有意义的、有创造性的结论，为矿区的经济建设、环境改善、资源的可持续开采提供了一些有参考价值的科学依据。但由于她是一门新的学科，有许多方面还需深入探讨，愿本专著的出版为今后的继续研究起到抛砖引玉的作用，使其进一步得到完善，在未来的资源开发过程中发挥其不可估量的作用。

在著作的撰写过程中，作者竭尽全力，力图完善。但鉴于著者水平有限，内容不够全面，恳请广大的读者、专家和同行提出宝贵意见。

张丽萍

2001 年 7 月

目　录

前　言
第一章　矿山泥石流概述 …… (1)
第一节　矿山泥石流的研究内容和方法 …… (1)
第二节　矿山泥石流研究发展简史和动态趋势 …… (5)
第三节　矿山泥石流的特点 …… (12)
第四节　中国的矿山泥石流 …… (15)
第五节　矿山泥石流研究的意义 …… (19)
参考文献 …… (20)
第二章　神府东胜矿区泥石流发生的环境背景 …… (21)
第一节　神府东胜矿区的位置和范围 …… (21)
第二节　生态环境是矿山泥石流发生的基础 …… (25)
第三节　区域社会经济概况 …… (30)
第四节　矿山建设激发了泥石流发生的条件 …… (31)
第五节　矿区泥石流的发育现状 …… (33)
参考文献 …… (34)
第三章　神府东胜矿区泥石流发生的物源特点 …… (35)
第一节　矿区泥石流发生物源直接补给类型 …… (35)
第二节　矿区泥石流发生物源间接补给类型 …… (36)
第三节　矿区泥石流物源地固体松散物质的特点 …… (43)
参考文献 …… (44)
第四章　神府东胜矿区泥石流发生的沟道地形畸变 …… (45)
第一节　矿区泥石流沟道各地形要素的畸变过程 …… (45)
第二节　矿区泥石流沟道发育演化的信息维数分析 …… (56)
第三节　矿区泥石流沟道流域地貌形态的关联度评价 …… (62)
参考文献 …… (64)
第五章　神府东胜矿区泥石流发生的水动力条件 …… (65)
第一节　矿区暴雨特征分析 …… (65)
第二节　产流动态过程 …… (69)
第三节　矿区泥石流沟流域汇流模型 …… (71)
参考文献 …… (76)
第六章　矿山泥石流起动的模拟实验和动态模型 …… (77)
第一节　矿山泥石流物源地坡面松散体起动人工降雨模拟实验 …… (77)
第二节　矿山泥石流物源地坡面松散体起动放水冲刷模拟实验 …… (81)
第三节　矿山泥石流过程人工放水冲刷模拟实验 …… (87)

第四节　与自然泥石流起动的对比实验 …… (88)
第五节　矿山泥石流过程中力能传递理论模式 …… (89)
参考文献 …… (94)
第七章　神府东胜矿区潜在泥石流的非线性预测 …… (95)
第一节　泥石流发生的物源——松散固体物质储量及潜量分析 …… (95)
第二节　泥石流发生的沟道流域地形条件演化趋势研究 …… (96)
第三节　泥石流发生的动能——降雨的灾变预测 …… (96)
第四节　潜在泥石流发生的预警模型研究 …… (98)
参考文献 …… (101)
第八章　神府东胜矿区泥石流危险度类型区划 …… (102)
第一节　矿山泥石流危险度类型区划的理论和方法 …… (102)
第二节　矿山泥石流危险度类型的模糊评价 …… (104)
第三节　各危险度类型分区概述 …… (109)
参考文献 …… (110)
第九章　矿山泥石流的系统控制 …… (111)
第一节　防治、调控矿山泥石流发生的理论基础 …… (111)
第二节　矿山泥石流的多层次系统控制 …… (113)
第三节　矿山泥石流系统防治特点 …… (116)
参考文献 …… (117)
结束语 …… (118)
内容概要(英文) …… (119)

CONTENTS

Preface

Chapter 1 The introduction of mine debris flow …… (1)

Section 1 Mine debris flow research content and method …… (1)

Section 2 Historical review and developmental tendencies of research on mine debris flow …… (5)

Section 3 Features of mine debris flow …… (12)

Section 4 Mine debris flow in china …… (15)

Section 5 Research significance of mine debris flow …… (19)

References …… (20)

Chapter 2 Environment background of mine debris flow breaking out in Shenfu-Dongsheng mine region …… (24)

Section 1 Region and position of Shenfu-Dongsheng mine region …… (24)

Section 2 Eco-environment being base of mine debris flow breaking out …… (25)

Section 3 A survey of region economic base of Shenfu-Dongsheng mine region …… (30)

Section 4 Constrution mine causing condition of mine debris flow bro sking out …… (31)

Section 5 Present situation of mine debris flow in Shenfu-Dongsheng mine region …… (33)

References …… (34)

Chapter 3 Features of solid loose material source of mine debris flow in Shenfu-Dong sheng mine region …… (35)

Section 1 Solid loose material source of mine debris flow being directly provided with waste loose material from constrution mine …… (35)

Section 2 Solid loose material source of mine debris flow being indirectly provided with waste loose material from constrution mine …… (36)

Section 3 Features of solid loose material in debris flow material source in Shenfu-Dongsheng mine region …… (43)

References …… (44)

Chapter 4 Drainage topography features of mine debris flow gully in Shenfu-Dongsheng mine region …… (45)

Section 1 Topography factors distortion process of mine debris flow gully in Shenfu Dongsheng mine region …… (45)

Section 2 Development phrase analysis of mine debris flow gully with fractal dimension in Shenfu Dongsheng mine region ····· (56)
Section 3 Connected degree evaluation on mine debris flow gully drainage topography factors in Shenfu-Dongsheng mine region ····· (62)
References ····· (61)
Chapter 5 The motive force of mine debris flow breaking out-rain and runoff in Shenfu-Dongsheng mine region ····· (65)
Section 1 Features analysis of rainstorm in Shenfu-Dongsheng mine region ····· (65)
Section 2 The process of runoff formation ····· (69)
Section 3 The model of converging runoff ····· (71)
References ····· (76)
Chapter 6 The simulating experiment and model of mine debris flow formation in Shenfu-dongsheng mine region ····· (77)
Section 1 The experiment of artificial simulating rainfall on loose material inititating from slope in source of mine debris flow ····· (77)
Section 2 The experiment of artificial simulating setting water rushing on loose material initiating from slope in source of mine debris flow ····· (84)
Section 3 The experiment of artificial simulating setting water rushing on mine debris flow process in gully ····· (87)
Section 1 The contrast experiment with natural debris flow in Jianjia Guo on debris flow formation ····· (88)
Section 5 Theory model of energy and dynamics in the process of mine debris flow ····· (89)
References ····· (94)
Chapter 7 Non-line prediction on potential mine debris flow in Shenfu-Dongsheng mine region ····· (95)
Section 1 Reserves prediction on solid loose material in source of mine debris flow ····· (95)
Section 2 Research on tendency of topography condition in mine debris flow gully drainage ····· (96)
Section 3 Rainfall-kinetic energy prediction on causing debris flow breaking out ····· (96)
Section 4 Prediction model of potential mine debris flow breaking out ····· (98)
References ····· (101)
Chapter 8 The regionalization of mine debris flow danger degree in Shenfu-Dongsheng mine region ····· (102)
Section 1 The theory and method of regionalization of mine debris flow

danger degree ····· (102)
Section 2 Fuzzy evaluation on the danger degree of mine debris flow ····· (104)
Section 3 Division survey of mine debris flow danger degree ····· (109)
References ····· (110)
Chapter 9 The system controlling of mine debris flow ····· (111)
Section 1 The theoretical basis of controlling and harnessing mine debris flow ····· (111)
Section 2 System controlling on mine debris flow ····· (113)
Section 3 The characteristics of system controlling on mine debris flow ····· (116)
References ····· (117)
Concluding remarks ····· (118)
Summary (English) ····· (119)

第一章　矿山泥石流概述

第一节　矿山泥石流的研究内容和方法

矿山泥石流是泥石流研究领域内的一门重要的分支学科。它是专门研究矿产资源开发过程中人为诱发作用下泥石流的形成过程，是泥石流学在国民经济生产建设中的应用科学。

泥石流是脆弱山区，介于挟沙水流与滑坡体之间的土、水、气混合流。但由于气体含量甚微，可略而不计，故一般视为两相流体[1]。根据定义，结合泥石流运动特性及破坏程度，可将泥石流描述为：泥石流是山区常见的一种自然现象；是一种含有大量泥沙石块等固体物质、突然暴发、历时短暂、来势凶猛、具有强大破坏力的特殊的固液两相流。它是各种自然因素和人为因素综合作用的产物。以其突然暴发、迅猛奔腾给山区生态环境、山区经济发展、山区人们的生活、生产造成了深重的灾难。

泥石流学是研究泥石流的形成机理、运动和堆积过程、分布规律、发展演化及其在资源开发过程中的预测预报、防灾减灾的一门科学。因此，泥石流学的研究任务，一方面是探讨泥石流形成的自然特性和基本条件；另一方面是要研究人类开发利用资源过程中泥石流新生的诱发因素和防灾减灾对策。前者强调泥石流自然特性的研究，后者则注重泥石流形成的人为特性研究。矿山泥石流则属于后者研究的范畴。

根据泥石流学科的分类体系，矿山泥石流属于人为泥石流的研究内容，是人为泥石流的典型代表。由此，可将矿山泥石流定义为：在一些生态环境脆弱、地形陡峭、岩层疏松的丘陵山区，由于大规模地集中开采矿产资源，为泥石流的形成提供了大量的松散固体物质，加大了地面坡度，使非泥石流沟演化为泥石流沟，泥石流少发区转变为泥石流多发区，形成了新生的泥石流——矿山泥石流。

1　矿山泥石流的研究内容

矿山泥石流归属于应用泥石流的研究范畴，其研究内容既包括传统的泥石流研究内容，又增添了新的研究方向。具体可概括为如下几个方面：

（1）矿山泥石流的形成条件、形成过程、暴发频率，泥石流流体的性质、危害程度的研究；泥石流发生的动态过程分析和分布规律研究。

（2）矿产资源开发过程中，泥石流形成的各种人为激发因素和机理，资源开发方式、强度与泥石流暴发之耦合性研究。

（3）矿山泥石流形成的岩土力学特性、流体特性的研究。由于矿山泥石流的物质来源绝大多数是弃土、石、渣，与原状的岩土力学特性差异很大，从而决定了其暴发所需的动力条件、流体结构、流态等不同于自然泥石流。

（4）矿山泥石流研究的目的是为了预防和治理资源开发过程中的泥石流过程，因此，泥石流的预测、预报和警报的研究是其重要的研究内容。

2 矿山泥石流的研究方法

对任何一门科学的学习和研究，都必须从以下几个方面去掌握它：①掌握大量的实际资料，特别是直接调查和第一手的研究资料；②具备获得这些实际资料和对之进行研究的熟练的科学方法；③深入灵活地掌握、分析、综合这些资料所必需的理论和知识，实际资料是一切科学研究的基础，据此进行分析研究才能作出理论上的概括和综合。因此，要掌握任何一门科学不仅要了解这门科学的研究内容，而且必须掌握这门科学的研究方法。

矿山泥石流作为泥石流研究领域的一门重要分支学科，其研究方法在泥石流研究方法的基础上赋予了新的内容。

2.1 矿山泥石流的信息获取法

掌握第一手资料、占有泥石流形成的信息，是矿山泥石流最基本的研究方法。随着科学的发展，获取信息的手段也随之更新，但其基本上可包括以下几个步骤：①研究之始应博览以往研究成果，听取专家意见，掌握研究动态，制定高起点而又可行的研究计划；②采用野外踏勘调查的方法，这是获取信息最原始也是最基本的环节。野外调查以利于确定泥石流的形成条件、分布规律、冲淤特性、灾害程度、方式和范围，以及由此而引发的泥石流地貌形态的变化；③航片、卫片判读法。这是一种大面积、短期内获取信息的最有效的方法，而且是确定野外考察路线的最好依据，通过多期、周期性航片、卫片解译判读，能掌握泥石流的动态发展过程；④访问调查法，利用对当地长住居民的访问，可获得近年来的有关泥石流资料。例如：泥石流暴发次数、时间日期、规模大小、危害方式和范围。

2.2 矿山泥石流过程的实地观测法

矿山泥石流过程的实地观测主要是测定泥石流的运动特性、力学性质和有关参数，研究泥石流发生、发展、冲淤的动态变化过程。物质、地形、动力条件是泥石流形成的三大基本要素，泥石流冲出物堆积场所、堆积形态的变化是泥石流过程特征的最直观的证据。因此，矿山泥石流过程的实地观测相应地可分为4个方面，即：物源变化的动态观测，地形条件的动态观测，水动力条件的动态观测和堆积过程的动态观测。

通过信息获取，选择典型的泥石流沟道，分段设置观测断面。在物源区和形成区的观测断面，主要观测泥石流物源地松散体起动方式、物质动态变化特性；还要用气象-水文法确定泥石流暴发动力条件的动态变化，水、土、石、渣的混合过程；在泥石流流通区的观测断面，测量流体的深度、宽度、速度、流量、总方量、冲击力和地声等，分析流体的成分、组构、性质和运动参数之间的关系；在堆积区的观测断面，观测泥石流各次各类泥石流堆积空间的变化和相互关系，确定泥石流堆积速度及其在时间上的变化，进而追溯泥石流的发展历史和推测泥石流堆积规模的扩展趋势。

在每次泥石流过程结束后，将4个观测断面埋设的观测桩进行量测、连线，对比分析泥石流沟床的动态变化，也要用地形测量法、陆地摄影测量法和GPS法，对每次泥石流过程前、后的测量数字进行对比分析，分析泥石流沟地形动态变化过程。

2.3 矿山泥石流的模拟实验法

由于绝大多数泥石流的暴发是由暴雨而引发，另一方面泥石流是丘陵山区特有的自然现象，并多暴发于夜晚，这就给泥石流的观测研究带来极大的困难，于是利用模型模拟实验法，就可加快泥石流的研究进展。泥石流的模型模拟实验可分为室内、室外两种。

(1) 泥石流物源地松散体起动，并达到泥石流过程的模拟实验。这一方法是在水、土条

件得到人为控制下对所暴发的泥石流进行水、土临界状态研究。

(2) 实地人工泥石流法。根据矿山泥石流的特性及其沟域条件，以一定比例尺缩小，人为控制水、土条件，在物源区按不同的比例，堆积各种松散物质，并按结构特征进行层构互换实验，以观测泥石流的全过程，进行动态研究。

(3) 室内泥石流模型实验法。根据相似性原理，将典型泥石流沟，按一定比例尺缩小，呈现于模型台上进行研究和分析。中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所就建造有我国惟一的、大型的泥石流模拟大厅，现代化程度很高，所获数据精度较高，可准确控制实验条件。但其实验费用昂贵，模型建设的相似性理论还有待进一步完善。

2.4 *矿山泥石流的数学模型法*

数学模型就是把复杂的研究对象转变成数学问题，经过合理的简化后，建立一个能用数学方法揭示研究对象规律性的数学关系式[12]。泥石流研究的数学模型法是随着计算机发展起来的一种新的研究方法。然而，它必须是建立 在对泥石流现象本质认识深刻、勾绘出的物理图形是客观的基础上，否则模型没有应用价值。目前，这一研究方法在泥石流的危险度评价、泥石流的预测预报、泥石流沟道形态变化、泥石流堆积泛滥过程等方面都得到了广泛的应用，并且有了明显的进展和逐步的完善。

2.5 *矿山泥石流的综合分析法*

综观上述各种研究方法，各有其特点。野外调查法有利于泥石流分布规律、发生条件、发展过程的研究；实地观测法则有益于泥石流的流态、流速、流量、泥石流过程等流体力学方面的研究；模拟实验法使泥石流的研究缩短了时间、提高了精度，重点在于泥石流过程的研究。但是，对泥石流的系统研究，必须采取综合分析的方法，即使是专项研究(形成机理、运动特征、冲淤规律、发展趋势、危害程度、预防治理等)也均需采取综合分析的方法。在众多的泥石流形成条件和影响因素中，只有采用综合分析法才能确定形成泥石流的主要条件和一些临界值；在泥石流危险度评价中，除考虑泥石流的规模、性质、危害方式外，还需研究灾区的社会经济背景、发展状况，这样才能正确划分泥石流的危险度和相应的分布区，进而决定泥石流灾害的防治方法和措施等。泥石流的发生往往伴有山洪、滑坡、崩塌和水土流失等灾害，因此，在结合分析泥石流的过程中，尚必须结合研究上述之相关灾害的成因、特征及彼此之间的关系。

2.6 *相关学科的结合法*

矿山泥石流形成条件和分布规律的研究方法是延用了地理学的研究方法；泥石流运动特性的研究是引用了流体力学和泥沙运动力学的原理和方法；泥石流物源特征的研究是借鉴于岩土力学的测试方法，泥石流体的粒度成分、沿途分选特性主要是采用颗粒粒度分析法，这样既可确定泥石流物质的来源及构成，又可揭示泥石流运动过程中的分选特性。此外，还可用岩石矿物分析法、土水化学成分分析法、^{137}Cs 法、粘土矿物分析法等来确定泥石流的物质特性及其构成。泥石流体的容重、颗粒的密度、孔隙度、水土比、流变曲线、静切力、冲击力、地声的频率和振幅等值的测定都必须采用物理力学的分析方法。这些泥石流的基本资料，既是深入研究泥石流的宝贵资料，又可为防灾设计和预警预报提供依据。矿产开采方式与泥石流发生相关性研究必须借助于矿产地质学的方法、开采技术研究的方法，进而探讨二者的相互关系。

由于矿山泥石流学是建立在泥石流学与矿产资源开采、矿山建设基础之上的学科，矿山

泥石流学研究的目的，主要是为矿山建设、资源的可持续开采和矿区环境建设而服务，预防泥石流灾害对资源开采的破坏，减少由此而引起的经济损失。这就决定了矿山泥石流的研究必须广泛地吸取各有关学科的研究方法。

3 矿山泥石流学的横向学科联系

自然界是统一的整体，所以研究自然界不同现象的科学，必然在实践过程中彼此发生密切的联系；而一门科学的发展，也常为其他科学的发展创造前提，所以在了解一门科学的同时，还必须正确认识它与其他科学的关系，以便不断从相关科学中吸取最新科学成果和研究方法，推动自己学科的发展。任何利用自然和改造自然的课题和措施，通常都是许多相关学科共同协作的综合任务，绝非一个学科所能单独承担的。因此，这就决定了各门学科在解决实际问题时，必须有紧密的联系和分工，作为应用学科的矿山泥石流学也是如此。

3.1 矿山泥石流学与地学的关系

矿山泥石流学源于山区矿产资源的开发利用和矿山建设，它既是一门新兴的学科，又是一门应用性极强的学科。矿山泥石流研究的目的主要是为矿产资源开发、矿山建设、矿区环境保护、矿产资源持续开采和矿区经济持续发展提供科学依据，这一客观的需求，又促进了矿山泥石流研究的迅速发展。

矿山泥石流研究属于多学科交叉的边缘性学科，首先它从属于地学的研究领域。矿山泥石流的形成，并不是所有的矿区都会有泥石流发生，而是在一些生态环境本来就很脆弱的地区，加之大规模、大强度的资源集中开采的地区就会有大量的泥石流形成，因而，可以说矿山泥石流形成的基本条件和环境背景的研究是地理学的研究内容；泥石流发生、发展影响因素（岩性、构造、地形、气象、水文、植被、土壤、水土流失、人为活动等）的研究，往往采用和吸取地学研究的成果和方法；泥石流的分布规律、所形成的地貌形态的研究、泥石流堆积物的分析宜采取地貌学的理论和方法，泥石流过程本身就是地貌过程。

泥石流暴发的外动力条件是暴雨径流，因此，它与气象水文学的关系颇为密切。泥石流的起动力主要是来源于大气降水，并且又受地形汇流条件的制约，故泥石流的激发雨量、雨强和径流量等均需采用气象水文学的研究方法。

泥石流暴发的3个基本条件（地形、松散物质、水动力）除彼此关系十分密切外，还与地表的植被、土被和物质组成等有关，研究植物种类、植被覆盖率、土壤特性等与泥石流形成的关系，可为采用生物措施治理泥石流提供依据。因此，可以说矿山泥石流的研究与植物学、土壤学的关系也非常密切。

总而言之，泥石流学源于地学，地学的研究方法渗透到泥石流研究的各个部分，泥石流研究与地学的关系非常密切。

3.2 矿山泥石流学与力学的关系

矿山泥石流的起动是外营力作用所致，是由水体、土体的势能转化为动能的结果，在这一转化过程以及运动过程中的能量转换等均涉及到岩土力学、泥沙运动学、流体力学、结构力学、工程力学等。只有从力学的观点、能量守衡原理出发，才能建立起泥石流运动的物理、数学模型。因此，可以说矿山泥石流研究与力学的关系非常密切，各种力学的研究方法贯穿于泥石流研究的整个过程。

3.3 矿山泥石流学与地质工程学的关系

矿山泥石流的形成是由于人类大强度集中开采矿产资源、以一定强度干扰自然所造成

的不良环境后果，激发了泥石流形成的各大要素，致使泥石流暴发。因而，它与资源开采过程中的一系列地质工程技术关系密切，有关资源开采、矿山建设过程的学科也构成了矿山泥石流的理论和技术基础。例如：资源开采方式的工程技术、矿产资源丰度研究，矿产地质学，矿产资源学，矿山建设工程技术，资源开采过程中和开采后的环境建设研究等，这些学科对矿山泥石流的研究都起到了举足轻重的作用，是矿山泥石流研究必不可少的科学研究方法。

3.4 *矿山泥石流学与其他有关科学的关系*

矿山泥石流的物源主要是采矿和矿山建设配套设施建设过程中所产生的弃土、石、渣，和建设过程中所引发的崩塌、滑坡、水土流失等，它是人为活动的产物。因而，人类的行为在很大程度上决定着矿山泥石流能否形成、暴发频率和受灾程度。这样采矿前的总体规划、矿山城市建设总体设计、矿区环境建设设想、弃土、石、渣的合理堆放、利用和善后处理等就显得非常重要，所以说矿山泥石流与城市建设、环境科学、矿山经济学等相关学科相互渗透，成果可以互相利用。这也是矿山泥石流的特点之一。

为解决生产实际问题而兴起的矿山泥石流学，必须深入揭示矿山泥石流过程的本质，从而才能预测、预报矿山泥石流过程的发展趋势，提出合理的预防治理措施。这样就需要将矿山泥石流建立在现代科学技术水平之上，有一个高的起点，以适应矿产资源开采、矿山建设的需要，为此，首先要加强物理、数学和化学基础原理的应用，需熟练掌握计算机，引进其他新的技术，如：GIS、GPS、RS、数字高程技术的数值预报技术等先进的工程技术学科。

第二节 矿山泥石流研究发展简史和动态趋势

矿山泥石流与开采矿产资源相伴生。矿山泥石流的研究历史与采矿历史一样悠久，但是有意识地作为一种特殊的泥石流进行研究，只有几十年的时间。因此，在矿山泥石流的研究过程中，有许多基础理论、研究方法还是继承了传统泥石流的研究方法及理论基础，并在此基础上，拓宽了自己的研究内容，开创了一些新的研究方法，所以在研究矿山泥石流发展历史之前，对泥石流科学的研究进展进行系统回顾是非常必要的。

1 我国泥石流研究发展简史

1.1 *泥石流研究的发展过程*

我国泥石流研究和防治工作，始于新中国成立初，从无到有，经历了4个发展时期[3~6]。

20世纪50年代是我国泥石流的起步时期，在大规模的交通建设中遇到了泥石流灾害，我国交通部门首先开展了泥石流的调查和观测工作，主要以线路或区域考察为主，在我国川滇山区，青藏高原以及西北和中南等地，建立了一些泥石流定位观测站及防治基地，初步查明了我国泥石流多发区的地理分布。

20世纪60年代，是我国泥石流研究部门迅速扩大时期，为了配合大西南、大西北的经济建设，川藏公路、成昆铁路修建、金沙江航道的开通，继交通部门之后，我国地质、水利航运、城建、农林和高等院校都相继开展了泥石流的调查工作，中国科学院专门开辟了泥石流研究专题，并成立了相应的研究机构。这一时期的泥石流研究成果，主要是综合性的科学考察与专题性的实验研究相结合，研究范围由小流域扩至省(区)泥石流研究，在定性研究方面成果显著，定量研究初具规模。

20世纪70年代，泥石流研究工作转入以探索泥石流内部规律为主的定点观测试验与

各类泥石流防治工程相结合的阶段，将泥石流视为一定自然环境条件下各种因素综合作用的产物，根据泥石流形成原因，进行了泥石流分类、分区研究工作，并结合大规模的矿山建设，开展了以矿山弃渣为主所引起的矿山泥石流研究。70年代后期，泥石流研究正式纳入了我国科学技术发展规划，中科院对泥石流科研体制和专业人员进行了调整集中，并确定成都地理研究所以泥石流研究为其主攻方向，加快了我国泥石流研究工作进展[7]。

20世纪80年代以来，泥石流研究工作进入全新阶段，以泥石流形成机理、动态过程为研究重点，预测预报为研究目的，开展了多学科、多方位、多手段的观测及模型实验研究。计算机成图技术手段的广泛应用，大大加快了研究进度，提高了研究精度，使某些研究方面正向成熟方向迈近。

1.2 泥石流研究的主要成果

我国泥石流研究虽然起步较晚，但进展速度快，经过近半个世纪的研究工作，我国泥石流研究在许多方面取得了显著的成绩。杜榕桓(1986)[5]先生对我国泥石流研究的进展做过系统详细的阐述。唐邦兴等(1980)[4]则对研究内容和成就做过较全面的回顾。丁锡祉(1981)[3]先生对我国泥石流研究的现状及今后的任务，做了客观的总结及预见性的指导。李咸(1986)[7]回顾了成都地理所泥石流研究20年的历史，反映了我国泥石流研究的迅速进展。近几年来泥石流运动特性研究成果显著，有目共睹。

1.2.1 泥石流研究的基础——区域及分类研究

不同的地区泥石流形成过程不同，各要素组成差异很大；泥石流类型不同，其起动过程有别，造成的灾害程度差异很大，形成机理有本质区别。许多老前辈根据我国地貌形态及分布格局，总结出我国泥石流分布的规律性及区域特征[6,8]。并结合国家重大建设工程，进行了各项工程的前期考察与可行性论证，为设计规划方案提供了科学理论依据[8,9,6]。

关于泥石流分类的研究，国内学者均做了不少的工作。根据我国泥石流的特点，杜榕桓、康志成、章书成等老先生，按照成因、沟谷形态、物质组成、流体性质等4组不同的内容，提出了相应的4个分类组合，按成因将泥石流分为八大类[1]。区域泥石流分类研究成果显著，邓养鑫先生根据流域形态、水源类型、物理力学特性，将黄土高原泥石流分为3个组合，六大类型[11]，李昭淑等将嘉陵江上游泥石流进行了分类[12]。以上这些定论的研究成果是我们研究矿山泥石流的首要条件，只有在其基础上才能引深拓宽，按照不同区域、不同类型的矿山泥石流设计系统的研究方案。

1.2.2 观测基地、实验设备是泥石流研究的必备前提

不同区域布设观测站是研究泥石流形成区域差异的关键，定位观测、模型实验是探讨泥石流形成过程的必备条件。我国泥石流研究，一开始就重视观测试验工作，先后在西南、西北建立了10多个观测站，其中观测系列较长，项目较全的站有云南的蒋家沟、浑水沟、老干沟，四川的黑沙河、三滩沟，西藏的古乡沟、加马其美沟及甘肃的火烧沟等。20世纪70年代以来，不少观测站开展了人工控制的简易模型实验、野外人工泥石流试验。铁道科学研究院西南研究所建立了大型的室内模型实验室，结合成昆铁路的泥石流防治研究进行了羲农河、黑沙河、三滩河等泥石流模型实验；80年代，成都地理研究所修建了大型泥石流动力模型试验室。在我国著名的云南东川蒋家沟建立了半自动化观测实验系统，进行降雨观测预报，运动要素测量，冲击力和地声测量、样品分析及流变实验等。通过这些室内外模型实验研究泥石流形成机理[13,14]，探讨阵性流动原因，解释泥石流在斜槽中的平衡问题[15~17]，分析粘性泥石

流面状沉积形态[18]，建立了泥石流堵江数学模型和表面流速公式[19,20]。以上长系列的观测资料，现有的实验设备是泥石流形成机理进一步深化研究的宝贵资料及财富。

1.2.3 泥石流形成研究的理论与方法

泥石流形成的地学研究成果显著。从20世纪50年代初地学界前辈就着手研究，形成了较为完整的理论体系，阐述了泥石流形成的地形条件、导致的地貌形态，确定了泥石流暴发所需的地貌形态指标，分析了泥石流形成固体物质来源的地层特点。70年代以后，流体力学原理在泥石流形成研究中得到了广泛的应用，提出了各类流体的流变模式、泥石流动力学模型及数学模型，目前也逐步走向完善。泥石流形成暴雨动力条件研究是当前泥石流的研究热点，成果显著，提出了各种天气形势、暴雨强度、前期降水等与泥石流形成的关系，确定了泥石流暴发的临界暴雨指标。人类活动、地震对泥石流形成的影响激发因素也引起了人们的关注[8,21,22]。对由人类主导作用而形成的各种泥石流类型也不同程度地从不同侧面进行了宏观的定性描述[23~30]。

泥石流形成的研究方法采取点、面相结合的方法，系统分析了泥石流形成的3个基本条件，提出了暴雨强度、滑坡活动、土体含水量等因素与泥石流暴发时间、规模大小、流体性质之间的关系，建立了部分相关公式。90年代提出了泥石流形成理化机理研究的宏伟设想。以上这些工作推动了矿山泥石流形成的研究，为矿山泥石流形成机理研究的纵深发展铺平了道路。

1.2.4 泥石流预测预报系统的研究

泥石流发生的系统研究为防治提供了科学依据，治理预报效果的好坏反映机理研究的正确与否，二者互为正推理、逆反馈。根据泥石流沟流域的各种自然条件组合和激发因素进行泥石流沟判断是地学界最优化的趋势预测法。泥石流危险范围的估定是泥石流预测预报中的一项重要内容，也是泥石流防治规划和设计中必不可少的工作之一。目前，主要是通过模型实验分析影响堆积扇发育各因素之间的关系估算堆积扇规模[31~33]，刘希林先生曾根据流域几何形态特征，采用多元和逐步回归方法建立了半理论半经验性的泥石流危险范围的预测模型[34,35]；唐川先生利用二维非恒定流的连续方程和动量方程进行了数值模拟及数学模型的建立[36]。为了能使预测更准确，中科院成都山地研究所，在东川蒋家沟进行了小型模型实验，获得了泥石流危险范围的模型实验预测数学模型[37,38]。

20世纪80年代以后，国内各有关泥石流研究部门开展了泥石流预警系统研究，先后完成了有线传输二级警报系统，上游发射、流通区拾检编码发射、中心台解码的系统警报器，多级水位传感器[37]，超声水位监测器，泥石流地声测量器[39]。同期还出版了许多泥石流预测预报专著[40]、论文。

我国现代泥石流灾害的治理工作始于本世纪50年代中期，经历了局部治理、部门治理、综合治理3个阶段，变被动的灾后治理为主动的灾前预防与灾后治理相合，由局部的单一工程措施发展到工程防御、生物防御、预测报警、环境保护与行政管理相结合的多项措施配套，泥石流灾害防治的理论研究水平经历了由低到高的发展过程。从而形成了一个比较完整的符合我国国情的泥石流防治理论体系和防治措施系统。在对不同的泥石流区的不同类型的泥石流的治理实践中，逐步形成了一些各具特色的泥石流防治模式[41]。

上述泥石流预测预报、治理方面的成果为机理研究提出了检验标准，细研其成果，可得知目前国内泥石流预测预报存在着各自为政的现象，这是造成预测预报效果不佳的主要原

因。

1.3 泥石流研究展望

纵观国内泥石流研究现状和发展过程，泥石流作为一门独立学科已基本上自成体系，在许多方面做了大量研究，尤其对区域分布规律、泥石流运动力学特征、搬运堆积过程及防治等方面成绩显著。但由于我国泥石流研究起步晚，加之十几年的文革时代，使我国的泥石流研究水平与世界先进水平相比还存在一定的薄弱环节。

1.3.1 泥石流形成多学科综合研究

关于泥石流的形成，地学界侧重于地表物质组成基础及地貌形态的描述，将泥石流形成过程归属于地表物质循环的组成部分；流体力学界以暴雨径流为主导，主要探讨泥石流起动的运动力学、运动过程中的侵蚀搬运作用；土壤侵蚀界将泥石流暴发视为其属领域，强调侵蚀过程对泥石流形成的重要性，近年来，重视了多学科交叉渗透的综合研究，无论从理论或治理决策方面都将会取得新的进展和突破。欲揭示泥石流形成的实质奥秘还需建立包括多种因素在内的综合模型、系统理论。

1.3.2 泥石流形成与土壤侵蚀的辩证关系

土壤侵蚀(包括自然、人为)为泥石流的形成提供了物质来源，改变地形条件，不同的地貌部位、不同性质的松散堆积物引起动力学机理各异。现今，在我国泥石流形成的研究过程中，将土壤侵蚀过程为泥石流提供物质与泥石流过程的侵蚀补给混在一起，即混淆了静态与动态固体物质的补给量，至于对泥石流发生源地固体物质补给及起动机理研究还没有一个较为满意的答案，更未见到关于泥石流暴发区土壤侵蚀特殊性与泥石流过程关系的研究报道。

土壤侵蚀着重于坡面径流小区降雨观测实验；泥石流多着重沟道泥石流运动实验研究，迄今为止，还没有将二者联合起来进行实验的过程。因此，不能正确地分析侵蚀过程与泥石流起动的内在联系。

泥石流形成是物质、地形、动力条件的有机组合，缺一不可，而二者的组合必有适当的比例，物多水少不能起动，水多物少为其洪水，地形和缓，水流慢能量小，物质不易起动，关于这方面的研究甚少，确定其比例更为空白。

1.3.3 泥石流输沙过程的动态变化

泥石流的搬运和侵蚀能力是奇特的，其所运输的物质可分为：土壤侵蚀物、人为堆积的固体物质、泥石流过程中所侵蚀的物质；泥石流的搬运过程、方式，在不同的产汇流情况下，其作用不同。有些情况下，泥石流只起到一个输送带的作用，机械地移动原固有的物质。另一些情况，泥石流既是运输带，又是挖掘机，搬运侵蚀能力很强。第三种情况，搬运能力很小，在沟道中形成堆积。因此，产汇流过程制约着泥石流的输沙过程，二者内在的辩证关系及运载方式的定量分析研究是目前亟待开发的研究领域。

2 国外泥石流研究动态

欧美国家泥石流系统研究始于19世纪中叶，在19世纪初，阿尔卑斯山区的一些国家随着资本主义发展，为了获取大量木材，砍伐了大片森林，致使山坡土层和岩石普遍裸露，到了19世纪中叶，泥石流大量暴发，成为阿尔卑斯山区河谷地带居民的祸害，于是法国(1860年)、奥地利(1872年)颁布了森林保护法，建立了泥石流防治管理机构。原苏联的泥石流研究始于高加索山区修建公路时碰到泥石流问题，于是在1859～1895年B.Π.斯塔特科夫斯

基提出了一系列工程防治措施，这标志着欧洲泥石流系统研究的开始。美国泥石流研究始于19世纪末，但发展缓慢，直到20世纪60年代才开始蓬勃发展[42]。

亚洲国家泥石流研究起步于20世纪中叶，以日本泥石流研究进度最快，技术先进，成效显著。

此外，在有泥石流发生的其他国家，如德国、英国、南斯拉夫、罗马尼亚、加拿大、挪威、澳大利亚和新西兰、印度尼西亚等地也先后开展了泥石流的系统研究。

从19世纪中叶泥石流系统研究开始，作为一门学科的国际泥石流研究迄今已有一个半世纪的发展历史，其间经历了20世纪30年代以前的，以单纯、简单治理为主旨的、定性描述为主要特征的，泥石流线路调查及宏观工程防治时期；20世纪30～70年代的大规模以区域泥石流研究为基础的认识泥石流区域分布规律、实地设立观测站，进行观测资料累积分析时期；20世纪70～90年代，是以过程为目标，形成机理为主旨大规模的泥石流模型试验和人工泥石流试验为研究方法的泥石流动力学和运动学机制研究时期。20世纪90年代是全面开展泥石流系统预测预报，综合治理的全新时期，也是泥石流形成机理、动力学机制、理论分析的深化时期。作为当代国际灾害学研究的主要项目之一，泥石流研究理论、分布规律、灾害过程、形成机理、动力学机制的研究，其主要成果进展有以下几个方面。

2.1 泥石流学科理论体系的发展

经过100多年的泥石流研究，泥石流研究形成了自己的学科体系，基本上统一了学科部分专用名词[43～47]，确立了学科体系，提出了不同区域、不同指标的分类系统[46]，进行了宏观区域调查，分析总结出泥石流的分布规律；原苏联还编绘出1∶800万的泥石流分布图及泥石流危险地区图。出版了各种泥石流专用书籍[48～53]，在许多工程建筑、农业、交通等学校专门设立了泥石流课程，同时还创建了泥石流研究的硕士、博士学位机构，发表有一定数量的泥石流理论性和区域性的论文论著[54～60]。

2.2 泥石流流体性质问题研究进展

泥石流的流体特性是目前研究的热点，深度大、进展快、成果显著，提出各种观点。原苏联学者M.C. 加戈希泽认为结构型泥石流体似塑性固体；C.M. 伏列什曼把粘性泥石流体当作是粘塑性凝聚结构体，并实验确定了各种泥石流的临界值；F.O.B. 维诺格拉多夫把泥石质泥石流辨认为饱水分散胶体；日本学者则将泥石流认作似宾汉体[61,62]，美国学者认为泥石流体是宾汉体。

泥石流动力学和运动学研究是研究的前沿重点，日本在这方面研究成效显著，水动力学机理及工程系统治理有其特色，涌现出大量泥石流形成运动机理、力学特征方面的文章论著[63～69]；美国学者研究精细、深度大、实验技术先进，发表许多有关泥石流形成、输沙能力和流态的创新论文[56,57]，原苏联是研究这一物理特征最早的国家，许多学者认为泥石流运动特征和流态是试验研究、野外调查与理论研究的对象，而泥石流动力学问题是试验研究的一个主要对象。

泥石流的地学过程——侵蚀、搬运、堆积过程的研究颇受重视，原苏联H.B. 波夫[70]把泥石流视为影响地区一般稳定性的5种自然现象之一。C.M. 费莱施多[48]指出泥石流严重侵蚀山地，使坡地转劣地、土地变裸岩坡，泥石流冲出沟道，发生强烈堆积，淤埋村庄、田地，造成的灾害甚重。B.C. 斯捷潘诺夫[51]，提出了泥石流容重与搬运的关系，搬运过程中的侵蚀能量问题。日本学者矢野义男等[52]认为虽然可对泥石流进行定量分析，但还不可能提出

全面表达各种泥石流作用的通用式，比如对泥石流发生、流动特征（流速、流量、流深、流宽、爬高）和扇区堆积范围等。

2.3 泥石流观测实验研究

国外泥石流的野外观测研究工作已有较长的历史，其中尤以泥石流分布较大、灾害严重的日本、原苏联、美国等国家开展较多。日本由于自然条件所致，泥石流遍布全国，曾造成严重灾难。为此，日本在泥石流研究上投入了大量的人力、物力，取得了一些新的知识和见解，初步形成了一套理论体系。由于日本泥石流界广泛认识到泥石流观测研究重要性。20世纪70年代以来，开展了大量的野外观测研究工作，先后在烧岳山西麓足洗谷、富士山和有珠山等地分别根据具体的目的和泥石流特征进行了观测研究，建立了各种各样的泥石流观测自动化系统，其中以日本京都大学防灾研究所在日本烧岳东麓上冲沟进行的观测最系统、时间最长、成果也较多[71]。

原苏联野外观测历史较长，先后于1961～1967年在杜鲁德河设立了泥石流观测站，1962～1968年在克里朱亚山地的一条泥石流危险流域艾谢列兹河，根据专门的计划曾进行过第一综合定位观测，1974～1975年，在厄尔布鲁山区的边桑特河，对泥石流形成，泥石流运动进行过定位观测，这些资料从定性和定量方面加深了对泥石流的认识。美国泥石流研究历史比较短，在华盛顿州圣海伦斯火山附近的陶特尔流域有一火山泥石流观测站。在旧金山附近拉豪达有一滑坡土流观测站，由美国地质调查局进行泥石流观测工作。在有泥石流灾害发生的其他国家，如奥地利、德国、英国、法国、南斯拉夫、罗马尼亚、加拿大、挪威、澳大利亚和新西兰。由于泥石流暴发频率较低，开展泥石流的定位观测研究较难。

2.4 泥石流预测预报系统研究

早在20世纪70年代，原苏联泥石流研究者就提出了泥石流时空预报、规模和特征值预报的概念[18]，与此同时，在日本也开展了泥石流预报研究[61]。80年代，莫斯科矿产出版社出版了《泥石流形成规律和预报》专著；1981年，日本鹿岛出版社出版了《滑坡、崩塌、泥石流——预测和对策》专著[7]，同时美国在旧金山地区开展了泥石流预报试验研究。此外，哈萨克环境科学研究所、地质部地球物理科学制造联合会所属的地球物理仪器实验工厂的专业设计所、原苏联科学院地球物理所等先后提出了几种警报系统方案[39]；如地震传感器、流位传感器、检知线传感器等。印度尼西亚是一个多火山国家，火山爆发导致的泥石流灾害严重，近几年在预警预报方面处于先进地位。主要监测设备系统有：雷达雨量计、泥流传感器、遥测流速仪等[73]。

2.5 泥石流形成机理研究进展

近几年来，国外一些学者也不同程度地着手研究这一问题，但众说纷纭，尚未形成一个实质上的系统结论。日本的奥田节夫用了大量时间对泥石流形成机理进行了研究，但目前对泥石流形成机理仍是模糊的，原苏联不少人也通过坡面稳定计算、最小降雨量等因子描述泥石流的形成；日本佐木恭二也根据侵蚀理论提出过泥石流的形成模式，但未得到证实。然而，这些研究均是就单要素机理的探讨。

对国际泥石流研究现状的讨论，能开拓我们的思路，有助于我们加深对泥石流形成机理问题的认识，为揭示其实质拟定合理的防治措施提供了借鉴，启发我们寻求新的突破口。

3 矿山泥石流的研究过程和发展趋势

3.1 矿山泥石流研究的形成过程

人为泥石流是指在一些生态环境脆弱、地形陡峭、岩层疏松的丘陵山区，由于人类的生产活动，不合理的资源开发为泥石流的形成提供了大量的固体物质，加大了地面坡度，使非泥石流沟演化为泥石流沟，泥石流少发区转变为泥石流多发区。矿山泥石流就是典型的代表。大量研究资料表明，自人类社会以来泥石流灾害的发生、发展，在很大程度上与人类活动有着密切的关系，人类活动作为泥石流暴发的影响和激发因素，很早就为人们所认识。

早在19世纪，恩格斯就指出："阿尔卑斯山的意大利人，在山南坡砍光了在北坡被十分细心地保护的松林，他们没有预料到，这样一来他们把他们区域里的高山牧畜业的基础给摧毁了，……而在雨季又使更加凶猛的洪水泻倾到平原上……。"[74]深刻地道出了人为不合理的资源开发和生产活动导致了自然界对人类的报复。法国学者肖勒尔于1841年发表了关于阿尔卑斯山地泥石流的研究文章，其中注意到了人为砍伐森林所造成的严重后果；奥地利学者Γ. 科赫先后于1875年、1885年发表了关于蒂罗尔地区、南阿尔卑斯山地泥石流问题研究文章，详细论述了泥石流形成过程中的人为激发因素；原苏联学者Н. 杰蒙兹在1891年出版了有关山坡造林的专著，阐述了森林植被在抑制泥石流暴发过程中的作用；С. М. 弗莱施曼[56]在论著"泥石流及其散布区的道路建设"中分析了修路过程中修路与泥石流暴发的辩证关系。继后进行了泥石流治理分类，Л. Б. 马哈塔捷详细分析了大高加索南坡泥石流分布与植被带的关系，不同植物带人为活动干预的差异[49]。中国泥石流研究从起步时就注意了人为活动对泥石流暴发的影响作用，许多泥石流专家学者从地学、生态学的角度、不同的侧面进行了论述。但其大意概括起来主要是将人为活动作为一种间接因素。由于人类大规模的开垦荒坡，砍伐森林，超载牧畜，破坏了生态平衡，进而促使了泥石流的发生和发展[75]。

由人为作用所诱发形成的泥石流作为一种特殊的泥石流类型——人为泥石流，是在1976年由原苏联的泥石流专家首次正式提出[42]，列为一项专门研究类型。近几年来，我国加强了人为泥石流的研究深度，根据人为干扰类型将人为泥石流进行分类。首先，矿产、冶金部门与泥石流研究人员合作进行了主要矿山泥石流形成原因的定性统计分析[21,22,76~83]，对四川、云南、江西、福建、广东等地矿山弃土弃渣而产生的泥石流进行了研究。实践表明，在矿山开采过程中，剥离的大量土石渣，如堆置不当，将改变地形条件和地表物质结构，压缩沟床，加大山坡纵坡，甚至平地起山。这些松散物的聚集，较之自然状态下各种内外营力所形成的固体物质，在结构、粒度、物理化学性质、风化程度等方面都有很大差异，在同等水源条件下，它比自然泥石流暴发的几率要大得多。其他泥石流类型的研究也将人为影响因素提高了一个层次，意识到人为作用对泥石流的影响不仅有间接作用，而且直接的原因更为显著[84~96]。许多泥石流观测站，根据几十年的观测统计总结出一条规律，由于人为对自然界的干涉，使泥石流暴发频率增加、危害加重。再根据大规模的黄土高原综合考察、西北经济开发总体规划野外工作，及大西南各省(区)的泥石流沟普查发现，近几十年来，随着人口的迅速增长，在资源的大规模开发、交通线路密度的大幅度加大过程中，由于没有注意到生态环境的问题，采取了一些不合理的生产步骤或没有采取保持措施，导致了生态环境恶化，使非泥石流暴发区演化为泥石流多发区[21,97]。

总结近几年来国内外人为泥石流的研究进展，根据泥石流形成的3个基本条件，可以总结出以下几个共同的规律：①人为开荒垦坡破坏植被，岩石风化速度加快，导致环境恶化，促

使侵蚀量加重；②加快了汇水速度，增大了水量和水流动能；③人为大量堆放弃土弃渣，直接为泥石流提供了物质来源，这些人为活动往往成为间歇性泥石流复活和新生泥石流沟形成的直接原因。

3.2 矿山泥石流研究展望

目前，国内外矿山泥石流研究只进行到定性的成因分析[98~101]。全方位的系统研究，本论著是第一部。作为泥石流特殊类型的矿山泥石流，除了上述泥石流研究领域共性的需开拓领域外，与之有关的需进一步深化研究的方面还有以下几点：

3.2.1 矿山泥石流与将人为作用视为影响因素的确定

虽然在20世纪70年已明确提出了矿山泥石流，但从目前研究动态、泥石流研究领域的思想趋势来分析，在大多数情况下，将人为作用视为影响因素，只是将一些矿区排土场弃土弃渣所导致的泥石流视为矿山泥石流，狭隘了矿山泥石流研究内容。就自然界客观规律而言，任何一种类型（自然、人为）的泥石流并非是绝对的。由于人为影响作用促使了自然泥石流暴发频度的增加，规模加大，灾情加重。而矿山泥石流的形成也并非只要有人为超自然开发，到处都可发生，而有其自然环境基础的限制。因此，存在一个确定人为泥石流，与将人为作用视为影响因素的定量确定性问题。

3.2.2 矿山泥石流起动机理研究

对泥石流的起动机理研究，国内外都是薄弱环节，至今尚无系统理论和控制方程，对泥石流的预报多以降雨角度出发，很少从泥石流形成机理方面做工作。尤其是大规模矿产开采条件下的泥石流形成机理研究尚处于薄弱环节。到目前为止，还未见到一篇有关矿山泥石流松散体起动的实验研究、机理分析的论文，更没有建立人为泥石流定点观测实验站。进面说明泥石流形成机理的研究尚处于开拓阶段。人为堆积的固体物质与自然地面岩层固体物质相比，在结构、粒度、理化性质、风化程度等方面都有很大差异。人为作用导致沟壑畸形发展，其坡面形态、沟床比降变化突然，陡度大。故矿山泥石流起动过程、机理并非是自然泥石流起动机理的缩影，而有其内在的独特性。

3.2.3 矿山泥石流过程的动态研究

水是泥石流起动的主要外营力，降水方式，雨量过程，产汇流过程特点是泥石流运动变化的主要原因，由于泥石流沟道大部分面积较小，没有固定的雨量观测站，更不会有水文观测站，只能借用就近雨量水文观测站的资料，采用经验公式故误差较大。因其产汇流过程的研究是泥石流研究的难点，也是重点，但目前还没突破这一难关，关于洪水-高含沙水流-泥石流-洪水的动态过程与产流汇流的关系的定量计算，是目前泥石流研究大领域的缺项，矿山泥石流的研究就更是如此。

3.2.4 矿山泥石流潜在发展趋势分析

人为超强度的资源开发所造成的矿山泥石流，不仅是目前所能观测到的，而且存在着潜在的扩大趋势。这应立刻提醒人们的注意，分析其扩大原因、机理，供生产规划部门使用，只有这样才能合理布设防治措施，将矿山泥石流控制在萌芽状态。

第三节 矿山泥石流的特点

矿山泥石流，顾名思义，它的形成是由于矿产资源集中开采所诱发，它的分布地主要分

布在矿产资源集中分布的矿区。物质来源于采矿和矿山建设的弃土石渣，人为集中干扰、改变了原有的地形条件，使非泥石流沟转变为泥石流沟，泥石流少发区演化为泥石流多发区。在矿山泥石流形成、演化的一系列过程中自始至终是在人为干涉作用下进行，因而，其有许多方面不同于自然泥石流，主要特点表现在以下几个方面：

1 矿山泥石流的分布特征

矿山泥石流的分布是随着矿产资源的集中分布状况，以及人类开发资源工程技术的发展情况而变化。从矿产资源形成原理来讲，矿产资源主要分布在一些构造运动强烈、地层变动复杂的地区，如：我国的横断山区就是金属矿产的主要分布区之一；或者说在地史时期构造、环境发生过强烈的变动，如：神府东胜煤田分布区。就矿山泥石流的形成来讲，矿山泥石流是人为作用所致，人类活动的经济区位特点决定了矿山泥石流的分布规律，以人为活动为中心的大范围的放射状分布，及小范围内交通便利原则的线状分布。如：神府东胜矿区，矿山泥石流以大柳塔为中心，以乌兰木伦河、王渠沟、母河沟、哈拉兔沟、考考乌素沟等为中心射线，向周围扩散。由修交通线路而导致的矿山泥石流多呈线状分布，与采石场有关的泥石流多以居民点为中心呈环状成群分布，大量排放矿渣、露天采矿剥离物而诱发的泥石流呈块状成群分布。

2 矿山泥石流规模小而密度大

矿山泥石流的发生部位主要是坡地和沟道，坡面上发生的泥石流主要是指弃土、石、渣的渣山上和松散土体的堆积坡面，其规模以坡面长度而定，但最大面积也不过只有几十到几百平方米；发生在沟道的泥石流大部分是由原先的冲沟、老冲沟、切沟等，经过修路、采石等，改变了原来的形状，堆积了大量的、松散的弃土、石、渣，使其畸变所致，因而，其面积均小于$2km^2$。矿山泥石流虽然其规模小，但密度很大，集中性很强。如：在神府东胜矿区，据不完全统计，全区共有泥石流沟道近200多条，集中分布在渣山、交通沿线及采石场沟道，都是一些短小而直接注入乌兰木伦河的一级、二级支沟和坡沟，最大面积也只有$1.642km^2$。沟道长度分布在2.36～0.2 km区间，主沟道比降较大，主要分布在50%～37.6%。泥石流沟分区段奇特，汇水区面积特大，比降较小，形成区比降大而面积小，有利于暴雨径流的汇集，固体物质的搬运和输移、泥石流的形成。

3 矿山泥石流松散体易起动、过程变化单调

一方面由于矿山泥石流的物源主要是采矿和矿山建设的弃土、石、渣，是属于典型的松散介质，因而，其物理性质明显不同于原状物质，容量减小、凝聚力和内摩擦角度变小，抗冲能力减弱，松散体遇水容易起动，造成的侵蚀量大，易形成泥石流。张胜利等曾在准格尔煤田作过试验，在自然状态下，土壤干容重为$1.52t/m^3$，挖掘后的松散堆积土壤干容重为1.3～$1.4t/m^3$[102]。根据作者在神府东胜矿区，泥石流松散体起动的人工降雨模拟实验和放水冲刷试验结论可知，由于矿山泥石流沟规模小，泥石流过程变化简单，沿途滑坡、崩塌现象很少，固体松散物一次性补给，迅速搬运，其明显不同于自然泥石流过程。

4 矿山泥石流随固体物质累积量的变化而变化

矿山泥石流的物质来源主要是废弃的土、石、渣，因此，矿山泥石流是随着松散固体物质的累积而增加，随着矿山排土量减少终止而减弱停息。如：盐井沟铁矿山自1970年开采到1981年共剥离土石量$400\times10^4m^3$，平均每年排入盐井沟土石量$36\times10^4m^3$，使该沟固体物质快速积累，不仅数量多，分布集中，而且堆积坡度陡，从面形成了最有利于泥石流发生的固

体物质补给源地。自从1970年首次暴发泥石流以来，泥石流活动随着排土量的增多而加强，中、小规模的泥石流每年发生多次，较大规模的泥石流也常有发生。今后随着矿山开采尚有大量的固体物质排入盐井沟，预计矿山泥石流活动将有继续增强之趋势[103]。

一旦固体物质被合理堆放或废物利用，矿山泥石流发源地固体物质量减少，使坡面稳定性增强，自然植被逐渐得到恢复，对矿山泥石流发生具有显著抑制作用。如：盐井沟大顶山一号支沟，自1970年大量排土后，连续3年泥石流活动十分强烈，但在1973年停止排土后的10多年来再未发生过泥石流，这说明了矿山泥石流的人为控制性和易防性。

5 泥石流类型多样和渐变性

根据泥石流暴发所处的地形部位，可将泥石流分为4种类型：①坡面型泥石流。发生在斜坡松散堆积物上和渣山上的泥石流；②坡沟型泥石流。即坡面切沟因人为采石开矿畸变演化而成的泥石流；③沟谷型泥石流。即自然沟道因沟内堆积有多种类型的松散体，在暴雨时暴发而成的泥石流；①复合型泥石流。即在一条沟内分布有多处采石场，暴雨时便可形成多个坡面泥石流，而后在沟道汇合形成复合型泥石流。

根据矿山泥石流暴发动力和松散体堆积部位的关系，可将矿山泥石流分为：①矿山排土弃渣堵沟体溃决而形成的泥石流；②矿山弃渣分散碛存于沟谷源头而形成沟谷型泥石流；③排土场滑塌而形成的滑坡型泥石流；①矿山排土场坡面上发育的坡面型泥石流。

全球矿产资源分布面积广而复杂，在不同的环境条件下，不同的开发技术指导下，矿山泥石流的类型、物质组成、流体特征和受灾情况差异很大。如：神府东胜矿区，矿山泥石流类型，随南北向地面组成物质的变化而递变，北部风沙区形成的泥石流组成物质以沙粒为主，称其为沙石流，在片沙覆盖的黄土丘陵区各种成分均有，为典型泥石流。由采矿弃土渣、矿渣堆积形成的泥石流，石砾含量百分比大是水石流，南部黄土丘陵沟壑区为泥流分布区。又如：欧美西方发达国家，矿产资源的开采的前期总体规划工作就非常严密，开采过程中的环境建设和相应的法律制度紧密跟随，资源开采工艺技术先进，因而，矿山泥石流暴发频率较小，受灾程度相对减弱；而在非洲的一些国家，由于经济水平和科学技术水平的限制，资源开采前的规划设计、过程中的环境建设和开采后的善后治理不能够前后相接，开采技术较为落后，因而，容易引发矿山泥石流。

6 矿山泥石流暴发频率高而灾情重

矿山泥石流的易起动性，松散体堆积的集中性，决定了其暴发频率高；矿山泥石流分布是以矿区为中心，资源外运的交通线路为辐射线，泥石流直接面临交通线路、矿区周边和居民区附近，泥石流冲出沟口直冲交通线路、居民区、矿坑等，造成的灾情严重。如神府东胜矿区，1989年7月11日，一场暴雨在乌兰木伦河形成了含沙量高达1360kg/m³的泥石流过程，淤平坑井11处和露天矿坑9处，其中马家塔矿，泥沙淤积厚度达6～7m，折合为$15\times10^4m^3$，泥石流冲毁两岸矿堤1870m，水浇地600亩，路基挡墙60m，铁轨悬空，中断行车一个多月，加之其他机具材料等，直接造成经济损失2000×10^4多元。又如：1966年威尔士阿贝芳矿山泥石流，使109名小学生惨遭死亡。

7 矿山泥石流易防和预测性

矿山泥石流起源于人类活动，从而决定了它的人为性，这是矿山泥石流不同于自然泥石流的根本所在。矿山泥石流是人为开发利用资源过程中忽略环境问题的后遗症之一，是先布局生产部门、交通线路，吸引居民集中，而后由于环境建设的滞后性，致使泥石流暴发，所以

说矿山泥石流是易防和预测的，而应以防为主，开采前的总体规划、环境建设意识是非常重要的。自然泥石流是客观存在的，在泥石流易暴发区，开展经济建设、修筑交通线路、城市化扩建过程中必须考虑这一因素，主要应以治、避、防为上。但在自然界中，自然泥石流的暴发也常常受人为干扰而加重，矿山泥石流暴发的基础是脆弱的生态环境，二者并非绝对的不同，而是相互联系的。

第四节　中国的矿山泥石流

矿山泥石流是矿产资源开发过程中，环境建设滞后的产物。因而，它与矿产资源的分布、规模、开发技术和利用程度有着直接的关系。因此，探讨一个区域的矿山泥石流必须从矿产资源的一系列特性开始谈起，继而分析其分布规律，追溯其开发历史和开发方式。

1　中国的矿产资源

矿产是指一切埋藏在地下或分布于地表的可供人类开采利用的天然矿物资源。矿产资源是人为从事生产建设的物质基础，它既是人类生态系统的重要组成部分之一，又在人类生态系统中发挥着重要的作用。随着人口的增长和生产发展，对矿产资源的需求越来越大，这样就意味着对矿产资源的开发力度在大幅度增强。

我国矿产资源极其丰富。在已探明的资源种类和储量上，我国矿产总体储量大、种类齐全，配套程度高，并拥有一批储量大、远景好的矿种。如：我国的煤炭资源，种类齐全，品质优良，埋藏浅，分布集中，易于开采。目前，世界上已知的矿产种类约 160 多种，我国已发现 150 多种，已探明储量的矿产为 130 多种。按照 45 种主要矿产储量的价值计算，我国矿产储量总值占全世界的 14.64%，居第三位，若按单位土地面积拥有的矿产储量计算，我国比世界平均水平高出一倍，居世界第六位，若按人均拥有的矿产资源价值计算，我国低于世界平均水平，居世界第十位。

从矿种质量来讲，煤矿的质量和储量都比较优越，但较大一部分矿种，贫矿多，富矿少，从而在开发过程中的废弃物所占比重大。如：我国的铁矿，普遍品位低于 34%，铜矿的品位绝大多数为 1%～2%，大于 3%的富矿只占总储量的 0.7%。

我国矿产资源在开采条件上有许多不利条件，一是可供露天开采的不多，矿区多分布在偏远山区，开阔地形少，自然环境恶劣，开采过程中易造成环境后遗症，如矿山泥石流就是其中之一；二是开采技术和外部条件的原因，有许多矿产开发困难或利用不彻底，如：铁矿长期不能利用的储量占全国总量的 35%，铜占 46%，煤炭精查储量中有 40%以上不能开采，还有地下自燃现象不能消除。

2　中国矿产资源的分布特点

我国地域辽阔，复杂的地质活动历史与多种类型的成矿条件，决定了矿产资源分布在全国范围内的不均匀性及地域组合的复杂性。纵观全国各种矿产，其分布特点可概括如下。

2.1　矿产资源的分布严格受构造的控制

无论是何种成因的矿产资源都是受地壳运动和地质构造体系所控制。内生矿产分布在比较活动的构造带或一个构造体系中相对活动的部分。如：阴山-天山、秦岭-昆仑、南岭 3 条纬向构造带，川滇经向构造带和滇西-西藏弧形构造带，一般影响地壳的深度都比较大，地质构造十分复杂，不但有大量的、不同时期的酸性、中性岩浆活动和相伴随的多种有色金属、稀

有分散元素矿产，而且在很多地段，还有基性、超基性岩体、岩带和有关的铬、镍、钴等重型矿藏，是内生矿产特别富集的地带。沉积矿产则大部分分布于地壳活动不太强烈的地区或一个构造体系中相对稳定的部位。如：阴山-天山构造带以北的北部地区，古生代地壳活动强烈，中生代及其以后才形成比较稳定的相对凹陷地带，矿藏以中、新生代的煤、石油、铁为主；阴山 天山与秦岭、昆仑构造带之间的洼陷地区，成陆历史最早，地壳运动比较的缓，由前震旦纪到中生代都是沉积矿藏生成，主要矿藏为铁、锰、磷、煤、石油、盐等；秦岭-昆仑构造带以南的洼陷地区，从震旦纪到新生代都有不同时期的沉积矿藏，主要为铁、锰、磷、煤、石油、盐等。

构造体系的第一级构造，往往对某些矿产的分布起着控制作用；矿田、矿区、矿体常常受第一级构造中的次级或再次级构造控制；在不同体系的复合地区、不同构造和不同断裂、裂隙的交汇地带，经常出现内生矿产特别富集的现象。

2.2 *矿产资源分布的区域差异性*

我国是一个多山的国家，国土面积的70%是丘陵山区，矿产资源分布的构造控制，决定了它主要分布在一些丘陵山区。

从大的范围来讲，东部地区，地壳构造运动较为稳定，相对稳定的平原低地面积较广，主要分布的是一些铁、锰、磷、铝、煤、油、气等沉积矿产；西部地区，主要是山区丘陵，地壳结构以地槽为主，间有小面积的地台，地槽型的成矿作用占显著地位，分布有我国绝大多数的金属矿产；西藏地区，是我国的地形屋脊，地壳构造运动强烈，以燕山期和喜马拉雅期岩浆活动成矿期最为主要，主要也是金属矿产。

从全国的省(区)来讲，如：丰量的矿产资源煤、铁、铜、磷等，煤广泛分布于28个省市，但储量主要集中在北方的山西、陕西、内蒙古和西南的贵州；铁矿已探明储量的矿区就有近2000处，分布于全国28个省(区)，但储量相对集中的矿区主要分布在河北、辽宁、四川3省；铜矿分布于全国27个省(区)，但主要集中在长江中下游的安徽、江西，西部的西藏、云南、甘肃。磷矿有200多处，分布于24个省(区)，但具有较大开发意义的，基本上限于云、贵、川、湘、鄂几省。

2.3 *矿产资源组合分布的区域性特征*

由于矿产资源分布的不均匀性，也必然形成整个矿产资源组合的区域性特征，以及不同的资源组合特点。从大的区域来讲，西北、华北、东北属于煤矿、石油、铁矿为主的矿产资源组合类型，而这3种矿产均是我国的主要矿产资源。如：我国的大型露天煤矿主要分布在北部地区，10大油田就有9个分布在北部地区，10大铁矿的50%也分布在北方地区。西南地区主要以有色金属为主，是我国有色金属的主要产地。东南沿海地区的矿产资源相对欠丰富，以有色金属较多。

矿产资源的组合特征及储量品位，在很大的程度上决定着资源的开发方式和规模。

3 矿产资源的开发利用与矿山泥石流关系

3.1 *矿产资源的开发方式与矿山泥石流*

人类开发利用矿产资源的发展历史，在某种程度上改变了矿产资源的分布格局。矿产资源的开发方式还随着矿种的不同而变化。目前，我国的采矿方式可分为地下采矿和地表采矿两种。

地下采矿主要是指矿井和矿坑取矿的方式。如：神府东胜矿区的地下采煤的方式主要是平洞式和斜井式。

地下采矿一般没有地表采矿那么显眼。它们扰动紧邻主要矿井的相对较小的地表区域，挖出的废物可以堆积在矿井的进口附近，但对大多数地下采矿，坑道是尽可能紧随矿体延伸的，这样可使得移出的非矿体岩石的量减到最小程度，从而也使采矿成本降到最低。采矿活动结束时，可以封死矿井，矿区常恢复到采矿前的状态。因而，它对矿山泥石流的形成，无论是物质来源，还是地形条件的改变，都影响不大。但是，当坑道支柱腐烂或地下水通过溶解扩大地下溶洞时，地下存在废弃多年的地下矿井就会塌陷，会造成大面积的地面沉陷的环境问题。

地表采矿是指剥离露天采矿或挖坑露天采矿。剥离露天采矿大多用于煤的开采。如：神府东胜矿区的煤资源，大部分是露天开采；铁矿也可采用露天开采，如我国海南岛的石碌铁矿，每年开挖 1×10^6t 矿石，已连续几十年，澳大利亚西部露天开采的铁矿规模更大；对于一些大的三维矿体位于近地表时，主要是采用挖坑露天开采。这两种露天开采方式，都会造成地表形态的永久改变，和堆积大量的废弃物，促使矿山泥石流发生。如：神府东胜矿区的武家塔露天煤矿，在一条深约 50m 的支沟下游，直接引水改道，使原沟道变为干沟，直接在沟床部位掘坑，将挖掘的覆盖层至另一沟道，形成了填沟造山之势，使沟道填满，并形成了多座人造山体，遇暴雨沟水冲刷、渣山滑塌、矿山泥石流形成。神府东胜矿区的活鸡兔露天煤矿是典型的区域剥离式露天开采，将大量的剥离物堆积于河道两侧，逐渐堆高，直逼水路，使河岸左右摆动，掏蚀两岸，遇暴雨两岸堆积体崩塌，形成泥石流。

3.2 矿产资源的利用程度与矿山泥石流

从人类发展的历史来看，对矿产资源的利用程度，不仅反映当时人类科学技术的水平，而且从某种意义来看，也是人类社会发展阶段的划时代的重要标志。新中国成立以来，我国矿产资源的开发取得了很大的成就。但是，由于我国经济发展水平和科学技术水平的有限性，一些矿产资源的利用程度和废旧利用水平不高，许多伴生矿产作为弃渣成为矿山泥石流的物质补给源；在从矿石提炼金属的过程中，矿石需压碎或磨碎，残留的废物或尾矿，最终在处理工厂附近堆积起来，也成为矿山泥石流的补给源；再加之有许多矿产属贫矿，所形成的弃土、石、渣量更为庞大。从另一方面来讲，矿渣的废旧利用率低，是为矿山泥石流提供物质的又一物源类。

矿产资源开采的行政管理体系和矿产资源开采法是近几年来才逐步完善的。在改革开放的初期，我国的乡镇矿业发展很快，据不完全统计，截至 1986 年底，全国就有 12 万多处，而这些采矿业，无论在采矿技术上，还是矿产提炼分选等技术上，都是非常简单的，技术设备落后，因而，矿产的利用率很低，废弃的矿渣、土、石更多。这些乡镇矿业缺乏总体规划布局，分布零散，弃土、石、渣堆放不规范，是导致矿山泥石流暴发的又一主要根源。

3.3 矿区建设与矿山泥石流

矿产资源的开发并非是单一的产业结构，而是随着矿产资源的开采，一大批配套企业（如洗煤厂、发电厂等）相继上马；资源的外运需建四通八达的交通网络；人是资源开发的主力，随着资源的开发，形成了一个大的社会群聚体，矿区的生活基础设施、文化设施等必须相随而上，这样就需要大量的建筑材料，开采大量的土、石方量，其中废弃的土、石、渣就会大量增加，为矿山泥石流的暴发提供了充足的物源。

4 中国的矿山泥石流

矿山泥石流源于矿产资源的开采，并随着开采规模的扩大，强度的加大而加重。根据上

述我国矿产资源的分布特征和组合特点，从而可以得出我国矿山泥石流主要分布在北部、西部地区，在东南丘陵山区也有零散分布。尤其以大型的露天开采矿区最为集中。

辽宁阜新海州露天煤矿，是1953年7月投产的，总面积达30km^{2}有余，设计开采深度为350m的大型煤矿，除大量的弃土、石、渣存在外，由于煤层及其顶、底板呈18°～25°的单斜构造，属倾向采矿场，而岩性软弱的页岩夹层，层间内摩擦角为13°～18°，明显地小于煤层倾角，具有很强的欲滑趋势，矿山部门忽视这一严重情况，违反边坡稳定性规律，边坡设计不合理，致使已经具备失稳条件的软弱层临空失稳，结果在大雨或融雪水的作用下，形成了典型的矿山滑坡泥石流，以后又多次发生，严重地威胁矿山安全。

四川省的攀枝地区，矿产资源极其丰富，国家、地方、群众都在进行开采。在矿山建设中，破坏森林植被，加上矿山开采技术落后，有的矿山露天开采，弃渣不做处理，甚至有的乱挖乱采破坏山体，遇暴雨常常发生泥石流。如：1981年，会理县就有15个矿区暴发了泥石流；宁南县的银厂沟，因群众开采锡矿，年年发生泥石流，不但直接影响矿区，而且还危害下游交通，淤埋附近大片农田。

盐井沟位于四川省冕宁县境的成昆铁路沿线，1970年由于泸沽铁矿的开采，排土弃渣改变了原沟谷的地形和固体物质条件，从而使衰亡了的泥石流重新复活，多次暴发了较大规模的泥石流。

大格排土场系福建省潘洛铁矿潘田矿区的一个高阶段排土场，它紧临采矿场地，排土场地形陡，矿渣含有大量的云母成分，当地降雨量高，断层发育。1983年11月13日在暴雨的激发下暴发了泥石流。

1990年5月31日，四川省会理县炭山沟泥石流，给沟内及沟口的四川凉山彝族自治州益门煤矿造成了严重灾害。泥石流致死31人，3人失踪，29人受伤，摧毁房屋16幢，堵塞公路桥梁，淤埋、冲毁公路2.4km，堵塞采煤井洞1个，毁坏输水管道1.2km、输电线路4.5km，通讯线路1.9km，淤埋原煤运输机道1条和职工食堂1个。泥石流冲出物入益门河后，堵河成坝，坝上游河水陡涨，由此而生成的次生洪水淹没炼焦窑7座、泥煤池5座、水泵房1个，原矿子弟学校宿舍区等房屋17幢，造成危房面积1.2万m^2，淹损部分库存物资，流失原煤、焦煤、泥煤、洗精煤近6500t，直接经济损失100万元[104]。炭山沟是一条老泥石流沟。在自然状态下，泥石流暴发频率很低，规模和危害均较小。而近几十年来，在沟内采煤等人类强烈经济活动作用下，松散碎屑物质剧增，极大地促进了泥石流的形成，使泥石流的形成因素由自然型转化为人为型，泥石流活动随着采煤弃渣等松散碎屑物质的积累而增强。1981～1990年，该沟内就多次暴发泥石流，其中以1990年5月31日泥石流灾害最为严重。

山西省安太堡露天煤矿，因采用大型机械进行剥离、运输、排弃土石，岩土层组完全被破坏，原地貌形态已不复存在。同时，在高速采排进度下，新构成的排土场，岩土呈松散状，地貌形态独特，岩土的起动、搬运、堆积规律与原状土迥然不同，在连续暴雨条件下，弃土、石、渣达超饱和状态而发生坡面泥石流。

神府东胜矿区自开发以来，发生规模不等的泥石流200多次，造成的经济损失巨大，是比较典型的矿山泥石流分布区。详细在下文重点讨论。

此外，我国海南岛的石碌铁矿山的渣山也发生过多次矿山泥石流。1985年6月12日，云南东川汤丹铜矿的排土场泥石流；江西水平铜矿露天采场排土场等。湖北省秭归县新滩滑坡与附近的煤炭开采也有一定的关系。

第五节　矿山泥石流研究的意义

矿山泥石流是矿山建设过程中所产生的一个突出的环境问题，经常由于泥石流的发生及其危害而影响到矿山建设和资源开采，因此，矿山泥石流的系统研究对矿山建设、资源的可持续开采、矿区的环境保护等都具有重要的现实意义和科学理论价值。

1　拓宽了泥石流的研究领域

从学科体系来看，矿山泥石流属于泥石流研究领域，但由于其形成的特殊性，赋予了许多新的研究内容，在继承传统泥石流学的研究内容外，更为重要的是增加了人为活动的行为科学内容和生态环境保护的内容，横向学科交叉广泛，工程技术涉及较多，与生产建设结合紧密，深刻地体现了应用泥石流研究的独特性。目前，关于矿山泥石流的系统研究还处于初期阶段，研究报告甚少，尤其是矿山泥石流发生机理的研究几乎是空白，在泥石流研究领域尚属薄弱环节，因此，矿山泥石流的系统研究，拓宽了泥石流的研究领域，加强了学科的横向联系，体现了泥石流研究的应用性，使泥石流研究进入到一个新的发展阶段。

2　矿山建设和资源的可持续开采

矿产资源是国民经济建设的根本，矿山是经济发展的原材料基地。在资源开采和矿山建设过程中所诱发的环境问题往往会造成深重的灾难。矿山泥石流就是典型的实例。

在我国有许多乡镇地方煤矿，由于开采技术的限制，及弃土、石、渣堆放造成的渣山滑塌、矿山泥石流等，严重地阻挠着资源的开采，有许多弃坑、弃井内残留有许多矿产资源，造成了资源的严重浪费，矿产资源的开发造成剥离和掘进的废物、尾矿等的大量堆积，使矿区环境严重恶化，不仅使矿产资源的开采受到制约，更为严重的是导致其他资源的利用。如美国西雅里塔露天铜钼矿，在基建过程中剥离的废石和泥土量达十多亿吨，这不仅占用了大量的土地，而且覆盖了大片的绿地植物，破坏了当地的生态环境。

资源的开采，相随的是采矿人员的生活设施建设，这样就需要大量的建筑材料，为建筑的需要，挖山开石形成了大量的弃土石渣，陡坡比比皆是，致使滑坡泥石流到处发生。如1945年原苏联从黑海沿岸搬走沙石约 $3000\times10^4\ m^3$，海滩上的泥沙卵石日渐减少，削弱了它们对强大海浪的缓冲作用，便海水迅速吞噬着海滩，至1960年，15年的时间内，黑海沿岸海滩平均缩小50%，相继而来的是建筑物倒塌、山崩接连不断，海水倒灌。

由于资源开发所造成的恶劣环境和地质灾害，使居民生活受到了限制，矿山建设就无从谈起，资源的弃分开采也无法进行，从而造成了资源的大量浪费，因此，可以说矿区环境建设，矿山泥石流的系统治理和防治，宜始于规划，贯穿于整个开采建设过程，继续于善后处理。

3　矿区生态环境建设

泥石流本身就是严重的环境问题。矿产资源多分布在山高坡陡、生态环境脆弱的丘陵山区，由于资源开发所诱发的矿山泥石流对环境的破坏作用十分严重，更加重了生态环境的脆弱性。所以说矿山泥石流的研究，在矿山生态环境保护中所起的作用非常之大。矿山泥石流一方面对人们的生产、生活、交通造成了直接的危害；另一方面，增加了入河泥沙，破坏了原有地形、植被，使土壤侵蚀面扩大，水土流失加重。所以说环境一旦破坏，在短期内很难恢复。

总之，由于煤田开采与环境治理的不同步进行所导致的矿山泥石流灾害，已给矿区建

设、当地人民的生活造成了严重的损失，有碍于矿区的进一步扩大及当地生态环境的改善，已到了非解决不可的地步。虽然近些年来，煤田开采部门注意到了环境问题，但由于种种行政、文化素质及自然环境特征等各种原因，其进程缓慢，生态环境恢复效果不明显。国务院、中国科学院、国家科委都非常重视矿区的环境建设，尤其是矿区泥石流灾害的研究，曾多次得到中科院特别支持领域基金资助，已在普查基础地学方面取得了显著的成绩。但矿山泥石流过程的系统研究，还处于空白，治病要治根，矿山泥石流形成机理的研究是防治泥石流灾害、布设防治措施的根本。

参 考 文 献

[1] 吴积善，田连权．论泥石流学．山地研究，1996，(2)：89～95

[2] 秦大广编著．自然科学研究方法．合肥：中国科学技术出版社，1986．242～256

[3] 丁锡祉．我国泥石流研究现状和今后任务．泥石流论文集(1)．重庆：科学技术出版社重庆分社，1981．1～5

[4] 唐邦兴，杜榕桓，康志成等．我国泥石流研究．地理学报，1989，(3)：259～264

[5] 杜榕桓．我国泥石流研究的进展．山地研究，1986，(4)：249～253

[6] 吴积善，田连权等．泥石流及其综合治理．北京：科学出版社，1993．10～16，206～250

[7] 李楠．成都地理研究所泥石流研究二十年．山地研究，1986，(1)：14～20

[8] 杜榕桓，刘新民，袁建模等编著．长江三峡库区滑坡与泥石流研究．成都：四川科学技术出版社，1990

[9] 崔鹏．九寨沟泥石流预测．山地研究，1991，(2)：88～92

[10] 杜榕桓，康志成，章书成．试论我国泥石流分类．全国泥石流防治经验交流会论文集．重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1983．126～131

[11] 邓养鑫．我国黄土高原的泥流．泥石流学术讨论会兰州会议论文集．成都：四川科学技术出版社，1986．35～41

[12] 李昭淑，马乃喜，陈吉阳．1981年嘉陵江上游泥石流．我国泥石流防治经验会议论文集．重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1985．79～83

[13] 崔鹏．泥石流起动条件及机理的实验研究．科学通报，1992，(21)：1650～1652

[14] 甘肃交通科学研究所，中国科学院兰州冰川冻土研究所．泥石流地区公路工程．北京：人民交通出版社，1981．43～57

[15] 胡平华，游勇．泥石流的观测与实验研究．地貌实验与模拟．北京：地震出版社，1995．59～61

[16] 胡平华，游勇．泥石流实验研究方法及其应用．地貌实验与模拟．北京：地震出版社，1995．289～291

[17] 胡平华．泥石流实验研究进展．泥石流(4)．北京：科学出版社，101～108

[18] 曾思伟，张又安．粘性泥石流舌状沉积形态及其剖面特征．中国第四纪冰川冰缘学术讨论会论文集．北京：科学出版社，1985．101～106

[19] 曾思伟．泥石流堵江形态的数学模型．第二届全国泥石流学术会议论文集．北京：科学出版社，1991．58～62

[20] Xinbao Zhang, Chris Phillips and Michael Marden, Internal deformation of a fast-moving earthflow, Raukumara Peninsula, New zealand. Gemorphology, 1991, (4), 145～154

[21] 张平仓，唐克丽．黄土高原典型地区泥石流滑坡与人类活动的相互关系研究报告(课题报告)．1995．14

[22] 王文龙，张平仓，高学田．神府东胜矿区一、二期工程与人为泥石流．水土保持研究，1994，(1)，54～59

[23] 钟敦伦，严润群，陈金日．初论矿山泥石流．泥石流论文集(1)．重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1981．43～49

[24] 李国元．海南铁矿排土场泥石流的形成与防治．全国泥石流防治经验交流会论文集．重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1983．23～27

[25] 王景荣，蔡祥兴．宁夏西北轴承厂厂区泥石流防治．全国泥石流防治经验交流会论文集．重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1983．51～56

[26] 冯卫贞．盐井沟流域内堆积物的粘土矿物分析．山地研究，1990，(2)：130～136

[27] 罗德富．成昆铁路盐井沟泥石流特征及治理意见．铁道工程学报，1986，(4)：172～175
[28] 唐邦兴，柳素清．成昆铁路盐井沟矿山泥石流的初步分析．泥石流学术讨论会兰州会议论文集．成都：四川科学技术出版社，1986．107～113
[29] 周国良．大格排土场滑坡型泥石流的教训．水土保持通报，1985，(2)：62～64
[30] 陈循谦．论生态环境的破坏与泥石流活动．全国泥石流防治经验交流会论文集．重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1983．144～146
[31] 唐川．泥石流扇形地研究．云南地质，1990，(3)：239～246
[32] 刘希林，泥石流堆积扇危险范围雏议．灾害学，1990，(3)：86～89
[33] 唐川，朱静等．云南小江流域泥石流堆积扇研究．山地研究，1991，(3)：179～184
[34] 刘希林，唐川等．泥石流危险范围的流域背景预测法．自然灾害学报，1992，(3)：56～67
[35] 唐川，刘希林，朱静．泥石流堆积泛滥区危险度的评价与应用．自然灾害学报，1993，(4)：79～84
[36] 唐川．泥石流堆积泛滥过程的数值模拟及其危险范围预测模型的研究．水土保持学报，1994，(1)：45～50
[37] 刘希林，唐川等．泥石流危险范围的模型实验预测法．自然灾害学报，1993，(1)：67～73
[38] 刘希林，唐川等．泥石流危险范围模型实验的初步研究．地理研究，1992，(4)
[39] 铁道科学研究院铁道建筑研究所．国内外泥石流预报报警系统研究概述．水土保持通报，1989．(3)：57～62
[40] 谭万沛，王成华等．暴雨泥石流滑坡区域预测与预报．成都：四川科技出版社，1994
[41] 唐晓春．泥石流防治模拟初探．水土保持学报，1991，(4)：8～17
[42] 姚德基，商向朝．七十年代的国外泥石流研究．泥石流论文集(1)．重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1981．132～141
[43] Varnes D J. slope movement types and processes. In shuster R L, krizerR J. eds. land slides analysis and control. Transportation Research Board, National Research Council; special Report 176, Washington. Dc. National Academy of sciences, 1978. 11～13
[44] 姚德基，商向朝．国外泥石流研究中的若干基本理论问题．泥石流论文集(1)．重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1981．142～150
[45] 钱宁，五兆印．泥石流运动机理的初步探讨．地理学报，1984，(1)：33～43
[46] 池谷浩．土石流的分类．土木技术资料，1978，20(3)：44～49
[47] 杜榕桓．中国泥石流．中国自然地理(地貌)．北京：科学出版社，1980．20～50
[48] C. M. 弗莱施曼．泥石流．北京：科学出版社，1986
[49] M. A. 维利康诺夫．泥石流及其防止法．北京：科学出版社，1963
[50] C. M. 弗莱施曼．泥石流及其散布区的道路建设．人民铁道出版社，1957
[51] B. C. 斯捷潘诺夫．泥石流与泥石流体的基本特征及其量测方法．重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1986
[52] 矢野义男，泥沙、泥石流、滑坡、崩塌防治工程．重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1989
[53] Scheidegger A E. Physical aspects of natural catastrophes. Elsevier scientific publishing company, Amsterdam-oxford-New York, 1975. 142～149
[54] Johnson A M. A model for debris flow. Ph. D. Thesis. Pennsylvania State Univ. State college, Pennsylvania, USA, 1965. 232
[55] HamPton M A. Subaqueous debris flow and generation of turbidity currents. Ph. D. Thesis. Stanford univ. Palo Alto california, USA. 1970. 180
[56] Rodine J D. Analysis of mobilization of debris flows. Ph. D. Thesis. Stanford univ. California, USA, 1974
[57] Sharpe D R. Mudflows in the San Juan Mountains, Colorado: flow constrainst, frequency and erosional effectivness. M. Sc thesis. Univ of colorado. Boulder, USA, 1974. 126
[58] Clark J A. Mudflows in the san Juan Mountains, Colorado: controls and work. Sc. Thesis. Univ of colorado. Boulder, USA, 1974. 102
[59] G Govers, T A Quine, P J J Desmet and D E waling. The Relative contribution of soil tillage and overland flow eroston to soil Redistribution on Agricultural land. Earth surface processes and landforms. 1996. 21(10): 929～948

[60] 田井中治，云仙・中尾川の土石流対策の基本构想について．砂防と治水，1991，(4)：P.45～50
[61] 武居有恒，土石流灾害予知に关する研究の现状．新砂防，1979，(4)：46～52
[62] Takahashi Tamotsu(高桥保)．Mechanical chara cteristics of debris flow．Hydraul．Div，Proc．Amer．Soc．Civ．Eng，1978．1153～1169
[63] Kunio Mizuhara(水原邦夫)．Data Analysis for predicting the Magnitude of debris flow．新砂防，1995．48(5)：3～10
[64] 高桥保，土石流の力学の机构，水工学シリーズ，1980．A～1～80
[65] 佐佐恭二，小桥澄治等，土石流の流动限界の测定について．第88回日本林学会大会发表论文集，1977．335～337
[66] 平尾公一，土石流を观る．新砂防，1995．48(5)：1～2
[67] 高桥保，土石流の发生と流动に关する研究，京都大学防灾研究所年报20号B～2，1977．405～435
[68] 諏访浩，奥田节夫，土石流先端における巨石部の运动にすよび先端形状につけ．京都大学防灾研究所年报16号B，1973．435～43
[69] 水山高久，土石流から扫流へ变化する勾配での流砂量，新砂防116号，1980
[70] U.B. 波波夫，工程地质学，北京：地质出版社，1957．72～81
[71] 高向朝，郝勇，日本泥石流研究进展，泥石流(3)，重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1984．150～153
[72] 武居有恒，地すべり、崩壊、土石流——预测と对策，日本：鹿岛出版社，1981
[73] 刘孝盈，印度尼西亚的泥流预警预报系统，中国水土保持，1995，(3)：17～19
[74] 中共中央马克思、恩格斯、列宁、斯大林著作编译局编，马克思、恩格斯选集(第三卷)，北京：人民出版社，517～518
[75] 中国科学院甘肃冰川冻土沙漠研究所，泥石流，北京：科学出版社，1973
[76] 钟敦伦，严润群，陈金日，初论矿山泥石流，泥石流论文集(1)，重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1981．43～49
[77] 李凤元，海南铁矿排土场泥石流的形成与防治，全国泥石流防治经验交流会论文集，重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1983．3～27
[78] 王景荣，蔡祥兴，宁夏西北轴承厂厂区泥石流防治，全国泥石流防治经验交流会论文集，重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1983．54～55
[79] 冠玉贞，盐井沟流域内堆积物的粘土矿物分析，山地研究，1990，(2)：130～136
[80] 罗德富，成昆铁路盐井沟泥石流特征及防治意见，铁道工程学报，1986，(4)：172～175
[81] 唐邦兴，柳素清，成昆铁路盐井沟矿山泥石流的初步分析，泥石流学术讨论会兰州会议论文集，成都：四川科学技术出版社，1986．107～113
[82] 周国良，大格排土场滑坡泥石流的教训，水土保持通报，1985，(1)：62～64
[83] 陈循兼，论生态环境的破坏与泥石流活动，全国泥石流防治经验交流会论文集，重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1983．141～146
[84] 李鸿琏，邓养鑫，泥石流防治研究中的几个问题，全国泥石流防治经验交流会论文集，重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1983．64～67
[85] 康志成，云南东川大桥河泥石流形成条件及发展趋势分析，泥石流论文集(1)，重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1981．20～25
[86] 李槭，吴济难，云南东川蒋家沟泥石流形成条件的初步分析，泥石流论文集(1)，重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1981．26～29
[87] 陈金日，森林植被与泥石流活动，泥石流论文集(1)，重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1981．36～39
[88] 柳素清，四川喜德东沟流域植被对泥石流形成的抑制作用，泥石流论文集(1)，重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1981．40～42
[89] 罗德富，李槭，泥石流与自然保护，泥石流论文集(1)，重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1981．50～53
[90] 中国科学院兰州冰川冻土研究所，农田泥石流防治，北京：科学出版社，1978
[91] 赵席文，小江流域泥石流输沙及河床演变，全国泥石流防治经验交流会论文集，重庆：科学技术文献出版社重庆分社，1983．133～138

[92] 李槭，陈琴德、康志成．云南东川蒋家沟泥石流发生发展过程的初步分析．地理学报，1979，(2)：156～168
[93] 赵尚学，张正强．西和县泥石流发育史与环境初探．水土保持学报，1989，(2)：27～35
[94] 魏永明．1991年北京北部山区泥石流成因及防灾对策．山地研究，1993，(3)：187～192
[95] 李德基，欧阳强．宁南县城后山泥石流综合治理．山地研究，1990，(4)：258～265
[96] 胡发德．四川贡嘎山地区的泥石流及其防治．水土保持通报，1995，(5)：38～41
[97] 陈循谦．小江流域生态环境的破坏与泥石流活动．水土保持通报，1985，(5)：30～31
[98] 杨其文，李德基．溃坎泥石流灾害与水土流失．水土保持通报，1985，(5)：25～29
[99] 唐晓春．川西北山地泥石流活动与水土流失．水土保持学报，1991，(4)：18～22
[100] 谢世友，唐晓春等．大巴山泥石流侵蚀作用及防治对策研究．水土保持学报，1993，(1)：19～25
[101] 刘恒一．攀西地区的滑坡和泥石流的关系．水土保持通报，1987，(1)：21～26
[102] 张胜利，于一鸣，姚文艺著．水土保持减水减沙效益计算方法．北京：中国环境科学出版社，1994，115
[103] 柳素清，唐邦兴，刘世建．攀西地区人为泥石流和防治对策．水土保持通报，1987，(1)：27～32
[104] 谢洪，游勇，钟敦伦．长江上游一场典型的人为泥石流．山地研究，1994，(2)：125～128

第二章　神府东胜矿区泥石流发生的环境背景

第一节　神府东胜矿区的位置和范围

晋陕蒙煤田位于晋陕蒙3省(区)接壤地带，总面积约为4.88万km^2，是世界七大煤田之一，是我国跨世纪战略性能源基地，煤炭储量丰富、质量好、埋藏浅。矿区集中分布在从北而南流经矿区87 km的乌兰木伦河自转龙湾到神木之间两岸的神木县北部、府谷县西部、内蒙古伊金霍洛旗和东胜市南部及准格尔旗西南部(图2-1)，故命名为神府东胜矿区。

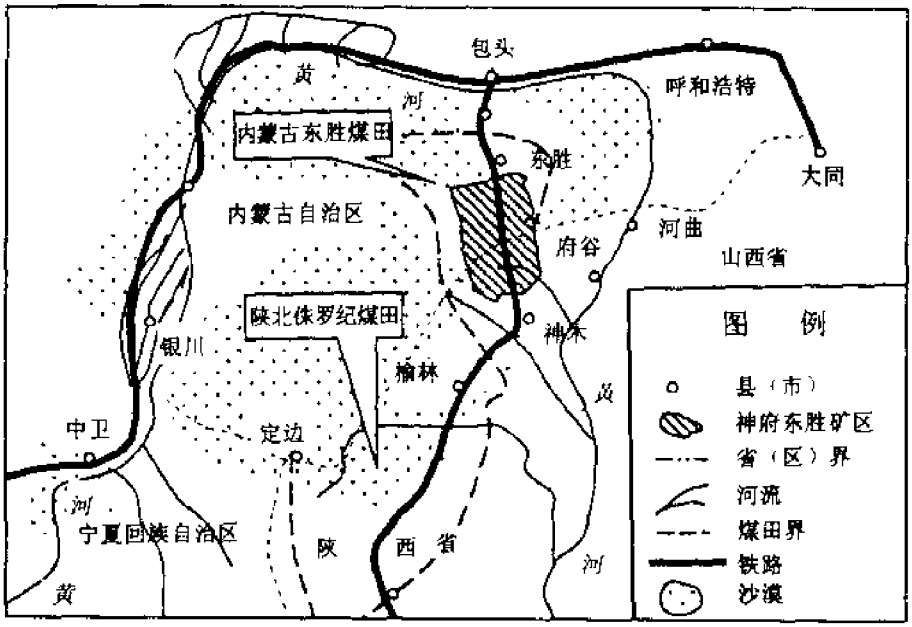

图2-1　神府东胜矿区位置示意图

Fig. 2-1　Sketch map showing the geographical position of Shenfu-Dongsheng mine region

神府东胜煤田系侏罗纪煤田，总面积为31172 km^2，已探明储量2236.19×10^8 t。包括有神府煤田和东胜煤田两大部分。神府煤田分布于陕西省榆林地区的神木、府谷、榆林、横山、靖边和定边县境内。探明的煤田含煤面积为23092.34 km^2，探明储量为1241.03×10^8 t。东胜煤田分布于内蒙古自治区伊克昭盟的伊金霍洛旗大部，准格尔旗的西部，达拉特旗的南部，杭锦旗及乌审旗的一部分。探明的煤田含煤面积为6079.63 km^2，探明储量995.16×10^8 t。矿区从1985年开发到1999年累计完成投资80×10^8元，重点建设了八大矿井(露天，如：大柳塔矿、活鸡兔矿、石圪台矿、补连滩矿、马家塔矿、武家塔矿、霍洛湾矿、上湾矿等)及其配套设施(大柳塔洗煤厂、大柳塔热电厂、大柳塔部机厂等)，已形成年生产能力20 Mt，在

建能力 11 Mt，到 2005 年将实现一期目标 50Mt，最终达到年产 1×10^8 t 规模[1]。

神府东胜矿区位于黄土高原向鄂尔多斯高原的过渡地带，地跨两个高原两个省(区)。位于 38°40′～40°16′N，108°36′～110°36′E[2]。矿区地理位置十分重要：①该区基本上以乌兰木伦河为纵轴，向四方延伸，历史上曾是汉族和少数民族角逐的拉锯地段，而今，在国家统一管理下，蒙汉两族人民共同开发，共同受益；②矿区的地理位置又是我国 21 世纪能源基地大转移的中心地带，是我国东西部经济发展地区平衡的协调纽带；③矿区的地理位置还是欧亚大陆桥的必经之地，直接面向蒙古和独联体各国，在国际能源交流、地区平衡方面有着重要的价值。正是由于矿区地理位置的特殊性决定了该地区在地域上的过渡性，生态环境的脆弱性，地质灾害的频繁性。

第二节　生态环境是矿山泥石流发生的基础

矿山泥石流是特定的环境条件与人为活动有机组合的产物，脆弱的自然环境背景是矿山泥石流形成的基础。

1　地形高低起伏、地貌类型复杂多样

神府东胜矿区位于鄂尔多斯高原的东南部及陕北黄土高原的北缘和毛乌素沙漠的东南边缘，属典型的片沙覆盖的黄土丘陵地貌景观。总的地形呈西北高、东南低，海拔一般为 1000～1300 m，平均海拔在 1200 m 左右，矿区北部标高 1400～1500 m 的东胜梁，东西横亘形成了南北河流的分水岭，矿区的西部及西南部为流动及半流动沙漠地区，地形相对平缓开阔，其间散布着大小不等的湖泊、滩地、沼洋等，矿区东部、东北部及南部为黄土丘陵沟壑区，区内地形高低起伏、沟壑纵横、沟壑密度达 4～5 km/km^2，地面裂度高达 40%～50%，地形相对高差达近 100～150 m，地势陡、土壤侵蚀严重，是黄河中游的粗泥沙、高产沙分区；矿区主体的中心部位，是黄土丘陵向沙漠区的过渡带，地貌类型主要为片沙覆盖的黄土丘陵沟壑，矿区内不少地区为流动沙及半固定沙所覆盖，一般沙层有几米到几十米，也有的地方可厚达 20～30 m。就矿区地形整体而言，由东南向西北高差由大到小，地势由陡渐缓，沟壑密

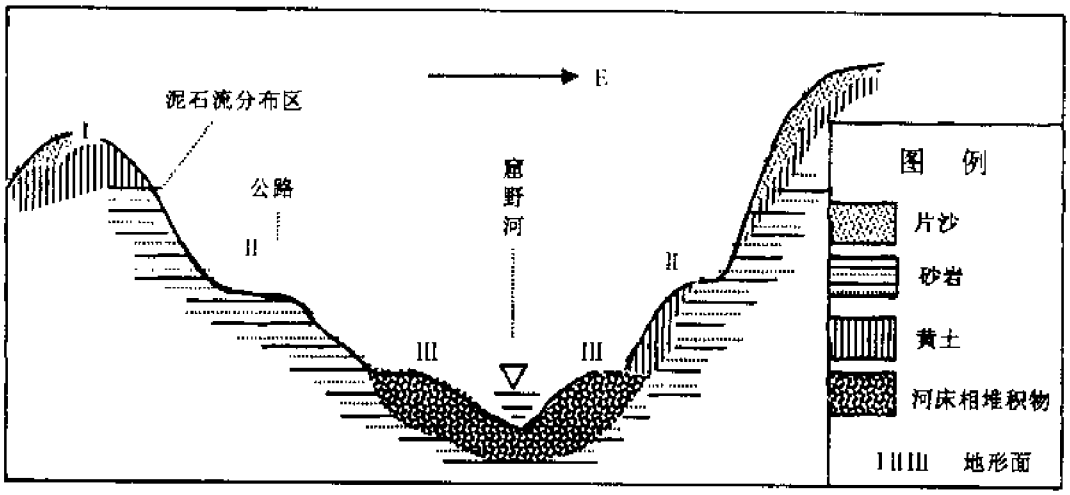

图 2-2　店塔桥北 200 m 处窟野河谷地横断面图

Fig. 2-2　Cross section sketch map of Kuye river from bridge of Dianta to north 200 m

度由大到小，地面破碎程度趋缓。流经矿区的乌兰木伦河谷地较宽，河滩发育，层状地形明显，盆地左岸上升量稍大于右岸（图 2-2），第一个剥蚀面海拔高度约为 1100～1200 m，地貌为缓坡沙盖黄土丘陵，均为泥石流沟的汇流区；第二地形面为第二级阶地，海拔约为 1000～980 m，地貌为宽度不等的倾斜平地，最窄仅有 1～2 m，公路劈山而过，就修在第二级阶地面上，故公路一侧为基岩陡崖，另一侧以陡坡过程到一级阶地。第一级阶地宽度约为 20～50 m，河漫滩明显上升，河床下切，地貌的层层分布说明了该区第四纪新构造运动的间歇性上升及现在的地壳持续上升运动，河水量增加。泥石流均分布在第一地形层面剥蚀面的陡坡转折处，面临公路。

2　地表组成物质结构松散、极易风化

矿区地面广覆着现代风积沙及第四系黄土，在沟谷及河床两侧广泛出露有中生代基岩。据地表观察及煤矿钻孔揭露，区内地层自下而上依次为：上三叠统永平组的厚层状石英砂岩、夹泥岩及煤层，下侏罗统富县组的长石石英砂岩、夹黑色泥岩及煤层油页岩，中下侏罗统延安组，中侏罗统直罗组、安定组，下白垩统洛河组；第三纪上新统三趾马红土，第四纪中更新统离石黄土、上更新统萨拉乌苏组、乌兰组，全新统地层。地层特征见表 2-1。

表 2-1　神府东胜矿区地层特征分布表

Tab. 2-1　Stratigraphic features table in Shenfu-Dongsheng mine region

地　层	时　代	岩性特征	分布范围
第四系	全新统 Q_4	主要是风积沙，其次是冲积砂及砂砾石层	风积沙分布原始上，冲积沙及砂砾层在河床及一级阶地
	上更新统 Q_3	上部是灰黄色亚砂土（马兰黄土），大孔隙，具垂直节理；下部是灰黄及褐灰色细砂（萨拉乌苏组），具层理夹亚粘土层	分布于补连、石圪台、新庙一带及柠条塔以南
	中更新统 Q_2	离石黄土，浅棕黄色亚粘土，含钙质结核层，底部含砾石层	广布于新民区神禾区原始丘地
第三系	上新统 N_2	棕红、紫红、灰黄色粘土或亚粘土，含云母片，夹钙质结核层，下部为桔黄色棕红色砾岩，砾岩成分为片麻岩、花岗岩、石英岩、砂岩等，钙质胶结	广布于新民区，神木区的庙沟、采葱沟一带有分布，补连区西部零星分布
白垩系	洛河组 K_1l	大型板斜层理，胶结疏松，下部紫红、杏黄色含砾粗砂岩，杂色砾石不等厚互层，砾石成分为花岗岩、片麻岩、石英岩等，砂泥基质	补连区石灰沟以西有分布，新庙区东北部敖包梁有零星残留
侏罗系	安定组 J_2a	紫红、灰紫色砂质泥岩，粉砂岩、中、细粒砂岩不等厚互层；底部为灰黄色，浅紫红色，中粗粒含砾石长石砂岩，巨厚层，透镜状，微含钙质	分布于补连区的石灰沟以西，神木区的柳子沟以西，庙区的切葱沟当束会川之间
	直罗组 J_2z	灰绿色，局部紫色泥岩，砂质泥岩，粉砂岩与灰黄绿色细粒砂岩互层，泥岩多具水平层理，含钙质结核，底部为巨厚层状灰白色，灰黄色中粗粒含砾长石砂岩	残留广布于梁峁之上，安定组之下
	延安组 $J_{1-2}y$	灰白色细、中粒长石砂岩，深灰色泥岩砂质泥岩及煤层组成的含煤岩系，泥岩中多含菱铁矿结核，泥灰岩透镜体，蒙脱质粘土岩，含丰富鳃化石，煤系自下而上分Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ段，各含一个煤组，由上而下编号 1～5 组	全区有分布
	富县组 J_1f	紫红色，局部灰绿，紫杂色泥岩与灰白色，长石石英砂岩互层。黑色泥岩，薄煤及油质岩为典型组合；另一组合厚度不大，仅有石英砂岩，黑色泥岩夹煤线	典型组合巨厚分布于新民区，孤山川最厚；第二组合各地断续有分布
三叠系	永平组 T_3y	以灰绿色，巨厚层状，中粒长石石英砂岩，夹绿灰至深灰色泥岩及煤线，为煤系沉积基底	全区有分布

摘自：神府东胜公司"煤矿设计规划"铅字稿。

表 2-1 各地层组成物质的共同特点是：结构疏松，易破碎风化，抗蚀性极差，其特点源于岩层形成的地层环境及构造特点。

在矿区地面组成物质的三大类中，基岩地层约占本区总面积的 18.45%，页岩、泥岩与煤层互层，结构疏松，片理发育，是基岩类中最易风化的岩石之一。本区的砂岩多为紫红色及灰绿色，抗蚀性较差，是河流粗泥沙，泥石流石砾的主要来源。黄土是本区最主要的地面物质，面积广，约占总面积的 63.63%，并且厚度大。由于该区地处黄土高原北缘，一般质地较粗，故称为沙黄土，固结作用弱，抗蚀性、结构性差，是土壤侵蚀的主要对象，泥石流物质的主体。风成沙的大面积分布是本区区别典型黄土丘陵区的主要特色之一，本区风成沙多成片状分布，流动性强，由于多为就地起沙，就近搬运，粒级较粗，危害极大。

3 地质构造

神府东胜矿区地质构造属鄂尔多斯台向斜的一部分，在中生代曾是陕北坳陷盆地的一部分，沉积了巨厚的陆相碎屑物，经过高温高压的地质成岩作用后，形成了以巨厚的、夹多层煤层的三叠、侏罗、白垩系的砂岩、页岩、泥岩为互层的基本结构。中生代末期的燕山运动使该区地面整体上升，沉积环境终止，演化为剥蚀环境。到了新生代初的第三纪地壳趋于稳定，普遍沉积了 N_2 的三趾马红土；第四纪期间，新构造运动的间歇性抬升，在该区沉积了厚度不等的黄土地层；全新世以来环境趋于干燥，沙漠化面积扩大，毛乌素沙漠南扩，表层覆盖了风积沙层。由于本区属稳定地台的一部分，地壳运动以整体上升为主，地壳未受到强烈的褶皱和断裂活动，只是近黄河峡谷段发育有东西走向的强烈抬升中心，上升幅度大，总上升量达 100～150 m；西北部上升高度小，使新老地层层序正排，向西北缓缓倾斜，一般倾角 8°～15°左右。目前，该区仍处于抬升之中，随着地壳的强烈抬升，沟谷深切，侵蚀加剧，岩层裸露，风化加重。

4 干旱多风、暴雨集中的气候特征

神府东胜矿区的生物气候环境属中纬度温带干旱、半干旱典型草原地带，具有温带大陆性季风气候的特点，冬季严寒，夏季炎热，春季多风，秋短凉爽，冷热多变，温差悬殊，风沙频繁，降雨少，冬季干旱，夏季暴雨集中。神木县、东胜市气象站多年资料统计主要气候指标见表 2-2。

表 2-2 神木县、东胜市主要气候指标统计表

Tab. 2-2 Statistical table of meteorological index in Shenfu and Dongsheng

气象指标 \ 气象站		神木县	东胜市	备注
年气温/℃	最低	−28.1	−27.9	
	最高	38.9	36.6	
	平均	8.4	5.5	
年降水量/mm	最少	108.6	194.7	
	最多	819.1	531.6	
	平均	436.1	364.9	7～9月占全年比例 65.7%～68.5%
年平均蒸发量/mm		1990	2451.3	
最大冻结深度/m		1.46	1.71	
风速/(m·s⁻¹)	最大风速	25	24	平均大风日数大于 20～50 天
	一般风速	2.33	3.3	沙暴日数 10～25 天

气候基本特征的形成受控于大气环境。地理位置决定了控制该区的大气环流也具有明显的过渡性，高空受西风气流的控制，低空是我国东部季风的边缘区。冬季受强大的蒙古高压的控制，气流的流线由西北指向东南，吹强劲的偏北风；春季，虽然蒙古高压有所减弱，但西风气流低槽自西而东通过，槽后则吹风力更强的偏北风，迭加春季气候过境频繁，风力更加强大，可达 8～9 级，出现频率高，持续时间长，年均大风日数达 70 天之多，沙暴出现日高达 30～43 天。只有在 7～9 月短暂的 3 个月时间，才有经长途跋涉、强度很弱的东南季风。经神木县、东胜市气象资料统计，全年 75%吹刮偏北风[3]。区内年均降雨量 350～450 mm，主要集中在夏季的 7～9 月，占全年降雨量的 65%～70%，并多以暴雨形式出现，来势猛、雨量大，是泥石流形成的重要外动力，降雨的年季变化悬殊，最大与最小年降雨量相差达 700 mm。

5 多沙高峰易断流的水文特色

神府东胜矿区属黄河流域，区内主要河流为乌兰木伦河及牛孛牛川。乌兰木伦河发源于内蒙古东胜市的拌树河自西北进入矿区，流向东南。在矿区流长近 80 km，占全长的 58%；特牛川源于内蒙古，自内蒙古伊旗活朱太沟岔流入矿区，向南流去。在房子塔处两条河汇合后称为窟野河。然后流经神木县城至沙峁头注入黄河，其主要支流在矿区有公捏尔盖沟、呼和乌素沟、补连沟、活鸡兔沟、朱概沟、庙沟、考考乌素沟、麻家塔沟、黄羊城沟、永兴沟、哈特兔沟、母河沟等。上述主要河流的水文指标见表 2 3。

表 2-3 神府东胜矿区主要河流水文要素统计表

Tab. 2-3 Statistical table of river hydrological essential factors in Shenfu-Dongsheng mine region

河名		乌兰木伦河		特牛川		窟野河	
站名		王道恒塔		新庙		神木	
流域面积/km²		3839		1527		7298	
河长/km		138		109		212	
观测时间/a		60～85 72～82		70～78		56～84	
项目		流量	含沙量	流量	含沙量	流量	含沙量
多年平均流量/(m³·s⁻¹) 含沙量/(kg·m⁻³)	一	1.31	—	0.3	0.143	4.20	0.62
	二	2.37	—	0.61	0.388	7.45	0.89
	三	13.75	9.372	4.22	4.404	26.71	10.36
	四	6.31	7.691	2.33	4.723	13.25	10.81
	五	3.09	8.13	0.97	21.88	6.45	13.88
	六	2.61	10.93	1.24	132.86	6.37	67.66
	七	11.77	236.76	9.35	335.67	3.57	252.15
	八	23.86	189.72	18.03	205.42	45.25	205.48
	九	9.23	23.75	5.26	46.26	20.40	31.58
	十	7.11	8.21	2.51	3.89	15.51	9.24
	十一	5.42	6.22	1.66	2.09	12.03	7.22
	十二	1.95	—	1.67	0.41	6.65	1.96
多年平均流量/(m³·s⁻¹)		7.19		3.968		16.449	
多年平均径流量/(10⁸ m³)		2.162		1.252		5.344	
径流模数/(m³·s⁻¹·km⁻²)		1.807		2.477		2.291	
多年平均含沙量/(kg·m⁻³)		114.56		171.71		106.406	
多年平均输流率/(kg·s⁻¹)		872.02		692.33		2219	
多年平均输流量/10⁴t		2852.7		2006.22			
多年平均模数/(t·km⁻²)		7438.5		12171.11			

矿区河流主要靠降雨补给，流量很不稳定，夏季多洪峰、高含沙量；冬季流量很少，甚至干涸，每年3～4月间，冰雪融化而流量增加，5～6月气候干旱，水流减小，甚至断流，7～8月因降雨集中，往往山洪暴发，河水猛涨，窟野河最大一次洪量高达13800 m^3/s。

6 低而稀疏的旱生、半旱生植被

植被既是生态环境的重要组成部分，也是生态环境的主要保护者。由于矿区地处毛乌素沙地与黄土丘陵两大结构系统的中间地带，属生态过渡带。其生态特征是：环境因素波动性大，环境敏感性强，承受能力和抗干扰自我调节能力差，是典型的生态脆弱带。从地带性植被来讲，本区应属于典型的温带草原灌丛化植被类型。在受干旱、风沙和复杂的地貌条件的影响下及长期蒙汉交战的破坏状态下，区内天然植被已基本得以衍替，草原植被已退化为稀疏灌丛植被和荒漠植被，森林植被已退化为旱生、半旱生灌丛，植被覆盖度极低。典型的草群系有：①长芒草草原，其建群植物有兴安胡枝子、茵陈蒿、铁杆蒿、艾蒿和百里香等；②百里香草原，其建群种为百里香、冷蒿，优势群落有长芒草、兴安胡枝子；③冷蒿草原，除建群种冷蒿外，起优势作用的有长芒草、糙隐子草、短花针茅等；④甘草草原，伴生植物有长芒草、兴安胡枝子、白草、柠条等；⑤铁杆蒿草原，常以长芒草草原和艾蒿草草原成为复区存在；⑥艾蒿草原，常与长芒草草原成复区存在。主要的灌丛种类有：黄蔷薇、柠条、沙棘、沙柳、沙樱桃、酸枣、沙米、沙竹、沙蒿、苦豆子、臭柏及踏郎等群系。此外，在低洼地区还有草甸植被和盐生植被群系。由于该区生长期短，气候干旱，一方面人工农田植被年覆盖率只有4～5个月；另一方面新栽的树苗成活率低，生长过程慢，老头树是其特点。

7 严重的水土流失

区内特定的地貌、地表物质及气候条件的相互作用，使水力、风力、重力侵蚀相伴而生，时间上衔接，空间上叠加，使该区成为黄土高原的剧烈侵蚀中心。全区的水土流失面积占总土地面积的84%，总侵蚀量达6.48亿t，平均侵蚀模数达1.25万$t/(km^2 \cdot a)$。侵蚀强度由西北向东南逐渐增大，西北风沙区侵蚀模数约为6000～8000$t/(km^2 \cdot a)$，中部片沙覆盖的黄土丘陵区侵蚀模数约为8000～20000$t/(km^2 \cdot a)$，东南部黄土丘陵区的侵蚀模数为10000～25000$t/(km^2 \cdot a)$，最大可达36000$t/(km^2 \cdot a)$[4-6]。

矿区水土流失的类型，主要有水力侵蚀、风力侵蚀和重力侵蚀，其次还有一定程度的冻融侵蚀。由于矿区土质疏松，植被稀少，加上地形起伏变化大，使水力侵蚀破坏十分严重；风蚀强度也很大，最大风蚀强度可达22.0cm/a，结果致使土地沙漠化面积扩大；区内流沙和黄土的内聚力小，黄土的垂直节理发育，加之沟道陡坡、陡壁多，易产生重力侵蚀。随着乡镇煤矿的开采和煤田的大规模开发，诱发的新的水土流失更为严重。

煤田开发前，矿区水土流失治理程度很低，存在有许多问题：①治理面积小，本地区生态环境脆弱，自然条件差，人少地多，广种薄收，经济落后，水土流失非常严重，开矿前的年治理进度仅有0.65%。加之开矿、矿山建设和配套设施、交通道路的修建，造成了许多新的水土流失，这与矿区在国民经济建设中的重要地位很不相称。②水土保持治理缺乏合理的统一规划和治后保护。治理措施往往单一进行，难以起到保持水土的作用。布设的治理措施管理不善，破坏严重，林草措施重种轻管，成活率和保存率均很低。③区内小煤矿较多，多分布在煤层露头或埋藏较浅的部位，分布较乱，随意采掘，资源浪费严重，而且废渣弃石随意堆放，堵塞河道，增加水土流失。④治理经费少，矿区内试点小流域治理几乎没有，原有的神木县六道沟小流域水蚀、风蚀交错带生态环境整治技术及试验示范研究基地，近几年因各种原因，基

本上处于瘫痪状态。

8 大范围的土地沙化

矿区地处毛乌素沙地和黄土丘陵过渡地带，气候干旱，风大沙多，植被稀少，土壤贫瘠，生态环境十分脆弱；交通不便、长期以来土地利用不够合理，土地沙漠化严重，加上近几年开矿以来，土地沙漠化进程有过之而无不及。土地沙漠化的危害方式主要有沙埋农地、土壤风蚀、增加入河沙量、流沙淤埋交通设施，危及居民的生活起居。目前，区内沙漠化程度高，面积广，总沙漠化土地面积为 1956 km^2，约占全区土地面积的 57%。沙漠化程度西北高于东南，西北部沙漠化土地占土地总面积的 85%，东南部沙漠化土地占总土地面积的 48%；潜在沙漠化土地集中分布在乌兰木伦河及特牛川河谷里——煤矿集中区。

综上所述，强烈的新构造运动，高低起伏的地形条件，结构疏松的地表物质，严重的土壤侵蚀，大面积的土地沙化，稀疏的植被条件，集中而大强度的降雨过程及水文现象，是泥石流形成的潜在条件，有利于沟道向泥石流沟道演化。

第三节 区域社会经济概况

1 传统经济贫穷落后

神府东胜煤田长期以来由于生态环境脆弱，地形破碎，自然条件差，开发粗放，到清代还是"地不亩计虽九天斯施，但人烟寥寥，鸡鸣犬吠不相闻"，反映了地方人稀这一历史事实。由于长期处于相对封闭状态，缺乏商品意识，对土地的依赖性极强，而土地的利用又为单一式的种植业，一切又寄希望于粮食，"吃粮、穿禄、用粮"。然面，全区人均口粮不足 400 kg，经济基础薄弱，生产力水平低下，文化水平极其落后。到 1985 年人均工农业总产值还徘徊在 400 元左右，农村人均收入不足百元，财政收入不能自给。国家财政补贴是本区财政收入的 2.7 倍。由于地域广阔，导致大面积的广种薄收，亩产不足 50 kg。全区人口素质差，文化水平低，文盲及半文盲占农村人口的 40%～50%以上。神木县城附近西沟乡六道沟村，总人口 430 余人，高中毕业生仅 2 人，初中毕业生不足 10 人，20 岁以下文盲占一半以上。经济落后贫穷，文化水平不发达成为该区开发建设的一个重要障碍。但本区土地广阔、矿产资源丰富，特别是煤炭资源得天独厚，农村土特产品具有一定发展潜力，劳动力资源比较充足，是发展本区经济的有利条件。

2 丰富的煤炭资源是区域经济发展的基础

矿区煤炭储量占全国煤炭资源总量的 1/3，是我国本世纪的重要能源供应地。矿区内已探明的煤炭资源均属低灰、低硫、低磷、高发热的优质动力煤田和气化用煤。自 1987 年煤田开发以来，随着矿山建设的逐渐完善，许多大中小型煤矿也初步建成，资源外运的交通网络基本完成，配套设施相继完成，一座特大型的现代化能源基地已初具规模。到 2005 年，矿区将建设成为全国最大的，而且装备、机械、效率、效益全面赶超世界水平的现代化能源基地。

3 煤炭资源开发促进当地经济发展

神府东胜矿区所在地，开矿前一直是国家扶贫的重点地区之一，通过十几年的建设，目前已形成年产 20 Mt 煤炭的生产能力，包神、神西铁路已投入运行，包府二级公路也建成通车。矿业开发建设中心大柳塔镇已建设成为神府东胜矿区煤炭生产、交通运输、生活服务和通讯指挥中心，为建设现代化煤田奠定了基础；同时也为当地的经济发展和群众脱贫致富提

供了机遇。以大柳塔镇为例，与开矿前相比，工业产值增加了 51 倍，乡镇企业产值增长了 43.6 倍，固定资产增加了 26 倍，全镇人均纯收入由 240 元增加到 885 元，有的村平均达到近 10000 元。虽然，主河道优质土地面积大量减少，由于改变了土地利用结构和强化了投入，农业产值仍增长了 3 倍。

由于经济条件的改善，提高了抵抗自然灾害的能力。采矿业的发展对传统的农业改造提供了条件，一方面农业劳动力向式矿和服务行业转移，如大柳塔镇，由开矿前农业劳动力占全镇劳动力总数的 91%，到 1993 年下降为 53%；另一方面促进了多种经营发展和瓜果蔬菜副食品基地的建设，部分山坡地已退耕还草，土地利用结构日趋合理。

第四节　矿山建设激发了泥石流发生的条件

在开矿建设初期，由于煤炭资源开发与环境建设未能同步进行，产生了一系列的新的环境问题，使本来就非常脆弱的生态环境进一步恶化，促成了泥石流形成之要素的满足。

1　矿区开发建设，大量固体废弃物提供了泥石流形成的物质条件

煤田的大规模开发，相应配套设施（电厂、交通、居民、矿区）先后上马，必需大量的建筑材料，不可避免地要破坏地表，排放大量的弃土弃渣，为泥石流的形成提供了充足的固体物质。据“神府东胜矿区环境影响报告书专题报告一”提供的保守的预测分析，在不采取任何措施的条件下，矿区达到 30 Mt 规模时，年增加固体松散物质 62.7 Mt。据华能精煤公司《神府东胜矿区总体设计》和黄委会水科院对矿区排弃物的综合调查分析估算，矿区一期工程（1987～1997 年）总排放量为 $18700\times10^4m^3$，二期工程（1998～2006 年）总排放量为 $16856\times10^4m^3$（表 2-4）。

通过矿区范围内主要线路，180 多条泥石流沟的调查，及 43 条典型泥石流样沟的量测统计，矿区开发建设排放的现存的松散固体废弃物约 $2030.94\times10^4m^3$（表 2-5）。

表 2-4　神府东胜矿区开发建设排弃的石渣量　（单位：10^4m^3）

Tab. 2-4　Waste materias volum from mining coal and constructing mine in Shenfu-Dongsheng mine region（unit：10^4m^3）

建设项目	一期工程		二期工程		三期工程	
	国统	地方	国统	地方	国统	地方
井矿基建期	353.3	28.8	252.2	22.5		
露天矿基建期	8999.2		3512			
露天矿开采期	2089.1		8553.6		5376.0	
采煤矸石排	450.5	89.2	1257.2	273.7	4681.5	705.2
选煤矸石排	400	1700	1760.1			
修公路外排	2442.6					
修铁路外排	3642.9					
供水电建设外排	62.2		57.3			
建材建设外排	236.4		242		481.9	
工业生活垃圾	171.2		1584.7		2454.4	
合计	18847.1	288.0	17218.1	296.2	12993.8	705.2

表 2-5 神府东胜矿区 1997 年现存松散堆积物来源估算 （单位：10^4m^3）

Tab. 2-5 Source estimate of waste loose material in Shenfu-Dongsheng mine region in 1997

(unit: 10^4m^3)

采矿			交通		采石	其他	合计
井采	露采	乡镇矿	铁路	公路			
368.46	1304.8	506.3	78.98	50.7	204.9	10.25	2530.94

以上统计数字与 1994 年统计相比较，采石所堆放的弃土渣大幅度增加。随着露天煤矿规模的扩大，弃土渣堆积明显增加；乡镇矿设计差，没有统一规划，弃渣堆积更为严重。这些堆积物分别堆在不同的地貌部位，导致不同的环境恶化现象。露天开采一般均堆积在大的河床、河漫滩，造成了河流含沙量增加，排洪能力下降，剩余几种类型的堆积均分布在沟坡、沟底、滑口，直接为泥石流形成提供了固体松散物质。

2 矿区开发建设改变了自然地形，诱发了滑坡崩塌的发生

矿区出露岩层多为胶结较差，疏松易风化的砂岩、页岩、泥页岩，加之大的年、日温差，风化剥蚀强烈，沟溜侵蚀严重。煤田开采以来，国营、乡镇大小矿井沿沟分布，交通线路顺沟道、河谷延伸，劈山挖坡、穿洞比比皆是。一方面在沟口、山坡、河边堆放了大量的弃土石渣，堆积的自然坡角多在 40°左右，未采取任何防护措施，同时堆积物迫使河床摆动，掏蚀河岸底部，从而诱发河岸及上覆地层的滑塌及岩崩，为泥石流提供了物质，一遇暴雨便发生泥石流；另一方面劈山挖坡，直接破坏了边坡的稳定性，并加大了地面坡度、沟床比降，为泥石流的形成创造了地形条件。

3 矿区开发建设加剧了土壤侵蚀及泥石流发生的外动力

矿区开发建设使大面积的土地被松动或破坏，植被枯萎或死亡，失去了保护地面的作用，加剧了风蚀和水力侵蚀。据神府东胜矿区初步研究及王道恒塔水文站统计，由于开矿新增加入黄泥沙 15.914 Mt，占原输沙量的 50.6%。

矿区地处毛乌素沙地和黄土丘陵过渡地带、干旱大风、生态环境脆弱，加之人为不合理利用土地，过渡开垦放牧，矿区建设环境意识差，使土地沙化面积趋于扩大。据“神府东胜矿区环境影响报告书专题报告二”提供预测估计数计，若不采取必要的防沙措施，矿区达到 30 Mt 规模时新增加沙化面积为 129.64km^2，开矿导致产生的沙漠化面积为自然发展产生的沙漠化面积的 1.53 倍，新加入河沙量 4.8 Mt，比现有条件下进河沙量增加 13.70%，其沙化土地集中分布在乌兰木伦河流域。就矿区整体而言，西北部风沙区降雨入渗严重，地表径流系数小，中南部黄土区，严重的土壤侵蚀使老地层基岩出露，下渗能力降低，径流系数增加，降水易形成径流汇入沟道。为泥石流的形成提供了水动力条件。

4 人为活动与环境条件的相互作用

矿区脆弱的生态环境迭加，人为高度集中、大强度的干预活动，促成了泥石流形成三大基本条件的有机组合。煤炭开发后，在矿区建设、资源外运、交通大规模修建，各种经济建设施工过程中，大量松散堆积物构成了泥石流的物质来源。据考察泥石流发生地段均是基岩大面积高度出露，地表覆盖层少或基岩裸露，无植被覆盖，加之沟道短，比降大，暴雨时入渗少，迅速汇流，在高速流动的水动力及松散体本身重力作用下形成了规模不等的泥石流。

第五节　矿区泥石流的发育现状

神府—东胜矿区地处干旱、半干旱过渡地带，植被覆盖度低，土壤风蚀、水蚀交错，岩层结构疏松，易风化，自然灾害频繁，生态环境十分脆弱。在开矿以前，该区一直是国家扶贫的重点地区之一，社会经济基础薄弱。在如此脆弱的生态环境及经济背景条件下，从1986年以来大规模的煤田开采，与环境建设未能同步进行，又触发了一系列新的环境问题。如：新的水土流失、地面沉陷、水土资源污染、滑坡、泥石流等导致生态环境进一步恶化，其中因开矿、修路采石而激发的人为泥石流尤为突出。

1　泥石流沟道从无到有

由矿区南北80 km，东南40 km的主要沟道地质地层调查分析，未发现有地质历史时期的泥石流遗迹，从历史资料及神木县县志、榆林地区地理志考证，在人类历史以来，该区主要以游牧为主，大风沙暴、干旱是该区自然环境的主要特点，没有泥石流暴发的记录。20世纪80年代以来，煤田的大面积开采，相应的交通、电厂配套设施的开工上马，由于在工程施工过程中，大量开采石料、乱堆乱放弃土弃渣，劈山挖坡加大地面坡度，使自然切沟、冲沟畸变为泥石流沟。在暴雨集中冲刷作用下，暴发了规模不等、数量之多的泥石流。

1993年矿区大规模环境考察记录，从店塔--石圪台公路80 km的施工段，形成泥石流沟道50多条，3年来暴发200多次[7]。1997年5月作者在上次调查资料的基础上，进行了详细的途步考察量测统计，从店塔—石圪台80 km长的公路两侧，4年来泥石流沟道由50条增到98条，暴发泥石流250多次。

在距大柳塔镇以南不足600 m的王渠沟，流域面积仅有4.3 km^2，主沟道长4.7 km，发育有百米以上的支沟29条，其中泥石流沟10条，累计形成区面积0.85 km^2，占全流域面积的20%，占全流域开挖面积的90%。自1992年沟被开采以来，连年累发泥石流[8]。

在1998年考察王渠沟泥石流形成区面积又有扩大，灾情加重。母河沟泥石流沟达15条，活鸡兔25条，考考乌素沟5条，其他沟道主要矿区及采石场泥石流沟道也迅速增加。调查区泥石流沟道合计达180多条。

2　泥石流暴发的直接危害

矿区泥石流沟均分布在道路、沟道两侧，常导致交通、河流堵塞，影响车辆行人安全。因大量泥石流直接输入河道造成的危害更为严重。1989年7月11日，一场暴雨在乌兰木伦河形成了含沙石量高达1360 kg/m^4的泥石流过程，淤平坑井11处和露天矿坑9处，其中马家塔矿，泥沙淤积厚6～7 m达15万 m^3，泥石流冲毁两岸矿堤1870 m，水浇地600亩，路基挡墙60 m，铁轨悬空，中断行车一个多月，加之其他机具材料等，直接经济损失2000多万元。1993年在临近公路的大海子村采石场发生较大规模的人为泥石流，形成区面积不足0.2 km^2，沟长370 m，落差110 m，泥石流堆积物3000 m^3，越过公路、冲毁农田8亩，逼近乌兰木伦河岸边，在公路上堆积厚约0.5～1.0 m，延伸达200多米，致使交通中断、经济损失严重。

在神木县的黄羊城沟，燕家峁因修铁路弃土20万 m^3，东沟隧道向沟内倾到弃渣1500 m^3，1991年6月10日、7月9日暴发两次泥石流、淤埋4.2 m深的神府公路泻洪涵洞，冲毁公路多处，冲断交通数日。在中鸡乡武家塔沟内，堆放大量弃渣，一次暴发泥石流过程冲出物达7.5万 m^3，堆积在公路及农田上。包神公路11 km＋800 m处涵洞，修建在一支毛沟上，沟

口为采石场，1991 年 7 月连降暴雨，使沟内弃渣充水饱和，在 7 月 22 日晚的大暴雨冲刷作用下，泥石流暴发，沙石冲进居民院内，8 户居民遭受灾难，经济损失达 10 多万元。

矿区人为泥石流均分布在主河道两侧，泥石流冲出物直接注入河床，加之河床上堆积的弃土弃渣，使河床过水断面缩小，行洪能力大大降低，即使是中等水深洪水，也能造成很大灾害。在 1989 年 7 月 21 日，矿区上游骤降暴雨，3 小时降雨 120 mm，洪水漫岸，使沿河两岸的一些水利设施、交通线路及居民点、各大单位、工厂被冲毁、煤场煤被冲走，马家塔露天矿惨遭淹没，大柳塔大桥满水没顶而过，各种损失总计上千万元[3]。据调查神木县店塔镇 1990～1997 年每年均有洪灾，因河床淤积，洪水泛滥，破坏交通线路及居民住房，维修费用每年大约 100 万元。

参 考 文 献

[1] 杨景才，关一和．建设山川秀美的神东矿区确保能源基地的可持续发展．煤矿环境保护，2000.14(6)：9～12

[2] 李锐，唐克丽．神府东胜矿区一、二期工程环境效应考察．水土保持研究，1994.1(4)：5～7

[3] 张丽萍，唐克丽，张平仓．片沙覆盖的黄土丘陵区土壤风蚀特征研究．土壤侵蚀与水土保持，1997.3(4)：8～12

[4] 唐克丽主编．黄河流域的侵蚀与径流泥沙变化．北京：中国科学技术出版社，1993.149～177

[5] 唐克丽主编．黄土高原地区土壤侵蚀区域特征及其治理途径．北京：中国科学技术出版社，1990.45～91

[6] 陈永宗，景可，蔡强国．黄土高原现代侵蚀与治理．北京：科学出版社，1988.31～53

[7] 张平仓，唐克丽等．黄土高原典型地区泥石流滑坡与人类活动的相互关系研究报告(结题报告)．1995.14

[8] 王文龙，张平仓，高学田．神府东胜矿区一、二期工程与人为泥石流．水土保持研究，1994.1(1)：54～59

第三章　神府东胜矿区泥石流发生的物源特点

第一节　矿区泥石流发生物源直接补给类型

固体物质是泥石流的主要组成部分。固体物质来源的多少，控制了泥石流的规模及类型。一般来说，泥石流中的固体物质可分为两类，一是基岩风化碎屑物；二是松散堆积物（洪积、冲积、人工废弃物）。神府东胜矿区矿山泥石流形成的固体物质来源，主要来自于矿区建设直接排放的废土石渣，及由于工程建设导致地形条件变化所提供的侵蚀堆积物。

矿区建设过程中人为直接补给是指采煤、修路、开采建筑材料所导致的人为固体松散堆积物，主要有以下几种补给方式。

1　露天采煤剥采过程中提供的松散堆积物

在矿区八大统配煤矿中，有马家塔、补连滩及武家塔均为大型的露天开采，前二者分布在乌兰木伦河谷地的河漫滩及后者位于活鸡兔沟的河漫滩及一级阶地上，埋藏深度 3～8 m 不等，采用区域露天开采，每开采 1 km^2 面积的煤层，就需剥去剥离层为 500×10^4～800×10^4 m^3 的河漫滩沙砾石层。根据"华能精煤神府东胜矿区总体设计"提供数字，矿区一期建设（1987～1997 年）露天开矿排放弃土石渣共 11081.6×10^4 m^3。煤层形成的多期性及煤层厚度决定了露天开矿剥采比的大小，一般平均为 7∶1。

目前矿区露天开采方式有两种：一种是条坑式，平行逐条回填逐渐采煤，第二种是就地形条件，坑道填沟式，这两种采煤方式，在建矿初期均将大量的剥离层堆积于河道，形成沟中人造山坡及堤坝，是沟道泥石流过程的主要供给物方式。

2　矿井建设排放弃渣

井下采煤是大中小型煤矿的主要方式，是深煤层的主要开采方法，其主要分布山坡、沟道部位，矿坑建设排放的弃土石堆积于沟底、山坡，是泥石流形成固体物质的主要供给形式，在一期工程建设中，矿坑建设排放的弃渣可达 382.1×10^4 m^3。

3　废弃的煤矸石排放堆积物

挖掘的煤层其中含有部分非燃物质称其为矸石，矸石含有率视成煤期，煤的质量及采煤技术而变化，神府东胜矿区在一期工程建设预计排放矸石 2639.8×10^4 m^3，其主要堆积在矿坑口及洗煤厂沿河床部位。

4　石料开采剥山皮及废渣堆积

矿区建设居民点扩大，配套工程上马需大量的建筑材料，当地较好的传统上利用率高的、广泛发布的建筑材料为基岩层中块状砂岩。其结构较致密，是建房、修坝、矿井建设、电厂、洗煤厂等高炉的基本建筑材料，随之而来在有基岩分布的地区、距交通居民点近的地区，均有采石场分布，当地煤层发育于中生代侏罗纪基岩地层内，呈厚度不等的夹层成煤。基岩

由砂岩和页岩互层组成，其上覆盖厚度不等的沙黄土和风积沙。采煤需剥去上面盖层、取石料必排除废料。据母河沟左岸一采石场粗略估算，采石场面积为4000 m^2，其上盖有薄层风积沙及沙黄土合计1.5～2.8m，需剥去8000m^3的盖层、砂岩、页岩之比例为3∶1～5∶1，砂岩本身开采过程中的破损率为20%，若采石场高度为10 m，即开采100 m^2基岩只有51.2 m^3为正品，合计采石成品利用率为50%，其余的50%为废品堆积成为泥石流的物质来源。

5 资源外运交通成网过程中的排出物

煤田开采以来，矿区交通线路基本成网，铁路从无到有，公路四通八达，由神木可通往榆林、西安、府谷县、山西阳方口、神包、神朔线、东胜市，由东胜可开往伊金霍洛旗、包头、呼和浩特市、新街镇等，合计里程达1909 km，此外，还有通往各乡镇的简易公路。公路多沿沟分布，劈山而建，挖掘大量的土石方。从店塔—大柳塔沿路合计数十公里路是劈山开路。一般公路路基宽约为15～18 m，若原先山坡坡度为35°，则每1 km公路挖掉的土石方量10.18×10^4 m^3，10 km则需挖掉101.8×10^4 m^3，矿区一期工程规划设计预算，因修公路所排土石方为2442.6×10^4 m^3。铁路修建穿山跨河，路基宽度大、质量高，其排放土石方量是公路的几倍，矿区一期工程铁路修建估计排放土石方量3642.9×10^4 m^3，如：铁道部十三工程局，仅东沟隧道排向沟内弃渣为1500 m^3，燕家峁不足2 km长的铁路，挖去土石方量20×10^4 m^3。

此外，还有电厂排放的煤渣、工业生活垃圾，合计可达233.4×10^4 m^3，其数字也非常可观，并直接泄入沟道。

第二节 矿区泥石流发生物源间接补给类型

1 开挖面的间接补给

煤炭资源开发和矿区建设过程中，除直接造成大量的弃土石渣外，更为严重的是破坏了原有的地形，加大了地形坡度，使土壤侵蚀加重，泥石流固体物质来源扩大，沟谷基岩开采，建路劈山掘石，不仅造成了大量的弃土弃石，还降低了侵蚀基准面，加大了斜坡坡度，沟床比降。

神府东胜矿区绝大部分河沟和一、二级支沟都切入基岩，沟谷两面三刀测暴露一定高度的基岩，其岩性绝大部分为灰绿色、灰白色石英砂岩、紫红色砂岩、页岩，是很好的建筑材料，故沟谷两侧是采石场的主要分布场所，其上部是黄土堆积的梁峁丘陵地形，并覆盖有片沙，由于下部基岩相对比上部的土状堆积物硬度大，因而，就成为上部片沙覆盖的黄土丘陵坡面的临时侵蚀基准面。由于下部基岩的采掘，使坡面临时侵蚀基准面后退，上部坡面坡度加大，易造成大量的崩塌、滑坡。

将山坡横截面曲线抽象为抛物线[1]，如图3-1。

挖掘以前的坡面曲线方程为：

$$y_1=\frac{y_0}{x_0^2}x_1^2 \tag{3-1}$$

设坡角为α，则

$$\alpha=\operatorname{arctg}\frac{|y_0|}{x_0} \tag{3-2}$$

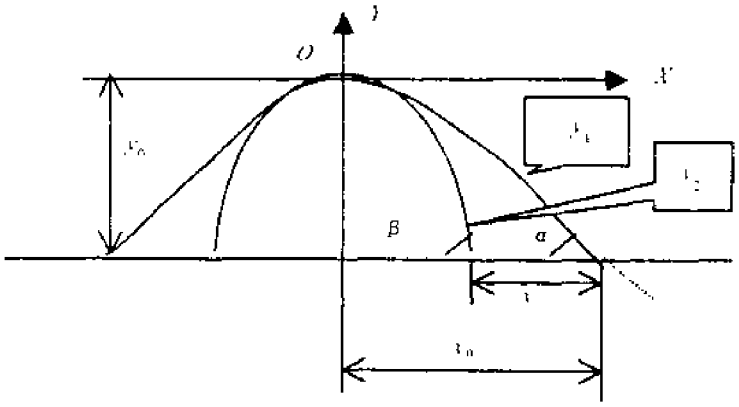

图 3-1　山坡横截面曲线

Fig. 3-1　The cross section of convex slope

挖掘后坡面曲线方程为：

$$y_2=\frac{y_0}{(x_0-x)^2}x^2 \tag{3-3}$$

设挖掘后坡角为 β，则

$$\beta=\operatorname{arctg}\frac{|y_0|}{x_0-x} \tag{3-4}$$

对(3-4)式微分，得：

$$\mathrm{d}\beta=\frac{1}{(x_0-x)^2}\frac{|y_0|}{+y_0^2}\mathrm{d}x \tag{3-5}$$

则：

$$\beta=\int_0^{x_0-x}\frac{1}{(x_0-x)^2}\frac{|y_0|}{+y_0^2}\mathrm{d}x \tag{3-6}$$

从(3-6)式我们可以看出，坡度 β 随着 x 的增大而增大。由于坡度的增大，坡面每个侵蚀微单元体所具有的势能加大，土粒的内摩擦角减小，静止稳定性降低，坡面物质下滑力增大。使得坡面物质处于极不稳定状态，在外界动力作用条件下，其结果必然表现为侵蚀量随着坡度增大而快速增加。

假设 $x=17$m，相对高差 $y_0=110$m，则 $\alpha=35°$，$\beta=38°08'$。

关于侵蚀量与坡度的关系，一些研究者曾根据黄土高原有关水保试验资料进行研究，得出了侵蚀强度与坡度关系的不同经验公式，虽然各公式的坡度指数差别很大，但其总的趋势是随着坡度的增大侵蚀量增加。

根据江忠善先生在安塞试区土壤侵蚀试验场试验得数据(表 3-1)，由表上数据可知，侵蚀强度与坡度在各种雨强条件下皆呈幂指数正相关，并且随着最大 I_{30} 雨强的增加而增加，只是在不同集中雨强的降雨条件下，坡度的作用程度是不同的，同时还可发现，当雨强大于 0.75 mm/min 时，在 25°坡地上的侵蚀量是 15°的两倍多。可见，坡度的增加使侵蚀量成倍增加。

表 3-1　不同 I_{30} 雨强下坡度的增加对侵蚀量的影响[2]　（单位：$t \cdot km^{-2}$）

Tab. 3-1　Soil erosion modulus on different slope ubder various I_{30} precipitation intensity (unit: $t \cdot km^{-2}$)

I_{30}/(mm·min^{-1})	5°	10°	15°	20°	25°	28°
<0.25	11.7	28.8	5.1	62.3	82.6	88.6
0.25～0.50	143.6	302.6	197.9	649.2	817.9	844.2
0.50～0.75	344.4	658.2	1720.7	1767.3	2137.5	2417.9
70.75	1265.8	4186.8	6985.6	9763.6	13318.1	13480

在以往的研究中，人们已经根据统计数字计算出弃渣的堆积量，但很少注意研究由于边坡的开挖，造成上方斜坡潜在的崩塌、滑坡和坡面侵蚀量。设 V 为未开挖前原始山坡的体积，V_1 为边坡开挖掉的体积，V_2 为由于坡脚挖掉，造成上坡崩塌、下滑等侵蚀量体积，V_3 为原始山坡被挖掘掉和崩塌滑坡侵蚀掉后剩余的体积(图 3-2)，设开挖面长度为 L，则简单的算术计算可抽象为 $V=SL$、$V_1=S_1L$、$V_2=S_2L$、$V_3=S_3L$，其动态计算模式如下：

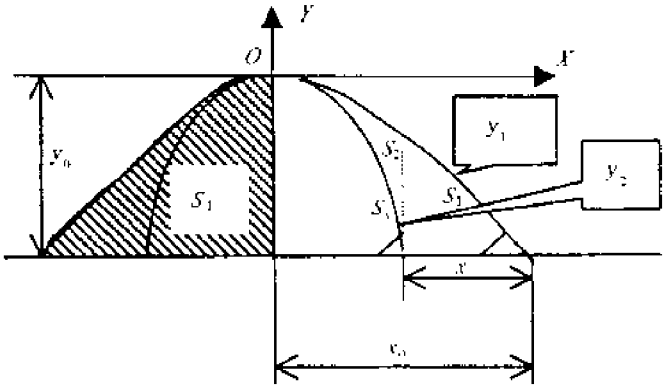

图 3-2　山坡开挖崩塌曲线

Fig. 3-2　Diagram of collapse at excavated steep slope

$$V_1=L\int_{x}^{x_0}\left(y_0-\frac{y_0}{x_0^2}x_1^2\right)\mathrm{d}x_1=\left(\frac{y_0}{x_0}x^2-\frac{y_0}{3x_0^2}x^3\right)L \tag{3-7}$$

$$V_3=L\int_{0}^{x_0-x}\left(y_0-\frac{y_0}{x_0-x}x_2^2\right)\mathrm{d}x_2=\left[\frac{2}{3}y_0(x_0-x)\right]L \tag{3-8}$$

$$V=L\int_{0}^{x_0}\left(y-\frac{y_0}{x_0^2}x_1^2\right)\mathrm{d}x_1=\left(\frac{2}{3}x_0y_0\right)L \tag{3-9}$$

$$V_2=V-V_1-V_3=\left(\frac{2}{3}y_0x-\frac{y_0}{x_0}x^2+\frac{y_0}{3x_0^2}x^3\right)L \tag{3-10}$$

由式(3-10)可知，面积 S_2 是随着 x 的增长而增大，并且：

$$V_1-V_2=\left[-\frac{2y_0x}{3x_0^2}(x^2-3x_0x+x_0^2)\right]L<0 \tag{3-11}$$

所以 $V_2>V_1$。说明由于采石料、修路等造成临空面加大，土壤重力侵蚀及坡面侵蚀趋于严重，其侵蚀量远远大于弃土弃渣增加的河沟泥沙量。

2 沟道畸变的间接补给

神府东胜矿区交通线路绝大部分沿坡麓延伸，但由于工程上马紧急，在临近沟口段没有设计修建相应的水渠和架桥，沟口直接面临公路，使沟口位置后退，沟长缩短，侵蚀基准面变化，沟床比降加大。若以沟谷沿伸方向为 x 轴，垂直于沟谷的公路为 z 轴，垂直于地面为 y 轴建立直角坐标系[4]（如图 3-3）。

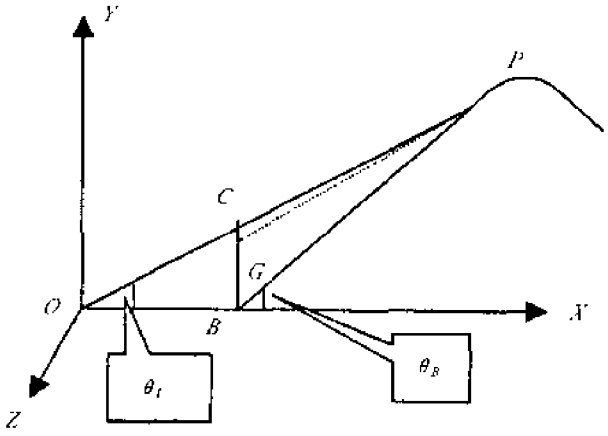

图 3-3 沟床比降变化过程概化图

Fig. 3-3 Diagram showing the change process of gully bed gradient

在未修路之前，沟口位置在 A 点，现修宽度为 AB 的公路，沟口退置 B 点，沟床比降由 θ_A 畸变为 θ_B，由于修路除了要挖掉 $\Delta ABC\times E$ 的土石方外，还将使 $\Delta BCP\times E$ 沟宽的沟道堆积物作为泥石流沟床侵蚀物侵蚀掉。

原沟床比降方程可概化为：

$$y_p-y=\tan\theta_1(x_p-x) \tag{3-12}$$

$\because$ $\tan\theta_A=\dfrac{y_p}{x_p}$

$\therefore$ C 点坐标为：

$$\left(x_B,\frac{y_p x_B}{x_p}\right)$$

公路修建完工后，沟床比降不会马上调整，故 BC 暂为一陡坡，沟道的临时侵蚀基准面暂为公路面，沟口形成了一个新的跌水面，由沟道侵蚀原理必将导致由沟口向沟头发生溯源侵蚀，在溯源侵蚀初期，沟头 P 点的渐进速度明显慢于沟口，故计算过程中假设其不变。只考虑 $\Delta BCP\times E$ 沟宽的侵蚀变化及沟床比降由 θ_A 渐变为 θ_B 的动态变化，临时侵蚀基准面的突然变化，沟道侵蚀趋势必由原有的侵蚀规律演变为新的侵蚀过程。θ_A 必随着 BC 陡坡的迅速下降面演化为 θ_B，其动态过程为：

设在 CB 陡坡上选择许多点 $G_i(i=1,2,3,\cdots\cdots n)$，连接 G_iP 构成了许多 $\Delta CPG\times E$ 沟宽的三角形体，直线 G_iP 方程为：

$$y_p-y=\tan\theta_i(x_p-x) \tag{3-13}$$

$$y=y_p-\tan\theta_i(x_p-x) \tag{3-14}$$

G_i 坐标为：

$$\{x_B,[y_p-\tan\theta_i(x_p-x_B)]\}$$

随着 C 点向 B 点移动 $\theta_A\to\theta_B$，其侵蚀量计算过程为对(3-14)式微分得：

$$dy=-(x_p-x)\sec^2\theta d\theta$$

侵蚀量即体微元

$$\begin{aligned}dv&=E_{沟宽}\cdot ds\\&=E_{沟宽}\cdot\frac{1}{2}cp\cdot dy\cdot\cos\theta\\&=\frac{1}{2}E_{沟宽}\cdot cp\cdot\frac{(x_p-x_B)}{cp}dy\\&=\frac{1}{2}E_{沟宽}\cdot(x_p-x_B)^2\sec^2\theta d\theta\end{aligned}\tag{3-15}$$

沟体比降由 $\theta_A\to\theta_B$，使沟床底部侵蚀掉的侵蚀量体积为：

$$V=\frac{1}{2}E_{沟宽}\cdot(x_p-x_B)^2\int_{\theta_A}^{\theta_B}\sec^2\theta d\theta\tag{3-16}$$

沟床堆积物是泥石流过程的侵蚀对象，泥石流沿途补充，加之沟床比降变陡，使非泥石流沟变为泥石流沟。泥石流沟道形成后，如果内外营力没有变化，沟道溯源侵蚀，P 点向后延伸，沟道比降渐减，侵蚀量将大幅度增加，泥石流趋于严重，然后随着沟道比降渐减趋于均衡剖面(图 3-4)，泥石流沟道演化为正常发育的自然沟道。

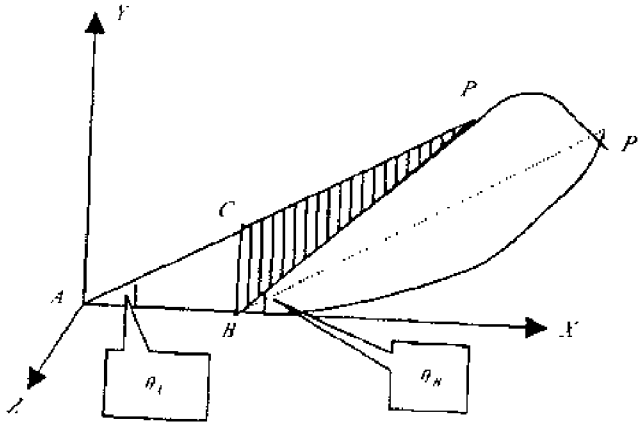

图 3-4　沟道比降趋于均衡剖面模式

Fig. 3-4　Tending to proportionate longitudinal section drawing of gully bed gradient

3　采石修路加大的临空面导致大量的滑坡及岩崩

滑坡及岩崩是泥石流固体物质的又一重要补给类型，是边坡失稳的产物，采石修路在部分不符合要求的地段直接挖掘，劈山削坡，在公路的一侧或两侧形成了陡坡或陡崖，加大了临空面，促进了滑坡及崩塌的发生[4-5]。神府东胜矿区地处丘陵沟壑区，地形起伏复杂，交通线路存在着许多挖空地段，加之矿区特定地质构造，疏松易风化的岩性特点，砂岩、页岩及泥岩互层结构是重力崩塌滑坡的有利条件，泥岩、页岩易风化剥蚀向内凹陷，砂岩常处于悬空状态，在

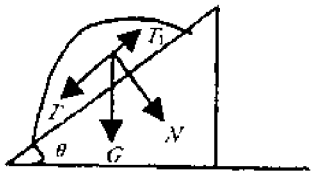

图 3-5　滑坡受力示意图

Fig. 3-5　Sketch showing dynamics of landslide

条件适当时，后缘形成裂缝或滑动面，大量的岩层、土体发生滑坡、崩塌及错落。

根据经典的斜坡稳定性力学原理，滑坡的产生是斜坡一定岩土体的滑动超过抗滑力的结果，滑动作用过程的实质就是滑动力与抗剪程度之间相互矛盾，而又不断适应的过程(图 3-5)。当斜坡处于极限平衡时，相应的坡角 θ 为临界坡角以 φ 表示，则斜坡的稳定系数为：

$$K=\frac{\text{抗滑力}}{\text{下滑力}}=\frac{N\tan\varphi+C\cdot A}{T}=\frac{G\cos\theta\cdot\tan\varphi+C\cdot A}{G\sin\theta} \tag{3-17}$$

式中：G 为滑体重力；C 为粘结力；A 为运动块体与坡面的接触面积。

从(3-17)式可知，滑体下滑的决定性要素是下滑力的增大，而下滑力与重力及坡角呈正相关，随着重力及坡角的增大而增大。然而物体重力的平衡取决于斜面坡物体的重心位置所在和临空面的高。

3.1 滑坡体重心角的确定

假设：①块体物质是均质的，其质心就是块体的重心；②块体受力运动过程中其形状相对不变，视作刚体处理，是随着坡度及滑动面的倾斜度面整体变化；③滑动过程中的孔隙水压力可以忽略不计。如图 3-6，设斜坡角为 θ，连接重心 G 与 O，则 OG 与地平面夹角为 α，我们称为重心角，重心角的垂直高度为 h，OG 与斜坡面夹角为 β，则：

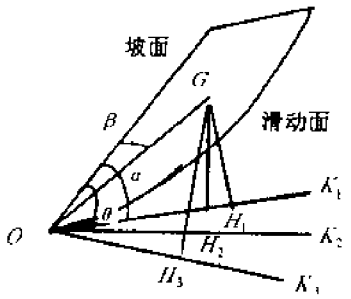

图 3-6 滑坡体重心位置变化示意图

Fig. 3-6 Sketch of landslid centre of gravity position

$$h=OG\cdot\sin\alpha$$

重心角 $$\alpha=\theta-\beta$$

则重心三角形△OGH 的面积为：

$$S=\frac{1}{2}OH\cdot GH=\frac{1}{2}OG\cdot\cos(\theta-\beta)\cdot OG\cdot\sin(\theta-\beta)$$

$$=\frac{1}{4}OG^2\sin2(\theta-\beta) \tag{3-18}$$

在式(3-18)中，当 S 达到最大时，

$$\sin^2(\theta-\beta)=1$$

即： $$(\theta-\beta)=45^\circ \quad \alpha=45^\circ$$

当 $$\alpha=45^\circ \text{ 时，有 } OH=GH$$

也就是说斜坡滑体的重力臂与重心的临宽高度相等。当滑坡体的滑动面与斜坡坡度变陡、重心角 α 增大时，重心的临空高度增高，重力臂减小，斜坡土体趋于崩塌；当重心角 α 减小时，重力臂增大，临空高度降低，在沙丘参与作用下，斜坡土体趋于滑动。

因为 $\theta=\alpha+\beta$，根据实际情况 β 是一个非零的角度，可知地面坡度 $\theta>\alpha$。说明发生滑坡的最大坡度为 $45^\circ+\beta$。朱同新先生在晋西黄土丘陵区量测统计得，滑坡发生频率最大的斜坡是 45°～50°[6]，结论与上述论述相一致。

滑坡体重心位置确定的方法，利用地形图所绘制的能显示滑坡区地面高度变化的等厚线图。将一个具有任意原点的方格网覆盖在等厚线图上，并把破坏体的厚度记录在每一个方格的中心，平行于网格轴量取从原点到任一特定点的距离作为力臂，绕原点量取的力矩臂的总和除以厚度的总和得合成力臂，利用所得的 3 个力矩臂的交点确定滑坡体的重心。

3.2 临空面极限高度的确定

根据滑坡的厚度可分为浅层滑坡和深层滑坡。浅层滑坡一般发生在岩屑土体薄层覆盖的斜坡上，其土体内所产生的裂面一般为直线型的(如图 3-7)，或者与坡面平行，破裂面以上的岩土体在重力作用下向下滑动，假设破裂面不发生变化，则滑坡的下滑能力主要取决于重力和临空面高度。

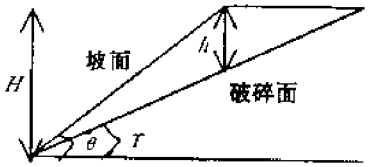

图 3-7 临空高度确定示意图

Fig. 3-7 Sketch of steep maxmum heigt

$$H=h\cdot\frac{\cos\gamma\cdot\sin\theta}{\sin(\theta-\gamma)}$$

式中，h 为临界状态下的滑坡体高度。

$$h=\frac{2c}{r\cdot\cos^2(\tan\gamma-\tan\theta)}$$

$$H=\frac{2c}{r}\cdot\frac{\sin\theta\cdot\cos\gamma}{\sin(\theta-\gamma)\cdot\cos^2(\tan\gamma-\tan\theta)} \tag{3-19}$$

式中，θ 为坡角；γ 为破裂面倾角；r 为岩土体容重；φ 为破裂面摩擦角；c 为破裂面粘聚力。

当 $\theta=90°$ 时

$$H=h=\frac{2c}{r}\cdot\frac{\cos\varphi}{\cos\gamma\cdot\sin(\gamma-\varphi)} \tag{3-20}$$

但在实际观测中发生滑坡的斜坡坡角一般在 15°左右，我们前面分析的最大坡角为 $\theta=\alpha+\beta$，而 β 则是永远小于 15°的角，发生滑坡的斜坡坡角决不会是 90°，那么导致滑坡发生的临空面高度的基本条件是：①临空面陡度大于破裂面倾角；②临空面高度大于破裂面的埋藏高度。

厚层滑坡一般发生在巨厚黄土及粘土层中，破裂面一般被抽象为弧型，其稳定性可用下式表示[7]：

$$K=\cot\frac{\theta+\varphi}{2}\cdot\tan\varphi+\frac{2c}{rH}\cdot\frac{\sin\theta}{\sin\left|\frac{\theta-\varphi}{2}\right|} \tag{3-21}$$

根据前面假设均质物质体内摩擦角、粘结力、容光焕发重是比较稳定的，斜坡的稳定性主要取决于坡度及坡高，斜坡高度、角度越大，斜坡的稳定性就越差。

根据朱同新先生在晋西黄土丘陵沟壑区重力侵蚀研究结果，黄土滑坡与沟缘线以上的缓坡汇水坡降及坡长关系不大，而主要取决于斜坡的坡角和临空面高度。最早研究粘土厚层滑坡的是瑞典工程学家费伦伊斯(Fellenius，1927 年，1936 年)创立了圆弧分条法；后来美国科学家 D. W. 泰勒(Taylor，1937 年，1948 年)，在圆弧法基础上提出了摩擦圆法，对许多滑坡一一做了详细实验，得出了斜坡发生滑动的临空面高度 H_c 与坡度的关系式。

上述分析结果表明，滑坡体的动态主要取决于滑坡体的重心位置及临空面高度，一般而言，在相同的自然背景条件下，滑坡体重心越高，势能越大，滑坡体下滑的动能就越大，斜坡容易产生快速下滑，造成的危害就非常巨大。

$$H_c=\frac{4c}{r}\cdot\frac{\sin\theta\cdot\cos\varphi}{1-\cos(\theta-\varphi)} \tag{3-22}$$

4 矿区建设扰动土壤、破坏植被，使自然侵蚀过程加重

植被是地表的保护层，荒山秃岭，荒坡沙地，冻融、风蚀均很严重，泻溜是大温差、岩土层

热力风化作用所致，冬季该区地表封冻、春季气温回升、不同矿物组成的地表物质冷热膨胀系数不同，表面风化剥落严重。尤其在春季昼夜温差变化大，地表物质冻融风化作用更甚，加之降水又偏少，风力大，斜坡土层干燥，在热力风化及风力重力作用下，泻溜（沙溜、土溜）非常强烈。加之人为削山坡开石，在每条泥石流沟形成区两侧坡脚均分布有规律大小不等的坡积裙，是半干旱区泥石流形成补给的特殊方式。

风蚀作用包括风力侵蚀及沙层的搬运堆积，对泥石流形成而言，沙积更为重要。在冬春季节，空气流压场形势有利于沙积观象。大风沙暴的形成，加之地表裸露，土层又受过扰动，地表沙粒及细颗粒物质易随风一起搬运，形成沙尘暴，在适宜的背风坡及坡沟上游堆积，为夏季暴雨冲刷提供了物质。根据矿区野外调查统计，每年冬春季节，在背风坡及坡沟谷地、堆积的沙尘厚约 0.5～0.8 m，神府东胜矿区的泥石流沟谷均是季节性沟谷，只有暴雨时才有径流形成，因而在沟谷两侧形成的坡积物及沙积层便成为泥石流形成固体物质补给的一种基本类型。

第三节　矿区泥石流物源地固体松散物质的特点

矿区建设为泥石流的形成所提供的固体物质，因来源提供方式不同，无论在堆积分布部位，还是在物质组成上均有很大的差异，因而导致泥石流过程的相变及类型的多样性。

1　矿区泥石流固体堆积物质的构成特点

煤矿分布位置的差异、生产方式的不同是导致固体松散堆积物组成各异的决定性因素，露天采煤均是在地形平坦开阔的河漫滩谷地及一级阶地上，其基建开采剥离的外排物主要是河床相的砂砾石、卵石约占 72%，此外有少量的沙土废煤及岩屑。矿井采煤，基建排放的弃废物主要是碎石、岩屑、易风化的泥页岩及煤矸石。建筑材料开采，剥山坡弃废渣主要是沙土、岩屑和碎石。修公路、铁路因沿线进行劈山填沟，大断面深挖方较多，一般挖深 5～10 m，在大柳塔—石塔台沿线挖深达 40 m，挖方的疏松土石物质构成视沿途岩性而定，沿黄土、沙坡延伸，挖方物质为沙土，穿山而过，多为砂岩、页岩泥岩碎屑，泻溜沙积物则是一些颗粒组成均一的细土沙质。从堆积物整体而言，颗粒构成粗细大小悬殊，棱角分明，成分复杂。

矿山泥石流形成的物源地，松散固体物质组成粗细混杂，以粗粒为主。未经泥石流作用，故砾石多棱角，结构松散，多孔隙。

2　固体松散堆积物分布的地形部位

堆积在不同的地形部位，对泥石流形成所起的作用及泥石流相变过程不同。露天开矿，堆积在乌兰木伦河及活鸡兔沟主河床上，使河床横向摆动，横断面缩小，行洪能力下降，河流含沙量骤增，为主河道泥石流过程提供了物质，其泥石流过程短，很快即相变为高含沙水流。矿井坑口一般位于沟谷半山坡及沟口，大部分乡镇煤矿均是如此，排放的弃土石矿渣，堆积在沟床坡脚，形成的堆积体多呈堰堤、沟坝形式，使沟道变窄、壅水，暴雨便导致泥石流发生，形成石多土少的泥石流。采石场均分布在沟口附近的半山腰，及交通方便的山坡段，石渣剥山皮沿坡倾倒，自然堆积坡度达到 33°～45°，是坡面泥石流的主要发生地，多为水石流，也是复合型泥石流的补给源[1][2]。泻溜坡面冻融侵蚀，岩石风化的剥蚀物、泻溜堆积物及流沙堆积形式的坡积裙，堆积于沟道两侧坡脚，遇暴雨便随水起动，形成沙流及泥流。如果一条沟源头、中部及沟口分布有不同性质的堆积物，则泥石流沿途相变，一般规律，源头多为积沙及坡

积物，形成的为沙流泥流，中部分布有矿坑，沟口堆积有采石场石渣，则泥石流由沙土流变为泥石流——再演化为水石流。若泥石流沟很短，沟口分布有采石场，泥石流固体物质一次性补给，突发突积，泥石流以石块为主；若一条泥石流沟内分布有几个采石场，暴雨时便可形成几个坡面型泥石流，然后汇合形成复合型泥石流沟。

参 考 文 献

[1] 张丽萍，唐克丽，张平仓．工程建设加大坡面系统潜在侵蚀能力的研究．水土保持通报，1997，(2)：27～34

[2] 江忠善等．地形因素与坡地水土流失关系的研究．中国科学院水土保持研究所集刊，1990．1～8

[3] 张丽萍，唐克丽，张平仓．人为泥石流形成的固体物质补给特点研究．中国地质灾害与防治学报，1999．10(1)：61～66

[4] 张锐波，张丽萍，马志止．斜坡岩土体滑动的几何形态理论极值分析．土壤侵蚀与水土保持学报，1998．4(5)，13～47

[5] 张锐波，张丽萍．斜坡稳定性的二级模糊推断．灾害学，1996．13(2)：28～32

[6] 朱同新．黄土地区重力侵蚀发生的内部条件及地貌临界值分析．黄河粗泥沙来源及侵蚀产沙机理研究文集．北京：气象出版社，1989

[7] [英]卡森 M. A.，柯克拜 M. J. 著，要保璋译．坡面形态与形成过程．北京：科学出版社，1984

[8] 工程地质手册．北京：中国建筑工业出版社，1976

[9] 张丽萍，唐克丽，张平仓．房对沟泥石流形成环境及特征分析．水土保持通报，1997．17(6)

第四章　神府东胜矿区泥石流发生的沟道地形畸变

奇特的地形条件是矿山泥石流暴发的三大基本条件之一。沟道流域是泥石流的活动场所，坡地是提供固体物质的源地，沟道是暴发泥石流能量集中、消亡的调节纽带。沟道形态是泥石流暴发的决定性因素，它们不仅影响泥石流的流速、流态，还可以控制泥石流的规模及灾害程度。对流域形态要素特征研究、沟道发育阶段划分、流域地貌综合分析是认识泥石流沟流域畸特、剖析泥石流暴发之基础条件，预测泥石流沟发展趋势的基础，对于由人为干扰诱发的人为泥石流沟来讲其沟道形态、流域地貌发育阶段不同于自然沟道及自然泥石流沟道，而且由于人为挖石、采矿修路，弃土堆积改变了侵蚀基准面、沟道形态，使沟道畸形发育为泥石流沟，故其沟道形态复杂多样。

第一节　矿区泥石流沟道各地形要素的畸变过程

泥石流暴发与其所在沟的沟床比降、沟坡坡度、流域面积和流域形态等地貌要素关系密切，沟床比降是流体能量的底床条件，对泥石流的形成和运动起着促进或阻碍的作用，沟床比降大，流域汇集的水流和形成的泥石流运动速度快，对沟床的侵蚀和沟蚀极为强烈。沟坡坡度的缓陡直接影响泥石流的规模，固体物质的补给方式，汇流的急缓，沟坡的坡度大，汇流速度快，谷坡易崩塌、滑坡，松散堆积物易起动，形成岩屑流或坡面型泥石流，所形成的泥石流规模较大。流域面积的大小和流域形状影响到泥石流暴发所需的动能要求、暴发频率及成灾程度，流域面积较大，形状近乎于圆形、漏斗或勺状有利于流域汇水、洪峰流量的形成，加速了泥石流暴发。

根据神府东胜矿区南起店塔，北至石圪台长 80 km，东起母河沟源头，西达活鸡兔沟上游宽 40 km 矿区范围内主要交通线路的实地野外考察，选择典型矿山泥石流沟样本 43 条，进行详细的野外测量（表 4-1），并在 1∶10000 地形图及航片上对样沟地貌形态要素做了详细的动态量算（表 4-2），计算结果表明矿区泥石流沟谷形态要素有别于自然沟道及自然泥石流沟的发育，有其独特的畸变行迹。

1　流域地势比沿程分配变化畸特

流域地势比是指流域的总地势，是流域相对高差 H_{max} 与平行于主水道线的流域最大水平长度 L_{max} 之间的比值，即地势比 R_h 为：

$$R_h=\frac{H_{max}}{L_{max}} \tag{4-1}$$

S. A. Schumm 认为，流域地势比是一个十分重要的地形标志，它与河网密度、地表实际坡度、流域形状之间的关系是非常密切的。一条泥石流沟从上游到下游一般可分为 4 个区

段：①侵蚀汇流区，指流域上游区段是泥石和水的主要供给段；②形成区是水、土有机结合、滑坡崩塌大量补给，泥石流形成段；③流通过渡区位于沟谷的中、下段，多为峡谷、陡坎或跌水，沟床纵比降大；④堆积区位于泥石流沟口是泥石流固体物质停积地段。流域地段纵剖面是上凹形的地势从上游到下游逐渐变得平缓。如云南蒋家沟流域，汇水区的山坡比降为50%～60%，形成区比降为15%～22%，冲淤过渡区比降为8%～10%，堆积河谷比降为6%～7%[1]。

表 4-1 神府东胜矿区人为泥石流沟自然条件、土地利用、松散体堆积统计表

Tab. 4-1 Statistics table of natural condition and land utilize and waste loose solid material volume in mine debris flow gully of Shenfu-Dongsheng mine region

样沟号	流域面积/km²	行政位置	所属流域	地貌、地层及构造	固体松散物质类型及方量/m³		土地利用状况
1	0.0435	神木、店塔	窟野河一段	石质丘陵，表层覆盖有薄层沙石，基岩为侏罗纪砂岩，山顶有河流冲积物，河卵石，岩层基本水平	基岩严重风化，采石弃渣堆积沟床泥石流堆积物，风蚀泻沙，沟蚀水蚀	568.75	无林，耕地50%，石料开采
2	0.0461	神木、店塔	窟野河一段			514	无林，耕地20%，石料开采
3	0.0407	神木、店塔	窟野河一段			674	无林，耕地20%，石料开采
4	0.0757	神木、店塔	窟野河一段	沙盖石质丘陵，汇水区黄土及片沙覆盖，形成区、流通区为石质砂岩，抗风化能力弱，岩层近似水平，向西北稍倾	基岩风化，开采石料剥山皮弃石渣，撒落物，沟床堆积物，泻流，坡积物	792	无林，耕地30%，石料开采
5	0.1966	神木、店塔	窟野河一段			743	无林，汇水区耕地，石料开采
6	0.2758	神木、店塔	窟野河一段			2970	无林，汇水区耕地，石料开采
7	0.1129	神木、孙家岔	乌兰木伦河一级	沙盖石质丘陵，侏罗纪砂岩，阳坡沙盖厚，有沙崩，岩层近似水平，形成、通过区为基岩，坡度陡	基岩风化坡积物，开采石料剥山皮，弃石渣，沟床堆积物，泻沙，崩塌	1200	无林，采石，汇水区少部分耕地
8	0.1415	神木、孙家岔	乌兰木伦河一级			13350	无林，采石，采煤，少部分耕地
9	0.1297	神木、孙家岔	乌兰木伦河一级			4720	无林，采石，汇水区有耕地
10	0.1259	神木、何家塔	乌兰木伦河一级	沙盖石质丘陵，阳坡沙厚，阴坡基岩，坡陡，岩层近水平，砂岩	同上	3792	无林，汇水区少量耕地
11	0.0626	神木、何家塔	乌兰木伦河一级			6400	开采石料，修路
12	0.0172	神木、何家塔	乌兰木伦河一级	基地丘陵，阳缓，阴陡，岩层向东北稍倾斜	石渣剥山皮12m坝修有人工通过区	8200	全部为荒地，采石，修路
13	0.0413	神木、何家塔	乌兰木伦河一级			1800	全部为荒地，采石，修路
14	0.0718	神木、何家塔	乌兰木伦河一级	全流域为基岩山地	石渣、剥山皮、坡积裙	3565	全为荒地、修路、采石

续表

样沟号	流域面积/km²	行政位置	所属流域	地貌、地层及构造	固体松散物质类型及方量/m³		土地利用状况
15	0.0438	神木、大海子	乌兰木伦河一级	阴坡陡、基岩，阳坡沙盖石质山地	石渣、剥山皮、坡积裙	5400	全为荒地、修路、采石
16	0.0368	神木、大海子	乌兰木伦河一级	阴坡陡、基岩，阳坡沙盖基岩山地	石渣、剥山皮、沟床物、坡积裙	10300	全为荒地、修路、采石
17	0.0575	神木、王渠村	乌兰木伦河二级	沙盖基岩丘陵沙0.5m，黄土1.5m基岩	石渣、剥山皮、坡积裙、崩塌	1660	无林，耕地10%，采石
18	0.0191	神木、王渠村	乌兰木伦河二级	黄土盖基岩丘陵，沙-黄土-页岩-砂岩	石渣、剥山皮、坡积裙、崩塌	2705	无林，耕地37%，采石
19	0.0475	神木、王渠村	乌兰木伦河二级	王渠沟阳坡，沙盖基岩丘陵，沟口有次生黄土，地形较陡，Z字形沟道	汇水区有石渣供给，其余同上	3060	无林，耕地37%，采石
20	0.0244	神木、王渠村	乌兰木伦河二级			2100	无林，耕地37%，采石
21	0.0274	神木、王渠村	乌兰木伦河二级	汇水区，沙盖石丘陵，形成区红色风化壳页岩砂岩，流通区、坡积物、石渣，次生黄土，形成区窄而陡	坡积物、石渣堆，沟床沟口，炮炸石松现象严重	7685	无林，耕地37%，采石
22	0.0518	神木、王渠村	乌兰木伦河二级			1865	无林，耕地37%，采石
23	0.0736	神木、王渠村	乌兰木伦河二级			14000	无林，耕地37%，采石
24	0.2099	神木、中鸡高家畔	乌兰木伦河二级活鸡兔一级	沙盖石质丘陵，板状砂岩，沟口古洪积扇被切割，沟内有两迭水	浮沙，坡积物，古洪积扇被切割物，石渣，沟口有迭水	8700	全为荒地，采石
25	0.0441	神木、中鸡高家畔	乌兰木伦河二级活鸡兔一级			1570	全为荒地，采石
26	0.0601	神木、中鸡李家畔	乌兰木伦河二级活鸡兔一级	沙盖石质丘陵，红色砂岩页岩，风化层很厚1.5～2m，沟口有迭水，板状砂岩		3300	全为荒地，采石
27	0.0326	神木、中鸡李家畔	乌兰木伦河二级活鸡兔一级			1000	全为荒地，采石
28	0.0299	神木、中鸡李家畔	乌兰木伦河二级活鸡兔一级			820	全为荒地，采石
29	1.6426	神木、中鸡李家畔	乌兰木伦河二级活鸡兔一级		石渣、沟床物、坡积物，风化壳浮沙，沟口堆积扇	20572	无林，少量耕地采石
30	0.0286	神木、中鸡李家畔	乌兰木伦河二级活鸡兔一级			1780	全为荒地，采石，煤矿

续表

样沟号	流域面积/km²	行政位置	所属流域	地貌、地层及构造	固体松散物质类型及方量/m³		土地利用状况
31	0.8587	神木、中鸡李家畔	乌兰木伦河二级活鸡兔一级	基岩丘陵，部分砂岩，页岩，板状砂岩	有坡积沙、滑坡（黄土）	16800	全为荒地，采石、煤矿
32	0.1270	神木、中鸡李家畔	乌兰木伦河二级活鸡兔一级	基岩丘陵，坡陡，沟坡近30°~35°	石渣遍及全流域	111360	全为荒地，采石、煤矿
33	0.1181	神木、中鸡李家畔	乌兰木伦河二级活鸡兔一级	沙盖石质丘陵，人工造迭水15 m	许多采石场	131470	全为荒地，采石、煤矿
34	0.1501	神木、大柳塔、母河沟	乌兰木伦河二级母河沟一级	沙盖基岩丘陵，物源区陡	采石场跑沟底70 m	8758	10%林，无耕地，采石
35	0.0119	神木、大柳塔、母河沟	乌兰木伦河二级母河沟一级	沙盖基岩丘陵，见白色砂岩及砂页岩	采石场	7890	全为荒地，采石，成品率低
36	0.0796	神木、大柳塔、母河沟	乌兰木伦河二级母河沟一级	沙盖基岩丘陵，沟口堆有沙丘	流沙，石渣，残积物	11730	5%林，无耕地，采石
37	0.0309	神木、大柳塔、母河沟	乌兰木伦河二级母河沟一级			31990	全荒地，采石
38	0.0442	神木、大柳塔	乌兰木伦河一级支沟	全为基岩，地貌形态符合泥石流要求	禁止开石，沟内为过去残留物	150	全为荒地
39	0.0356	神木、大柳塔	乌兰木伦河一级支沟	全为基岩，有一孤立小丘（沙土）有4 m坝	风化剥蚀物，石渣	300	全为荒地，采石
40	0.1987	神木、石圪台	乌兰木伦河一级支沟	沙盖基岩丘陵，上游有公路横穿，下游有铁路通过，泥石流发生在公、铁路之间	石渣、挖土坑、剥山皮、泻沙	1669	石料开采，修路，有部分林、耕地
41	0.0360	神木、石圪台	乌兰木伦河一级支沟			2170	石料开采，修路，煤，荒地
42	0.0492	神木、石圪台	乌兰木伦河一级支沟			1982	石料开采，修路，煤，荒地
43	0.1133	神木、补连滩	乌兰木伦河一级支沟			617	煤，开石，修路，荒地
备注	(1)流域内基岩为侏罗纪砂岩、页岩、夹煤层； (2)计算松散体方量，只计算弃石渣、弃土，不包括风化壳、残积物等。						

表 4-2　神府东胜矿区矿山泥石流沟道地形要素统计表

Tab. 4-2　Statistics of formation factors of mine debris flow in Shenfu-Dongsheng mine region

沟号	流域面积 km^2	主沟道长 m	主沟道比降	主沟道高差 m	沟道分支
1	0.0435	409	0.2567	105	单沟
2	0.0461	300	0.3167	95	单沟
3	0.0107	350	0.2971	104	单沟
4	0.0757	545	0.2661	145	2条支沟
5	0.1966	656	0.2210	145	1条支沟
6	0.2758	915	0.1628	149	2条支沟
7	0.1129	515	0.2305	118.7	1条支沟
8	0.1415	585	0.1538	90	1条支沟
9	0.1297	640	0.1422	91	1条支沟
10	0.1259	725	0.1931	140	1条支沟
11	0.0626	280	0.243	68	单沟
12	0.0172	215	0.3721	80	单沟
13	0.0413	340	0.2647	90	单沟
14	0.0718	475	0.2211	105	单沟
15	0.0438	430	0.2442	105	单沟
16	0.0368	370	0.1946	72	单沟
17	0.0575	250	0.22	55	1条支沟
18	0.0191	250	0.268	67	单沟
19	0.0475	340	0.1794	61	1条支沟
20	0.0244	265	0.2226	59	单沟
21	0.0274	310	0.2484	77	1条支沟
22	0.0548	455	0.1802	82	1条支沟
23	0.0736	675	0.1259	85	1条支沟
24	0.2099	750	0.1001	75.1	4条支沟
25	0.0441	295	0.2136	63	2条支沟
26	0.0601	313	0.1198	37.5	2条支沟
27	0.0326	320	0.1875	60	1条支沟
28	0.0299	311	0.2090	65	1条支沟
29	1.6426	2360	0.0551	130	9条支沟
30	0.0286	290	0.2241	65	单沟
31	0.8587	1380	0.096	132.5	7条支沟
32	0.1270	580	0.1069	62	1条支沟
33	0.1181	840	0.125	105	3条支沟
34	0.1501	840	0.1071	96	2条支沟
35	0.0119	146	0.3767	55	坡沟
36	0.0796	620	0.1371	85	单沟
37	0.0309	240	0.2479	59.5	1条支沟
38	0.0412	460	0.21	95	1条支沟
39	0.0356	370	0.2622	97	1条支沟
40	0.1987	660	0.1171	77.5	3条支沟
41	0.0360	410	0.1963	80.5	单沟
42	0.0492	390	0.2056	80.2	1条支沟
43	0.1133	700	0.1393	97.5	单沟

但是，由于矿区泥石流沟均分布在主要交通线路两侧，是人为修路、采石排渣所致，其堆积区主要分布在交通道路上及主沟道流入的河床，其分区划分主要为3段：汇流区—形成区—流通区，并且流域地势纵剖面变化多端。为了进一步分析矿区人为泥石流沟的奇特形态，将13条样沟分区，地形要素量算结果见表4-3，根据计算结果统计流域地势纵剖面变化如表4-4，图4-1。

由表4-4及图4-1可知：矿区泥石流沟地势纵比降变化可分为6种类型，其中凸型纵剖面占到了总样沟的67.5%，上凸下凹型纵剖面占到了13.9%，上凹下凸型纵剖面为7%，正常的下凹型纵剖面为11.6%，由表4-1可知，这一类型的泥石流沟主要是由采石所致，在调查过程中发现，一方面这几条沟不直接靠近公路；另一方面这几条沟内均有乡村小路沿沟而过，故采石场多分布在流域的上中游，故泥石流暴发在上游沿沟发生堆积。

表4-3 神府东胜矿区矿山泥石流沟分区及要素表

Tab. 4-3 Formation factors in various part of mine debris flow gully in Shenfu-Dongsheng mine region

样沟号	全流域				汇水区				形成区				流通区			
	面积 km^2	长度 m	高差 m	地势比	长度 m	高差 m	比降	面积 %	长度 m	高差 m	比降	面积 %	长度 m	高差 m	比降	面积 %
1	0.0435	109	105	0.2567	159	25	0.1572	64.6	180	47.5	0.2639	30.8	70	32.5	0.4643	4.6
2	0.0161	300	102.4	0.3413	150	37.4	0.2193	69	90	10	0.1444	25.2	60	25	0.1167	5.8
3	0.0107	350	104	0.2971	160	29	0.1813	80.8	130	50	0.3846	13.5	60	25	0.4167	5.7
4	0.0757	545	145	0.2661	310	50	0.161	73.8	11	70	0.4828	21.1	90	25	0.2778	5.1
5	0.1966	740	165	0.2230	475	90	0.1895	79.6	130	45	0.3162	16.8	135	30	0.2222	3.6
6	0.2758	915	140	0.1628	640	89	0.1391	88.7	175	40	0.2286	8.8	100	20	0.200	2.5
7	0.1129	515	118.7	0.2305	160	58.7	0.3669	59.8	185	40	0.2162	33.8	170	20	0.1176	6.4
8	0.1115	585	103	0.1761	260	33	0.1269	75.5	185	35	0.1892	19.8	140	35	0.25	4.7
9	0.1297	780	126	0.1615	150	66	0.1467	68	140	40	0.2857	26.5	190	20	0.1053	5.5
10	0.1259	725	110	0.1931	365	60	0.1644	64	210	55	0.2292	30.8	120	25	0.2083	5.2
11	0.0629	410	95	0.2195	180	25	0.1389	57.5	120	50	0.4167	32.9	110	20	0.1818	9.6
12	0.0172	215	80	0.3721	90	25	0.2778	66.9	70	10	0.5714	21.4	55	15	0.2727	8.7
13	0.0413	340	90	0.2647	150	20	0.1333	61.5	140	60	0.4286	34.6	50	10	0.2	3.9
14	0.0718	475	105	0.2211	195	35	0.1795	69.1	200	45	0.225	27.2	80	25	0.3125	3.1
15	0.0438	430	105	0.2442	130	35	0.2692	63.9	260	60	0.300	26.7	100	10	0.100	9.1
16	0.0368	370	72	0.1946	180	17	0.0944	69.3	150	45	0.3	25.5	40	10	0.25	5.2
17	0.0575	335	62	0.1851	200	23.7	0.1185	55.1	90	23.3	0.2589	32.2	45	15	0.3333	2.1
18	0.0191	250	67	0.268	120	21.5	0.2042	63.9	85	25	0.2941	29.3	45	17.5	0.3889	6.8
19	0.0175	460	72.5	0.1576	270	25	0.0926	83.6	140	35	0.25	14.3	50	12.5	0.25	2.1
20	0.0214	335	67.5	0.2015	185	27.5	0.1486	54.5	95	30	0.3158	36.9	55	10	0.1818	8.6
21	0.0274	340	82.5	0.2427	170	25	0.1471	63.1	90	30	0.3333	26.6	80	27.5	0.3438	10.3
22	0.0548	575	90	0.1565	280	30	0.1071	66.2	190	40	0.2105	28.8	105	20	0.1905	5
23	0.0736	675	85	0.1259	425	15	0.0462	68.5	230	42.5	0.1848	27.3	120	27.5	0.2292	4.2
24	0.2099	750	75.1	0.1001	170	20	0.1177	47.7	420	15.7	0.1115	37.9	170	9.4	0.0553	14.4
25	0.0411	335	66	0.1970	90	32.5	0.3611	61.7	95	18.5	0.1947	29.3	110	15	0.1364	9
26	0.0601	325	64	0.1969	110	34	0.3091	69.6	200	20	0.1980	25.1	102	10	0.0980	5.3
27	0.0326	340	72.5	0.2132	150	30	0.2	65	120	30	0.25	29	70	12.5	0.1786	6

续表

样沟号	全流域				汇水区				形成区				流通区			
	面积/km²	长度/m	高差/m	地势比	长度/m	高差/m	比降	面积/%	长度/m	高差/m	比降	面积/%	长度/m	高差/m	比降	面积/%
28	0.0299	311	65	0.2019	131	20	0.1527	62.2	130	22.5	0.1731	32.4	50	22.5	0.45	5.4
29	1.6426	2360	130	0.0551	1750	90	0.0514	93.3	400	32.5	0.0813	5.7	210	7.5	0.0357	1.0
30	0.0286	290	65	0.2241	110	12	0.1091	60.8	150	33	0.22	36.4	30	20	0.6667	2.8
31	0.8587	1380	132.4	0.096	930	70	0.0753	84.4	430	37.5	0.0872	14	220	25	0.1136	1.6
32	0.1270	680	102	0.15	320	36	0.1125	64.6	190	42.5	0.2237	29.7	170	23.5	0.1382	5.7
33	0.1181	840	105	0.125	540	42.5	0.0787	80.1	200	50	0.25	16.9	100	12.5	0.125	3
34	0.1501	840	96	0.1071	370	43.5	0.1176	68.6	280	30	0.1071	24.7	190	22.5	0.1184	6.7
35	0.0119	146	55	0.3767	41	12.5	0.3049	51.3	80	30	0.375	44.5	25	12.5	0.5	4.2
36	0.0796	620	85	0.1371	160	45	0.0978	88.6	130	30	0.2308	9.5	60	10	0.1667	1.9
37	0.0309	330	75	0.2273	150	22	0.1467	56	150	45.5	0.3033	42.1	30	7.5	0.25	1.9
38	0.0442	460	95	0.21	205	40	0.1951	61.1	165	45	0.2727	31.7	90	10	0.1111	7.2
39	0.0356	370	97	0.2622	70	7.5	0.1071	47.2	180	54.5	0.3028	42.1	120	35	0.2917	10.1
40	0.1987	660	77.5	0.1174	420	11.5	0.106	85.7	160	23	0.1438	12.9	80	10	0.125	1.4
41	0.036	410	80.5	0.1963	230	49	0.2130	66.7	130	21.5	0.1654	26.1	50	10	0.2	6.9
42	0.0192	390	80.2	0.2056	250	55.2	0.2208	83.5	90	13	0.1444	13.2	50	12	0.24	3.3
43	0.1133	720	102.8	0.1428	170	27.8	0.1635	15	350	50	0.1429	46.1	200	25	0.125	8.9

表 4-4　矿山泥石流沟流域地势纵剖面沿程变化统计表

Tab. 4-4　Features statistics table along longitudinal section of mine debris flow gully drainage topography in Shenfu-Dongsheng mine region

序号	流域地势沿程分配	样　沟	占总样沟/%
1	形成区>流通区>汇水区	2、4、5、6、10、11、13、16、20、22、32、36、37、39、40	34.9
2	流通区>形成区>汇水区	1、3、8、14、17、18、19、21、23、28、30、31、33、35	32.6
3	形成区>汇水区>流通区	9、12、15、27、29、38	13.9
4	汇水区>形成区>流通区	7、24、25、26、43	11.6
5	流通区>汇水区>形成区	31、42	4.7
6	汇水区>流通区>形成区	41	2.3

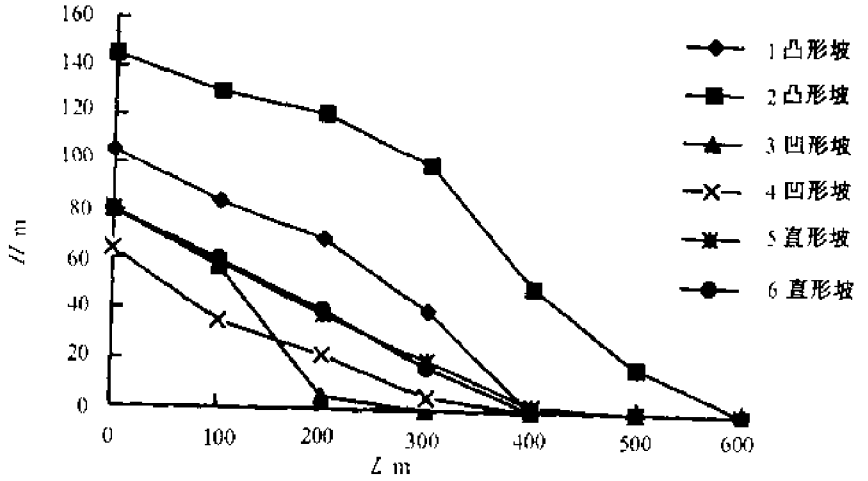

图 4-1　神府东胜矿区 43 条矿山泥石流样沟流域地势纵剖面沿程变化类型曲线

Fig. 4-1　Type curve diagram of 43 of mine debris flow gully drainage topography features along longitudinal section in Shenfu-Dongsheng mine region

凸型纵剖面是矿区泥石流区别于自然沟道及自然泥石流沟道的典型标志，是人类的行为活动原则(就近交通便利，经济效益显著)的显示。

形成区、流通区比降大，泥石流暴发迅速，流速快，冲击力大。流域地势变化是一个很重要的地形标志，它是沟网密度、地形坡度、流域面积、形状的总体反映。

2 流域面积分区比例畸形[2]

流域面积是流域形态要素的重要指标之一，它决定着沟道的分支、水量和输沙量的大小，并且在一定程度上控制着流域的比降。泥石沟流域面积一般较小，变化在十几平方公里到零点几平方公里之间，分支少。在神府东胜矿区内，无论是在地质历史上，还是在人类记载史上均无泥石流的记录。自1986年煤田开采以来，由于资源开发、矿区建设所诱发的矿山泥石流，是人为超自然负荷开发状况下，使一些老冲沟、冲沟、切沟畸形演化而来的，故其流域面积绝大部分在1 km^2以下(表1-1)。

我国位于东亚季风气候区，大多数泥石流暴发的动力是暴雨，降水强度、降雨量是泥石流形成的决定性因素，神府东胜矿区位于干旱半干旱过渡区，年均降雨量仅有400～490mm，若要达到泥石流起动所需的水量，需大强度长时间的降雨，大面积的汇水区，这一要求正是导致该区泥石流沟各分区面积比例畸形的主要原因。

由表4-3量测统计数字分析可知，汇水区面积所占全流域面积比例均大于50%，最大可达到93.3%，绝大部分分布在60%～90%之间，其次是形成区，主要分布在20%～30%之间，流通区面积最小，均在10%之内。汇水区、形成区、流通区面积之比见表4-5。

表4-5 神府东胜矿区人为泥石流沟流域面积分区比例统计表

Tab. 4-5 Region ratio statistics table in various part of mine debris flow gully drainage in Shenfu-Dongsheng mine region

样号	汇水区：形成区：流通区	样号	汇水区：形成区：流通区
1	14.0：6.7：1	23	16.3：6.5：1
2	11.9：4.3：1	24	3.3：2.6：1
3	14.2：2.4：1	25	6.9：3.3：1
4	14.5：4.1：1	26	13.1：4.7：1
5	22.1：4.7：1	27	10.8：4.8：1
6	35.4：3.5：1	28	11.5：6.0：1
7	9.3：5.3：1	29	93.3：5.7：1
8	16.1：4.2：1	30	21.7：13.0：1
9	12.1：4.8：1	31	52.8：8.8：1
10	12.3：8.9：1	32	11.3：5.2：1
11	6.0：3.4：1	33	26.7：5.6：1
12	7.7：2.8：1	34	10.2：3.7：1
13	15.8：8.9：1	35	12.2：10.6：1
14	20.4：8.0：1	36	46.6：5.0：1
15	6.8：2.8：1	37	29.5：22.2：1
16	13.3：4.9：1	38	8.5：4.4：1
17	27.3：13.4：1	39	4.5：4.1：1
18	9.4：4.3：1	10	61.2：9.2：1
19	39.8：6.8：1	11	9.67：3.8：1
20	6.3：4.3：1	12	25.3：4.0：1
21	6.1：2.6：1	13	5.1：5.2：1
22	13.2：5.8：1		

表 4-5 计算显示，矿区泥石流汇水区面积最大，是流通区面积的 10～20 倍，最大可达 93.3 倍，是形成区面积的 2～3 倍，最大超过了 15 倍；形成区面积是流通区面积的 3～6 倍，最大者是 22 倍。这一比例是分析干旱、半干旱地区人为泥石流沟道的主要指标。一方面说明了泥石流动力来源的要求；另一方面体现出矿山泥石流灾情重的原因。流通区是泥石流搬运侵蚀、消能地段，流通区很短，说明：①泥石流在形成区形成后，经过大比降的形成区，流通区马上可以冲出沟口，其冲击力非常可观；②泥石流的形成一次性完成概率大，沿途固体物质补给及流通区消能作用较弱，是能量逐渐积累一次释放过程的典型例证，其明显区别于自然泥石流沟道所具有的调节促进作用。

3 流域形状分析

流域的形状特征是一个十分有用的地形尺度，它的整体形状对沟道径流过程和洪峰流量的发展有很大的影响。一般来讲圆形或漏斗状流域，降水容易向主沟汇集，洪峰易形成并时间早，洪量大，狭长形流域降水汇流缓慢，洪水宣泄比较均匀，因而是洪峰时间出现晚，洪峰平缓、不集中。

流域的形状可以用延长率或圆度率(circularity ratio)来表示，所谓的延长率(elongation ratio)是指与流域同样面积的圆的直径 d，与平行于主水道线的流域的最大长度 L_m 之间的比值[3]，即

$$e=\frac{d}{L_m} \tag{4-2}$$

它是由美国学者 S. A. Schumn 提出，其涵义明显，如 $e=1$ 流域为圆形；$e>1$ 流域宽度大于长度；$e<1$ 流域长度大于宽度呈长条状。Don. M. Cray 从 47 个流域的资料证明，在地形不受构造控制的条件下，小流域的形状一般只有卵形或梨形的特点。

根据计算公式及 1∶10000 地形图上 43 条样沟的量算得表 4-6，计算结果显示 e 值几乎均分布在 0.5～0.75 之间，只有 40 号样沟大于 1，流域形状近乎圆形，22、23、33 样沟值小于 0.5，流域呈长条形，其余样沟随着 e 值的增大，形状接近于圆形。结合表 4-5，流域分区面积比，汇流区面积占流域面积 60%以上，说明流域上游宽度大于下游，则分析构绘出各样沟的形状，绝大部分为扇形、漏斗状及汤勺形。有利于降水的汇流、洪峰流量出现早，水动力条件能够满足泥石流的形成。这也是流域规模不大，易形成泥石流的原因所在。

表 4-6 神府东胜矿区人为泥石流沟流域形状系数统计表

Tab. 4-6 Formation cofficient statistics table of mine debris flow gully drainage in Shenfu-Dongsheng mine region

序号	流域面积 km^2	与流域同样面积的圆直径 d/m	平行于主水线的流域的最大长度 L_m/m	流域形状系数 $(e=d/L_m)$
1	0.0435	0.2354	0.41	0.574
2	0.0461	0.2424	310	0.782
3	0.0407	0.2277	340	0.660
4	0.0757	0.3105	530	0.586
5	0.1966	0.5005	720	0.695
6	0.2758	0.5927	980	0.605
7	0.1129	0.3792	540	0.702
8	0.1415	0.4246	600	0.708
9	0.1297	0.4065	810	0.502

续表

序号	流域面积 km^2	与流域同样面积的圆直径 d m	平行于主水线的流域的最大长度 L/m	流域形状系数 $(e=d/L)$
10	0.1259	0.4005	700	0.572
11	0.0626	0.2824	450	0.628
12	0.0172	0.1480	250	0.592
13	0.0413	0.2294	400	0.5735
14	0.0718	0.3021	480	0.63
15	0.0438	0.2326	420	0.554
16	0.0368	0.2165	360	0.601
17	0.0575	0.2706	380	0.712
18	0.0191	0.1560	270	0.578
19	0.0475	0.2460	480	0.513
20	0.0211	0.1763	330	0.534
21	0.0274	0.1868	360	0.519
22	0.0518	0.2612	580	0.456
23	0.0736	0.3062	660	0.464
24	0.2099	0.5171	770	0.672
25	0.0411	0.2370	340	0.697
26	0.0601	0.2767	340	0.814
27	0.0326	0.2038	320	0.637
28	0.0299	0.1952	320	0.61
29	1.6426	1.4465	1910	0.757
30	0.0286	0.1909	310	0.616
31	0.8587	1.0159	1600	0.651
32	0.1270	0.4022	700	0.575
33	0.1181	0.3879	900	0.431
34	0.1501	0.4373	840	0.521
35	0.0119	0.1231	170	0.724
36	0.0796	0.3184	690	0.462
37	0.0309	0.1981	370	0.536
38	0.0442	0.2373	450	0.527
39	0.0355	0.2130	330	0.646
40	0.1987	0.5031	460	1.094
41	0.0360	0.2142	600	0.357
42	0.0492	0.2504	380	0.659
43	0.1133	0.3799	730	0.520

4 沟道给养面积

S. A. Schumm 定义：沟道给养面积是指单位长度沟道所要求的汇水面积。其表示方式用沟道给养面积常数 C 来表达，即

$$C=\frac{A}{\sum L} \tag{4-3}$$

式中：A 为流域面积；$\sum L$ 为沟道总长度。

沟道的给养面积常数是衡量沟道来水量的重要指标，它是流域沟壑密度的倒数，即沟壑密度大、地形破碎，沟道的给养面积常数小，来水量小；沟道的给养面积常数大，沟壑密度小。表 1-7 所示研究区内 43 条样沟的沟道给养面积常数，最大为 223.6 m^2/m，最小为 64.4 m^2/m，最大分配概率为大于 90 m^2/m。与黄土丘陵区相比，沟道给养面积较大。

表 4-7　泥石流沟流域地貌崎岖系数、沟道给养常数计算表

Tab. 4-7　Landform ruggedness number and gully provision region statistics table of mine debris flow gully drainage in Shenfu-Dongsheng mine region

样号	面积 km^2	沟道总长度 m	水道给养常数 $(c=A/L)$	崎岖系数 $(y=H\cdot D)$	坡地长度 m	沟壑密度 $km\cdot km^{-2}$
1	0.0435	409	106.3570	0.9872	53.178	9.4023
2	0.0461	300	133.6667	0.6664	76.8332	6.5076
3	0.0107	330	116.2837	0.8939	58.1429	8.5985
4	0.0757	915	77.6411	1.7526	41.3661	12.0872
5	0.1966	1236	159.0615	1.0373	79.5305	6.2860
6	0.2758	1795	153.6490	0.9697	76.8250	6.5083
7	0.1124	745	151.5436	0.7833	75.7714	6.5988
8	0.1115	735	192.5579	0.5350	96.2594	5.1043
9	0.1297	760	170.6579	0.7383	85.3286	5.8597
10	0.1259	945	133.2275	1.0508	66.6234	7.5060
11	0.0626	280	223.5714	0.4249	111.7868	4.4728
12	0.0172	215	80.0000	1.0000	40.0	12.5
13	0.0113	340	126.4706	0.7400	60.7356	8.2421
14	0.0718	475	151.1579	0.6946	75.5789	6.6156
15	0.0438	430	101.8605	1.0308	50.9300	9.8171
16	0.0368	370	99.4595	0.7239	49.7300	10.0541
17	0.0575	450	127.7778	0.4852	63.8888	7.8261
18	0.0191	250	76.4000	0.8770	38.2000	13.0890
19	0.0475	399	121.7949	0.5953	60.8976	8.2105
20	0.0211	255	92.0753	0.7332	46.0375	10.8607
21	0.0274	380	72.1053	1.1442	36.0527	13.8686
22	0.0548	595	92.1176	0.9772	46.0503	10.8377
23	0.0736	845	87.1006	0.9759	43.5502	11.4812
24	0.2099	1620	129.5679	0.5796	64.7836	7.7180
25	0.0441	682	64.3798	1.0252	32.1897	15.5329
26	0.0601	613	98.0121	0.6528	49.0210	10.1997
27	0.0326	425	76.7059	0.9452	38.3530	13.0368
28	0.0299	391	76.4736	0.8590	38.3530	13.0769
29	1.6426	10160	161.6732	0.8011	80.8368	6.1853
30	0.0286	290	98.6207	0.6591	49.3102	10.1399
31	0.8587	4310	197.8773	0.6692	98.9276	5.0542
32	0.1270	850	149.4118	0.6827	74.7060	6.6929
33	0.1181	1290	91.5504	1.1469	45.7751	10.9229
34	0.1501	1250	120.08	0.7995	60.0399	8.3278
35	0.0119	146	81.5068	0.6748	40.7534	12.2689
36	0.0796	629	128.3872	0.6621	64.1939	7.7889
37	0.0309	330	93.6364	0.8010	46.8182	10.6796
38	0.0442	380	76.2069	0.7240	65.6018	7.6207
39	0.0356	520	68.4615	1.4168	34.2309	14.6067
40	0.1987	1400	141.9286	0.5460	70.9643	7.0158
41	0.036	410	87.8049	0.9168	43.9024	11.3889
42	0.0492	570	86.3158	0.9291	43.1578	11.5854
43	0.1133	700	161.8571	0.6351	80.9281	6.1783

5 流域崎岖度剖析

流域崎岖度是反映流域地形，高低起伏，地面破碎程度的总体指标，由崎岖系数(ruggedness number)来表示，即

$$y=H\cdot D \tag{4-4}$$

式中：H 为流域相对高差；D 为流域沟壑密度。

公式说明流域崎岖系数与相对高度及沟壑密度的相关性，崎岖系数越大，则地形越破碎，坡度越大。根据美国学者 R. E. Horton 坡地长度定律，斜坡的长度则与沟壑密度呈反比，即：

$$L_g=\frac{1}{2D} \tag{4-5}$$

随着崎岖系数的增大而减小，呈反比关系。

泥石流是土壤侵蚀严重的产物，这一结论是地理学界，土壤侵蚀、泥石流研究领域所公认的定论。但进一步深入系统研究，二者之间不仅有着内在联系，而且也存在着各相关因素之间的差异。土壤侵蚀供给泥石流固体物质，土壤侵蚀愈严重，供给泥石流的固体物质愈多，侵蚀要求大的土壤侵蚀面积 S

$$S=2D\cdot\frac{H}{\sin\alpha}\cdot P$$

式中：D 为沟壑密度；H 为切割深度；α 为平均坡度；P 为土壤侵蚀系数。

根据公式涵义，土壤侵蚀与沟壑密度呈正比，沟壑密度愈大，土壤侵蚀面愈大，进一步分析，在岩体休止角限制下，沟壑密度又与切割深度呈反比，沟壑密度愈大，切割深度愈小。

矿山泥石流的暴发不仅需要有丰富的固体物质，还需要流量大，流速快的水动力条件，陡而高的地形条件，在特定的流域内，高差小、流域比降小、汇流速度慢，沟网密度大，水道的给养常数小，达不到泥石流暴发所需要的水动力条件。神府东胜矿区 43 条泥石流样沟的崎岖系(表 4-7)分布在 1.7～0.4 之间，大概率分布值为 0.6～1.0 之间。

第二节 矿区泥石流沟道发育演化的信息维数分析

人为泥石流沟道形态畸特，沟道水系的空间分布复杂多样，沟床比降波折明显，从而导致泥石流整体沟道的跳跃式演化，畸形沟道多见。泥石流沟道的发育阶段是长期流域系统自我适应，调节的结果，不同的演化阶段沟道形态不同，其是各形态要素的综合表现。用单要素、常规的地貌侵蚀旋回原理及统计方法，划分泥石流沟道发育阶段，在某种程度上存在一定的片面，所获取的信息量是零碎的，也不能体现出沟道不同发育阶段的汇流特征。

本世纪中叶数学家 B. B. Mandelbro 创立了分形理论，正是用来研究自然界中没有特征长度，形态复杂，但具有自相似性的几何形体，20 世纪 90 年代广大的地学、水利科学界广泛应用该理论，其效果明显，结论接近实际，克服了单一要素，简单循环理论的弱点。在此作者结合泥石流沟道特征，利用信息维原理对人为干扰的畸形发育的泥石流沟道进行了发育阶段划分的探讨。

1 分形计算原理[6]

分形理论是一种新兴的一门计算分析方法，其特征量就是分数维，不同于拓扑的整数

维，区别于空间维，而是介于拓扑维与空间维之间，根据不同的研究对象、分维的计算方法略有差别，最常见的分维计算方法有 3 种：

1.1 豪斯道夫(Hausdorff)维 D_f

是用来计算具有严格自相似性的分形体的各个独立方向的几何长度，若用 r 为测算尺度单位，$N(r)$为尺子数则：

$$D_f=\lim_{r\to 0}\frac{\ln N(r)}{\ln\frac{1}{r}} \tag{1-6}$$

1.2 关联维 D_r

是用来研究等时间间隔序列构成的 m 维子相空间各相点的相互关联性，计算公式为：

$$D_r=\lim_{r\to 0}\frac{\ln C(r)}{\ln r} \tag{1-7}$$

式中：

$$C(r)=\frac{1}{N^2}\sum_{\substack{i,j=1\\ i\neq j}}^{N}Q(r-|r_i-r_j|)$$

Q 为阶跃函数

$$Q(x)=\begin{cases}1 & X>0\\ 0 & X\leqslant 0\end{cases}$$

N：m 维子相空间中所生成的相点数；

r：根据研究给定的参考尺度；

r_i、r_j：m 维空间中的相点。

关联维适用性强，计算方便，但参考尺度 r 的选取很复杂，r 值太大所有的点都不会超过它。若 $C(r)=1$，$\ln(r)=0$ 这样没有意义。

1.3 信息维 D_I

信息维是耗散结构理论，概率统计方法在分形理论中的应用，是匈牙利数学家 Renyi 在 20 世纪 50 年代从概率角度对分形维数所作的推广。因为分形是一种信息载体，信息维能更接近客观实际。信息维的计算，借助于耗散结构信息熵原理。首先测算盒子个数，并将盒子数编号，然后，计算分形中的一个点落入第 i 个盒子中的概率 P_i，得用尺度为 r 的小盒子所测算的平均信息量为：

$$I=-\sum_{i=1}^{N(r)}P_i\ln P_i \tag{1-8}$$

用信息量代替 Hausdorff 维中的盒子数 $N(r)$的对数得信息维：

$$D_I=\lim_{r\to 0}\frac{-\sum_{i=1}^{N(r)}P\ln P_i}{\ln\frac{1}{r}} \tag{1-9}$$

此外，还有相似维和容量维等，这些分维的共同特征是：

$$D\geqslant d \qquad (d\text{ 为拓扑维})$$

2 矿山泥石流沟道形态的信息维测算方法

沟道形态对泥石流暴发的影响主要体现在沟道比降、沟道长度、流域坡度及分支状况

等，用常规的统计方法和几何形态分析法，对客观实际的反映有一定的局限性，其所获取的信息是零碎的。信息维能综合反映这些地形因素，提供多的信息量的分形计算方法，其具体计算过程为：

首先在 1：10000 地形图上构绘出 43 条泥石流样沟的沟道流域范围。

其次，确定测算盒子尺度 r 为正方形，面积分别为 $r=100mm^2$，$r=25mm^2$。

第三，用透明米格纸蒙在地图上，以沟道能过的尺度格子（盒子）数为 $N(r)$，以落入每个格子的等高线条数的概率为 P_i。

第四，根据耗散结构信息熵原理，分别计算出尺度为 $r=100mm^2$，$r=25mm^2$43 条样沟的信息熵值。

最后，根据信息维计算公式，分子为纵坐标，分母为横坐标，分别点绘出 $r=100mm^2$，$r=250mm^2$ 两点，两点的联线斜率为 D_I，得 13 条泥石流样沟的信息维值见表 4 8。

表 4-8　神府东胜矿区矿山泥石流沟道形貌要素及分维统计表

Tab. 4-8　Formation factors and fractal dimension statistics table of mine debris flow gully drainage in Shenfu-Dongsheng mine region

沟号	流域面积 km^2	主沟道长 m	沟道比降	主沟道高差 m	沟道分支	信息熵 I		信息维 $\lvert D_I \rvert$
						$r=100mm^2$	$r=25mm^2$	
1	0.0435	409	0.2567	105	单沟	1.2747	1.8771	0.4345
2	0.0461	300	0.3167	95	单沟	1.085	1.6841	0.4322
3	0.0407	350	0.2971	104	单沟	1.258	1.8586	0.4332
4	0.0757	545	0.2661	145	2 条支沟	2.5001	3.7087	0.8718
5	0.1966	656	0.2210	145	1 条支沟	3.3581	4.3511	0.7163
6	0.2758	915	0.1628	149	2 条支沟	3.971	4.8187	0.6079
7	0.1129	515	0.2305	118.7	1 条支沟	2.2026	3.1863	0.7096
8	0.1415	585	0.1538	90	1 条支沟	1.8577	2.3743	0.3726
9	0.1297	610	0.1422	91	1 条支沟	2.0281	2.5821	0.3996
10	0.1259	725	0.1931	140	1 条支沟	2.248	3.2225	0.5731
11	0.0626	280	0.243	68	单沟	1.2805	1.9684	0.4962
12	0.0172	215	0.3721	80	单沟	0.8816	1.4615	0.4183
13	0.0413	340	0.2647	90	单沟	1.2795	2.2302	0.6858
14	0.0718	475	0.2211	105	单沟	1.4006	1.8336	0.3123
15	0.0438	430	0.2442	105	单沟	1.1051	1.5556	0.3250
16	0.0368	370	0.1946	72	单沟	1.0088	1.3099	0.2172
17	0.0575	250	0.22	55	1 条支沟	1.7694	2.9488	0.8508
18	0.0191	250	0.268	67	单沟	0.713	1.4938	0.5632
19	0.0475	310	0.1794	61	1 条支沟	1.4235	2.0018	0.4166
20	0.0244	265	0.2226	59	单沟	0.8691	1.384	0.3714
21	0.0274	310	0.2484	77	1 条支沟	1.2964	2.1678	0.6286
22	0.0548	455	0.1802	82	1 条支沟	1.7382	2.4688	0.5270
23	0.0736	675	0.1259	85	1 条支沟	1.9864	2.5521	0.4081
24	0.2099	750	0.1001	75.1	1 条支沟	4.8988	6.1019	0.8679
25	0.0441	295	0.2136	63	2 条支沟	2.6497	3.9637	0.9479
26	0.0601	313	0.1198	37.5	2 条支沟	2.3353	2.9527	0.4454
27	0.0326	320	0.1875	60	1 条支沟	1.6273	2.1055	0.3449

续表

沟号	流域面积 km^2	主沟道长 m	沟道比降	主沟道高差 m	沟道分支	信息熵 I		信息维 D_I
						$r=100mm^2$	$r=25mm^2$	
28	0.0299	311	0.2090	65	1条支沟	1.6736	2.2352	0.4051
29	1.6426	2360	0.0551	130	9条支沟	19.4215	24.9485	3.9853
30	0.0286	290	0.2241	65	单沟	1.0036	1.6347	0.1552
31	0.8587	1380	0.096	132.5	7条支沟	10.5997	12.4481	1.3318
32	0.1270	580	0.1069	60	1条支沟	2.395	3.2743	0.6313
33	0.1181	840	0.125	105	3条支沟	2.9279	1.2275	0.9717
34	0.1501	840	0.1071	96	2条支沟	3.4754	1.403	0.6692
35	0.0119	116	0.3767	55	单沟	0.4575	0.9805	0.3773
36	0.0796	620	0.1371	85	单沟	1.8515	2.4484	0.4306
37	0.0309	210	0.2479	59.5	1条支沟	1.3553	2.0888	0.5291
38	0.0442	460	0.21	95	1条支沟	1.7983	2.3919	0.4281
39	0.0356	370	0.2622	80.5	1条支沟	1.9761	2.7596	0.5652
40	0.1987	660	0.1174	77.5	3条支沟	3.9982	5.0271	0.7122
41	0.0360	410	0.1963	80.5	单沟	1.3696	2.0295	0.4760
42	0.0492	390	0.2056	80.2	2条支沟	1.9587	2.5732	0.4433
43	0.1133	700	0.1393	97.5	单沟	1.6793	2.3968	0.5176

以沟道为主线，计算格子的主线，能反映出流域的沟道长度、沟壑密度，将落入通过沟道的格子中的等高线条数为信息熵概率，能体现出流域沟道的比降变化状况，它优越于其他两种分形计算方法，综合性较强，用于泥石流沟道发育阶段的划分是作者的首创。

3 矿山泥石流沟发育阶段的信息维划分

3.1 矿山泥石流沟道发育阶段的划分依据 —信息维值

信息熵和热力学熵在本质上是一致的，是系统无序的一种量度，熵值越大，越无序，就流域沟道来讲，熵值越小，沟道比降越大，梯度单调增加；熵值越大，梯度变化复杂，沟道比降高低起伏。

信息维数值的大小不仅反映几何形态的复杂性，还能反映沟道演化的阶段性及沟网的稀密性。就泥石流沟道而言，信息维数小，反映沟网密度小，沟道形态单调，信息维数大，说明沟网密度大，沟道形态复杂。

根据表4-8计算的信息熵 I，信息维 D_I 所反映的泥石流沟道形态特征，可将研究区的泥石流划分为4个发育阶段(表1-9)。

表4-9 神府东胜矿区矿山泥石流沟发育阶段信息维划分表

Tab. 4-9 Dividing development phase of mine debris flow gully by information dimension in Shenfu-Dongsheng mine region

发育阶段	信息维 D_I	泥石流样沟序号
幼年期	≤0.44	1、2、3、8、9、12、14、15、16、19、20、23、27、28、35、36、38
青年期	0.44～0.6	10、11、18、22、26、30、37、39、41、42、43
壮年期	0.61～0.9	4、5、6、7、13、17、21、24、32、34、40
老年期	>0.9	25、29、31、33

3.2 矿山泥石流沟道各发育阶段的形态特征

A. 幼年期泥石流沟。信息维绝对值小，沟道比降单调增大，沟系简单无支沟发育，流域面积小，无明显的形成区及流通区之分。主要集中分布在公路两侧，是由于人为活动，将原先的切沟畸形发育为泥石流沟。在发育阶段中，幼年期矿山泥石流暴发频率最大，但规模小。它们往往面临公路，阻塞交通，灾情严重，但易排除。

B. 青年期泥石流沟。信息维绝对值增大，说明随着量测尺子的变化，沟道信息变化增大，沟道比降发生不均匀增大，部分发育有支沟，沟道增长，沟道比降增大率减慢，流域面积增大，形成区与流通区分界不明显。主要分布在公路、铁路两侧及采石场分布沟道内，是由于人为活动将自然形成的冲沟畸变为泥石流沟，泥石流暴发频率较幼年期减小，但规模大，灾情严重，排除较难。

C. 壮年期泥石流沟。随着量测尺子的变化，沟道形态特征的信息维变化快速增大，说明沟道比降的变化波状起伏。沟道延长，支沟发育，沟系趋于复杂化，流域规模成型，可以明显区分出汇流区、形成区、流通区。由于沟内分布有许多大的采石场，弃渣堆积，为泥石流的暴发提供了充足的固体物质；流域面积增大，来水量增加，促进了泥石流的暴发，其发生泥石流的频率高，而且规模大，造成的危害极重，排除困难，且耗资量极大。

D. 老年期泥石流沟。信息维值急剧增大，分支复杂，沟网密度增大，沟系复杂，流域自我调节能力增大，主沟道比降减小，趋于均衡剖面。各支沟泥石流零星暴发，暴发的原因是自然条件与人为干扰综合作用所致。

3.3 泥石流沟道发育阶段信息维数划分的意义

分形理论信息维原理在泥石流沟道发育阶段分析中的应用，既体现了泥石流沟系统发育的整体性，吸收了耗散结构理论的信息熵原理，又充分反映了系统发育的复杂程度；既能体现出流域地貌演化的阶段性，又能确定全面反映沟道状况的定量划分值。它优越于传统的流域地貌划分法，也先进于专家系统多因子综合评判法。分析表 4-10 沟道发育阶段各要素值范围，能更加直观地看出信息维数法的综合性。

表 4-10 神府东胜矿区泥石流沟道不同发育阶段信息维值对应的形态要素值范围表

Tab. 4-10 Formation features limited corresponding to information dimension value in different development phase of mine debris flow in Shenfu-Dongsheng mine region

发育阶段	信息维(D_f)	主沟道长/m	主沟道高差/m	主沟道比降	流域面积/km²	沟道分支数/条
幼年期	<0.14	146～675	55～105	0.377～0.123	0.012～0.14	10条单沟，7条有一个很短的支沟
青年期	0.441～0.6	240～700	59.5～140	0.262～0.119	0.019～0.123	1条有两条支沟，5条有一条支沟，5条单沟
壮年期	0.61～0.9	250～915	55～149	0.265～0.100	0.027～0.276	1条沟有4条支沟，一条有3条支沟，5条有一条支沟，3条有两条支沟，一条单沟
老年期	>0.9	295～2360	63～132.5	0.211～0.055	0.044～1.643	2～9条支沟

从沟道发育的总趋势而言，各单要素所示范围值与分形信息维值是一致的，都是从小到大，说明信息维数值可以反映各要素的发展趋势。

从沟道发育各阶段的界线而言，各形态要素值出现交叉叠加。其原因：①由于在不同的

泥石流沟道，可能比降大而分支少，也可能是流域面积小；反之亦然。如样沟17、35虽然高差相同，但流域面积及长度相差很大，故其信息维数不同，分属不同的发育阶段。样沟4和39虽然比降接近，但流域面积及支沟数不同，所以信息维值不同，处于不同的发育阶段，又如样沟4和36，流域面积相近，但高差支沟数不同，因而分属不同的演化阶段。②沟道比降是某一沟道的平均值，而信息维值是沟道内等分段长度内的高差，不仅反映沟道的比降，而且能说明沟道比降的波状变化情况，以及分支数的多少。

3.4 分形信息维数理论在泥石流研究中的潜势

泥石流沟道的分维研究，不仅能客观地反映沟道的复杂性及演化阶段，而且在更深层的意义上，能体现出泥石流的形成机制、动力学特征及潜在危险性。

沟道形态控制泥石流的运动状态，是运动方程中的主要变量，将沟道形貌信息维数代入方程，能更加说明泥石流运动特征，一般情况，信息维数小反映沟道系统单调，流域面积小，泥石流物质组成单一，泥石流暴发迅猛、流速快、流态稳，潜在危险性大；信息维数大，体现出沟道系统复杂，自我调节能力强，宏观上趋于平衡，泥石流物质组成多样，流速波动大，暴发频率小，趋于衰退。

泥石流潜在危险性评价，是对泥石流沟内各因子综合评判过程。分形信息维数能从不同的角度反映沟道内各因子影响程度，既能反映沟道形态，还能体现出潜在固体物质储量。上述泥石流沟道演化阶段的划分，指出了该区的泥石流绝大部分处于青、壮年期，幼年期后继而上，泥石流发展趋于严重，若用多重分维方法，则更能真实地多方位地刻画出沟道形态及演化过程。

用不同的尺度测算分维值，获取的信息不同。测算尺度越小，信息量越丰富，综合性越强，但它有共同的规律。分维具有分辨率扩大或缩小的特性，即不仅能由大尺度趋势复原为小尺度趋势的综合，而且能由小尺度趋势扩大为大尺度趋势的分解。

分维的形式不同，反映客体自相似的层次不同，这一性质使用权分形理论的应用远远超过了纯几何学的范围。分维，从形式上属传统欧氏几何维数的一个推广，即由整数推广到非整数；从数学上，实现了由欧氏测度空间向豪斯道夫测度空间的转变，产生了一个新几何学——分形几何学，对应的数学工具是重正化群技术，代数表现是符号动力学；从物理上，分形为混沌度研究提供了数学背景和直观的几何语言[4]。尽管缺乏动力学描述构成了分形理论的主要缺陷，但其富有启发性的物理意义和数学形式上的简明，使其具有广泛的应用前景。

总之，分形信息维理论是研究泥石流这一灾变过程的有效理论方法。随着研究的进一步深入，将会与其他非线性科学结合，使泥石流研究能更系统、精确、客观地反映实际，预测趋势。

4 矿山泥石流沟道演化过程的奇特性

矿山泥石流沟道的演化过程是人为作用叠加于自然基础之上的动态演化过程。其不仅演化速度快慢奇特，而且存在有逆、正双向演化过程，即在短时期内可以将幼年期跃化为壮年期，也可以将青年期突变为老年期或退化为幼年期，速率快慢主要取决于人为干扰程度及方式。如沟道上、中游分布有大面积的采石场及坑井，大量堆积弃土石渣，并且汇水区域侵蚀严重，一方面提供了大量的泥沙物质；另一方面加大了沟道比降，促使泥石流发生；若沟道下游的采石场有两个趋向，其一是弃土石渣直接堆积在沟道上，形成了不整合的两种地层重叠，降低了沟床比降，暴发泥石流的可能性较小，只有在特大暴雨洪水时，水沿原始沟床流

动，暴发快速的泥石流；其二是弃土石渣堆积在两侧谷坡，暴雨时坡面石渣首先起动形成坡面型泥石流，而后很快汇入沟道形成沟道泥石流。同时人为在沟道内采煤挖石，不仅造成了大量的弃土石渣，而且改变沟道地貌形态，加速或制约矿山泥石流的暴发。

第三节　矿区泥石流沟道流域地貌形态的关联度评价[14]

在任何一个流域内，各地貌要素之间，在一定程度上是相互联系、相互制约的，对流域地貌过程的作用是综合的，因为整个流域地貌是由统一的物理过程的特性所决定的，单一要素反映的是流域的一个侧面，泥石流形成的地形条件是流域各地形要素综合作用的产物。然而每个单一地形要素对流域地貌形态的泥石流形成所起的作用程度不同。为了进一步综合评价各要素的影响程度、排列次序，作者应用模糊数学信息综合评定法，进行了研究区内泥石流沟流域地貌形态的关联度评价。

1　流域地貌各形态要素模糊评价指标的选取及等级划分

流域地貌形态是各地形单要素的组合，然而对泥石流形成有促进作用的流域形态要素主要有：流域面积是泥石流固体物质的源地，水动力汇集地；泥石流活动所需沟道长度是泥石流输送的通道；沟道比降则是影响泥石流流速、流态的关键所在；斜坡长度反映汇水流量的快慢及大小；流域形状系数直接影响洪峰流量出现的时间、峰量的大小；流域崎岖系数是沟壑密度与流域高差的积直接反映流域地形的起伏、破碎状况；信息维综合反映沟道比降的变化过程，沟道所处的发育阶段，因此作者将这 7 个主要因子作为评价指标，并根据 43 条典型泥石流样沟实测数据及计算结果(表 4-7、4-8)，结合野外考察记录泥石流暴发严重程度及流域整体形态对泥石流形成的促进程度，将各要素值划分为 4 个等级段，各等级分别占样沟总数为 Ⅰ 15%、Ⅱ 20%、Ⅲ 30%、Ⅳ 35%，详见表 4-11。

表 4-11　神府东胜矿区泥石流沟流域地貌形态影响程度等级划分标准

Tab. 4-11　Dividing grade standard of landform affecting degree of mine debris flow in Shenfu-Dongsheng mine region

级别	流域面积 S_1/km²	沟道总长度 S_2/m	主沟道比降 S_3	信息维 S_4	流域延长率 S_5	流域崎岖系数 S_6	坡地平均长度 S_7/m
Ⅰ	≤0.03	≤350	≤0.12	≤0.390	≤0.5	≤0.6	≤40
Ⅱ	0.031～0.042	351～500	0.121～0.181	0.391～0.44	0.51～0.56	0.61～0.7	41～49
Ⅲ	0.043～0.073	501～700	0.182～0.22	0.441～0.59	0.57～0.64	0.71～0.9	50～65
Ⅳ	≥0.071	≥701	≥0.221	≥0.591	≥0.65	≥0.91	≥66

2　模糊信息评价原理及关联度的求取

首先确定两个论域：7 个主要形态因素论域。

$$U\triangleq\{u_1,u_2,u_3,u_4,u_5,\cdots,u_7\}=\{s_1,s_2,s_3,s_4,\cdots,s_7\}$$

各形态因素对泥石流形成促进程度等级论域：

$$v\triangleq\{v_1,v_2,v_3,v_4\}=\{\text{Ⅰ},\text{Ⅱ},\text{Ⅲ},\text{Ⅳ}\}$$

$$u(x)=\exp\left[-\left|\frac{(x-m)^2}{c}\right|\right] \tag{4-10}$$

其次，根据实测数据点绘样沟各形态要素曲线，确定评定因素的隶属函数，其基本服从于正态分布：

式中，x 分别代表 7 种评定因素；m 和 c 为常数。

基于式中当 $x=m$ 时，$u(m)=1$，所以 m 为表 4-11 中所给评定因子指标的平均值：

$$m_i=\frac{1}{2}(x_i+x_{i+1}) \qquad (i=1,2,\cdots,7)$$

表 4-11 所给出的各种评定因子范围的边界是二种等级的分界线，对二种等级的隶属度应相同，故是其近似等于 0.5，即可求出式 4-10 中的常数 c：

$$c=0.6(x_{i+1}-x_i)$$

根据上述步骤求出各评定因子对每一等级隶属函数中的系数 m、c，结果见表 4-12。

第三，将表 4-12 计算不同等级的 m、c 值代入式 4-10，分别计算出 43 条样沟对各评定因子的隶属度，但实测数字小于 Ⅰ 大于 Ⅳ 等级的边界值时，评定因子的隶属函数可直接取 1。

表 4-12　隶属函数中的 m 和 c

Tab. 4-12　m and c in a subordinate function

级别		流域面积 S_1/km²	沟道总长度 S_2/m	主沟道比降 S_3	信息维 D_I S_4	流域延长率 S_5	流域畸邱系数 S_6	坡地平均长度 S_7/m
Ⅰ	m	0.0300	350	0.12	0.39	0.5	0.6	10
	c	0.0006	0.6	0.0006	0.0006	0.006	0.006	0.6
Ⅱ	m	0.0365	425	0.151	0.4155	0.53	0.65	44.5
	c	0.0072	90	0.0366	0.03	0.036	0.06	5.4
Ⅲ	m	0.0589	600.5	0.201	0.5155	0.6005	0.805	57.05
	c	0.0186	120	0.0234	0.09	0.048	0.12	9.6
Ⅳ	m	0.074	701	0.22	0.6	0.645	0.91	65.1
	c	0.0156	0.6	0.0006	0.036	0.006	0.006	0.6

$$r_i=\frac{1}{N}\sum_{k=1}^{43}\xi(k) \qquad (1\text{-}11)$$

$$\xi(k)=\frac{\min_i\min_k|s_3(k)-s_i(k)|+\max_i\max_k|s_3(k)-s_i(k)|}{|s_3(k)-s_i(k)|+0.5\max_i\max_k|s_3(k)-s_i(k)|} \qquad (k=1,2,\cdots,43)$$

第四，根据关联度计算公式，由野外泥石流沟实际考察及泥石流松散体起动放水模拟试验结果来看，主沟道比降是导致泥石流发生的直接因素，故以 S_3 为主因子数列求出各个地形因子的关联程度（表 4-13）

表 4-13　矿山泥石流沟流域地形评定因子的关联度

Tab. 4-13　Connected degree of topographic factors evsluted of mine debris flow in Shenfu-Dongsheng mine region

评定因子	S_1	S_2	S_3	S_4	S_5	S_6	S_7
关联度	0.8236	0.8666	1	0.8153	0.7928	0.7893	0.8076

第五，将表 4-13 数字做归一化处理，即得评定因子的模糊评定次序

$$A=\frac{0.1397}{S_1}+\frac{0.1470}{S_2}+\frac{0.1676}{S_3}+\frac{0.1383}{S_4}+\frac{0.1315}{S_5}+\frac{0.1339}{S_6}+\frac{0.1370}{S_7} \qquad (4\text{-}12)$$

3 计算结果分析

野外调查量测的 13 条泥石流样沟，均是研究区暴发泥石流的典型沟道。仅因为各种原因，其暴发频度及成灾程度稍有差异。根据暴发频度及成灾程度的统计，将泥石流沟分为 4 个等级，统计每等级所占百分比。这样便于在同一等级内比较各地形要素的主次，尤越于不同专家对同一地形要素打分不同的弊端，克服了不同等级各形态要素比较的混乱。

从导致人为泥石流暴发的诸多流域地形因子中，选取 7 个重要形态因子作为模糊综合评判因子，计算其关联度的大小，能区分出各形态要素作用的大小及次序排列。式 4-12 列出了流域各地形因子关联度，若以主沟道比降为主因子序列则排列次序为：$S_3>S_2>S_1>S_4>S_7>S_5>S_6$，这一序列基本上符合实际，与上述各地形要素分析一致。S_5、S_6 也是两个重要的流域形态指标，它们将是流域汇流的关键因子，其之所以序列排后是因为这两个因子本身就是几个单因子综合计算值（见式 4-2、4-1），S_5 是流域面积的函数，S_6 是沟道长度、流域面积及相对高差的函数，他们体现的主要是二要素或三要素之间的相关性。

张平仓先生曾在“黄土高原典型地区泥石流滑坡与人类活动的相互关系”研究报告中，用多元非线性回归方法建立了泥石流沟道比降 J 与沟壑密度 D、沟谷相对高差 h、流域面积 A 及流域形状系数 E 的关系式：

$$J=\frac{D^{1.0758}}{1000\overline{E}A^{0.195}}$$

在张平仓研究基础上再通过本关联度研究使几个流域地形要素有了明确的排序，并表明了与比降关系的程度。

流域地貌各形态要素关联度的获取，使我们一目了然各要素在泥石流形成过程中的主次地位，有目的地人为布设防治措施，改变关键的地形条件。

参 考 文 献

[1] 马蔼乃．云南东川蒋家沟泥石流流速分析．中国地理学会 1977 年地貌学术讨论会文集．北京：科学出版社，1981.210～214

[2] 张丽萍，唐克丽，张平仓．神府东胜矿区人为泥石流沟道地形条件分析．水土保持通报，2000.20(4)：20～23

[3] 承继成，江美球编著．流域地貌数学模型．北京：科学出版社，1986.71

[4] 甘枝茂主编．黄土高原地貌与土壤侵蚀研究．西安：陕西人民出版社，1990.106～120

[5] 张丽萍．黄土地貌特征与水土流失关系的分析研究．山西师大学报，1991.(4)：64～69

[6] 仪垂祥编著．非线性科学及其在地学中的应用．北京：气象出版社，1993.229～243

第五章　神府东胜矿区泥石流发生的水动力条件

水不仅是泥石流的组成部分，也是泥石流的搬运介质，水在泥石流暴发中有三大作用：①流域面上降雨径流造成坡面侵蚀，使固体物质汇集到泥石流沟内，造成固体物质的富集，水流侵蚀切割泥石流沟使泥石流沟道两侧的岩体或土体失稳，从而促成了崩塌或滑坡等，水还可浸入到岩体或土体，使它们与下伏岩层之间的摩擦系数减小，使岩体或土体滑坡；②水分使固体物质饱和液化；③水是泥石流暴发的主要动力。

神府东胜矿区泥石流暴发的水动力主要是暴雨径流，属暴雨型泥石流，降雨强度与方式，流域产、汇流特性均是决定泥石流是否暴发的关键所在。矿区的地理位置决定了其大气环流、气候的独特性。

第一节　矿区暴雨特征分析[1]

1　暴雨特征

神府东胜矿区位于黄河中游暴雨中心区内。暴雨频率之高及强度之大是无可比拟的。据矿区东胜、伊旗神木气象站统计，日降雨超过 50 mm 的暴雨年有发生，历时较长的暴雨亦屡见不鲜，例如，1971 年 7 月神木县杨家坪日雨量曾达 408.7 mm，相当于最少年降雨量（107.8 mm）的 3.5 倍，1977 年 8 月 1 日内蒙古乌审旗移村 8 小时暴雨量达 1050 mm，10 小时暴雨量达 1100 mm，神木县城日雨量为 100 mm[1-1]。1997 年 5 月 6 日晚神木县大面积降雨，历时 2 小时，六道沟神木水蚀、风蚀交错带生态环境整治试验基地气象站观察，降雨初期，最大雨强 30 分钟降水 26 mm。

矿区不仅暴雨频率高、强度大，而且集中性很强，主要集中在 6～9 月（表 5-1）。

表 5-1　神府东胜矿区主要气象站 6～9 月降雨量统计表　（单位：mm）

Tab. 5-1　monthly rainfall of major meteorological observation station in Shenfu-Dongsheng mine region (unit: mm)

站　名	年均降雨量/mm	6月	7月	8月	9月	6～9月占全年比例/%	7～9月占全年比例/%
神　木	433.8	11.0	108.0	125.5	56.3	75.1	65.7
东胜市	400.3	34.7	98.4	123.4	52.3	77.1	68.5
伊金霍洛旗	393.8	37.7	97.2	111.1	57.4	77	67.8
准格尔旗	401.5	35.7	97.5	116.3	61.8	77.5	68.6

2 小流域暴雨设计预算

在神府东胜矿山，绝大部分流域，尤其是一些中小流域均不设有气象站和水文站，甚至有的地区全县只有一个气象站，水文站更只是设在一些大河流的中下游（如王道恒塔水文站，新庙水文站），因而在计算暴雨强度和径流量时只能应用大河水文站的泥沙资料来推算，其数字的精确性和可引用性较差。本书将气象气候、水文学原理引入，采用现有气象、水文资料进行动态设计，可以计算出各种面积流域、不同重现期、不同历时的暴雨量及暴雨过程。

虽然在矿区暴雨时有发生，但其强度、历时随机性很大，为了分析不同暴雨强度及雨力对泥石流沟流域汇流、泥石流形成过程中的作用，需对泥石流沟暴雨进行设计预算，为下一步汇流模型的建设提供基础研究。

设计暴雨预算公式：

$$H_{tp}=K_p\times\overline{H}_t \tag{5-1}$$

式中：H_{tp}为设计历时不同频率的暴雨量；$\overline{H}_t$为设计历时多年平均暴雨量；K_p为模比系数。

根据偏态系数C_s及变差系数C_v比值，由皮尔逊Ⅲ型曲线模比系数表查得频率为p的模比系数K_p[1]，这一计算方法对于一些无雨量、水文测站的小流域，不能精确计算H_t、C_v及C_s时，可在不同历时暴雨量等值线图及C_s/C_v等值线图（各地区均有）上查获，在查图时以流域几何中心为准，实行内插法求之。

3 暴雨强度相关因素分析及暴雨量的计算

短历时、高强度暴雨是造成本区土壤强烈侵蚀和泥石流暴发的水动力条件，暴雨强度与雨力大小成正比，与历时成反比，其关系表现为：

$$I=\frac{S_p}{t^n}=\frac{A+B\ln N}{t^n} \tag{5-2}$$

式中：I为设计频率的暴雨强度 mm/min；t为暴雨历时；S_p为设计暴雨雨量（mm）；A、B为暴雨系数；n为雨力递减指数；N为设计暴雨的重现期（年）。

由榆林地区、东胜市水文手册，n值、B值、A值等值线图上查得。

矿区：$n=0.67\sim0.83$

$B=20\sim35$

$A=20\sim30$

取其平均值：$n=0.75$，$B=28$，$A=25$

则不同历时和设计频率的暴雨量为

$$H_{tp}=I\times t=\frac{A+B\ln N}{t^n}\times t=(25+28\ln N)\times t^{1-n} \tag{5-3}$$

依据上式可计算出矿区不同重现期不同历时暴雨量（表5-2）。

依据上表计算的暴雨量，计算泥石流沟道的产流、汇流及洪峰流量，以分析泥石流沟道形成泥石流的临界暴雨量及活动期与重现期的关系。

表 5-2　神府东胜矿区不同设计频率的暴雨量　（单位：mm）

Tab. 5-2　The torrential rain value of various design frequency in Shenfu-Dongsheng mine region　(unit: mm)

历时	暴雨重现期/a						
min	1	2	5	10	20	50	100
10	15.9736	21.3588	25.6389	33.8640	39.2491	46.3694	51.7545
20	18.9959	25.4000	33.8664	40.2713	46.6752	55.1428	61.5467
30	21.0221	28.1097	37.4793	44.5675	51.6546	61.0255	68.1126
60	25.0000	33.4283	44.5707	53.0000	61.4280	72.5720	81.0000
720	46.5302	62.2107	82.9553	98.6440	114.3303	135.0716	150.7579
1440	55.334	73.9889	98.6512	117.3083	133.9625	160.6283	179.2825
4320	72.8238	97.3749	129.8323	154.3865	178.9368	211.3988	235.9491
1	25	33.4283	44.5707	53.0000	61.4280	72.5720	81.0000
3	32.9019	43.9941	58.6584	69.7520	80.8439	95.5103	106.6022
6	39.1271	52.3181	69.7569	82.9495	96.1400	113.5813	126.7718
12	46.5302	62.2170	82.9553	98.6440	114.3303	135.0716	150.7579
24	55.3341	73.9889	98.6512	117.3083	135.9625	160.6283	179.2825

4　设计暴雨动态过程

暴雨历时段内降雨强度的动态变化过程，即暴雨的时程分配，直接影响洪峰流量出现的迟早、大小和泥石流暴发的时位。对它的研究是计算泥石流沟流域产流过程的基础，是分析泥石流沟流域过程的特经之路。

暴雨的时程分配是根据矿区较大 1 小时、6 小时、12 小时、24 小时暴雨自记资料，采用不同历时曲线的主雨峰对齐，算术平均、滑动挑选的方法，分析概化出矿区 1 小时、21 小时每年一遇的暴雨历时段控制雨型，并根据表 5-2 计算的暴雨量，分别以 10、30、60 分钟及 1、3、6、12、24 小时为控制，首先将最大 1 小时暴雨量放置在表中雨峰位置，然后将各时段的暴雨量减去相邻时段暴雨量的差值，乘以相应历时分配比例，即得同一频率各时段暴雨过程见表 5-3、表 5-4、图 5-1。

表 5-3　1 小时暴雨概化雨型　（单位：mm）

Tab. 5-3　The concepting rain type in one hour　(unit: mm)

时段 / 历时/ min	雨型/%			暴雨过程
	H_{10}	$H_{10}-H_{30}$	$H_{70}-H_{60}$	
10		54.5		2.7516
20	100			15.9736
30		45.5		2.2972
40			37.0	1.471712
50			35.1	1.3961376
60			27.9	1.1097504
合　计	100	100	100	25

表 5-4　24 小时暴雨概化雨型　　（单位：mm）

Tab. 5-4　The concepting rain type in 24 hour　　(unit: mm)

历时 h	雨型/%					暴雨过程
	H_1	H_1-H_3	H_3-H_6	H_6-H_{12}	$H_{12}-H_{24}$	
1				10.6		0.7847
2				11.9		1.6657
3				17.9		2.9909
4				21.9		4.6122
5		52.2				4.1246
6	100					25
7		47.8				3.777
8			35.5			2.2100
9			29.0			1.8053
10			35.5			2.2100
11				15.2		1.1253
12				22.5		1.6657
13					9.4	0.8276
14					14.5	1.2766
15					7.6	0.6691
16					5.0	0.4402
17					7.6	0.6691
18					3.1	0.2729
19					4.4	0.3874
20					13.6	1.1973
21					7.6	0.6691
22					7.5	0.6605
23					9.4	0.8276
24					10.1	0.8892
合　计	100	100	100	100	100	55.3341

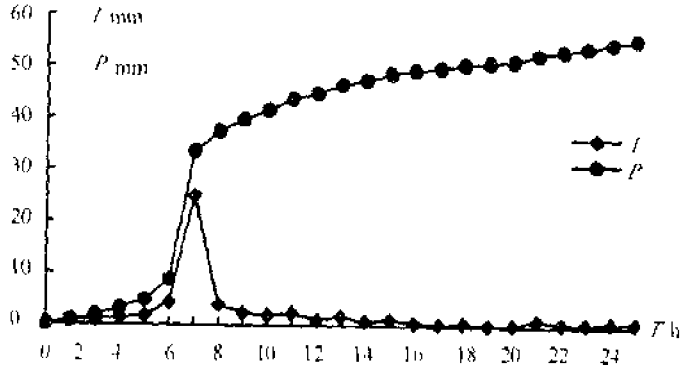

图 5-1　设计暴雨过程线及累积曲线

Fig. 5-1　Designed rainstorm process curve and accumulation curve

由暴雨过程曲线、逐步积分即得暴雨累积曲线(图 5-1)，为流域产流、产沙、侵蚀量计算提供了基础资料。根据神木县六道沟小流域风蚀、水蚀交错带生态环境整治技术试验示范研究基地近十几年来的降雨自记资料，对公式(5-3)进行了验算及图 5-1 曲线的吻合比较，结

果表明1、6小时概化雨型吻合率较高，可以达90%以上；24小时概化雨型吻合率较低，因实际24小时降雨雨强波动性大，但总的趋势是一致的；12小时的概化雨型吻合率可达85%左右。然而，神府-东胜矿区长系列降雨资料显示，绝大部分暴雨是短历时的，24小时的暴雨记录较少，所以这一暴雨动态设计方法是很实用的。

总之，神府东胜矿区属中纬度温带干旱半干旱生物气候环境。大陆性气候特点明显，冬季干旱、夏季暴雨频繁是本区的最大气候特点。另一方面，本区绝大部分小流域没设气象、水文观测站，因而应用暴雨预算和动态过程设计的方法，对小流域的暴雨过程进行动态分析是解决这一问题的重要方法。

以小流域几何中心为准，通过查阅当地C_v、C_s等值线图和不同历时暴雨量等值线图，能够计算出没设水文、气象观测站的任一小流域不同设计频率的暴雨量。

雨强和雨量是衡量暴雨强度的主要指标，也是表示雨力大小的关键因素。通过雨强雨力关系式能够计算出任一小流域不同设计频率的暴雨量。这种计算方法较上一种计算法复杂，但精度较高，并能体现出雨强与雨量的关系，能由此而推算出小流域土壤强烈活动期和重现期的关系。

暴雨动态过程的设计能绘制出不同历时、不同强度的暴雨过程曲线和累积曲线。它是计算流域产流、汇流的基础，也是计算流域产沙的主要过程。

第二节　产流动态过程

降雨到达地面，满足或超过了流域入渗强度之后便开始产生地表径流称为产流。降雨径流的产生过程一般可分以下几个阶段：第一，流域降雨阶段。径流是由降雨引起的，因此，流域上的降雨过程是径流形成过程的首要环节。降雨时的大小、强度及其时空变化对降雨径流形成过程有着直接的影响；第二，全流域蓄渗阶段。在降雨开始之后，地表径流形成之前，降雨的损失过程称为流域蓄渗阶段，主要包括：植物茎叶的截留过程，水分渗入土壤的下渗过程，水在地面凹穴、低陷处停蓄的过程；第三，坡面产流和漫流阶段。降雨量满足流域蓄渗之后，首先在地面开始产生地表径流；第四，河槽集流阶段，坡地漫流的水汇入附近的河网后，在河网中纵向流动，形成出口断面的过程。

根据流域地面自然特性及降雨方式，产流一般可分为两种方式，即蓄满产流和超渗产流。蓄满产流和超渗产流的区别在于：蓄满产流决定于降雨量的大小，与降雨强度无关；超渗产流决定于降雨强度，与降雨量大小关系不大。一个流域的产流方式，是气候、地质、地貌、土壤等综合作用的结果。一般来说，湿润地区以蓄满产流为主，干旱地区以超渗产流为主，但这一规律也随具体情况而变化。湿润地区久旱初雨时，也可能发生超渗产流；干旱地区的多雨季节也可能发生蓄满产流，在干旱地区的山区，土层较薄，如果植被良好，也可能发生蓄满产流。

神府东胜矿区属干旱、半干旱地区，包气带很厚，地下水位很低，植被条件差，尤其南部黄土丘陵区暴雨强度大且时空分布不均匀，当降雨强度大于下渗强度时便开始产流，因此，产流方式主要以"超渗产流"为主。

由于流域地面组成物质有差异，故其产流初期只是在流域的局部地段产生，而后随着降雨量和降雨强度的增加，产流面积不断扩大，最后达到全流域产流。产流量的大小、产流的方

式决定了流域汇流特性，出口断面流量的大小。

出口断面的流量过程是降雨扣除入渗后的净雨量，产流计算就是解决由降雨过程求净雨过程的问题。即如何扣除降雨的损失量。从一次暴雨中扣除入渗的方法在水文学计算中，大致概括为三大类：第一类是径流系数法；第二类是暴雨径流相关法；第三类是以下渗的物理过程为出发点的下渗曲线法。

由于神府东胜矿区的降雨多以高强度、短历时的降雨方式，降雨过程中蒸发很少、地表植被很少、截流作用为零，降雨的损失主要由下渗强度决定，故产流计算方法主要以下渗曲线为主。

影响土壤下渗强度的因素，除了地面物质特性外，上层土壤前期含水量 P_a 是一个主要因素，它是计算入渗必须考虑的因素。

设土壤入渗强度为 i，降雨强度为 I，i 值取决于上层土壤前期含水量 P_a，即 $i=f(P_a)$，降雨期间的下渗水量可以看做 P_a 的增量。

即：

$$I>i \text{ 时} \qquad \Delta P_a=f(P_a)\Delta t$$

$$I<i \text{ 时} \qquad \Delta P_a=I\Delta t$$

函数 $I=f(P_a)$ 的建立，可根据矿区所属流域实测水文资料推求，也可根据实验建立，

$$P_a=\int_0^t i(t)\mathrm{d}t \tag{5-1}$$

较为方便的是利用实验测得的下参曲线进行转换（图 5-2）

P_a-t 关系曲线上任一点的斜率即为该时刻的平均下渗强度。

降雨量随时间 t 的变化过程，可以根据自记雨量资料求得，但泥石流沟均是一些很小的流域，并无雨量资料，则根据设计暴雨动态过程求之（图 5-3）。

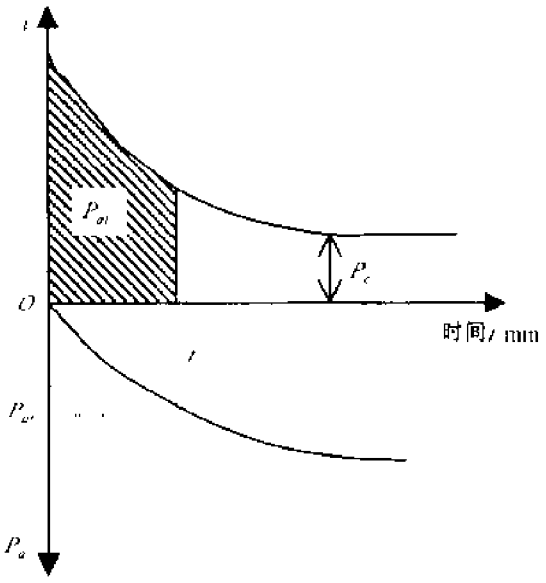

图 5-2 $i-t$ 和 P_a-t 关系曲线

Fig. 5-2 Relationship curve of $i-t$ and P_a-t

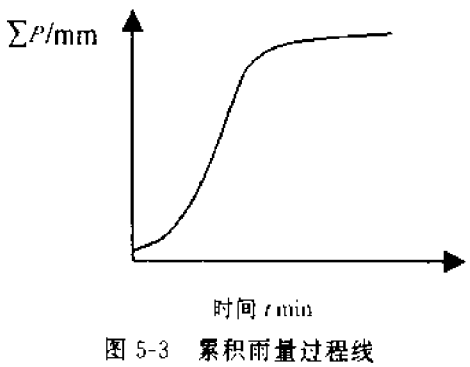

图 5-3 累积雨量过程线

Fig. 5-3 Process curve of accumulation precipitation

有了 P_a-t 和 $\Sigma P-t$ 关系曲线利用分段计算逐步累加就可计算出分段产流量及产流过

程。具体的方法为：

(1)将 P_a-t 曲线与 $\Sigma P-t$ 曲线建立在一个坐标系中(图 5-4)。

(2)在 $\Sigma P-t$ 曲线上寻求不连续折点，由折点在横坐标上确定时间 Δt，并交于 $P-t$ 曲线一点，该点即视为 Δt 时段内下渗强度。

(3)该时段内总降雨量 $P_a\times\Delta t$ 减去相应时段的入渗量，就为该时段的产流量。

依次类推，即可计算出分段产流量及产流过程。大流域净雨过程的计算还需扣除潜流所占量，但对于小面积的泥石流沟道因其潜流量很小，计算时可忽略。

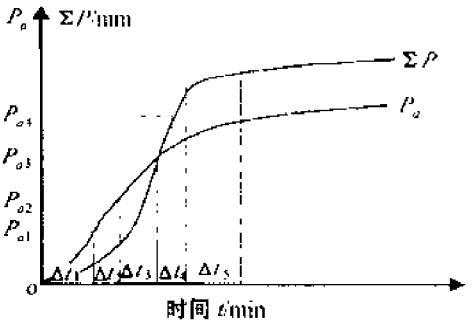

图 5-4 推求降雨量过程图

Fig. 5-4 Process curve of calculated precipitation

第三节 矿区泥石流沟流域汇流模型

1 流域汇流的基本过程

流域汇流量是指降雨扣除入渗后的净雨量，从流域坡面汇入到沟道水路网，流向流域出口断面的过程。一般分为坡面汇流和沟道汇流阶段。

坡面汇流的形式以片流及细沟流为主，没有固定的流路，流程较短，但它是流域出口断面流量的主要来源，在流域汇流过程中坡面汇流占主要地位。占 85%～86%，尤其在泥石流沟面积很小的流域，沟道分支少，流域多呈扇形及汤勺形，主沟道较短，汇流过程主要是坡面汇流，据实验资料分析面积小于 $1km^2$ 的流域，坡面汇流历时占流域汇流历时的 70%以上[4]，坡面汇流速度 u_1 与坡地平均粗糙率 m_1、坡度 α_1 及坡面临时侵蚀基准面(水深)h_c、侵蚀方式有关。因是季节性沟道或河流，故 h_c 可忽略视为不变。

沟道汇流是线状汇流方式，由于沟谷两侧坡地汇入的水量很不均匀，沿程变化剧烈，是一种波状演进方式，故其汇流速度 u_2 与河床比降 J 及沟床粗度 m_2 有关。坡地汇流和沟道汇流虽然是流域汇流过程中两个不同特性的阶段，但又是相互联系的一个过程的两个阶段，故计算汇流时把两个阶段合并一起研究，流域的总历时为坡面汇流历时与沟道汇流历时之和 $\tau_1+\tau_2$。

目前计算无降雨资料的中小流域汇流的方法有两种，一种是瞬时单位线法，是系统的脉冲反应，由输入、输出分析其变化过程的黑箱性质，适用于较大流域、长河道的汇流计算；另一种是等流时线法，是出口断面流量由从各块面积上的净雨，经过一定汇流时间后组成的，是概化推理性质，适用于小流域、短沟道的汇流计算。

泥石流沟流域面积小、沟道短、沟网调节作用弱、汇流过程以坡面汇流为主，故适用于等流时线法。

等流时线是流域内汇流历时相同的点连接成的线，即落入这条线上的降水产流后同时到达流域出口断面。相邻两条等流时线之间的面积 $\Delta\omega$ 叫等流时面积，$\Delta\omega$ 上同时产生的径流在同一时段 $\Delta\tau$ 内到达出口断面。

B. A. 维里加诺夫从等流时线概念出发，用求解微分方程的形式推导出了径流成因公式[5]。

$$Q_t=\int_0^{\tau_n} I(t-\tau)\frac{\partial\omega}{\partial\tau}d\tau \tag{5-5}$$

式中：Q_t 为 t 时出口流量，$I(t-\tau)$是净雨过程函数，ω 是面积，$\partial\omega/\partial\tau$ 是汇流曲线，其物理意义是面积分配曲线，τ 为汇流历时。

Q_t 是通过函数 $I(t-\tau)$ 与 $\partial\omega/\partial\tau$ 卷积而获取。式 5-5 中净雨量 I 可以通过入渗实验求得，关键在于推求汇流曲线，又由于 $\partial\omega/\partial\tau$ 反映了流域坡面和沟谷影响汇流的下垫面因素，即流域地貌形态。

用流域地貌形态要素反映的等流时线法是计算泥石流沟道汇流曲线的有效方法之一。

2 流域地貌等流时线的设想

一个流域内，地表与水文之间有很密切的相关关系，径流强度、流量是与水道长度和流域面积呈正比关系，很高的水道频度能使流量很快地集中；沟道比降、坡面坡度与洪峰及径流模数关系密切。因此，一个泥石流沟道小流域的水文状况可以说是与沟道长度 ΣL_i、流域面积 A、沟道比降 J、地面坡度 α、坡长 L，流域形状系数 R_c 等因子成函数关系，即：

$$Q=f(A、\Sigma L_i、R_c、J、\alpha、L)$$

式中：Q 表示小流域的水文状况，其中包括平均流量、洪峰流量、径流模数。

等流时线是地面径流速度的函数，而地面径流的汇流速度则是沟床比降、沟道长度，斜坡长度及坡度的函数，因此可以根据流域的这几个地形因子计算勾绘出泥石流流域等流时线，具体过程如下：

(1)选择典型流域，勾绘分水岭界线，在流域内选点，其密度大，等流时线精度高，尽量选择到出口断面时间相近的选点。

(2)测算每点距沟口的相对高差及自点沿等高线垂线(即水流线)到沟口的水平距离，即可求出各点到沟口的斜坡距离。

$$(\text{水平距离})^2+(\text{高差})^2=(\text{斜坡长})^2$$

(3)时间是流速与斜坡长的函数，而流速又是地面糙度及地形比降的函数。目前广泛采用的流速公式为谢才公式：

$$U=C\sqrt{RJ} \tag{5-6}$$

$$\because\quad C=\frac{1}{n}R^{\frac{1}{6}}\qquad\therefore\quad U=\frac{1}{n}R^{\frac{2}{3}}\sqrt{J}$$

式中：U 为水流速；C 为谢才系数；R 为水力半径；J 为地形比降；n 为粗糙度。

设 $k=\frac{1}{n}R^{\frac{2}{3}}$，则：

$$U=k\sqrt{J}$$

又$\because J=$高差/水平距离，则所选各点到沟口的汇流历时 τ 为：

$$\tau=\frac{\text{斜坡距离}}{U}=\frac{\text{斜坡距离}}{k\sqrt{J}} \tag{5-7}$$

由于矿山泥石流沟道面积很小，地面组成物质变化不大，汇流过程以坡面汇流为主，故可将 k 视为常数，即可计算出所选各点的汇流时间。则等流时函数为：

$$g(\tau)=g(s\cdot h) \tag{5-8}$$

式中：S 为水平距离；h 为相对高差。

将等流时函数 $g(\tau)$ 代替式 5-5 中的汇流曲线数 $\frac{\partial\omega}{\partial\tau}$，即可求出不同时刻出口断面的流量的汇流过程及洪峰流量。

3 计算实例

根据上述计算过程，在 43 条泥石流样沟中选取第 14 号沟为例进行计算。

① 在 14 号沟内选点 36 个(图 5-5)；

②量算高差、长度，并根据等流时函数求算出 36 个点的汇流时刻(表 5-5)。

表 5-5 14 号样沟地貌等流时计算统计表

Tab. 5-5 The results of geomorphologic equal flow time calculation in No 14 debris flow sample gully

等流时线号、点		水平距离 /m	高差 /m	斜坡距离 /m	比降 J	$J^{1/3}$	地貌特征值 $K=\tau$	汇流时刻 (τ)/min
一	1	70	25	74.33	0.3571	0.5976	124.38	2.3162
	2	80	25	83.82	0.3125	0.5590	149.95	2.7924
	3	70	20	72.80	0.2875	0.5345	136.20	2.5363
	4	60	25	65.00	0.4167	0.6455	100.70	1.8752
	5	60	25	65.00	0.4160	0.6455	100.70	1.8752
二	1	120	40	126.49	0.3106	0.5573	226.97	4.2266
	2	110	40	117.05	0.3636	0.6030	194.11	3.6147
	3	145	35	147.16	0.2413	0.4913	303.60	5.6536
	4	145	38	149.90	0.2620	0.5119	292.83	5.4531
	5	145	40	150.12	0.2738	0.5252	286.61	5.3372
	6	140	40	145.60	0.2857	0.5345	272.40	5.0726
三	1	200	55	207.42	0.2750	0.5244	395.05	7.3576
	2	210	55	217.08	0.2619	0.5118	424.15	7.8985
	3	215	50	220.74	0.2325	0.4822	457.78	8.5248
	4	215	60	223.22	0.2791	0.5283	422.53	7.8683
	5	205	60	213.60	0.2927	0.5410	394.82	7.3523
	6	200	60	208.81	0.3000	0.5477	382.25	7.0996
四	1	250	65	258.31	0.2600	0.5099	506.59	9.4337
	2	262	60	268.78	0.2290	0.4785	561.71	10.4601
	3	270	60	276.59	0.2222	0.4714	586.74	10.9263
	4	270	70	278.93	0.2593	0.5092	542.78	10.1076
	5	270	80	281.60	0.2976	0.5443	517.36	9.6313
五	1	330	80	339.56	0.2125	0.1924	689.60	12.8417
	2	350	80	359.03	0.2286	0.4781	750.95	13.9842
	3	350	70	356.93	0.2000	0.4472	798.14	14.8629
	4	350	75	357.95	0.2143	0.4629	773.28	14.4000
	5	350	80	359.03	0.2286	0.4781	750.95	13.9842
	6	330	82	340.04	0.2485	0.4985	682.13	12.7026
六	1	430	90	439.32	0.2093	0.4575	960.26	17.8819
	2	430	90	439.32	0.2093	0.4575	960.26	17.8819
	3	480	90	488.36	0.1875	0.4330	1127.85	21.0028
	4	520	90	527.73	0.1731	0.4160	1268.58	23.6235
七	1	485	100	495.20	0.2062	0.4541	1090.51	20.3074
	2	530	100	539.35	0.1887	0.4344	1241.60	23.1210
	3	590	100	598.41	0.1695	0.4117	1453.51	27.0672
八	1	525	105	561.96	0.1902	0.4361	1288.47	23.9939

在计算过程中，根据希勒尔试验结论，对土壤表面是光秃的或者有短草覆盖的，$n=0.03$ 这个值较为合理[112]，根据第二场沙黄土斜坡人工降雨实验，取 $R=0.044$ m，降雨入渗量计算，根据实验拟合方程(6-5)。

③用内插法勾绘等流时线(图 5-6)；

①量算相邻等流时线间面积 $\Delta\omega$(表 5-6)得 $f(\tau)=\frac{\Delta\omega}{\Delta\tau}$ 汇流曲线；⑤用净雨量过程函数与汇流曲线卷积即可求出流域汇流过程(图 5-7、表 5-7)。

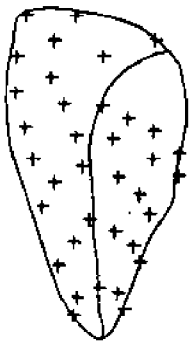

图 5-5 14 号样沟求等流时线选点图

Fig. 5-5 Choose point chart of time line of equal flow in No. 14 debris flow sample gully

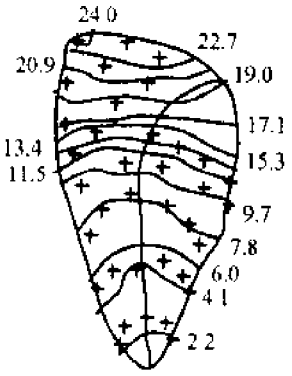

图 5-6 14 号样沟地貌等流时线图

Fig. 5-6 Chart of geomorphology time line of equal flow in No. 14 debris flow sample gully

表 5-6 14 号样沟地貌等流时线相邻两条线之间面积统计表

Tab. 5-6 The results of region calculation between two geomorphology time line of equal flow in No. 14 debris flow sample gully

等流时线/min	$\Delta\omega$ 10^3m^2	等流时线 min	$\Delta\omega/10^3m^2$	等流时线/min	$\Delta\omega/10^3m^2$
0~2.2	2.3	9.7~11.5	7.1	19.0~20.9	4.1
2.2~4.1	4.1	11.5~13.4	4.6	20.9~22.7	1.7
4.1~6.0	3.9	13.4~15.3	7.6	22.7~24.0	5.6
6.0~7.8	3.3	15.3~17.1	12.7		
7.8~9.7	8.6	17.1~19.0	2.2		

同理可求得其他样沟的汇流过程。

用地貌等流时线法计算流域汇流，从理论上导出了地貌特征与汇流过程的因果关系，用两函数卷积计算汇流精度较高，若能将 R 值分割成微分形式的动态变化值，其计算结果更精确，是解决泥石流研究领域汇流问题的有效方法。

表 5-7　14 号样沟卷积汇流计算表

Tab. 5-7　The results of watershed geomorphic concentration calculation in No. 14 debris flow sample gully

时间 min	面积 10^3m^2	净雨 mm															合计 mm
		3.694	3.303	3.56	3.40	3.608	3.132	3.65	3.618	3.158	3.635	3.659	3.473	2.510	3.867	3.866	3.871	
0																		
2.2	2.3	8.4																8.4
4.1	4.1	19.0	8.1															27.1
6.0	3.3	12.0	11.4	8.2														31.6
7.8	3.9	11.2	11.6	14.6	7.8													48.2
9.7	8.6	31.4	13.7	11.7	13.9	8.3												79.0
11.5	7.1	25.9	30.1	13.9	11.2	14.8	7.9											103.8
13.4	4.6	16.8	21.9	30.6	13.3	11.0	14.1	8.1										120.8
15.3	7.6	27.7	16.1	25.3	29.2	14.1	11.3	14.5	8.1									146.6
17.1	11.7	42.7	26.6	16.4	24.1	31.0	13.4	12.0	15.0	8.3								189.2
19.0	2.2	8.0	41.0	27.1	15.6	25.6	29.5	14.2	12.0	14.2	8.1							195.6
20.9	4.1	15.0	7.7	41.7	25.8	16.6	24.4	31.1	14.2	11.4	15.0	8.4						211.6
22.7	1.7	6.2	14.1	7.8	4.0	27.4	15.8	25.9	31.1	13.5	12.1	15.0	5.8					215.3
24	5.6	20.4	6.0	14.6	7.5	42.2	26.0	16.8	25.9	29.7	14.3	12.1	14.2	5.8				235.5
26			19.6	6.1	13.9	7.9	40.0	27.7	16.8	24.6	33.4	11.3	11.6	10.0	8.9			236.8
28				19.9	5.8	14.8	7.6	42.7	27.7	15.9	26.0	31.5	13.5	8.3	15.9	8.9		238.5
30					19.0	6.0	14.1	8.0	42.5	26.3	16.8	26.0	29.9	9.8	12.8	15.9	89	236
32						20.2	5.8	15.0	8.0	40.5	27.8	16.8	24.7	21.6	15.1	12.8	159	224.2
34							19.2	6.2	14.9	7.6	42.8	27.8	16.0	17.8	33.3	15.1	128	213.5
36								20.4	6.2	14.2	8.0	42.8	26.4	11.5	27.5	33.3	151	205.4
37.3									20.1	5.0	15.0	8.0	40.6	19.1	17.8	27.5	333	186.7
39.1										19.0	6.2	15.0	7.6	29.1	29.1	17.8	27.5	151.9
41											20.5	6.2	14.2	5.5	45.2	29.4	17.8	138.8
42.9												20.5	5.9	10.3	8.5	45.2	294	119.8
44.7													19.1	4.3	15.9	8.5	453	93.4
46.6														14.6	6.6	15.9	85	45.6
48.5															21.7	6.6	159	44.2
50.3																21.7	66	28.3
52.2																	21.7	21.7

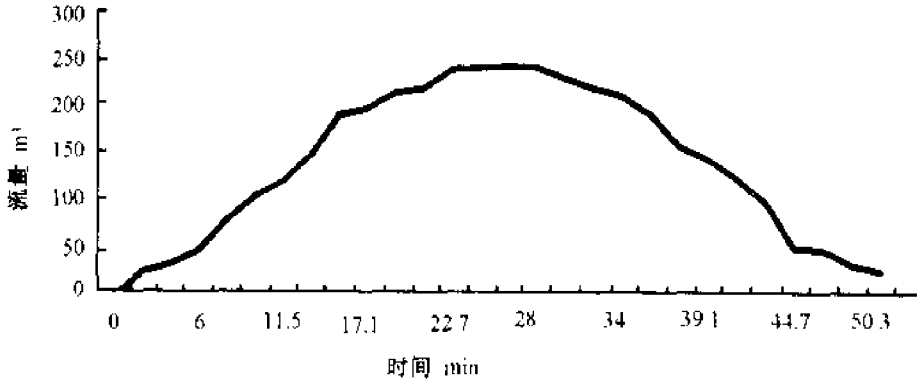

图 5-7　14 号样沟汇流过程曲线

Fig. 5-7　Curve diagram of runoff concentrating process in No. 14 debris flow sample gully

参 考 文 献

[1] 张丽萍，唐克丽．黄土高原北部神府东胜矿区暴雨动态设计．中国沙漠，2000，20(4)：422～425

[2] 穆兴民．神木县农业气候资源及灾害天气分析．中国科学院西北水土保持研究所集刊，1993，(18)：24～35

[3] 范荣生，李占斌，思存瑜．府野河暴雨洪水泥沙特性分析．泥沙研究，1994，(3)：72～81

[4] 成都科技大学，华东水利学院，武汉水利电力学院合编．工程水文及水利计算．北京：水利出版社，1981．89～126

[5] 赵人俊编著．流域水文模拟．北京：水利水电出版社，1984．29～30

[6] 谢平，梁瑞驹．扩散模拟型流域地貌汇流模型．地理学报，1997，(2)：316～323

[7] 陈嵘，艾南山，李后强．地貌发育与汇流的自组织临界性．水土保持学报，1993，(4)：8～12

[8] 梁瑞驹，谢平．伽马分布地貌瞬时单位线．水利学报，1996，(2)：1～8

[9] 王船海，李光炽．流域洪水模拟．水利学报，1996，(1)：44～50

[10] 芮孝芳．地貌学与最优化原理相结合的途径在确定 Nash 模型参数中的应用．水利学报，1996，(1)：70～75

[11] S. A. 舒姆，陆中臣译．地貌临界值和流域系统的复杂反应．地理译报，1982，(1)：22～28

[12] 希勒尔著，罗焕炎，金光炎，李鸿吉译．土壤水动力学计算机模拟．北京：农业出版社，1979．138～140

第六章　矿山泥石流起动的模拟实验和动态模型

泥石流形成及起动是松散固体物质积累到一定程度，在水力及自重作用下，形成的固液两相流体的过程，其可分为两种：一种为在泥石流发源地，经过各种土壤侵蚀过程（包括重力侵蚀、坡面侵蚀、人为堆积等），使松散固体物质累积堆积于沟谷两侧或沟床，在泥石流研究领域称其为准泥石流体。准泥石流体在水力、自重和其他外力作用下，结构改变、强度降低、失稳下移的过程称之为泥石流起动，继续发展就形成泥石流。另一种过程是土壤侵蚀过程与泥石流过程同时出现，并非有准泥石流体的存在，是暴雨期间土壤侵蚀加重，洪流沿途接纳崩塌、滑坡、坡面侵蚀物而形成。然而在神府东胜矿区的人为泥石流过程主要以第一种为主。

我国绝大部分领土位于中纬度地区，东临浩瀚的太平洋，西北靠世界上最大的欧亚大陆。季风气候是其独特之处，故我国绝大部分泥石流是暴雨型。降水的强度、方式、历时、总量等决定泥石流是否发生、规模大小、危害程度。天然降水，泥石流暴发要素的观测虽是客观的第一手资料，但是，一方面天然降雨过程变化复杂、波动大，降雨强度、方式、总量难以确定；第二方面，准泥石流体的形成过程——土壤侵蚀过程的观测，并非与泥石流过程同时进行，前者是物质能量累积阶段，后者是物质能量失放过程。前者是有降雨就发生侵蚀，后者是降雨强度达到一定程度的产物。故需二者同时实验观测；第三个方面由于研究课题时间的限制，因此我们采用①人工降雨模拟实验方式，以便观测泥石流源地土壤侵蚀过程及松散体起动机理；②人工放水冲刷松散体起动及泥石流形成实验；③采用系统论异构同功原理，缩小泥石流沟道进行泥石流过程放水冲刷实验，观测泥石流过程的动态变化。

为了剖析人为泥石流过程的特殊性所在，我们采用了自然泥石流与矿山人为泥石流松散体起动差异的对比实验方法，选择云南东川蒋家沟——自然泥石流及神府东胜矿区——矿山泥石流为实验基地。

第一节　矿山泥石流物源地坡面松散体起动人工降雨模拟实验

1　实验设计[1]

实验场地选择在神府东胜矿区典型沟道——六道沟作为矿山泥石流源地侵蚀补给过程及起动实验场地。

（1）根据神府东胜矿区泥石流沟野外实地考察，组成泥石流体的松散堆积物的来源大致可归为四大类，即：沙黄土、风积沙、弃石渣、弃煤渣，故选择这4种物质为实验对象，由于自然堆积的土与人为扰动的土在物理结构上发生了变化，故设计了人为扰动土体的实

验。

(2)由于人工降雨装置规格的限制,实验径流小区设计规模为长 5 m,宽 1.5 m,周围用铁皮环包,避免降雨流失。又由于人工降雨要求高扬程大水量,故实验场地必须就近水源,采用了斜坡组成物质的相似搬动。人工降雨装置由两个 5 m 高的三脚架组成,安置在径流小区两侧,每个三脚架上安装有两个不同尺度的喷头。潜水泵扬程高 26 m,抽水管直径 1.5 寸。

(3)径流小区坡度设计,基本上依据不同物质的自然堆积休止角,但由于自然斜坡及水源的限制,坡度控制略有差异,限定在实验的范围内。沙坡为 28°、沙黄土坡 30°、弃石渣 36°、弃煤渣 40°。

(4)经过对神木、榆林地区、东胜市 1958～1996 年气象、水文资料统计,选择高频率、短历时、大强度降雨为实验雨强,分别为 2 mm/min、1.2 mm/min,降雨总量均为 50 mm。

(5)为了观测取样测定侵蚀量、径流量,在径流小区的出口处,设计三级径流桶,每个径流桶深 40 cm,直径 30 cm,第一、二层径流桶在距桶底 30 cm 处钻有 9 个流孔,其中有一个孔流向下一个径流桶,试验小区整体现场。

2 实验过程

在每场降雨实验之前,测土壤前期含水量,降雨过程中,统计产流时刻,沟谷形成时间,隔 3 分钟测第二个径流桶水深及在径流出口处取径流含沙水样,便计算侵蚀量。实验之后测降水入渗深度及降雨后土壤含水量。量测所有径流小区沟谷侵蚀量(体积)、形态特点。

3 实验统计数字分析计算过程[3]

根据上述实验过程,将取回的土样及径流泥沙样进行称重、烘干、计算其侵蚀量,用第二层径流桶水计算径流量及入渗量、入渗过程,以第 1、2、6 场降雨为例说明计算过程(表 6-1、6-2、6-3)。

表 6-1 沙黄土斜坡人工降雨模拟实验要素记录及计算结果

Tab. 6-1 The calculating results and experimental records of artificial simulation rainfall on sand-loess slope

时间/min	0	18	21	24	27	30	33	36	39	42
累积降雨量/mm	0	21.6	25.2	28.8	32.4	36.0	39.60	43.2	46.8	50.4
累积入渗量/mm	0	21.6	22.43	24.44	26.77	29.09	31.00	33.33	35.66	37.56
累积径流深/mm	0	0	2.77	4.36	5.63	6.91	8.60	9.87	11.14	12.84
累积产沙量/kg	0	0	3.82	4.62	5.61	7.45	8.37	9.56	10.68	12.63
产沙量/kg	0	0	3.82	0.80	1.00	1.84	9.13	1.20	1.11	1.95
产沙量百分比/%	0	0	18.40	6.70	10.40	19.20	7.20	12.60	11.70	15.30
备注	$W_0=7.5\%$, $W_f=23.97\%$, $\alpha=30°$, $t=42\text{min}$, $t_f=18$, $PI=1.2\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$, $P=50.4\text{mm}\cdot\text{set}^{-1}$, $SE=1684\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}$, $RC=131.2\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$									

表 6-2 沙黄土斜坡人工降雨模拟实验要素记录及计算结果

Tab. 6-2 The calculating results and experimental records of artificial simulation rainfall on sand-loess slope

时间/min	0	3	1	7	10	13	16	19	22	25	27
累积降雨量/mm	0	6.0	8.00	14.00	20.00	26.00	32.00	38.00	44.00	50.00	50.00
累积入渗量/mm	0	6.0	7.15	11.46	16.19	18.79	22.25	25.71	27.21	28.81	
累积径流深/mm	0	0	0.85	2.54	3.82	7.216	9.75	12.29	16.79	21.20	21.53
累积产沙量/kg	0	0	1.02	2.67	3.85	6.12	8.14	10.63	13.92	17.69	
产沙量/kg	0	0	1.02	1.65	1.18	2.26	0.22	2.48	3.30	3.77	
产沙量百分比/%	0	0	16.10	13.00	12.40	8.90	10.60	13.00	9.80	11.40	
备注	$W_0=6.1\%$, $W_1=20.77\%$, $\alpha=30°$, $t=25\text{min}$, $t_1=3$, $PI=2\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$, $P=50\text{mm}\cdot\text{set}^{-1}$, $SE=2358.76\text{t}\cdot\text{km}^{-2}$, $RC=111.3\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$										

表 6-3 风积沙斜坡人工降雨模拟实验要素记录及计算结果

Tab. 6-3 The calculating results and experimental records of artificial simulation rainfall on sand slope

时间/min	0	14	16	18	20	22	25
累积降雨量/mm	0	28.00	32.00	36.00	40	44.00	50.00
累积入渗量/mm	0	28.00	29.64	32.37	35.52	38.67	43.82
累积径流深/mm	0	0.00	2.36	3.64	4.48	5.33	6.18
累积产沙量/kg	0	0	2.30	4.62	5.94	8.17	10.99
产沙量/kg	0	0	2.30	2.32	1.32	2.23	2.821
产沙量百分比/%	0	0	12.98	24.30	20.82	35.11	44.33
备注	$W_0=3.17\%$, $W_1=19.14\%$, $\alpha=28°$, $t=25\text{min}$, $t_1=14$, $PI=2\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$, $P=50\text{mm}\cdot\text{set}^{-1}$, $SE=1465.732\text{t}\cdot\text{km}^{-2}$, $RC=237.25\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$						

表中，W_0 为土壤前期含水量；W_1 为土壤后期含水量；α 为小区坡度；t 为降雨总历时；t_1 为产生径流时刻；PI 为降雨强度；P 为总降雨量；SE 为平均侵蚀模数；RC 为平均径流含沙率。

由于降雨实验历时较短，在计算过程中只计算径流、产沙及入渗，忽略降雨的其他损失。由表 6-1，计算结果绘制出如下图 6-1、6-2、6-3、6-1。

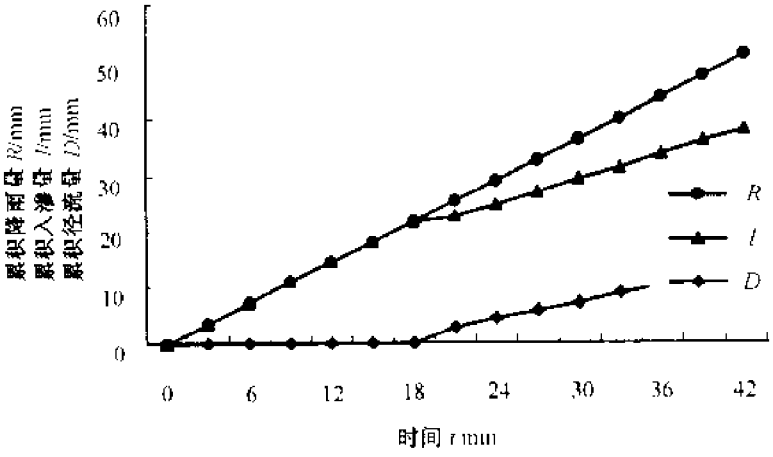

图 6-1　沙黄土斜坡在雨强 1.2mm/min 时累积入渗及累积径流深过程

Fig. 6-1　Accumulative permeation and runoff on sand-loess slope in rainfall intensity of 1.2mm/min

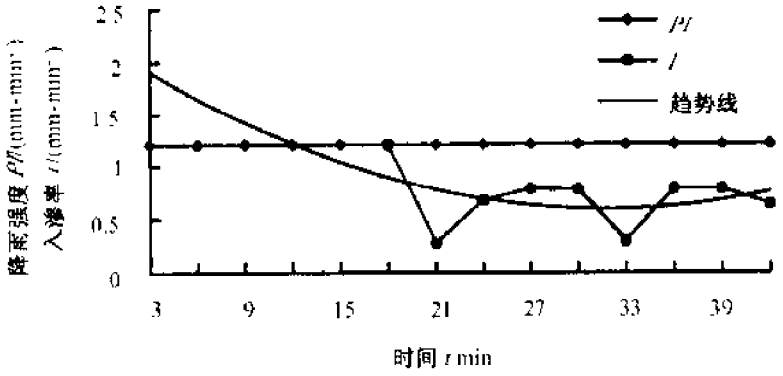

图 6-2　沙黄土斜坡在雨强 1.2mm/min 时入渗率曲线

Fig. 6-2　The curve of permeation rate on sand-loess slope in rainfall intensity of 1.2mm/min

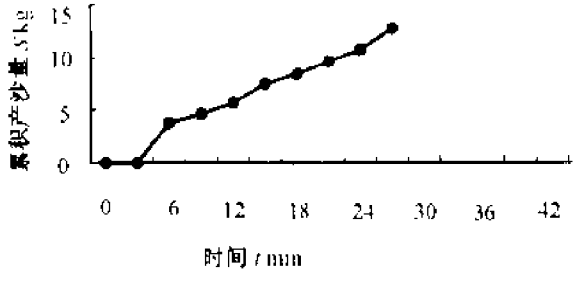

图 6-3　沙黄土斜坡在雨强 1.2mm/min 时累积产沙过程

Fig. 6-3　Accumulative runoff silt content on sand-loess slope in rainfall intensity of 1.2mm/min

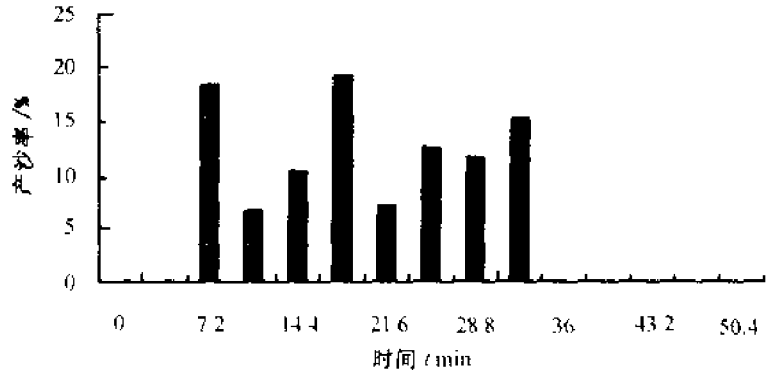

图 6-4　沙黄土斜坡在雨强 1.2mm/min 时产沙率过程

Fig. 6-4　Runoff silt content rate process as time on sand-loess slope in rainfall intensity of 1.2mm/min

由图 6-1 得知径流在降雨 18 分钟后才产生，累积入渗曲线可描述为如下方程：

$$\begin{cases} I_1(t)=21.6+0.1e^{0.13(t-18)} & t>18 \\ I_1(t)=1.2t & t\leqslant 18 \end{cases} \tag{6-1}$$

相关系数 $r=0.95$

相应的入渗率：

$$\begin{cases} i_1(t)=1.3e^{0.13(t-18)} & t>18 \\ i_1(t)=1.2 & t\leqslant 18 \end{cases} \tag{6-2}$$

累积径流深拟合曲线方程为：

$$\begin{cases} D_1(t)=-3.7-10.9\log(t-18) & t>18 \\ D_1(t)=0 & t\leqslant 18 \end{cases} \tag{6-3}$$

相关系数　$r=0.96$

图 6-3 描绘的累积径流含沙量随着降雨历时的推移，呈直线上升其方程为：

$$\begin{cases} S_1(t)=-2617.08+323.87t & t>18 \\ S_1(t)=0 & t\leqslant 18 \end{cases} \tag{6-4}$$

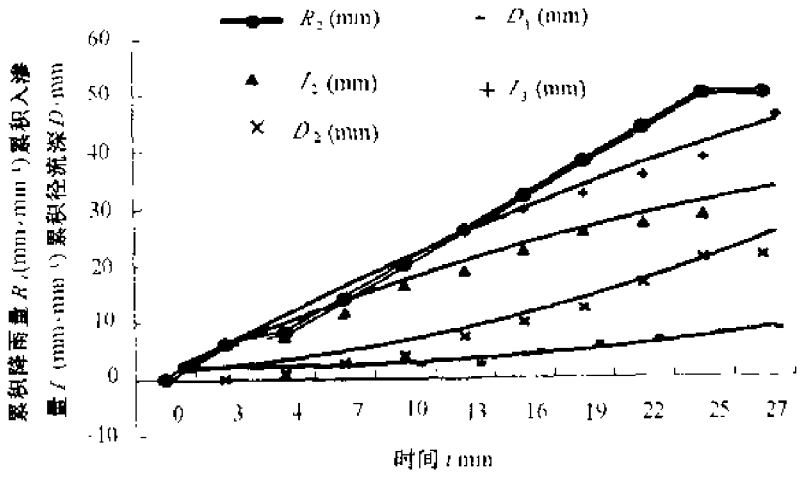

图 6-5　沙坡及沙黄土坡在雨强 2mm/min 时累积入渗及累积径流深过程

Fig. 6-5　Accumulative permeation and runoff on sand-loess and sand slope in rainfall intensity of 2mm/min

相关系数 $r=0.95$

由表 6-2、6-3，计算结果绘制出图 6-5、6-6、6-7、6-8。

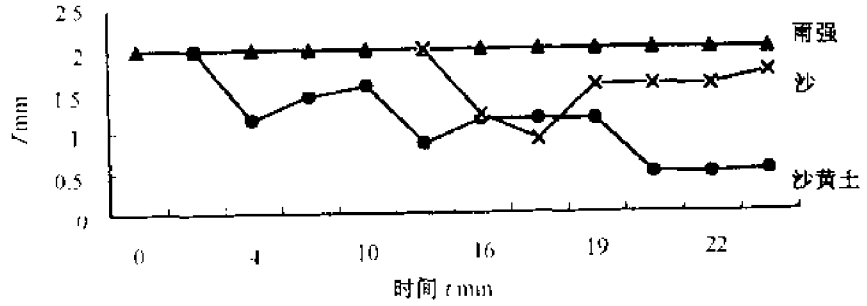

图 6-6 沙坡及沙黄土坡在雨强 2mm/min 时入渗率曲线

Fig. 6-6 The curve of permeation rate on sand-loess and sand slope in rainfall intensity of 2mm/min

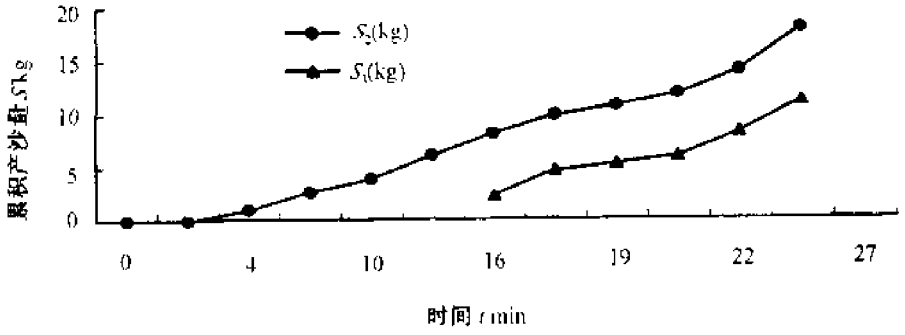

图 6-7 沙坡及沙黄土斜坡在雨强 2mm/min 时累积产沙率过程

Fig. 6-7 Accumulative runoff silt content on sand-loess and sand slope in rainfall intensity of 2mm/min

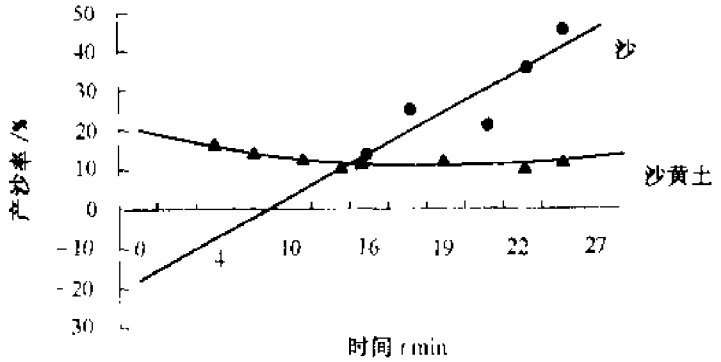

图 6-8 沙坡及沙黄土斜坡在雨强 2mm/min 时产沙过程

Fig. 6-8 Runoff silt content rate process as time on sand-loess and sand slope in rainfall intensity of mm/min

图 6-5 曲线表明地表组成物质不同的两个径流小区，入渗强度、产沙量及产流时刻差异很大，沙坡小区产流在降雨 14 分钟开始，而沙黄土斜坡小区则在降雨 3 分钟开始产流，而沙黄土斜坡小区入渗方程为：

$$\begin{cases} I_2(t)=4.77t^{\frac{1}{2}}+0.2 & (t>3) \\ I_2(t)=2t & (t\leqslant 3) \end{cases} \tag{6-5}$$

相关系数 $r=0.974$

相应的入渗率为：

$$\begin{cases} i_2(t)=2.39t^{\frac{1}{2}}+0.2 & (t>3) \\ i_2(t)=2 & (t\leqslant 3) \end{cases} \tag{6-6}$$

累积径流深随时间的变化有如下关系：

$$\begin{cases} D_2(t)=1.2e^{0.15(t-3)} & (t>3) \\ D_2(t)=0 & (t\leqslant 3) \end{cases} \tag{6-7}$$

相关系数 $r=0.97$

在沙坡径流小区累积入渗方程为：

$$\begin{cases} I_3(t)=280+1.1e^{0.238(t-14)} & (t>14) \\ I_3(t)=2.0t & (t\leqslant 14) \end{cases} \tag{6-8}$$

相关系数 $r=0.954$

相应的入渗率为：

$$\begin{cases} i_3(t)=0.3332e^{0.238(t-14)} & (t>14) \\ i_3(t)=2.0 & (t\leqslant 14) \end{cases} \tag{6-9}$$

累积径流深随时间的过程曲线为如下方程：

$$\begin{cases} D_3(t)=0.7-5.1\log(t-14) & (t>14) \\ D_3(t)=0 & (t\leqslant 14) \end{cases} \tag{6-10}$$

图 6-7 拟合的累积产沙量曲线可用以下方程描述，在沙黄土径流小区为：

$$\begin{cases} S_2(t)=92524(t-3)^{0.85} & (t>3) \\ S_2(t)=0 & (t\leqslant 3) \end{cases} \tag{6-11}$$

相关系数 $r=0.985$

在沙坡径流小区为：

$$\begin{cases} S_3(t)=-510096.1+4416.1\log t & (t>14) \\ S_3(t)=0 & (t\leqslant 14) \end{cases} \tag{6-12}$$

相关系数 $r=0.996$

图 6-8 及图 6-4 所显示的径流含沙率过程线，沙坡径流小区的径流含沙率是随着时间呈直线上升的，而沙黄土斜坡小区的径流含沙率过程是一曲线，在径流产生初期含沙率很大。随着降雨的继续，含沙率有所减少，然后又逐渐增加，最后趋于稳定，虽然在图 6-4 中降雨 27～30 分钟之间出现高峰奇点，原因是该降雨时段，降雨装置出现故障，停降 5 分钟，这期间土壤可以充分浸润，所以出现含沙率高峰奇点。

同理，经上述计算过程，将其他 9 场降雨统计数字，进行了计算处理，结果见表 6-4。

4 结果分析及模型建立

由表 6-4 可知，不同物质起动条件不同，同一物质，降雨强度大小不同，其侵蚀量与产流时刻差异很大。然而同一组成物质，由于人为干扰所造成的侵蚀量相差很大，如表 6-4，第 3 场降雨与第 2 场降雨，或第 1 场降雨与第 4 场降雨相比，在相同降雨情况下二者侵蚀量相差

近9倍。这一点也充分说明了人为扰动土体侵蚀严重，能大量的补给泥石流固体物质。

由表6-1、6-2数据分析，平均径流含沙率在1.2 mm/min降雨强度情况下是131.2 g/L，而在2 mm/min降雨强度情况下是111.3 g/L。前者大于后者，其原因是第一场实验的是1.2 mm/min降雨强度的人工降雨，由于该区年日温差均很大，冻融作用破坏了土层结构，使上层疏松，地表有充足的松散物质，再加之，春末夏初植物刚刚发芽，植被度低，根系固结作用弱，所以平均径流含沙率高于其后进行的降雨强度为2 mm/min的实验，但总产沙量是后者大于前者。虽然在弃石渣、煤渣坡上侵蚀较小，但降雨期间发生过整体斜坡下滑运动及突发的泥石流现象，泥沙含量可达1513.1 kg/m³。

实验结果分析，泥石流原地侵蚀补给量S是降雨强度PI、坡度α、土壤前期含水量W_0、土壤入渗强度i、松散体堆积物比重γ、降雨总量P的函数。

$$S=f(PI,\alpha,\gamma,W_0,i,P) \tag{6-13}$$

表6-4 神府东胜矿区人为泥石流源地侵蚀补给过程人工降雨模拟实验综合表

Tab. 6-4 The experiments of artificial simulating rainfall on loose material initiating flow of mine debris flow in Shenfu-Dongsheng mine region

场次	面积/m	坡度/°	物质组成	土壤含水量/% 前期	土壤含水量/% 后期	雨强/(mm·min⁻¹)	总雨量/mm	总入渗量/mm	总径流深/mm	总产沙量/kg	侵蚀模数/(t·km⁻²)	产流时刻/min
1	7.5	30°	沙黄土	7.5	23.97	1.2	50.4	37.56	12.84	12.633	1684.44	18
2	7.5	30°	沙黄土	6.1	20.77	2	50	28.81	21.20	17.691	2358.76	3
3	7.5	30°	人为弃黄土	4.1	16.07	2	50	26.69	23.31	150.156	20020	17
4	7.5	30°	人为弃黄土	3.4	21.67	1.2	32.8	25.67	27.13	114.496	15266	17
5	7.5	28°	沙坡			1.2	50.4	50.4	0	0	0	无
6	7.5	28	沙坡	3.17	19.13	2	50	43.82	6.18	10.993	1465.73	16
7	7.5	36	弃石渣	8.27	25.37	2	50	44.91	5.09	2.410	321.34	21
8	7.5	36	弃石渣	18.27	25.77	1.2	48	12.39	35.61	1.418	189.03	5
9	7.5	6	人为弃黄土	8.35	27.86	1.2	50.4	40.60	9.80	3.640	485.34	12
10	7.5	6	人为弃黄土	19.52	25.00	2.0	50.0	27.25	22.75	9.344	1245.91	4
11	7.5	40	弃煤渣	8.23	41.85	2	50			49.143	6552.40	
12	7.5	10	弃煤渣	15.59	39.03	1.2	50.4					

注：① 第11,12场降雨因煤渣渗流严重，故径流区口没有取土样，但细煤渣随渗流侵蚀；第12场降雨量出现大煤渣坡整体下滑，最大滑距达25 cm，滑坡坡长7 m，底长10.8 m；② 煤浆取样容积1000 ml，含煤渣791.43 g；③ 弃石渣泥石流浆取样容积1000 ml，含石渣1513.4 g。

第二节 矿山泥石流物源地坡面松散体起动放水冲刷模拟实验

降雨是泥石流形成的主要动力，流域汇流过程及流速流量等水文要素决定泥石流开始产生的流域部位，迅猛程度、灾情大小。为了控制流量及流速的大小，观测泥石流起动及过程变化，我们采用人工放水泥石流起动实验，根据泥石流发生的地貌部位，我们设计两种实验方式。

1 实验设计

由于矿区矿山泥石流主要是由于石料开采、煤田弃渣堆积所致，故选择煤渣、石渣两种物质

的斜坡进行放水冲刷实验，实验径流小区规模设计为 1.5 m×5 m，周围用铁皮环包、避免降雨流失，径流小区坡度设计，基本上依据不同物质的自然堆积休止角，但由于自然斜坡及水源的限制，坡度控制略有差异，限定在实验的范围内。弃石渣堆积坡度为 36°、弃煤渣堆积坡度为 40°。经过对神木、榆林地区、东胜市 1958～1996 年气象、水文资料统计，选择类似于高频率、短历时、大强度降雨量 2 mm/min、1.2 mm/min 的径流量为放水强度分别为 15 L/min、9 L/min，放水强度由水表控制，场放水总量为 378 L，共进行了四场放水实验（表 6-5）。

表 6-5 神府东胜矿区人为泥石流过程人工放水冲刷实验参数设计表

Tab. 6-5 The experiment parameter design of artificial simulation setting water rushing on the process of hillside mine debris flow in Shenfu-Dongsheng mine region

场次	试区面积 /m^2	坡度 /°	物质	放水强度 /(L·min^{-1})	相当雨量 /(mm·min^{-1})	放水总量 /L	产沙率 /(kg·L^{-1})	径流起始时间 /min
1	7.5	36	石渣	15	2	375	1013.90	4
2	7.5	40	煤渣	15	2	375	221.75	14
3	7.5	40	煤渣	9	1.2	378	45.40	21
4	7.5	36	石渣	9	1.2	378	1177.00	6

为了观测、取样测定产沙量、径流量，在径流小区的出口处，设计三级径流桶，每个径流桶深 40 cm，直径 30 cm，第一、二层径流桶在距桶底 30 cm 处钻有 9 个流孔，其中有一个孔流向下一个径流桶。

2 实验过程

在每场放水实验之前，测松散堆积物的前期含水量，放水过程中，统计产流时刻，沟谷形成时间，正常情况下隔 3～5 分钟测第二个径流桶水深及在径流出口处取径流含沙水样，便计算侵蚀量。实验之后量测所有径流小区沟谷侵蚀量（体积）、形态特点。

3 实验统计数字计算分析过程[3]

根据上述实验过程，将取回的渣土样及泥沙样进行称重、烘干，计算其产沙量（表 6-6），用第二层径流桶水计算径流量。

表 6-6 神府东胜矿区坡面型人为泥石流起动及产沙放水冲刷实验过程计算表

Tab. 6-6 The experiment records calculation of artificial simulation setting water rushing on the process of hillside mine debris flow in Shenfu-Dongsheng mine region

场次	1		2		3		4	
项目	时间 t/min	容重/(g·L^{-1})	时间 t/min	容重/(g·L^{-1})	时间 t/min	容重/(g·L^{-1})	时间 t/min	容重/(g·L^{-1})
过程	7：30	0	8：23	0	15：42	0	16：39	0
	7：34	1636.27	8：37	1121.25	16：03	1028.62	16：45	1659.20
	7：37	1690.95	8：40	1059.53	16：08	1006.41	16：50	1655.42
	7：40	1602.17	8：43	1093.21	16：13	1007.36	16：55	1524.22
	7：43	1543.31	8：48	1027.48	16：18	1014.19	17：00	1544.57
	7：46	1403.70			16：24	1020.46	17：05	1678.70
	7：51	1373.77					17：10	1723.17
	7：55	1505.62					17：15	1643.75
							17：21	1470.91

根据泥石流定义，容重大于 1.3 t/m³，或者固体物质体积大于 15%～80%，即为泥石流。容重为 1.3～1.8t/m³ 区间或者固体物质体积在 15%～40%间为稀性泥石流，容重为 2.0～2.2t/m³ 之间或者固体物质体积在 80%以上是粘性泥石流。

根据表 6-6 数字绘制得图 6-9。绘图过程中采用插点法，将泥沙样点换算为以 1 分钟为单位进行，空心点为换算插点，实心点为实测点。由表 6-6 和图 6-9 可知：

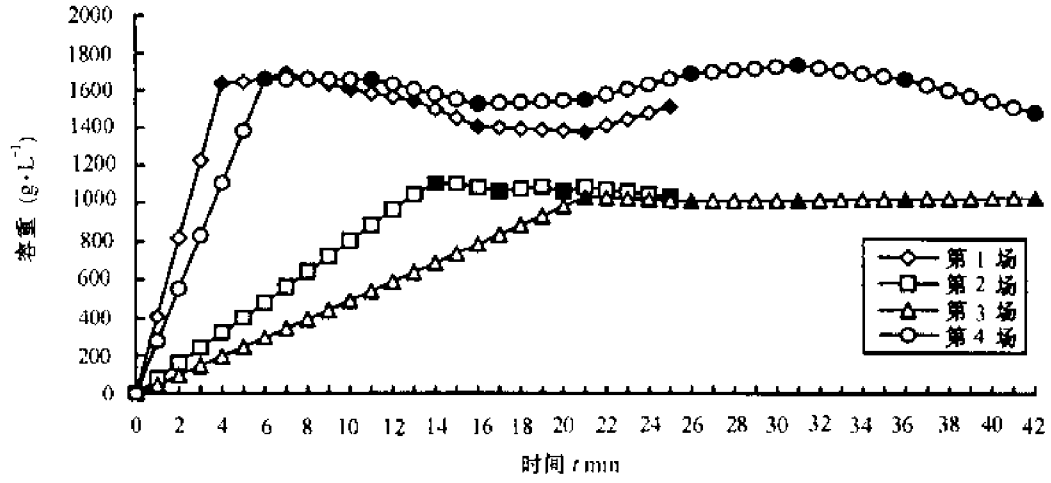

图 6-9　四场放水冲刷实验产沙与时间关系曲线

Fig. 6-9　The relation between time and sediment on setting water rushing experiment of hillside mine debris flow in Shenfu-Dongsheng mine region

第 1 场弃石渣放水冲刷实验，放水 4 分钟即产流，立即就为泥石流，整个实验过程发生是稀性泥石流，但观测记录有阵发性的粘性泥石流出现。泥石流含沙量波动性大。在放水 10 分钟时，实验小区形成 3 条大的切沟，3 条小的切沟。实验结束时，实验小区顶部 60 cm 长弃石渣全部冲完，60～70 cm 段冲出 7 条沟道，70～340 cm 处有 4 条沟谷，340～500 cm 段 3 条大沟，合计冲掉体积 46%。

第 4 场弃石渣放水冲刷实验，放水 6 分钟产流，很快即形成泥石流，放水过程全部为稀性泥石流过程，实验结束时，小区内弃石渣冲掉 48.26%。

第 2 场弃煤渣放水冲刷实验，放水结束时，煤渣表层冲掉 10 cm 厚，形成两条大沟，因渗漏严重，放水 11 分钟产流。

第 3 场弃煤渣放水冲刷试验，放水 21 分钟产流，放水结束时，从顶部往下 130 cm 处，区域全部被冲刷，厚度 25 cm；130～236 cm 段形成一条大沟，236～500 cm 段有一条切沟。在两场弃煤渣放水冲刷实验中，一方面因煤渣颗粒组成大小差异悬殊，细颗粒随渗流流失；另一方面煤渣比重较轻，所以在径流桶内测的产沙率较小，绝大部分煤渣随崩塌和渗流进入沟道，成为沟道泥沙量的一部分。

4　颗粒分析

四场放水冲刷实验有以下几个特点：①放水历时长，有利于泥石流的形成，因松散固体物质有较长的浸润时间，如第 4 场放水与第一场放水相比较，虽然第一场放水强度大，但历时短，其泥石流过程强度小于第 4 场；②根据四场放水实验泥石流样品颗粒分析结果（表 6-7）得知：冲出物的颗粒组成集中分布在 10～2 mm 之间的细砾，与原径流小区地面物质组成粒径分布趋势相一致；③颗粒组成均匀有利于泥石流形成，如弃煤渣斜坡，因地面物质颗粒

组成大小悬殊，放水渗漏严重，绝大部分细物质随渗流流失，故在径流小区出口处未能形成泥石流过程；①强度大、产流时间快、泥石流形成速度快。

表 6-7　四场坡面型泥石流放水冲刷实验泥石流样品颗粒分析表

Tab. 6-7　The particle size analysis on debris flow sampling in four experiments of setting water rushing

场　次	颗　径　mm					
	>10	10～2	2～1.5	1.5～0.5	0.5～0.25	<0.25
一	1.8%	62.8%	1.4%	13.2%	0.6%	20.3%
二	0	34.9%	1.1%	13.5%	11.6%	39%
三	0	37.8%	1.6%	12.2%	17.3%	31.1%
四	9.4%	71.3%	2.1%	8.3%	3.4%	5.5%
弃石流小区干物质		77.2%	0.8%	9.9%	3.5%	5.4%

备注：煤渣因大小颗粒悬殊，无法测定

综上实验分析，坡面型泥石流形成的控制因素主要有坡面组成物质的粒径比例、放水历时、放水强度及颗粒组成均匀程度。放水历时长、强度大有利于泥石流快速形成。

第三节　矿山泥石流过程人工放水冲刷模拟实验

1　实验设计及过程

根据野外泥石流沟调查统计形状分析，选择具有代表性的泥石流沟形状，采用系统论异构同功原理，缩小泥石流沟道，人为模拟泥石流沟道进行泥石流过程放水冲刷实验，观测泥石流过程的动态变化。设计标准为：物源区平均宽度为 3.5 m，长度为 6.5 m，坡度为 31°；流通区平均宽度 1.2 m，最窄段为 0.8 m，长 6 m，坡度 26°，主沟道总长为 13 m，沟道相对高差 6.83 m。将物源区堆积一定量的石渣、煤矸石、沙、土等量混合物，进行放水试验，流量控制为 0.003 m^3/s，共进行两场实验，详细记录了泥石流的起动、运行、消亡过程（表 6-8）。

表 6-8　神府东胜矿区沟道型人为泥石流起动及过程人工放水冲刷实验统计表

Tab. 6-8　The experiment process records of artificial simulation setting water rushing on the process of gully mine debris flow in Shenfu-Dongsheng mine region

场　次	松散体堆积量 m^3	泥石流过程				
		开始时刻 min	最盛时刻 min	稀性 min	洪水 min	停止 min
1	4.2	第 8	第 16～20	第 20～35	第 35 以后	第 45
2	3.15	第 3	第 5～12	第 12～18	第 18 以后	第 31

2　实验观测结果分析

实验结果显示：①石渣最难起动，几乎全是靠崩塌及砾状石渣的下滚运动；②如果松散体堆积物是沙、土在底层，石渣在上部，则通过冲沟两侧石渣崩塌下滚，泥石流很快形成，相反石渣在底部，沙土在上部一般很难形成泥石流，在有些情况下所形成的泥石流石渣含量很少，泥石流过程很短；③泥石流的形成并非需要松散体饱和，主要靠超渗流高强度冲刷作用

形成；④泥石流阵性明显；⑤泥石流转化为洪水主要是由于物源区松散堆积物减少坡度变缓所引起；⑥泥石流堆积扇最大石块 16×10×4(cm^3)。

第四节　与自然泥石流起动的对比实验

1　云南东川蒋家沟泥石流形成的环境条件

云南东川蒋家沟位于云南省的东北部，是一条河流型的泥石流沟，流域面积为 45.6 km^2，主沟长约 5.2 km，平均宽度约 50 m，该流域在构造上属于横断山强烈褶皱带的组成部分，新构造运动活动强烈，山体上升幅度大，沟谷严重下切，地形高差悬殊，地面坡度陡峻，沟床比降较大，主沟平均底坡在汇流区的山坡为 50%～60%，物质供给区的纵坡是 15%～22%，冲淤过渡区 8%～10%，堆积河谷 6%～7%，堆积扇 5.2%。整个流域内松散物质的边坡大多为 35°～38°，许多基岩边坡在 45°～50°左右。高山深谷和大的纵坡为泥石流的形成提供了有利的地形条件。

流域内地表组成物质主要是元古宇昆阳群的变质板岩及千枚岩，在分水岭处有少量的震旦系白云岩、少量二叠系石灰岩、玄武岩及第三系角砾岩等。由于该区属于强震分布区，构造运动强烈，大小断裂活跃，使本身节理、层面就非常发育的板岩、千枚岩被挤压、震动得十分破碎，同时沟谷内普遍发育有第四系松散堆积物，这些物质为泥石流的形成提供了充足的物质来源。

流域地属亚热带高原季风气候，受西南季风影响，干湿季节明显，多年平均降雨量为 600～700 mm，但年降雨约 85%～90%集中在 5～10 月。同时由于地形高差大，降雨的垂直分布性强，海拔 1200 m 以下河谷为少雨带，2400 m 以上是多雨带，2000～3000 m 为最大暴雨带，此高程也是多数泥石流的形成区。每年的 11 月至次年 4 月的干季为泥石流固体物质堆积积聚期，物质经积聚充分后，在雨季便可形成泥石流。

根据史正涛、张林源先生云南小江流域考察研究，孢粉及化学分析证实云南小江流域第四纪泥石流普遍发育[4]。雷祥义、李昭淑先生随后经过石英 ESR 和^{14}C 测年结果，蒋家沟泥石流堆积可分为晚更新世形成的古泥石流堆积和近代泥石流堆积两类[5]。

从泥石流暴发的三大要素：降水、地形、物质来看，蒋家沟的泥石流物质特别丰富，地形陡峻，降雨量集中而猛，其条件得天独厚，是泥石流的天然博物馆，专家老前辈的研究进一步说明了蒋家沟泥石流发育历史之长、规模之大，是天然泥石流的典范。

2　实验过程及计算结果

由于水源、电源及潜水泵装置等一系列条件限制，未能进行人工降雨模拟实验，只进行了放水冲刷实验。选择 4 种自然坡面，不同的土地利用状况，共进行 8 场放水实验。小区几何尺寸为 1.5m×5m，放水强度控制在 7.5 L/min，及 15 L/min，总放水量分 3 个等级：900 L、450 L、726 L，详见表 6-9。

3　实验结果分析

表 6-12 记录说明了不同的土地利用状况、不同的放水强度，所造成的侵蚀量差异很大，第 1、5、6、8 场放水实验，放水强度小，不能将松散体起动，只有当放水强度相当于雨强 2 mm/min时，才能使松散体起动，坡面发生侵蚀。由第 2 场与第 3 场放水比较，二者只是土地利用现状不同，其他条件相同，但其侵蚀量相差 7.4 倍，从面也说明开垦荒坡是造成侵蚀

严重的主要因素。

表 6-9 东川蒋家沟泥石流源地松散体起动人工放水实验

Tab. 6-9 The experiment of artificial setting water rushing on loose accumulated material initiating flow of debris flow in Dongchuan Jiangjia Gou

场次	试区面积 m^2	坡度 (°)	土地利用	放水强度 $L \cdot min^{-1}$	相当雨量 $mm \cdot min^{-1}$	放水总量 L	产沙量 kg	侵蚀模数 $kg \cdot m^{-2}$
1	7.5	38	荒坡地	7.5	1	726	0	0
2	7.5	38	荒坡地	15	2	930	12.211	1.629
3	7.5	38	荒坡开垦	15	2	900	66.097	8.813
4	7.5	40	荒坡除去草石	15	2	900	65.568	8.742
5	7.5	40	荒坡除去草石	7.5	1	450	0	0
6	7.5	38	荒坡开垦	7.5	1	450	0	0
7	7.5	40	堆积荒坡地	15	2	900	32.837	4.378
8	7.5	40	堆积荒坡地	7.5	1	450	0	0

放水实验过程观测，无论何种物质组成的坡面，土地利用现状如何不同，均出现细沟侵蚀，坡面片蚀，但未见有泥石流发生，也很少出现高含沙水流，这一现象进一步说明，在蒋家沟泥石流发生过程中，坡面侵蚀量所占比重不大，由天然降雨、泥石流过程观测，泥石流固体物质主要来源于降雨中的崩塌、滑坡。强烈的沟蚀，严重的面蚀，加大了地面坡度，加快了汇水速度，有利于泥石流活动的加剧。

4 与自然泥石流起动实验对比分析

(1)蒋家沟自然泥石流固体物质的起动主要靠降雨过程中崩塌、滑坡重力的惯性与大坡度、快速汇水的推动力之合力，固体物质是由于岩层破碎、构造复杂、倾斜角度大，在雨水参与下的岩层下滑崩塌而补给。

(2)神府东胜矿区人为泥石流固体物质的起动主要靠大强度降雨、高速汇流的推动力而起动。固体物质来源于弃石渣及煤渣，其固结性差、堆积坡度大，故其所需的起动力要小，易发生。无论是坡面还是沟谷均有泥石流发生。

(3)比较表 6-5、6-9，在相同的放水强度，相近的坡度前提下，人为堆积泥沙起动所需量小而速度快，并且造成的侵蚀量大，是自然坡面侵蚀量的几十倍。

(4)人为模拟泥石流沟谷放水冲刷实验，能系统观测泥石流发生的全过程，寻求泥石流特性变化的原因，分析其运动变化机理、整体性、直观性好。

第五节 矿山泥石流过程中力能传递理论模式

泥石流过程是松散固体物质积累到一定程度，在水力及自重作用下，形成的固液两相流体的过程，其可分为两种：一种为在泥石流沟谷内，经过各种土壤侵蚀过程(包括重力侵蚀、坡面侵蚀、人为堆积等)，使松散固体物质累积堆积于沟坡及沟谷两侧或沟床，在泥石流研究领域称其为准泥石流体。准泥石流体在水力、自重和其他外力作用下，结构改变、强度降低、失稳下移的过程称之为泥石流起动，继续发展就形成泥石流。另一种是土壤侵蚀过程与泥石流过程同时出现，并非有准泥石流体的存在，是暴雨期间土壤侵蚀加重，洪流沿途接纳崩塌、

滑坡、坡面侵蚀物的过程。然而在神府东胜矿区的泥石流过程主要以第一种为主。

根据固体力学定义，构成泥石流的松散固体物质属于松散介质，其物理性质介于固体与液体的中间状态，以部分流动性区别于固体，仅在一定范围内能保持其形状，基本上没有抵抗拉伸的能力或抗拉强度很小、抗剪强度随剪切面上的正压力增加而增加；其不同于液体，液体流动性大，没有固定的形状，抵抗剪切能力更小[6]。根据松散介质分类，人为堆积的弃土弃石渣，颗粒之间基本上不存在粘结力，不具有抗拉强度。神府东胜矿区人为泥石流形成的固体物质就属此类，是典型的松散介质。而由于边坡失稳，山坡侵蚀等导致泥石流形成的松散固体物质，颗粒间有胶结物充填，有粘结力，能保持一定的几何形状，并能承受不大的抗拉力，这类物质是粘性松散介质。云南东川蒋家沟泥石流形成的固体物质属于该类型。就准泥石流而言，堆积在不同的地貌部位，其泥石流过程差异很大、受力不同。

1 坡面准人为泥石流起动的力学成因

神府-东胜矿区坡面上的人为弃土石渣松散堆积体是典型的准泥石流体，并在泥石流过程中很少，几乎没有松散固体物质的补给，其起动主要由其起动力与抗动力二者相对大小所决定，表达为起动系数 K：

$$K=\frac{\tau}{F}=\frac{\text{抗动力}}{\text{起动力}} \tag{6-14}$$

泥石流起动是由暴雨所引起，在降雨过程中，斜坡上的准泥石流将受到以下几种力的作用(图 6-10)

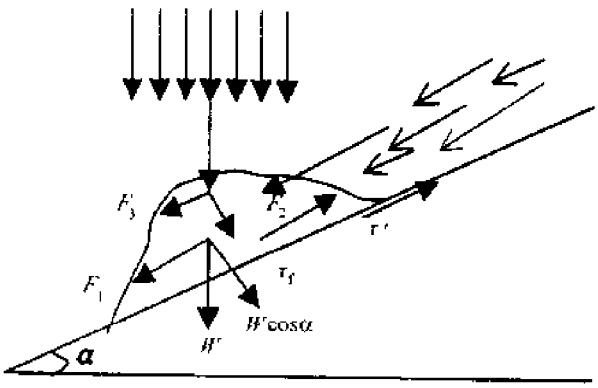

图 6-10 准泥石流体受力示意图

Fig. 6-10 The skech map showing dynamics of quasi-debris flow

F_1 准泥石流体重力在顺坡方向的分力：

$$F_1=W\cdot\sin\alpha \tag{6-15}$$

F_2 上坡来水对准泥石流体的冲力：

$$F_2=\frac{m_{水}v_{水}}{\Delta t}+m_{水}g\cdot\sin\alpha-\tau' \tag{6-16}$$

F_3 降雨雨滴对准泥石流体的打击力：

$$F_3=\frac{\sum_{i=1}^{n}m_{雨_i}u_{雨}}{\Delta t}\cdot\sin\alpha\quad(i=1,2,3,\cdots,n) \tag{6-17}$$

τ_f 准泥石流体自重正压作用引起的摩擦阻力：

$$\tau_f=f\cdot W\cdot\cos\alpha \tag{6-18}$$

式(6-15)、(6-16)、(6-17)、(6-18)中，W 为准泥石流体重力；$m_{水}$ 为上坡来水量；$u_{水}$ 为上坡来水流速；τ' 为上坡来水水流的床面剪切力；$m_{雨}$ 为雨滴质量；$u_{雨}$ 为雨滴终点速度；α 为斜坡坡度；f 为摩擦系数。设 c 为土体内粘聚力，则起动力 F 和抗动力 τ 为：

$$F=F_1+F_2+F_3$$

$$\tau=\tau_f+c$$

将(6-15)、(6-16)、(6 17)、(6-18)式代入(6-14)式有：

$$K=\frac{f\cdot W\cdot\cos\alpha+c}{W\cdot\sin\alpha-\dfrac{m_{水}u_{水}}{\Delta t}+m_{水}g\sin\alpha-\tau'+\dfrac{\sum_{i=1}^{n}m_{雨i}u_{雨i}}{\Delta t}\cdot\sin\alpha} \tag{6 19}$$

式(6 19)说明，$K>1$，准泥石流体不运动；$K<1$，泥石流形成；$K=1$ 为起动临界条件，此式即为以作用力形式表示的坡面准泥石流体起动理论临界通式。

根据松散介质原理，人为堆积的松散体其土体间不存在粘结力或粘结力很小，可以忽略不计，故(6-19)式中

$$c=0 \tag{6-20}$$

准泥石流体重力：

$$W=V\cdot\gamma_{固}+V\cdot\varphi\cdot\gamma_{水} \tag{6-21}$$

式中：V 为准泥石流体积；$\gamma_{固}$ 为松散固体物质容重；$\gamma_{水}$ 为水的容重；φ 为土壤含水率。

上坡来水水流的床面切应力 τ'：

$$\tau'=\rho\cdot gh\cdot J \tag{6-22}$$

式中：ρ 为水的密度；h 为水深；J 为水力坡降；g 为重力加速度。

雨滴打击力用降雨强度代之。则式(6-19)中，只有 f 为待定的常系数，它可以通过实测资料来确定。

根据包为民先生，临界式参数的确定方法[7]。设有观测样本：

$$\begin{bmatrix} V_1 & \gamma_{固1} & \alpha_1 & \varphi_1 & u_{水1} & u_{雨1} & h_1 & J_1 & m_{水1} & m_{雨1} \\ V_2 & \gamma_{固2} & \alpha_2 & \varphi_2 & u_{水2} & u_{雨2} & h_2 & J_2 & m_{水2} & m_{雨2} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ V_n & \gamma_{固n} & \alpha_n & \varphi_n & u_{水n} & u_{雨n} & h_n & J_n & m_{水n} & m_{雨n} \end{bmatrix} \tag{6-23}$$

通过式(6-21)、(6 22)可得参数率定样本：

$$\begin{bmatrix} W_1 & \alpha_1 & u_{水1} & u_{雨1} & \tau'_1 & m_{水1} & m_{雨1} \\ W_2 & \alpha_2 & u_{水2} & u_{雨2} & \tau'_2 & m_{水2} & m_{雨2} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ W_n & \alpha_n & u_{水n} & u_{雨n} & \tau'_n & m_{水n} & m_{雨n} \end{bmatrix} \tag{6 21}$$

根据参数率定样本(6-24)率定参数 f 的原则，计算得稳定性系数 $\hat{K}$，与实际符合次数最多，即确定参数的估计 $\hat{f}$，计算出：

$$\hat{K}=\frac{\hat{f}\cdot W_j\cos\alpha_j}{W_j\sin\alpha_j+\dfrac{m_{水j}u_{水j}}{\Delta t}+m_{水j}g\sin\alpha_j-\tau'_j+\dfrac{\sum_{i=1}^{n}m_{雨i}u_{雨i}}{\Delta t}\sin\alpha_j}\quad(j=1,2,\cdots,n) \tag{6-25}$$

若记运算符号 $\hat{\delta}$ 和 δ 分别为：

$$\hat{\delta}_i=\begin{cases}1.0 & \hat{K}\leqslant 0\\ 0 & \hat{K}>0\end{cases}$$

$$\delta_i=\begin{cases}1.0 & \text{泥石流实际发生}\\ 0 & \text{泥石流实际不发生}\end{cases}$$

应满足目标准则：

$$\max\left\{\Psi=\sum_{i=1}^{n}\delta_i\cdot\hat{\delta}_i\right\}$$

由包为民先生参数确定方法，根据四场人工降雨放水冲刷实验数计[3]，得神府东胜矿区坡面准人为泥石流起动临界式中摩阻系数 $\hat{f}=0.438$。

2 沟道人为泥石流起动的力学分析

沟道泥石流形成与坡面泥石流形成的力学成因有一定的差异，沟道地形约束，汇水流动方式制约松散体堆积分布的形态，并能造成沟床比降的变化，糙度加大，多以堤坝式横挡沟道、堰堤式散布在沟床两则。一般来讲，沟床比降小于斜坡坡度，但汇水量大，泥石流起动主要靠汇水流量及流速、松散体饱和程度，准泥石流体自身重力作用处于次要地位，故影响泥石流起动的主要因素有：沟床比降 J、沟床糙度、汇水面积、流量、流速、松散体堆积规模、松散体含水饱和程度 Sr，沟道断面形态，松散体颗粒级配 C 等 10 个因素，崔鹏先生通过实验分析，建立起沟道泥石流起动临界条件通式[8]：

$$DJ+A_1Sr_2+A_2Sr+\frac{B_2}{C-B_1}+\epsilon=0 \tag{6-26}$$

或经验关系式：

$$-8.0062Sr-2.4859Sr^2-\frac{3.1896}{C-0.0996}+7.0195=0 \tag{6-27}$$

式中：D、A_1、A_2、B_1、B_2 为系数；ϵ 为边界条件所决定的常数。

由于人为堆积于沟道的松散体堆积部位不同于自然堆积体，另一方面室内模型实验，槽底无渗透能力，故松散体易达到水分饱和。面在神府东胜矿区土质疏松渗透性强，故泥石流的起动主要由汇水流量 Q、流速 u_*、松散体堆积量 $V\cdot\gamma$、沟道比降 J，则泥石流起动稳定系数：

$$K=\frac{\text{抗动力}}{\text{起动力}}=\frac{\tau}{F} \tag{6-28}$$

虽然式(6-28)与(6-14)形式上相同，但其各组成力的变化很大。其中：

$F_1=W\cdot\sin\alpha$，但因沟道比降与斜坡比降相比较很小，故 F_1 是一个很小的力；

F_3 同式(6-17)为雨滴打击力，很小可视为 0；

F_2 为上游沟道来水冲力。

$$F_2=\frac{Q\gamma u_*}{g\Delta t}-\tau'+Q\gamma\sin\alpha \tag{6-29}$$

式中：Q 为上游来水量；γ 为水的容重；τ' 为上游来水水流剪切力。

$$\tau'=\gamma JR \tag{6-30}$$

式中：R 为水力半径。

抗动力同(6-18)式，将上述各力代入式(6-28)得

$$K=\frac{f\cdot W\cdot\cos\alpha}{W\cdot\sin\alpha+\dfrac{Q\gamma u_*}{g\Delta t}-\gamma RJ+Q\gamma\sin\alpha} \tag{6-31}$$

泥石流起动的临界通式为：

$$W\cdot\sin\alpha+\frac{1}{\Delta t}A\rho u_*^2+Au_*\gamma\sin\alpha-\gamma JR-f\cdot W\cdot\cos\alpha=0 \tag{6-32}$$

式中：A 为沟道过水断面面积。

令 $$W\cdot\sin\alpha-f\cdot W\cdot\cos\alpha=C$$

由谢才公式推得 $R=\left(n\frac{u_*}{\sqrt{J}}\right)^{\frac{3}{2}}$

则沟道泥石流起动的势函数

$$V(u_*)=B_3u_*^3+B_2u_*^{\frac{3}{2}}+B_1u_*+C \tag{6-33}$$

3 泥石流过程中的能量变化模型

泥石流开始时刻，即第一个断面其能量 E_1 为动能与势能之和：

$$E_1=\frac{1}{2}mu_1^2+mgh_1 \tag{6-34}$$

运动一段距离后，即第二个断面其能量 E_2 为：

$$E_2=\frac{1}{2}mu_2^2+mgh_2 \tag{6-35}$$

由第一个断面流入第二个断面时，沿途将发生抵抗这种运动的阻力，使之一部分能量克服阻力作功，而使机械能转变为热能，故 $E_2<E_1$

根据能量守恒定理

$$E_1=E_2+E_Q \tag{6-36}$$

式中：E_Q 为热能。

为了便于计算，引入了伯努利比能的概念，即单位质量所具有的能量[9]，将式(6-34)、(6-35)两边除以 mg 得比能 e_1，e_2 则：

$$e_1=\frac{u_1^2}{2g}+h_1 \qquad e_2=\frac{u_2^2}{2g}+h_2$$

$$\frac{u_1^2}{2g}+h_1=\frac{u_2^2}{2g}+h_2+E_Q \tag{6-37}$$

若计算某一断面内比能的平均值，则流速应取断面平均流速，故上式两边乘以一个流速修正系数 a，式(6-37)变为：

$$\frac{a_1u_1^2}{2g}+h_1=\frac{a_2u_2^2}{2g}+h_2+E_Q \tag{6-38}$$

则比能变化连续方程为：

$$\frac{\partial e}{\partial t}=\frac{1}{2g}\frac{\partial a}{\partial t}\frac{\partial}{\partial t}\left(u_x\frac{\partial u_x}{\partial x}+u\frac{\partial u}{\partial y}+u_z\frac{\partial u_z}{\partial z}\right)+\frac{\partial z}{\partial t}+\frac{\partial E_Q}{\partial t} \tag{6-39}$$

由粘性流体运动方程[10]

$$\rho\frac{\mathrm{d}u}{\mathrm{d}t}=\rho F+\frac{\partial P_x}{\partial}+\frac{\partial P_y}{\partial_y}+\frac{\partial P_z}{\partial_z} \tag{6-40}$$

可推得流体动能的变化方程为：

$$\mathrm{d}E=\int(u\cdot F)\rho\,\mathrm{d}v\mathrm{d}t+\int\left[\frac{\partial(uP_x)}{\partial x}+\frac{\partial(uP_y)}{\partial y}+\frac{\partial(uP_z)}{\partial z}\right]\mathrm{d}v\mathrm{d}t-\int Q\,\mathrm{d}v\mathrm{d}t \tag{6-41}$$

由式(6-41)中 $\int Q\,\mathrm{d}v\mathrm{d}t$ 即为动能由于运动而转化为热能的部分

将泥石流体视为不可压缩流体，由粘性流体运动方程得 E_Q 为：

$$Q=-\rho \mathrm{d}iVu+q \tag{6-42}$$

$$q=-\frac{2}{3}\mu(\mathrm{d}iVu)^2+$$

$$\mu\left\{2\left[\left(\frac{\partial u_x}{\partial x}\right)^2+\left(\frac{\partial u_y}{\partial y}\right)^2+\left(\frac{\partial u_z}{\partial z}\right)^2\right]+\left(\frac{\partial u_y}{\partial z}+\frac{\partial u_z}{\partial y}\right)^2+\left(\frac{\partial u_z}{\partial x}+\frac{\partial u_x}{\partial z}\right)^2+\left(\frac{\partial u_x}{\partial y}+\frac{\partial u_y}{\partial z}\right)^2\right\}$$

$$E_Q=\mu\left\{2\left[\left(\frac{\partial u_x}{\partial x}\right)^2+\left(\frac{\partial u_y}{\partial y}\right)^2+\left(\frac{\partial u_z}{\partial z}\right)^2\right]+\left(\frac{\partial u_y}{\partial x}+\frac{\partial u_z}{\partial y}\right)^2+\left(\frac{\partial u_z}{\partial x}+\frac{\partial u_x}{\partial z}\right)^2+\left(\frac{\partial u_x}{\partial y}+\frac{\partial u_y}{\partial z}\right)^2\right\} \tag{6-43}$$

式(6-40、41、42、43)中，ρ 代表流体的密度，$\vec{U}$ 代表流体的速度，即：

$$\vec{U}=U_x\vec{i}+U_y\vec{j}-U_z\vec{k}$$

F 表示在单位流体质量上作用的质量力，$\vec{P}$ 表示主应力，它可由作用在坐标轴垂直的小面积上的应力表示：

$$\vec{P}=\vec{P}_{xa}+\vec{P}_{yb}+\vec{P}_z$$

其中：

$$\vec{P}_x=P_{xxa}+P_{yx\beta}+P_{zx}$$

$$\vec{P}_y=P_{xya}+P_{y\gamma\beta}+P_{zy}$$

$$\vec{P}_z=P_{xza}+P_{yz\beta}+P_{zz}$$

4 结论

通过上述泥石流过程的受力分析得出以下一些结论：①由人为堆积于沟坡上的准泥石流体，是典型的松散介质，其起动与泥石流过程主要是由降雨及地形坡度来决定，易起动、过程急而短；②由人为堆积于沟谷两侧或沟床上的准泥石流体，其起动及泥石流过程主要是由上游沟道来水及沟床比降的大小来决定，其泥石流过程长、规模大；③实验室泥石流模拟[1]，松散固体物质易达到水分饱和，泥石流过程中松散物质均处于饱和状态；④实地泥石流模拟[2]或实际的泥石流，松散固体物质的起动并非是由水分饱和而引起，主要是靠外力和地形坡度，在泥石流过程中，松散固体物质饱和与非饱和共存。

参 考 文 献

[1] 张丽萍，唐克丽，张平仓．泥石流源地松散体起动人工降雨模拟及放水冲刷实验．山地学报，1999，17(1)：45～49

[2] Liping Zhang, Keli Tang. Erosion Processes in Loess Hilly-Gully Region Covered with Sheet Sand. Soil Erosion and Dryland Farming. Edited by John M. Laflen, Junliang Tian, Chi-Hua Huang. CRC Press, New York, 2000. 625～634

[3] 张丽萍，唐克丽，陈文亮．人为泥石流起动及产沙放水冲刷实验．自然灾害学报，2000，9(4)：94～98

[4] 史正涛，张林源．云南小江流域第四纪泥石流及发育环境．水土保持学报，1992，(4)：14～22

[5] 谭祥义，李昭淑．蒋家沟泥石流堆积物的时代及成因．山地研究，1993，(3)：149～155

[6] 赵彭年编著．松散介质力学．北京：地震出版社，1995．1～30

[7] 包为民．泥石流灾害的动力成因初探．灾害学，1995，(1)：10～12

[8] 崔鹏，关君蔚．泥石流起动的突变学特征．自然灾害学报，1993，2(1)：53～61

[9] B. A. 柯莫夫著．陈肇和译．水力学．北京：水利出版社，1957．91～144

[10] T. C. 库兹涅佐夫著．林鸿松译．流体动力学．北京：高等教育出版社，1955．308～100

第七章　神府东胜矿区潜在泥石流的非线性预测

随着煤炭资源的进一步加速开采，矿区规模的扩大，新兴工矿区的发展，必然要对当地的土地资源产生不同程度的干扰，排弃大量的废土石渣及工业生活垃圾，面临这一符合经济发展的必然趋势，如何控制、合理规划上述环境问题是杜绝潜在人为泥石流的形成与治理减少已有泥石流的关键。

矿山泥石流的形成、治理、减少都与人的活动密切相关，是可以通过人的作用来调节的、不像自然泥石流是客观的自然现象，人只能被动地防治，而不能干预其是否产生。鉴于矿山泥石流这一特点，认真分析预测，科学治理矿山泥石流是完全可以的。

传统中医之优点在于治病治根，西医之见效在于治症，只有中西医结合才能既减轻痛苦又能除去病根。

目前泥石流沟的一系列治理方略可视为西医治症之特点，能迅速控制泥石流灾害，减少经济损失；控制煤炭资源开发建设过程中人为对泥石流形成之要素的促进作用，是治本之方略。故根据矿区目前状况及发展趋势，分析矿区未来泥石流发展趋势是矿区建设总体规划之必需，是预防新泥石流形成及治理现有泥石流之前提及基础。

第一节　泥石流发生的物源
——松散固体物质储量及潜量分析

松散固体物质是泥石流形成的物质基础和必要前提，松散固体物质储量是评判和预测泥石流活动的主要指标之一。洪水转化为泥石流，流体容重必须达到较高的临界值，这说明沟床内松散固体物质聚集量越大，形成泥石流的概率就越大。流域内提供松散固体物质的主要途径包括采矿过程中的弃土、石、渣，交通建设、矿区配套设施建设对边坡稳定性破坏造成的崩塌滑坡，沟床内的坡面侵蚀物，建筑材料开采的附产品等。

神府东胜矿区在一期工程建设中所排放的大量废土、石渣，一部分已被流水冲刷成为河流泥沙随水下泄，更多的一部分还无规则地、随意地撒乱堆积于矿区的各种地形部位。由表2-4估算数字及表2-5调查量测现存弃土石渣方量数字可看出，在一期工程建设中所排放的大量废土石渣绝大部分还存留于矿区，二期、三期工程还将排放大约合计 $32316.4\times10^4\ m^3$ 废土石渣。根据目前矿区弃土石渣的处理进度及重视程度，在短期内很难将其生产过程中弃土石渣规范堆放，更谈不上已有弃土石渣的处理，它将是未来矿山泥石流形成固体物质的主要来源。

矿区工程建设中造成的陡坡、临空面到处可见，根据第三章第二节问题说到的人为活动间接补给计算过程，结合当地地面组成物质的休止角及沟床均衡剖面形成趋势比降计算，其

潜在的补给量将是现已挖方量的5～9倍[1,2]。它将是泥石流松散固体物质提供的持续来源。

干旱少雨、多风、暴雨集中的自然环境，决定了植被恢复慢，种树成活率低的这一事实，故泥石流沟的土壤侵蚀趋于严重，风沙堆积日积月累，冻融风化速度加快，泻溜、坡积裙发育，是泥石流松散固体物质补给的得力梯队、补充来源。

总之，矿区人为泥石流形成松散固体物质来源充足，并具有增无减的趋势。而且暂无特别有效的控制措施。

第二节　泥石流发生的沟道流域地形条件演化趋势研究

地形比降是泥石流暴发过程中不可逆的趋动力。神府东胜矿区所属鄂尔多斯高原，自全新世以来一直处于持续、缓慢的整体上升状态，它是控制大环境趋势的地球因子，对人类短时期内环境突发性变化影响甚微，并不易被人类所察觉到。然而，人类集中开发资源，大强度经济建设过程中对地貌形态的改变，则是导致泥石流暴发的主要因子。通过现有矿山泥石流沟道发育阶段的划分，指出了幼年期、青年期的沟谷占到了总沟谷的65%，壮年期暴发的沟道地形条件潜势很大[3]。只要有物和能即可暴发。开路采石、削坡、挖方使山坡变陡，不仅造成潜在的崩塌侵蚀量，而且为坡面泥石流的形成造成了地形条件。河床、沟底露天采煤，人为降低了侵蚀基准面，导致临近沟床比降增大。

第三节　泥石流发生的动能——降雨的灾变预测

泥石流形成动力主要为水，水量的大小是随着降雨状况而波动的。然而，降雨是自然界的特有现象，它有长短的周期变化。

由于矿区地处干旱半干旱暴雨中心地带，年际变化，年内变化复杂。丰水、枯水年呈一定的规律周期变化。根据神木县1957～1995年降雨资料统计，其年均降雨量约为436.1 mm。欲分析未来该区泥石流暴发的水动力趋势，必须先预测降雨变化情况。然而预测与实际毕竟存在差异，单纯的线性预测离散性大，即误差大，区间性预测能划分出其上、下限，有利于布设防御措施，这一预测的最好方法为灰色数学GM(1,1)包络模型[4]，其过程为：

(1)根据原始数据点绘曲线a，将曲线a所有上缘点连线为上包络曲线，将曲线a所有的下缘点连线为下包络曲线(图7-1)；

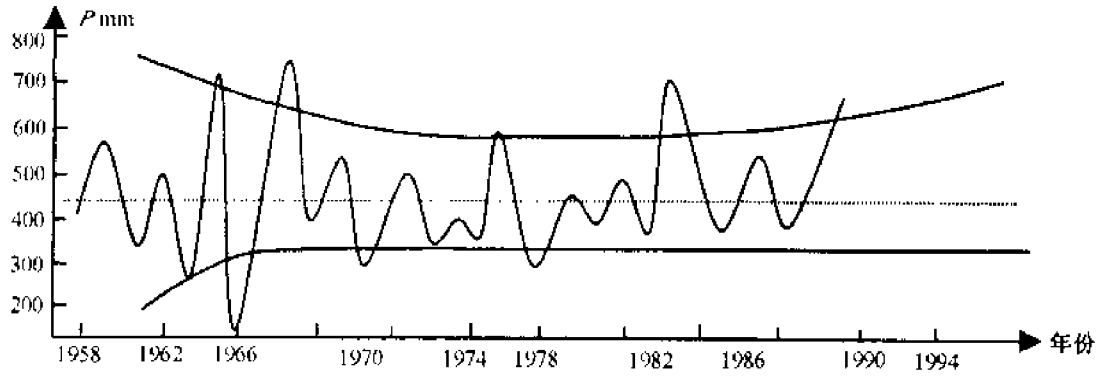

图7-1　神木县降水量年际变化曲线及上下包络线图

Fig. 7-1　The annual rainfall change extent curve in Shenmu county

(2)由上包络曲线特征性的上缘点得上包络数列 $X_{sup}^{(0)}$

$$X_{sup}^{(0)}=\{630 \quad 740 \quad 550 \quad 580 \quad 600 \quad 697\}$$

按上述数据建模得上包络生成模型为：

$$\hat{X}_{sup}^{(0)}(k+1)=-23246.4543e^{0.0272k}+23876.4543 \tag{7-1}$$

上包络还原模型为：

$$\hat{X}_{sup}^{(0)}(k+1)=632.0408e^{0.0272k} \tag{7-2}$$

经残差模型修正：

$$\hat{X}_{sup}^{(0)}(k+1)=632.0408e^{-0.0272k}-\delta(k-4)230.2955e^{-2.3078(k-4)} \tag{7-3}$$

$$\delta(k-4)=\begin{cases}1 & k\geqslant 4\\ 0 & k<4\end{cases}$$

上包络模型原点误差 16.4%

(3)由下包络曲线特征性的下缘点得下包络数列 $X_{inf}^{(0)}$

$$X_{inf}^{(0)}=\{400 \quad 213 \quad 250 \quad 288 \quad 313 \quad 290.5\}$$

按上述数据建模得下包络生成模型为：

$$\hat{X}_{inf}^{(0)}(k+1)=3162.5844e^{0.0695k}-27626.5844 \tag{7-4}$$

下包络还原模型为：

$$\hat{X}_{inf}^{(0)}(k+1)=219.6371e^{0.0695k} \tag{7-5}$$

模型原点误差为 3.364%，故符合精度要求。

(4)根据上述上下包络模型 $X_{sup}^{(0)}$ 与 $X_{inf}^{(0)}$ 间的灰区间，便可描述矿区降雨变化趋势，由 7-3 式计算出未来几年的降雨变化上限(单位：mm)：

591.2，600.1，609.4，619.0

由 7-5 式计算出未来几年降雨变化的下限：

310.9，333.3，357.3，383.0

(5)将上述预测数字延长图 7-1 包络曲线得图 7-2。

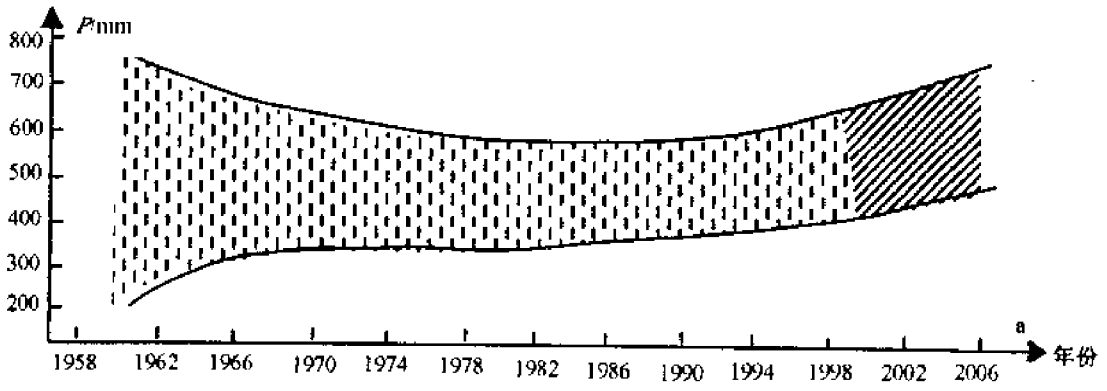

图 7-2 神木县降水量年际变化曲线及上下包络趋势图

Fig. 7-2 The annual rainfall change extent tendency curve in Shenmu county

上述降水预测，在未来的几年内降水不会减少，并有增加之趋势，告诫泥石流暴发的水

动力条件不会削弱。该区1999年和2000年1～9月降雨量均在包络线区间，只是2000年数字偏小，但集中程度较高。GM(1,1)包络预测法能使我们找出一个发展的灰区间，但其预测系列长度较短，若预测长系列趋势则误差较大。

第四节　潜在泥石流发生的预警模型研究

1　预警模型的理论基础——系统耗散结构

泥石流的形成是地形、松散固体物质、水动力条件达到某一临界值后出现的特殊的地貌过程，3个条件密切联系不可分割。神府东胜矿区矿山泥石流是在矿区建设过程中人地系统相互作用的特殊条件下形成的人为泥石流。人为活动是先决条件，人为提供固体松散物、改变地形条件，使自然沟道畸变为泥石流沟道，因而使得人为泥石流形成过程中的地形条件、汇流过程及松散体起动都明显不同于普通泥石流的形成过程。人为泥石流沟道是一个动态的、快速多变的、远离平衡的非线性开放系统。降雨和松散固体物质是其输入和外动力变量，泥石流冲出物是其输出响应或状态变量，流域形态是系统物质和能量变化的纽带，以变化多端的泥石流过程彼此联系，构成一个有机整体。泥石流沟是因泥石流的暴发由超过一定强度的能量流和物质流造成的，而这些高强度的不可逆流是由不稳定能量积累而突然暴发性释放形成的。然而，沟道系统的耗散流的趋动力是不可逆的地形比降梯度，当这些梯度力在各种内外营力作用下增到某一阈值时，它就会产生异常大的能量流和物质流，使泥石流暴发其发生过程受控于自然界最普适的能量守恒和熵定律。

根据系统耗散结构原理[7]，系统发展趋势视其熵变化过程。

$$\frac{ds}{dt}=\frac{des}{dt}+\frac{dis}{dt} \tag{7.6}$$

式中：ds/dt 代表系统熵变，des/dt 代表熵交换项，是系统的物质、能量输出、输入项，其值可正可负，dis/dt 为熵产生项，是由系统能量传导、物质扩散、化学能、物流变化所决定的，其值是一个大于零的非负值。

矿山泥石流沟流域，降水量是物质能量的输入，人为采石、采煤等活动干扰是能量的输入，其总的输入为：

$$des=\text{水量}+\text{水能}+\text{人为干扰}>0$$

由于水能、物的输入，使系统内部发生水力冲刷，水土流失；人为干扰使地表土层松动、粘聚力减小，坡度加大，故系统熵产生。

$$dis=\text{水土流失}+\text{松散体堆积}>0$$

由于 $des>0$，$dis>0$ 故 ds 趋于增加，当这些物能流超过某一阈值时，在地形梯度驱动力的作用下，即暴发泥石流。

2　预警模型

通过上述三要素动态分析，人为松散固体物质补给量是充足的，只要煤田开采、矿区建设扩大，它就会源源不断地补给。经过近几年降水趋势分析，其包络区间的下包络线趋于增大，说明了水动力条件的可能性；地形因子的形成是一个缓慢过程，已形成的陡坡、陡比降沟床，在短时期内不会改变，加之该区地壳还一直处于上升过程。

在三要素条件满足的状况下，泥石流是否会发生关键在于三要素的组合。钟敦伦、谢洪

先生根据四川省境内成昆铁路沿线野外考察的结果，将泥石流形成的有关要素进行经验性的指标分级，确定了暴发泥石流的碎屑物质量的最低标准[6]。

一般情况，松散体的起动与地表径流及沟道比降成正比，地面径流又与流域面积成正比，汇流速度与地形坡度成正比，流域松散固体物质的潜在储量与流域面积成正比。然而由于流域大小不同，松散体储量差异较大，流域越大，潜在松散体储量越大，流域越小，潜在松散体储量越小，但松散体起动的水动力也与流域面积呈正比。因而引入了单位面积储量作为评价指标。根据调查43条样沟统计计算（表7-1），大部分为10000 m^3/km^2以上，因而确定沟道松散体储量大于10000 m^3/km^2者为潜在泥石流沟道。由泥石流定义，固体物质含量大于1.3 t/m^3或固体物质体积占总流量的比值大于15%～80%的固液两相流为泥石流[7]，可推得以下关系式：

设汇水区净雨量函数为I，汇水区面积为A，则上游来水量为$Q_{上}$

$$Q_{上}=I\times A \tag{7-7}$$

设固体物质储量体积为V_m，孔隙率为φ，则泥石流物质动力判别系数η为

$$\eta_1=\frac{V_m}{[(Q_{上}-V_m\varphi)+V_m]} \tag{7-8}$$

或设$\gamma_{固}$为固体物质容重，$\gamma_{水}$为水的容重，则

$$\eta_2=(1-\eta_1)\gamma_{水}+\eta_1\gamma_{固} \tag{7-9}$$

表7-1 神府东胜矿区人为泥石流沟流域单位面积松散体储量统计表

Tab. 7-1 Statistic table of loose material reserves per km^2 in mine debris flow gully in Shenfu-Dongsheng mine region

样沟号	流域面积 km^2	主沟道长 m	主沟道比降	松散体储量 m^3	单位面积储量 $m^3\cdot km^{-2}$
1	0.0435	409	0.2657	568.75	13074.7126
2	0.0461	300	0.3167	544	11800.4338
3	0.0407	350	0.2971	674	16560.1966
4	0.0757	545	0.2661	792	10462.3514
5	0.1966	656	0.2210	743	3779.2472
6	0.2758	915	0.1628	2970	10768.6730
7	0.1129	515	0.2305	1200	10628.8751
8	0.1415	585	0.1538	13350	94346.298
9	0.1297	640	0.1422	4720	36391.6731
10	0.1259	725	0.1931	3790	30103.2566
11	0.0626	280	0.1230	6400	102236.4217
12	0.0172	215	0.3721	8200	476744.186
13	0.0413	340	0.2647	1800	43583.5351
14	0.0718	475	0.2211	3565	49651.8106
15	0.0438	430	0.2412	5400	123287.6712
16	0.0368	370	0.1946	10300	279891.3043
17	0.0575	250	0.2200	1660	2886.5652
18	0.0191	250	0.2680	2705	141623.0366
19	0.0475	340	0.1794	3060	64421.0526
20	0.0241	265	0.2226	2100	86065.5738
21	0.0274	310	0.2484	7685	280474.4526
22	0.0548	455	0.1802	1865	34032.8467
23	0.0736	675	0.1259	10000	135869.5652
24	0.2099	750	0.1001	8700	41448.3087
25	0.0413	295	0.2136	15700	356009.0703
26	0.0601	313	0.1198	3300	54908.4859
27	0.0326	320	0.1875	1000	30674.8466
28	0.0299	311	0.2090	820	27424.7492

续表

样沟号	流域面积 km^2	主沟道长 m	主沟道比降	松散体储量 m^3	单位面积储量 $m^3 \cdot km^{-2}$
29	1.6426	2360	0.0551	20572	12524.0472
30	0.6286	290	0.2241	1780	68461.5385
31	0.8587	1380	0.0969	16800	1956.4579
32	0.1270	580	0.1069	111360	876850.3937
32	0.1181	810	0.1250	131470	1113209.145
34	0.1501	840	0.1071	8758	58347.7682
35	0.0119	146	0.3767	7899	663025.2101
36	0.0796	629	0.1571	11739	147361.809
37	0.0309	240	0.2179	31999	1035275.081
38	0.0142	160	0.2100	150	3393.6652
39	0.0356	370	0.2622	300	8426.9663
40	0.1987	660	0.1174	1669	8399.5974
41	0.0360	110	0.1963	2470	68611.1111
42	0.0192	390	0.2056	1982	40284.5529
43	0.1133	700	0.1393	617	5445.7193

即使一条沟道有充足的固体物质及水源，但由于沟床比降较小，也很难形成泥石流。沟道比降或地形坡度是泥石流起动的主要地形梯度力，故式(7-8)或(7-9)需增加一个沟道比降系数 ξ，则泥石流沟判别式为

$$\eta_1 = V_m \xi [(Q_f - V_m \varphi) + V_m] \tag{7-10}$$

或者

$$\eta_2 = \xi [(1-\eta_1)\gamma_{水} + \eta_1 \gamma_{固}] \tag{7-11}$$

当 $\eta_1 > 15\% \sim 80\%$ 时为泥石流，

$\eta_1 \leqslant 15\%$ 时为洪水；

同理，当 $\eta_2 > 1.3 \sim 2.0 t/m^3$ 时为泥石流，

$\eta_2 \leqslant 1.3 t/m^3$ 时为洪水。

根据神府东胜矿区 13 条泥石流样沟主沟道比降的分布范围(表 7-1)及泥石流起动放水冲刷实验，将沟床比降系数 ξ 分为 1 个等级。当沟床比降大于 25%时，泥石流起动率系数 ξ 定为 1，25%～20%为 0.8，20%～15%为 0.6，<15%为 0.5。

3 动态分析

在一条沟道内，松散体堆积的部位，距沟口的远近是随机的，沟道比降是缓变的，故泥石流沟的判断模型应是动态的。设沟道长度方向为 X 轴，流域相对高度为 Z 轴，垂直于 X、Z 轴的方向为 Y 轴(即流域宽度方向)，沟道源头与分水岭交点的垂直投影为坐标 O 点。在特定的降雨过程下，判别系数 η 是随着沟道长 x 和时间 t 而发生变化的：

$$\eta(t,x) = \frac{\partial z}{\partial x}\left[\frac{V(t,x)}{Q(t,x) \cdot V(t,x)}\right] \tag{7-12}$$

式中：$\partial z/\partial x$ 是沟床比降沿沟的变化状态；径流量 Q 可用 B. A. 维里加诺夫径流成因公式获得：

$$Q_t = \int I(t-\tau)\frac{\partial \omega}{\partial \tau} d\tau \tag{7-13}$$

积分的上下限为 $\tau_t - 0$。

松散体体积 V 可从两方面来算：第一，不考虑汇流过程中水流所挟带的泥沙，只计算工程建设和采矿过程中人为堆积的松散体，其计算过程较为简便，将各堆积体量测叠加，即：

$$V_{t1}=\sum_{i=1}^{n}V_i \tag{7-14}$$

第二，将汇流过程中水流所挟带的泥沙也考虑在内，即：

$$V_{t2}=\int_0^{t_c}Q(t,x)S(t,x)+V_{t1} \tag{7-15}$$

式中，积分的上下限为 t_c—0，$S(t,x)$为实测含沙量函数，是随着汇流过程而变化。

此计算方法从理论上讲较严格而合理，但计算过程比较复杂，而且泥沙淤积起动的波动性较强，精确计算较难。在研究由人为作用而诱发的泥石流的计算过程中采用第一种方法方便而实用。在初始条件确定的前提下，(7-12)式可用水文计算法[8]和数值积分法[9]求解。设降水开始汇流时刻为 t，根据式(7-12)就可计算出不同时刻、沟道不同部位水与松散体的混合程度及起动过程。应用该公式不仅可以确定泥石流暴发的沟道部位，还可以反映泥石流性质的沿沟变化过程，并能预测沟道是否能暴发泥石流。

参 考 文 献

[1] 张丽萍、唐克丽．工程建设加大坡面系统潜在侵蚀能力研究．水土保持通报，1997，17(2)：27～31

[2] 张丽萍，唐克丽，张平仓．人为泥石流形成的固体物质补给特点研究——以神府东胜矿区为例．中国地质灾害与防治学报，1999，10(1)：61～66

[3] 张丽萍，唐克丽，张平仓．泥石流沟道发育阶段的信息维数分析——以神府东胜矿区为例．自然灾害学报，1998，(3)：185～189

[4] 邓龙著．灰色系统基本方法[M]．武汉：华中理工大学出版社，1989

[5] 颜泽贤著．耗散结构与系统演化．福州：福建人民出版社，1987

[6] 钟敦伦，谢洪．四川境内成昆铁路泥石流预测预报参数[J]．山地研究，1990，6，82～88

[7] 杨景春主编．地貌学教程[M]．北京：高等教育出版社，1985．42～47

[8] 成都科技大学，华东水利学院，武汉水利电力学院合编．工程水文及水利计算[M]．北京：水利出版社，1981．89～126

[9] 陈明逵、凌永祥．计算方法教程[M]．西安：西安交通大学出版社，1992．126～148

第八章　神府东胜矿区泥石流危险度类型区划

神府东胜矿区以大柳塔为中心，乌兰木伦河为纵轴，目前，形成了一个面积大约为3600 km^2，年生产能力为 20 Mt 的特大型现代化煤矿区。矿区的环境建设非常重要，它影响着矿区的经济发展和煤炭的持续开采和有效利用。矿山泥石流治理是环境建设中的主要内容，根据矿山泥石流的形成机理和演化规律，预测泥石流暴发的规模，对矿区的影响程度等是泥石流危险度区划的中心。然而，不同的泥石流类型、不同的分布地段以及与矿区中心地带的关系等，均对矿区产生不同程度的影响。

第一节　矿山泥石流危险度类型区划的理论和方法

区划通常可分为两种，一种是区域划分，要求所划区域要完整，区划体系严密，不允许有独立于区外而又属于该区的单位，即不允许复区的存在和区域的嵌套，在整体上注重综合性，强调区域分异的原因，造成的区域差异后果；另一种是类型区划，强调的是相对一致性和综合性，分类体系严密，每一种类型在环境中的分布可以是分离的、彼此隔开的，即存在着不同的具体分布区，在整体上注重类型的差异及形成不同类型的原因[12]。

根据学科特点，矿山泥石流本身就是一种突变的地貌过程，是在人为作用下的特殊的地貌过程及所形成的地貌类型，无论在何种区域，都有大致相同性质的矿山泥石流；根据生产实际需要，对矿区生产建设影响的程度，并便于泥石流沟的对比和治理，本书中的泥石流危险度划分是采用类型区划，反泥石流发生条件、危害程度、规模等相对一致的泥石流沟划分为同一类型，以便有的放矢、因地制宜地提出预防治理措施，在治理强度上能针对性地投资。

矿山泥石流危险度类型划分的目的是为了轻重缓急、合理地预防治理泥石流。

1　矿山泥石流危险度类型区划的理论基础

神府东胜矿区矿山泥石流的形成是在脆弱生态环境基础上，人为大强度干涉活动的产物，是资源开发利用、经济建设中的附产品。因此，在矿山泥石流危险度类型区划中，生态环境和资源分布的自然规律是类型区划的基础理论；资源开发与泥石流形成过程的演化趋势是主要理论；泥石流暴发—经济评估是类型区划的控制理论。只有将这 3 个理论结合在一起，才能制定出较为合理的类型区划原则。

地域分异规律是生态环境形成的基础，它是危险度类型区划的基础理论，是自然地理、经济发展区划最基础的理论。当然，在矿山泥石流危险度类型区划中，也是如此。神府东胜矿区位于荒漠、半荒漠、半干旱草原的过渡地区，从而决定了地面组成物质和地形条件的渐变性，由西北向东南，地面组成物质由流沙→半固定沙丘→片沙覆盖的黄土→沙黄土→黄土；地形由缓变陡。相应的矿山泥石流的物质结构和暴发形式差异很大。

科学技术水平和人类经济活动的便利行为是决定资源开采规划的基础，运输方便、开采投资少的资源分布区是最优先开采的地区。因此，一方面决定了以人为活动为主因的矿山泥石流的分布规律；另一方面也反映出危险度类型区划的地域特性。目前，在神府东胜矿区，无论是国统煤矿，还是地方煤矿；无论是露天开采，还是矿井开采，绝大部分都集中公布在乌兰木伦河谷地，煤炭的外运，交通网络多沿河谷地延伸，这一点、网线相互连接的分布格局，是人类经济行为的空间规律。因此，在矿山泥石流危险度类型区划时，必须依据这一规律。在这一规律的支配下，在很长一段时间内，这一分布格局不会有太大的变化。

危险度评价本身就是以人为中心，而人类的行为选择有两个目标，一是获取最大的经济收入；二是选择好的生存环境。但是由于科学技术水平的限制，人类追求最大效益的同时，对周围环境施加压力，使环境趋于恶化。可以说：人类行为就像一把双刃剑，好事坏事一块儿干。鉴于此，经济学家认为环境恶化的原因可概括为成本和收益、行为和结果的脱离或背离[2]。

因此，可以说矿山泥石流的危险度评价既包括有自然的一方面，又包括有经济区位的一方面。人类的行为科学、资源和环境分析的经济学方法在矿山泥石流危险度评价中起到了举足轻重的作用。

2 划分的原则

原则是进行矿山泥石流危险度类型划分的指导思想和准则，以使划分指标和方法、划分方案和类型得以正确或基本正确，它是类型划分的核心问题之一。关于泥石流危险度划分的有关理论，专家、同行们已作了大量的研究，但其侧重点在于自然因素。而矿山泥石流的形成，自始至终参与了人为活动，可以说是在人为作用下，而得以形成和消亡，是经济活动的不良后果。因此，在危险度类型划分中，人为活动的强度、经济活动特性是必须加以考虑的内容，类型划分原则也在已有原则的基础上，得以进一步完善。

2.1 相对一致性原则

是指所划分出的同级泥石流危险度类型区内部状况和基本条件的相对一致性，危险程度和减灾概率的相对一致性，包括：泥石流生成动力和物质条件的相对一致性，泥石流规模、性质、强度、潜在危险度的相对一致性，暴发频率、对矿山建设危害程度的相对一致性，治理措施布设、预测预报难易程度的相对一致性。

2.2 经济影响近似原则

主要指矿山泥石流分布距矿区中心、交通线路的远近，暴发时所造成的经济损失，治理的难易程度和费用，对矿区经济建设、人们生活生产的危害程度，对矿区可持续发展所造成的影响。这一原则体现了矿山泥石流的应用性，更体现了矿山泥石流对经济发展水平影响的重要性。

2.3 主导因子和综合分析相结合的原则

导致矿山泥石流暴发和影响受灾程度的因子很多。为了避免使用单一因子判定的局限性，贯彻综合性原则是非常必要的。在我国早期的有关泥石流严重程度的研究论文论著中，所列出的评判因子就有 15 种[3]、18 种[4]、4 大类 15 个因子[5]，在讨论泥石流形成要素的另一些文章中列出了 19 种形成因素[6]。又因为类型差异的主导因素不是一成不变的，而是随着等级的不同、泥石流类型的不同而不同，因此，在进行矿山泥石流危险度类型区划时，首先应综合分析各自然要素，找出不同级别、不同类型差异的主导因素。

2.1 定量分析和定性研究相结合的原则

即使科学发展到今天如此高的信息化、数字化的水平，但是作为地学研究领域的泥石流科学有许多因素是难以量化的，必须借助于专家学者和学科多年所累积的经验来确定。目前，采用的专家系统是这一定性研究的量化方式。在研究泥石流过程时，所做的各种观测实验在流速、流量、含沙量等方面是可以定量测到和计算出的。因此，在综合评价矿山泥石流的危险度时，应采用这一原则，它是解决问题的良好方法。即：基础性指标采用定量方法，而综合分析整理和概括后形成的指标采用专家打分的方式，以保证指标的可靠性和合理性。

2.5 资源利用和环境整治方向相一致的原则

矿山泥石流起因于资源开发，严重于环境整治工作的滞后性。因此，这一原则是矿山泥石流危险度类型区划的特有原则。资源利用和生态环境保护关系密切，合理开发利用自然资源，做好开发过程中的环境保护，可使生态环境不至于遭到破坏和恶化。反之，会造成一系列的环境问题。

3 矿山泥石流危险度类型区划的方法

泥石流危险度或安全度评价，首先起源于铁道建设科研部门，评价铁路沿线泥石流的活动情况，他们根据宝成铁路沿线泥石流沟的调查分析，提出了有关安全度的等级，主要是根据人类生产、生活设施是否位居泥石流泛滥线以内，有无防护工程，建筑设计标准和落地位置，泥石流堆积物出山口的距离等来确定的，共分有严重、中度、轻度、无影响等4个等级[7]。

从那以后，许多专家和同行学者先后使用不同的方法，对各种类型的泥石流进行了危险度评价。最初，所采用的泥石流危险度评价的方法在许多方面继承了地理学的评价方法，所采用的方法可归纳为：主导因素法，多因素的单因子逐项叠置法，地理相关分析法，理论推导分析法。在20世纪80年代以后，定量化程度提高，数理知识在地学中的应用向纵横方向发展，泥石流评价逐渐趋于定量化。回归线性预测、数学模型分析得到了广泛的应用，尤其是白箱、黑箱、灰色预测、层次分析理论的引入，泥石流危险度评价更有了得心应手的方法。但由于沿线石流的形成是多种因素作用的结果，而许多因素是很难用数理来表示的，为了解决这一问题，专家系统由此而生。用系统论的观点引用息熵的概念，分析泥石流的发展趋势，使泥石流的评价在理论上上升到一定的高度。模糊数学是目前地学界应用最广泛的计算方法。

具体问题具体分析是科学分析的一贯原则。在我国这样大的领土面积上，不同地区、不同种类的泥石流形成因子有所不同，主次关系有别。因此，上述危险度评价方法的应用，在不同的地区有所不同。目前，在泥石流研究领域内，较为广泛的评价方法有：①在资料较为齐全的区域，采用的是直接指标的危险度类型区划法；②在资料较少的区域，采用直接指标和间接指标相结合的类型区划法；③在几乎没有资料的地区，主要是采用间接指标区划法[8]。然而，由于泥石流的形成、演化过程中的一系列特征，无论是直接指标，还是间接指标的评价方法，都不可能与常规的数学方法一样，得出一个必然的结果，都包含有许多模糊的内涵，由此，应用模糊数学、专家系统和灰色理论相结合的评价方法是较为合理的。

第二节 矿山泥石流危险度类型的模糊评价

泥石流危险度的模糊评价，就是借助于模糊数学原理建立泥石流危险度评价模型，进行危险度评价。根据模糊数学原理、模型、危险度评价的目的，危险度评价首先必须选择参评因

子，建立参评因子的模糊子集。

1 参评因子的选择

参评因子的选择和量化是危险度类型区划的基础，因子选择和量化得合理与否，直接关系到类型区划的成功与否。

1.1 基本条件因子

泥石流形成的三大基本条件是直接参评因子。松散固体物质储量和动储量能预示泥石流的潜在规模；流域地形高差、沟道比降在某种程度上代表泥石流活动的潜在势能，第四章所计算的信息维值，就是地形比降的综合体现；降雨强度和最大 12 h 暴雨量是分析泥石流的动能，与泥石流的运动量和冲击破坏程度有关的能量。但是由于神府东胜矿区的矿山泥石流分布相对集中、密度大，又无定点降雨观测站，所以，采用的是降雨等值线图上的降雨量值作为近似。

1.2 区域性因子

各种泥石流分布的相对密度反映了破坏的严重程度，可以用泥石流沟之间的距离来反映。

1.3 经济区位因子

人为活动在矿山泥石流的形成过程中起到了主导作用。泥石流的暴发又直接造成了巨大的经济损失，而危险度评价正是受灾程度的反映，并能预测潜在的灾害严重性。如果不针对人类活动，则泥石流就不称其为灾害，因此，泥石流与居民点、工矿建设、交通运输等经济活动的关系是评价过程中不可缺少的。

根据这 3 个方面，结合神府东胜矿区的实际情况，在本评价过程中共选取了 9 个参评因子(表 8-1)。

2 参评因子权重值的确定

众多的参评因子，在矿山泥石流的暴发中，所起的作用不同，因此，在危险度评价之前，必须先确定每个因子对泥石流活动的贡献，即权重。确定权重的方法很多，本书中为了与随后的危险类型区划接轨，采用层次分析法来确定参评因子的权重[9]。这种方法可以使复杂问题简单化、层次化，并把数据系统与专家系统有效地结合起来，就每一层次的相对重要性给予定量表示；然而，利用数学方法确定每一层次全部因子的相对重要性值。层次分析法采用 1～9 的标度方法(表 8-2)。步骤如下：

表 8-1 矿山泥石流危险度类型区划参评因子表

Tab. 8-1 The division factors of the regionalization of mine debris flow danger degree

三大基本因子	R_1：固体松散物质储量及动储量
	R_2：流域面积
	R_3：流域沟道信息维
	R_4：降雨量
	R_5：物质岩性组成比例
区域性因子	R_6：泥石流沟相对距离
经济区位因子	R_7：距矿区中心距离
	R_8：距主要交通线路的距离
	R_9：开发方式和规模

表 8-2 标度及其涵义

Tab. 8-2 Indices and their meanings

标度	定义	说明
1	两个元素相同重要	两个元素对于某个性质具有相同的贡献
3	一个元素比另一个元素稍微重要	从经验判断，两个元素中稍微偏重于一个元素
5	一个元素比另一个元素较强重要	从经验判断，两个元素中较轻偏重于一个元素
7	一个元素比另一个元素强烈重要	一个元素强烈偏重，其主导地位在实际中显示出来
9	一个元素比另一个元素绝对重要	两个元素中绝对偏重于一个元素，是偏重的最高等级
2，1.6，8	两相邻判断的中值	需要取两个判断的折衷
倒数	元素 i 与 j 比较得 a_{ij}，则 j 与 i 比较得到判断 $1/a_{ij}$	

第一，以 A 表示目标，R_i 表示评价指标（$i=1,2,3,\cdots,n$），R_{mn} 表示 R_m 对于 R_n 的理要性值，R_{mn} 的取值是根据表 8-2，由专家判断而得。于是就得判断矩阵 $A-R$（表 8-3）。

表 8-3 $A-R$ 判断矩阵

Tab. 8-3 $A-R$ judgment matrix

R_1	R_2	R_3	R_4	R_5	R_6	R_7	R_8	R_9	
R_1	1	7	2	3	9	5	4	5	2
R_2	1/7	1	1/5	2	7	1	1/5	1/3	1/3
R_3	1/2	5	1	5	7	5	1	1/2	1
R_4	1/3	1/2	1/5	1	1	2	1	1/3	1
R_5	1/9	1/7	1/7	1/4	1	1/5	1/7	1/5	1/5
R_6	1/5	1	1/5	1/2	5	1	1/4	1/2	3
R_7	1/3	3	1	1	7	4	1	3	3
R_8	1/5	3	2	3	5	2	1/3	1	1
R_9	1/2	3	1	1	7	5	1/3	1	1

第二，相容性检验。为了保证计算方案的可信度，将对所求特征向量进行相容性检验。

$$CI=\lambda_{max}-\frac{n}{n-1} \tag{8-1}$$

根据这一公式，对判断矩阵 $A-R$ 进行检验，结果得相容性指标 $CI=0.0856<0.1$，说明所给出的 81 个数值（除 9 个是自身外，36 对比较的 72 个数值）是基本相容的。可以用于计算各元素的权重。

第三，计算特征向量。$A-R$ 判断矩阵特征向量可用方根法求出，即令：

$$\overline{B}_i=\left(\prod_{j=1}^{n}R_{ij}\right)^{1/n} \tag{8-2}$$

得特征向量

$$\overline{B}_i=(\overline{B}_1,\overline{B}_2,\cdots,\overline{B}_n)^T$$

第四，将上述特征向量作正规化处理。即：

$$B_i=\frac{\overline{B}_i}{\sum_{j=1}^{n}\overline{B}_i} \tag{8-3}$$

则 $B=(B_1,B_2,\cdots,B_n)^T$ 为所求特征向量，即权重值。

根据这一计算过程，计算出判断矩阵 $A-R$ 中各元素的权重值为：

$R=(0.288,0.019,0.150,0.063,0.017,0.057,0.153,0.109,0.114)$

3 危险度的模糊评价

设评价域 U 为参评的泥石流沟的集合，本评价中选用的是神府东胜矿区的 43 条泥石流样沟。

$U=\{$泥石流样沟$\}=\{u_1,u_2,u_3,\cdots,u_m\}$，$m$ 为样沟数，$m=43$。

$V=\{R_1,R_2,R_3,\cdots,R_n\}$，为泥石流危险度模糊评价参评因子集合。

一条泥石流沟的因子指标向量：

$$u_j=(R_{1j},R_{2j},R_{3j},\cdots,R_{nj})^t \quad (j=1,2,3,\cdots,m) \tag{8-4}$$

则 m 条泥石流沟 n 个因子指标矩阵为 $F=[R_{ij}]_{n\times m}$，即第 j 条泥石流沟的第 i 个因子指标(表 8-4)。

为了消除量纲差异，我们对矩阵 $F=[R_{ij}]_{n\times m}$ 进行了极差标准化处理[10,11]：

$$R'_{ij}=\frac{|R_{ij}-R_{i\max}|}{R_{i\max}-R_{i\min}} \quad (i=1,2,\cdots,9;j=1,2,\cdots,43) \tag{8-5}$$

从而得模糊矩阵 $W'=[R'_{ij}]_{n\times m}$(表 8-4)。

表 8-4 正规化后的 43 条样沟 8 个参评因子的模糊矩阵

Tab. 8-4 Fuzzy matrix after standardizing of mine debris flow of 43 and division factors of 8

沟号	参评因子								
	R_1	R_2	R_3	R_4	R_5	R_6	R_7	R_8	R_9
1	0.012	0.019	0.058	1.000	0.933	0.993	0.000	0.813	0.379
2	0.011	0.021	0.057	1.000	0.933	0.959	0.007	0.813	0.241
3	0.015	0.018	0.057	1.000	0.867	0.959	0.022	0.813	0.379
4	0.009	0.039	0.174	1.000	0.867	0.870	0.055	0.781	0.379
5	0.003	0.113	0.133	1.000	0.778	0.959	0.069	0.844	0.345
6	0.010	0.162	0.101	1.000	0.778	0.000	0.285	0.875	0.310
7	0.009	0.062	0.131	0.952	1.000	0.719	0.35	0.938	0.552
8	0.085	0.079	0.041	0.952	1.000	0.740	0.41	0.938	0.483
9	0.033	0.072	0.048	0.952	1.000	0.205	0.583	0.969	0.379
10	0.027	0.070	0.095	0.794	0.689	0.925	0.59	0.750	0.345
11	0.092	0.031	0.074	0.794	0.667	0.959	0.604	0.750	0.310
12	0.428	0.003	0.053	0.794	0.644	0.993	0.612	0.750	0.207
13	0.039	0.018	0.124	0.794	0.622	0.925	0.633	0.750	0.276
14	0.042	0.037	0.025	0.794	0.511	0.993	0.640	0.750	0.379
15	0.111	0.020	0.029	0.794	1.000	0.959	0.65	0.781	0.483
16	0.251	0.015	0.000	0.794	1.000	0.959	0.669	0.906	0.517
17	0.026	0.028	0.168	0.635	0.511	0.938	0.935	0.438	0.310
18	0.127	0.004	0.092	0.635	0.533	0.986	0.927	0.373	0.310
19	0.058	0.022	0.053	0.635	0.644	1.000	0.921	0.250	0.310
20	0.077	0.008	0.041	0.635	0.667	0.856	0.885	0.156	0.310
21	0.252	0.010	0.109	0.635	0.556	0.959	0.906	0.094	0.276
22	0.031	0.026	0.082	0.635	0.444	1.000	0.912	0.031	0.276
23	0.122	0.038	0.051	0.635	0.422	0.989	0.921	0.000	0.276
24	0.037	0.121	0.173	0.000	0.511	0.822	0.787	0.000	0.379

续表

沟号	参评因子								
	R_1	R_2	R_3	R_4	R_5	R_6	R_7	R_8	R_9
25	0.320	0.020	0.191	0.000	0.511	0.989	0.830	0.063	0.448
26	0.049	0.030	0.061	0.000	0.511	0.989	0.839	0.156	0.517
27	0.028	0.013	0.034	0.000	0.644	0.993	0.846	0.313	0.690
28	0.025	0.011	0.050	0.000	0.644	0.993	0.853	0.344	0.724
29	0.011	1.000	1.000	0.000	622	0.959	0.868	0.344	0.793
30	0.062	0.010	0.064	0.176	0.622	0.959	0.882	0.375	0.966
31	0.018	0.519	0.300	0.476	0.622	0.993	0.889	0.406	1.000
32	0.788	0.071	0.111	0.476	0.644	0.925	0.911	0.438	0.862
33	1.000	0.065	0.290	0.176	0.667	0.979	0.921	0.469	0.828
34	0.052	0.085	0.120	0.317	0.511	0.993	0.914	0.469	0.207
35	0.596	0.000	0.043	0.317	0.489	0.993	0.921	0.406	0.207
36	0.132	0.042	0.057	0.317	0.111	0.993	0.957	0.313	0.000
37	0.930	0.012	0.083	0.317	0.000	0.993	0.964	0.125	0.379
38	0.000	0.020	0.056	0.476	0.533	0.959	0.986	1.000	0.483
39	0.008	0.015	0.092	0.476	0.533	0.959	1.000	1.000	0.483
40	0.008	0.115	0.139	0.159	0.333	0.993	0.576	0.938	0.655
41	0.062	0.015	0.069	0.159	0.289	0.993	0.583	0.938	0.621
42	0.036	0.023	0.060	0.159	0.156	0.959	0.597	0.844	0.552
43	0.005	0.062	0.080	0.159	0.121	0.651	0.827	0.844	0.552

表 8-4 中，参评因子 R_1、R_2、R_3、R_6、R_7 是实际测量值；由于矿区范围内雨量观测站少，各条样沟的 R_4 降雨量值是根据矿区降雨量等值线图，采用插值法来确定的；开发方式是根据排放的弃土、石、渣量来经验确定的。发生在露天煤矿附近，周围有采石场的泥石流，取值范围定为 1～0.85，发生在露天煤矿附近，周围没有采石场的泥石流，取值范围定为 0.85～0.8，发生在地下开采的矿井附近，周围有采石场的泥石流，取值范围定为 0.8～0.78，由采石场弃土、石、渣而诱发的泥石流定为 0.8～0.75，只有地下采煤的煤矿，取值范围小于 0.7。参评因子 R_8，虽有实际量测数字，但是由于交通线路种类和等级的不同，对其参照线路标准进行了分等。在铁路、公路附近定为 1～0.9，其间由距离远近进一步划分；在铁路或者主公路附近定为 0.9～0.8，其间由距离远近进一步划分；在次一级公路沿线定为 0.8～0.65，然后再根据距主公路和次一级公路的远近进一步细分；如果是发生在乡村沟道，按其距主要交通线路的远近计算其所得值。参评因子 R_5 物质组成比例也是一个较难确定的因子，但根据实际情况，黄土和石渣混合能构成泥石流的组成物质，如只有流沙或沙多石渣少形成泥石流的概率较小，而容易形成泻沙流，因而将物质组成比例定为以下几种：黄土多并有大量的石渣或黄土和石渣相差不大为 1～0.8，石渣多黄土较少或三种物质并存而且相差不大定为 0.8～0.73，沙多而黄土和石渣较少定为 0.73～0.65，沙和石渣并存定为 0.65～0.5，沙多而石渣少定为小于 0.5。

由参评因子的权重特征向量 R 与正规划后的模糊矩阵 W 相乘，进行模糊评判[31,32]，即：

$$C=R\cdot W \tag{8-6}$$

$$C=(c_1,c_2,c_3,\cdots,c_m)$$

$C=(0.280,0.263,0.281,0.294,0.299,0.277,0.362,0.396,0.347,0.351,0.364,0.448,0.354,0.402,0.399,0.455,0.362,0.374,0.337,0.316,0.373,0.301,0.321,0.261,$

0.372,0.294,0.324,0.334,0.528,0.109,0.167,0.626,0.704,0.337,0.472,0.308,0.562,0.418,0.428,0.366,0.363,0.334,0.347)

根据实际情况,由模糊评判所得结果截取矿山泥石流模糊危险度等级。分别为:>0.13为极度危险,0.42～0.354强度危险,0.353～0.308中度危险,0.307～0.261轻度危险,<0.261无危险。

上述计算结果显示,在神府东胜矿区,参加矿山泥石流危险度模糊评价的9个主导因子的权重排序为:固体松散物质储量及动储量(0.288)>距矿区中心距离(0.153)>流域沟道信息维(0.150)>开发方式和规模(0.114)>距交通线路的距离(0.109)>降雨量(0.063)>泥石流沟相对距离(0.057)>流域面积(0.049)>物质岩性组成比例(0.17)。

参加危险度模糊评价的43条泥石流样沟的危险程度归属如表8-5。由于所选43条泥石流样沟中,都是具有明显的泥石流活动,而且代表性很强,所以在13条样沟中没有无危险这一等级。

表8-5 43条样沟危险度分级

Tab.8-5 Division degree of danger on mine debris flow of 43

危险度等级	模糊判断	样沟号	占总样沟数/%
极度危险类型区	>0.13	16、21、26、29、31、32、33、35、37	21
强度危险类型区	0.42～0.354	7、8、10、11、12、13、14、15、17、18、21、25、30、38、39、40、41	40
中度危险类型区	0.353～0.308	9、19、20、22、23、27、28、34、36、42、43	26
轻度危险类型区	0.307～0.261	1、2、3、4、5、6	14
无危险类型区	<0.261		

采用模糊数学层次分析原理和模糊信息评判相结合的方法,进行危险度评价,所得结果与实际情况基本吻合。

第三节 各危险度类型分区概述

1 极度危险类型区

该类型区主要分布于矿区中心大柳附近的各交通线路两侧或露天采煤坑附近。具有成片、成带的趋势、相距密度很大。该类型区包括了各种参评因子的极大值。样沟37号,松散固体物质总储量、单位面积储量最大;样沟29号,流域面积和流域沟道信息维数最大;样沟31、32、33就位于武家塔露天矿边缘,距离最近。本类型区地形坡度较陡,砂岩和页岩是主要的基岩类型,风化严重,风化层较厚,沟内全为荒地,沟底堆积有坡积物、弃土、石、渣;有些沟内还分布有黄土滑坡和岩崩;沟口的占洪积扇较大,前沿还堆积有露天采煤的剥离物,所以松散固体物质总储量很大,一旦有暴雨就会暴发泥石流,直冲矿区,造成的危害非常严重,必须立刻治理。

2 强度危险类型区

该类型区所占比例最大,占到了总样沟数的40%,矿区大部分泥石流属于这一类型区,主要是沿主干交通线路分布和矿区附近。沟内地面组成物质易风化,风化层厚度较大,采石过程中剥离的弃土、石、渣比例很大;加之沟内的坡积物、崩塌等,松散固体物质的储量和动

储量者很丰富。本类型中，分布在矿中心附近的一些样沟，虽不在交通沿线，但是矿区的主要采石区，沟内的采石点密度较大。在同样强度的降雨条件下，它们最易暴发泥石流。有时在无雨的情况下，山坡上堆积的松散物质也会发生大批的土、石、渣混合流。

3 中度危险类型区

该类型区分布比较零散，在9个重要参评因子中，权重大的因子含量比较小，因而综合计算结果的排序较后。从自然条件来看，与其他危险度级别差别不大。排序在后的原因，或是流域面积小，或是松散堆积物少。

4 轻度危险类型区

该类型区主要是距离矿区中心较远，周围又无采煤活动，沟道面积也比较小，所以对矿区建设影响不大。本类型区流域面积较小，主要是石质丘陵，表层覆盖有薄层的沙黄土或风积沙，全流域无耕地，基岩风化严重。沟内采石弃土、石、渣堆积于沟床，是泥石流的主要物源，因此，本类型区主要以水石流为主。

参 考 文 献

[1] 中山大学，兰州大学，南京大学等地理系编著．自然地理学(下)．北京：高等教育出版社，1979．131～134

[2] 张帆著．环境与自然资源经济学．上海：上海人民出版社，1998．107～137

[3] 谭炳森．泥石流沟严重程度的数量化综合评判．水土保持通报，1986．6(1)：51～57

[4] 唐邦兴，刘希林，柳素清．中国泥石流危险区划的探讨．中国自然灾害灾情分析与减灾对策．武汉：湖北科学技术出版社，1992．311～321

[5] 王昕，唐邦兴，柳素清．泥石流滑坡灾害的危险度模糊评价．钟敦伦，王成华，谢洪等编．中国泥石流滑坡编目数据库与区域规律研究．成都：四川科学技术出版社，1998．102～106

[6] 姚令侃．降雨泥石流形成要素分析．水土保持通报，1987．7(2)：34～40

[7] 唐川，刘琼招．中国泥石流灾害的分类分级和危险度评价方法研究．王劲峰等著．中国自然灾害影响评价方法研究．北京：中国科学技术出版社，1993．146～163

[8] 钟敦伦，谢洪，韦方强．长江上游泥石流危险度区划研究．山地研究，1994．12(2)：65～70

[9] 李德尊著．现代地学数学模拟．北京：气象出版社，1994．210～215

[10] 巢俊民．现代地理统计分析．北京：北京师范大学出版社，1991．167～221

[11] 黄崇福，王家鼎著．模糊信息优化技术及其应用．北京：北京航空航天大学出版社，1995．99～128

[12] 黄崇福，王家鼎著．模糊信息分析与应用．北京：北京师范大学出版社，1992．79～153

第九章　矿山泥石流的系统控制

矿山泥石流是沟谷地貌演化过程中的一个畸变阶段，是人为弃土石渣堆积于沟内斜坡、沟床所致，若弃土石渣堆积超过某一限度后就不可避免地发生泥石流，且不可轻易遏止。矿山泥石流与自然泥石流的防治过程相差很大，自然泥石流是客观存在的，是后期布局生产建设、交通线路及城镇居民时必须考虑的自然因素之一，主要以治、避、防为主；矿山泥石流则是人为开发利用资源过程中忽略环境问题的后遗症之一，是先布局生产部门、交通线路、吸引居民集中，而后才发生泥石流，故以防为主，二者的控制过程正好相反。因此，对矿山泥石流的系统控制应分两种类型，一种是已有泥石流沟道的系统治理；另一种是潜在泥石流沟道的系统控制。

矿山泥石流发生发展、形成机理的研究是系统治理的基础，是分析矿区产沙、受灾程度、环境可持续发展的重要环节，对泥石流侵蚀模量、泥沙输移情况的研究是有效、经济地控制水土流失的重要内容之一。泥石流成灾方式、时空分布、危害特征的研究有利于防止或减轻泥石流灾害。泥石流暴发致使土地荒漠化、生态环境恶化过程的研究道出了系统控制的目的，旨在寻求有效措施，以利于防止、控制或扭转泥石流地区的沙漠化过程，逐渐建立一个适宜于人类社会可持续发展的优良环境。

第一节　防治、调控矿山泥石流发生的理论基础

1　矿山泥石流沟道纵横演化的地貌过程基础

矿山泥石流沟道的纵向发展过程是指其从非泥石流沟演变为泥石流沟，相反再消退为非泥石流沟，其历时视人为活动程度、开发过程及治理而定。一般来讲，非泥石流沟向泥石流沟演化较快，如神府东胜矿区的矿山泥石流沟的演化仅仅花费了7～10年的时间，但反向演化则要经历很长的恢复时间，随着人为破坏作用的减退，沟道趋于均衡剖面，然后随着大区域的地壳活动而演化。

矿山泥石流沟道的横向发展过程乃是泥石流沟由小到大、由简单到复杂的发展过程，或称其为分支发展过程，即坡面泥石流、坡沟泥石流、冲沟泥石流及沟道泥石流的演化过程。矿山泥石流沟道横向发育的几个阶段可分为两种过程，一种为新生的坡面泥石流演化而成坡沟或切沟泥石流，目前在矿区为数很少；另一种是继承了自然沟道形态直接为冲沟泥石流或沟道泥石流；在一次泥石流暴发过程中可能只形成一个横向阶段，也可能有几个横向阶段同时发生或相继发生。矿山泥石流的形成特点在于人为作用提供了固体物质、改变了流域沟道形态、诱发了泥石流的暴发。若在资源开发、土地利用过程中，能遵循沟道地貌演化规律，或治理过程中按沟道均衡剖面原则布设措施，便能促进矿山泥石流沟道的反向演化进程，中断矿山泥石流的横向发展。

2 人为加速侵蚀机理研究理论的借鉴

侵蚀是指各种外力作用对土壤和岩石的破坏过程，是地表物质大循环的主体。常态侵蚀过程是指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，是一切正地形地区的正常现象，其侵蚀速率与成壤速率基本相应。自然加速侵蚀是在自然界本身在某一时段出现的突发性过程所引起的侵蚀，是不以人的意志为转移的，并且只发生在某个局部地区。人为加速侵蚀是在自然侵蚀的基础上，由于人为活动削弱了地面抗蚀力（譬如：破坏植被、松动表土等），从而使侵蚀加速发展[1]。

矿山泥石流形成的固体物质补给过程主要来源于人为作用导致加速侵蚀过程，人为加速侵蚀机理研究的理论是分析矿山泥石流能否形成的基础理论。人为加速侵蚀的方式，包括人为直接堆放的弃土石渣，人为破坏植被导致地表抗蚀能力减小，人为削坡挖坊加大地形坡度促进了重力侵蚀。资源开发、土地利用过程中所松动的表土，其密度减小，易随水流失，增加了河流泥沙含量。

人为加速侵蚀的力学机理与常规土壤侵蚀的力学成因基本相同，水力、重力、风力侵蚀均有发生。关键区别有以下几点：①人为弃土石渣及松动的表土密度小，颗粒间粘聚力几乎是零，泥沙易起动，故其进入河流的泥沙量多；②植被是地表的保护层，枝叶能截留雨滴，减低雨滴打击力，并能减低风速，根系可以固结表土，起土内钢筋作用，植被破坏意味着地表失去保护层，任受各种外力的侵蚀；③重力侵蚀是沟道泥沙主要来源，人为开挖边坡，使边坡土体失稳，重力侵蚀加重。基于这三点侵蚀特征差异，在其他条件相同情况下的斜坡上，人为堆积斜坡上的侵蚀量大于自然斜坡，相同雨强状况下，人为堆积斜坡上的侵蚀量大于自然斜坡。如第六章人工降雨模拟实验已证实这一点，二者侵蚀量相差9倍之多；同一汇流过程人为堆积体易起动形成泥石流，而自然堆积物则不然。

3 水土保持基础措施应用是防治泥石流的前提

唐晓春先生总结了我国现有的、具有一定代表性的5种泥石流防治模式，并总结提出了泥石流全面防治模式[3]。详细研读分析其模式内容，基础措施离不开水土保持的三大措施（工程、生物、耕作措施）。在泥石流预防、治理的不同阶段都是这三大措施分配比例、主次的变化及系统分配。

谭万沛先生归纳了目前减轻泥石流滑坡灾害的措施，可概括为两大类、三个方面、四项措施[4]。两大类是指硬性措施（工程措施）和软性措施（非工程措施）；三个方面是防、治、预测预报；四项措施有工程治理措施、生物治理措施、遇险躲避措施、险情监测预测预报及抢险救灾措施。深研其实质是水土保持措施的进一步应用、加强，将预测预报进行了强调，其基础离不开水土保持原理措施。

4 矿区开发建设总体规划是预防人为泥石流发生的关键

“谋定而后战能少覆众”[4]，其大意为做一件事之前，先要做好计划安排，则将减少失败、损失。大凡决策都有其程序，先规定后行动可将损失降低到最低程度。生产建设、资源开发的总体规划，目的是使生产效益、环境效益、社会效益一体化，既可使投资合理、经济迅速发展，更可以使环境资源可持续利用。起到“一发不可牵，牵之动全身”的作用，只有在资源开发过程中，通过统筹规划、全面分析、系统研究才能求得总体效益最大。

对于神府东胜矿区矿山泥石流则主要在于资源开发过程中的人为作用，源于资源开发前的矿区总体规划忽略了环境后遗症问题，或是环境保护与生产未能同步进行的症结。

自然泥石流非常发育地区的资源开发，则在规划中以防治、绕避为主，生产过程中以预防新泥石流发生为目的。

第二节　矿山泥石流的多层次系统控制

1　现有泥石流的系统治理

矿区现存泥石流是矿区一、二期工程建设（包括采矿、修建铁路、公路、架桥、河堤筑防），导致的环境后遗症之一。根据考察泥石流规模较小，密度大，以人为活动规律而分布，以矿区居民点为中心，沿交通、主沟道线呈放射状分布。就大的矿区而言，可分为矿区中心区、近郊区及远郊区。又由于神府东胜矿区的自然环境决定了其生物措施的缓慢性（植被恢复速度慢），因此在治理过程中有其独特的模式。

1.1　治理原则

根据神府东胜矿区泥石流的特征，治理过程中应以控制人为弃土石渣为主，以修建排疏工程及弃土石渣场工程为辅，分中心、近、远区别治理。

1.2　防治措施

提高资源的利用率、控制人为弃土石渣的排放量、规划堆放位置是防治的主要措施。实行层层治理、层层防治的方针对现存人为松散堆积体的处理，以固、排两种方式为主。基于此，首先应处理露天矿区堆积的剥离土石渣，采取逐步疏放及生物复垦措施，规划控制新剥离的弃土石渣排放位置，原则上远离沟床，以填洼为主；第二，统一规划采石场，将沿主要交通线路、近矿区的采石场硬性停止，以远离主要交通线、矿区为原则，裸露基岩区为主采石区。针对现已堆积的弃石渣应以移迁为主，减小堆积坡度为辅实行彻底清理；第三，因泥石流多沿公路及矿区，堆积停淤地直接为公路及矿区，故不适合修停淤场，应以排为主。沟口拦挡措施是迅速见效的一种工程措施，但从长远观点来看，其是潜在的溃坝性泥石流，是固体堆积物的变向累积，故不应在沟口修拦挡工程（图 9-1）。

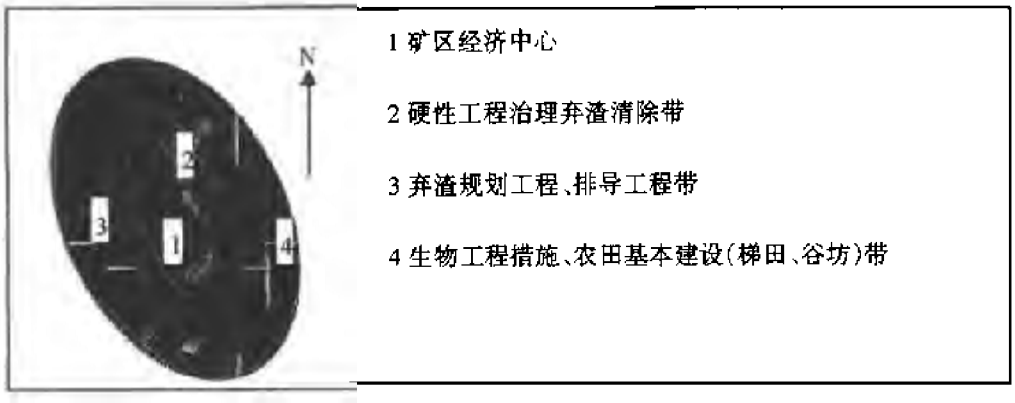

图 9-1　神府东胜矿区总体矿山泥石流规划治理模式

Fig. 9-1　Pattern of overall plan and harness on mine debris flow in Shenfu-Dongsheng mine region

从泥石流沟道系统治理来讲应区分：汇水区、形成区、流通区，原则上在汇水区以农田基本建设为主，坡面植树种草、谷底修拦沙坝、旨在减少洪水来量及泥沙量；形成区以硬性层层

拦挡为主；流通区以降低沟床比降、减慢流速、设置排导工程为主，沟口堆积区以彻底清除为终。综合治理模式见图 9-2。

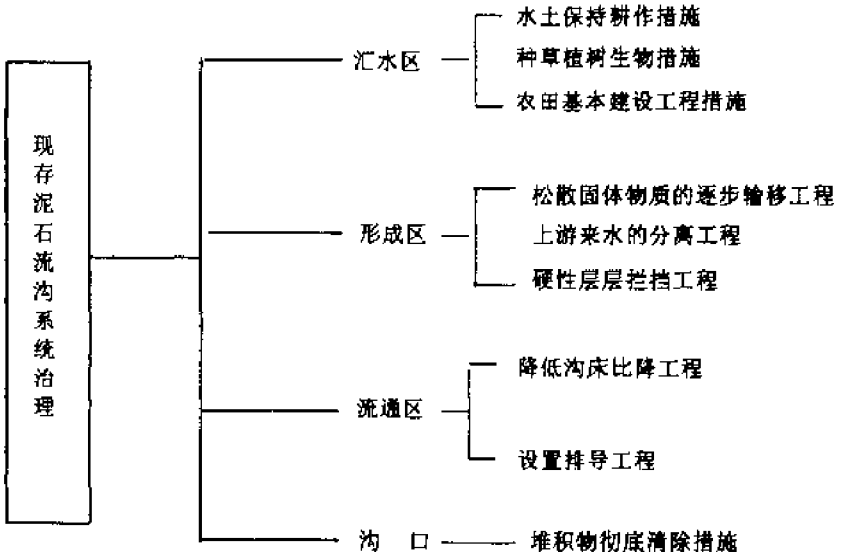

图 9-2　神府东胜矿区矿山泥石流沟系统治理模式

Fig. 9-2　system controlling model of mine debris flow in Shenfu-Dongsheng mine region

2　潜在人为泥石流的多层级控制

矿区建设导致的矿山泥石流，只要我们事先加以注意，采取措施是完全可以避免的。若忽视弃土石渣的堆放问题，泥石流形成速度之快、灾情之重是无法想象的。神府东胜矿区的煤炭资源在 21 世纪将由国内走向国际，开采规模必将继续扩大。矿区扩建定有大量的废土石流排放，对地面产生不同程度的干扰，在这一过程中必将对环境的负效应加以注意，否则将会导致更多的新的矿山泥石流。

无论何种类型的泥石流其形成条件均是：充足的松散固体物质、暴雨大水量的冲击动力，及陡峻的地形条件。欲控制人为泥石流的形成必须从这 3 个基本条件着手，采取多层级控制[5]。

2.1　第一层应从 3 个基本条件入手分别控制

(1)废土石渣的排置控制。根据第一期工程采矿整体过程中成、废品率，合理预计废土石渣的排放量，并按排放种类设置排放场地，原则上：露天煤矿排渣场设计要重视源头截水沟或山坡截洪沟及河床拦洪作用。按照弃土石渣的物理力学性质及大气降雨资料设计排土石渣场，尽量做到土石分离，利于矿区复垦及废旧利用，绝不允许在排土石渣场内设计任何积水、排水工程。对于所有能造成大量弃土石渣的、与矿区建设有关的工矿企业，工程建设都必须要求对弃土石渣作出有力措施后才允许动工。统一规划采石场，原则上远离矿区及居民区。由修路挖洞而导致的陡坡，并是施工必经之处，实行工程加固。以不同的角度从根本上削减人为泥石流固体物质来源。若在技术、经济可能的情况下，实行废旧利用，如电厂炉渣是制造空心砖的最好原料。

(2)暴雨水动力条件的控制。天然暴雨的直接控制从目前来讲是无法控制的，但可以通过改变地面特性间接地控制，如前分析，神府东胜矿区泥石流松散体起动力主要是上游来水