986163

环境工程地质学导论

刘传正 著

11
21

地质出版社

ISBN 7-116-01974-X

9 787116 019744 >

ISBN 7—116—01974—X
X·05 定价:24.00元

环境工程地质学导论

刘传正　著

地质出版社

·北　京·

内 容 提 要

本书是我国第一部系统的环境工程地质学理论著作。书中重点追溯了环境工程地质学的诞生背景，建立了环境工程地质学的理论体系；概述了工程地质环境研究的基本内容；较详细地论述了诱发地震、斜坡变形破坏、地面沉降与地裂缝、地面沉陷与山体开裂、人工废弃物和地质生态环境等几类典型的人类工程-经济活动引起的环境工程地质问题的研究内容与方法；简述了城市、水库、矿山和文物性地质景观等人类活动密集区的环境地质研究纲要；最后讨论了环境工程地质调查，评价、区划与编图的基本理论原则。

本书可供从事工程地质、环境地质与生态地质的勘查、科研工作者使用，也可供有关专业的高等院校师生和政府官员参考。

图书在版编目(CIP)数据

环境工程地质学导论/刘传正著．—北京：地质出版社，1995.12

ISBN 7-116-01974-X

Ⅰ.环… Ⅱ.刘… Ⅲ.环境地质学：工程地质-概况 Ⅳ.X141

中国版本图书馆 CIP 数据核字(95)第 17336 号

地 质 出 版 社 出版发行

(100083 北京海淀区学院路 29 号)

*

责任编辑：戴鸿麟 吴霞芬

北京巨山印刷厂印刷 新华书店总店科技发行所发行

开本：787×1092 1/16 印张：14.7 字数：340 千字

1995 年 12 月北京第 1 版 · 1995 年 12 月北京第 1 次印刷

印数：1－2000 册 定价：24.00 元

ISBN 7-116-01974-X

X·05

序

刘传正博士经过十余年的艰苦科学实践和悉心钻研，写成了《环境工程地质学导论》一书。这是一件值得祝贺的大事。本书是在著者亲身实践的基础上，广泛地吸收了当前有关环境工程地质研究的主要成果，经过吸收、消化、加工写成的。我认为这是一本具有创造性的好书，可供广大工程地质工作者、工程技术工作者，以及管理人员一读。

本书既概述了环境工程地质研究的现状和基础理论，也指出了环境工程地质的研究方向和研究方法。著者在研究工作中和本专著写作中始终贯穿着一个基本观点，这就是环境工程地质是工程地质的分支学科，环境工程地质问题是综合的工程地质问题的概括，其基础是工程地质环境研究。这不仅是正确的，而且也是极为重要的。

环境工程地质问题主要是人类工程活动诱发出来的与人类生存息息相关的工程地质问题的区域性表征。这里，处处显示着人类活动已经成为当代最活跃的地质作用，其作用的速度和强度已经远远超过了自然地质作用。如果对其处理不当，将影响人类的生存。环境工程地质研究不仅要用工程地质研究方法及工程的方法，而且要用社会科学的方法、预测的方法。在预测的基础上，要考虑如何保护地质环境，如何将被工程活动破坏了的地质环境塑造成人、地和谐的优美的新的人类生存环境等问题。这是工程地质学发展到今天的一个重大进展。今天的工程地质学不仅要研究工程活动中出现的地质工程问题，而且要研究、预测工程和经济活动对人类生存环境的影响，以及工程和经济活动对地质环境破坏的重塑问题。

工程地质工作已经经历了 60 余年的历史。在这 60 余年的历史过程中，工程地质工作者为国民经济建设做出了重大贡献；同时，在这过程中也发展了工程地质学。在历史上，工程地质学的任务主要是保证工程和经济活动的经济和安全，其工作的主要内容是工程地质勘察和工程地质条件评价，用现代的术语来说，应该叫工程地质质量评价。随着人类工程、经济活动规模的不断扩大，实践中出现的问题已经不只是一个点的地质工程问题，而是扩大到很大的一个面——环境和更多方面问题的综合效应，如矿山开采会影响到地下水动态、地表生态、地貌形态和水文活动等。此外，随着人类工程、经济活动规模的不断扩大，以地质体为主体建成的工程，规模愈来愈大；出现的问题亦愈来愈复杂。因此，今天的工程地质学已经形成两个重要的新的分支，一个是地质工程，一个是环境工程地质。

地质工程主要是研究工程活动中以地质体做建筑材料，以地质体做建筑结构，以地质环境做建筑环境的一种特殊工程，如建筑物地基、边坡、地下硐室和地质灾害防治工程等的安全经济问题。目前，在这类工程活动中，多数是保守的，而且存在着风险，事故层出不穷；也可以说，保守与风险并存。其原因在于，工程建设者对地质工程的特殊性不认识，地质工程的理论和技术还没有形成和系统化。就大量工程活动实践经验来看，地质工程的基本理论应该是地质结构控制论。要保证地质工程的顺利进展，很关键的技术有两个：一个是地质超前预测预报；一个是地质体改造。工程建设前，对建设区的工程地质条件或工

程地质环境要进行预测；施工过程中，要对掌子面前方的工程地质条件进行预报，对成灾可能性进行预测，对不适宜工程建筑的工程地质条件和环境进行改造，保证地质工程建筑达到安全经济的目的。超前预测预报和地质体改造是地质工程活动中的两大技术措施。这也是地质工程活动中减少盲目性，减少保守和减少风险的重要措施。地质工程工作，不管其规模如何之大，实际上还是一个点的工作。

环境工程地质则不同，它是工程和经济活动诱发出来的地质生态作用在面上的反映。它不仅影响工程建设的安全，更重要的是影响人类的生存条件，这是一个十分重要的问题。环境工程地质工作的目的就是要通过它的工作，尽量减少工程、经济活动引起的地质环境变迁的恶化，把这种风险减少到最低程度。在工程活动的同时，还要塑造人、地和谐的优美的人类生存环境。从另一个方面来说，以往的工程地质工作的任务主要是认识世界，今天的工程地质工作的任务不仅是认识世界，而且还要改造世界。今天，不论在进行地质工程建设或进行环境工程地质研究，在塑造优美的人类生存环境的同时，都需要进行地质体改造工作；而对于地质环境改造来说，不仅要考虑地质的，还要考虑生态的、人文的及社会发展的综合需要来进行。这个问题已经提到日程上来了。

预测是工程地质工作中非常关键的一项工作。没有预测的行动是盲目的行动。盲目的行动必然带来不良后果，不是保守，就是冒险，对人类工程和经济活动来说都会造成浪费；对环境工程地质来讲，如果对工程和经济活动对环境的影响做出错误的预测，其结果，或者是限制工程经济活动的进行和效益的发挥，否定了工程经济活动的可能性；或者是对工程经济活动的危害认识不足，使工程、经济活动遭到破坏，同时也破坏了环境。所以说，环境工程地质预测或评价工作是非常重要的。环境工程地质学的主要任务就是预测人类工程活动和经济活动对环境的影响，保护环境，塑造人、地和谐的人类生存环境，为工程和经济活动提供充分的依据或基础。地质体改造是今天工程地质工作的另一重大任务。要进行改造，就必需进行预测。过去，工程地质工作的认识主要是靠勘察取得的第一性资料，这是重要的，毫无疑问的。但是作为工程地质工作的另外一个方面，则是利用工程地质工作已取得的认识上升形成的基础理论进行预测。预测是工程地质工作的核心工作、关键性工作。预测要在已取得的第一性资料的基础上，根据地质规律和工程地质科学理论进行预测。这两方面的内容缺一不可，缺了一方面就谈不到预测。地质工程预测，应该根据工程地质勘察结果和地质工程理论；环境工程地质预测，应该根据环境工程地质勘测结果和环境工程地质学理论。刘传正博士在《环境工程地质学导论》中阐述的环境工程地质学理论，提供了环境工程地质预测的理论依据。工程地质预测可分为地质工程活动预测和环境工程地质预测。不同阶段进行的地质工作结果实际上就是进行工程地质预测，这对于地质工程和环境工程地质都是一样的。我们对于人类工程和经济活动对未来环境影响的研究，实际上就是进行预测。没有这个预测，我们就无法认识人类工程和经济活动对环境造成的影响的变化趋势，也就没有预防环境破坏和进行环境改造的根据。

今天，人类工程-经济活动对环境的影响，已经引起了重视。目前，人类对环境的重视还是处于受法制约束的被动状态，这是不够的，这往往是局部的、暂时的行为。应该大力宣传保护环境的重要性，将人类的认识提高到自觉地爱护环境、保护环境、塑造供人类生存的优美的环境的高度上。这首先要认识人类工程和经济活动对地质环境变化可能带来什么样的后果，对这些不良的后果是否有办法避免和改造，要研究和掌握环境地质作用规律、

发生发展趋势预测方法和解决环境工程地质问题的理论。这样一个任务，毫无疑问是落在工程地质工作者的肩上了。刘传正博士著的《环境工程地质学导论》一书，对完成这样的使命将做出重要贡献。著者在本书中详细地论述了环境工程地质工作的经验、理论和方法。环境工程地质学的方法，概括起来讲，首先要研究人类工程和经济活动前的工程地质环境，运用地质作用规律、工程和经济活动作用规律、有关方面的自然界的作用规律及人类社会发展规律和理论，对工程和经济活动后的地质环境的发展趋势进行预测，提出环境防护和塑造人、地和谐的措施或方案。我相信，这本书将在实现上述任务中发挥重要作用。据此，我向读者推荐这本书。

孙广忠

1995.1.26

前　言

十多年来，国际地学界对环境工程地质给予了足够重视，大学有关专业也多次举办不拘形式的讲座或专题活动。但纵观现状，国内外对其尚无成熟一致的看法，也缺乏对环境工程地质的系统论证。迄今，国内尚未公开出版过系统的环境工程地质学论著，国外则多侧重于环境地质学，且其内容也偏颇于动力地质现象，如地震、火山、崩滑等的研究，对人类活动的参与作用突出不够。

本书思想的萌芽与形成经历了近十年的时间。早在 1984 年，作者在长春地质学院攻读硕士学位时就曾建议撰写“环境工程地质”一书。1986 年，作者完成了“长江三峡库首区水库诱发地震的环境工程地质研究”硕士论文，通过“水库诱发地震”这一问题的研究，为一般环境工程地质学思路的形成建立了基础；1987 年上半年，对矿区的环境工程地质问题进行了探讨，遂于 1987 年 8 月完成约 15 万字的“环境工程地质学导引”一书；1988 年，在第三届全国工程地质大会上公开发表了“环境工程地质学概说”一文，对环境工程地质学的概念、范畴、研究特征、学科地位、内容大纲等进行了全面阐述，引起学术界的极大重视；1986 年撰写，1989 年发表的“区域构造孕震活动与重力崩滑时空相谐的一个例证”一文，首次给出了内动力（地震）与外动力（崩滑）具有长周期相关的论证，并以长江三峡新滩地区为例，给出了约五百年的相关周期；1992 年，发表“地质灾害系统的初步研究”一文，对各灾种的时、空、强相关性进行了系统分析。近十年来，作者参加预报了新滩滑坡（1985 年），先后考查、论证或研究了长江鸡扒子滑坡（1984）、黄河上游康扬滑坡（1987）、宝鸡狄家坡滑坡（1992）、西安地裂缝（1986）、天津地面沉降（1987），以及长江三峡（1984—1986），黄河龙羊峡、刘家峡（1987），永定河官厅（1988），川西安宁河大桥（1990）和黄河黑山峡（1991）等水库坝址的区域地壳稳定性、水库诱发地震和岸坡稳定性；对辽南核电站场址进行了系统的调查与研究（1983、1991）；负责了长江三峡库区乌江段城镇移民的环境工程地质论证项目（1993）。特别是 1992 年完成的博士学位论文，基于板块理论和岩石圈动力学，提出了系统的重大工程选址“安全岛”多级逼近与优选理论，并以黄河黑山峡为例，进行了专题研究。把分形几何学（Fractal Geometry）引入了中国部分活动断裂系统的研究中。自 1993 年起，作者参加了长江三峡链子崖等重大地质灾害的防治工程设计工作；1994 年，参与组织和研究了乌江鸡冠岭山崩堵江地质灾害及其防治。

上述环境工程地质理论、滑坡与崩塌灾害系统规律、诱发地震（水库与采矿）、重大工程场址区域地壳稳定性和重大地质灾害的研究与防治工程设计等方面的探讨，使得本书的完成成为可能。十年来，作者的点滴学习与研究体会是，创新面不止于移花接木，引进面不孜孜于搬弄新术语，研有所成是多年自甘寂寞的艰苦劳作。学研过程，有困苦，也有欢欣，更时时不能忘怀的是老一辈工程地质学家的指导与扶持。这里特别对陈德基、刘广润、崔政权、孙广忠、夏其发、汪雍熙和刘玉海等先生提出感谢；对同辈朋友，如黄润秋、赵作权和黄运飞诸位博士给予的讨论与交流也表示感谢；对硕士导师谭周地先生、博士导师

胡海涛先生给予的指导和关怀深表感谢。

特别应提出的是，孙广忠先生在百忙中为本书写了序言，并提出了宝贵的审改意见；黎青宁先生和张杰坤先生分别审阅了本书，并提出了具体修改意见，如第十章的内容就是根据黎青宁先生的意见增加的；王宝珠先生提供了国内外环境评价资料；赵运昌先生提供了原苏联的最新生态地质资料，在此诚致谢忱。

本书曾作为河北地质学院水工系高年级学生的教材使用了三年（1987--1989），长春地质学院工程地质研究生的教学也曾参考此书。现已过去数年，环境工程地质研究已取得了很大的进展，作者本人也在这个学术进军中深化了认识，发表了一系列论文。作为本领域第一本论著，难免有许多不足乃至谬误。作者之所以斗胆著述，从最低限度而言，也希望以自己的肤浅之识诱发出学界同仁的真知灼见。本着“广积累，重实践，勇探索”的精神，作者撰写了此书，但也只是导论性的，对环境工程地质学问题的研究也只涉及了最具普遍意义的几类，而非面面俱到。即使这样，各论部分也是概要性的，因为每个专题的研究都足以构成一本系统的专著，而这是目前的研究水平尚未达到的，也不是一本书所能包容的。因此，本书的目的，一是为学术界与工程界建立一个全方位研究解决问题的基础，系统地开拓一个领域，同时也为高校师生提供一本教学参考书。

本书由五篇共十五章构成。第一篇包括一、二两章，主要从科技史的角度追溯环境工程地质学产生的历史渊源，进而探讨环境工程地质学的概念、范畴、学科地位、研究特色及环境工程地质问题的社会性。该篇对本书的基本思想进行了系统说明和阐发，从而成为本书的总纲。第二篇包括三、四两章，其主旨有两个：一是完成从工程地质向环境工程地质的过渡；二是吸收最新资料，从论证工程地质环境学的角度为环境工程地质研究建立一个现实的基础，而不是割裂开来。第三篇以首篇为指导，以次篇为基础，构成本书的主体。它由五、六、七、八、九、十等六章组成，每一章讨论一类诱发机制相近的环境工程地质问题。第四篇包括十一、十二、十三和十四共四章，主要对城市、水库、矿区和文物保护等专门性环境工程地质问题研究进行扼要讨论。第五篇即第十五章，讨论环境工程地质评价与研究成果的表达。

后记展望了环境工程地质学光辉的未来。

应予说明的是，本书第九章由张明霞女士完成。另外，她在全书的讨论、定稿和计算机录入等方面均付出了巨大的劳动，表现了坚强的毅力和耐心；胡树娥女士清绘了全部插图；在此深表感谢。

中国水文地质工程地质勘查院、地质矿产部地质环境管理司与地质矿产部长江三峡链子崖和黄腊石地质灾害防治工程指挥部的领导们给予了大力支持和鼓励，作者诚致谢忱！

作　者

一九九五年四月五日．清明于北京

SYNOPSIS

This is a monographical book discussing a relation between human activities and geolgical environment. It summarizes briefly a present situation of environmental engineering geology in China. It consists of five contents or fifteen chapters which a special problems or concept is stated in a chapter.

First content consists of first and second chapters. History of engineering geology is looked back and birth of environmental engineering geology looked forward in chapter one. The basic concepts, categories, subject status and research characteristics of environmental engineering geology are discussed in chapter two.

Second content consists of third and fourth chapters which engineering geological environments is stated. Characteristics of soil or rock mass is stated in chapter three, and some correlation among engineering geological problems is analysized in chapter four.

Third content consists of fifth, sixth, seventh, eighth, ninth, and tenth chapters in which one similar environmental engineering geological problems is studied in each chapter. A few induced earthquakes, induced by reservoir, injecting, mining, or nuclear test, are discussed respectively in chapter five. The deformation or unstableness of slopes, caused by reservoir retaining water, mining in open pits, or digging up along land traffic lines, are analysized respectively in chapter six. Subsidence and ground fissures, caused by drawing ground water excessively or other factors, are introduced in chapter seven. Caving in mining area and breaking fissures in mountain bodies, caused by underground mining, are researched in chapter eight. Wastes, consisting of abandoned mine, waste rocks, urban rubish heaps and radioactive nuclear wastes, and its disposal are stated in chapter nine. And geological and ecological influnces of human activities to environments are discussed in chapter ten , put emphasis on the reservoir region and urban area.

Fourth content consists of eleventh , twelfth, thirteenth and fourteenth chapters. Some special problems in some areas, for example, cites, reservoir, mining region and geological landscapes with historical relic are analysized .

Fifth content consist of fifteen chapter. Investigation, evaluation, division, mapping and application of computers in the environmental engineering geology are briefly explained in chapter fifteen.

目　录

序

前言

第一篇　导论——从工程地质学到环境工程地质学

第一章　工程地质学的历史进程与反思 …… (2)

1　工程地质研究的历程 …… (2)

1.1　原始人时期的自发工程地质思维 …… (2)

1.2　20世纪以前朴素的工程地质观 …… (2)

1.3　20世纪前半期的工程地质学 …… (3)

1.4　60年代以来的工程地质研究特色 …… (4)

1.5　近十年来工程地质学的新发展 …… (4)

2　工程地质研究的反思与面临的挑战 …… (5)

2.1　反思 …… (5)

2.2　面临的挑战 …… (6)

3　环境工程地质学的诞生 …… (7)

3.1　背景 …… (7)

3.2　环境工程地质学出现的标志 …… (8)

3.3　十多年来的动态 …… (8)

第二章　环境工程地质问题与环境工程地质学 …… (10)

1　环境工程地质问题 …… (10)

1.1　问题 …… (10)

1.2　新挑战 …… (11)

2　环境工程地质学 …… (11)

2.1　基本概念 …… (12)

2.2　研究范畴 …… (13)

2.3　学科地位 …… (14)

2.4　研究特征 …… (15)

3　环境工程地质学与相邻学科间的关系 …… (16)

第二篇　工程地质环境研究概论

第三章　工程地质环境的岩土基础 …… (19)

1　工程地质岩组与岩土体结构 …… (19)

1.1　物质基础 …… (19)

1.2　工程地质岩组与岩土体结构 …… (20)

2　地质体的赋存环境 …… (22)

2.1 地应力 …… (22)
2.2 地下水 …… (24)
3 地质体特性的地学起因 …… (25)
3.1 成因时代 …… (25)
3.2 构造变动 …… (26)
3.3 地质体的流变问题 …… (26)
3.4 地质体的固化 …… (26)
第四章 工程地质环境研究的某些基本问题 …… (28)
1 工程地质环境系统 …… (28)
1.1 从环境角度的考查 …… (28)
1.2 工程地质环境问题的相关性 …… (28)
1.3 工程地质环境质量与容量问题 …… (32)
2 工程地质环境演化的研究思路 …… (33)
2.1 前新构造期 …… (33)
2.2 新构造期 …… (33)
2.3 全新期与实时地质学 …… (34)
3 断裂系统活动的分段性及其作用的多重性 …… (35)
3.1 断裂系统活动的分段性 …… (35)
3.2 活动断裂系统作用的多重性 …… (39)
3.3 活动断裂研究的工程意义 …… (41)
4 我国工程地质环境研究的几种观点 …… (42)
4.1 岩体结构控制论 …… (42)
4.2 区域稳定工程地质 …… (42)
4.3 “安全岛”理论 …… (43)
4.4 系统工程地质（SEG） …… (44)
4.5 地震工程地质 …… (44)
4.6 浅生与表生时效变形结构 …… (44)

第三篇 环境工程地质问题研究各论

第五章 诱发地震活动 …… (47)
1 水库诱发地震 …… (47)
1.1 观测到的现象 …… (47)
1.2 诱发地震水库区的工程地质环境 …… (48)
1.3 库水的作用及其诱发机制 …… (53)
1.4 水库诱发地震的研究方法 …… (55)
1.5 问题讨论 …… (67)
1.6 水库诱发地震对策 …… (71)
2 注液诱发地震 …… (72)
2.1 丹佛地震及其机制 …… (72)
2.2 兰吉利试验 …… (74)
3 采矿诱发地震 …… (75)
3.1 诱发构造型地震活动 …… (75)

3.2 诱发塌陷型地震活动 …… (78)
3.3 矿井地压、岩（煤）爆及其它 …… (79)
3.4 矿震的位置问题 …… (80)
3.5 矿震的监测研究 …… (82)
4 核试验诱发地震与某些特例 …… (82)
4.1 核试验诱发地震 …… (83)
4.2 几种特例 …… (84)
5 地震预报与控制问题 …… (84)
5.1 地应力的实际测量及意义 …… (84)
5.2 控制地震的设想 …… (85)
第六章 人类工程-经济活动与斜坡变形破坏 …… (87)
1 水库地区的岸坡稳定问题 …… (87)
1.1 水库岸坡大规模失稳的河谷条件 …… (87)
1.2 渗透水流对边坡稳定性的影响 …… (89)
1.3 降雨的作用 …… (90)
1.4 船队激起的涌浪拍岸作用 …… (90)
1.5 水库边岸大型崩滑实例及对环境的影响 …… (90)
2 露天开采引起的边坡失稳 …… (94)
2.1 露天矿边坡失稳的影响因素 …… (94)
2.2 露天矿边坡的破坏型式 …… (97)
2.3 边坡的形状 …… (98)
3 交通线路上的边坡失稳问题 …… (99)
3.1 开挖路堑 …… (99)
3.2 车辆振动——边坡的疲劳破坏 …… (100)
4 与人类活动相关的边坡稳定性评价 …… (101)
4.1 地质学的方法 …… (101)
4.2 物理模拟方法 …… (101)
4.3 理论计算方法 …… (101)
4.4 方法举例——Sarma 方法 …… (102)
第七章 地面沉降与地裂缝 …… (105)
1 地面沉降举例及其危害 …… (105)
1.1 地面沉降举例 …… (105)
1.2 地面沉降的诱发因素 …… (109)
1.3 地面沉降的环境危害 …… (112)
2 地面沉降的地质环境模式与发生机制 …… (112)
2.1 地质环境模式 …… (113)
2.2 地面沉降的发生机制 …… (113)
3 地面沉降的成灾分期、寿命及其预测 …… (116)
3.1 地面沉降的成灾分期 …… (116)
3.2 地面沉降的寿命 …… (117)
3.3 地面沉降的预测计算 …… (117)
4 地面沉降的防治 …… (120)

4.1 地面沉降的防治方法 …… (120)
4.2 进一步研究的方向 …… (121)
5 地裂缝的一般研究 …… (121)
5.1 地裂缝的种类及分布 …… (121)
5.2 地裂缝的危害与工程建设对策 …… (123)
6 地裂缝研究举例——西安地裂缝 …… (127)
6.1 几何特征 …… (127)
6.2 运动学特征 …… (130)
6.3 活动强度与危害 …… (133)
6.4 成因 …… (134)
6.5 活动趋势的初步预测 …… (134)
第八章 地下采矿引起的地面沉陷与山体开裂 …… (136)
1 矿区的地面沉陷 …… (136)
1.1 地面沉陷类型 …… (136)
1.2 沉陷造成的危害 …… (139)
2 采空诱发的山体开裂崩滑地质灾害 …… (139)
2.1 磷矿开采 …… (139)
2.2 煤矿开采 …… (140)
2.3 硫磺矿、铁矿和硫铁矿开采 …… (143)
3 山体开裂变形的研究要点 …… (144)
3.1 研究要点 …… (144)
3.2 采空作用的滞后性 …… (146)
4 研究实例——长江三峡链子崖危岩体开裂变形机制的研究 …… (147)
4.1 地质环境 …… (147)
4.2 危岩体基本特征 …… (147)
4.3 采空区的变形力学分析 …… (149)
4.4 危岩体开裂的地质力学机制 …… (150)
4.5 稳定性计算 …… (153)
第九章 人工废弃物的环境危害及地质处置 …… (157)
1 废矿矸石堆积 …… (157)
1.1 矿业城市煤矸石的环境污染 …… (157)
1.2 回填煤矸石引起的地基危害 …… (158)
1.3 煤矸石堆放引起的灾害 …… (159)
2 城市垃圾存放与处理 …… (159)
2.1 垃圾的成分 …… (160)
2.2 垃圾填埋场的化学反应 …… (160)
2.3 填埋场中有害物质的环境污染 …… (160)
2.4 垃圾填埋场的设计与场地选择 …… (161)
2.5 新进展——垃圾发电 …… (163)
3 放射性核废物的工程地质处置 …… (163)
3.1 核废物及其对环境的潜在危害 …… (163)
3.2 核废物的处置方法 …… (165)

3.3 核废物处置场地的选择 …… (166)
3.4 工程地质人员在核废物处置中的主要任务 …… (168)
3.5 我国核废物处置场的研究 …… (170)
第十章 人类活动的地质生态环境影响评价 …… (173)
1 人类发展对环境的影响与地质生态学 …… (173)
1.1 人类发展的影响 …… (173)
1.2 地质生态学——关于人地共存关系的科学 …… (174)
2 地质生态环境影响评价原则与方法 …… (175)
2.1 目标——高效和谐 …… (175)
2.2 内容与方法 …… (177)
3 生态环境影响评价例证 …… (178)
3.1 水库工程 …… (178)
3.2 现代城市的发展方向——走向生态城 …… (181)
3.3 生态或持续农业工程问题 …… (185)

第四篇 专门环境工程地质研究概要

第十一章 城市与地质环境 …… (188)
1 城市地质作用 …… (188)
2 城市地质研究的基本内容 …… (190)
3 城市地质研究报告与图件 …… (191)
第十二章 库坝区的环境工程地质 …… (193)
1 环境工程地质问题研究 …… (193)
2 研究程序 …… (194)
第十三章 矿区环境(工程)地质 …… (195)
1 研究动态 …… (195)
2 矿区的环境工程地质问题 …… (195)
3 研究思路 …… (195)
第十四章 文物性地质景观的环境工程地质 …… (198)
1 研究动态 …… (198)
2 我国文物性地质景观的类型及其工程地质环境 …… (198)
3 石质文物的主要环境地质病害 …… (200)
4 石质文物病害的研究方法 …… (202)

第五篇 环境工程地质研究成果的表述

第十五章 环境工程地质评价与编图 …… (205)
1 环境工程地质调查、评价与区划 …… (205)
1.1 环境工程地质调查 …… (205)
1.2 环境工程地质评价 …… (206)
1.3 环境工程地质区划 …… (207)
2 环境工程地质图系的编制 …… (207)

2.1 编图原则 …… (208)
2.2 表达内容 …… (208)
2.3 编图的方法步骤 …… (208)
3 环境工程地质图系 …… (209)
3.1 图系的构成 …… (209)
3.2 环境工程地质图的特点 …… (210)
4 计算机辅助制图与辅助决策 …… (211)
4.1 计算机辅助制图 …… (211)
4.2 计算机辅助决策 …… (211)
5 我国环境地质图的编制 …… (211)
5.1 背景 …… (211)
5.2 目的与任务 …… (212)
5.3 图系内容与构成 …… (212)
后记 …… (214)
参考文献 …… (215)

Contents

Preface

Foreword

Part Ⅰ An introduction —— from engineering geology to environmental engineering geology

Chapter 1 History and introspection of engineering geology …… (2)
1. History on engineering geology …… (2)
2. Introspection and challenge faced for engineering geology …… (5)
3. The birth of environmental engineering geology …… (7)

Chapter 2 The environmental engineering geological problems and environmental engineering geology …… (10)
1. The environmental engineering geological problems …… (10)
2. Environmental engineering geology …… (11)
3. Correlation of environmental engineering geology associated with other subjects …… (16)

Part Ⅱ An outline on engineering geological environments

Chapter 3 Rock and soil bodies for engineering geological environment …… (19)
1. Structures of rock or soil masses and engineering geological lithological suites …… (19)
2. Existing environment of rock or soil masses …… (22)
3. Geological origins of rock or soil masses for some properties …… (25)

Chapter 4 Some problems about engineering geological environment …… (28)
1. Engineering geological environmental systems …… (28)
2. An outline to study engineering geoloical environment …… (35)
3. Segregative characteristics and its significance of active fault systems …… (39)
4. Some views of engineering geology in China …… (42)

Part Ⅲ On environmental engineering geological problems

Chapter 5 Induced-earthquakes activity …… (47)
1. Reservoir induced-earthquakes …… (47)
2. Injecting liquid-induced earthquakes …… (72)
3. Mining-induced earthquakes …… (75)
4. Nuclear test induced earthquakes and some exceptional examples …… (82)
5. Prediction and control for earthquakes …… (84)

Chapter 6 Slope unstableness and deformation induced by man-made action …… (87)
1. Bank and slope stability in the reservoir areas …… (87)
2. Slope destruction by mining in open pits …… (94)
3. Slope destruction along land traffic lines …… (99)
4. Stability analysis of slope associated with man-made activity …… (101)

Chapter 7 Subsidence and ground fissures …… (105)
1. Some examples of subsidence and its hazards …… (105)
2. Geological environment models and mechanisms of subsidence …… (112)
3. Disaster periods or life-span of subsidence and its calculating …… (116)
4. Subsidence control …… (120)
5. General research for ground fissures …… (121)
6. An example—— ground fissures in Xian …… (127)

Chapter 8 Caving in areas and breaking caused by underground mining …… (136)
1. Caving in mining areas …… (136)
2. Mountain bodies fissures and breakdown or landslide induced by mined out areas …… (139)
3. Main points on the deformation and fissures of mountain bodies …… (144)
4. An example——On the mechanism of deforming-breaking of Lianzi Cliff dangerous rock body in the Three Gorges of Yangtze River …… (147)

Chapter 9 Harm and geological disposal of waste …… (157)
1. Storage of abandoned mine or waste rocks …… (157)
2. Storage or disposal of urban rubbish heaps …… (159)
3. Engineering geology disposal of radioactive nuclear wastes …… (163)

Chapter 10 Evaluation on human impacts to environment and organisms habits …… (173)
1. Environmental influence from human development and geological ecology …… (173)
2. Principles and methods to evaluate influence of geological or ecological environment …… (175)
3. **Some examples evaluating ecological environment** …… (178)

Part Ⅳ Environmental engineering geology research for some special region

Chapter 11 Geological environment and cities …… (188)

1. citis and geology …… (188)
2. some contents on urban geology …… (190)
3. report and mapping …… (191)

Chapter 12 Environmental engineering geology around the reservoir and dam area …… (193)

1. environmental engineering geological problems …… (193)
2. programs on study …… (194)

Chapter 13 Environmental engineering geology in the mining area …… (195)

1. introduction …… (195)
2. environmental engineering geological problems in mining-area … (195)
3. outline on study …… (195)

Chapter 14 Environmental engineering geology in the geological landscape with historical relics …… (198)

1. introduction …… (198)
2. types of geological landscape with historical relics and its engineering geological environment in China …… (198)
3. principal hazards in stone's historical relics …… (200)
4. some methods on stone's relics …… (202)

Part Ⅴ Statement about achievements in the environmental engineering geology

Chapter 15 Evaluation and mapping in environmental engineering geology …… (205)

1. Survey, evaluation, and division in environmental engineering geology …… (205)
2. Methods of environmental engineering geological mapping …… (207)
3. Environmental engineering geological maps …… (209)
4. computer-aided maping and making policy …… (211)
5. Environmental engineering mapping in China …… (211)

Postscript …… (214)

References …… (215)

第一篇　导论——从工程地质学到环境工程地质学

就目前所知，适宜我们人类生存的星球只有一个地球，而地球是不能扩展的。我们正面临着越来越拥挤的困境，生活在城市的人们愈来愈感觉到“象关在人的动物园中一样”，享受不到自然景色这个令人身心健康和精神愉快的源泉。因此，关于人类圈，乃至整个生物圈的现代演变已开始为越来越多的人士所关注。

事实上，地球上自有生命的生物出现以来，就已开始了为自己理想的生存环境而斗争的历史，直到处于“生命金字塔”之巅的人类出现以后，才以其特有的智慧改造生物圈而形成人类圈。在此过程中，人类不断地调节自身与外部环境相互适应。人类工程地质思想，乃至现代环境地质思想的形成就反映了这种求索过程。因此，追溯人类活动历史，探讨其研究特点和发展趋势，是建立人类理想的生存环境所必要的。

第一章　工程地质学的历史进程与反思

作为一种社会历史与文化现象，工程地质学的出现也和其它任何科学一样，其产生发展受到生产实践的制约，社会制度的影响，还有其自身不同于其它学科积累、变革规律的约束。具体而言，是在多次成功与失败的经验与教训下逐步形成、完善起来的。据伯韦尔1950年统计，世界上有据可查的因地质问题而引起失事的水坝竟达250座以上。一个突出的例子，是建于1785—1791年的世界上最早的现代化水坝——西班牙普恩斯特堆石坝失事事件。该坝长280m，高50m以上，坝基下有一段松散带，大坝建成11a后就崩溃了。这个事件及其后多次工程失事的教训，使工程师们逐渐认识到地质学的工程意义，一些地质学家也开始登上工程活动的舞台。工程地质学的萌芽开始出现。从此时期的工程地质学表现形式看，与其说它是一门科学，毋宁说是一门综合技术更为恰当。由于各国思维风格与社会制度的差异，工程地质学的发展与表现形式也不尽相同。

1　工程地质研究的历程

工程地质思想的形成与发展可以划分为以下几个阶段。首先是原始人时期的自然造就观——选择自然洞穴，以躲避猛兽和天灾。其次是20世纪以前的朴素的工程地质环境观。此时期虽然含有封建色彩，但已有自觉思考利用地质环境为已所用的意识。第三是20世纪前半期的理性工程地质学。这个时期是工程地质学从感性认识上升到理性认识的阶段，以至发展成一门完整的应用地质学分科。第四个时期是60年代以来的工程地质学阶段，包含了一般工程地质学的深化、拓宽的发展，更重要的是开始了自觉反思人类工程活动对自然地质环境的反作用。第五个时期是近十年来出现的环境地质学、灾害地质学及城市地质、矿山地质等部门性分科的新方向。这些新方向尚有一定的潜科学性，反映了工程地质学的现代发展特色。

1.1　原始人时期的自发工程地质思维

地球上自有生物以来，就同时开始了巢穴的选择与经营。原始人类根据天气、地势及水源与安全情况，不断地寻找条件良好的山洞。随着大脑的发达与完善，逐渐走向挖掘洞穴，乃至用泥土筑穴造屋。在这些活动中，就含有了最原始的根据自身所处地质环境情况而选择巢穴的自发思维（隐性地质思维）。

1.2　20世纪以前朴素的工程地质观

进入文明社会以后，人类开始懂得应寻找坚硬的地方修建房屋，并学会了用夯实的方法使地基密实；随后总结出用草木灰、砂，乃至石灰可以加固地基，即有了改良地基的思想。进入封建社会以后，选择建筑场所，考虑的有关因素就更为详细了。首先是大环境的

美观与协调。如中国古城的布置，古都北京由太行山、燕山怀抱，西通内蒙古商贸，北达关东粮仓，南有华北大平原，东临浩瀚的渤海，处于多种地理优势和经贸交界之地。城内建筑以中国特色的木结构为多，且具有采用四梁八柱以抗震为主旨的特点。同时，为园林、城镇、墓地（如十三陵）等选址而优先考虑的“风水”之地，也不乏含有朴素的地理地质思维。

无论是封建的旧中国，还是近代资本主义社会，都没有形成一套科学的工程建筑地基的调查与评价方法。尽管在公元前 2067—2025 年巴比伦制定的汉谟拉比法典（关于建筑条文）中曾有一条“上部建筑的损坏要对建筑者判刑”的规定，但直到 19 世纪末，对单个地基，尤其是土基的评价，才有了较成熟的土压力理论。进入 20 世纪后，对各种工程地质环境因素的评价，才从直观经验或一般分析水平上升到理性科学，成为工程地质学。

1.3 20 世纪前半期的工程地质学

20 世纪初，由于 K. 太沙基的卓越工作，使得对土的力学性质的研究发生了质的飞跃，揭示出土体密实实质上是因土内空隙压缩或空隙水排出的结果之客观规律；随后，明确地提出了土压缩变形破坏的有效应力原理。但是，完整、系统的工程地质学思想或理论体系则是原苏联科学家 30 年代才提出来的。

1932 年，苏联莫斯科地质勘探学院成立了世界上第一个工程地质教研室。Ф. П. 萨瓦连斯基（1881—1946）及其学生 H. B. 波波夫、T. H. 卡明斯基和 B. Д. 洛姆塔泽等创立了比较完善的工程地质学体系，并明确提出：“工程地质学是地质学的分支学科，它论述将地质学运用于工程建设事业的有关的问题”，其基本任务是，“……研究地质作用和岩土的物理力学性质，正是这些作用和性质决定着建筑物的建筑条件，决定着为保证天然土体稳定性而应采取的工程地质措施的方向”。后来，H. B. 波波夫强调，“工程地质学研究建筑物修建和运行的地质环境，其研究对象是地质实体”，突出了工程运行过程中地质环境的研究。

几乎是在同一时期，西方各国的工程地质研究是附属于土木工程建筑进行的，且侧重于岩土的物理力学性质方面。现代土力学的奠基人 K. 太沙基（？—1925）及其学生 A. 卡萨格兰德建立了土质学与土力学的经典理论，特别是土压缩之孔隙水压力原理的发现，为砂土与软基的评价提供了有效的定量分析方法。

近年来，西方学者结合水坝、隧道建设，在岩土力学方面也取得了卓越的成就。同时，由于出发点及方法的不同，形成了几个学派。如以塔洛勃、太沙基为代表的岩石力学工程学派，以索科洛夫为代表的岩石力学数学学派和以缪勒、T. 斯梯尼为代表的奥地利学派（又称萨尔茨堡学派或称地质力学学派）。在这整个过程中，岩体力学的发展经历了把岩块作为理想材料的材料力学阶段，随后为认识到岩块内遍布微裂隙的岩石力学阶段，直至强调岩体结构重要性的裂隙化岩体力学阶段。岩土力学为工程地质问题的定量化研究提供了最有效的工具。

本世纪前半期，我国的工程地质工作仅限于几个工程项目的勘察，没有系统的理论总结。如根据孙中山先生于 1924 年提出的实业计划，1933 年进行了北方大港的工程地质钻探；根据 1946 年美国专家萨凡奇提出的长江三峡水利发电的设想，1947 年由侯德封、陈梦熊、姜达权、刘秉俊等多次进行的勘测（选了六个坝址进行比较）。同时期，曾鼎乾、朱庭祜等也进行了一些中小型水电站的坝址勘测工作。

道路工程地质研究由林文英（1911－1942）首倡，他著有《中国公路地质概论》、《四川地质构造与公路建筑》等。在理论方面，茅以升、郭文魁和谷德振等分别讨论过土压理论、石灰岩坝基和节理问题。李学清、曾鼎乾、朱庭祜、盛莘夫、姜达权等开展了水坝工程、隧道、河流疏浚等方面的地质工作。在研究机构方面，1947 年，中央地质调查所曾专门成立工程地质研究室，由叶连俊任室主任，但由于人力及当时国家形势，未能有效地开展工作。孙殿先生曾经编写过我国第一本《工程地质学》，面比较完整的工程地质教育、科研及大规模的工程地质勘探工作，是在原苏联的帮助下于 50 年代开始的。1952 年，全国高等学校院系调整时，成立了东北、北京两个地质学院，并设立了水文地质工程地质系；同时，国家也设立了水文地质工程地质局，并从地质类专业转过来一批学生学习工程地质学。这个时期，大量引进和吸收了原苏联的教材和科研成果。1953 年，由著名工程地质学家刘国昌先生编出了第一部系统的教材。同时，外专业转学来的水文地质工程地质专业人材毕业。1956 年，我国独立培养的第一批水文地质工程地质专业人材毕业。

1.4　60 年代以来的工程地质研究特色

随着国家建设的日益展开，结合生产的需要，进行了一系列大型工程场址的勘探与评价工作。如东北水能开发，三峡工程的勘测，城市工业与民用建筑的勘探，铁路、公路、桥涵和隧洞的勘测等。在研究这些工程项目的过程中，逐步形成了反映我国独特的工程地质条件和研究特色的工程地质思想和理论。如谷德振先生等结合岩体地基的研究，提出了岩体结构的概念；刘国昌先生从区域工程地质条件出发，提出了区域稳定性的研究方向；胡海涛先生结合大型工程场址的选择，一直坚持了寻找相对稳定地块——“安全岛”的思想。此外，对黄土、红土等特殊土体地基的研究也取得了卓越的成绩。同时，环境地质问题逐渐被认识，并形成方兴未艾的研究热潮。

1.5　近十年来工程地质学的新发展

进入 80 年代以来，工程地质学研究问题的提法明显地包含了两个方向：一个是继续着重与工程有关的地质现象与作用的调查研究，它是工程地质研究的基本方向；另一个是强调人为活动对地质环境作用与影响的研究。从而在近十年来，特别是在近年来，关于环境地质、环境工程地质，乃至灾害地质、地质工程等的研究日益为学术界、社会各界所重视。显然，工程地质研究增加了新内容，出现了新的阶段——环境（工程）地质阶段。

早在 60 年代初，关于人类活动对地质环境改造作用的研究就引起了工程地质学家的注意。国外以“灵生地质作用”一词来概括这种情况。工业及生活垃圾作用及环境生态的恶化逐渐为人类所认识，大型水利工程的修建和矿山的开采，产生了一系列令人震惊的诱发地震活动，有的震级达 6.3 级（如印度的柯依纳大坝被震溃，造成 1500 多人死亡，上千万人无家可归）。因此，这再也不象 30、40 年代那样，只是使人们一时惊恐，随后就那么轻易地淡忘了（如最早发现的美国米德湖水库地震，见 D. 卡德尔于 1945 年发表的研究报告）。

现代工程地质研究可以划分为两大分野：一是强调工程地质，乃至整个人类地质环境系统的综合探索；一是对目前已有的人为和自然，乃至二者复合造成的地质灾害进行防治。因此，产生了为城市的合理发展服务的城市地质学，为矿山开采服务的矿山地质学，为查

清各种地质灾害的成因、发生、发展规律和预报、防治服务的灾害地质学，为各种人为诱发成因的地质灾害（如诱发地震、地面沉降、滑坡等）的系统研究与地质环境保护服务的环境工程地质学。总之，现代工程地质学，既是一门理性学科，又是与人类生存息息相关的实用学科。

环境工程地质问题的整治构成了地质工程学的主体，它包括了岩土工程和地质灾害防治工程两个方面，代表了一个新的方向。

2 工程地质研究的反思与面临的挑战

工程地质学，作为一门应用学科，已走过了60余年的历程，为文明社会的发展作出了巨大的贡献；同时，也产生了许多问题。当今从整个地球出发研究问题的论点已受到普遍重视，环境与灾害意识已深入大众。在此情况下，反思过去，迎接挑战，将是每一个环境工程地质学工作者的任务之一。

2.1 反思

工程地质研究的反思至少应包括三个方面：一是勘察布置的科学化；二是勘察、科研与设计的结合；三是计算技术的应用。

（1）勘察布置的科学化：布置勘察工作量是工程设计与施工的基础，也是工程地质研究的基础。但长期以来，一直没有解决的问题是，勘察工作量布置多少是合适的，布置在什么位置才能得到较多的地质信息。更进一步地说，具备什么样的水平才能布置勘察工作量。由于没有明确的规定，造成了工作量的巨大盲目性和极大的浪费。作者有幸考查过一些地方，得知许多钻孔或探槽的布置根本没有多少道理可言；更有甚者，有的纯粹是为了多得到一些勘察投资，无原则地申报工作量。另一个隐含的问题是，已有的许多勘察资料没有得到很好的利用，所完成的报告只是使得档案柜变得更加充实而已。

（2）勘察、科研与工程设计、施工的结合：工程地质勘察、科研与相关工程（结构）设计之间存在的不协调或脱节问题，虽然早就引起学术界和工程界有识之士的注意，但从理论上明确仍是必要的。1985年，潘家铮曾有针对性地提出，从事水利水电地质勘察的技术人员“应该系统地学习水工建筑物的基本设计理论、计算方法以及地基缺陷的影响、各种处理的措施、各种成功和失败的经验”，并主编了包括工程地质内容的《水工建筑物设计丛书》。崔政权（1991）从系统工程原理出发，提出寻找地质问题、工程勘察、工程设计和工程施工四者之间的交叉点与结合点，把四者作为一个系统整体来考虑。作者从事地质灾害防治工程研究与设计的体会是，现代地质工程工作者应具备扎实的地质、力学和数学基础。如工程处理不当，就会出现“成功的设计，失败的战略”，这就要求扩充知识境界，培养深刻的洞察力和活跃的科学思维。

（3）计算机的合理运用问题：近年来，计算机的运用已形成一股热潮，数值化方法、概率统计方法、人工智能等多方面均开展了卓有成效的工作，但同时也出现了地质条件不清楚、对变形机制缺乏研究面闭门“追求”计算机的现象。工程地质研究必须引入计算机技术，但它只能处于工具的地位，面不是主题对象，问题的关键在于摆正关系。否则，地质研究不切实际，分析成果必然成为空中楼阁。对此，美国加利福尼亚州圣何塞州立大学的

Slosson. J. E.（1989）曾进行了透彻的反思。他认为，今后 5—10a 是工程地质学面临严重挑战的时代，它关系到地质学家所做的工作能否为社会所接受这一根本性问题。

许多大学忽视了野外试验、地质调查和地貌研究的训练，开设工程地质和水文地质的学校也在减少，但却培养了一批不能鉴别、收集和评价地质资料的优秀的计算机地质学家。近年来，90—95%的地质研究生缺乏水文地质、工程地质和有害废物管理的野外工作训练，其原因自然是多方面的，如野营费用高昂而限制名额，而游戏般的“室内试验”却大为引人，且新参加工作的试验方面的博士们仍坚持这一方向。现在，极少讲授科学分析的基本概念，水文工程地质生产人员竟然没有工作手册，他们尚在依赖学生时代的基础，更缺乏指导和管理，很难期望得到正确的分析和解答。不错，借用计算机采用高深的数学模型可以解决很复杂的问题，但这种新技术和硬件系统的分析结果却可与现场调查的结论大相径庭。因为计算分析中进行了大量的数据省略，乃至差错、误判或记录失实或对地质现象观察错误等，都会使分析不切实际。有了较好的科学理论和计算工具，为什么结论反面更糟呢？其原因大概有以下几点：①缺乏适当的准备工作；②野外调查和分析方面没有经验；③缺乏争取最优工作的动力；④缺乏必要而及时的监督管理制度。

一般来说，独立收集资料者都是公司或单位的低级人员，而这些资料却要靠高级人员来分析评价。他们仅能凭资料分析，很少有机会评价野外人员直接提供的资料。假如野外人员不能认识或理解他们观察到的现象，关键性的资料也就不会记录下来了。

作决策往往是源于判断，而不是源于严密的科学概念和良好的工程实践。无论当事人是否请专家还是官员参与，他都会下意识地，甚至故意地使数据与“预期”的结论相一致。在西方，“官方允许专业工作的水平降到最低点”是问题的一种形象化表达。政府强迫专业人员降低工作量，从而也就限制了知识和技能的培养。

总之，量化研究的基本原则应是根据地质环境对象的特点寻求合适的方法，而不是根据方法去套地质条件；否则，不是削足适履，就是增加了工作的盲目性，万能的方法几乎是不存在的。实现目标的途径需要两大技能：一是对地质学有较深的造诣，对地质现象有正确的观察，且能正确提取主要的地质信息或数据，这是最根本的；二是在数学、力学和计算技术方面有较好的技能，这样才能逐步逼真地再现地质实体。现代科研往往要靠一个协调的研究集体来实现上述目标。

新思维的产生来源于丰富的工程地质实践，而任何新思维都有一定的内涵和外延，否则，真理前跨一步便成为谬误。

2.2 面临的挑战

目前，工程建设正在向规模大、投资大、效益大、影响大、风险也大等方面进展。由于经济建设和能源开发的步伐大大加快，环境、生态与灾害问题也日益突出。重大工程场址的选定不仅仅再是地学意义上稳定与否的问题，而更多涉及国土规划、环境生态演变、灾害防治、能源开发、公民权益等多种因素，其系统优化是资源—社会—环境体系的综合效益的最佳论证。地质上稳定的地区不见得就是最佳场址，而活动地区中相对稳定的地块则有可能成为重大工程选址优化的对象。工程地质人员面临着新的挑战。

挑战局面的起因是多方面的，主要有以下几个方面。①地学意义上的优良场址的可选性降低。我国经过近 40 年的建设，到目前为止，仅水库就修建了十多万座，易于开发面区

域上又很稳定的场址愈来愈少。②稳定区在环境、生态、交通、建材、资源和水能等综合因素的考查下不见得就是优良场址；而不太稳定，但尚能满足工程安全设防要求的场址却可能是最佳选择对象。仅靠地质因素判决一个场址命运的时代已经过去了，这已为国内外强震区的许多工程实践所证明。③富蕴水能、矿产资源的地区往往是活动或继承性活动的构造区。如四川三江地区就是水能、矿产资源的“金三角”，但同时这里又位于我国著名的南北地震构造带上，地震和断裂活动非常强烈，必须解决既要开发能源，又要安全可靠这个重要的课题。④人类聚居区，也往往是灾害多发区，特别是在山区，内外动力作用孕育了地震或崩滑流灾害；与此同时，大自然也造就了人类赖以生存的土壤、各种矿产、地下水储集地（地下水库）和有利的生态环境。

我国许多大城市都位于地震带上，如北京地处北东与北西向地震带的交叉地带，但这里却具有多种生态优势，而使她成为千年古都；又如西安、太原、呼和浩特、银川等也位于鄂尔多斯地块周缘的环形地震带上。从这个现象来分析，人类文明其实包含了灾害文化的内容，如安宁河流域是四川第二大平原，也是我国西南地区在水能、矿产等多方面最富庶的地区之一。但由于安宁河断裂带是一条巨大的孕震断裂，历次地震或其它灾害的惨重教训，使当地的人民祈求安宁，尽管安宁河并不安宁。从生态环境的角度来看，许多大城市地处地震区却历久不衰，究其原因是其地处多种生态位的集合点上（王如松，1988）。

现代建筑或开挖工程向更大（规模）、更高、更宽（跨度）或更深的方向发展，对工程地质学的要求也更高、更严。面对这种挑战，今后十年对优秀工程地质人员的需求量会三倍乃至四倍地增加。因此，对工程地质工作者的教育背景和工作现状提出评估和反思是很有必要的。学术界的有识之士已开始重视这个问题，提出了工程地质——传统与未来的工程地质学大论题。英国著名工程地质学家 P. B. 阿特韦尔（P. B. Attewell，1976）曾概括了上述情形：工程地质工作者往往在地质方面或曾在工程方面接受过基本训练，而且似乎一般公认这两种训练方式各有其优缺点。K. 约（K. Laus zahn，1974）也已相当好地总结了一般感受：“他们（地质学家）喜欢于自觉地、间接地探索一个问题，且一般说来使用定性的术语，往往倾向于将探讨问题置于比得出结果更为优的地位。强调问题的复杂性，而对问题的简化只能迟疑地接受。”而工程师的情况则是“他们受过依据理论分析问题的训练，因为他们依赖数据，依赖自然条件的抽象化……，为了能对一个问题进行数值分析，往往有过分不适当的简化倾向，这是由于教育和环境的影响，他们受重视结果的思想所支配。”这将启示我们如何正确地进行工程地质环境研究，并走向环境工程地质研究领域的新阶段。

3　环境工程地质学的诞生

3.1　背景

随着人类工程-经济活动的规模与范围日益扩大及广泛，从而引起（或诱发）了具有新的表现特点的问题——环境工程地质问题。也就是说，现今工程地质工作者所面临的不仅仅再是如何查明乃至消除工程活动所受到的地质环境的制约因素（一般或传统工程地质学的任务）；同时，也必须研究解决工程活动对地质环境的反作用所产生的新问题。后一类问题的探讨，形成了现代工程地质学的新分支——环境工程地质学。

人类活动改造自然地质界的客观形势，愈来愈迫切地要求国际社会作出反映。60 年代，如诱发地震等一系列特殊问题的出现，曾使地震学界困惑无措（D. 卡德尔宣布美国米德湖水库可以产生地震，举国震惊）；同时，也使各国考虑对策。1969 年，美国在制订环境对策条例时就规定，凡可能影响环境质量的工程活动，都须论证其对环境的影响。70 年代以来，美、原苏联、印、欧洲各国和日本及我国都相继在诱发地震的水库、滑坡、岩溶区和大城市，以及矿区开展环境工程地质工作，为环境工程地质学的产生做了客观准备。

事实上，早在 1925 年前后，苏联著名的地球化学家维尔纳特斯基（Вернадский）就提出了“灵生圈”的概念。1945 年，他写文章重述早期演讲中提出的观点，“在我们的地球上，出现一种新型的地质现象，这就是人类第一次变成规模巨大的地质营力……。在化学方面，人类正有意识地，甚至更多是无意识地剧烈改变着地球表面和生物圈”。1984 年，美国克拉克大学地理研究院的 R. W. 卡特斯（Kates）指出，目前主要问题的焦点集中在以下理论观念上：自然的性质是牢固的还是脆弱的；人类的本性是适应的还是破坏的；相互作用的性质是线性的还是非线性的、连续的还是间断的。进而，人们提出了“地球的可居住性”问题。

本书意在为此进军奠下一块小小的基石。

3.2 环境工程地质学出现的标志

国际交流与协作为环境工程地质学的创立做了组织准备，对加速环境工程地质问题的研究起了重要推动作用。1970 年，国际地球科学联合会（IUGS）正式成立了“地球科学与人类”专业委员会；1972 年，第二十四届国际地质大会将“城市和环境地质”列为第一专题；1979 年，国际工程地质协会（IAEG）在波兰召开首次“人类工程活动对地质环境变化的影响”专题讨论会；1980 年，在巴黎第二十六届国际地质大会，国际工程地质协会一致通过了《国际工程地质协会关于参与解决环境问题的宣言》。宣言倡议，所有从事工程地质和相邻学科的人员，在设计和修建任何工程时，不仅必须注意工程设施的可能性及经济效益，而且必须考虑保护和合理利用环境的问题；要求查明工程地质作用，并在空间、时间上进行定量预测评价；要求开展以了解某些地区地质环境为目的的区域地质调查，编制世界性的分类工程地质图。至此，环境工程地质研究，在经过多次各种类型的与人类活动有关的地质灾害的教训、长期的思想孕育和组织准备后，已开始在全世界普遍展开。《宣言》已成为现代工程地质学向环境地质学进军的时代标志；同时，也肯定了已有的环境工程地质问题。

3.3 十多年来的动态

进入 80 年代以来，环境地质，尤其是环境工程地质的研究成果愈来愈多，质量也愈来愈高。1982 年 12 月，在印度新德里召开的第四届国际工程地质大会上，关于环境评价与开发的工程地质研究论文达 119 篇。同年 11 月，我国在湖北孝感召开首届环境工程地质问题学术讨论会，对环境工程地质从多个方面进行了探讨。1984 年第二届全国工程地质大会和 1986 年 10 月第五届国际工程地质大会（阿根廷的布宜诺斯艾利斯）都把环境工程地质列为重要议题。目前，环境工程地质已发展到专题学术讨论的阶段，国际上（1976）和我国（1981）均召开过诱发地震学术讨论会。1986 年 6 月，在原苏联塔林召开了“探矿与环境影

响”学术讨论会。1987 年 5 月，在北京召开了“国际山区环境地质”学术讨论会。1988 年，在希腊召开的国际学术讨论会，有 100 余篇论文讨论“工程地质与古遗址、古建筑的保护”问题。同年，我国第三届工程地质大会设立“区域与环境”分会场。1989 年，在我国西安召开了第二届全国环境工程地质讨论会，开始出现了概念大讨论的热潮。1990 年 8 月，在荷兰阿姆斯特丹举行的第六届国际工程地质大会，环境工程地质是基本主题（包括评价方法）。1992 年 12 月，我国召开第四届工程地质大会，区域环境工程地质等方面的论文占了三分之一，古建筑与古文物保护的工程地质研究受到极大重视。1994 年 9 月，在葡萄牙里斯本举行了第七届国际工程地质大会，主要讨论了地质与自然灾害、工程地质与环境保护等问题。

可以说，80 年代是环境工程地质问题大暴露的时代，也是环境工程地质研究大发展和环境工程地质学创立的时代。90 年代，已进入对环境工程地质研究进行系统分析，产生理论体系的新阶段。

第二章　环境工程地质问题与环境工程地质学

任何人类活动不论在地表还是在地下，都能在一定程度上引起地壳环境的变化，从而诱发出一系列环境工程地质问题，而且深度不同，其影响程度也不同。目前的人类活动多限于地表，也就是说，环境工程地质问题发育深度小于工程地质问题，这就决定了环境工程地质学的研究特点。

毫无疑问，人类活动对自然地质环境的影响，从人类一产生就开始了；但人类自身所引起的自然规律的报复，从未象近 20 年来这样强烈。因此，科学界从理性上清醒地考虑人类活动对地质环境的影响也还是近十几年的事。

长期以来，人类以世代相传的经验应付所遇到的问题。从科学哲学角度而论，技术解决现实问题，科学则探索真理。对于技术来说，科学是有用的学问，但并非一切技术都立足于科学之上。经验的积累，遵循习惯来研究的问题，大部分属于技术范畴，往往用至后世，其思路才为科学所证实或概括。这些技术哲学思路，也将为地质灾害的研究与整治决策提供指导。

1　环境工程地质问题

随着工业与城市的发展，水利开发、矿山采掘和道路修建，以及国土整治等大规模工程-经济活动的出现，于本世纪 60 年代出现了一系列与人类活动有关，且大规模破坏环境的地质问题。其中，以水库诱发地震、城市地面沉降最为突出。可以毫不夸张地说，人类活动对地质环境的作用已达到与一定的自然地质作用相比拟的程度。在某些地区，这种作用的速度和强度甚至远远地超过了一般地质作用。难怪有些专家惊呼，“全球已成为一个大工地”。这个看法虽有些言过其实，但也从一个侧面反映了目前环境工程地质问题的严重程度及开展环境工程地质研究的迫切性。

1.1　问题

环境工程地质问题是指由于人类工程-经济活动引起的（或称诱发的），且大规模地、广泛而严重地危害工程地质环境及其内工程设施和人民生命财产安全的地质问题。这类问题，由于人类活动成为其重要诱因，因而在表现形式上有一系列特点，并严重地破坏了工程地质环境在地质世纪时期形成的自然均衡。它是人类工程-经济活动诱导出的潜在的工程地质问题，这些问题可由以下几方面为代表。

（1）地面沉降——起因于超量抽取地下液态矿体，如我国的上海、天津、西安，美国的圣华金，日本的大坂等，由于超量抽取地下水，破坏了地下水的动态均衡，致使土层非弹性压密，造成大面积地面沉降；美国威明顿油田因开采石油、天然气也造成不可恢复的

地面沉降。

(2) 诱发地震——水库蓄水、向地下注液、采矿，乃至核试验，在特定的工程地质环境内均可以诱发破坏性地震。如印度柯伊纳水库诱震($M_S=6.5$)，使大约200人丧生，1500多人受伤，成千上万人无家可归。地面出现裂缝，大坝多处震裂，破坏了大范围的环境。我国辽西台吉井区、美国犹他州的一些煤矿区，也因采矿而诱发了破坏性地震。

(3) 边坡失稳——最近统计表明，70%的滑坡的发生或复活，都直接与工程开挖有关。水库区，由于水位上升，浸润托浮作用于边坡，常引起大量崩滑现象，尤其在河谷型水库地段更加显著；采矿既可塑造边坡（露天开采），也可使边坡脱空（地下开采），从而使边坡失稳。如我国鄂西盐池河磷矿采空山崩(1980.6.3)，压死283人，并造成巨大财产损失。到2000年，我国许多类型矿产的固体矿床将用露采型式开发，矿坑深度可达400—500m，甚至800m。利用露采方法将采出50—60%的煤，85%的铁矿，85—90%的有色金属矿，50%的矿石化学原料，100%的非金属矿建筑材料。目前，原苏联的矿山工程量（包括剥离工程）共计30亿m^3/a；未来，随着国家经济的发展，这个数值还将扩大4—6倍。原苏联最主要的矿山工业区——顿巴斯、库兹巴斯、乌拉尔、库斯塔等，将更加迅猛地发展，并形成新的矿山工业区。这些活动均会广泛地影响矿区的工程地质环境。为公路、铁路等交通线的修建而开挖路堑，也会破坏自然边坡的休止角而使其失稳，致使沿交通线形成带状的工程地质环境恶化区。

(4) 废矿、矸石及城市生活垃圾等的堆放也会引起工程地质环境的恶化。如英国南威尔士某矿山的煤矸石堆即出现滑坡泥石流，摧毁了一所学校，导致116名儿童和28名成年人死亡。生活垃圾不仅污染地下水源，增强地下水对建筑物地基的腐蚀性，也会给未来的地基处理造成困难。

显然，环境工程地质问题不应包含那些并非人类工程活动引起的（诱发的）工程地质问题，如我国甘肃东乡县洒勒山滑坡(1983.3.7)，就不应划归环境工程地质问题，基本是自然工程地质环境客观发展的结果，仍由传统工程地质来研究；否则，一个新学科无原则地包罗万象，并不利于自身发展，只会引起混乱。

1.2 新挑战

环境工程地质问题规模日大，影响范围越来越广泛，随着世界新的开发计划的实施，“全球将变成一个大工地”，预期对地质环境的影响也就更加严重。如举世瞩目的我国三峡工程，非洲中央人工湖，喜马拉雅山水利发电计划，原苏联与美国之间的白令海峡大坝，以及加拿大中央原野开发等工程（图2-1），其规模和影响之大，均属空前。

这些世界级的巨大工程将会涉及或诱发出更广泛、规模更大、风险也更高的环境工程地质问题，因此，环境工程地质理论与应用研究的发展都是刻不容缓的。

2 环境工程地质学

十几年前，无论是“环境地质”还是“环境工程地质”都是比较生疏的名词。而今，这方面的课题却吸引了各有关学科专家们的注意。国内外的学者从不同角度表述了他们的基本认识。Moser立足于学科结构的多样性和广泛性；Flawn强调土地利用；Wayne指出它

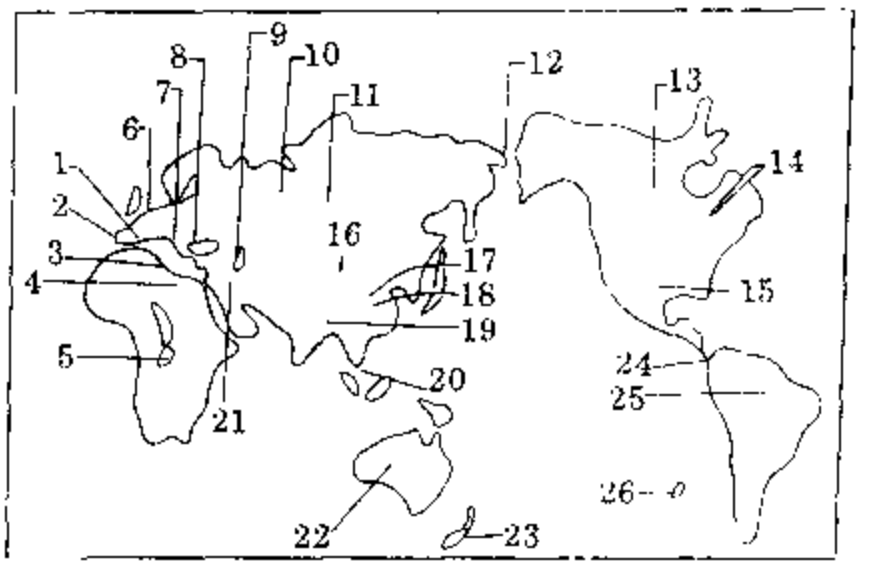


图 2-1　世界主要巨大工程计划示意图

1—多米尔运河；2—横穿地中海底管道；3—直布罗陀海峡隧道；4—卡塔腊盆地开发；5—非洲中央人工湖；6—多佛尔海峡隧道；7—捷克—南斯拉夫铁路隧道；8—墨西哥海峡大桥；9—里海水坝；10—苏联河流逆流计划；11—西伯利亚运河；12—白令海峡水坝；13—加拿大中央原野开发；14—加拿大运河；15—布腊索斯河拦河工程；16—欧亚大陆公路；17—南北大运河；18—三峡大坝；19—喜马拉雅山水利发电计划；20—克拉地峡运河；21—里海—黑海运河；22—澳大利亚运河；23—库克海峡隧道；24—第二条巴拿马运河；25—南美水利资源开发；26—南极冰山拖航

（原载（日）《科学朝日》1986 No. 3）

在区域上的巨大作用；E. N. Cergeev（1984）等从此项研究的地学范限出发，认为“环境工程地质是环境地质的核心”；而 E. A. Keller 则提出了关于环境地质的七方面的基本概念。这些概念包括地球系统的封闭性、地球资源的有限性、人类活动的均一广泛性及其效应、显见的地质灾害过程、土地规划的经济合理性、土地利用的长期效应以及环境问题的彼此相关性。国内学者也提出了一些发人深省的看法。因此，促使我们对这个问题进行考查，以厘定一个学科的概念范限及研究范畴。

2.1　基本概念

我国地质词典(1986)对环境工程地质学的定义是：它是工程地质学的一个分支，是研究由于人类工程活动所引起的区域性和有害的工程地质作用的学科。这些有害的地质作用是诱发地震、滑坡、泥石流等。环境工程地质学研究这些作用产生的条件和机制，提出减弱或消除它的方针和措施，为制定利用、保护和改造地质环境等方案提供依据。刘国昌（1982）提出，环境地质的中心问题是环境工程地质问题。从广义来说，其中包括第一环境及第二环境。所谓第一环境，即自然环境，它是在区域工程地质条件下发生、发展的，具有显著的区域性规律。所谓第二环境，即人类的工程-经济活动影响，除与自然工程地质条件有关外，更主要与人类的工程-经济活动有关，故区域性规律不明显。第一环境是第二环境的基础。因此，第一环境要研究，第二环境更要研究。胡海涛（1984）曾给出过一个比较全面的论述：“环境工程地质学是在区域工程地质学研究的基础上，主要研究由于人类工程-经济活动引起的地质环境的变化，以及这种变化所造成的影响；其目的是为了改造、利用和保护地质环境。环境工程地质学以其研究领域的广泛性、研究内容与方法的综合性、环境评价的预测性和改造利用地质环境的能动性，以及以人类活动为其主导的动力因素来区别于传统工程地质学。”另外，也有学者提出“灾害地质”一词来概括对地壳表层各种灾害的研究。

作者认为，没有人类工程-经济活动作为强大“地质营力”的出现，就不可能有环境工程地质学的诞生，传统工程地质学的研究原则是由自然到人，重在查清和防治工程地质环境对人类工程活动的限制与影响；而环境工程地质学的研究原则是由人到自然，旨在研究人类工程活动对工程地质环境的影响及其产生危害之大小的评判和预防。显然，前者的研究对后者具有不可缺少的基础性，而后者的研究对前者又显具继承性，即不但继续原有的研究，且在新的条件下加以深入认识。

环境工程地质问题，在本质上应同于工程地质问题，只是人类活动的作用使这类“工程地质问题”呈现出新的特色，影响、破坏了正在运行中的工程的地质环境，故称环境工程地质问题。因此，那些由工程地质学早就作为重点研究对象的一般性灾害，如火山、地震、无人类参与的边坡变形破坏等都不应属于环境工程地质学的研究内容；否则，环境工程地质学不如称“工程地质环境学”更合适一些。实际上，目前的传统工程地质学也不再仅仅考虑几个工程地质问题，而是趋向于研究工程地质条件与问题的集合，从而向工程地质环境学发展，近年出现的系统工程地质学思想（SEG）就是这方面的一种表现。

现代工程地质学包括传统工程地质学和环境工程地质学，单纯地把环境工程地质学看成是传统工程地质学的分支是不合适的。概言之，传统的工程地质学主要研究、解决与工程建筑有关的（或称涉及到的）区域地壳、山体和工程场址及具体建筑物地基等的地质稳定问题，即工程的“地质稳定”问题；而环境工程地质学则主要研究由人类工程-经济活动引起的（或称诱发的）地质问题，且这些问题已严重到足以危害工程建筑和人类生命财产安全，尤其是破坏、恶化地质环境的程度，可称之为地质体的“环境稳定”问题。由此就决定了环境工程地质学不但对传统工程地质的研究成果予以充分重视，而更大程度上注重环境工程地质问题发生的诱发原因，在研究特点上注重从宏观上及预测的角度看问题，这就是问题的实质。

据此分析，环境工程地质学是现代工程地质学的一个分支，是研究由人类工程-经济活动引起的（或称诱发的）工程地质问题的学科。这类问题已严重到足以危害人类生命财产和工程安全，乃至破坏较大区域工程地质环境的程度。其研究的特征具有全面性、综合性、系统性和预测性。因此，一个优秀的环境工程地质工作者应比一般工程地质工作者具有更广泛的知识、更深刻的认识能力、更扎实的区域地学基础和合理的现代知识结构。因为环境工程地质研究的开展是在一般工程地质研究的基础上进行的，不精通一般（传统）工程地质学，就不可能把环境工程地质研究得深入，自然也就无法适应形势的需要。

2.2 研究范畴

关于环境工程地质学的研究范畴，目前尚无一致的意见，流行但失之于笼统的看法是，广义与狭义之分。广义者研究原生（也称第一）和次生（也称第二）环境；狭义者仅注重次生环境，原生环境是自然的工程地质环境，理应属于传统工程地质学（称工程地质环境学更适当）的研究对象。次生环境是人类工程活动影响下的原生环境，它除了强调区域工程地质条件（环境）基础性外，更注重自然环境在人类活动影响下的变化及由此带来的新的问题——环境工程地质问题，这才是环境工程地质学的主要研究对象。

环境工程地质学的研究范畴可按两个体系来划分：一是按自然学科发展的科学形态来划分；一是按社会生产实践部门需要的社会形态来划分。前者概括抽象的是一类现象的共同规律性，它的深入研究产生了理性的环境工程地质学；后者注重一个社会生产实践部门各类环境工程地质问题集合的区域规律性，它的全面探索则产生了一系列专门环境工程地质学，这是适合各种工程或社会生产部门的迫切需要而兴起的。目前，专门环境工程地质研究蓬勃发展，一方面反映了应付客观形势的社会需要；另一方面则反映了该领域尚没有一个自然科学形态的理性概括。

1）按自然学科形态划分，理性的环境工程地质学研究范畴（分支）如下：

(1) 诱发地震学——研究由水库、注液、采矿，乃至核试验等诱发地震现象的规律及预防，进而有助于地震控制。

(2) 人类活动与地表岩土工程边坡学——研究因水库蓄水、各类工程开挖及矿山采掘等引起的大范围破坏地表及工程设施的边坡变形、失稳等问题。

(3)地面沉降——研究由过量抽取地下液态矿体或开采固态矿体而引起的地面沉降、地裂缝及地而陷落等。

(4) 人工堆积物引起的地表环境恶化——如城市生活垃圾与人工填土、废矿矸石堆放及核废物的工程地质处理。

2) 按社会部门形态划分，形成了一系列专门性环境工程地质学。如：

(1) 城市环境工程地质学——主要研究城市地区的环境工程地质问题。因为城市是人类工程-经济活动最集中的地方，故有人认为城市地质是环境地质研究的中心问题。

(2) 矿山环境工程地质学——主要研究采矿（露天或地下开采）所引起的山体崩滑、地面沉陷和废矿矸石堆放引起的滑坡、泥石流等，此外尚涉及矿坑复填与环境美化问题。

(3) 水库环境工程地质学——专门研究因水库蓄水而诱发地震、边岸失稳及水土流失等。

(4) 交通线路环境工程地质——专门研究修筑交通线路对工程地质环境的危害。

(5) 文物性地质景观地区环境工程地质——研究旅游区自然景观及石质文物遗迹的保护以及自然旅游区内工程建设的合理性。

目前，专门环境工程地质的蓬勃发展，反映了应付形势的客观需要，但也反映了国际学术界尚没有一个自然科学形态的理性概括。

2.3 学科地位

环境工程地质学在地学体系中处于什么地位，它和传统工程地质学关系如何，前人已多有探讨。需要指明的是，把环境工程地质学，乃至环境地质强调得过分庞杂是不合适的。因其研究的主体毕竟是地质实体，仍属于现代地质学范畴，至于在其研究过程中引入了其它学科的理论和技术方法等，并非只有环境工程地质学所独具；同时，把环境工程地质学简单地归属于传统工程地质学体系也是难说通的，至于把其研究对象混同于传统工程地质，显然会引起混乱。总之，环境工程地质学是现代工程地质学的一个分支，它和传统工程地质学共同成为现代应用地质学的一部分。

当然，就研究的深度和广度而论，传统工程地质学正在向工程地质环境学转化，也就是说，传统工程地质学需要概念更新，即用“工程地质环境学”一词来代替“传统工程地质学”。因为现代工程建设愈来愈要求对整个工程地质环境内各种问题进行综合而系统的评价，这样才能满足环境工程地质学对其基础性的要求，而避免单纯地从工程地质环境学（传统工程地质学）角度选择“最佳”工程场址；否则，这种最佳场址，从环境工程地质学角度考查未必最佳。因此，有必要提出两个概念：“地质工程环境”与“工程地质环境”。前者包括两个含义，其一，同地质环境，其特征是地质过程中的一种暂态描述；其二，从“工程”观点出发，地壳表层环境就是运行着的宏伟的“地质工程”，地质工程环境强调了地质环境的时间含义，利于指导工程地质工作者的工作，因他们更习惯于考虑人类工程运行寿命期内地质环境的变化。后者仅有空间含义，指与拟建工程有直接或间接利害关系的

具体的地质环境，与前者相比，它在空间上更狭窄，更局部，在时间上只是一个暂态点，评价工程地质环境重在其质量与容量。不难看出，工程地质环境学研究重在拟建工程区的“自然地质稳定”问题，而环境工程地质学研究重在工程建设后地质环境的“人为环境稳定”问题。因此，工程地质环境学与环境工程地质学在研究内容上具有连续性，而在地位上同等，即：

地球科学
- 理论地学——地层古生物学、构造地质学、结晶学与地球学等
- 应用地学
  - 水文地质学
  - 地质勘探
  - 地热学
  - 矿床学
  - 工程地质学
    - 工程地质环境学
    - 环境工程地质学

溯源而论，今天不可忽视的人类作用实是生物活动的拓宽。人类作用可视为整个地球外动力作用系统的一部分，而生物地质作用早就是地质学的研究对象了，只是人类这种高级生物之作用的特殊性，才促使了环境工程地质学的诞生。至此，从整体（地质学）和局部（工程地质学）的考查中，初步说明了我们的论题。

值得注意的是，岩土工程与地质灾害防治工程两大方向已构成工程地质学与工程学进一步结合的重要方向，它标志着地质工程学的萌芽和成长。

2.4 研究特征

环境工程地质的研究特征包括两方面含义，一指环境工程地质问题的特点，一指环境工程地质学的研究特色。事实上，每何一门学科的确立，都必须有自己特定的研究对象和研究特色，特定的对象指所研究的问题具有不同于其它的个性特点；学科的研究特色则是针对其研究对象的特点来显示，否则，就无法确立学科的独立理论体系。

概言之，工程地质（环境）问题的总特点在于其自发性（原发性），环境工程地质问题的总特点是其诱发性（继发性），两类问题在发生本质上没有太大的区别，而在现象的表现形式上则逐渐过渡，最终环境工程地质问题在发生空间、时间和强度分布方面都极大地表现出人类工程-经济活动参与的特点，如水库诱发地震，实质上仍是（天然）地震，只是在表现形式（地震序列特征）及破坏能力方面表现出新的特点。

环境工程地质问题具有广泛性、表生性、复杂性和社会性等特点，环境工程地质学的研究则具有全面性、综合性、系统性和预测性的特征。

（1）环境工程地质问题的广泛性。环境工程地质问题发生的广泛性起因于人类工程-经济活动的广泛性。有的学者惊呼，“全球已是一个大工地”，即反映了这种状况。这就要求环境工程地质研究具有全面性，研究一切由人类活动引起的或诱发的工程地质问题。

（2）环境工程地质问题的表生性。表生性起因于人类活动尚有相对局限性。意指其空间范围和强度都不是无限的。横向上主要限于城市、矿区和水库区等，纵向上影响深度一般不超过 20km。如诱发地震震源深度一般为 5～10km，个别达 20km，且是间接影响。这

种人为的表生作用常常与地表自然动力地质作用相融合，使环境工程地质研究必须和其它学科配合进行。这就使环境工程地质研究表现出很强的综合性。

（3）环境工程地质问题的复杂性：复杂性是以环境工程地质问题的成因来表现的。因为环境工程地质问题是由人类工程 经济活动诱发潜在的工程地质问题演变而来，在工程地质问题研究尚未成熟的情况下，使得环境工程地质问题研究更加复杂，就要求环境工程地质研究必须系统而非孤立地进行，即遵循系统性原则。

（4）环境工程地质问题的社会性：社会性是指环境工程地质问题的危害常常引起极大的社会影响，由于问题的成因不清楚、以致产生经济，乃至政治纠纷，这就要求环境工程地质研究具备更明确的预测性。如希腊的马拉松水库区地震，由于不明该地震究系天然，还是水库蓄水使然，结果引起当地居民与水库业主的争执，居民要求赔偿经济和心理损伤，而水库业主则坚持地震是天然的，上诉法院，但难以裁决，地质问题引起社会问题。

总之，环境工程地质研究必须抓住环境工程地质问题的特点来进行，才能建立具有特色的完整而又独立的环境工程地质学理论体系

3 环境工程地质学与相邻学科间的关系

由于环境地质研究尚未形成很完善的体系，出现了多学科、多领域的探索热潮，从而形成了基于不同理性范畴和不同应用领域的分支，如环境地质学、灾害地质学、地质工程学、环境水文地质学和城市地质、矿山环境工程地质、旅游地质和军事地质等。这些研究都从某一侧面反映了环境地质学的研究现状，这里仅能对它们进行初步的区分。

环境地质学：环境地质学是研究人类与地质环境相互作用，并协调发展的学科。显然，环境地质学包含了更广泛的范围，环境工程地质学只是其中的一部分，但是其核心部分。

灾害地质学：研究自然和人为作用或二者复合作用引起的地质灾害。这种灾害是对人类的生存或活动造成伤害或损失的缓变或剧变地质现象。

环境水文地质学：主要研究由于人类活动对地下水资源的量和质的影响与破坏，以及这种破坏对人类的危害。如由于人类活动造成地下水位的上升和下降、水资源枯竭、地下水质污染等。似不应包含水源地天然化学元素的异常（如引起地方病危害），它应属于水文地质环境问题。目前学术界尚有争议。

地质工程学：地质工程学是研究岩土工程与地质灾害防治工程的勘察、设计与施工等方面问题的学科。它涉及多方面的知识，常常是一个非标准化的反复认识的过程，也就是创造一个系统形成原有系统的有机组成部分的过程，或者笼统地说满足预期要求的过程。它包括地质研究确定的目标、规范、分析、综合、反复论证、作图、试验、评估、实施、监测与反馈修改等多阶段的过程。它是工程地质学新的发展方面之一，是介于地质学与建筑学之间的边缘学科，是鉴于地质语言与建筑语言严重脱节应运而生的。

孙广忠（1993）曾较具体地提出，地质工程（Geoengineering）是指以地质体为工程结构，以地质材料为建筑材料，以地质环境为工程的建筑环境而修建的一种工程。

城市地质学：是一门社会功能类的应用地质学科，主要研究与城市建设（包括扩建、改建，乃至迁建或新建）直接或间接相关的地质问题。它涉及工程地质学中的区域地壳稳定性、地基稳定性和岩土工程加固，涉及水文地质学中的水源地、水质，也要研究城市建筑

与发展所造成的环境水文地质与环境工程地质问题，如水质污染、地面沉降、地下热害及土地合理规划利用等。由于城市是人类活动最大最集中的地方，所以，城市地质是环境（工程）地质学的重要内容。

类似的学科还有矿山工程地质学、水库工程地质学、军事工程地质学，以及文物保护工程地质学等。

第二篇　工程地质环境研究概论

环境意指研究对象周围的情况和条件。工程地质环境是指与拟建工程的场址或地基有关的区域工程地质条件与问题的集合。早在50年代，刘国昌、谷德振等曾作出了卓越的开拓工作，并出版了专著。事实上，要进行环境工程地质研究，必须对工程地质环境有较深入的认识，因为它是环境工程地质研究的基础。

第三章　工程地质环境的岩土基础

工程地质环境研究，首先考虑的是地质体的构成、特征及成因。它们决定了地质体的工程地质性质及其内在规律性和相互联系性。

1　工程地质岩组与岩土体结构

1.1　物质基础

工程地质环境研究的物质基础是地壳表层与工程建筑直接或间接相关的各种成因的地质体，即土体、软弱岩体和岩体。

（1）土体：目前对一般土体的研究已比较成熟，但对特殊土的认识尚感不足，如西北的黄土、华南的红土及胀缩土、沿海的淤泥和东北及青藏的冻土等。它们都严重地影响地基的稳定性，易受外界条件变化的干扰而破坏环境。

黄土大量分布于我国西北、华北，多位于二级阶地以上的阶地上和塬、梁、峁上，具有明显的湿陷性，特别是风成的新黄土更是如此；加之，某些地区尚有新地裂发育，不论对水库、渠道或厂房地基都有影响，如边坡的塌滑、地基的沉陷等。某些水成的类黄土也会造成很大危害，如黄河中上游地区大量分布的类黄土体经常发生大型高速滑坡。1983 年春，甘肃省东乡自治县发生的洒勒山滑坡给人民生命财产造成惨重损害就是一例。

膨胀土分布广泛，可见于湖北、河南、山西、广西等省区，其成因多样，如残积、坡积、冲积和湖积等，常发育在斜坡、丘陵及阶地上，以其胀缩的敏感性对各种建筑设施产生破坏作用，有的铁路边坡经多次处理尚不稳定。如山西太焦线城市建设普遍因此遭到破坏，不得不迁建。湖北陨县也有类似的例证。

华北平原、松辽平原大量富水细砂层的存在，在地震影响下极易出现大面积砂土液化和流砂现象。东北、青藏地区的冻土融冻后则导致道路翻浆，甚至出现“泥火山”。

（2）软岩：侏罗系的一部分，白垩系，尤其是成岩较差的第三系软弱岩体，往往产生重力变形和破坏现象。这类地层中发育的软弱夹层极易泥化而形成泥化夹层，孕育成滑动面。如长江葛洲坝工程坝基由白垩系紫红色砂泥岩、砂砾岩组成，其内发育的软弱夹层的摩擦系数值可低到 0.17。某些前震旦或前寒武系岩石，如分布于湖南、江西、云南的板溪群中软弱的千枚岩和千枚状板岩也易形成滑动面。当然，滑面（带）的形成与否也与具体的气候与地貌条件有关系。

（3）岩体：对于成岩较好的岩体，如古生界和中生界的沉积岩及弱风化的火成岩、深变质岩等，多产生崩塌现象。如长江西陵峡新滩链子崖山崩与滑坡，已持续了将近两千年而未最终休止。灰岩地区常产生岩溶现象，而基岩裸露的狭谷库段则往往是诱发水库地震的一个基础条件。

1.2 工程地质岩组与岩土体结构

我们把时代上延续，空间上相依，且工程地质性质相近的一套地层或岩体称为工程地质岩组。工程地质岩组的地学规律决定了其相应岩体的结构及性质。

1） 工程地质岩组划分

工程地质岩组的研究，目前尚不深入。国际工程地质协会为适应目前环境工程地质和区域工程地质编图的要求，于 1976 年提出了四级分类系统，即：

工程地质类型 ET（Engineering geological type）

岩石类型 LT（Lithological type）

岩石复合体 LC（Lithological complex）

岩组 LS（Lithological suite）

工程地质类型是据岩土的物理性质的变化范围和一般的工程地质特征来划分的；岩石复合体具有确定的岩土类型组合，是中等比例尺和某些小比例尺的制图单位；岩组为一定古地理和构造条件下的许多岩石组合而成，一个岩组只具有很一般的工程地质性质。

国际工程地质协会工程地质编图委员会于 1979 年对岩土的工程地质类型和岩石类型划分作了较充分的说明，但对岩石复合体和岩组未予讨论。张咸恭等（1982）引用岩石学研究成果，并从工程地质角度修订，认为工程地质岩组是第一级的岩土工程地质单元。岩组是岩石的地质组合，一个岩组具有特定的岩土组合特征，也具有相似的工程地质性质；但它所包含的岩石类型却可以是不同的，且可以是不均一各向异性的，尽管其岩石组合具有共生的规律。据此，把沉积岩划分为 16 个岩组，岩浆岩和变质岩（包括断裂构造岩）各划分为 5 个岩组，共计 26 个岩组。

作者在研究长江三峡的工程地质环境及未来水库诱发地震可能性时，曾依据水库诱发地震的发生空间及强度在不同地层岩体中的分布具有统计上的选择性，提出并论证了诱发地震优势岩组概念，并划分出诱发地震优势岩组、中等岩组和弱化优势岩组等。如在拟建的长江三峡库首区，把利于诱发地震的碳酸盐岩划为优势岩组，用 Y 表示，它包括震旦至奥陶（Z-∈-O）和石炭至三叠（C-P-T）两个时代系列；泥盆（D）和侏罗（J）等砂岩碎屑岩系划为中等优势岩组，用 Z 表示；而软弱志留系（S）页岩则称弱化优势岩组，用 R 表示。岩组联合剖面及划分见图 3-1。

又例，在金沙江和长江的川江段进行向家坝、溪落渡和三峡工程三个水库区调查时发现，河谷岸坡破坏与工程地质岩组的类型与结构有密切的关系。志留系下统和侏罗系下统的碎屑岩组成的岸坡变形破坏的线密度（个/km）和变形破坏模数（万 m^3/km）远远大于碳酸盐岩岩组构成的岸坡。在坡体结构与河流关系上，顺向坡以滑坡破坏为主，而逆向坡以崩塌为主。

2） 岩土体的性质与结构的关系

近几十年来，愈来愈强调的是岩土体的工程地质性质，而非岩土的工程地质性质。因为二者有着本质的区别。现场载荷试验和承压板原位测试为区分这种差别提供了有效手段，三轴试验模拟岩体的受力状态更是前进了一大步（图 3-2）。室内土工试验也开始用不排水、排水及固结排水等不同方式来模拟研究不同施工性质的地基或同一地基不同施工阶段之应力路径和工程地质参数变化，从而对应不同的土体类型。

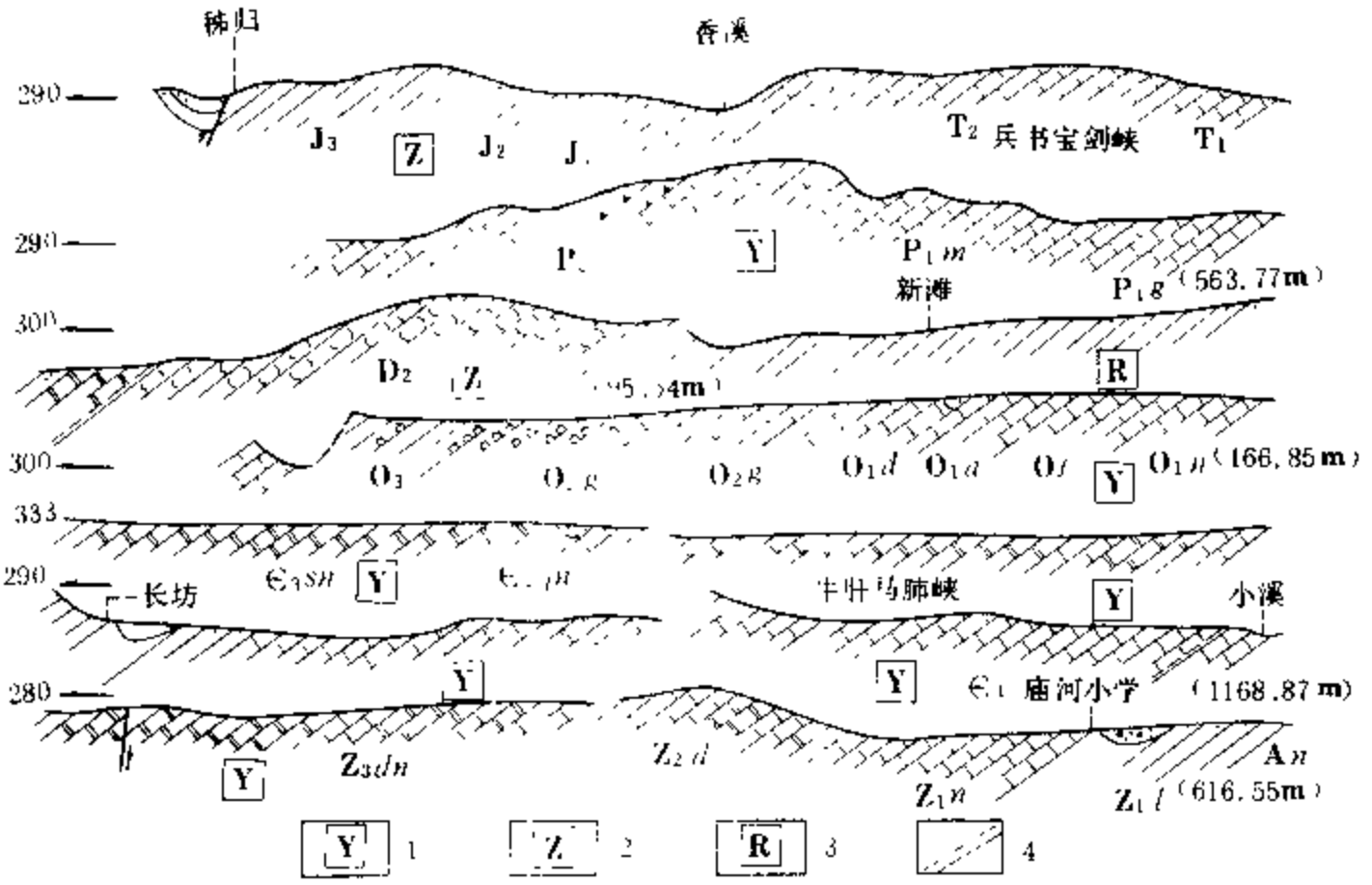


图 3-1　长江三峡库首区诱震优势岩组联合剖面

1—优势诱震岩组；2　中等优势岩组；3—弱化优势岩组；4—岩组分界线

对于岩体结构性，已开展了较深入的工作。E. Hock（1983）系统提出了六大岩体类型：①坚硬完整岩块体；②具单一倾斜不连续面的完整岩体；③具数组不连续面的块状岩体；④强节理化岩体；⑤紧密堆石体；⑥松散废岩。这个分类是基于矿山岩体力学及边坡工程而提出的。谷德振（1979）等提出了岩体结构的概念，认为岩体是由被称为结构面的地质界面（次生结构面大到区域断裂，小到一般节理，甚至更小；原生结构面是各种原始层面，如不整合面、沉积或变质岩中的层面等）和被称为结构体的岩块（由结构面切割成的块体）共同组成，划分出整体块状结构、层状结构、碎裂结构和散体结构四个一级结构类型；每一级又作了细分，以适应不同阶段的岩体工程地质研究需要。孙广忠（1988）不但对四大岩体结构类型进行了力学分析，而且补充了板裂岩体结构类型和分析方法；并明确提出，把岩石、岩体结构和岩体赋存环境作为岩体定义的内涵，强调全面研究三者的相互关系。

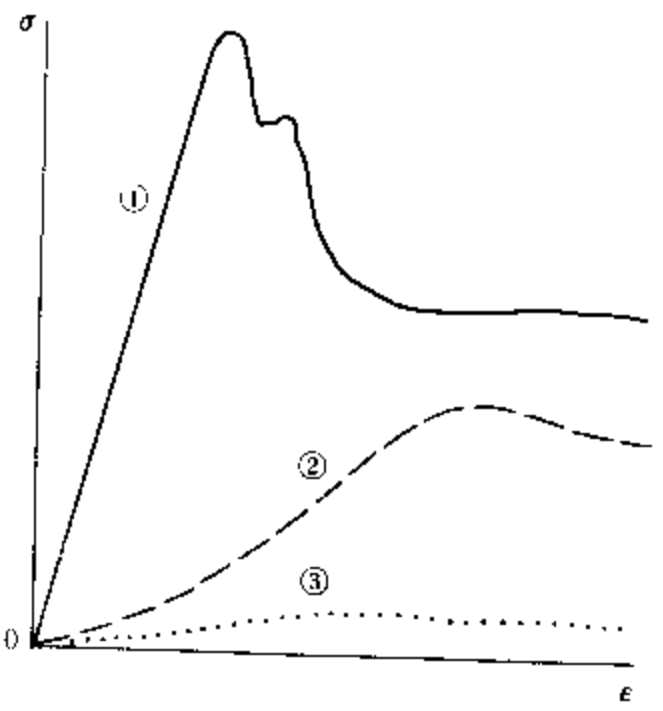


图 3-2　一定围压状态下岩体、岩石断层破碎带试件的应力-应变示意曲线图

①—花岗岩块；②—裂隙发育的花岗岩体的试件；③—花岗岩体中破碎带的试件

2 地质体的赋存环境

地质体的赋存环境应是区域构造、地应力、地下水、地理地貌和人文因素等多方面条件的组合。这里重点研究地应力与地下水的作用。

2.1 地应力

地应力主要起源于地质体的重力和构造作用。这是无大争议的。之所以把地应力作为地质体的赋存条件，是因为地应力既存在于地质体之内，又从周围作用于地质体。

1) 地应力的分布规律

目前的一个基本认识是，地应力的分布随深度增大呈线性变化，无论是垂直地应力还是水平地应力都是如此。这个规律被称为布林-哈盖(Bulin-Herget)模型(图3-3)。这只是一般规律，实际工程中揭示出的地应力状态千差万别。

对已取得的实际资料分析，发现最大水平地应力多数大于垂直地应力；最小水平地应力多数小于垂直地应力。地应力在剖面上有集中分带现象，三滩、小湾电站的地应力测量结果都证明了这一点。

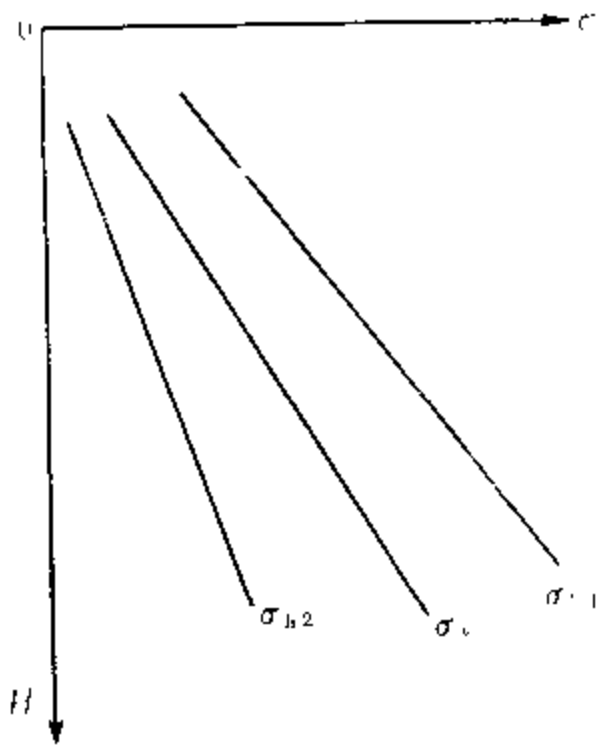


图3-3 地应力随深度分布的布林-哈盖(Bulin-Herget)模型(据孙广忠，1995)

σ_V 垂直地应力；σ_{h_1}—最大水平地应力；σ_{h_2} 最小水平地应力

中国科学院武汉岩土力学研究所在三滩电站地应力测量结果表明，地应力在垂直剖面上的分布可以划分为三个带(图3-4)：地表浅层为应力卸荷带(地应力释放区)，中间存在一个地应力集中带(区)，内里为稳定地应力带(地应力平稳区)。地应力集中带不仅在水平方向有，在垂直方向也有。在河边坡脚处的一个孔测得，孔深小于30m部分地应力很小，向下地应力逐渐增大；大概深度到60m处地应力最大，达到59MPa左右。这个地区稳定地应力为25MPa左右。山坡上应力集中带处地应力达35MPa左右，该处为峡谷；河谷坡脚处地应力集中带的地应力竟高达59MPa，再往深部又逐渐恢复正常了。

地应力随时间(构造期)的分布规律较为复杂，第四章(2)对此作了扼要说明。

地应力分布规律是有条件的。这些条件是：①地应力随深度的分布规律与地应力场形成的过程，特别是构造作用及剥蚀作用有关，在不同的地应力集中带内其分布规律是不同的；②在剥蚀作用下，在地下不太深处存在一个地应力集中带，接近于地面的地方存在着一个卸荷应力带，在比较深处才是正常的地应力带；有的地方卸荷应力带比较厚，达百米以上；有的地方比较薄，接近于地表，深仅一二十米；③地应力分布还与岩性密切有关，坚硬岩体内地应力高，软弱岩体内地应力低，受岩体的弹性模量或岩体强度所控制。地应力随深度的分布，由于岩性的影响不是线性的；而地应变或应力系数的分布则可能是线性的(孙广忠，1995)。

2) 地应力特征的工程地质判别

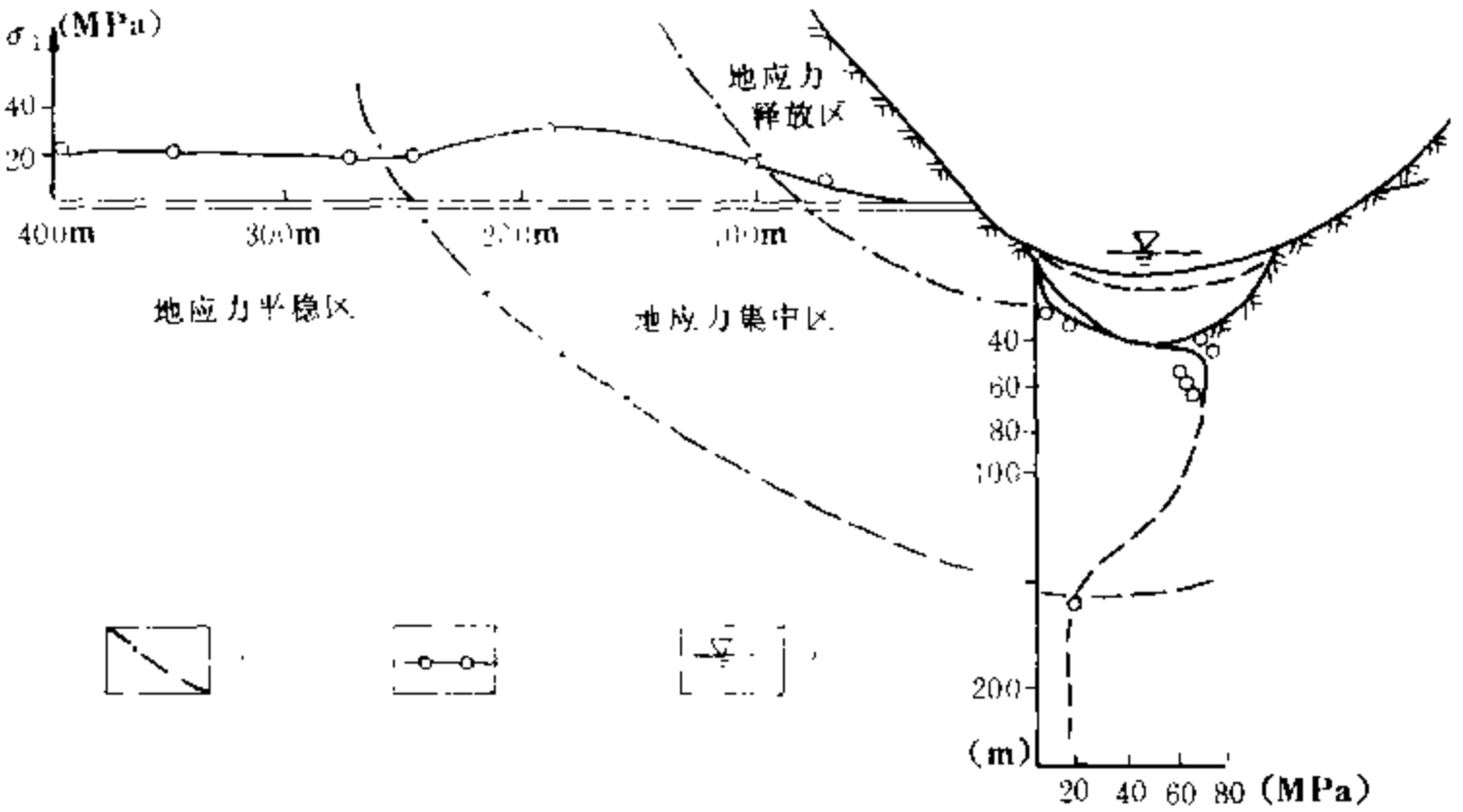


图 3-4 雅砻江二滩坝址地应力空间分布特征

(据廖世伟、李光煜，1982 有补充)

1-地应力分区界线；2-地应力实测值及拟合曲线；3-江水面

一个地区的地应力高低和最大主应力方向在地质上是有征兆的，即存在有高地应力地区、低地应力地区和最大主应力方向的地质标志。高地应力地区和低地应力地区系指水平地应力与垂直地应力值的大小比较而言，并非达到一定值；它还与其所处的地质体强度有关，高地应力地区和低地应力地区的地质标志，列于表 3-1。

表 3-1 高地应力地区与低地应力地区的特征对比

(据孙广忠，1988)

高地应力地区的地质标志	低地应力地区的地质标志
1. 围岩产生岩爆、剥离	1. 围岩松动、塌方、掉块
2. 收敛变形大	2. 围岩渗水
3. 软弱夹层挤出	3. 节理面内有夹泥
4. 饼状岩芯	4. 岩脉内岩块松动、强风化
5. 水下开挖无渗水	5. 断层或节理面内有次生矿物呈晶簇、孔洞等
6. 开挖过程有瓦斯突出	

地应力的最大主应力方向也有一定的地质标志。根据地质分析给出的地应力最大主应力方向常常比地应力测量给出的地应力最大主应力方向要可靠。在工程地质勘测工作中，注意收集地应力的地质标志，分析工作区的地应力最大主应力方向是十分有意义的。根据经验，孙广忠（1995）总结提出了如下六条地应力最大主应力方向的地质标志。

(1) 一个地区的现存的地应力最大主应力方向大体上与该地区最强烈的一期构造作用方向一致；

(2) 如果一个地区泉水出露方向是有规律的话，泉水出逸的断裂方向与地应力最大地

应力方向一致；

(3) 岩体内夹泥节理方向大体上与地应力最大主应力方向一致；

(4) 探硐或隧硐顶渗漏水出水节理方向多与地应力的最大主应力方向一致；

(5) 探硐或隧硐渗漏滴水排列方向与地应力主应力方向基本一致；

(6) 开挖竖井时，竖井内有时出现井壁岩体沿着岩体内软弱结构面而错动，其错动方向平行于地应力最大主应力方向；

(7) 在高地应力地区打钻孔时，孔壁常常出现围岩剥离现象，两壁围岩剥离连线方向与地应力最小主应力方向一致；

(8) 钻孔内采取定向岩芯进行岩组分析得到的最大主应力方向，多与该地区地应力最大主应力方向一致。

3) 地应力的地质工程应用

地应力是重要的地质环境因素，据此可以划分为高地应力地质环境区、低地应力地质环境区和人类开挖或堆载地质环境区。就理论而言，地应力的新认识促进了地下工程支护观念的变革——即以实测地应力作为环境应力，而不是只考虑自重应力，厚壁圆筒理论逐渐取代了普氏理论。

(1) 高地应力地质环境区举例：鲁布革电站位于贵州省黄泥河上。地下厂房地段由石灰岩组成。地应力较高，实测结果为：$\sigma_1=14MPa$，$\sigma_2=12MPa$，$\sigma_3=4.5MPa$。地下厂房施工完后，开挖母线硐和引水硐时发现，地下厂房边墙围岩内存在着一系列的平行于边墙的裂缝。这是一种高地应力区的地下厂房硐壁围岩板裂化破坏现象，高地应力大大降低了边墙的强度。

(2) 低地应力地质环境区举例：十三陵抽水蓄能电站所处的蟒山是一个低地应力地区，也是一个卸荷带。这个地区以自重应力为主，构造应力的作用是微弱的。因此，深 200 多米的地方还有次生夹泥，岩体处于松弛状态。在从下池向上池开掘压力管道过程中，遇到了塌方、突水等严重的地质工程灾害。

(3) 人类开挖或堆载地质环境：由于开采矿产挖空了山脚，改变了山体的应力状态，以致诱发大型山崩。盐池河磷矿山崩灾难、链子崖下采煤形成危岩体威胁长江航道，乌江鸡冠岭采煤导致陡倾岩层崩塌堵江等都是这方面的典型例证。

四川省万县市内的豆芽棚变形体是人工堆载破坏地质环境的典型例证。豆芽棚地带是一个坡地。万县市为了建一个停车场，在坡地上填土八万方。填土诱发了豆芽棚斜坡滑动，牵扯附近许多楼房开裂，经济损失和居民心理伤害极大。最终治理滑坡花费 1300 万元余，并将填土挖除近三分之一。

2.2 地下水

地下水作为地质体的赋存环境因素之一，影响着地质体的变形与破坏及地质工程的稳定性。据统计，90%的自然或人工斜坡破坏与地下水的活动有关。煤炭部门在竖井建设中，约 60%的灾害与地下水（涌水）活动有关。因此，地质体形变与地下水关系的研究，特别是在岩体方面，已形成新分支——岩体水力学。

1) 地下水的双重性

地下水的双重性是指：①地下水既是地质体的赋存环境，又是地质体的组成成分；②

在力学作用上，地下水的多寡，既可以使地质体的稳定状态发生敏感的变化，同时又是其地应力的组成成分。

作为赋存环境，地下水的补给、迳流、排泄特点是地质体的动态水文地质边界条件；地下水的水化学特征决定了地质体的化学成分变化。这两方面因素及其变化，决定了地质体的演化。

作为地应力的一部分，地下水状况直接与地质体内部的应力分布相联系。潜水状态下，地下水减小了自重应力；在暴雨情况下，渗入地质体内的地下水来不及排出，导致地质体内部孔隙水压力（土体）或裂隙水压力（岩体）急剧增大，地质体内部结构之间的有效应力急剧降低，从面引起地质体变形或破坏，如滑坡；承压水状态下，过量抽取地下水，增大了地质体内部结构之间的有效应力，引起结构骨架压缩，宏观上即表现为地质体变形，如地面沉降。

2）地下水与地质工程

与地下水有关的地质灾害或地质工程简例如下。

（1）孔隙水压力增大（或有效应力急剧降低）引起滑坡：1982 年 7 月中旬，四川省云阳县长江左岸在特大暴雨期间发生的鸡扒子滑坡，是由于孔隙水压力增大导致宝塔老滑坡部分复活的例证。1985 年 6 月 12 日凌晨，湖北省秭归县长江左岸新滩大滑坡是孔隙水压力增大诱发老滑坡全面复活的又一例证。进入 80 年代以来，新滩滑坡一直处于蠕动状态。1985 年 5 月至 6 月中旬，作者恰逢在当地开展地质调查。6 月 3—6 日，新滩地区大暴雨交替出现，且多在夜间发生；8 日，滑坡后缘的九盘山公路开裂变形速度增大，9 日出现局部滑动；10 日凌晨，在姜家坡前缘望人角一带发生约六十万方的前兆性滑坡，且其下部有水流出；10 日、11 日，坡体上巨大的块石翻滚，后缘继续拉裂，并有热气逸出；12 日凌晨即发生大滑坡。

（2）地下工程内断层突水灾害：大瑶山遂道 9# 断层是一个良好隔水层，断层带一侧富含地下水，水头高达 600m 以上，一侧地下水位较低。在由低地下水位方向向高地下水位方向掘进过程中，由于对地质环境条件不认识，产生了突水，停工达八个多月。类似的地质工程问题在军都山隧道和十三陵抽水蓄能电站压力管道施工中都曾出现，造成了巨大的浪费，拖延了工期，甚至产生伤亡事故。

（3）过量抽取地下水引起地面沉降：上海、天津地面沉降是过量抽取厚层第四纪沉积物中的地下水引起地面沉降的典型例子。西安地裂缝与地面沉降是渭河地堑现代断裂活动与人为过量抽取地下水双重作用叠加作用的产物。

3 地质体特性的地学起因

地质因素，诸如岩土的成因、形成时代、构造变动和历史过程等常在岩土体内留下痕迹，在岩土工程特性和变形破坏发展过程中打下烙印。

3.1 成因时代

一般言之，岩土的成因类型和时代对其工程地质性质有重要影响。形成时代越早，固结时间越长，土体就可能具有较高的固结度和强度；但后期地质历史有时也可能改变这种

规律。例如，“离石黄土”和“午城黄土”都是老黄土，不具备自重湿陷性，而“马兰黄土”则为新黄土，具有明显的自重湿陷性。近期的研究证明，有部分老粘土的密度和强度较低，不能套用规范规定。对于沉积成因的岩类，经验注意的是其产状，垂直走向布置工程一般比平行的好些；而侵入成因的岩体，则需对其风化程度进行评定。

3.2 构造变动

构造变动常常改变岩土体的内部构造，并保存不同于自重应力的残余构造应力。武汉岩土所在葛洲坝有轻微褶皱的地面平缓的红色砂砾岩中的钻孔深 40m 处，测得初始应力值为 $\sigma_1 = 31 \times 10^5$Pa、$\sigma_2 = 23 \times 10^5$Pa，证明确实存在构造应力，从而解释了边坡开挖后向临空面错动及基坑内鼓现象，并为预防提供了依据。

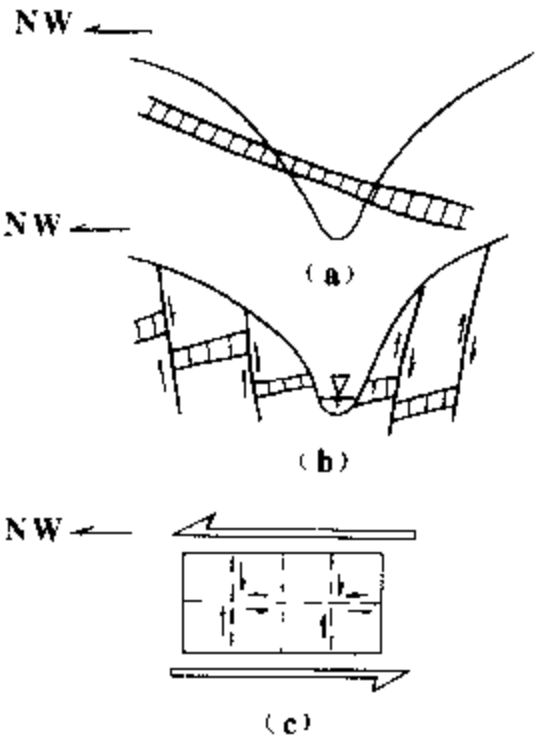


图 3-5 扭力形成的构造形迹示意图(郭见扬,1986)

郭见扬(1986)给出了因构造变动使工程地质问题复杂化的一个突出例证。在评价湖北天府庙拱坝肩岩体稳定工作中，出现两个问题：一是岩层倾向不清，有人说 NW，也有人说 SE，致使哪岸是顺向坡无法确定；二是原把西岸的 NE 象限断层（多为正断层）定为张性断层，把东岸的 NE 象限断层（多为逆断层）归为压性断层（图 3-5a，b）。后经地质复查才弄清，原来本区曾受到过一次近水平扭力的作用，在岩体内产生一组顺时针方向的剪破面，这就是高角度断层的成因（图 3-5，c）。由于种种原因，两岸断层倾向相反，西岸为正断，东岸为逆断，但均为顺时针方向；又加断层成组，间距不大，两断层间岩体实际上是绕中心轴进行了一次近似旋转的运动(逆时针方向)，从而沿空间追索，地层向 SE 倾斜，但局部追踪，倾向相反，倾向 NW。由此可知，西岸和东岸这套 NW 向断层力学性质接近，一岸断层面上力学试验成果可以作为另一岸的参考。地层局部倾向和整体倾向在坝肩岩体稳定分析中均应考虑。

3.3 地质体的流变问题

流变是物质运动的一种形式，是一种复杂的物理力学过程。这种似静却动的现象能否被观察到和时间充裕与否有关，地质体的流变更是如此。

岩土体的流变特性，在我国近几年的几次山体大崩滑中得到证明。作者参加考查的四川鸡扒子滑坡（1982 年 7 月，1500 万 m^3），亲眼目睹的长江西陵峡新滩大滑坡（1985 年 6 月 12 日凌晨，3000 万 m^3 土体摧毁了整个新滩镇，滑体前部入江，涌浪高 36.5m，致使上、下游 8km 内的船只沉没多艘）等都有一个变形发展过程。尤其是新滩大崩滑，最初重点监测江南链子崖危岩体，直到新滩滑坡发生前一年，其坡体上出现大量裂缝及明显滑移等前兆现象，才开始重视并预报成功。但也有忽视山体蠕变滑动，造成大灾害的例证，如湖北盐池河磷矿山崩、甘肃洒勒山高速滑坡等。

3.4 地质体的固化

土体可以自重压密固结，但在遭到侵蚀后即显示出超压密特点，人工方法也可使土体

超压密。超压密土体构成好的地基。另外一种地质过程是物理化学环境使土体具有较强的连结性和较大的结构强度，但却阻碍了土的压密，土体往往不具超压密性，但类似前期固结压力的那种孔隙比-压力（对数）曲线中拐点压力值却很高（远高于目前土体所受的自重压力）。这就是固化作用留下的痕迹。

武汉岩土所对黄土做压缩试验（图 3-6），重塑土样的 e-log$p$ 线为直线（Ⅰ），它表征了没有较大的胶结连结的土样之 e-p 关系，而原状土的压密曲线（Ⅱ）大部分位于上方，即相同压力下具有更大的孔隙比。若不考虑线Ⅰ，仅研究线Ⅱ，用一般方法可定 p_0（前期固结压力）接近 10，同土样所受自重压力 p_{1-2} 比较，应为超压密土，但有了线Ⅰ就令人困惑。线Ⅱ有三个特征点，即 p_1、p 和 p_2，在 $p<p_1$ 段是超压密的，在 $p_1\leqslant p\leqslant p_2$ 段是欠压密的。之所以能抵御压力未达到应有压密程度，是由于土粒间的连结主要是胶结连结作用，这段曲线主要反映了连结被破坏的过程。

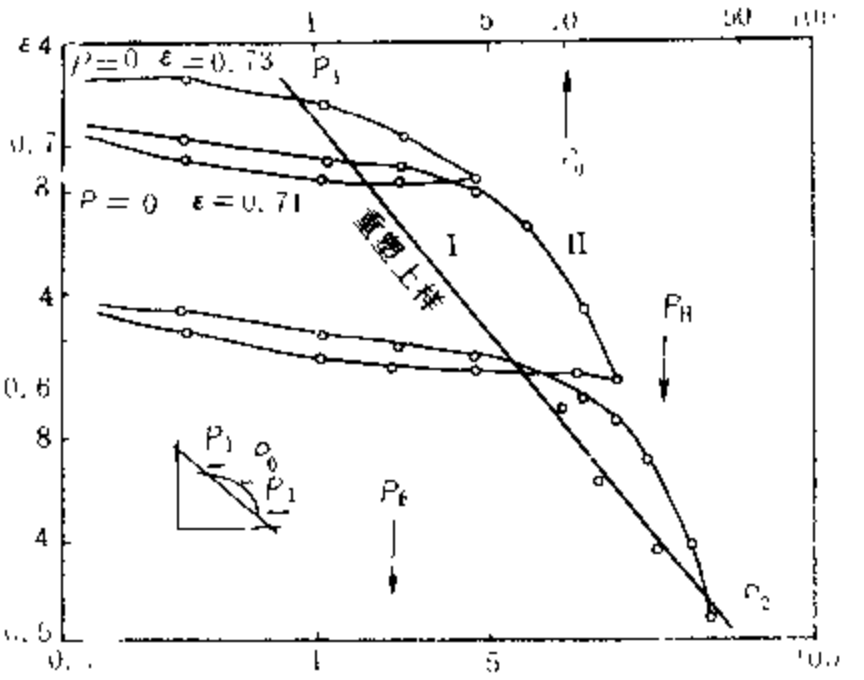


图 3-6 NO.8 土样压缩曲线

（原状土和重塑土样，P_H 即历史上上覆土层压力，据郭见扬，1986）

显然，在对岩土体进行定性或定量的工程地质评价时，特别是用数学力学方法把岩体作为一种材料进行计算时，决不能忘记这个材料是一种特殊的，即我们常称之为“地质体”的材料。同时，要密切注意这个材料历史留下的痕迹，那种把岩土的本构关系仅仅看成是数理力学的应力——应变关系的观点是极为片面的。

第四章　工程地质环境研究的某些基本问题

工程地质环境基本问题的中心内容也就是拟建工程所涉及到的地质环境的工程地质问题及其相关性，尤其是强调各种问题的相关性，强调它们共处于同一环境中，而不是彼此孤立的。

导言中曾明确指出，工程地质环境研究的目的在于解决工程的“地质稳定”问题，也即解决工程设施涉及到的区域稳定、山体稳定及工程地基稳定三大问题。按照习惯提法，就是区域稳定、边坡稳定、坝基与洞室稳定及建筑物地基稳定等。

1　工程地质环境系统

纵观以往的研究，对于专门性问题，如边坡、洞室进行了比较深入的研究。研究问题的基点是尽可能安全、可靠，很少考虑对周围环境的影响，即未把工程地质环境作为一个整体系统来研究。

1.1　从环境角度的考查

就环境方面来考查，仅从工程地质角度分析确定有利的场址或地基，并非一定是优越的。随着人类活动的日益广泛，优越地基、场址的可选性逐步降低，上述问题就变得更加突出。现代工程，尤其是大型工程，不但要考虑其一般的工程地质条件，而且必须考虑水土保持及生态、小气候等的再造以及移民问题，还要预测可能诱导出的环境工程地质问题。以正在修建的我国长江三峡水利枢纽工程为例，三峡大坝的详勘工作于50年代就开始了，最初只是考虑到该水利枢纽是如此巨大，对其勘测和坝址比选必须慎重。近几十年来，随着一系列令人震惊的水库环境工程地质问题与生态问题的出现，要求对三峡工程进行更广泛、更系统也更深刻的多学科论证。事实上，三峡工程的论证已在国际上进行（三峡工程学术讨论会，纽约，1986）。就已建工程而言，黄河三门峡、长江葛洲坝水利枢纽的修建都有一些教训值得吸取。

1.2　工程地质环境问题的相关性

多年来，我们注意了一些工程地质问题的研究，但对问题的相互联系性探讨不足。近年发展起来的地震（工程）地质，率先走出了一步。事实上，区域工程地质也是这方面的重要课题，但广泛与深入性不够。

任何事物的发展都有其综合性。因此，如单纯从地学角度探讨活动断层的成因及外在表现，就特别强调了活动断裂与地热现象分布的关系。这种关系，大到板块下插俯冲地带（如我国的西藏、日本岛弧等大量地热田的出现），小到沿活动断裂温泉成串珠状分布（如新疆的富蕴断裂等）。

1）地震与崩滑灾害的时空关系

一个地区的工程地质条件（或问题）在时间、空间和强度三方面明确相关的研究及例证，尚少见报道。我们在长江三峡的研究，对此稍有探及，给出了重力变形与区域孕震构造时空相关的一个例证。

重力变形是指由于重力作用所造成的陡崖、崩塌与滑坡等现象的统称。在长江西陵峡段，东侧的“牛肝马肺峡”和西侧的“兵书宝剑峡”横跨长江向南北延展，存在两个明显的陡崖带；而陡崖带之间则是新滩链子崖险坡危崖，向南有狮子岩和老林河崩塌体，陡崖带和崩滑现象（南北一线）共同构成了三峡库首地区的重力变形带（图 4-1）。这个重力变形带与仙女山（周坪－贺家坪段）、九湾溪孕震活动断裂系在空间分布上有密切关系，即活动断裂带、陡崖带、地震震中的成带分布及大型崩滑体分布恰在一个狭带内。这个事实说明了地壳内外动力作用的空间一致性。

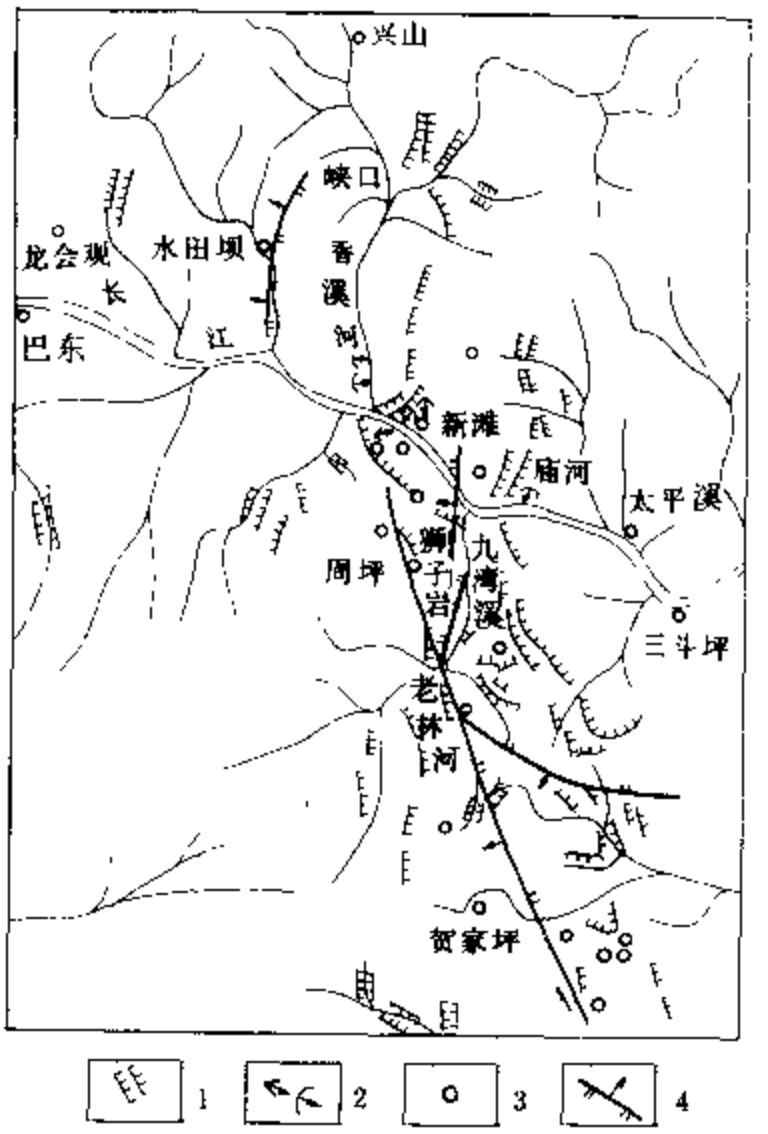


图 4-1　长江三峡库首地带陡崖线崩滑现象分布

1－陡崖带；2—崩塌或滑坡；3—地震震中；4—活动断裂

把区域地震序列图、秭归—渔洋关地震带（仙女山断裂孕震带）时空序列图与新滩江段崩滑史联系起来分析（图 4-2），结果发现，库首地区外动力地质作用（崩滑作用）与内动力地质作用（地震）的活跃周期有密切关系，反映了活动孕震构造与重力崩滑不但有前述的空间相关性，且有密切的时间相谐性。新滩地段的大型崩滑事件正好发生在地震活跃期内，且在时间上略有滞后，反映了内动力作用的主导性。同时可见，大规模崩滑事件约五百年一遇，这个认识对长期的战略性的山体崩滑预报可能是极有意义的（表 4-1）。

2）地震与地裂缝的关系

鉴于西安地裂缝研究得较为成熟，地震与地裂缝作为一个灾害系统的关系可以此为例予以论述。这里主要研究地裂缝与地震活动周期的相关性。

（1）本世纪以前的地裂与地震：据马宗晋等（1982）研究，华北地区有 200a 左右的地震活跃期和 20a 左右的地震活跃幕。把无震时的地裂缝事件发生时间与地震活动周期性进行对比，可以发现二者是相关的。

①西安古地裂与大华北地震时序是相关的。古地裂事件都发生在大华北地震活跃期的活跃幕内。

②西安古地裂与小华北的地震时序也是相关的。有较翔实的历史资料证实，西安地裂都发生在地震活跃期的活跃幕中。

表 4-1　长江新滩江段崩滑史一览表

发生时间	崩滑地段及原因	崩滑规模	危害情况
公元前			此时新滩江段称“豪三峡”，“始平坦无大滩”，自汉、晋两次山崩方称“新（崩）滩”
公元 100 年（汉永元十二年夏）	新滩两岸	山崩百余丈而崩	填江水，压杀百余人，招致航道恶化，自此始称“新滩”
公元 377 年（晋太元二年）	新滩所在江段	谷坡突生崖崩	当崩之日，阻塞江流，江水逆流百余里，新滩更为险恶
公元 1030 年（宋天圣七年）	新滩所在江段地震引起	发生一次大规模崩塌	石壅江心，截断江流，害舟不可胜计，堵江 20 余年，直至公元 1051 年方打通南北二槽（皇佑三年）
公元 1542 年（明嘉靖二十一年）	南岸核桃背，北岸月亮洞，因久雨山壳相继崩塌	壁立大石崩下[illegible]	冲压居民百余家，堵江 82 年，直到公元 1624 年（天启四年），江复通
公元 1558 年（明嘉靖三十七年）	新滩两岸	山岩崩裂	毁民房数十间，压死三百余人
公元 1935 年（农历六月初三）	姜家坡、柳林七夜七天暴雨	平土滑坡	冲毁耕地，推房二十多座入江，未伤人
公元 1958 年（农历二月）	鲤鱼山（北岸）	局部崩塌	将公社煤硐填平，死一人
公元 1964 年（三月）	江北岸九盘山广家崖因连续暴雨	发生大规模崩塌	造成该地最大的倒石堆和危岩体，无损失
公元 1980 年 4 月 13 日 4 时	鲤鱼山、茅草岭因久雨	局部崩滑持续 1h，约 $600m^3$	未造成财产损害
公元 1981—1982 年	新滩广家岩	小规模崩塌	时伤行人
公元 1985 年 6 月 12 日凌晨	广家岩-姜家坡大规模崩滑，滑前三天有久雨	崩滑方量达 3000 万 m^3	摧毁整个新滩镇，部分入江，间接伤亡人员数人，激起长江涌浪 36m 余，逆流上游约 10km

③西安地裂与渭河盆地地震的时序关系较为密切。由图 4-3 可知，无震地裂多发生在地震活跃期中或地震活跃期即将开始之际

④西安地裂与临潼—长安断裂带的地震时序关系密切。临潼—长安断裂是与西安地裂最靠近的活动断裂带，故将西安古地裂事件与该断裂上的地震活动作一比较是有意义的。由图 4-4 可知，除 1855 年距西安稍远的渭南地裂外，西安地裂都发生在该断裂带的地震活跃期内。

（2）本世纪以来的地裂与地震：

①本世纪以来西安地裂的活动。根据调查访问，本世纪以来，西安地裂活动一直时起时伏，其相对活跃的时段有 4 段：1917 年前后，城北八府庄地裂（F_6）的含元殿段出露明显，城南电视塔北地裂（F_2）、电视塔南地裂（F_1）及黄土塬上临潼—长安断裂的地表断裂都

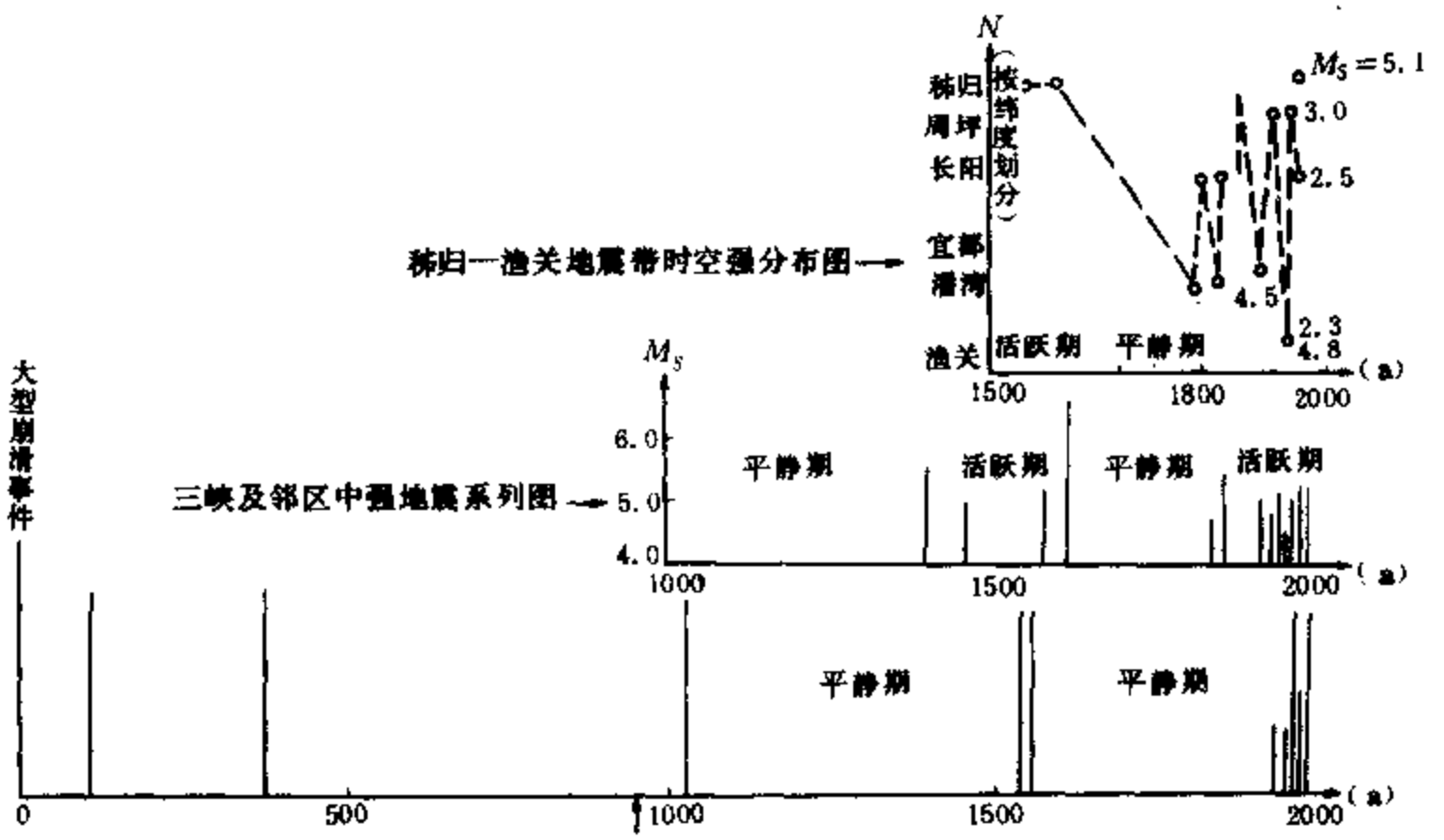


图 4-2　长江新滩地段崩滑史与区域地震活跃期对应图

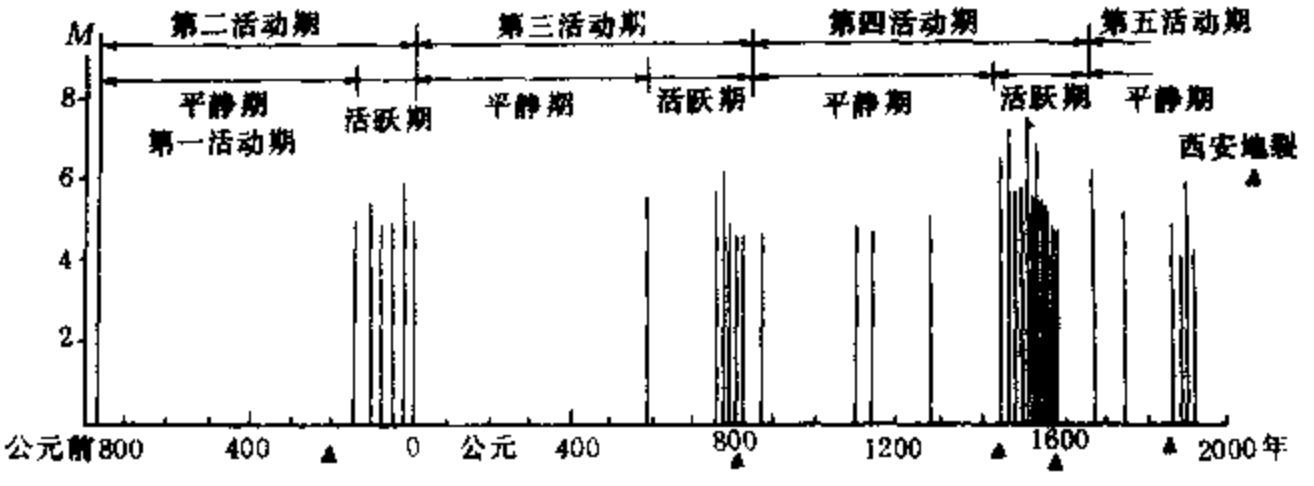


图 4-3　西安古地裂与渭河盆地地震的时序关系

(据王景明，李永善补充，1989)

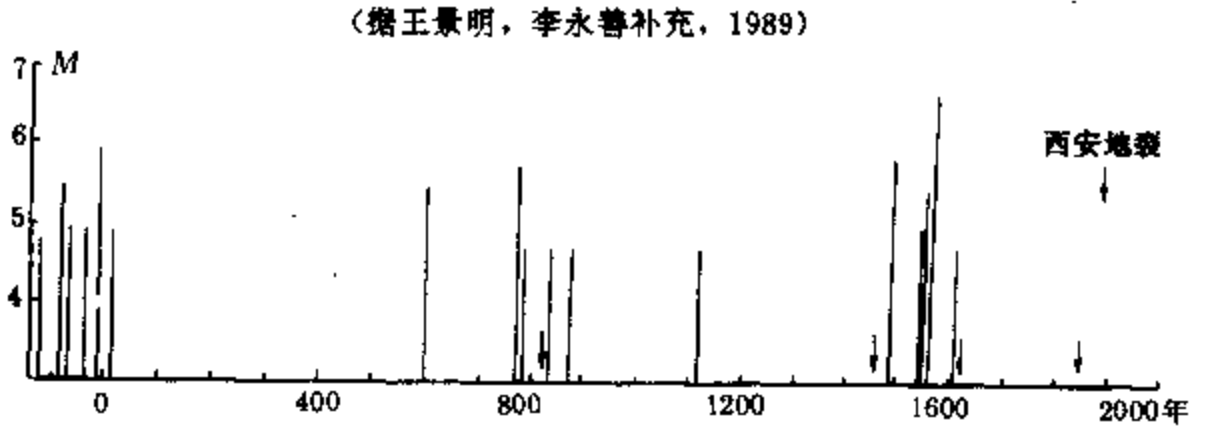


图 4-4　西安古地裂与临潼-长安断裂带的地震时序关系

(据李永善，1989)

有活动，并持续到 30 年代；1938 年前后，八府庄地裂（F_9）再次活动，南郊及塬上几条地裂都有较明显的活动；1959 年前后，铁炉庙地裂（F_4）的小寨段、边家村地裂（F_7）的西北工业大学段、八府庄地裂（F_9）的含元殿段都有较明显的活动；1976 年前后，除 F_1、F_2、F_3 外的各条地裂开始明显活动外，它已不再是个别地裂段上的破裂，而是逐渐发育为遍及

全市，且由 7 条地裂组成的地裂系统。以上西安地裂的起伏可近似地用图 4-5 表示。地裂活动的起伏周期约为 20a。

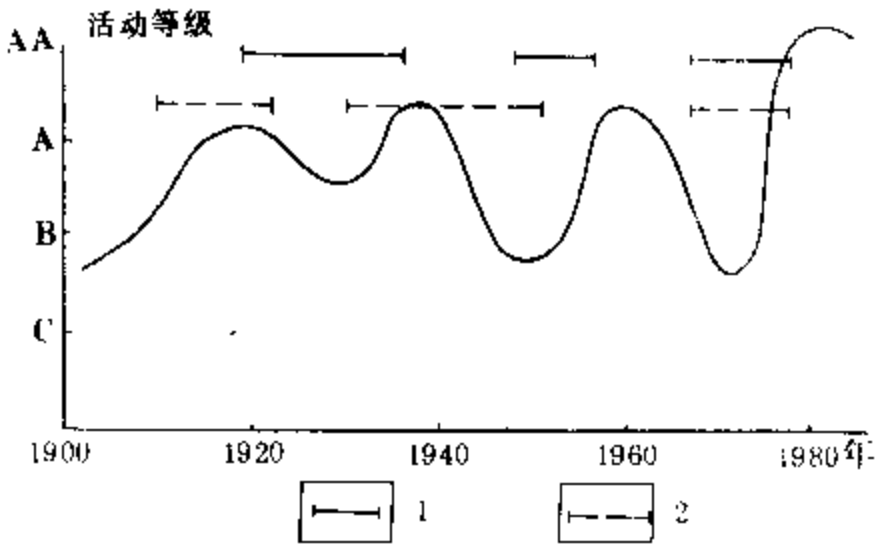


图 4-5　西安地裂活动起伏变化及与地震活动的关系
1--大陆地震活动阶段；2—华北地震活动阶段

②本世纪以来西安地裂缝与地震活动周期性。据邱竟男等的研究，本世纪我国大陆地震活动的时间具有阶段性。大陆地震第二、三、四周期的持续时间分别为 31a、18a 和 17a。虽然每个周期的持续时间不等，但各周期中的平静阶段与活动阶段的持续时间大体相当，活跃阶段略长于平静阶段。将西安地裂的起伏变化与地震活动周期相比可以发现，地裂的强活动阶段与地震的第二、三、四周期中的活动阶段似有“相位滞后”的对应关系，即地震释放能量较强时地裂活动则开始加剧，地震的一个活动阶段结束以后，地裂活动将会达到峰值，而后趋于减弱。

本世纪以来，在西安地裂活动的 4 个活跃时段中，有 3 个分别落在华北地震第四活跃期中的 5、6、7 三个活跃幕中。据预测．华北地区第四活跃期的第 7 个地震活跃幕将于 1990 年结束，第 8 个地震活跃幕将于 1991 年开始，持续时间为 24a，这对预测西安地裂的活动是有意义的。

西安地裂出现在 1976 年唐山地震前后，且 1978 年后发展为遍及全市的大规模的地裂活动，这一时间特点是非常清楚的。

除上述例证外，地震与旱涝也是相关的。据对华北近一千年来的历史资料研究表明，旱涝灾害活跃时间分布与同期华北地震活动高潮期明显对应（刘传正，1992）。一个共同的规律是，崩塌、滑坡和地裂缝等地质灾害的活跃期均与相应的区域地震活跃期存在“相位滞后”，这是很值得进一步研究的课题。

1.3　工程地质环境质量与容量问题

工程地质环境质量是指地质环境对工程建筑或人类经济、生活活动所表现素质的优劣程度。它既表现为工程建设的适宜性，同时也反映为地质环境对工程建设的适应性或敏感性。前者，主要指地质环境中各因素对工程兴建及运行的满足程度，即工程地质条件优劣问题。这方面的研究一直是工程地质学的中心内容。后者，主要指地质环境是否可能因工程建设面加剧不良地质作用，甚至恶化地质环境，引起或诱发新的地质灾害。后一方面的研究促进了现代工程地质学的发展与分化，形或新的分支学科——环境工程地质学。

工程地质环境质量问题，实际表现为工程地质环境稳定性问题。例如，直接用区域稳定性作为评价指标，分析评价区域地壳稳定性、区域山体稳定性和区域地面稳定性，由此得出区域总体稳定性的概念，并由此对其工程地质环境质量进行综合评价，就是带有普遍性的例子。目前的工作是尽快建立工程地质环境质量评价指标体系。

从工程地质环境预测的角度分析，提出工程地质环境容量的概念是必要的。它主要指地质环境所能够容纳人类工程——经济活动的规模、范围、深度和强度。工程地质环境容

量的大或小对应着未来诱发或加剧环境工程地质问题的少、弱或多、强。工程地质环境质量差的地区，相应的工程地质环境容量也小；反之则高。两个概念既有区别，又是相关的。工程地质环境容量概念的提出，对于地区经济开发、工程建设和土地利用规划显然是极有意义的，但目前这方面的研究仍是薄弱的。例如，对一个指定的地区，究竟容纳多少人居住，多少工厂、矿山和工程设施等才不致引起大的地质灾害，是应该存在一个合理的组合限值的。它可称为工程地质环境容量值。超过了容量限值，就会在某个方面，乃至全面引起地质环境恶化，造或人类生活或生产活动的不适、停滞，甚至毁灭性灾难。这方面的研究尚未形成体系，也无量化的系列指标。

2　工程地质环境演化的研究思路

工程地质环境研究应遵循什么思路，目前并无一致的通则。在一些工程地质勘察或研究报告中，常常是前面对地层、岩性和构造的描述非常详尽，面到后面工程地质评价时却不能反映出前述的作用。既然工程地质担负着合理开发利用自然地质环境的重任，研究的目标就应该是清楚的、便于操作的。

业已证明，我国的工程地质环境主要奠基于燕山期的构造格架，而受控于晚喜马拉雅亚旋回。因此，工程地质环境研究可按三段式进行：一是前新构造期，二是新构造期，三是全新期。

2.1　前新构造期

对此时期的研究是粗线条的，主要是查明控制性褶皱或断裂构造格架的图象，根据配套节理反演出古构造应力场，借此了解工程地质环境的地史背景，研究的时限约在 25—30Ma 以前。

2.2　新构造期

此时期（25Ma 以来）的构造作用有两方面：一是新生的构造作用，二是继承燕山期以来的活动。研究的目标是寻求上百万年以来相对稳定的板内地块。这个时期，地壳内外动力作用联合塑造了地形地貌，由地貌形迹反演这个时期的应力场是一种好的方法。

沿断裂线所发育的水系发育异常往往是断裂活动的一个证据。以活动程度较剧烈，也是目前研究程度较高的著名的美国圣安德烈斯断层为例分析，该断裂的乔拉麦一坎普迪克斯段平错了多条河流；面错断距离有很大的分布区间，最大者达近千米，最小者则数米不等，一般以 10—50m 者居多。错断水系总条数达八十之多（单个错距区间）。瑞士科技大学 A. E. 沙伊德格尔（A. E. Scheidger，1977）在研究维也纳、奥地利和瑞士的水系时发现，利用水系可以推断新构造应力场。刘传正（1986，1992）在长江三峡和黄河黑山峡地区进行了验证，结果是成立的。因为水系是内、外营力相互对抗的产物，表现在排列方向上，内营力是系统的，外营力则是随机的，正是内营力的系统性使水系发育具有方向优势。

我国雅砻江水利枢纽区的钻探表明，河流走向与地应力方向平行的（或夹角较小）河段无岩芯“裂饼”现象，垂直者则有“裂饼”现象。这也证明地壳内动力作用在水系方向及剧烈对比性的河谷地貌（产生偏差应力）区等有明显的反应（图 4-6）。

新构造作用最突出的表现是抬升和沉陷，形成隆升带和沉陷带。二者之间是掀斜带，其应力场型式表现为畸变带（应力场畸变带是我们研究长江三峡仙女山断裂带是否北延过江时提出的，意指有些地层或岩体，即使受到一定的应力作用，虽并未出现明显的不连续变形，但仍是应注意的地带，应力畸变带通过分析计算才可圈定）。有些地区的隆升或沉降事关重大，它不仅可能破坏建筑，沿海或岛国的地区还可能造成海浸或海港工程失效，如日本本土第四纪持续上升，且近代尚有明显的增强趋势；我国长江三峡新滩地段则以持续但有间歇的抬升为特征，升率约为 0.1mm/a（图 4-7）。认识到上述升降规律，就为工程规划和现代工程地质研究提供了战略指导。

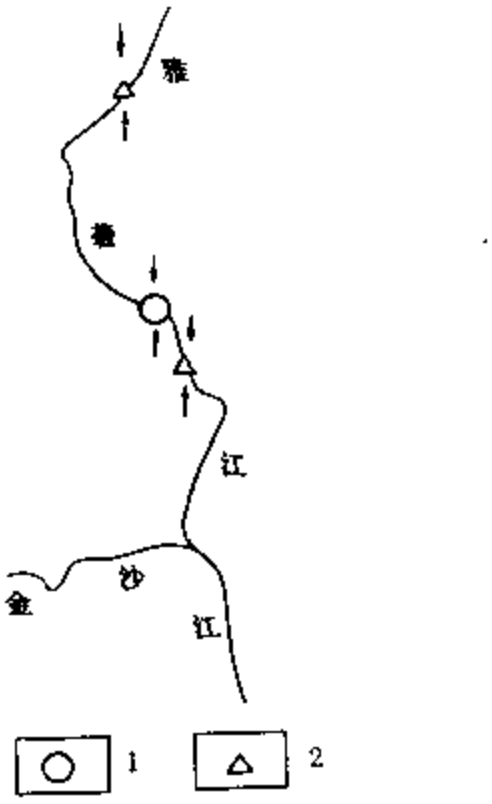


图 4-6　河谷走向与区域最大主应力的关系对谷底应力的影响

1—有“裂饼”现象的坝区；2—无“裂饼”现象的坝区

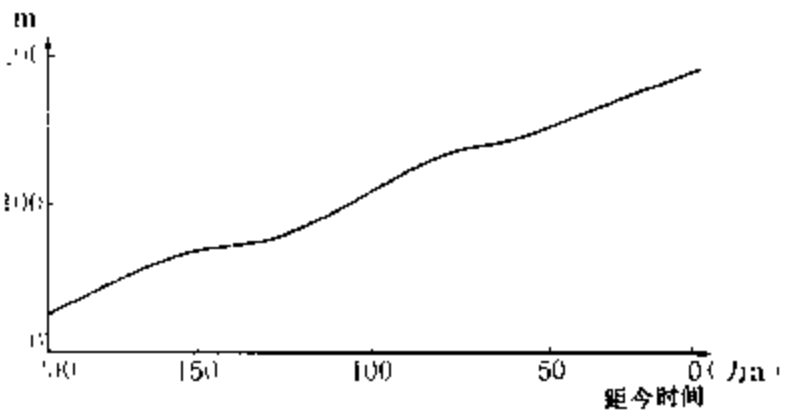


图 4-7　长江三峡新滩地段第四纪升高估算图

为了研究一个地区工程地质环境的活动强度，刘传正(1992)使用分数维理论研究了水系的分数维，根据分数维数的大小比较不同地区的活动强度。结果证明，水系复杂，分数维数值大，相应的新构造活动较强；反之，活动弱。

原则上讲，新构造期的研究是从新第三纪始至今，但鉴于工程建设的特点，我们更注重于全新世以来，乃至现今正在进行的地质过程，从而提出了第三阶段。

2.3　全新期与实时地质学

所谓全新期特征，是指一万年以来的工程地质环境特征，它既反映了一万年来的自然地质作用，也反映了人类活动的参与，更要求体现当代宏伟工程的特点。在许多地区，人类的作用已超过自然作用，从而提出了实时地质学的概念。它是指极短时间内地质环境过程的变化记录、处理方法和解释方法的研究，如地质体在几秒、几天或几个星期内的变化研究。

全新期的研究必须反映现在正在活动的断裂、褶皱及其伴生的表生地质灾害，其关键因素之一则是现代应力场的研究。在一些重要工程区，必须给出区域应力场的大小、方向及其畸变。地应力场的研究方法有多种，其中以地震机制解、大地形变测量和原地直接实测等较为可靠。

只是近几年才把观测上升到实时地质学的理论高度，主要是基于发展短期预报能力需要时间系统从几秒到几星期的地质变化记录、处理和解释。它需要专门的仪器和资料的自动快速计算机处理。

总之，研究工程地质环境问题的基点应从燕山运动末幕开始，也就是从前新构造期开始，从而建立工程地质环境研究的必要的地质历史基础。划出全新期旨在强调现代地壳活动对工程地质环境的改造及影响，同时也考虑到人类的活动在全新期工程地质动力因素中的地位和影响。表 4-2 给出了一个分期研究的简例。显然，那种仅强调现代作用，割断地质历史的研究观点是极为片面的，而那种把古老构造运动详细讨论的做法又与工程地质研究的要求相差太远，这两方面的偏颇都是极不可取的。

表 4-2　长江三峡库首区新构造活动期次划分及相应地质事件

（刘传正，1986）

分期 / 类别	晚喜马拉雅亚旋回					早喜马拉雅亚旋回	
	全新期	新构造期				前新构造期	
		近期			晚期	近古期	远古期
时代	全新世	更新世			中、上新世	老第三纪	晚白垩世
		晚	中	早			
年龄估计（Ma）	0.012	0.15	0.5	2.4	25	65	结束于 70
夷平面分期及代表高程（m）		山峡期 300—500			山原期 500—1000	鄂西期 1500—2000	
阶地分期	I	I II	IV V	V VI	VI以上		
构造活动	仙女山、九湾溪断裂北段活动异常	香溪一线拗折			普遍抬升	仙女山、天阳坪和九湾溪断裂剧烈活动，形成断陷沉积	
构造应力场	现代应力场	新构造期应力场				古构造期应力场	

3　断裂系统活动的分段性及其作用的多重性

1908 年，A. C. Lawson 提出了活断层概念，并把它与地震相联系。至今八十余年来，根据不同的区域研究和工程实践提出了几十种活断层概念。这些概念仍不能妥善地描述客观的、具有成生联系的断裂系。因此，刘传正（1992）使用活动断裂系统的概念。活动断裂系统是指一系列在地质结构、运动方式和动力学特性等方面具有成生联系的活动断裂分支（带）组成的集合。

活动断裂系统的分区是指具有类似活动特征的一组断裂系所在的地块或区域的划分过程。同级地块边界断裂系的规模、活动强度明显大于区内者。地块内的活动断裂系明显控制了所在区域的现代地质地貌格局、新构造特征和地震活动。刘传正（1993）曾按活动方式与强度把中国的活动断裂系划分为六个区。

3.1　断裂系统活动的分段性

断裂系统的分段性研究尚处于初期阶段（Schwartz，1984；Allen，1986；邓起东等，1990），从工程角度的探讨更加缺乏。断裂系分段的尺度应以其可作为一个独立单元持续一

定的活动时期，同时又是整个断裂系统的组成部分。目前，这方面已取得了初步认识。如美国犹他州瓦萨奇、加利福尼亚圣安德烈斯和爱达荷州洛斯特河等断裂带的分段研究以及阿尔及利亚韦德福达断裂与土耳其安那托利亚断裂等都是较典型的例子。

明确提出断裂系统分段性的思想是极为重要的。可从断裂系的几何学、运动学、动力学、地球物理异常和结构的自相似性等特征，来划分活动断裂系的基本段，为进行活动断裂工程评价，寻找和确定工程场址“安全岛”的边界提供理论和应用依据。

1）分段特征

①几何学特征：几何学特征指断裂系的平面或剖面结构特征，如广义的郯庐断裂，南起长江边广济附近，北达东北边境。事实上，该断裂在沈阳以北和庐江以南的结构较为简单，只有中段（沈阳至庐江）呈多支组成的复杂图象。该断裂系在渤海及其以西交截燕山山前断裂系，形成更为复杂的结构。

安宁河断裂全长 300km，它在西昌向南不受老的格局限制而追踪南东向的则木河断裂，并南延至巧家与小江断裂相连，组成川藏断裂区的东界。从活动强度和沉积特征来看，安宁河断裂的南段自中晚更新世以来就开始相对平静了。又如新疆区的富蕴断裂，基本上可分为三段，北部为张裂段，中部为走滑段，南部则为走滑发散段。

②运动学特征：运动学特征是指断裂系两侧地块垂直或水平相对运动的表现，平均水平滑动速率是已知滑动起始和终止时间段内断裂水平走滑总量所取该时段的均值。

据形变测量，以西昌为界，安宁河断裂北段的垂直运动速度明显高于南段，冕宁—西昌段较剧烈，其中间的泸沽一带最强，达 2mm/a，运动方式为左旋逆冲。南段（西昌—会理）的升率几乎为零。西昌南东的则木河断裂则以左旋走滑为主。鲜水河断裂的研究也可证明断裂在运动速率上的分段性。1973 年 2 月 6 日炉霍 7.9 级大地震后，地震形变带上各点的速度变化很大（图 4-8）。震中区萨其卡一带最大，向两侧递减，但不是严格下降，尚有次级的峰值出现，它反映了结构不均匀造成的运动不均匀。表 4-3 给出了鲜水河与贺兰山断裂的运动分段性。

表 4-3　断裂系统滑动速度（mm/a）的分段性

贺兰山东麓断裂	北　段	中　段
	0.2—0.25	0.5—0.69
鲜水河断裂	西北段	东南段
	5—10	3

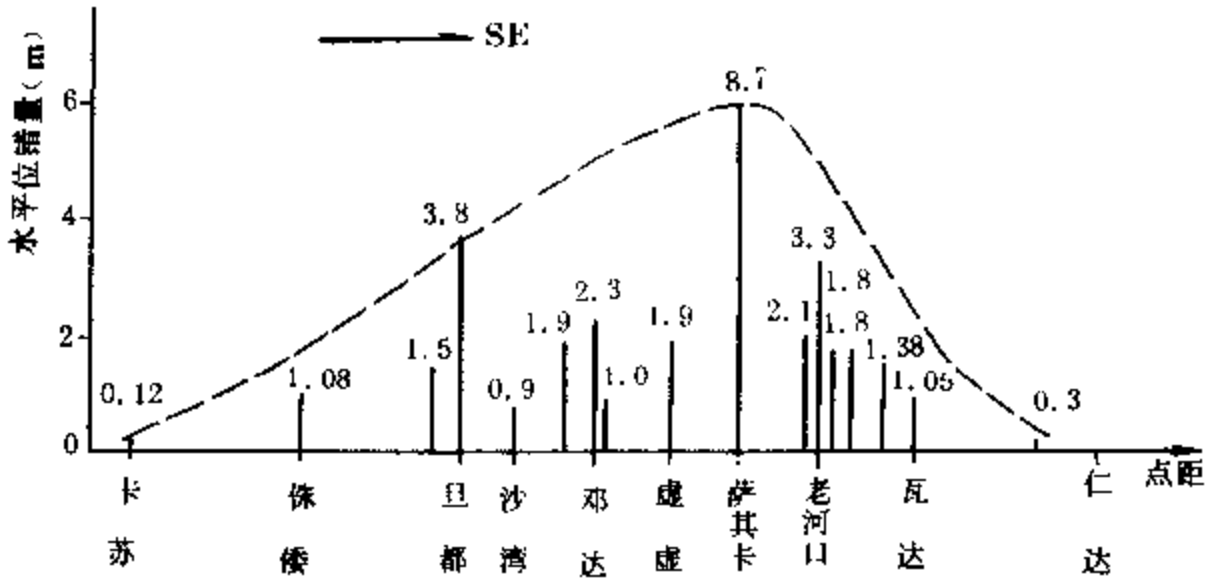


图 4-8　1973 年炉霍 7.9 级地震位错分布曲线

（据四川省地震局，1989）

从新构造盆地的分布来看，走滑断裂上大震震中常常位于新第三纪或第四纪盆地之间，盆地呈中心对称分布于断裂系两侧。此种类型称为枢纽轴部孕震（邓起东，1984），富蕴、通海和海原等大震均可为例。

③动力学特征：动力学特征是指史前或现今地震分布与断裂的关系呈分段表现。如郯庐断裂中段在历史上曾孕育八级大震，北段和南段孕震能力则很微弱（表 4-4）；中段在渤海附近与燕山南麓断裂带交汇，同时受到太行山断裂北段的影响，形成了沈阳、津唐和渤海三角形断陷孕震区。

表 4-4　郯庐断裂各段地震活动强度与次数对比表

（据向宏发等，1987）

区段	时间	震级 (M_S)					总释放能量（J） ($\lg E=11.8+1.5M_S$)
		4.7—4.9	5—5.9	6—6.9	7—7.9	8—8.9	
北段	1900 年以前						
	1900 年以后	1	3				5.376×10^{13}
中段	1900 年以前		10	2	2	1	37306.86×10^{13}
	1900 年以后		1	3	2		1447.32×10^{15}
南段	1900 年以前	1	2	1			6.766×10^{13}
	1900 年以后						

又如，以西昌为界，安宁河断裂的孕震特点是北段较强，南段则相对平静，无强震发生。北段从北到南又可分为田湾—紫马垮、紫马垮—冕宁和冕宁—西昌三段，以南段活动最强，是全新世以来最活动的地段，多次发生 7 级以上地震，震中烈度达 X 度左右；而中段较强，北端尚未发现明显的全新世断裂和位错现象。

④地球物理异常

资料表明，重力、磁力、电性结构和地壳厚度变异等沿断裂系走向呈现分段变化特点。重磁异常于安宁河断裂冕宁—西昌段呈一南北向的相对高值，等值线呈圈闭状态，0—70km 内波速为正异常，而西昌和冕宁北的两段则为相对低速区。这个事实说明，该断裂在西昌南、西昌—冕宁和冕宁北这三段的壳内物质性质存在明显差异，也显示了分段现象的存在。

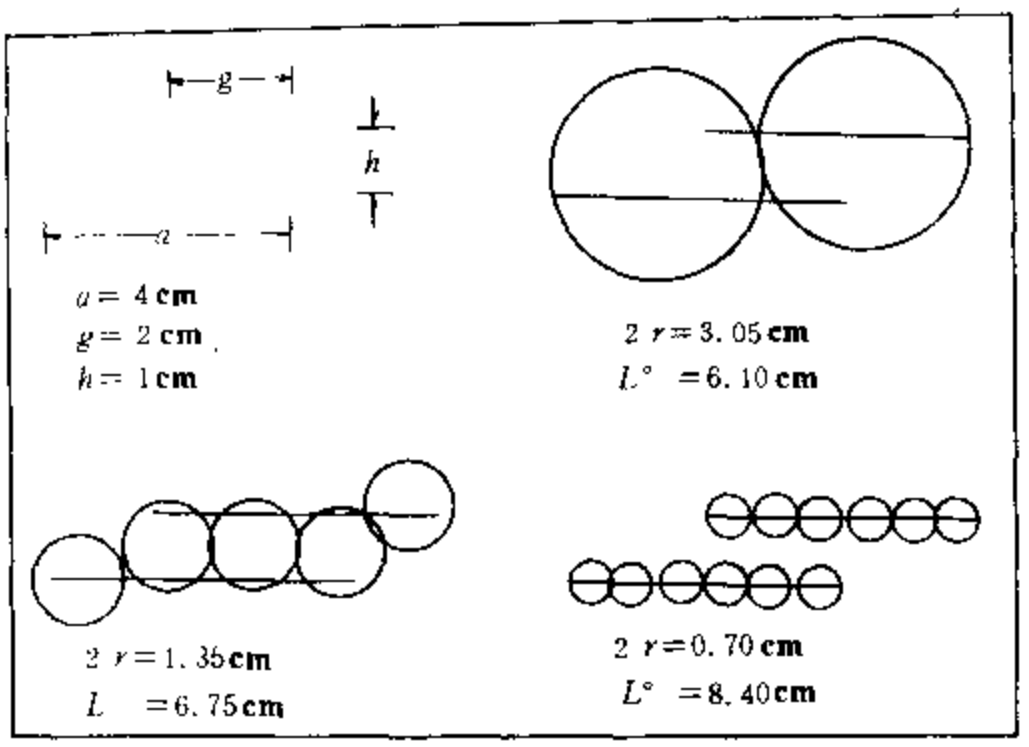


图 4-9　用三条不等的“基准”长度测定两条雁列线段系统的长度

2）断裂分段的分形几何学

为了定量研究断裂结构上的分段性，可引入分数维理论。引用 P. G. Okubo 等（1987）所提出的方法（图 4-9）可求得断裂系的分

数维。其基本作法为，选择半径为 r 的圆来覆盖断裂形迹，并使圆的个数 $N(r)$ 为最少。断层长度是半径 r 的函数，且定义 N 个圆的总面积被一个圆的直径来分割，即：

$$L(r)=N(r)\cdot \pi r^2/2r \tag{4-1}$$

使用因子 $\pi/4$ 使 $L(r)$ 归一化，得出断裂视长度：

$$L^{\circ}(r)=2r\cdot N(r) \tag{4-2}$$

由此，将 $L^{\circ}(r)$作为测量半径 r 的函数标绘在双对数座标图上，得出其直线关系的斜率为 b，可由最小二乘法求得。则断裂系的线性分数维为：

$$D=1-b \tag{4-3}$$

在可视尺度内，D 的大小反映了断裂结构的复杂程度。

按上述方法，刘传正（1992）计算了鲜水河、安宁河（北端）—则木河、富蕴和郯庐断裂，结果见表 4-5、图 4-10。

表 4-5　我国部分活动断裂系的分数维

断裂名称	分数维 (D)			
	全带	北（西）段	中段	南（东）段
富蕴断裂	1.17	1.0466	1.1847	—
鲜水河断裂	1.083	1.0836		1.1422
安宁河—则木河断裂	—	—		1.0083
郯庐断裂	—	—	1.29	—

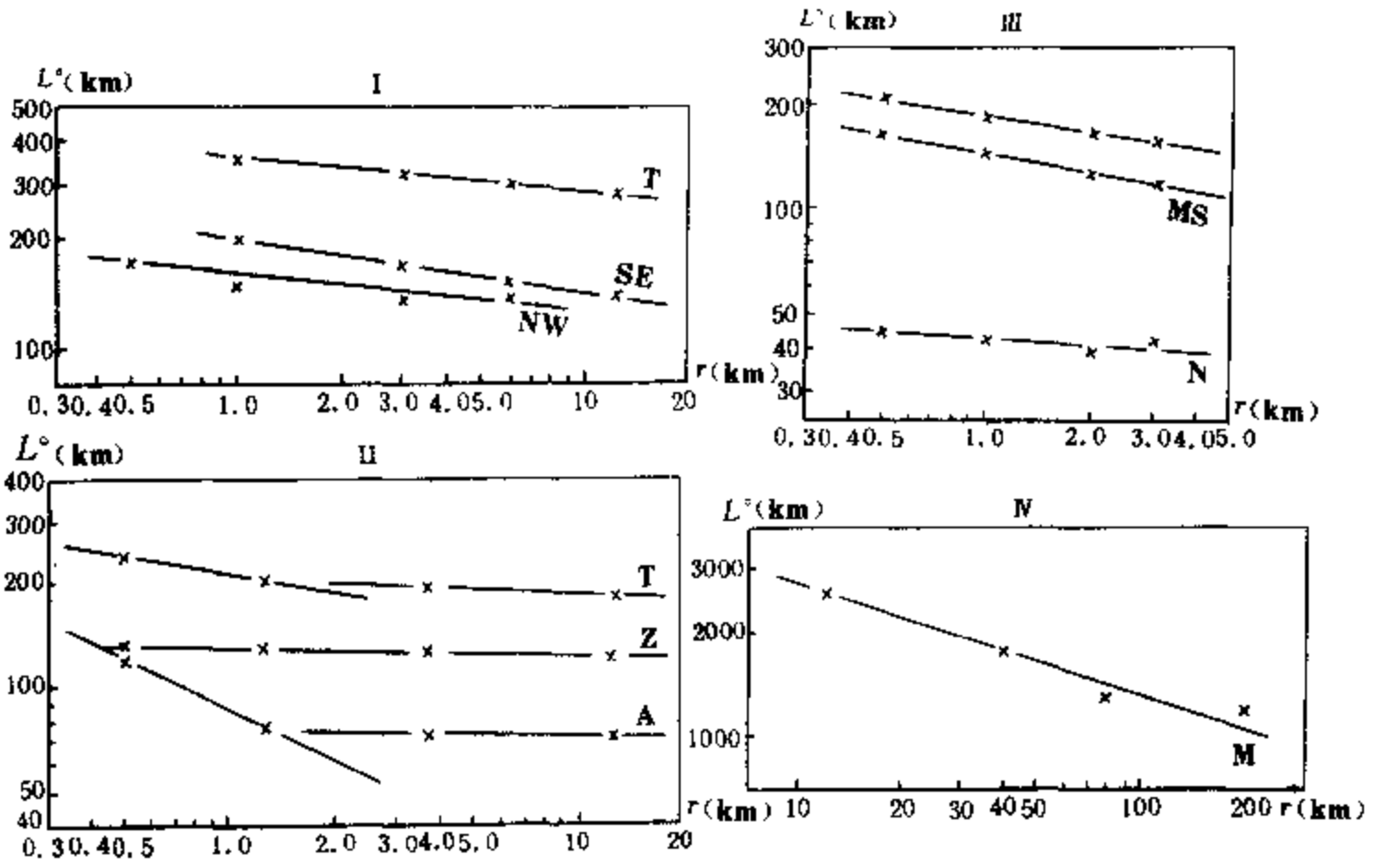


图 4-10　我国几条活动断裂系长度（L°）与覆盖圆半径的关系

Ⅰ—鲜水河断裂系；Ⅱ—安宁河—则木河断裂系；Ⅲ—富蕴断裂系；Ⅳ—郯庐断裂系；T—整个断裂系；SE—南东段；NW—北西段；Z—则木河断裂；A—安宁河断裂北段；MS—中南段；N—北段；M—中段（开原—淮南南）

活动断裂结构的自相似性，可以用分数维 D 来表示。根据目前的认识，D 大的地段地震的频数和强度都较大。断裂越活动的地段，D 越大，其可视尺度范围也越窄。相对平静的地段，D 则小，有的地段则不具有线性分形特征。安宁河断裂的北段就是非线性分形的。目前的问题是，不同区域不同性质断裂系的分数维如何对比，尚待进一步研究。但有一点很明确，用分数维 D 作为断裂系分段的量化指标是可行的，它可以为不同地块的边界确定提供依据。

3.2 活动断裂系统作用的多重性

活动断裂系统的研究是地壳，乃至岩石圈动力学研究的重要内容，对人类社会的生存和发展至关重要。以往的研究对活动断裂的孕震和蠕滑作用注意较多，对断裂的减震、隔震作用则注意不够。这里讨论断裂作用的多重性问题，它是指活动断裂具有孕震、减震、隔震和蠕滑等多种作用。

1）孕震

已有足够的资料证明，活动断裂不一定引起地震，但强震的发生一般都与活动断裂有关。图 4-11 给出了我国西部地震震源的空间分布与活动断裂系的关系。震源位置基本都位于断裂带上或其附近，也有的位于地壳或岩石圈结构的分界面上。这个事实反证了地壳结构的不均一性。

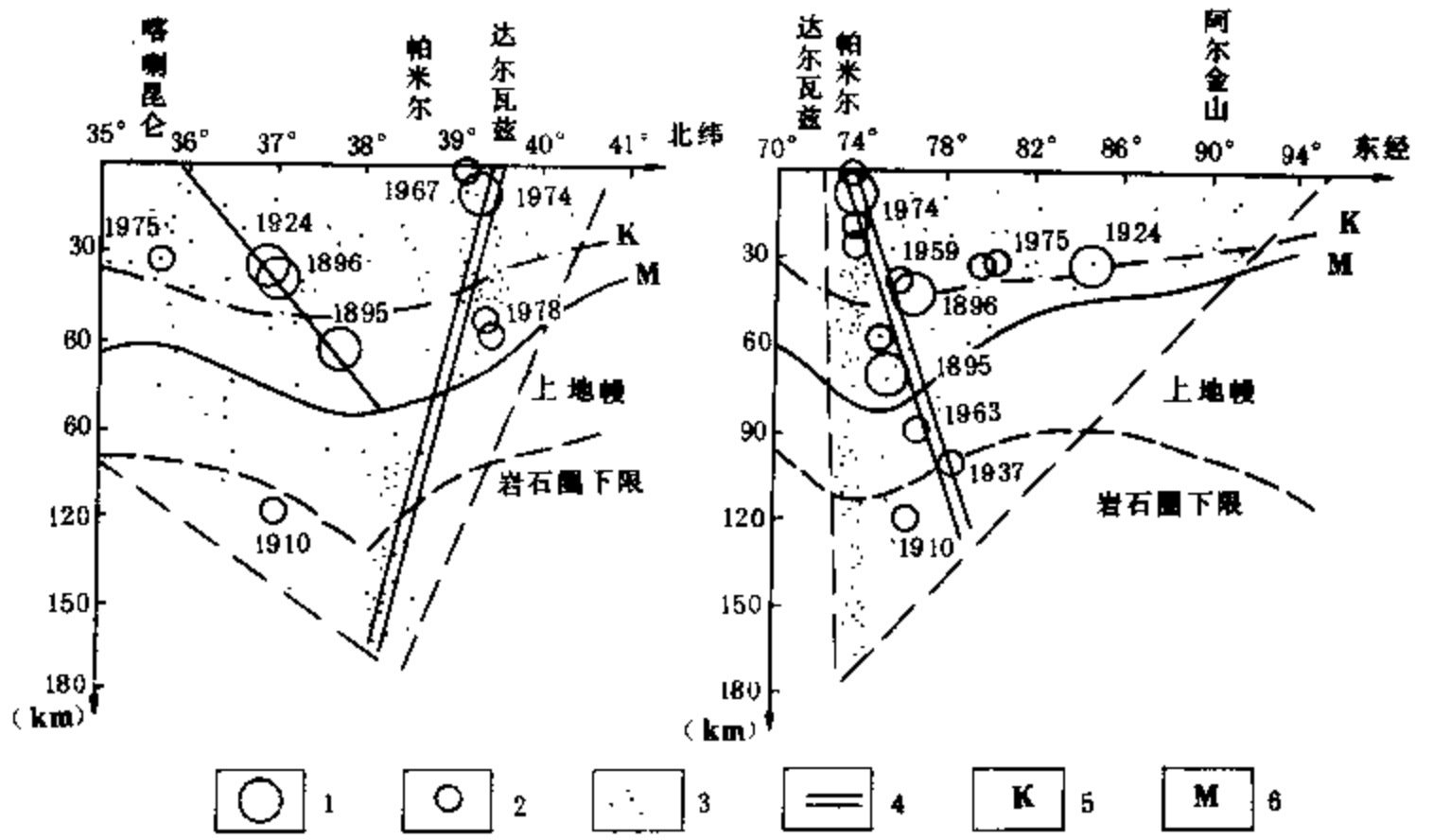


图 4-11 青藏高原西北部六级以上地震震源深度剖面投影

（据柏美祥简化，1986）

1—7 级以上地震；2—6.0—6.9 级地震；3—4.7—5.9 级地震；4—活断层；5—康氏面；6—莫氏面

2）减震

断裂的减震作用是郭增建等（1986）考查平行断裂系时提出来的。它包含两个含义，一是一次大震后，该地段在一定时间内不再发生类似强度的地震；二是一断裂系上发生大震，

相邻的平行断裂系将长期无大震发生。这种现象在任何一张地震构造图上都能见到，也有人把它称之为大震的“免疫性”，也就是大震发生后也有其安全性的一个方面。

原地减震作用实质上是地震的重复周期大小的问题。在断裂活动强度和方式一定的情况下，减震的时间长短完全取决于地震的复发周期。一般，地震愈大，其复发周期也愈大，相应的减震时限也愈长。在我国，东西部的差异较大。郭增建等（1986）认为，对相邻断裂的减震作用，必须具备几个条件。一是两个或两个以上断裂带走向大致平行，在统一的水平区域应力作用下，沿两个相互平行的断裂（假设是锁固的）所产生的剪切变形的特征是一致的；二是两个或两个以上断裂带都应有一定的规模，只有具一定规模的断裂带才能孕育大震，这条断裂带对周围平行构造的减震作用才有可能；三是两个断裂带相距不能太远，因为一次大震引起的剪应力释放是有一定范围的。

根据地震与其地表错动幅度的经验关系，震源深度取 20km，得出震级 M_S、错动幅度 D 与减震距离 R 的关系如表 4-6。

表 4-6　震级 M_S、错动幅度 D 与减震距离 R 的关系

（据郭增建等，1986）

M_S	8.5	8.0	7.5	7.0
D (cm)	1480	813	446	246
R (km)	160	90	50	25

事实上，有经验的地质地震学者都发现走向基本相同的断裂，一条发震，相邻的一条往往无震，或孕震强度低于前者。李四光（1965）指出，一个构造体系的内部成分也往往表现为相间发震的特点。

3）隔震

隔震作用有三个含义：一是一组断裂阻截另一组断裂，后者孕育的地震完全被限制在前者的某一侧，另一侧是无震的；二是地震烈度沿垂直断裂走向衰减很快，尤其是在断裂倾向的反方向上；三是沿断裂走向由一组大交角的断裂系组截，地震烈度在该方向急剧衰减。

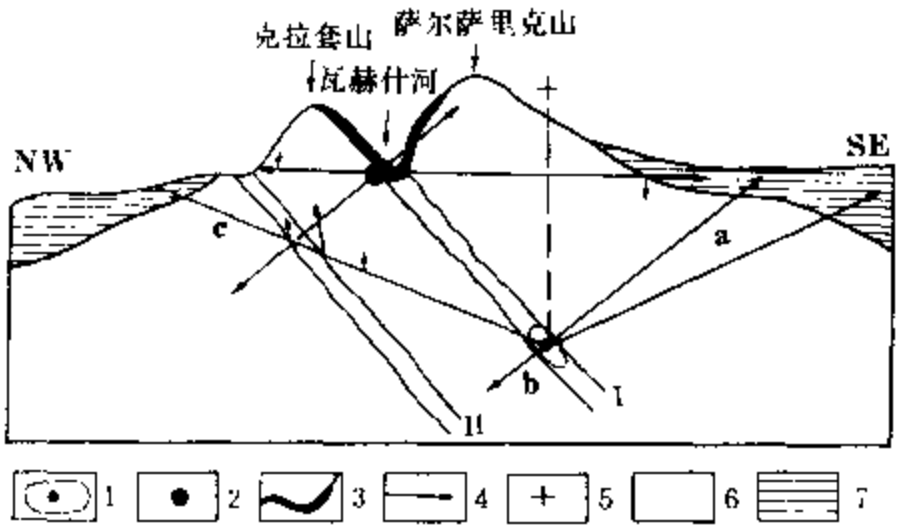


图 4-12　贝巴扎地震和爆破产生的地震波传播示意图

（据 A. A. 科尼科夫，1975）

Ⅰ—萨尔萨里克逆掩断层带；Ⅱ—卡拉套逆掩断层带；1—地震震源；2—爆破源；3—地震震中区；4—地震波射线；5—仪器测定的震中；6—白垩纪和古新世地层；7—第四纪沉积

A. A. 科尼科夫（1975）曾对原苏联贝巴扎地震（1966 年 1 月 5 日）和贝巴扎爆破试验（1968 年 3 月 29 日）进行了分析，试图证明震动强度衰减是受地质环境（断裂带宽度和产状）制约的。结果表明，地震和爆破的波的传播都沿断裂反倾向衰减较快，沿其倾向相对要慢一些，而沿走向衰减则最慢。由于爆源和震源深度不同，二者的衰减系数也不完全一致（表 4-7、图 4-12）。

表 4-7　贝巴扎地震和爆破的衰减系数

（据 A. A. 科尼科夫，1975）

振动源	衰减系数 k						
	垂直			平行			按等震线面积确定的平均系数
	北西	南东	平均	北东	南西	平均	
1966 年 1 月 5 日地震	5.7	3.5	4.6	2.9	2.4	2.7	4.1
1968 年 3 月 29 日爆破	4.1	3.6	3.8	3.2	2.9	3.0	4.0

4）蠕滑

断裂的蠕滑运动是显见的。无震或弱震蠕滑以我国红河断裂系最为典型，尤其是在断裂的南段，其走滑速率达 5—10mm/a，但断带上则基本无强震发生。

实际上，断裂带的作用是多重性的，只是在某一时期以某种作用占主导地位而已。一般而言，随着所孕育的地震震级增大，蠕滑所起的作用相应降低（表 4-8）。

表 4-8　地震震级与蠕滑作用对照表

（据 R. E. Wallace，1970）

最大可能的里氏震级	蠕动占长期滑动的百分比
5	>50
5—6	30—50
6—7	10—30
8	<10

3.3　活动断裂研究的工程意义

活动断裂系的分段性及其作用的多重性不但为确定工程所在的地块边界提供了基础，更重要的是，不同地段活动性的强弱差异为工程选址准备了客观依据。对于强震区或高烈度区，活动断裂系上活动性相对低弱的地段也可能成为满足工程要求的较好场区。

目前，活动断裂的活动年龄已成为判定其活动性的重要参数。这方面已有很大进展：第一，新的测年手段，包括 TL、ESR、U 系法，现已普遍应用。第二，提出了新的活动断裂年龄界限。80 年代以前，地震界提出活动断层年龄界限为晚第三纪或第四纪中、晚更新世。1985 年左右工程地质界提出的活动断层年龄界限有 1.1 万 a 和 5—1 万 a 两种，现已被工程界（除核电站外）分别采用，订入有关规范中，如岩土工程规范采用 1.1 万 a，火电站工程规范采用 5 万 a，水电工程规范采用 3.5 万 a。第三，大型水利水电工程普遍进行了坝址区地震危险性分析和地壳稳定性评价。

活动断裂的活动年龄是与古地震事件相关的。古地震是指史前发生的地震。“史前”是指有人类活动到有文字记载以前，且与人类关系密切的这段时间间隔。古地震重复周期方法是具有普遍意义的，尤其是在历史记载较短的国家（如美国），为进行地震预报和工程寻找相对稳定的场址提供了更有说服力的论据。古地震学（Paleoearthquake）是由原苏联地质学家V. P. 索洛年科和N. A. 弗罗林索夫于1956年研究高加索地区的地震活动时提出的。

4 我国工程地质环境研究的几种观点

在我国，结合大江大河的水利水电资源开发，核电站、城市的选址与规划及环境评价等（如长江三峡工程、黄河中上游流域、南水北调规划和广东、辽南核电站场址等）开展了较好的区域工程地质环境调查工作。在这些调查与研究中，逐渐形成了一些具有中国特色的指导思想。这些思想或观点都从某一侧面反映了工程地质环境的基本规律，值得概述出来供参考和研讨。这对于深入认识工程地质环境，更好地开展环境工程地质研究，显然是十分有益的。

由于西方的学术思路注重分析研究，虽然也形成了一些学派，如岩石力学方面可划分为岩石力学工程学派（塔洛勃、太沙基）、岩石力学数学学派（索科洛夫）和地质力学学派或萨尔茨堡学派（L. 缪勒，J. 斯梯尼），但多系结合具体工程或问题，反映区域环境的不多。因此，这里主要介绍我国的观点。

4.1 岩体结构控制论

60 年代，谷德振和孙玉科提出了“岩体结构”概念，提供了将复杂岩体抽象为几种结构类型的分类依据，并提出了岩体结构控制岩体稳定性的重要观点。谷德振（1979）的《岩体工程地质力学基础》是这一观点的代表作。在应用方面，提出了地质体的五大稳定问题，即区域、山体、岩体、地面和深部稳定问题（谷德振、王思敬，1979）。

孙广忠（1984）进一步提出了“岩体结构控制论”是岩体工程地质力学的基础理论，并全面、系统地以“岩体结构控制论”为依据建立了岩体变形、岩体破坏及岩体力学性质的基本规律；提出岩体变形系由岩体材料变形和岩体结构变形共同贡献的，岩体破坏系由岩体材料破坏和岩体结构破坏控制的；岩体力学性质不仅决定于岩体材料力学的性质，而且受控于岩体结构力学效应和环境因素力学效应。《岩体结构力学》（孙广忠，1989）是 80 年代这一理论的代表作。“岩体结构控制论”已在我国工程地质和岩体力学界产生了重大影响，并在应用方面取得了可喜进展。

这一观点主要用于岩体的工程地质力学研究。

4.2 区域稳定工程地质

早在 50 年代末、60 年代初，刘国昌就率先发表了《中国区域工程地质学纲要》和《中国工程地质分区原则》两篇奠基性的论文；1964 年，正式出版了《中国区域工程地质学》。在此基础上，结合具体的论证，刘国昌于 1979 年发表了《区域稳定概论》。它是区域稳定研究的代表性著作。1993 年，出版了刘国昌先生的遗著《区域稳定工程地质》。

区域稳定工程地质以地质力学理论（李四光，1973）为指导，强调以地质构造为基础，突出活动构造和现今应力场以及天然地震对区域稳定的重要影响。具体从区域岩土体特征、构造作用、新构造活动、重力梯度（地球物理异常带）、地震作用等五个方面论述了影响区域地壳稳定的因素，并认为这些因素的中心问题是地震，因其它因素都是以地震为中心显示其作用的。区域稳定工作者研究地震，与一般地震工作者有同有异。同者，皆立足于地质力学的构造体系及现代构造应力场；异者，工程地质工作者主要围绕建筑区域来研究，为

规划设计和施工提供参考，不研究一般短期及临震前的预报。

在影响区域稳定的几大因素中，构造作用→新构造活动→地震作用形成一个主体。构造作用是新构造活动与地震的内在本源，新构造活动是对构造作用的承继及其表现显示，而地震作用则是地质构造剧烈活动的暂态表现。据此，刘国昌（1979）提出孕震活动断裂系之端点、弧形转弯、交汇、交叉、同时终止于一点、斜列重叠部位等均为应力集中部位，且曲率大者大，小者小，交角小者大，大者小，斜列重叠部位及汇而不交的部位等于两端的联合。在这种思想指导下，进行系统的新构造活动及地震规律的研究，最终提出区域稳定与否的结论。

近年来，沿着这一思想，刘国昌（1993）强调“应将区域稳定性研究直接搞到工程场地……”；谭周地（1988）把区域稳定与工程地质环境质量评价相结合；刘玉海（1993）根据多年研究提出区域稳定性研究的目标属于“大距度的多级稳定性评价”。同时期，刘国昌的学生们也研究了一系列量化或人工智能表达方法。

4.3 “安全岛”理论

“安全岛”一词是由李四光（1965，1967）提出的。他根据其创立的地质力学理论形象而逼真地提出，在活动地区选择“相对稳定地块”或“安全岛”作为工程场址的思路。

在地质力学理论指导下，胡海涛（1979，1984）坚持和发展了李四光的思想。用“安全岛”思想指导了某些工程场址的区域地壳稳定性研究。他认为，区域地壳稳定性研究要分析地质体的介质结构和动力因素两个方面；动力因素包括构造活动性、地震活动性、水热活动性、物理地质作用和工程地质作用等几方面。他提出，利用区域稳定性系数 $R_S=f(Q, K_n, f_v, I_r)$（其中，Q 为山体或岩体的质量系数；K_n 为山体稳定系数；f_v 为断层活动速率；I_r 为厂区的最大可能地震烈度）可以编制区域地壳稳定性评价静、动态分区图，但其思路仍限于地质力学范畴。

刘传正（1992，1993）以板块理论和岩石圈动力学研究为基础，兼取地质力学适于刻划线状构造的优点，建立了重大工程场址选择与评价的“安全岛”多级逼近与优选理论，明确“安全岛”的边界是活动断裂带或其它地壳变异带，先确定边界后划分出地块，相对稳定者即“安全岛”。该理论的基本要点是，地球表层地块及其边界断裂是可以划分成多级多段的，大到全球板块，小到板内某工程所在的地块。通过由大到小的步骤，逐级研究，并比选出同级中相对稳定者。比选的方法是用同一套地质地震特征因素定量化地评价同一级中各地块的稳定程度（用稳定度 Δf 的大小来表示），按地质结构把比选出的地块进一步划分（谓之逼近），并再次进行定性和定量比较（谓之优选）。依此下去，直至工程场址所在的地块。这样不仅可以确定工程场址所在地块的稳定状态，对其周围地块的动力学环境也会有较深入的认识。如中国大陆，可以划分出新疆区为不稳定地块，它又可划分出天山、准噶尔和塔里木-阿拉善三个地块。三者比较，前者稳定性最差，中者中等，后者相对稳定性最好。

稳定度是指一个“安全岛”相对稳定的程度。用安全和危险因素的频数差 Δf 来表示。Δf 的获得可使用模式识别理论中经改进的 Cora-3 算法。Δf 的取值为闭区间 $[-1, +1]$，由 Δf 的大小提出“安全岛”稳定性的分级。

为了弥补“安全岛”时间观念上的不足，提出了“安全期”概念，并据此建立了“安

全岛”的工程分类。安全期是指能满足重大工程对安全要求的最大地质时限。古老的地盾相对工程寿命而言是“永久”安全的，而暂时性“安全岛”是基于强震重复周期大于工程的寿命期而提出的，限于地质地震学研究水平，这种“安全岛”的确认显然有一定的风险性。

因此，“安全岛”多级逼近与优选理论在考虑“岛”的稳定性状时，就不仅仅再是空间上的相对稳定，同时也是时间上的相对稳定。因此，它更适宜于指导重大工程场址的选择和决策。

4.4 系统工程地质（SEG）

系统工程地质（SEG）是立足于水电工程的地质勘察而拟定的（崔政权，1991），其宗旨是以最少的勘察工作量达到优化设计这一最终目标，其关键是如何将确定论地质数学模型（称为初始优化设计）同二次优化设计有机地结合起来。这样，便产生了有关传统工程地质学与岩体力学、岩体水力学和工程物探诸学科的最佳配合问题。这样一种思想的特色在于强调了工程地质环境问题的系统性，要求工程地质领域各学科协同进行，以实现系统化研究。

目前，该学术思想在我国一些水库坝址的勘察中得到了初步应用，但在区域工程地质研究和基本理论体系方面尚有待完善。

4.5 地震工程地质

地震工程地质是地震工程与工程地质之间的边缘学科。这方面的研究早就引起了工程界的注意，但真正作为一系统的学科则是 80 年代初的事情（王钟奇等，1983）。

地震工程地质主要研究两方面的问题：一是从工程地质条件联系到工程场址与建筑物地基，对其地震效应问题进行研究与评价，以确保各类工程抗震设防措施能建立在一个可靠的工程地质基础之上；二是从地震工程学科发展的需要出发，须广泛而深入地探索有关场地地基的地震动力学问题。具体言之，地震工程地质主要研究场地地基对建筑物抗震效能的影响及其相互关系问题。它包括：①地表不连续变形问题；②地面运动；③场地地基与建筑物的协同作用问题；④场地地基抗震性能的改变（失稳或震陷）问题等。

4.6 浅生与表生时效变形结构

王兰生等（1994）系统地提出了斜坡岩体浅生和表生时效变形的观点，并研究了一系列实际的滑坡或地裂缝问题。

1）浅生时效变形结构

在天然斜坡（如河谷谷坡）形成之前，埋藏在当时的地面以下不深（数百米）的岩体，由于储存有较高地应力和弹性应变能的平缓层状或块体状坚硬岩层（如花岗岩、玄武岩、坚硬的砂页岩等）的区域性剥蚀卸荷，使岩体内部储存的应力释放后形成一套变形破裂面体系，这种结构称浅生时效变形结构。

2）表生时效变形结构

已有的研究表明，岩体在剥蚀、侵蚀或人工开挖过程中因卸荷作用将引起临空面附近岩体内部应力重新分布，造成局部应力集中效应，并且在卸荷回弹变形过程中，还会因差

异回弹而在岩体内形成一被约束的残余应力体系。岩体在卸荷过程中的变形与破坏正是由于应力状态的上述两方面的变化所引起的。根据上述分析和实际调查，可将因卸荷作用而造成的表生时效变形破裂面（结构面）划分为应力集中差异破裂面和差异回弹破裂面两类。这些破裂面可以是新生成的，但当已有原生或构造结构面与即将新生的结构面方向相近时，则大多迁就这些原有的软弱面并改造它们。岩体由变形到失稳破坏是一个历时很长的表生地质作用过程，主要是岩体内部的累进性破坏和滑面逐步贯通的过程。

浅生和表生时效变形结构的观点为探索斜坡的发育史及变形破坏过程提供了理论基础，只有查明斜坡目前所处的变形阶段，才能制定出正确的评价方案。

第三篇　环境工程地质问题研究各论

工程地质环境问题的特点在于其自发性（原发性），环境工程地质问题的特点是其诱发性（继发性）。两类问题的发生本质没有太大的区别，划分界线自然不是截然分明的，现象的表现形式则是逐渐过渡的。环境工程地质问题在发生时间、空间和强度分布方面都极大地表现出人类工程-经济活动参与的特点。这种参与不仅加剧了工程地质作用，也恶化了工程地质环境。因此，“人类活动已成为强大地质营力”的论断并非夸大事实。

业已指明，工程地质环境的研究是进行环境工程地质研究的基本前提。对工程地质问题的深入探讨和预测可以促进对工程地质环境质量和容量的更全面的认识。事实上，由于人类活动的参与，许多环境工程地质问题较严重的地区，已自觉或不自觉地成为探求和预测起源于较深部的重大工程地质环境问题以及地壳构造孕震物理的“试验场”。很多学者认为，从水库诱发地震的特点考虑，已诱发地震的水库区有可能成为“地震预报与控制试验场”。

目前，人类活动的范围是广泛的，但其影响深度尚主要限于地壳表层 20km 以内。因此，环境工程地质问题往往在地壳表层发育，表现出很强的表生性。如水库诱发地震有很强的地表破坏性，地面沉降往往出现在厚层第四系分布地区；由于水库蓄水、露天或地下开采以及修筑铁路与公路等诱发的边坡失稳，地面堆放城市垃圾、废料以及矿山废矿砟石堆积等都对地表工程地质环境危害较大；放射性核废物处置不当将会对人类构成极大威胁；重大工程在为人类带来巨大经济效益的同时，也严重地破坏了地质生态环境。因此，本篇将分成几个方面对上述问题进行研讨。

第五章　诱发地震活动

诱发地震活动是人类工程-经济活动所引起的一类典型的环境工程地质问题。它可因水库蓄水、矿山地下开采、注抽水（液）及石油开采和地下核试验等多方面的人类作用而引起。

诱发地震活动在其出现的工程地质环境、自身的表现特征及其对环境破坏作用等几方面均表现出独有的特点。因此，对其研究就要首先抓住这几个方面来进行。

1　水库诱发地震

水库诱发地震研究是从已有震例分析、现场监测、室内外模拟试验和理论计算等方面来进行的。

1.1　观测到的现象

水库诱发地震有一系列特殊表现，如其震中多分布在库水影响域内（或通过活动断裂传递到库外几十公里的地方）；震源极浅，一般为5--10km，也有超过10km者，但达20km者较少见，地震烈度较同震级的天然地震烈度高，地震波垂直分量的作用较显著，一般M_S=5级甚至M_S=4级地震就可造成明显的破坏作用；地震频率异常高，且与水位的高低，尤其是水位的大幅度升降的正相关性明显，但也有个别负相关者；最大主震或大震群的出现往往滞后于最高水位的出现；而地震形式则常以前震—主震—余震型，即茂木Ⅱ型为多，但也有群震型，孤立型罕见。诱发地震的b值一般比天然地震高，且其自身的前震b值又明显高于其余震，震源机制解结果多与地质方法分析一致，以走滑断层型和正断层型为多，逆冲断层型较少见。上述现象是在水库诱发地震区发现的一些经验规律。这些现象多被认为系构造孕震在水的诱发作用下产生的（表5-1）。从工程地质意义大小考虑，我们所注重研究的也是这种构造型水库诱发地震。

在水库诱发地震观测中，最显见的现象是水库水位的变化与地震频度及最大震级的关系。这种相关性常常是鉴定水库地震是否为诱发成因的简易而又优先的判别标准。下面给出了几个著名水库诱发震例，按蓄水时间及开始发震与主震出现的时间先后可分为几种情况。

1）蓄水半年后即出现主震

克雷马斯塔水库是一个特征性的例子（见图5-1）。该水库于1965年7月开始蓄水，水位急剧上升。当年11月库水就有微震反应；至1966年初就进入地震高峰期。2月5日发生M_S=6.2级地震。主震后地震活动急剧衰减，此时库水位尚未达到最高水位（主震发生后三个月始达最高水位）。

2）库水位达最高水位后一段时间始出现主震

卡里巴和柯伊纳水库诱发地震属于这类例证。这两个水库都处于历史地震极微弱的地区，如卡里巴水库建在东非裂谷带南西向分支——卢安瓜—赞比西裂谷的南西段赞比西峡谷中。该处为中生代强烈下陷的断陷盆地，蓄水前即为低活动性地震带。柯伊纳水库所处地区更加典型。它处于构造迹象很不明显，岩层产状基本水平，近200a来附近没有明显地震活动的印度地盾德干高原之上。但其诱发地震震级却是迄今为止最大的，达$M_S=6.5$，地震序列中大于$M_S=5.0$级者达15次之多

卡里巴和柯伊纳二水库的最大主震的出现均滞后于其第一次最高蓄水位的出现。但二者的滞后时间明显不同。卡里巴水库滞后于开始蓄水时间近5a，但滞后于最高水位仅一个多月；柯伊纳水库滞后于开始蓄水时间达6a余，但滞后于最高水位则达3a。这反映了水库所在地区的地震工程地质条件对库水作用的敏感性差别。我国的新丰江水库地震也在最高水位半年后发生$M_S=6.1$级地震。

3）蓄水后不久即出现主震，且为逆断层机制

目前只发现这方面的一个例证，即原苏联的努列克水库。该水库于1972年9月蓄水，当年11月即诱发主震$M_S=4.1$级，随后地震活动微弱，但在1976年初水位再次增加时，出现第二次明显的地震活动高峰期。

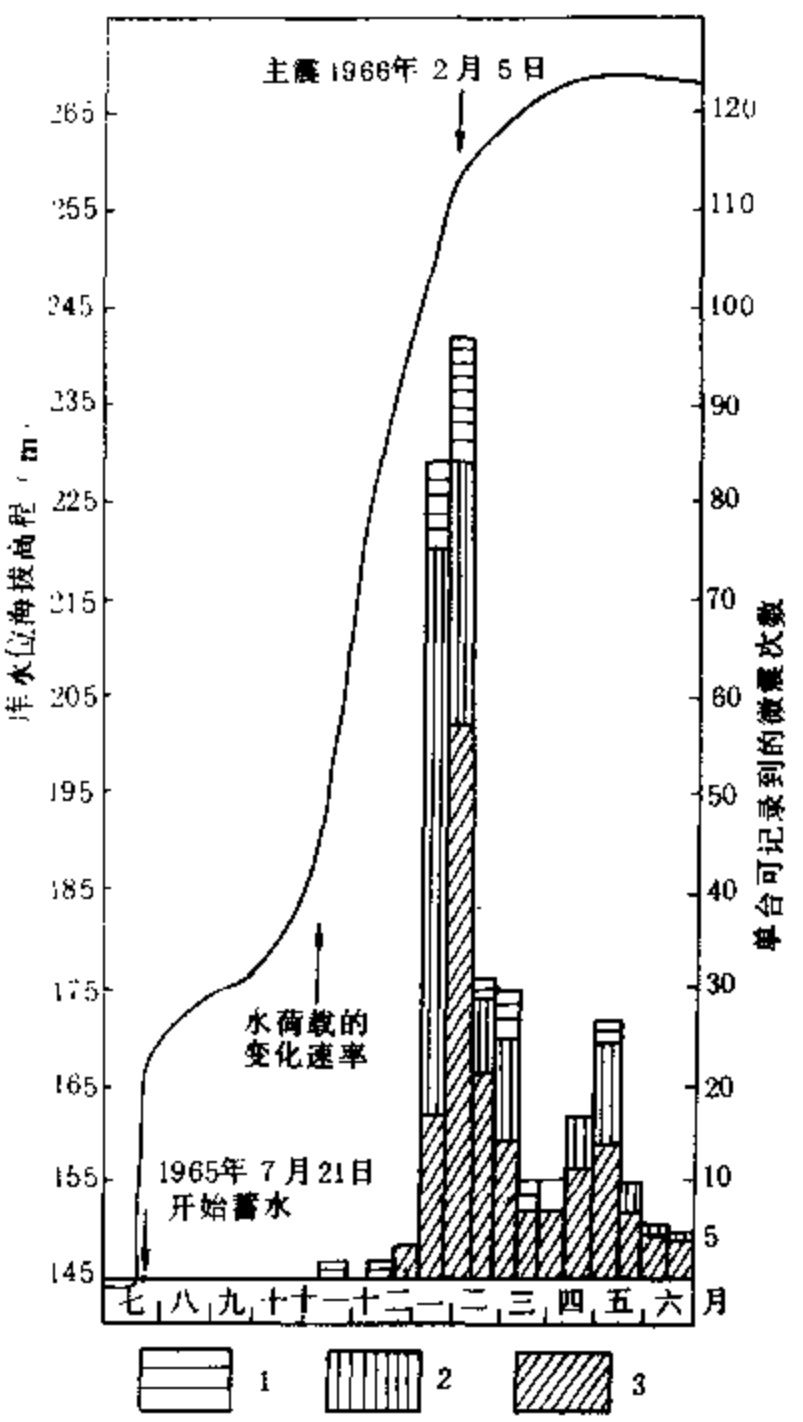


图 5-1　克雷马斯塔水库库水位与该地区的地震频度关系（据 Galanopoulos，1967）

1—单台；2—双台；3—15d为周期几个台记录（地震的强度用发挥作用的地震台站数表示）

1.2　诱发地震水库区的工程地质环境

从大地构造环境来看，属于逆冲型的板块俯冲地带，诱震的可能性很小，转换断层及大的平移断层控制地区则有可能发生，而潜在的正断层型山前坳陷及张裂系统发育地区似乎较易于诱震。在区域地质条件上，现代应力状态局部集中区及明显的新构造活动带（包括应力场畸变地带，由分析计算给出）是诱发地震可能发生的优势环境；而坚硬致密且具渗水、导水裂隙的岩体则是必要的基础条件，尤其是初始地下水位低，利于形成强烈渗流高压异常区地带。此外，经验的看法是，诱震水库区常见有温泉等地热现象分布。就天然地震背景而论，诱发作用很少在强震区奏效，而往往发生在具中等应变速率的高能区的外围地带，因为这里易积累能量，也易释放能量。至于低速率的（也常称不活动的）大陆克拉通（Claton）内部，也少见诱发震例。由此似乎可以说，库水的诱发作用是有限度的，它

对于极活动的和极不活动的两个极端地壳运动程式影响甚微。

表 5-1　水库诱发地震特征举例

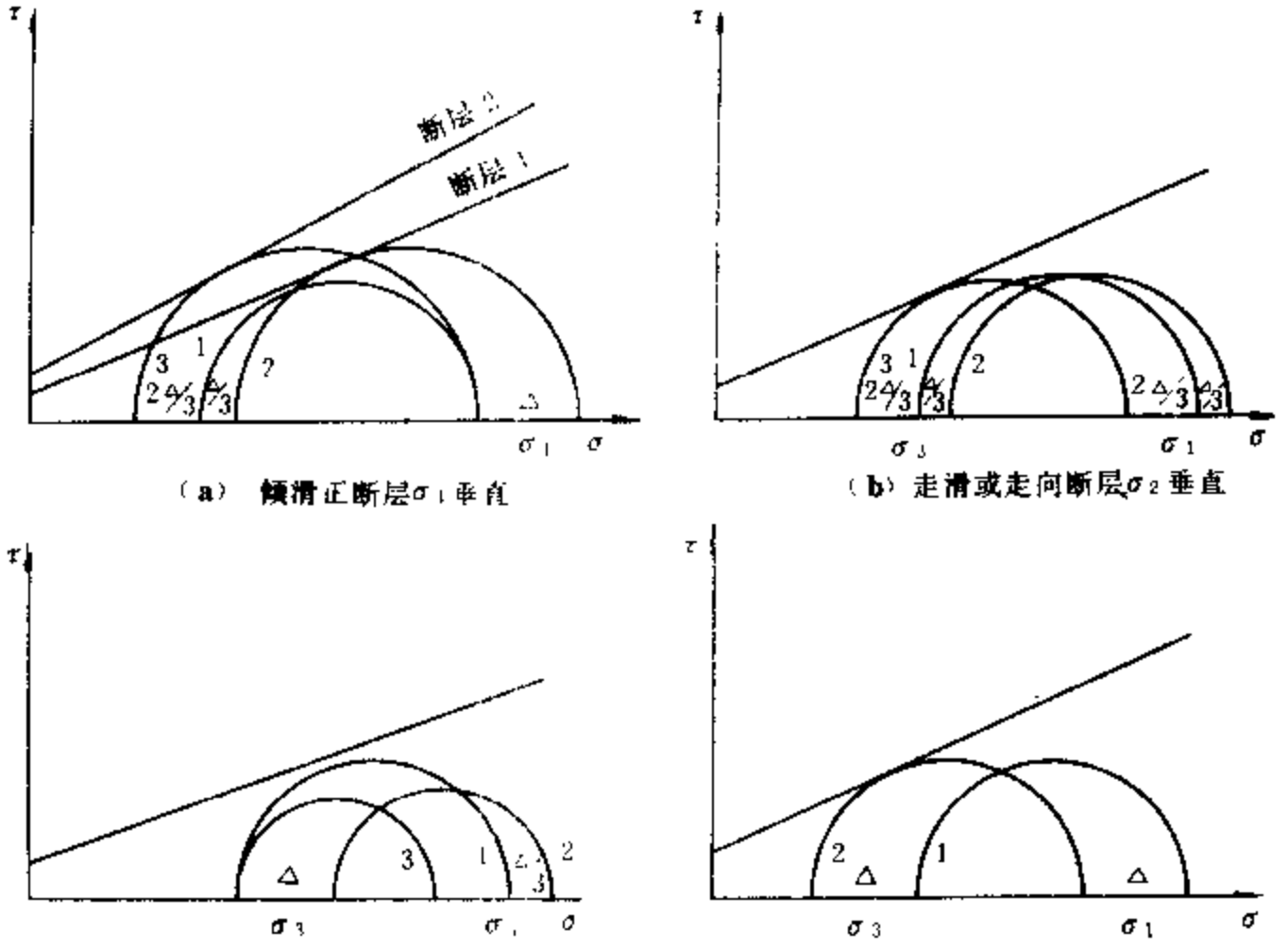
	因素 / 发震地点	主震震级 (M_S)	震源深度 (km)	震中位置	震源机制	震中区岩性	地热状况	建库前地震背景	诱震频率与水位	水库形状（长宽比）
水库诱震	新丰江(中)	6.1	5	大坝北东约 1km	走滑	花岗岩、玄武岩	温泉	弱震区	正相关	8∶1
	丹江口(中)	4.7	9.0	峡谷库缘，丹江断裂带上	倾滑兼走滑	古生代碳酸盐岩层与中生界结合处	温泉	弱震区	水深 50m 时有活动	7∶1(整体似牛轭，单支)
	参窝(中)	4.8	6.0	断裂和背斜倾伏端之间		早古生代石英岩、砂岩等	温泉	少许地震	具一致性	11∶1
	柯伊纳(印)	6.4	8—20	大坝下游 3km	走滑	白垩－始新世德干高原玄武岩	温泉	无震区	高度正相关	10∶1
	卡里巴(赞)	6.1	20	大坝上游 13km，库内深水盆地	倾滑			低震区	关系不明显	
	克雷马斯塔（希）	6.2	20	坝上游 25km，限于库内	倾滑	侏罗系灰岩，坝上游有大断层		地震活动区，但蓄水前 15a 库区 40km 内无震	水深 120m 时高度正相关，发生主震	
	奥罗维尔（美）	5.6	4—7	坝下游 11km，断裂端部	倾滑	变质火山岩		弱震区	相关	8∶1
	米德湖（美）	5.0	<9	沿断裂分布，距库 32km	走滑	断陷盆地内		无震区	相关，水深 100m 主震	
	黑部第四（日）	4.9	20(?)	位于距坝 10km 内	走滑	裂隙化花岗岩	温泉	弱震区	正相关	

1)库水作用下的断层活动机制

明确给出一个地区的现代地壳结构及其地壳动力学参量绝非易事，给出断层面上的实际应力水平和孔隙水压参数就更为困难。

众所周知，W. Snow（1976）曾用莫尔破坏准则把水荷载增量和可能由孔隙水压（裂隙水压更符合实际，为照顾习惯，这里仍用孔隙水压，但其含义与土力学中不同）叠加于天然断层应力场上进行过简明的分析。直观的结论是，正断层型应力场易于诱震，走滑型次之，而逆冲型断层应力反因库水荷载的参与有可能更加稳定，已有水库诱发地震的震源机制解与现场调查的结论竟多与此相合不悖（图 5-2）。这里应特别指出，莫尔圆分析预测出逆断层型应力环境不利于库水的诱发作用，但在原苏联的努列克（Soboleva & Mamadliev，1976）水库，最大诱发地震的机制解却为逆冲断层型，可能是通过断裂的传导作用来实现的。因震中位于能够诱发这类地震的水库边缘地区，水库荷载不直接起作用，而莫尔分析则是直观地考虑了荷载作用。Simpson（1976）曾指出，当水位急速下降时，在水库下面可能发生具有逆冲机制的地震，这实质上仍是基于荷载作用推论的。因水位急剧跌落是一种减荷作用。

2）诱震工程地质岩组



(a) 倾滑正断层σ_1垂直　(b) 走滑或走向断层σ_2垂直

(c) 冲断层σ_3垂直　(d) 任何断层类型

图 5-2　具有库仑摩擦的断层的莫尔破裂判据

(a)、(b)、(c)—深度为 h 的大水库下面的断层；$\Delta=\rho gh$，在 a 中，断层 1 上的地震弹性应力增量触发在断层 2 上，地震由孔隙和裂隙中水压的滞后上升触发；圆 1 是初应力；圆 2 是初应力＋弹性荷载；圆 3 是(初应力＋弹性荷载)－水压增量；d—由于水库附近的水压上升或注入井附近水压的增加(Δ)而引起岩石水压上升后的初应力(圆 1)和有效应力(圆 2)

库水诱发地震的优势岩组，意指水库诱发地震的发生空间和强度在不同地层岩体组合(工程地质岩组)中的分布具有统计上的选择性。这是针对水库诱震在某些岩组中强度高，而在另一些岩组中发生频数大等现象而提出的。由于地表观察和统计推断的深度是有限的(因深部性质也许另有所属)，"岩组优势"概念不包含"深源"或具强烈地震背景的诱发地震。

(1) 不同岩类的诱震特点

从现有的诱震几率分布来看，三大岩类中的沉积岩，尤其是其中的碳酸盐岩类具有明显的地震"几率优势"，而发震强度似以火成岩为最。皆因统计有限，这个推断自然是很牵强的。变质岩体无论在强度还是频度方面均无显著表现，这也许与其分布局限有关(表 5-2)。对于性质特殊的构造岩组，由于其渗流的性质和深度的特殊性，也在发震几率和强度

表 5-2　发震几率、强度与岩性关系

(据夏其发等，1984)

岩性	发生不同震级地震的水库数量							占发震水库总数的百分比(%)
	≥6.0	5.9—5.0	4.9--4.0	3.9--3.0	<3.0	微震①	总计	
火成岩	2	2	2	2	2	3	13	21.7
变质岩			3	2	1	4	10	16.7
沉积岩	1	1	3	2	1	3	9	16.0
碳酸盐岩	1	3	10	3	8	3	28	46.7

①只有小震微震活动，无震级记录资料。

上有所表现(表 5-3)。因此,重大的水利枢纽工程,对破裂带,尤其是对断裂破碎带的研究是至关重要的。

(2)岩组优势概念的合理性

碳酸盐岩的热导性有特殊表现,其热导率与其它岩类的比值为:

碳酸盐岩:碎屑岩:松散层:煤=6:3:2:1

表 5-3 发震几率、强度和渗流条件的关系

(据夏其发等,1984)

渗透条件	发生不同震级地震的水库数量				占发震水库总数的百分比(%)
	≥5.0	4.9—4.0	<4.0	总计	
断裂破碎带	10	10	10	30	70
岩溶裂隙带		7	6	13	30

而地温梯度与地层热导率是此消彼长的关系。因此,碳酸盐岩中温度变化的传导是较快的。一旦这种传导受阻,或岩石热膨胀扩大空间,都会产生较其它岩组大的温度应力。若在具有丰富地热异常的碳酸盐岩区修建高坝大库,温度应力的作用很可能是重要的诱震因素之一。

应力蚀裂作用也可能是诱发地震在各类岩组中具有优势选择的重要原因,尤其表现在中小型诱发地震上。蚀裂是在应力作用下,腐蚀、溶蚀性溶液作用于岩石,使裂隙、空隙或晶间缺陷进一步发展的现象。这种现象以沉积岩类,尤其是其中的碳酸盐岩中最为常见(图 5-3)。碳酸盐岩中的蚀裂——压溶缝合线的峰尖与最大主应力线平行或重合,伴有剪性微破裂就是实证。

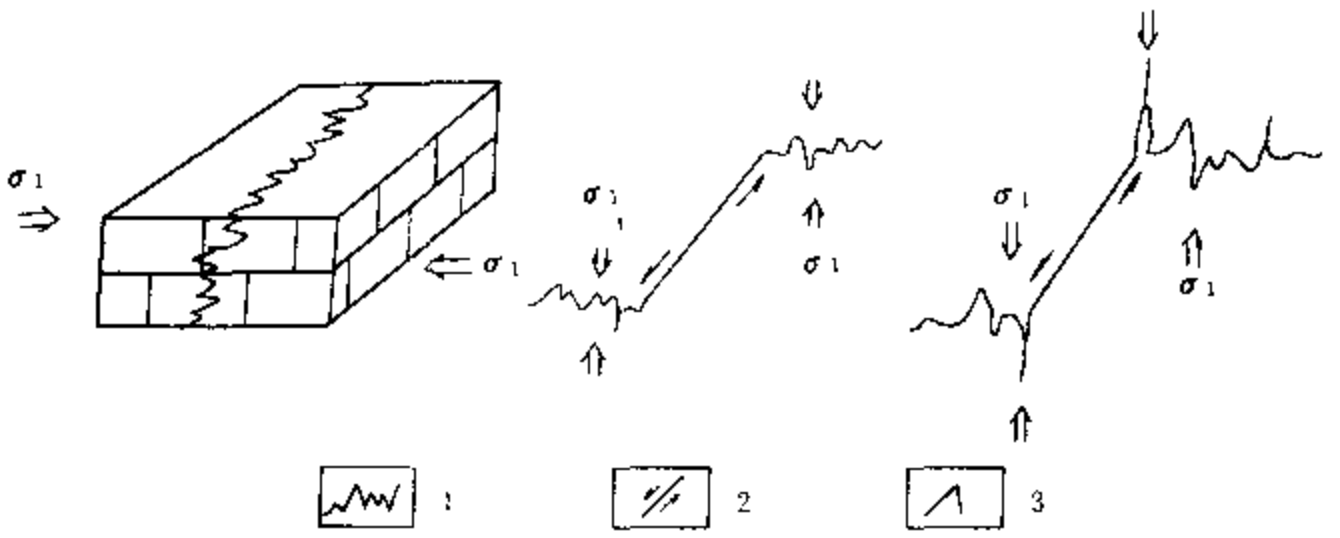


图 5-3 野外碳酸盐岩的应力腐蚀现象(缝合线)及应力分析模式

1--压溶缝合线;2—剪破裂;3—张破裂

自 60 年代以来,依据地震是"破裂现象"的观点,开始用破裂试验进行地震研究。结果发现,在同样的应力水平下,不同岩石出现破裂事件的范围和强度却是大不相同的(图 5-4)。单轴压力下大理岩的声发射事件出现两个峰值,而砂岩则不然,尽管二者临近破坏的声发射均达峰值。这个实验支持了碳酸盐岩具有"优势"的论点,因为在低应力水平下大理岩出现了声发射(发震)。而砂岩却未出现(无震)。水的加入则会极大地加速应力侵蚀和微破裂事件的发展(Scholz,1972)。可以认为,碳酸盐岩分布的广泛性使其诱震优势具有重要意义。

3)诱发地震区的工程地质优势因素

已发震的水库区一般具备特殊的工程地质条件组合,如地形、岩性、地震背景、地热等。这些因素可称为诱发地震的优势因素(刘传正,1986)。它们包括:Ⅰ、岩组;Ⅱ、重力变形带;Ⅲ、活动断裂及地热;Ⅳ、渗流带;Ⅴ、主应力场畸变带和Ⅵ、地震与 b 值异常带。前三者在地

表易于观察到，可称为显优势因素；后三者经分析计算方可求得，称为隐优势因素。

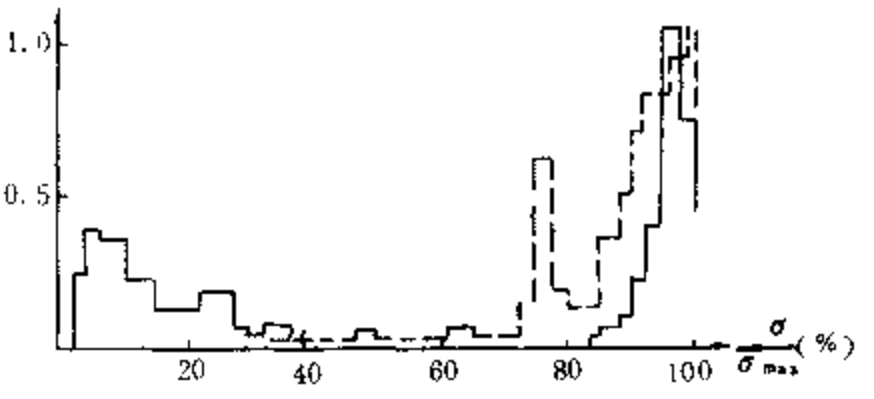


图 5-4 单轴压缩下砂岩(虚线)、大理岩(实线)声发射比率

(据刘祖沅，胡毓良，1985)

(1)显优势因素：能够诱发地震的水库区存在以下显优势因素：Ⅰ、岩组优势，意指水库诱发地震发生的空间和强度在不同地层岩体中的分布具有统计上的选择性。这是针对水库诱震在某些地层岩体中强度高，而在另一些中发生频率大等现象而提出的。如碳酸盐岩具特殊的成分、结构，具有较高的热导性和较宽的声发射频域，故而碳酸盐岩广泛分布的水库区诱震频度和强度都较大。Ⅱ、重力变形带分布区，由重力崩滑作用造成的带状分布陡崖和正在活动的崩、滑坡地带。这种地带因山高谷陡，拐曲突出，利于库水荷载作用而产生偏差应力。Ⅲ、活动断层应力型式及地热，指诱发地震在不同应力型式的活动断层上出现的几率分布具有很大的选择性，如诱发较大震级的震例机制解表明，以正断层型和走滑型应力模式居多，逆冲型少见。应该注意的是，断层应力型式的含义与现场断层所表现出来的力学性质并非一定完全一致。如有时见有逆冲断层，但断层目前却可能以走滑型式或正断层型(引张型)应力作用为主，此情况下仍应作为危险应力型式对待。同时，已诱震的水库区常有温泉等地热条件随断裂存在，库水对地壳的局部"冷却"作用导致温度应力也是诱发地震的原因之一。

(2)隐优势因素：能够诱发地震的水库区存在以下的隐优势因素：Ⅳ、渗流带，库水直接或间接沿断裂带渗流，形成裂隙水压力，影响到断裂稳定而造成地壳构造物理环境改变。值得强调的是，导致地震的库水渗流不同于考虑库水效益的渗漏分析，因此时并不要求有大量的水漏失，渗流量很小时，完全可由时间来补充。埃及阿斯旺高坝库区蓄水 17a 后才产生诱发地震可能是一个例证。Ⅴ、主应力场畸变带，意指最大主应力连线急剧变化地带。这种地带常常是应力集中带，地质上往往表现为隐伏的现代地壳挤压带。处于断裂形成或扩展前期，现代活动断裂端部及其延伸地带常属于此情形。用水系优势方位反演的三峡库首区新构造期应力场和实测的现代应力场都寻求到了主应力场畸变带。Ⅵ、地震及 b 值异常，地震空间分布的成带性早为人知，而地震序列之 b 值(天然者一般小于 1.0)，在诱发地震前后有很大变化(诱发者一般大于 1.0)。估算并跟踪一个地震带在水库蓄水前、蓄水过程中及蓄水后的 b 值时空变化有很重要的意义。

在上述六个诱发地震优势因素中，活动断裂主应力场畸变带是主导控制因素；渗流带是纽带因素，它使水库作用与活动断裂作用耦合起来；而重力变形带仅在库水影响域内起明显作用；优势的岩组则是重要的基础条件。诸因素的相对地位从大至小可排列如下：

活动断裂(Ⅲ)＞地应力场畸变带(Ⅴ)＞渗流带(Ⅳ)＞重力变形带(Ⅱ)＞优势岩组(Ⅰ)

自然，这个排列是在考虑库水作用的前提下给出的，没有库水的参与，水库诱发地震无从谈起。地震与 b 值(Ⅵ)是综合性很强的因素，暂不列入以上排列。

1.3 库水的作用及其诱发机制

固然，由于有了库水的参与才产生了具有特殊表现的水库诱发地震。因此，关于水库可以引起地震的第一篇研究报告(D. 卡德尔，1845)就把米德湖(美国)水库地震归因于水荷载的作用。随后，D. I. Gough & W. I. Gough(1970)、S. T. Snow(1972)、G. Book(1976)等曾用弹性理论中布辛涅斯克方程对水荷载引起的附加应力进行过二、三维计算。尤其是 Wethers & Nyland(1976，1981)采用 Biot 方程进行了弹性介质内固液-时空耦合模式来模拟库水的作用，以力求更符合实际。

在室内试验方面，曾开展过软化试验(大 规宪四郎，1974；吴景浓，1981)。尤其是 C. H. Sholtz(1973)，据实验提出了岩石扩容与水的扩渗联合进行来解释水库区震前波速比异常，意欲进行水库诱发地震的预报。R. B. 纳普(1971)据诱震水库区常有地热异常，提出水(差)热膨胀作用，并估算了地壳 30km 内水压系数约为 1—2.5MPa/1℃。在时间上，也突破了过去的水库诱发地震在蓄水后少则几个月，多则几年就出现的看法。埃及阿斯旺高坝蓄水 17a 后才引起明显的地震活动(1980，1981，$Ms=5.0,5.1$)就是一个例证。

总结起来，库水的作用可以归纳如下：

- 库水作用
  - 荷载效应
    - 产生附加应力场(竖向生压，侧向引张)
    - 库边缘诱导张应力、切应力
  - 渗流效应
    - 产生附加孔隙(裂隙)水压力
    - 高渗流梯度效应
  - 地质环境效应
    - 物理化学效应(影响裂面 C、φ 值)
    - 渗水“冷却”效应——产生温度应力

用公式简单表示为：

$$\tau=C'+(\sigma-u--p'-C'+p_g)\mathrm{tg}\varphi'\pm p^* \tag{5-1}$$

式中：τ——蓄水后粘滑面上的抗位移强度；

σ——粘滑面上的原有法向应力；

p'、C'——库水荷载引起的侧向张应力、切应力；

u——附加孔隙或裂隙水压力；

p_g——库荷载在粘滑面处产生的附加应力法向分量；

p^*——考虑渗流效应和温度应力的修正项；

C_0、φ_0 及 C_w、φ_w——蓄水前粘滑面上的凝聚力和内摩擦角及在库水作用下的损失量，其剩余量为：$C'=C_0-C_w$，$\varphi'=\varphi_0-\varphi_w$

库水是如何诱导地震发生的，从一确认水库可以引起地震就开始了对其论证和探讨。目前的认识尚有分歧，但粗略地可以划分为两个派别，即强调库水作用的荷载观和强调地震构造背景的构造观。

荷载论者强调水头压力的重要作用，认为坝高 100m 以上的大水库容易诱发地震。他们

的主要根据是蓄水前库区少有强震历史，而蓄水后地震增多，且限于水库影响域内，地震频度与水位关系密切。理论计算和实测均表明，水体重力对应力调整、地面变形有影响。荷载说的代表人物当推德国地震学家 J. D. Rothe(1976)。

然而，更多的地球物理学家、构造学者和工程地质学者则坚持认为五级以上的水库地震是一种诱发性构造地震，库水的作用只是加速断层能量积累或使断层相对地提前释能。其论据是，震中并不密集于库水最深处，震中常常分布在断层上，较符合断层成因说，为震源浅，库水是通过构造裂隙渗流来调整地壳应力，等等。

同时，许多学者从力学试验角度进行了讨论。W. F. Brace 据试验认为，在地下 5—10km 内，可能局部存在粘滑条件。于品清(1981)则强调水库地震当以脆性破坏为主，并提出“蓄能地质体＋水的作用”模式；E. C 什坚格洛夫等主张“张裂带＋库水静压力”的论断；H. K. 尼古拉耶夫也认为水库地震的发展阶段与天然地震基本相同，只是较天然地震提前释能，且释放期较长；郭增建(1986)提出水库地区坚硬介质中大量小裂缝的接通是某些水库发生大量小震的原因，并把此观点用于解释近地表几公里范围内的浅源群发型水库诱发地震。同时指出，小裂缝的接通可以形成水库弱化区，并用其早期(1979)提出的地震调整单元和积累单元观点推断弱化区的发展可能导致较大的水库地震发生。

据统计，坝高(库水深)的不同确对诱震发生不同的影响(图 5-5)，但震级分布并不以一百米作为明显变化的界线，何况把有些诱发塌陷型地震统计在内增大了问题的复杂性。这个事实证明，不同水库的环境不同，其诱发地震的时间反应也不同，并非随水位的变化亦步亦趋；另一个明显的结论是诱发地震的震级多分布于 $M_S=4—5$ 级左右，从水库数量与震级分布关系来考查就更加清楚(图 5-6)。

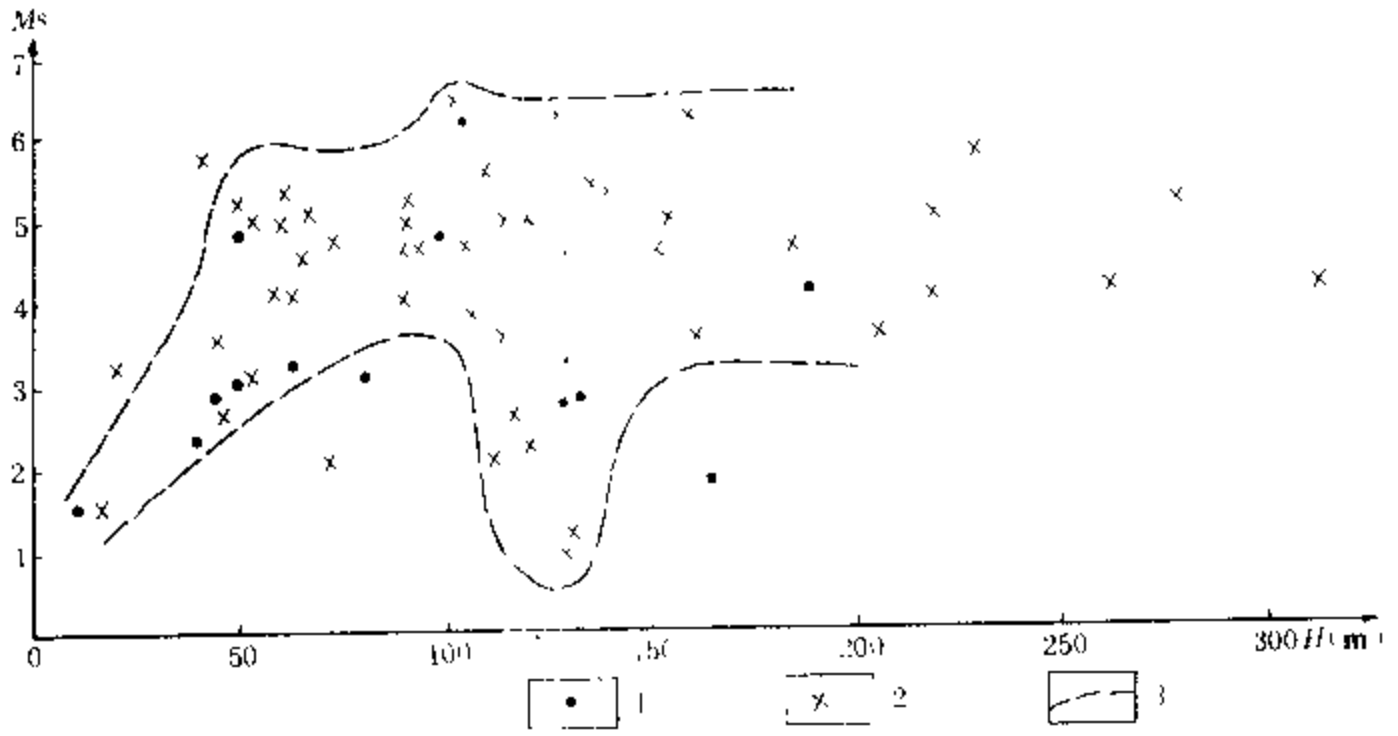


图 5-5　世界各国水库诱发地震震级(M_S)与坝高(H)关系散点图

1—中国震例；2—国外震例；3—典型震例集中分布范围

自水库开始蓄水到发生诱震活动之间有明显的时间滞后性，且不同水库的滞后时间相差很大，这有助于认识地震活动性增高的过程。克雷马斯塔水库是一个极端情况。这个水库几个月就蓄满了水，当水位还在上升时便诱发了前震；当水位接近最高值时发生了主震(M_S

=6.3)，余震则在几个月内就衰减下来了。另一个极端情况是柯伊纳水库，其水位经过五个年周期的升降以后，也就是蓄水超过五年之后，在第六个峰值后不久才发生主震。我们认为，克雷马斯塔地区在水库蓄水前的地震孕育已发展到临界状态，稍稍的库水荷载作用和孔隙水压效应就"压"出了地震。柯伊纳水库地震则是在库水的多种作用下长期孕育的结果。以丹佛注液致震来看，岩体的渗流"压力锋"穿过地层 5km 约需一年或更长些的时间，这对于理解库水作用是非常重要的。

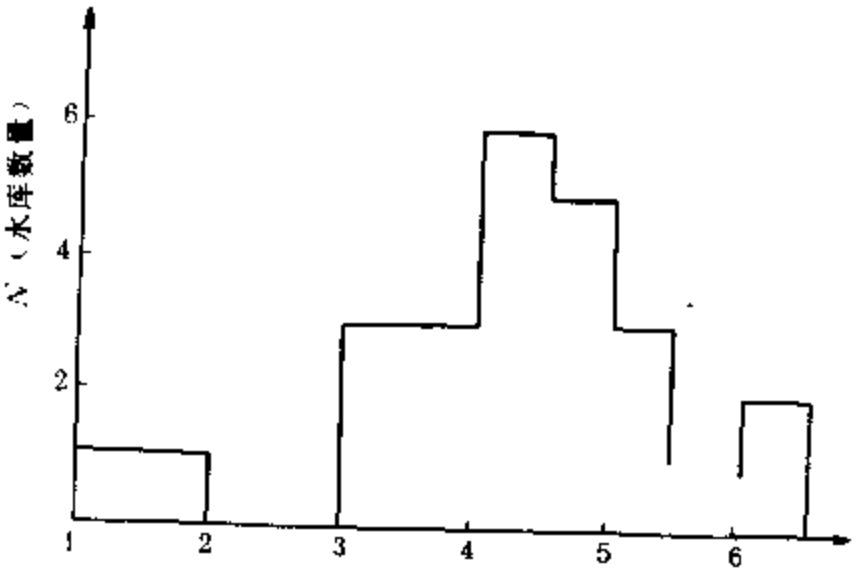


图 5-6　世界诱发地震的水库(或大坝)直方图(25 例)
(据 B. O. Skipp, 1984)

显然，单靠库水荷载是不能导致水库地震的。某些水库地震在蓄水后不久便发生是正值水库区域地壳孕震应力环境将要以地震方式释能之际，恰由库水这种相对"突然"的作用触发而生。因此，水库诱发地震的产生是在特定的地壳物理环境下，构造孕震区"突然"受到"大增量"的外界干扰(库水)而产生的一种复杂程式的表现，而绝非是水库"充水就灵"。

1.4　水库诱发地震的研究方法

水库诱发地震的研究方法可以概括为以下三个方面：①已有水库诱发地震震例的分析；②可能诱发地震水库区的地震台网设置与观测；③理论分析与计算。

1)水库诱发地震的震例分析

震例分析是至关重要的。因为总结与分析已知的特征规律，可对现有水库诱发地震的发展趋势作出评价，以决定是否采取措施，同时也为拟建水库诱震与否给出正确的预测。实质上，这是应用已知推未知的方法，这方面已进行了深入的工作。它包括①诱震水库区工程地质环境特征研究；②地震活动的时、空、强分布规律；③库水作用的室内外模拟；④地震机制研究；⑤微震监测。

2)地震台网监测

从地震学角度考虑问题，最有前途的工作莫过于微震台网监测和注水致震模拟技术。特别是前者，在已诱发地震的各大水库区均设了由数个台站组成的近距控制定位台网，取得了一些有关微震的基础参数(表 5-4)。已有的经验和教训说明，最重要的是在一些拟建的重大水电工程地区，蓄水前就应设置相应的监测台网，如我国拟建的长江三峡库区就布置了多个永久台站，其它一些水利枢纽区也布设了部分台站或流动台站。然而，由于实际条件和技术上的原因，用以研究诱发地震活动性的长期和高质量的地震数据还很少。

3)预测研究的量化方法

我国现行的"水工建筑物抗震设计规范 SDJ10-78"(试行)中规定："在兴建高水头大水库时，如库区地质构造复杂，并有晚近期活动断裂分布，应研究产生诱发地震的可能性。对产生诱发地震可能性较大的水库，应尽量在蓄水前由有关部门设地震台进行监视。"

表 5-4　水库微震研究实例

蓄水年代	水　库	位　置	野　外　观　测	观测时间	地震活动性	参　考　文　献
1935	米德湖	美　国	共有 4 个台站，间隔约 80km	1938—1944	约 400 次事件被观测到，约 400 次被定位	Cardor(1945)
				1938—1949	每年观测到约 300 次事件	Cardor(1970)
		亚　利	共有 4 个台站，间隔约 80km	1950—1952 1966		
		桑　那	9 个遥测台站，间隔约 20km	1972.7.10 1973.12.5	定位 678 次事件	Regere 和 Lee
1950	安德森	美国加利福尼亚州	VSGS 中加州微震台网的资料	1969.1 —1973.9	定位约 500 次事件	Bufe(1976)
1952	克拉克山	美国卡罗来纳南部	共有 5 个熏烟纸记录便携式地震仪	1974—1975	观测到 1000 次以上事件	Talwani (1976)
1958	卡里巴	赞比亚	3 个台站，间隔约 150km，加上区域台站	1959—1971	观测到约 2000 次，定位约 500 次事件	Alcher & Allen (1969,1972)
1959	新丰江	中国广东	4 个台站，间隔约 10km，1972 年 7 月—8 月增加 9 个熏烟纸便携式地震仪	1971.7 —1972.12	观测到 258 247 次，定位 25 513 次事件，断层面和 V_p/V_s 的研究	Gough & Gough (1970)，Shen 等(1974)，Anonymous (1974)，Wang 等(1976)
1960	黑　部	日本本州	坝上一个高增益台站	1963.5 —1970.4	1182 次事件，其中 $s-p\leqslant 1s$	Hagi Wai & Ohtake (1972)
1962	柯伊纳（希万其萨格）	印　度	相距约 50km 的 4 个台站，加上后来增添的台站和 100km 外的 P_{00} 台站	1963.10 1973.12	观测到 25 000 次事件，定位约 3 000 次	Guha 等(1971,1974)
1965	克雷马斯塔	希　腊	4 个台站的区域台网，最近的 115km 一个增加的流动台站	1965.9 —1966.11 1966.11.1 —11.6	观测到约 2 300 次事件定位 161 次 定位 54 次事件	Comninakis 等(1968) Stain Wads(1971)
1967	曼格拉	巴基斯坦	相距约 15km 的 3 个台站	1966.1 1963.11 1966.1 —1973.3	观测到约 60 次事件 观测到约 150 次事件	Adamg & Ahmed (1969) Biown(1974)
1967	努列克	原苏联塔吉克共和国	相距约 30km 的 13 个台站	1955 年起	1972 年蓄水最多的一次后地震活动增加，然后恢复正常	Sobdeva & Mamadaliev (1976)
1968	本莫尔湖	新西兰南　岛	新西兰地震台网附加初步微震观测	1956－1972	地震活动略有增加	Adams (1974)

目前，全世界已有 100 多个在不同的地震地质背景条件下发生水库诱发地震的震例。同时，也在更大的范围内，修建了数以万计的水库，其中绝大多数确无诱发地震伴生。这两方面的资料必然成为各种水库诱发地震预测方法的基础。就一定意义而言，各种水库地震

预测方法实质上都是类比法，即根据已知震例和非震事件的情况，推测即将修建的水库诱发地震的可能性。可见，水库地震的预测、预报象一般地震的预测、预报问题一样，都是对概率事件的预测，其成败和准确程度取决于积累的实际资料和正确选取影响概率的因素。诚然，目前掌握这两种方面的情况还有限，但已具备初步条件，可以进行概率预测，以满足生产建设的需要。因此，水库地震的预测问题已成为当前地震预测研究中的一个重要课题。

一般地震、预测预报包括时间、地点和震级三个要素。水库地震都发生于水库蓄水以后不久，并且分布于水库区。因此，时间和地点的判断在水库地震预测中不具突出的意义。水库地震的预测实际上包含两个主要问题。第一是水库蓄水以后发生诱发地震的可能性或概率；第二是可能发生的诱发地震的最大震级。以下将就这两个问题归纳现已提出的一些可供参考的方法[1]。考虑到各地的实际情况差别很大，这些方法只适用于一定范围。

(1) 诱发地震可能性的预测

诱发地震可能性的预测是首要的，为此，推荐以下 3 种方法可供试用。

①概率预测法

概率预测法是美国佩克（D. R. Packer）和比切尔（G. B. Beacher）等人提出的，其立意是在概率意义上对一个新建水库的诱震危险性进行预测。由于迄今还不清楚水库地震发生的必备条件，故只能从现有大水库的可能与诱发地震有密切关系的因素进行统计分析。这些因素包括库深（D）、库容（V）、水库所在地区应力场状况（S）、库区断层活动性（F）及库区优势岩性条件（G）（表 5-6）。表 5-7 给出了根据截止于 1980 年底世界上 39 座发震的和 173 座未发震的大水库（大水库的定义是库深＞92m，或库容＞$10\times10^9m^3$ 者）的资料得出的相应各因素状态的似然率。表 5-5 给出了 5 个因素、3 种状态下发震水库似然率与未发震水库似然率的比值。

表 5-5　诱震因素及其状态

诱震因素	因素状态		
	1	2	3
库　深 D (m)	d_1：很深 $d_1>150$	d_2：深的 $150>d_2>92$	d_3：浅的 $d_3<92$
库　容 V ($\times10^9m^3$)	V_1：很大的 $V_1>10$	V_2：大的 $10>V_2>1.2$	V_3：小的 $V_3<1.2$
应力状况 S	S_1：逆断层 (σ_3 垂直；σ_1、σ_2 水平)	S_2：正断层 (σ_1 垂直；σ_2、σ_3 水平)	S_3：走滑断层 (σ_2 垂直；σ_1、σ_3 水平)
断层活动性 F	f_1：活动的	f_2：不活动的 G	
介质条件 G	g_1：沉积岩	g_2：变质岩	g_3：火成岩

[1] 本部分主要参考《水库诱发地震》之第 17 章，丁原章等，地震出版社，1989。

表 5-6　世界发震的（RIS）与不发震的（$\overline{\text{RIS}}$）大型水库似然率

诱震因素	水库数目		因素状态					
			1		2		3	
	RIS	$\overline{\text{RIS}}$	RIS	$\overline{\text{RIS}}$	RIS	$\overline{\text{RIS}}$	RIS	$\overline{\text{RIS}}$
D	39	173	0.308 (12)	0.133 (23)	0.564 (22)	0.728 (126)	0.128 (5)	0.139 (24)
V	39	173	0.231 (9)	0.208 (36)	0.410 (16)	0.214 (37)	0.359 (14)	0.578 (100)
S	39	173	0.205 (8)	0.208 (36)	0.538 (21)	0.642 (111)	0.256 (10)	0.150 (26)
F	7	6	1.00 (7)	0.67 (4)		0.33 (2)		
G	39	173	0.410 (16)	0.358 (62)	0.333 (13)	0.387 (67)	0.256 (10)	0.254 (44)

注：括号内为水库数目。

表 5-7　世界发震的与未发震的大型水库似然率比值

因素	状态		
	1	2	3
D	2.316	0.775	0.921
V	1.111	1.916	0.621
S	0.986	0.558	1.707
F	1.50	1.000	
G	1.145	0.860	1.008

在各种因素相互独立的情况下，发震条件概率 P（RIS/D，V，S，F，G）与不发震的条件概率 P（$\overline{\text{RIS}}$/D，V，S，F，G）可依贝叶斯定理表示为：

$$P(\text{RIS}/D, V, S, F, G) = \frac{P(\text{RIS})\ /P(D, V, S, F, G/\text{RIS})}{P(\text{RIS})\ P(D, V, S, F, G/\text{RIS}) + P(\overline{\text{RIS}})\ P(D, V, S, F, G/\overline{\text{RIS}})} \tag{5-2}$$

$$P(\text{RIS}/D, V, S, F, G) = 1 - P(\text{RIS}/D, V, S, F, G) \tag{5-3}$$

式中：P（RIS）和 P（$\overline{\text{RIS}}$）是发震和未发震的先验概率（或检验前概率），即：

$$P(\text{RIS}) = \frac{39}{39+173} = 0.184$$

$$P(\text{RIS}) = 1 - 0.184 = 0.816$$

P（D，V，S，F，G/RIS）和 P（D，V，S，F，$G/\overline{\text{RIS}}$）分别为发震与不发震事件的因素组合的条件概率。在假设各因素之间为概率独立时：

$$P(D,V,S,F,G/\text{RIS}) = P(D/\text{RIS})P(V/\text{RIS})P(S/\text{RIS})P(F/\text{RIS})P(G/\text{RIS}) \tag{5-4}$$

$$P(D,V,S,F,G/\overline{\mathrm{RIS}})=P(D/\overline{\mathrm{RIS}})P(V/\overline{\mathrm{RIS}})P(S/\overline{\mathrm{RIS}})P(F/\overline{\mathrm{RIS}})P(G/\overline{\mathrm{RIS}}) \tag{5-5}$$

将式(5-4)除以式(5-5)，并代入式(5-3)得：

$$\frac{P(\mathrm{RIS}/D,V,S,F,G)}{P(\overline{\mathrm{RIS}}/D,V,S,F,G)}=\frac{P(\mathrm{RIS})P(D,V,S,F,G/\mathrm{RIS})}{P(\overline{\mathrm{RIS}})P(D,V,S,F,G/\overline{\mathrm{RIS}})}$$

$$=\frac{P(\mathrm{RIS})P(D/\mathrm{RIS})P(V/\mathrm{RIS})P(S/\mathrm{RIS})P(F/\mathrm{RIS})P(G/\mathrm{RIS})}{P(\mathrm{RIS})P(D/\overline{\mathrm{RIS}})P(V/\overline{\mathrm{RIS}})P(S/\overline{\mathrm{RIS}})P(F/\overline{\mathrm{RIS}})P(G/\overline{\mathrm{RIS}})}$$

$$=\frac{P(\mathrm{RIS})}{P(\overline{\mathrm{RIS}})}\mathrm{LR}(D,V,S,F,G) \tag{5-6}$$

一个新建大水库的5个因素的状态--经确定之后，根据表5-7查得似然比LR（D，V，S，F，G），并代入式（5-6），就可以确定其发生诱发地震的概率P（RIS/D，V，S，F，G）。

为了合理地确定临界概率P_c，可采用4项指标：预测的精度K和R、信息量I（a，b）和信息率g。它们的意义是：

(a) 预测的精度指标K和R

$$K=1-\frac{(n^p-n_e^p)+(n^f-n_q^f)}{n} \tag{5-7}$$

$$R=1-\frac{n_e^f}{n_e}-\frac{n_q^p}{n_q} \tag{5-8}$$

式中：n^p——用统计概率模式预测有震的水库数目；

n^f——预测无震的水库数目；

n_e^p——预测有震确也发震的水库数目；

n_q^f——预测无震确也无震的水库数目；

n——统计预测所用的发震水库和未发震水库总数；

n_e^f——预测无震但实际上发震的水库数目；

n_q^p——预测有震但实际上未发震的水库数目；

n_e——发震的水库数目；

n_q——未发震的水库数目。

表5-8 地震活动性统计的记号

预测的 / 实际的	发震	不发震	合计
已发震	n_e^p	n_e^f	n_e
未发震	n_q^p	n_q^f	n_q
合　计	n^p	n^f	n

它们之间的关系见表5-8。

(b) 信息量I（a，b）

$$I(a,b)=H(b)-H_a(b),$$

式中，$H\ (b)$ 和 $H_a\ (b)$ 分别为预测前和预测后的熵：

$$H\ (b) = -P\ (n_e)\ \log\ (n_e) - P\ (n_q)\ \log\ (n_q)$$

$$H_a(b)=\frac{n^p}{n}\left[-\frac{n_e^p}{n^p}\log\left(\frac{n_e^p}{n^p}\right)-\left(\frac{n_q^p}{n^p}\right)\log\left(\frac{n_q^p}{n^p}\right)\right]+\frac{n^f}{n}\left[\frac{n_e^f}{n^f}\log\left(\frac{n_e^f}{n^f}\right)\frac{n_q^f}{n^f}\log\left(\frac{n_q^f}{n^f}\right)\right] \quad (5\text{-}9)$$

(c) 信息率 g

$$g=I\ (a,\ b)\ /H\ (b) \quad (5\text{-}10)$$

根据 39 座发震大水库和 174 座未发震大水库的资料，在假设不同临界概率的情况下，4 项指标的计算结果如表 5-9。

表 5-9　水库地震用概率方法的预测结果

p_c	n^p	n_e^p	n^f	n_q^f	K	R	$I\ (a,\ b)$	g
0.1	147	36	66	63	0.47	0.285	0.035	0.074
0.2	76	31	137	129	0.75	0.563	0.092	0.193
0.3	35	20	178	159	0.84	0.427	0.080	0.169
0.1	21	13	192	166	0.84	0.287	0.053	0.111
0.5	12	10	201	172	0.85	0.245	0.062	0.130
0.6	3	3	210	174	0.83	0.077	0.024	0.053
0.7	0	0	213	174	0.82	—	—	—

从表 5-9 可知，p_c 取 0.2 为宜。如果某水库的 8 种可能组合条件的发震概率均大于 0.2，则可判断其蓄水后诱发地震的危险性是很高的。

②断层强度分析法

断层强度分析法是估计库区有关断层在蓄水前后由于应力调整以及介质强度参数变化导致的稳定度变化。假设使岩体中不连续面闭合和停止水向下渗透的临界有效压力为 σ_D，并设渗透停止深度处的构造主压应力为 P_t，而 P_t 与所研究的断层法线的夹角为 α，则 P_t 使该断层上产生的法应力为

$$\sigma_n=P_t\sqrt{\frac{\zeta^2\ (1+\mathrm{tg}^2\alpha)}{\zeta^2+\mathrm{tg}^2\alpha}} \quad (5\text{-}11)$$

因此，深度 H 处的断层面平衡方程为：

$$\sigma_n+\zeta\gamma H-\sigma_w=\sigma_D \quad (5\text{-}12)$$

式中：γ ——为岩石容重，在上述某库区的例子中，取 2.74t/m³；

σ_w ——为渗透压 $=\gamma_w H$；

γ_w ——为水的容重 (1t/m³)；

ζ ——为侧压力系数，取 0.27。

考虑到一般水库地震的最大震源深度约为10km，而主震约5km左右，对于致裂强度最低的页岩，经统计得：

$$\sigma_0 = 329 + 1.22\sigma_m \pm 65,$$

又考虑到三种岩石的抗压强度下限约为 49×10^6Pa，取 $\sigma_0=98\times10^6$Pa 代入式（5-12），求出 $H=10$km 时的 σ_m，代入式（5-11）求出10km深处的 P_t。按下两式可求出 $H=5$km 时主震发生前的震源深度主应力 σ_1 和 σ_2。

$$\sigma_1 = P_t + \zeta\gamma H, \qquad (5\text{-}13)$$

$$\sigma_3 = \zeta P_t + \zeta\gamma H \qquad (5\text{-}14)$$

$$\sigma_1' = \sigma_1 - \sigma_w \qquad (5\text{-}15)$$

$$\sigma_3' = \sigma_3 - \sigma_w \qquad (5\text{-}16)$$

不同 α 角时的上述参数，经计算示于表5-10。

表 5-10　断层面上的应力值

α	p_t	σ_1	σ_3	σ_1'	σ_3'
20	1988	2358	907	1858	407
30	2575	2945	1075	2445	565
40	3151	3521	1221	3021	721
50	3665	4035	1360	3535	360
60	4090	4460	1474	3960	974
70	4406	4776	1560	4276	1060
80	4672	5042	1631	4542	1131

因此，断层面抗滑稳定系数为：

$$\eta = \frac{\left[\frac{1}{2}(\sigma_1+\sigma_3) - (\sigma_1-\sigma_3)\cos 2\alpha'\right]\operatorname{tg}\psi}{\frac{1}{2}(\sigma_1-\sigma_3)\sin\alpha'} \qquad (5\text{-}17)$$

式中，$\alpha'=90°-\alpha$。当求蓄水前稳定系数 η_1 时，用 σ_1、σ_2 和 $\operatorname{tg}\psi$；当求蓄水后不考虑岩石软化时的稳定系数 η_2 时，用 σ_1'、σ_2' 和 $\operatorname{tg}\psi$；当求考虑蓄水后岩石软化时的稳定系数 η_3 时，用 σ_1、σ_3 和软化的摩擦系数 $\operatorname{tg}\psi'$。

某水库区岩石的内摩擦角如表5-11所示，根据表5-10和表5-11，并根据式（5-17），可求出主压应力方向与断层法线成 α 角的各断层在蓄水前、后的稳定系数（表5-12）。

表 5-11　岩石的摩擦系数

岩　类	$\operatorname{tg}\psi$	$(\operatorname{tg}\psi')$
砂　岩	0.7	(0.67)
页　岩	0.84	(0.84)
凝灰岩	0.75	(0.73)

表 5-12　断层面的稳定系数

α (°)	η_1	η_2	η_3
20	3.284	2.533	2.425
30	2.128	1.698	1.626
40	1.589	1.280	1.225
50	1.310	1.044	0.999
60	1.202	0.931	0.892
70	1.311	0.972	0.931
80	2.080	1.480	1.417

③数值模拟法

水库诱发地震的数值模拟是通过联合求解平衡方程和渗流方程，即在应力-渗流耦合条件下计算库水的荷载效应和孔隙水效应而导致的断层面强度变化，再按下式估计蓄水后断层的发震危险度 R_0'。

$$R_0' = \frac{1}{1-N}\left(R \pm \frac{\Delta\tau_n}{\tau_r}\right) \tag{5-18}$$

式中：R_0——是该断层在蓄水前的危险度，可按表 5-12 的 $1/\eta_1$ 估计；$N=\Delta P \cdot \mathrm{tg}\phi/\tau_r^2$；

ΔP——为孔隙压增量；

τ_r ——为断层强度；

τ_r 可根据下式计算：

$$\tau_r=\left[\frac{1}{2}(\sigma_1+\sigma_3)-\frac{1}{2}\cdot(\sigma_1-\sigma_3)\cos 2\alpha\right]\mathrm{tg}\phi \tag{5-19}$$

式（5-19）中的 σ_1、σ_3 取表 5-10 中的 σ_1'、σ_3' 数值；$\mathrm{tg}\phi$ 可按表 5-11 选取；为了按式（5-18）估计水库蓄水后有关发震危险度 R_0、还需要估计断层面上附加剪应力 $\Delta\tau_n$ 和孔隙压增量 ΔP。

a. 水库的荷载效应计算

水库蓄水后，水体荷载的静压力使库区及周围的岩体（包括断裂）产生附加应力和变化，故应计算水库蓄水后达到最高水位时库基岩体产生的应力增量和位移分布。此外，还应计算库区主要断层面上的应力增量和抗剪强度增量。通过计算分析，可以了解由水库荷载造成的附加应力的高值区的范围和随深度的变化；可以认识水库荷载对不同产状的断层位错的影响。不能因为水库荷载相对于库基岩体的质量较小，而忽略水库荷载的效应，特别是对附加张应力垂直于断层面产状和附加应力与构造应力场相符的情况。估计分析还有助于了解哪些断层有利于产生诱发地震．以便判断诱发地震的位置。

b. 孔隙水压增量（ΔP）的估计

断层内的孔隙水压是影响岩体强度、亦即影响诱发地震的重要因素之一。当然，它与水库水深、地下潜水面深度、断层与水库有无水力联系等有关。如果水库库基大部分岩层走向与河道的基本走向近于平行，并被一些横断层切割时，断裂、透水的岩层构成有密切水力联系的通道。根据贝尔等对美国奥罗维尔等水库的计算经验，最大孔隙水压力为：

$$\Delta P=0.06H \tag{5-20}$$

式中：ΔP ——单位为 10^5Pa；

H ——库水深（m）。

耦合水库荷载效应和孔隙水压效应．可以得出库区断层面上的正应力增量、剪应力增量、孔隙水压增量和断层强度的变化。尽管这种模拟计算只考虑了水库荷载和孔隙水压效应，不能反映库水对岩体的多种作用，但是，模拟计算依然有助于了解水库蓄水对地震危险性的主要影响。

总之，通过上述几种方法可以对待建和在建水库建成以后是否可能诱发地震作出一定估计。

（2）诱发地震最大震级的估计

除库区特定的地质构造环境外，与诱发地震的最大震级有关的因素有三，即当地地震基本烈度、库区地震危险性和水库的规模。前两者的确定方法已不属于水库诱发地震的研究范畴，这里不着重讨论。唯一需要强调的是，在进行库区危险性分析时，切勿忽视水库蓄水对库区活动断层的影响。水库荷载效应、水库造成的孔隙水压变化和库水对岩石的软

化作用都可能增大活动断层发生错动的可能性。因此，贯穿库区的活动断层的地震危险性，在估计诱发地震最大震级时要充分考虑。

①综合影响系数 E 与最大诱震震级的关系

许多研究工作都认为，水库的规模与诱发地震的最大震级有关。当前的问题是如何确定表示水库规模的参数。佩克在概率预测中考虑了库深和库容；沈崇刚、古哈认为，水库面积与诱发地震有关。表 5-13 给出 30 座诱震水库的表征水库规模的 3 个因素（最大坝前库

表 5-13　30 座诱震水库简况

库　名	最大库深 H_{max} (m)	库容 V 10^6m^3	水库面积 S (km^2)	综合影响参数 E	震级 M	预测震级 $M_{预测}$
阿斯旺	84	164000	6200	3.18	3.5	4.5
伯罗沃标	95	1628	44.5	2.60	3.5	3.9
塔内里斯	132	678	16.3	3.17	4.7	4.5
尤库比内	10.6	4761	145	3.23	5.0	4.5
米德湖	191	36703	593	3.09	5.0	4.4
乔卡西	107	1431	30	2.24	3.2	3.9
卡里巴	122	178000	6572	4.58	$6\frac{1}{4}$	5.9
克班	182	31000	680	3.99	3.5	5.2
科尔	54	1505	60	2.15	3.8	3.5
柯伊纳	100	2780	115	4.14	6.5	5.4
克雷马斯塔	120	4750	180	4.55	6.2	5.8
黑部第四	186	199.3	3.5	3.26	4.9	4.6
马尼克3号	96	10423	207	1.91	4.1	3.2
马拉松	60.3	41	2.4	3.53	$5\frac{3}{4}$	4.8
努列克	285.3	11000	74	1.92	4.5	3.2
奥罗维尔	204	4400	63	2.92	5.7	4.2
塞非亚拉德	80	1800	56	2.49	4.7	3.8
沙斯塔	153	5610	119	3.24	3.0	4.2
他宾戈	142	935	19.4	2.95	3.5	4.3
乌凯	63.6	8611	320	2.39	3.0	3.7
瓦拉根巴	104	2055	75	3.80	5.4	5.1
新丰江	97	111500	390	3.29	6.1	4.6
丹江口	92	20896	862	3.79	4.7	5.1
南水	81.3	1218	39.4	2.63	2.4	3.9
前进	50	17	0.8	2.62	3.0	3.6
柘林	62	7171	387.4	3.35	3.2	4.6
佛子岭	74.4	484	23	3.51	4.5	4.8
南冲	45	15.5	1	2.90	2.8	4.2
参窝	50.3	790	52.6	3.35	4.6	4.7
乌溪江	129	2060	41.9	2.62	2.8	3.9

深 H_{max}，相应库容 V 和相应水库面积 S）。表 5-14 为 H_{max}—M、V—M 和 S—M 的相关系数，3 个相关系数都小于相应自由度时 95% 显著性水平的临界相关系数。因此，在统计学上不能认为它们各自与 M 相关。为了得到更合理的参数代替最大库深 M_{max}、库容 V 和库面积 S，建议采用综合影响参数（E），即

$$S=\frac{E\times V}{H_{max}} \qquad (5\text{-}21)$$

表 5-14　水库规模（H_{max}、V、S、E）与震级的相关系数

水库参数	相关系数	临界值 γ_α	
		$\alpha=0.05$	$\alpha=0.01$
H_{max}	0.169	0.361	0.463
V	0.348		
S	0.346		
E	0.586		

显然，库水受地形的支配，是一个不规则形状的水体，但总可以用式（5-21）表述 3 个水库参数之间的关系，即库容一定，S 反比于 H_{max}；H_{max} 一定，S 正比于 V。联系它们之间的比例常数 E，命名为综合影响参数。理论证明，E 值的实际范围是 1.9—5.0。已产生诱发地震水库的 E 值与震级的相关系数为 0.586（表 5-14）。两者相关性较好，它们间的统计回归关系式为：

$$M=1.317+0.995E\pm1.201 \qquad (5\text{-}22)$$

式中，±1.201 为震级的标准偏差 σ_M；E 值的标准偏差 $\sigma_E=0.696$。利用式（5-22）对发震水库进行震级预测的结果见表 5-13（不含标准偏差）。

由于 E 值的实际上限为 5.0，因此水库地震的最大震级为：

$$M=1.317+0.995\times5+1.201=7.5 \qquad (5\text{-}22a)$$

因此，按式（5-22a），并取 50% 的标准偏差，其可能的最大诱震震级为：

$$M=1.317+0.995\times3.56+0.5\times1.201=5.5 \qquad (5\text{-}22b)$$

目前，世界上最大的诱发地震为 $M_s=6.5$ 级。很明显，由统计数据得到的关系式只能适用于统计范围之内，不能任意外延。本关系式也只能适用于较大水库，根据所用资料，限定它的范围是最大库深 $H_{max}>50$m，相应库容为 0.1×10^9m^3 以上。

②两级综合模糊评判

水库地震震例有限。从实际资料提取诱震因素状态时如有少许偏差，就会使似然比产生较大变化；同时，各因素诱震效益也不相同，因此，必须尽量增补资料库，并将现有资料进行必要的数学处理。同时，要根据已有研究成果建立起的“专家意识”赋于各因素及其状态以及不同权重，使最终的预测结果与实例符合率尽量提高，以求得“最佳解”。这就是水库地震两级综合评判模式的基本思路。

用综合影响参数代替库深和库容，同时把发生 $M_s\geqslant5$ 和 $M_s<5$ 的诱发地震震例各“因素状态”对应的差异性进行检验，证明它们之间的差异是显著的。因此，可以把诱发地震分为三个等级，即 $M_大$（$M_s\geqslant5$），$M_小$（$M_s<5$）和 M_0（不发生水库地震）。

综合上述考虑之后，水库地震的两级模糊综合评判模式表示为

$$B=\frac{b_1}{M_{大}}+\frac{b_2}{M_{小}}+\frac{b_3}{M_0}=\underset{\sim}{A}_0\begin{bmatrix}\underset{\sim}{A}^{\circ}_E & \underset{\sim}{R}_E\\ \underset{\sim}{A}^{\circ}_S & \underset{\sim}{R}_S\\ \underset{\sim}{A}^{\circ}_F & \underset{\sim}{R}_F\\ \underset{\sim}{A}^{\circ}_G & \underset{\sim}{R}_G\end{bmatrix} \tag{5-23}$$

式中：$\underset{\sim}{B}$——评判（预测）结果的模糊集；

b_1、b_2、b_3——发生 $M_{大}$、$M_{小}$ 和 M_0 的隶属度；除号和加号为查德记号；

$\underset{\sim}{A}$——因素（取综合影响参数 E、应力场状态 S、断层活动性 F 和介质条件 G）的权向量，根据前述的原则，$\underset{\sim}{A}$取（0.40，0.25，0.15，0.20），$\underset{\sim}{A}_E$、$\underset{\sim}{A}_S$、$\underset{\sim}{A}_F$、$\underset{\sim}{A}_G$ 为因素状态的权向量。

也同 $\underset{\sim}{A}$的给出原则一样，分别取为：

$$\underset{\sim}{A}_E=\begin{bmatrix}0.60 & 0.40\\ 0.62 & 0.30\\ 0.60 & 0.40\end{bmatrix}$$

$$\underset{\sim}{A}_S=\begin{bmatrix}0.30 & 0.34 & 0.36\\ 0.30 & 0.30 & 0.40\\ 0.35 & 0.25 & 0.40\end{bmatrix} \tag{5-24}$$

$$\underset{\sim}{A}_F=\begin{bmatrix}0.35 & 0.65\\ 0.35 & 0.65\\ 0.40 & 0.60\end{bmatrix}$$

$$\underset{\sim}{A}_G=\begin{bmatrix}0.22 & 0.27 & 0.28 & 0.23\\ 0.28 & 0.32 & 0.22 & 0.18\\ 0.28 & 0.25 & 0.27 & 0.20\end{bmatrix}$$

在式（5-23）中，$\underset{\sim}{R}_E$、$\underset{\sim}{R}_S$、$\underset{\sim}{R}_F$、$\underset{\sim}{A}_G$ 为关系矩阵（即单因素状态的隶属度），都需要根据已有的发震和未发震大水库的实际资料形成；而 $\underset{\sim}{R}_E$ 则根据表 5-13 的资料形成（E 分为两个状态，e_1 和 e_2，它们的截断值为 3.7），最终形成的关系矩阵为：

$$\underset{\sim}{R}_E=\begin{array}{c}\begin{matrix}M_{大} & M_{小} & M_0\end{matrix}\\ \begin{bmatrix}0.444 & 0.365 & 0.444\\ 0.556 & 0.635 & 0.556\end{bmatrix}\end{array}\begin{matrix}e_1\\ e_2\end{matrix}$$

$$\underset{\sim}{R_S}=\begin{bmatrix}0.300 & 0.293 & 0.303\\ 0.350 & 0.414 & 0.401\\ 0.350 & 0.293 & 0.287\end{bmatrix}\begin{matrix}S_1\\ S_2\\ S_3\end{matrix}$$

$$\underset{\sim}{R_F}=\begin{bmatrix}0.667 & 0.667 & 0.556\\ 0.333 & 0.333 & 0.444\end{bmatrix}\begin{matrix}f_1\\ f_2\end{matrix} \qquad (5\text{-}25)$$

$$\underset{\sim}{R_G}=\begin{bmatrix}0.280 & 0.215 & 0.244\\ 0.240 & 0.267 & 0.271\\ 0.260 & 0.259 & 0.256\\ 0.220 & 0.259 & 0.229\end{bmatrix}\begin{matrix}g_1\\ g_2\\ g_3\\ g_4\end{matrix}$$

式（5-23）中的“$\circ$”表示复合运算符号，我们取（+，·）一对算子。当关系矩阵按地震等级归一后，该对算子蜕化为（+，·）即普通的和与乘。还需要说明的是，由于碳酸盐岩地区发生水库地震的机率较高，故把它从 g_1 中分出为 g_4。

某设计水库，按计算得知，$E=3.56$，属 e_2。但应当指出，由于表 5-13 中 E 值的 e_1 和 e_2 的截断值为 3.70，而 E 值的标准偏差 $\sigma_E=0.696$，故该水库的 E 值也可能为 e_1，所以 E 值取 e_1 或 e_2 两种，应力状态属 S_3 或 S_2，断层活动性属 f_1，介质条件为 g_1 或 g_4。这八种组合的各诱震等级的隶属度和地震等级见表 5-15。

表 5-15　示例水库的隶属度及预测震级

因素状态组合	b_1	b_2	b_3	$M_{预测}$
e_1, s_2, f_1, g_1,	0.4225	0.4202	0.3914	$M_{大}$
e_1, s_2, f_1, g_4,	0.4062	0.4099	0.3961	$M_{小}$
e_1, s_3, f_1, g_1,	0.4225	0.4013	0.4028	$M_{大}$
e_1, s_3, f_1, g_4,	0.4062	0.3910	0.4075	$M_{大}$
e_2, s_2, f_1, g_1,	0.4185	0.4210	0.3874	$M_{小}$
e_1, s_3, f_1, g_4,	0.4022	0.4107	0.3921	$M_{小}$
e_2, s_2, f_1, g_1,	0.4185	0.4021	0.3988	$M_{大}$
e_1, s_3, f_1, g_4,	0.4022	0.3918	0.4035	M_0

应当指出，该水库最可能的组合是 3、4、7、8 组。因此，发生 $M_{大}$（$M_S\geqslant 5$）的可能性最大。根据上述几种方法对于举例水库的初步估计结果，归纳为表 5-16。

③震级与断层破裂长度的关系

曾心传和高士钧（1987）据国内外 21 例水库地震震级（绝大部分为 $M_S=3$ 级以上地震）与发震断层长度得到如图 5-7 所示的关系。经回归分析，得到：

$$M_S=3.45\log L+1.76 \qquad (5\text{-}26)$$

表 5-16　举例水库的水库地震危险性的估计

	所　用　方　法	结　　果
诱发可能性估计	1. 概率预测法	某水库诱发地震概率的上、下限为 0.760—0.217，均大于 P_c (0.2)
	2. 断层强度分析法	蓄水后稳定系数 $\eta_S<1$， a 断层：0.892；b 断层：0.931；c 断层：0.892
	3. 数值模拟法	蓄水后危险度 R_0 最高的几条断层： a 断层：0.837；b 断层：0.835；c 断层：0.835；d 断层：0.837
最大估计震级	1. E-M 法	$M=5.5$
	2. 两级综合评判法	$M_{大}$（≤5 级）

式中：L——发震断层的长度，以 km 为单位。

图 5-7 中，尽管点子比较分散，但震级与发震断层长度之间的基本关系则是明显的。

1.5　问题讨论

水库诱发地震的许多方面尚不清楚，有必要择要者进行讨论。

1）主震出现的时间滞后问题

就库水的作用来说，第一次达到最高水位和主震之间的时间滞后关系，无疑比大坝的截流（开始蓄水）和主震之间的时间滞后关系更有意义。因为接近最高水位时，如果在其前不存在释能现象，应认为库水影响域内蓄存应力能的岩石体积将急剧扩大。这就意味着，较短的时间滞后对应于岩石中剪应力增大而触发的地震，而较长的时间滞后则与孔隙水压力增大而触发的地震相对应。

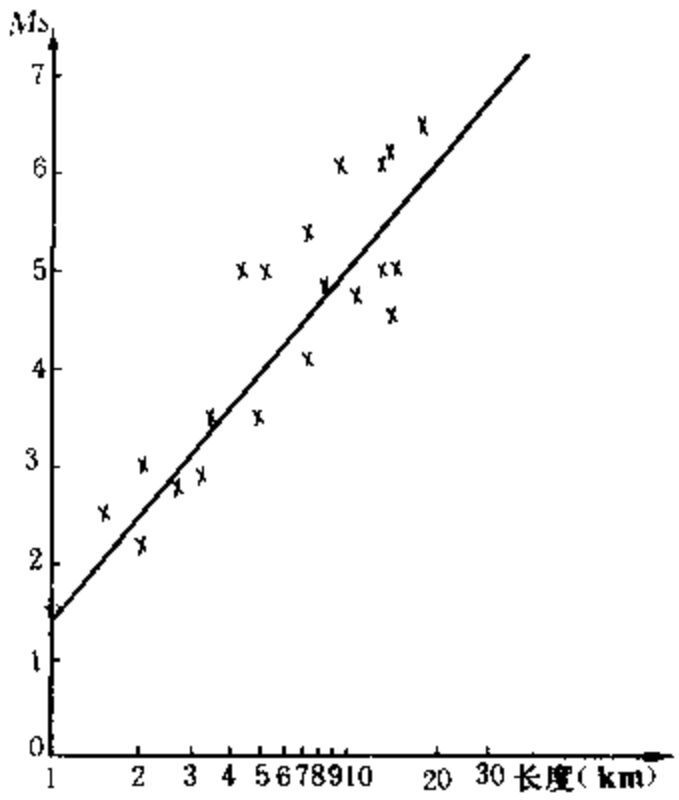


图 5-7　水库诱发地震震级与发震断裂长度关系图

（据曾心传等，1987）

由表 5-17 的统计表明，主震滞后于第一次最高蓄水位的时间可分为两类。克雷马斯塔水库很特殊，主震发生在达到最高蓄水位之前三个月；而卡里巴水库主震的滞后于最高蓄水位的时间远小于一年。另一类是蓄水达最高水位较长时间才诱发主震，如新丰江、柯伊纳，尤其是阿斯旺。图 5-8 给出了发生主震距开始蓄水的时间。它客观地说明，一般情况下，震级越大，所要求的蓄水时间越长。从这个方面来看问题，它比主震滞后于第一次最高蓄水位更能说明库水渗流作用与库区工程地质环境相互作用的敏感程度。同时也说明，库水的更深渗入（需要时间也更长）可能诱发更大的地震，但不可把水库区天然地震自然发展程式恰巧在蓄水后某时出现地震与诱发地震混淆。这方面的研究尚少，我们在 b 值问题中还将提到。

表 5-17　第一次最高水位和主震之间的时间滞后关系

水　　库	滞后时间（a）	主震震级 M_s
新 丰 江	~1.8	6.1
柯 伊 纳	3	6.5
卡 里 巴	0.10	5.8
胡　　佛	0.8	5.0
克雷马斯塔	0.26	6.3
阿 斯 旺	3~	5.5

的，这关系到诱震的最大震级?），这就使我们很自然地把诱震水库区的 b 值与其天然地震背景区的 b 值进行比较考查，可用 b 值与其相应地震系列的平均震级 $\overline{M}_S$ 关系图解来进行（平均震级 $\overline{M}_S$ 指所考虑的地震系列的震级分布中值或均值）。

由图 5-9 可见，无论是前震还是余震，诱震区和背景区（天然地震系列构成背景区）在 $b-\overline{M}_S$ 图上都界线分明。概言之，R 线以上的诱震区具有较高的 b 值，较低的震级；而 R 线以下的背景区，具有较高的震级，相应的 b 值则较低；诱震区又可分为诱发前震区（或称诱震发展区）和诱发余震区（或称诱震衰减区）（它们以 R' 为界）。大诱震的前震与一般诱震（群发型）的 b 值和平均震级呈良好的正相关，而诱发的余震 b 值则较为集中，这表明不同水库其主震前的孕震及由前震发展到主震的过程是有很大不同的。如柯伊纳、克雷马斯塔两个诱发较大主震的前震 b 值处于高位置，而新丰江、卡里巴两个水库的前震 b 值位置稍低；诱发的余震 b 值集中成群地分布，表明主震发生后不同水库的结局在地震学特征上又显示很大的相似性，如果有差异的话，也只是大诱震的余震 b 值仍稍高于稍小者。

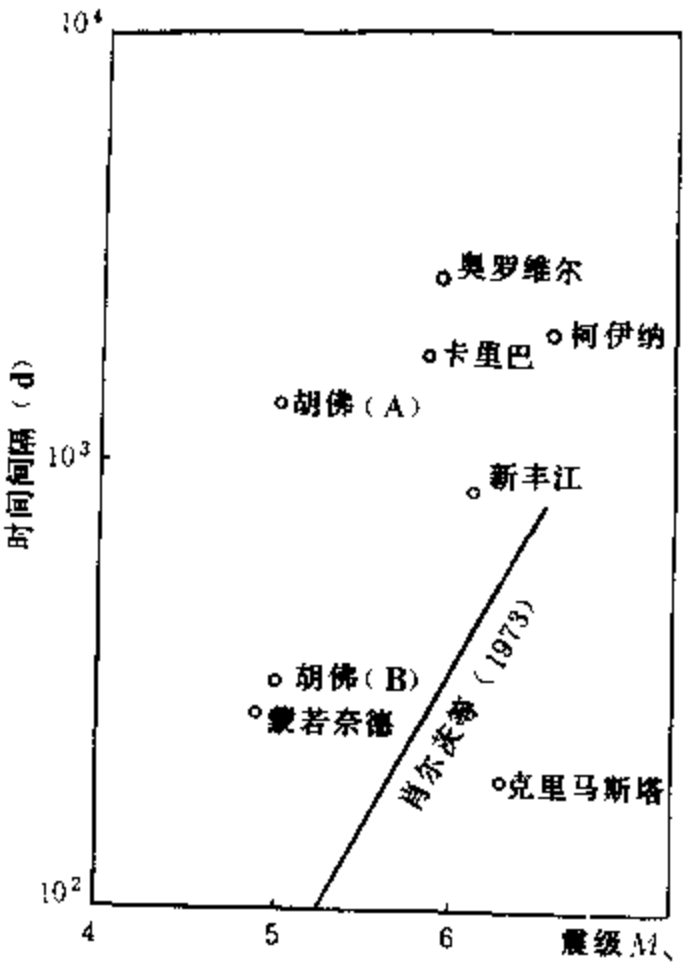


图 5-8　主震与首次蓄水后发生最大震级时的时间间隔关系
（据 D. W. Simpson）

另外，没有明显主震的群震型诱发地震，其 $b-\overline{M}_S$ 线稍后于有主震的前震 $\overline{M}_S$ 线，但二者同步发展，此时也许有着相似的含义，但发展结局不同。因此，在未来的蓄水水库监测中注意到这一点也许是有现实意义的。

（2）b 值异常研究的现实意义

已有研究表明，b 值反映着一定的构造物理意义，故我们可以尝试把 b 值异常作为未来水库区可能诱震的一项优势因素加以考虑。在大、中型水库的勘测阶段就着手寻求地震的 b 值异常，蓄水后随时跟踪监测 b 值的变化，可能有助于诱发地震的预报（主要是 P（b，

2）b 值问题

b 值是地震频度—震级关系中的一项参数。由于早已开始用 b 值时空扫描法进行地震预报，并认为其结果是乐观的，很自然地，地震学家们想到计算诱发地震系列的 b 值，得出的结论竟然与天然地震有所不同。

（1）水库诱发地震的 b 值异常

诱发地震的 b 值一般大于 1.0，且前震与余震系列的 b 值有明显的不同。由于我们把水库地震视为原构造地震被诱发而生（可能并非仅是能量上的提前诱发，也是时间上

$\overline{M}_S$）点的移动问题）。

同时，可初步考虑把 b—$\overline{M}_S$ 图作为已有地震序列是否为诱发地震的一个判据。作为检验，我们对丹江口水库地震是否为诱发成因谈点看法。已有的研究大多是把丹江口水库地震作为诱发地震来研究的，但也有异议（李元亮，1985）。为此，我们进行了计算（见表 5-18、图 5-9）。结果表明，P（b，$\overline{M}_S$）点位较低，其前震 b 值与公认的诱发地震的余震 b 值位置相当，其余震 b 值则与天然地震背景值相当。自然，上述结果不一定完全正确，但丹江口水库地震是否为诱发成因确实具有很大的模糊性。这启发我们提出一个理论问题，即应明确提出水库诱发地震之库水的诱发程度差别问题，即并非只有诱发与不诱发这两种结论，二者之间有许多过渡类型。这也许是许多诱发震例真伪之争的重要原因。问题的关键就在于不同诱震水库区库水诱发作用的定量评价问题，这是一个极有意义的课题。

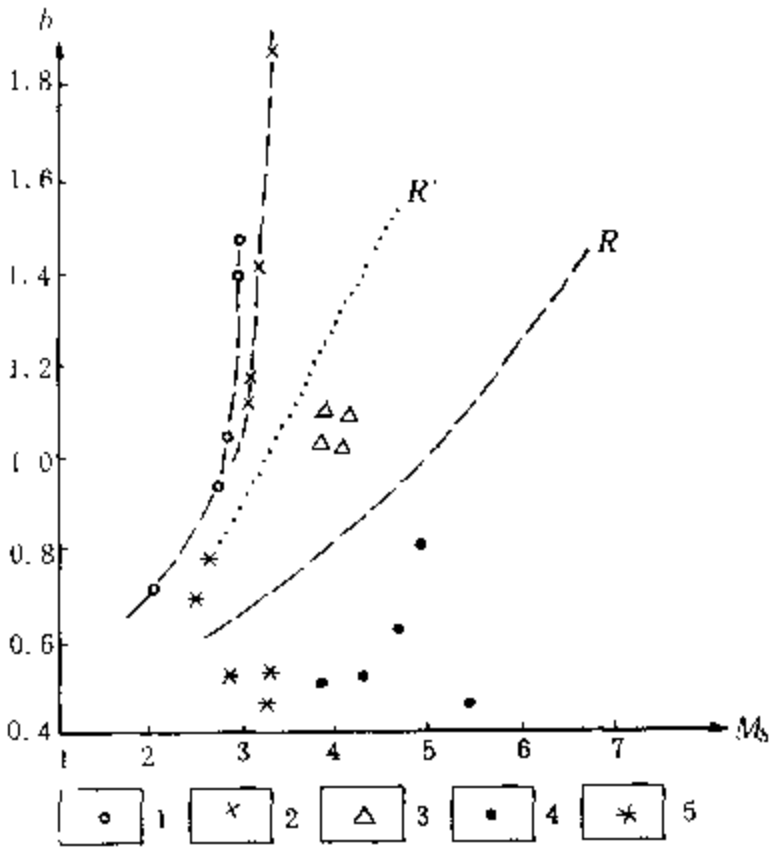


图 5-9　诱发地震序列的平均震级（$\overline{M}_S$）与 b 值的关系

1—一般的诱发地震；2—大诱震的前震；3—大诱震的余震；4—诱震区的背景值；5—丹江口地震系列

表 5-18　丹江口水库及相关地区的 b 值分布

地　区	震型	震级范围	起算震级（M_0）	地震数目	b 值
丹江地区	前　震	1.1—3.5	1.0	41	0.74
		1.6—3.5	1.5	18	0.84
	余　震	1.1—4.6	1.0	106	0.545
		1.6—4.6	1.5	49	0.517
		2.1—4.6	2.0	23	0.454
丹江水库	宋湾序列	1.1—4.6	1.0	25	0.472
		1.6—4.6	1.5	15	0.404

使用最大似然法进行计算。

3）诱发地震之震级、烈度与震源深度

诱发地震另一突出的特点反映在地震效应上，即震级不大，但烈度却较高。这对于构造型水库诱发地震，要特别引起注意。已有的计算表明，超过一定量级的诱发地震是天然地震的另一种表象。这可由下述定量计算结果给以说明。如摩擦系数为 μ 的垂直破裂，其剪切强度为 $\tau_m=\mu g\rho h\gamma/(1-\gamma)$。而非垂直破裂比这个值还要大。当 $\mu=0.5$（低值），$g=9.8\text{m/s}^2$，$\rho=2700\text{kg/m}^3$，$\gamma=0.27$ 以及 $h=1\text{km}$ 时，对于干垂直破裂，最小的剪切强度为 4.9MPa，如果密度为 ρ 的水由于流体静压强而渗透到岩石的孔隙和裂隙中，则断层强度以

比率（$\rho-\rho_W$）/ρ 减小（Hubbert & Rubey，1959）。因此，对于湿垂直破裂，在 1km 深处的最小剪切强度是 3.1MPa。一个深 150m 的水库，将在与水库大小相当，且处于水库下的岩体中产生约 0.5MPa 的最大剪应力。可见，由水库重量引起的剪应力的量级太小，不可能直接作用诱发地震。因此，要使已有裂隙达到断裂，要有几兆帕的初应力。

因此，$M_S=3$ 级左右的微震可能有接近地表的震源，水库产生的加载应力也可以直接诱发这样的地震，而不需要接近临界值的初应力。较高的初应力可能与较多的微震有关。自然，大于一定震级的（可能是 $M_S=5$ 级或者接近于 $M_S=4$ 级）地震必须有较高的初应力。这个论据指出，$M_S=4$ 级地震的震源深度至少是 340m。因为那里沿垂直断层的剪切强度大约为 1MPa，大大超过了由最大水库所产生的最大剪应力，所以，$M_S\geqslant 4$ 的地震仅能够由水库的触发过程所诱发。

对诱发地震的破坏效应，必须给予明确估计。我们用最小二乘法统计出中国水库诱发地震的震级—烈度关系：

$$I_{0诱}=3.21+0.734M_S \tag{5-27}$$

而中国天然浅源地震者：

$$I_{0天}=1.724M_S-2.586 \tag{5-28}$$

其相互关系可用图 5-10 来表示。易见，同级地震情况下，诱发地震的烈度明显地比天然地震的烈度高，破坏力强。但也不是在整个地震区间都如此。图中两条线的交点 $M_S=6$—7（统计中包括了诱发塌陷型地震，造成图中的交点偏低，但目前尚难区分水库地震的各种成因类型，尤其对具体震例是如此）。震级超过此值以后，显然不属于诱发地震性质。所以我们重申库水对极高积能区无能为力，同时也佐证：某些学者推测水库诱发地震震级上限不超过七级是有道理的。

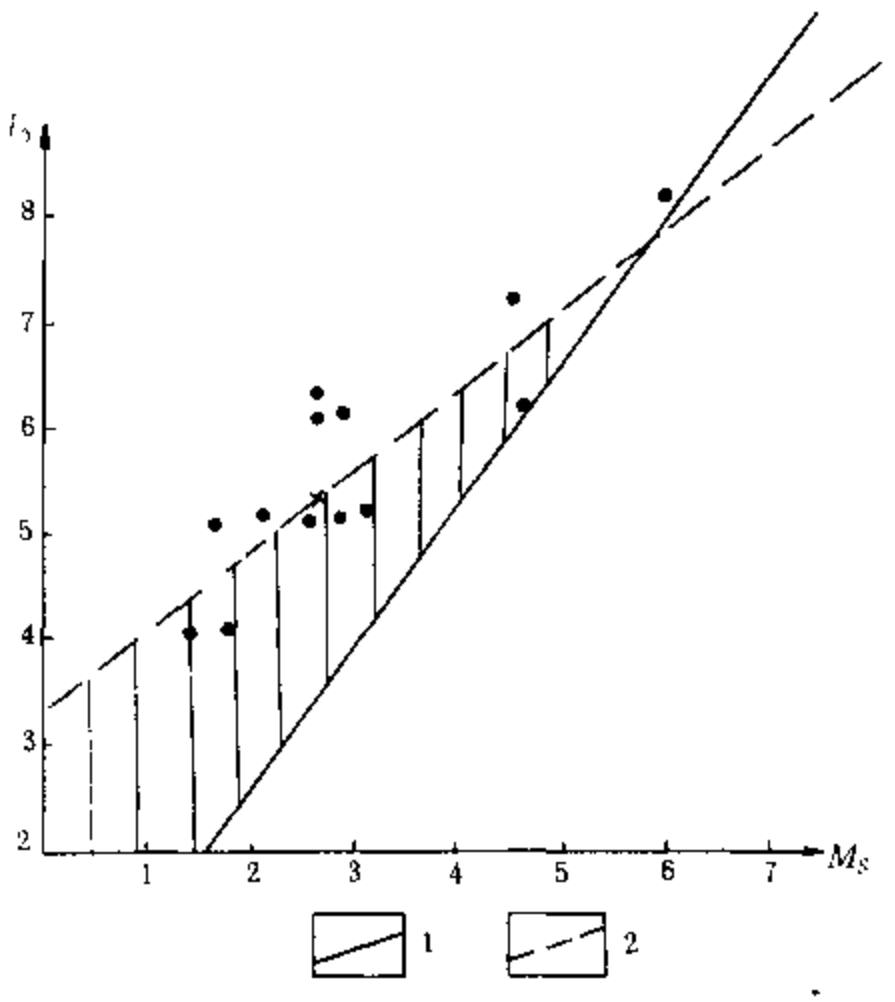


图 5-10　中国浅源地震主震与震中烈度关系

1—天然地震；2—诱发地震

诱发地震之所以有低震级、高烈度的地震效应，是因为其地震震源较浅，一般在 10km 左右，大者也不过 20km，这是与库水的渗流深度相关联的。实际上，水库诱发地震是渗流影响到岩体的“深部稳定”问题。断裂带，尤其是活动断裂带最容易被地下水浸入，水沿断裂面向下渗透。根据实际数据推测，渗入深度可达 10km 左右。20km 深度则可能是上部润滑的连锁反应。

图 5-11 给出了一个很好的例证。新丰江水库的震源深度一般较浅，大约在 4—7km，少数超过 10km。研究表明，在不同地震活动阶段，震源深度有所不同。其总的趋势是，随着蓄水时间加长，震源深度分布逐渐加深，但超过 10km 者只达总数的百分之几。它反映了库

水是缓慢向深部渗流的，但又不是无限制的。同时，也反映了荷载在粘弹性介质中应力作用的滞后效应。

1.6 水库诱发地震对策

水库诱发地震具有靠近水库和大坝、震源浅和地震活动持续时间长等特点。它对水库及大坝的破坏包括许多方面，诸如坝基变形、大坝裂开、坝体失稳和崩溃、附属工程受破坏及水电停产等。即使水库裂缝漏水仍然可以使水库和电站丧失其全部或一部分作用。水库严重破坏导致的毁坝和洪水泛滥，将产生更加巨大的损失和后果。总之，水库诱发地震具有地震本身的和次生的双重灾害。

我国水利资源十分丰富，计划兴建许多座高坝大库，今后仍将遇到大量水库诱发地震问题，有必要采取正确的防震对策。

防震抗震和减轻地震灾害主要是通过四种途径实现的，水库诱发地震的对策也同样包括四个方面的内容。

其一，控制地震的设想。有的科学家设想，通过诱发一系列小地震，分解尚未发生的大地震为若干较小的地震，或者提前释放一部分已积累的应变能，减弱当地即将发生的大地震的强度。他们认为，设法锁住一条活动断层的部分地段，然后，在未被锁住的地段用注水的办法增加液压，使这段断层产生小规模地震错动。这种设想还有一系列技术障碍和困难，有待继续探索。

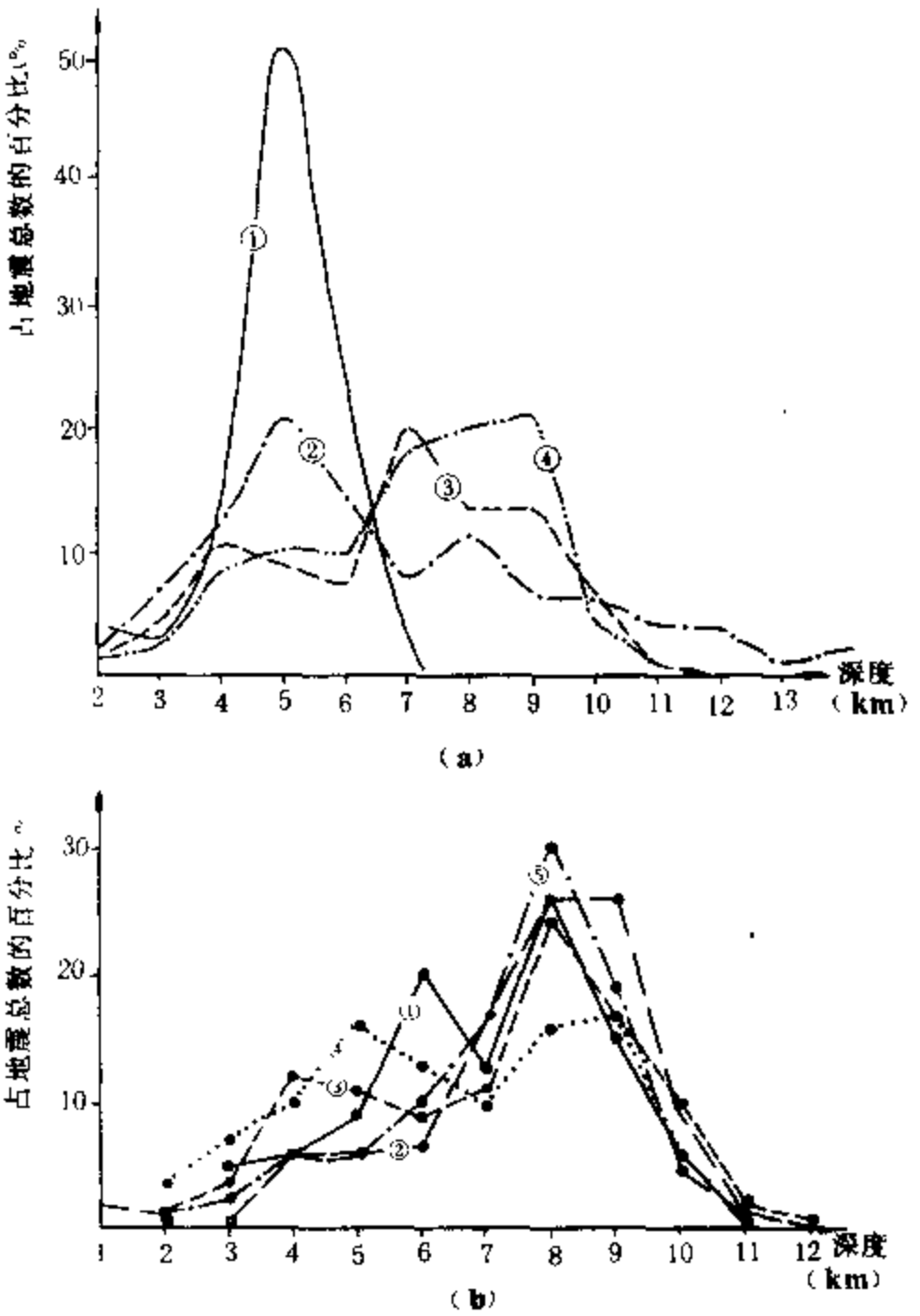


图 5-11 新丰江水库地震区不同时段地震震源深度的变化

(据丁原章等，1989)

(a) —1961 年 7 月—1980 年 1 月；①1961 年 7—9 月；②1961 年 10 月—1962 年 2 月；③1962 年 4 月—1976 年 6 月；④1976 年 7 月—1980 年 1 月；

(b) —1980 年 2 月—1985 年 12 月；①1980 年 2 月—1981 年 4 月；②1981 年 5 月—1982 年 11 月；③1982 年 12 月—1983 年 10 月；④1983 年 11 月—1985 年 2 月；⑤1985 年 3 月—1985 年 12 月

其二，预测、预报地震。水库诱发地震都发生于水库蓄水以后，并且震中位于水库附近。因此，预测、预报水库地震的关键是有无水库诱发地震，其次为最大震级的估计。水库诱发地震的预测、预报，应该在水利工程尚处于勘测选址阶段做出。这样取得较好的预报效果，才能有效地减轻地震灾害。如果在修建水库时忽视了水库诱发地震的威胁，或者错误地判定当地不会发生水库诱发地震，因而对大坝工程没有抗震设防，等到大坝建成蓄水以后，出现了十分明显的地震前兆，虽及时作出了正确的地震预报，但由于来不及在短

期内迅速放空水库的蓄水，甚至难于大幅度降低水库水位，更不可能转移水电站和其它重要设施，以致很难避免由于地震造成的经济损失。

自然，从库区出现微小的诱发地震活动到发生破坏性大地震之间有时要经历几个月甚至几年的时间。所以库区开始出现微小的诱发地震之后，能够正确地预报水库诱发地震的发展，仍然有助于采取各种防震措施，如对大坝进行抗震加固（在新丰江水库，曾成功地采取此项对策），控制水库水位涨落的速度（原苏联努列克水库），限制水库蓄水的水位高度（新丰江水库、柘林水库）等。

其三，对大坝进行抗震设防。迄今无因地震而倒塌、溃坝事例，但多见滑移、开裂、渗漏、沉降等。刘传正（1992）分析了国内外经受考验的土石坝，作出了地震烈度与平均坝顶震陷率的关系（震陷率为坝顶震陷量与坝高比值的百分比），发现未经碾压的土石坝之震陷率在Ⅶ度以上急剧增加，而经轻碾压的土石坝在Ⅸ度以上才有明显的震陷，且震陷率随烈度的增长发展缓慢。

其四，组织社会力量进行抗震救灾。

2 注液诱发地震

高压向地下注入液体可以诱发地震，最著名的一次是美国科罗拉多州的丹佛地震。希利（Healy，1968）对此做过认真研究。邓（Teng，1973）在加利福尼亚州洛杉矶、大竹（Ohtake，1974）在日本松代、佛莱彻和赛克斯（Flercher & Sykes，1977）在纽约州的代尔等，都曾研究过类似的情况。瑞雷等（Raleigh，1976）在科罗拉多州兰吉利进行的地震控制试验中，也采用了液体注入方法。结果证明，这些地震活动与液体注入有关，在确定震源机制解以后，证明了构造应力能的释放效应。因此，注液诱发地震的观测，可能有助于水库诱发地震活动的研究，因为二者在诱震机制方面有着相似性。

来自丹佛地震的证据表明，在地壳岩石中，增加的水压传递几公里的距离所需时间大约为 1a，丹佛和兰吉利的观测也证实了哈伯特-鲁比有效应力原理。

2.1 丹佛地震及其机制

1）注液与地震

为了处理废液，在科罗拉多州丹佛城附近的丹佛盆地沉积岩层中钻了一口深为 3762m 的井，它是落基山兵工厂的废液处理井。从 1962 年 3 月到 1963 年 9 月的注液速度平均为 2.1×10^7L/月，从 1963 年 10 月始到 1964 年 8 月停止注入，于 1964 年 9 月到 1965 年 3 月以平均 7.5×10^6L/月的速度在重力作用下继续注液，然后又以平均约 1.7×10^7L/月的速度较快地注入，并一直继续到 1966 年 2 月（图 5-12）。后来，由于提出注入废液与地震有关，因而终止了注液。最先提出注液与地震有关的是 Evans（1966）。他利用 Wang（1965）所测定的井附近地震的震中位置资料指出注液速度和地震频度有关。1966 年 1 月至 2 月，设置了一个地震台阵，利用速度随深度变化的函数关系（可以从折射剖面求得）测出了许多震源的位置。最大震源深约 4--5km，其深度在水平方向变化为 0.3km，在垂直方向变化为 0.5km。震中多集中在处理井附近，并向北西—南东方向延伸。

希利等（1968）还根据区域地震活动性，从时间和地点两方面研究了注液和群震之间

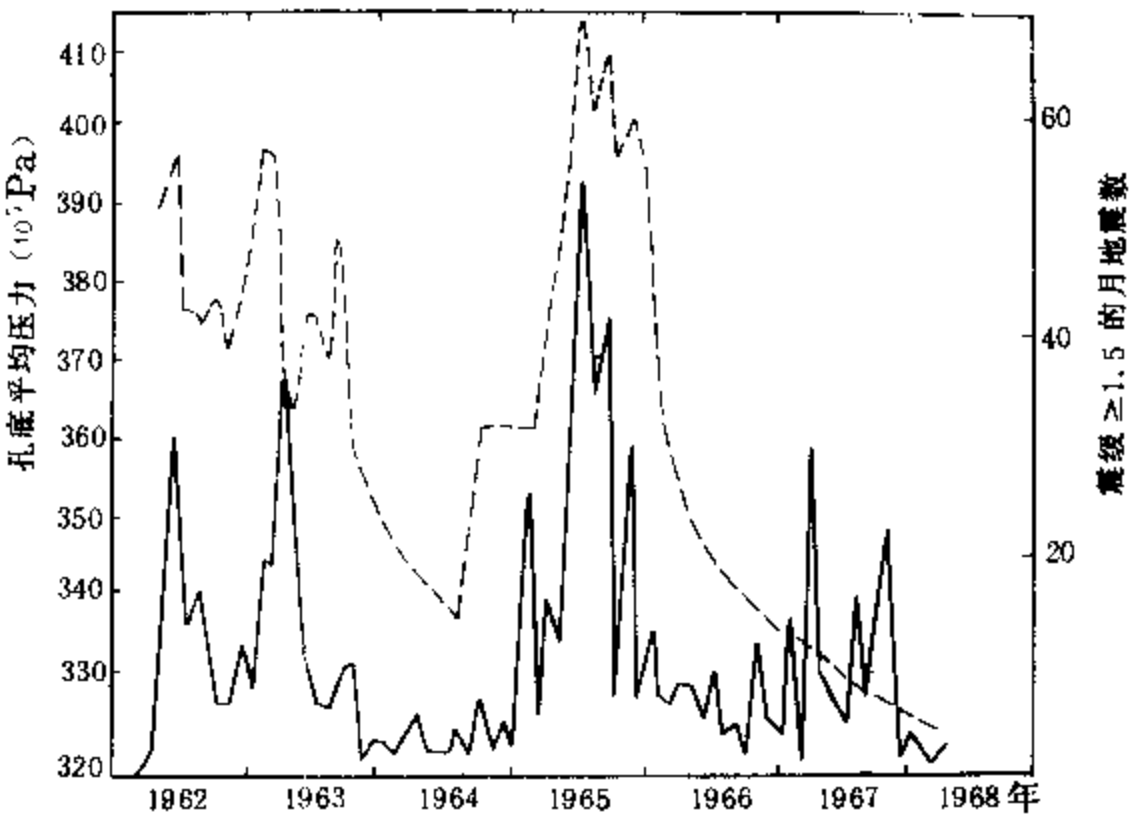


图 5-12　丹佛钻孔地区地震频度（实线）与钻孔底部的平均液压（虚线）

（据希利等）

的耦合概率，并估计此概率大约为 250 万分之一。

2）地震随时间的变化

丹佛注液地震的活动性随时间的变化较复杂。研究表明，注入速度与地震频数是密切相关的。在注液后有一个几周左右的滞后，这从图 5-11 也可以分析出。地震震中与注入井的距离小于 6km，在注液停止后，地震震中继续向北西方向迁移。丹佛序列中震级大于或等于 5 级的三个最大地震发生在注液结束后第 14、18 和 21 个月中。其中，两个主震的震中以及两个余震区的包线，相对早期的地震活动明显地向北西方向迁移，而且它与一条河流（南普拉特河）的流向正交。

地震-频度关系同样有长期变化：b 值从 1966 年的 0.9 变化到 1967 年的 0.6。因为发生了三个接近于 $M_S=5$ 级的大地震，所以 1967 的资料与 $\log N=A-bM$ 线不拟合；若只发生一个 $M_S=5$ 级左右的地震，则可能与直线拟合。

3）地震机制

注液诱发地震，在构造端部必须有一几乎足以引起已有断裂滑动或者足以使完整岩石破裂的初应力。因此，一般来说，预破裂并非必须，尽管丹佛地震似乎有预破裂（因为注液时加上了较大的压力，它可以破坏完整的岩石，如水压致裂那样）。在这方面，由注液引起的诱发不同于水库引起的诱发。在水库诱震中，预破裂是必须的。这种看法对应着下述事实：即孔隙和裂缝中水压 p 的增加不能产生剪应力，因此，不能由它产生地震。然而，在接近于临界初始应力的情况下，水压的增加却能引起破裂。根据哈伯特-鲁比原则的要求，如果岩石中布满了裂缝和孔隙，其中充满压力为 p 的水，则正应力变为 (σ_n-p)，并且断裂（或完整岩石）的强度变为 $\tau=\tau_0+\nu\ (\sigma_n-p)$。如果 p 随注液而增加，则断层（或完整岩石）的剪切强度就减小，而且在注液前，若断层（或完整岩石）已处于几乎足以引起破裂的构造端部的剪应力作用下，则地震就可能发生。

基于上述看法，希利等（1968）注意到，丹佛初始应力场的构造端部，其频度—震级

关系（斜率为 b）类似于加利福尼亚的情况。震中区向北西西方向延伸，有力地证明注液之前在这个方向上就存在破裂带，而且它是在区域构造应力场中产生的，在注液之前从基岩的岩芯中也已经看到确有这种断裂。他们还给出了 37 个地震的辐射花样，其中 34 个地震有两个近于垂直的节面解，且为走滑运动。节面之一的方位角为 N65°W，它与震中区的北西走向很接近，被认为是主断层面方向，其运动是右旋的。

2.2 兰吉利试验

美国地质调查所在科罗拉多州西北部的兰吉利油田进行的目前唯一的控制试验，使注液可以诱发地震活动得到了定量的证实（Raleigh，et.al，1972，1976）。

兰吉利油田储油岩石主要是韦伯砂岩。这种砂岩层褶皱成两维背斜，背斜顶部在地面下 1700m 深处，初始油压为 17MPa。1945 年至 1957 年期间，首次用泵抽油以后，油压降低，因而在周围井中注水以增加产油量。1962 年的压力测量表明，韦伯砂岩中的液压超过了开始时的 17MPa。当 1967 年在油田中测到地震时，某些井中的压力已高达 29MPa。1969 年末，一个由 14 个地震台组成的台网开始记录，而且速度控制得相当好，以致确定的大多数震源的位置是精确的，相互之间距在水平方向上不超过 200m，而深度未超过 400m。震中落在一个南西西—北东东方向延伸的区域中，其长轴位于据反射资料绘得的地下断层线上。较西面的一组地震的深度集中在 3.5km 附近，正好处于韦伯砂岩的下面。而另一组地震的震源深度在 2.10—2.5km 之间，其中一部分在韦伯砂岩中，而另一部分刚好在它下面。它们的震级范围在 M_S=0.5—3.1 之间。对于西南方向较深的地震，震级与频度关系式中的 b 值为 0.81；对于北东方向较浅的地震，b 值为 0.96。34 个地震的断层面解表明，走向滑动占优势，其节面之一的走向接近于断层面的走向（南西西—北东东），在这个节面上运动是右旋的。

基于上述事实，从 1969 年开始，在兰吉利油田西南边缘的四口注水井中进行了交替注水和抽水的诱发地震试验（图 5-13a，b）。试验证实：在注水期间，因空隙水压力升高，地

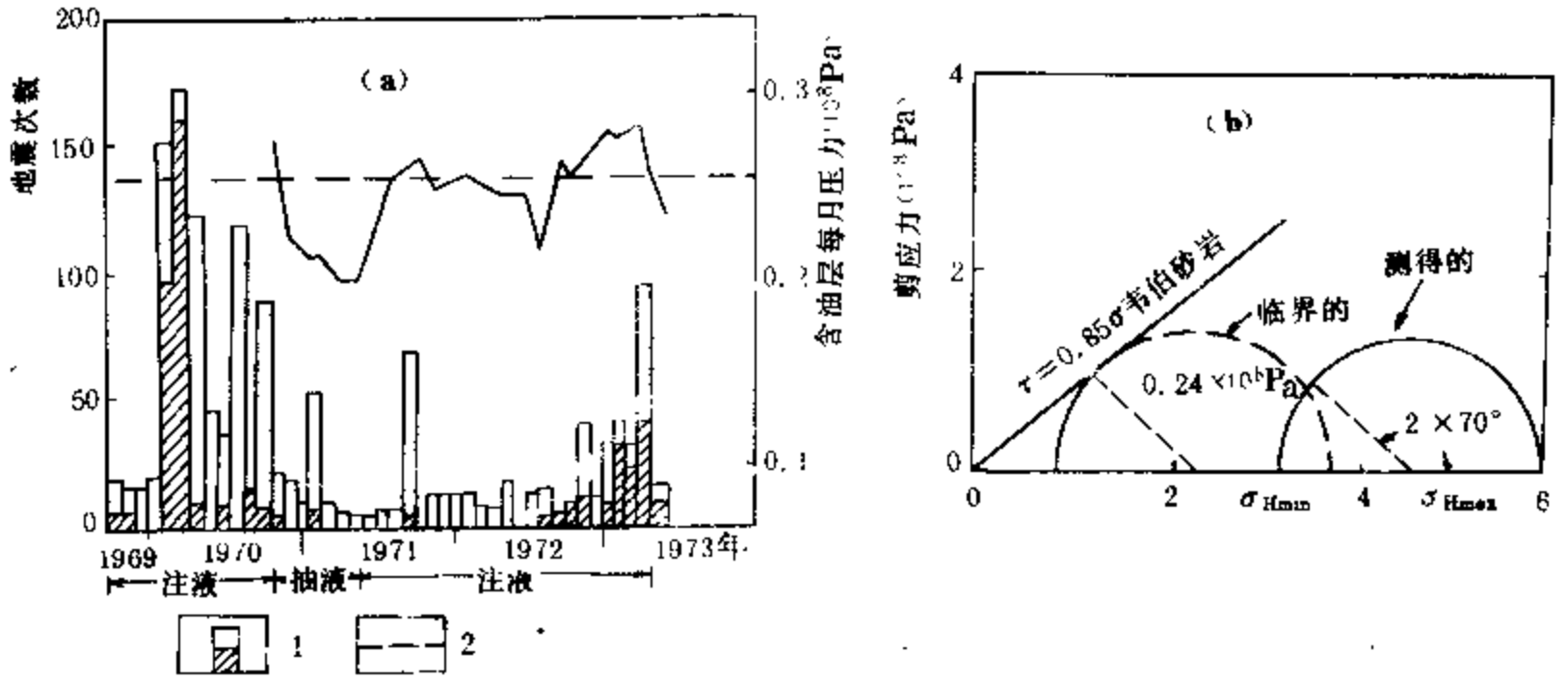


图 5-13　兰吉利油田诱发地震试验及地应力状态图解

（据 Haimson，1978）

1—所有地震和试验井底一公里以内地震；2—含油层每月平均压力

震活动大大增强，而抽水期间则减弱，以至停止。在注水井附近以水压致裂法测定了震源深度处（地下 1900m）的地应力，最大、最小主应力均为水平向（北东 70°和北西 20°），大小为 59MPa 和 31.5MPa。中间主应力为竖直方向，其值为 43.5MPa。根据代表该深度处的莫尔圆和岩体抗剪强度包络线，预测出诱发地震的临界空隙水压增量为 24MPa。预测值与观测值十分吻合。

用哈伯特-鲁比有效应力原理对莫尔-库伦准则的定量验证，证实了地震可以由水库或注液产生的地下水压增加而诱发产生的假设。瑞雷指出，上述验证对在注水和抽水的活动断层上控制天然地震是有重要意义的。表 5-19 给出了国内外注抽液诱发地震观测参数。

表 5-19　注抽液地震观测参数统计表

方式 \ 项目	试验地点	井深（m）	震源深（km）	震区半径（km）	震中烈度	震区岩性
注液	丹　佛（美）	3614	4.5—5.5	5—6		沉积岩、岩浆岩
	松　代（日）	1934	7.0—8.0	6—7		凝灰岩、玄武岩
	兰吉利（美）	1900	4.0	3—4		砂岩、粉砂岩
	任　邱（中）			6.0	Ⅳ	泥岩、粉砂岩
	武　昌（中）	1750	1.5—3.0	面积 8×10（km^2）	Ⅳ	白云质灰岩
抽液	恩斗山（中）	250	极浅	沿断层走向 10km 宽 41km		厚层灰岩
	水口山鸭公塘（中）				590 次有感震	

3　采矿诱发地震

采矿诱发地震是矿区的环境工程地质问题之一。它是一种危害较大的地下型人工诱发灾害。它包括由采矿或抽水采矿引起的构造型地震和塌陷地震，以及岩、煤爆等三类。

3.1　诱发构造型地震活动

1）采矿直接引起

我国辽宁省北票煤田台吉井区，历史上从未发生过破坏性地震活动，微震活动也不多见。该井于 1921 年开发，目前浅部煤层已采完，井区继续向深部采掘。1970 年，当台吉竖井采掘到距地面 500—900m 深时，井区开始出现微震活动；1971 年采掘深度达到 700m 时，地震活动的频度和强度明显增大。到 1981 年 8 月 20 日，井区共记录到 $M_S \geqslant 0.5$ 级地震 160 次，其中有感地震 37 次，造成不同程度破坏的有 4 次，尤以 1977 年 4 月 28 日 $M_S=3.8$ 级地震造成的破坏较为严重（图 5-14）。

台吉井区 4 次破坏性地震发生后，在巷道内北东向断层面上可见明显的断层活动擦痕。1977 年 4 月 28 日 $M_S=3.8$ 级地震后，在四个不同水平的巷道内均发现某些断层有明显活

动。如在深 550m 水平巷道内测得 F_{12}断层两盘相对位移约 10cm，并将穿越断层面的锚杆切断。1981 年 4 月 7 日 M_S=2.2 级地震后，在深 550m 水平巷道内发现 F_{10}断层也有活动，两盘相对位移了 3cm。1981 年 8 月 20 日 M_S=2.7 级地震后，测得断层两盘最大位移量达 7cm。其规律是，震级越高，断层位移量就越大，二者近正比关系。

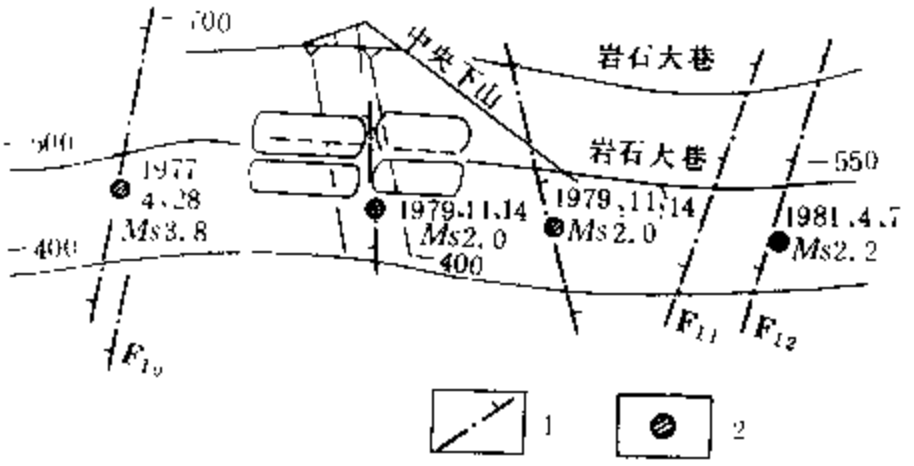


图 5-14　台吉井区活动断层平面示意图

（据钟以章等，1981）

1—复活断层；2—地震震中

又如美国犹他州 Book & Eastern Wasatch 高原一带的煤矿区，沿几百公里长的陡崖带发生了大量的诱发地震活动。这些地震可分为两类，一是直接发生于采场附近的岩爆和煤爆 (rock or coal burst)；一是发生于距采场 2km 以外或震源深度深达 3km 的深部地震。后一类是诱发的构造型地震(图 5-16)，地震机制解与区域应力场一致。

诱发的构造型地震，震波周期大，波形单一，面波发育，反映震源较浅，因此破坏力较大。如台吉井区地震，震源一般深 0.8—1.0km，最深也不超过 1.3km，但 1977 年 4 月 28 日的 M_S=3.8 级地震却造成了Ⅶ度破坏。

采矿，尤其是区域性多矿井采矿引起的地震活动，延续时间较长。北票煤田矿震持续至今已达 11a 之久。矿震的这种长期性表明了其构造成因。台吉井发生 4 次破坏性地震，北东向断层都有明显活动迹象，断层两盘顺向扭动。根据区域应力场分析和地震机制解结果发现，台吉井区与辽西地区的区域应力场性质基本一致，主压应力为 NE—NEE 向。有意义的是，1976 年矿区外围 $M_S \geqslant 1.5$ 级地震较多时，台吉井区 $M_S \geqslant 0.5$ 级的地震也同步发展

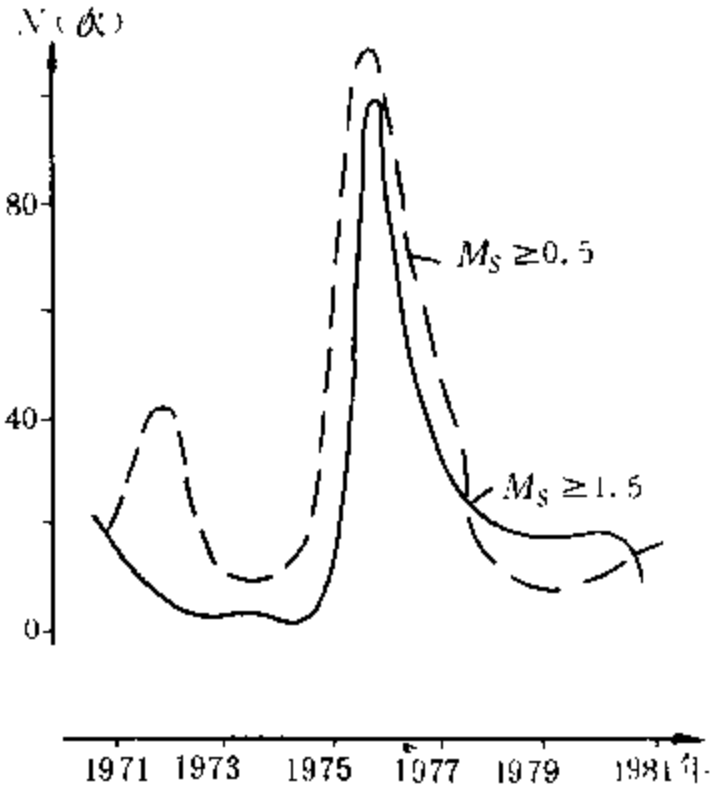


图 5-15　辽西地区与台吉井矿区地震频度图

（据钟以章等，1981）

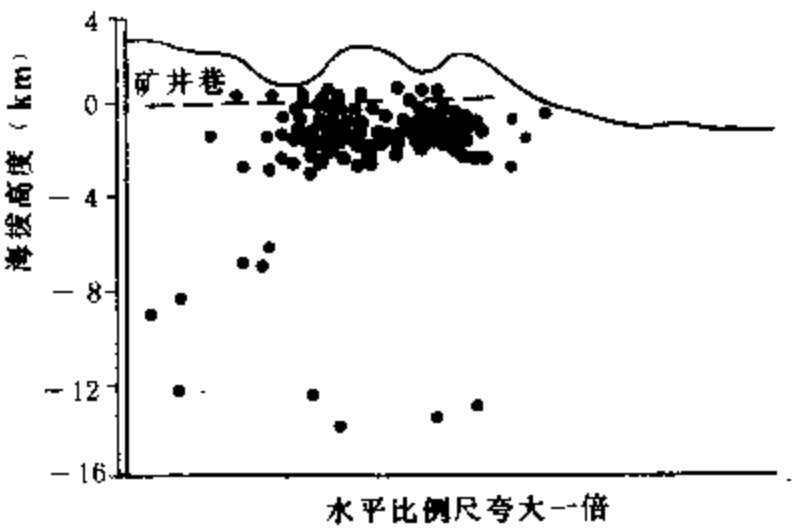


图 5-16　1979 年 8 月 8—14 日期间 East Mountain 地区地震剖面分布

（据 Mckee & Aiabas）

震源深度在 6km 内者均投影于剖面上

（据 I. G. Wong，1985）

(图 5-15)，两者有一定的相关性。同样，美国犹他州 East Mountain 地区矿区诱发地震机制解也与区域应力场一致，多属于逆冲型，震源多集中于深 3km 内，且多距矿区 2km 以上，小震、微震则集中在矿区（图 5-16）。这说明深井区的采掘活动改变了活动断裂一端的准均衡条件，促使断裂活动方式的变化向外、向深部传递。如台吉井区是北票煤田采掘深度最深的一个矿区，现已达到－700m 的水平，距地面 872m。

总之，构造型矿震，震中分布于深采区，震源极浅，震级较矿区外围低，其发生机制与目前的采矿活动有密切关系。采矿形成的自由空间使采空区周围的岩体由原来的三向受压变成了两向或单向受压，从而引起应力、重力的重新分配。在采空区范围内，沿断裂形成众多的应力集中地段和高地压异常带，最后促使应变能提前分散释放，从而实现了采矿的诱发作用，而矿区外围的诱震则是断裂活动传递的结果。

2）抽水采矿引起

抽水采矿也可诱发地震。抽水前，由于水压作用，断裂面（带）受水浸润，一旦失去水压，沿断裂面发生卸荷作用，形成偏差应力。当差应力大于断面的抗剪强度时，即出现粘滑效应，诱发地震。我国湖南恩斗桥（恩口—斗笠山—桥头河）矿区，抽水前无地震活动记载，但抽水疏干后，相继发生了 16 次有感地震活动（图 5-17）。这些地震可分为两类，一类集中于抽水影响区内，如渡头塘、石井地震位于恩口矿和斗笠山矿的连接处。这类地震均发生在抽水量大的雨后，震级很小，震源极浅，系抽水后溶洞洞顶陷落所至，其危害主要在于陷落，面不在于地震。另一类地震，震级较大，如 1976 年 3 月 11 日和 4 月 8 日在杉山发生的 $M_S=2.1$ 级和 $M_S=1.2$ 级两次地震，其震中均靠近恩口向斜的中部，似没有前震面余震明显，有感范围较大，几乎遍及整个向斜盆地，约 100km²，烈度衰减缓慢，震源深度相对较大。等震线长轴方向与向斜轴部的两条断层（桐梓断层和石龙湾断层）平行，总体呈椭圆形。它和发生于其两侧的诱发塌陷型地震大致呈圆形的等震线形态有明显的区别（图 5-18）。

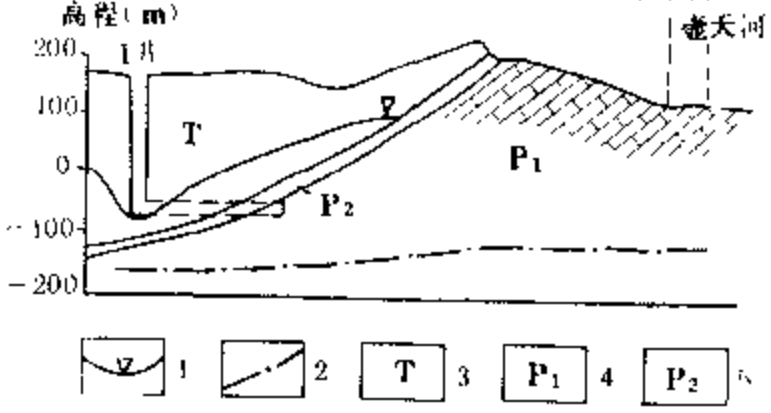


图 5-17　湖南恩口Ⅱ井抽水影响剖面略图

（据李玉文，1981）

1—抽水前的地下水面；2—大抽水后的地下水面；3—三叠系；4—下二叠统；5—上二叠统

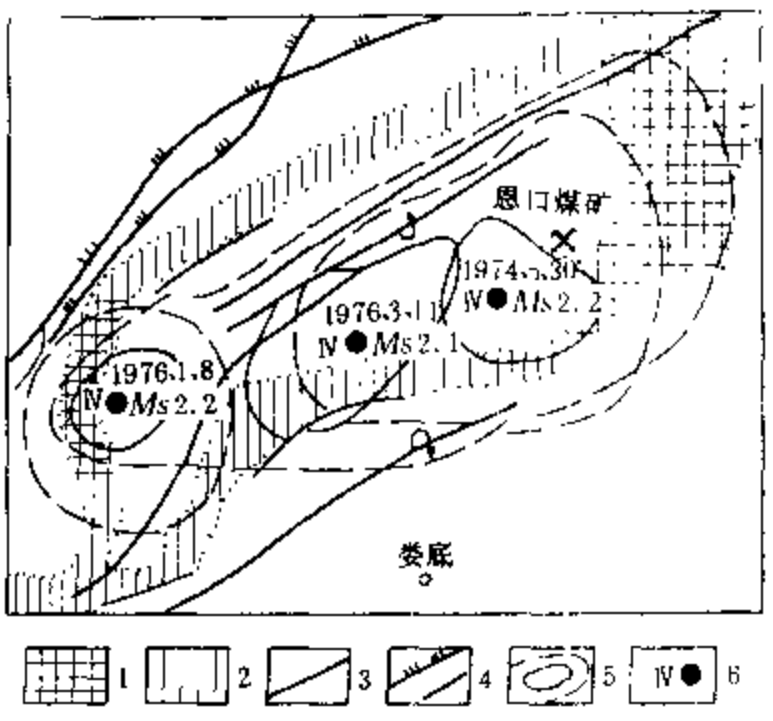


图 5-18　湖南恩口矿区岩溶及三次较大地震的等震线分布图（据李玉文，1981）

1—岩溶强烈发育区；2—岩溶中等发育区；3—背斜、向斜轴线；4—断裂；5—等震线；6—震中及烈度

一般认为，这种较大震级的地震可能是桐梓铺断层或石龙湾断层在大抽水采矿影

响下岩块发生移动的结果。如大量排水情况下，排深达--20m 时，排出水量达 2437m³/h，影响长度二十余公里。地震记录为压缩波（+），而不是向源膨胀波（—），且等震线长轴方向均与当地活动断裂走向一致。发生 M_S=2.2 级地震时，有感面积达 100km²，如属塌陷地震，溶洞体积应很大，且埋藏较深，且一般大型溶洞分布于地壳浅部。据李玉文资料，恩斗桥矿区—350m 以下不具备塌陷地震所需要的自由空间，认为地下--350m 高程可作为恩斗桥矿区诱发塌陷型地震和诱发构造型地震的大致界线。据震级和烈度的关系估计，恩口矿区诱发构造型地震的震源深度当在 1km 以下，很可能在 1.85 2.5km（附近南冲水库诱发地震震源也在地下近 3km）。

3）诱震机制

就其实质来说，诱发构造型地震是天然构造地震的特殊表现形式，其应变能的积累和断层滑移扩展也可用莫尔破坏准则来分析。目前所知，矿区的诱发地震机制解多为逆冲型应力型式，如美国犹他州的一些煤矿区的诱发地震及中国北票煤田的一些诱震等。究其原因，在逆冲断层环境下，地下采掘减小了巷道以下深度上和垂直自重应力，也即减小了竖直方向的最小主应力（σ_3），而水平向的最大主应力（σ_1）则有所增加或减小，但其变化量（增大或减小）却不如垂向的大，故而最大主应力与最小主应力的差值（$\sigma_1-\sigma_3$）增大，也即莫尔圆的直径增大，断裂变得不稳定起来。这就是采矿诱发地震的原因。如考虑水的作用，由于水压力降低有效应力，莫尔圆的位置将向左移，此时断裂更加不稳定。显然，在正断裂环境下，采矿减小了位于垂向的最大主应力（σ_1），断裂相对地稳定起来（图 5-19a，b）。比较言之，水库诱发地震区库水的作用与采矿诱震正好相反。

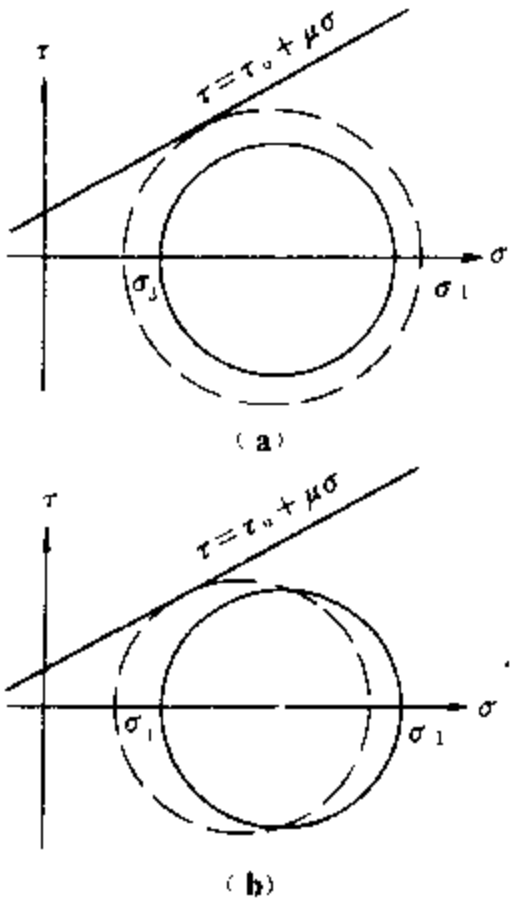


图 5-19 莫尔破坏准则解析

逆断层型诱发地震

（据 I. G. Wong，1985）

（采矿卸荷作用使垂向的最小主压应力（σ_3）降低，而水平向的最大主压应力（σ_1）则有所增加或稍有降低，但两种情况下均导致破坏）

3.2 诱发塌陷型地震活动

矿区的诱发地震（矿震）多属此类，它起因于采空或顶板陷落。这类矿震分布范围较小，震中无明显迁移现象，地震波是由顶板块体脱落敲击底板而产生的。理论上，产生的弹性波高频成分很多，但实际记录到的周期反而比邻近天然构造地震的周期大，且衰减快。震源极浅，大多处于开采水平上，约几百米深。在震级不超过四级的情况下，震中烈度却可达Ⅶ，且井下烈度高于地面。这类地震大的呈孤立型，小的为群震型。这类震型与构造地震震型不尽相同，它们彼此的关系不象构造地震那么密切。如我国具有八十多年开采历史的山西大同煤矿，1956 年至 1980 年间该煤矿因顶板塌落而产生的有感地震达 40 多次，最大震级为 M_S=3.4 级，释放能量约 1.0×10^9J。地震型式既有主震型，又有群震型（图 5-20、5-21）。

据统计，塌陷型矿震在开采岩溶矿床时出现较多。我国南方的粤、鄂、湘、桂、赣及浙等省（区）的岩溶充水矿区普遍产生地而塌陷，起因多属矿区的强烈抽水或矿山的排水

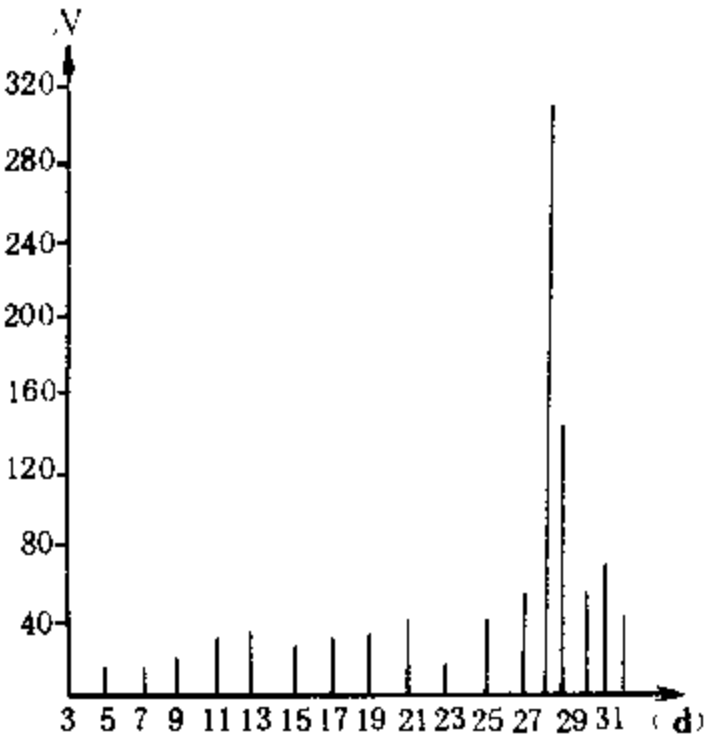


图 5-20　1972 年 3 月 28 日大同晋华宫煤矿塌陷地震频度图
（据孟国正，1981）

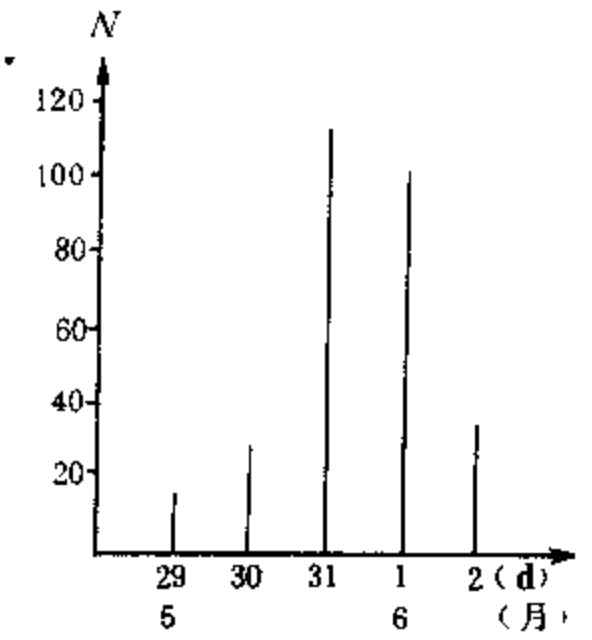


图 5-21　1975 年 5 月大同晋华宫煤矿塌陷地震频度图
（据孟国正，1981）

疏干；我国北方辽、鲁等省一些矿区也有出现，但规模较小。如山东顾家台矿区排水试验时曾产生地面塌陷 12 个（1975 年），广东凡口矿区排水疏干时，已有塌陷 1600 个（1979 年），塌陷直径大者达 40m，深 30m。又如湘潭锰矿开采改变了天然水文条件，形成巨大的动水压力，造成铁路（矿用铁路）塌陷。

诱发塌陷型矿震的破坏性是普遍而严重的，尤其是其普遍性。塌陷可以造成直接的破坏，影响到地面正常的生产、生活活动；而塌陷引起的冲击震动则产生了不同于塌陷，但影响范围更大的地震，应引起足够的重视。

3.3　矿井地压、岩（煤）爆及其它

矿震是地压（地应力）急剧变化的表现。除了上述大规模地压释放产生矿震外，还有小规模的地压释放方式，如巷道侧壁位移、井壁变形等。几乎所有井巷都出现上述现象，能否发展成具有质变性的矿震，则因地而异。

岩爆或煤爆是地压以小规模方式急剧释放的一种表现，往往出现在新采的掌子面上，其危害较小，但对井下工作人员的安全有威胁。岩（煤）爆一般出现于硬岩层等易于积能的地区，其释放机制与钻孔内出现岩饼现象类似。

岩爆又称矿山冲击，它是地下工程的一大地质灾害。岩爆的渐进破坏可划分为三个阶段，劈裂成板→剪断成块→块片弹射。岩爆产生于具有大量弹射应变能储备的硬质脆性岩体。由于开挖硐室和坑道，使地应力分异，围岩应力跃迁及能量进一步集中，在围岩应力作用下产生张-剪脆性破坏，并伴随声响和震动。在消耗部分弹性应变能的同时，剩余能量转化为动能，使围岩由静态平衡向动态失稳发展，造成岩片（块）隔离母体，获得有效的弹射能量，猛烈向临空方向抛（弹、散）射。它是经历“劈裂成板→剪断成块→块片弹射”渐进过程的动力破坏现象（谭以安，1989）。

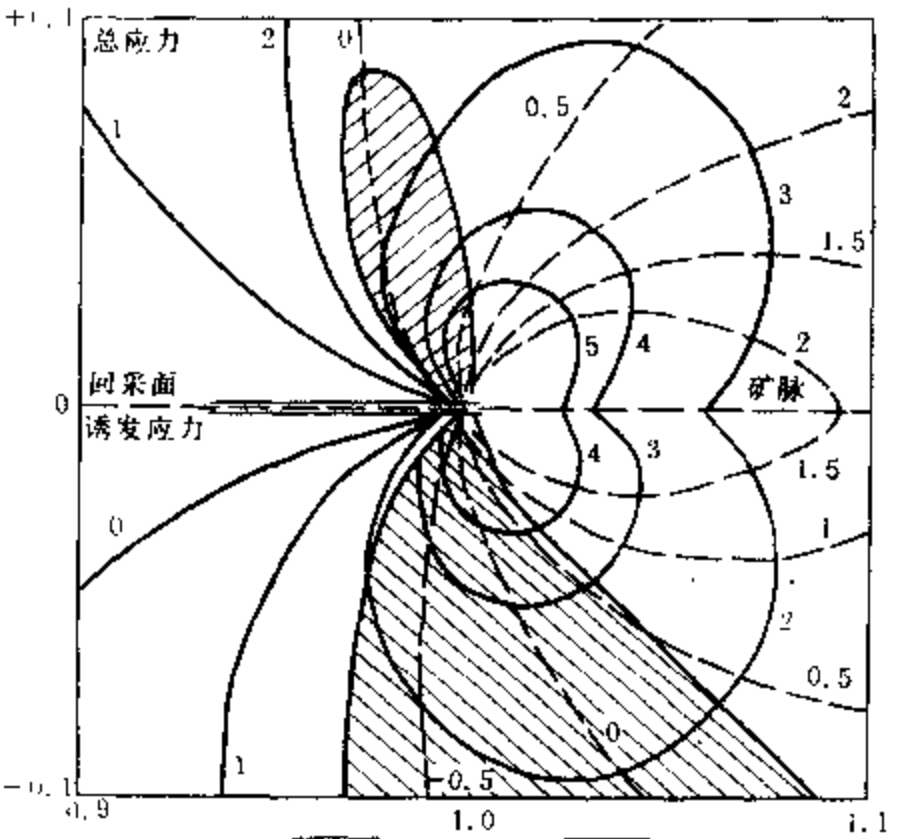
岩爆发生的条件是：①岩体经受过较强的地应力作用；②围岩内储存有较大的弹性应变能；③埋藏位置具有较紧密的围限条件；④机械开挖造成应力的突然释放。

应该清楚，地压并非总是有害的。对地压分布规律有正确的认识以后，就可利用地压产生岩（煤）爆作用进行矿石开采——即矿块崩落法开采（智利，G. Kistulovic，1979）。智利曾用此法开采过 E. L. Feniente 矿山。

除上述外，还有一类发生于地表的震动，如我国湖北盐池河磷矿山崩（1980 年 6 月 3 日）直接冲击地面，产生震级达 $M_S=1.2$。它起因于地下开采导致上部山体失稳，100 多万 m^3 的巨岩瞬时从 300 多米高处急剧摔下，冲击地面产生震动。这种灾害主要是直接冲击，而不是以强烈震动来破坏环境，故面把它划归地表型问题来研究。

3.4 矿震的位置问题

以上我们把矿震分为三大类。国外 Obert，Duvall（1967）& Osterwald（1970）将采矿诱发的岩石破裂也分为三类，其一是岩崩，它是巷道悬帮中疏松岩石的非剧烈崩塌，能够用支柱来控制；其二是岩爆，巷道附近增强了的应力场集中，使小于 $1m^3$ 大到几千方的岩石冲进巷道；其三是喷发，通常发生在煤矿和盐矿中，它类似于岩爆，但其能量来源于密闭在其中的煤气。岩爆和喷发不能用支柱来控制，它们是地震的震源，在南非威特沃斯特兰（Hodgson，1967）金矿中，最大的岩爆震级达 $M_S=5$ 级。可见，这些名词与我国的一些习惯称谓含义不同。



1 2

图 5-22 理想长壁回采工作面剖面图

1—最大主应力迹线；2—最小主应力迹线

上半部表示采掘面附近最大和最小总主应力等值线，下半部表示诱发应力等值线，图中坐标取回采工作面跨距的一半，等于 1.0，上半部画影线的区域表示在 3km 深处可能产生基岩剪切破裂的范围，下半部画影线的区域表示在具有适当方位的已有断层上可能引起滑动的范围（据 D. I. Gough，1976）

一个地区的地震活动性是与持续开采中能量释放的速率相关的。据此可利用用能量释放作为设计矿井巷道几何形状和开采进程的依据，以便减小危险地震的发生率(Cook，1976)。因为巷道的作用是改变了与巷道大小同量级的空间上的应力，而诱发应力的空间分布也取决于巷道的形状，这可由图 5-22 给出的回采工作面上的应力分布进行分析。图中上半部表示包括初应力(假设为岩石静应力)在内的总应力。在回采面底下存在的几乎对称的总应力，图中未予表示。图的下半部表示诱发应力，即总应力减去岩石静应力。总应力是与岩石的剪切破裂有关的参量。上半图的影区表示在深 3km 的回采面上（对现代南非金矿是有代表性的）所预测的破裂区（利用威特沃斯特兰石英岩已知的强度参数）。在回采面底下有二个几乎对称的破裂区，图中未予表示。图中坐标

以长壁的半长为单位，因此对 600m 长的长壁，其破裂空间将在回采面上下扩展约 30m。已有断层的滑动是与诱发应力有关的，可望这种活动将发生在下半图所示的影区以及回采面上面与其对称的区域中（图中未予表示）。在这两个影区内，应力差最大。除长壁工作面的正前方岩爆概率较高外，在回采工作面上诱发主应力相等。在回采工作面的悬帮和底帮处，诱发应力差近于零。这就阻止了滑动并有可能进行开采。

最近，Cook（1963）、Jouqhin（1965）& Mcgarr 等（1975）利用矿区的三维台阵，以 ±5m 的精度测定了震源。Cook（1976）发现，震源位置与回采工作面长壁的端面有关，这可用图 5-23 加以说明。很明显，它与图 5-22 的应力分布是一致的。Jouqhin（1965）还发现震源系统地向回采工作面上方移动了约 60m。在他所研究的矿脉上面 80m 处，有一软弱的页岩层，在其上下较坚硬的石英岩破坏之前，它早就很明显地破坏了。

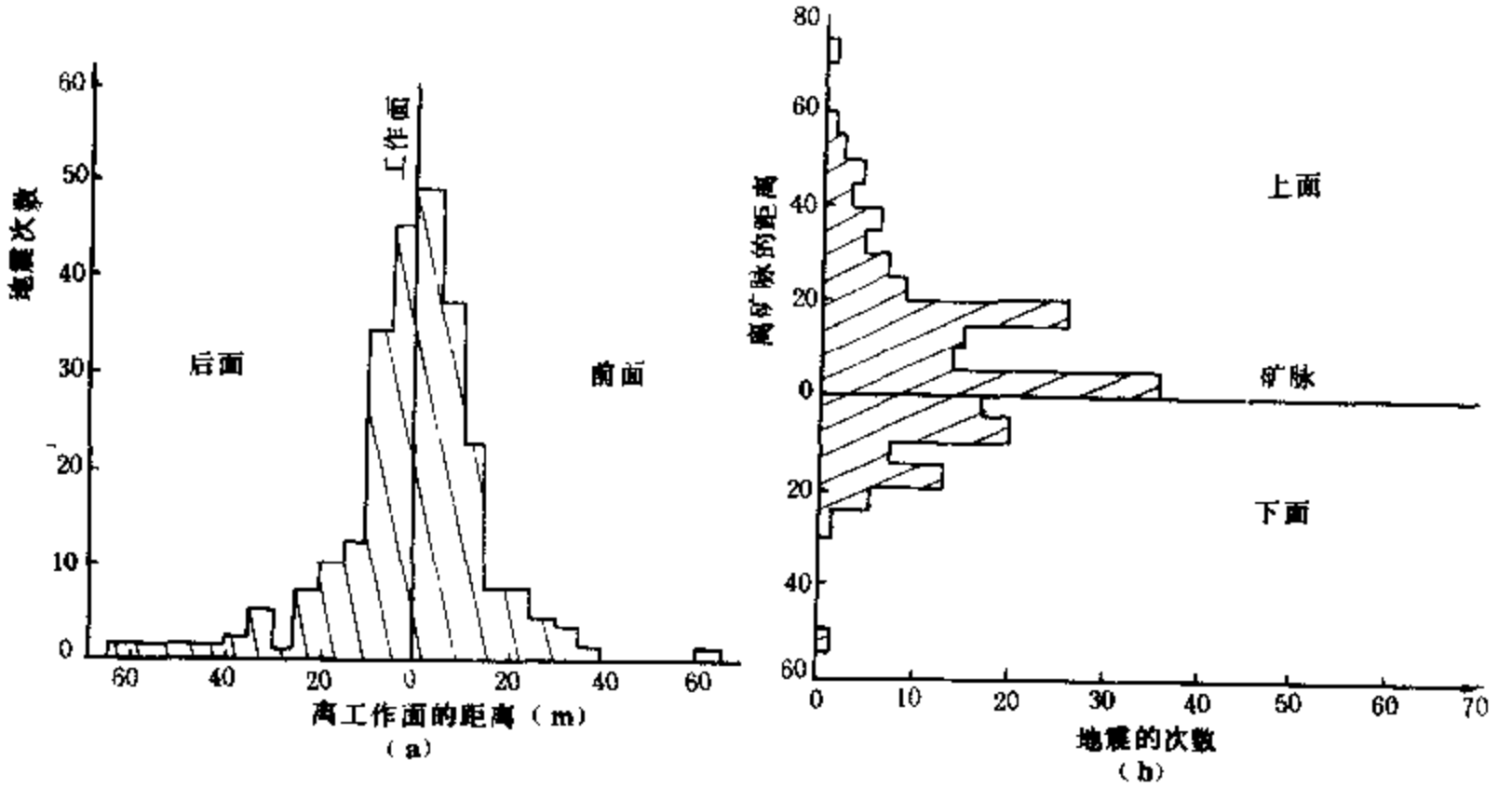


图 5-23

（a）—震源的平面位置相对于发震时刻工作面位置；（b）—震源相对于矿脉平面的高程

（据 Cook，1976）

Mcgarr & Green（1975）研究了采矿诱发地震震源附近岩石的倾斜，发现倾斜变化率与地震发生率之间相关性较好；指出倾斜的连续蠕变和突跳都可能与地震有关，在一定时期内，地震概率可能正比于岩石应变率。他们还发现，地震矩近似正比于倾斜突跳的大小，大地震造就了岩石的大部分累积形变。对于 M_S 在 0.5—2.5 之间，地震矩在 10^{11}—10^{14}J 之间，且与倾斜相距 200m 以内的地震来说，其倾斜范围为 10^{-7}至约 10^{-3}弧度，并且散布在直线

$$\log（倾斜）=-17.3+10\log（地震矩）\qquad (5\text{-}29)$$

周围。

Mcgarr & Green（1975）以及 Spottis Woode & Mcgarr（1975）采用地震谱分析，发现在此震级范围内震源尺度约为 100—200m。后两人的研究还发现，当 M_S 为 0—2.5 时，应力降在 0.5—5.0MPa 范围内，其震源体积没有很大的改变。

3.5 矿震的监测研究

除一般的地质、工程地质探测以外，研究一些很重要的矿山之振动都使用了台站很接近于震源的微震台网，表 5-20 给出了一些国家矿震的监测台网。Cook，Hardy & Leigton 等在这方面做出了重要贡献。

表 5-20 矿山振动微震研究的实例

地理位置	野外观测	观测时间	所观测的微震数	定位的微震数	参考文献
南非约翰内斯堡东兰德专用矿	6 个遥测台站在离爆点 3km 内	1950.7.1—8.1	146	100	Cane 等(1952)
	8 个电缆台站在离爆点 1km 内	1961.1.13—6.30	~1000	187	Cook(1963)
	10 个电缆台站在离爆点 1.5km 内	1972.6.20—9.30	450	441	McGarr & Wiekds(1977)
		1972.10.16--12.4	~500	~200	McGarr 等(1975)
	10 个电缆台站在离爆点 1.5km 内	1973.2.13—3.31			
	离爆点 150m6 个靠近的台站	1973.3	~300		McGarr 等 Green(1978)
美国犹他州哥伦比亚和杰尼瓦煤矿	3 个高增益便携式仪器和 1 个三角台阵	1970.7.23—8.26		272	Snifeth 等(1974)
纽约州瓦昂格瀑布采石场	5 个高增益便携式仪器离采石场 3km 内	1974.6.8--6.13	>100	42	Poweroy 等(1979)
瑞典格兰耶斯贝里铁矿	瑞典地震台网和 3 维地震检波器台站，位于该矿周围	1974.8--1978.6	505	—	Bath(1979)
美国爱达荷州伯克地区的星星矿	在矿山的 5 个巷道里安置 21 个地震检波器	1975	~	—	Baidy & Leighton (1977)
德国鲁尔煤矿区	3 个台阵，其中每个台阵有 5 个电缆台站置于离爆点 3km 内	1978.12.1 —1979.6.6	~200	73	Casten & Cete(1980)

矿震震级虽然不大，但在一定范围内破坏力却很强，这就要求震源定位要尽可能准确，以保证矿山地表设备、环境和地下作业的安全进行。同时，对震后破裂现象的详细研究，能够为地震学中采矿诱发地震及非线性岩石力学和高应变形变的研究提供非常重要的资料。有时，这种研究甚至使得对断层进行详细研究成为可能。

4 核试验诱发地震与某些特例

核试验也可引起地震，这已有一系列的观测事实作证明，但对其深入的研究却刚刚开始。此外，除了已提出的诱发地震类型外，尚有一些特例，如有的水库建成后，区域背景地震活动反而减弱了。

4.1 核试验诱发地震

原苏联理学博士格里戈里耶夫（А.Григорьев）曾报道，当内华达试验场进行核试验时，地下冲击波不仅使拉斯维加斯居民住宅中的杯子发生响动，还使岩石产生了大量裂缝。这些裂缝有的长达 4—5km。美国原子能委员会公布，仅 1968 年美国完成的地下核试验就引起地球余震 1 万多次。因此，西方国家尤其是美国布置了比较精密的微震台网来监测地震的活动（表 5-21）。

表 5-21 核爆炸微震研究的实例

核爆炸			野外观测	观测时间	观测的微震数	定位的微震数	参考文献
日期	名称	大小（百万 t）					
1968.1.19	福尔特利斯	<1	爆炸中心地面投影点西南 10km 的小三角台阵	1968.3.21—3.15	28	27	Boucher 等（1969）
1968.4.26	博克斯卡	~1	爆炸中心地面投影点西南 14km 的小三角台阵	1964.4.22—6.3	~2000	~100	Ryall & Sawage（1969）
1968.12.19	本哈姆	1.1	爆前 12d 在爆炸中心地面投影点 32km 内布设的 20 个便携式和 7 个遥测台站	70d	3836	~600	Hamilton & Healy（1969）；Hamilton 等（1971）；Stauder（1971）
1969.9.16	约罗姆	~1	离爆炸中心地面投影点 32km 内 10 个便携式和 14 个遥测台站	20d	278	~250	Hamilton（1971）
1970.3.26	汉德莱	>1	离爆炸中心地面投影点 32km 内 11 个便携式和 14 遥测台站	60d	719	~500	Hamilton 等（1971）

目前，尚未观测到直接发生在核试验区内的大地震。然而，发生在相邻地区的大地震已有多起。如 1976 年危地马拉就曾发生过一次破坏性地震，致使几万人丧生。在这次地震爆发前几分钟，在内华达州曾进行过一次地下核试验。1985 年，当法国在穆鲁罗亚的一个环形珊瑚岛上进行威力很大的核工程试验刚刚结束，墨西哥就爆发了一次强烈地震，使这个国家的首都遭到破坏。在那次强震以后，又在危地马拉、哥斯达黎加、波多黎各相继发生了一个强度较弱的地震序列。

就目前的报道，尚无核试验诱发地震机制的深入研究，而对一些具体引发地震的地点也缺乏深人的调查。

核试验不但影响破坏了环境，引发了地震，同时也严重地影响了大气和海洋。据原苏联科学院院士康德拉季耶夫（K.Kohgoambeb）估计，1958—1962 年核试验期间，在两极纬度区，观测到地表附近的空气温度降低了 1 度，这种现象持续了 40 个月；与此同时，大洋表面的温度也降低了。他认为，按照“连锁”反应，这类全球性的温度状态的破坏也可

能引起自然界的其它异常变化。

4.2 几种特例

(1) 从油田中抽取液体诱发地震。Lee (1975) 讨论了威明顿 (美国加利福尼亚州) 油田的陷落地震。这个地震发生在 1958 年，地震后将盐水注入到储油层基岩内，以提高压力而防止地震。油田有限元模拟研究支持了下列假设：这类地震必须满足两个条件，第一，大量的地面沉陷；第二，在沉陷盆地的关键位置和深度上有一个软弱带。因两个条件不易同时同地存在，故而这类沉陷地震在油田区非常罕见。

(2) 地壳表层卸荷也可能触发地震。Simpson (1975) 曾给出一个震例报告，其主震震级为 3.3，发生在 1974 年 6 月 7 日，在 10 多小时内，安装了一个手提式微震仪台阵，以后 6d 记录了 100 多个余震。42 个记录较好的地震位置表明，震源正好在采石场下面，其深度为 0.5—1.0km。其原因可能是前 25a 中，开采了约 7×10^{10}kg 岩石，使得垂向应力减小 0.7MPa，且复合断层面解亦表明为冲断层。可见，卸载引起垂向应力降低可以诱发地震。

(3) 用水力开采抽取盐水，并在 12MPa 压力下注水，使纽约州西部的克拉伦登—林登断层上的活动突然增加。在此，Fletcher (1975) 还注意到其它 3 口井在 12MPa 压力下，水压致裂和注液都未引起地震活动。触发地震的那口井最接近断层 (50m)，他们推断该断层为浅的冲断层机制。

(4) Bufe (1975) 提出了水库不诱发地震的一个可能情况。沿加利福尼亚卡拉维加斯断层的震中连续分布中间有一个 10km 长的稳定空间。(这个空间位于勒罗衣安德森水库附近，此水库并不大) 1973 年在这个空间发生了 (震级 $M_L=4.7$) 地震，但没有余震。这与中加利福尼亚的其它地方所出现的情况是一样的，卡拉维加斯断层的蠕变引起了一座通过水库一端的桥梁发生剧烈形变。Bufe 建议增加水库附近的孔隙水压，以便使这个有地震活动的空区产生稳定滑动。

5 地震预报与控制问题

从实质上讲，诱发地震归根结底仍是天然地震，是天然地震发展过程中受到人为干扰而表现出的新程式。人为干扰虽然造成了一些防不胜防的后果，但也在一定程度上启发人们从另一个角度去考虑预报与控制地震。

目前，在原苏联的加尔姆、堪察加，中国的滇西和京津地区，日本的东京湾，美国加州的帕克菲尔德以及土耳其的安那托利亚等都有地震预报试验场。在这些地区，密集地布设台站，进行地震前兆的观测和有关震源参数的测量，使科学研究与监测预报结合起来，力争在近期预报方面有所突破。这已成为各国开展地震预报研究的一条途径，并日益受到重视，而诱发地震活动的特点之研究必将促进上述努力。

5.1 地应力的实际测量及意义

前已述及，诱发地震活动的监测是在更小范围内由微震台网来实现的。由于库水向断裂积能区渗入或注液直接破坏高储能岩体，使其释能而发生地震，且这种地震量级一般不是很大，由此启发人们考虑一个地区的地应力积累状况，以进行地震预报和控制。

为了搞清孕震断裂带及高储能地区应力状况，目前已研制出一些可用的应力测量系统（图 5-24）。测量时，将量测段钻孔用封隔器封闭，然后对其中施加水压，基于裂缝沿最小压力方向扩展，据加压时的破裂压力 P_0、裂缝处于张开平衡状态时的闭锁压力 P、岩石的抗拉强度 T 和裂缝扩展方向，即可计算出岩体中的应力数值。

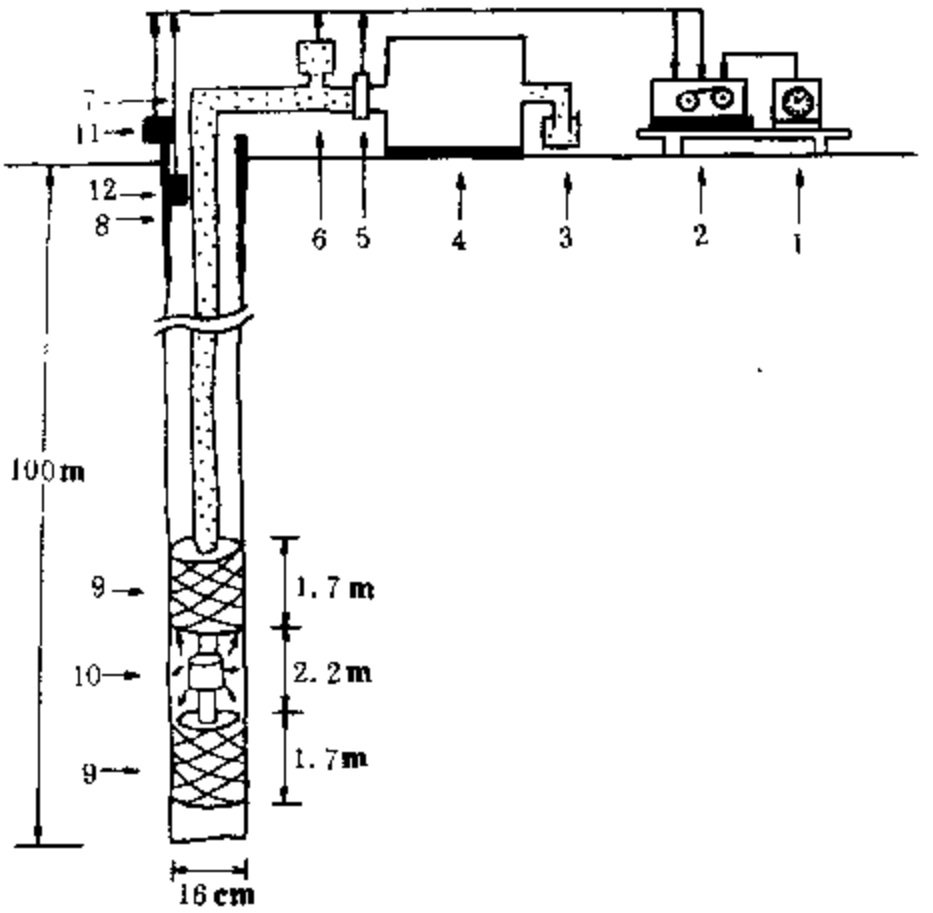


图 5-24　压力和声发射记录系统

1—钟；2—资料记录器；3—水箱；4—注入泵；5—流动速率仪；6—压力计；7—导管；8—套管；9—可膨胀的打包机；10—注水阀门；11—加速计；12—水听器

自然，这种水压致裂测试技术在理论与实践上尚有许多值得研讨的地方，但目前却是研究液压对地下蓄能体之诱发作用的最有效的途径。而且，在测量地应力的同时，可安装地震仪、压电加速计和水听器，用于探测破裂过程和声发射特点。如果注水规模较大，即可出现主破裂，声发射即变为微震，甚至有感地震。图 5-25 给出日本宫岛试验（H. 缘原等，1981）时水听

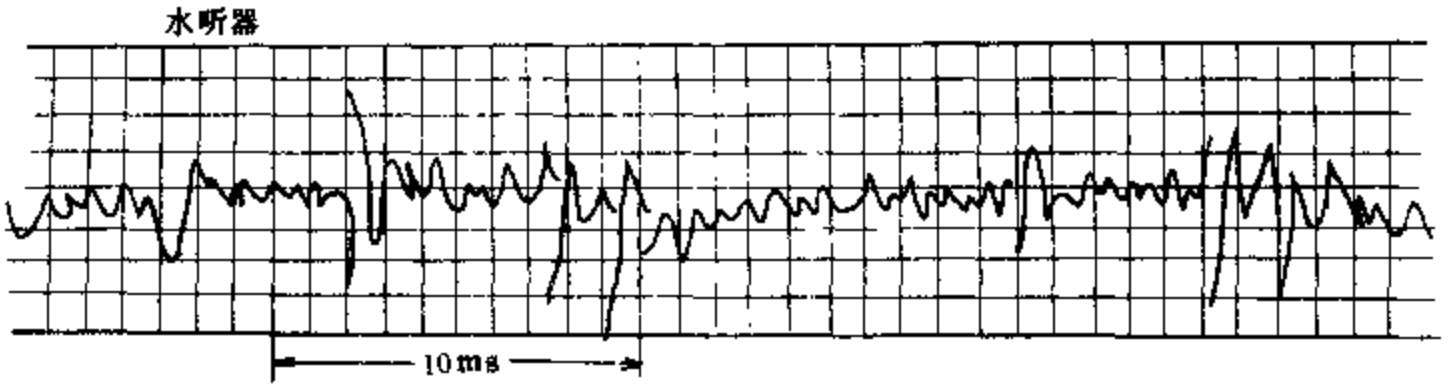


图 5-25　用水听器观测到的声发射典型波形的例子

器记录的声发射频率及强度脉冲。这些脉冲事件和图 5-26 中的压力变化呈明显的相关性。这就解释了声发射确实起源于地层的水压致裂，从而也说明了液压增大会引起震动。

5.2　控制地震的设想

地应力的测量绝非学院式的练习，而与决策有最实际的关联。因此，水库地区的地应力场若有与自重垂直应力相当或更大的水平分量，对选择抗震性能较好的大坝可能是最有利的。在油田地区，当应力场与岩石静应力值相关很大时，则有可能导致作出限制压力和注液速度的决定。而对坝基或大采石场以及矿山等新鲜岩石露头，应该使用应变片花套芯法。而且这些工作必须和微震台网监测一样超前进行。因为一旦地震序列发生，一切皆晚了。大水库不可能迅速排水以阻止地震序列的发生，何况破坏性地震尚可能在停止注水较长时间后发生，如丹佛地震。

根据兰吉利油田试验的事实，瑞雷曾就美国圣安德烈斯断层带上的地震控制问题提出

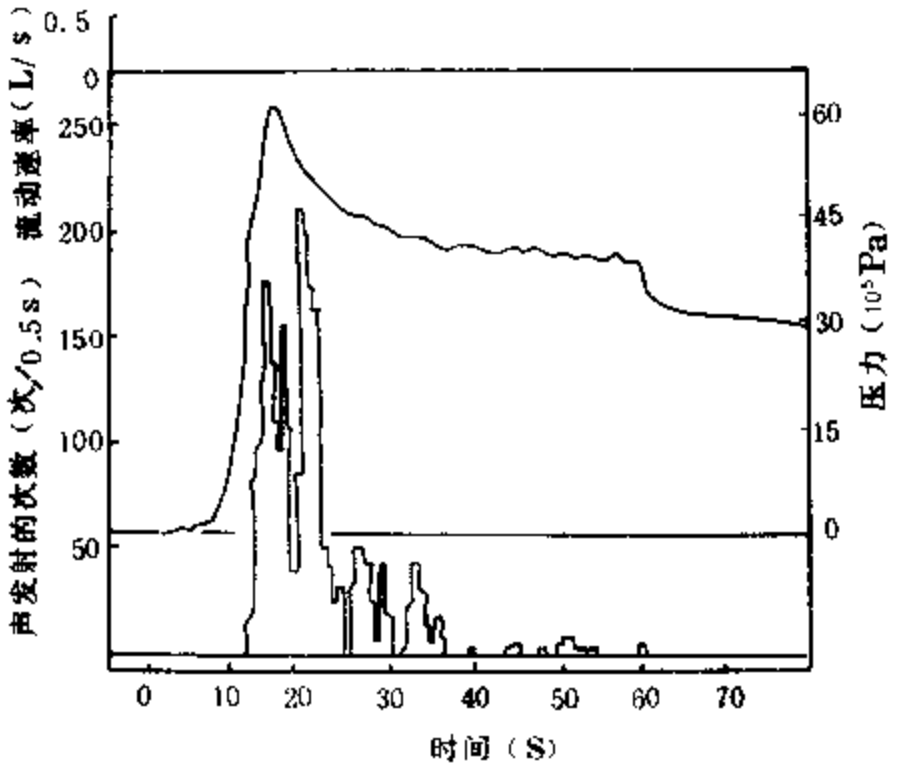


图 5-26　声发射频率同水压和注入流动速率的关系

（在富岛的试验，83m 深，据缘原等）

一个设想。这个设想可用在所控制的断层部位上应力逐步释放的图解来表示（图 5-27）。其工作程序是，首先选定拟控制的活动孕震断裂的一个危险地段，在该地段的两端减小压力（抽水），强化断层（图 5-27a），而在中间注水诱发地震（释能）（图 5-27b）；其后，再从中间抽水，强化中间（图 5-27c），在两端注水诱发地震（释能）（图 5-27d）。这个过程定期地进行，就可化高能区（可能孕育大震）为低能区（以很多无害的小震释能），从而达到控制地震的目的。

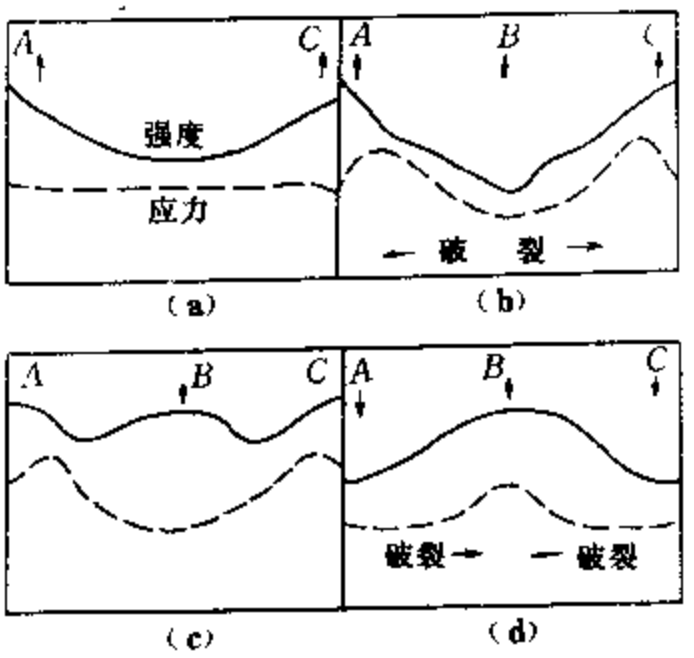


图 5-27　控制地震的设想

(a) --从 A、C 井中抽出液体，增加断层两端的摩擦强度；(b) —液体从 B 井中注入，激发地震，b 点处应力降低，而在 A、C 破裂被阻止，应力增高；(c) —从 b 井中抽出液体，结果 B 强度增高；(d) —在 A、C 井中注液，产生地震，破裂被阻于 B（据 lateigh. et. al）

自然，要较好地实现上述设想，尚取决于对如下因素的掌握程度。孕震断裂带：①透水性；②温度；③现存应力状态和孔隙水压力状况以及④断层带物质的详细性质（尤其是其定量参数），而对上述因素的探求，目前在理论和技术上都存在很大困难。

总而言之，未来的诱发地震研究不仅是保证诱发地震区的安全，也是对主要天然地震区的人们负责，应该引起社会各界的高度重视。否则，不言其它，单是误报造成的“防震”、“恐震”损失就大得惊人。

第六章　人类工程-经济活动与斜坡变形破坏

人类工程-经济活动诱发的岩土体重力变形与破坏主要是指人为情况下的边坡破坏（包括水库岸边和露天矿边坡破坏等）。就单个事件而论，这种现象对环境的破坏作用及范围虽不如诱发地震活动那样剧烈，但在一定范围内其破坏程度却是很高的，尤其是以群发型出现的情况，如众所周知的意大利瓦依昂水库边岸的滑坡造成巨大的损失和人身伤亡。因此，工程地质学一产生就把岩土体的重力变形破坏现象作为重要研究内容。近几年来，随着一系列大型工程的出现，传统工程地质学已不能适应跟踪研究和预测的要求而逐渐显示其局限性，而环境工程地质学的兴起恰恰弥补了这方面的不足。

影响斜坡稳定的因素可分为两类。一类是基础因素，如岩组类型、地形地貌、地下水、大气降雨、岩体结构和地应力等，无论是交通线路上的边坡、露天矿开挖，或是水库岸坡，其基础因素都包括了上述几方面。另一类是人类工程-经济活动影响因素。不同地区，人类活动的方式、范围和强度显然是不同的，从而使边坡的破坏机制呈现出不同的特点。

水库边岸失稳，是由于水库蓄水，水位抬升，浸没了大部分边坡或边坡角，从而改变了边坡前缘或整体的受力条件，边坡中原来存在的软弱带泥化，孕育成滑动面或使老滑坡复活。另外，由于江风和船队激起的拍岸浪也是一种动荷载作用。露天开采一般塑造了较完整的边坡。这种塑造完全改变了自然休止的地壳表层条件，边坡出现蠕滑、倾倒。其结果不但影响了矿山经济效益，同时也严重破坏了人类生产和生活的自然生态环境。公路与铁路等交通线的兴建，主要通过削坡，尤其是开挖自然边坡角而使边坡下部失于支撑。过往车辆，作为短周期的动荷载也易使边坡产生疲劳效应。因此，沿交通线往往形成滑坡群或带，从而出现带状的工程地质环境恶化区。

人类工程-经济活动所诱发的边坡稳定性的定量研究，以往多采用传统的块体分析法。鉴于人工诱发滑坡的特殊性，拟引进一种新的稳定性计算与评价方法，即非垂直条分法（Sarma 方法）。这种方法对于评价工程开挖暴露地质结构面的岩质边坡（也可分析土坡）的稳定性更为适宜。它既避免了一般极限平衡分析的过于简化，同时也不象数值方法那样繁琐，对力学参数要求过高。

1　水库地区的岸坡稳定问题

水库的边岸失稳，一般可分为两种形式：一种是缓慢地小型边坡蚀坍；一种是对水库环境有重大影响的大型崩滑破坏。后一种是我们研究的对象。

1.1　水库岸坡大规模失稳的河谷条件

修建水库引起的大规模岸坡失稳，其明显的诱发因素是库水的浸润、托浮作用。而实

质上，库水仅起了诱发作用，本质原因则在于岩体结构条件和构造抬升造成的河谷卸荷带。统计表明，河谷卸荷带的发育深度与坡体的岩性、结构、岩体初始的天然应力状态、斜坡外形以及斜坡的演变史等因素有关（表 6-1）。尤其是峡谷地区，初始天然应力及斜坡外形的影响作用非常大（图 6-1）。

表 6-1　我国某些电站河谷卸荷带发育深度

地　区	岩　性	谷坡坡角（°）	谷坡坡高（m）	谷坡卸荷带发育深度（m）	谷底卸荷带发育深度（m）
长江葛洲坝	砂页岩				25—40
富春江电站	流纹斑岩				25—30
乌溪江电站	流纹斑岩			20—30	6—10
大渡河龚咀电站	花岗岩	30°—45°	200±	50—60	12—25
龙河电站	砂岩				20
新安江电站	砂岩			730	
乌江渡电站	灰岩			>76	
岷江鱼子溪电站	闪长岩	45°—70°	500±	70—100	
雅砻江二滩电站	正长岩、玄武岩	30°—50°	500±	50—100	20—30

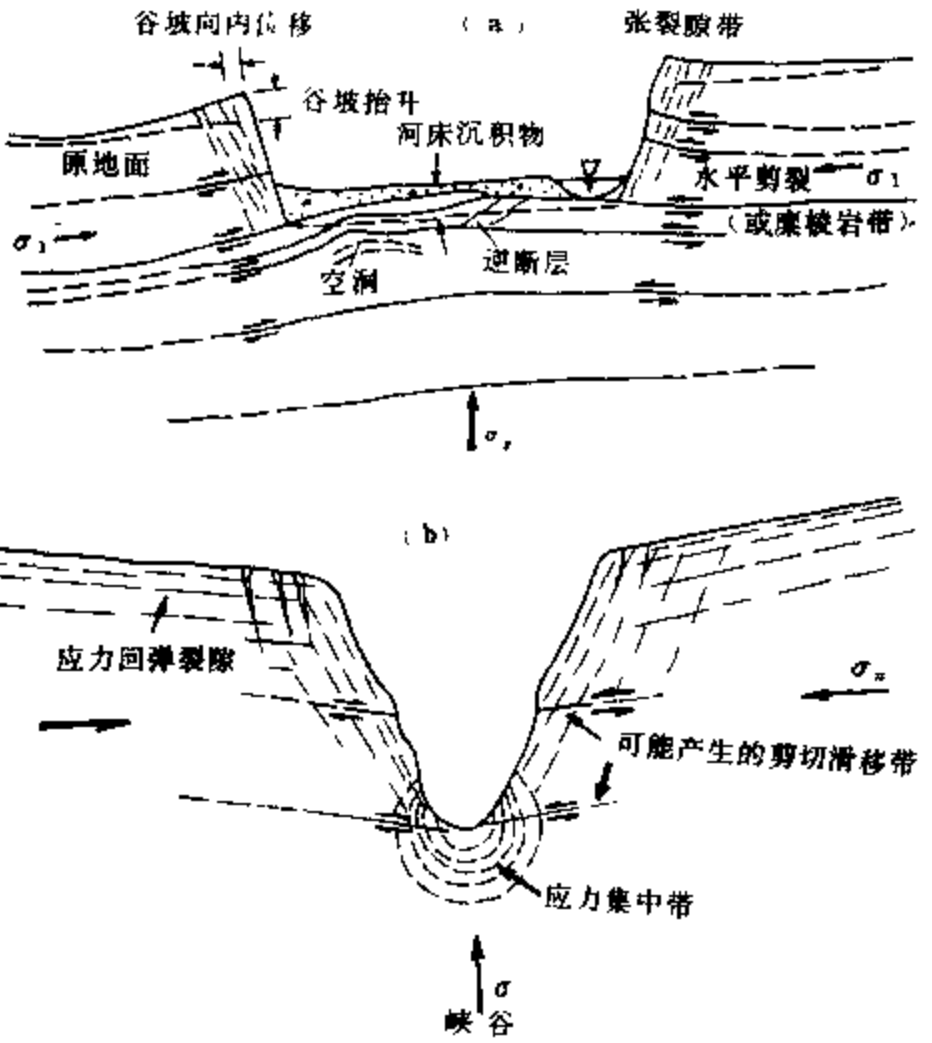


图 6-1　峡谷地区卸荷裂隙发育示意图

（据 Matheson）

（a）—平缓层状岩体构成的宽谷区；（b）—块体状、块状或平缓层状岩体构成的高山峡谷区

对于内陆成因的碎屑岩类，其受冲刷后的稳定坡角要比水上稳定坡角小得多。这一点由长江三峡侏罗系红色岩层的统计可以说明（表 6-2）。

表 6-2　长江三峡侏罗系红层天然稳定岸坡角统计表

（据张倬元等，1987）

岩性 \ 坡角	冲刷坡角（平均值）	水上稳定坡角（平均值）
长石石英砂岩	25°—30°	63°—83°
粉砂岩	20°	40°
泥　岩	10°—20°	20°

1.2　渗透水流对边坡稳定性的影响

库水浸润降低边坡稳定性，是因库水向地下渗流，在库水影响域内改变了地下水的渗流乃至径流。图 6-2 示一般情况下蓄水前与河谷河水面相连的潜水面在河谷附近低于同地点的承压水头，外延则高于承压水头，故而地下水对谷坡影响不大。蓄水后，与库水面相连的潜水面在各个点上均高于承压水头，岸坡明显地受到了库水的托浮作用，稳定性相应降低。

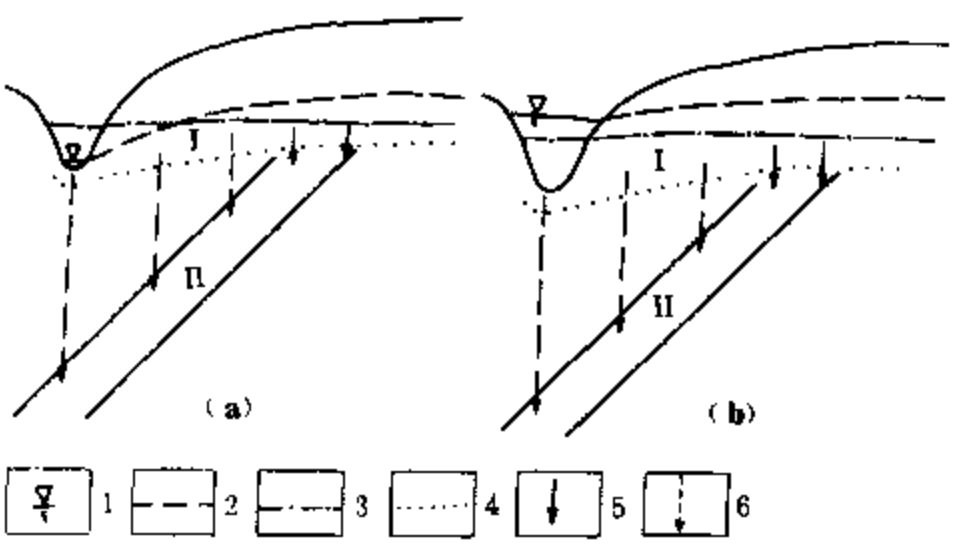


图 6-2　水库地区地表水与地下水关系变化示意图

（a）—蓄水前；（b）—蓄水后；Ⅰ—非承压含水层；Ⅱ—承压含水层或充水构造裂隙；1—河水位或库水位；2—非承压水位；3—承压水的水头；4—非承压水层的下层及地下水的渗流方向；5—易渗流；6—不易渗流

进一步的研究，要考虑渗透水流作用所产生的渗透动水压力，尽管在定量评价时很难确定岩体裂隙中渗流场的分布。因为对岩体渗流有重要影响的岩体裂隙分布及其开度等参数难以确定，再加上渗透系数的各向异性，使问题更加复杂化。

岩体滑动的发生，除由暴雨（多是连续几天）诱发外，由库水作用诱发的情况有两类。一是在库水位急剧上升时期，渗透水流沿岩体裂隙和孔洞入渗，使边坡受淹部位由干容重变为浮容重，重量减小，降低了边坡稳定性；二是库水位骤降时期，因库水位下降，渗水向边坡外排出，形成较大的水力坡降，增大了不利边坡稳定的渗透动水压力，其方向与边坡滑面倾向一致，对边坡稳定极为不利。若岩坡内存在倾向河床的缓倾角软弱夹层，则更为危险。

渗透水流入渗边坡后会产生两种作用。一为渗透静水压力作用，如浮托力。其大小与作用于边坡上的静水水头有关，方向与岩体重力方向相反。相当于减小了整个岩体重量，其大小和方向均较明确。二是渗透动水压力，它主要取决于整个岩体渗流场的分布，取决于渗透水力坡降的大小和方向，亦即取决于渗透的流向，面渗流的流向与岩体的裂隙分布、开度均有密切关系。

图 6-3（a）中表示出两平行裂隙组的分布方向不同，等势线的分布也不同，因面渗透动水压力 P_1 与 P_2 的作用方向也不同。因此，在确定渗透水流对岩坡稳定性的影响时，必须对岩体裂隙的参数作详细的野外勘查和统计，详细了解其裂隙分布方向、开度、间距、裂面粗糙率等情况。一般可用钻取岩芯、开挖平硐及观测露头等方法调查；必要时，可采用

钻孔电视。

研究作用于岩坡上的渗透动水压力，首先必须确定渗流场的位势，其关系如图 6-3（b）所示。

$$\varphi = Z + P/r \quad (6\text{-}1)$$

式中：φ ——势函数；

Z ——位置水头；

P/r——测压管水头。对于同一根等势线上，

$$\varphi = Z + P/r = 常数 \quad (6\text{-}2)$$

水力坡降 $$J = (\varphi_2 - \varphi_1)/L \quad (6\text{-}3)$$

式中：L——等势线 1-1 至等势线 2-2 的渗透路径。因此，作用于等势线 1-1 至 2-2 的渗透动水压力为：

$$P = rJ \quad (6\text{-}4)$$

式中：r——水的容重，P 与 J 的方向一致。

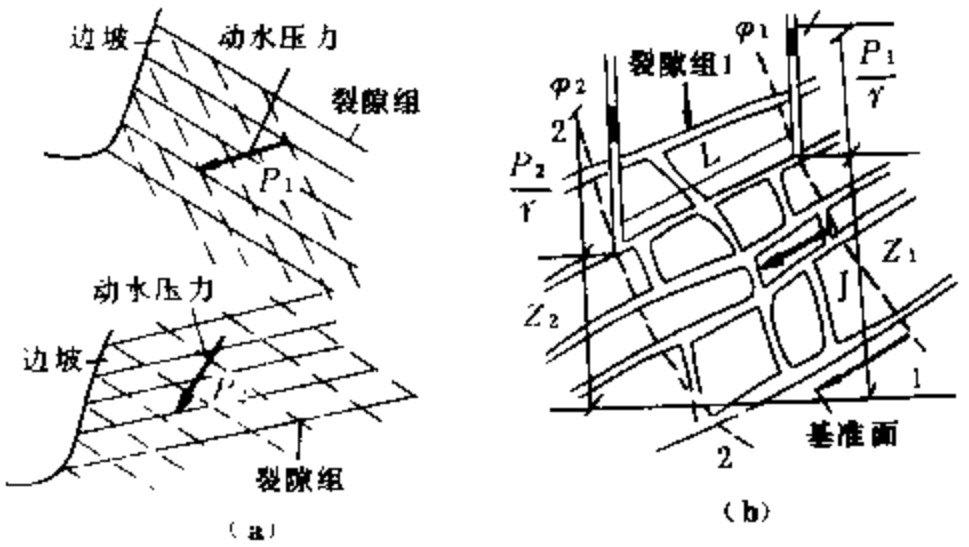


图 6-3 岩体裂隙组与渗透动水压力分布

关于库水位骤降时岩坡对边坡稳定性的影响，梁尧簇（1982）采用渗流电模拟试验证明，渗透动水压力的方向、大小与库水位骤降的速度和降深有密切关系。下降速度越快，降深越大，则产生渗透动水压力的方向和大小越有助于边坡的滑动。在这种情况下，设置排水孔使动水压力尽快消散，是防护边坡的良好措施之一。

1.3 降雨的作用

在各国发生的岩土体崩滑破坏中，大气降雨起了很明显的诱发作用。这种作用可分为两类，一是降雨入渗缓慢地促进蠕滑，直至最终破坏；另一类是连贯几天高强度的暴雨，导致边坡的突然崩滑。此时，往往在后缘易于渗水。前缘由阻水的岩土体构成的边坡滑坡，多出现在降雨过程中或降雨数天后（明显滞后）。我国近年在川东、鄂西发生许多突然崩滑的例证，如长江新滩大滑坡（1985 年 6 月 12 日）就是一例。南美也很常见，如巴西、哥伦比亚（表 6-3）。如再考虑库水作用，就更应引起注意。

1.4 船队激起的涌浪拍岸作用

这种作用对于边坡前缘的影响是明显的，它可以是一种随机的冲拍作用，也常表现为似周期的性质。如长江航道，过往的船队激起的涌浪长期拍击冲刷边岸，造成水土流失和斜坡坡角失稳。

1.5 水库边岸大型崩滑实例及对环境的影响

水库岸坡稳定性的预测和治理，刻不容缓，稍有不慎，即可造成不可估量的损失和影响。

表 6-3　一些国家或地区暴雨诱发滑坡的临界强度

（据 Vanes. D. T.，1976，张倬元等补充，1986）

国家或地区	过程降雨量		降雨强度		备注
	总量（mm）	占多年平均（%）	日降雨量（mm）	时降雨量（mm）	
巴西	250—300	>12			有>20%者倾向于突发性滑动
美国	250			>6	
日本	>150—200			>20—30	
加拿大	250				临界值
中国香港			>100		
中国四川			>200		
中国云阳	331.3	30.3	240.9	38.8	

意大利瓦依昂水库滑坡事件，是一个惨痛的例证。该水库坝高 267m，为当时（1963 年）世界上最高的双曲拱坝。勘测与施工过程中，早已发现库内紧靠左坝肩山体有变形迹象，但直到大坝建成后仍未对其稳定性和发展趋势作出明确判断。大坝蓄水后，于 1963 年 10 月 9 日，该山体突然以 25—30m/s 的速度沿层面下滑，近 2 亿多方土石迅速淤满水库，掀起了高出坝顶 100 余米的涌浪。库水宣泄而下，摧毁了下游约 3km 处的一个村镇，造成近 3000 人死亡。整个水库变为“石库”（图 6-4）。

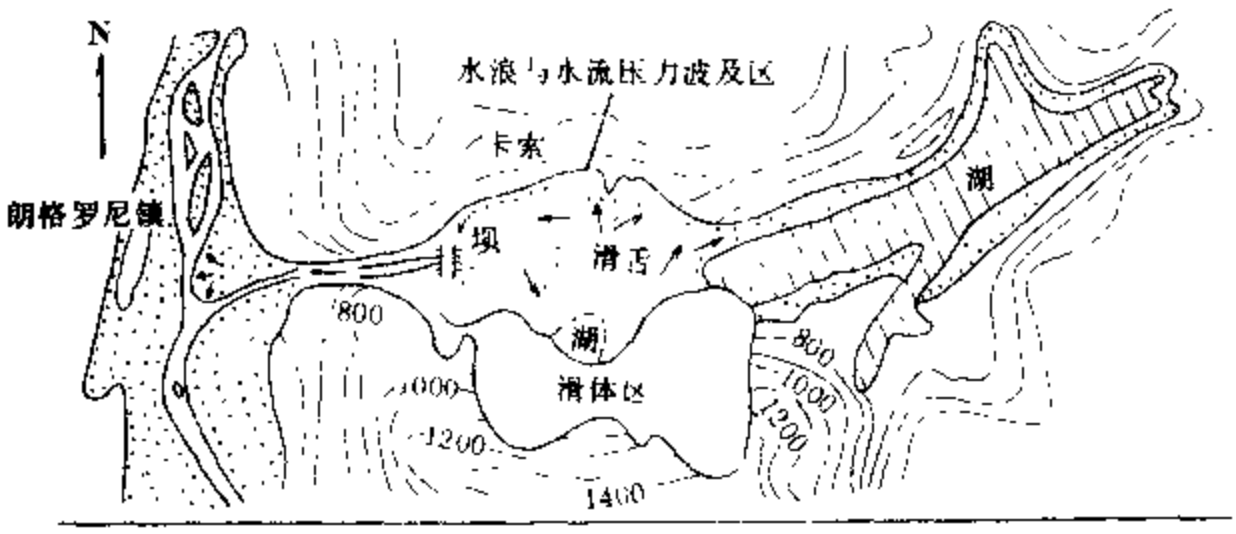


图 6-4　意大利瓦依昂水库滑坡平面示意图

我国近年来大型河谷型水库的修建，也出现了一系列破坏工程地质环境的惨痛事件。如 1982 年 7 月 16 日至 18 日在四川云阳县城附近发生的鸡扒子滑坡，滑动面积为 0.774km^2。滑体总土石量达 1500 多万 m^3，其前缘滑体 230 万 m^3 脱离滑床坠入长江洪水位以下，直抵河槽，并达彼岸。顿时，长江鸡扒子航段形成急流险滩，在 600m 长的滩段范围内，由于滑坡堆积排流，形成三道水埂。据滑坡前后的航道地形图估算，长江北岸枯水岸线向前推进

了 50m。江心填高 30m±。滩段河床堆积总量达 180 万 m^3。其中，水下堆积 110 万 m^3（自设计水位 83.11m 标高以上 1m 起算）；水上堆积 70 万 m^3（设计水位以上 1—40m）。滑坡给工农业生产造成巨大损失，共损毁耕地 775 亩，房屋 1730 间，291 户计 1353 人无家可归；位于滑坡前缘的冷冻库、饲养场、食品站、卫生院、机砖厂、供销社等单位的建筑物和设备全部被推入长江中，共损失达 560 多万元，严重破坏了人民的生产、生活环境和长江航运（图 6-5）。又如 1985 年 6 月 12 日凌晨发生的长江新滩大崩滑，3000 多万方土石在几分钟内摧毁了整个新滩镇，破坏了大面积柑桔林并波及对岸，滑体前缘入江造成巨大涌浪，导致上下游几公里内多艘船只沉没，并造成人身伤亡。

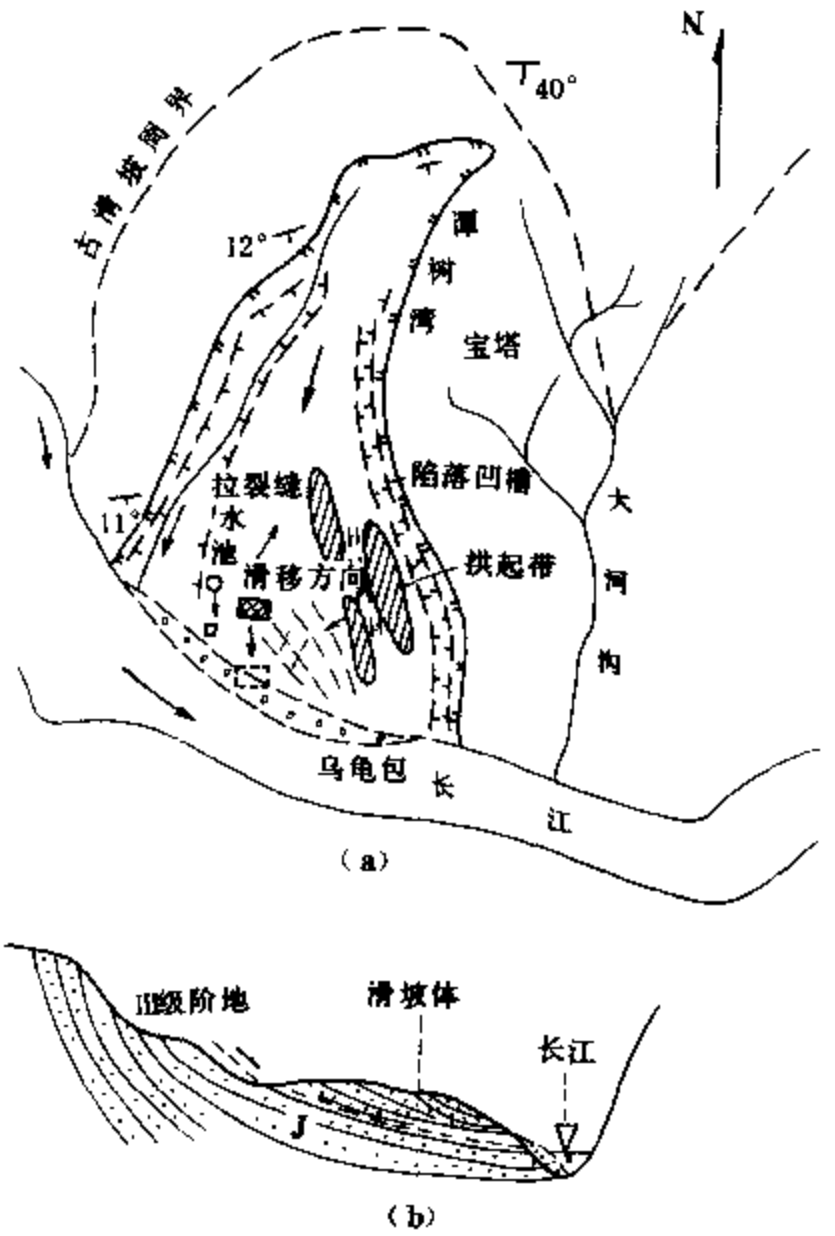


图 6-5　长江云阳鸡扒子滑坡示意图
(a)—平面图；(b)—剖面图

表 6-4　瓦依昂滑坡失事前位移速率观测值

日　　期	位移速率 (cm/d)
1963 年春夏	0.14±
1963 年 9 月 18 日—24 日	1
1963 年 9 月 25 日—10 月 1 日	10—20
1963 年 10 月 8 日	40
1963 年 10 月 9 日	80

至发生破坏（图 6-6、表 6-4）。我们参与考查和预报的新滩崩滑事件，自 1968 年进行观测以来，一直在缓慢蠕滑，以致人们一度认为其对岸的链子崖危岩体更为危险。然面，自 1984 年以来，新滩崩积体变形加剧，并出现了路面破坏现象，引起了各方面的重视，从而加密了监测，以致于 1985 年 6 月 12 日发生滑坡时取得了较成功的预报效果。

水库岸坡的大型崩滑破坏，不仅直接破坏人类生产和生活环境，恶化工程地质环境，而且常常造成一些间接破坏。这种间接破坏有时比直接破坏来的还要剧烈，影响范围也更大，尤其是威胁到大坝的安全。具体来说，这种间接破坏常是通过崩滑激起的巨大涌浪来实现的（表 6-5）。世界各国在坝工建设中都注意了坝前潜在的大型险坡危岩在未来激发涌浪的超前研究，以利子大坝的设防。我国自 70 年代以来，凡修建大型水利工程，都把工程范围

内及其附近可能由于滑塌而引起的涌浪问题作为专门课题来研究，如开展了黄河龙羊峡库区查纳滑坡的未来涌浪的模拟，长江新滩链子崖危岩体未来可能激起最大涌浪的模拟等。

表 6-5　世界历史上大型崩滑造成的涌浪及破坏

（据胡广韬，1986）

崩滑名称	国家	发生年代	崩滑方量（m^3）	最大涌浪高度	水体性质	死亡	备注
柘溪塘岩光	中国	1961		21	水库		
楚恩 (Chuugar)	秘鲁	1971	1×10^5	30	湖	400—600	
瓦依昂 (Vaiont)	意大利	1963	2.4×10^8	260	水库	3000	
里图亚海湾 (Liwya Bay)	美国阿拉斯加	1958	3×10^7	530	海湾	2	
琉恩湖 (Lion Lake)	挪威	1636	1×10^6	70	湖	73	
塔佛约尔德 (Taf ord)	挪威	1934	1.5×10^6	62	峡湾	44	
琉恩湖 (Lion Lake)	挪威	1905	4×10^5	40	湖	61	
西玛巴拉 (Shimabara)	日本	1792	5.4×10^8	10	海湾	1500+	
朗佛约尔德 (Laufjord)	挪威	1756	1.2×10^7	40	峡湾	32	
长江新滩①	中国	1985	3×10^7	36.5	水库峡湾	7—9	
乌江鸡冠岭①	中国	1994	3.9×10^6	30	峡湾	9	

①为作者补充。

涌浪的研究是极为重要的。新滩大滑坡（1985 年 6 月 12 日凌晨）激起的涌浪造成冲击南岸岸坡、库水逆流、击沉船只多艘及柑桔林损毁等多种环境危害。新滩三游沟碎石流入江中造成的涌浪，在南岸猴子岭的最大爬坡高度为 49m，浪峰宽 310m。图 6-7 给出了爬坡浪向上、下游的衰减曲线，它反映涌浪坡高衰减很快。由于下游 10.5km 处庙河以下的河道突然展宽，上游 12.3km 处的秭归以上河道急剧弯曲，涌浪在二者以外已不明显。涌浪时，其直接冲击对岸的爬坡浪高于其所在岸。在等同距离内，上游浪高大于下游，这一现象主要是由于反流向的暂态壅高所致。

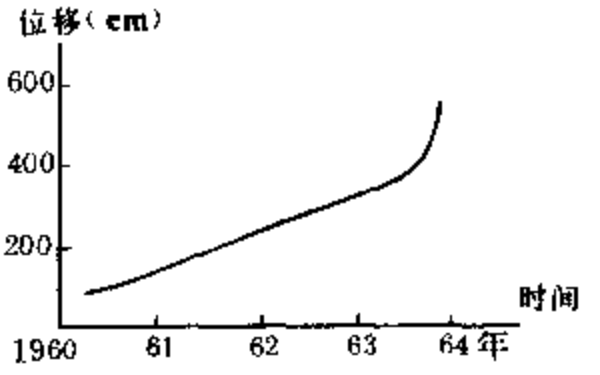


图 6-6　瓦依昂滑坡失事前山坡位移长观曲线

（据缪勒，1976）

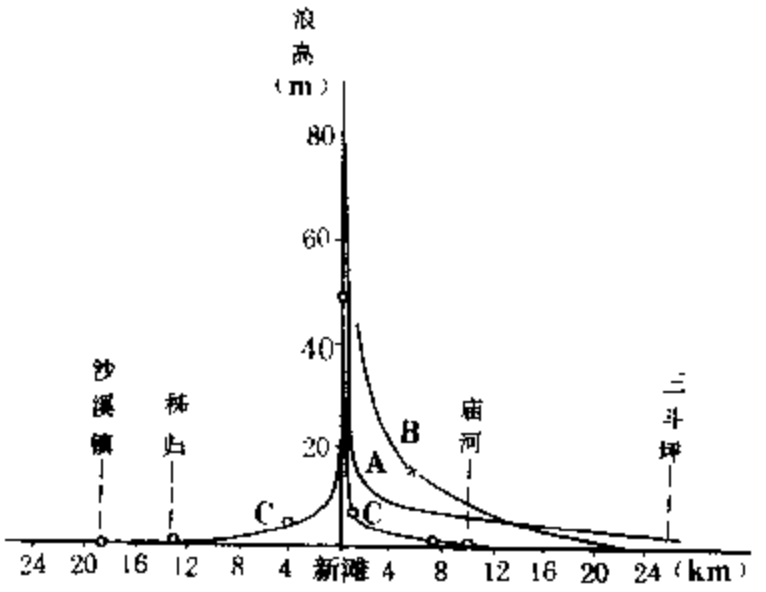


图 6-7　滑坡涌浪曲线图

（据水电部长办三峡勘测大队，1985）

A—计算衰减曲线。入江方量 $1600\times10^4m^3$，入水速度 100m/s，水位 150m；B—试验衰减曲线。入江方量 $1600\times10^4m^3$，入水速度 67m/s，水位 130m；C--新滩 1985 年 6 月 12 日 3 时 52 分爬坡浪衰减曲线

2　露天开采引起的边坡失稳

露天开采塑造了边坡。随着开采深度的加大，边坡规模增大，既严重地破坏了地应力的自然均衡，又导致了人工边坡的变形、破坏和滑移。英国皇家矿业学院 E. Hock & E. T. Brown（1981，1985）等对露天矿边坡问题进行过系统的理论总结，发表了《岩石边坡工程》专著。我国吴江（1982）、孙玉科（1988）、许兵（1985）、何满潮（1991）和卢世宗（1992）等都对露天矿边坡的设计与稳定性进行过系统的研究。

2.1　露天矿边坡失稳的影响因素

影响露天矿边坡失稳的因素可分为三大类：一是自身岩体结构条件；二是所处的地质环境；三是人为活动的影响。

1）岩体工程地质条件

它包括工程地质岩组、岩体结构类型和地应力状况等三个方面。前两个方面前人讨论较多，这里重点研究第三个方面。

边坡岩体处在地应力场内。地应力，除自重应力外，还包括地质构造的残余应力、水应力、震动应力、温差应力等。其中，构造应力在某些区域应予以充分考虑。

按弹性理论，岩体内因岩体自重引起的水平应力应等于上覆岩层重力乘以侧压力系数（λ），

$$\lambda=\frac{\mu}{1-\mu} \tag{6-5}$$

式中，μ 为泊松比，一般岩石 $\mu<0.5$，即 $\lambda<1$。实测资料表明，水平应力往往大于垂直应力，而且平面内两水平应力值并不相等。这说明原岩地应力分布并不都符合自重应力分布规律，并证明了构造应力的存在。表 6-6、6-7 列出了我国西南及华北某区域的实测资料。可

以看出，水平应力均近似于或大于垂直应力。

表 6-6　西南某水电站原岩应力实测结果

实测地点	铅垂地应力（MPa）	水平地应力（MPa）	侧压力系数 λ
岩石试验硐	2.22	1.98	0.89
1 号高压平硐	0.945	0.016	0.86
2 号斜井	2.38	1.99	0.84
总岔管	7.92	8.87	1.12

表 6-7　华北地区地应力实测资料

实测地点	测量深度（m）	最大水平主应力（MPa）	最小水平主应力（MPa）	最大主应力方向	岩　性
隆尧茅山	8.42—10.16	7.35--7.91	3.3—5.87	N46°—68°W	灰岩
密云邓家湾	11.68—23.15	0.833--13.45	2.27—8.35	N30°—69°W	花岗岩
顺义天雄寺	17—19	2.6	0.4	N73°W	灰岩
北京温泉	12.4—21.83	3.1--3.6	1.0—2.2	N65°W，EW	灰岩
庞山	3—55	0.4	0.2	N58°W	

有关国外地应力的实测资料见图 6-8、6-9。图 6-8 反映了铅直应力 σ_1 的增率基本符合 $\sigma_1=\gamma H$ 的规律。图 6-9 为 Hast 在斯勘的纳维亚半岛的实测资料，反映了平均水平应力 $(\sigma_1+\sigma_3)/2$ 可以达到甚至超过垂直应力值。在非洲 Snowy mountain 测得的水平应力为垂直应力的 2.6 倍。

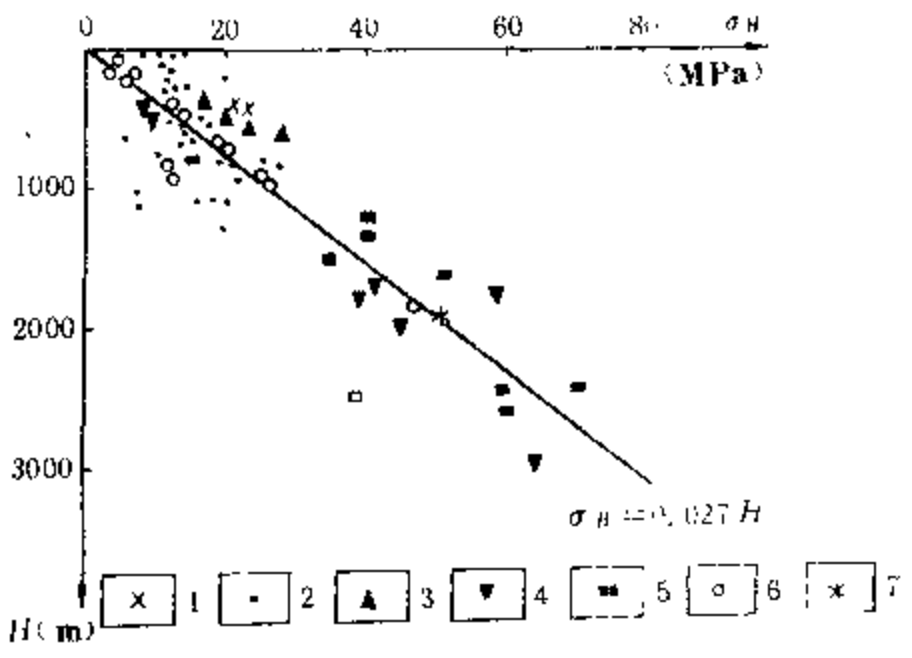


图 6-8　垂直应力随深度变化

1—中国；2—澳大利亚；3—加拿大；4—美国；
5—南非；6—斯勘的纳维亚；7—其他

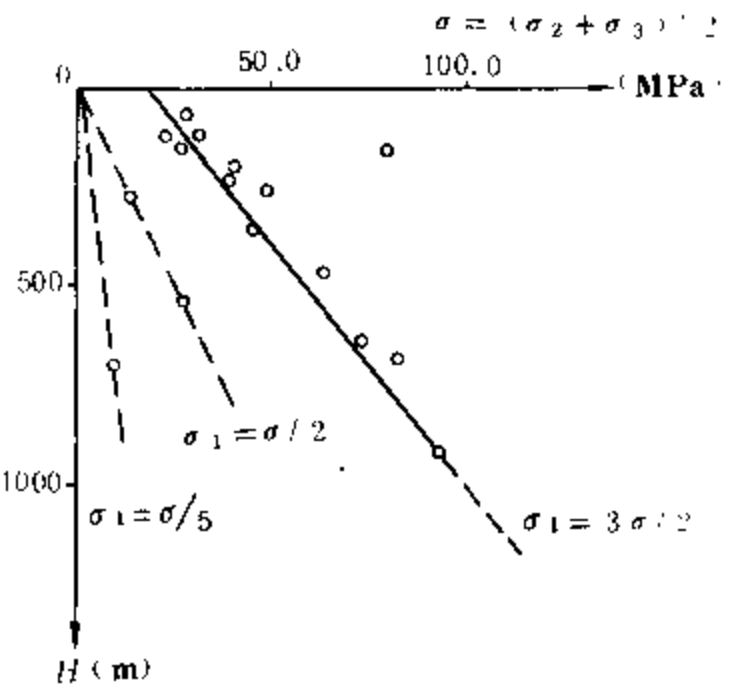


图 6-9　水平地应力随深度变化

每次大的深部构造运动都会导致产生新的应力状态、新的构造形迹和边界条件。这种应力状态与弹性理论的推断有很大差异。可以认为，原地岩体内的任意点的应力，都是在

一定的构造应力场之中，是过去作用在该点上全部地质历史过程的函数。

2）岩体环境条件

指边坡岩体所在的地质环境条件，它包括下述几方面。

①大气降水　降雨往往是边坡破坏最直接的诱发因素，它软化了边坡内的软弱面，降低了其抗剪强度。在边坡内地下水不及时排出的情况下，会造成超空隙水压力，从而使边坡内有效应力降低。

②风化作用　它随边坡岩体的抗风化能力而显示不同的作用效果，对于风化速度较快的软岩或软硬相间的岩土体，风化作用是不容忽视的因素。

③地震作用　在地震区或构造活动区，地震的影响是明显的。它的作用可分为两方面：一是增加滑滑面的下滑力；二是减小垂直滑面的正压力。两种作用都促进了斜坡的失稳。因此，在地震区常形成滑坡群或滑坡带。据统计，Ⅶ度以上的地震烈度区常伴生大规模的崩滑活动。

3）工程活动的影响

在矿区，工程活动的作用集中表现于下述两方面。

①边坡角的影响　我国露天矿山多，露天开采的铁矿石占90%，有色金属矿石约占70%。露天矿规模大，设计最终边坡高度一般为300—500m，有的达700m。边坡角大小是影响露天采矿安全和经济效益的重要因素。一个大型露天矿的总边坡角每加陡1°，可减少剥岩量几千万吨，节省剥岩费数千万乃至亿元。然而，边坡角过陡，则会造成重大滑坡事故，严重影响生产。

②爆破或车辆振动　露天矿爆破作业对边坡稳定性的影响：一是爆破震动力增加了边坡的滑动力；二是爆破作用破坏了边坡岩体，降低了岩体的强度，使雨水、地下水易于沿爆破裂隙渗透，加速岩体风化，从而使边坡稳定性降低。

露天矿边坡滑动有时明显是由爆破作业促发的。例如攀枝花钢铁公司石灰石矿H_1滑体，体积近$5.0\times10^6m^3$，是1981年6月10日在该滑坡区前缘采用硐室爆破后引发的。共起爆了19个药室，装药量120t，秒差电雷管起爆，最大段药量90t。在药室起爆后约5h，发生大滑坡。分析的结果认为：爆破切断了软弱层，爆破动荷载降低了滑动面软弱层岩石强度，使裂隙不断扩大所致。1973年1月6日发生在大冶露天矿狮子山北帮西口$3.6\times10^4m^3$的滑坡，也是因为爆破装药量过大，震动剧烈而引起的。1977年3月2日发生在平庄西露天煤矿非工作帮第11次$6.3\times10^4m^3$的滑坡，是因硐室爆破震动而引起的，该滑坡随炮声同时发生。1981年2月27日抚顺西露天煤矿西北帮十三段站$3\times10^4m^3$的滑坡，是在附近20多个爆破孔爆破后随之发生的。

露天矿边坡所受的震动力主要来自爆破作业，此外还有机械设备的震动力。在强震地区，还应考虑地震力。

露天矿台阶上机车、汽车的运行和挖掘机作业的震动对露天矿整体边坡的稳定性影响不大，但有时也会触发局部台阶的滑动。例如，1984年3月21日抚顺西露天煤矿西北帮$6.4\times10^4m^3$的滑坡，是由一列车通过时诱发的，该滑坡破坏了4个台阶。

爆破、地震、机械设备的震动作用还可能使边坡内的饱水砂土液化，使之流动，并沿边坡上的张裂缝挤出，使台阶下沉、变形、失稳。

2.2 露天矿边坡的破坏型式

露天矿边坡的变形破坏主要有两种形式：其一是具有明显滑面的边坡失稳、破坏。如我国抚顺西露天小背斜滑坡，滑体由厚层状软质凝灰岩构成。其可能的滑动面是：上部沿煤页岩滑动，下部从软质凝灰岩中剪出。这种情形多属快裂式顺向坡。其二是蠕变坍塌变形，直至破坏。其发生发展历程是：首先产生裂隙，继而构造边坡的岩体产生倾倒破坏、膨胀，局部出现滑移，最后导致坍塌。其发展程度随开挖加深而加剧。这种破坏形式在我国甘肃金川矿和江苏龙潭孔山矿最为典型，辽宁抚顺矿也有所见。其破坏机制是蠕变—倾倒--坍塌式，多见于人工开挖的逆向坡。自然，也有上述两类型的复合形式。

图 6-10 给出了滑移与倾倒两种形式构成的一个良好例证。在边坡变形开裂的初期，按

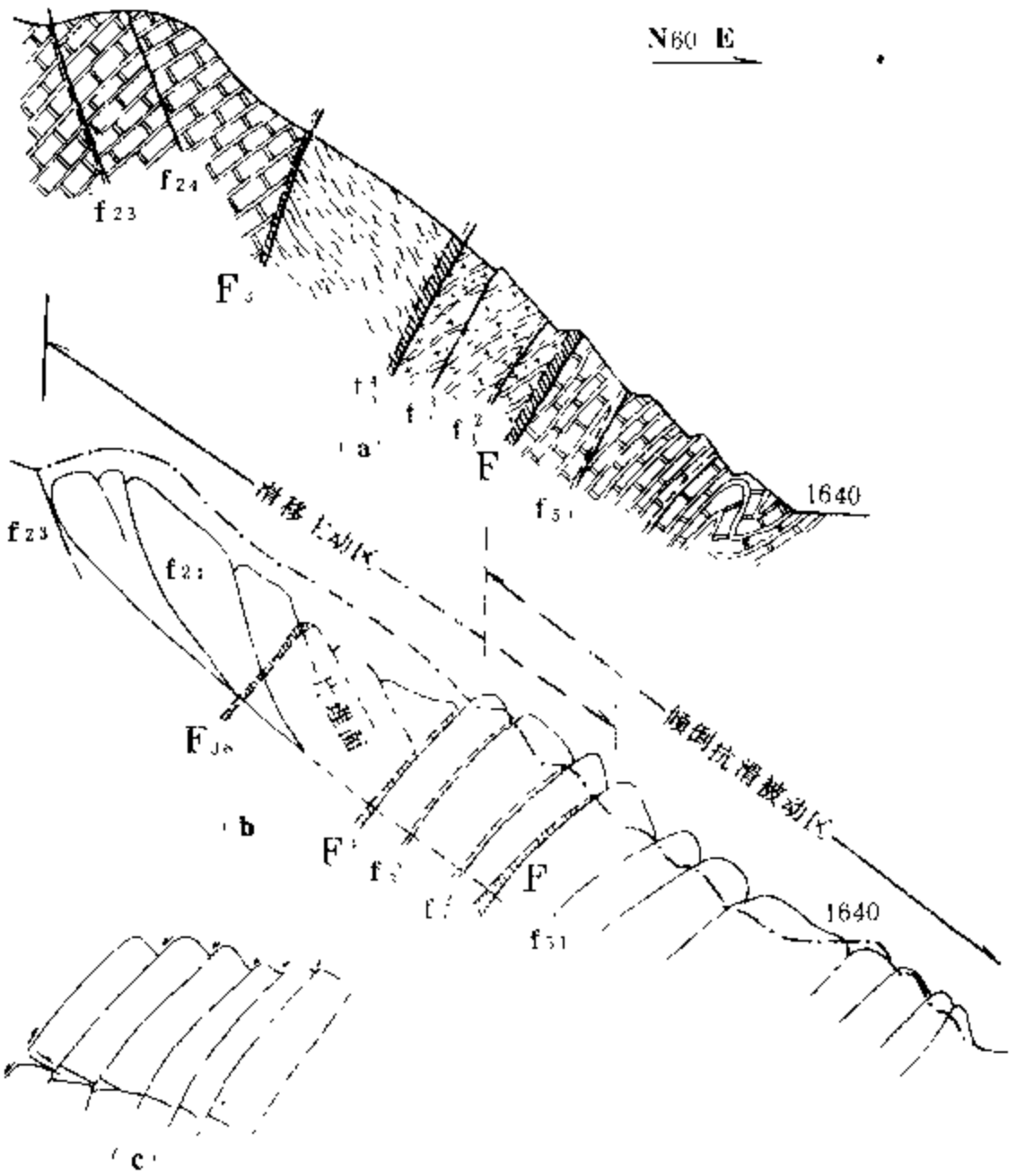


图 6-10 某露天采场一区边坡地质结构及变形、破坏机理分析示意图

（据谷德振，197）)

(a) 变形前边坡地质结构剖面示意图；(b)、(c) 为变形破坏机理分析图

照滑移体不同部位变形的历史和特征，曾将滑移体划分为三个部分：上部以 F_{36} 断层为界的牵引区；中部 F_{36} 与 F_5 之间的岩体为主滑区；F_3 以下为被动抗滑区。随着采坑向下延伸，边坡比高加大，岩体变形破坏不断发展，上部位移显著以张裂缝为主，面下部（即早期所划的抗滑区）与中部岩体变形加剧，向采坑方向移动。实际上，滑体后期发展成上部滑移主动区与下部被动倾倒区。从岩体结构观点来分析，这个过程中软弱面及其发展起了重要作

用，且随着边坡变形的继续发展，主动滑移区势必向被动区发展。

2.3 边坡的形状

边坡的平面形状，凹形比凸形稳定性好，平直形边坡居中。这是由于凹形边坡处于压缩拱受力状态，侧向阻力较大，而凸形边坡则失去侧向阻力。故露天矿的端帮，如无特殊不良地质构造，其稳定性较好，可设计陡些。

E. Hook 等提出，当露天矿上部边界平面曲率半径与坡高之比 $R/H<1$ 时，坡角可加陡 10°；当 $R/H>2$ 时，可不考虑曲率影响。

原苏联的 И. И. Ермаков 在 60 年代通过模型试验，得出了 R/H 与极限坡角的关系曲线（图 6-11）。由图看出，当 $R/H>2$ 时，凹形坡角与平直坡角相近；面 $R/H=1$ 时，二者相差 7—12°；当 $R/H<1$ 时，二者有明显差异。

加拿大边坡手册中提出，坡角的增值 i 可用如下经验公式表示：

$$i=3/\ (2R/H-1) \qquad (6\text{-}6)$$

关于边坡的断面形状对边坡稳定性的影响，原苏联 Г. Л. 费先科对均质边坡作过探讨。图 6-12 所示的凸形、平面形、凹形边坡面，在坡底水平具有同一稳定系数；在坡底以上水平，则凸形、平面边坡的稳定系数大于凹形边坡的稳定系数。显然，对露天矿山而言，凸形边坡

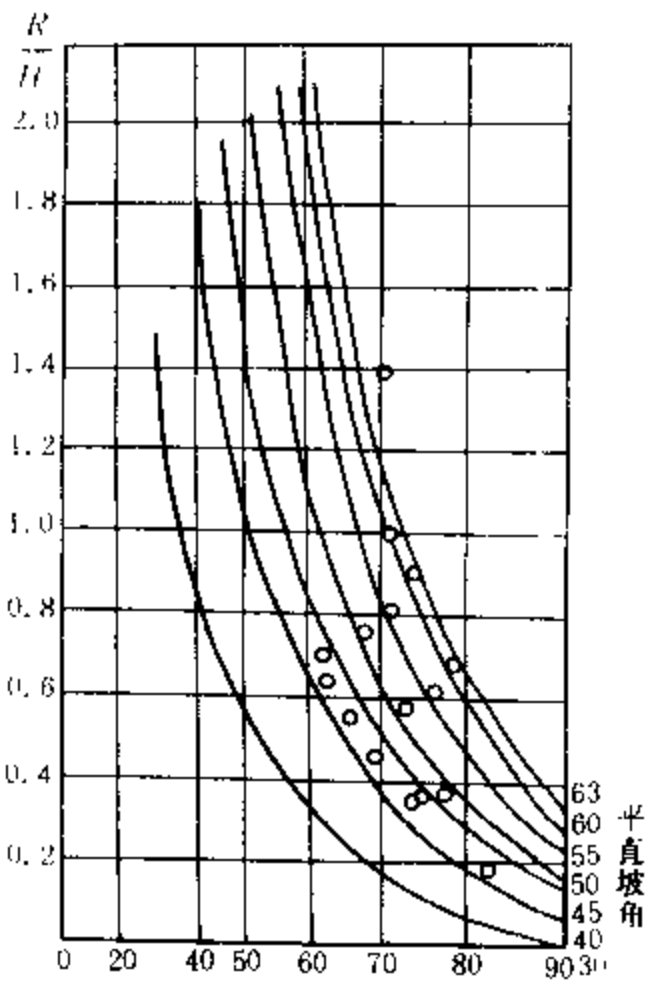


图 6-11 R/H 与边坡角关系

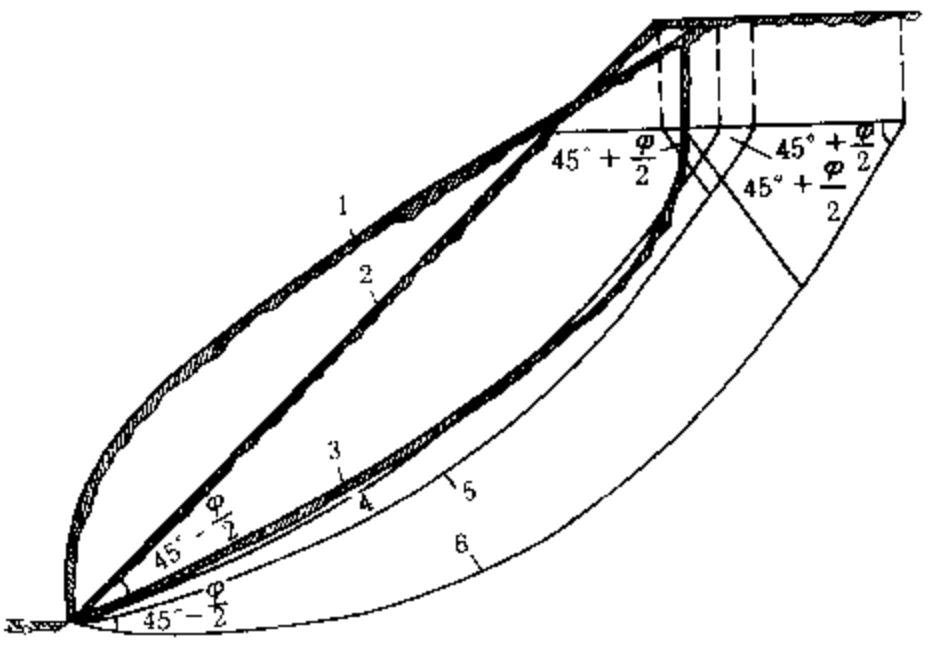


图 6-12 具有相同稳定系数的不同断面形状

1、2、3—凸形、平面形、凹形边坡面（按 B. B. 索科洛夫斯基法）；

4、5、6—凸形、平面形、凹形边坡滑动面

的剥离量最小，经济上是合理的。此外，露天矿边坡上部处于风化带，岩体强度较低，而且上部边坡存在时间长，因此一般说露天矿边坡设计成凸形是合理的。但对于每一个具体边坡，应根据其岩性结构特征、可能的滑动面位置和不同断面形状的边坡稳定性来确定。

3　交通线路上的边坡失稳问题

因修筑铁路或公路等交通线造成山体的崩滑现象已屡屡发生。我国的宝成线、宝天线都是有名的“病害”线。在国外，这方面的报道则更多。如1986年6月21日哥伦比亚西南部一段山间公路发生大滑坡，正在这段公路上行驶的几十辆汽车被大量土石方吞没。长期以来，诸如此类崩滑现象不仅严重地防碍甚至中断交通，更严重的是破坏了工程地质环境，形成带状工程地质环境恶化区。目前，随着陆上交通线，特别是公路交通的普遍发达，交通线上尤其是山区公路上的重力崩滑破坏现象正向区域发展。因此，研究、评价、预测和控制这类人类活动参与的环境工程地质问题，不仅是保障运输畅通的需要，也是水土保持以及自然工程地质环境保护的客观要求。

交通线路上的边坡稳定性问题，除取决于岩体结构外，独具特色的影响因素是，开挖路堑破坏了斜坡的自然稳定休止角，长期而反复的车辆振动和地下水或降雨的作用则促进了边坡的疲劳破坏。

3.1　开挖路堑

陆上交通线，尤其是山区的交通线对山体的破坏，主要是由于开挖路堑破坏了自然边坡的稳定坡角，使其前部抗力降低，一旦潜在的结构面在来往车辆、暴雨等外因作用下发生滑动或沿老滑面复活，就会产生大规模崩滑。其特点是常沿交通线成群出现，但成因相近。如宝天铁路的梅七线K_{54}滑坡断面，由于前缘坡角的开挖，造成滑坡复活，尤其是在后缘产生一系列拉裂面，形成推动式块体滑坡（图6-13）。

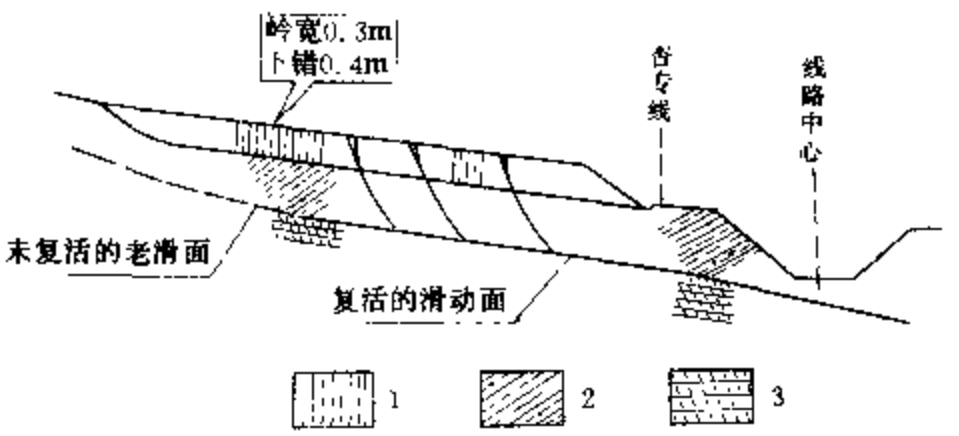


图6-13　梅七线K_{54}滑坡断面示意图

1—黄土质砂粘土；2—砂粘土夹碎石；3—砂岩

据统计，对山区陆地上交通线的边坡稳定，岩性是基础条件，各种性质结构面是控制因素，二者共同构成不同类型的岩体边坡。人工开挖，一方面改变了原来斜坡的自然休止形态，另一方面则可能暴露坡体的内部结构。但要注意，在实际工作中，由不同性质岩体构成的边坡高度和坡度有很大差异。表6-8给出了我国成昆线上各种岩类构成的边坡外貌要素，供参考。

山区或丘陵地区的铁路或公路，一般顺河谷延伸。开挖路堑，使斜坡足部地形改变，失

土了天然支撑，形成崩塌、滑坡、路堤滑移和泥石流以及加剧河岸冲刷等灾害。由于工程地质岩组类型及其结构的不同，同等坡度条件下边坡的破坏几率是不同的。成昆线在不同岩体中穿过时的建议边坡参数，即反映了这方面的问题。

表 6-8　成昆线各岩类边坡值建议表

（据陕西第二水文工程地质队，1977）

岩类	岩石名称	新鲜基岩（有害结构面与边坡直交、内倾者）							风化岩石			备注
		完整基岩		欠完整基岩		强烈破碎			剧、强风化带			
		坡高（m）	坡降	坡高（m）	坡降	坡高（m）	坡降	坡形	坡高（m）	坡降	坡形	
沉积岩	石灰岩、砂岩（中厚层）	20—40	1∶0.5	10—20	1∶0.5	<10	1∶0.75	直线形	<10	1∶0.75	直线形	岩溶发育者另行考虑
						10—20	1∶1	二级阶梯形	10-20	1∶1	直线形	
				20—40	1∶0.75	20-40	1∶1.25	二级以上阶梯形	20-40	1∶1	二级以上阶梯形	
	页岩	20—40	1∶0.75	10—20	1∶0.75	<10	1∶1	直线形	<10	1∶1	直线形	
						10-20	1∶1	阶梯形	10—20	1∶1	二级阶梯形	
				20—40	1∶1	20-40	1∶1.25	阶梯形	20—40	1∶1	二级以上阶梯形	
	粉细砂岩及凝灰质砂岩					<10	1∶1	直线形	<10	1∶0.75	直线形	
						10—20	1∶1	二级阶梯形	10—20	1∶1	二级阶梯形	
						20-40	1∶1	二级以上阶梯形	20—40	1∶1	二级以上阶梯形	
火成岩	辉长岩	20—40	1∶0.75	20—40	1∶0.75	<20	1∶0.75	直线形	<20	1∶0.75	直线形	需坡面护防
						20-40	1∶1	二级阶梯形	20—40	1∶1	直线形	
变质岩	板岩	20—40	1∶0.75	10—20	1∶0.75	<10	1∶1	直线形	<10	1∶0.75	直线形	
						10—20	1∶1	二级阶梯形	10-20	1∶1	直线形	
				20-40	1∶1	20-40	1∶1.25	二级以上阶梯形	20—40	1∶1	二级以上阶梯形	
	千枚岩片岩及理岩化凝灰岩	20—40	1∶0.75	20—40	1∶1	<10	1∶1	直线形	<10	1∶1	直线形	
						10—20	1∶1.25	直线形	10-20	1∶1	直线形	
						20—40	1∶1.25	二级以上阶梯形	20—40	1∶1.25	二级阶梯形	

3.2　车辆振动——边坡的疲劳破坏

这方面尚缺乏典型资料，但列车反复的振动显然会加剧边坡地质“材料”的疲劳破坏。

4 与人类活动相关的边坡稳定性评价

滑坡稳定性研究的主要任务是进行滑体稳定性计算，评价目前的稳定状态和可能的变形发展趋势。在确定了地质模型和物理破坏模式以后，给出合理的数学概化模型，经计算得出正确的结论，才能作为工程设计整治的依据。

4.1 地质学的方法

主要是地质类比的方法。有经验的边坡专家，在对实际对象有深入掌握的前提下，可以作出非常切实的评价。

4.2 物理模拟方法

采用相似材料制作模型模拟或进行光弹试验。它的成功与否，除取决于材料的配制工艺、监测和操作外，地质原型的正确认识是第一位的。

4.3 理论计算方法

滑坡稳定性的计算研究可追溯到一百多年前（Culmann，1866）。到目前为止，已提出了几十种方法。这些方法大致可分为三类，一是极限平衡法，二是数值分析法，三是概率法。

极限平衡分析法是工程上使用最多也最成熟的方法。它的研究历史可追溯到本世纪20年代或更早，近十几年来仍在不断发展。这种方法的理论基础——极限平衡理论较为简单。其优点在于，在不能给出应力作用下结构变形图象的情况下，仍能对结构稳定性给出较精确的结论。更有意义的是，分析失稳边坡反算的强度参数与室内试验结果吻合很好，使分析程序更为可信。因此，滑坡设计断面的确定可用极限平衡这种看似简单的方法先做出结果，然后用数值法（如有限元）等相对复杂的方法进行校核。在过去的研究历史中，针对不同的条件，工程界和学术界曾使用以下几种方法：Taylor 法（1937，1948）、Bishop 法（1955）、Bishop-Morgenstern 法（1960）、Morgenstern 法（1963）、Spencer 法（1967）Hunter-Schuster 法（1968，1971），其它还有 L. Karafiath（1960）、Janbu（1954）和 Fellenius（1927）等提出的方法。这些方法有的仍在应用，有的已逐渐被淘汰。目前，极限平衡法的最新成就是 Sarma 方法（可任意条分，不必限于竖直）。

数值法，如有限元、差分、边界元等已在滑坡，特别是工程边坡（矿山）开挖中应用较多，它是通过分析滑坡结构体内部的应力、应变来分析给定断面的变形和稳定问题。它的计算精度是随着划分单元体的参数的精度而变化，也即要求输入精度很高的数据；否则，分析得出的结论也就像数据本身一样值得怀疑。对于边坡设计而言，如果经费限制不能做出大量室内试验来确定土的性质，势必影响分析结果。

概率法是针对影响滑坡稳定的诸因素进行概率分析，它对于分析含有较多结构面的岩质边坡更为适宜。

无论是水库边岸、矿山山体，还是山区交通线上边坡的失稳问题，都不仅仅再是自然动力地质环境的演化结果。作为诱发因素的人为营力作用的影响不容忽视，它使得坡体的

几何形状、受力条件等发生了较大变化。因此，运用一般的边坡稳定性计算与评价方法已远远不能满足要求，因为坡体结构既非由皆竖直的岩石块体组成，其滑面也很少出现完整的平面或理想的弧形。对于地震及人为振动（如车辆、矿山爆破与坝址施工）等动荷载，传统的评价方法就更少考虑。因此，必须寻求一种适合上述各种条件的更一般化的方法。在这方面，Sarma 方法是对上述因素考虑较全面的一种方法。

4.4 方法举例——Sarma 方法

Sarma（1979）发表的方法是一种极限平衡分析的一般性方法，可用来确定各种形状滑面的边坡稳定性。诸如圆弧、非圆弧和面状滑面及由这些形状的滑面组合成的复杂断面边坡，均可用这种方法进行分析。此外，具粘土芯墙的堤坝和倾斜基底的排土场边坡中出现的主动-被动楔体破坏也可用之分析。允许对每一条块侧面和底面赋予不同抗剪强度值（用粘聚力和摩擦角定义）。该方法允许改变条块侧面的倾斜，以考虑象断层这样的特殊构造。作用在每一条块底面和侧面的水压力在该分析中也考虑到了。张裂隙中的水压或边坡加固措施所产生的分力也可一并进行分析。此外，还可考虑地震和人为振动等动荷载对边坡稳定性的影响。

Sarma 计算方法的基本步骤是：用三边形或四边形单元的角点坐标描述滑体的几何形状。地下水面用其与条块边界交点坐标加以定义，然后用闭式解诱导出边坡处于极限平衡

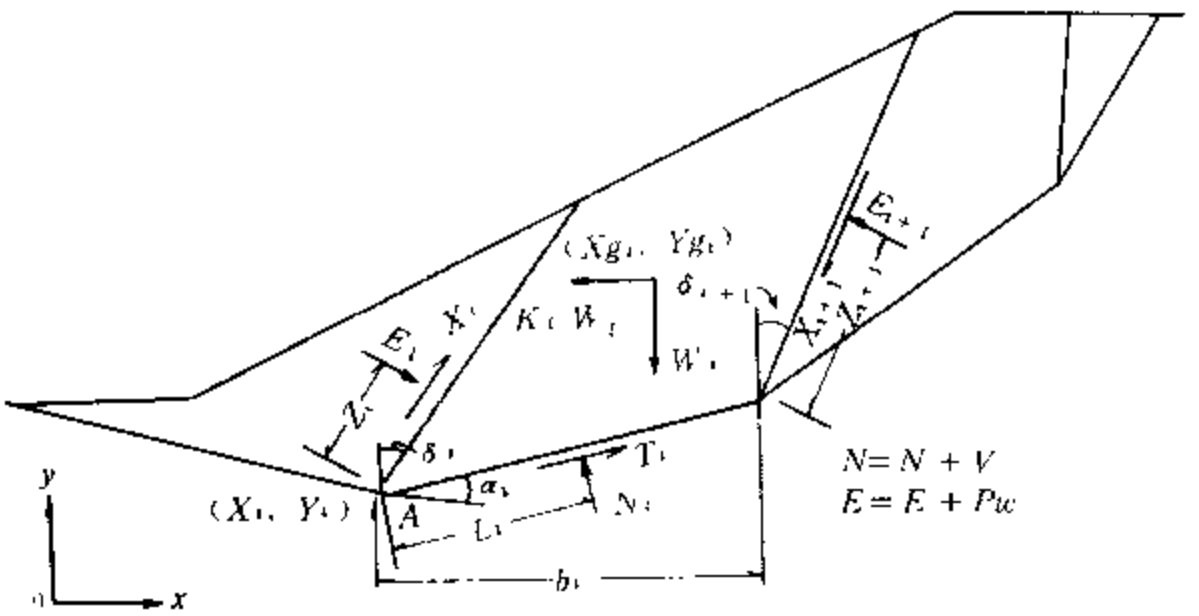


图 6-14　单一斜条块上的作用力

时的临界水平加速度 K_C，接着把 tgφ 和 C 值减小到 tgφ/F 和 C/F（其中 F 为边坡稳定性系数），直到 $K_C=0$ 时为止，从而求出边坡静稳定系数。自然，对于不考虑地震或人为振动影响的边坡计算，初始时 $K_C=0$，计算将会简化。

图 6-14 给出了一个简单边坡中倾斜条块的受力情况。实际计算时，可按图 6-15 和图 6-16 分别计算边坡的几何条件和力学平衡条件。在计算力学平衡条件时，仅用受力平衡方程：

$$\sum X=0 \tag{6-7}$$

$$\sum Y=0 \tag{6-8}$$

即可。而终结校核时可用力矩平衡方程：

$$\sum M=0 \tag{6-9}$$

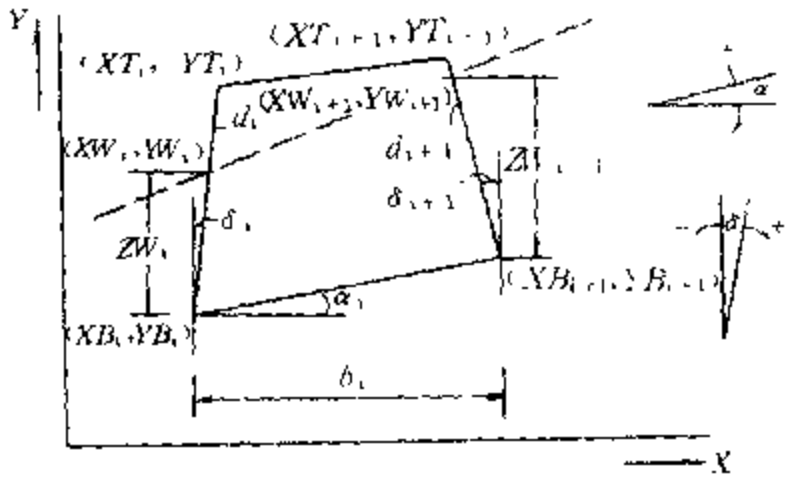


图 6-15　滑体第 i 块的几何条件

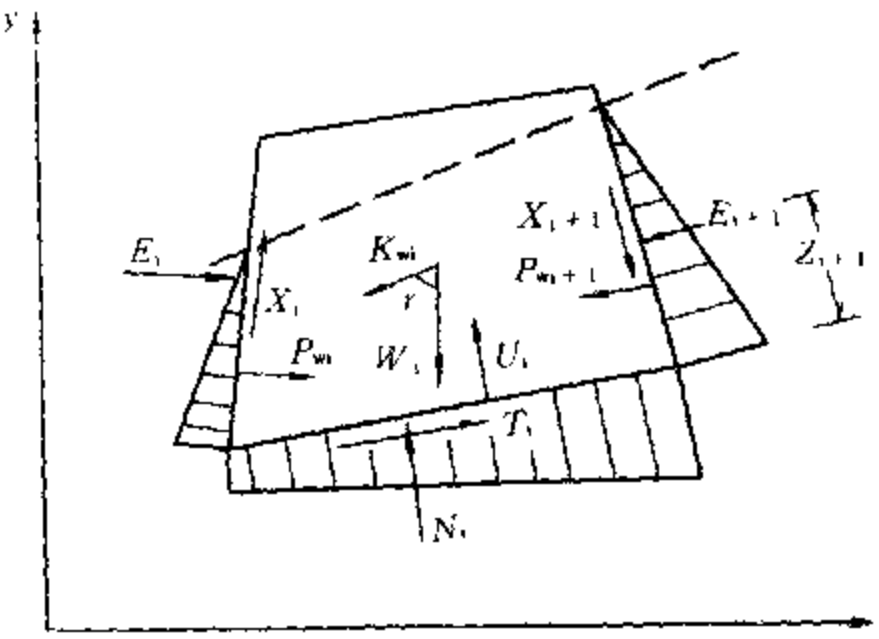


图 6-16　滑体第 i 块中的作用力

以防负应力出现，即分析的有效性首先决定于作用在条块底面和侧面的有效正应力是否都为正值；若发现有负应力出现，必须改变条块的几何条件。直至负应力消失为止，对临界边坡，最好进行力矩平衡的附加校核。

基本计算方程：

$$K_C=\frac{a_n+a_{n-1}e_n+a_{n-2}e_ne_{n-1}+\cdots+a_1e_ne_{n-1}\cdot\cdots\cdot e_3e_2}{p_n+p_{n-1}e_n+p_{n-2}e_ne_{n-1}+\cdots+p_1e_ne_{n-1}\cdot\cdots\cdot e_3e_2} \tag{6-10}$$

式中：

$$a_i=Q_i[W_i\sin(\varphi_{B_i}-\alpha_i)+R_i\cos\varphi_{B_i}+S_{i+1}\sin(\varphi_{B_i}-\alpha_i-\delta_{i+1})-S_i\sin(\varphi_{B_i}-\alpha_i-\delta_i)]$$

$$p_i=Q_i\cdot W_i\cdot\cos(\varphi_{B_i}-\alpha_i)$$

$$e_i=Q_i[\cos(\varphi_{B_i}-\alpha_i-\varphi_{s_i}-\delta_i)\cdot\sec\varphi_{s_i}]$$

$$Q_i=\sec(\varphi_{B_i}-\alpha_i+\varphi_{s_i}-\delta_i)\cdot\cos\varphi_{B_{i+1}}$$

$$S_i=(\tau_{s_i}\cdot d_i-PW_i\cdot\mathrm{tg}\varphi_{s_i})$$

$$S_{i+1}=(\tau_{s_i+1}\cdot d_{i+1}-PW_{i+1}\cdot\mathrm{tg}\varphi_{B_{i+1}})$$

$$R_i=(\tau_{Bi}\cdot b_i\cdot\sec\alpha_i-U_i\cdot\mathrm{tg}\varphi_{B_i})$$

$$U_i=\frac{1}{2}\gamma_W(ZW_i+ZW_{i+1})b_i\cdot\sec\alpha_i$$

$$PW_i=\frac{1}{2}\gamma_wZ^2W_i\sec\delta_i$$

$$PW_{i+1}=\frac{1}{2}\gamma_wZ^2W_{i+1}\sec\delta_{i+1}$$

$$ZW_{i+1}=(YW_{i+1}-YB_{i+1})$$

$$W_i=\frac{1}{2}\gamma[(YB_i-YT_{i-1})(XT_i-XB_{i+1})+(YB_i-YB_{i+1})(XT_{i+1}-XB_i)]$$

$$\alpha_i=\mathrm{arctg}[(YB_{i+1}-YB_i)/b_i]$$

$$b_i=XB_{i+1}-XB_i$$

$$\delta_{i+1}=\arcsin[(XT_{i+1}-XB_{i+1})/d_{i+1}]$$

$$d_{i+1}=[(XT_{i+1}-XB_{i+1})^2+(YT_{i+1}-YB_{i+1})^2]^{1/2}$$

稳定系数 F 的计算：

对 $K_C \neq 0$ 的边坡，通过同时减小所有滑面的抗剪强度值，直至用公式(6-10)算出的 K 为零，以此来诱导出稳定系数 F。

其抗前强度值为：

C_{B_i}/F， $\mathrm{tg}\varphi_{B_i}/F$， C_{S_i}/F， $\mathrm{tg}\varphi_{S_i}/F$， $C_{S_{i-1}}/F$， $\mathrm{tg}\varphi_{S_{i-1}}/F$

因为对于给定的稳定系数都有确定的 K 值，所以可以实现条块底面和侧面作用力正负的校核和最终的力矩平衡校核。读者可参考有关文献，这里不再赘述。

最后应说明，自 Sarma(1979)提出该方法以来，引起边坡学界的广泛重视。英国边坡专家 E. Hoek(1981)曾把该方法程序化，并在 Howlett Packard 41CV 型计算机上实现，随后在咨询我国抚顺西露天矿边坡研究中进行了应用

还应指出，Sarma 提出该方法时是为考虑堤坝的抗震稳定问题(原文名“Stability Analysis of Embankment and Slopes”)而加入了地震加速度系数 K_C，而这个系数的加入恰恰对于我们解决人类活动诱发的边坡失稳研究更为适宜。显然，经过合适的修正，应用前景可更加广阔。

严格地讲，岩体斜坡由变形开裂到破坏失稳是一个历时很长的表生或浅生地质作用过程，主要是斜坡内部累进性破坏和滑面逐渐贯通的过程。由于滑面不是已有的贯通破裂面，而是逐步扩展起来的，因此问题的关键在于坡体破坏的全过程与其目前所处的阶段，而并非一定要有地震、暴雨等因素的诱发。因此，用瞬时极限平衡法来分析不是完全恰当的，因为那只是反映了破坏滑移的一个暂态，理想的计算方法必须考虑时间、蠕变等。这个问题还需要很苦的理论分析和工程实践检验来解决。

第七章　地面沉降与地裂缝

人类工程-经济活动引起的地面沉降与地裂缝往往出现于人口稠密的城市或工业区。它主要起因于人类大量抽取地下液态矿体（如地下水、石油等），甚至天然气，从面构成城市地区最主要的环境工程地质问题。

自从意大利威尼斯城最早发现地面沉降以来，世界上许多国家，如日本、美国、墨西哥、中国、欧洲及东南亚一些国家，位于沿海或低平原上的工业发展速度较快、人口密度较高的城市或地区，均先后发现较严重的地面沉降问题。现有研究表明，这些问题多出现在特定的地质环境区域内，是地质环境的某种潜在属性被抽取地下液体所诱发出来的一种表现。

地裂缝的出现不如地面沉降那样广泛，但它一旦出现，在局部地区就会造成不可弥补的损失。因为这种变形破坏是不连续的，且不像地面沉降那样舒缓。近年来，对我国西安地裂缝、美国“休斯敦断裂”（地裂缝）和 San yoaquin 峡谷断裂的研究，证明了其在理论上和实践上的意义。

1　地面沉降举例及其危害

地面沉降主要是由于人类过量抽取地下液体引起的。在我国，早在 1913 年就对上海的地面下沉有所察觉，但在 1948 年以前却无可靠的观测资料。60 年代以后，我国对上海和天津地区的地面沉降进行了重点研究，对地面沉降的产生、分布、机制和预测与监测等方面的研究都达到了较高的水平。目前，我国有确切资料证实出现地面沉降的城市达 50 多座，大部分地处沿海和河口三角洲地区，内陆城市占少数。在日本，地面沉降被作为典型的七大公害之一，面被“公害对策基本法”明确定为应予防治。

1.1　地面沉降举例

地面沉降具有下沉缓慢，发现较迟，一旦加剧几乎不可能恢复的特点。

1）上海地面沉降

上海的地面沉降发展最为严重，研究也最深入。该地区第四纪土层厚达 300m，覆盖于第三纪玄武岩之上。第四系由--套海陆交互的松软冲积层组成，大致分为五个沉积旋回，并以此划分为五个含水层组。

上海市地面沉降自 1913 年以来就有所发现，但水准点精度不够，故面在 1948 年以前无可靠的观测资料。1948—1953 年开始进行系统的测量工作，发现上海市区地面沉降以 20—50mm/a 的速率作较均衡的缓慢沉降。1953—1960 年沉降进一步加剧，沉降速率有较大的增加（图 7-1）。

多年的研究表明（刘铁铸，1981），上海地区可以划分出四个工程地质结构区。各区的

沉降反应不同，一般地质结构抗压强度较好的第一、第二工程地质结构区（A、B）的沉降量要小于地质结构抗压强度差的第三、第四（C、D）地质结构区的沉降量（图 7-2、表 7-1）。

上海地区的第四系可划分为五个含水层组，其土层变形主要受地下水位升降控制。第一、第二层（浅层）因天然含水量大，孔隙比高，压缩系数大，故形成主要压缩层，其压缩主要由渗透固结（主固结）、格架蠕变（次固结）两部分所引起。室内试验表明，在历时 90d 的固结试验中，浅层土仍呈持续下

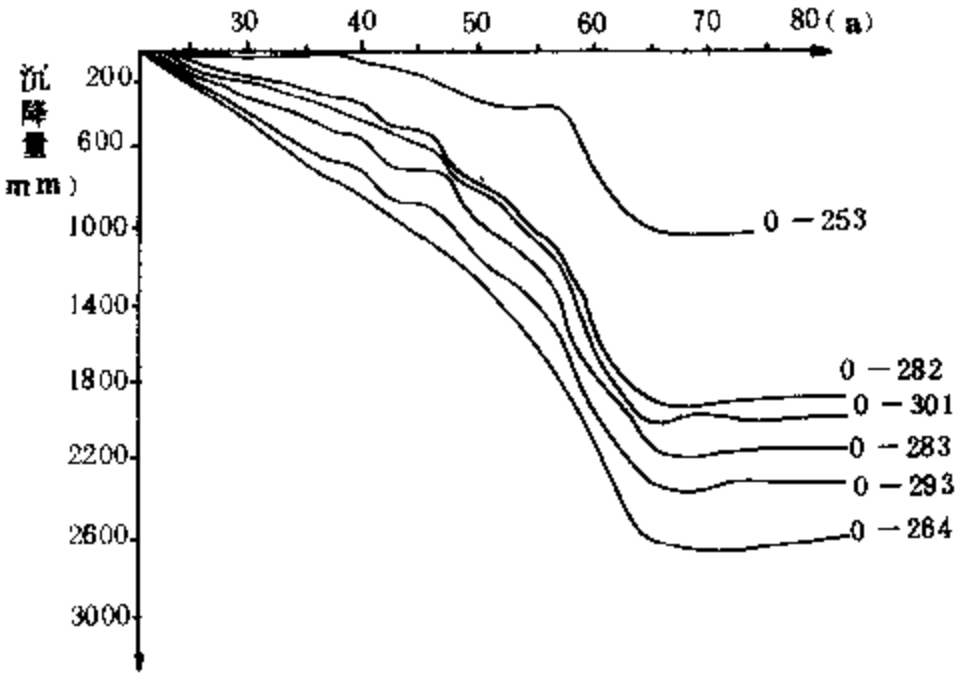


图 7-1　上海市区典型水准点沉降历时曲线图

(0-282 与 0-283 于 1965 年替代废除点乙 50 与乙 124；0-264 于 1963 年 11 月替代乙 28；“＋”代表地面上升，“－”代表地面下沉)

表 7-1　各观测点沉降量

点　号	地　址	沉　降　量（mm）		
		1924--1965 年	1965—1976 年	1977—1981 年
0－253	外滩公园内	－1030	＋1	
0-282	南京路陕西路口	－1930	＋25	－1
0-301	苏州路新闸路口	－2030	＋33	0
0-283	西康路新闸路口	--2170	＋27	－3
0-293	南京路嘉兴路口	－2370	＋1	－6
0-264	北京路西藏路口	－2630	＋15	－8

降趋势，在 0.2—0.6 的荷重率下，其次固结和主固结比值为 2—3，表明该土层具有显著的次固结效应。第三层的压缩与一、二层密切相关，而四、五层含水体虽处于深部，且具弹性特征，一旦水位标高持续下降，亦将产生压密而导致地面沉降。

上海的地而沉降目前已得到很好地控制，但其它沿海城市仍在继续发展。从表 7-2 可以看出，无锡、常州和苏杭等地则较严重。

2）沧州与西安的地面沉降

沧州与西安可谓内陆城市地面沉降的例证，尤其是西安市为典型代表，沧州则受到海河与黄河河口流域沉积的影响。

（1）沧州地面沉降

沧州市位于河北平原东部，近年城市发展较快。1970 年以后，深井增多，地下水开采量增大，目前已严重超采。地下水位不断下降，已形成以沧州市为中心的区域地下水位下降漏斗。1970 年沧州市地面沉降量为 9mm，以后逐年增加。到目前，沧州市漏斗中心区最大累积沉降量已达 744mm。

自 80 年代以来，漏斗中心水位下降幅度变小，且有回升现象，说明漏斗趋向平缓，范围逐渐扩大，因而改变了地下水的天然流向（图 7-3）。沧州市地下水开采始于 1965 年，而地面沉降与地下水开采不是同步发展的。在开始阶段（60 年代）是滞后的，70 年代沉降量与开采量近似正比地同步发展，随着开采量的增加，地面不断下沉。80 年代以后，尽管年开采量大体固定，但地面沉降仍在持续进行，说明松散地层失水后，压力传导是缓慢的，沉降呈滞后式发展。如此下去，将在地下水下降漏斗范围内，复出现一个地面沉降漏斗，随着地下水位下降漏斗的扩大，地面沉降漏斗也在发展。

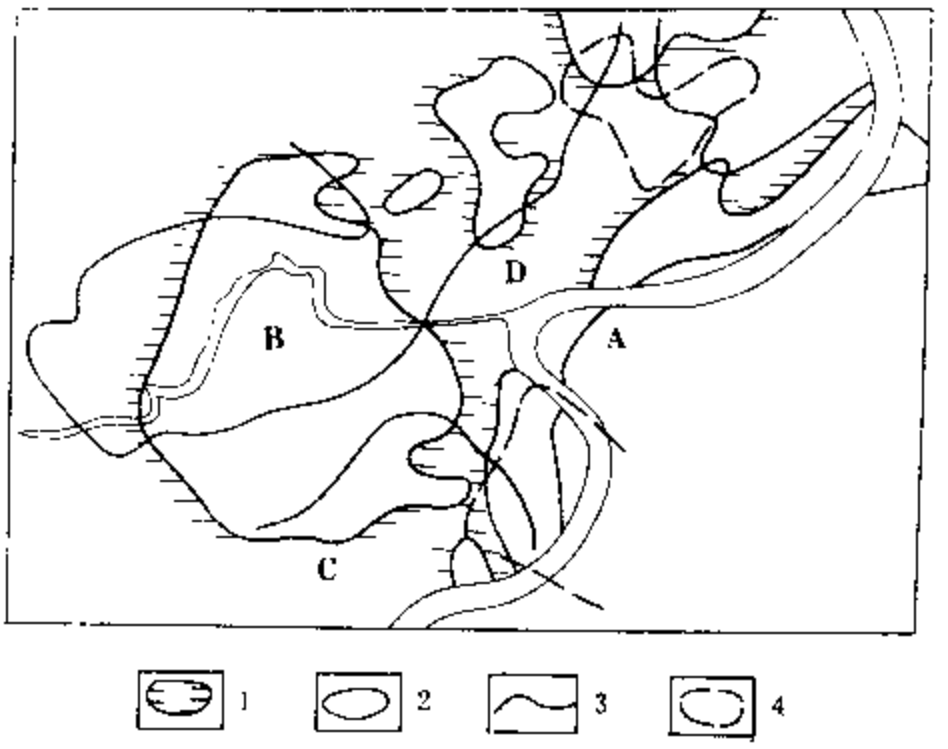


图 7-2　上海市区地质结构与地面沉降关系示意图

1—沉降带；2—1965—1981 年沉降线；3—工程地质结构区界线；4—第二、三含水层沟通区；A—第一结构区；B—第二结构区；C—第三结构区；D—第四结构区

表 7-2　我国主要城市地面沉降及速率

城　市	地面沉降观测时期	累计最大沉降量（mm）	平均沉降速率（mm/a）	最大沉降速率（mm/a）	平原区地面海拔（m）	地面沉降洼地（km^2）	主要开采层地下水平均下降速率（m/a）	备　注
常　州	1967—1981	380	27.1	50	4—6	120	4.0	
无　锡	1964—1981	1000	58.1	150	3—5	100	2.6	
苏　州	1965—1981	470	29.4	85	3—5	56	3.0	
上　海	1921—1965	2630	59.8	140	2—5	850	1.1	1965 年后人工回灌，以致地面有升有降
嘉　兴	1963—1981	84	4.7	—	2—5	300	1.5	
杭　州（肖山）	1958—1980	455	7.0	14	2—3	0.51	0.6	
宁　波	1965—1978	200	15.4	30	2—3	65	1.2	

上海市于 1965 年后采取包括向承压含水层回灌地表水的各种措施后，地面沉降有所缓和；但由于市区夏季仍需开采地下水，地面沉降仍在进行，除每年灌水回弹上升值外，估计迄今累计最大沉降量已几达 3000mm。

宁波市迄今为止估计累计最大沉降量为 350mm。

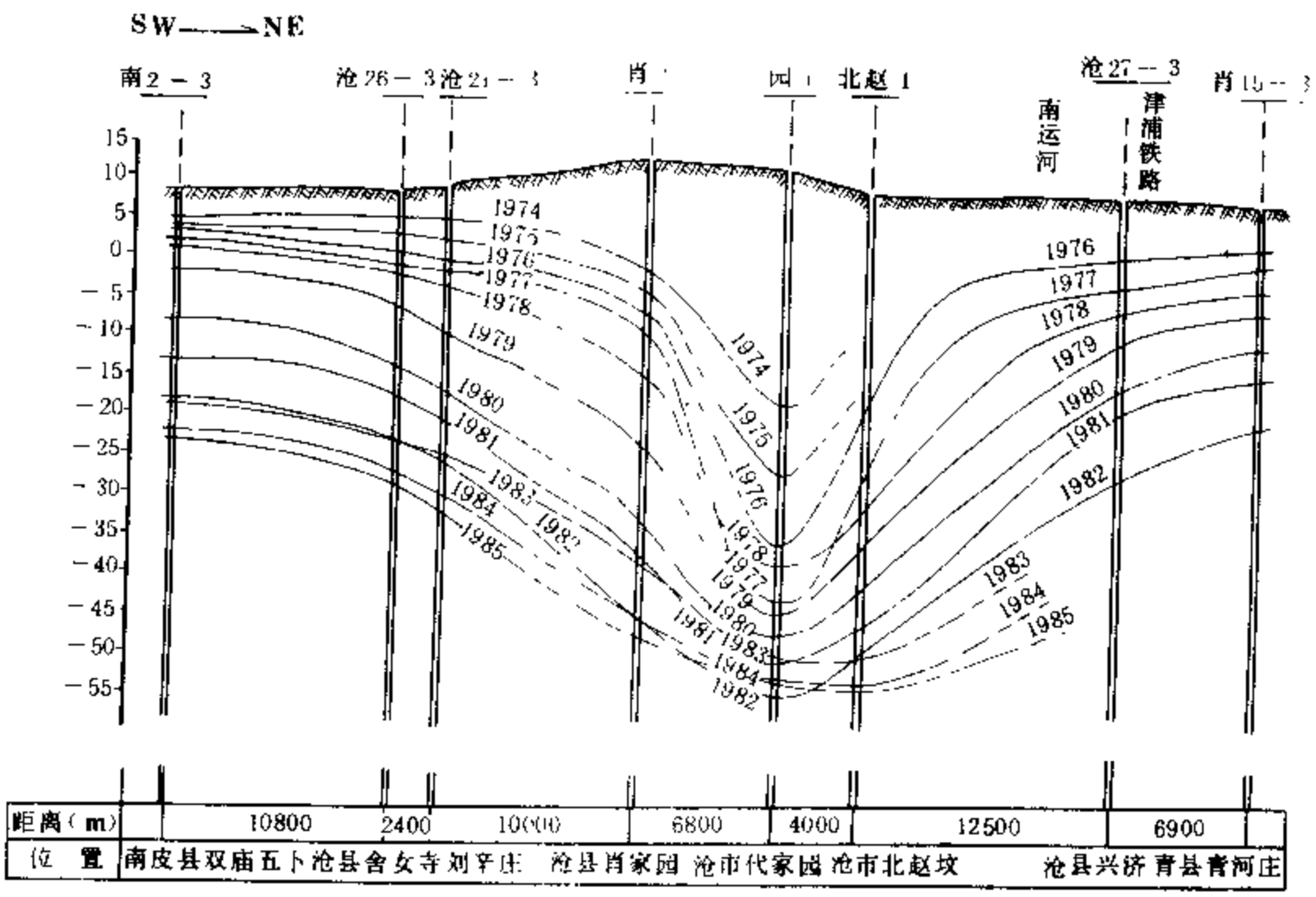


图 7-3 沧州Ⅱ2含水组地下水位下降漏斗剖面图

（据任荣，1991）

（2）西安地面沉降

西安市的地面沉降受多种因素控制，包括地下水开采、地裂缝和微地貌等。第四纪堆积物的结构与分布是重要内因。该区的地质结构可分为上、下两部分，上部为厚约 100m 的风积黄土和冲洪积物的互层，地层年代为中更新世、晚更新世和全新世。下部为早更新世的冲湖积物，是一套亚粘土、亚砂土和砂层的不等厚互层，是承压含水层段。南北比较来看，南郊的砂层粒度较细，总厚度小，粘性土层厚度大，常与薄砂层成互层状；粘性土固结程度较差，可压缩层厚度大，层数多。西郊和北郊含水砂层以中砂、中粗砂为主，间有砂砾层，单层厚度大，总厚度也较大，粘性土总厚度较小，固结程度高，压缩层数少（图 7-4）。这种分片差异使西安地面沉降也出现分片的差异，砂层厚、固结程度较好的西北郊，地面沉降比较微弱；而粘性土层较厚、固结程度较差的南郊则沉降得强烈，致使西安市的沉降中心出现在东南郊。

3）国外的地面沉降

国外开采地下水导致地面沉降者已研究较多，不再举例。但对开采油气引起地面沉降者，应予重视。油气开采引起地面沉降的突出例证，除美国长滩市威明顿油田和意大利波河三角洲外，尚有美国得克萨斯的雌鹅河油田、委内瑞拉的马拉开波湖油田以及日本的新泻气田等。其中，以美国长滩市威明顿油田区沉降最强烈，最大沉降率为 71cm/a，总沉降量高达 9m（图 7-5）。这类问题的出现，严重地影响了石油开采，同时也破坏了工程地质环境。

在日本，东京都江东区自大正初期起，大阪市西部自昭和初期起，地面沉降现象已开

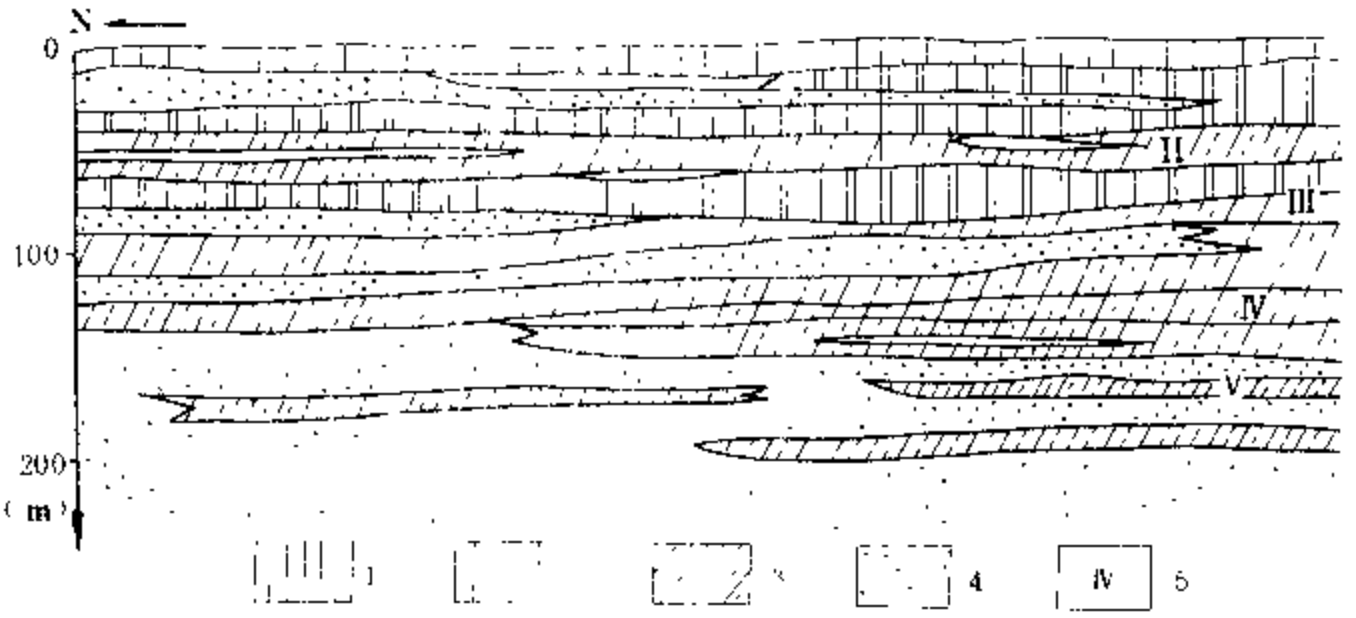


图 4 西安地区工程地质剖面图

（据张家明）

1—晚更新世马兰黄土；2—中更新世离石黄土；3 亚粘土；4 砂；5—相对压缩层及编号

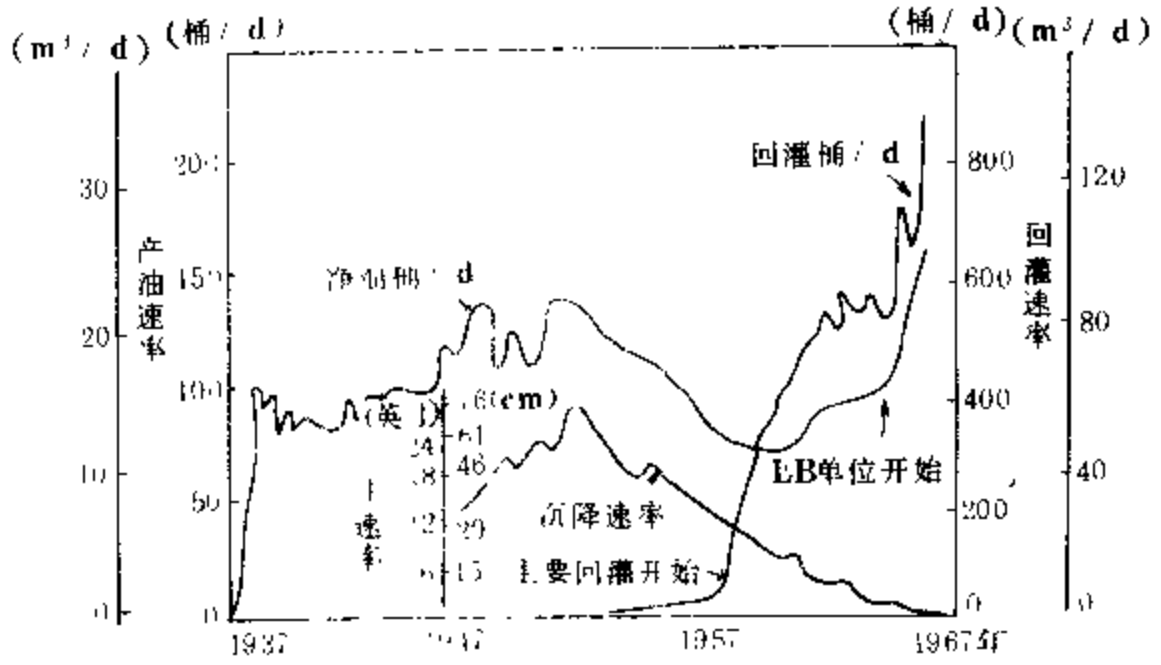


图 7-3 美国威尔逊（Wilson）土速率和回灌速率与沉降的关系

（1英寸=0.0254 m）

始引起人们注意，因为它的危害已成为社会问题。因战争的影响，1945 年前后地下水开采量减小，沉降呈暂时停滞状态。50 年代初以后，地面沉降幅度与范围，随着地下水开采量的激增而剧增起来。目前，地面沉降几乎遍布了整个日本本土（图 7-6）。

1.2 地面沉降的诱发因素

地面沉降是由多种因素诱发而成的。我们只是强调人类抽取地下液体作用的主导性。如地震可以引起地面沉降，其主要作用是地震力分量使基岩发生错位。在覆盖土层内，地震作用引起的复杂效应使土层发生塑性变形、褶曲、压实以及饱和松散土液化。意大利一些强震区就有地面沉降的实例。我国学者在研究天津地面沉降时，发现唐山地震对天津的地面沉降也有影响，认为在总沉降中包括地震引起的沉降量。意大利学者卡布尼也指出，1908—1980 年对威尼斯地面沉降的实测资料表明，22cm 总沉降量中由于人工抽汲深层地下水所引起的为 10cm，由于滨海及泻湖相软弱土层天然固结和海平面相对上升引起的分别

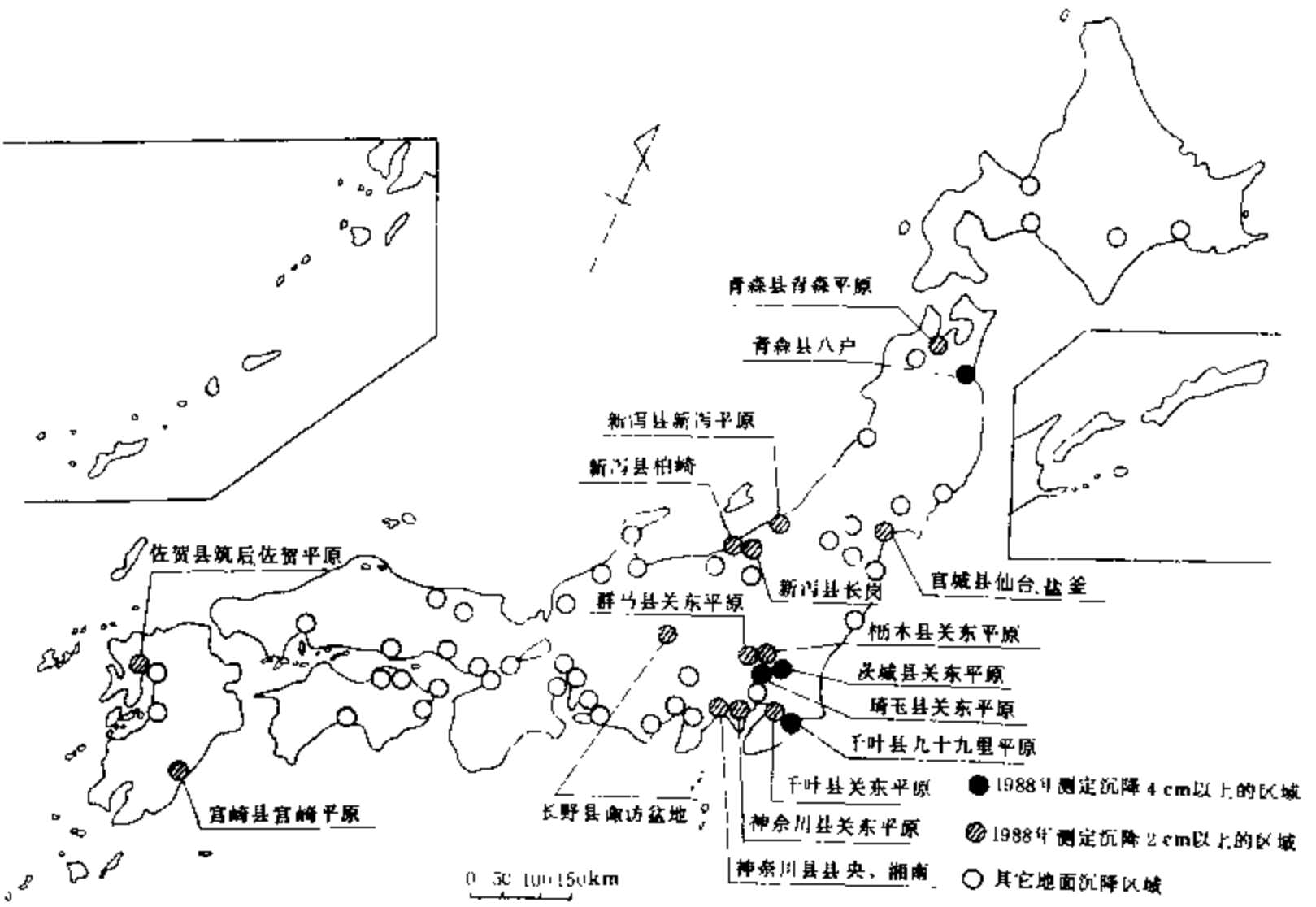


图 7-6　1988 年日本全国地面沉降状况

为 3cm 和 9cm。他认为引起地面沉降的自然因素在威尼斯地区应予以充分估计。

能够诱发地面沉降的因素可以粗略地划分为两类：一类是自然动力地质因素，它包括内营力（如新构造作用、地震、火山活动）及某些外营力（如溶解、冻融和蒸发等）；另一类是人类工程-经济活动的作用，它包括工程建筑物的静、动荷载，开采地下油、气、水等液态矿藏。

1）自然动力地质因素

包括地球内营力作用（如新构造运动，地震、火山活动）及某些外营力（如溶解、冻融和蒸发等因素）。其中，有较显著影响的有以下几种。

（1）一般来说，地壳近期的断陷下降运动，速率较低，但具有长时期的持续性。在一些新构造运动活跃的地质构造单元，如断陷盆地或沉降带内，其沉降速率可达到几毫米每年。这种下降速率对一些跨越不同地质构造单元的大型线性工程的稳定性可能产生不良影响。

（2）地震或火山活动可以导致地面的陷落或下沉。日本东京几次大地震后均引起地面沉降速率的增加。美国长滩市油田区在地震后的二年中亦使原有沉降速率加大。但是，地震和火山活动一般只引起暂时性的地面垂直或水平位移，而不会导致长时期持续下降，其影响远不如人类抽汲地下液体影响大（图 7-7）。

（3）由于地球气候转暖，极地区冰盖融化而引起海水量增加，使海平面上升，相对呈现出地面降低。这种海洋性基准面的变化给陆地水准测量成果也带来了系统误差。

2）人类工程-经济活动因素

包括工程建筑物的静、动荷载，开采地下油、气、水资源等因素。但静、动荷载作用造成土层的沉降是有限的，其破坏性也是局部的，尽管有时较严重。它主要起因于建筑物对土层的压缩以及车辆运行所产生的振动。固体矿床开采造成的下沉仅局限于矿体上方的很小区域，且往往矿体部分是基岩（第八章研究）。因为这种下沉会发展成塌陷，它与松散的长期持续沉降是有本质区别的。

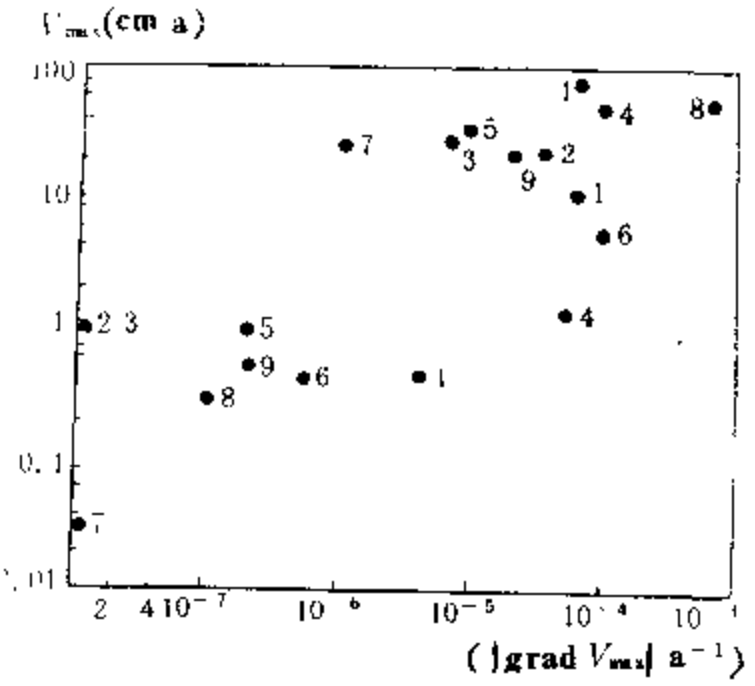


图 7-7 现代激发运动的最大速度和最大速度梯度
（上部，由于从地下抽取液体而引起的现代激发运动；下部，在相同地区的自然的现代运动）
1—加利福尼亚；2—圣霍阿金；3—洛斯巴诺；4—墨西哥城；5—意大利，波河三角洲；6—阿塞拜疆，阿普歇伦半岛；7—内高加索，斯塔夫罗波尔矿床；8—顿巴斯；9—日本大阪

大量开采地下水溶性气体、石油或地下水等活动被公认为是人类工程活动中造成大幅度、急剧地地面下沉的最主要因素。

开采水溶性天然气的过程，事实上是伴随着抽取含气的地下水而进行的。日本新泻抽取水溶性甲烷引起地面大幅度沉降。地面沉降量与水溶性天然气的开采量和地下水位的下降呈正相关关系。据观测资料，地面沉降主要由各开采层自身的压密所引起。

由于开采石油或天然气引起的油田区域的地面沉降，可以美国长滩威明顿油田为典型例证。由于含油层中液体压力下降，含油层在上覆岩层自重荷载作用下压密。此外，在油层中或其邻近地带的厚层半固结粘土岩中常存在有某些异常压力层，其异常压力的形成与该岩层固结过程中封存的超孔隙水压力有关。当采油活动导致异常压力层中的孔隙水排出，超孔隙水压力得到消散时，该层将再次产生压密变形，从而导致地面沉降量的增加。在这类油气田区，地面沉降对工程建设的影响是不容忽视的。在靠近沿海城市的油气田区如我国大港、华北、胜利等油田区，地面沉降问题的研究更为重要。

在一定地质环境条件下，人类对地下水资源的大量开采是产生严重地面沉降的重要诱发因素。

当开采量限于某含水系统补给资源范围内时，由于消耗部分在较短周期内可以得到自然补充，含水地层随着地下水的周期性升降面产生的变形大多属于弹性变形，一般可以恢复。

当开采量超过某含水系统的补给资源面长期动用其储存资源时，区域地下水位将不断下降，并产生等效附加应力效应。此时，含水层本身除产生弹性变形外，尚可能出现程度不同的塑性变形或永久变形。前者可随地下水储量的可能恢复而复原，后者则不能恢复。同时，含水系统中及其顶底板的低渗透性及饱和粘上层中的孔隙水或结合水产生的排水或释水效应，使土颗粒间产生相对位移及重新排列。由此产生的土体变形在宏观上即表现为地面沉降，并具有不可逆性。由于粘性土的排水固结过程具有时间滞后性，因而所导致的地面沉降也具有滞后效应。这是在一些沉降地区，当抽水活动停止或受到一定限制后，地面沉降仍在继续的主要原因。

总之，地面沉降的发生，具备沉降特性的地质环境模式是必备的内在因素，人为抽汲

地下液态矿体是重要的外在条件，但地面沉降发生的客观过程尚需具体分析。

1.3 地面沉降的环境危害

地面沉降所造成的环境危害是多方面的。由于现今发现的地面沉降多在沿海地区，其破坏危害特点自然也反映了沿海地质环境的特点，它又可分为直接危害和间接危害两方面。

1）直接危害

①地面沉降引起区域性海水内侵。我国上海地区的部分地面标高已降到低于或接近海平面。日本的东京、大阪和新泻，美国的长滩等地也是如此。有的甚至造成长期积水，严重影响和威胁当地人民的生产和生活。

②一些港口、码头、堤岸，因沉降而降低、甚至丧失其效能，如美国长滩港口因地面下沉而失效，上海市的码头也因沉降而受到一定影响。

③桥墩下沉，桥梁净空减小，影响水上与陆上交通。

④一些地面沉降强烈的地区，伴随地面垂直沉降而发生较大的水平位移，往往会对地面和地下建筑物造成损坏。

⑤地面沉降还严重地破坏了市政工程，并影响新的城市规划，如深井管上升、井台破坏、高楼脱空等。

总之，地面沉降的出现是广泛的，其造成的环境危害也是很严重的，对其发生发展的地质环境及人为作用的评价必须从多个方面来进行。

2）间接危害

①加剧风暴潮危害；

②降低海岸工程抗灾能力；

③明显影响港口功能；

④加大河流排洪难度；

⑤加重地表水污染和盐水入侵。

2 地面沉降的地质环境模式与发生机制

地面沉降的机制研究已较为深入，对其认识也逐渐清楚。这可从两方面来描述：一是发生地面沉降所必备的地质环境模式条件。它决定了其地质、水文地质条件和土层内的应力转移（即随着抽水产生地面沉降的进行，地下水承担的部分或全部荷载转移到土粒格架上）。在疏松的多层含水体系中，其承压含水层的水量丰富，适于长期开采。在开采层的影响范围内（尤其是开采层的顶底板），常有厚层的正常固结或固结较弱的可压缩性粘性土层等，利于地面沉降的产生；从土层中应力的转移来分析，承压水位大幅度被动降低的趋势是造成累进性应力转移、地面沉降范围不断扩大的必要前提。二是地下水大量、持续地抽取活动。抽取地下水方式的不同，地下承压水位的变化方式也不同，地面沉降亦有不同的表现特点。这种变化大致可分为三种类型，即水位作等变幅波动、下降大于抬升的波动和降低小于回升的波动等。此外，砂层造成的地面沉降不同于粘性土层，前者在水位回升时的回弹具有重要意义。

2.1 地质环境模式

目前已认识到，并非所有位于第四纪松散层之上的都市因抽取地下水而引起地面沉降。许多实例证明，地面沉降一般产生于疏散或半固结状态的具有多层粗细粒交错沉积结构模式的环境中。这就反映了大幅度地面沉降的产生对地质环境有选择性，尤其是选择未完全固结状态的土层。明确这一点，也就明确了一个地区地面沉降这类工程地质问题的预测方向。

能够出现较大范围未完全固结状态土层的环境主要是：①现代冲积平原模式（张忠胤）；②三角洲平原模式（H. 布拉特）；③断陷盆地模式（王智济，1986）。

1）冲积平原模式

包括未固结的所有冲积平原地区。这种地质环境跨度比较大，新形成、富水而未达完全固结状态的土层所占比例并非一定很大，应针对具体情况具体分析。

2）三角洲平原模式

这种模式内，尤其是现代冲积三角洲平原地区，其上的城市区域往往是地面沉降广泛发育的地区。如我国长江三角洲主体部分属于建设性三角洲，其面积为 $5.18\times10^4km^2$，该三角洲自 6000a 前的最近一次冰期后开始向海面方向推进。至公元 8 世纪时，包括上海、南通等的三角洲平原已初步形成。14 世纪时，其海岸线已大致和现代相似。到目前为止，其主体部分继续向外淤积扩展，并形成以南汇为代表的耳状建设性三角洲。常州靠近三角洲的上部，无锡、苏州位于三角洲以南的太湖河网冲积湖沼平原，上海位于三角洲前缘，而嘉兴、肖山、宁波位于滨海平原。分清这样一个环境，显然对各城市的地面沉降问题的研究或预测是极有意义的。

3）断陷盆地模式

它可分为近海式和内陆式两类，近海式主要是滨海平原，而内陆则为河湖冲积相。前者有很多例证，后者可以我国西安、大同作代表。表 7-3 列出国内外地面沉降所处地质环境的一些实例，可供参考。

2.2 地面沉降的发生机制

目前，普遍采用有效应力原理解释地面沉降的发生机制。它可以归结为三个方面（周国云，1993）：抽水后含水层浮托力减小，粘土层有效应力增大，渗透力的作用。天津市地面沉降的研究引入了结合水动力学中起始水力坡度的概念，并试图划分出粘性土的越流补给量及砂层的弹性释水量，进而提出掠夺性开采量的概念。在上海，曾深入研究过粘性土中前期固结压力与粘性土压缩的关系，粘土层与砂层的变形特征，采用胀缩比的概念进行沉降预测，并采用三单元流变模型分析了浅部软土层的蠕变特性，提出在小加载比条件下，流变成分占很大比重。总之，地面沉降的机制研究仍不够深入。这里仅讨论几个问题。

1）预固结应力问题

预固结应力又称前期固结应力，意指粘性土层在地质历史过程中迄今所承受的最大有效应力。这个概念是衡量一个地区某一土层固结状态的尺度。而固结状态又是判断土层在抽水条件下是否产生地面沉降及其大小的重要条件。根据已有的土力学知识，把土层的预固结应力值与土层现今的自重应力比较，可分出欠固结、正常固结和超固结等三种状态。前

表 7-3　国内外一些地面沉降地区的地质环境比较表

地区名称	地质时代	沉积环境	地层构造	沉降原因	承压水位下降量(m)	地面沉降量(m)	比率=$\frac{\text{地面沉降量}}{\text{水位下降量}}\times 100$
圣华金（美）	新生代末期	冲积、湖相沉积	砂、粘土	过量抽取地下水	91.5 71.7	5.7 2.75	6.2% 3.8%
休斯敦（美）	新生代末期中新世更新世	河相与浅海沉积	砂、粘土	抽水、采油	61 1.2m/a 2.1m/a	1.5 0.06m/a 0.07m/a	2.5% 5.0% 3.3%
圣何塞（美）	新生代末期上新世、更新世	冲积	砂土、粉土、砂质粘土	抽汲地下水	45.7	3.9	8.5%
威明顿（美）	新生代末期更新世	近代沉积	砂、粘土	开采地下水、石油和煤气	33a 内共抽石油 2.0336×10^4m^3	9(垂直) 3(水平)	
古石平原（日）	新生代末期上新世、更新世	海相沉积	砂、砂石粘土、粉土	抽水灌溉	0.6m/a	27mm/a	4.5%
大阪市（日）	新生代末期更新世	冲积	粘土、砂	抽汲地下水	29	2.9	10.0%
新泻市（日）	新生代末期第四纪	冲积	粘土、砂、粉质粘土、砂砾	抽汲地下水	44	0.53m/a	
上海市（中）	新生代末期第四纪	海陆交替相河相湖相沉积三角洲	砂、粘土、粉细砂	抽汲地下水	18—26 26—29	54mm/a 125mm/a	
天津市（中）	新生代末期第四纪	滨海三角洲沉积	砂、粘土等	抽汲地下水，新构造运动	1.12—4.02m/a	44.95mm/a	1.8%
西安市（中）	新生代	内陆沉积	砂、粘土等	抽汲地下水，新构造运动		107—135mm/a	

两种，尤其是欠固结状态有利于地面沉降的发生，因为处于这两种状态的土层在抽水影响下可以产生渗透固结和荷载固结，尤其是渗透固结对地面沉降贡献较大。

对于具超固结应力的土层，只有在承压水位下降，并使土层中产生新的孔隙水压力（常称有效剩余孔隙水压力）时，才有可能出现地面沉降，所以这种情况不常见。

2）释水带厚度的推算

天然状态下，土层重力压缩固结的沉降速率为 1－2mm/a，一旦抽取承压含水层中的地下水使水头压力降低，由于结合水传递静水压力，势必引起含水层周围粘性土中含水带的结合水向含水层运移释水（图 7-8），随即引起土骨架之间应力增加，使骨架孔隙压缩，形

成“压缩层”或“地面沉降层”。可见，抽水引起压缩固结仅发生在邻近承压含水层粘性土中的含水带释水部分。关于释水带厚度，沈孝宇（1985）曾根据张忠胤（1964）提出的基本公式[1]推求得：

$$\Delta T=\Delta T_1+\Delta T_2=2\ (H_1-H_2)\ \frac{I_0}{I_0^2-1} \tag{7-1}$$

式中：ΔT ——释水带总厚度；

ΔT_1 ——承压含水层上面释水带厚度；

ΔT_2 ——承压含水层下面释水带厚度；

H_1 ——抽水前承压含水层水头高度；

H_2 ——抽水后承压含水层水头高度；

I_0 ——粘性土含水带中结合水起始水头梯度[2]。

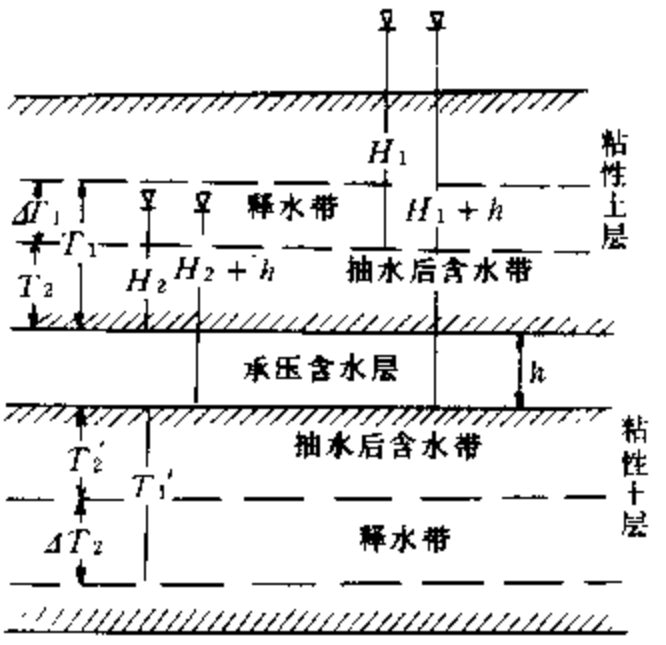


图 7-8 粘性土含水带、释水带示意图
（据沈孝宇，1985）

3）相邻承压含水层越流发生的临界值

相邻承压含水层通过粘性土中结合水运移而发生越流现象，它对形成地面沉降的影响远不及释水作用的影响。因为越流通常是在释水后发生，根据势能原理，相邻承压含水层从上至下越流的临界值可用下式求得（图 7-9）：

$$T_3=T_1-T_2\ (\frac{I_0-1}{I_0+1}) \tag{7-2}$$

式中：T_1 ——上承压含水层中含水带厚度；

T_2 ——下承压含水层中含水带厚度；

T_3 ——向下越流剩余含水带厚度；

I_0 ——粘性土层中结合水起始水头梯度。

当 $T_3>M$（粘性土厚度）时，发生自上而下的越流。同理，从下而上的越流临界值为：

$$T_3'=T_2'-T_1'\ (\frac{I_0-1}{I_0+1}) \tag{7-3}$$

式中：T_3' ——向上越流剩余含水带厚度；

T_2' ——下承压含水层中含水带厚度；

T_1' ——上承压含水层中含水带厚度。

当 $T_3'>M$ 时，发生自下而上越流。

一般情况下，越流很难发生，除非相邻承压含水层之间粘性土层厚度较薄，或者因某含水层抽水造成很大压力降时，才有可能超过越流临界值。越流的发生将使粘性土体从释

---

[1] 张忠胤提出的含水带厚度（T）的基本公式：$T=(\frac{H}{I_0-\sin\theta})$。式中，$H$ 为承压含水层水头高度；I_0 为粘性土中结合水起始水头梯度；θ 为结合水渗流线方向，垂直向上为+90°，垂直向下为-90°。

[2] I_0 一般不是常量，在相同成分和性质的粘性土中，随土中渗流梯度增大而增大；只有当渗流梯度达到相当大的数值时，I_0 才趋于常量。

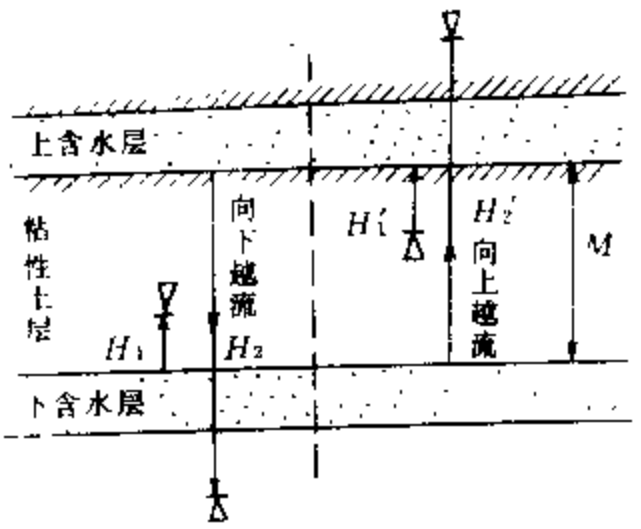


图 7-9　承压含水层越流示意图

（据沈孝宇，1985）

水固结转化为渗流固结。

4）地面沉降的不可逆性

含水带粘性土的释水固结是结合水运移的结果。在释水固结过程中，粘性土的结合水运移起始水头梯度是不断变化的，随固结度的增加而增加，直至释水固结停止。如果改变这个过程，即当人工回灌承压含水层使水头压力增加，结合水渗流线将指向粘性土中。但是，由于起始水头梯度增加，即使含水层水头恢复到初始数值（H_1），也不能再恢复到初始的含水带厚度（T_1）；而且从理论上分析，含水层回灌所形成的新的含水带（T'_1）的数值与起始水头梯度 I_0' 的平方成反比，

$$T' = \frac{I_0'(2H_2' + h) + h}{I_0'^2 - 1} \tag{7-4}$$

式中：T' ——回灌后承压含水层的上下粘性土层中含水带总厚度；

H_2'——回灌后的承压含水层压力水头；

h ——承压含水层厚度；

I_0' ——释水固结后粘性土中结合水起始水头梯度。

由上式得知，当 $I_0' > I_0$（回灌前粘性土中结合水起始水头梯度）时，则 $T' << T$（回灌前承压含水层的上下含水带总厚度）。因此，释水固结后粘性土层已无法恢复到起始状态，回灌使粘性土层回弹很小的数值。如上海地区，主要沉降层是第三压缩层，1965 年因抽取第二、三层含水层而产生压缩沉降为 26.95mm，1966—1976 年回灌第二、三含水层而产生的第三压缩回弹值年平均为 0.52mm。可见，粘性土的回弹远远小于其压缩，地面沉降的过程是不可逆的。

3　地面沉降的成灾分期、寿命及其预测

现已发现，地面沉降并非一定致灾，而且也不是无限制地发展下去。这对防治地面沉降是极有意义的。

3.1　地面沉降的成灾分期

任何事物的发展都有分期分段性，只有在其达到一定阶段后，才会出现质的变化。地面沉降也如此，发展到一定程度才表现出灾害性。例如，上海地面沉降发现于 1921 年，1921—1948 年沉降日趋明显，年均沉降 24mm，最大累计沉降 1136mm；1949—1956 年间年均沉降量增至 40mm，最大累计沉降量达 671mm，为灾害出现时期；1957—1961 年间年均沉降量 110mm，最大累计沉降量 1149mm，为灾害严重时期；1962—1965 年间年均沉降量减至 59mm，最大累计沉降量 493mm，为灾害缓和时期；1966—1971 年间地面平均回弹 3.2mm，最大累计回弹 53mm，为微量回升时期；1972—1976 年间年均沉降量为 3.6mm，最大累计沉降量 42mm，为微量沉降时期。

由上可见，地面沉降发展到一定程度才转化为灾害性的（刘毅，1990）。一个地区的地面沉降可以划分为多个时期，它们包含了非灾害性和灾害性地面沉降两种阶段。关键的问题是预测灾害性地面沉降的出现时间及沉降量，以便于及时控制。

地面沉降是标高损失现象，它包括地壳区域性下降、海平面上升、地面荷载的增加以及过量抽汲地下水等。灾害性地面沉降主要是由于过量抽汲地下水（石油或天然气等）引起的。因此，灾害性地面沉降量的确定应从沉降总量中减去其它因素导致的沉降量。假定一个地区 50a 的灾害性地面沉降总量为 A，海平面上升值为 B，区域地壳下沉量为 C，地面荷载引起的沉降量为 D，过量抽汲地下液体引起的灾害性地面沉降量为 I，则：

$$I=A-(B+C+D) \tag{7-5}$$

因此，我们控制的目标是 I，即把 I 控制在不发生灾害的范围内。

3.2 地面沉降的寿命

地面沉降不可能无休止地发展下去，特别是在一定控制条件下，只要土体物质不灭，随着地下水的开采、土体中应力的转移，最终土体格架可以完全承受土体的自重应力。因此，地面沉降的寿命是存在的，且有一定数值。它是指一定控制条件下，一个地区地面沉降起始到终止所需的时限。

对人工抽汲地下液体导致的地面沉降而言，其动态规律可归结为：随时间面增长的流体开采量，或地下液体液面相应下降量和弱透水层、滞水层等的失水压实作用之间的关系。地面沉降实测结果表明，地下实测压实度常等于地面沉降值，亦即地面观测到的沉降乃是含水层系统总体压实的结果，压实作用是导致任何沉积层厚度减薄的过程。抽汲井的地下动水位随时间的变化表明了年变幅的波动性和总的持续下降的趋势。

晏同珍（1989）采用 Verhulst 生物模型预测了美国加州圣·骄昆谷地的地面沉降寿命。在一定控制条件下（在加州，人工将大量地表水回灌量和抽水量控制在 1975 年以前的水平上），得出其最终沉降寿命为 140a。对于中国宁波市，使用灰色控制模型（其控制条件是，地下水每年开采增量限制在 $1\times10^5-4\times10^5$t 以下，并有相当的天然地表水补给），得出其最终沉降寿命为 90a。

最终沉降寿命是指最终沉降速率几乎为零（可看作无沉降）的时限。这就为地面沉降的合理控制或防治提供了重要的理论前提。

3.3 地面沉降的预测计算

地面沉降的预测计算模型包括两部分内容：一是确定含水层水位与开采（或回灌）之间的关系，即水位模型；二是计算由于含水层水位变化面引起的粘性土层及含水层自身的变形规律，即土力学模型。周国云（1993）系统归纳了各种计算方法，现介绍如下。

1）水位模型

纵观国内外城市地面沉降研究，大致有以下几种：

（1）相关计算法：即根据多年累积水位、水量资料，采用回归分析方法得出两者之间的关系。实践证明，这一方法可行，上海、宁波等域市均采用这一方法。其优点是直观，简捷，计算方便，误差较小。宁波采用多项式拟合，逐次减项，证明一次拟合精度较高。事实上，开采量（回灌量）与水位的散点图呈较好的线性关系。

(2) 源函数法：在无越流补给的均质、等厚、各向同性的无限延伸的承压含水层中，利用地下水非稳定流理论来求解水位、水量关系，上海曾试用过这种方法。

(3) 复变函数法：上海用过这一方法。它是将含水层视为无越流补给、均质、等厚、水平状，补给边界为圆形，利用复变函数理论解出井群水位、水量关系。

总的来说，目前趋向于采用三维流水位模型，采用差分、有限元数值解法。值得注意的是，有的地区水位模型采用复杂的三维流，但是固结模型却采用非常简单的压缩公式，引起精度不衔接的问题。

2) 土力学模型

包含两个方面：含水层变形计算和粘性土层变形计算。关于含水层变形计算，目前一般采用弹性公式：

$$S=\Delta h \cdot E \cdot \gamma_w \cdot H \tag{7-6}$$

式中：Δh ——含水层水位变幅；

H ——含水层厚度；

E ——含水层压缩或回弹模量；

γ_w ——水容重。

其中，E 采用反算值，其压缩模量与回弹模量不等，从而反映出塑性变形的成分。

关于含水层上下相邻粘性土层变形计算，目前已有许多种方法，大致可归纳为以下几种：

(1) 最终沉降量 S_∞ 的计算。

采用粘性土的高压固结试验求固结指数。按下式计算：

$$S_\infty=H/(1+e_C)\ C_C \cdot \log\left[\frac{P_0+\Delta P}{P_0}\right] \tag{7-7}$$

及

$$S_\infty=\frac{\Delta e}{(1+e_0)^H} \tag{7-8}$$

式中：H ——土层厚度；

C_C ——固结指数；

$\triangle P$ ——附加应力；

$\triangle e$ ——加压前后孔隙比改变量；

e_0 ——粘性土初始孔隙比。

(2) 渗透固结理论计算沉降量及过程

土层固结完全取决于孔隙水的消散，渗流符合达西定律。此即著名的太沙基固结理论。基本微分方程：

$$\frac{\partial u}{\partial t}=C_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

$$\frac{\partial \epsilon}{\partial t}=-\frac{K}{\gamma_w}\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \tag{7-9}$$

式中：C_v ——固结系数；

K ——渗透系数；

u ——孔隙水压力；

ϵ ——应变；

γ_w ——水容重。

这一方法广为采用，其优点是易于计算，物理意义明确，有一定精度。缺点是，方法的一些假设对粘性土是否适应（如总应力不变），整个含水粘土层压缩机理不能得到充分考虑，土层的不均一性、土性参数的变化等均不能得到反应。另外，以小块样品求出的指标基本上不能用于计算，只能采用反算值。事实上，反算值与试验值可相差上千倍。

（3）流变固结理论计算沉降

该方法同时考虑了渗透固结及骨架蠕变。最常采用的是三单元模型，即 Gibson. R. E. & Lo 于 1961 年提出的三单元流变模型。在沿海一带，考虑浅部软土沉降时，流变成分占较大比重，宜采用流变模型研究，该方法也宜采用反算参数。

（4）比奥固结理论计算沉降（Biot theory）

该理论假定土体为均质弹性材料，各向同性，饱水，渗流符合达西定律。利用比奥导出的三组方程可进行沉降计算。三组方程是：①平衡方程；②应力应变关系方程（广义虎克定律）；③水流连续条件。

这种方法的解答较不易，且指标也不易测定。但从理论上来说，它是比较完善的解。

（5）弹塑性模型理论计算沉降

这是土力学最近十几年发展起来的一种新的计算方法。这种理论认为，土体在屈服前只有弹性变形，屈服后有弹性和塑性变形。土体屈服遵从一定模式。根据近 20a 提出的十几种模型（如著名的剑桥模型、邓肯模型及国内的南水模型）可得出增量形式的弹塑性应力应变关系矩阵，从而用于沉降计算。一般只能采用数值解。这种方法考虑了土体本构的弹塑性关系；然而，计算复杂，理论正确性也有待验证。

（6）多元统计方法计算沉降

通过多元逐步回归方法找出粘性土沉降与各种因素的线性关系。上海作过尝试。上海的回归方程为：

$$S = B_0 + B_1 H + B_2 D + B_3 HD + B_4 H \tag{7-10}$$

式中：S ——变形；

$B_0, \cdots, B_4$ ——回归系数；

H ——水位变幅；

D ——水位作用天数。

这种方法完全是根据一系列随机数值来寻求沉降与各因素的关系。公式简捷明了，有一定精度，但不能反映沉降的物理意义。线性寻找，需要较多实测资料，线性关系也不一定最好。

（7）实测参数法

即所谓半理论半经验方法，诸如单元变形量法、应力应变法等。根据实测值反算出待定参数。

常用公式为：

$$S = M \cdot \Delta h \cdot \gamma_w \cdot H \tag{7-11}$$

式中：M ——体积压缩系数；

Δh ——水位变幅；

γ_w ——水容重；

H——土层厚度。

通过大量实测资料反算综合的 M 值，用以沉降计算。这种方法有较好的实用性，但需要较多的实测值。

(8) 最优化计算法 (optimal method)

这种方法是在前几种方法的基础上，采用大量实测资料，利用以上几种模型进行最优模拟，找出对实测资料模拟效果最好的模型作为计算公式。各种参数均采用优化反算值。除用于建模外，尚可进行最佳开采量及开采比等方面的研究。这是一种有前途的方法，上海、宁波均作过尝试。

从第三届地面沉降国际会议 (1984) 到最近 (1991) 在美国召开的第五届国际地面沉降研讨会这一期间，地面沉降数学模型发展的一个新趋向是：建模正在逐步向沉降管理预测的实用程序发展。具有代表性的是美国 D. C. Helm, S. A. Leak 等人开发了一种应用于沉降数据管理的程序 (compac)。该程序包括沉降预测模型、水位模型、优化调整模型及反馈计算模型。可以通过最新的沉降资料对旧的模型参数进行修正，对旧的预测值进行更准确的调整。同时，可以根据十几种的水模式进行未来沉降预测，并强调通过物探手段获取参数。另外，值得一提的是国内阜阳地面沉降研究。该地区在未打分层标的情况下，根据有限的资料，充分利用优化反算技术，分别采用太沙基理论、回归理论及灰色理论对沉降进行了较为成功的预测。

4 地面沉降的防治

4.1 地面沉降的防治方法

按照地面沉降的成灾特点、沉降寿命和危害等方面予以考虑。地面沉降控制的方法很多，大致可分为治标和治本两类，也可称为消极和积极两类。前者不是从沉降原因入手，而是消极地被动地填高沉降洼地，甚至修改城市规划；后者是从控制影响地面沉降的地下水开采入手，主要方法是进行人工回灌和限制或限量开采，尤其是人工回灌更为主动。

人工回灌就是人工增加地下水储量。目前的回灌主要是用于控制地面沉降，但也用于排泄废水及油井的二次回收开采，以及地下贮存冷能等。目前，美、日及我国都曾进行过人工回灌，上海的地面沉降控制可作为一个范例。

在上海，曾先后采取合理用水、压缩用水、地下水开采层次调整以及人工回灌等综合治理措施，取得了基本控制市区地面沉降的成效，并解决了纺织、轻工、化工、仪表、电影、文化系统的工业用水。通过对现行控制地面沉降措施效果的多年监测，对各项措施进行了综合评价。认为压缩用水是控制地面沉降的主要措施，人工回灌是调节地下水资源、缓和地面沉降的有效措施，调整地下水开采层次是进一步合理开采地下水的措施。这些措施的综合利用，已为目前国内水文地质条件类似地区为控制地面沉降和调节地下水资源所采用。以符合饮用水标准的自来水为回灌水源，以“冬灌夏用”储能方法为主的人工回灌技术，经 20 余年实践证明，不仅可为工业生产提供廉价的能源，而且尚可达到增加地下水补给量，抬高地下水位，控制地面沉降和改善地下咸水水质等多种目的。在人工回灌多年实践的基础上，1981 年后，为进一步提高含水层储能的效率，又开展了地下含水层储能技术

与应用的研究，取得了良好的经济效果，引起了国内外有关专家、学者的重视。

4.2 进一步研究的方向

目前，国内地面沉降研究应深入的方向大致可归纳为以下几点：

（1）从面上来看，目前国内确实存在地面沉降的城市到底有多少，是哪些城市，沉降的严重程度如何，沉降的始发时间等情况，目前并不十分准确地掌握。地面沉降的广泛监测工作还没有提到议事日程上来，应开展全国城市地面沉降的调查，掌握不同地面沉降的地质模式、影响因素、现状、范围和危害。

（2）加紧编制“中国地面沉降勘察工作要点”。我国开展地面沉降研究工作已积累了丰富的经验，撰写出许多较高水平的论文、生产报告。因此，编制工作要点的条件已成熟。鉴于国内出现地面沉降的城市越来越多，不少城市均准备进行勘察研究，因此，充分总结研究中已有的经验教训，制定地面沉降勘察研究工作要点，对于进行地面沉降研究将会起到促进作用。

（3）粘性土层和含水层中地下水的运移及转换规律有待进一步深入研究。

（4）粘性土层的物质成分、流变规律、结构变化及薄膜水离子交换、压密释水与地面沉降的关系等均须进一步深入到定量研究的水平上。沉降机理的研究须更深入一步。

（5）进行地面沉降计算数学模型的研究，包括引进土力学中最新计算模型及实际应用效果等。建立控制地面沉降利用地下水的采灌模型，并实际应用。

（6）开展缩减开采地下水量及回灌地下水缓解地面沉降的实际效果的定量研究。研究城市地下水允许开采量这一重要问题。

（7）地震和地壳活动对地面沉降的影响。

（8）地面沉降监测新技术方法的应用。

（9）地面沉降造成的经济损失评估问题。

（10）加强对我国大型油气田因采油气而可能产生的地面沉降的研究。

另外，随着国民经济的迅速发展，许多城市的建设规模将不断扩大，如何在一个尚未产生地面沉降的地方，能够事先加以研究，就城市的布局及城市用水等，给规划部门提供详细面可靠的论证，也是一个值得注意的问题。

5 地裂缝的一般研究

具有明显的人类活动参与成因的区域性地裂缝的报道尚不多，但地裂缝一旦在一些城市地区出现，即造成巨大的破坏，甚至引起社会问题，尤其是造成人们的心理恐慌。目前，报道较多的是我国西安市地裂缝，国外类似的有美国“休斯敦断裂”（地裂缝）及圣约古因（San yoaquin）峡谷断裂活动。西安地裂缝发现较早，50 年代以来处于一个新的活跃时期，引起国内外地学界的关注，现已列入联合国研究项目。

5.1 地裂缝的种类及分布

地裂缝是地壳表层所呈现的线状开裂现象，在我国民间，常被称之为“地峡”或“地裂”。C. 莱伊尔（1797—1875）曾在其著名的《地质学原理》中描述了各种不同成因的地裂

缝，如干旱地裂、滑坡地裂等。我国约在公元前2550年就对地震地裂缝有过记载，称地裂为地坼。北宋时期的《太平御览》第八百八十卷中关于地震裂缝的记载达15个条目之多。

1）地裂缝的成因分类

目前，尚无统一的地裂缝分类。若按成因，大致可分为三类。一是内动力成因的，二是外动力成因的，三是人类工程-经济活动参与诱发的（表7-4）。

表7-4 地裂缝成因分类

成　因	举　例
内动力	地震、火山、新构造蠕动造成的地裂缝
外动力	胀缩土、崩塌、滑坡、干旱、塌陷、湿陷、冻融、泥火山等造成的地裂缝
与人类活动有关	采矿、抽汲地下液体（水、油、气等）造成的地裂缝

2）我国地裂缝的分布

在我国，地裂缝，除辽、吉、甘、宁、鄂、粤、滇等省(区)有零星分布外，主要分布于华北冀、晋、陕、苏、鲁、皖、豫七省，已在208个县市发现地裂缝757处(表7-5，图7-10)。

表7-5 华北七省地裂缝统计表

（据王景明，1992）

省　别	发生地裂缝县数	地裂缝数	出现时间(a)	资料截止时间
河　北	39	228	1963，1968，1978，1983	1989
山　西	21	43	1965，1971，1975，1983	1989
陕　西	29	165	1959，1964，1976，1982	1988
山　东	23①	51	1967，1974	1979
江　苏	35①	110	1967，1974	1979
安　徽	25①	50	1974	1979
河　南	26②	107	1972，1976，1987	1989

①据高维明1979年统计。按新资料，山东、江苏和安徽各增加一县和一处。

②据河南省地矿厅水文地质三队。

华北地裂缝大多数出现在第四系风积、冲积、洪积、湖积、坡积和残积等不同类型的松散沉积物内的黄土、粘土、亚粘土、亚砂土、砂土、粉砂、细砂、细砾及碎屑层中，在韩城西山、代县、宣化老汉山、枣庄后峪和邹县峰山等地发现少量基岩地裂缝。它们的分布，大多数不受地貌限制，在山前洪积盆地、低山丘陵、河谷阶地、河漫滩、冲积和洪积平原都有其形迹，较大者可穿过几种微地貌单元。如叶县老寨山地裂，从山坡脚过洪积台地、老寨河第一级基座阶地，止于河漫滩，两端高差80m。

在华北，地裂缝比较密集地分布在汾渭地堑系、华北平原地堑系、郯庐断裂带和大别山北缘断裂系等四个活动断陷盆地和断裂带上（图7-10）。

大别山北缘断裂系地裂富集带，从河南南阳经安徽霍丘到江苏南通的中段，可分出北、中、南三个富集带。它们呈NWW向展布，每带宽15—20km，带内地裂缝密集，带间稀疏。三带分别与淮河破碎带、合肥—明港断裂带、叶集—六安新生带沉降与隆起转折带大致吻合。

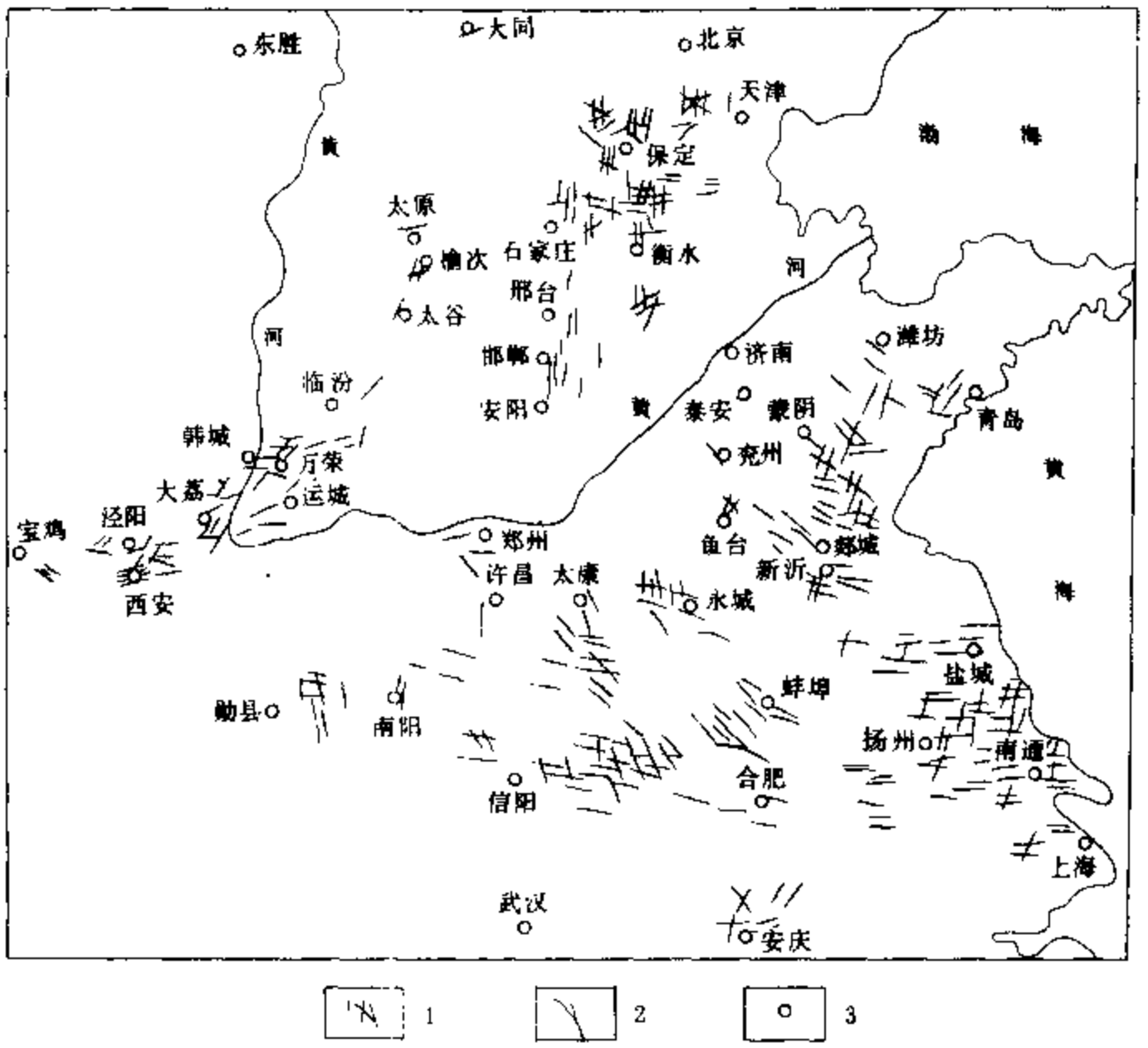


图 7-10 华北地区地裂缝分布图

（据王景明，1992）

1- 地裂缝；2--河流；3—城市

5.2 地裂缝的危害与工程建设对策

根据已有的研究结果，针对地裂缝的危害可以提出工程建设的对策。

1）地裂缝的危害

地裂缝的危害包括：导致建筑物开裂和倒塌，交通线路路基裂断及破坏城市市政工程或影响城市规划等见表 7-6。

2）建筑安全距离的确定

由于地裂缝形成的地质环境因素较为复杂，涉及到地裂缝地质特征、地质构造背景、成因机理、灾害作用以及地裂缝与地震、地壳形变、构造应力场等的相关性。随着城市化步伐加快，人类工程-经济活动日益加剧，作为城市建筑与工程载体的地裂缝场地与地基，必须解决其安全距离及各类工程建筑适应性问题。这已成为地裂缝场地研究中的主要问题。

根据地裂缝土体和建筑、工程的变形和破坏特点，以及地质环境特征，在地裂缝场地利用时，为保证建筑的安全，刘玉海等（1992）以大同地裂缝区为例，提出以下几点作为安全距离确定的重要原则：

表 7-6　几个典型地裂缝灾害表

（据卞景明，1992）

地裂缝名称	地点	走向	地裂缝规模			发现时间	灾害								损失	损失总值（万元）
			波及面积（km^2）	条数	累计长（km）		楼房（幢）		平房（间）		厅库（座）	坍窑（孔）	管理断（处）	路基断（处）	其它损坏	
							开裂	拆除	开裂	拆除						
西安	西安市	NEE	150	11	76.88	1977	129	20	1037	百余	23	?	数十	59	地下室 25 间，井 4 孔，墙 150 堵	>2000
泾阳	陕西泾阳	五组	60	84	19	1983	9		76		6	19			农田漏水减产 5%	数百
榆次	山西榆次市	NE SN	工业区面积 30%	4		1982	建筑物和工程设施百余处损坏，部分拆除								重建	数百
大同	山西大同市	NE		3	3.5	1983	>10	4	数十			多处				数百
邯郸	河北邯郸市	SN	15	5	12	1963	7		数十				2		井 3 孔	数百
鱼台	山东鱼台老寨	NE NW	3			1988.11	损坏民房 700 余间								坑数百	数十
朱口	河南太康朱口		30		>1.2	1988.1	12 个村民房受损								坑多个	
南阳	河南南阳市	SN		多条		1981	汉画馆 33 处开裂									
大别山南麓	豫皖南部	EW	约 7500	数百		1974	损坏民房 7000 间									
新沂	江苏新沂成岗	NNE	108		18	1982.6	棋盘乡 85%民房开裂									

（1）应充分考虑到地裂缝的构造成因性。如大同地裂缝具有活断层性质，属下部活动断层控制的地表土体破裂变形现象。

（2）地裂缝在活动断层的控制下呈继承性发展。如大同地裂缝，通过形变测量、断层剖面显示的“生长”特征及地层错断^{14}C 年龄测定结果证实，地裂缝下部的断层——房子村断裂属于蠕动方式活动着的继承性全新世活断层。地裂缝与活动断层为同一动力源的双重地质灾害现象。根据地裂缝活动与地震活动周期的同步相关特点推算，未来 20—30a 内地裂缝仍将处于活动期内，地裂缝长度和宽度将继续扩展，地裂缝带土体破坏将会逐渐加重。因此，在确定地裂缝场地破坏宽度的基础上，以 25%的安全系数加宽现有宽度是必要的。

（3）地裂缝带建筑安全距离，应以现场调查、测试等多种结果为基础，以反映地裂缝带破坏和变形强度的分带为前提，以建筑物的安全程度为判据，将地裂缝带场地划分为：不安全带、次不安全带、次安全带和安全带（不安全带又称避让带，次不安全带和次安全带又称为设防带）。不安全带宽度即为建筑避让安全距离。具体分带及建筑适应性评价见表 7-7 和图 7-11。

表 7-7　地裂缝场地避让安全距离及容许建筑物类型表

（据刘玉海等，1992）

分　　带		宽　　度（m）		容许建筑物类型	建筑物适应性
		上盘（SE）	下盘（NW）		
避让区	不安全带	0—6	0--4	简易或临时建筑、露天场地、公园、绿地、停车场	避让场地
设防区	次不安全带	6—15	4--9	三层以下民用建筑和小型单层厂房	有条件适应性场地
	次安全带	15—25	9--15	24m 以下多层民用建筑、跨度＜18m 厂房	有条件适应性场地
安全区	安全带	＞25	＞15	高层建筑及特殊建筑，如烟囱、水塔、油库、立交桥等	按常规兴建的适应性场地

（4）地裂缝带中地裂缝应力作用最强，形变及破坏效应最显著因此，处于地裂缝部位的各类建筑物都无法抵抗其破坏作用，在绝大多数情况下，只能采取避让措施。

上述确定的安全距离，通过理论计算也可求得相似的结果（图 7-12）。

设基础宽度为 b，基础埋深为 D，压缩层深度为 Z，建筑物距地裂缝距离为 L，地裂缝通过建筑物的深度为 H；

①当普通工业民用建筑采用条形基础、独立基础桩时：

$b=2\text{m}$，$D=4\text{m}$，地裂缝倾角 $\theta=75°$，则：

$$Z=D+3b=4+3\times2=10\text{m}; \tag{7-12}$$

$L=6\text{m}$ 时，

$H=L\times\text{tg}\theta=6\times\text{tg}75°=22.38\text{m}$

显然，$H>>Z$。因此，当 L 为 6m 时，地裂缝对建筑物不再发生影响。

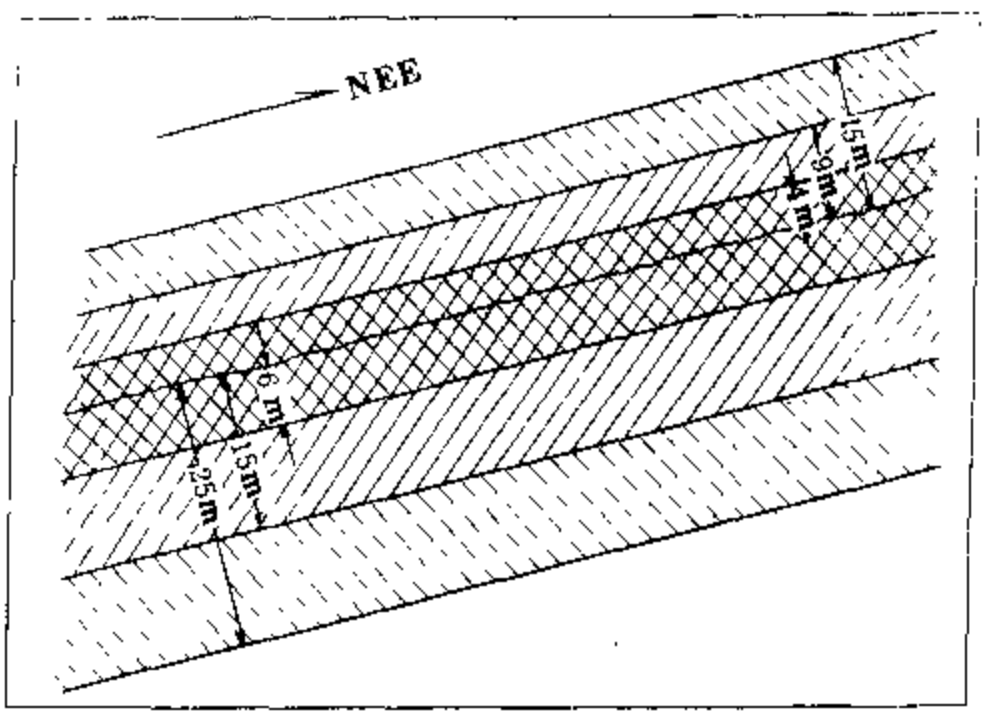


图 7-12　地裂缝场地避让安全距离示意图

（据刘玉海，1992）

1—地裂缝；2—不安全带；3—次不安全带；4—次安全带

②当高层建筑采用箱型基础时：

$D=7.5\text{m}$，$b=15\text{m}$ 时，则：

$$Z=D+1.5b=30\text{m}, \tag{7-13}$$

$L=25$m 时，

$H=L\times\mathrm{tg}\theta=25\times\mathrm{tg}75°=93.25$m

显然，$H>>Z$。因此，当高层建筑的基础距地裂缝 25m 时，地裂缝对建筑不再产生影响。

因此，表 7-7 确定的安全分带和安全距离以及建筑适应性评价都是可行的。

3）工程建设对策

李永善等(1991)曾较详细地总结了地裂缝区的工程防治对策，这里择要者予以介绍。

(1) 避让法

避让法可分为空间避让法和时间避让法二种。空间避让法常用于新建筑的选址上。根据大量的实际破裂调查资料可得出，一般建筑应避开地裂缝 10m 左右；而根据形变测量，则只需要在上盘避开 7m，在下盘避开 5m 即可。实际上，这里仍有足够的安全系数。在西安城区地价高昂的情况下，仅单一地采用空间域的避开法是不经济的，还可以考虑时间域的避开法。其依据是，地裂缝地表陡坎充分发育后，会在很长时间内比较稳定，一般建筑可在地裂致灾作用减弱后几年内修建，也可满足工程寿命的要求。

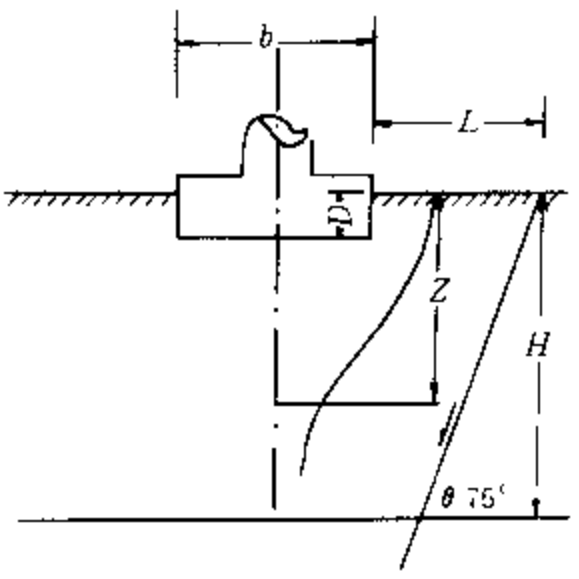


图 7-12 地裂缝与压缩区关系示意图

(2) 部分拆除法

部分拆除法适应于已建成建筑物的长轴与地裂走向接近正交的情况。例如对多单元的家属楼，只须拆除地裂经过的一个单元，即可解除对楼房一侧或二侧的牵扯。这种舍局部、保全体的方法已取得了不少成功的实例。拆除法就其本质而言仍是避让法。由于地裂缝的宽度很窄，所以能够奏效。

(3) 适当加固方法（加抗剪梁法）

适于建筑物位于地裂的主变形区域或只有小部分地区被地裂所切割的情况（图 7-13）。目的是提高建筑物的整体抗剪能力。但对跨地裂的建筑物，单纯地采用加固法往往是失败的，这是从不少建筑物加固后又破裂的实例中得出的一个教训。

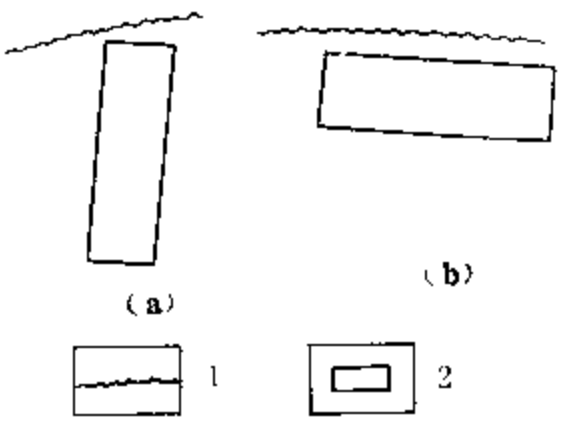


图 7-13 可加固的建筑物

1—地裂缝；2—建筑物

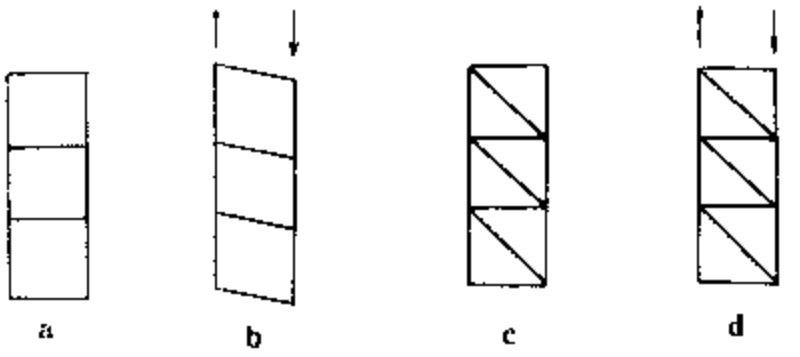


图 7-14 加设抗剪梁提高刚性示意图

对于图 7-13 的情况，一般在建筑物上将出现许多相同倾向的裂缝，裂缝在远离地裂的一端逐渐减少。以往，为增强楼房的整体刚度，多是从地基圈梁等方面去加强的。事实上，

相互平行或垂直的建筑结构在其节点处呈铰结，其总体抗剪能力是不高的（图 7-14a. b）。加入抗剪梁后，虽仍视为铰结，但节点处的转动已非常困难，结构的刚性将大大提高（图 7-14c、d）。

（4）对地基土的特殊处理方法

局部浸水法。图 7-13 所示的楼房位于主变形区内，离地裂很近，除可能会发生破裂外，还会发生整体倾斜。故既要进行加固，还应警惕倾斜。西安地区是湿陷性黄土地区，利用黄土的湿陷性及其下沉稳定较快的特点，可以进行有控制的局部浸水（必要时还可以加压），使下沉量较小的一边得到一个人工补偿下沉量，以便使整个基础达到均匀下沉的目的。在我国的工程实践中，从 1963 年开始，浸水矫正法无论在非自重湿陷性黄土地基还是在自重湿陷性黄土地基上都得到了成功的应用，不仅可用于高耸构筑物的倾斜矫正，也可用于刚度较大的建筑物的倾斜矫正。因而，用此方法来纠正地裂带旁建筑物的倾斜是有效的。值得注意的是，应首先将地裂的活动速率及其变形阶段搞清楚。对于地裂活动速率较快者，应适当地“矫枉过正”，以保证浸水处理后在比较长的时间内建筑物的倾斜变形保持在允许值内。实际上，对于被地裂破坏尚不严重的建筑物，只要浸水法使用得当，可以收到保护建筑物不被裂毁的效果。在实施浸水前，务必要针对具体建筑物的情况及地裂的位置进行周密的设计和实验；实施中要严格控制渗流速度，宁慢勿快；实施后要定期测量，检验效果。否则，若草率从事，则可能使水渗入地裂中，反而会加速破裂。

断裂置换法。这是一种以裂治裂的特殊方法。与许多物理过程一样，断裂的传播必然遵循费马原理（能量最小原理）。为了挽救座落在地裂上的建筑，可以在其近旁设置一条人工地裂，只要把原建筑进行一般性的加固，就可能使原来的地裂段成为不活动的死地裂，而人工地裂成为活地裂，起到断裂置换的作用。

6　地裂缝研究举例——西安地裂缝

作者（1986）考查了西安地裂缝的特征和长期观测设施。现结合刘国昌（1986）、张家明（1991）和李永善等（1991）的系统研究作一介绍。

6.1　几何特征

西安地裂缝在平面上和剖面上均表现出不同的特点。

1）平面特征

西安地裂缝沿着黄土墚分布，且大多出现在黄土墚的南侧。地裂缝都是倾滑张破裂，由一条主裂缝和几条次级裂缝组成宽数米的破裂带。

西安黄土墚群可称为“盆岭地貌”。它发育于临潼—长安断裂上盘的黄土塬前冲积扇平原区。远在隋唐时期，就有人描述过西安盆岭地貌形态，称龙首塬至大雁塔之间有“六坡”。隋唐大兴城的总设计师宇文恺利用了这些高低有序、起伏不平的“六坡”地形，按“易经”理论规划设计了一座闻名于世的立体城市。

隋唐时期的“六坡”地形，并没有包含盆岭地貌的全部。在龙首塬以北还有“一坡”，大雁塔及其以南还有“三坡”，共计“十坡”。十条黄土墚和十条黄土洼地相间排列，呈 NEE 向展布，间距 1.0—1.5km，构成了独特的“盆岭地貌”（图 7-15）。

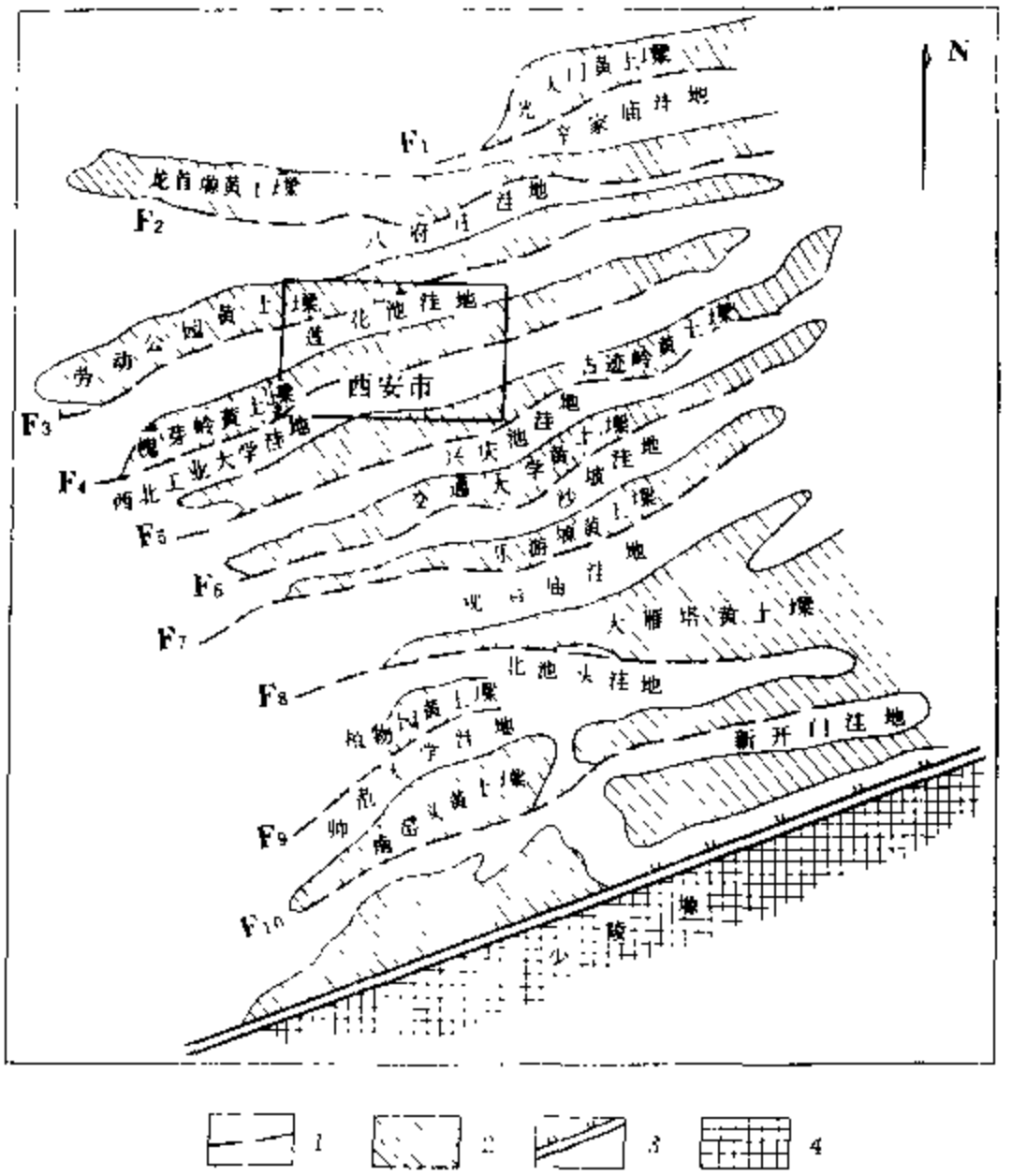


图 7-1c 西安地裂缝及盆岭地貌平面图

（据张家明等，1991）

1—地裂缝/隐伏正断层；2--黄土墚；3--临潼—长安断裂；4—黄土塬

“盆岭地貌”总的地势是自南而北逐渐递降，黄土墚在横剖面形态上南陡北缓，黄土墚和洼地在纵剖面上自东往西逐渐降低，但槐芽岭的黄土墚相反，地势东低西高。

2）地裂缝的剖面特征

（1）南升北降的地表陡坎

在 F_1 和 F_2 地裂带上可以看到这种地表陡坎，反映出是正断层式的运动所致，北盘相对南盘下降，张裂水平位移小于垂直位移。

（2）南降北升的地表陡坎

在 F_2 的东段及其以北的地裂都形成这种地表陡坎，反映出亦是正断层式的运动所致，南盘相对于北盘下降，张裂水平位移小于垂直位移。

（3）地表陡坎的形态

以南降北升为例，可分为如下三种形态：①抑俯型　地裂的北侧稍稍隆起，南侧稍稍凹陷，形成光滑的正弦曲线（图 7-16a）。这种变形状态表明，地裂的垂直断坎尚未形成，地表常可看到张裂缝，在沥青路面上会看到长轴顺着地裂的网状裂纹。②台阶型　主地裂的垂直错距在地表出露，明显呈现出高度不等的台阶（图 7-16b），垂直错距一般在 1cm 左右。③台凹型　地裂两侧的垂直差异运动显著，北侧上升，且在断面处有隆起，南侧相对下降，

且在断面处有凹陷（图 7-16c），它可能是地裂倾滑过程中形成了沉积楔。在南升北降的地裂上，地表亦形成上述相似的断坎（镜向对称的）。实际上，上述几种地表断坎的形态反映了地裂形成过程中的不同阶段。起初是仰俯型，而后变化到台阶型，最后呈台凹型。此后地裂的位移还会继续增加，但地表断坎的形态已无多大变化（图 7-16d）。目前，在西安地裂的主裂带上已可见到超过 40cm 高的地表断坎，如 F_6 韩森塬段已有 41cm 高的地表断坎；而高度约为 20cm 的断坎在西安是较为常见的。图 7-16d 是 F_4 小寨路地裂段上的一个断坎剖面。图 7-16e 是 F_2 西段一个断坎剖面，南升北降。还应指出的是，往往在同一条地裂的不同部位上可以找到上述各种断坎。

另外，据探槽揭露和人工地震反射波、折射波探测得知，反射地层均被错断，在 700m 深度仍错断地层，且愈深错距愈大。

3）分形几何特征

将不同比例尺的西安地裂平面分布图加以比较，可以发现不同尺度的地裂形态是相似的。图 7-17 中的 Ⅰ—Ⅰ 曲线是地裂在探槽底面的实测图，长度只有 10m 左右；而 Ⅱ—Ⅱ 曲线是 F_6 地裂的全长，这两段长度悬殊近千倍，然而其形态却极其相似。可以认为，只要将 Ⅰ—Ⅰ 放大到足够的倍数，便可得到曲线 Ⅱ—Ⅱ。实际调查资料说明，上述现象是广泛存在的，是可以用分维几何来定量刻划的。

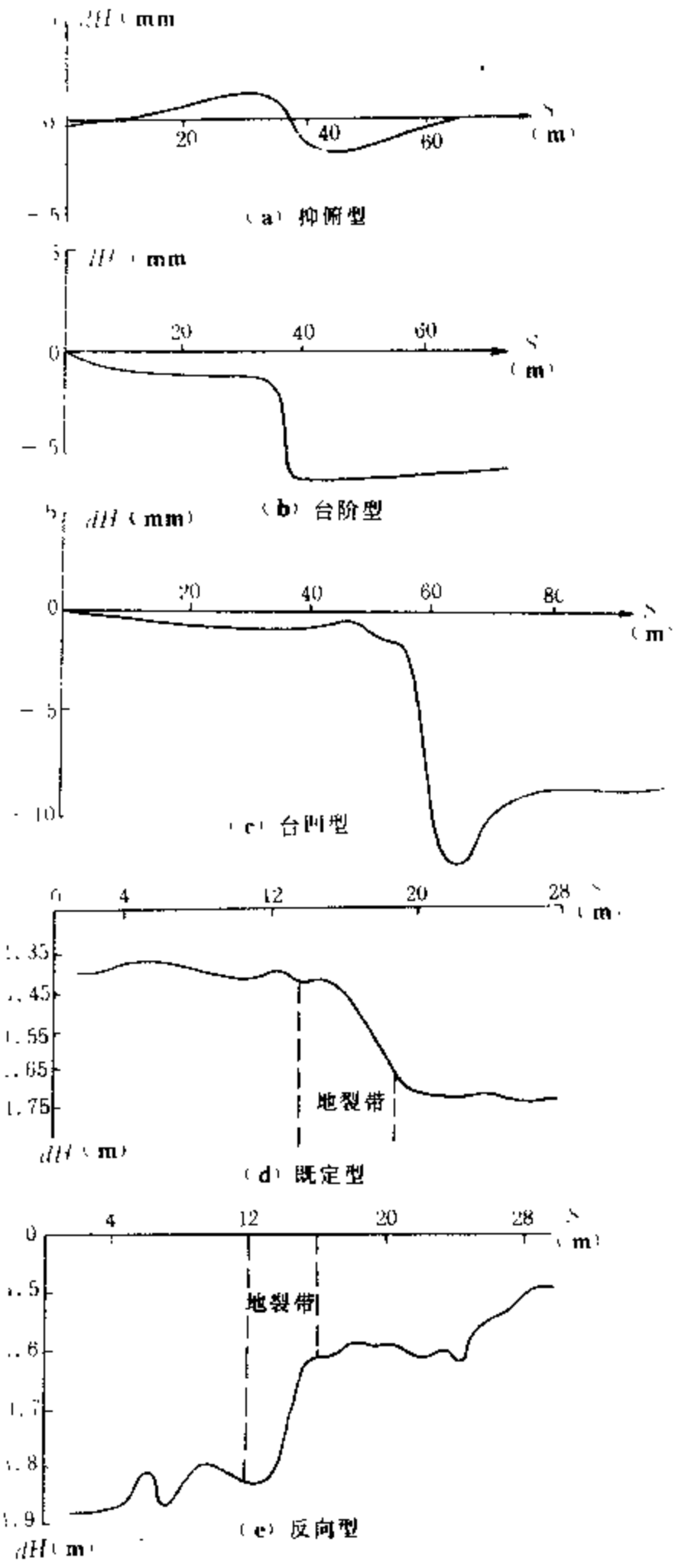


图 7-16　西安地裂地表断坎的剖面形态
（据李永善，1990）

根据分维的定义：$D=\ln N/\ln\varepsilon$。分维值 D_0 可以由地裂长度的量度值随标度（选定直尺的长度）变化的关系来求得。在实际测算中，采用不同量级的 ε 值（即直尺的长度比值），并分别测出不同的 N 值（相应的地裂长度比值），在双对数坐标纸上画出 $\ln N$ 与 $\ln\varepsilon$ 曲线，用最小二乘法求得曲线的斜率即为 D_0 值。计算出的各条地裂分维值如表 7-8 所示。

用同样的方法求得距西安地裂最近的临潼—长安断裂的主断裂分维值为 1.009。比较

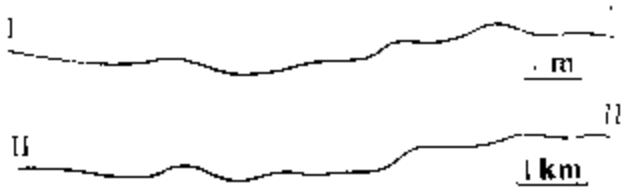


图 7-17　西安地裂形态的自相似性

可知，西安地裂与临潼—长安断裂的分维值相近，亦与西北地区某些活断层的分维值很相近。

从以上对西安地裂的几何学特征分析可知，西安地裂是发育在西安市区的一组正断层式的地表断裂带。其分布规律、地貌特征、地表形态、断面产状都具有比较统一的几何学特征。

表 7-8　西安地裂分维值

地　裂	F_1	F_2	F_3	F_4	F_5	F_6	F_7	F_8	F_9	F_{10}
分维值 D_0	1.003	1.038	1.012	1.038	1.030	1.028	1.008	1.005	1.030	1.027

6.2　运动学特征

1）西安地裂缝的垂直差异运动

（1）垂直差异运动的升降特征

西安地裂作正断层式运动，其上盘总是相对于下盘下滑。因此，除最南边 F_1 和 F_2 地裂西段由于其北盘是上盘，呈现为南升北降运动外，其余地裂都是南盘为上盘，呈现南降北升的运动。

（2）垂直差异运动的速率

在每条地裂各段上垂直差异运动的速率都有区别。据 1987—1988 年跨地裂的精密水准测量及蠕变仪的观测资料，出露地表的地裂速率变化范围为 0—44mm/a。1982—1984 年西安地裂的平均倾滑速率为 14mm/a；而 1987—1988 年的平均速率降为 12mm/a。比较这二个时间段内的各条地裂的平均活动速率（图 7-18 是观测点测得主地裂的形变量，只是总形变量的一半左右），虽然后者的平均值小于前者，但各条地裂则有高有低，差别很大。总括起来，地裂的垂直运动有以下几个特点：

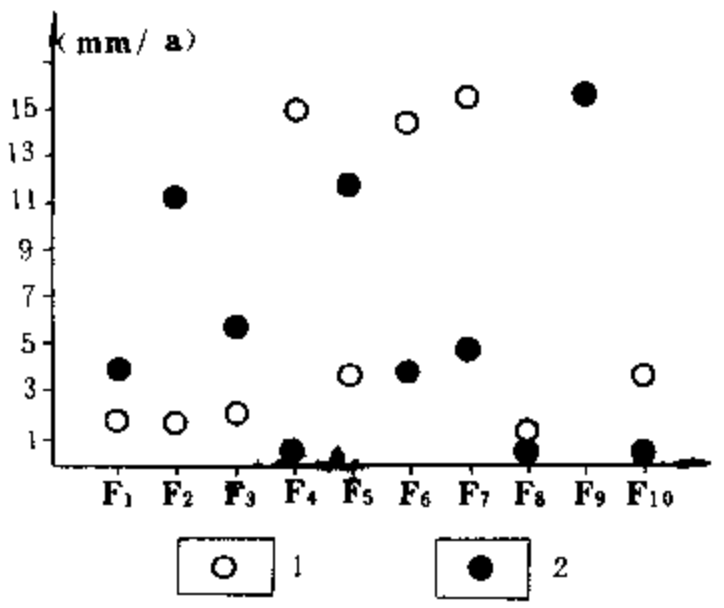


图 7-18　西安地裂垂直差异运动速率图

1—1982 至 1989 年平均值（观测值）；

2—1988 至 1989 年平均值（观测值）

①垂直运动的间歇性。一度垂直运动强烈的地裂，逐渐趋于平稳，垂直运动让位于张裂运动，或变得基本静止；而一度静止的地裂，当其它地裂垂直运动减弱时却活动起来。如辛家庙地裂（F_{10}），1981 年垂直运动十分强烈，以致将刚建好的新楼裂毁报废；此后，其垂直运动却逐渐减弱，设在原楼址观测点的资料表明，地表断坎的高度基本上没有变化。再如南边的 3 条地裂（特别是 F_2、F_3），在 1976 年后，当其它 7 条地裂都活动起来时，它们却一直不动；直到 1986 年后，待其它地裂垂直运动有所减弱时，它们却反而活动起来。

②垂直运动的准周期性。地裂垂直运动的速率在同一地点随时间变化，一年中的最高值可为最低值的 5 倍，一般在 1—3 月速率较小，而在 7—10 月速率较大。

③垂直运动有分段差异性。每条地裂的垂直运动都有很强的分段差异性，同一地裂不同地段的速率常相差一个数量级。总起来说，多数地裂都显示其东段活动强而西段活动弱的特点，可以和平门外地裂（F_6）为例，其从西向东垂直运动的速率变化如图 7-19 所示。

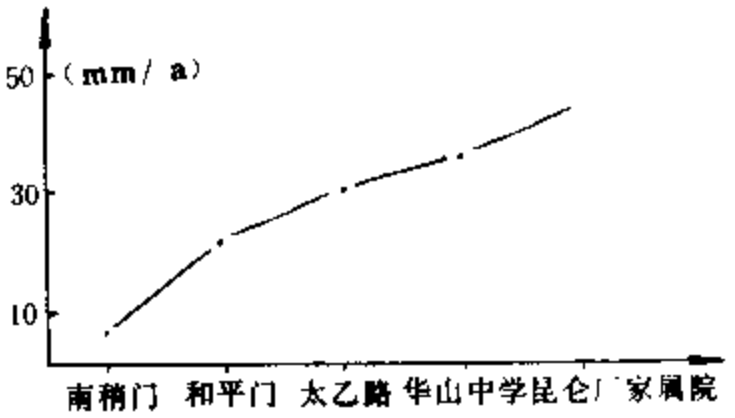


图 7-19　和平门外地裂垂直运动速率由西向东加快图

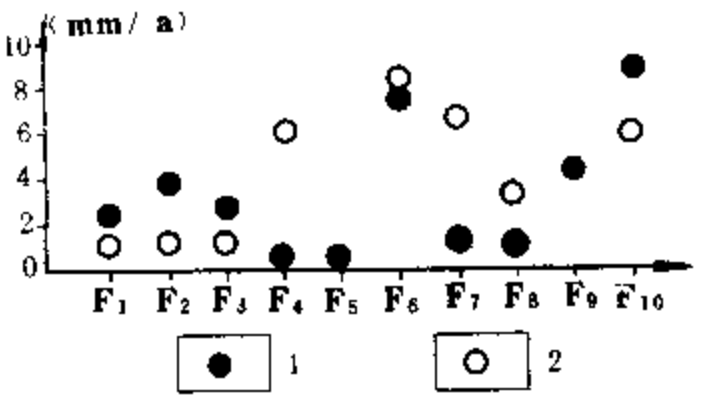


图 7-20　西安地裂张裂变形速率图
1—1988 年至 1989 年平均值（观测值）；
2—至 1982 至 1984 年平均值（观测值）

2）西安地裂的水平张裂运动

（1）张裂运动的方向

无论从地裂的地表形态或探槽剖面都可以清楚地看到地裂的张裂缝，缝宽一般为 0.3—8cm。10 条地裂张裂运动的方向都与地裂的总体走向垂直，即 NNW 向。

（2）张裂运动的速率

各条地裂张裂运动速率的变化范围较大，一般为 0—10mm/a。据 1986 年前的观测数据大致可以认为，张裂运动的速率为垂直运动速率的 1/3，地裂的平均张裂速率为 3mm/a。对比 1982—1984 与 1987—1988 年两个时间段上张裂运动的速率（图 7-20）可知，后者的速率有所降低，但 F_6 和 F_{10} 仍超过 5mm/a。与垂直运动相仿，张裂运动也有间歇性、准周期性和分段差异性；两者相互联系，又有一定的独立性（特别是在一个不长的时间域内）。因此，就某一地裂在某段时间内而言，$V_{垂直} : V_{张裂} = 3 : 1$ 常常是不成立的。

3）西安地裂的水平剪切运动

（1）地裂的水平扭动

由观测资料得知，地裂有两种扭动，即在一些点上为左旋，而在另一些点上却为右旋，且左、右旋的出现概率基本相等。

（2）地裂水平扭动的速率

地裂水平扭动的速率很小，一般比垂直运动速率低一个数量级，但基本上都在观测仪器的误差范围以内。近几年来的分析结果仍然如此。

（3）对水平扭动的分析

从观测结果来看，地裂的水平扭动是客观存在的，但存在随机变化的特点；加之速率特别小，就很难用统一的水平构造应力去解释。前已述及，地裂的垂直运动和张裂运动都是不均匀的，会使地裂两侧的块体发生局部的相对转动，而局部的转动必将产生局部的水平扭动分量。因此，地裂的水平扭动可视为垂直运动和张裂运动的伴生效应，亦可称为地

裂的水平“视扭动”。

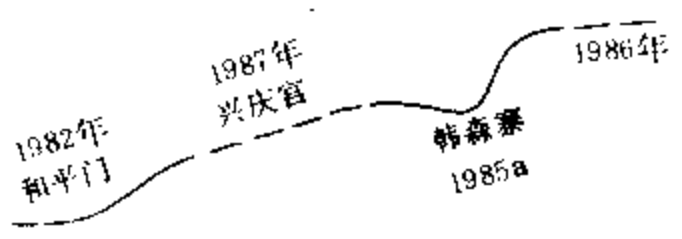


图 7-21　和平门外地裂的双向破裂

4）地裂缝的双向扩展运动

在一条数公里长的地裂形成的开始阶段，总是先出现若干互不相连接的小地裂段，段长从数十米至数百米不等。它们的走向基本一致，彼此间隔数百米。随着地裂的垂直位移及水平位移的增加，地表断坎逐渐明显，地裂段也各自向两端延伸、贯通，形成一条完整的地裂缝（图 7-21）。

5）地裂缝发育的阶段性与周期性

西安新、古地裂缝的活动特点各不相同。新地裂缝发生于 1959 年，在其发展过程中，呈现由地表向地下、由一点向两侧扩展的现象。大量地裂缝都显示上宽下窄的形态，随着地裂缝的发育，地面裂口宽度不断扩大，缝切穿深度也随之增加，如西北大学地裂缝发生于 1959 年，墙壁的地面出现长度为 1—2m 的线状裂缝；1966—1970 年，线状裂缝宽度增加到 2—3mm，延伸长度也超过数十米；1981 年，地面和墙壁上留下宽度近 10cm 的裂缝，地下 2—3m 处直径 600mm 的城市给水管道被切断（图 7-22）。

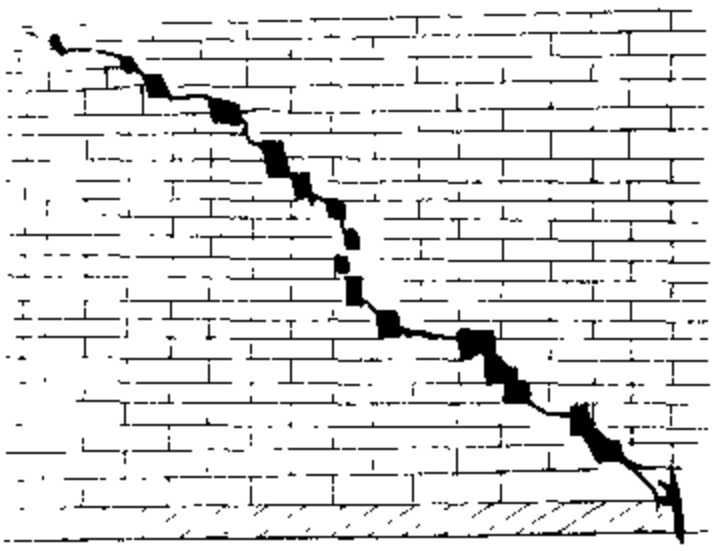


图 7-22　西北大学教 2 楼被破坏情况
（据照片素描）

据此，总结出西安代表性地裂缝的发育经历了四个阶段：（1）雏形阶段（1959—1970）；（2）形成阶段（1971—1976）（加速期）；（3）扩展阶段（1977—1981）（发生于 1977 年西安草滩地震之后）；（4）相对休止阶段（1983—现在）。

西安历史时期形成的古地裂缝大多未见活动，人工填土也未见破坏。

西安地裂缝不仅表现出阶段性，还表现出时静时动的周期性特点。朱淑莲等（1984）对其时间上的周期性和趋势进行了定量探讨。

根据西安地裂缝的运动形式主要表现为垂直下沉、张裂和水平错动的三维运动，其运动性质显示了规律性变化的特征，随着时间的推移，地裂缝逐渐发展，其水平错动量、垂直下沉量及张裂量都有累增的趋势。据此，选择了时间序列分析的方法，其公式为：

$$Y(t) = U(t) + V(t) + \zeta \qquad (7\text{-}14)$$

式中：$Y(t)$——地裂缝位移量随时间的变化；

$U(t)$——趋势性变化量；

$V(t)$——周期性变化成分；

ζ——残差，随机性成分或误差。

这个模型主要是基于地裂缝的三向位移量随时间的变化曲线，分析和提取了趋势性变化的长期变化规律的成分。另外，再进一步分析其是否存在周期性的规律性变化，并确定周期性变化的特征；剩余的部分为残差部分。据此，选用趋势分析法来提取趋势性成分及周期性成分，并选用富里哀调和分析方法进行厘订。因为事先无法确定西安地裂缝的运动随时间变化的时间序列是否存在周期性以及周期的大小，富里哀方法适用于这种序列。

定量分析的结论是：①西安地裂缝带的运动有着随时间变化的规律性，这反映了区域性的长期的某种因素作用的存在，并使这些地裂缝带的运动具有同一性的变化。这个控制因素是与西安以北渭河大断裂及其附属断裂的活动相关的；②沉降量随时间变化最快，引张次之，水平错动量最小，但它们都具有趋势性变化和周期性变化规律。

6.3 活动强度与危害

1)地裂缝空间活动强度的分级分段

张家明等(1991)运用黄土墚的高度作为西安地裂缝活动强度分级分段的划分标准，其依据有二：一是避免了目前面上定量观测数据稀少和人工浅源地震资料少的限制；二是黄土墚高度统计直方图。根据直方图的突变点，可作如下分级：

A级	最强烈	$h>10$m
B级	强　烈	$4\text{m}<h\leqslant 10\text{m}$
C级	中　等	$2\text{m}<h\leqslant 4\text{m}$
D级	微　弱	$h\leqslant 2$m

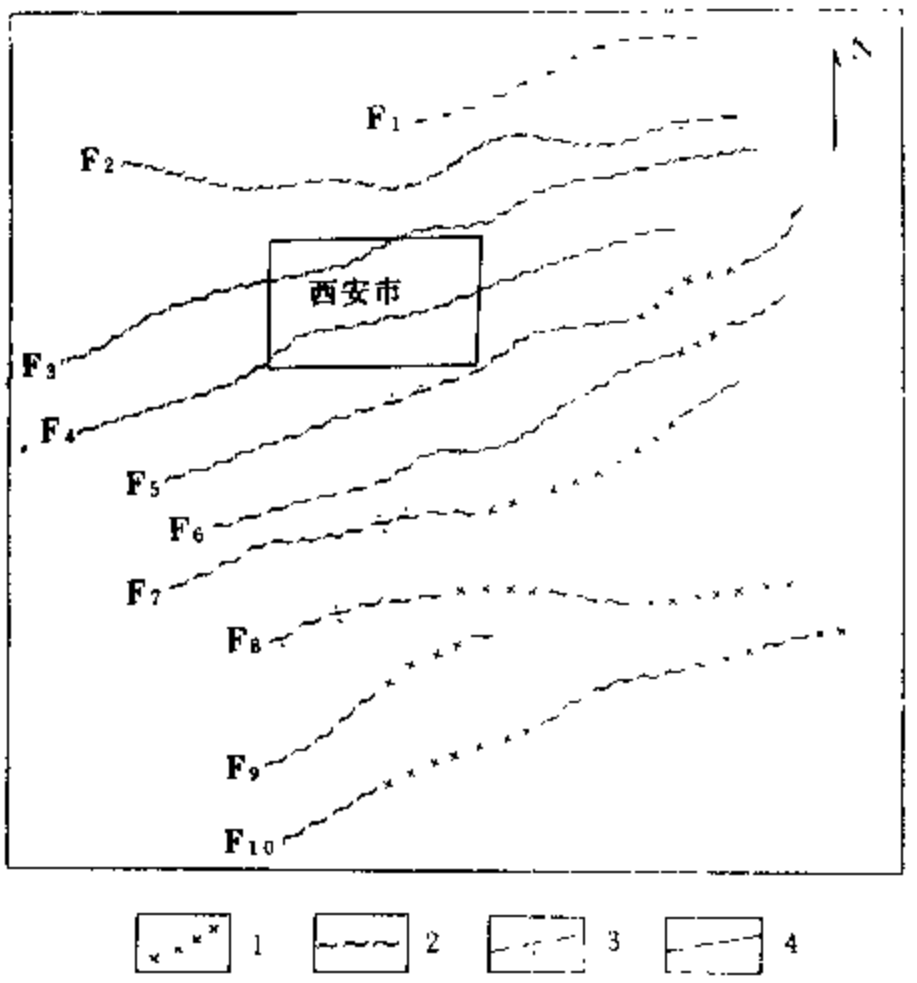


图 7-23　西安地裂缝空间活动强度分级分段图

(据张家明等，1991)

1—A级；2—B级；3—C级；4—D级

根据这一原则，编制了西安地裂缝空间活动强度分级分段图(图7-23)。经检验，与现场地裂缝活动情况吻合很好，对西安城市的长远规划设计具有重要的意义。

2)地裂缝的危害

(1)古代地裂。历史上的地裂活动已造成多次危害。当时人们在灾害面前束手无策，只能祈祷上苍，希冀神灵的保佑。明朝末年，西安南郊黄土塬上的甘家村就曾修建了"镇地峡庙"(民间称地裂为地峡)。但给人以讽刺的是，就连此庙亦被地裂所毁坏。

(2)现代地裂。唐山大地震以前，西安地裂已发生过多次活动，但因其规律性较弱，破坏不大，而且常与其它不良地基所形成的裂缝相混杂，故未引起人们的重视。唐山大地震以后，西安地裂活动迅速进入高潮，其规模之大、时间之长、致灾之重都是空前的。它对西安市的地下、地面及地上建筑已造成非常严重的破坏(表7-9)，直接经济损失已达数千万元。在目前地裂的活动状态下，每年仍将带来约200万元的经济损失。为了使西安市这种特殊的环境地质灾害不致危害到新的建筑工程，1988年，陕西省建设厅在各单位研究的基础上，组织制定，并颁发了《西安地裂缝场地勘察与工程设计规程》，规程付诸实施后，收到了很大的效益。

表 7-9　西安地裂致灾情况统计表

（截止 1989 年）

地下破坏		地面破坏		地上破坏	
类　别	数　量	类　别	数量	类　别	数　量
地下管道	10 处	主干路面	61 处	平房	538 间
人防工程	12 处	铁路路基	2 处	楼房	74 栋
煤气管道	4 处	游泳池	1 处	楼房加固失败	19 栋
	爆炸多次			车间、礼堂	41 处
深水井	3 口	农田	15 处	重点古迹	5 处

6.4　成因

在对西安地裂缝的研究过程中，有关地裂成因的不同观点的切磋与争鸣一直没有停止过，客观上促进了研究的深化。其基本观点有以下几种：

1）构造成因说

构造说的基本观点是，西安地裂就是一组活断层，地裂运动也是断层的活动。用这种观点能较好地解释西安地裂的几何学特征，但难以解释地裂的高活动速率及地面沉降的伴生关系。

2）抽水成因说

抽水成因说认为，西安地裂是由于过量开采地下承压水造成的。这种观点对解释地裂的快速活动及其与地面沉降的关系是有力的，但局限于这一单独的成因，则很难解释那些用构造成因说所能圆满解释的问题。

3）二因叠加说

近几年来，主张单一的构造成因说或抽水成因说的人已经不多了，基本都倾向于以上二种成因的叠加，只是主次不同，有的认为构造成因为主，抽水成因为辅；而有的则认为与此相反。

西安地裂应是多成因叠加的结果。上述成因说都有其合理的方面。由于西安地裂的研究尚处于初级阶段，尽管已经掌握了西安地裂的一些表象及部分规律，但西安地裂还经常出现一些新的变化，致使人们尚难对它作出统一的判定。因此，最重要的是要认清各种因素在地裂形成过程中所起的作用及其相互之间的本质联系。

6.5　活动趋势的初步预测

1）长期预测

目前，正值华北地震活动第四活跃期中第 7 平静幕结束，第 8 个活跃幕到来的转折时期。1989 年下半年以来，已有迹象显示，西安地裂活动有所增强。预计在今后 25a 左右的时

间段内，构造活动将促使西安地裂持续变化。此后，由于构造活动的平静，将有利于西安地裂进入一个平静期。

2)短期预测

为扭转西安市供水不足的局面，同时抑制地面沉降及地裂的发展，应调用或修建地表水工程(黑河、石砭峪水库)，尽可能控制地下水的开采量不超过合理开采量(目前认为每日不超过 1.85×10^5t)。对各条地裂近期内的致灾预测分述如下：

F_1：目前活动速率较低(Ⅱ级)，且主要发育在农村，其致灾作用不大。其东段与引水工程的干线正交(省射击场东侧)，应采取必要的措施进行重点监测。

F_2：已对沿线的学校、工厂、民房、公路等造成一般性的破坏，重点应监视交通干线长安路面的变形，控制地表水入侵，防止突发性的交通事故。

F_3：西段活动微弱，不致成灾；东段与引水干线相交，近期活动强烈；中段穿过大雁塔大雄宝殿，均应进行监测，并采取必要的治理措施。

F_4：西段(电子城附近)靠近新的沉降中心，但地裂多发生在农村，致灾作用不大，受威胁较大的是避雷器厂、探矿机械厂等；近来，地裂曾使吉祥村煤气管线发生数次爆炸，值得注意；中段活动水平不高，东段活动较强，由于地裂的活动时间较长，已引起人们的普遍重视，其灾情是可控制的。

F_5：在沙坡村以东活动强烈，已造成重大破坏；沙坡村以西地裂尚未连通，往往给人以假象，似乎没有地裂，如在该地裂的主变形区建造新建筑，极易损坏。预计该地裂仍会形成新的地表断裂，应引起有关设计、施工部门注意。

F_6：西段发育较早，曾给沿线建筑造成过很大的破坏，但近期已趋于平缓；东段韩林塬以东，是西安市地裂造成建筑物破坏最严重的地段。这里的建筑密集，仍需重点监视。

F_7：主要活动段在西北工业大学和西北大学一带，曾造成过严重破坏。其活动时间最长(已达 31a)，虽近期活动已趋减弱，但地沉及地裂仍在持续进行。由于两校已对地裂在本校的活动作过力所能及的研究，基础资料也较齐全，故可成为地裂治理研究的实验场地(如停水、注水实验)。同时，还应注意监测其东端的延伸方向，如甜水井街、钟楼至小东门破裂扩展状况，以免对繁华市区造成破坏。

F_8：致灾作用一直不大。但应注意其东延方向出现的一系列断续破裂段(玉祥门、莲湖公园、火车站)，监视这些地裂段的扩展速率。

F_9：其强活动段仍在含元殿以东，有多处公路交通干线和二处铁路线被错断，并已对沿线密集的厂矿造成了重大损失。据观测，其活动速率仍有加快趋势，致灾作用不可低估，应密切予以监测。

F_{10}：出现在农田中的地段较多，受威胁最大的是陕西重型机械厂。厂区内地裂活动的强弱也不一致。水准测量显示，1989 比 1988 年变形增大。考虑到与沉降中心的位置关系，仍应继续监测，以防致灾。

从全市范围来看，在控制抽取承压水，避免出现新的地面沉降中心的情况下，西安地区在 F_1 以南及 F_{10}以北出现新地裂的可能性很小。

第八章　地下采矿引起的地面沉陷与山体开裂

地下采矿引起的环境工程地质问题可分为地面下沉、塌陷和山体开裂崩滑（崖下掘进）等几方面。

1　矿区的地面沉陷

矿区的地面下沉和塌陷属于地表型环境工程地质问题，且二者存在因果关系，后者是前者发展的结果。

1.1　地面沉陷类型

）沉陷类型

沉陷包含了下沉与下陷两种形式，下陷（塌陷）也称为不连续下沉。

（1）连续或盆地式（槽式）下沉

下沉将形成一个没有阶梯状变化的光滑的地表下沉剖面。与下沉区域的大小或开采深度相比，地表测点的位移或许只具有弹性位移量级的大小。这种类型的地表下沉通常出现在较软弱的非脆性岩层覆盖下的水平或缓倾斜薄矿体的开采区，如长壁法采煤或许多其它沉积矿床（如硫铁矿和蒸发盐矿床）的开采。图 8-1 给出了一个典型剖面。

连续下沉形成移动盆地，盆地面积通常比采空区面积大，其位置和形状与矿层的倾角大小有关。矿层近水平或倾角平缓时，盆地位于采空区的正上方，形状对应于采空区。矿层倾角较大时，盆地在沿矿层走向方向仍对称于采空区；面沿倾斜方向，随着倾角的增大，盆地中心愈向倾斜的方向偏移。

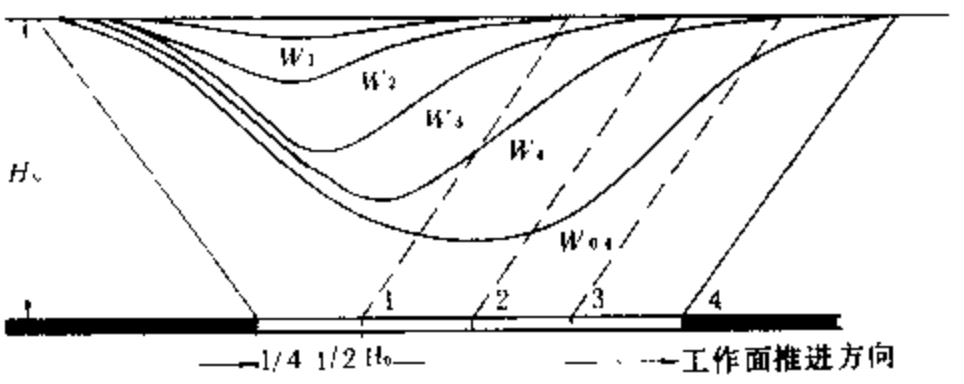


图 8-1　地表移动盆地的形成

自移动盆地中心向边缘，变形特征可分为三个区：①均匀下沉区（中间区），即盆地中心的平底部分，地表下沉均匀，一般无明显裂缝；②移动区（内边缘区或危险变形区），变形不均，移动和开裂等对建筑破坏作用较大，出现裂缝时也称裂缝区；③轻微变形区（外边缘区），地表变形小，一般无破坏作用。它与移动区的分界一般以建筑物允许变形值来确定。移动盆地的最外围边界，一般以地表下沉值 10mm 为划定标准。

地表变形可分为两种移动和三种变形。两种移动是垂直移动（下沉）和水平移动；三

种变形是倾斜、弯曲（曲率）和水平变形（伸张或压缩）。下面作一简单分析（如图 8-2）。

设 A、B 为主断面上未移动前的两点，A'、B' 为移动终止后的相应位置，l 为 A、B 两点间的距离，由图 8-2 可知：

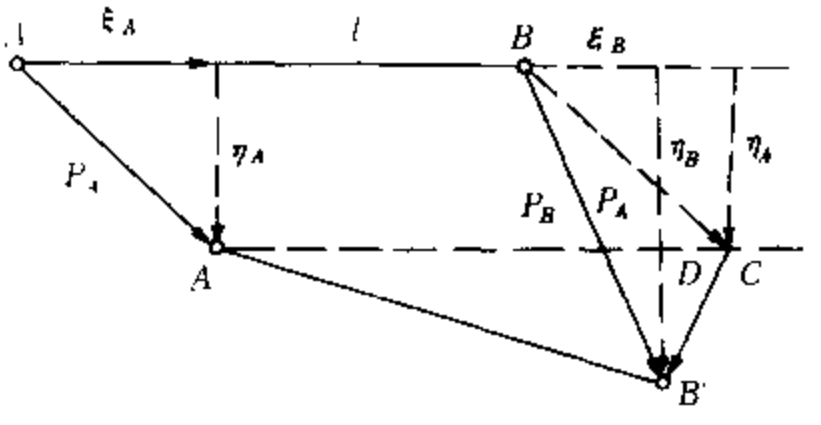


图 8-2　位移盆地变形分析

相对垂直移动：　$\Delta\eta=\eta_B-\eta_A$　　(8-1

相对水平移动：　$\Delta\xi=\xi_A-\xi_B$　　(8-2

倾斜：　$i=\dfrac{\Delta\eta}{l}$　　(8-

水平：　$\varepsilon=\dfrac{\Delta\xi}{l}$　　(8-4)

式中：$\Delta\eta$、$\Delta\xi$——相对的垂直和水平移动（mm）；

i——倾斜（mm/m）；

ε——水平变形（mm/m）；

ξ_A、ξ_B——A、B 两点水平位移的分量（mm/m）；

η_A、η_B——A、B 两点垂直位移的分量（mm/m）。

设 A、B、C 为主断面上未移动前的三点，A'、B'、C' 为移动终止后的相应位置，由图 8-3 得知：

AB 段的倾斜为：$i_{AB}=\dfrac{\eta_A-\eta_B}{l_{AB}}$ 相当于 A'、B 中点处 1′的倾斜。

BC 段的倾斜为：$i_{BC}=\dfrac{\eta_B-\eta_C}{l_{BC}}$ 相当于 B'、C' 中点处 2′的倾斜。

1′、2′两点处的倾斜差 Δi，除以 1、2 两点间的间距 l_{1-2}，即得平均的倾斜变化，并以此作为平均曲率，则 B 点的曲率 K_B 为：

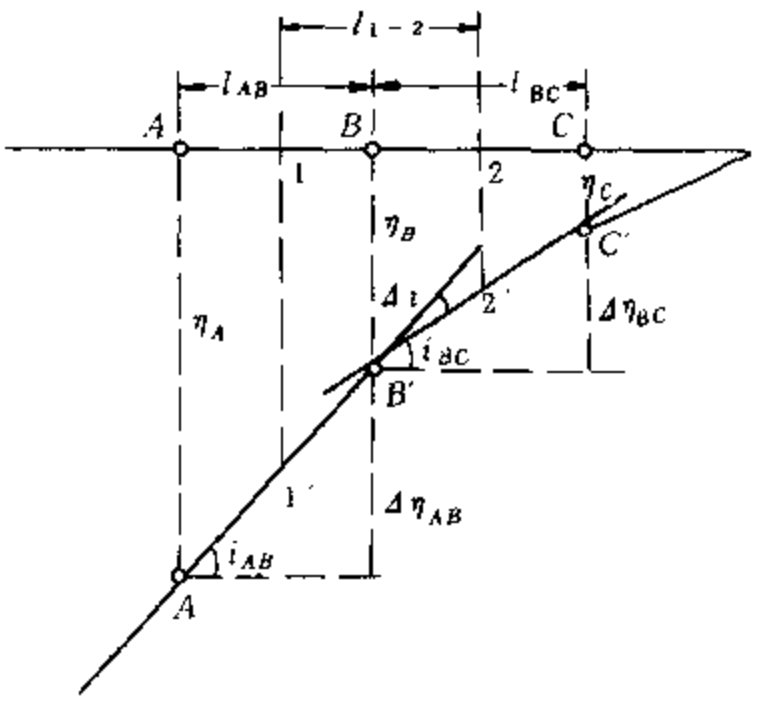


图 8-3　倾斜变形示意图

$$K_B=\frac{i_{AB}-i_{BC}}{l_{1-2}}=\frac{\Delta i}{l_{1-2}}\ (\mathrm{mm/m^2})\qquad(8\text{-}5$$

曲率半径 R_B 可从式（6-6）求得：

$$R_B=\frac{1000}{K_B}=\frac{1000l_{1-2}}{\Delta i}\qquad(8\text{-}6)$$

式中：　R_B——B 点的曲率半径（m）。

（2）不连续下沉——下陷

不连续下沉的特点是在一个有限的地表面积上产生很大的地表位移，并在下沉剖面上产生阶梯状变化或不连续间断面。这种类型的地表下沉可由多种采矿方法引起，也可能突然发生，且产生的范围变化很大。它可形成塌陷坑、筒状陷落、柱塞状下沉、溶洞、矿块崩落、上盘渐进崩落等多种破坏形式。

塌陷坑一般是由于废弃的浅埋旧巷硐顶板的突然垮落造成的。在埋深较浅的旧巷硐中发生的矿柱破坏，也可以导致类似于塌陷坑的不连续下沉的地貌。筒状、管状或漏斗状陷落涉及的是无支护开采巷硐的垮落逐渐向上推移，穿过上覆岩层直至地表的下沉类型。地表下沉区域的平面形状可能与最初的开采巷硐的平面形状类似。筒状陷落可能在较软弱的

上覆岩层中形成（如赞比亚的铜带），亦可在已崩落岩石中或在逐渐松散解体的有规律发育节理裂隙的岩体中发生。目前，已知的筒状陷落可穿过几百米高度向上传播而达地表。突然发生的筒状陷落有时称为柱塞状下沉。

下沉的进一步发展即出现陷落，形成塌陷盆地（图 8-4）。这种现象在我国南方岩溶矿区分布非常普遍，尤其是南方的两湖、两广、江西等省（区）以及北方的辽南、河北和山东等地。自然，有些地区抽取溶洞水也会造成塌陷，这类问题对工程地质环境的破坏，值得深入研究。

2）小窑式开采

（1）小窑采空区地表变形特征

小窑一般是手工开采，采空范围窄小，开采深度浅，多在 500m 以内，少数也可达 200—300m；平面延伸为 100—200m，以巷道采掘为主，向两边开挖支巷道，一般分布无规律或呈网格状，有单层或 2—3 层重叠交错。巷道的高、宽一般为 2—3m，大多不支撑或临时支撑，任其自由垮落。因此，其地表变化特征是：

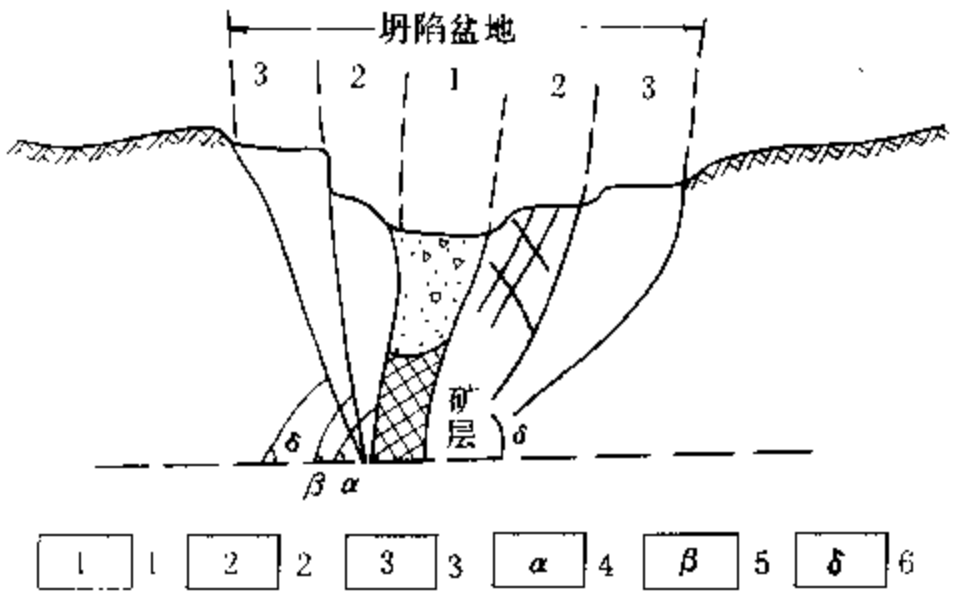


图 8-4　采空冒落形成的塌陷盆地

1—冒落（崩落）带；2—裂缝带；3—移动带；4—断裂角；5—移动角；6—移动边坡角

①由于采空范围窄小，地表不会产生移动盆地，但因开采深度浅，顶板又任其垮落，故地表变形剧烈，大多产生较大的裂缝和陷坑。

②地表裂缝常与开采工作面的前进方向平行。随工作面的推进，裂缝不断向前发展，形成互相平行的裂缝。裂缝一般上宽下窄，两边无显著高差出现。

（2）小窑采空区的勘探工作

通过收集资料、调查访问和物探、钻探等工作查明：

①矿层的分布范围，开采和停采时间，开采深度、厚度和开采方法，主巷道的位置、大小和塌落、支撑、回填、充水情况，以及开采计划和规划等。

②地表陷坑、裂缝的位置、形状大小、深度、延伸方向及其与采空区和地质构造的关系。

③采空区附近的工农业抽水和水利工程建设对采空区的影响。

（3）场地稳定性评价及其处理措施

①地表产生裂缝和塌陷发育地段，属于不稳定地段，不适于建筑。在附近建筑时，需要有一定的安全距离，安全距离的大小视建筑物的性质而定，一般应大于 5—15m。

②当建筑物已建在影响范围以内时，可按下式验算地基的稳定性；设建筑物基底单位压力为 P_0，则作用在采空段顶板上的压力 Q 为：

$$Q=G+BP_0-2f=\gamma H[B-H\tan\varphi\tan^2(45°-\frac{\varphi}{2})]+BP_0 \qquad (8\text{-}7)$$

式中：G——巷道单位长度顶板上岩层所受的总重力（kN/m）　$G=\gamma BH$

B——巷道宽度（m）；

f——巷道单位长度侧壁的摩擦力（kN/m）；

H——巷道顶板的埋藏深度（m）。

当增大到某一深度，顶板岩层恰好保持自然平衡（即 $Q=0$）时的 H 称为临界深度（H_0），即：

$$H_0=\frac{B\gamma+\sqrt{B^2\gamma^2+4B\gamma P_0\tan\varphi\tan^2\left(45°-\frac{\varphi}{2}\right)}}{2\gamma\tan\varphi\tan^2\left(45°-\frac{\varphi}{2}\right)} \tag{8-8}$$

当 $H<H_0$ 时，地基不稳定；$H_0<H<1.5H_0$ 时，地基稳定性差；$H>1.5H_0$ 时，地基稳定。

③小窑采空区的处理措施有：

a. 回填或压力灌浆。回填材料一般用毛石混凝土或粉煤灰。

b. 加强建筑物基础及上部结构刚度。

1.2 沉陷造成的危害

概括为以下几方面：

（1）破坏地表环境，损失标高。标高的损失使地面建筑减小了使用空间，地表田地成为洼地。

（2）损坏建筑。下沉本身使楼房地基产生不均匀沉陷，导致建筑物开裂，甚至倾倒。下沉伴生的裂缝也可直接破坏建筑。

（3）损坏地下市政工程设施。下沉或裂缝切断或损坏地下管线，如电缆、下水道、水管和煤气管道等，尤其在矿业城市表现突出。

（4）造成矿井的报废或灾难。沉陷的加剧，会导致塌方和突水，从而造成矿井的报废，甚至出现人身灾难。

2 采空诱发的山体开裂崩滑地质灾害

在高陡临空地形条件下，因山崖（坡）下采矿的管理不善或设计不当，甚至滥采，长期采掘会造成上覆山体开裂变形，最终产生倾倒滑崩地质灾害，轻则影响安全生产，中断交通，重则酿成巨大的灾难。这是一类典型的且具有普遍性的人为诱发地质灾害。由于我国工业化程度较底，采矿工艺落后，而人工开采历史又很长，这种开裂崩滑灾害在我国的分布尤为突出。到目前为止，我国在陡崖下开采煤、磷、铁、硫等矿产都曾诱发了山崩灾害，尤以鄂西和川东的一些小型采矿区较为严重。

2.1 磷矿开采

1）桃坪河磷矿山体开裂

位于远安县望家乡的由灯影组白云岩形成的三面临空陡崖，岩层产状平缓。由下部陡山沱组岩层构成地形斜坡的坡角处，磷矿层出露。在下部磷矿开采井巷纵深达 250m 时，由

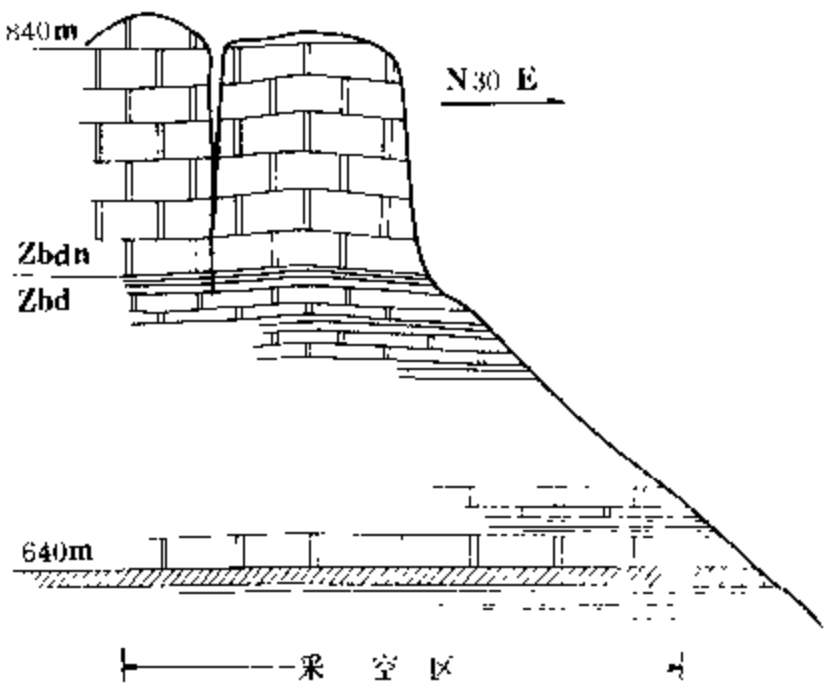


图 8-5 鄂西宜昌磷矿山体开裂地质剖面

于形成较大采空面积和采空跨度，采空区的上部称为鹰子嘴的山体出现地表开裂；裂缝追踪北西及北东两组构造节理发育，同时井下出现明显地压活动。裂缝发展最大宽度达 3m 以上，可见深度在 50m 以上。上部山体开裂发生后，矿井弃采（图 8-5）。

2）宜昌盐池河磷矿山崩

1980 年 6 月 3 日凌晨 5 点钟，鄂西盐池河矿区发生巨型山崩。崩下的堆积体最厚达 38m，一般厚 20m，堆积土石方达 100 多万方。山崩摧毁了矿务局和坑口的全部建筑，造成 284 人死亡。盐池河矿区地处中高山深切峡谷地形，河流由西向东流经矿区北侧，两岸多悬崖峭壁。谷底标高 500m，山顶标高 1011m，相对切割深度达 500m 余。山崩发生在河南岸采区上方的陡崖上（图 8-6）。此次山崩是由岩性、构造、地形、采矿和降雨等多种因素造成的。其中，矿层开采与大气降雨是重要的诱发因素。

2.2 煤矿开采

1）刘坪煤矿

位于长阳县鸭子口乡。清江支流东流溪从矿区流过，河谷深切，二叠系栖霞组灰岩形成悬崖峭壁，在采场上方形成三面临空地形。在栖霞灰岩中夹有两层较薄炭质页岩，层厚为 0.2m 左右（图 8-7）。下面马鞍段煤系地层在矿区内发育较厚，煤层一般 2—3m 厚，最厚可达 7.1m。煤矿地处都镇湾断裂带内，构造节理极为发育，岩层产状变化幅度较大，开裂山体岩层产状为 N40°E 东，倾向南东，倾角 39°。1968 年正式投入采煤。到 1981 年，采空区纵深发展到陡崖下面，面积达 $4\times10^4m^2$ 以上，纵向采空跨度可达 250m。井下地压活动强烈，有的巷道已无法通行。随之，在采空区上陡崖顶部地表出现规模不等的四条裂缝，裂缝总体走向 N60°W 转 SN。其中，尤以一号缝规模最大，向下延深 70m 以上，最大张开度可达 4m。裂缝追踪北西及北东东两组构造节理发育，将山体切割孤立。从 1982 年 10 月起，局部崩落现象时有发生，最大一次可达 $300m^3$ 以上。随着变形的发展，整体破坏是不可避免的，对生产和人民生命财产安全造成极大威胁。

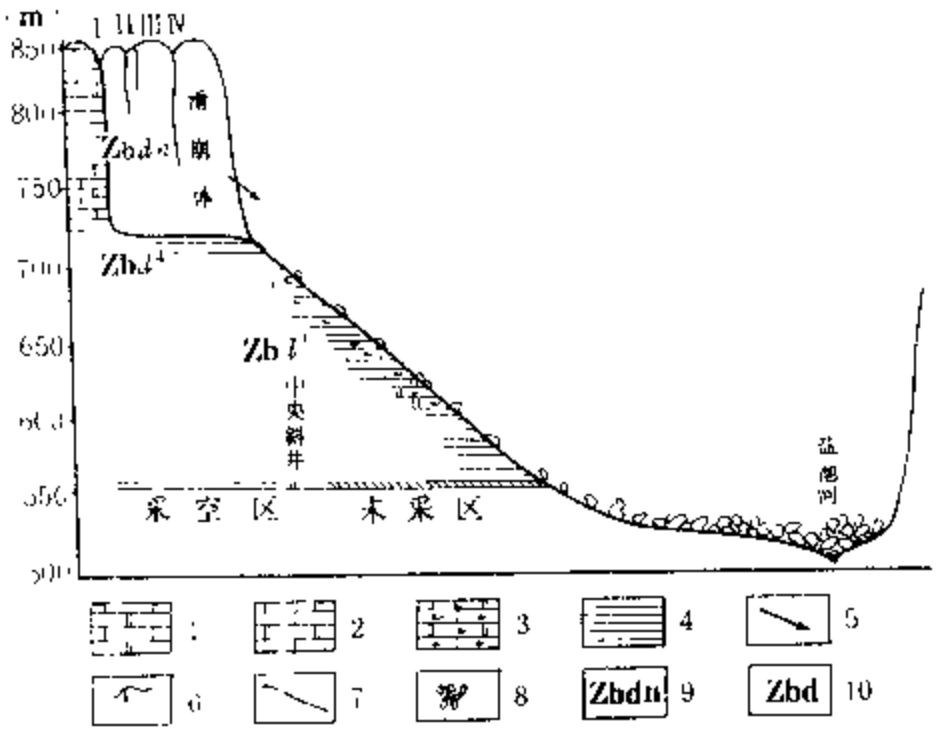


图 8-6 盐池河磷矿山体崩塌剖面图

1—厚层白云岩；2—厚层至中厚层白云岩；3—含硅白云岩；4—砂页岩；5—滑崩方向；6—裂缝及编号；7—滑动面；8—滑崩块石；9—震旦系上统灯影组；10—震旦系上统陡山沱组

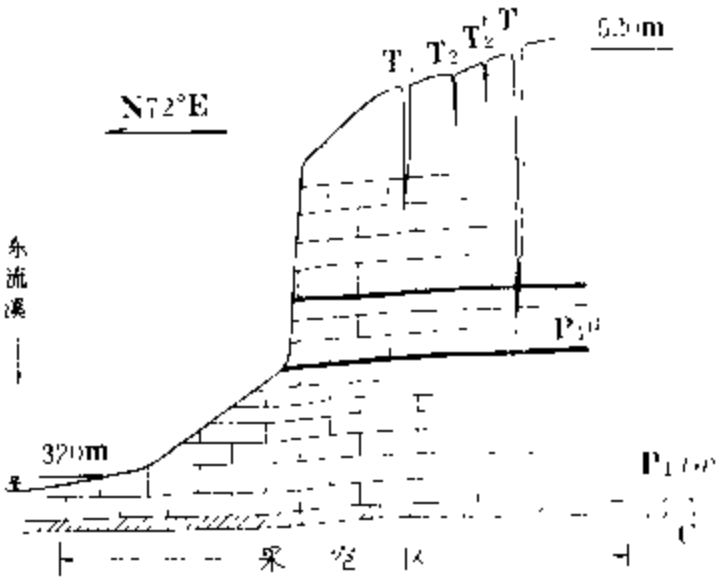


图 8-7　刘坪煤矿山体开裂地质剖面

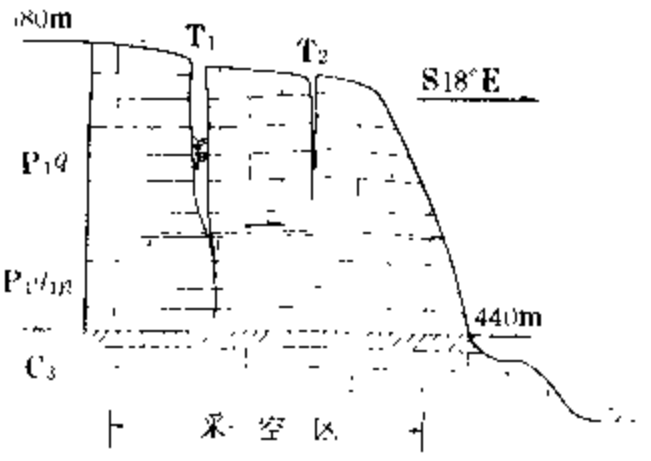


图 8-8　红岩坪煤矿山体开裂地质剖面

2）红岩坪煤矿

位于远安县花林寺乡。二叠系栖霞组灰岩构成三面临空的河谷陡崖，崖高120m。崖下为马鞍山段煤系地层，煤层厚 1.5m。向下，由石灰岩地层构成河谷斜坡。该矿位于黄陵背斜东翼，主要有三组构造节理发育，即 N25°W/NE∠80°，N20°E/NW∠85°，EW/S∠85°。岩层产状平缓。矿区已有 50a 开采历史，1975 年后由乡组织开采。1980 年 6 月，采空区面积扩大到 $1\times10^4m^2$ 以上，井下地压活动日趋严重。同年 8 月，在采空区陡崖上出现两条地表裂缝，（图 8-8）切穿两侧临空陡壁，裂缝向下一直延续到煤系地层。

3）乌江鸡冠岭山崩

1994 年 4 月 30 日上午 11 时 45 分，四川省涪陵地区武隆县鸡冠岭发生巨大山崩。山崩区位于武隆县兴顺乡乌江左岸的核桃和大沱两村之间，崩塌的地段是鸡冠岭北段至江边的龙冠嘴，地理座标为东经 107°49′，北纬 29°29′。山崩区距上游的武隆县白马镇 9km，距下游的白涛镇 6km，距涪陵市（乌江入长江口）35.7km。乌江是川东南和黔东北的水上运输动脉，鸡冠岭山崩使乌江的客货运输完全中断。

（1）山崩灾害及现状

①首次崩滑堵江：鸡冠岭山崩主要发生在鸡冠岭岸坡上段的石灰岩中。崩塌体后壁底部标高 650m，顶部标高为 850m，壁高 200m。据计算，崩塌岩体总体积为 $3.97\times10^6m^3$。崩塌堆积物分布总面积为 $1.785\times10^5m^2$。其中，黄岩沟口堆积面积为 $1.68\times10^4m^2$，体积为 $4.3\times10^5m^3$；龙冠嘴下方至乌江岸边堆积面积为 $2.22\times10^4m^2$，体积为 $5.2\times10^5m^3$；黄岩沟上段面积为 $2.5\times10^4m^2$，体积为 $9.9\times10^5m^3$；崩塌后壁下部斜坡地带面积为 $1.05\times10^5m^2$。据江水急流势态分析，岩块在江床中堆积分布长度为 150—200m。4 月 30 日崩塌岩体入江时形成涌浪高达 30 余米，当即形成一拦河坝，致使乌江断流达半小时，随后才冲开缺口。据山崩发生后 48h 观测，堆积物上、下水位落差达 10m。

山崩之日，崩塌块石和巨浪摧毁了刚投产的兴隆煤矿（年产 6 万 t）一座，将功率 176kW 拖轮、载货量 160t 驳轮各一只和小渔船二只击沉，载货量 230t 驳船一只被落石砸坏，并推向右岸。

据当地政府不完全统计，崩塌造成死亡 4 人，下落不明 12 人，伤 5 人（已脱险），直接经济损失 1089 万元，间接经济损失无法统计。

目前，崩塌后壁上部山体仍在变形，在临近崖边 60- 70m 宽的地带内发育了 12 条拉开裂缝。其中，有两条缝延伸较远，最长可达 750m，宽 1—60cm，外侧下沉 5—35.8cm，小规模的崩塌仍时有发生。上述现象表明，崩塌后壁以上的山体仍不稳定，有再次发生大规模山崩的可能。据现场调查，后壁北西侧危岩体约 $7.0\times10^5m^3$，它可分为上下两段。下段（变压房至乌江边）约 $3.5\times10^5m^3$，稳定性较差；上段（变压房至鸡冠岭）约 $3.5\times10^5m^3$，稳定性极差，近期小型崩塌多发生在这一部位，是最危险的一部分。

②二次坍滑堵江：7 月 2 日晚 22 时至 3 日晨 4 时，乌江鸡冠岭地区下了一次暴雨，实测雨量 70mm，黄岩沟洪水流量 $4.83m^3/s$，诱发乌江鸡冠岭崩塌堆积体大规模坍滑，部分块石入江。

降雨后的 7 月 3 日 14 时 50 分，龙冠嘴以西高程约 650m 以下的崩积体坍滑，方量约 $1.8—2.0\times10^6m^3$，部分入江，加高、加宽了原来的堵江乱石坝。

7 月 3 日 18 时 35 分，在龙冠嘴以东的黄岩沟中，高程约 500m 以下的崩积体全部顺沟坍滑，滑动方量约 $7.0\times10^5m^3$，入江量约 $1.0\times10^5m^3$，形成第二道堵江乱石坝（图 8-9）。坍滑后崩积斜坡的外貌发生改观，规模变小，坡度变缓，块石的块度变小，原来的块径达 10—20m，现以 2m 左右为主。

这次坍滑入江涌浪高度 10--15m，造成上游 150m 处清航驳船缆绳崩断，致使 1 人失踪，1 人重伤，15 人轻伤。

这次大规模坍滑主要是降雨作用诱发。降雨后，在黄岩沟口崩积块石缝隙中有水向上冒出，说明降雨径流已大于块石空隙的泄洪能力。

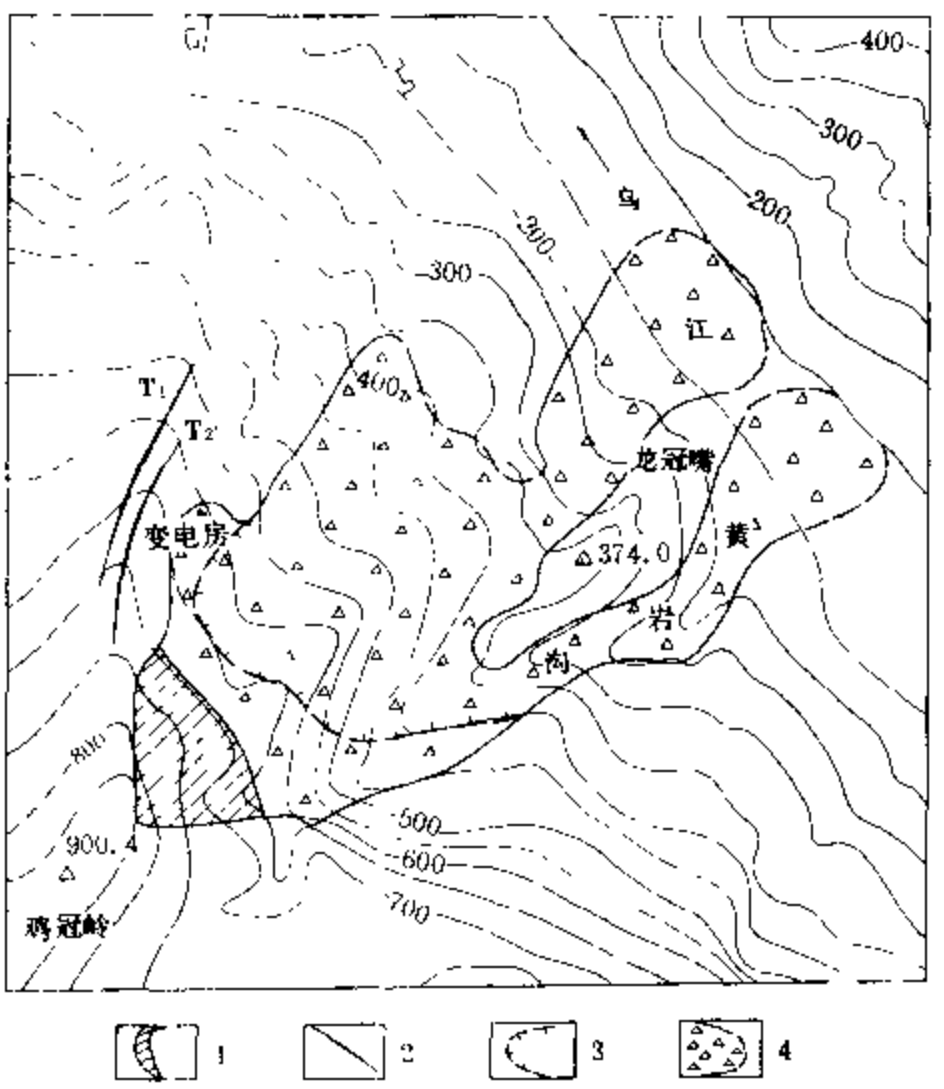


图 8-9 乌江鸡冠岭山崩区平面图（7 月 3 日以后）
1—崩塌壁与后缘线；2—大裂缝及编号；3—崩积体坍滑后缘线；4—崩塌堆积体的范围（虚线为水下）

（2）地质环境

崩塌发生在由二叠系石灰岩夹煤层（栖霞组，煤层厚 1—2m）组成的轴向 NE 的鸡冠岭背斜核部，紧靠北西翼。该处地层产状 N35°E∠70°—80°。背斜顶部翼缘岩层走向基本不变，但倾角变缓，分别为 25°和 45—50°左右。

岩体中两组结构面最发育，一组沿层面发育（基本垂直乌江），另一组产状为 NW310°∠70°—80°SW（基本平行乌江）。岩体中发育多组微节理，走向分别为 NW305°、NW330—340°和 NW295—300°，前者近直立，后两者为缓倾角。

（3）山崩的原因

据初步分析，山崩的原因有以下五个方面：

①地形地貌：此地山高坡陡，高程一般在700—1000m以上，坡角在50—80°，属典型的峡谷地貌，它为山崩提供了临空条件。

②地质结构条件：鸡冠岭山体由石灰岩组成，走向北东，倾向北西，倾角50—75°，加上岩体中构造破裂面发育，因此，山体具备向东北倾倒、开裂以致崩塌的地质结构条件。

③气象条件：该地处于川东暴雨中心，虽然崩塌当天没有降雨，但长期降雨对岩体起到风化和软化作用，从而破坏了山体的稳定性。1994年7月3日发生第二次坍滑堵江即是证明。

④人类采矿影响：据调查，山崩地段在解放前就有开采煤矿的历史，近年来又新建了兴隆煤矿，主井深1100m，风井深达1300m。1994年2月，发现兴隆煤矿的水池开裂漏水，3月又发现风井内拱圈开裂严重，时有掉石塌方现象发生，说明采煤破坏了山体下部的稳定。

⑤修路爆破：在山崩体下方开挖坡脚，修筑白涛至白马的公路（称“双白公路”），开山放炮的震动也对山体上部的稳定起了不利作用。

总之，乌江鸡冠岭山崩具有岩块式和弯曲式复合倾倒崩塌的机制，它既是天灾，又有人为活动的诱发影响，因此，地质环境的合理开发利用应该引起普遍重视。

2.3 硫磺矿、铁矿和硫铁矿开采

1）五峰何家湾硫磺矿

位于五峰县仁和坪乡。由二叠系栖霞组灰岩构成高耸的临空陡崖，陡崖走向近东西。其下是由马鞍山段及石炭系地层构成的斜坡地形。该地处于仁和坪向斜构造北翼翘起端，岩层倾向山体内部，倾角31°。主要有三组节理发育，即EW/N∠75°、SN/E∠80°、N45°E/NW∠60°。

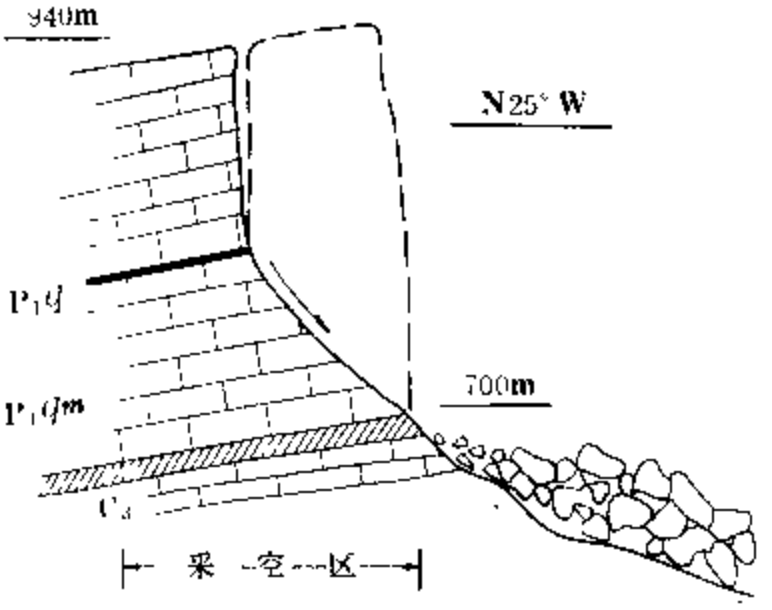


图8-10 何家湾硫矿山体滑崩地质剖面图

陡崖下由宜都县投入资金，在马鞍山段地层采硫磺矿。随着采空的纵深发展和采空面积的不断扩大，井下地压活动日增，在采空区上方地表出现大规模开裂。裂缝追踪上述三组节理发育。当裂缝发展到栖霞灰岩中炭质页岩夹层时，追踪上述三组节理向山体临空一侧形成滑动界面。1980年12月发生大规模山崩，崩积方量可达1.0×10^6m^3。山崩时发出的闷雷般响声在十几公里外都可听到（图8-10）。

2）宣化老汉山开裂下沉

河北宣化老汉山，由于开采赤铁矿，造成山体开裂和差异下沉。该区地层为中元古界和一套浅变质沉积岩系，地层走向为近东西向，由北向南地层由老到新顺序排列。

山体开裂位于老汉山主峰（高程835.6m）南坡，长3—4km，带宽30—40m，最大下沉2—3m，由多条张裂缝组成，带缘裂缝宽度最大，个别单缝宽1m±，中部各缝近于平行，

宽度不等；裂缝带位置和展布方向大致为NW305°，与铁矿井巷基本一致，系采空，塌陷和岩体拉裂形成。据宣化城建局测量队观测，1987年两次实测，一年内老汉山三角标向北东移动了260cm，沉降70cm。地球化学探测表明，沿裂缝氡气逸出量明显增加，且缝宽处逸出量也较大。

3）羊角后山开裂

据记载，四川武隆县羊角镇后山在清朝乾隆五十年（1788）元月初九山崩，形成五里滩；民国35年（1946）后山重岩山崩，坠石毁损山腰观音洞（庙）。说明该地具备山崩的地质地貌条件。

羊角镇地处乌江左岸，该地下部为志留系灰黄、黄绿色砂页岩，易于风化侵蚀成负地形，上部为二叠、三叠系厚层灰岩。危岩开裂山崩主要发生在二叠系灰岩中。山崩的形成有以下关键因素：它位处南北向的羊角背斜西翼，有几组贯通性良好的节理和小断层；在地形上，乌江深切割，形成了高陡临空的条件，造成了拉张开裂和崩滑空间；人为采矿是重要的外在因素。

武隆县硫铁矿于1978年建矿，1981年正式投产。至1992年，已开凿主井巷（平硐）7850m，三条穿脉巷道分别长250m、200m和150m。另外，该地发育有深层煤系（线）。相传，老窑采煤可能已有100余年历史。1990年5月乡建煤矿，1991年见煤，1992年5—10月共产煤4000t，有三层煤，二层可开，共厚1.5m。

1985年11月24日，九小区（小湾附近）上方75m高处发现山体开裂，沿南北向延伸，缝宽1.2m，危岩体宽15—20m，外侧下错0.6m，每天观测，平均每天下错0.02m。

1986年6月2日暴雨，造成裂缝延伸；至7月19日，地表裂缝增长到234m；至12月30日，裂缝长达到235m。自1985年11月24日至1986年12月31日共13个月观测，裂缝下错平均2mm/d，由北向南，即向朱家湾方向延展10mm/d。显见，采矿诱发或加速了山体开裂变形。

3 山体开裂变形的研究要点

采矿活动从斜坡下部较深部位以较高的强度破坏了山体的原始稳定状态，导致随之而来的一连串变形过程，最终完全破坏。在这里，促使山体失稳定的主导因素是人类采矿活动，降雨是诱因，其它因素居次，故堪称典型。正是这一点，原不曾引起人们的重视。对于盐池河山体滑崩现象应归属于哪一种标准斜坡破坏类型，可能会有较大的争议，但其变形、破坏这一实际过程却是大家公认的事实。

3.1 研究要点

采矿诱发的山体开裂变形研究，要考虑：山体的介质、结构特征，采矿引起的山体应力、变形特征、边界条件，水的作用特征，整体剪切滑动及破坏特征，以及变形的时间效应。不同变形特征与前述的阶段性划分是互相对应的，即有成生上的先后序次关系等几方面。

1）工程地质岩组

不同单元岩性组合总体上呈上硬下软分布，在长期自然动力作用下，软弱岩层易于产

生剪切流变，上部岩体则出现大量卸荷裂隙（图 8-11a）。

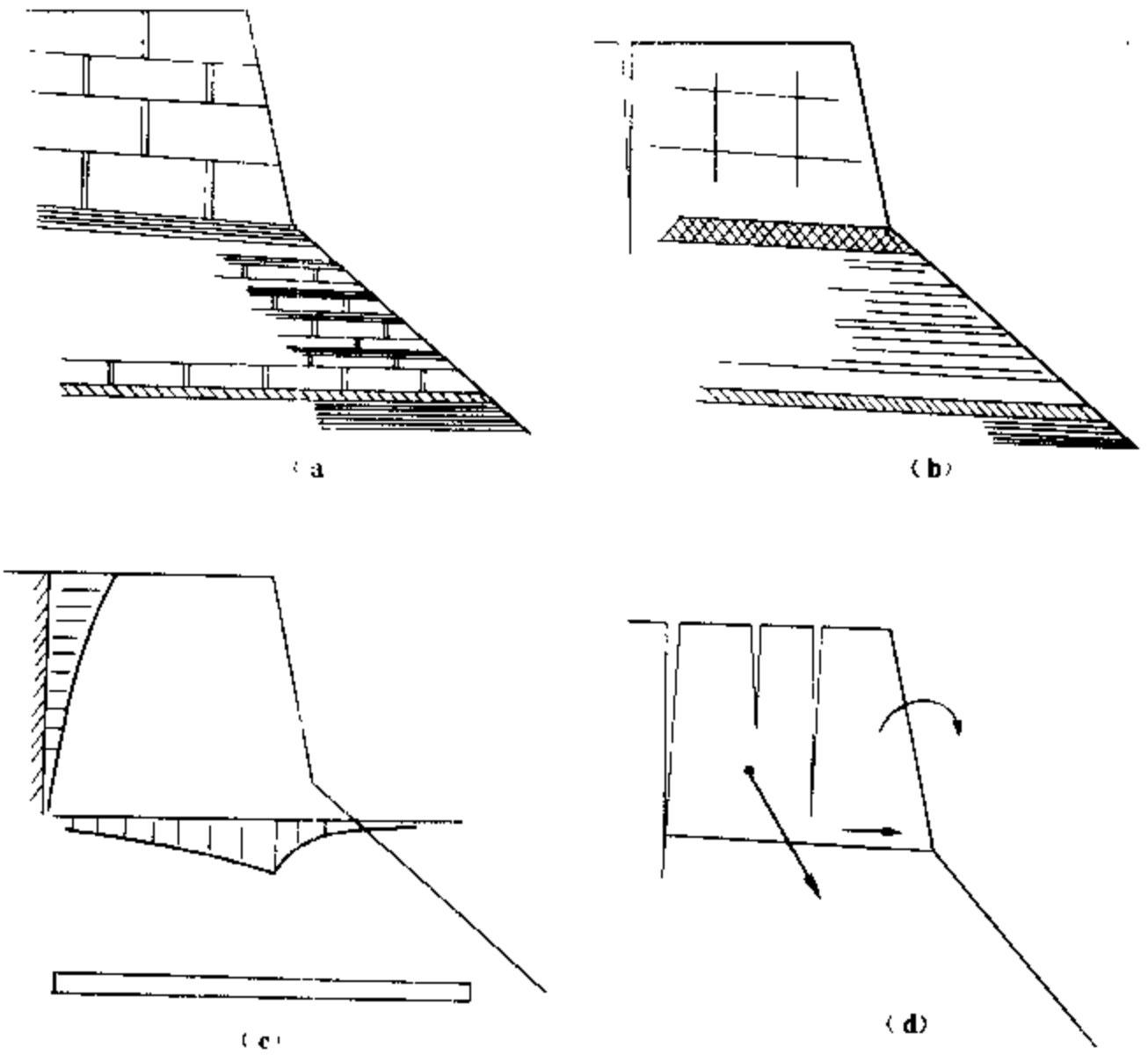


图 8-11　采矿引起山体开裂变形的地质力学模式

（据贾雪浪，1984，有修改）

2）岩体结构

层状、块状结构或节理较发育的岩体易于开裂崩滑（图 8-11b）。

3）采矿造成的附加应力分布

在大面积采空影响下，山体上部应力状态发生变化，岩体结构呈现悬板式约束。在剖面上，山体后缘出现拉应力集中，山体前部产生压应力集中，井下地压呈现不对称分布（图 8-11c）。

4）上下变形的对应性和滑动破坏特征

在采空作用下，上部变形与下部变形往往具有协调性，在山体的前缘出现下沉，而后缘出现开裂。沿作用力方向出现层间滑动，最终导致重心偏移而发生倾倒，这可从监测曲线上得到反映（图 8-11d，图 8-12b）。

5）水的作用

由于软弱岩层具有相对隔水性能，地下水沿采空区或软岩形成渗透压力。水压力及软化作用有利于岩体的滑动（图 8-12a）。

6）变形监测

变形监测要考虑两方面：一是位移量与时间的关系，二是位移速度与时间的关系。位移—时间曲线反映岩体的开裂变形特征，位移速度—时间曲线则对滑坡的预测、预报具有

重要意义（图 8-12b）。

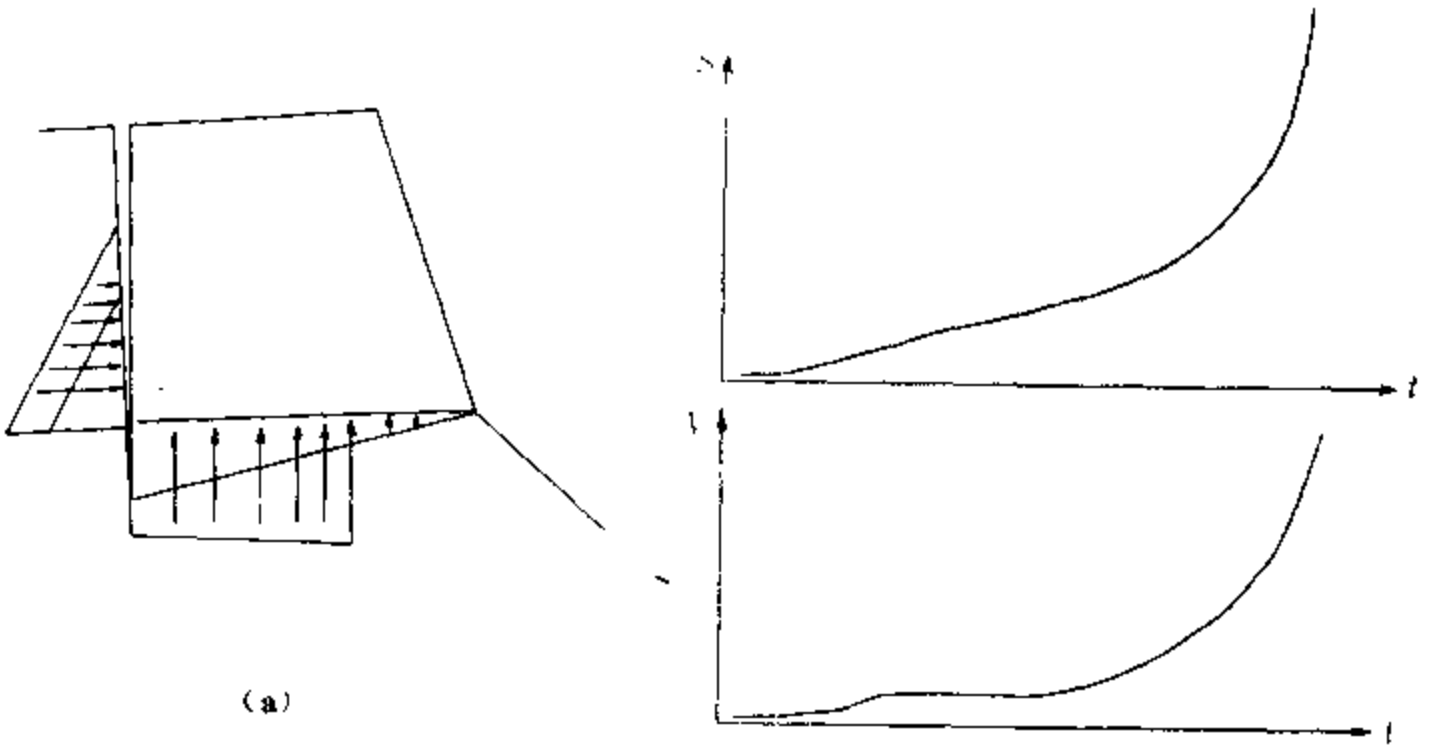


图 8-12　山体中的水压力作用与滑动变形特征曲线

这样建立起来的模式是前面各项研究的全面综合。它能反映斜坡历史与近期变形破坏之间的关系，也能反映在采矿活动影响下近期斜坡山体变形破坏各阶段之间的互相联系。模式是在完全尊重工程地质事实及理论分析的基础上建立的，因此是可信的，对于同类工程地质问题的研究是有效的。

一般结论是，陡崖危岩体的形成与发展主要取决于三个因素：一是地质结构上具备贯通性较好的竖直节理体系乃至断层；二是地形上高陡临空面；三是下部大面积煤系采空。高陡临空面与大面积采空是形成“悬板”或“悬臂梁”的两个根本因素。没有高陡临空，就没有变形开裂位移的空间；没有煤系采空，“厚板状”岩体就不能“悬”起来。岩体内节理或断层切割是岩体易于拉开张裂的内在因素，它与前两者共同孕育了大规模危岩体的形成。因此，对危岩体的整治，就必须有针对性地紧紧抓住这三个方面。当然，其它因素，如岩溶、地下水、地层组合与原生结构面产状等也起了一定作用，但它们是次要的。

在陡崖下采矿，在采空区逐步扩大、采空跨度增加的情况下，就会产生如前所述的悬臂变形效应，不免发生像盐池河那样的上部山体开裂，甚至造成大规模山崩。从调查的大量事实来看，虽然变形的时间效应不尽相同，但从采矿对山体稳定造成的影响来说是一致的。

3.2　采空作用的滞后性

现已发现，山体开裂变形是滞后于采空的，对滞后性研究直接关系到山体变形的发展终局及可能产生的破坏作用大小，从而为危岩体的整治决策和工程量的确定提供依据。

山体开裂滞后于采掘时间，受采矿方法、顶板管理方法、采矿强度、采深、采高、采空面积等多因素控制；同时，还受上覆岩体的岩石组合、力学性质、地质结构及所处环境的控制。表 8-1 给出了鄂西山区小规模硐掘造成山岩开裂与地下开采时间的滞后关系。

由表 8-1 可见，开裂出现于采矿的滞后期约 10—20a，个别可达 30a。

表 8-1　鄂西山区山岩开裂与地下开采的滞后关系

（据徐开祥，1988）

点号	矿区名	开采时间	发现裂缝时间	滞后时间（a）
L28	利川小河煤矿	数十年	1982	>7
Ba37	巴东火焰石	近百年	1953	>10
Ba38	巴东鲁家窝	数十年		>10
Ba28	建始红灯煤矿	十余年	1981	>10
J27	巴东西坡煤矿	始于 1969 年	1975	6
J26	建始长梁石板山	数十年	1969	>20
J28	建始横槽	始于 1979 年	1981	2
J19	建始花天河	始于 1976 年	1982	6
H14	鹤峰下坪岩门子	始于 1975 年	1982	7
E44	恩施红庙五峰山	>30a	1958	>10
E4	恩施火山顶硫磺矿	>30a	1978	>29
J30	州磷厂	始于 1954 年	1981	27

4　研究实例——长江三峡链子崖危岩体开裂变形机制的研究

山体稳定性的研究关系到探索地质灾害发育规律，保护生态环境，保证人类工程经济活动正常运行的大计。这里以长江三峡链子崖危岩体的研究为例，试图说明在自然和人为双重作用下，山体变形破坏的地质力学规律。

4.1　地质环境

著名的链子崖危岩体位于长江西陵峡段的兵书宝剑峡东口南岸，与新滩大滑坡（1985 年 6 月 12 日）隔江对峙。它上距秭归县城 14km，下距三峡大坝坝址三斗坪 27km，距宜昌市 73km。这里山高峡深，历史上就曾多次发生岩崩滑坡。其中，1030 年和 1542 年的两次山崩，曾分别造成堵江 21a 和 82a。1985 年 6 月 12 日新滩滑坡，也造成长江停航 12d。总之，近两千年来，此江段一直为航运险滩，史称“青滩”或“新（崩）滩”。

链子崖位于黄陵背斜西南翼，居微弱活动的仙女山和九湾溪二断裂之间。由于白垩纪—第三纪时期地堑式的沉积后又褶皱回返，黄陵背斜在此段的产状发生变化。链子崖南段及东部地层相对平缓，而靠近长江的北端地层产状较陡，其崖底的马鞍煤系也以北端较厚。该处发育地层较全，从下向上依次为志留系砂帽组灰绿色砂页岩，泥盆系云台观组石英砂岩，石炭系黄龙组白云质灰岩和二叠系马鞍煤系与栖霞灰岩。

4.2　危岩体基本特征

链子崖危岩体以马鞍煤系为底界，主要由栖霞灰岩组成主体。危岩体顶面为灰岩层面构成的层面坡，岩层产状 N30--35°E∠26—36°NW。顶面南端高程 495m（崖脚下 420m），北端崖顶高程 170—190m（崖脚下约 120m）。岩体南北长约 700m，东西宽 30—180m，南高而窄，北低而宽，“俯视”长江，对长江航动构成巨大威胁。危岩体被 58 条裂缝系统切

割而成，从南到北又可划分为 T_0-T_6、T_7、和 T_8-T_{12}缝段，总体积约 332 万方。其中，以临江的 T_8-T_{12}缝段最大，体积约 250 万方，也最危险，是花费巨资治理的主要对象。这里也主要研究此段。

1）基本构成

T_6-T_{12}缝段南界为 T_8 缝组，西界为 T_{12}缝，东、北两面临空，底部为被开采过的煤系地层，目前边界条件清楚。为了研究问题的方便，把岩体中较大的原生软层进行了编号，最下部煤层采空区编为 R_{001}，向上依次为 R_{201}、R_{202}、R_{203}、R_{301}、R_{401}和 R_{402}。由这些软层和竖直裂缝组构成次一级的危岩体，T_{11}、T_{12}与 R_{001}及临空面切割成目前最危险的“五万方”❶危岩体；R_{402}和 T_{14}、T_{15}切割成称为“七千方”的危岩体，而“五万方”顶部 R_{301}以上的部分称为“五千方”危岩体。

2）断层或节理

（1）北西西组：走向为 N70°—80°W 近EW 向，倾向 NE 或 SW，倾角 70—80°。该组裂隙十分发育，延伸长，连续性好，壁面平直，略呈波状起伏。该地段内绝大部分裂缝追踪该组裂隙发育。该组裂隙四级结构面最大线密度为 5 条/5m。

（2）北北西组：裂隙走向 N10°—20°W，倾向 NE，倾角 60—90°，隙面平直。该组裂隙四级结构面最大线密度为 3 条/5m。

（3）北西组：裂隙走向 N40°—60°W，倾向 NE，倾角 70—80°，隙面平直、光滑。该组裂隙结构面最大线密度为 8 条/5m。

（4）北东组：裂隙走向 N25°—45°E，倾向 SE，倾角 60°—80°。该组裂隙四级结构面最大线密度为 7 条/5m。

上述 4 组裂隙并非均发育于同一岩块中。一般岩块中发育有其中 2 组节理或零星发育。

3）危岩体底部采空区的分布

这个问题可从三个方面来论证，地质调查与访问、物探探测和钻探证实。

（1）地质调查与访问

危岩体底部为煤系地层，由于紧临长江，交通便利，采煤历史久远。据历史记载和民间传闻，从公元 1524 年起就开始了采煤活动，直至 1967 年停采，总计约 443a 的长期开采，使煤系地层遭到严重破坏。据统计，全区开采面积 20 万 m^2，采出煤岩约 30 万 t，采空区面积约 12 万 m^2。

岩体底部大面积采空区的形成，迅速改变了斜坡底部的岩体结构。60 年代，湖北省水文工程地质大队对煤硐进行了详细调查，共发现 22 个老煤硐。

（2）物探探测

①探测的煤硐走向与岩层走向基本一致，并与湖北水文队访问资料基本一致。

②旧煤硐的异常较弱，但规律性较强。东西方向测线反映了煤硐位置，南北测线也有反映，说明可以反映客观情况。

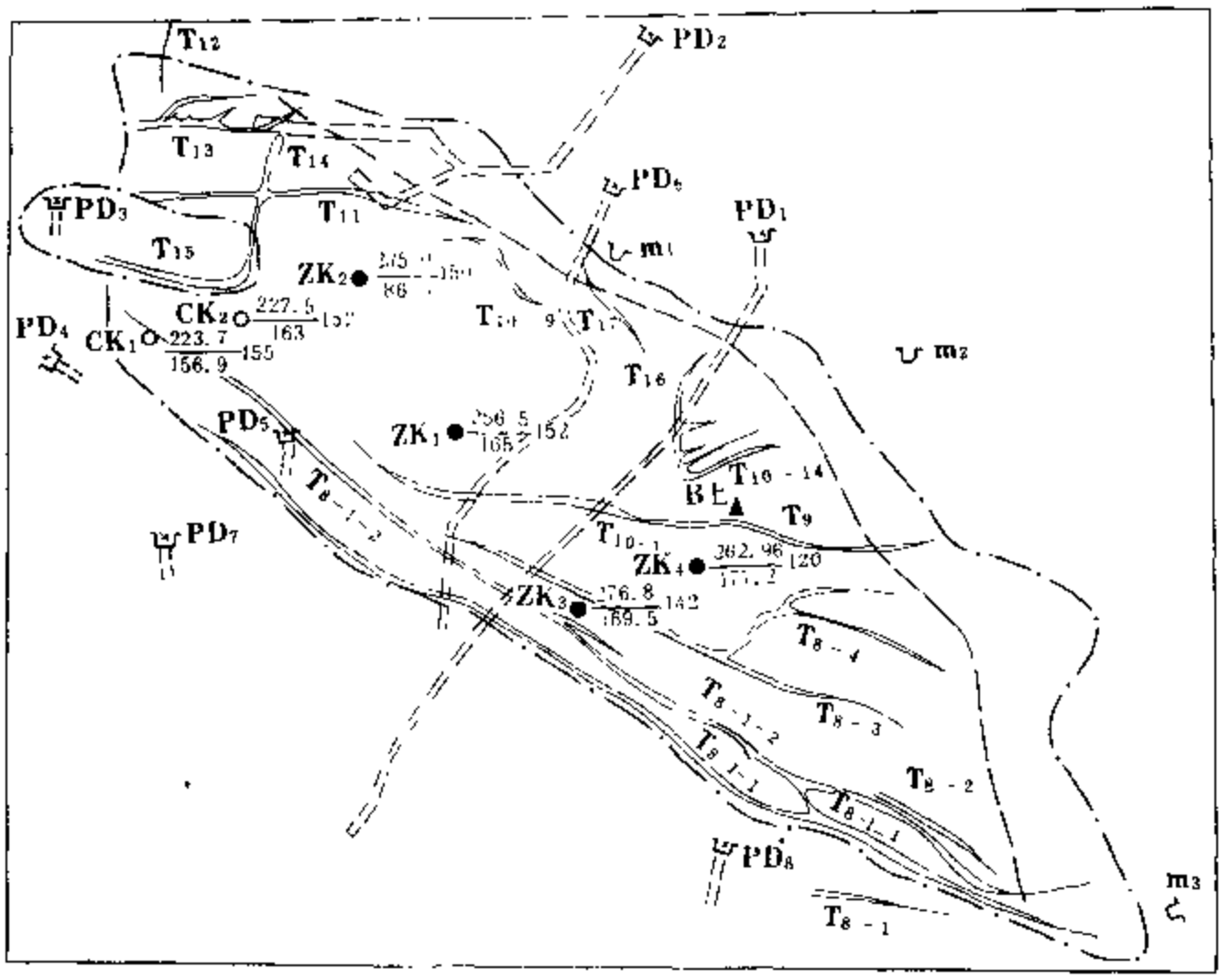
③某些旧煤硐年代已久，且是简单的人工开挖，各处采量不均，坍塌不同，地表条件各异，同一异常带在不同地段的宽度和幅值不同是正常的。

（3）钻探资料

---

❶ “五万方”实际体积约 25 万 m^3，其南界 T_{11}缝切到煤层采空区（R_{001}），下同。

在 T_8—T_{12}裂缝区，进行了钻探工作。这些钻孔有的打到采空区，有的则钻到煤系未见采空。由钻探资料作出裂缝分布与采空区关系图（图 8-13），发现 ZK_1、ZK_2、ZK_3 和 CK_4 四个孔都揭露了采空区，采空区埋深分别为 152m、150m、142m 和 120m。采空区的大面积分布主要限于 T_{8-1-1}缝以北，而大规模的裂缝发育区也与采空区相对应，如 ZK_1、ZK_3 和 CK_4 揭露区，恰是 T_8、T_9 两个深大裂缝系列的分布区。西部的 CK_1、CK_2 处则未采空，说明危岩体不但受到核桃背的支撑，同时，CK_1 附近也是悬臂梁的约束端，考虑 T_8 缝处的悬臂约束，这里实质上是一个悬板力学模式。



1 PD 1　2 m2　3 CK1　4 ZK1　5 $\frac{428}{256.6}$ 150　6 $\frac{276.8}{169.5}$ 142　7　8 T_{8-2}

图 8-13　链子崖 T_8—T_{12}缝间危岩体分布范围与采空区的关系

1—平硐口及编号；2—旧煤硐口及编号；3—揭露煤层；4—揭露煤层采空区；5—$\frac{\text{高程}}{\text{钻孔深度}}$煤层埋深；6—$\frac{\text{高程}}{\text{钻孔深度}}$采空区埋深；7—危岩区界线；8—裂缝编号

4.3　采空区的变形力学分析

1）分段（部）分析

（1）原始顶板完整，支护段变形开裂严重，说明整体来压，平铺下沉（图 8-14a）。

（2）变形集中于西侧，说明偏压严重，东侧拱肩不受力（图 8-14b）。

（3）底鼓并开裂，起因于底板软岩弹塑性变形卸荷，应力偏量作用下扩容，遇水膨胀、

流变、内弯等（图 8-14c）。边墙只是浆砌石，强度不高，底板鼓起开裂显示底板自身强度比边墙低，否则边墙会压垮。因此，底板为矸石层或其它软成分，同时也说明，R_{001}尚具有一定的让压性。治理必须抓住这个时机。

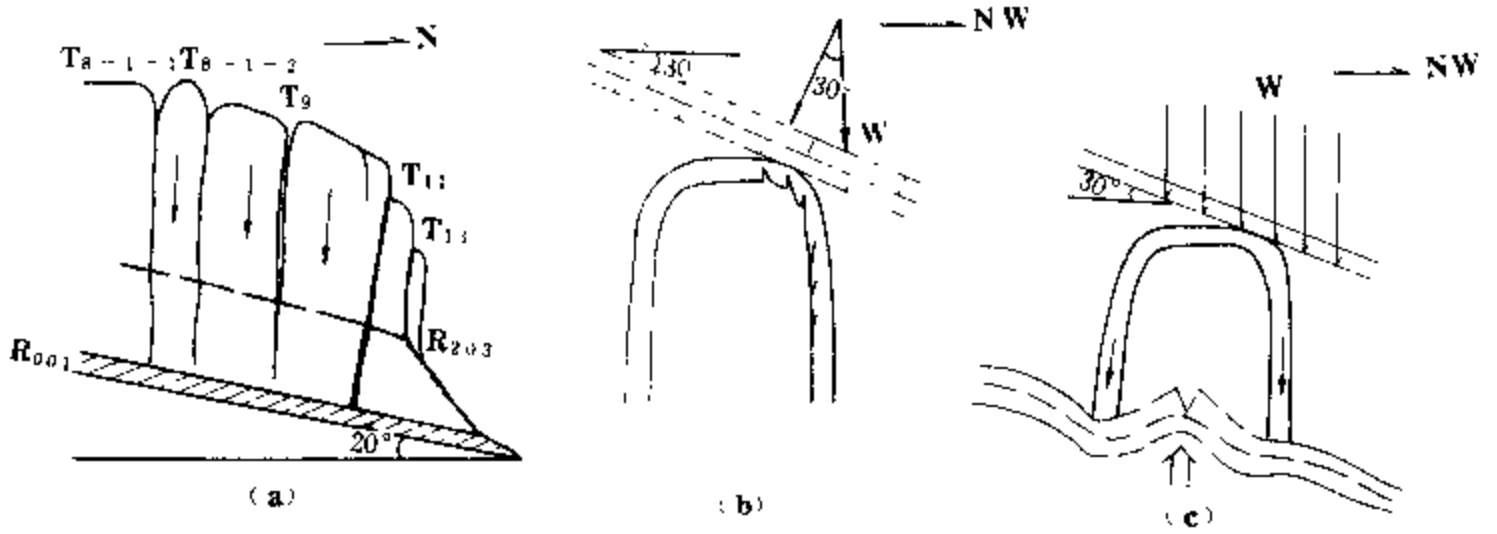


图 8-14　煤层采空区的变形迹象

2）目前的开放系统

山顶裂缝已与采空区沟通，进入的水、空气等加速了内外交换，造成了氧化环境的形成，从而加速了煤柱、矸石的风化，强度缓慢损失，加剧蠕变损伤。

4.4　危岩体开裂的地质力学机制

1）危岩体开裂与煤硐采空区变形的对应关系

危岩体地表开裂与采空区的对应性也有三方面证据：钻孔揭露、地表相对变形观测及平硐内变形对应性。

（1）图 8-13 给出的资料表明，深大裂缝 T_8、T_9、T_{11}所处的部位是采空区。

（2）地表相对位移监测表明，T_{8-1-1}缝北侧岩体在 1981～1987 年间张开 2.48mm，下沉 2.55mm；同期，T_8 点（绝对位移）下沉 7.45mm；PD_1 平硐 T_{8-1}缝 1981—1988 年相对位移监测，张开 5.22mm，下沉 1.75mm。

1981—1987 年 T_9缝自西向东闭合，闭合量由大到小（1.84～0.68mm），T_9 缝北侧岩体相对闭合，抬升量亦由大到小（2.57—0.63mm）。$B_{上}$ 点同期下沉 2.62mm（绝对位移），其南侧近旁的 T_9^5 点（相对位移）则显示裂缝闭合 0.68mm，抬升 0.63mm。PD_1 平硐 T_{9-1}缝 1981—1988 年相对位移显示裂缝闭合 2.03mm，北东侧岩体相对抬升 3.32mm。显示 T_9 缝北侧岩体相对其南侧（T_8—T_9 缝间岩体）下沉量小。

（3）PD_1 平硐内裂缝对应点相对位移监测资料表明：T_{8-1}张开，北盘下沉；T_{8-2}张开量小，北盘相对上升；T_{9-1}、T_{9-2}、T_{10-2}闭合，北盘相对抬升，以 T_{10-2}闭合量最大（6.81mm）。图 8-15 给出的硐内变形主要见于 T_8—T_{10}之间。

2）岩体的南北向开裂

T_8 共有主缝 5 条，均超过 100m 长；支缝 10 条，其中 T_{8-1-1}，L=285m，W=0.3—2.3m，h= 148m 到 R_{001}。T_{8-1-2}，L=350m，W=0.3—3m，h=148 到 R_{001}。主缝群（T_{8-1-1}，T_{8-1-2}，T_{8-2}）宽为 0.7—5.5m（L—长度，W—宽度，h—深度，R_{001}—煤层采空区）。

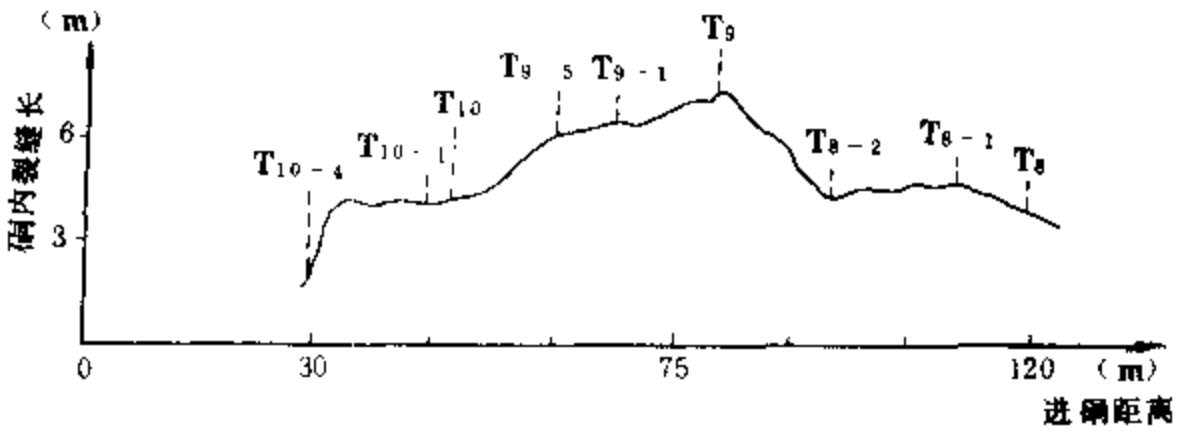


图 8-15　PD_1 平硐内裂缝发育程度与山顶裂缝对应关系

单个缝的开裂宽度是很大的，总缝群的累积宽度达 2.35—8.65m，T_9 位于过渡区，是单一的。

T_{10}缝群由大量的支缝组成，但规模小，反映了自然重力作用占主导地位。

T_{8-0}以南采空弱，悬臂效应也弱。T_{8-0}缝，$L=180m$，$W=0.1—0.2m$，$h=60m$。另外，由 PD_4 北支硐可看到 T_8 缝开裂造成的松动、架空、落石，甚至形成压力拱。

总之，以 T_8、T_9 为界线呈现弱固支主悬臂效应，裂缝宽而深（图 8-16）。按自然发展，应是从前缘陡崖向后依次崩塌。而采煤发展的悬臂梁（板）作用是拉应力最大的地方，破坏严重，形成松动裂缝群，如 T_{8-1-1}处，向前（江）则裂缝相对单一。

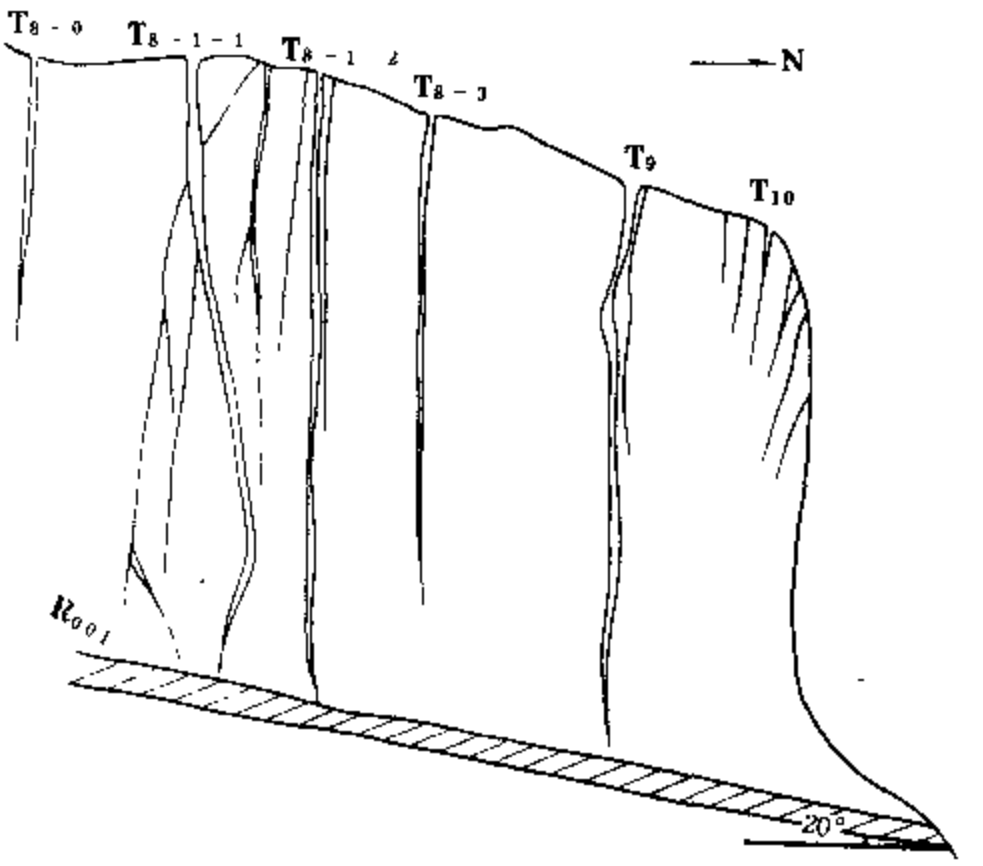


图 8-16　链子崖东侧 T_8 开裂现象

3）$T_8—T_{12}$缝段危岩体开裂变形机制分析

从采空区的分布、变形开裂和近期监测资料可以看出，链子崖具有南北方向的强悬板力学效应和东西方向的弱悬板力学效应；平面上则有以 T_{12}为支点（面）的反时针转动效应。从硐内变形来看，东强西弱。采空区主要作用于 T_{8-1-1}缝以北，上部拉裂，逐渐发生蠕变，形成了松动交叉、嵌合的裂缝群块体。目前拉应力释放，悬板机制较弱。由于悬板底空高度有限（厚 3.6m±），且很多地方由砾石“软层”置换了硬煤层，形成承载“软垫子”。目前的关键因素是“软垫子”的蠕变效应。危岩体的治理以尽可能少破坏承载“软垫子”为宜。

（1）弱固支强悬板作用

在南北方向上，链子崖悬板的关键线在 T_{8-1-1}至 T_{8-1-2}附近，形成主垮断（初次断裂）。因 R_{001}及煤层较弱，且 T_8 以南也有一定的采空，所以老顶悬伸后形成的最大弯距位置伸入煤体内，故在 T_{8-0}附近出现二次断裂。由于人工采煤速度是缓慢的，持续 400 多年，T_8、T_9 缝就具有“预成”，甚至是同步性质。$T_8—T_9$、$T_9—T_{11}$为双断悬板机制，$T_{11}—T_{12}$则为前

缘倾覆。

如果临江方向视倾角不大，则采上山煤向下自动回填的矸石压密到等于煤体的刚度，即形成“支座”，下沉会出现“平移”甚至会“反转”，即回缩，链子崖就不需治理而自然稳定。目前的事实是，悬板式下沉和张裂倾倒仍在继续，说明危岩体的开裂滑崩仍在发展。

(2) 强固支弱悬板作用

在东西方向上，危岩体在西侧 T_{12} 处受到阻挡，相当于强固支或铰支，岩层又是向西倾斜，故而采空造成的悬板作用不明显，拉应力区较小、但仍有变形显示，即在上部形成 T_{14}，T_{13} 等张裂缝体系。在下部，顺倾向的滑移和采空造成的顺 T_{12} 面竖直滑移则形成了弧形追踪式压扭破裂体系，但以竖直方向的作用为主。在危岩体东端（悬伸端），显示一定的拉张作用。

(3) 平面反时针转动

在平面上，危岩体呈扇形破裂，东部撒开，向西收敛，单个缝东宽西窄，它起因于北、东两面临空，西侧向真倾向方向的滑动受阻，向北的视倾向方向的滑动力分量——视滑力作用在作怪。自然，任何物体在下滑方向上受阻，且不是完整半空间时，岩体自然向最易滑出的方向进行。对于链子崖，则可分成如图 8-17 的三个部分。

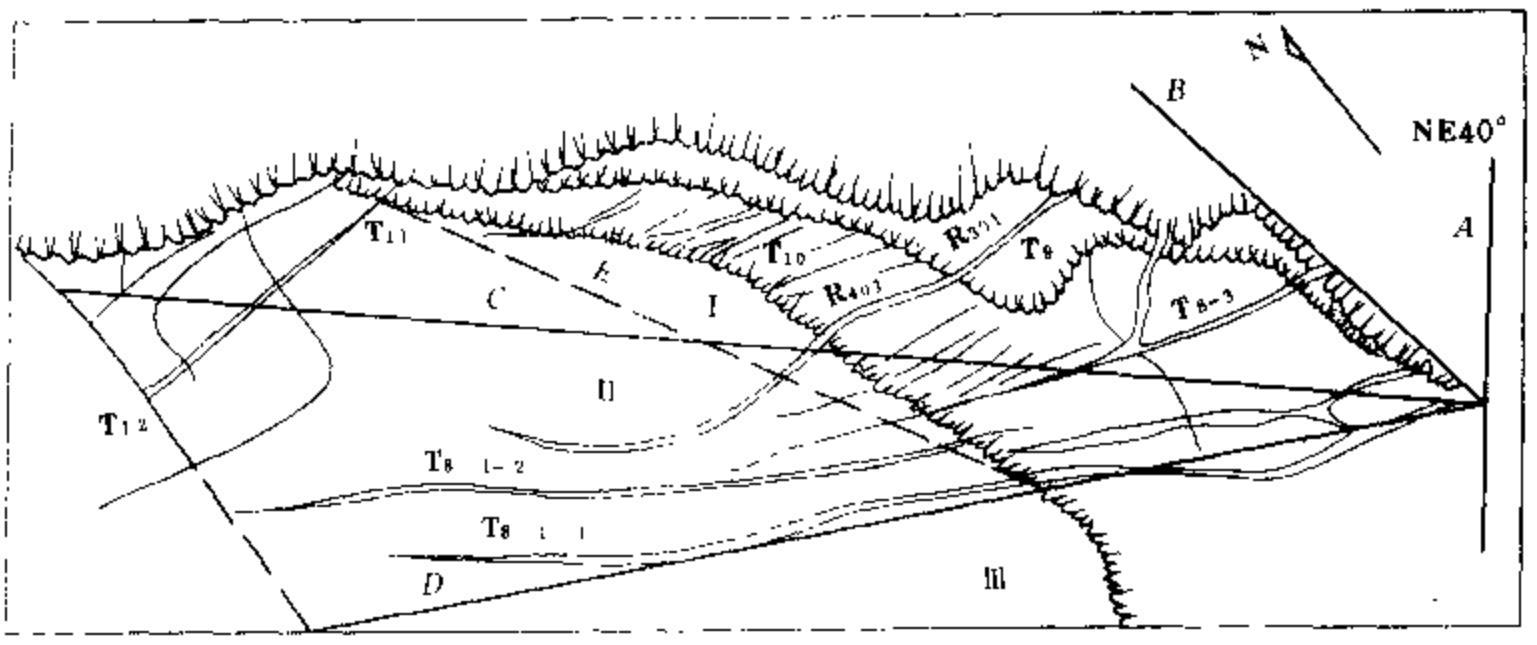


图 8-17 扇形破裂的分区

Ⅰ—开裂发育区；Ⅱ—开裂中等区；Ⅲ—开裂不发育区

Ⅰ区：侧面无支撑，向北的视滑力全靠 R_{001} 的抗滑力维持，当然也可计算沿 R_{201}、R_{203} 等弱面上的视滑力（取不同高度）。这个区的裂缝发育频率和规模也最大，裂缝基本呈东西向展布，反映了临空方向（基本向北）的视滑力作用。滑动、转动与倾覆力矩作用最大。

Ⅱ区：一方面受到底部 R_{001} 抗滑力的作用，另一方面受到核桃背抗力的阻滑作用。从它已破裂来看，它也处于变形发展状态，说明核桃背上沿 T_{12} 的抗滑力是不够的。

Ⅲ区：处于周期断裂状态，目前只出现了 T_{8-0}，若Ⅱ区甚至仅是Ⅰ区加固及时，Ⅲ区可保证不发展。

R_{401} 层面现已大面积裸露，表明 R_{401} 以上岩体已滑崩了相当部分，约相当于现存部分的二分之一。R_{301} 层面以上岩体现在基本完整，只在东端滑崩了一小部分，现存岩体的东部发育了一系列平等裂缝，即 T_{10} 缝群，达 17 条之多。其可见长度一般为 10—30m，宽 0.1m，深 16.2m，切割到 R_{302}，个别深达 R_{202}。开裂区北端对应 T_{11} 缝，表明这部分岩体已拉裂破

坏严重，如不注意排水，即有滑移的可能，它也会危及R_{401}以上岩体。因此，在治理措施上，应把它纳入整个防治体系。

上述证明，视滑力造成的转动作用仍在R_{401}以下岩体中极大地存在，找出视滑力的转动作用点就为加固指明了关键位置。

裂缝群扇形破坏的事实反映了危岩体存在沿T_{12}为支点的平面反时针转动破坏的力矩作用，它起因于东、北两面临空条件下向北的视滑力作用，即东北部（T_{10}缝群）自由度最大的地方。

显然，上述开裂变形机制的分析为选择正确的计算模式和论证整治工程加固体系提供了依据。它也可以证明，前人的工作有可取的一面，即重视了沿R_{001}的滑动破坏，但也有忽略的一面，即未考虑垂直方向的转动---倾覆破坏的危险，也未考虑东端平面反时针转动破坏的事实。为初步设计目的，补充计算必须考虑这两个方面。

从几百年的累积变形来看，按 2mm/a 计算，从 1524 年至 1994 年计 470a 应达 940mm 左右。目前，各裂缝一般宽度在 1m 左右，可以说基本反映了这个事实，但变形过程是蠕动，一开始可能速度快些。

4.5 稳定性计算

鉴于地质灾害体的复杂性和每种计算方法的局限性，严密地计算可能失去意义，简单而可靠的近似分析法却可以基本满足工程加固的要求，问题的关键在于对危岩体破坏机制的正确反映。因此，计算的原则应遵循：①明确反映破坏机制；②既要简化，又要不脱离实际，舍去枝节，抓住主要矛盾；③逻辑清楚、简明；④易于校核。根据破坏机制的分析，在前人工作的基础上，这里主要进行三方面的计算，一是极限平衡计算，二是倾倒力矩系数的计算，三是平面反转力矩作用区的计算。

1）滑移稳定性计算结果

表 8-2 给出了采用平面极限平衡（考虑T_{12}的阻滑作用）方法进行计算的结果。不考虑核桃背作用的情况下，$K=0.901$，岩体是不稳定的；考虑核桃背的作用，$K=1.062$，处于临界稳定；考虑三峡蓄水，$K=1.026$，接近极限状态；在地震或蓄水与地震联合作用下，都会发生整体失稳。因此，治理工程必须从整体稳定性出发予以考虑。

表 8-2 稳定性计算结果

状态	稳定系数 K	备　注
①	0.901	①自重，不考虑核桃背支撑 ②考虑核桃背的作用 ③考虑三峡正常蓄水位 H=175m ④考虑地震
②	1.062	
②+③	1.026	
②+④	0.941	
②+③+④	0.908	

几点说明：

a. T_8-T_{12}缝段体积一般称 250 万 m^3，但也有资料称 200 万 m^3，本计算据多个剖面计算，数值均在 240—260 万 m^3 之间，故取 250 万 m^3；

b. 根据重力坝抗震设计的拟静力法公式 $Q=K_HC_ZFW$，$K_C=K_HC_ZF$，对于超过 70m 高的高坝，$K_H=a/g$，$C_Z=0.25$，$F=1.5$。七度地震时，$K_C=0.042$；

c. 岩体是透水的，三峡正常蓄水位 H=175m，危岩体水下部分按浮容重考虑；

d. 因T_{12}是断裂，C_z值取零。可行性报告取的是构造岩 C 值，不合实际；

e. 因岩体已破裂拉开多年，可认为危岩体内部应力主要由自重引起，采空区顶板水平拉应力计算值在 1.26—1.53MPa 之间（按 $\sigma_t=\mu\gamma h/(1-\mu)$ 估算），除非是应力集中部位，否则不应有超过 2MPa 的值，竖直应力在 3 ~5MPa 之间。

2）倾覆稳定性计算

T_8-T_{12}缝危岩体已开裂，拉开一米到数米，向下尖灭于 R_{401}或其它软层，说明存在向临空（江）方向的倾倒转动。对竖直转动力矩的研究有助于认识危岩体的破坏机制。

（1）T_8-T_{12}块体

取 $L=85m$，$H=155m$，临江视倾角 $\alpha=20°$，地震烈度为七度时，地震系数 $K_C=0.112$

则 $F_1=2.603$　　$F_2=1.841$

（2）T_9-T_{12}块体

取 $L=60m$，$H=150m$，临江视倾角 $\alpha=20°$，$K_C=0.112$

则 $F_1=2.17$　　$F_2=1.554$

可见，在自重或遭受七度地震破坏作用下，F 值都大于 1.5，说明 T_8-T_{12}或 T_9-T_{12}块体均不会直接倾崩入江。但问题在于目前危岩体正在发生蠕变滑移和差异下沉，当滑移到一定程度，就可能出现难以整治的局面。因此，有必要研究极限状态下滑出距（$\triangle L$）与倾角（α）的关系。

（3）极限状态下 ΔL 与 α 的关系

危岩体已开裂，说明目前正在发生角应变，令 $F_3\equiv1$，计算的 $\Delta L-\alpha$ 关系结果见图 8-18。可见，当倾角达真倾角 $\alpha=30°$以上时，发生倾覆的极限滑出距 ΔL 急剧减小。治理不但要防滑，更要防止危岩体北侧差异下沉导致 α 增大。

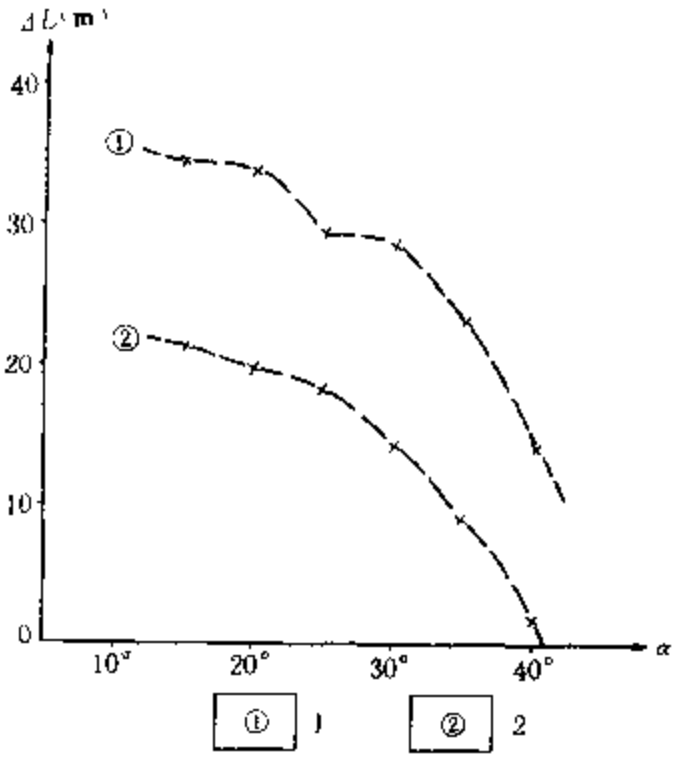


图 8-18　危岩体倾覆的临界滑出距（ΔL）与滑面倾角（α）的关系

1—T_8-T_{12}块体；2—T_9-T_{12}块体

在上述计算中，T_8 以北的危岩体是作为一个刚性整体考虑的。而事实上，岩体已开裂成多块，如 T_{8-1-2}、T_9 等，故计算是偏于安全的。如考虑 T_9 缝等造成分块滑崩机制，高度基本不变，即重心不变，宽度减小，则 $\Delta L=1.6m$ 时，危岩体即出现分块滑崩。T_9 以北滑崩造成 T_8 块体失去前缘支撑，即可能沿 T_{8-1-2}甚至经 T_{8-1-1}滑崩。自然，从 T_{8-1-2}比 T_9 缝规模还大这一事实，自然不能排除从 T_8 发生整体滑崩的可能。

事实上，问题的关键在于位移量、位移速度随时间的变化，这方面尚缺乏可靠的资料。但有一点可以肯定，巨大的危岩体一旦进入加速滑移状态，则在极短时间内 ΔL 即可在达到极限状态。$\alpha\sim\Delta L$ 的关系至少可以说明，危岩体以滑为始，滑移促崩，崩塌为终的滑崩转化机制。

3）扇形破坏的视滑力作用区

根据前述机制分析，有必要计算扇形裂缝区的滑动力矩，给出视滑力转动作用的合力臂位置，为防治平面转动确定加固的关键地点。

（1）理论上的视滑力分析

理论上，沿真倾向方向的下滑力最大，其线密度为 ρ_0，而视倾向上的视滑力线密度 $\rho=\rho_0\cos\theta$，对于完整半空间，则总下滑力有（图 8-19a）

$$F=\int\rho_0\cos\theta d\theta=2\rho_0 \tag{8-9}$$

而 $F=W\sin\alpha$

故
$$\rho_0=(W\sin\alpha)/2 \tag{8-10}$$

对于非完整半空间（图 8-19b）

$$F_A=W\sin\alpha\cdot(\sin\beta-\sin\gamma)/2 \tag{8-11}$$

式中：α——真倾角；

θ——滑面上真倾向与视倾向的夹角

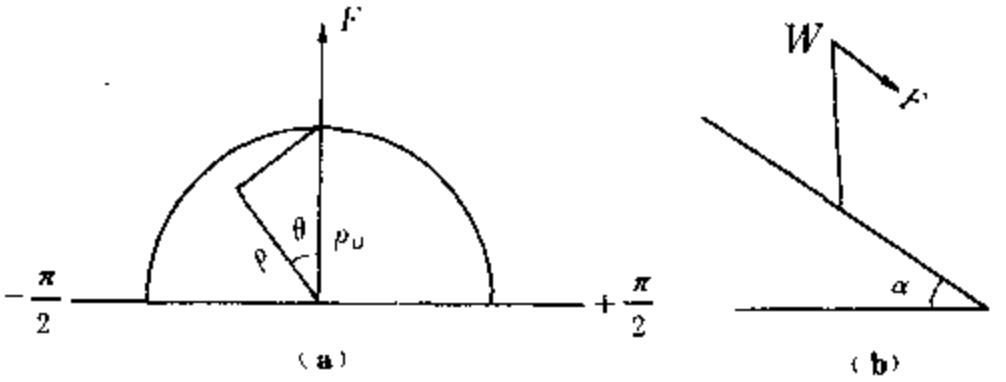


图 8-19　视滑力图解

（2）T_8-T_{12}缝段不规则扇形 I 区的向北（江）方向的视滑力矩作用区

I 区的视滑力（图 8-20）：

$$F=W'\sin\alpha\cdot\cos\theta \tag{8-12}$$

视滑力矩：

$$M=F\cdot L_0 \tag{8-13}$$

取条形元 ΔL，长为 b，b 是 L 的函数，即 $b(L)$，则条形元的视滑力：

$$F_i=W_i\sin\alpha\cos\theta \tag{8-14}$$

相应的总视滑力矩：

$$M=\sin\alpha\cos\theta\sin\theta\sum_{i=1}^{n}W_i\cdot L_i \tag{8-15}$$

由（8-12，14）和（8-15）式，且 $W_i=\gamma\cdot b(L_i)\cdot\Delta L\sin\theta\cdot h=\gamma\cdot\Delta s_i\cdot h$

得出

$$L_0=\{\sin^2\theta\sum_{i=1}^{n}[L_i\cdot b(L_i)\cdot\Delta L]\}/s \tag{8-16}$$

其积分形式为：

$$L_0=[\sin^2\theta\int L\cdot b(L)\,dL]/s \tag{8-17}$$

由于客观地质体的复杂性，$b(L)$ 的形式常不易确定，可根据工程地质图实测 $b(L)$、ΔL 和 L_i，$\theta=50°$，$s=12119m^2$，使用 1∶1000 的底图，计算 L_0。

若取条形元宽 20m，$L_0=154.5m$

若取条形元宽 10m，$L_0=157.7m$

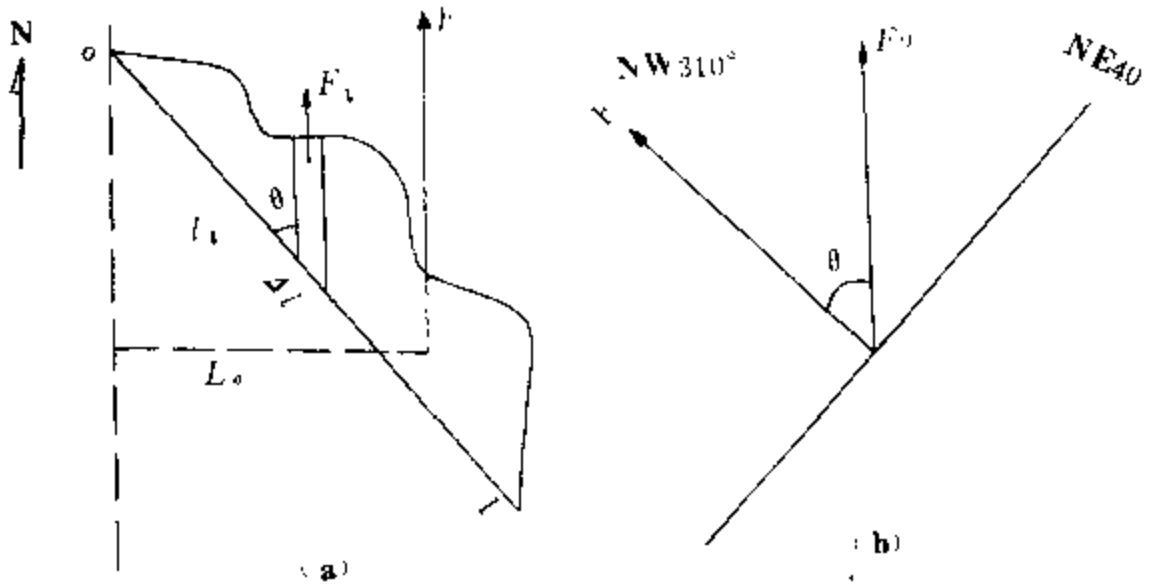


图 8-20　计算图解

考虑地形比例尺及测量误差，L_0 取平均值$\overline{L_0}$=156.1m。由图上可见，它基本对应于 T_9 前缘陡壁上的 T_{10}缝群破裂区，防止平面转动的加固工程应在此附近布置。

在上述计算过程中，危岩体是作为等厚（均为 h）处理的，若考虑到 R_{901}，特别是 R_{402} 以上岩体已滑崩相当部分，实际的 L_0 值应比计算值小，即视滑力的综合作用区比计算值西移，L_0=150m±，恰位于陡壁上的 T_{1}^{1-17}（指第 10 号缝的第 10—17 条）缝群区。这就解释了该处岩体目前非常破裂松动的原因。加固工程的关键点可设在其两侧，以便得到较好的持力效果。

根据上述地质力学分析和计算，可以确定链子崖危岩体防治工程的综合加固体系，即针对关键部位设计防滑、防倾和防转动工程方案。

第九章　人工废弃物的环境危害及地质处置

人工堆积物存放得不适宜，会引起地上型环境工程地质问题，造成地表工程地质环境质量的降低，从而使环境发生恶化。这些人工堆积主要是①矿山采掘（地下或露天）出的废矿矸石堆积；②存放的城市垃圾及工业废料、废渣；③贮存的放射性核废料。此外，地震破坏大范围的建筑物造成的废墟也会使当地的工程地质条件复杂化。

1　废矿矸石堆积

地下或露天采掘出的废矿矸石日渐增多，已达到恶化工程地质环境的程度，不仅污染、破坏了环境，影响正常的生产和生活活动，而且由此产生的滑坡、泥石流常造成财产损失和人身伤亡，应予特别注意。据不完全统计，到1976年底止，我国主要生产矿井煤矸石的堆存量约为8亿多t，占地3.4万亩●；1977年的排矸量为5604.9万t，占地746.6亩（表9-1）。南非、日本、美国、西欧诸国的废矿矸石堆放量也是很大的，且已引起了严重的环境恶化。这些问题主要是：①大量占用耕地；②污染空气；③污染地表水；④污染地下水；⑤形成泥石流、滑坡等。

表9-1　我国各大区煤矸石情况表

（据谭绩文，1987，有简化）

大区名称	1977年排出		1976年底以前堆存	
	数量（万t）	占地（亩）	数量（万t）	占地（亩）
东北区	1295.4		33778.8	16021.3
华北区	1750.2		15878.5	3890.9
中南区	841.96	428.29	4918.37	3341.58
西北区	267.9	4	3992.2	23
西南区	577.1	10.6	6687.53	2146
华东区	1052.7	303.8	15408.39	8776.32
全国总计	5604.9	746.69	80463.8	34199.1

1.1　矿业城市煤矸石的环境污染

矿业城市煤矸石的露天堆放导致地下水、土壤及空气的污染。

1）煤矸石的物理化学特性

煤矸石中含有大量的有机成分，同时富含金属、碱土金属和硫化物等，是无机盐类污染源，可通过大气降水淋滤外泄而污染环境。

● 1亩＝1市亩≈666.7m²

由于从地下到地表所处环境的急剧变化，煤矸石易于风化，且有机成分容易发生自燃，温度可达 600℃，从而加剧风化作用，风化又促进了可溶性成分的溶解，使其形成污染源。

2）地下水污染

大气降水渗入矸石堆后，少量直接渗入矸石堆地下，大部分形成溢流水，向地势低洼处积聚排泄。大量可溶性无机盐溶解于水中直接入渗补给地下水，造成矸石山周围地下水污染。地下水呈现高矿化度、高硬度，硫酸盐、钠离子含量普遍高于地区背景值。

在我国抚顺煤田，市区堆积的一座座矸石山占地面积达 22.4km²，为市区面积的 8.1%，并继续以每年约 200 万 t 的排放量增加（图 9-1）。在其西舍场，5 处溢流泉年均溢流量达 $1.18\times10^6m^3$。由于矸石自燃，使溢流泉水温度达 30—50℃，长年不冻。溢流泉不仅流量大，且含盐量高，水化学类型以 Na_2SO_4 型为主。在监测的 24 个井点中，有 80%以上的井水属于硬水，硬度最高值达 83.08 德国度，超过背景值 5.4 倍；80%以上的井水矿化度均超背景值，最高值达 5200mg·L，超背景值 10.41 倍，是比较特殊的地下水污染类型。

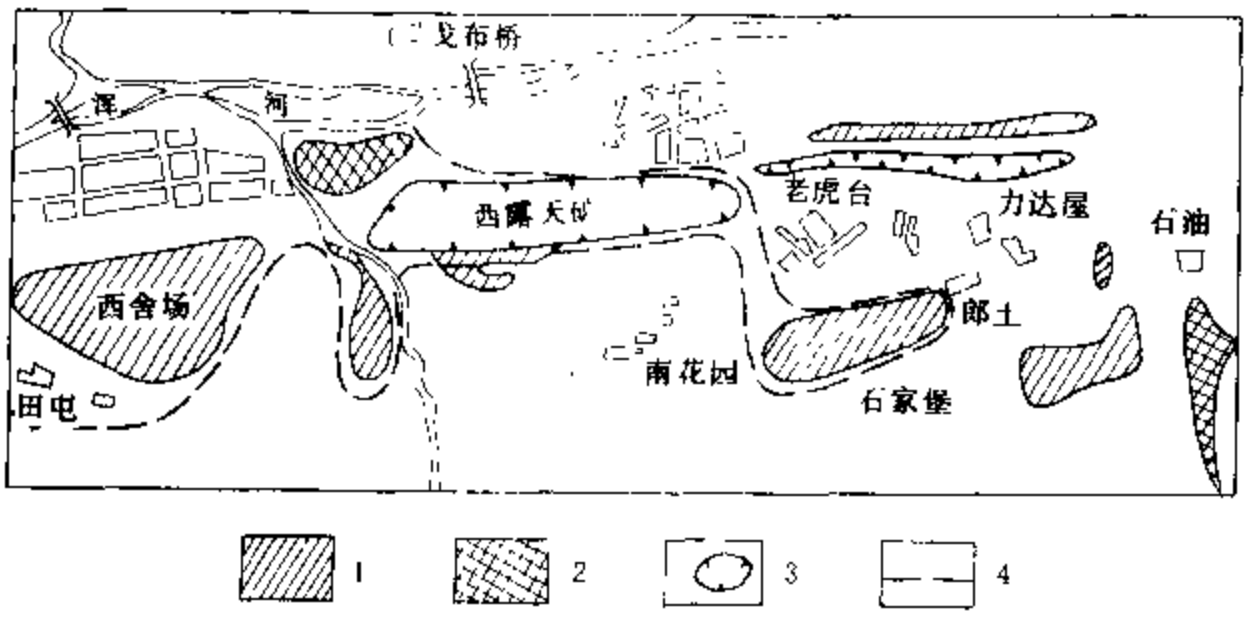


图 9-1　抚顺地区矸石山分布图

（据李兰，1992）

1—煤矸石；2—燃烧矸石山；3—露天矿坑；4—地下水重度污染区界线

3）土壤与大气污染

煤矸石溢流水污染使土壤盐分升高而导致盐碱化，土壤含盐量高于农作物的耐盐临界浓度，作物生长发育受到严重抑制，甚至导致部分上地弃耕。

空气污染主要源自煤矸石的自燃．尤其在高温季节，产生大量有害气体，如 H_2S、SO_2、CO_2 等，使周围地区常常尘雾蒙蒙，邻近居民上呼吸道疾病的发病率显著高于对照区。

1.2　回填煤矸石引起的地基危害

煤矸石回填，形成特殊的人工填土。由于这种土的主要成分是含煤的油母页岩、未燃烧的碳质页岩、碎煤粉以及灰岩、砂、泥岩等碎块，矸石自燃导致其物理性质（含水量、容重、密度等）和化学性质经常处于变化之中，致使此类填土上的建筑物地基产生不均匀沉降，建筑物随之发生变形破坏。例如，抚顺石油二厂东部仓库人工回填煤矸石范围达 $3.4\times10^4m^2$，平均厚度 16m；发生自燃的面积达 $1.04\times10^4m^2$，燃烧厚度 6—7m，燃烧深度 6m 左右，燃烧温度 50—60℃。因此，厂区地基与建筑物受到极大威胁，该厂每年用于改建和加固该类建筑物的费用高达百万元。

1.3 煤矸石堆放引起的灾害

煤矸石堆放引起的动力灾害会破坏环境。煤的自燃、硫的蒸发等也会削弱堆积物的稳定性，从而发生破坏性滑坡、泥石流。

英国南威尔士阿别尔方（Aber fan）、克列格依基佛村（Craigy-Dyffryn）和阿尔比昂（Albion）三地的煤矸石堆都曾发生过滑坡或泥石流。

阿别尔方是塔夫（Taff）河边的一个村庄，它是现已有 200a 工业历史的麦其尔奈德维尔（Merthyr Tydfil）市的南卫星城。1966 年，阿别尔方村庄上方陡坡上发生了大规模煤矸石堆滑坡。矸石是从河谷下的麦其维伊尔矿中采掘出来的。这座高达 200 英尺（约 68m）、主要部分标高在 800 英尺（约 246m）以上的 7 号矸石堆滑坡，发生在 1966 年 10 月 21 日。滑坡发生时，约占整体三分之一的滑坡体达 14 万立方码（合 107000m³）矸石，以 10—20 英里/h（16—32km/h）的速度滑动，一直波及到村庄。滑落的矸石吞没了当地的学校、民房，造成了 116 名儿童和不列颠岛 28 名成年人的死亡。这次灾难不仅影响到威尔士的居民，还影响到其它一些国家（图 9-2），以至引起社会性纠纷。

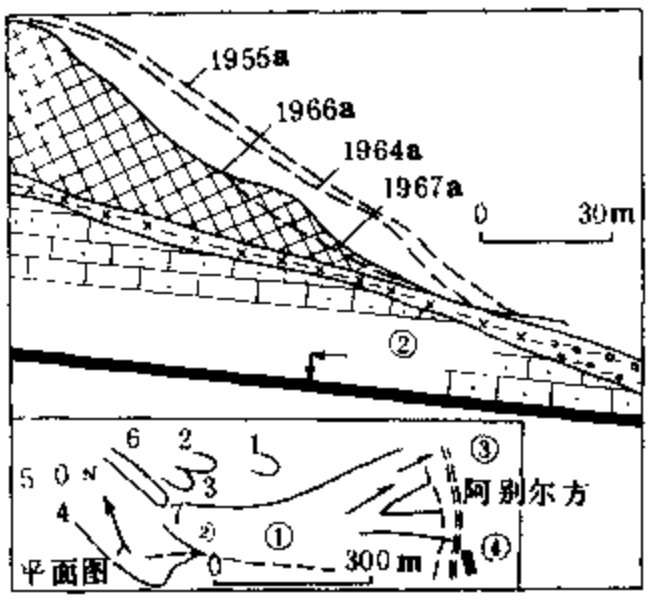


图 9-2 英国南威尔士阿尔别方 7 号煤矸石堆剖面

（据 T. G. C. Anderson et al.）

1—煤矸石堆；2—残积物；3—漂砾土；4—具有裂隙的平南组砂岩（裂隙带由陡坡上滑动引起，宽达 1.2m）；5—煤层；6—滑坡相应年代的剖面；7—排水沟；

①—滑坡体；②—泉；③—废弃的铁路；④—学校

（图中的数字为煤矸石堆编号）

在法庭调查中，英国政府派出的专家组提出了比较系统的意见，认为造成煤矸石堆失稳的因素很多，但主要因素是地下水、煤矸石堆的形状和抗剪强度的改变等。地面沉降的出现与地裂缝的渗透条件有重要关系，连续观测钻孔中承压水位的变化说明了这一点。残煤的缓慢自燃能够影响煤矸石堆的形状，如焙烧过的页岩很脆，表面很快就会风化。自燃的另一个效应是加速干缩裂隙扩展。

目前，对废矿矸石的处理方法尚不完善，限于技术和经济条件，也未实现广泛处理，仅是少量地利用其作为建材原料，或使其复填矿坑美化环境，或复田等。

2 城市垃圾存放与处理

城市垃圾主要是指生活垃圾和工业“三废”，即废料、废渣与废液。另外也要考虑地震及拆除旧房而堆积的废墟。

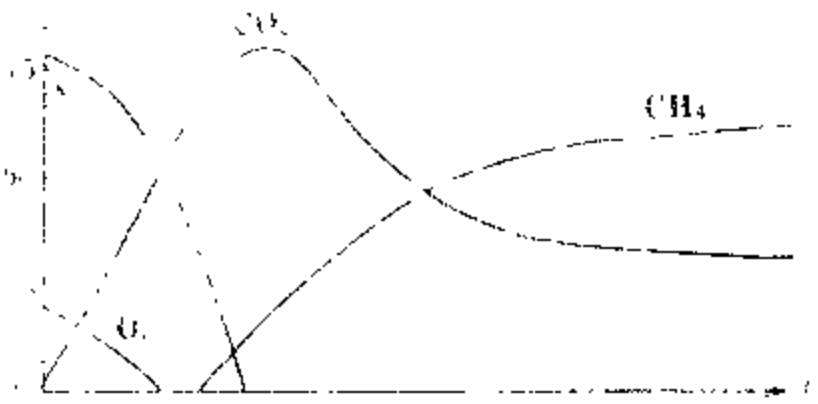
工业“三废”处理，在一定程度上已受到重视，尤其是在解决城市环境和地下水污染方面，曾进行过较多的监测工作。

2.1 垃圾的成分

随着城市化的发展，城市生活垃圾剧增。1989年，全国城市垃圾量达12660t，比十年前增加了一倍，且正以每年10%的速度递增。城市垃圾的成分与居民的生活水平、生活习惯和社会发达程度有关。例如，我国大城市垃圾主要成分为：煤灰占56%，蔬菜及易腐烂物质占38%，可燃物占5%；而中小城市垃圾的主要成分为：煤灰占78%，蔬菜及易腐烂物质占17%，可燃物占5%。美国城市垃圾的组成成分大致为：废纸50%，废食品12%，金属9%，玻璃9%，碎布7%，其它废物13%（包括塑料、木头、橡胶等）（Coates，1981）。

2.2 垃圾填埋场的化学反应

垃圾中化学反应的研究是环境[illegible]对管制定的基础。在填埋场中，废物在微生物的作用下发生降解作甲，它[illegible]分为[illegible]个阶段：好氧阶段、厌氧阶段、厌氧甲烷不[illegible]稳定阶段和厌氧甲烷稳定阶段（图[illegible]）



图[illegible]3 典生填埋中生物降解作用生成的气体

好氧阶段始于垃圾堆放初期，[illegible]垃圾中的好氧菌参与有机废物的分解作用，[illegible]速度很快，出现高温度值，并产生大量[illegible]化碳和水。好氧阶段一般可持续几星期。

在厌氧阶段，垃圾中的氧已在第一阶段[illegible]迅速消耗掉，二氧化碳大量产生，[illegible]箱后（大约在垃圾堆放后的11—[illegible]d之间）[illegible]的产生氢气，氢气开始大幅度下降，甲烷浓度开始增加，二氧化碳浓度开始减少，即进入厌氧甲烷不稳定阶段。约经过半年到一年半时间，填埋场中的生物作用进入厌氧甲烷稳定阶段。

大多数卫生填埋场的厌氧甲烷稳定阶段可持续多年之久，其时间长短主要取决于垃圾成分、气候条件、填埋深度和土壤类型等。在此阶段，甲烷含量大约为50%—[illegible]%，二氧化碳大约为40%—50%。

化学反应的速度与填埋场内垃圾的温度、pH值、湿度、缺氧程度、垃圾成分和核废物有关。具体可分为以下几方面：a. 厌氧分解的适宜温度为20—40℃；b. 缺氧状态取决于覆盖层封闭严密程度和埋深；c. 最佳pH值为6.5—7，垃圾渗液的pH值为6—8；d. 厌氧分解的最佳湿度为60%（但这种湿度会产生渗液），最低湿度为20%；e. 营养成分（尤其是氮）是细菌活动所必不可少的；f. 有毒物质阻碍厌氧分解，最好阻止毒性废物进入填埋场。

2.3 填埋场中有害物质的环境污染

虽然垃圾成分、垃圾消化阶段及其场地地质环境条件不尽相同，但填埋场不可能与外界隔绝，渗出液仍然会对地下水、土壤和[illegible]气造成污染。渗出液的产生有以下途径：a. 垃圾填埋期间或封场后地表径流淹没；b. 大气降水入渗补给；c. 垃圾直接受到地下水的浸泡；d. 为有效压实垃圾而人为的洒水。

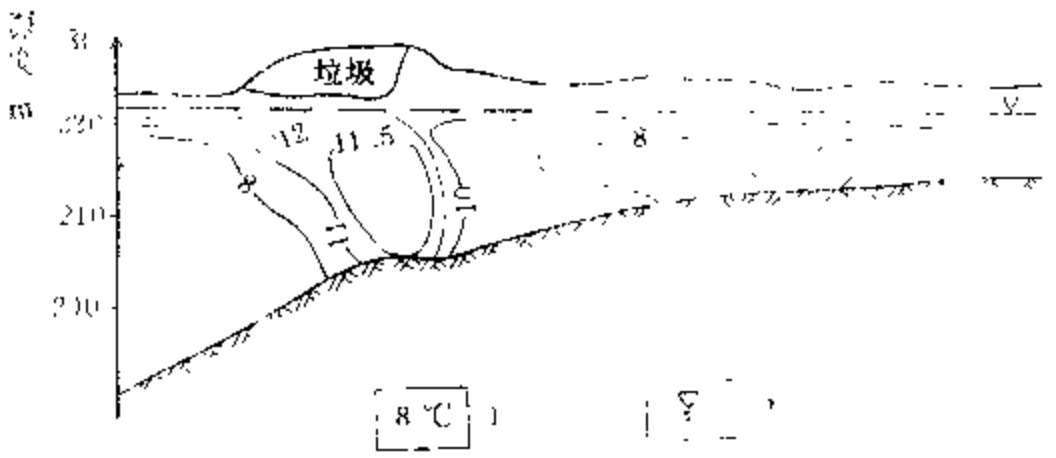


图 9-4　垃圾场地温度（[illegible]）

（据林学钰，1[illegible]

1—温度；2—地下[illegible]

1）废液对地下水及土壤的污染

不同土质条件下，填埋场中废液与地下水的相互作用方式是不同的，同时又受到地下水位的控制。当地下水位高于填埋场底部时，垃圾中的有害物质被地下径流渗入溶解并带走；当地下径流至排泄区，并储集于地下储水构造中时，该储积水被污染；当地下径流排泄补给地表水时，地表水被污染。

不同性质的土体对地下水渗流运动的控制作用不同，也就控制了有害物质对环境的污染程度。如填埋场边界为封闭完好的页岩或粘土质岩类时，由于其吸附性好，隔水或弱透水，地下水或大气降水渗透及径流非常缓慢，垃圾渗流液很少或扩散缓慢，则其污染的范围小，程度低。如填埋场边界为渗透性强的砂土或粉砂土，地下径流较强，大气降水入渗作用强，垃圾渗流液扩展较快，污染范围广、程度高，并且易污染深部循环的地下水。

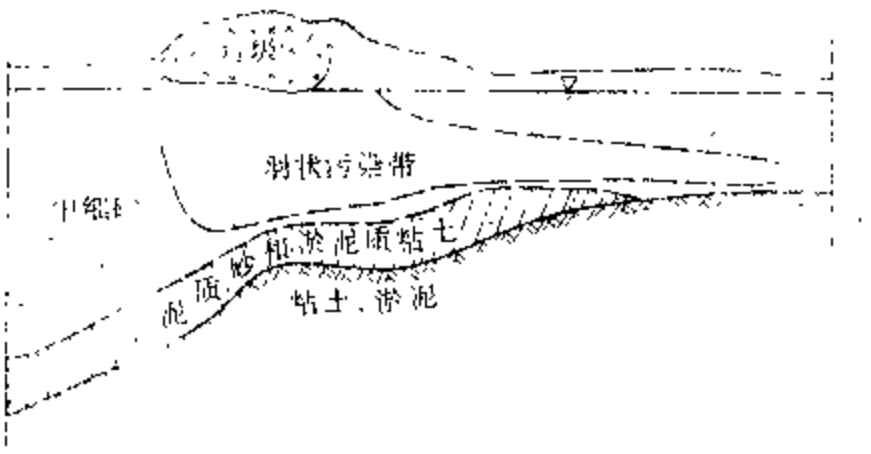


图 9-[illegible]　加拿大多伦多西北部布顿垃圾场的水文地质剖面图

（据林学钰，1985）

沿着地下水的流向，垃圾渗流液呈放射状衰减（图 9-4、9-5）。

垃圾对土壤的污染主要表现为：大气降水及地下水径流的淋滤作用使垃圾中的易溶有害成分渗入土壤之中，使土壤[illegible]质恶化，危害农作物生长。

2）垃圾成灾

垃圾流还可造成突发灾害，如 1993 年 7 月，萨尔瓦多的露天堆放垃圾因暴雨而发生垃圾流灾害，造成财产损失和人员伤亡。

2.[illegible]　垃圾填埋场的设计与场地选择

国外处理城市垃圾的方法有填埋法、堆肥法和焚烧法。其中，填埋法较为经济。[illegible]成本是堆肥法的三分之一、是焚烧法的十分之一。根据我国的垃圾成分及经济实力，选择填埋法较为适宜。

1）填埋场的设计

据美国土木工程协会（ASCE）的定义（1959），卫生土地填埋是一种对公众健康或安全不产生妨碍和危害的垃圾处置方法。它采用的工程原理是将垃圾限制在尽可能小的区域内，压实到尽可能小的体积，分层处置，每层垃圾后用土料覆盖。每日运到填埋场的废物在一定范围内分层机械碾压填实，并以土料覆盖（此称日覆层），其间构成一个填筑单元，即日单元。高度相同、互相衔接的一系列日单元，再用土料连续覆盖（称中间盖层），构成

一个升层(图 9-6)。为便于排放废气和抽取废液，尚可设置排气孔、排放层等。

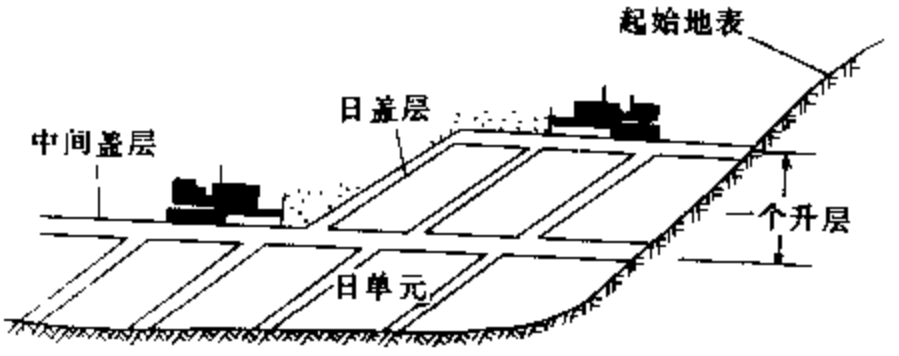


图 9-6　卫生填埋场的结构

据美国环境保护署（EPA）的要求(1984)，日盖层、中间盖层及最终盖层要由适宜的土料构成，压实后的最大厚度分别为 6 英寸（15.2cm）、1 英尺(0.3m)和 2 英尺(0.61m)。对日盖层土质要求较低，最终盖层则应满足：

(1) 渗透性差，不透水层，渗透系数 $K<1\times10^{-5}$cm/s；

(2) 密度高，强度低；

(3) 耐久性好，可抵抗侵蚀、干裂、冻融体积变化等。

为满足最终盖层的要求，常使用添加剂，如水泥、石灰、沥青、分散剂、抗冻减胀剂等。

另外，对底部垫层（障碍层）也要求较高，一般由滤砂层、砾石排水层、合成薄膜隔水层和粘土隔水层等多层组成（Bell & Wilson，1988）。

2）选址的地质要求

不论工程处置多么严密，实现完全隔绝是困难的。一旦造成污染，诸如地下水等的恢复通常需要很长（长达几十年）的时间。因此，天然地质条件是第一位的，严格的岩土工程设计只是对天然地质条件的改良。

以下是美国在选址方面要求考虑的环境地质因素，可供我国进行垃圾场选址工作时参考：

(1) 尽可能靠近生产厂，避开风景区、文物古迹、野生动物保护区，宜选在人口密度低的城市外围地区。

(2) 地表水流域面积小，在 100a 一遇的洪水泛滥区以外。

(3) 侵蚀、滑坡、崩塌、泥石流等地质灾害最少。

(4) 排除下列地区：活动性断层带，有关规章限定的洪水路线，海岸高灾害区，低洼的湿地；“专用水源含水层”补给区等。

(5) 处置场底部在历史最高地下水位以上 1.5m。

(6) 距任何地表水体距离在 200 英尺（61m）以上。

(7) 距任何水井的距离在 1000 英尺（305m）以上。

上述是一般规则，有的州（如北卡罗来纳州）规定，垃圾处置场应在 500a 一遇的洪泛区之外，远离水源地至少 500m。

我国在这方面的工作刚刚开始，应特别注意场址天然地质条件的研究。在这方面是有反面先例的。如美国纽约州的胡克化学公司设在腊芙运河的有害废物处置场，因 1978 年洪水淹没，造成极为严重的地下水污染。我国锦州铁合金厂 50 年代开始露天堆放的铬渣，造成二十多平方公里水体六价铬污染。因此，要完善监督，实施环境立法，开展我国垃圾污染现状的调查，重视处置场的地质论证和比选，并加强公众的环境保护意识。

2.5 新进展——垃圾发电

利用垃圾发电已成为处理城市垃圾的一种有利可图，对环境又无害的有效途径。据研究，3t 城市固体垃圾含有的能量相当于 1t 煤。

英国第一座垃圾发电厂已开始运行。在伦敦市中心，高达 100m 的烟囱竟然不冒烟，且未留下烟灰微粒和被烟熏黑的痕迹。

垃圾在低温燃烧状态下会产生有毒气体，而高温充分燃烧是减少毒气的好办法。垃圾在焚烧炉里使用柴油点火，之后就依靠泵入热气维持垃圾燃烧，温度保持在 1000℃。使用垃圾发电是因为卫生填埋越来越困难，土地越来越紧张，处理费用越来越高。英国的实践证明，垃圾发电，既处理了垃圾，又发了电；同时，还可利用燃烧后的灰烬回收金属。1992 年初伦敦建厂后，每年燃烧 42 万 t 垃圾，发电能力为 35MW；同时，还可向 7500 个家庭提供热水。

3 放射性核废物的工程地质处置

放射性核废物主要来源于核设施。其中，核能电站产生的放射性废物是主要的。核电的优点是能量密度大，稳定性好，燃料运输量少，综合经济效益好，对环境几乎不产生污染。据国际原子能机构的统计，截止 1990 年 12 月 31 日，全世界有 28 个国家拥有核电设施。其中，正在运行的核电机组有 423 台，净装机总容量为 325873MW；正在建造的核电机组有 83 台，净装机总容量为 65760MW。据统计，截止到 1991 年 5 月，全世界有 52 个国家共有 325 座核反应堆。因此，核废物处置场址的选择与核电站场址的选择一样，已成为迫切需要解决的问题。

3.1 核废物及其对环境的潜在危害

核废物主要类型有乏燃料、超铀废物、处理后的高放射性废物、中低放射性废物、已退役的核设施废物、铀选矿厂尾渣及气体放射性废物。国际原子能机构根据放射性强度将核废物划分为低、中、高放射性废物三类。三者的划分标准分别为$<10^{-5}$Ci/L、$10^{-5}\cdot 10^{-2}$ Ci/L 及$\geqslant 10^{-2}$Ci/L，其温度分别可达 0°、50°和 200℃以上。随着核能消耗量的迅速增加，核废物也急剧增加。表 9-2 为各国高放核废物贮存量概况。

根据表 9-2 资料，到 2000 年，估计全球放射性废物中的乏燃料就有 257700t；到 2020 年，仅美国放射性废物的数量将达 6—11 万 t。

核废物具不同程度的放射性，并产生热量，对生物圈的威胁严重，可使人类及动物致死、损伤肌体、致癌或引起遗传缺陷，且长寿命放射性核素对生物圈环境的潜在危害可长达数千年甚至数万年之久。一般，中低放废物要求 300—500a 的安全期，而半衰期长的放射性核废物，要求至少 10000a 的安全期。在安全期内，核废物中的核素逐渐衰减到人类可以接受的限度以内。因此，核废物处置工程是否永久、安全、可靠，关系到能否保护生物圈环境免遭核污染的威胁。

目前，已有核废物处置对环境效应的争议。如美国已关闭了三个核废物处置场地。肯塔基州马克西弗兰茨场地子 1963 年开放，由于年降水量大和覆盖层下沉，地沟内积聚大量

表 9-2　各国高放核废物贮存[1]

（据徐国庆，1992）

美国	总量和 1984 年的贮存量	放射性	到 2000 年估计总贮存量	放射性
乏燃料	11700t ($5300m^3$)	503×10^{15}MBq	41600t ($18700m^3$)	135.0×10^{15}MBq
处理后废物	$370000m^3$	4.8×10^{15}MBq	$327000m^3$	5.6×10^{15}MBq
到 2000 年估计乏燃料总量超过 1000t 的国家有：				
阿根廷	5800	德国东部	2100	南非	1200
比利时	3000	德国西部*	11000	西班牙*	5100
保加利亚	2500	匈牙利	1400	瑞典	500
加拿大	28000	印度	5000	瑞士	2000
中国大陆	1300	意大利	3700	中国台湾	2600
捷克、斯洛伐克	3800	日本*	21000	美国*	38000
芬兰	1400	南朝鲜	1400	原苏联*	12600
法国*	37000	罗马尼亚	8200		

*：表示这些国家的乏燃料可能小于表中所列之数，因部分乏燃料经后处理和玻璃固化。

水，使放射性核素连续浸出，地下 5—8m 的薄层砂岩内有浓度很高的放射性核素。于 1970 年关闭。纽约州西谷场地于 1963 年开放，由于降水量大和地沟覆盖层完整性出了问题，发生浴缸式泄漏，放射性核素浸出，于 1975 年关闭。伊利诺斯州谢菲尔德场地于 1967 年开放，在其监测取样的 97 口水井中，因检验出 8 口水井水中有氚污染，于 1978 年关闭。独联体国家核废物污染状况更加突出。据联合国开发计划署 1993 年 11 月的一份报告，独联体国家的放射性污染已达到创记录的水平。乌克兰将核废物倒进河里，波罗的海各共和国把放射性废物直接倒进波罗的海，西伯利亚的工厂排出的大量放射性废料正在污染里海，俄罗斯已堆积 $2.0\times10^4m^3$ 的废物，达到了限度，再增加就会有危险。核废物的海洋处置也已导致公众极大的担心，认为人类对海洋沉积物的特征和各种深海作用的知识是有限的，如果放射性核素由于某种原因泄漏了，就有可能通过海洋食物链返回，影响人类。1993 年 10 月，俄罗斯向日本海公海域倾倒了约 900t 低浓度放射性废物，在距废弃物 15m 处的大气中检测到了高于通常 10—7 倍的辐射剂量，引起各国的关注，尤其是日本政府作出强烈反应。同年 11 月 12 日，伦敦公约 37 个成员国在伦敦投票赞成全面禁止在海洋上倾倒核废料。瑞典则在 1980 年就通过公民投票决定，核电计划限于其在沿海的 12 个核电站，它们应在 2010 年停止运用。

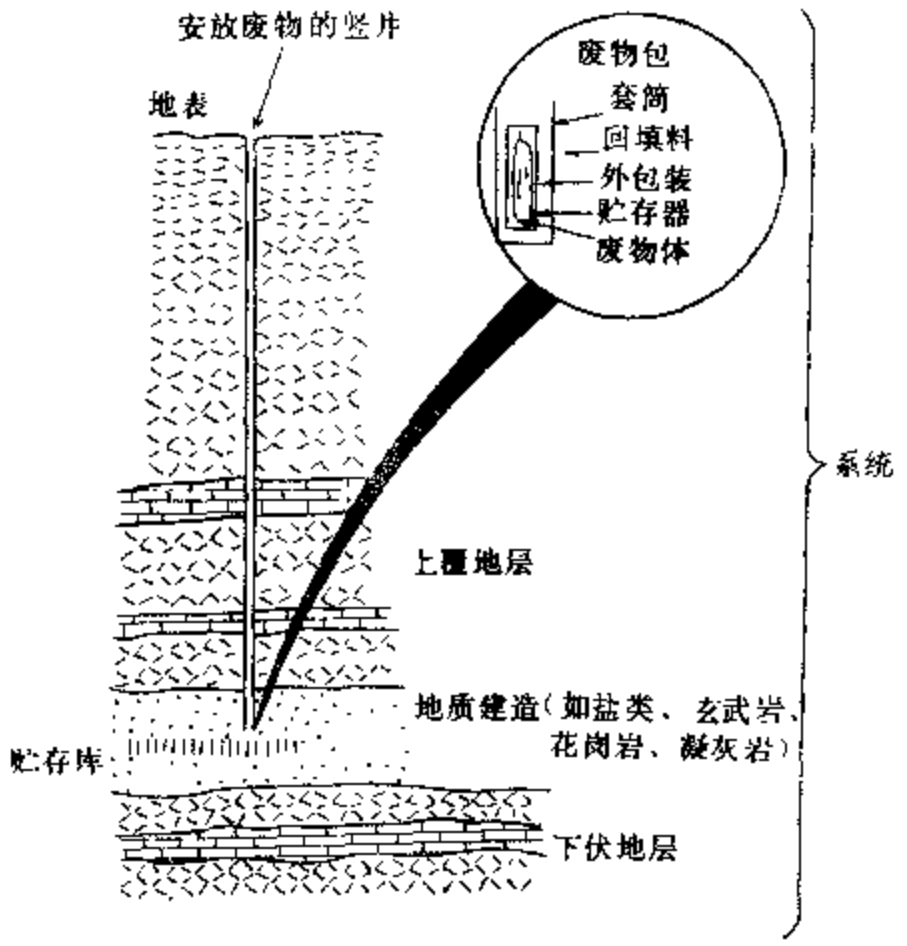


图 9-7　理想的核废物地质隔离系统概略剖面

（资料来源于能源部，1982 年修改）

可见核废物处置已成为当今（ ）有核电的国家正在为核废物处置进行更为深入的研究。

3.2 核废物的处置方法

核废物处置可分为非地质处置与地质处置两种方式。非地质处置有核素嬗变和宇宙处置。地质处置是指将核废物置于由技术系统（废物包装、密封材料）、岩石力学系统（钻孔、矿坑、竖井）和地质系统（水文地质、构造）组成的多重屏蔽系统贮存库内，使核废物在其安全期内完全与生物圈环境隔离（图 9-7 为理想的核废物地质隔离系统概略剖面。

地质处置包括海洋处置、海岛处置、陆地处置、冰盖处置和岩石熔化处置（表 9-3）

表 9-3 核废物处置类型概况

处置类型			概况简述
非地质处置	核素嬗变		通过中子或其它高能量质子的轰击或通过辐射使一种核素转变成另一种核素，只有美国做过少量研究工作
	宇宙处置		把核废物从地球运送到遥远的空间，送到太阳或太阳轨道。只有美国作过可行性研究
地质处置	海洋投弃		把废物直接或容器存放在海洋中，美国、英国、比利时、瑞士、法国、意大利、瑞典等国曾计划过这种投弃，自 1972 年伦敦倾倒公约后，该方案被抵制，目前实际不予实施
	海洋处置	滨海基岩中暗竖井-坑道处置	瑞典曾在 Forsmark 核电站附近，在波罗的海海底下面 600m 处的花岗片麻岩中，用暗井-坑道处置系统处置中、低放废物
		海床处置	把废物罐装放在海洋沉积物中，一般处置在海深 5000m 处，有关各国均在做此方案的可行性研究
	海岛处置		把废物堆放在深部稳定的岩石中，海水可起稀释核素的屏蔽作用，芬兰为 Lovisa 处置场就建在 Hastholmen 岛上
	地表或近地表处置	壕沟处置	处置中、低放废物，美捷克斯洛伐克 Dukovancy、Mochovce 和法国的 Manche 采用此方案
		近地表处置	在离地表一定深度开掘水平坑道，处置中、低放废物，加拿大在冰积物和粘土质土壤中，瑞士在硬石膏、泥灰岩和片麻岩建造中建造了这类处置系统
	地下深部处置	竖井-坑道处置	地质条件适宜地区，由地表打竖井到深部，然后由竖井底部打水平坑道。废物罐，有的堆放在坑道中，有的堆放在由坑道底板打下去的盲竖井中或钻孔中，主要处置中放废物，如德国的 Asse（旧盐矿）和 Konrad（相铁矿）
		钻孔处置 大口径钻孔处置	将废物包装罐堆放在大口径钻孔中，美国、意大利、瑞士对该方案研究较深入
		钻孔处置 水力压裂法	借用油气开采和钻孔中地应力测量技术，在地下 500—1000m 深度内，用高压水使围岩产生裂隙，将高放废物蒸发浓缩，与粘土、水泥和其它添加物混合成灰浆，用高压泵注入到钻孔中，使其沿裂隙面扩散，稍后即与围岩固结在一起。以后每隔 3.3m 将套管开槽后再行注入，由注入孔向外还设有观察孔和监测孔，以观察灰浆注入范围和监测核素逸散情况。美国橡树岭国家实验室于 1959 年处置超铀废物时首用此法
		钻孔处置 石油深井注入法	利用已开采完油气的深井，把高放废液用高压泵从油井或气井中注入。注入的废液充填原含油气的空间，目前该法还未进入实用阶段
		竖井-坑道-大口径钻孔联合处置	在竖井-坑道的处置方案上加大口径钻孔处置，或在深部的坑道中加上大口径钻孔处置，美国、德国、丹麦对此方案进行了一系列研究

续表

处置类型		概况简述
地质处置	冰盖处置	①把废物罐放在浅孔中，由废物自身产生的热把冰融化，直至废物罐沉至冰盖底部 ②用锚索把废物罐悬挂在一定深度的冰盖中，可回取 ③把废物罐放在地表贮存室中，冰被渐渐融化，废物进入冰盖中从长远看，由于冰盖处置方法对人类仍有危害，比地下深部处置的成本也高，故仅美国做了很少的工作
	岩石熔化处置	把高放和超铀废物（废液或泥浆）直接投入地下洞穴里，液体随后蒸发，残留的核废物所产生的热引起周围岩石的熔化和核废物的分解，最后与熔浆均一混合。约经历 10000a 后，熔浆固结成岩，废物被岩石包容。该方案对半衰期较长的核素尚可考虑，但不能处置未经后处理的辐射燃料和包壳废物等

3.3 核废物处置场地的选择

1）选择标准

核废物处置的首要工作是处置场地的选择，选择场地必须有一套相应的规范准则。然而拥有核能国家的具体条件不同，其选择标准也就不尽相同。国际原子能机构于 1982 年发表了核废物深部地质处置库选址要考虑的一些因素（表 9-4）。欧共体国家依据其专家推荐的高放废物处置库的选址标准（表 9-5），具体制定了适应自己国家国情的选址规范。美国核废物处置库选址工作进行得较早，其选址标准也制订得较早，较为详细。主要考虑因素

表 9-4 深部地质处置库选址影响因素

①地形
②大地构造和地震
③地下条件
　处置地段深度
　岩石特征，岩层的厚度、展布、连续性、
　均匀性和纯度
　上覆层、下伏层和侧翼岩层的性质和展布
④地质构造
　倾向或倾斜
　断裂与节理
　底劈作用
⑤围岩的物理和化学性质
　渗透率、孔隙率、溶解度和分散性
　气液包裹体
　岩石的力学和塑性特点
　区域和当地的热梯度
　热机和热水力反应
　热导和比热
　吸附容量
　水矿化度
　辐射效应
⑥水文和水文地质：
　地表水的产状、形式和容量
　地下水的产状、容量和化学成分
⑦未来的自然事件
　水文变化
　抬升和下沉
　地震
　岩浆的侵入作用和断裂作用
　气候变化
　地形变化
⑧地质和工程的简略条件
　场地地区和缓冲地段
　已有钻孔和山地工程
　勘探钻井、竖井、平巷和土方工程
　废石处置
　废物运输
　处置库的设计与施工
　处置库运行的安全性和稳定性
⑨社会条件
　潜在资源
　土地价值和利用
　居民分布
　土地的管辖和权利
　交通和服务设施
　其它环境影响
　公众的态度

有场地规模、水文地质、地球化学、地质特征、构造环境、人类活动、地表特征、环境因素及潜在的社会经济影响等。

表 9-5　欧共体推荐的高放废物处置库的选址标准

（据金远新，1992）

标准类型	标　　准	限　制　值	注　　释
岩石的物理化学性质	离子吸附能力	高	
	热行为	高	数值取决于岩石特性
	渗透性	低	
	地质力学特性	好	好的力学性质，高塑性
	溶解性	数值取决于岩石特性	
岩　　层	厚度		
	盐岩	＞200m	
	粘土岩	＞100m	
	结晶岩	≥500m	
	均一性和连续性	越高越好	很少或没有裂隙 很少或没有相变
	地表	取决于岩石特性	
	岩层最低埋深	200—300m	
地质状态	地下水运动	非常缓慢	远离水源
	上覆岩石的吸附特性	高	
	地热状态	没有强的正异常	异常高
	地震烈度	小于Ⅵ度	
	构造活动	构造简单，缓慢活动	

总之，核废物处置，无论是浅层掩埋，还是深层贮存，其处置场地选址一般都需要综合考虑以下因素：

（1）区域地壳稳定性：应选择相对稳定地带，远离活动断裂、地震和火山活动区；

（2）岩层（或岩体）完整性：厚度稳定，工程地质性质优良，裂隙节理少，抗热变性强，阻滞核素迁移能力强；

（3）水文地质条件适宜：浅埋处置时，要求地下水位埋藏深，饱气带渗透性弱；深层处置场，则要求无导水断层，弱透水或不透水，地下水径流微弱、缓慢，地下水补给量少，水质少腐蚀性；

（4）地表水体少，径流少且动态稳定，侵蚀作用微弱，无洪水泛滥淹没场地的可能性；

（5）气候干旱少雨，强蒸发；

（6）易于保护生物圈，不因场地危及自然保护区或珍稀动、植物群，在一定时期内不影响人类；

（7）人口稀疏，远离大、中城市人口稠密区；

（8）可利用的自然资源较少，远离人类活动区（如建筑、农业、采矿、旅游等）；

（9）交通相对方便，新建专用运输线易于施工，利于修建处置设施和运输核废物；

（10）易于解决法律及土地所有权问题，还应考虑各级政府与公众舆论的因素。

3.3 处置场地主岩类型及性质

处置场地主岩的岩性、工程地质性质、水文地质性质、岩石和矿物的地球化学性质及热力学性质是至关重要的。目前，各国选择作为处置库主岩的有花岗岩、玄武岩、凝灰质岩、蒸发岩和沉积岩等，其性质如表 9-6。各国根据自己的国情，选择不同岩性的岩层作为核废物处置场址主岩（表 9-7）。

表 9-6 作为核废物处置场地主岩的岩石类型及性质

岩石类型	性质
花岗岩	孔隙度低，各向均质，规模巨大，强度大，为 1500—2000kg/cm²；对热效应十分敏感，其内构造裂隙多被次生矿物充填，导水性差，对放射性核素有滞留作用
玄武岩	非常致密，孔隙度极低，规模大，导热性能好，熔化温度高，强度大，为 3500—5000kg/cm²；由于其常发育垂直柱状节理，渗透性增加，若充填有吸附性好的矿物，阻滞核素的迁移能力大
凝灰质岩石	非常致密，孔隙度极低，规模大，厚度可达数千米，面积可达数千至上万平方公里，强度大，对锶、铯、镧、铀等放射性核素有较强的吸附作用
蒸发岩	致密、均质，可塑性强，极少有裂隙，强度大，导热性能好，对放射性核素的阻滞作用强；缺点是易发生形变--蠕变作用，且随温度、压力的增大而增强，以盐岩为代表
沉积粘土岩	吸水性、可塑性、耐火性好、吸附作用强；缺点是强度低，岩性不均一、工程地质性质较差

表 9-7 各国核废物地质处置所考虑的岩层

国家	废物类型	考虑的岩层
奥地利	各种各样的乏燃料	结晶岩类
比利时	高放废物、非高放废物	粘土岩
加拿大	乏燃料	层状盐
	高放废物，其它废物	结晶岩（花岗岩）
丹麦	各种各样的废物	盐岩
法国	α废物	盐岩
原东德	非高放废物	盐岩
	高温气体冷却反应堆乏燃料	
原西德	低放废物	盐岩
	中放废物	
印度	高放废物，其它废物	火成岩，沉积岩
芬兰	高放废物	结晶岩
意大利	高放废物	粘土、盐岩
日本	高放废物	一些岩石（花岗质岩石，沸石化火山岩）
荷兰	非高放废物	盐岩
西班牙	高放和非高放废物	页岩、盐岩
瑞士	高放和非高放废物	花岗岩、沉积岩
英国	各种各样的废物	粘土、结晶岩
原苏联	非高放废物	各类岩石
美国	高放废物及非高放废物	盐岩、凝灰岩、玄武岩、花岗岩、辉长岩

3.4 工程地质人员在核废物处置中的主要任务

核废物处置场地的选择工作，作为重大的工程地质活动，工程地质人员责任重大。原联邦德国的 M. Langer 认为，从事规划和建造废物地下贮存库的工程地质人员的主要任务

是：必须查明那些对施工和环境保护都重要的地质条件，并判断其重要性；从地学的观点来检验技术措施；当设计人员错误地估计了建筑与岩土基础间的相互作用时，应提出别的解决方法，并评价其对环境的可能影响；测定那些能确切说明现场天然材料（土或岩石）力学性质的参数。

具体说，工程地质人员首先要对处置场地屏蔽系统进行安全评价：①对技术系统、岩石力学系统和地质系统各屏蔽的有效性进行分析，并采取相应的方法评价。如对技术系统采用风险统计分析；对岩石力学系统采用稳定性论证；对地质系统采用地球化学、水文地质和构造地质未来地质作用的预测。②在处置设施附近和周围较大范围内，对不同屏蔽系统的相互作用可能产生的物理和地球化学作用进行分析，并评价它们阻滞放射性核素迁移的意义。如：调查在自然环境中包装和密封材料的腐蚀情况及它们对淋滤速率的意义；论证岩土中的长期地球化学作用；在核废物处置场附近，对与岩层特征和被贮存废物的热势能有关的应力和变形进行热力学计算。③针对可能引起放射性核素泄漏的理论上可能发生的特殊事件（事故、失事），通过鉴别和评价所有屏蔽间的相互作用，对最终贮存设施进行综合安全分析，即评价泄漏的可能途径及由此产生的危害，例如因密封失效，岩石力学性能恶化造成的井巷坍塌及地质、构造灾害。

其次，对岩土工程稳定性依据下列准则进行论证。

（1）在建设或开挖期（露天的或部分回填的坑道）：

①岩石的负荷承受能力不会由于应力（包括热致应力）改变而受到削弱；

②在挖掘作业期间或之后，不论是在地下开挖工程内还是在地面上，都没有任何可能严重影响坑道可使用性或地面建筑安全性不允许的变形率或蠕变率出现；

③由热致负荷产生的矿物（如通过脱水作用）的程度，必须不会导致危及主岩的完整性；

④能够避免水、卤水、瓦斯等的无控制的漏泄；

（2）在运行后阶段（全部充填的坑道）：

①即使经过漫长的时期，应力改变（可能的破裂形成作用）、矿物分解和（或）腐蚀作用的结果都不能削弱主岩的完整性；

②热力诱发的卤水迁移和地下水运动必须不会激发核素任何不能允许的释出。

（3）在对场地主岩的天然屏蔽性能定性了解、描述的基础上，进一步建立地质力学模型，并进行证实，评价地质屏蔽的完整性。

（4）对选择的场地进行专门的工程地质调查，主要有：

①岩石力学系统

A. 近场内的主岩

a. 贮存层位在近场内的横向膨胀、密度和深度；

b. 岩石的工程地质特性，岩类特性及原位成分，均匀带的轮廓，节理结构，渗透性；

c. 与温度和时间有关的变形性质（弹性、蠕变性、塑性）；

d. 同温度与时间有关的损坏性质（抗剪强度、抗拉强度、蠕变损坏条件、负荷承受能力极限）；

e. 原位应力状态。进行深部地震、取芯及无损岩芯回收率，以及钻孔的地球物理测量（包括温度测量），进行原位应力状态测定；做好工程地质鉴定；由专门的地质力学实验室

作出岩石力学鉴定。

B. 主岩与硐室在建造阶段内的相互影响

a. 硐室的几何条件（形状与尺寸），支柱（形状与尺寸）的布局；

b. 开挖方法（例如淋滤、湿钻或干钻、切割），建筑条件，支撑措施；

c. 硐室可能的损坏类型（极限状态）和确定尺寸的依据。

C. 废物、回填材料、主岩在施工阶段内的相互影响

a. 具放射性辐射的岩石的性状，温度增高的极限值；

b. 地球化学作用（卤水迁移）；

c. 回填方法（材料、运输方法、压实措施）；

d. 与时间、压力和温度有关的压实以及其对回填材料与密封材料承受负荷的影响；

e. 全部岩石力学系统的完整性、安全标准、管理机构的安全规定。

调查关于放射性辐射对岩石的影响，以及对卤水迁移的现代知识水平；设计整个系统的详细的岩石力学模型，并实现关于贮存的技术与几何条件的最优化工作；确定安全的概念、标准和官方的规定。

②地质系统

A. 远场内的主岩

a. 地质、水文地质及构造的一般关系（详细分层、岩石类型、褶皱断裂构造、天然气与卤水的存在）；

b. 长期的地质作用（盐丘运动、地震应力、新构造运动）；

c. 长期的地球化学作用（盐的淋滤作用、溶解变质作用，盐体内的动力变质作用、对核素的吸附性质）；

规定出地质勘探的方法，并执行这些方法（钻探、地球物理测量、地球化学调查）；在安全分析期间，对地质的与地球化学的勘察成果进行专家评定。

B. 作为地下水力屏障的近场地质

a. 覆盖层的地质关系和水文地质关系（地层、构造、岩类成分、孔隙和（或）裂隙中水的详情、地下水运动）；

b. 长期的地质作用（构造、气候、地表水系的发育、不测事件）；

对最终贮存场地附近地区（覆盖层）进行地质和水文地质勘察，并在地质事件预测模型（情景分析）中评价这些成果。

3.5 我国核废物处置场的研究

1）核电概况

我国的秦山核电站已于1991年并网发电，大亚湾核电站于1993年8月31日以核能发电状态并网和开始进行发电试验，辽南及苏南核电站选址工作已基本完成。目前，正在运行的研究性反应堆有12座，预计到2000年，核废物中的乏燃料将达到1300t。

从80年代起，我国对核废物的地质处置研究作了大量工作。目前，我国中低放废物地质处置开始进入实质性的场地预选和场地特性评价阶段，高放废物的地质处置研究还处于基础研究和处置库场地的预选阶段。

迄今，我国还没有制定出完整的核废物处置库的选址规范。在选址工作中，主要考虑

表 9-8 所示的一些社会因素和自然因素。按照处置库场地选择的标准和要求，结合国内外高放废物处置库场址选择及其它重大工程的选址工作经验，选择了以花岗岩为场地主岩类型，兼顾泥页岩、凝灰岩等岩石类型，初步选定了甘肃、皖浙、内蒙古、川陕、广东、新疆等六个预选区。

表 9-8 我国高放废物处置库选址考虑因素

社会条件	核工业的战略布局		放射性废物来源的分布，后处理场的布局，后处理厂与处理库的先后关系
	人口的密度与分布，经济开发的现状及远景，潜在矿产资源		
	代价利益分析		包装材料及容器的选择，交通运输条件及费用的考虑等
	国家环保部门的决策		
	当地行政部门的态度		
	处置库的设计、施工、管理及后勤保障等		
自然条件	自然地理条件、选区的地理位置及交通状况	选区的气候条件	选区的长期气候变化，考虑降水类型、降水量、蒸发量、风向、风力等多种因素，它们直接影响地表水系、地下水系的发育，从而影响到库体的安全
		选区陆地水文条件	水系发育形态，分布特征，山洪发生情况，影响范围
	地质条件	地质稳定性条件	地质构造特征、地质演化历史、地壳结构类型、深断裂、活动断裂发育特征及其空间展布规律、地震活动、地震基本烈度特征、地壳现代构造应力场等综合条件
		处置库围岩条件	强度大、孔隙率小、渗透性低、有一定的化学稳定性，有吸附阻滞及延缓放射性核素运动迁移的作用，尽量减少地下水与核素的接触，岩体（层）结构完整，地质构造简单，岩石力学性质良好，岩石含水贫乏，节理、裂隙不发育，能承受核废物长期释放逐渐积累增加的热而不发生变化
		水文地质条件	地质体中地下水含量、成分、化学和物理性质，补给、径流、排泄途径和方式，地表水与地下水的关系，处置库运行废物释热形成的地下水热水动力系统
		工程地质条件	岩石的孔隙率、渗透性、吸水性、软化性、岩石力学性质（强度与应变），岩体应力状态、岩体结构、围岩稳定性（完整性、岩体强度）特征

2）预选区地质研究

除新疆预选区内无居民外，甘肃、内蒙古预选区内人烟稀少，皖浙、川陕、广东预选区内居民相对稀疏。预选区内均属资源匮乏、经济难于发展的地区，区域地壳稳定性较好，地震活动弱，地震烈度低，围岩类型较为理想，水文地质条件、工程地质条件简单。如皖浙预选区地段库址区域地壳稳定，新构造运动不强烈，地震强度不大，频度低，地震烈度为Ⅵ度或＜Ⅵ度，围岩为中酸性侵人岩、火山岩，岩石坚硬，岩体均匀完整，水文地质条件简单，均为构造裂隙水和风化网状裂隙水，含水性较差，工程地质条件良好。

3）处置库选址举例

广东大亚湾核电站投人运行后，每年将产生 1300m³ 低中放固体废物包装件，按规定，

这些废物在核电站内暂存时间不得超过 5a。目前，已在大亚湾进行了地质、水文地质、工程地质调查与勘察，初步比选出 A、B 两个场地具备低中放废物处置库建场条件。

A、B 场地与核电站同处于海丰—平海断裂、五华—深圳断裂和大亚湾断裂、大鹏湾断裂所围限的“安全岛”地块中，区域构造稳定条件良好，场区内断裂规模小，多被充填物硅化胶结，对水文地质、工程地质、处置场施工运营不会产生不良影响。场区内地下水径流很弱，富水性极弱，水文地质条件、工程地质条件简单（表 9-9）。场区除风化作用外，其它自然地质作用不发育，不会受到灾害地质作用的影响。再综合考虑其它多种因素的影响，B 可作为首选场址，A 可作为备用场址。

表 9-9　大亚湾核电站低、中放废物处置场地工程地质特征

项目 \ 场址		A	B
地面高程（m）		52--75	20—50
至海距离（m）		810--1200	500—800
至附近溪流距离（m）		<250	<100
地形特征		山梁较平坦	山坡脚平坦面积较小
第四系土层厚度（m）/f_k①	(kPa)	0.58—3.85/355.2	0.2—7.85/297
强风化层厚度（m）/f_k	(kPa)	26.27－36.3 440	14.86--25.8/680
弱风化层厚度（m）/f_k	(kPa)	2.33—6.00/>700	0.66—6.44/>680
基岩顶面埋深（m）		23.1—52.04	18.39—35.74
地下水位埋深（m）		19.69－29.3	山坡坡脚一带 9.44—28.96 谷地　1.16—7.75

①综合确定的地基承载力标准值（f_k）。

第十章　人类活动的地质生态环境影响评价

目前，世界各国都在研究人类与资源、生物共存的条件，即注意协调经济发展与生态系统的关系。经济与生态的依存关系不仅反映在人口、移居、能源、粮食、资本的转移与技术等方面，还涉及环境、可再生资源、海洋、大气、气候、土壤、宇宙空间、人类遗传资源和完成遗产开发的生态学基础等。对这种依存关系认识如何，将关系到人类的未来是大有希望还是令人绝望两种结论。因此，“在确定长期经济政策时，必须充分考虑保护地球的环境和资源基础”，它可以反映一个国家的水平。尽管生态问题已不是由一国政府所能处理的事情。总之，地球是一个脆弱的互相联系的体系——一个具有复杂联系的全球性体系。

今天，环境的变化呼唤人类重新审视自己的行为，摒弃以牺牲环境为代价的黄色文明和黑色文明，建立一个人与大自然和谐相处的绿色文明。

1　人类发展对环境的影响与地质生态学

生态学的基本定律告诉我们，每一事物都同另外各个事物相互联系着，人们不能只改变自然界里的一种事物。人们缺乏远见所产生的后果要超过土壤地质组成所引起的后果。

早在1920年，法国伟大的地理学家让·布龙希斯（Jean Brunhes，1920）在他的《人类地理学(Human Geography)》中就认识到人类起源和发展引起环境变化所牵涉的内在联系，“……掠夺总是带来不是一个而是一系列灾难，因为在自然界里，事物是互相联系的。”

自从工业革命以来，人类对环境影响的总强度已经超出地球表面许多大面积地区的恢复能力，导致了不但是局部而且是区域性的不可逆变化。因此，出现“建设性地理学”、“人为景观科学”等观点不同但都关心人类的影响的一些提法。

1.1　人类发展的影响

世界人口的增长，本身就是引起自然变化的极为重要的原因，而文化与技术的发展也是重要原因。西尔斯（Sears，1957）曾概括了人的力量之不同于其它生物就在于：人熟练使用工具和积累经验的独特能力，使他能突破温度、干旱、空间、海洋和山峦的障碍。这些障碍一直把别的物种都限在有限范围的特定生境里。由于有了火、衣着、房屋和工具等文化产物，人能做出别的有机体不改变其原有特性就无法做到的事情。文化演变首次取代生物进化，成为有机体使自身适应更广范围生境的手段，终至扩展到把整个地球都包括在内。

考虑过去二、三百万年（相当于第四纪）发生过的主要的文化和技术发展，人类历史可大致分为三个阶段，即狩猎和收集阶段，植物栽培、动物饲养和金属冶炼阶段，以及现代城市和工业人阶段。

在第一阶段，类人动物显示文化发展的迹象，是系统制造工具以作为操作周围环境的手段。在此过程中，发展了杂食性，学会了使用火并产生语言，从而加快了改造环境的进程。此过程可能结束于 10000a 前。

在第二阶段，人类学会了驯养，成为对环境最重要的干预方式，而耕种和灌溉对环境产生了更快速的影响。

在第三阶段，17 世纪以来，大工业的发展，同驯化驯养一样，缩小了维持个人生活而需要的空间，而极大地强化了资源的利用。现代人类对环境起到了控制性的影响——人类影响的方式、范围、复杂性、幅度与频度都是不同以往的。如埃及的阿斯旺巨型水库的影响要比罗马帝国时代的小堤坝影响大得不可比拟。

另外，人口的剧增及人均消费的普遍增长也对环境产生了日益增大的影响（图 10-1）。

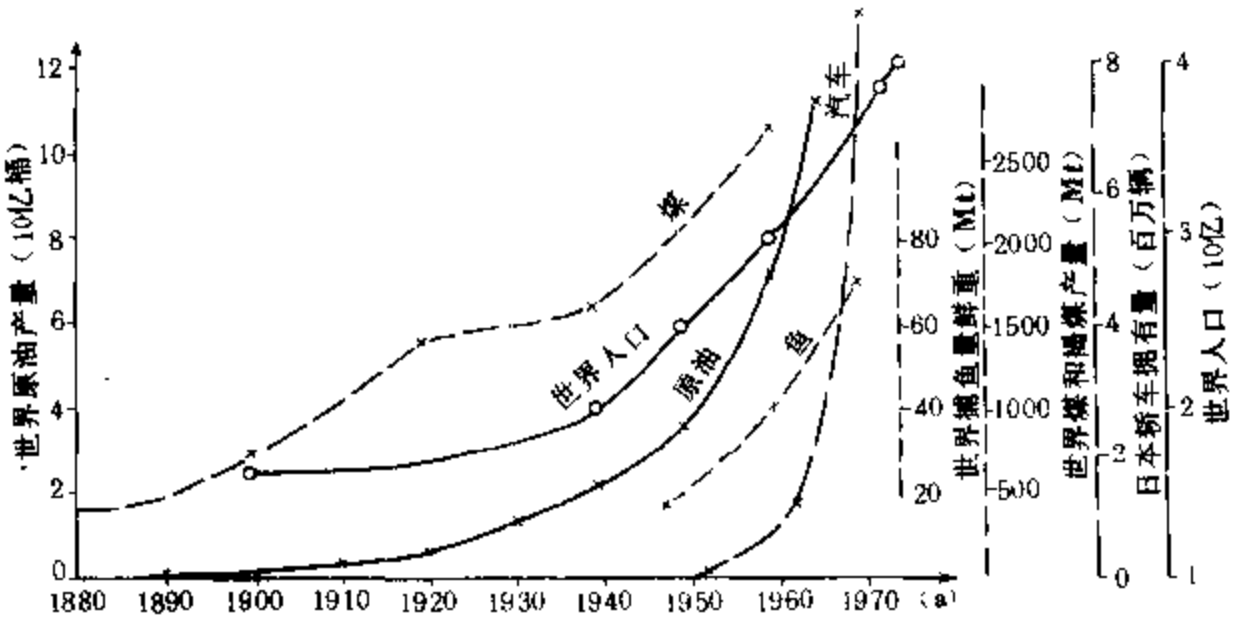


图 10-1　过去百年内人口增长以及一些技术和生产的发展指数

（A. Goudie，1981）

1.2　地质生态学——关于人地共存关系的科学

“地质生态学”一词主要是由原苏联的学者提出来的，目的是为研究和解决地质环境与人类社会经济发展之间日益严重的矛盾，建立和谐的人地和生态环境关系。它有些类同于 70 年代在西方国家兴起的“环境地质学”，只是后者作为地质学的一个分支来提出的，而前者更强调了人类的作用与生态环境的变化。因此，地质生态学是地质学与生态学交接处产生的跨学科的综合性研究领域。它研究地质环境与自然环境其它部分——大气圈、水圈、生物圈有规律的联系（正向的及逆向的），并对人类经济活动在地质环境各种现象中的作用作出评价。

根据全苏百余位专家讨论的意见，原苏联地质部于 1990 年提出，地质生态学是地质学的分支学科，是把地质环境的状态、成分和性质作为生态系统的组成部分进行研究的学科。地质生态学的主要任务是研究作为人类栖居环境的地质环境及其中发生的地球化学、地球物理、水文地质及工程地质作用，其目的是保护和合理利用环境；同时，对划分特殊保护区，如自然保护区、国家公园、禁猎区、含水层补给区、水源地、卫生保护带等进行地质

生态论证。地质生态研究的成果是地质生态图，它是反映地质环境和在其中发生各种过程的图件。这些过程影响着生态系统和人类的生存环境，要求对影响的强度和动态作出总体评价。

地质生态学包括如下分支：生态地球化学、水文地质生态学、工程地质生态学、生物地球物理学、生态地球动力学及生态地貌学等。地质生态学中常用的一些概念如下。

地质环境：理解为经受人类活动的岩石圈上部。地质生态学研究的地质环境的主要部分包括包气带及植物矿物质补给带在内的土壤层、地下水及含地球化学物质、生物物质和气体组分自由交替带的岩石，特别注意了危险地质作用的人为（人为技术工程系统）的诱发，如滑坡、泥石流、崩塌、岩层塌陷等。

地质生态系统：是地质生态学中划分出的一个功能单位，它包括地质环境、植物及包括人类在内的动物、各种建筑物及工程设施，它们是地质生态系统的组成部分，且相互影响，相互作用。

生物地理圈：与地球自然环境相互作用的所有生物统一体存在，并维持这一体系处于稳定平衡状态的区域。

生物地理群落：人类和自然、生物及具有景观、气候、土壤、水文、水文地质及工程地质条件的地质环境统一体。

生态位势（Niche）：又称生态龛，最早是 J. Grinnel 于 1917 年提出来的，指生物种群所占据的基本生活单元，主要是指物理空间。尽管随后提出了多种定义（C. Elton，1927；G. Hutchinson，1957；E. P. Odum，1971），但一般的含义是，生态位势是生物与环境之间的相互作用。与地球自然环境相互作用的所有生物统一体存在并维持这一系统处于稳定平衡状态的区域称为生物地理圈。把人类和自然、生物与具有景观、气候、土壤、水文地质及工程地质条件的地质环境的统一看成是生物地理群落。

人类活动的强度与广度已经发展到有可能对全球环境和生态系统产生不可忽视的影响和作用的程度。从微观研究而言，人类活动的地质效应或者说人类工程-经济活动方式、强度与地质灾害类型关系的研究，已成为急待开展的课题。

在概念清楚、基础资料较完备的情况下，建立地质生态模型及生态数学模型等工作应作为重要研究方向，并通过地质环境监测资料不断完善，从而走向不仅能预测工程经济活动引起的地质环境变化，且能及时评价这些变化对环境其它部分的影响。

2 地质生态环境影响评价原则与方法

人类活动的生态环境影响评价，应包括评价目的、评价内容和评价方法等方面。

2.1 目标——高效和谐

生态学的研究目的是研究人类活动与周围环境达到一种既有高效率，又是和谐共存的关系。高效，即物质能量的高效利用，使系统的生态效益最高；和谐，即各组分之间关系的平衡融洽，使系统演替的机会最大而风险最小。在此方而，王如松（1988）曾以城市的生态调控为例进行过系统的研究。

1）高效——生态环境发展的目标

它包含以下几条原则：

（1）循环原则：生态系统必须形成一套完善的生态工艺流程才能保证系统的稳定发展与循环。循环原则符合循环论的思想，它包括生态系统内物质的循环再生、能量的多重利用、时间上的生命周期等物理上的循环及信息反馈、关系网络、因果报应等事理上的循环。

（2）机巧原则：其基本思想是变对抗为利用，变征服为驯服，变控制为调节，以退为进，化害为利，顺应自然，因位制宜。这里的“位”是指环境生态位势。

（3）共生原则：共生是不同种的有机体或子系统合作共存、互惠互利的现象。共生的结果，所有共生者都大大节约了原材料、能量和运输，系统获得多重利益。从另一角度来说，共生导致有序，也符合协同学的思想。

2）和谐——生态环境协调发展的基本保证

生态协调是指城市各项人类活动与周围环境间相互关系的动态平衡，包括城市的生产与生活，市区与郊区，城市的人类活动强度与环境负载能力，城市的眼前利益与长远利益，局部利益和整体利益以及城市发展的效益、风险与机会之间的关系的动态平衡。维持城市生态平衡的关键在于增强城市的自我调节能力。其调控基本原则包括：

（1）相生相克原则：生态系统中任何两个成分之间必定存在两种关系之一，一是相互促进共生共长的关系，二是相互抑制，此消彼长的关系。我国的阴阳五行学说对此有深刻的阐述。事实上，完全共生共长的关系是不存在或者说不长久的，因为同时无限制的增长或衰减最终将导致系统的崩溃或灭亡。下面一个典型的生态学例子可说明这个问题。

驰名中外的敦煌月牙泉，独卧沙漠2000余年而未被湮没，被视为沙漠一大奇观。然而，自70年代以来，泉周围的沙山变形，南山北坡和北山南坡下滑，山体向泉心移动，月牙泉日益缩小变形，水位下降，大有逝于流沙之虞。

月牙泉之恙惊动了治沙专家韩泽民、吕爱香夫妇。他们为探明月牙泉缩小的原因，在鸣沙山下搭起帐篷，日夜观测，餐风露宿饮沙两冬春，终子得出了月牙泉的形成在于鸣沙山独特的山水共存的自然环境的科学结论。他们认为，导致月牙泉缩小变形、水位下降的主要原因是60年代为保护鸣沙山和月牙泉而在其北迎风坡大面积栽种的杨树林。此时此地的造林，不仅没有起到固沙作用，反而破坏了月牙泉独特的沙水共存的自然环境。自90年代以来，根据他们的建议，将月牙泉周围的树林伐掉，将临风口的建筑设施拆除之后，月牙泉缩小的趋势得到了明显的控制，泉区的自然环境得到了明显的改善。可见，毁林护泉虽然“有悖常理”，但事实上正好维护了沙水共存的相生相克原理，而机械地搬用一般治沙造林的经验，不对具体的系统进行分析，则会“好心办了坏事”。

（2）最适功能原则：生态系统中自然、经济和社会等几方面逐渐走向和谐，它要求个体组织的增长服从整体的要求，生产的功能或服务是第一位的，面不是生产本身。

（3）最小风险原则：生态系统的发展是一种螺旋式上升的演替过程，而非简单的生与死的循环。它要求任何活动以整体风险最小的方式运行。具体地说，现存的物种（包括人）是与环境关系最融洽、世代风险最小的物种。

在达到高效和谐的前提下，城市走向生态城，各种工程（如水利水电）走向生态工程，农业向持续性的生态农业发展。

2.2 内容与方法

生态环境影响的内容首先涉及到所坚持的标准，同时考虑工程的规模和性质。一般情况下，科研人员要收集如下几方面的标准：一是与保护人体健康有关的标准（如预想的居民的意见、环境标准及食品卫生标准等）；二是与保护生活环境（居住环境的保护）有关的标准（如国土、环境标准，农药等化学药品的使用标准，农林、渔业保护标准等）；三是适当保护自然环境的标准（如自然或人为文物景观、特殊鸟类、自然生态系统保护标准、国外标准及有关档案等）；第四方面还要考虑新的开发行为的特殊影响与对策，它包括基本对策、应急对策和预防对策。

1）生态环境影响评价的内容

根据日本环境评价编辑委员会概括，生态环境评价大致包括以下几方面：

（1）大气：它包括对污染源与大气运动规律（如风向风速）的研究，为制定保护对策提供依据；

（2）水质：它有些类似于大气，但同时要考虑温排水即废能的利用与处理；

（3）噪声和振动：这是一种能量污染，关键是控制发生时间，使之能与生活状态相适应；

（4）恶臭：在选址时就应注意，同时研究脱臭装置及可行性；

（5）土壤污染：主要以水质污染为媒介，是积蓄性的；

（6）地面下沉：由于抽汲地下水与油气等造成，关键在于控制用水量及时间；

（7）灾害：一般分为自然和人为灾害两种。日本学者分为四种：一是自然现象异常，如地震、洪水等（短期），二是自然环境异常，如旱灾、冰冻等（长期）；三是事故性的，如工伤、交通事故，主要是物理破坏（短期），四是公害、文明灾害等（长期）。环境影响评价主要针对第四种（长期）。

（8）珍贵动植物、文化遗产和名胜：指具有历史、学术、艺术或观赏等方面价值的评价对象；

（9）生产方面的自然资源：主要是指水、矿物和燃料等非生物性资源。

2）方法——综合评价

研究总结各个阶段的环境评价，采用下列各点作为综合评价的方法论。

（1）定性评价与定量评价相结合。即对每一个评价因子和子系统，先作出定性的研究，分析利弊与影响程度，然后进行定量评分，力图使评价既有理论依据，又有定量的明确结论。

（2）质量评价与经济评价相结合。即在综合评价中，既分析工程对环境质量的影响，又分析这种影响的生态经济效果，使之能在工程决策中，加以考虑应用。

（3）现状评价与影响评价相结合。在每个子系统和综合的评价中，基本上都要做到先分析现状，然后根据工程对其影响作预先评价，当然重点在于后者。

（4）专家系统评价与数学模拟评价相结合。专家系统主要由参加课题研究的有直接实践经验的专家组成，并以课题专家顾问组为主要咨询系统，目的在子综合各专家的知识优势，形成系统，作为评价的智囊团和科学基础；并将专家评价结果进行统计学处理，得出有统计意义的评价值。运用模型、仿真计算机等进行定量、动态分析，使专家的经验与现

代的数学定量和建模系统结合起来，更趋理论化、科学化。

以上各点概括如框图 10-2。

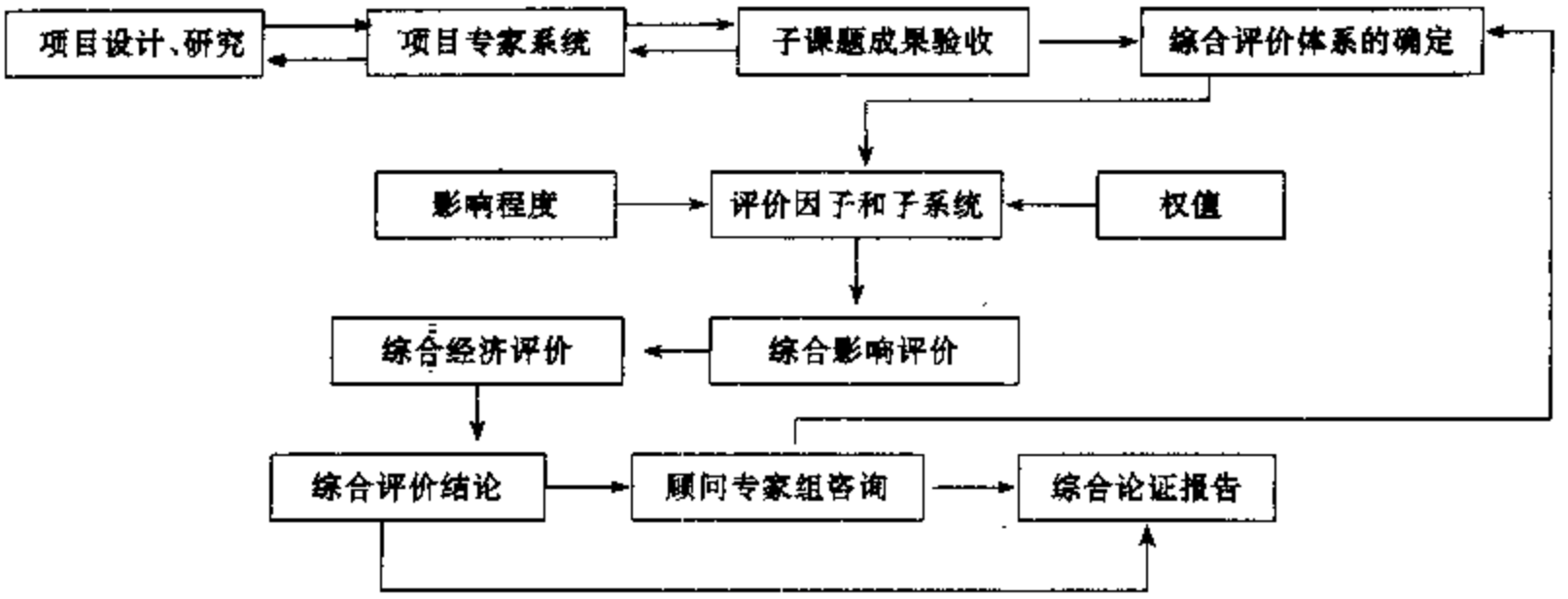


图 10-2　综合评价程序框图

3　生态环境影响评价例证

这里以水库工程、城市发展和农业工程为例对生态环境影响评价予以研究，以加深对人类工程经济活动的认识。

3.1　水库工程

为发电或水利灌溉目的而修建水库，为人类带来了巨大的利益。但由于处置不当，预想不周，也曾有许多不可挽回的损害，如埃及的阿斯旺水库对尼罗河下游造成极大的环境危害；我国的黄河三门峡出现的严重淤积问题使水库效率不能正常发挥。

黄河三门峡水库是治黄规划中的战略性工程。当时认为，在黄河上、中游进行水土保持，在北干流两侧支流节节修筑“拦泥库”，在三门峡修建高坝大库，以此三道防线把黄河的洪水和泥沙全部拦截在上中游，以根本解除下游洪水威胁，并使下游黄河水变清。然而，实践表明：水土保持未能达到预期效果，拦泥库因代价太大，多数不能修建，三门峡水库淤积和严重程度远远超过预计，并形成“翘尾巴”而危害渭河，威胁西安，终于不得不被迫改建三门峡水库，并废弃已全部或部分建成的下游花园口、位山、洛口和王旺庄等水利枢纽，造成很大损失。假加当时对黄土高原水土流失的规律和水土保持的效果认识得更充分些，对三门峡水库的淤积和影响估计得更客观和富有预见些，“节节拦泥、层层蓄水”的治黄规划思想和由此导致的三门峡水库决策失误，是可以避免的。三门峡水库决策给了我们深刻的启示：对水利决策中涉及的问题的认识，必须力求符合决策对象的客观规律，必须有科学技术的充分论证。否则，即使在所选择项目正确的情况下，由于建设规模不适当、工程安全得不到保证、设计与施工达不到预期目标，以及对环境的负效应估计不足等，也会导致决策的重大失误。

拟建的长江三峡和南水北调工程已开始注意到对生态环境影响的评价。如南水北调中线工程，除优点外，也存在淹没损失大、20 多万人需搬迁、工程投资大于东线、干渠沿线工程地质及水文地质条件比较复杂等不利条件。

1）国外水库工程环境评价项目

由于国情不同和地区差异，对环境评价的项目要求也不相同，它主要考虑水库的选址条件、自然条件及社会环境等的差异，不能生搬硬套。在美国，评价大的项目，主要涉及物理化学、生物学、人文要素和生态学等内容；而在日本，则主要研究公害和自然环境。

在水库工程方面，美国的水库事业的环境评价项目主要是土地条件、土壤与土质、一般水文、地下水、气象、生物学条件、植物、动物、鱼类和人文要素等。

日本对水库建设事业的环境评价则主要包括如下八项：

①基础项目：包括气象、自然地理、土地利用状况及环境保护法的完善与执行情况；

②水质：主要调查影响流域的生物化学需氧量（BOD）、溶解氧（DO）、大肠杆菌数等生活环境项目和实地观测等；

③地形与地质：地形的分区分类、地质结构及特殊地质现象等；

④水文：不同情况下河水流量及相应水位，历史变化及受水库工程的影响；

⑤植物：包括陆生植物和水生植物两类，前者如乔木层、亚乔木层、灌木层、草本层；后者如附着蓝藻类、附着藻类和附着绿藻类；

⑥动物：包括鱼类、哺乳类、鸟类、昆虫等，它们分别包含更详细的项目，如鱼类可以分为陆对型、溯河型和降海型三类，而鸟类按习性则包括留鸟、标鸟和候鸟（夏鸟、冬鸟）；

⑦自然景观：自然景观主要是由自然物构成的景观，即指天空、山岳、岩石、河流、湖泊、森林等。人文景观主要指人为的构筑物，诸如桥梁、水库、寺庙、村落、庭院等构成的景观；

⑧文物：指《文物保护法》所规定的有形、无形（指戏剧、音乐、工艺等）、民间风俗等，还包括纪念物和传统的建筑物群等；

2）我国水库工程的生态环境影响评价

我国水库工程的生态环境影响，近十年来才引起广泛的注意，特别是针对一些大型、巨型水库工程的建设进行了较慎重全面的环境影响评价与论证，现以长江三峡为例[1]予以简要说明。

（1）综合评价系统

长江三峡水库建设生态环境影响评价包括了两大类共17个项目。其中，自然方面的11项，社会方面的6项，每项中包括一些代表性评价因子，现简列如下。

自然方面：

①库区气候：气温、湿度、风速、降水量、雾、伏旱；

②库区水环境：水质、岸边污染、自净能力、底质、营养盐、水温、地下水；

③库区环境地质：滑坡岩崩、泥石流、水库诱发地震；

④库区陆生动植物：植被、野生植物、野生动物；

⑤库区土地与农业：土地资源、土壤侵蚀、农业生产、淹没土地再建可能性；

⑥库区洪渍：干流防洪、支流防洪、渍害；

⑦水生生物与渔业：水库内饵料生物、四大家鱼产卵场、通江湖泊鱼类资源、鱼病病

---

[1] 长江三峡工程对生态与环境影响的论证报告，中国科学院三峡工程生态与环境科研项目领导小组.

源体、水库渔业效益；

⑧中游江段湖区环境：坝下冲刷（荆江段）、排涝（荆江段）、抗旱、渍害、湖泊冲淤；

⑨河口盐水入侵和侵蚀与堆积：盐水入侵、三角洲海岸侵蚀与堆积、土壤盐渍化、河口航槽、河口污染、太湖水系水质；

⑩河口及临近海域生态与环境：浮游植物初级生产力、浮游动物、鱼卵仔鱼、底栖生物、渔场、近海渔业资源、水文、水化学、沉积；

⑪物种资源：白鳖豚、白鲟和胭脂鱼、中华鲟、上游特有鱼类、荷叶铁线蕨、特有植物、陆生珍稀脊椎动物；

社会方面：

①库区移民与环境容量：土地承载能力、开发潜力和就业条件、环境质量；

②库区人群健康：血吸虫病、疟疾、其它自然疫源性疾病、化学因素疾病；

③库区城镇居民点：城市、县城、集镇、工业；

④库区文化背景：三峡峡区自然景观、支流自然景观、石器时代遗迹、历史文化遗迹与墓群、石建筑与其它名胜、标准地质剖面；

⑤库区工业交通：水利电力设施、陆上交通、通讯广播线路、乡镇企业；

⑥施工与环境：施工对大气和水体的影响、施工噪声，景观破坏；

（2）评价方法

①综合评价系统的确定：按生态系统的结构和功能及其地域分异规律，应用递阶结构分析法，建立综合评价的整体系统及环境要素的层次结构体系。第一层次，分解为自然环境和社会环境两个系统；第二层次，将自然环境分解为上述 11 个子系统，社会环境分解为上述 6 个子系统；第三层次，把每个子系统又分解成若干个评价因子，如库区气候子系统就分解为气温、湿度、风速、降水量、雾和伏旱等 6 个因子，总计 83 个评价因子。

②环境与生态因子影响程度的评价：根据工程对生态与环境未来的影响程度作出预断评价。

a. 确定影响程度的等级标准和等级划分，这里划分 6 个等级：a）极端影响；b）巨大影响；c）中度影响；d）轻度影响；e）微弱影响；f）无影响。

根据生态与环境变化对人类活动影响的利弊，将影响分为两类：有利影响和不利影响。有利影响主要指工程引起的环境后果能促进生态良性循环，提高环境质量，或提供人们利用资源、提高经济效益等的客观条件。不利影响主要是指对自然资源、物种资源、自然或文明景观的丧失或破坏，环境质量的降低，引起生态系统恶性循环，影响人们对资源的利用，降低经济效益和对人体健康的不利影响等。

b. 影响程度的量化：在划分了影响程度和影响性质的基础上，将影响程度加以量化，用正负各 10 级和 0 表示，有利影响为正，不利影响为负，无影响为 0。各等级的量化值如表 10-1。

表 10-1　综合评价影响级别的划分

级别 / 量化值	极端影响		巨大影响		中度影响		轻度影响		微弱影响		无影响
利	+10	+9	+8	+7	+6	+5	+4	+3	+2	+1	0
弊	−10	−9	−8	−7	−6	−5	−4	−3	−2	−1	0

③权值的确定：权值是确定各生态或环境因素在总评价中的相对重要性的数量特征。在综合考虑各评价因子在人类生活、生产和生态环境中的作用、价值和地位的前提下，确定各被评价的环境因子的相对重要性。采用二元转换、重要性排队等专家系统定值法进行权值的分级和定值。结果各子系统权值依大小次序为（括号内数值为权值）：移民与环境容量(12)、库区土地与农业(11)、物种资源(8)、库区文化景观(7)、中游江段与潮区环境(7)、水生生物与渔业(7)、库区环境地质(7)、库区城镇与居民点(6)、库区水环境(6)、库区工业和交通(5)、人群健康(5)、库区动植物(4)、库区洪渍(4)、河口盐水入侵和侵蚀与堆积(4)、河口及临近海域生态与环境(4)、库区气候(2)、施工与环境(1)。

④评价的结果：各子系统及其大系统综合评价表明：

a. 工程对生态与环境的影响有正有负，正的影响总分为：150m 方案为＋25.35，180m 方案为＋41.10；负的影响总分为：150m 方案为－422.79，180m 方案为－585.05。可见，仅就工程的生态与环境效应而言，弊远大于利。其中，150m 方案属中轻度不利效应，180m 方案属中重度不利效应。

b. 虽然工程对生态与环境的总影响仅为中度不利效应，但库区移民与环境容量和库区土地与农业两项为极度严重的不利效应，即在评价因子中出现“死点”。

c. 从综合大系统评价到子系统评价都是弊大于利。

d. 三峡工程对生态与环境的影响范围广，因素多，但受到有利影响仅占少数（11%），受到不利影响的因素占主导地位（82%）。

应说明的是，本例只是生态与环境效益的评价，未包括防洪、发电和航运等重大效益方面。同时，工程建成以后，整个生态与环境系统将会逐渐调整，适应工程带来的变化。

（3）综合动态数学模型

为了进一步识别不同蓄水位与未来生态及环境影响效应之间的关系和变化势态，在各级子课题的研究和专家评价系统的基础上，利用已掌握的定量和定性材料，从系统分析的角度，通过计算机信息处理和模型仿真，就不同蓄水位对生态与环境影响这两者间的关系以及变化动态趋势进行了综合分析和预测，得出较清晰和较完整的趋势性结论。

鉴于三峡水库对生态与环境影响的复杂性、多样性和不确定性，建模数据基础是半定量（即影响程度）模糊综合评价的数学结果，建模采用灰色系统建模方法和曲线拟合方法。灰色预测模型的优点在于对不完全信息的外推，曲线拟合的特点是回归逼近研究的结果。这两种方法分别独立建模，独立计算，然后相互比较、验证，得到了较好的效果。

3.2 现代城市的发展方向——走向生态城

1）城市生态学

生态学是研究有机体与周围天然环境相互关系的科学（原苏联地质部，1990）。从这个意义上讲，城市生态学可看作研究人口（居民）的生产和生活与资源和环境的关系的科学。按照研究性质，城市生态学可分为理性生态学（包括城市动力学、城市系统学和城市控制论）与应用生态学（包括城市生态规划、城市生态管理和城市生态开发）。从城市功能来考虑，又可分为工矿生态、住宅生态、街市生态和郊野生态等。

归纳言之，城市生态研究应包括以下几方面：以城市人口为研究中心，以城市能流、物

流为研究主线和以城市生物（动物、植物、微生物）及非生物环境（土地、气候、水文、大气等）的演变过程为研究主线等。国际生态学会从1975年起出版了季刊《城市生态学》，研究城市各种生态过程，城市各组分间以及与腹地之间的关系，尤其注重研究人的生活条件，人类的健康、福利。

2）城市生态演替动力学

本节主要取自王如松博士（1988）的研究成果。现分几方面简述如下。

（1）边缘效应

世界上最早的城市出现在泥罗河流域的埃及（如卡宏城）、两河（底格里斯河和幼发拉底河）流域的美索不达维亚（如吴尔、亚述、巴比伦等城）、恒河、印度河流域的印度（如莫亨约达罗城）以及黄河中下游的中国诸古城。这些城市多是在一些河口、主流与支流交叉处或海湾处发展起来的。那里既是各类水陆自然生态系统的交接处，也是各类人工生态系统通过水陆交通网络及政治经济文化关系联接起来的边缘地带，具有密集的人类活动和较高的生态经济效率。或者说，具有较强的边缘效应。

“边缘效应”一词最早是由生态学家比切尔（Beecher，1942）提出的。他发现在两个或多个不同生物地理群落的交界处，往往结构复杂，出现不同生境的种类共生，种群密度变化较大，某些物种特别活跃，生产也相应较高。实质上，城市发生和发展的过程就是人类自觉利用边缘效应的过程。

举例言之，上海市位于东海之滨，北临长江口，南至杭州湾，黄浦江、苏州河穿市而过，沪宁、沪杭两条干线在此交叉，是华东海、陆、空枢纽；北京市位于华北大平原北端，与山西、内蒙古两高原相接，后倚燕山，前抱低阜，众溪汇流，是历代京都，全国铁路交汇于此；天津市位于华北平原东部，襟河枕海，处漳河、南运、子牙、大清、永定、北运等九河下梢。是沟通东北、西北、华东、中南各地区的交通枢纽。

（2）城市生态位势

边缘效应只是城市兴衰的表面原因，其作用的机理在于地区间生态位势的差异。

理论上，每种生物在多维生态空间中都有其最佳的生态位；而客观环境，由于各种因素制约，只能提供现实的生态位。这种理想生态位与现实生态位之差被称为生态位势。生态位势的存在使得生物一方面去能动地改造环境，争取最佳生态位，另一方面也迫使它调节自己的理想生态位，使其与现实生态位之差尽量缩小，也即尽可能适应环境的问题。

城市生态位反映一个城市的现状对于人类各种经济活动和生活活动的适宜程度，反映一个城市的性质、功能、地位、作用及其人口、资源、环境的优劣势，从而决定了它对不同类型的经济活动以及不同职业、年龄人群的吸引力和离心力。它可分为两类，一类是资源利用、生产条件的生态位——生产位；另一类是环境质量、生活水平的生态位——生活位。

利用生态位理论容易解释城市人口的集聚、城市的膨胀、城市规模的控制及城市与外部关系调节的机理。它自然反映出城市生态位的趋适原则、开拓原则、竞争原则和平衡原则等作用的结果。显然，一个生态位势大的城市是一个不稳定的城市。

（3）生态库

为便于研究和调控生态系统与其外部环境的相互依赖关系，刘建国（1986）提出了生态库（ecopool）的概念。生态库是指能够为生态系统贮存、提供或运输物质、能量和信息，

并与生态系统的生存、发展和演替密切相关的系统。生态库理论提供了寻找不同生态系统的外部环境共性的途径以及研究和调控生态系统与外部环境系统相互作用的思想，同时也提供了一种解决生态系统边界通常难以确定的方法。

3）城市生态研究简况与生态城

（1）简况

城市生态学的思想自城市一出现就萌芽了，最早见之于古希腊哲学家柏拉图的《理想国》、16 世纪英国的 T. 莫尔的《乌托邦》、19 世纪 E. Howard 的《花园城》。但真正从理性上进行研究和认识，仍是本世纪初的事情。1904 和 1915 年，赫胥黎的学生、英国生物学家 P. Gedds 分别发表了《城市开发》和《进化中的城市》两篇奠基性的著作；而 R. Park 的《城市环境中人类行为的研究》（1916）和《城市和人类生态学》（1952）则建立了现代城市生态学的完整体系。

70 年代以来，罗马俱乐部提出了《增长的极限》，英国的 E. Goldsmith 发表了《生命的蓝图》，特别是联合国教科文组织开展的“人与生物圈”计划，提出了开展城市生态系统研究的宏伟计划，并已初见成效（表 10-2）。

表 10-2　70 年代以来国外一些城市生态研究简介

研究对象	研究的侧重点	周期 (a)	主要研究人员	承担国家
香港（Hong Kong）	城市代谢，生活质量	4	S. Boyden	澳大利亚
城市能量模型	城市交通，土地利用	10	R. Sharp	澳大利亚
维也那（Vienna）	城市生物	6	K. Burian	奥地利
法兰克福（Frankfurt）	大气，城市规划	3	A. Von Hesler	西德
布达佩斯（Budapest）	布达佩斯城市群的生态与开发问题	10	A. Borhidi	匈牙利
罗马（Rome）	综合研究（交通、能源、环境、生物、城市规划等）	10	V. Giacomini	意大利
东京（Tokyo）	城市生物，土地利用，人口	15	M. Numata	日本
墨西哥（Mexico）	与周围地区的相互联系（生产布局、供应、废物循环、环境恢复）	3	L. S. Carmona	墨西哥
德黑兰（Turan）	综合研究	10	H. Mohammadi	伊朗
戈特兰德岛（Gotland）	能流和物流系统分析	3	A. Jansson	瑞典
德尔夫特（Delft）	噪音对人的影响	6	C. Bitter	荷兰
什切青（Szcrecin）	环境价值，工业化对人类栖境的影响	5	P. Zaremba	波兰
曼谷地区（Bangkok）	环境，土地利用，城郊关系	5	S. Sudara	泰国
渥太华（Ottawa）	社会生态	10	B. Little	加拿大
莫斯科（Moscow）	环境保护，城市规划	5	Y. V. Medvedkov	原苏联

（2）香港——人类居住区的生态学

香港城市生态研究属于“人与生物圈计划”的第 11 项内容，项目名称为“城市及其居民的生态学”。该研究由澳大利亚国立大学 Stephen. Boyden 教授等主持，香港大学和香港中文大学协助完成。1972 年开始工作调研，1978 年列入“人与生物圈计划”，1979 年完成

报告，1981 年以《城市及其居民的生态学》命名的专著出版，随后产生了广泛的国际影响。

①研究内容

该研究始终以人为中心，探讨人与人、人与自然之间的各种交互作用的格局及其发展动态，研究人类社会中社会与自然之间各种文化的、自然的过程交织网络是怎样形成和逐步发展起来的。研究的重点是人的需要、环境、社会三者之间的人类生态学关系中的一些重要原则。研究的目标是使一个未来的多中心人类社会得以稳定和持续发展。因而，该研究的内容明显划分为三个方面：第一、环境状况及其改善途径和对策；第二、环境对人（包括个人和不同层次的人群）的影响；第三、社会文化因素在环境-人相互作用关系中所起的作用以及环境与人的变化对社会的影响。

②主要研究方法

该研究所用的方法可分为四种大的类型：

a. 宏观经济分析法：这种方法是西方经济学中较为成熟的方法，为许多研究者广泛采用。该研究在处理香港能源供给与消费问题时，便使用了这种方法。此方法以系统思想和数学模型为特色。

b. 宏观历史分析法：这种方法常用于社会发展研究。该研究在讨论香港能源与环境发展途径和对策问题以及工业化进程等问题时，不是就事论事，而是将具体问题置于一个广阔的时空背景中，从社会历史发展的角度予以分析，这有助于从整体上把握发展的主脉。

c. 社区调查法：此方法是社会学（特别是功能主义学派）研究中使用的典型方法。它着眼于一定的空间范围的社区中的社会组织的结构与功能。该研究在处理环境、生活方式与健康福利相互关系时，巧妙地运用了社区调查法；

d. 心理-行为分析法：这种方法是社会心理学和组织行为学中最常用的方法。该研究在探讨环境、社区条件对个人的影响时，即运用了这种方法。

在我国，王如松博士（1987）选用十个社会环境质量因子，把天津市与全国 18 个百万以上人口的城市进行了初步对比分析，发现天津市社会环境质量在 19 个百万人口以上的大城市中处于中下等，总位次排第 15。各项社会环境中较差的因子依次为交通、安全（仅指火灾和交通事故）、土地利用强度、物质生活、医疗、居住等环境。其中，安全、土地利用强度及居住环境与城市规模呈一定的负相关，教育、文娱人口指数等呈正相关；而交通环境自 1983 年以来已有较好的改观，物质生活指数则已成为天津市显著落后于全国 12 个大城市的关键因子。

（3）乌托邦？还是生态城？

长期以来，人类一直在争取得到一个与大自然和谐相处，免除一切人间烦恼的理想环境。托马斯·摩尔（T. more）提出的乌托邦（即乌有之城，理想之邦），是世界上最早被系统提出来的人与自然的关系完满而和谐的理想城。类似的理想城还有安得累雅的“基督徒之城”，康帕内拉的“太阳城”。这些思想一直激励着社会学者和自然学者向前探索。

到 18 世纪末 19 世纪初，由于工业革命给城市带来了严重的问题，傅立叶（1772—1837）提出了“法朗基”（一种类似于公社的社会单位，人数约 1500—2000 人，实行公有制，进行有组织的大生产）；罗伯特·欧文（R. Owen，1771—1858）主张建立“新协和村”，其基本运行方式是“劳动交换银行”与“农业合作社”，并进行了一次虽然失败了但对后世意义仍很深远的试验。霍华德（E. Howard）于 1898 年发表了《明天——一条通向

真正改革的和平道路》一文，提出建立“花园城”的设想，并在英国进行了试验。随后还出现了“健康城”、“道德城”、“工业城”和“光明城”等各种设想。

以上诸设想虽未能推广开来，但却闪烁着将来一定能实现的真理的火花。目前，人类的科技水平已达到了前所未有的境界，同时对自然界的干扰也成为一种不可忽视的作用，探索与自然条件、社会经济条件和科技文化水平相适应的城市规划之路——生态城之路已经提到日程上来。

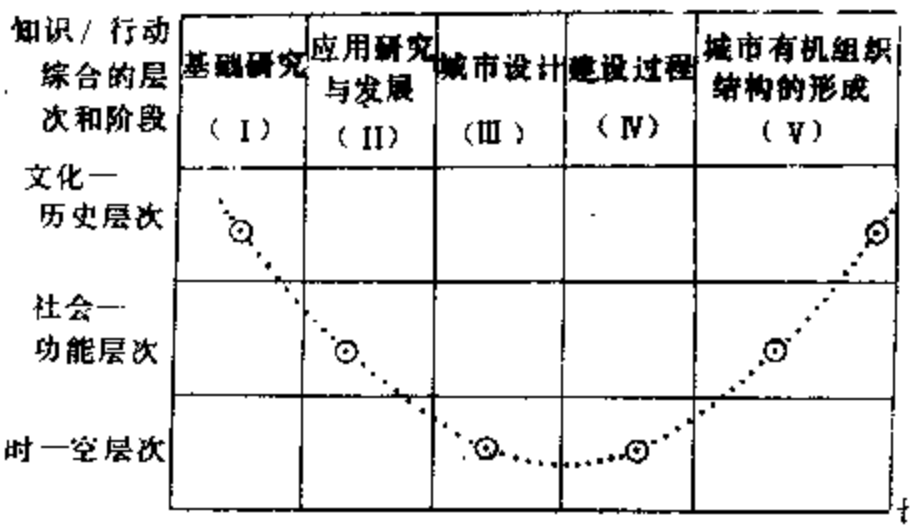


图 10-3　“生态城”的设计与实施矩阵

生态城就是社会、经济、自然协调发展，物质、能量、信息高效利用、生态良性循环的人类聚居地，也即满足高效与和谐的人类栖境（王如松，1988）。原苏联学者亚尼茨基（O. Yanistky，1981）曾将生态城的设计与实施分成三种知识层次和五个行动阶段（图 10-3），即时空层次、社会-功能层次和文化-历史层次，以及基础研究、应用研究、规划设计、建设实施和有机的组织结构的形成。

时空层次即自然地理层次或称物理层次。它是人类活动的自发层次，是城市生态位的趋适、开拓、竞争和平衡的过程，最终达到地尽其能、物尽其用的目的。社会-功能层次重在解决城市的社会经济发展与自然环境之间的矛盾关系，增强城市这个有机体的自组织能力。文化-历史（意识）层次或情理层次是针对城市生态关系中只能解决物理和事理关系而忽视人际关系的状况，从更高的层次研究人与环境关系的历史渊源、社会渊源和文化意识渊源，旨在增强人的生存意识，变外在控制为内在调节，变自发成自为。由此，生态城的规划从自然地理层次发展到社会-功能层次和文化意识层次，也就将社会学、生态学、行为学和心理学等渗入到城市规划中，变单一的建筑规划为文化、社会、经济和自然多方面的综合规划，也就完善了城市的功能，向着高效-和谐的理想境界——生态城迈进！

3.3　生态或持续农业工程问题

从根本上讲，生态环境的评价与研究是以人类的持续发展为目的。农业工程自然是人类发展的充分而必要的条件之一。最近发现，常规农业或高投入、高产出的现代化农业引起了一系列资源、环境和经济方面的弊端，如环境污染、资源退化等生态与环境问题。人类逐渐意识到，现行的农作方式是不可持久的或不可持续的。业已发现，现行农业能否持续发展，取决于农业生产的支持系统是否稳定，以及它能否尽可能地利用可再生资源。因此，国际社会提出了持续农业、轮种农业、再生农业、生态农业和低投入农业及节水农业等。

“持续农业”一词是 80 年代中期才广泛引用的。1987 年“世界环境与发展委员会”提出，“……要保持食物体系的必要的生态协调”。联合国环境规划署等则认为“持续发展”是我们社会经济发展的指导原则。

最早的持续农业概念多半是针对资源的持久利用而提出的。1986 年，Poincelot 定义持续农业为“通过对可更新资源的利用达到农业的持续发展”；1988 年“发展中国家农业持续

性委员会”认为，持续农业是“一种能满足人类需要而不破坏只是改善自然资源的农业系统”。

1989 年，美国生态农业专家 Harwood 教授提出了持续农业的全面论述，特别强调了持续农业不仅要持久地保持资源开发利用的潜力，还要考虑增加生产以供应更多的粮食。否则，社会需求出现问题，就会使持续农业难以持续。

由上述可见，我国的多数农业还不是持续农业。最突出的例子可能是水资源过度开发利用所引起的生态环境问题。在我国华北平原的山前平原地带，约有 3000 万亩以上的高产粮田。50 年代，这里的浅层地下水一般埋深 4—6m，到了 80 年代下降到十几米，到 90 年代则下降到二十几米。这一带地下水位平均以 50cm/a 的速度不断下降。以往认为，这里是水源充足的华北山前平原地带，现在出现了大而积的浅层地下水漏斗，使地下水提取的代价不断提高。这样的情况长期下去，就很难保证水资源的持续供应。因此，这一带的农业将不会是持久的，以至于河北一带的人们甚至希望再来一次 1963 年 8 月的大洪水，使地下水位得以抬升。由此可见，持续农业需要一个持久的水资源支持系统。对于华北，南水北调可以起到支持作用；同时，南水北调本身也需要持续农业技术的支持，以避免水资源的再度浪费，二者是相辅相成的。这在我国南北大系统的开发研究中应特别引起注意。

第四篇　专门环境工程地质研究概要

环境工程地质研究是针对某一具体的社会功能部门所遇到的环境工程地质问题而进行的。它包括水库区、矿区、城市地区和游览区等。因为这些地区是人类活动频度和强度最大的地区。因此，专门性环境工程地质的研究具有很大的全面性、综合性和实用性。限于篇幅，这里只对几方而举例介绍其研究概要。

第十一章　城市与地质环境

城市地质(Urban Geology)，国际上有人把它作为环境地质的同义语，认为城市是人与地质环境作用最突出、冲突最尖锐的地方。事实上，城市地质是环境地质的一个方面，且是人类工程－经济活动影响最有代表性的一个方面。城市地质学是人口密集区的应用地质学。

近 20 年来，世界各国的地质学家都对城市地质给予了极大关注，出版或发表了一系列论著，如《城市与地质学》(R. F. 莱格特，1973)；《城市地区的人为地质作用和地质现象》(Φ. B. 科特洛夫，1977)；《城市环境地质学》(R. O. 厄特加德，1978)；《地质学与城市环境》(D. 莱维森，1980)；《城市地质学》(R. F. 莱格特，1982)；《都市地质学及其现状》(大木靖卫，1983)。1985 年亚太经互会组织了“城市规划中的地质学”讨论会。这个时期是城市地质学的研究高潮期，虽然很多探讨偏于粗略乃至重复已有的工作，但毕竟为城市地质学的创立建立了扎实的基础。近几年来，城市地质研究向系统化、实用化发展。1993 年 8 月，在我国北京举办的“国际城市发展中的地球科学学术讨论会”反映了最新发展动态。

1　城市地质作用

随着世界人口的增加，城市的规模和数量在急剧增加，也即出现了城市化的趋势。城市已成为人类活动对地壳表层施以强烈影响的地区。城市化趋向有以下特点：

①高层建筑增多；

②地下工程数量、规模和深度增加、增大；

③城市功能走向多元化，集居住、工业、农业、商业、科技教育、旅游、交通运输等于一体，要求更合理的城市规划和土地利用；

④中心城市与卫星城相结合。

1944 年，原苏联学者 B. H. 维尔纳茨基就注意到了人类活动引起的地质效应，认为地球上出现了新的地质现象，即智慧圈的地质作用。80 年代，则称为新的灵生地质作用 (anthr-opogeneous geological processes)。Φ. B. 科特洛夫研究了国内外几十个城市地区以后，总结出六大类城市地质作用：

①由城市热力场变化引起的地热地质作用；

②由地下水圈变化引起的水成地质作用；

③由静力负载引起的重力地质作用；

④由动力负载引起的岩石动力地质作用；

⑤由开采矿产和地下建筑引起的地质作用；

⑥人为的岩石成因作用。

他认为，城市地质作用受区域地质环境、气候分带条件和人类对环境的作用三方面的因素所制约。它们的关系可概括为图 11-1。

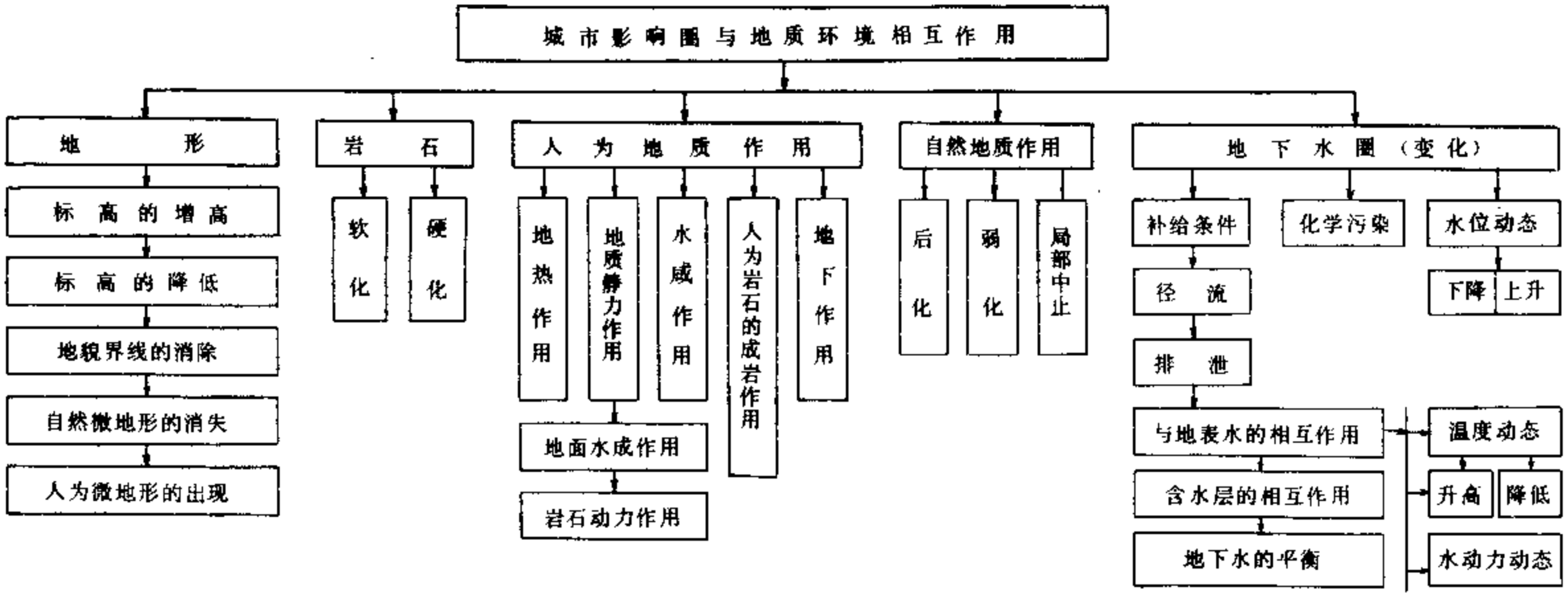


图 11-1　城市各种自然环境的人为变化

（据 Ф. В. Котлов，1977；毛同夏译，1986）

2 城市地质研究的基本内容

城市地质研究涉及两大方面的问题，一是城市选址、规划布局和建筑所遇到的工程地质环境问题；二是城市初步建成后及发展过程中因地质环境反作用出现的一些问题，它们又可分成以下几方面。

（1）区域地壳稳定性评价

它是城市区域工程地质环境质量的主要问题。它涉及活动断裂、地震活动、构造成因的地裂缝、火山活动及其它不良地质作用的强度等主要因素。目前，我国已形成了较成熟的区域地壳稳定性评价体系和一整套实践经验。

（2）地基条件的勘察

主要是微地貌、岩土体结构及其物理力学性质、地下水资源及其动态等。

（3）供水条件及水资源保护问题

主要有地下水源地的选择评价、地下水的调节利用，水资源的合理开发、管理和保护。地下水人工回灌是水资源管理与保护的重要方法，尤其是在干旱、半干旱地区。美国地下水过量开采区，强调用地下水库容来调节供水，地下贮水的费用比地表贮水要节省一半。在以色列，地下水人工补给量约占整个供水量的 10%。

（4）建筑材料

主要是调查材料的质量和产地。调查与评价城市及其附近建筑材料的埋藏、分布、储量、质量是十分重要的，也要论证其开采的布局与复原的可能性。

（5）城市垃圾等废弃物

城市生活垃圾和工业废物对城市构成了直接或潜在的危害。这种危害可分为三个方面，即地表污染、地下岩土体中渗流运移污染和酿成泥石流（垃圾流）等灾害。

较经济的城市垃圾处理办法是卫生填埋方法，即把固体垃圾在处置场内分层放置夯实，并用至少 0.15m 厚的夯实土覆盖，垃圾层与覆盖土的厚度比一般为 4∶1 或 8∶1，最上一层盖土的厚度要超过 0.61m，盖土成分以砂质粘土为宜。

（6）城市地区的自然与人为地质灾害

自然灾害包括地震、火山、滑坡、海啸、泥石流等。人为工程-经济活动诱发的地质灾害有地面沉降、海水入浸、地面塌陷、滑坡、垃圾流（废物流）等。城市地质调查不仅要对城市地区的自然地质作用进行评价．面且要求预测城市地区在人为活动影响下可能产生的新的地质作用的趋势和强度。

（7）城市地区人为物理化学场

在城市地区，各种人类工程-经济活动将导致自然物理场的变化，它涉及重力场、热力场、水动力场、地球化学场、地电场、辐射场、声场、地磁场和地震效应场等多方面。这些场的变化将影响到大气圈、生物圈、水圈、地壳表层岩土体状态，也会影响改变某些地质现象，改变和转化城市的自然工程地质环境质量、容量和生态平衡条件，甚至于人类和动物的行为与健康。因此，城市地质研究需要多学科协同进行。

举例言之，城市地区人口密集、经济-工程活动规模大、强度高，热力场的改变形成“热岛效应”。目前，上海市区比郊区的温度高 3—4℃。高温时，对居民健康、情绪等多方

面会产生不利影响。“热岛效应”会导致“灾岛效应”。一个城市的魅力不仅在于工业、商业和文化设施的繁荣，生态环境的均衡协调将是更为重要的。

3 城市地质研究报告与图件

城市地质研究报告至少要反映以下几方面的内容：

①城市地质条件的勘察与评价；

②城市土地资源利用与合理规划论证；

③城市地质作用与灾害研究；

④城市化可能产生的负作用预测；

⑤城市运行的合理地质环境管理模型的建立与应用。

针对不同城市环境、城市的不同功能，要求建立相应的研究体系，编制相适应的研究报告。

1）不同城市环境的研究

不同地质环境、不同发展历史的城市，其相关的工程地质问题也是各异的（表 11-1）

表 11-1 四类不同城市市区所具有的特殊问题

（据吴恒，1992，有修改）

老城市	通常原生地质环境问题较多，填土厚且分布广，微地貌形态变化较大
新城市	有较好的规划，城市土地利用较合理
山区城市	地形起伏大，基岩裸露，物理地质现象较多，城市建设时挖填方量大，重力作用显著，山洪作用较显著
平原区城市	大片第四纪地层覆盖，地形起伏小，地表水体发育，抽取地下水过量时引起地面沉降

应说明，上述分类不完全是相互独立的，如老城市（新城市）可以是山区城市，也可以是平原城市，反之亦然。

2）不同功能城市的地质研究

城市的功能不同，所拥有的人类活动的影响也是不同的，诱发的环境工程地质问题也呈现不同的特点（表 11-2）。

表 11-2 三种不同功能城市所具有的特殊问题

（据吴恒，1992）

矿业城市	人为改变地下水动力场，形成地下采空区，易恶化地下水水质，“三废”污染严重
风景旅游城市	不得破坏自然风光，严格控制“三废”排放，已建城区内用于城市建设的土地资源相对紧张
海港城市	存在海相软土，间歇性动荷载较大，风暴潮影响

根据上述研究，城市规划与开发的工程地质研究程序可概括为如图 11-2。

3）城市地质研究的成图比例尺

由于地质环境研究程度和城市建设的要求各不相同，各国城市地质调查所用的比例尺也不尽一致，如原苏联城市总体规划利用 1∶1 万—1∶2.5 万，详细规划用 1∶5000—1∶

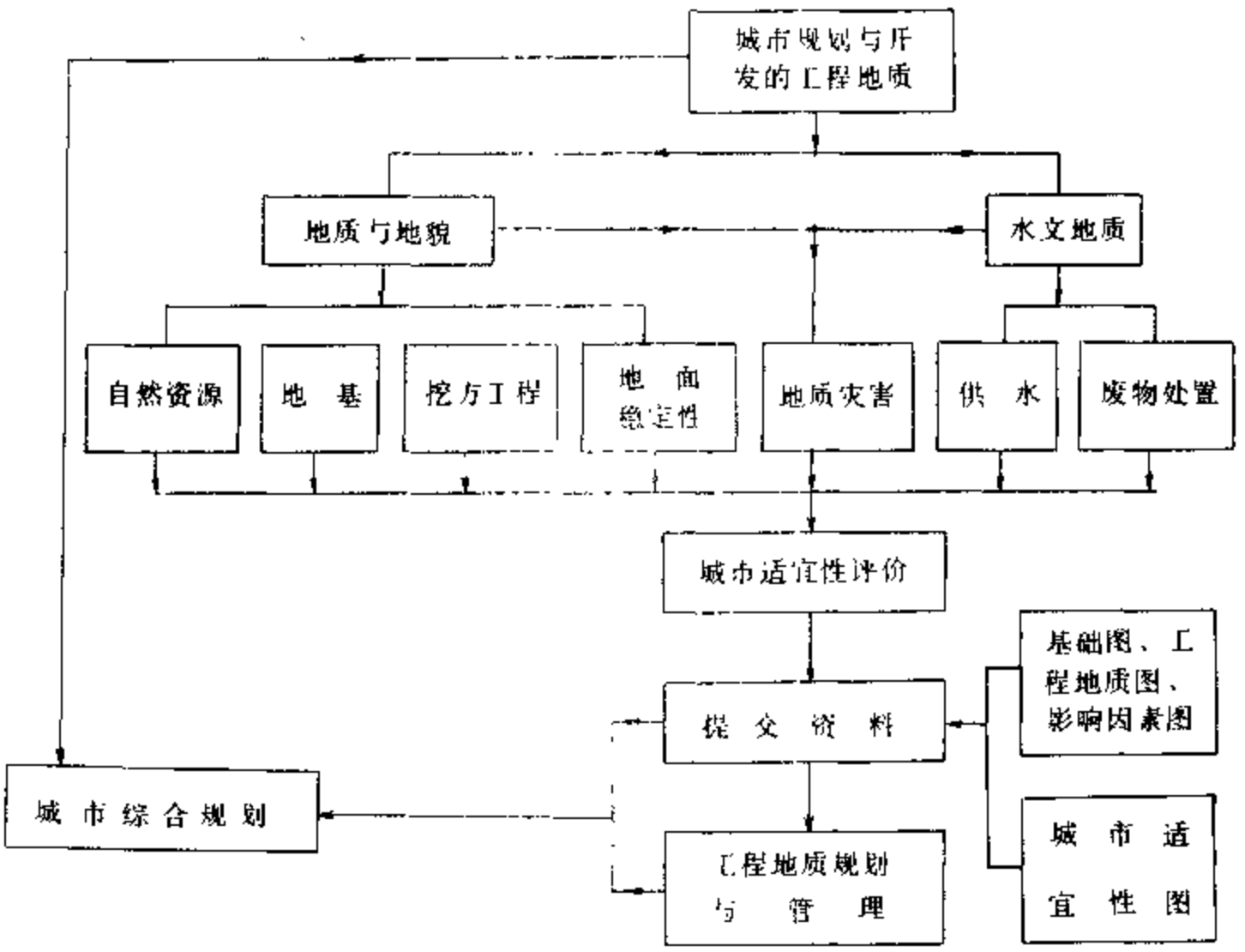


图 11-2　城市规划与开发的工程地质评价

10000，建筑设计阶段则用 1∶500　1∶5000。美国洛杉矶城市规划的三个阶段分别用 1∶24000、1∶48000 和 1∶1200—1∶480。西班牙则用 1∶250000—1∶50000、1∶50000—1∶20000 和 1∶20000—1∶500。针对新建城镇和原有城镇的扩建开发，其比例尺也是不同的。一般新建城市地质调查的比例尺大些，调查的范围则小些，但目前的发展趋势正在改变这种状况。

在我国，城市地质调查的比例尺一般按如下要求安排：①总体规划 1∶1 万—1∶5 万，②详细规划 1∶2500—1∶1 万，③设计阶段 1∶500—1∶2500。我国已完成了许多城市的地质调查工作，如长江三角洲，珠江三角洲，闽南（厦门、漳州和泉州）三角地带，京、津、唐三角地区、下辽河平原和潮汕地区等六大片沿海城市地区。有的地方已做了详细的区域地壳稳定性评价和地震小区划工作，前者如深圳、北京，后者如北海市、连云港等。

第十二章　库坝区的环境工程地质

水库区的环境工程地质研究与实践活动远在“环境工程地质学”一词出现以前就已开展。早在50年代，国内外就广泛注意了因修建水库而造成的库岸再造、淤积、浸没和渗漏问题；60、70年代，则对水库诱发地震、区域地壳稳定性进行了较深入的研究。可以说，水库区的超前研究和经验积累，是水库区环境工程地质学创立的先导条件。

高忠坛（1987）曾指出，水库环境（工程）地质研究要回答的问题是：人类活动在何时、何地影响了地质环境及其在不同时间与空间的影响程度；这些受人类活动影响了的（目前主要从恶化的角度研究）地质环境又怎样影响了水库流域的河湖变迁，要预测其趋势；并从环境保护角度考虑和改善地质环境，提出环境（工程）地质学的论证和整治。它对第四纪研究的重点是人类诞生以后的全新世，而不是笼统的整个第四纪。在编图时，应更着眼于几千年的人文史，而不是人类出现以前尚无环境（工程）地质可言的二百多万年以远的地文期，在空间上则要阐述河床的纵横剖面特性对人类活动的反应。

从科学对象层次划分上来看，上述观点是成立的，但同时也应看到，工程地质环境的演化是不能割裂的，人类出现以前就有生物地质作用存在，而人类作为一种高级生物，只是大大拓宽和强化了生物（灵生）地质作用的范围和强度，成为一种不容忽视的地质营力。因此，工程地质环境优劣和环境工程地质问题是互为因果的一对矛盾，要求搞清工程地质环境，才能搞好环境工程地质研究。

1　环境工程地质问题研究

库坝区的环境工程地质研究可分为工程地质环境（原生）问题与环境工程地质（次生）问题两个方面。

（1）工程地质环境问题

①坝区的区域地壳稳定性；

②坝基及坝肩的工程地质；

③库岸斜坡的自然稳定问题；

④库区自然渗漏条件问题。

（2）环境工程地质问题

①坝基与绕坝渗流问题；

②不同坝型的地质稳定问题；

③水库诱发地震；

④水库渗漏；

⑤库岸再造与岸坡稳定问题；

⑥水库的淤积问题；

⑦水库下游的浸没、盐碱化等生态环境问题；

⑧库区城镇移民新址问题；

⑨库区及其下游至河口的生态环境演变问题。

库区工程地质环境问题必须优先论证，而库区环境工程地质问题研究则带有超前性和预测性，并追踪于水库蓄水后的整个运行期。工程地质环境研究进行得越深入，环境工程地质研究的成效就越显著，因为它开始于建坝前（预测性质），追踪于大坝建成后（实时评价）。“长江三峡库首区诱发地震优势地带预测图”（刘传正，1986）可作为这方面的一个简例。

2 研究程序

针对规划、选址、可行性和预测等几个方面进行。

(1) 库区的工程地质环境调查（1∶5万—1∶10万）；

(2) 重点地段的详细勘察与研究；

(3) 危险地段的勘察、监测；

(4) 重大灾害点的防治工程设计与施工等。

由于水库区的研究较为详细深入，这方面的著作较多，本书不再赘述。

第十三章　矿区环境（工程）地质

矿区环境工程地质的形成与发展是和采矿规模、速度和迅速增长相关的。由于从地下深处采出固体量（矿石和废石）的迅速增长，使得矿山生产的工程地质条件更加复杂化，遇到或诱发的地质问题更多、更大、更复杂，如超深露天矿边坡稳定性的保证、岩爆的预先处理、开采空间的稳定、通风系统的组成、深层矿石与岩石的运输等。在这个过程中，也带来了环境工程地质问题，对它们的研究形成了矿区环境工程地质学。

1　研究动态

原苏联（Г. Г. Сковорив）对矿山工程地质研究工作作出了重要贡献，尤其是通过塔尔纳赫矿山复杂的工程地质条件研究促进了这门分支学科的发展。英国的 E. Hock 和 J. W. Bray 等则对露天矿边坡的稳定性进行过深入的研究。张杰坤（1985）曾对我国矿区的环境工程地质研究进行了系统的总结。

1984 年，E. M. Cergev 指出，“地质环境”一词不只属于一个地质学科的范畴，它还包括研究自然与社会的相互作用和自然界与社会界的相互渗透作用，因为地质环境在自己发展中服从自然和社会的规律，这为矿区的环境工程地质研究提供了一条思路。

2　矿区的环境工程地质问题

矿区的环境工程地质问题，按其发生空间可分为：地下型——由采矿或抽水采矿引起的诱发构造型地震活动以及塌陷地震或岩爆；地表型——由地下开采引起的地表位移、下沉和山体失稳，以及由露天开采造成的边坡破坏等；地上型——因采掘出的废矿矸石堆放引起的滑坡、泥石流等。这三方面的问题都影响了工程地质环境，都是环境工程地质问题。矿区的环境（工程）地质问题如图 13-1 所示。

3　研究思路

（1）在综合勘探矿产的同时，进行工程地质工作，这可利用丰富的地质勘探资料和地球物理资料，辅以进行专门工程地质研究的勘探钻孔。

（2）广泛应用工程地球物理学，首先是地震声学。其不同频率的变型是超声波、声波、地震波等。其目的是使一般工程地质特征评价准确化，以及在自然埋深条件下和在不同岩性和状态下定量评价准确化。地震声学的作用，特别是标准声波测井的作用，在现代矿产勘测趋势——无岩芯勘探钻孔钻探量增加的趋势中正在增长。

（3）评价开采层中作为保证预报危险工程地质现象和矿产开采条件的最主要因素的岩

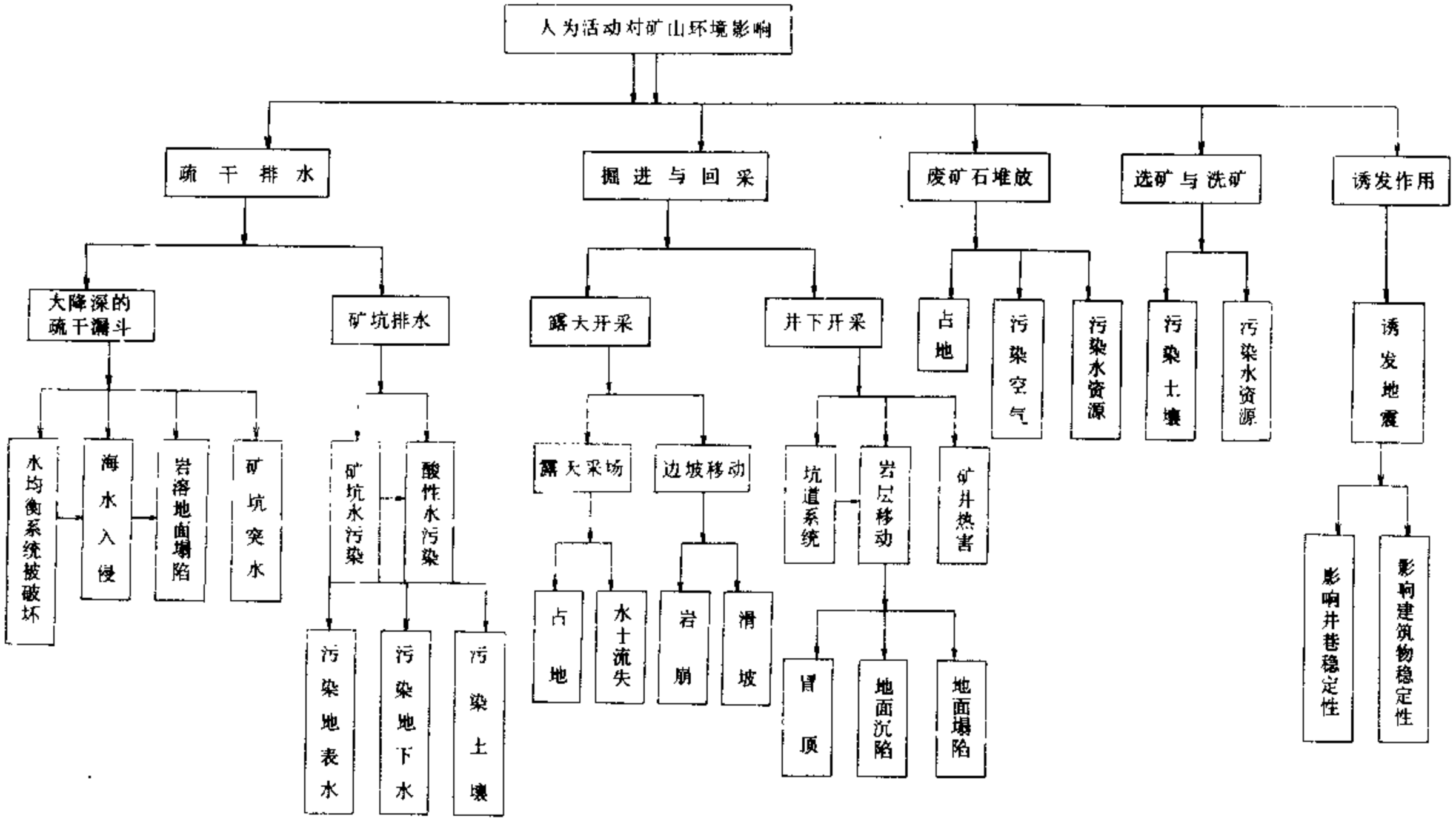


图 13-1　矿区主要环境工程地质问题框图

石应力状态和温度状态。

（4）广泛应用计算方法。这种方法要用高质量的计算模型来给予保证，而模型是基于详细的工程地质试验基础上建立的。

（5）在天然埋藏条件下，广泛应用，并考虑规模因素的评价岩石物理力学性质的相关方法（图 13-2）。

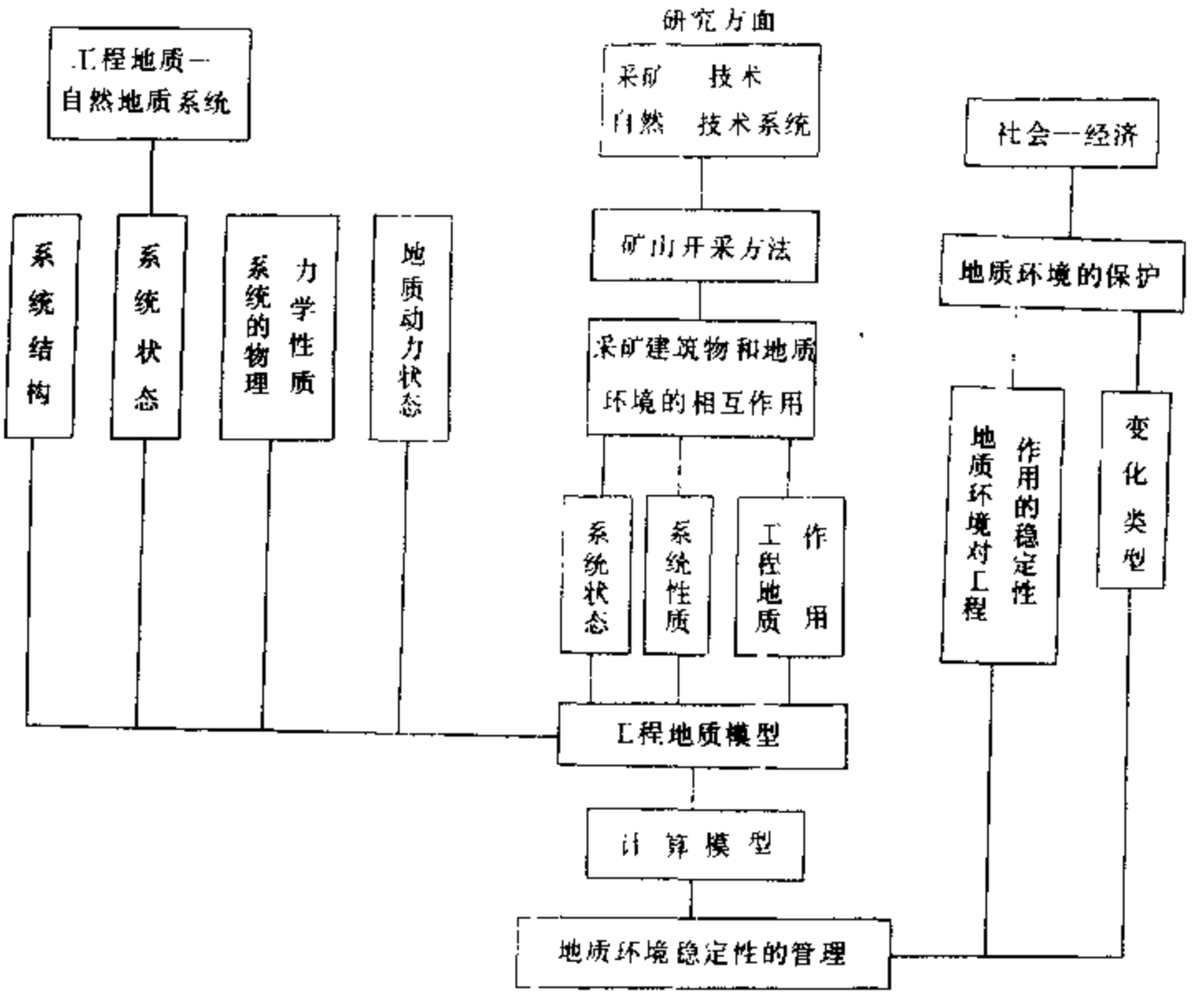


图 13-2　矿山工程地质研究的结构图示

第十四章　文物性地质景观的环境工程地质

景观包括自然的、人为的和兼具二者特征的（历史上人为改造的，即文物性地质景观）三类，它们都是珍贵的旅游和文化资源。自然景观是指具有人文欣赏价值的地理、地貌和地质现象，如山水、溶洞和自然造型等。人为景观，如人造园林、楼台亭榭和假山等。文物性地质景观是在人类历史上人工修饰自然景观而成的石窟、石雕、岩画以及古矿冶遗址等。文物性地质景观的环境地质研究有两方面：一是研究其病害，保护已有的文物资源；二是研究其分布规律及历史渊源，为新景观的合理开发提供科学指导。

1　研究动态

早在50、60年代，苏良赫、王大纯等曾先后对云岗石窟、龙门石窟、敦煌莫高窟、大足摩崖石刻等文物性地质景观进行过考查，初步注意到文物保护的地质研究问题。

目前，从环境地质角度研究文物的破坏与保护问题已受到普遍重视。1988年9月，曾在希腊雅典召开了与古代文物保护有关的国际工程地质学术会议，讨论的专题包括：

①历史遗迹和建筑名胜的工程地质维护；

②历史建筑名胜的工程地质和建筑石料；

③工程地质与考古学勘察；

④工程地质和历史过程中的灾害；

⑤环境地质和历史足迹：古代环境地质、古地理、古水文、古构造等；

⑥古代工程活动中的工程地质：古代建筑中的地基条件和稳定性，古人类的水文工程地质观念、史例等。

近年来，欧美学者研究了空气污染和酸雨对露天大理石雕刻品的损害；埃及学者研究了干旱地区各种盐类，特别是可溶盐的结晶作用造成石雕的破坏；印度及东南亚地区的学者研究了生物风化对石质文物的危害及防治对策；一些地震多发区的学者研究了石雕的减震措施；许多石质文物实验室正在进行各种保护性化学材料对保护石质文物耐久性、透气、透水性和粘结牢固性等性能的研究。

在我国，对文物性地质景观（尤其是石窟）作过较系统研究的当推潘别桐、黄克忠等(1992)。本节以他们的研究成果为主，同时根据作者的考查与认识，作一全面介绍。

2　我国文物性地质景观的类型及其工程地质环境

文物性地质景观是指历史上人工修饰的石质景观或人类活动过的地区，且目前无明显的移位者。这个概念可以包含很宽的范围，具代表性的有石窟、石雕、石刻、岩画和文化

遗迹（如古采矿、冶炼遗址、宗教胜地及名人旧居等）。

1）石质文物分类

我国的石窟寺多数开凿在依山傍水的崖壁上，组成崖壁的地层大都未经历过强烈构造变动，岩体的完整性较好，地层产状多为近水平或缓倾斜。按照岩性可把我国石窟寺分为四种类型。

①砂岩型石窟：开凿在砂岩或砂岩夹薄层泥岩、页岩中的石窟约占总数的80%以上。如新疆拜城克孜尔石窟就是开凿在新第三纪的砂岩夹泥岩地层中，砂岩疏松，成岩程度差；甘肃永靖炳灵寺石窟也是开凿在砂岩夹泥岩中；陕西彬县大佛寺石窟开凿在早白垩世洛河组紫红色中粗粒砂岩夹砾岩或薄层页岩中，岩石疏松，孔隙率高达20—25%，成岩程度较好；著名的云岗石窟开凿在侏罗纪砂岩夹泥质、粉砂质页岩中；四川大足龙岗山和宝顶山石窟均开凿在早、晚侏罗世蓬莱镇组和遂宁组的红色砂岩夹泥岩地层中。属于这一岩石类型的石窟还有新疆的库车森木塞姆、玛札伯哈石窟、吐鲁番柏孜克里石窟，甘肃固原须弥山石窟、凉州天梯山石窟，河南巩县石窟，渑池鸿庆寺石窟；四川乐山凌云寺大佛造像，江西通天岩石窟等。

②砾岩型石窟：闻名中外的甘肃敦煌莫高窟就是开凿在鸣沙山东麓的老第四纪酒泉砾岩中；天水麦积山石窟开凿在老第三纪紫红色砂砾岩夹薄层泥岩中。这些砾岩较疏松，成岩程度差，地层产状呈水平，岩体完整性好。

③灰岩型石窟：著名的龙门石窟群开凿在中、晚寒武世的白云岩和鲕状灰岩、泥质条带灰岩中，岩体受轻微构造变动，地层产状为NW350°∠25°，无构造断裂，岩体完整性好。属于灰岩型石窟的还有山西太原天龙山石窟、晋祠龙山道教石窟，河北邯郸响堂山石窟等。

④结晶岩型摩崖造像：属此类石窟或造像的较少。江苏连云港孔望山摩崖造像修建于汉代，距今有1600多年历史，开凿在前震旦纪朐山组钾长均质混合花岗岩中，岩石坚硬，开凿困难。泉州老君岩造像为伟晶花岗岩。

上述石窟寺的岩性类型表明，我们祖先在建造石窟寺时，是经过地质选址考察的，选择在完整性好、成层厚度大而又较均一的岩体中开凿或雕刻。此外，岩性又相对较软，易开凿，且具较好的自稳能力。未经构造变动，成层厚度大而岩性均一的砂岩、灰岩、砾岩等最适合于石窟的开凿和修建。这表明，我们的祖先在当时生产力水平下，已经自发地采用地质工程的观点来指导石窟寺的选址和修建。

由于石窟寺的岩性类型和所处的自然环境的不同，经过千年以上的自然地质营力和人类工程活动的作用，诱生的环境地质病害类型、机理及防治也各不相同。因此，在实际研究工作中，首先应查明石窟寺的岩石类型和赋存的地质环境。

2）石质文物的工程地质环境

以我国为例，石质文物的分布是有一定规律的，从西向东有千佛洞（新疆）—莫高窟（敦煌）—须弥山（固原）—大佛寺（彬县）—云岗（大同）；自北向南有须弥山—麦积山（天水）—斗团山（江油）—青城山（都江堰）—乐山大佛等。这两条线主要是陆相碎屑岩沉积区，是新构造活动带，新第三系或老第四系呈带状分布，成岩尚不完全，易于开凿和雕刻，且具有较大的自稳性。这就是石窟艺术在这两条线分布的工程地质环境学基础，尽管当时古人未必自觉认识到这个规律。

敦煌莫高窟的工程地质环境表明，之所以在那里搞一个举世闻名的石窟，可能是玉门

砾石层的下部是最古老的第四系地层，呈半固结状态，成岩作用尚未完成，但自持力又较强，以致几千年不倒。向西的千佛洞、向东的天水麦积山石窟、大同云岗石窟，乃至四川的大足石刻等都反映了类似的规律。

这方面的工作做得很少，将来会成为旅游地学的一个重要研究方向。因为东西线反映了祁连山-南西华山-六盘山等构造带的影响，而南线则反映了六盘山-龙门山等构造带的影响（刘传正，1994）。

3 石质文物的主要环境地质病害

引起石窟寺破坏的主要环境地质病害（或问题）涉及范围很广，类型很多，成因也很复杂。按石窟环境地质病害的主要原因，可分为两大类：一类是由于自然地质作用引起的地质病害，如由于裂隙交切及风化地质营力作用，引起雕刻品坍塌脱落、岩石风化、渗水病害、岩石溶蚀、地震坍塌、冲沟切割、沙漠粉尘以及风蚀掩埋等。这类病害称为第一类环境地质病害。另一类是由于人类生产或工程活动引起自然环境改变，在改变后的自然环境营力作用下，引起原有（第一类）地质病害的加剧或诱生新的环境地质病害，如：爆破震动及采矿引起地面和边坡岩体的变形破坏；兴建水库引起小气候环境改变而诱生的岩石风化加剧；酸雨、煤尘引起岩石蚀变；改变河道引起洪水淹没等。这类病害称为第二类环境地质病害。

我国石窟寺常见的几种环境地质病害主要有以下几种：

1）降水、河水、地下水造成的石窟漏水、渗水和积水

这是石窟最常见、危害最大的病害。由于大气降水通过石窟顶部渗入到石窟内，导致石窟漏水、岩石软化、浸蚀石雕的病害最为普遍。如山西大同云岗石窟，虽地处半干旱地区，由于裂隙发育，大气降水很容易沿裂隙渗入窟内，软化岩体，浸蚀石雕。类似的受危害严重的还有彬县大佛寺石窟、巩县石窟、大足北山石刻等。受地下水侵蚀最典型的石窟是陕西彬县大佛寺石窟。该石窟后壁切穿了一个砂岩含水层，地下水呈条带状向洞窟内渗流，造成洞壁冲蚀悬空，石雕严重风化。大同云岗石窟第二窟的寒泉洞也揭露了地下水，地下水以下降泉的形式向洞内排泄，因受泉水长期浸泡，致使窟底基础岩体全部碎裂成小块，严重危及洞窟稳定。对于开凿在碳酸盐类岩体（石灰岩、白云岩、白云质灰岩）中的石窟而言，降水和地下水的入渗，还将溶蚀岩体，造成石窟壁面灰华凝浆积聚，掩盖石雕，损坏石刻。闻名于世的龙门石窟以及邯郸响堂寺石窟、太原天龙山石窟等均已出现此类地质病害。

由于大部分石窟寺是依山傍水修建的，洪水倒灌窟内，会导致石窟积水，浸没石雕，损坏石窟文物。这种洪水倒灌窟内危害石窟寺的现象，不仅在大同云岗石窟、巩县石窟发生过，甚至连地处干旱地区的甘肃敦煌莫高窟，近年也发生过。图 14-1 给出了泾河洪水倒灌危害大佛的一个例子。该大佛寺石窟底板比地表面约低 5m 左右。据调查，泾河历史上特大洪水位高程为 850m，而石窟洞口标高为 845m，低于历史上的最高洪水位。历史上，泾河洪水曾几次倒灌入窟。洪水倒灌引起了窟底淤积，目前石窟底部淤积层厚达 2m，已将大佛莲台淹没。

2）边坡岩体失稳

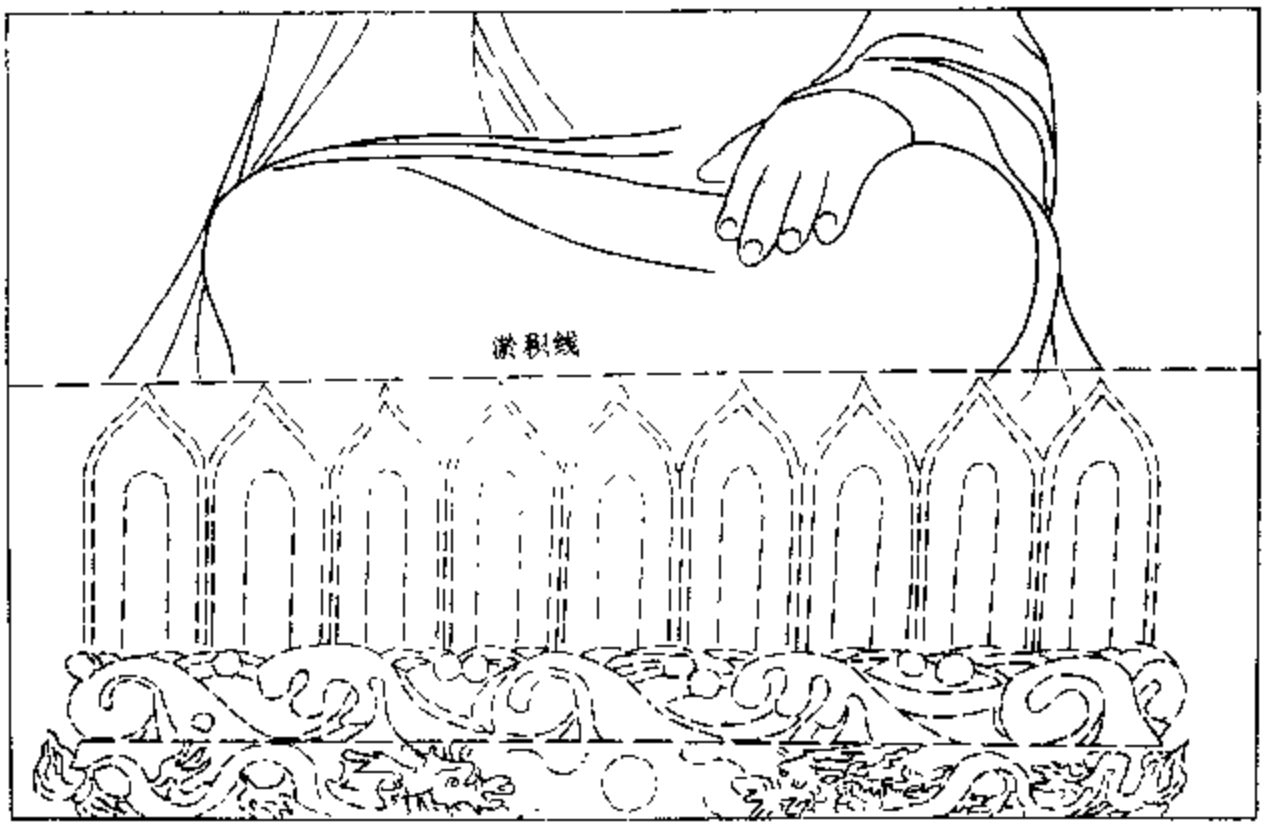


图 1-1　石窟底部淤积层将大佛莲台淹没

（据陕西省彬县大佛寺文管所，1988）

由于多数石窟寺依山傍水，开凿于河谷一侧或两侧的陡崖上。陡峻的边坡岩体，因河流冲蚀卸荷，常常发育岸边卸荷裂隙。这类裂隙走向平行于边坡走向，倾向与坡向近一致，倾角等于或略大于坡角，常常构成石窟寺所在边坡岩体失稳的滑移面或崩落破坏面。岩体中的构造裂隙、风化裂隙、层面、断裂面或剪切带、软弱夹层等结构面，常构成边坡岩体失稳的各种切割面。各种不同成因的岩体裂隙的互相切割，使石窟寺所在边坡岩体形成了可能变形、滑移、崩坍、错落的分离体，导致石窟寺边坡岩体的失稳。此外，石窟寺边坡岩体中各类裂隙发育和交切，还为水的入渗和渗流，盐类的运移和积聚提供了良好通道，危害石窟寺。我国的一些大型石窟寺，诸如洛阳龙门石窟、大同云岗石窟、河南巩县石窟、甘肃的麦积山石窟、炳灵寺石窟、新疆的克孜尔石窟以及四川的乐山大佛等，均普遍出现边坡岩体失稳问题。

3）地震危害

因地震造成石窟的大面积崩坍，对一个石窟寺来说往往是致命的。如甘肃凉州的天梯山石窟就因当地频繁强烈的地震，使得它无法保存而于 50 年代进行了搬迁，把该石窟寺全部迁出强震区。敦煌的莫高窟和天水麦积山石窟都在历史上多次遭受强烈地震，引起大面积洞窟倒坍，造成大量珍贵石窟艺术品的损坏。

4）岩石风化病害

岩石的物理、化学和生物风化作用，时刻在侵蚀石雕，危害石窟寺的保存。地处干旱、半干旱气候区的云岗、克孜尔、炳灵寺等石窟的岩石风化是以冻融、巨大温差、干湿交替作用面引起的物理风化为主。但是，含有盐类的地下水渗入石雕岩石中的孔隙里，产生盐类沉积、结晶、膨胀等作用，使岩石中矿物产生蚀变的化学作用也很普遍。而位于雨量充沛、湿热条件下的四川大足石刻、乐山大佛，除化学风化以外，植物根系腐植酸损害石雕岩石的生物风化作用也很明显。

5）风沙吹蚀病害

风沙吹蚀病害在敦煌石窟可见。紧靠莫高窟的鸣沙山是连绵的沙丘，遇到大风时，沙石源源不断地刮入莫高窟内，使得石窟内的壁画、彩塑受到严重侵蚀。

6）小气候环境改变引起的石窟病害

炳灵寺石窟开凿在白垩纪长石石英砂岩中。该岩石胶结物成分中粘土矿物占 15%，而粘土矿物中蒙脱石含量高达 38%。在修建刘家峡水库后，原来的干旱气候环境变为干湿交替频繁的小气候环境。这种干湿交替的小气候环境，使蒙脱石发生胀缩变形，加速了石雕表面强烈风化，使原来光滑圆润的石雕开始掉粉，变得粗糙模糊。这种病害也出现在新疆的森木塞姆石窟。

7）环境污染引起石雕岩石的腐蚀病害

由于工业的发展，大气中的二氧化硫、硝酸根离于含量增加，导致酸雨。此外，某些地区大气中煤尘等微粒的含量也在增大。这些酸雨和煤尘降落在石雕表而，造成石雕岩石的腐蚀。最明显的是连云港的孔望山石刻和巩县石窟，因受酸雨作用，导致石刻岩石的腐蚀，使石雕表面出现麻点。孔望山汉代摩崖石刻雕刻在混合花岗岩的陡崖上，由于受酸雨作用，混合花岗岩中的长石矿物被风化，使石刻造像表而出现麻点，甚至小的孔洞。河北邯郸响堂山石窟寺，被附近的水泥厂、化工厂及煤矿包围，大气中超标的二氧化硫及由其形成的酸雨腐蚀着石灰岩质的石雕佛像。此外，大量的水泥粉尘已使石雕穿上一件硬壳“外套”，破坏了石雕的原貌。

8）采矿引起地面塌坍导致文物破坏

连云港将军崖岩画是 4000a 以前的一幅星像图，有“东方天书”之美称。但由于岩画所在岩体位于锦屏磷矿矿床之顶板，磷矿的开采已经造成大面积的采空区。由于采空区的塌坍、崩落，导致地表岩体产生裂隙。这些裂隙已经切割星像图所在岩体，危及岩画的安全。另一个典型的例子是湖北大冶铜绿山古矿遗址，也因采矿而威胁着该遗址的长期保存。这类问题还存在于江西的瑞昌、安徽的铜陵等矿区。

9）人工爆破震动对石窟寺保存的危害

人工爆破震动对石窟文物保存的危害也在某些文物保护区内发生。最典型的事例发生在龙门石窟保护区内。在龙门保护区内，洛阳水泥厂及乡镇企业连年放炮采石，焦枝铁路及穿越石窟中心区的临洛公路等的火车、汽车行驶时的振动，均是导致石窟体内因振动失稳的动力源。在这类动荷载的作用下，使石窟区内的岩体分离体渐趋失稳。这种因人工震动引起的动力稳定问题还出现在连云港将军崖和大冶铜绿山等文物保护区。

4 石质文物病害的研究方法

石窟寺环境地质病害的研究方法主要是采用基础地质、工程地质和水文地质的一些勘察和研究的方法。在进行石窟寺环境地质病害研究中，首先要查明石窟寺所处的地质环境。因此，要进行详细的地质-工程地质测绘，以查明石窟寺所处地区的地形、地貌、地层岩性、地质构造、物理地质现象、水文地质条件等；此外，还要收集水文气象等资料，详细调查由于人类工程引起环境条件演化及其对石窟寺危害的情况。

近年来，在石窟寺环境地质病害研究中，地球物理勘探方法的应用越来越普遍。目前，常用的有：直流电阻率法探查渗水途径、窟顶基岩埋深；声波法测岩体风化程度、大裂隙

位置、化学灌浆效果；微测深法探测风化层厚度、裂隙延伸方向、保护材料渗透深度；浅层地震法探测石窟寺岩体深部裂隙发育情况、石雕内部缺陷以及窟前考古；水声仪测定佛底座水下洞穴位置、形状、大小；地质雷达探测掩埋的洞窟和古墓位置、古矿遗址、浅埋的隐伏溶洞；核子水分密度仪可对石雕的密度与含水量等进行无损伤探测。此外，精测磁力仪也用于古墓、隐伏断裂、岩溶等探查，并取得了可喜的成果。

为评价石窟岩体及佛像附近爆破震动，火车、汽车振动等引起的动力稳定性，可采用各类测震仪对各种动力源的振动效应进行实测，为石窟的动力稳定性评价提供可靠依据。位于地震区内的石窟寺，还应进行天然地震调查，评价地震对石窟岩体的影响程度。

石窟寺环境地质问题的分析、评价方法，目前也有新的进展。多数石窟寺开凿在陡立边坡内。因此，边坡岩体稳定性评价多为边坡与洞室相结合的三维空间问题。如对龙门石窟奉先寺内的高边坡岩体稳定性评价，德国汉诺威大学地下建筑研究所曾用三维空间有限元方法进行过分析、计算。为评价爆破震动对边坡岩体稳定性的影响，采用了动态离散元分析方法。为了建立岩体结构模型，分析渗漏通道和途径，在岩体节理裂隙的实测基础上，可进行结构面几何参数和统计分析，建立概率模型，进行岩体结构面网络的计算机模拟，得出岩体结构面发育的网络和联通网络系统，为石窟岩体稳定性分析、渗漏通道确定和防渗处理提供了依据。

第五篇　环境工程地质研究成果的表述

环境工程地质研究成果的最终表述是一系列图件。这套图件不仅供工程技术人员使用，还应能为城市规划、国土规划，甚至政府官员参考。因此，图系不仅在技术上应层次分明、科学实用，使用上也应方便易懂。

由于环境工程地质研究尚处于发展阶段，目前多是地区性研究，所以，逐渐形成了诸如城市、水库、矿山和文物性地质景观等类的专门性环境工程地质研究体系，因为这些地区是人类工程-经济活动最集中的地方。

第十五章　环境工程地质评价与编图

环境工程地质图系包括基础条件、现状评价和未来预测等三个方面的内容；具体研究时，常根据需要侧重某一方面。作为反映一个地区的工程地质环境整体演化态势，三方面又是彼此相关的。

1　环境工程地质调查、评价与区划

1.1　环境工程地质调查

1）调查内容

环境工程地质的调查内容包括以下几方面：

（1）岩土体的物质组成，包括岩土的粒度成分与矿物成分、成因类型与形成时代；

（2）岩土体结构与构造特征，包括岩土体分层、相变、岩石结构、工程地质岩组类型、岩体的裂隙化程度、所处构造部位及区域地质构造背景；

（3）地貌与第四纪方面，包括区域地貌单元划分、微地貌特征、第四纪以来的地壳运动特征及绝对年龄等；

（4）地表地下水特征，要查清地下水补给-径流-排泄系统的特征、地下水的水化学特征及其侵蚀性和含水层的物理力学性质；

（5）物理地质现象或地质灾害，包括内外动力控制下的风化作用、地震作用、崩塌、滑坡及泥石流的发育规律；

（6）人类活动的敏感性，地质环境对人类工程的反应，调查是否产生地质环境恶化的现象、程度及发展趋势；

（7）地壳与地表的长期稳定性，重点查明区域性大陆地壳或岩石圈的活动性，特别是活动断裂与地震作用；

（8）与地质环境相关的环境因素，如气候、生态等也是要查清的内容。

2）调查方法

调查方法包括地质测绘、勘探、现场试验、动态长期观测及地球物理探测等。

（1）工程地质测绘是基本的调查方法，主要用于初勘阶段，意在比较全面地反映评价区的环境工程地质条件。在情况允许的条件下，可以使用多时相多波段遥感资料作为辅助；

（2）工程地质勘探包括钻探、槽探、竖井和硐探等几方面，通常勘探与物探方法配合使用；

（3）野外现场试验主要是模拟岩土体的实际变形与强度特征，一般进行现场原位载荷试验、地应力测量、十字板剪切试验和流变试验等；

（4）动态长期观测，用于观测地震、活动断裂、地下水、危岩体或滑坡的发生发展，为

环境工程地质问题的预报提供重要依据；这方面的技术方法有地面位移（三角控制测量、微震台网和短基线测量等）、深部位移（多层移动测量计、测斜仪和磁标志法等）、热红外跟踪摄影与现场声发射（AE）自动记录技术等；

（5）地球物理勘探方法，它包括航空物探、地面物探和测井（硐探）等；根据物理原理，可分为电法、地震法、重力法和磁法等，目前正在发展的CT成图成像在工程地质调查中已发挥重要作用；

（6）地球化学勘探在查明断裂的分布、活动性、地裂缝的存在等方面也发挥了重要作用，它主要是通过探测放射性或挥发性元素，如汞、钍、铀和氡等来达到显示工程地质条件差异的目的；

（7）室内试验方法非常丰富，它分为研究岩土成分的方法，如X光、红外光谱和化学分析等；研究岩土结构、构造，如电子显微镜、粒度分析、超声波和荧光法等；研究岩土物理性质的方法，如体积-重量法、磁学方法和渗流方法等；研究岩土物理化学性质的方法，如热动力学、吸附的、表面张力的方法等，以及研究岩土力学性质的方法，如土动三轴仪、点荷载仪、岩石压力机、流变仪和排水或不排水固结剪切等试验方法。

1.2 环境工程地质评价

1）评价目标

评价目标包括社会性的、经济性的和生态环境等三方面。

（1）社会性目标——工程的稳定性与安全性：工程的稳定性和安全性是工程成功的基本要求，要在工程寿命期内保证工程的绝对安全，这是对社会公众负责的基准。自然，影响工程稳定性的因素是多方面的，这里强调的是地基及其地质环境条件。

（2）经济目标——工程效益：较好的经济效益是工程建设的功能目标，它应包括经济或使用价值等方面。

（3）生态学目标——生态环境的影响与协调：工程完成后应成为自然环境的组成部分，不破坏，甚至改善原有的生态环境，促使环境向和谐的方向发展。

事实上，上述三方面的目标是相互关联、相互制约的，应针对具体工程及其环境具体分析。

2）评价方法

概括言之，评价方法可分为以下几类：

（1）类比方法：类比方法又称地质比拟方法，它是建立在工程地质比较和对比基础上的最基本方法。其实质是将被研究的作用和现象与已经研究过的、试验过的或与之相似的作用和现象进行类比。在某种意义上说，任何工程都是在一定工程条件下兴建起来的，都可看作一种宏伟的工程地质试验，工程地质学正是在不断总结这种宏伟试验的基础上发展起来的。

工程地质比拟法的优点是把多种因素综合起来考虑，面达到一种认识总体作用效果的目的。这种方法虽然定量化程度不高，但在拥有足够数量专门观测和调查资料的基础上，具有丰富的建筑经验和高深造诣的工程地质专家能够作出非常切实的结论。

（2）工程地质模拟方法：在对研究对象调查的基础上，为了更深刻地认识地质体发展的过程规律，常采用物理模拟的方法进行研究，它包括光学模拟、等效材料的模拟、变形

力学的离心机模拟、水力模拟、水化学模拟和物理化学模拟等。

(3) 理论分析计算方法：它主要包括刚体力学方法、数值方法和统计学方法，比较具体的方法如块体极限平衡分析、有限元分析、离散元分析、概率统计方法和模式识别等。

近年来，针对工程地质问题的不确定性和经验分析的重要性，从逻辑学和思想试验的角度提出了专家系统等人工智能方法，但这方面的研究离解决实际问题尚有一定距离。

1.3 环境工程地质区划

1) 区划原则

环境工程地质区划的原则是根据所研究问题的空间尺度与时间尺度来制定区划的级序。对于大区域（全国性）的区划，地壳构造及其活动性是其控制因素，而对小范围（一个工程区），则主要考虑岩土类型、微地貌、地下水的分布和断裂活动等。显然，宏观区划为整个国家乃至国际性的土地开发利用提供依据，而微观区划则主要涉及具体工程场址的具体参数的取得。

2) 区划分级

区划的分级可以根据所研究的对象确定，至于每级中划分多少区合适，更要有针对性的进行，下述只是一个基本概要。

(1) 一级区划：针对全国性国土整治与经济开发的战略布局进行。开展工作时，要有战略性的持续发展的观念；在综合考虑资源、环境与人口的现状及潜力的基础上进行分区，为国家级国土规划与开发的战略决策服务。

(2) 二级区划：为地区性区域规划与开发服务。在综合考虑其所在大地构造位置、区域工程地质环境条件、人口、能源、矿产与土地分布的前提下，为制定较具体的建设规划提供依据。这种区划不一定受行政区划的限制，有时是相邻省区的联合区划和建设布局，如水电工程往往是跨省区的。

(3) 三级区划：针对工程建设区，进行建筑条件的适宜性分区，为具体工程各个单元的布置提供依据。在详细评价降雨、风向、水源、地貌、地基承载力以及生态环境等方面的前提下进行区划。

(4) 四级区划：针对工程建设地段进行区划，也就是选择最优地段的问题，为更详细的勘察和研究建立基础，为可行性论证和初步设计提供更有针对性的依据。

应说明，具体工程地基，如楼房地基或大坝坝基的地质力学属性已不属于一般区划的内容，它要求更详尽具体的力学参数和稳定性研究结论，为具体工程的设计与施工提供依据。

2 环境工程地质图系的编制

图系编制涉及编图的原则、内容和方法步骤等几个方面。编图的目的是为了更好地利用地质环境，便于改善人类生存和发展的自然条件，尽可能避免或减轻人类活动对地质环境的破坏。

2.1 编图原则

环境工程地质编图就是以环境工程地质学的最新成就为理论指南，以客观的环境工程地质问题为研究对象，以与环境工程地质问题密切相关的工程地质条件为基础，最终以适宜的方法、步骤和图例在图上综合表达出来，最后形成包括基础工程地质条件、环境工程地质问题现状评价和对未来的预测等几方面的一个图系。

为满足应急工程的需要，单因子图件或单张图件也必不可少。如某地区的滑坡分布图、某地区的环境工程地质问题现状图或某地区的建筑适宜程度图等。

应说明的是，目前环境工程地质图与环境地质图的界线尚不十分清楚。

2.2 表达内容

环境工程地质图系应反映自然工程地质环境和人为活动，即社会-经济-工程条件影响等两个方面的因素。意大利曾出版了《环境地质制图法》(1980)，我国则先后开展了长江流域、黄河流域和西北地区环境工程地质图系的编制工作。

城建部门曾为海口市编制了一套为城市综合规划用的地质环境质量和土地工程能力评价图系，共15张，包括：①规划区土地工程能力与适宜性图；②水资源规划图；③场地地震灾害图；④土地工程开发费用比率图；⑤稳定性分区图；⑥浅部松散层状况图；⑦深层持力层承载图；⑧天然浅基适宜性等级图；⑨桩基适宜性等级图；⑩箱基适宜性等级图；⑪坡度与开挖难易程度图；⑫场地土类别区划图；⑬潜水等水位与埋深图；⑭地下水超量开采与污染影响图；⑮洪泛威胁程度图。这套图超出了传统地质编图的框架，引进了工程规划和设计人员易懂的语言和需要的内容，因此，有人把环境地质图称为规划人员和地质学家的一种共同语言，是土地利用和区域规划的必要工具。

1980年7月，在巴黎召开的第26届国际地质大会上，西德编制的环境地质图引起了与会者极大的注意。它是根据浅钻资料绘制的1∶25000的环境地质图（下萨克森地区）。

环境地质图的内容应视需要而定，主要以国土开发整治、土地的合理利用为目的的环境地质图，有关的自然因素、经济因素是图中要表达的内容。一些重要的文化因素也应作为图的内容。有些对环境没有重要影响的地质因素则不必表现出来。如地层的某些接触关系就可以不作为一个特殊的地质因素来考虑，而有特殊意义的非地质因素则应作为编图要素。地质环境中自然和经济的主导因素常成为确定环境地质图主题的根据。如工程特性、斜坡稳定性、矿产资源、水文地质和废物处置等

2.3 编图的方法步骤

编图的方法步骤与编制一般工程地质图的区别在于表达分析性因素和人类作用因素的次序上。一般的环境工程地质图的编制可遵循下述步骤：

(1) 首先搜集基础图件。如各类地质图、地震图、构造图，尤其是区域工程地质图和航卫片资料。

(2) 野外调查。专门为环境工程地质问题研究进行物化探和钻探及试验。

(3) 人类作用的地区及强度分带，现有环境工程地质问题的分布及分类。

(4) 由分析、计算所得研究地区的最新的工程地质或具有工程地质意义的数据。

(5)编图前规定好图的比例尺及适宜的图例，按照填绘原则，首先填绘分析性的因素和数据，随后按环境工程地质问题及相关条件的自然顺序填绘，最后整饰成图。

自然，实际编图时，要针对确定的目的和问题的特点来进行。

3 环境工程地质图系

事实上，一个地区完整的环境工程地质研究成果的表达是不能用一张图来实现的，而是以相互关联的、可称为图系的一系列图来表达。这基于两个原因，一是环境工程地质问题相关因素很多，一张图的容量是有限的；二是针对使用方便、目的明确来考虑。如一些工程规划仅需要某些方面的环境工程地质研究成果，而一张包罗万象的图上，重点既不突出，使用也不方便。

3.1 图系的构成

环境工程地质图系的各个方面的内容是各不相同的，其服务目的也是各异的，但又是互相关联的。

(1) 环境工程地质条件图系在内容上仍类似于工程地质环境图系，但在编图的指导思想和表达方法上更注重突出那些利于产生环境工程地质问题的条件。这种图不能认为属于环境工程地质学的重点研究对象，只是最重要的且必不可少的基础性图件。

(2) 环境工程地质评价图系是环境工程地质图系中最重要的内容。它是立足于所研究的地区现今环境工程地质问题在时间、空间和强度等三方面的特点而成图的，借以评价该地区环境工程地质问题的现状，进而也就可以对该地区的环境工程地质条件（也即工程地质环境质量）有更清楚的认识；同时，也就可以预测该地区环境工程地质问题的未来发展（取决于工程地质环境容量），以便决定是否采取必要的防治措施。

(3) 环境工程地质预测图系必须在完成上述两种图，也就是说必须对一个地区的环境工程地质条件研究很深入，同时也对该地区环境工程地质问题的发生特点认识很清楚的情况下才能进行。对于新的工程、经济开发区，没有突出的环境工程地质问题，但环境工程地质预测又要超前于评价进行，就要求必须在完成高质量的环境工程地质条件图（工程地质环境图）之后，在有较高的环境工程地质研究造诣和丰富编图经验的人员参加的情况下，才可进行环境工程地质预测的研究和相应的图系编制。环境工程地质预测图系，多立足于较长远的规划来考虑。

环境工程地质图系的内容可用下列框图（图 15-1）表示：

实际工作中，往往对上述三方面中的某方面，甚至某方面的某一侧面有所侧重，这就要求编制单因子图。如水库地区诱发地震较突出，可编制诱发地震评价图或预测图。显见，这种所谓的单因子图又包含了许多次一级的单因子因素。

上述是立足于学科角度来考虑问题的。在实际应用中，目前尚主要注重于各种部门性环境工程地质图，如城市环境工程地质图、水库环境工程地质图和矿区环境工程地质图等。我国地质矿产部组织编制的长江流域环境地质图系就具备这方面的属性．不过现已编出的这套图更接近于归属地质环境图系。因环境（工程）地质图是有一系列特点的。

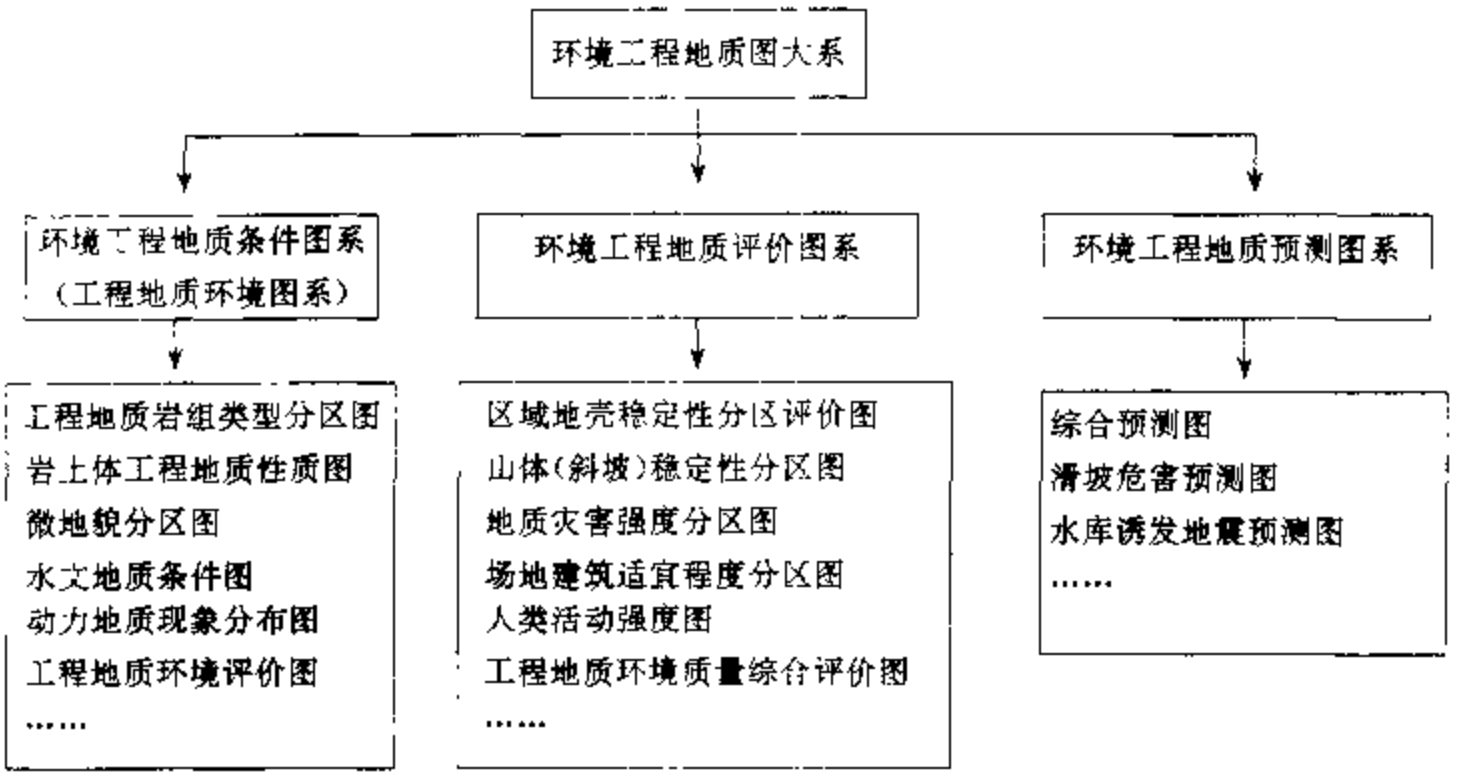


图 15-1　环境工程地质图系的构成

3.2　环境工程地质图的特点

环境工程地质图的特点可初步归纳为以下几方面：

（1）系列性

环境工程地质图均由一个系列构成，如美国宾夕法尼亚州的环境地质图系由地势起伏图、地形坡度图、水系和洪水泛滥图、土壤图、地质矿产图、地下水利用可能性图和工程地质图等 7 张图构成。得克萨斯海岸带的环境地质图由 9 张图组成，西德下萨克森地区的环境地质图系为 12 张图。英国法夫地区的环境地质系列图则多达 27 张图。

（2）实用易读性

由于环境工程地质研究与制图不仅为工程技术人员服务，更主要的是为政府部门进行国土开发与土地利用规划服务，这就要求在表现内容与形式上应简明扼要，易于理解和实用。有时，为突出某一方面的问题，单因子的现状、评价或预测图常常是受欢迎的。

（3）广泛性（洲际—全球性）

由于地球环境与资源的全球关联性，特别是人类活动的影响已远远超出行政区界或国界，有些重大问题必须从全球或洲际角度来考虑，方能求得战略性的正确认识，如目前已编制的全球构造活动图、全球地应力场图和东亚地质灾害图都是这方面的反映。

（4）空间性

要求对地球一定深度的特点予以反映，以加深对地质环境深部稳定性的认识。

（5）实时性与自动化趋势

要求及时把地质环境刚刚发生或正在发生的事实予以反映，以便实时作出预测或制定对策，这就要求建立地质环境因子的数据库，及时进行计算机网络分析或成图，以便综合分析与对比。

4　计算机辅助制图与辅助决策

4.1　计算机辅助制图

计算机辅助制图是为了提高工作效率。它是利用计算机系统快速高效的原理及时地反映环境工程地质问题的现状及其实时变化，以便于及时决策和实施防治或整治措施。

利用数据库的可操作性，可以灵活地反映环境工程地质条件在人类工程-经济活动作用下的变化。它可以根据客观情况的变化增删数据的内容及其组合，也可通过预测可能发生的情况模拟其对人类可能发生的影响。

计算机辅助制图的内容可分为以下三方面，即现状图、预测图和动态模拟图。

（1）现状图

利用计算机存取方便的特点，可随时对比不同地区或同一地区不同时间的实时状态。

（2）评价图的优化

利用多色可叠加性，可快速地给出一个地区的综合评价图或单因子评价图，并可根据条件的变化，方便地进行评价的更改。

（3）预测或模拟图

根据现状评价，以可变换参数进行风险预测。也可设想突然的重大工程地质条件改变来模拟工程预期的可能变化，制定应变对策，这实际上是一种演习过程。

另外，还可以进行辅助设计，以检验工程效果。

4.2　计算机辅助决策

它包含以下几方面：

（1）对一个地区的历史、现状、发展趋势与防治重点进行决策咨询；

（2）快速地查询工程地质环境问题的主要类型、分布、发育强度、危害与防治可行性，为调整国家或地方国土利用、经济开发与环境保护的战略决策服务；

（3）为制定整个国家的中长期的防灾战略提供参考。

5　我国环境地质图的编制

为了更全面地了解我国环境地质的研究工作，现把由地质矿产部地质环境管理司组织，由中国水文地质工程地质勘查院主持的《中国环境地质图系》（1∶600 万）作一介绍。

5.1　背景

在国际上，环境地质图的编制工作始于 70 年代，地区性的环境地质图系多为中大比例尺，如美国得克萨斯州海岸加尔维斯顿—休斯顿地区环境地质图与有关专题图（1∶12.5 万，1∶25 万；1972），香港地区环境地质图系（1∶2 万，1∶0.25 万；1983）。疆域比较广大国家的环境地质图多为小比例尺，如美国试验性的环境地质图（1∶750 万，1987）。环境地质图（系）作为直观反映地质环境现状、指导地区开发的重要资料而日益引起重视。

自 70 年代中期，我国开展了一些重要城市和大江大河的环境地质图系编制工作，如 70 年代末至 80 年代中，编制了北京、上海和沈阳等大中比例尺城市环境地质图系，80 年代末，编制了小比例尺（小于 1∶100 万）区域性环境地质图系，如长江流域环境地质图系、黄河流域环境地质图系和东北经济区环境地质图系等。

在上述背景下，为多方面反映我国区域环境地质特征，分析研究全国不同地区地质环境与人类工程-经济活动之间的相互关系，满足区域性乃至全国范围的国家经济建设和国土开发宏观规划与决策的需要，也为满足全国范围的地质环境宏观管理，作为制订相应法规的需要，小比例尺（1∶600 万）的《中国环境地质图系》陆续出版。

5.2 目的与任务

编制中国环境地质图系的目的是：为我国国民经济建设布局和国土开发整治等宏观规划与决策提供地质环境方面的科学依据；为我国地质环境的科学管理与保护提供依据；总结我国环境地质工作的成果，提供给教学、科研与生产应用，促进环境地学的发展；促进国际交流和对比研究。

根据上述目的，中国环境地质图系的主要任务是：全面系统地概括我国地质环境（包括地质资源）的主要特征，地质环境与人类工程-经济活动的相互关系及在自然和人为作用下存在的主要环境地质问题（含地质灾害）；综合评价我国不同地区的环境地质条件，进行环境地质分区，提出合理保护地质环境、部署人类工程-经济活动、开发地质资源的对策建议等。

5.3 图系内容与构成

（1）内容

环境地质研究涉及了地质环境及其与人类生产生活的多方面的相互作用，通过研究，提出合理开发利用与保护地质环境的对策、措施等。因此，中国环境地质图系的内容包括：

①天然（基本的）地质环境条件（包括地质资源）；

②天然地质环境条件对人类生存与发展的影响；

③人类开发利用地质环境和地质资源的现状；

④不同类型的人类工程-经济活动对地质环境的作用及其对人类的反作用；

⑤各种地质营力（包括人类活动）作用下的现代地质环境质量评价；

⑥合理开发利用与保护地质环境的对策、措施（包括规划布局与工程措施等）。因此，中国环境地质图系是由一系列图件构成一个巨大的系统。

（2）构成

中国环境地质图可以划分成以下四个图组，每个图组包括若干图件：

①地质环境（包括地质资源）图组：主要包括地质、地貌、水文、气象、植被等自然条件，矿产、地下水、热矿水和土地等资源的分布，地震震中与活动构造等。

②地质环境开发利用现状图组：包括水资源开发利用现状、地热资源开发利用现状，以及与地质环境有关的土地及生物资源（森林、草原、土地等）开发利用现状等内容。

③地质灾害图组：包括崩塌、滑坡、泥石流的类型及分布，沙漠及土地沙化，水土流失，土地盐碱化和沼泽化，岩溶塌陷，开发地下水导致的灾害和特殊类土危害等内容。

④地质环境评价与对策图组：包括区域地壳稳定性分区、地质灾害防治分区、地下水环境质量（水质）评价、地下水污染防治分区、地下水资源合理开发利用综合区划、地质自然保护区及旅游地质资源环境地质分区和国土整治环境地质区划等。

总之，1∶600 万中国环境地质图系的编制出版将在地质工作者与工程建设宏观决策者之间架起一座桥梁。

后　记

《环境工程地质学导论》只是环境地质学发展历程中的一块小小的基石，环境地质事业应该有更宏伟的目标。它应该对诸如重大工程建设与其地质环境稳定性（敏感性）的关系，地质环境资源的合理开发、利用与管理，以及自然或人为地质灾害的监测和防治等给出明确的理论指导与对策。为此，不妨作一大胆的设想：在不太远的将来，将逐步建立覆盖全国的管理网-监测网-数据分析与实时预报中心等系统的地质工程环境开发与管理体系。它将对整个国家的地球表层变化作出定期的预测预报，并及时地向全国发布或播出，达到类似天气预报那样的水平。这绝非空想！地质遥感已从热红外向应力遥感发展（正在建立遥感岩土力学），卫星定位系统（GPS）也使洪水预警比传统方法缩小几十倍的时间报达防洪救灾指挥中心。利用航空和航天遥感技术，可以大面积地快速扫瞄，并及时捕捉地质工程环境的变化前兆，从应力变化、岩石形变及其声发射和热敏反应，配合实地监测等数据信息的实时处理，就可能对即将发生的地震、火山、崩塌、滑坡或泥石流，洪水及暴风等提前报警。一方面，供政府职能机构及时决策（是搞应急工程，为根治赢得时间，还是搬迁避灾）；另一方面，提高公众的地质环境意识。

随着科学技术的进步，人类追求的理想目标是，建立统一的大气-地球表层变化耦合的实时的时空预警预报体系，实现人类与地质环境和谐共存的理想生境。

刘传正

一九九五年四月

参 考 文 献

1. 刘国昌，1988，中国工程地质发展的回顾、反思与展望，河北地质学院学报，Vol. 11. No. 3。
2. 王仰之，1985，我国解放前的水文地质工程地质简述，《水文地质史话札记》，地质出版社。
3. 边裔，1987，我国工程地质界杰出的先驱者，著名地质专家姜达权的学术经历和成就，水文地质工程地质，No. 6。
4. 孙广忠，1992，十年来我国工程地质科学成就与展望，现代地球科学进展，地质出版社。
5. 王思敬、黄鼎成主编，1990，攀西地区环境工程地质，海洋出版社。
6. 王思敬主编，1991，工程地质学新进展——第六届国际工程地质大会论评，北京科学技术出版社。
7. 刘国昌，1992，刘国昌工程地质文集，P. 238、214，陕西科学出版社。
8. 刘汉超、陈明东等，1993，库区环境地质评价研究，成都科技大学出版社。
9. 谷德振，1979，岩体工程地质力学基础，科学出版社。
10. 孙广忠，1988，岩体结构力学，科学出版社。
11. 孙广忠，1995，工程建设与地质环境——兼论地质环境模型，工程地质力学研究（一），地震出版社。
12. 孙广忠，1995，对地应力的新认识，工程地质力学研究（一），地震出版社。
13. 郭见扬，1986，地质因素在岩土体工程特性中的烙印，长春地质学院学报（水文地质工程地质专辑）。
14. 张咸恭等，1982，区域工程地质和环境工程地质研究中地质岩组划分的初步探讨，湖北地质科技情报，No. 2--3。
15. 崔政权，1991，系统工程地质导论，水利电力出版社。
16. 李起彤，1991，活断层及其工程评价，地震出版社。
17. 胡海涛，1982，“安全岛”——相对稳定地块概念的应用——以广东核电站场址选择为例，水文地质工程地质，No. 2
18. 李兴唐等，1991，活动断裂研究与工程评价，地质出版社。
19. 刘传正，1988，环境工程地质学概说，《全国第三次工程地质大会论文选集》，成都科技大学出版社。
20. 刘传正，1988，矿区的环境工程地质问题分析.《中国环境地质研究》，科学出版社。
21. 刘传正，1988，水库诱发地震的编图预测法，长春地质学院学报（专辑）。
22. 刘传正，1989，论水库诱发地震，河北地质学院学报，No. 4。
23. 刘传正，1990，区域构造孕震活动与重力崩滑时空相谐的一个例证，水文地质工程地质，No. 4。
24. 刘传正、胡海涛，1992，地质灾害系统的初步研究，《全国第四次工程地质大会论文选集》，海洋出版社。
25. 刘传正，1993，中国活动断裂系统的分区分段性与重大工程选址，《全国第三届青年工程地质学术会议论文选集》，成都科技大学出版社。
26. 刘传正，1993，重大工程选址的区域地壳稳定性评价新理论，工程地质信息，No. 4。
27. 刘传正、胡海涛，1993，工程选址的“安全岛”多级逼近与优选理论，中国地质灾害与防治学报，Vol. 4 No. 4。
28. 刘传正，1993，区域地壳稳定性研究的历程和发展方向，《全国第三届青年工程地质学术会议论文选集》，成都科技大学出版社。
29. 刘传正，1994，中国部分断裂系统的分形几何特征，《地质力学与地壳运动文集》，地震出版社。
30. 孟国正，1984，山西大同煤矿采矿诱发地震，《中国诱发地震》，地震出版社。
31. 李玉文，1984，愿斗桥煤矿抽水诱发地震，《中国诱发地震》，地震出版社。
32. 钟以章等，1984，辽宁省北票煤田台吉井区采矿诱发地震活动，《中国诱发地震》，地震出版社。
33. 谭以安，1989，岩爆形成机理研究，水文地质工程地质，No. 1。
34. 晏同珍等，1989，滑坡系统静态规律及斜坡不稳定性空时定量预测，地球科学，No. 2。
35. 高根树等，1992，大型滑坡高速滑动机理，中国地质灾害与防治学报，No. 1。
36. 刘铁良，1991，滑坡中长期预报的有关问题，水文地质工程地质，No. 3。
37. 胡广韬等，1992，论基岩高速滑坡的弹冲力学机理，中国地质灾害与防治学报，No. 4。
38. 于济民，1992，滑坡预报参数的选择和预报标准化的确定方法，中国地质灾害与防治学报，No. 2。

39. 白晓辉，1992，滑坡发育历史规律及其活跃性趋势的新分析法，水文地质工程地质，No. 5。
40. 周寿柏，1989，隐蔽古老滑坡的勘察与防治，水文地质工程地质，No. 6。
41. 苏爱军，1990，滑坡预报方法探讨，水文地质工程地质，No. 5。
42. 温特科恩，方晓阳等（美），1986，基础工程手册，中国建筑工业出版社。
43. 刘广润，1989，城市环境工程地质研究，水文地质工程地质，No. 4。
44. E. E. 布拉布，1992，世界滑坡问题，地质科技动态，No. 8。
45. 联合国教科文组织等，1992，建议的报告滑坡的方法，地质科技动态，No. 8。
46. 国际工程地质协会滑坡委员会，1992，建议的滑坡术语，地质科技动态，No. 8。
47. 王家鼎，1992，高速黄土滑坡的一种机理——饱和黄土蠕动液化，地质论评，No. 6。
48. 安纳伯．雷迪．西瓦．雷等，1992，边坡稳定性分析的一种新方法，国外地质与勘测，No. 2。
49. 孙广忠，1992，论工程地质发展方向——地质工程，《第四届全国工程地质大会论文选集》，海洋出版社。
50. 胡海涛，1992，开展地质工程防治地质灾害，《第四届全国工程地质大会论文选集》，海洋出版社。
51. 周必凡等，1991，泥石流防治指南，科学出版社。
52. 胡惠民等，1991，华北地区及其主要城市地面沉降的演变和发展，中国地质灾害与防治学报，No. 4。
53. 朱兴顺，1992，常州市地面沉降灰色模型预测，水文地质工程地质，No. 2。
54. 郑铣鑫，1991，宁波市地面沉降系统分析，水文地质工程地质，No. 2。
55. 孙元等，1990，沧州市地面沉降初步预测，水文地质工程地质，No. 5。
56. 李永善等，1992，西安地裂缝及汾河盆地活断层研究，地震出版社。
57. 吴嘉毅、廖燕鸿，1990，西安地裂缝的工程性质，陕西科学技术出版社。
58. 王智济，1986，地面沉降的工程地质研究，地球科学——武汉地质学院学报，Vol. 11，，No. 2。
59. 沈孝宇，1985，中国长江三角洲及相邻滨海平原地区地面沉降环境工程地质研究，国际交流地质学术论文集（6），地质出版社。
60. 沈孝宇等，1989，宁波城市地面沉降物理数学模型及沉降预测，地球科学——中国地质大学学报，Vol. 14，No. 2。
61. 朱淑莲、张家明等，1984，西安地裂缝运动的时间序列分析，水文地质工程地质，No. 3。
62. 晏同珍，1989，地面沉降规律预测新模式，地球科学—— 中国地质大学学报，Vol. 14，No. 2。
63. 朱玉燕译，1992，日本 1988 年全国地基沉降地区概况，中国地质灾害与防治学报，Vol. 3，No. 2。
64. 张家明等，1991，西安地裂缝与地貌成生关系的研究，地质灾害与防治，Vol. 2，No. 2。
65. 任荣，1991，沧州市地下水开采与地面沉降关系初探，地质灾害与防治，Vol. 2，No. 1。
66. 刘毅，1990，灾害性地面沉降，地质灾害与防治，Vol. 1，No. 4。
67. 周国云等，1993，中国城市地面沉降研究的有关问题，水文地质工程地质，No. 3。
68. 刘玉海等，1992，大同地裂缝灾害及其安全距离确定，《第四届全国工程地质大会论文选集》，海洋出版社。
69. 王景明，1992，我国地裂缝及其灾害分析，《第四届全国工程地质大会论文选集》，海洋出版社。
70. 陈树勤，1990，地面沉陷对环境的破坏及其防治，水文地质工程地质，No. 1。
71. 阎太白，1990，郑州市城地面裂陷——人类——地质环境系统失衡问题，水文地质工程地质，No. 1。
72. 谢子强，1990，晋西南峨眉台地地裂缝成因的探讨，水文地质工程地质，No. 1。
73. 张翼飞，1992，宝山铅锌银矿尾矿库土坝地面塌陷成因处理措施探讨，勘察技术，No. 2。
74. 张改玲等，1991，煤层开采沉陷的工程地质勘探与预计方法，煤田地质与勘探，No. 6。
75. 周瑞等，1991，^{218}Po 法在地质灾害勘查中的应用与展望，中国地质灾害与防治学报（增刊）。
76. 陈国亮等，1990，岩溶地面塌陷机制、预测及整治研究，地质灾害与防治，No. 3。
77. 徐光黎等，1992，地下水抽汲对西安地面沉降和地裂缝的影响程度分析，中国地质灾害与防治学报，No. 4。
78. 田级生，1991，河北南和县地裂缝与塌陷的基本特征及形成机制的探讨，中国地质灾害与防治学报，No. 4。
79. 谭周地等，1991，抚顺市采矿地表变形及防治方针，中国地质灾害与防治学报，No. 4。
80. 邹继兴，1992，河北省水资源开发引起的环境地质问题，中国地质灾害与防治学报，No. 1。
81. M. 鲍莱茨基、M. 胡戴克著，于振海、刘天泉译，1985，矿山岩体力学，煤炭工业出版社。
82. A. A. 鲍里索夫著，王庆康译，1986，矿山压力原理与计算，煤炭工业出版社。
83. 牟会宠，1992，岩移与塌陷，地震出版社。

84. B. H. G. 布雷迪、E. T. 布朗著，冯树仁等译，1990，地下采矿岩石力学，煤炭工业出版社。
85. 刘传正，1995，地质灾害防治工程设计的基本问题，水文地质工程地质，No. 1。
86. 刘传正等，1995，链子崖危岩体 T_8—T_{12}缝段开裂变形机制的研究，工程地质学报，Vol. 3，No. 2。
87. 刘传正，1995，乌江鸡冠岭山崩堵江地质灾害及其防治对策，水文地质工程地质，No. 4。
88. 李强等，1991，宜昌磷矿地下采掘诱发的地质灾害及其防治，地质灾害与防治，Vol. 2，No. 1。
89. 钱鸣高、刘听成主编，1991，矿山压力及其控制，煤炭工业出版社。
90. 中国矿业学院等，1981，煤矿岩层与地表移动，煤炭工业出版社。
91. 谭绩文、邵爱军，1988，人为活动对矿山环境的影响，中国环境地质研究，科学出版社。
92. E. Hoek，J. W. Brany 著，卢世宗等译，1983，岩石边坡工程，冶金工业出版社。
93. 周昌寿等，1990，露天矿边坡稳定，中国矿业大学出版社。
94. 张倬元等，1981，工程地质分析原理，地质出版社。
95. 罗国煜、李生林，1990，工程地质学基础，南京大学出版社。
96. E. B 平涅克尔，1992，地质环境保护和研究的某些问题，地质科技动态，No. 3。
97. A. H. 巴浦洛夫等，1992，地质学中新的人为因素方向的出现与发展前景，地质科技动态，No. 7。
98. 张元禧等，1991，人类活动对浅层地下水文参数的影响，水文地质工程地质，No. 1。
99. 戚筱俊，1991，垃圾与地质，水文地质工程地质，No. 1。
100. 梁金火，1991，城市垃圾填埋的主要环境地质问题，水文地质工程地质，No. 1。
101. 张虎元，1991，垃圾填埋处置场地下污染控制，水文地质工程地质，No. 6。
102. 张虎元，1993，固体废物填埋场环境地质病害教训，中国地质灾害与防治学报，No. 1。
103. 李兰，1992，堆积煤矸石的城市环境效应，中国地质灾害与防治学报，No. 4。
104. 楼凤升，1989，核废物地质处置中的水文地质工程地质简介，水文地质工程地质，No. 6。
105. K. H. 瑟乔夫，1992，有毒和放射性废物的埋藏，地质科技动态，No. 5。
106. 董福来等译，1989，日本环境评价影响手册，中国环境科学出版社。
107. 安德鲁．古迪著，郑锡荣译，1989，人类影响——在环境变化中的作用，中国环境科学出版社。
108. 曲格平，1992，中国的环境与发展，中国环境科学出版社。
109. 大来佐武郎著，焦金虎等译，1988，共存的条件—经济发展与生态系统的关系，中国环境科学出版社。
110. 严恺、刘国伟，1994，关于南水北调中线工程的几点看法，《中国科学报》，第 635 期（总 1552 期）。
111. 刘昌明，1993，南水北调与我国北方农业的持续发展，《中国科学报》，第 414 期（总 1331 期）。
112. 鄢利民，1994，月牙泉．科学家及其它，《中国科学报》，第 657 期（总 1574 期）。
113. 李京森，1992，编制中国环境地质图的基本构思，《第四届全国工程地质大会论文选集》，海洋出版社。
114. 周宇俊，1989，地学图的构图规律及其运用，水文地质工程地质，No. 2。
115. 吴恒，1989，城市地质环境问题专家系统介绍，水文地质工程地质，No. 2。
116. 吴炳书，1990，城市地质图的设计与编制杂谈，水文地质工程地质，No. 6。
117. 王明德，1991，编制实用性地学图是扩大地质工作服务领域的需要，水文地质工程地质，No. 5。
118. 杜东菊，1989，城市工程地质环境研究路线及综合评价方法，水文地质工程地质，No. 5。
119. 潘别桐、黄克忠主编，1992，文物保护与环境地质，中国地质大学出版社。
120. Robert F. Legget，1982，Geology，under Cities，The Geological Socity，of America
121. D. Leveson，1980，Geology & the Urban Environment，U. S. A.
122. R. O. Utgard. et. al，1978，Geology，in，the，Urban，Environment，Burgess Publishing，Company.
123. E. A. Keller，1976，Enwironmental Geology，New York.
124. D. R. Coates，1976，Environmental Geology，Binghamton.
125. D. R. Coates，1985，Geology and Socity，Binghamton.
126. F. C. Beavis，1985，Engineering Geology，Birmingham.
127. G. G. Paolo，1992，Rock Slope Stability Analysis，Turin.
128. E. Hoek & J. Bray，1977，Rock Slope Engineering，London.
129. H. K. Gupta，B. K. Rostogi，1976，Dams and Earthquakes，E. S. P. C India.

130. WangMing I. G., 1985, Induced Earthquakes in the Book Cliffs and Eastern Wasatch plateau Utah, U. S. A. Int. J. Rock Mech Vol. 22 No. 1

131. Liu Chuanzheng, 1994, Parameters of Stability of the Earth's Crust and its Application to the Selection of Important Engineering Sites, 7th international IAGE Congress, 1994, Liboa Portugal.

X141
0221