

四川西部水电建设中的主要工程地质问题及其研究途径^{*}

成都地质学院工程地质研究室

水电部成都勘测设计院勘测处

前 言

四川西部金沙江、雅砻江和大渡河三大水系水力资源十分丰富，将是我国大型水电站分布最多和最为集中的地区。这些待建的高坝大水库大都位于高山峡谷之中，基础岩石坚硬，水库淹没损失很小，经济指标比较优越。但由于这些地区地质条件复杂，现代构造活动强烈，也存在一些特殊的工程地质问题需要研究和解决。这些问题主要有区域构造稳定、河谷表生构造面的发育及其与岩体稳定性的关系、与大型谷坡变形破坏相联系的河段稳定性以及深厚复盖层问题等。本文拟就这些问题及其研究途径作一概略讨论。

一、区域构造稳定性问题

川西地区位于青藏断块的边缘地带。泸定以南属南北向构造带，以北则为龙门山构造带。区内地质构造复杂，以活断层及地震为表现形式的现代构造活动强烈。在这样地区进行水电建设，经常遇到的一个主要问题就是区域构造稳定性问题。因此，为论证该区的建坝条件，就必须研究和评价与高地应力及水库诱发地震相联系的区域构造稳定及岩体稳定性。

（一）区域地应力场和现代构造活动的基本特征及其与水电建设的关系

研究表明，我国西南地区的地应力场和现代构造活动的特征，主要是由印度和欧亚两大陆板块的相互碰撞、挤压所决定的。因此其空间分布有如下一些规律性：

1. 我国境内各地最大主应力方向的分布呈明显的规律性，即各地点的最大主应力方向均与由各该点向我国的察隅和巴基斯坦的伊斯兰堡（为两板块碰撞接触带的两端点）连线所构成的夹角的等分线方向相吻合或相近似（图1），仅在两侧边缘地带有轻微偏转（靠近察隅一侧顺时针，靠近伊斯兰堡一侧反时针），这是由于欧亚板块于碰撞中发生了塑性或粘性流动变形所引起的；若仅是弹性变形，二者应完全吻合。

2. 三向应力状态及由其所决定的现代构造活动的类型呈有规律的空间分带（图2）。

* 本文的一、二部分由王士天执笔，三、四部分由张倬元执笔。成勘院刘克远同志阅读了原稿并提出了宝贵的意见。

潜在逆断型应力状态区主要分布在喜马拉雅山前缘一带，其特点是两个水平主应力均大于垂直主应力，故区内的活断层多具逆断性质，是强烈水平挤压区的特征，区域最大主应力一般大于 500kg/cm^2 。潜在走滑型应力状态区主要分布在我国中部地区，其特点是只有一个水平主应力大于垂直主应力，故活断层及其伴生地震多具走滑型活动性质，是中等挤压区的特征，区域最大主应力一般 $200\sim 300\text{kg/cm}^2$ 。潜在正断型或张剪走滑型应力状态区主要分布于东部地区，其特点随着水平挤压的进一步减弱，区域最大主应力只有几十 kg/cm^2 或更低，而最小主应力则已变为拉应力，区内的活断层及伴生地震多为正断型或张剪性走滑型。

川西地区总体属潜在走滑型应力状态的中等挤压区，其地应力场及现代构造活动除具有上述的区域性特点外，还受断块运动所控制。从断块构造来看，川西的南部属甘孜—楚雄断块的一部分，北部则属川西断块的一部分。在由两大陆板块碰撞所决定的区域构造力的驱动下，上述两断块分别沿两侧的活断层向SSE和SEE方向移动，并强力地楔入于相邻的构造带之间（见图1）。与这两个断块及其内部次级活断层运动相联系的川西地区地应力场和现代构造活动有如下主要特征：

（1）断块边界及次级断块边界断层多为走滑型活断层，这些断层的端点、拐点、错列点、交汇点以及最强活动段往往是天然地震的强震分布带；

（2）常于活断层及活动断块的特定部位形成局部的构造应力集中区，如表1所示的类型。局部压应力集中区往往是近代隆起和地震活动区，有时甚至可局部地转变为属潜在逆断

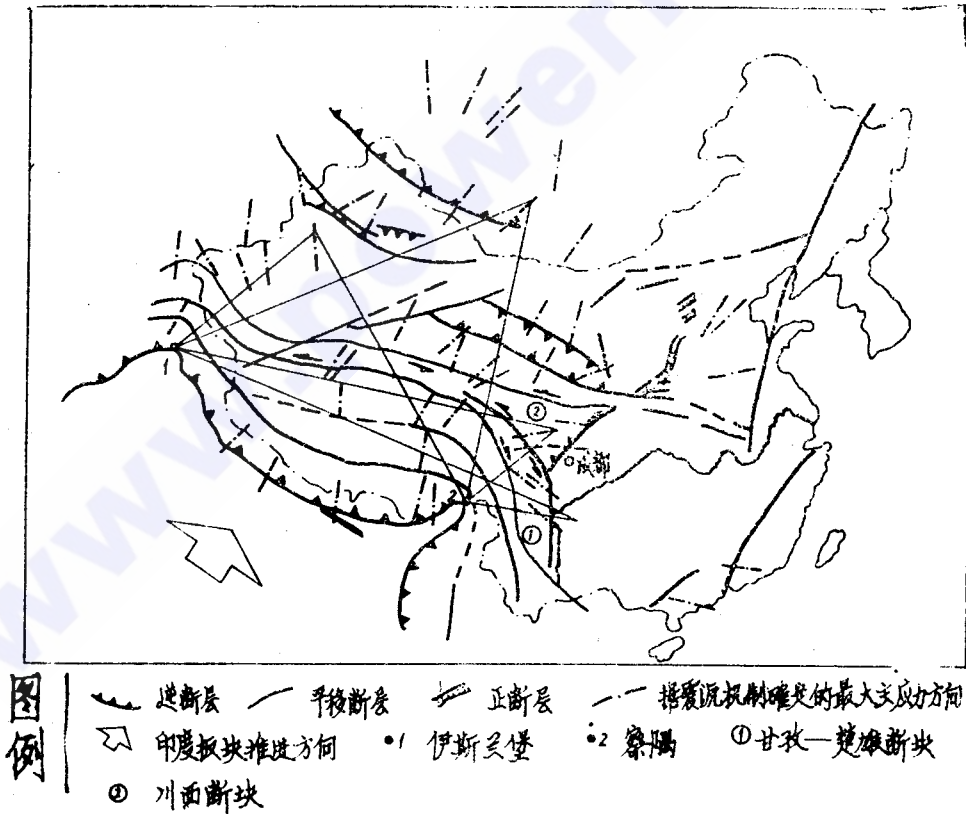
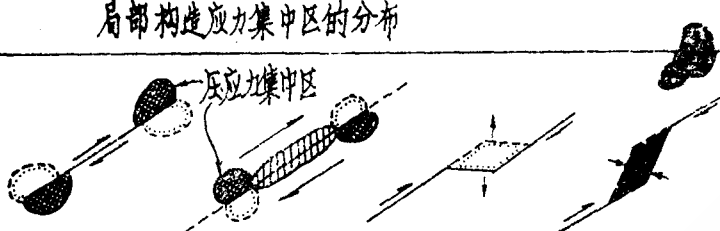
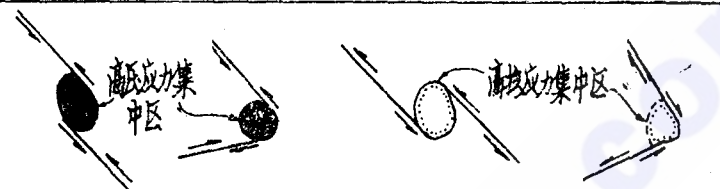
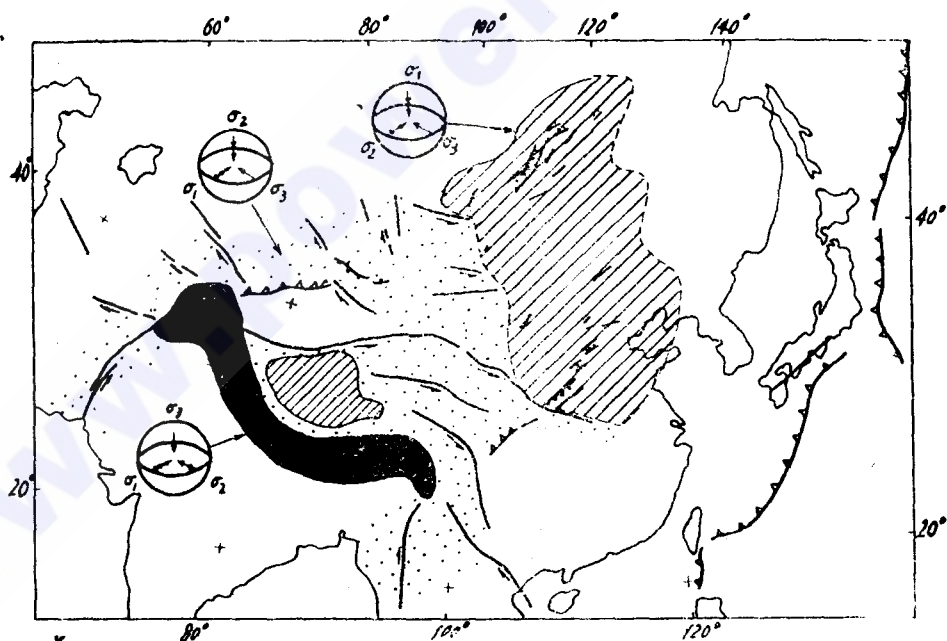


图1 我国西部最大主应力方向

表 1 局部构造应力集中的三种类型

局部构造应力集中区的分布	
与单一活断层相联系的	
与复合活断层相联系的	
与断块活动相联系的	 图例 - 反应力集中区 - 高应力集中区 - 新近构造带 - 高应力集中区



图例: 1 强烈挤压区 2 中等挤压区 3 引张区 4 逆断层 5 走向滑动断层 6 正断层及地堑

图 2, 我国地应力场和现代构造活动的空间分布 (据莫尔纳等, 1977)

型应力状态的强震活动区，而拉应力集中区则常是近代凹陷或断陷区，有时也可产生正断机制的地震。据研究，南北向构造带上的二滩水库区之所以具有高地应力，主要是与该区恰位于一次级断块沿两侧活断层南移收扰部位相联系的（图3）。

龙门山北段的一水库，虽然构造部位上也处于川西似三角形断块沿两侧活断层向东插入的前端附近，但所处的地应力环境却是另一种情况，这主要是由于该断块沿之东移的两侧活断层于东经104°线附近因发生相向的弧形弯曲而形成了一个急剧的收口（见图4），使地应力于该处高度集中，不仅近东西向的最大主应力显著增大，三向应力状态也因近南北向主应力增大为中间主应力而局部转变为潜在逆断型，从而使该区发生强烈的垂直变形和频繁的强震活动，形成近南北向展布的强隆起和强震活动带。该带的巨大消能和屏蔽作用，使地处上述收口部位以东的水库所在区的地应力强度大为削弱，这可从近代该隆起微弱，地震活动性很低方面得到证实。通过该水库区的区域性活断层具有蠕滑型活动的特点，这是与该区地应力较低以及断层本身的锁固能力很差相联系的。根据上述情况可以判定，该水库引起诱发地震的可能性是很小的。

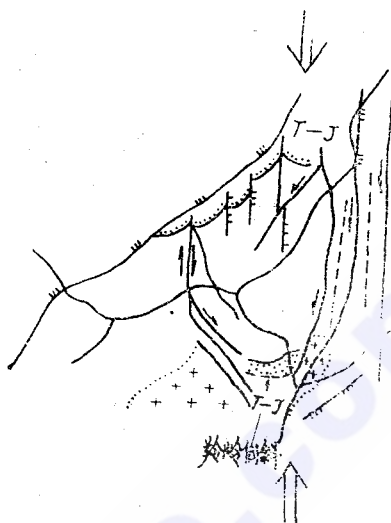


图3. 南北向构造带上二滩水库区的构造—应力环境（据王兰生等）

（二）区域构造稳定问题的研究途径

1. 光学信息增强处理的遥感图象在解译新断裂网络、现代地应力场及活断层方面的应用

在对遥感图象进行目视解译的基础上，配合一定的图象增强处理手段，可以获得更好的解译效果。这里所说的新断裂网络是指最新构造应力场下形成与发展的各类断裂组成的体系，其主要特征是未充填、未（或弱）胶结，有的还有现代活动，因而明显地控制着地形、水系的发展。新断裂网络的成份包括一个压性结构面，一组张裂面和一对共轭的剪裂面，前两者的特征一般与老构造无异，后者是新断裂网络中的基本成分，大多是陡倾角的（75—80°以上），往往表现为近正交的两组区域性剪裂隙。A. E. Scheidegger认为这类近于正交的区域性剪裂隙是在蠕变条件下沿（或接近于沿）最大剪应力迹线形成的，其锐角等分线就是现代区域最大主应力的方向。多年来他在阿尔卑斯等地区通过测量和统计这两组明显控制地形水系发展的区域性裂隙的优势方向，成功地确定了各该区现代地应力场的主应力方向，所得的结果完全与现场应力测量及震源机制资料相吻合。实践表明，用浮雕法处理遥感图象，能帮协我们成功地解译这类问题。

浮雕法通过边缘增强能将控制地形、水系发展的线性构造清晰地揭示出来，因而使我们有可能根据处理过的图象，确切地勾划出一个地区新断裂网络，从而判定现代地应力场发育的基本情况。

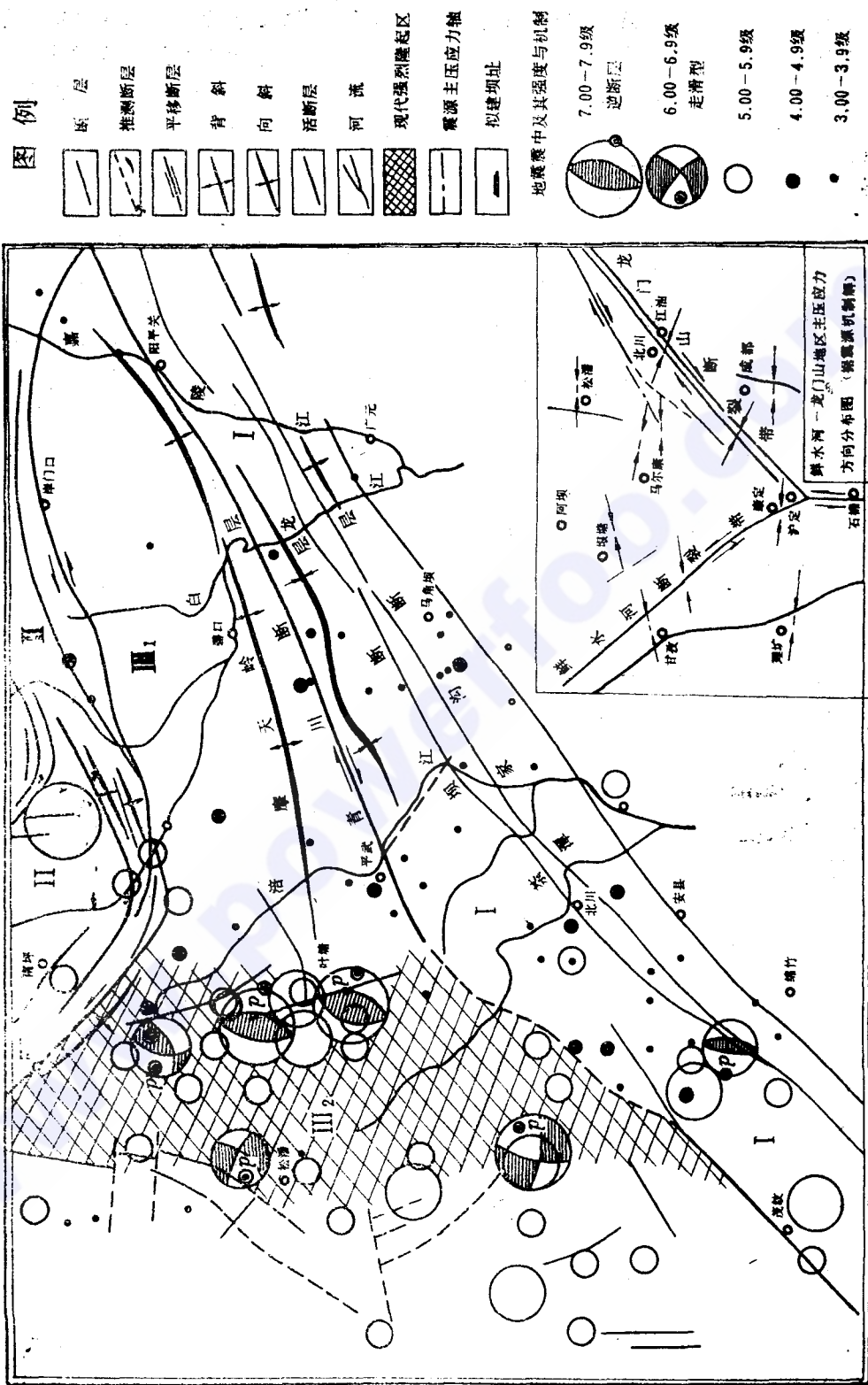


图 4. 松潘—广元地区地震地质图 (据电力部西北院五勘队的底图编制)

活断层通常是新断裂网络中较长大的、线性构造最清晰的、控制地形水系发展最明显的成份,用反差增强和局部放大相结合的办法来解译,效果良好。反差增强的实质是使卫片上各种影象的灰度两极分化,使控制地形、水系最明显的线性构造更为突出,使其它次要的线性构造削弱,结果就可把活断层从其它断裂中筛选出来,再配合局部放大,观察一些重要部分的细部特征,便可准确地定出活断层的活动方式。

2. 活断层和局部应力集中区的地质地貌研究

现场的地质地貌调查是研究活断层的最重要方式,调查中必须详细研究下列问题:(1)断裂带附近的近代地形变特征;

(2)断层错断第四纪沉积物和近代地貌面或被第四纪沉积物所复盖的特征;(3)断层带的宽度、结构分带和构造岩的特征;(4)为室内鉴定最新活动年代采集含石英颗粒及含炭物质的样品;(5)测量断层两盘各组裂隙的产状,以解析其错动机制及最新构造应力场;(6)调查与搜集地震沿断裂活动的地质、地震考古证据及地震记录资料。调查的结果应能查明对评价活断层所必需的各方面特征,包括最新活动年代、活动方式、错动速率及重复活动周期,伴生地震的震中分布、最大震级、最大地表变位及影响范围等。

正确地查明活断层的发育和分布,能帮助我们更好地了解区域地应力场的特征和予测局部应力集中区的分布。在予测的基础上,再进一步研究和搜集可作为高地应力区标志的地质地貌证据,就可正确地阐明局部应力集中区的存在状况和分布的问题。

3. 力水压裂法测定深部地应力在定量评价水库诱发地震可能性方面的应用。

海姆森的实测资料⁽⁷⁾表明,浅部地应力在大小与方位方面往往与深部有较大的差异。因此不能用测定浅部地应力的方法去研究和评价水库诱发地震问题。水力压裂法是最近十余年来发展起来的深孔测定地应力的方法,最初是在兰格利油田(图

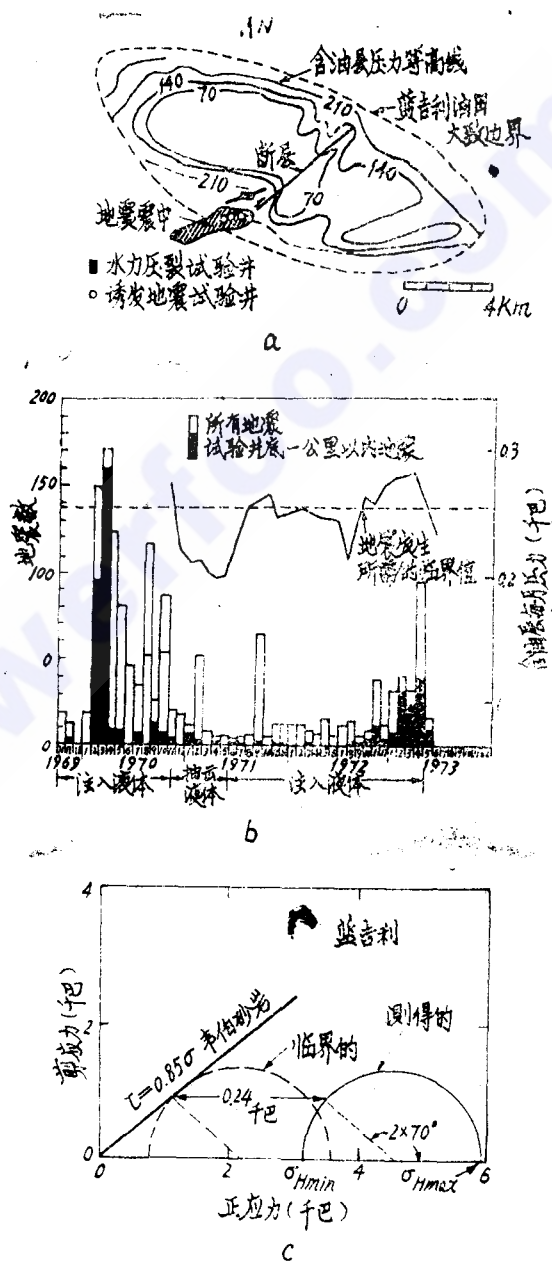


图 5. 兰格利油田诱发地震试验及发震液
压判定图解(据海姆森1978)

5—a)地震控制研究为目的进行现场实测以的⁽⁶⁾，测定结果十分令人鼓舞。根据测得的深部三向地应力资料和发震断裂的抗剪指标而求得的发展液压为0.24千巴(图5—b)，与注水诱发地震的实验结果(图5—c)极相近似，说明这一方法足够精确，可以做为定量评价水库诱发地震问题的重要手段。

水力压裂法的基本要点，就是通过钻孔向地下某深处的测定段压液，通过逐渐增大液压最终将孔壁压裂。然后根据过程中测得的破坏压力 P_{c1} (或再开口压力 P_{c2})，关闭压力 P_c (如图6)，按下式计算三个主应力的大小：

$$\sigma_v = \gamma h ; \quad \sigma_{Hmin} = P_{c1}$$

$$\sigma_{Hmax} = T + 3P_c - P_{c2} - P_0 \quad \text{或}$$

$$\sigma_{Hmax} = 3P_c - P_{c2} - P_0$$

式中： σ_v 、 σ_{Hmax} 、 σ_{Hmin} 分别为垂直应力和平面最大及最小主应力； h 为测段的埋深； T 为岩石的抗拉强度，其它符号见图6。

最后再根据测得的破裂面方位，确定各主应力的方向： σ_{Hmax} 和 σ_{Hmin} 分别平行和垂直于测得的垂直破裂面的方向。

已有的实测资料表明，深部三个主应力均有随深度而线性增大的特征(图7)，故在设备能力不够的情况下，可根据较浅深度(200~300米)处的测定资料外推震源深度处的地应力值，以予测发震液压。发震断层的摩擦系数资料，最好实测出，不能实测时，可取 $f = 0.85$ 进行估算。根据兰格利油田诱发地震的情况来看，具有这样摩擦系数的断裂产生诱发活动时仅伴有弱震，故可概略地将其看做是产生诱发地震的下限值。如果根据测得的地应力资料和 $f = 0.85$ 的强度包线，按图5—b的方法求得的发展液压大于设计水库的水头，就可以作出不会产水库诱发地震的结论；如果所求得的发展液压远小于设计水头，则必须考虑水库诱发地震的问题。

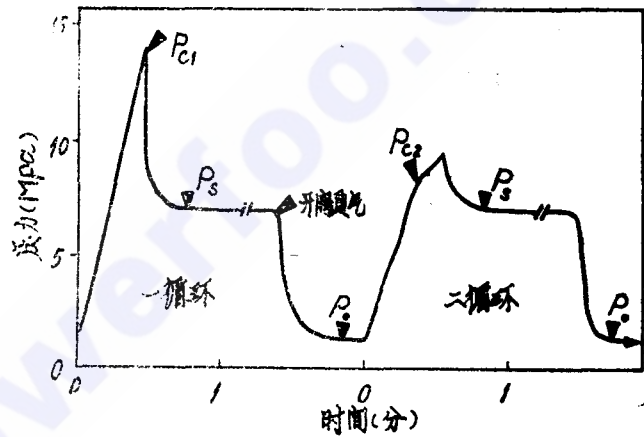


图6. 水力压裂试验中的压力—时间曲线(据海姆森, 1980)

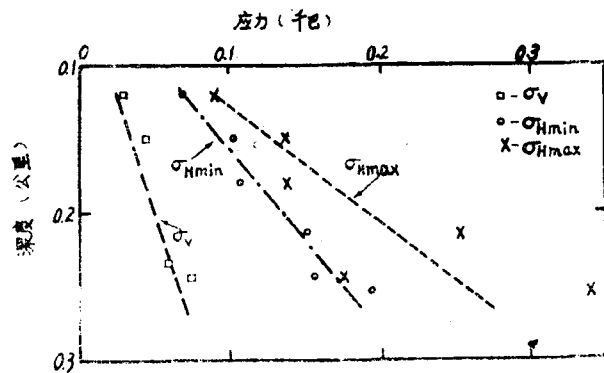


图7. 以水力压裂法测得的三向应力状态(据海姆森, 1978)

二、河谷地区表生结构面的发育与岩体稳定的关系

实际资料表明,在高地应力区,河谷的下切及人工开挖均能使附近岩体发生明显的变形和坏裂,生成各种表生结构面。岩体的这类变形和破坏,主要是与临空面附近的卸荷回弹和应力垂直分布相联系的。

河谷临空面附近的应力重分布,除与岩体有一定关系外,主要取决于岩体内的初始应力状态和河谷的形态特征,故随具体条件而异,但共同的规律则是:1.主应力的方向在河谷附近发生明显的变化,通常重分布后的最大主应力与临空面近于平行,而最小主应力则与之近于垂直;2.临空面附近产生明显的应力集中和主应力分异现象,向临空面方向最大主应力逐渐增大,而最小主应力则逐渐减小,至临空面处降为零,有时甚至出现拉应力。临空面附近的这种应力集中现象在坡脚处及河谷底部表现得最为强烈。据计算,一个半圆形谷底,其切向压应力可高达初始应力场中垂直于河谷方向的水平应力的三倍。因此,在高地应力区,河谷附近的应力集中往往使周围岩体内的应力超过岩体本身的强度,生成各类卸荷裂隙,而表层岩体内的应力又可因卸荷释放而降低,高应力集中区则向岩体内部转移,形成一定的应力分带。实测资料表明,前述南北向构造带上的二滩坝址的

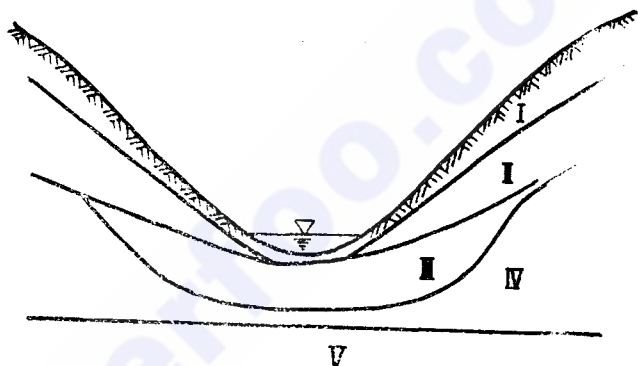


图8. 南北向构造带上二滩坝址河谷区地应力分带示意图 (据成都院科试所* 1981)

I—应力释放带; II—过渡带; $\sigma_1 = 90 \sim 110 \text{ kg/cm}^2$;
III—应力增高带 $\sigma_1 = 400 \sim 660 \text{ kg/cm}^2$; IV、V—似原岩应力及原岩应力带; $\sigma_1 = 200 \sim 300 \text{ kg/cm}^2$ 。

河谷剖面即有这种情况(图8)。正是由于上述的一些作用,使地表附近的岩体应力不仅在大小方面发生了变化,而且在方位上也常发生显著的偏转,二滩坝区的情况就是一个典型实例。根据区域构造和震源机制资料判断,该区区域最大主应力方向应为NNW至近SN向(图3),而地表附近实测的 σ_1 则均垂直于河谷且大致呈N30°E方向。

直接由卸荷回弹引起的变形破坏,可以长江葛州坝电站大型机窝开挖中发生的情况为典型实例,即开挖中附近岩体普遍沿平缓的软弱夹层发生向临空方向的剪切滑移,使大量钻孔水平错位。从形成的力学机制来看,临空面附近的这类变形破坏与钻探中的岩心裂饼现象一致的。

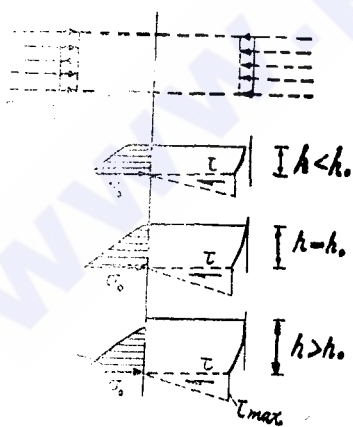


图9. 钻进中岩心柱的差异回弹及受力状态示意图。

钻进中岩心柱的受力状况可用图 9 加以说明。切出的岩柱因侧向压力的解除而发生差异回弹，其回弹的充分程度随距底部受限面的高度 h 的增大而增大，当岩柱的切出高度达某一临界值 h_0 时，其顶面处的回弹达最大值（完全回弹）。这种差异回弹使受限面上产生残余剪应力，在岩柱切出的任何阶段，此面上的总残余剪应力始终应与岩柱中垂直面上的总残余压应力相等，故底部受限面上成三角形分布的总剪应力随岩柱的切出高度而增大，当切出的高度已足以使岩柱边缘处的最大剪应力达到或超过岩石的抗剪强度时，岩柱即沿受限面被迅速剪断，故随钻进的进行，不断形成厚度基本相等的岩饼，且饼面上有明显的擦痕及与擦痕垂直的拉裂坎。

在高地应力区，上述各种作用于河谷形成过程中往往表现得十分强烈，特别是在垂直于区域最大主应力方向的河谷段，结果就会在河谷附近的岩体内形成各类表生结构面，而且随地质条件和河谷形态的不同，表生结构面的发育可有不同的模式（图 10）。例如宽谷区通常具有如图 10—a、b 所示的发育模式。值得注意的是，在平缓岩层的情况下，由于上述作用的发展可在河谷下形成小型“逆断层”和脱空作用，严重恶化坝基的稳定和渗漏条件。大渡河铜街子坝址河床钻探中遇到的缓倾逆断层、玄武岩中的“层内错动”和掉钻现象，可能就是这种成因的。

就是这种成因的。

深切峡谷区常有图 10—c、D 所示的发育模式。而在有软弱基座的河间地块区则常有图 10—E 所示的发育模式，在这种情况下，于分水岭地带往往形成被称之为下

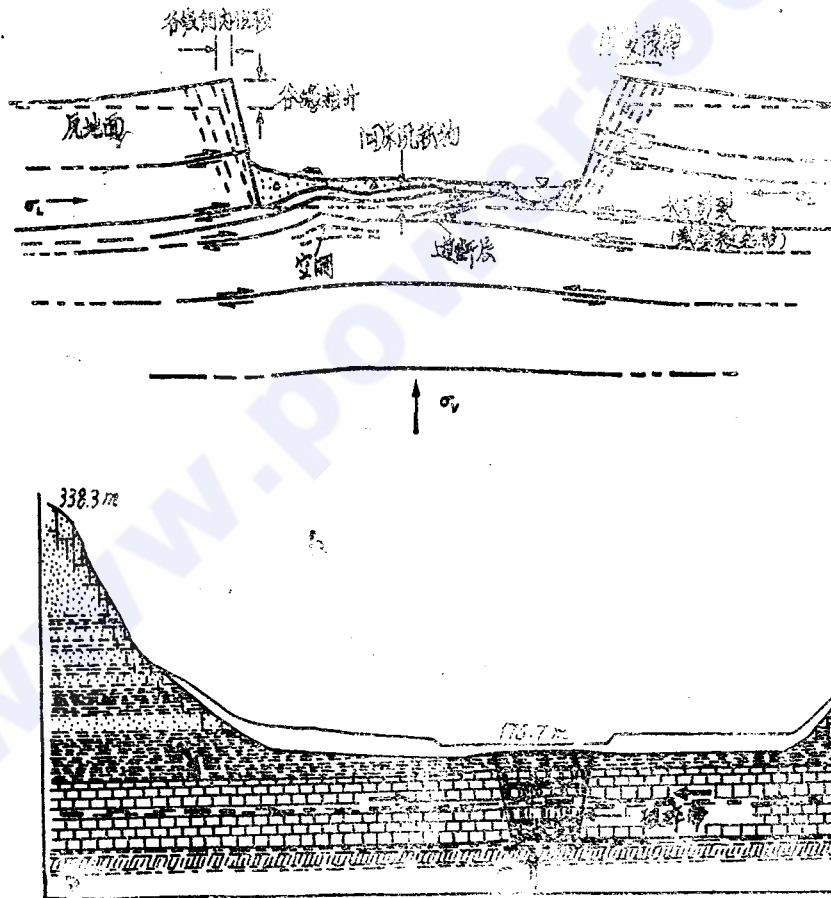
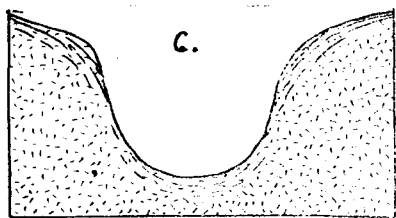
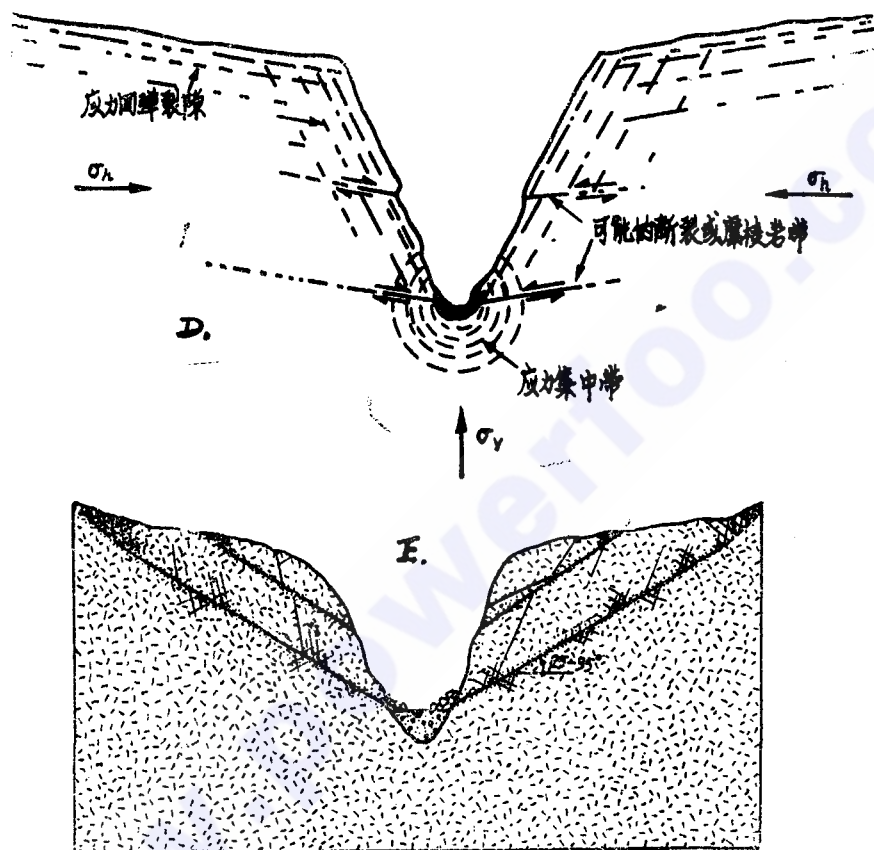


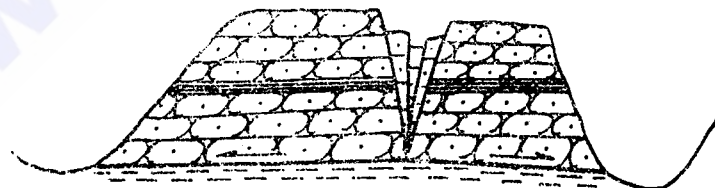
图 10 a, b, 平缓岩层组成的宽谷区，前者处于更高的地应力环境；



c. 块状岩体组成的“U”形谷区；



E、D. 状岩体组成的深切峡谷区，前者处于更高的地应力环境；



F、下块软弱岩层的河间地块区。

图10 河谷地区各类表生结构面的发育模式图
(据Matheson, Zinchinsky等, 加以补充)

三、大型谷坡变形破坏及与之有关的河段稳定问题

与上述地质构造复杂、地应力高、现代构造活动及地震强烈，山高、谷深、坡陡，沿河多

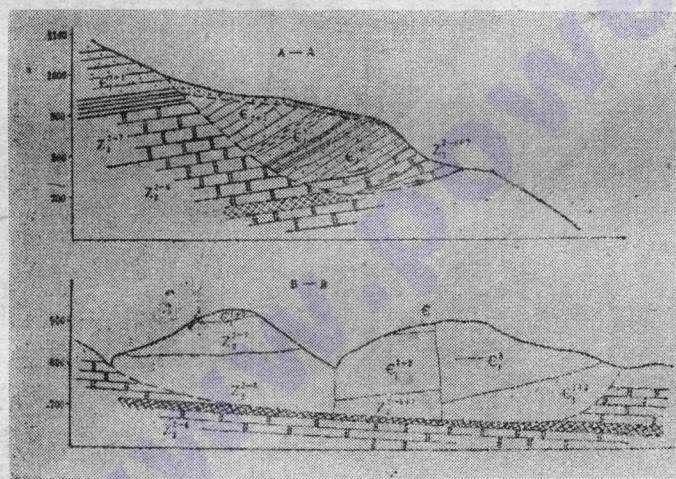
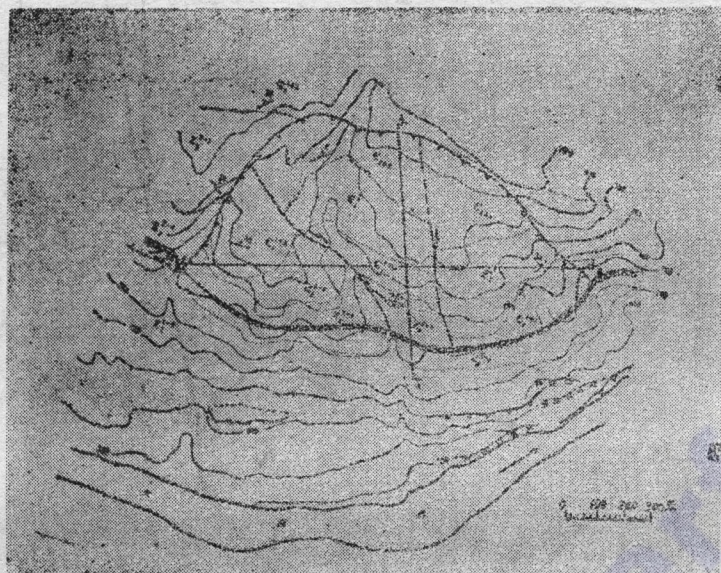


图11大渡河李子坪滑坡平面与剖面图

$Z_2^{2-0.7}$ —震旦系洪椿坪灰岩顶部； e_1^{1+2} —下寒武系九老洞砂岩； e_1^3 —下寒武系遇仙寺砂页岩； e_{2+3} —中上寒武系洗象池灰岩。

- ①—构造挤压破碎带；
- ②—古滑坡边界；
- ③—滑坡体内解体错动面；
- ④—地层界线；
- ⑤—三阶地。

发育有表生结构面或成岩、构造结构面受到强烈表生改造等相联系，本区内大河的某些河段广泛分布有谷坡变形及大型岩体滑坡或崩塌现象。在人们记忆犹新的本世纪内就有过两次崩滑堵江事件。一次是1933年迭溪地震时旧迭溪城毁于滑坡，滑塌体堰塞岷江形成的大小海子至今仍然存在。另一次是1969年雅砻江上游唐古栋滑坡，约6800万立方米岩石迅速滑入江中，堵江九昼夜，溃坝时下游水位猛涨40米。由此可以推知，在西南区大河沿岸，在人类历史期间内这类事件是屡见不鲜的。沿河堆积的一些滑坡残体，就是发生这类事件的良好见证。据初步调查，雅砻江二滩电站库区范围内就有霸王山滑坡等大型滑坡十余个；大渡河龚咀电站库区范围内就有李子坪、毛坪等滑坡多个；大渡河大岗山电站上游冷碛至午尼公社附近也有大型崩滑体多个，这足以说明这种现象分布的广泛性。

大型岩体崩滑的形成机制十分复杂，一般不能像土滑坡那样按简化的条件进行极限平衡分析。目前主要根据大量野外观测资料分析其变形破坏方式和机制，研究其变形破坏段阶和破坏的触发因素；同时还需通过各种

物理模拟探索和验证其形成机制,用有限元法计算斜坡应力分布和变形方式。

(一) 从实例分析看大型谷坡变形破坏的特点

为了说明大型谷坡变形破坏具有不同于表层滑坡和崩塌的特点,我们先分析一个典型实例——大渡河李子坪滑坡(图11)。

经过比较详细的地质测绘发现,该滑坡残体顺河长达1.3公里,垂直河流最大宽700米,残留体最大厚度估算大于200米。滑面切过寒武系的大部,包括九老洞砂岩、至洗象池灰岩的一大部分,和震旦系洪椿坪灰岩的顶部,总厚达600—700米,残留滑体总方量大于5000万立方米。未发现平行于滑坡后缘断壁的断层。滑坡周围岩层约以 15° 倾向坡内,滑体内则约以 30° 倾向坡内,层序保存较好,滑落时岩体发生了转动,并被纵向解体缝分割为三块。这说明它是一个深层切层滑坡,滑落时有相当大的动量,且绝大部分切层滑面并非迁就原有的不连续面,而是在滑动孕育和产生过程中新生的。

这样巨大切层滑面的形成机制,是一个必须首先回答的问题。斜坡内应力分布的研究表明,无论是重力场或再叠加较大的侧向应力,都不能产生能切层剪断这么厚的坚硬岩层的剪应力。显然一次剪断是不可能的,需要有某种作用促进这一切层滑面的逐渐形成。岩体动力性能的研究表明,爆破或地震产生的强烈震动,易于引起表层岩体剥落和被软弱结构面分离出来的大型岩体崩落式滑落,但却不能导致深切层滑面的

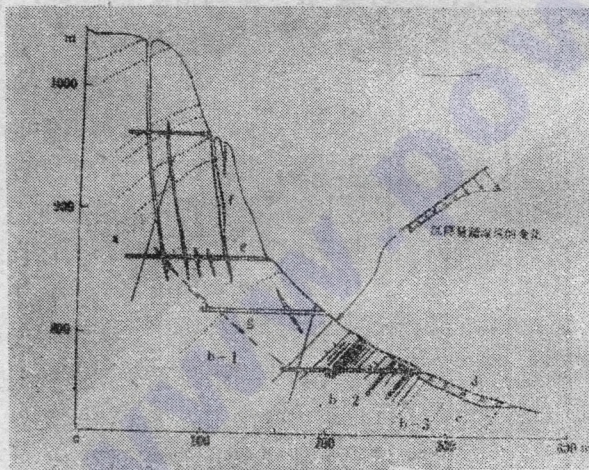


图13. 乌江渡黄崖危岩体塑流—拉裂变形
(据电力部八局)

- a—厚层的阳新灰岩; b—乐平组;
b₁—薄层灰岩夹页岩; b₂—泥、页岩
夹煤层; b₃—页、砂岩夹煤层; c—长
兴灰岩; d—崩塌堆积; e—平石同;
f—拉裂面; g—剪裂面。

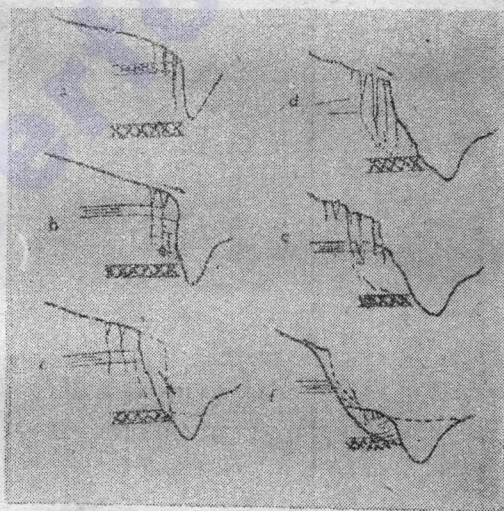


图12. 李子坪滑坡变形及滑落过程
示意图。

生成。由此可见,这样一种作用只可能是斜坡岩体的内部变化,作用的动力主要是重力。考虑到斜坡形成后要经历数万甚至数十万年的时间,则岩体内依赖于时间的效应、即重力蠕变,必然会引起斜坡岩体的强烈变形。变形引起不利于局部岩体稳定的应力重分布与应力集中。在某些不利的应力带或应力高度集中带就会形成局部破裂。破裂使蠕变加速,从而可以出现一

个累进性(进展性)破坏过程,使破裂面延伸,未破裂的抗剪断段愈来愈短,剪应力在此段高度集中,最终可以产生突发性剪断,使很大一部分岩体失稳,急剧地滑落或崩落,成为破坏力很大的一种灾害。

从图11可以看到,李子坪滑坡的滑床处恰好有一层厚达20米的层间挤压破碎带,这种连续碎裂材料具有近似塑性的性态,形成斜坡后此层于坡面上出露,因而局部地解除了对它的侧向限制,在上覆层的高压下就会产生压缩和向斜坡临空面方向的剪切流动变形(挤出)。由于受限条件的差异,上覆岩体就会产生由临空面向坡内逐渐减弱的差异沉降,于是坡的顶缘附近就会出现一个张应力带。岩体只有很小的抗拉伸强度,所以此带内必然出现拉裂缝。拉裂缝削弱了悬臂梁的作用,加大了对基座的压力,加速了破碎带的挤出,拉裂缝也就不断向深部延伸。拉裂缝外侧岩体根部剪应力就不断集中,一旦剪断就产生崩塌或滑坡。剪断前虽有局部破坏,但就斜坡整体而言仍属失稳破坏前的变形阶段。这是一个长期重力蠕变过程,

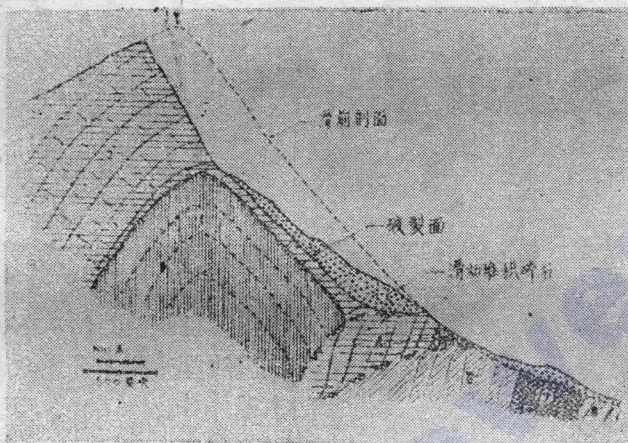


图14. 加拿大阿尔培他州福兰克山崩(产生于1903, 据D. Cruden, 1978)

1、2—古生代泥质灰岩、厚层灰岩; 6、7、8—中生代煤系; 3、4—逆断层带内碎裂灰岩与碎裂薄层灰岩。

是一个断层破碎带,而陡崖顶缘附近也有一系列宽1—2米、最深达150英尺的拉裂缝。国外还有其它的以断层为基座的大型岩体崩滑的例子⁽¹³⁾。从煤矿矿坑变形的研究也发现,某些碎裂煤层会在上覆地层高压下被挤出(图15),这就进一步证明,上述崩塌与滑坡都以断

程,包含有一系列局部性破坏,所以也是一个累进性破坏过程。由变形产生局部破裂到最终剪断贯通,这一切层滑面的形成是多种机制的复合,包括剪切流动或塑流、拉裂和最终的剪断。由于塑流与拉裂为最终破坏准备了必要条件,这种变形方式应称为塑流—拉裂型。它由变形到破坏的全过程如图12所示。

乌江渡黄崖危岩体恰好是这样—一个实例(图13)。据平硐探勘证实,自陡崖顶缘向深部发展的拉裂缝已深达200米,而拉裂缝之所以产生并向深部伸展、显然与陡崖基底含煤页岩层的塑流性不均匀挤出有关。图14所示为国外的一个实例。崩滑体底座也恰好

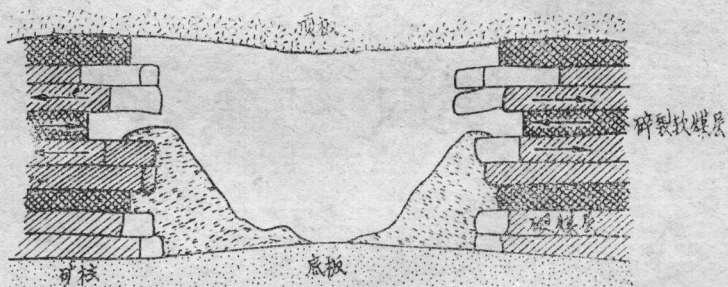


图15 煤矿巷道碎裂煤层挤出引起的顶底板变形。
(据M. L. Jeremic 1981)

层破碎带为底座绝非偶然。

(二) 岩坡变形的地质模式

上述变形破坏型式，是与斜坡岩体特定结构相联系的一种特例。由于斜坡岩体结构的多样性，其变形必然有多种型式。根据大量的野外变形破坏现象的观察和室内模拟试验，斜坡岩体变形过程中除产生上述塑流、拉裂、剪切滑移外，还见有板梁的弯曲，它们是使斜坡变形的几种基本机制，因为大型岩坡变形一般为复合机制，所以也可以称它们为变形基本单元。其中拉裂属脆性破坏，又可分为简单拉裂和单轴或近似单轴压缩侧向膨胀导致的拉裂，后者可称为“压致拉裂”或简称“压裂”以区别与前者（图16）。其余三者为弹—塑性或粘—弹性变形，显示有显著的时间效应。剪切变形又可分为自表面向深部减弱的剪切蠕变、沿一定软弱面的剪切滑移和两者的复合（蠕滑）等三种形式（图16）。

一个斜坡变形体中，尽管有多种单元，但往往只有其中的某些单元对总体变形起主导作用。

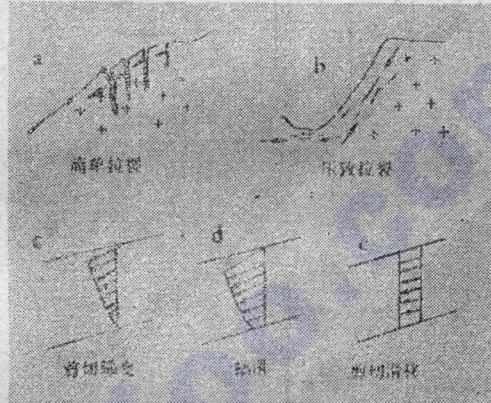


图16. 拉裂与剪切变形的各种形式。

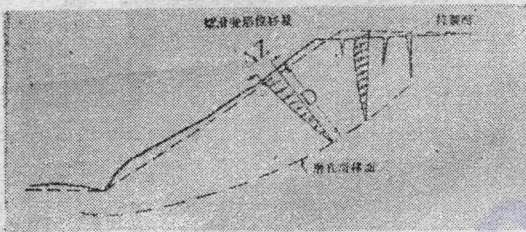


图17. 均质土坡中的蠕滑—拉裂变形
(参照Q.查鲁巴 1972, 稍加补充)

为了能清楚地表示出变形机制及其特有的方式，最好以起主导作用的单元的组合来命名其变形型式。例如李子坪滑坡以塑流、拉裂起主导作用，故称塑流—拉裂型。根据大量野外观察到的变形现象，可以认为除塑流—拉裂外，还有蠕滑—拉裂（图17,18），滑移—压裂（图19,20），滑移—拉裂（图21），

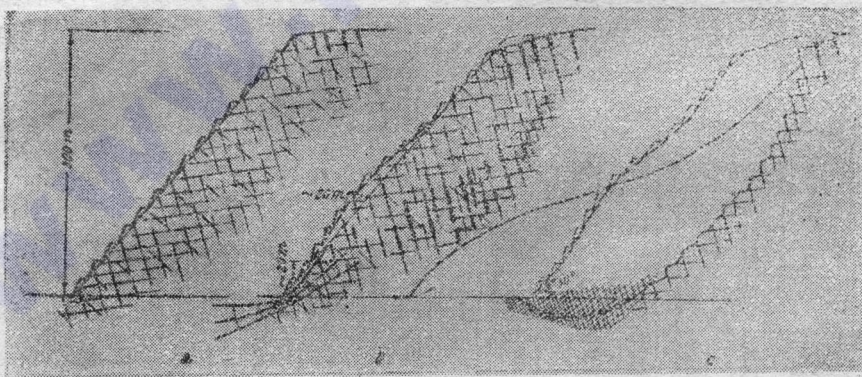


图18. 多组裂隙切割的类均质岩坡蠕滑—拉裂变形及滑落（据F. M ü uer 1962）

a—顶缘上的裂隙受拉开裂；b—坡面由蠕滑而凸起，拉裂面内深部延伸；
c—坡基剪滑落。

滑移—弯曲（图22），弯曲—拉裂等几种变形型式，其变形特征及发展过程已另有专文讨论*

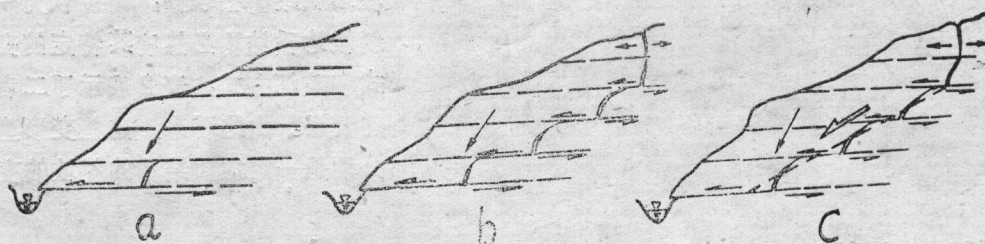


图19. 缓倾层状岩体滑移—压裂变形过程。

a—沿接近坡基的最软弱结构面滑移与嵌合点拉裂；b—阶状裂面自下而上发展直至贯通；c—相互嵌合的突出部分累进性破坏。

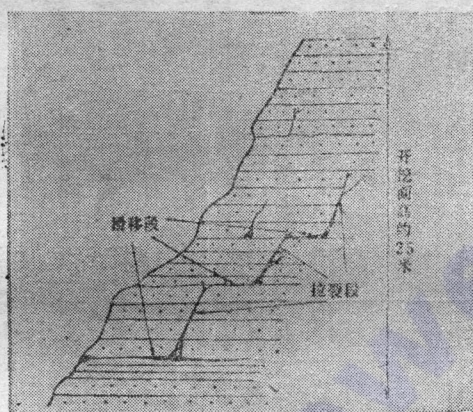


图20. 自下而上发展尚未贯通的阶状滑移—压裂面。（见于四川荣县双河须家河组砂岩夹泥岩开挖斜坡中。）

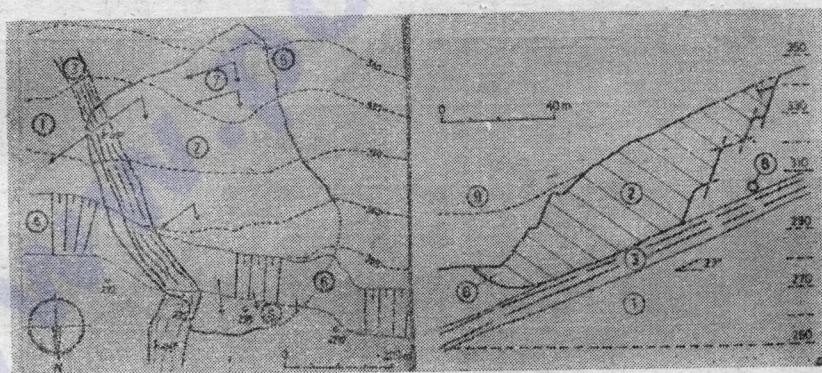


图21. 捷克某坝址滑移—拉裂型滑落（据 V. Mencl, 1977）

①—麻粒岩；②—闪岩；③—断层；④—开挖斜坡；⑤—滑坡边缘裂缝，后缘为拉裂缝；⑥—挤压破碎岩石；⑦—位移向量；⑧—左岸引水洞；⑨—原地面线。

* 王兰生 张倬元：“斜坡岩体变形的基本地质模式”，即将于《水文地质工程地质》刊出

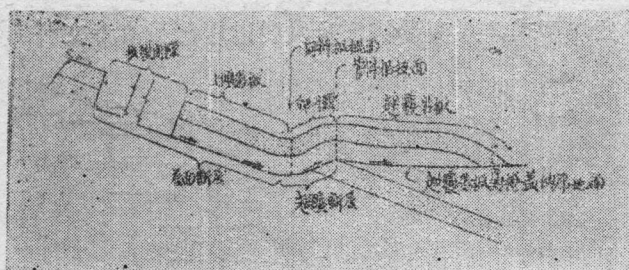


图22. 美国科罗拉多州前缘山脉达科他砂岩沿下伏页岩滑移一弯曲型变形发展成的滑坡 (据W. Braddock, 1978)

式。这些概括出来的模式,使得我们能够根据斜坡的地质结构预测变形的的方式、判定变形的阶段,从而对目前的稳定性和将来的变化趋势作出初步评价。

上述变形型式都分别与一定的斜坡地质结构相联系,可以认为一定的斜坡地质结构必然有其特定的变形型式和破坏方式,表2表示了二者之间的关系。由此看来,这些变形型式又分别是一定地质结构的斜坡的变形模

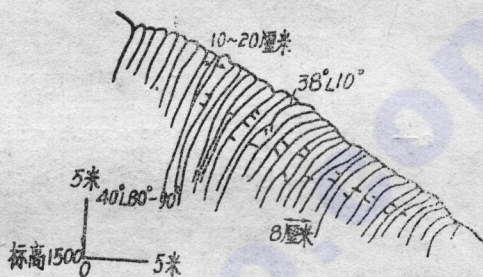


图23. 渔子溪上游耿达附近石英片岩斜坡中可见的弯曲一拉裂变形迹象。

表2 斜坡地质结构变形模式和破坏方式表

斜坡类型	地质结构特征		变形模式	常见的破坏失稳方式
均质体斜坡	无起主导作用的软弱结构面		蠕滑-拉裂	粘性土中弧形滑面滑坡
层状体斜坡	将岩体分割为层状体的一组裂隙或单一软弱结构面起主导作用	$\alpha \div 0 \sim \pm 10^\circ$	滑移-压裂	上部切层下部顺层滑坡
		$\alpha \div \phi_r$	滑移-拉裂	顺层滑坡或崩滑
		$\alpha > \beta$	滑移-弯曲	上部顺层下部切层滑坡
		$\alpha > \phi_r$	弯曲-拉裂	崩塌或切层滑坡
块状体斜坡	两组以上裂隙起主导作用		岩块滑移-拉裂 岩块弯曲-拉裂	楔形体岩块滑坡 岩块倾倒崩落
类均质体斜坡	多组裂隙,无起主导作用的软弱结构面		蠕滑-拉裂	近似弧形滑面滑坡
软弱基座斜坡	在上覆硬岩下、坡基附近有易产生塑性流动的软岩或碎裂岩		塑流-拉裂	上部切层、下部顺层滑坡或边缘岩块滑坡

表中: α -软弱结构面倾角; β -斜坡角; ϕ_r -软弱结构面残余摩擦角。

(三) 岩坡变形破坏的阶段性的

岩坡变形既然是重力蠕变, 必然有与重力蠕变相应的三个阶段: 即初始蠕变或减速蠕变阶段; 稳定蠕变或等速蠕变阶段; 蠕变破坏或加速蠕变阶段。大量的变形天然斜坡和露天坑高边坡的观测资料证实, 确存在这种变形阶段 (图24), 并正在探索利用加速蠕变阶段的变形曲线预报露天矿边坡的破坏时间、并取得了较好效果 (图25)。

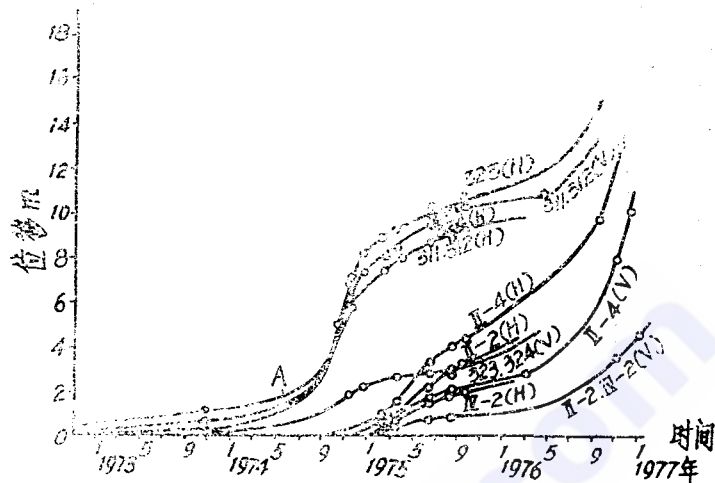


图24 金川露天坑边坡观测到的位移—时间曲线

(据王思敬, 1982) H—水平位移; V—垂直位移。直线段—等速蠕变; 上凹曲线—加速蠕变; 上凸曲线—减速蠕变。

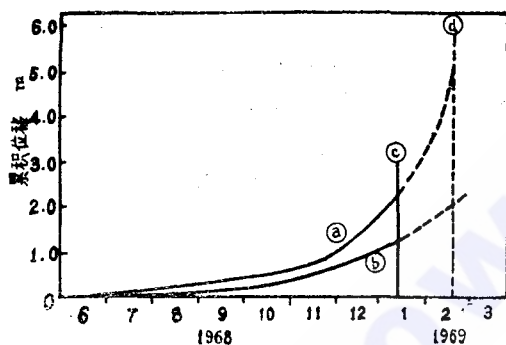


图25 边坡位移—时间曲线及滑动时间预测 (据Hoek, 1977)

- (a) — 边坡表面最快位移桩观测曲线;
- (b) — 最慢位移桩观测曲线;
- (c) — 预测依据资料截止日期: 1969.1.13
- (d) — 预报的和实际的破坏日期: 1969.2.18

变形观测往往不容易观测到最初的减速蠕变, 这是因为在形成斜坡后的较短时间内这种变形即已完成, 故在天然斜坡中难于见到。在人工开挖边坡时初期蠕变往往不引起人们的注意, 所以通常不会对它进行观测, 到变形明显时观测到的往往是已进入了第二级等速蠕变阶段的变形。葛州坝机窝开挖提供了观测到减速蠕变的例子 (图26)。由于开挖边坡岩体发生了卸荷回弹, 主要变形发生于开挖初期, 其速率渐减至一年后已转入等速蠕变阶段。据此, 可将斜坡岩体变形分为卸荷回弹、等速蠕变和加速蠕变三个阶段。在加速蠕变阶段产生加速的累进性破坏, 所以也称蠕变破坏阶段。此后就是破坏阶段, 产生滑落或崩落。

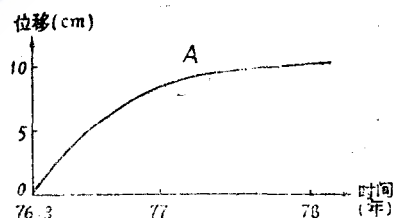


图26 葛州坝机窝基坑边坡侧向位移长期观测曲线 (据长办, 1978),
○ A 段为减速蠕变变形曲线

判别变形的阶段性,对斜坡稳定性评价和破坏预报都有很重要的意义。此项判别的关
键、在于找出等速蠕变向加速蠕变转化的标志。根据最近的研究,按极限平衡计算如得出斜
坡的稳定系数等于或小于1.5,则该斜坡即将转入加速蠕变阶段。不同的变形模式,应各有
其不同的判别标志。对于蠕滑—拉裂型和塑流—拉裂型(图17,图18),拉裂缝加速扩大随
后趋于闭合,为剪断滑动的前兆;对于滑移—压裂型,裂面贯通和嵌合体被剪断(图19,c),
表明即将破坏;对于滑移—弯曲型,则以上部滑块变形速率随时间而增大和下部隆起为标
志;对于滑动—拉裂型,则以下部滑块变形加速和上部出现拉裂缝为标志。

(四) 岩坡破坏的触发因素

重力蠕变可以促使斜坡内的滑面逐步生成,使斜坡岩体稳定性不可逆地降低,最终导致
破坏。在外界因素触发下、这一过程可以大大加速。这些因素最主要的有地震、降雨引起的
空隙水压力的急剧增大和人类工程活动。

地震的触发作用,在许多文献中都有专门论述。有些文献还将美洲的大型山崩及滑坡分
布带与强烈地震带相比较,以说明地震在触发滑坡中的重要作用。我国西南地区地震触发滑
坡的效应也是很显著的,1933年迭溪滑坡即为地震所触发。据历史记载,1786年6月1日泸
定县南的7.5级地震,也触发了摩杠岭山崩,使大渡河被堰塞十日之久,山崩残留迹象至今

犹存。近期的1973年炉霍地震、1976年松潘地震都引起了不少的崩塌和滑坡。所以某些地区密集分布的崩塌和滑坡,又
可作为古地震的遗迹加以研究。

暴雨所引起的空隙水压力的急剧增高,其触发滑坡的效
应在1981年7—9月四川暴雨期间表现得很显著,在层面近
于水平的红色岩层中触发了很多平推式滑移—拉裂型滑坡。

关于其触发及制动机制已有专文论述*。简要说来是当滑块后
缘拉裂缝中的裂隙水位抬升到一个极限高度时,在较高水头
的静水压力的水平推力和渗透水流的扬压力联合作用下(当
然也要考虑水对软弱面下泥质岩石的泥化作用),岩块迅速
沿下伏软弱面水平滑出。滑出使拉裂缝迅速加宽,裂隙中水
位急剧下降,扬压力也随之下降,所以滑出一定距离后又自动
“刹车”,其发展过程如图27所示。

人类工程活动的规模愈来愈大,作为一个活跃的地质营
力,它对岩石斜坡外形的改造远比自然营力迅速和强烈,所
以人类工程活动往往会触发滑坡。特别是滑移—拉裂型和滑
移—弯曲型变形,往往由于人类开挖揭露了滑移面或挖除了
阻滑岩体而触发滑坡。图21是由于深达20米的开挖触发的滑
移—拉裂型滑坡。成昆线铁西滑坡,则是由于开挖了近20万
立方米的阻滑岩体而触发的滑移—弯曲型滑坡。

*王兰生、李曰国、詹铮:“1981年暴雨期四川盆地
滑坡的发育特征”《大自然探索》即将刊出。

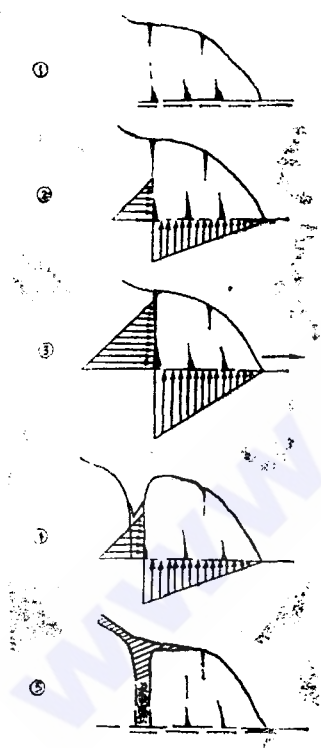


图27 平推式滑移—
拉裂型滑坡的触
发及制动过程

(五) 与谷坡变形有关的河段稳定问题

河段是否易于发生岩坡变形破坏, 随组成河段的岩石性质、斜坡地质结构、斜坡的高度及坡度以及上述自然触发因素的有无而显著不同。例如图28所示的大渡河泸定以南午尼公社附近的河段, 因处于现在还活动的金坪断层转折带, 岩体十分破碎, 又是7级以上地震的震中带, 所以大规模岩石滑坡十分发育, 此河段斜坡稳定性就比较低。根据河段的地貌、斜坡中有无易滑岩层或易滑地质结构, 岩坡变形迹象的有无及其变形阶段, 岩坡破坏现象有无, 是否地震震中带或暴雨中心等方面的调查研究, 可以划分出斜坡变形破坏危险程度不同的河段, 对水利资源规划和水利建筑物建筑场地选择有很重要意义。



图28. 大渡河泸定下游午尼公社附近河段斜坡稳定性示意图。

四、河床深厚覆盖层问题

川西河流虽属流行于高山峡谷中的坡降陡、水流急的山区河流, 但河床中却广泛分布有深厚的砾石层。如岷江的映秀湾水电站闸基覆盖层厚45米(见图29); 位于其下游右侧支流的渔子溪一级电站闸首的覆盖层厚却达70米。大渡河中下游的龚咀水电站, 坝基覆盖层最厚约40米; 其下一梯级铜街子水电站的复盖层一般厚为30余米, 埋藏深槽最大厚超过70米(图30)。中游汉源一带厚度一般超过70米, 而上游大金一带局部河段厚度达128米, 且包含多个砾卵石层到粉细砂的韵律层。

这么深厚的覆盖层给水利建筑物的设计与施工带来极其复杂的问题, 使施工导流和基坑开挖工作十分困难, 即使是建于覆盖层上的低闸, 也不得不采取极其复杂的防渗措施, 映秀湾电站的闸基就是一个例子(图29)。

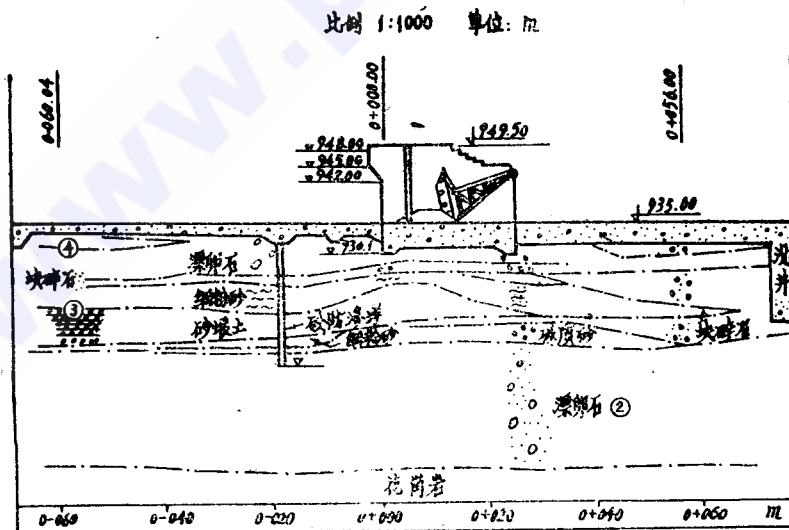


图29. 岷江映秀湾电站河谷覆盖层及防渗结构图(据刘麟德 1982)

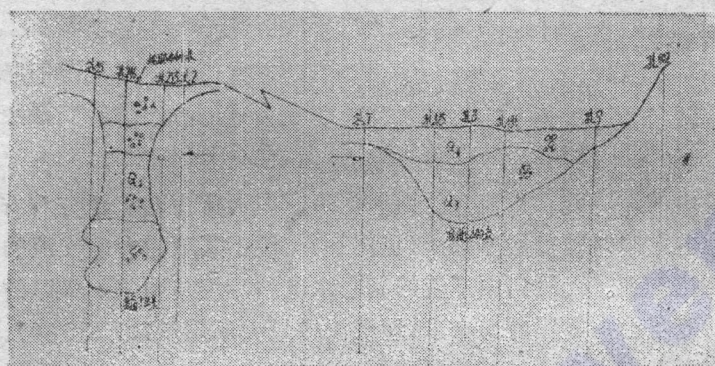
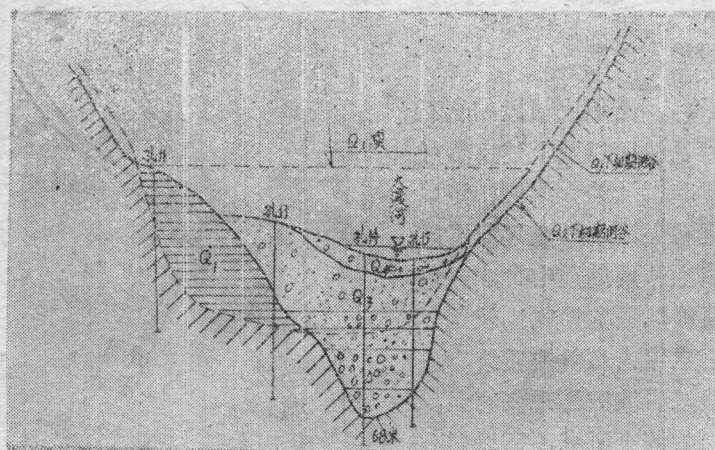


图30. 大渡河河床中埋藏的中更新世深切河谷
a. 中游打枝麻; b. 下游铜街子 (据石金下良等*)

大区域的地貌和第四纪地质资料表明, 深厚覆盖层的生成主要是由于区域性的振荡性升降运动。中更新世早期川西和四川盆地内部普遍产生了地壳强烈上升、河流强烈下切作用, 当时的下切深度超过现代河流的下切深度。其后至晚更新世又有下降, 沉积了巨厚沉积物。由于后期振荡幅度减小, 所以此期的下切河谷作为埋藏谷而被保存下来。沿大渡河河谷广泛见有这种埋藏河谷 (图30)。川中丘陵区也见有此期的埋藏河谷。图31为三台县团结水库施工开挖剖面图, Q_{2-3} 之下埋藏着一个中更新世深切河谷, 它相对于河谷地面的埋深为22—24米, 但相对于早更新世的盆地期夷平面 (川中丘陵的顶面) 其下切深度达120米。与大渡河河谷中

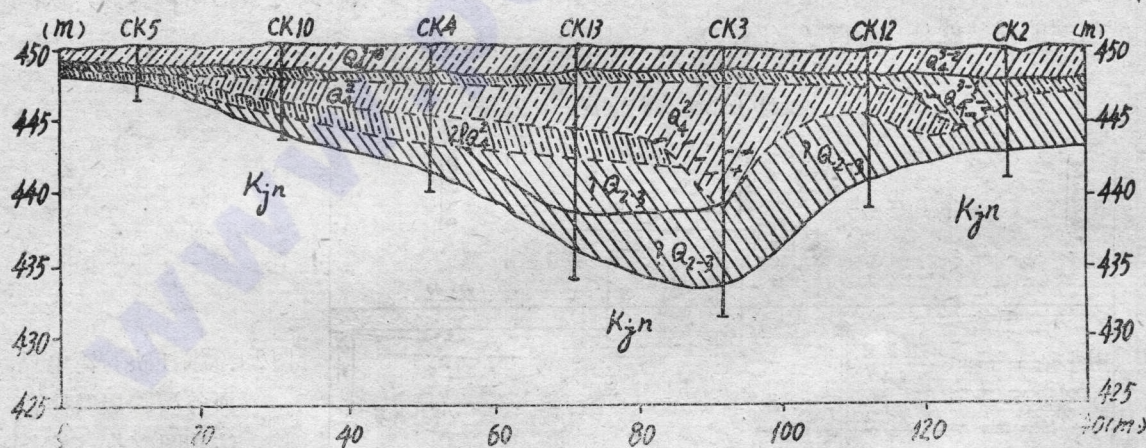


图31. 三台县团结水库覆盖层中所见的埋藏河谷

* 石金良、刘旭荣、邵宗平“试论大渡河河床深厚覆盖层的成生规律”《水电技术情报》, 1981.7. (32, 33图目)

的埋藏河谷相比、虽然其下切幅度要小得多,但其下切深大于现代河流的下切深则是相同的。值得注意的是此剖面上还见有中更新世以后的埋藏河谷,特别是有两期全新世埋藏河谷,而且这些河谷在川中丘陵分布相当广泛。它说明振荡性升降一直持续到全新世,不过其振荡幅度自中更新世后迅速减小,振荡频率却大大增高。后期的下切小于前期,且持续时间缩短。河流均衡剖面溯源形成过程中,中、上游的下切滞后于下游,这可能就是中、上游得以保存较下游更深厚的覆盖层的原因。

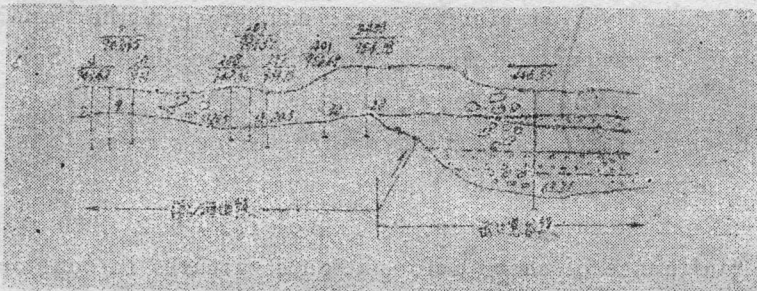


图32. 大渡河大岗山深切河曲段与下游宽谷段间的差异升降运动造成的覆盖层厚度的明显差别 (据石金良等)

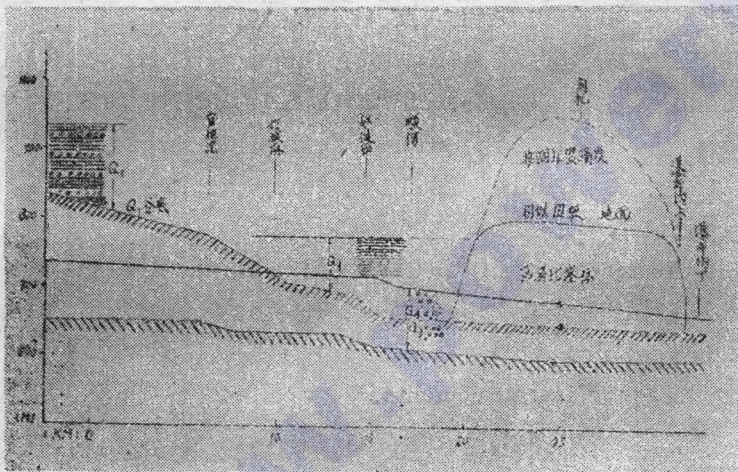


图33. 大渡河角托堰塞体后的深厚覆盖层
(据 石金良等)

有待于进步的区域地貌、第四纪层的成因和时代,以及河谷发育史的研究予以查明。

参 考 文 献

1. 王思敬 金川露天矿边坡变形机制和过程《岩土工程学报》4卷1期 1982
2. 刘麟德 四川河谷深厚覆盖层建闸坝的渗透稳定特性及防渗措施试验研究《岩土工程学报》4卷1期 1982

3. 赵泽三 李曰国 川中浅丘宽谷区埋藏软弱土层的工程地质特征及作为土坝坝基的处理措施《工程地质论文集》(1) 成都地质学院 1978

4. Braddock, W.A. "Dakota group rockslides, Northern Front Range Colorado." Rockslides and Avalanches 1 Elsevier 1978

5. Cruden, D.M. and Krahn, J.
"Frank Rockslide, Alberta, Canada" ibid

6. Haimson, B.C. "The hydrofracturing stress measuring method and recent field results" Intern. J. Rock Mech. and Min. Sci. Vol 15 No. 4. 1978.

7. Haimson, B. C. "Near surface and deep hydrofracturing stress measurement in the Waterloo quartzite" Intern. J. Rock Mech. and Min. Sci. Vol 17. No. 2 1980

8. Jeremic, M. L. "Influence of shear deformation structures in coal on selecting methods of mining" Rock Mechanics Vol 13. No. 1 1981

9. Mahr, T.; Nemcok, A. "Deep-seated creep deformations in crystalline cores of the Tatry mountains".
Bull. I.A.E.G. No. 16. 1977

10. Matheson, D.S. and S Thompson. "Geologic implications of valley rebound" Can Jour. of Earth Sci. Vol. 10 1973.

11. Meubl, V. "Modern methods in the study of mass movement."
Bull. I.A.E.G. No. 16. 1977.

12. Molnar, P. and Tapponnier, P.
"Relation of the tectonics of Eastern China to the Indian-Eurasia collision" Geology Vol. 5 No. 4. 1977.

13. Paton, F.O. and Hendron, Jr. A. J.
"General report on mass movements."
2nd Int. Cong. I.A.E.G. 1974

14. Radbruch-Hall, D.H. "Gravitational creep of rock masses on slopes." Rockslides and Avalanches, 1. Elsevier 1978

15. Voight, B., Parisseau, W.G.
"Rockslides and Avalanches, an introduction." ibid.