第一章　中国典型灾难性滑坡概况

Chapter 1　General Review of Catastrophic Landslides in China

1.1　概　　述

20 世纪初中期以来，随着世界人口的不断增长、人类活动的空间范围逐渐扩展和工程活动的规模不断加大，加之受到全球气候变化［如厄尔尼诺（El Niño）］等因素的影响，滑坡灾害发生的频率越来越高，所造成的经济损失和人员伤亡也不断加大[1~3]。到目前为止，全球范围内凡是有人类居住和工程活动的山岭地区，几乎都有滑坡灾害发生，已成为仅次于地震的第二大地质灾害[4, 5]。在欧洲，瑞典、挪威所在的斯堪的纳维亚半岛地区（Scandinavia），占据法国东部、瑞士、奥地利及意大利北部的阿尔卑斯山地区（Alps），纵贯意大利全境的亚平宁山区（Appenines）及英国大部都是滑坡灾害的高发区[6~10]。处于美洲板块边缘、呈南北向断续分布的落基山脉（Rocky Mountains）、马德雷山脉（Madre）及安第斯山脉（Andes）在构成美洲大陆西部屏障的同时，也在所经过的加拿大、美国西部、墨西哥、萨尔瓦多及智利等国家和地区孕育着全球最多的滑坡灾害[3, 11]。位于西太平洋第一岛链上的日本、中国台湾以及青藏高原（Tibetan Plateau）南缘喜马拉雅地区（Himalayas）的尼泊尔及印度北部也是亚洲滑坡灾害的高发区[12~14]。

我国是亚洲，乃至是世界上滑坡灾害最为严重的地区之一，特别是 20 世纪 80 年代以来，随着经济的高速发展以及自然因素的影响，滑坡灾害呈逐年加重趋势。目前，全国范围内除山东没有发现危害严重的滑坡灾害外，其余各地均有发生，其中以西部地区（西南、西北）的云南、贵州、四川、重庆、西藏、湖北西部、湖南西部、陕西、宁夏及甘肃等省区最为严重。据初步统计，全国至少有 400 多个市、县、区、镇，10 000 多个村庄受到滑坡灾害的严重侵害，有迹可查的滑坡灾害点达到 41 万多处，总面积 $173.52\times10^4 km^2$，占国土总面积的 18.10%（截至 2000 年）；1995 年以来，滑坡造成的年均死亡人数已连续多年超过 1000 人。严重的滑坡灾害不仅给当地居民的生命财产造成了极大损失，而且还摧毁工厂、矿山，并严重影响铁路、公路及水电站等重要基础设施的安全运营[15~21]。

大型滑坡（Large-scale landslides）由于其巨大的势能，往往在脱离母岩后形成高速、远程以及崩→滑→流一体的复合地质灾害[22, 23]或地质灾害链，带来毁灭性破坏和重大

人员伤亡。因此，这类滑坡长期以来为各国学者所关注[16, 24~35]，如1950年9月瑞典色尔特（Surte）滑坡［体积$400\times10^4m^3$，40余栋房屋被毁，交通中断（Jacobson B., 1952；Caldenius C.，1966；Johnson A. M. & Fleming R.W.，2001）］、1963年10月意大利瓦依昂（Vaiont）水库滑坡（体积$2.7\times10^8m^3$，2500余人死亡）[24]、1980年5月美国华盛顿州海伦斯（Helens）火山爆发引发的特大崩→滑→流灾害（体积高达$2.8km^3$）[3, 16]、1998年8月洪都拉斯米歇尔（Mitch）飓风强降雨诱发的厄尔百林彻（El Berrinche）深层滑坡（体积达$600\times10^4m^3$）以及2001年1～2月萨尔瓦多的群发性地震滑坡（其中，Santa Tecla滑坡方量约$75\times10^4m^3$，造成500多人死亡（Harp E.L.& Vallance J., 2001；日本土木工程师学会，2001；文献［25］）］等。

中国同样是一个大型滑坡灾害极为发育的国家，其中灾难性滑坡占有突出重要的地位，尤其是在中国的西部地区，这些滑坡更是以其规模大、机理复杂、危害大等特点著称于世，在全世界范围内具有典型性和代表性，如1920年的宁夏海原地震滑坡、1933年的四川岷江叠溪滑坡、1965年云南禄劝滑坡、1967年的四川唐古栋滑坡等[4, 15, 16]。尤其是进入20世纪80年代以来，我国大型滑坡的发生又进入了一个新的活跃期，相继发生了1982年7月的长江鸡趴子滑坡、1983年3月的甘肃洒勒山滑坡、1989年7月的四川华蓥溪口滑坡、1991年9月的云南昭通头寨沟滑坡、1996年6月的云南元阳老金山滑坡、2000年4月的西藏波密易贡滑坡、2004年7月的四川宣汉滑坡、2005年2月的四川丹巴滑坡等20余处大型和特大型滑坡，给人民生命和社会财产造成了重大损失。更为惊心的是：2008年5月12日四川汶川发生8.0级特大地震，触发了不同规模崩塌滑坡数万起，具有危害的6000余起，形成近百个堰塞湖，致使日月失色、山河崩溃，生灵涂炭，家园尽毁；灾害之惨重、伤亡之惨痛令世人悲哀。

本章对本书中所包含的灾难难性滑坡进行了总体的描述和概略性述评，探讨了中国大陆灾难性滑坡发生的总体规律和形成机理。分析表明：中国大陆大型滑坡发育最根本的原因是有利的地形地貌和强烈的内、外动力条件（地震、降雨），约70%的大型灾难性滑坡发生在环青藏高原东侧的大陆地形第一个坡降带范围内；同时，这个地区也是世界上板内构造活动最为活跃的地区，地壳内、外动力条件强烈的交织与转化，促使高陡边坡发生强烈的动力过程，从而促进了大型滑坡灾害的发育。强震、极端气候条件和全球气候变化构成了大型滑坡发生的主要触发和诱发因素：中国南方暴雨强度达到200～300mm/d时就易于触发大滑坡的发生；中国西北地区春季冻结层的融化，也是大规模黄土滑坡发生的诱因；近年来全球气候变化导致气温上升、雪线上移、冰川后退、冰湖溃决，也都成为了特定地区大型灾难性滑坡发生的诱发和触发因素。

深入的机理分析表明，中国的大型滑坡通常具有复杂的成生机理。总的来看，大型滑坡发生的岩土介质主要有以下三类，即岩质滑坡、土层滑坡和松散堆积层滑坡。除了松散堆积层滑坡，前两者都涉及复杂的演化机理及过程，其典型的地质-力学模式包括滑移-拉裂-剪断“三段式“模式、“挡墙溃屈”模式、近水平岩层的“平推式”模式、反倾岩层大规模倾倒变形模式，顺倾岩层的蠕滑（-弯曲）-剪断模式

等。每一类模式都具有其对应的地质结构条件和特定的变形破坏演变过程。通常，大型岩质滑坡的发生一般都伴随有滑动面上“锁固段”的突发脆性破坏，“锁固段”在岩质边坡的变形控制和稳定性机理中具有重要的地位，也是边坡地质灾害评价与控制的关键。

表 1.1　20 世纪以来中国典型灾难性崩滑地质灾害事件

Table 1.1　Typical catastrophic landslides in China since the 20th century

滑坡名称	位　置	发生日期 / 年 . 月 . 日	方量 / $\times 10^4 m^3$	斜坡类型	诱发因素	损　失
宁夏海源地震滑坡（群）	宁夏海源	1920.12.16		黄土斜坡	海源地震	诱发 675 个大滑坡，形成 40 余个堰塞湖；大量村庄被毁，死亡 10 万人
四川叠溪地震滑坡（群）	四川茂县	1933.08.25		三叠系浅变质岩	7.5 级叠溪地震	摧毁城镇、村寨，6800 人死亡；堰塞成湖，后溃坝造成下游 8000 人死亡
青海查纳滑坡	青海共和	1943.02.07	25 000.0	第三系半成岩湖相地层	冻融作用	摧毁查纳村，造成 114 人死亡
云南禄劝崩塌	云南禄劝	1965.11.22	39 000.0	二叠系峨眉山玄武岩	长期蠕变	将老深多等 5 座村庄掩埋，死亡 444 人
四川唐古栋滑坡	四川雅江	1967.06.08	6800.0	三迭系风化砂板岩	雅砻江侧蚀 + 坡体长期蠕变	堵塞雅砻江 9 昼夜，坝高 335m，溃坝洪峰 57 000m^3/s
湖北盐池河岩崩	湖北宜昌	1980.06.03	150.0	近水平层状边坡	地下采矿	摧毁矿山，284 人死亡
长江鸡扒子滑坡	重庆云阳	1982.07.18	1500.0	古滑坡（层状碎裂）	暴雨	毁房大量，长江航道中断 7 天，经济损失近 1 亿元
甘肃洒勒山滑坡	甘肃东乡	1983.03.07	3100.0	黄土盖层，第三系泥岩	蠕变，冻融	死亡 237 人
长江新滩滑坡	湖北秭归	1985.06.12	3000.0	古滑坡和崩积体（散体）	降雨	即时搬迁千余人
重庆中阳村滑坡	重庆巫溪	1988.01.10	765.0	石灰岩	暴雨	死亡 33 人
四川溪口滑坡	重庆华蓥	1989.07.10	150.0	强风化碳酸盐岩	暴雨	死亡 221
云南头寨滑坡	云南昭通	1991.09.23	900.0	强风化玄武岩	长期蠕变	死亡 216 人
乌江鸡冠岭岩崩	重庆武隆	1994.04.30	424.0	中 - 陡反倾边坡	地下采矿，降雨	崩塌体入乌江，形成近 10m 的水位落差，浪高 1～5m，断流半小时，中断水上运输 3 个月，直接经济损失近 1 亿元
云南老金山滑坡	云南元阳	1996.06.01	500.0	散体斜坡	采矿	逾 200 死亡、失踪

续表 1.1

滑坡名称	位　置	发生日期 / 年 . 月 . 日	方量 / $\times 10^4 m^3$	斜坡类型	诱发因素	损　　失
贵州岩口滑坡	贵州印江	1996.07.18	1500.0	斜顺倾石灰岩边坡	坡脚采石	堵江坝高 65m，形成长 8km 堰塞湖，数千人受灾，3 人失踪
西藏易贡滑坡	西藏波密	2000.04.09	28 000.0	基岩、散体	溶雪	形成堰塞湖，淹没库区，溃坝产生次生洪水灾害
云南兰坪滑坡	云南兰坪	2000.09.03	2000.0	顺倾边坡	暴雨	搬迁 5000 人
长江三峡千将坪滑坡	三峡库区支流	2003.07.13	2400.0	砂泥岩顺层滑坡	水库蓄水	14 人死亡，损失 5735 万元
四川天台滑坡	四川宣汉天台乡	2004.09.05	2500.0	缓倾角顺层砂泥岩斜坡	暴雨	搬迁 1255 人，滑坡坝高 23m，形成长 20km 堰塞湖，2 万人受灾
四川丹巴滑坡	四川丹巴县	2005.02.18	220.0	堆积层滑坡	长期蠕变及人工扰动	破坏房屋，损失 1066 万元，威胁整个县城安全
四川“512”汶川大地震滑坡	四川汶川、北川，青川等	2008.05.12		大量基岩滑坡，部分堆积层滑坡，板岩、片岩、千枚岩、灰岩为主	8.0 级强震触发	产生不同规模崩塌滑坡数万起，具有危害的 6000 余起，形成近百个堰塞湖，导致大量人员伤亡，毁房无数

1.2　20 世纪以来中国的典型灾难性滑坡

1.2.1　四川岷江叠溪地震滑坡

叠溪位于四川茂县的岷江上游左岸，距成都 249km、距茂县 56km，东经 103° 41′、北纬 32° 01′，是一个依山傍水修建的山区古城。叠溪是扼守川西平原通往松潘草原和青海、甘肃等省区的交通要道，历经汉、唐、明、清等多个朝代，民国时期隶属茂汶县。

1933 年 8 月 25 日 15 时 53 分，叠溪发生震中烈度高达 X 度的 7.5 级强烈地震，波及范围北至西安，东至万县，西抵马尔康，南达昭通，Ⅷ度以上的烈度区面积达 2000km^2，而Ⅵ以上的烈度区面积更高达 14 000km^2（图 1.1）。震中区的沙湾、叠溪、较场坝、猴儿寨、龙池等地瞬间天昏地暗，山崩江断，群峰晃荡，叠溪古城刹那间被西北方向山崩塌下的岩石埋葬。

由于发生在山区，此次地震的突出特征是在广大范围内诱发了强烈的河流岸坡及沟谷斜坡的崩塌与滑坡（图 1.2），而这些崩滑灾害摧毁了叠溪古城、沙湾、较场坝、猴儿寨、龙池及附近的 21 个羌寨，造成 6865 人死亡，1925 人受伤。

斜坡崩滑形成的滑坡坝在岷江及其支流上形成不同规模的 11 个堰塞湖，其中以叠

溪附近的大、小海子规模最大。较场坝以北岷江两岸的观音崖和银屏崖遥相对峙，地震时二者从山顶坠入岷江，形成了长800m，宽170m，高约200m的大海子拦河大坝。至今，大海子水深仍有98m，并保持$7300\times10^4m^3$的库容[27]。小海子位于大海子下游，并与其首尾相接，由较场滑坡堵江形成（图1.2）。

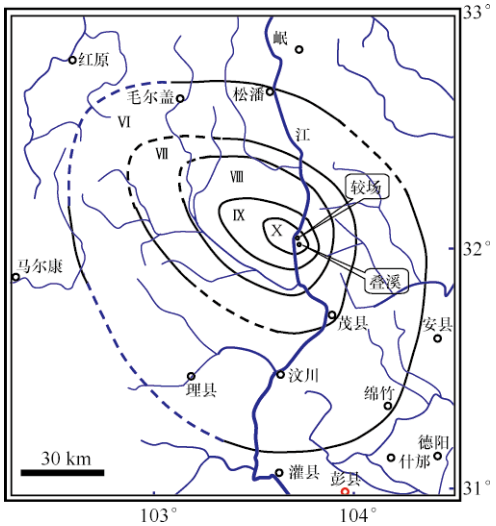


图1.1　叠溪地震等烈度线图（据四川省地震局《1933年叠溪地震》，引自文献［36］）
Fig. 1.1　Intensity contour map of Diexi earthquake

地震后第45天，即1933年10月9日晚7时，强烈的余震引发了松平沟、白腊寨等七处海子溃决，加之岷江上游松潘地区阴雨连绵，江水暴涨，大海子滑坡坝溃决，积水倾湖而出，长驱直下，大店以上水头高达60余m，到达灌县时水头仍有12m高，都江堰洪水流量高达10 200m^3/s。特大洪水消退后，江边到处是人、畜的尸体，仅茂汶一县，就死亡2500余人，加上汶川、灌县等，共造成8000余人死亡[37]。

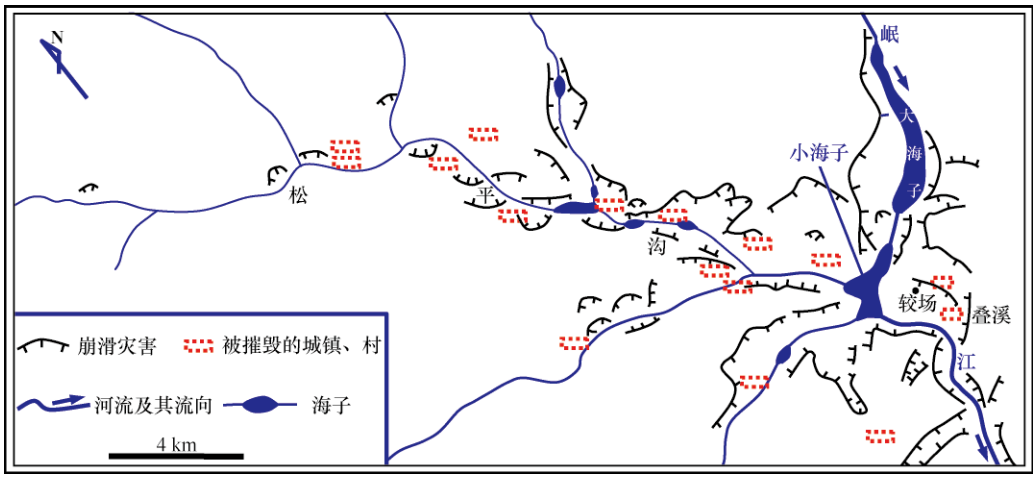


图1.2　地震在叠溪至松平沟一带诱发的崩滑灾害分布（据四川省地震局《1933年叠溪地震[36]》）
Fig. 1.2　Landslides and rockfalls distribution induced by strong earthquake at Diexi-Songpinggou in 1933

叠溪地处松潘-甘孜地槽褶皱带、秦岭近地槽褶皱带与龙门山断裂带构成三角地带内，区域构造主要表现为一系列紧密线状弧形倒转褶皱及相伴的冲断层。区内出露基岩为泥盆系、石炭系、二叠系和三叠系浅变质岩，主要为变质砂岩、大理化灰岩、千枚岩和板岩等。

叠溪地震诱发的斜坡灾害中，以较场滑坡的规模最大。较场滑坡堆积体位于小

海子左岸，前缘顺岷江分布，长 1400m。分布高程从 2110～2425m，顺坡向平均长约 1400m，垂直坡向平均宽约 900m，平面面积约 1.5km^2，滑坡体平均厚度约 170m，方量约 2.1×10^8m^3。滑坡堆积体前缘宽、后缘窄，由数个不同高程的平台和连结它们的斜坡构成，坡面坡度 15°～35°，前缘斜坡坡度一般为 40°～50°，局部达 70°。根据物质组成，较场滑坡堆积体可分为前后两部分。后部具有二元结构，上部为第四系湖泊相沉积、底部是具有碎裂结构的三叠系变质砂岩、结晶灰岩和千枚岩。堆积体前部主要表现为由块碎石和亚砂土组成的崩塌堆积；滑体前缘超覆于岷江漂卵砾石冲积层之上，并形成小海子滑坡坝 [38]。

1.2.2 雅砻江唐古栋滑坡

1967 年 6 月 8 日 9 时，四川甘孜州雅江县波斯河乡下日村西南约 1km 的雅砻江右岸唐古栋发生大规模岸坡垮塌滑移 [39～42]。滑坡后缘与坡脚高差 1030m，最大水平长度 1900m，最大宽度 1300m，分布面积 1.7km^2，方量达 6800×10^4m^3。由于地处高寒山区，植被不易恢复，滑坡所形成的巨大“伤疤”在近年拍摄的卫星图片上依然清晰可见。

唐古栋滑坡体在 5 分钟之内高速滑入雅砻江并冲向对岸，形成一长约 200m，底宽（沿河长）3050m、左、右岸高度分别达到 355m 和 175m 的巨型滑坡坝。此后，坝前水位迅速上涨，回水区末端不断向上游延伸，最终到达距雅江县城不足 30km 的洛昔，回水区长达 53km、蓄水 6.8×10^8m^3（图 1.3），而坝的下游流量则显著减少，甚至曾出现断流，200～300km 范围内，均出现了全年最低水位。

6 月 17 日 8 时，库水开始翻坝，14 时大坝溃决，形成非常性洪水。坝下游 10km 处水位上涨达 48m、盐源县金河水位上涨 30m（洼里水文站）、泸宁水文站水位上升 20.4m、雅砻江与安宁河汇合处附近的米易县得石水文站水位上涨 16.6m（图 1.4）。此次溃坝洪水不仅引起雅砻江江水暴涨，而且还波及金沙江干流和长江上游，会理县鱼鲊水文站水位上涨 12.4m、向加坝附近的屏山水文站上涨 6.87m、宜宾上涨 2.86m

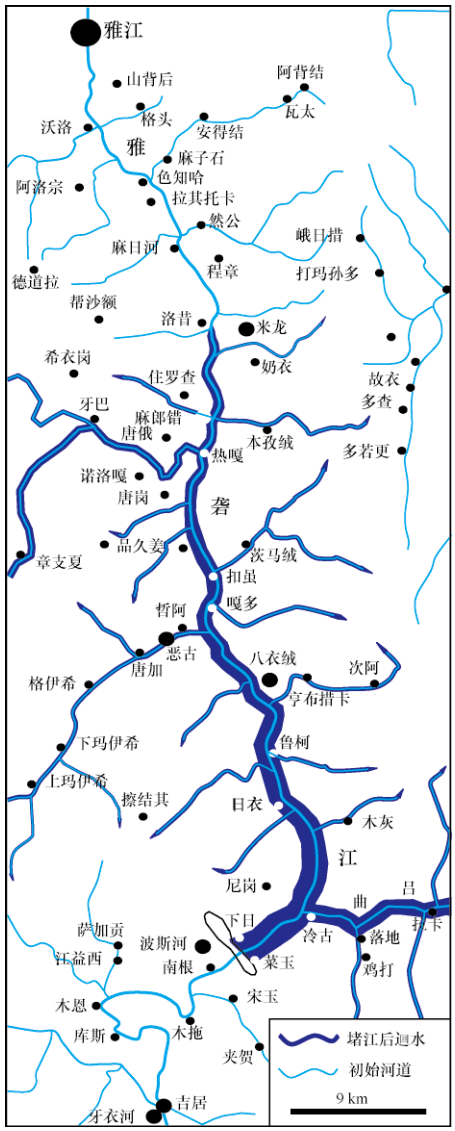


图 1.3 唐古栋滑坡坝及其回水范围
Fig. 1.3 Tanggudong Landslide dam and its backwater scope

（图 1.4），下游 1730km 的重庆寸滩水文站仍有 1.54m 的水位升幅。

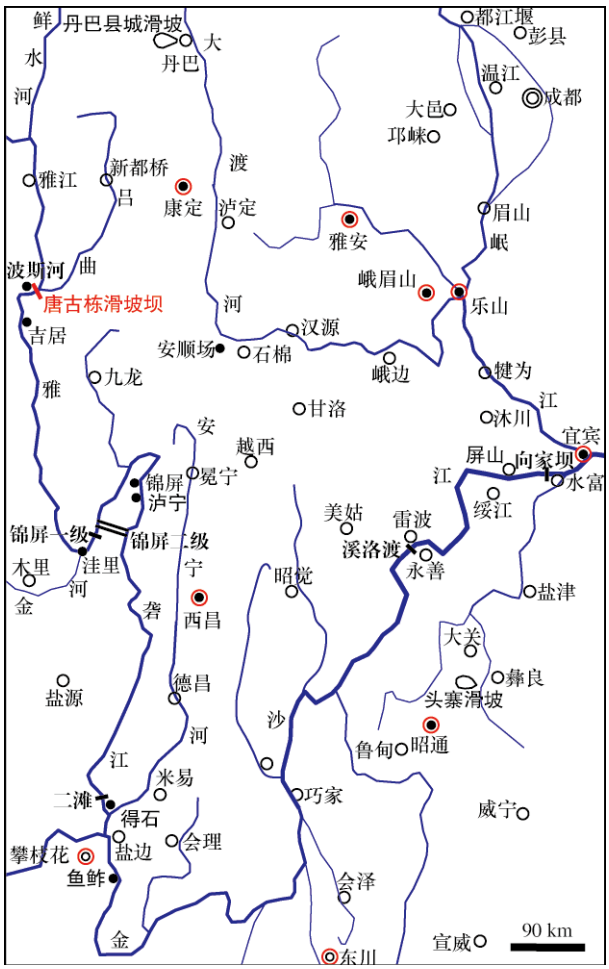


图 1.4　唐古栋滑坡坝溃坝影响范围

Fig. 1.4　The influence area of Tanggudong Landslide dam collapse

由于蓄积水量巨大，滑坡坝溃决不仅引起下游水位暴涨，而且下泻流量也十分庞大。唐古栋的最大溃坝流量为 57 000m^3/s，洼里、泸宁、得石及屏山水文站的洪峰流量则分别达到 23 600m^3/s、23 100m^3/s、19 900m^3/s 和 6091m^3/s，整个垮坝过程大约持续 12 个小时（图 1.5）。

据不完全统计，唐古栋滑坡坝溃决事件毁田 233 公顷、房屋 435 间，冲走牲畜 131 头、粮食 79t，毁坏公路 51km、桥梁 8 座、涵洞 47 座，洼里、泸宁等水文站被冲。

唐古栋滑坡的滑体为三迭系西康群灰黑色泥质板岩与中厚层砂岩，加之（物理）风化强烈，斜坡岩体自身质量较差。同时该斜坡恰好处于雅砻江与源于新都桥方向的吕曲汇合处下游附近的凹岸（图 1.3 和图 1.4），河流侧蚀及坡脚冲刷强烈，最终导致斜坡失稳。连续性的侧蚀造成凹岸斜坡失稳在山区河流中是十分常见的。

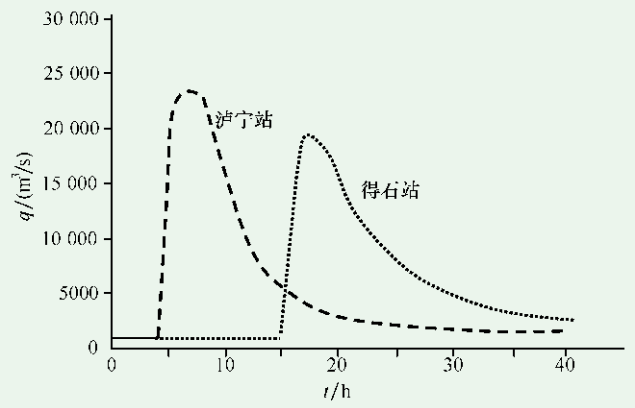


图 1.5　溃坝后泸宁站和得石站的流量过程线（有改动）[41]

Fig. 1.5　Flow amount process after the landslide dam collapsed

1.2.3　长江鸡扒子滑坡

1982 年 7 月，重庆云阳地区连降暴雨，月降雨量达 633.2mm；17 日 20 时，位于云阳老县城下游 1km 处的鸡扒子长江左岸斜坡失稳，18 日 2 时，斜坡发生剧烈滑动，最大滑速达 12.5m/s，滑体前缘推入江中并直达对岸，最大滑距达 200m，最终形成长 350m，西侧壁长 1.4km，东侧壁长 1.6km，面积 0.77km^2，方量 1500×10^4m^3 的巨型滑坡，其中约 230×10^4m^3 滑入长江航道（图 1.6）。

鸡扒子滑坡虽未造成人身伤亡，但毁坏房屋 1730 间，工农业生产直接经济损失共 600 万元（当时价格计）。更为严重的是，由于大量石块坠入长江中，河床淤高 40m，形成 700m 的急流险滩，长江航运被迫中断 7 天，航道整治费高达 8000 万元，间接经济损失 1000 万元。

鸡扒子滑坡是宝塔老滑坡的一部分，其右侧边界（西翼）是宝塔滑坡的天然排水沟 - 石板沟。滑体厚度 0～93.7m，一般厚 30～70m，表层为粉质黏土夹钙质结核，中部粉质黏土夹块、碎石，下部层状碎裂岩体。该滑坡体为第四系堆积物及下部基岩沿软弱结构面滑动，为老滑坡复合，并带动了部分基岩滑动。滑带土由紫红色粉质黏土含砂岩碎屑组成，厚度 0.2～1.0m，天然状态下呈软塑或硬塑状，滑面保存着清晰擦痕，倾角 6°～8°。滑床为蓬莱组（J_3P）长石石英砂岩和泥岩，东西走向，倾南（图 1.6）。

强降雨是鸡扒子滑坡的直接触发因素。滑坡发生前后的 24h 降雨量达 240.9mm、1h 最大降雨量达 38.5mm。变形初期，滑坡后缘的 1.70×10^4m^3 土石坍滑到石板沟并将其堵塞，从而导致高强度降雨从后缘渗入滑体，以及滑体内地下水位大幅度上升，平均水力梯度达到 19‰。同时垂直方向的降水入渗也是坡体地下水位上升、介质力学性能快速劣化的重要因素。强大的动水和静水压力首先使滑体西部以塑性泥石流方式失稳，此后中部和东部滑体相继发生滑移失稳。

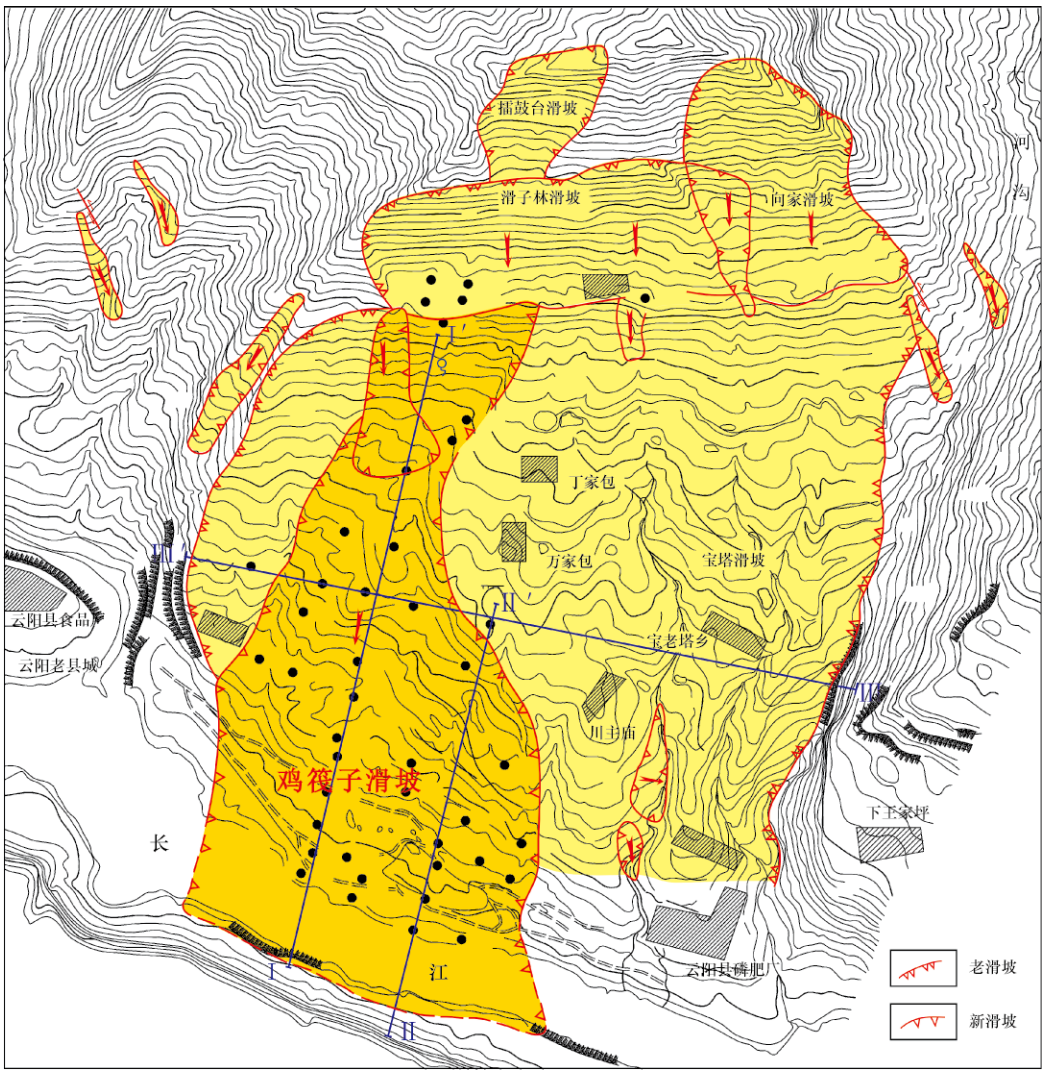


图 1.6　鸡扒子滑坡平面图 [43]
Fig. 1.6　Plan map of Jipazi Landslide [43]

1.2.4　甘肃洒勒山滑坡

1983 年 3 月 7 日，甘肃省东乡族自治县果园乡洒勒村北侧的洒勒山发生大规模高速滑坡，位于 2283m 的山脊瞬间滑落到 2080m 的巴谢河谷，而滑体前缘在滑过宽 800m 宽的河谷后，又越过巴谢河及 10m 高的对岸岸坡后才停积下来，形成总方量达 3100 × $10^4 m^3$ 的巨量滑坡堆积，整个滑动过程历时不到 1 分钟。这一重大的灾害性滑坡事件将位于斜坡坡脚及巴谢河原河道附近的 3 个村庄彻底摧毁，共造成 237 人死亡（图 1.7）。令人匪夷所思的是，滑坡发生时，位于斜坡上的一个村民抱住了一棵大树，随滑坡体运行了 960m，停下后居然安然无恙。

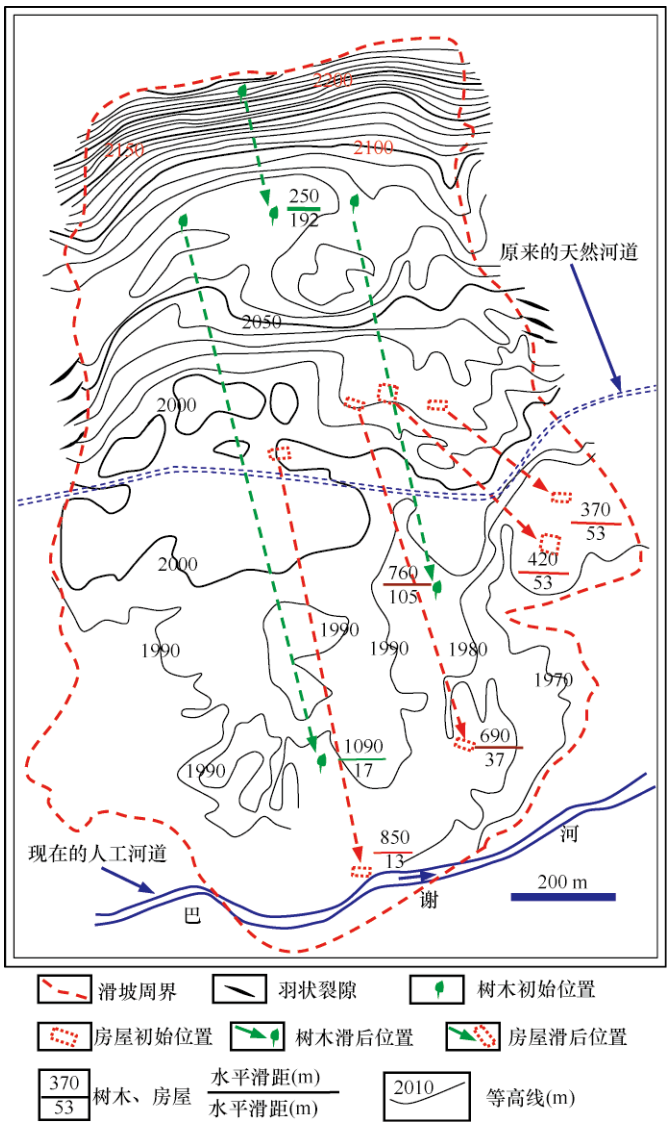


图 1.7　洒勒山滑坡形态平面及滑动矢量图（引自文献［44］，略有改动）
Fig. 1.7　Plan map of Sale Mountain Landslide [44]

滑坡区原始斜坡坡面陡峭，2100m 标高以上的坡度达到 30°～35°，坡面贫瘠无植被，发育一系列冲沟，其中的两条后来成为滑坡的侧向边界。巴谢河是黄河一级支流洮河（在刘家峡坝址汇入黄河）的支流，也是东乡县境内最重要的一条季节性河流，流向近东西。滑坡区具有半干旱气候特征，年均降雨量 485mm，其中 80% 集中在 7～9 月。1979 年属多雨年份，年降雨量达到 650mm，也正是这一年洒勒山山脊背后出现了拉裂缝。滑坡发生前的 1982 年 10 月到 11 月降雨 66mm，明显高于正常年份。

斜坡从顶部向下依次为疏松的马兰黄土、半坚硬的离石黄土和近水平的第三系泥岩组成，泥岩中发育一组走向近东西、倾向南、倾角 73°～86°的构造裂隙；斜坡中下

部被阶地沉积和古滑坡堆积和残坡积覆盖。

洒勒山滑坡体平面上形似手掌，东西宽 700～1100m、南北长 1100～1630m，厚 5～75m、面积 1.3km^2（图 1.7）。主断壁长 750m、高 220～240m，倾角从顶部的 75° 逐渐过度到底部的 45°，平均坡度 55°。纵向上，滑坡体可分为前后两部分。后部（北部）由一系列被细长的洼地分隔的东西走向山丘组成。长 250～300m、宽 50～60m 的主洼地位于主断壁前，底部高程 2020m。主洼地前是一个顶部高程为 2080m 的细长小丘，由黄土覆盖的泥岩组成。泥岩层面倾向北西，倾角 10°，这是沿弧形破裂面发生旋转滑动的证据。滑坡堆积前部由丘状地形组成。一系列高 5～10m、近于平行分布，山脊之间是浅槽。此外还有一些分散的小丘和土堆，特别是在滑体边缘。在该区域，原地面被 8～50m 厚的泥岩及其碎屑和黄土堆积覆盖，原来一级阶地上的砂卵石层几乎未被扰动，破裂面剪出口要高于一级阶地的水平，同时也表明，这部分滑体的运动方式是流动而不是滑动。洒勒山滑坡的滑裂面呈圈椅状，由一个高陡的卸荷裂隙和近水平的泥岩层面组成，中间由一段缓和曲线而不是圆弧衔接。滑面顶部切穿 120m 后的黄土后进入产状水平的泥岩，底部沿泥岩层面发育（图 1.8）。

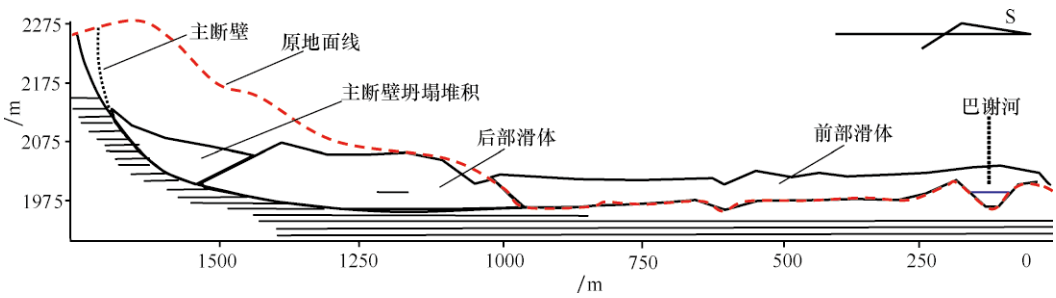


图 1.8　洒勒山滑坡滑后纵剖面（张倬元等，1996）
Fig. 1.8　Geological profile of Sale Mountain Landslide (Zhang Zhuoyuan，1996)

综上所述，洒勒山滑坡发育于一个有 120m 厚黄土覆盖的泥岩斜坡上，滑坡后部具有切层旋转滑动性质，而前部则是高速碎屑流运动。滑坡尽管发生突然，但滑坡发生之前还是经历了一个长期的孕育阶段，坡脚附近沿层面的重力蠕滑和后缘的张裂是滑坡形成的两个重要阶段，以此为基础，坡体内部的“锁固段”被最终剪断形成高速滑坡。

1.2.5　四川华蓥溪口滑坡

1989 年 7 月 10 日由特大暴雨触发的四川溪口滑坡是 20 世纪 80 年代末期我国最大的崩滑地质灾害事件，该滑坡致使 221 余人死去，直接经济损失达 600 多万元。

1989 年 7 月，溪口所在地区遭受历史上罕见的特大暴雨袭击，月降雨量达 222.9mm，7 月 10 记录到的最大小时降雨强度达到 88.6mm。7 月 9 日上午，溪口北侧斜坡地势低洼地带出现“土爬”[46]。10 日中午暴雨强度增大，斜坡上有块石滚下并击中农舍。此后不久，滑源区前部传出“隆隆”之地鸣声，随之地面鼓胀，山体从马鞍坪村村后坡脚倾斜而下，沿北偏西方向直接扑向长 300 余米的马鞍坪村平台。此后，

滑坡体转化为泥石流沿溪口沟奔流而下，高速冲向溪口镇北角。整个滑坡事件从启动到停积历时近 60 秒，摧毁了溪口水泥厂、川煤 12 处、红岩煤矿、溪口粮库和沿途的数个村庄，造成重大伤亡和经济损失。

滑坡后缘最高点和剪出口之间的滑源区介于 848～655m 之间，其中 848～790m 之间为次级滑坡的断壁，790～695m 之间为主断壁。主断壁平面呈梯形，上、下底宽分别为 75m 和 110m，倾向北西，倾角 47°。滑裂面从强风化碳酸盐岩进入第四系崩、坡积层后，呈缓弧形剪出，剪出口高程为 655m。整个滑面形似“匙”状，上部裸露滑床长 210m；下部滑面长约 165m。主、次滑体方量分别约为 $18\times10^4m^3$ 和 $2\times10^4m^3$。滑坡纵剖面具有上硬下软的双层结构。上部为寒武系、奥陶系碳酸盐组成，两者以 F_7 为界，该套地层总体强度较高；从滑坡侧壁可以看出，上部滑面沿强、弱风化带的界面发育。下部为志留系页岩、泥岩及粉砂岩，其强度总体较低。滑面沿泥页岩上覆崩坡积物中发育。根据岩体结构特征，可将滑源区分为 6 个区，至上而下依次为：层状块裂结构→厚层状结构→层状结构→层状碎裂结构→碎裂结构→角砾状结构。值得指出的是：下部的角砾状结构岩体，实际为断层破碎带经重新胶结后形成的角砾岩，其胶结物成份以钙质为主，胶结致密坚硬、完整程度高（图 1.9）。

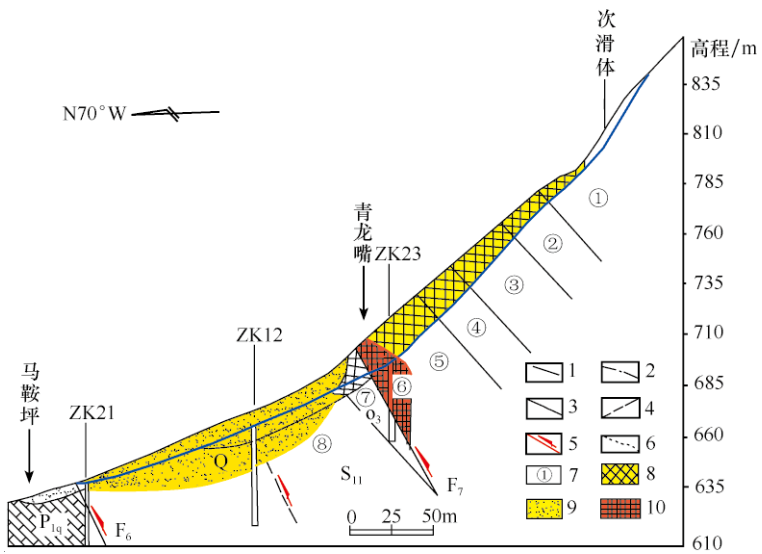


图 1.9　滑原区斜坡结构地质示意图

1．现实地形线；2．推测滑前地形线；3．推测钙质角砾岩边界；4．滑动面；5．断层；6．第四系崩坡积物与基岩之界面；7．岩体结构分区（①层状块裂结构；②厚层状结构；③层状结构；④层状碎裂结构；⑤碎裂结构；⑥角砾状结构；⑦奥陶系层状灰岩）；8．志留系泥、页岩；9．第四系崩堆积物；10．强风化带

Fig. 1.9　Geologic sketch map of slop structure in the original sliding zone

1. Actual contour of relief; 2. Assumed relief contour before sliding; 3. Assumed boundary of calcium breccia; 4. Sliding surface; 5. Fault; 6. Interface of Quaternary colluvium and base rock; 7. Structural subdivision of rock mass (① Layer-like broken block ; ② Thick layer structure; ③ Layer structure; ④ Layer-like fracture structure; ⑤ Fracture structure; ⑥ Breccia structure; ⑦ Layer-like limestone of Ordovician); 8. Silt and shale of Silurian; 9. Colluvium of Quaternary; 10. Intensely weathered zone

滑坡剪出后，由于其巨大的势能，经过高速了碎屑流、泥石流形成及高速径流等多个阶段，并大量刮擦沿程土石，最终在堆积区停积的滑坡 - 泥石流堆积物接近 $100\times10^4m^3$。

溪口滑坡的发生首先与该地区上硬下软的地质结构环境条件有关。由于过去地质历史时期热泉出露而胶结强化的 F_7 断层角砾岩起到了承担、阻止上部坡体变形的锁固段作用，这一部位存在显著应力集中。下部软弱基座的持续蠕变又使这种应力集中程度逐渐提高。在长时间特大暴雨的持续作用下，软弱基座变形加剧、碳酸盐岩强风化带重量骤增，锁固段最终失稳，导致高速滑坡 - 泥石流灾害的发生。

1.2.6　云南昭通头寨滑坡

1991 年 9 月 23 日 18 时 10 分，云南省昭通市东北约 30km 的盘河乡头寨沟村发生特大山体滑坡。失稳坡体从斜坡中部 2300m 标高剪出后，高速滑入头寨沟，并迅速转变为顺沟奔腾而下的土石流；其所到之处，摧枯拉朽，将头寨沟沟谷及沟口的村舍全部掩埋。在与沟谷斜坡发生 3 次大规模高速撞击、改向后，其前缘在标高 1820m 的头寨沟沟口停积下来，最终形成斜长 3000m、平均宽 130m、厚 10m，总方量约 $400\times10^4m^3$ 的滑坡 - 土石流堆积，整个过程历时仅 3 分钟。这一重大滑坡灾害事件共造成 216 人死亡，掩埋牲畜 252 头，毁坏耕地 300 亩，直接经济损失 1200 万元 [27, 45]（图 1.10）。



图 1.10　头寨滑坡 - 土石流堆积
Fig. 1.10　Touzai landslide and debris flow

从局部构造上看，头寨滑坡位于北东向展布的盘河向斜北西翼，滑坡范围及附近出露的岩性有上二叠系下段峨眉山玄武岩（$P_2\beta$）、上二叠系上段宣威组砂页岩（P_2x）和三叠系下统砂页岩（T_1），头寨滑坡就发生于 $P_2\beta$ 中（图 1.11）。

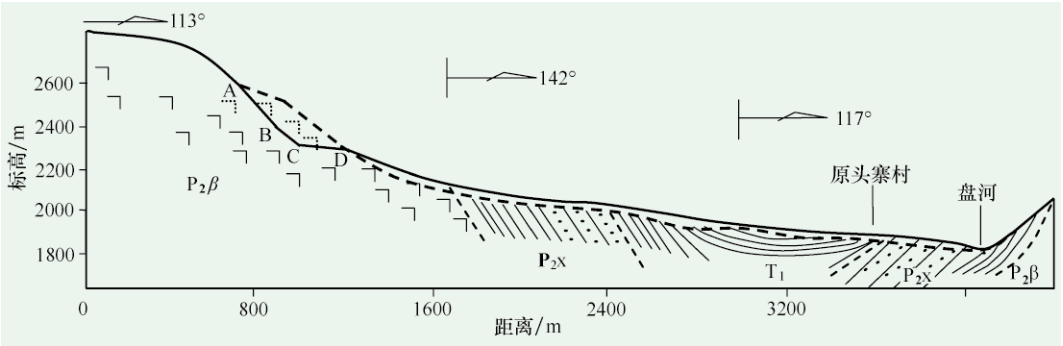


图 1.11　头寨滑坡纵剖面
Fig. 1.11　Geological profile of Touzai Landslide

滑坡源区平面呈长方形，横向宽约 300，纵向（滑动方向）水平投影长约 400m，纵断面呈近似的平行四边形，总方量约 $900\times10^4m^3$。后缘断壁沿玄武岩层间滑动面发育，宏观上光滑平整、产状 138°/∠48°，表面覆盖有一层厚 1m 左右的强风化玄武岩（滑带）。滑带呈土状、散粒状或碎块状。侧壁斜长 560m，大部被主滑体滑出后发生的次级滑坡所占据，出露的断壁高度 3～10m，表现为土层 + 强风化玄武岩。滑床空间主体被残余滑体和次级侧向滑坡占据。滑裂面纵断面可分为 3 段，第一段（AB）为层间滑动面，其表面残留的滑带应是火山凝灰岩强风化的产物；第二段（BC）表面相对坚硬光滑，产状 110°/∠38°，属于岩体构造结构面；第三段（CD）为锁固段，玄武岩表面粗糙、风化微弱，层状构造清晰、倾角 5°。

多方面因素的共同作用导致了头寨滑坡的发生。受到金沙江区域侵蚀基准面和盘河局部侵蚀面的控制，头寨沟溯源侵蚀强烈，但在遇到强度相对较高的玄武岩后，侵蚀受阻，便在沟头形成三面临空、高 400 余米、坡面倾角接近 40°的高陡斜坡，为滑坡的发生创造了基础条件。同时，由于临空条件良好，玄武岩岩体卸荷演化强烈。良好的导水和贮水条件，加上年均降雨量为 1100mm 的降雨，使得玄武岩体的化学风化十分强烈，使得岩体质量进一步劣化，而使岩体在滑出剪出口之前就已经成为稳定性很差的（准）松散介质。长期蠕变导致锁固段被剪断，形成高速灾难性滑坡。

1.2.7　西藏易贡滑坡

2000 年 4 月 9 日 20 时 05 分，西藏自治区波密县易贡乡扎木弄沟发生了震惊中外的易贡滑坡。约 3000 万 m^3 的岩体从海拔 5000m 的山顶崩滑，落距约 1500m。崩滑体强大的冲击力激发了扎木弄沟内沉积百年的碎屑物质，在短短的 2～3 分钟内，沟内的块石碎屑物质瞬间形成高速滑坡并解体，旋即转化为超高速块石碎屑流，以锐不可挡之势，扫荡谷口两侧山体，运移 8～10km 后沉积于易贡湖出口处，完全堵塞了易贡藏布，形成长达 4.6km，前沿最宽达 3km，高达 60～110m 的近喇叭状天然坝体，总堆积方量约 3 亿 m^3。此次崩塌滑坡总垂直落差达 3000m，水平最大运距约 8500m，最大速度达 44m/s 以上。如此超高速运动，远距离运移，巨大的堆积方量及滑坡后留

下的一些独特的现象在中国乃至世界都是罕见的[33]。

根据灾害发生过程中不同部位物质运动及堆积特征，可将该崩塌滑坡划分为三个大区（图 1.12），即崩塌区、滑坡区和堆积区。

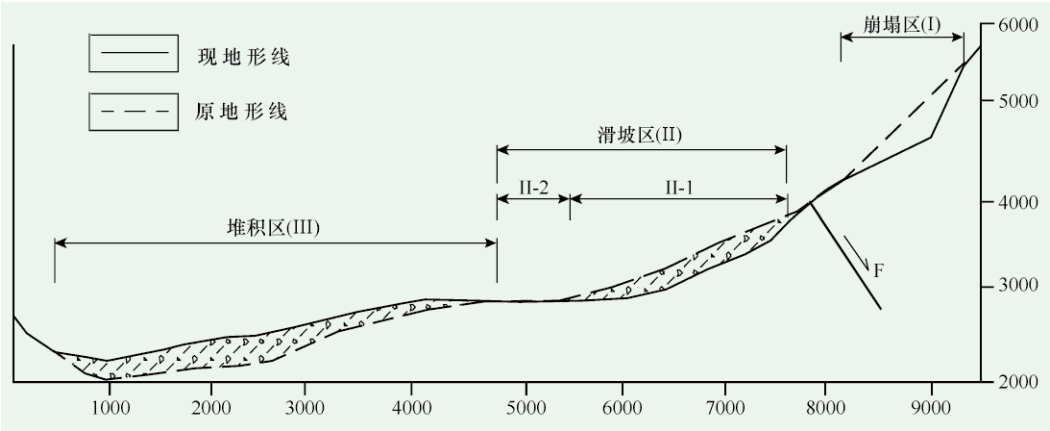


图 1.12　易贡特大型山体崩塌滑坡剖面图
Fig. 1.12　Geological profile of Yigong Landslide

崩塌区（Ⅰ）位于扎木弄沟沟谷源区，高程介于 4300～5500m，上、下高差 1200m。受两组相向倾斜的 NEE 向结构面切割，形成了体积约（0.3～0.4）×$10^8$$m^3$ 的楔型崩塌体。根据滑坡发生过程，滑坡区（Ⅱ）又可分为瞬间高速滑坡区（Ⅱ-1）和高速块石碎屑流流通区（Ⅱ-2）两个亚区。

易贡滑坡的堆积区具有明显的呈环带状分带的特征，具体为：块石堆积带（Ⅰ）分布于整个堆积区的中轴部地带，碎屑、砂及粉尘堆积带（Ⅱ）环绕中轴部块石堆积带的两侧及前缘分布，再向外依次为铲削—碎屑叠加堆积带（Ⅲ）和气浪波及影响带（Ⅳ）。在易贡滑坡堆积区的前部地带，见有大量锥状堆积体成群或成带地散布于地表，构成一种十分独特的微地貌景观。在碎屑、砂及粉尘堆积带内侧缘及前缘地势相对低洼、砂土丰富的地带，还可见到与地震砂土液化现象类似的喷水冒砂坑。在堆积区外侧的波及影响带，可见 70%～95% 的树木被连根拔起，且多数依山体坡势就地卧倒，定向排列，其倒地方向与气浪运动方向一致，众多树木被拦腰扭断或连根拔起，也有少数被搬运或被气流抛掷数米乃至数百米远。更有甚者，多处见到直径 1m 粗的树木被气浪撕成碎片。在此带的外边缘地带，无论是完好的树木，还是残桩，在其迎着运动方向的一面普遍附着有一层厚约 0.5～1cm 的薄层溅泥，表明坡体物质在高速运动过程中不断推动其前缘空气高速流动，产生高速运动的气浪。此外，高速运动的包含着固、液、气三相的碎屑物质，在其运动和堆积过程中，还显示出纵向“展平”和侧向“铺开”的特征；在其前缘细碎物质堆积区内，可见总体表现为槽、垅沿垂直于运动方向相间分布的波状地形，与风沙堆积中所常见到的波状地形十分相似。

易贡特大山体滑坡堵江事件整个过程包括崩塌→滑坡→碎屑流（泥石流）→堵江淹没成湖→湖水溃决→洪水→河谷地形改造→河谷次生崩塌、滑坡，形成了一个非常完

整的地质灾害链。其发生的成因机制和具体过程为：首先是当年较往常年份偏高的气温导致冰雪超量融化，形成地表径流进入山体裂缝，从而诱发海拔 5000m 左右、方量约 3000 万 m^3 的楔形岩体突然滑动崩落。骤然失稳的山体，在重力作用下直坠 3000 余米，以其巨大的动能，冲击下部沟内沉积百年的松散碎屑物上，这种瞬间“超级强夯”和高强度的挤压作用，使其在沟内基本处于饱水状态的碎屑物质中产生瞬间异常超孔隙水压力，并由此而发生液化，抗剪强度骤然丧失，从而诱发出瞬间高速滑坡。我们称这种高速滑坡发生机制为“强夯液化机制”。受沟口约束，巨量滑移物质抛射冲出并铲蚀两侧山体，进而转化为高速块石碎屑流，并将扎木弄沟下游参天古树摧毁，将沟外两侧早期堆积物铲削他处，伴随的巨大气浪摧毁边缘森林。在抵达易贡藏布南部陡坎时受到阻碍，部分越过陡坎形成垅后堆积，大部分堆积于易贡藏布沟谷，另一部分则分道而行，分别沿易贡藏布上、下游侧旋、堆积，堵塞易贡河道，形成易贡堰塞湖，从而酿成我国历史上规模罕见的崩塌滑坡地质灾害。

1.2.8 三峡库区千将坪滑坡[47~49]

2003 年 7 月 13 日 0 时 20 分，位于三峡水库区的湖北省秭归县沙镇溪镇长江南岸支流青干河左岸的千将坪村发生大规模滑坡；高 149～178m，长约 300m 的滑坡坝将青干河完全切断（图 1.13）。7 月 14 日，滑坡坝上下游水位差达 3m。此后，由于持续降雨，青干河水位不断上涨，坡坝上下游水位落差最终增加到 12m。20 日 17 时，对滑坡坝实施爆破后，断流 7 天的青干河开始通流。此次滑坡造成 14 人死亡，10 人失踪，346 间房屋倒塌，毁坏农田 71.2hm^2，金属硅厂、页岩砖厂等 4 家企业毁灭，宜昌至巴东的省道被毁坏，广播、输电、国防光缆等基础设施均受到严重破坏，经济损失惨重。



图 1.13 千将坪滑坡
Fig. 1.13 Qianjiangping Landslide

滑坡范围内出露的地层为侏罗系千佛崖组，岩石类型主要有紫红色或黄绿色泥岩、粉砂岩和砂岩；滑体剖面自上而下依次由泥岩强风化形成的碎石土、泥质粉砂岩、泥岩、粉砂岩（主体）、黑色碎石土组成的 20～50cm 厚的滑带（原岩为炭质页岩）和构成滑床的砂岩组成，产状 140°/∠26°～31°，与坡面产状基本一致。滑坡平面上呈比较

典型的圈椅状形态，后缘断壁高约 10m，海拔 430m；剪出口位于河床附近，海拔 110m 左右；后缘、前缘的最大宽度分别为 300m 和 800m，纵向最大长度约 1000m，厚度 10～60m，平均 40m，总方量约 $2400\times10^4m^3$；滑动方向 130°、垂直滑距大于 75m。滑坡启动后，由于不同滑块底面形态及相邻块体底面相对标高的差异，滑体迅速解体，加之滑动受阻，滑体上出现一系列滑坡（反倾）平台和纵张裂缝，其中规模较大的平台有三级，分别位于滑体后部、中部和前部，宽 5～10m，后部平台还曾大范围积水；纵张拉裂缝走向 80°～100°，开度 20～20cm。

千将坪基岩顺层滑坡形态完整、特征突出，其发生机理也相对清晰。中生代砂泥岩互层的薄层泥页岩或砂岩与泥岩的界面属于典型的脆弱地质界面，因此，以单斜形式产出的顺层斜坡发生滑坡的潜势本身就是很大的。滑坡发生在三峡水库第 1 期蓄水后的 43 天，青干河水水位从原来的 75m 被抬升到 135m，剪出口及前缘约 200m×700m 面积的坡体浸泡在河水中，导致水稳定性很差的前缘滑体及潜在滑面强度大幅度衰减，坡体的前缘支撑逐渐消失。此外，当年 6 月 21 日至 7 月 11 日，当地持续降雨，总降雨量达 162.7mm，雨水大量渗入滑体，使岩土软化，重度加大，导致滑体的自重增加，下滑趋势增大。因此，特征斜坡岩体结构、水库蓄水浸泡坡脚及强降雨入渗共同促成了千将坪滑坡的发生。

1.2.9　四川宣汉天台乡滑坡

从 2004 年 9 月 3 日开始，四川宣汉县普降大到暴雨，3 日、4 日、5 日的降雨量分别达到 15.9mm、122.6mm 和 257.0mm，强度之大前所未有。5 日 15 时，天台乡义和村渠江支流前河岸坡上的南樊公路出现开裂，随后路边房屋开始垮塌坠入河中。此后，斜坡前缘一直处于缓滑阶段，变形区范围由前向后逐渐发展扩大；晚 22 时～23 时滑坡体前部的主滑块体启动冲入前河，后部滑块紧紧跟进接连开始滑动并逐步发展为天台特大滑坡。此次滑坡灾害摧毁屋舍 1736 间，1255 人无家可归，公路交通中断，通信线路受损。此外，由于滑体前部滑入前河，形成高 23m 的堆石坝，堵塞河道 1.2km，导致前河断流 20 小时。河水形成的堰塞湖汇水达 20km，水位上涨 20～23m，库容约 $6000\times10^4m^3$，上游 2 个乡镇被淹，造成 1 万多人无家可归（图 1.14）。

失稳斜坡地形坡度 10°～33°，山顶高程 1100m 左右，前缘近河谷部分为 30～40m 的陡坎，前河河谷高程 356m，河谷宽 80～100m。由南向北发育的余家河、麻柳树、凉水井及大河 4 条天然冲沟构成斜坡的天然排水沟，沟道纵比降 153‰～197‰。斜坡由侏罗系中统遂宁组（J_{2sn}）紫红色粉砂质泥岩、泥质粉砂岩和紫灰色、青灰色细粒石英砂岩组成，总体产状 110°～120°/∠5°～10°，岩层与岸坡走向近于一致，属顺层岸坡（图 1.15）。

天台乡滑坡的滑裂面为泥岩、砂岩接触带，主滑方向 97°～107°，滑床为遂宁组底部的青灰色细粒石英砂岩，岩质坚硬，风化较弱；滑床倾角 8°～10°，横向起伏也不大；滑带土为可塑～软塑状态的棕红色粉质黏土，厚度一般 20～30cm。后部滑体主要由紫红色泥岩形成的碎裂岩体及块碎石夹粉质黏土组成，前部滑体则以粉质黏土为主。滑坡平面上呈“圈椅”状，后缘高程 520～570m，后缘断壁高 10～30m。滑坡体纵向（东

西方向）长 350～1100m，横向（南北方向）宽 1100～1500m，滑体厚 15～35m，体积约 $2500\times10^4m^3$。前缘剪出口高程 380～424m，高于原河床 30～35m，基本沿岸边砂岩陡崖顶部剪出。滑坡体上地表变形严重，房屋绝大部分已坍塌，地面上分布大量的张裂缝，裂缝贯通长度 30～70m，裂缝可见深度达 2m，宽度 0.20～1.2m。多级滑块之间形成下错滑壁陡坎，坎高 10～30m（图 1.14）。

天台乡滑坡具有以下典型特征[34]：①滑面倾角很缓，仅 7°～10°（图 1.15）；②厚度不大，两侧 10～20m，中部 20～30m；③分块特征很明显；④变形和破裂过程（“前奏”）较长（9 月 5 日 15 点～23 点），但下滑时间很短；⑤滑后原始地形坡度变化不大；

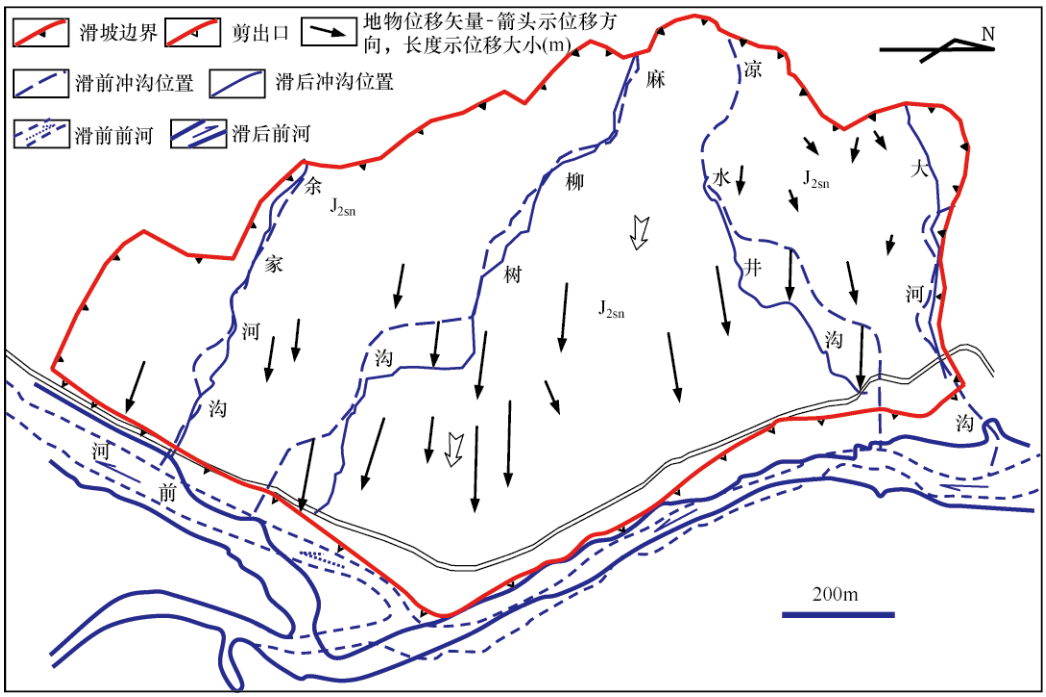


图 1.14　天台乡滑坡工程地质平面略图
Fig. 1.14　Plane map of Tiantai Landslide

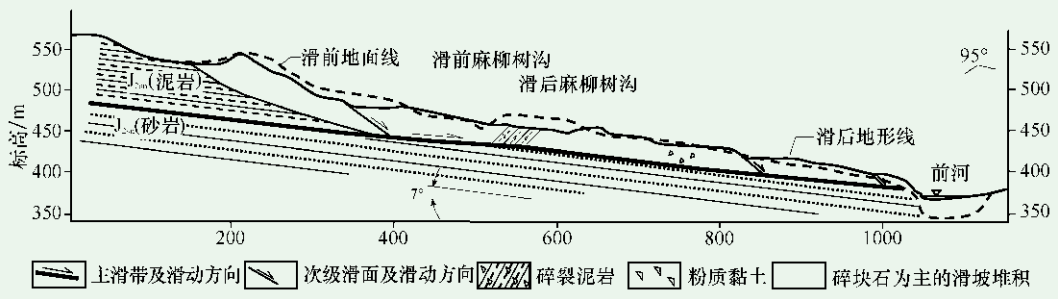


图 1.15　天台乡滑坡工程地质剖面图
Fig. 1.15　Engineering Geological Profile of Tiantai Landslide

⑥运动方式特殊，虽然总体方向具有一致性，但各块的速度、方向差异性较别的滑坡更为明显；⑦具有波浪式推进的特征。

高强度的降雨触是天台乡大型滑坡的触发因素，降水大量渗入坡体，对滑坡的形成起到了顶托、楔裂和促动的作用。滑坡过程包括“地下水汇聚 - 顶托、挤入 - 楔裂、溃裂 - 滑动”三个阶段。滑坡区基岩构造裂隙发育，利于降雨入渗；原始坡体上部为不透水的泥岩层，其结构具有一定的“水密”效应，水主要在砂 - 泥岩界面和裂隙中流动。高强度暴雨导致汇聚的地下水不能沿界面即时排除，从而在内部形成“承压水盆”；厚度不大的坡体被高水头压力“浮托”，产生“水垫效应”，使摩阻力急剧降低。与此同时，地下水挤入裂隙，并在裂隙中形成高压水流，将坡体沿主要构造裂缝“楔裂”、“撕开”。当裂隙水压力达到一定程度时，坡体迅速溃裂、解体，封存的水压力陡然释放，从而驱动坡体分块向下运动或在运动过程中解体，其原理相当于一个”多级平推式”滑坡。

1.2.10　四川丹巴滑坡

四川省甘孜藏族自治州丹巴县县城坐落在大金河右岸的狭窄河谷地带，海拔1864m，城区规划面积为 2.5km^2，城区人口约 1.1 万人，为全县政治、经济、文化中心，也是甘孜州的重要出口通道（图 1.16）。



图 1.16　丹巴滑坡
Fig. 1.16　Danba Landslide

2002 年 8 月，丹巴县城后侧高 200m、平均坡度 32° 的高陡斜坡出现变形，2004 年 10 月起变形明显加剧。2005 年 1 月至 3 月，出现 4 次变形加速期，整体下滑迹象日趋明显 -2 月 3 日日位移量由原来的 6mm 增大到 8mm；2 月 22 日，日均位移速率增至 17～33mm；3 月 8 日，主滑面日位移量达到了 18.53mm；3 月 14 日，斜坡变形再次加速并发生局部崩滑，前缘外推和鼓胀，多处房屋被摧毁，造成 1066 万元的经济损失。此时，斜坡累计变形量已达 70～80cm，最大处接近 1m，边界裂缝已基本贯通和圈闭，总方量 220×10^4m^3 的丹巴滑坡最终形成。如果该滑坡再次发生远距离整体滑移，将直接危害到

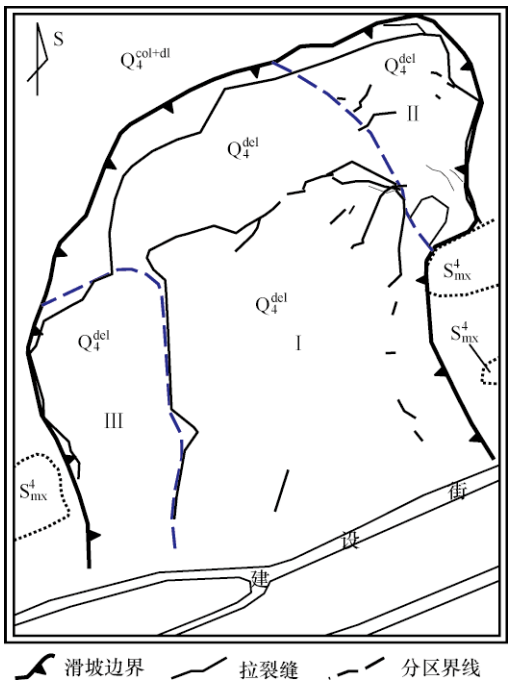


图 1.17　丹巴滑坡工程地质略图
Fig. 1.17　Sketch map of Danba Landslide

县政府、县公安局及妇幼保健院等 10 多个企事业单位，1071 间房屋，涉及人口 4620 人以上，资产上亿元，而如果滑体堵塞大金河河道，后果将更加不堪设想（图 1.16）。

丹巴处于青藏高原东部，新构造运动以强烈抬升为特点，大金河的强烈下切形成了高差大、坡度陡的地形，为滑坡的发育奠定了有利的地貌条件。区内多年平均降水量平均 605.7mm，降雨集中，暴雨次数少，雨强大。滑坡区基岩为志留系茂县群第四岩组（S_{max}^4）石榴石二云片岩及少量黑云母变粒岩，盖层由古滑坡堆积层（Q_4^{del}）、崩坡积层（Q_4^{col-dl}）和冰水堆积层（Q_4^{fgl}）组成（图 1.17）。地下水埋深较大，勘探钻孔中未见稳定水位，滑坡区附近无地下水出露。

由于滑坡尚未发生远距离滑移，钻孔勘察未发现明显的滑带擦痕及镜面，也未见地下水异常，仅部分钻孔及基岩面附近见到黏质砂土等细粒相物质增多的现象。根据多方面的信息推断，滑坡前缘及中部滑带位于位于堆积层 - 基岩界面，后缘滑带则位于堆积层中；滑面倾角 30°左右，与坡面倾角基本一致，滑体厚度 20～35m。滑坡表面不同方向、不同规模的拉裂缝十分发育，总长超过 1500m。根据变形特征，整个滑坡可划分为Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ三个区（图 1.17）。

Ⅰ区为滑坡主体，前缘宽约 200m，后缘宽约 150m，纵长 290m，地形坡度平均在 30°以上，平面形态呈不规则状长方形，面积约 0.055km^2，平均滑体厚 30m，体积约 170×10^4m^3，主滑方向 353°。滑坡体前缘呈高 6～28m 的阶梯状陡斜坡，总体坡度 50°～70°，局部陡立，滑体强烈剪出，造成坡脚建设街房屋地面、墙体开裂，破坏严重。滑坡体后部东低西高，地形总体较平缓，变形强烈，拉裂缝及错落台阶发育，裂缝基本贯通形成两条不规则的弧形裂缝。

Ⅱ区位于滑坡后部左侧，主要受主滑体滑移牵引形成，面积约 6000m^2，滑体主倾方向 20°，地形坡度 20°～30°，滑体厚度约 15～20m，方量约 15×10^4m^3。变形主要体现在后缘及侧缘拉裂缝、前缘掉块滑塌，较Ⅰ区整体变形速率大且不稳定。Ⅲ区位于滑坡右侧，前缘宽约 50m，后缘宽约 85m，纵长约 180m，面积 0.014km^2，地形纵坡 30°～45°，滑体平均厚度 25m，总方量 35×10^4m^3。滑体主要由大块石土组成，滑床位于基岩面。Ⅲ区左侧与Ⅰ区相连，变形主要体现在后缘及侧缘拉裂缝，宽一般 5～15cm，错距 5～40cm，可见深一般 10～50cm。

丹巴滑坡初期整治采用了坡脚堆载反压、坡体预应力锚索加固和削方减载的综合方案，其中堆载 7200m^3，1300kN 预应力锚索 269 根（长 40～52m、锚固段长 8～10m）、削方 1800m^3，加固效果显著。

丹巴滑坡属于古滑坡复活，而复活原因则是多方面的。首先，厚度较大的古滑坡堆积叠置在相对稳定的变质岩高陡斜坡上，由于两种介质在物理、水理及力学行为方面的巨大差异，堆积层本身就具有沿基岩面滑移的潜势，而人类活动则加速了古滑坡复活的进程。1998 年以后，随着丹巴县城的发展，大量的房屋沿斜坡脚或倚坡而建，部分挖方削坡，增大了斜坡前缘的临空面，引起边坡变形，2003 年边坡变形明显加剧。2004 年 3 月～2004 年 10 月，建设街大规模改建，削坡使原本就已陡峭的斜坡临空面进一步增大，造成坡脚支撑力减弱，导致斜坡向临空方向挤压，产生蠕动变形，从而古滑坡前缘一带形成剪切蠕滑。

1.3　中国大型滑坡发生机理

1.3.1　滑移 - 拉裂 - 剪断“三段”式机理

滑移 - 拉裂 - 剪断“三段式”模式是指边坡的变形破坏具有分三段发育的特征，即下部沿近水平或缓倾坡外（内）结构面蠕滑、后缘拉裂、中部锁段剪断。这种模式最早揭露于黄河龙峡水电站近坝库岸河段，以其中的查纳、龙西等大型滑坡为代表（张倬元、刘汉超，1982）[50]，后来，在黄河拉西瓦水电站、湖北盐池河磷矿等地又有发现（黄润秋，1988；李强，1993）[51]，是一种受坡脚近水平结构面控制边坡的经典变形 - 破坏模式，也是我国大型高速滑坡发生的一类主要机理模式。

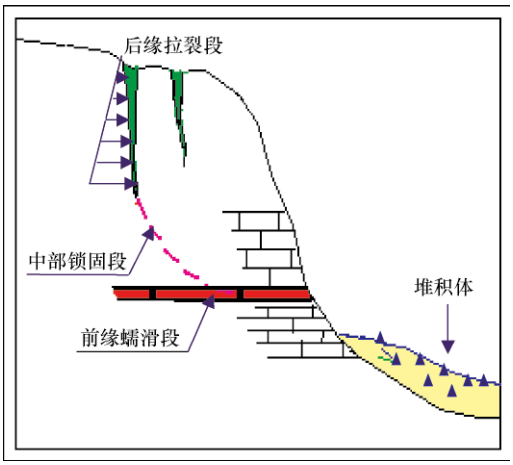


图 1.18　滑移 - 拉裂 - 剪断三段式模式
Fig. 1.18　Creeping-tension-shearing model

可能产生这类变形破坏模式的边坡往往具有以下的地质结构：①坡体主体由相对均质的脆性岩体或半成岩体构成，但坡脚发育近水平或缓倾坡外的结构面；②以坚硬岩体为主体，但夹有相对较薄的软弱夹层构成的互层状边坡。

这类边坡的变形破坏机制主要表现在以下的阶段性过程：①边坡形成过程中，由于坡体整体的卸荷回弹变形，从而驱动边坡沿坡脚的缓倾结构面发生回弹错动性质的表生改造，并在坡顶形成拉张应力区，出现后缘拉裂（图 1.15，处于高地应力区的这类边坡更具发生此种变形的条件）。②表生改造完成后，坡体在自重应力的长期持续作用和驱动下，沿缓倾角结构面发生持续的蠕滑变形，并导致坡体后缘拉裂的向下扩展（图 1.3），

从而形成前缘的蠕滑段和后缘的拉裂段。显然，随着蠕滑段和拉裂段的发展，它们之间的完整岩体就构成了边坡变形的“锁固段”，坡体的稳定性将主要由锁固段来维系，锁固段的应力也将随着蠕滑段和拉裂段的发展而逐渐的积累。③当后缘拉裂加深到某一深度时，“锁固段”的应力积累将使这部分岩体进入累进性破坏阶段，并最终剪断锁固段岩体，发生突发的脆性破坏。由于这种突发的脆性破坏伴有很大的峰、残强度差，因此，边坡岩体的位能将得以突发的释放，从而形成高速滑坡。

对这类机理的斜坡，稳定性主要是靠“锁固段”维系的，因此，其灾害防治的原则是不能破坏锁固段，加固重点应是通过工程手段阻止后缘拉裂段的继续发展，或在蠕滑段提供足够的抗剪力。

由这种变形破坏机制导致的滑坡其滑面形态大多呈“匙形”或铲形，可明显分为三段：前部的平缓段基本顺层或顺结构面发育，后部为陡倾切层段，倾角大于 60°，两者之间则为近弧形的切层段。

黄润秋等于 1991 年以黄河拉西瓦水电站Ⅱ号变形体为例，采用粘 - 弹 - 塑性有限单元法研究论证了上述时效变形机制的发生过程，并提出了边坡沿坡脚软弱结构面发生重力剪切蠕滑的条件，可表示为 [51]

$$K \geqslant K_c=(1+C-\tan\varphi_l\cot 2\alpha)/(1-C-\tan\varphi_l\cot 2\alpha)$$

式中，$K=\sigma_1/\sigma_3$；α 为结构面法线与 σ_1 之夹角；φ_l 为长期强度指标；$C=\tan\varphi_l/\sin 2\alpha$。

张倬元、刘汉超等（1983）[52] 提出根据后缘拉裂的发育深度对该类边坡的失稳破坏进行预报，并提出了边坡失稳的临界拉裂深度为

$$H_{cr}=0.5763H-27.0992$$

黄润秋等（1991）[51] 提出考虑锁固段效应的边坡稳定性可采用下式来评价：

$$K=\beta K_m$$

式中，K 为考虑锁固段效应后的边坡稳定性系数；K_m 为假定滑面贯通情形的边坡稳定性系数；β 为锁固段破坏的超载系数，由物理模拟试验或数值模拟得出。

1.3.2 “挡墙溃屈”机理

前述的四川溪口滑坡和云南昭通头寨滑坡是这类机理的典型代表。这类边坡失稳机理的基本特征是：边坡整体结构较为松弛（如强、弱风化带），但在边坡下部或中下部存在局部完整性和强度均很高的“刚性”地质体，后者在整个边坡中，实际上起到了类似挡土墙的作用，它承担和“挑住”了因上部坡体变形而传递下来的巨大“推力”，如同通常意义上的“锁固段”一样，起到了维系边坡整体稳定的关键作用 [53]。随着边坡变形的进一步发展，“锁固段”最终会因为应力的过量积累而产生突发性的脆性破坏，形成高速滑坡。其概念模型如图 1.16 所示 [54]：

（1）斜坡物质组成表现为上硬、下软，中部存在局部高强度“锁固段”。

（2）由于“锁固段”的刚度远远高于下部软弱基座的刚度，因此，它能向基座传递的上部坡体的荷载是极为有限的，也就是说，“锁固段”尤如一座“挡土墙”，它承担了

上部坡体沿潜在滑动面传递下来的大部分推力荷载，因此，锁固段是坡体的应力集中部位。随着坡体形成后经历时间的延长，软弱基座在上部坡体的压缩作用下，将发生向临空方向挤出的缓慢蠕变，致使应力向“锁固段”进一步转移，从而加剧其应力集中；当集中应力超过锁固段岩体长期强度时，锁固段发生突发的脆性破坏，导致滑坡的发生。

采用粘弹塑性非线性有限单元法分析，对上述机理进行了数值模拟验证，结果如下[55]：

（1）坡体表面的位移表现出“两头大，中间小”的特征，上部坡体坡面的时效变形可达数厘米以上，而在中部锁固段处变形很小，下部软弱基座中时效变形又可得到自由的发展（图 1.19）。这样的结果必然导致上部坡体向下的变形被“锁固段”所阻隔，不能自由向下传递；“锁固段”也必将会因这种“挑住”上部坡体变形的作用而逐渐积累应力和应变能。这就是上述概念模型中提出的锁固段对变形的“锁闭效应”。

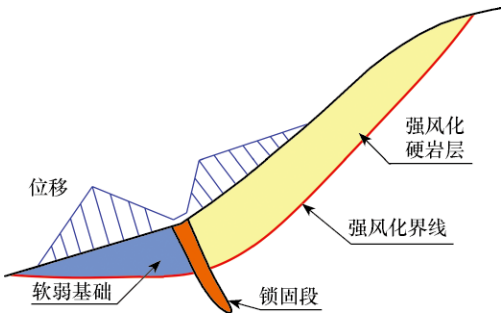


图 1.19　“挡墙溃屈”型滑坡机理的概念模图
Fig. 1.19　“Retaining wall” model

（2）应力的积累与转移：坡体不同部位最大及最小主应力随时间的变化曲线如图 1.20 和图 1.21 所示。可见，锁固段内应力随时间虽偶有小的波动，但总体是呈稳定增长的。软弱基座中应力随时间变基本上不发生积累；相反，在某一时间段后，应力还发生松弛，应力水平随时间持续降低。值得注意的是，软弱基座应力的降低也正好对应了锁固段应力的增高。这说明，松弛的应力转移到了锁固段中，从而导致锁固段应力的进一步增高。这种在“概念模型”中提出的软弱基座与锁固段之间应力的相互协调和作用机理得到了理论的证实。

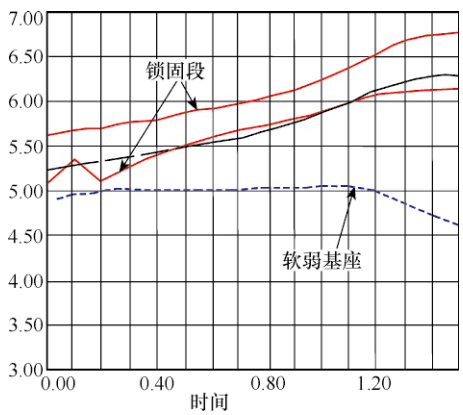


图 1.20　最大主应力与时间的关系曲线
Fig. 1.20　Relationship between the maximum principal stress (σ_1) and time

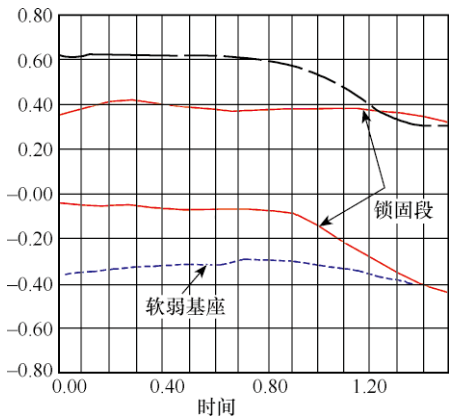


图 1.21　最小主应力与时间的关系曲线
Fig. 1.21　Relationship between the minimum principal stress and time

图 1.21 则表明，最小主应力在锁固段内随时间的延长总体呈降低趋势，且最大主应力积累速度增高的时段恰好对应了最小主应力迅速降低的时段。显然，这种最大主应力增大，而最小应力减小的应力调整方式对锁固段的稳定是极为不利的。软弱基座中最小主应力随时间呈小幅度波动变化，总体趋势基本保持为相对稳定状态。

上述对斜坡时效变形过程的模拟，充分验证了“概念模型”中所提出的坡体各部份相互协调及“锁固段”变形破坏机理。

1.3.3 近水平地层的“平推式”滑坡机理

所谓“平推式滑坡”指的是在近水平或缓倾坡外地层中，由地下水的静水推力和作用在潜在滑动面上的空隙水压力联合作用，而发生的顺层面推移 - 滑出的一类滑坡形式 [50, 56]。这类滑坡在我国西南地区和三峡库区的侏罗系、三叠系地层中广泛发育，规模差异大，从 $10^4 \sim 10^9 m^3$ 量级不等，除了前述的四川宣汉滑坡外，典型的还有 1981 年 7 月四川盆地由于特大暴雨诱发的大量侏罗系红层滑坡、三峡库区万州老城区滑坡群、四川西南部地区三叠系飞仙关组地层中的大型顺层滑坡、以及青海东部一系列湖相沉积盆地中的大型滑坡等。如四川西南部美姑河柳洪电站附近发育的该类滑坡，其后缘拉裂长达数公里（多期形成），规模在 $10^9 m^3$ 以上；青海贵德盆地边缘新第三纪半成岩湖相地层中的阿什贡滑坡，规模也在亿方以上。

这类滑坡的典型特征是一般发育于近水平或缓倾坡外的砂、泥岩互层状地层，强暴雨作用下诱发，滑面通常产生于砂、泥岩界面，泥岩之中，后缘表现出明显的张裂塌落（陷）带，其宽度基本代表滑体的水平位移量。由于是顺层推出，所以，滑体一般呈分块式解体，表现出多个次级滑面（或次级张裂带），中后部分裂的块体内部仍然保留了较完整的原始地层结构。

平推式滑坡的产生，主要是由于上述特定类型的斜坡结构具有间歇裂隙充水承压型水动力特征［图 1.22 左（a)］。在特大暴雨条件下，岩体在裂隙中充水的静水压力和沿滑移面空隙水扬压力的联合作用下，坡体就有可能被平推滑出。

其起动机制如图 1.23 所示。可以后缘拉裂缝（假定垂直分布）中充水临界高度（h_{cr}）作为起动判据，在滑面缓倾外（或内）时，有

$$h_{cr}=\frac{1}{2\cos\alpha}\left[L^2\tan^2\phi-8\frac{W}{\gamma_W}\cos\alpha\left(\cos\alpha\tan\phi-\sin\alpha\right)\right]^{1/2}-\frac{L}{2\cos\alpha}\tan\phi \qquad (1)$$

式中，W 为滑块单宽重量（t/m）；α 为滑移面顺滑动方向倾角（倾向坡外为正值，反之为负）；L 为滑块底面沿滑动方向长；ϕ 为滑面摩擦角，不考虑内聚力 C；γ_W 为水的容重。

当 α=0 时，上式可简化为

$$h_{cr}=\frac{1}{2}\left[L^2\tan^2\phi-8\frac{W}{\gamma_W}\tan\phi\right]^{1/2}-\frac{1}{2}\tan\phi \qquad (2)$$

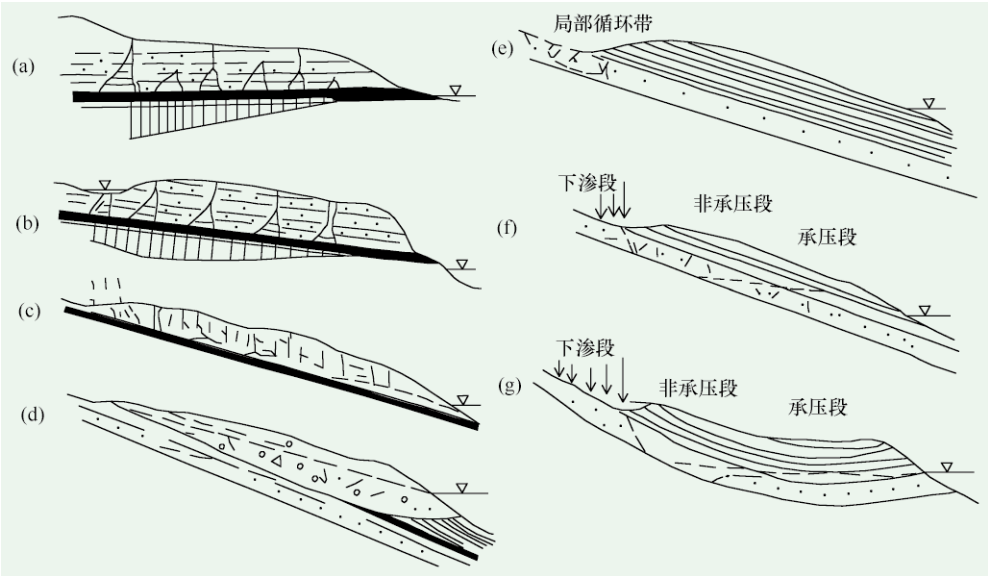


图 1.22　顺向层状体斜坡水动力学基本模型（据文献［50］）
Fig. 1.22　Hydro-dynamics models of consequent slope [50]
左：包气带—季节变动带水动力型：(a)、(b) 间歇裂隙充水承压型（阴影曲线代表空隙水压力分布状况）；
(c) 间歇下渗—潜水型；(d) 间歇潜水型．右：层间含水层水动力型：
(e) 弱循环承压型；(f)、(g) 强循环承压型

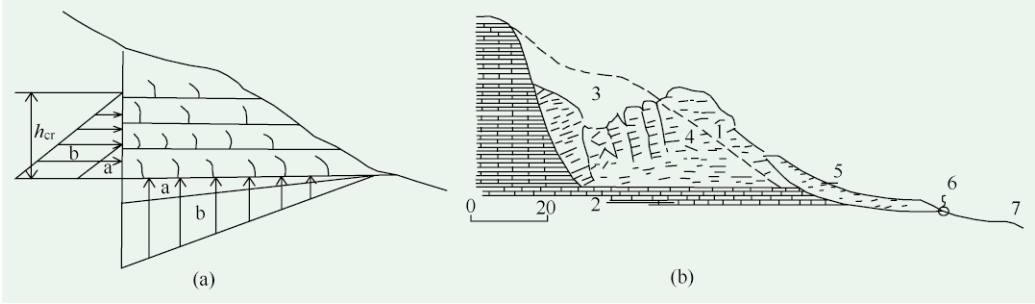


图 1.23　特大暴雨条件下产生的“平推式”滑坡（据文献［50］）
Fig. 1.23　“Horizontal pushing” model landslide [50]
(a) 起动机制分析图：a、b 分别代表一般降雨和特大暴雨时空隙水压力分布状况；(b) 成都龙泉山红花塘滑坡：
1．原坡面线；2．白垩系粉细砂岩和泥岩；3．后缘陷落带；4．滑块；5．前缘滑塌；6．泉水；7．泥流

滑块一旦起动，滑面强度将至动摩擦强度，因而滑块可作快速运动。1981 年四川盆地暴雨滑坡调查资料表明，滑速可达每秒数米。

滑块滑出的同时，拉裂缝中充水高度和滑面上的扬压力随之迅速降低、消散，滑块也因此而迅速减速制动。后缘陷落带的宽度，反映了滑块滑出距离。根据四川暴雨滑坡调查资料，约在数米至数十米之间。陷落带成为天然的排水通道，因而这类滑坡很难再被整体推动复活。

在上述平推式滑坡启动机理分析基础上，黄润秋等于 2004 年进一步研究了四川宣

汉大滑坡，认为存在“多级平推式”的滑坡机理，即静水推力的产生，不仅是发生在后缘，而且地下水可能因承压而在渗透途径上“强行渗入”或“挤入”与后源拉裂平行的裂隙体系中［图 1.22（b)］，并有将其楔裂的趋势，从而在这些结构面中形成次级的静水压力（推力)。一旦滑体整体启动，这些次级的静水压力将迅速释放，并在此过程中促进坡体的解体，导致形成这类大型滑坡通常表现为裂解呈多块的特征。这就是“多级平推式”滑坡机理。

1.3.4　反倾向层状岩体中倾倒变形机理大型滑坡

很少有人相信在反倾坡内的层状岩体地层中会发生大规模的滑坡，因为在人们一般的概念中，反倾边坡通常发生的是浅部的倾倒变形，这种变形的深度最大也就是在数十米的深度范围内[50, 57]，俗称“点头哈腰”现象。但是，近 20 年来，在中国西南的高山峡谷地区，人们不仅发现和揭露了这类坡体所发生的深达近 200～300m 的弯曲 - 倾倒变形，而且实实在在的看到了由于这种变形发展的最终结果：大型和巨型的深层滑坡。

如四川雅砻江中游的锦屏～三滩河段，沿江两岸长达十余公里范围内的三叠系变质砂、板岩地层发生了大规模的倾倒变形，在锦屏一级水电站左俺揭露的水平深度范围达到近 300m。而在其上游约 10km 的水文站处，更可以见到两岸的地层均向河谷倾倒（图 1.24)，并在左、右岸分别发育了两个由于倾倒变形所导致的大型滑坡，水文站滑坡和胛巴滑坡（图 1.25)。

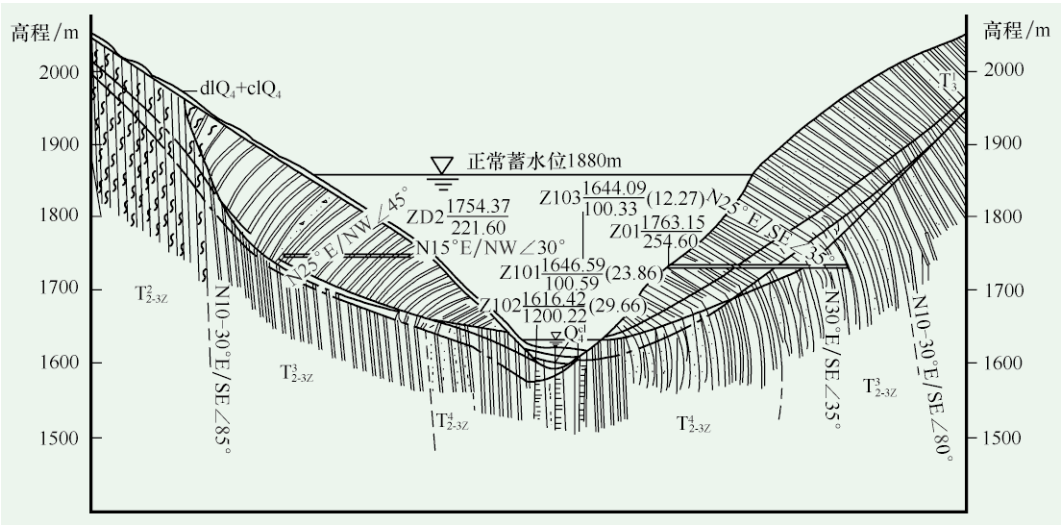


图 1.24　雅砻江水文站坝址剖面工程地质剖面图（据文献［58]）
Fig. 1.24　Engineering geological profile of Shuiwenzhan damsite

岸坡为近直立层状结构，岩层总体产状 N10°～30° E/SE∠85°～87°，由下部的三叠系中上统深灰、灰黑色薄层、极薄层条纹—条带状钙质绢云母粉砂质板岩，夹长石石英细砂岩和坡体中、上部的三叠系中上统灰绿色薄层片岩、大理岩夹有少量砂板

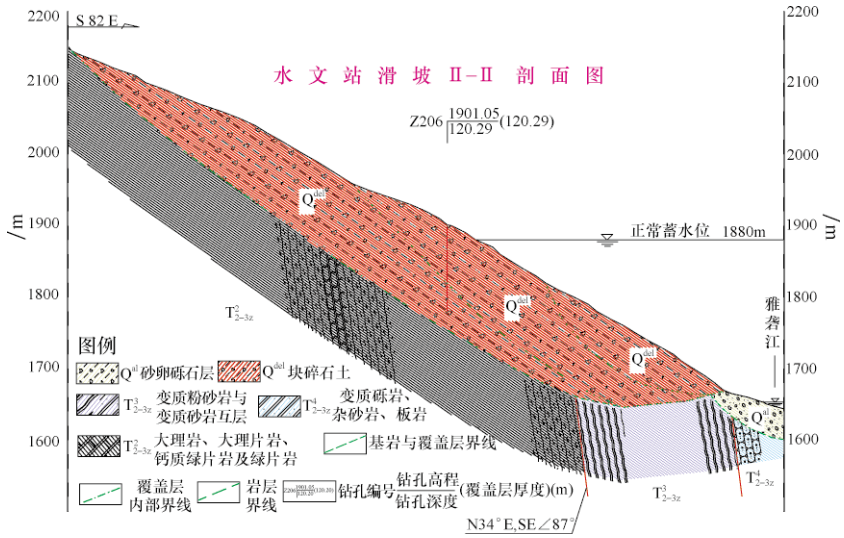


图 1.25　雅砻江水文站滑坡工程地质剖面图（据成都勘测设计院）
Fig. 1.25　Engineering geological profile of Shuiwenzhan Landslide

岩构成。据 ZD1# 平硐揭露，岩层倾倒变形极为强烈，由硐口至硐底（220m）岩层因倾倒而反倾坡内，洞内可见岩层因弯曲而形成的楔形张裂缝，岩层倾角也硐口至硐底也随硐深变化呈逐渐增大趋势，由 16°→ 55°；显然，从岩层倾角尚未变到原始产状的情形来看，该斜坡倾倒变形的水平深度范围将远在 220m 以上（图 1.24）。

同样的大规模倾倒变形现象在澜沧江苗尾水电站坝址区的变质砂、板岩地层中也观察到了，岩层的倾角可以从原始状态的近直立逐渐变化过渡到 40°～50°。其倾倒的发育的水平深度达到 200 余米，垂直坡面的深度达到约 100m，并由于大规模的深度倾倒，而在坡体顶部形成缓坡平台和多级的拉裂塌陷区。

另一个让人难以理解的大型倾倒体发生在小湾水电站饮水沟堆积体的上部，岩性条件为花岗片麻岩，通常情况下这类变质岩表现为块状或整体块状结构。但是，在小湾水电站坝区，由于近 EW 向的陡倾构造发育，花岗片麻岩被切割成了横河陡倾的层状；而在倾倒发生的饮水沟坡体部位，EW 向构造多表现为云母片岩夹层或片岩挤压带，加之该部位 EW 向的 F7 断层通过，因此，整个饮水沟坡体部位实际上岩体结构已发生了根本性的变化，即原始状态的块状结构花岗片麻岩经构造改造，已经成为了含软弱片岩的层状结构岩体。正是这种变化，构成了该部位山体发生大规模倾倒变形的地质结构基础。

倾倒变形是向平行层面的临空面，马鹿塘沟方向发生的。地表开挖露头和排水平硐揭露的倾倒状态如图 1.26 所示。其具有以下典型特征：

（1）变形范围水平深达坡体内部 150～200m，垂直深度约 200m。

（2）具有显著的延性变形特征。变形不仅范围大，而且倾倒非常强烈，岩层倾角从直立变为近水平。这显然与该部位坡体软弱片岩发育，岩体整体刚度因此大大降低有关。

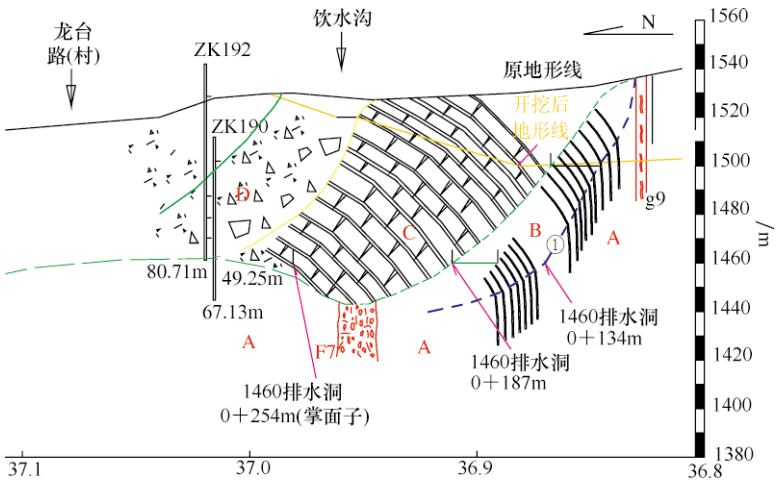


图 1.26　澜沧江小湾水电站饮水沟倾倒变形体结构

Fig. 1.26　Structures of topping slope at Xiaowan damsite

A．原始层状岩体；B．倾倒松弛岩体；C．（倾倒）坠伏岩体；D．（崩）坡积；①最大弯曲折断面

（3）具有明显的分带性。根据变形的强烈程度不同，从里向外可分为 A、B、C、D 四个区，分别是：A，未发生变形的原始层状岩体；B，倾倒松弛岩体；C，倾倒坠伏岩体；D，倾倒堆积体。

综上所述，对反倾向层状岩体边坡中大型倾倒变形及滑坡发生的基本规律有以下的认识：

（1）反倾向层状岩体边坡大规模倾倒变形破坏的发生与岩性软弱程度、单层厚度等有密切的关系，其通常发生在具有“柔性”特点的近直立薄层状地层中，尤以薄层状的板岩、片岩、板岩与薄层状的砂岩、薄层状大理岩、泥质灰岩等岩性或岩性组合为典型；实际上，在我们看到的陡立板岩（尤其是炭质板岩）和片岩地层中，还没有不发生向临空面倾倒变形的情况，只不过是倾倒的程度和规模有所不同而已。特殊情形下，当陡倾的坚硬地层中含有大量的软弱片岩时，由于其刚度可能大大降低，也有发生大规模倾倒的可能。

（2）通常情形下，大规模倾倒变形破坏都有一个很长的孕育演化过程，在这个过程中，岩层可以发生很大的柔性弯曲而不折断，而其破坏一定是变形发展到极致的产物。也就是说这类边坡其滑动面的形成完全是自身演化的结果，而不象顺倾边坡那样，存在一些先决条件的潜在滑动面。也正是因为这样，这类边坡的变形现象比较常见，而演化到形成滑坡的情形并不常见；而一旦演化到滑坡的阶段，由于其长期的地质历史积累，必然是深层的，大规模的。这也就是我们在反倾地层中，见到滑坡比较少，而一旦见到，规模都比较大的根本原因。

（3）与“柔性”特点的地层发生大规模倾倒变形破坏相对应，陡倾的坚硬中 - 厚层状边坡岩体也常见倾倒破坏，但通常情况下，其变形和破坏的深度均不大，一般 30～40m；而且与柔性地层时效变形的特点不同，这类地层通常发生的是“结构性质”的变形，即通过节理裂隙的“弯折”而表现出“倾倒”的特征。两者的稳定性含义也

有很大差距：前者岩层可以发生持续的大变形弯曲，从变形到破坏可以孕育很长的时间（地质历史的尺度）；从人类工程活动的意义上，其变形阶段的稳定性状态也是较好的。后者的情形则完全不同，结构的变形可以在较短的时间内发生，其稳定性也表现出较强的突发性特点。

为了进一步揭示大规模倾倒与边坡坡角和岩层倾角的关系，黄润秋等采用物理模拟试验的方法，获得了倾倒深度与上述这两个因素之间的关系：

（1）变形深度与岩层倾角的关系：①在坡角相同时，由不同岩层倾角所构成的反向边坡，其变形破坏深度与倾角间并不呈单调的上升或下降趋势。总体上表现为随着岩层倾角的增大，变形破坏深度也逐渐增大，但当达到一定的临界倾角时，随着倾角的增大，变形破坏深度反而降低。并且，这一临界倾角随坡体的坡角不同而不同，坡角越大，临界倾角也越大；而且这一临界倾角基本上与边坡坡角相当。②总体上看，无论坡角大小，当岩层倾角＞60°时，坡体的弯曲深度随岩层倾角变化呈现降低趋势。③当岩层倾角＜20°时，边坡变形破坏规模急剧减小，这说明反向坡岩层倾角＜20°较少发育弯曲变形。

（2）在岩层倾角相同情况下，岩层的变形深度随坡角的变化亦不呈单一的线性变化，在某一临界坡角以内呈增大趋势，一旦坡角大于这个角度以后，坡体岩层弯曲深度就略有降低，但降低幅度不大。它一般也以 60° 坡角（β）为临界坡角，当 β＜60° 时弯曲深度随坡角增大而增大，β＞60° 时则呈减小趋势。

1.3.5　顺倾向层状岩体边坡的滑移（- 弯曲）- 剪断机理

近 20 年来，人们对顺倾向层状岩体边坡失稳机理作了大量的研究 [50, 59, 60]。对这类边坡，总体上可以分为两类：一类是潜在滑动面倾角小于坡角的简单顺倾坡，其潜在滑动面在坡面出露或随着开挖的进行，将会在坡面出露。这种情形下，边坡变形和滑坡的机理相对比较简单，通常表现为顺层的蠕滑 - 拉裂式滑动或平面滑移，其滑动面位置及与之相联系的稳定性状况也比较容易识别。通常情况下，这类滑坡形成过程较短，失稳破坏可能比较突然，尤其是对一些潜在滑动面倾角比较陡的边坡。但是，其失稳破坏规模相对较小。对这类边坡，关键是识别潜在滑动面的位置和施工期对边坡的安全监控。

另一类顺倾向边坡其潜在滑动面倾角大于坡角，构成“隐伏型”顺倾坡。大型滑坡往往发育在这类结构的边坡中。这类边坡，由于潜在滑动面不直接在坡面出露，而是向下隐入坡脚以下，因此，其滑动面的形成和贯穿是一个复杂的地质力学过程，也正因为此，判明这类边坡的稳定性状况及其对工程的影响是复杂和困难的，而往往这类边坡潜在危害较前者要大的多。但是，由于其从变形到失稳，一般都要经历很长的时效变形过程，因此，只要能正确识别这类边坡，对其下部阻抗体部位加以合理的保护，则发生滑坡的情形还是较少见的。

这类边坡中大型滑坡发生机理的“概念模型”是一个受控于坡体层间软弱层夹层的“滑移 - 弯曲 - 剪断”模式或“滑移 - 剪断”模式，这种机制曾被许多作者报道过 [50, 61]。如图 1.27 所示，边坡可分为变形性质不同的两部分，即中上部的顺层滑移段和下部的

弯曲 - 隆起段。从力学机制上,对应于“主动传力区”（Ⅰ区）和“被动挤压区”（Ⅱ区，坡脚）；Ⅰ区坡体在自重下滑力的驱动下，沿坡体内的层间软弱夹层产生顺层滑移，而坡脚的Ⅱ区由于岩层不出露，故产生被动挤压，其结果岩层只能通过产生垂直于层面的变形，即“弯曲 - 隆起”来协调上部坡体的作用力。这种主传力区的滑移和被动区的挤压隆起构成一个协调的体系，控制了斜坡变形破坏的过程。显然，一旦被动挤压区的“弯曲 - 隆起”加剧，将最终被剪断而导致滑坡的发生。

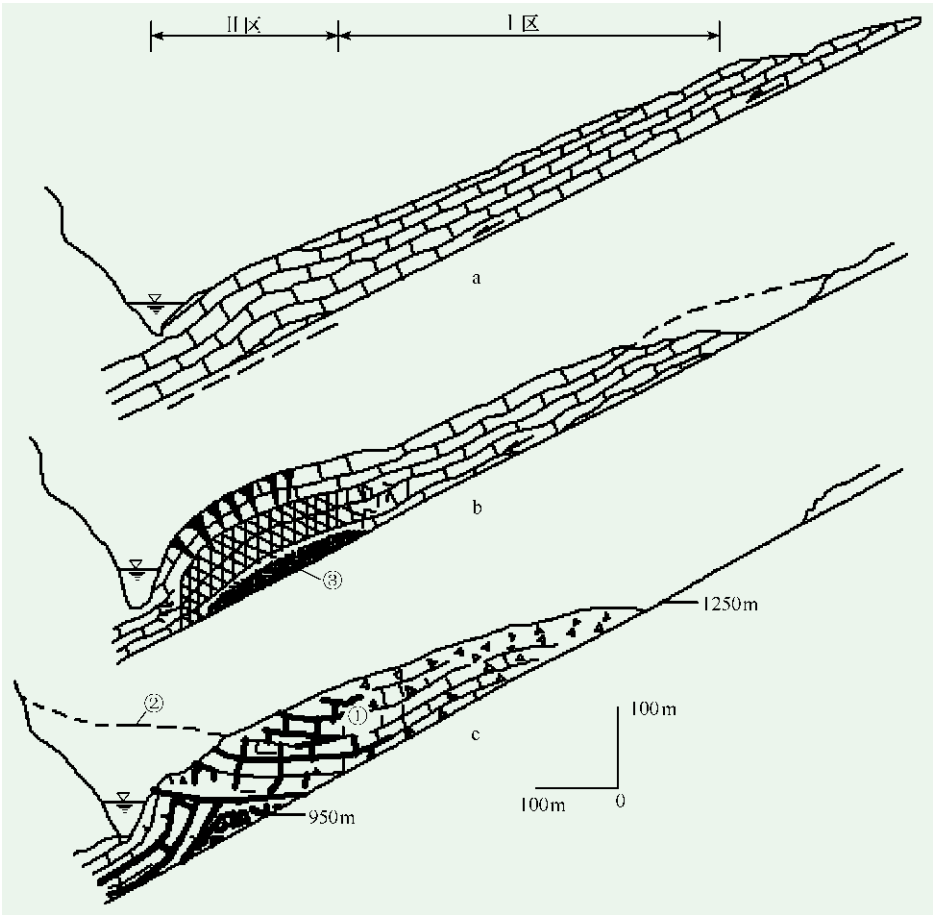


图 1.27　隐伏顺倾边坡边坡变形破坏机制的概念模型（据文献［50］，有修改）
Fig. 1.27　Slipping-buckling model of bedding slopes [50]

实际上，具有上述变形机理的边坡其稳定性的关键在于边坡前缘隆起段的阻抗作用。这种依靠前缘完整岩体提供边坡抗滑阻力，维持边坡稳定的情形在许多情况下都是存在的，见图 1.27 的模型。显然，对具有这类失稳模式的边坡，边坡坡面距下伏潜在滑动面的最小垂直距离控制了边坡的稳定性。我们将这一参数称为“边坡开挖极限安全厚度”（以下简称“安全厚度”）。研究结果表明 [61]：对这类边坡而言，控制边坡稳定性的主要是边坡的次滑面段，也就是切层剪出段，或称“锁固段”。因此，这类边

坡的滑坡控制关键是对这一部位的保护和预留足够的安全厚度。另外，这类边坡总有一个最危险的主滑动面存在，它要求保证边坡稳定的极限安全厚度最大。对所讨论的指定情形，这个最危险的滑面倾角（α）约为 30°。

1.4　结　　论

总结以上所述，我们可以获得以下的基本认识：

（1）中国大陆大型灾难性滑坡发育最根本的原因是独特的地形地貌特征：从西到东，青藏高原到四川盆地及云贵高原，再到中部山区和东部的近海平原构成我国大陆地形三级台地的基本景观，并在它们之间形成巨大的大陆地形坡降地带；尤其在青藏高原与云贵高原和四川盆地之间的坡降带，不仅地形坡降陡，而且发育于青藏高原的金沙江及其主要支流（雅砻江、大渡河、岷江）以及澜沧江、怒江等深切成谷，形成高山峡谷的地貌景观，从而奠定了大型滑坡发生的地貌基础。图 1.28 表明，中国的大型滑坡多数发生在环青藏高原东侧的大陆地形第一个坡降带范围。

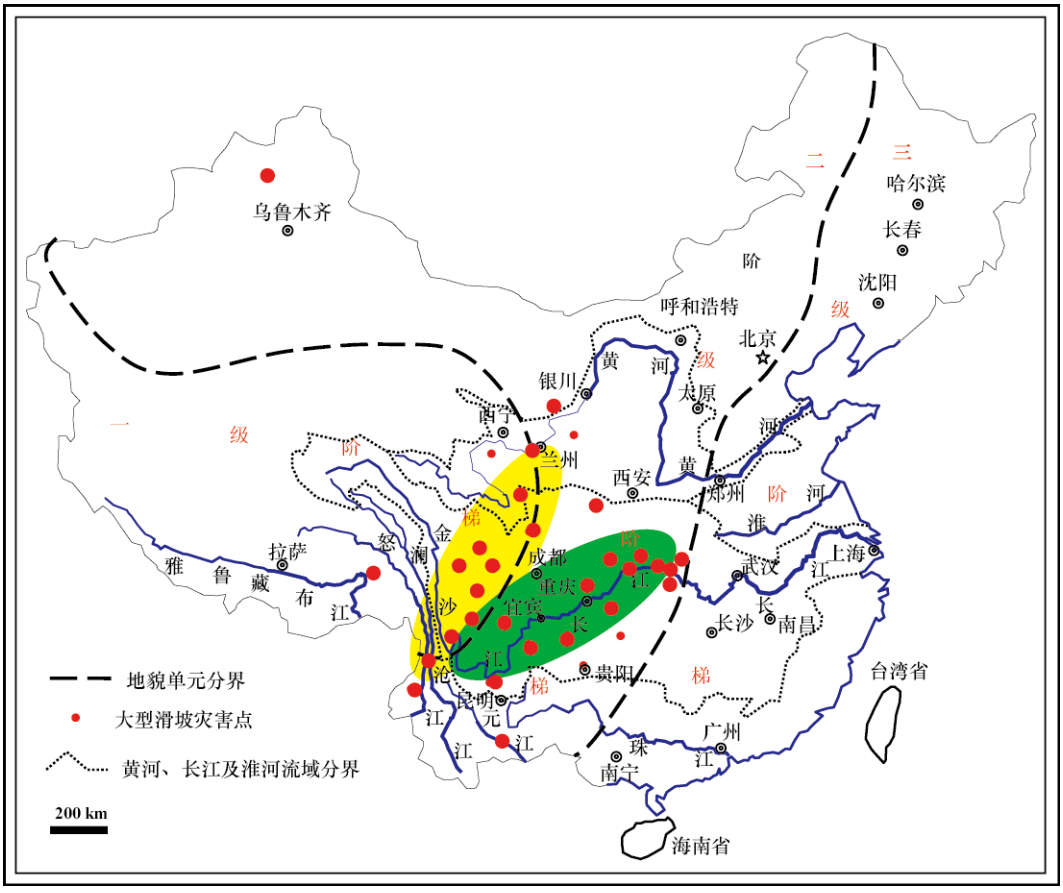


图 1.28　中国大型灾难性滑分布示意图（图中未包括我国南海诸岛）

Fig. 1.28　Distribution of large catastrophic landslide in China (South Sea Islands are not included)

另一个有利于大型滑坡发育的地带是长江三峡地区，这个地区除了有利的高山峡谷地貌特征外，复杂的河谷岸坡结构和人类活动的频繁是促使大型滑坡发育的另一个主要原因。

（2）中国西部也是世界上板内构造活动最为活跃的地区之一：印度板块与欧亚板块的“强烈”碰撞与青藏高原的持续隆升，地壳内动力自西向东传递，波及范围远及中东部，并在西部地区表现得特别的活跃，高地应力、强活动性构造及其伴随的强震过程构成这一地区内动力条件的突出特点。在上述大陆地形坡降带的深切河谷地区，地壳内、外动力条件强烈的交织与转化，促使高陡边坡发生强烈的动力过程，从而促进了大型灾难性滑坡的发生。

（3）极端气候条件和全球气候变化构成了大型滑坡发生的主要触发和诱发条件（图 1.29）：青藏高原的形成和秦岭东西山脉的阻隔，导致中国形成南、北两个条件迥异的气候分区。中国南方天气系统主要受印度洋暖湿气流的控制，夏季多局部强降雨过程，暴雨强度达到 200～300mm/d，易于形成极端气候，尤其是在西南地区的云南、贵州和四川等省，从而触发大规模滑坡灾害的发生。而在中国的西北地区，主要受西北季风气候影响，冬季寒冷，在广泛的黄土地区毛细管水位上升，形成坡角的季冻层；来年的春季冻结层融化，诱发形成大规模的黄土滑坡。

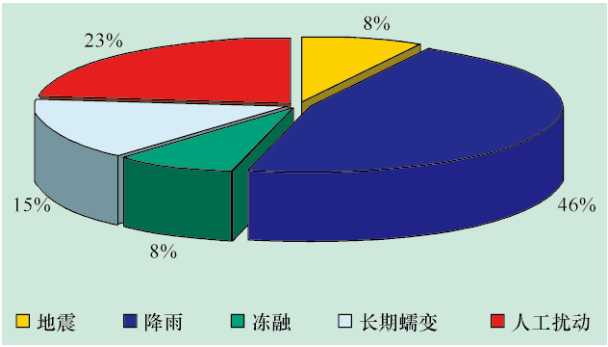


图 1.29　中国大型滑坡的主要诱发和触发因素
Fig. 1.29　The mian triggered and induced factors of large landslides in China

青藏高原以及新疆的天山、阿尔泰山等高海拔地区，近年来还表现出全球气候变化对当地气候条件的影响，直接的结果是气温上升、雪线上移、冰川后退、冰湖溃决。所有这些，都已经表现出对大型滑坡直接的诱发和触发作用。

据统计，20 个世纪 80 年代以来，中国大陆所发生的大型灾害性滑坡，约 70% 与上述极端气候条件或气候变异因素直接或间接相关，约 50% 为强降雨直接触发（图 1.29）。

（4）大规模人类活动是导致 20 世纪 80 年代以来中国大陆大型灾害性滑坡频繁发生的又一个主要因素。随着经济的发展，人类活动的力量与日剧增，并表现出逐渐取代自然营利成为导致地球环境变化和日益恶化的主要因素。20 世纪 80 年代以来，中国大陆大型滑坡灾害发生的频度呈上升趋势的事实也正好印证了这一点（图 1.30）。表 1.1

的数据表明，50% 以上的大型滑坡发生与人类活动有直接或间接的关系，其中的 50% 人类活动是直接因素。尤其是在中国西部地区，不仅前述的自然和地质条件有利于滑坡灾害的发生，而且这个时期，尤其是 20 世纪 90 年代西部大开发战略实施以来，这个地区也是大型工程活动最为集中和频繁的地区。

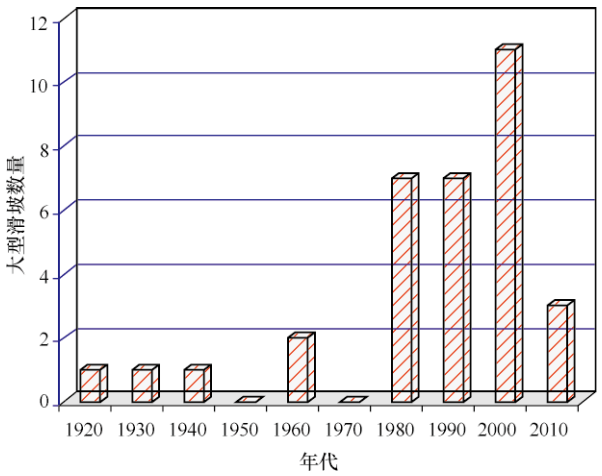


图 1.30　中国大型滑坡发生频度随时间的变化
Fig. 1.30　Relationship between frequency and time of large landslides in China

（5）大型滑坡的发生通常都具有灾害链效应：由于大型滑坡通常发生在深切河谷地带，因此，巨大的滑体，尤其是具有高位能的滑体通常会失稳下滑后，迅速解体，形成碎屑或碎石流，运动相当长的距离，堵塞江河，从而形成一个滑坡→碎屑（石）流运动→堵江堰塞成湖→堰塞湖溃决→洪水次生灾害的一个完整的地质灾害链。这种情况在西南地区具有相当的普遍性。

（6）未来一定的时期内，中国的大型滑坡灾害还将表现出一定的趋势与规模：图 1.30 表明，20 世纪以来，中国大型滑坡灾害的发生一直呈现上升的趋势；尤其是 20 世纪 80 年代以来，上述诸多因素的叠加，上升的幅度还有明显增强，近期（2000～2005 年）虽表现出一定被遏制的趋势，但降低的程度并不明显。

（7）中国的大型滑坡通常具有复杂的成生机理：总的来看，中国大型滑坡的发生的岩土介质主要有以下三类，即岩质滑坡、土层滑坡和松散堆积层滑坡。除了松散堆积层滑坡，前两者都涉及复杂的演化机理及过程。

① 大型滑坡的发生是一个复杂的地质 - 力学过程，或者说是一个时效过程，这个过程的发生是以滑动面的贯穿过程为主体的，滑动面的形成及贯穿往往具有累进性破坏的特征。

② 大型滑坡发生的地质 - 力学模式包括以下的典型类型：即滑移 - 拉裂 - 剪断“三段式“模式、“挡墙溃决”模式、近水平岩层的“平推式”模式、反倾岩层大规模倾倒变形模式，顺倾岩层的蠕滑 - 剪断模式等；每一类模式都具有其对应的岩体结构条件和

特定的变形破坏演变过程。实践表明，查明边坡（滑坡）变形破坏的地质力学模式是滑坡地质灾害防治的基础。

③ 大型岩质滑坡的发生一般都伴随有滑动面上“锁固段”的突发脆性破坏。锁固段在岩质边坡的变形控制和稳定性机理中具有重要的地位，也是边坡地质灾害评价与控制的关键。

致谢：本文的成文过程中，徐则民教授协助整理了典型滑坡实例部分的资料，许强教授提供了部分滑坡的素材，特向他们表示衷心的感谢！

（本章作者为成都理工大学　黄润秋）

主要参考文献

[1] Au S．W．C．Rain-induced slope instability in Hong Kong［J］．Engineering Geology，1998，51（1）：1～36

[2] 殷坤龙，韩再生，李志中．国际滑坡研究的新进展［J］．水文地质工程地质，2000，(5)：1～4

[3] Schuster R．L．& Lynn M．H．Socioeconomic impacts of landslides in the western hemisphere［R］．U．S．Geological Survey Open-file Report 01-9276，2001

[4] 李天斌，陈明东，王兰生．滑坡实时跟踪预报［M］．成都：成都科技大学出版社，1999

[5] The U．S．Geological Survey．Landslide hazards［R］．USGS Fact Sheet Fs-071-00，2000

[6] Parise M．& Wasowski J．Landslide Activity Maps for Landslide Hazard Evaluation：Three Case Studies from Southern Italy［J］．Natural Hazards，1999，20（2～3）：159～183

[7] Collison A．，Wade S．& Griffiths J．et al．Modelling the impact of predicted climate change on landslide frequency and magnitude in SE England．Engineering Geology，2000，55（3）：205～218

[8] Mauritsch H．J．，Seiberl W．& Arndt R．et al．Geophysical investigations of large landslides in the Carnic Region of southern Austria．Engineering Geology，2000，56（3～4）：373～388

[9] Staub I．B．A methodology for the mapping and analysis of“debris-flow initiation”hazard-application to the Bragousse torrent（France）［J］．Bulletin of Engineering Geology and the Environment，2001，59（4）：319～327

[10] Raetzo H．，Lateltin O．& Bollinger D．et al．Hazard assessment in Switzerland-codes of practice for mass movements［J］．Bulletin of Engineering Geology and the Environment，2002，61：263～268

[11] Radbruch-Hall D．H．，Colton R．B．& Davies W．E．et al．Landslide overview Map of the conterminous United States［J］．United States Geological Survey Professional Paper，1183，1983

[12] Yamagishi H．Recent Landslides in Western Hokkaido，Japan．Pure and Applied Geophysics，2000，157（6-8）：1115～1134

[13] Lin P．S．，Lin J．Y．& Hung J．C．et al．Assessing debris-flow hazard in a watershed in Taiwan［J］．Engineering Geology，2002，66（3～4）：295～313

[14] Bhasin R．，Grimstad E．& Larsen J．O．et al．Landslide hazards and mitigation measures at Gangtok，Sikkim Himalaya［J］．Engineering Geology，2002，64（4）：351～368

[15] 李娜．云南省山崩滑坡堵江灾害及其对策［C］．见：滑坡文集编辑委员会编．滑坡文集（第九集）．北京：中国铁道出版社，1992，50～55

[16] Schuster R．L．The 25 most catastrophic landslides of the 20th century，in Chacon，Irigaray and Fernandez（eds．），Landslides，Proc．of the 8th International Conf．& Field Trip on Landslides，Granada，Spain，27～28 Sept．Rotterdam：Balkema，1996

[17] 段永侯．我国地质灾害的基本特征与发展趋势［J］．第四纪研究，1999，19（3）：208～216

[18] 王思敬．工程地质学的任务与未来［J］．工程地质学报，1999，7（3）：195～199

[19] 段永侯．我国西部地质灾害现状、趋势和对策［J］．经济研究参考，2000，(总：58)：12～18

[20] 蒋承菘．中国地质灾害的现状与防治工作［J］．中国地质，2000，(4)：3～5

[21] 殷跃平．中国地质灾害减灾回顾与展望［J］．国土资源科技管理，2001，18（3）：26～29

[22] Crosta G．B．Failure and flow development of a complex slide：the 1993 Sesa landslide [J]．Engineering Geology，2001，59（1-2）：173～199
[23] Brückl E．P．Cause-Effect Models of Large Landslides [J]．Natural Hazards，2001，23（2～3）：291～314
[24] Voight B．& Faust C．Frictional heat and strength loss in some rapid landslides：error correction and affirmation of mechanism for the Vaiont landslide [J]．Geotechnique，1992，42：641～643
[25] Baum R．L．，Crone A．J．，Escobar D．& Harp E．L．et al．Assessment of Landslide Hazards Resulting from the February 13，2001，El Salvador Earthquake—A Report to the Government of El Salvador and the U．S．Agency for International Development [R]．U．S．Geological Survey Open-File Report 01-0119，Version 1.0，22，2001
[26] 吴玮江，王首颖．洒勒山滑坡机制 [C]．见：滑坡论文选集编辑委员会编．一九八七年全国滑坡学术讨论会－滑坡论文选集．184～189．成都：四川科学技术出版社，1989
[27] 钟立勋．中国重大地质灾害实例分析．中国地质灾害与防治学报 [J]，1999，10（3）：1～10
[28] 陈自生，孔纪名．1991 年 9 月 23 日云南省昭通市头寨沟特大滑坡 [J]．山地研究 [J]．1991，9（4）：265～268
[29] 金德山．云南元阳老金山滑坡 [J]．中国地质灾害与防治学报，1998，9（4）：98～101，80
[30] 徐邦栋,潘恒涛．采煤对坑口电厂 - 韩城电厂滑坡的影响 [C]．见：滑坡文集编辑委员会编,滑坡文集（第九集）：北京：中国铁道出版社，1992，1～9
[31] 张倬元，刘汉超．地下采掘环境效应的一个特殊实例－韩城电厂地基隆起机制及其控制措施 [J]．地学前缘，2001，8（2）：285～295
[32] 孙德永．南昆铁路八渡滑坡工程整治 [M]．北京：中国铁道出版社，2000
[33] 殷跃平．西藏波密易贡高速巨型滑坡特征及减灾研究 [J]．水文地质工程地质，2000，（4）：8～11
[34] 黄润秋，赵松江，宋肖兵等．四川省宣汉县天台乡滑坡形成过程和机理分析．水文地质工程地质，2005，32（1），13～15
[35] 林懂明，皮良友，黄海浪等．南昆线八渡 K343 滑坡的工程地质条件及治理研究 [J]．工程地质学报，2002，10（2）：220～224
[36] 黄祖智，唐荣昌，刘盛利．四川较场弧形构造与 1933 年叠溪地震发震构造的再讨论 [J]．中国地震，2002，18（2）：183～192
[37] 李豫川．叠溪地震纪实 [J]．文史天地，2002，（6）：39～42
[38] 孙陶，陈英．有限单元法在边坡稳定分析中的应用实例 - 天龙湖电站较场滑坡堆积体稳定性评价 [J]．四川水利发电，2001，20（1）：28～31
[39] 柴宗新．论长江上游水土流失特征及防治对策 [J]，大自然探索，1988，（4）：91
[40] 柴宗新．山崩灾害及其对策研究 [J]．灾害学，1989，（1）：73
[41] 伍超，冉洪兴，郑永红等．雅砻江唐古栋垮山堵江溃决洪水过程研究 [J]．水动力学研究与进展，1996，A 辑，11（6）：646～652
[42] 冷伦，冷荣梅．雅砻江跨山洪水和历史的教训 [J]．四川水利，2002，（2）：42～44
[43] 张倬元．滑坡防治工程的现状与发展展望 [J]．地质灾害与环境保护，2000，11（2）：89～97
[44] 吴玮江，王守颖．洒勒山滑坡机制 [C]．1987 年全国滑坡学术讨论会滑坡论文选集．成都：四川科学技术出版社，1989，184～189
[45] 陈自生，孔纪名．1991 年 9 月 23 日云南省昭通市头寨沟特大滑坡 [J]．山地研究，1991，9（4）：265～268
[46] Varnes D．J．& Savage W．Z．The Slumgullion Earth flow：A Large-Scale Natural Laboratory，U．S．Geological Survey Bulletin 2130．Washington：United states government printing office，1996（available at：http：//pubs.usgs.gov/bul/b2130/）
[47] 陈永波，王成华，樊晓一．湖北省千将坪大型滑坡特征及成因分析 [J]．山地学报，2003，21（5）：633～634
[48]王治华，杨日红． 三峡水库区千将坪滑坡活动性质及运动特征[J]．中国地质灾害与防治学报,2005,16(3)：5～11
[49] 廖秋林，李晓，李守定等．三峡库区千将坪滑坡的发生、地质地貌特征、成因及滑坡判据研究 [J]．岩石力学与工程学报，2005，24（17）：3146～3153
[50] 张倬元，王士天，王兰生．工程地质分析原理 [M]．北京：地质出版社，1994
[51] 黄润秋，张倬元，王士天．高边坡稳定性的系统工程地质研究 [M]．成都：成都科技大学出版社，1991
[52] 张倬元，刘汉超等．黄河龙羊峡水电站重大工程地质问题研究 [M]．成都：成都科技大学出版社，1990
[53] 黄润秋，邓荣贵等．高边坡物质运动全过程模拟 [M]．成都：成都科技大学出版社，1993

[54] R．Q．Huang．Studies of the geological model and formation mechanism of Xikou landslide［C］．In：Proc．of the 7th Inter．Symp．on Landslides．A．A．Balkema．1996，1671～1678

[55] R．Q．Huang．Full-course numerical simulation of hazardous landslides and falls［C］．In：Proc． of the 7th Inter．Symp．on Landslides．A．A．Balkema，1996，1134～1140

[56] 王兰生，张倬元．斜坡岩体变形破坏的基本地质力学模式［J］．水文工程地质论丛，1983

[57] 王思敬．金川露天矿边坡变形机制及过程［J］．岩土工程学报，1982，4（3）

[58] 王士天，黄润秋，李渝生．雅砻江锦屏水电站重大工程地质问题研究［M］．成都：成都科技大学出版社，1995

[59] Lo,K．Y．and Wai,R．S．C．Time dependent deformation of shaly rocks in southern Ontario［J］．Cana．Geotech．J．，1978．15

[60] Broadbent，C．D．& Ko，K．C．Rheology aspects of rock slope failure［C］．Proc．of 13th Symp．on Rock Mechanics，1971，Illionis， 537～572

[61] 黄润秋，王士天，张倬元等．中国西南地壳浅表层动力学过程与工程环境效应研究［M］．成都：四川大学出版社，2002

[62] 黄润秋，张倬元，王士天．论岩体结构的表生改造［J］．水文地质工程地质，1994，21（4），17～21

[63] Z．Y．Zhang，R．Q．Huang．Epigenetic recreation of rockmass structure and time-dependent deformation［C］，In：Proc． of the 6th Cong．of IAEGE，A．A．Balkema，1990， 2065～2072