

中国第四纪研究委员会

中国第四纪研究

QUATERNARIA SINICA

第三卷

第一、二期

Vol. III

No. 1—2

5
#1

科学出版社

SCIENCE PRESS

中国第四纪研究委员会

中国第四纪研究

QUATERNARIA SINICA

第三卷 第一、二期

Vol. III No. 1—2

科学出版社

SCIENCE PRESS

1960

內 容 簡 介

本期共选刊論文八篇,这些論文分別論述了我国西部天山冰期的次数和性質,华山顶上的黃土,云南的地貌发育問題,山西离石王家沟陈家崖老黃土埋藏土壤中的孢粉及植物残体,我国东南部湿润地区流水地形的发育規律以及宝鸡一带第四紀地层的划分等問題。

本书可供地質、地理、水文地質、工程地質以及从事第四紀地質研究的工作人員和教学人員的参考。

中国第四紀研究

第三卷 第一、二期

編輯者 中国第四紀研究委员会

出版者 科 学 出 版 社

北京朝阳門大街 117 号

北京市书刊出版业营业許可証出字第 061 号

印刷者 中国 科学院 印刷 厂

总經售 新 华 书 店

1960 年 12 月 第 一 版 书号: 2333 字数: 140,000

1960 年 12 月 第 一 次 印 刷 开本: 787×1092 1/16

(延至 61 年 5 月 出 版) 印张: 7 1/2 插頁: 7

(京) 0001-4,200

定价: 1.20 元

目 录

- 华山頂上的黃土.....王嘉蔭 (1)
- 中国西部天山冰期的次数和性質問題.....B. A. 費道羅維奇 严欽尚 (9)
- 論云南之地貌发育問題.....黃培华 (39)
- 我国东南部湿润地区流水地形发育規律的初步認識.....曾昭璇 (57)
- 由苏联中亚黃土岩之观察談对我国黃土岩研究上的一点意見.....王永焱 (68)
- 宝雞一带第四紀地層的划分.....严 陣 (88)
- 山西离石王家沟陈家崖老黃土埋藏土壤中的孢粉及植物殘体.....
.....周昆叔 梁秀龙 叶永英 王文琳 (104)
- 从地貌单元的划分論山岳区铁路路基工程地質横断面的基本类型及其所要
考察的問題.....东志超 (112)

華山頂上的黃土

王嘉蔭

(北京大學)

華山是我國著名的山，也是記載中最早的一個山。1957年夏季，因事路過華山，也順便了解了一下華山的地質情況。限于時間短促，只瀏覽了一下，見到華山頂上，也還種植着玉米高粱。是什麼土壤呢？我們外行暫不去管它，但是構成土壤的基底物質卻是黃土。黃土是第四紀地質上有趣的問題，中外學者都有許多著述，對於黃土的來源，意見很不一致，既然遇到黃土也就采了些標本，看看此地黃土究竟是怎么回事。自從回來以後，一直沒有時間加以整理。時過兩年，覺得一塊標本也沒有什麼重要性，不值得整理。也正是這兩年間，關於黃土問題討論得很熱烈，學者各抒己見，因此，只能提出自己一些新的看法。那麼華山頂上的黃土雖是數量很少，究竟也還是黃土，產在2千米以上的山頂上，也就比較有意義了。材料雖然不足，整理的也還不夠，為了增進討論的興趣，還是把它寫出來，以供各派學者討論時參考。當然，也未必有什麼參考價值，只不過表示高山頂上的一個黃土產地，有它自己生成的歷史。至於和平原高原黃土有沒有成因上的關係，暫時不作比較，留待將來再說。

一、基本情況

華山是所說的西嶽，自古就很出名。山海經上也曾記載過，說是：“太華之山，削成而四方，其高五仞仞，其廣千里”^[1]。山海經一書的確實年代，現在不去詳細考證，有人說是九鼎的說明，有人說是偽書，不早於戰國。無論如何，也還是最早的一本書。敘述很簡單，但確實很精練。“削成而四方”可以說是恰當的描述。上過華山的人想來都會有這種感覺。

“秦昭王令工施鈎梯而上華山，以松柏之心為博，箭長八尺，綦長八寸，而勒之曰：昭王常與天神博于此矣”^[2]。可見秦以前上華山是很費事的。一直到唐朝，韓愈上華山，幾乎下不來^[3]，都說明華山的陡峻情況。現在當地人還在傳說着：“自古華山一條路”。雖是只有一條路，這一條路也很不簡單，特別是蒼龍嶺一段，看來有可能要斷的樣子。

不單是高而陡峻，根據歷史上的記載，華山頂上還有過湖泊存在。辛氏三秦記曰：“山上有水，神人乘船行，追之不及，猶見有故漆船者。秦時四皓，亦即隱于此山”^[3]。昭文館記曰：“蓮花峯上有三峯，上接三光，中有池二十八所，上應二十八宿”。華山記曰：“……峯頂有池，茵菖勝開，其中有破鉄舟存焉”^[3]。這些記載中，不免有些神話故事加入，但值得注意的是山頂還有過湖。湖可能不大，現在已經不存在了。如果遠望華山三峯鼎立的

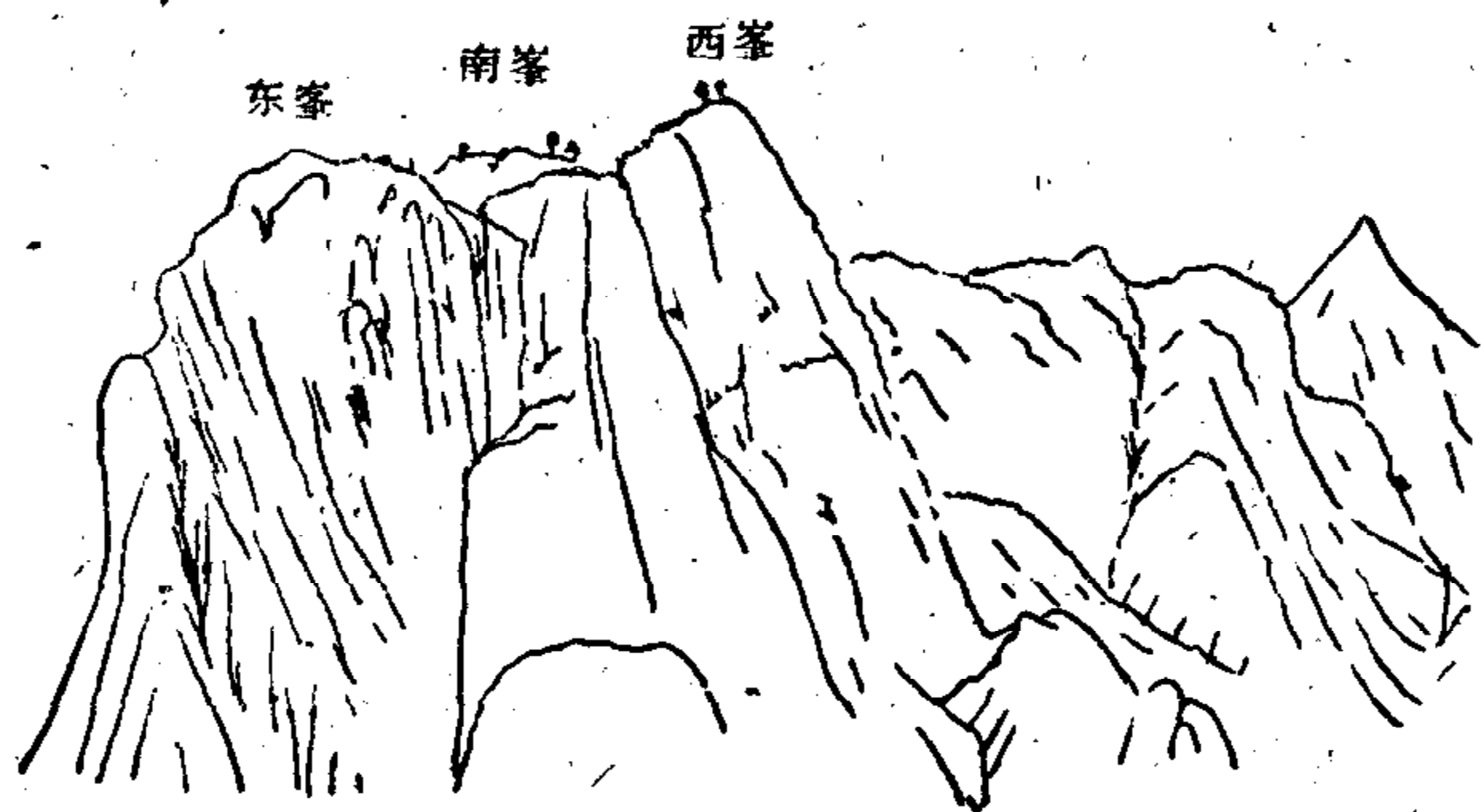


图1. 北峰遥望华山頂上的情况

情况(图1),其間有湖泊存在是可以想見的。这个湖泊什么时候消失的,至今还未考証出来,其中存留下来一些黄土。

构成华山主体的岩石是花崗岩,大致有三种:微斜长石花崗岩、黑云母角閃花崗岩和細晶花崗岩。当然,花崗岩的矿物成分是以鉀长石、斜长石和石英为主了。副矿物

有鋁英石、磷灰石、磁鉄矿、榭石等,也还有次生的綠帘石、綠泥石。

华山事实上是个岩株,突出地表,构成雄伟的山峯。节理非常发育,所謂“削成而四方”,就是沿着壁状节理形成的。以走向北 20° 西为主,其他南北向、北 30° 西、北 10° 东、北 50° 东等各种方向全有。华山峭壁都是由这些节理构成的,常常合成弧形,可以向内弯曲,如捨身崖所見的情况即是。

二、黄 土

在2100米的高度上,南峯北边坡脚下,生长着高粱,泥土潮潤,成紅棕色。干后为黄棕色。和一般黄土样子完全一样。为了肯定是否黄土,曾在显微镜下进行度量。測得結果如下:

直径(以毫米計)	百分数
0.0045	33.05
0.0090	28.81
0.0135	13.56
0.0180	11.86
0.0225	2.54
0.0270	4.24
0.0315	0.85
0.0360	1.69
0.0630	0.85
0.0720	0.85
0.0765	0.85
0.0810	0.85
	100.00

这种度量对于极細顆粒在显微镜下是不易看到的,当然无法度量;因此0.001以下的就未能度量了。0.05—0.001的粒径最多,达96.6%;0.025—0.05較少,为3.4%。除了小于0.001的未能度量外,完全符合黄土的粒径范围。

虽然絕大部分粒径是在0.05—0.001間,但是也还有較粗大的顆粒存在,甚至有些

岩屑。當然，這些粗粒數量是極少的。為了觀察粗粒的情況，曾用水將黃土樣品淘洗。較細部分完全沖走，只剩下一些較粗的顆粒。同時，也是較重的顆粒。這些顆粒的礦物成分如下：

1. 石英 常有鋯英石及綠泥石包裹體，稜角狀，未經圓化。有沿菱面破裂的顆粒成斜消光。

2. 微斜長石 共有二種：一種完全未經蝕變，無色透明；一種是條紋長石，蝕變得非常厲害，如圖 2 之 3 所示。

3. 鈉長石 蝕變得非常厲害。

4. 綠泥石 多色性顯著，深綠至黑色。

5. 綠帘石 多色性顯著，黃至棕黃。

6. 角閃石 不規則粒狀。

7. 鋯英石 成柱狀，一端破裂。

8. 褐帘石 棕至黃棕色。

9. 磁鐵礦及褐鐵礦 兩者不易分開，磁鐵礦邊上都是褐鐵礦，有時全部變為褐鐵礦。

當然，上述的礦物顆粒並不够全，还有不少遺漏之處。這裡所提到的只代表見到部分。所有顆粒的共同特點是圓化程度極差，甚至完全未經圓化，如圖 2 所示。

另外之特點，表面上都有褐鐵礦及粘土物質被殼。這都說明這些顆粒受到了後來地下水的影響，膠體物質沉積其上。

未經淘洗的黃土中，顆粒直徑都在 0.025 毫米以下。隨便數了二百顆粒，其中礦物百分比如下：

礦物種類	百分比	粒徑範圍(以毫米計)
石英	60.35	0.0540—0.0185
鉀長石	5.17	0.0315—0.0225
鈉長石	13.79	0.0360—0.0135
黑雲母	8.63	0.0495—0.0135
角閃石	6.89	0.0315—0.0090
綠帘石	1.72	0.0315—0.0090
綠泥石	3.45	0.0135—0.0090

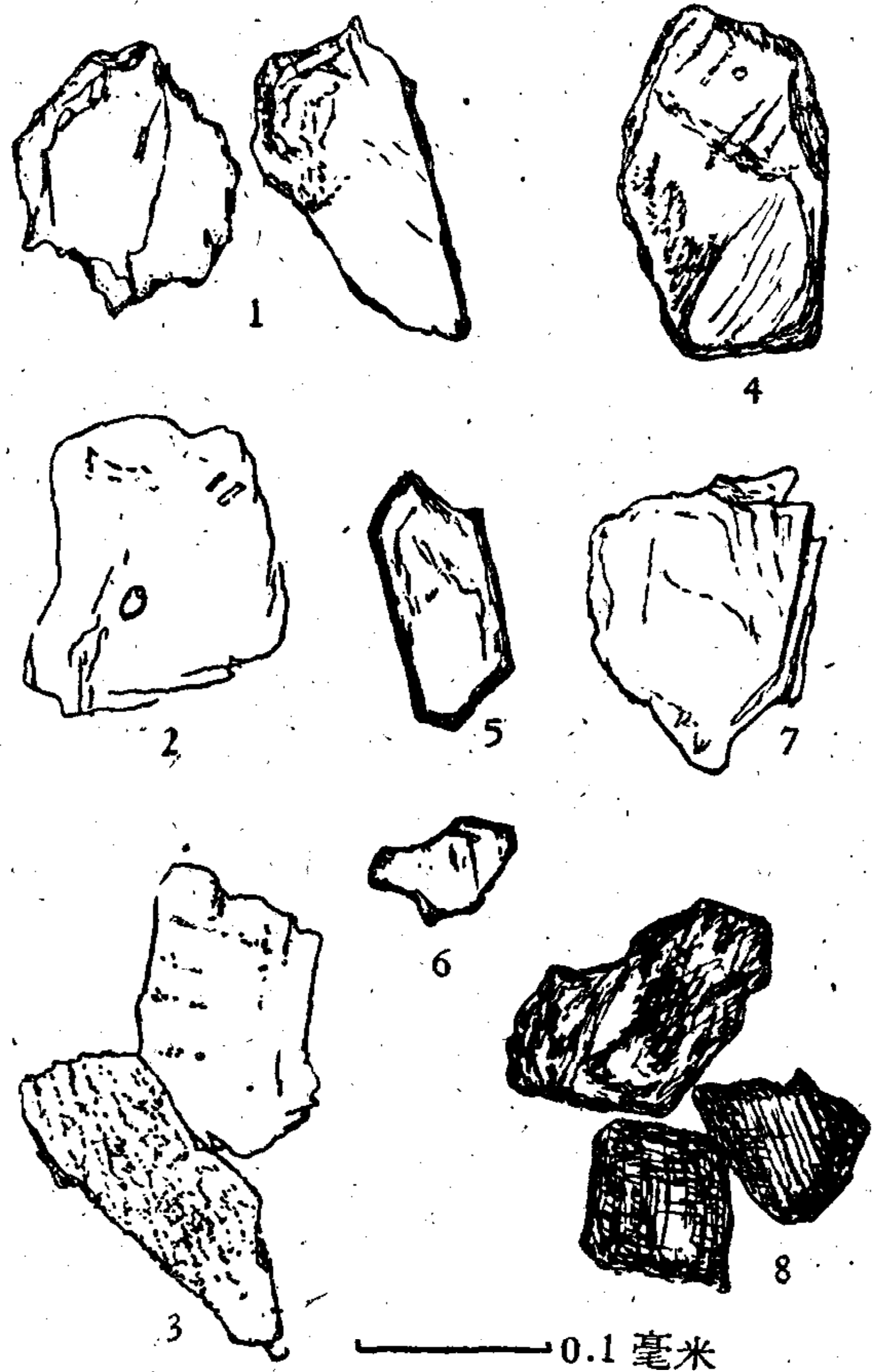


圖 2 黃土中的粗粒礦物

1. 綠帘石； 2. 石英； 3. 鉀長石； 4. 褐帘石； 5. 鋯英石； 6. 角閃石； 7. 綠泥石； 8. 褐鐵礦及磁鐵礦

在統計过程中,也注意到鉄質渲染和未被渲染的矿物顆粒比例,大致如下:

	鉄質渲染顆粒	未被渲染顆粒
石 英	37.14%	62.86%
长 石	37.50%	62.50%

这个統計数字很有趣,石英和长石都有 37% 以上被渲染,而未被渲染的比例又是一样。为什么会有这样巧的現象,值得很好的考虑。作者认为是二层黄土的混合产物,被渲染的可能早些,未被渲染的可能是上层的沉积。标本是在地表采取的,最上部可能已被流水搬运走了。因为現在湖泊已經消失,表面疏松物质自然会流失一部分。至于下部是否鉄質渲染的顆粒多,那就需要将来的証明了。

三、华山黄土的成因

关于黄土的成因問題,近年来討論得很热烈,但是还没有解决。笔者觉得黄土成因問題应该从下列三方面来考虑:

1. 黄土物质的形成;
2. 黄土物质的搬运介质;
3. 黄土物质的沉积。

近年来国内对于黄土成因問題的爭論,主要是限于黄土物质的搬运介质上,是风力还是水力搬运。偶尔也提到第 1 項問題,也只是本地来源还是异地来源,沒有談本地来源是在那一种营力作用下形成的,异地来源又是那一种作用形成的。因此爭論許久,問題还未解决。当然解决也不是十分简单的事。有些学者主张风成說,认为黄土物质的形成是风的磨蝕作用,搬运介质是风,堆积是在和現在气候差不多的干燥气候下形成的。显然,对于黄土中的紅层沒法解释。而且也很难說明厚层的形成。

黄土是第四紀时期中的产物,黄土的形成代表着第四紀历史的一頁。在第四紀时期中所发生过的一切現象,都应该和黄土成因有着直接和間接关系。忽略了任何一方面,对黄土成因的解释都不会是完全的。

首先是冰川問題。李四光教授在 1922 年首先提出黄土下面有漂砾存在^[4]。以后各地均有冰川遺跡发现,遍布我国南北各地^[5]。因保留的情况不同,遺跡也就有完整程度的不同。但不应该因保留的不够清楚,就否認冰川的存在。更不应该忽視冰川作用对于黄土成因上的意义。如果把这一重要地质作用不加考虑,对于黄土成因的理解也就很难全面了。华山有没有冰川作用呢? 笔者认为有的。

从地形上来看,华山孤峯聳起,山頂有湖。这种地形只有在冰川作用下才能形成。尤其是完全由岩性均匀的花崗岩体构成。这样岩性均匀的岩石中,形成突起高山頂上有湖的地形,除了冰蝕作用外,可以說沒有其他地质作用能够形成。流水不可能在 2 千米以上的高山上冲蝕成湖。何况現在流水正在破坏这种地形呢。

再从沉积物来看也和流水沉积不相类似。一般說来,在陡峻地形的华山上,沉积物不易保留。虽然如此,华山頂上有不厚的黃土沉积。而华山下面却有冰水積物,見于三皇台至青柯坪間,三皇台就在这些積物上面。这些積物保存下来,可以說很不容易。在陡峻的谷岸旁,仍然可以看出原来幽谷的形状。

冰水積物是由分选极差的巨砾及細砂构成。細砂碎屑部分仅只保存在巨砾的下边,如图 3 所示,厚仅 2 米。显微镜下可以看到主要成分为石英、长石(微斜长石、鈉长石)。黑云母成深棕色。长石毫无蝕变痕跡。不論顆粒粗細,均成角砾状。榭石成楔形,鋯英石成长及短柱状,两端常破裂,但仍可以看出双錐的形体。最有趣的是一个磷灰石晶体,順底面解理发生弯曲。細屑石英亦有波形消光。这些沉积当然具有坡积的性质,但磷灰石的弯曲和石英的波形消光,又似受过一些压力。証明长石的新鲜情况,很容易使人相信是机械风化为主的产物。就其分选不良的情况来看,还是冰水積物。但未見带擦痕的砾石,关于这一点笔者曾于 1951 年加以討論^[6]。

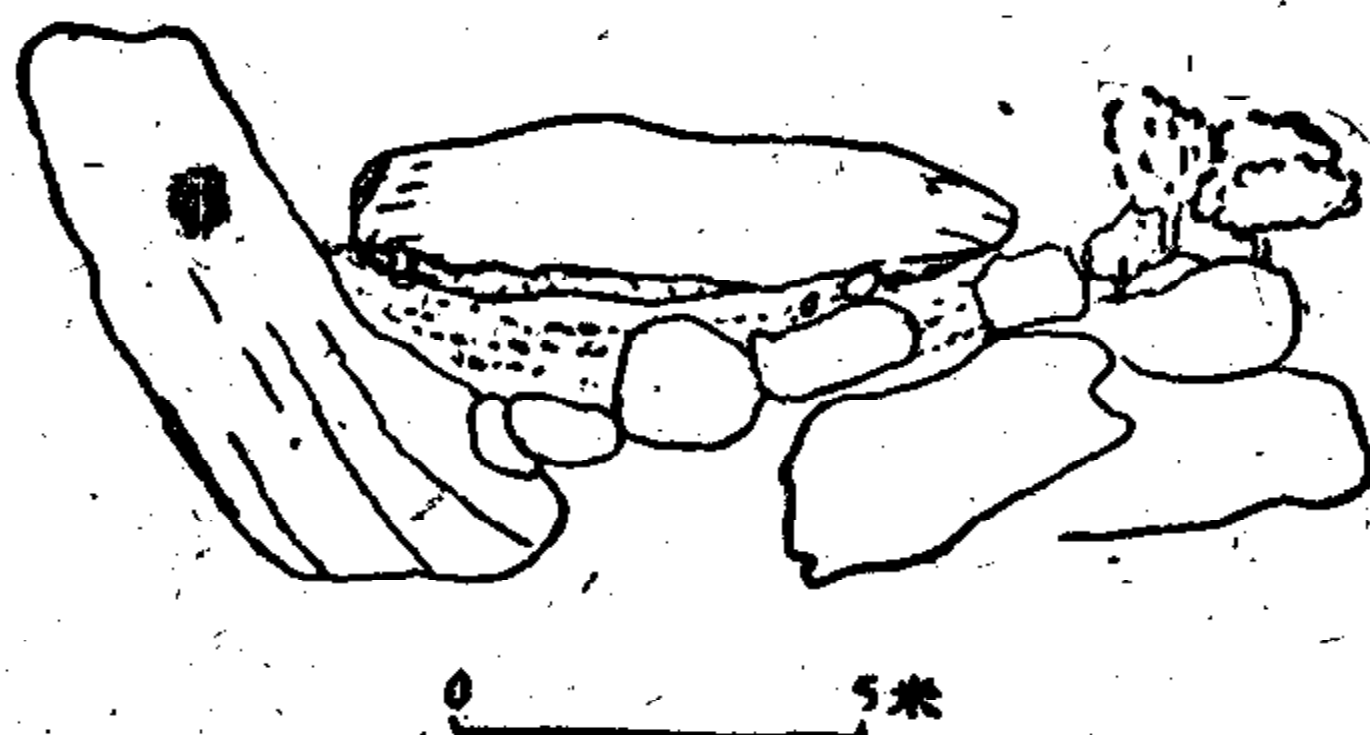


图 3 三皇台下的巨砾沉积

就地形来看,这些沉积实际是在平緩的谷底上,由三皇台至大身房(紗罗坪对面)都有这种積物,連起来成一极平緩的坡度,高出現在河床 2—20 米不等。原来幽谷形状隱約可見,寬在 50 米以上。

在五猛台上的沉积物中,見有黑云母綠泥石片岩的漂砾,沟谷两旁未見此种岩石,上至华山极頂也沒有这种岩石。因此,这种綠泥石片岩不可能由华山頂上来,而来源于地形較低的华山本区以外的地区。显然在冰期时期,华山地形和現在是大不相同的。

芬茨尔(G. Fenzel)^[7]記載过太白山的冰川現象,华山的高度和太白山相近。最近张保升^[8]又有太白山冰川地形的专文发表,想来华山冰川的存在,應該不成問題。那么,对于黃土形成問題,就不能不考虑冰川作用的参与了。这里順便提一下,某些学者极力主张风成,完全不考虑冰川作用对于黃土的影响,不能不說考虑的不够全面,是在假定中国沒有冰川作用的情况下来談黃土成因的^[9]。因此,对于黃土中的許多現象就难以解释了。例如黃土形成时的气候,說是和現在差不多,对于黃土中的“古土壤”层就难于解释。对华山頂上黃土的矿物成分也不好解释,因为这里矿物成分和花崗岩体中矿物成分一致,区域性非常清楚,和风从中亚搬运来者显然不同。

日人富田达对华北黃土中的矿物成分进行了較詳細研究,提出本地风化的“示源矿物”。这一点很有意思,和华山黃土中的矿物成分相似,主要是华山花崗岩体中的矿物成分。表示风化和搬运都是在附近不远的地方。

这样,华山頂上黃土的形成應該具有多因性质,現作如下考虑:

1. 物質来源 主要部分是当地冰川作用磨碎的粉砂。成分上也和本地区的造岩矿

物差不多。当然,笔者不反对风蚀互磨也可以产生一些粉砂,但那些粉砂的矿物成分是不会和本地区的造岩矿物相同,也应经过相当的圆化。在冰川作用下,冻裂也是主要的作用,可使岩石分解成细粉。

2. 搬运介质 形成黄土的搬运介质,风当然是一种,冰水作用也是相当重要的。风可以搬运距离很远的粉砂,融雪细流也起了不少作用。特别是湖相沉积的黄土。冰流作用期间和冰流消失后的间冰期阶段,流水是可以在冰川地形上沉积一些黄土的。华山顶上黄土可能是细流从周围高山上搬运来的,沉积在冰蚀的石盆地中。过去华山形状显然不会和现在一样。肯定在华山黄土沉积后,还有强烈的侵蚀作用,切割成现在华山的孤峰。现在保留下来的主要是黄土物质。下面可能还有漂砾,此处未多加注意。不过花岗岩漂砾还是很容易变成砂粒的。

3. 沉积作用 冰蚀磨碎的物质,在冰川退缩时,一方面被融雪细流带至低洼处沉积。另一方面,由于天气寒冷,干燥的风也可以吹扬起一些细砂,携带至较远的地方。当然,在严寒气候下,封冻地方不易形成厚度较大的黄土。这就需要有大面积的积雪地带,粉砂落在雪面上,会逐渐下沉下去,不致再被风吹走。落在冰上也同样会保存下来,使厚度逐渐增加。这种情形有点象冬季湖冰面上,落叶和尘埃一样,虽然是在冰冻的时候,也会逐渐沉下去。黄土沉积厚度可能是这样形成的。华山顶上的黄土是在不大的湖中沉积下来的。

正是因为这样沉积,黄土中也可以掺入一些孢子花粉,以及其他耐寒的植物茎叶。黄土中所含的化石种属曾经查理斯华士(J. K. Charlesworth)详细讨论过^[10],这里不再多提了。黄土中的矿物无疑地是有二种来源:一种是本地的冰蚀产物或是物理风化的产物;另一种是风力搬运来的,多少有些圆化,是异地来源的,这种情况在图4上表示得很清楚。

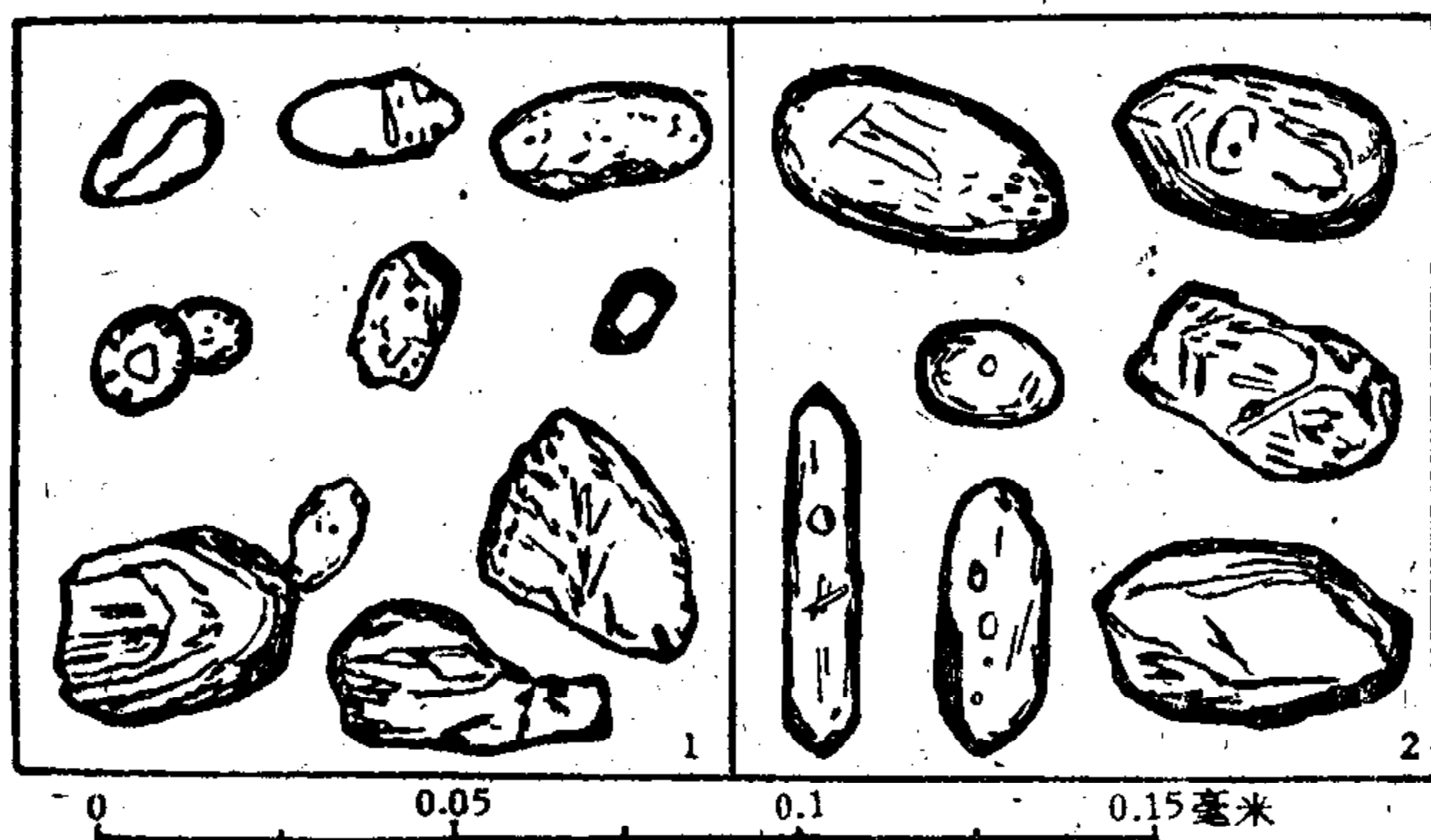


图4 黄土中的锆英石

1. 张夏黄土中的锆英石; 2. 淄川黄土中的锆英石。各有圆化的和未经磨蚀的颗粒(袁又申标本)

这里主要是山东张夏和淄川黄土中的锆英石,可以看出有圆化很好的颗粒,和完全未经圆化的颗粒,显然来源是不同的。其他矿物也有类似的现象,表示黄土中矿物成分的复杂

性。這也說明風力搬運還有距離遠近的不同。細流作用也會參與其間，當然不會帶來異地來源的礦物。在華山只見到碎屑沉積，沒有見到紋泥。這可能是由於沉積速度關係，紋泥沉積在華山以外較遠的地方。而這些紋泥是否能保留下來，也還值得考慮。因為華山已被侵蝕成2千米以上的高峯，紋泥保存的機會是可以想象的了。

就華山黃土中的礦物成分來看，異地來源的並未見到，主要是本地風化產物。而在相同的高山頂上，是否都曾有黃土存在是值得今後注意的問題。這個問題的解決，可以肯定華北黃土的來源問題。如果有過黃土存在，不論是風力、山洪和細流都會把黃土帶到較低的地方去，構成現代的黃土。但是這個問題也不易解決，因為多數山頂上黃土已被侵蝕掉了。象華山這樣有湖的山頂，可能不多。而華山頂上的湖已不存在，殘留的一點黃土能夠保存多久還是問題。要不用人工護土，恐怕也不需許久，也和其他的山頂一樣，再也看不到黃土踪跡了。

四、結 論

從上述的情況來看，華山在地形上是很特殊的。孤山峯上，曾經有過湖。這個湖歷史上還有過記載，而現在已經消失了。湖的成因應該是冰川遺跡，華山附近不少冰蝕現象和冰水沉積。那麼，華山現在的地形也應是冰蝕的結果，經過流水的改造，在岩性均勻的花崗岩體中切割出來的。完全符合山海經里所說的：“削成而四方”。就形狀來看很象是個角峯。這樣，冰川下侵的深度就將近兩千米了。關於兩千米以下的冰川現象不再多述，僅就侵蝕情況來看，至少應有二次的冰川作用。華山頂上地形是平緩起伏的所謂“中午期”的地形，還有湖泊存在和黃土的沉積。而另一種平緩起伏的地形是在華山腳下，高出地表不到2百米的帶，是二個冰期還是一個冰期的兩個階段，當待進一步去肯定。

華山頂上黃土的物質來源，初步認為是冰蝕和凍裂等機械作用使花崗岩粉碎所成。搬運介質是冰水作用為主，沉積在冰川湖中。這種成因的黃土，在華北黃土中占有什麼樣的位置，是值得今後注意的。筆者不反對黃土的风成學說，但根據看到的實際情況，覺得冰川來源的黃土在中國是存在的。這種見解，R. V. 克勒貝爾斯博格 (Klebensberg) 早在1949年即已提出過^[11]，並引H. 施密吞納 (Schmitthenner) 的研究，說我國黃土高在3千米以上還有。華山黃土顯然並不算高。而且不僅是華山有，其他華北高山上也還有保留下來的，過去分布可能相當廣。再証以其中礦物成分的区域性，就覺得冰川作用形成黃土的可能性很大。不考慮這種可能性，對於黃土形成的問題不大能夠解釋得通。

西歐的一些學者利用黃土的分層，對比冰期^[12]。這方面工作有某些參考意義。我國華北有很多很厚的黃土，但是冰川作用的分期問題還沒有很好解決，將來有可能在黃土中找出這些關係來，留待以後有興趣的同志們解決吧。

以上只不過作為黃土中的有趣產地的報告，觀察得很不仔細，結論中也有不少缺點，供在黃土問題討論時的參考。

参 考 文 献

- [1] 山海經 西山經。
- [2] 韓非子 外儲說左上。
- [3] 李肇国史补曰：“韓愈遊華嶽之巔，顧視其險絕，恐慄，度不能下，乃發狂慟哭，欲縋遺書以為袂”。見淵鑑類函，卷二十七，地部，華山。
- [4] Lee, J. S. Recent ice action in North china. Geol. mag., Vol LIX. No691, 1922.
- [5] Lee, J. S. Quaternary glaciation in the Yangtze Valley. B. S. G. China. Vol 13. pp.15-44. 1933.
- [6] 王嘉蔭：四川峨嵋之冰川遺迹。中国科学第2卷第1期，1951。
- [7] Fenzel G., Der Taipeishan. Ostasiatische Rundschau, v. 17, n. 24. 1936.
- [8] 張保升：太白山冰川地形。中国第四紀研究，第1卷第2期，71—81頁，1958。
- [9] 奧勃魯契夫院士：論黃土。地質出版社，1958。
- [10] G. K. Charlesworth: the Quaternary Era. 1957. pp 788—830.
- [11] R. V. Klebelsberg: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. 1949. Wien. S. 810.
- [12] J. K. Charlesworth: The Quaternary Era. p. 1025, 1045.
- [13] J. K. Charlesworth: Data relating to the study of the problem of glaciation in the Lower Yangtze Valley. B. S. G. China. Vol. 13. pp 396—421. 1933.
- [14] 王曰倫、賈蘭坡：周口店第四紀冰川現象的觀察。地質學會，第32卷，16—25頁，1952。
- [15] 楊懷仁、楊森泰：長江下游第四紀冰川沉積的發現和研究。科學通報，1957。
- [16] 楊懷仁、楊森源：長江下游第四紀的冰緣現象。中国第四紀研究，第2卷第1期，238—246頁；第2期 141—154頁。
- [17] 孫殿卿：中国第四紀冰川遺迹簡述。中国第四紀研究第1卷第2期，139—141頁。
- [18] 舒勒、常子文、國興源：泰山中部的冰川現象。地質科學，1959年3期。

中国西部天山冰期的次数和性质问题

Б. А. 費道罗維奇 嚴 欽 尙

(苏联科学院地理研究所) (华东师范大学地理系)

在天山考察过的学者們，对于天山第四紀冰期次数的意見是很不一致的。同时，对于山区古冰川的性质，即复盖冰川和山谷冰川演替情况所作的結論也过于簡單。这两个問題有待进一步商榷。

作者等在 1957 年和 1958 年夏季，参加了中国科学院和苏联科学院合作組成的新疆綜合考察队。为了研究天山地貌，特别是山区古代和現代冰川发育的情况，曾多次进入山区考察，对于天山区古今冰川作用发育得較好的两个地区，即汗騰格里山地和瑪那斯以南的伊林-哈別尔尕山地进行了重点研究，因此有可能提出关于天山冰期次数和性质方面的

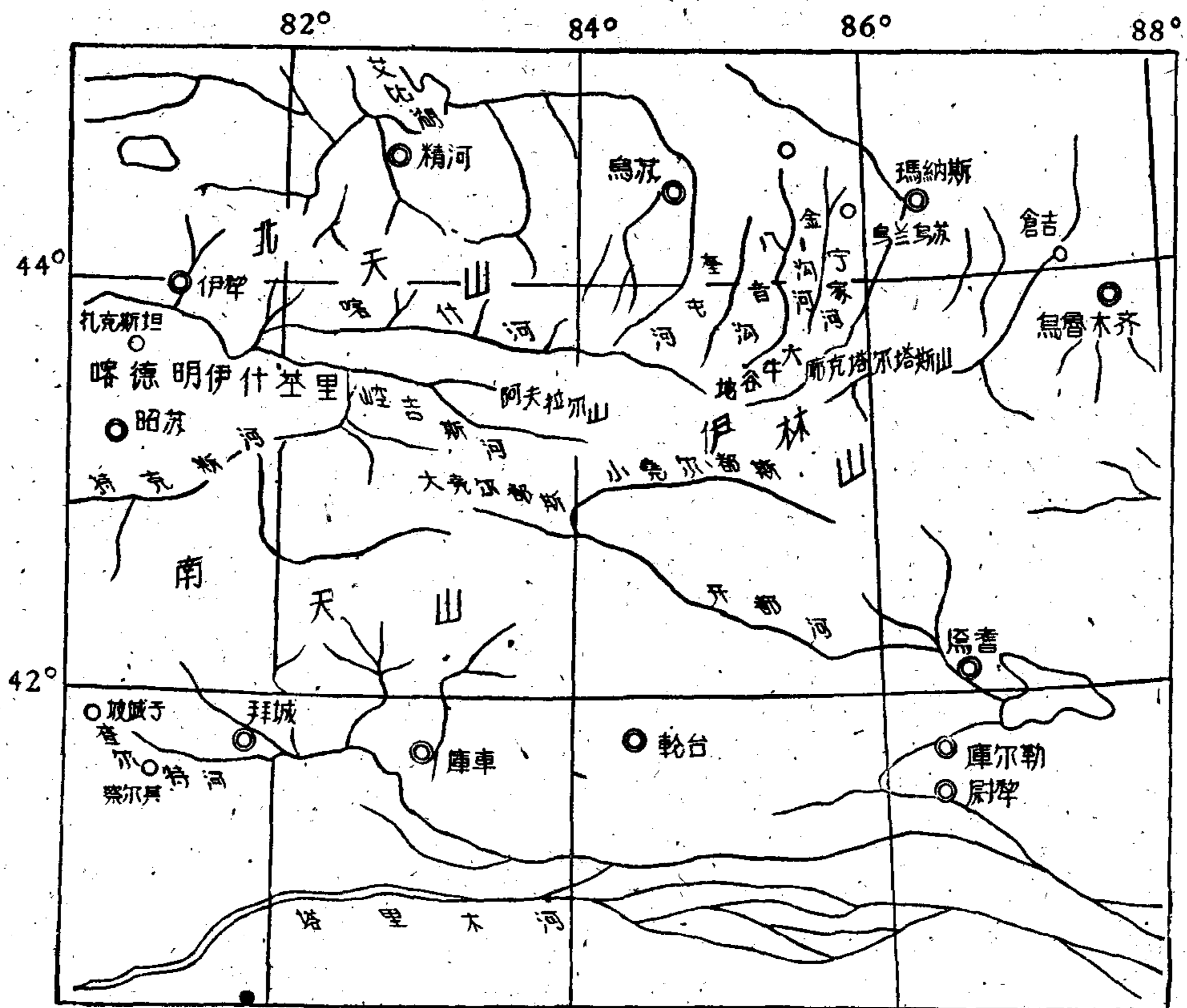


图 1

一些新資料。

作者等与周廷儒教授在 1957 年 7 月中下旬共同考察了伊林-哈别尔尕山北坡和宁家河谷地和霍尔果斯河上游大牛谷地的古冰川地貌,并抵大牛现代冰川前端。同年 8 月上旬,作者等先后在独山子东南八音沟沟口一带观察到古冰碛物。8 月中旬严欽尚至汗腾格里山地东北部,北木查尔特谷地工作,南下沿木查尔特谷地现代冰川至响导站。1958 年期间,7 月下旬作者等先后自乌鲁木齐经烏庫公路越过天山至焉耆。8 月上旬 B. A. 費道罗維奇与周廷儒曾至大小尧尔都斯盆地一带考察。9 月上旬作者等自拜城察尔其北行,经破城子,循木查尔特谷地,至上源塔木格塔什,越木查尔特冰川至冰达坂响导站。这样,考察了南疆与伊犁之间著名队商捷道的全程。10 月上旬作者等先后至阿克苏北,泰兰河谷地工作, B. A. 費道罗維奇并于 11 月上旬溯泰兰河支谷穹契立克苏谷地直抵现代冰川前端。

本文不拟详述考察过程中所见古代和现代冰川现象的全部细节,只提出天山第四纪冰期发展过程的一般规律,但汗腾格里山地南坡古今冰川发育过程和保存程度比较完备,对阐明古冰期次数和性质问题具有特殊意义,因此予以重点论述。

一、研究天山多次冰期问题的癥结和解决途径

遭受古生代强烈褶皱的古天山,经历了后期的构造和侵蚀剥蚀过程,到老第三纪已夷为准平原化地貌。在新第三纪和第四纪期间,发生多次阶段性的强烈上升,并受强大断裂作用,形成巍峨山系。大断裂带把山区和前山地带明显地分为两个地貌单元。

新第三纪和第四纪期间,天山山区气候一方面受到构造作用抬升的影响,另一方面,第四纪世界气候的普遍变化肯定地影响了天山。由于这两方面作用交互影响的结果,天山发生了多次冰期现象。

学者们对于天山地区(不包括现代冰川作用阶段在内),究竟有过几次古冰期的意见是有分歧的。有些学者认为只有二次,有些学者认为有五次,这方面的资料 B. B. 波波夫曾经综合论述过,本文不拟重复追述*。1957 年春季,全苏第四纪学会指出,根据对苏联境内天山地区调查资料,很多考察者认为第四纪天山最少经过三次或三次以上的冰川作用。

本节所讨论的,不是逐一分析各家分歧的意见,而是提出所以会产生研究成果分歧的原因,也就是说,在研究天山古冰川问题时遇到那些癥结问题。作者等认为下列几个问题是值得注意的。

1. 如果把天山古冰川分为近期的古冰川和早期的古冰川,那么近期古冰川作用是容易识别的,因为无论是冰蚀地形和冰碛物,特别是终碛壟,都保存得相当完好,但是早期的古冰川作用地貌,当初的冰槽谷或冰碛物,在很大程度上受到峡谷和嶂谷强烈侵蚀而破

* B. B. 波波夫:大陆沉积分布的规律性与年青运动的关系。地质专辑;第三辑,新构造运动。地质出版社,1956 年。

坏,剝蝕作用也大大改变了当初冰川地形。这样,早期古冰川作用的迹迹破碎零星,在很多地区,只留下难以全面联系的冰水沉积物而已。以冰水沉积物来和冰期进行比较,终究是間接的方法,不容易得出肯定的結論。

作者认为要进一步了解早期古冰川作用,今后考察工作必須作下列几方面的努力:

1) 更广泛地寻找早期古老冰碛,特别是終碛壟的遗迹。作者等通过汗騰格里山地南坡的調查,找到了一些早期古冰碛的較确凿的証据。当然,这方面工作今后有待深入。

2) 無論在北天山、山間盆地或者是南天山,在大断裂带以外的前山、盆地或平原,发育了多級阶地,它們是由冰水砂砾层和上复黄土状物质所构成的。这些阶地既反映了所在地的构造运动,同时也反映了山地冰川消长情况,因此各地阶地無論是級数、绝对高度、相对高度、組成物质等方面的变化是很大的,通过这些阶地进行地貌学、沉积学和古生物学方法的綜合分析,会得出具有很大理論和实践意义的成果。事实上,直到現在,这项工作未經全面系統研究过。

3) 如果与北半球平原地区大陆冰川进退距离相比,則天山各次古冰期活动范围的差别不是很大的。一般地区近期古冰期的終碛壟距离現代冰川前端很近,很少有超过 20 公里的。早期古冰川作用伸展較远,然而除了我們在汗騰格里山地南坡可以越出大断裂带外,其他地区早期古冰川也局限在大断裂带以內地段。这些地段通常受到峡谷的強烈刻蝕,当初的冰蝕地貌和冰碛物受到严重的破坏,更因峡谷狹窄,交通閉塞,这些情况影响了研究成果。

因此,要对早期古冰川作用作进一步闡明,必須克服各方面的困难,搞清楚峪段縱橫剖面上侵蝕地貌和沉积物的特征及其变化。研究峡谷段的地貌,也会对冰碛物与冰水沉积物的演替过程找出关系。

2. 必須考虑到各地区的特点,而不能千篇一律地或者非常籠統地来研究冰期和冰川性質問題。对于这方面的疏忽,也是引起研究成果分歧的原因。

应该对于地形条件予以充分考虑。如高度、坡度、山頂均夷面和殘余地区幅員大小等方面对冰川作用都有着很大的影响。例如在本文中提到的,如果把汗騰格里山地与伊犁区低地中的山作一比較,無論是古冰期冰川作用的次數和性質都是很不相同的。

山坡的位置是迎风抑是背风,邻近地区有无大山形成阻挡气流的屏障。岩石性質強弱对冰雪刻蝕程度的影响等都对冰川的发育有着很大影响。

3. 在研究古冰川現象时,不仅要考虑到由于构造作用,和侵蝕剝蝕作用所引起的古冰川遗迹的变形,而且要注意原始地形本身的变化,即使是同一冰期形成的冰碛物或冰水沉积物,在厚度、高度、形态等方面局部变化現象是非常迅速的。例如,現代木查尔特冰川前端,从冰达坂响导站(3,180 米)稍北处,到塔木格塔什(2,750 米),在平面距离 5 公里以內,冰川表面高度就下降了 470 米,相应地,冰碛物在这段距离內也发生这样大的垂距差异。如果对于在冰川地貌急剧变化的地段(特别是冰川台前端)缺乏足够的分析,将会得出不

正确的結論。

二、天山古冰川性質問題

过去,有相当一些学者根据天山曾經過准平原化,然后受到升降运动和断裂作用而发生強烈的侵蝕而变形的这种輪廓性的发展过程,进而推断天山古冰川的性質的演替。因而認為早期的古冰川具有复盖性冰川的性質,后来的冰川具有半复盖性質,最后,普遍地为山谷冰川类型所替代。

作者等通过对山地地貌发展过程和各次古冰期冰川发育情形的具体分析,認為上述冰川演变图式不符合实际情况。

当然,随着天山山地的发展,刻蝕程度不断地加強,后期古冰川作用受地形起伏影响的程度将比前期古冰川为強,但是并不能因此就可以得出結論,認為各地古冰川性質都是通过复盖冰川→半复盖冰川→山谷冰川这样演替的过程。

我們否定上述說法的主要根据是:天山区大山系、盆地和山谷等起伏的年齡,在新第三紀已經具有一定規模,第四紀的构造运动是在以前地貌基础上进一步的发展。这样,各地第四紀冰川作用就不能不受到已經存在的山地和谷地高低起伏的制約作用,因为山地、盆地和谷地的年齡既然比冰期的年齡更为古老。因此,从最古老的冰期开始,山地冰川作用都已經受到地形起伏的影响,在不同程度上具有冰斗冰川的性質。沒有任何可靠的証据可以証明最古老的冰川具有复盖冰川的性質,而應該根据每个地区地貌特征和发展过程来理解古冰川的性質問題。

虽然地图資料还不很准确,但已有可能根据它来把中国西部天山区冰川分为下列四种类型:

1. 山彙冰川类型 这一类型的山地高度很大,在海拔 5,000 米以上的地区典型发育。它的特点是积雪带的垂直幅度很大,但在积雪区内冰雪层的厚度由于受到地形起伏的影响,也是厚薄不一,有些非常陡峭地方几乎很少积雪。冰雪补給区相当大,而且集中,具复盖性質。从补給区向周围放射状分流的主要为山谷冰川和悬垂冰川。属于这种冰川类型的有下列諸山彙:汗騰格里山地,一般高度在 6,000 米以上,其中胜利峯高达 7,439 公尺;伊林-哈別尔尕山,高达 5,500 米;汗騰格里和木查尔特谷地以东的无名山結,高达 6,792 米等。

2. 具有狹隘山脊的高山冰川类型 山峯高度約在 4,000—5,000 米之間,峯頂狹隘尖峭,山頂均夷面范围很小,或者不存在,山地兩側受到強烈切割,巉岩突露,高处为古老的和晚近的、大小不一的冰斗所刻蝕。在这里发育了悬垂冰川、冰斗冰川、山谷冰川,而沒有任何証据可証明古代曾經存在过复盖性冰川,属于这一类型的山地有吉尔吉斯阿拉套、博洛霍洛、柯克沙尔山等。

3. 具有平坦山頂的高山冰川类型 山頂高度与第二类相近。山頂具有一定范围的

夷平面，為復蓋冰雪的良好場所，形成山頂現代小範圍復蓋冰川。可以推知，這種山地在古冰期時顯然也有復蓋冰川的發育。但是山地的兩側山坡，冰川類型仍為懸垂式冰川、冰斗冰川和山谷冰川。屬於這種類型的如薩阿爾明山、哈雷克套等。

4. 高位山間盆地冰川類型 現代的天山高位置山間盆地沒有冰川存在，關於它們在古冰期是否存在冰川也有爭論。但是在帕米爾高原區，盆地內確為復蓋冰所佔據過。B. A. 費道羅維奇在 1932 年對蘇聯桑庫爾湖盆考察後，發現這個海拔 3,046 米的湖盆就曾經發育過復蓋冰層。費道羅維奇與周廷儒在 1958 年，對寬廣的大小堯爾都斯山間盆地考察後發現，這盆地（高度在 2,400—3,100 米）也曾存在冰川復蓋層。

雖然東部的小堯爾都斯盆地底部大部分沒有看到復蓋冰的底積，而為晚近的沖積層所復蓋，但是在这个盆地的東部邊緣地帶有巨大的羊背石、中積和許多支流的年輕終積。同時在大堯爾都斯盆地底部也發生了一系列冰積。

更可注意的是，在開都河將出大堯爾都斯盆地轉入峽谷段的地方，發現了二道阻塞終積，當地盆地底部的高度為 2,374 米，下部阻塞終積物表面高度為 2,406—2,411 米，上部阻塞冰積為 2,463 米，再往上，入盆地，在盆地的東坡過渡為呈圍繞的冰積系列，這些冰積物漂礫的岩性與附近山地岩石成分不同，漂礫的直徑自 40—130 厘米不等，冰積物與附近低山之間隔有低地，低地外圍又有 3—4 公里的洪積扇帶，而且山地地勢低緩，缺少巨大的山谷，凡此都證明這些冰積物不是從附近山地向下伸展的山谷冰川終積，而是填充過盆地的廣大冰川復蓋層的邊緣的底積。冰積物高出當地地面的高度，分別為 20—30 米，240 米，255 米，350 米等四個系列。

大小堯爾都斯盆地範圍廣大，它們的發育過程猶待進一步考察以搜集較全面的資料，而且開都河下游峽谷地段的地貌研究也和這個問題有着緊密聯繫，需要調查。但是從已經搜集到的資料足以說明：具有一定高程的山間盆地在古冰期時期有可能發育復蓋性冰川。

三、汗騰格里山地南坡多次冰期現象

前已提及天山由於各地地形及地理條件的不同，不僅古冰期發育的情況有很大差別，而且保存程度也很不一致。在作者等考察過的地區內，對於研究古冰期次數問題，最完備的區域首推汗騰格里山地的南坡（原因下述），應該說該地是研究天山多次冰期的關鍵地點；弄清楚這一地區的情況，其他地區的發育情況在一定程度上可找出與汗騰格里山地對比的关系。因此本文特別以汗騰格里山地南坡提出單獨討論，然後再概述其他地區的多冰期現象。

1. 汗騰格里山地南坡可以看作為研究天山多次冰期最理想地區，其原因是：

1) 本區山地高峻程度為天山之冠。冰雪供應區形成具有天山最廣的冰帽形式，冰雪量亦最豐富。而且其東部的無名高山上的冰雪也有一部分參與作用，成為著名的木查爾

特冰川的供应区。

2) 汗騰格里山地南坡的坡降非常陡峭, 距离远促, 高处冰雪向下, 泻崩势力大, 单位距离内耗损小, 有条件作较远距离前进运动而达到山麓地带。因此无论古今冰川, 规模都很巨大。汗騰格里山地北坡就没有南坡这样的优越条件。从古冰川作用看, 北木查尔特谷地冰蚀地形和冰碛物发育规模就远不能与南木查尔特相比拟。正因为这样, 在汗騰格里山地南坡, 从阿克苏河上游的中苏边境起, 至木查尔特谷地之间, 有多条规模巨大的现代冰川舌, 它们下达的高程都很低下。在二十万分之一地形图上获悉自西而东有下列诸冰川舌:

冰川舌名称	末端高度(米)
卡契卡尔-巴什冰川	3,074
桑婆依冰川	3,424
穹-契立克苏冰川	3,055
西吉契克-契立克苏冰川	3,113
东吉契克-契立克苏冰川	3,246
吉契克-考宰拜依冰川	3,391
须-考宰拜依冰川	2,953

现代冰川况且如此, 古冰川冰碛物则犹在更低下的高度, 曾抵达现今的荒漠地带, 昔日可能也是干旱的山麓平原。

3) 古冰川地形保存程度良好。整个天山地区的中山低山带气候比较干燥, 而汗騰格里山地南坡在中国西部天山地区之内更为干旱。这里中山低地的植被稀疏, 泥石流和滑坡作用不很发达, 沟谷的侵蚀作用基本上是直线进行的。因此, 古冰川的遗迹得以完好保存。甚至在极陡峭的山坡上也时见遗存。

2. 木查尔特谷地多次冰期现象

木查尔特谷地是南疆与伊犁盆地之间队商路的南段, 这条著名的河流主要是由发源于汗騰格里山地的冰川冰融水, 和谷地东部无名山山地倾泻而下的巴什克里美斯-木查尔特冰川的冰融水等所补给。木查尔特谷地上源的现代冰川谷地长约 28 公里。自现代冰川前端以下, 冰槽谷一直发展至大断裂带的出口, 即破城子附近, 这一段距离长约 66 公里。整个谷地的平面流线比较平直, 大致作北北西—南南东流向, 但略呈微度 S 形弯曲, 锥形的木查尔特河大概是老第三纪准平原上发育的顺向河, 后来历经上新世的下切, 和第四纪多次冰期和间冰期的作用, 已大大地改变了它原来的面貌。现在, 这段谷地的横剖面基本上是迭套式的冰槽谷。从上源现代冰川前端到土格别尔齐附近, 有一系列横栏谷地的终碛壟, 我们称此等终碛壟系列为土格别尔齐期。相当于土格别尔齐期的支谷终碛壟, 也经常在于土格别尔齐以南支谷与主谷交汇处见到。

从河流出山处破城子以南, 木查尔特河进入拜城盆地。在河西岸阶地之上, 分布着平面呈舌状的、两种不同类型的冰碛区, 内围的成一系列弧状弯曲的明显的壟状地形, 外围的冰碛物分布区地形平坦, 分布在克孜尔布拉克之北约 2 公里附近(图 2)。

在拜城盆地内, 发育由冰水砂砾层为主要基础, 上复黄土状物质的多阶地。虽然阶

級地數有一定變化，但仍可把它們區別為一個低級組和四個高級組。濱河的低級組階地（第一組）又有 2—3 級小跌坡，總的高差不足 20 米，以上四高級階地組（即第二、三、四、五組）都有大隔坡相隔開，每一級之間高差可達 40—60 米。其中最高一級顯然受到較大程度的掀動，次高級階地也常見受到較輕微程度的變位。茲根據終積壩和冰積系列、冰槽谷和拜城盆地階地等發展情況，和它們之間的相互關係來討論該地區多次冰期問題。

終積壩和冰積系列

I. 現代終積壩

木查爾特谷地上游和眾多支谷有不少的現代冰川，它們的前端高度參差不一，而且地形發育情況也不一致。

木查爾特主谷冰川，在塔木格塔什附近，冰川已自雪綫下沖 1,460 米的垂距。很有趣的是，這巨大冰川的前端，沒有見到現代終積壩地形，只有在冰谷兩側谷壁上遺下了不久以前退縮而殘留的冰積，冰谷底部為廣泛冰水礫石所占的谷底平原。從冰達坂一帶觀察和訪問了解，現代冰川顯然在退縮過程中（照片 1—6）。

考察中見到在木查爾特流域所有的現代冰川，在最近和歷史時代內都有退却的情況，而且在全部天山地區莫不如此。就木查爾特流域而言，塔木格塔什以西，發源于汗騰格里峯的卡拉格玉勒蘇冰川，在冰川前端 8 公里的地段，冰槽谷的谷壁上和谷坡邊緣殘留明顯的四個階段性的現代終積系列。谷底的終積物已被冰水河道強烈的沖刷。另如發源于中蘇邊境的土格別爾齊現代冰川，在 1942 年測量的地形圖上，這冰川與末端左側的支谷冰川是匯集起來的，而在 1958 年夏季，兩者則分別退縮而離開來了，土格別爾齊冰川大約后退了 1 公里。此外，我們還在木查爾特的支谷土布達坂支谷，觀察到現代的垂懸式冰川的前端曾退后約 800 米的距離，現代冰川最前端的終積壩呈弧形，橫欄冰斗出口，壩頂高 2,930 米，高出壩外谷地 90 米。

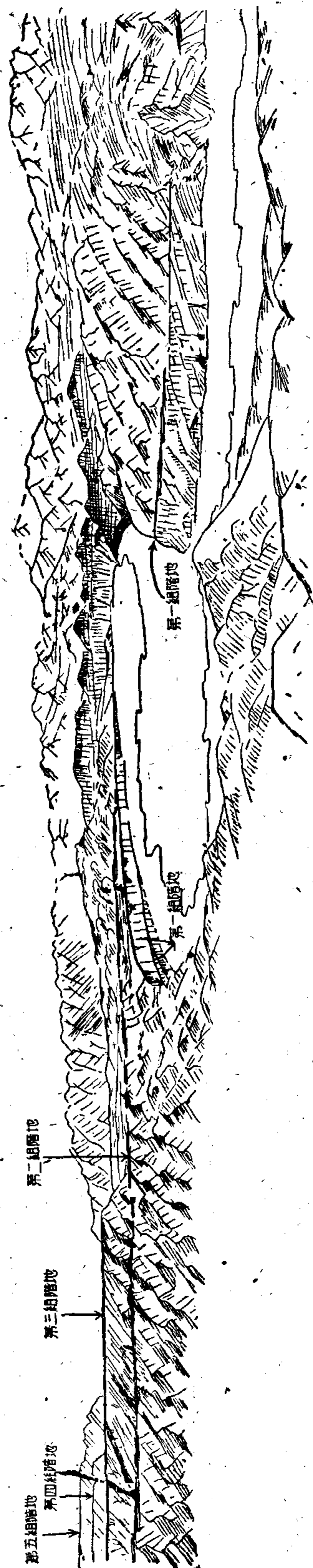


圖 3 拜城東南托克遜附近木查爾特河谷階地

上述木查尔特流域几条现代冰川前端,下迄地点的高程在 2,700—3,000 米左右,在天山区来说是很低下的。

除木查尔特冰川以外,本区所有现代冰川前端,都形成高峻的壟状弧形条脊,为大小不一的、具有巨大漂砾的物质所组成,零乱松散,局部高低起伏显著,石块之间很少有细屑物充填,表面十分荒秃。在这种地区旅行,不时引起大量碎石的滚动,因此,现代冰碛与古冰期冰碛是很容易区别的。

II. 土格别尔齐期终碛壟

在现代终碛壟以下不远距离内,可見到一系列终碛壟横栏谷地,这些终碛壟彼此之间在形态上和组成物质上大致相似,就是圆弧形壟脊分明,并有大型洼地和崗地,整个冰碛物堆积区经常呈舌状或蛇头状,它们虽受到河流侵蚀,但还没有破坏冰碛原始地形基本轮廓。一般说,这一系列的终碛壟下部石砾之间的空隙较多较大,而表层却已全部为细屑物质所充填,上面生长一定的植被,经常为高山区的草场。旅行于这一系列的终碛壟时,再没有见到象在现代终碛壟地带中发生碎石大量滚动现象了。这是在天山地区最易遇见而且也是最清晰的古终碛系列(照片 7)。

如果从土格别尔齐现代冰川前端沿谷下行,直至该谷地和木查尔特谷地交汇处,其间有四列终碛壟,它们的高度是 2,710 米, 2,530 米, 2,560 米, 2,520 米。在两河汇合点以下的 1 公里处,有一个规模较大的终碛壟,显然是由土格别尔齐古冰川和木查尔特古冰川汇合后共同形成的。木查尔特河在穿过这个终碛壟地段形成小型的峡谷,这一列终碛壟顶高度为 2,570 米,而所在地谷底高度是 2,518 米。这最后一列终碛壟离土格别尔齐现代冰川平面距离只 12 公里,离木查尔特现代冰川亦只 28 公里。

从土格别尔齐终碛壟溯木查尔特谷地而上,亦可見到这一冰期的终碛壟,在该河支流阿克托尔苏河口以北约 3 公里处,有一巨型终碛壟(2,695 米),自此而上,木查尔特谷底一片冰水散流,相当于土格别尔齐期的终碛壟,受到很大的破坏,从崖壁上残留的冰碛物和谷侧残留的丘状崗壟联系比较,可知其为阶段性后退冰川残余物。

我们还考察过木查尔特支流土布大坂的终碛壟系列,其保存程度比较土格别尔齐谷地终碛壟系列犹为完好。土布大坂支谷最下部的终碛呈舌状突出,几乎阻塞了宽敞的主谷,其前端基部高度为 1,940 米,高出河面约 100—150 米,而后部则抬高到 2,480 米。在下部冰碛之上,为四列终碛壟,其高度为 2,605 米, 2,780 米, 2,850 米, 2,900 米。土布大坂的五列终碛壟基本上由巨大的漂砾所组成,表面都复有薄层细屑物质。因此生长一些草类和灌丛,与土布大坂最上端的现代终碛壟景观是大不相同的。

关于前述土格别尔齐谷地终碛壟系列和土布大坂五列终碛壟是否可以再进一步分期,换言之,是否可以再分为两次冰期问题,本文两作者之间的意见并不相同,Б. А. 费道罗维奇根据土布大坂最前一列舌状终碛壟表面略有薄层黄土状亚砂土,而其后四列较少,

認為應該將它分屬為兩次冰期。嚴欽尙認為這五列終積壠位置迫近，構成終積壠的基礎部分，漂礫之間空隙填塞情況並無差別，其最前一系列終積壠上黃土狀亞砂土可能與主谷中山谷風吹積作用有關，而後四列處於支谷之內，地位比較隱蔽些，表面雖有一定的風化碎屑，但黃土狀亞砂土物質較少。因此嚴欽尙認為土布大坂五列終積壠，與土格別爾齊附近五列終積壠系列一樣，是一個冰期的產物。嚴欽尙稱此冰期為土格別爾齊冰期（最後一次古冰期）。

III、IV. 破城子期終積壠和克孜爾布拉克期冰積

木查爾特河在破城子附近出山而進入拜城盆地。在破城子南，發育着十分典型的、平面上呈半圓形的多列弧形終積壠。其所佔面積南北約 7 公里，東西約 8 公里。在東部邊緣穿過時，能清晰地看到外圍四個小弧形壠脊，和內圍六個大的壠脊。E. И. 謝里萬諾夫曾由這一冰積區的中部橫穿過去，他證明這裡有 26 個大小不一的弧形終積壠。根據實地測量，壠與壠間低地高程介於 2,250—1,950 米之間，因此冰積的總厚度至少超過 300 米。冰積的岩性複雜，除來自高山地帶的花崗岩、石灰岩、大理岩、片麻岩、片岩外，還有亞高山侏羅紀礫岩的塊石。石礫大小不一，全無磨圓度，大者直徑可達 10—12 米，一般約在 0.6—1.0 米。

木查爾特河在破城子附近，沿着這圓弧形終積系列東側邊緣穿過，並轉而東流，河床切過冰積層基底達 50—70 米，已接觸第三紀岩系。除沿河缺口地帶外，整個終積壠系列並未受到河流的侵蝕作用，保存了古老冰積比較原始的堆積狀態，由於成土作用結果，礫石之間有碎屑物充填，並略有一定的膠結程度，地形的小起伏（洼地與崗地）不明顯，我們稱此為破城子期冰期（老于土格別爾齊冰期）（照片 8, 9）。

從破城子到土格別爾齊之間相距約為 40 公里，由此可知破城子冰期冰川的規模比土格別爾齊期冰川下伸的範圍大得多了。

作者等自破城子西南行，出了破城子終積壠帶外，遇到了由冰水礫石所組成的上復黃土狀物質的階地地帶，階地面相當於拜城盆地內第三大組階地，它低於破城子期終積壠前列的高度，很可能它是屬於破城子期終積壠帶外圍的冰水排泄物。

再向西南行，在距克孜爾布拉克約 2—3 公里地方，我們見到另一更古老冰積帶，其外圍高程為 1,925 米。這裡的石礫也是大小不一，沒有分選現象和磨圓度，直徑大者亦在數米。這個古老冰積期起伏極緩，一般不足 10 米，與破城子期壠脊起伏情形很不相同，它顯然已經歷長期剝蝕作用。地表幾乎無復蓋層，裸露的石塊呈現完整狀態，而且沒有漂礫突起於一般地面之上的現象（照片 10）。

究竟是什麼作用使得這古老冰積區原始地形消失的呢？看來，一方面是由於這古老冰積區曾遭受到破城子期終積前緣冰水河流強烈而全面的侵蝕作用；另一方面，古代冰緣地區特殊的剝蝕作用也起了一定影響。按在冰緣地區，溫度擺動在 0°C 上下的時間較久，其

基础在永冻条件下,得以相当完好地保存着,而在表层受冰冻作用影响下碎裂为碎屑物,受冰雪融冰冲刷而流失。

我们把这一古老冰碛称为克孜尔布拉克期冰碛,它应该比破城子期更为古老。克孜尔布拉克期冰碛区地面虽然平坦,但从整个冰碛层分布情况看来,它的堆积区也呈弧状弯曲,已处于终碛地区。

在克孜尔布拉克冰碛区以外,又为冰水砂砾及上复黄土状物质的平原。

从破城子与克孜尔布拉克之间冰碛与冰水沉积层的平面分布和形态特征方面来看,使我们相信这是两次古冰期的产物,它们之间相隔着相当长的时期。

除平面分布关系外,应该提到这些层次在垂直剖面上的接触关系。在破城子东南三公里,木查尔特河北岸有一阶地,底基为倾斜的侏罗纪砂砾层,但已被削平过,在石基面以上有四种交错复迭的疏松层次,各层情况如图4所示(照片11):

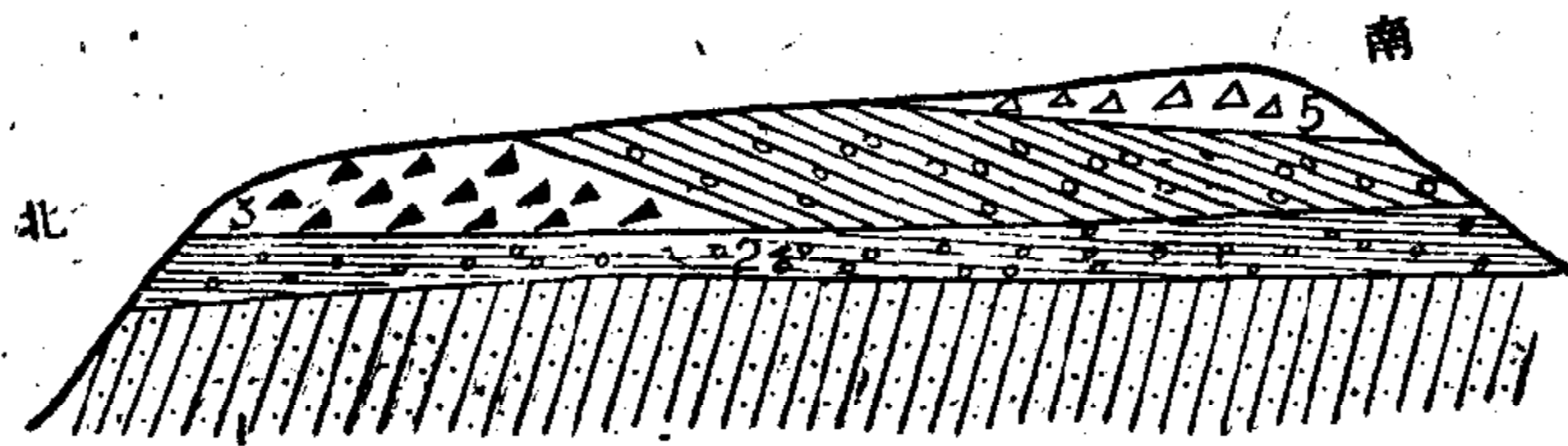


图 4

1. 侏罗纪砂岩; 2. 底部为具有清晰层理的冰水砂砾层; 3. 阶地后缘的(2)层之上的楔状黄色冰碛层, 后端厚, 前端薄, 与(2)层呈不整合状接触; 4. 具有分选的冰水砂砾层, 复盖在(3)层前缘倾斜面上, 此层与(3)层呈整合接触; 5. 在阶地面前缘的白色冰碛层, 与(4)层呈不整合接触

上述剖面中(5)层在附近地区平面延展为破城子期冰碛,(3)层与克孜尔布拉克期冰碛相当。从(4)层冰砾砂砾层的存在,证明破城子期和克孜尔布拉克之间存在显明的间冰期。

应该指出,破城子冰期与克孜尔布拉克冰期的冰碛物岩性相同,表明它们来源相同,都是由木查尔特谷地冰川运来。这两个冰碛带地位接近,都在大断裂带以外,但克孜尔布拉克期冰川范围略大于破城子期。

拜城盆地的冰水砂砾阶地

虽然冰水砂砾阶地的研究,没有象终碛壠那样对于划分冰期具有直接的指导作用,但是,仍不失为一种重要的补充资料。

前已述及拜城盆地内可分为五组阶地:

滨河低级阶地组沿谷发育,并深入山区谷地。这一组阶地级数可从二级至五级,高差自几十米至十余米不等。在邻接现代冰川前端,其级数可以和现代冰川的后退次数相联系比较。尽管这一组阶地的级数和高差在各段发生变化,但从山区而下,还是容易找到关

系的。

第二組階地以一大跌坡與濱河低級階地組相分開。這一組階地是在穿切過破城子期冰積物的谷地兩側發育的，因此它形成時代顯然後於破城子冰期。第二組階地沿木查爾特谷地而上，普遍見於峽谷地段，直到開因勒克而止。開因勒克以上，為土格列爾齊期終積壟前大片冰水砂礫河漫灘，這裡不見第二組階地。土格列爾齊以北，也不見第二組階地的分布，這就更加證明了第二組階地和土格列爾齊冰期有着緊密的關係。

第三組階地普遍分布於拜城盆地內。從破城子附近觀察，它緊靠破城子終積壟外緣發育，可知這一組階地顯然與破城子冰期相聯繫。同時，沿着木查爾特谷地（曾經受破城子期冰川作用過）沒有這一組階地的痕跡，也可證實這一論斷。

第四組階地由於較古老，受破壞程度也遠大於前述三組階地，而且在一些地方受到新構造運動的變形，呈現一定程度的傾伏和褶皺。和古冰積或冰蝕地形之間看不到直接的關係。但是在克孜爾布拉克附近，克孜爾布拉克古冰積層外圍廣泛延展的冰水沉積平原，繼續向西南延展，到阿瓦堤附近，已受新構造運動影響，成為由冰水砂礫層復蓋的低山（底基是第三紀砂礫岩層）。這低山冰水砂礫階地有上下兩層，由克孜爾布拉克延展來的冰水砂礫層即與阿瓦堤下層階地聯成一片，成為拜城盆地的第四組階地。由此可知，第四組階地的冰水砂礫層是同克孜爾布拉克冰期相聯繫的。

第五組階地，即最高階地，受構造作用的變形和外力作用的侵蝕程度最大。以冰水砂礫層為基礎，上復黃土，下為中生代或第三紀地層削平過的侵蝕面。第五組階地与第四組階地之間有相當大的跌坡。從組成第五組階地的物質，和它与第四組階地之間的跌坡關係推測，它可能和另外一次最古老冰期有關。所遺憾的是，直到現在還沒有找到這樣推測的古冰期的任何冰積物的遺迹。

總的看來，拜城盆地內階地的發育與終積壟之間可以探索到一定聯繫。即最低一組階地屬冰後期的，第二、三、四組階地分別與土格列爾齊冰期、破城子冰期、克孜爾布拉克冰期相聯繫。從第五組階地的存在，使作者認為有可能存在另一次最古老的冰期，但這還有待進一步考察和探討。

木查爾特谷地的多層性

對木查爾特谷地各段橫剖面特征的分析，也有助於驗證該地區多次冰期現象。

綜觀木查爾特谷地的橫剖面，可以概括地用下列二圖式（見圖 5, 6）來表示（照片 12）。

谷地最完整的基礎是清晰的下槽谷。下槽谷兩側的崖壁高度約在 400—600 米。開因勒克以南的下段，下槽谷底部已受到近期河流下蝕作用影響，發育了深切的峽谷。下槽谷的肩坡（下肩坡）以上，發育另一高位槽谷——上槽谷的遺迹。上槽谷兩側崖壁規模較下槽谷崖壁規模為大，上肩坡與下肩坡之間高差約在 600—700 米。上槽谷的崖壁受蝕程度較深，因此，整個槽谷橫剖面形狀遠沒有下槽谷那麼清晰。茲進而分別討論橫剖面多層

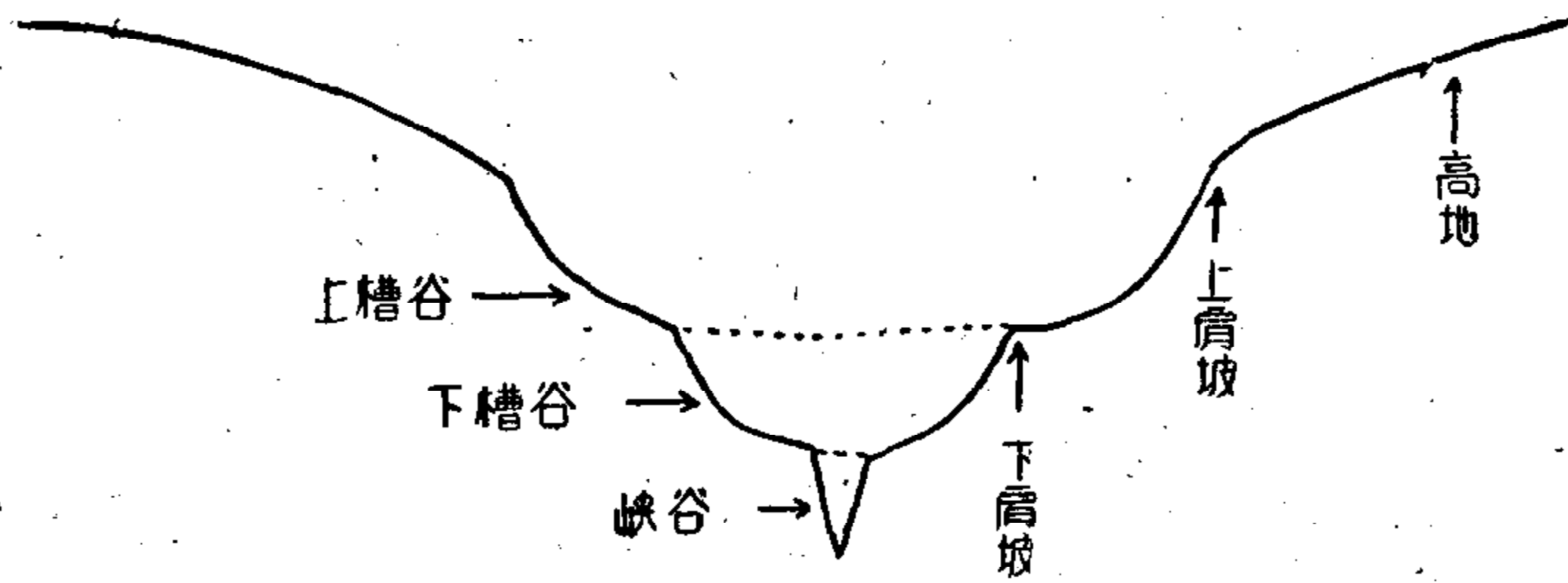


图5 木查尔特谷地的多层性示意图

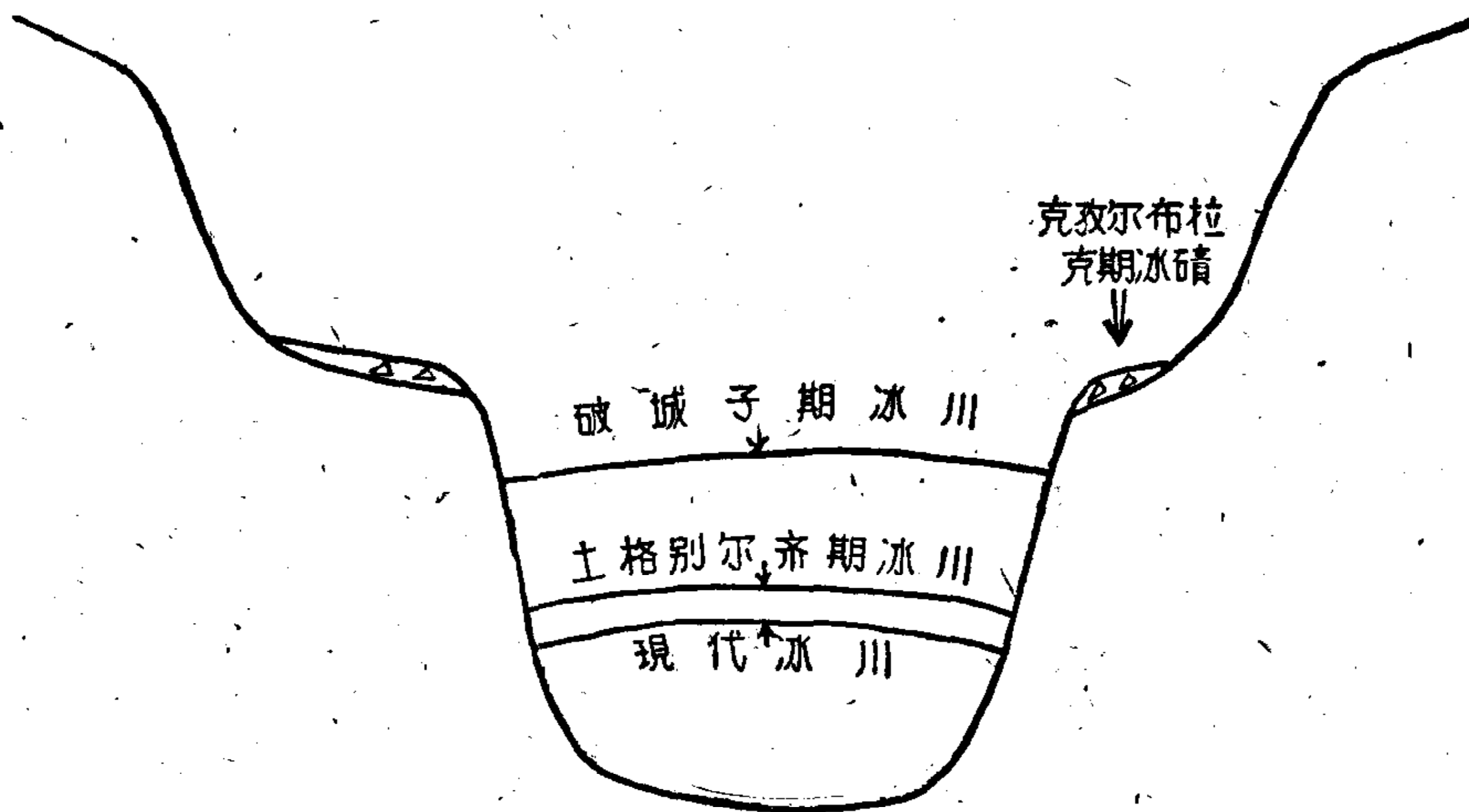


图6 木查尔特地区,现代冰川及古冰川次序示意图

性的意义。

I. 下槽谷和峡谷

下槽谷从破城子开始,一直向上延展到现代冰川的上源,是一个连续而完好的基本谷地。自破城子起,可以把它分为三段加以阐述。

下段:破城子—土格别尔齐。

下槽谷呈典型的U字形谷地,崖壁陡峭,通常在 60° — 70° ,也有超过 70° 的。崖壁虽然受到强烈的风化、重力崖崩作用的影响,但还是保持着平直的外形。槽谷的宽度一般在1.2—1.5公里,南段宽不足1公里。

下槽谷底部表面很少见到底碛的直接裸露,通常都为厚层冰水砂砾层所复,谷侧有崖锥、石流的堆积。支谷出口处,除冰水冲积扇外,相当于土格别尔齐期的支谷冰川舌状终碛壅有时可以部分插入主谷,或堆积在支谷谷口,或残留在支谷谷口以上的悬崖上。

在下槽谷的崖壁上,约高出谷底250—350米左右,经常可以见到残余的冰碛物,有些地方还可把崖壁上的冰碛分为2—3层,如奥依脱里克附近谷地以东就见到这种现象。从破城子到土格别尔齐之间,崖壁冰碛虽是断断续续,但很容易把它们联系起来。在破城子

附近，崖壁冰積高出谷地底部約 350 米，與向南擴展的破城子期終積壟的高度（相對高度 300 米）是相互呼应的。因此，有充分的証據來判斷：下槽谷的崖壁冰積是破城子冰期谷冰川側積的殘余，崖壁冰積顯示破城子期冰川在谷側部分冰面的位置；其成層性是破城子冰期冰川退却過程冰面階段性下降的結果。破城子谷冰川表面沒有漫溢過下肩坡，自破城子期崖壁冰積以上至上肩坡之間缺失古老冰積，這現象說明破城子期冰川是形成下槽谷的重要階段。

破城子到土格別爾齊段下槽谷的谷底情況，南段和北段有很大差異。南段，即從破城子到開因勒克之間，受到河流下蝕的影響，形成峽谷。逼鄰河岸發育多級（多者可達 5 級）階地，較高者屬第二組階地，較低的屬第一組階地，它們是在破城子期冰退以後形成的。這一段峽谷下蝕的幅度有限，最大的約只 70—80 米，谷地又寬，所以通過並不困難。西天山內山地峽谷的深度一般都在 100 米以上，而規模較大的木查爾特河谷下蝕程度卻反小，追究原因，可能是受到拜城盆地局部基準面較高的影響，河流溯源侵蝕和下蝕作用受到制約之故。

北段，即開因勒克至土格別爾齊之間，下槽谷的谷底都是一整片冰水沉積物河漫灘，沒有階地，兩側支谷的沖積扇規模很小。應該說，這是與土格別爾齊期冰川終積壟以外大量冰水排泄物的充填作用有關；同時，由於支谷土布大坂最前端的舌狀物終積壟橫攔谷地，對於阻礙河流下蝕和溯源侵蝕的發展也有很大的影響（照片 13）。

中段：土格別爾齊至現代冰川前端。

前已述及，從土格別爾齊而上，沿主谷至塔木格塔什，或西沿土格別爾齊谷地至現代冰川前端，在下槽谷底都可遇見一系列土格別爾齊期終積壟，表明這段谷地曾經土格別爾齊期冰川運行過，而且谷壁上有清晰冰瘤迹和冰擦痕，並留存頽壩似的土格別爾齊期側冰積，這是和土格別爾齊以下的下槽谷很大不同之點；因為土格別爾齊以下，只受到破城子期冰川的作用，在土格別爾齊期只有冰水河流通過，而沒有冰川活動了（照片 14）。

雖然，在土格別爾齊冰期時，土格別爾齊以上和以下經歷了不同的侵蝕過程，但是在下槽谷的規模（寬度和深度）上並沒有特別顯著差異。土格別爾齊以上的下槽谷的規模並沒有因為直接遭受土格別爾齊冰期冰川作用而顯得寬拓。這也說明中段下槽谷的規模基本上在破城子冰期已經奠定了，土格別爾齊期冰川修改前期槽谷的作用是很有限的。

這一段下槽谷的谷底，除終積壟脊突起外，都為冰水礫石河漫灘，並有起伏不足 10 米的低級礫質階地二級，具水平層理結構。這是土格別爾齊期冰川退却過程中冰水沉積物的殘余（照片 15）。

上段：現代冰川前端以上。

不論是土格別爾齊冰川、卡拉格玉爾蘇冰川、或木查爾特冰川，在冰川前端以上和以下，槽谷谷壁基本上延續，沒有特殊變化。這表明現代冰川槽谷已經在破城子冰期奠下了基礎。

就木查尔特冰川谷而言,从塔木格塔什到什波雷克大坂之間,槽谷底部为现代冰川所占。现代冰川表面以上,槽谷崖壁被土格别尔齐期冰川溜蝕得十分光滑,并見擦痕累累,队商道就是沿着谷地东侧土格别尔齐期侧冰碛带延伸,侧冰碛高出现代冰面表面約 80—150 米(照片 16)。

什波雷克大坂至木查尔特大坂之間,也是寬广的下槽谷,但没有现代冰川。这段槽谷崖壁上留存光滑而醒目的冰擦痕,証明它曾經受土格别尔齐期冰川作用过。崖壁两侧高处,发育一系列现代冰斗冰川,它們的舌状終碛壟直伸展到下槽谷谷底。这些舌状終碛壟是多列的(4—5 列),外緣的壟脊高出谷底可达 150—200 米。諸舌状終碛壟相互交錯分布,中間都被隔成洼地,成浅水湖泊,沉积有季候泥。在什波雷克大坂附近,谷底并可察見受土格别尔齐期冰川溜蝕过的羊背石地形(照片 17,18)。

木查尔特大坂是木查尔特流域和北木查尔特流域分水岭之一。这里原为土格别尔齐期超冲冰川槽谷的鞍部,但由于受近代谷冰川終碛舌的阻塞,谷底成为异常紛杂的地形,旅行至此,只能从水流南北分別流注情形来辨别分水岭的位置。

由上所述可知,从破城子一直到现代冰川最上源,下槽谷基本上是破城子期的槽谷,土格别尔齐期冰川和现代冰川仍侵袭了这个槽谷,并对原槽谷略加修飾。至于破城子到开因勒克之間下槽谷底部的峡谷,是破城子期冰川退却以后,歷經破城子—土格别尔間冰期、土格别尔齐冰期、及冰后期水流下蝕作用的結果。

II. 上 槽 谷

在下槽谷崖壁之上,还迭套着古老的上槽谷。上槽谷不仅沿木查尔特谷地发育,而且也在塔兰河、北木查尔特河、宁家河、大牛河等谷地横剖面上見到,因此对于中国西部天山的地貌发展过程来说是有一般性意义的。

上槽谷外形殘破,它的規模較下槽谷寬宏;上槽谷的崖壁高約 700—1,000 米,而下槽谷崖壁高約 400—600 米。在上槽谷的古老谷底(即下肩坡以上的狹隘緩坡地上),經常殘余零星的古老冰碛。

由于上槽谷与古老的克孜尔布拉克冰碛之間失却联系,因此上槽谷形成时代就没有下槽谷形成时期那样可以确切断定。然而,按照地貌演化的順序,把上槽谷作为克孜尔布拉克冰期冰蝕作用的产物,当为合理的推論。如果在克孜尔布拉克冰期以前还有更古老的冰期,可能也会对上槽谷的塑造起一定的作用的。

从上槽谷与下槽谷迭套的情形,可知这两层槽谷形成期之間,有一巨大時間間隔。从破城子終碛壟地貌与克孜尔布拉克冰碛平原地貌迥然不同一点上,也得到与此相符的結論。因此有理由可以認為:在克孜尔布拉克冰期形成了上槽谷。在克孜尔布拉克—破城子間冰期,上槽谷谷底遭到強烈刻蝕。破城子冰期在深切河谷的基础上,进一步被冰川齒寬、截直为下槽谷。

通过对木查尔特谷地的終積壟冰積物、冰水砂砾阶地、槽谷峡谷多层性等地貌的研究，可知本区古冰期的次數和性質的一般概念是：第四紀期間，木查尔特地区可以肯定下来的有三次古冰期，自老至新的次序为：古孜尔布拉克期、破城子期、土格別尔齐期(見图 6)。

尽管汗騰格里山区有較广大的冰雪复盖区，但是木查尔特各次冰期的冰川作用都以山谷冰川和垂悬冰川为主要活动形式。

泰兰河谷地多次冰期現象

泰兰河也是汗騰格里山地胜利峯南坡的一条大河，其規模仅次于阿克苏河和木查尔特河。谷地上源冰雪补給区和現代冰川都有較大的規模。

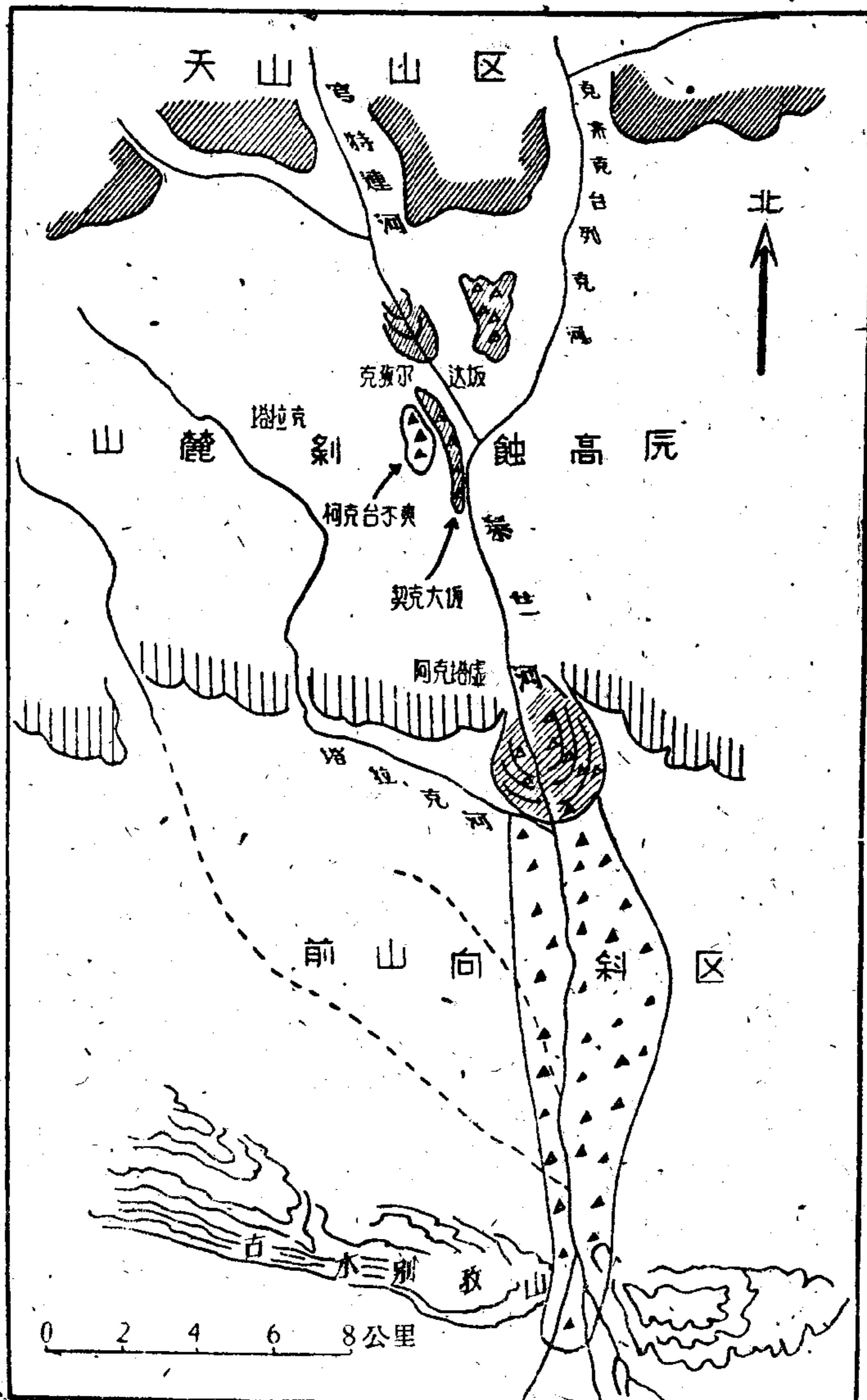


图 7

在泰兰河流域,山地边缘大断裂带以南,有一带狭隘的山麓剥蚀低高原,宽约 13 公里,更南为第三纪向斜和古木别孜前山褶皱。泰兰河流出剥蚀高原后,汇集了塔拉克河,穿过向斜和前山褶皱带后,即分为众多支流,形成扁形地(照片 19)。

从古木别孜山口附近,沿谷而上,经过前山向斜区到穹-契立克苏与吉契克-契立克苏两支流汇口处,全长 15 公里地段内,地貌上曾表现为多级河蚀阶地地形,这些阶地基础却是由古老的冰碛物——岩块、漂砾、细屑物质所组成。漂砾大者达 10 米以上,如房屋似地突出阶地表面,它们的岩性是花岗岩、大理岩、片岩等。有些漂砾遭受到强烈风化,裂为原地堆积的碎石堆。古冰碛的平面分布呈长舌状,海拔在 1,500—1,616 米之间。这是泰兰河地区最前列最古老的冰碛物。它已受河流强烈侵蚀夷平,失去了原来的地形。如与木查尔特流域比较,这些冰碛物当与克孜尔布拉克冰碛物属同时期产物(照片 20,21)。

在向斜北沿泰兰河出低级剥蚀高原的山口处,分布着一系列舌状环列终碛壠。终碛壠横栏河谷,其两翼直掩复到第三纪红色岩系所组成的低山山坡上。终碛壠的高度在 1,600—1,750 米。从这一系列终碛壠所处地位与形态综合比较,它应该与木查尔特谷地的破城子终碛壠系列属同时期产物。

B. A. 费道罗维奇沿穹-契立克苏河考察的结果,察见在所述低级剥蚀高原山口以北 32 公里的谷地中,有另一次冰期的终碛壠带,并为幽深的峡谷所切穿,然而这些壠脊仍保存着原始丘陵浅盆和岗地地貌特点。这些终碛壠的高度在 2,300—2,650 米。由这一系列冰碛的位置、与山口冰碛之间的距离、较大的高度、冰碛的巨大厚度与地形,都可证明为较新的,即第三次冰期(土格别尔齐期)的产物。

B. A. 费道罗维奇从该处继续沿穹-契立克苏河而上,紧靠上述冰碛区,见到一个高程较低而特别良好地保存着的壠岗浅盆形态的终碛壠,它既未被当地逕流所破坏,也未受到两侧支流的割切,高处海拔高度为 2,458—2,510 米,基底为 2,340 米,冰碛厚度为 120—170 米。B. A. 费道罗维奇认为从这冰碛的完好保存情况来看,与上述第三个终碛壠系列有区别,属第四个冰期第一阶段的产物。

自此而上 3 公里,在高程 2,470 米地方的河岸起的 1 公里地段内,由不成层大岩块组成的冰碛物,厚 60 米。此层以上有厚约 30 米的层次分明的砾石淤积层。在此层之上,又有二个同样无层次的岩块-碎石-粘土的冰碛层,总厚也有 60 米。此冰碛层之上又复盖了遭受多次侵蚀的无磨圆度的成层的冰碛地层,厚约 50 米。将这些地层和其他冰碛及阶地对比之后,B. A. 费道罗维奇认为两个上部冰碛层是属于第四冰期第二阶段的冰碛,它的高程为 2,670 米。

自此而上,至现代冰川前端的 15 公里之内,为谷底宽敞、谷壁陡峻的槽谷,谷底保存着残余古冰碛。每一支流与主流的汇口处,都发育阻塞主谷的泥石流、冲积扇或冰碛物。

在 1942 年 10 月所测绘的二十万分之一地形图上,穹-契立克苏冰川是由两个支谷冰川汇合之后,再形成了总的前端,但是在费道罗维奇考察时,它已经分别退却入支谷。在

两个分开了的冰川谷壁上，殘留了由于冰川急速沉陷的側積，高出現代冰面約 40—60 米，冰川后撤距离約达 2.5 公里（嚴欽尙仅至塔拉克，并未溯穹—契立克苏河上游进行考察，因此不可能討論費氏所提第三次和第四次冰期划分的意見）。

1943 年，黃汲清曾到过这个地区进行調查，并論述了本区冰期問題¹⁾。黃氏提出了三次古冰期，自老至新的次序为柯克台不爽期 (Kök Depsang)、契克大坂期 (Cheq Davan) 和推土喀特期 (Taiterkat)。

所謂柯克台不爽期是根据柯克台不爽附近被削平了的中生代岩层的剝蝕面上殘留的冰積确定的。該冰積层厚 20—30 米，分上下两层。下层为冰積块砾，并夹杂白泥，他認為是古老冰期冰川的底積。上层为冰積块砾，含白泥較少，他認為是同一冰期冰川后退时期的終積和側積（作者認為下层是底積，而上层应視為表積，并非終積側積）。冰積物分布区已侵夷成微波起伏地形。

契克大坂期是根据低級剝蝕高原中谷地谷壁兩側的冰積确定的。

推土喀特期，是把沿谷地底部所有終積壠合并成为最后一次冰期。他又根据这一期終積壠前后地位的不同，区别为两个亚期，即推土喀特亚期（即前述古木別孜山口附近的古老冰積）和阿克塔虛亚期。

作者对于黃氏划分冰期的意見有不同看法。黃氏注意了剝蝕高原范围内，从高地到谷地中橫剖面上冰積物高差的區別，但沒有把橫剖面上冰積物的变化，与向南延伸的谷地中各个終積壠系列联系比較。最古老冰期的冰川在低級剝蝕高原上殘留着底積和表積，前山向斜和褶皺山地。这古老冰期的同时代終積的高度却显然是迅速低降的。

作者認為黃氏的柯克台不爽期冰積代表最古老的一次冰期遺迹的这个提法是正确的。然而这古老冰期的前沿終積壠即发展为古木別孜的冰積物，也就是說，黃氏的推土喀特亚期亦是第一冰期产物，而不是第三冰期的产物。

黃氏把契克大坂冰積視為第二冰期产物也是正确的，但这次冰期冰川前沿即发展为低級剝蝕高原山口处的終積壠系列，黃氏却又把后者納入第三次冰期中去了。真正的第三次冰期的終積壠（即費道羅維奇所觀察到的）在黃氏的文章中沒有詳細提及。

总的看来，泰兰河谷地古冰川发育情况与木查尔特谷地具有类似的規律性。第一、二、三次冰期是十分肯定的。費道羅維奇并提出了第四次冰期的証据。

此外，引人注意的是，在穹—契立克苏冰川以西，另有发育独特的卡契卡尔—巴什冰川，这一冰川与天山地区其他冰川不同，現代冰川并不退居在古槽谷后段，它从上源辽阔的高原順坡而下，一直向外伸展到傾斜的洪积扇上，作者等由于時間关系未能前去考察，据陈治平同志調查，这个冰川的古老終積壠在洪积扇上一个接一个地排列着。

1) 黃汲清：新疆阿克苏北乡塔克拉克地方之第四紀冰積及非冰川停积（英文），中国地質学会志 24 卷 1、2 期，1944 年。

四、西部天山其他地區多次冰期現象

西部天山其他地區古今冰川作用雖然發育程度沒有汗騰格里山地南坡那樣完備，然而也有不少相互補充和參証之處。

1. 北木查爾特谷地

北木查爾特谷地上游冰川冰雪供給區範圍，較木查爾特谷地為小。上游現代冰川主要有阿爾恰勒托爾冰川和圖拉蘇冰川。古冰川作用範圍同樣也不如查爾特古冰川作用那樣巨大。

在山麓大斷裂帶的夏台附近，北木查爾特谷地兩側，發育多級冰水砂礫及上復黃土的階地，可以區別為一低級組（2—5 米）和四高級階地組（10, 25, 40, 50 米）。伊犁地區各級階地的相對高差與天山南麓和天山北麓相比較，就小得多了。從夏台沿河而上至 6 公里處，雖已進入山區，然而谷地內冰水砂礫階地的分布還有一定的規模。夏台以上 6 公里處可作為冰水沖積扇的頂點。

自冰水沖積扇頂點處起，至阿依敦格爾匯口之間，長 12 公里，為峽谷地帶。谷地刻蝕在基岩之中，谷側岩壁上殘留狹隘的冰水砂礫階地的痕跡，高者高出河床 40 米。峽谷崖壁上部有遭受強度破壞的古槽谷痕跡。

阿依敦格爾附近，至以上 1.5 公里地段內，谷地驟形開展，呈完美槽谷，谷側有高出谷底約 80—100 米的冰礫阜階地，並向上游延續。作者曾盡力追尋冰礫阜階地向下游延展情況，終因峽谷強烈刻蝕作用關係，未能追索踪跡。作者根據北木查爾特谷地總的地貌發育情況，認為這一段槽谷和冰礫阜階地以及峽谷段崖壁上部的被破壞的槽谷，都屬於破城子期產物（照片 22）。

在阿依敦格爾以上 1.5 公里處，槽谷為巨列終積壠所攔阻，實際上它是由多條壠脊緊密圍列而成的。這裡尚有明顯的崗地洼盆小起伏，但終積壠砂礫層的表層已為風化物和黃土狀物所被復，成為一片草地，終積壠區高度在 2,270—2,320 米之間，這巨列終積壠應為土格別爾齊期產物。自此而上，經溫泉，至汗牙衣勒克之間，為一寬廣槽谷。谷側崖壁之上有懸垂式古冰斗。槽谷之內，顯然可分為兩層冰積物，上層是前述的冰礫阜階地（破城子期），下層是由終積壠南延的古冰川的側積（土格別爾齊期）。這一段里，在下槽谷崖壁之上，有上槽谷迭套現象，谷底則為大片冰水礫石河漫灘和低級階地。

汗牙勒克附近，阿爾恰勒托爾現代冰川的終積壠直迫河床，於終積壠之內，並發育冰水淺泊。現代冰川谷側崖壁上殘留冰積，顯示近代冰川有相當規模的沉陷作用，同時冰川前端也向后退卻了（照片 23）。

自阿爾恰勒托爾現代冰川前端沿谷地上行，兩側的現代大小冰川舌狀終積壠在不同程度上沖入谷地。在圖拉蘇以南約 3 公里，有一狹條小冰川自高崖向下傾注進入谷地，沿

谷流行了約 150 米。附近主谷中并有一高聳的冰阶。自冰阶而上,直到木查尔特大坂之間,谷地寬敞,但受到兩側現代冰斗冰川的終積壟的阻塞,旅行时通过感到困难。

綜觀北木查尔特谷地古冰川发育情形可知:未发现克孜尔布拉克期冰積和破城子終積壟。爱衣敦格尔附近的冰砾阜阶地和下槽谷(都向上延展)是破城子期产物。土格別尔齐期終積壟发育良好,諸壟脊紧密併合。

2. 伊犁区山地

伊犁区为一系列低山所分隔,如喀什河与巩吉斯河之間的阿夫拉尔山,伊犁河巩吉斯河与特克斯河之間的喀德明,伊什基里山地等,高度都不足 3,000 米。在这些山地里,古冰川作用非常微弱,沒有古槽谷遗迹,但有古冰斗。例如喀德明-伊什基里山地的北坡,察布察尔以南的札克斯坦附近,及沙立波休克山口以北,冰斗高度在 1,700—1,800 米。喀德明-伊什基里山地的南坡,即昭苏以北,約在 2,100 米处有古冰斗。夏台附近古冰斗下限为 1,900 米。古冰斗的形态随高度变化而异,在高度較低处的冰斗形态比較殘破,而較高处的冰斗形态相当完整。

考虑到西天山地区的雪綫,即以伊林山地北坡而言,現在雪綫高 3,800 米。估計土格別尔齐冰期古雪綫約在 3,500 米左右,伊犁地区土格別尔齐期古雪綫略高于 3,500 米。因此,伊犁区低山的那些低位冰斗的形成时期,定非在土格別尔齐冰期,而为較早的冰期产物,可能是破城子期和克孜尔布拉克期形成的。正因为低位冰斗形成时期距今較远,因此,它們的形态就比較殘破了。至于高位冰斗可能在較古老冰期(破城子期及以前)受到強烈作用后,在土格別尔齐期还繼續受到強烈冰雪刻蝕作用,因此保存了完好的形态。

由此看来,伊犁地区古冰川作用微弱,以孤立的冰斗冰川作用为主。不仅沒有現代冰川,而且土格別尔齐期也未必发育冰斗冰川。

3. 宁家河谷地

宁家河是北天山北坡,瑪那斯地区一条較小的河流。作者等从牛圈子附近山口谷地而上,到上游廓克塔爾塔斯山麓附近轉入大牛谷地,并未抵达該谷地上游現代冰川前端。

宁家河在大断裂带山口附近发育多級阶地,第一組低阶地相对高度为 3 米, 8—10 米。另外四組高地为 30—35 米, 110 米, 160—170 米, 200—210 米。把这些阶地与峡谷段及上游槽谷的阶地进行比較,同样发现低阶地組是土格別尔齐期后形成的。30—35 米阶地在峡谷段普遍存在,它分布在土格別尔齐期終積壟外,这一級阶地的相对高坡愈向上游愈小。110 米阶地高度可与峡谷段崖壁高处的套谷相比拟,可能是破城子期产物。

自山口以內,至吉尔柵依为峡谷段,河流切蝕于基岩之中。峡谷深度各段不同,較下游的柵略阿簡略附近(当地海拔高 1,585 米)为 70—80 米。自此而上,在依孔柵依附近为 150 米;春呼夹奧(2,030 米)为 110 米,至吉尔柵依(2,300 米)为 30—40 米。可知峡谷下

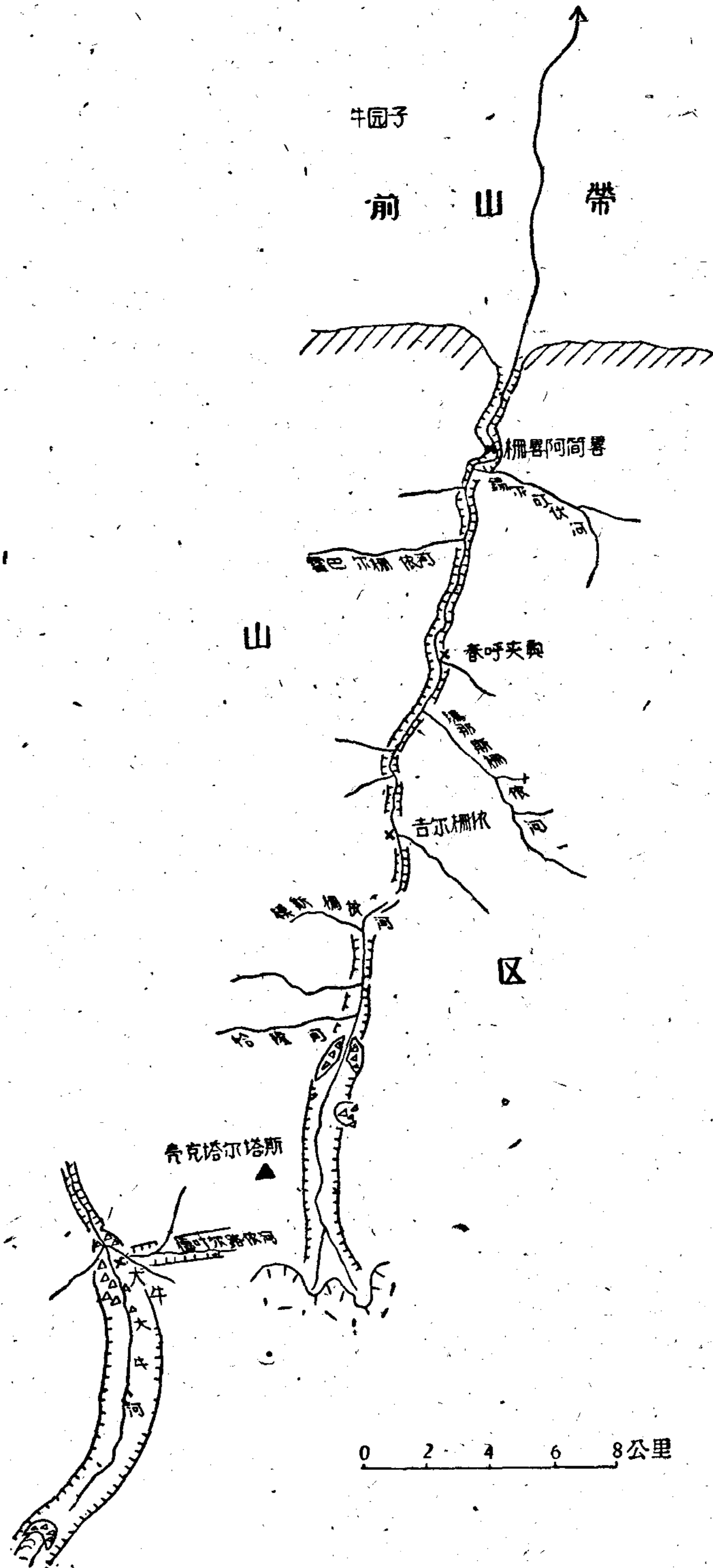


圖 9

蝕的深度在中段最大,向上向下都漸漸變小。

峽谷段內,支流匯口處,常發育到4—5級迭套的沖積扇。與此相應的,峽谷的橫剖面也是V形套V形的現象。

峽谷陡壁以上,有一槽谷殘迹(下槽谷),古槽谷緩坡上時有殘余冰磧(相當于破城子期)。與下槽谷緩坡地相當高度稍上處,還有古冰斗,現多懸于峽谷崖壁之上。下槽谷以上,也有上槽谷迭套現象。

吉爾柵依至恰隆河口之間(約8公里)下槽谷與現代河床高度相差不大,都不足30米,這一段谷地發育為小型峽谷與河漫灘寬谷相間隔的地形,沿主谷的崖壁以上的緩坡地(即下槽谷谷底)有相當于破城子期的冰磧。

在小支流匯口處,每每沖破主谷老冰磧,在較低下的高度發育支谷的小型冰磧舌,或迭套的冰水沖積扇。這些都属于土格別爾齊期及該期以後的產物(照片24)。

恰隆河口以南,谷底高2,840—2,850米地方,分布着土格別爾齊期的終磧壟。由于寧家河谷的下蝕,已觸及基岩,可清晰地見到冰磧層厚度約為20—25米,從地圖資料判斷,終磧壟距現代冰川前端約9公里。

終磧壟以南為寬廣的冰槽谷,谷底為寬闊的冰水砾石河漫灘。在終磧壟以南4公里處,谷地東側有一近代的支谷舌狀終磧舌下展,呈6列壟脊。

由前述情況可知,寧家河谷地保存着清晰的土格別爾齊期終磧壟。破城子期的冰磧和槽谷(下槽谷)亦易識別。但已難覓破城子期終磧壟。相當于克孜爾布拉克期的地貌殘留迭套的上槽谷痕迹。寧家河古冰川規模不大,河流下蝕作用却比較強烈,不僅在峪谷段大大破壞了下槽谷地形,而且在土格別爾齊期終磧壟地方已刻蝕進冰磧下的基岩了。

4. 大牛谷地

瑪那斯地區的霍爾果斯河下游峪谷段難以通行,作者等考察該河上游大牛谷地的古今冰川地形時,是從寧家河上游翻越廓克塔爾塔斯山後,下沿德葉爾路依槽谷而進入的。

在大牛谷地與德葉爾路依谷地交匯處,為一完好的槽谷,谷底圍環着五列蛇頭狀終磧壟(土格別爾齊期)。最外圍一列向北伸展最遠,其前端部分已被峽谷刻蝕破壞,內圍四列則保存較好。這終磧壟系列自谷底2,880米起,向北以很大坡降直至2,640米地方(照片25)。

自該地終磧壟至大牛現代冰川前端,達12公里。這一段為寬約500—600米的槽谷(下槽谷),谷底除近代冰水砾石河漫灘外,還殘留土格別爾齊期的底磧及側磧,起伏約在10—50米。槽谷兩側崖壁(高出谷底150—200米)的緩坡上,有古冰磧殘余,諒為相當于破城子期的冰磧物。此地也發育上槽谷,作者等並在高處山坡上找到與上槽谷相當的古冰磧。現代冰川前端為一高峻的終磧壟脊,壟腳谷底高3,410米,已在當地雪綫3,800米以下390米處。現代終磧壟表層為巨砾所組成,砾石之間少碎屑物夾雜,其下部並有死冰存

在，故壟脊內有冰沼(照片 26, 27)。

現代冰川也有顯著退縮和沉陷現象，在最外一列終積壟之內，還有四列壟脊。

大牛谷地槽谷兩側，有許多懸垂冰川和小型谷冰川。這些小冰川的前端都停留在崖壁斜坡高處，也有少數冰川與主谷冰川匯谷。小型冰川前端都見 4—5 列現代終積壟脊。現代冰川河道已穿過壟脊，在壟脊之外還堆積有複式迭套的扇形地(照片 28)。

大牛谷地有着完整的相當於土格別爾齊期終積壟，並有相當於破城子期的下槽谷和冰積，相當於克孜爾布拉克期的上槽谷和冰積。借此可知伊林-哈別爾朶山地北坡古冰川作用與汗騰格里山地南坡極相類似。可惜大牛谷地之北，即展入峽谷地段，古冰川作用遭到強烈破壞，並難以觀察。引為注意的是，土格別爾齊期終積壟最外一列的規模大，其前端已遭受破壞，內圍四列規模較小，保存完整，似可借此將土格別爾齊期分為前後兩個亞期。

5. 八音溝出口地段

作者等曾前後分批至瑪那斯地區八音溝出口喇嘛廟一帶考察過，發現源出八音溝的古老的谷冰川曾向外沖至喇嘛廟以北，中生代前山之間的縱向谷地。在該處有弧狀終積壟復在基岩之上，壟頂高度為 2,870 米，喇嘛廟南八音溝難以通行，作者等均未能深入考察。

總觀西天山其他各地所見古冰川現象中，土格別爾齊期終積壟在北木查爾特、寧家河谷地、大牛谷地中都見發育。土格別爾齊期終積壟雖為多列的，但都相當密接匯集。相當於破城子期和克孜爾布拉克期的終積物都未見到，只在槽谷或峽谷兩側見到殘留側積。

五、結 論

作者等根據西天山各地，特別是汗騰格里山地南坡的冰積物、冰蝕地形和冰水沉積階地的研究，討論了多次冰期的次數和性質。把終積壟作為分期的首要標志，分析它們所處地位、它們與補給區的距離、原始地形的保存程度、組成物質及其受風化的程度、高度等方面；並再與山區槽谷地形和沿谷發育的冰水砂礫階地相互聯繫對比之後，得出下面幾個結論：

1. 汗騰格里山地南坡古冰川規模冠於西天山其他地區，保存程度亦很完好。從終積壟發育直接證明的古冰期有三期，自古至新的次序是：克孜爾布拉克期、破城子期、土格別爾齊期。

克孜爾布拉克期 這次古冰期冰川向外延伸最遠，直抵大斷裂帶以外的山麓平原或盆地中，冰積呈舌狀或蛇頭狀分布，由塊礫、漂礫所組成，毫無層次和分選。在塔蘭河的古木別孜山口表現得最典型，木查爾特山口的克孜爾布拉克發育亦尚良好。山區上槽谷在這次冰期內形成。

破城子期 這次古冰期冰川向外延伸程度略小於克孜爾布拉克期，在木查爾特谷地及塔蘭河谷地都直抵大斷裂帶山口處。終積區有明顯的壟脊和壟間低地，如破城子附

近即有六列壟脊。原始的小型洼地和崗地起伏情形已不明显。山区下槽谷基本上在这次冰期内形成,在此冰期后开始发展现代峡谷。

土格别尔齐期 -这次古冰期冰川规模远比前二期为小,終積壟已深居槽谷之内。終積壟形态完整,并有小型洼地和崗地起伏,但表面有风化碎屑物盖复层。此期終積壟有五列,是否可把这五列終積壟再可分为两次独立冰期产物,或分为一次冰期的两个亚期,这个问题犹待进一步研究。土格别尔齐期冰川限于在下槽谷原有基础上活动,只对下槽谷进行了一定修飾作用。

近代和现代冰川,从冰川前常見 4—5 列終積壟和崖壁存留的側積观察,可知最近期間有后退和沉陷現象。

此外应指出,通过对山麓冰水沉积阶地的分析,推断在克孜尔布拉克期以前可能还有过更古老的冰期,可能由于冰川作用规模較小,冰蝕地形和冰積物被破坏了。关于这个问题也需要进一步研究。

2. 北天山北坡,瑪那斯地区以南,伊林-哈别尔尕山区现代冰川作用规模,仅次于汗騰格里山区。这里只留存相当于土格别尔齐期的終積壟。相当于破城子期、克孜尔布拉克期的終積壟,除少数地方(如八音沟上)有所发现外,大都已受到峡谷刻蝕作用的破坏,然而由下槽谷、上槽谷和相应的古冰積的殘存可知,这个地区亦受到与汗騰格里山区同等次数冰期的冰川作用。

伊犁地区的山地高度小,只受到破城子期或比破城子期更古老的冰期作用,而且主要以冰斗冰川活动形式为主,土格别尔齐期冰雪作用不显著。由此也可推知;在西天山其他地区,如高度、迎风条件不利的情况下,受到古冰期冰川作用的数次与汗騰格里山地可以很不相同。

3. 天山历次古冰期冰川作用的规模日益縮小;从规模上論,克孜尔布拉克期和破城子期规模相仿,但前者略大。土格别尔齐期与近代和现代冰川规模相接近,虽前者稍大,但都深居高山槽谷之中。

解释冰川规模退縮的原因不仅与大气环流变化有联系,而且应该考虑到由于山地抬升,垂直带的分布情况也在发生变化这一因素。

4. 各次冰期冰川的性质应该从天山各地区地貌特点和发展过程仔細考察,不能籠統概括为复盖冰川→半复盖冰川→山谷冰川这样的简单公式。实际上,不仅现代和近代的土格别尔齐期冰川活动形式以山谷冰川和悬垂冰川为主,而且即使在汗騰格里山地,破城子期和克孜尔布拉克期冰川活动形式也是以山谷冰川和冰斗冰川为主的。因为山地起伏的因素对最古老冰期的冰川已起影响了。基于天山曾有过准平原,因而推测有大规模复盖冰川的存在,这种說法是缺乏根据的。

5. 西天山多次冰期的主要論据,概括如下:

I. 可能最古老的冰期:前山地带最高級冰水沉积阶地。

II. 有終磧壟直接證據的三次古老冰期(自老至新)為：

(一) 克孜爾布拉克冰期

1. 木查爾特谷地, 克孜爾布拉克以北的受強度剝蝕的冰磧平原(終磧), 高度 1,925—1,945 米。
2. 塔蘭河谷地, 古木別孜山口附近階地冰磧平原(終磧), 1,500—1,616 米。
3. 各地山區的上槽谷及相應的側冰磧殘跡。
4. 拜城盆地, 瑪那斯地區的牛圈子附近次高級冰水沉積階地(第四組)。

(二) 破城子冰期

1. 木查爾特谷地, 破城子附近終磧壟, 1,950—2,250 米。
2. 塔蘭河谷地剝蝕低高原出口的終磧壟, 1,600—1,750 米。
3. 木查爾特河、塔蘭河、寧家河、大牛河等谷地的下槽谷及相應的側冰磧。
4. 北木查爾特谷地的下槽谷及相應的側冰磧, 阿衣敦格爾附近槽谷及冰研阜階地。
5. 拜城盆地, 瑪那斯地區的牛圈子附近第三組冰水沉積階地。

(三) 土格別爾齊冰期

1. 木查爾特主谷土格別爾齊附近的終磧壟。
土格別爾齊附近, 最前列終磧壟壟腳谷底高度為 2,518 米。
支谷土布大坂等多列終磧壟。
 2. 塔蘭河谷地終磧壟, 2,300—2,650 米和 2,340—2,470 米(按 B. A. 費道羅維奇, 是第三期和第四期終磧壟)。
 3. 北木查爾特谷地, 溫泉以北終磧壟, 2,270—2,320 米。
 4. 寧家河恰隆河口以南終磧壟, 2,840—2,850 米。
 5. 大牛谷地與德葉列路依河匯口處的主谷終磧壟, 2,640—2,880 米。
 6. 上述谷地終磧壟以內, 下槽谷崖谷冰磧, 谷底底磧和側磧。
 7. 峽谷地段的高級冰水沉積階地。
 8. 前山地帶第二組階地。
- III. 冰後期及現代
1. 現代冰川前的 4—5 列終磧壟。
 2. 現代冰川以外, 槽谷底部及峽谷底部的低級冰水沉積階地。
 3. 前山地帶低級階地組(第一組)。



照片 1. 木查尔特冰川前端及槽谷



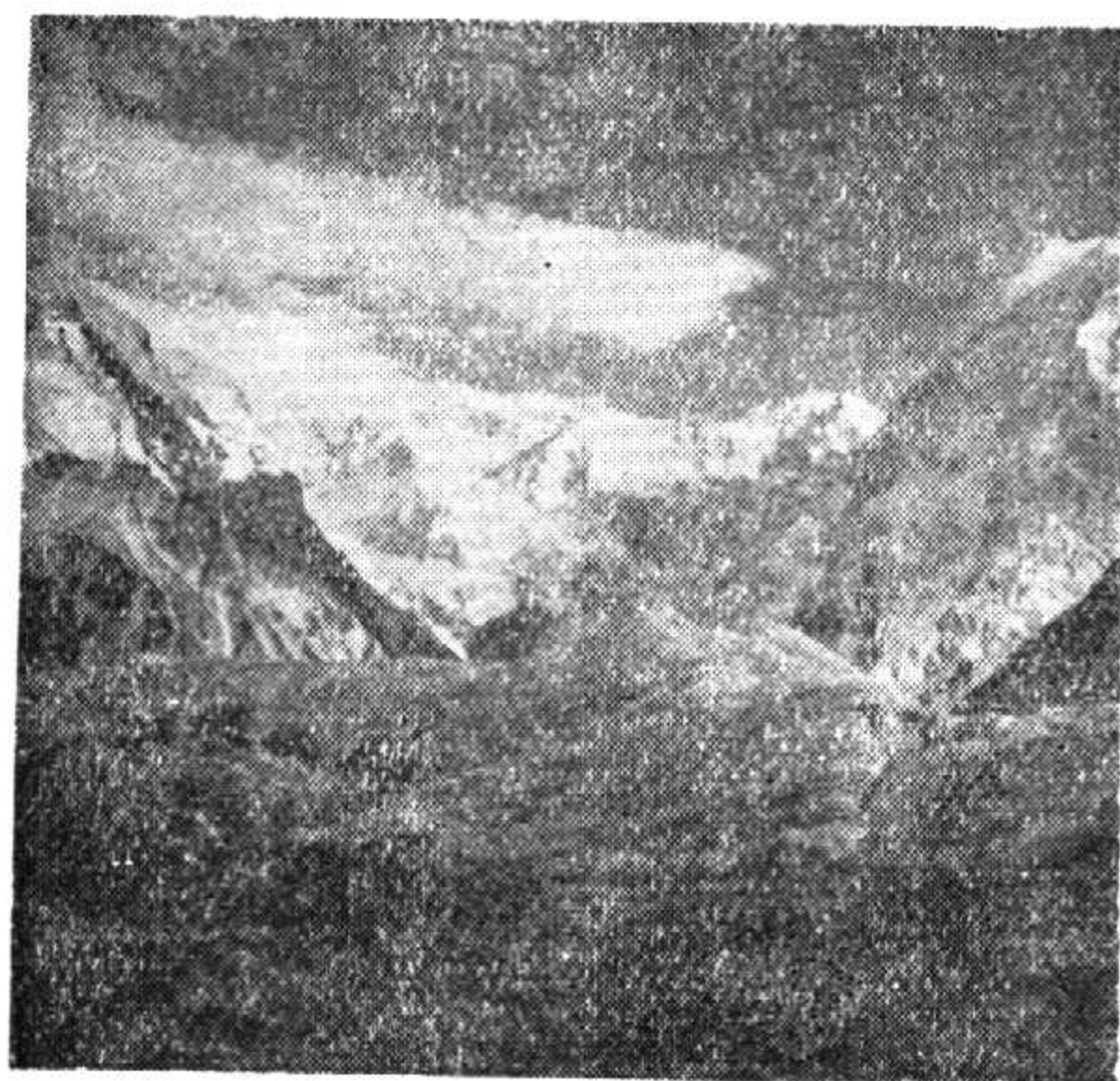
照片 2. 木查尔特冰川,由于近期沿陷,在槽谷崖壁残存侧冰碛



照片 3. 木查尔特现代冰川表面的冰裂隙(项立嵩摄)



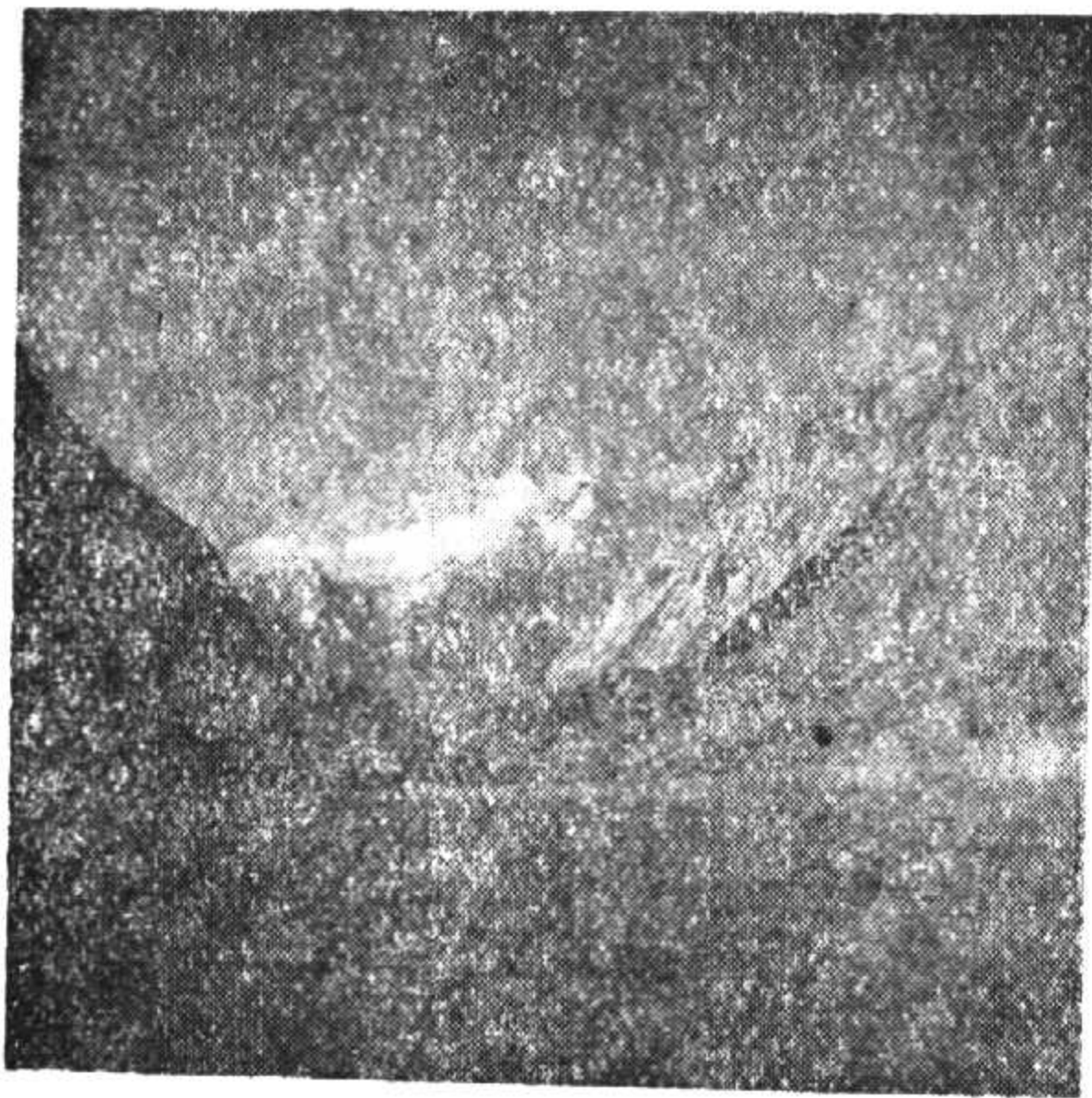
照片 4. 木查尔特现代冰川表面的冰裂隙(项立嵩摄)



照片 5. 木查尔特现代冰川的冰层理(项立嵩摄)



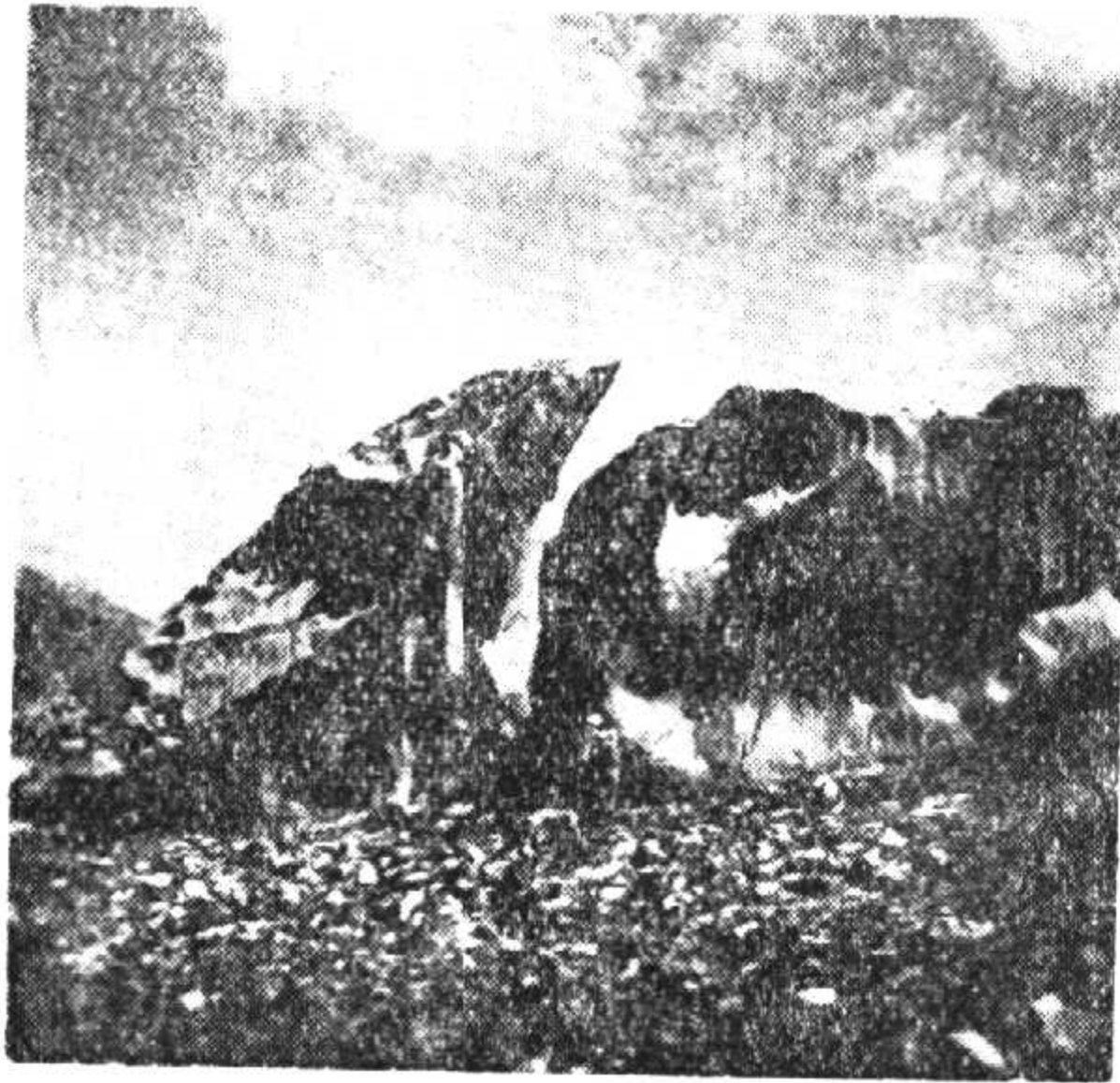
照片 6. 木查尔特现代冰川的槽谷及两旁山地地貌



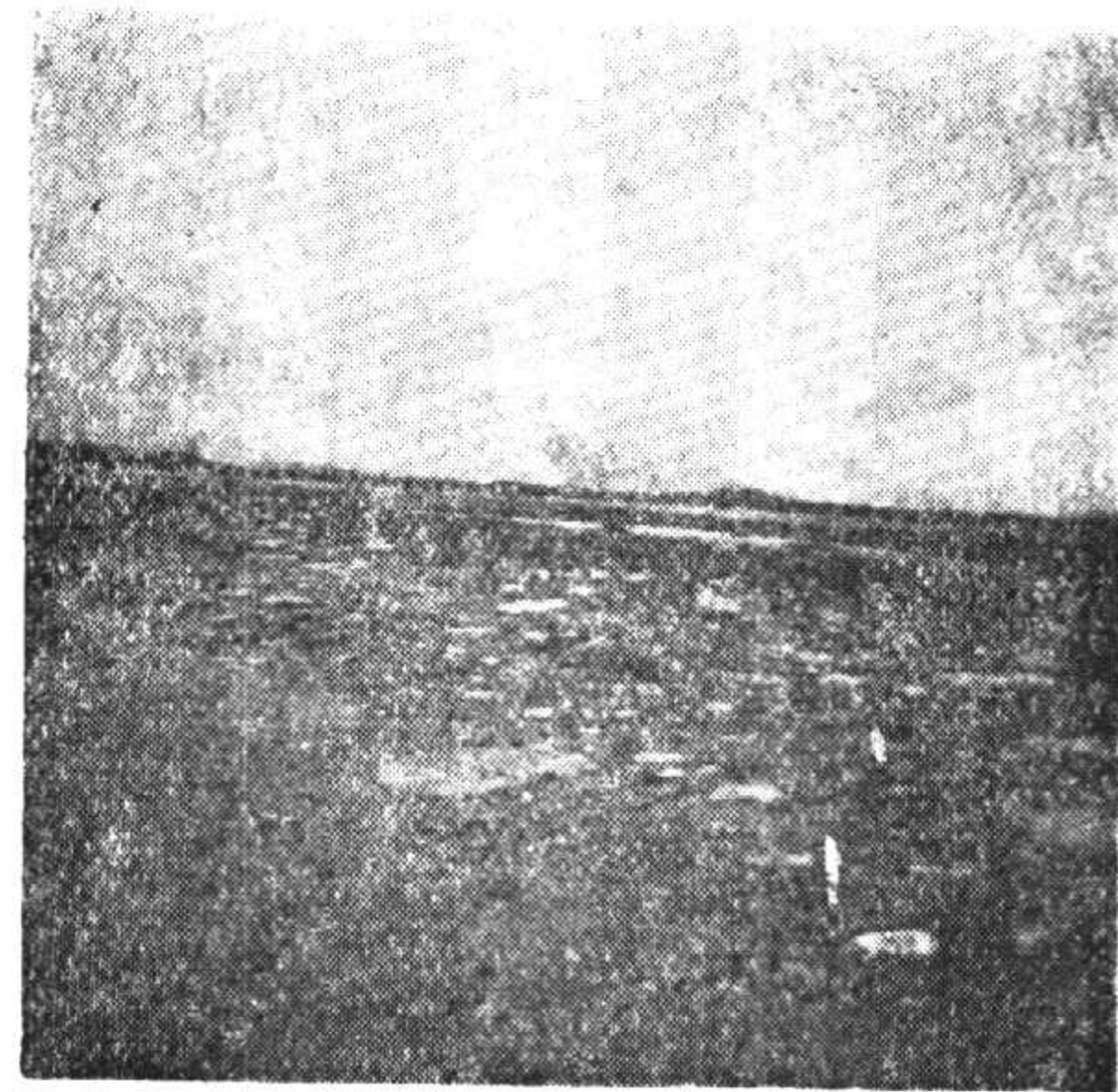
照片 7. 土格別尔齐附近U谷及終磧壠



照片 8. 破城子期終磧



照片 9. 破城子期終磧区的漂砾



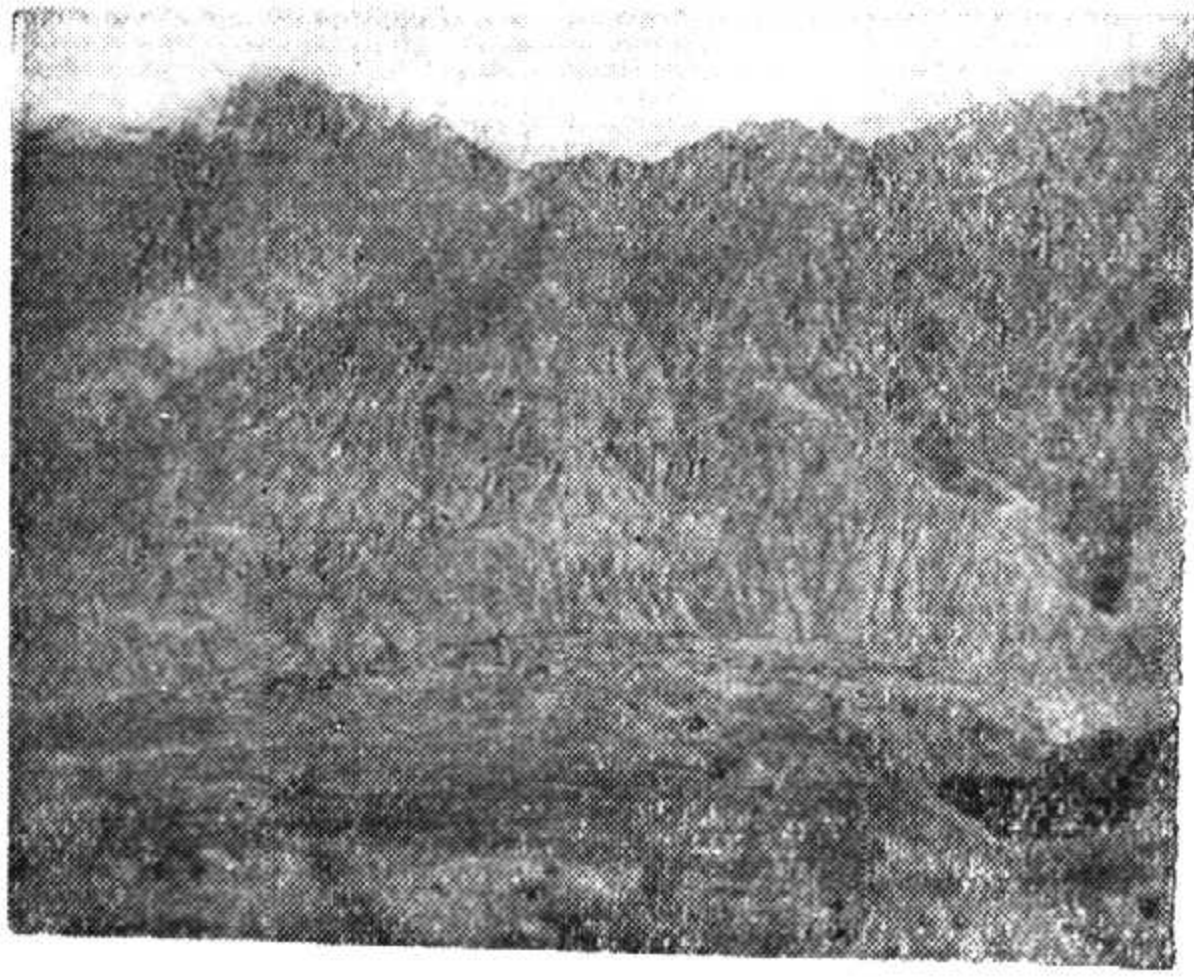
照片 10. 克孜尔布拉克期冰磧, 近处为該期冰磧平原, 远处有起伏者为破城子期終磧壠区



照片 11. 破城子附近木查尔特河谷出口处地貌



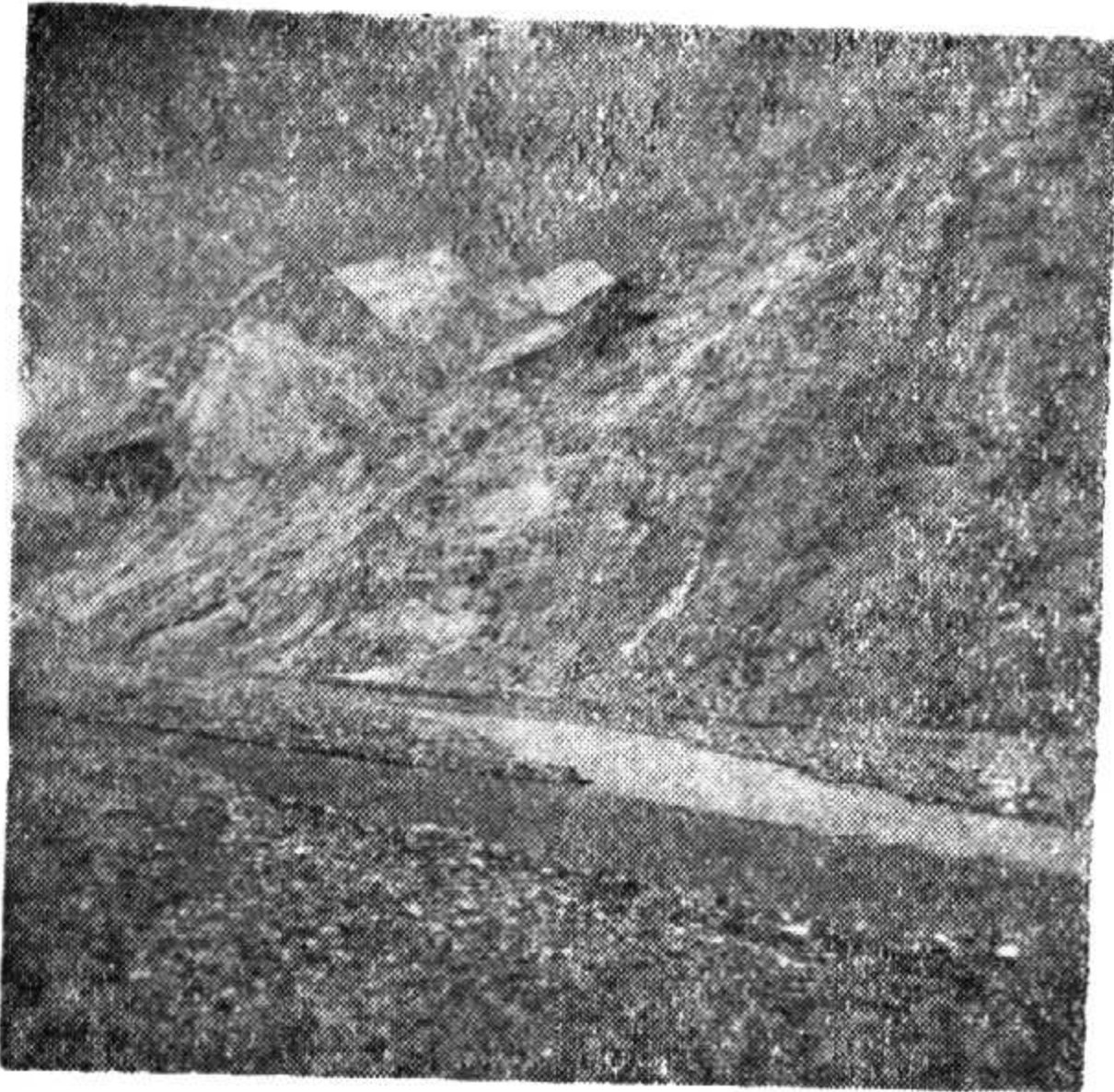
照片 12. 土格別尔齐附近槽谷迭套剖面



照片 13. 土布大坂最前端的尖状
終磧壟



照片 14. 土格別尔齐以上槽谷崖壁上
頽牆状側冰磧



照片 15. 木查尔特谷地槽谷崖壁及
谷地冰水砂砾平原



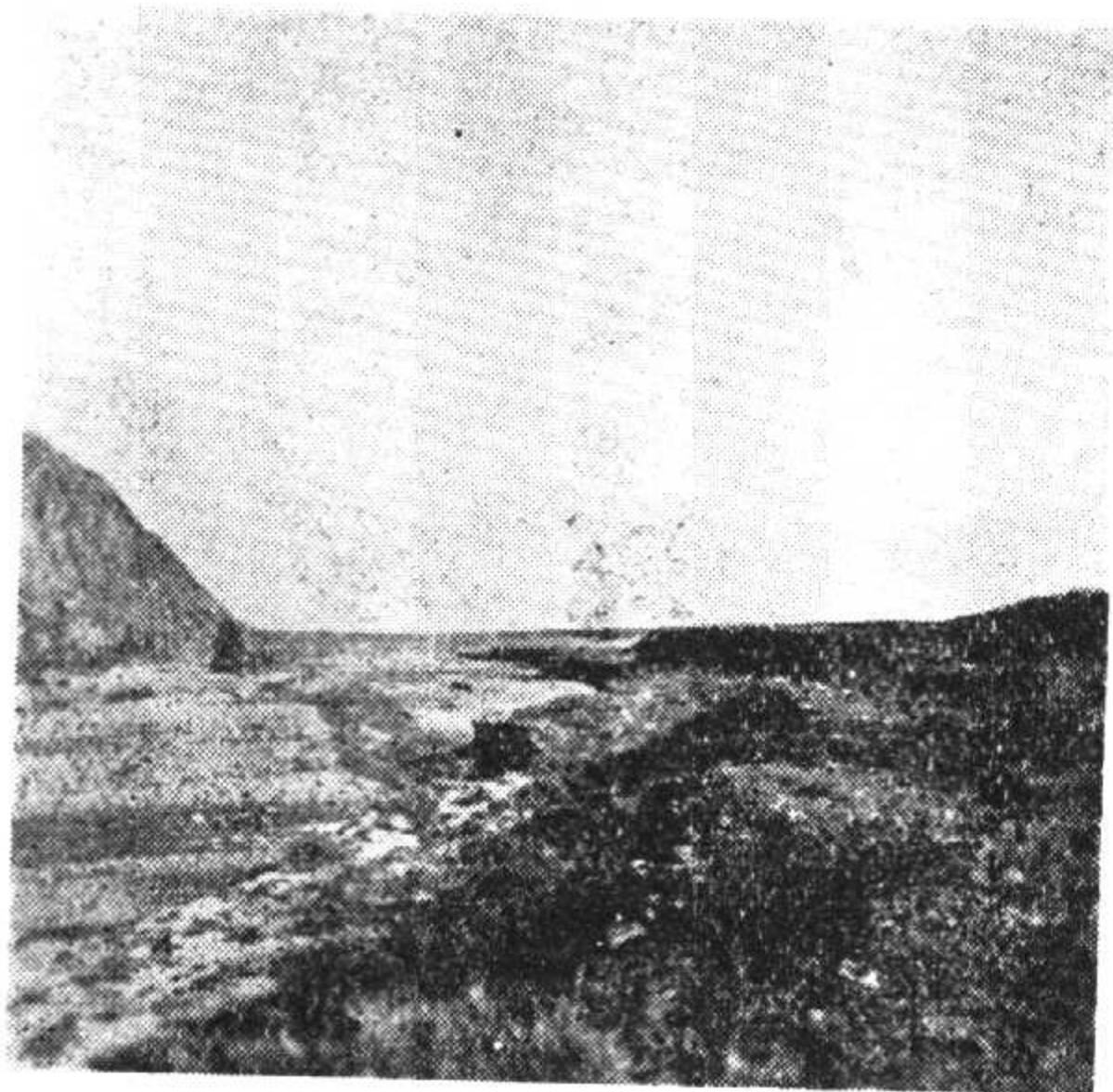
照片 16. 冰达坂响导站附近崖壁上
的冰擦痕



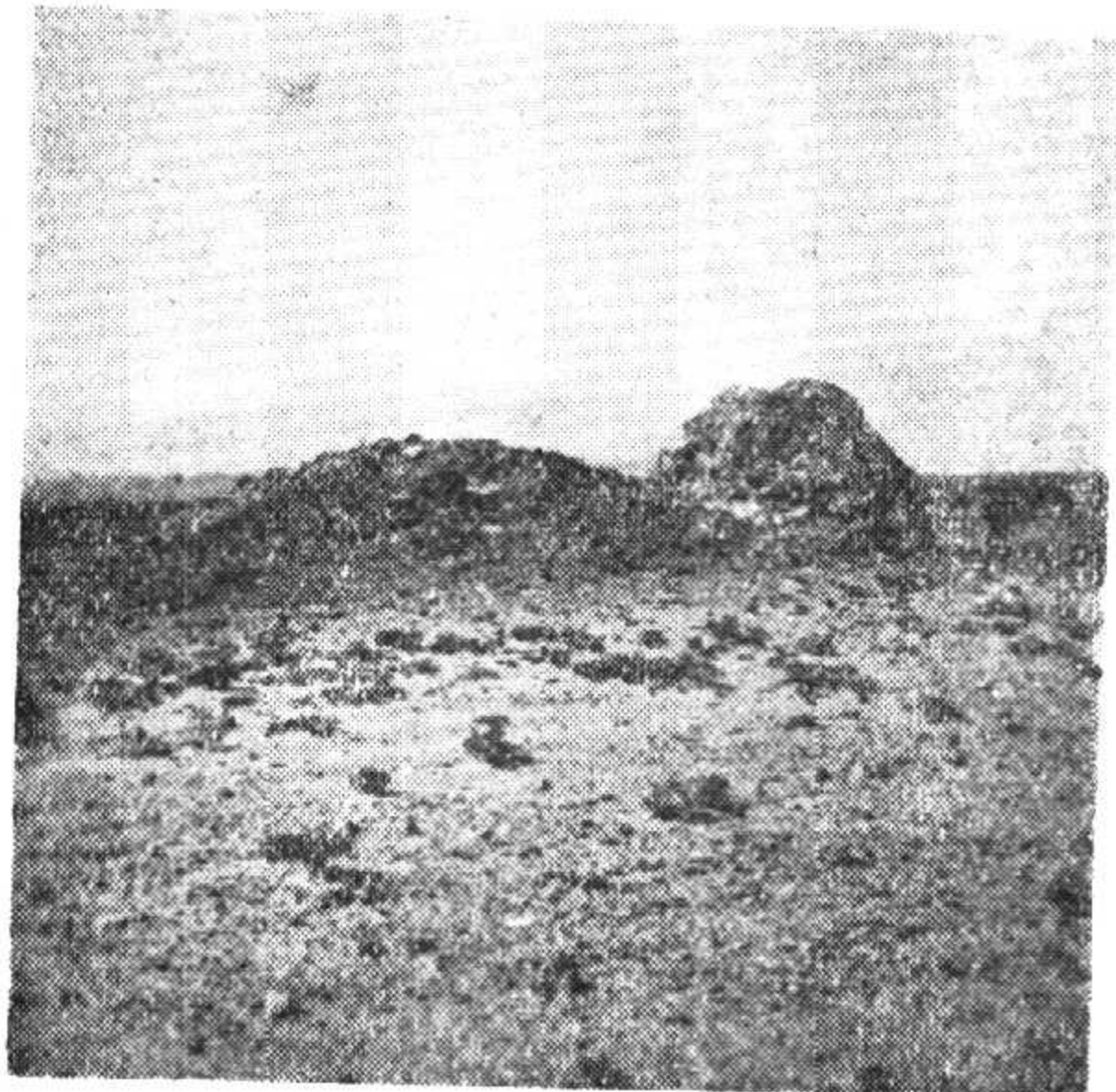
照片 17. 什波雷克大坂附近望木查尔
特冰川及冰斗冰川(項立嵩摄)



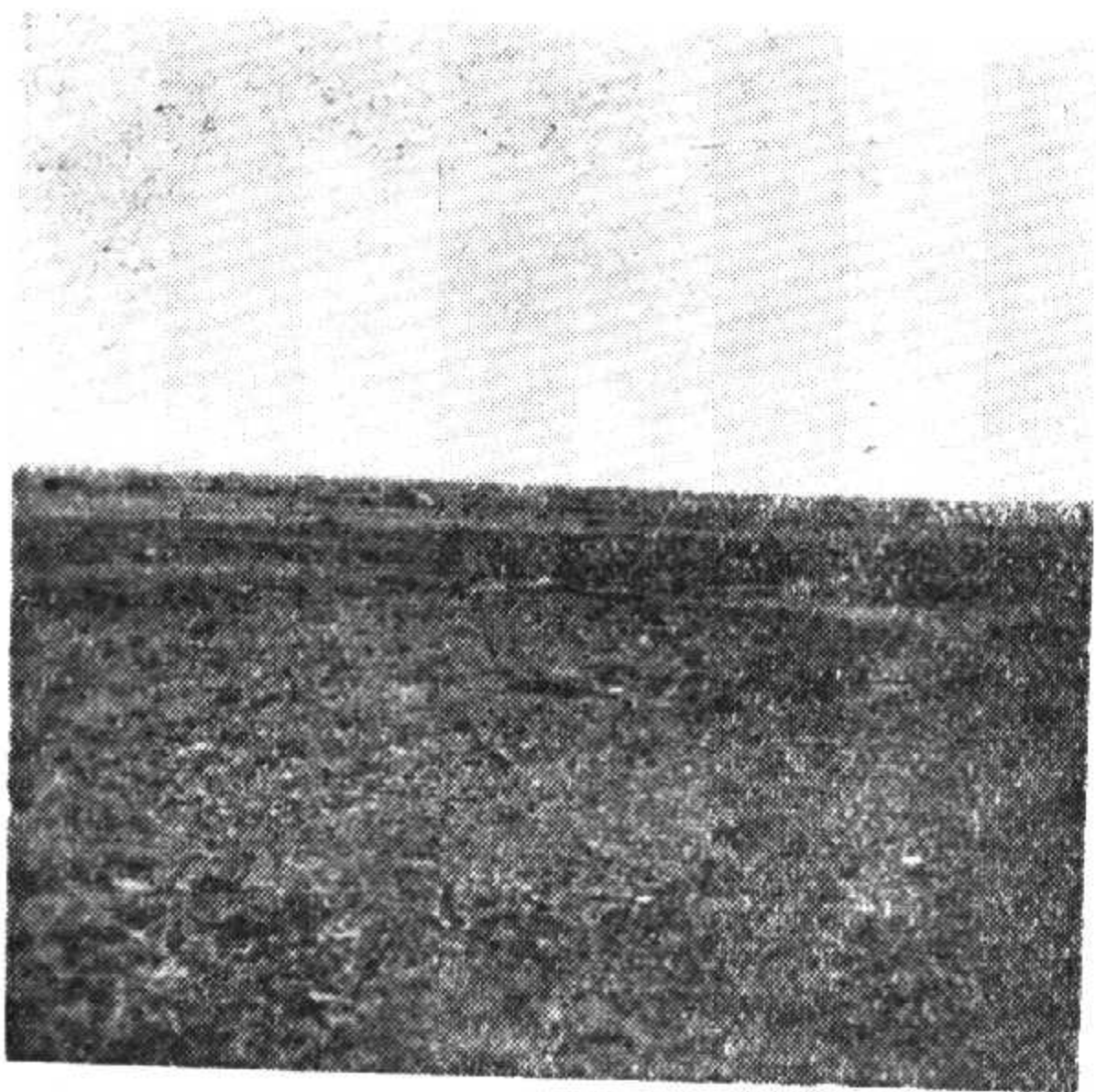
照片 18. 什波雷克附近槽谷底部的
羊背石(項立嵩摄)



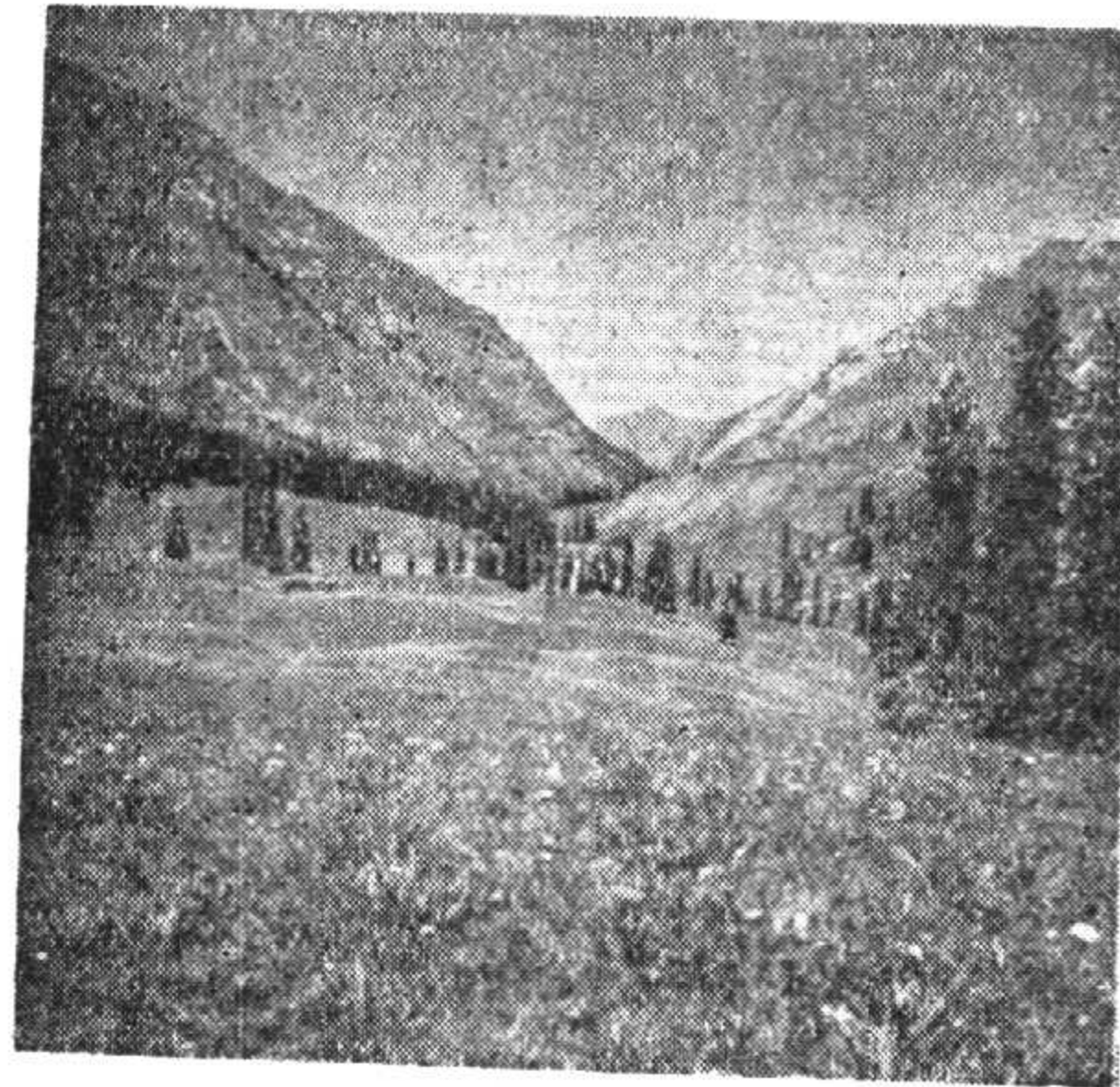
照片 19. 塔兰河冲积扇阶地



照片 20. 塔兰河古老冰碛,已夷成阶地,漂砾风化成碎块,状似乱石堆



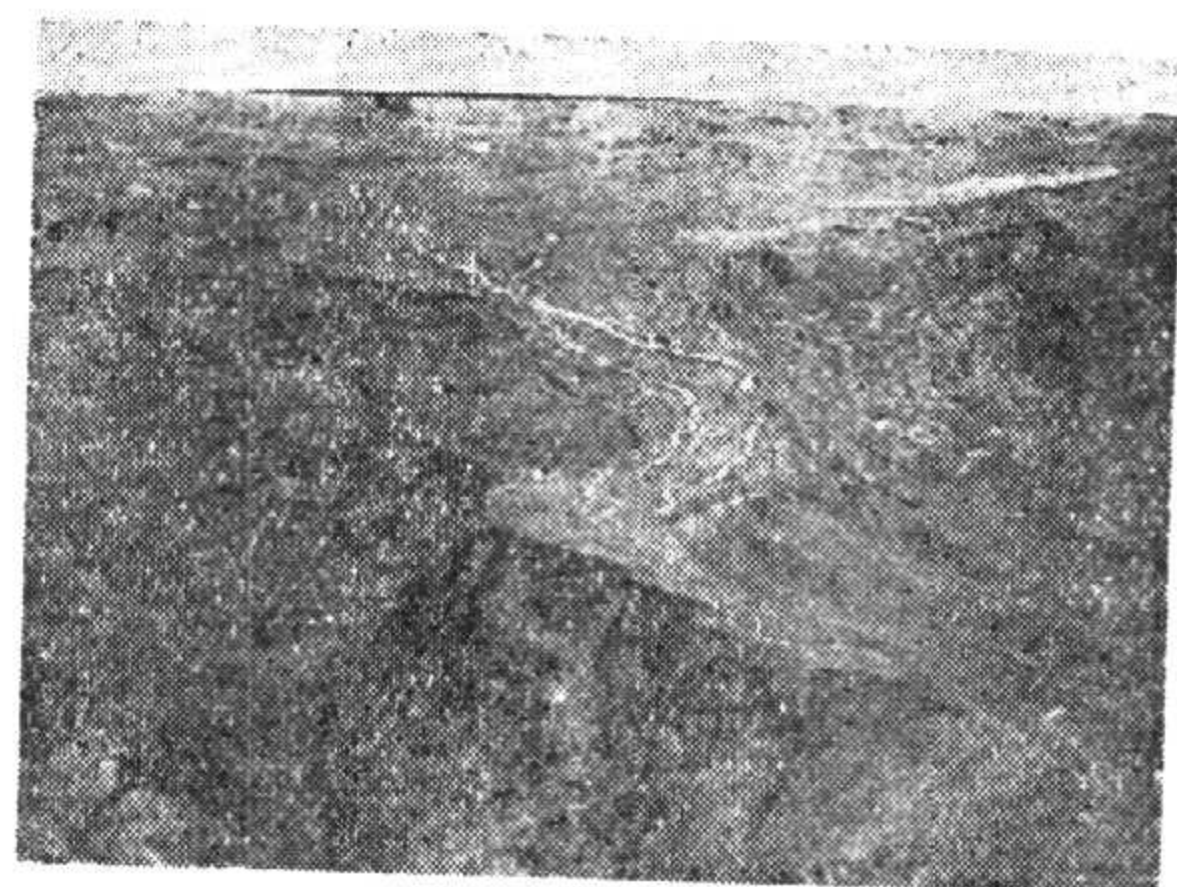
照片 21. 塔兰河古老冰碛,已夷成阶地,但漂砾突出地面



照片 22. 北木查尔特谷地阿衣敦格尔以南终碛壠及冰砾阜阶地(项立嵩摄)



照片 23. 阿尔恰勒托尔冰川前端(项立嵩摄)



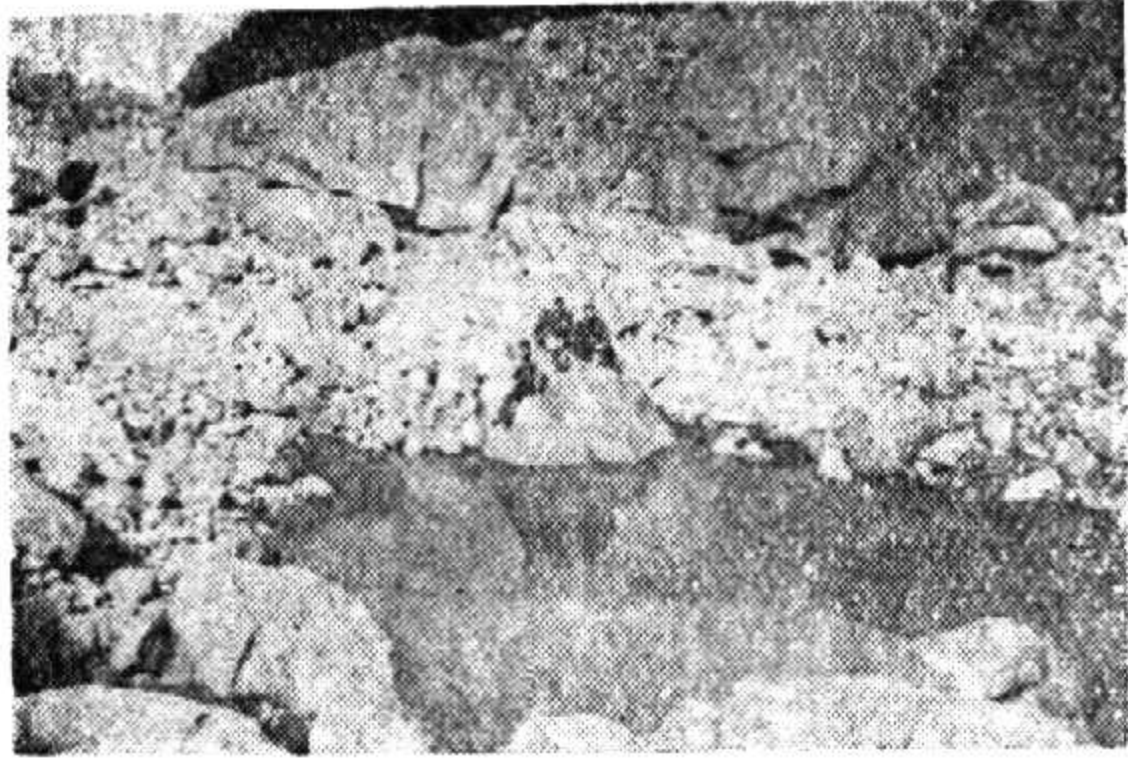
照片 24. 宁家河支谷出口的冰水冲积扇(赵济摄)



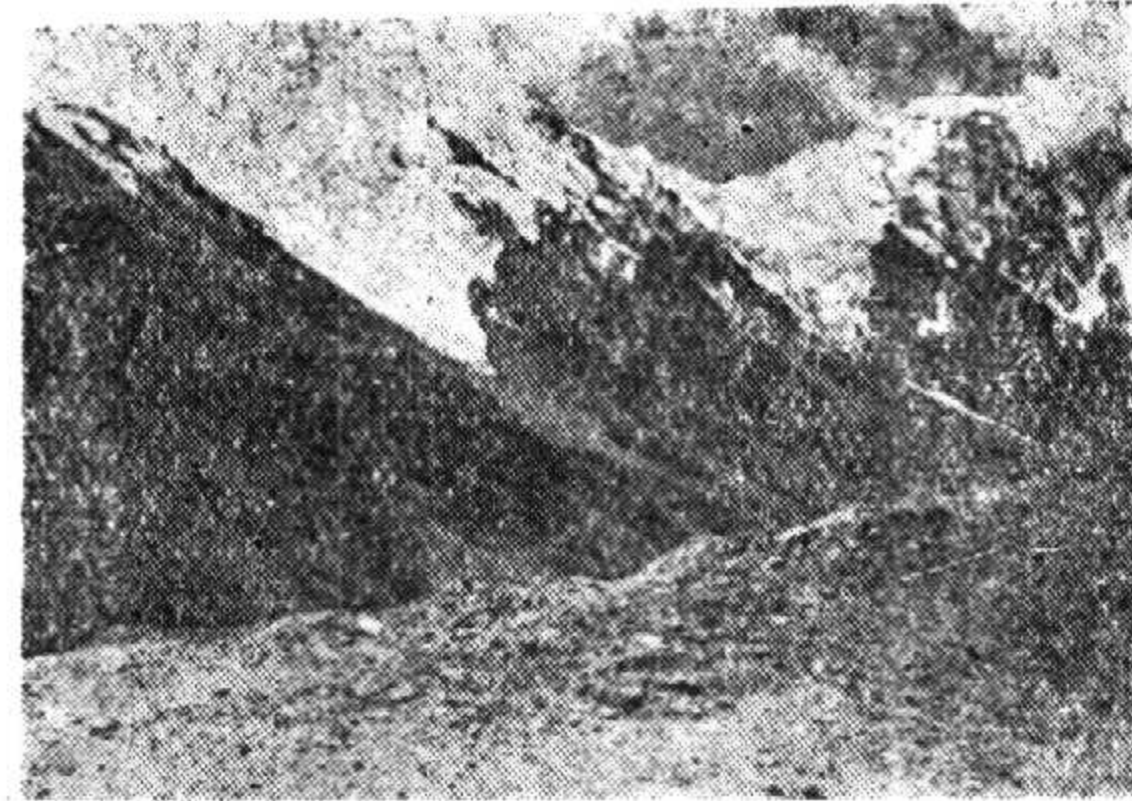
照片 25. 大牛谷地終磧(土格別尔齐期)
(項立嵩攝)



照片 26. 大牛現代冰川終磧壟
(赵济攝)



照片 27. 大牛冰川現代終磧上
的冰湖沼(赵济攝)



照片 28. 大牛谷地兩側的懸垂
冰川(赵济攝)

論云南之地貌发育問題*

黃培華

(南京大學)

我国云南的地貌发育过程与整个西南地区的地貌发育过程是紧密相連的。云南地区所特有的地貌类型的发育,在地貌学理論上还是悬而未决的問題。因此,对云南地区的重要地貌类型和地貌发育过程的探討,不仅可对我国整个西南地区的地貌发育历史提供綫索,而且也為地貌学上有关的基本理論問題的解决提供可靠的論据。

自大跃进以来,云南广大的劳动人民向自然开战,在巨大的河流上将建起极其宏伟的水利枢纽,山地里将开采丰富的宝藏,坝区中将迅速地发展工业和农业,在南部富饒的边疆将开发特有的热带生物資源;所有这些,都需要地貌方面提供科学資料。所以,对云南地貌发育規律的研究是具有实际意义的。

过去中外的許多地質地理学家們,曾被云南地区十分复杂而有趣的地貌現象所吸引,他們在野外进行了一些观察,在室內也作过一些分析,得出了本区有关地貌发育方面的一些結論,其中有的論点还是很有价值的。解放以来,由于工作的需要,有很多地質、地理工作者在云南一些地区开展了較詳細的工作,使得我們对于这些地区的地貌发育規律有了进一步的認識。但不論是过去或是現在,在中外所有的地理、地質文献中,对于云南地貌发育上的重要問題及其地貌发育过程缺乏全面的闡述,在 J. 戴普拉(Deprat)^[1]、J. W. 格萊高雷(Gregory)^[2]、卞美年^[3]和 P. 米士(Misch)^[4]等人著作中有較簡略的說明。李春昱^[5]、楊鍾健^[6]、李式金^[7]、馮景兰^[8]、袁复礼^[9]和任美鏗^[10]等人的研究成果,对于研究整个云南地貌发育及其有关問題是极有价值的。必須指出,上述的学者对云南地貌发育的有关問題,不論在時間上或是成因上,各人的看法是不一致的,有的甚至持有相反的意見。作者参考了前人的文献和有关部門的勘查成果,結合近年来的实地观察写出此文以供大家参考。由于目前还有很多地方缺乏可靠的資料,有很多地方还是空白点,因此,作更全面的闡述是有困难的,这些均有待将来的勘查資料补充和糾正。

一、云南高原面的生成时代及其变形

在大地构造上,云南是位于华南地块与喜馬拉雅褶皱带的接触地带。地块与褶皱带在活动性程度上是极不相同的,它們之間存在着巨大的差异性的运动,这种运动在云南表

* 本文一部分資料系中国科学院云南热带生物資源綜合考查队地貌組集体工作的成果。本文初稿完成后又得到地貌教研組同志們提供寶貴意見,一併在此致謝。

现为平行的巨大断裂和强烈的岩浆活动。近代的地壳运动的特点是带有掀升性的、急剧的巨大隆起；在隆起过程中，承袭着以前的断裂构造发生差异性的升降运动^[11]。急剧的隆起使云南地面抬升为高达海拔 2000 米以上的高原。

云南高原最明显的特征之一，是齐一的山峰线和广阔平缓的山顶面，所以，民谚说：“……低谷坝子*平路少，高山顶上路宽大。”这是当地人民对云南高原面的极好描述。

高原面以现代河流溯源侵蚀尚未到达的分水岭地带保存最为完好。它是经过长期的剥蚀夷平作用塑造成的夷平面。它所表现的形态是准平原，因此有人称它为“云南准平原”。由于本区受到近代构造运动的抬升成为高原，因此又有人把被构造运动所抬升的夷平面称之为“云南高原面”。过去的学者都认为云南高原面是一个剥蚀面。云南高原面是夷平面还是剥蚀面呢？在未讨论云南高原面的形成过程之前，有必要对于夷平面和剥蚀面的含意作一些补充的述叙。

在很多的地貌学著作中，把剥蚀面和夷平面作为同意语，例如在 K. K. 马尔科夫 (Марков) 的名著“地貌学基本问题”一书中就是这样^[12]。这两个名词在译名上也比较混乱。H. B. 杜米特拉什科的建建议是正确的，他把剥蚀面分成两种类型^[13]，作者所称的夷平面和他第一类型的剥蚀面相当，即接近于戴维斯 (Davis) 所理解的准平原；本文中所称的剥蚀面即是他第二类型的剥蚀面。如按照字面意译，夷平面俄文可译为 *выровненные поверхности*；剥蚀面可译作 *денудационные поверхности*。同时，作者认为夷平面是剥蚀面更进一步发展的结果。它是一个比较平坦宽阔的平原，准平原是它在形态上的表现。

云南山顶面是削平地质构造的一个低于地质面的地面。这个地面起伏微缓而宽广，不论在软弱的砂页岩地区，还是坚硬的石灰岩地区，均表现了侵蚀循环的晚期阶段。因此，它是一个夷平面，而不是剥蚀面。

滇西北丽江以西的狮子山一带，山顶面海拔 3000 米**，石灰岩的褶皱断裂构造已被夷平。在广阔的地面上仅有小丘和浅凹地作波状起伏 (照片 1)。于局部地势较凸起的地方，埋藏的古喀斯特石芽半露于地表。现在外营力以片蚀作用为主，只在局部地方有微弱的线状侵蚀。这种灰岩类型的夷平面，在滇东的沾益与富源之间也有分布，尤以在天生桥至棠梨湾之间 (公路距离 25 公里) 的广大范围内，地表相对起伏在 50 米以内，仅在局部小分水地带大于 50 米，但也不超过 100 米，海拔常在 2000—2100 米，地表分布了一系列的溶蚀洼地与喀斯特原野，并有犬齿状的古石芽兀立于红土之上。在滇西南易武附近，海拔 1360 米，夷平面仅有极局部的保存，在灰岩和泥灰岩组成的夷平面上，发育了众多的溶蚀洼地和溶洞，耸立着 50—100 米孤立的残丘。澜沧江以西的澜沧、勐连间的东岗一带，石灰岩组成的山顶面上，也有同样的景象。

以上所述的各个地区，从喀斯特的发育形态和地表形态来看，都十分明显地显示出这

* 坝子即云南的盆地。

** 本文高程均系用空盒气压计测定。

些地面已到达了均衡阶段。

滇中祥云和南华之間天子庙坡一带，滇緬公路最高点，海拔 2600 米，組成地面的三迭紀砂岩、頁岩和泥岩的褶皱构造被削平，在夷平面保存較好的地表，布满了渾圓形壠崗状的小丘，高差一般在 50 米左右，較大的高差也不超过 100 米；在夷平面切割破坏的地方，呈現出一排一排齐一的山脊，宛若平靜海洋的波浪。从一系列整齐的山頂綫中，仍可窺視其原来夷平面的面貌。

不仅在岩层組成較單純的最高山頂面具有明显的夷平面形态，就是在岩性組成差异很大、构造复杂的地区，山頂面仍具有上述的特点。

滇东的陆良至路南一带极广大的地面，是由古老的激江砂岩，震旦紀、寒武紀和二迭紀灰岩等不同时代、不同岩性的岩层所組成。海拔均在 1870—1920 米。地表为小于 10° 的剝蝕殘丘作微緩的起伏，有的地方古芽裸露，有的地方柱状石林屹立(照片 2)。这一极其平緩的地面，显然是夷平作用已得到了充分发育的結果。

可見，云南山頂的夷平面，在形态上是具有一致性的。

关于夷平面(即云南准平原)的形成过程和时代，各个学者的看法是不完全一致的。戴普拉首先指出，准平原是在中新世晚期和上新世初期形成的^[1]。格萊高雷認為有三个主要高原面(但未交代清楚)，其形成时代为中新世后期，并認為点蒼山高原面可能为白堊紀的产物^[2]。G. B. 巴尔博(Barbourn)把云南准平原形成列于中新世^[3]。本美年推論在中新世时，云南地面成壯年期地形^[3]。米士将它看作是老第三紀至上新世之間的多准平原化的产物^[4]。最近王鴻楨提出高原面的生成时代“大概是上新世初”^[4]。以上这些結論大多沒有經過严格的推导，甚至有些人的結論沒有提出任何的証明。作者根据相关沉积原理来对夷平面的生成时代試作一初步的闡述。

燕山运动在云南地区引起了大量花崗岩的侵入，使三迭侏罗紀及白堊紀沉积层褶皱，同时，伴生有断裂和凹陷，并造成一些盆地。广大地表进行着剝蝕夷平作用，盆地中堆积了老第三系岩层。

第三系地层沉积后，受到了构造运动的挠曲和折断。如滇中路南，含化石的始新統晚期地层受到挠曲和断裂，特別在盆地边緣，古生代地层成逆掩断层复于其上。滇东曲靖蔡家冲盆地，漸新統初期地层也受到挠曲和断裂^[3]。滇南开远漸新統小龙潭煤系和中新統灰岩受到了断层切割，并与上新統煤系成不整合或假整合接触。显而易见，本区在中新世晚期有一个振蕩性运动存在。此外，如丽江第三系早期的角砾岩与上新統湖相层出露在地形位置上的差异，剑川的粗面岩、粗面安山岩、西双版纳大勐籠的凝灰岩等出現，可能都是这次构造运动的表现。

所以云南自三迭侏罗紀隆起为陆地开始，地面就积极进行着剝蝕夷平作用；再从老第三紀岩层的結構来看，底部一般为角砾岩，向上逐渐变为砂岩、泥灰岩或煤系，这一沉积过程，显然标志了这个时期的地壳运动趋于平靜，地表起伏趋于平緩。到中新世时，地面发

育基本上已达到均衡阶段,形成如前文所述的平缓的地表——夷平面。因此,作者认为这个夷平面的夷平阶段,应看作是起于燕山运动而完成于中新世的长期剥蚀夷平作用的产物。同时必须指出,夷平面在后期上升阶段中,剥蚀夷平作用仍不间断地进行着,直到夷平面被破坏为止。显然,把云南准平原看作仅在中新世或上新世形成的观点是片面的。同样,把剥蚀夷平的准平原化作用,看作止于中新世或上新世的观点也是错误的。

夷平面形成以后,出现了中新世振荡运动,但幅度是不大的,这可从老第三系岩层的断距及其与新第三系岩层分布在地形上的差异来推知。中新世的构造断裂和凹陷形成一些新的盆地,盆地中普遍堆积了上新统的煤系。从煤系沉积的韵律来看,也反映出当时的地壳运动是较和缓的,地表起伏也不是很大的。虽然如此,夷平面仍遭到一定的变形和位移,并使剥蚀水准面发生相应的变动,因此夷平面受到破坏而产生了剥蚀面。在中新世以后,曾有多次的、有节奏的、微弱的上升运动,每次上升都产生相应的新的剥蚀水准面,每一间歇都使剥蚀作用得到发展,当地面还没达到均衡阶段时,旧的剥蚀水准面控制下所形成的剥蚀面,又被新的上升运动所间断;新的上升运动产生了新的剥蚀水准面,从而也形成了新的剥蚀面。由于中新世和上新世之间有多次的间歇性的上升,因而也产生了多层的剥蚀面。

剥蚀面是镶嵌在夷平面之间,或分布于夷平面之下。如天子庙坡夷平面之下,就有2250米和2100米两级剥蚀面。它在普棚附近表现得非常清楚(照片3),并在天子庙坡与凤仪东面的定西岭之间,分布也是普遍的。哀牢山夷平面之下也有多层的剥蚀面,在元江和墨江间的安定、金厂一带,高度分别为2100,1850和1700米。在云南很多的盆地内,由上新统堆积物所构成的剥蚀面,也保存得非常清楚。例如丽江、剑川、玉溪等盆地中都有这个时代的剥蚀面分布。

以前格莱高雷认为的三个主要高原面,米士所述的老第三纪至上新世之间的多次准平原化等等的看法,都是把夷平面和剥蚀面混为一谈所产生的结论。

上新世以后,地壳运动趋于剧烈,煤系受到强烈的断裂、挠曲,甚至褶皱。如兰坪以北,上新统湖相沉积成垂直状;永平附近有七个平行断层切穿上新统沉积;丽江蛇山附近,上新统湖相沉积常有小型褶皱和断裂(照片4)。在丽江与鹤庆两盆地交界处的玉龙关,该地层断距达220米(照片5);开远小龙潭上新统河头煤系,断距大者也达100米;安定褐煤层也受到断裂。可见,上新世末期或更新世初期的构造运动比以前的构造运动,不论在程度上、幅度上和规模上都要大得多。这次运动及其以后的上升运动,云南遂隆起为高原,夷平面上升为高原面,这个夷平面的异地面上升幅度达1000—3000米以上。

这一次的上升运动在云南各个地方的强度是不等的,北部强度大,上升量也较大,南部表现较弱,上升量也较小。因此被抬升而成的高原面一般由北向南倾斜。滇西北、滇北夷平面抬升较高,海拔在3000米以上(德钦4500米、中甸3400米、维西3300米、兰坪和丽江3000米、永善、巧家间3000米);滇西澜沧江与怒江间的碧罗山夷平面高2900米,滇

中 2500—2600 米；滇南箇旧一帶 2000 米左右。一般的說，在北緯 $25^{\circ}30'$ 以南，僅有殘余的夷平面，成為強烈侵蝕切割的山原。

局部的斷裂和隆起，也使夷平面遭受到巨大的變形。玉龍山由於斷裂差別上升而高出于麗江附近的夷平面達 3000 米。點蒼山也是斷裂抬升而高出于附近的夷平面 1300 米，所以格萊高雷把它看作是白堊紀的高原面是錯誤的。又如嵩明、沾益間的夷平面隆起，比其南面的宜良、陸良一帶的夷平面高出 350 米。可見，構造變形的結果，可以使得同一個夷平面位於不同的高度。同樣，剝蝕面也遭到變形，可能使同一級剝蝕面位於不同的高度。夷平面和剝蝕面也可能遭受到斷裂的切割，成為數級階梯狀的斷層平台。云南各地剝蝕面的級數可能是不一致的，要作詳細的對比，還有待更深入的、更全面的工作。

近代和現代的急劇上升，使河流發生強烈的下切和溯源侵蝕，凡在現代河流源頭伸延到的地方，那里的古代地面就受到切割，起伏逐漸加大，以致古夷平面和剝蝕面破壞。如允景洪北面的大渡崗夷平面，現代流水的溯源侵蝕和微弱切割，已使地表起伏加大達 80 米左右，形成丘崗溝谷相間隔的地形（照片 6）；丘崗基底是三迭紀紫色石英砂岩，上復有 2—3 米厚的坡積洪積物，它由棕黃色細砂和粉砂組成，偶而夾有次稜角狀的砂岩、石英碎塊，大者長徑可達 14 厘米，小者僅 1—2 厘米。溝谷中還有古老溝谷底部遺迹，現已成階地平台；在裂點以下，谷地即變成峽谷。

夷平面和剝蝕面保存完整的程度，對有關風化殼礦床含礦體的貧富起着決定性的影響。在基岩條件具備下，夷平面和剝蝕面保存好的地方，礦體就富集；在夷平面和剝蝕面破壞的地方，風化殼礦體也就隨之破壞而喪失了開采的價值。風化殼礦床是含礦體基岩經長期化學風化的產物，它的存在反過來又証實了夷平面和剝蝕面的生存時代是較古老的。

二、盆地成因類型與生成時代

山間盆地是云南顯著的地貌現象之一，它是居民點集中和經濟繁榮之地。因此，對盆地成因的討論，不僅在地貌和地質上具有科學意義，並且對於經濟建設也具有實際的意義。

過去學者對云南盆地的成因看法是比較簡單的，認為都是由斷裂陷落而造成。根據我們近年來所勘查過的一些盆地來看，這種盆地成因論的觀點是不全面的。形成云南盆地的因素是多種多樣的，根據其主導因素，可分為五種成因類型的盆地：1) 構造盆地；2) 侵蝕構造盆地；3) 侵蝕盆地（包括構造侵蝕盆地）；4) 溶蝕盆地和侵蝕溶蝕盆地；5) 熔岩堰塞盆地。

1. 構造盆地

盆地的基本形態主要是由構造斷裂陷落或凹陷而成，其他的因素僅是對盆地的面貌進一步修飾而已。這種類型的盆地，尤以在深大斷裂附近最為顯著^[1]。根據構造性質又

可分为两种亚型：以断裂陷落为主或伴以挠曲；以凹陷为主或伴以断裂。前者如小江深大断裂附近一系列的盆地（如宜良、路南、蒙自等盆地）。滇中昆明、玉溪等盆地，红河深大断裂及其向北延伸至石鼓沿线的盆地（如剑川、洱沅、大理、元江等盆地）。这些盆地的一侧或两侧有显著的断层崖，有的还保存非常清晰，有的被侵蚀作用切割成三角面。后者以凹陷为主的盆地，如西双版纳的勐遮、勐海和勐腊等盆地，盆地边缘断裂构造明显或不明显，盆地中间凹陷下沉，四周山地的物质搬运至盆地中形成巨厚的堆积。

2. 侵蚀构造盆地

盆地是循着构造线或软弱岩层侵蚀发育的。如普洱，即是沿着近南北向的西山断层和三迭系煤层走向而发育的次生河谷盆地。又如思茅，就是位于向斜轴部的软弱泥岩上，经过河流的侵蚀而形成的盆地。在这种类型的盆地中，都有河流堆积阶地或侵蚀阶地。

3. 侵蚀河谷盆地（包括构造侵蚀盆地）

河流长期的侵蚀作用是形成盆地的主导因素，地质构造及其他因素的影响是次要的，或很不显著的。勐连、西双版纳的小孟养、勐罕（橄榄坝）等都属于这类型的盆地。如勐罕，盆地的走向与澜沧江在这一段的走向是一致的，均为东西向；它由澜沧江旁蚀作用形成的，这不仅为盆地的轮廓外形所反映，也为盆地中澜沧江老河道的遗迹——弄德塘沼泽地所证明。盆地底部由40米堆积阶地所构成，沿澜沧江岸边为20米堆积阶地，在这两级阶地之间就是弄德塘沼泽地。

4. 溶蚀盆地和侵蚀溶蚀盆地

在碳酸盐类岩层分布地区，由于特殊的溶蚀作用和侵蚀作用所形成的盆地。这种盆地的面积一般较小，例如西双版纳的小勐崙，普洱西面的龙潭坝，以及滇东南石灰岩地区的一些盆地。

5. 熔岩堰塞盆地

老河谷受到熔岩堵塞而成，属此类型的仅有腾冲盆地。

由此可见，云南盆地的成因是多种多样的，绝非以单纯的一种或两种因素所能概括的。一般的说，北部、东部和西部的盆地多属于构造型盆地；南部地区则以侵蚀型盆地较为发育。

关于盆地的生成时代，过去学者的推论也是比较粗略的，认为云南盆地都是第三纪形成的。现在看来，这种结论是具有片面性的。作者根据盆地中堆积物的分析不仅发现了第三纪形成的盆地，而且还发现了第四纪形成的盆地。从堆积物来看，盆地的形成大致有三个主要的时期：1) 燕山运动晚期形成的老第三纪盆地；2) 中新世晚期形成的上新世盆

地；3)上新世晚期或更新世初期形成的更新世盆地。

1. 老第三紀盆地 燕山運動晚期的產物，盆地裡堆積了老第三系始新世和漸新世地層。如路南、曲靖、麗江、開遠小龍潭等盆地。

2. 上新世盆地 有的是承繼著老第三紀盆地的構造，盆地底部繼續下陷，老第三紀地層為新第三紀地層所復蓋。有的是在中新世晚期構造運動中所形成的。盆地裡上新世的堆積大都是湖相或沼澤相。這個時期盆地中生成的泥煤或褐煤，在雲南分布最為普遍。這裡應當指出，在未對該煤系進行詳細鑑定之前，它的時代不能認為是已確定了的。昆明的褐煤原先曾一般認為是上新世，但現以孢子花粉的研究認為可能是第四紀^[15]。因該層時代尚未作最後確定，本文仍將昆明盆地生成時代暫放在上新世。與昆明盆地同時形成的還有劍川、保山、玉溪、瀾滄等很多盆地。在盆地內還有湖相堆積階地和磨蝕階地，如昆明盆地裡就有 100 米的湖相堆積階地和磨蝕階地。

3. 更新世盆地 在上新世晚期或更新世初期的大面積抬升運動中所生成。盆地內堆積了較厚的更新世地層。如在元謀盆地的底部，有礫石及砂層互層，上為湖相沉積，在底部砂層中含有化石，過去認為它屬上新世的化石，現在確定屬更新世初期^[16,17]。又如在元江斷裂陷落盆地中，有巨厚的坡積洪積層和沖積層。在勐海、勐遮凹陷盆地中，也有很厚的更新世堆積層。

在滇南，更新世初期的上升運動較滇北為緩和，因而河流不僅有下切作用，而且還有時間進行旁蝕作用，于是在大河附近形成一些河谷盆地。如前文所述的勐罕盆地，即是一例。

由此可見，雲南盆地的成因是複雜的，生成的時代也是各有不同的。

差異性的新構造運動往往使同時期形成的盆地發生斷裂升降，而使這些盆地處於不同的高度。如昆明和玉溪兩個同時期的盆地高差達 250 米（圖 1），麗江與鶴慶兩盆地高差達 220 米。這些都是典型的例證。

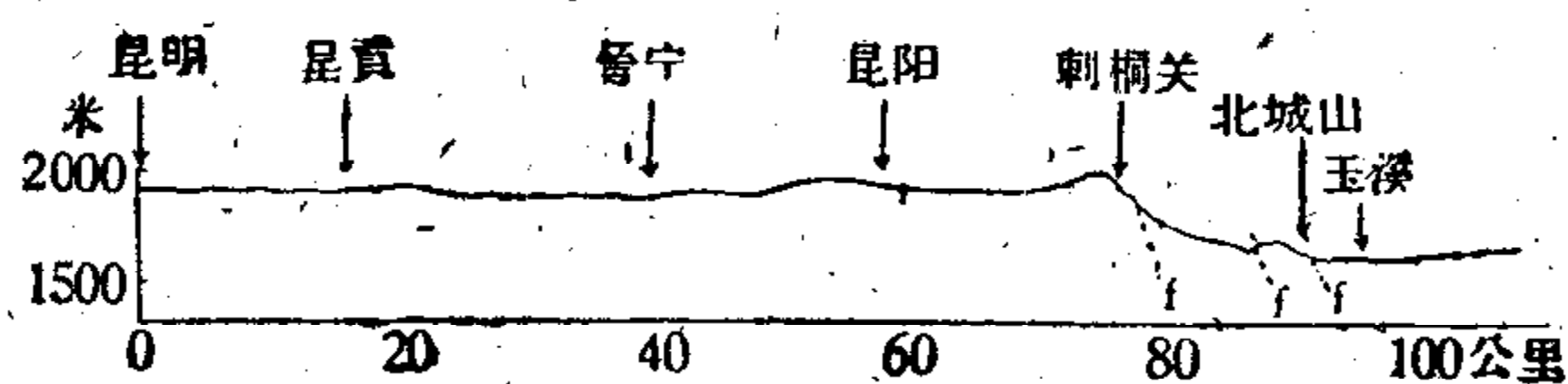


圖 1 昆明至玉溪剖面示意圖

老盆地（第三紀的盆地）和新盆地（第四紀的盆地）的分布，在高程上還是有明顯的規律的。一般的說，在裂點以上，大都是老盆地，但也有少數的新盆地；裂點以下，均屬新盆地。

裂點以上的盆地，海拔都在 1000 米以上，對於熱帶和亞熱帶栽培作物的生長是不利的；裂點以下的盆地，則是發展和利用熱帶和亞熱帶生物資源的好地方。

雲南在干季時，盆地地下水的利用對工業和農業的開發是具有特殊意義的。有些盆地，因為在干季時，沒有足夠的水源而使工農業發展受到很大的限制；在雨季時，因排水不暢而發生內澇，使農作物淹沒而減產。例如勐遮、勐混、勐腊、勐海等很多盆地均有此現

象。这些现象的产生,都与该盆地凹陷下沉及其有关的地形条件密切相关的。查明盆地的成因类型及其各地形单元对逕流和地下水的关系,从而利用有利的地形条件,因地制宜地提出科学地解决水利问题的方案,是地貌工作者的任务之一。

三、水系的发育

云南境内的水系是奇特的,尤其是“三江地区”(即金沙江、澜沧江和怒江间的地区)的水系更为突出,许多学者都认为这是地球表面上最特殊的现象之一。根据水系形式上结构的差异,大致以红河、洱海、石鼓一线为界,把云南分为东西两个区域:东部地区,河流的长度较短,是大河流支流的发源地;以马龙、嵩明、昆明、楚雄一带为界,在其以北的均为金沙江支流,组成似平行状的水系,由西到东主要的支流有:龙川江、普渡河、小江和牛栏江等;在其以南的河流分属与珠江和红河水系;属红河的有马龙河、绿汁河、河底河、南溪河和盘龙江;属珠江水系的有南盘江及其支流曲江等。曲江受到弧形构造控制,形成适应于弧形构造形状的水系。西部地区,是世界著名的横断山脉峡谷区,金沙江、澜沧江和怒江等三大河流以深谷形式平行流动,它们从昌都地区平行南流 270 多公里以后,其中的金沙江于石鼓附近独自折向东流入海。在三江平行流动的地区,它们之间相隔最狭处仅有 67 公里,可是在它们的入海出口处,长江和怒江(萨尔温江)之间的直线距离就有 3000 多公里,这种现象是世界水系中所特有的。在下关、尖高山一线以南,山系扩散成扫帚状,水系亦随之成似放射状,分别向东南和西南流出国境。这个地区的河流,除怒江和澜沧江外,还有红河的支流和伊洛瓦底江的支流。

不论是在西部还是在东部,水系发育均与构造线有关。

西部“三江地区”平行水系的成因,过去各个学者曾给它以不同的解释。有的认为是由于准平原经拗折运动后,北高南低,水遂向南流,形成平行的顺向河。也有人认为是沿着软弱岩层发育,又经倾折而成平行的顺向河。另有人认为是沿着褶皱发生的顺向河。还有人则认为是沿着裂隙形成的。巴尔博综合了前人各种说法,认为“水系之位置,最初系受褶皱或逆掩断层之支配,其后断裂随之,断层线每沿原来之河谷而发生,因此使剥蚀复新,于已有之古河谷复深切成一峡谷”^[13]。作者基本上同意他的说法,并作以下的补充。

“三江地区”的奇特现象是与大地构造分不开的。西面喜马拉雅山褶皱带原系东西走向,在昌都地区突然转为南北向,在其转折处,褶皱带对于“三江地区”的巨大压力受阻于东面的昆仑褶皱带和康滇隆起,因而“三江地区”在这里收缩成为最狭窄的地方。“三江地区”以南,随着喜马拉雅褶皱带压力的减弱和康滇隆起的消失,形成的山系高程较低,排列也较疏散,水系也随之扩散,构成所谓扫帚状山脉和似放射状水系。“三江地区”及其以南地区,构造线均为南北向或近南北向,在强烈的褶皱同时发生巨大的走向断裂。水系均沿着构造线发育的,例如,怒江在碧江以北,两岸千枚岩走向均为北北西,河谷走向与岩层一致;在泸水以下双江桥一带,怒江河谷与南北向断裂线一致。金沙江在石鼓以北也大致作

南北向，两岸的大雪山灰岩大致亦作南北走向（ $N7^{\circ}E$ ）。西岸灰岩的傾向大致向西，东岸則向东，傾角均在 50° 以上，成为一个背斜构造；背斜西翼的老断层和近代断层亦多呈南北向，如石鼓北武侯将台的逆掩断层和虎头山近代断层均为南北向或近南北向。所以，背斜軸部也可能有一大致南北向的断层，金沙江即循此构造綫而流。南部的瀾滄江和紅河也是深受构造綫控制的。如瀾滄江在允景洪附近，河谷的走向与千枚岩片理一致，在允景洪以上的河谷內还有温泉，它在允景洪以下，由近南北向突然轉为东北流向，也是与局部断裂构造有关。紅河沿着北西南东向紅河深大断裂一直流向越南人民共和国境內。紅河断裂兩側的差异运动以元江附近表現最为明显，断裂走向为北北西（ $N20^{\circ}W$ ），古老板溪系岩层断距在 1000 米以上，同时沿綫附近还有超基性岩侵入。断裂西側哀牢山抬升，山頂为寬广的夷平面，它下面有广大几級剝蝕面，山麓下是整齐的迭置状断层三角面和断层平台；300 米断层平台上有更新世初期（ Q_I ）冲积洪积相堆积层；200 米平台上有更新世中期（ Q_{II} ）冲积相粘土砾石层；更新世晚期（ Q_{III} ）构成巨大冲积扇，其上还迭置着小型冲积錐（ Q_{IV} ）。这些都是紅河形成后产生的。同时，由此可見，紅河大断裂在第四紀的大量上升中曾經过多次活化，紅河随着断裂活化而迅速下切，造成了現代的紅河大峡谷。

綜上所述，西部水系均沿构造綫而发育。中新世时，它們在准平原上成为极其寬广而平坦的谷地，它們之間的分水岭也极其平緩，如前所述的怒江与瀾滄江間的碧罗山即是一个平坦寬广的分水岭。中新世后，幅度不大的間歇性的上升运动，使当时的侵蝕基准面几度变化与停頓，河流随着下切或旁蝕，形成了相应的几級剝蝕面。例如紅河左岸就有 800 米、1100—1200 米和 1400 米等清楚的三級阶梯状剝蝕面（图 2）。上新世晚期或更新世

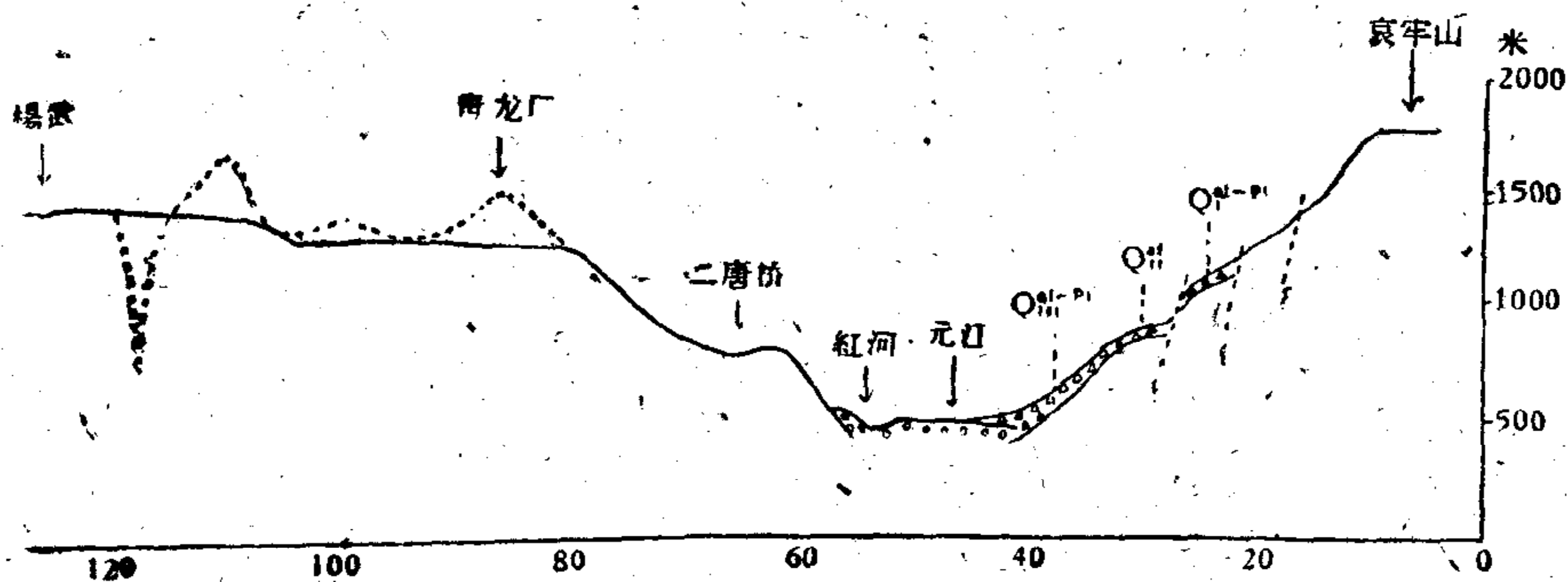


图 2 紅河两岸剖面示意图

初期的大面积抬升，古老断裂受到再度与多次的活化，引起了河流迅速下切，造成了深大的峡谷，如紅河、瀾滄江和怒江的峡谷，金沙江改道后的虎跳澗大峡谷等都是由于这个时期河道急剧下切而成的。

云南东部的水系也都是沿着构造綫发育的。如金沙江支流的龙川河即是沿着安宁河、龙川河深大断裂发育的。小江就位在小江深大断裂上。珠江水系的南盘江是在小江断裂的延伸綫上，南盘江支流的曲江，显然是沿着云南弧而发育的。紅河支流的綠汁河就

与安宁河龙川河断裂綫的向南延伸有关。它們的发育过程和西部水系一致,它們也在第四紀中下切成为峡谷。

由于北部的上升速度快、幅度大,南部的上升幅度小、速度相对地較为緩慢,因而河流下切的深度也不一致,它所塑造的地形也就有所差异。大致以金沙江下关、尖高山一綫为界^[17],在其以北的地区,峡谷深达1000米以上,形成高山深谷;在其以南的地区,峡谷深度一般在500—1000米之間,成为中山峡谷。

云南的河流多奇异的轉折,北部地区尤为常見,过去学者把这些突然的轉折都认为是袭夺弯的遺証,如在巴博尔的揚子江流域地文发育史一文中的袭夺前水系图中,就标志出很多的袭夺弯。这些“袭夺弯”有的已进行过研究,根据研究的結果表明,有的是不存在的。例如“长江第一弯”的石鼓大弯曲,多年来被很多人誤认为是袭夺弯,并作为中国河流袭夺現象的典型例証。根据我們的实地观察,該处不是真正的袭夺弯,而是受近北向和北北东向交叉断层的影响而形成。又如以前认为金沙江以北瀉川河与江南的龙川河是一条河流,以后被金沙江横切袭夺,这也是沒有根据的。实际上,它是經過横断裂作用的变形河道^[9]。虽然巴氏图上所繪出标志的所在地不一定是袭夺弯,但由此而全部否定云南水系之間曾发生过袭夺的論点也是不对的。云南水系之間也确实有过袭夺現象,例如,金沙江在石鼓以下7公里的洪文村(三股水)附近曾发生过改道,金沙江故道原系經洪文村;白汉場而南流,由于剑川的南面双龙山的近代上升,堵塞江流;其次上新世末云南川西地面开始大量上升,从而与四川盆地之間的相对高度增加,盆地西緣的长江溯源侵蝕加强,再則,上升运动中产生了新断层,并使一系列的老断裂活化。这样就使溯源侵蝕更易于进行;玉龙山西側断裂的活化为长江对金沙江的袭夺打开了方便之門,于是在第四紀初期金沙江便被袭夺而改道。又如祿劝的掌鳩河也是一条被袭夺的河流,它原来是直接北流而入金沙江的,由于散营盘近代急剧的隆起阻挡了掌鳩河的北流,并使它改向南流,从而为普渡河所夺。有人还认为小江本向南流,属南盘江系統,由于楊林一带的隆起,为牛栏江所夺;并把阳宗海、撫仙湖的东向出口,看作是南盘江对这些湖盆的袭夺現象^[14]。看来,云南地区的河流袭夺是与近代的新隆起和断裂活化紧密联系的。这里附带指出,地貌学教科书上都把河流袭夺单纯地看作是河流溯源侵蝕的結果,这是不对的。但近来也有人把袭夺作用的产生完全归于新构造运动,这也是不对的。作者认为河流的袭夺是由构造运动所引起的,但它必須通过河流的溯源侵蝕来实现。

云南地区河谷的层状地形是极其显著的,根据河谷谷坡的生成时代和近代外营力作用的性质,谷坡层状地形一般可分为上、中、下三层:上层是古老的夷平面地带,上面分布着浅沟和浅洼地,以片蝕剝蝕作用为主,仅在其边坡,有微弱的綫蝕作用,是侵蝕剝蝕作用地带。中层为剝蝕面地带,在其平坦面上,仍以剝蝕作用为主,在其边坡,侵蝕作用比上层地形要强些,是剝蝕侵蝕作用地带。下层峡谷区,以現代強烈的侵蝕切割作用为主。在这里,作者給予了云南河谷地貌的一般形态及其外营力结构的图式。谷坡由上而下,从外

营力的分带性也可以看到本区外营力的发展过程（剝蝕→剝蝕侵蝕→侵蝕剝蝕→侵蝕），同时也反映了本区的地貌发育过程。以上的图式，不仅表现在河谷的横剖面中，也表现在河谷的纵剖面上。在裂点以上，下层地形不发育；在裂点以下，下层地形则发育完善。这里须要指出，以上的图式仅在地面发育过程各阶段保存最完善的地区才具备。本文把具有相对意义的上、中、下层状地形，赋予了外营力发展阶段的意义。

四、关于冰期問題

过去巴尔博曾极力反对揚子江上游有冰川遗迹存在^[13]，事实上，揚子江上游不仅有冰川遗迹存在，而且不祇有一次。这已由有些学者在四川西部和云南北部的观察所证明。同样，我們在玉龙山的研究也证实了巴尔博的反对意見是没有根据的。

根据在玉龙山东部的研究，作者认为那里只有两次冰期，因此只存在两次冰期的遗迹。較老冰期的冰蝕地形已被破坏，其終積分布在玉龙山东麓巨大冲积扇的下部，海拔 2800 米左右。它为后期的流水切割成冰積小丘，有的没有被冲积扇全部复盖，则成为孤立突出的崗阜。例如在玉石坎冲

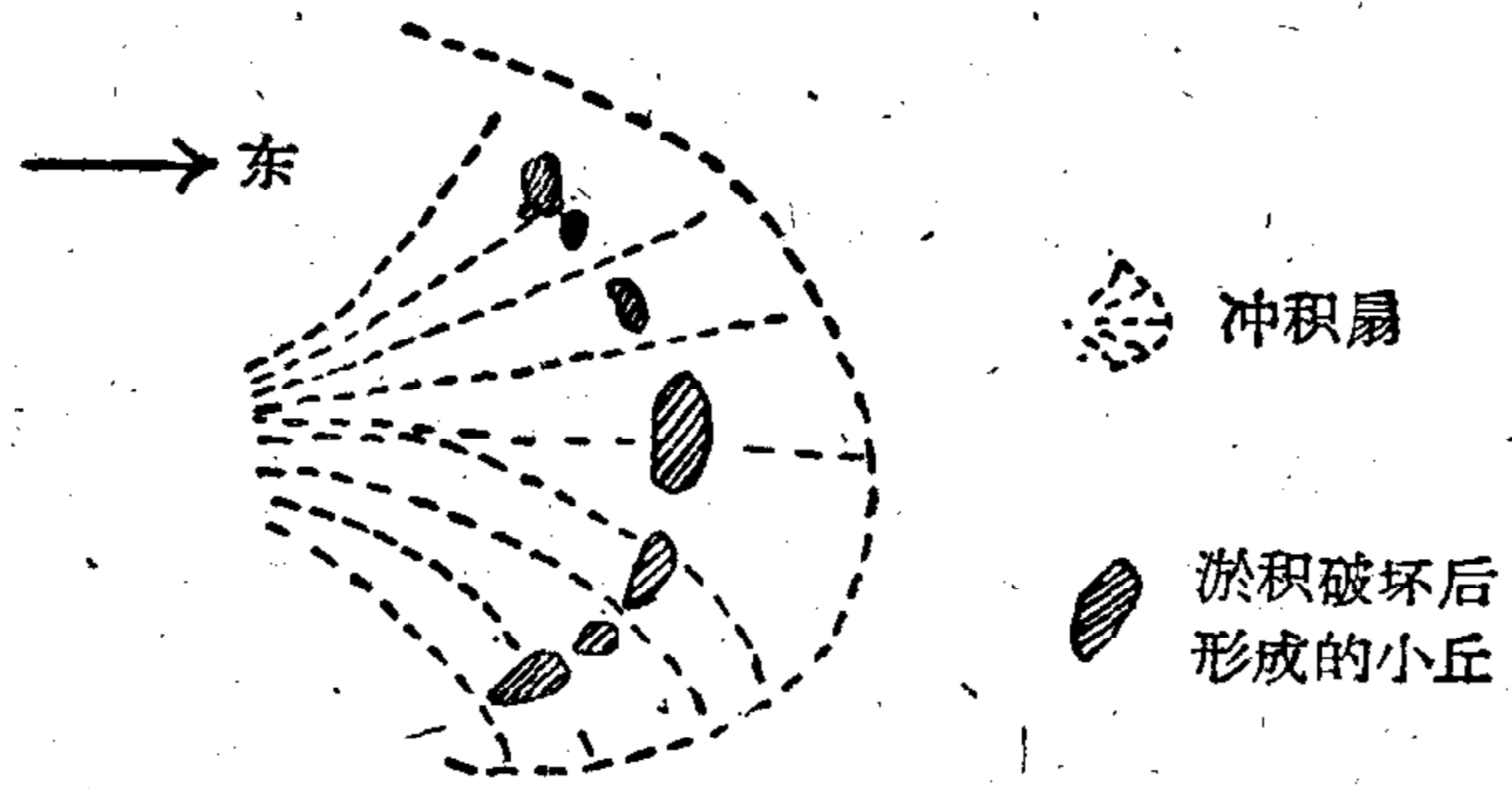


图 3 丽江期終積破坏后形成的小丘平面示意图

积扇下端突露有七个孤立崗阜，高度在 20 米以下，它們排列成向东突出的弧形（图 3，照片 7）；崗阜的东坡（前緣）較陡，坡度在 20° — 30° ；西坡（后緣）較緩，并为冲积扇所掩盖，因此相对高度也較东坡为小；由毫无层次的、杂乱无章的紅棕色粉砂、灰岩和玄武岩大小石块、漂砾組成，漂砾大者长径在 1 米以上，結構較紧实，有显著的风化現象。崗阜上复盖层为冲积洪积相的冲积扇，它是略具层理的，为棕黄色粉砂、碎石和巨砾所組成，其中的巨砾（长径达 2 米以上）可能是冰積物經洪水搬运，再堆积而成；冲积扇已为現代的冲沟所切割。較新冰期的冰蝕地形（如 U 谷、冰斗等）和冰積地形保存完整，冰積物大都分布在 3200—3400 米处，由白色和淡黄色粉砂和大小不等的石块混杂而成，結構較疏散，无显著的风化現象，大的漂砾也在 1 米以上，石块表面有磨光面，磨光面上有擦痕。在这一期的冰積之下（海拔 3200 米以下），分布了上述的巨大的冲积扇。它掩埋了前一次冰期的冰積物。它由山麓一直延伸至丽江盆地之中。上述的两次冰期遗迹，不論从冰蝕地形的形态上，或是冰積物的分布高程上和风化程度上，均有很大的差异。因此，认为分布較低的冰積物（即指海拔 2800 米）和分布較高的冰積物（指海拔 3200 米以上的）是属同一冰期的产物，同时，还认为前者系一个溢口山谷冰川的終積。这种說法已为冰積物的胶結和风化深度的截然不同而被否定。所以这两个高程不同的冰積物是代表两个不同的冰期。前者属更新世中期（ Q_{II} ），我們称之为丽江冰期；后者属更新世晚期（ Q_{III} ），一般称之为大理冰期。

根据玉龙山大理冰期的冰斗底部高程来推测,当时的雪线高度约为 4000 米,这与点苍山的大理冰期雪线高度大致相似。

在丽江冰期和大理冰期时,我国其他地区,如康藏高原、贡嘎山、祁连山、天山、大兴安岭、大巴山、鄂西高原,庐山、黄山和天目山等都有冰川,由于各地所处的地理位置、山体大小和高度等差异,所发育的冰川规模、冰川类型也就不一样。

兹将位置上相当于玉龙山(北纬 27°)的重要山地区,由西而东列一简表以资比较。

地区(纬度)	玉龙山(27° N)	贡嘎山*(29° N)	大巴山**(32° N)	庐山***(29.5° N)
更新世中期 雪线高程(米)	丽江期 3100—3200	雅恰拉期 (yachala) 3700—4200	九湾子期1000米 黄宝江期1700	大姑 800—900
更新世晚期 雪线高程(米)	大理 4000	磨西面期 4500—4700	大九湖期 2200	庐山 1200
现代 雪线高程(米)	悬冰川 5000	山谷冰川 5200—5300	流水	流水 (据计算推测3000米)

* 根据安特生和哈安姆

** 根据郭令智

*** 根据李四光

从表中雪线高程的分布可看出它是由西部向东部降低的。作者认为我国中部和南部的冰川是新构造运动和气候变化相结合的产物。玉龙山是处在北纬 27° 附近,如果没有强烈的上升运动,地面没有上升到一定的高程,在这样低的纬度地方是不会发生冰川的。同样,如果没有全地球上普遍发生的气候变化,在目前的山地高程也是不可能发生规模较大的山谷冰川的。否认某一方面因素的影响都是不对的。因此,不能认为没有见到间冰期沉积物,就否定了玉龙山山麓两次冰期是代表两次真正冰期的论断,而把它看作是代表两个冰川后退的时期,这是不对的。

现在玉龙山海拔 4500 米以上的地方,还有现代冰斗冰川,冰斗之下常为悬崖,从冰斗冰川的下端伸出规模不大的冰舌,它们终止在山坡上,成为悬崖冰川^[10](照片 8)。以现代的雪线(海拔 5000 米)与大理期雪线比较,升高了 1000 米。这是现代气候变暖所致。根据世界资料来看,现代各地的冰川主要表现是在退缩,因此现在玉龙山虽有悬崖冰川,但仍不能说现代是处在冰期时期中。所以说,玉龙山只有过两次冰期的遗迹,而不是经过三次冰期。现代的悬崖冰川现象,可以看作作为冰川退缩中的残余冰川。

根据玉龙山的研宄以及在其他地区的观察来推测,云南有过两次冰期遗迹的地区,仅限于西北部的高山地区;在位于玉龙山以南、点苍山以北的地区,只有大理冰期遗迹,未见到有较早期的冰川遗迹。在点苍山以南的地区,迄今还没有发现过冰川遗迹。因此,有人认为是云南高原面上普遍存在着冰川遗迹,是主观的想象,是毫无根据的。

五、地貌发育簡史

前文已提及,云南在大地构造上是处于地台与地槽之間的过渡地带。东部和西部,不論在地壳的发育史上或是地質构造上都是截然不同的。东部,在三迭紀以前是一个以拗陷为主的地区,火成岩活动以小型侵入体为主,具有地台性質。西部地区构造复杂,次一級的构造隆起与拗陷平行相間出現,断裂构造发育,有大量的火成岩活动,大型的侵入体多。在其西緣还有近代的火山噴发,从构造上来看,活动性大,故接近于地槽性質。

燕山造山运动使本区拗陷地带的地层褶皱,断裂,并形成盆地。地表进行着剝蝕夷平作用,盆地中堆积了內陆盆地相和湖相。根据沉积韻律来分析,在中新世时期地表完成了夷平阶段,基本上达到了准平原。中新世晚期喜馬拉雅构造运动产生了断裂和挠曲,形成一些盆地,盆地里普遍地堆积茨营組地层。地层中往往夹有草煤,从煤系沉积韻律来看,当时构造运动的幅度是不大的,而且具有間歇性的上升运动。它使夷平面遭到微弱的变形和破坏,在其未被破坏的地面,仍然繼續进行着夷平作用。在古河谷的两旁及其山麓地带形成阶梯状的剝蝕面。这时云南的地势还是不很高的,大部分地区的气候还較今日更为湿热,这已为昆明附近殘留的砖紅壤所反映。夷平面只有在这样的地壳較宁靜的条件下才能形成;剝蝕面也只有上升幅度不大,間歇時間較常的情况下才能产生。云南地区在这一段較长的時間中,完成了夷平面的夷平阶段和形成几級显著的剝蝕面。这段時間中地壳上的平靜,也为夷平面和剝蝕面上深厚的风化壳所証实。

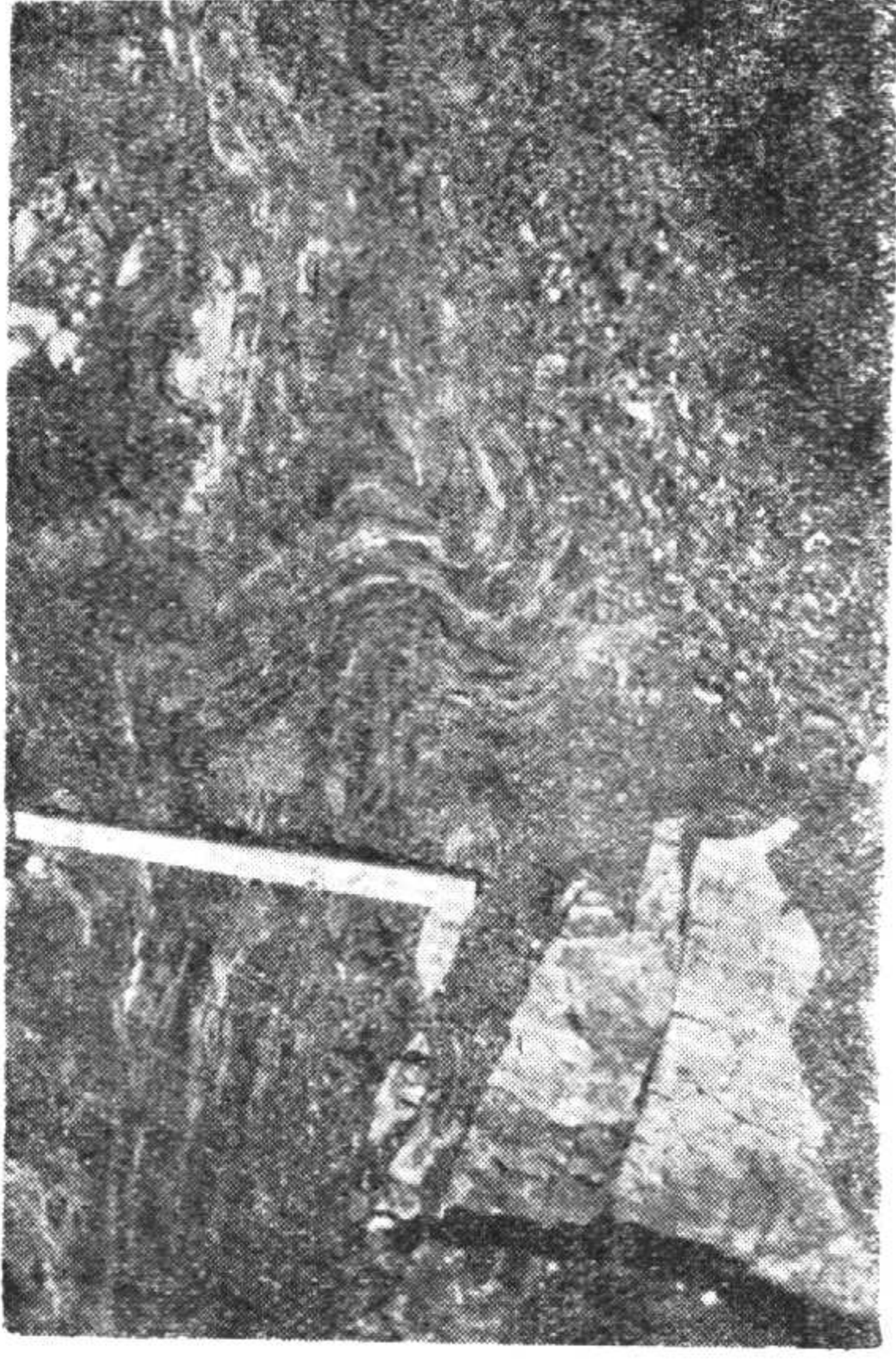
上新世晚期或更新世初期,云南发生大面积隆起的造陆运动,准平原抬升为高原,古夷平面成为高原面。这是一次不等量的上升运动,它使高原面发生由北向南的傾斜。在大面积上升的基础上,还发生相对的隆起与拗陷,造成了突出于高原面之上的山地和陷落于高原面之中的盆地。河流随着地面的急剧抬升而迅速下切成为峡谷,水系之間发生袭夺。由于差异上升的影响,在更新世中期冰期来临时,滇西北的高山地区都发生了山谷冰川。这次冰期,我們称为丽江期。这时我国西部和东部的山地区也有冰川发育。更新世晚期的冰期来临,不仅使滇西北高山地区又发生冰川,并且使滇北山地也发生了冰川,如点蒼山、滇东北的永善、巧家間山地区都有分布。这次冰期以大理点蒼山为代表,故称为大理期。在点蒼山以南的地区,地表仍为流水侵蝕所切割,溯源侵蝕日漸破坏了剝蝕面和高原面。現代上升运动仍在繼續着。在玉龙山山麓玉龙村附近,近代冲积扇受到最新阶梯状断裂的切割。云南各地頻繁的地震和众多的温泉,也显示着現代构造运动还是很強烈的。

云南地区的上升运动是可以和邻近的喜馬拉雅山区进行比較的。根据作者对云南地区的分析,自燕山运动以后,云南有两次明显的上升阶段,一是在中新世晚期,一是在上新世晚期(或更新世初期)。据研究,在喜馬拉雅地区也有两个上升阶段:中新世晚期与上新世晚期。可見,云南地区和喜馬拉雅地区在运动發生的時間上基本是一致的。

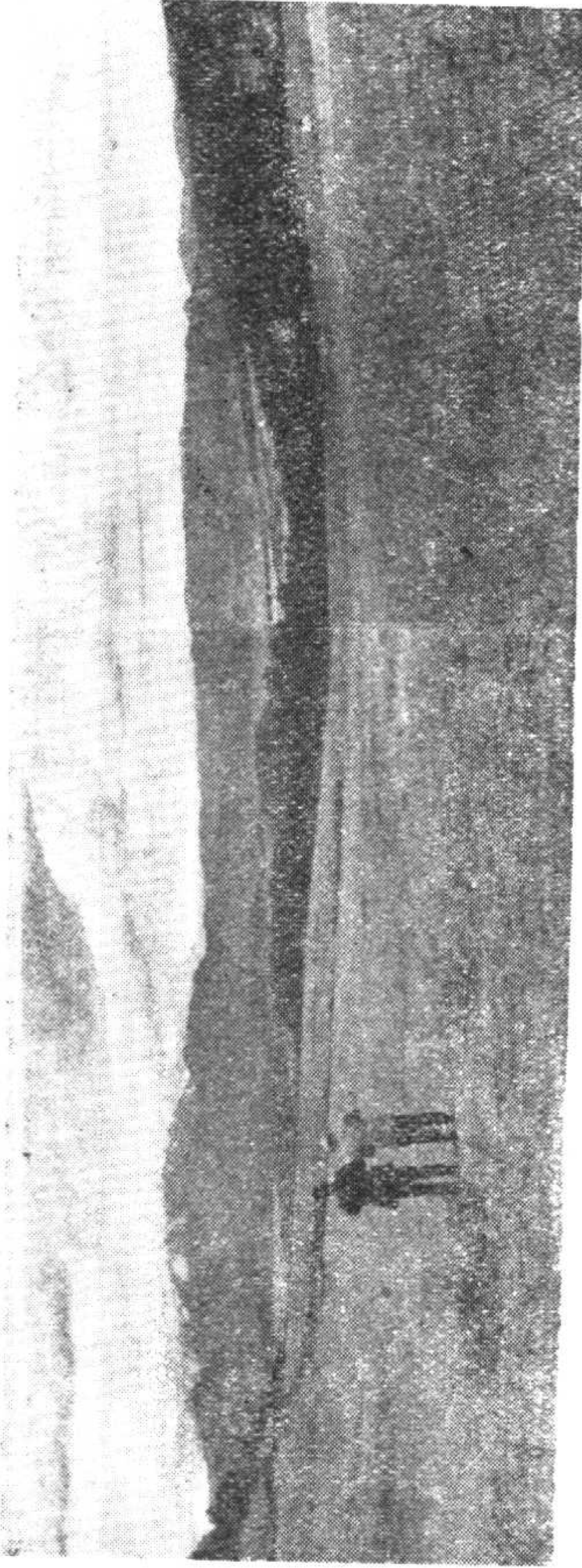
云南在上新世晚期或更新世初期的上升运动是比较剧烈的。现在再举一个米士所见的有关例证：点苍山以北的罗平山，它在鍊铁街附近，西麓的上新统地层作平缓的向西倾斜，上新统地层向东延伸适与山顶接触。可见，罗平山在上新统时是不存在的，经过上新世晚期和更新世初期的差别上升才形成。

可以说，云南自燕山造山运动以后，更新世以前，地壳运动基本上是较宁静的，中间虽有中新世晚期的运动，由于它是一个造山运动和造陆运动的过渡类型，上升幅度不大，运动不强，所以对地面发育的影响也不大。显然，云南高原的造成实是第三纪以后的事情。高原的上升过程也可以与欧亚大陆其他地区进行对比。例如世界著名的帕米尔高原，在第三纪时还只是不高的丘陵；欧洲最高的山脉阿尔卑斯、高加索也有类似的情况；即是世界最高峰珠穆朗玛峰也是在不久的历史时期中自高原上隆起的^[17]。所以，云南地壳运动的规律也和世界上其他地区一样，形成褶皱断裂的造山运动在前，发生大规模隆起的造陆运动在后，两者之间有一个过渡阶段，它是地壳比较稳定的时期。这里普遍地发育了夷平面和剥蚀面。为了简明起见，特将云南地貌发育过程列表如后：

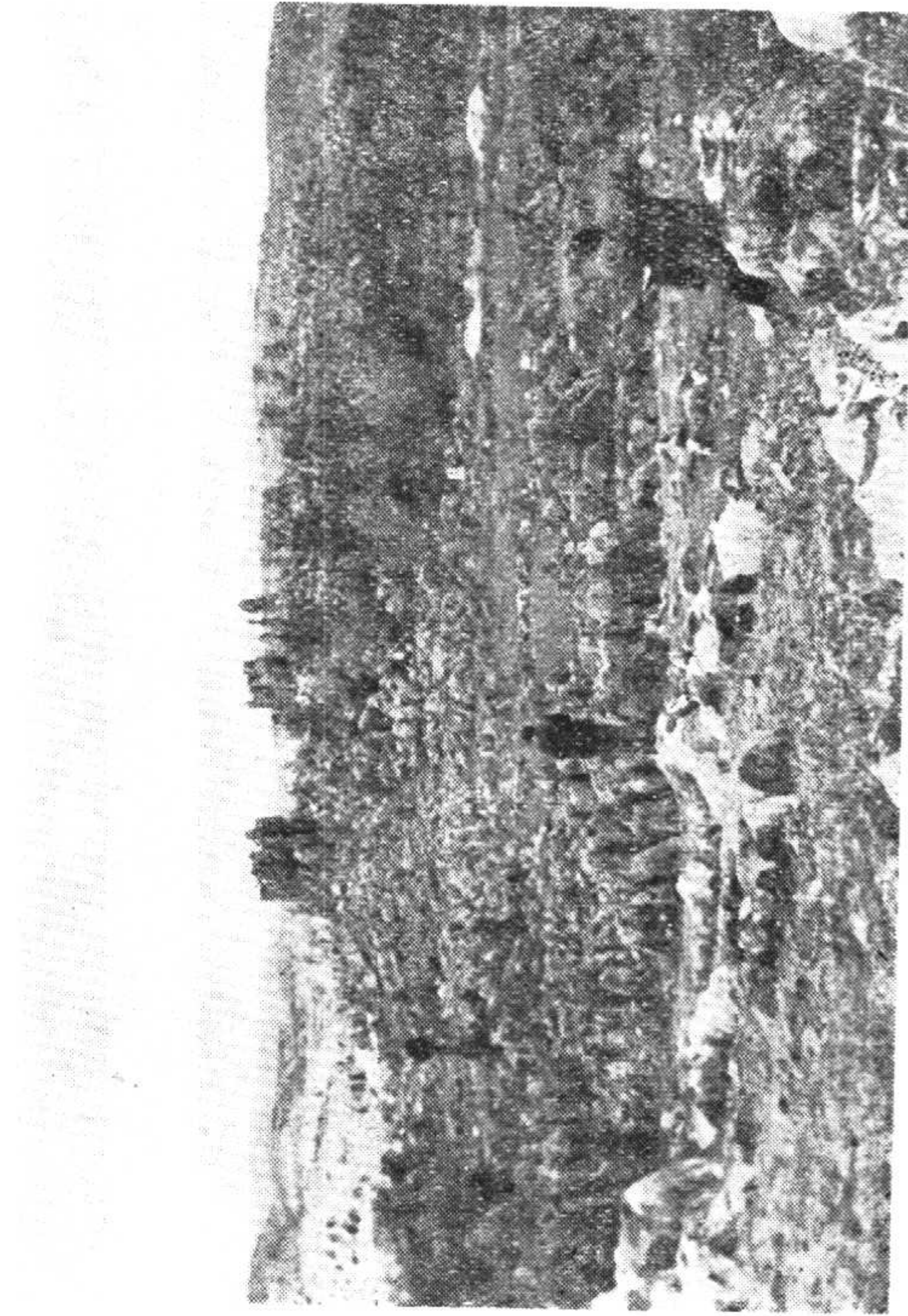
时 代	地壳运动及地貌发育	
现 代	继续有上升、断裂。冰川退缩。河流继续下切。局部地区的盆地中有大量堆积。	
更 新 世	晚 期 (Q _{III})	仍有差异上升，断裂，北部地区有大理冰期冰川的冰蚀和堆积。峡谷较宽的河段中形成低级阶地。在差异上升幅度很大的地区，形成巨大的冲积扇(如玉龙山、点苍山、哀牢山)。
	中 期 (Q _{II})	继续大量的差异上升运动，在西北高山区有丽江冰期冰川的冰蚀地形和堆积。河流强烈的下切。
	初 期 (Q _I)	急剧的隆起，并有差异上升，断裂，腾冲有玄武岩火山喷发，为一强烈的造陆运动。准平原上升成高原，江流下切成峡谷，并产生袭夺作用。盆地中堆积(元煤层)。
上 新 世	先为幅度不大的间歇性上升运动，盆地中堆积茨营组煤系。风化壳发育。晚期开始有强烈的造陆运动，发生大量的上升，断裂，腾冲有安山岩喷发，形成新的盆地。河流开始迅速下切。夷平面遭到变形和破坏。	
中 新 世	地壳运动较平静，地面剥蚀夷平成准平原，夷平面完结了夷平阶段。地表有深厚的风化壳发育。 晚期有造山运动和造陆运动的过渡型构造运动(类造陆运动)，为一幅度不大的上升运动。有火成岩(粗面岩)喷发，形成盆地。夷平面受到轻微的变形和破坏。卞美年称这一期的运动为衡阳运动(这里的喜马拉雅运动)。	
渐 新 世 与 始 新 世	地表进行剥蚀夷平，盆地中有煤系和泥灰岩堆积(蔡家冲层及开运小龙潭煤系)。 地表剥蚀夷平燕山运动所造成起伏，盆地中有内陆盆地相和湖泊相堆积(路南层)。	
白 垩 纪	燕山造山运动(四川运动)，形成褶皱，断裂和盆地。	



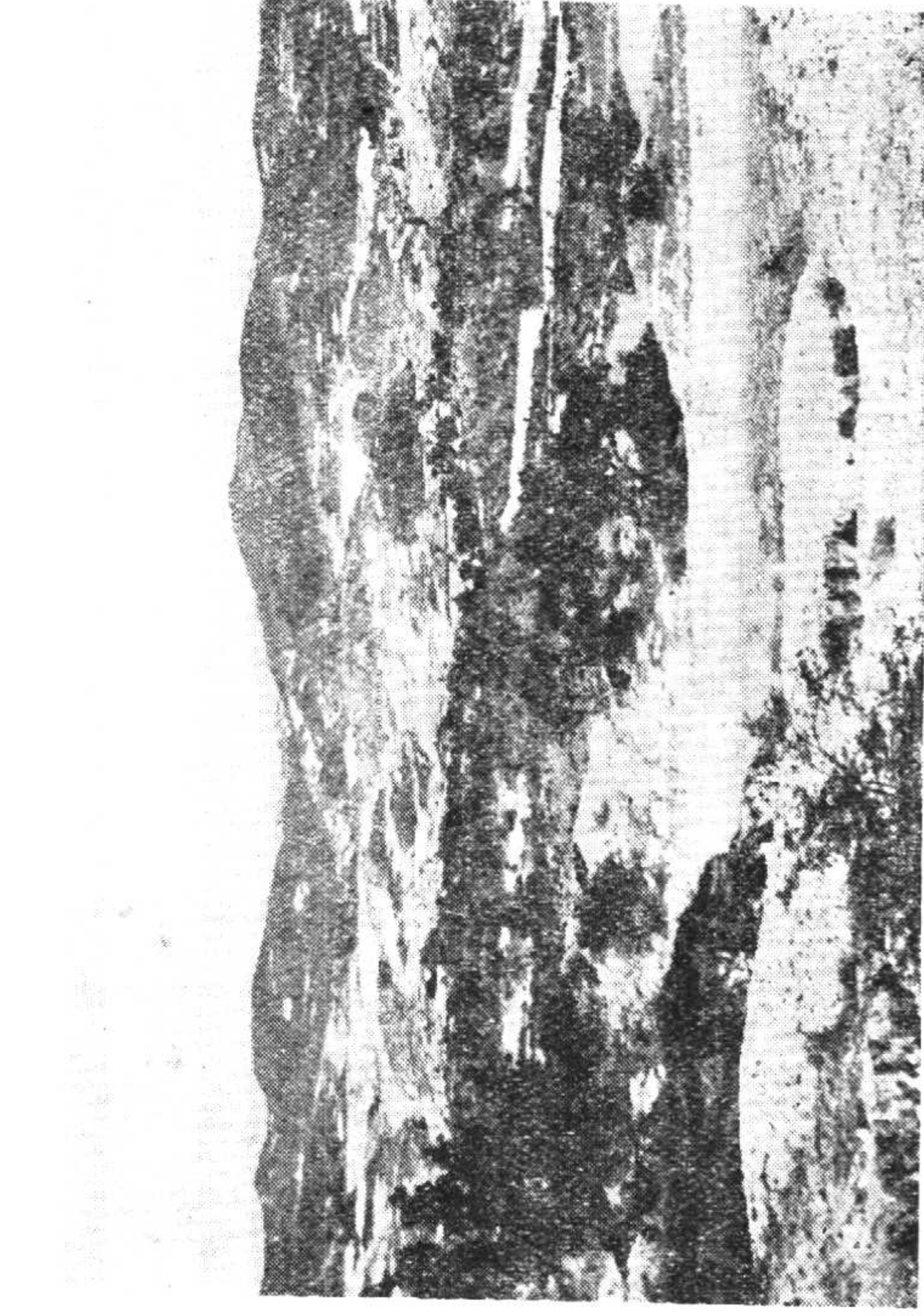
照片 4 丽江上新统湖相沉积的褶皱和断裂



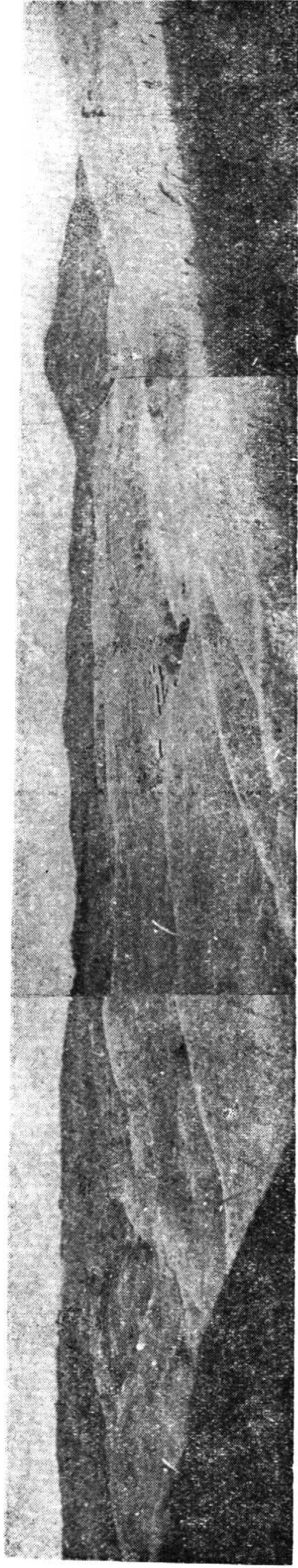
照片 1 狮子山南望 3000 米夷平面



照片 2 天生关附近夷平面及石林



照片 3 普棚附近 2600 米夷平面下的 2300 米和 2100 米剥蚀面



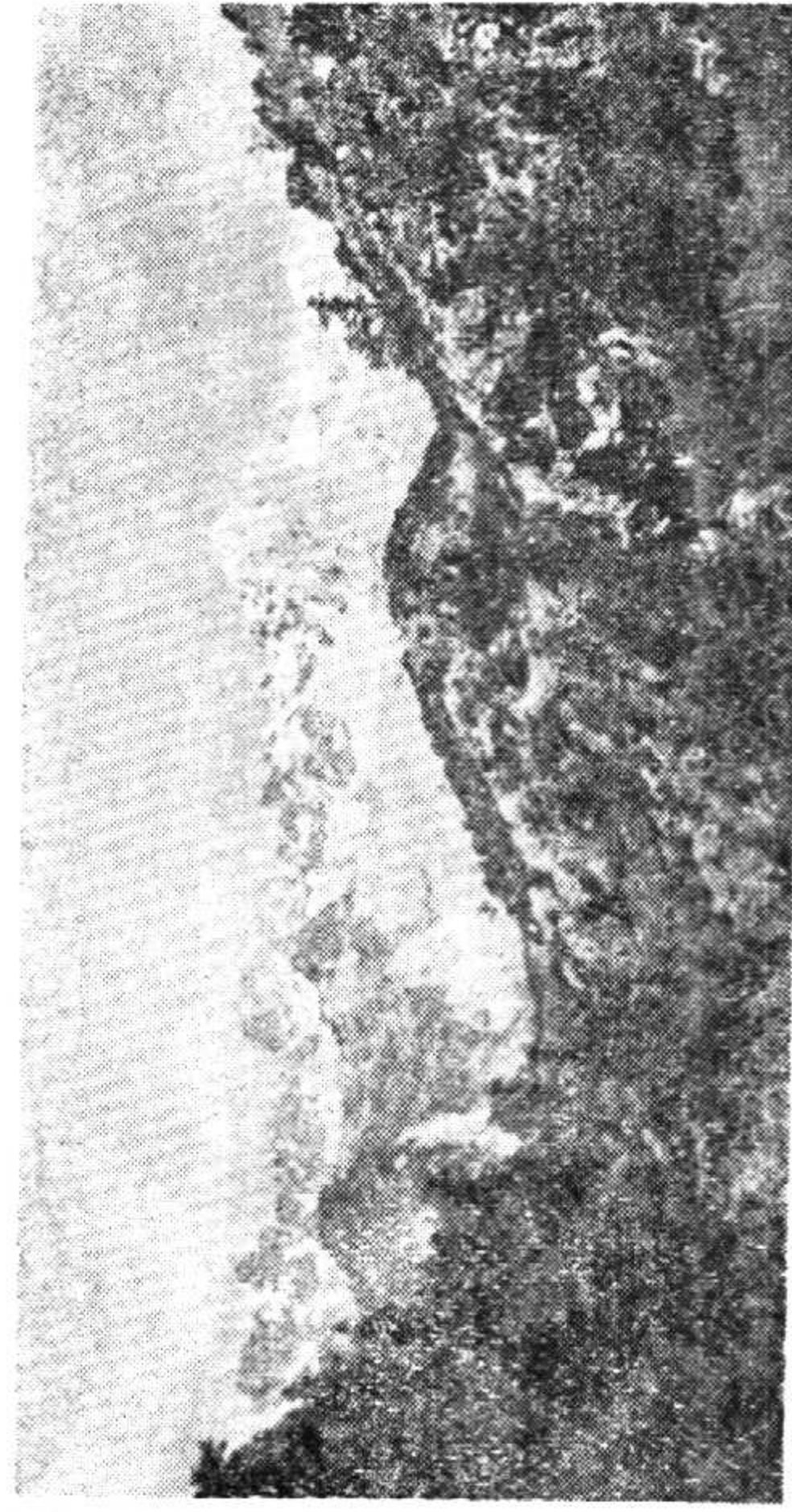
照片 6 受到現代微弱侵蝕切割的大渡崗夷平面



照片 7 麗江期終積破壞后形成的小丘



照片 5 玉龍關斷層



照片 8 玉龍山現代懸崖冰川

參 考 文 獻

- [1] J. Deprat: 1912. Etude Géologique du Yunnan Oriental.
- [2] J. W. Gregory: 1925. Geology and Physical Geography of Chinese Tibet and its relation to the mountain systems of SE Asia. phil. Trans. Ser. B. Vol. 213.
- [3] 卞美年: 1940, 云南新生代地質初步观察, 中国地質学会会志 20 卷。
- [4] P. Misch: 1945, 云南构造史, 中国地質学会会志 25 卷。
- [5] 李春昱: 1933, The Development of the Upper Yantze Valley. 中国地質学会会志 13 卷。
- [6] 楊鍾健、卞美年: 1939, 路南新生代地質, 地質評論 4 卷 3—4 期。
- [7] 李式金: 1945, 云南石鼓附近金沙江袭夺問題, 地学集刊 3 卷 1—2 期。
- [8] 馮景兰: 1946, 云南大理县之地文, 地学集刊 4 卷 1—2 期。
- [9] 袁复礼: 1958, 中国西南区第四紀地質的一些資料, 中国第四紀研究, 1 卷 2 期。1957, 长江河流发育史的补充研究, 人民长江 2 期。
- [10] 任美鏗等: 1957, 丽江和玉龙山地貌的初步研究, 云南大学学报, 第 4 期。1959, 云南西北部金沙江河谷地貌与河流袭夺問題, 地理学报 25 卷 2 期。
- [11] 黃培華: 1959, 云南新构造运动的特点与大地构造的关系, 南京大学学报自然科学 7 期。
- [12] K. K. 馬尔科夫: 1948, 地貌学基本問題, 地質出版社, 1957。
- [13] G. B. Barbour: 1935. 揚子江流域地文发育史, 地質专报甲种 14 号。
- [14] 中国科学院地学部: 1957, 中国科学院第一次新构造运动座谈会发言记录, 科学出版社, 1957。
- [15] 王曰伦: 1957, 中国科学院第一次新构造运动座谈会发言记录, 科学出版社, 1957。
- [16] 周明鑣: 1957, 华南第三紀和第四紀初期哺乳动物羣的性质和对比, 科学通报 13 期。
- [17] B. Л. 李奇柯夫: 1941, 論現代地質时期, 苏联科学院院学地質丛刊, 3 期。
- [18] 王化云: 南水北調的宏伟理想, 红旗 17 期, 1959。
- [19] B. Г. 列別杰夫: 現代地貌学基本理論与問題, 201 頁, 科学出版社, 1958。



我国东南部湿润地区流水地形发育规律的初步认识

曾昭璇

(华南师范学院)

一、流水作用下地形发育的基本规律

我们认为流水地形发育是自然环境作用的产物，地形的历史是由来已久的。今日之地形只不过是复杂环境作用之下的瞬间地形形态。流水地形的区域分异是显明的，在不同地带和不同的地区有着不同的表现。前者可以指出干旱区、湿热区和温湿区等作为例子。后者可以陆台区和地槽区作为例子。这种流水地形区域分异性也是构成各地地理环境特点的主要因素之一。

对于流水地形的发育过程应该注意到水文特点的分析，尤其是目前水文特点按照地理环境的特殊性的分异状态。我们认为在地表上流水作用特点可以分为三大类：即散流、暴流和河流。每种流水作用都有其一定的产生环境、影响它的因素和它本身对地表作用的特点。因而也有与它相应的一定地形形态特征，以及对其他流水作用的影响与对其他地区地形形态的影响。

地表上各个地带或地区中这三种流水作用力和它所形成的地形，可以有很大的变化。这些变化也可以指出地形的地带性分布，例如：在干燥区里，那里大气水分的环流是不正常的，蒸发特大，使地表河流多是间歇性的，所以河流作用并不如暴流和散流作用那么重要。在温湿区里，那里大气水分的循环也是不正常的。冬季降雨多呈固体状态，停流在地面；到了春季又再融化成为巨大的地表散流。由于温度在 0° 上下变化很大，所以霜裂作用也很强烈，有利于散流的侵蚀作用。在热湿区里，化学风化和物理风化作用都很强烈，也非常有利于各种流水地形的发育。这样，流水地形就按照气候情况可以产生地带性的分布。

因此，我们认为流水地面地形的发育，应该分析这三种流水作用的特性和组合状态，才能正确地理解流水地形的发育过程。我们认为分出这三种流水作用的阶段和范围，不但对地形现象能进行进一步的解释，并且对整个地面发育的理解也能推进一步。因为在戴维斯和大、小彭克的学派里，流水作用是沒有分别出这三个流水作用阶段的，尤其是散流作用，他们都认为这只不过是坡面上的冲刷和土粒的下移现象而已^[1]。

二、前人的研究

在很早以前，水利学者、自然学者、土壤学者、自然地理学者和地形学者都在他们的思

想里、著作里不断地应用了散流、暴流和河流作用的概念。例如900多年前的地理学家沈括也明白暴流和河流的作用特点^[2]。在水利学者中如500—600年前元代的郭守敬等早就知道暴流的特性,提出治导的特殊方法;间歇暴流和河流的水文特性以及地形上某些特性也早为水利学家所注意^[3]。早在300多年前,自然学家如孙兰等也已知道雨水、暴流和河流三种营力是造成地形变化的力量,可惜没有人来发展他的学说^[4]。近代土壤学者也很久以来都采用了片蚀、沟蚀、河蚀等概念,并且用来作为土地规划时的必要参考。近代自然地理学家在引用农学家和土壤学家的片蚀、沟蚀的概念方面,也已取得了巨大的成就。在俄国,在杜库查耶夫领导下曾经作过详细的沟蚀地形研究。今天苏联学者对沟蚀的研究更加进了一步,已有非常特殊的半定量分析研究,为农林业和水土保持工作提供了科学的论证,作出了许多贡献。我国在解放以来,黄土区沟蚀的研究也已有飞跃的进展。

地形学家的著作中早已具备这三种营力的思想并应用了散流、暴流来解释地形现象。如19世纪W. G. 麦基(Mcgee)曾经应用散流解释干燥区山足平原。其后,戴维斯、大彭克、小彭克都谈过散流和间歇流水的作用,而近代就更多了。例如:邦达楚克,在他所著的“地貌学原理”一书中,水成地形的分类就全部是按照这三种流水地形来论述的。

三、古地理环境对地形发育的影响

我们认为目前被侵蚀作用着的地面是由古地理环境遗留下来的。因此,古地形上已有显明的暴流、散流和河流作用的地区。这一点可以完全由今天岩相学的研究来证实。古地形的主体结构由陆台转变为地槽性沉没和由地槽发展成为陆台的事例,在地表上不断地发生着。因此,我们认为大地形上的振荡运动是非常明显的,并且在今天还是在地槽区、地台区、准地槽区内进行着,不过在程度上、区域的大小上、均匀性上、不同的频度上有所不同。

这样,使我们不必象有的学者那样假定最后的几次运动成立了新的倾斜面作为目前水系形成的论据^[5],而是应该按照各个地区的地形发育的特点不断地发育起来,所以说要假定一个原始地面正如小彭克、戴维斯所说的那样是不必要的。古地形面上的散流、暴流和河流作用力量的组合状态也是随着古地理环境而改变着的。例如在华南一带,地形在白垩纪火成岩侵入以后,低地方沉积了红岩系,从这时起,华南山地和低凹地已经形成,河流水系已粗具规模。因此,研究华南地形的发育如果不涉及白垩纪时代地貌(即火成岩及红岩系的地形)就很难彻底认识目前的地形。同时,再加上在白垩纪以后,第三纪又有过湿润时期的更替;第四纪初期又有过多次冰期的更替,这样,也必然使地表形态发生了变化。因此,古地理环境的不断发育也就成为今天的地形外貌。就是今天的自然环境也还在不断地影响着地形的发育。

陆地地形的特点是,在海平面上有一定的高程,因此,由于水分循环在大气圈中遇冷下降而成的水量便要在地球表面上产生停滞和流动现象。当这些水体在地表受到重力吸

收而流动时,就成为流水而作用于地面。流水地形就是这样产生的。

由于构造运动不停的活动,使陆地高程不断地在变化。因此,陆地上的流水也就时常在改变着自己的水文特征。例如在山地上升过程时加强了坡度状态,同时也就增加了流速和下切作用,在下降运动时又致使流水减速而产生沉积现象。也就是说在一般正常的情况下,流动水体在地表上也就必然要按地形环境而产生不同的水文特征。这些具有互不相同特征的水体也就用不同特性作用于地形,因此,产生了不同地区的地形外貌。从理论上我们认为流水地形的发育是由散流、暴流和河流这三种流动水体同时综合作用的结果。

四、流水作用的三个基本阶段概述

在有一定高程的地面上(山地、丘陵、破碎阶地),流水在湿润的环境下很容易形成下述三种地区(图 1):

- (1) 受降雨经常作用着的分水岭上部和坡面上的散流区;
- (2) 山坡下部由散流集中形成的有綫形水道的暴流作用区;
- (3) 位置在最低凹地方受到地下水层支持的,并有长期流水的河流作用地区。

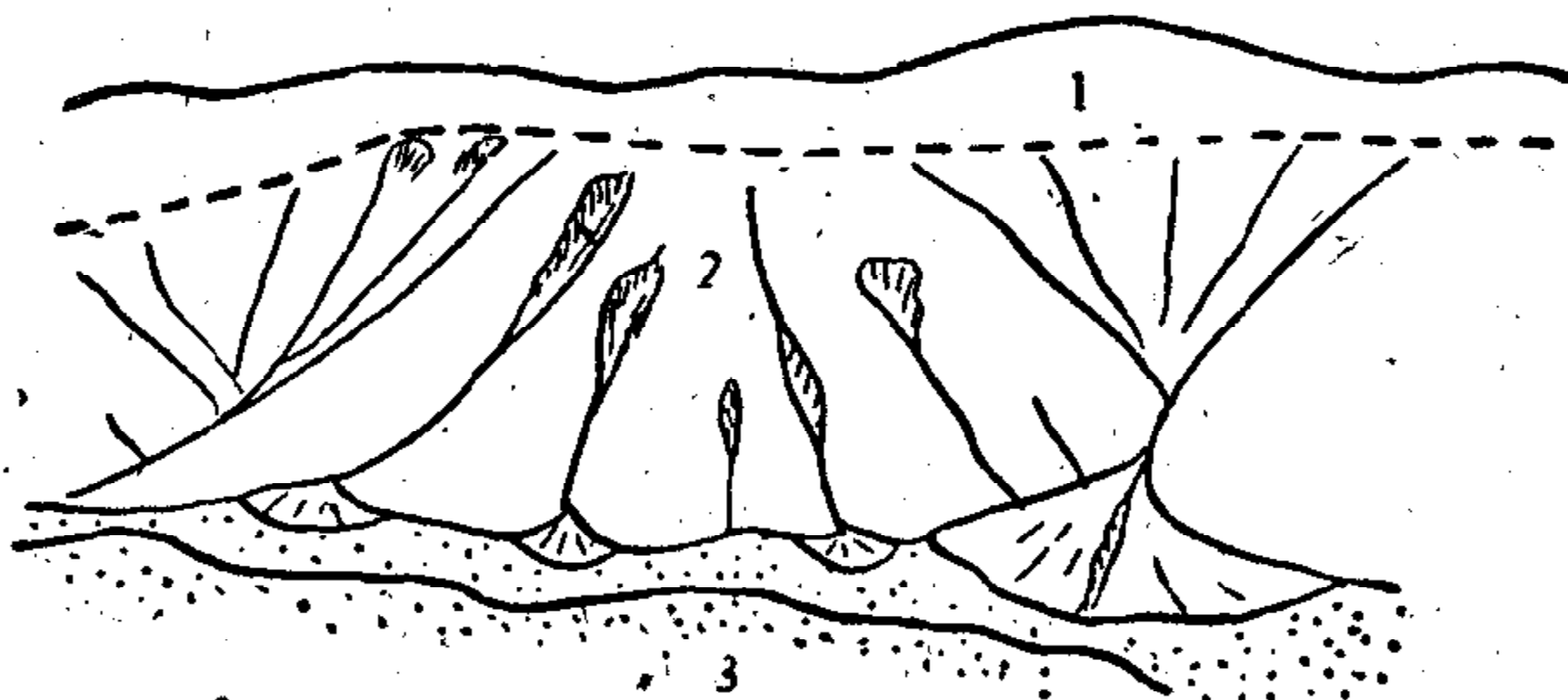


图 1 流水地形区内三种流水作用地区分布的示意图

1. 散流作用地区(分水岭部分); 2. 暴流作用地区(斜坡部分); 3. 河流作用地区(有点部分为河谷部分)

这三个流水作用是可以互相递变的,如植被环境改变(伐林、烧山等),气候环境改变(冻霜、暴雨)等可以使暴流伸入散流地区中进行沟状侵蚀,并且切过分水岭。另一方面,暴流堆积作用又可以把河谷充填、河床堆高,冲积平原变形,甚至形成干谷。如果造林以后,及水土保持施工以后,暴流影响又可以大大减少,散流的面积可以大大扩展,而河流也可以由于暴流的向源发育而得以形成延向源性的伸展。

因此,一般地讲,起伏地面上多数是由这三个流水作用区组成,并且互相约束而又相关。一切有流水地形的现象,我们认为都可以根据这一原则来作一番检查。

每个流水作用区的特点是不同的,因此,我们不能象戴维士、小彭克等用同一个流水侵蚀规律去解释。例如:最常弄混的是暴流和河流的规律。暴流的基准点是以河流为准点的,暴流的发育和植被及耕作关系较大。这样,较大地区造陆运动对暴流作用影响是不明显的。这一些现象都和河流有所不同,因为河谷地形对新构造的反映比较可靠,而且和

植被、耕作的关系也不如暴雨作用那样直接而敏感。因此,散流作用地区的地形也就被我们提高到应有的地位,同时河流的作用却又大大受到限制,把它的活动仅限于低下地方,而广大的坡面和分水岭区则是散流作用的范围。根据我们的观察,将这三个流水作用地区加以区分以后,是可以完满地解释许多地形争论的问题,而且又摆脱了戴维斯和小彭克学说的束缚。

总之,依照我们的理解,散流作用主要是在分水岭区,暴雨作用主要是在山坡区,河流作用主要是在谷底地区。因而地面的发育就是这样分区而又紧密相关的。各区按照其具体的水文特点而产生适应于这种水文特性的地貌。

五、散流和暴雨在地形发育过程上的作用

散流侵蚀是流水地形的主要环节之一。首先,散流作用为一切流水侵蚀创造了条件。我们都知道流水作用是靠水量和水里含有沙砾才能发生作用的;散流就是这水量和沙泥的供应者。其次,散流的集合就成为暴雨。同时,散流又可以造成河流里的洪水。这就很明显了,如果我们只注意到暴雨的线状流水作用而不去注意散流转变到暴雨的过程,或者注意到河流水文而不注意散流注入河流的方式,这就显然是不够全面的。再其次,散流作用是一切坡面发育的一种主要力量,尤其是在半干燥或雨量很多的地区里:因为前者流水很难成为河流阶段,因而流水侵蚀就以散流为主,多雨区里就是这个情形,例如在华南地区雨日有些可以达到300天以上,一般也在100天以上^[6]。这些地方如果不考虑这长期恒久的散流外力作用,就将不能够圆满地解释当地地形的发育过程。还有,就是散流作用发生在暴雨和河流作用不到的高地上。因为这些地方不单河流不能起作用,甚至暴雨也不能在这里发生作用。所以说如果我们只注意到低地地形的向下发展,而不注意到斜坡和高地的发展,也就不能全面发现流水地面发育问题。

在疏松的地层里,散流作用的力量是非常强大的。例如粤东五华地区,六十年来地表平均冲刷就有60厘米,平均每年地表要降低1厘米,这种改变地表速度,在广大的淤积地区、软弱岩石区上,散流作用是非常明显的。在硬岩石区,土层可以冲刷净尽,使岩石外露增加风化速度和直接侵蚀岩石表层。散流作用由于它所作用的地面面积广大,所以侵蚀量也是很大的。我们认为对整个地面发育的作用也是重要的。散流作用在山地和平坦地区冲刷出旱谷或浅凹地地形,也是对于农业上、水利建设上都有重要意义的地区,因为丘陵区内的“坑田”,台地里的“水田”都是利用浅凹地来进行耕作的,山塘和小水塘也是利用凹地建立起来的。这种地形在湖南和江西两省更是特别重要。这些浅凹地是分水岭附近、台地地面或高平原上的主要地形。波状起伏地形,就是因为分布着广大的浅凹地而显现出来的。

在我国南方许多特殊地形都可以用散流作用来解释。例如:华南的頁岩和紅土地区的泻溜地形。石灰岩地区的石沟和石芽地形、花崗岩地区的石且地形、砂岩的剝出阶地地形、丹霞地形和片岩的柵状尖脊砾原地形都是例子。

暴雨地形不但有地带性，并且重要的还在一定的高程上发生作用。在河的地下水面以上的坡地地区都属于暴雨活动的范围，因而暴雨就成为山地和丘陵地地形的的主要发育的力量。这样，我们认为暴雨作用力量的存在就大大影响了河流作用的重要性。我们把暴雨地形和河流地形对立开来，也就显明地和戴维斯的河蚀循环概念相区别开，并且我们认为这样分划是合乎科学事实的。

暴雨地形的特点，一般可以分为沟脑（集水盆）、沟谷和扇形地三大部分。沟脑是本来承继了一些散流凹地而产生的，但是当集水盆形成时，它自己可以创造出高差更大的新斜面来，促进了切沟系统的发育。在平面图上看来，集水盆里是有成束状的密集冲沟系统的存在。

沟床的侵蚀作用不单能简化成强大下切力来加以解释，而且还必须要联系到暴流水文特点来进行研究。因为暴流流水以泥沙众多和涡流为特点，这种涡流和水中砂砾在高速度流行时，沿途可以产生不少的小型瀑布和凹穴。这样，沟谷里的凹穴就连续发生，沟床纵剖面就成为崎岖不平。在石质谷底里，连续发育的凹穴可以切成一道深沟。

现代沟谷地形发育，在华南地区非常活跃。例如在广东省德庆县便形成一条100米长、10米深、20米宽的冲沟，只要50—60年历史就可以。今天五华县植被破坏了100多年，冲沟发育已经达到非常强烈的情况，已经把一条小河谷填没。从前的小河已经干涸，河谷的田地也已埋没成为一条干涸沙床，可称“干谷”。它增加了地方气候的极端性。华城小河也因此而提高了3—4米。航行、灌溉全部利益丧失，反而带来使作物减产的黄泥水、洪水和埋没田地的沙砾。

沟脑部分是经常向源侵蚀后退的，而堆积扇部分却是经常向前推进着的，就是说整个沟谷剖面都在降低其坡度。

向源侵蚀作用所成的陡坡后退是可以采取崩塌方式的。有时这一段垂直陡坡的剖面发育可以超过分水岭地区，形成切穿山脊的沟谷，把大量的泥沙、石砾带下，并且很快地在沟谷口停积下来，形成扇形地。

特殊的集水盆地形（崩岗地形）在丘陵和低山区里是常见的。在丘陵地上这种小型集水盆地也很多，并且每每看见露岩和山崩的新鲜塌坡痕迹。

由于暴雨地形多数是目前形成的现代地形，崩岗的生长历史比人们的年纪还要轻（往往只有二、三十年的历史），所以多数表现出近代营力作用的痕迹（例如崩坡、塌方、露头等等），密度也很大，依广东省统计，每平方公里的冲刷地就有29个。崩岗发育速度也大，每个崩岗（或称崩口）每年积沙可达642公方。

更主要的，丘陵地和山地实际上也是由暴雨切割所成的地形。例如丘陵区里的谷地多是干谷，干谷顶端多有圆形集水盆地，河谷只是零碎几条横贯丘陵区，沿河谷常有不少扇形堆积地。山地上的切割地形（如峡谷、沟谷等）多数又是季节性有水流、或冬天少水的暴流性山溪。山溪上游的集水盆地就是华南一带常说的“山窝”地形，这里森林密茂，水源丰

富,也是小河发源地点。

暴雨地形也可以由山坡发展到分水岭脊上,因为集水盆的四周峭壁不断后退,就会移到分水岭顶部,形成尖脊地形。如果一条山岭两坡的集水盆地同时发展,就会使山脊形成“梳状”,因此,山地暴雨地形的垂直带就可以按照暴雨作用的不同阶段来划分为下列三个地带:1)山顶上部“山窝”和脊状峰线地形;2)山坡上的沟谷和散流作用下平滑的坡面地形;3)山足扇形地堆积和散流坡积层所成的裙带地形。

河流地形只是暴雨作用的延续部分。山地、丘陵地区堆积特点也是以暴雨堆积地形为主。河流地形只限于几条较大的有长期流水的河谷里,而大部却是在散流和暴雨作用范围之内。因此,分析山地地形如果忽视了暴雨作用的研究,将很难得到完满的解决。许多地形发育问题也要依靠暴雨地形研究来解决。例如我们认为河流的袭夺作用,河流的上溯性侵蚀,谷坡的发展等等,都和暴雨作用有关,而和河流作用的关系不是直接的。

暴雨地形主要是在散流地面上由于流水渐渐集中而产生。集中的环境多数和地面原来起伏形状有一定的关系,这些关系可以由古地形来决定,又可以由近代沟谷地形发育的结果来决定。从整个流水地面发育情况看来,暴雨地形是处于散流作用区和河流作用区之间。暴雨地形发育的下限,一般是以地下水面和河面为主要的基准点,而上限一般是以分水岭的边坡部分为基准的。所以也是正当散流和河流的过渡地段。因此,从整个流水地区来说,丘陵山地地形的作用和地位就可以说是以暴雨作用为最主要的力量,而自从戴维立说以来,这种作用常被人包括进河流作用里面,我们认为这是不够公道的。因为暴雨的水文特性和河流虽然有若干相同之点,但是毕竟有很大的不同,这点可以由暴雨所形成的地形特点上充分地反映出来。

总之,散流、暴雨和河流地区共同组成了流水地形区的主要部分。散流、暴雨、河流可以说是流水地形过程中三个明显的阶段。散流并且可以为暴雨、河流发育创造条件。而在某些环境之下,暴雨和河流也可以转化为散流。例如流入干旱地区的河流就有着这种转变的方向。

六、流水地形区域阶段发育学说和戴维立、小彭克 对某些地形解释的比较

我们认为决定流水地形发育因素的是古代地形的倾斜面系统和目前构造、岩性、运动力等以及当地水文特点间的矛盾对立、矛盾发展和矛盾统一的关系。而水文特点是当地自然环境的产物(即包括植被、土壤、气候等因素的影响)。这和戴维立学派以循环观念来确定侵蚀地形发育观念相反。

下面即按照流水地形发育的三个流水作用阶段学说来检查一下某些地形现象的古典学说的解释方法。

苏联 A. A. 维尔斯基反对戴维立学派分水岭移动理论,创立了“不显露侵蚀带”概

念^[6]，正和我们散流作用区概念相一致。利用散流地区的水文特点来说明分水岭稳定性是非常容易的。因为散流作用地区是以片蚀为主，侵蚀作用也很缓慢。暴雨区域也不容易在这里发展，因此，分水岭不移动性就很明显。A. A. 维尔斯基所说的不显露侵蚀带下部是平行犁沟带，也和我们把山坡分为上部散流作用地形区及下部暴雨作用地形区的划分相一致。当然我们并不一定同意山坡上必定是平行犁沟，也不用侵蚀开始这一比较笼统的名称。但是实质上暴雨作用就是表示这里是线状侵蚀开始地带，这里可以有许多种冲沟方式产生，有些承继散流地形的浅凹地等成立，有些按地势、构造、岩性等来成立，沟谷形式可以有许多种。暴雨作用在发展强烈情况下，是可以伸入散流地区，这也就是和 A. A. 维尔斯基的看法一致。因为他也认为在不显露侵蚀带只有后退侵蚀可以达到，但是即使受到这种侵蚀作用也不能广泛进行。关于最后一点，A. A. 维尔斯基是在苏联观察所得的结论，和我国华北、东北的情况恰好相似，而在强烈暴雨发育下是会有有的，在黄土区和华南区就很常见。不过，的确在一般情况下，散流地区仍旧是以散流地形为突出。

我们的观念也同维尔斯基一样，是由流水作用一开始就研究起，所以和戴维斯学说由河流开始侵蚀时才研究的片面性方法相分歧。因为散流和暴雨在湿润区多数也是河流发育的形成期以前的流水形态。

还有，维尔斯基反对戴维斯的抢水理论，也是可以用散流、暴雨作用区的存在来补充解释的。因为河流本身的上源不是河流而是暴雨或者散流（地下水层也由这些水分供给），所以抢水一定要由暴雨向源侵蚀作用或散流作用来完成。维尔斯基认为如果有水量加入掠夺河时，即使水量很少，也能切过分水岭而发生抢水现象，同时可以利用散流作用区来解释，因为暴雨的发育是靠散流地区供给水量的。因此，如果某次暴雨使散流水量特别集中到暴雨来，就可以使沟脑发生向源侵蚀。如果再经过多数的反复进行以后，就可以切过分水岭进行掠水，这是极有可能的。

准平原的看法也和戴维斯不同，就是说该地面并不是一个具有新性质的地面，而是一个保存着古地质构造的残躯，是一个由三种流水作用力量削低的而又由三种流水作用地区组成的地形综合体。这种准平原可以在任何一地区中都有发育的可能。例如在中游先成立，到下游却没有的状态也是可以的。这种地面是有着巨大的岩石构造和新构造运动的影响成分在内，因此，不能把准平原作为流水地形发育的最后的、固定的状态，只能说是局部地区发育出来的一种特殊地形，因为在暴雨和散流作用特别强烈地区，地形上就可以出现局部性的准平原，如在页岩、泥岩地层分布区域。还有，维尔斯基的关于河谷上部地形和河谷地形的分割，也和我们对于谷坡的看法相似。因为我们认为暴雨是在散流地形的深、浅凹地基础上发育，河流是在暴雨发育深入到地下水层时所产生的。因此，在一条谷地里可以上部是散流作用地区的凹地，而目前可以有暴雨下切入凹地中，并在下游不远处成为小河。因此，地形剖面上就会成立和维尔斯基的谷上部分和河谷部分一致的剖面图式，表示河流是新发育的，并且是沿古地形而发育起来的。同时，我们还认为河谷谷坡是由散

流、暴流和河流分段合作的結果，即河谷上部是由散流、暴流所成，而下部却是由河流直接作用所成。这一概念也和戴維斯的有着很大的分別，因为按照我們的意見，就是說河谷形态只有下部才受河流作用的支配。这样，也就和小彭克的坡面学說大大不同。因为谷形的发育也是三种流水力量合作的結果，不是“风化的顆粒受重力牽引而产生搬运的等坡后退发展”^[1]。

总结起来，我們对流水地形发育的看法是以自然环境的綜合影响为指导思想下形成的，認為目前流水地形是由在古地理环境下形成的呈地表形状留下来的地面。

在今天研究流水地形时，就必须要把流水地形环境分別出散流、暴流和河流三个流水作用地区来研究，按照每个地区的水文特点而产生了散流地形、暴流地形和河流地形。因此，整个流水地形发育就必须注意到散流、暴流和河流作用地形的相互約束、相互轉化的关系，和这三种流水作用地形如何按照今天地理环境而有不同的組合和分布方式，才能解决各地区、地带的流水地形的发育方向和方式。

七、研究流水地形发育規律的几点意見

根据我們的看法，就知道很难在这么复杂的关系中編訂出一套很完整的发展具体流水地形发育过程出来，即使編了出来，也一定会遺漏了一些和強調了另一些。因此，我們倒不如提出了一些抽象的想法，就是說：1)地形是不断在发育中，不能人为地去割断(例如強定一个原始地面来演譯出一套发育方式)；2)在不同時間、不同区域内发育过程亦不同。矛盾性质是会轉变的，每个新的阶段或每个新的地区都有它自己的主要矛盾，并且由于这一矛盾而表现出一定的地形特征。換句話說，地形的阶段性发展不但有历史的方向，还有地区性的方向；3)流水地形的发展在构成地理环境的各个地带性和非地带性的因素中，彼此有着一定的矛盾对立关系。在这些因素的变化发展中也会影响到地形的变化和发展；4)在流水作用和地表結構間的主要矛盾中还得注意流水作用在各个地区所获得的性质；散流、暴流和河流作用就是有着质的区别的。我們不单要研究每个大系統中的流水运动形成的特征，而且还要研究在整个系統发展的过程中每个过程的特殊矛盾特点；5)具体分析地形生成的主要矛盾和次要矛盾的特点，才能掌握地形发展过程規律的本质。

我們为什么要提出上面的一些看法来，主要是由于我們对客观規律的掌握必須要有正确的認識論和方法論的基础，正如毛泽东主席在矛盾論中所指出的：“事物矛盾的法則，即对立統一的法則，是自然和社会的根本法則，因而也是思維的根本法則”^[7]。所以，如果不首先正視这一問題，就会犯錯誤。这里我們不能不指出戴維斯、小彭克以及近代許多欧美地形学者在他們的工作中由于缺乏正确的認識論和方法論，因而不能全面地了解地形发育的規律。例如从哲学观点看来，戴維斯即使有許多良好的核心思想，但是也无可否認地在循环学說中会給人們带来很大的害处。例如过去脱离了地質构造来談地形发育；把地表地形发育硬性地区、人为地割裂成几个地理循环；每个循环又分成少、壮、老年期的漸变分

期的观念；上升、侵蚀又再上升的分裂外力和内力作用相联系观点和反复地产生同样循环的观念。这在认识论来说，都是属于所谓庸俗的进化论哲学观念的反映，是不全面考察到地形发育是由内部矛盾对立、矛盾发展、矛盾统一的辩证发展过程的。从而，否定地形发育的极其丰富的多样性和整体性（内在的复杂联系）。这些观念也可以说明为什么戴维斯学说能够在十九世纪末和二十世纪初风行一时，因为当时正是进化论盛行之际。而长期以来，这个学说的优良部分也不再发展，而不良部分却一直被资产阶级学者教条化地传播开来，用来抵抗唯物辩证学说的传播。

八、流水地形区域阶段发育学说的应用价值

在应用流水地形上这种流水作用区的分析是有实践意义的。就是说，这样进行地形学的研究，对于改造自然环境也有一定的积极作用。例如在珠江三角洲附近地区，如果应用这三种不同流水作用方式对三角洲之上的山区地形来加以研究，就会得出一个有实际意义的改造自然环境的方案。例如在广三铁路边的小塘乡的环境改造就是按照这三种流水作用地区来分别进行的。小塘乡附近由于珠江每年洪水泛滥，沿河岸要有高大的堤围，但在沿岸地方因有自然堤基础，地势比近山边平原要高，因此，使围内山水和雨水不能排出珠江反而成为内涝。低地更可以常常积水成为许多大沼泽地，今天就有“涡”、“壑”等的人工影响下形成的大积水塘。这种地形如果只由河流地形观点去看，很容易就会使人们认为这是一种很难避免的灾害。改造的方法，只有利用低水时期的排水。灌溉也只有利用天雨和洪水期引洪入平原灌溉。因此，如遇天雨失时，洪期不定，就会产生灾害，造成“天雨水灾，无雨旱灾”的环境。但是，如果了解到这种地形的生成实在还有暴流作用力量参加时，改良方法就会不同。例如可以在暴流集水盆地外建筑山塘，或在暴流出口处建立池塘用来贮水，以备旱天时应用。雨天时又可把山水截留不致冲坏田地，在旱天可以在扇形地找寻地下水，在平原挖掘水井等等。为防山洪又要沿沟谷多筑谷坊，把暴流用节节封沟办法，使山洪不能直下。但在本区筑河堤和防治冲沟后仍不免还要受旱涝之害。

这样，也就说明这种措施还不是完善的，对本区水涝原因也是显然不够清楚。因为在暴雨时，除了直接下到平原上的雨量和山水（山沟暴流水量）以外，还有山坡集中了大量的散流水量流入平原，这是平原上洪涝的主要原因。因此，即使河岸大堤筑固，暴流也有谷坊，水塘封好，洪水还会为害。这就是因没有估计到散流集中的力量。在旱天也没有好好地把散流水量计算在内，而听任大量雨水用散流方式流失，在洪水期散流集中又可冲坏谷沟、山塘，这是多么大的损失。例如广东日雨量每可达200毫米，如果这样大的雨量不截留，结果就会在旱天造成缺水的灾害，而在雨天也就会成为洪水灾害。因此分别认识清楚各个流水地区对水利工程是非常必要的。这样，要求解决这个区域的水旱问题，就必要按照河流、暴流和散流所成的地形特征来进行计划设计水利工程措施。例如在河流沿岸利用水位涨落及时排灌。沿低地进行打井。山沟筑水塘、谷坊并植林，实行封沟等措施外，还要

建筑环山沟、排洪沟和引水沟等,引水停留在坡地面和平原中貯水地点。組成“长藤結瓜”系統。过多水量又可以順平緩山坡面上的环山沟排出珠江。这样,就可以保証消灭水災和旱災。南海县小塘乡的經驗就是証明按流水地形区分来进行“蓄、引、排、疏”是良好的方法。按南方日报(1958,7月)材料,小塘乡是个丘陵区,环山瀕水,方园86平方公里,有山崗420个,并受西江、北江的主流和支流圍繞交織,雨季是外受洪水威胁,內受积水为災。天晴不雨,缺水鬧旱。使人們一年中忙于防洪、抗旱、排积水工作,影响深耕細作,仅抗旱劳动力一年中达100万个劳动日,占全乡全年劳动日1/4,自从利用地形建筑了10个水庫,3个平塘,并用12条排洪沟、引水沟互相連起,工作了26万土方,即消灭了水旱災。例如在消灭水災方面,1957年5月27日到6月4日間一連下了三場大雨,雨量共有277毫米,全乡受淹,禾田23,490亩受浸,損失稻谷336万斤。但是在1958年5月26日前后,也下同样大雨,雨量且达280多毫米,但由于利用接洪沟、引水沟引入山塘水庫,洪水部分又可排出大河,这样,全部禾秧未曾受害。其次由于环山沟的建立和山塘的截留黄泥水,使禾田不再因黄泥流入田中,引起減产。例如旧紅星社在高崗坑一带,150亩的坑田就是由于截阻了坡面黄泥水入田而年产量由低产220斤提高到450斤(1958年),增加一倍以上。在抗旱方面也有很大效果,例如1958年出动抗旱劳动力包括排积水在內,也只占早稻劳动力支出的7%,这样,对增产就有很大的帮助。其次,大面积望天田有水引灌,变低产为高产,例如有11,000亩望天田变为自流排灌,产量比一般好田要高。从前要三递抽水机,十二递水車取水的17,000高田,現在只要一二递就够了,最多的也只要四递。所以在1958年插秧后长期不雨,也不旱坏一丘,块块田地丰产。总之,丰乡水利設計是在合理使用各个流水地形区的特点来进行的,因此,保証了稻谷的丰收,如1958年早稻比去年多一倍以上(1958年1410万斤对1957年677万斤),单位面积产量也提高了一倍(350斤对166.3斤)以上。产量最高的旧紅星社且达两倍。

充分利用散流地形、暴流地形的特点,进行水利工程設計也可以把全部雨量截留在田地上,成为抗旱、排洪可靠的保証。例如在沒有大河的惠阳樞林乡,这里田地全靠天雨,过去是大雨山洪冲下,不雨成旱災的状态,但是利用山塘、平塘来蓄水,并利用环山沟、引水沟等截留坡面上的散流并引到山塘、平塘蓄积起来,雨季的水就可在旱季时使用,保証稻田用水,克服了千百年来認为沒有办法克服的干旱災害,使农业活动得以保証。因此,散流水量的利用和蓄积起来,就必须充分利用流水地形各个区域的特点。

因此,在水利工程建設上如果不按各个流水地形区特征进行設計,就会使水工建筑物受到一定損失。例如引水渠考虑到坡面散流集中情况計算引水量的方法就得改变,在山塘建造上也应考虑到暴雨时散流集中情况,就可免去在一夜或一場大雨中山塘冲毀的危险。例如在粤北一带,山塘常要半夜搶救,如果先在山塘四周散流集中坡面地点建立排洪沟就不致要临时搶救了。

在水土保持上,認識这三个流水作用区地形特点也很有用,例如在散流冲刷的地区,

坡地表面常出现暴流,使植被消失,林木消失,如果暴流再强烈发育冲下大量沙泥更会使小河填高、或河谷被淤塞成为旱谷式的“银沙地形”,流水没入沙中成为地下水,河谷两岸田地不能耕作,大量田地因暴流的冲毁,沙泥填充,耕地埋没。这都表示暴流作用在平原边缘起了很大的破坏作用。而在和缓的散流地面也可以由于暴流的发育而被切蚀成为崩岗,使林地、牧地日益变坏。所以我们如果利用散流地形的特点(地形和缓及坡面平缓又有土层等特点)进行植林保持水土,使散流不流入沟中,沟头保护了,沟坡固定了,再有树木固定沟底就可以封沟,不使再发展。所以防止沟谷发育也必须使散流在沟头、沟边地方开出水平天沟,截了散流不使流入沟内,也就能防止冲沟暴流的发展。

广东德庆县治理崩岗“崩口”(即暴流的集水盆或沟脑部分)的原理就是开水平天沟不使散流再流入崩口。一般崩口发育历史不过30多年,而在治理下的崩口一年即可不再发育,三年完全停止。

总之,由农业、林业、牧业、水利观点看来,都要求我们研究清楚流水地形的内容、性质和地形形成的过程及特征。而我们认为把流水地形分成暴流、散流、和河流三部分,是合乎客观存在的地形事实和特征的。因而按照这三种不同流水作用地区的地形来进行生产规划,也是有实践意义的。

参 考 文 献

- [1] 戴维斯：“地理循环”一文中平衡谷坡的发育一节及小彭克：“地形分析”一书第六章斜面的发育一部。
- [2] 沈括对河流作用意见可见于梦溪笔谈卷廿四,杂志一：“所谓大陆者皆浊泥所湮耳……今关陕以西,冰行地中不减百余尺,其泥岁东流,皆为大陆之土,此理必然”。对暴流作用的意见同卷记雁荡山云：“穹崖巨谷,不类他山,皆包在诸谷中,自岭外望之,都无所见,至谷中则森然干霄,其原理当是谷中大水冲激,沙土尽去,唯巨石巋然挺立耳。如大小龙湫,水帘,初月谷之类,皆是水凿之穴”。
- [3] 郭守敬传(元史)记他在开铁幡等渠时就指出：“山水频年暴下,非大为渠堰广五、七十步不可。”
- [4] 关于孙兰散流和暴流地形学说见柳庭舆地偶说(卷上)：“因时而变者,如大雨时行,山、川洗滌,洪流下注,山石崩从,久久不穷,则高下易位。”关于流水对地形作用有云：“惟水气避高趋下,洋溢怒涨,足以损高而就卑,变盈而流谦耳,流久则损,损久则变,高者因淘洗而日下,卑者因填塞而日高,故日盈变而流谦”。
- [5] 现代侵蚀与水土保持“论侵蚀地形发育的基本规律及因素”,科学出版社,1956。
- [6] 曾昭璇:台湾的气候,地理学报,1952。
- [7] 毛泽东选集,第二卷 803 页。

由苏联中亚黄土岩之观察谈对我国黄土岩 研究上的一点意见

王永焱

(西北大学地质系)

1959年夏,笔者在苏联中亚进行了为期半年的黄土野外观察及室内研究的学习,对于中亚黄土岩的特征及研究情况,有了一般的认识。在中亚黄土岩观察的同时,也联想到了对我国黄土岩研究的一些意见。

苏联中亚包括乌兹别克苏维埃社会主义共和国、吉尔吉斯苏维埃社会主义共和国、塔吉克苏维埃社会主义共和国和土库曼苏维埃社会主义共和国,而笔者所见到的只有乌兹别克苏维埃社会主义共和国、吉尔吉斯苏维埃社会主义共和国和哈萨克苏维埃社会主义共和国的东南部,所以文内所述的中亚资料,多系这三个地区。

一、中亚黄土岩的概况

中亚是苏联地质结构和地貌比较复杂的地区。高耸的山地、深大的山间及山前盆地、宽广的堆积平原以及隆起的剥蚀残余高原是这一带地貌上的特征。这些基本的地貌单元与强烈的大陆性干燥气候相结合,不仅形成了中亚特殊的地表景观,也形成了各种成因类型的第四纪沉积(包括黄土岩)的独特性质。

1. 中亚黄土分布的一般规律

1. 典型黄土分布高限在 2000 米以下,并在山麓地带;
2. 黄土岩分布高限,东高(3000米)西低(1500 米);
3. 在高山陡坡上,黄土岩的粉土成分减少,而砂及石块成分加多;
4. 随高度及雨量之增加,典型黄土变性;
5. 厚层黄土(70—100 米)分布在西部及北部山地与沙漠之间。

2. 中亚黄土岩的特征

中亚黄土岩可分为黄土及黄土状岩石,而黄土状岩石也包括石质黄土(当地称为烧赫)。

中亚典型黄土的最显著特征:淡灰黄色,以粉土成分占优势(0.05—0.01 毫米颗粒占 40—60%),孔隙度高(>50%),具大孔隙,在整个剖面中具有高度一致性,无层理,为垂直节理,矿物成分中轻矿物占 82—91%,其中石英 40—49%,长石 9—15%,重矿物仅占 1—

3%，其中以磁铁矿最多(0.5—2.2%)，钛铁矿(0.06—1.66%)、锆石(0.05—0.4%)、绿帘石(0.004—0.4%)次之。这四种矿物最为常见，其余重矿物都随地而异，粘土矿物以水云母最多并分布普遍。化学成分：碳酸盐含量25—45%，在剖面上部多于低部， SiO_2 最多(50—60%)， Al_2O_3 的含量次之(10—20%)。具显著的湿陷性，比重2.65—2.75，容重平均1.47。中亚黄土岩的厚度以典型黄土为最厚(50—100米)。

中亚黄土状岩石不完全具备上述典型黄土的特征。粉土成分少于或多于典型黄土，有时粗粒成分多，有时粘土成分多，呈亚砂土亚粘土状，均一性差，具层理并有砂及砾石夹层及凸镜体，孔隙度小于典型黄土。但比重及容重却大于典型黄土，一般无大孔隙，具垂直节理，石英及长石少于典型黄土，而粘土矿物多于典型黄土，碳酸盐含量少，湿陷性差或完全无湿陷性，厚度较薄。

中亚石质黄土(烧赫)色灰黄或淡肉红色，其矿物成分及颗粒成分与黄土很接近，只孔隙度极小，其质坚硬，无湿陷性，分布层位一般在山坡上高出黄土，而在平原中埋于黄土层之下，生成时代早于黄土期而晚于新第三纪。烧赫的成因应当是相当于黄土岩的物质沉积后经富含盐质的流水或地下水浸润后经盐分富集使原始物质胶结而成。石质黄土的胶结物有二：碳酸盐及石膏。

中亚黄土的物理机械性质随不同地区的自然地理条件之差异而有所不一。如雨量多少、地下水之深度、山坡之坡度、分布之高度等，均影响黄土岩的机械性能。

M. И. 罗蒙诺维奇^[2]研究了后伊犁山北麓的黄土岩后，把黄土岩的性质随高度的变化称作“黄土成分的带状分布规律”。粘土成分是随高度不同而有所增减的。A. H. 拉佐诺夫解释这种黄土岩粒级随高度增加而变细的原因，是因为随着高度增加湿度增大所引起的表生作用加剧的结果。但 H. И. 克里盖尔^[1]研究了吉尔吉斯山的北坡上黄土岩后，得出相反的结果，即随高度的增加粗粒成分亦加多。他并提出了黄土岩的湿陷性随高度增加而相应减少。中亚黄土岩的机械成分不仅随高度不同而变化，也随时代不同而变化。Г. А. 马弗梁诺夫和 C. M. 尤苏波娃研究了齐尔齐克河流域阶地黄土岩后，得出以下结论：0.05—0.25 毫米粒级成分在第二阶地(Q_4)的黄土岩中占34%，而在第五阶地(Q_5)中为8%。与此相反， <0.001 毫米粒级成分在第一阶地(Q_1)为0.86%，在第四阶地(Q_3)及第五阶地上高于25%。

Г. А. 马弗梁诺夫多年研究中亚黄土岩的结果，得出中亚黄土岩也随成因不同而有各种不同的特征^[3]：

1. 地貌上的不同 中亚分布最广的黄土岩系洪积与冲积者。洪积黄土岩分布在由山地到冲积平原的山前平原上，由山麓到平原，黄土地面坡度逐渐减小。洪积黄土岩的表面地形一般具有波状起伏，由山麓到平原具有冲积扇形态，并形成洪积裙，沿山边宽达几十公里甚至宽达150公里；长有达几百公里者(土兰山南北麓)。冲积黄土岩分布于河谷及冲积平原中，呈明显的阶状地形。表面平坦，沿河谷伸延。风成黄土岩分布在分水岭及

受水流影响很小的地段，其表面呈波状起伏。坡积黄土分布在山坡及各高地的斜坡上。残积黄土岩分布在平缓的分水岭地区、平原及阶地的表面上。

2. 地质时代上的不同 洪积黄土主要是 Q_2 及 Q_3 生成者，而洪积黄土状岩石之时代属于 Q_1 (他指的是石质黄土)、 Q_2 及 Q_3 。冲积黄土状岩石之时代一般为 Q_4 ，个别地段也有属 Q_3 者。

3. 厚度上之区别 洪积黄土岩厚度最大，最厚者超过 100 米，一般为 40—85 米。风成及坡积黄土岩一般只有几米，个别地区也有厚达几十米者。冲积黄土状岩石一般约 3 米，个别地区有超过 10 米者。残积黄土状岩石的厚度一般只有几厘米或几十厘米。

4. 与下伏岩层的关系 风成黄土岩复盖在不同时代的基岩上。洪积黄土岩基本上复盖在冲积砾石层上，个别地区也盖在基岩上。坡积及残积黄土状岩石复盖在砾石层及砂层之上。

5. 黄土层结构上的区别 风成及洪积黄土无层理，无砂砾夹层及凸镜体，而洪积黄土状岩石具层理及夹层。坡积黄土状岩石的粒级成分上粗下细。冲积黄土状岩石有明显层次并有砂砾夹层及凸镜体。残积黄土状岩石之特点是机械成分上分选差。

6. 机械成分之变化 洪积黄土及黄土状岩石以机械成分的均一性为其特点。砂质成分少，主要由粉土成分组成，0.25—0.005 毫米含量达 90%，其中 0.05—0.01 毫米的含量超过 50%，各地洪积黄土的机械成分几乎一致，在垂直剖面上其粒级多为上粗下细。风成黄土的机械成分在平面及垂直剖面上的变化与洪积者同，只是一般成分较洪积者粗。冲积黄土状岩石含砂粒级成分常超过 20%，而 0.05—0.01 毫米粒级常小于 50%，甚至小到 14.0%，但在平面及剖面上其变化则很剧烈。坡积黄土岩分两种类型：一种是分布在不同时代不同岩性的基岩上，其机械成分随深度有显著变化，并且在平面上短距离内变化也大。除在其中含砂砾夹层及凸镜体外，并有零星分布之碎石块，有时其中大块物质超过 25%；第二种类型的坡积黄土状岩石的颗粒成分是粉土占 80—90%，砂质粒级在大多数情况下不超过 18%，不含小砾石及小石块。残积黄土状岩石的特点是各种颗粒的混杂(由粘土到石块)，粉土成分占 45% 上下，在不同地点其颗粒成分有显著的不同，并在垂直剖面上越往下越粗。

7. 碳酸岩含量之变化 风成黄土含量最大，平均 45%，而残积黄土状岩石最小，平均 9.2%，洪积黄土的含量平均 26.1%，冲积黄土状岩石含量随地区不同而变化很大，平均 23.3—32.9%，洪积黄土状岩石的碳酸盐含量较洪积者为少，变化在 6.8—22.0% 之间，洪积黄土岩碳酸盐含量的另一规律是随距离山麓渐远，其含量渐增。坡积黄土状岩石的碳酸盐含量较低，平均 9.0—23.5%，其特点是随母岩的成分而变化，并在几米或几十米范围内有显著的变化。

8. 矿物成分的变化 就整个区域来说极不一致，但也有一定的规律：

1) 矿物种类随成因不同而有所区别。在洪积黄土中含有多到 43 种矿物，洪积黄

土状岩石中 32 种，坡积黄土状岩石中 26 种，风成黄土中 23 种，残积黄土状岩石中仅有 19 种。

2) 各种矿物含量的百分比也随成因不同而变化很大，石英含量在洪积黄土中为 41.9%；风成黄土中 41.1%，洪积黄土状岩石中 39.7%，残积黄土状岩石中 35.2%，坡积黄土状岩石中(第二类型) 33.5%，在冲积黄土状岩石中 32.5%。长石含量在洪积黄土中 12.5%，残积黄土状岩石中 11.9%，洪积黄土状岩石中 9.16%，坡积黄土状岩石中(第二类型) 6.0%，冲积黄土状岩石中 6.7%，风成黄土中 0.3%。云母含量在洪积黄土状岩石中 17.7%，洪积黄土中 13.9%，风成黄土 17.6%，冲积黄土状岩石 12.3%，残积黄土状岩石 11.6%，坡积黄土状岩石(第二类型)为 11.4%。

3) 矿物成分在平面上也随成因不同而变化显著。如洪积黄土中重矿物含量随距离山地远近，其含量有显著的增减，而在冲积黄土状岩石中，这种变化很缓慢。矿物成分在平面上变化最大者为坡积黄土状岩石，常在几十米内就有很大的变化。

9. 易溶盐的含量也随成因不同而有变化。洪积黄土中易溶盐最多，残积黄土状岩石中最少。

10. 孔隙度以风成黄土最大(54.5%)，洪积黄土次之(52.9%)，坡积黄土状岩石 51.1—51.7%、冲积黄土状岩石最小(44.0%)。

11. 湿陷性也随成因不同有显著的变化。厚层洪积黄土分布地区，湿陷最厉害，长期浸湿后从表面下沉到 3 米。风成黄土之湿陷性也强烈，坡积黄土状岩石则中等，残积黄土状岩石湿陷性差，而冲积黄土状岩石最差或全无。

G. A. 馬弗梁諾夫的上述結論不但很好地說明了中亚黄土岩的性質，同时也說明了中亚各种成因类型黄土岩的特征，受到了苏联黄土研究者的很高评价。

总的看来，中亚黄土岩的基本面貌和我国黄土岩相似，但也有些不同：

1. 中国黄土岩除新疆者^[4]与中亚相同外，黄土岩分布最广最厚的甘、陕、晋三省的黄土岩中，最引人注意的是黄土层中的古土壤层。但这在中亚黄土岩剖面中很不显明，中亚的黄土研究者在一些文献中常提到中亚黄土层中的埋藏土层，但这种埋藏土层肉眼不易看出。

2. 我国黄土岩中含有明显的大钙质结核(常达 1 分米左右)，并成层出露。中亚黄土岩中并无这种结核层，钙质结核很小(太过 1 厘米者少见)，零星散布在黄土层中，不成层次。

3. 中亚黄土岩的颜色偏淡灰黄，而我国者多淡灰褐色。即中亚黄土岩颜色较我国者稍淡。

4. 在我国，特别在甘、陕、晋三省黄土地形如悬崖、黄土柱、天然桥、假喀斯特等发育完善，而在中亚则较差。

5. 中国黄土岩及中亚黄土岩分层问题都未得到最后的肯定，并且两地的分层尚未进行过对比的研究。当然目前两地所谈同一时期是否相同尚有疑问，但根据现有的划分方案，中国典型黄土生成时代，主要是上更新世的馬兰期，而中亚典型黄土的生成时期则在

塔什干期,相当于中国的周口店期,即中更新世。

6. 中亚黄土层的厚度,最大者 50—100 米,而中国之最厚者超过 250 米。

7. 在分布上中国典型黄土呈斗篷状复盖着高原表面,甚至复盖着海拔 2,500 米的高山顶上(如甘肃华家岭一带);而中亚典型黄土只分布在山麓地带,海拔 1500 米以下。

8. 中国石质黄土胶结物多系碳酸钙,而中亚石质黄土的胶结物除碳酸钙外尚有石膏。中国石质黄土最大厚度 20 米(綏德县南小河沟),而中亚石质黄土最大厚度大于 50 米。

9. 中国最厚黄土分布在高原上,而中亚最厚者在山麓。

10. 中亚黄土岩中的粘土矿物水云母分布很普遍,而中国黄土岩中的粘土矿物随地而异:隴东地区以伊利石水云母为主,此外有高岭石、蒙脱石、拜来石;兰州附近以伊利石为主,而山西为蒙脱石等。

11. 中亚黄土岩生成在天山及其附近山系的山麓及山间盆地和山前平原上,它们的生成时期的古气候环境与天山中的冰期有直接的关联,而中国者并非这样直接。

由上述中亚及中国黄土岩对比简况,可以清楚地看出,中亚黄土岩生成时期之古气候远较中国黄土岩生成时干燥。

二、对中国黄土研究上的一点意见

1. 必先明确什么是黄土

自 1823 年德人里昂纳德尔把黄土一词应用到地质文献中后,现该词已经成为地质学者、土壤学者、地理学者所熟悉的岩石术语了。其后黄土岩的研究虽有 125 年之久,但全世界对于黄土的理解直到现在还是相当混乱。有些人把典型黄土与黄土状岩石未加区别,统称之为黄土,很多人同意把典型黄土与黄土状岩石区别开来,但他们对典型黄土含义之理解各不相同。同一岩体被某些人认为是黄土,而又被另一些人称之为黄土状岩石,这样自然地增加了黄土讨论中一些不必要的争论。

我国在解放前对黄土岩深入研究很差,把一切黄土岩总称之为黄土,风成说占统治地位,并以马兰黄土为其典型。解放后随着水土保持、道路渠道之兴修及其他在黄土区的工程建设之展开,对黄土的性质进行了不少细致工作,加之苏联黄土研究对我国之影响,黄土岩研究者开始感到有把黄土岩分为黄土及黄土状岩石之必要,在一些文献中常常看到黄土及黄土岩之名词,但对这两种不同性质的黄土岩之含意并不十分明确。

中国科学院地质研究所刘东生等人研究了陕晋黄土后^[24]提出了老黄土(红色黄土)一词,以示与典型黄土有所区别,但仅以颜色及时代作为区别的依据。杨鍾健从地层观点出发,在其 1957 年发表的文章里^[7],对中国黄土岩提出了狭义黄土和广义黄土之分。他的狭义黄土是指上更新世的马兰黄土,并且是风成者。广义黄土包括了上新世的粘土、下更新世的红色亚粘土和含三趾马化石的黄土状红粘土以及在华北广泛分布的含埋藏土层的

中更新世(周口店期)黄土状沉积、及上更新世的馬兰黄土。他并提出了全新世的黄土岩是次生的。由此可以看出,楊鍾健的狭义的及广义的黄土中都包括有黄土和黄土状岩石,但他沒有从黄土岩本身的物理性质及物质成分划分黄土岩。

1956—1957年, A. C. 凱斯^[8]研究了我国西北黄土后,把西北上新世和第四纪沉积分为两类:第一类是水成的砂砾粘土等,第二类叫黄土层,包括黄土、黄土状亚粘土及黄土状粘土。黄土层实际上除包括了黄土及黄土状岩石外,还包括了粘土层,把黄土岩的范围更加扩大了。

铁道部第一设计院将黄土岩分为原生黄土、次生黄土及递降性黄土,并主张原生黄土是风成的,次生黄土是冲积坡积及洪积的,而递降性黄土是殘积坡积的。他们并提出上述三类黄土岩的組成成份及机械性能的数据界限。这个分类的主要问题在于对复杂的黄土形成过程作了单一的机械的规定。

其他一些黄土研究者如张伯声、王乃樑、楊杰等,均未把黄土岩分为黄土及黄土状岩石。由于生成及保存条件不同,不同地点甚至同一地点不同层位黄土岩的性质不尽相同。不同性质的黄土岩有着不同的机械性质与物质成分,这些性质与成分不仅决定着黄土岩的实用意义,并且有重大的理论意义(如成因问题等)。因之在进行黄土岩研究的过程中,必然会产生确定黄土与黄土岩的划分要求,而这种要求首先必须明确的问题,往往被黄土研究者所忽视。地质部水文地质工程地质研究所^[9]在工作中就有深切体会,最近提出了他们对黄土及黄土状岩石的定义。他们把黄土及黄土状岩石根据外部特征、成岩作用程度、物质成分、物理性质、地质时代及成因等六个条件,规定了一定的范畴,这是在我国黄土岩研究上的一个重要步骤。但必须指出这种分类是以工程地质条件为主要基础的,而忽略了与黄土岩本身有极大关联的地貌条件及其他第四纪沉积的相互关系在黄土岩分类上的重要性。另外黄土岩分布面积很广,在不同自然地理条件下的黄土岩有不同的特征。如新疆黄土岩和苏联中亚者一样,而与隴东者相差很多,因之以隴东地区为主的资料就难以包括整个中国黄土岩的特征。所以提出的黄土及黄土状岩石的定义不可能适于我国全国各地。

近年来,苏联许多学者提出了自己的划分黄土岩的意见。尽管这样,什么是黄土这一问题,在苏联尚未得到解决。为了便于讨论这个问题,不妨把苏联主要学者对黄土定义的意见作一概括的介绍。

B. A. 奥勃魯契夫院士最先提出把黄土与黄土状岩石分开^[10]的必要,他把黄土岩分为原生与次生,原生者系风成的黄土,而次生者系其他成因的黄土状岩石。他认为典型黄土无层理,颗粒大小随离吹颶区渐远而变小,含陆生化石,偶有水生者。厚度最大400米,一般为10—70米,分布在分水岭上、坡上谷地及平原上,以及沙漠外缘的干旱草原上。并根据主要风向和地形呈带状分布。而黄土状岩石的上述各项特征并不象黄土那样典型。很清楚, B. A. 奥勃魯契夫的这种分类是以风成说为基础的。

М. И. 罗蒙諾維奇^[11]研究了哈薩克斯坦的黃土岩后, 提出了与奧勃魯契夫相近似的黃土定义: 黃土具有成分上的均一性, 粉土状, 并含碳酸盐, 灰黄色, 无层理, 疏松, 具大孔隙, 垂直节理, 复盖在各种地层之上。他也提出了黃土机械性质和物质成分上的界限, 他说: “在自然界中常常遇到与黃土相近似的沉积物如黃土状亚粘土、黃土状粘土及黃土状亚砂土等。它们除具黃土的一般特征外, 还有其独特的特征: 具层理, 颗粒成分不均一, 含砂砾夹层及凸鏡体或零星石块, 并沉积在各种低地中”。

И. И. 特罗費莫夫^[12]在研究了塔吉克斯坦的黃土后, 提出自己的黃土岩分类看法: 黃土是风成的粉土状岩石, 具大孔隙, 組織疏松, 弱胶結, 层理表现弱或全无, 具垂直节理, 易被冲刷, 具湿陷性, 结构均一, 其矿物颗粒成分与其下伏基岩无关, 并复盖在各种地形之上。而黃土状岩石是各种成因及颗粒成分的沉积, 它具黃土之外貌及黃土的主要特征。它与黃土的不同点在于生成在一定的地貌单元中, 地层结构不稳定不单一, 其物质成分与当地基岩有直接关联。他根据成因类型, 黃土所在的地貌区, 沉积的带状分布, 气候带及沉积相等, 提出了黃土及黃土状岩石详细的分类表。

Л. Е. 別尔格院士^[13]从土壤学的观点出发提出了黃土的特征: 1) 无层理; 2) 具孔隙; 3) 含碳酸盐(10—15%或更多); 4) 細粒机械成分之均一性, 小于 0.05 毫米者占优势; 5) 灰黄色; 6) 具垂直节理。具有上述六个特征者叫黃土, 若缺其中之一或更多时叫黃土状岩石。

И. П. 格拉西莫夫及 К. К. 馬尔科夫^[14]提出黃土是大陆成因的岩石, 色淡褐带灰紅咖啡色等。具孔隙, 粉土状(0.05—0.005 毫米的颗粒占优势), 松散胶結, 富含鈣质, 具垂直柱状节理及崩塌, 无层理并含陆地化石。他们把黃土状岩石分成四种: 1) 分化后的黃土; 2) 次生黃土; 3) 硬黃土(石质黃土); 4) 黃土状沉积——黃土状粘土、黃土状砂土、黃土状砂。

В. В. 波波夫^[15]在 1957 年提出了詳尽的黃土及黃土状岩石的分类表, 他根据成因及黃土岩的机械性质和物质成分把黃土分为六种, 并合为两类; 把黃土状岩石分为三类十二种, 他说: “黃土是很松散具湿陷性的粉土状第四纪岩石, 含 0.05—0.005 毫米的颗粒大于 50—57%, 孔隙度大(占 42—56%), 具大孔隙, 含碳酸盐, 在整个地层中无层理并均一, 常很厚, 并经过荒漠成岩作用的全部过程”。“黃土状岩石性疏松, 湿陷性弱, 常呈无湿陷性岩石, 虽含 0.05—0.005 毫米颗粒多于 50%, 但粘土成分多且粗粒者罕见, 均一性差, 常具层理, 孔隙度及大孔隙差, 在細土堆积过程中, 荒漠成岩作用不完全, 因之常缺黃土特征之一部或更多, 厚度小”。他又根据成因及湿陷性把黃土岩作了工程地质的分类。

Г. А. 馬弗梁諾夫由中亚黃土岩的多成因及工程地质性质出发, 提出了中亚黃土岩的特征^[16]: 1) 淡黄灰色; 2) 高孔隙(占 40—59%或更多); 3) 富含碳酸鈣及碳酸鎂(按重量大于 5%); 4) 无清楚之层理, 无砂砾夹层; 5) 組織成分均一, 以粉土粒为主(0.05—0.01 毫米者約 50%, <0.005 毫米者約 10%, >0.25 毫米者几无); 6) 具垂直节理及直壁崩塌之

特征；7)长期浸水时有形成湿陷之性质；8)较高渗透性，渗透系数约在 0.2—0.6 米/昼夜左右；9)具有由盐类胶结所引起的高团聚力；10)有浸湿后迅速崩解及不同变形的表现；11)含大量易溶盐类(0.6—5%左右——按重量)。上述特征头七点是最根本的最有代表性的特征，具有这七种特征者叫黄土，缺此七种特征之一或更多时，称之为黄土状岩石。由于苏联中亚黄土岩和我国黄土岩有一定区别，所以馬弗梁諾夫的黄土特征不一定适合于我国。

在苏联还有很多学者如 Ю. М. 阿別列夫，К. И. 魯卡舍夫等也提出过黄土及黄土岩之定义，这里不必一一介绍。综上所述可以看出，在苏联目前对黄土及黄土状岩石定义的体会也未统一。苏联科学院地质研究所及地质部所属全苏地质研究所综合了各方面的意见，在 1957 年出版的“第四纪沉积综合地质测量野外简明手册”一书中^[16]详细地描述了黄土及黄土状岩石的特征，并规定了黄土及黄土状岩石野外及室内鉴别的标准。到现在为止，在苏联它也是对黄土及黄土状岩石的区别描述得最清楚最全面分类的参考书(由于内容很多，不拟全部介绍，请参阅该书 88—97 页)。但由于中苏境内黄土岩石不完全相同，因之这种分类只能作为我们在划分黄土及黄土状岩石时的参考。

对黄土含意之体会不完全一致的原因在于：1)黄土研究者包括地质、土壤、地理等不同专业的人，对黄土的研究方法和要求各自根据本专业的条件来进行。方法与要求不同，自然对黄土岩本身的理解也就很难一样；2)成因意见不一致；3)不同地区的自然地理条件不同，黄土岩本身的性质也随之有所区别。要统一对黄土及黄土状岩石定义之理解，是要经过一段工作过程的。有关黄土的资料越丰富，这个问题越易解决。

黄土岩是第四纪松散的大陆沉积，它是黄土及黄土状岩石之总称。根据中外大多数学者的意见，黄土具有以下特征：1)色淡灰黄或淡灰褐；2)性疏松；3)无层理；4)具大孔隙；5)以粉土成份(0.05—0.005 毫米)为主；6)结构均一；7)垂直节理发育；8)富含碳酸盐；9)具湿陷性。凡具上述九种特征之黄土岩叫做黄土。黄土状岩石最显著之特征：1)具层理；2)含砂砾夹层及凸镜体；3)具上述九项黄土特征中之一部份。符合于这三种特征的黄土岩叫做黄土状岩石。

由于我国黄土岩研究工作还在开始阶段，对全国黄土性质的了解还不全面，应用上述简单的分类比较实际也易于在工作中辨识，急于提出详尽并以数字具体规定的统一划分方案为时似乎过早，也不会全面。

2. 关于黄土岩研究的方法问题

黄土岩的广泛分布的独特性质及其对工农业建设的影响，不但引起了地质学者的兴趣，而且地理学者、土壤学者、土木工程师等也对它发生了极大的兴趣。于是不同专业的研究者，由自己的专业要求出发，对黄土进行研究，得出了许多不同的结论，就是同一专业由于研究方法不同，进行的地区不同，对黄土岩的含义的理解也有很不相同的结论。确实黄土岩本身的形成过程的广泛综合的性质，也是对它研究的结论不易一致的主要原因。

对复杂的黄土问题的研究，目前用全面的综合方法进行研究还很不够。有些人只在河谷中进行了很多工作，对其他地区的工作做得较少，因之对黄土岩的认识自然会从冲积角度出发；某些人在沙漠地区工作进行得多，他们的结论自然会偏重在大气环流的形成及其对地表的吹蚀和沉积作用；某些人只对一个区域的黄土岩进行了研究，就容易把这一小区域黄土岩的局部特征看作一般特征；有些人特别是工程师们只研究黄土岩本身的性质，而对与黄土岩的形成及破坏影响很大的地貌及气候研究不够或完全不进行研究。黄土岩是第四纪沉积之一种，它的性质与生成和其他第四纪沉积有极密切的关系，但很多研究者却忽视了在研究黄土岩的同时对其他第四纪沉积的研究；此外，黄土岩的地层工作，未引起普遍的关注；其他如黄土岩的矿物成分与基岩的关系，黄土区的新构造运动、地貌演化等一系列与黄土岩本身有密切联系的问题同黄土岩本身的研究结合起来进行研究还很不够。更重要的是在黄土研究中的思想方法问题。一些人根据自己研究的局部成果否定他人的劳动成果。甚至有些人根本不愿听取别人的意见，或者只听取其中对自己有利的部分。这种主观片面的思想方法，实际上是主观的表现。

为了使我国黄土岩研究不走弯路，必须注意对错综复杂的黄土问题的综合研究方法。

1) 在进行黄土岩研究时，必须对该区域的其他第四纪沉积地貌及新构造运动同时进行研究，并找出黄土的生成过程、性质变化和其他第四纪沉积地貌及新构造运动的关系；2) 在进行地貌研究时，不仅描述现代地表形态，更重要的是研究古地貌的发展过程。这种过程是控制黄土生成及其性质变化的很重要的依据之一；3) 必须进行黄土的地层工作。黄土的均一性给分层工作带来了一定的困难，但中国黄土层中之古土壤层对黄土分层工作都很有利。中国黄土岩中的软体动物及哺乳动物化石、人类文化遗迹等丰富普遍，是分层工作中的优越条件。孢子花粉分析资料的运用，在我国第四纪古气候及古植物研究基础也很差以及资料不够的情况下，受到一定的限制，但在黄土分层上必须运用它，在结合其他动物化石的研究结果后，它不仅对黄土分层有很大的帮助，而且能充实这方面的资料，更重要的是它对古气候所提供的资料；4) 在苏联由于冰期的研究，可以帮助了解黄土生成时期之古气候，而在我国无此条件。故对黄土层中的古土壤层的研究，就成为了解黄土形成过程中古气候变化的主要手段，同时古土壤层的研究，对黄土物质堆积后的成岩作用及其以后的黄土性质的变化过程的了解也是主要的依据。我们知道土壤形成的基本条件是植被与气候，每一气候与植被带有其独特的土壤类型，因之在进行古土壤层研究时，必须逐层确定其土壤类型，才能更确切地分析黄土生成时期的气候变化；5) 必须查明黄土岩物质之来源，因之黄土岩本身的矿物成分和黄土区基岩的矿物成分的对比研究必不可缺，黄土岩的研究中最重要的是黄土研究的成果能及时应用到社会主义建设中。在这方面黄土岩的工程地质性能（如容重、比重、孔隙度、渗透性、湿陷性及可塑性等）的研究，就成为必不可缺的项目。这种研究的成果，不仅可直接提供建设上的需要，同时黄土的这些性能能帮助解释有关黄土的许多理论问题。

以上談了黄土岩研究方法中的一些原則問題,但在黄土研究中,由于一些具体方法的不明确,影响了資料的全面搜集,而室內研究結果的应用范围,也决定于野外观察及标本的采集。上述黄土九項特征均决定于野外观察。因之全面正确的野外工作方法,是黄土研究的根本問題。黄土岩野外研究中必須注意以下六点: 1)剖面上顏色的描述必須細致地注意縱橫方向的变化,特別对斑点状的色变要仔細观察,并查明其色变的原因; 2)黄土特征集中表現在組織結構方面,因之对这方面的观察及記載必須詳尽。全剖面的均一性、及各层的均一程度、顆粒程度(指搓)及矿物成分(放大鏡下),层理表現程度及有无夹层,柱状崩塌的性質,节理的形状、裂縫的大小方向形状,同时要詳細記載鼠穴根洞的大小、形状、方向及单位面积上的百分比,大孔隙的形状、大小、数量,在不同方向上的断面性質,用盐酸試碳酸盐在各层位及各方向上的变化,結構成分大小形状及分布情况,古土壤的顏色变化,土壤层結構、厚度、层数、层位及土壤类型等; 3)要仔細地寻找化石及考古資料; 4)詳細記載观察地层所处的地貌环境;謹慎准确地采集室內研究的样品。

当然不能把黄土岩的研究專門規定在一定的机构去进行。地質学者、地理学者、土壤学者及土木工程师,都可进行本专业所需要的研究項目。但是广泛的細节研究,会导致研究成果的支离零散,更重要者是所得的資料不全面会影响到建設中的应用,这样就产生了黄土研究中如何协作的問題。根据地区的建設任务及黄土岩研究机构的具体情况,在全国分出协作区。并制定联系合作制度,互通資料,分工研究,及时总结,就成为非常必要的組織工作。协作区每年总结过去,計劃未来,使每年工作得出及时的結論,統一認識,逐年改进工作,这样不仅能及时供給建設需要的資料,也可縮減对一些問題爭論的时间。

3. 关于黄土成因問題

黄土成因問題是一百多年来尚未解決的問題,在这一段期間內出現很多假說:已被否定并已成为黄土成因历史資料的假說有: 1857年边宁斯-費德尔提出的海成說; 1920年开依尔夏克提出的宇宙尘說。現代黄土成因的假說綜合起来有三个主要方面:风成說;水成說及土壤說。风成說开始有維理斯的风成-冲积說,图特科夫斯基的风成-冰川說,李希霍芬的风成-洪积說。这些学說,后来被奧勃魯契夫发展为风成說。风成說的支持者有И. Д. 莫斯科維亭、И. И. 格罗費莫夫、П. К. 扎莫利依、Д. К. 毕連科、И. Д. 謝德列茨基、М. И. 罗蒙諾維奇、Б. А. 費德洛維奇、Н. Я. 旦尼索夫和我国的楊鍾健、刘东生等人。許多地質学者、地理学者、土壤学者如Л. С. 別尔格、И. П. 格拉西莫夫、К. К. 馬尔科夫、В. Г. 邦达楚克、С. А. 雅可夫列夫、Б. Л. 科奇科夫、Ю. А. 斯克沃尔曹夫、Н. П. 瓦西利科夫斯基、Г. И. 高列茨基、И. Л. 索科洛夫斯基、我国的张伯声等人在支持水成說的基础上,发展了水成說的内容,英人莱伊尔也提出黄土岩冲积成因。И. В. 穆什凱托夫首先提出了冲积成因,Ю. А. 斯克沃尔佐夫^[27]在1950年前也

主张冲积成因,后来他认为洪积是冲积的不同水位表现,因之洪积和冲积应系同一成因类型的不同水位表现,这样就在他的冲积成因中包括了洪积成因,可称之为冲积-洪积说。黄土的冰水成因说是1841年沙本铁提出的,后来得到了П. А. 克鲁泡特金及B. B. 道库查也夫的支持。目前水成说中最占优势者是坡积及洪积学说,这两种成因基本相似,都认为是由间歇水的作用。搬运沉积,只是水量及流动方式不同。第四纪沉积的洪积及坡积成因类型是A. П. 巴甫洛夫在1901—1903年研究了中亚黄土后提出的^[12]。中亚黄土岩的坡积和洪积成因,现在受到中亚黄土研究者的多数支持。土壤说是1916年Л. С. 别尔格院士提出的^[13]。不论风成说者或水成说者都在不同程度上承认黄土形成过程中的成土作用。近年由于黄土研究的深入和资料的丰富,对黄土成因有了更深刻的认识,出现了多成因说,如Г. А. 马弗梁诺夫、B. B. 波波夫及张宗祜等人即多成因的支持者。目前苏联很多学者倾向多成因说。

在黄土岩成因问题上,看法不一致的主要原因:1)黄土岩本身的复杂形成过程,就目前研究程度,尚不能完全解释;2)对黄土岩的含义理解不一致,同一岩体,有人认为是黄土,有人认为是黄土状岩石,有人根本不认为是黄土岩,而是其他第四纪沉积。如华北平原上由黄河从黄土高原带来的物质形成的黄土状沉积,中华人民共和国地质部水文地质工程地质研究所认为不是黄土岩而是冲积亚粘土,但很多人认为是黄土状岩石,更有一些把黄土岩不分类的人把它叫做黄土。对研究岩体本身的认识不一致,成因的看法自然不会一致;3)研究方法及研究地区的局限性也妨碍了对黄土的认识。例如中亚黄土岩和中国的黄土岩有很多不同之处,至少很清楚地说明黄土生成时两地的气候条件相差很大,加上地貌条件的差异,自然会反映在成因上,不能拿和中亚黄土岩相同的新疆黄土岩的成因来解释陕甘黄土岩的成因,反之也不能拿陕甘黄土岩的成因来解释新疆黄土岩的成因;4)如前所述,思想方面的片面性也妨碍了这个问题的顺利解决。

要谈黄土岩的成因问题,必须查明黄土岩形成过程中的四个阶段:1)原始物质的生成;2)原始物质的搬运沉积方式;3)沉积过程中及沉积后的成岩作用;4)黄土岩形成后的性质。由基岩在寒冷干燥气候条件下的风化作用所形成的细土物质,是黄土岩原始物质的一个主要来源。这种风化产物在风化地点已略具黄土状,富含碳酸盐及其他黄土岩的性质(И. П. 格拉西莫夫及K. K. 马尔科夫),这些性质由风化区进一步被搬运后还存在着。H. П. 瓦西里科夫斯基^[19]认为间歇冻解对形成黄土原始物质最为有利,由这种风化作用形成的富含碳酸盐带石块的粉土物质,进一步搬运沉积后形成黄土。H. П. 瓦西里科夫斯基认为形成黄土岩原始物质的风化作用只在高山,特别是在近雪线附近,但是我们知道,在平原中第四纪冰期的气候条件下,也完全适于这种风化,特别在我国内蒙古等平原地区,由于机械风化而生成的碎屑物质是不能忽视的。除机械风化是形成黄土岩原始物质的主要来源之一外,由河流的侵蚀及风的吹蚀以及冰川的磨蚀等而形成的碎屑物质,也是黄土岩原始物质的主要来源。侵蚀及磨蚀作用是我们最熟悉的现象,由于河流的侵蚀

形成了深闊的河谷，被河流搬走的相当于河谷体积的碎屑，又在自己的流动过程中，相互磨搓，使其大小随流距之增加而变小，其一部分形成了粉土物质。凡到过干旱地区如准噶尔、阿拉善及鄂尔多斯一带的人，都会深刻地记得那里奇特的风蚀地形——风龕、风蚀城、风蚀盆地等，特别是沙漠。这些被风吹走的物质，而且其数量是可觀的，这些物质也是黄土原始物质的一个重要来源。我們都知道，冰川沉积中含有大量泥土成分，这些細土物质也是黄土岩原始物质之一種。

由上述作用形成的黄土岩的原始物质经过搬运再沉积后，再經荒漠成岩作用(黄土化作用)后形成黄土岩，但也有一些原始物质不經搬运在当地形成黄土岩(殘积)。形成黄土岩的細土物质的搬运沉积方式，随地形及气候条件之不同而各种各样。在河谷中的物质搬运沉积主要靠河流，山坡上者有賴于雨水及融雪水細流，在干谷中系洪流，在干旱沙漠地区是风力。这些被搬运的物质经过荒漠成岩作用后成为黄土岩(冲积、坡积、洪积、风积)。物质的搬运沉积方式，决定于当地的自然地理条件，因之不同气候不同地形的区域，黄土原始物质的搬运沉积方式的主次亦有所不同。如天山及祁連山山麓地带的黄土岩，以洪积为主要方式，但在一些高原，特別不是新构造运动所形成的高原分水岭上的黄土复盖层的原始物质的搬运沉积方式，就不能以水力来解释。談到这里，我必須为我国西北部一些地区黄土物质搬运过程中的风力作用說几句话。

风成說者否認黄土岩由水的作用形成，当然是同样不公道的。但是近年来有些黄土研究者，根据黄土物质成分及其性质所作的研究，对我国西北黄土高原的黄土岩之形成所作的結論，确实忽略了西北过去和现在的明显的自然地理条件。在西北靠近沙漠的地区，每年春天下午由西北风带来的尘暴，是生活在西北的人所熟悉的。内蒙阿拉善及伊克昭盆地区的沙漠，是中生代和第三紀砂岩泥岩风化后被风吹蚀分选堆积形成的，根据这里地层剖面，細土成分几乎占全部基岩成分的一半，砂子殘留形成了大面积的沙海，而那么大量的細粒成分的去向，在研究黄土沉积时不容忽視。我这里并非承認一切黄土都是风成的，但在具有适于风成条件的地区，进行黄土岩的成因討論时，就不能忽視风的作用。問題就在于风带来的物质落地后，在一些不适于保存的地形及气候条件下，随时受到破坏并再次被水搬运沉积，失去了原来的风成面貌，仅在地面平坦并有植被阻留的地区，如陕北高原及隴西古老平原頂部等地区，风成物质才能够保存下来，并经过成土作用而成黄土岩。再拿古地理条件来談，陕北高原东北西三面围以黄河、南界渭河地塹、与四围的山地隔离，而黄河河道及渭河地塹之形成，自然不会比黄土岩形成时期的中第四紀晚，那么这个高原上的那么大量的黄土物质究竟是什么水流从什么山地带来而沉积了二百来米厚的黄土层呢？最显著的例子，如甘肃东部的华家岭、清凉山、車道岭等一带的古老高原，现在被河谷分割成蛇蜒的分水岭，但在巔上遙望四周，古老高原的外貌清晰可見。这个古老高原，远不是新构造运动的结果。这些分水岭都被厚层黄土(不小于5米)复盖，分水岭上过去和现在都没有流水经过，那么这个地区的黄土原始物质又是什么营力从什么地方

运来沉积的呢？关于陕北高原及隴西华家岭一带的黄土成因，除风成說外，目前有二种解释：张伯声^[23]和 B. H. 帕夫林諾夫的水成說，及地質部水文地質工程地質研究所的殘积說及水成說。有的学者认为这一带黄土的主要成因是雨水細流坡积。当然这一带高原的表面原来和現在是有一定的波状起伏，坡积过程在一定范围内是有的，但是坡积作用能够复盖了坡頂并将分水岭以厚层掩盖，这样的坡积作用是无法解释的。去过陕北耀县一带的人，都清楚地知道在那里的石灰岩山坡及山麓上有很厚的黄土层，其形态象坡积或洪积，但这些黄土和其他各地的黄土一样，含有 50% 以上的石英及长石，取材于石灰岩的波积及洪积黄土岩，含有石英及长石 50% 以上誰也解释不通，因为石灰岩中并没有这些矿物成份。对同一地区黄土岩成因的另一解释是地質部水文地質工程地質研究所提出的，該所去年出版的“中国黄土及黄土状岩”^[9]一书中写道：“坡积-殘积及殘积-坡积黄土和黄土状亚粘土……一般在高地或分水岭上部較薄，而低处或緩坡較厚”。在附图中把隴西高原的黄土岩画为殘积-坡积，在該书第 32 頁“殘积-坡积类型之分布及其外部特征”一节中所指出的是山西太原附近，对附图中大面积殘积-坡积分布的隴西高原陕北高原在这一节中并未提到。而在結論中“高原地区即著名的‘黄土高原’。在本区内有坡积-洪积，洪积、坡积及冲积成因的黄土及黄土状岩石……属于本区域的地区有：隴东地区、隴西地区、陕北地区……”，在第 34 頁中写道：“除了分布在基岩山地的殘积黄土状岩石……外，另一种殘积物，即由各种成因类型黄土及黄土状岩石风化后形成之現代殘积层及現在土壤层，都有很广泛的分布，例如在隴西……（华家岭一带所見）”。同一地区的成因在同一书中前后描述不一，使人很难看出华家岭一带隴西地区的古老高原上复盖分水岭的黄土成因究竟是那一种。結論所談的洪积、坡积及冲积（如上述）是不能解释这一带分水岭上的黄土成因的。再拿殘积来看，如 34 頁所談的殘积只是表面土壤层，那是不合宜的。因为是談黄土成因，而不是談黄土形成后再生成的表面土壤层：表面土壤到处都有，不仅是高原上，因此它不能代表黄土成因类型。若认为这里的黄土是殘积成因，那么就必須有粒度逐渐变大并过渡成基岩的剖面，而这里的剖面則不是这样，而是上下均一的黄土层，以明显界限不整合地复盖在基岩上。这样很显然，隴西地区的古老高原上的分水岭上的黄土既不能拿水成来解释，又不能拿殘积来解释，那么为什么人們不拿风成来解释呢？当然这些高原的山沟底及山坡上的黄土是冲积及坡积成因的。

綜上所述可以体会到黄土岩的成因問題，确实是一个极复杂的問題，单纯的水成或风成都不能解释不同地区的黄土成因。这样的情况很自然地引起了許多研究者的多成因假說。但是目前的多成因假說者，还是对复杂黄土成因理解得簡單些。一般多成因者多以黄土层的結構及地形条件（即沉积方式）来决定成因，而对物质来源的依据重視不够。例如中亚广泛分布在山麓地带的典型黄土被多数人认为是洪积成因。在地形上黄土岩形成洪积裙，厚度变化上离山地越远黄土越厚，重矿物含量离山地越远含量越少等現象，是說明了这里的黄土岩成因适于洪积解释，但是黄土层顆粒成分，并未明显地表现出洪积的特征。

(越远越细)。机械成分在剖面上的上粗下细与正常的洪积结构恰恰相反，如在萨马尔坎特北的黄土岩在山脚上就直接以厚层复盖在基岩上，塔什干附近也有同样的情况。这些现象就不能拿洪积来解释，而应是风成的现象。这样的问题，若把物质来源与沉积方式结合起来想，是否可以考虑物质来源主要是风带来的，当沉积地表后被水与洪积物相混或单独地再次沉积。这样从物质来源及沉积方式结合起来解释这一带的黄土岩成因，很自然得出结论是风成+洪积，这样就对不适于洪积解释的问题也迎刃而解了。以上只是举例来谈决定成因中物质来源与搬运沉积方式并重的的重要性。当然若真能十分可靠地查明了这一带黄土岩的物质来源主要是由当地取材者，那么自然其成因就为洪积。但对物质来源的追查工作，目前还是黄土岩研究中的弱点。

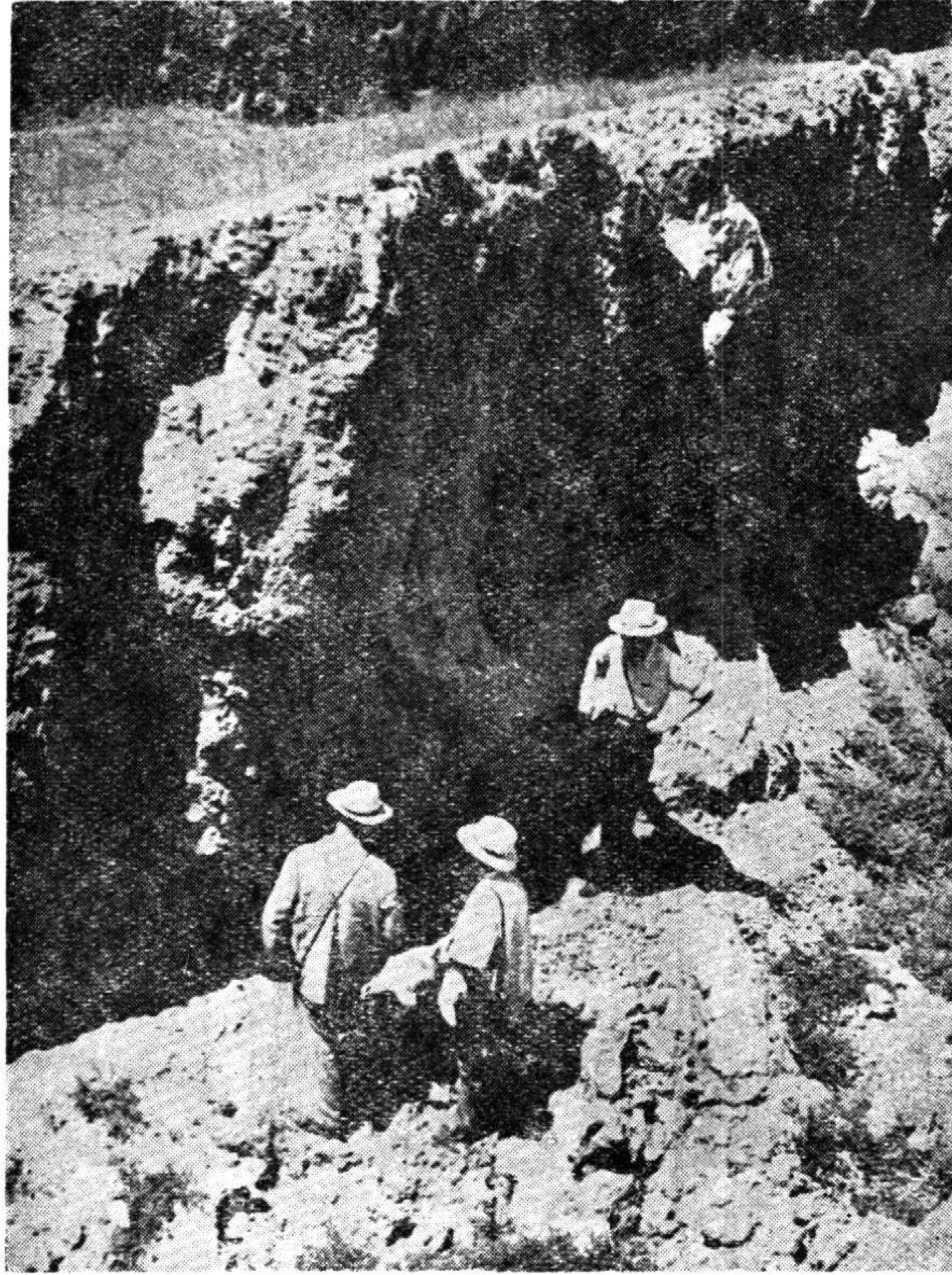
仔细分析过去对黄土成因的资料，显然不能使人完全满意地接受对不同地区不同成因黄土所作的结论的原因，这就把复杂的黄土形成过程简单化了。例如看到山坡上有黄土岩就认为是坡积，但是这种黄土物质的来源是否取自本地，却常被忽略。如石灰岩山坡上的黄土，就不能单纯以坡积称之，应为风积+坡积，因其物质并非来自当地，而是由风从远处带来的。此外，如在大片洪积黄土分布区域，若其中有沟谷，那么在沟谷的两岸坡上就有坡积黄土岩，而谷底就有时代较新的洪积黄土岩，这样我们在制图或谈成因时，就不能不把这些成因及不同时代的沉积物抛开不谈。黄土岩的成因不仅在平面上这样复杂错综，就是剖面上也不至完全是同一类型，因为在不同的层位上会有不同的成因类型。这样就会清楚地看出在一个地区黄土岩的成因有其主要类型外，在平面及剖面中会夹杂着其他的成因类型。

沉积后未经荒漠成岩作用(黄土化作用)的黄土物质，不能称之为黄土岩，只有原始物质被搬运沉积后，经过成岩作用，而具备黄土岩特征后才能称之为黄土岩。但已经形成的黄土又因条件(气候的或水文的或压力的)改变，会失去其本质的一部而变为黄土状岩石，如我国黄土岩剖面中，顶部典型黄土层下的含古土壤层的黄土状岩石。反之，若黄土状岩石遇到适宜的自然环境，再次经过成岩作用后，也有可能还原成黄土。但这种变化有一定范围，夹砂砾层并具有厚层理的沉积，很难达到这种变化。因之有人认为黄土是原生的，是风成的黄土状岩石是次生的，是水成的提法不免还有疑问。

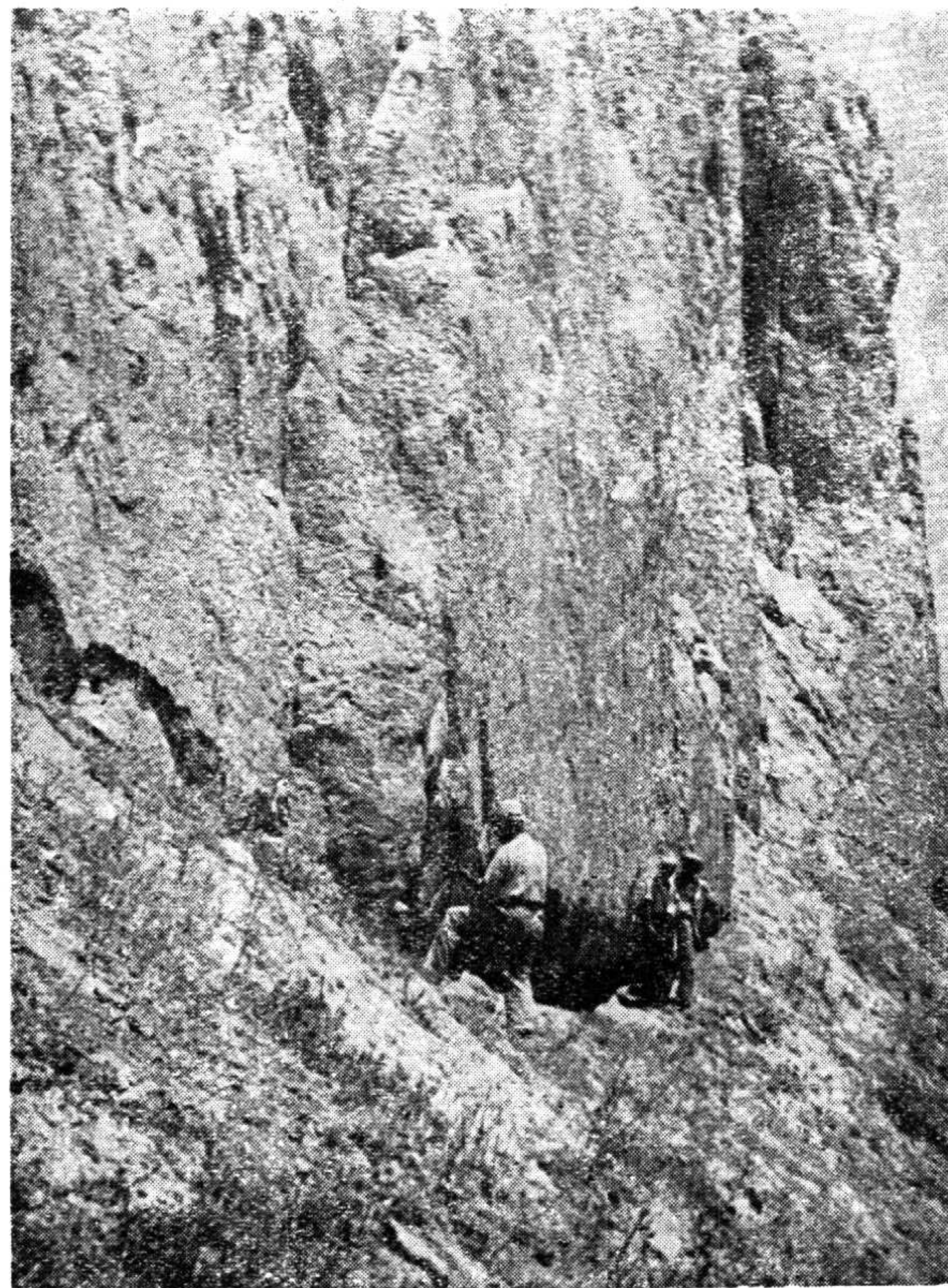
黄土岩是主要的第四纪沉积，由于大地构造控制的地表形态和气候条件是多种多样的，因之在地面上形成的第四纪沉积具有各种不同的相及各种不同的成因类型，作为第四纪沉积的黄土岩，当然也不能例外。但在决定多种成因时，必须从物质来源、沉积方式、成岩作用及黄土岩生成后的性变即黄土岩的可逆变化去理解它。在这种情况下自然会发现同一地区的同一层位的黄土岩成因不仅是多种，而且是相互错综的，这样就产生了成因命名问题。

现在一般采用的是以沉积方式为主的命名。如在一个地区，根据沉积方式有两种成因类型同时存在时，就以冲积-坡积或洪积-坡积等等来表示。这显然不能代表黄土成

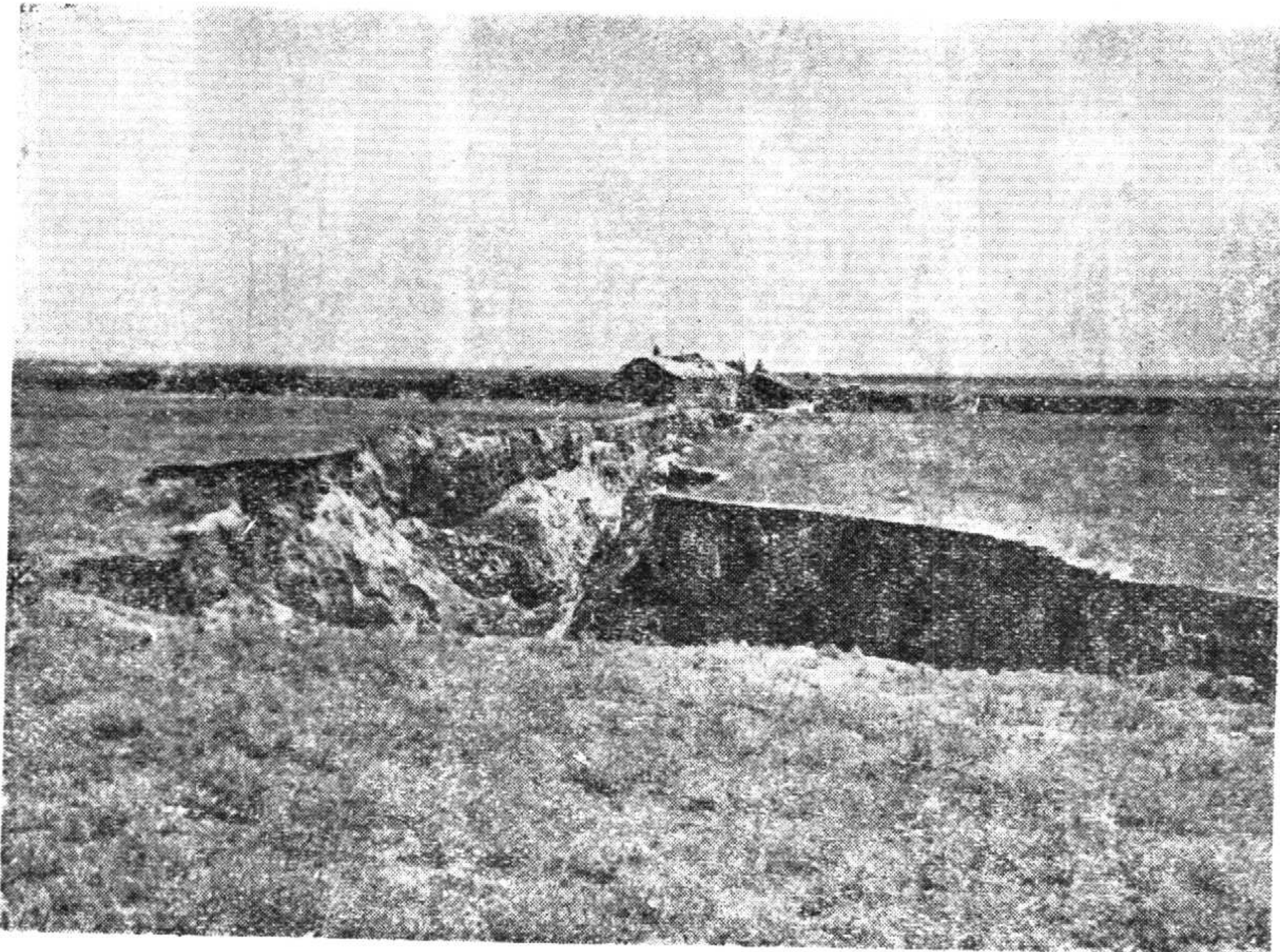
因这样复杂的内容。为了充分说明黄土成因的全部内容,能说明物质来源及沉积方式,并能说明同一地区同时存在的不同类型的成因,建议用以下方式命名:物质来源+沉积方式及其他成因类型。如物质主要是风带来,落地后及时受到洪水或雨水融雪水细流的搬运再次沉积者,应叫风积+洪积或风积+坡积;物质取自当地而以洪水方式沉积者叫洪积;物质取自当地而以雨水及融雪水细流沉积者叫坡积;物质取自当地而以河流方式沉积者当然叫做冲积;但查明河谷中阶地及河漫滩上的黄土岩的物质主要来自风力者,应叫做风积+冲积;不管是风化碎屑或其他松散沉积被风带走沉积于另一地区者叫风积;若同一地区的黄土岩的成因为一种以上,为要表明这种平面上的关系时,应以时代较老或主要的成因为主,附加较新的或次生成因。如分水岭上有较老的风成黄土,而在山坡上及河谷中有较新的次生黄土岩时,其命名应为:风积-坡积-冲积;若风积+洪积的山麓黄土岩分布地区,地表起伏不平,还在进行坡积作用时,应叫风积+洪积-坡积;若一地区以残积为主而在山坡上有坡积黄土岩时,应称为残积-坡积。总之,首先确定该地区的分布最广时代最老的成因类型,然后确定面积较小、时代较新的各种成因类型,把它们按面积之大小、时代的老新,分别作出先后排列以“+”或“-”的符号连起来,这样的命名方法,才符合黄土岩复杂的形成过程。



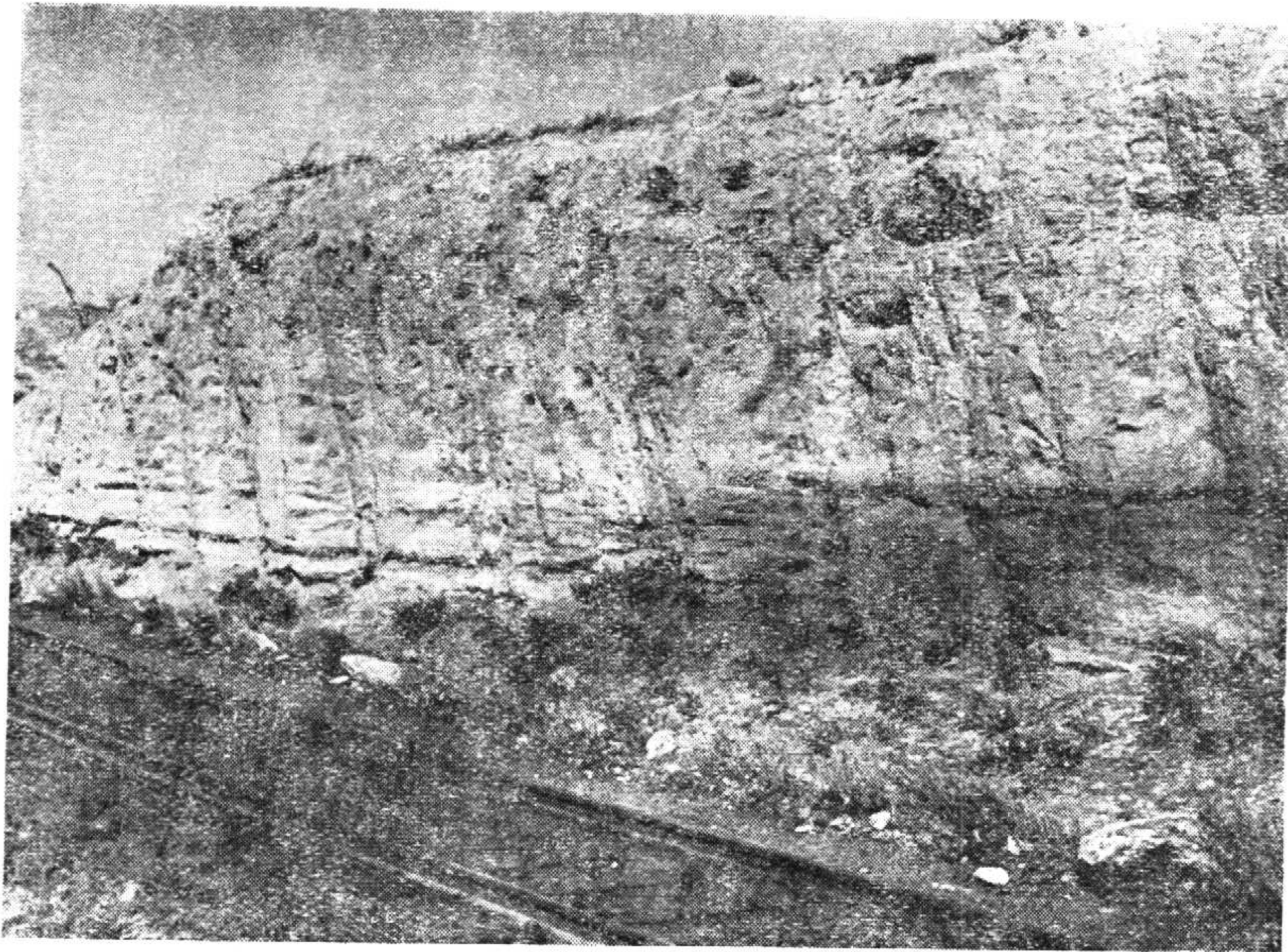
照片 1 果罗德草原 (Голодная степь) 上的典型黄土剖面 (出露厚度 7—20 米)



照片 2 哈薩克苏維埃社会主义共和国开列司河以西的赛尔达利亚河岸
出露的典型黄土剖面 (出露厚度 50 米以上)



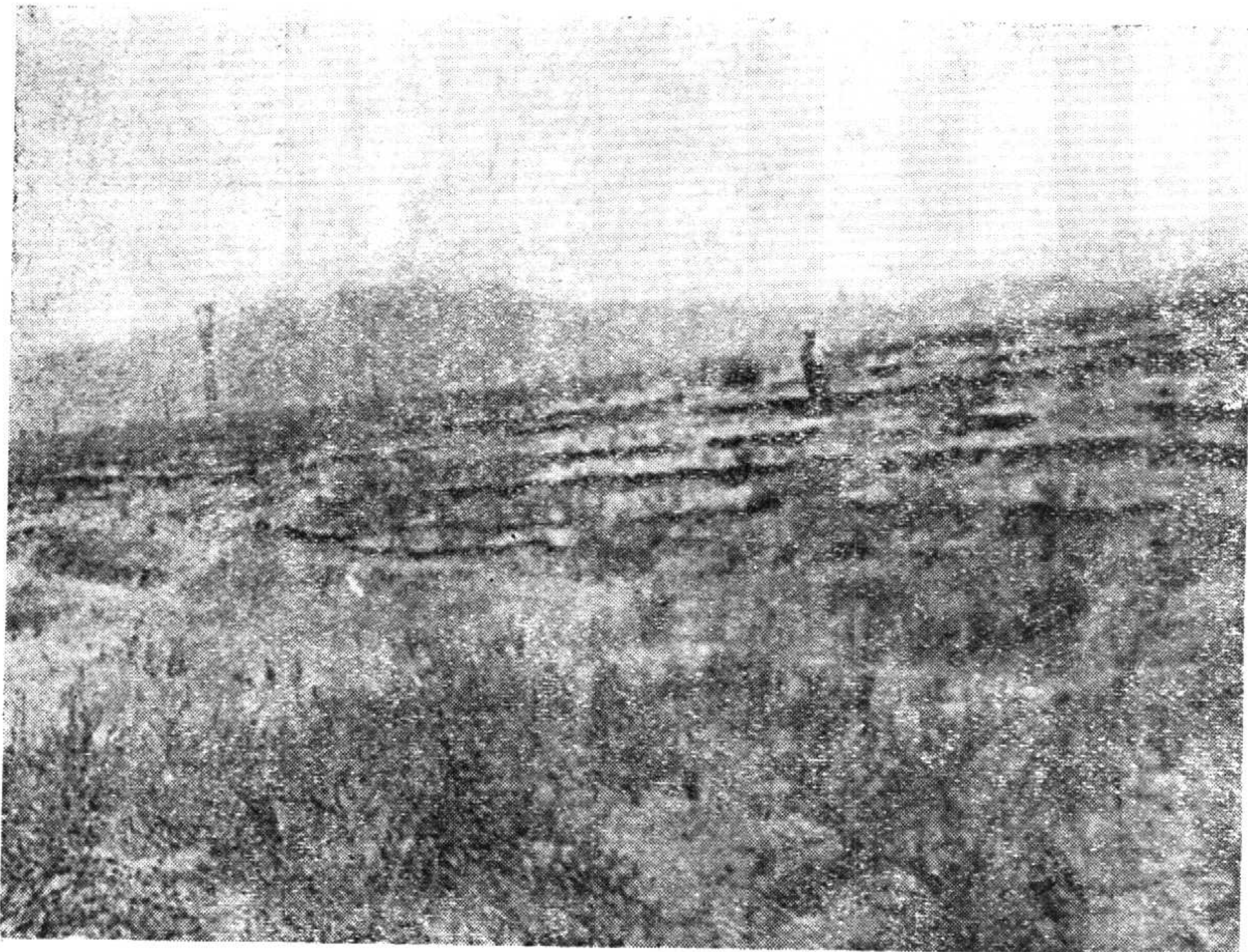
照片3 果罗德草原(Голодная степь)上的典型黄土中之冲沟



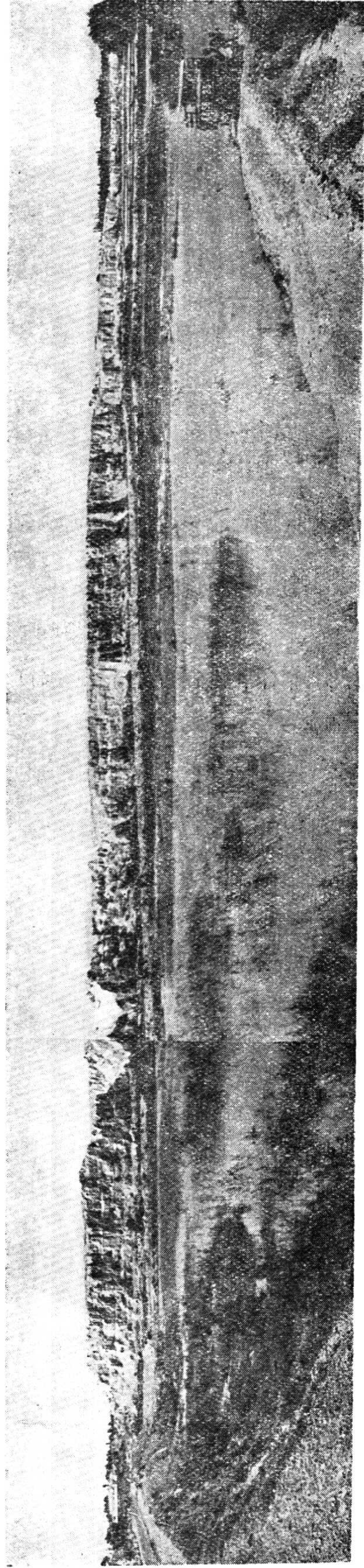
照片4 费尔干纳盆地东口之黄土状岩石剖面(夹砂砾薄层及凸镜体具层理)



照片 5 塔什干附近的石质黄土(烧赫)



照片 6 塔什干东安格連附近典型黄土分布区的湿陷现象



照片 7 费尔干纳北赛尔达利亚河右岸的洪积黄土状岩石之剖面(出露厚度约 30 米)

参 考 文 献

- [1] Крягер Н. И. и Москалев М. Р.: Лессы северных и западных цепей Тянь-шаня. Материалы по инженерной геологии, т. 3. 1953.
- [2] Ломонович М. И.: Осадочная зональность в составе лёсса Заилийского Ала-тау. Изд. АН КазССР, сер. геол., вып. 13. 1951.
- [3] Мавлянов Г. А.: Генетические типы лессов и лёссовидных пород центральной и южной Азии и их инженерногеологические свойства. Изд. АН УзССР, 1958.
- [4] 王永焱: 新疆焉耆地区第四纪沉积及水文地质特点。西北大学学报(自然科学) 1958年第二期。
- [5] Гусев В. Б., Насыров Я. М. и Скворцов Ю. А.: Отчёт о погребенных почвах Средней Азии, Фонд ин-та почвы, АН УзССР, 1958.
- [6] Трофимов И. И.: Континентальный литогенезис в пустынях и в смежных с ними природных зонах. Матер. по четвер. периоду СССР, вып. 2, 1950.
- [7] 楊鍾健: 中国之黄土。Природа, Т. 5, 1957, Изд. АН СССР.
- [8] А. С. 凱西: 中国黄土的几个问题及其解决的途径。“干燥区和黄土区的地理问题”, 科学出版社, 1958.
- [9] 地质部水文地质工程地质研究所: 中国黄土及黄土状岩石。地质出版社, 1959.
- [10] Обручев В. А.: Проблема лёсса. Природа, 1929.
- [11] Ломонович М. И.: Лёсс в Казахстане и его значение в народном хозяйстве. Изд. АН КазССР, 1955.
- [12] Трофимов И. И.: Группа лёссовидных пород Таджикистана (опыт комплексных исследований). Труды всесоюзного рабочего совещания по итогам изучения четвер. периода. Изд. АН УзССР, 1953.
- [13] Берг Л. С.: О происхождении лёсса. Изд. Русск. географ. об-ва, вып. VIII, 1916.
- [14] Герасимов И. П. и Марков К. К.: Четвертичная геология. УЧПЕДГИЗ, 1939.
- [15] Попов В. В.: Классификация лессовых пород. Труды ин-та геол. АН УССР. Сер. геомор. и четвер. геол., вып. I, 1957.
- [16] Геологический институт АН СССР и ВСЕГЕИ: Краткое полевое руководство по комплексной геологической съёмке четвертичных отложений. Изд. АН СССР, 1957.
- [17] Скворцов Ю. А.: К характеристике среднеазиатских лёссов. Труды САГУ. физическая география, 1957.
- [18] Павлов А. П.: О туркестанской и европейской лёссе. Бюл. моск. об-ва. испыт. природы, 1903.
- [19] Васильковский Н. П.: К вопросу о происхождении лёсса. Труды ин-та геол. АН УзССР, 1952.
- [20] 张宗祜: 刘 генезисе и процессе образования лессов района Лундун в северо-западном Китае. Труды ком. по изуч. четвер. периода, XIV 1959.
- [21] 刘东生: 黄土野外工作方法的若干问题(一), 地质论评 18卷第五期, 1958.
- [22] 张伯声: 陕北盆地的黄土及陕山间黄河道发育的商榷, 中国第四纪研究第一卷第一期, 科学出版社, 1958.
- [23] 刘东生: 黄河中游山西陕西一带黄土的初步观察, 中国第四纪研究第一卷第一期, 科学出版社, 1958.

宝雞一帶第四紀地層的划分

嚴 陣

(陝西省地質局)

笔者 1959 年进行二十万分之一地質測量时,有鑑于宝雞一帶第四紀地層非常发育,所以在工作过程中收集了一些有关第四系方面的資料。下面介紹一下笔者对宝雞一帶第四紀地層划分方面的个人意見,由于笔者对第四紀地質方面的知識十分貧乏,而且受区域的限制,所以本文并非想对第四紀地層的划分問題下什么結論,只是将一些片断資料提出来供同志們参考,并希望同志們多多提出宝貴的意見。

在工作过程中,曾受秦岭区域地質測量大队苏联专家組长弗明同志、总工程师閻廉泉同志、黄土組曾河清同志的亲自指导及中国科学院地質研究所刘东生先生的热心帮助与关怀,本文并經閻廉泉、賀水清、費一仙、曾河清等同志亲自审閱,在此一并表示感謝。

一、宝雞一帶地貌概况

1. 侵蝕构造地形

1. **高山** 分布在渭河以南,秦岭山脉的太白山一带,主要由花崗岩組成,地形陡峻,并具有古代冰川遺迹。絕對高程 2000—4000 米,相对高程 1000—2000 米,形成长江水系及黄河水系的分水岭。

2. **中低山** 分布在秦岭以南太白鎮及渭河以北凤翔县掘山一带,主要由片麻岩、大理岩、石灰岩組成。絕對高程 1200—1800 米,相对高程 200—800 米。

2. 侵蝕堆积地形

1. **丘陵黄土高原** 分布在渭河以北宝雞市县功鎮至凤翔县亢家河一带。主要由黄土組成(仅在沟谷中有时有基岩出露)。黄土形成波浪状的丘陵地形。絕對高程 1200—1600 米,相对高程 200—400 米。

2. **平坦黄土高原** 分布在渭河两岸凤翔至扶风一带。黄土塬表面“一望无际”,非常平坦。絕對高程 800—1000 米,相对高程 150—300 米。

3. **河流第二阶地** 分布在渭河及其支流两岸,属堆积阶地。阶地前緣与第一阶地分界綫明显,形成陡壁阶梯;阶地后緣与黄土塬分界綫明显,为一斜坡阶梯。阶地表面平坦,微微向渭河傾斜。第二阶地寬 200—5000 米。絕對高程 600—800 米,高出第一阶地

10—30 米。

4. 河流第一阶地 主要分布在渭河两岸,在其它小河也有零星分布。属堆积阶地。阶地前缘与河漫滩分界线明显,形成一陡壁阶梯。阶面平坦,微向河心倾斜。阶地宽10—1000 米。相对高程高出河水面 5—15 米。

3. 堆积剥蚀地形

1. 河漫滩 分布在所有较宽的沟谷中宽 0—2000 米,绝对高程随各地标高不同而不同,相对高差不超过 5 米。

2. 山前洪积羣 主要分布在太白山的北坡,洪积羣表面不太平坦,为起伏的波浪状,比高不超过 20 米,洪积面总的是向山外(北边)倾斜,倾角 20° 左右。

二、第四系的划分

1. 下更新统(Q_1)

砾石层 (Q_1^l)

在黄土塬的黄土底部,普遍有一层砾石层分布,砾石层砾石成分全为附近山区的基岩,以花岗岩及片麻岩为主,另外有少量绿色正片岩、灰岩、砂岩等。砾石磨圆度很好,砾石表面非常光滑,并常见表面染有一层黑色铁锰质薄膜,砾石直径一般为 20 厘米左右,靠山区直径变大,最大者达 1.5 米,胶结物占砾石层的 20—40%,成份一般为花岗质粗砂子,一般胶结不紧,但在胶结物中含有钙质时,砾石则较为坚硬,砾石一般不具层理,有时能见到粗糙的交错层。

本队黄土组曾河清同志在甘肃平凉于本层中发现剑齿虎(*Machairodus*)牙齿一枚(根据刘东生先生鉴定)。

砾石层产状基本水平,一般厚 2—5 米,靠近基岩地区砾石层厚度变大,最厚达 30 米

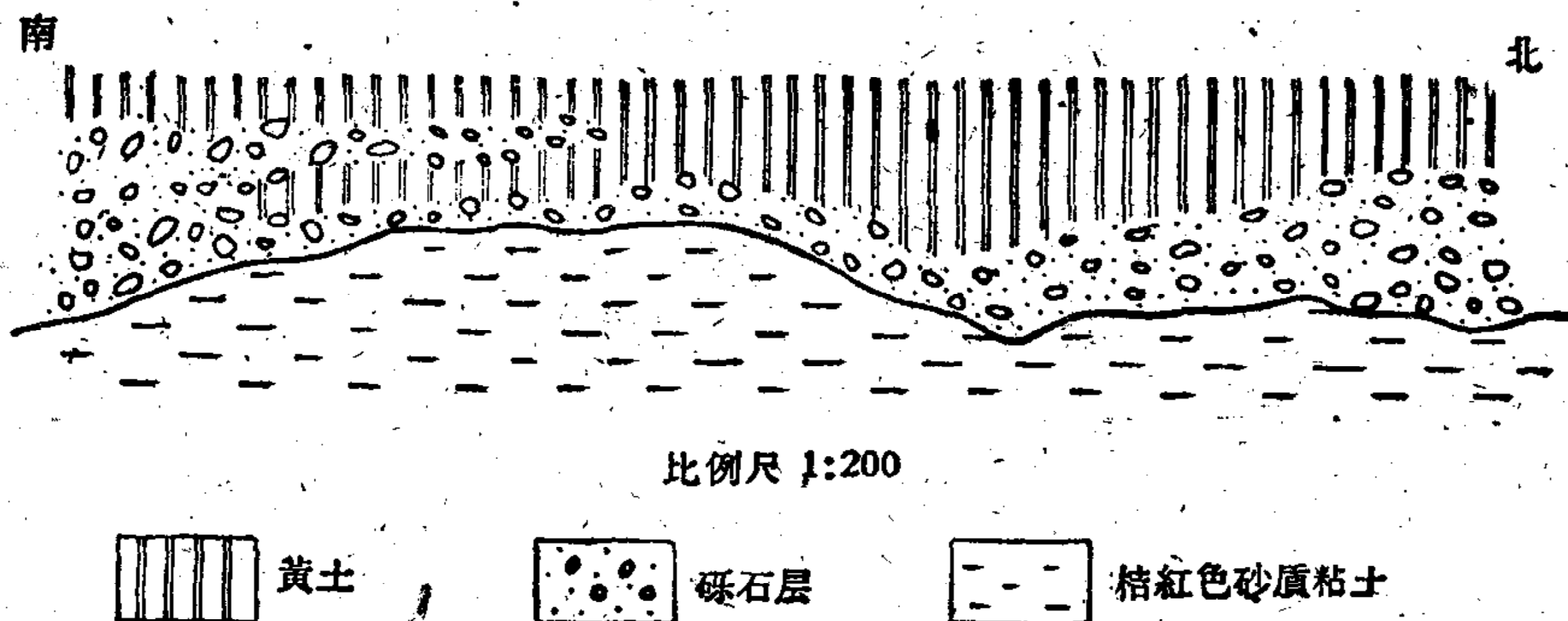


图 1 Q_1^l 砾石层与下部 N_2 粘土之间有一明显的侵蚀面(位置:研阳黄里铺东南小沟中)

左右。

砾石层与下复第四紀前的基岩間普遍成角度不整合(图 1)。

古黄土层(Qi)

古黄土分布在黄土塬砾石层之上。

古黄土由于普遍都受到較深的壤土化作用,所以顏色較深,一般为桔黄色至棕紅色,由于黄土的顏色深浅程度不同而使黄土略显层理,但层与层之間的界綫不清楚。

古黄土較坚硬,具貝壳状断口,手不易搓碎,黄土中具有少量的圓形小孔管,孔管直径为 0.2 毫米左右,垂直节理不发育,加酸有时不起泡。黄土中有时能見到夹有少量的砂子、小卵石的包裹体。

古黄土中含大量的鈣質結核,鈣質結核为淡黄至灰黄色,非常坚硬,直径 10 厘米以上,鈣質結核形状不規則,一般結核互相連接形成 0.2 米至 0.5 米厚的鈣質結核层。有时鈣質結核形成 0.5 米至 1.5 米厚的泥灰岩层。

根据室內偏光鏡下鑑定,古黄土为粉砂結構,呈孔隙状的块状构造,組成岩屑的碎屑物主要有石英和斜长石以及少量的白云母和絹云母等,岩石的胶結物主要是絹云母(粘土質),并有很少量的氫氧化鉄。碎屑物石英有各种不同的形状,呈等軸形細粒状或呈具有稜角状星散地分布于岩石中,斜长石为片状,被絹云母所交代,此外还有少量的白云母和黑云母。

岩石孔隙有呈等軸形粒状,也有呈管状等等,呈管状者有些有分叉現象,一端粗而另一端細一些,孔隙約占岩石的 15% 左右。

根据机械分析,古黄土平均粒度大于 0.05 毫米的占 7.2%, 0.05—0.005 毫米的占 72.8%, 小于 0.005 毫米的占 20.8%。古黄土中的鈣質結核机械粒度, 0.1—0.05 毫米的占 32.5%, 0.05—0.005 毫米的占 49.0%, 0.005—0.002 毫米的占 15.0%。

根据光譜分析,古黄土一般 Pb 为 0.001%、Zn 为 0.01%、Cu 为 0.001%、Co 为 0.001%、Ni 为 0.002%、Mn 为 0.2%、V 为 0.02%、Fe 为 1—10%、Al > 10%、Ga 为 0.003%、Mo 为 0.001%、Sn > 10%、Ca > 1—10%、Mg > 10%。

古黄土矿物成成非常复杂,出現的矿物可达 35—40 种。根据鄆县郝家村 44 个样品的分析資料,石英长石二者含量之和可占碎屑矿物的 80%,石英以稜角到半稜角状的无色顆粒状存在,普遍含有細小的圓形包裹体呈零星分布,表面一般带有較少鉄染的痕迹。长石为鉀长石、斜长石及少量微斜长石和条紋长石,鉀长石以次稜角状到次滾圓状存在,斜长石大都呈略带稜角的次滾圓形出現,有絹云母化。碳酸盐矿物大部分为方解石,部分为白云母。方解石以黄褐色团粒状集合体出現,也有单个晶体、小鱗片存在,某些可見良好的双晶,白云石多数为規則菱形晶体存在。

其它矿物組合: 赤鉄矿 5—20%, 磁鉄矿 1—12%, 褐鉄矿 5—15%, 鈦鉄矿 0.5—4%,

黄铁矿在个别样品中出现一粒，绿帘石 20—50%，黝帘石 3—15%，褐帘石只 1—2 粒，角闪石 1—20%，透闪石 0.15—1%，阳起石 0.15—1.2%；个别样品出现蓝晶石、玄闪石、钠钙闪石，黑云母 0.2—14%，白云母 0.2—1.5%，绿泥石 0.1—3%；个别样品可见硬绿泥石、锆石、电气石、金红石，石榴石一般含量不超过 5%，此外还有，蓝晶石、矽灰石、红柱石、硬绿泥石，以绿泥石出现较多，一般仅在个别样品中出现 1—2 粒。钒钛铁、铂钛矿仅在个别样品中出现，榍石在所有样品中均出现 0.1—3%；重晶石在极个别样品中出现，碳酸盐一般可达 30%，磷灰石较常出现，一般不超过 1%，尖晶石、火山玻璃出现不普遍。

本层含蜗牛很少，有时能找到少量泥化较深的盘形蜗牛及特殊的锥形蜗牛。

本层含脊椎动物化石：

鹿(*Cervus*)、真马(*Equus sp.*)。
(其它化石未经鉴定)。

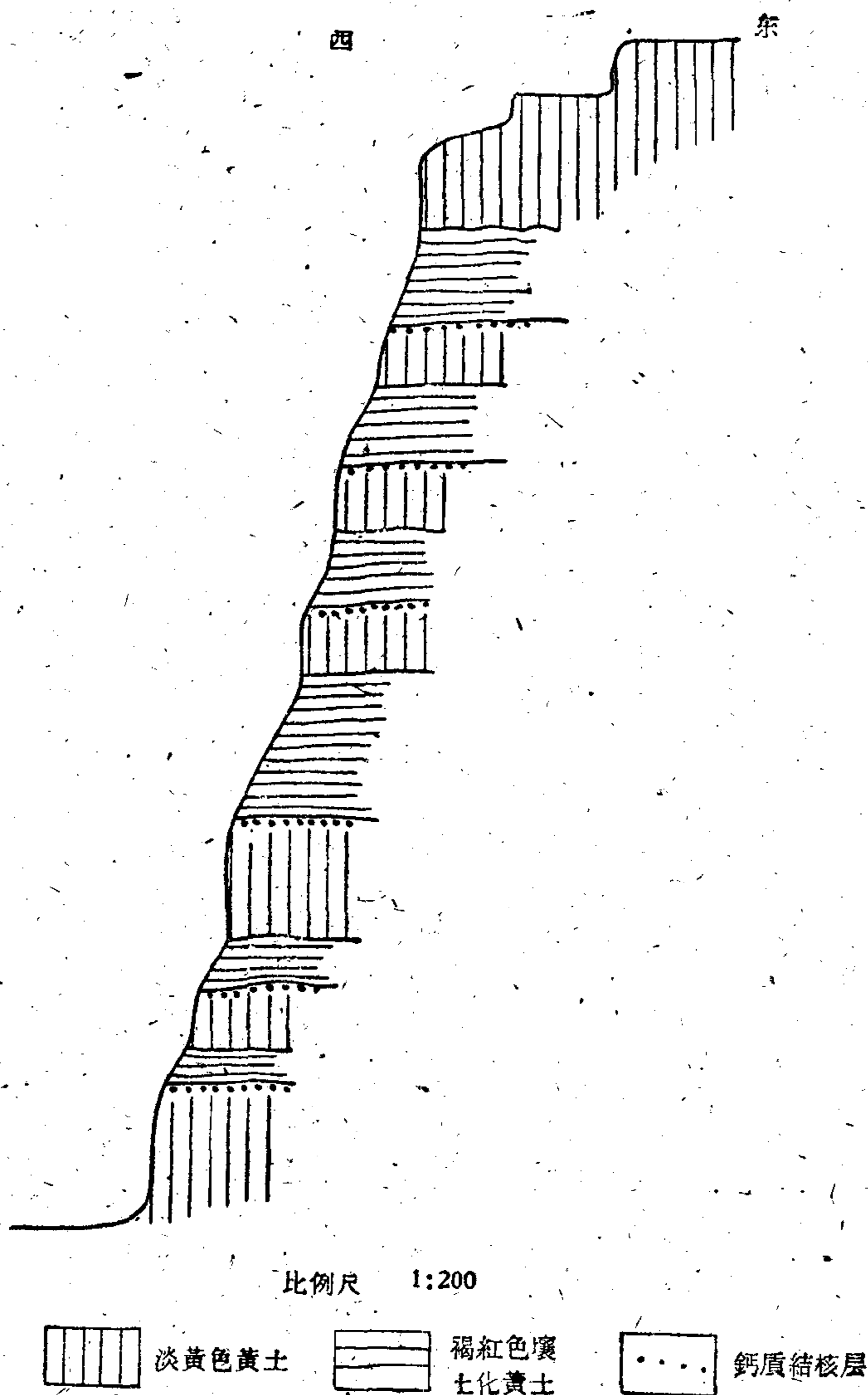
古黄土与下部砾石层为整合接触，总厚 50—150 米。

2. 中更新统 (Q_{II})

中更新统岩性为老黄土，分布在黄土塬的古黄土之上。

老黄土为淡黄色。不太坚硬，用手搓有细腻的面粉感，无粘性，加酸剧烈起泡。黄土中含大量圆形孔管，孔管直径为 0.1—1 毫米，孔管占岩石的 10—20%，黄土垂直节理较发育。

老黄土中含有许多壤土化黄土层，壤土化黄土为褐红色，表面呈破碎状结构，岩性较坚硬，孔少。壤土化黄土层每层厚度为 0.5—3 米左右。由于褐红色壤土化黄土与未受壤土化的黄色黄土颜色差别很大，两者在野外是很容易分开的。



比例尺 1:200

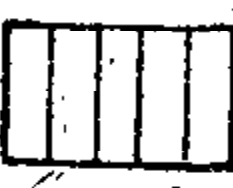
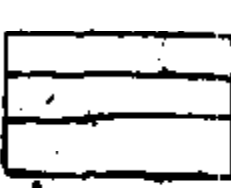

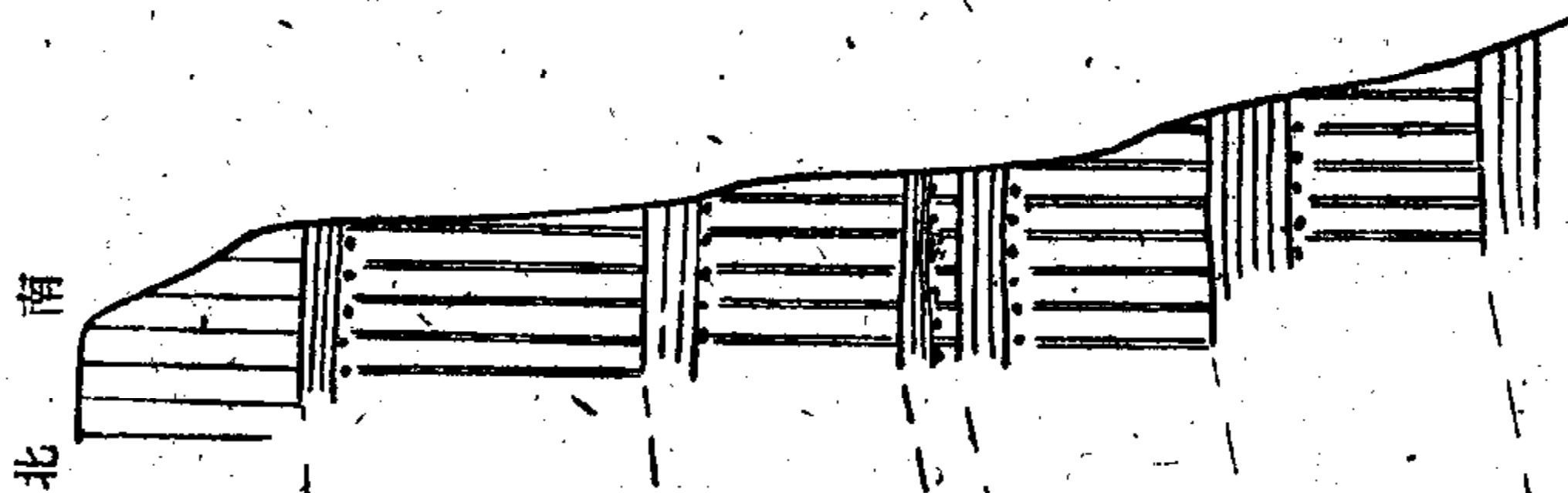
 淡黄色黄土	 褐红色壤土化黄土	 钙质结核层
---	--	---

图 2. Q_{II} 老黄土的标准韵律剖面(位置:岐山益店镇北黄家庄)

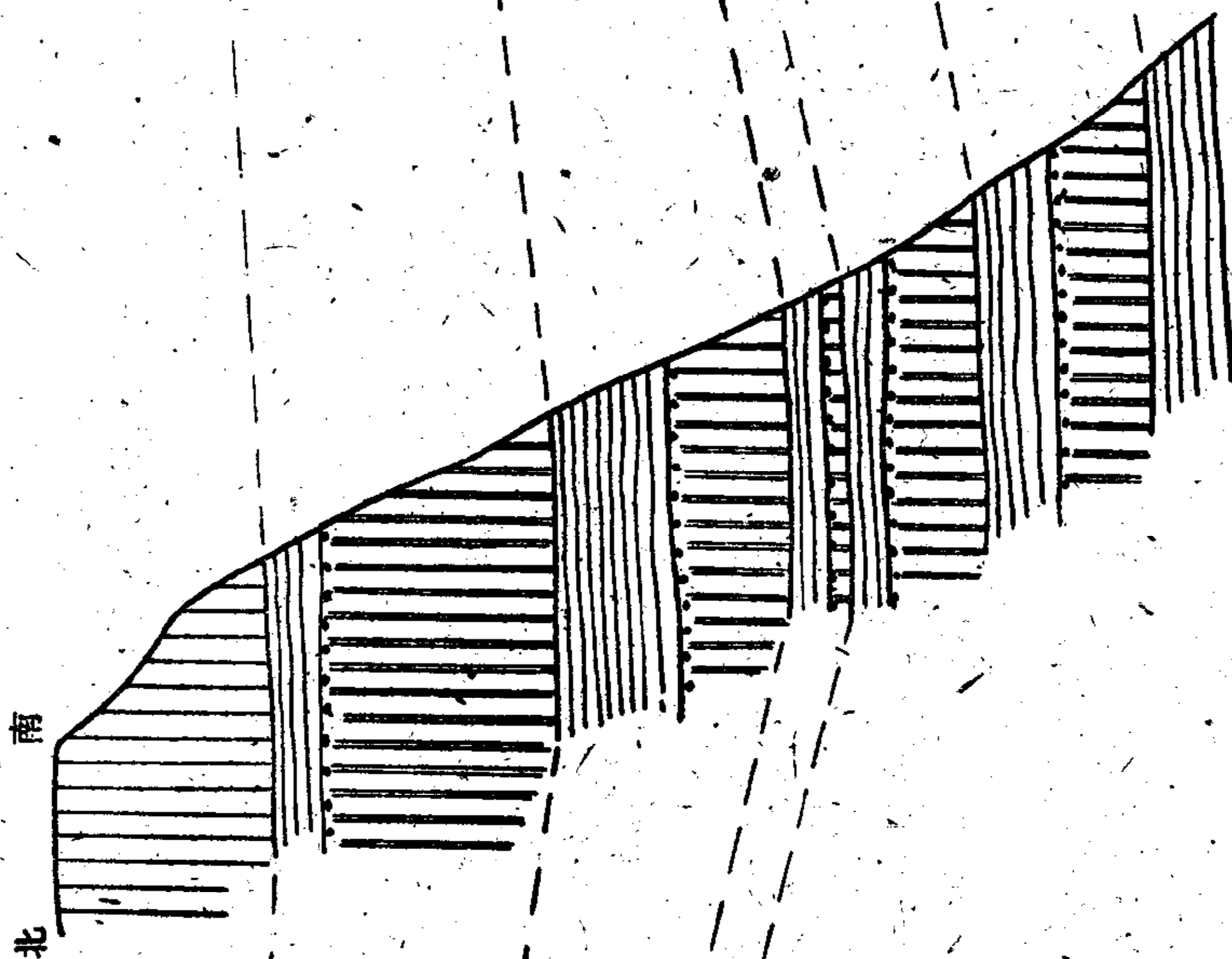
綏帳車站剖面

1:400



常興車站劉家村剖面

1:400



濟陽土門寺溝剖面

1:400

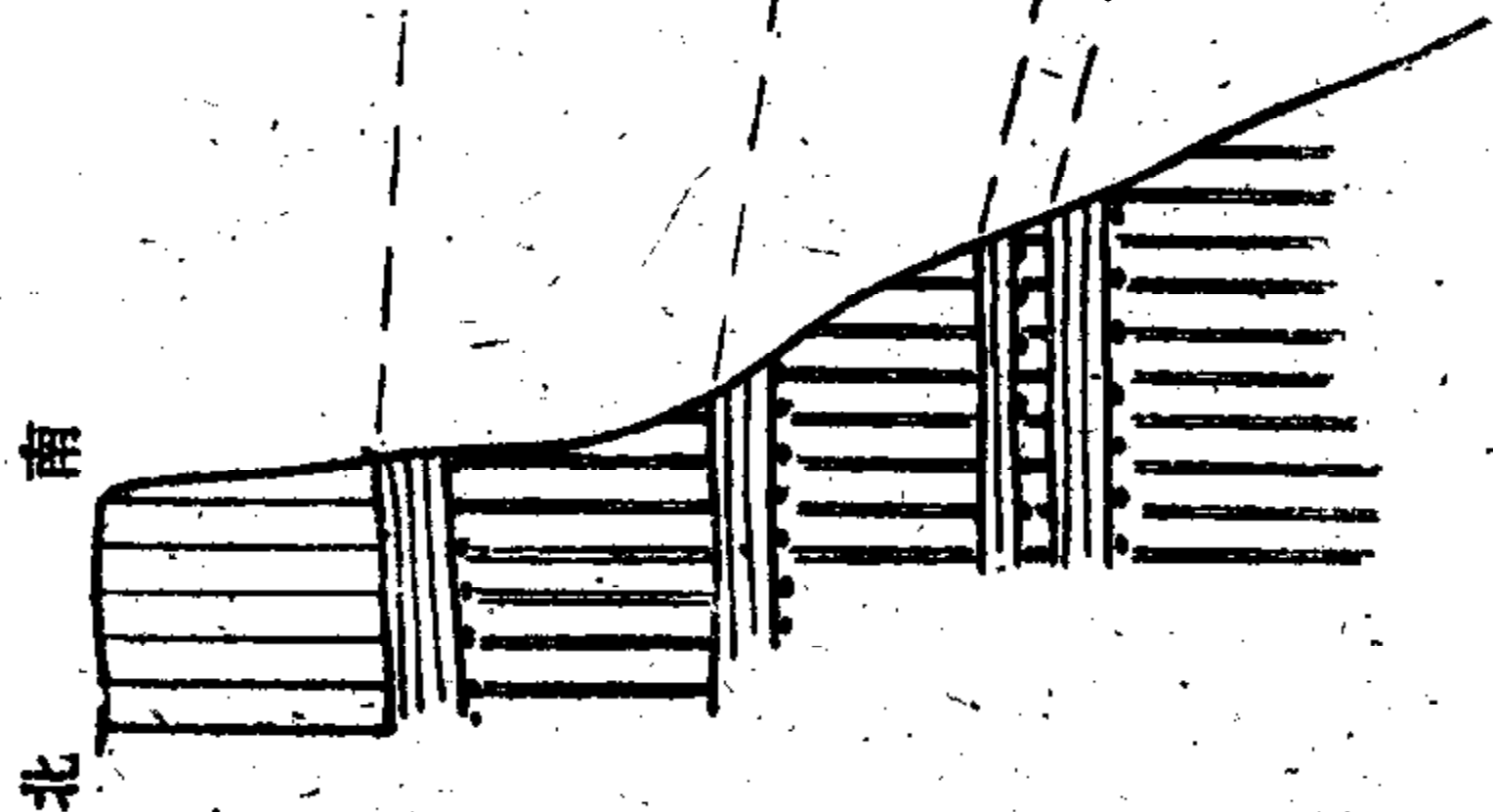


圖3 老黃土中的褐紅色壤土化黃土層的互相對比

在老黄土中所有壤土化黄土层底部都有一层薄层的钙质结核分布(图2)。钙质结核层厚10—20厘米,钙质结核直径为10厘米左右,形状不规则,为生薑状。

一般在平坦黄土塬的老黄土中共含有六层壤土化黄土,一般有如下规律:每层壤土化黄土之间相距约5米左右,而由塬面向下数第三层与第四层褐红色壤土化黄土之间相距仅0.5米(图3)。

老黄土光谱分析及矿物分析成分大致与古黄土一致。

老黄土干容重为1.43—1.82,褐红色壤土化黄土干容重为1.69—1.99,钙质结核干容重为2.25—2.48。

老黄土平均粒度大于0.05毫米的占10.7%,0.05—0.005毫米的占71.0%,小于0.005毫米的占18.3%。褐红色壤土化黄土大于0.05毫米的占9.7%,0.05—0.005毫米的占69.2%,小于0.005毫米的占21.1%。钙质结核0.1—0.05毫米的占17.5%,0.05—0.005毫米的占54.5%,0.005—0.002毫米的占20.0%,小于0.002毫米的占8.0%。

根据偏光镜下鉴定,老黄土为粉砂粒状结构,具小孔隙的块状构造。岩石中的成分主要是絹云母、碳酸盐、石英。碳酸盐为不规则粒状,颗粒边缘多呈锯齿状,星点地分布于岩石中;絹云母多为细的鳞片集合体,一堆堆地分散在某些矿物颗粒之间;石英为不规则的粒状星点地分散在岩石中。岩石孔隙比较小,形状也有各种各样,有一种为蝌蚪形,一端较大而另一端则较细。此外还有其它一些弯曲的管状孔隙。

老黄土中含有较多的盘形蜗牛壳。

老黄土中含化石,但未经鉴定。

老黄土原始产状在平坦的黄土塬上是水平的,但在丘陵状黄土塬中是倾斜的。老黄土厚度一般为25—35米左右。

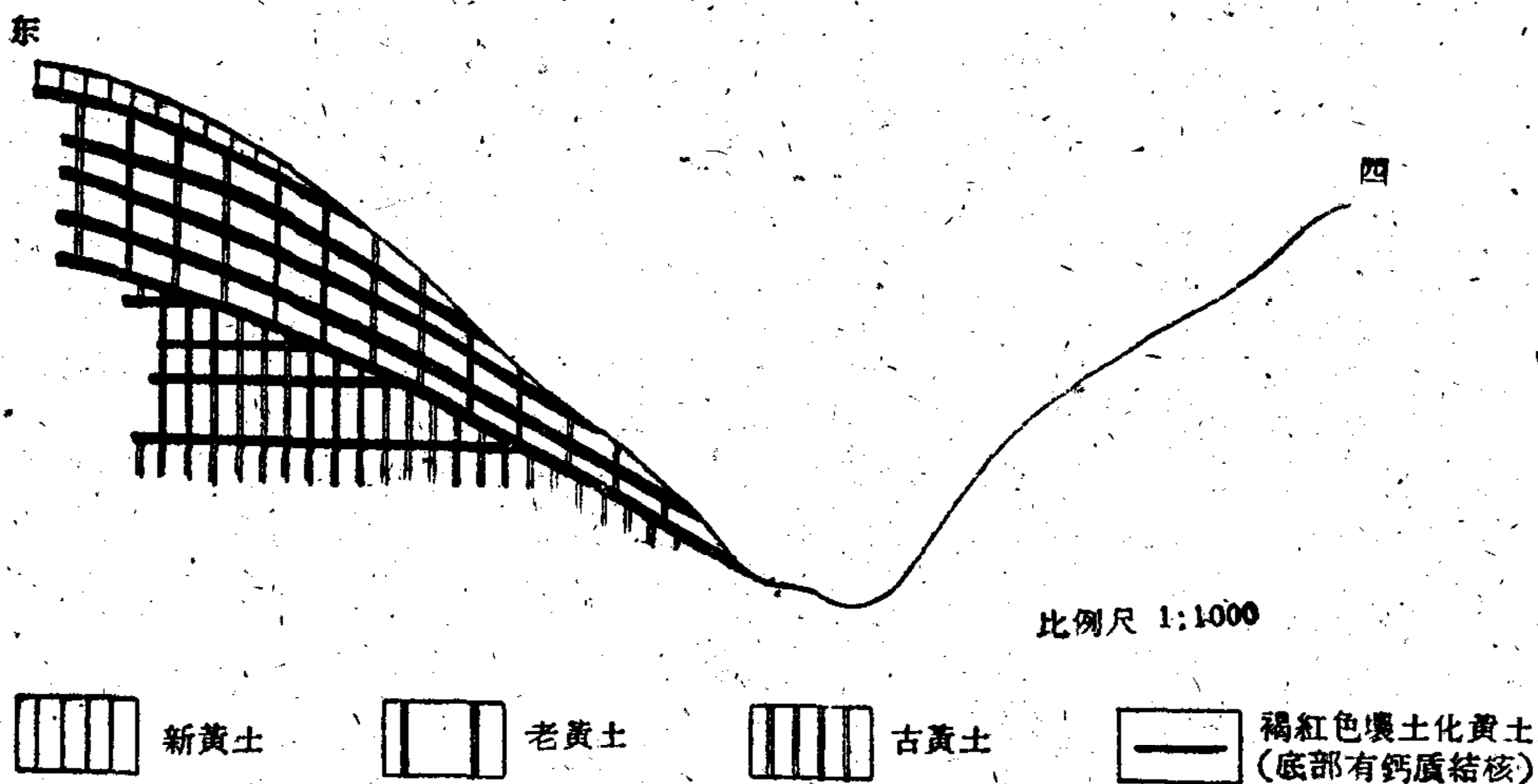


图4 老黄土不整合伏于古黄土之上(位置:凤翔县亢家河左岸)

在平坦黄土塬上老黄土与下部古黄土不易分开,为整合接触,只在凤翔县亢家河丘陵黄土塬中见到老黄土与下部古黄土为不整合接触(图4)。

3. 上更新统 (Q_{III})

新黄土 (Q_{III}¹)

新黄土分布在黄土塬表面。

新黄土一般为灰黄色。较疏松,无粘性,手搓有面粉感。黄土中圆形小孔管发育,孔管直径为0.1—1毫米,孔管占岩石的30%左右。新黄土垂直节理非常发育,形成黄土柱、陡壁、梯田、窑洞等地形。

在新黄土中见不到褐红色壤土化黄土,仅在靠塬的表面能见到一些近代灰色壤土断续出现。新黄土中也见不到成层的钙质结核,只见在黄土裂隙中有少量灰色钙质结核。结核形状为不规则的小柱状,直径为1厘米左右。

新黄土干容重为1.36。平均粒度大于0.05毫米的占6.8%,0.05—0.005毫米的占69.7%,小于0.005毫米的占21.7%。

根据偏光镜下鉴定,新黄土为粉砂质粒状结构,具小孔隙块状构造,岩石孔隙有长管状,等轴形,椭圆形和其它不规则形状,孔隙约占岩石的15—20%。

新黄土的化学成分及矿物成分与下部古黄土及老黄土基本一致。在郿县车站东北方郝家村黄土塬由下至上分层取样发现矿物含量有如下变化规律:

1. 角闪石类自下而上增多,新黄土、老黄土一般较古黄土为多;
2. 绿帘石类古黄土上部较底部为多,而新黄土、老黄土又较古黄土上部为少;
3. 云母类自下而上增加,老黄土较古黄土显著增多;
4. 铁矿物类自下而上减少,其规律较为明显;
5. 锆石自下而上有减少趋势,在古黄土中较为明显;
6. 电气石在古黄土中自下而上减少,金红石自下而上增多,石榴石自下而上减少;
7. 轻矿物石英在下部较上部略少。

在常兴车站以北刘家村新黄土中发现牛科(Bovidae)上臼齿一枚。另外,在新黄土中含有大量的盘形蜗牛壳。

新黄土的原始产状与现代地形(严格地说是与上更新世当时的地形)大致相同:在平坦的黄土塬表面产状基本是水平的;在丘陵黄土塬及塬坡上产状是随地形起伏的。

新黄土厚度为2—15米,一般为5米左右。

在本区普遍见到新黄土与下部老黄土及古黄土呈不整合接触。不整合有以下三种表现形式:1)丘陵封闭(图5);2)坡边相交(图6);3)波浪状侵蚀面(图7)。

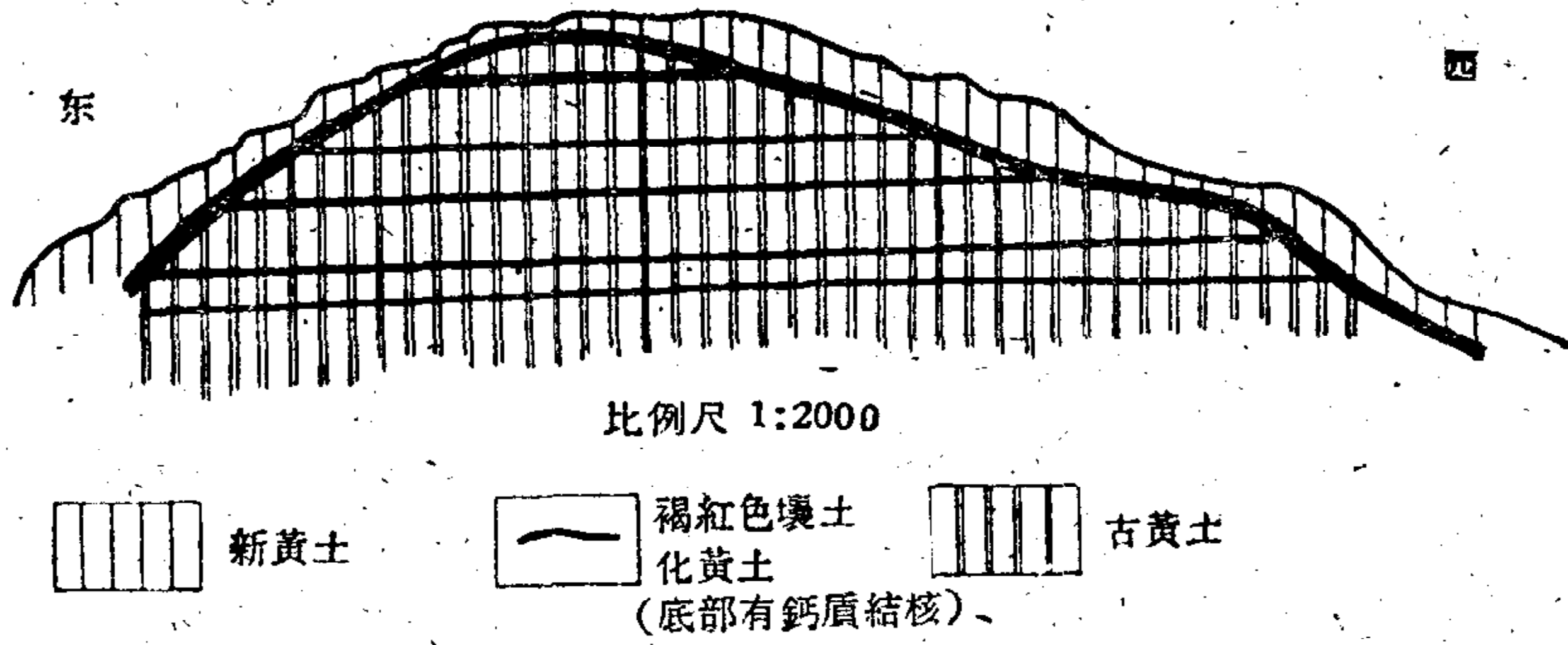


图 5 新黄土不整合复于古黄土之上(位置:宝鸡市县功镇簸箕庄小沟之右岸)

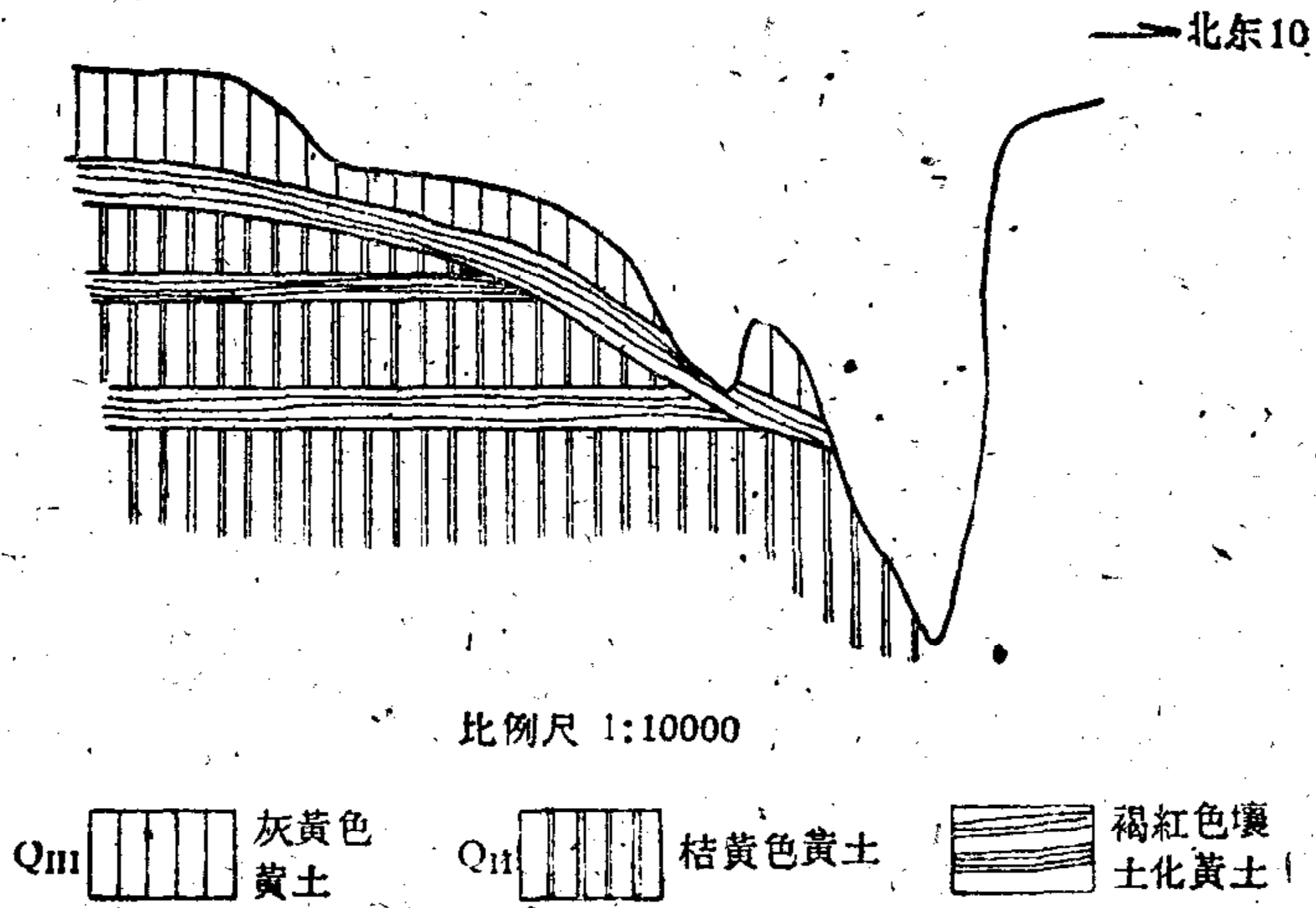


图 6 宝鸡菜家坡 Q_{III} 黄土与 Q_{II} 黄土不整合剖面

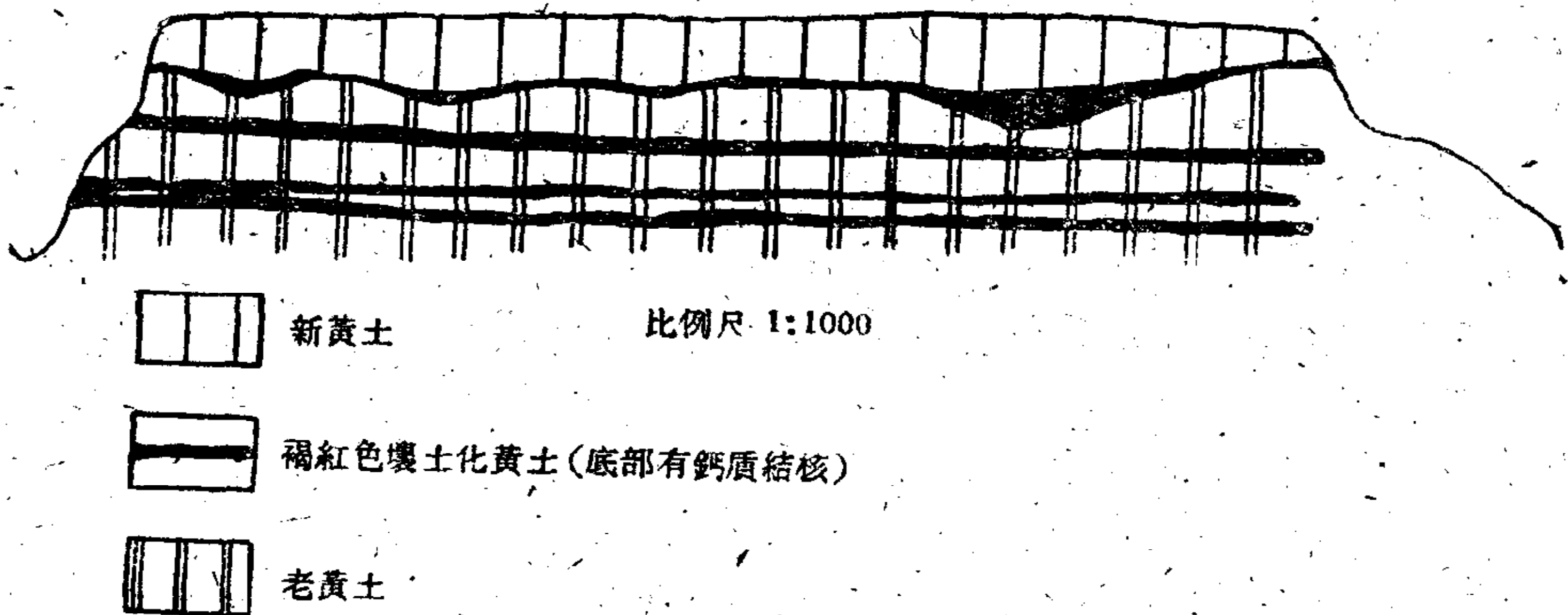


图 7 平坦黄土塬见第一层红层呈波浪状起伏(位置:降帐车站北边)

淤积黄土(Q^{III})

淤积黄土主要分布在渭河及其支流的第二阶地上。

第二阶地下部为砾石层，砾石成分以花岗岩为主，直径20厘米左右，表面磨圆度较好，在砾石层表面有时见有一层黑色薄膜。胶结物为砂子，胶结疏松，整个砾石层不具层理。厚0.5—10米。

第二阶地上部为淡灰及灰黄色黄土，疏松多孔，孔形不规则，并含大量蜗牛壳碎片。在猢狲镇以东及金陵河见第二阶地淤积黄土中夹有大量经过磨圆搬运的钙质结核及砂卵石的凸镜体。

在淤积黄土的底部(砾石层之上)一般都见有一层1—3米厚的桔红色壤土化黄土，在它下面是一层薄的钙质结核。

在郟县红沟北东600米，见第二阶地剖面如下(图8)：

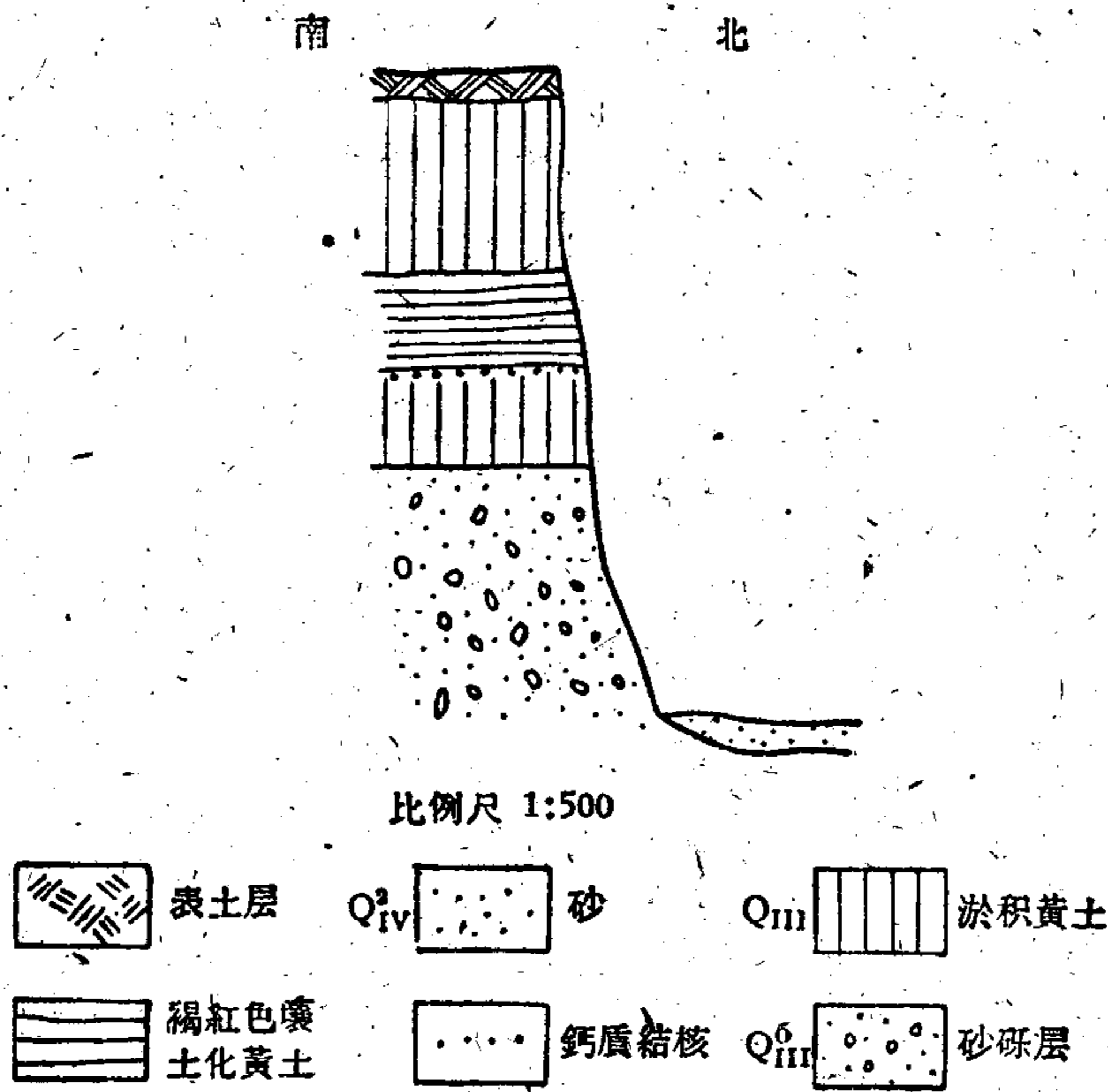


图8 第二阶地上 QIII 的地层剖面(位置: 郟县红沟东南 600 米)

- 6. 表土层..... 1 米
- 5. 黄土: 灰黄色, 疏松多孔, 含个别砾石、粘土球及个别砾石包裹体, 层理不清..... 8 米
- 4. 桔红色壤土化黄土: 坚硬, 破碎状, 光泽暗淡, 并夹有砂粒..... 3 米
- 3. 钙质结核层: 结核形状不规则, 分布于壤土化黄土底部..... 10 毫米
- 2. 灰色黄土: 灰-灰黄色, 多孔, 较疏松, 含许多蜗牛壳..... 3 米
- 1. 砾石层: 砾石成分为花岗岩, 直径为 20 厘米左右, 砾石层内部不显层理..... 10 米

在宝鸡市金陵堡见第二阶地剖面如下:

- 4. 灰黄色黄土..... 10 米

- 3. 桔紅色壤土化黃土..... 2.5 米
- 2. 鈣質結核(直径) 10 厘米土
- 1. 砂砾石层..... 8 米

淤积黄土干容重为 1.38—1.70。平均粒度大于 0.05 毫米的占 12.3%，0.05—0.005 毫米的占 66.7%，小于 0.005 毫米的占 21.0%。

第二阶地为内迭阶地(图 9)。在第二阶地表面发现了許多新石器时代的遗址。

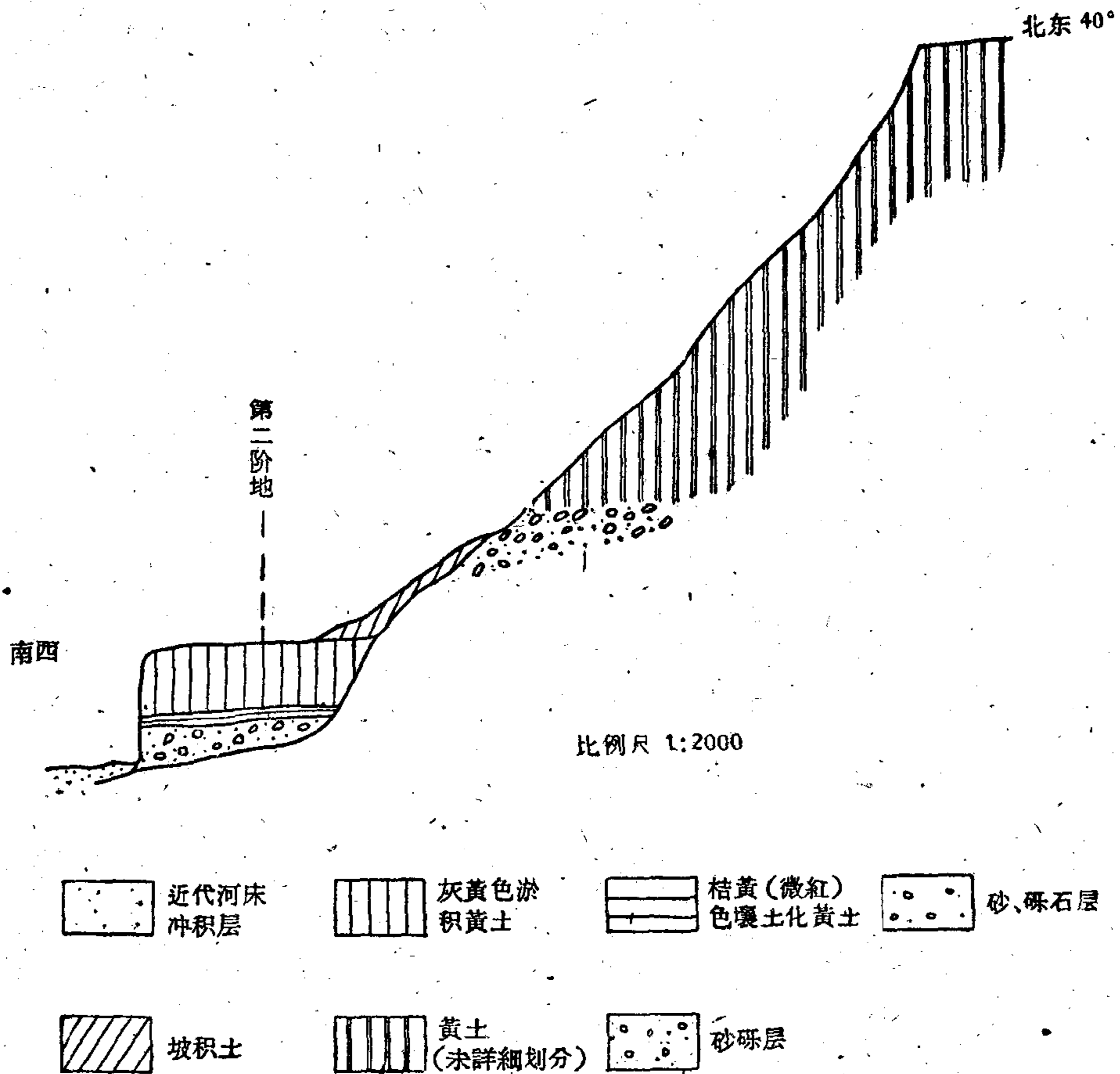


图 9 Q_{III} 以内迭阶地的形式与黄土塬下的 Q_{IV}^1 接触(位置: 宝鸡市金陵堡)

4. 全新統(Q_{IV})

亚砂土层(Q_{IV}^1)

亚砂土层分布于第一阶地中。第一阶地成分为灰-灰黄色亚砂土, 岩性疏松, 层理清楚, 并夹有許多砂、砾石及磨圓了的鈣質結核及砖瓦碎片。全层厚 2—15 米。

近代淤积层(Q_{iv}¹)

近代淤积层分布在现代河床及河漫滩中,成分随地而异,为砾石、砂、淤泥等。厚度各地不一,但一般不超过20米。

洪积层(Q_i¹)

洪积层零星堆积在秦岭北坡及北山(岐山)南坡山外,为大砾石、小卵石、砂子、土互相混合,层理不明显。厚度一般为2—30米。

5. 第四系未分层沉积(Q)

在秦岭及岐山基岩的表面,分布着一些残积及坡积物,成分主要为岩块、碎屑及砂子,厚度一般不超过3米。

* * * *

总结以上所述,宝鸡一带第四纪地层划分的综合剖面如下:黄土塬黄土底部的砾石层时代为 Q_i¹,黄土塬砾石层之上的桔黄-褐红色黄土(古黄土)时代为 Q_i²,黄土塬古黄土之上的黄色黄土(老黄土)时代为 Q_{ii},黄土塬表面灰黄色黄土(新黄土)时代为 Q_{iii},河流第二阶地淤积黄土时代为 Q_{iii}¹,第一阶地淤积亚砂土时代为 Q_{iv}¹,河漫滩现代淤积物时代为 Q_{iv}¹(图10)。

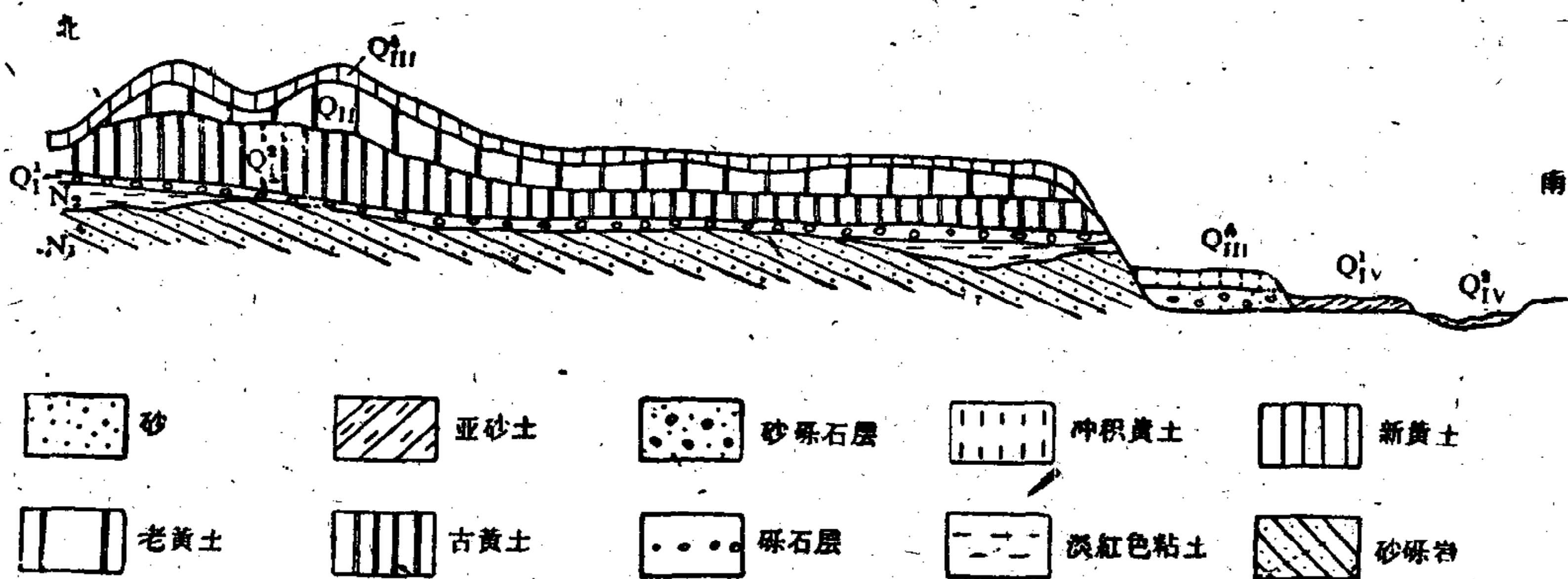
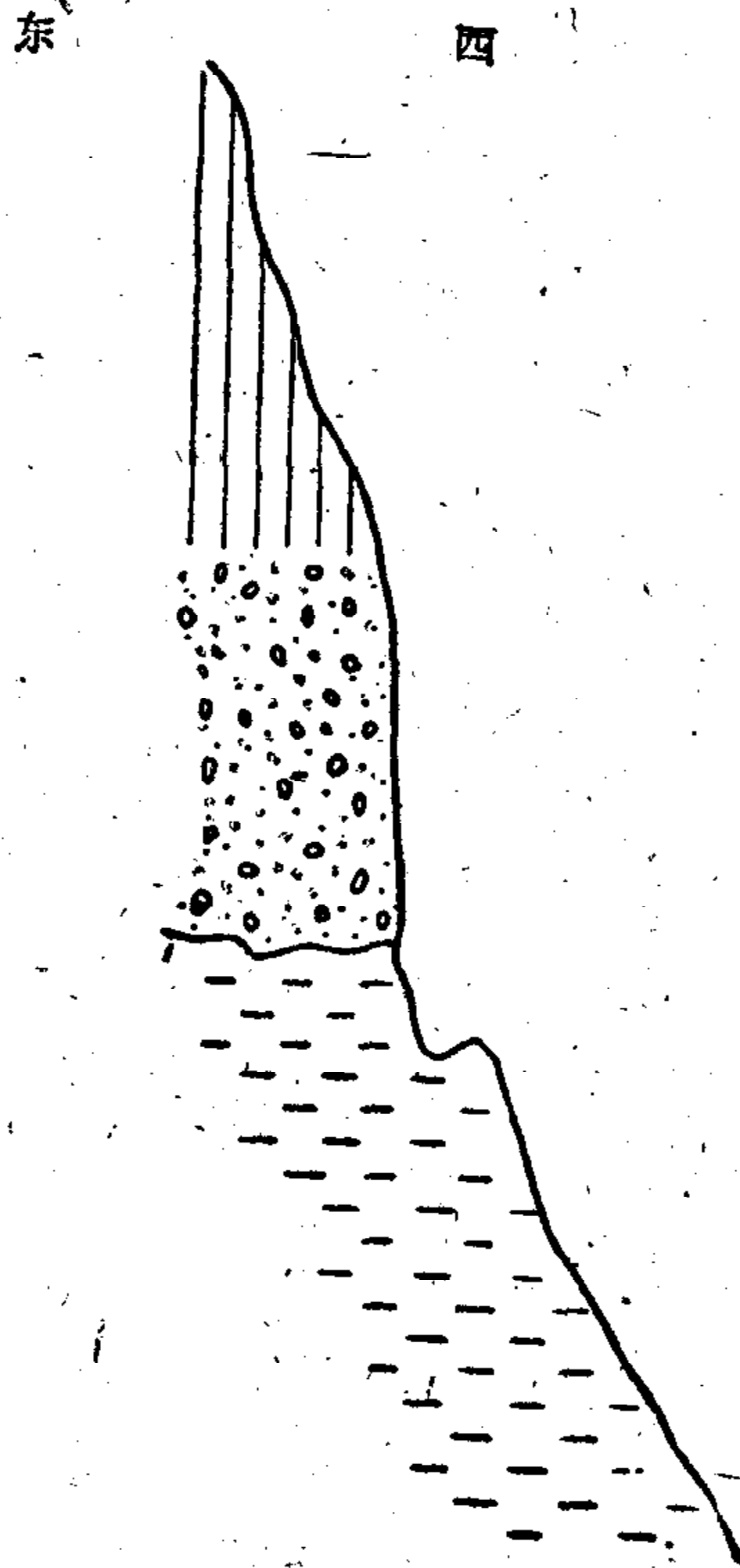


图10 宝鸡市一带新生界地层综合剖面

三、几个有关问题的商榷

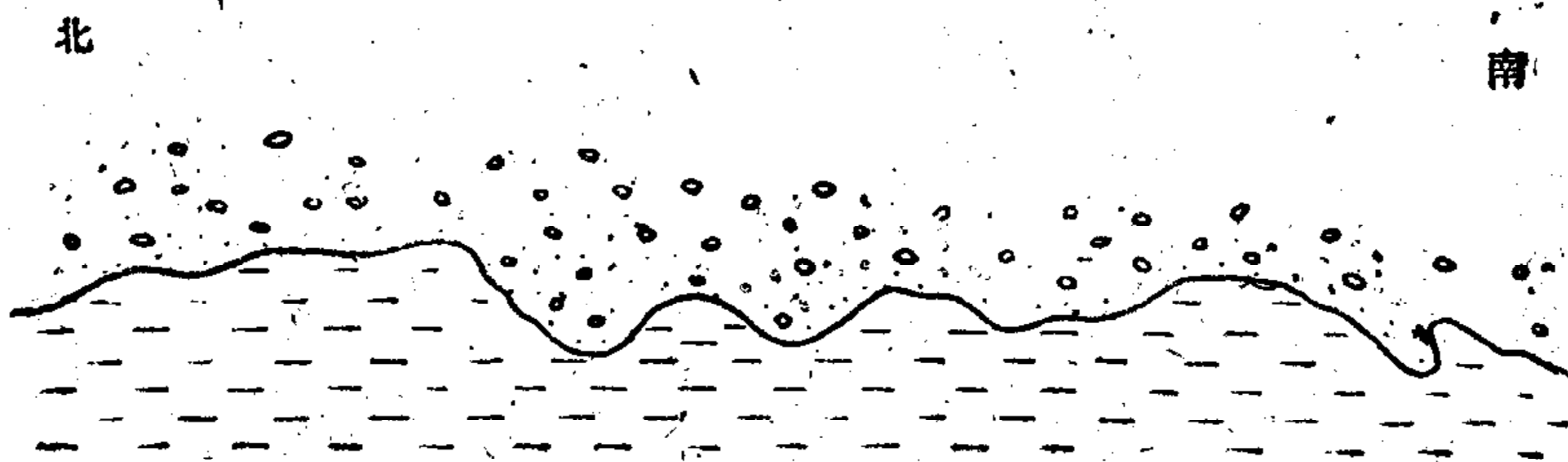
1. 关于第四系地层的下限问题

笔者把黄土下面的砾石层放在 Q_i¹,作为第四系的开始,其理由如下:



比例尺 1:400

图 11a



比例尺 1:100

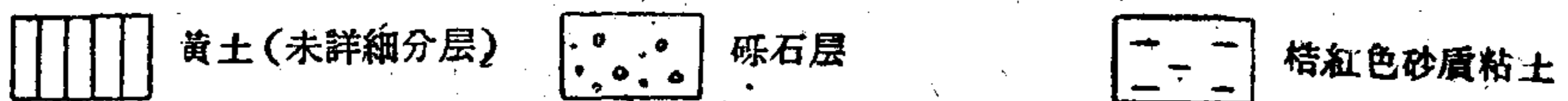


图 11b 下更新统砾石层(Q₁)与新第三系红色粘土(N₂)之间有一明显的侵蚀面
 (位置: 宝鸡市益门镇十八河口, 上图为垂直于河沟的剖面, 下图为同一地点沿着河沟的素描图)

1. 砾石层普遍地、明显地不整合复盖在各种老地层之上,这种现象不但在宝鸡一带能見到,就是在东边西安一带也非常清楚。

2. 砾石层与新第三系上新統紅色砂質粘土层之間有一个明显的波浪状侵蝕面(图11)。这紅色砂質粘土层过去一般都放在下更新統而与三门組对比;但我們在宝鸡石家桥及簸箕庄子紅色砂質粘土层中发现了三趾馬(*Hipparion*)及鹿科(*Cervidae*)的化石,因而肯定它为新第三紀的。

3. 砾石层位于古黄土的下部,古黄土中含鹿(*Cervus*)、真馬(*Equus* sp.)等化石。

4. 砾石层中找到剑齿虎(*Machairodus*)牙齿一枚。

5. 从地层学的观点来看,把砾石层作为一个紀的开始是比较合理而方便的。

2. 关于紅层的成因問題及其意义

对于紅层的成因,笔者几乎没有作任何专门的研究。我們同意苏联及中国大多数同志的意见,认为紅层是一种古代埋藏土壤。

根据黄土中有埋藏古土壤的存在,可知在黄土的沉积当时有許多間断时期。每一层紅层都代表着間断时的当时的地形。紅层的不整合并不代表什么造山运动,而只代表在黄土沉积当时有一个較长的沉积停頓,并在这个停頓的同时,因上升侵蝕而使地形发生改变。

3. 关于黄土的命名問題

笔者将黄土塬上的黄土分为古黄土、老黄土、新黄土有如下意义:

1. 代表黄土塬上三种不同的岩性;

2. 在黄土的分层及时代还未最后肯定前,代表三个不同时代的黄土:古黄土最老,老黄土較新,新黄土最新;

3. 在黄土的分层及时代还未最后肯定前,避免由地名命名地层而引起的名詞混乱;

4. 首先只有将不同性質及时代的黄土分別开来研究,黄土的成因問題才能得到正确的解决;

5. 古黄土、老黄土、新黄土的划分对于土壤的改良利用、水土保持及工程建筑等工作都有較大的实际意义。

下面,根据野外观察将古黄土、老黄土、新黄土列表对比如下(見101頁表)。

4. 关于黄土的时代划分問題

在将黄土塬上的黄土时代視为更新世这一点上,大家的看法都是一致的。但是,黄土的内部如何进行更詳細更具体的时代划分,分歧意見就很多了,中国科学院地質研究所、地質部水文地質工程地質研究所、陝西省水文地質队、三门峡地質勘探总队等各有各的划

新 黄 土	老 黄 土	古 黄 土
1. 分布在黄土塬的表面与下部老黄土不整合	1. 分布在黄土塬的中部与下部, 古黄土整合	1. 分布在黄土塬的下部, 与下部砾石层整合
2. 为淡黄色至灰黄色	2. 为黄色至微桔黄色	2. 为深桔黄色至桔红色
3. 岩石孔管极多, 孔形不规则, 孔径大小不等	3. 多圆形孔管, 孔径为 0.1—0.5 米	3. 孔管极少, 孔径很小
4. 表面垂直节理发育, 形成陡壁、黄土柱、梯田地形	4. 垂直节理较发育	4. 垂直节理不发育, 形成斜坡状地形
5. 比重最轻。	5. 比重较轻	5. 比重大
6. 疏松, 手搓有粉砂感	6. 较疏松, 手搓有面粉感	6. 较坚硬, 平时手搓不动
7. 遇盐酸剧烈起泡	7. 遇酸起泡	7. 遇酸有时不起泡
8. 不含褐红色壤土化黄土, 有时在靠近层表面能見到黄色壤土。	8. 一般含 6 层非常清楚的褐红色壤土化黄土(红层)	8. 褐红色壤土化黄土互相重迭, 界线不明
9. 钙质结核是柱状分布(见图 12), 黄土裂隙中钙质结核柱, 直径为 30 厘米左右	9. 钙质结核大致成不规则的生薑状, 分布于褐红色壤土化黄土层的下部, 结核直径为 10 厘米左右	9. 钙质结核常常相連成泥灰岩层, 结核的分布无规律, 有时非常密, 有时則在整个剖面中見不到一层。结核直径在 15 厘米以上
10. 黄土无层理, 顆粒度较均匀	10. 钙质结核大致成不规则的生薑状, 分布于褐红色壤土化黄土层的下部, 结核直径为 10 厘米左右	10. 黄土中(尤其靠下部)有时能見到具有层理并常夹小砂子及砾石的包裹体及凸鏡体
11. 黄土产状与地形大致一致	11. 在丘陵坡上产状具有傾斜	11. 产状大致水平
12. 含大量盘形蜗牛	12. 含有盘形蜗牛	12. 含少量长形蜗牛及泥化盘形蜗牛
13. 厚 5—10 米左右	13. 厚 30 米左右	13. 厚 50—150 米左右

分方法。

笔者将三种黄土(古黄土、老黄土、新黄土)之間存在着两个不整合而划分成三个时代: 古黄土为 Q_1^2 , 老黄土为 Q_{II} , 新黄土为 Q_{III} 。这样的划分方法与刘东生先生的划分基本一致, 不同的仅是刘先生将古黄土放在 Q_{II} 的下部。

笔者将古黄土放在 Q_1 的上部其理由如下:

1. 古黄土下部的砾石层一般厚 2—5 米, 而古黄土和老黄土总厚 100 米, 假若仅把砾石层作为 Q_1 , 那就太薄了(因为 Q_1 几乎应当占第四纪一半的时间);

2. 古黄土与下部砾石层为过渡关系, 分界线不明显, 有时并能見到砾石层与古黄土互层; 同时古黄土与老黄土之間有一个不整合面。假若把砾石层放在 Q_1 , 古黄土放在 Q_{II} , 老黄土放在 Q_{II}^2 , 則下更新統与中更新統之間为整合接触, 中更新統的下部与上部为角度不整合。这从地层划分的原则上来讲是不合理的。

3. 古黄土产状水平, 与下部砾石层分界线不明显, 其中并夹有一些砂砾石层的凸鏡体; 而老黄土产状起伏不定, 这說明古黄土与老黄土可能是不同成因的东西。

5. 关于 Q_{III} 黄土的成因問題

笔者认为 Q_{III} 的黄土有两种成因: 分布在黄土塬表面的新黄土(Q_{III}^1)为风成沉积, 其理由如下:

1. 新黄土的原始产状与地形一致(图 5), 这一点用水成成因是不能解释的;

2. 在本区域内黄土颗粒度较均匀, 没有明显的变化, 这一点用洪积是不能解释的;
3. 在本区域内矿物成分相当复杂, 而且没有明显的变化, 这一点是用残积及坡积成因所不能解释的;
4. 在黄土塬附近的山区零星分布的新黄土, 分布位置没有一定的规律, 有时盖在山顶, 有时残留在山坡, 有时堆积在山谷中;
5. 新黄土中含孢子花粉极少;
6. 根据大区域分析资料 (据刘东生先生), 新黄土由北向南、由西向东颗粒度渐渐变细; 新黄土中保存化石极少, 并且属干燥气候的化石。

分布在第二阶地的黄土 (Q_{II}^0) 成因为淤积的, 其理由如下:

1. Q_{II}^0 淤积黄土以河流第二阶地的形式沿着河流两岸分布;
2. Q_{II}^0 黄土的下部有一层砾石层;
3. Q_{II}^0 的黄土中能见到层理, 并夹有大量的砂子、砾石及经过磨圆了的钙质结核的包裹体及凸镜体 (见图 12)。

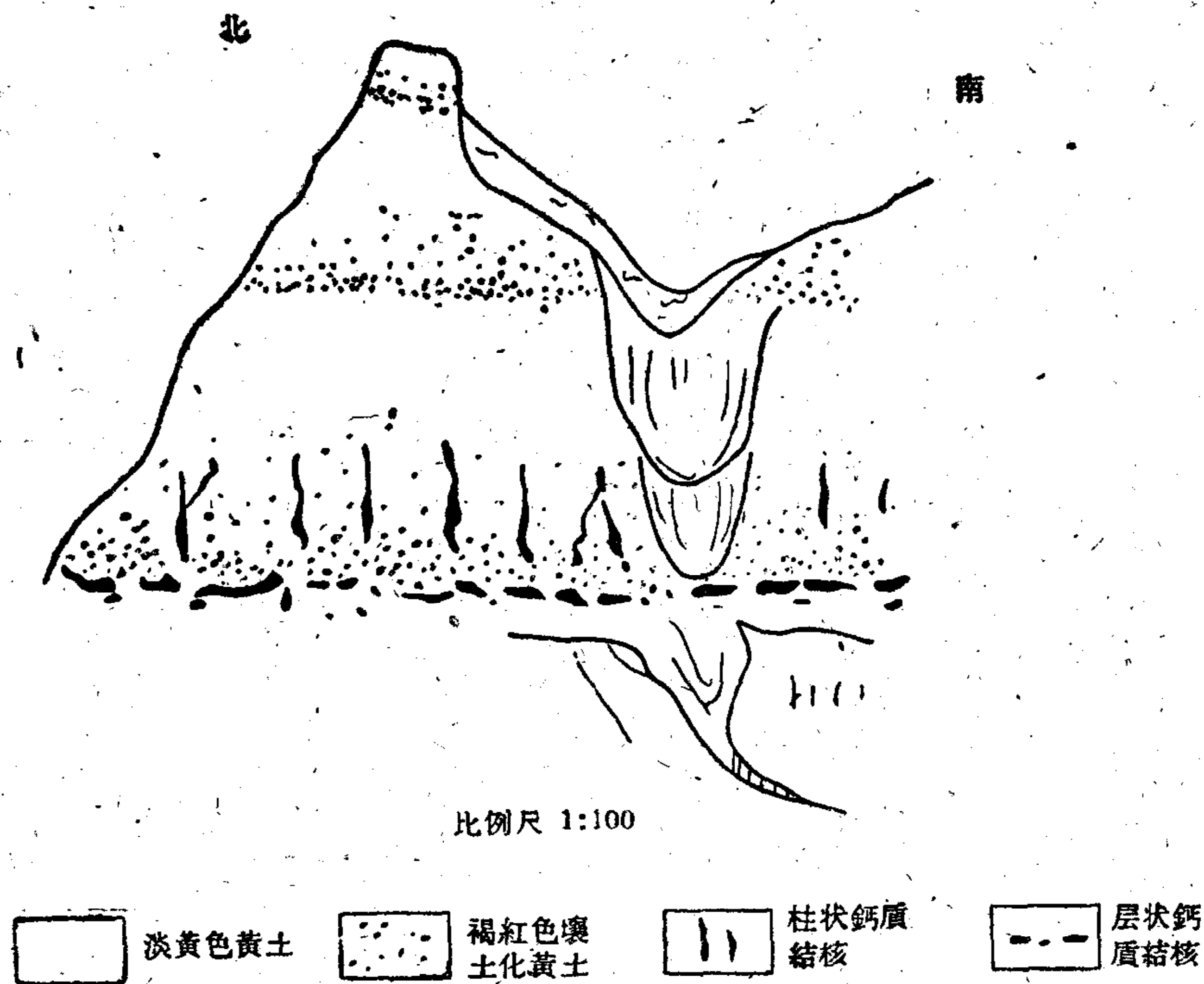


图 12 黄土中的钙质结核 (位置: 西安市兰田)

根据这两种不同成因的黄土, 笔者对上更新世当时的环境作了如下解释:

在 Q_{II} 的黄土沉积停止了以后, 全区地形普遍上升, 黄土塬由于强烈的侵蚀而改变了原来的地形, 并形成了渭河及其支流; 山区由于强烈侵蚀而有大量砂砾石堆积到山外的河谷中。

随后，普遍经过了一个停顿时期，所以在黄土塬表面及砾石层表面形成了一层古土壤，这层古土壤与当时的地形一致而有时能见到与老黄土及古黄土中的古土壤相交。经过停顿以后，黄土塬表面沉积了一层风成黄土(Q_{III}^0)，而河谷中砾石层之上沉积了一层淤积黄土(Q_{III}^1)。

最后地形上升在黄土塬上形成许多冲沟，而在河流中则形成了第二阶地。

6. 关于黄土塬阶梯状地形的成因问题

有的同志认为黄土塬上的许多阶梯状地形是一种内迭阶地或侵蚀阶地，而将这些阶梯状地形命名为第四阶地、第五阶地……，并且依据这种阶梯状地形来对黄土的时代进行划分。这一点笔者是不能同意的。

根据笔者在野外对黄土产状的观察，黄土塬上几乎所有的阶梯状地形下面黄土的产状也是呈阶梯状的(图 13)。这种阶梯的成因一方面可能是黄土生成以前的古地形，并根

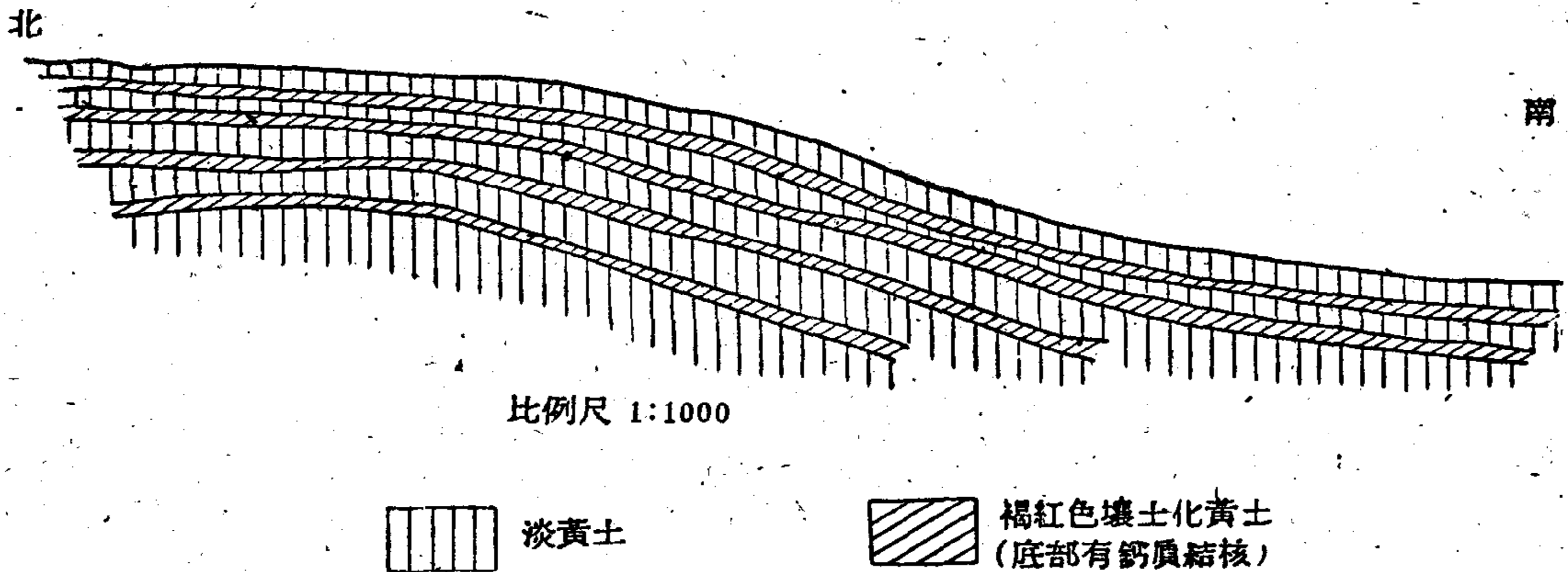


图 13 黄土塬上的同生阶地(位置：凤翔县北老驛沟口)

据这点也可以证明黄土是风成的；另一方面阶梯可能是黄土沉积以后，由于新构造运动的挠曲作用生成的。笔者暂时把这种阶梯状地形叫做“同生阶地”。

参 考 文 献

- [1] 格拉西莫夫：中国黄土及其成因。科学通报，1955年12月号。
- [2] 潘德杨：黄土。地质出版社，1958年。
- [3] 刘东生：新黄土和老黄土。地质月刊，1959年5月号。

山西离石王家沟陈家崖 老黄土埋藏土壤中的孢粉及植物殘体

周昆叔 梁秀龍 叶永英 王文琳

(中国科学院地质研究所)

一、引言

在黄河中游地区,老黄土(紅色土)中的埋藏土壤层几乎到处都可遇见,依黄土沉积厚度和分布区域的不同,埋藏土壤的数量亦各有所别,由几条乃至 10 数条。由于老黄土中存在有埋藏土壤层,这对研究黄土之地层、成因、构造、岩性等方面都有密切关系,因而近年来随着黄土研究工作的开展,引起了地质、土壤、地理学家们的注意,但研究者们意见尚不一致。鉴于判明老黄土中这一地质现象有着很重要的实际意义,故我们在 1959 年开始对埋藏土壤层进行了孢粉分析的尝试,在其中不但发现有一些花粉,而且发现有植物殘体的存在,这对于目前尚在争论的黄土中埋藏土壤问题的解决、帮助认识形成埋藏土壤时期的植被类型、古气候环境和肯定埋藏土壤的类型、促进黄土地层和成因问题的了解等,都将有很大的意义。

现将初步分析结果整理如下,请同志们多加指正。

二、材料和方法

样品是 1954 年王挺梅等同志采自山西离石(原名离山)王家沟陈家崖之剖面中,陈家崖位于离石县县城北 5 公里,王家沟左侧的分水岭上。

剖面中第四纪沉积物的厚度为 125 米,上部被 7.2 米厚的新黄土所复盖,下部为第三纪紅色粘土所垫。老黄土中含有 18 层埋藏土壤层。

所分析的 22 块样品系采自剖面 2,4,6,8,10,12 和 16 层埋藏土壤中。样品为淡紅棕色,质地为亚粘土,一般较为坚实(图 1)。

分析方法是采用鎘重液法。其具体实验过程简述如下:取样品 30 克,加入稀盐酸,充分作用后,經离心、水洗,尽量除去样品中之水分,加入鎘重液(碘化鎘与碘化鉀溶在水中,碘化鎘与碘化鉀二者的比例是 1:0.94),仔細攪动,靜止过夜,倒出重液,冲稀、离心、重液回收,在收集的孢粉中加入醋酸酐与硫酸的混合液(二者比例为 9:1)进行分解、水洗、离心,即得作孢粉研究之材料。

三、花粉形态

我們根据对每个样品十张切片的观察，发现含有下列一些类型的花粉。

云杉属 (*Picea* sp.)

遇到两粒花粉都强烈地变形和溶蚀，因而结构不清楚。为具二气囊的花粉。气囊上的网状肌理在其中一粒花粉上还能看得出来，体上的肌理，当放大到 240 倍时，还只能看到成颗粒状，当放大至 600 倍时，则见颗粒组成不规则短的而且多成弯曲的条纹状。从赤道面观，体渐次过渡到气囊上，帽的分层性清楚，在其中的一粒上能看出外壁外层厚于外壁内层，外壁外层具栅栏状的条纹，帽与气囊相接触处有变薄现象。远极面的单沟不清楚。由于花粉变形，不易测得出准确的大小，花粉粒长约 120 微米。

松属 (*Pinus* sp.)

遇到三粒花粉，均属双维管束亚属 (*Diploxylon* Koehne)，属于两个不同的种。

第一类型如图版 1-4。具双气囊花粉，气囊大于半圆。帽的外壁外层厚于外壁内层，外壁轮廓不平，具帽缘，帽外壁外层具颗粒网状肌理，外壁内层透明。放大至 600 倍时，见体上具由颗粒组成的细网状肌理。远极单沟不清楚。大小为：花粉粒长 99.2 微米。另一类型如图版 1-5。与上述类型不同之点为帽外壁分层性不清楚，不具帽缘，气囊上的网状肌理不清楚，大部分已溶蚀，体积远较之为小，花粉粒长 68.2 微米，体长 55.8 微米，体高 42.3 微米，气囊高与宽均为 32 微米。

香蒲属 (*Typha* sp.)

近球形 (图版 1-6)。外壁外层与外壁内层

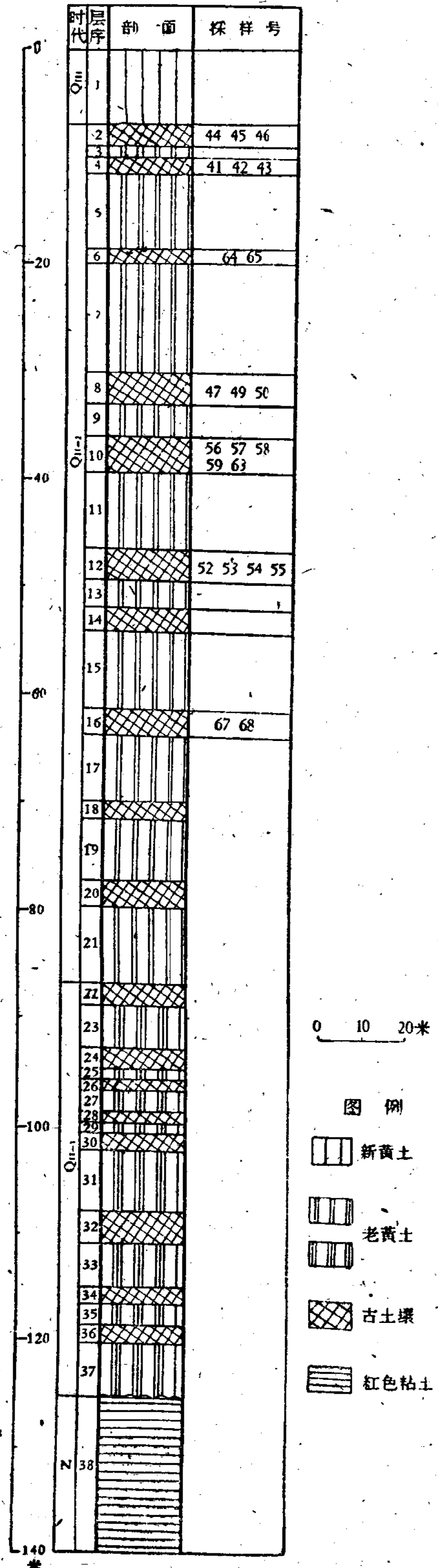


图 1 山西离石王家沟陈家崖柱状图

接近等厚,赤道面观时,见与孔相对的一侧,外壁内层有变薄现象,外壁外层颜色较外壁内层为暗,并具与轮廓相垂直的条纹。具瘤状雕纹,致使造成外壁轮廓不平,对雕纹正面观时则在投影图上形成网状构造之印象。具单孔,长圆,孔缘整齐,为外壁突然中断而成。大小为 37 微米(图版 1-6)。

葎草属 (*Humulus* sp.)

圆球形。外壁一层。壁具不明显的颗粒状纹理。

具三孔,孔分布在赤道上,致使在极面观时,壁成三条弧形带状,壁至孔处稍加厚,因而有些高起,在赤道面观时,孔具明显的孔圈。大小为 21.7—25 微米(图版 1-7,8)。

禾本科 (*Gramineae*)

发现有两种类型。第一种类型如图版 1-9, 共 4 粒。近圆球形。外壁一层。具密而较粗的颗粒状纹理。具单孔,孔具宽的孔圈。大小为 43.4—46.5 微米。第二种类型如图版 1-10, 共 3 粒。圆球形,多因褶皱和破裂而变形。外壁一层。具隐约可见的颗粒状纹理。具单孔,具宽的孔圈。大小为 46.5—52.7 微米(图版 1-9)。

藜科 (*Chenopodiaceae*)

圆球形。外壁外层显然薄于外壁内层,但分层性不清楚,外壁轮廓呈波浪形。光切面观时,外壁内层具与轮廓相垂直的横条,由于这些暗色条纹,使壁具密且清楚的颗粒肌理。具散孔,孔数约为 50 左右,孔膜透明,其上不具颗粒。直径约为 18.6 微米(图版 1-11)。

菊科 (*Compositae*)

近扁球形。外壁分层性不明显。壁具大网状结构,网脊粗并具刺,刺长约 3 微米,刺尖端锐,直立或弯曲。有的网眼中似具孔。花粉粒直径约为 24.8 微米(图版 2-3)。

蒿属 (*Artemisia* sp.)

近圆球形,赤道面观为近圆形,极面观为三裂圆形。外壁三层,外壁外层与外壁内层几乎相等,外壁中层较厚。具小刺雕纹和颗粒状纹理,小刺雕纹只有在油镜下方能看见。光切面观时,外壁内层和外壁中层有横向条纹,由外壁内层伸出,在外壁中层表现得较明显。外壁三层至沟处变薄,而以外壁中层为甚。在极面观时,外壁被宽的沟所切开,成三个半月形。具三沟孔,沟宽,端尖,具沟膜,光滑,孔位于沟中央。大小为 18.6—24.8 微米(图版 1-12)。

真藓纲 (*Bryales*)

圆球形。外壁一层,较薄,壁光滑或具有不甚明显的颗粒状纹理,轮廓光滑,不具射

綫。大小为 16.5—24.7 微米 (图版 2-7)。

現把各样品中所含各类花粉和植物殘体之数量列表如下:

山西离石王家沟陈家崖老黄土中埋藏土壤孢子花粉分析初步結果

剖面 层序 样品号	2			4			6		8			10					12				16	
	44	45	46	41	42	43	64	65	47	49	50	56	57	58	59	63	52	53	54	55	67	68
云杉属(<i>Picea</i> sp.)	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
松属(<i>Pinus</i> sp.)	1	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
香蒲属(<i>Typha</i> sp.)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
蕨草属(<i>Humulus</i> sp.)	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
禾本科(<i>Gramineae</i>)	1	1	—	1	3	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
藜科(<i>Chenopodiaceae</i>)	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
菊科(<i>Compositae</i>)	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
蒿属(<i>Artemisia</i>)	1	—	—	—	—	—	1	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	4	—	1
真蕨綱(<i>Bryales</i>)	10	1	5	—	6	3	6	1	2	2	5	—	5	1	1	16	4	2	1	13	4	4
备注: 植物殘体	2	9	—	2	6	2	3	4	—	—	—	—	3	3	—	1	—	—	1	—	1	4

四、討 論

1. 老黄土中紅色条帶是在生物起主导影响下所形成的埋藏土壤层

目前对老黄土中紅色条帶(即埋藏土壤层)进行研究的科学工作者們, 他們的意見大致可分別为三类: 一类認為是埋藏土壤层, 一类認為是沉积层, 另一类認為是由于水或地下水的作用所产生的。

根据我們对紅色条帶沉积进行初步孢粉分析的結果, 表明除了个别样品外都含有花粉, 而且多数样品中都含有一些植物殘体¹⁾。植物殘体包括有真蕨类的叶、松柏目的管胞、导管、表皮組織等。

花粉中虽有松属花粉可能从較远的地方飞来, 但云杉属花粉最远也不过来自 300—400 公里左右, 其他花粉多系本处或附近的植物所散布。而植物殘体必然是本处或附近不远的地方的植物死亡体, 所遺留下来未經完全分解的碎屑。因此, 这就証明了在形成紅色条帶时期, 必然有稀疏的松柏目等木本植物的生长, 并且生长有較多的禾草类、蒿属、藜科、蕨草属和菊科等的杂草植物, 水池旁生长有香蒲, 在此期間还生长有蕨类植物, 当然也必然有与生长的植物相适应的土壤微生物的生存。

既然在紅色条帶形成时期肯定有植物的生长, 植物根部分泌出酸性化合物, 就能增进矿物质风化作用, 同时植物的死亡体和枯枝落叶形成腐殖质, 这样就促使了土壤结构的形成。

此外, 据朱显謨、石元春和王挺梅等对我们研究的剖面所进行的研究, 他們都認為該处老黄土中的紅色条帶是埋藏的古土壤层, 归纳上述研究者的論点主要是: 1) 紅色条帶

1) 鑑定中与黎兴国同志进行过研究。曾請王伏雄先生对所鑑定之管胞进行过检查。

具土壤发生层，淀积层明显的石灰結核只有在古土壤形成过程中淋溶作用下方能产生；2)紅色条带的顏色、質地、构造、化学元素的淋溶和淀积均为逐渐过渡，BC层是呈舌状或波状土壤型过渡形式；3)可以看到堵塞的动物洞穴；4)紅色条带的起伏基本上和現代地形一致。作者曾在三門峽一带的老黄土中，对紅色条带进行过观察，也看到有土壤发生层的分层現象，虽A层因質地疏松且薄，在埋藏土壤停止发育前和长期地质作用下，被破坏以致不易看見，但BC层一般能看見，尤其是C层由于有石灰結核的存在，因而距离較长，都可一眼察出。

綜上所述，既然老黄土紅色条带中有植物的生长，就势必会有土壤形成作用的产生；同时在野外和室内对紅色条带进行的观察和实验，表明具有土壤剖面的特征，而只有土壤才可能有土壤剖面的形态和性质，因而我們认为紅色条带是黄土母质在生物起主导影响以及与其他因素综合作用下形成的埋藏土壤层，不过由于年代很久并遭受长期的地质作用，以致使我們仅从外表有时不易辨認出来它故有的面貌。馬溶之认为这些埋藏土壤为褐色土。

由于埋藏土壤的顆粒大小与黄土基本上相同，同时也看不出有层理現象，因而认为紅色条带是与黄土不同的沉积层的意見是难以使人接受的。如果认为紅色条带是由于水作用，那么依此說势必在黄土形成过程中有过多次的积水現象。但是从目前对黄土的观察表明，除河谷之处一般排水情况良好外，都与从紅色条带中所找到的多代表干燥环境之植物的事实非常矛盾；若說是地下水作用結果，那么在黄河中游地区黄土形成过程中，有过多次大致相似的地下水活动，并且其活动方向与現代地形相巧合，但是显而易见，所有这些都与事实不相符合。如果承认了黄土中紅色条带是水或地下水的作用所形成，那么紅色条带所具有的土壤剖面特征，就成了难以被人們理解的奇怪現象了。

2. 埋藏土壤形成时的古气候条件及黄土形成方式

从我們分析出的花粉中，既有反映干旱环境下生长的禾本科、菊科、蒿属和藜科的植物，也有要求具有相当湿度的香蒲，有一般要求空气湿度較大的云杉属，因而說明了形成埋藏土壤时期，有可能是一种半干旱性的气候环境，也就是說当时的气候环境比較干燥，但仍有相当湿度。由于我們在分析中所获的花粉数量不多，且木本植物花粉也很少，故对埋藏土壤形成时期所生长的植物属何种植物类型，当时的气候环境及其变动規律，目前还难以提出非常确切的意見，这有待于今后工作中去探討。

既然老黄土中紅色带是埋藏土壤层，无疑說明了在每一层埋藏土壤形成时期，发生了一次沉积間断，或确切一些說，是成土作用的速度大于黄土沉积的速度。从此說明了黄土形成方式是不連續的，而是在受外界环境制約下，当沉积一定時間后，发生了一次間歇，在此期間土壤形成作用发生，直至因促使土壤发育的因素消失，土壤停止发育，此时新的黄土沉积作用又繼續进行。所以，我們在黄河中游地区，依埋藏土壤之存在，作为划分地

层的一个重要标记,把含埋藏土壤层的黄土,称之为老黄土,以区别于后来新沉积的不含棕红色埋藏土壤层之黄土——新黄土。

3. 对今后开展黄土中孢粉分析的一点意见

作为我国第四纪沉积物中一个重要的组成部分的黄土,由于它在国民经济中占有非常重要的地位,近百年来就被研究者们所注意,但迄今黄土问题仍是一个处在热烈争论中的问题。要使得对黄土获得更深入一步的了解,寻找其划分地层的合理方案是必须解决的最基本的问题之一。用一种新的古生物学研究方法,来克服黄土中缺少脊椎动物化石的困难,来争取在黄土地层划分问题上提供出新的论据,就成了非常必要的了。因而,孢粉分析就应在解决这一问题中争取作出一定的贡献,目前迅速开展对黄土中孢粉分析工作,以满足社会主义建设事业对深入开展黄土研究工作的要求,这已经是非常迫切的了,应引起我国有关方面和从事孢粉研究工作的同志们的注意。

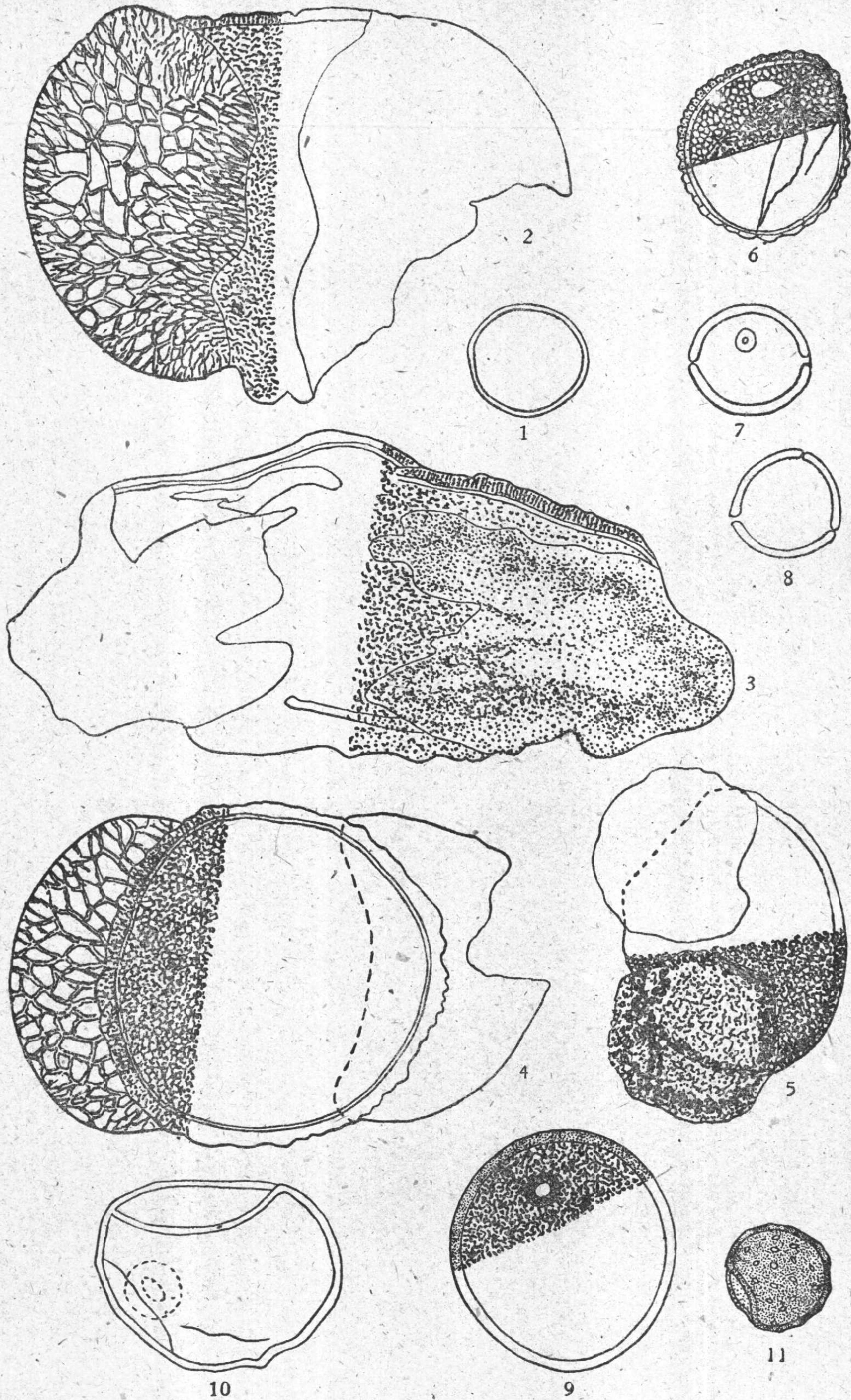
另外,在我国黄土中开展孢粉分析工作,最好首先在黄河中游隴东、陕西北部和中部、晋中部和南部,找出若干个完整的具有代表性的剖面进行系统的研究;与此同时,最好在开展黄土孢粉分析以前,进行现代地表层花粉分析,建立起现代不同植物带的花粉谱,以便作为黄土中化石花粉分析结果进行分析的依据。

尽管黄土中一般花粉含量较少,但是由于老黄土中含有埋藏土壤层,新黄土中有时也含有“黑垆土”,这就提供了我们在黄土中进行花粉分析的有利条件;同时,在争取改进工作方法的情况下,孢粉分析是可以在黄土研究工作中作出一定的贡献的。

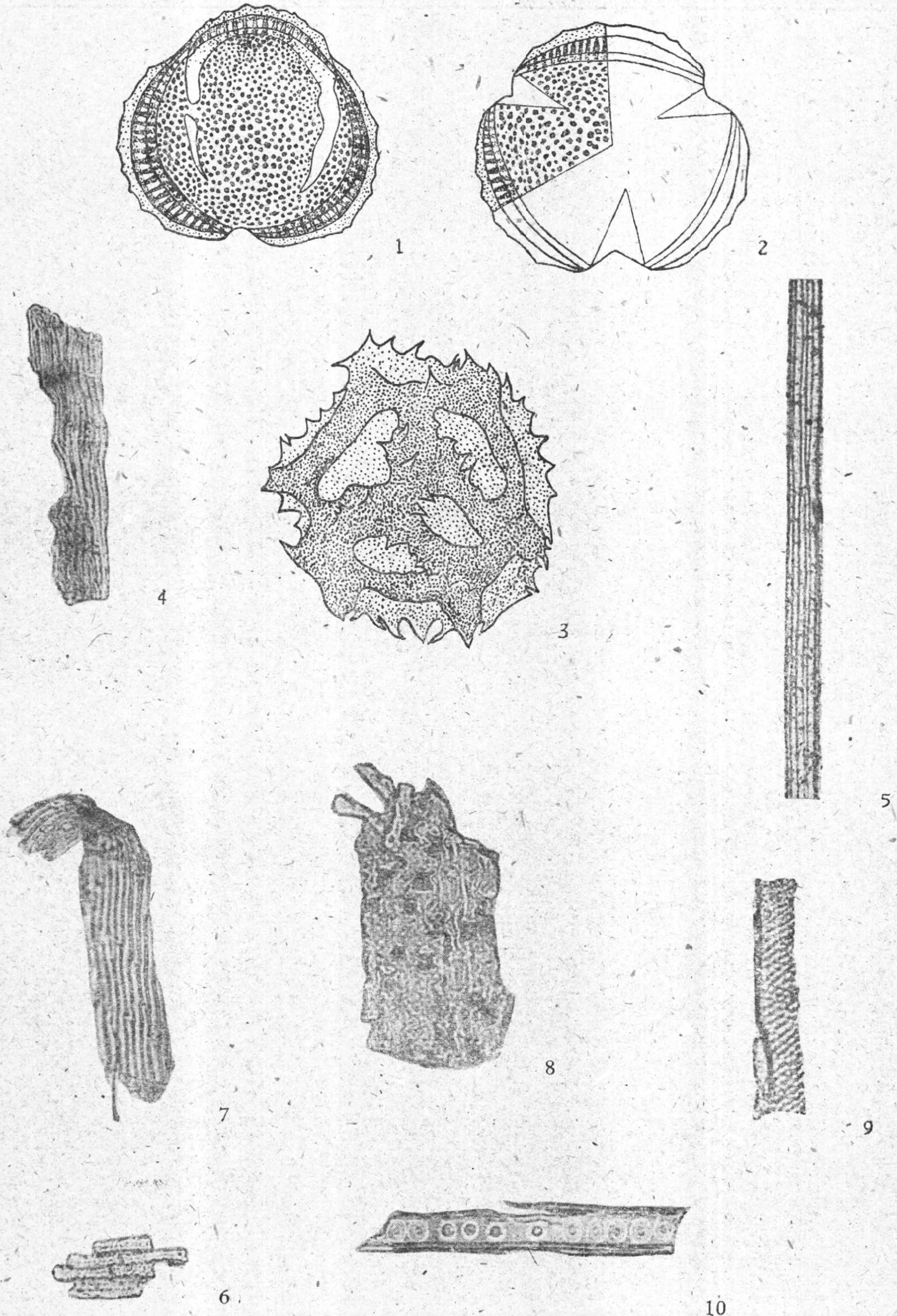
最后应该声明的是在该文写成后,曾请刘东生先生审阅过并蒙提出修改意见,特此致谢。

参 考 文 献

- [1] 刘东生:新黄土与老黄土,地质月刊,1959年5期。
- [2] 馬溶之:对第四纪的成因类型和中国第四纪古地理环境的几点意见,中国第四纪研究,1958年1卷1期。
- [3] 朱显謨:关于黄土层中红层问题的讨论,中国第四纪研究,1958年1卷1期。
- [4] 石元春:晋西地区的黄土及其形成过程,中国第四纪研究,1958年1卷1期。
- [5] И. Ф. 加尔库莎:土壤学(下册),中华书局,1954年。
- [6] И. М. 坡克罗夫斯卡娅:花粉分析,科学出版社,1956年。



1 真蕈綱(Bryales); 2.3 云杉屬(*Picea* sp.); 4 松屬(*Pinus* sp.); 5 松屬(*Pinus* sp.);
 6 香蒲屬(*Typha* sp.); 7.8 葎草屬(*Humulus* sp.); 9 禾本科(Gramineae);
 10 禾本科(Gramineae); 11 藜科(Chenopodiaceae)
 (均放大 800 倍)



1.2 蒿属(*Artemisia* sp.); 3 菊科(*Compositae*); 4:5.6 植物残体; 7 真蕨綱叶;
 8 表皮組織; 9 导管; 10 管胞
 (除 1—3 放 2000 倍外, 其他均放大 170 倍)

从地貌单元的划分論山岳区铁路路基工程地质 横断面的基本类型及其所要考察的問題

东 志 超

一、前 言

在研究考察各种铁路工程地质条件分布的規律的过程中，首先是要研究铁路綫路通过地区、地段的自然地质条件分布的規律。这些規律的研究是借助各方面的材料来进行的。

不研究自然地质条件分布的規律，就会使工程地质工作处于被动，但是，在研究自然地质条件分布的規律的过程中，还必须与不同类型的工程所要考察的不同問題的实质紧密地結合起来，才会获得更多的成效。

铁路路基工程地质是铁路工程地质中的主体，在很多文献中已較全面地闡明了这一方面的問題，不过在工作的过程中，每个人总会有自己不同的感受，現在借此机会，把自己对于山岳区铁路路基工程地质工作中的一些問題的看法略加整理，以便能够有系統地提供大家来指正，以达到再提高之目的。

二、总 論

铁路工程地质測繪、調查、勘探及試驗的結果所获得的資料，通常編成不同的图表及說明作为設計的依据資料。为路基設計所提供的工程地质資料，一般分为两种：一种是为一般路基設計所需的，另一种是为特別路基設計所需的。为了叙述方便起見，我們把这两种資料总称为路基地质横断面資料。

應該着重指出，地质横断面資料，在山岳区铁路定綫及路基設計中，有其特別突出的作用，因为在这一地区，地势起伏很大、地形复杂、自然地质条件的分布也复杂多变，工程地质条件亦随之因地而异。例如山坡，如果基本上系由第四紀地层組成的，則由于其成因类型不同、組成物質不同、分布的范围不同、山坡的方位不同，工程地质条件就会有所不同；如果是由火成岩組成的，就会由于岩体的产状不同、現处的风化剝蝕阶段不同、岩体的完整程度与坚实性不同，工程地质条件也就有所不同；如果山坡系由沉积岩組成的，則工程地质条件就会由于地层时代、岩层层位、岩层的层理性質等不同而各有不同。又如河谷阶地，由于地文期不同，其組成物質不同，相对高度不同，工程地质条件也就不同。据此可以設想，如果没有足够的完整的地质横断面資料，就难以或者说根本滿足不了定綫和設計的要求。地质横断面資料的蒐集，将涉及到地质調查測繪記述、地质横断面位置的选

定、横断面形态的测量、勘探点的布置、钻探技术及化验等各方面。本文拟从地质方法方面做一些探讨,并且试图把地质横断面划分为不同的类型,然后再作进一步阐明,希望能对解决具体问题有所裨益。

地质横断面基本类型的划分,应该基于地貌单元的划分。这是因为准确的地貌单元的划分的結果,将能把铁路通过地带的一片复杂的自然景象区别开来,把工程地质条件基本上相同的与不相同的地段和范围圈划出来。这对于山岳区更有必要。‘我們曾在“論铁路工程地质实用地貌分区图”¹⁾一文中就这方面进行了探讨。基于地形形态地质构造并结合铁路建筑的特点,进行了地貌单元的划分,并从地形形态的描述和反映其地质构造与铁路工程地质条件的一般特征,給予每一地貌单元以比較鮮明而准确的概念。但是,显而易见,如果仅做了工程地质地貌分区或工程地质地貌分区图的編制工作,是不能滿足設計要求的,必須配合有地质横断面及其他一些資料的提出。然而地貌单元的划分的結果,却为地质横断面資料的蒐集在各个方面提示了方向,因此,把二者結合起来,就将有其更特殊的意义。

对山岳区的地貌单元我們曾作了如下的划分:

把沉积岩包括构造及岩石工程性質类似的变质岩組成的、表面堆积物不厚、基本岩层外露的山坡称为“构造山坡”。同时按这一类岩层具有与其他岩层不同的独特的构造(层位要素),結合着这一重要因素所反映的工程地质資料,又将其划分为“順向山坡”、“逆向山坡”、“橫向山坡”三个地貌单元。把火成岩包括构造及岩石工程性質类似的变质岩所組成的、表面堆积层很薄、岩体基本上外露的山坡命名为“剝蝕山坡”,并从其反映工程地质条件的基本因素——岩体的完整程度,划分为“整体状岩石山坡”、“大块状岩石山坡”、“碎石状岩石山坡”、“細粒状岩石山坡”四个地貌单元。把各种地质作用下由堆积的地层組成的、基本岩层被掩复在一定深度下的山坡,命名为“堆积山坡”,并基于堆积物的成因类型不同,从表明其組成物質的粒径不同,划分为“块石堆积山坡”、“碎石堆积山坡”、“細粒堆“侵蝕阶积山坡”三个地貌单元。把阶地按其成因并基于組成物質的工程地质条件的不同划分为“地”、“堆积阶地”二个地貌单元。把界于基本山坡坡脚与阶地之間的一个斜坡地段划分为一个地貌单元,并命名为“山脚堆积斜坡”。又将堆积阶地外緣以下自然形成的斜坡划分为一个地貌单元并命名为“堆积阶地斜坡”。然后又将堆积阶地斜坡形成之后又在自然地质作用下,阶地斜坡上部的物經過移动而重新分布在阶地斜坡的下部而組成的、具有另一不同工程地质条件的斜坡,命名为“阶地堆积斜坡”,把陡度在 75° 以上的悬崖削壁划分为一个地貌单元,命名为“陡崖”,并在陡崖这一名称前面冠以組成陡崖的岩石名称,划分为不同的地貌单元,例如“花崗石陡崖”、“石灰岩陡崖”等。把在陡崖下有堆积体的合而划分为一个地貌单元,命名为“陡崖堆积斜坡”。其他一些不良物理地质現象在地貌单元

1) 中国第四紀研究第一卷第一期,科学出版社,1957年。

分区中一律划分为付区,延用习惯的名称。

现把上述划分的地貌单元列表如下:

地貌单位名称	地貌单元名称	顺序
山岳区铁路工程地质实用地貌单元及地貌单元分区表	构造山坡	顺向山坡..... 1
		逆向山坡..... 2
		横向山坡..... 3
	剝蝕山坡	整体状岩石山坡..... 4
		块体状岩石山坡..... 5
		碎石状岩石山坡..... 6
		細粒状岩石山坡..... 7
	堆积山坡	块石堆积山坡..... 8
		碎石堆积山坡..... 9
		細粒堆积山坡..... 10
	河谷阶地	侵蚀阶地..... 11
		堆积阶地..... 12
	堆积斜坡	山脚堆积斜坡..... 13
		堆积阶地斜坡..... 14
		阶地堆积斜坡..... 15
		陡崖堆积斜坡..... 16
	陡崖——石灰岩陡崖,花崗岩陡崖等	17

这样划分的理論依据和实用意义在“論铁路工程地质实用地貌单元分区图”一文中已做了較詳細的闡述,本文针对路基工程对每一地貌单元所反映的不同工程地质条件做进一步的討論。

三、路基地质横断面各論

1. 构造山坡地质横断面

从大地构造单位、单元的划分中,了解区域地层沉积情况、岩浆活动的規模及經受造山运动的影响,运用古生物地史学的知識、根据标准地层的外观特征及标准化石的蒐集,把工作地区的沉积岩层的地质时代和岩层层位确定下来,所有这些,对于研究考察沉积岩层的工程地质特征来讲,是具有重要意义的。只有这样,才能把名称相同而工程性质不同的岩石区别开来,才能使我们的工作和技术理論上具有預見性,做到一斑窺全貌,才能避免由于对地区总的地质构造沉积情况了解的不够,而在判断或解释某些地质现象时出現錯誤的結論,从而使我們在实际工作中所获得的資料具有更可靠的参考价值。

随着工程地质,特别是铁路工程地质这门科学的发展,可以愈来愈清楚地看出,在研究考察沉积岩的工程地质条件时所涉及的范围是如何的广闊。因此,已往单纯基于岩石名称所綜合及总结出来的有关沉积岩的工程性质(主要指物理力学性质)和工程地质条件的

資料, 其参考价值越来越不大了。主要原因由于同一岩石名称的工程性质与工程地质条件, 却因地質时代、层位的不同而有很大的差异。例如: 华北中奥陶統馬家沟灰岩具有厚层、岩质坚实的特征, 而寒武紀的景儿峪灰岩則具有薄层、岩质坚脆、层理发育等不同特征。所有这些显然对于路塹边坡坡度和隧道衬砌类型的确定以及作为建筑材料的評价上都会有所不同。但是同一时代、同一层位的岩石的工程性质則基本上是相同的。当然岩石的工程性质, 还随着区域而变化, 特别是陆相沉积的砂頁岩, 往往由于沉积环境的不同而产生了岩石性质上的变化。因此认为, 把研究考察沉积岩的工程地质条件工作, 由单纯的岩石名称发展到具有区域地质时代的岩层名称这一领域里来, 是具有其重要意义的。

构造山坡的一般性质, 如前所述, 复盖层不厚, 基本岩层外露。因此就可以用直接观测的方法, 或者必要时做一些清除表土的挖深工作, 就可以获得地质横断面資料。这些資料的内容总的說明山坡坡体现阶段的稳定状态和条件, 路基横断面设计的依据和施工条件。对于山坡坡体稳定性的考察, 在很大程度上是着眼于山坡的外表形态, 这种形态一般可以概括为以下三类:

- (1) 山坡坡面較齐整, 坡度大致均一;
- (2) 山坡坡面不齐整, 有剧烈起伏的凹凸面;
- (3) 山坡坡面出现阶状形态。

第一种情况多出现在順向山坡上, 从形态上已表明了山坡坡体的稳定性; 而第二种情况, 則出现在逆向或橫向山坡上, 从形态上也表明了坡面上悬有不稳定的岩石。当河流的方向是沿着岩层的走向流过时, 就会在河谷两岸出现两种外表形态完全不同的山坡。如成昆铁路某段基本上是沿着震旦紀灰岩的岩层走向流的, 岩层倾向河流左岸山腹, 因而就出现了右岸山坡坡度大致均一, 而左岸則坡面凹凸不齐(图 1)。对坡面不整齐有显著起伏凹凸面的山坡, 要留意考察其凹凸面的成因及其演变趋势。在这种情况下山坡面經常会有碎石滑落现象, 并伴有崩坍的发生, 查明这些现象是十分重要的。对于坡面出现阶状形态的山坡, 其成因可能有两种情况, 其一是差别侵蚀的结果, 其二則是坡体滑动的遺迹。在已經滑动的坡体上修筑路基是十分危险的, 应该特別注意并詳細查明其分布的规模与范围, 以便采取有效的措施。

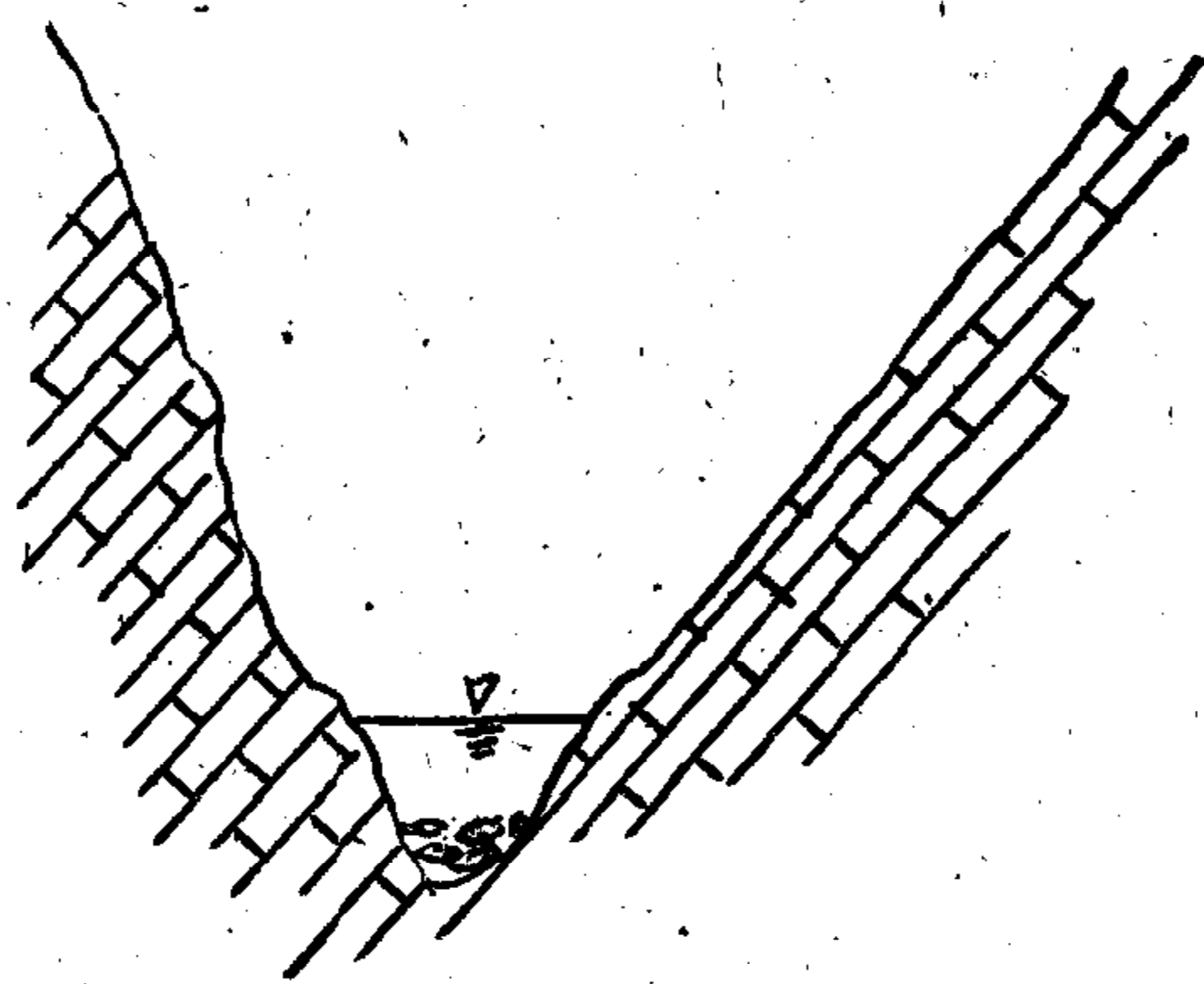


图 1

关于路基设计所需的依据資料, 一般包括开挖路塹时路塹边坡坡度及限制高度的确定, 坡面是否需要为防止岩层的风化而采取一定的封闭措施。在开挖半路塹时, 尚需对填方部分路堤基底的稳定条件和工程措施的确定进行考察和闡明下列事項:

1. 山坡表面堆积层的性质及厚度分布的变化, 下伏基岩面的坡度, 山坡表面树根草皮植物层的厚度。从而判定堆积层在开挖路堑后的稳定性, 以确定是否需要采取工程措施加以稳定。

2. 测量岩层的走向、倾角和倾向, 并观察记述岩层的层理性质¹⁾, 然后结合线路行进的方位确定岩层是否倾向线路, 并根据层理性质确定: 岩层倾向线路是否可能会由于开挖路堑的结果, 而使岩层失掉平衡、引起顺层滑动。

应该考虑到, 岩层倾向线路, 或基本上倾向线路, 只是产生顺层滑动的因素之一, 而决定性的因素则是岩层层厚、层面接合的紧密程度、岩层倾向线路的角度及路堑边坡坡度等因素的相互作用。如图 2 所示, 路堑边坡开挖在砂岩页岩互层中, 岩层的层面接合得虽不紧密, 但由于视倾角较小, 所以不会有滑动的可能。如图 3 所示, 同样为砂岩页岩互层, 岩层的层间虽接合得不紧密, 但层较厚, 倾角又大, 路堑边坡若采用了适应倾角角度的坡度, 则亦无滑动之可能。如图 4 所示, 路堑开挖在石灰岩中, 倾向路堑边坡的视倾角为 45° , 路堑边坡则为 60° , 于是便切断了岩层。但由于岩层层间接合紧密, 节理间距很大, 又无显著裂缝, 所以也没有顺层滑动的可能。同样如图 4 所示, 如果层间结合不紧密, 就有发生顺层滑动的可能。

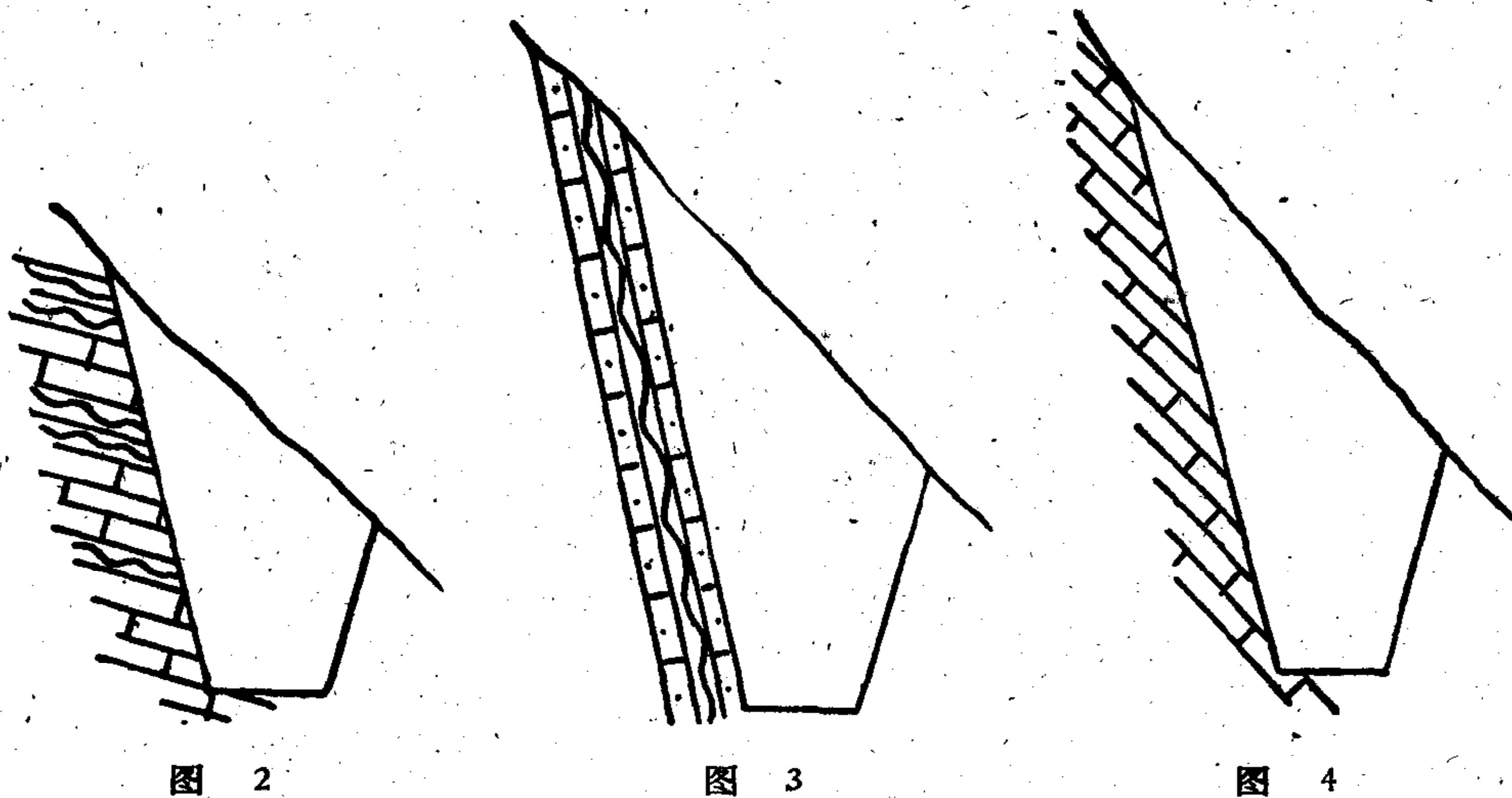


图 2

图 3

图 4

总之, 顺层滑动是否可能发生, 乃决定于相应的很多因素的相互作用, 而绝不能简单地认为有岩层倾向线路就会发生顺层滑动。但千枚岩的情况却应该例外, 由于这种岩层经常具有一种油滑面, 因此性质特殊, 只要岩层稍倾向路线, 就有滑动的可能, 也可以说千枚岩是一种具有顺层滑动的特殊性质的岩层。

对于决定着顺层滑动的各种因素, 应在现场进行详细的观测分析研究, 充分地占有资

1) 层理性质系指岩层层厚及层间接合的紧密程度。

料,从各方面进行論証。在这个过程中,还注意到地下水的作用,特别是层間裂隙水的作用,它不但能溶蝕溶解岩层面和破坏岩层面間的紧密接合,同时在滑动面上也将起着潤滑剂的作用。

3. 測量岩层节理的走向、傾角和傾向,以及节理分布的密度等。

根据在已建成的铁路綫上所看到的,在岩石的路塹边坡上所发生的工程地质作用,大部分都是由于节理这一因素所引起的,特别是在中厚层質地較坚实的岩层中,表现得更为显明。如石太铁路某車站外的一段路塹,开挖在石炭二迭紀的砂岩頁岩层中,边坡下部为灰黄色細粒砂岩,层厚 2—3 米,岩层傾角 10° — 15° ,傾向山腹,边坡高不到 20 米,坡度約 1:25,坡面欠稳定,曾作护埤并进行局部防护,但还未完全趋于稳定。在这里影响边坡稳定性的,既不是岩层的物理力学性質又不是岩层的层理性質,唯一的是节理这一个因素,因此在考察路塹边坡的稳定条件时,对岩层的节理一定要进行詳細准确的測量和記述,关于这方面在下一节中将做进一步的討論。

2. 剝蝕山坡地质横断面

研究岩石的路基工程地质条件主要是确定合理的路塹边坡坡度。因此,在評定岩石的工程性質时,岩石力学強度的个别指标是没有什么实际意义的,而主要的应该是岩体的完整程度与岩石的坚固性。从天然露头特别是既有的路塹边坡,可以举出很多的事实來說明这一問題。如大包铁路綫某段,灰色致密状的玄武岩与紫紅色蜂窝状的玄武岩,二者的力学強度,只从其結構上来看,显然就有很大的差別。前者岩質坚实,可以用做建筑材料,但岩体破碎,节理間距 0.5—1.0 米,特别是节理的壁縫寬达 5—10 毫米以上,因此路塹边坡坡度已刷緩至 50° — 45° ,仍未趋稳定而有落石現象。后者虽开不出成材料的石块,岩質較差,但岩体却較完整,路塹边坡坡度虽达 60° — 70° 之譜,仍十分稳定。另外还有开挖在花崗岩片麻岩中的路塹边坡,坡高 15—20 米,岩石的节理間距很小,多为 0.1 米許,但由于壁縫多为閉合,无显著开裂現象,因此坡度虽达 60° 之陡,但数十年来一直显得很稳定。从这些情况可以看出岩体完整程度与边坡稳定性的关系:岩石节理間距大、壁距小,路塹边稳定性高;岩石节理間距小、壁距大,路塹边坡稳定性低。但岩石节理間距小、壁距小,則往往比之岩石节理間距大壁距大时的路塹边坡稳定性高。

因此,关于岩体完整程度这一概念的实质,系指岩石节理的間距与壁距的綜合反映。把剝蝕山坡按岩体的完整程度划分为不同的地貌单元时,其中所指的岩石节理应该是按照上述对岩体完整程度有显著影响的节理,或者說,在一定意义上是指节理壁縫张开的节理。

对于岩石的坚固性,在这里尚沒有划分的基本原則。不过我們认为,只要在現地能进行周密的观察,并用确切的詞汇把它記述下来,同时就地考虑出成熟的关于边坡坡度的意見就够了。后面还要談到这一点。

岩体的完整程度,是由节理为主的构造因素决定的。而岩石的坚固性则是组成岩石的矿物及矿物的结合程度决定的。后者往往又与岩石的产状(如深成、浅成、岩基、岩柱、岩株等等)、矿物成分的配合比(如花崗岩就由于矿物成分的配合比例不同,而有不同的命名)、矿物的结构等有关。而且它又与区域所经历的地壳运动、地理位置、所受的主要风化营力有关。在旅大、长白山、石二线、通本线等地区,无论在铁路沿线的山坡上或是公路沿线已开挖出来的边坡上,都会发现花崗岩类岩石特别是片麻岩类岩石的工程性质,在很小的范围内差异很大的现象。遇到这类山坡,在工作之前应该蒐集有关档案图书资料较深入地去了解工作地区的岩石产状、经历地壳运动的岩石的变质性质,到现地后再对各种天然人工露头进行观察,了解岩层工程性质上变化的特点。这样在理论上和实际上对地质测绘工作和勘探点的布置都会有所裨益,就可能避免某些推论的错误,布置出准确的勘探点,获得可靠的结论和正确的地质资料。

根据以上所述,可以得出这样一个结论:岩体的完整程度与岩石的牢固性是确定剝蚀山坡诸地貌单元中路堑边坡坡度的主要因素。这样在现地如何进行这方面的观察和进行确切的记述,就成为一个十分重要的问题。

对于岩体完整性的记述在工作中使用较多的是节理程度分级的方法,其分法的内容如下:

1. 没有节理:岩石完整,没有任何裂缝现象,或间距在 10 米以上。
2. 节理很少:岩石具有少数节理,一般是整齐封闭的。节理间距 1 米至数米,对工程设计不发生影响。
3. 节理较多:岩石节理较多,往往具有二组或多组,间距 0.3 米左右,一部分是胀裂的,裂缝可达 5 毫米左右,对工程设计发生相当影响。
4. 节理发育:岩石节理发育,往往具有三组或多组,间距 1 厘米左右,部分是胀裂的,裂缝可达 2 厘米左右,岩石已呈破碎状,对工程设计发生很大影响。
5. 节理极发育:岩石节理错乱,没有一定方向,间距很密,并发生很宽的裂距,岩层破碎;或呈倾坍状,对工程设计发生极大影响。

从工作中体会到这种分法是不完全适用的,其主要缺点在于“节理发育”、“节理极发育”等一类的概念所持的定义缺乏准确性和明显性,某些地方含混不清。在现地进行了观察之后很不易把节理按上述分级划分开来。发生问题过多的是,在现地记述了节理发育、节理极发达之后,结果审核人员摸不清究竟发育到什么程度,甚至过后几乎连记述者本人也弄不清其所以然了。因此认为有必要在上述节理发育程度分级的基础上,进一步发展成为把节理按照节理缝闭合和开裂两种情况分别记述其要素和性质。

记述的例子如下:

岩石节理发育程度:其一,走向北 40° , 倾角 50° 南东, 胀开节理间距 1.0—1.5 米, 壁距 2—5 毫米, 闭合节理间距 0.3—0.5 米;其二,走向北 70° 西, 倾角 30° 北东, 胀开节理间

距 2—3 米, 壁距 5—10 毫米, 闭合节理間距 0.5—1.5 米。

这样, 虽然没有提到节理发育与不发育等字样, 但发育的程度則一目了然。除此在記述节理时, 还必须注意到节理壁縫間有无充填物。充填物的成分、胶結情况、湿度, 以及节理面的性质, 不但对节理面的力学分析有着实际意义, 而且可以由此提出节理成因类型划分的依据。同时还須仔細地观察构造上的破裂面, 因为沿着这些构造破裂面常发生坍方。

关于与岩石的坚固性有关的风化程度的記述, 也同节理的記述一样, 存在着类似的問題, 大多用风化程度分級的方法。这种分法把岩层分为未风化、风化輕微、风化頗重、风化所严重、风化极严重, 按这种分級記述的結果所提出的資料, 也同样会使审核人員不知其云, 因此主张用写实的方法来表明它, 茲举例如下:

1. 未能看出有风化跡象;
2. 岩石表面顏色暗淡, 强度減低, 用錘敲击无清脆音响, 影响深度 0.1—0.5 米;
3. 岩石矿物失色, 岩性显然变化, 用鑿可以开挖至 0.5 米;
4. 岩石矿物失色变形, 用手搓即碎, 影响深度 5—10 厘米。

如果在钻探資料中进行岩石风化程度的划分, 則尚应記述钻进的速度, 用 10 分钟、20 分钟、30 分钟做单位時間記进尺, 記述冲洗液的颜色和浓度、钻具的跳动情况以及岩心的长度等, 以提供判断孔內岩石的风化破碎状态。

对岩体的完整程度与坚实性应进行周密的考察和記述。特別注意的是, 对岩石完整程度和坚实性差的山坡应该較正确地預估其开挖路塹后所引起的工程地质作用, 以便在設計中采取有效措施。

3. 堆积山坡地质横断面

(1) 成因类型的考察

第四紀地层的成因类型不同, 意味着形成的地质营力、物质成分和組織结构的不同, 因而反映的工程地质特征也就不同。因此, 对成因类型的研究就能够得出其工程地质条件分布的不同規律, 从而在查明工程地质条件的过程中, 从理論上、方法上和技术上給以帮助。

这里就本文涉及到的范围, 从成因类型的划分来談談山岳区、由第四紀地层組成的山坡的一般铁路路基工程地质的一般特征。

从組成地层的性质可以把山坡划分为由基本岩层組成的和由第四紀地层組成的两大类。由第四紀地层組成的山坡, 按其成因类型大致可以分为以下几类。

1. 构造堆积 具有代表性意义的实例, 象在辽东太子河区勘测某铁路綫中, 遇到的山坡横断面形态大致如图 5 所示。山坡高达 250 余米, 长 200 余米, 山頂局部石英岩的基岩外露, 其余全为直径 0.5—1.5 米甚至更大的块石, 成分均为石英岩, 块石縫隙中无充填

物,山坡走向与基本岩层走向大体呈正交而平行一組垂直节理,山坡約呈 30° — 40° 坡脚,

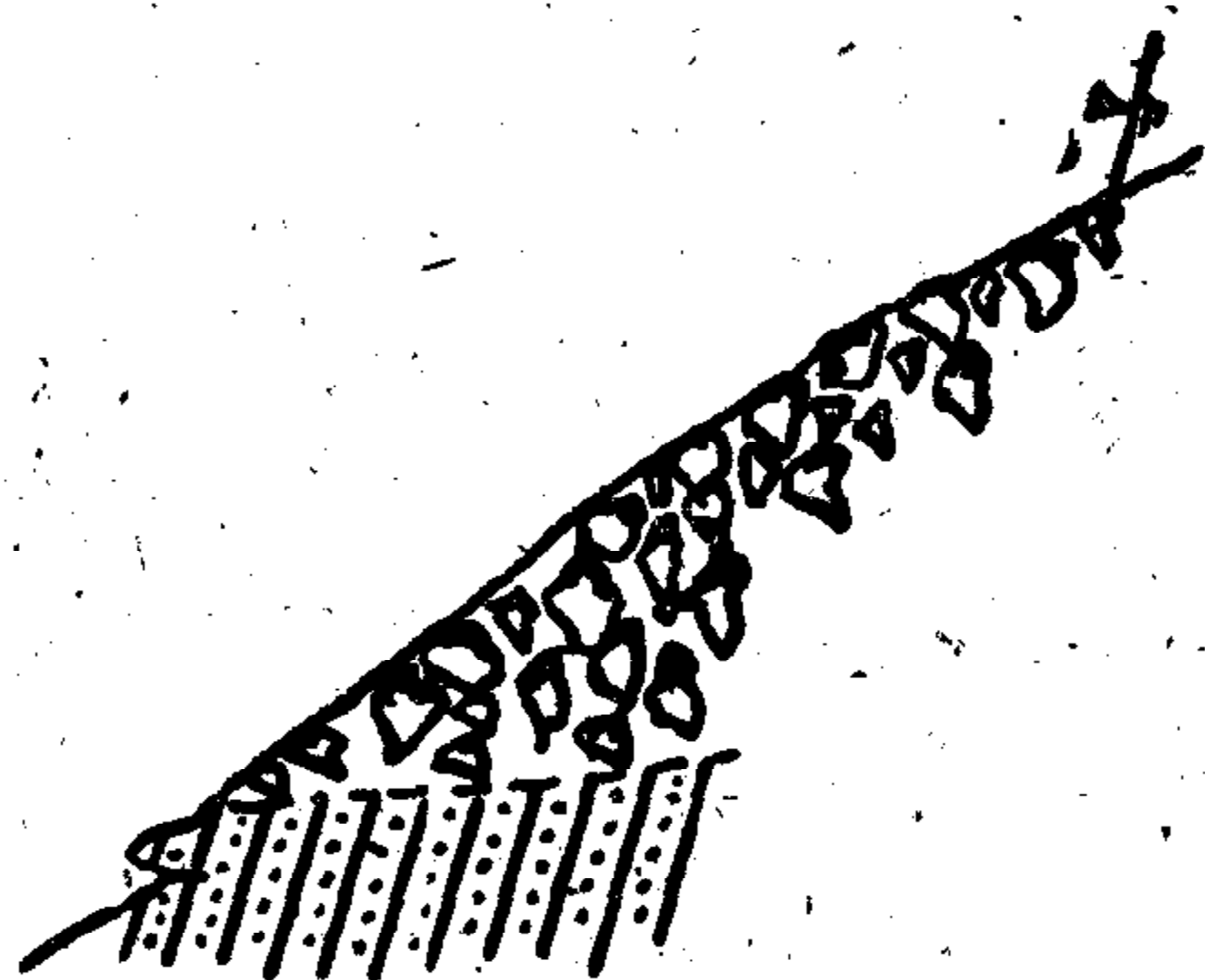


图 5

临河阶地缺失。坡面大部分常有直径 0.1—0.3 米之树木,但局部却光秃,連草皮也不生长,树根均沿石縫弯曲而下,附近居民迁此,歷經五世,訪問結果,均說这个現象自古有之。

类似这种大規模的块石堆积,絕不是风化剝落零星的碎石滑落并伴有小型崩塌的产物,应该是大量山体崩塌的結果。由于岩石的質地堅脆,不易风化分解,在断层和河流的劇烈侵蝕作用下使山坡变成高峻的陡崖,又在节理方向或断层方

向的影响下,或在陡崖岩石的自重作用下发生山体崩塌(东北人叫做“砬子笑”,西北人称之为“山笑”),或在劇烈的地震作用下发生所謂“山崩地陷”中的山崩。

如果把山体在岩石重力作用下发生的大規模崩塌及地震現象,均視作为一种构造作用,則这类崩塌的堆积就可以在成因类型上称之为“构造堆积”。

2. 剝落堆积 常見的山坡橫断形态如图 6 所示,上部基岩外露,岩質一般堅脆,节理間距小于 0.5 米或密集,岩体破碎,有时則风起石落,在长期的剝落和小的崩塌作用下,漸次形成,組成的物質多为碎石土壤,分布的范围往往是沿着山坡面作带状分布,在这种碎石土壤中通常不夹有細粒土壤,因此是松散的,开挖試坑的最大深度不易超过 1.0—1.5 米。

3. 坡积 如图 7 所示,基本岩层在阳光和气温的作用下,經過风化分解而变为砂

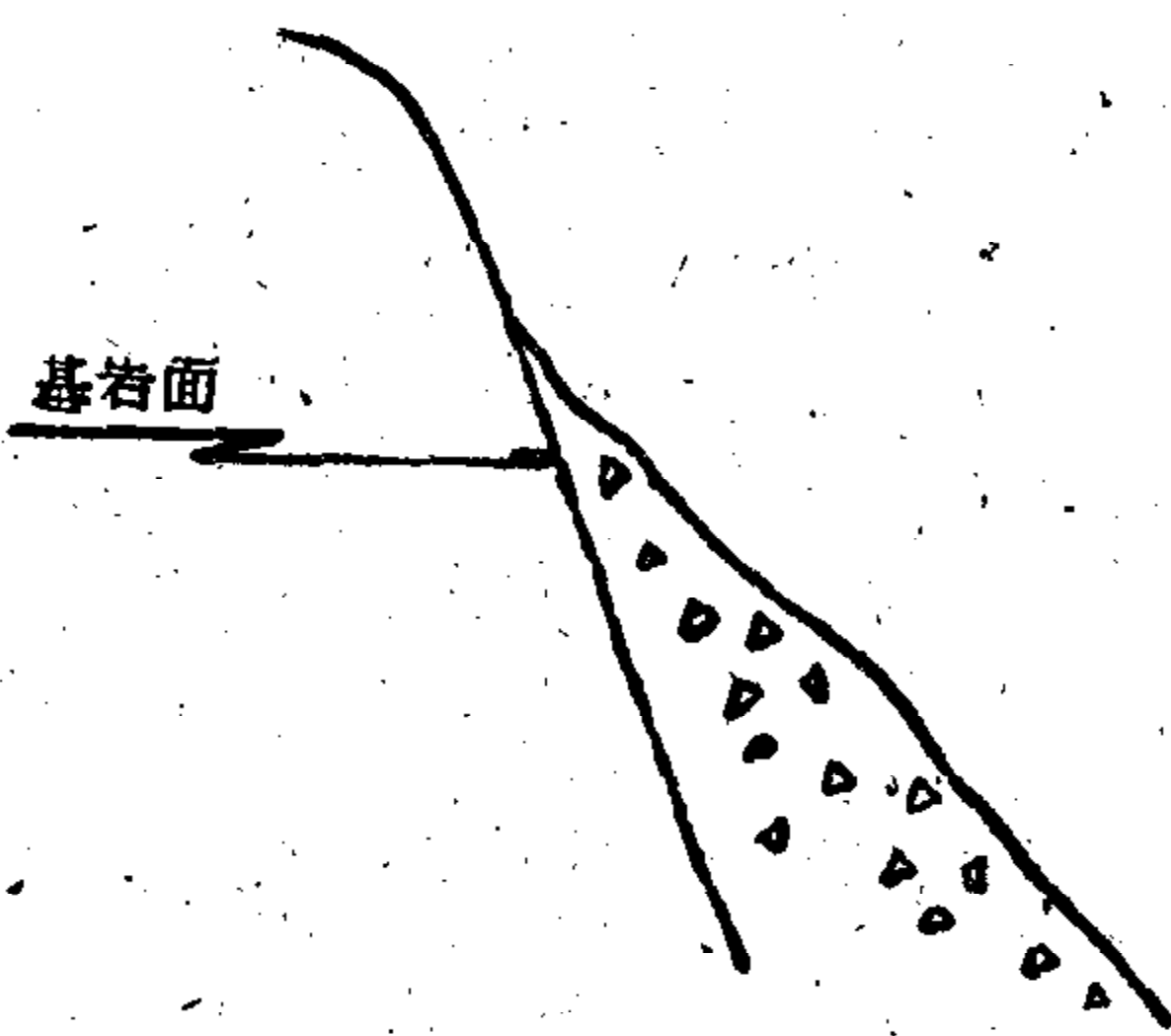


图 6

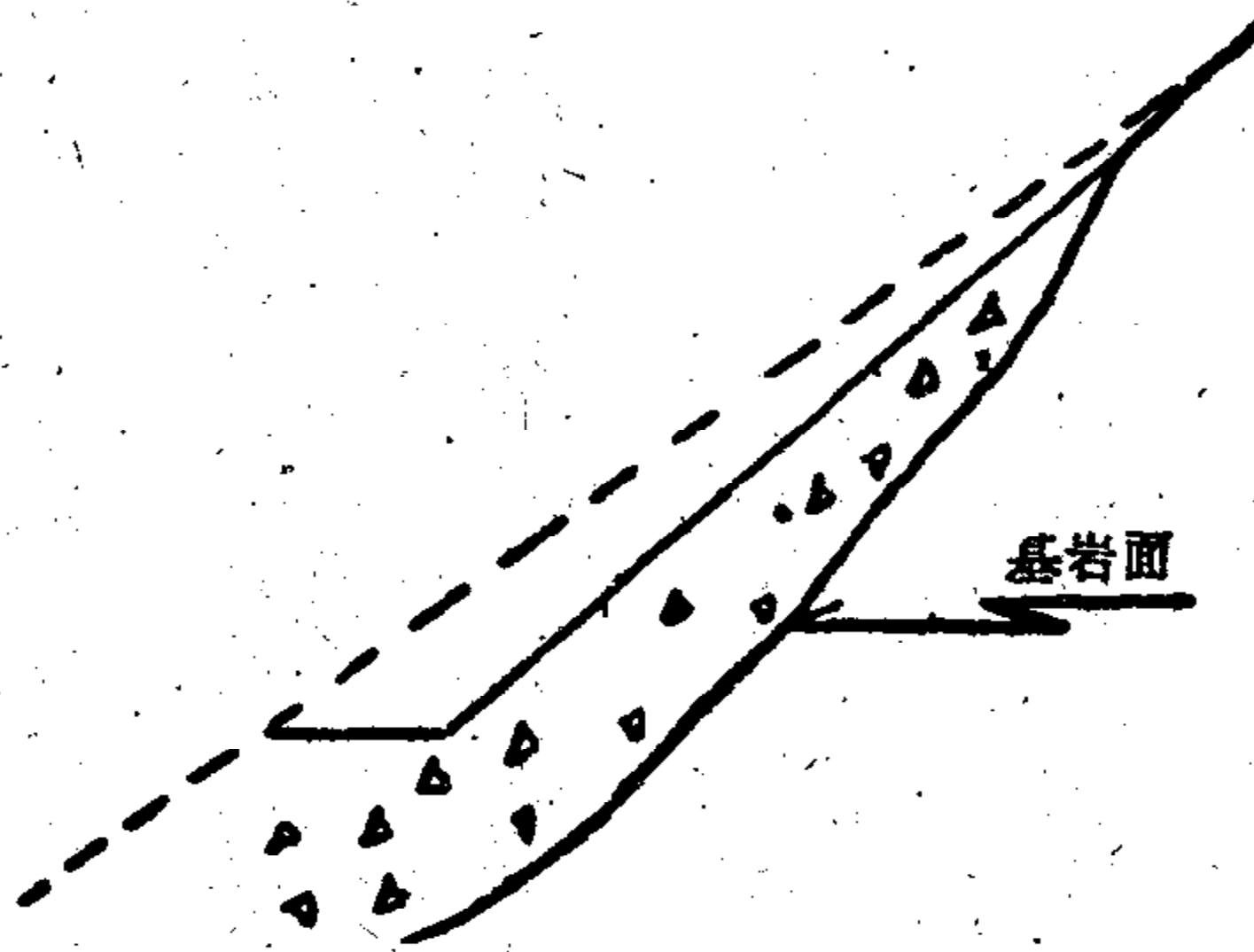


图 7

粒、砂粘土、粘砂土等細粒土壤,如石灰岩分解为黄色砂粘土,砂岩花崗岩类分解为砂砾、粘砂土等,頁岩分解为砂粘土等,然后在坡面細流水的作用下,漸次堆积而成。在这些細粒堆积中,也經常夹有 10—20% 或稍多一些的碎石与角砾土壤。

根据上述把成因类型与堆积物的性質关系列在下頁表中。

堆积物的性質不同,其工程地質特征就不同,因而在地貌单元的划分中,把堆积山坡

划分为“块石堆积山坡”、“碎石堆积山坡”、“細粒堆积山坡”三个地貌单元。实际上这种分法也是基于成因类型而分的。

(2) 設計依据資料的蒐集

1. 观察各种現象及山坡坡体现形稳定状态, 并做出結論。

堆积山坡坡体失掉均衡, 发生不稳定現象, 一般的有以下几种情况。其一是地表水渗入坡体, 或由于地下水的作用, 沿基岩坡面渗流, 浸湿了堆积层土壤, 使堆积层和基岩面間的摩擦系数降低, 或者使堆积层土壤內摩擦角减小, 或在坡体内有粘土质土壤夹层, 形成

成因类型	堆积物
构造堆积	块石土壤
剝落堆积	碎石土壤
坡积	細粒土壤

滑动面, 致使坡体发生滑动。这种滑动現象的发生主要是水的作用。它的发生, 很可能在細粒堆积山坡上, 而在碎石和块石堆积山坡上可能很少发生。因为从成因上来分析, 后两类地层中很少可能夹有粘土类土壤, 而且碎石的內摩擦系数除頁岩等柔性岩石外, 并不因浸水而发生变化。其二是, 山坡脚受到冲刷, 坡体的极限均衡受到破坏, 而发生不稳定現象, 在构造堆积剝落堆积的块石、碎石土壤层中, 往往发生明显的堆坍現象, 堆坍之后, 立即恢复或基本恢复了坡体的平衡, 而在坡积的細粒土壤中則可能发生坡体漸次变形的滑坡。

因此对于堆积山坡稳定性的考察, 在很大程度上应着重在坡积的細粒堆积山坡上。

在考察的过程中, 应注意下列各現象的观测:

- 1) 山坡坡体断面形态的变化;
- 2) 堆积物的性质、分布范围及其变化情况;
- 3) 基本岩层的出露情况, 性质, 沉积岩的层位要素, 岩层走向与山坡走向的关系, 基本岩层的山坡坡度, 預測的堆积层下部基岩面的坡度;
- 4) 坡面植物的生长情况, 冲蝕現象;
- 5) 地下水露头;
- 6) 坡脚冲刷情况。

查明了上述現象之后作出判断, 条件許可时就地訪問居民, 結合訪問的資料彙总一起得出結論, 必要时借助勘探資料予以証实。

2. 布置勘探点, 查明堆积层的性质, 特别是堆积体的輪廓形态, 下伏基岩面的坡度, 土壤湿度的变化及地下水的动态。

从成因类型上来看, 对于构造堆积山坡, 一般的只須做些浅坑的挖探工作, 如果表面树根草皮层很少, 連挖探工作也可以省掉。但对于剝蝕山坡及細粒堆积山坡来說, 則須酌情做些勘探工作, 因为在这两类山坡上, 綫路中心位置的选定、路基基底稳定性的检算、是否要采取輔助性的措施、以及輔助性工程类型的选择, 都取决于堆积层的性质、堆积体的

轮廓、基岩面的坡度、地下水的动态等地質資料。路塹开挖在剝落堆积的碎石层上,基岩面的坡度大致相当于碎石层稳定边坡的坡度,路塹开挖深度不大,又以全部清除上方碎石层为最经济。而路基面下部的碎石层是密实的,所提供的土壤内摩擦系数的数值,經检算的结果,說明路基是稳定的。在这种情况下,路基不需要做任何輔助工程。如果碎石层很松散、土壤内摩擦角中的数值很小,經拟算的结果,认为下部不稳定。这样一般应考虑在下方增設护道或付路堤来加强路基的稳定性。同样如图 8 所示,堆积物虽系細粒土壤,但所考虑的問題,大致与碎石土壤相同。

另一种情况如图 9 所示,往往显得清方过大,而須考虑到堆积山坡的长度和类似断面

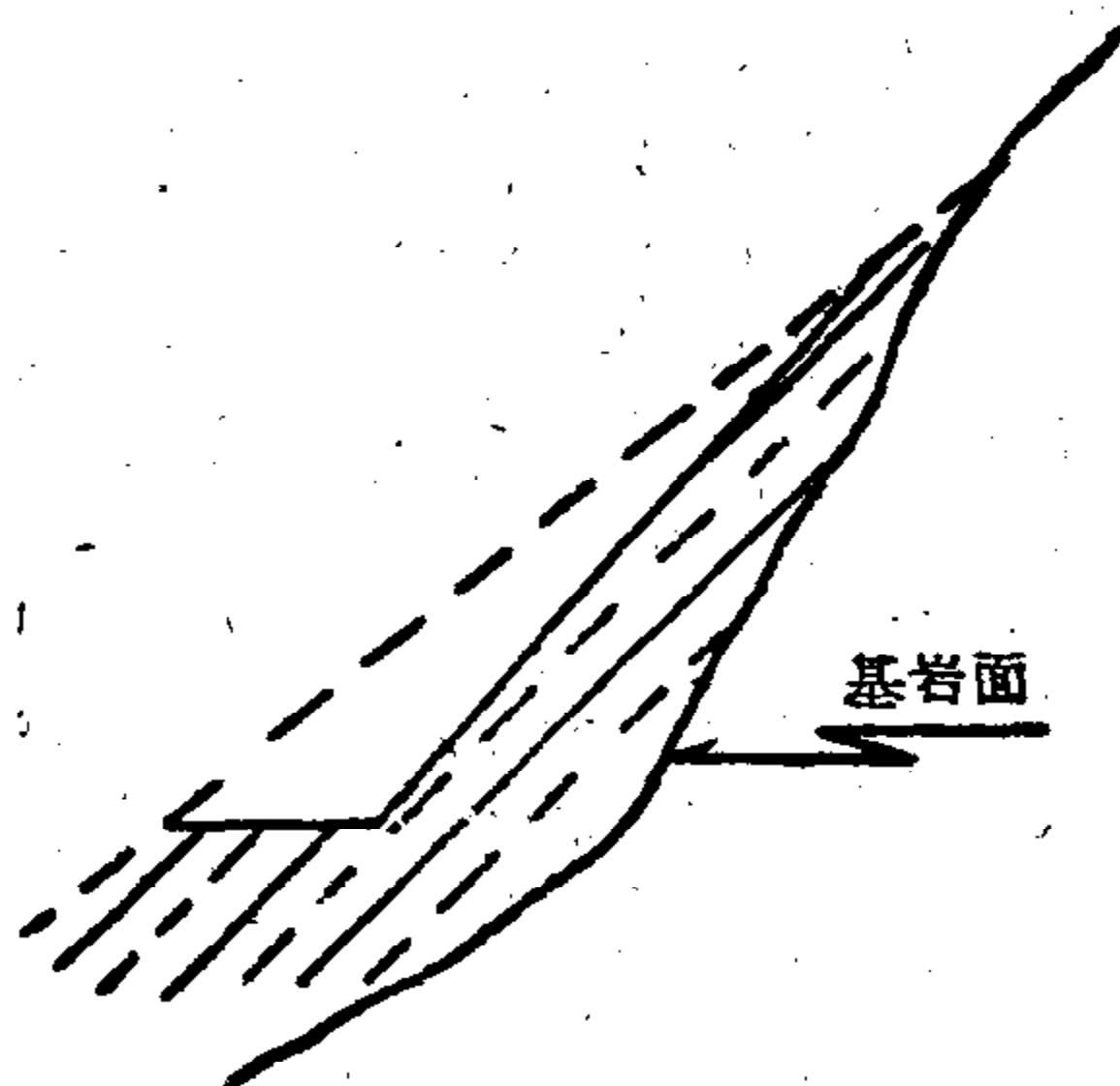


图 8

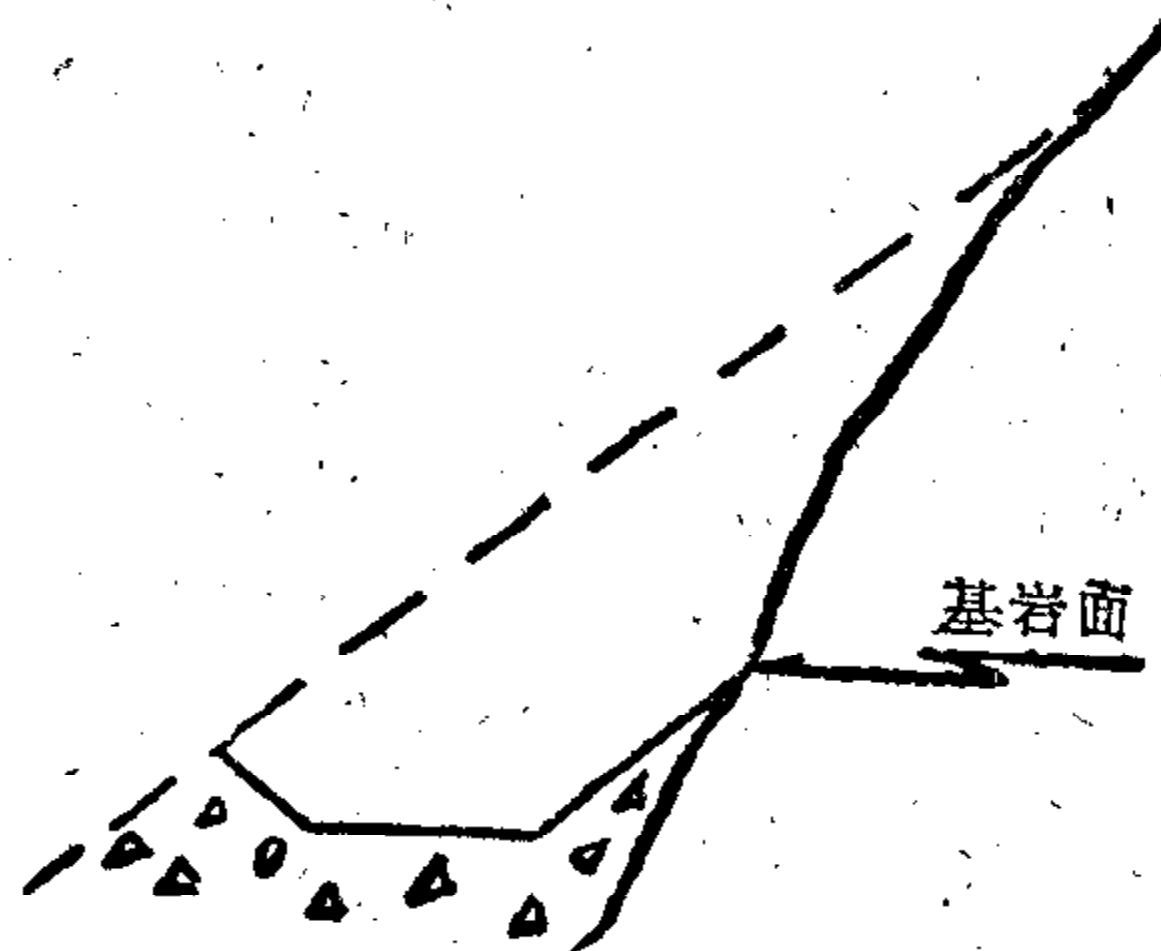


图 9

分布的普遍性,然后将綫路位置外移,或者在可能的条件下,提高其設計标高,不过一般的都应用前一种办法来减少清方数量。

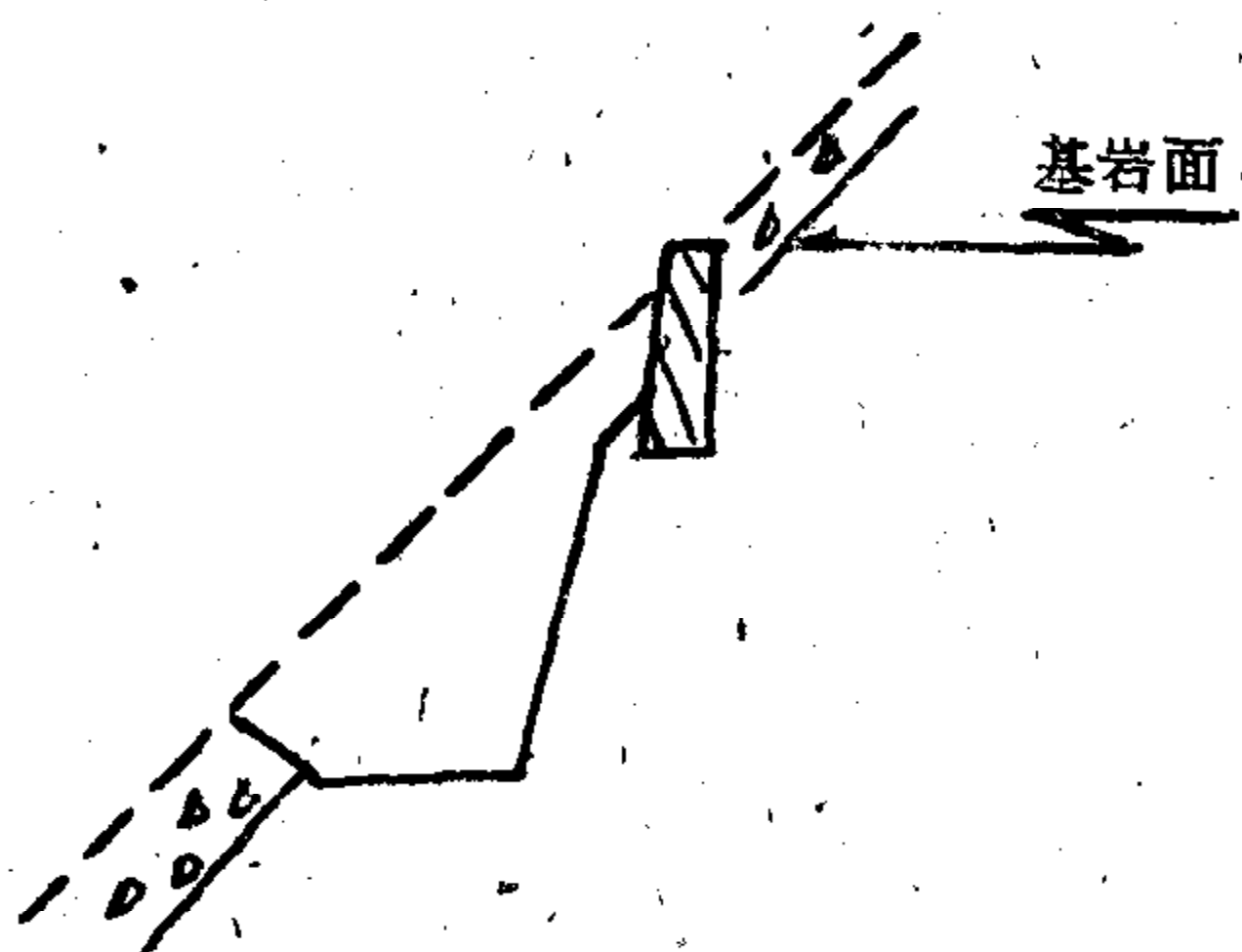


图 10

还有如图 10 所示,堆积层呈一楔形体,基岩面虽埋伏不深,但也不易全部清除。在这种情况下,究竟全部清除合算还在上方做些輔助性工程合算呢?做輔助性工程,开挖临时边坡有没有可能性,将綫路位置外移,在地質条件上是否許可,比如說堆积层为不紧密的碎石层或为粘性土壤,如綫路位置外移,特别是在部分的路基置于基岩而部分又在堆积层上。这将更为不利,最容易引起綫路病害的发生,因此更得慎重权衡。

由于以上种种原因,可以看出在这一类山坡上所做的地質断面,大部分将是勘探地質橫断面。否則在一些重要的断面上,会由于推断中的某些差錯未能經過勘探工作的糾正,将会影响到綫路中心綫的重新移动,或无謂增大工程数量。

在一般情况下,河谷綫的铁路选綫都是沿着河谷阶地进行的,遇到堆积山坡在最不利的情况下,是在坡脚以小挖方或小填方通过,不輕易触动坡体本身。但在水庫綫就会使綫

路行进在山坡脚以上很高的位置上,而形成了山坡綫。只有在這種情況下,堆积山坡的勘探任务才是很复杂而繁重的。在一般沿河綫涉及到堆积山坡时,大部分用合理的判断推理就可以說明問題。在由于判断推論中的某些差錯,不会对綫路位置发生影响。在增加其他的工程費用的情況下,勘探工作可以少做或者不做。对于局部的而不是一个范围很大的堆积层,在考慮問題时自然不能和堆积山坡混为一談。

在堆积山坡上的勘探工作,應該考虑按两个步驟有計劃地进行。在初測中,进行控制性的勘探、即为初步确定綫路位置的勘探;在定測中,是在初測的基础上增添适量的探勘工作,以滿足技术設計或施工詳图設計的要求。初測和定測的勘探工作应有計劃地分开来进行,并有机地結合起来,以使初測的勘探資料發揮充分的作用,減少定測后的改綫工作和定測中的勘探工作。

对于勘探断面位置和勘探点的选定,一般地应考虑到:山坡横断面形态,山坡沿走向方向的均一性。根据堆积山坡的規模,考虑有无埋伏的古老的沟谷,并預估其基岩面的起伏概况,布置出能够較全面地反映山坡的地质情况的勘探断面。勘探應該在路基横断面图上去布置,或者更好的是在初步戴了“帽子”的路基横断面上去布置。

3. 提出土壤的粘結力(C)、內摩擦角(ϕ)、土壤的天然容重(γ)的数值及其他有关計算的依据。

粘性土壤 C , ϕ , γ 的数值,經過实验室試驗求得。选取的試样的直径应不小于 100 毫米。对于非粘性的土壤其粘着力数值 $C = 0$ 不作考虑,其內摩擦角 ϕ 的数值,經常是按照松散土壤的天然安息角考虑的。这与土壤的紧密度有关,也与其不同顆粒粒径的配合比有关,又与其成因类型和母岩的岩性有关,因此书本上或参考資料上所提供的数据,只能作为参考,应根据具体遇到的土壤性質,坑壁的穩定情况,最陡的而且沒有不穩定迹象的天然边坡的觀測的結果,經綜合考虑后提出,这样提出的数据才会接近正确。对于非粘性土壤单位容重 γ 的数值經常是在設計中按土壤名称查表求得的。

4. 侵蝕阶地地质横断面

侵蝕阶地系指由基本岩层組成的阶地。在侵蝕阶地的上面,有时沒有第四紀地层,而且可以看出侵蝕的痕迹;有时也复盖有数米的卵石或砂砾冲积层。因此水沼沼泽等不良地质現象分布的可能性就很少。特別是一級侵蝕阶地即是工程地质条件良好的一个地貌单元,由于其阶地标高与河谷綫走向的标高相差不大,所以也常成为选綫力爭的一个地形单元。

但是,当一級阶地缺失,二級侵蝕阶地外沿下部临河,阶地面标高高出河水面数十甚至百余米,这样就会出现陡崖和各种类型的阶地斜坡。对于陡崖将另作为一个地貌单元来討論。对于侵蝕阶地形成的各种类型的斜坡,可以按其組成岩层性質、特征,并参照构造山坡、剝蝕山坡、堆积山坡等进行考察。

5. 堆积阶地地质横断面

山岳区的河流，两岸堆积阶地发育良好的地段一般不太长，但分布却往往是很普遍的。由于流域范围内分布的地层不同，所形成的堆积阶地的基本组成物质就不同，在不同的地文期，由于流域的变迁或气候、雨量的变化也会促使河流所携带的冲积物有所变化。但是在同一条河流的同一地文期，特别是在相距不远的河段上的堆积阶地的基本组成物质，应该说是相同的。因此在考察堆积阶地的工程地质条件时，把阶地按照其特征进行地文期的划分或者就前人已经划分好的地文期，分别对各堆积阶地进行工程地质条件的考察是有其实际意义的。

堆积阶地组成的基本物质，按其形成的地质营力，称为冲积层。但是经常在这些冲积层的上部复以一厚层，与前后地文期所冲积的物质不相称，这些现象几乎在河流沿岸随处都可看到。同时这一厚层物质普遍地是与其上部山坡或斜坡组成的物质相类同，如大渡河下游在各地文期几乎所有的冲积层均为卵石漂石层，卵石漂石的滚圆度十分良好，但是却普遍地在堆积阶地的表面复有厚厚的砂粘土夹碎石及角砾层，这些碎石角砾层的成分一般以石灰岩为主，但有时却出现以頁岩为主，这些物质显然不是河流冲积所形成的，而是在堆积作用下形成的。

堆积阶地的工程地质条件，由于其组成物质的不同和地区自然条件的不同而变化不定，有时表现得很好，而有时则表现得很好，但一般的说来，干旱区的堆积阶地的不良地质现象要少于湿热的地区或亚寒带地区。

在位置較低的特别是接近现代河床的一级堆积阶地上，一般由于受河流或上部山坡及阶地的影响，地下水位有时很高，在地区自然条件的影响下，表面有时已沼泽化，形成了不良的物理地质现象。对于沼泽地段的路基地质横断面所要闡明的问题，在一些文件中已早有详细的規定，主要在于查明矿质沼底的横向坡度，以便考虑将来路堤基底是否会发生滑动，另外并着重查明泥炭层的厚度，并就其稳定性进行工程分类。这种分类一般的是按照奥尔杜楊茨的为修筑铁路用的泥沼分类进行划分的。

有时在阶地的表面地势很平坦，已辟为耕田，看起来没有什么不良现象，但同样在地区自然条件的影响下，往往阶地下部有埋伏的牛軛湖沉积的泥炭层、淤泥层或其他物理力学性质很坏的土壤。由于有这种情况的存在，对于范围稍大而广阔的阶地，在綫路位置未决定之前，即在初测时，就应该做适量的勘探工作，或做几个地层横断面，以使其最后确定綫路位置时，在地质方面有所依据，从而尽可能地避免地质不良的地段。如果勘探中忽略了这些地段，在运营期间就可能在这些地方形成綫路病害，发生严重的冻害翻浆和不良沉陷等。

行进在較高級的堆积阶地上的綫路，往往多以路塹通过。因此地质横断面資料应能满足路塹設計的要求。这里主要包括：查明地层的成层情况和变化，查明有无地下水，地下

水含水层的性质、标高、水流的流向、流量。要查明土壤的性质、成层情况，结合地下水的性质才能提出合理的路堑边坡坡度，查明含水层的标高，就可以供给在进行线路纵断面设计时考虑最有利的标高。同时在路堑开挖之后，地下水位沿坡面流出，在设计边坡防护措施及工程数量的计算上也是不可缺少的资料。查明含水层的性质，可以对于分析地下水的季节性变化有所帮助，查明流向可以确定路堑排水的设施。查明流量更是具体到选择路堑排水措施考虑的依据。如果地下水不大，一般可以根据地下水露头及地层分布的规律作出估计，只有地下水很大时才做必要的勘探工作，有时尚需做水质分析。

6. 山脚堆积斜坡地质横断面

在地貌单元的划分中把介于基本山坡与高级阶地之间的一段斜坡命名为山脚堆积斜坡，如图 11 所示。

山脚堆积斜坡的上部掩复了基本山坡脚的一部分，下部则掩复了台地的一部分，其表面坡度缓于基本山坡坡度。其长度有达数十米到百米，因而也就有必要单独的作为一个地貌单元来进行考察。

山脚堆积斜坡上的组成物质，有时为风积的细粒土壤，但在很多情况下出现为混合堆积，亦即砂粘土夹块石碎石的堆积层。这是由于山坡表面岩石风化分解以及风积的作用在山坡上堆积了细粒土壤，在阴雨时沿山坡面发生坍滑，同时山坡表面岩石也伴随着崩落，因而形成混合堆积。

在阶地发育完全的河段上，山脚堆积斜坡只能出现在高级阶地上部，因此位置就很高，铁路线路一般的不易涉及到。但当高级阶地缺失，一级阶地后缘紧连山坡，山脚堆积斜坡就有可能成为铁路线路涉及到的一个地形单元和地貌单元。

在混合堆积层中开挖路堑或半路堑有时是十分困难的，因为在一般的混合堆积层中的砂粘土的重量百分数要比块石碎石小，但所占体积两者都相差无几，于是就形成了独特的工程地质条件，经常是当块石悬于砂粘土之中，路堑边坡开挖之后，在雨水的冲刷作用下，或在连绵的阴雨浸润作用下，细粒土壤的水分渐次增加以至到塑性或流动状态，块石于是就顺坡面向下滚动，细粒土壤也相并向流动，边坡就开始发生剧烈的变形。一开始便发生路堑边坡流失，渐次将必形成坡体的滑动。

如果不是块石悬于细粒土壤中，而是细粒土壤充填了块石碎石的缝隙，这种情况当然是好得多了。

在山脚堆积斜坡上的自然坡度往往是极限均衡的坡度，开挖路堑时陡边坡不能成立，缓边坡不易交上，在这种情况下更得慎重权衡，不得造成设计图中是低挖方，但施工过程中

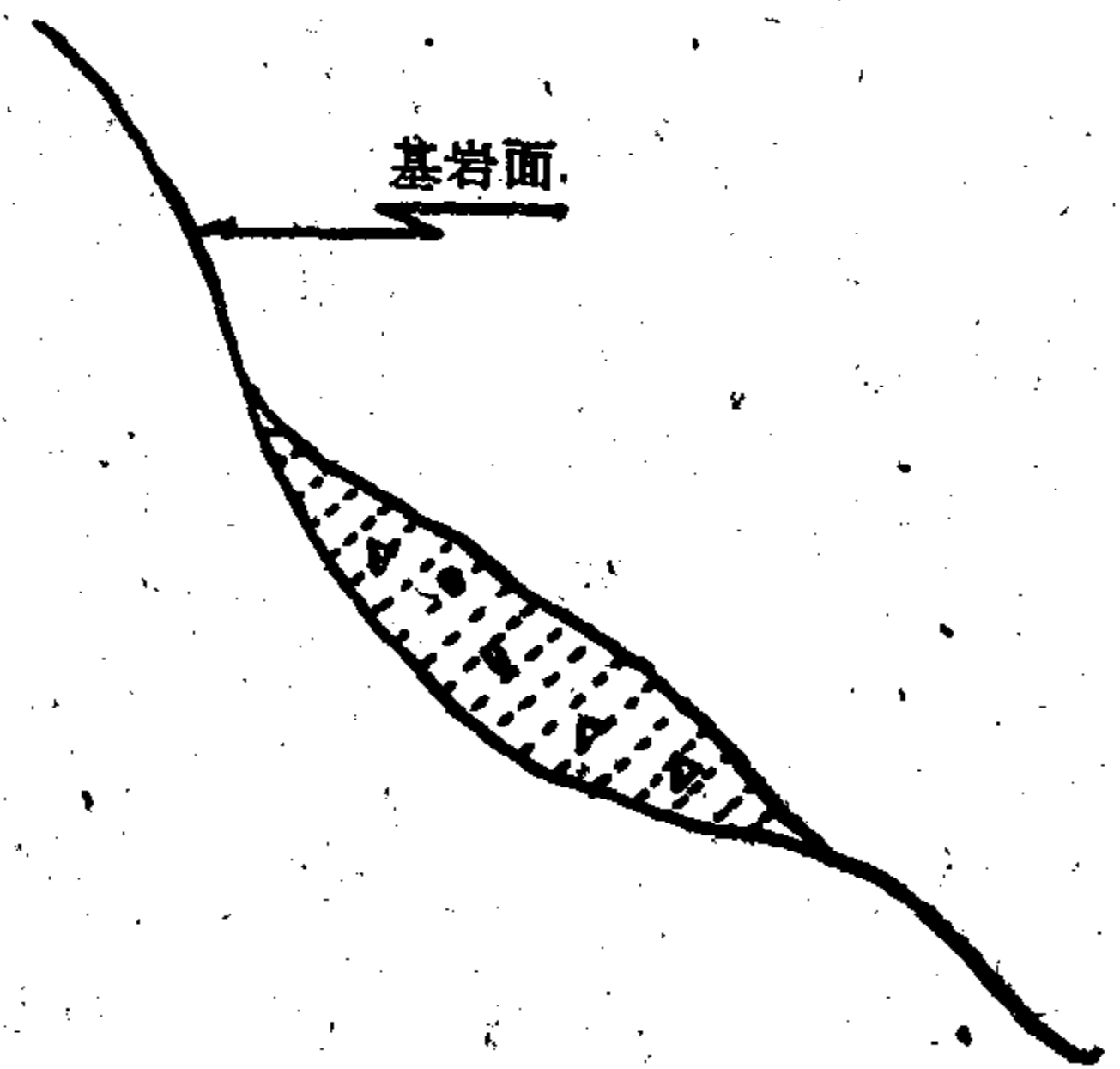


图 11

中却挖不出路塹边坡,陆續刷坡的結果,致使暴露面越来越大,于是就越无法收拾,最后造成一种难以收場的局面。

总之混合堆积的地层,不是一个工程地质条件良好的地层,而特别是千枚岩、頁岩、片岩类岩层所組成的,其性质更为恶劣。开挖路塹时一定要对其工程地质作用是否可能发生,要有足够的估計,在就地的天然陡坎馬路、公路边坡上进行詳細的观察,会对判明边坡稳定性有很大帮助。

7. 堆积阶地斜坡与阶地堆积斜坡地质横断面

在堆积阶地的外緣以下,都自然地形成一个斜坡。由于这个斜坡上的地层經常具有一种与阶地性质不同的构造,而且斜坡的长度經常达数十米,特别是在低級阶地缺失时,往往达百米以上,因此时常成为选綫中必然遇到一个地形单元。

堆积阶地斜坡与阶地堆积斜坡这两个概念所持的定义有根本上的不同。前者系指堆积阶地外緣下原始的斜坡,表面沒有或有极薄一层由于冲蝕或土滑作用所形成的阶地上部組成物质的重新分布。最明显的地貌景观特征是纵向和横向坡度大致都很均一,而阶地堆积斜坡則系指在阶地斜坡形成之后,在下部河流的旁蝕作用下,或是上部地表水流的

冲蝕作用下,阶地上部的土壤被移动,而堆积到阶地斜坡的下部从新形成另外一个形态的斜坡。

当堆积阶地斜坡脚受到河流的冲刷,极限坡度失去均衡,于是上部发生坍塌,并漸形成一个新的斜坡,这种斜坡的断面經常是如图 12 所示,上陡而下緩。如果是由于临时性地表水的冲蝕所形成,把阶地上部的土壤搬运堆积在阶地坡脚的下部,这样在阶地的外緣一带,就

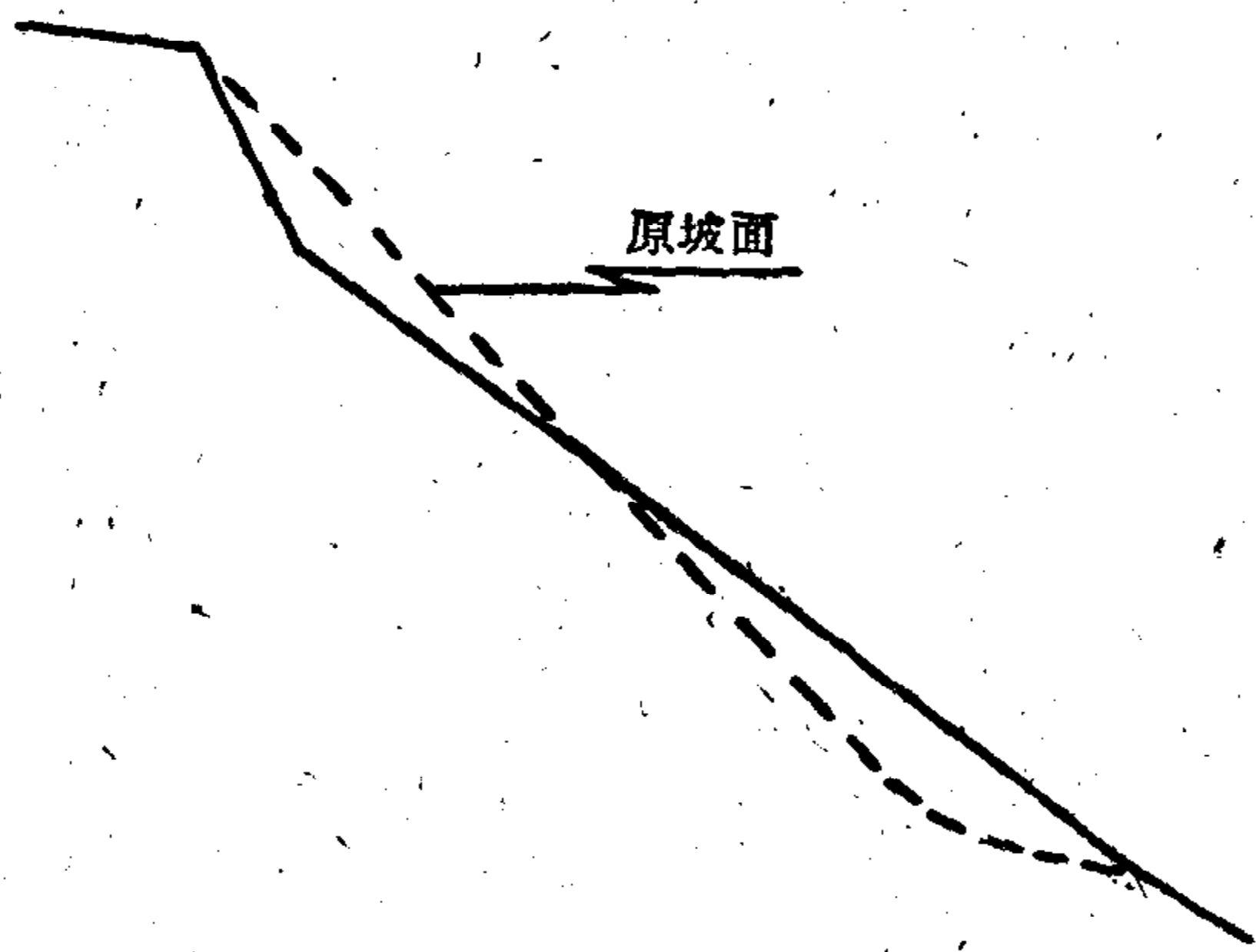


图 12

多出現上部狹窄而下部較寬做的漏斗式洼地,而且經常在这些洼地上有冲沟发育。

除上述以外,有时还会遇到一种箕形洼地的分布,这种洼地的形态是上部为一陡而略成弧形,下部則順着斜坡而成一敞开的出口,这种形态一般都显示着是滑动体的遗迹。如果沒有地下水的活动,而且河流对坡脚的冲蝕已經由于主流方向的改变不再进行破坏,則这种滑动,一般多是稳定了的滑动体。

阶地堆积斜坡,不論其成因属于哪一个类型,其組成的土壤的紧密度与堆积阶地斜坡上的土壤是有所区别的,而且在其表面經常有一层松散层,因此就必须分別来进行考察。在考察的过程中,一般的都需做适当勘探工作,目的着重在于了解堆积层的厚土壤的紧密度有无地下水的活动,以确定路堤基底的稳定条件,路塹边坡的坡度及其将来有无变形的

可能,并預估其发展趋向,以便在定綫时选出合理的綫路位置。

阶地堆积斜坡的形成过程是相当复杂的,已如上所述,包括河流的冲刷作用、地表水流的冲蝕作用、地下水的作用、还有冻结及土滑等作用。这些作用有时表现为单一的,而有时則是在許多作用配合下形成的。

阶地堆积斜坡,在很多情况下是停止了了的滑坡的遗迹,或者是未来滑坡的策源地,或是正在发展着的滑坡所在处,因此在考察的过程中,除了上述以外,还必须注意到不同断面形态的形成过程、现状与未来的演变趋势,正在或者可能破坏斜坡稳定的因素。

經過了对斜坡地貌景观的一系列观察,形成这一地貌因素的認識,再把勘探所获得的資料相互有机地联系起来,就可能获得正确的結論,提供出可靠的設計依据資料。

8. 陡崖堆积斜坡地质横断面

在山岳区,沿河两岸可以看到,如果陡崖的崖脚不是落在河中,則大部分在崖脚下都有一个堆积斜坡,如图 13 所示。另外还有如图 14 所示,上下均为陡崖,中間为堆积斜坡,也还有上下两层以上的陡崖堆积斜坡。

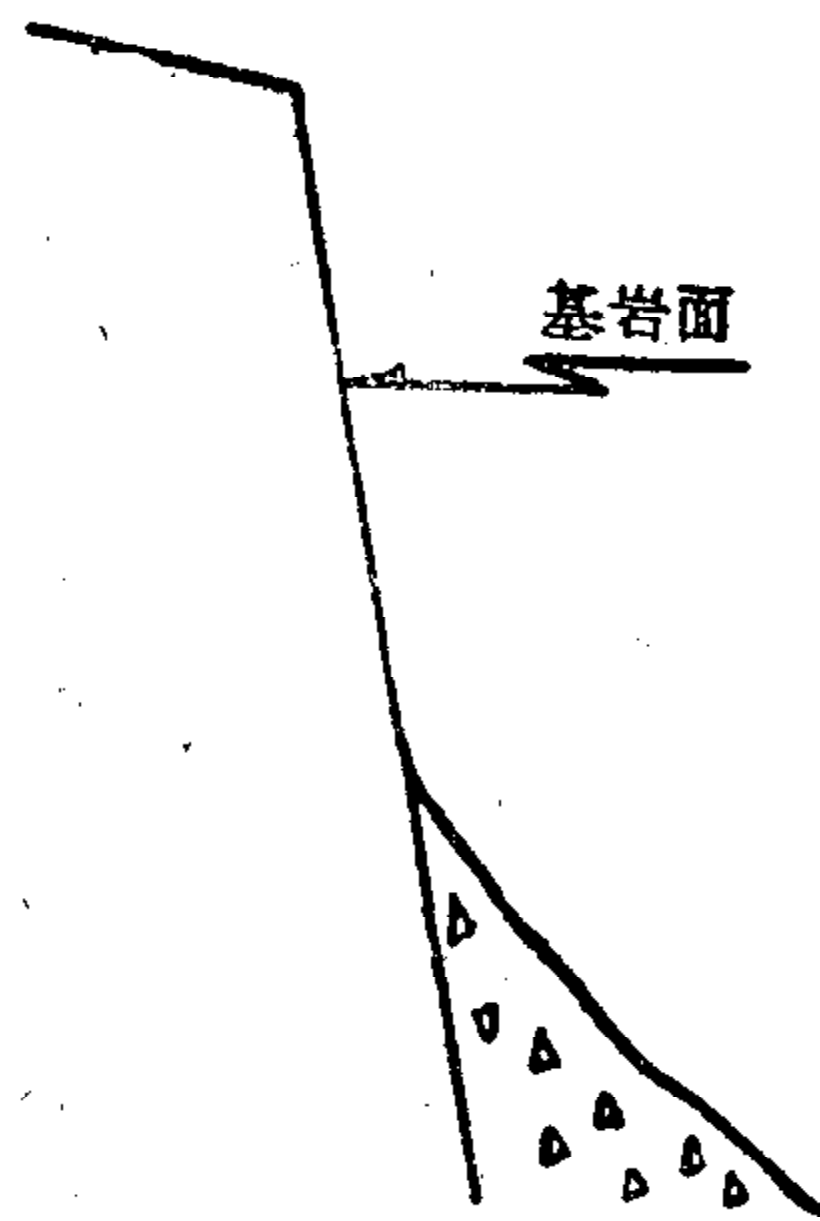


图 13

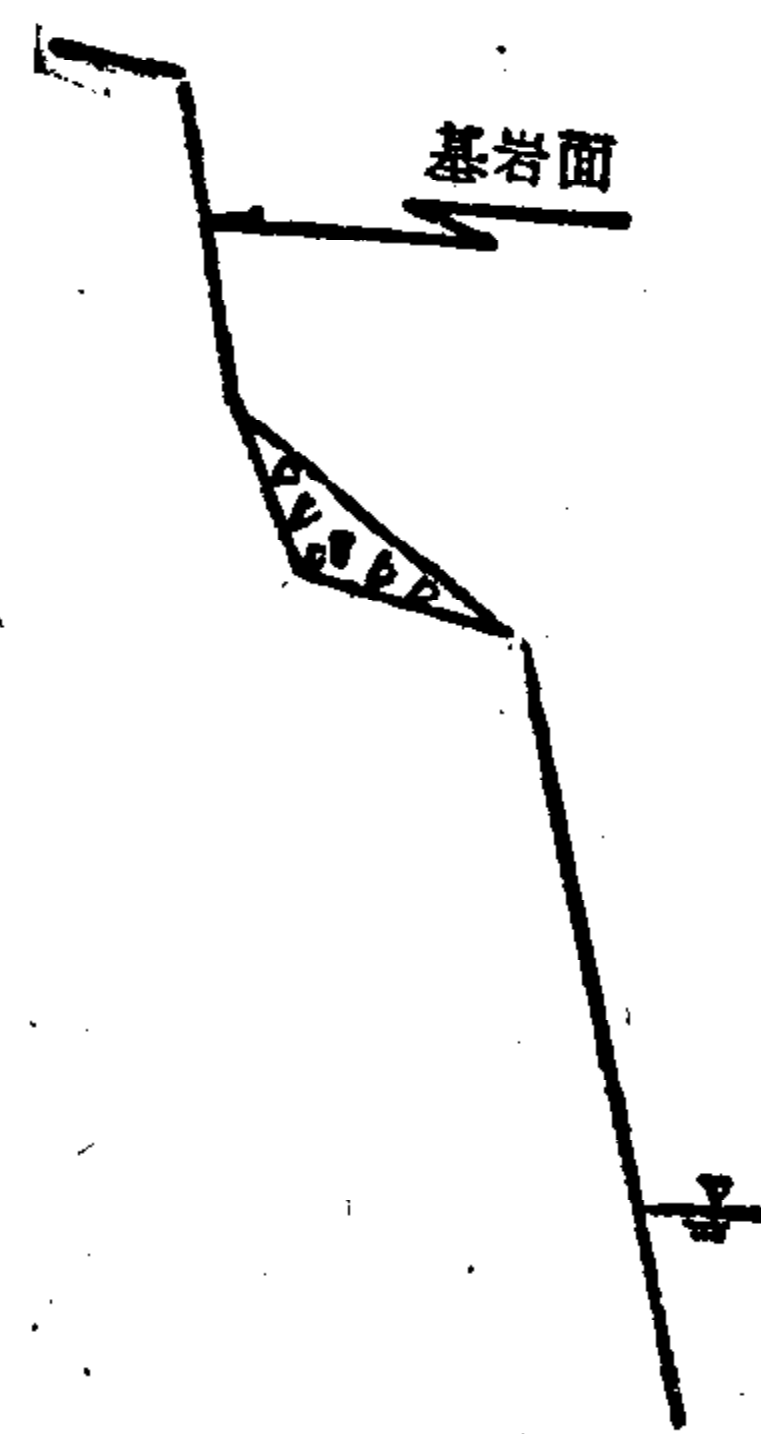


图 14

陡崖堆积斜坡,多是在侵蝕阶地上发展起来的,可以說,陡崖及陡崖堆积斜坡則是侵蝕阶地伴生的两个地貌单元。

通常在地質学中把陡崖上崩坍下来的堆在崖脚的石堆叫做“倒石堆”或岩堆,必須說明,陡崖下的堆积往往不一定是由于崩坍的結果形成的。在很多情况下,是在陡崖上部地表水的冲蝕作用下搬运了上部的碎石或阶地表面的一层卵石而形成的。

崩坍堆积表明了陡崖本身的稳定情况,地表水流的冲蝕堆积則表明了重要的問題在于調整地表水流引水归道。

在考察陡崖本身的稳定情况时,应注意到陡崖頂部边缘是否有裂縫,岩壁上有无危

石,预估清除危石的数量要尽量接近正确,因为有时会由于清除危石的数量过大而引起方案的变化。

在堆积层上进行钻探工作,一般的是很吃力而且很难收到预定的效果,因此在很大的程度上都是估计,当然为了了解堆积层的紧密程度,也可提供土壤内摩擦角(ϕ)的数值做一些浅坑的挖探工作都是完全必要的。

9. 陡 崖

陡崖,是高山深谷区地貌单元的主体,在这些地区多是由于地壳剧烈的上升,河流急剧的下切,或是由于喀斯特地形的发育,沿河两岸侵蚀阶地到处缺失,或者成狭窄的带状断续分布着。铁路选线进入这种地区后,往往面临着几个方案待地质方面提供资料确定。

地质资料应能说明,修筑半隧道的可能性,半路壅高劈坡的坡度和限制高度。在这两个方案都不能成立的地段,就必然采用以隧道方案了。

在考察陡崖的工程地质条件时,除了根据岩石成因上的分类所具有的岩石性质构造等各方面如前所叙述的而外,应该着重地留意到形成陡崖的一组节理的性质,或者是形成陡崖下崩坍堆积的一些因素。借助这些就能预估开挖高边坡后的工程地质作用的性质,从而提出合理的方案和工程措施。

另外在陡崖的边缘经常会遇到大小不同的裂缝,存在这种裂缝的性质大致有两种:一种是断裂,另一种是胀裂。

断裂是具有断层的性质的,例如裂缝的缝壁上有擦痕岩层层位的移位现象等。胀裂则是不具备上述特征,裂缝壁上没有擦痕岩层,没有移位现象,而且具有另外一个特征,上部裂距宽,下部窄以至完全闭合,胀裂多是在岩石自重作用下形成。

观察陡崖崖壁岩石的完整程度时,经常须联想到河流的旁蚀作用对岩层完整性已经发生过的影响,如果说施工时采用浅孔放炮,而放炮的结果,对岩石的完整性不发生显著影响时,就应该认为未来的坡面岩层的完整性要比现有崖壁上的岩石完整程度好得多。

关于稳定边坡的限制高坡,是对于许多稳定的陡崖进行了观察之后概括出来的一个数字,因此也只是一个大致的而多少还可能有出入的一个数字。

陡崖表面的色泽,有无变化,青苔的繁殖情况是陡崖近期稳定现状的标志,对于观察记述这些现象,也是不能忽视的。

1
23

統一書號：13031·1476

定 價： 1.20 元

本社書號：2333