

中国科学院地理研究所編輯

地理集刊

第五号

科学出版社



中国科学院地理研究所編輯

地理集刊

第五号

(地貌学)

罗来兴 楊逸畴 朱震达
陈治平 李鉅章 方 永

科学出版社

1963

內 容 簡 介

本刊是中国科学院地理研究所編輯的集刊地貌专集,共蒐集論文五篇。第一篇就青藏高原东南部的断陷盆地与地塹谷、古剝夷面及古冰川作用遗迹等方面,闡述了該区的地貌形成过程。第二至第四篇分別敘述了塔里木盆地西南部皮山附近、准噶尔盆地古尔班通古特沙漠和喀什內陆三角洲的沙地地貌,根据野外考察、定位观测所得資料,对沙丘、沙壟和其他沙地地形的形成和演变进行了分析,并对防止流沙的措施提出了一些意見。第五篇介紹了青海湖盆地区的地貌特征、湖盆成因及其演变过程。本书可供地貌、地質和自然地理研究人員,区域规划及治理沙漠人員以及高等院校地理、地質系教师参考。

地 理 集 刊

(第五号)

中国科学院地理研究所編輯

*

科学出版社出版 (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

中国科学院印刷厂印刷 新华书店总經售

*

1963 年 9 月第 一 版	书号: 2808 字数: 173,000
1963 年 9 月第一次印刷	开本: 787×1092 1/16
(京) 0001-1,450	印张: 7 插页: 8

定价: 1.50 元

前 言

近年來，中國科學院地理研究所地貌研究室部分同志參加了中國科學院綜合考察委員會所組織的南水北調、新疆維吾爾自治區和治理沙漠等綜合考察隊的工作，在川西滇北、新疆塔克拉瑪干沙漠進行了地貌調查和研究，獲得了不少新資料。本文集所發表的論文和報告大多數屬於對上述地區的研究成果。

由於考察地區的自然條件非常複雜，交通又不很方便，而且大部分地區還是第一次進行地貌考察，因此，對於專門問題的研究未遑深入，有待今後進一步研究。

本文集所發表的各篇論文的内容詳略不一，深淺不同，有些論文內還可能存在一些錯誤，希望讀者不吝指正。

編 者

1963年4月15日

目 录

前言.....	编者 (i)
川西滇北地貌形成的探讨.....	罗来兴 楊逸畴 (1)
风力作用下沙丘演变动态过程中若干问题的初步研究.....	朱震达 (58)
准噶尔盆地古尔班通古特沙漠的基本特征.....	陈治平 (79)
塔里木盆地喀什内陆三角洲地区沙地地貌.....	李鉅章 (91)
青海湖湖盆地貌的基本特征、成因及其演变	方 永 (100)

СБОРНИК ГЕОГРАФИИ ВЫПУСК

(Серия геоморфологии)

ОГЛАВЛЕНИЕ

О происхождении рельефа Западного Сычуаня и Северного Юньнана ...	Ло Лай-синь и Ян И-чоу (1)
Предварительное изучение по некоторым вопросам в процессах эволюции и динамики песчаных дюн под действием ветра.....	Чжу Чжэнь-да (58)
Основные особенности песков Гурбан-тунгут котловины Джунгарии	Чэнь Чжи-пин (79)
Рельеф песков в районе дельты Кашгара котловины Кашгарии.....	Ли Цзюй-чжан (91)
Основные особенности, генезис и эволюция рельефа в котловине озера Кукунора	Фан Юнь (100)

川西滇北地貌形成的探討

罗來兴 楊逸畴

(中国科学院地理研究所
中国科学院西部地区南水北調綜合考察队)

这篇文章,是我們在 1959—1961 年参加中国科学院綜合考察委员会所組織的中国西部地区南水北調綜合考察队(以下簡称考察队),在川西滇北地区的地貌調查工作基础上整理出来的。从三年来所获得的野外观察資料来看,要想詳細說明这个地区的地貌形成过程是很不够的。但考虑到,这个地区在自然地理上大部分属于青藏大高原的东南部,过去地貌考察工作做得不多,甚至有些地方地貌工作者还没有去过,因而写作本文或多或少能提供一些事实,作为今后地貌研究的綫索。至于文章中提出的一些地貌形成的看法,那是很不成熟的。

在野外和我們一起做調查工作的同志很多,恕不一一列举。这里要提出的有陝西师范大学地理系齐矗华、河北师范大学地理系田代忻、成都西南民族学院张哲夫、北京大学地质地理系叶品良、重庆西南师范学院地理系徐茂其等教师以及本所邢嘉明、中国科学院河北分院地理研究所吳忱、中国科学院綜合考察委员会张耀光等同志,其中田代忻教师連續参加了三年工作,其他同志参加工作有两年的,有一年的,他們多步行越过海拔 4,000 米以上的山岭,野外回来并編写路綫考察地貌报告,付出了大量的辛勤劳动,于此深切申謝。引用他們获得的資料,在文中加以說明,倘有引用不妥或錯誤的地方,則由我們負責。

此外,在文章中还引用了考察队的工程地质分队、矿产地质分队和地震地质組的一些有关資料,同样除在文章中加以說明外,这里一并表示謝意。

本文討論的范围,只限于四川盆地以西,邓柯、巴塘、丽江、大理以东,云祥、元謀、东川以北,石渠、色达、阿坝、若尔盖以南。地貌考察的地域还有川北的嘉陵江、白龙江流域和滇西北的怒江、瀾滄江流域,由于前一地区工作做得不多,后一地区笔者沒有去到,就不在討論范围之内。

本文附图由刘英清同志清繪,照片冲洗和地图印晒均由本所地图制印实验室的同志帮助,于此表示感謝。

一、地 貌 概 述

川西滇北地区,从自然地理上說,位于青藏大高原的东南部,主要属于山原峽谷地貌。其地貌結構是以辽闊的丘状高原面或分割山頂面为“基面”,基面之上有山岭,基面之下为河谷和盆地。这个基面大致由西北向东南傾斜,絕大部分地区的海拔从 4,600—4,700 米到 4,100—4,200 米,只在四川盆地边缘和云南北部海拔才降到 3,000—3,100 米,甚至到 2,000—2,200 米。高原面和山頂面之上的山岭,姿态十分峻峭雄伟,有些是連綿的,有些是分散的。后者如丽江的玉龙山、金湯的夹金山;前者如金沙江与雅魯江之間的沙魯里山、雅魯江与大渡河之間的大雪山,它們由西北向东南排列,长达数百公里。所有这些山

岭峯頂的海拔,多数在 5,000—6,000 米,少数还超出 6,000 米,甚至 7,000 米的。高原面和山頂面之下的河谷,自西往东分属于金沙江、雅礱江、大渡河和岷江等主要河系,河谷底部海拔从上游 4,200—4,300 米斜降到下游为 600—700 米,它們在上游河源地段为浅切河谷,深度多在 200—300 米,中下游全属深切河谷,深度多达 1,000—2,000 米。散布在干支河谷之中,还有许多盆地与寬谷,成带状排列,其底部海拔不一,高者多数在 3,000—3,500 米,少数还超出 4,000 米;低者一般在 1,500—2,000 米,个别只有 700—800 米。所以不論从高原面或山頂面,上到山岭頂部或下到河谷盆地底部,絕大部分地区高差很大,分別都达 1,000—2,000 米,至于地面总起伏那就更大,可达 3,000—4,000 米。

丘状高原面和分割山頂面均分布在大河谷緣以上的广大谷間地上。丘状高原面本身是相对起伏不很大的平坦面,到处是有堆积物的浅凹形谷地和有殘积物的渾圓丘陵,从丘頂到谷底落差大的不过 300—400 米,小的仅 100—200 米,其間多为連續的緩斜坡,沒有明显的坡折,更不見高大的裸岩陡崖。分割山頂面是許多渾圓的山頂,被很深的河谷和凹下的盆地所分隔,这些山頂构成一个起伏不大的“等高面”。換言之,如果把河谷和盆地填滿,就可以恢复丘状高原面。丘状高原面和分割山頂面之間是随着河谷的密度和深度的增加而逐漸过渡,作連續的而又和緩的傾斜。通常是:前者分布在流域的上游,并沿分水地带向下游伸展;后者分布在流域的下游,并沿河谷兩側向上游伸展。双方在平面图上呈凹凸交錯的接触。这种分布現象說明,丘状高原面过渡到分割山頂面,主要是由于河流的溯源侵蝕和河谷的扩展,結果破坏了平坦的河間地面,其进程是流域的下游先于流域的上游,河谷兩側快于分水地带。丘状高原面和分割山頂面虽然呈交錯的分布,但仍然有一个明显的过渡带,大致从东北的松潘向西西南經黑水、綽斯甲之北到鑪霍,折向东南沿大雪山的折多山、貢嘎山,再折向西西南經九龍之北、稻城之南到得荣附近。該綫以北,除甘孜以下的雅礱江和道孚以下的鮮水河以及邓柯以下的金沙江所靠近干流兩側为分割山頂面以外,其余全属丘状高原面;該綫以东南,几全为分割山頂面,而較大面积的丘状高原面,出現在金沙江南岸的宾川、永仁、会理一带以南。孤立的玉龙山、小相岭、夹金山、雪宝頂等山岭,分散在分割山頂面上;而連綿的大雪山的折多山、紫眉山、貢嘎山和沙魯里山的雀儿山、海子山等許多山岭,均分布于甘孜、竹庆、邓柯之南的丘状高原面上,构成典型的山原地貌。

区域内不論丘状高原面或分割山頂面,其等高面的海拔高低不一,可以分成好几个梯級,但其共同的特征是:其一,它們广泛分布在谷緣以上的谷間地,面积很辽阔,与局限在河谷以內的侵蝕谷肩和环繞在盆地边缘的山麓平台显然不相同;其二,它們近于水平的起伏形态面,削平了不同时代的各种岩层及其岩层的多种构造形态,即地面形态面与岩层构造面是不相吻合的;其三,它們上面的山岭都是由抗蝕程度較強的岩石,如花崗岩、玄武岩和砂質灰岩等所組成。很明显,它們是剝夷面,亦即准平原。那就是說,現阶段的丘状高原面和分割山頂面是上升后的古剝夷面,其上的山岭是古剝夷面上的剝余山。

在高原面和山頂面以上的山岭,古冰川的侵蝕地貌和堆积地貌都非常清楚,无疑地它們全部受到古冰川的作用。其中某些山峯,如貢嘎山、紫眉山、夹金山、雀儿山、海子山、玉龙山等,都还有現代冰川。古冰川作用的遺迹:在高原面和山頂面本身虽不多見,但在少数地区仍有相当大面积的分布;至于河谷中,則出露很多,并分布到海拔相当低的位置。冰

斗排列的成层性,新老冰川堆积物分布的高低悬殊或上下重迭,特别是冰川侵蚀地貌发育在冰川堆积地貌之中,所有这些都说明不止发生过一次冰期。古冰川在地貌演进过程中的某一阶段上,无疑是充当了相当重要的角色。

高原面和山顶面以下的盆地与宽谷,散布在不同的水系上,它们大多数排列成带,具有明显的方向性;盆地边缘与宽谷两侧的坡面,断续出露陡直的陡壁,岩层亦有位移。它们是属构造变动的断陷盆地和地堑谷,而且盆底与谷底的所接受的沉积亦有位移现象。

浅切河谷和深切河谷的分布之间同样有个过渡带,这个过渡带并不与丘状高原面和分割山顶面的交接带完全一致,通常是深切河谷要向丘状高原面伸进一些。现阶段它们在大河流上的分界地点是:在岷江水系上,干流在漳腊之南的虹桥关,支流全属深切河谷;大渡河水系上,独柯河在壤塘西北的烏可吉,色曲河在翁达西北的河西寺,麻尔柯河在班玛东南的朗格涉,梭磨河在刷经寺北的新康猫寺;雅鲁江水系上,干流在甘孜西北的温坡寺,支流鲜水河上游的达曲(河)在大塘坝和尼曲(河)在孟龙寺,力邱河(新都桥河)在甲根桥,理塘河在雄坝的呷洼。这些地点向下游属深切河谷,向上游并包括黄河上游支流的噶曲(白河)和墨曲(黑河)全流域,都属浅切河谷。浅切河谷的地貌特征是:谷底有很厚堆积物,其宽度小河多达600—700米,大河可到6—8公里,河道弯曲,水流散漫,曲流带宽度可占整个谷底的1/4或1/3,其中有些曲流带内多沼泽地和牛轭湖,并有很厚的近代泥炭层。曲流带两侧,有些有堆积阶地,有些只有坡积洪积裙。从谷缘到谷底深度,一般不过300—400米,少数深的可达500—600米,浅的仅100—200米。谷坡坡度多数在15—20度,很少超过30度的,坡面的岩屑移动,特别是岩块崩坍,是罕见的现象。深切河谷的地貌特征就很不相同:谷底宽度,小河仅数十米,大河一般为300—400米,宽者亦不超出500—600米,窄者很少达到200米。其中宽谷段的谷底普遍发育多级阶地,窄谷段的谷底只在支流汇口处有几级洪积扇,除此几全被河床所占据,水流很急。从谷缘到谷底深度,浅的为800—900米,一般达1,200—1,500米,深的到2,000—3,000米。谷坡坡度多数为45—55度,屡见陡崖峭壁,岩屑移动和岩块崩坍都很剧烈,谷坡坡麓断续出现倒石堆和泥石流。但是,宽谷段在阶地以上和窄谷段在陡坡以上,谷形展宽,从此上到谷缘的幅度内,谷坡上有多级谷肩,有些谷肩上遗留古河道及其堆积物,说明河谷是从剥夷面上割切下来的。

不论浅切河谷或深切河谷,从河谷排列与剥夷面的下伏岩层构造形态的关系来看,大致有四种情况:第一,河流发育在断裂带上的河谷,可称为断裂谷;第二,河流摆动在断裂带两侧的河谷,暂称为“适应性断裂谷”;第三,河流与岩层走向平行的河谷,包括背斜谷、向斜谷和单斜谷;第四,河流与岩层走向交切的河谷,可称为“横穿谷”。第四类河谷与岩层构造形态自无关系;第三类河谷与岩层构造形态具有一定的关系。第二类特别第一类河谷,很难排除断裂构造的势力,而且这些断裂谷和适应性断裂谷及另一些地堑谷和断陷盆地,在不同水系上连接排列成带,具有明显的方向性。

从整个水系上看,就出现了:有些是受地质构造变动操纵的地堑谷、断陷盆地;有些是河流从剥夷面开始下切或下切过程中,受断裂运动的影响的断裂谷或适应性断裂谷;有些是河流承继原先剥夷面的流路,有受地质构造形态影响或多或少的单斜谷、向斜谷、背斜谷,但也有与地质构造形态相矛盾的横穿谷。

概括地说,川西滇北的地貌形成,内营力是剥夷面形成以后的地质构造运动,外营力

是古冰川和流水的交替作用,它的过程是很复杂的。

二、地 貌 分 析

为了探索在地貌形成过程中,内营力和外营力的作用在时间上和地域上的配合和消长,下面依次分析(1)断陷盆地和地堑谷,(2)浅切河谷与深切河谷,(3)古剥夷面,(4)古冰川作用遗迹。

(一) 断陷盆地与地堑谷

丘状高原面和分割山顶面以下,多数盆地和某些宽谷散居在大小不同的水系上,它们排列具有自己的明显方向性,暂称为“盆地宽谷带”。

1. 断陷的盆地宽谷带

盆地宽谷带自北到南计有(图1):

第一带,西北至少起自竹庆盆地,向东东南有为马尼干戈附近的贾利桑朵盆地,以及从绒坝岔到甘孜的雅鲁江宽谷。它们底部海拔在 4,000—3,300 米(按方向顺序,下同)幅度内,该带两端直线距离达 160 公里。

第二带,至少从鲜水河的喀萨盆地起[照片(I-1)],向东南有侏倭到雄鸡岭、罐霍、虾拉沱到仁达、道孚等宽谷和盆地,越过松林口,还有龙登坝宽谷和乾宁盆地。它们底部海拔在 3,600—3,000 米幅度内,该带两端直线距离达 170 公里。

第三带,在理塘河河源的大毛垭坝[照片(I-2)]和理塘坝[照片(I-3)]两盆地作东南排列,由理塘向南南东有藏坝盆地和从奔戈经麻衣(木拉)到热衣宽谷。它们底部海拔在 4,200—3,600 米幅度内,该带两端直线距离达 150 公里。

第四带,安宁河从冕宁到德昌为南北向宽谷,折向南南西还有米易宽谷和元谋盆地。它们底部海拔在 1,800—1,500 米幅度内,该带两端直线距离达 360 公里。

第五带,由盐源盆地向西西北到永宁盆地,其间还有竹盖盆地和泸沽湖、竹地海子等湖盆。它们底部海拔在 2,500—2,800 米幅度内,该带两端直线距离达 200 公里。

第六带,从泸沽湖大致向南稍偏西的方向,有扒耳勺(译音)盆地、宁蒗宽谷、永胜和金官坝盆地、程海湖盆以及期纳和宾川宽谷。它们底部海拔在 2,300—1,500 米的幅度内,该带两端直线距离达 200 公里。

第七带,北起中甸南到弥渡,作南南东方向排列的有中甸盆地、小中甸宽谷以及洱源、邓川、洱海、弥渡等湖盆;作南南西方向排列的有两条带,靠东面的是丽江、拉是坝和鹤庆盆地,靠西面的是九河街、剑川、仕登街(黑惠江)等湖盆。

上述盆地宽谷带多分布在中生代和中生代以前就发育的大断裂带上,例如由冕宁沿安宁河到元谋的断裂带¹⁾和从白汗场经剑川沿点苍山东麓到大理的断裂带²⁾以及从侏倭沿鲜水河到道孚并越过松林口到乾宁的断裂带³⁾,前人文献中已有提到;从邓柯经竹庆到甘

1) 謝寶克:康滇地軸的地質构造史。地質学报第 39 卷第 2 期,1959 年。

2) 中国科学院地質研究所:中国大地构造綱要。科学出版社,1959 年。

3) 譚錫畴、李春昱:四川西康地質志。地質出版社,1959 年。

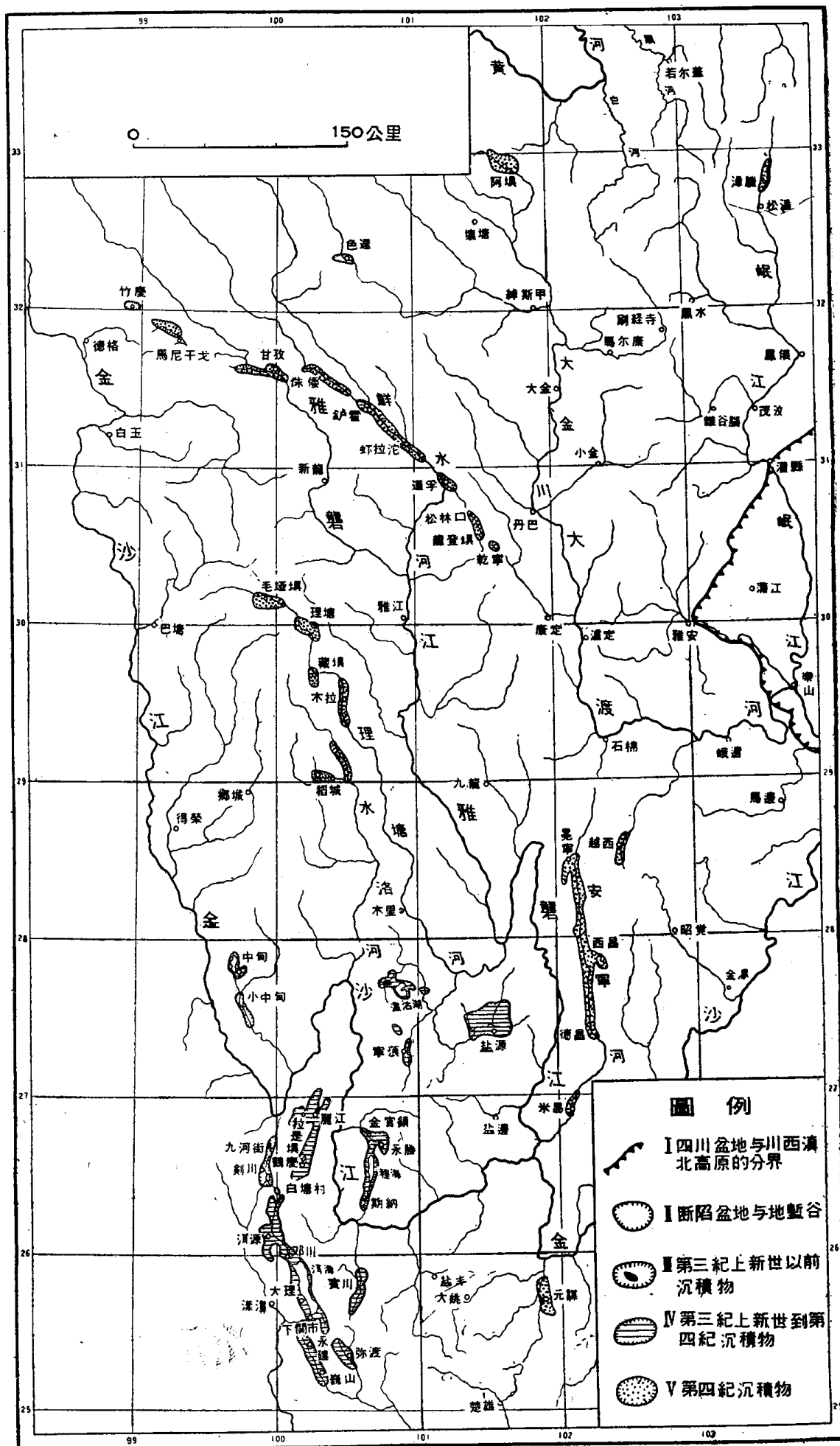


图 1 断陷盆地与地堑谷

孜的断裂带以及从盐源到泸沽湖的断裂带和从泸沽湖經宁蒗、永胜到宾川的断裂带,考察队矿产地質組报告中亦有述及。但是,須要指出:直接导致盆地和寬谷的陷落,是老断裂带上的后期新断裂,它們才是真正控制了現阶段盆地和寬谷的形态。

除此以外,还有一些孤立分散的,如石渠、色达、阿坝、松潘的漳腊、稻城、越西等盆地和寬谷,其成因亦同出一轍。

这些断陷盆地和地塹谷的边緣,由断裂所引起的地势上的高差,虽然受到其后多种外营力的破坏,但目前或多或少仍有反映,其中有些还保存着挺直的断层崖壁。譬如:竹庆和賈利桑朵两盆地的西南岸成东东南向的花崗岩、灰岩、砂頁岩谷坡;石渠的石渠河谷东南岸成东北向的砂頁岩谷坡;漳腊的岷江河谷两岸成北北东的灰岩、砂岩谷坡;毛垭坝盆地成东西的北緣花崗岩、砂頁岩山坡和南緣砂頁岩山坡;理塘盆地西南緣成西北向的灰岩、砂頁岩山坡;藏坝盆地成南北向的东緣砂頁岩山坡和西緣灰岩、花崗岩山坡;奔戈到麻衣的理塘河西南岸成南南东向的灰岩、砂頁岩谷坡[照片(I-4)];稻城的稻城河北岸成东西向的砂頁岩谷坡[照片(I-5)];安宁河谷西側从泸沽到德昌成南北向的花崗岩、片麻岩、砂頁岩谷坡,其东側在西昌之北的热水塘和之南的黄連关成东西向的砂頁岩山坡;西昌邛海东岸成南北向的和西岸成北北东向的砂頁岩山坡;盐源盆地南緣大致成东西向的和西緣成北北东向的灰岩、砂頁岩山坡;竹盖盆地北側、泸沽湖、竹地海子南北兩側大致成东西向的灰岩、砂頁岩、玄武岩山坡;永宁盆地东西兩側成南北向的砂頁岩山坡和南側成东西向的灰岩山坡;扒耳勺盆地的北南兩側成南南东向的和东西兩側成南北向的砂頁岩、灰岩山坡;宁蒗河谷两岸成南北向的灰岩、砂頁岩山坡;永胜和其西金官坝两盆地北緣成东西向的和东緣成南北向的砂頁岩、灰岩山坡以及金官坝盆地西南緣成北北西向的灰岩、玄武岩山坡;程海和期納、宾川河谷成南北向的东側砂頁岩、灰岩和西側灰岩、玄武岩的山坡和谷坡;丽江盆地东西兩側成南北向的和南側成东西向的灰岩、砂頁岩山坡;鶴庆盆地东西兩側成南北向的砂頁岩、灰岩山坡;九河街、劍川两盆地东西兩緣成北北东向的或南北向的灰岩、千枚岩山坡;洱海西岸成北北西向的結晶片岩、大理岩山坡。不胜枚举。这些陡峭的裸岩崖壁,断續相連接,距离短者亦有几公里。长者可达20—30公里,甚至50—60公里,崖壁高度至少由几十米到200—300米,甚至500—600米,特別在第五带、第六带、第七带的断层崖壁,伸延距离很长,拔起高度很大,十分注目。在灰岩和厚层砂岩出露的崖壁上,不少地点找到被挤压过的同类岩石角砾岩和磨光擦痕,說明断层的发生年代不会太久,它們所引起的地势差异还没有湮沒。岩层位移痕迹:有年代較新或层位居上的地层,傾斜插入或推移掩盖在年代較老或层位居下的地层之中或之上,有些可以在断层崖的附近出露,但有些則离开断层崖很远。特別在有些地方,从兩側地层层位的中断,或兩側岩层构造形态的不同,或兩側沉积岩相的迥异,或其他地質关系上的矛盾等等,可以肯定那里是有断裂带通过的,但在地面形态上倒是一个連續的坡面,沒有坡折的反映。这又說明真正老断裂带的断裂,如果不通过后期构造运动的重新发生或活动,它們的断裂痕迹在現阶段地貌上是不可能保存的。

在断陷盆地与地塹谷边緣的断裂方向很复杂,大致是:在第一盆地寬谷带的主要断裂方向为北西西或东西,次要的为东北向或南北向;在第二盆地寬谷带的主要断裂方向为北西,次要的为东北向;第三盆地寬谷带的主要断裂方向为北西,次要的为南北向或东西向;

第四盆地寬谷带的主要断裂方向为南北,次要的为北北东和北北西向及东西向;第五盆地寬谷的主要断裂方向为北西西或东西,次要的为南北向;第六盆地寬谷带的主要断裂方向为南北,次要的为东西向;第七盆地寬谷带的主要断裂方向为南北或北北东和北北西,次要的为东西向,这些不同方向的断裂,相互交切。

2. 断陷时代的推断

断陷盆地和地塹谷地所接受的最老沉积物,是推断它們断陷时间的很重要的依据。可惜关于沉积物的时代問題,尽管很早就引起学者的注視,但是截至目前为止,还不能认为完全解决。

在川滇接壤地区的断陷盆地和地塹谷內,前人文献中提到的属于第三紀上新世以前的沉积物,分布不多。在丽江盆地的城西及东北的东山一带所謂“丽江砾岩”,任美鏐教授曾认为属老第三紀的局部盆地中陆相堆积¹⁾,其底部为紅色泥質砂岩,夹薄层砾岩,砾石直径多在5厘米以下,成分大部分为灰岩,少数为紅色砂岩和玄武岩,为粘質胶結;中部和上部为角砾岩,胶結物亦为鈣質,角砾成分与底部砾岩者相同,但角砾粒径愈到上部愈大,一般为20厘米,最大在50厘米以上。丽江砾岩的地层产状,在东山南麓傾角大到35—36度。

在剑川之北的九河街盆地內,沉积有所謂“九河砾岩”。任美鏐认为可能属新第三紀,但又謂其时代約与丽江砾岩相当,两者岩相不同²⁾。根据我們的观察,双方岩相沒有重大的区别,下部都是紅色砂砾岩,中部和上部又都是鈣質胶結的以灰岩为主的角砾岩,同样是局部盆地的陆相堆积。正因为彼此岩相很相似,在缺乏化石証据的条件下,认为时代約相当是有些依据的。

在永宁盆地亦发现紅色岩层,它构成盆地南部相对高度140—160米的丘状台地,岩层上部为粗砂岩和粉砂岩互层,下部为鈣質胶結的砂砾岩,砾石粒径不大,多1—2厘米到3—5厘米,成分主要为灰岩,少数为紅色砂頁岩,在靠山麓和丘陵边缘,岩层傾角可达40—50度,并发生大致东西向的二条断裂。从岩相看,亦属于內陆盆地堆积,时代可能与丽江砾岩相同。

此外,在本文討論范围之南,云南的路南和曲靖两盆地,卞美年于1940年就提出有老第三紀沉积物³⁾。路南盆地这时代沉积物,下部为角砾岩和圓砾岩,中部为灰白色的“軟灰岩”(Soft limestone),上部为紅色粗粒細粘砂岩。曲靖盆地这时期沉积物,下部为紅色細粒块状砂岩,含有灰岩的角砾岩,中部为綠色湖相层,具有粉紅色紋理层和管状石灰結核,上部为厚层的淡水灰岩和不具层理的粉砂岩。这两个盆地的老第三紀沉积物的产状,他都认为受过构造变动的。

其余几乎所有断陷盆地和地塹谷(包括有第三紀上新世以前沉积物的盆地在內),都有粉砂和粘土互层的湖相沉积物,有些夹有褐炭层或泥炭层,它們的堆积时代,前人文献

1) 任美鏐: 丽江和玉龙山地貌的初步研究。云南大学学报,第4期,1957年。

2) 任美鏐等: 云南西北部金沙江河谷地貌及河流袭夺問題。地理学报第25卷第2期,1959年。

3) 卞美年: Preliminary Observations on Cenozoic Geology of Yunnan. 中国地质学会会志第20卷第2期,1940年。

中都主张属第三紀上新世到第四紀下更新世。

在邓川、宾川、元謀、寻甸一綫及其以南的云南北部断陷盆地的湖相堆积物,卞美年把它們都归入第三紀上新世¹⁾。按 1948 年国际地質會議关于划分第三紀上新世和第四紀下更新世地层的規定,在他所謂上新世湖相层中,显然就包括了下更新世地层在內。元謀盆地的下层砾石和砂层互层以及上层杂色砂岩和亚粘土层,过去认为下层岩层属上新世,后来袁复礼教授就指出,全部应属第四紀早期和中期的堆积²⁾。1956 年編的中国区域地层表(草案)亦把它列入第四紀中。

地势較高的永仁盆地的湖相堆积,夹有鈣鎂質白土层的亚砂层,过去归入上新世,袁复礼认为它是与元謀盆地堆积物同时代的。拉祜以北金沙江东岸的昔格达,出露具有紋理式层次的湖相层,过去名为混旦組,属上新世,他更认为为是第四紀中期或后期的堆积³⁾。

安宁河谷內,特別在西昌以北,不少地点出露具有紋理式层次的湖相层,其物質为灰黑色、灰白色粘土和淡黄色粉砂以及暗綠色含有砂砾的粗砂,彼此构成互层,其中夹有薄层泥炭。过去把該湖相层亦属上新世混旦組,袁复礼教授亦认为为是第四紀地层⁴⁾。1960 年考察队地震地質組韓源同志和王乃梁教授,在安宁河做过比較詳細調查,他們认为属下更新世。有些露头地点我們亦在一起观察过,从其上复地层是松散的黄色亚砂土及亚粘土,看来不可能是上新世的堆积。

在丽江盆地的蛇山,鶴庆盆地的桥头村,剑川盆地的江尾村、野坪等处,分布有一种湖相层,任美鏐教授认为属上新世或第四紀⁵⁾。这些湖相层,我們和齐蠡华在丽江、鶴庆、拉祜、剑川、洱源、邓川等地亦普遍見到。这种湖相层的岩相的总特征是:顏色很杂,有浅灰、暗灰、灰白、黄棕、粉紅等色,层理清晰,每层厚度由 1—2 厘米到 4—5 厘米,全层主要由粗砂、粉砂、粘土組成的互层,粗砂层中有細小的砾石、粘土和粉砂夹层中有灰黑色草炭。其岩相与安宁河的湖相堆积大同小异,可能是同时期的堆积。又根据考察队工业組的調查,还有另一种夹着厚层褐煤的湖相层,多埋藏在地下,在丽江的汝南、剑川的三营、凤仪的松毛坡、巍山的大峨都有发现。后一种湖相层的堆积时代显然要較前一种湖相层为早。

在盐源盆地亦有两种湖相堆积,一种是出露在地表,在盐源河的大河边村有分布,另一种深埋在地下,在梅雨鎮附近的合哨鋪矿井中見到。它們都是由淡黄色粉砂、粗砂和灰白色粘土构成的互层,相对來說,前一种层薄,夹有很薄的殘留有草根的泥炭;后一种层厚,夹有厚层的相当坚实的褐煤。两种湖相堆积的接触关系不明了。

昆明湖含有褐煤的湖相层,过去一向认为属上新世,現經孢子花粉分析认为可能属下更新世⁶⁾,但还不能认为为是定論。

对上述这些湖相堆积时代的确定,还有待于深入的研究。在目前情况下,我們暫把川

1) 卞美年: Preliminary Observations on Cenozoic Geology of Yunnan. 中国地質学会会志第 20 卷第 2 期, 1940 年。

2) 袁复礼: 中国西南区第四紀地質的一些資料。中国第四紀研究第 1 卷第 2 期, 1958 年。

3) 同上。

4) 同上。

5) 任美鏐等: 云南西北部金沙江河谷地貌及其河流袭夺問題。地理学报第 25 卷第 2 期, 1959 年。

6) 王曰伦: 中国新构造运动的拾零。中国科学院第一次新构造运动座談会发言記錄。科学出版社, 1957 年。

滇接壤地区內含有厚层而坚实褐煤的湖相层属第三紀上新世，把含有薄层泥炭的湖相层（或沼泽相）属第四紀下更新世。看来有些盆地，正如袁复礼教授所指出的，是連續堆积了上新世到下更新世的湖相层。

川西地区的断陷盆地和地塹谷的堆积物，在1956年編的中国区域地层表(草案)中，記載有所謂“阿依根康砾岩”，分布在松潘之西，由上壤口向东北經阿依根康到色既坝一带，岩性为紅灰色或紫色砾石夹暗紫色粘土及細沙，归入第三紀上部。我們到过上壤口、龙日坝一带，田代忻同志到过松潘、若尔盖一带，可惜均未发现。另外还記載有所謂“麦桑泥炭层”分布于阿坝盆地，属于第四紀下部。1959年考察队矿产地质組和我們均見到。在阿坝盆地北緣，高出阿曲河面130—140米的高台地，在黃褐色、灰綠色砂頁岩的基座面上，盖有胶結相当坚实的砂砾层，其上为黃褐色和蓝灰色砂質粘土层，其中夹有好几层厚度从几厘米到半米的泥炭层，再上就是含有砾石的黃棕色粘質黃土和黃灰色沙質黃土。这层含有泥炭的湖相层，在麦桑、郎衣寺、墨昆等地均有分布。

藏坝盆地及奔戈到麻衣的理塘河寬谷，亦发现有河湖相堆积物，构成相对高200—220米的台地，其組成物質为淡黃色、青灰色的細砂层和粉砂层，上部杂有粒径不大的砾石，下部夹有几层厚薄不一的泥炭层，它的上复地层为具有层理的粘質黃土，这层河湖相堆积的时期似与麦桑泥炭层相同。

漳腊地塹谷中高阶地的所謂“漳腊砾岩”，全为橢圓形的粒径为2—50厘米的灰岩砾石，为鈣質、砂質，胶結得相当結实。1960年考察队工程地质分队的考察，他們亦同意前人归入老第四紀。

甘孜、道孚盆地的紅棕色粘土粉砂层，亦属河湖相沉积。它在前一地点构成高阶地的复盖层，在後一地点出露在坡麓。它的堆积时代似应更晚，大致为第四紀中期。至于其它断陷盆地与地塹谷，如竹庆、賈利桑朵、色达等地亦多为第四紀沉积物。

从区域內及其毗邻地区的断陷盆地与地塹谷所接受最老沉积物看来，白堊紀末的燕山运动，在岩浆活动、褶皱断裂作用的同时，伴生少数的局部断陷盆地，如丽江、九河街、永宁以及路南、曲靖等盆地，接受了老第三紀始新世或漸新世的堆积物。卞美年根据路南和曲靖两盆地老第三紀堆积物所遭受构造运动的变动，提出在第三紀漸新世与中新世之交发生一次构造运动，相当于衡阳运动¹⁾，是可以被接受的。因为丽江盆地的紅色砾岩和永宁盆地紅色砂頁岩，同样明显地受到构造运动的变动，剑川的粗面岩和粗面安山岩亦可能是这时期构造运动的产物。但是，从絕大部分断陷盆地和地塹谷所接受的最老沉积物，都是上新世和下更新世时期的含褐煤和泥炭的湖相堆积，无疑地大規模的断裂及其以后的垂直升降运动，应该发生在第三紀中新世以后，包括整个上新世和下更新世时期。含有褐煤的湖相层属上新世而含有泥炭的湖相层則属下更新世，如果这个划分不錯的話，更可以认为：滇北地区的断裂运动发动似較早，在中新世和上新世之交；川西地区的断裂运动发动似較迟，在上新世和下更新世之交。因为从滇北到川西，断陷盆地和地塹谷的最老堆积物，上新世地层愈来愈少，下更新世地层愈来愈多。当然这是指断裂运动在地区上和在時間上的变化总趋势，个别的或少数的断陷盆地和地塹谷的断裂运动，是有例外的。

1) 卞美年：Preliminary Observations on Cenozoic Geology of Yunnan. 中国地质学会会志第20卷第2期，1940年。

3. 沉积物的位移

断陷盆地与地堑谷,在下更新世以后,构造运动、特别是沿断裂的垂直差异运动,并没有停息。因为下更新世的湖相层及其同期堆积物,在不少地点都发生褶皱、尤其断裂位移的事实:

(1) 阿坝下更新世麦桑泥炭层,发生明显褶皱,特别底部砂砾岩倾角达 15—20 度,是否有断层,尚不敢肯定。

(2) 藏坝盆地海拔 3,760 米,东侧沿山麓一带高出盆地底部 180—200 米的堆积平台,为下更新世河湖相层所构成,在台地后缘发生明显的南北向断裂,河湖相层推移到基岩之上(图 2)。

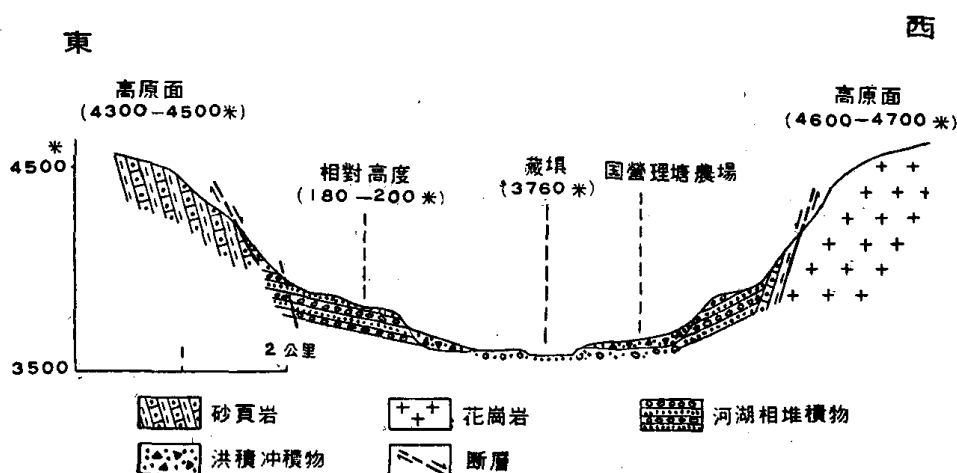


图 2 藏坝断陷盆地横剖面

(3) 根据考察队地震地质组 1961 年的观察,在漳腊的岷江河谷的两岸,有一系列平行于河谷的东北向断裂,特别是河的东南岸第三级为黄土所复盖的阶地,其下部下更新世的漳腊砾岩,向河岸发生三个梯级断裂,露头很清楚。

(4) 丽江盆地海拔 2,380 米,其东南角与鹤庆盆地相连的玉龙关平台,下部为灰岩侵蚀面,上复 20—30 米厚的下更新世湖相层,台面海拔 2,460 米,高出丽江盆地 80 米。玉龙关平台向北连续到蛇山台地,海拔递降到 2,415 米,向南即为东西向断裂切断,断层崖下的鹤庆盆地海拔仅 2,280 米,断层崖上的湖相层高出崖下者达 160 米,河流从丽江盆地流经玉龙关断层崖,切成落差很大的峡谷(图 3)。

(5) 丽江盆地及其西的拉是坝盆地,相隔不宽的黄山峭埂口。根据齐鑫华观察,埂口西侧的岗邱,下部为玄武岩侵蚀面,上复下更新世湖相层,为北北东向断层所切穿,断层东侧湖相层被抬升,高出海拔 2,520 米的拉是坝盆底约 80 米。

(6) 白塘村盆地海拔为 2,380 米,高出其西北剑川盆地(海拔 2,170 米) 210 米,目前迺龙河以深切峡谷由前者流注后者。白塘村盆地之南为牛街盆地,海拔仅 2,160 米,两盆地之间的双龙山埂口为浅凹形鞍地,海拔 2,590 米。鞍地南北两侧均有东西向断裂,鞍地下部基岩为玄武岩和灰岩,上复下更新世河湖相堆积。白塘村和牛街两盆地亦有同时期的湖相堆积,说明当时白塘村湖盆的水流是通到牛街湖盆的,后因双龙山鞍地块断抬升,

白塘村盆地相对下降,差距約达 200 米,但它的地势仍高出剑川湖盆,于是白塘村湖盆水流才溢注剑川湖盆。

(7) 牛街盆地东麓有明显的南北向断层崖,在牛街南 2 公里处,东侧坡麓下更新世湖相层构成的台地,据齐鑫华观察,被近南北向断裂带所穿切,抬升成三个梯级,由下而上依次高出盆底(海拔 2,160 米)为 80 米、110 米和 180 米。

(8) 盐源盆地的臥落河上游,它在大河边村附近为东西向的断裂谷,其北岸谷坡和南岸坡麓均出露下更新世湖相层,前者湖相层向北北西作 3—5 度傾斜,其頂面高出后者 70—80 米。

(9) 根据 1960 年韓源調查:在泸沽安宁河支流孙水河的河口地段,左岸有一沿南北向断裂发育的支沟,沟底寬度仅 20—30 米,下更新世湖相层頂面海拔,在东岸者为 2,040 米,在西岸者仅 1,840 米,前者高出后者約 200 米;又在西昌城北的西沟,发育在北北东向的断裂带上,右岸谷坡下更新世湖相层頂面海拔 1,900 米,而西岸同时期湖相层頂面海拔 1,750 米,相差 150 米,再又,西昌城西的尧山山麓,有一西西北向断裂,其南北两侧下更新世湖相层頂面高度,相差約达 100 米。

至于下更新世以后的沉积物,发生断裂的較少,明显的实例只有两处:一处是在道孚鮮水河向南突轉处,河的西岸有一条北西向的支沟,位于灰岩和黑色片岩之間的断裂上,其汇口高出河面 60—70 米的鮮水河第三級阶地砾石发生錯动,并位移达十米許。另一处为 1960 年韓源所发现,在泸沽之南的老鷹崖的安宁河谷內,洪积物为大致平行的两条东西向的断层所切过,形成地垒式构造,其南北两侧相对低落 15—20 米。

4. 地貌要素的变形

沿断裂的垂直差异运动,不仅引起沉积物的位移,而且导致阶地、台地的变形,更可以說明这种构造运动在近期并未停息。下面再举一些实例。

(1) 雅襲江于甘孜断陷盆地,河面海拔 3,320 米,普遍有两級砂砾石的堆积阶地,拔河 2—5 米和 40—50 米。其上还有兩級为黄棕色粉砂粘土的河湖相层所复盖的基座阶地,拔河 70—80 米和 200—240 米,但它們分布于雅襲江北岸的远較南岸的要高要寬,說明北岸上升量大于南岸(图 4)。

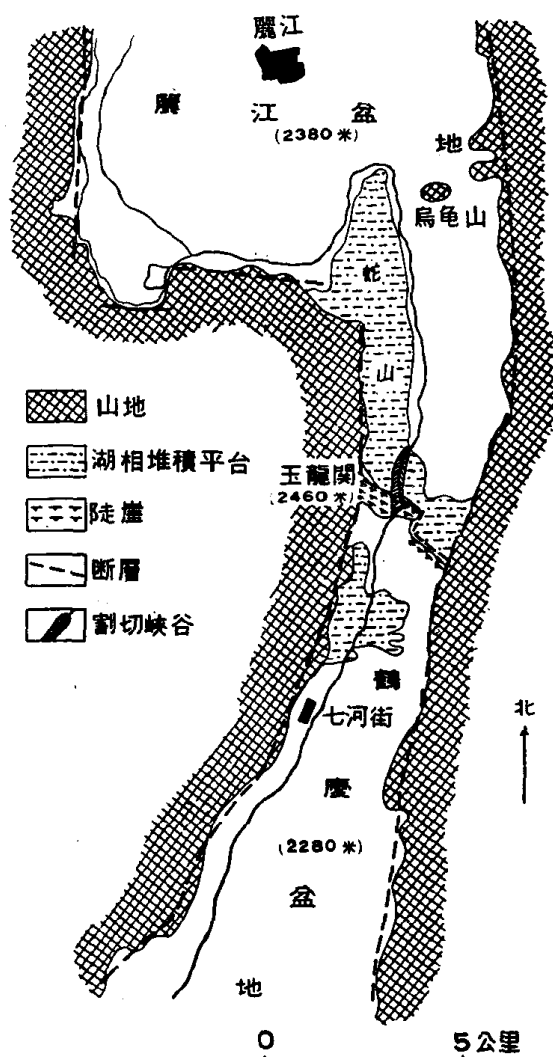


图 3 丽江盆地和鹤庆盆地

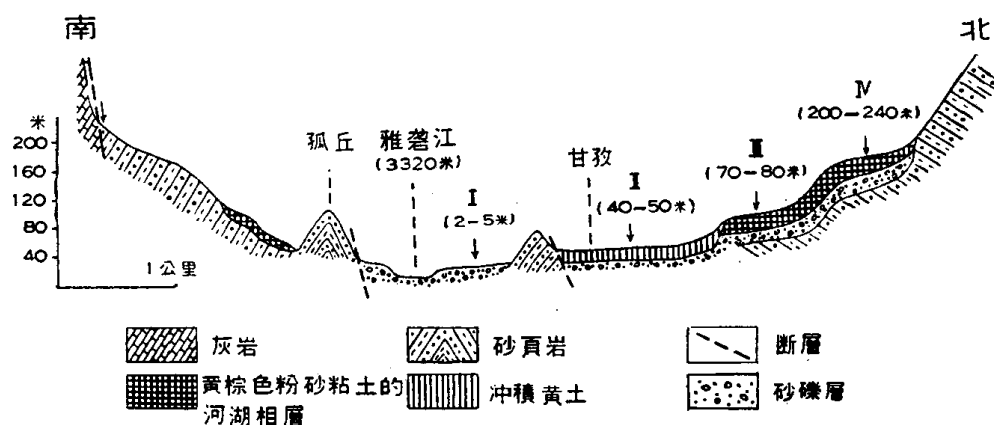


图4 雅砻江甘孜河谷横剖面

(2) 鮮水河于道孚断陷盆地, 阶地亦变形。在道孚城郊, 明显的只有一级拔河 8—12 米的堆积阶地 (海拔 3250 米), 其东南于觉乐寺河下游的足窝或其西北在柯罗附近, 就逐渐出现二级堆积阶地和一级基座阶地, 分别高出河面为 10—15 米, 40—50 米和 70—80 米。换言之, 第二和第三级阶地均分别向盆地中心的道孚倾斜以至尖灭, 说明在近期盆地中心的上升量远不及其西北和东南者来得大 (图 5)。

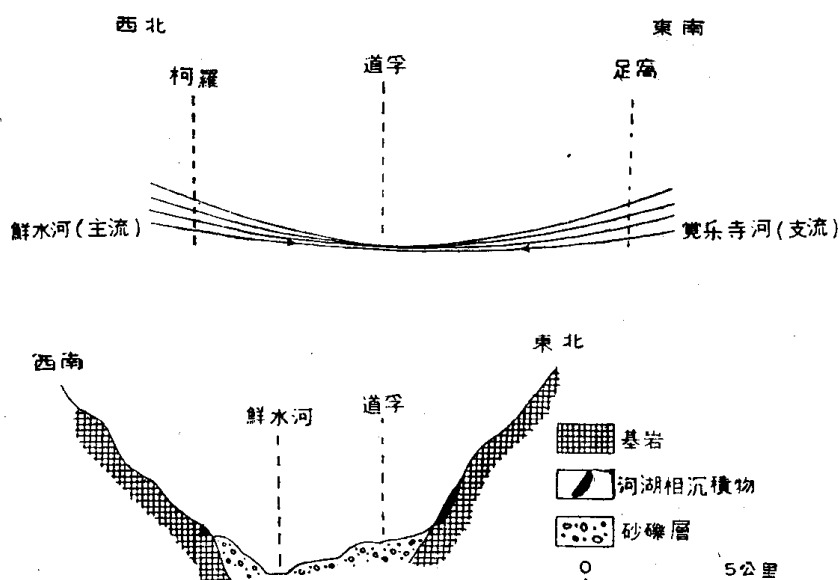


图5 发育在断裂带上的鲜水河及其支流觉乐寺河的河谷阶地变形

(3) 鮮水河于虾拉沱宽谷, 自西北向东南长 20—25 公里, 谷地宽达 1—3 公里, 谷的西南侧有一级堆积阶地 (海拔 3,120 米左右), 拔河不过 7—8 米到 10—12 米, 谷的东北侧为宽阔的河漫滩, 水流分散迂回。如果作一横剖面, 即由东南侧堆积阶地, 向东北侧逐渐递降到曲流河漫滩, 其间并无明显坡折。但在宽谷西北端的罐霍附近和东南的将军桥附近, 谷形缩窄, 就出现四级阶地, 较低的两级堆积阶地, 已经分别高出河面 10—15 米和 40—50 米。很明显, 在近期西北端和东南的窄谷段上升量较大, 宽谷段本身的西南侧目前才开始上升, 而东北侧或在下降, 至少上升不显著 (图 6)。