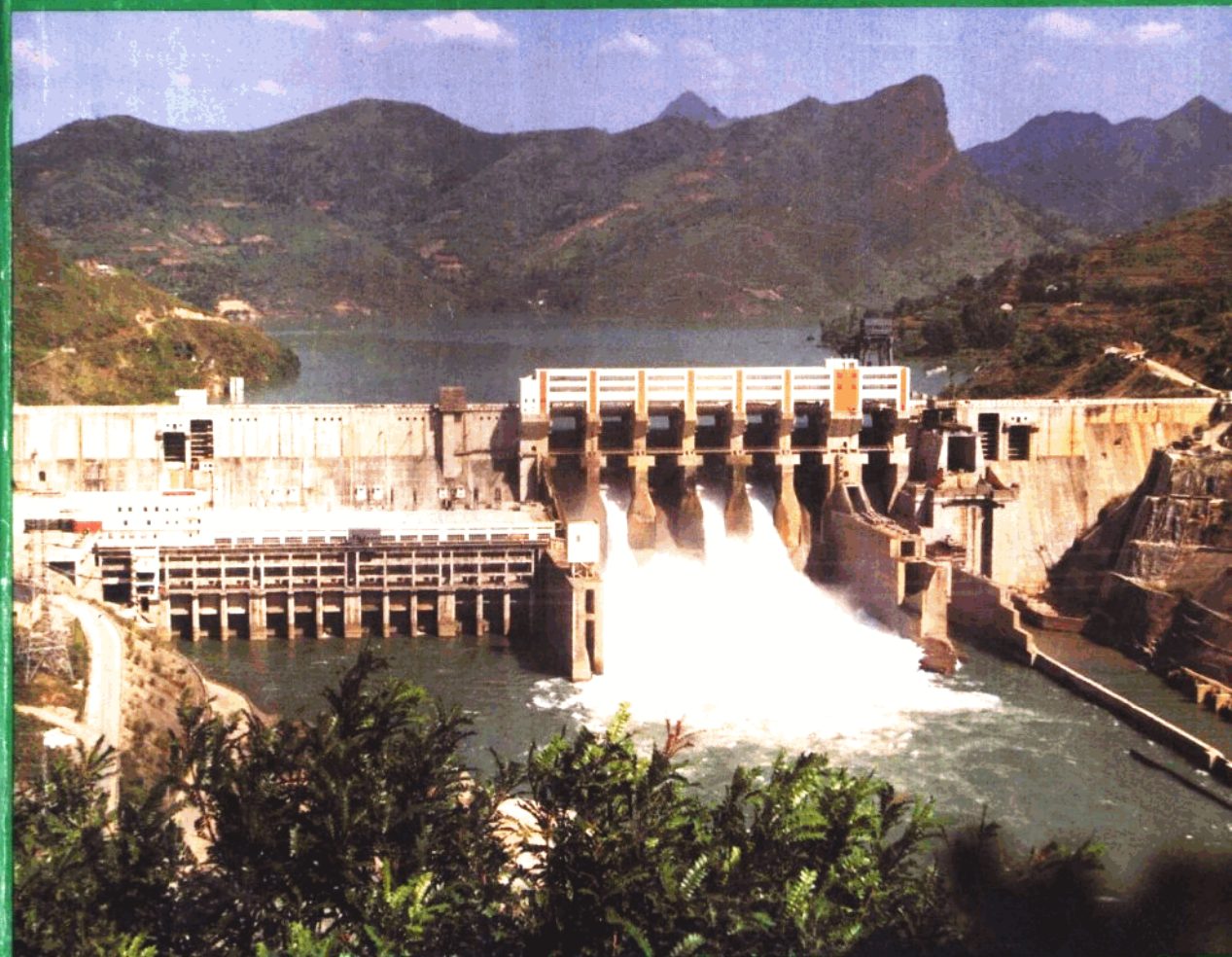


# 地貌·环境·发展

中国地理学会地貌与第四纪专业委员会编



中国环境科学出版社

# 前 言

环境与发展已成为当今国际社会普遍关注的重大问题,特别是1992年联合国召开环境与发展大会以来,保护生态环境,实现持续发展已成为全世界紧迫而艰巨的任务。中国作为一个发展中国家,研讨解决这一问题更有特别重大的意义,我国政府已把环境与发展列为中国二十一世纪议程的一个中心问题。

地貌是自然环境中最基本的因素,地貌环境直接或间接地影响人类生存和发展。被称为地貌第三营力的人为活动,随着社会和经济发展,从正反两方面对地貌环境产生越来越大的影响。研究地貌过程和规律,利用有利的地貌条件、抑制和改造不利的方面,使地貌环境与经济持续发展保持协调关系,已成为地貌第四纪工作者的一项重要任务。近年来,我国地貌第四纪学家顺应这一潮流,积极参与国家科技攻关项目,国家科学攀登计划及其它有关的科研和工程项目,在研究各种地貌过程的宏观规律和微观机制以及第四纪地貌、环境演化,同时面向发展,从河流、湖泊、海岸、喀斯特、冰川、冻土等地貌环境,和风沙运动、坡地侵蚀、崩塌、滑坡、泥石流过程等方面对道路、航运、港口建设、工矿、水利和城市等工程建设、土地退化整治、地貌灾害防治,旅游地貌等资源的评价与开发中的问题作了卓有成效的工作。所有这些都显示了地貌第四纪研究对优化环境管理和社会持续发展有着重要的意义,同时地貌和第四纪研究在面向经济建设中拓宽了研究领域,找到了新的生长点。

为了加强上述诸方面的研究,交流有关经验和成果,使地貌第四纪研究在保护环境和促进社会发展中作出新贡献,中国地理学会地貌与第四纪专业委员会决定召开《地貌·环境·发展》研讨会。在会议的筹备过程中得到了广西大化瑶族自治县的大力支持。双方共同决定于1995年11月28日至12月3日在广西大化召开这次会议,并将大化县的旅游资源的开发保护问题作为会议的一个内容,使学术交流与地方的环境保护和经济发展结合起来,开创了一个好的先例。包括台湾省的同行论文在内,这次提交会议的论文内容十分广泛,既有理论探讨,又有实际应用的成功经验。我们从中选取了95篇论文编成本书。受征集时间限制,本文集对我国地貌与第四纪研究中一些卓有成就的领域可能未充分展示,但基本上反映了1991年以来地貌和第四纪研究理论和实践上取得的成果。

本书论文内容涉及下面五个方面:

1. 地貌、第四纪与全球变化。全球变化与人类的生存发展有密切关系,已成为当前地学的热点问题,也是地貌第四纪研究中的一个中心问题。许多论文对青藏高原隆起、东部沿海海面变化、昆仑山地、塔里木盆地、黄河谷地的演化、天山古冰川发育、南海海滨海滩岩和古沙丘发育等与环境变化的关系,以及有关的研究方法进行了探讨。

2. 地貌过程与环境:地貌过程是地貌学研究中的基本问题,近年来与环境变化研究结合起来,深化了地貌过程研究,同时为环境演化趋势分析提供了依据。在这方面,

本书讨论了黄河中游侵蚀产沙与环境因子关系及其定量估算,长江中游河流来沙及河床演变,沿海地区河口三角洲、泻湖潮滩及近岸水下深槽发育以及喀斯特、构造与河流、南海岛礁等地貌过程及其环境问题。

3. 灾害地貌环境及其防治:自然灾害类型形成和灾害程度的地域分异与地貌环境有密切关系。灾害地貌环境及其防治也已成了地貌与第四纪研究的一个热点问题,有关论文包括中国灾害地貌环境区域分异,荒漠化成因及治理对策,风沙活动对公路、城镇建设的影响,大河下游地区地上河和平原洼地、东南沿海海岸、西部高寒山地等灾害地貌环境分析,崩塌、泥石流、地震、土地盐渍化、海面上升、铁路病害等灾害的地貌环境研究及防治。

4. 旅游地貌资源的开发与保护。地貌景观是一个最基本的旅游资源。近年来随着旅游业的发展,旅游地貌资源广泛受到重视,本书对喀斯特地貌、丹霞地貌、海岸带和台湾旅游资源及其开发保护问题进行了讨论。

5. 地貌第四纪与持续发展。讨论了港口、航道开发、河口整治、土壤侵蚀坡地稳定性,山区梯级地貌开发、沙漠化土地、盐碱土的整治等与地貌第四纪有关的持续发展问题,显示了地貌第四纪研究在人类合理利用环境资源,促进持续发展方面是大有可为的。

本书从编辑到出版仅半年时间。由于篇幅的限制,我们对一些论文的文字或图件作了删改。为了不误期限,未能一一征求作者意见,请予谅解。

本文集的编辑工作主要由李吉均、吴正、许世远、张青松、李炳元、师长兴负责。中国科学院地理研究所地貌室尤联元等许多同志也为本文集的编辑出版做了大量工作。我们谨向在各部门和系统为开拓和繁荣我国地貌与第四纪研究的同仁,向热心支持本次会议的广西大化县政府,向本文集的作者和编者,表示深切的谢意。

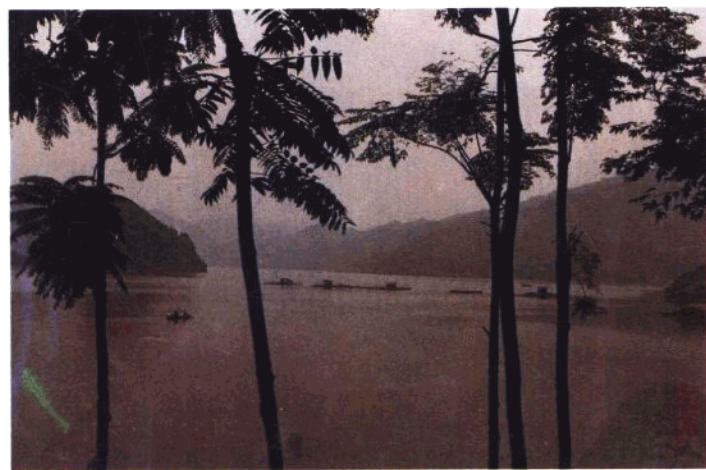
中国地理学会  
地貌与第四纪专业委员会  
1995年10月



广西大化瑶族自治县,红水河贯穿全境,喀斯特、人工水库等旅游地貌资源丰富,又有独特的民族风情。



华善喀斯特坡立谷,峰丛 (李善实摄)



红水河岩滩湖水上人家 (李善实摄)

## 广西大化风光



大化西北 30 公里仙翁洞内钟乳石  
——南天绣柱（李善实摄）



大化布努瑶“祝著节”  
（黄秉祥摄） →



红水河板兰峡谷（李善实摄）

# 目 录

## 前 言

### 地貌、第四纪与全球变化

青藏高原隆起的三个阶段及夷平面·····	李吉均	(1)
中新世晚期以来青藏高原隆升机制的探讨·····	王 国	(6)
论“昆仑运动”前、后昆仑山垭口地区高度和环境的演化·····	崔之久 伍永秋	(8)
金沙江虎跳峡的形成时代研究·····	张叶春 陈 晔	(12)
天山乌鲁木齐河源晚更新世晚期古环境重建·····	李世杰	(14)
天山南坡台兰河主谷冰碛地貌特征和古冰川作用过程·····	穆桂金	(19)
塔里木盆地全新世的气候与环境·····	李志中 关有志	(22)
黄河中游阶地与构造—气候旋回·····	潘保田 李吉均 朱俊杰	(26)
陇中盆地西部地貌与环境演化·····	朱俊杰 曹继秀 郭宏伟 陈建杰	(30)
岱海湖心孢粉分析及其 600 年来古气候演化·····	乌云格日勒 刘清泗	(33)
黄河下游沉积物结构及古河道流路·····	高善明	(36)
吕泗小庙洪水道发育的继承性问题·····	喻国华 陆培东	(40)
全新世以来太湖沉积环境的演变·····	许羽 俞立中 许世远	(44)
长江三角洲晚更新世末期硬土层沉积物特征·····	彭加亮 许世远	(47)
南海和东海晚更新世高海面的遗迹和海面高度·····	刘尚仁	(50)
珠江河口湾沉积物岩心揭示的海陆变迁·····	温孝胜 赵焕庭 张乔民 宋朝景	(54)
香港海滩岩·····	王 为	(57)
第四纪以来琼州海峡及其南岸演变过程·····	陈沈良 王宝灿	(61)
琼港地区 11500 年来的五次海水进退·····	王 建 张茂恒 肖家仪 何浩明	(65)
海南昌江海尾的海岸沙丘岩·····	吴 正	(70)
由沙漠向非沙漠演变的动态过程初探·····	孙继敏 丁仲礼 刘东生	(73)
现代环境过程研究一定量重建古气候的钥匙·····	张青松	(76)
云贵高原湖泊碳酸盐沉积记录的早期成岩改造特征·····	陈振楼	(79)
台湾河阶地之地形定年研究·····	宋国城	(84)

### 地貌过程与环境

河流来沙因子的时间变异及其在河床演变中的意义·····	许炯心	(86)
-----------------------------	-----	------

黄河中游侵蚀量与入黄泥沙量趋势预测 .....	景 可 李钜章 李凤新	(90)
从古黄河三角洲探讨黄土高原自然侵蚀背景值 .....	李元芳	(93)
陕北黄土高原地区的水土流失及其环境后效 .....	陈志清 陈永宗	(96)
降雨雨型对沟道流域侵蚀产沙的影响 .....	陈 浩 金德生 郭庆伍	(100)
如意渠风蚀特征及试验研究 .....	靳长兴 蔡强国 李毓详	(103)
全球增暖与黄河下游淤积的发展 .....	尤联元 贾绍凤	(108)
洞庭四水河口过程对长江四口来水来沙影响的响应 .....	李春初	(112)
汉江丹江口水库下游游荡性河段(襄樊一荆河口)江心洲滩演变规律研究 .....	向长江 龚国元	(115)
广东后江湾弧形海岸波动力特征与岸滩地貌状态 .....	陈子燊	(118)
黄渤海沿岸泻湖型潮汐汊道及其稳定状态 .....	张忍顺	(123)
江苏北部废黄河口三角洲岸滩和地下水地形稳定性分析 .....	虞志英 樊社军 金 缪	(127)
长江三角洲之沉降 .....	许世远 陈中原	(131)
钦州湾潮汐通道地貌体系 .....	王文介	(135)
南沙群岛珊瑚礁地质地貌基本特征 .....	赵焕庭 宋朝景 朱袁智 温孝胜 孙宗勋 袁家义	(138)
南沙群岛环礁上的波能分布与地貌发育的关系 .....	孙宗勋 赵焕庭	(141)
喀斯特流域地貌环境脆弱带初步探讨 .....	杨明德	(145)
断层水平运动与流水地貌系统的变异 .....	杨景春 李有利	(149)
河西走廊梨园河河流阶地发育及其环境意义 .....	李有利 杨景春 李保俊	(153)
水蚀强度宏观估算模型的建立 .....	李钜章 景 可 李凤新	(157)
冲积扇研究的发展及其理论与实际意义 .....	莫多闻	(161)
流域地貌的分形特征 .....	陈晓玲 王腊春 朱大奎	(165)
上海地区潮滩沉积与重金属元素分布 .....	陶 静 许世远 陈中原 吕全荣 陈振楼	(169)

### 灾害地貌环境及其防治

中国自然灾害地貌环境初探 .....	李炳元 李钜章 王建军	(173)
中国土地荒漠化现状及其治理对策 .....	朱震达 崔书红	(177)
库姆塔格沙漠东南缘红柳湾地区新城镇建设中的风沙地貌问题 .....	屈建军 张伟民 李启森 杨泰运 赵存玉	(180)
沙漠风沙活动对公路选线的影响 .....	陈广庭 冯 起 董治宝 李振山	(184)
一以塔克拉玛干沙漠石油公路为例		
松嫩沙地沙漠化及其治理的区域特点 .....	肖荣寰 李宝林	(188)

松嫩平原西部土地荒漠化治理研究·····	李取生	裘善文	(191)
我国西北地区强沙尘暴形成与地貌条件的关系分析·····		杨根生	(195)
塔里木盆地绿洲土壤盐渍化与地貌类型的关系初探·····	季方	叶玮	(198)
天山冰冻圈灾害地貌环境研究·····	刘耕年	崔之久 熊黑钢	伍永秋 (202)
铁路环境灾害与地貌学研究·····		徐叔鹰	(205)
梁式格栅坝的设计及在泥石流防治中的作用·····	程尊兰	游勇	周必凡 (209)
长江上游暴雨泥石流的危害及活动特征·····	朱平一	游勇	程尊兰 (212)
华南沿海花岗岩风化壳滑塌灾害的成因及防治·····		张虎男	(215)
碟形洼地的地貌成因·····		洪雪晴	许世远 (219)
环境变化与黄河下游决溢潜在的险情分析·····		叶青超	师长兴 (222)
福建东南沿海海岸地貌灾害及其减灾对策·····		陈友飞	(227)
长江三角洲和苏北滨海平原海岸受海平面上升的可能影响·····	季子修	蒋自巽	(231)
地震灾害与地貌环境·····	苏宗正	梁全武	(235)
黄淮海平原地貌环境与洪涝灾·····	王建军	李炳元	(238)

### 旅游地貌资源的开发与保护

风景旅游资源开发与大化经济发展·····	覃现超	蓝兴华	梁万耀	蓝丕艳	黄逸辽	(241)
广西大化红水河风景名胜旅游资源及开发前景·····	陆荣康	李源			张耀光	(244)
大化县城总体规划与旅游开发的关系·····					覃廷强	(248)
广西大化旅游资源开发与维持生态平衡的关系·····					覃承秀	(251)
论旅游地貌资源的开发和保护·····					胡镜荣	(253)
对旅游地貌学几个问题的探讨·····					甘枝茂	(257)
中国山地旅游区的文化沉积问题—试论文化地貌学·····	吴必虎				刘筱娟	(260)
丹霞地貌的旅游资源及其开发与保护·····					黄进	(264)
中国西南地区旅游洞穴的开发及问题·····					宋林华	(267)
冀东海岸带旅游地貌动态及合理利用·····					王月霄	(271)
台湾地区旅游地貌资源的保护·····					王鑫	(274)

### 地貌第四纪与持续发展

地貌学在环境决策中的作用与任务·····				郭跃	(278)
中国城市地貌研究现状与展望·····				黄巧华	(281)
云南地貌环境与生产建设关系初探·····				张根捐	王云鹏 (285)



雅鲁藏布江大峡谷的环境、资源及其开发和保护 .....	杨逸畴	(290)
阿勒泰区域地貌环境与自然资源合理利用 .....	赵兴有	(293)
天山山地梯级地貌利用现状及存在问题 .....	王树基	(297)
宁夏河东灵盐地区沙漠化与社会持续发展问题 .....	单鹏飞 蔡昌俊 温晋林	(300)
三峡库区梯田稳定性分析与坡地改良利用 .....	蔡强国 吴淑安 马绍嘉	(305)
服务于坡地环境整治的土壤抗蚀性研究 .....	吴淑安	(310)
—以内蒙古东胜地区为例		
人类活动对黄河流域侵蚀和堆积速率的影响及评价 .....	陈永宗 陈志清	(314)
松嫩平原盐碱化涝洼地综合治理与开发研究		
—以“八五”国家科技攻关大安试验区为例		(319)
..... 裘善文 李取胜 李秀君 杨富亿 王景璐		
广西大化、都安地区地貌环境与农村经济持续发展 .....	林钧枢 张耀光	(324)
朔天运河的地貌、环境问题及对策 .....	金德生 李荣生 叶青超	(328)
黄河河口河道发育过程及对河口治理建议 .....	师长兴	(332)
飞云江下游跨世纪发展战略研究 .....	尹国康 陈钦密	(335)
华南海岸潮汐汊道研究与航运资源开发 .....	张乔民	(338)
我国南海环礁与港口选址开发 .....	宋朝景	(342)
杭州湾金山深槽的发育与深水港的开发 .....	刘苍宇	(346)

# 地貌、第四纪与全球变化

## 青藏高原隆起的三个阶段<sup>\*</sup>及夷平面的高度和年龄

李吉均

(兰州大学地理科学系,兰州 730000)

青藏高原是地球上最年青的造山带——地中造山带隆起最高的部分,号称世界屋脊。高原隆起是印度板块向北漂移与欧亚板块发生大陆对撞的产物。始新世大陆对撞之后,两大板块继续挤压发生最剧烈的地壳变形,地壳厚度在高原范围内几乎增加一倍,并在南北压缩的同时东西方向拉伸、走滑,甚至有物质被挤出高原本部。这种岩石圈的变形在地貌上的表现就是形成世界上最高和最年青的青藏高原。但是,青藏高原的隆起是一个不断发展的过程,并有明显的阶段性。在构造强烈活动期表现为巨大山脉形成、高原面被抬升和局部形成断陷盆地,以及火山的活动及岩浆侵入等。而在构造活动相对宁静时期则表现为地面剥蚀夷平,重新变为低地景观——夷平面。现已初步查明,青藏高原地区在始新世大陆对撞之后,有过三次隆起并经历了两次夷平作用,只是最近一次强烈隆起才终于形成目前规模的青藏高原。

### 一、始新世岗底斯山的隆起

始新世大陆对撞之后形成地球上最清晰的缝合带,即印度河——雅鲁藏布江缝合带。缝合带之南为地势低平的印度地盾,缝合带之北为高起的岗底斯山。印度板块俯冲被埋在岗底斯山之下,部分重熔形成浅源岩浆,向上侵位而成花岗岩,一般大于 30Ma。同时有火山喷出形成覆盖岗底斯山北坡的大面积中酸性火山岩,东西延伸大于 1500km,最大出露宽度近 100km。这一火山岩带是大陆碰撞的生动记录,其同位素年代一般较老,为 50Ma 左右,即主要为始新世。

岗底斯山面临缝合带的南坡相对下沉,接受来自岗底斯的陆源碎屑沉积,形成所谓岗底斯磨拉石建造。著名的门士煤系即是岗底斯磨拉斯的重要组成部分。从煤系中所含植物化石主要为桉树、杨梅、榕树等喜欢暖湿的热带和亚热带植物来看,当时的地势低平和缓,海拔仅只数百米(徐仁,1981)。与此同时,在藏北的伦坡拉盆地也存在着巨厚的,经过构造变动的下第三系陆相地层(迪欧组、牛堡组),所含植物孢粉主要为樟、桃金娘、水杉及栎,也指示一种温暖湿润和海拔很低的环境(王开发,1975)。不过,进一步向北的下第三系红层则大多含有石膏,即使在塔里木盆地南沿的海相地层也指示一种炎热而干燥的环境,以至除灰岩外还有膏盐沉积,可能当时该区的古纬度尚在北半球的回归线附近,因而气候

\* “八五”攀登计划青藏高原项目研究成果之一。

干旱。总之,在青藏高原始新世大陆对撞之后岗底斯山是首先隆起的山脉。但从山脉南北均长期为低地环境来说,高原的隆起量是有限的,长时期的剥蚀夷平作用显然最终把本来隆起不高的高原削平为接近海面的准平原。以唐古拉山为例,在早第三纪的大部分时间内,这是一个缓慢隆起的山地,在两侧沉陷带堆积了数千米的红层并由下而上逐渐变细,反映山地的蚀低过程。至早第三纪末期,唐古拉山已被剥蚀夷平成准平原地形,现在山顶面的形式出现在 5500m 以上的海拔高度。在这一级夷平面上还有少数蚀余山,大多成为现代冰川发育的中心,而夷平面本身则成为青藏高原内部诸大型冰帽的依托,如著名的敦德冰川、古里亚冰帽及长江源头拉丹东附近均有这种现象。在唐古拉山西段和祖尔肯乌拉山,往往有熔岩覆盖在这一级夷平面上,过去地质工作者根据层位关系认为此种熔岩为早中新世产物。近十年来获得的同位素测年资料基本上支持这一说法,如邓万明把藏北火山岩分为南北二亚带,北亚带在高原北部边沿,主要分布第四纪火山,K—Ar 年龄十分年轻,如阿什库勒火山群测年均均在 0.2—2.8Ma 之间,为早一中更新世高原强烈隆起时期塔里木地体向南俯冲的产物;南亚带火山则为第三纪火山如羌塘地区的巴马穷宗和多格错仁火山岩的 K—Ar 年龄分别为 26.5Ma 和 10.6Ma,即渐新世末和中新世(邓万明,1993)。由此可见,南亚带火山岩所覆盖的夷平面当为早第三纪产物无疑。

## 二、中新世喜马拉雅山的崛起

现代喜马拉雅山的崛起如果以南翼西瓦利克群的底界年龄予以界定的话,大约是 18.3Ma。这与主中央断层(MCT)及沿断层侵位的花岗岩的最早年代基本一致。这是真正的喜马拉雅运动,一次新的侵蚀旋迴开始。随着喜马拉雅山的隆起,整个青藏高原也被涉及,地形回春河流下切,带来的大量碎屑物质沉积在山前凹陷与山间盆地之中。这一次侵蚀旋迴大约从 18Ma 一直延续到 5.4Ma,形成一级最广泛的夷平面,灰岩溶洞中新生的方解石的裂变径迹测年为 10~14Ma,而峰丛洼地中的红色沉积含有最晚中新世的保德期三趾马动物群化石,如甘肃武都龙家沟动物群中有三趾马、双角犀、鬣狗、鹿等。因此,这一级夷平面形成的时期不晚于中新世末。中新世夷平面是青藏高原上最主要的夷平面,分布面积最广,因此又叫做“主夷平面”(Main surface)。A. 彭克早年推测一个准平原的形成时间大约为 1300 万年,上述夷平面形成的时间看来符合这个长度,这完全是一种巧合。在某些地方,这一级夷平面上还有残留的红色风化壳,如甘南高原合作东北的美仁和美武一带,波状起伏的夷平面维持在 3500~3600m 左右。在公路旁的人工剖面上多处发现这种残留的红色风化壳,顶部被现代高山草甸土覆盖,红色风化壳有时受冰缘过程扰动而出现冻融褶曲现象。这一级夷平面与低处的新第三纪红色盆地形成逐渐过渡的关系,而红层出现的最高位置亦可达 3500m,仍然可以恢复到基本上一致的高程。

发生在中新世和上新世之间的一次构造运动使中新世“主夷平面”抬升,气候向更干旱化的方向发展,森林型的三趾马完全消失,草原和荒漠成为主要景观,新的侵蚀旋迴表现为典型的“山足夷平作用”,延续时间大约为 200 万年。在黄河第一个大拐弯的玛曲附近可见这一级山足面向盆地急倾,表面局部保留厚约 0.5~1m 的红色石灰土,标志着气候温暖而干燥。

### 三、上新世末—第四纪初青藏高原的整体隆升

发生在 3.4Ma 的青藏运动是青藏高原隆起历史上最伟大的转折。在青藏高原周围山麓普遍出现巨厚的山麓砾岩,昆仑山北麓的西域砾石层竟达 2000~3000m,在祁连山北麓即著名的玉门砾岩,临夏盆地为积石山砾岩;在喜马拉雅山南麓即上西瓦利克的巨砾岩,其形成时期被叫做“巨砾岩期”(Boulder stage)。青藏高原周边普遍出现山麓扇砾岩,说明高原隆升的整体性质,并因此而奠定了青藏高原目前的总轮廓。青藏运动是如此强烈,在高原内部也出现以贡巴砾岩为代表的粗颗粒沉积,表明高原内部的地形反差增大,第三纪以细粒的湖相沉积为代表的沉积环境结束。不仅如此,在中国东部如太行山东麓的“红粘土砾石层”以及庐山山麓被认作是“冰碛”的金锭山和大排岭上的巨砾层也都是这一时期山地强烈隆起的产物。因此,可以把第三纪末和第四纪初的这一段时期叫做“季风亚洲的砾石时期”。此中除构造运动强烈外,现代季风系统的形成也扮演着重要的作用,灾害性的泥石流和大洪水从此在亚洲季风区到处发生。

2.5Ma 左右是个重要时刻,青藏高原的隆起从新第三纪平均不到 1000m 的高度抬升到近 2000m,它的动力和热力作用增大,导致亚洲季风系统初具规模,特别是冬季风的出现揭开了黄土沉积的序幕,是第四纪研究中最重要的事件之一。汤懋苍认为高原隆升到海拔 2000m 使广大地面达到凝结高原的位置,因水汽凝结释放巨大的潜热使高原成为空前强大的热源,亚洲季风(包括高原季风)才得以稳定地维持(1993)。

3.4Ma 开始的青藏运动在形成山前凹陷中的扇砾岩的同时,还造成一些新山间断陷盆地。克什米尔盆地正是这时下陷开始接受名为卡列瓦系的湖相沉积的,其底部为厚层砾岩。曾被戴·特拉视作喜马拉雅山第一次冰期的冰碛,D. 伯班克已纠正了这一错误(D. 伯班克,1984)。位于云南高原上的滇池,是一个尚未切开的晚新生代盆地,开始沉陷的时期也在 3.4Ma。另外,华北的三门古湖,泥河湾古湖也具有大致时代相同的发育历史。临夏盆地的东山古湖具有特殊意义,其存在的时间跨度为 2.5~1.7Ma,是从红色盆地广泛发育的第三纪低地环境(夷平面发育时期)向第四纪高原强烈隆起以“高山深谷”为特点的新侵蚀旋迥转变的过渡时期。地面水系重新调整,低能水系变为高能水系,长江、黄河等巨型水系接着形成。根据最新研究,这两大水系的出现均不早于 1.6Ma。

根据上述,新生代以来由于印度板块和欧亚板块的碰撞,青藏高原地区有过三次强烈的上升时期,即板块碰撞时岗底斯山隆起的时期(37Ma?),18.3Ma 因主中央断层活动印度板块发生前沿破裂喜马拉雅山开始强烈隆起的时期。两次隆起之后均有长时期的剥蚀夷平,因而塑造出青藏高原上两级显著的夷平面。上新世的的早中期形成一级山足面,但其分布范围有限,可认为是第二侵蚀旋迥中的副旋迥。只有 3.5Ma 以来的青藏运动堪称后来居上,对现代青藏高原的形成起着决定性的作用。从这种意义来说我们可以把这三次构造运动(也是造貌运动,杨怀仁)分别叫做岗底斯运动,喜马拉雅运动和青藏运动。

早第三纪夷平面目前在青藏高原上分布在山顶,一般海拔 5000~6000m;中新世的“主夷平面”分布高度约为 4500~5000m,大面积保留在河间分水岭上。这两级夷平面相差 500~1000m。上新世的山足剥蚀面低于“主夷平面”300~500m。因此,青藏高原主要就是由这三级地貌面组成的,以“主夷平面”为基准,上下起伏在 500~1000m 之间,故新生代

以来就高原总体来说剥蚀量并不十分大,这和第三系主要为细粒的湖相沉积这一沉积学特点是相一致的。但是,对于一些山脉和山峰来说,存在一些因断块上升、推覆构造及岩浆活动而形成的“上升岛”,其上升幅度和剥蚀量将是很大的。特别是喜马拉雅山由于一些同位素测年为 10~18Ma 的花岗岩已出露地表并成为一些高峰的主体,它们的上升幅度惊人,因而剥蚀量也十分巨大。来自喜马拉雅山的河流带下的碎屑物质不仅填满了山前的西瓦利克凹陷带,而且经印度河与恒河向阿拉伯海与孟加拉湾输送了巨量的陆源碎屑,构成巨大的海底三角洲,据称其体积足以填满五个南中国海(汪品先)。因此,青藏高原尤其是喜马拉雅山是世界上新生代最强的侵蚀地区。据 W. F. Ruddiman 等研究(1992),青藏高原强烈隆起区的快速剥蚀促进化学风化,带到海底的碳酸钙从大气中吸收了巨量的  $\text{CO}_2$ ,从而削弱了大气圈的温室作用,导致全球气温的大幅度下降和极地冰盖的形成。从前述青藏高原地区新生代以来三次巨大的造山活动和隆起运动来看,正好可以和深海  $\delta^{18}\text{O}$  含量新生代以来的变化曲线的急剧降温的三个主要时期相对比,即 36Ma 的渐新世早期的大降温与冈底斯运动相对应,15Ma 的中新世中期的大降温与喜马拉雅运动相对应,而近 3Ma 以来的降温则与青藏运动完全吻合。因此,青藏高原隆起造成全球降温与冰盖发育和扩大的观点是有根据的。当然,此中的反馈机制十分复杂,地质记录的提取和正确解释尚需付出巨大的精力,作为一种假说来说其前景是诱人的。图 1 给出了洋底  $\delta^{18}\text{O}$  含量代表的降温曲线与青藏高原隆起关系。

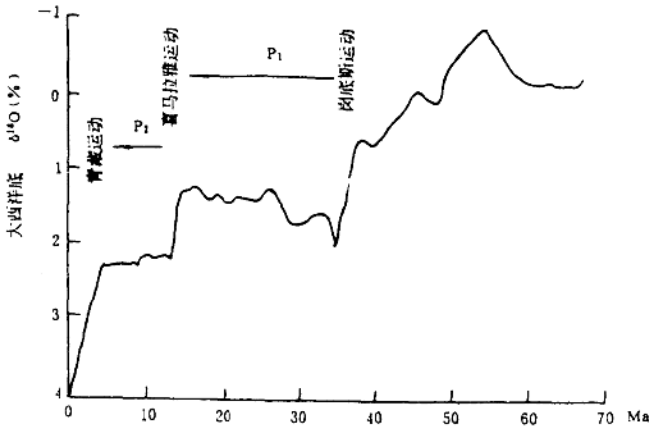


图 1 大西洋  $\delta^{18}\text{O}$  新生代曲线与青藏高原隆起历史的关系  
(P<sub>1</sub> 早第三纪山顶夷平面, P<sub>2</sub> 中新世“主夷平面”)

#### 四、讨 论

把亚洲季风的形成与青藏高原隆起联系起来是近廿年来国际地学界的共识。没有青藏高原就没有现代意义的亚洲季风,反之,季风的出现则意味着青藏高原的隆起。比如,中国黄土从 2.5Ma 开始堆积,人们普遍认为这是青藏高原隆起达到 2000m 的高度,导致亚洲季风环流出现特别是冬季风出现的结果。但是,哈里森(1992)则从 8.0Ma 前后巴基斯



坦植被从森林变为草原,气候变干以及阿拉伯海同时出现强大的索马里涌流的事实出发,认为当时已经有了印度洋西南季风,并推测当时的青藏高原已经具有了与现代相近的高度。这与中国学者的观点差异很大,孰是孰非尚难定论。但是,8.0Ma 正是最晚中新世三趾马动物群在亚洲包括青藏高原广泛分布的时期,很难设想形体巨大而笨拙的犀牛以及长颈鹿等热带动物能生长和栖息在海拔高达 4000~5000m 的高原上,更不用说像棕榈、槭木以及雪松等亚热带植物生长在高海拔地区了。也不能设想冬季风(以黄土开始沉积为标志)出现会比夏季风晚 5Ma,因为二者是不可或缺的和相互依存的两个方面。

除了上述特点差异外,西方学者大多从地质记录认为青藏高原隆起的时间很早,一般认为喜马拉雅山的隆升即代表青藏高原,其实是一个误解。本文前边已经提到喜马拉雅山从 18.3Ma 开始隆起,其上升和剥蚀是最强烈的。但就整个青藏高原来说则不可一概而论。到中新世末期,“主夷平面”形成,这种跨流域的大范围出现的夷平面,必然是处于低海拔位置,应当是不言而喻的。近年有的西方学者还认为在中新世 14Ma 前青藏高原就达到隆升的极限高度了,而且正是因隆起太高,巨大陆块的边沿开始塌陷“开裂”,形成垂直于喜马拉雅山轴部的地堑。应当指出,这种垂直于山脉轴部走向的地堑谷不仅在喜马拉雅山,在岗底斯山和唐古拉山,以及昆仑山均有出现,它们是青藏高原受到南北向挤压发生东西向拉伸运动的结果,可称之为“山顶裂谷”。崔之久对昆仑山垭口“裂谷”的羌塘组等的研究证明,2.5Ma 以来从海拔 1500m 左右上升到 4700m 的高度。王富葆对吉隆盆地的研究也证明位于喜马拉雅山北坡的这个断陷盆地也只能追溯到 7.0Ma 左右。而且从盆地中主要为细粒的湖泊相沉积来说,上新世当地的海拔高程不大,只是到第四纪初才出现贡巴砾岩,标志着高原的剧烈抬升。因此,包括喜马拉雅山和昆仑山在内,它们都是在第四纪期间才强烈上升的,认为青藏高原早就隆起到现在的高度,无论是主张在 14Ma 或 8.0Ma 都缺乏足够的说服力。

西方学者(主要是欧洲和北美)十分强调极地和欧美第四纪冰盖的发育兴衰是控制全球气候变化的主线,深海  $\delta^{18}\text{O}$  记录为此提供了强有力的支持。这成为当今第四纪研究的主流,中国的黄土研究也为上述理论提供了支持。但是,已经发现的黄土记录中的几次气候转型则难于用米兰科维奇天文理论本身加以解释。很可能青藏高原在第四纪中的阶段性隆起才是气候转型的最后强迫因素。不难理解,亚洲大陆是世界上最大的大陆,太平洋与印度洋一道连成世界上最广阔的洋面,以高原隆起为契机,地球的这一部分岩石圈、水圈和大气圈结成一系列的反馈机制从而影响以至操纵全球变化,这是一个潜力巨大的研究领域。

## 参 考 文 献

- [1] 徐仁,1981,大陆漂移与喜马拉雅山上升的古植物证据,《青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题》,科学出版社。
- [2] 王开发等,1975,根据孢粉组合推论西藏伦坡盆地第三纪地层时代及其古地理,地质科学,第四期。
- [3] 邓万明,1993,青藏北部新生代钾质火山岩微量元素和 Sr、Nd 同位素地球化学研究,岩石学报,第 9 卷,第 4 期。
- [4] D. W. 伯班克,1984,喜马拉雅山西北部克什米尔和拉达克第四纪冰期(英文),兰州大学学报丛刊 11。
- [5] M. E. Razyimo & W. F. Ruddiman, 1992, Tectonic Forcing of Late Cenozoic climate, Nature, Vol. 359, PP. 117~122.
- [6] 汤懋荃,1993,高原季风研究的若干进展,高原气象,第 12 卷,1 期。
- [7] T. M. Harrison, P. Copeland, W. S. F. Kidd & An yin, 1992, Raising Tikeet, Science, Vol. 255. PP. 1663~1670.

# 中新世晚期以来青藏高原隆升机制的探讨

王 国

(中国科学院地理研究所,北京 100101)

中新世晚期以来,由于印度板块继续向北漂,挤压欧亚板块,使青藏地区的岩石圈厚度迅速增加,在重力均衡作用下,青藏地体开始隆升。上新世末—第四纪初青藏高原强烈隆升<sup>[1,2]</sup>,剥蚀加剧。本文试图从岩石圈加厚过程和计算高原剥蚀量两个方面讨论青藏高原的隆升机制。

## 一、青藏地体的岩石圈加厚过程

现代青藏高原西起 70°E,东至 104°E,长约 3097km。地体北漂过程中的自然缩短率为  $0.2\sin\theta(\text{mma}^{-1})$ ,这与南北向的  $50\text{mma}^{-1}$  缩短率<sup>[3]</sup>相比是不足为论的。740 万年来青藏高原,东西向自然缩短约 0.74km,高原的长度可以看作是恒定。而青藏岩石圈的厚度计算公式如下:

$$Z(t) = \frac{Z_0}{1 + \frac{l_0}{s_0} V t}$$

式中  $Z_0$  为一特定时期青藏岩石圈的厚度,  $s_0$  为此时青藏地区的面积,  $l_0$  为青藏地区的东西宽度,  $V$  为印度次大陆的北漂速率,  $t$  为相对于该特定时期的时间。取 740 万年前青藏地区岩石圈为正常厚度(即现代大陆平原岩石圈的平均厚度),诸期岩石圈厚度与增厚率列于表 1。

表 1 青藏地体诸期岩石圈厚度与增厚率

时段 MaB. P.	7.4	5.0	2.4	0.78	0.59	0.20	0.15	0.128	0.055	0.018	现代
厚度	113.5	126.8	145.2	159.6	161.5	165.6	166.1	166.3	167.1	167.5	167.69
增厚率 $\text{mma}^{-1}$	4.96	6.18	8.11	9.81	10.1	10.5	10.6	10.6	10.7	10.8	10.82

中法合作喜马拉雅地质考察队(1980~1982)的大地电磁测深结果表明,拉萨地块岩石圈厚度为 170km<sup>[4]</sup>,黄立言<sup>[5]</sup>等的分析结果认为青藏高原的岩石圈以雅鲁藏布江为界,南薄(约 120km),北厚(约 170km),其长周期面波分析表明,高原岩石圈平均厚度约为 150km<sup>[5]</sup>。Л·Э·Элавдинов<sup>[6]</sup>对天山—帕米尔—喀喇昆仑—喜马拉雅国际测线的重力资料分析表明,在 170km 深处有一密度界面(见图 1),这应该是这条测线岩石圈的底界。最近孔祥儒等分析吉隆—鲁谷—三个湖电磁测线的数据,认为拉萨地块的岩石圈厚度为

100km,羌塘地块很厚,最厚处在鲁谷,约 230km<sup>2</sup>,这与前述岩石圈厚度出入较大。

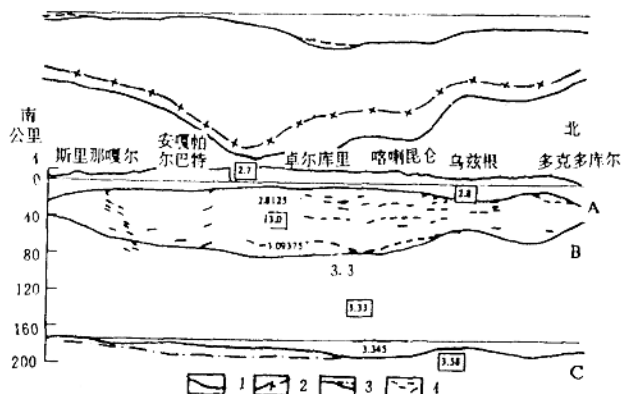


图1 沿天山—帕米尔—喀喇昆仑—喜马拉雅剖面的地壳和上地幔密度模型

1——观测的布格异常； 2——根据界面A和B的结构计算的布格异常； 3——剩余布格异常；  
4——地震界面； A、B、C——密度界面，方框内的数字表示层的平均密度值

(图件引自：王绍舟等编，1982，青藏高原及其邻区地球物理地质译文集，科学技术文献出版社，P144)。

## 二、青藏岩石圈的剥蚀与夷平面的抬升

青藏高原各流域岩石圈的剥蚀差别较大。在羌塘内流区和柴达木内流区，除风蚀漂散外，剥蚀与沉积都是在区内进行的。其它流域的剥蚀量分别以 5200~5500m 夷平面和 4500~5000m 夷平面为参考面进行计算。地面高程数据引自 1.875'×1.25' 经纬网的 1 米分辨率中国地面高程数据库。

本文没有考虑高原隆起后夷平面的剥蚀量。以一级夷平面为参考面，青藏高原的总剥蚀量为  $0.0288 \times 10^8 \text{ km}^3$ ，这与 7.40Ma 以来本区岩石圈的总积累量  $1.3 \times 10^8 \text{ km}^3$  相比是微不足道的。从表 2 中数据可以清楚地看出，印度河上游地区的剥蚀最为剧烈，剥蚀厚度达 2000 米。均衡反弹的上限是不会超过这个值的。它不可能成为青藏高原巨型地貌形成的主因。

表 2 青藏地区各流域的剥蚀深度(m)

	太平洋水系		印度洋水系			
	黄河流域	长江流域	印度河	雅鲁藏布江	澜沧江	怒江
一级夷平面 5200~5500m	1915.8	1871.4	2038.0	1496.8	1027.1	1407.1
二级夷平面 4500~5000m	1341.6	1264.3	1812.1	1435.5	769.4	1197.4
备 注	表中数据为概算值					

• 孔祥儒等，1995，“八五”国家攀登计划，青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究，1995年学术年会，青藏高原研究项目办公室，1995，3，p.1。

### 三、结 论

(1)青藏高原的隆升与高原各地块的俯冲有关,但起决定作用的是高原各地块岩石圈南北压缩,加厚。

(2)剥蚀均衡与夷平面大幅度的抬升关系不大。

### 参 考 文 献

- [1] 李吉均、文世宜、张青松等,1979,青藏高原隆起的时代,幅度和形式的探讨,中国科学,第6期。
- [2] 张青松、李炳元、朱立平,1994,青藏高原西北部第四纪环境的新认识,地理学报,Vol.49, No. 1, P289~297。
- [3] 李立、金国元,1986,西藏地区岩石圈的电性与热状态,地质矿产部地球物理地球化学勘查研究所刊,第2号, P121~128. 地质出版社。
- [4] 黄立言等,1992,喜马拉雅岩石圈构造演化,西藏高原地壳结构与速度分布特征,地质出版社, P95。
- [5] Л. Э. Эвладин, 1980, Советская геология, No. 6, PP. 110~114。

## 论“昆仑运动”前、后昆仑山垭口地区高度和环境的演化

崔之久

(北京大学地理系)

伍永秋

(四川师范大学地理系)

昆仑山垭口地处羌塘高原向柴达木盆地的过渡带。自上新世以来,本区环境发生了巨大的变化,垭口盆地的海拔从上新世时期的 1500m 左右上升到现在的 4700m,而这些上升量的绝大部分都是由早更新世末、中更新世初的一次构造运动完成的,不仅如此,这次构造运动还奠定了本区地貌的基本格局,并对周围大范围内的环境造成了深刻影响,故把这次构造运动称为昆仑运动。

### 一、昆仑运动前的环境

在垭口盆地有一套厚近 600m 的晚新生代地层,过去统称为羌塘组<sup>[1]</sup>,今将其下部上新世砾石层段叫做惊仙谷组,上部仍叫羌塘组,其完整剖面出露在青藏公路六十二道班附近。整个地层总体向南南西方向平缓倾斜,倾角 13 度左右,不整合于下伏三叠纪地层之上,与上覆昆仑冰期冰碛层亦为不整合接触关系。地层露头的海拔高度介于 4700—5000m 之间。

• 攀登 A-85,“青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究”成果之一。