

中国科学院西安黄土与第四纪地质开放研究实验室

黄 土

第四纪地质

全球变化

第 三 集

刘东生 安芷生 主编

科 学 出 版 社

中国科学院西安黄土与第四纪地质开放研究实验室

黄土·第四纪地质·全球变化

第 三 集

刘东生 安芷生 主编

科 学 出 版 社

1 9 9 2

京(新)登字 092 号

内 容 简 介

本文集汇集了中国科学院西安黄土与第四纪地质开放研究实验室的客座和固定研究技术人员在1989—1990年度的研究成果。多数论文紧扣该室的研究方向,以古季风研究为中心,从黄土与第四纪地质的研究方面探索过去全球变化研究的路子和方法。

书中探讨了晚新生代青藏高原隆升的阶段、高度与黄土高原发育黄土、红粘土的关系,重点研究了末次冰期以来中国古季风气候与环境变迁;用稳定同位素、 ^{14}C 、热释光、古地磁、树轮、反射光谱、微体化石和土力学等技术方法,研究了从人类历史时期到过去5百万年不同时间尺度的地质-生物-气候记录及它们反映的环境演变过程;报道了烃类化合物、 ^{10}Be 、气溶胶、色素、干涉差偏光显微镜应用、玻璃陨石显微结构与包体等研究方面的进展;并且提出了一些在我国进行过去全球变化研究的重要课题。

本书可供从事地质、地理、气象气候、水文地质与工程地质、地质灾害、水土保持、农业土壤、环境和环境预测等工作的科技工作者和有关高等院校师生参考。

中国科学院西安黄土与第四纪地质开放研究实验室

黄土·第四纪地质·全球变化

第三集

刘东生 安芷生 主编

责任编辑 李文范

科学出版社出版

北京东黄城根北街16号

邮政编码:100707

江苏省句容县排印厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经销

*

1992年7月第一版 开本:787×1092 1/16

1992年7月第一次印刷 印张:11 1/4

印数:1-1100 字数:253 000

ISBN 7-03-003174-1/P·624

定价:10.80元

前 言

论文集《黄土·第四纪地质·全球变化》第三集现在问世了。这是中国科学院西安黄土与第四纪地质开放研究实验室在1989—1990年度研究工作的部分成果。如果说已出版的第一集和第二集尚是反映我国第四纪科学工作者探索进行过去全球变化研究的路子,而本文集则反映已经隐约可见这条路子的大致走向了。文集所表明我们要力图踏开的道路,是否符合国际上开展全球变化研究的节拍,是否符合我国第四纪历史的实际情况,正期待着读者的判别和实践的检验,以及有待于开放研究实验室同事们的继续努力。

在近几年的开放研究中,根据实验室的研究方向,即“通过黄土及其它第四纪沉积物的性质、组构及形成过程的研究,揭示第四纪时期自然环境演变历史,阐明人类活动的环境效应,预测未来全球变化对人类生存环境的影响,为黄土高原建立良性循环系统和国民经济发展服务”,我室努力将研究目标和课题设置与国际第四纪研究的最新进展和我国生态环境的特点紧密结合,把研究力量集中到将黄土和有关沉积物与过去大气环流演变密切结合的研究中,旨在主要通过黄土与东亚季风环流变迁的研究,揭示中国黄土-古土壤序列及有关沉积序列形成的气候动力学过程和机制;并以此为出发点,探讨全球变化与东亚区域性变化的一致性和差异性,确定东亚古季风气候系统与过去全球气候系统的关系,为分析和模拟区域的、半球的、全球的去气候变化过程及未来发展趋势提供数据和历史相似型。

我国现代气象学家、气候学家和地理学家对东亚季风的研究成果,是对近代和现代我国气候乃至全球气候系统研究作出的重要贡献。许多著名的第四纪地质学家和地理学家对中国古季风问题曾给予颇多关注,提出过一些极有科学价值的论述。近年来,西安黄土与第四纪地质开放研究实验室的固定人员和客座人员,对古季风变迁问题作了一些探索性研究,所获得的初步结果是:东亚古季风环流的变迁应视为中国东部、中部乃至西南部古气候和古环境变化的重要动力学因素。在全球性冰期-间冰期气候变化的背景上,青藏高原的阶段性隆起,季风环流的形成和发展,黄土-古土壤序列的发育和分布,三者之间存在着某种链条关系。东亚夏季风环流的变迁在一定程度上可视为以黄土-古土壤序列为代表的陆相沉积序列的形成与海洋变化之间的纽带;冬季风环流的变迁在相当程度上则可视为该种沉积序列的发育与高纬冰盖消长和冷气团活动之间的纽带。可以相信,从古季风环流变迁的角度来审查和研究我国中部、东部及西南部的古环境记录,可望在第四纪研究中获得许多新的认识,并能合理解释某些长期悬而未决的问题。

当前的古季风记录、古季风气候和古季风环流的研究,只能说仅仅有了一个良好的开端。这一研究的许多方面,诸如古季风定量指标的确定,不同时间尺度的夏季风和冬季风的盛衰关系,古季风变迁的动力学和机制,古季风的时空变化规律及未来演变趋势等,都是尚不明瞭或者远未解决的问题。本文集中的不少论文作者,从不同角度尝试涉及或讨论与古季风有关的各种问题,为这一正在兴起的研究积累资料和增进理解,他们的工作均是值得积极鼓励和支持的。我们希望,经各部门、多学科同行们的密切合作和共同努力,中国古季风研究将能在过去和未来全球变化研究中发挥重要作用。

在本文集的组稿和编辑过程中,王富葆教授、杨达源副教授和吴锡浩研究员付出了辛勤的劳动,许多固定和客座研究人员给予了积极的配合,李文范先生为保证出版质量进行了认真的工作,在此致以衷心的感谢。

中国科学院西安黄土与第四纪地质开放研究实验室

1991年5月

目 录

前言.....	中国科学院西安黄土与第四纪地质开放研究实验室	(V)
晚新生代青藏高原隆升的阶段和高度.....	吴锡浩 王富葆 安芷生 钱 方 卢演传 张选阳	(1)
末次间冰期以来中国古季风气候与环境变迁		
... 安芷生 吴锡浩 汪品先 王苏民 董光荣 孙湘君 张德二 卢演传 郑绍华 赵松龄		(14)
中国第四纪地质与环境.....	吴锡浩 安芷生 卢演传 刘东生	(31)
中国黄土高原的 ^{14}C 年代学.....	周卫健 安芷生	(38)
段家坡黄土剖面磁性地层学研究.....	郑洪波 安芷生 J. Shaw 岳乐平	(44)
最近 60 万年中国黄土高原季风变迁的稳定同位素证据	林本海 安芷生 刘荣谟	(51)
黄土-古土壤碳酸盐稳定同位素组成与古环境的关系	顾兆炎 刘荣谟 刘 禹	(55)
渭北塬不同时代黄土和古土壤的物理力学性质研究.....		
..... 魏兰英 崔九旭 韩文益 方于加 卢演传		(62)
最近 60 万年中国中部与中欧黄土剖面中古土壤的对比研究		
..... 祝一志 A.Bronger Th. Heinkel		(70)
树轮生长波动与环境变化耦合的研究——以新疆托木尔峰地区一松木为例.....	万国江	(74)
黄土与古土壤中生物标志物及其地质意义——I. 烃类化合物的主要类型与特征		
..... 贾蓉芬 林本海		(79)
黄土石英“就地”成因 ^{10}Be 与黄土源区侵蚀速率	沈承德	
刘东生 易惟熙 周 正 J. Beer H. Oeschger G. Bonani M. Suter W. Wölfli		(84)
黄土反射光谱研究与气候波动.....	高万一 林本海 孙东怀	(92)
中国北方气溶胶、降尘和古气溶胶中微量元素特征及其环境意义.....		
..... 张小曳 安芷生 陈 拓 吴锡浩 刘东生 张光宇 朱光华 汪新福		(101)
喀喇昆仑山-昆仑山地区的粉尘堆积	王富葆	(108)
青海湖沉积物的色素含量及其环境意义	韩晓钟 沈 瀚 王苏民 余源盛	(116)
江苏镇江下蜀土的初步研究	吴胜光 陈曰友 杨达源	(122)
天津宁河-宝坻古潟湖的演变.....	王 强	(128)
干涉差偏光显微镜在第四系沉积相分析中的应用	徐和聆 邓寄温 殷伟德 吴锡浩	(133)
长江三峡贯通的时代及其地质意义的研究	杨达源 阎国年	(140)
西昌大箐梁子组年代与环境研究	蒋复初 钱 方 童国榜 罗宝信	(144)
5 万年来抚仙湖的变迁及澄江盆地新构造运动的 ^{14}C 年代学研究		
..... 周明富 沈承德 黄宝林 乔玉楼		(155)
华南玻璃陨石显微结构与包体成分初探.....		
..... 朱照宇 郑洪汉 张国梅 江伟华 朱 林 孙玉文 卢庆新		(161)
关于开放研究实验室管理工作的几点认识	周 杰	(168)

Loess, Quaternary Geology and Global Change

Part III

Chief Editors: Liu Tungsheng and An Zhisheng

Xi'an Laboratory of Loess and Quaternary Geology,
Chinese Academy of Sciences

Content

Foreword.....	Xi'an Open Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Chinese Academy of Sciences (v)
Episodic uplifts of Qinghai-Xizang Plateau and its corresponding altitude during the Late Cenozoic.....	Wu Xihao, Wang Fubao, An Zhisheng, Qian Fang, Lu Yanchou and Zhang Xuanyang (1)
Changes of paleomonsoon climate and environment in China since the last interglacial stage.....	An Zhisheng, Wu Xihao, Wang Pinxian, Wang Sumin, Dong Guangrong, Sun Xiangjun, Zhang Dé'er, Lu Yanchou, Zheng Shaohua and Zhao Songling (14)
Quaternary geology and environments in China	 Wu Xihao, An Zhisheng, Lu Yanchou and Liu Tungsheng (31)
^{14}C chronology of Loess Plateau in China	 Zhou Weijian and An Zhisheng (38)
Magnetostratigraphical study of Duanjiapo loess section	 Zheng Hongbo, An Zhisheng, J. Shaw and Yue Leping (44)
Stable isotopic evidence of monsoon variation on Chinese Loess Plateau during the last 600 ka.....	Lin Benhai, An Zhisheng and Liu Rongmo (51)
Relationship between the stable isotopic composition of loess-paleosol carbon- ate and paleoenvironment.....	Gu Zhaoyan, Liu Rongmo and Liu Yu (55)
A preliminary study on the physico-mechanic properties of loesses and paleosols with different ages at Weibei Yuan in Shaanxi Province, China.....	Wei Lanying, Cui Jiuxu, Han Wenyi, Fang Yujia and Lu Yanchou (62)
Comparative study of paleosols from loess profiles in central China and central Europe in the last 600 ka	 Zhu Yizhi, A. Bronger and Th. Heinkelé (70)
Coupling between the growing fluctuation of tree ring and the climate change — with a piece of pine wood in the Tomur Peak area, Xinjiang as an example.....	Wan Guojiang (74)

Biomarkers and their geological application in loess and paleosol	
—I. Major types and characteristics of hydrocarbon compound	
..... Jia Rongfen and Lin Benhai(79)	
Cosmogenic ^{10}Be of the <i>in-situ</i> quartz and erosion rates of source regions	
of loess.....Shen Chengde, Liu Tungsheng, Yi Weixi,	
Zhou Zheng, J. Beer, H. Oeschger, G. Bonani, M. Suter and W. Wölfli(84)	
Preliminary study on loess reflecting spectrum and paleoclimate change.....	
..... Gao Wanyi, Lin Benhai and Sun Donghuai(92)	
Characterization and environmental significance of trace elements in con-	
temporary aerosol particles, dust fallout and paleo-aerosol in northern	
ChinaZhang Xiaoye, An Zhisheng, Chen Tuo, Wu Xihao,	
Liu Tungsheng, Zhang Guangyu, Zhu Guanghua and Wang Xinfu(101)	
Dust deposit in the area of Karakorum-Kunlun Mountains.....Wang Fubao(108)	
Pigments contents of deposits of Qinghai Lake and their environmental	
implications as potential indicators	
.....Han Xiaozhong, Shen Han, Wang Sumin and Yu Yuansheng(116)	
A preliminary study on the "Xiashu" clay in Zhenjiang, Jiangsu.....	
..... Wu Shengguang, Chen Yueyou and Yang Dayuan(122)	
Evolution of the paleo-lagoon in Ninghe-Baodi area, Tianjin.....	
..... Wang Qiang(128)	
Application of interference contrast polarization microscope to the analysis	
of Quaternary deposit facies.....	
.....Xu Heling, Deng Jiwun, Yin Weide and Wu Xihao(133)	
Study on the through time and its geological implication of the Three Gorges	
along the Changjiang (Yangtze) River.....	
.....Yang Dayuan and Lü Guonian(140)	
Study on the age and environment of Daqingliangzi Formation in Xichang,	
Sichuan.....Jiang Fuchu, Qian Fang, Tong Guobang and Luo Baoxin(144)	
^{14}C chronology of the variation of Fuxian Lake and the neotectonic move-	
ment of Chengjiang Basin in Yunnan Province during the last 50 ka	
.....Zhou Minfu, Shen Chengde, Huang Baolin and Qiao Yulou(151)	
The microtextures and inclusions of the tektite in South China	
.....Zhu Zhaoyu, Zheng Honghan;	
Zhang Guomei, Jiang Weihua, Zhu Lin, Sun Yuwen and Lu Qingxin(161)	
Some points of view on the management of open research laboratories	
.....Zhou jie(168)	

晚新生代青藏高原隆升的阶段和高度

吴锡浩¹⁾ 王富葆²⁾ 安芷生³⁾ 钱方¹⁾ 卢演侑⁴⁾ 张选阳⁵⁾

(中国科学院西安黄土与第四纪地质开放研究实验室)

一、前言

青藏高原的形成与演变对亚洲乃至北半球气候和环境的变迁产生了深刻的影响。在晚新生代尤其是第四纪,青藏高原在亚洲大陆隆起成为地球上最高大的高原,平均海拔近5 000m,是科学界普遍关注的重大地质事件。自60年代以来,中国科学家在青藏高原进行了长期的科学考察和研究,取得了丰硕的成果,出版了大量的论文和专著。例如,根据希夏邦马峰北坡上新世地层中发现的高山栎(*Quercus semicarpifolia* Smith)等植物化石,推算上新世以来当地上升了约3 000m^[1,2]。此后,中国科学家根据古植物和花粉、裂腹鱼化石、古地理、古岩溶、第四纪冰川、古土壤等方面的资料,提出了高原隆起的证据,并对高原隆起的形式、时代和幅度进行了讨论^[3,4],认为青藏高原自中新世末开始整体隆升,上新世以来有三个剧烈的上升阶段。对于晚中新世和早上新世青藏高原的高度存在不同的意见,有人认为,上新世时青藏高原的高度约1 000m^[4],另外一些人根据植物化石和孢粉资料,认为晚中新世和早上新世高原的地面高程至少可达2 000m^[5,6],或更高些^[7,8];有的学者根据三趾马动物群可生活于4 000m高度上的资料,也认为这一时期高原隆起的高度已超过2 000m^[9]。

鉴于当时缺乏有关地层的年代学研究,上述各种高原隆起的地质和生物证据如何转换成可信的高度不无问题,尚需摸索可信的方法。因此,对高原隆升提出了一些有待深入研究的课题,其中包括:晚中新世-早上新世青藏高原的地貌格局和地面高度,上新世-早更新世高原上广泛加积的湖相和河湖相地层所反映的构造性质和古地面高度,整体隆升开始的时间和高度,以及计算隆起幅度和速率的方法学等。

本文根据青藏高原晚新生代磁性地层学、沉积相和构造不整合、侵蚀和堆积过程以及冰碛层-古土壤序列与黄土高原黄土-古土壤序列的对比,着重研讨了最近2.5Ma青藏高原隆起的方式、阶段、年代和高度,认为自晚中新世以来青藏高原的隆升作用是亚洲及邻近地区的长期气候变迁的重要驱动力,尤其对于亚洲古季风环流的变迁有着重要的意义,并与北半球其它中纬度高原和山脉在这一时期的隆起共同对北半球长期气候变化产生影响。

1) 地质矿产部地质力学研究所。

2) 南京大学大地海洋科学系。

3) 中国科学院西安黄土与第四纪地质开放研究实验室。

4) 国家地震局地质研究所。

5) 地质矿产部成都地质矿产研究所。

二、晚新生代地层

早、中中新世,青藏高原地区岩浆活动和构造运动十分活跃,广泛分布多种类型的火山岩^[10,11]。在晚中新世,青藏高原南部地区发育煤系地层,并含亚热带高山类型的落叶阔叶树和针叶树的化石和花粉^[5-8]。西藏芒康县拉屋乡剖面(98°35'E, 29°43'N)含有植物化石桦(*Betula*)、桤木(*Alnus*)、鹅耳枥(*Carpinus*)、榛(*Corylus*)、榆科(*Ulmaceae*)、蔷薇科(*Rosaceae*)和山茱萸科(*Cornaceae*)等的晚中新世湖相化石层,现今分布高度约海拔3700m。考虑了当时的气温比现今偏低^[12],结合这一植物群的现今分布高度,推算该地沉积面高程约1800m^[13]。这一高度,大致代表了当时青藏高原东南部和南部的沉积面高程。

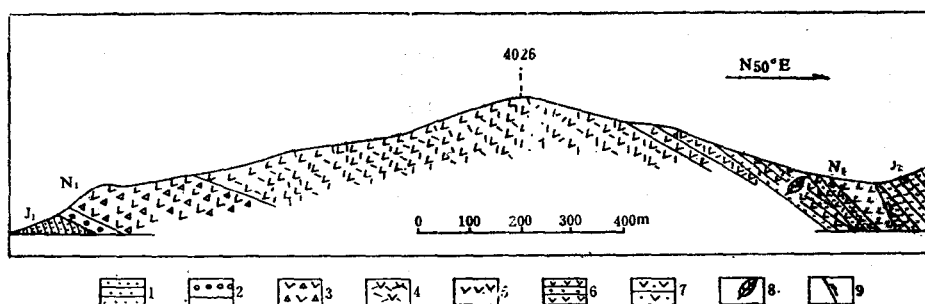


图1 芒康县拉屋乡上中新统拉屋拉组地层剖面

1. 下侏罗统砂岩; 2. 拉屋拉组底砾岩; 3. 凝灰质角砾熔岩; 4. 粗面斑岩;
5. 凝灰岩; 6. 凝灰砂岩; 7. 凝灰砂岩和砂岩互层; 8. 植物化石; 9. 断层;
剖面地理位置见图4

自晚中新世-早上新世以来,青藏高原及其边缘地区的地层主要可分湖泊和河湖沉积序列、冰川沉积序列、河流沉积序列三大部分。图2列出了曾进行磁性地层学研究的地层序列,其中高原内部的7个剖面,扎达盆地(79°30'—80°40'E, 30°40'—32°N)、吉隆盆地(85°20'E, 28°45'N)、定日盆地(86°35'E, 28°20'N)和亚东帕里(89°08'E, 27°40'N)位于喜马拉雅山北坡^[14],安多唐古拉山口(91°30'E, 32°55'N)位于高原中部^[14,15],格尔木东昆仑山口(94°05'E, 35°40'N)位于羌塘高原北部^[15,16],理塘甲洼(100°25'E, 29°40'N)位于东南部的横断山脉北段^[17];另外,克什米尔盆地(74°—75°E, 33°40'—34°30'N)位于高原的西北边缘^[18,19],泸定剖面(102°05'E, 29°55'N)位于高原东南边缘贡嘎山东坡的大渡河古谷地中^[13,21],巴基斯坦波特瓦(Potwar)高原(72°30'—74°10'E, 32°30'—33°N)位于南缘西瓦里克边缘拗陷带的西北部^[21,22],新疆叶城剖面(77°10'E, 37°25'N)位于北缘西昆仑山山前拗陷带¹⁾。图2中还附列了中国中部黄土高原的黄土-古土壤序列^[23],用于进行地对比。这些地层剖面大致反映了青藏高原隆升过程中的沉积特征。图2中各个剖面上部约最近2.0Ma的冰碛层或砾石堆积的年代位置主要是根据少数的磁性地层学资料以及它们分别与黄土-古土壤序列的比较而确定的。因此,图2各剖面上部表示的是

1) 陈华慧、徐建明、林秀伦在“新疆第四纪下限研究”一文中据磁性地层指明夹砾石层的泥岩在高斯时中马莫斯亚时前已开始发育。

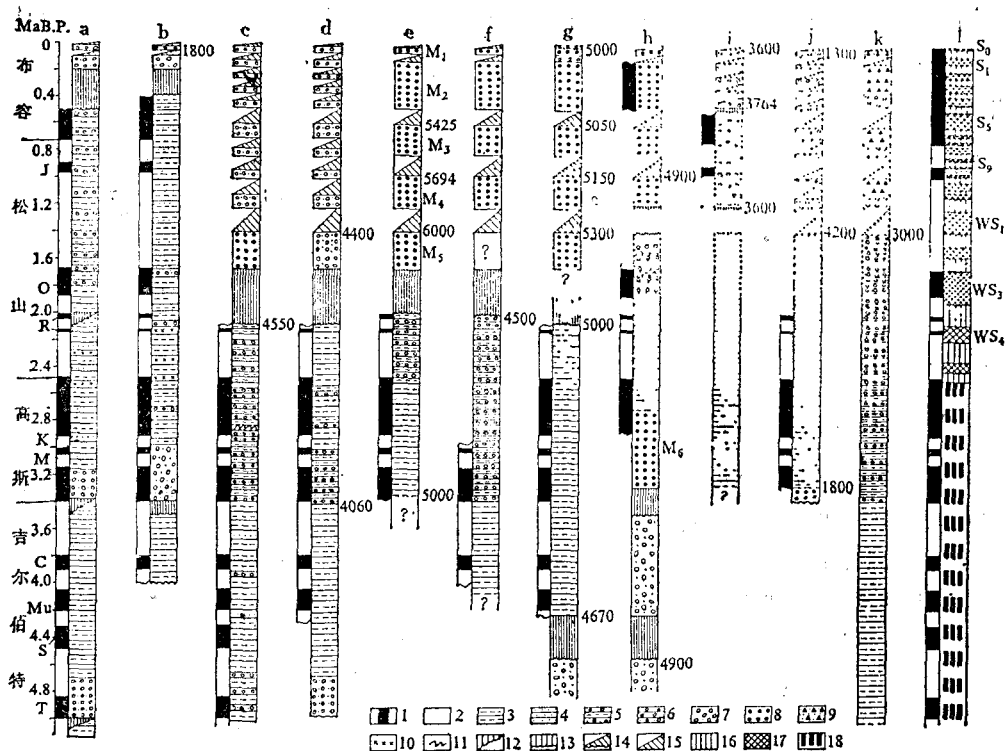


图2 青藏高原及邻近地区上新世-更新世沉积序列剖面

a. 波特瓦高原; b. 克什米尔盆地; c. 札达盆地; d. 吉隆盆地; e. 定日盆地; f. 亚东帕里; g. 安多唐古拉山口; h. 格尔木东昆仑山口; i. 理塘甲洼; j. 泸定; k. 叶城; l. 黄土高原。

1. 正极性; 2. 负极性; 3. 湖相沉积; 4. 砂质河湖相沉积; 5. 砾质河湖相沉积; 6. 山麓砾石堆积; 7. 冲积砾石层; 8. 冰碛和冰水沉积; 9. 戈壁和沙漠沉积; 10. 火山灰; 11. 冻融褶曲; 12. 局部不整合; 13. 不整合; 14. 从切平构造上河流下切; 15. 从阶地堆积面上河流下切; 16. 风成黄土; 17. 加积型古土壤; 18. 红粘土(未分层)。图中高度为海拔, 单位为米, 各剖面地理位置见图4

冰碛层、冲积砾石层与河流下切的模式关系。

1. 湖泊和河湖沉积序列

就喜马拉雅山与昆仑山之间及横断山地区的青藏高原内部而言, 广泛的河湖加积以西喜马拉雅山北麓的札达盆地开始最早, 大约6.5Ma B.P. (磁性地层年龄, 下同) 以前就开始沉积, 底部吉尔伯特期前为含砾石层的河湖相沉积(图中未表示), 吉尔伯特期主要为细粒的湖相地层, 从高斯期初开始, 粒度变粗, 在香孜上部见多层反映古冻土发育的冰缘褶皱, 加积过程结束于2.1Ma以后, 经沉积间断后盆地边缘上覆冰碛和冰水沉积, 然后河流下切形成阶地。中喜马拉雅山北麓的吉隆盆地大约在5Ma B.P. 开始砾石加积, 然后转变为湖相沉积, 从高斯/吉尔伯特边界附近开始转变为含砾石夹层的河湖相沉积, 在高斯中晚期又转变为深湖相粘土和亚粘土沉积, 在2.1Ma B.P. 以后, 经构造运动结束了加积过程, 并不整合于上覆数十米至百米不等的冲积砾石层, 它有可能是来自于希夏邦马峰等高山的冰水沉积, 以后河流下切形成阶地。高原中部的唐古拉山口湖相层在4.2Ma B.P. 前开始加积, 连续沉积了厚约300m的粘土、亚粘土地层, 大约在2.1Ma B.P. 后受构造运动的影响使古湖停止发育, 以后的五个冰碛台地在分水岭北的基岩谷地中由高到低分布, 湖

相层底部不整合下伏红色含粘土的砾石层。东昆仑山口剖面在上新世砾石层堆积以后,在高斯早中期加积了厚约150m的冰碛和冰水沉积,然后连续加积厚约450m的湖相和河湖相地层,大致在1.4Ma B.P.发生构造运动,河湖停止发育,不整合上覆冰碛层,以后的冰期、间冰期中又经受构造运动和河流下切,形成阶地。理塘甲洼剖面表明,古谷地中加积了厚度大于500m的湖相地层以后,经历了一次强烈的构造运动,然后不整合于上覆厚约350m的河湖相地层,起始时间约1.2Ma B.P.,结束于0.5Ma B.P.前后,以后河流下切发育了八级阶地。这个时期除理塘地区以外,其它高原内部未见河湖相地层发育。0.5Ma B.P.以后的湖相和河湖相地层可能在高原腹部的现代内流大湖盆中存在,但至今尚无资料予以说明。

2. 冰川沉积序列

冰川沉积的地层划分在青藏高原有两种方案。一是4次冰期的冰碛层和冰水沉积及相间的3个间冰期沉积或古土壤层^[24-28];二是5—6次冰期的冰碛层和冰水沉积及相间的4—5个间冰期沉积或古土壤层(或古风化壳)^[14,16,28,29]。本文作者之一^[30]综合分析了冰碛层所在的地貌部位,并结合有关的磁性地层资料,划分出分别代表6次冰期的6套冰碛层,自新到老记做 M_1-M_6 ;另外,冰后期的冰碛层记做 M_0 。冰后期在 M_1 上发育的古土壤记做 MS_0 ,其它冰碛层上发育的间冰期古土壤或风化壳自新至老分别记做 MS_1-MS_5 。据研究^[31,32],更新世大间冰期及以前的间冰期中发育的古土壤,与滇西北的现代褐红壤性状相近;晚更新世间冰期发育的古土壤与怒江、澜沧江、金沙江等深切河谷中的褐土或碳酸性褐土大体相似;全新世发育的古土壤为棕壤,与区内寒温性针叶林带内的棕壤类似。

最老的冰碛层(M_6)形成于高斯早中期,在东昆仑山口剖面所见者厚达60m,并上覆厚约90m的冰水沉积,命名为惊仙冰期。在大渡河谷地泸定附近(图3), M_6 被从高斯早期到松山中期沉积的湖相和河湖相地层埋覆,接触面上有红色风化壳残留。同期的冰碛层在西喜马拉雅山北麓的盆地边缘也有分布,并与邻接的河湖相加积层相联系。但是,在青藏高原的大部分地区并无 M_6 分布。其它5套冰碛层在青藏高原的大部分山地或山麓广泛分布,它们可以定日盆地南部、卓奥友峰北坡的冰碛台地剖面为代表(图3, a_1, a_2)。 M_5 冰碛层厚近100m,不整合覆盖在河湖相贡巴砾岩之上,台地面高达海拔5900—6000m;此后, M_4-M_1 在谷地横剖面上由高到低分布。它们被分别命名为卓奥友冰期(M_5)、穷家岗冰期(M_4)、普士拉冰期(M_3)、基隆寺冰期(M_2)、绒布寺冰期(M_1);此外,在谷地中尚有冰后期新冰期(M_{0-2})和小冰期(M_{0-1})冰碛层。

在青藏高原的5套冰碛层(M_5-M_1),表层都经受了不同程度的风化,发育了与各次间冰期相对应的风化壳或古土壤。在青藏高原南部(34°N以南), M_5, M_4 和 M_3 冰碛层上发育了褐红壤(MS_4, MS_3, MS_2), M_2 上发育了褐土(MS_1), M_1 上发育了棕壤(MS_0)。根据冰碛层及其上发育的古土壤,可建立冰碛层-古土壤序列^[30]。

青藏高原特别是南部的冰碛层-古土壤序列与黄土高原的黄土-古土壤序列可以进行较好的对比。图2中的黄土-古土壤序列以洛川剖面为据^[23],下部的红粘土地层据蓝田段家坡剖面未发表的古地磁研究资料。一般地说,冰碛层对应于弱风化黄土,冰碛层上发育的古土壤对应于黄土层所夹的强发育古土壤层。但是,由于冰川作用的特点,冰碛层的时间分辨率很差,而且尚无可靠的方法测定其年代,所以仅能做如下试比:

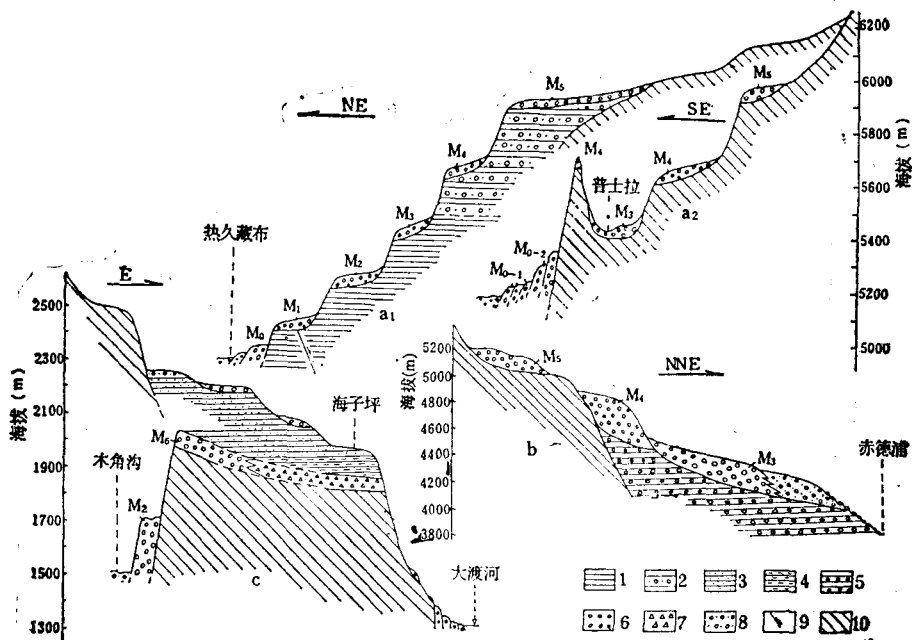


图3 青藏高原3个冰碛层谷地和河流阶地剖面

a₁, a₂, 定日中喜马拉雅山卓奥友峰北坡热久藏布谷地左侧横剖面; b, 普兰西喜马拉雅山北坡马甲藏布支流谷地左侧剖面, c, 泸定贡嘎山东坡大渡河谷地右侧横剖面。1. 湖相层; 2. 砾质河湖相层; 3. 砂质河湖相层; 4. 淤泥质湖相层; 5. 山麓砾石堆积; 6. 冰碛层; 7. 冰水角砾层; 8. 冲积砾石层; 9. 断层; 10. 基岩

M₁ 冰碛层发育于末次冰期, 相当于 L₁ 黄土层, 其上的 MS₀ 应与全新世最佳期发育的 S₀ 古土壤相对比; MS₁ 发育于末次间冰期, 故与 S₁ 相当; M₂ 尚无确切的年代, 但在川西海子山口附近的剖面上显示两个次级的冰碛台地(见文献[31]的图4c), 它们暂可分别与 L₂ 和 L₅ 黄土层对比。M₃ 上发育的红土 MS₂, 是青藏高原大间冰期形成的古土壤, 可较准确地与黄土高原成壤作用最强烈的 S₅ 古土壤^[33] 相对比。M₃ 冰碛层在藏东南然乌湖附近的剖面上显示3个不同高度的冰碛层(见文献[31]中的图5c), 似可与 L₆—L₉ 黄土-古土壤地层段相对应。由于 M₄ 在东昆仑山口不整合覆盖在 1.4Ma B.P. 结束加积的河湖相地层之上, 起始年龄约 1.2Ma B.P., 故可与 L₁₅ 对比, 而 M₄ 上分布的红土 MS₃ 暂与古土壤密集发育的 S₉—S₁₄ 地层段对应。常分布于青藏高原剥夷面上的 M₅, 在卓奥友峰北坡不整合在 2.1Ma B.P. 后结束加积的贡巴砾岩之上, 故可能与 WL₁—WL₂ 层段对应, 而在 1.4—1.2Ma B.P. 的构造运动时段中形成的 MS₄, 恰好与 WS₁ 古土壤对比。此外, M₅ 大致对应于具风成特征的红粘土层上段, MS₅ 可与红粘土层顶部至 WS₃ 的强发育古土壤层试比。根据上述讨论, 借助于洛川黄土-古土壤序列的磁化率年龄^[23] 可分别确定各套冰碛层的年代, 即 M₁ 为 0.075—0.011Ma B.P., M₂ 为 0.48—0.13Ma B.P., M₃ 为 0.83—0.6Ma B.P., M₄ 为 1.23—1.12Ma B.P., M₅ 为 1.67—1.39Ma B.P.; M₆ 的年代尚难准确确定, 大致可定为 3.4—2.7Ma B.P.

3. 河流沉积序列

青藏高原与现代水系相联系的河流沉积, 最早的层位与 M₆ 相当, 不整合覆盖在 2.2

-2.0Ma B.P. 结束加积的湖相和河湖相地层之上,如吉隆盆地所见(见图 2e)。此后,河流开始下切形成多级河流阶地,阶地沉积物以河床相砂砾层为主,有的剖面上覆盖了砂质河漫滩相沉积,厚度数米至数十米不等,其形成时代与冰期相当。在此过程中,发生了四次河流深切作用,一次在 M_5 形成后的 MS_4 古土壤形成期,如图 3a 和 3b 上所示的 M_5 以后的下切。第二次发生在 M_4 表层古土壤形成时期,如图 3 的三个剖面所示,尤其是图 3c 所示的大渡河从海拔 1900m 下切湖相层和下伏冰水角砾层以后流水对基岩古谷地的深切现象。在大渡河支流深切谷地中,如康定附近,堆积了 M_3 冰碛层,这说明了这次河谷的深切作用确实发生在 M_4 形成以后。第三次河流下切发生在 M_3 上 MS_2 古土壤形成时期,如普兰赤德的阶地剖面(图 3b)所示的从 M_3 形成以后开始的下切,至今共形成 12 级阶地;理塘甲洼剖面(图 2i)上部河湖相地层大约于 0.5Ma B.P. 结束加积,以后流水下切形成 8—10 级阶地。河谷阶地剖面还显示,在 M_2 形成以后的古土壤发育时期,河流又一次下切,所以,末次冰期和冰后期发育了 3—4 级堆积阶地。

在青藏高原腹部的内流湖泊区,内流水系谷地中从 M_3 以后发育 4—5 级阶地,末次冰期以来内流湖泊形成更多级湖岸阶地。在内流湖水系的分水地带发育的多级古河流阶地,系 M_5 — M_3 期间曾经存在的外流河的堆积。

另外,在青藏高原上泉华和温泉堆积广泛分布,它们多半位于活动断裂带上。念青塘古拉山东南麓羊八井地热田附近^[28],古泉华硫磺矿发育于 M_3 以后,与 MS_2 同期。在河谷中的古泉华与阶地堆积相联系,所见者均系从 0.5Ma B. P. 以来的构造运动阶段开始发育的。

尽管阶地的级数和河流沉积物的层数远多于冰碛层,但上述几个河流的深切阶段可与 M_5 — M_1 冰碛层上的古土壤发育期相对比。进一步研究河流阶地的发育规律,特别是把它们与附近支流谷地上游的冰碛层联系起来分析,有可能详细划分以每套冰碛层为代表的冰期中的构造震荡和次级气候波动。

三、隆升阶段

晚中新世以来的青藏高原隆升分为三个主要阶段。首先,晚中新世末期的强烈构造运动,使青藏地区的山岭断块上升,并形成低陷的盆地和谷地,奠定了高原的构造地貌轮廓。此后,青藏高原又经历了高原面形成和整体隆升两个阶段。

上新世-早更新世,盆地接受湖相和河湖相加积层,山麓发育剥夷面,系青藏高原面形成时期,指示了高原和山岭的长期相对稳定及盆地的相对拗陷,这一过程大约延续到 1.4—1.2Ma B.P.。

在 4.2Ma B.P. 前,唐古拉山口、东昆仑山口以及四川西部盐源等古湖盆中的上新统直接覆盖在红色风化壳之上。大约从 3.4Ma B.P. 开始沉积的西昆仑山山麓的西域砾岩和阿尔金山、祁连山山麓的玉门砾岩^[11],显示青藏高原相对于北缘盆地上升,并不断加剧,但高原内部仍继续进行夷平作用。与此同时,黄土高原的红粘土在吉尔伯特-高斯边界附近存在沉积间断,此后,河湖相或湖相三门组下段开始发育^[34,35]。这是各地普遍发育古湖并达到鼎盛的时期。在 2.5Ma B.P. 前后发生轻微的构造运动,定日盆地南缘剖面表现为由湖相向河湖相贡巴砾岩过渡,指示了它南部的喜马拉雅山(珠穆朗玛峰地区)从此时开

始上升运动,青藏高原东南部边缘的湖相粘土层向砂质河湖相转变^[13]。在2.1Ma B.P.前后发生的构造运动中,喜马拉雅山北坡和唐古拉山等地的上新世-早更新世加积层停止发育;在东昆仑山口剖面上表现为沉积粒度由细变粗;黄土高原的WS₃与这次构造运动相对应。此后发育的M₃冰碛层或同期的冲积层不整合覆盖在前期河湖相加积层上或高于古湖面的高原剥夷面上,并无河流下切的迹象。

早更新世末,大约在1.4Ma B.P.前后开始了青藏高原阶段性整体隆升时期,此后青藏高原隆升的速率分段加快,其间尚有多次构造相对稳定或震荡的阶段。在1.4—1.2Ma B.P.的构造运动中,青藏高原的地貌格局发生了重大的调整,上新世-早更新世古湖消亡,东昆仑山口剖面的M₃冰碛层不整合覆盖在1.4Ma B.P.结束沉积的下伏加积层上,甲洼剖面显示1.2Ma B.P.开始发育的河湖相加积层不整合覆盖在前期湖相地层之上。在0.9Ma B.P.前后发生的构造运动导致M₃冰碛层被流水下切,大河谷地上部的剥夷面开始被深切。在0.5Ma B.P.或稍早,高原周边盆地及横断山区受到强烈的水平挤压,导致断裂带发生压扭性活动,在上新世、早更新世和早中更新世地层中形成一系列背斜和向斜构造,地壳明显缩短。同时,克什米尔盆地和西瓦利克拗陷带的加积过程停止,西瓦利克群褶皱成山。这次构造运动导致青藏高原更强烈的上升,河谷又一次深切,并在不少地点发育泉华阶地。0.1Ma B.P.前后发生的构造运动,除在M₃冰碛层或高原东南部黄土层中见断层外,在大河谷地中还普遍表现为河流的再次深切,此后发育末次冰期以来的堆积阶地。在全新世最佳期以来,仍有相当强烈的构造活动,现今广泛分布于青藏高原的热泉和温泉是一个明显的标志。

从高原开始整体隆升之时起,随着水系的调整和发源于高原的河流深切发育,河床纵剖面的高程等值线显示了整体隆升的特征(图4)。图4表明,1000m等值线与高原边界

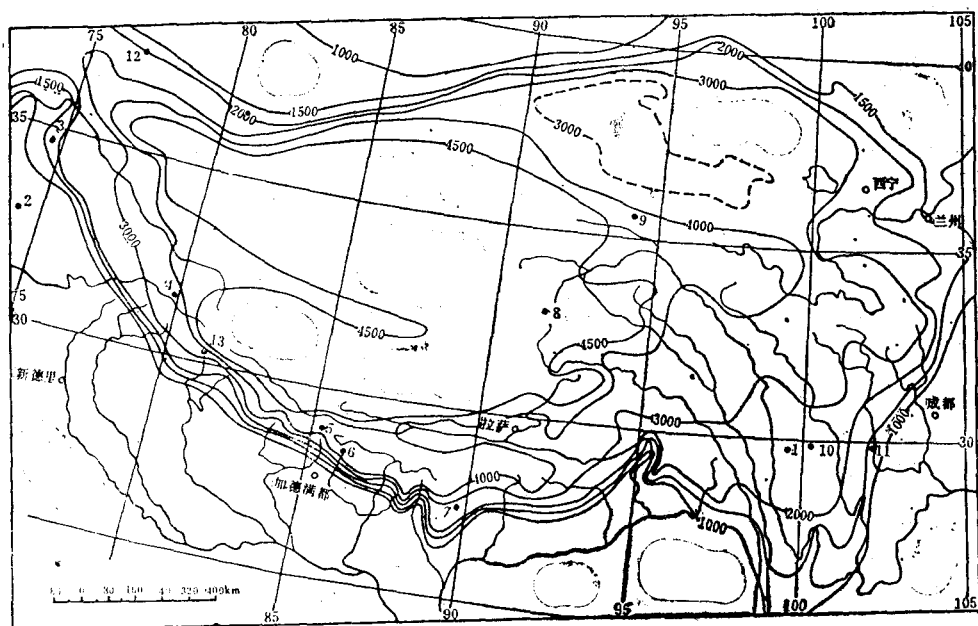


图4 青藏高原河流纵剖面和内流湖湖面的高程等值线图

图中黑圆点旁的阿拉伯数字分别表示如下剖面的位置: 1. 图1; 2. 图2a; 3. 图2b; 4. 图2c; 图3a; 5. 图2d; 6. 图2e; 7. 图2f; 8. 图2g; 9. 图2h; 10. 图2i; 11. 图2j; 图3c; 12. 图2k; 13. 图3b

并无明显的关系,但1500m等值线环高原边界分布,恰好通过主要大河流经高原边界山岭处的裂点;如雅鲁藏布江、金沙江和黄河等,4000m等值线包围了昆仑山与喜马拉雅山之间的高原主体部分;4500m等值线与大河河源和内流湖泊区边缘基本一致。

四、隆升的高度和速率

根据青藏高原隆升的标志进行高原隆升幅度的计算和确定不同阶段的平均高程,是一个复杂的问题,至今尚无较好的方法予以解决。影响估算精度的因素主要有四个:一是不同阶段不同高度是否存在高原增温效应;二是随着高原的上升,气温年较差会发生多大的变化;三是在全球性的冰期-间冰期气候波动中,温度变化的幅度有多大;四是对上新世-早更新世加积层中的隆升标志必须考虑沉积基面加积填高所导致的垂直气候带的变化。

把高原的台站年均温分别与南亚次大陆和中国东部低山平原做同纬度比较^[37],发现所谓高原增温效应仅限于青藏高原与东南季风区的温度差异,它与西南季风区内南亚低地间的温度垂直变化,夏季(7月)温度略有偏高,但符合正常的年均温直减率($0.55^{\circ}\text{C}/100\text{m}$)。由于青藏高原大部分地区属西南季风区,故高原增温效应暂可忽略不计。

气温年较差对垂直自然带上的雪线、林线、多年冻土下界线、植被带和土壤带的垂直分布高度的影响是很明显的^[37,38],所以,根据青藏高原南部和东南部森林植被和土壤的水平和垂直分布^[39,40],及其相应的年均温,按不同地点的隆升标志的发育温度,分别确定它们当时的分布高度。

关于冰期年均温降温值和间冰期年均温增温值,暂据中国中部和东部的古气候研究资料综合确定(见表1)。在考虑地面加积填高对垂直自然带基带气候的影响时,采用隆升标志所在加积地层的层位高程,以扣除加积面增高所引起的垂向温度差异。

在选取高原隆升标志时,仅采用有明确地层层位或磁性地层年代的植物化石和孢粉组合,尤其是上新世的红色风化壳和更新世冰碛层上发育的古土壤标志。表1中的高原面平均高程,是根据不同时段、不同地区的高原隆升标志分别计算后所取的平均值。在计算时,首先确定每一隆升标志现今位置的高程,然后进行气温年较差和冰期或间冰期温度变化的校正,再把各自的发育温度及对应的垂直分布确定其当时的高程,它与现今高程之差即为每一隆升标志形成以后的累积隆升幅度,并分别取平均值。前后两个阶段的累积隆升幅度之差,代表了两次构造运动之间的阶段隆升幅度。各阶段隆升幅度之和即为现今青藏高原的高原面平均高程。

初步的高原隆升幅度和高度的计算表明:晚中新世高原面尚未形成时青藏山原的沉积面高程变化于1800—2200m之间;经中新世末断块升降运动后,在4.2Ma B.P.前发生构造运动的时候,以红色风化壳发育高度为代表的地面高程一度上升到2600—3700m之间。在高原面形成过程中,经3.4Ma B.P.前后发生构造运动以后, M_0 冰碛层发育时期的盆地加积面高程大致分布在2400—3000m之间;2.3—2.0Ma B.P.构造运动阶段之后,湖相加积面高程一般在2300—2800m之间。在上新世—早更新世高原面形成过程中,盆地加积面的高程显示绝对降低的现象,可能是青藏高原内部的地壳均衡调整和构造整体化所致。在1.4—1.2Ma B.P.发生构造运动和在 M_0 冰碛层上发育 MS_4 古土壤的阶段,

表 1 青藏高原隆升的阶段、幅度、高度和速率

构造运动 阶段年代 (MaB.P.)	年均温增 温、降温值	主要隆升标志	西南季风区的 标志年均温	平均累积隆 升幅度(m)	高原面平均高 度(海拔m)	阶段隆升速 率(mm/a)
现代					4 950	18.8
0.008	+3.3℃	MS ₀ 古土壤山地 棕壤	现代垂直分布带 上界约3℃	150 (100—300)	4 800	5.4
0.1	+3.0℃	MS ₁ 古土壤山地 褐土	现代垂直分布带 上界约9℃	650 (300—1 000)	4 300	1.7
0.5	+6.0℃	MS ₂ 古土壤山地 褐红壤	现代垂直分布带 上界约11℃	1 320 (800—2 100)	3 630	1.9
0.9	+4.0℃	MS ₃ 古土壤高原 褐红壤	现代分布区北界 约13℃	2 060 (1 600—2 600)	2 890	1.0
1.4—1.2	+4℃	MS ₄ 古土壤高原 褐红壤		2 450 (1 800—2 900)	2 500 (2 000—3 000)	
2.2—1.7 (2.3—2.0)	-2.0℃	落叶阔叶林或针 阔混交林花粉 组合	30°N 针阔叶混交 林上界海拔3 400 m左右, 5—7℃	(1 700—2 500)	(2 300—2 800)	
(3.4—2.7) 3.6—3.2	-11℃	寒温带针叶林或 高山灌丛花粉组 合	30°N 林线海拔 4 000m左右, 2 —4℃	(1 600—2 400)	(2 400—3 000)	
4.6—4.2	+9.0℃	红色风化壳	现今红壤分布区 13—17℃, 赤红 壤分布区 17— 21℃	(400—2 400)	(2 600—3 700)	
15.0—6.5	-6.0℃	落叶阔叶树化石 或针阔混交林花 粉组合	30°N 落叶阔叶 林带上界海拔 2 800m左右, 7— 9℃	(1 900—2 700)	(1 800—2 200)	

高原面已经形成。这次构造运动导致青藏高原整体隆升开始,以当时高原剥夷面上M₅冰碛层的分布高程为代表,青藏高原的平均高程为2 500m。嗣后,由于各项隆升标志均位于切割高原剥夷面的谷地中,故整体隆升过程中各阶段的高原平均高程均以海拔2 500m为起算值,再加上平均阶段隆升幅度求得。在0.9Ma B.P.前后发生构造运动和MS₃发育时期,高原上升到平均高程2 890m;在0.5Ma B.P.前后的构造运动和MS₂形成时期,高原平均高程达3 630m;在0.1Ma B.P.左右发生构造运动和MS₁发育时期,高原平均高程已达43 000m;到全新世最佳期发育MS₀之时,以0.008Ma B.P.为时间点,高原平均高程为4 800m;后又经最近8000年的隆升,达到了现今平均高程4 950m。上述以高原整体隆升阶段开始时剥夷面冰碛层(M₅)上发育的古土壤(MS₄)的平均高程为基数,据分布于不同地点、不同时段和不同高度的古土壤标志确定的平均累积隆升幅度,取阶段隆升幅度之和得到的现代高原面平均高程比盆地加积面平均高程略高,但与实际高程基本相符,表明笔者采用的计算方法和获得的高程数据应是可信的。

从高原整体隆升开始以来各阶段的隆升速率来看,大致表现为年代越老,速率越小,即1.3—0.9Ma B.P.为1.0mm/a,0.9—0.5Ma B.P.为1.9mm/a,0.5—0.1Ma B.P.为1.7mm/a,0.1—0.008Ma B.P.为5.4mm/a;最近8000年隆升速率高达18.8mm/a,在地质上属于瞬时速率,而且可能有一定的误差。我们认为,从1.3Ma B.P.至0.1Ma B.P.期间的