

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

中国新生代古地形演化的初步模型

刘志飞¹⁾ 汪品先¹⁾ 王成善²⁾ 邵磊¹⁾ 黄维¹⁾

1) 同济大学海洋地质教育部重点实验室, 上海, 200092

2) 成都理工学院沉积地质研究所, 610059

内容提要 新生代, 中国地形景观发生了巨大变化, 从早期的西倾地形变为现今的东倾地形, 这种地形倒转可能是诱发亚洲乃至全球新生代气候环境格局总体改变的主要根源。本文基于流线场理论和向东挤出的构造假说, 采用物质平衡方法, 对中国新生代古地形演化进行半定量初步研究。结果显示中国新生代古地形演化呈现西部大幅度快速隆升、东部渐进式降低、中部变化较小的变化过程, 总体地势的转变过程在 50~40 Ma 期间内已基本完成, 此后地势差距逐渐加剧, 中国现今的地形格局是在近 10 Ma 期间内最后形成。

关键词 古地形 物质平衡 新生代 中国

中国新生代地形景观发生了重大变化, 从新生代早期的西倾地形变为现今的东倾地形 (Wang, 1997; 汪品先, 1998)。古新世, 中国大陆继承了白垩纪的基本地貌和气候格局, 西部南侧与印度大陆之间有特提斯洋东段相隔, 北侧同欧洲大陆之间被图尔盖海峡分开, 广泛发育海岸带, 不发育高山区; 东部发育高地和内流盆地, 地形总体向西倾 (汪品先, 1998), 从而形成一个横跨整个中国大陆西北—东南方向的干旱带, 中国东部除东北以外的地区都处在干旱气候带中 (Wang, 1990, 1997)。而在更新世, 由于青藏高原的强烈隆升, 中国西部成为世界上最高的高地 (Fielding et al., 1994)。东部随着中国边缘海从渐新世开始的张开 (Miyashiro, 1986), 造成地形强烈东倾, 大河东流, 干旱带向西北退缩, 整个大陆大部分受季风气候控制 (Wang, 1990, 1997)。中国新生代经历的这种包括西部青藏高原强烈隆升和东部边缘海张开的地形倒转被认为可能是诱发亚洲乃至全球新生代气候环境格局总体改变的原因 (Molnar et al., 1993; Ruddiman, 1997; Wang, 1997)。

古地形可以给出过去气候和洋流模型的边界条件, 是古气候学和古海洋学定量研究的基础, 并可以显示古生物分布、特殊沉积事件和海平面变化 (Hay

et al., 1989)。由于目前不能直接根据板块构造框架估算大陆的古地形, 因而大气环流和洋流的模型受到古地形研究程度的严重制约 (Barron et al., 1984)。中国古地形的研究仅限于古地理轮廓和构造格局的展布 (王鸿祯, 1983), 其新生代古地形也尚处于地势由西低东高转变成西高东低的定性研究阶段 (吴锡浩, 1989; Wang, 1997)。近年来, 对古地形的定量研究方法、中国新生代大地构造格局演变的定量化、亚洲新生代大型沉积盆地定量研究都取得了重大进展, 这使得基于构造和沉积两方面资料的古地形研究成为可能。所以, 我们尝试用半定量的方法初步研究中国新生代古地形演化过程, 这将对深入研究新生代全球气候环境变化、探索“构造—气候”相互关系具有一定意义。

1 研究背景和方法

1.1 构造格局

中国乃至东亚新生代构造格局的改变被认为是印度—亚洲大陆碰撞、地壳加厚和向东挤出的结果 (图 1) (Tapponnier et al., 1976, 1982, 1986; Chung et al., 1997)。根据流线场理论 (Tapponnier et al., 1976, 1982), 印度大陆作为刚性硬模大约在 50 Ma 时压入塑性的亚洲大陆, 在大陆碰撞后的 30~

注: 本文为海洋地质教育部重点实验室基金“中国新生代地形倒转”、国土资源部“九五”攻关项目“GIS 支持下的青藏高原隆升与盆地沉积响应研究”、中国博士后科学基金资助的成果。

收稿日期: 2000-09-25; 改回日期: 2001-06-05; 责任编辑: 任希飞。

作者简介: 刘志飞, 男, 1969 年生。1999 年于成都理工学院获理学博士学位。现为同济大学海洋地质与地球物理系副教授, 从事青藏高原地质、西太平洋深海地质、以及海陆对比研究。通讯地址: 200092, 上海市四平路 1239 号, 同济大学海洋地质教育部重点实验室; 电话: 021-65980356; 传真: 021-65988808; Email: lzheifei@online.sh.cn。

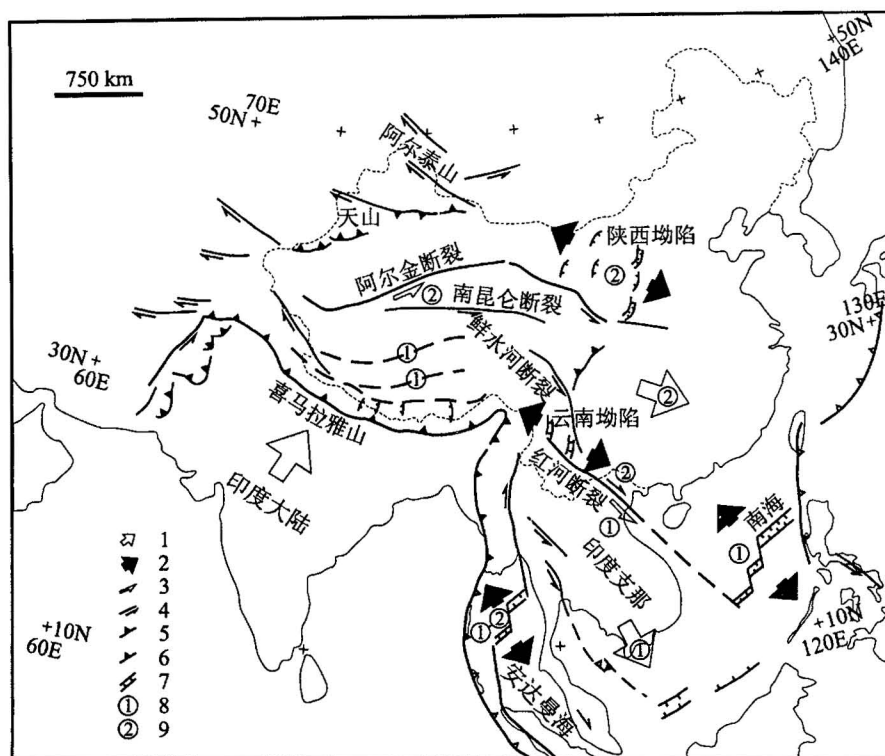


图 1 中国及其邻区大地构造轮廓图 (据 Tapponnier 等, 1982, 1986 修改), 显示陆内俯冲和挤出构造格局

Fig. 1 Tectonic frame of China and surrounding areas (modified from Tapponnier et al., 1982, 1986), showing intracontinental subduction and extrusion tectonics

1—大陆运动; 2—板块扩张; 3—主要走滑断裂; 4—走滑断裂; 5—陆内逆冲断层; 6—俯冲断层; 7—扩张断层;

8—扩张阶段 50~20 Ma; 9—扩张阶段 20~0 Ma

1—Continental movement; 2—extrusion-related extension; 3—major strike-slip fault; 4—strike-slip fault; 5—intracontinental thrust;

6—thrust; 7—extension fault; 8—extrusion phases: 50~20 Ma; 9—extrusion phases: 20~0 Ma

20 Ma 期间内造成印度支那地块旋转大约 25° , 并沿红河左旋断裂带向东南方向挤出大约 800 km, 这个过程可能造成南海和安达曼海的张开 (图 1)。挤出构造然后向北迁移, 阿尔金左旋断裂带的活动使中国南方向东移动几百千米, 同时造成中国中部 20~0 Ma 的陕西拗陷和云南拗陷等构造的发育 (图 1) (Tapponnier et al., 1982, 1986; Peltzer et al., 1988)。在红河左旋断裂发育之前, 青藏高原地壳已经受到加厚, 在 40~30 Ma 出现了钾质熔质扩张事件 (Chung et al., 1997, 1998)。

这种平面应力塑性理论已经为越来越多人所接受, 尤其是最近几年的定年地质研究使东亚大陆运动逐步量化。自大陆碰撞以来, 印度和亚洲之间的汇聚和短缩量一直是古地磁学研究的主题之一。Dewey 等 (1989) 和 Le Pichon 等 (1992) 计算 45 Ma 以来印度—亚洲短缩 2300~2150 km。Guillot 等 (2000) 根据大量已发表的古地磁资料精确计算了

55 Ma 以来印度大陆相对于欧亚大陆运动的速度, 将其分为 4 个阶段, 分别为 13.4 cm/a (55~50 Ma)、7 cm/a (50~40 Ma)、4.7 cm/a (40~20 Ma)、4.5 cm/a (20~0 Ma), 总的水平短缩距离为 3215 km。红河左旋断裂带内点苍山变质岩体的热记录显示左旋韧性剪切在 20~17 Ma 停止, 4.7 Ma 时开始了韧性正右旋断裂活动 (Allen et al., 1984), 推断左旋走滑时间为 35~17 Ma (Leloup et al., 1993)。最近直接对红河剪切带内糜棱岩包裹体原地 Th-Pb 定年和 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 热历史研究, 分析哀牢山、云南和越南采集的样品, 表现出从 30 Ma 至 17 Ma 的渐近式变质作用, 并推断走滑速率为 3~5 cm/a (Gilley et al., 2000)。

由于没有深达固体地壳的深海钻孔, 南海的磁性异常条带为南海扩张提供了最重要的定年限定。Taylor 等 (1980) 根据南海盆地东部磁性剖面识别出异常条带 11~5 d, 将海底定年为 32~17 Ma。Briais

等(1993)根据遍布整个盆地的磁性剖面进行重新识别和计算洋脊扩张速率,认为南海洋脊扩张至少经过一次洋脊跳跃,在磁性异常 11 至 7(32~27 Ma)期间的扩张速率为 5 cm/a,在磁性异常 6b 至 5c(27~16 Ma)期间的扩张速率为 3.5 cm/a,在 15.5 Ma 南海洋脊扩张停止。中新世以来,阿尔金左旋走滑速率的最新估计为 0.6~4.5 cm/a(Cowgill et al., 2000),推测中国南方也大致以这个速率向东移动。

1.2 沉积盆地

东亚新生代构造格局形成过程中,新发育的和在原有盆地的基础上继续发展了许多大型沉积盆地(图 2),它们位于造山带内部、边缘和邻近的海域中,接受了造山带岩石圈的风化和剥蚀产物。造山带的隆升和盆地的沉积是同一动力学过程的两种不同表现形式,前者是后者的动因,后者是对前者的响应。因此,沉积盆地不仅直接反映盆地基底岩石圈各种地质作用,还反映流域范围内造山带地质作用的过程。中国西部的塔里木盆地和准噶尔盆地沉积物固体体积分别被估算为 $135.8 \pm 52.0 \times 10^4 \text{ km}^3$ 和 $17.2 \pm 5.6 \times 10^4 \text{ km}^3$,并分 6 个阶段定量重建盆地堆积演化过程(Métivier et al., 1997)。柴达木盆地和

河西走廊盆地自渐新世以来的亦划分为 6 个阶段,两盆地的沉积物固体体积分别被估算为 $41.5 \pm 16.0 \times 10^4 \text{ km}^3$ 和 $2.3 \pm 1.6 \times 10^4 \text{ km}^3$ (Métivier et al., 1998)。可可西里盆地的发育被定年为始新世一早渐新世,沉积物总量为 $9.1 \times 10^4 \text{ km}^3$ (刘志飞, 1999)。南海渐新世以来的陆缘沉积物根据最近实施的大洋钻探计划(ODP)第 184 航次资料(Shipboard Scientific Party, 2000)初步估算为 $13.1 \times 10^4 \text{ km}^3$ 。最近对亚洲 18 个近岸新生代大型沉积盆地分 9 个演化阶段进行沉积物堆积重建,表明挤出构造和地壳缩短是印度—亚洲碰撞以来主要的构造运动(Métivier et al., 1999)。我们在前人工作的基础上,对中国及其邻区 21 个新生代大型沉积盆地的固体沉积物进行统计计算,大致按地质时代进行分类:古新世(65~58 Ma)、始新世(58~37 Ma)、早渐新世(37~30 Ma)、晚渐新世(30~24 Ma)、早中新世(24~17 Ma)、中中新世(17~11 Ma)、晚中新世(11~5 Ma)、上新世(5~2 Ma)、第四纪(2~0 Ma)(表 1)。

1.3 物质平衡方法

物质平衡(Mass Balance)是在给定的时间间隔内,作用在研究区表面的构造、侵蚀和沉积过程造成

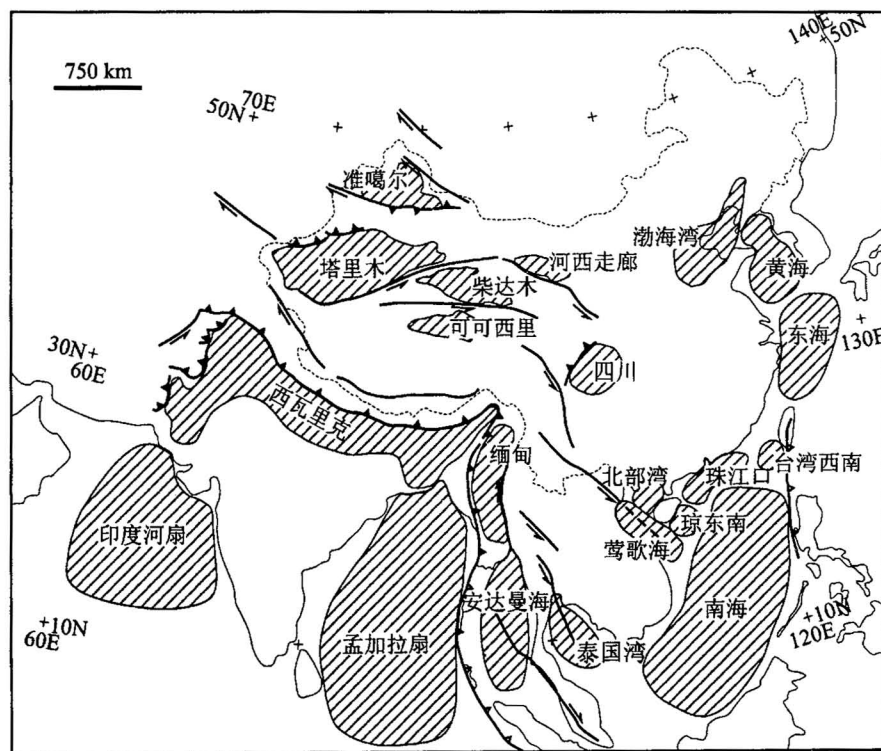


图 2 中国及其邻区新生代大型沉积盆地分布及其构造位置图,反映沉积盆地与造山带的动力学关系
Fig. 2 Distribution and tectonics of Cenozoic huge sedimentary basins in China and surrounding areas, showing dynamic relations between sedimentary basin and orogenic zones

表 1 中国及其邻区新生代大型沉积盆地沉积物固体体积($\times 10^4 \text{ km}^3$)Table 1 Solid volume ($\times 10^4 \text{ km}^3$) accumulated in the Cenozoic sedimentary basins of China and surrounding areas

地区	时间(Ma)										误差(%)
	0~2	2~5	5~11	11~17	17~24	24~30	30~37	37~58	58~65	合计	
印度河扇盆地	34	17	29	27	40	31	33	78	38	327	42
孟加拉扇盆地	90	120	150	150	130	58	68	250	150	1166	28
西瓦里克盆地	7.2	9.3	29.8	19	13.1	4.4	3.6	18.6	15.6	120.6	38
安达曼海盆地	27	39	35	27	26	29	9.4	19	11	222.4	32
缅甸盆地	7.7	8.3	6	4.4	5.1	3.3	3.7	22	19	79.5	27
泰国湾盆地	1.2	1.7	3.5	5.6	4.2	9.7	0.7			26.6	36
莺歌海盆地+北部湾盆地+琼东南盆地	23	12	20	15	13	8.6	6.2	4.2	3	105	29
珠江口盆地+台湾西南盆地	8.1	9.3	24	8.5	13	5.3	4	13	0.6	85.8	38
东海盆地	19	20	4.5	3.9	8.8	3.6	1.5	17	22	100.3	32
黄海盆地	2.9	4.4	0.9	0.5	0.6	5	3.7	12	23	53	37
渤海湾盆地	4.1	6.6	3.4	2.8	3.2	1.7	7.6	11	0.6	41	37
南海盆地	2.6	1.1	1.8	1.6	1.6	2.1	2.3			13.1	20
塔里木盆地	15	43	24	32	9.7	3	3	3	3	135.7	39
柴达木盆地	6.7	21	4.9	2.6	2.7	2	2.1			42	39
可可西里盆地					1.9		2.9	4.3		9.1	20
河西走廊盆地	1.6	0.5								2.1	39
四川盆地	1.5	0.2	0.3	0.3	0.3	0.7	1	2.3	3	9.6	20
准噶尔盆地	0.6	4.8	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	17.3	39
合计	252.2	318.2	338.8	301.9	274.9	169.1	154.4	456.1	290.5	2556.1	33

注:塔里木和准噶尔盆地据 Métivier 等(1997),柴达木和河西走廊盆地据 Métivier 等(1998),可可西里盆地据刘志飞(1999),四川盆地据四川油气区石油地质志编写组(1989),其他据 Métivier 等(1999)。误差(%)为各盆地数据库和实测数据不确定性的平均值。

的沉积物的侵蚀总量和沉积总量之间的物质守恒(Hay et al., 1989)。对于造山带而言,物质平衡实际就是造山过程中通过逆冲和地壳短缩作用在山脉中形成的物质积累和通过侵蚀作用从山脉中造成的物质流失之间的物质守恒(Métivier et al., 1997)。物质平衡法已经在墨西哥湾西北缘与北美中西部大陆(Hay et al., 1989)、渤海湾盆地^①、天山及其邻近的塔里木盆地和准噶尔盆地(Métivier et al., 1997)的三维古地形重建中得到成功地运用,并正在运用于青藏高原三维古地形研究之中(王成善等, 2000)。我们开展的中国新生代古地形试验性研究基于流线场理论和向东挤出的构造假说,采用物质平衡方法,建立研究区地壳通过大陆地壳运动(压入或挤出)形成的物质积累和通过侵蚀作用造成的物质流失之间的物质守恒。

研究区的物质积累将转变为一定的地形高度变化,这种高度变化受地壳均衡原理制约。若: i 为大陆演化阶段(由老至新), h_i 为第 i 阶段大陆地壳下部的山根厚度, H_i 为第 i 阶段大陆高度,则山根的补偿厚度为(Métivier et al., 1997):

$$h_i = H_i \times \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_c} = 5.5 \times H_i \quad (1)$$

其中, ρ_m 为地幔密度(3300 kg/m^3); ρ_c 为地壳密度(2700 kg/m^3)。这样,大陆地壳厚度为:

$$\begin{aligned} L_i &= h + H_i + h_i \\ &= h + H_i + 5.5 \times H_i \\ &= 35 + 6.5 \times H_i \end{aligned} \quad (2)$$

其中, L_i 为第 i 阶段大陆地壳厚度; h 为标准地壳厚度(35 km)。

将研究内容以固体物质考虑,设其密度相同(2700 kg/m^3),则研究区物质质量变化等于体积变化。造山带体积变化就等于体积流入量和流出量之和:

$$\begin{aligned} \Delta V_{i \rightarrow i+1} &= (V_{i+1} - V_i) \\ &= [H_{i+1} - H_i] + (h_{i+1} - h_i) \times (S_i + \Delta S_{i \rightarrow i+1}) \\ &= [(H_{i+1} - H_i) + (5.5 \times H_{i+1} - 5.5 \times H_i)] \times (S_i + \Delta S_{i \rightarrow i+1}) \\ &= 6.5 \times (H_{i+1} - H_i) \times (S_i + \Delta S_{i \rightarrow i+1}) \end{aligned} \quad (3)$$

则,高度变化:

$$\begin{aligned} \Delta H_{i \rightarrow i+1} &= (H_{i+1} - H_i) \\ &= \frac{\Delta V_{i \rightarrow i+1}}{6.5 \times (S_i + \Delta S_{i \rightarrow i+1})} \end{aligned} \quad (4)$$

其中, $\Delta V_{i \rightarrow i+1}$ 为第 i 到第 $i+1$ 阶段造山带体积变

① 汪品先,刘传联,赵泉鸿,等. 1996. 沙河街组沉积时期的东营期: 东营凹陷沙河组古湖泊及其生储条件研究总结报告。

化; V_i 为第*i*阶段造山带体积; $\Delta S_{i \rightarrow i+1}$ 为第*i*到第*i*+1阶段造山带表面积变化; S_i 为第*i*阶段造山带表面积; $\Delta H_{i \rightarrow i+1}$ 为第*i*到第*i*+1阶段造山带高度变化; H_i 为第*i*阶段造山带高度。

而研究区物质体积变化量 $\Delta V_{i \rightarrow i+1}$ 等大陆运动造成的体积变化和沉积物剥蚀的变化量之和,后者可以通过沉积盆地研究获得(表1),前者引起的研究区地壳固体体积变化为:

$$\Delta V_{i \rightarrow i+1} = v_i \times (T_{i+1} - T_i) \times W \times L_i \quad (5)$$

其中, $\Delta V_{i \rightarrow i+1}$ 为第*i*到第*i*+1阶段大陆运动造成造山带体积的变化; v_i 为第*i*阶段大陆运动速度; T_i 为第*i*阶段地质时代; W 为大陆运动前缘的宽度。

2 假定前提

最大的假定前提是中国及其邻区新生代构造格局的形成是印度—亚洲大陆碰撞、地壳加厚和向东挤出的结果(Tapponnier et al., 1982, 1986; Chung et al., 1997),中国现今地形格局是新生代各种地质作用共同作用的产物。假定前提还包括以下几个方面:

(1)将中国及其邻区按构造和地形边界分为7个工作区,分别为:青藏地区、中部地区、东部地区、

印度支那、天山地区、西北地区、东北地区(图3),每个工作区在新生代各个时期视为均匀地质体,没有相对地形变化差异。

(2)按由新至老的回剥法,大致按地质时代和重要地质事件将新生代划分为10个阶段,由新至老,*i*值依次为1,2,...,10,其中,*i*=1时代代表0 Ma时期,其他依次代表2、5、11、17、24、30、37、58、65 Ma时期,分别相当于第四纪、上新世、晚中新世、中中新世、早中新世、晚渐新世、早渐新世、始新世、古新世的下界。青藏地区在大陆碰撞之前设为低于或接近海平面,地形变化不在此列。中部地区完全由大陆向东溢出产生,初始高程设为1 km,演化时间为17~0 Ma。印度支那地区在大陆溢出之前未发生变化,大陆溢出之时的初始高程设为1 km。根据现代数字高程模型(DEM)数据,青藏地区的平均海拔(H_i)为4.75 km,中部地区为1 km,东部地区为0.2 km。

(3)采用印度—亚洲大陆碰撞发生时间约为50 Ma(Patriat et al., 1984; Rowley, 1998),之后两个大陆之间的陆内俯冲作用至今,大陆地壳保持均衡,地壳物质和沉积物质保持物质平衡。印度向亚洲大陆的陆内俯冲速度(v_i)为13.4 cm/a(65~50 Ma)、7

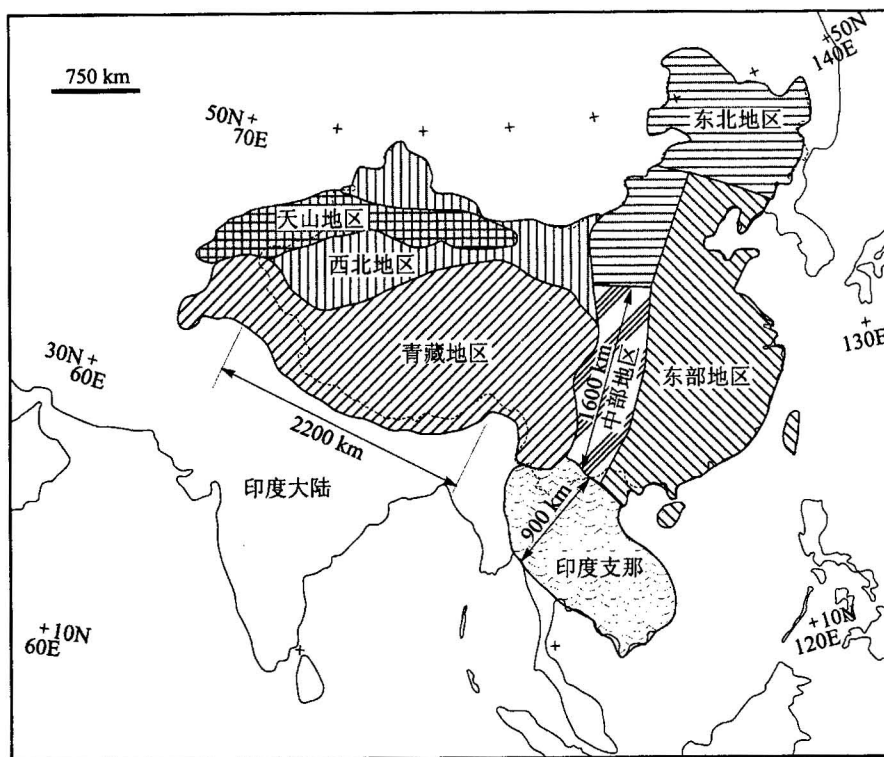


图3 中国新生代古地形研究分区位置,标出印度大陆、中部地区和印度支那大陆运动前缘的宽度

Fig. 3 Distribution of research subareas of Cenozoic paleotopography of China, showing continental front widths of India, Central Part, and Indochina

cm/a(50~40 Ma)、4.7 cm/a(40~20 Ma)、4.5 cm/a(20~0 Ma)(Guillot et al., 2000), 印度支那向东南挤出速度为 5 ± 2 cm/a(35~17 Ma)(Gilley et al., 2000), 中国南方向东的挤出速度为 3 ± 2 cm/a(Cowgill et al., 2000)。这 3 个主要工作区的大陆前缘宽度(W)分别为 2200 km、1600 km、900 km(图 3)。

(4) 大型沉积盆地的物源区设定(图 2), 青藏地区包括: 印度河扇盆地、孟加拉扇盆地、西瓦里克盆地、安达曼海盆地、缅甸盆地、河西走廊盆地、四川盆地、柴达木盆地、可可西里盆地的全部, 泰国湾盆地、莺歌海盆地、北部湾盆地、琼东南盆地、塔里木盆地的二分之一; 中部地区包括: 莺歌海盆地、北部湾盆地、琼东南盆地中 0~17 Ma 的四分之一; 东部地区包括: 珠江口盆地、台湾西南盆地、东海盆地、黄海盆地、渤海湾盆地、南海盆地的全部, 莺歌海盆地、北部湾盆地、琼东南盆地中 0~17 Ma 的四分之一和 17~65 Ma 的二分之一; 印度支那包括: 泰国湾盆地的二分之一; 天山地区包括: 准噶尔盆地的全部, 塔里木盆地的二分之一。未考虑东北地区 and 西北的除盆地之外地区所发生的变化。

(5) 工作区表面积(S_i , 单位为 10^4 km^2)设定, 青藏地区表面积在大陆碰撞至今设为相同值(353.0), 东部地区设为相同值(219.4), 天山地区设为相同值(88.3), 西北地区设为相同值(142.9), 东北地区也设为相同值(199.1)。表面积计算为:

$$\Delta S_{i+1 \rightarrow i} = S_i - S_{i+1} = v_i \times (T_{i+1} - T_i) \times W \quad (6)$$

中部地区 $v_i = 30 \text{ km/Ma}$ (恒定), $W = 0.16 \times 10^4 \text{ km}$, 则:

$$\Delta S_{i+1 \rightarrow i} = 4.8 \times (T_{i+1} - T_i)$$

其中, $T_i = 17 \sim 0 \text{ Ma}$, $i = 1, 2, \dots, 4$ 。

印度支那 $v_i = 50 \text{ km/Ma}$ (恒定), $W = 0.09 \times 10^4 \text{ km}$, 则:

$$\Delta S_{i+1 \rightarrow i} = 4.5 \times (T_{i+1} - T_i)$$

其中, $T_i = 35 \sim 17 \text{ Ma}$, $i = 5, 6, 7$ 。

3 初步结果

根据物质平衡方法, 研究区物质体积变化等于通过大陆地壳运动(俯冲或挤出)形成的体积变化和通过侵蚀作用造成的体积变化之和, 我们通过式(5)计算地壳运动形成的体积变化, 侵蚀作用造成的体积变化从表 1 获得, 然后通过总的体积变化通过式(4)计算海拔高程变化, 结果列在表 2 和表 3 中。

3.1 大陆运动引起的地壳固体体积变化

根据式(5), 对于印度大陆, $v_i = 134 \text{ km/Ma}$ (65~50 Ma), 70 km/Ma (50~40 Ma), 47 km/Ma (40~20 Ma), 45 km/Ma (20~0 Ma), $W = 2,200 \text{ km}$, $L_i = h = 35 \text{ km}$, 则:

$$\Delta V_{0i+1 \rightarrow i} = v_i \times (T_{i+1} - T_i) \times 7.7 (\times 10^4 \text{ km}^3),$$

$$T_i = 65 \sim 0 \text{ Ma}, i = 1, 2, \dots, 9$$

对于中部地区, $v_i = 30 \text{ km/Ma}$ (17~0 Ma), $W = 1600 \text{ km}$, $H_i = 1 \text{ km}$, 则:

$$L_i = 35 + 6.5 \times H_i = 41.5$$

$$\Delta V_{0i+1 \rightarrow i} = (T_{i+1} - T_i) \times 199.2 (\times 10^4 \text{ km}^3),$$

$$T_i = 17 \sim 0 \text{ Ma}, i = 1, 2, 3, 4$$

对于印度支那, $v_i = 50 \text{ km/Ma}$ (35~17 Ma), $W = 900 \text{ km}$, $H_i = 1 \text{ km}$, 则:

$$L_i = 35 + 6.5 \times H_i = 41.5$$

$$\Delta V_{0i+1 \rightarrow i} = (T_{i+1} - T_i) \times 186.75 (\times 10^4 \text{ km}^3),$$

$$T_i = 35 \sim 17 \text{ Ma}, i = 5, 6, 7$$

3.2 平均高程变化

根据式(4), 对于青藏地区, $\Delta S_{i+1 \rightarrow i} = 0$, $S_i = 353.0 \times 10^4 \text{ km}^2$ (恒定), 则:

$$\Delta H_{i+1 \rightarrow i} = \Delta V_{i+1 \rightarrow i} / (6.5 \times S_i) =$$

$$\Delta V_{i+1 \rightarrow i} / 2294.5 (\text{km}), i = 1, 2, \dots, 9$$

对于中部地区, $\Delta S_{2 \rightarrow 1} = 9.6$, $\Delta S_{3 \rightarrow 2} = 14.4$, $\Delta S_{4 \rightarrow 3} = 28.8$, $\Delta S_{5 \rightarrow 4} = 28.8$, 其中, $S_1 = 81.6$, $S_5 = 0$, 则:

$$\Delta H_{i+1 \rightarrow i} = \frac{\Delta V_{i+1 \rightarrow i}}{6.5 \times (S_{i+1} + \Delta S_{i+1 \rightarrow i})}, i = 1, 2, 3, 4$$

对于印度支那, $\Delta S_{6 \rightarrow 5} = 31.5$, $\Delta S_{7 \rightarrow 6} = 27.0$, $\Delta S_{8 \rightarrow 7} = 22.5$, 其中, $S_5 = 142.9$, $S_8 = 61.9$, $\Delta S_{i+1 \rightarrow i} = 0$ ($i = 1, 2, 3, 4$), 则:

$$\Delta H_{i+1 \rightarrow i} = \frac{\Delta V_{i+1 \rightarrow i}}{6.5 \times (S_{i+1} + \Delta S_{i+1 \rightarrow i})}, i = 1, 2, \dots, 7$$

对于东部地区, $\Delta S_{i+1 \rightarrow i} = 0$, $S_i = 219.4 \times 10^4 \text{ km}^2$ (恒定), 则:

$$\Delta H_{i+1 \rightarrow i} = \Delta V_{i+1 \rightarrow i} / (6.5 \times S_i) =$$

$$\Delta V_{i+1 \rightarrow i} / 1426.1 (\text{km}), i = 1, 2, \dots, 9$$

根据上述地壳运动固体体积变化和平均高程变化的计算结果(表 2), 利用设定的高程初始值: 青藏地区为 4.75 km(0 Ma)、中部地区为 1 km(17 Ma)、东部地区为 0.2 km(0 Ma)、印度支那为 1 km(35 Ma), 计算出研究区的平均古高度演化(表 3、图 4)。由此可以看出, 青藏地区从 0 Ma 到 50 Ma 回剥的海拔高程在开始碰撞 20 Ma 期间内变化最大, 增长值接近 3.36 km(50~30 Ma), 在 24~17 Ma

表 2 中国及其邻区新生代地壳固体体积及高程变化

Table 2 Changes of crustal solid volume and elevation of China and surrounding areas

地区		时间 (Ma)									合计	误差 (%)
		0~2	2~5	5~11	11~17	17~24	24~30	30~37	37~50/ 50~58	58~65		
青 藏 地 区	印度大陆体积(+)	693.0	1039.5	2079.0	2079.0	2487.1	2171.4	2533.3	6475.7/ 8254.4		35035.0	54
	沉积盆地体积(-)	188.60	222.65	273.85	254.00	227.95	137.05	123.65	243.60 /149.90	7222.6	2060.85	33
	中部地区体积(-)	398.4	579.6	1195.2	1195.2						3368.4	67
	印度支那体积(-)					1307.25	1120.5	933.75		239.60	3361.50	40
	总体积变化(+)	106	237.25	609.95	629.6	951.9	913.85	1475.9	6232.1		11156.75	49
	海拔高程变化(+)	0.046	0.103	0.266	0.274	0.415	0.398	0.643	2.716		4.862	49
中 部 地 区	青藏地区体积(+)	398.4	579.6	1195.2	1195.2						3368.4	67
	沉积盆地体积(-)	5.75	3.00	5.00	3.75						17.50	29
	面积变化(+)	9.60	14.40	28.80	28.80						81.60	67
	总体积变化(-)	5.75	3.00	5.00	3.75						17.50	48
	海拔高程体积(-)	0.011	0.006	0.013	0.020						0.050	67
东 部 地 区	沉积盆地体积(-)	42.45	44.40	39.60	21.05	33.70	22.00	22.20	55.10	47.70	328.20	36
	总体积变化(-)	42.45	44.40	39.60	21.05	33.70	22.00	22.20	55.10	47.70	328.20	36
	海拔高程变化(-)	0.030	0.031	0.028	0.015	0.024	0.015	0.016	0.039	0.033	0.230	36
印 度 支 那	青藏地区体积(+)					1307.25	1120.5	933.75			3361.50	40
	沉积盆地体积(-)	0.60	0.85	1.75	2.80	2.10	4.85	0.35			13.00	25
	面积变化(+)					31.50	27.00	22.50			81.00	40
	总体积变化(-)	0.60	0.85	1.75	2.80	2010	4.85	0.35			13.00	33
	海拔高程变化(-)	0.001	0.001	0.002	0.003	0.002	0.009	0.001			0.019	40
天 山 地 区	海拔高程变化(-)	0.10	0.20	0.30	0.70	-0.04	-0.04	-0.04	-0.04	-0.04	1.10	39

注:体积单位为 $10,000 \text{ km}^3$, 面积单位为 $10,000 \text{ km}^2$, 高程单位为 km , (+)表示增加, (-)表示减少; 误差(%)据各大陆运动速度、沉积盆地固体体积误差(表 1)及其计算结果。

表 3 中国及其邻区新生代平均古高度(km)演化

Table 3 Average elevation (km) changes of China and surrounding areas during the Cenozoic

地区	时间 (Ma)											误差 (%)
	0	2	5	11	17	24	30	37	50	58	65	
青藏地区	4.750	4.704	4.601	4.335	4.061	3.646	3.248	2.605	(0.111)			20
中部地区	0.95	0.961	0.967	0.980	1.000							2
东部地区	0.200	0.230	0.261	0.289	0.304	0.328	0.343	0.359	0.383	0.398	0.431	4
印度支那	0.981	0.982	0.983	0.985	0.988	0.990	0.999	1.000	1.000	1.000	1.000	1
天山地区	2.3	2.2	2.0	1.7	1.0	1.04	1.08	1.12	1.14	1.16	1.2	16

注:误差(%)为根据表 2 数据计算的结果。

海拔高程已达到接近 4 km。青藏地区平均高度始终呈增长趋势,没有出现超过现今高度时期。东部地区在整个演化过程中主要受剥蚀作用控制,平均高程递减,总的降低高度 0.23 km。天山地区约 17 Ma 突然快速隆升,反映构造控制作用。印度支那和中部地区的高度始终接近 1 km,这是由于假定前提和剥蚀作用有限所致。

4 讨论和结论

中国新生代古地形的初步研究表明,新生代以来中国西部由于印度—亚洲大陆碰撞直接导致青藏

地区的地壳快速增厚,40~30 Ma 时期其高程已达到约 3 km,这种地壳厚度可能造成其东部的钾质熔质扩张事件(Chung et al., 1997, 1998)。随后发育青藏地区地壳向东南的印度支那方向挤出,这期挤出事件由红河左旋走滑断裂带和南海的扩张限定了走滑速率为 3~5 cm/a,活动时间为 35~17 Ma(Leloup et al., 1993; Biais et al., 1993; Gilley et al., 2000)。在 24~17 Ma 期间青藏地区的高程值已达到接近 4 km,表明此期的快速隆升和剥蚀过程(Harrison et al., 1992)。天山地区在 17 Ma 的快速隆升过程也表明此期中国西部地壳大规模缩短(Métivier et al.,

1997)。而中国东部的古地形随边缘海的张开呈现渐进式的剥蚀降低过程。17 Ma 之后,青藏地区的挤出构造向北迁移,造成中国南部以 6~45 mm/a 的速率向东挤出(Cowgill et al., 2000)。10~2 Ma 时期,中国现今的古地形格局基本形成。

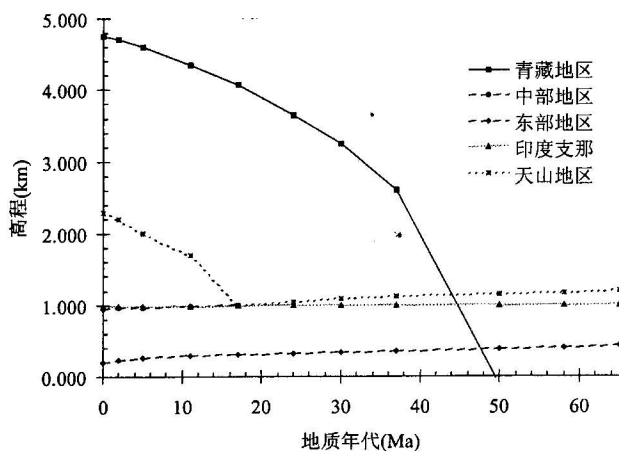


图 4 中国新生代古地形演化的试验模型, 显示各研究区的平均古高度随时间的变化过程
Fig. 4 A sensitivity test model of paleotopography of China during the Cenozoic, showing the evolution processes of average paleoelevation of research subareas with geologic ages

总之,中国新生代古地形演化呈现西部大幅度快速隆升、东部渐进式降低、中部变化较小的变化过程,由西低东高向西高东低的转变过程在 50~40 Ma 期间内已基本完成,此后地势差距逐渐加剧,中国现今的古地形格局是在近 10 Ma 期间内最后形成。

我们讨论的中国新生代古地形演化的初步模型是基于流线场理论和向东挤出的构造假说,假定大陆地壳运动和侵蚀作用之间的物质保持平衡,并设定研究区为均匀地质体、表面积不变或均匀变化、盆地沉积物来源于固体物源区、平均地壳运动速率等极度简单化的条件完成的,其结果仅半定量地显示新生代古地形平均演化过程中各种影响因素的灵敏度,还很不完善,有待于进一步的大量工作。

周祖翼教授、赵泉鸿教授、郑洪波教授参加有益的讨论,作者表示致谢。

参 考 文 献

- 刘志飞. 1999. 青藏高原腹地第三纪沉积与高原隆升的关系[博士学位论文]. 成都: 成都理工学院, 259.
四川油气区石油地质志编写组. 1989. 中国石油地质志(卷十)——

四川油气区. 北京: 石油工业出版社, 516.

- 王成善, 刘志飞, 王国芝, 苗放, 马智民, 伊海生, 李勇, 李祥辉, 魏明建, 刘顺, 黄大志. 2000. 新生代青藏高原三维古地形再造. 成都理工学院学报, 27 (1): 1~7.
王鸿祯. 1983. 中国古地理图集. 北京: 地图出版社, 121~138.
汪品先. 1998. 亚洲形变与全球变冷——探索气候与构造的关系. 第四纪研究, (3): 213~221.
吴锡浩. 1989. 青藏高原东南部地貌边界与金沙江水系发育. 山地研究, 7 (2): 75~84.

References

- Allen C R, Gillespie A R, Han Y, Sieh K E, Zhang B, Zhu C. 1984. Red River and associated faults, Yunnan Province, China: Quaternary geology, slip rates and seismic hazard. Geological Society of America Bulletin, 95: 686~700.
Barron E J, Washington W M. 1984. The role of geographic variables in explaining paleoclimates: Results from Cretaceous climate model sensitivity studies. Journal of Geophysical Research, 89: 1267~1279.
Briais A, Patriat P, Tapponnier P. 1993. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia. Journal of Geophysical Research, 98: 6299~6328.
Chung S, Lee T, Lo C, Wang P, Chen C, Yem N T, Hoa T T, Wu G. 1997. Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailao Shan-Red River shear zone. Geology, 25: 311~314.
Chung S, Lo C, Lee T, Zhang Y, Xie Y, Li X, Wang K, Wang P. 1998. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago. Nature, 394: 769~773.
Cowgill E, Yin A, Wang X, Zhang Q. 2000. Is the North Altyn fault part of a strike-slip duplex along the Altyn Tagh fault system? Geology, 28: 255~258.
Dewey J F, Cande S, Pitman W C. 1989. Tectonic evolution of the India-Eurasia collision zone. Eclogae Geol Helv, 82: 717~734.
Editorial Committee of Petroleum Geology of Sichuan Oil and Gas Field. 1989. Petroleum Geology of China (Vol. 10): Sichuan Oil and Gas Field. Beijing: Petroleum Industry Press, 516 (in Chinese).
Fielding E, Isacks B, Barazangi M, Duncan C. 1994. How flat is Tibet? Geology, 22: 163~167.
Gilley L, Harrison T M, Ryerson F J, Leloup P H, Wang J. 2000. Direct dating of left-lateral slip along the Red River shear zone. Earth Science Frontiers, 7 (Suppl.): 275.
Guillot S, Baratoux D, Garzanti E, Marquer D, De Sigoyer J. 2000. India/Asia convergence and Himalayan shortening. Earth Science Frontiers, 7 (Suppl.): 417~418.
Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, Yin A. 1992. Raising Tibet. Science, 255: 1663~1670.
Hay W W, Shaw C A, Wold C N. 1989. Mass-balanced paleogeographic reconstructions. Geologische Rundschau, 78: 207~242.
Le Pichon X, Fournier M, Jolivet L. 1992. Kinematics, topography, shortening, and extrusion in the India-Eurasia collision. Tectonics, 11: 1085~1098.
Leloup P H, Harrison T M, Ryerson F J, Chen W, Li Q, Tapponnier P, Lacassin R. 1993. Structural, petrological and thermal evolution of a Tertiary ductile strike-slip-shear zone, Diancang Shan,

- Yunnan. *Journal of Geophysical Research*, 98: 6715~6743.
- Liu Z. 1999. Sedimentology of the Tertiary basins in the hinterland of the Tibet plateau; Applications for the plateau uplift history and mechanism using GIS [Ph. D. thesis]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 259 (in Chinese with English abstract).
- Métivier F, Gaudemer Y. 1997. Mass transfer between eastern Tien Shan and adjacent basins (central Asia): Constraints on regional tectonics and topography. *Geophysical Journal International*, 128: 1~17.
- Métivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P, Meyer B. 1998. Northeastward growth of the Tibet plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas: The Qaidam and Hexi Corridor basins, China. *Tectonics*, 17: 823~842.
- Métivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P, Klein M. 1999. Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. *Geophysical Journal International*, 137: 280~318.
- Miyashiro A. 1986. Hot regions and the origin of marginal basins in the Western Pacific. *Tectonophysics*, 122: 195~216.
- Molnar P, England P, Martinod J. 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan plateau, and the Indian monsoon. *Reviews of Geophysics*, 31: 357~396.
- Patriat P, Achache J. 1984. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature*, 311: 615~621.
- Peltzer G, Tapponnier P. 1988. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts and basins during the India-Asia collision: An experimental approach. *Journal of Geophysical Research*, 93: 15095~15117.
- Rowley D B. 1998. Minimum age of initiation of collision between India and Asia North of Everest based on the subsidence history of the Zhepure Mountain section. *The Journal of Geology*, 106: 229~235.
- Ruddiman W F. 1997. Tectonic uplift and climate change. New York and London: Plenum Press, 535.
- Shipboard Scientific Party. 2000. Leg 184 summary: Exploring the Asian monsoon through drilling in the South China Sea. In: Wang P, Prell W L, Blum P, et al. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 184. College Station TX (Ocean Drilling Program). 1~77.
- Tapponnier P, Molnar P. 1976. Slip-line field theory and large-scale tectonics. *Nature*, 264: 319~324.
- Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, Armijo R, Cobbold P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insight from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10: 611~616.
- Tapponnier P, Peltzer G, Armijo R. 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. In: Coward M P, Ries A C, ed. *Collision tectonics*. Geological Society Special Publication, 19: 115~157.
- Taylor B, Hayes D E. 1980. The tectonic evolution of the South China Sea basin. *AGU Geophysical Monograph*, 23: 89~125.
- Wang C, Liu Z, Wang G, Miao F, Ma Z, Yi H, Li Y, Li X, Wei M, Liu S, Huang D. 2000. Three dimension paleotopographic reconstruction in Cenozoic Tibet plateau. *Journal of Chengdu University of Technology*, 27 (1): 1~7 (in Chinese with English abstract).
- Wang H. 1983. Atlas of the palaeogeography of China. Beijing: Cartographic Publishing House. 121~128 (in Chinese).
- Wang P. 1990. Neogene stratigraphy and paleoenvironments of China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 77: 315~334.
- Wang P. 1997. Late Cenozoic environmental evolution in China: Marine factors and records. In: Jablonski N G, ed. *The changing face of East Asia during the Tertiary and Quaternary*. Hong Kong: The Hong Kong University. 263~274.
- Wang P. 1998. Deformation of Asia and global cooling: Searching links between climate and tectonics. *Quaternary Sciences*, (3): 213~221 (in Chinese with English abstract).
- Wu X. 1989. On morphologic boundary of the south-eastern Qinghai-Xizang plateau and development of Jinsha River system. *Mountain Research*, 7 (2): 75~84 (in Chinese with English abstract).

Paleotopography of China during the Cenozoic: A Preliminary Study

LIU Zhifei¹⁾, WANG Pinxian¹⁾, WANG Chengshan²⁾, SHAO Lei¹⁾, HUANG Wei¹⁾

1) *Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai, 200092*

2) *Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu, 610059*

Abstract

Significant changes occurred in the topography of China during the Cenozoic from west-tilting earlier to east-tilting at the present. It was suggested that the reversal of the topographic trend forced the reconstruction of the Asian and even the global climate and environment. Based on the slip-line field theory and the hypothesis of eastward extrusion tectonics of Asia, this study discussed a semi-quantitative test of the paleotopographic evolution of China during the Cenozoic. The results showed that rapid uplift occurred in the west, progressive subsidence in the east and minor elevation change in the middle during the paleotopographic evolution. The initial reversal of the relief trend was formed at about 10 Ma after the initial continental collision and the elevation difference has been increasing since then. The present topography of China was formed in the recent 10 Ma.

Key words: paleotopography; mass balance; Cenozoic; China