

# 新生代亚洲形变与海陆相互作用<sup>\*</sup>

汪品先

同济大学海洋地质教育部重点实验室, 上海 200092

**摘要:** 在现今各个大陆中, 亚洲经历的新生代形变最强, 白垩纪到老第三纪时的亚洲大陆, 不仅面积较今为小, 而且形态偏“瘦”; 自从始新世印度与亚洲碰撞之后, 亚洲的面积与高度急剧增大. 随着青藏高原隆升和边缘海的张裂, 东亚原来西倾的地势发生倒转, 形成了从大陆中央隆升区向周围辐射的亚洲大河流域. 亚洲隆升有可能是北极冰盖形成与发展的重要因素, 因为隆升不仅改变大气环流、加剧风化作用, 而且还使西伯利亚河系改向北流, 通过注入北冰洋的淡水促使海水结冰、导致冰盖形成. 新生代亚洲形变, 也使得亚洲季风系统在早中新世形成, 又在约 8 Ma 与约 3 Ma 时强化. 同时, 西太平洋边缘海系列的形成, 也改变了亚洲大陆与太平洋之间的物质与能量的交换. 流经边缘海的太平洋西部边界流, 对于洋面升降和构造运动极为敏感, 在冰期低海面时边界流位于边缘海之外, 使大洋输向大陆的热量和水分大为减少. 今天, 亚洲与太平洋之间的能与物流最为活跃, 可惜亚洲在全球气候环境演变中的重要性至今未能获得学术界的充分认识.

**关键词:** 亚洲; 新生代; 大陆形变; 边缘海; 气候演变; 海陆相互作用.

**中图分类号:** P534.6; P546

**文章编号:** 1000-2383(2005)01-0001-18

**收稿日期:** 2004-11-26

## Cenozoic Deformation and History of Sea-Land Interactions in Asia

WANG Pin-xian

Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China

**Abstract:** Of the existing continents, Asia experienced the most significant deformation during the Cenozoic. From the Cretaceous to early Paleogene, Asia was smaller and “slimmer” compared with the present continent. After the India-Asia collision in the Eocene, Asia significantly enlarged its size and increased its altitude. The west-tilting topography of East Asia was reversed with the uplift of the Tibetan plateau and the opening of marginal seas, resulting in an Asian fluvial system radiating from the uplifted center of the continent. Plateau uplift may have promoted the establishment and growth of the Arctic ice-sheet not only by the alteration of atmospheric circulation and enhancement of weathering, but also by the formation of north-flowing Siberian rivers, which provided the Arctic Ocean with freshwater run-off. The Cenozoic deformation of Asia was also responsible for the initiation of the Asian monsoon system during the early Miocene and its further strengthening at  $\sim 8$  Ma and  $\sim 3$  Ma. The formation of a series of seas fringing the East Asian margin has changed the material and energy flux between the Asian continent and Pacific Ocean. The western Pacific boundary currents flowing through the marginal seas are highly sensitive to eustatic and tectonic changes. During low sea-level stands caused by glaciation, the boundary currents flowed outside the marginal seas and reduced the heat and humidity supply from the ocean to the continent. Today, the most active energy and material fluxes in the Earth System occur between Asia and the Pacific, yet the role of Asia in controlling global climatic and environmental history has been underestimated.

**Key words:** Asia; Cenozoic; continental deformation; marginal sea; climate evolution; sea-land interaction.

构造运动与气候变化的关系是地球系统科学中的一个关键问题. 然而, 两者之间的关系却远不如我

**基金项目:** 国家重点基础研究计划 (NKBRSE (No. G200078500)) 教育部重大项目 (No. 0213)

**作者简介:** 汪品先 (1936—), 男, 教授, 中国科学院院士, 主要从事海洋地质和微体古生物研究. E-mail: pxwang@online.sh.cn

\* 本文主要内容曾在 2002 年美国的 Chapman Conference 宣读, 英文版发表于 Clift, P., et al. (eds), *Continent-Ocean Interactions in the East Asian Marginal Seas*, AGU Monograph 149, 中文版略有删改.

们期待的那样简单. 两者关系的定性假说, 有待大量实际资料加以定量验证, 而亚洲正是进行此项研究的理想场合. 长期以来, 青藏一直是全球研究高原隆升气候效应的重心所在; 最近几年, 西太平洋边缘海又成为古气候研究的国际热点. 比如南海海底的大套次远洋沉积, 不仅是高分辨率地层学的绝佳材料, 而且提供了海陆相互作用的详细纪录.

与亚洲的巨大范围及其在地球系统中的重要性相比, 人类对其地质演变的了解十分有限. 亚洲大片的陆地及其边缘海, 研究程度至今过低; 加上语言和政治上的隔阂, 许多地质调查和科学研究的成果在全球学术界又鲜为人知. 对于亚洲大陆的气候和地质变迁, 至今缺乏一幅全面的图景. 本文试图对新生代亚洲形变及其环境后果的若干要点作一综述, 重点讨论海陆相互作用. 由于题目涉及面太宽, 这里只是勾勒一个轮廓, 具体的细节和所依据的材料均另行讨论. 比如亚洲季风系统的演变, 在 SCOR/IMAGES 工作组 (SEAMONS, 1998—2003) 的总结报告中有专门的讨论, 正在出版之中<sup>①</sup>.

## 1 亚洲和太平洋的相互作用

### 1.1 物流、能流和基因流的中心

现代的地球上, 亚洲是唯一夹在两大汇聚板块边缘之间的大陆: 太平洋板块从东面俯冲, 印度板块从西南碰撞. 因此, 亚洲不仅是当今最大、同时也是最高的大陆. 除去西边以乌拉尔山脉为界外, 亚洲三边面对 3 个大洋: 北有北冰洋的西伯利亚海, 东有西太平洋边缘海, 西南是北印度洋. 尤其亚洲东南的西太平洋暖池, 在地球的气候系统中具有特殊意义. 亚洲有一系列大河注入 3 个大洋, 向南影响着西太平洋暖池, 向北将淡水输入北冰洋. 一个十分突出的地貌现象是: 亚洲几乎所有的大河都发源于其中部的青藏高原和蒙古高原 (图 1).

亚洲的地理特点, 在于其地形梯度之大. 从世界顶尖的珠穆朗玛峰 (海拔 8 848 m) 到最深海渊之一的菲律宾海沟 (水深 10 497 m), 水平距离 4 000 km, 垂向落差将近两千米 (图 1). 由于地形反差和季风降雨, 亚洲东部和南部及其岛屿向海洋提供的陆源悬移物, 几乎占世界大洋总量的 70% (Milliman

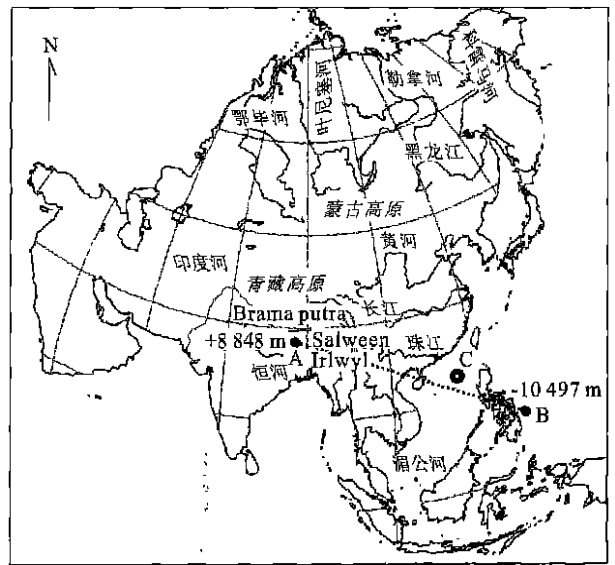


图 1 亚洲及其海区示意图, 示各大河流均源自亚洲中部的高原

Fig. 1 Map of Asia and its surrounding seas. Note that all large rivers originate in the central Asian plateaus. 黑圆点示世界最高峰: A (珠穆朗玛峰, 海拔 8 848 m) 与最深海沟之一 B (菲律宾海沟, 水深 1 0497 m) 水平相距不过 4 000 km, 而垂向落差达 20 km; 白圆点 C 示大洋钻探钻井 ODP1148 站位

and Meade, 1983). 如果将全世界大型外流盆地 (指面积  $>500\,000\text{ km}^2$ ) 的现代剥蚀速率 (指物理与化学风化剥蚀量的总和) 作一比较, 可以发现几乎所有的高值区都在南亚和东亚 (图 2b, Summerfield and Hulton, 1994). 正是由于将地形梯度和降雨量大、出露地层新等特征相结合, 提高了剥蚀速率, 增大了由陆地到海洋的物流通量.

在气候方面, 亚洲东南的西太平洋暖池多年平均表层水温超过  $28\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 是全球海平面高度的加热中心 (图 2a; Yan *et al.*, 1992); 而青藏高原又是海拔 5 000 m 高度的加热中心 (Kutzbach *et al.*, 1993). 由于这些加热中心和最冷的西伯利亚高压区都处在亚洲地区, 温度的巨大反差带来了极为活跃的大气能量流. 西太平洋暖池强烈的热带加热作用使得大气对流极为活跃: 暖湿的空气上升, 一直穿透到对流层的顶部. 于是这里成了大气三大环流的辐散中心: 穿越赤道的季风环流 (“侧向季风”, 即 lateral monsoon), 和由径向升温梯度驱动的两大大横向环流, 包括从南亚到北非和中东干旱区的 “横向季风” (transverse monsoon) 和从太平洋高温的西侧到低温的东侧之间, 引起厄尔尼诺现象的 “沃克环流” (图 2a, Webster *et al.*, 1998).

<sup>①</sup>Wang, P. (X.), Clemens, S., Branstator, A. *et al.* Evolution, El Niño and variability of the Asian monsoon system: State of the art and outstanding issues. *Quaternary Science Reviews* (in press).

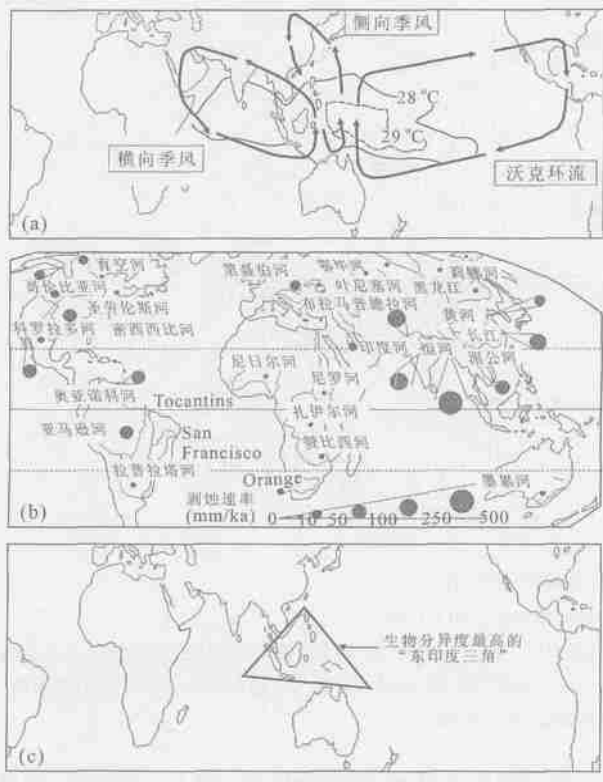


图 2 亚洲与太平洋巨大反差的全球效应

Fig. 2 Global significance of the contrast between Asia and the Pacific ocean

a. 西太平洋暖池是大气三大环流的中心:侧向与横向季风环流和造成厄尔尼诺现象的沃克环流,等值线示表层海水温度多年平均值,28 °C等温线示西太平洋暖池大致位置(据 Webster *et al.*, 1998 改绘);b. 亚洲东南是陆地风化剥蚀和向大洋供应陆源沉积物全球最强的地区,黑圆圈大小示主要外流河系的剥蚀速率估算值(据 Summerfield and Hulton, 1994 改绘);c. 全球生物分异度最高的“东印度三角”(据 Briggs, 1999 绘)

通过物流和能流体现的海陆相互作用,对于全球气候变化有着头等重要的意义.陆源物质流向海洋,改变着大洋的水化学与生产力,进而改变着大气 CO<sub>2</sub> 的浓度;反之,由大洋输向大陆的热量与水分,又是陆地气候的控制因素.现代地球上最强的能流与物流正好发生在最大的大陆和最大的大洋之间,决不是一种巧合.

除此之外,西太平洋暖池的范围又与当今全球海、陆生物分异度最高的所谓“东印度三角”相近似(图 2c).海洋生物大部分科内的种数,在“东印度三角”达到最高值,属的平均年龄也最轻,说明这是生物演化辐射的中心区(Briggs, 1999).这里生物的种分异度特别高的原因,可能在于欧亚与澳洲两大板块、太平洋和印度两大洋都在此交汇(Benzie, 1998),所

表 1 西太平洋四大边缘海的形态特征(据 Wang, 1999 修改)

Table 1 Morphological features of four Western Pacific marginal seas

边缘海	鄂霍次克海	日本海	东海	南海
浅水区(<200 m)/%	41.2	26.3	75.6	52.4
平均水深/m	777	1 361	370	1 212
海盆深度 B/m	3 374	4 049	2 719	5 377
海槛深度 S/m	~2 000	130	>2 000	2 600
S/B	0.59	0.03	0.74	0.48
通道宽度 P/km	455	136	981	950
海面面积 A/(10 <sup>3</sup> km <sup>2</sup> )	1 590	978	1 228	3 500
P/A	0.29	0.14	0.80	0.27
通道截面 C/km <sup>2</sup>	184	8	321	493
海盆容积 V/10 <sup>5</sup> km <sup>3</sup>	1 365	1 713	303	4 242
(C/V)/10 <sup>-5</sup>	13.48	0.48	105.96	11.61

各海均包括其海湾在内,如东海包括黄海及渤海.

以陆上生物地理学有著名的“华莱士线”(David *et al.*, 2002),海洋生物从基因分布来看也有“海上华莱士线”(Barber *et al.*, 2000).尽管对于高分异度的来源尚有争论,东南亚“海洋大陆”(Maritime Continent)及其邻区无疑是基因流的中心.

### 1.2 变化中的海陆相互作用系统

亚洲和太平洋相互作用的特色在于两者之间有边缘海发育.现代大洋 75% 的边缘盆地,集中在西太平洋大陆边缘(Tamaki and Honza, 1991).东亚与太平洋之间的四大边缘海,即鄂霍次克海、日本海、东海与南海,论面积(约 700 万 km<sup>2</sup>)和容积(约 760 万 km<sup>3</sup>)分别只占世界大洋的 2% 和 0.5%,然而它们在控制全球气候变化中所起的作用却要大得多,因为边缘海是海陆之间物流和能流最为活跃的地方.表 1 将四大边缘海的形态特征加以比较,包括其大小和与大洋连通的程度在内.除了大气输送的水分和尘埃之外,河流与海流都进入边缘海并在那里相互混合.因此边缘海的水文系统,无论对于大陆或者大洋的变化都十分敏感,尤其是冰期旋回中的海面升降.哪怕少量的海面下降,也可能引起海流的重大变化,以致改变海陆相互作用的性质(Wang, 1999).

下面我们将要论证,亚洲及其边缘海的地理特征只是在新第三纪以来才逐渐形成,而气候系统、特别是季风,正是随着亚洲的地理变化而逐渐发展起来的.晚新生代亚洲历史是地球系统过程的一个实例,展现了构造运动和洋面升降如何引起古海洋学的区域响应,进而又造成全球性气候影响.

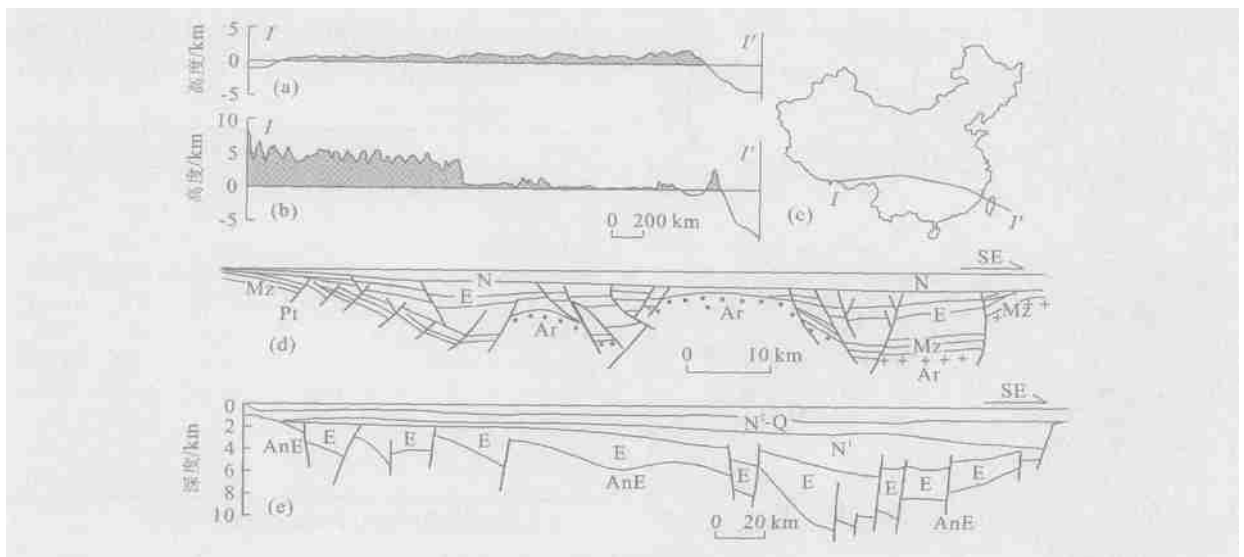


图3 新生代中期中国的构造变化

Fig. 3 Mid-Cenozoic tectonic changes in China

a, b 用华南东西向切面 (I-I') 展示老、新第三纪的地形对比, 灰色表示海面以上的高度: a. 大约 50 Ma 前的推测地形; b. 现代的东倾地形; c. I-I' 切面的位置 (据汪品先, 1998 修改); d, e 为中国东部 2 个新生代盆地的典型剖面, 展示老第三纪地层形成于裂谷盆地扩张期, 新第三纪地层形成于整体热沉降期; d. 辽河盆地 (王涛, 1997); e. 东海陆架盆地 (刘光鼎, 1993)

## 2 亚洲形变及其水文网

亚洲的上述种种特征, 在地质尺度上说来都是新现象, 大都是欧亚大陆与印度和澳洲板块之间碰撞的产物. 新第三纪之前, 并不存在亚洲中部的高原和由此辐射开去的河流网, 也不存在西太平洋边缘海系列. 而印度和亚洲碰撞最具戏剧性的后果, 是中国的地形倒转.

### 2.1 中国的地形倒转

中生代时中国的地形整体说来向西倾斜, 与印度碰撞后造成的现代东倾地形恰成对照 (汪品先, 1998). 西南的松潘—甘孜地区, 广泛发育厚达 7 000~8 000 m 的复理石地层, 正是东部华北与华南地块碰撞带遭受剥蚀后的产物; 而三叠纪时松潘—甘孜复理石的沉积环境, 可以与今天的孟加拉和印度河深海扇相比, 说明中国东部存在过三叠纪到早侏罗世的高山山脉 (Yin and Ni, 1993). 从中侏罗世到中白垩世, 随着俯冲引起的岩浆活动, 又在今天的东南沿海形成了带状山系 (Chen, 1995). 由于山脉的隆升和剥蚀, 这些山区的山间盆地里堆积了几百米至 2 000 m 厚的大套砂砾岩. 直到今天, 闽浙山区的高峰仍然高达 2 158 m, 平均海拔 1 500 m. 根据现在的高度和剥蚀量推算, 白垩纪时这些山脉高达 3 500~4 000 m, 宽约 500 km, 为当时湘鄂地区

的古三角洲提供了陆源沉积的物源 (Chen, 1995). 可见从中生代的早期到晚期, 中国的大河源自东部而流向西去.

我国西倾的地形, 保持到老第三纪 (图 3a). 老第三纪地层大多堆积在大型裂谷湖盆中 (图 3d, 3e), 和白垩纪湖盆一起, 构成了今天我国非海相油气区烃源岩的主体. 在如今的长江中下游和黄河三角洲区, 老第三纪时发育的是大型湖盆 (王鸿祯, 1985). 现在黄河口区的济阳拗陷, 源区地质的分析表明老第三纪的物源主要来自东边而不是西边. 与世界上一般的大河不同, 长江、黄河在地质上十分年轻, 迄今为止两者都没有发现有早于更新世的入海三角洲 (吴标云和李从先, 1987; 汪品先, 1998).

而新第三纪的沉积体系已经与老第三纪大不相同, 尽管都是以陆相地层为主. 老第三纪的地层集中在裂谷盆地, 而新第三纪由于中国东部整体沉降, 河湖相沉积呈“铺天盖地”式的大面积分布 (图 3d, 3e) (Wang, 1990), 反映出东倾地形已经发育 (图 3b) (汪品先, 1998). 今天中国的地形, 西有青藏高原, 东有边缘海盆, 与老第三纪的西倾格局判然不同. 但要理解中国地形的大变化过程, 首先要考察中亚地区的构造演化.

### 2.2 新第三纪前的亚洲

现代的欧亚大陆横跨纬度 180° 以上, 占据整个

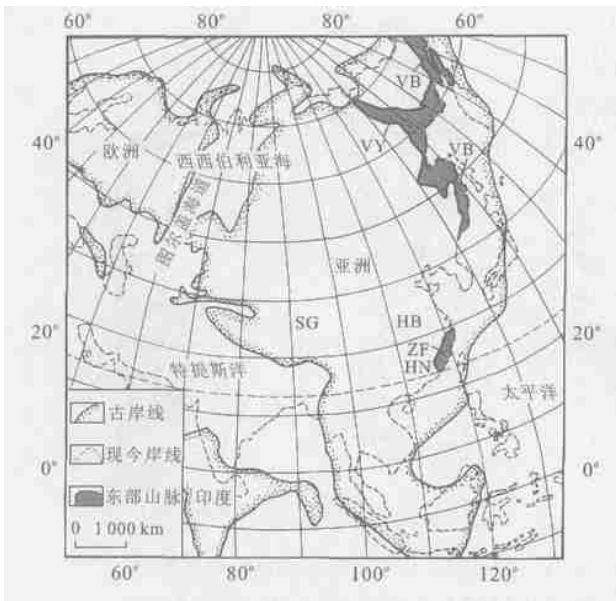


图4 新第三纪以前的亚洲,以始新世中期为例(据Chen, 1995; Hall, 1998, 2001; Цеховский и Ахметьев, 2003b 绘制)

Fig. 4 A sketch map of pre-Neogene Asia exemplified by the middle Eocene

当时欧洲与亚洲被西西伯利亚浅海和图尔盖海道分开:VB.“东亚火山带”;VY.维尔霍杨斯克褶皱带;ZF.浙闽山地;上述山脉形成于晚中生代,在老第三纪时仍然高耸.接受这些山脉剥蚀输出的沉积物、堆积复理石和三角洲地层的中生代盆地如:SG.松潘盆地;HB.湖北盆地;HN.湖南盆地

东半球;而晚中生代和老第三纪的亚洲却不仅面积较小,而且形态“苗条”.当时的古亚洲尚未与欧洲、印度、中东,以及西西伯利亚相连接,宽度只是今天的一半多一点,经向却从北极区延伸到南回归线,几乎占有整个北半球.这种“苗条”的亚洲,大概从晚侏罗世延续到渐新世,可以用中始新世的( $\sim 45$  Ma)古地理图为例加以说明(图4).

现在从乌拉尔到西伯利亚地台之间广袤的西西伯利亚低地平原,从侏罗世起就被浅海淹没(Милановский, 1989).整个平原区根据上百个钻井各门类的微体古生物分析,经过对比统一了老第三纪生物地层划分方案(Ахметьев *et al.*, 2001),得出了西西伯利亚海的演变图景.原来西西伯利亚海是一个巨型的沉积盆地,最大面积逾  $2 \times 10^6$  km<sup>2</sup>.晚侏罗世到早渐新世期间,从乌拉尔和西伯利亚地台剥蚀下来的陆源碎屑物,在这里堆积为浅海相地层(Милановский, 1989; Цеховский и Ахметьев, 2003b).古地理再造表明,古新世到始新世时的西西伯利亚海,是向北连接北冰洋,向南通过

图尔盖海道通到特底斯洋的一片浅海(图4).只是由于洋面升降或者构造变动导致局部海底出露,才使得与大洋的连接曾经短期中断.根据图尔盖海道井下地质资料判断,与特底斯大洋的连接始于古新世末( $\sim 55$  Ma),而与北冰洋的通道在晚始新世时切断(Radionova *et al.*, 2001),从此西伯利亚海变为特底斯洋的一个海湾(Цеховский и Ахметьев, 2003a, b).晚渐新世时( $\sim 28 \sim 24$  Ma)特底斯洋海水入侵,西西伯利亚海南部和图尔盖海区堆积了半咸水沉积(Шатский, 1978, 1984).

古亚洲东缘山脉的形成,开始于渐新世.作为环太平洋俯冲体系的一段,今天俄罗斯远东的沿海区当时发生了大规模的火山与构造活动,结果形成了“东亚巨型火山带”,山脉系列的高度至今可逾3000 m,构成显著的地貌特征(图4).在一些山间盆地里,白垩纪的火山碎屑岩包括浊流砂岩在内,形成了厚达13000 m的地层(Kirillova, 2003),与中国东南闽浙山地的成因相似(Chen, 1995).在西伯利亚地台的东缘,维尔霍杨斯克褶皱带的形成使得晚侏罗世到晚白垩世的地层发生形变,并且有大约2000 m的地层遭受剥蚀(Parfenov *et al.*, 1995).上述种种地貌格局在老第三纪时仍然保持,构成东亚地形西倾的特征.

### 2.3 西藏隆升与亚洲形变

随着青藏高原的隆升,亚洲原来西倾的地形在古新世末开始变化,这在中国的表现最为明显.直到始新世晚期印度和亚洲的碰撞使其西边的海相沉积结束为止,中国一直保持着西倾的地形.对于青藏高原隆升的时间始终存在争议,有的认为始于21~20 Ma前(Copeland *et al.*, 1987; Harrison *et al.*, 1992),同时中国东部整体沉降;有的则认为要早得多,青藏高原在印度碰撞之前或紧接着碰撞之后,至少已经局部隆升(England and Searle, 1986; Murphy *et al.*, 1997; Tapponnier *et al.*, 2001);而另一种意见却认为高原隆升是很近的事(Li, 1991).无论采用哪一种方案,这些构造运动都会导致中国地形倒转,由西倾变为东倾,而且由西向东的地形梯度也逐步增强.不仅如此,早中新世还是许多西太平洋边缘海的形成期(Tamaki and Honza, 1991; Briais *et al.*, 1993; Jolivet *et al.*, 1994).亚洲新生代的这种地形巨变,必然产生深刻的气候影响,其中包括东亚季风的开始或者加强.随着东倾地形的发展及季风发育剥蚀作用的加速,风化产生的沉积物

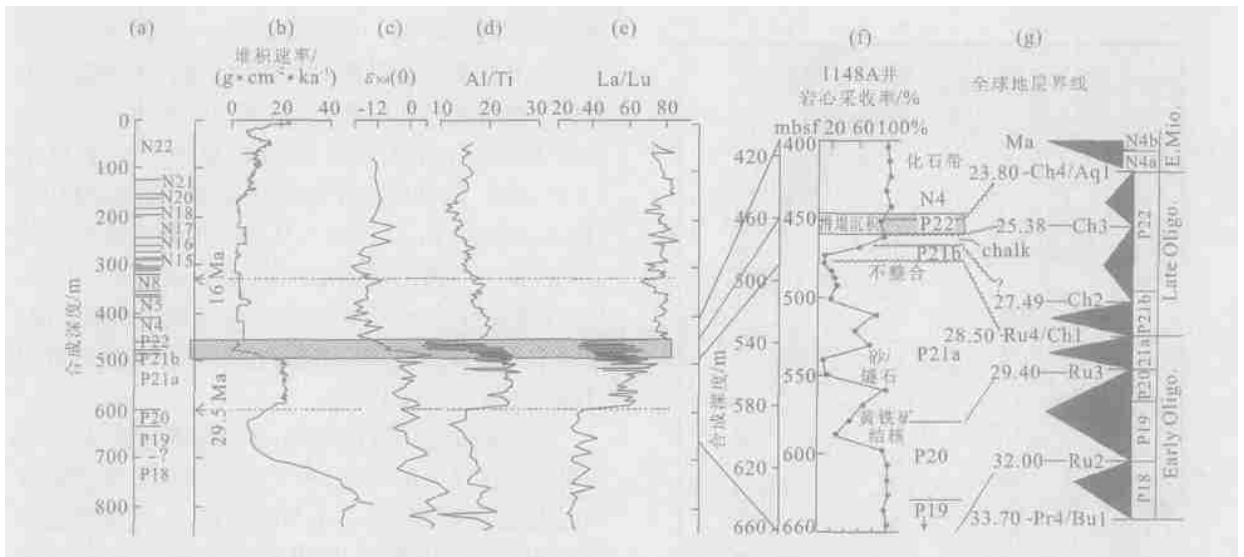


图 5 南海北部大洋钻探 ODP1148 井(18°50'N, 116°34'E, 水深 3 294 m)记录的晚渐新世构造事件

Fig. 5 Tectonic events in the Late Oligocene recorded at ODP1148, northern South China Sea

a. 浮游有孔虫分带; b. 堆积速率( $g \cdot cm^{-2} \cdot ka^{-1}$ ); c. 钕同位素  $\epsilon_{Nd}(0)$ ; d. Al/Ti 比值; e. La/Lu 比值; f. 岩心回收率; g. 与全球地层序列的对比(据 Li *et al.*, 2003 和 Li *et al.*, in press)

被大河输入新生的边缘海盆, 沿着东亚的边缘形成了大片的沿海平原和浅海陆架(汪品先, 1998).

近年来的研究表明, 青藏高原的隆升不是一个简单的过程(Copeland, 1997), 而是由南方向东北逐步推进的多阶段隆升(Tapponnier *et al.*, 2001), 虽然也有作者认为是向东南逐渐推进的(Clark and Royden, 2000). 与此相应, 亚洲的地形倒转可能也是多阶段的过程. 尽管高原隆升历史有待进一步研究, 中国东部沉积分布格局从裂谷盆地到整体沉降的转变却提供了明确的记录. 根据中国陆地和海上新生代盆地的沉积序列判断, 这次转变应当发生在老、新第三纪交替前后的某个时候(图 3d, 3e). 幸运的是大洋钻探 ODP1148 孔正好打在南海北陆坡的底部(图 1), 揭示出渐新世晚期 28.5~23.4 Ma 之间有过一系列的沉积间断, 缺失的地层累计相当 3 Ma 之多(Wang *et al.*, 2000; Li *et al.*, in press). 1148 井记录了一系列事件显示沉积物源区由西南向北方转移, 证明当时发生了区域性的构造改组(Li *et al.*, 2003)(图 5). 从 1148 井 3 200 万年的沉积记录看, 这是南海晚新生代最强的一次构造运动, 运动前后的沉积物在成岩作用程度上也大不相同(汪品先等, 2003). 对于晚渐新世的这些沉积间断事件虽然也有过不同的解释(Clift *et al.*, 2001a), 但从整个区域的资料推断应该是中国东部由裂谷盆地发育期向整体沉降的过渡, 与地形的倒

转相对应.

### 2.4 河流网的改组

现代亚洲河网系统的发育, 是印度碰撞引起地形和气候变化的结果. 最早的记录来自印度河, 根据深海扇的地层看印度河可以上溯到始新世(Clift *et al.*, 2001b). 接着形成的是恒河—布拉马普德拉河, 在晚始新世之后开始堆积孟加拉深海扇(Derry and France-Lanord, 1997; Curray *et al.*, 2003). 中新世中期这 2 个深海扇的沉积速率都出现加速现象, 反映出地形反差加大或者季风雨量的增加.

与南亚河流不同, 流入西太平洋边缘海的东亚大河历史要晚得多. 已经有大量文献探讨黄河的历史, 从源区(Li *et al.*, 1996; Fothergill and Ma, 1999)直到入海三角洲(Xue, 1993; Saito *et al.*, 2000). 各家研究的结果不尽相同, 但黄河入海的历史都限于更新世. 这与海盆的历史相吻合: 黄河注入黄海与渤海, 而黄、渤海本身的海相盆地也是更新世才产生, 虽然老第三纪时那里就有裂谷湖盆发育(Wang, 1990; 汪品先, 1998). 近来报道黄河中游在黄土高原的出口处, 5 Ma 年前就有古湖泊存在; 直到晚更新世黄河方才切穿三门峡, 东流入海(王苏民等, 2001). 长江的情况也与黄河相似, 现在 2 条大河在青藏高原的源头也十分相近(图 1). 长江三角洲大量陆上钻井地层的总结, 也发现其历史不超过更新世(吴标云和李从先, 1987). 长江三角洲沉积大都

属于晚更新世和全新世(Li *et al.*, 2000; Hori *et al.*, 2002), 尚未见有早于更新世的水下三角洲. 统计表明, 中国东部岸外的沉积速率在上新一更新世时迅速增大(Métivier and Gaudemer, 1997), 也与这些大河偏新的历史相一致.

现代亚洲北缘的大河, 大都北流注入北冰洋. 其中最大的3条河——鄂毕河、叶尼塞河和勒拿河, 都蜿蜒在乌拉尔和维尔霍杨山脉之间的西西伯利亚平原之上; 它们为北冰洋提供着一半以上的淡水流量, 占据全大洋淡水注入量的十分之一, 对今天北冰洋的水平衡有着举足轻重的影响. 这些河流同样也是地质上很新的现象, 在晚上新世之后方才出现, 虽然集水区在西伯利亚地台的勒拿河也有年龄较老的意见(Галабала, 1979). 前面说过, 介于环太平洋火山带和西西伯利亚海之间的西伯利亚地区, 从晚中生代到老第三纪的地形也是西倾的, 河流自然流向西方. 当晚渐新世和新第三纪西西伯利亚海出露成陆时, 西伯利亚的北部隆起, 只在南部还有河湖相沉积堆积(Милановский, 1989). 到晚上新世以来, 才有流向北方的河系发育(Шатский, 1984), 而鄂毕河与叶尼塞河下游发现的古河流沉积以及海侵地层, 都属于更新世(Милановский, 1989). 由于至今缺乏精确的测年数据, 只能根据沉积和地貌资料进行推论, 最大的可能是叶尼塞河形成于晚上新世, 勒拿河形成于早更新世, 而鄂毕河形成于中晚更新世(С. Лаухин, 2004 函告).

总之, 亚洲大陆东缘和北缘的大河年龄, 要比世界其他地区的大河新得多. 这些河流都发源于亚洲中部的高原(图1), 直到晚上新世高原隆升之后方才形成现在的河网. 不仅青藏高原的北部晚上新世才隆升(Zheng *et al.*, 2003), 而且西藏以北或东北的亚洲中部山脉, 也是在晚近的地质时期经历着隆升过程. 天山的大幅度隆升发生在大约五六百万年前(Métivier and Gaudemer, 1997), 而戈壁—阿尔泰区的晚新生代造山运动, 一直到今天还在继续进行(Cunningham *et al.*, 1996; Owen *et al.*, 1998).

### 3 亚洲形变的气候影响

青藏高原的隆升被认为是触发新生代最大全球气候变化的地质因素(Ruddiman *et al.*, 1997). 从更宽的视角看来, 亚洲大陆的隆升可以从三方面影响气候: 一是高原的形成, 二是海陆分布的变化, 三

是河网系统的改组. 3种过程都影响气候, 但是各自所起作用的大小却大有争论. 下文只就他们对于新生代两项最大气候变化的影响进行讨论: 一是极地冰盖的产生, 二是亚洲季风的形成.

#### 3.1 北极冰盖的形成

北半球冰盖的发育, 是一个分阶段逐步推进的过程, 最早的冰筏沉积在上中新世地层中就有发现(Thiede and Myhre, 1996). 然而从底栖有孔虫氧同位素值变重的证据看, 北半球冰盖主要形成在3.15~2.50 Ma(Tiedemann *et al.*, 1994); 约2.67 Ma时亚北极太平洋海底的大规模冰筏沉积, 表明北极冰盖的进一步发育(Prueher and Rea, 1998). 关于北极冰盖成因已经提出过大量的假说, 其中大多涉及青藏高原的隆升和巴拿马海道的关闭.

假如青藏高原隆升是北半球冰盖形成的原因, 那就是亚洲形变导致气候变化的直接后果. 早期学术界曾经认为高原隆升改变大气环流, 就能够形成北极冰盖(Ruddiman and Raymo, 1988), 然而这种假说已被否定, 因为隆升的时间比北极冰盖早得多. 于是他们又提出新的假说, 认为隆升导致化学风化加强, 从而消耗大气CO<sub>2</sub>, 造成全球变冷(Raymo and Ruddiman, 1992). 可是晚新生代是否真有化学风化加快的证据, 却引起了争论(Kump and Arthur, 1997); 无论如何, 依靠缓慢的风化作用, 难以解释北半球冰盖产生与增长的快速过程(Prueher and Rea, 1998). 为此又提出了种种触发机制, 认为当构造运动将全球气候推到临界点附近时, 诸如大量火山爆发或者地球轨道参数变化等其他外加因素, 最终导致了冰盖的形成或增大(Maslin *et al.*, 1998).

北半球冰盖形成的另一种解释是巴拿马地峡的出现. 中美洲海道的关闭加强了墨西哥湾流, 使得湾流将更多的水汽输送到北极地区, 助长了北极冰盖的形成. 但是, 中美海道的关闭同时也增多了向高纬度的热量输送, 与冰盖形成的要求背道而驰(Berger and Wefer, 1996); 可见巴拿马海岛关闭对北极冰盖有着正负两方面的效应, 不能一概而论(Maslin *et al.*, 1998). 其实, 西伯利亚河流的历史, 恰恰有可能为此项难题提供答案. 今天的北冰洋, 有一层温度和盐度都偏低的数十米表层水覆盖(Aagaard and Carmack, 1994), 而北冰洋一半以上的淡水, 依靠叶尼塞河、勒拿河和鄂毕河等西伯利亚3条大河输入. 西伯利亚河流输入的淡水增多, 可以促使北冰洋表层容易形成海冰, 海冰会增大反照率, 并且将大气与

热容量高的海水隔绝。按照 Driscoll and Haug (1998) 的假说, 中美海道关闭使墨西哥湾流及其向高纬区输送水汽的能力增强, 于是通过西伯利亚河流排水量的加大, 触发北半球冰盖的快速增长。然而, 海道关闭相当早, 4.6 Ma 时已经严重影响深层环流, 比北极冰盖形成早一两百万年; 原因和后果之间的时间差别居然如此之长, 这两位作者只能借助天文因素来做解释: 距今 3.1~2.5 Ma 期间, 地球斜率的变幅有所增加 (Driscoll and Haug, 1998)。

Driscoll and Haug (1998) 用西伯利亚河流解释北极冰盖的假说, 只是参照了贝加尔湖的气候记录, 却没有考虑西伯利亚河流本身的历史。其实, 西伯利亚河流开始流入北冰洋, 已经是更新世或者晚上新世的事。在这些注入北冰洋的大河形成之前, 4.6 Ma 时增加的水汽输送并不能进入北冰洋。亚洲地表隆升造成的西伯利亚河系改组应当是北冰洋淡水输入增加, 因此也是北极冰盖发育的主要机制。

总之, 亚洲形变对于北半球冰盖的生成和增大有着重要影响: 或者是西藏与蒙古高原的隆升, 直接导致西伯利亚大河的北流; 或者是间接地通过喜马拉雅山脉与青藏高原隆升加强化学风化, 结果都使得冰盖增大。目前这些假说还都处于推测阶段, 因为缺乏足够的证据, 尤其缺乏可靠的测年数据。

### 3.2 东亚季风的发育

新生代古气候学中一个重大问题, 是现代季风系统的形成时间及其演变历史。提出能控制亚洲季风环流演变的构造因素有三: 一是高原隆升, 二是海陆分布, 三是海流通道的闭启, 而三者又都与亚洲形变相关。

亚洲季风强度的研究, 一直与青藏高原的历史密切相关。全球环流模型 (GCM) 的试验表明: 只有当青藏高原和喜马拉雅山的高度至少达到现在的一半时, 太阳辐射的驱动才足以引起强烈的季风 (Prell and Kutzbach, 1992)。根据阿拉伯海 ODP117 航次取得的长记录, 形成的看法是大约 8 Ma 时亚洲季风系统首次加强, 那时青藏高原也有隆升的证据 (Harrison *et al.*, 1992; Prell and Kutzbach, 1992, 1997; Molnar *et al.*, 1993)。此项假说也得到了陆地证据的支持, 特别是黄土高原证据的支持。黄土作为风成沉积物, 与冬季风的强度密切相关; 而与黄土互层的古土壤, 又是夏季风的标志。起先, 黄土—古土壤剖面底界的 2.6 Ma 被视作东亚季风起源

表 2 黄土高原风尘历史的发展

Table 2 Development of the dust history in the loess plateau, China

堆积物	年龄/Ma	文献
黄土—古土壤	0~2.6	Liu and Ding, 1993
红土	2.6~8	An <i>et al.</i> , 2001
秦安黄土	6~22	Guo <i>et al.</i> , 2002

的时间 (Liu and Ding, 1993)。后来发现黄土之下的红土也属风尘成因, 于是黄土高原风尘堆积及其季风搬运的历史, 上推到 7~8 Ma (An *et al.*, 2001) (表 2)。既然青藏高原的高度造成了亚洲内陆的干旱化, 并加强了亚洲的季风系统 (Kutzbach *et al.*, 1993), 而印度洋上升流的出现和中国风尘堆积的开始都在 8 Ma 前后, 那么印度季风和东亚季风也应当在那时形成 (An *et al.*, 2001)。

既然气候模拟揭示了青藏高原隆升与季风强度之间的关系, 那么就可以根据古季风的上述证据, 推论 8 Ma 时高原隆升 (An *et al.*, 2001)。可是青藏高原的隆升现在看来要早得多。近来秦安中新世早—中期黄土剖面的发现, 又将中国粉尘堆积的历史推到 22 Ma 之前 (Guo *et al.*, 2002)。总共 231 个黄土—古土壤互层, 代表了从 22~6.2 Ma 基本上连续的风尘堆积史 (表 2)。与更新世的黄土相似, 中新世的黄土证明当时风尘源区的干旱化加强, 又有强劲的冬季风搬运这些粉尘; 而与之互层的古土壤, 则说明有夏季风输送水汽, 增加湿度。

最近南海深海沉积的研究, 也提供了早中新世季风发育的证据。根据南海北部 3 000 余万年来深海沉积记录中黑碳稳定同位素的分析, 贾国栋等 (Jia *et al.*, 2003) 发现, 早中新世大约 20 Ma 以来, 东亚植被中就有 C<sub>4</sub> 植物出现, 说明东亚季风当时已经存在。同一套地层的粘土矿物证据也表明早在 15 Ma 以前, 华南的气候已变为湿润 (Clift *et al.*, 2002)。中国东部的植被和气候分带在早中新世发生变化, 其实早已察觉。在总结油气勘探和地层研究资料的基础上, 发现老第三纪有一个宽阔的干旱带由西向东贯穿中国 (图 6a), 其中尤以古新世时干旱带的发育最盛。新第三纪时干旱带退缩到西北地区 (图 6b), 说明已经形成了季风系统的大气环流 (Wang, 1990; Liu, 1997)。现在, 孢粉和古植物的证据证实了这次从纬向的行星风系到季风风系的过渡, 反映了东亚夏季风将水分从海洋带到中国东部的结果。可见渐新世/中新世交替前后中国气候带的改组, 应



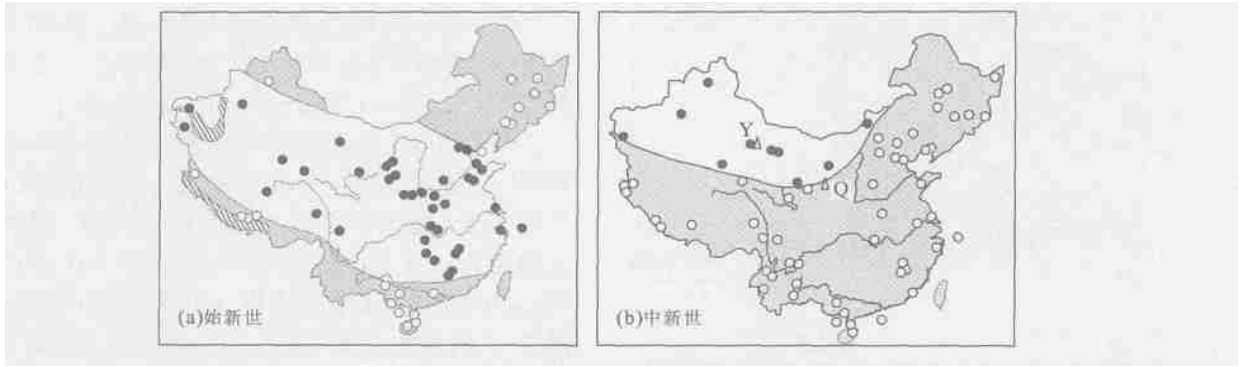


图 6 中国干旱气候带(白色区)的分布

Fig. 6 Arid zone (white) distribution in China

a. 始新世时干旱带近于纬向分布,说明受行星风系控制;b. 中新世时干旱带位于西北,反映季风环流形成(据 Sun Xiangjun and Wang Pinxian, “How old is the Asian monsoon system? — paleobotanical constraints from China” 文稿). 圆圈示古植物、孢粉产地;黑色示干旱型;白色示潮湿型;三角示中新世黄土剖面(Q·秦安)和孢粉剖面(Y·玉门)所在地

当指示东亚夏季风的确立或者至少是强化,向季风气候过渡的时间,推测大体上与晚渐新世的构造运动和地形倒转相对应(图 3).

因此,亚洲季风系统的历史,比从前想象得长;而且季风系统形成以后又经历了显著的时空变化.在秦安的中新世黄土序列中,15~13 Ma 和 8~7 Ma 2 个时段的降尘堆积速率特别高(Guo *et al.*, 2002),这可能反映了粉尘源区干旱化加强,这种推断最近也得到玉门地区的孢粉资料的佐证(马玉贞等, 2004). 8~7 Ma 时的干旱化增强,还得到北太平洋风尘堆积高峰的证实(Rea *et al.*, 1998). 上述推论,与青藏高原从老第三纪晚期逐步隆升的模型(Tapponnier *et al.*, 2001)相一致.

影响季风强度的另一个因素是海陆分布. 特别值得注意的是副特底斯海(Paratethys) 30 Ma 前是一个覆盖欧亚大陆中部的陆表海,到早中新世时退缩.数值模拟表明,副特底斯海的退缩促使亚洲内地大陆化,从而加强了季风环流;而这种海陆分布变化对季风强度的影响,并不亚于青藏高原的隆升(Ramstein *et al.*, 1997). 由于副特底斯海的退缩发生在渐新世到中一晚中新世之间,对季风的影响也应当出现在 30~10 Ma 时段,而这正好与中新世黄土的新发现和我国干旱带的退缩相吻合.

老第三纪晚期是海陆分布的重大变化期. 前面谈到,新第三纪以前的亚洲比较现在“苗条”(图 4),直到始新世,欧洲与亚洲之间有西西伯利亚海和图尔盖海峡相隔,而亚洲东北角却和美洲相连(图 7). 用全球环流模型模拟的结果,当时的高雨量区在热带区呈纬向分布,而中国东部当时处于较为干旱的环境下

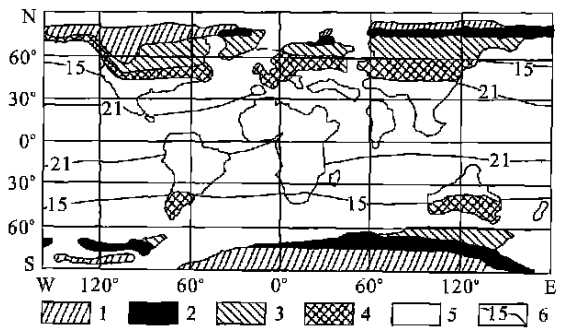


图 7 早始新世的古地理图,表示大约 50 Ma 前的海陆分布、植被与表层水温的分布

Fig. 7 Early Eocene paleogeography: Sea-land distribution and environment at about 50 Ma

据 Barron (1985)、Haq (1981)、Crowley and North (1991)、Wang (1990)资料绘;1. 混合针叶林;2. 针叶与阔叶混交林;3. 常绿阔叶林;4. 亚热带雨林;5. 热带雨林;6. 表层水等温线(°C)

(图 8)(Chen *et al.*, 2000). 此种前季风型的气候格局与古环境再造的结果相对应(图 6a). 上述种种,都证明海陆分布是季风气候演变中的重要因素.

大陆的形变不仅影响陆地的地理,而且通过洋流通道的闭启影响边缘海的水文. 从大洋环流模拟的结果看,3~4 Ma 前印尼海道的“关闭”可以带来非洲的干旱化(Cane and Molnar, 2001). 随着澳洲板块的北移,印尼穿越流的水源从温暖的南太平洋水变为较冷的北太平洋水,结果使得印度洋表层水温下降,因而东非雨量减少,印度夏季风减弱,在海洋沉积中已有记录证明(Prell and Kutzbach, 1992).

上列资料虽然还都比较零星,但已经足以说明,在新生代全球变冷和亚洲季风系统发育中,亚洲大陆

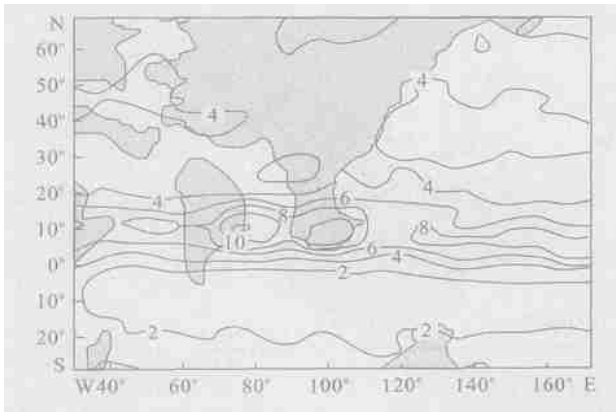


图8 亚洲早始新世时的雨量分布,根据图7下垫面条件作出的数值模拟结果(据Chen *et al.*, 2000改绘)

Fig.8 Simulated precipitation distribution in early Eocene Asia based on the surface conditions shown in Fig.7

的形变都起了关键性作用.无论构造形变,还是全球变冷,或者季风发育,都是在分阶段发育中相互结合的过程.但是要验证现有的各种假说,那还得继续努力去获得有更好年代控制的、高分辨率的长期记录.

## 4 边缘海与海陆相互作用

### 4.1 边缘海的形成

西北太平洋一系列边缘海的张裂,是海陆相互作用重要的构造表现,可以对气候产生重大影响.尽管对于西太平洋边缘海张裂的原因说法不一(Briais *et al.*, 1993; Clift *et al.*, 2003),南海(Taylor and Hayes, 1983)、日本海(Jolivet *et al.*, 1994)、很可能还有鄂霍次克海(Gnibidenko and Khvedchuk, 1982; Worrall *et al.*, 1996)都是在渐新世到中新世中期之间(30~15 Ma)形成的,大体上相当于青藏高原显著隆升的开始.有的意见认为边缘海张裂是印度—亚洲碰撞的结果(Jolivet *et al.*, 1989, 1994),但是实际的机制并不清楚,其中关于太平洋板块的作用所知尤少.东海的拉张要晚得多,冲绳海槽要到上新世方才形成(Jin and Yu, 1982; Letouzey and Kimura, 1985),这也可能与亚洲上新世的隆升有关.青藏高原的隆升和边缘海的张裂一起改造了亚洲的地形,也改组了亚洲的水系.

边缘海的形成改变了亚洲和太平洋之间的物流和能流.边缘海截留了大陆供应的大量陆源沉积物.尽管南亚、东亚及其岛屿为世界大洋提供了70%以上的陆源悬移物质(Milliman and Meade, 1983),西太

平洋却并没有像印度洋那样的大型深海沉积扇,不过边缘海的深海沉积速率要比开放大洋高出1~2个数量级(Wang, 1999; Métiévier and Gaudemer, 1999).

无论是西太平洋暖池,或是黑潮暖流,都与岛弧和相应边缘海的存在密切相关.在边缘海形成之前,北太平洋赤道流向西流入印度洋,直到中一晚中新世印尼海道关闭之前并无阻碍(Kennett *et al.*, 1985),因此难以形成现在概念上的西太平洋暖池.同样,直到菲律宾板块旋转之前,西行的赤道暖流不会有吕宋岛的阻挡而分解成黑潮和棉兰老流,而棉兰老流的暖水是保持暖池区高温的重要来源.

边缘海的形成,也是本区出现宽阔陆架的原因.东海陆架(包括黄海和渤海在内)和南海陆架(包括其他陆架)的总面积达2 650 000 km<sup>2</sup>,超过整个的地中海;而末次盛冰期时洋面下降,整个陆架出露海面.由于南海的水汽是夏季我国季风雨的重要源泉(陈隆勋等, 1991),冰期海区面积的缩小加强了我国内地的干旱气候.不清楚的是如此大规模的陆架出露从何时开始,因为从沉积记录看来,我国岸外的宽阔陆架可能从大约15万年前的氧同位素第6期起方才出现(Sun *et al.*, 2003).

边缘海对气候的一种重大影响,是对冰期旋回中气候变化的放大效应.半封闭型的边缘海在冰期时与大洋隔断,加上冬季风强化的效果,使得盛冰期时的冬季表层水温比同纬度开放大洋低得多(Wang, 1999).特别是坐落在西太平洋暖池区的其他陆架,这种降温会减少降雨量、遏制大气的深对流,从而引起该区树线和雪线的下降(De Deckker *et al.*, 2003).

### 4.2 穿越边缘海的西部边界流

大洋的西部边界流是低纬度向高纬度区传输热量的主要通道.今天西太平洋的边界流(黑潮与亲潮)在其流程中穿越边缘海,因而也是亚洲与太平洋之间海陆交换的渠道.这种西太平洋的特有现象,是亚洲东缘存在一系列边缘海所造成的结果.北大西洋就与之不同,西部边界流(墨西哥湾湾流)就只有一小段流经边缘海.

如表1所示,西太平洋的4个边缘海相互连通,构成了一个水流系统(图9).现在注入这4个边缘海的有黑龙江、黄河、长江、珠江、红河以及湄公河等大河.边缘海与大洋联系的程度,主要取决于通道的海槛深度.4个海中以日本海最为封闭,因为4个通道的海槛都极浅(表1,3);而鄂霍次克海和东海都有

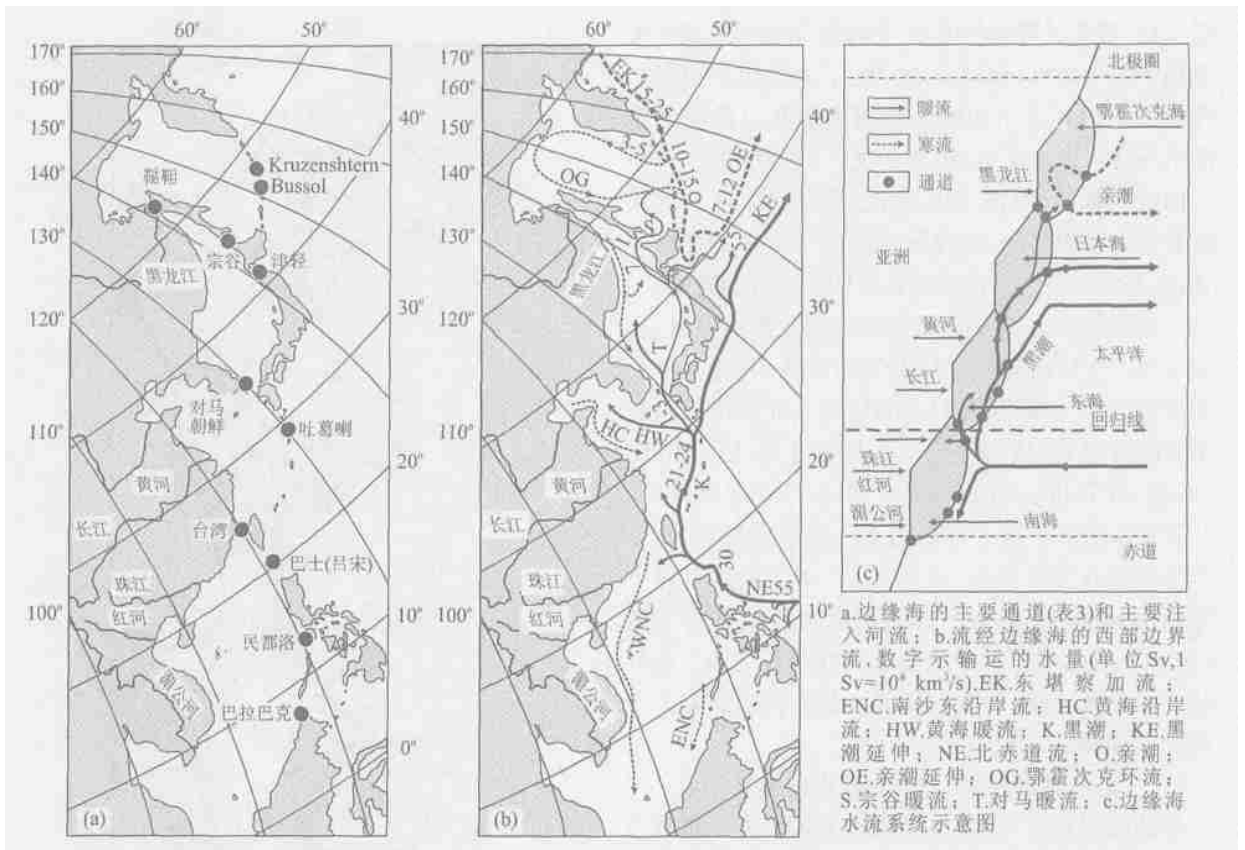


图 9 亚洲大陆和太平洋之间的西太平洋边缘海系统(鄂霍次克海、日本海、东海、南海)和西部边界流系统(黑潮、亲潮)  
 Fig. 9 System of Western Pacific marginal seas between the Asian continent and Pacific Ocean, as well as the western boundary currents

表 3 西北太平洋边缘海的通道

Table 3 Straits of the four NW Pacific marginal seas

边缘海	总径流量/ ( $\text{km}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ )	海道	连通海域	海槛深 度/m	通道最小 宽度/km
鄂霍次克海*	586	Bussol	太平洋	2 318	
		Kruzenshtern	太平洋	1 920	
日本海	212	鞆鞆海峡	鄂霍次克海	8	7
日本海	212	宗谷海峡	鄂霍次克海	44	42
日本海	212	津轻海峡	太平洋	116	19
日本海	212	朝鲜海峡	东海	131	116
东海*	1 500	吐葛喇海峡	太平洋	>1 000	
东海*	1 500	Kemara	太平洋	>1 000	
南海	820	台湾海峡	东海	70	130
南海	820	巴士海峡	太平洋	2 600	370
南海	820	民都洛海峡	苏禄海	420	125
南海	820	巴拉巴克海峡	苏禄海	100	50

\* 鄂霍次克海与东海和太平洋的连通相当开放,表中只列出主要通道.

较深而宽的通道,因而与大洋的水流交换比较畅通(图 9a, 表 3). 边界流穿越边缘海的途径取决于这陆架外缘流向东北直至 30°N, 由于与陆架水相混合使得水体变性, 并造成热量与盐分的水平输运(Su,

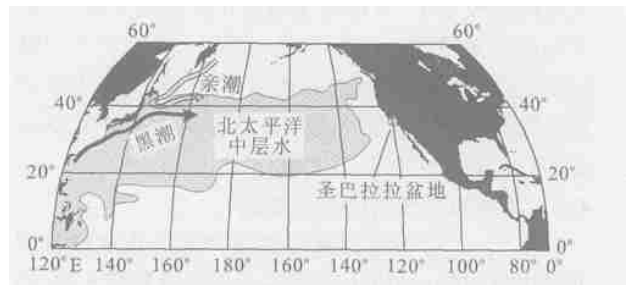


图 10 北太平洋中层水在现代太平洋的分布(据 Talley, 1993)  
 Fig. 10 Distribution of the North Pacific intermediate water in the modern Pacific

黑色与白色箭头分别指黑潮与亲潮及其延伸; 圆圈示圣巴拉拉盆地

1998; Su and Lobanov, 1998). 在九州以西, 黑潮产生通道, 所以在很大程度上受到洋面升降的控制.

黑潮起源于北太平洋赤道流, 然后沿菲律宾东岸北上. 在北行途中, 黑潮水一部分通过巴士海峡进入南海, 主体则在台湾以东进入东海. 黑潮在东海沿生的分支对马暖流穿过对马海峡北流进入日本海, 该日本海带来了高温和盐分. 对马暖流再穿过宗谷

海峡流进鄂霍次克海,作为宗谷暖流沿着北海道北岸东行,带来了较咸的海水.黑潮就是这样一路上将亚热带带来的水,和被河水冲淡了的陆架水相混合(图 9b).最后,流出边缘海的黑潮水又与低温的亲潮水在日本以东混合,形成的北大西洋中层水重新返回流向低纬区(图 10).因此,黑潮对东亚的气候有着重大影响.流经边缘海时黑潮水发生的性质变化,也是北太平洋形成高纬区水团的重要因素.

亲潮寒流是属于亚北极环流的西部边界流,在白令海产生后沿着堪察加半岛东岸流向西南,称为东堪察加流.亲潮寒流的一部分进入鄂霍次克海与宗谷暖流混合,最后穿过千岛群岛重返太平洋(图 8a;表 3)(Talley and Nagata, 1995; Talley, 1996).从鄂霍次克海重返太平洋的水与东堪察加流汇合,作为亲潮寒流向南流.日本以东,在  $37^{\circ}\text{N}$  与  $40^{\circ}\text{N}$  之间,黑潮和亲潮一南一北,两支边界流并排东进(图 9b),而北太平洋中层水今天就是在这两大边界流的混合区形成(Talley, 1996),然后传播到北太平洋的大部海区(图 10).

一系列边缘海由西部边界流串联起来构成一个完整的海流系统,这在现代地球上西太平洋独有的特色(图 9c).黑潮的大部分在流出东海以后回到太平洋,但就是流经边缘海的那一部分黑潮暖水就足以构成海陆交换的有效机制.太平洋的亚热带水在流向北极途中,与边缘海的沿岸水发生交换,最后又在回到太平洋后与亚北极水混合,从而产生出低盐度的中层水重新回到亚热带区.因为边缘海系列从热带延伸到北极圈,这种边界流在太平洋高低纬度区热量交换中也起着关键作用.

#### 4.3 海陆相互作用的不同模式

由于水浅,东亚边缘海的很大部分在冰期低海面时裸露成陆.加以边缘海的不少海道形窄水浅,结果是边界流的强度随着冰期旋回中的海面升降和通道区的构造运动而发生变化.古生物和同位素分析表明,末次盛冰期时黑潮及其分支在边缘海以内大为减弱.黑潮在东海变得十分微弱,或者并不流入现在主轴所在的冲绳海槽(图 11; Ujiie *et al.*, 1991; Li *et al.*, 1997; Jian *et al.*, 1998); 日本海由于缺乏对马暖流的作用,表层海水发生淡化,导致水体分层现象(Oba *et al.*, 1991).

亲潮也发生了类似的变化.鄂霍次克海在冰期时由于陆架出露,海面冰封,亲潮寒流的流入量受到限制.这种推断得到沉积纪录的证实:末次盛冰期时生源沉积物减少,而陆源碎屑沉积物的比例增高

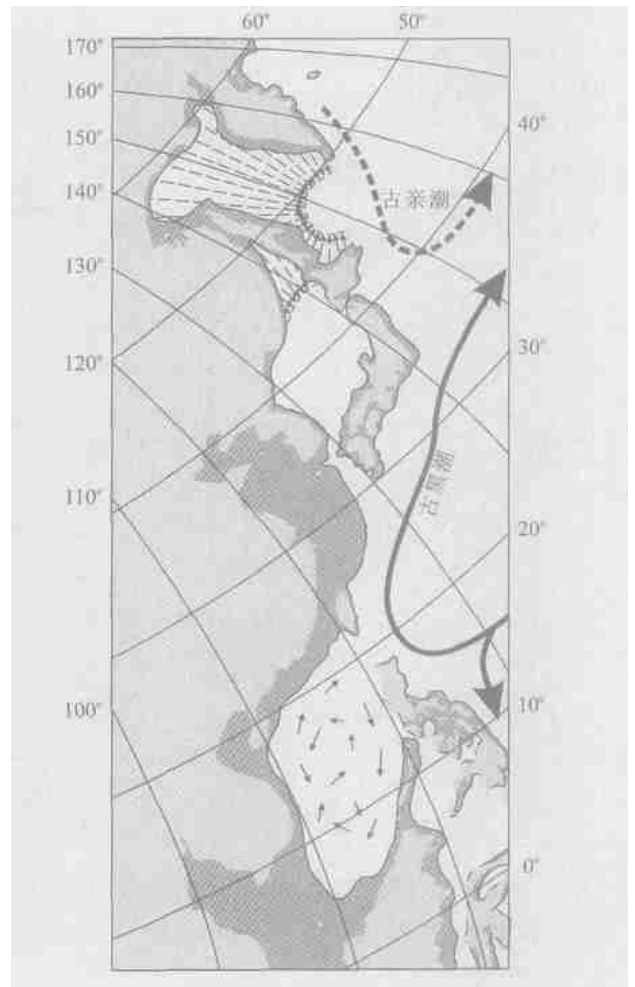


图 11 末次盛冰期西北太平洋西部边界流的推测图  
Fig. 11 Hypothetical patterns of the western boundary currents in the northwest Pacific during the last glacial maximum

粗箭头示古黑潮与古亲潮及其延伸的假定途径;细箭头示南海表层流(据汪品先和李荣凤,1995,数值模拟结果);细虚线示海冰分布区(据 Frenzel *et al.*, 1992);灰色表示大陆(浅灰)与出露陆架(深灰)

(Gorbarenko, 1996).可见西部边界流在冰期旋回中有 2 种运行模式:一种是间冰期模式,边界流部分流经边缘海;另一种是冰期模式,边界流只在边缘海以外流.2 种模式的替换可以使东亚出现不同的气候,使北太平洋出现不同的水团结构.

冰期时边缘海黑潮暖流的减少,降低了大洋向东亚的热量与水分的输送能力,但与此同时可能加强北太平洋中层水的产生.现在,北太平洋中层水作为北太平洋亚热带区主要的低盐层,是在黑潮与亲潮之间由亚热带水与亚北极水混合而成,其分布范围主要限于北太平洋亚热带环流区(图 10)(Talley,

1993). 冰期时两股边界流都处在边缘海以外, 两者的直接混合可以使得中层水的生产增强, 因而也就扩大其分布范围, 有可能直达太平洋的东缘. 这种变化有可能会对太平洋的东部边界流, 即加利福尼亚流, 产生遏制作用.

果然, 有报道称加利福尼亚寒流在冰期时曾一度解体 (Herbert *et al.*, 2001), 而加强的北太平洋中层水可以将富氧的中层水送到加利福尼亚岸外, 包括圣巴拉拉盆地. 圣巴拉拉盆地的沉积, 间冰期时呈现纹层状, 冰期时有生物搅动, 说明间冰期时盆底缺氧、冰期时充氧. Kennett and Ingram (1995) 发现这底层水的含氧程度取决于水的来源: 盆地的底层水如果来自遥远的北大西洋, 这低氧的中层水就会形成纹层沉积; 如果底层水来自源区较近、因而年龄较新、含氧较多的中层水, 就会产生有生物搅动的沉积. 极有可能冰期时加强的北太平洋中层水, 就为圣巴拉拉盆地底层水提供了这种近源. 假如此说成立, 那就是东西太平洋遥相关的一个实例: 东太平洋一个海槛 400 m 的海盆, 其底层水的性质取决于西太平洋边界流的变化.

仍不清楚的是冰期时黑潮偏离其现有主轴线的原由: 究竟是西太平洋地区性因素引起的变化, 还是某种全大洋范围的变化, 比如说北太平洋亚热带环流在冰期时的收缩, 导致了东、西太平洋边界流的减弱. 但无论如何, 新的资料已经证明东、西边界流在冰期旋回中确实有显著的盛衰起落 (Doose *et al.*, 1997; Ujiie and Ujiie, 1999; Mangelsdorf *et al.*, 2000). 大气环流的模拟也表明, 冰期条件对于东、西太平洋边界流的发育不利 (Kutzbach, 1987).

总而言之, 西太平洋边缘海和西部边界流构成了一个海陆相互作用的脆弱体系, 对于构造运动或者洋面升降的反应十分灵敏. 由于边缘海面积不大、通道浅窄, 可以对大洋的气候信号产生一种放大效应; 又由于边缘海紧靠大陆, 可以对陆地气候产生比大洋更强的影响.

## 5 结论

1988年 Eugen Seibold 在首届亚洲海洋地质大会的主题报告中, 把海洋地质学定义为“海洋和陆地之间的地质学”(Seibold, 1990). 这个定义对于亚洲海洋地质特别适合, 因为亚洲是当今地球上最大、最高的大陆. 晚新生代亚洲的形变既改变了海陆间的

相互作用, 又改变了全区和全球的气候.

新生代期间, 亚洲经受的构造形变超过任何一个大陆. 从晚始新世到中新世, 通过与欧洲和印度的合并, 亚洲的面积大为扩展, 同时又伴随着高度的隆升直至今日. 不管青藏和蒙古高原的隆升和东亚边缘海的张裂是否有耦合关系, 它们根本改变了该区的的海陆相互作用. 随着构造运动和洋面升降, 西部边界流系统发生两种运行模式的替换, 结果使得全球气候信号在边缘海得到放大, 对亚洲陆地气候的影响也相应加强.

从研究历史看, 对于亚洲在全球气候、环境历史中的作用估计偏低, 原因在于亚洲虽然面积广大, 而研究的程度不高, 加以受语言和体制上的障碍, 已做的工作也缺少交流. 我们对亚洲气候和构造历史的了解大都还停留在定性阶段, 尤其缺乏地层层序的准确定年. 但是, 一系列全球性问题的答案需要在亚洲寻找, 因而必然成为今后研究的重点. 西伯利亚的大河, 究竟在北极冰盖形成中起多大的作用? 西太平洋暖池, 是否随着印尼海道的逐步关闭而发展? 西西伯利亚海的成陆与西太平洋边缘海的张裂, 对亚洲季风气候的建立有何影响?

回答这些问题, 都要求国际规模的合作研究. 随着经济的发展, 亚洲正在越来越积极地投入陆地与海洋的研究, 投入国际科研合作. 扩大亚洲科学合作的规模, 在亚洲组织起面向全球问题的大型国际项目的时机已经成熟, 而振兴中的中国, 对此负有不容推辞的责任.

致谢: В. Пущкаръ 和 С. ЛаУхин 教授提供西伯利亚资料, 张江勇、黄维和田军协助作图, 特此致谢.

## References

Aagaard, K., Carmack, E. C., 1994. The Arctic Ocean and cli-

- mate: A perspective. In: Johannessen, O. M., Muench, R. D., Overland, J. E., eds., The polar oceans and their role in shaping the global environment. *Geophysical Monograph, AGU*, 85, 5—20.
- An, Z. S., Kutzbach, J. E., Prell, W. L. et al., 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature*, 411, 62—66.
- Barber, P. H., Palumbi, S. R., Erdmann, M. V., et al., 2000. Biogeography: A marine Wallace's line? *Nature*, 406, 692—693.
- Barron, E. J., 1985. Explanations of the Tertiary global cooling trend. *Palaeoclimat., Palaeogeog., Palaeoeco.*, 50, 45—61.
- Benzie, J. A. H., 1998. Genetic structure of marine organisms and SE Asian biogeography. In: Hall, R., Holloway, J. D., eds., Biogeography and geological evolution of SE Asia. Backhuys, Leiden, 197—209.
- Berger, W. H., Wefer, G., 1996. Expeditions into the past: Paleocceanographic studies in the South Atlantic. In: Wefer, G., Berger, W. H., Siedler, G., et al., eds., The South Atlantic: Present and past circulation. Springer-Verlag, 363—410.
- 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. *J. Geophys. Res.*, 98(B4), 6299—6328.
- Briggs, J. C., 1999. Coincident biogeographic patterns: Indo-West Pacific Ocean. *Evolution*, 53(2), 326—335.
- Cane, M. A., Molnar, P., 2001. Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3—4 million years ago. *Nature*, 411, 157—162.
- Chen, L. X., Zhu, Q. G., Luo, H. B., et al., 1991. The east Asian monsoon. China Meteorology Press, Beijing (in Chinese).
- Chen, L., Liu, J., Zhou, X., et al., 2000. Impact of uplift of Tibetan plateau and change of land-ocean distribution on climate over Asia. *Acta Meteorol. Sinica*, 14(4), 459—474.
- Chen, P. J., 1995. Coastal mountains of southeast China, volcanism and desert climate during the Upper Cretaceous. In: Sun, A., Wang, Y., eds., Sixth symposium on Mesozoic terrestrial ecosystems and biota. China Ocean Press, Beijing, 189—191.
- Clark, M. K., Royden, L. H., 2000. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 28, 703—706.
- Clift, P. D., Lin, J., ODP Leg 184 Scientific Party, 2001a. Patterns of extension and magmatism along the continent-ocean boundary, South China Margin. In: Wilson, R. C. L., Whitmarsh, R. B., Taylor, B., et al., eds., Non-volcanic rifting of continental margins: A comparison of evidence from land and sea. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, 187, 489—510.
- Clift, P. D., Layne, G. D., Blusztajn, J. S., et al., 2001b. Development of the Indus fan and its significance for the erosional history of the western Himalaya and Karakoram. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 113, 1039—1051.
- Clift, P., Lee, J. I., Clark, M. K., et al., 2002. Erosional response of South China to arc rifting and monsoonal strengthening: A record from the South China Sea. *Mar. Geol.*, 184, 207—226.
- Clift, P., Wang, P., Kuhnt, W., et al., 2003. Continent-ocean interactions within the East Asian marginal seas. *EOS*, 84(15), 139, 141.
- Copeland, P., 1997. The when and where of the growth of the Himalaya and the Tibetan plateau. In: Ruddiman, W. F., ed., Tectonic uplift and climate change. Plenum, New York, 19—40.
- Copeland, P., Harrison, T. M., Kidd, W. S. F., et al., 1987. Rapid early Miocene acceleration of uplift in the Gangdese belt, Xizang (southern Tibet), and its bearing on accommodation mechanisms of the India-Asia collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86, 240—252.
- Crowley, T. J., North, G. R., 1991. Paleoclimatology. Oxford University Press, 1—339.
- Cunningham, W. D., Windley, B. F., Dorjnamjaa, D., et al., 1996. Late Cenozoic transgression in southwestern Mongolia and the Gobi Altai-Tien Shan connection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 140, 67—81.
- Curray, J. R., Emmel, F. J., Moore, D. G., 2003. Bengal fan: Morphology, geometry, stratigraphy, history and processes. *Mar. Petrol. Geol.*, 19, 1191—1233.
- David, B., Kershaw, P., Tapper, N., 2002. Bridging Wallace's line: Bringing home the antipodes. In: Kershaw, P., David, B., Tapper, N., et al., eds., Bridging Wallace's line: The environmental and cultural history and dynamics of the SE-Asian-Australian region. *Catena*, 1—4.
- De Deckker, P., Tapper, N. J., Van der Kaars, S., 2003. The status of the Indo-Pacific warm pool and adjacent land at the last glacial maximum. *Global Planet. Change*, 35, 25—35.
- Derry, L. A., France-Lanord, C., 1997. Himalayan weathering

- and erosion fluxes; Climate and tectonic control. In: Ruddiman, W. F., ed., *Tectonic uplift and climate change*. Plenum, New York, 289—312.
- Doose, H., Prah, F. G., Lyle, M. W., 1997. Biomarker temperature estimates for modern and last glacial surface waters of the California current system, between 33° and 42° N. *Paleoceanography*, 12, 615—622.
- Driscoll, N. W., Haug, G. H., 1998. A short circuit in thermohaline circulation; A cause for northern hemisphere glaciation? *Science*, 282, 436—438.
- England, P. C., Searle, M. P., 1986. The Cretaceous-Tertiary deformation of the Lhasa block and its implications for crustal thickening in Tibet. *Tectonics*, 5, 1—14.
- Fothergill, P. A., Ma, H., 1999. Preliminary observations on the geomorphic evolution of the Guide basin, Qinghai Province, China; Implications for the uplift of the northeast margin of the Tibetan plateau. In: Smith, B. J., Whalley, W. B., Warke, P. A., eds., *Uplift, erosion and stability: Perspectives on long-term landscape development*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 162, 183—200.
- Frenzel, B., Pecs, M., Velichko, A. A., 1992. Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the northern hemisphere, Late Pleistocene-Holocene. Geographical Research Institute, Budapest, and Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
- Gnibidenko, H. S., Khvedchuk, I. I., 1982. The tectonics of the Okhotsk Sea. *Mar. Geol.*, 50, 155—198.
- Gorbarenko, S. A., 1996. Stable isotope and lithologic evidence of late-glacial and Holocene oceanography of the northwestern Pacific and its marginal seas. *Quat. Res.*, 46, 230—250.
- Guo, Z. T., Ruddiman, W. F., Hao, Q. Z., et al., 2002. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 416, 159—163.
- Hall, R., 1998. The plate tectonics of Cenozoic SE Asia and the distribution of land and sea. In: Hall, R., Holloway, J. D., eds., *Biogeography and geological evolution of SE Asia*. Backhuys, Leiden, 99—131.
- Hall, R., 2001. Cenozoic reconstruction of SE Asia and the SW Pacific: Changing patterns of land and sea. In: Metcalfe, I., Smith, J. M. B., Morwood, M., et al., eds., *Faunal and floral migrations and evolution in SE Asia-Australia*. A. A. Balkema, 35—56.
- Haq, B. U., 1981. Paleogene paleoceanography: A synoptic overview of 200 million years of ocean history. In: Haq, B. U., Milliman, J. D., eds., *Marine geology and oceanography of Arabian Sea and coastal Pakistan*. Van Nostrand Reinhold, N. Y., 201—231.
- Harrison, T. M., Copeland, P., Kidd, W. S. F., et al., 1992. Raising Tibet. *Science*, 255, 1663—1670.
- Herbert, T. D., Schuffert, J. D., Andreasen, D., et al., 2001. Collapse of the California current during the glacial maxima linked to climate change on land. *Science*, 293, 71—76.
- Hori, K., Saito, Y., Zhao, Q., et al., 2002. Architecture and evolution of the tide-dominated Changjiang (Yangtze) River delta, China. *Sedim. Geol.*, 146, 249—264.
- Hsueh, Y., Schultz, J. R., Holland, W. R., 1997. The Kuroshio flow-through in the East China Sea: A numerical model. *Prog. Oceanogr.*, 39, 79—108.
- Jia, G. D., Peng, P., Zhao, Q., et al., 2003. Changes in terrestrial ecosystem since 30 Ma in East Asia; Stable isotope evidence from black carbon in the South China Sea. *Geology*, 31, 1093—1096.
- Jian, Z. M., Saito, Y., Wang, P., et al., 1998. Shifts of the Kuroshio axis over the last 20 000 years. *Chinese Sci. Bull.*, 43, 1053—1056 (in Chinese).
- Jin, X. L., Yu, P. Z., 1982. Tectonics of the Yellow Sea and the East China Sea. In: *The geology of the Yellow Sea and the East China Sea*. Science Press, Beijing, 1—22 (in Chinese).
- Jolivet, L., Huchon, P., Rangin, C., 1989. Tectonic setting of Western Pacific marginal basins. *Tectonophysics*, 160, 23—47.
- Jolivet, L., Tamaki, K., Fournier, M., 1994. Japan Sea opening history and mechanism: A synthesis. *J. Geophys. Res.*, 99 (B11), 22237—22259.
- Kennett, J. P., Ingram, B. L., 1995. A 20 000 year record of ocean circulation and climate change from the Santa Barbara basin. *Nature*, 377, 510—514.
- Kennett, J. P., Keller, G., Srinivasan, M. S., 1985. Miocene planktonic foraminiferal biogeography, paleoceanographic development of the Indo-Pacific region. *Geol. Soc. Am. Memoir*, 163, 197—236.
- Kirillova, G. L., 2003. Cretaceous tectonics and geological environments in East Russia. *J. Asian Earth Sci.*, 21, 967—977.
- Kump, L. R., Arthur, M. A., 1997. Global chemical erosion during the Cenozoic: Weather ability balances the budgets. In: Ruddiman, W. F., ed., *Tectonic uplift and climate change*. Plenum, New York, 399—426.
- Kutzbach, J. E., 1987. Model simulations of the climatic patterns during the deglaciation of North America. In: Ruddiman, W. F., Wright, H. E., eds., *North America and adjacent ocean during the last deglaciation*. *Geol. Soc.*

- Amer., Boulder, CO, 425—446.
- Kutzbach, J. E., Prell, W. L., Ruddiman, W. F., 1993. Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibetan plateau. *J. Geol.*, 101, 177—190.
- Letouzey, J., Kimura, M., 1985. Okinawa trough genesis: Structure and evolution of a backarc basin developed in a continent. *Mar. Petrol. Geol.*, 2, 111—1305.
- Li, B. H., Jian, Z., Wang, P., 1997. Pulleniatina obliquiloculata as a paleoceanographic indicator in the southern Okinawa trough during the last 20 000 years. *Mar. Micropaleontol.*, 32, 59—69.
- Li, C. X., Chen, Q., Zhang, J., et al., 2000. Stratigraphy and paleoenvironmental changes in the Yangtze delta during late Pleistocene. *J. Asian Earth Sci.*, 18, 453—469.
- Li, J. J., 1991. The uplift of the Qinghai-Xizang plateau and its effect on environment. In: Liu, T. S., ed., Quaternary geology and environment in China. Science Press, Beijing, 265—272.
- Li, J. J., Fang, X. M., Ma, H. Z., et al., 1996. Geomorphological and environmental evolution in the upper reaches of the Yellow River during the late Cenozoic. *Sci. in China (Series D)*, 39, 380—390.
- Li, Q. Y., Jian, Z., Su, X., et al. Late Oligocene rapid transformations in the South China Sea. *Mar. Micropaleontol.* (in press).
- Li, X. H., Wei, G., Shao, L., et al., 2003. Geochemical and Nd isotopic variations in sediments of the South China Sea: A response to Cenozoic tectonism in SE Asia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 211, 207—220.
- Liu, G. D., 1992. Map series of geology and geophysics of China seas and adjacent regions. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- Liu, T. S., 1997. Geological environments in China and global change. In: *Proc. 30th Intern. Geol. Congr.*, 1, VSP, 5—26.
- Liu, T. S., Ding, Z., 1993. Stepwise coupling of monsoon circulations to global ice volume variations during late Cenozoic. *Global Planet. Change*, 7, 119—130.
- Ma, Y. Z., Fan, X. M., Li, J. J., et al., 2004. Neogene-early Quaternary vegetation and climate changes in Jiuxi basin. *Sci. in China (Series D)*, 34, 107—116 (in Chinese).
- Mangelsdorf, K., Guntner, U., Rullkötter, J., 2000. Climatic and oceanographic variations on the California continental margin during the last 160 kyr. *Org. Geochem.*, 31, 829—846.
- Maslin, M. A., Li, X. S., Loutre, M. F., et al., 1998. The contribution of orbital forcing to the progressive intensification of northern hemisphere glaciation. *Quat. Sci. Rev.*, 17, 411—426.
- Métivier, F., Gaudemer, Y., 1997. Mass transfer between eastern Tien Shan and adjacent basins (central Asia): Constraints on regional tectonics and topography. *Geophys. J. Internat.*, 128, 1—17.
- Milliman, J. D., Meade, R. H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the ocean. *J. Geol.*, 91(1), 1—21.
- Molnar, P., England, P., Martinrod, J., 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan plateau, and the Indian monsoon. *Rev. Geophys.*, 31, 357—396.
- Murphy, M. A., Yin, A., Harrison, T. M., et al., 1997. Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan plateau. *Geology*, 25, 719—722.
- Oba, T., Kato, M., Kitazato, H., et al., 1991. Paleoenvironmental changes in the Japan Sea during the last 85, 000 years. *Paleoceanography*, 6, 499—518.
- Owen, L. A., Windley, B. F., Cunningham, W. D., 1998. Quaternary alluvial fans in the Gobi of southern Mongolia: Evidence for neotectonics and climate change. *J. Quat. Sci.*, 12, 239—252.
- Parfenov, L. M., Prokopiev, A. V., Gaiduk, V. V., 1995. Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, eastern Siberia. *Tectonics*, 14, 342—358.
- Prell, W. L., Kutzbach, J. E., 1992. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature*, 360, 647—653.
- Prell, W. L., Kutzbach, J. E., 1997. The impact of Tibetan-Himalayan elevation on the sensitivity of the monsoon climate system to changes in solar radiation. In: Ruddiman, W. F., ed., Tectonic uplift and climate change. Plenum, New York, 171—201.
- Prueher, L. M., Rea, D. K., 1998. Rapid onset of glacial conditions in the subarctic North Pacific region at 2.67 Ma: Clues to causality. *Geology*, 26, 1027—1030.
- Radionova, E. P., Khokhlova, I. E., Beniamovskii, V. N., et al., 2001. Paleocene/Eocene transition in the northeastern Peri-Tethys area: Sokolovskii key section of the Turgay Passage (Kazakhstan). *Bull. Soc. Géol. France*, 172(2), 245—256.
- Ramstein, G., Fluteau, F., Besse, J., et al., 1997. Effect of orogeny, plate motion and land-sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years. *Nature*, 386, 788—795.
- Raymo, M. E., Ruddiman, W. F., 1992. Tectonic forcing of Late Cenozoic climate. *Nature*, 359, 117—122.
- Rea, D. K., Snoeckx, H., Joseph, L. H., 1998. Late Cenozoic



- eolian deposition in the North Pacific; Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the northern hemisphere. *Paleoceanography*, 13, 215—224.
- Ruddiman, W. F., Raymo, M. E., 1988. Northern hemisphere climate regimes during the past 3 Ma; Possible tectonic connections. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, B318, 411—430.
- Ruddiman, W. F., Raymo, M. E., Prell, W. L., et al., 1997. The uplift-climate connection; A synthesis. In: Ruddiman, W. F., ed., *Tectonic uplift and climate change*. Plenum, New York, 471—515.
- Saito, Y., Wei, H., Zhou, Y., et al., 2000. Delta progradation and chenier formation in the Huanghe (Yellow River) delta, China. *J. Asian Earth Sci.*, 18, 489—497.
- Seibold, E., 1990. Geology between sea and land. In: Wang, P., Lai, Q., He, Q., eds., *Proceedings of the first international conference on Asian marine geology*, Sept. 7—10, 1988, Shanghai. China Ocean Press, Beijing, 5—10.
- Su, J. L., 1998. Circulation dynamics of the China Seas north of 18°N. In: Robinson, A. R., Brink, K. H., eds., *The sea*, 11. John Wiley and Sons, N. Y., 483—505.
- Su, J. L., Lobanov, V. B., 1998. Eastern Asia, Kamchatka to the eastern coast of the Philippines. In: Robinson, A. R., Brink, K. H., eds., *The sea*, 11. John Wiley and Sons, N. Y., 415—427.
- Summerfield, M. A., Hulton, N. J., 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *J. Geophys. Res.*, 99 (B7), 13871—13883.
- Sun, X. J., Luo, Y., Huang, F., et al., 2003. Deep-sea pollen from the South China Sea; Pleistocene indicators of East Asian monsoon. *Mar. Geol.*, 201, 97—118.
- Talley, L. D., 1993. Distribution and formation of North Pacific intermediate water. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 517—537.
- Talley, L. D., 1996. North Pacific intermediate water formation and the role of the Okhotsk Sea. In: *Proceedings, Workshop on the Okhotsk Sea and adjacent areas*, Sept. 1996, PICES Scientific Report, 6, 150—157.
- Talley, L. D., Nagata, Y., 1995. The Okhotsk Sea and Oyashio region. PICES Scientific Report, 2, 1—226.
- Tamaki, K., Honza, E., 1991. Global tectonics and formation of marginal basins; Role of the western Pacific. *Episodes*, 14 (3), 224—230.
- Tapponnier, P., Xu, Z., Palmer, T. N., et al., 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau. *Science*, 294, 1671—1677.
- Taylor, B., Hayes, D., 1983. Origin and history of the South China Sea basin. *AGU Geophysical Monograph*, 27, 23—56.
- Thiede, J., Myhre, A. M., 1996. The Paleoceanographic history of the North Atlantic-Arctic gateways; Synthesis of the Leg 151 drilling results. In: Thiede, J., Myhre, A. M., Firth, J. V., et al., eds., *Proc. ODP Sci. Results*, 151, 645—658.
- Tiedemann, R., Sarnthein, M., Shackleton, N. J., 1994. Astronomical timescale for the Pliocene Atlantic  $\delta^{18}\text{O}$  and dust flux records of Ocean Drilling Program Site 659. *Paleoceanography*, 9, 619—638.
- Ujüie, H., Tanaka, Y., Ono, T., 1991. Late Quaternary paleoceanographic record from the middle Ryukyu trench slope, northwest Pacific. *Mar. Micropaleontol.*, 18, 115—128.
- Ujüie, H., Ujüie, U., 1999. Late Quaternary course changes of the Kuroshio current in the Ryukyu arc region, northwest Pacific Ocean. *Mar. Micropaleontol.*, 37, 23—40.
- Wang, H. Z., 1985. Atlas of the palaeogeography of China. Cartographic Publishing House, Beijing, 143, 85 (in Chinese).
- Wang, P. X., 1990. Neogene stratigraphy and paleoenvironments of China. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 77, 325—334.
- Wang, P. X., 1998. Deformation of Asia and global cooling—Searching links between climate and tectonics. *Quaternary Sciences*, (3), 213—221 (in Chinese with English abstract).
- Wang, P. X., 1999. Response of western Pacific marginal seas to glacial cycles; Paleoceanographic and sedimentological features. *Mar. Geol.*, 156, 5—39.
- Wang, P. X., Li, R. F., 1995. Numerical simulation of surface circulation of South China Sea during the last glaciation and its verification. *Chinese Sci. Bull.*, 40 (21), 1813—1817 (in Chinese).
- Wang, P. X., Jian, Z. M., Zhao, Q. H., et al., 2003. Evolution of the South China Sea and monsoon history revealed in deep sea records. *Chinese Sci. Bull.*, 48, 2549—2561 (in Chinese).
- Wang, P. X., Prell, W. L., Blum, P., et al., 2000. *Proc. Ocean Drill. Prog., Init. Rpts.* 184, 77.
- Wang, S. M., Wu, X. H., Zhang, Z. K., et al., 2001. Sedimentary records of environmental evolution in the Sanmen Lake basin and the Yellow River running through the Sanmenxia Gorge eastward into the sea. *Sci. in China (Series D)*, 31(9), 760—768 (in Chinese).
- Wang, T. (Ed.), 1997. Oil and gas reservoirs in rift basins of eastern China. Petroleum Industry Press, Beijing, 1—196 (in Chinese).
- Webster, P. J., Magana, V. O., Palmer, T. N., et al., 1998.

- Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J. Geophys. Res.*, 103(C7), 14451—14510.
- Worrall, D. M., Kruglyak, V., Kunst, F., et al., 1996. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia; Far-field effects of the India-Eurasia collision. *Tectonics*, 15, 813—826.
- Wu, B. Y., Li, C. X., 1987. Quaternary geology of the Changjiang delta. China Ocean Press, Beijing, 1—166 (in Chinese).
- Xue, C., 1993. Historical changes in the Yellow River delta, China. *Mar. Geol.*, 113, 321—329.
- Yan, X. H., Klema, V. V., Chen, D., 1992. The Western Pacific warm pool observed from space. *Eos*, 73(4), 41—44.
- Yin, A., Ni, S., 1993. An indentation model for the North and South China collision and the development of the Tan-Lu and Honam fault systems, eastern Asia. *Tectonics*, 12(4): 801—813.
- Zheng, H., Powell, C. M., An, Z., et al., 2000. Pliocene uplift of the northern Tibetan plateau. *Geology*, 28, 715—718.
- Ахметьев, М. А., Александрова, Г. Н., Амон, Э. О., и др., 2001. Биостратиграфия Морского Палеогена Западно-Сибирской Плиты. Стратиграфия, Геологическая Корреляция, 9(2), 30—57.
- Галабала, Р. О., 1979. Развитие речных систем Лены и Яны и причины перестроек их плана. История Развития Речных Долин и Проблемы Мелиорации Земель. Ибрия и Дальний Восток. “Наука”, Новосибирск, 80—87.
- Милановский, Е. Е., 1989. Гелогия СССР, часть 2, Издательство МГУ, Москва, 1—271.
- Полякова, Е. И., 2000. Основные проблемы палеокеанологии Арктики в позднем Кайнозое. Каплин, П. А., Судакова, Н. Г., ред., Проблемы Палеогеографии и Стратиграфии Плейстоцена. Издательство МГУ, Москва, 202—222.
- Шацкий, С. Б., 1978. Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии Палеогена Сибири. Палеоген и Неоген Сибири. Новосибирск, “Наука”, 3—21.
- Шацкий, С. Б., 1984. Среда и жизнь на рубежах Кайнозоя в Западной Сибири. Среда и Жизнь на Рубежах эпох Кайнозоя в Сибири и Дальнем Востоке. “Наука”, Новосибирск, 9—15.
- Цеховский, Ю. Г., Ахметьев, М. А., 2003а. Ландшафты, осадконакопление сменяемыми геодинамики контрастных эпох тектоногенеза (на примере Евразии). Статья 1. Ларамийская эпоха. Бюл. Моск. О-ва Исследователей Природы, Отд. Геол., 78(1), 3—15.
- Цеховский, Ю. Г., Ахметьев, М. А., 2003б. Ландшафты, осадконакопление сменяемыми геодинамики контрастных эпох тектоногенеза (на примере Евразии). Статья 2. Пиренейская эпоха. Бюл. Моск. О-ва Исследователей Природы, Отд. Геол., 78(2), 13—21.

### 附中文参考文献

- 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦, 等, 1991. 东亚季风. 北京: 气象出版社.
- 翦知泯, Saito, Y., 汪品先, 等, 1998. 黑潮主流轴近两万年来位移. 科学通报, 43(5): 532—535.
- 金翔龙, 喻普之, 1982. 黄海、东海地质构造. 黄东海地质. 北京: 科学出版社, 1—22.
- 李吉均, 方小敏, 马海洲, 等, 1996. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起. 中国科学(D辑), 26(4): 316—322.
- 刘光鼎, 1992. 中国海区及邻域地质—地球物理系列图. 北京: 地质出版社.
- 马玉贞, 方小敏, 李吉均, 等, 2004. 河西盆地新第三纪—第四纪早期植被与气候变化. 中国科学(D辑), 34(2): 107—116.
- 王鸿祯, 1985. 中国古地理图集. 北京: 地图出版社.
- 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.
- 汪品先, 李荣凤, 1995. 末次冰期南海表层环流的数值模拟及其验证. 科学通报, 40(1): 51—53.
- 汪品先, 翦知泯, 赵泉鸿, 等, 2003. 南海演变与季风历史的深海证据. 科学通报, 48(21): 2228—2239.
- 王苏民, 吴锡浩, 张振克, 等, 2001. 三门古湖沉积记录的环境变迁与黄河贯通东流研究. 中国科学, 31(9): 760—768.
- 王涛主编, 1997. 中国东部裂谷盆地油气藏地质. 北京: 石油工业出版社.
- 吴标云, 李从先, 1987. 长江三角洲第四纪地质. 北京: 海洋出版社.