

青藏高原二期隆升与亚洲季风 孕育关系探讨*

施雅风

(中国科学院兰州冰川冻土研究所, 兰州 730000)

汤懋苍

(中国科学院兰州高原大气物理研究所, 兰州 730000)

马玉贞

(兰州大学地理科学系, 兰州 730000)

摘要 青藏高原于 25 ~ 17 Ma 前第二期强烈隆升即相当于喜马拉雅运动的二期, 所达到高度与宽度, 足以改变环流形势, 它和同时期热带太平洋的变暖, 南极冰盖出现后越赤道气流增强, 亚洲东缘、东南缘边缘海盆的扩大、亚洲大陆的向西伸展、副特提斯海的萎缩等因素结合, 共同加强了大陆与大洋的热力差别和动力作用, 孕育了以夏季风为主的亚洲季风系统, 替代东亚地面老第三纪的行星风系, 导致东亚干旱草原带大收缩与湿润森林带大发展等的重大环境变化。其具体出现时间, 在高原东北边缘的临夏剖面为 21.8 MaBP。植被从疏林草原转变为森林。

关键词 青藏高原隆升 东亚环境变化 亚洲季风系统

在距今 45 ~ 38 Ma, 印度板块向北漂移与亚洲板块碰撞以来, 青藏地区长期受挤压, 地壳处于缩短、加厚和隆升过程中。地面隆升导致环流形势的改变和侵蚀与风化的盛行, 成为对全球变化特别是对亚洲季风的重要驱动力, 但是高原隆升和亚洲季风变化相互联结的具体过程, 还受其他因素的作用, 问题是很复杂的, 本文专就青藏高原的二期隆升与亚洲季风系统的孕育关联问题进行探讨。

1 板块碰撞初期青藏地区与东亚环境特征

在 40 MaBP 左右, 印度板块与亚洲板块间的特提斯洋 (Tethys Ocean) 被最终封闭, 但自东欧向东伸展的副特提斯海 (Paratethys Sea) 占有 40°N 以北西亚和中亚的较大地区, 伸入到昆仑山以北我国境内为喀什湾。青藏地区南部的冈底斯带首先受到印度板块俯冲下插和挤压, 而强烈隆起, 山南缘的磨拉石沉积厚达 2 000 ~ 4 000 m, 这是青藏地区的第一期隆升, 也是喜马拉雅第一期运动。当时所成高山已被后来完全蚀去, 难估计其高度^[1], 范围也较小。青藏地区的北部和东部早先和亚洲板块拼合, 处于剥蚀状态, 除柴达木盆地已经存在外, 还有若干有深厚河湖相沉积的断陷盆地。在渐新世的 (35.4 ~ 23.3 Ma) 漫长阶段青藏地区总体上处于相对稳定、剥蚀和夷平面发展时期, 现在保存于若干山顶, 海拔 5 000 ~ 6 000 m 处山顶夷平面, 即形成于该时期。

1997-08-28 收稿, 1997-12-30 收修改稿

* 国家科委攀登计划与中国科学院重大项目 (KZ951-A1-204) 资助

根据少数孢粉与沉积资料重建的自然带,青藏地区南部为热带、亚热带雨林、有煤系地层,在泽当盆地的杂色砂岩中产栎(*Quercus cf. folima*)和棕榈(*Palmocarpon sp.*)等,北部为干旱带,主要为红色碎屑沉积,含石膏层,藜科(*Chenopodiaceae*)、菊科(*Compositae*)麻黄(*Ephedra*)等耐旱植物^[2],两带大体以狮泉河-改则-班戈-丁青一线分界,是当时我国地面在行星风系控制下自然纬向分带的组成部分。南带向东延伸与华南湿热的常绿林带相接,北带连同西北广大干旱区向东延伸,占领了长江与黄河中下游的宽阔地区,具有石膏和蒸发盐岩的红层广泛发育,形成横亘亚洲的副热带高压控制的干旱带(图 1(a))。青藏地区的两带分界线比中国东部

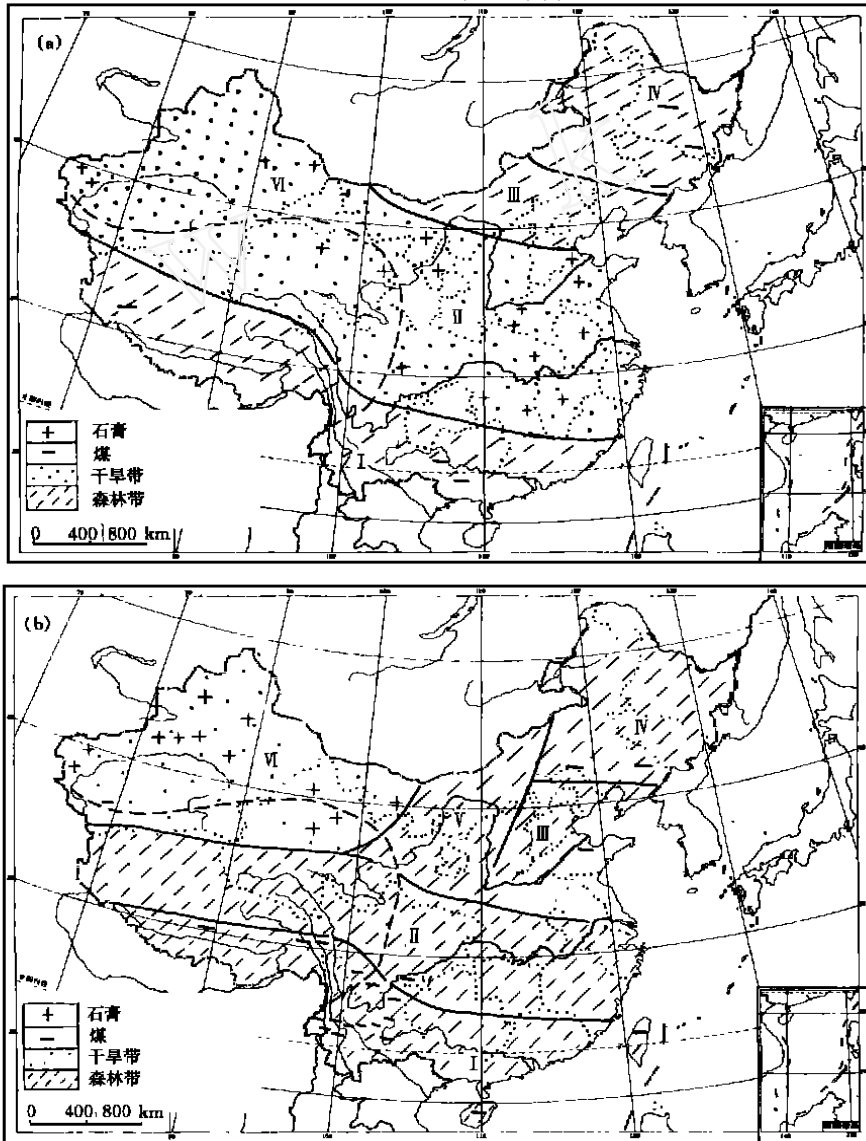


图 1 第三纪中期中国自然地带的重大变化(潘保田编绘)

(a) 早第三纪, 示热带亚热带雨林, 示亚热带草原和荒漠, 示亚热带森林, 示暖温带阔叶林。(b) 晚第三纪, 干旱带向北西退缩, 湿润森林带展, 示热带亚热带常绿林, 示亚热带常绿与落叶阔叶林, 示亚热带常绿与落叶林, 示暖温带落叶林, 示亚热带暖温带森林草原, 示荒漠与荒漠草原

相应分界线向北偏移,这反映了青藏地区受印度板块挤压北移和地壳缩短。由此可见,渐新世的青藏地区高度较低,未成为能够改变气候与自然分带的大高原,但当时中国东部地势可能高于西部,增强了东南部地区海陆热力差异,这可能导致了刘东生所说的东南季风的初步形成与渐新世东南部湿润化^[3]。

2 新第三纪自然带新貌与临夏和柴达木剖面记录的转变时间

图1(b)所示新第三纪主要是中新世的中国自然分带较老第三纪有了重大改变,主要是干旱带远向西北退缩,从南方过来的湿润森林区大为扩展,南岭至华北广大地区都为亚热带常绿、落叶林所覆盖,青藏地区的干旱带北向退缩至昆仑山以北,山南青藏中部转变为半湿润至半干旱的森林或森林草原,三趾马动物群广泛分布。上述中国东部与青藏地区湿润程度的显著增加,极可能表示从太平洋和印度洋吹来的夏季风,携带着大量水汽,驱逐和替代了原先行星风系下副热带高压控制的干旱环境,这是中国新生代自然环境转变的最重大事件之一。

兰州大学地理系对甘肃临夏地区30 Ma以来连续地层剖面的深入研究,发现上述重大事件出现于古地磁测年推断的21.8 MaBP。马玉贞等进行的孢粉分析表明,30~21.8 Ma前本区为草本植物占优势的较干热环境中发育的疏林草原,主要由藜粉属(*Chenopodioidites*)、蓼科(Polygonaceae)和菊科(Compositae)组成。21.8 Ma以后,大量出现阔叶和针叶树种,如柏科(Cupressaceae)、红豆杉属(*Taxus*)、刺柏属(*Juniperus*)、栎粉属(*Quercoidites*)、桦粉属(*Betulaepollenites*)、岑粉属(*Fraxinoidites*)和柳粉属(*Salixipollenites*)等,并含少量的亚热带成分,植被转化为森林,显示气候较前温暖湿润。这种情况延续至8.5 MaBP(图2)。动物化石在这一时期也出现明显变化,谷祖纲等在兰州附近24.1~21.8 MaBP的地层中,发现大量食虫类后狼属(*Metaxallorix*)、啮齿类塔塔鼠(*Tataromys*)、小塔塔鼠(*Leptotaatoromys*)和察肝鼠(*Tsaganomys*),为草原环境的动物群。而在临夏盆地中新世下部年代为21.8~19.2 MaBP地层中则产象类、犀类、猪齿兽类化石,如嵌齿象(*Gomphotherium*)、巨犀(*Ozungaritherium*)、犀牛科(Rhinocerotidae)和负巨猪(*Paraentelodon*),它们主要生活在森林草原环境中^[4],标志着环境的重大变化。柴达木盆地西部的孢粉分析也指示始新世渐新世干旱期后继之以中新世的较湿润期,出现较多的针叶、阔叶林成分、碎屑沉积由先前的红色转变为灰色、灰绿、黄绿色,膏盐消失(图3)^[5],与临夏剖面变化近似。

3 青藏地区的二期隆升(25~17 Ma BP)及达到的高度

青藏地区的二期隆升相当于喜马拉雅二期运动。据钟大赉等^[6]研究,这期隆升发生在距今21~17 Ma。据冈底斯岛弧南部贡日嘎布曲(西藏东部)走滑断裂岩脉中锆石的U-Pb年龄记录,走滑断裂活动高峰出现于24.7 Ma,该带大量花岗岩黑云母的K-Ar年龄与走滑断裂年龄相近,为18~25 Ma,其中有一次快速剥蚀或快速的岩体抬升,将22 km深处的锆石以4.7 mm a⁻¹速率升至8 km深处。据Harrison et al.^[7]研究,拉萨附近曲水花岗岩于21 Ma开始快速抬升,在20~17 Ma间,抬升速率由0.7 mm a⁻¹增至4.4 mm a⁻¹。从喜马拉雅山主中央断裂侵入的壳源花岗岩年龄及其代表的断层年代显示这次构造活动可能开始于21~27 Ma^[6],而至18.3 Ma出现厚6 000 m的西瓦里克群的底界沉积^[8]。孟加拉湾浊流扇沉积⁸⁷Sr/⁸⁶Sr变化指示喜马拉雅的变质沉积岩在20~18 MaBP处于强烈上升时期^[9]。此外,喜马拉雅山中段的

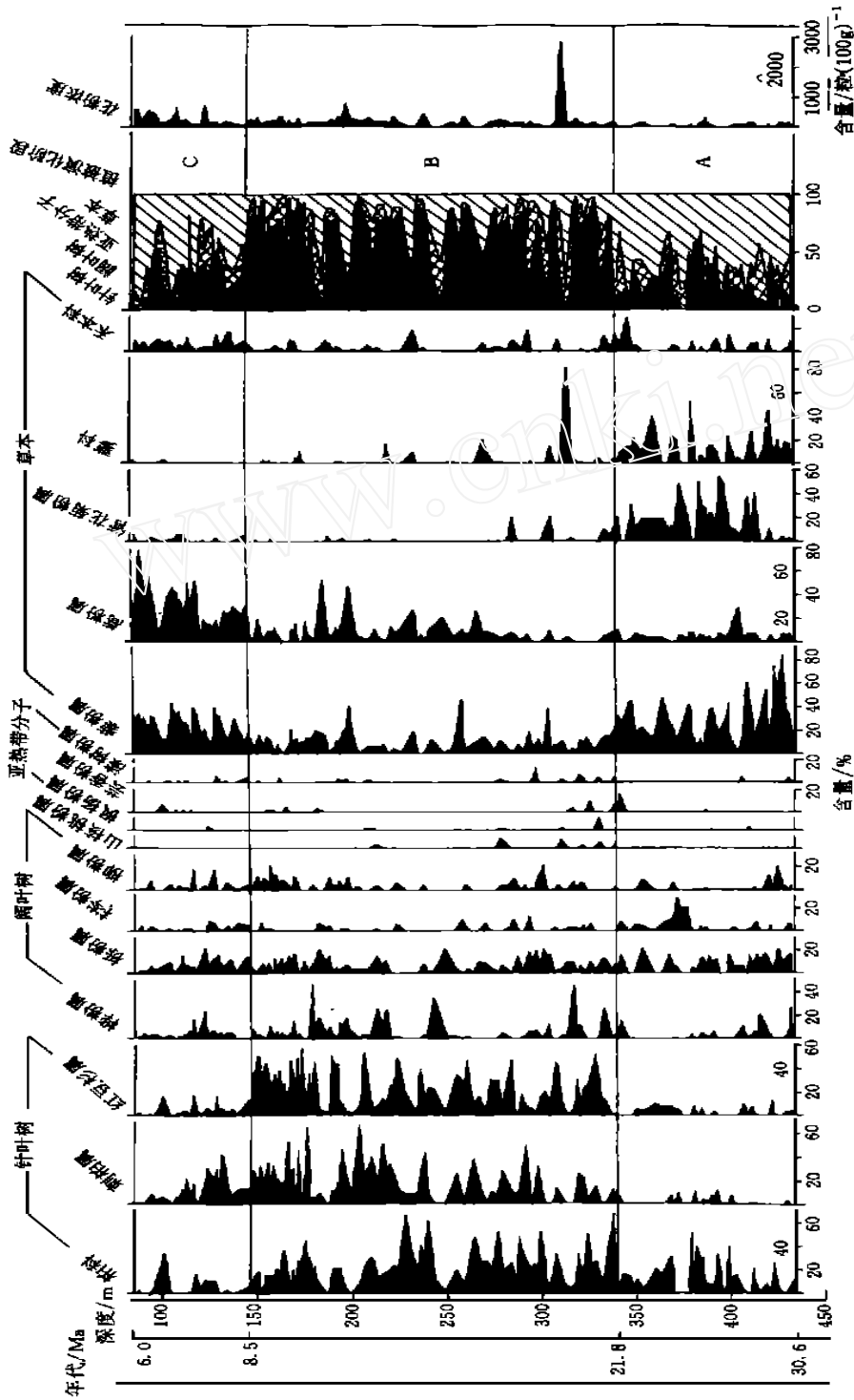


图 2 甘肃临夏剖面指示 30~6 Ma 的植被变化

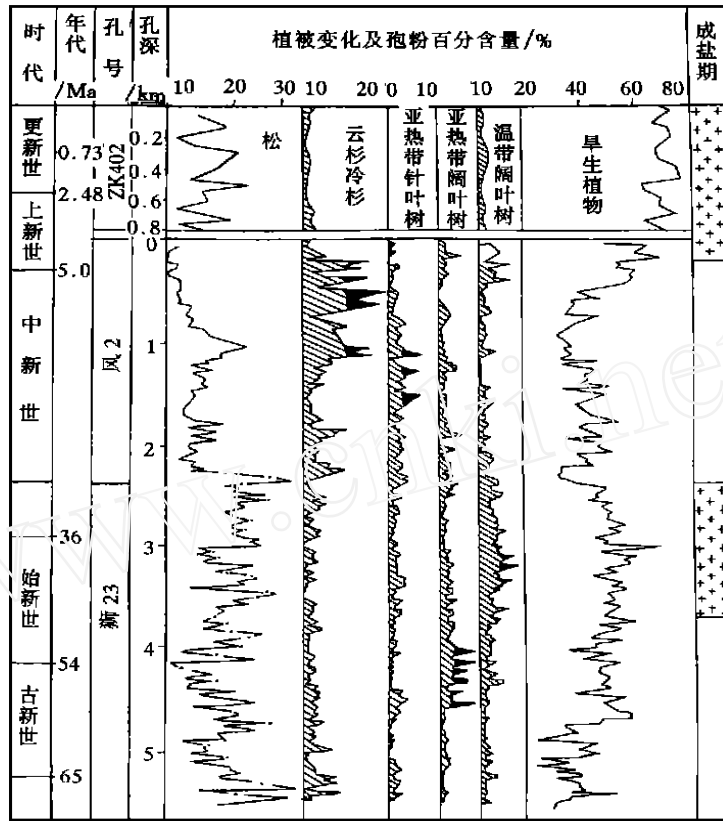


图 3 柴达盆地西部新生代植被变化系列(据王建等,1996)

希夏邦马岩体在 30 ~ 20 Ma 期间抬升速率增至 2.3 mm/a,在 30 Ma 与 20 Ma 前后各有一次明显的加速抬升^[10].

青藏地区北部相当于这个时期构造运动的资料比较少。当时副特提斯海还在昆仑山以北中亚地区占有相当大的范围(图 4),柴达木西北部有一套以次棱角砾岩为主的厚达 700 ~ 900

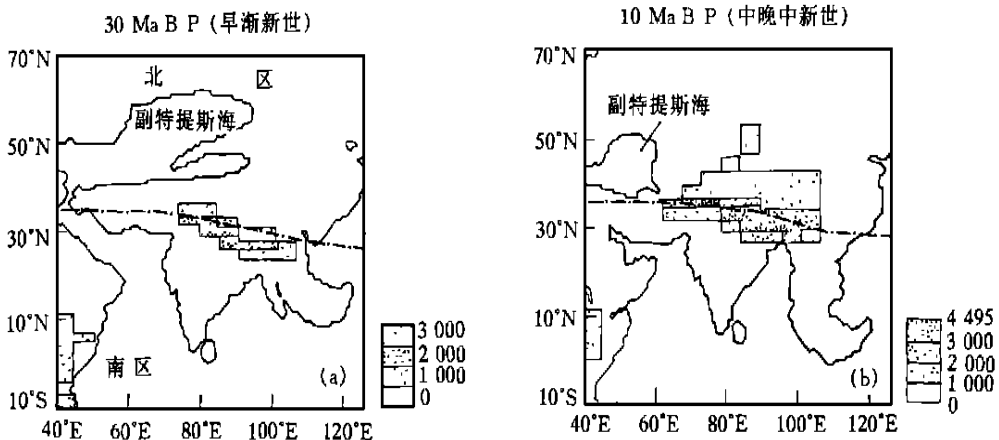


图 4 亚洲古地理与地势变化示意图(据 Ramstein 等^[21])

(a) 早渐新世(30 Ma 左右), (b) 中、晚中新世(10 Ma 左右)

m 的洪积砾岩,反映山地与盆地有较大较陡的地形差别^[11]。河西走廊于 23 Ma 前后受剥蚀,21 Ma 开始沉积源于祁连山区富含砾石的疏勒河组^[12],指示祁连山已经隆升,临夏盆地于 21 Ma 前的构造运动形成他拉组顶部的剥蚀面^[13]。现有资料表示在二期运动中,青藏北部也处于抬升状态,但地壳运动的强度似乎不及南部地区。

对当时青藏地区的地面高度,不易作恰当的估计,常承法^[10]认为在中新世前,通过向北迁移的地壳缩短和加厚,青藏高原地面抬升可至 3 000 m。李吉均(1997,个人通讯)判断,青藏地区第二期地面抬升所达到的高度,大部分仍然不足 2 000 m,根据已出现的植被带的垂直分异、昆仑山和唐古拉山则可能达 3 000 m。如果上述推论符合实际,可推断构造运动更为强烈的喜马拉雅山和冈底斯岛弧所在山地的高度应更为高峻。根据前述岩体上升的高速值达 4 mm a^{-1} 左右,即使考虑较大的剥蚀速度,高原地面抬升到 2 000 m 以上的估计是合理的。董文杰等^[14]根据地磁极倒转资料与高原隆升的模式关系推算 20 ~ 18 MaBP 高原曾隆升至 2 300 m 左右,与上述推算接近,虽然其机理还不很清楚。

4 二期隆升高度与宽度对季风与气候变化的影响

汤懋苍等^[15]研究认为形成高原季风体系的必要条件之一是高原的水平尺度和垂直尺度必须大于临界尺度,即水平尺度大于斜压大气地转适应的临界尺度(对中纬度地区大致是 800 km 左右),垂直尺度需大于水汽的凝结高度(一般是 1.5 ~ 2 km),凝结潜热的释放是维持高原季风系统的最大能源之一。地形高度大于凝结高度是形成高原季风的重要条件。前述二期高原隆升的范围与可能达到的高度与宽度已满足高原季风的形成条件。

汤懋苍等^[16]曾分析,在湿润的青藏高原东南外围平地,现代水汽凝结高度为 1 000 ~ 1 500 m,在干旱的西北侧为 2 000 ~ 2 500 m。青藏地区的二期隆升使青藏高原和周围地区的感热差异加上这个高度上的水汽凝结的潜热释放,大大增强了高原的热源作用,成为热带以外另一个导致气流上升幅散的热源,影响原先经向的哈德莱环流,导致高原季风出现。Trenberth 等^[17]研究,青藏地区所在纬度,当其平均高度超过 1 000 ~ 1 500 m 时,就开始影响从西向东的环流,使近地面西风出现南北分支的绕流,并导致中纬度高压带向北移动。从上述可推测在二期隆升开始后不久,青藏地区就可能使原先较弱的不稳定的单纯由海陆热力差别所成的季风加强为稳定的强大的夏季风,即西南季风,携带大量水汽越过高度不大的高原,使原先干旱的高原北部和东北侧地区变得湿润,这就是临夏剖面在 21.8 MaBP 以森林替代原先的干草原,柴达木盆地在中新世出现较多的针叶、阔叶林成分所代表湿润期气候的主要原因。

5 其他增强亚洲季风的因素

不能把青藏地区隆升看作增强亚洲季风的唯一因素,亚洲季风的兴起和东亚环境的大转变是全球变化中多种因素的综合结果。这些因素可简要叙述如下。

5.1 海洋环境变化

根据热带太平洋钻探中底栖有孔虫氧同位素分析,Douglas 等^[18](1981)编制了白垩纪至新生代的氧同位素古温度变化曲线(图 5),图示 100 MaBP 以来,海温呈波动下降趋势。但在降温过程中出现过多次加暖,其中较著名的是古新世末增温事件,温度上升在 5 °C 左右,另一次时间较长的显著增温出现于晚渐新世中期至早中新世末期(大体在 27 ~ 14 Ma)温度上升

3 左右. 青藏地区的二期隆升(25 ~ 17 MaBP)完全在这次回缓升温过程内. 另外,Zubakov 等^[19]指出,在 21 ~ 15 Ma 期间有一次重要的变暖,赤道海表温度上升 3 ~ 5 ,南极洲底层水温增加 2 ~ 3 . 热带海洋的升温,增大了海水蒸发. 当时环南极洲洋流和南极冰盖都已出现,南极区和中低纬度温度梯度增加,南半球冬季寒潮爆发强度增大,频次增多,它们越赤道就成为北半球的夏季风,可以携带着热带海洋蒸发的水汽吹向亚洲大陆,这可能成为亚洲夏季风增强的重要因素.

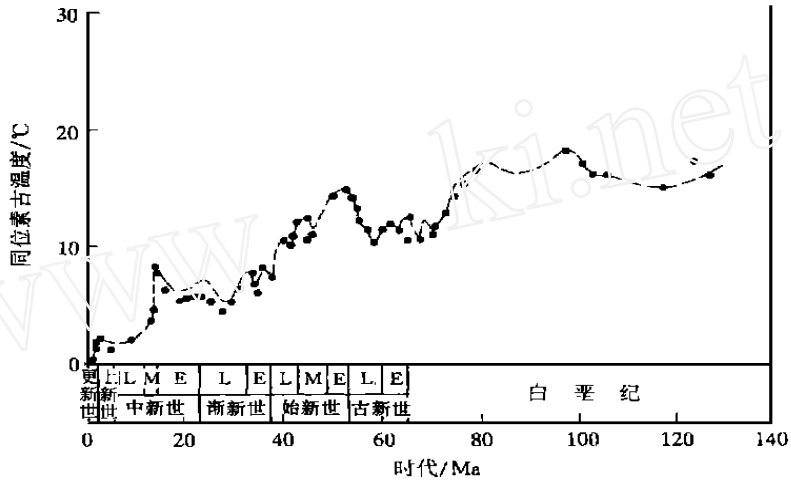


图5 热带太平洋白垩纪~新生代氧同位古温度变化(据 Douglas 等^[17]底栖有孔虫氧同位素值变化)

据金性春等^[20]综合研究,亚洲东缘和东南缘大多数盆地在晚渐新世至早中新世(32 ~ 15 Ma)为海盆扩张期,自北而南有千岛海盆(30 ~ 15 Ma)、日本海盆(28 ~ 15 Ma)、四国海盆、(日本列岛南方 27 ~ 13 Ma)、南海海盆(32 ~ 17 Ma)、帕里西维拉海盆(37 ~ 17 Ma)等,边缘海盆的扩大无疑为东亚季风提供了较丰富的近便的水汽来源.

5.2 大陆环境变化

在亚洲东缘边缘海盆扩张的同时,亚洲西部有相当伸展,非洲和阿刺伯板块北移,与亚洲紧靠,23 Ma 前地中海东端被封闭,更早于此的始新世晚期,位于欧亚之间直通北极的图尔盖海峡关闭,欧亚联成一体成为超级大陆. 出现于亚洲中西部另一个重要的现象是副特提斯海萎缩. 如图 4 所示,早渐新世,该海在亚洲中西部占有 40°N 至 60°N 与 90°E 以西的广大地域,东南伸入我国境内,使周围地区气候比现代湿润温和,以后迅速萎缩,至中中新世时,只剩余现代咸海、里海和黑海相邻地带附近一隅之地,这使亚洲中部迅速变干,大陆性气候大为增强,据 G. Ramstein 等^[21] AGCM 模拟研究,在渐新世副特提斯海存在时,中亚地区年温差不超过 17 ,年降水可达 900 mm,哈萨克斯坦的一部分为阔叶林和沼泽地区. 在该海萎缩西撤以后,气温年振幅可能增至 30 以上,较前冬季降温 10 ,夏季升温 4 ,降水激减,中亚荒漠化显著增强. 上述亚洲中西部因副特提斯海萎缩所产生剧烈变化,无疑是增强亚洲与太平洋、印度洋热力差别而导致季风增强的重要因素.

6 结论与讨论

综上所述,在 25 ~ 17 MaBP 的青藏地区二期强烈上升形成高度达 2000 m 以上的广阔高原的动力和热力作用与亚洲东侧、东南侧边缘海盆的扩张、热带海洋的显著回暖,南半球冬季越赤道气流增多,加强北半球夏季风,亚洲大陆的西向伸展,特别是副特提斯海萎缩所导致的亚洲中部变干与大陆性气候增强相耦合的共同驱动下,孕育和大大增强了亚洲季风系统(图 6)。

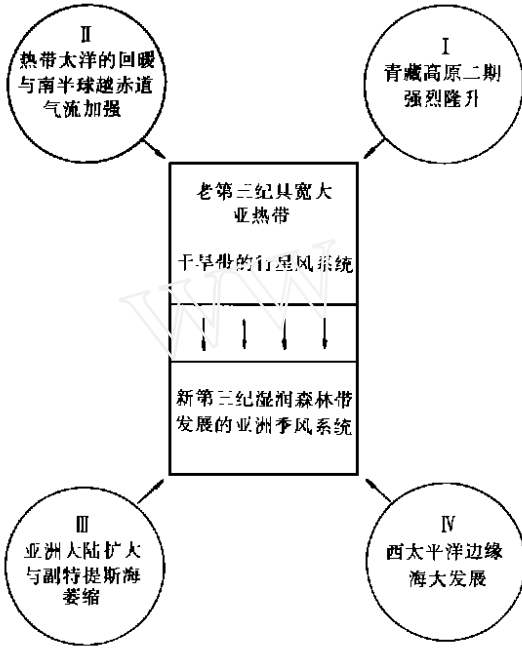


图 6 导致第三纪中期亚洲季风兴盛的驱动因素

在图 6 所列的四个驱动因素中,就其重要性来说,青藏高原的隆升可能居首位,其次是热带大洋的回暖和南半球越赤道气流的增强,居第三位的是亚洲大陆的扩大与副特提斯海的萎缩,第四是西太平洋边缘海的发展,以上定性排列是否正确,还有待数值模拟的验证。

临夏剖面 21.8 Ma 前疏林草原向森林转变、柴达木盆地与青藏高原中部也在中新世初显著变湿出现森林植被成分,表明西南季风已经强有力的出现,抑制了亚洲中东部的干旱化趋势。这个时段,相当于 Wang^[22]所称的先驱阶段。这个阶段从海洋携带丰富水汽到亚洲大陆的东南季风与西南季风均已盛行,可以将原先地面的行星风系改变为季风系统。至于冬季风是否增强,还缺少实际资料。不论怎样,与后期导致黄土堆积的强大的冬季风相比,这阶段的冬季风是很弱的。

在青藏高原二期隆升以后,地面侵蚀作用的强度超过了趋于缓慢的地壳隆升,夷平面逐渐发展,青藏地面高度有相当的降低,青藏高原对季风增强作用随之减弱。高原面侵蚀与风化作用的发展,从大气中吸收大量 CO₂ 在全球降温中有一定贡献。14 Ma 前热带太平洋回暖结束,继之以全球性中中新世的快速强烈降温(图 5),到谷底时出现西南极和南美南端的冰盖,孕育格陵兰冰盖,大幅度降温的必然结果之一是海洋蒸发水汽的大量减少,出现全球性的变干,即临夏剖面记录 8.5 Ma 开始的草原替代森林与随之而来的草原森林交替时期。在柴达木盆地为上新世新成盐期(图 3),7 ~ 6 Ma 开始的西北地区风成红粘土堆积标志着晚中新世至上新世的气候恶化,冬季风较前强烈,夏季风显著衰减。这期间青藏高原具体升降和起了什么作用,有待进一步研究。从长期来看,亚洲季风的形成和强弱变化是青藏高原的隆升与海洋、大陆环境以及日射变化多种因素耦合的结果,研究还刚起步,任重而道远。

致谢 本文准备过程承李吉均、邱国庆、潘保田、康尔泗等同志帮助,特此致谢。

参 考 文 献

- 1 尹集祥,孙晓兴,孙亦因,等. 西藏日喀则地区双磨拉带磨拉石岩系的地层学研究. 中国科学院地质研究所集刊,3号. 北京: 科学出版社,1988
- 2 张林源. 青藏高原形成过程与我国新生代气候化变阶段的划分. 见: 青藏高原形成演化,环境变迁与生态系统研究学术论文年刊(1994). 北京: 科学出版社,1995. 267~280
- 3 刘东生,等. 中国第四纪环境概要. 见: M. A. J. Williams等著,刘东生等编译. 第四纪环境. 北京: 科学出版社,1997. 189~239
- 4 谷祖纲,王四海,胡向阳,等. 临夏地区第三纪红层生物地层学研究进展. 见: 青藏高原形成演化,环境变迁与生态系统研究学术论文年刊(1994). 北京: 科学出版社,1995. 91~95
- 5 王 建,席 萍,刘泽纯,等. 柴达木盆地西部新生代环境与地形演变. 地质论评,1996,2(2): 166~173
- 6 钟大赉,丁 林. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨. 中国科学,D辑,1996,26(4): 289~301
- 7 Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. Raising Tibet. Science, 1992, 255: 1663~1670
- 8 Johnson N M, Stix J, Tauxe L, et al. Paleomagnetic chronology, fluvial processes and tectonic implications of the Siwalik deposits near Chinji village. Pakistan J Geol, 1985: 93, 27~40
- 9 Harris N. Significance of weathering Himalayan metasedimentary rocks and leucogranites for the Sr isotope evolution of sea water during early Miocene. Geology, 1995, 23(9): 759~798
- 10 常承法. 青藏地质构造演化. 见: 中国青藏高原研究会第一次学术讨论会论文集. 北京: 科学出版社,1992. 243~255
- 11 张彭熹. 青藏高原几个有关地质问题的讨论. 见: 青海柴达木盆地晚新生代地质环境演化. 北京: 科学出版社,1986. 50~58
- 12 黄华芳,彭作林,卢 伟,等. 酒西盆地、酒东盆地第三纪磁性地层划分与对比. 甘肃地质学报,1993,2(1): 6~16
- 13 李吉均,方小敏,朱俊杰,等. 临夏盆地新生代地层古地磁年代与模式序列. 见: 青藏高原形成演化,环境变迁与生态系统研究学术论文年刊(1994). 北京: 科学出版社,1995. 55~65
- 14 董文杰,汤懋苍. 青藏高原隆升和夷平过程的数值模型研究. 中国科学,D辑,1992,27(1): 65~69
- 15 汤懋苍,林振耀,沈志宝,等. 高原隆起与大气环流. 见: 孙鸿烈主编. 青藏高原的形成演化. 上海: 科学技术出版社,1996. 152~194
- 16 汤懋苍,刘晓东. 一个新的划分第四纪的标志——高原季风演变的地质环境后果. 第四纪研究,1995(1): 82~88
- 17 Trenberth, K E, Chen S C. Planetary waves kinematically forced by Himalayan Orography. J Atmos Sci, 1986, 45: 2934~2948
- 18 Douglas R G, et al. The oceanic lithosphere. The Sea, 1981, 7: 1287.
- 19 Zubakov V A, Borzenkova I I. Global palaeoclimate of the Late Cenozoic. Amsterdam: Elsevier, 1990. 337
- 20 金性春,周祖翼,汪品先. 大洋钻探与中国地球科学. 上海: 同济大学出版,1995. 181~183
- 21 Ramstein G, Fluteau F, Beasse J, et al. Effect of orography, plate motion and land-sea distribution on Eurasian climate Change over the past 30 million years. Nature, 1997, 386: 788~795
- 22 Wang Pinxian. Late Cenozoic environmental evolution in China: Marine factors and records. In: Proceedings of Fourth International Conference on the Evolution of East Asia Environment. The University of Hong Kong, 1997. 263~274