

# 再论岩石圈地幔蘑菇云构造及其深部成因

袁学诚

(中国地质调查局发展研究中心, 北京 100037)

**摘要:**根据地球物理资料的分析得到,除了东北吉辽地区太平洋板块向大陆俯冲外,当今中国东部其他地区大陆下都没有俯冲太平洋板块的证据。中生代以来中国东部发生的岩石圈巨变不是太平洋板块向中国大陆的俯冲所造成,而是由于软流圈物质上涌形成蘑菇云构造对岩石圈地幔的改造而引发的重大地质事件。软流圈物质的上涌使岩石圈地幔成为新生地幔与残剩地幔并存的结构,岩石圈被激活,稳定的克拉通地壳褶皱变形,地壳减薄,地震频发,岩浆活动活跃,地面沉降,并形成广袤的西太平洋边缘海。但是岩石圈厚度并未减薄,只是由于岩石圈地幔形成了蘑菇云结构使它的速度降低,与周边地区的岩石圈结构产生明显差别。蘑菇云地幔发育的地区覆盖整个东南亚西太平洋地区。包括中国东北的中东部、华北的东部、华南的东南缘、马来半岛、印尼、菲律宾、日本海、黄海、东海、南海,加罗林盆地和菲律宾海盆。与这个东南亚西太平洋低速岩石圈地幔相对应,还存在一个巨大的大地椭圆面正异常,它应是核幔边界的质量过剩所引起。它与印度洋—西藏地区核幔边界质量亏损引起的负大地椭圆面异常孪生,并形成控制中国大陆构造的深层动力系统,这个动力系统产生的时代可能为中生代或晚古生代。它们之间的地幔环流造成了东南亚西太平洋岩石圈巨变,并驱动印度板块的北移和青藏高原的隆升。

**关键词:**东亚;西太平洋;岩石圈;蘑菇云构造

**中图分类号:**P542      **文献标志码:**A      **文章编号:**1000-3657(2007)05-0737-22

## 1 被改造的东南亚大陆和西太平洋

中国东部从大兴安岭到海南岛曾经长期被认为是一个地台区。但是很早,中国的地质学家就认识到它和世界上的稳定地台相比,具有不同的特点。黄汲清<sup>[1]</sup>曾这样来总结中国的地台和典型的地台的不同:第一,中国地台规模都很小;第二,具有线状隆起和深凹陷;第三,沉积盖层的厚度大;第四,易受相邻造山带的影响,形成盖层的强烈褶皱和基底活化,以及广泛的同造山期岩浆作用。黄汲清并将具有这样特色的中国地台称为“准地台”(paraplatform),以别于像俄罗斯地台那样典型的“正地台”(orthoplatform)。

陈国达<sup>[2]</sup>注意到中国东部频发强烈地震和中生代强烈岩浆活动,认为这些现象都是和稳定地台不相容的。提出中国东部地区既不是地台区,更不是地槽区,而是地台的活化,是地壳的第三种构造单元,将它称地洼区。

中国东部强烈的构造运动不仅仅限于地壳,它波及到了整个岩石圈。山东蒙阴和辽宁复县等地古生代金伯利岩筒中有金刚石产出,意味着在古生代时华北的岩石圈曾是一个厚

度不小于150~200 km的低温稳定块体。但是,根据晚近地球物理测定,这个地区在深度为60~85 km处普遍出现低速低阻层。如滕吉文等<sup>[3]</sup>在邢台地区测得低速层埋深为83 km,陈立华等<sup>[4]</sup>发现在燕山沉降带、太行山隆起带和山西地堑等地上地幔低速层顶部深度60~80 km,速度为4.2~4.10 km/s<sup>[5]</sup>。刘国栋<sup>[6]</sup>用大地电磁测得华北平原下低阻层深度为60~80 km。岩石学研究得到华北平原新生代玄武岩岩浆起源深度主要集中在60~80 km<sup>[7-8]</sup>。如果这个低速低阻层是软流圈,那么,中国东部岩石圈厚度从古生代到现在,至少减薄了二分之一。

许多学者并认为中国东部和东南亚西太平洋中生代以来岩石圈的减薄是由于岩石圈根的拆层所引起<sup>[9-11]</sup>。新生的岩石圈地幔代替置换了形成于古生代的岩石圈地幔。

岩石圈的拆层是由Bird<sup>[10-11]</sup>首先提出的一个假想,这个假想在地质中广为流传但尚无地球物理直接证据。这种假想的出发点是认为岩石圈地幔要比软流圈的密度大,因而岩石圈处在一种不稳定的状态,在一定的条件下,岩石圈地幔和地壳脱耦,岩石圈地幔下沉,软流圈物质便上升充塞替代原来的岩石圈地幔。通常引发拆层的作用有:非稳定地幔对流,

收稿日期:2007-04-16;改回日期:2007-07-10

基金项目:国土资源部专项计划项目(20010103)资助。

作者简介:袁学诚,男,1928年生,教授级高级工程师,主要从事深部地球物理研究;E-mail:xcyuan@263.net.cn。

地幔柱上升,裂谷及大陆俯冲等<sup>[11]</sup>。

但中国东部是否存在拆层的条件是值得怀疑的。根据对幔源捕虏体及捕虏晶的研究显示<sup>[12-13]</sup>,岩石圈地幔的成分与其上覆地壳的构造热年龄有关。地壳和其下伏岩石圈地幔同时形成,并且通常这种联系可以保持很长的时期。太古宙地幔的玄武质成分强烈亏损,使它兼具浮力又极难熔,从而使地震波具高速<sup>[12-14]</sup>。也正是由于太古宙地盾的岩石圈地幔具有很强的浮力,才使得地盾的基底能长期出露地表,接受侵蚀。中国地台之所以成为不同于正地台,具有较厚的沉积,其主要原因就是它的岩石圈地幔发育的成熟度不足。形成于太古宙和元古宙的华北岩石圈地幔,虽然不具有如太古宙地盾那样大的浮力,但相对于软流圈仍有过大的浮力,单纯依靠重力作用将太古宙和元古宙华北岩石圈地幔去根看来是不太可能的。

20世纪末,在执行国家自然科学基金委员会“八五”秦岭重大项目中,笔者解译华北地区的10条地震层析剖面时,提出了华北地区岩石圈巨变的一个新认识,认为华北地区的岩石圈巨变是由于软流圈物质上升,侵入到岩石圈地幔,造成上升新生地幔及被其破坏残剩地幔块体并存这样一种特殊的岩石圈地幔结构。具有这种结构的华北岩石圈可以分成三巨层。上巨层即地壳,厚30~35 km。中巨层为岩石圈地幔的上部,厚25~40 km,它的速度结构近于水平。下巨层即是岩石圈地幔的下部,位于60~80 km以下,它的速度结构由并置的陡倾高速层和低速层组成。代表残剩地幔与新生地幔并存。它的形成过程可能是这样的。当软流圈物质受驱动后上升侵入到弱化的岩石圈地幔,形成新老岩石圈地幔并存的下巨层。它继续上升到岩石圈地幔顶部时,向侧向流动,形成岩石圈中巨层。中巨层的侧向流动拉动地壳,使地壳发生裂谷或正断层。并且导致玄武岩的喷发和花岗岩的侵位。这过程颇像核爆中的蘑菇云(图1),笔者等将它称为岩石圈地幔的蘑菇云结构<sup>[15-16]</sup>。

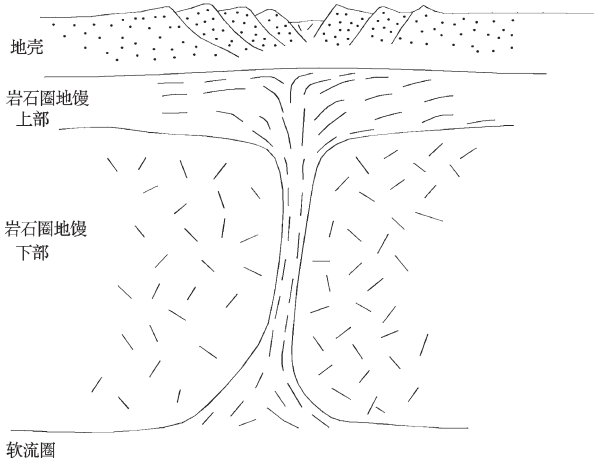


图1 岩石圈地幔的蘑菇云构造

Fig.1 Mushroom structure of the lithospheric mantle

徐佩芬所作的华北地区的高分辨率地震层析更是清晰地描绘出这种结构的图像<sup>[17-18]</sup>,具有很强的说服力。

地球化学对地幔捕虏体和捕虏晶的研究提供了华北地区岩石圈蘑菇云地幔的岩石学证据<sup>[19]</sup>。与高速岩石圈地幔与低速岩石圈地幔的并存相对应,华北地区既有太古宙—古元古代地幔,也有新生代地幔。太古宙—古元古代地幔以山东蒙阴金伯利岩中的地幔捕虏体为代表,它主元素亏损,微量元素强烈富集,低地温。新生代地幔则主元素饱满,微量元素弱富集到略亏损,高地温。在河南鹤壁(35.54°N, 114.11°E),岩石学研究揭示此地区新老两种地幔同时存在。此地区出露新生代橄榄霞石岩,同时又含大量地幔橄榄岩捕虏体,橄榄岩岩性以方辉橄榄岩为主,化学成分上可分为亏损和饱满两种。温度分布也存在两组,一组为高温(>850°C),与东部新生代地幔温度相同,另一组为低温(<850°C),代表古老岩石圈的残留<sup>[20]</sup>。

主张岩石圈拆层去根和主张蘑菇云结构的两种观点对中国东部是不是发生了“岩石圈减薄”的看法截然不同。主张拆层作用的是认为原来的岩石圈地幔已除去,减薄后的岩石圈直接位于新生地幔之上。而主张蘑菇云构造的则认为古生代形成的岩石圈地幔并没有减薄或消失,只不过它的速度已降低。原来的岩石圈地幔以残块形式依然存在。它与新生的上升软流圈物质形成一种新老岩石圈地幔块体共存的新型岩石圈地幔。

笔者将进一步研究中国东部岩石圈的蘑菇云构造,并将研究地区从华北扩大到整个东南亚西太平洋地区。

## 2 东南亚—西太平洋蘑菇云岩石圈地幔的分布范围

中—新生代强烈的构造运动以及它形成的蘑菇云岩石圈地幔不仅发生在东南亚大陆,还席卷整个西太平洋地区。它使太平洋板块以西的亚洲大陆裂解沉降,发育成包括鄂霍次克海,日本海、东海、南海及菲律宾海等在内的宽阔的边缘海。

图2是西太平洋地貌构造图。太平洋板块的西部边界从千岛海沟,经日本海沟、伊豆—小笠原海沟、马里亚纳海沟到雅浦海沟。在太平洋板块与东亚大陆之间是西太平洋边缘海。它们原本是亚洲大陆,是中生代以来由于岩石圈巨变,形成了蘑菇云岩石圈地幔,从而沉降而形成的。西太平洋边缘海的南界是爪哇—苏门达拉海沟,在爪哇—苏门达拉海沟以南是印度洋—澳大利亚板块。

从东南亚西太平洋地区的60 km, 100 km, 150 km, 200 km, 250 km和350 km等6个深度的岩石圈面波层析切片和470 km和600 km等两个转换带面波层析切片(图3~4)的比较和分析中可以得出结论,即本地区深度小于200 km时,平均速度为低速,而大于200 km时,平均速度为高速<sup>[21]</sup>。这就是说,中生代以来东南亚西太平洋地区岩石圈演化带来的一个重要的事件就是发育了一个低速岩石圈地幔(或蘑菇云岩石圈地幔)和一个高速过渡带。

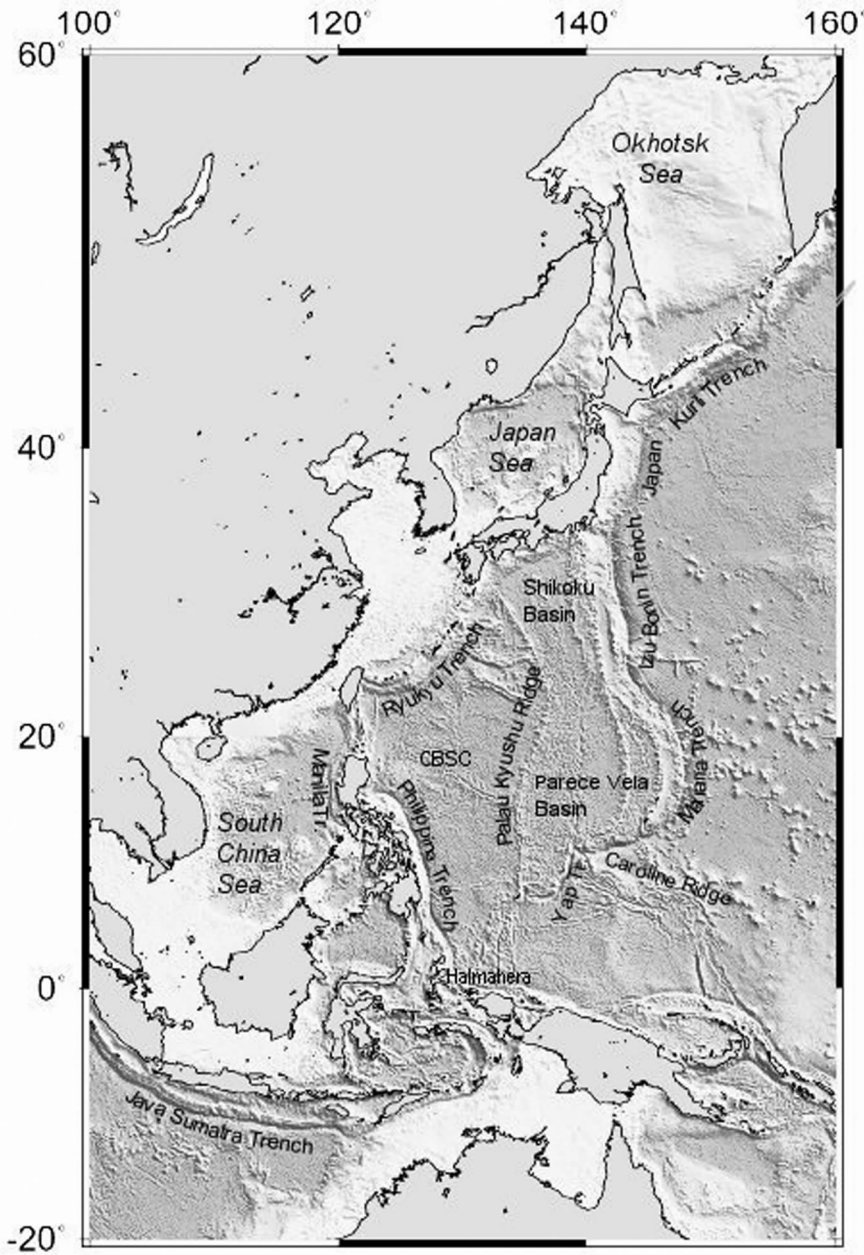


图 2 西太平洋地貌构造略图<sup>[21]</sup>

Fig.2 Morphotectonic features of the Western Pacific region<sup>[21]</sup>

Japan Kuril trench-日本千岛海沟; Izu-Bonin trench-伊豆小笠原海沟; Mariana trench-马里亚纳海沟; Yap trench-雅浦海沟;  
 Ryukyu Trench-琉球海沟; Philippine Trench-菲律宾海沟; Manila Trench-马尼拉海沟; Java Sumatra Trench 爪哇-苏门达拉海沟;  
 Okhotsk Sea-鄂霍次克海; Japan Sea-日本海; East China Sea-东海; South China Sea-南海; Shikoku Basin-四国盆地;  
 Parece Vela Basin-帕里西维拉盆地; CBSC-; Palau Kyushu Ridge-帕劳九州海岭; Caroline Ridge-加罗林海岭; Halmahera-哈马黑拉海

显然,根据地震层析切片已可圈出东亚西太平洋低速岩石圈分布的大致范围。但地震层析等深度切片切过不同构造地区,在特定深度切片中的高速或低速异常的地质含义有时是不确定的。如深 60 km 的切片在边缘海已是在地幔中,但

在西藏地区,切片切过的是下地壳,两者不可相比<sup>[22]</sup>。此外,还因为岩石圈结构存在变数,速度与岩性结构之间不是简单的一一对应。单纯凭切片中低速区的分布来确定低速岩石圈的范围,尤其在大陆上,在认识上容易产生混淆,如同时研究地

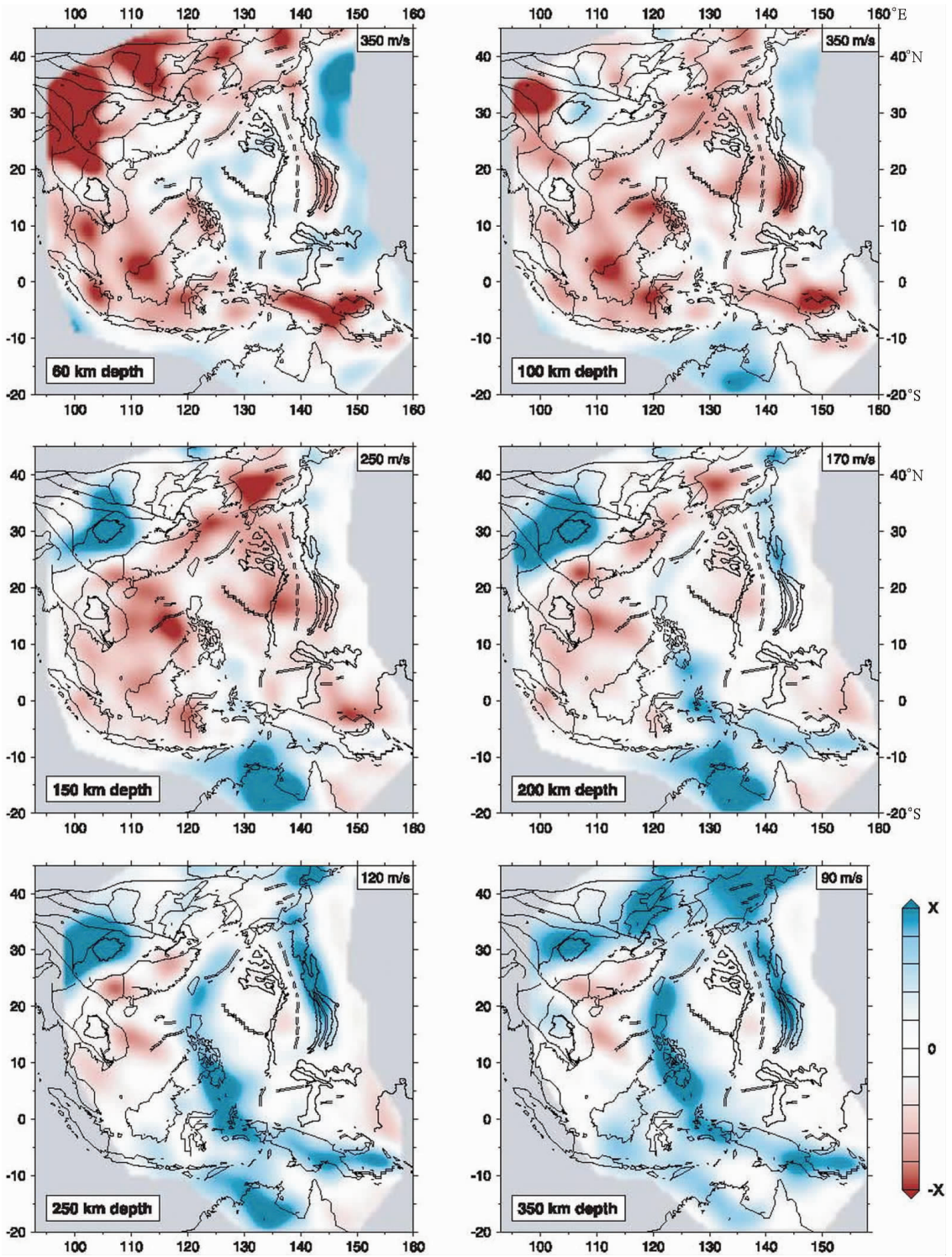


图3 东南亚—西太平洋上地幔切片

图的右上角标注数字为彩色色标 X 的极限值;在 60~200 km 处的参考速度为 4.4 km/s;250 km 处的参考速度为 4.48 km/s;350 km 处的参考速度为 4.68km/s<sup>[2]</sup>

Fig.3 Constant depth cross section through the SE Asia-western Pacific upper mantle at six depths The limits of the color scale X are shown in the upper right corner of each plot. The reference velocities are 4.4 km/s at 60-200 km, 4.48 km/s at 250 km, and 4.68 km/s at 350 km depth<sup>[2]</sup>

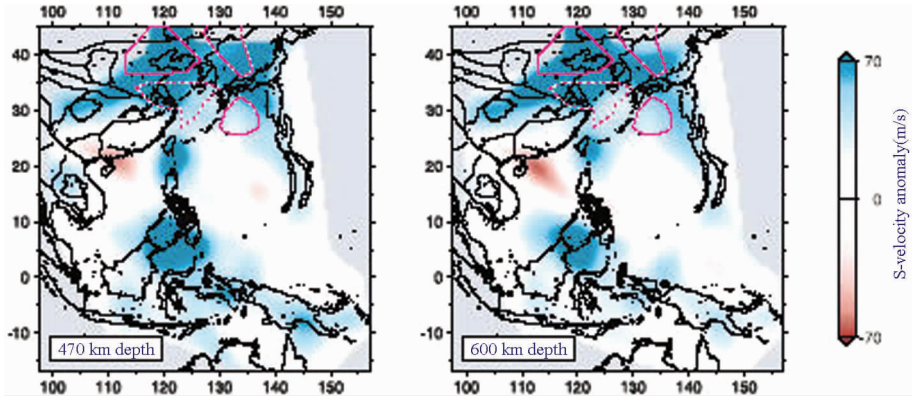


图 4 东南亚西太平洋地区转换带切片

在 470 km 处的参考速度为 5.14 km/s, 在 600 km 处的参考速度为 5.35 km/s; 红色虚线和点线圈出的 4 个区域出自 Tajima & Grand<sup>[23]</sup>, 其中三处为高速区(虚线), 一处为正常速度(点线)<sup>[23]</sup>

Fig.4 Constant depth section through the SE Asia-western Pacific transition zone at two depths. The reference velocities are 5.14 km/s at 470 km depth and 5.35 km/s at 600 km depth. The four regions enclosed by dashed and dotted red lines are cited from Tajima and Grand<sup>[23]</sup>, of which three are high-velocity ones (dashed) and one has the normal velocities (dotted)<sup>[23]</sup>

震层析剖面,不但可以知道低速岩石圈的垂向形态,并能对它的解释变得更为确切。

朱介寿等<sup>[24-26]</sup>对中国全境及其毗邻海区作了详细的 S 波地震层析工作。在 S 波地震层析剖面上,东南亚西太平洋低速岩石圈是以一个巨大规模的葫芦的形态出现的。深 200~250 km 处的葫芦下果室应是一个软流圈透镜体,葫芦的上果室与下果室之间的细颈部分是软流透镜体物质上升的通道,它的深度约为 150 km。软流透镜体物质一直从 200~250 km 深处通过细颈上升到上地幔顶部。

这种形态的软流圈显然不同于稳定地台区的软流圈。按照经典定义,在稳定地台区,软流圈呈层状分布,深度约为 200 km,厚度约 200 km,平均速度为 7.9 km/s( $V_p$ )或 4.4 km/s ( $V_s$ )。软流圈上部的上地幔盖层(或岩石圈地幔)的平均速度为 7.8~8.5 km/s( $V_p$ )或 4.4~4.8 km/s( $V_s$ )。下伏的上地幔平均速度为 8.5~8.8 km/s( $V_p$ )或 4.6~4.7 km/s( $V_s$ )。经典定义还认为软流圈是一个绝热层,如对软流圈施以强度有限但持久的应力,它具有易于屈服的特征。

东亚西太平洋地区在中新生代遭受到构造动力作用,上地幔盖层强度弱化,软流圈透镜体便冲破岩石圈地幔,一直上升到岩石圈地幔的顶部,形成规模巨大的蘑菇云岩石圈地幔。

姑且认为上升软流圈物质的速度小于 4.4 km/s, 并取葫芦的细颈构造部位速度为 4.4 km/s 的等值线处的地表投影作为低速岩石圈的边界。按照这样划定的低速岩石圈的地表投影如图 6。

在中国东部,岩石圈地幔内细颈低速带的西部边界与大兴安岭—太行山—武陵山重力梯级带的太行山段吻合得很好。再向南进入华南地块后绕湘中盆地的东缘,扬子克拉通

南缘,经广西桂林(25.2°N 110.2°E),云南昆明(25.0°N 102.7°E),阿拉干褶皱带出境后,沿安达曼海沟、爪哇—苏门达拉海沟向东延伸。

在北部,低速异常约在北纬 43.0°处中断,更往北,又重新出现岩石圈速度低于 4.4 km/s 的低速异常。这个重新出现的北部低速异常带的西侧到达海拉尔(49.2°N 119.7°E)。

低速岩石圈的东界穿过日本列岛的本洲和四国,菲律宾海板块的北部,与伊豆—小笠原海沟逐步靠近,到马里亚纳海沟中段处,与马里安纳海沟吻合一致。然后,绕加勒比海盆的北部到翁通爪哇海底平原。

低速岩石圈分布范围覆盖中国东北的中东部、华北的东部、华南的东缘、印支半岛、马来西亚、印尼、菲律宾、日本海、黄海、东海、南海,加罗林盆地和菲律宾海盆。

### 3 岩石圈巨变地区的板块俯冲

东亚西太平洋蘑菇云地幔发育的地区也是俯冲带丛生的地区。可能正因为如此,许多学者强调东亚西太平洋地区板块俯冲的作用。认为中国东部西太平洋中生代以来的岩石圈巨变是板块俯冲造成的。这个地区的构造演化、岩浆活动、成矿作用无不受板块俯冲的影响。

在研究本地区的俯冲时,应该分别对待大洋板块(太平洋板块、印度洋板块)的俯冲与边缘海内的俯冲这两类不同的俯冲,它们的形态和效应看来是各不相同的。

研究俯冲带形态的最好方法是地震活动。在板块俯冲时,在 Benioff 带上因块体间的相对位移产生地震,地震震中确切的直接的指示缝合带的位置,而较少多解性。

在东亚西太平洋地震活动性图上(图 7),几乎所有深度

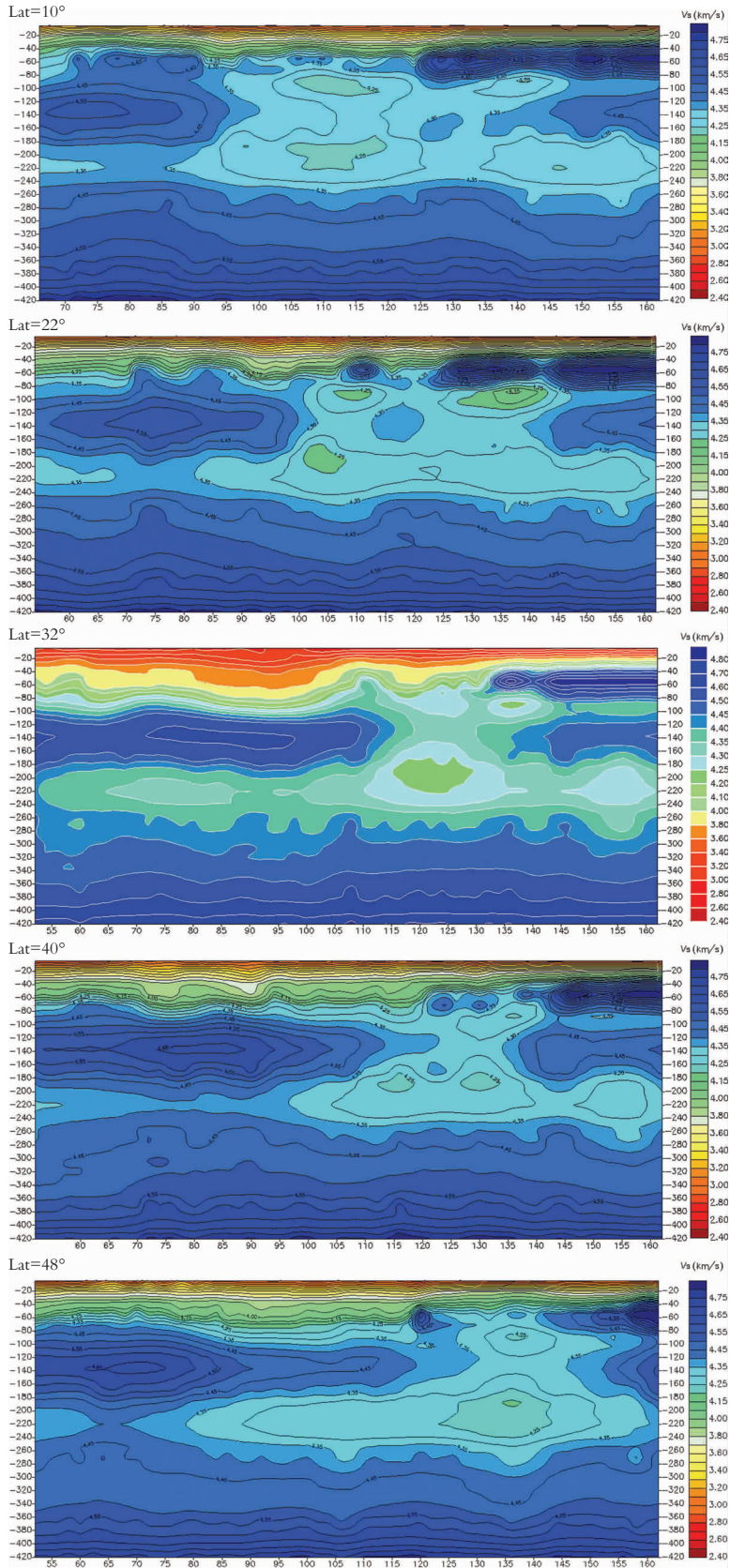


图 5 纬向 S 波地震层析剖面<sup>[24-26]</sup>

Fig.5 Latitudinal S-wave seismic tomographic profiles<sup>[24-26]</sup>

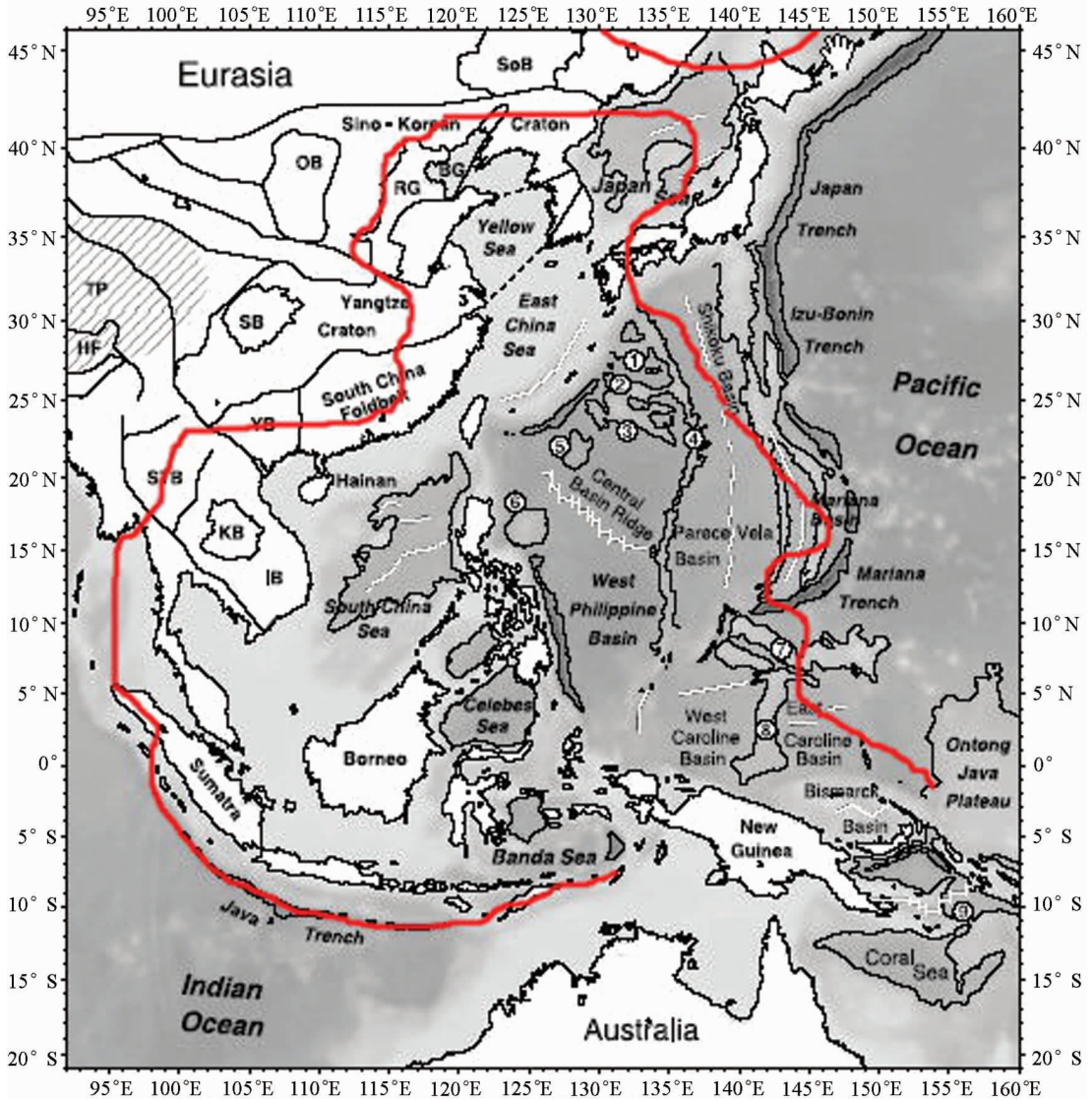


图 6 东亚—西太平洋低速岩石圈范围(构造底图引自参考文献[22])

图中红线为低速岩石圈边界,斜线为西藏高原及其周边山系。BG—渤海湾;HF—喜马拉雅褶皱系;IB—印支地块;KB—呵叻盆地(呵叻海台);OB—鄂尔多斯盆地;RG—华北东部裂谷;SB—四川盆地;SoB—松辽盆地;STB—山寨地块;TP—西藏高原;YB—右江地块。用海底等深线勾画出边缘海盆、海台、海岭及海沟。双线表示活动扩张中心。①—奄美海台;②—大东海岭;③—隐歧大东海岭;④—帕劳九州海岭;⑤—Urganeta 海台;⑥—Benham 海隆;⑦—加罗林海岭;⑧—欧里皮克海岭;⑨—伍德拉克海盆。其他地名:Eurasia—欧亚大陆;Pacific Ocean—太平洋;Indian Ocean—印度洋;Japan—日本;Australia—澳大利亚;Sino—Korean Craton—中朝克拉通;Yangtze Craton—扬子克拉通;South China Fold belt—华南褶皱带;Hainan Island—海南岛;Borneo—婆罗洲;Sumatra—苏门答腊;Yellow Sea—黄海;East China Sea—东海;South China Sea—南海;Celebes Sea—西里伯斯海;Banda Sea—班达海;Coral Sea—珊瑚海;Shikoku Basin—四国海盆;Central Basin Ridge—中央盆地海岭;West Philippine Basin—西菲律宾盆地;East Caroline Basin—东加罗林海岭;West Caroline Basin—西加罗林海岭;Caroline Basin—加罗林盆地;Parece Vela Basin—帕里西维拉海盆;Bismark Basin—俾斯麦盆地;Ontong Java Plateau—翁通爪哇海台;Japan Trench—日本海沟;Izu—Bonin Trench—伊豆—小笠原海沟;Mariana Trench—马里亚纳海沟;Java Trench—爪哇海沟

Fig.6 Low-velocity lithosphere below SE Asia and the Western Pacific Ocean (tectonic base map from[22])

The red line is the boundary of the low-velocity lithosphere; and the hatched area is the Tibetan Plateau and its surrounding mountain systems. Abbreviations: BG=Bohai Gulf;HF=Himalaya fold system;IB=Indochina block;KB=Khorat basin (Khorat Plateau); OB=Ordos basin (Ordos Plateau);RG=eastern North China rift;SB=Sichuan basin;SoB=Songliao basin;STB=Shan Thai block; TP=Tibetan Plateau; YB=Youjiang block. Marginal sea basins and underwater plateaus,ridges,and trenches are outlined with bathymetric contours. Double lines indicate spreading centers, active and extinct. ①—Amami Plateau;②—Daito Ridge; ③—Oki—Daito Ridge; ④—Palau Kyushu Ridge;⑤—Urganeta Plateau;⑥—Benham Rise;⑦—Caroline Ridge;⑧—Eauripik Ridge;⑨—Woodlark Basin

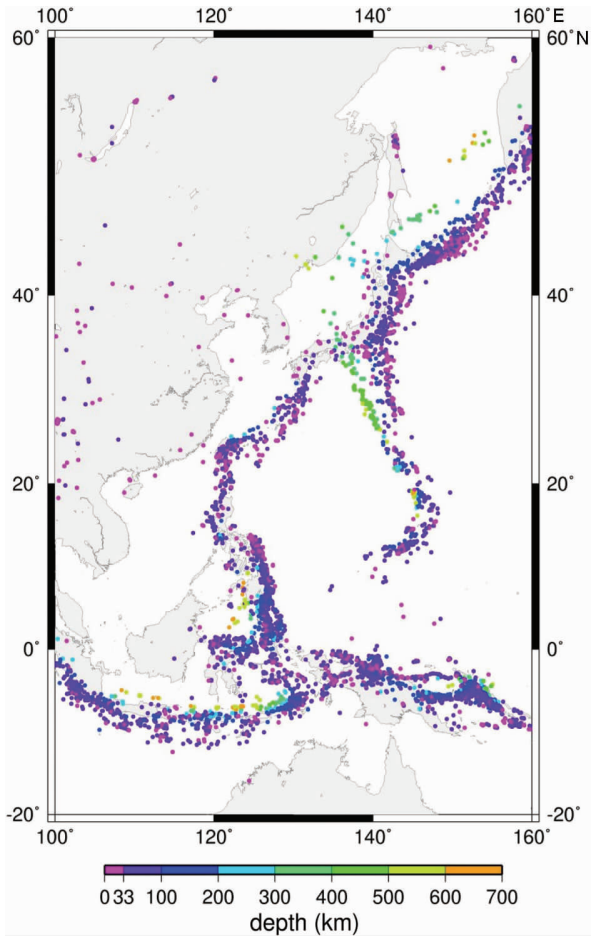


图7 西太平洋地区地震活动分布图

色圈代表深度(km);地震活动的分布可看作板块从海沟到最深地震处的分布<sup>[21]</sup>

Fig.7 Seismicity of the Western Pacific region

Color circles represent depth (in km). The distribution of seismicity may be considered the distribution of a slab from the trench to the deepest earthquake's depth<sup>[21]</sup>

小于 200 km 的震源中心与俯冲碰撞带的地表位置都相互重叠。说明与这些地震活动带相联系的碰撞带都是近垂直向下的。唯一一个例外是太平洋板块俯冲碰撞带。它在马里亚纳海沟处是近垂直向下的,到伊豆—小笠原海沟处深震带开始向西倾斜,在日本海地区,200 km 以上的震中依然重叠在一起,但是 200 km 以下的深震带向亚洲大陆下俯冲。

太平洋板块俯冲带的另一个重要的特征是在它向西俯冲的日本岛弧及伊豆—小笠原岛弧处,还发现俯冲板片在上下地幔边界处弯曲,停滞在深 400 km 与 660 km 的转换带之间,形成了一个高速层。但在北千岛及马里亚纳岛弧处则无此现象<sup>[27]</sup>。

如将伊豆—小笠原弧和爱琴海弧、南千岛弧、巽他弧、北汤加弧以及中美等地区的地震层析剖面相比较,爱琴海弧、

巽他弧、北汤加弧以及中美等地的板块均穿过 660 km 转换带,进入下地幔,直逼核幔边界。只有穿过南千岛弧和伊豆—小笠原海沟的剖面到 440 km 后折向水平方向,充填在 440 km 和 660 km 两个转换带之间(图 8)。

为什么在日本岛弧及伊豆—小笠原岛弧地区在 400 km 与 660 km 之间的转换带会呈现为高速至今存在争议。根据 L.Handayani<sup>[20]</sup>的归纳,主要有 4 种观点:

第一,认为上下地幔之间,也就是 660 km 转换带,对板块俯冲形成一个阻挡。俯冲板块不能穿过 660 km 转换带进入下地幔。

400 km 和 660 km 处的转换带均是相变带,它的厚度可能达到 30 km<sup>[29]</sup>。400 km 处的转换带将岩石从橄榄石相转换为尖晶石相,是一个放热过程,较轻的橄榄石通过放热转换为密度较大的尖晶石,它将产生重力,使板块下沉。660 km 处的转换带从尖晶石相转换为钙铁矿相是一个吸热过程,密度较小的尖晶石吸热变成密度较大的钙铁矿,它产生浮力,使俯冲速度变缓。在 400 km 处加速而到 660 km 处减速,对板块产生一个压力,使板块积聚在两个转换带之间。

第二,由于俯冲板块的流变性质,使它不能插入下地幔,而在 660 km 转换带处发生弯曲。

这种观点认为,板块之所以发生弯曲必须是板块具有较软的习性<sup>[30]</sup>。热板块之所以为软是因为它的粘滞性低,冷板块之所以软是因为在 660 km 处,尖晶石颗粒小而外部压力大。因而不论是冷板块或是热板块在转换带处都是软的。Karato 并认为只有处在中等热参数的板块才有可能穿过 660 km 转换带。

第三,认为俯冲板块在转换带发生停滞与海沟的后撤有关。板块停滞与海沟的后撤又可分为两种略有不同的理论:“折射板块”理论和“躺卧板块”理论。“折射板块”理论认为俯冲板块停滞在过渡带使得海沟后撤。这种理论认为板块停滞是因,海沟后撤是果。“躺卧板块”理论则认为海沟后撤导致板块停滞在转换带。海沟后撤是因,板块停滞是果。

数字模拟和实验室试验支持海沟快速后撤使得板块停滞在转换带内的看法<sup>[31-32]</sup>。如果海沟后撤很慢,或是根本不后撤,则板块就可能沉入下地幔(图 9)。

第四,在转换带有水平方向的地幔流。

认为 660 km 相变面以上的软流圈流动导致板块停滞<sup>[34]</sup>,但这一论断至今未能获得任何证据或模型试验支持。唯一被广泛认同的水平流动是支撑板块运动模型的全地幔对流。上下地幔分层对流存在争议,因为上下地幔间黏滞性之差不能大到使上下地幔分别对流成为可能。另一种引发水平流动的是热柱,但热柱运动极慢,以 100 Ma 的时间尺度来衡量,可以看作是不动的<sup>[35]</sup>。

以上各种观点最不好理解的是,同样是上下地幔之间的转换带,为什么只有在伊豆—小笠原海沟和日本海处对俯冲板块产生阻挡和停滞,而在别的地区,虽然有相似的构造条



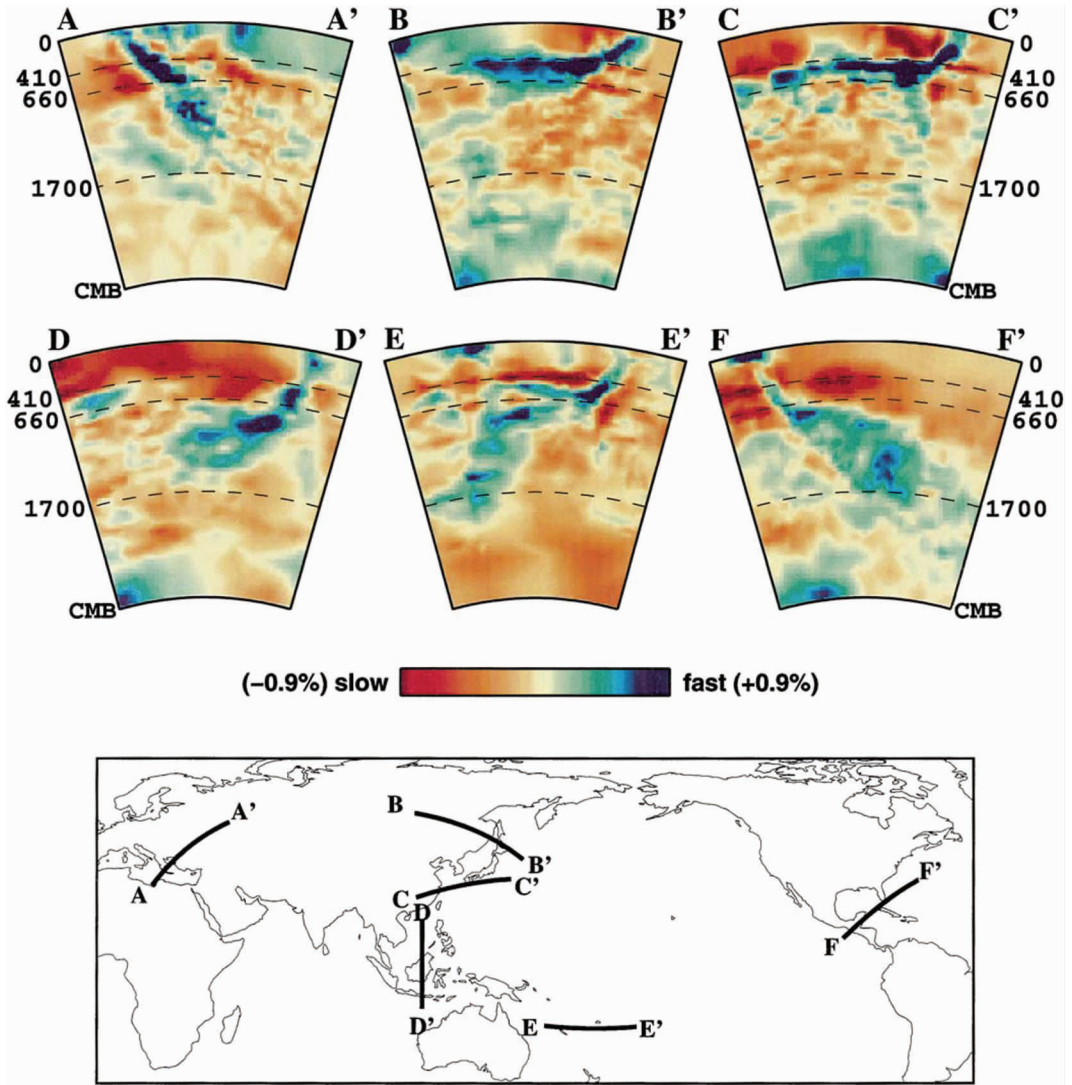


图 8 垂向剖面上板片构造<sup>[28]</sup>

A—爱琴海弧;B—南千岛弧;C—伊豆—小笠原;D—巽他弧(爪哇);E—北汤加弧;F—中美

Fig.8 Slab structure illustrated by vertical sections<sup>[28]</sup>

A—Hellenic (or Aegean) arc;B—Southern Kurile arc;C—Izu—Bonin;D—Sunda arc (Java);E—Northern Tonga arc;F—Central America

件,却没有发生板块的停滞?为什么同是太平洋板块,在马里安纳海沟处就能穿过 660 km 转换带,而在伊豆—小笠原海沟和日本海处就不能穿过?

笔者提出另一种观点。笔者认为伊豆—小笠原海沟和日本海正好处在整个东亚太平洋板块唯一处以低角度向大陆俯冲的地区。由于太平洋板块低角度俯冲到一个被改造后速度降低的蘑菇云地幔发育的地区,使俯冲板块受到浮力,同时还受到一个软流圈上涌的推力,它便逐步偏转,积聚在转换带内。

除了太平洋板块和印度洋板块而外,在西太平洋的其他

俯冲带都是具有蘑菇云地幔构造以陆壳为基底的块体之间的碰撞俯冲带,它们的共同特点是俯冲的角度近于垂直,俯冲深度又不大。

美国自然科学基金委员会的白皮书<sup>[9]</sup>中提出,陆陆碰撞有关的地幔回流方式有两种极端情况。一种极端情况是大陆地幔强度很大,这时,碰撞就是通常见到的板块俯冲形式出现(图 8-a)。另一种极端情况,岩石圈地幔极具流体性质,回流则具对称或非对称的下降流形式或幕式水滴形式(图 8-b)。到底出现那种形式取决于会聚速度及地壳和地幔的流变性。在边缘海内的陆陆碰撞带由于低速块体的柔性特征,所以都

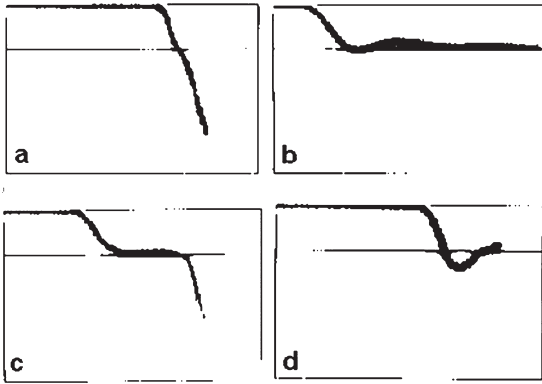


图9 海沟回撤速率对板块行为的效应的数字模拟  
 板块运动速率 5cm/a<sup>[33]</sup>

a—海沟位移 1cm/a;b—海沟位移 3cm/a;c—海沟位移随时增大;  
 d—海沟位移 2cm/a

Fig.9 Christensen's numerical modeling (Christensen, 2001).  
 Numerical modeling of the effects of the rate of trench retreat  
 on the plate behavior. The plate motion velocity is 5 cm/a<sup>[33]</sup>  
 a—Trench migration 1 cm/a;b—Trench migration 3 cm/a;c—Trench  
 migration increase with time;d—Trench migration 2 cm/a

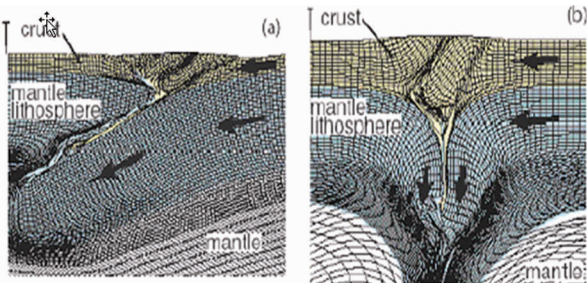


图10 与陆陆碰撞有关的地幔回流方式的数字模型<sup>[36-37]</sup>

Fig.10 Numerical models illustrating different modes of mantle  
 return flow associated with continent-continent collision<sup>[36-37]</sup>

是高角度碰撞带,均呈下降回流形式。

图12~17 列举部分东亚—西太平洋地区穿过不同块体  
 间碰撞带的地震层析剖面成像成果。剖面的位置见图11。

图17 是从菲律宾开始,横穿菲律宾海板块、马里安娜海  
 沟、夏威夷、太平洋中脊到秘鲁的S波地震层析剖面,剖面上  
 同时标绘有地震活动震中的投影<sup>[2]</sup>。

图中太平洋板块呈现为高速块体,在马里亚纳海沟处与  
 菲律宾海板块近垂直碰撞。马里亚纳海沟是全球最深的海  
 沟,水深超过 10 km。挑战者号海渊水深更是达到 11034 m。  
 从图中易见,在马里亚纳海沟以西的菲律宾海板块岩石圈呈  
 现为低速,与图6中根据速度 4.4 km/s 勾画出的低速岩石圈  
 边界一致。

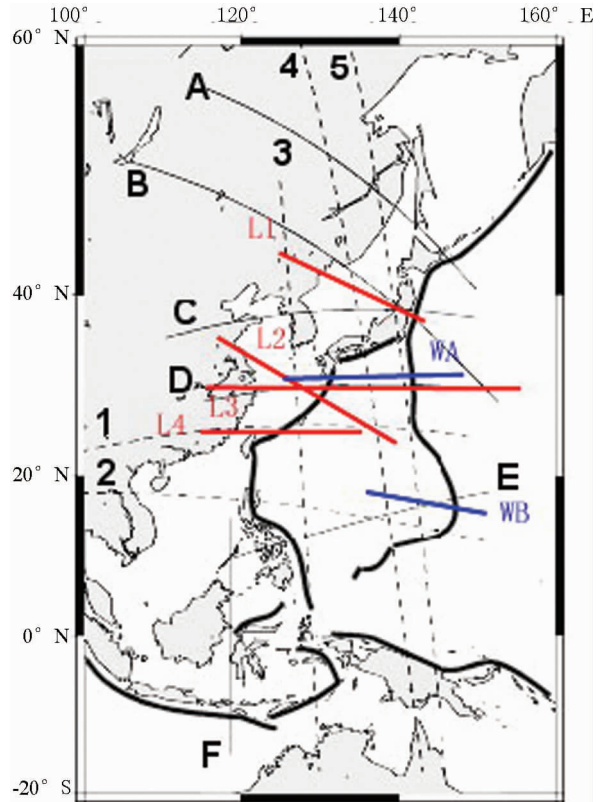


图11 西太平洋地震层析剖面索引图

WAWB—Widiyantoro 所作地震层析剖面;L1L2L3L4—刘建华  
 等所作地震层析剖面(修改补充)

Fig.11 Index map of seismic tomographic sections of the  
 Western Pacific

WAWB—Seismic tomographic section drawn by Widiyantoro;  
 L1L2L3L4—Siesmic tomographic sections drawn by Liu Jianhua  
 (modified)

WB 剖面(图15)和 E 剖面(图13)都穿过马里安娜海沟。  
 并且都明显地显示出马里安娜碰撞带是近垂直向下的特征。

从马里安娜海沟往北,D 剖面(图13),WA 剖面(图15)  
 和 L3 剖面(图14)等3条剖面均穿过伊豆—小笠原海沟处。  
 L3 剖面从四国海盆开始(138°E,24°N),穿过奄美海台与大  
 东海岭之间,与琉球海沟几成直角,经上海,到河南兰考  
 (115°E,35°N)。WA 剖面的位置几乎与 L1 剖面重合,它也穿  
 过伊豆—小笠原海沟、菲律宾海板块,然后穿过琉球海沟,终  
 止于东海。WA 剖面同时作了 P 波和 S 波反演。反演结果表  
 明,菲律宾海板块和东海都呈现为低速。剖面上清晰地显示  
 两个俯冲带。太平洋板块沿伊豆—小笠原海沟向菲律宾海板  
 块俯冲的 P 波层析和 S 波层析图在形态上有差异。P 波层析  
 剖面上,当低速带斜向达到 440 km 处时,偏离俯冲方向,折  
 向 440 km 转换带和 660 km 转换带之间。S 波低速带则继续  
 向下似乎穿过深 660 km 的转换带,它在 440 km 和 660 km  
 之间的低速带不太清楚<sup>[40]</sup>。Widiyantoro 认为这是因为早先俯

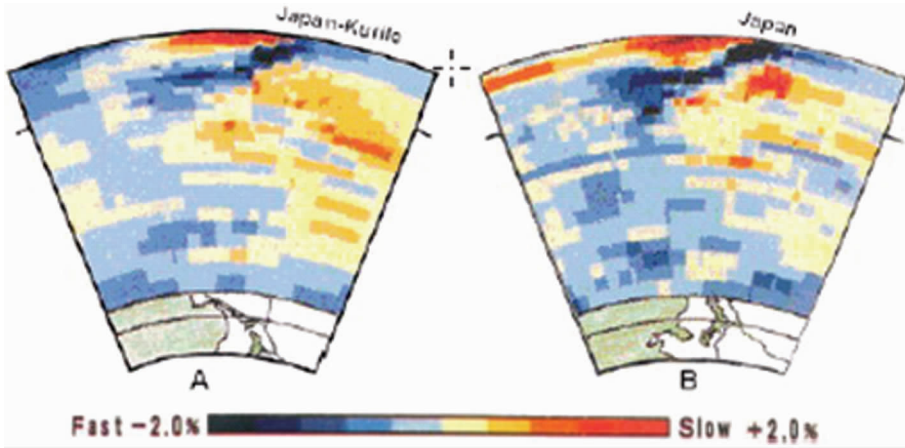


图 12 地震层析剖面 A 和地震层析剖面 B  
剖面位置见图 11 索引图<sup>[88]</sup>

Fig.12 Seismic tomographic sections A and B.  
For the positions of the sections, see the index map of Fig. 11<sup>[88]</sup>

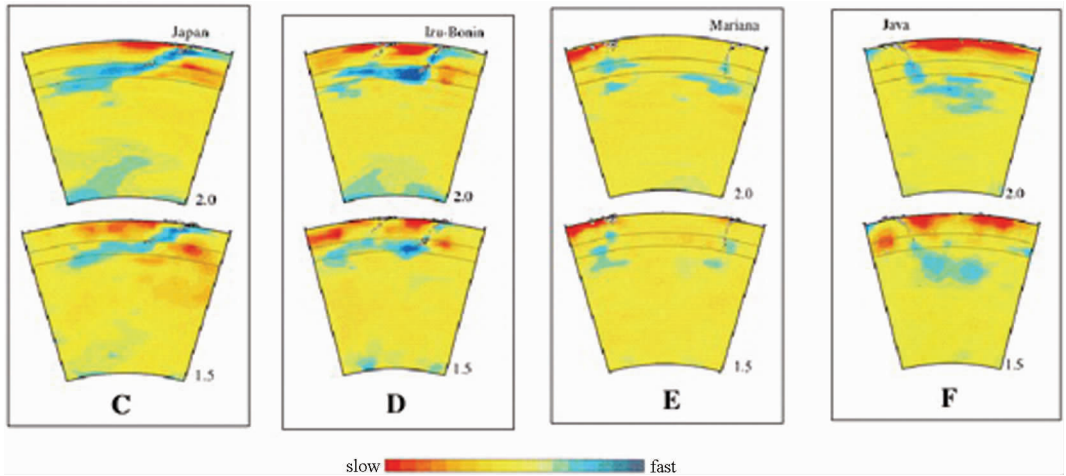


图 13 穿过日本(C),伊豆—小笠原(D),马里安纳(E)及爪哇(F)剖面的地震 P 波层析<sup>[21]</sup>

上图为 Obayashi et al(1997)所作 WEPP2 地幔模型;下图为 van der Hilst et al<sup>[40]</sup>所作 P97 模型。每一模型底部右下角数字为振幅比例尺,圆圈示震中,两平行线为 410 km 及 660 km 深度,剖面位置见图 11

Fig.13 P-wave seismic tomographic sections across Japan (C), Izu-Bonin (D), Mariana (E) and Java (F)<sup>[21]</sup>

Top: WEPP2 mantle models from Obayashi et al. (1997); Bottom: P97 models from van der Hilst et al<sup>[40]</sup>. The number at the bottom right corner of each model is the amplitude scale. Circles represent epicenters of earthquakes. Two parallel lines indicate 410 and 660 km depth. For the cross section location, see Fig.11

冲的岩石圈发生分裂,部分透入下地幔顶部。而部分刚度较低的板片则发生俯冲方向偏离,停滞在 440 km 和 660 km 之间,它显示出对压缩波有强信号剪切波弱信号的性质。

L2 剖面与 L3 剖面(图 16)在东海相交,它从太平洋开始(145°E,30°N),穿过伊豆—小笠原群岛,吐噶喇列岛到湖北大冶铜绿山(115°E,30°N)。在剖面上俯冲的太平洋板块和菲律宾海板块均有高速带和它们相对应,在地表分别与伊豆—

小笠原海沟和琉球海沟一致,两个板块均为高角度俯冲。太平洋板块的俯冲角度达到 80°,菲律宾板块俯冲的起始角度较缓,很快变为近垂直向下俯冲<sup>[42]</sup>。在深度 400 km 以上,除了被解释为俯冲板块的高速带外,均为低速分布。

L1(图 16)为从日本本洲仙台东南处(143.0°E,37.5°N)的大洋中开始,经日本海沟,日本海,到吉林辽源(125.0°E,43.0°N)的 P 波地震层析剖面<sup>[42]</sup>。日本列岛下从地表到深约 20 km

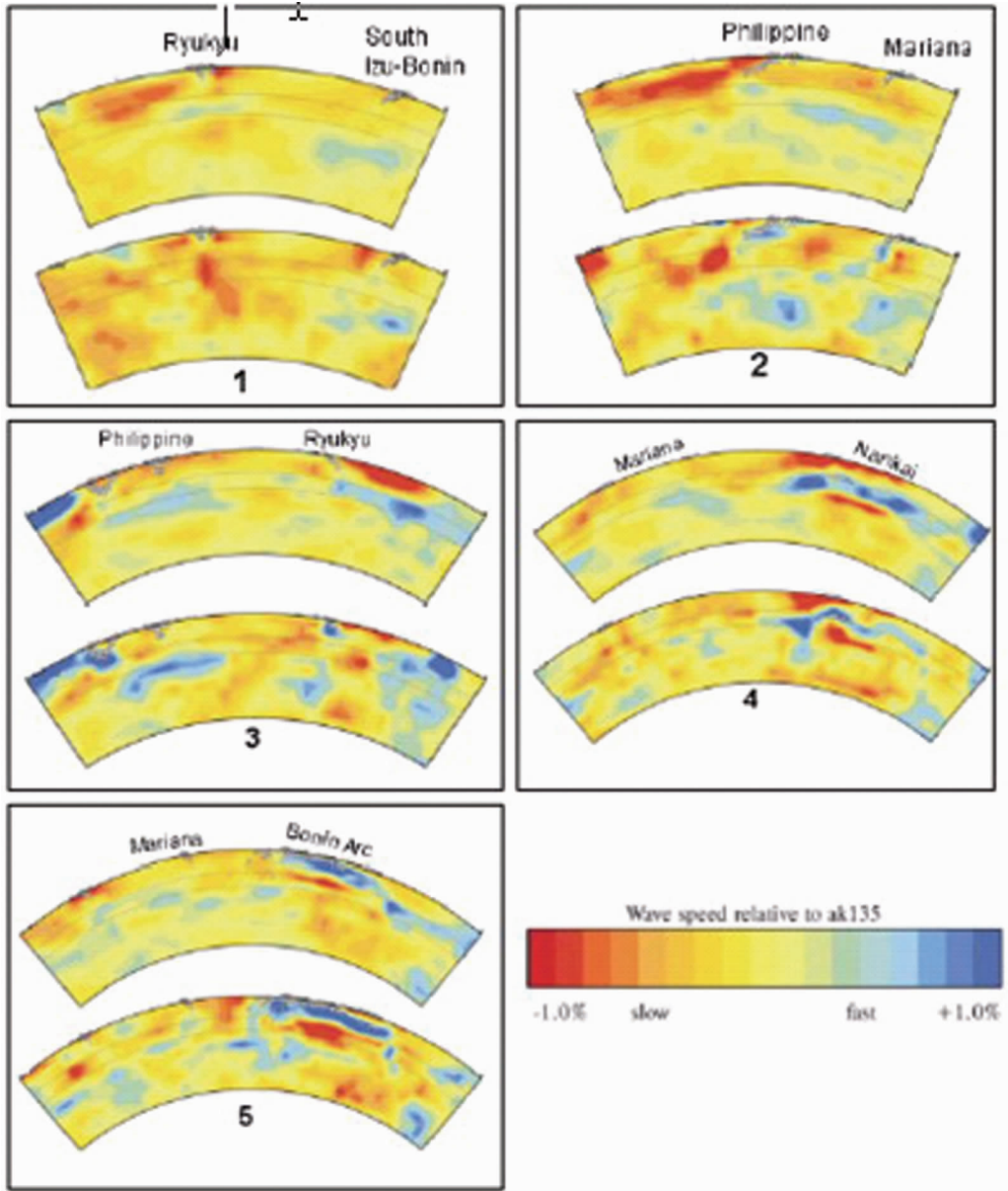


图 14 地震层析剖面<sup>[21]</sup>

上图为 Obayashi et al(1997)所作 WEPP2 地幔模型;下图为 van der Hilst et al.(1997)所作 P97 模型。每一模型底部右角数字为振幅比例尺,圆圈示震中,两平行线为 410 km 及 660 km 深度。剖面位置见图 11

Fig.14 Seismic tomographic sections 1 to 5<sup>[21]</sup>

The P- and S-wave models are at the top and bottom respectively. Circles represent epicenters of earthquakes. Two parallel lines indicate 410 and 660 km in depth. The bottom of the diagram is 1700 km deep (Widiyantoro, personal comm.). For the section location, see Fig. 11

处,是高速体,它对应日本列岛地壳。其下深度约 20 km 到 40 km 处,为一低速层,再下便是高速带。它被认为是俯冲的太平洋板块,以低角度穿过日本本洲下方。到达日本海地区后,倾角变大。到大陆边缘(深约 600 km)处,方向改变为垂直向下。地震震中与俯冲板块吻合,也终止于大陆边缘(约为

131.0°E)。其地表位置大致相当于吉林珲春。这也是中国东部大陆发现的唯一的一个深震地区。剖面 B 与剖面 C(图 12~13)与 L1(图 16)在日本本洲相交,B 剖面向西北方向延伸,一直到达贝加尔湖。剖面 C 则向西延伸,穿过朝鲜半岛,山东半岛,终止于晋南。都呈现出太平洋板块低角度向亚洲大陆

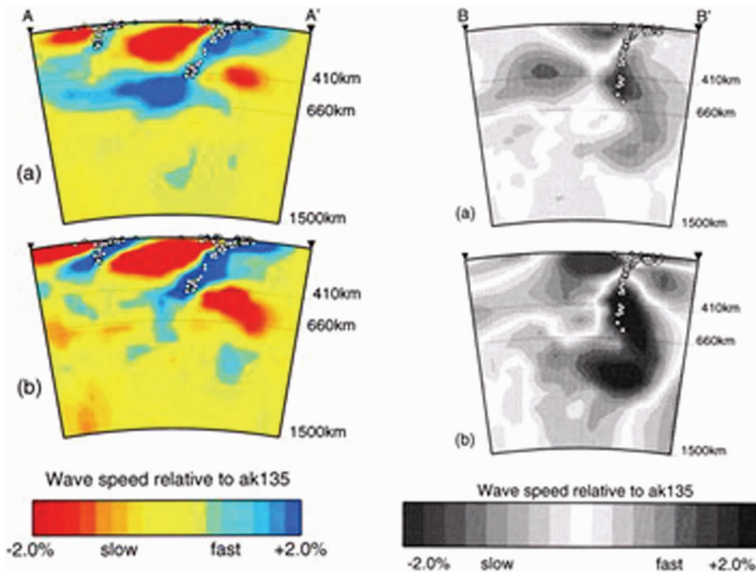


图 15 AA' 穿越琉球和伊豆—小笠原弧的 WA 地震层析剖面;BB' 穿越马里亚纳的 WB 地震层析剖面<sup>[40]</sup>  
a—相对于 ak135 的 P 波速度;b—相对于 ak135 的 S 波速度

Fig.15 AA': seismic tomographic section across Ryukyu and Izu Bonin;BB': seismic tomographic section across Marianna<sup>[40]</sup>  
a—P—wave speed relative to ak135;b—S—wave speed relative to ask135

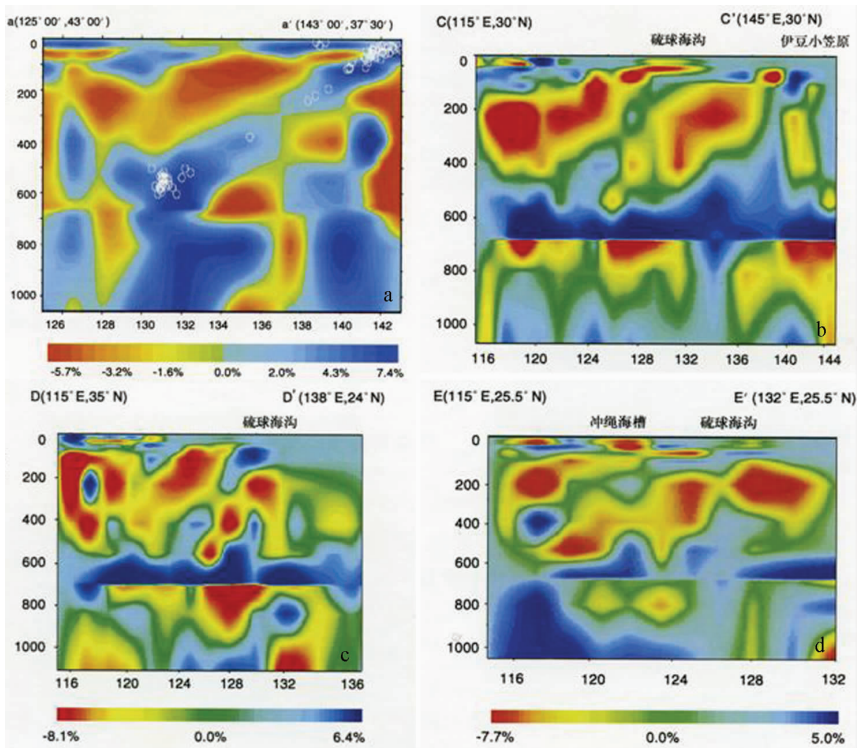


图 16 中国东部西太平洋边缘海地震成像<sup>[42]</sup>

a—垂直于日本海剖面 L1;b—穿越琉球岛弧北段及伊豆小笠原海沟剖面 L3;c—穿越琉球岛弧中段剖面 L2;  
d—穿越琉球岛弧南段剖面 L4

Fig.16 Tomographic images of marginal seas of eastern China and the Western Pacific Ocean<sup>[42]</sup>  
a—L1 across Japan Sea;b—L3 across the northern part of the Ryukyu arc and the Izu Bonin trench;  
c—L2 across the central part of the Ryukyu arc;d—L4 across the southern part of the Ryukyu arc

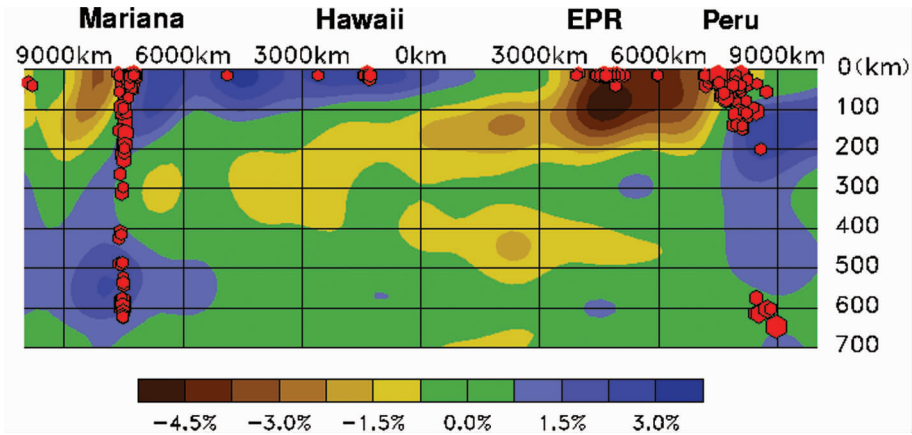


图 17 穿过太平洋的地震波波速剖面<sup>[42]</sup>  
 圆圈为地震震中。Mariana-马里亚纳;Hawaii-夏威夷;PR-大洋中脊;Peru-秘鲁  
 Fig.17 Seismic wave velocity section across the Pacific<sup>[42]</sup>

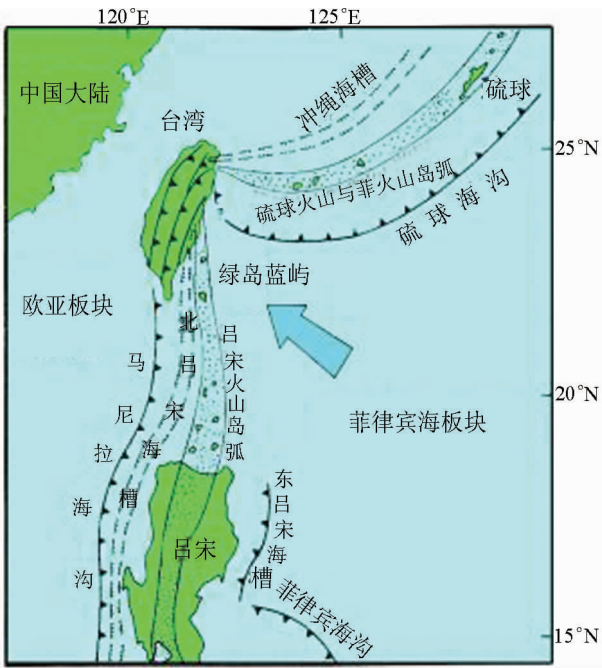


图 18 台湾地区二维结构<sup>[43]</sup>  
 Fig.18 2D tectonic map of Taiwan<sup>[43]</sup>

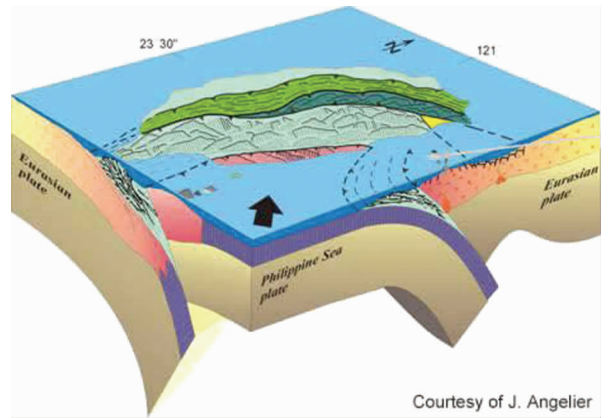


图 19 台湾地区三维构造<sup>[44]</sup>  
 Fig.19 3D tectonic map of Taiwan<sup>[44]</sup>

俯冲。

L4 剖面 (图 16) 从大东海岭与隐歧大东海岭之间(132°E, 25.5°N)开始,经台湾北缘,到江西信丰(115°E, 25.5°N)。在琉球海沟处也有一个高速带,与 L1, L2 剖面相比,高速带倾角变缓。在研究这条剖面的形态时,应考虑到台湾北缘板块边界的复杂性(图 18, 19)。台湾以纵谷为界可分成东西两部。东部为海岸山脉,属菲律宾海板块。西部为欧亚大陆边缘。菲

律宾海板块与欧亚大陆的碰撞从 5 Ma 开始,至今尚在进行,会聚速率为 7~8 cm/a。王乾盈<sup>[44]</sup>认为,由于南海洋壳的消减,原属吕宋的海岸山脉随菲律宾海板块北移,向琉球沟弧系统俯冲,以约 45°角方向斜撞欧亚大陆边缘。纵谷即为其碰撞带。在地震活动性图(图 7)中,显见琉球海沟处,浅地震相对偏向东南侧,意味着在浅处菲律宾海板块是低角度向西北方向俯冲的,然后,变为高角度向下俯冲。剖面所经海域没有地震活动的显示,在大陆上剖面所经地区是国内地震活动最少的华南地区。台湾南北的俯冲带都未向大陆俯冲,它们对大陆的构造响应都应该很微弱。

1 号剖面(图 14)是穿过南伊豆-小笠原海沟、四国海盆、帕劳九州海岭,穿奄美海台与大东海岭之间、琉球海沟、东海、华南及右江地块,到达山寨地块。在经过东海处与 L4

接近。在琉球海沟以西,440 km 以上均为低速带,与根据朱介寿层析剖面上低速细颈厘定的东亚西太平洋低速带的范围一致。

南海位于中国大陆、越南、台湾、菲律宾与婆罗洲之间。面积约 350 万 km<sup>2</sup>。南海的东北部是深海,水深大于 5490 m,其下是大洋地壳。洋壳厚度为 5~9 km。南海在 30 Ma 时,开始南北向扩张<sup>[4]</sup>;20~15 Ma 时,出现西南方向延伸的洋壳。南海的西南部,从泰国湾到爪哇海是一个淹没的海底平原,即巽他平原,海水很浅,小于 60 m。

2 号剖面(图 14)从太平洋开始,穿过马里亚纳海沟、帕里西维拉海盆、帕劳九州海岭、西菲律宾海盆、Benham 海隆、吕宋岛、海南岛南缘及印支半岛,到山寨地块。从菲律宾以西,包括印支半岛,到山寨地块,400 km 的转换带以上的充塞着低速岩石圈,是一个软流圈物质大范围上涌的地区。

西太平洋的南部边界是爪哇—苏门达拉海沟。穿过爪哇—苏门达拉海沟的 4 条地震层析剖面(图 20)<sup>[44]</sup>,都显示印

度洋板块向北俯冲,IV号剖面与V号剖面上俯冲约在 400 km 转换带处俯冲带出现绕曲。深 400 km 以下,均为高角度俯冲向下俯冲。VI号剖面与VII号剖面在深 660 km 以下,俯冲高角度向下,在 660 km 处俯冲带出现俯冲带绕曲。

可以得到结论,西太平洋地区除了太平洋板块在日本海处是低角度向亚洲大陆俯冲外,其他的碰撞带都是近垂直向下的,可能它们对中国东部的构造运动不是像有的文献里所讲的那样重要。使东亚西太平洋岩石圈发生剧变的主要动力不是太平洋板块的俯冲,而是来自软流圈物质的上侵和对岩石圈地幔改造。

可能会有这样的疑问,地球物理数据所反映的是当今岩石圈的状态,但是中国东部岩石圈巨变从中生代就已发生,会不会在中生代时,大洋板块俯冲到东亚大陆引发岩石圈巨变?据文献报道,在侏罗纪末,太平洋地区有多个板块,其中伊佐奈歧板块 NW 向向着东南亚移动,太平洋板块向 SW 方向运动。白垩纪—新近纪时,伊佐奈歧板块已消失,太平洋板

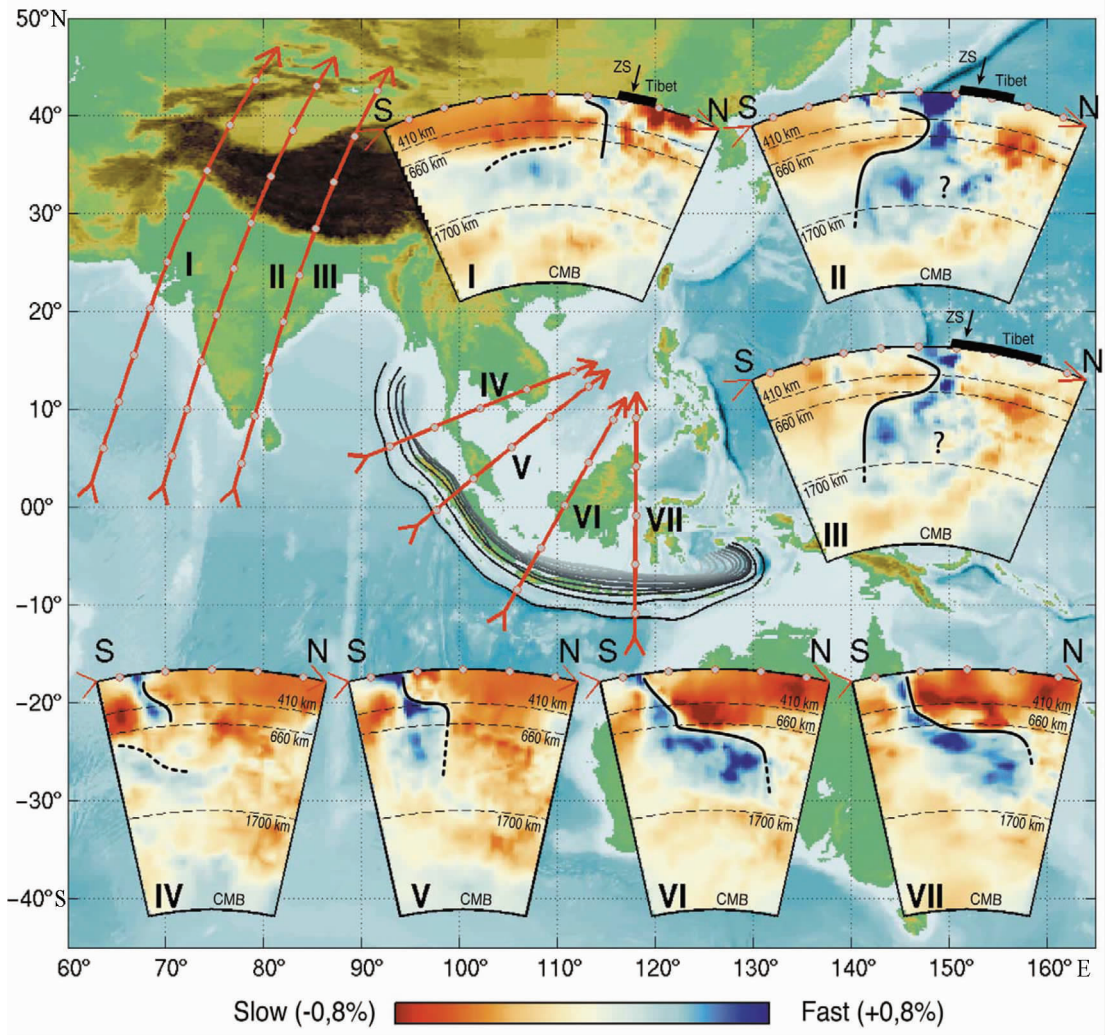


图 20 横穿爪哇—苏门达拉海沟地震层析剖面<sup>[44]</sup>  
Fig.20 Seismic tomographic section across the Jawa-Sumatra trench<sup>[44]</sup>

块改为向 NNW 向运动。直到 40~36 Ma 时,太平洋板块才改为向 NWW 方向运移<sup>[9]</sup>。且不论太平洋地区板块运动的复杂变化,当今东亚大陆和大洋之间隔着一个由陆壳下沉而形成的宽广的边缘海,如果是大洋板块向东亚大陆俯冲而使东亚大陆岩石圈发生巨变,在当今的东亚大陆与边缘海之间必定还有一个现已消失的中生代洋,这个大洋的存在与复原还有待于今后工作来证实。

岩石圈蘑菇云构造也控制了中国东部的地壳构造。

华北地壳的莫霍界面出奇的平坦。它的埋深为 30~32±2 km。在一个大范围内让莫霍界面保持水平,它的充分和必要条件是整个地壳必定要驮伏在一个接近流体的岩石圈地幔上。由于软流圈物质上升到岩石圈地幔顶部时,向侧向流动,构造了一个局部熔融层,便形成了出奇平坦的莫霍界面。并由于侧向流动的上涌软流圈物质的拉动,地壳减薄,有的地区地壳被拉开形成地壳内的裂谷。

在中国东部与低速岩石圈西界相吻合的太行山重力梯级带是地壳厚度的分界。在太行山重力梯级带以西海拔高度为 1000~2000 m 的高原地区,莫霍界面深度为 40~50 km。而在重力梯级带以东,海拔高度降至 500 m 以下,为华北平原及丘陵地区,莫霍界面深度减小到 30~32 km。

引起太行山重力梯级带的原因曾存在不同意见。一种意

见认为它是莫霍界面的断层,梯级带以西是断层的下盘,梯级带以东是断层上盘。另一种意见认为不存在莫霍界面断层,而是莫霍界面的绕曲,地壳厚度以重力梯级带为分野由西而东急速减薄。第三种意见认为两侧地幔密度有差异。在梯级带以东地幔密度大,而在西地幔密度变小。第四种意见认为梯级带两侧既有地壳厚度的变化,也有地幔密度的差异。

已有多条宽角反射地震剖面穿过这条重力梯级带。剖面上都明显地反映出穿过梯级带地壳厚度有明显的变化。但没有发现莫霍界面断层的证据。

东亚岩石圈巨变揭示重力梯级带的形成有更深刻的深度背景。那就是在梯级带的两侧岩石圈有重大差异。在梯级带以西,形成于古生代稳定地台的岩石圈未被破坏或仅遭受到轻微的破坏。在梯级带以东岩石圈经受强烈破坏,地壳减薄,并发育岩石圈地幔蘑菇云构造。

在太行山南端,东亚低速岩石圈的西界与太行山重力梯级带并不符合。但如将重力梯级带分布地区的布格重力异常图中勾画出  $-80 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$  和  $-20 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$  等两条等值线(图 21),来比较各不同地段的重力梯度值,易见,在太行山地段重力梯度值最大。重力梯级带与东亚低速带的西界也吻合得最好,但在其南的华南地区,  $-80 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$  重力等值线依然向南呈线形延伸,但  $-20 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$  重力等值线则向东撒开。

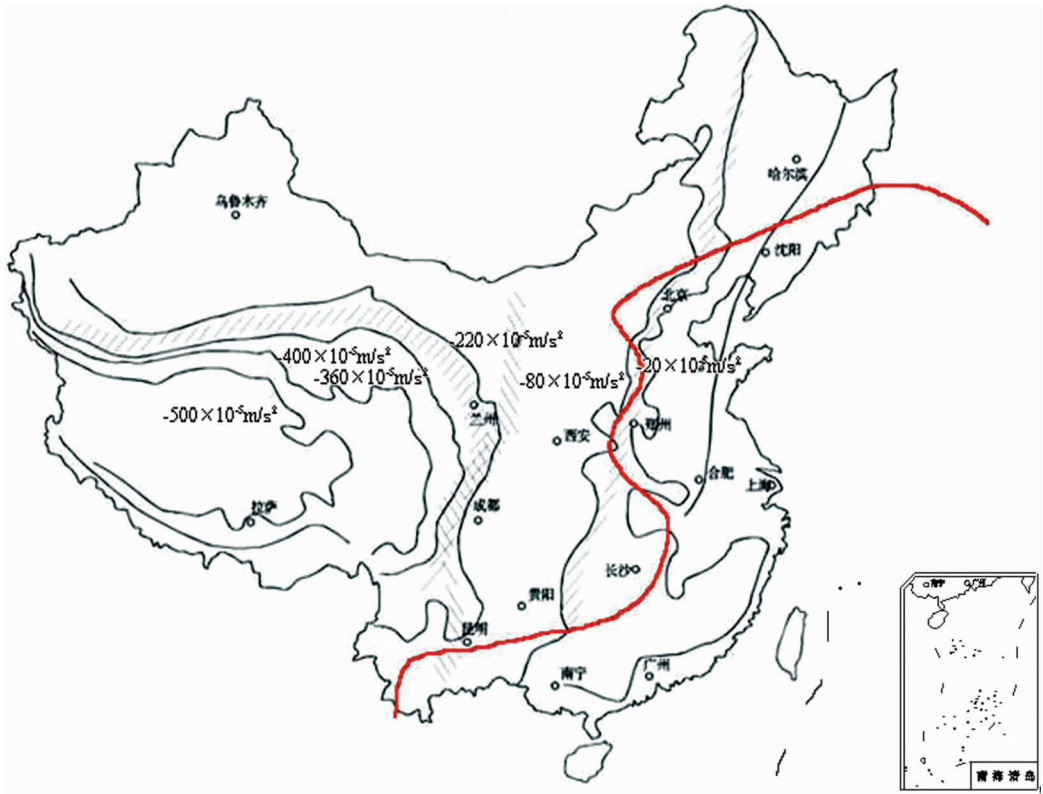


图 21 中国大陆两条最重要的重力梯级带等值线与东亚岩石圈低速带位置的比较  
Fig.21 Comparison of two important gravity gradient contours with the lithospheric low-velocity zone of East Asia



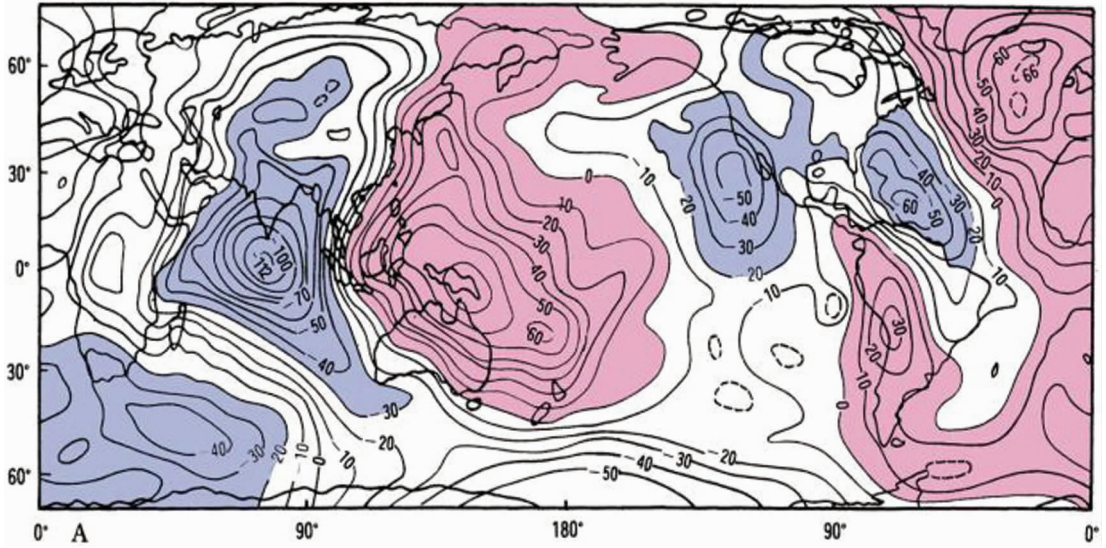


图 22 全球大地水准面异常图

Fig.22 Global geoid anomaly map

显示这里地壳和岩石圈地幔性质的变化已经不是那样突然，而是从西部的正常岩石圈逐渐过渡到东南亚岩石圈蘑菇云构造的一个过渡带。这个突出的部分便是湘中盆地。湘中盆地处在地表出露有四堡—晋宁期造山带、受到强烈推覆作用的江南地块山链之内<sup>[49]</sup>，通常认为受到强烈活化。在 20 世纪 80 年代，大地电磁测深首次发现湘中盆地的岩石圈厚度超过 300 km。其后进行的《黑水—泉州全球地学断面》进一步肯定厚岩石圈的存在，在湘中进行的详细热流测量，测得地表热流值为 25.11~73.84 mW/m<sup>2</sup>，深部热流变化范围为 8.24~53.49 mW/m<sup>2</sup>，推算岩石圈厚度可达 320 km(金听,1997,未发表)。湘中盆地岩石圈如此巨厚使许多地质学家难以置信，成为扬子陆块岩石圈结构中存在的疑案。这个疑案可以从东亚低速岩石圈的分布得到回答，那就是湘中盆地厚岩石圈不是由于某种地质作用下岩石圈得到增厚，而是东南亚岩石圈在深层构造作用下，原本普遍具有很厚岩石圈的扬子岩石圈的东部受到软流圈物质上升的改造，湘中地块是残留下来未遭破坏岩石圈的稳定部分。因此，湘中盆地是岩石圈地幔未被蘑菇云构造破坏的前沿。

#### 4 东南亚—西太平洋地幔环流与中生代后中国岩石圈巨变

如果不是板块俯冲造成东亚西太平洋地区岩石圈巨变，那么是什么动力促使这个地区发生如此广泛而重要的改变？笔者认为根本原因是核幔边界处的质量异常引发的地幔对流。

在全球大地水准面异常图(图 22)上，东南亚—西太平洋

有一个强度很大的大地椭球面正负异常对。大地椭球面正异常的中心约位于新几内亚。与这一正大地水准面异常毗连，在它的西部有一个强度很大的负大地水准面异常。它的中心位于印度洋中，异常中心约位于东经 77.5°的赤道上。

通常认为，长波长大地椭球面异常是由核幔边界的质量异常引起的<sup>[49]</sup>。笔者将西太平洋大地椭球面异常与低速岩石圈地幔分布范围(图 6)作形式上的对比，两者的分布范围非常接近。这使笔者相信引起东亚西太平洋低速岩石圈地幔的原因应该是在东南亚西太平洋地区核幔边界存在异常质量。

图 24 是一张核幔边界质量异常引起大地水准面异常的卡通示意图。地球的内核为固态铁镍合金。外核为液态铁镍

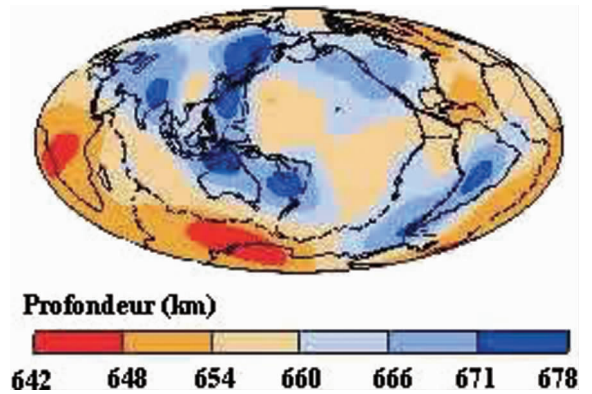
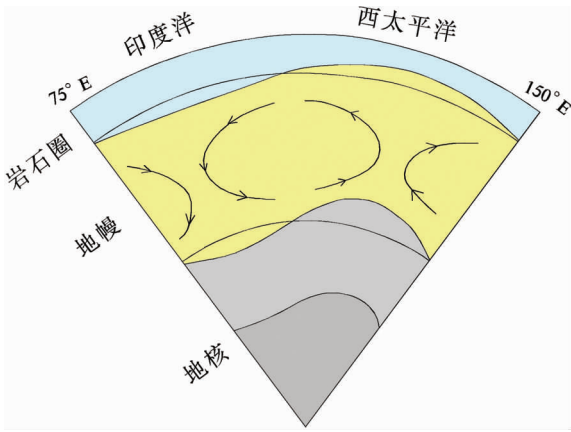


图 23 660 km 转换带界面起伏<sup>[49]</sup>

Fig.23 Topographic relief of the transition zone (at 660 km depth)<sup>[49]</sup>



合金,它以 2 m/h 的高速流动。其上是地幔,它的蠕动速度极慢,约为 10 km/Ma。地幔的蠕动主要是受密度不均匀的块体的重力作用所驱动。当外核向上隆升时,会使其上的界面相继上隆。产生上升地幔流。而当核幔边界处下凹时,会使其上的界面随之下凹,产生下降地幔流。有人认为核幔边界的起伏很小,质量异常主要产生在地幔底层,或 D"区<sup>[49]</sup>。D"区可能是一些高密度的固体物质,具有不连续性和各向异性,地震波速比上覆下地幔的地震波速高得多。质量异常可能是 D"区的上界面的起伏和其密度不均匀所引起。

由于在核幔边界或 D"区存在质量异常,地幔流从核幔边界物质过剩处上升,到核幔边界物质亏损处下降,地幔发生对流。

长波长大地球面正异常所在的西太平洋地区和中国东部地区,地幔向上流动,地幔及岩石圈处于扩张环境,使岩石圈产生岩石圈地幔蘑菇云构造。中国的西部对应大地椭圆面负异常,势必形成会聚挤压环境,迫使印度板块北上与欧亚板块会聚,形成青藏高原。

西太平洋的扩张,尤其是南海新生洋盆的扩展是不是由印度与亚洲碰撞引起的向东流动的地幔流所驱动?曾一度在

图 24 引起大地水准面异常的示意图

图中曲线为地球内地壳与地幔和地幔与地核处的重力位,以及地幔对流的方向

Fig.24 Diagram showing the process of producing the geoid anomaly

The curves show the gravity potential at the crust-mantle and mantle-core positions in the interior of the Earth and the direction of mantle convection

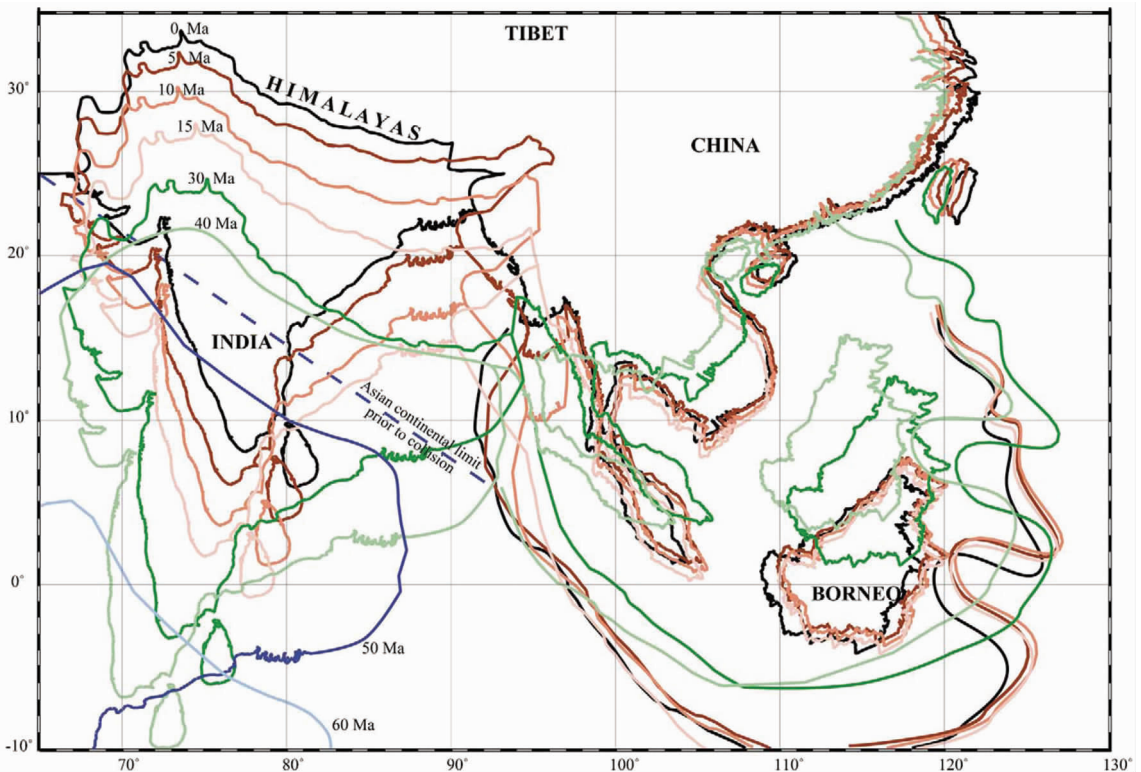


图 25 印度和东亚地块位置复原(相对于稳定的西伯利亚)<sup>[44]</sup>

图中虚线为碰撞前亚洲大陆边界

Fig.25 Reconstructed positions of the Indian and Southeast Asian blocks (relative to stable Siberia) at 50, 40, 30, 15, 10 and 5 Ma<sup>[44]</sup>

The broken line in the figure denotes the boundary of the Asian continent before collision

学术界有热烈的讨论。虽然在50 Ma内印度—西藏地区和西太平洋地区地表构造有很大的变迁,并似乎有互动。但在其他地区没有变化(图25),据此,Replumaz<sup>[44]</sup>认为在这个期间可能没有印度—西藏流到西太平洋的地幔流。其实,从地幔流的流动速度来看,将南海的扩张看成是印度与西藏的碰撞引发地幔流向东流动的直接效应也是有问题的。50 Ma内,地幔仅蠕动了500 km,它不可能驱动从中生代开始便已发生的岩石圈巨变。但如将印度洋大地椭圆面负异常和西太平洋大地椭圆面正异常看成是在中生代,或晚古生代生成的一对孪生的异常,在它们之间产生的地幔环流在整个中生代和新生代不断地在蠕动,那么,整个中国便形成了一个统一的、互动的动力系统。

对于印支期后中国的东部与西部地表构造特点,在王鸿楦等<sup>[5]</sup>著作中已有全面而准确阐述。下面将摘录他们的研究成果,并提出对这些地表构造的深部地球物理解释。

在晚三叠纪,古特提斯洋闭合,中国已成为一个统一的大陆。并可分为东西两部。东部以拉张为主要特点,大陆的范围远比现在为大,包括整个边缘海地区,直接与太平洋洋壳相邻。西部以挤压为特征,但当时喜马拉雅山脉尚未形成,印度还隔着一个大洋与西藏遥遥相望。

从 $J_2$ 开始,中国东部从张广才岭一直到南岭火山爆发,火山岩为高钾钙碱性安山岩—英安岩—流纹岩及橄辉粗岩—橄辉粗安岩—粗面岩组合。在下扬子地区穿过岩浆岩带有清楚的组分分带。火山活动在白垩纪末结束,继之以裂谷型火山活动。东北和南岭的花岗岩与太平洋板块的俯冲没有联系。

在 $J_3$ — $K_1$ 期间,在东部兴安—燕辽地区还有一组大陆火山岩喷发。这套火山岩从钙碱性玄武岩—安山岩组合到陆间拉张橄辉中长玄武岩—粗面岩—过碱性流纹岩组合,显示大陆岩石圈下有上升地幔羽。

白垩纪时,中国东部大陆边缘带,包括黄海及东海盆地及南海边缘海盆形成。它们是白垩纪盆地,在裂谷前有厚的海相页岩沉积。主要裂谷期为古近纪,然后发育新近纪后裂谷凹陷。晚白垩纪后,中国东部广泛裂解及拉张,产生裂谷盆地及与裂谷有关的玄武岩大规模喷发。

从古新世到第四纪,松辽、华北及江汉—洞庭盆地群形成,(松辽盆地仅有白垩纪沉积)。所有这些盆地均形成于拉张环境,并具快速下降的特点。它们的下部是裂谷,覆盖热沉积,且具薄地壳。应是软流圈上升的结果。

40~30 Ma是西太平洋岩浆活动和变质作用最强烈时期,形成阿留申—日本—琉球—台湾—菲律宾沟弧系和伊豆—小笠原—马里亚纳沟弧系。32~20 Ma,南海海底扩张开始<sup>[44-45]</sup>。中新世早期,南海西南出现楔形洋壳。中新世中晚期,日本海东北部形成具有洋壳的日本海,发育深水沉积。

正当东部大范围火山爆发,拉张出现边缘海的白垩纪时,在中国西部,印度板块快速向北移动,意味着地幔环流向东流动的流动的开始。渐新世末,印度板块与欧亚大陆沿雅鲁藏布江碰撞。从渐新世到中新世,形成喜马拉雅山脉和冈底斯山

脉。早更新世—中更新世,青藏高原快速隆升,成为全球最雄伟的世界屋脊。

西太平洋—东南亚—印度洋地幔环流是地幔环流,它覆盖的范围不仅是东南亚西太平洋和西藏地区,而是整个亚洲。它推动中生代以来整个亚洲岩石圈演化。这个问题深入研究还待以后。

## 6 结论

(1)中生代以来中国东部发生的岩石圈巨变不是如通常所说的那样是由于太平洋板块向中国大陆的俯冲所造成,而是由于软流圈物质上涌对岩石圈地幔的改造而引发的一个重大地质事件。除了东北吉辽地区有太平洋板块的俯冲外,中国东部其他地区都没有太平洋板块向大陆俯冲的证据。

(2)由于软流圈物质的上涌使岩石圈地幔成为新生地幔与残剩地幔并存的蘑菇云构造,蘑菇云构造使岩石圈变得活动,稳定的克拉通地壳重新获得动力,地壳减薄,地震活跃,岩浆活动频繁,变形剧烈,地面沉降,并形成广袤的西太平洋边缘海。

(3)中国东部的岩石圈厚度并未减薄,只是由于岩石圈地幔形成了蘑菇云结构使岩石圈速度降低,显得与周边地区在岩石圈结构上有明显差别。

(4)蘑菇云地幔发育的地区覆盖整个东亚西太平洋地区。包括中国东北的中东部、华北的东部、华南的东缘、印支半岛、马来西亚、印尼、菲律宾、日本海、黄海、东海、南海,加罗林盆地和菲律宾海盆。

(5)蘑菇云地幔的动力来自核幔边界的质量异常,西太平洋地区大地椭圆面正异常与印度洋地区负异常孪生,它们各由核幔边界的隆升与凹陷所产生,并形成一个封闭的地幔流,产生的时代可能为中生代或晚古生代。西太平洋地区高速转换带形成的部分原因也可能是核幔边界质量异常引发660 km处界面上隆。

**致谢:**本文是笔者作为专家组成员参加李廷栋院士领导主持的国土资源部专项“中国岩石圈三维结构”时,对中国东部的一个地球物理背景研究成果。在研究中得到李廷栋院士,肖庆辉、耿树方研究员,朱介寿、路凤香、邓晋福、蔡学林、莫宣学教授的支持与帮助,特此致谢。

## 参考文献(References):

- [1] 黄汲清. 中国大地构造特征的新研究 [J]. 中国地质科学院院报, 1984, 第9号:5-18.  
Huang Jiqing. New Researches on the Tectonic Characteristics of China [J]. Bulletin of the Chinese Academy of Geological Sciences, 1984, No.9:5-18(in Chinese with English abstract).
- [2] 陈国达. 中国地台“活化区”的实例并着重讨论“华夏古陆”问题 [J]. 地质学报, 1956, 36(3):239-271.  
Chan Kuota. Examples of "activizing region" in the Chinese platform with special reference to the "Cathaysia" problem [J]. Acta Geologica

- Sinica, 1956, 36(3):239-271(in Chinese with English abstract).
- [3] 滕吉文, 魏斯禹, 李金森, 等. 华北平原邢台地震活动地区上地幔结构和地幔低速层[J]. 地球物理学报, 1982, 25(1):58-64.  
Teng Jiwen, Wei Shiyu, Li Kinshen, Structure of the upper mantle and low velocity layer of the mantle under the Hsingtai earthquake region on the North China Plain [J]. Acta Geophysica Sinica, 1982, 25(1):58-64(in Chinese with English abstract).
- [4] 陈立华, 宋仲和. 华北地区地壳上地幔 P 波速度结构 [J]. 地球物理学报, 1990, 33(5):540-546  
Chen Lihua, Song Zhonghe. Crust-upper mantle P wave velocity structure beneath northern China [J]. Acta Geophysica Sinica, 1990, 33(5):540-546(in Chinese with English abstract).
- [5] 陈国英, 宋仲和, 安昌强, 等. 华北地区三维地壳上地幔结构[J]. 地球物理学报, 1991, 34(2):172-181.  
Chen Guoying, Song Zhonghe, An Changqiang, et al. Three dimensional crust and upper mantle structure of the North China region[J]. Acta Geophysica Sinica, 1991, 34(2):172-181(in Chinese with English abstract).
- [6] 刘国栋. 华北平原新生代裂谷及其深部过程 [C]//现代地壳运动(1). 北京:地震出版社, 1985:17-25.  
Liu Guodong. Cenozoic rift system of North China Plain and the deep internal process [C]//Research on Recent Crustal Movement (1). Beijing:Seismological Press, 1985:17-25(in Chinese).
- [7] 邓晋福, 赵海玲. 中国东部新生代上部软流圈性质及变迁历史[C]//中国上地幔特征与动力学论文集. 北京:地质出版社, 1990:8-13.  
Deng Jinfu, Zhao Hailing. The nature and change of the Cenozoic upper asthenosphere in Eastern China[C]//Upper Mantle Feature and Dynamics of China. Beijing:Geological Publishing House, 1990:8-13 (in Chinese).
- [8] 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学, 等. 中国大陆根-柱构造—大陆动力学的钥匙[M]. 北京:地质出版社, 1996.  
Deng Jinfu, Zhao Hailing, Mo Xuanxue, et al. Continental Root-Plume Tectonics of China:Key to the Continental Dynamics [M]. Beijing:Geological Publishing House, 1996(in Chinese).
- [9] Gao Shan, Zhang Benren, Jin Zhenming, et al. How mafic is the lower continental crust?[J] EPSL, 1998:161.
- [10] Bird P. Initiation of intercontinental subduction in the Himalaya[J]. J. Geophys. Res., 1978, 83:4975-4987.
- [11] Bird P. Continental delamination and the Colorado Plateau [J]. J. Geophys. Res., 1979, 84:7561-7571.
- [12] Griffin W L, Oreilly S Y, Ryan C G, et al. Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle [C]// Braun J, Dooley J C, Goleby B R, et al (eds.). Structure & Evolution of the Australian Continent. Geodynamics Volume 26, Amer. Geophys. Union, Washington D.C. 1998:1-26.
- [13] Griffin W L, Oreilly S Y, Ryan C G. The composition and origin of subcontinental lithospheric mantle [C]// Fei Y, Bertka C M, Mysen B O(eds.). Mantle Petrology:Field Observations and High-Pressure Experimentation:A Tribute to Francis R. (Joe) Boyd, Geochemical Society Special Publication #6. The Geochemical Society (Houston), 1999:13-45.
- [14] Poudjom Djomani Y H, Oreilly S Y, Griffin, et al. The density structure of subcontinental lithosphere:Constraints on delamination models[J]. Earth Planet. Sci. Lett. (subm.), 2000.
- [15] 袁学诚. 秦岭岩石圈速度结构与蘑菇云构造模型 [J]. 中国科学, (D辑), 1996, 26(3):209-215.  
Yuan Xuecheng. Velocity structure of the Qinling lithosphere and mushroom cloud model[J]. Science in China (Series D), 1996, 36(3): 235-244(in Chinese).
- [16] 路凤香, 郑建平, 李伍平, 等. 中国东部显生宙地幔演化的主要样式:“蘑菇云”模型[J]. 地学前缘, 2000, 7(1):97-106.  
Lu Fengxiang, Zheng Jianping, Li Wuping, et al. The main evolution pattern of Phanerozoic mantle in eastern China:the “mushroom cloud” model [J]. Earth Science Frontiers, 2000, 7(1): 97-106(in Chinese with English abstract).
- [17] 肖庆辉, 丘瑞照, 伍光英, 等. 中国东部中生代软流圈上涌造山作用[J]. 中国地质, 2006, 33(4):730-749.  
Xiao Qinghui, Qiu Ruizhao, Wu Guangying, et al. Mesozoic asthenospheric upwelling orogeny in eastern China [J]. Geology in China, 2006, 33(4):730-750(in Chinese with English abstract).
- [18] 李廷栋. 中国岩石圈三维结构专项研究主要进展和成果[J]. 中国地质, 2006, 33(4):700-710.  
Li Tingdong. Lithospheric tectonic units of China [J]. Geology in China, 2006, 33(4):700-710(in Chinese with English abstract).
- [19] 路凤香, 郑建平, 王方正, 等. 华北克拉通、扬子克拉通与秦岭造山带古地幔组成及状态的对比[J]. 地球科学, 1997, 22(3):247-251.  
Lu Fengxiang, Zheng Jianping, Wang Fangzheng, et al. The comparison of constitution and thermal condition in North China craton(NC), Yangzhe craton(YZ) and Qinling(QL) orogenic belt[J]. Earth Science, 1997, 22 (3):247-251 (in Chinese with English abstract).
- [20] 郑建平, 路凤香, O'Reilly S Y, 等. 华北地台东部古生代与新生代岩石圈地幔特征及其演化[J]. 地质学报, 1999, 73(1):47-56.  
Zheng Jianping, Lu Fengxiang, S.Y.O'reilly, et al. Comparison between Paleozoic and Cenozoic lithospheric mantle in the eastern part of the North China block—with a discussion of mantle evolution[J]. Acta Geologica Sinica, 1999, 73(1):47-56(in Chinese with English abstract).
- [21] Lina Handayani. Seismic Tomography Constraints on Reconstructing the Philippine Sea Plate and Its Margin [M]. A Dissertation Submitted to Texas A&M University. 2004.
- [22] Lebedev S, Guust Nolet. Upper mantle beneath Southeast Asia from S velocity tomography [J]. Journal of Geophysical Research, 108, no. b1, 2048, doi:10.1029/2000jb000073, 2003.
- [23] Tajima F, Grand S P. Variation of transition zone high-velocity anomalies and depression of 660 km discontinuity associated with subduction zones from the southern Kurile to Izu-Bonin and Ryukyu[J]. J. Geophys. Res., 1998, 103:15015-15036.
- [24] 朱介寿, 曹家敏, 蔡学林, 等. 东亚及太平洋边缘海高分辨率面波层析成像[J]. 地球物理学报, 2002, 45(5):646-663.

- Zhu Jieshou, Cao Jiamin, Cai Xuelin, et al. High resolution surface wave tomography in east Asia and west Pacific marginal sea [J]. Chinese J. Geophys., 2002, 45 (5):679-698 (in Chinese with English abstract).
- [25] 朱介寿, 曹家敏, 蔡学林, 等. 中国及邻近陆域海域地球内部三维结构及动力学研究[J]. 地球科学进展, 2003, 18(4):497-503.
- Zhu Jieshou, Cao Jiamin, Cai Xuelin, et al. Study for three-dimensional structure of earth interior and geodynamics in China and adjacent land and sea region [J]. Advances in Earth Sciences, 2003, 18(4):497-503(in Chinese with English abstract).
- [26] 朱介寿, 蔡学林, 曹家敏, 等. 中国及相邻区域岩石圈结构及动力学意义[J]. 中国地质, 2006, 33(4):793-803.
- Zhu Jieshou, Cai Xuelin, Cao Jiamin, et al. Lithospheric structure and dynamics in China and its adjacent area [J]. Geology in China 2006, 33(4):793-803(in Chinese with English abstract).
- [27] Van der Hilst R D, Engdahl E R, Spakman W, et al. Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arcs[J]. Nature, 1991, 353:37-43.
- [28] Editorial. Processes and consequences of deep subduction: Introduction [J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2001, (127):1-7.
- [29] Shearer P M. Upper mantle seismic discontinuities[C]//Karato S, et al (eds.). Earth Deep Interior. Geophysical Monograph, vol.117, American Geophysical Union, Washington, D.C.pp. 2000:115-131.
- [30] Karato S, Riedel M R, Yuen D A. Rheological structure and deformation of subducted slabs in the mantle transition zone: implications for mantle circulation and deep earthquakes[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2001. 127:83-108.
- [31] Christensen U. Geodynamic models of deep subduction [J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2001. 127:25-34.
- [32] Griffiths R W, Hackney R I, Van der Hilst R D. A laboratory investigation of effects of trench migration on the descent of subducted slabs [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1995. 133: 1-17.
- [33] Christensen U. The influence of trench migration on slab penetration into the lower mantle [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1996. 140:27-39.
- [34] Fukao Y, Widiyantoro S, Obayashi M. Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region[J]. Review of Geophysics, 2001, 39:291-323.
- [35] Lithgow-Bertelloni C, Richards M A. The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions [J]. Review of Geophysics, 1998, 36: 27-78.
- [36] NSF. New Departures in Structural Geology and Tectonic [DB/OL], Website and downloadable pdf file available at: <http://www.pangea.stanford.edu/~dpollard/NSF/>, 2002.
- [37] Pysklywec R N. Evolution of subducting mantle lithosphere at a continental plate boundary[J]. Geophys. Res.Lett. 2001, 28:4399-4402.
- [38] Fukao Y, Obayashi M, Inoue H, et al. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone[J]. J. Geophys. Res., 1992, 97:4809-4822.
- [39] Van der Hilst R D, Widiyantoro S, Engdahl E R. Evidence for deep mantle circulation from global tomography [J]. Nature, 1997, 386:578-584.
- [40] Widiyantoro S, Kennett B L N, van der Hilst R D. Seismic tomography with P and S data reveals lateral variations in the rigidity of deep slabs[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1999, 173:91-100.
- [41] 刘建华, 胥颐, 刘福田, 等. 中国边缘海及邻区体波地震成像[C]//李家彪, 高抒主编. 中国边缘海岩石层结构与动力过程. 北京: 海洋出版社, 2003.
- Liu Jianhua, Xu Yi, Liu Futian et al. Body-wave seismic imaging in marginal seas and their adjacent areas in China [C] //Li Jiabiao, Tao Shu (eds.). Structure and Dynamic Process of Rock Layers in Marginal Seas of China. Beijing: Ocean Press, 2003(in Chinese).
- [42] Ekström G, Dziewonski. The unique anisotropy of the Pacific upper mantle[J]. Nature, 1998, 394:168-172.
- [43] 王乾盈. 台湾地区板块运动与地震活动 (万维网). <http://140.115.123.30/earth/school/wang.htm>(in Chinese).
- [44] Replumaz A, Hrafnkell Karason, Rob D, et al. 4-D evolution of SE Asia's mantle from geological reconstructions and seismic tomography [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 221: 103-115.
- [45] 万天丰. 中国大地构造学纲要[M]. 北京:地质出版社, 2004:387.
- Wan Tianfeng. Outline of Geological Tectonics of China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2004:387(in Chinese).
- [46] 程裕淇, 等. 中国区域地质概论[M]. 北京:地质出版社, 1994, 517.
- Cheng Yuqi, et al. An Outline of Regional Geology of China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1994:517(in Chinese).
- [47] Shearer P M. Global mapping of upper mantle reflectors from long-period S waves [J]. Geophysical Journal International, 1993, 115:878-904.
- [48] Bowin C. Depth of principal mass anomalies contributing to the Earth's geoidal undulations and gravity anomalies [J]. Marine Geodesy, 7(1):1983, 61-101.
- [49] 侯渭, 谢鸿森, 周文戈. 地幔底层及其在全球物质演化中的意义 [J]. 地学前缘, 2005, 12(1):37-41.
- Houwei, Xie Hongsheng, Zhou Wenge. Lowermost mantle layer and its significance in the Earth's material evolution [J]. Earth Science frontiers, 2005, 12 (1):37-41 (in Chinese with English abstract).
- [50] Wang Hongzhen, Mo Xuanxue. An outline of the tectonic evolution of China[J]. Episodes, 1995, 18(1/2):6-16.

## Mushroom structure of the lithospheric mantle and its genesis at depth: revisited

YUAN Xue-cheng

(*Development and Research Center, China Geological Survey, Beijing 100037, China*)

**Abstract:** Analysis of geophysical data shows that there is no evidence for subduction of the Pacific plate beneath the continent of present eastern China except the Jilin-Liaoning (Jiliao) area, Northeast China. The tremendous change that has taken place in eastern China since the Mesozoic did not result from the subduction of the Pacific plate beneath continental China but is a major geological event caused by the reworking of the lithospheric mantle by mushroom structure formed by upwelling of asthenospheric materials. The upwelling of asthenospheric materials resulted in the formation of a structure of coexistence of the new mantle and remnant mantle, reactivation of the lithosphere, folding of the crust of stable cratons, crustal thinning, repeated occurrence of earthquakes, active magmatism, ground subsidence and formation of vast marginal seas of the western Pacific. However, the thickness of the lithosphere did not decrease, and only the rate of lithospheric thinning decreased owing to the formation of the mushroom structure of the mantle. As a result, the lithospheric structure in the region is notably different from those in its surrounding regions. The region with the mushroom-shaped mantle covers the western Pacific region of the whole of Southeast Asia, including the east-central part of Northeast China, eastern North China, the southeastern margin of South China, Malaysia Peninsula, Indonesia, the Philippine, the Sea of Japan, Yellow Sea, East China Sea, South China Sea, the Caroline basin and the Philippine sea basin. There also exists a huge geodesic ellipsoidal positive anomaly corresponding to the low-velocity lithospheric mantle in the western Pacific region of Southeast Asia, which should be caused by mass surplus at the core-mantle boundary. It and its twin—the negative geodesic ellipsoidal anomaly caused by mass deficiency at the core-mantle boundary in the Indian Ocean-Tibet region—form a deep-level dynamic system controlling the structures of continental China. The age of this dynamic system might be Mesozoic or Late Paleozoic. The mantle circulation between brought about a tremendous change of the lithosphere below the western Pacific of Southeast Asia and drove the northward migration of the Indian plate and uplift of the Qinghai-Tibet Plateau.

**Key words:** East Asia; western Pacific; lithosphere; mushroom structure

---

**About the first author:** YUAN Xue-cheng, male, born in 1928, senior engineer, mainly engages in deep geophysical research; E-mail: xcyuan@263.net.cn.