中国科学 (B 辑)
第 24 卷 第 8 期 SCIENCE IN CHINA (Series B) 1994 年 8 月

中国东南陆缘地带岩石圈结构和动力学

滕吉文 吴 华 王爱武
(中国科学院地球物理研究所,北京 100101)
孙小丽
(北京林业大学计算中心,北京 100083)

摘 要

根据人工地震深部探测、天然地震 P 波残差与速度结构和三维速度地震层析成像、并辅以大地电磁测深的资料以及其它地球物理资料,进行了综合分析,并结合大地构造格局研究了我国东南陆缘地带的地壳与上地幔结构、形成、演化及其动力学. 计算与研究结果表明:东南陆缘地带地壳与上地幔结构不论在纵向与横向都是不均匀的,而是一个由主动演化为被动的大陆边缘,并经历了复杂的演化过程.

关键词 陆缘、地壳结构、岩石圈

东南大陆边缘是大陆与海洋的过渡地带,也是地球各圈层相互作用的集中带,在宏观上是地球不均一体的动力边界,它在全球构造中占有重要地位. 青藏高原的隆起和东南陆缘不仅是亚洲新生代最大的 2 个地球科学事件,而且是地球科学史上对人类影响深刻的两大事件. 东南陆缘的发展、岩石圈结构、形成、演化及其动力学不仅形成了对我国四化建设中具有举足轻重的资源与能源,而且极大地改变了古亚洲的构造格局和地理自然景观,并对人类生存、社会发展密切相关的环境变化产生了极其深刻的影响. 因此,该区岩石圈结构、物质组成、深层过程、演化的阶段性和地球动力学的研究或探索,必将成为 90 年代国际岩石圈计划中不可缺少的重要环节. 为了解决地球本体如何活动及其运动方式和机制,探讨它们和金属与非金属矿床、石油与天然气及地热能源分布、地震孕育与活动和板块运移,逐步深入和建立起定量的岩石圈演化的初步模型是十分重要的.

中国东南陆缘地处欧亚大陆东缘,上新世末至更新世以来,由于菲律宾海板块与欧亚板块的碰撞、挤压和台湾海峡的近期扩张,导致本区发生较强烈的新构造运动. 然而地震活动却存在着明显的区、带和不同的应力状态等. 这便表明该区的区域大地构造背景、岩浆岩的展布、岩石圈结构和各种地球物理场特征均与其邻近地区有明显差异. 为此,本文将以岩石圈的研究为重点来研讨这一问题.

1993-04-21 收稿,1993-10-28 收修改稿.

1　我国东南陆缘地带的地壳结构

1.1　华南北部的地壳结构

依据人工地震探测记录可分辨出多组震相[1]，通过走时与广义线性反演、射线追踪和理论地震图计算求得了该区地壳-上地幔结构和速度分布(图 1)；常熟以东地壳减薄约 4km，地壳中存在一低速层，层速度为 6.0km/s，地壳厚度为 28—32km；在溧阳地震活动地带，发现地壳中存在着深断裂，其结构在横向上有明显变化；波形周期增大、Q 值由邻近地区的 $\overline{Q}\approx330—400$ 降低为 $\overline{Q}\approx220$. 在地震射线穿越小丹阳断裂带，茅山东侧断裂带(溧阳两次地震发生在该断裂带上)、溧阳断裂带和无锡-宿迁断裂带时均在地震波的运动学和动力学特征上有明显反映.

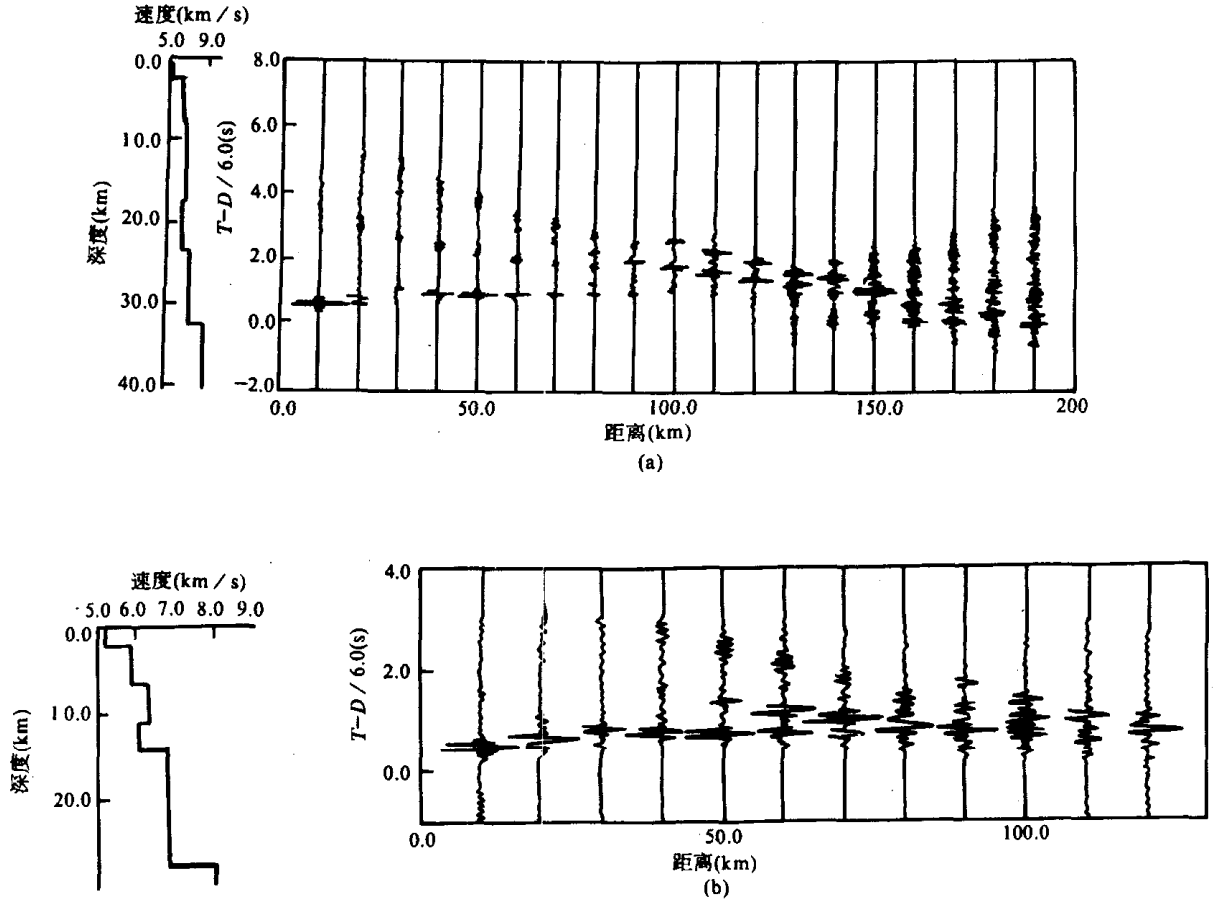


图 1　理论地震图计算的地壳结构与速度分布

(a)马鞍山—常熟测线，(b)常熟—启东测线

1.2　华南中部地区的地壳结构

1.2.1　江西永平区域地壳结构　以永平为中心的 2 条剖面；鸡公山—三都湾(北西向)剖面和大岩山-赣江(北东向)剖面. 地壳厚 30—35km，上地幔顶部速度为 8.02—8.04km/s，永平北西方向地壳构造变化较大，幅度达 7km. 永平北东向剖面上在震中距 75—80km 处，Moho 界面断开，在地质上对应着玉山-东乡断裂. 在赣东北婺源-余干深断裂部位鄱阳湖东北边缘

处，Moho 面隆起[1].

1.2.2 漳州、福州地热地区的地壳结构特征 通过云霄—安溪剖面的人工地震探测查明了漳州地热活动地区的深部背景[2]，这里是一个深部构造异常带；地壳厚度为 29.5—32km，上地幔顶部速度为 7.9—8.0km/s，整个地壳结构在漳州以北向北倾，形成一个突变区，显示为一条深大断裂带．在漳州市正下方约 10.2—14km 深处存在一个速度小于 5.8km/s 的 P 波低速体，且呈对称状展布(图 2)．这里不仅水热活动强烈，而且小地震频频发生，地震震源深度多比低速层埋深要浅．波速比平均值为 $V_p/V_s=1.66$，Poisson比为 0.215，在个别地区 V_p/V_s 可达 1.6，Poisson 比达 0.179．Q 值亦偏低，在漳州、华安之间的沙建乡东南部 Q 值极低，漳州地区深度 15—30km 处，$Q_p=30—50$，沙建地区在 15km 深度范围内 $Q_p=40—100$．基于上述，故推断这里可能是由于热储集中，即局部熔融体、或经断裂热液运移在局部地区聚集所致．关于低速体区域近期是否得到深部(地幔)热源的直接或间接补给问题，目前尚缺乏必要的资料．

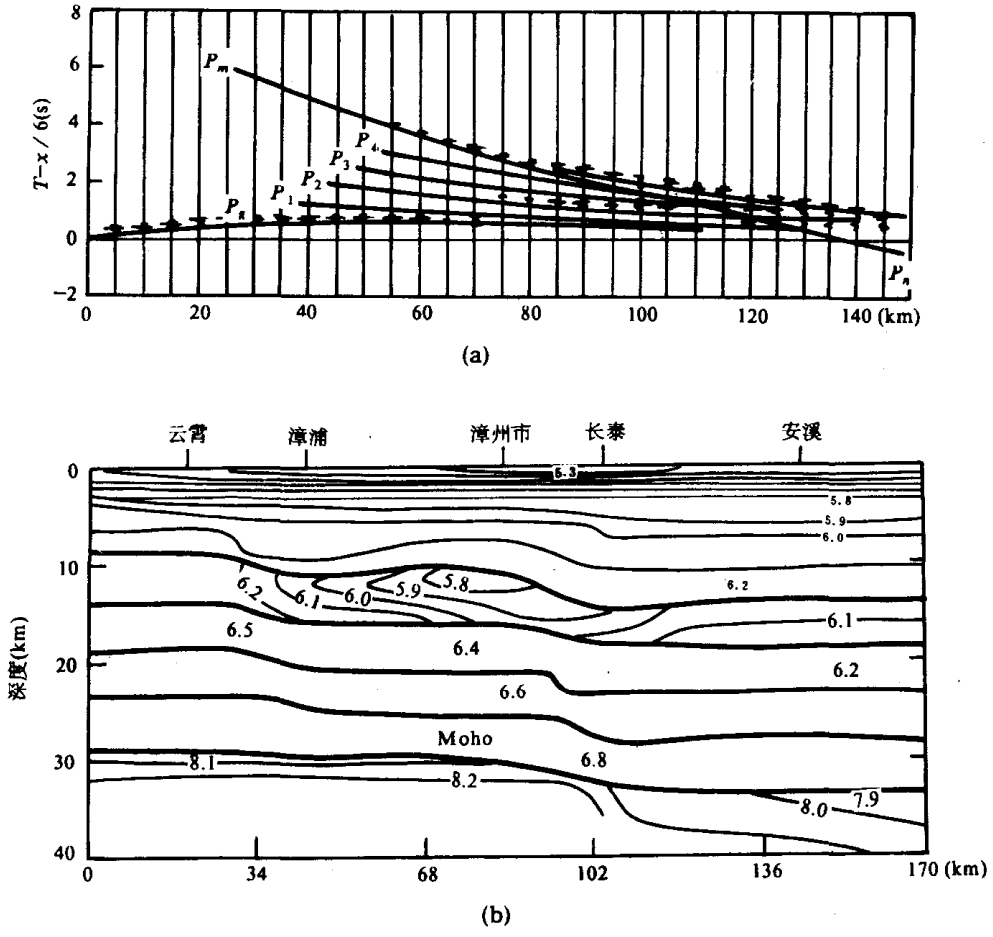


图 2 云霄—安溪地壳—上地幔顶部理论地震(a)和二维速度结构(b)

福州盆地地壳厚度为 30—33km，在埋深 14—19km 处也存在一层速度为 5.8—5.9km/s、厚约 5km 的低速层．这里为地壳隆起区，且闽江断裂切穿地壳，$Q_p=120—150$，低速层 Q_p 值为 40—80[3]，推断亦可能存在着半熔融状态的透镜状的热物质．

这 2 个地热活动地区的地壳结构表明，它对该区地热资源的预测、开发和利用、地震活动

以及深部热物质运移和上升通道等研究均有着重要意义.

1.2.3 东南沿海地带的地壳结构　图 3 为福州—泉州—汕头地带的地壳结构展布，地壳厚度为 29—30.5km，且向北加深. 显见，地壳上部变化较大，地壳中部存在一低速层，厚约 3—4km，层速度为 5.5—5.9km/s，由于其与上下界面中速度差为 0.5—1.0km/s，故能记录到来自低速层上下界面的反射波. 下地壳在横向上变化剧烈，且主要在下地壳的下部，泉州以南其厚度约 4km，层速度为 7.60km/s，表现为均匀层，泉州以北则为梯度层，速度由 6.8—7.21km/s，厚约 7km. 在下地壳下方尚有 1km 厚的高速致密物质，这可能是由于上地幔热物质上涌与运移的结果，因此形成高速度的壳 - 幔混合物的局部聚集[4]. 地壳厚度变化与地幔物质上涌关切.

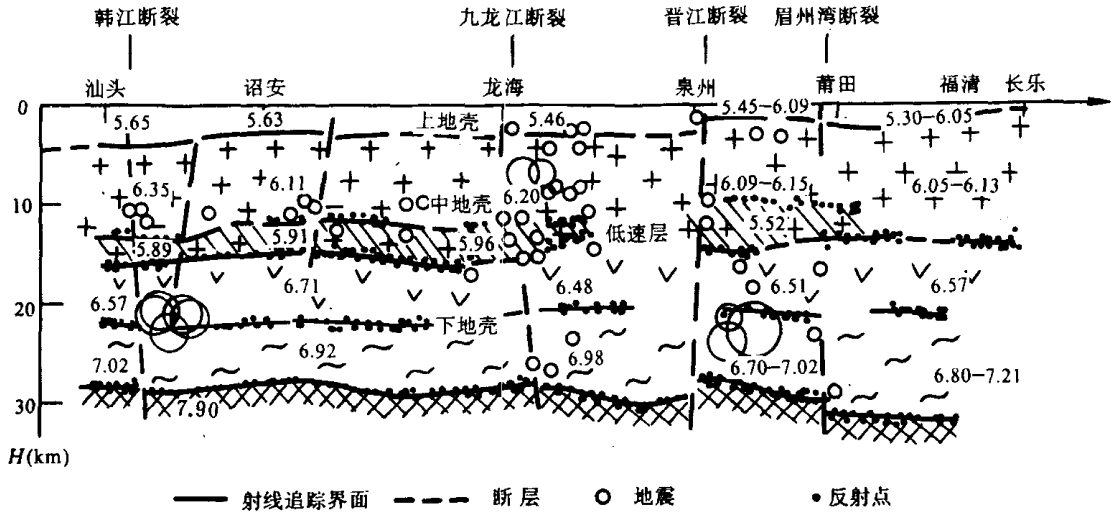


图 3　福州—泉州—汕头地壳结构剖面图

该区 Moho 界面的隆起与深断裂关切，如韩江断裂断距达 3km，在隆起北侧斜坡处曾是 1600 年和 1918 年分别发生过 7.0 和 $7\frac{1}{4}$ 级大震的震源区. 九龙江断裂 Moho 面断距为 2.5km，与厦门、漳州一带 5 级左右地震关切. 晋江断裂是本测区规模最大的一条北西向深断裂带，在惠安 Moho 面隆起区断距达 5km，其北侧 30km 处为 1604 年泉州海外 8.0 级的强震地区. 湄州湾深断裂处 Moho 面断裂为 3km，推测为该区规模最大的断裂破碎区. 这些断裂揭示了该区地壳 - 上地幔深处的空间分布与深层过程.

华南大陆及陆缘地带的低速层在沿海地带发育，大体上集中于 26°N 以南，政和 - 海丰断裂以东的滨海地区. 低速层的分布主要受控于北东向和北西向两组断裂. 地壳低速层埋深为 11—20km 不等，层速度为 5.5—5.9km/s，厚度为 5km 左右，并从西向东逐渐发育；速度降低，埋藏深度亦逐变浅，然而值得提出的是，低速层分布区上地幔顶部波速亦降低为 7.8—7.9km/s，且 P_n 波振幅明显减弱. 同时在这低速层分布地区，亦存在着电性高导层. 该区的地震主要分布在低速层上部介质中.

1.2.4 台湾及海峡地带的地壳结构　台湾地区 Moho 界面起伏可以分为三凹、三隆和 4 个梯度带[5]，即莲花以北凹陷，地壳厚度 35km；雪山及玉山凹陷，地壳厚度为 35km，东南部隆起，地壳

厚度 12km; 西南部隆起地壳厚度为 16km; 澎湖北隆起区地壳厚度为 29km. 在海岸山脉、中央山脉东麓、雪山—玉山东麓、雪山—玉山西麓均为重力变化的梯度地带. 这一特征、反映了菲律宾板块和欧亚板块在该地域的碰撞和消减的主要轮廓, 也揭示了台湾强震发生的某些规律.

1.3 华南南缘地带的地壳结构

海南岛为华南块体的最南缘, 上地壳厚 9km, 雷州半岛为 11km, 为由沉积盖层和"花岗岩"组成, 并存在一低速层, 其埋深约 8—10km, 厚仅 2—3km, 层速度较低为 5.5—5.6km/s. 中地壳在海南岛和雷州半岛厚 11—12km, 下地壳在海南岛厚 5km, 雷州半岛厚 6km[6]. 总起来看, 该区地壳厚度为 25—28km, 起伏不显著, 断裂非常发育, 断距一般为 2km 左右, 它们切穿地壳伸抵上地幔顶部的断裂有数条. 由于这些断裂的展布, 琼北、琼州海峡及雷州地区的 Moho 界面在各条断裂切割下构成了断隆、断陷相间的构造形态. 在琼东北地带集中出现了多组近东西向、北西向和北东向断裂相互错切的复杂图象.

2 我国东南海域地带的地壳结构与类型

南海大陆架位于南海的最北部, 北部近海区地壳厚约 30km, 陆架区 28km, 陆坡区 15—25km, 且逐渐变浅, 在南部陆缘又逐加深为 20—28km, 海盆地区为 11—13km. 显见[7]由东南及北部近海区的大陆性地壳, 到过渡带的亚大陆型(如陆坡区)地壳和亚海洋型地壳到海洋型地壳的变化过程.

深海平原地区地壳厚度为 4.4— 8.9km, 平均为 6.8km, 上地幔顶部速度为 7.9—8.45km/s. 南海周围几个边缘海 - 菲律宾海、苏禄海和苏拉威西海的地壳较薄, 已是典型的海洋型地壳[8].

中沙群岛的北、东、南三侧均属大洋性地壳, 西面的中沙海槽为海洋平原中的海山, 南海西北部的大洋性地壳与大陆性地壳之间的边界可能位于中沙群岛和西沙群岛之间地带, 显现了由大陆地壳、大陆岩石圈向海洋地壳与海洋岩石圈过渡的复杂变化特征[9]. Moho 面埋深在华南近海陆区为 30km, 北部陆缘逐变浅为 15—28km, 中央海盆区上升为 10—13km, 南部陆缘下降为 20—25km, 北苏禄海又上升到 15km 左右. 壳内亦为纵向分层和横向分块的复杂结构. 上地幔低速层由东南陆缘的 90km 左右向深海盆地地区延伸, 在海盆地区上升为 35—40km, 而在南缘及北苏禄海又下降为 50—70km.

3 我国东南陆缘地带的上地幔低速层与岩石圈结构

3.1 天然地震 *P* 波的速度结构

天然地震 *P* 波速度结构表明, 上地幔顶部的速度较大, 在 47km 深处为 8.08km/s[10], 直到 300km 深度 *P* 波速度变化很小, 约在 200—300, 460—540, 660—700km 深度上有 3 个明显的过渡层, 700km 以下速度缓慢增大. 在沿海地带, 包括中国台湾、朝鲜半岛、日本岛弧南端以及中国南海大陆架地带, 上地幔顶部的速度比其它地区要低, 盖层中的速度梯度相当大. 上地幔低速层埋深约 70km 左右, 这个结果显然是偏低了, 依据华北地区的分布和对比情况, 经多种资料结合, 并经校正后, 应为 90km 左右[11].

3.2 东南陆缘地带的地幔高导层分布

大地电磁测深求得的地幔高导层分布表明: 在四川盆地地区地幔高导层埋深为 140km, 扬

子克拉通地带为 120km，罗霄山地带亦为 120km 左右，东南大陆地带为 100km 左右，东南沿海地带则为 80km 左右．台湾地带为 70—80km，并向东变浅[12]．在菲律宾海域地区地幔低速层则仅为 70km．这一结果与以前在该区所得地幔高导层埋深及分布基本相近．地幔高导层亦呈由西向东减薄，反映出大陆边缘地带的构造活动特征．

3.3 岩石圈三维速度地震层析成象

东南地区、海南岛、台湾岛、东海及日本琉球群岛、南海北部和菲律宾海地区的三维速度地震层析成象绘出了该区岩石圈结构的纵向与横向展布格架[13]．

由地表到地壳底部即 32km 深度的速度分布图，可以看出东南大陆为高速区，东南沿海和台湾省为低速区，反映出这里是一个大陆的块体与活动的大陆边缘及近海地区的构造差异，而这与地震的活动界带亦相应．上地幔顶部在整个沟 - 弧 - 盆体系为一低速带，但在台湾东南，海南东北则出现高速扰动，110km 深处的琉球 - 台湾 - 吕宋低速带则大体勾划出了欧亚板块与菲律宾板块的缝合线位置．在 160km 深处海陆差异已消失，呈高低速相间的杂乱展布，扬子地台为高速区，东南地区则大部分为低速区．200km 深处的低速区明显增加，东南广泛存在着上地幔软流层．但到了 400km 深度时则东南大陆变为低速区了，而陆缘及海域则为高速区．

通过我国东南地区 P 波残差的分布也可以看出，似乎存在着一条北北东向的深层构造带将其分为两部分[14]，分界线东南方面平均残差为正，地震波晚到，反映出台站下面浅部介质有高速异常，深部介质的速度偏低，即有低速度带(体)．西北方面平均残差为负，地震波早到，台网下面介质速度偏高，但各台的残差值并不相等，所反映的界线位置和形状也不尽相同，故说明台网下面介质存在着严重的横向不均匀性．这一点在上地幔速度分布中也有明显的反映[15]．

这便表明，该区出现的横向不均匀性可一直延伸到下地幔深处，这种不均匀性不仅出现在海湾与大陆不同的构造之间，也出现在各构造单元之内．

4　我国东南陆缘地带地震活动与深部构造环境

自长江口向南至北部湾绵延约 2000 余公里的海岸线，是一条规则的几何圆弧，半径为 1000km，在圆弧外侧基本上对称，且面积相当的台湾省和海南省，这一孤岛系统构成了华南海岸独特的地貌景观．台湾海峡两侧均分布有一系列的北北东向的逆冲大断裂和新生代的火山活动．由于泉州、汕头、台湾、澎湖列岛地区和雷州半岛、海南岛地区是东南的两大地震活动区，它们在区域构造、近代地壳运动和地震活动性等方面均有一些类似特征．又由于这两个地区均位于古老的华南块体的突出部位，明显受到菲律宾板块西向推挤和南海海盆北向扩张的影响，并使其运动受阻而导致应力集中．泉州、汕头、台湾、澎湖列岛紧邻板块边缘，直接受到板块之间的相互作用，故地壳结构突出变异的边界部位，地震的频度和强度上以及近代地壳抬升的幅度与速率上，均明显大于远离板块边缘的雷琼地区．这两个较强的地震活动区释放了大量的因板缘构造作用和南海海盆扩张引起的应力积累，从而屏蔽了广大东南内陆，并使之成为弱震区或无震区[16]．由于构造部位和地壳结构变化各异，故泉、汕与台、澎及雷琼地带这两个地震活动地带在强度与频度上均有差异；台湾东部要比其西部、泉州、雷琼地带大得多，即相应为 6 倍、5 倍和 40 倍之差．

泉、汕地带平均震源深度为15km,雷琼地带亦为15km,台湾西带为30km,台湾东带则深达50km,即由西向东加深[17]. 应当指出,控制这些地震的活动断层类型在各地带是不同的;台湾东带地震断层尤为复杂;有逆断层、平移断层,逆平移断层和正平移断层,显示了板缘构造的错综复杂和存在较大的垂向运动分量,台湾西带以正平移断层为主,台湾海峡以平移正断层为主,大陆沿海(包括泉、汕和雷琼地区)均为走滑断层,地震断层的不同也反映了地壳结构变异和垂直运动由西向东增强,并与地热活动关切[1]. 例如,1605年海南岛琼州大地震的发生,不仅是单纯地壳构造断裂活动的结果,而且也是深部地球物理场的特殊变异所致. 由于主要震源断裂两盘重力场特征不同,故构造块体物质密度,即重力场源的差异亦不相同. 所以在重力补偿的过程中,是上地幔的隆起与拗陷的差异升降,岩浆物质的差异活动,以及热动力的差异运动的复合作用的结果.

5 我国东南陆缘地带的岩石圈和综合地球物理场特征与动力学

我国东南大陆边缘现代构造运动以大面积水平形变为主的这一特点,与西藏高原的隆起区、东部的琉球、菲律宾俯冲带截然不同,即属于两者之间的广阔水平形变的过渡带,且具有一个被动活动的区域应力场(图4). 当主压应力轨迹延伸到台湾海峡时,则与海峡走向相垂直[18].

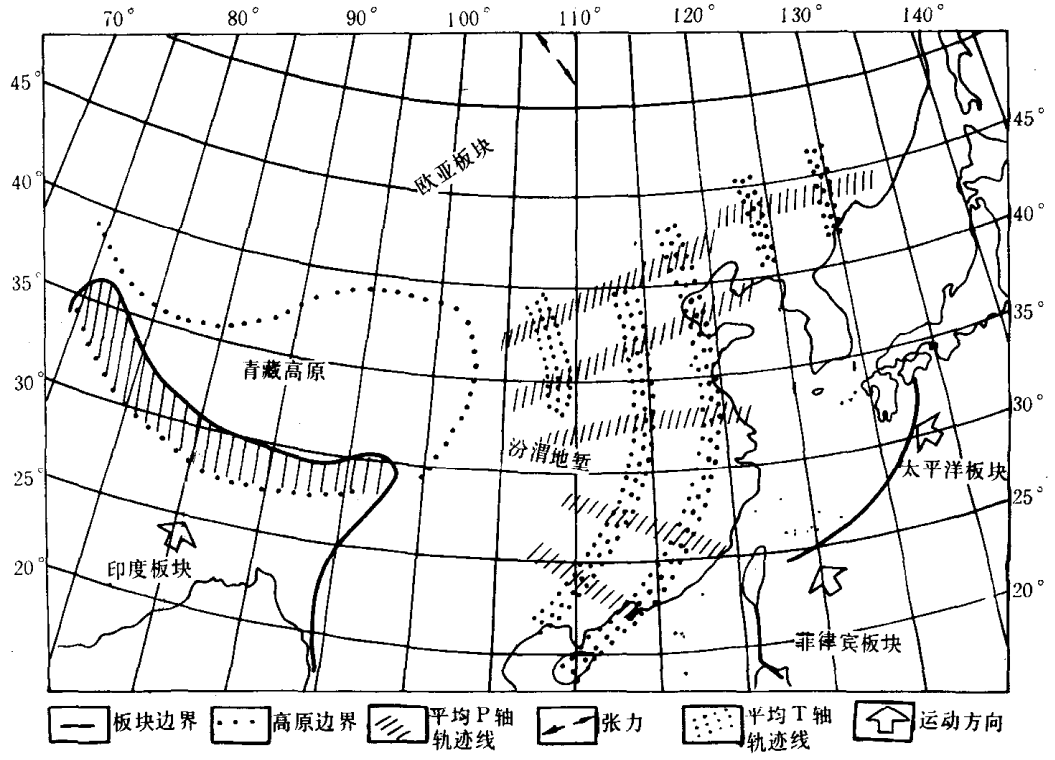


图4 中国东南大陆及其边缘地带的应力状态与不同块体的运动方向示意图

我国东南陆缘地带、泉、汕、台、澎地区和雷琼地区现代构造应力场分布表明,其地震构造力源不可能是来自东部的局部力源,从其由北向南呈规律性变化来看,它可能是来自外部的某种大范围的板块驱动力与地幔对流作用所致. 显然前者为太平洋板块和菲律宾板块西向推

压的结果，后者则归属于南海海盆的扩张．力源不同，但却均受阻于这个突出的华南弧形海岸的陆岛体系．然而应当看到，菲律宾板块与欧亚板块作用力系是相当复杂的．因为其边界力来源于板块的相互作用，并决定于板块相互作用形式和两板块的相互耦合情况．从我国东南陆缘地带的作用可见，菲律宾板块在 21.5°N — 24.2°N 之间的 121.8°E 附近与欧亚板块碰撞，并转而以近南北方向俯冲于琉球岛弧之下，板块的碰撞在台湾及东南沿海地带形成较强的 NWW 向挤压作用．但由于菲律宾板块向北俯冲又引起了北东方向向上的压力，菲律宾板块在菲律宾海沟处俯冲于菲律宾岛之下，与印度板块由南向北的运移在苏拉威及棉姥岛等地形成复杂的构造运动格局．同时在西面、南海次板块自 22.9°N 以南，沿马尼拉海盆(槽)向东俯冲于吕宋岛下，并可能造成台湾西南部局部应力场的变化．这便表明：菲律宾板块的边界在台湾东部转折，因而应力聚集．台湾东侧板块边界的特点为：无海沟，无弧后盆地，消减带不明显，岛弧凸向大陆等，这些条件便决定了欧亚板块和菲律宾板块在台东的相互作用形式以碰撞为主．因而由碰撞而产生的应力积累，除以火山喷发，地震发生等形式消耗外，还向板内传递至台西和泉汕地区，使台东带，台西带和泉汕带共同组成强震活动区．

东南沿海诸省(包括浙江、福建、广东和台湾)尚未发现金伯利岩筒，但新生代碱性或强碱性的基岩－超基性火山岩普遍含有超镁铁岩深位捕虏体以及辉石、角闪石、石榴石和云母等巨晶．它们主要在沿断裂带分布的玄武质岩石和超基性火山岩中，并以海丰－大埔－漳平－龙溪－政和－丽水－大虞断裂为界，其东西两侧捕虏体的岩石矿物组合是不相同的[19]．该区超镁铁岩捕掳体记录的古温度具有较陡的斜率，在小于 100km 的范围内，在同样的深度上研究区下面的地幔要比大洋和地盾下面的平均温度高，且温度随压力增长不大．这表明研究区之下存在着热地幔底辟体，以及大陆边缘的张裂可能与其有关．岩石圈的物质组成大体上可划分为 4 层：即地壳主要为花岗岩、沉积岩和变质岩、麻粒岩和角闪石岩 (0 — 42km)．上地幔顶部的尖晶石二辉橄榄岩 (42 — 66km)，尖晶石/石榴石二辉橄榄岩 (66 — 82km) 和石榴石二辉橄榄岩 (>86km)．台湾西北部以亏损型的橄榄岩为主．从沿海向陆，绿色橄榄岩捕虏体从尖晶石相过渡为尖晶石相和石榴石相共存，而且在明溪一带以饱满型的橄榄岩捕虏体为主．这不仅表明从沿海向内陆寄主岩浆源深度变大，而且也显示了上地幔的不均一性．从而可见，深源捕虏体是与地壳及上地幔深部构造密切相关的．同时它还受到深部热源体的作用和运移的控制．原生玄武岩浆类型呈规律的递变；岛弧外侧及东部主要为拉班玄武岩，岛弧中部和西部主要为高铝玄武岩，而岛弧内侧浅海盆地及中国东缘主要为碱性玄武岩．这些现象表明，中国东南部沿海地区碱性玄武岩浆的广泛活动与板块运动密切相关．

应当指出，我国东南陆缘地带的温度场效应[20]与深部热物质运移、地热流分布[1]及其对岩浆活动、成矿规律、地震活动、油气田盆地的形成与演化及地幔对流等有着重要的控制作用．岩石圈底部地幔对流状态[21, 22]表明，三组地幔流大致沿北纬 3°，东经 132° 汇聚于鸟头半岛以北，地幔流主要向东及东南方向流动，它牵引我国东南大陆岩石圈向太平洋、菲律宾和爪哇海沟方向迁移，形成东南大陆边缘强大的拉张扩散场，导致大规模沉降，形成一系列边缘海，并形成一系列地堑和沉降盆地．

我国东南及海域地区恰处在岩石圈结构和地球物理场的变异地带，由地表到上地幔深处，以及该区大地构造格局均处在复杂力系作用和深层过程的错综交替部位，它不但受到岩石圈板块运动的控制和深部热物质运移与上涌的作用．而且受到上地幔，特别是软流圈物质及其不

同密度区之间的局部对流，及其对地壳底部产生的粘性拖曳力作用的制约.

显然可见，我国东南陆缘地带的构造格局是受着全球构造运动的制约，而且是由不同块体拼贴而成，并且受到强烈的改造和挤压作用. 如南海北部大陆边缘便是由古陆、碰撞破碎带、主动大陆边缘，又经过陆缘扩张而后形成为被动的大陆边缘. 因此，不论是台湾地带的现今构造格局，还是沟-弧-盆体系的形成等，均经历了一系列的复杂演化过程，并在华南陆缘和岛弧上形成了一系列的成因各异的沉积盆地.

6 几点主要的结论

(1)东南陆缘地带，不论是地壳还是上地幔均为成层结构，地壳厚度亦变化较大；华南北部地带为28—32km，华南中部为30—33km，东南沿海一带为29—30.5km，台湾及海峡地带为28—30.5km，华南南缘为25—28km，东南海域陆架区为28km，陆坡区为25—15km，深海盆地区为11—13km. 深海平原地带为4.4—8.8km. 显然，具有由大陆型地壳向海洋型地壳过渡的明显分区和典型特征.

(2)岩石圈不论在纵向与横向都是不均匀的. 地壳中存在一低速层，在地热活动地区低速层埋深较浅：10—14km，速度为5.5—5.9km/s，厚度为3—5km，并具有低 Q_p 值的特点(40—100). 在整个地壳中 Q_p 值亦低达120—150，且伴有小地震活动，上地幔顶部速度偏低(7.8—7.9km/s)，故推断这里可能存在着深部热储与热物质运移和上涌.

(3)地幔结构研究不多，但在该区可以综合天然地震、大地电磁测深地幔高导层与三维速度结构资料得出，华南大陆地区地幔低速层埋深为100—140km，东南沿海地带为80—100km，台湾及以东地带由70—80km深度逐渐变浅，在海域可达70km左右. 通过深源包体给出了该区岩石圈的物质组成. 整个岩石圈亦具有横向的分块特征，并且在横向变化较大.

(4)我国东南及海域地区恰处在岩石圈结构和地球物理场的变异地带，由地表到上地幔深处以及该区大地构造格局均处在复杂力系作用和深层过程的错综交替部位，它不但受到岩石圈板块(主要指菲律宾板块与欧亚板块的相互作用)运动的控制，而且受到上地幔，特别是软流圈物质及其不同密度区之间的局部对流，并受地壳底部产生的粘性拖曳力联合作用的制约. 因而构成了该区当今的这种应力场格局和构造运动的展布图象.

(5)我国东南陆缘地带乃是被动活动的大陆边缘，并经历了复杂的演化过程. 而东南陆缘以及近海地域的板块运动与各种构造体系的形成和作用、地震与地热活动、矿产与能源分布乃是岩石圈各板块(太平洋板块、菲律宾板块、欧亚板块和印度洋板块)相互作用、岩石圈深部热物质运移与上涌构成的深层过程所致，其力源则为在大范围内统一应力场的背景下，由于海底扩张，地幔对流与板块驱动力系共同作用的结果.

参 考 文 献

[1] 魏斯禹、滕吉文、王谦身等，中国东部大陆边缘地带的岩石圈结构与动力学，科学出版社，北京，1990.
[2] 熊绍柏、金东敏、孙克忠等，地球物理学报，1991, 34(1): 55—63.
[3] 孙克忠、金东敏、邵安民等，中国地球物理学会年刊，地震出版社，北京，1990, 57.
[4] 廖其林、王振明、王屏路等，地球物理学报，1988, 31(3): 270—280.
[5] 刘光夏、赵文俊，地震地质，1990, 12(4): 216—316.

[6] 林中泽、胡鸿翔、朱良保等，海南岛北部地震研究文集，地震出版社，北京，1990，127—139.
[7] 金庆焕主编，南海地质与油气资源，地质出版社，北京，1989.
[8] 李振五，地球物理学报，1984，27(2)：153—166.
[9] 曾维军，中国海区及邻域地质地球物理特征，科学出版社，北京，1992，272—288.
[10] 宋仲和、安昌强、张丽娟等，中国大陆深部构造的研究与进展，地震出版社，北京，1988，205—215.
[11] 滕吉文、魏斯禹、李金森等，地球物理学报，1982，25(1)：58—64.
[12] 袁学诚、左　愚、蔡学林等，八十年代中国地球物理学进展，学术出版社，北京，1989，243—249.
[13] 吴　华、刘福田等，地球物理学报，1994，(待出版).
[14] 袁　健，高龙生，中国地震，1990，6(4)：50—56.
[15] 冯　锐，地震学报，1985，7(2)：143—157.
[16] 林纪曾，地震学报，1980，2(3)：245—257.
[17] 万天丰、褚明记等，地质学报，1988，62(2)：187—189.
[18] 汪素云、许忠淮，地震学报，1985，7(1)：17—32.
[19] Cong Bolin, Zhang Ruyuan, *Scientia Sinica*, Series B, 1986, 29(12): 1330—1344.
[20] 王　钧、黄尚瑶、黄歌山等，地质学报，1986，60(3)：297—310.
[21] 黄培华、傅容珊，地球物理学报，1983，26(1)：39—47.
[22] Wang Qiling, Zhao Yan, Yang Shukany, *Chinese Academy of Seiences Developments in Geosience*, Science Press, Beijing China Junly 1989, 51—57.