

中国大陆和边缘海的上地幔 P 波速度结构

宋仲和 安昌强 陈立华

(国家地震局地球物理研究所)

仇志荣

(上海市地震局)

摘 要

本文利用 P 波初至和部分续至震相,研究了华南地区和边缘海的上地幔 P 波速度结构,并与已经得到的华北地区^[1]、南北带、青藏高原的结果^[2]加以比较,发现中国境内的地台与构造活动区之间,以及不同的准地台之间的上地幔 P 波速度结构存在明显的差异。这种明显的横向不均匀性的深度可达 700km。作者对这种横向不均匀性,从大地构造演化的角度作出解释。

一、引言

地幔速度结构的研究是地震学的重要组成部分、近代地震学的突出成就之一,是得到大量关于地球内部结构的横向非均匀性资料。根据各地区的地壳、上地幔详细结构,可以建立地球内部各向异性分布图象,为研究地幔对流、板块构造运动的驱动机制,以及局部地区的地震构造成因奠定基础。

大量研究结果表明,上地幔中横向非均匀性的速度变化超过 3% 者,一般都集中在约 700km 深度以内^[3,4]。下地幔下部 500km 内横向非均匀速度差最大者可达 5%^[4]。大构造单元下甚至次级构造单元之间的上地幔软流圈以上有明显的结构差异,但其中也存在规律性:地盾、地台下的上地幔顶部盖层中速度一般比较大,速度梯度小,其下无低速层或低速层不明显,且埋藏深度大,上地幔速度横向变化平缓;而构造活动区下的上地幔顶部盖层速度较低,纵向结构复杂或速度梯度大,低速层明显且埋藏深度小,结构的横向变化急剧^[3]。低速层以下普遍存在 350—400km 和 650—700km 深度范围内高速度梯度的过渡层。近年来还在一些地区发现岩石圈下部存在高速和低速层相间的结构^[5,6],其中高速夹层的 P 波速度高达 8.7km/s。也有些地区的上地幔中存在三个明显的过渡带。在一些地区的下地幔中,特别是其下部还发现有高速度或低速度异常带^[4]。地球物理学家们正在详细研究各地区的地壳、地幔结构特征,以寻找其间的规律性,并进一步研究地表构造特征与其下多大深度的结构相关,以及地幔对流的规模。

本文利用 P 波走时研究了中国华南地区及边缘海的上地幔 P 波速度结构,并对中国

大陆(新疆地区除外)的六块地区的地幔结构加以比较。

所用的方法是幔度与走时相结合的方法^[4]。用由 Gever-Markushevich 公式导出的简便计算形式计算速度模型,以此作为初始模型计算理论走时与实际走时拟合,得到较为合理的速度模型。该方法的基本思路是:抽去低速层,直接用 Herglotz-Wiechert 公式进行反演,然后给定不同的低速层速度分布,计算其对穿透低速层的各条射线震中距的影响,在正演拟合中将之补入走时和震中距的计算中。低速层中速度的选择,是由实际走时曲线上影区的起始和结束拐点及结束拐点附近逆进续至走时曲线上与起始拐点 p 值相同的点来控制。 p 为射线参数。

所用的资料选自:中国基准台网及区域台网的基式仪和短周期仪器的记录,测量精度分别为 0.5 和 0.1s。国外台站及台湾省台站的数据选自 I.S.C. 报告,地震参数均选自 I.S.C. 报告。作出的实际走时曲线上,绝大多数数据在离差 $\pm 2.0-2.5$ s 之内,其标准偏差约为 1.5s,理论走时曲线与实际走时曲线拟合偏差 < 0.4 s,大大小于标准偏差。因此,可以认为拟合得到的速度模型是合理的。根据体波扰动理论^[7],可估计速度的相对误差

$$\delta(T)_d = - \int_s \frac{\delta v}{v} dT$$

式中 T 为走时, d 为震中距, v 为速度, s 为射线路径。实际走时曲线上较小震中距处的标准偏差比震中距较大处小得多。由此式估计求出的速度相对误差约为 1—2%。

造成走时曲线数据离差的主要因素为地震参数的确定误差、结构的非球对称性,以及所取各台站下、震源附近的校正模型(去掉地表到壳下一定深度内介质对走时和震中距的贡献)是否符合实际等。

二、结 果

1. 华南地区

包括扬子准地台及华南褶皱系(后者于晚加里东构造活动期归并于扬子准地台)。其北部以秦岭—北淮阳这条十分突出的地质、地球物理带与中朝准地台相隔,西起云南东部,南、东至边缘海。

选用了分布在华南、南北带、青藏高原东端、缅甸北部以及台湾、东海、黄海的地震,以得到震中距小于 25° 的走时曲线。为了得到更深部的速度,选用菲律宾北部、华北、日本岛弧南部、琉球群岛、印度东北部的地震,共 293 个地震。所用台站也分别在上述地区内。在走时曲线上震中距 20° 范围内的射线,其大部分路径穿过华南地区。此外,还利用了湖北随县及江西永平爆破的资料。震中、台站及爆破测线分布见图 1 和图 2,华南地块的划分见图 3。

近震范围的走时曲线是用爆破,以及华南地区、台湾西部、东海地震在台湾、华南各省的台站记录得到的。在作走时曲线校正时,发现必须用平均速度较大的地壳模型,才能使校正后的走时曲线通过坐标原点。这说明华南的地壳和上地幔顶部平均速度比其它地区略大。

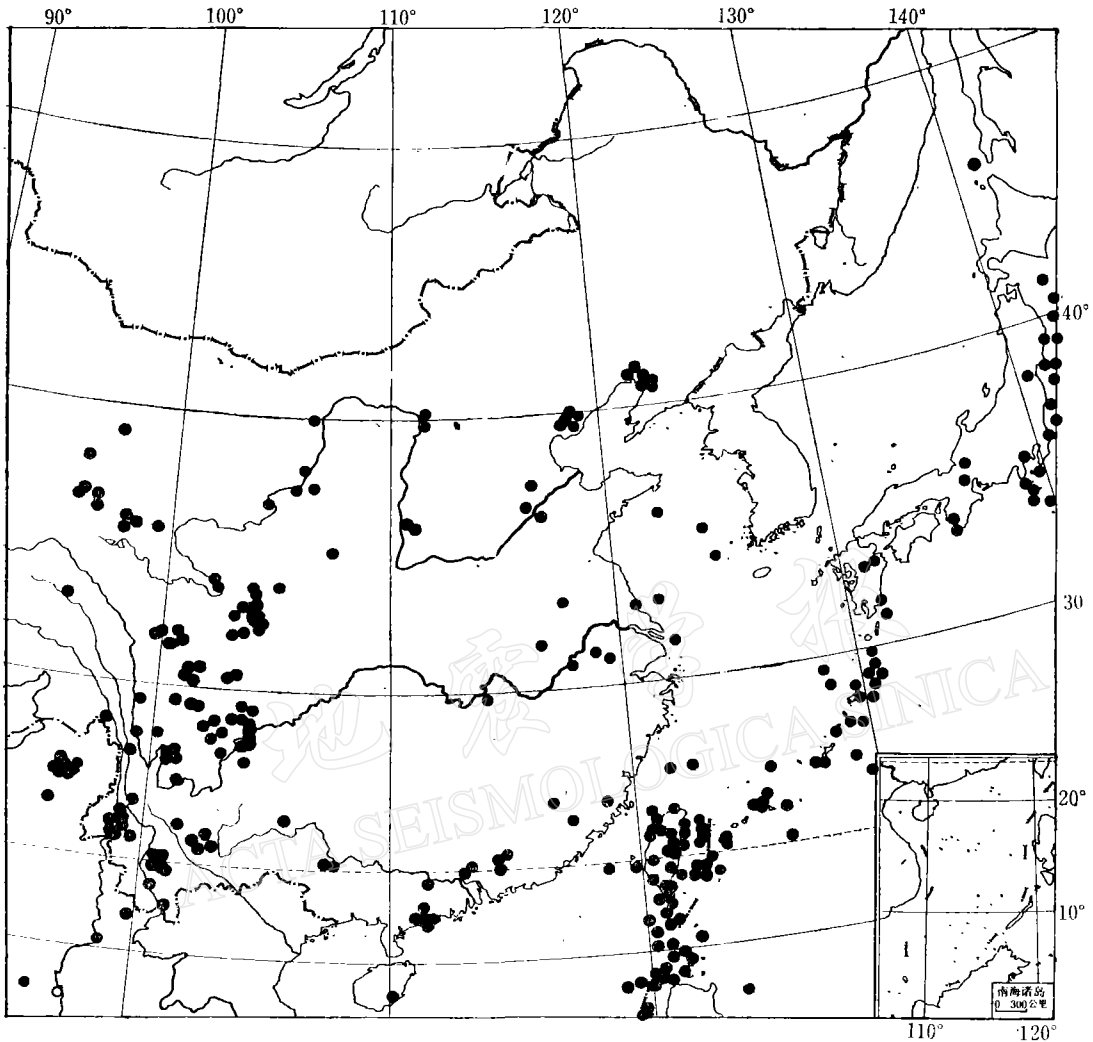


图 1 震中分布示意图

Sketch map of epicentral location

由走时曲线求得的 p (慢度)- Δ 光滑曲线见图 5, 折合速度为 9.3km/s 的折合走时曲线见图 6.

由此反演并正演拟合得到的 P 波速度模型见表 1 及图 13.

由图 13 可见, 该地区上地幔顶部速度比较大, 在 47km 深度上为 8.08km/s , 其下无明显的低速层, 过渡层以上速度变化甚小, 在 $260\text{—}300\text{ km}$, $460\text{—}500\text{km}$, $660\text{—}700\text{km}$ 深度范围内有三个明显的过渡层, 其中速度梯度均在 0.01s^{-1} 左右. 700km 以下速度随深度缓慢增大, 上地幔顶部到 160km 深度 (这个深度相当于图 13 中其它地区上地幔低速层下界附近的深度) 范围内平均速度较高, 约为 8.09km/s . 上述特征以及该地区地震活动频率和强度都比较小、地壳厚度小、壳中无明显低速层^[8]的特征, 都表明华南地块具有地盾、地台型地壳和上地幔的特点, 是稳定的地块.

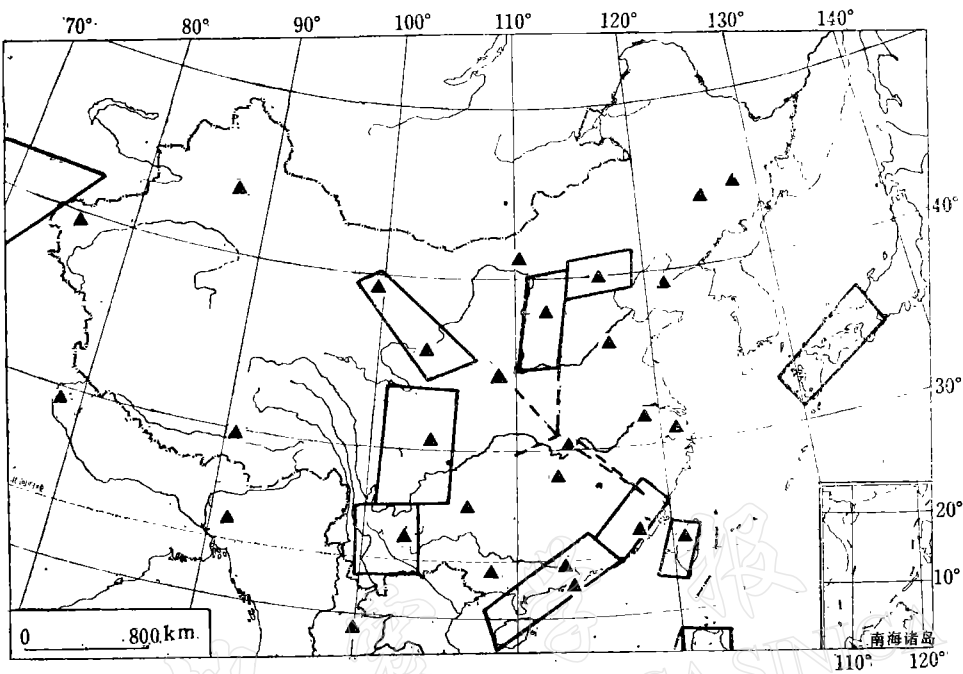


图 2 台站分布示意图
The sketch map of the seismic stations

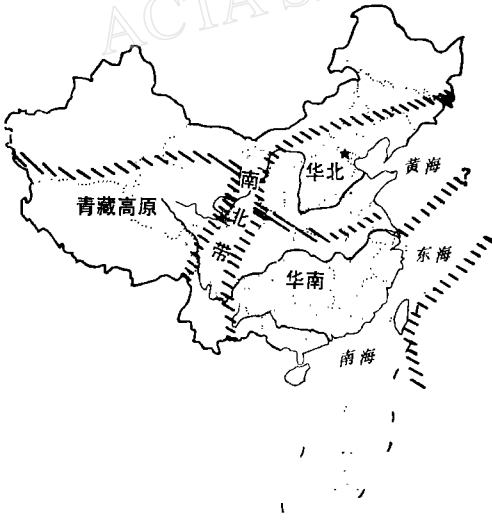


图 3 将中国划分为六块的示意图
Sketch map of China divided into six regions

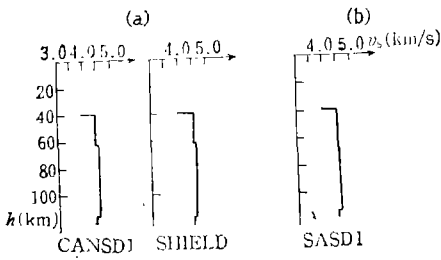


图 4 由瑞利面波得到的加拿大地盾 (a) 和南非地盾 (b) 横波速度模型
Shear wave velocity models for the Canadian shield (a) and South African shield (b) obtained from Rayleigh waves

将华南地区与澳大利亚地盾上地幔 P 波速度模型^[3]、加拿大地盾、南非地盾的 S 波速

2. 边缘海域

度模型^[9]加以比较,发现它们的上地幔速度结构十分相似(见图 4 和图 13)。

包括中国大陆东、南海岸到菲律宾北部至日本岛弧的广大海域,其中包括黄海、东海及南海大陆架(见图 2)。

我们选用了菲律宾北部至日本南部岛弧、黄海、东海、华南沿海地区、唐山、海城、渤海等 393 个地震在北京台网,广东、福建、台湾区域台网,中国沿海诸省基准台,以及香港、日本南部、菲律宾北部共 46 个台站的记录资料。对于东海及南海,小于 20° 震中距的射线,绝大部分路径通过本区。而对黄海,则小于 15°

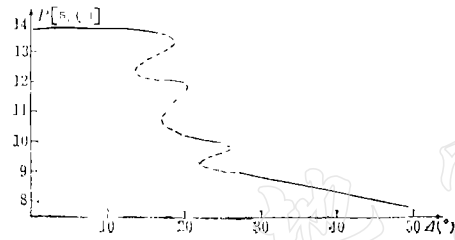


图 5 射线参数随震中距的变化(华南地区)

Variation of seismic ray parameter with epicentral distance for South China

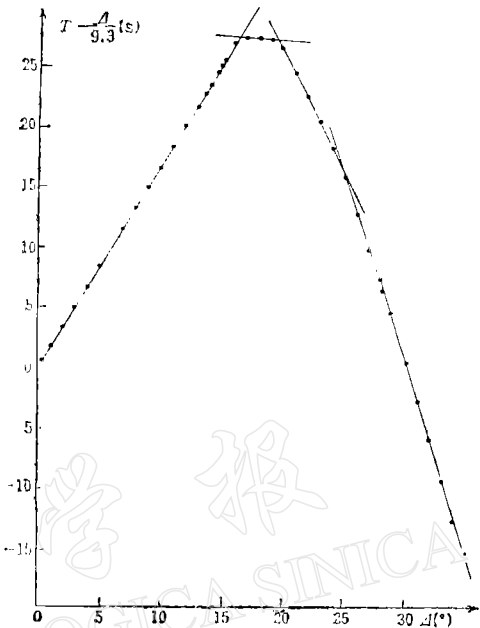


图 6 华南地区折合走时曲线

Residual travel time curve for South China

表 1 华南地区纵向 P 波速度模型

The p-wave velocity model beneath the South China region

$h(\text{km})$	$v_p(\text{km/s})$	$h(\text{km})$	$v_p(\text{km/s})$	$h(\text{km})$	$v_p(\text{km/s})$
47	8.08	400	8.95	660	10.35
163	8.09	436	9.10	680	10.56
200	8.13	460	9.28	700	10.80
240	8.21	490	9.60	720	10.94
260	8.28	540	9.98	800	11.11
300	8.62	560	10.06	900	11.29
330	8.80	620	10.21	1190	11.69

震中距的射线,绝大部分通过该区。

根据实际走时曲线得到的 $P-\Delta$ 曲线、折合走时曲线,以及由此得出的速度模型分别见图 7,8,9, 10, 13 及表 2 和表 3。

由图 13 可见,东海和南海大陆架上地幔顶部速度比其它地区小,约为 7.64km/s。高速盖层中的速度梯度相当大。上地幔低速层的埋藏深度小,只有 60 多 km 深。低速层以下到 300km 深度范围内速度梯度很小,在 390—420km, 660—700km 深度范围内有两个突出的过渡层,前者的速度梯度很大,约达 0.02s^{-1} 。这里是否存在间断面,尚有待证实。

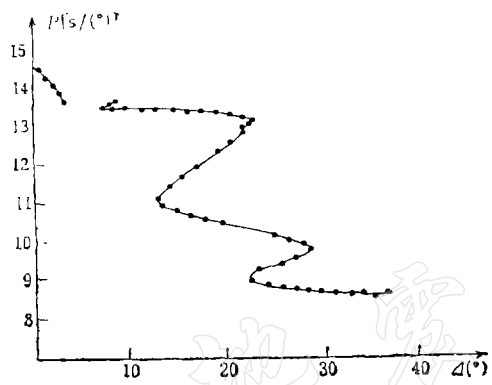


图 7 射线参数随震中距的变化
(东海与南海)
Variation of seismic ray parameter
with epicentral distance for the East
China Sea and the South China Sea

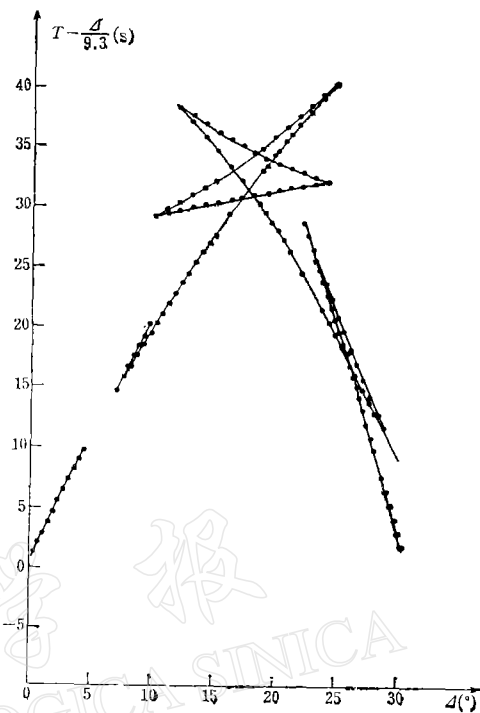


图 8 东海和南海折合走时曲线
Residual travel time curve for the
East China Sea and South China Sea

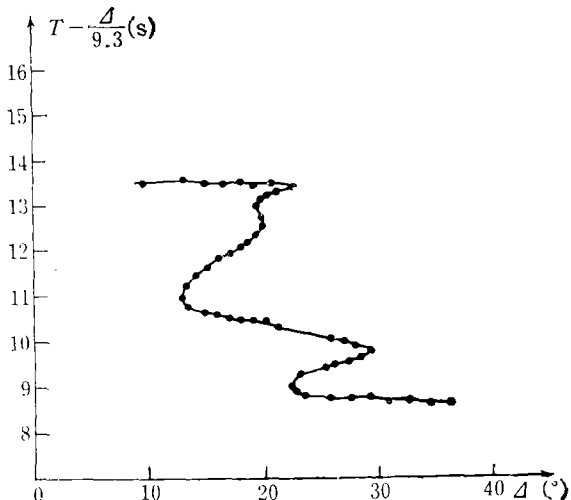


图 9 射线参数随震中距的变化(黄海)
Variation of seismic ray parameter
with epicentral distance for the Yellow Sea

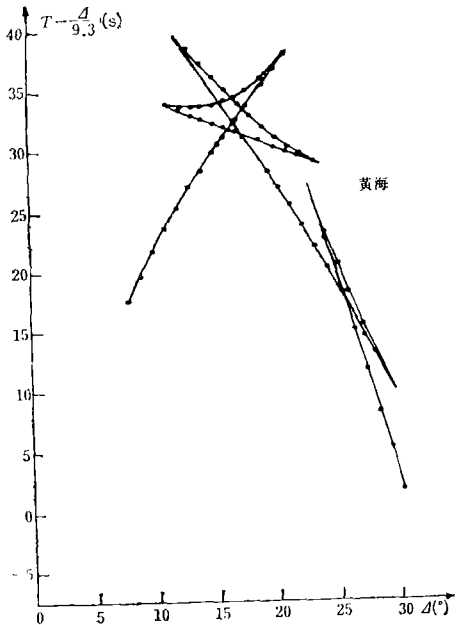


图 10 黄海地区折合走时曲线
Residual travel time curve for the
Yellow Sea

由于对该区所选用的地震多分布于太平洋西岸岛弧附近, 我们得到的上地幔顶部结构特征反映了岛弧地区上地幔顶部的情况。

我们发现在 8° — 18° 震中距范围内, 黄海地区的走时系统地比东海、南海延迟 1s。震中距小于 8° 时, 黄海地区缺乏资料, 不能给出可靠的走时曲线, 因此, 只能得到低速层以下的速度分布。该地区低速层以下到 300km 深度的速度及两个过渡层间的速度比东、南海

表 2 东、南海大陆架 P 波速度模型

p-wave velocity model beneath the shelves of East China Sea and South China Sea

$h(\text{km})$	$v_p(\text{km/s})$	$h(\text{km})$	$v_p(\text{km/s})$	$h(\text{km})$	$v_p(\text{km/s})$
31	7.64	120	8.12	580	10.10
64	8.10	250	8.20	680	10.30
68	7.88	390	8.78	720	10.86
72	7.83	400	8.98	750	11.17
80	7.80	420	9.74	770	11.21
100	7.90	460	9.83	840	11.62

表 3 黄海大陆架 P 波速度模型

p-wave velocity model beneath the shelf of Yellow Sea

$h(\text{km})$	$v_p(\text{km/s})$	$h(\text{km})$	$v_p(\text{km/s})$	$h(\text{km})$	$v_p(\text{km/s})$
120	8.06	400	8.98	680	10.37
200	8.07	420	9.52	720	10.86
300	8.32	460	9.78	770	11.18
370	8.59	660	10.29	840	11.25

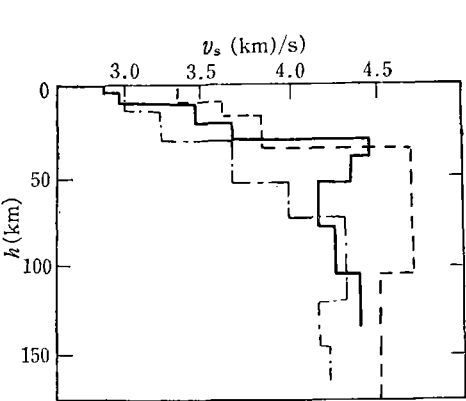


图 11 由面波得到的速度模型

Shear wave velocity models obtained from surface waves (---- Canadian shield, - · - · - Sichuan—Mashed, — Tangshan — Taibei)

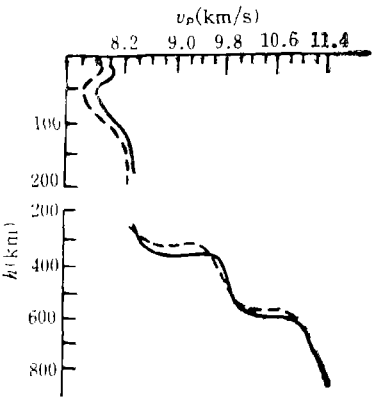


图 12 美国山区和盆地速度模型

The velocity models for the mountainous regions and basins of America (— K. B. Aravamdo et al., ---- L. R. Johnson et al.)

略低。

黄海及东海、南海大陆架的上地幔速度结构与华北地区^[1]十分相似,只是华北地区上地幔的两个过渡层间速度稍低,第二过渡层内速度梯度略大,地幔顶部速度梯度略小(见图 13)。

Ira Pines和邓大量用面波频散得到唐山到台北路径上地壳和上地幔 S 波速度模型^[10]。他们的结果是黄海、东海结构的综合,与我们得到的结果一致(见图 11)。图 12 给出美国西部构造活动区的山区和盆地 P 波速度模型^[3],它与华北、黄海、东海及南海大陆架的结构模型也相近,说明它们都具有类似构造活动区上地幔结构的某些特征。

华北地区的地壳、上地幔的速度结构及该地区的高地震活动性,表明华北地区有活化了的台地的特征。地质学家们推断:黄海是中朝准地台在喜山期东部受到拉伸形成的陆缘海,它与华北地区同属中朝准地台,且紧密连接,我们得到的上述结果,从深部构造上证实了这一点。

东海与南海大陆架的上地幔结构与华南十分不同,由此推断它们不是华南地块的自然延伸部分。

三、讨 论

1. 根据本文及赵珠的工作^[1]、宋仲和等人的工作^[2],可以看出,中国大陆及其边缘海的上地幔 P 波速度横向不均匀性是十分明显的(见图 13)。为了更清楚地说明问题,在表 4 中给出各块体的比较。

由表 4 可见,南北带与东、南海太平洋边缘岛弧附近上地幔顶部速度及高速盖层中速度梯度、平均速度都显现出构造活动区的特征;华南地区的整个上地幔都表现出稳定地块的特点;青藏高原及南北带的低速层埋藏深度大,其下到 260 km 深的平均速度也较其它地区大;华南及青藏高原地幔上部有三个过渡层,而华北与边缘海相应深度内则有两个过渡层;此外,边缘海的上地幔速度模型与华北地区十分相近,而与华南地区则迥然不同。

2. 在我们选取资料的情况下,上地幔 700 km 深度范围内非球对称结构的影响不大。表 5 给出射线穿过不同块体上部时,走时的粗略计算结果:

就华北地区而言,射线穿过周围不同速度结构的地块 500 km 时,引起的走时差最大为 1.7s,由于其它地区上地幔上部的平均速度小于华南地区,根据体波扰动理论公式计算,使华南地区地幔最上部平均速度减小约 0.1km/s,因此,如果没有周围地区不同结构的影响,得到的华南地区上地幔上部的平均速度还要大,作为稳定地块的特点还要明显。从表 5 还可看出,在确定东海、南海大陆架上地幔结构时,如果所用地震和台站均分布在该区内,得到的上地幔上部平均速度还要小,即约达 7.8km/s。对其它地区则周围不同结构无明显的影响。由此可见,射线穿过与所研究地区不同的结构 500km 时,不影响我们对上述各地块结构基本特征的分析结果。当地震和台站均分布在所研究的地区内时,会使上述特征更加突出。射线穿过不同结构 800km 时,各地区走时差最大可达 3.0s,超过我们数据的离差范围,这是由于低速层埋藏深度不同所引起的。这时对我们的结果将

表 4 中国大陆及其边缘海各区上地幔结构的比较

Comparison of upper mantle structure between regions of the mainland and the marginal seas of China

地 区	青藏高原	南 北 带	华 北	东海、南海	华 南
上地幔顶部速度 (km/s) 相应的深度 (km)	7.94 70	7.72 55	7.84 35	7.64 31	8.08 47
高速盖层中平均速度 (km/s)	8.13	7.96	7.89	7.89	8.09
高速盖层中速度梯度 (s ⁻¹)	0.008	0.010	0.004	0.015	0
低速层埋藏深度 (km)	118	104	60	68	无明显低速层
低速层下界到 260 km 深度 内平均速度 (km/s)	8.33	8.43	8.14	8.13	8.17
低速层下界到 700km 深度内过渡层的个数	3		2	2	3

产生比较大的影响。为此, 在地震选择时, 应注意避免这种情况。射线穿过不同结构 1300km 时, 造成各区结构走时差很小, 对上述特征分析无影响。此外, 如果我们选取的台站和地震, 分布在本地区及其周围不同结构的 500km 距离范围内, 则除黄海地区外, 最大震中距均可达 25°, 其射线穿透的最大深度约小于 700km。因此, 可以认为, 我们得到的各地区 700km 深度之上的速度模型, 基本上反映了该地区的结构特征。在 700km 深度以下, 似乎各地区速度模型差别不明显, 这是由于横向不均匀性不明显呢, 还是由于射线跨不同结构形成的综合结果, 尚难以肯定。

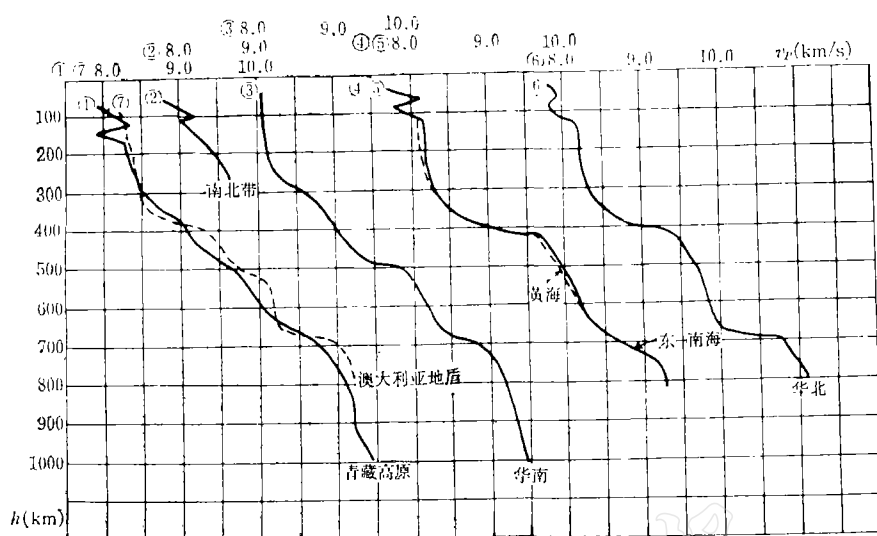
3. 青藏高原、印度和澳大利亚地盾都是冈瓦纳古陆分离的陆块。有些学者认为, 扬子准地台也是冈瓦纳古陆的一部分^[11], 他们从古地磁、古气候、古生物, 以及基底岩石方面得到了证据。从上地幔结构看来, 自印度南部的台阵 (Gauribidanur 台阵) 向喜马拉雅山方向的上地幔实际折合走时曲线^[12] 的形态与青藏高原的相似 (图 14), 只是折合速度不同, 而澳大利亚地盾、华南地块、青藏高原的上地幔有三个过渡层, 因此, 这种现象虽不能成为它们均属冈瓦纳古陆分离部分的深部结构方面的充分证据, 至少可以考虑它们在形成、演化的环境条件上有相近的特点。

4. 从我们得到的结果及冯锐等人的关于地壳结构的结果^[8] 可以看出, 中国境内的地壳和上地幔, 虽然经受了喜山期大规模的构造运动, 使其西部受到挤压而隆起、褶皱, 其东

表 5 射线穿过不同地区上部地幔的走时

Travel time for the rays penetrating upper part of the mantle

地 区	青藏高原	华 南	华 北	南 北 带	边缘海
走时 (s)					
距离 (km)					
500	62.7	61.8	63.3	62.8	63.5
800	98.3	98.9	101.3	100.1	101.3
1300	160.5	160.7	—	—	161.5

图 13 中国大陆及边缘海的 P 波速度模型比较

Comparison of p -wave Velocity models for the mainland and the marginal seas of China

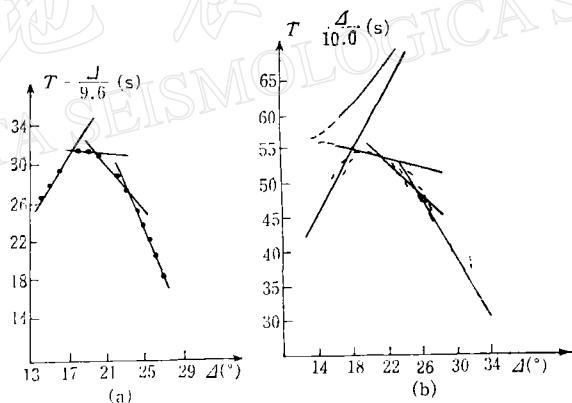


图 14 青藏高原(a)和印度(b)的折合走时曲线

Residual travel time curves for the Tibetan plateau (a) and India (b)

部受到拉伸而下沉,但其深部仍保存中国古大陆形成时出现的南北分带占优势的构造格局。喜山期构造运动对南北分带格局的改造,使这里的地壳和上地幔结构更加复杂化,附加上东西分条的结构特征。

5. 华南地区上地幔有稳定地台的特征,而东海、南海大陆架的上地幔结构与华南十分不同。据此,可以说东海、南海大陆架不是华南地块的自然延伸,而可能是晚燕山期太平洋西岸岛弧和海沟后退,大洋型结构逐渐演化成为大陆结构而形成的^[13,14]。

6. 地震活动性的高低与上地幔低速层的埋藏深度,都决定于该地区下的地球内部的温度、压力和岩石性质的具体条件。低速层厚度大、埋藏深度小是上地幔温度高、压力相对较小的一种表现。一般地震活动区的地表热流密度比较大。南北带的地震活动性很高,而低速层埋藏较深,说明它们之间不是直接相关的。南北带的高地震活动性,主要是受到

强大的水平压力作用和结构的横向差异很大造成的。

7. 从我们的结果看出, 同一板块内相邻地区上地幔的速度结构有明显的差异, 而不同的现代板块的一些块体的上地幔结构, 又有明显相似的特征, 这种现象是不能用现有的板块运动学说来解释的, 尽管板块运动学说得到了很多证据, 能解释很多现象。毫无疑问, 随着地幔上部软流圈的流动, 岩石圈的漂移是存在的, 但是否还存在其它规模的更深部的漂移呢? 这是值得研究的问题。地表地质构造和岩石圈不同结构的形成、演化可能与更深部不同规模不同时期的物质运动有关。

8. 我们得到的结果是每块地区内各条交叉路径的平均结果, 可能与各块体内局部地区的结果不一致, 如东南沿海一带, 原为太平洋西岸边缘, 那里可能在地壳和地幔最上部存在低速层, 而华南地区作为整体的平均结果则无明显的低速层。

参 考 文 献

- [1] 赵 珠, 华北地区上地幔速度结构, 地球物理学报, **26**, 341—354, 1983。
- [2] 宋仲和、安昌强、王椿镛、张丽娟, 青藏高原及南北带的上地幔 P 波速度结构, 地球物理学报, **28**, 增刊 1, 148—161, 1985。
- [3] Рябой В. З., Структура верхней мантии Территории СССР по Сейсмическим данным, глава 1, 5, Москва, “Недра”, 1979。
- [4] Котан С.Д., Об особенностях строения земли, Изв. АН СССР физика земли, 1981: 5, 3—17。
- [5] Fuchs K., W. Kaminski, C. Prodehl, A Preliminary interpretation of the upper mantle beneath Scandinavia to a depth of 400km based on explosion—Seismic investigation (Fennolora) (personal communication, 1983)。
- [6] 曾融生、胡鸿翔、高世玉, 岩石圈下部的速度结构, 地球物理学报, **27**, 32—41, 1984。
- [7] Bruce R. Julian, Don L. Anderson, Travel time, Apparent velocities and amplitudes of body waves, Bull. Seismol. Soc. Amer., **58**, 339—366, 1968。
- [8] 冯锐、朱介寿、丁蕴玉、陈国英、何正勤、周海南、杨树彬、孙克忠, 利用面波研究中国地壳结构, 地震学报, **3**, 335—350, 1981。
- [9] Godlewski M. J. C., G. F. West, Rayleigh-Wave dispersion over the Canadian shield, Bull. Seismol. Soc. Amer., **67**, 771—779, 1977。
- [10] Pines I., Deng Daliang, A surface wave dispersion study of the crustal and upper mantle structure of China, J. Geophys. Res., **85**, B7, 3829—3844, 1980。
- [11] 王 荃、刘雪亚, 扬子陆块的漂移与冈瓦纳古陆的早期活动——显生宙全球动力活动的一个重要趋势, 长春地质学院学报, **1**, 1—7, 1979。
- [12] Ram A., R. F. Mereu, Lateral variations and anisotropy in upper mantle structure around India as obtained from Gauribidanur seismic array data, Geophys. J. R. astr. Soc. **49**, 87—114, 1977。
- [13] 刘光鼎, 东海地质构造及其含油气性, 石油与天然气地质, **4**, 365—370, 1983。
- [14] 郭令智、施央申、马瑞士, 论华南区域大地构造格架形成和地壳演化规律, 板块构造(讲稿), 中国地质科学院, 153—164, 1982。

P-WAVE VELOCITY STRUCTURE OF THE UPPER MANTLE ON THE MAINLAND AND THE MARGINAL SEAS OF CHINA

SONG ZHONGHE, AN CHANGQIANG, AND CHEN LIHUA

(Institute of Geophysics, State Seismological Bureau)

QIU ZHIRONG

(Shanghai Bureau of Seismology)

Abstract

In this paper, the authors have studied the velocity structures of the upper mantle beneath South China and the marginal seas of China by using the first arrivals and some secondary arrivals of *p*-wave and have contrasted them with that in other regions: North China, Qinghai-Tibet plateau (Qing Zang Gaoyuan) and the North-South Seismic Zone. We have found that there are significant differences in velocity structure in the upper mantle not only beneath the stable platforms and tectonic-active zones, but also in different quasi-platforms. The lateral heterogeneity in velocity may continue to a depth of about 700 km. The authors try to explain this lateral heterogeneity from the point of view of tectonic evolution in this paper.