

# 南海北部沉积层和地壳内低速层的分布与识别\*

赵明辉<sup>1\*\*</sup> 丘学林<sup>1</sup> 徐辉龙<sup>1</sup> 施小斌<sup>1</sup> 吴世敏<sup>1</sup> 叶春明<sup>2</sup> 夏少红<sup>1</sup>

1. 中国科学院南海海洋研究所边缘海地质重点实验室, 广州 510301; 2. 广东省地震局, 广州 510070

**摘要** 与构造活动密切相关的低速层一直是地球物理学家关注的焦点, 随着我国南海北部海域海底地震仪与海陆联合地震探测的发展, 完成的6条测线解释结果初步揭示了该区地壳结构特征, 展现了低速层的分布情况. 在南海北部共有5处发现速度倒转现象, 其中3处发现于莺歌海盆地和珠江口盆地, 属于沉积层中的低速层, 其特征深度一般为2.0—6.0 km、速度2.5—3.0 km·s<sup>-1</sup>、厚度为2.0—4.6 km, 由于埋深较浅, 可以利用折射震相与反射震相结合的方法辨识低速层. 其余2处位于南海东北部与西北部的海陆过渡带处, 属于壳内低速层, 其特征深度一般为7.0—18.0 km、速度为5.5—6.0 km·s<sup>-1</sup>、厚度为3.0—6.0 km, 由于埋深较大, 难以接收到低速层底界面的反射波, 而采用低速层走时间断的特性进行辨识. 并结合其他学科的研究成果, 初步探讨了不同深度低速层的构造成因, 为南海形成演化理论提供了科学依据.

**关键词** 低速层 深部地壳结构 海底地震仪与海陆联测 南海北部

在不同的大地构造单元, 如: 台地, 张裂带, 大陆活动边缘, 褶皱带, 俯冲板片内等, 根据不同的形成原因均可以形成低速层<sup>[1-3]</sup>; 低速层与地壳内部熔融、火山活动、地热活动、温泉分布、强震活动等均有密切的关系<sup>[4]</sup>. 大陆层控构造论<sup>[5]</sup>强调了中地壳塑性层的重要性. 徐克定<sup>[6]</sup>认为地壳低速层是一个高导、低速的塑性滑脱层, 微板块内部的构造活动主要受中地壳低速高导层控制. 大陆地壳这种纵向上的分层变形特点, 说明了地壳结构的非均质性. 我国许多大陆地壳均发现低速层的存在<sup>[7-12]</sup>, 如青藏、川滇、华北、华南等地区, 已逐步引起人们的重视; 然而, 在我国海区低速层的研究相对薄弱, 由于海水是良好的导体, 海域内无法进行电导率测量, 为海域内低速高导层的识别带来一定的困难.

近年来, 我国南海的海底地震仪与海陆联测和地壳结构研究取得了很大的发展, 通过国际与地区合作在南海北部陆缘完成了6条测线<sup>[13]</sup>, 共58台次的海底地震仪探测(图1), 其中OBS-1993测线是中国科学院南海海洋研究所与日本东京大学合作完成, OBS-1995测线是我国台湾科学家与美国A&M大学合作完成, OBH2-1996, OBH3-1996, OBH4-1996是中国科学院南海海洋研究所与德国海洋地学研究中心(GEOMAR)合作完成, OBS-2001测线是中国科学院南海海洋研究所与台湾海洋大学、广东省地震局合作完成. 这些航次探测都取得了良好的数据资料, 通过海底地震仪数据的分析和射线追踪模拟均得到了深地震测线的地壳结构模型<sup>[14-20]</sup>, 大大推动了南海北部拉张型大陆边缘和台湾岛弧俯冲带构造的深入研究, 同时为南海北部低速层研究

2006-05-17 收稿, 2006-07-17 收修改稿

\* 中国科学院创新项目(KZCX3-SW-234)、广东省自然科学基金(5300970)和中国科学院边缘海地质重点实验室基金项目(MSGL0604)资助

\*\* E-mail: mhzhao@scsio.ac.cn

1) Wu SM, Qiu XL, Zeng GP, et al. Crustal Structure beneath the Yinggehai Basin and adjacent Hainan Island, and its tectonic implication. Deep Sea Research, accepted

提供了基础数据. 分析研究南海北部海域低速层的分布及地震识别方法, 探讨低速层的成因及其地球

物理意义, 对于深入认识南海形成演化理论具有重要意义.

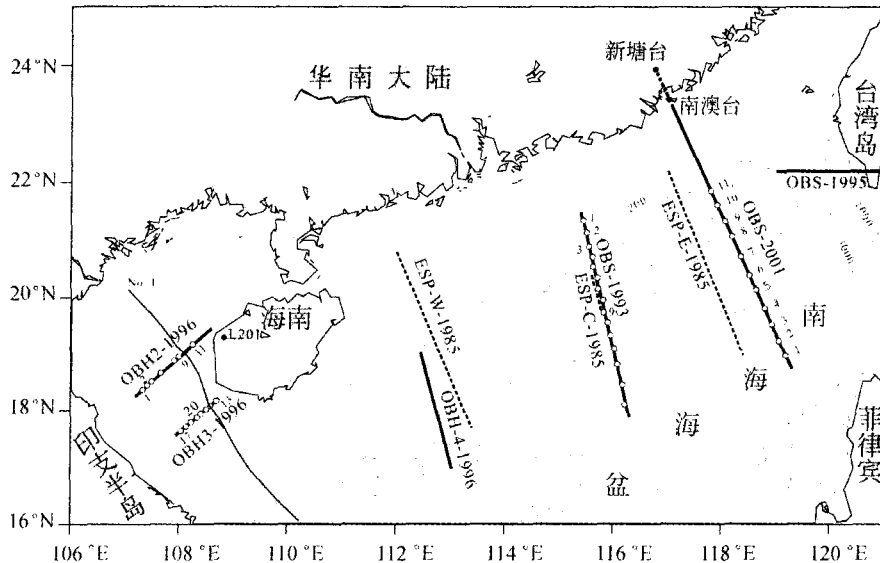


图1 南海北部深地震测线位置图

实线为 OBS/OBH 测线; 虚线为双船扩展剖面; ● 陆上电台站; ○ OBS/OBH 台站

## 1 沉积层中的低速层的分布与识别

南海北部海域沉积层中的低速层目前只在莺歌海盆地和珠江口盆地两处海区发现.

莺歌海盆地的2条海底地震仪测线的浅部结构中均发现了低速层. OBH3-1996测线(图1), 共布设了9台OBH, 通过射线追踪与走时模拟得到了地壳结构剖面(图2(c))<sup>[1]</sup>, 在3.6 km深度下面存在速度 $3.0\text{--}3.5\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 、厚度 $3.5\text{--}4.6\text{ km}$ 的低速层, 与上、下地层的速度分别相差 $0.7\text{--}1.3\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $1.0\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ . 另一条测线OBH2-1996(图1), 其浅部沉积层结构中在深度 $3.0\text{--}5.0\text{ km}$ 也存在速度 $3.0\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ , 厚度 $2.5\text{ km}$ 的低速层, 与上、下地层的层速度分别低 $0.7\text{--}0.9\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $1.5\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ (图3). 由于沉积层与低速层较厚和沉积基底不规则, 导致地震波能量损失较多, 两剖面海区内均没有接收到深部Moho面的信息.

上述2个沉积层中的低速层是如何通过地震方法识别的呢? 我们仅以OBH3-1996剖面的射线追踪与走时模拟为例加以说明. 图2(a)是OBH3-

1996测线第20号OBH的地震记录剖面(位置见图1), 从图中可以清晰地分辨出3个波组(P1, P2P和P3P); P1是沉积层的折射初至波, 在20测站约20 km范围内可以清楚地看到, 在此范围之外突然消失(图2). P2P是一反射波组, 为低速层顶界面的近角反射波, P1和P2P震相在盆地中9个测站都可以观测到, 沉积层1的折射波P1的终点与层2界面反射波P2P的终点相汇合, 并在该点处相切. 如果下部不是低速层, 而是正向的速度梯度地层, 那么在该点之外应该接收到来自下部地层的、视速度较大的折射震相P2, P1、P2和P3应连续不间断, 但在各测站的地震记录剖面上并没有发现P2和P3震相, 而是P1震相的突然消失, 因此, 推断下部地层是一速度倒转层, 存在的低速层屏蔽了深层折射信号; 从射线追踪与走时模拟结果(图2(b)、2(c))来看, P3P为视速度较小的、低速层的底界面反射波, 而非折射震相P2. 由于P3P射线路径穿越了整个低速层, 导致其走时较慢, 视速度偏低, P3P与P2P震相的视速度相当; 盆地中部的4个测站(15, 16, 19, 20)均观测到P3P震相, 其他8个

1) 见第471页脚注1)

OBH 的理论走时曲线与实测走时曲线均拟合较好, 说明速度结构较为可靠. 由此, 低速层的顶界面折射震相和底界面反射震相较好地识别了低速层.

第 3 个沉积层中的低速层位于珠江口盆地. 南海北部 OBS-1993 测线(图 1)横穿珠江口盆地中部海区, 用气枪和炸药作震源, 深部震相清晰. 通过

震相分析和射线追踪模拟得到的地壳结构模型<sup>[15]</sup>, 地壳厚度从陆架的 22.0 km 减薄至海盆区的 8.0 km, 在上陆坡沉积层厚度达 5.0 km, 上地壳厚度为 8.0—10.0 km, 下地壳底部存在一层平均厚度为 3.0—5.0 km 的高速层.

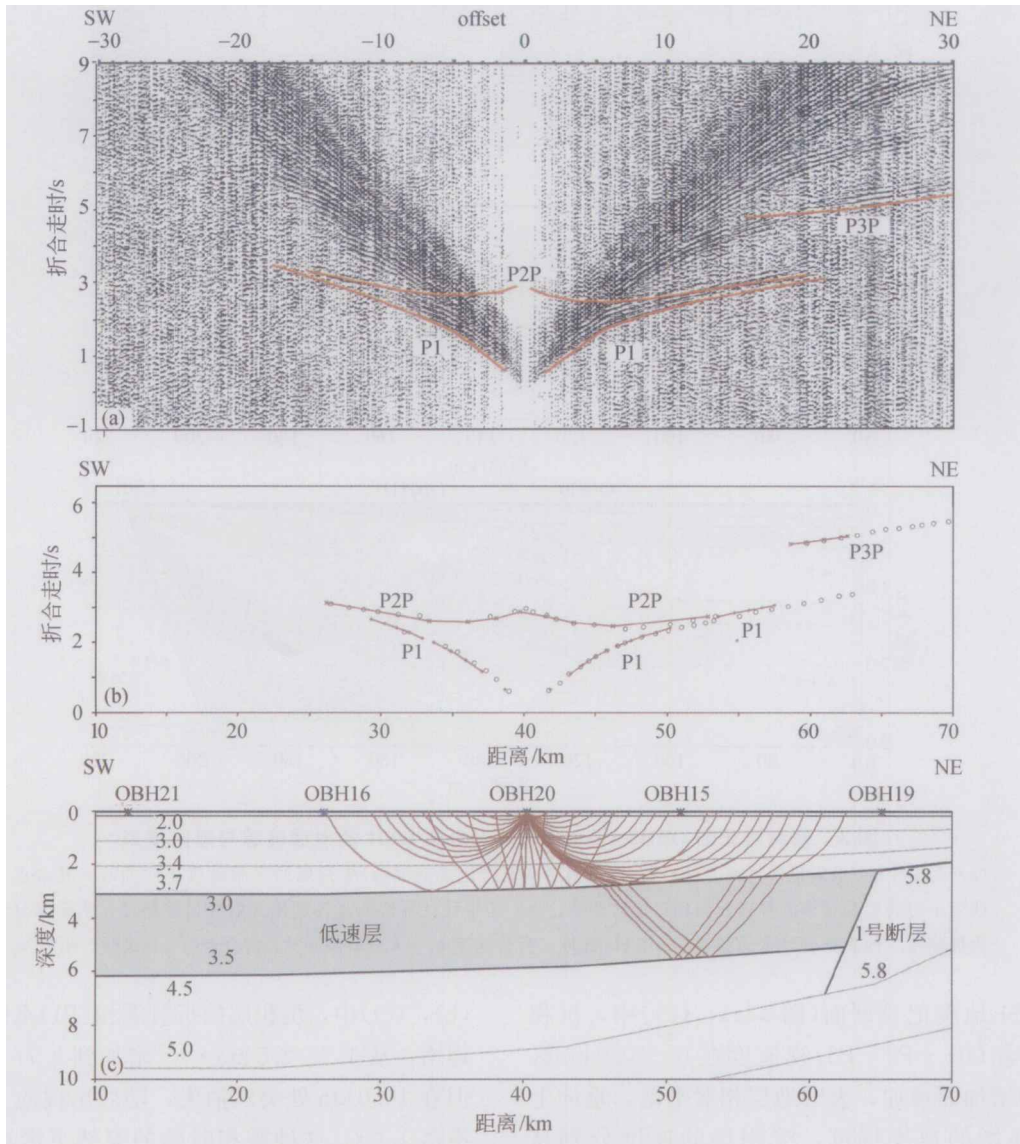


图 2 OBH3-1996 测线第 20 测站射线追踪与走时模拟

(a) OBH20 地震记录剖面; (b) 圆点表示从地震记录剖面(a)中拾取的实测地震走时曲线, 其余点线表示射线追踪计算的各震相的理论走时曲线; (c) 为最佳计算模型及各震相的射线追踪路径, 阴影部分为低速层. 地震数据经带通滤波 5—15 Hz 处理, 折合速度  $v_r = 6.0 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ , 折合走时  $t_r = \text{走时} - \text{距离}/v_r$ .

但其浅部速度结构中 OBS2 处其震相难以拟合, 怀疑存在低速层, 而文献[15]中并没给出详细的浅

部沉积层结构. 为此我们利用 OBS 折射地震数据(图 4(a), (b)), 参考 OBS-1993 单道地震反射数据

构建初始模型,用 Macray 软件<sup>[21]</sup>重新对该区进行了射线追踪与走时模拟(图 4(c), (d)),模拟结果

表明,在 OBS2 下部埋深在 2.0—4.0 km 确实存在厚度 2.0 km、速度 2.5—3.0 km·s<sup>-1</sup>的低速层。

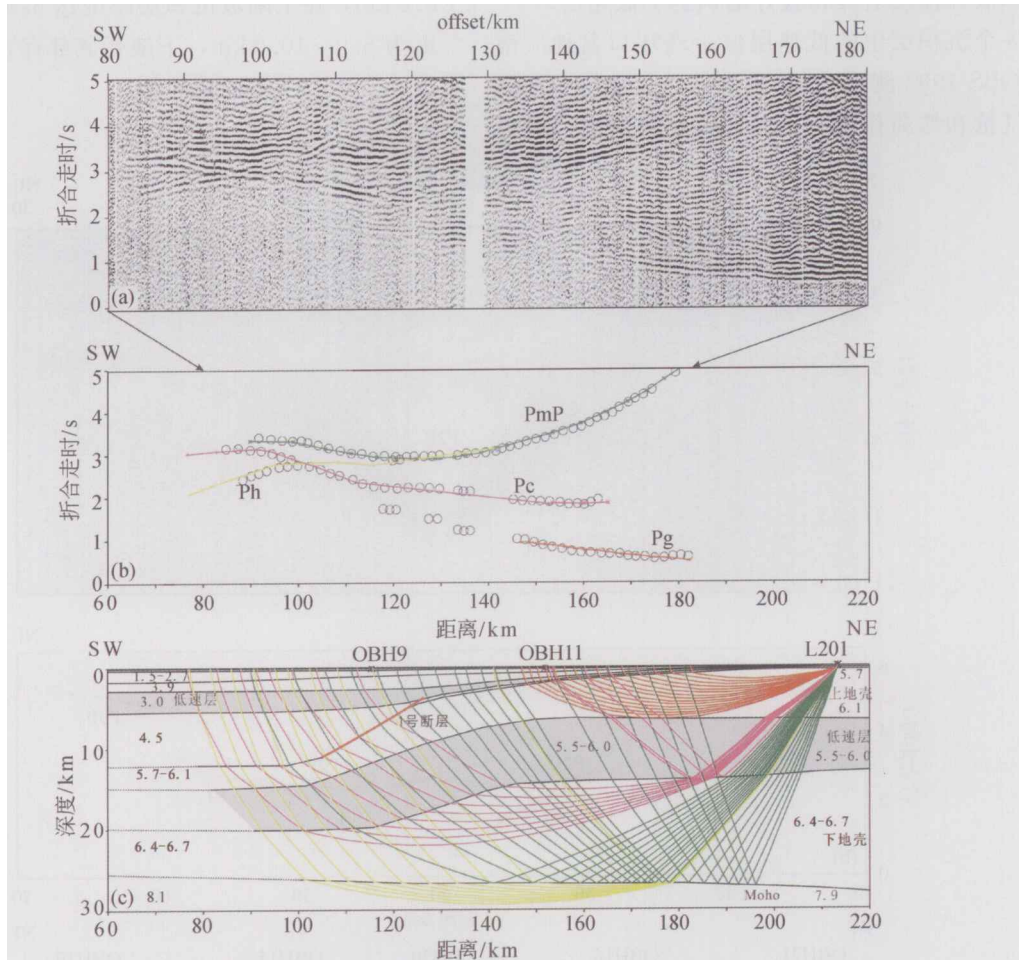


图 3 南海西北部 OBH2-1996 测线陆上站点 L201 的射线追踪与走时模拟

(a) 为 L201 台地震记录剖面; (b) 中, 圆点表示从地震记录剖面(a)中拾取的实测地震走时曲线, 其余点线表示射线追踪计算的各震相的理论走时曲线; (c) 为最佳计算模型及各震相的射线追踪路径, 阴影部分为低速层。地震数据经带通滤波 5—15 Hz 处理, 折合速度  $v_r = 6.0 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ , 折合走时  $t_r = \text{走时} - \text{距离}/v_r$ 。

在 OBS1 地震记录剖面(图 4(a), (c))中, 沉积层的折射震相(P1+P2+P3)视速度在 0—20.0 km 区间随时间的增加而增加, 表明地层相对平滑, 垂向上具有正向递增的速度梯度, 沉积层的速度分别从 1.7—2.2 km·s<sup>-1</sup>、2.7—3.0 km·s<sup>-1</sup>、3.3—4.0 km·s<sup>-1</sup>、递增到地壳上部的 4.5—5.0 km·s<sup>-1</sup> (P3 震相), 但在 22.0—24.0 km 附近, 震相 P2 与 P3 出现 0.3 s 走时跳跃(图 4(c)), 其走时模拟结果表明为低速层的屏蔽作用所致, P3 震相穿越了整个低速层导致走时偏慢; 在 OBS2 站位的地震记录剖面(图 4

(b), (c)中, 沉积层的折射震相(P1)垂向上速度正向递增, 从 1.7—2.5 km·s<sup>-1</sup> 增加到 2.7—3.0 km·s<sup>-1</sup>, 但在 10.0 km 处突然消失, 随后出现的 P3P 震相向下滑落 1.0 s, 这种震相时差的突然下滑可能是由于断层、高倾角和低速层等 3 种因素产生, 但该区的反射地震剖面显示此处地层相对平滑<sup>[15]</sup>, 不存在大的断层与高倾角问题。在模型中 OBS2 下部插入低速层 (2.5—3.0 km·s<sup>-1</sup>) 后, OBS1、2 各震相拟合很好, P3P 震相为低速层底界面的反射震相, P1 震相的突然消失控制了低速层的顶界面。

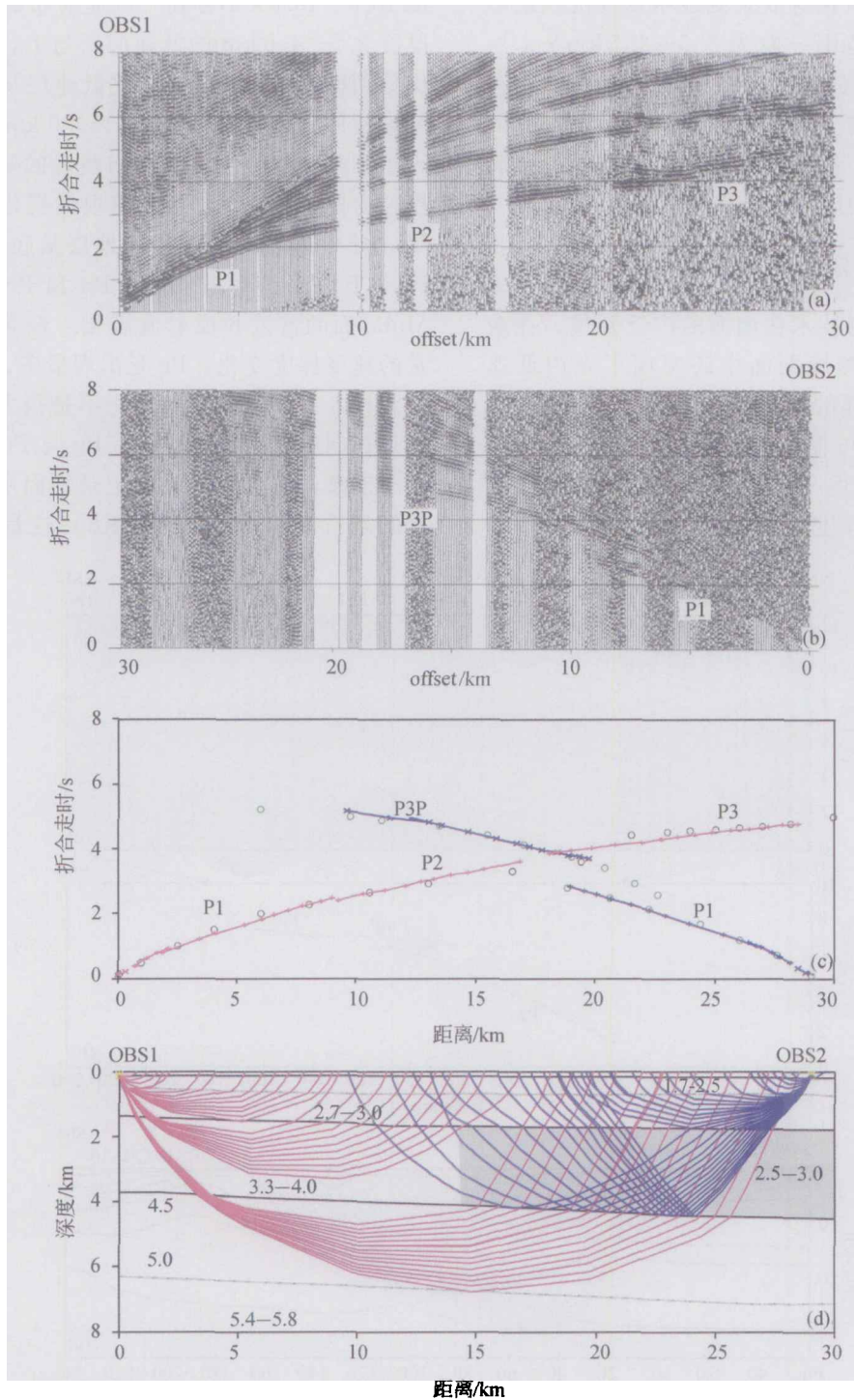


图 4 珠江口盆地中部 OBS-1993 剖面地壳上部结构与射线追踪

(a), (b) 分别为 OBS1 和 OBS2 站位的地震记录剖面; (c) 中, 圆点表示从地震记录剖面(a), (b) 中拾取的实测地震走时曲线, 其余点线表示射线追踪计算的各震相的理论走时曲线; (d) 为最佳计算模型及各震相的射线追踪路径, 阴影部分为低速层. 地震数据经带通滤波 5—15 Hz 处理, 折合速度  $v_r = 8.0 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ , 折合走时  $t_r = \text{走时} - \text{距离}/v_r$

目前南海北部只在这3条测线中发现沉积层中的低速层,其速度范围一般为 $2.5\text{--}3.5\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ ,深度范围在 $2.0\text{--}6.0\text{ km}$ ,厚度一般为 $2.0\text{--}4.6\text{ km}$ .由于它们的分布深度较浅,因而,它们的地震判识方法相同,都是通过低速层上部的折射震相和低速层底界面的反射震相来辨识的.

## 2 壳内低速层的分布与识别

由于深地震探测技术在南海的广泛开展,在南海北部陆缘的2条测线剖面中还发现了壳内低速层.一是南海东北部的OBS-2001测线,二是南海西北部的OBH2-1996测线.

南海东北部OBS-2001的海陆过渡带地壳结构<sup>[22]</sup>中,地壳平均厚度 $28.0\text{ km}$ ,在上地壳下部(埋

深 $10.0\text{--}18.0\text{ km}$ )存在一层速度 $5.5\text{--}5.9\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 、厚度 $2.5\text{--}4.0\text{ km}$ 的低速层,与上、下地层速度相比分别低 $0.5\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ .此低速层从华南沿海陆壳一直延伸到南澳岛东南约 $150.0\text{ km}$ 的陆架区,尖灭于东沙隆起处.下面以南澳台的射线追踪与走时模拟为例(图5),说明如何根据震相辨识壳内低速层.图5中, $P_g$ 为新生代地层基底的折射波震相, $P_c$ 是下地壳折射波震相, $P_n$ 和 $P_{mP}$ 是地壳底部Moho面的首波和反射波震相.地壳上部地层呈正常的速度梯度变化, $P_g$ 是出现最多、信号最强的一组震相,反映该区基底变化不是很大;其下部地层若是正向的速度梯度变化, $P_g$ 与 $P_c$ 震相的走时曲线应连续,而南澳台地震记录剖面中震相 $P_g$ 与 $P_c$ 之间均存在一个空白带(图5).这是由于此低速层

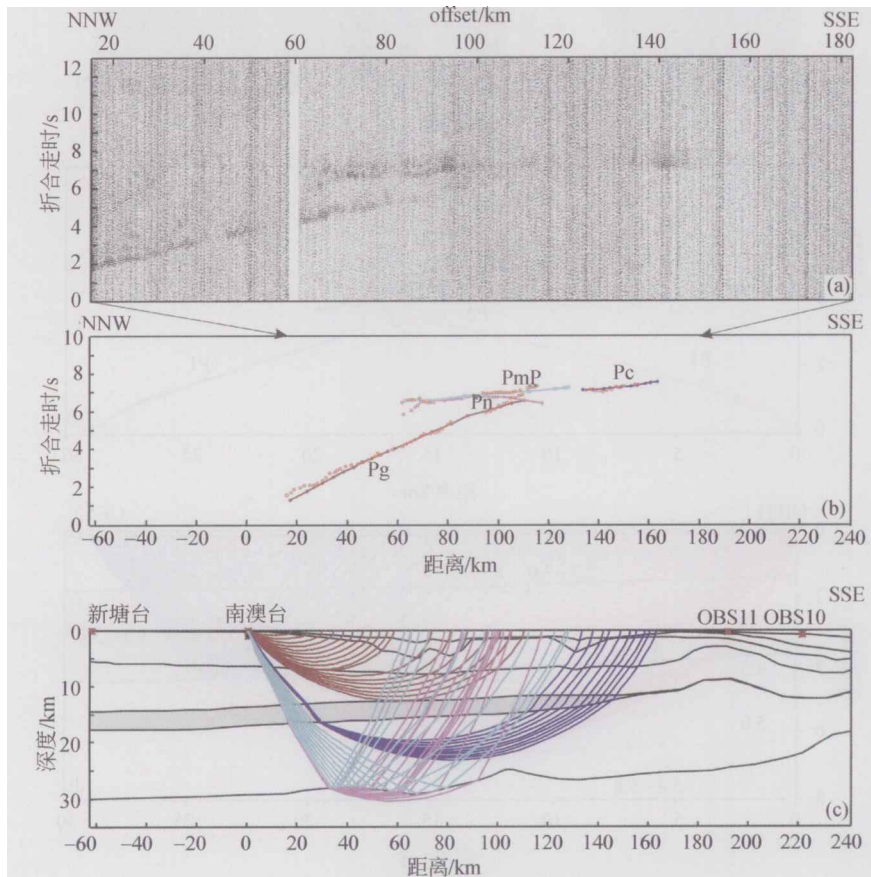


图5 南海东北部OBS-2001测线南澳1台的射线追踪与走时模拟

(a)为南澳1台地震记录剖面;(b)中,圆点表示从地震记录剖面(a)中拾取的实测地震走时曲线,其余点线表示射线追踪计算的各震相的理论走时曲线;(c)为最佳计算模型及各震相的射线追踪路径,阴影部分为低速层.地震数据经带通滤波 $5\text{--}15\text{ Hz}$ 处理,折合速度 $v_r = 8.0\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ ,折合走时 $t_r = \text{走时} - \text{距离}/v_r$

的波阻抗低于顶层和底层, 波的能量被屏蔽在此层中, 形成槽波(channel waves), 或叫导波(guided wave), 表现为低速层中出现层间反射, 不产生折射震相, 因此, 低速层的上、下地层间的折射震相不连续, 出现走时跳跃, 产生两支走时曲线<sup>[23,24]</sup>. 此低速层通过新塘台、南澳台、OBS11、OBS10等4个台站控制, 走时模拟较好, 结构较为可靠.

南海西北部的 OBH2-1996 测线, 投放了 12 台海底地震仪, 由于台风和渔船的干扰, 只有三分之一记录到有用的地震数据(第 1, 2, 9, 11 号 OBH), 可能是由于低速层的作用, OBH 未能接收到深部 Moho 面信息<sup>[1,2]</sup>, 但部署在海南岛陆上台站(L201)记录的地震数据质量良好, 可分辨出几组清晰的震相(Pg, Pc, PmP 和 Pn). 图 3 中, Pg 是来自基底以下的折射震相, 能量较强, 说明基底变化不大, 其反映的上地壳上部的速度为  $5.7\text{--}6.1\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ ; Pc 是来自下地壳的折射波震相, 其反映的下地壳速度为  $6.4\text{--}6.7\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ ; PmP 和 Pn 分别是来自莫霍面的反射与折射震相. 若上、下地壳间均为正向的速度梯度, Pg 与 Pc 震相的走时曲线应连续, 只表现为由于速度梯度不同而导致的不同的曲线斜率(即视速度)<sup>[22]</sup>, 然而, L201 台的地震记录剖面中, Pg 与 Pc 震相出现了约 1.2s 的走时跳跃, 说明在上地壳下部存在一层较厚的低速层. 经过射线追踪与走时模拟计算(图 3(b), (c)), OBH2-1996 地壳结构大致在 1 号断层以北、深度范围 7.0—13.0 km 内存在速度为  $5.5\text{--}6.0\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 、厚约 6.0 km 左右的低速层, 其与上、下界面地层速度相比分别低  $1.2\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$  和  $0.4\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ .

此低速层同南海东北部 OBS-2001 剖面中的低速层均为壳内低速层, 它们的共同特征为: 深度范围一般在 7.0—18.0 km、速度为  $5.5\text{--}6.0\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 、厚度为 3.0—6.0 km, 因此, 它们的地震辨识方法相同, 都是根据 Pg 与 Pc 震相的走时间断特性.

### 3 讨论

海底地震仪(OBS/OBH)与海陆联合探测充分

发挥了广角反射与折射地震(wide angle reflection and refraction profile)的优势, 探测深度大, 与多道反射地震组合做到了深部与浅部结构结合, 是研究岩石圈结构公认的有效方法之一. 南海的海底地震仪探测为海域低速层的研究发挥了其应有的优势. 目前探测的低速层一般倾角较小, 小于  $10^{\circ}\text{--}15^{\circ}$ , 从低速层的分布说明低速层只是一种局部现象, 与地区性的地质构造活动有关<sup>[1,3,7,8,25]</sup>. 而南海的其他深地震探测中并没有探测到地壳低速层的存在, 如双船扩展剖面<sup>[26]</sup>(ESP-E-1985, ESP-C-1985, ESP-W-1985)(图 1), 可能测线位置处刚好没有低速层发育, 或者是由于探测精度不够而没有反映出来. 南海北部海域(OBS-2001 和 OBH2-1996 剖面)海陆过渡带处壳内低速层的发现, 说明此处的地壳结构仍具有陆壳性质, 推测其是华南大陆地壳的延伸, 为减薄的陆壳.

沉积层中的低速层与壳内低速层, 不仅其埋深、速度及地震识别方法不同, 它们的构造形成机制也完全不同.

沉积层中的低速层主要是由于沉积物持续快速堆积, 引起欠压实形成的. 莺歌海盆地经历过多幕式张裂活动, 是岩石圈拉伸和红河断裂带走滑双重机制下发育的转换-伸展盆地. 因其独特的构造位置与丰富的油气资源, 该区研究程度较高; 盆地内的低速层已由广角反射、多道反射地震、测井数据及地层压力计算结果证实, 目前对低速层成因机制的主要观点<sup>[27,28]</sup>是由于沉积物持续快速堆积, 引起欠压实, 烃源岩中出现滞烃带, 导致地震波在其中传播速度降低, 而多期的泥-流体底辟作用形成浅部的充气层, 造成低速层顶面的抬升, 这也是形成浅部低速层的另一个原因. 而珠江口盆地中部海区低速层可能与存在油气富集的孔渗层有关<sup>[15]</sup>, 局部范围岩石中裂隙增多, 孔隙度、渗透率增大造成了 P 波速度减小.

而壳内低速层与地壳内部熔融、火山活动、地热活动、温泉分布、强震活动等均有密切的关系<sup>[4]</sup>. 壳内低速层的构造特征主要表现为地壳中部

1) 见第 471 页脚注 1)

2) 南海西北部地壳深部结构的广角地震探测与研究总结报告, 中国科学院资源与生态环境研究重点项目(KZ952-S1-416), 中国科学院南海海洋研究所, 2000

的韧性剪切带,地壳上部岩石变形以脆性断裂为主,下部地壳以塑性变形为主,而地壳中部(深度10—18 km)主要表现为粘滑作用,它既是一个很重要的滑移面,也是一个重要的均衡调节层<sup>[29]</sup>。南海北部海域由于壳内低速层(深度10—18 km)与相邻地壳层物质性状差异导致层间滑动及应变能的积累,成为地震多发区域,也就是所谓的“大陆多震层”<sup>[9]</sup>。因此,华南沿海的地震活动除了活动断裂的影响外,地壳中低速层可能也是造成地震多发的原因之一。

Kusznir<sup>[30]</sup>认为壳内低速层的形成与温度、地热关系密切。在低地地热流区( $45\text{--}50\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ ),岩石圈在35 km左右(相当Moho面)出现强度弱化带;在中等地热地区( $60\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ ),除35 km左右的Moho面以外,在18 km处渐渐出现强度弱化带(相当于上地壳底部界面)。而在南海东北部及西北部海域,热流值分别为 $65\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $79\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ ,属于中等地热地区<sup>[31]</sup>,具备了形成壳内低速层的地热条件。然而,壳内低速层的形成往往与区域性的地质构造有关<sup>[1,3,26]</sup>,其详细的形成机制还需在今后的工作中加以研究、论证,以深化人们对南海形成演化及深部地质作用过程的认识。

#### 4 结论

(1) 南海北部海域发现5个低速层的存在。其中3层属于沉积层中的低速层,发现于莺歌海盆地和珠江口盆地,其特征深度一般为2.0—6.0 km、速度 $2.5\text{--}3.0\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 、厚度为2.0—4.6 km。其余2层属于壳内低速层,发现于南海东北部与西北部的海陆过渡带处的地壳结构中,其特征深度一般为7.0—18.0 km、速度为 $5.5\text{--}6.0\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 、厚度为3.0—6.0 km。

(2) 海底地震仪与海陆联测是研究深部结构及其低速层最有效方法之一。沉积层中的低速层,由于深度较浅,一般小于10.0 km,能够接收到低速层底界面的反射波,可以利用低速层上部的折射震相和低速层底界面的反射震相相结合的方法来辨识低速层。壳内低速层由于它们的埋藏深度较深,难以接收到低速层底界面的反射波,而采用低速层上、下地层折射震相的走时间断的特性进行辨识。

(3) 沉积层中的低速层与壳内低速层具有截然

不同的构造形成机制。莺歌海盆地内的低速层主要是由于沉积物持续快速堆积导致欠压实而引起的,珠江口盆地中部的局部低速层可能与油气富集的孔隙层有关。南海北部海陆过渡带处的壳内低速层在构造上表现为韧性剪切带,反映岩石韧性、脆韧性过渡的变形机制,是地壳内的弱化层,可能是造成华南沿海地震多发的原因之一。

#### 参 考 文 献

- Zorin Yu A, Mordvinova VV, Turutanov E Kh, et al. Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: Receive function data and their possible geological implication. *Tectonophysics*, 2002, 359: 307—327
- Lin CH, Huang BS, Rau R. Seismological evidence for a low-velocity layer within the subducted slab of southern Taiwan. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 174: 231—240
- Schmitz M, Heinsohn WD, Schilling FR. Seismic, gravity and petrological evidence for partial melt beneath the thickened Central Andean crust (21°—23°S). *Tectonophysics*, 1997, 270: 313—326
- 杨晓松, 马 瑾, 张先进. 大陆壳内低速层成因综述. *地质科技情报*, 2003, 22(1): 35—41
- 李扬鉴, 张星亮, 陈延成. 大陆层控构造论—盆—山系与造山带成因及演化新模式. *化工矿业地质*, 1996, 18(3): 149—155
- 徐克定. 中国南方大陆岩石圈结构分析. *海相油气地质*, 2000, 2(2): 31—46
- 王泽利, 何樵登, 孟令顺. 青藏高原北缘深部地壳结构特征及其形成机制探讨. *世界地质*, 2002, 21(2): 105—116
- 熊绍柏, 刘宏兵. 浙皖地区地壳—上地幔结构和华南与扬子块体边界. *地球物理学进展*, 2000, 15(4): 13—17
- 周永胜, 何昌荣. 华北地区壳内低速层与地壳流变的关系及其对强震孕育的影响. *地震地质*, 2002, 24(1): 124—132
- Zhang Z, Jose B, Li Y, et al. Crust-upper mantle seismic velocity structure across southeastern China. *Tectonophysics*, 2005, 395: 137—157
- 夏戡原, 周 蒂, 苏达权, 等. 莺歌海盆地速度结构及其结油气勘探的意义. *科学通报*, 1998, 43(4): 361—367
- 刘国栋, 史书林, 王宝钧. 华北地区壳内高层及其与地壳构造活动性的关系. *中国科学*, B辑, 1984, 9: 839—848
- 丘学林, 施小斌, 阎 贫, 等. 南海北部地壳结构的深地震探测和研究新进展. *自然科学进展*, 2003, 13(3): 231—236
- Qiu XL, Ye SY, Wu SM, et al. Crustal structure across the Xisha Trough, northwestern South China Sea. *Tectonophysics*, 2001, 341: 179—193
- Yan P, Zhou D, Liu ZS. A crustal structure profile across the northern continental margin of the South China Sea. *Tectono-*



- physics, 2001, 338: 1—21
- 16 Xia KY, Zhou D, Su DQ, et al. The velocity structure of the Yinggehai basin and its hydrocarbon implication. *Chinese Science Bulletin*, 1998, 43(24): 2047—2055
- 17 Chen AT, Nakamura Y. Velocity structure beneath eastern offshore of southern Taiwan based on OBS data and its tectonic significance. *TAO*, 1998, 9(3): 409—424
- 18 Nakamura Y, McIntosh K, Chen AT. Preliminary results of a large offset seismic survey west of Hengchun Peninsula, southern Taiwan. *TAO*, 1998, 9(3): 395—408
- 19 赵明辉, 丘学林, 叶春明, 等. 南海东北部海陆联测及滨海断裂带深部结构研究. *地球物理学报*, 2004, 47(5): 845—852
- 20 Wang TK, Chen MK, Lee CS, et al. Seismic imaging of the transitional crust across the northeastern margin of the South China Sea. *Tectonophysics*, 2006, 412: 237—254
- 21 Luegert JH, MacRay; Interactive Two-Dimensional Seismic Ray-tracing for the MacintoshTM. U. S. Open File Report 92—356. Menlo Park, California; Department of the Interior U. S. Geological Survey. 1992, 41—44
- 22 赵明辉, 丘学林, 徐辉龙, 等. 华南海陆过渡带地区地壳结构与壳内低速层. *热带海洋学报*, 2006, 25(5): 36—42
- 23 曾融生著. 固体地球物理学. 北京: 科学出版社, 1984, 54—57
- 24 Aki K, Richards PG. *Quantitative Seismology Theory and Methods*. W H Freeman and Company. 1930, 404—411
- 25 朱金芳, 徐锡伟, 张先康, 等. 福州盆地及邻区地壳精细结构的深地震反射与高分辨率折射及宽角反射/折射联合探测研究. *中国科学*, D辑, 2005, 35(8): 738—749
- 26 姚伯初, 曾维军, 著. 中美合作调研南海地质专报. 北京: 中国地质大学出版社, 1994, 201—203
- 27 吴世敏, 周 蒂, 丘学林, 等. 南海西北部莺歌海盆地低速层的特征及其成因探讨. *热带海洋学报*, 2001, 20(3): 8—14
- 28 朱芳冰, 田世澄. 莺歌海盆地泥岩压实特征与油气初次运移. *中国海上油气(地质)*, 1998, 12(5): 306—311
- 29 姜本鸿, 袁登维, 吴玉华. 壳内低速层与地震活动的关系. *地质科技情报*, 1992, 11(4): 9—15
- 30 Kuszir NJ, Park RG. The extensional strength of the continental lithosphere, its dependence on geothermal gradient and crust composition and thickness. *Continental Extensional Tectonics*, 1987, 28: 35—53
- 31 施小斌, 丘学林, 夏戡原, 等. 南海热流特征及其构造意义. *热带海洋学报*, 2003, 22(2): 63—73

## The Plant Cell 刊物评述中国植物生物学研究

中国的植物生物学研究近年来发展迅速, 研究的范围和层次逐步扩展和深入, 已引起国际同行的高度关注. 美国植物生物学家学会出版的生命科学领域著名学术刊物 *The Plant Cell* (2006 年 18 卷 11 期) 发表了美国耶鲁大学分子与细胞发育生物学系教授、北大-耶鲁植物分子遗传学及农业生物技术联合中心主任、北京生命科学研究所所长邓兴旺博士等人的评述性文章 “Plant biology research comes of age in China”. 文章在追溯我国近代植物生物学研究历史的基础上, 通过统计 1991—2005 年间我国植物生物学研究在 *The Plant Cell*, *The Plant Journal*, *Nature*, *Science*, *Cell* 等 14 种与植物生物学有关的世界著名学术刊物上发表论文的快速增加情况, 阐述了我国在植物生物学方面取得的突出进展, 分析了植物生物学快速发展的原因, 并指出了植物生物学进一步发展面临的挑战.

我国植物生物学领域的科学家在与植物生物学有关的 14 种世界著名学术刊物上发表论文由 1991 年的 2 篇增加到 2005 年的 61 篇, 这从一个侧面反映了我国植物生物学的研究进展. 文章以中国科学院上海生命科学研究院等单位为例, 展示了他们在植物生物学研究方面的研究成果, 并详细阐述了我国科学家在水稻生物学研究方面取得的举世瞩目的科学成就, 分析了我国科学家以拟南芥为模式植物开展激素信号、发育的光周期调节、逆境反应等方面取得的进展; 简述了我国科学家在其他植物研究系统研究过程中的新发现.

文章指出, 我国植物生物学研究快速发展的主要原因是国家对生命科学研究投入增加, 引进海外优秀人才, 改进研究设施条件和加强国际交流. 与国际同行的不断强化的联系和国内研究机构运作模式的更新正在改变着国内的研究环境. 在研究经费投入方面, 国家自然科学基金和科技部的研究与发展经费是植物生物学研究的主要经费来源, 在推动植物生物学研究发展方面, 发挥了重要作用. 提高基础研究和应用研究能力 (下转第 499 页)