



# 喜马拉雅—祁连山地壳构造 与大陆—大陆碰撞过程\*

曾融生 丁志峰 吴庆举

(国家地震局地球物理研究所, 北京 100081)

## 摘 要

在青藏高原,利用远震波形反演所得的 Moho 界面深度,其横向变化很大.在班公缝合带附近, Moho 界面出现 10 余公里的错断.羌塘块体的 Moho 界面向北倾斜,而柴达木和巴颜喀拉的 Moho 界面向南倾斜.利用近震 Pn 的走时验证远震波形反演所得的 Moho 界面深度,两者的结果十分吻合.综合近来地球物理观测的结果,我们得到喜马拉雅—祁连山的地壳构造图,它贯穿印度—欧亚的碰撞带和中生代的陆—陆碰撞带.特提斯喜马拉雅和拉萨块体的地壳是由多个双向冲断层所组成,它们可以解释为在不同时期中,印度次大陆曾经数次向拉萨块体地壳挤入,而且羌塘块体的地壳也向拉萨块体的地壳挤入.测量冲断层的水平长度,可以定量估算自 50Ma 陆—陆碰撞以来,印度次大陆和羌塘块体向特提斯喜马拉雅和拉萨块体地壳挤入的长度.

**关键词** 青藏高原,喜马拉雅,祁连山, Moho 界面横向变化,地壳冲断层,大陆碰撞过程.

## 1 引 言

海洋中所见到的变形带和地震带集中在全球大板块的边缘上,其宽度通常只有数 10 公里.而大陆的形变带和地震带很分散,它可以自板块边缘延伸到大陆内部很远的地区,距离板块边缘甚至长达上千公里.板块边缘的作用如何传递到大陆内部?其过程与海洋板块的俯冲,洋中脊地幔物质的上涌并向两侧推移,以及海洋转换断层有很大差别.研究大陆形变带和地震带的产生过程以及它们与板块边界作用的相互关系是大陆地球动力学的核心问题.

自喜马拉雅山到天山—阿尔泰—贝加尔之间是大陆中分布最宽而且活动最强的形变带和地震带.因此研究喜马拉雅至祁连山的地壳构造以及它与印度—欧亚碰撞的关系便成为研究大陆地球动力学中十分重要的问题.

\* 国家自然科学基金资助项目 (49374207) 和国家地震局防灾司资助的课题. 国家地震局地球物理研究所论著号 97A0075.

本文 1996 年 11 月 26 日收到, 1997 年 8 月 25 日收到修改稿.

## 2 地壳构造

### 2.1 地震广角反射和垂直反射的结果

自喜马拉雅至班公湖—怒江缝合带的地震广角反射结果<sup>[1-3]</sup>如图1所示。在特提斯喜马拉雅到雅鲁藏布以北不远处的 Moho 界面比较平,采用地壳平均速度 6.3km/s,则 Moho 界面深度为 73km。Moho 界面之下,可能有数公里的过渡带。在特提斯喜马拉雅南缘,距喜马拉雅不远处,Moho 深度自高喜马拉雅的 55km 突变为特提斯喜马拉雅的 73km, Moho 出现 18km 断距。在拉萨块体中,广角反射的 Moho 无法辨认。但是地壳中存在 3 条明显向北倾斜的构造 MYT1, MYT2, MYT3 以及 2 条向南倾斜的构造 MNT, MTT。在班公湖缝合带附近,尚存在一小段向北倾斜的广角反射面。

广角反射所得复杂的地壳构造, Him 等人<sup>[1]</sup>曾解释为叠覆的壳幔边界,但是这与其它观测结果不符合。

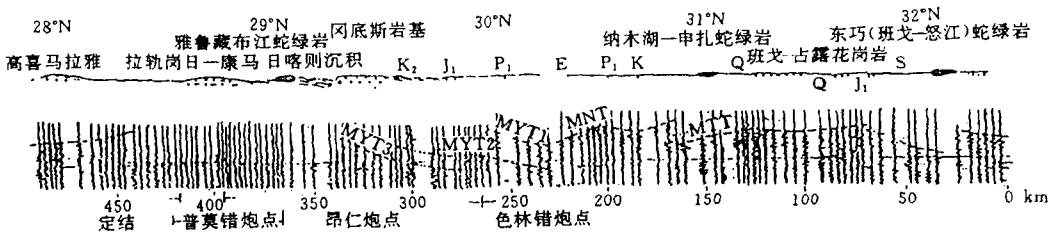


图1 喜马拉雅—班公湖的地震广角反射剖面<sup>[2]</sup>

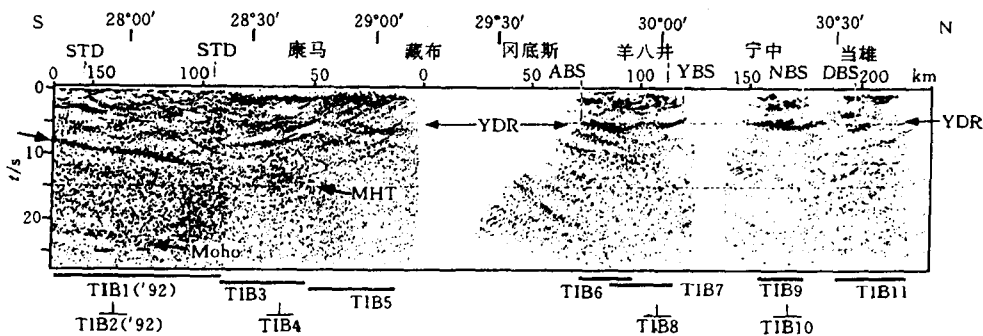


图2 INDEPTH所得地震垂直反射剖面<sup>[4]</sup>

图2为中美合作 INDEPTH 计划所得的地震垂直反射剖面图<sup>[4]</sup>。地壳顶部出现很强的反射面,它与沉积层构造有关。在特提斯南部可以见到 Moho 界面的反射,其双程反射时间为 23s。在地壳内部,有一条强反射面自高喜马拉雅向北下倾,一直延伸到特提斯喜马拉雅的中部和北部。该反射面的双程反射时间为 9—13s,深度为 27—40km<sup>[5]</sup>。将这条地壳内的强反射面外延,可以与地面高喜马拉雅的 MCT 或 MBT 相遇。多数学者认为,它是印度地壳向欧亚大陆地壳挤入的顶面,并被定名为 MHT(Main Himalaya Thrust)喜马拉雅

雅主冲断层)。但是自特提斯喜马拉雅北部向北直到桑雄附近,像 MHT 这样的地壳反射面以及 Moho 反射面都无法辨认。只有在冈底斯下方看到有些倾角较大、向北倾斜的反射界面,我们称它为 MYT2,因为它与图 1 广角反射剖面图中的 MYT2 位置相同。在 MYT2 下方还有其他倾斜界面,它可能与图 1 中的 MYT3 相当。

## 2.2 接收函数的结果

在青藏高原的很多地区,得不到 Moho 界面的地震广角反射波和垂直反射波,但是几乎到处都能接收到天然地震所产生的 Pn 以及 Moho 界面的转换波 PS。

自 1991 年 7 月至 1992 年 6 月,按照一项中美合作计划,我们在青藏高原内部布置了 11 个宽频带数字 PASSCAL 地震仪器<sup>[6,7]</sup>。地震台站的位置如图 3 所示。图 3 中地震台站的符号为: xiga(日喀则), lhsa(拉萨), sang(桑雄), amdo(安多), wndo(温泉), erdo(二道沟), budo(不冻泉), tunl(格尔木), ganz(林芝), ushu(玉树)和 maqi(玛沁),其中日喀则、拉萨、桑雄、安多、温泉、二道沟、不冻泉、格尔木几乎同一条直线上,林芝、玉树、玛沁则在它们的东侧。

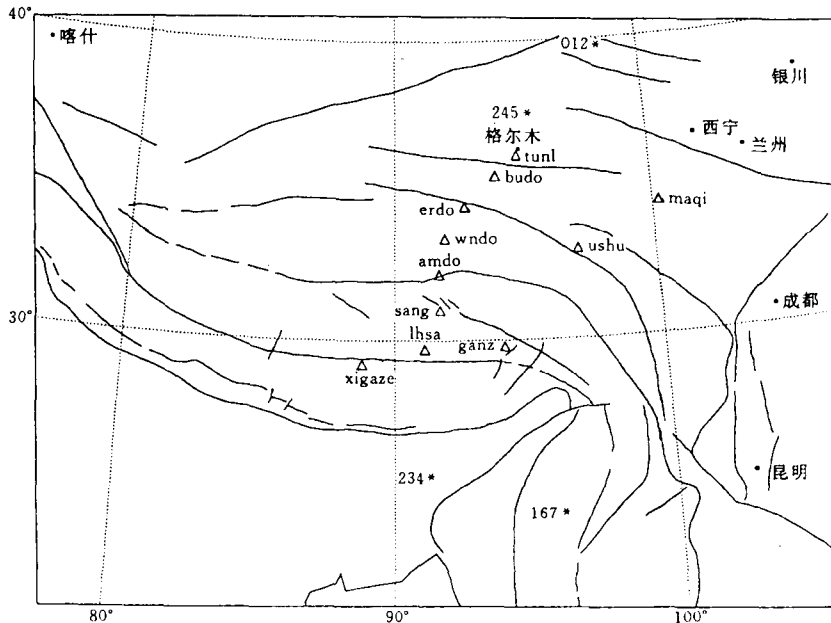


图 3 宽频带数字地震台站及所用地震震中的位置

△ 数字地震台站位置 \* 挑选的近震位置

在远震记录图中,开头二三十秒的波形包含台站下方岩石圈不同界面所产生的 PS 转换波及多次反射波,其中最强的是 Moho 界面的 PS 转换波。

所谓接收函数

$$R(t) = \int \frac{R(\omega)}{Z(\omega)} e^{i\omega t} d\omega,$$

其中  $R(\omega)$  为地震图的水平径向分量,  $Z(\omega)$  为地震图的垂直分量,上式右边表示  $R(\omega)$  对

$Z(\omega)$ 的反褶积. 经过反褶积后,震源以及地幔的传播路径对地震波的影响得到消除. 接收函数主要包含台站下方不同深度界面所产生的转换波波形,对它们进行反演可以得到台站下方不同深度(主要是岩石圈)的地震波速度结构<sup>[8-10]</sup>. 吴庆举利用不同的滤波方法来抑制随机干扰,并在时域中计算接收函数,经过反演得到上述青藏高原 11 个台站下方的地壳速度结构如图 4 所示<sup>[11-13]</sup>.

在日喀则、拉萨、桑雄、安多诸台下面,在 10—20km 深度处速度很低,而在二道沟和不冻泉下面,低速层的深度增大. 图 4 中还可看到,在 40—50km 深度处地壳内存在一个向南倾斜的界面.

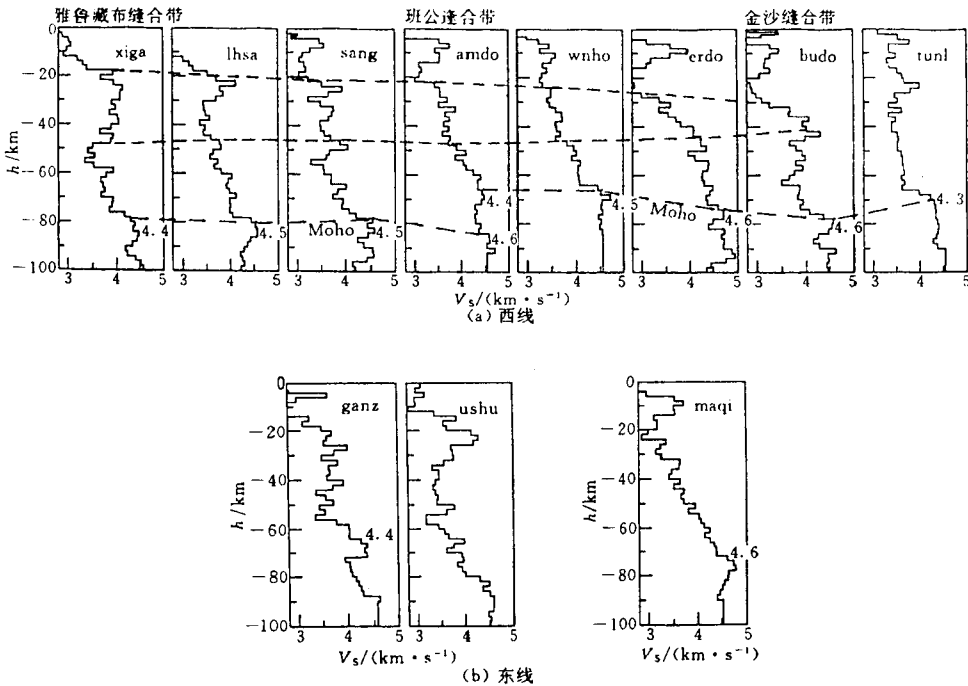


图 4 自接收函数所得的青藏高原地壳构造图

Moho 的转换波能量大,对它的测定也更为准确. 由于青藏高原近震所得 Sn 的速度一般为 4.5—4.6km / s,因此我们把图 4 中下地壳的 S 波速度有突然增大显示,并达到或超过 4.5km / s 的深度定为 Moho 界面的深度,只有日喀则和格尔木的速度只达到 4.4km / s 和 4.3km / s. 从图 4 可知,在拉萨—格尔木剖面上, Moho 界面的深度自南而北变化较大,它的特点是: (1)在拉萨块体上, Moho 向北倾斜; (2)在安多与温泉之间, Moho 深度自南而北减小 10 余公里,出现明显的错断; (3)自温泉到二道沟, Moho 向北倾斜;而自格尔木到不冻泉, Moho 向南倾斜,形成双向倾斜的 Moho 界面.

2.3 用 Pn 结果验证接收函数结果

青藏高原的 Pn 走时常是不规则的,因此确定 Pn 的速度很困难. 根据接收函数所得的结果(图 4),沿拉萨至格尔木的南北剖面, Moho 界面不仅出现双向倾斜,而且在安多与温泉之间, Moho 产生 10 余公里的错断. 为了验证 Moho 界面这样的横向变化,我们采用

拉萨至格尔木剖面北端的两个近震 92012 与 91245, 以及剖面南端的两个近震 91234 与 92167(见图 3 的星号), 并测量它们在剖面上各台的 Pn 走时. 这 4 个近震与剖面上的地震台大略位于一条测线上, 它们组成一个理想的追逐与相遇观测系统. 这样的观测系统可以分辨横向的速度构造, 并且可以计算界面的倾斜.

北端两个地震 92012 与 91245 的走时分别如图 5a, 5b 所示, 它们的走时曲线有许多共同特点. 二道沟的到时落后; 在二道沟以北, Pn 走时的视速度小于 8.0km/s; 在二道沟以南, Pn 走时的视速度大于 8.0km/s. 温泉与安多的到时较早. 如果把图 5a, 5b 相重叠, 并令二道沟的位置和到时相重合, 可得图 5c. 由此可见, 虽然两个地震的震中距移动 340km, 它们走时曲线的形状仍然相似. 这说明走时图中的视速度变化是由于横向构造的 Moho 深度变化所引起的.

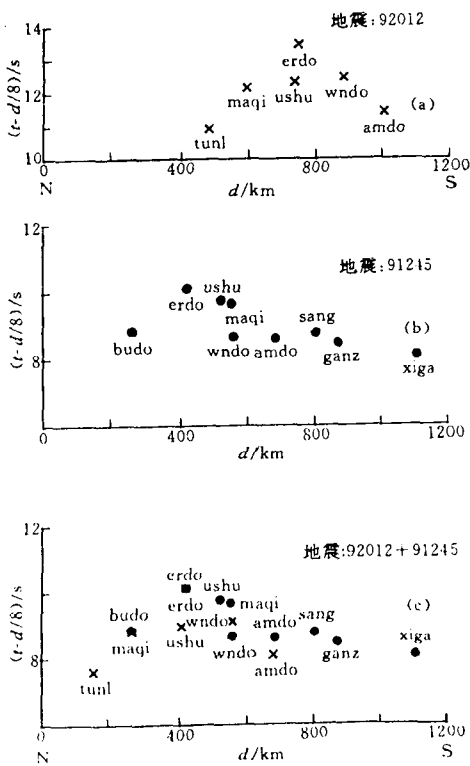


图 5 Pn 的走时(地震 92012+91245)  
d 为距离.

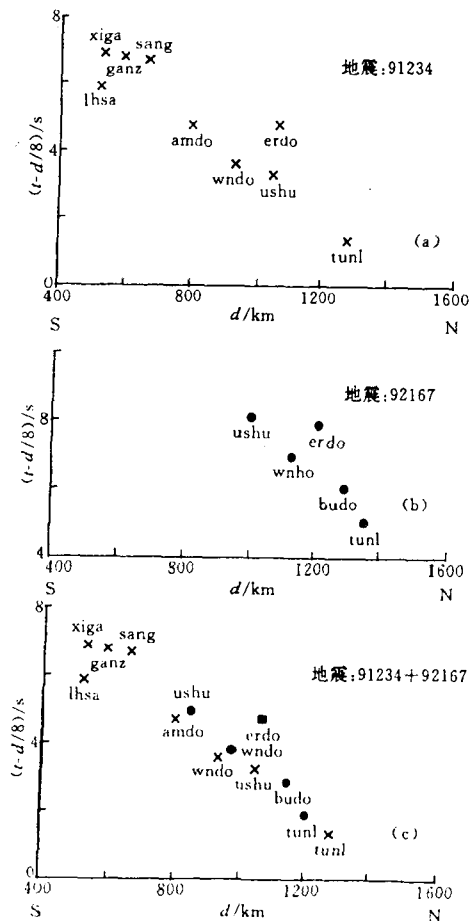


图 6 Pn 的走时(地震 91234+92167)  
d 为距离

与上面类似, 南端两个地震 91234 与 92167 的走时分别如图 6a 和图 6b 所示. 二道沟

的走时落后;日喀则、林芝、桑雄的走时亦落后,它们走时的视速度较温泉、不冻泉和格尔木的为小. 我们仍将图 6a 与图 6b 相重叠,并令二道沟的位置和到时相重合,如图 6c 所示. 虽然两个地震的震中距移动 150km,两个地震的走时曲线形状仍然相似.

由上说明,这 4 个近震走时的不规则并非由于震源位置的不精确,也不是由于速度随深度的变化所产生的,而是由于横向构造的变化所引起的. 为了比较 Pn 走时与接收函数所得 Moho 界面的深度变化,我们利用接收函数所得的 Moho 界面深度作为初始模型(见图 7),令地壳的平均速度为 6.3km / s,地幔顶部的速度为 8.2km / s,利用射线追踪方法计算出上述 4 个近震在剖面上各台的走时(图 7 中的曲线);然后将各台所测量的 Pn 走时(图 7 中的三角和方块)与计算的走时曲线相比较. 除了个别台以外,观测的 Pn 走时与从接收函数所得的 Moho 深度计算出来的走时曲线符合得十分好. 这里我们考虑的是走时的相对变化,而不是实际的走时. 从射线追踪还可知道,二道沟到时的落后是由于 Moho 界面的双向倾斜所产生的. 由此说明,接收函数所得 Moho 界面深度的横向变化是真实可靠的,Pn 走时的不规则正是由于 Moho 界面深度的横向变化所引起的<sup>[14]</sup>.

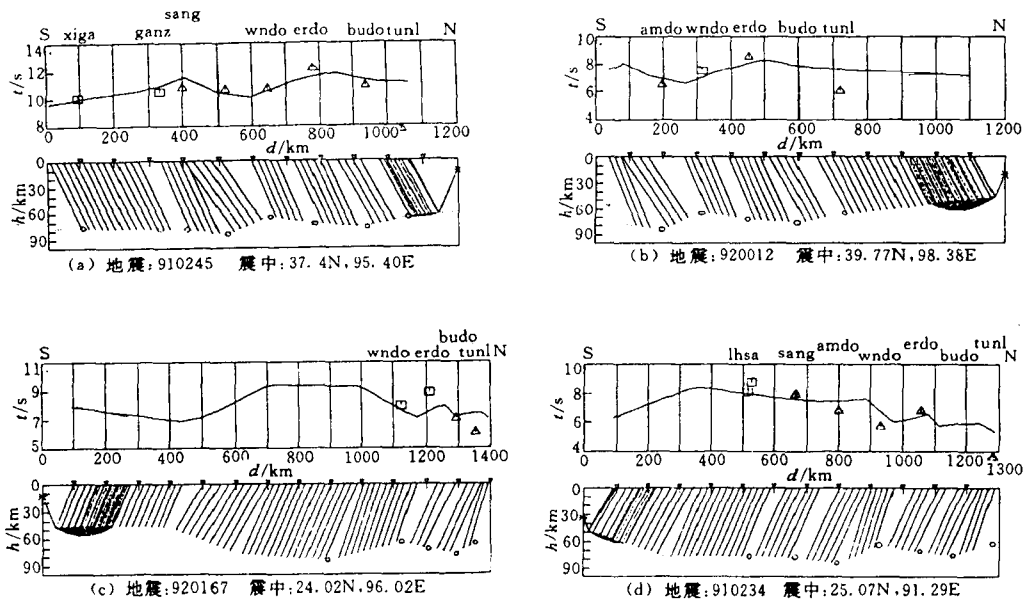


图 7 Pn走时与接收函数结果的比较

△为Pn相对走时;折线为按接收函数结果计算的Pn走时曲线

### 2.4 喜马拉雅—祁连山的地壳构造

图 8 是综合过去地震广角反射<sup>[1,2]</sup>、地震垂直反射所得的结果<sup>[4]</sup>,以及接收函数所得的 Moho 界面深度的横向变化(它由 Pn 波的走时所验证)<sup>[11,12,14]</sup>;此外还利用最近地质矿产部所做的格尔木—额济纳旗地震折射剖面<sup>[15,16]</sup>和祁连山的地震反射剖面<sup>[17]</sup>.

图 8 中,INDEPTH 的地震垂直反射结果用黑点表示,小黑点表示地壳内的反射,大黑点表示 Moho 界面的反射. Moho 反射只在特提斯喜马拉雅南部,靠近高喜马拉雅处见到. 地壳内的反射 MHT 表示喜马拉雅的主冲断层<sup>[5]</sup>. 在雅鲁藏布江以北,地壳内出现高

倾角的 MYT2, 在它附近还有一些类似的高倾角反射. 地震广角反射用黑线表示, 细黑线表示壳内构造, 粗黑线表示 Moho 界面. Moho 界面的广角反射只出现在特提斯喜马拉雅, 拉萨块体则没有见到. 在高喜马拉雅与特提斯喜马拉雅接壤处, Moho 出现大约 18km 宽的错断, 高喜马拉雅的 Moho 深度只有 55km. 由于广角反射的剖面位于 INDEPTH 垂直反射剖面以西 250km, 而在 INDEPTH 剖面以西, 特提斯喜马拉雅曾经向南错动约 80km. 为了综合广角反射和垂直反射的结果, 我们将喜马拉雅的广角反射 Moho 界面的位置向南作相应的移动. 广角反射结果中引人注目的一个现象是在拉萨块体的地壳内, 出现多条倾斜构造. 拉萨块体南部, 靠近雅鲁藏布江处有向北倾斜的构造 MYT1, MYT2, MYT3; 而拉萨块体北部则有向南倾斜的构造 MNT 与 MTT. 向北倾斜的构造和向南倾斜的构造在冈底斯北侧下面的  $a$  (图 8) 点相遇. 这样的地壳内部构造是很特殊的, 它不能用传统地壳内成层的物质界面来解释. 如把 MYT1, MYT2, MYT3 分别延伸到地表, 它们可分别与雅鲁藏布江以南的向北冲断层相接. 我们称它们为雅鲁藏布主冲断层 (Main Yaruzampbo Thrust). 如把 MTT 向地面延伸, 它与唐古拉山的冲断层相连接, 因此我们称它为唐古拉主冲断层 (Main Tangula Thrust). MTT 的性质与 MYT 相似, 只是前者为向南俯冲, 而后者则为向北俯冲. 与 MTT 类似, MNT 也是向南俯冲的, 把它延伸到地面, 可与那曲 (或是念青唐古拉) 的冲断层相遇.

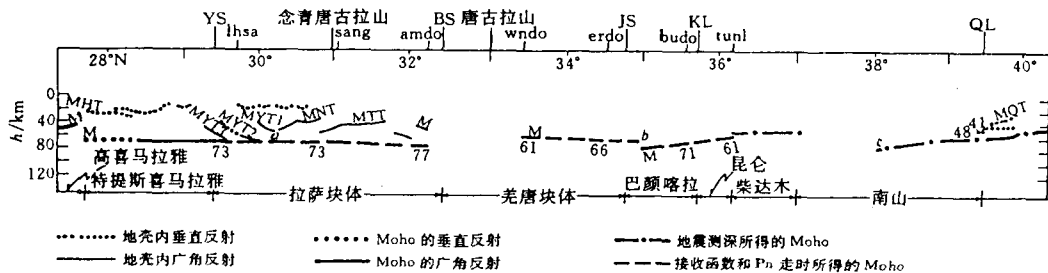


图 8 喜马拉雅—祁连山的综合地壳构造图

图 8 中自拉萨到格尔木的粗虚线表示接收函数所得的 Moho 深度, 它为 Pn 走时所证实. 图中注明的深度, 是令接收函数所得拉萨台的 Moho 深度与广角反射以及 INDEPTH 结果相符合, 令拉萨的 Moho 深度均为 73km. 其他各台下方的 Moho 深度均按相同比例换算. 在安多附近, 深度为 55km 处, 有一小段向北倾斜的广角反射, 如把温泉处的 Moho 向南延伸, 与它可以相接. 格尔木以北至祁连山的地壳构造系用崔作舟等<sup>[15]</sup>的结果. 祁连山处的黑点表示垂直反射的结果<sup>[17]</sup>. 值得注意的是, 在柴达木与南山的交界处  $c$ , Moho 界面也产生很大的错断.

### 3 印度—欧亚的碰撞过程

#### 3.1 印度—欧亚碰撞的双向冲断层与地壳缩短

图 8 中拉萨块体地壳向北倾斜的 MYT1, MYT2, MYT3 以及向南倾斜的 MTT 和 MNT, 可以像特提斯喜马拉雅地壳中的 MHT 一样解释为印度地壳和唐古拉山以北地壳



向拉萨块体地壳俯冲的界面。这里我们明显看到双向俯冲的界面。近来已有一些作者提出,青藏高原可能存在双向俯冲的模式<sup>[18,19]</sup>,但是缺乏观测的结果来证明。图8拉萨块体地壳中的双向倾斜构造正好可以这样来解释。由于拉萨块体下地壳较软,两侧地壳可以分别向拉萨块体俯冲。高喜马拉雅、雅鲁藏布缝合带以及唐古拉山的地表,均发现大规模的冲断层,虽然除高喜马拉雅的MCT,MBT,MFT外,雅鲁藏布缝合带附近、念青唐古拉—那曲附近以及唐古拉山附近的地质调查工作尚不够详细,但是从现有的地质资料和岩石热事件的结果来看,我们的解释是合理的。

### 3.1.1 地表的冲断层

图8中的MHT可以解释为在喜马拉雅处印度向欧亚地壳俯冲的断层面<sup>[5]</sup>。在喜马拉雅山的南坡依次可以见到MCT,MBT,MFT等向北俯冲的断层面<sup>[5,20,21]</sup>。它们可能在地壳内连成一条向北延伸的断层面,这便是图8中的MHT。这种解释已普遍被人们所接受。

雅鲁藏布缝合带是一条具有一定宽度的复杂构造带。在大陆—大陆开始碰撞之前(100—45Ma),这里发生过向北俯冲的安第斯型俯冲带,这可由拉萨块体中的冈底斯岩基以及日喀则弧前沉积岩群得到证明。位于缝合带南缘的冲断层与大陆—大陆碰撞有密切关系。这里有向北俯冲的断层,也有向南俯冲的断层<sup>[22—25]</sup>。根据刘增乾等的青藏高原及邻区地质图<sup>[24]</sup>以及尹安等人的工作<sup>[25]</sup>,这里向北俯冲的冈底斯冲断层是主要的构造,它发生的时间较早。在它北面的日喀则背冲断层和在它南面的仁布—泽当冲断层是向南俯冲的,它们发生在冈底斯冲断层之后。对于向南俯冲的仁布—泽当冲断层可有不同的解释<sup>[25,26]</sup>,但是地质学家共同认为,向北俯冲的冈底斯冲断层是主要的,属于深层构造。图8中的MYT1、MYT2、MYT3如向地表延伸,可以和缝合带以南的冲断层相连接。MYT1最可能和地表的冈底斯冲断层相接。冈底斯冲断层以南可能还有其他向北俯冲的断层可与MYT2,MYT3相接,但是现在尚不确定。

在念青唐古拉、那曲以及唐古拉山地段,有关地表的冲断层尚无详细的报道。念青唐古拉是一个北北西走向的正断层带<sup>[27,28]</sup>,但是在它附近有一些东西走向的断层带,它们的性质尚有待详细观测。唐古拉山是一个宽度为数百公里的复杂构造带,其中有老断层,也有新断层。地表可能有向北俯冲,也有向南俯冲的断层。根据仁纪舜即将发表的地质构造图<sup>[29]</sup>,在安多附近存在向南俯冲的断层,它可能与MTT相连接。

### 3.1.2 俯冲带的时间次序

由于雅鲁藏布江是印度—欧亚的缝合带,因此靠近雅鲁藏布缝合带的MYT1应当是最先发生的俯冲带。从图8可见,MYT1一直俯冲到Moho界面。在地震广角反射图上可以看见,在该处地幔顶部10余公里范围内,广角反射波的能量很强,说明俯冲带可能穿透Moho,至少深达10余公里。然后由于上地幔硬物质的阻挡,俯冲过程被迫停止,而MYT2,MYT3依序相继发生。

根据热事件的研究,雅鲁藏布江附近的活动年龄为24—27Ma<sup>[25,30]</sup>,它较印度—欧亚开始碰撞的时间大约晚20Ma。可能早期陆—陆碰撞的岩石标本缺乏,或尚未找到。我们假设最早俯冲断层MYT1在陆—陆碰撞之后不久即已发生,而MYT1,MYT2,MYT3整个俯冲过程可能一直延续至18Ma。

根据热事件的研究,喜马拉雅山南坡的MCT,MBT,MFT可能在25—14Ma时发

生<sup>[31]</sup>。根据 Baranowski 对地震活动性及震源机制的分析<sup>[20]</sup>, MCT 最先发生, 现在它可能已经终止活动, 现今的地震活动是 MBT 俯冲的产物。

从图 8 可见, 发生在雅鲁藏布江缝合带的早期俯冲带, 其倾角较大。发生在喜马拉雅的较晚俯冲带, 其倾角较小。同在喜马拉雅山南坡的俯冲带, 较早的 MCT, 其倾角也较大, 较晚的 MBT 和 MFT, 其倾角也较小。念青唐古拉的正断层可能发生在 5—11Ma, MNT 俯冲带发生的时间可能与此不同。因此 MNT 与 MTT 发生的时间未能确定。但是根据它们的倾角, 它们发生的时间应在 MYT1, MYT2, MYT3 之后, 而与 MHT 相当。

### 3.1.3 喜马拉雅至唐古拉山间的地壳缩短

根据图 8 中广角反射和垂直反射所表示的地壳冲断层, 并把它们延伸到地表, 我们可以定量地分别估算从印度和羌塘块体向特提斯喜马拉雅和拉萨块体地壳中挤入的水平长度, 它们分别为 MYT1: 105km; MYT2: 131km; MYT3: 131km; MHT: 141km (从印度地壳挤入的总长度为 508km); MNT: 178km; MTT: 251km (从亚洲地壳挤入的总长度为 429km)。从南方印度地壳向拉萨块体挤入的总长度为 508km, 从北方欧亚地壳向拉萨块体挤入的总长度为 429km, 总共为 937km。这个估算值应当是最小值, 因为我们没有考虑由于地温的升高或其他原因, 有些地壳冲断层在图 8 中没有出现。我们尚不能确定, 印度和欧亚的地壳是整个地壳或许仅是上部地壳向拉萨块体的地壳挤入。如果仅是印度和欧亚的上部地壳向拉萨块体地壳挤入, 根据上述的定量估算, 挤入的地壳物质刚好为特提斯喜马拉雅和拉萨块体的正常地壳厚度(假定为 40km)的两倍。

由于拉萨块体的地壳较热, 地壳物质较软, 因此在印度向北推移过程中, 不仅印度地壳向拉萨块体地壳挤入, 同时北方的欧亚大陆地壳也向拉萨块体挤入。它们挤入的长度相差不多。印度向北推移时, 印度向拉萨块体挤入 508km, 使印度地壳缩短 508km; 与此同时, 印度与拉萨块体一同向北推移, 又使拉萨块体以北的羌塘块体缩短 429km。

根据 Dewey 等人<sup>[32]</sup>和 Le Pichon 等人<sup>[33]</sup>的估计, 自 50Ma 迄今, 印度次大陆向北推移的水平长度约为 2500km, 这比本文估算两侧向拉萨块体挤入的水平长度 937km 大得多。根据青藏高原古地磁的测定<sup>[34]</sup>, 自印度—欧亚发生陆—陆碰撞以来, 地壳的缩短亦较我们测量的结果为大。如果他们的估计是正确的, 多余的印度向北推移可以归因于: (1) 地壳中冲断层的消失; (2) 地壳物质向地幔侵入; (3) 羌塘以北地壳的缩短。

根据图 8 测量到的地壳冲断层水平长度, 估算印度地壳向北挤入和羌塘地壳向南挤入的水平长度是下限值。我们曾提到, 地壳冲断层的上地壳部分, 因温度高, 所以在垂直反射和广角反射中见不到。特提斯喜马拉雅中的 MHT, 其延伸长度或许更大, 只是由于该处地壳的温度太高所以见不到, 可能还有一些地壳冲断层没有被地震探测所发现。

从图 1 可见, MYT1, MYT2, MYT3 向上地幔渗透, 说明该处地壳物质向上地幔侵入; 但是地壳物质向上地幔侵入的数量尚无法估算。

由于地壳的探测尚不够详细, 羌塘块体以及北方邻区是否也存在类似的地壳冲断层, 现在尚不能断定。在接收函数的结果中(图 4), 深度为 40—50km 处, 见到有一个界面自格尔木向拉萨下倾。它们可能表示物质界面, 也可能表示地壳冲断层。如果它们是地壳冲断层, 那么在柴达木北缘, 地壳还有 600km 以上的缩短, 今后需要做更多的地质和地球物理探测来验证。

### 3.2 中生代大陆碰撞带的双向倾斜 Moho 界面

由图 8 可见,羌塘块体的地壳较浅, Moho 界面向北倾斜,在班公缝合带附近的安多处, Moho 界面出现 10 余公里的错断. 这种现象可作如下解释:班公湖—怒江缝合带在 180Ma 时产生,像拉萨块体在 50Ma 以后所产生的地壳挤入现象已不复存在,此时羌塘块体已经冷却,它的地壳温度比拉萨块体的地壳温度低很多. 在区域压应力作用下,这时重力均衡的作用显著,使地壳厚度变小,因此班公缝合带附近的 Moho 界面产生错断. 地壳厚度变小的程度与地壳中的温度条件以及在横向上物质组成的不均匀有关,它们的影响可以使羌塘的 Moho 界面向北倾斜.

我们假设,在 130Ma 时,班公湖—怒江缝合带以及羌塘块体的地壳构造和现今拉萨块体的地壳构造类似,地壳内主要由不同时期、不同倾向的冲断层所组成, Moho 界面比较平, Moho 界面深度约为 73km. 自 130Ma 迄今,由于地壳变冷,重力均衡作用愈益显著,使地壳变薄, Moho 界面产生错断. 在 10 余公里的 Moho 界面错断处,地壳和上地幔物质的交换很容易产生.

令人注目的是,昆仑和巴颜喀拉的 Moho 界面向南倾斜,这种现象自南山的南缘、柴达木的北缘即已开始. 它与羌塘向北倾斜的 Moho 形成双向倾斜的结构. Moho 界面的最深处位于金沙缝合带附近的  $b$  处(图 8). 更引人注意的是,南山南缘的 Moho 界面也产生错断的现象. 如以金沙缝合带处的  $b$  为轴,南方和北方的地壳构造几乎是对称的.

在其他中生代的大陆—大陆碰撞带处,例如阿尔卑斯山<sup>[35]</sup>和大别山<sup>[36]</sup>,它们也出现双向倾斜的 Moho 界面,这种现象也许是中生代大陆—大陆碰撞过程的一个特征.

**致谢** 对 K. D. Nelson 教授和 S. L. Klempner 教授以及 INDEPTH 成员给予的帮助和讨论,并提供待发表的 INDEPTH 地震反射资料,任纪舜教授为我们介绍他的最新中国大地构造图,并多次进行讨论,在此表示衷心感谢.

### 参 考 文 献

- 1 Him A, Lepine J C, Jobert G. Crustal structure and variability of Himalayan border of Tibet. *Nature*, 1984, 307:23—25
- 2 Him A, Necessian A, Sapin M. Lhasa block and bordering sutures — a continuation of a 500km Moho traverse through Tibet. *Nature*, 1984, 307: 25—27
- 3 熊绍柏,滕吉文,尹周勋. 青藏高原地区的地壳厚度和莫霍界面的起伏. 地球物理学报, 1985, 28(增刊):16—27
- 4 Brown L D, Zhao W, Nelson K D, et al. Bright spots, structure and magmatism in southern Tibet from INDEPTH seismic reflection profiling. *Science*, 1996, 274: 1688—1690
- 5 Zhao W, Nelson K D, Project INDEPTH Team. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. *Nature*, 1993, 366:557—559
- 6 曾融生, 吴大铭, Owens T. J. 中美合作课题“青藏高原地壳上地幔结构以及地球动力学研究”介绍. 地震学报, 1992, 14(增刊):521—522
- 7 Owens T J, Randall G, Wu F, et al. PASSCAL instrument performance during the Tibetan Plateau passive seismic experiment. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1993, 83(6):1959—1970
- 8 Owens T J, Zandt G, Taylor S R. Seismic evidence for ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: a detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms. *J. Geophys. Res.*, 1984, 89(B9):7783—7795

- 9 Randall G E. Efficient calculation of differential seismograms for lithospheric receiver functions. *Geophys. J. Int.*, 1989, **99**(3):469—481
- 10 Ammon C J, Randall GE, Zandt G. On the nonuniqueness of receiver function inversions. *J. Geophys. Res.*, 1990, **95**(B10):15303—15318
- 11 Zeng R, Ding Z, Wu Q. A review on the lithospheric structure in the Tibetan Plateau and constraints for dynamics. *PAGEOPH*, 1995, **145**(3 / 4):425—443
- 12 Wu Q, Zeng R. Receiver function and Tibetan lithospheric structure. In: Proc. 30th IGC, Vol.4, Structure of the Lithosphere and Deep Process, 1996
- 13 吴庆举. 宽频带远震体波波反演方法与青藏高原岩石圈速度结构研究 [ 博士论文 ]. 北京: 国家地震局地球物理研究所, 1996
- 14 Zeng R, Ding Z, Wu Q. Lateral variation of crustal structure from Himalaya to Qilian and its implication on continental collision process. In: 30th IGC, Vol.6, Global Tectonic Zones, Proc.1996
- 15 崔作舟, 李秋生, 吴朝东, 等. 格尔木—额济纳旗地学断面的地壳结构与深度构造. *地球物理学报*, 1995, **38**(增刊 II): 15—28
- 16 高 锐, 成湘洲, 丁 谦. 格尔木—额济纳旗地学断面地球动力学模型初探. *地球物理学报*, 1995, **38**(增刊 II): 3—14
- 17 吴宣志, 吴春玲, 卢 杰, 吴 杰. 利用深地震反射剖面研究北祁连—河西走廊地壳细结构. *地球物理学报*, 1995, **38**(增刊 II): 29—35
- 18 Mattauer M. Intracontinental subduction, crustal stacking wedge and crust—mantle decollement. In: Coward M P, Ries A C, ed. *Collision Tectonics*, London: Geol. Soc. Spec. Publ., 1986, 35—60
- 19 Willett S, Beaumont C, Fullsack P. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compression orogens. *Geology*, 1993, **21**(4):371—374
- 20 Baranowski J, Armbruster J, Seeber L, et al., Focal depths and fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Himalaya. *J. Geophys. Res.*, 1984, **89**(B8):6918—6928
- 21 Makovsky Y, Klemkerer S L. Structural elements of the southern Tethyan Himalaya crust from wide—angle seismic data. *Tectonics*, 1996, **15**(5):997—1005
- 22 Wang X, Li Z. Qiangba—Xiyiao, Geologic Map of the Xigatze—Zedong Region (in chinese), scale, 1:100,000, Xizang (Tibet) with report. Lhasa: Xizang Bureau. Geol., 1983, 568
- 23 Allegre C J, Courtillot V, Tapponnier P, et al., Structure and evolution of the Himalaya—Tibet orogenic belt. *Nature*, 1984, **307**:17—22
- 24 Liu Z Q, et al. Geologic Map of Qinghai—Xizang plateau and Its Neighboring Regions (in Chinese), scale, 1:500,000, Chengdu Inst. Geol. and Min. Resour. Acad. Sini., Beijing: Geol. Publisher, 1988
- 25 Yin A, Harrison T, Ryerson F J, et al. tertiary structural evolution of the Gangdese thrust system, southern Tibet. *J. Geophys. Res.*, 1994, **99**(B9):18175—18201
- 26 郝 杰, 周新华, 李 齐, 等. 沿雅鲁藏布江(东段)地区推覆与反向冲断构造的地质特征及其形成机制. *地震地质*, 1996, **18**(1): 30—36
- 27 Pan Y, Kidd W S F. Nyainqentanglha shear zone: A late Miocene extensional detachment in the southern Tibetan Plateau. *Geology*, 1992, **20**(9):775—778
- 28 Harrison M, Copeland P, Kidd W S F, et al. Activation of the Nyainqentanglha shear zone: Implications for uplift of the southern Tibetan plateau. *Tectonics*, 1995, **15**(3):658—676
- 29 任纪舜. 中国及邻区大地构造图. 北京: 地质出版社, 1997
- 30 陈文奇, 李 齐, 周新华, 等. 西藏高原南部两次快速冷却事件的构造含义. *地震地质*, 1996, **18**(2): 109—115
- 31 Christophe P, Jaupart C. A thermal model for the distribution in space and time of the Himalayan granites. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1987, **84**(1):87—99
- 32 董学斌. 亚东—格尔木地学断面古地磁新数据与青藏高原地体演化模式的初步研究. *中国地质科学院院报*,

1990.21

- 33 Dewey J F, Cande S, Pitman W C. Tectonic evolution of the India – Eurasia collision zone. *Eclogae Geol. Helv.*, 1989, 82:717–734
- 34 Le Pichon X, Fournier M, Jolivet L. Kinematics, topography, shortening and extrusion in the India – Eurasia collision. *Tectonics*, 1992, 11(6):1085–1098
- 35 Ye S, Ansorge J, Kissling E, et al., Crustal structure beneath the eastern Swiss Alps derived from seismic refraction data. *Tectonophysics*, 1995, 242(3 / 4):199–221
- 36 Wang Chun-yong. A study on the deep structure of Dabieshan orogenic belt. In: Report in 30th IGC, Beijing, 1996

## THE CRUSTAL STRUCTURES FROM HIMALAYA TO QILIAN AND ITS IMPLICATIONS FOR CONTINENT – CONTINENT COLLISION PROCESS

ZENG RONG – SHENG DING ZHI – FENG WU QING – JU

(Institute of Geophysics, SSB, Beijing 100081, China)

### Abstract

Crustal structures from Himalaya to Qilian in west China were compiled by using the results from the vertical reflections, wide – angle reflections, refractions and receiver functions. This profile of crustal structures crosses both the Eocene collision zone of India – Eurasia and older Mesozoic collision zones. The strong inclined reflection interfaces of INDEPTH underneath Gangdese were compared with the wide – angle reflection profile. They exhibit the same characteristics. Similar to the MHT in INDEPTH vertical reflection profile, the north – dipping and south – dipping wide – angle reflections in Lhasa block are interpreted as the main crustal thrusts extended respectively to the ground surfaces at the near south to Yaruzampbo suture and Tangula. It shows that both the India crust and the crust north to Tangula have been penetrated into Tethyan Himalaya and Lhasa block. The surficial thrusts and thermal chronological results were incorporated to construct a logical model of India – Eurasia collision and process of crustal shortening. The total crustal shortening due to the penetrations from India and north Qiangtang to Tethyan Himalaya and Lhasa block were estimated.

**Key words** Tibetan Plateau, Himalaya, Qilian, Lateral variation of Moho, Crustal thrusts, Continental collision.

**作者简介** 曾融生,男,1924年8月生。1946年厦门大学数理系毕业。从事地球物理学研究工作近50年,培养多位硕士和博士研究生。现任国家地震局地球物理研究所研究员。1980年当选为中国科学院院士。近年来负责张性盆地和青藏高原深部构造与动力学过程的研究课题。

