

青藏高原地壳上地幔结构
及印度—欧亚碰撞过程的研究

曾融生及研究组

中国地震局地球物理研究所

2000 年七月

中美合作课题“青藏高原地壳上地幔结构 以及地球动力学的研究”介绍

曾融生¹⁾ 吴大铭²⁾ Thomas J. Owens³⁾

1) 中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所

2) 美国宾汉顿 13901 纽约州立大学宾汉顿分校地球科学系

3) 美国 29208 南卡罗来纳州立大学地质系

青藏高原是全球最大和最高的高原,它在所有大陆中不仅具有无与伦比的独特构造,而且它还是现今唯一仍在继续进行着的大陆碰撞的产物,因此,揭示青藏高原的深部构造对于研究大陆演化及地球动力学问题均有十分重要的意义。

由于青藏高原复杂的地理环境等原因,青藏高原内部的地球物理观测资料非常缺乏,许多学者只能通过少数布设在内部及其周围的固定地震台站来研究高原的深部构造。这大大影响了其研究结果的可靠程度。鉴于青藏高原在当今地学研究中的重要地位,近年来各国学者纷纷将注意力转向该地区,力争尽早对高原内部进行地球物理观测,以揭开高原形成的秘密。

1990年初,美国纽约州立大学宾汉顿分校地学系主任吴大铭教授同国家地震局地球物理研究所曾融生教授经过磋商,对青藏高原深部构造的研究达成共识,并草拟了一个研究方案。由国家地震局地球物理研究所与美国纽约州立大学宾汉顿分校和美国南卡罗来纳大学合作,在青藏高原布设11个临时地震台站,选用当今最先进的PASSCAL地震仪进行为期一年的地震观测,用记录的宽频带数字地震资料研究该地区的地壳上地幔结构。接着,双方分别向中国和美国的自然科学基金会申请资助,并皆获得批准与支持。该课题同时还得到了国家地震局的大力支持,地震局监测司提供了资助。在此谨向他们表示感谢!青海省地震局、西藏自治区地震局参加了本课题的野外观测,他们是我们的得力合作者。

该课题的实施是在1991年初开始的。1991年4月,中方派两人去美国哥伦比亚大学地学系和纽约州立大学宾汉顿分校学习PASSCAL地震仪的原理、操作以及初步的资料处理。5月初,国家地震局地球物理研究所的第一批野外工作人员在刘成瑞带领下赴格尔木,在青海省地震局、西藏自治区地震局和格尔木地震台的大力协助下,开始野外台址的踏勘和选点。高原上气候恶劣,选取合适的台址很困难,有时一个点需要反复勘测多次才能定下来。5月底开始建台,中美双方工作人员在高原缺氧、气候多变的环境下,克服各种困难,终于按时高效地完成了构筑台基、架设仪器等工作。第一个台站于1991年7月4日

开始记录地震资料。8月初,全部台站架设完毕。它们分布于沿青藏公路线的格尔木、不冻泉、二道沟、温泉、安多、桑雄、拉萨、青海省境内的玛沁和王树、西藏自治区境内的更张和日喀则。这是历史上第一次在青藏高原布设大范围的地震观测台网,可以同时利用近震和远震、体波和面波研究青藏高原的深部构造。地震观测记录延续了一年,于1992年7月初结束。

为进行台站维护,我们必须定期巡访各个台站。由于台站展布面广,每次行程达7000km。这些地区公路条件差,气候多变,加上汽车常出故障,特别是在冬季更为艰难,这给台站维护带来不少困难。布设在高原上的野外台站是无人看管的,我们一直担心台站的安全问题,而实际上,除日喀则台遭受到人为的损坏外,其它台站都安然无恙。

这次野外观测所用的仪器是瑞士制造的STS-2宽频带拾震器,地震记录仪为PASSCAL最新研制的REF-TEK地震记录系统。该系统采用触发式记录,将拾震器记录到的地震信号自动贮存在台站的磁盘上。由于磁盘的存贮空间相当大(360兆字节),在青藏高原的地震活动背景下可连续记录三个多月。整个系统的能源取自太阳能。因此,这套台站可以在无人看管的条件下自动记录,非常适合于在青藏高原这种恶劣环境下的野外观测工作。平时的台站维护只需定期到各个台站巡访,将存贮在台站磁盘中的数据拷贝出来即可。在一年多的野外工作中,这种仪器没有因在劣质公路上的长时间颠簸而损坏,非常耐用。野外资料的预处理也是一项非常繁杂的工作。数字资料量大,所占的存贮空间多,处理这些资料需要有较大存贮空间和较高运算速度的计算机。在处理过程中,对大量记录资料逐个进行辨别,看其是否是地震触发的。

美方提供了两台SUN计算机工作站,使双方得以在相同的条件下进行资料处理和研究。初步的研究工作,主要从三个方面开展:(1)利用近震资料重新进行地震定位,确定高原Moho界面的Pn波速度,反演Moho界面的深度;(2)利用远震体波资料计算台站下地壳上地幔介质的接收函数,进而反演其速度结构;(3)利用面波资料计算青藏高原内部不同地体的瑞利波相速度及其速度结构。

分析近震数据,考察高原上不同地区和不同传播路径上的Pn波速度,所得青藏高原的Pn波速度为8.0km/s左右,而不是以前许多学者得出的8.4km/s。另外,用时间项法反演青藏高原的地壳厚度,表明高原东部地区的地壳厚度为70km左右,且起伏不大。

自温泉、格尔木和日喀则三个台站的接收函数都可看到清晰的Moho界面PS转换波震相,它比初至延迟8s左右,表明青藏高原地壳巨厚。反演结果表明,Moho界面上方有10km左右的梯度带。日喀则下面似有印度地壳向西藏挤入的显示。

利用瑞利面波相速度研究青藏高原深部结构的横向变化表明,温泉至日喀则路径的相速度比其它路径的相速度明显偏高,其地壳的平均速度为3.79km/s,而其它路径为3.40—3.50km/s。高原北部的松潘-甘孜块体的地壳厚度较薄,仅为65km。

综合几年来国内外的研究成果,并根据地震波层析成像方法反演所得西藏及其邻近地区地壳和上地幔的速度结构。曾融生等提出印度次大陆物质向西藏的下地壳挤入,造成青藏高原的隆起;同时,西藏下地壳增加的物质向东流动,向青川滇的上地幔软流圈下插;还通过对青藏高原的地震活动性和震源机制以及高原的活动断层进行详细的研究和总结,对高原的地震带进行了重新划分。

青藏高原及其东部邻区的三维地震波速度结构与大陆碰撞模型^{*}

曾融生¹⁾ 朱介寿²⁾ 周兵²⁾ 丁志峰¹⁾
何正勤¹⁾ 朱露培¹⁾ 骆循¹⁾ 孙为国¹⁾

1) 中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所

2) 中国成都 610000 成都地质学院应用地球物理系

摘 要

自从印度次大陆与欧亚大陆碰撞以来,印度的大量地壳物质向欧亚大陆的地壳和上地幔挤入,寻找这些物质储藏的处所是了解大陆碰撞过程的关键.利用地震波层析成像方法,研究三维地震波速的结构,可为发现青藏及其邻区地壳和上地幔的异常物质提供证据.本文引用并分析地震面波和体波的层析成像结果,提出印度次大陆向欧亚大陆挤入的新模式.它不仅符合地震波速度数据,而且也地质及地球物理现象相匹配.

印度次大陆向欧亚大陆挤入的新模式可归纳如下:

(1) 印度次大陆的地壳向青藏的下部地壳挤入,而不是向青藏的地壳底部或上地幔的软流层挤入;

(2) 增多的青藏下地壳物质沿破裂的地壳底面,向东部邻区(青川滇)的上地幔软流层下插;

(3) 青藏中部及川滇上地幔较轻的热物质分别自地壳底面涌入地壳中;上涌物质可以达到地表附近(青藏中部)或是达到 25km 深度的中地壳(川滇),视不同地区条件的不同而异.地表的张性构造和热物质的上升有密切关系.

关键词 青藏高原;大陆碰撞;三维地震波速度结构

一、引言

青藏高原不仅是我国,而且也是大陆中最突出的一个构造体(图 1).它的东部邻区,包括祁连构造带、西秦岭、松潘—甘孜褶皱带以及攀西构造带.

青藏高原的平均高度为 4500m,面积达 300 万 km²,是全球最高和最大的高原.不仅如此,它也是形成时代最新的高原.在过去二三百万年间,估计青藏高原平均每年大约升高 1—2mm.一般认为,青藏高原的隆起系由印度次大陆与欧亚大陆相碰撞所引起的,但

* 国家自然科学基金会资助,国家地震局地球物理研究所论著 92A0031.

1992 年 7 月 16 日收到本文.

是碰撞怎样导致高原的隆起,其机制和过程仍不明了.

自 5 千万年前至今,印度次大陆平均以每年 1 cm 的速度向北推移,纵使考虑到欧亚大陆同时也向北移动,而且大陆内部褶皱时的地壳缩短,至少仍有数百 km 的印度地壳向欧亚大陆深部俯冲.如此大量的物质如何插向欧亚大陆深部,这些物质集聚在何处,至今仍未有定论.

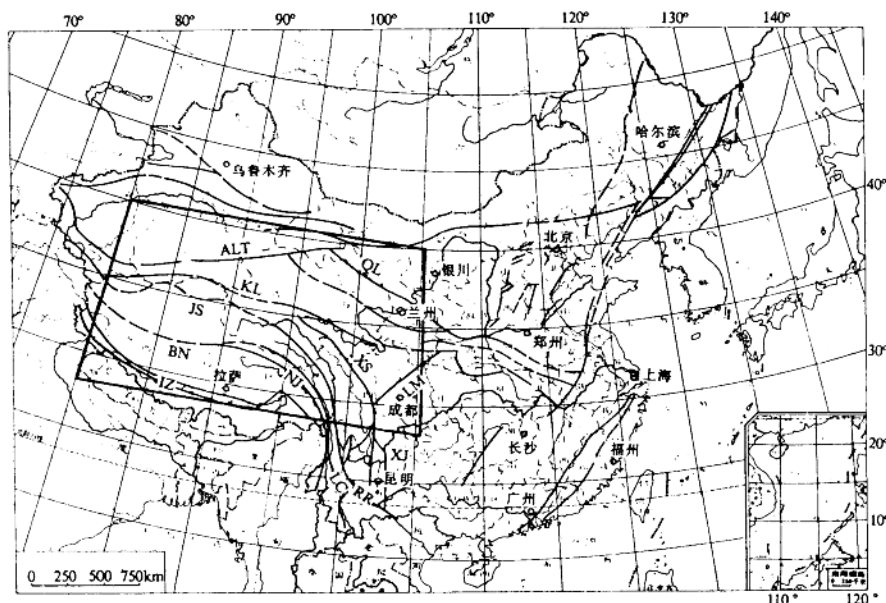


图 1 中国大陆地质构造简图

如果欧亚大陆的上地幔盖层比较软,印度地壳可能沿青藏地壳的底面插入,如果欧亚大陆的上地幔盖层很硬,印度地壳可能向欧亚的软流层俯冲.地壳下部的流变近来引起很多人注意;如果欧亚大陆的下部地壳够软,印度也可能向欧亚大陆的下地壳中插入(Zhao, 1987).这些问题的解决均有赖于深部构造的数据.

青藏高原以东的青海—四川—云南(简称青川滇)是一个复杂构造带.有人认为,原先印度的北部边缘不是现在地面见到的北缘,印度次大陆原先的北缘现今可能已下插到川滇地区(Veevers, 1975).有些地球科学家认为,由于岩石圈的流变,青藏高原物质可能向青、川、滇构造带流动(阚荣举, 1977; 环文林, 1979; Molnar, 1989; Armijo, 1989).

青藏高原内部还有许多新的构造活动(韩同林, 1987),特别是张裂作用和走滑断层.

它们与大陆碰撞的内在关系,亦是人们注意的焦点。

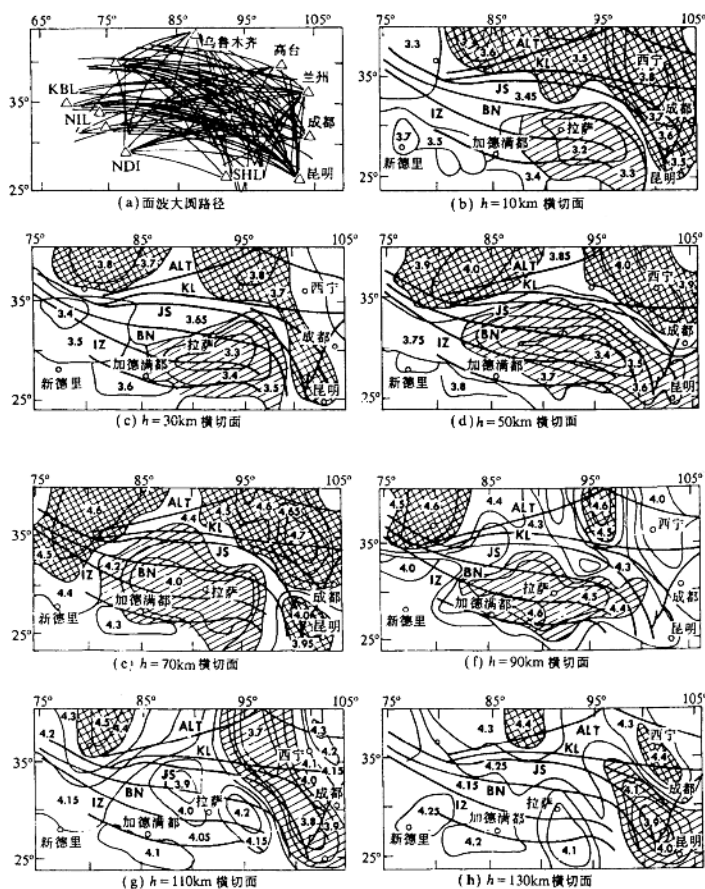


图2 地震面波CT的横切面图

- | | |
|--------------------------|---------------------------|
| (a) 面波大圆路径 | (e) $h=70\text{ km}$ 横切面 |
| (b) $h=10\text{ km}$ 横切面 | (f) $h=90\text{ km}$ 横切面 |
| (c) $h=30\text{ km}$ 横切面 | (g) $h=110\text{ km}$ 横切面 |
| (d) $h=50\text{ km}$ 横切面 | (h) $h=130\text{ km}$ 横切面 |

最近,周兵等(1991)利用我国13个地震台站的长周期地震仪器记录及WWSSN的西隆(SHL)、新德里(NDL)、拉合尔(LAH)、伊斯兰堡(WIL)、喀布尔(KBL)5个地震台的地震

图,从 140 条不同路径的 Rayleigh 面波频散,构制了青藏高原及邻区的三维 S 波速度结构图.面波大圆路径如图 2a 所示.不同深度横切面的 v_s 分布如图 2b-h 所示.为了便于与其它结果相比较,图 2 系将原图的速度异常,按照所用标准速度模型换算为速度等值线图.

根据面波 CT 所得的三维速度构造图,我们详细地分析了青藏高原及其东邻地区的地壳和上地幔的构造特点,并探讨了大陆碰撞的模型.

二、青藏高原的地壳底面

根据前人地震测深(滕吉文等,1980,1983,1985;Hirn, *et al.*, 1984a, 1984b, 1988;熊绍等,1985)和面波频散(Chun *et al.*, 1977;冯锐等,1981;Gupta *et al.*, 1981;Romanowicz, 1982;Pines *et al.*, 1980;Chun *et al.*, 1986;陈国英等,1985;Brandon *et al.*, 1986;Jobert *et al.*, 1985)的结果,青藏高原的地壳厚度约为 70—75 km,地幔顶部的 v_s 为 4.4—4.6 km/s.图 2e 为山地震面波 CT 所得深度 $h=70$ km 横切面上的 v_s 分布.图 2e 中 $v_s \leq 4.2$ km/s 的范围(斜线影区)表示青藏地壳底部的物质,也就是说这个范围内的地壳厚度大于 70 km.图中东南方的攀西构造带,其 v_s 也很小,我们将在以下另作讨论.西北和东北两邻区的 v_s 为 4.5—4.6 km/s(井线影区),表明它们是正常地幔顶部的物质,该处的地壳厚度小于 70 km.在青藏高原与邻区之间, v_s 介于两者之间,约为 4.4 km/s.高原中央的 v_s 较高原边缘处的 v_s 略低.

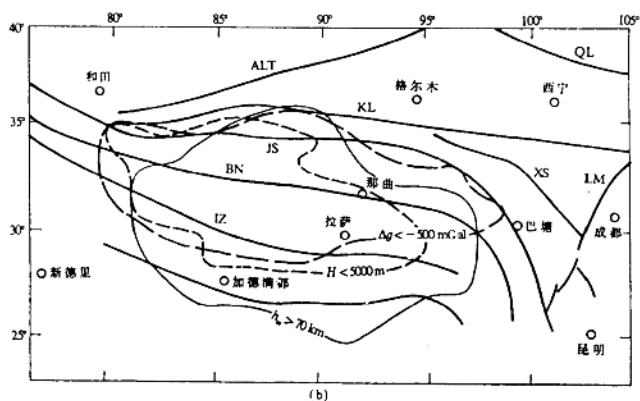


图 3 地形、重力、Moho 面深度对照图

图 2f 为深度 $h=90$ km 横切面上的 v_s 分布,青藏高原的 v_s 为 4.4—4.5 km/s.因为地壳厚度均小于 90 km,由此可知高原上地幔顶部的 v_s 为 4.4—4.5 km/s.高原边缘的 v_s 较小.图 2e 的 $v_{70} \leq 4.2$ km/s 等值线与图 2f 的 $v_{90} \geq 4.4$ km/s 等值线范围相差不大.我们以 $v_{70} \leq 4.2$ 等值线作为地壳厚度 h 大于 70 km 的边界,只是 $v_{70} \leq 4.2$ 等值线的南端不规则,可能受到地壳构造突然变化的影响,这里我们参考了 $v_{90} > 4.4$ 等值线.由此得到青藏高原

地壳厚度 $h_M > 70\text{km}$ 的范围图, 如图 3 所示. 图中同时画出布格重力异常 $\Delta g < -500\text{mGal}$ 以及高原地形高度 $H < 5000\text{m}$ 的等值线. 布格重力异常是陈胜早进行了地形校正后所得的结果. $H < 5000\text{m}$ 的等值线表示高原的外缘, 在它的外围是地形 $H > 5000\text{m}$ 的高高山. 在高原北端, 三条等值线的范围很相近, 大致以克西里—金沙带为界. 只是南端三者相差较大, $h_M > 70\text{km}$ 的等值线延伸到大喜马拉雅地区. 根据地震测深所得的结果, 在大喜马拉雅以北约 50km 处, 地壳厚度突然自 55km 增加至 70km 左右. 因此, $h_M > 70\text{km}$ 等值线延伸到雅鲁藏布以南是合理的. $\Delta g < -500\text{mGal}$ 的等值线以及 $H < 5000\text{m}$ 的等值线均在 $h_M > 70\text{km}$ 等值线以北.

面波 CT 的结果与地震测深以及重力、地形结果如此符合, 说明它的可靠性. 面波 CT 的结果表明高原地壳底面的深度变化不大, 地壳增厚的范围与地表高原的范围基本重合. 高原外围的高高山, 相应的地幔顶部速度较低.

三、青藏高原及川滇地壳中的低速区

根据面波 CT 所得青藏高原及其东部邻区的纵向速度可以归纳为图 4. 自图 2 和图 4 可知, 在同一深度处, 青藏高原地壳的速度比其邻区低. 在高原的中央部份, 其速度又比高原周围的速度低. 它显示在高原的中部存在一个低速区. 低速区贯穿整个地壳. 在过去地震测深以及面波频散资料的解释中, 应用水平层的地壳模型, 曾经认为青藏地壳中存在低速层, 但是面波 CT 所得青藏高原地壳中的速度值, 在纵向上的速度逆转现象不明显, 而在同一深度上, 低速区的速度总比周围更低.

自面波 CT 的纵切面上可以更清楚地看到地壳低速区的位置和范围. 图 5a 为纵切面 AB, CD, EF, GH 的位置, 图 5b—e 分别为不同纵切面的 v_s 速度异常. 由此可知, 青藏地壳低速区的中心位于那曲附近, 中心深度为 50km , 低速区延伸到整个地壳. 地壳低速区的地面范围如图 7 所示, 低速区位于高原中央偏东的位置, 其长轴约 500km , 短轴约 300km . 东边较宽, 西边较窄.

自图 5b 及图 5c 可以看出, 在青藏地壳上部, 低速区位置刚好在羊八井高热流地区附近, 而在地壳下部, 低速区向西偏移.

有趣的是, 在阿尔卑斯构造带地壳中, 同样出现一个低速区 (Miller, 1982), 也许这是高原的一个共同特点.

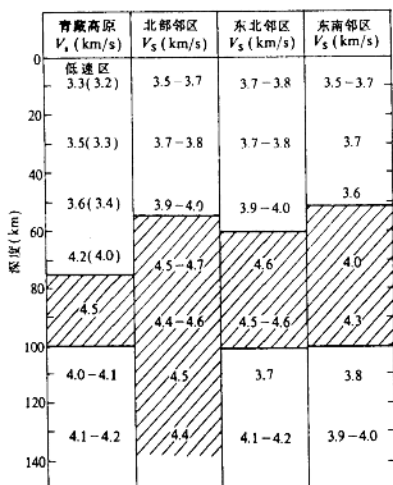


图 4 由地震面波 CT 所得青藏高原及其邻区的纵向速度构造

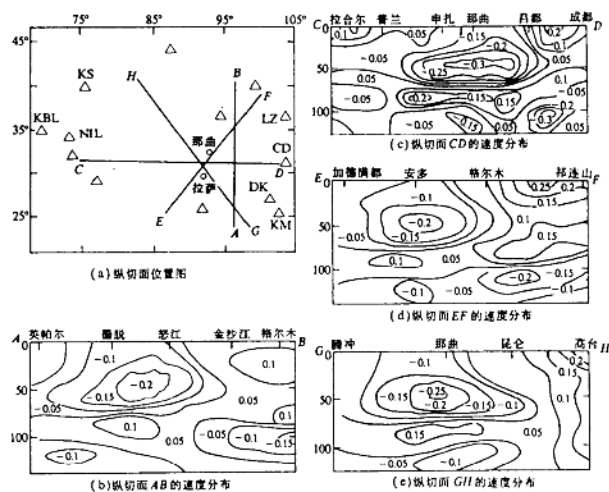


图5 地震面波 CT 纵切面图

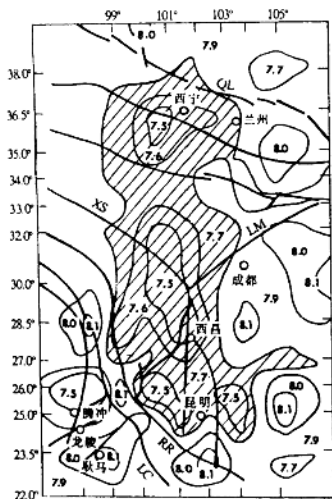
(a) 纵切面位置; (b)~(e) 纵切面速度分布图

东南邻区的川滇构造带,自上地幔向上延伸到 30km 深度,都存在低速区。由图 2b 及图 2c 可知,深度 30km 以上的川滇上地壳中已没有低速区存在。

川滇地壳低速区的存在,也可以在地震体波的结果中得到进一步证实(刘建华等, 1989)。图 6 为 50km 深度处的 v_p 分布,斜线影区为低速区。低速区南端的边界亦在红河附近。

四、青藏高原及其东部邻区的上地幔地震横波速度以及上地幔低速带

青藏高原地幔顶部的速度构造与那里的物质组成、力学性质(软或硬)以及温度环境都有密切关系。根据面波 CT 的结果(如图 2f 所示),高原地幔顶部的 v_s 为 4.5 km/s,边缘的 v_s 降为 4.4 km/s。这和许多前人自面波频散所得的结

图6 $h=50\text{km}$ 横切面的 P 波速度分布图(地震体波 CT 结果)

果相似。面波结果并不排斥在地幔顶部可能有数百 m 至 1—2 km 厚的高速薄层存在, 体波所得薄层的 v_s 可以高达 4.7 km/s, 甚至更高。薄层也可能是速度剧烈增加的梯度层。

自图 4 可知, 青藏高原的上地幔存在一个约 30 km 厚的盖层, 其深度为 70—100 km, 横波速度 v_s 为 4.5 km/s。自深度 $h=110-130$ km, v_s 降低为 4.2 km/s, 这与通常地幔软流层的速度相同。

青藏高原的上地幔和印度次大陆的上地幔以及塔里木的上地幔差异较大。印度是一个典型的地盾, 它的上地幔包括一个很厚的盖层, 其 v_s 为 4.7 km/s (Ni *et al.*, 1983)。从 SH 波形可知, 盖层的厚度可达 200 km (Lyon, 1986)。由图 2 和图 4 可知, 塔里木的上地幔盖层, 其 v_s 为 4.5—4.6 km/s, 盖层底面的深度大于 120 km。

自图 2g 及图 2h 可知, 在深度 110 km 及 130 km 的横切面上, 青川滇地区存在一个很特殊的上地幔低速带。低速带长约 1700 km, 宽约 500 km。西北自祁连山西端开始, 向东南方向穿过西秦岭、甘孜褶皱带、攀西构造带, 到云南的红河断裂带, 其位置如图 7 斜线影区所示。低速带中央部份的 v_s 只有 3.7—3.8 km/s, 不仅比正常的上地幔盖层速度 4.6—4.7 km/s 小得多, 而且比通常公认的上地幔软流层速度 4.2 km/s 为小。这样大范围而且速度如此之低的速度带不可能由于数据或计算的误差所引起。

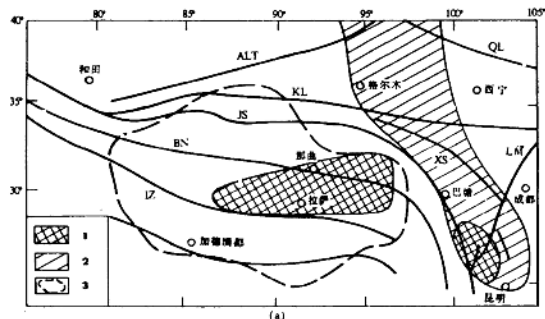


图 7 地壳和上地幔低速区的位置

1——地壳低速区; 2——上地幔低速区; 3——高原范围

自图 4 可知, 东北邻区上地幔盖层的 v_s 为 4.6 km/s, 与正常数值相同, 但是东南邻区上地幔盖层的速度很小, 只有 4.0—4.2 km/s。在深度 110 km 处, 东南邻区和东北邻区的速度又骤然降低为 3.7—3.8 km/s。根据大地电流测深的结果 (孔祥儒等, 1987; 李立当等, 1988), 川滇地区在深度 100 km 处, 电阻率亦骤然降低。因此可以认为青川滇的软流层顶面深度与青藏高原相似, 同为 100 km 左右。

青藏高原的软流层速度与正常值 4.2 km/s 相似, 而青川滇构造带的软流层速度比正常值小得多, 只有 3.7—3.8 km/s。产生速度降低的原因可能有两种: 或是由于该处的温度增大, 或是由于该处物质的成份改变。在低温压条件下, 上地幔物质的橄榄石和辉石在

恒压下其 v_s 随温度的变化率 $(v_s/T)_p$ 只有 -3.0 至 $-6.0 \times 10 \text{ km/s}^\circ\text{C}$ (Anderson *et al.*, 1970), 因此, 速度值如此小的青川滇上地幔低速带, 只能用物质组成的改变来解释. 在地幔顶部的条件下, 正常的温度随深度增大对速度的影响, 与压力随深度增大对速度的影响几乎相抵消, 因此, 青川滇上地幔的低速带物质必然包含很多大陆地壳的物质成份.

五、印度—欧亚大陆碰撞的模式

很多人认为, 印度次大陆的地壳俯冲到青藏高原下面, 形成双重地壳, 由于重力均衡, 使青藏高原隆起 (Lefort, 1975; Powell *et al.*, 1973; Seeber *et al.*, 1981; Klootwijk *et al.*, 1985); 也有人认为, 青藏的上地幔如果很硬, 印度次大陆的地壳可能向青藏的上地幔软流层下冲 (Molnar, 1984). 近年来很多地球科学家认识到大陆地壳下部的柔性相当大, 它把上地壳和上地幔的盖层“隔离”开来 (Chen *et al.*, 1983). 因此, 也有人提出, 印度次大陆的地壳可能向青藏的下地壳挤入 (Zhao *et al.*, 1987; Zhao *et al.*, 1987). 青藏及其邻区的三维速度结果有力地说明后者的可能性最大.

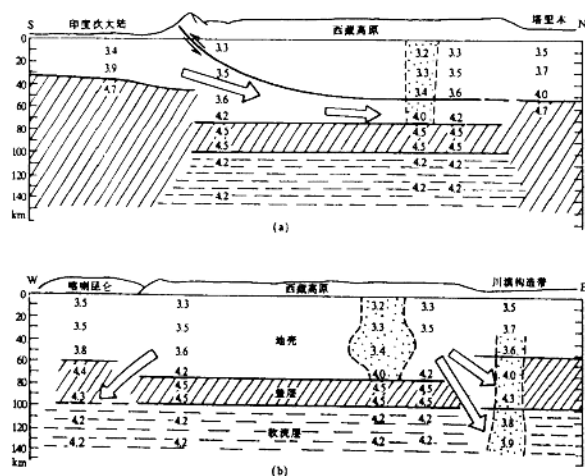


图 8 印度—欧亚大陆碰撞模型图

5 千万年以来, 印度次大陆与欧亚大陆相碰撞, 大量印度地壳物质必定储存在欧亚大陆的地壳或上地幔中. 根据上述地震面波 CT 的研究, 青藏高原的上地幔包括 30 km 厚的盖层, 其 v_s 为 4.5 km/s , 盖层深度为 70—100 km. 100 km 以下是软流层, 其 v_s 为 4.2 km/s . 盖层和软流层的速度都是正常的, 它与欧亚广泛地区的速度值相似. 因此, 印度大量地壳物质不是俯冲到 Moho 下面或软流层中, 而印度大量地壳物质向青藏下地壳挤入是符合

- 报, 28(增刊), 28—42.
- 熊绍柏, 滕吉文, 尹周勋, 1985. 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, 28(增刊), 16—27.
- 周兵, 朱介寿, 1991. 青藏高原及邻近区域的S波三维速度结构. 地球物理学报, 34, 426—441.
- Armijo, R., Paul Tapponnier and Han Tonglin, 1989. Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in southern Tibet. *J. Geophys. Res.*, **94** (B3), 2787—2838.
- Anderson, D. L. and Charles Sammis, 1970. Partial melting in the upper mantle. *Phys. Earth Planet. Interior*, **3**, 41—50.
- Brandon, C. and Romanowicz, B., 1986. A “no-lid” zone in the central Chang Thang platform of Tibet: Evidence from pure path phase velocity measurements of long period Rayleigh waves. *J. Geophys. Res.*, **91**(B6), 6547—6564.
- Chen, W. P. and Molnar, P., 1983. Focal depth of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **88**, 4183—4214.
- Chun, K. and Yoshii, T., 1977. Crustal structure of the Tibet plateau, a surface wave study by a moving window analysis. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **67**, 735—750.
- Chun, K. Y. and McEvilly, T. V., 1986. Crustal Structure in Tibet: high seismic velocity in the lower crust. *J. Geophys. Res.*, **91**, 10405—10411.
- Gupta, H. K. and Bhatia, S. C., 1981. A review of the long period surface waves studies in the Himalaya and nearby regions. In Gupta, H. K. and F. M. Delang (eds): *Zagros, Hindu Kush, Himalaya, Geodynamic Evolution*, AGU Geodyn. Ser., **3**, 291—306.
- Hirn, A. et al., 1984a. Crustal structure and variability of the Himalayan border of Tibet. *Nature*, **307**(5916), 23—25.
- Hirn, A. et al., 1984b. Lhasa block and bordering suture—a continuation of a 500 km Moho traverse through Tibet. *Nature*, **307**(5946), 25—27.
- Hirn, A., 1988. Features of the crust-mantle structure of Himalayas-Tibet: A comparison with seismic traverse of Alpine, Pyrenean and Variscan orogenic belts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* **326**, 17—32.
- Klotz, C. T. et al., 1985. The Himalayan arc: large-scale continental subduction, oroclinal bending and back-arc spreading. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **75**, 167—183, 1985.
- Lefort, P., 1975. Himalayan: The collision range, present knowledge of the continental arc. *Amer. J. Sci.*, **275A**, 1—44.
- Lyon-Caen, H., 1986. Comparison of the upper mantle shear wave velocity structure of the Indian shield and the Tibetan plateau and tectonic implication. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **86**, 727—749.
- Molnar, P. and Lyon-Caen, Helene, 1989. Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan plateau and its margins. *Geophys. J. Int.*, **99**, 123—153.
- Molnar, P., 1984. Structure and tectonics of the Himalaya, constraints and implications of geophysical data. *Annual Rev. Earth Planet. Sci.*, **12**, 489—518.
- Miller, H. et al., 1982. Structure and dynamics of the Alps—a geophysical inventory, in Alpine—Mediterranean Geodynamics, Edited by H. Berekhemer, K. Hsu, *Geodynamics Series*, **7**, AGU and GSA, 175—203.
- Ni, J. and Barazangi, M., 1983. High-frequency seismic wave propagation beneath the Indian shield, Himalayan Arc, Tibetan plateau and surrounding regions: High uppermost mantle velocities and efficient Sn propagation beneath Tibet. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **72**, 665—689.
- Jobert, N. et al., 1985. Deep structure of southern Tibet inferred from the dispersion of Rayleigh waves through a long period seismic network. *Nature*, **313**, 386—388.
- Pines, I. et al., 1980. A surface wave dispersion study of the crustal and upper mantle structure of China. *J. Geophys. Res.*, **85**(B7), 3829—3844.
- Powell, C. M. and Conaghan, P. J., 1973. Plate tectonics and the Himalayas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **20**, 1—12.
- Romanowicz, B., 1982. Constraints on the structure of the Tibet Plateau from pure path phase velocities of Love and Rayleigh waves. *J. Geophys. Res.*, **87**, 6865—6883.
- Seeber, L. et al., 1981. Seismicity and continental subduction in the Himalaya Arc, In Gupta, H. K. and F. M. Delang (eds): *Zagros, Hindu Kush, Himalaya, Geodynamic Evolution*, AGU Geodyn. Ser., **3**, 291—306.

- Teng, J. W. et al., 1983. Deep seismic refraction waves and structure of the crust from Dangxung to Yadong on the Xizang Plateau. *Phys. Earth Planet. Interior*, **31**, 293—306.
- Veevers, J. J. et al., 1975. Greater India's place in Gondwanaland and in Asia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**(3), 383.
- Zhao, W. L. and Morgan, W. J., 1987. Injection of Indian crust into Tibetan lower crust; A Two dimensional finite element model study. *Tectonics*, **6**(4), 489—504.
- Zhao, W. L. and Yuen, Dave A., 1987. Injection of Indian crust into Tibetan lower crust; A temperature dependent viscous model. *Tectonics*, **6**(4), 505—514.

青藏高原及其邻区的地震活动性和震源机制以及高原物质东流的讨论

曾融生 孙为国

(中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所)

摘 要

由于喜马拉雅的大陆碰撞,青藏高原的地震活动性相当高。正如地震学在全球板块学说中所起的重要作用,它对研究大陆构造的演化亦有重要影响。本文对青藏高原的地震活动性和震源机制以及高原的活动断层进行了详细的研究和总结,对高原的地震带进行重新划分。

亚东—安多是一条活动地震带。高原中,震源深度 $h > 70\text{km}$ 的地震多数分布在这个带上。此带以西的活动构造以及应力状态与在它以东的有很大差异。与阿拉干不同,这里 $h > 70\text{km}$ 地震的震级较小,其震源机制为正断层。亚东—安多活动带是高原西部地壳张裂区的东缘。 $h > 70\text{km}$ 地震的出现,表明该带地幔顶部为脆性而且积累应变能。

文中特别提到近于北西—南东走向的雅石坪—丁青—昌都这一断层带,它的地震活动性大,其震源机制为左旋走滑断层。它属于青藏高原东部的一组左旋走滑断层,是最南边的一条,可能也是最新的一条左旋走滑断层。

在班公—怒江以南的崩错—嘉黎断层是一条不连续的右旋走滑断层,这条断层的地震活动性也很大。它与雅石坪—丁青—昌都左旋走滑断层带相距仅百余 km。它们的成对出现,极可能表明现今青藏高原的物质从此两条断层带之间的羌塘地体向东流动。

阿尔金、昆仑、鲜水河可能是较早时期高原物质东流的北缘边界。由于物质的冷却自北方开始,物质东流的路径随地质年代而逐渐南移。

关键词 青藏高原; 地震活动; 震源机制; 物质东流

一、引 言

无论从隆起的高度或是隆起的范围来说,青藏高原都是大陆中无与伦比的独特构造。它的重要性还在于,它是唯一现今仍在继续进行的大陆碰撞的产物。大陆的演化与不同年

* 国家自然科学基金委员会、国家地震局监测司、美国国家科学基金会联合资助。
国家地震局地球物理研究所论著 92A0101。
1992年7月16日收到本文。

代的大陆碰撞有密切关系.因此,揭示现今大陆碰撞的过程,对于研究大陆的演化以及地球动力学均有十分重要的意义.

青藏高原的隆起与印度板块向欧亚板块挤入有密切关系,但是高原隆起以及挤入的过程及机制迄今仍没有完满的解答.印度板块与欧亚板块的碰撞不仅产生了高原的隆起,而且对广大邻区的地质构造产生重要影响.

由于印度板块与欧亚板块的碰撞现今仍在进行,因此青藏高原的地震活动性相当高.建立全球板块构造时,海岭、海沟以及转换断层的地震活动性和震源机制研究曾经起到很重要的作用(Isacks *et al.*, 1968).我们期望青藏高原地震活动性以及震源机制的研究,同样对揭示大陆碰撞的过程亦将有重要意义,这就是本文主要目的.

二、地质背景

图1为青藏高原及其邻区的地质构造图.从图中可以看到,青藏高原主要包含四种不同性质的地质构造:①东西方向的缝合带;②近北南走向的断陷裂谷带;③高原东部的左旋走滑断层带;④近北西-南东走向的右旋走滑断层带.它们互相交叉,形成错综复杂的构造格局并与大陆碰撞密切相关.

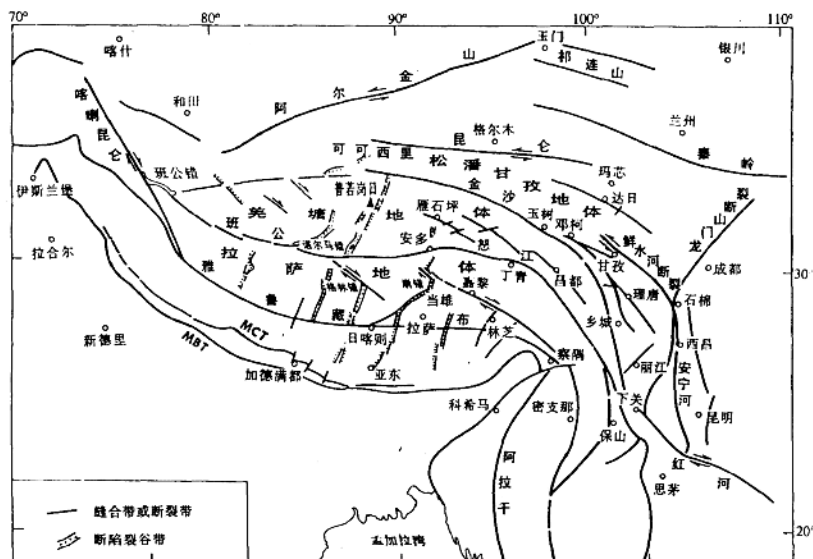


图1 地质构造图

1. 东西方向的缝合带

常承法首先提出(Chang *et al.*, 1981; 1984),青藏高原是由不同地体经过多次碰撞而

组成的,虽然多次碰撞的细节尚有待研究,但是多次碰撞的观点已被广泛接受(Dewey *et al.*, 1988).

昆仑山可能是原来欧亚大陆的南缘.松潘-甘孜地体于晚二叠纪时与欧亚大陆相碰撞,羌塘地体于晚三叠纪一早侏罗纪时碰撞,并形成金沙缝合带;拉萨地体于晚侏罗纪一早白垩纪时碰撞,并形成班公-怒江缝合带.在始新世时,印度次大陆才与欧亚大陆碰撞,并形成雅鲁藏布缝合带.

除了在不同地质年代,外来的地体自南向北碰撞外,原有的地体还可能产生旋转.根据古地磁资料(董学斌等,1990),侏罗纪时羌塘地体可能产生约 50° 的逆时针旋转.

雅鲁藏布碰撞带以南主要由整合的古生代和中生代沉积组成,它原属印度次大陆的北缘.沉积带以南,按顺序分为大喜马拉雅、小喜马拉雅和次喜马拉雅.大喜马拉雅和小喜马拉雅之间为主冲断带(MCT),小喜马拉雅和次喜马拉雅之间为主边冲断带(MBT),次喜马拉雅的南缘为山前冲断带(MFT).MFT以南为恒河平原(西瓦里克沉积带).

雅鲁藏布碰撞带呈弧形,东西延伸一千 km 以上,不同地段的差异相当大.

雅鲁藏布西端的拉达地区,其碰撞历史可能与中部以及东端不同(Windley, 1988).喀拉昆仑为右旋断层,根据卫星照片,喀拉昆仑可能向南南东方向延伸到雅鲁藏布.在东端,缝合带可能不与雅鲁藏布江重合,而向东南方向弯曲.

2. 北-南走向的断陷裂谷带

第四纪的断陷裂谷为青藏高原内部一种显著的地质构造(见图 1).它的分布是不均匀的,拉萨地体西部最为发育,羌塘地体西部只有少数断陷裂谷,高原东部的断陷裂谷则很少(韩同林,1987).

亚东-安多是一条宽约 50—60 km,走向为 $N20^\circ E$ 的狭长断陷裂谷带,自北向南,包含崩错、纳错,以及雅鲁藏布缝合带以南的普莫雍错,多庆错等第四纪盆地.这个断裂带可能向北越过班公-怒江缝合带,延伸到雁石坪、沱沱河附近,全长超过 1000 km.

亚东-安多带以西和以东的地质构造截然不同.西边出现众多的第四纪断陷裂谷,而东边则以左旋和右旋的走滑断层为主.

亚东-安多构造带也是一条地震活动带,而且震源深度可达 40 km,甚至 70 km 以上.

此带的地热活动较大.在雅鲁藏布以南的羊卓雍错和普莫雍错测量的热流分别为 $146 \pm 17 \text{ mW/m}^2$ ($3.5 \pm 0.4 \text{ HFU}$) 和 $91 \pm 5 \text{ mW/m}^2$ ($2.2 \pm 0.1 \text{ HFU}$) (沈显杰等,1985). 水热活动也很强烈.

3. 左旋走滑断层带

青藏高原的东部存在数条规模宏大的左旋走滑断层带,如阿尔金、东昆仑、鲜水河断层带等.很多人认为,它们的产生与喜马拉雅的碰撞有关.

自石棉至朱倭共长 350 km 的鲜水河是世界上最活动的断层带之一.根据冰碛的水平错动,可知鲜水河是一条左旋走滑断层(Allen, 1991).估算全新统以来的水平滑移率,在北端为 15 mm/a,向南东方向减少,南端的水平滑移率估计为 5 mm/a.

在鲜水河断层带上也有蠕滑现象.1973 年炉霍地震之后,自 1976 年至 1985 年,在虾拉沓处测得左旋水平蠕滑率平均为 6 mm/a (葛培基, 1985).

昆仑山东端的冰碛,其左旋错动达 30 km (kill *et al.*, 1988),估算其滑移率超过 10 mm/