

青藏高原的 Pn 波速度和 Moho 面的起伏

丁志峰¹⁾ 曾融生¹⁾ 吴大铭²⁾

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

摘要

自 1991 年 7 月至 1992 年 6 月,中美合作在青藏高原架设了 11 个 PASSCAL 宽频带数字记录地震台站. 其中 7 个分布于青藏公路沿线,其它的台站架设在青海的玛沁、玉树以及西藏的林芝和日喀则. 本文所用的资料为这些台站在 1991 年下半年记录到的 31 个近震事件.

根据数字记录的特点,利用 SUN 计算机工作站中的地震分析软件包(SAC),用多种方法仔细辨认震相;将各台记录的地震图转换成地震剖面图,进行震相对比;将三分向地震记录进行旋转,在入射面内分析 P 波初动;从质点的运动轨迹辨别震相.

利用高原东南部的林芝地震、羌塘块体西部的地震、台网北边的锡铁山和共和地震以及印度地震,分别计算它们的 Pn 波视速度. 结果显示,青藏高原的 Pn 波速度变化不大,约为 8.0—8.1 km/s. 这个数值接近于正常大陆地区地幔顶部的速度.

我们还用首波的时间项方法研究青藏高原 Moho 界面的起伏情况. 初步结果表明,青藏高原的 Moho 界面比较平坦,深度约 67—70 km.

关键词 青藏高原; Pn 波速度; Moho 界面

一、引言

青藏高原是地球上规模最大的高原,研究它的深部构造,对我们认识大陆碰撞带的演化具有重要意义. 多年来对青藏高原地壳结构的研究一直很活跃. 70 年代中国科学院组织有关单位以及 1980—1982 年中法合作在青藏高原进行了大规模的科学探测,用 Moho 面的大角度反射波资料得出西藏高原地壳的平均速度为 6.2—6.3 km/s,藏南地区的地壳厚度为 70—75 km,藏北地区的地壳厚度为 70 km 或更大(熊绍柏等, 1985; Hirn *et*

、国家自然科学基金会、国家地震局监测司、美国国家科学基金会资助项目. 国家地震局地球物理研究所论著 92A0074.

1992 年 9 月 3 日收到本文.

et al., 1984; Hirn, 1988).

许多学者还研究了天然地震的 Pn 和 Sn 波在青藏高原下的传播速度. 贾素绢(1981)利用中国地震台网得出高原 Pn 波的速度为 8.11km/s; Chen *et al.* (1981) 利用拉萨台的数据, 对震源深度进行补偿后求得 Pn 和 Sn 的速度分别为 8.12 和 4.77km/s, 认为西藏地区的巨厚地壳是由于印度块体的挤压造成的. Barazangi *et al.* (1982) 利用印度和阿富汗的 3 个台站资料, 求得西藏地区的 Pn 和 Sn 波速度分别为 8.42 和 4.73km/s, 且 Sn 波在高原上除羌塘块体外都很发育; Beghoui (1989) 用双台方法确定这里的 Pn 波速度为 8.43 km/s; Holt *et al.* (1990) 用长周期 PnI 波的波形反演西藏及其周围地区的 Pn 波速度和地壳速度, 结果得到的 Pn 波速度比印度北部大 0.1—0.2 km/s, 西藏的地壳厚度为 72km, 并且认为在西藏南部的上地幔顶部存在一厚度 100km 的正速度梯度的盖层. 对于这样高的 Pn 波速度值, 这些作者认为是由于印度岩石圈向西藏地壳下的俯冲造成的, 因为印度地盾下也有一较厚的高速层, 其 Pn 和 Sn 速度分别达 8.4 和 4.7 km/s (Ni *et al.*, 1983).

1991 年 7 月—1992 年 6 月, 国家地震局地球物理研究所和美国纽约州立大学宾汉顿分校、南卡罗莱那大学合作在青藏高原内布设了 11 个 PASSCAL 宽频带数字化地震台站, 并记录地震资料. 这些台站分布于青藏公路沿线及青海的玛沁、玉树及西藏的更张和日喀则(图 1). 这是第一次在青藏高原内布设这么多的地震台站, 它们弥补了由于高原上恶劣的自然条件所造成的台站分布的空白, 大大提高了对青藏高原及其附近地区地震的监测能力. 本文根据 1991 年下半年记录的 31 个近震资料, 分析高原上不同路径、不同地区 Pn 波的速度分布以及 Moho 界面的起伏情况.

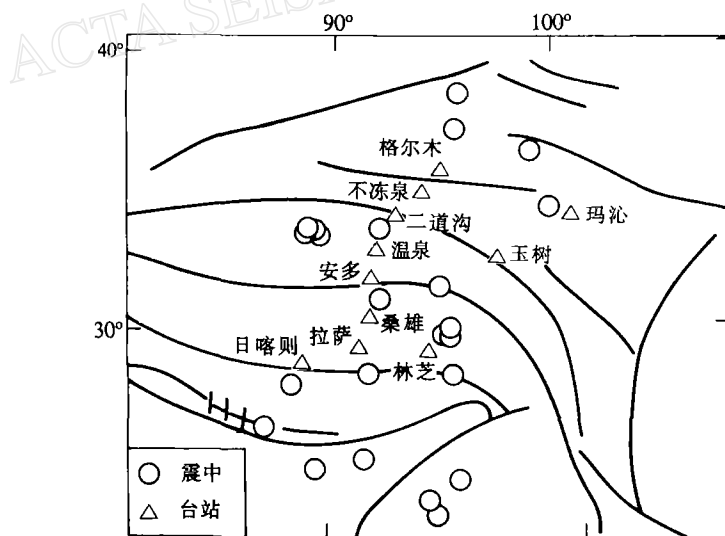


图 1 台站及震中分布

二、资料与计算

1. 震相分析

我们的记录台站展布很广,所选近震的震中距范围为几十至一千多 km,记录的多数初至震相为 Pn 波,它成为初至的距离约为 300km,对比我国东部地区约 160km 的 Pn 出露为初至的距离,青藏高原的地壳厚度显然要大得多.

我们所用的摆是宽频带的,它能很好地反映出地面运动的低频和高频成份,而以往观测近震所用的短周期地震仪器只突出高频成份,因此,宽频带记录的地震图和短周期记录图在波形上有很大的不同.触发式地震记录的采样率为 40 个采样点/秒,用于体波的研究是足够的.台站的数据采集系统还可接收全球 OMEGA 系统的国际时信号,使时间服务的精度达到 1ms.

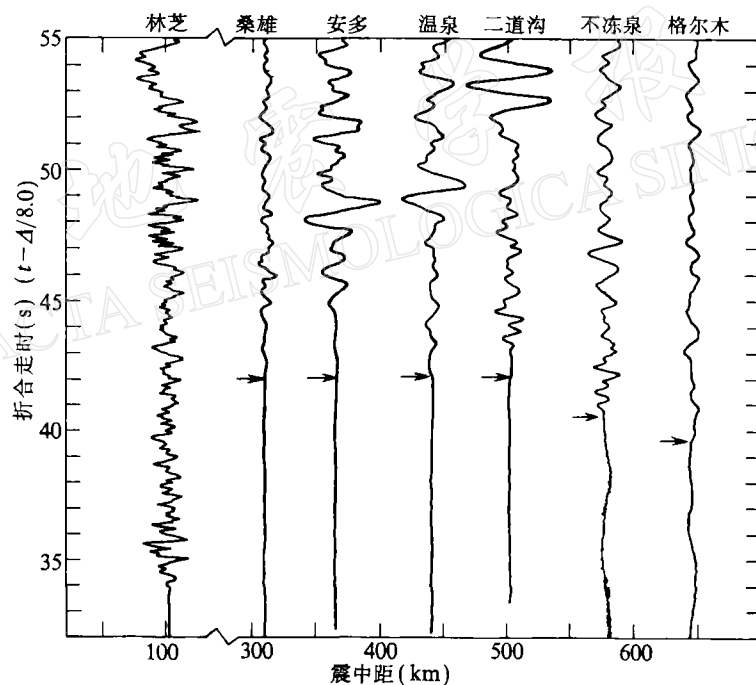


图 2 林芝地震的地震剖面图

数字记录使我们能方便地用多种方法进行震相判别,提高读数的可靠性.利用 SUN 计算机工作站中的地震分析软件包(SAC),分析地震记录图,并精确地测量到时数据.在震相分析时,首先将各台记录到的地震图综合到一起,变换成地震剖面图(图 2),在剖面图上进行震相对比,判别各震相的波至.然后,旋转坐标轴,将地震记录投影到垂直向、水平径向、水平切向分量.这样,可在射线的入射面内(垂直向和水平径向)分析 P 波.此外,还可利用质点的运动图像来识别震相.如在分析 Pn 波时,用垂直向和水平径向合成的质点运动图,观察该波到达前后质点运动的变化.在地震波到来之前,记录的是背景噪声.

这时的质点运动是无规则的.当地震波到来之时,质点明显地沿一定的入射角度振动(图 3).这种特性在分析低信噪比的地震信号时,对我们识别 Pn 初动尤其有帮助.

2. 地震定位

用地震波的走时进行定位,即是寻求到各记录台站的走时残差为极小的震源位置的过程.这里我们用空间扫描的方法,在初始震源周围的三维空间中逐点计算残差,找出残差最小的点(即震源).

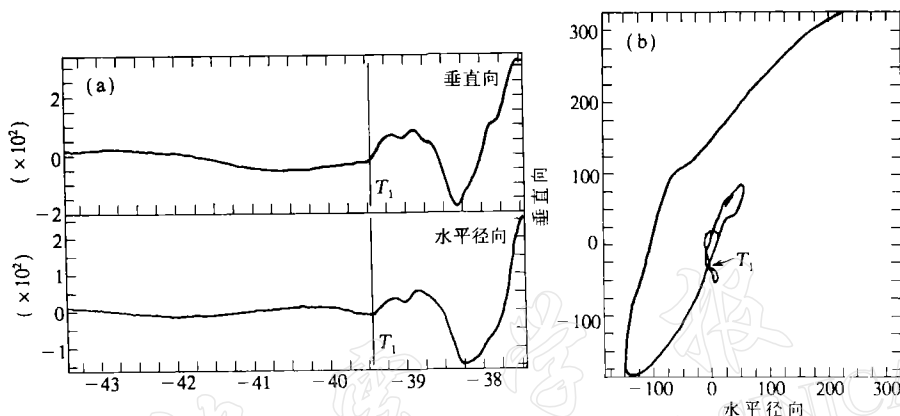


图 3 1991 年 7 月 20 日温泉台记录图.图中 T_1 为 Pn 波初至
(a)垂直向和水平径向记录图;(b)质点运动图

考察残差的空间分布.在横向上,残差从震中向外放射状地增大,这就很容易准确地确定震中;而在垂直方向,残差变化很小,使得震源深度的误差较大.

根据初至波的到时,对 1991 年下半年的 31 个地震重新进行了定位,结果如表 1.地震震中的初始位置采用国家地震局地球物理研究所《中国地震台临时报告》或青海省、西藏自治区地震局地震台网的地震观测报告的参数.

3. Pn 波速度

利用 1991 年 7—12 月的地震资料,挑选分布在青藏高原及其边缘地区的几个典型地震,分析其走时特征,考察 Pn 波在不同地区、不同路径上的速度变化:

(1) **西藏林芝东北的地震** 1991 年 7 月下旬,在林芝东北发生了一系列地震, M_L 为 3.0—4.0. 这些地震集中在一不大的区域,震中位于青藏高原的东南部.台站记录的地震射线穿过了高原东部的大片地区.由于这些地震的震源性质相似,记录的波形几乎相同,因此,不仅可在同一地震的不同记录台站之间进行震相对比,而且可在不同地震之间进行核对,进一步提高震相识别的可靠性.

图 4a 为林芝地震的折合走时图.在高原内部,Pn 波的速度为 $8.04 \pm 0.12 \text{ km/s}$.高原北部边缘的不冻泉和格尔木台,延迟时间明显减小,这是地壳在这里变薄的缘故.

(2) **羌塘块体西部的地震** 这些地震位于 $34^\circ\text{N}, 89^\circ\text{E}$ 附近,震级为 $M_L = 4.0—5.0$.到达台站的地震波穿过青藏高原的中西部地区.其 Pn 波速度为 $7.97 \pm 0.06 \text{ km/s}$ (图 4b).

(3)锡铁山和共和地震 它们位于我们台站分布的北面. 南行的地震波在高原上的视速度起伏不大, P_n 波的速度值为 7.97 ± 0.10 km/s(图 1c). 锡铁山地震正好位于我们在青藏公路沿线台站向北的延长线上, 自然地形成了一记录 P_n 波的折射纵剖面. 沿青藏公路向南行进的 P_n 波振幅小, 周期大, 说明该路径上的高频吸收较强.

表 1 地震定位结果

年·月·日	时-分	秒	纬度(°N)	经度(°E)
1991.07.12	22-6	0.26	39.335	95.169
1991.07.18	13-21	58.02	30.357	94.885
1991.07.19	07-05	21.83	25.251	95.232
1991.07.20	19-02	29.31	30.371	94.849
1991.07.23	16-51	50.26	30.393	94.887
1991.07.24	06-06	11.21	30.162	94.887
1991.07.25	01-52	13.17	30.322	94.891
1991.07.28	23-58	21.27	30.129	94.811
1991.07.29	15-48	6.58	30.365	94.898
1991.07.30	22-22	0.07	30.101	94.940
1991.08.07	11-36	27.61	21.706	89.138
1991.08.10	20-21	19.66	33.983	92.207
1991.08.22	03-53	15.72	25.632	91.139
1991.08.23	10-48	35.11	32.295	90.941
1991.09.02	11-05	51.82	37.181	95.104
1991.09.07	00-05	42.89	28.513	88.168
1991.09.07	03-00	22.68	21.192	94.053
1991.09.08	23-54	39.06	36.627	98.479
1991.09.09	21-54	49.68	28.788	95.010
1991.09.12	23-06	25.27	29.511	95.742
1991.09.19	01-24	20.33	28.878	91.760
1991.09.27	07-39	19.35	31.680	99.362
1991.11.24	07-35	20.88	33.884	89.125
1991.11.25	10-08	39.25	33.920	88.959
1991.11.26	21-15	55.79	31.066	94.246
1991.12.02	19-45	33.16	32.059	94.630
1991.12.14	08-20	21.03	33.999	89.037
1991.12.17	20-27	50.85	33.992	89.005
1991.12.21	19-52	26.10	26.862	87.386
1991.12.23	01-58	25.78	31.004	89.028
1992.01.02	02-35	37.72	31.022	88.990

另外, 发生在印度的两个地震恰好位于沿青藏公路线状分布台站向南的延长线上, 到达台站的射线几乎和锡铁山地震来的射线逆行. 其 P_n 波速度为 8.12 km/s. 这说明青藏公路下 Moho 界面的倾斜不大, 北边比南边稍浅.

关于青藏高原下 P_n 波的速度, 大致有两种结果: 一种是约 8.1 km/s 的速度值, 如 Chen *et al.* (1981)、贾素娟 (1981); 另一种是大于 8.4 km/s 的高速度, 如 Barazangi *et al.* (1982) 等. 不同的结果可能是由于射线路径的差异造成的, 倘若都采用路径在青藏高原之内的数据, 结果不会离散得这样大 (Molnar, 1988). 异常高的速度值可能是以下原因造

成的:(1)记录台站位于高原之外,这里的地壳比青藏高原的薄,Pn波到时比高原上相同距离处的要提前到达,这类似于林芝地震的记录图中不冻泉和格尔木的情形(如图2)。(2)从Barazangi等(1982)统计的走时图上看,地震波的视速度在震中距小于1200km和大于1200km时明显不同。当小于1200km时,Pn波视速度较小,而大于1200km时,到时明显提前,将这些数据放在一起统计时,就得出过大的Pn波速度。(3)Zhao *et al.* (1991)对ISC报告中的60个地震进行了重新定位,当用P波的波形独立地确定震源深度时,原来均匀分布于0—50km深度的震源,修订后绝大多数集中在浅于25km的地壳上部,发震时刻普遍早于ISC报告(平均早到3.1s)。因此,用ISC的地震参数时,地震波的走时偏小,得出偏高的Pn波速度。(4)由于西藏地区Moho界面比正常地区约深35km,该深度处水平面的曲率也相应增大,这也能使Pn波的视速度增大0.55%(Molnar, 1988)。

综观以上几个地区的地震Pn波速度可看出,在青藏高原的中部和东部地区,Pn波速度变化不大,为7.97—8.12 km/s。由于我们的台站在青藏高原上的分布范围和布局以及所用的仪器都是前所未有的,对震中位置和Pn波视速度的约束也更为可靠,这里的Pn速度值低于南边印度地盾下的Pn速度,而和正常大陆下的上地幔顶部速度一致。正常的Pn速度表明,青藏高原的地幔顶部物质较硬,印度板块不可能插入到青藏高原下的地幔中。

1. Moho 界面的深度

从地震测深资料中的莫霍面反射波走时得出,藏南地区的地壳厚度在东西方向上变化缓慢,约70—75km。冈底斯山南的地壳厚度约为65km。而藏北地区的地壳厚度为70km以上(熊绍柏等,1985)。卢德源等(1990)根据沱沱河—格尔木的地震测深资料,求得格尔木和沱沱河地区的地壳厚度分别为58和66km。陈国英等(1992)用瑞利波相速度求得青藏高原的地壳厚度:松潘—甘孜块体为65km,拉萨块体和羌塘块体为70 km。

取初始模型为覆盖在Moho面上的均匀单层地壳,熊绍柏等(1985)得到的地壳平均速度为6.2—6.3 km/s,Hirn (1984)给出6.3 km/s的速度值,考虑到Pn波在下地壳的路径更长些,取地壳的平均速度为6.3 km/s;根据我们前面的结果,取地幔顶部的速度为8.05 km/s。Moho界面的初始深度为70km。

我们用时间项法反演青藏高原Moho界面的起伏。由于Moho界面深度反演和地震定位有关,我们采用迭代方法进行计算,先用初始模型进行定位,再用定位结果反演Moho界面的深度,如此迭代,直到残差收敛。

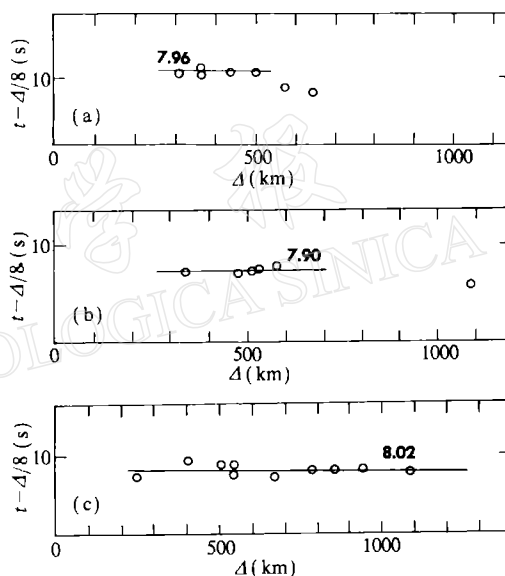


图1 3个近震的折合走时图

(a)林芝地震(1991年7月20日);(b)普若岗日地震(1991年12月14日);(c)锡铁山地震(1991年9月2日)

Pn 波的走时可写为

$$t = (H_s + H_r - h) \times S_m \times \cos i + D \times S_M \quad (1)$$

其中, H_s 和 H_r 分别为台站和震源下的 Moho 界面深度, h 为震源深度, S_m 为地壳介质的慢度, i 为产生首波的临界角; D 为震中距, S_M 为 Moho 面的慢度.

Pn 波走时的残差可表示为

$$\delta t = S_m \times \cos i \times (\delta H_s + \delta H_r) \quad (2)$$

这里, δt 为走时残差, δH_s , δH_r 分别为对台站和震源处的 Moho 界面深度的校正量. 将研究区域按经纬网分成 $1^\circ \times 1^\circ$ 的块体, 根据 (2) 式反演震源和台站附近的 Moho 界面深度. 用上述初始模型计算各条 Pn 波射线的走时残差, 由 (2) 式建立待求解的联立方程组, 并计算其最小二乘解. 计算时所用的 Pn 波到时数据 180 个, 待求参量为 39 个.

图 5 是对青藏高原 Moho 界面深度的反演结果. 它表明, 青藏高原的 Moho 界面深度变化不大, 约为 67—70 km. 在二道沟东南的 Moho 界面略深.

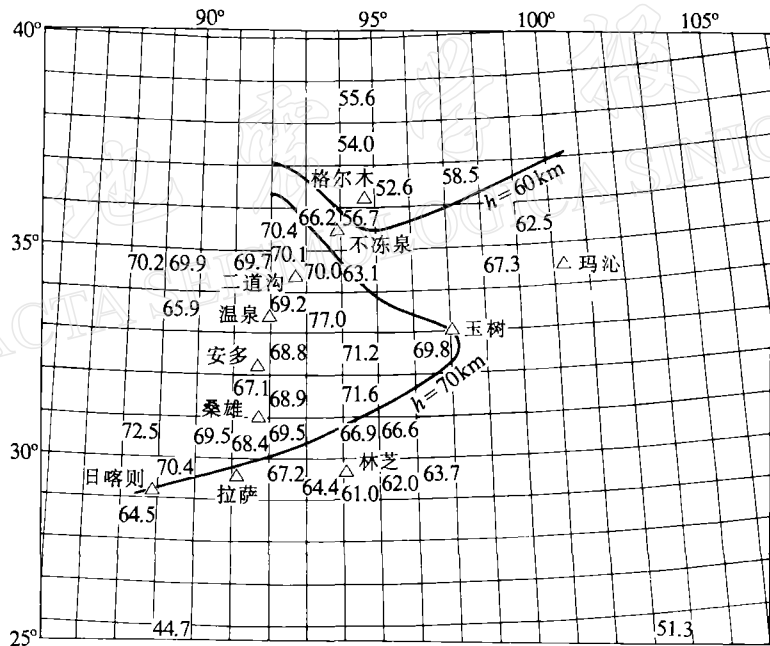


图 5 Moho 界面深度反演结果

由于我们的研究区域较大(尺度达一千多 km), 在反演中用平面近似会带来较大的误差. 在计算震中距时, 若将台站和震中的经纬度先投影到平面坐标中, 再求它们在平面内的距离, 则在距离为 1000 km 时, 误差近 20 km. 另外, 在计算 Pn 波的走时中, 由于地球曲率的影响, 震中距应取震中到台站沿 Moho 界面的距离, 若用沿地表的距离, 则会带来约 1% 的误差. 因此, 我们在球坐标系中进行计算.

鉴于观测条件所限, 地震定位所得的震源深度误差较大, 然而, 定位结果中发震时刻和震源深度是互相补偿的, 因为 (1) 式可写成

$$t + h \times S_{cr} \times \cos i = (H_v + H_f) \times S_{cr} \times \cos i + D \times S_v \quad (3)$$

我们在青藏高原大多用 Pn 波的到时确定震源位置,这时,若震中不变,对不同的震源深度,所得的发震时刻总是使(3)式左边的两项之和不变,因此,震源深度的误差对我们用时间项方法反演 Moho 界面的深度没有太大的影响。

三、小 结

本文的研究结果显示:青藏高原下的 Pn 波速度为 7.97—8.12km/s. 青藏高原的地壳厚度变化不大, Moho 界面的深度为 67—70km.

本项工作得到了青海省地震局、青海格尔木地震台和西藏自治区地震局的大力支持,陈光英同志帮助整理了地震资料,在此表示感谢。

参 考 文 献

- 陈国英、曾融生、安昌强、苏小华、吴大铭, 1992. 用瑞利面波相速度研究青藏高原深部结构的横向变化. 地震学报, 566—573.
- 贾素娟、曹学锋、鄯家全, 1981. 青藏高原地区的 P 波走时与上地幔结构. 西北地震学报, 3, 3, 27—34.
- 卢德源、王香玲, 1990. 青藏高原北部沱沱河—格尔木地区的地壳结构和深部作用过程. 中国地质科学院院报, 21, 227—237.
- 熊绍柏、滕吉文、尹周勋, 1985. 西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 1, 16—27.
- Barazangi, M. and Ni, J., 1982. Velocities and propagation characteristics of Pn and Sn beneath the Himalayan arc and Tibetan plateau; possible evidence for underthrusting of Indian continental lithosphere beneath Tibet. *Geology*, 10, 179—185.
- Beghoul, N. and Barazangi, M., 1989. Contrasting upper mantle velocity structure beneath the Basin and Range Province and Tibetan Plateau. *EOS*, 70, 402.
- Chen, W. P. and Molnar, P., 1981. Constrains on the seismic wave velocity structure beneath the Tibetan Plateau and their implications. *J. Geophys. Res.*, 85, 5937—5962.
- Hirn, A., Lepine, J., Jobert, G., Sapin, M., Wittlinger, G., Xu, Z. X., Gao, E. Y., Wang, X. J., Teng, J. W., Xiong, S. B., Pandey, M. R. and Tater, J. M., 1984. Crustal structure and variability of the Himalayan border of Tibet. *Nature*, 307, 23—25.
- Hirn, A., 1988. Features of the crust mantle structure of Himalayas — Tibet: a comparison with seismic traverses of Alpine, Pyrenean and Variscan belts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 326, 17—32.
- Holt, W. E. and Wallace, T. C., 1990. Crustal thickness and upper mantle velocities in the Tibetan Plateau region from the inversion of regional Pn1 waveforms: Evidence for a thick upper mantle lid beneath Southern Tibet. *J. Geophys. Res.*, 95, B8, 12499—12525.
- Molnar, P., 1988. A review of geophysical constrains on the deep structure of the Tibetan Plateau, the Himalaya and the Karakoram, and their tectonic implications. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 326, 33—88.
- 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.
- Zhao, L. and Helmberger, D. V., 1991. Geophysical implications from relocations of Tibetan earthquakes: hot lithosphere. *Geophys. Res. Letters*, 18, 12, 2205—2208.