

地球物理学报

CHINESE JOURNAL OF GEOPHYSICS

(ACTA GEOPHYSICA SINICA)

第 43 卷 第 6 期 Vol.43 No. 6

2000

[文章编号] 0001-5733(2000)06-0780-18

[中图分类号] P315.2

喜马拉雅及南藏的地壳俯冲带 ——地震学证据

曾融生 丁志峰 吴庆举 吴建平

(中国地震局地球物理研究所, 北京 100081)

SEISMOLOGICAL EVIDENCES FOR THE MULTIPLE INCOMPLETE CRUSTAL SUBDUCTIONS IN HIMALAYA AND SOUTHERN TIBET

ZENG RONG-SHENG DING ZHI FENG WU QING-JU WU JIAN-PING

(Institute of Geophysics, China Seismological Bureau, Beijing 100081, China)

中国地球物理学会 主办
中国科学院地质与地球物理研究所
科学出版社 出版

喜马拉雅及南藏的地壳俯冲带 ——地震学证据

曾融生 丁志峰 吴庆举 吴建平

(中国地震局地球物理研究所, 北京 100081)

[摘 要] 地质学的证据表明, 在喜马拉雅的冲断层带 MCT 和 MBT 处有大规模的地壳缩短; 在雅鲁藏布缝合带附近也观测到冲断层。但是, 迄今还不知道这些冲断层向下俯冲多深。我们根据地震学的证据, 认为喜马拉雅及南藏的冲断层向下延伸至 80—100km, 然后停止。在 MCT、MBT 以及雅鲁藏布缝合带下面的冲断层与喜马拉雅以及南藏的多重地壳俯冲有密切关系。这个现象为印度—欧亚的碰撞过程设定一个十分重要的框架。该地区的地壳俯冲有一定深度, 由于入侵的地壳太轻, 使俯冲不能更深; 此时由于印度板块的继续向北推进, 在原俯冲带后方, 出现另一个新的地壳俯冲带。喜马拉雅与南藏的多重地壳俯冲与该地区地质活动的多幕性相吻合。首先, 在雅鲁藏布缝合带产生地壳俯冲, 在到达 80—100km 处停止。然后, 在雅鲁藏布以南的 MCT 和 MBT 相继产生新的地壳俯冲。它们也在 80—100km 的深处停止。除了喜马拉雅和雅鲁藏布向北倾斜的地震带外, 另外还观测到一个自地表从唐古拉山向南缓慢倾斜并到达雅鲁藏布地壳底部的地震带。它可以解释为在唐古拉山附近的地壳向北仰冲。喜马拉雅及南藏的多重地壳俯冲现象强有力地说明, 入侵的印度地壳必与它的上地幔分裂开来, 后者可以另行俯(仰)冲到更深的欧亚上地幔。

[关键词] 喜马拉雅, 青藏高原, 大陆碰撞, 地壳俯冲。

1 引 言

虽然海洋中板块边缘的俯冲过程在 30 多年前就已建立^[1], 但是直到现在, 陆—陆的碰撞过程问题仍未得到完满的解答。要解决印度—欧亚的陆陆碰撞过程问题, 关键是研究碰撞在哪里发生, 并且如何发生。地质的证据表明, 在喜马拉雅的 MCT、MBT (可能还有 MFT) 的冲断层处出现大规模的地壳缩短^[2]。在雅鲁藏布缝合带附近可能存在不同类型的断层^[3-5], 但是该处向北倾斜的冲断层可能是由大陆碰撞产生的主要构造^[6]。迄今还不知道这些冲断层向地壳或上地幔延伸到多深。近来, INDEPTH 观测到喜马拉雅地壳内部的垂直地震反射面 MHT^[7], 这是一个很重要的发现。据此, 有些作者把 MHT 视

[收稿日期] 2000-03-25 收到, 2000-06-27 收到修改稿。

[基金项目] 国家自然科学基金资助项目(49374207)。

[作者简介] 曾融生, 男, 生于 1924 年, 中国科学院院士, 从事地球物理学研究, 现任中国地震局地球物理研究所研究员。

为入侵印度板块(岩石圈)上界面的一部分,那么印度板块应当在 MBT 或在它以南的地方开始向北俯冲^[7,8](见图 1)。这样,MCT、MBT 便是由于入侵印度板块的拖曳力产生的。由于 MHT 最大的深度为 40km 左右,那么由它产生的 MCT 和 MBT 必定是更浅的构造。但是,我们根据喜马拉雅和南藏的地震学证据,MCT、MBT 以及雅鲁藏布的冲断层不可能是浅构造;它们延伸至 80—100km 深处。印度—欧亚碰撞的合理模型必须符合这个观测条件。

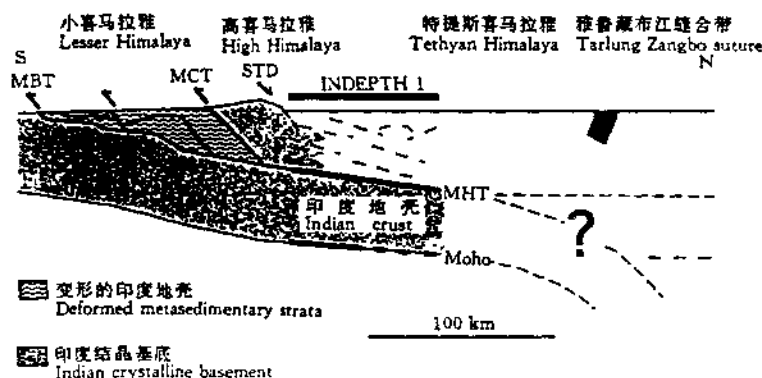


图 1 印度岩石圈俯冲的一种模型^[7]

Fig. 1 A model of the Indian lithospheric subduction^[7]

2 喜马拉雅—金沙缝合带的地震活动性剖面

地震活动性与震源机制的研究在建立海洋俯冲模型时,作出了十分卓越的贡献。有人提出喜马拉雅与青藏高原的地震活动性可能是由于印度—欧亚的碰撞所引起的^[9-13];也有人提出,喜马拉雅的地震是由于 MBT 下面印度板块的俯冲活动所产生的^[13]。在青藏高原深度 $h < 33\text{km}$ 的浅震很多,它们几乎到处都有。但是震源深度 $33\text{km} < h < 120\text{km}$ 的中深源地震却很少(通常震源深度在 100—250km 之间的地震为中深源地震, $33\text{km} < h < 120\text{km}$ 的地震很少,只有青藏高原及少数地区例外;这里我们称它们为中深源地震)。我们曾分析 1967—1989 年间青藏高原震源深度 $h > 40\text{km}$ 地震的规律^[14]。青藏高原的中深源地震只分布在喜马拉雅与金沙缝合带之间,而且大多数中深源地震,特别是 $h > 70\text{km}$ 的地震发生在东经 90° 以东。由于青藏高原东部与西部的地震活动性以及震源机制有很大差异,本文只考虑青藏高原东部中深源地震的地震活动性以及它们的震源机制。

在以前研究的基础上,本文更广泛地分析了自 1967—1998 年间, $33\text{km} < h < 120\text{km}$ 的地震活动性。地震的位置和参数分别在图 2 和表 1 中显示。表 1 中的震源深度分别引自中国地震年报和国际地震中心的报告。中国地震年报不只利用国内台网的数据,而且参考了国际地震中心(ISC)的报告,误差应更小。1991 年之后,由于增建了一些新的数字化地震观测台网,它们测定的震源深度和震源机制,比以前更为精确。在 ISC 中,有些地震还有 pP、sP 的到时,它们对测定震源深度也有帮助。

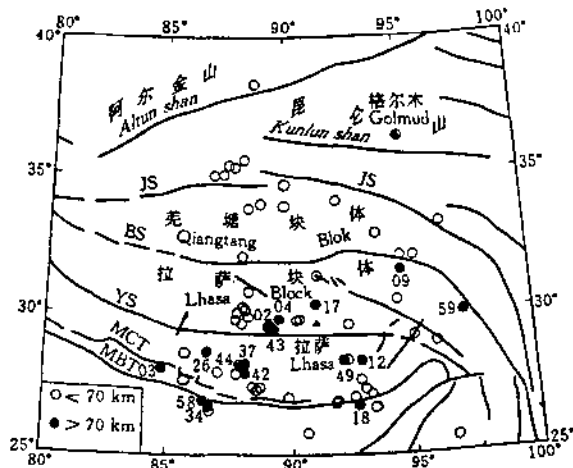


图 2 青藏高原东部中深源地震的震中位置

数字为表 1 的编号; YS 雅鲁藏布缝合带;

BS 班公—怒江缝合带; JS 金沙缝合带.

Fig. 2 Location of the intermediate-depth earthquakes
in eastern Tibet表 1 喜马拉雅和青藏的中深源地震 ($33\text{km} < h < 120\text{km}$)Table 1 Intermediate-depth earthquakes in Himalaya and Tibet ($33\text{km} < h < 120\text{km}$)
(1967—1998)

编号	发震时刻		震中位置		震级 (M_s)	震源深度	
	(年-月-日)	(时:分:秒)	$\varphi_N(^{\circ})$	$\lambda_E(^{\circ})$		CARE	ISC
01	1972-06-08	23:10:14.0	29.59	92.44	4.3	64	73
02	1973-08-01	14:05:15.5	29.59	89.17	4.4	71	63
03	1975-01-31	12:38:50.8	28.09	84.77	4.5	96	19
04	1976-09-14	06:43:51.6	29.81	89.57	5.3	107	75
05	1979-07-29	14:15:59.3	26.81	91.81	4.6	66	68
06	1980-11-19	19:00:46.9	27.39	88.75	6.0	(44)	47
07	1981-10-03	09:01:45.9	36.39	94.89	4.4	59	32
08	1981-10-17	09:32:09.0	35.60	88.20	4.0	55	60
09	1981-10-24	02:51:50.0	31.57	94.68	3.8	(70)	33
10	1981-11-21	04:25:05.6	29.53	89.12	4.3	50	50
11	1982-02-26	00:05:47.5	25.79	90.62	3.6	64	49
12	1982-04-24	02:04:43.7	28.31	92.92	4.4	75	52
13	1983-08-16	13:34:40.8	31.4	91.16	4.5	59	50
14	1983-11-05	19:48:24.6	33.92	89.87	5.1	(49)	33
15	1984-03-17	06:52:47.0	34.70	89.90	4.0	45	33
16	1984-08-06	08:40:07.0	32.10	88.10	4.9	44	8
17	1984-09-07	22:23:06.5	30.35	91.08	4.1	89	87

续表 1

编号	发震时刻		震中位置		震级 (M_s)	震源深度	
	(年-月-日)	(时:分:秒)	$\varphi_N(^{\circ})$	$\lambda_E(^{\circ})$		CARE	ISC
18	1984-11-15	21:09:03.6	26.72	92.72	4.2	75	84
19	1984-12-05	07:15:45.1	33.25	96.49	4.5	46	35
20	1985-03-30	20:32:22.1	32.90	93.73	4.6	48	27
21	1985-07-17	16:37:13.6	32.09	95.24	4.1	53	75
22	1985-08-01	12:13:44.9	29.16	95.13	5.4	(40)	36
23	1985-10-02	10:33:53.1	27.02	89.86	4.0	43	45
24	1985-12-23	13:49:45.2	27.65	85.66	4.2	43	46
25	1986-01-07	20:20:00.4	27.40	88.43	5.0	69	41
26	1986-01-10	03:46:29.1	28.65	86.59	4.6	(81)	63
27	1986-02-10	16:56:22.2	28.20	87.91		67	67
28	1986-04-04	07:58:37.7	30.80	88.32	4.5	42	44
29	1987-04-23	09:05:56.8	27.93	87.01	4.7	46	48
30	1987-09-06	23:38:54.8	26.64	93.41	6.2	45	53
31	1987-09-25	23:16:27.5	29.77	90.27	5.3	(40)	19
32	1987-10-15	16:22:50.5	27.30	93.03	4.3	48	27
33	1987-12-12	13:49:00.0	29.80	90.40	5.1	57	45
34	1988-08-20	23:09:10.1	26.72	86.63	7.2	78	65
35	1988-10-23	15:31:55.0	34.10	92.10	4.5	58	51
36	1989-02-28	08:26:43.2	30.49	94.47	5.3	58	42
37	1990-01-09	02:29:26.7	28.23	88.16	5.5	79	41
38	1990-01-10	23:01:22.0	26.56	86.66	4.7	68	66
39	1990-01-30	15:06:26.1	28.6	85.71	4.5	52	44
40	1991-12-02	19:45:36.6	32.09	94.69	4.4	46	57
41	1991-12-17	20:27:49.7	33.99	88.90	4.6	45	15
42	1991-12-21	19:52:45.5	27.90	88.14	4.9	70*	65
43	1992-03-07	22:41:50.8	29.44	89.37	4.3	80*	92
44	1992-04-04	17:43:20.7	28.15	87.98	4.9	80*	24
45	1992-11-11	05:27:38.0	27.64	92.85	4.5	68	67
46	1993-10-05	20:48:35.7	38.3	88.7		45	
47	1995-01-01	19:56:12.1	27.88	87.75	4.5	61	58
48	1996-05-10	21:34:58.6	29.89	88.3	3.1	40	33
49	1996-06-09	23:25:18.5	28.33	92.20	5.1	(68)	83
50	1996-06-09	23:25:16.6	28.34	92.37	4.7	68	33
51	1996-07-03	06:44:45.5	30.15	88.19	5.6	33	33
52	1996-07-04	03:38:25.3	30.25	88.09	4.2	49	33
53	1996-07-05	13:10:01.2	29.64	88.04	4.0	58	33
54	1996-07-08	23:28:30.3	30.5	87.83	3.8	51	33
55	1996-07-22	15:54:08.4	29.78	87.77	4.7	53	33
56	1996-09-12	18:04:47.7	27.00	92.57	4.3	49	49

续表 1

编号	发震时刻		震中位置		震级 (M_S)	震源深度	
	(年-月-日)	(时:分:秒)	$\varphi_N/(^\circ)$	$\lambda_E/(^\circ)$		CARE	ISC
57	1996-09-13	03:41:11.8	27.29	88.59		44	33
58	1997-03-03	09:29:43.1	26.94	86.39	4.2	74	45
59	1997-04-15	20:43:43.4	29.99	97.20	4.2	82	100
60	1997-07-18	19:39:22.8	26.86	91.87	4.0	43	47
61	1997-11-08	09:04:47.6	28.92	96.05	4.1	62	58
62	1997-11-08	10:02:52.6	35.07	87.32	6.2	33	33
63	1997-11-08	15:39:22.6	35.40	87.53	4.1	42	33
64	1997-11-08	18:31:33.3	35.34	87.80	4.1	44	33
65	1997-11-11	03:46:32.7	27.11	93.27	3.6	45	103
66	1997-11-19	21:58:29.3	35.02	86.91	4.4	48	33
67	1997-12-08	14:47:35.7	33.83	88.38	4.3	49	50

注: CARE: 中国地震年报; ISC: 国际地震中心报告; * 引自 Zhu and Helmberger, 1996; () 引自 Harvard CMT.

在图 2 中, 中深源地震 No. 02、No. 04 和 No. 43 几乎在同一地点发生, 它们的震源深度都大于 70km, 相似深度的地震在同一地点发生的情况还有地震 No. 37、No. 42 和 No. 44, No. 12 和 No. 49, No. 58 和 No. 34. 这也说明这些中深源地震的深度比较稳定.

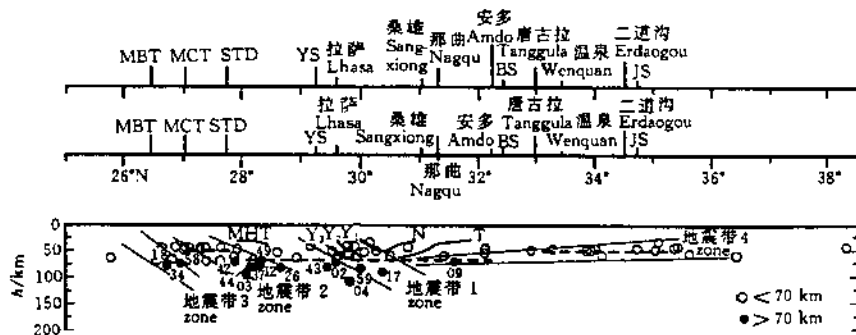


图 3 喜马拉雅—金沙缝合带剖面的中深源地震分布图

数字为表 1 中的编号; 虚线为接收函数所得的 Moho 界面深度.

Y_1 、 Y_2 、 Y_3 、 N 、 T 为广角地震反射界面; MHT 为 INDEPTH 的垂直地震反射界面;

细线为中深源地震带的边界位置; YS 为雅鲁藏布缝合带; BS 为班公—怒江缝合带;

JS 为金沙江缝合带.

Fig. 3 Seismic profile of intermediate-depth earthquakes from Himalaya to Jinsha suture

图 3 为根据表 1 的地震数据, 得出自喜马拉雅至金沙缝合带, 沿经度方向的地震剖面图. 图中同时给出 INDEPTH 所得垂直反射面 MHT 和藏南的广角反射界面, 作为地震带边界的参考. 由于图 2 的观测区, 范围宽度可达 1000km, 沿纬度方向的地震活动性可能有较大变化, 而且雅鲁藏布、MCT 和 MBT 也不是互相平行的. 为了检测它们的影响, 我们曾把图 2 中的地震分为东西两部分, 分别画出西部和东部的两个地震剖面, 它们与图 3 的结果并无矛盾.

自图 3 可知,在雅鲁藏布缝合带的下方 15 个震源深度大于 33km 的地震会聚成一个向北倾斜的地震带,我们称它为地震带 1. 向上延伸可以到达地表的雅鲁藏布冲断层,向下可以到达 100km. 震源深度大于 70km 的地震共有 5 个,即 No. 02、No. 04、No. 17、No. 43 和 No. 59. 最深的地震为 No. 04, Molnar 和 Chen^[15] 对它作有详细研究. CARE 定出它的震源深度为 107km, Molnar 和 Chen 定出它的震源深度为 90km. No. 43 地震的资料取自 Zhu 与 Helmberger^[16]. No. 02、No. 04 以及 No. 43 这 3 个地震的震中几乎相同,而 No. 59 地震则位于青藏高原的东端(见图 2).

在地震带 1 以南有一个空隙,再往南在 MCT 以下又出现另一个向北倾斜的中深源地震带 2. 它可与地表的 MCT 相连接. 地震带 2 包含 15 个中深源地震,其中有 7 个深度大于 70km, 即 No. 03、No. 12、No. 26、No. 37、No. 42、No. 44 和 No. 49. Zhu 与 Helmberger^[16] 对 No. 42 和 No. 44 两个地震作过研究.

地震带 3 的中深源地震较少. 它包含 3 个震源深度大于 70km 的地震,即 No. 18、No. 34 和 No. 58. 震源深度大于 70km 的地震分布帮助我们在地震带 3 与地震带 2 区分开来.

地震带 4 与前面 3 个向北倾斜的地震带不同,它是向南倾斜的,而且倾角很小. 如将地震带 4 向北上延,它可达到地面的唐古拉山. 地震带 4 中只有 No. 09 一个震源深度达到 70km. 它的震源深度数值是由 Harvard CMT 测定的,它与 ISC 的测定结果相差较大,但是不影响地震带 4 的形态. 地震带 4 可能向南延伸,直至到达地壳的底部.

虽然现在中深源地震的定位仍然不很精确,地震带的边界划分也有一定的任意性,但是,其中 18 个中深源地震(见表 2)的震源参数是由数字地震记录确定的,或者另有专门的研究,因此 4 个地震带的形态以及喜马拉雅震源深度达到 80—100km 的结论是无可怀疑的.

喜马拉雅与藏南的中深源地震分布的结果表明:

(1) 喜马拉雅与藏南的中深源地震汇集成 4 个地震带,它们分别与地表的雅鲁藏布冲断层、MCT、MBT 以及唐古拉山构造带相连接. 它们表明 MCT、MBT 以及雅鲁藏布冲断层不是浅的构造,而是穿过地壳,并且到达 100km 左右深度的上地幔并显示入侵的印度板片向欧亚地壳俯冲的痕迹.

由于冲断层之间的地表宽度多为数十公里,所以俯冲的板片只能是地壳俯冲而不是岩石圈俯冲. 地壳俯冲的深度由地壳的力学参数和密度所决定. 有限深度的地壳俯冲表示俯冲的地壳太轻,以至于不能插入到更深的上地幔. 向南倾斜的地震带 4 可以解释为入侵的地壳板片在唐古拉山处产生仰冲的结果.

(2) 中深源地震汇聚为 4 个地震带的现象,表明喜马拉雅及藏南的地壳俯冲不只在—处产生,而是在多处产生.

我们结合喜马拉雅与藏南的热事件研究,对多次地壳俯冲,可以解释如下:自印度板块与欧亚板块接触后,初次地壳俯冲可能发生在雅鲁藏布缝合带. 由于上地幔的阻力,地壳俯冲过程在达到 100km 深度时被迫停止. 此后在缝合带以南某处比较软弱的地带,例如 MCT 处,产生第二次后退的地壳俯冲. 与此类似,第二次地壳俯冲达到 100km 后亦被迫停止,此后又在 MBT 处产生另一个后退的地壳俯冲带. 由于西藏同样受到来自入侵印度地壳的推力,在唐古拉山亦可出现地壳的俯冲或仰冲. 地质学以及热年龄学的证据

表 2 喜马拉雅高原中深源地震震源参数

Table 2 Parameters of fault plane solutions for intermediate-depth earthquakes in Himalaya and Tibet

编号	发震时刻 (年-月-日)	震中位置		震源深度 (km)	节面 A			节面 B			P 轴		T 轴		B 轴		资料来源
		$\varphi_N/(^{\circ})$	$\lambda_E/(^{\circ})$		走向	倾向	倾角	走向	倾向	倾角	方位角	倾角	方位角	倾角	方位角	倾角	
1	1973-08-01	29.59	89.17	71	323	69	-147	220	60	-23	183	37	89	06	352	52	文献[15]
2	1976-09-14	29.81	89.57	90	215	52	-68	2	43	-116	185	72	290	5	21	17	同上
3	1980-11-19	27.39	88.75	44	301	89	-141	209	51	-2	172	28	68	25	302	51	文献[30]
4	1982-01-23	31.68	82.29	41	17	38	-58	160	59	-112	24	68	265	11	171	19	Harvard CMT
5	1983-11-05	33.92	89.87	49	343	83	-163	250	73	-7	208	17	115	7	4	71	同上
6	1985-06-15	34.61	83.00	33	40	61	-30	145	64	-147	4	41	272	2	180	49	同上
7	1985-08-01	29.16	95.13	40	176	15	153	292	83	76	34	37	187	50	294	14	同上
8	1986-01-10	28.60	87.09	81	140	46	-162	38	78	-45	349	40	96	20	206	43	文献[32]
9	1987-09-25	29.77	90.27	40	201	45	-90	21	45	-90	180	90	111	0	21	0	Harvard CMT
10	1989-04-03	25.05	94.58	93	71	81	-8	163	82	-171	27	12	297	1	202	78	同上
11	1990-03-08	25.56	96.62	56	32	73	173	124	84	18	256	8	349	17	143	71	同上
12	1991-12-21	27.90	88.14	70	295	84	-178	204	88	-8	157	6	252	3	7	82	文献[16]
13	1992-03-07	29.44	89.37	80	350	69	-165	253	74	-24	210	27	303	3	39	63	同上
14	1992-04-04	28.15	87.98	80	146	71	-158	47	66	-24	6	31	277	3	182	59	同上
15	1992-06-27	35.18	81.12	33	12	30	-90	192	60	-90	102	75	282	15	12	0	Harvard CMT
16	1996-06-09	28.33	92.20	68	12	23	-117	221	69	-79	149	64	303	24	37	10	同上
17	1996-07-03	30.15	88.19	33	172	45	-102	8	46	-78	355	82	90	1	180	8	同上
18	1997-11-08	35.07	87.32	44	348	88	159	79	69	2	35	14	301	16	164	69	同上

曾经表示喜马拉雅的构造活动是多幕性的^[17]。根据热事件的研究结果,雅鲁藏布冲断层的活动约在 27—23Ma 开始,最重要的 MCT 活动出现在 24—21Ma^[6],而 MBT 的构造活动大约在 11—7Ma 开始^[17]。因此喜马拉雅的 3 个向北倾斜地震带是自北向南顺序后退,相继发生的。这与上述对中深源地震带产生的解释是相吻合的。产生唐古拉山冲断层的年代现今尚无数据。

3 喜马拉雅及藏南的地壳剖面比较

近年来,喜马拉雅与藏南地壳构造的研究有很大进展^[18-20]。图 4 是喜马拉雅和藏南的一条综合地壳构造剖面图^[21]。它包含了地震垂直反射波的结果^[7,22,23],广角地震反射波的结果^[24-26]以及从接收函数所得的结果^[27-29]。根据 INDEPTH 的垂直反射波结果,喜马拉雅和藏南的上地壳有一些近于水平的浅部构造,深度小于 20km。例如在拉萨块体的 Yamdrok Damxung 反射层(YDR)和喜马拉雅的一些近于水平的构造。在雅鲁藏布附近的 CYR,深度为 15—20km,倾角为 8—25°^[23]。作者认为它是喜马拉雅在雅鲁藏布缝合带处向拉萨块体俯冲板片的上界面。在中地壳和下地壳,大部分构造的倾角都较大。在喜马拉雅向北下倾的垂直反射界面 MHT,自深度 27km 延伸到 40km,多数人认为它是印度板块向欧亚俯冲的上界面^[7]。在拉萨附近的下地壳,尚有一些很强的垂直反射波能量,但是它们不像 MHT 那样清晰。

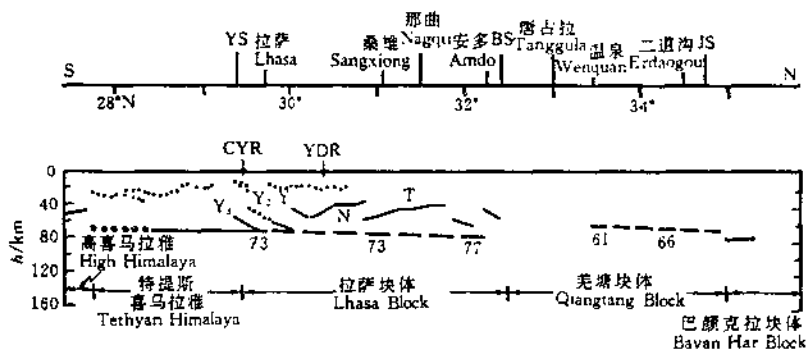


图 4 喜马拉雅—金沙缝合带的综合地壳构造图

..... 壳内垂直反射界面; — 壳内广角反射界面; - - - 远震接收函数的莫霍面;

..... 垂直反射的莫霍面; — 广角反射的莫霍面; 数字为莫霍界面深度;

CYR、YDR 为上地壳垂直反射界面; MHT 为中地壳的垂直反射界面; Y_1 、 Y_2 、 Y_3 、N、T 为

中下地壳的广角反射界面; YS、BS、JS 见图 2、图 3 注。

Fig. 4 Crustal structure from Himalaya to Jinsha suture

在拉萨块体的下地壳有很强的广角反射波界面,例如向北倾斜的 Y_1 、 Y_2 、 Y_3 界面以及向南倾斜的 T 和 N 界面。 Y_1 、 Y_2 、 Y_3 界面如向上延伸,在地表可达雅鲁藏布缝合带以南。广角反射界面 Y_2 的位置与 INDEPTH 在拉萨下方所得垂直反射能量重合得十分好,这充分说明广角反射波结果的可靠性。由于倾角较大的界面,其垂直反射波的接收有时

会有困难,使得在其他广角反射波界面处没有接收到相应的垂直反射波. T 和 N 的广角反射界面如向上延伸,到达地面的唐古拉山(或那曲)以北的地区.

把图 4 的地壳构造剖面 and 图 3 的中深源地震剖面相比较,它们有许多相似之处. 在藏南地区,雅鲁藏布缝合带北面,广角反射界面 Y_1 、 Y_2 、 Y_3 的位置和倾角与地震带 1 十分相似;在班公缝合带(BS)下面的广角地震反射界面 T、N 的位置和地震带 4 也很相似. 在喜马拉雅山没有进行广角地震反射探测所以无法和地震带 2、3 相对照.

藏南地区广角地震反射界面的位置和倾角与中深源地震带的相似性为它们的可靠性提供了有力的证据.

4 震源机制

地震震源机制对于俯冲带的性质可能提供重要信息. 已有不少文章研究青藏高原的震源机制^[14,30],它们多数讨论了浅源地震 $h < 33\text{km}$ 的性质. 青藏高原浅源地震的震源机制可以简略总结如下.

4.1 喜马拉雅的冲断层

根据文献[13]的结论,大部分中等强度的喜马拉雅地震集中在 MCT 与 MBT 之间,宽度约为 50km 的地区. 大多数地震的深度为 10—20km,其断层面为向北倾斜的逆冲断层,倾角小于 30° .

4.2 拉萨块体中的正断层

拉萨块体中存在数个走向为 NNE—SSW 到 N—S 的裂谷带,从喜马拉雅延伸到拉萨块体. 亚东—安多裂谷带可能是最长和最活跃的裂谷带. 多数裂谷带在亚东—安多裂谷带以西. 拉萨块体的西部有不少地震,其震源机制为正断层,形成一个北西方向的正断层带. 这些地震位于裂谷带的北端,表明裂谷带是在喜马拉雅首先发育的,然后逐渐向北延长. 裂谷带北端的地震表明,现在裂谷带的北端尚在活动,而南端可能已不复活.

4.3 羌塘块体西部的复杂断层系统

羌塘块体西部的地震具有不同走向的走滑断层性质,它们多半含有较大的正断层成分.

4.4 走滑断层

青藏高原的阿尔金山、东昆仑山、雁石坪—昌都皆为大型左旋走滑断层,地震断层也是这样. 朋错—嘉黎为右旋走滑断层,该处的地震震源机制也是右旋走滑断层. 走滑断层可能和物质的流动有关^[14].

表 2 收集了 18 个中深源地震的震源机制数据,其中震源深度超过 70km 的共有 7 个. 它们的位置分布如图 5 所示. 由图 5 可知,在拉萨块体中,也有一条正断层的中深源地震带,它和浅源地震的正断层带一样,与拉萨块体的裂谷带属于同源,为了和图 3 青藏高原东部的地震剖面相对比,以便研究地壳俯冲和震源机制之间的联系,我们不用图 5 经度 80° — 85° 内的 3 个地震和经度 95° 附近的 3 个地震,而将其他的 12 个地震,按照纬度画出剖面,如图 6 所示. 首先我们分析喜马拉雅 5 个中深源地震(图 6)的震源机制. 1991 年 12 月 21 日地震($h = 70\text{km}$)为典型的走滑断层,一个节面走向为北西西—南东东,近于直立;另一个

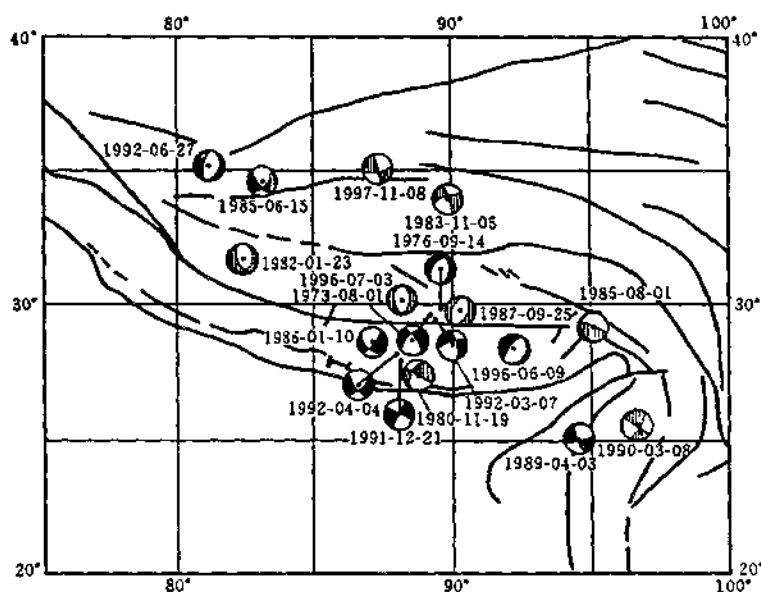


图 5 不同地区中深源地震的断层面解

震源机制图解为下半球等面积投影,影区为挤压象限,黑影区表示 $h > 70\text{km}$

圆圈旁的数字为发震日期,参数见表 2.

Fig. 5 The fault plane solutions of some intermediate-depth earthquakes in different localities

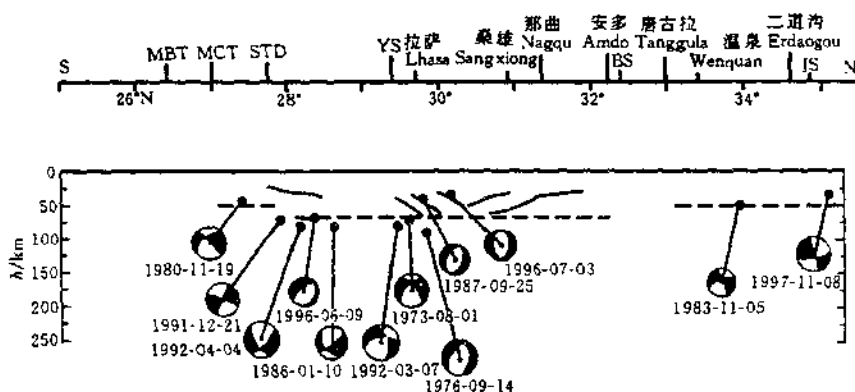


图 6 喜马拉雅—青藏高原剖面的中深源地震的震源机制

圆圈旁的数字为发震日期,参数见表 2.

Fig. 6 The fault plane solutions of some intermediate-depth earthquakes in the profile from Himalaya to Jinsha

节面走向为北北东—南南西,亦近于直立.如取前者为断层面,它是一个右旋走滑断层.该地震位置距裂谷带较远,因此该处的应力场主要是由地壳俯冲所产生的南北方向压应力.我们可以把它与 $h = 44\text{km}$ 的 1980 年 11 月 19 日地震相比较.1980 年 11 月 19 日地震的震源机制,一个节面为北西—南东,近于直立;另一个节面走向为北东—南西,向北西

倾斜,倾角为 51° . 如取前者为断层面,它是一个右旋倾滑断层. 与 1991 年 12 月 21 日相比邻的两个地震 1992 年 4 月 4 日 ($h=80\text{km}$) 和 1986 年 1 月 10 日 ($h=81\text{km}$)^[31], 它们的震源机制十分相似. 1992 年 4 月 4 日地震的震源机制为: 一个节面的走向为北西—南东, 向南西倾斜, 倾角为 71° ; 另一个节面为北东—南西, 向南东方向下倾, 倾角为 66° . 如取前者为断层面, 它是一个右旋走滑断层. 1986 年 1 月 10 日地震也是一个右旋走滑断层.

地震 1996 年 6 月 9 日 ($h=68\text{km}$) 是一个具有较大成分的正断层. 其震源机制中的一个节面走向近于正南北方向, 倾角为 23° ; 另一个节面为北北东—南南西, 倾角为 69° . 前者为低倾角正断层, 后者为向北西下倾的正断层. 从图 5 可以看出, 1996 年 6 月 9 日地震位于 $28.3^\circ\text{N}, 92.2^\circ\text{E}$, 是地表裂谷带东端的延伸部位.

现在分析雅鲁藏布江的 5 个中深源地震的震源机制. 1987 年 9 月 25 日 ($h=40\text{km}$) 地震与 1996 年 7 月 3 日 ($h=33\text{km}$) 地震的深度均较浅, 它们的震源机制均为正断层. 1987 年 9 月 25 日地震的震源机制为: 一个节面的走向为北北东—南南西, 向北西方向下倾, 倾角为 45° ; 另一个节面的走向也是北北东—南南西, 但是向南东下倾, 也是一个正断层. 1996 年 7 月 3 日地震的两个节面走向都近于正南北方向, 一个节面向西下倾, 另一个节面向东下倾, 倾角均为 45° 左右. 它们的结果与该处 $h<33\text{km}$ 浅震的震源机制相同. 地震发生的地点亦与地表的裂谷带相重合.

其他 3 个为较深的地震, 1976 年 9 月 14 日地震 ($h=90\text{km}$) 正好在 1987 年 9 月 25 日地震的正下方, 它也是一个正断层. 其震源机制为: 一个节面的走向为正南北方向, 向西下倾, 倾角为 43° ; 另一个节面的走向为北北东—南南西, 向南东方向下倾, 倾角为 52° .

在拉萨块体有数条裂谷带通过, 裂谷带的轴线近于南北方向. 与裂谷带相关的地震在 $h<33\text{km}$, $33\text{km}<h<70\text{km}$ 以及 $h=90\text{km}$ 处均有发生, 它们的震源机制都是走向近于南北的正断层. 这说明裂谷的张力作用自地表一直延伸至 90km 左右.

另外两个中深源地震 1973 年 8 月 1 日 ($h=85\text{km}$) 和 1992 年 3 月 7 日 ($h=80\text{km}$), 位于前面 3 个地震以南, 它们为具有较大正断层分量的走滑断层. 1973 年 8 月 1 日地震的震源机制为: 一个节面的走向为北西—南东, 向北东方向下倾, 倾角为 69° . 另一个节面的走向为北东—南西, 向北西方向下倾, 倾角为 60° . 如取前者为断层面, 它是一个左旋的倾滑断层. 1992 年 3 月 7 日地震的震源机制解为: 一个节面的走向为北北西, 向东下倾, 倾角为 69° ; 另一个节面的走向为北东东, 向北下倾. 取前者为断层面, 它亦为左旋的倾滑断层. 这两个中深源地震的震源机制表明, 它们一方面受到其北面张力区的影响, 另一方面, 它们本身具有左旋走滑断层的性质.

在羌塘块体中, 金沙缝合带及它以南, 有两个震源深度为 33km 与 50km 的地震 1983 年 11 月 5 日与 1997 年 11 月 8 日. 1983 年 11 月 5 日地震的震源机制为: 一个节面的走向为北东东—南西西, 倾角为 73° , 另一个节面的走向近于正南北方向, 倾角为 83° . 如取前者为断层面, 它为左旋的走滑断层. 1997 年 11 月 8 日地震的震源机制为: 一个节面的走向为近东西方向, 倾角为 69° ; 另一个节面的走向为近南北方向, 倾角为 88° . 如取前者为断层面, 它是一个近于直立的左旋走滑断层. 1997 年 11 月 8 日地震是玛尼附近发生的一次震级为 6.2 的大地震, 它的震源机制已有较详细的研究^[33].

分析图 6 地震断层面走向以及应力方向自南向北的变化, 它们是很有规律的.

喜马拉雅山共有 5 个中深源地震,其中 1996 年 6 月 9 日地震位于拉萨块体裂谷带的东端(见图 5),它具有较明显的正断层性质. 这里我们暂且不谈它. 其他 4 个地震自南向北,依次为 1980 年 11 月 19 日、1991 年 12 月 21 日、1992 年 4 月 4 日、1986 年 1 月 10 日地震. 1980 年 11 月 19 日与 1991 年 12 月 21 日两个地震的性质很相近,它们为近于直立的走滑断层,平均断层面走向为 $N62^{\circ}W$; 倾角很大,平均为 86° . 1992 年 4 月 4 日与 1986 年 1 月 10 日两个地震的性质很相似,它们为倾滑分量大的断层,平均断层面走向为 $N37^{\circ}W$,倾角为 59° .

雅鲁藏布缝合带上有 5 个中深源地震,1992 年 3 月 7 日和 1973 年 8 月 1 日两个地震的性质很相似,都具有很大的走滑成分. 它们的平均断层面走向为 $N24^{\circ}W$,倾角为 69° .

羌塘块体中有两个较浅的中深源地震 1983 年 11 月 5 日与 1997 年 11 月 8 日,它们的性质也很相似,平均断层面走向为 $N15^{\circ}W$,倾角为 71° .

1987 年 9 月 25 日、1976 年 9 月 14 日、1996 年 7 月 3 日 3 个地震为正断层,它们的性质很相似,平均断层面走向为 $N10^{\circ}E$,倾角为 45° . 再看喜马拉雅山中的 1996 年 6 月 9 日地震,它也位于裂谷带上,具有正断层的性质,其断层面走向为 $N12^{\circ}E$,倾角为 23° . 因此拉萨块体的裂谷带自地表到 90km 深处都处于近东—西方向的张力作用之下,断层面的走向近于南北方向. 在裂谷带两侧,原先走滑断层面的走向受到裂谷带张力的作用,产生一些改变.

我们再来研究自喜马拉雅山向雅鲁藏布缝合带再向羌塘块体,它们应力场方向的变化. 仍按上面的顺序,喜马拉雅山的 1980 年 11 月 19 日和 1991 年 12 月 21 日两个地震为走滑断层,其 P 轴方向平均为 $N15^{\circ}W$. 1992 年 4 月 4 日与 1986 年 1 月 10 日两个地震的平均 P 轴方向为 $N2^{\circ}W$.

在雅鲁藏布附近的地震 1992 年 3 月 7 日与 1973 年 8 月 1 日,其平均 P 轴方向为 $N10^{\circ}W$. 在拉萨块体南部,区域应力场自压应力转变为张应力. 3 个正断层的地震 1976 年 9 月 14 日、1987 年 9 月 25 日与 1996 年 7 月 3 日的平均张应力方向为 $N73^{\circ}W$. 在金沙附近,根据 1983 年 11 月 5 日与 1997 年 11 月 8 日两个地震的数据,平均 P 轴方向为 $N32^{\circ}E$. 地震断层面走向与应力场方向的变化如图 7 和表 3 所示. 可以看到除了在拉萨块体的张应力外,自喜马拉雅到金沙的压应力场有顺时针旋转的现象.

拉萨块体裂谷带中的地震,1976 年 9 月 14 日、1987 年 9 月 25 日以及 1996 年 7 月 3

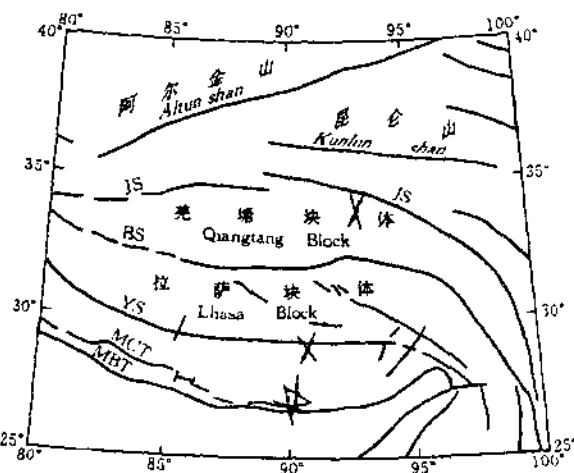


图 7 喜马拉雅—金沙剖面上地震断层面走向和应力场方向的变化

实线为地震断层面走向,箭头为 P 轴方向.

Fig. 7 Lateral variation of the directions of fault plane strike and P -axis from Himalaya to Jinsha

日,其平均张应力方向为 $N76^{\circ}W$, 倾角为 2° . 由此可知,地震应力场自喜马拉雅的近南北

表 3 喜马拉雅—金沙地震断层面走向及应力场方向的变化

Table 3 Lateral variation of fault plane solutions and P -axis

		南喜马拉雅	北喜马拉雅	雅鲁藏布缝合带	拉萨块体南部	金沙缝合带
地震断层面解	走向	$N62^{\circ}W$	$N37^{\circ}W$	$N24^{\circ}W$	$N-S$	$N15^{\circ}W$
	倾角	86°	58°	69°	47°	85°
P 轴	走向	$N15^{\circ}W$	$N2^{\circ}W$	$N17^{\circ}E$	(T 轴) $N76^{\circ}W$	$N32^{\circ}E$
	倾角	17°	35°	32°	2°	15°

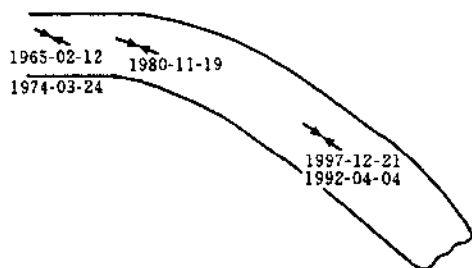


图 8 俯冲板片的应力场随深度的变化
箭头表示地震 P 轴的倾向。

Fig.8 Variation of the stress direction along the subducting slab

方向压力场转变为拉萨块体裂谷带的近东西方向的张力场,再向北转变为羌塘块体的北北东—南南西压力场,如图 8 所示。

下面我们探讨地壳俯冲的压应力场方向随深度的变化。因为雅鲁藏布处的地震不仅受地壳俯冲产生的压应力场作用,而且受裂谷带的张力影响,这种状况,本文不加讨论。在羌塘块体我们只记录到深度为 50km 以内的地震,所以不易观察应力场随深度的变化。只有在喜马拉雅山,我们不仅有 $h < 33\text{km}$,而且有 $h = 44\text{km}$ 以及 $h = 70-80\text{km}$ 的地震震源机制解。我们引用两个 $h = 15\text{km}$ 的浅震,

1965 年 1 月 12 日与 1974 年 3 月 24 日^[14],它们的平均 P 轴方向是 182° ,倾角为 36° ;而深度为 44km 的 1980 年 11 月 19 日地震,其 P 轴方向是 165° ,倾角为 17° 。深度为 $70-80\text{km}$ 的 1991 年 12 月 21 日与 1992 年 4 月 4 日两个地震的平均 P 轴方向是 358° ,倾角为 35° 。图 8 表示 P 轴倾角随深度的变化。1965 年 1 月 12 日及 1974 年 3 月 24 日两个浅震具有明显的冲断层性质,它表明压应力主要是水平的,而且近于南北方向;由于震源很浅,此时板块的重量可以忽略,压力主要来自印度板块向北的推力。深度增大后,板块的重量需要考虑,但是向北的水平推力仍然大于板块的重量。深度 $70-80\text{km}$ 时的 P 轴倾角大于深度 44km 时的 P 轴倾角,表示推力的方向随板块的弯曲而改变。

5 喜马拉雅和藏南的多重地壳俯冲

根据喜马拉雅和藏南地区中深源地震的分布,它们的震源机制以及地壳构造剖面的观测结果,我们得出在喜马拉雅与藏南地区,由于印度—欧亚的碰撞产生了多幕的地壳俯冲模型,要点如下:

(1) 在雅鲁藏布缝合带、大喜马拉雅、小喜马拉雅以及唐古拉山下面存在 4 条不同的地壳俯冲板片。前面 3 个板片为向北倾斜,最后一个为向南缓慢倾斜。

(2) 雅鲁藏布缝合带的地壳俯冲板片是在印度—欧亚碰撞后最先产生的。大约为 30Ma 。地表观测到的向北倾斜冲断层,垂直地震反射界面 CYR 以及该处的浅震皆由印

度地壳板片向欧亚上地壳俯冲所产生的。这个俯冲带在下地壳和上地幔顶部则产生中深源地震带 1 以及地震反射界面 Y_1 、 Y_2 、 Y_3 。按照地震带 1 的宽度,雅鲁藏布缝合带处的俯冲板片的厚度只有数十公里。我们现在还无法准确测定俯冲板片的上界面和下界面。根据拉萨块体浅震以及中深源地震的震源机制研究结果,原来由于自南向北俯冲的 S—N 方向压应力,已经大部分被另外一种成因的 E—W 方向张应力所替代;从地表到 70—100km 深度皆是如此。张应力区在地表的分布可自图 5 看出。这种张力可能由于原先地壳俯冲后,岩浆上涌所产生的。

(3) 在大喜马拉雅下面的地壳俯冲是在雅鲁藏布俯冲带之后产生的,大约为 24—21Ma。地表的 MCT、浅震的冲断层以及垂直反射界面 MHT 皆为在上地壳俯冲的产物。它们继续俯冲到地壳和地幔顶部则产生中深源地震带 2。浅震和中深源地震皆受印度向欧亚推进所产生的 S—N 方向压应力所控制;但是随着深度的增加,俯冲板片所产生的重力垂直分量也随着增加,因此浅层的冲断层在下地壳和地幔顶部逐渐成为走滑断层。

(4) 小喜马拉雅下面的俯冲带是最新的。虽然在 MBT 和 MCT 下面,震源深度为 30—50km 的地震不易截然分开,但是震源在 70km 以上的地震却明显分为 MBT 与 MCT 两个地震带。雅鲁藏布缝合带以及大喜马拉雅、小喜马拉雅下面的 3 个俯冲板片均为向北倾斜,它们与印度向北推进以及相应的地壳缩短有密切关系。

(5) 在唐古拉山以及青藏中南部下面的冲断层是由深度 $h > 40$ km 的中深源地震带以及根据反射界面 N 和 T 显示出来的。现在尚没有得到这些中深源地震的震源机制结果;而浅源地震通常为走滑断层。因此地震带的性质尚难确定。由于印度向北推进了 2500km 以上^[33],所以我们认为它可能属于仰冲断层。产生冲断层的时间尚未能确定。

(6) 以上所述的地壳俯冲或仰冲均自地表一直延伸到 100km 的地幔顶部。俯冲带的深度由地壳物质的参数所决定。

6 印度—欧亚碰撞过程的讨论

过去 20 年曾经提出不少印度—欧亚的碰撞模型^[34—36]。但是,本文所述的多重地壳俯冲(或仰冲)现象为印度—欧亚碰撞过程提供一个十分重要的框架。与海洋岩石圈的俯冲不同,在喜马拉雅以及藏南所观测到的地壳俯冲要求向北推进的印度地壳必须和它的上地幔盖层分离开来。这即是通常所说的“拆层”现象。只要我们考虑到大陆地壳下部的明显塑性,大陆岩石圈在碰撞过程中产生“拆层”现象是很容易理解的。与海洋岩石圈的俯冲不同,在陆—陆碰撞过程中,入侵的岩石圈需要经历“拆层”的过程。入侵的岩石圈分裂为上地壳和上地幔盖层两部分,塑性的下地壳给“拆层”提供了可能性。上地壳向前推进时,在不同时期,在喜马拉雅和藏南产生多重地壳俯冲;与此同时,上地幔盖层则向青藏高原更深的上地幔下插。大陆俯冲与海洋俯冲的差别不仅由于大陆的岩石圈较轻较厚,大陆下地壳的塑性提供了另一个十分关键的条件。

在陆—陆碰撞过程中,大陆岩石圈的“拆层”也完满地解答了 McKenzie^[37]所提出的难题。实际上,“拆层”现象,亦即上地壳与地幔盖层的分裂现象,以前曾有人提出,并用以解释青藏及其他地区大陆地壳的上升运动^[38,39]。另一方面,从几个不同作者所得的全球地

震层析成像结果中^[40-43],都看到一个高速的板片从印度延伸到青藏高原的上地幔,它可能为印度岩石圈的“拆层”现象提供一个独立的证据。

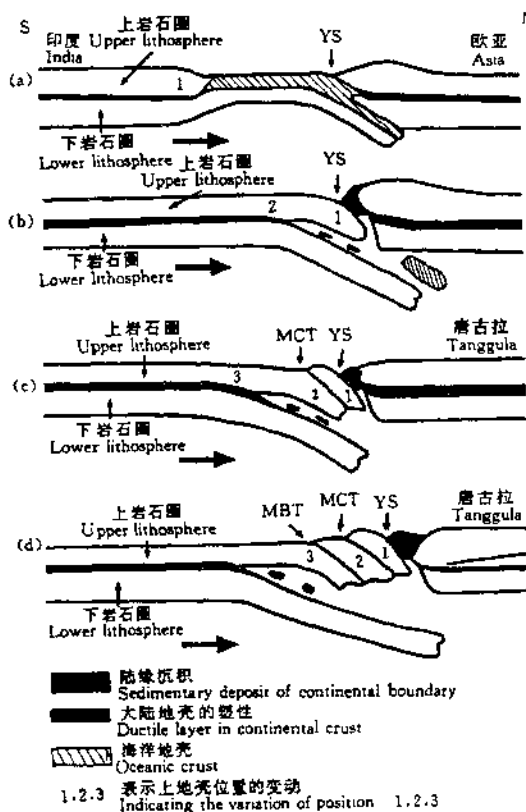


图 9 印度—欧亚的陆—陆碰撞过程

Fig. 9 Process of the India—Eurasia collision

和上地幔也不断产生分裂,大约在 20—19Ma 时产生高喜马拉雅的地壳俯冲,与此同时,印度的上地幔盖层在向北推进中向更深的欧亚上地幔俯冲。

(4) 当高喜马拉雅处的地壳俯冲达到 100km 深度时,俯冲便告停止。

11—7Ma 时在小喜马拉雅处,产生另一个地壳俯冲带。根据全球地震层析成像的结果,印度上地幔盖层俯冲的深度可达 200—300km。

向北推进的印度岩石圈不仅在雅鲁藏布缝合带、高喜马拉雅以及小喜马拉雅产生自南向北的地壳俯冲,而且在唐古拉山地区产生了地壳仰冲,但是它的年代还无法确定。

承蒙许忠淮与冯锐两研究员对本稿提出宝贵意见,特此致谢。

参 考 文 献

- [1] Isacks B L, Oliver J, Sykes L R. Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 1968, 73: 5855—5900.
- [2] Gansser A. The dynamic history of the Himalaya. In: Gupta J K eds. Zagros, Hindu Kush, Himalaya—Geodynamic Evolution, Geodynamic Ser., 3, AGU. 1981, 111—121.
- [3] Allegre C J, Courtillot V, Tapponnier P, et al. Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt. *Nature*,

根据在喜马拉雅和藏南所观测到的多重地壳俯冲现象,结合“拆层”的概念,我们曾提出一个印度与欧亚碰撞的新模式^[12],经过修改后的碰撞过程如图 9 所示。其要点是:

(1) 在 45Ma 之前,由于印度岩石圈向北推移,特提斯海洋岩石圈在雅鲁藏布缝合带处向欧亚俯冲;在 45Ma 时,印度与欧亚产生陆—陆碰撞;

(2) 大约 30Ma 时,印度岩石圈产生“拆层”现象,同时在雅鲁藏布缝合带处产生大陆地壳俯冲。雅鲁藏布缝合带处的陆—陆碰撞和地壳俯冲之间可能有 15Ma 的间隙。有些人认为这是“软接触”和“硬接触”的时间差。我们认为这种时间间隙更可能是由于地壳与上地幔盖层的分裂,需要有个力学的延时,它由岩石圈物质的物理参数所决定。

(3) 当雅鲁藏布缝合带的地壳俯冲达到 100km 左右的深度时,地幔顶部的刚性和密度阻止地壳继续俯冲,并使它停止。在印度板块继续向北推进时,地壳

- 1984, 307:17—22.
- [4] 王希斌. 日喀则—折东地质图 1:100000. 拉萨:西藏地质局, 1983.
WANG Xi-Bin. Geologic Map of the Xigatze—Zedong Region (in Chinese), scale, 1:100000, Xizang (Tibet) with report, Lhasa: Xizang Bureau. Geol., 1983.
- [5] 刘增乾. 青藏高原及邻区地质图. 1:500000, 北京:地质出版社, 1988.
LIU Zeng-Qian. Geologic Map of Qinghai—Xizang plateau and Its Neighboring Regions (in Chinese), scale, 1:500000. Beijing: Geological Publishing House, 1988.
- [6] Yin A, Harrison T M, Ryerson F J et al. Tertiary structural evolution of the Gangdese thrust system, southern Tibet. *J. Geophys. Res.*, 1994, 99(B9):18175—18201.
- [7] Zhao W, Nelson K D, INDEPTH Project Team. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. *Nature*, 1993, 366:557—559.
- [8] Owens T J and Zandt G. Implications of crustal property variations for model of Tibetan Plateau evolution. *Nature*, 1997, 387:37—43.
- [9] 环文林, 汪素云, 时振梁等. 青藏高原震源分布与板块运动. 地球物理学报, 1980, 23(3):269—280.
HUAN Wen-Lin, WANG Su-Yun, SHI Zhen-Liang, et al. The distribution of earthquakes foci and plate motion in the Qinghai-Xizang plateau. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1980, 23(3):269—280.
- [10] 滕吉文, 王绍舟, 姚振兴等. 青藏高原及其邻近地区的地球物理场特征与大陆板块构造. 地球物理学报, 1980, 23(3):254—268.
TENG Ji-Wen, WANG Shao-Zhou, YAO Zhen-Xin, et al. Characteristics of the geophysical fields and plate tectonics of the Qinghai-Xizang plateau and its neighbouring regions. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1980, 23(3):254—268.
- [11] Seeber L. et al. Seismicity and continental subduction in the Himalayan arc. in Zagros, Hindu Kush, Himalaya, Geodynamic Evolution. *Geodyn. Ser.*, Vol. 3. H. K. Gupta, et al. ed. 215—242, AGU, Washington, D. C. 1981.
- [12] 曾融生, 丁志峰, 吴庆举等. 喜马拉雅及南藏的地壳俯冲带以及印度—欧亚碰撞的新模式. 中国学术期刊文摘, 1998, 4(6):767.
ZENG Rong-Sheng, DING Zhi-Feng, WU Qing-Ju, et al. The crustal subduction zones in Himalaya and southern Tibet and its implication to the Indian-Eurasia collision. *Academic Periodical Abstract of China*, 1998, 4(6):767.
- [13] Ni J and Barazangi M. Seismotectonics of the Himalayan collision zone: Geometry of the underthrusting Indian plate beneath the Himalaya. *J. Geophys. Res.*, 1984, 89(B2):1147—1163.
- [14] 曾融生, 孙为国. 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. 地震学报, 1992, 14(增刊):534—563.
ZENG Rong-Sheng, SUN Wei-Guo. Seismicity and focal mechanism in Tibetan Plateau and its implications to lithospheric flow. *Acta Seism. Sinica*, 1992, 14(Suppl):534—563.
- [15] Molnar P, Chen W P. Focal depths and fault plane solutions of earthquakes under the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, 1983, 88(B2):1180—1196.
- [16] Zhu L and Helmberger D V. Intermediate depth earthquakes beneath the India-Tibet collision zone. *Geophys. Res. Lett.*, 1996, 135:435—438.
- [17] Sorkhabi R B, Stump. E. Rise of the Himalaya: a geochronologic approach. *GSA Today*, 1993, 3(4):87—92.
- [18] Molnar P, A review of geophysical constraints on the deep structure of the Tibetan plateau, the Himalaya, and the Karakoram, and their tectonic implications. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A*, 1988, 326:33—88.
- [19] Zeng R, Ding Z and Wu Q. A review on the lithospheric structure in the Tibetan Plateau and constraints for dynamics. *PAGEOPH*, 1995, 145(3/4):425—443.
- [20] Nelson K D, Zhao W, Brown L D, et al. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of Project INDEPTH results. *Science*, 1996, 274:1684—1688.
- [21] 曾融生, 丁志峰, 吴庆举. 喜马拉雅—祁连山地壳构造与大陆—大陆碰撞过程. 地球物理学报, 1998, 41(1):49—60.