

从地震折射和反射剖面结果 讨论唐山地震成因*

曾融生 陆涵行 丁志峰

(国家地震局地球物理研究所,北京)

摘 要

通过唐山震中的地震测深以及深反射剖面,揭示了唐山震源区的浅部及深部构造图象,它与以往的推测很不相同。

唐山东面的开平向斜属中生代构造,探测的结果表明,向斜轴是一近于直立的地壳断裂。唐山地震时的水平地形变主要是由开平地壳断裂的位移引起的,它是北北东—南南西向右旋走滑断裂。开平地壳断裂西面的陡河断层是一自地表向南东方向下插的正断层,断层倾角为 26° ,延伸至5km深处。陡河正断层刚好插到唐山市震中区的正下方。唐山地震时的垂直地形变主要是由陡河正断层的滑动引起的。

野鸡坨—丰台断层通过震源区的西部边缘,断层以西的第四纪沉积层,在过去一百万年间曾经沿北北东方向水平滑移15 km,表明它也是一个右旋的走滑断层。但是它在近代数百年间并无地震活动,唐山地震时该断层的滑动亦不明显。

开平地壳断裂和陡河正断层在唐山地震时同时滑动,说明地震的作用力除区域水平构造力外,地壳上方还存在一个附加的引张力。在开平断裂处,上部地壳的反射面倾角杂乱,而且在它的正下方,莫霍界面明显错断,因此,地幔顶部的热物质可能自开平地壳断裂中上升。热物质产生的热应力在地壳上方可表现为张应力,而在地壳下方却表现为压应力,这与反射地震剖面图的现象相符合。开平地壳断裂中热物质的上升对地震的产生有双重影响:它使地壳断裂中的物质软化,因而走滑断层易于滑动;同时在地壳上方产生张应力,使陡河正断层滑动。

关键词 反射剖面,地震成因,唐山。

一、引 言

地震的成因包含两个意义,其一是产生地震的力源性质;其二是地震发生时(包括前震和余震),岩层破裂的方式和过程。直到现在,人们对大陆地震成因的认识仍然不多。在板块边缘,地震的发生可能与板块的分离、板块的俯冲以及板块的水平移动有关^[1]。例如,加利福尼亚的地震可能与圣安德里亚斯断层的水平滑移有关。但是多数大陆地震不在板块边缘,而在板块内部。有些人认为,板块边缘的碰撞力可以在大陆内部传递很远的距离,因此,中国大陆西部甚至东部的现代构造,均与印度板块向欧亚板块俯冲或是太平

* 地震科学联合基金委员会资助的课题。
本文1987年5月14日收到。

洋板块的俯冲有关^[2,3]。印度板块和太平洋板块的构造力均向中国大陆挤压,它能够解释中国境内众多逆断层和平推断层的产生,也与中国大陆地震震源机制的结果多数是倾角很大的平推断层这个现象相吻合。但是另外一些迹象却说明,大陆内部很可能存在其它力源^[4]。近来某些地质学家对华北盆地进行过很有意义的研究,认为盆地和地壳内部的张力有关^[5]。

唐山位于中国大陆东部,它和渤海湾邻近。1976年7月28日发生的唐山7.8级地震,曾经造成巨大的伤亡和损失,但是地震的成因仍不清楚。

大陆上许多地震发生在大断层带上,例如,西南地区断层带上的地震。但是,另有一些地震,看不到它们与地面断层有明显的联系^[6]。唐山附近多为沉积层所覆盖,断层与地震之间的关系不易查证。

有人认为,地壳深部的柔性不能忽视,因此,震源区的岩石破裂和表层的破裂很不一样。要想解决这些问题,对震源区构造以及力学性质的研究特别有价值。

1976年11月,国家地震局地球物理勘探大队曾在宁河—涿鹿、乐亭—张家口以及柏各庄—丰宁三条测线上进行了深地震测深的野外勘探,解释的结果已陆续发表^[7-9]。1984年12月,国家地震局地球物理研究所在石油工业部物探局的协助下,在唐山震源区进行了TS-1和TS-2两条测线的可控源深反射探测,全长共70 km^[10]。综合反射和折射探测的结果,可以得到一幅相当清晰的唐山震源区构造图象,并从此推导出地震力源以及地震破裂过程的模型,这种模型对于华北地震可能有普遍意义。

二、地壳内部的温度分布和力学性质

深部岩层的力学性质与温度有很大关系,对此我们曾经作了一些探讨^[1]。计算地壳内部的温度分布,需要预先确定地壳内部不同深度处放射性物质的热产量。根据理论和实验的研究结果,深部物质的热产量与弹性波速度之间存在一定的关系^[11],它可以下式表示:

$$\ln A = -3.163V_p + 20.94,$$

式中 A 为热产量,单位是 10^{-6} W/m^3 , V_p 为弹性纵波速度,单位是 km/s 。唐山附近曾经进行过地面热流的测量^[12],所得的热流值变化较大,可能有地方性干扰。如取唐山的地面热流为 60 mW/m^2 ,并取沉积岩(深度小于 5 km)、地壳上层(深度为 $5-15 \text{ km}$)和地壳下层(深度自 15 km 至莫霍界面)的热传导系数分别为 2.1 , 2.5 和 $1.67 \text{ W/m} \cdot \text{K}$ ^[12],弹性纵波速度随深度的分布可用深地震测深的结果^[7]。由此计算出唐山地区地壳温度的分布如图1所示。

假定地壳上层的物质为花岗岩,下层地壳的物质为辉长岩,可以求得 T_m/T 随深度的变化如图2所示。 T_m 为物质的熔点, T 为不同深度的温度。一般认为,当 $T/T_m \geq 0.6$ 时,物质的柔性就已经出现。由图2可知,在深度 $10-22 \text{ km}$ 处,地壳物质处于脆性和柔性的转变阶段;而在深度大于 22 km 处,物质的柔性已经十分显著。

1) 丁志峰,京津唐地区地震的震源深度分布和地壳介质的热力学性质,硕士学位论文,国家地震局地球物理研究所,1986。

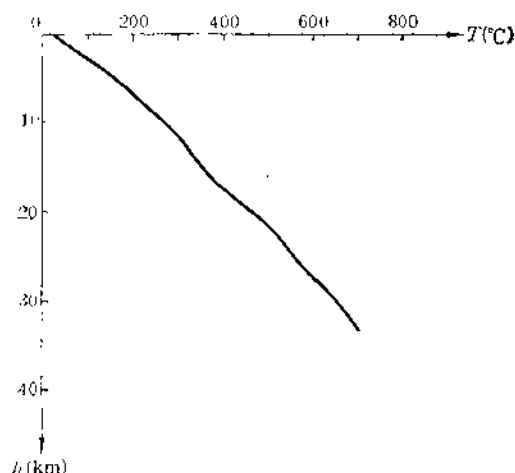


图1 温度随深度的变化

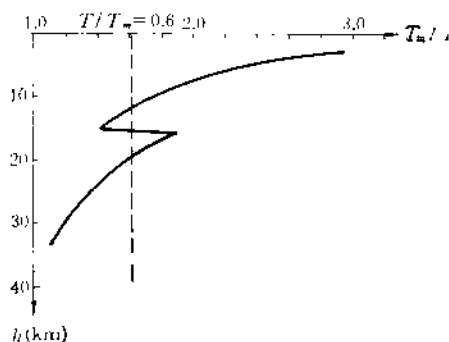
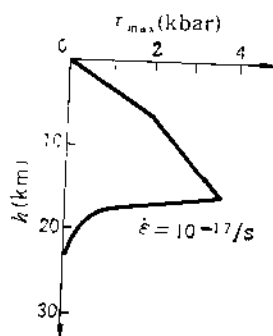
图2 T_m/T 随深度的变化

图3 最大剪切应力随深度的变化

脆性和柔性的转变主要决定于不同物质的熔点。地壳内部可能存在由两种不同速度的物质所组成的过渡带,这样的过渡带很可能是由软—硬—软—硬的薄层所组成。在莫霍间断面处,由于物质的熔点增大,物性又可能自柔性转换成脆性^[13]。

用不同深度岩层所能够承受的最大剪切应力可以作为衡量地壳物质强度的标尺^[14]。脆性岩石能够承受的最大剪切应力可以由 Byerlee 公式^[15]求得;塑性物质能够承受的最大剪切应力 $\tau_{\max}$ 可以用下式表示:

$$\ln \tau_{\max} = \frac{1}{3} \left(g^* \frac{T_m}{T} + \ln \dot{\epsilon} - \ln c \right).$$

式中 g^* 和 c 为常数, $\dot{\epsilon}$ 为地壳内部的形变率,并取 $\dot{\epsilon}$ 为 10^{-17} s^{-1} 。综合脆性和塑性的结果,可得 $\tau_{\max}$ 随深度的变化见图 3。

唐山主震的震源深度,由于国内地震台记录的初始部分均已超幅,所以无法用初至的到时确定。根据宏观等震线以及远台 ($pP - P$) 时差求得的震源深度为 10 km^[16]。我们在地震剖面沿线附近重新测定了 1979 年 1 月—1983 年 12 月期间 $M > 2.0$ 级余震的震

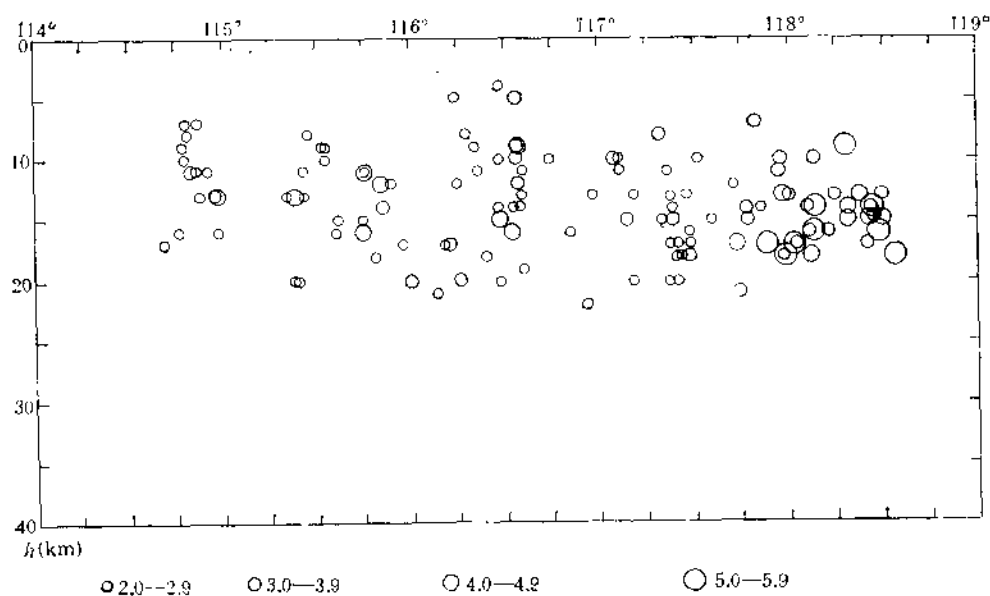


图4 唐山—张家口测线附近震源深度分布图

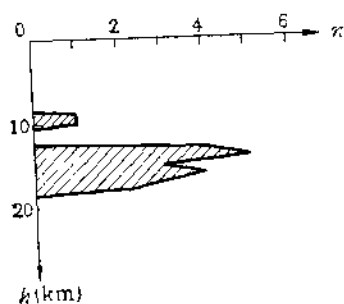


图5 地震发生频度随深度的变化

源深度,见图4,震源频度随深度的分布见图5。

图5与图3的形状十分相似。地震主要分布在深度10—20 km处,刚好这里岩石能够承受的剪切应力最大,也就是说,这里能够贮藏足够的能量使地震发生。由图4可知,深度22 km以下的介质不发生地震。它进一步表明,22 km以下的介质,其塑性已很显著。

三、地壳构造

1. 地壳分层

宁河—涿鹿、乐亭—张家口两条地震测深剖面以及反射剖面 TS-1、TS-2 的位置如图6所示。不同炮点所得的速度分布并不完全相同,它们的共同特点是:

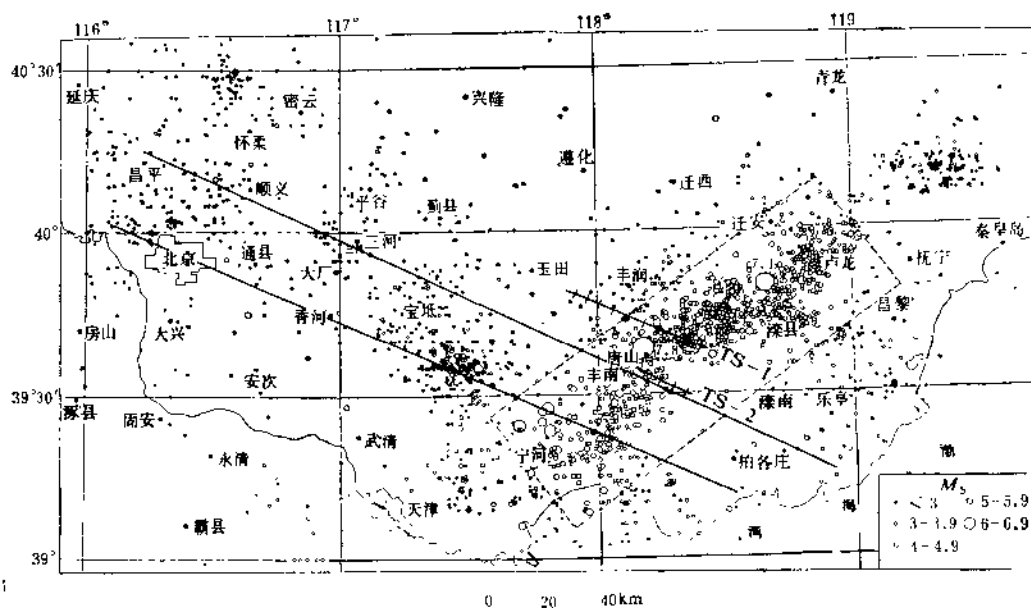


图6 地震测线位置图

(1) 沉积层的厚度为 1—5 km, 西部薄, 东部厚, 其速度由 4.0 km/s 变化至 6.0 km/s;
 (2) 沉积层底面至深度 14 km 之间, 是一层速度为 6.0 km/s 左右比较均匀的地层;
 (3) 深度 14—22 km 之间的速度为 6.5—6.7 km/s, 深度 14 km 处可能是一个化学或矿物的间断面, 上下物质的速度有跳跃变化;

(4) 深度 22 km 至莫霍界面之间, 是一个速度梯度带, 速度自 6.5 km/s 随深度连续增大至 7.0 km/s。在唐山震中的正下方, 地壳下部的速度梯度可能更大^[7]。

图 7 为 TS-1 测线的反射剖面图, TS-1 测线和乐亭—张家口地震测深的测线相邻近, 因此反射和折射的结果可以互相比较。由图 7 可知, 深度小于 5 km 的地层, 其反射面比较连续, 这里发生断层和褶皱。深度大于 5 km 时, 反射界面很不连续, 浅部断层不能延伸到 5 km 深处以下。因此有理由认为, 深度大于 5 km 时, 岩层的柔性已经不能忽视。

深地震测深所得深度为 14 km 以及 22 km 的界面, 相应于反射剖面中的双程时间为 4.5 s 和 7.5 s, 该处反射面亦比较集中。

根据地震测深所得的速度分层, 反射剖面所显示的构造, 以及深部物质的力学性质, 可得到综合的地壳构造如图 8 所示。

2. 莫霍界面

唐山地区深地震测深的 P_mP 震相在震中距为 70—100 km 时是莫霍界面的广角反射波, 由它求得的莫霍界面深度比较准确。乐亭—张家口测线上四个不同炮点所得的莫霍面起伏见图 9。莫霍面的深度一般为 33 km 左右, 在唐山以东数公里处, 莫霍界面出现断裂现象, 断裂以东的莫霍面向西下倾, 断距达 3—5 km。莫霍面断裂处刚好相应于地面的开平向斜轴部。在唐山以西 20 多公里的大八里庄处, 莫霍界面的深度向西略有增大, 在图 7 的 TS-1 反射剖面图中, 莫霍界面的断裂现象不明显; 但是在 TS-2 剖面, 相应于

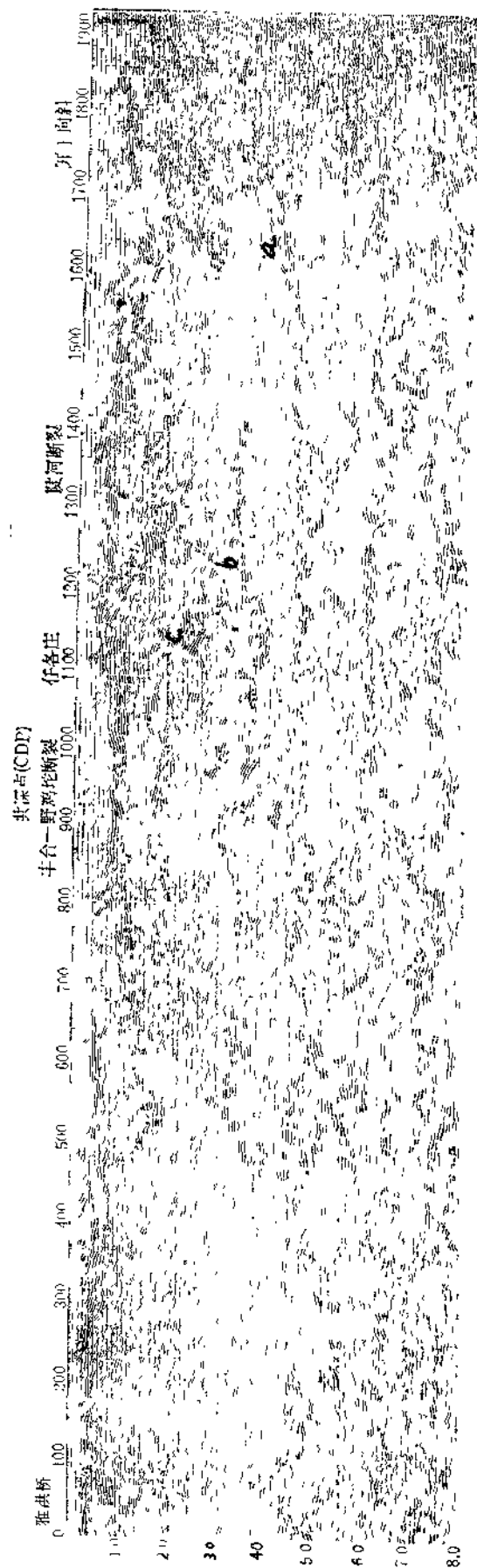


图 7 TS-1 剖面显示图

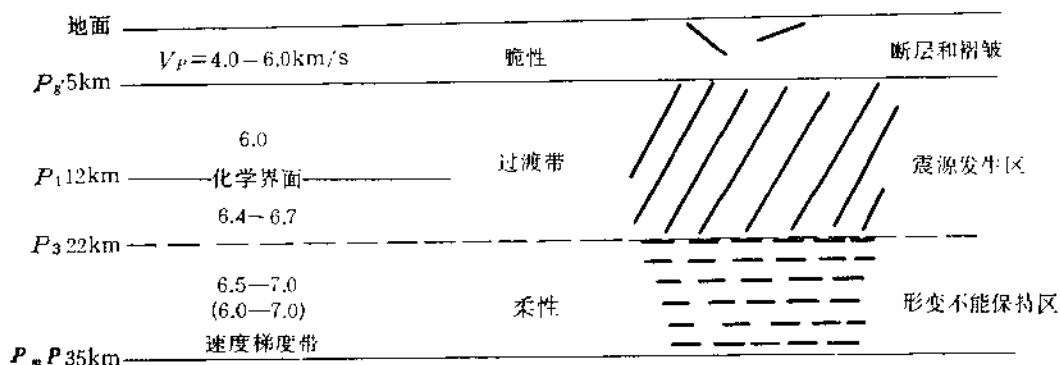


图8 地壳构造及力学性质的分层

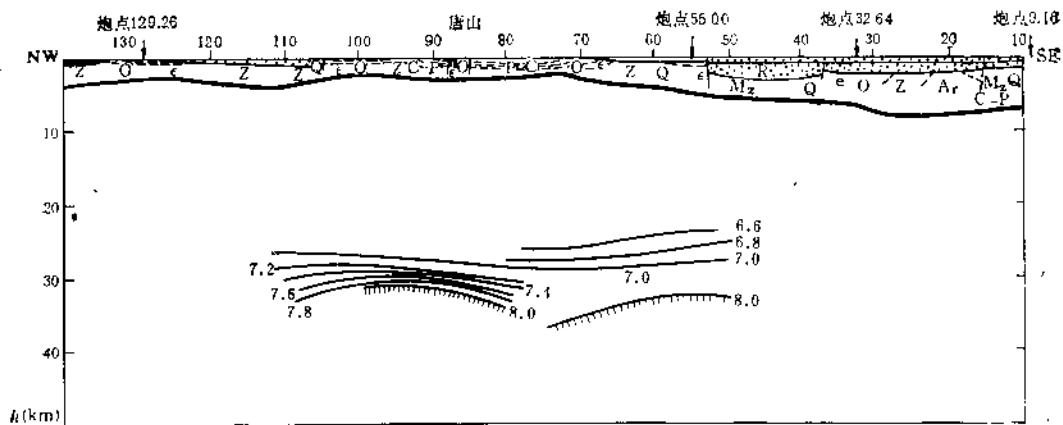


图9 震源区地壳下部的构造

开平地壳断裂的东侧,可见到莫霍界面向西倾斜的现象^[10]。

由于地震测深剖面的长度不够(小于 160 km),地幔顶部的速度和它沿水平方向的变化均无准确数字。但是,在乐亭—张家口测线四个炮点所得的 P_mP 波,其后面波列的性质有明显差异^[7],说明沿测线上,地幔顶部存在横向的不均匀性。在该测线桩号 90 以西一段的莫霍界面,与它相应的 P_mP 波后面有一长串的波列,能量很强;而在其它地点, P_mP 波后面波列的延续时间较短,且能量弱。 P_mP 后面长串波列的产生可能说明这里莫霍界面附近有较大的速度梯度,或是存在相间的高速和低速薄层。

3. 表层构造(深度小于 500m)

根据河北第一煤田大队提供的资料,唐山地区的表层构造如图 10 所示。图中细线上的数字表示第四纪沉积层厚度,细的虚线表示出露的基岩范围,粗的虚线表示断层或构造轴线,粗的实线表示反射测线的位置。由图 10 可知,在唐山南部,第四纪的沉积层向南倾斜,平均坡度为 1/20,倾角约 3° 。表明该区自第四纪以来,曾经受到燕山运动的影响,北面抬升,南面下降。燕山运动的速度比较恒定,唐山地震时的地形变说明,燕山运动对唐山地震的作用不明显。

唐山以西约 20km 处存在北东向的野鸡坨—丰台断层,它与 TS-1 测线在大八里庄

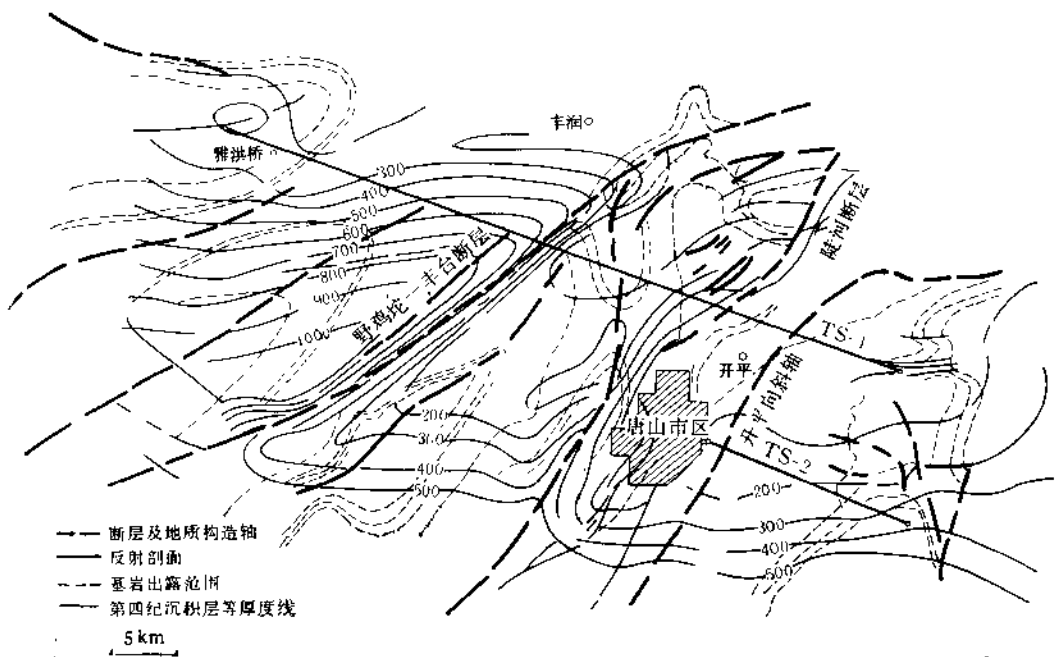


图 10 震中区附近地质构造图

处相交叉。有些地质学家认为,该断层为向北西方向下倾的正断层,断层两侧的沉积厚度相差数百米。但是在图 7 的反射剖面图中,没有看到大八里庄附近有任何正断层特征。如果地表有正断层,它也必定很浅,延伸不超过数百米。但是,图 10 明显表明,野鸡坨—丰台断层两侧的沉积层有很大的水平位移,表明它是一个右旋平推断层,断层以西的第四纪沉积层向北东方向平推 15 km。估算水平位移的速率约为每年 1.5 cm。野鸡坨—丰台断层是一个平推断层的论点,在下述的深部构造中将得到进一步证明。

如果水平移动是突发性的,而且能量积累的速率是恒定的,那么估算象唐山这样大的地震(最大水平位移为 1.7 m 左右),其重复率约为 100 年。这个数字较合理,对于唐山今后地震危险性的估计可能是有意义的。

野鸡坨—丰台平推断层的走向与区域构造是一致的。虽然第四纪以来该断层滑动的速率比华北平原断层平均的水平滑移为大,但是从唐山地震时水平和垂直的地形变可知^[17,18],地震时该断层的地形变很小,滑动不明显。因此,这样一个第四纪以来活动的断层,在近代(数百至数千年)并无地震活动。另一种可能的解释是该断层属于蠕动性质,因此有形变而无断层。

在图 10 中,唐山市区的西北郊有北北东向的陡河断层,地质学家认为它是向北西下倾的正断层。唐山市区还有一些断层通过,有的是向北西下倾的正断层,有的是向北西下倾的逆断层。由第四纪沉积层的等厚线可知,陡河断层两侧亦有水平位移,其幅度约 1—2 km,比野鸡坨—丰台断层小得多。

地震时,唐山市区出现两条地裂缝,它们也属右旋的水平滑移性质,走向北北东。唐山市区以东数公里有二三十公里宽的中生代向斜构造,向斜轴在开平附近。在开平向斜

轴的正下方,正是莫霍界面出现断裂的地方。

4. 深度 0.5—5 km 的构造

深度 0.5—5 km 的构造可以从图 7 的反射剖面看到。在大八里庄(野鸡坨—丰台断层与 TS-1 剖面相交处)以西,深度 1 km 处有强反射界面,而在大八里庄以东,强反射界面的深度为 2 km。在它们之间数公里宽度内,反射界面不能连续追踪,说明这里是一个断层,断层的影响可以垂直向下延伸至十余公里深处,反射剖面图在这里没有任何正断层的表示。由于地表的野鸡坨—丰台断层和反射剖面的断层以及此处的莫霍界面深度变化刚好同在一个直立的方向上,再加上前面所述,这里有第四纪沉积层的平推滑动,因此有充分理由认为,野鸡坨—丰台断层是一个近于直立的地壳断裂。第四纪以来,这个地壳断裂沿北东向水平滑动 15 km 左右;但是该断裂在近代并无地震活动,唐山地震时,断裂的地形变不显著。

由图 7 可知,相应于地表的陡河断层,在深部是向南东方向下倾,而不是向北西方向下倾的,它自唐山市西郊的地表向下延伸到深度 5 km 左右,倾角为 26° ,正好位于唐山极震区的正下方,它是产生唐山地震的一个重要构造。

地震时,地面的垂直形变和水平形变分别如图 11 和图 12 所示。唐山以西二三十公里以内为上升区,最大幅度约 1.5 m;唐山以东为下降区,最大幅度约 1 m。垂直地形变表明,唐山下面的陡河断层是一个向南东方向倾斜的正断层。

相应于开平向斜轴处,反射界面的倾角杂乱无章。与陡河断层相对称,开平向斜轴以东的反射界面是自东向西倾斜的,倾角为 11° 。如将开平两侧倾斜的反射界面分别向地面上延,它们相应于出露地面的古生代奥陶—石炭纪地层。

由于地表的开平向斜轴、深部的破碎带以及莫霍面断裂均在一个直立的方向上,因此我们有充分理由认为,开平向斜轴相应于本区另一个近于铅直方向的地壳断裂带。

根据地震时产生的水平地形变可知,唐山以西二三十公里的地块向北东方向滑动,唐

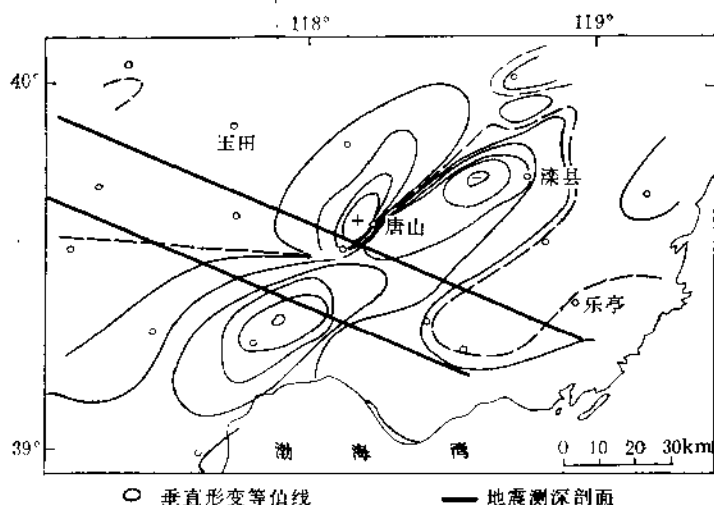


图 11 唐山地震时的垂直形变

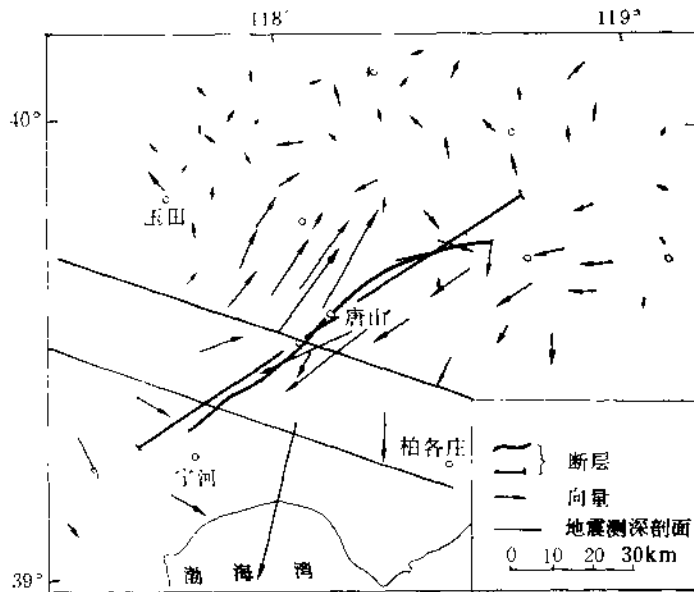


图 12 唐山地震时的水平形变

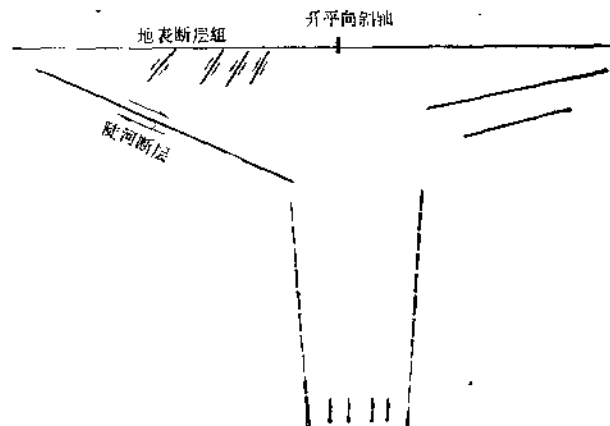


图 13 唐山地震与主要断层

山以东二三十公里的地块向南西方向滑动,最大水平位移为 1.5m。这表明唐山地震时开平地壳断裂产生北东方向的右旋水平滑动。

图 13 表示陡河正断层与开平向斜轴以及地壳断裂的构造图,唐山地震的发生与它有密切关系。

在陡河以西 10 km 处的任各庄,尚有一个类似陡河正断层的构造。自此向西至大八里庄之间,沉积层出现褶皱现象。

如上所述,根据地壳构造和地震产生的地形变可知,与唐山地震有关的断层主要有两个,一个是开平地壳断裂,它产生北东向右旋的水平滑动;另一个是向南东方向倾斜的陡河正断层,断层的上盘下降,下盘上升,它只延伸到 5 km 深处。

5. 深度为 5 km 至莫霍界面间的构造

陡河正断层肯定在深度为 4—5 km 时中断,它并不通过震源。唐山主震的震源深度为 10 km 左右,地震测线上余震的深度为 10—20 km (见图 4),因此图 7 中深度在 5—22 km 间的地壳介质正是震源发生的位置,这个深度的构造与地震的发生有密切联系。

上面讨论过,在深度 10—22 km 处,物质可能为脆性加柔性(图 8),而且地壳内很可能存在由一组脆性—柔性—脆性—柔性的薄层所组成的过渡带,因此这里的反射面不能象在沉积层中那样,可以连续追踪。

虽然深度大于 5 km 的介质没有想象中那样连续的大断层,但是这里有些构造(图 7 中的 *a*, *b*, *c*)值得重视。

开平地壳断裂以西,在深度 5—22 km 之间,见到有向西倾斜的岩层(图 7 中的 *a* 构造),它的倾斜角度比浅层更大。深度大于 22 km 后,反射面较为水平。如上所述,由于深度超过 22 km 时,地壳物质具有柔性,不能保留变形,因此开平地壳断裂的痕迹在地壳下部不明显。莫霍界面处由于矿物性质的改变,柔性减小,所以断裂现象还能保留。

在陡河至大八里庄中间,中部地壳亦出现向西倾斜的反射面(图 7 中的 *b* 构造),但是它的倾角较构造 *a* 的倾角为小。

在大八里庄东侧数公里处,有的岩层转变为向东倾斜,倾角很大(图 7 中的 *c* 构造),它与构造 *a*, *b* 相反。

图 7 中的 *a*, *b*, *c* 构造显示开平断裂与野鸡坨—丰台断裂之间的中部地壳,似乎受到压挤作用,由于下地壳的柔性,使中部地壳的岩层向下弯曲。

相应于野鸡坨—丰台地壳断裂处,深度为 13 km 左右的反射界面,在断层东侧的深度比断层西侧略小,相应的莫霍界面深度亦自东向西增大。

值得提出,垂直于地震剖面的水平移动,在反射剖面图中不易辨认,因此野鸡坨—丰台和开平两个地壳断裂的水平运动在反射图中并无明显表示。

图 14 表示综合的震源区地壳构造图。

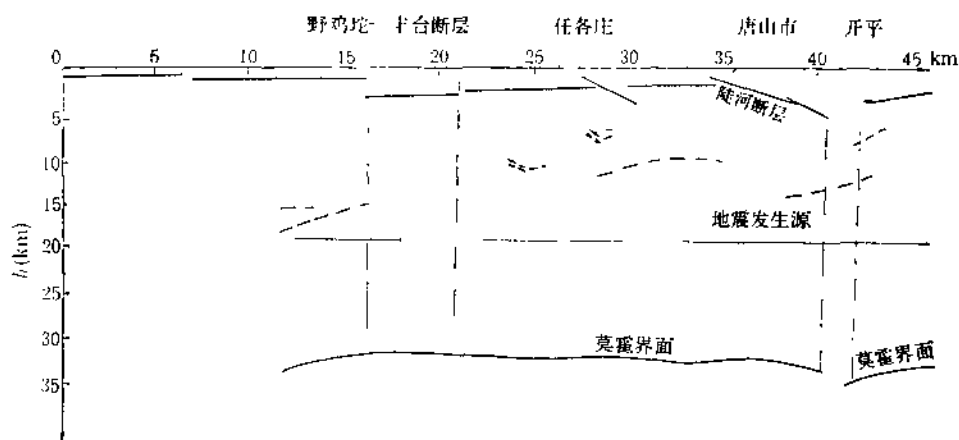


图 14 唐山地震震源周围的构造

四、地震成因的分析

1. 震源区范围

由上所述,唐山震源区附近存在开平及野鸡坨—丰台两个地壳断裂,它们之间相距仅 20 多公里。主震震源位于开平断裂及断裂以西的唐山市区,余震分布在两个地壳断裂之间。根据吴开统等人^[6]的分析,唐山主震(7.8 级)与之后的宁河地震(6.2 级)、滦县(或称卢龙)地震(7.1 级)属于三个相邻的不同震源区。唐山主震的震源,南以玉田—柏各庄线为界,北以迁西—乐亭线为界(图 15),长度为 50km 左右。这种分析是可信的,因为自垂直地形变(图 11)可知,唐山主震与宁河地震具有不同的性质。滦县地震发生较迟,在唐山主震之后、滦县地震之前,滦县附近并无较大的地震发生,因此,唐山主震与滦县地震亦属不同性质。所以,唐山主震的震源区可能只有 20 km 宽,50 km 长。开平断裂的长度现今尚不知道,由于玉田—柏各庄与迁西—乐亭处无明显断层显示,唐山主震的长度也许受开平断裂的水平长度所控制。

震源的深度范围为 5—22 km,这里的介质是脆性加柔性,它和 5 km 深度以上的脆性岩层以及 22 km 深度以下的柔性岩层有差异。

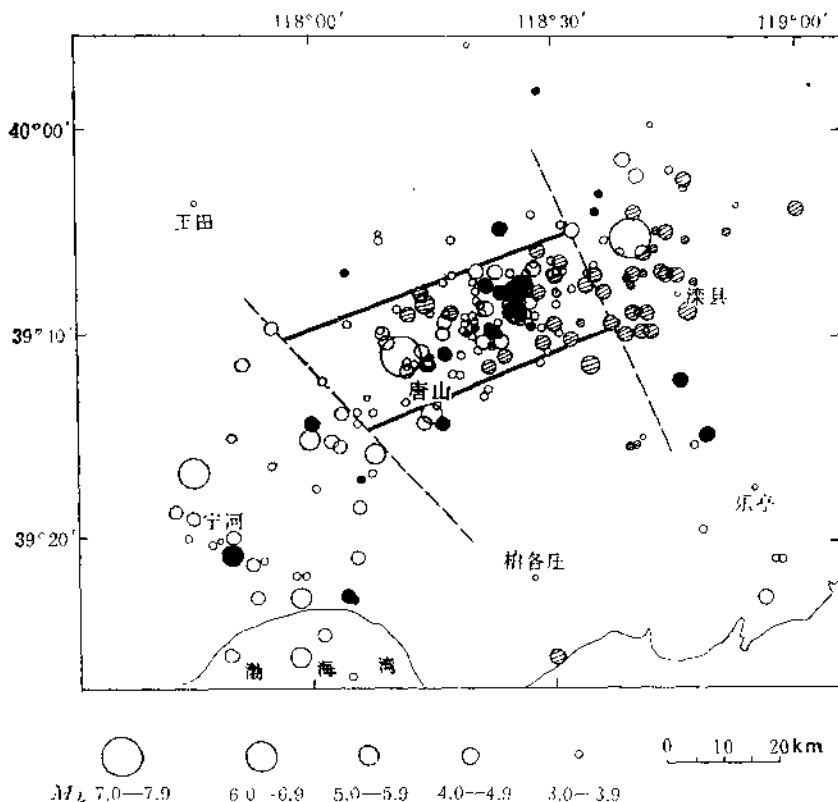


图 15 唐山主震的范围

2. 区域构造应力场和两个地壳断裂

华北的区域主压应力场为北东方向,它是一个比较稳定的应力场^[19,20]。唐山主震震源机制的断层面解答为:断层走向 $N 30^{\circ} E$, 倾角 $SE 80^{\circ}-90^{\circ}$, 相应 P 轴方位为 $N 75^{\circ} E$, 倾角为零^[21], 这样的断层解和区域压应力场很一致。野鸡坨—丰台断裂自第四纪以来的水平滑移,以及地震时开平断裂的水平位移,说明它们都受同样的水平区域应力场作用。只是野鸡坨—丰台断裂现在不活动,或者是蠕动断层,而开平断裂在唐山地震中起了主要作用。

野鸡坨—丰台地壳断裂与开平地壳断裂的性质有所不同。野鸡坨—丰台断裂有明显的破碎带和岩层错断,但是附近没有正断层出现。与此相反,开平断裂的西侧,地壳的上方有陡河断层出现,它延伸至 5 km 深处,表明这里除区域水平压应力场外,还有一个附加的张应力。明显的莫霍界面断裂可能与地幔顶部的热物质上升有关,开平断裂可能处于加热状态。

虽然野鸡坨—丰台和开平两个地壳断裂同在区域水平压应力场作用下,均有可能产生水平滑动,只是前者或是只产生蠕动,或是已不活动;而后者现在是“热”的,由于断层软化,易于产生地震。

3. 热应力场

唐山地震时的垂直地形变说明陡河正断层的滑动有重要影响。由于开平断裂可能是“热”的,它现今尚在活动,因此设想地幔顶部物质可沿开平地壳断裂上升,在其周围地区产生附加的热应力。近来有些作者对热物体产生的应力场进行了计算^[22]。在王^[1]的计算中,作者假设热物体自莫霍界面向地壳延伸 5 km(图 16(a)),地壳左上方存在另一个深度为 12 km 的断层,它与热物体的水平距离为 19 km。假定热物体的温度比周围正常温度增大 $600^{\circ}C$,可计算出地壳中附加的温度异常、主应力分布及剪应力分布,如图 16 所示。热应力的变化见图 16(b)。在热区附近,主压应力最大,并为水平方向。自莫霍面往上,压应力逐渐变小,方向亦逐渐旋转。莫霍面附近的张应力较小,近于铅直方向,向上逐渐增大,方向亦逐渐旋转,在地表附近,水平向的张应力最大。中间部位似有一个中性面,中性面以下为压应力区,以上为张应力区。上述计算的假设不完全符合唐山的情况,开平断裂的热区可能穿过整个地壳,热区的温度应自地壳底面向地表按某一规律减小,此外还需要考虑地壳介质的柔性以及断层的软化等现象。虽然如此,上述计算的结果仍可以解释图 7 反射剖面中的现象,即在地表附近,附加的热应力为水平张力,所以产生正断层;在深度 10—20 km 处,附加的热应力为挤压。由于下部地壳较上部为软,因此开平断裂附近的岩层向西挤压。野鸡坨—丰台断裂成为震源区西侧的边界,这里深部的岩层反而向东倾斜。

由上所述,恒定的区域水平压应力,附加开平断裂处热物体产生的热应力,可以解释唐山地震的成因。

震源机制所得的断层解主要是区域水平压应力场。假设区域水平压应力为 3 kbar 左右,而热物体产生的热应力只有数百巴,则热应力作用在震源机制断层解中就不能表现出来。

1) 王新华,热源与地震发生的关系及电阻率前兆机理的研究,博士学位论文,国家地震局地球物理研究所,1987。

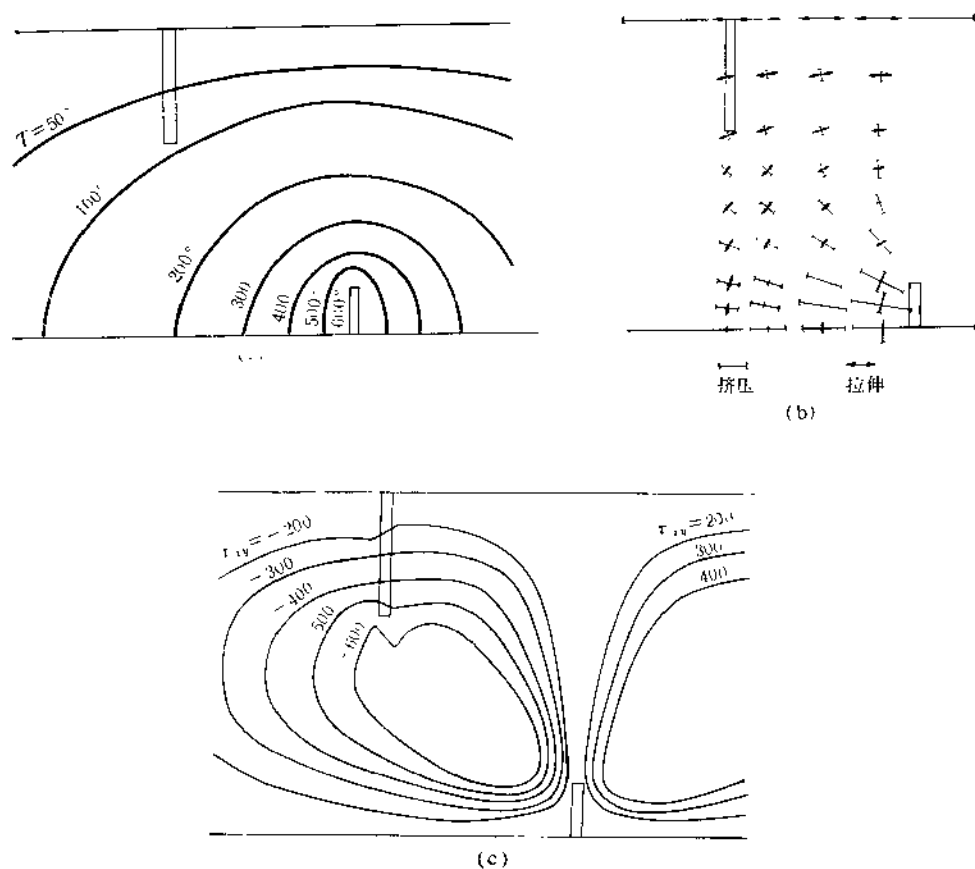


图 16 热物体所产生的附加应力场

结 论

1. 本文讨论了通过震源区的地震反射及折射剖面探测结果, 给出了唐山震源区的构造图象。

2. 本文讨论了地壳中的热学和力学性质, 提出地壳介质中柔性的重要性, 并以此解释震源深度与介质力学性质的关系。

3. 本文讨论了唐山地震时, 地表及深部形变与构造的关系; 开平地壳断裂位于震源东缘, 它的错动产生水平地形变; 陡河正断层位于震源的上方, 自地面延伸至深度 5 km, 它的错动产生垂直地形变; 地壳中部的震源区是脆性和柔性的过渡带, 这里岩层的形变与它上方的介质不同, 这里似乎受到挤压作用。

4. 本文提出唐山地震成因的一个模式, 如果地幔热物质自开平地壳断裂上升, 它使断裂中的物质软化, 因此在区域水平压应力的作用下, 易于发生错动; 热物质的上升同时在地壳上部产生附加的拉张力, 产生正断层错动, 而在地壳中部产生附加的压应力, 使震源的介质加速破坏。

参 考 文 献

- [1] Isacks, B. et al., Seismology and new global tectonics, *J. Geophys. Res.*, **73**, 5855—5899, 1968.
- [2] Molnar, P. and Tapponnier, P., Relation of the tectonics of eastern China to the India-Eurasia collision: Application of slip-line field theory to large scale continental tectonics, *Geology*, **5**, 212—216, 1977.
- [3] 汪素云、陈培善, 中国及邻区现代构造应力场的数值模拟, *地球物理学报*, **23**, 1, 35—45, 1980.
- [4] 曾融生, 固体地球物理学, 369—373, 科学出版社, 1984.
- [5] Ma Xingyuan, et al., The structure and dynamics of the continental lithosphere in North North-East China, *Annales Geophys.*, **2**, 611—620, 1984.
- [6] Evison, F. F., On the occurrence of volume change at the earthquake source, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **57**, 9—26, 1967.
- [7] 曾融生等, 唐山地震区的地壳结构及大陆地震成因的探讨, *地震学报*, **7**, 125—142, 1985.
- [8] 刘昌铨等, 唐山地区柏各庄—丰南—丰宁地壳测深资料的新解释, *地球物理学报*, **26**, 增刊, 628—640, 1983.
- [9] 刘昌铨等, 唐山地震区地壳上地幔结构特征——二维非均匀介质中理论地震图计算和结果分析, *地震学报*, **8**, 341—353, 1986.
- [10] 陆涵行等, 唐山震区可控震源深反射剖面结果分析, *地球物理学报*, **31**, 27—36, 1988.
- [11] Onnoha, K. M., A comparison of the thermal and mechanical structure of the lithosphere beneath the Bohemian Massif and the Pannonian Basin, *J. Geophys.*, **49**, 212—216, 1981.
- [12] 张汝惠等, 唐山及其邻近地区的地热特征, *地震地质*, **4**, 57—68, 1982.
- [13] Chen Wangping and Molnar, P., Focal depth of intracontinental and intraplate's earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **88**, 4183—4214, 1983.
- [14] Meissner, R. and Strehlau, J., Limits of stresses in continental crusts and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes, *Tectonics*, **1**, 73—89, 1982.
- [15] Byerlee, J. D., Friction of rocks, *Pure Appl. Geophys.*, **116**, 615—626, 1978.
- [16] 吴开统等, 唐山地震的参数和序列, 1976年唐山地震, 33—70, 地震出版社, 1982.
- [17] 张祖胜等, 地形变背景与异常分析, 1976年唐山地震, 131—170, 地震出版社, 1982.
- [18] 张祖胜等, 唐山7.8级地震的地震垂直形变, *地球物理学报*, **24**, 182—191, 1981.
- [19] 许志准等, 由多个小地震推断的华北地区构造应力场的方向, *地震学报*, **5**, 268—279, 1983.
- [20] 汪素云、许志准, 中国东部大陆的地震构造应力场, *地震学报*, **7**, 17—32, 1985.
- [21] 张之立等, 唐山地震的破裂过程及其力学分析, *地震学报*, **2**, 111—129, 1980.
- [22] 张之立, 唐山地震热力源的研究, *地震学报*, **7**, 45—56, 1985.

SEISMIC REFRACTION AND REFLECTION PROFILINGS ACROSS TANGSHAN EPICENTRAL REGION AND THEIR IMPLICATION TO SEISMOGENIC PROCESSES

ZENG RONG-SHENG LU HAN-XING DING ZHI-FENG

(*Institute of Geophysics, State Seismological Bureau*)

Abstract

Seismic refraction and reflection profilings across Tangshan epicentral region have depicted a clear picture of the crustal structure in this area, where a large earthquake of magnitude 7.8 occurred in 1976.

A paleozoic syncline of Kaiping, located just east of Tangshan city is a nearly vertical right lateral strike-slip fault, broken throughout the whole crust. This fault has been activated in recent time. Its horizontal displacement with NNE direction accounts for the horizontal surficial strain during the occurrence of Tangshan earthquake. The western flank of Kaiping syncline is associated with Douhe fault a normal fault striking NNE and dipping south-eastwards to a depth of about 5 km, with a dipping angle of 26° . The Douhe normal fault extends right over the epicentral region of Tangshan City. The vertical surficial strain during the great earthquake is produced by the displacement of this normal fault. The focal depth of both the main shock and the aftershocks are about 5—22 km. The deformation at this depth-range revealed from the reflection profile is different from that in the upper 5 km medium of this region. An analysis of the thermodynamic properties in the deep crustal medium has shown that transition layers consisting of alternating "brittle" and "ductile" material may prevail at the seat of earthquakes.

The simultaneous occurrence of the horizontal displacement of the Kaiping Crustal Break and the movement of Douhe normal fault requires that an extensional force should exist in addition to the regional horizontal compression prevailing in North China Plain. The chaotic dipping of reflections in the upper crust and a prominent offset of 3—5 km of Moho discontinuity highly suggest that the migration of hot material from the uppermost mantle to the crust may occur in Kaiping crustal break. The thermal stress of a hot crustal channel can produce an extensional stress in the upper crust and a compressional stress in the lower crust. It explains the seismic reflection profile pretty well. The migration of hot material in Kaiping Crustal Break has two effects on the occurrence of the earthquake: it produces additional extension in the upper crust which activates the motion of Douhe normal fault, and also softens the material in Kaiping crustal break so that its strike slip fault becomes easier for moving.

Key words Reflection profiling, Seismogenic process, Tangshan of China.