

56.257

56.257

应力变化与 强震潜在震源

华祥书 著



北京科学技术出版社

应力变化 与强震潜在震源

华祥文 著

北京科学技术出版社

内 容 提 要

本书论述了局部应力场变化与地震预报的关系,较详细地介绍了有关理论和方法。作者采集并选用11000多条 P 波初动资料,运用双力偶震源模型计算应力参数,给出了唐山7.8级地震前,唐滦震源及其附近地区1971年以前的正常应力状态;1972年至1976年唐山强震前所产生的显著应力变化;以及震后10年该区的应力过程。剖析了应力变化产生的地震效应和来自震源附近的震兆信息,并对孕震力场和强震潜在震源的形成条件与特征充分地进行了探讨。书中附有小震综合断层面解等图件79幅,还将该区 $M_L \geq 2.5$ 级地震 P 波初动近5000条数据汇编成表附录于后,供有关地震专业人员使用。

本书可供地震专业工作者,研究人员和大专院校师生阅读参考。

应力变化与强震潜在震源

华祥文著

*

北京科学技术出版社出版

(北京西直门外南路19号)

北京科学技术出版社发行

永清县印刷厂印刷

*

787×1092毫米 16开本 11.75印张 300千字

1988年11月第一版 1988年11月第一次印刷

印数1—1000 册

ISBN7-5304-0391-5/Z·202 定价:3.00元

目 录

一、地震预报与应力变化关系的研究概况·····	(1)
二、地震活动与地质构造背景·····	(2)
三、资料和方法·····	(4)
1. 方法·····	(4)
2. 模型·····	(4)
3. 资料依据·····	(5)
4. 乌尔夫网处理震源的原理和方法·····	(7)
四、1968年至1971年唐滦地区的应力状态·····	(8)
五、唐山强震前的应力变化·····	(10)
六、唐山强震后的应力过程·····	(14)
1. $M_L 0 \geq 4.0$ 级余震的结果分析·····	(14)
2. $M_L 3.0 - 3.9$ 级余震的结果分析·····	(17)
3. $M_L 2.0 - 2.9$ 级余震的结果分析·····	(20)
七、置信度分析·····	(31)
八、应力变化产生的地震效应·····	(32)
1. 正常应力状态下的地震活动·····	(33)
2. 震前应力变化产生的地震效应·····	(33)
3. 临震前的应力突变与微震活动·····	(34)
九、讨 论·····	(36)
1. 应力背景和震前应力变化特征·····	(36)
2. 应力变化与P波初动符号矛盾比·····	(39)
3. 应力变化是地震活动产生变化的根本原因·····	(40)
4. 引起应力变化的原因分析·····	(42)
5. 强震潜在震源形成条件和特征·····	(42)
参考文献·····	(43)
附录 昌黎台与陡河台地震P波初动资料选目·····	(45)

一、地震预报与应力变化关系的研究概况

强震是破坏性最大的地震,给人民生命财产造成的威胁和危害也极为严重。1976年唐山7.8级地震不仅毁坏了整个城市,而且造成了24.2万多人死亡,16.4万多人受伤。面临如此惨痛的后果,要求预报地震的呼声越来越高,尤其是要求能够预报强震。但是,地震预报至今仍是世界上尚未解决的科学难题。近几十年地震预报工作虽引起了国内外的普遍重视并取得了较大进展,有过一些成功预报的实例,但距离客观要求相差甚远。与其他学科相比,地震科学的发展仍然缓慢。究其原因,除客观上存在相当难度外,在方法上尚未突破大区域和长时间预报的束缚,即尚未从趋势性预测预报的范畴走出来。由于缺乏准确的时空预测要素,往往也难以取得地震预报的实际效果。因此,地震预报的研究必须要在准确性上取得进展,也就是在现有基础上进一步缩小预测区域,缩短预报时间,或者解决预测时间的有效性问题。普遍认为,要达到这一要求,只有深入研究震源和探索来自震源的信息,才有可能实现。这里所说的震源是指强震潜在震源,即震前的孕震体,故而其空间范围要比强震发震震源大得多。

岩石破裂实验和包体理论对震源研究提供了理论基础,并论述了破裂过程和潜在震源存在的可能性。包体理论的要点是:“岩石接近其破裂强度时,局部地区发展的裂隙广泛集中。在物理学上,这种区域可以用在高弹性模量的母体介质中包有低弹性模量的包体来代表”^[1]。这个理论分析了包体形成的力学过程,探讨了微裂丛集与主破裂的关系。设想“包体”类似于一个孕震体(即潜在震源体),只有在应力不断增强集中的条件下,岩石才有可能接近极限强度,从而产生微裂的丛集现象。可见研究强震潜在震源,实质上就是对局部地区应力场应力增强集中变化的研究,以及对由此而产生的地震效应的研究,进而探明孕震力场和孕震体的存在条件和特征。

地壳内部本来就存在力场,一般称这个力场为基本应力场。国内外不少学者曾应用大震震源机制对此进行过大量研究工作,并得出了大区域应力场较为稳定或者变化不大的结论。如我国东部的华北、东北地区长期受到北东东水平压应力的作用,华南地区则受到北西西水平压应力的作用;西部大区域是以北北东水平压应力作用为主,说明这些大区域均各自具有统一的稳定力场^[2,3,4,5],故对大震前震源及其附近地区是否存在应力场变化问题提出过疑问。大区域应力场与孕震力场是不相同的,虽然二者之间互有联系,相对而言后者毕竟是一个极小的局部,并受着许多特定条件的制约。这就是大地震不是任何地方都能发生的原因。局部应力变化或许更接近强震潜在震源。因此,分析震前震源及其附近地区的应力变化就显得更为重要。

对大震前的应力变化的研究起步较晚,60年代曾在广东省河源地区发现:平常,该区小震活动各自的P波初动符号是不相同的,但到临近发生较强地震前,小震初动符号则比较一致,其分布面积越大,未来地震亦越大。这虽是广东地震大队(现广东省地震局的前身)在总结中对现象所做的描述,当时未能应用这些资料进行应力场分析,但这些资料为研究震前应力变化提供了线索。70年代初,苏联学者沙道夫斯基提出,强震前小震断层面所确定的压应力轴发生转动^[6],给出了1966年5.4级和1968年6.1级两次地震实例。辛姆列娃在研究那伦河流域地震震源机制时也有类似发现^[7]。说明大震前局部地区确有应力变化存在,并引起各国地震学界的关注。

苏联学者主要是用大量单个小震震源机制的空间分布,在勾画区域应力场时发现大震前局部地区的应力变化。然而求解大量单个小震震源机制,无疑对观测条件要求甚高,客观上受到较大局限,故在一般地区难以实现。1976年初,作者根据白家疃地震台所记录的北京、天津、怀来、张家口地区地震P波初动,采用小震综合断层面解方法,亦即小震平均节面解方法,进行大范围的应力场分析研究^[9],获得了没有大震活动时期该区基本应力场的应力背景;发现从1972年开始至1976年唐山7.8级地震前,该区应力场改变了原有的应力状态,并出现优势应力方向的显著异常变化,这是该区近20年来从未有过的现象。为此,曾作为预测大震危险背景提出,后受到唐山7.8级强震的检验。这是一次大胆的预测尝试,但并未涉及到强震潜在震源。白家疃地震台距唐山、滦县地区200多公里,该台观测仪器放大倍数较低,除对附近百余公里范围记录小震较好外,对于较远地区的小地震是难以控制的,尤其是P波初动极不清楚。因此,白家疃单台资料结果,虽然较充分地反映了北京及其附近地区的应力变化,但尚未说明震前唐山、滦县震源及其附近地区是否也存在应力变化。为使研究工作继续下去,唐山7.8级地震后,作者专门开展了唐滦震源及其附近地区震前应力变化与震后应力过程的研究,剖析了来自震源的震兆信息及其与强震潜在震源的关系等问题。

二、地震活动与地质构造背景

唐山、滦县震源及其附近地区,是以沧东断裂北段为轴心向两侧扩展的区域,西至宝坻、天津、滦县,东到昌黎及其沿海;北以纬度 $41^{\circ}00'$ 为界,南以 $38^{\circ}30'$ 为界。唐山、滦县地区(以下简称唐滦地区)除北东向断裂构造外,存在近东西向、近南北向和北西向断裂构造。这些断裂构造与深部构造相联系,且在地表相交形成唐山菱形块体。唐山7.8级强震就发生在菱形块体内的唐山断裂带上,余震遍布菱形块体,并向东北和西南两端略有扩展,因此构成强震发震的地质构造背景(见图1)^[9]。

唐滦地区地震活动不是孤立的,既与华北平原地震活动有关,又与燕山地震活动带连为整体。主要受两大断裂带影响,一是从华北平原插入宁河、唐山、滦县及其附近地区的北东向断裂带的影响;一是从渤海经宁河、宝坻到北京、怀来的北西断裂带的影响^[10]。大地震基本上沿着这两大断裂带分布,并在宁河、唐山一带交汇。因此,唐滦地区地震活动随着北西和北东两个地震活动带而起伏,具有活跃期与平静期交替进行的特点。如1484年至1730年北西方向的燕山地震活动带进入活跃期时,而唐滦地区也进入地震活跃期,先后发生破坏性地震6次,其中6级以上地震为2次,最大震级为6.3级,显示出中强地震活动水平。然而,这一时期的7—8级地震并不在唐滦地区,而是发生在它周围的渤海、三河、平谷和灵丘地区,并构成燕山地震带地震活跃期的主体,使唐滦地区地震受到很大影响。又如1815年华北平原进入地震活跃期之后,唐滦地区先后发生破坏性地震7次,最大震级为6.3级。当华北平原地震活跃期达到高潮时,连续发生了1966年邢台6.8级、6.7级和7.2级地震;1967年河间里坦发生6.3级地震;1969年渤海7.4级和1975年海城7.3级地震。唐滦地区地震活动相继进入高潮,并于1976年发生了唐山7.8级地震,滦县7.1级和6.9级地震。无论从时间上看或是从地质构造角度分析,唐滦地区这些强震活动都不是孤立的。它是1966年至1976年以来,华北平原强震群中的重要组成部分,并具有共同的特征,表现如下:

1. 这些强震都属于浅源地震,均发生在地壳10—20公里的层位或30公里层之中;
2. 发震层位均在20公里低速层的顶界之上或附近,应力容易聚集;

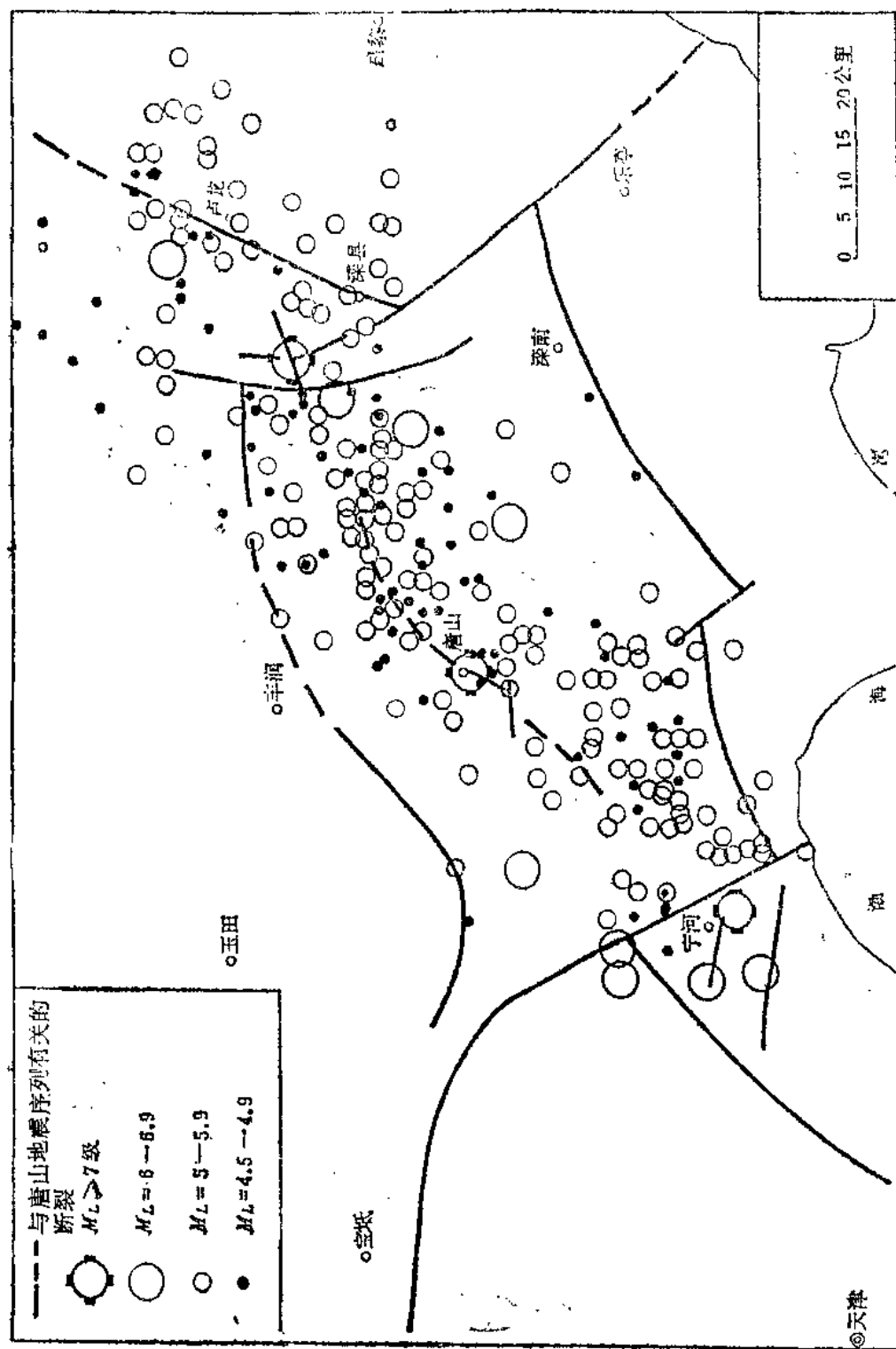


图1 唐山地震和强余震震中分布及其与断裂构造的关系

3.孕震环境类似,强震所在区的地壳平均厚度均比周围地区薄 2—3 公里,说明莫氏界面存在隆起,但邢台地震,海城地震和唐山等地震都未发生在莫氏界面隆起部位的上方,而是发生在隆起斜坡之上;

4.强震间的震源机制彼此变化不大,均以水平应力作用为主,表现为右旋走向滑动的运动特征,压力轴相互之间有 15° — 20° 之差,但均为北东南西方向。

这些共同特征,说明唐滦地区强震震源和华北平原的强震源力场和发震构造特点均较为相近。在此地震活动背景与地质构造背景上,剖析唐山7.8级地震前可能存在的强震潜在震源,对于监视未来大震危险,提高地震预测预报水平均具有重要的意义。

三、 资料和方法

1. 方法

采用小震综合断层面解方法(亦称小震平均节面解方法)开展研究工作。此方法的基本思想是:设想一个区域在一个统一构造应力场的作用下,该区域发生的地震必然会有统一的震源机制解。在实际观测中只有少数较大地震才能作出震源机制解。对于那些无法求解单个震源机制的大量小地震,其P波初动信息则可综合用于区域应力场的研究。这一基本思想首先由安芸敬一提出^[11],他的作法是,给出震源球面上各点的数值K的分布:

$$K = \frac{N_+ - N_-}{N_+ + N_-}$$

N_+ 和 N_- 分别落入以该点为圆心,以角距离 45° 为半径的圆形区域内的正号和负号数,然后在乌尔夫网上连出等K值线来。K值的正极值区和负极值区分别对应平均释放应力场的T轴和P轴在震源球面上的大致出头点^[12]。在实际应用中安芸敬一的这种方法较为繁琐,而且所得结果粗略。其后,李钦祖运用此基本思想,在对河北省红山与怀来两地区基本应力场的研究中采用双力偶震源模型,使得小震综合断层面解的方法更为简单方便,所得应力参数也更趋准确合理^[13]。

2. 模型

采用双力偶震源模型进行应力分析。双力偶模型把地震的发生视为震源地方主压应力和主张应力的释放,而断层错动只是这种应力作用的结果。地震波是由震源地方的应力释放产生的,而不是断层错动所引起。因此,地震波的发射特点就与震源地方作用的应力分布形式有关,而不是由断层错动本身直接来决定。由于震源地方震前应力状态是维持静力平衡的,所以它的应力状态和分布情况可用三个互相正交的应力来规定,并用应力张量表示如下:

$$T = \begin{vmatrix} P_1 & 0 & 0 \\ 0 & P_2 & 0 \\ 0 & 0 & P_3 \end{vmatrix}$$

P_1 、 P_2 、 P_3 分别为最大、中等、最小主压应力。 P_2 相当于流体静压强,地震时在这个方向上的应力不变,所以不发射地震波。因此,在流体静压强基础上,沿轴1施加一对压应力 $P_1 - P_2$,沿轴3施加一对张应力 $P_3 - P_2$ 。只有压应力($P_1 - P_2$)和张应力($P_3 - P_2$)对地震的发生起着关键的作用,两者差值的一半决定着震源地方的最大剪应力值。假定压应力 $P_1 - P_2$ 和张应力 $P_3 - P_2$ 相等,则就是双力偶模型。

此模型最早用于大震震源机制解,即用地震观测台记录一个地震的许多P波初动,并将各方位的P波初动投影在乌尔夫网上,采用上半球或下半球投影,最后用双力偶模型解出震源断层面和共轭断层面走向,产状,断层两盘相对运动形式和震源力场。这是一种较理想和可信度较高的方法,基本上得到公认。目前存在的重要分歧,在于最大、最小主应力方向是根据最大剪切应力原理取 45° 平分线确定的,这样确定的主应力方向是否能代表地震前区域应力场方向?绝大多数人认为可以近似代表,一些学者则认为,单个地震的震源机制仅代表该地点地壳主应力释放方向,与震前主应力方向相差一个 15° 左右的锐角。因此,采用单个地震震源机制解勾画区域应力的基本轮廓时,尚需做一定的校正。后来又将此模型用于小震综合断层面解,直接研究区域应力场,即采用单台记录许多小震P波初动,并将这些小震初动符号迭加投影在乌尔夫网上,而后采用双力偶模型求解应力参数。小地震的数量越多分布区域也越广,一个小震就有一个小破裂面,几百几千个小震就有几百几千个破裂面,这些小破裂面对应力作用十分敏感,从深部带来了区域应力场的应力信息。因此,小震P波初动的迭加统计结果,最能代表一个区域内优势破裂面和优势应力方向。可见,双力偶模型不仅可用于大震震源的研究,而且可用于构造应力场的研究。目前已发展到对孕震力场和强震潜在震源方面的研究。双力偶模型已越来越普遍地被接受为震源应力场模型或应力场模型,应用范围逐步扩大。根据此模型和上述基本思想,作者对唐滦震源及其附近地区的应力变化过程进行了深入研究。

3. 资料依据

在对唐滦震源及其附近地区应力变化过程的研究中,选用了昌黎地震台和陡河地震台的地震资料。昌黎地震台从1968年开始至1986年积累了近18年资料,陡河地震台从1970年开始至1986年积累了近16年资料。两台观测时间较长,仪器放大倍数较高,均没有三分向近震观测仪,故所记录的小震P波初动清晰可靠。由于昌黎与陡河两台的架设位置较好,不仅能很好地控制该区小震活动,而且P波初动符号在乌尔夫网上的分布也是均匀的。因此,有利于准确求解应力参数。

唐滦地区小震P波初动均为P震相,也有极少数 P_s 震相,系唐山地区以外的地震或边缘地区的地震。最大震中距达300多公里,最小震中距仅为几公里,但绝大多数地震均发生在120公里范围之内。震级从1级到7.8级,工作中,只要震相初动清楚均一律采用。昌黎台共采集P波初动8012条,陡河台共采集P波初动8183条,两台合计16195条,实际应用资料为11800多条,包括 $M_L \geq 3.0$ 级余震。其中 $M_L \geq 3.0$ 级余震有3300多次,占3级以上有震中参数余震的60%以上,数量过半,说明资料较为充分。 $M_L \geq 3.0$ 级地震基本上沿地质构造带分布,与活动断层联系紧密,代表了全区地震能量释放的最高水平,是分析研究应力场应力变化的重要依据。 M_L 3.0级以下余震最多,分布面很广,是 M_L 3.0级以上地震的4.8倍。如果这些小地震也是在统一力场作用下发生的,那么从地壳深部带来的应力信息必将增加几倍。这样大量而丰富的资料,对于研究震前应力变化和震后应力过程具有更强的说服力。因此,无论是3级以上或是3级以下地震,都是研究应力场应力变化不可缺少的资料。由于篇幅有限,更考虑到方便同行参考使用,特将昌黎台与陡河台 $M_L \geq 2.5$ 级地震P波初动汇编成表,附录于后。唐山尚有 $M_L < 2.0$ 级余震4300多条P波初动数据,由于资料不全存在较多的遗漏,故这批资料暂不考虑使用。

地震震中参数主要取自“北京电信传输台网地震速报目录”,“中国东部地震目录”,“唐山地震目录”“河北省地震目录”。对于缺少震源深度参数的地震则由图2查得。

图2为京、津、唐、张地区地震震源深度空间分布的平均结果。此结果系从1960年至1976年6月的地震资料中选出有深度参数的300多个地震绘制而成。由于深度空间分布具有一定的规律性，因此才有可能取得分区的平均值。深度分布有东深西浅的趋势与该区地壳结构一致。从北京至河间里坝一带地震震源深度值较大（平均达26公里），可能与该区近南北向断裂构造有关，除此之外，整个区域还存在两条深度值较大的地带，一条是从宁河至宝坻到北京，另一条是从宁河至唐山到滦县，正好与该区北西向断裂带和北东向断裂带相吻合，反应了深部构造的新活动。因此，图2中的近似值更符合本地区的实际，比一般笼统取值合理。

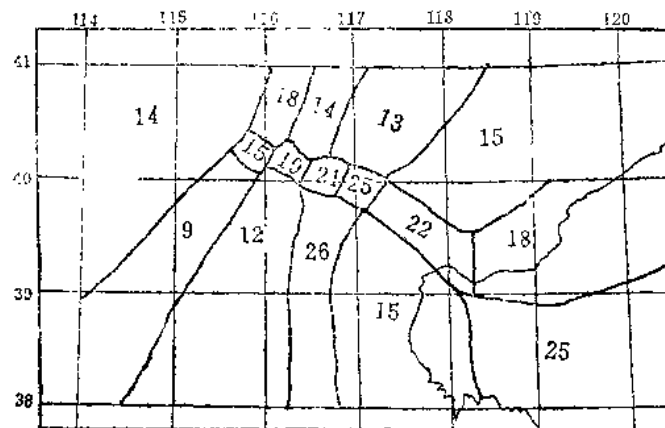


图2 京、津、唐、张地区地震震源深度分区均值图

震中距(Δ)和地震台方位角(A_z)是根据地理经纬度进行计算或实际测量的。唐滦地区为计算值，远区则为测量值。

P波离源角的地壳模式，我们搜集了物探测深资料和京津唐地区地震转换波测深结果^[14]。前者精度较高，但只有点线结果而未给出全区的地壳数据；后者误差略微偏大，但所得结果与物探结果较为一致。中国科学院地球物理研究所根据该区大量小震资料和物探资料，给出了唐滦地区、北京地区、怀来、张家口地区的地壳测深数据^[15]，地壳厚度第一层 $H_1 = 19.73$ 公里，第二层 $H_2 = 16.67$ 公里，P波在各层中的传播速度： $V_1 = 5.91$ 公里/秒， $V_2 = 6.83$ 公里/秒， $V_3 = 7.99$ 公里/秒， V_3 为上地幔P波速度。以上三方面资料较为接近。科学院地球物理研究所的地壳测深数据最能代表整个区域，故取用它的结果作为唐滦地区地壳模式计算P波离源角。具体计算方法如下：

(1) 当地震震源位于第一层，即 $h < 20$ 公里时，

$$\text{P波离源角 } i_1 \text{ 计算式: } \tan i_1 = \frac{\Delta}{h}$$

$$\text{P波离源角 } i_1 \text{ 计算式: } \sin i_1 = \frac{V_1}{V_2} \sin i_2$$

式中 Δ 为震中距， h 为震源深度

(2) 当震源位于第二层，即 $h > 20$ 公里时，

$$\text{P波离源角 } i_1 \text{ 计算式:}$$

$$\tan i_2 = \frac{\Delta - H_1 \tan i_1}{\Delta h}$$

P波离源角 i_2 计算式: $\sin i_2 = \frac{V_2}{V_1}$

根据上式所求离源角和地震台方位角, 分别将每个地震的P波初动符号投影在乌尔夫网上, 按双力偶模型求解断层面, 断层面产状, 错动方向和震源应力场参数。

4. 乌尔夫网处理震源的原理和方法^[6]

(1) 原理 地震波是从震源向各个方向发射的, 为了了解由震源发射的压缩波和膨胀波的空间分布特征, 可用一个设想的球面把震源包起来, 观察各方向发射的压缩波和膨胀波穿出球面在球面上的分布状况。该球面称为参考球面, 它的球心是震源, 半径可以任意取。由球心至球极的半径为向北方向轴, 再通过球心取东西方向轴。这样由球心(震源)发射的任何射线的方位角和离源角, 以及通过球心的任何平面都可在这个球坐标系中规定下来。因此可用这个球面来研究震源和应力场。为了在平面上处理球面问题, 还必须把球面投影到平面上来。为此有用球极投影的, 也有用乌尔夫网投影的。由于后者在应用上更为方便, 所以我们采用乌尔夫网进行应力情况分析和参数的处理。

(2) 方法 应用乌尔夫网投影的规则:

- 1) 网心就是震源, 也相当于震中, 二者投影时重合。
- 2) 在网的外边缘规定正北方向为零, 按顺时针定方位角。
- 3) 通过球心正南北或正东西方向上划出离源角的标度尺。

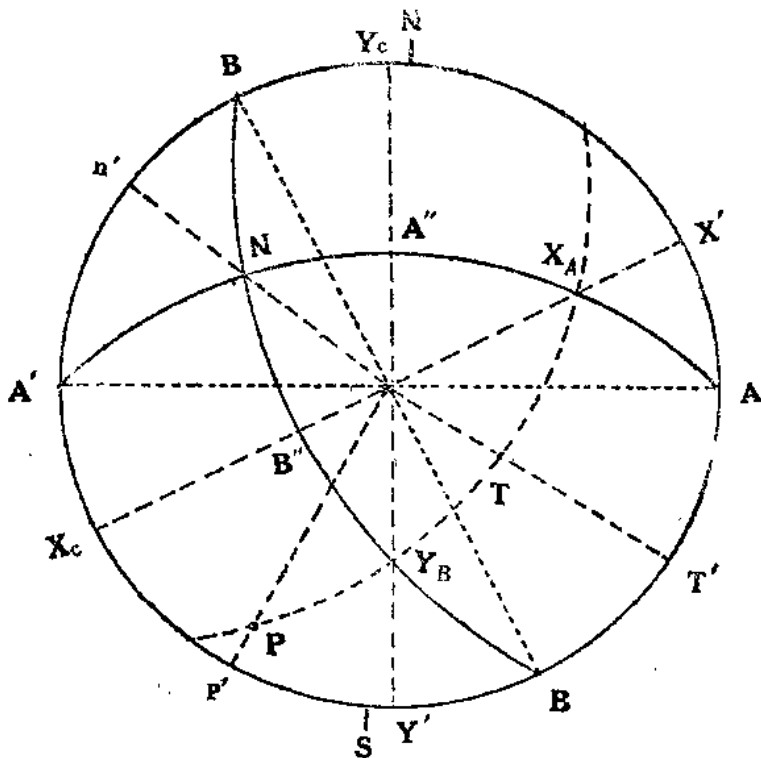


图3 图解震源运动参数示意

4) 确定投影方法,采用上半球投影或下半球投影。地震波离开震源时有向上发射如 $\bar{P}$,有向下发射如 $P_{\downarrow}$,而乌尔夫网只是半球投影,所以须把向下方发射的地震波换到上半球上来。换位置时,离源角不变,初动符号不变,但方位角相差180度,为了看图方便,一般采用上半球投影。

5) 纵波两条节线在乌尔夫网上必须按初动符号所代表的膨胀或压缩的力学特征分为四个象限。相邻象限符号相异,相对象限符号相同。节线必须通过球心画大圆弧,两条节线正交,一条是断层面,一条是辅助面。在乌尔夫网上判断正交的标准是将离源角标尺与一条节线的中垂线重合,并由此数90度得一极点,该极点必须落在另一个节线上。同法求得第二条节线上的极点。

6) 确定主应力轴的方法如图3所示^[12]

当两条节线 AA' 与 BB' 在乌尔夫网上确定后, X_A 为 OX 轴出地点,与沿 OX 轴方向作用力出地点一致。 Y_B 为 OY 轴出地点,与沿 OY 轴方向作用力出地点一致。如果沿着 X_A 和 Y_B 所在的大圆弧上找出 X_A 与 Y_B 相差距为45°的点 T 和 P , T 相当于主张应力轴出地点, P 相当于主压应力轴出地点, AA' 与 BB' 的交点 N ,相当于中等力轴出地点。根据图3现将所有参数列出如下:

	走向	倾向	倾角
节面A	$\widehat{NA}$	$\widehat{NY'}$	YcA''
节面B	$\widehat{NB}$	$\widehat{NX'}$	XcB''
X_A 轴	$\widehat{NX'}$		$X'A_A$
Y_B 轴	$\widehat{NY'}$		$Y'Y_B$
N轴	$\widehat{Nn'}$		$n'N$
P轴	$\widehat{Np'}$		$p'P$
T轴	$\widehat{NT'}$		$T'T$

四、1968年至1971年唐滦地区的应力状态

唐滦地区包括了唐山7.8级强震震源和与此相邻的地区,接近震中烈度Ⅶ度区范围。1968年至1971年是唐滦地区建立地震观测台站以来的首批资料,该区所展现的应力状态如图4所示。

图4a为昌黎台4年的小震记录资料,共133次P波初动符号在乌尔夫网上投影。按双力偶模型任取节线,其最少矛盾符号达58次,矛盾比为44%,这种分散而无规律的分布状态是无法得出小震综合断层面解的。

图4b为陡河台2年的小震记录资料,由于该台比昌黎台晚建2年,故而P波初动符号较少,单台难以独立进行分析。若将昌黎台与陡河台资料统一投影到一个参考球上,结果如图4c所示。图4c的P波初动符号共157次,按双力偶模型任取节线,最少矛盾符号为75次,矛盾比高达48%。可见,当加进陡河台资料时,图4c的矛盾比不仅未下降反比图4a增大4%,表明陡河台与昌黎台的P波初动在参考球上的分布一致,均呈现无规律的零散状态。这种零

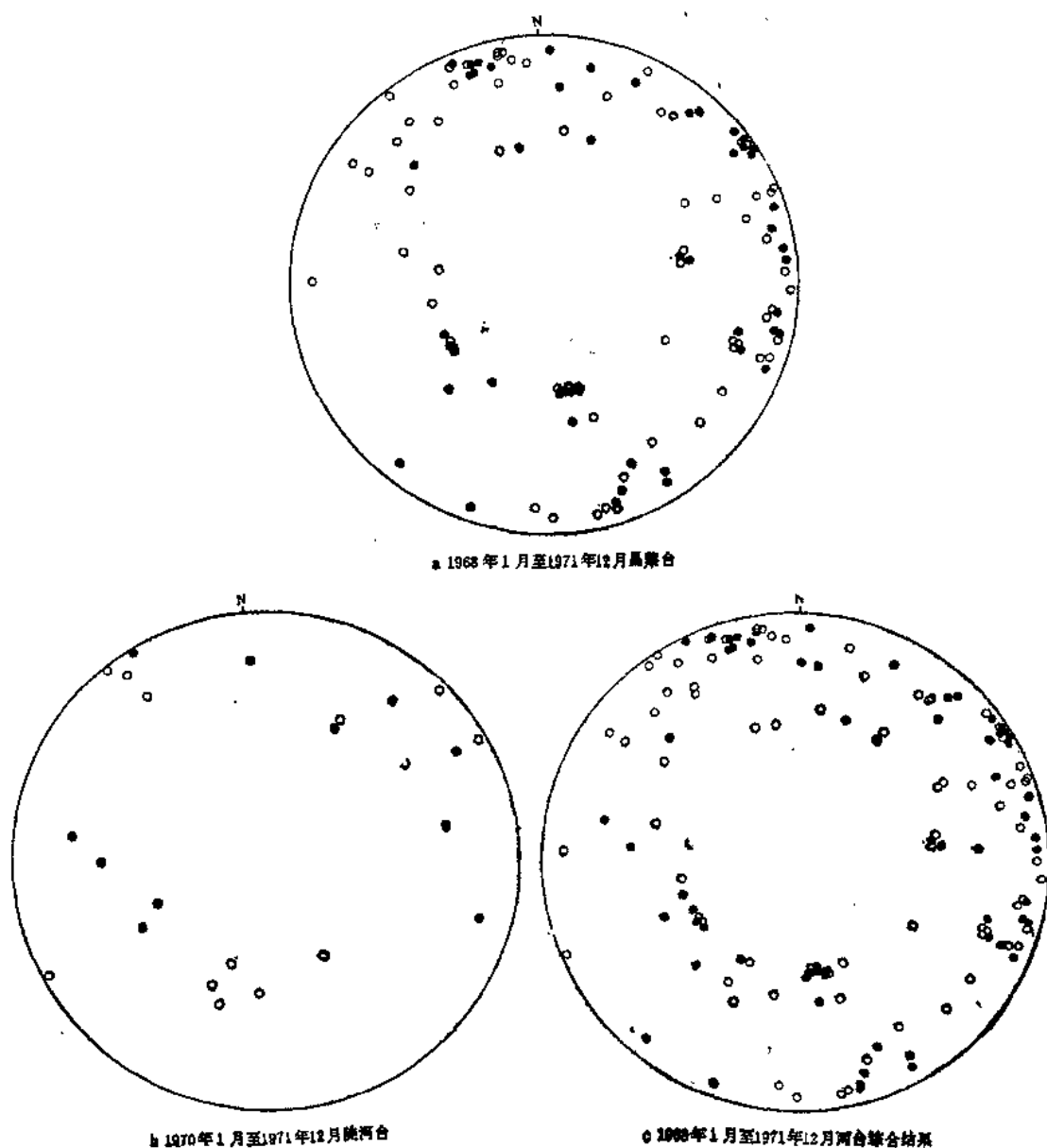


图4 1968年至1971年唐滦地区小震P波初动综合投影

散分布的应力状态，反应了唐滦地区从1968年到1971年期间，不存在统一力场控制或者优势应力的增强作用。大致与岩石在低应力作用下出现零散微裂相似，故在此期间该区无大的地震发生。1968年以前昌黎台与陡河台虽无资料，但白家疃地震台记录的小震初动资料结果，说明京、津、唐、张地区或更确切地说北京及其附近地区，从1958年至1971年的长时期中，P波初动符号在乌尔夫网上的分布也是零散而无规律的^[4]。可见唐滦震源区与京津大范围地区，在没有大震孕育和发生的情况下，其长期稳定的应力状态都呈现零散而无规律的分布状态。因此，可将此应力状态视为该区的正常应力状态。

五、唐山强震前的应力变化

唐滦地区震前应力场变化是从1972年开始的,并延续至1976年6月唐山7.8级强震前,约4年半时间,该区小震P波初动符号在乌尔夫网上投影如图5所示。

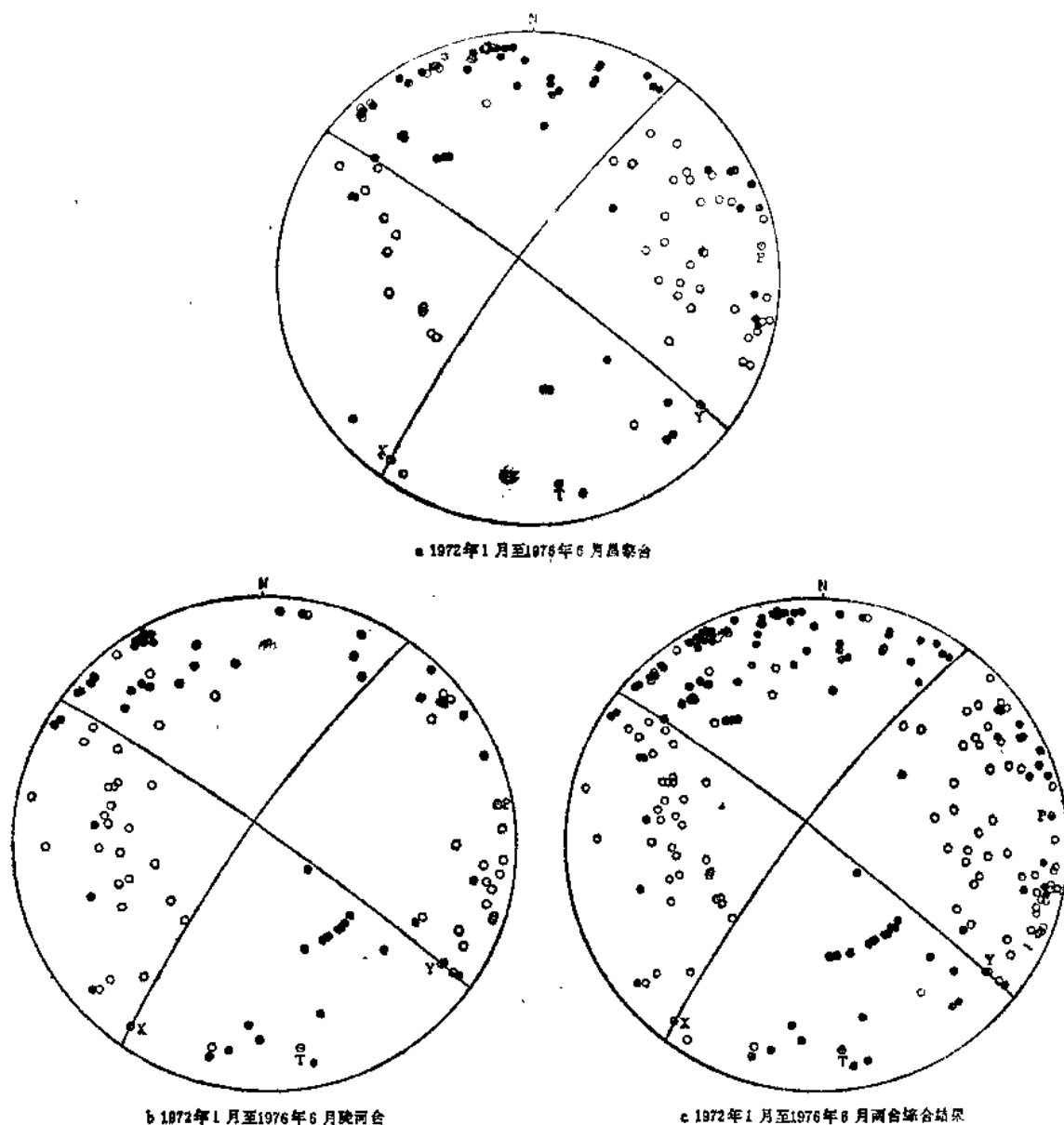


图5 1972年1月至1976年6月唐滦地区小震综合断层面解

1. 图5a为昌黎台震前4年半小震记录资料,P波初动符号共114次。图5a与图4a比较,无论是时间尺度或是资料量均十分相近。但是,从图象上看却截然不同,图4a呈紊乱而无规律分布状态,图5a P波初动在乌尔夫网上投影具有明显的象限分布规律,变化非常突出。按

双力偶模型，最少矛盾符号为21次，矛盾比降至18%，所得小震综合断层面解如下：

节面 A	走向	35°	倾角	80°
节面 B		306°		85°
X 轴	方位	215°	仰角	5°
Y 轴		125°		10°
P 轴		80°		4°
T 轴		170°		10°
N 轴		332°		79°

2. 图5b为陡河台震前4年半小震资料，P波初动符号共105次，与图5a时间段完全一致，资料量也较为接近。图5b的P波初动符号在乌尔夫网上同样具有显著的象限分布规律，按双力偶模型矛盾符号占20次，最小矛盾比为19%，所得小震综合断层面解如下：

节面 A	走向	35°	倾角	80°
节面 B		306°		85°
X 轴	方位	215°	仰角	5°
Y 轴		125°		10°
P 轴		80°		4°
T 轴		170°		10°
N 轴		332°		79°

若将图5(a)和图5(b)的P波初动符号再综合投影在一个标准参考球上，两图结果的一致性由图5c表示。

3. 图5c为昌黎台与陡河台在相同时期内的219次P波初动符号的投影结果，矛盾符号41次，矛盾比为18.5%，所得参数如下：

节面 A	走向	35°	倾角	80°
节面 B		306		85°
X 轴	方位	215°	仰角	5°
Y 轴		125°		10°
P 轴		80°		4°
T 轴		170°		10°
N 轴		332°		79°

从以上资料看，无论是昌黎台（图5a）或是陡河台（图5b）的结果和两台综合结果（图5c），从1972年开始至1976年6月唐山强震前，唐滦地区小震P波初动符号在投影球面上均一致地产生了象限分布规律，矛盾符号比由1971年及其以前的44—48%下降到18—19%，变化非常显著，所得应力参数两台结果极为一致，压应力轴 $\bar{P}$ 均为80°，接近东西方向；张应力轴 $\bar{T}$ 均为170°，接近南北方向；剪应力轴X、Y同为215°和125°。这三组应力轴与地面夹角即仰角都在4°—10°之间，表明唐滦地区是以水平应力作用为主，显示出东西受挤压南北受引张的特点。

昌黎台与陡河台由P波初动所得小震综合断层面解竟如此一致！似乎难以令人置信。然而，两台P波的采集均非出自一人之手，而是来自不同单位并由几位专业人员分别在原始记录图中采集的，客观上避免了人为因素干扰。在P波初动资料的使用上也不存在任何取舍，

只要初动清楚,无论震级大小和震中距的远近,在该区范围内均全部使用。可见资料是可靠和可信的。说明昌黎与陡河两台小震综合断层面解的一致结果绝非偶然。同时也证明在唐山7.8级地震前,唐滦震源及其附近地区确有明显的应力变化存在。此变化是在统一力场作用下形成并支配着该区的的小震活动,而这些小震综合断层面解,又代表了这个地区的优势破裂面和优势应力方向,故场上单个地震震源机制解也应具有相同的特征。为了进一步验证此研究结果,作者又对该区10次 $M_L \geq 4.0$ 级地震进行分析,其中有7次地震获得震源机制解,如图6所示:

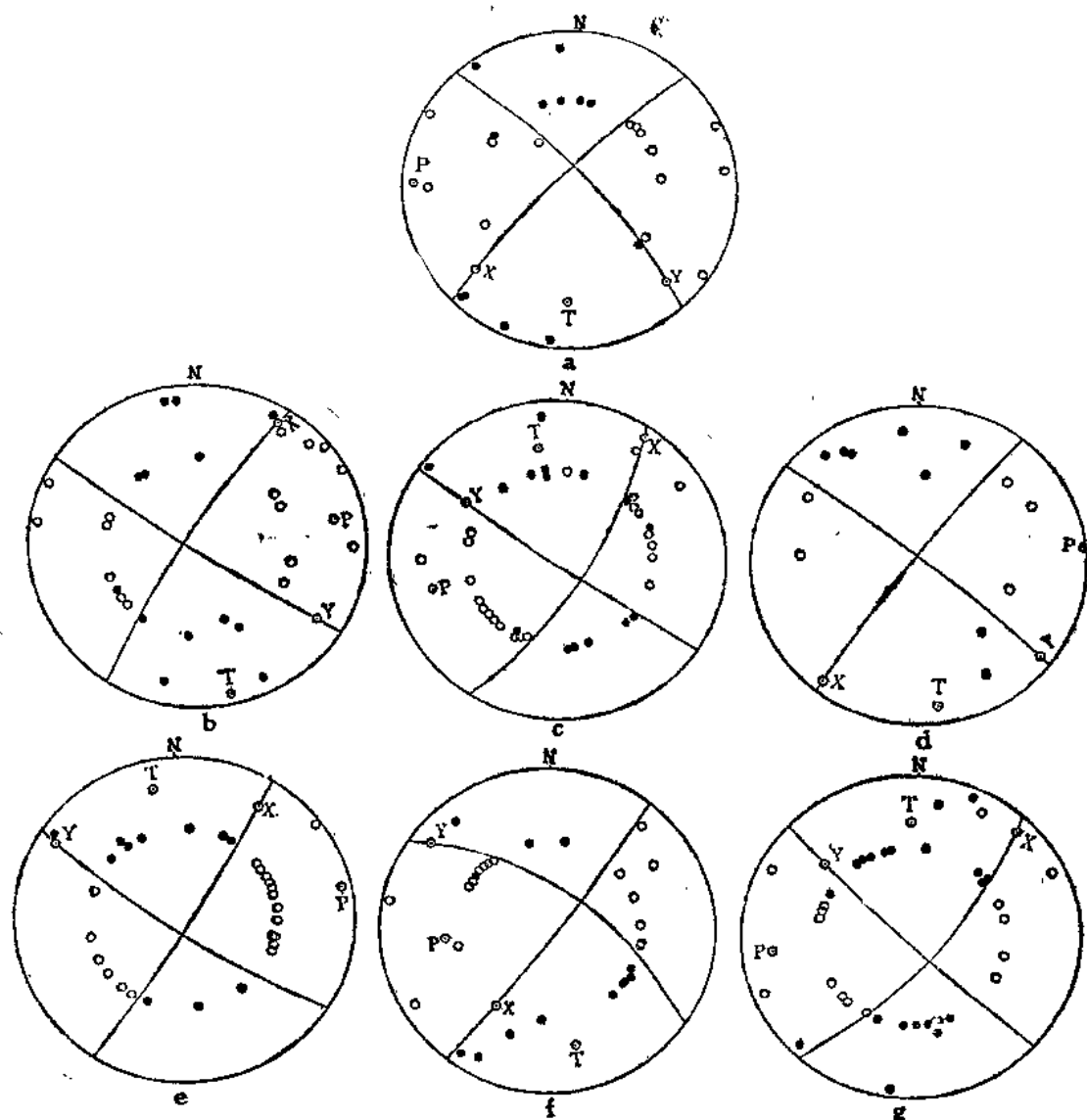


图6 唐滦地区7次地震震源机制解

a、宝坻 $M_L 4.4$ b、霸县 $M_L 4.9$ c、里坦 $M_L 5.6$ d、信安 $M_L 4.0$ e、昌黎 $M_L 5.2$ f、宁河 $M_L 4.6$ g、大城 $M_L 4.8$

图6包括1973年5月13日宝坻4.4级地震(a图),同年9月21日霸县4.9级地震(b图),和12月3日河间里坦5.6级地震(c图),1974年3月24日信安4.0级地震(d图),

同年5月7日昌黎5.2级地震(e图)和12月15日宁河4.6级地震(f图),1976年4月22日大城4.8级地震(g图)。这7次地震由华北50余个地震观测台站所包围,P波初动符号在乌尔夫网上分布十分均匀,所画节线的摆动区间极小。按双力偶模型矛盾符号比均在0—11%之间。因此,所得参数详见表1。

由表1可见,7次地震的节面A走向为 30° — 40° ,节面B走向在 301° — 313° 之间,两个节面的倾角较陡,N轴集中球心。若取节面A为断层面,这7次地震均为右旋走向滑动,压应力轴P接近东西方向,均在 79° — 83° 或 252° — 267° 的范围,张应力轴T接近南北方向都在 167° — 176° 或 348° — 357° 之间;剪应力轴X在 31° — 41° 或 214° — 223° 之间,Y轴在 125° — 131° 或 229° — 309° 之间变化。这一结果表明7次地震震源参数彼此十分接近,且与表1中图5a昌黎台所得应力参数,和图5b陡河台所得应力参数,以及该区应力场的综合断层面解结果(图5c)均相吻合。

以上四方面资料一致证实,唐山7.8级强震前在唐滦震源及其附近地区确实存在应力变化,并在临震前的4年半时间中显示出来,从而形成孕震力场。

六、唐山强震后的应力过程

随着唐山主震和强余震能量的大量释放,余震复盖了唐滦地区(图1),而离震源较远的外围区地震活动很少,可见震后的应力过程与余震活动密切相关。

考虑到余震区资料甚多,分布相对集中,而地震台位置偏离东西两侧等诸因素,特采取分震级,分时段,将两台P波初动综合投影方法进行研究。

如果地震活动受应力场的应力作用支配,无论地震大小均能一致地反应出这个场上的应力特征。因此,采取分震级的方法不会影响研究结果。对于时段划分就不同了,主要是受余震衰减较快的影响,不能采用等时段的方法。因为刚发生地震时余震过多可能造成投影球面难以容纳,而后来的资料过少又必然会影 响结果的准确性。因此,时段划分以资料量相近为原则更趋合理。昌黎台位于余震区东侧,而陡河台则偏于西侧,两台各控制两个象限的P波初动。在此情况下只有采取两台综合投影方法才能获得准确而可靠的应力参数。资料统一从1976年7月28日取自1986年7月,整整用了10年的资料来研究震后应力过程,现将结果分述如下:

1. $M_L \geq 4.0$ 级余震的结果分析

如图7。

图7为昌黎台与陡河台4级以上地震的综合投影,包括a、b、c、d4幅图件,P波初动符号共943条,占4级以上有震中参数地震的62%。这4幅图件系根据余震衰减较快的特点和所需资料量划分时段的。如a图为震后6天资料,从1976年7月28日至8月2日,共有P波初动符号168次;b图为29天资料,从1976年8月3日至31日,共含P波初动符号252次;c图为震后4个月资料(1976年9月1日至12月31日),P波初动符号245次;d图为9年零7个月资料,从1977年1月至1986年7月,P波初动共269次。虽然这些图件所取时段相差甚大,但资料是连续的,各图所采用的资料量基本相近,在乌尔夫网上的分布也较均匀。按双力偶模型所得小震综合断层面解详见表2。