

7-24

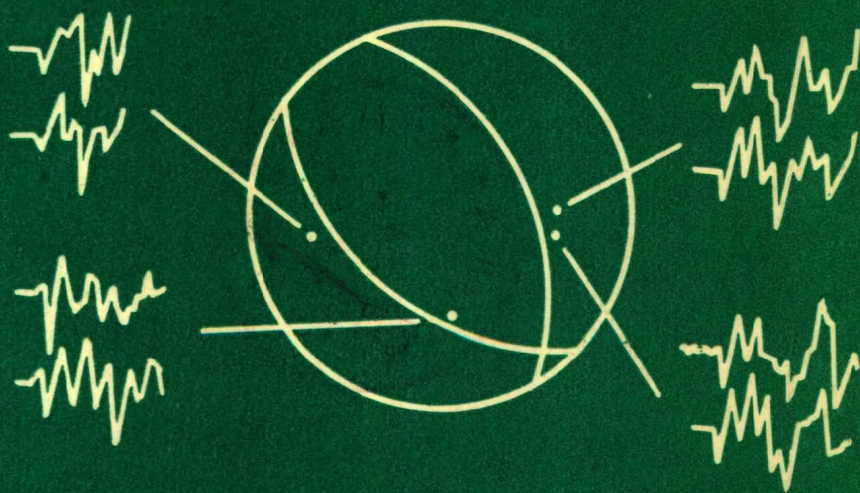
11.2571

中国地震震源机制

张 诚 曹新玲

编著

曲克信 修济刚 姚振兴



学术书刊出版社

中国地震震源机制

张 诚 曹新玲
曲克信 修济刚 姚振兴 编著

学 术 书 刊 出 版 社

内 容 提 要

《中国地震震源机制》汇编了1904—1989年间发生在中国境内及邻近地区的2037次地震的震源机制解;简要叙述了我国研究震源机制的发展历史并将震源机制求解的方法归纳成10种,分别作了扼要介绍。本书给出的震源机制解包括地震机制解,小震综合机制解和部分地震的震源物理解,并将多种方法求解一个地震的结果也一并列入,以利读者对比。

中国地震震源机制

编 著 张 诚 曹新玲 曲克信
修济刚 姚振兴
责任编辑 张秀智

*

学术书刊出版社出版

(北京海淀区学院南路86号)

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

兰州地震研究所印刷厂印刷

*

787 × 1092 1/16 144 印张 插页 1 字数 690千字

1990年5月第一版 1990年5月第一次印刷

印数: 1—1000 册

ISBN 7-80045-677-3/P · 26

定价: 10.00 元

序 言

地震是地球内部岩石错动或破裂释放能量的产物,地震激发地震波,地震波带来震源运动的信息,由 P 、 S 、 L_Q 、 L_R 波的动力特性可以获得震源的运动特征,研究震源机制就是为了弄清楚震源的运动过程,并获得其运动特征量。目前,一般都认为震源是断层活动,符合双力偶模型,是在暂短的时间间隔内,在有限的介质范围内进行的,也符合有限源的单侧破裂和双侧破裂,许多强烈地震是多次震源事件的迭加。通常的震源机制解答是指断层的走向、倾向、倾角、主压应力 P 轴方向、主张应力 T 轴方向、中间主应力 N 轴方向和断层错动方向,称为狭义的震源机制。对震源的力学模式、断层长度和错距、断层的破裂速度、应力降、地震矩及释放能量的震源运动过程的研究,称为广义的震源机制。现今世界各国测定震源机制参量的方法较多,本文介绍几种通用的方法:地震波初动符号法,小地震初动符号综合解法, P 波与 S 波振幅比法, P 波、 S 波和面波的波谱分析, P 波的多普勒效应分析,面波的方向性函数分析, P 、 S 波型的反演对比,宏观资料计算震源参数等。由于电子计算机技术日益发达和世界各地的地震台网大量增加,各种测定震源机制的方法已脱离繁重的人工处理,采用电子计算机对大量资料进行快速计算,使震源参数的精度有了显著的提高,尤其是使用地震波初动符号、 P 和 S 波波形反演、 S 波的偏振方向等等的综合电子计算机处理和分析,是获取真实的震源机制参量的方向,也是深入进行震源机制研究的方向,这将加快揭开地球形变过程中的地壳变动的动力学奥秘,促进地震预报的实现。

中国的震源机制研究主要是 50 年代中期开始的,郭增建首先对断层面求解作了推广与改进^[200,20, 252],并研究了 1949—1960 年中国部分大地震的震源机制解^[117],以及由震源机制资料讨论了中国境内的现代构造运动^[118]。60 年代中期,中国大陆进入地震活动高潮期,1966 年 3 月河北邢台大地震后,中国各地震区地震台网急剧增加,为研究我国的震源机制奠定必要的基础。

70 年代初期,为攻克地震预报难关,国家地震局组织震源机制研究小组,由地球物理研究所牵头,局属许多单位参加,对追溯到 1933 年的我国大地震,采用初动符号法求得 392 个地震的断层面解答,并用数理统计法对 166 个地震的解答作了复证^[119],对一维有限源的体波、面波位移及其波谱进行了理论上的讨论,分析了 106 个地震的震源机制物理参数^[191]。应用所获震源机制资料初步分析了震源作用力与我国构造的关系。这些工作为我国的震源机制研究铺平了道路。

1976 年是中国人民遭受地震灾害最严重的年份,龙陵、唐山、松平等大地震相继发生,许多地震学者希望从研究震源机制中获得预报信息,探讨应力场的分布与构造的关系,大地震前的应力场变化等等文章频频发表,似春花盛放。魏光兴^[2]、鄢家全、时振梁^[3]、叶洪^[61]、李钦祖^[8,85]、卓钰如^[9]、顾浩鼎^[11]、卓秀榕^[26]、许忠淮^[28]、林纪曾^[30]、张之立^[36]、吴大铭^[82]、孙加林^[103]、王六桥^[126]、秦保燕^[128]、李孟奎^[129]、成尔林^[152]、阚荣举^[155]、等许多同志对我国的应力场与构造的关系,与地震活动的关系作了深入的剖析。

八十年代,我国的震源机制研究开始利用体波和面波,采用国内外的数字化地震资料进行波谱分析,按照位错模型计算理论地震图与观测图的对比,反演计算发展显著^[194],对邢台、唐山等强烈地震作出多次地震事件的描述^[179,184]。由形变资料反演震源机制参数^[7,214],由宏观资料反演震源参数^[24]也得到了发展。特别值得提出的是最近杰旺斯基(Dziewonski)应用全球数字地震台网的资料,在用P、PP等多种震相联合模拟的基础上,发展了两台全波模拟震源机制的方法,解决了快速求解的难题。

小地震综合震源机制解用于研究大地震前的应力场变化^[12,187],一些作者^[83,103]发现大地震前主应力轴转向 90° ,而另外一些作者^[13,28]则得到相反的结论。这个对地震预报有重要意义的问题仍需进行深入研究。

震源机制处理的方法较多,各种方法的原理不同,资料相异,数量不一,其结果往往不同,有时差异较大。本文除了介绍几种常用的狭义求解方法外,还将不同作者给出的震源机制解答汇集成两个数据库,并引用部分作者给出的震源机制解在吴尔福网上的投影图,同时尽量将较大地震的震源力学模式等广义机制参数列于数据库之后,以6级以上地震的最新资料为主,绘出“中国及邻近地区震源机制图解”,以供广大读者参阅。

本文所介绍的震源机制处理方法面广,数据库数量较大,单个地震机制的数据库共1838个地震,2576条数据,吴尔网投影图共562个。小地震综合机制解共341条数据,吴尔福网投影图共182个。本书是在国家地震局科技监测司的支持下进行的。鉴于编者水平有限,错误在所难免,希读者批评指正。

编 者

1989年12月

编写说明

1. 地震机制数据库以年月日时分为顺序排列, 每震一个编号, 同一地震不同作者的结果在同一编号下按默认的 a.b.c... 顺序排列, 在“资料来源”栏中给出参考文献号。
2. 原作者给出的 P、T、N 轴为倾角者, 在“资料来源”栏中注明“倾”。
3. 震级统一采用原作者给出的震级。
4. 在“方法”中以罗马数字标明原作者求震源机制解采用的方法, 代号如下:
 - I 采用 P 波初动符号, 在吴尔福网上求解
 - II 由形变测量资料反演震源机制解
 - III 由多普勒效应求断层面解
 - IV 小地震综合断层面解
 - V 由宏观资料反演断层面解
 - VI 采用 P 波初动符号的数理统计法求断层机解
 - VII 利用 $\bar{P}$ 和 $\bar{S}$ 的振幅比求震源参数
 - VIII 用 S 波偏振方向求断层面参数
 - IX 采用面波方向性函数求震源参数
 - X 由 P、S、L 波的观测图与理论图对比, 波形反演求解震源参数
5. 小地震数据库, 以综合解的最初年月日为顺序排列。
6. 凡附有原作者给出的震源机制解在吴尔福网上的投影图者, 在“图”栏中以“*”号注明, 并以统一编号为顺序, 默认为 a.b.c...。
7. “中国及邻近地区震源机制图解”上的编号与“1”和“6”所述的编号相同。
8. 凡在吴尔福投影图中的断层面的倾向与数据库中的数值相反者, 其图为下半球投影。
9. 数据库中的倾向数值加“*”号的是错滑角。

目 录

震源机制解法	(1)
--------------	-------

1. 用 P 波初动符号求断层面解	(1)
2. 小地震综合断层面解	(6)
3. P 波初动的断层面解析法	(8)
4. 由 S 波的偏振方向判别断层类型	(12)
5. 由有限移动源的 P 波波谱判别断层面	(14)
6. 由 P 波的多普勒效应求断层面	(17)
7. 由瑞利波的广义方向性函数求断层面	(19)
8. 由四台 $\bar{P}$ 波振幅比求应力主轴的方向	(22)
9. 利用地震体波波形反演方法测定中强地震的震源参数	(27)
10. 由宏观地震资料测定震源参数	(30)

中国及邻区地震震源机制解	(33)
--------------------	--------

1. 震源机制解数据库	(34)
2. 部分地震的震源机制吴尔福网投影图	(192)

中国小地震综合震源机制解	(389)
--------------------	---------

1. 小地震综合震源机制数据库	(382)
2. 部分小地震综合震源机制吴尔福网投影图	(410)

中国地震震源物理参数	(457)
------------------	---------

1. 大地震的震源物理参数	(458)
---------------------	---------

参考文献	(460)
------------	---------

震源机制解法

1. 用 P 波初动符号求断层面解

近二、三十年，国际上关于震源模式的争论，通过较多地震机制资料的验证，认为多数地震与双力偶源比较符合。双力偶源与单力偶源辐射的 P 波初动符号分布图案相同，有两个节面可将 P 波初动符号分隔成相对称的四象限。单力偶源有大小相等、方向相反的两个力轴 (X 轴和 Y 轴)，而双力偶源除了具有这两个力轴外，还有大小相等、方向相反的两对作用力，即主压应力 P 和主张应力 T，它们与 X 轴和 Y 轴在同一平面内，与 X 轴、Y 轴的夹角成 45° 。双力偶源与无矩双力偶源是完全等效的 (图 1)。我们取震源坐标系 X、Y、Z，

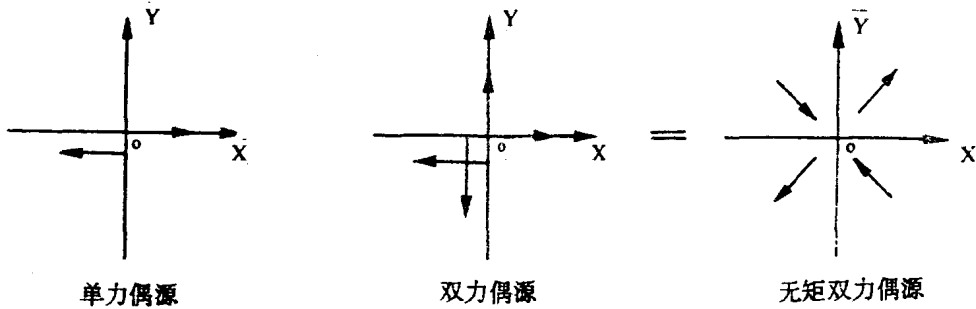


图 1

原点与震源重合，并取地理坐标系 $\bar{X}$ 、 $\bar{Y}$ 、 $\bar{Z}$ ，原点与震源重合，并且向东向北向下。X、Y、Z 轴对 $\bar{X}$ 、 $\bar{Y}$ 、 $\bar{Z}$ 轴的方向余弦分别为 α_x 、 β_x 、 γ_x ， α_y 、 β_y 、 γ_y ， α_z 、 β_z 、 γ_z 。P 波和 S 波的点源远场位移如 (1.1) 和 (1.2) 式 (B.И.КЕЙЛИС—БОРОК, 1957) ^[186]：

$$\left. \begin{aligned} u_p &= \frac{1}{4\pi\rho} \frac{xy}{v_p^3 r^3} K'(t - \frac{r}{v_p}) \\ u_s^H &= -\frac{1}{4\pi\rho} \frac{YA}{v_s^3 r^3} K'(t - \frac{r}{v_s}) \\ u_s^V &= \frac{1}{4\pi\rho} \frac{YB}{v_s^3 r^3} K'(t - \frac{r}{v_s}) \end{aligned} \right\} \quad (1.1)$$

$$\left. \begin{aligned} u_p &= \frac{1}{4\pi\rho} \frac{2xy}{v_p^3 r^3} K'(t - \frac{r}{v_p}) \\ u_s^H &= -\frac{1}{4\pi\rho} \frac{d}{v_s^3 r^3} K'(t - \frac{r}{v_s}) \\ u_s^V &= \frac{1}{4\pi\rho} \frac{D}{v_s^3 r^3} K'(t - \frac{r}{v_s}) \end{aligned} \right\} \quad (1.2)$$

式中：

$$x = \alpha_x \bar{x} + \beta_x \bar{y} + \gamma_x \bar{z};$$

$$y = a_x \bar{x} + \beta_x \bar{y} + \gamma_x \bar{z};$$

$$A = \frac{a_x \bar{y} - \beta_x \bar{x}}{\sin i_h};$$

$$B = \frac{(a_x \bar{x} + \beta_x \bar{y}) \cos^2 i_h - \gamma_x \bar{z} \sin^2 i_h}{\sin i_h \cos i_h};$$

$$C = \frac{(a_x y + a_y x) \bar{y} - (\beta_x y + \beta_y x) \bar{x}}{\sin i_h};$$

$$D = \frac{2xy \cos^2 i_h - \bar{z}(\gamma_x y + \gamma_y x)}{\sin i_h \cos i_h};$$

u_p 为 P 波的位移, u_s^H 为 S 波的水平分量 SH 的位移, u_s^V 为 S 波的垂直分量 SV 的位移。P 波质点运动离开震源时, 方向为正, 向着震源时方向为负。从上面向震源看时, SH 的位移为顺时针时方向为正, 反之为负, SV 的水平位移离源为正, 向源方向为负, 垂直方向都是向下。 V_p 、 V_s 是纵波、横波速度, ρ 为密度, r 为震源距离, $K[t-(r/V_p)]$ 是与震源强度有关的函数的导数。 i_h 是离源角 (图 2, 表 2), 即地震波射线的离源方向线与垂线之间的夹角; 对于 P_n 波 i_h 等于临界角; 对于 P 波,

$$i_h = \arctan \frac{\Delta}{h} \quad (1.3)$$

对于 P 波, 则由于波速随深度而增加, 波射线凹向地面,

$$i_h = \arcsin \left(-\frac{V_p}{r} \frac{dT}{d\Delta} \right) \quad (1.4)$$

其中, $dT/d\Delta$ 是时距曲线的斜率, Δ 是震中距离。对近震和远震的 Δ 分别以下面二式计算:

$$\left. \begin{aligned} \Delta_{(\text{公里})} &= 111.199 [(\varphi_s - \varphi_e)^2 + (\lambda_s - \lambda_e)^2 \cos^2 \frac{1}{2}(\varphi_s + \varphi_e)]^{\frac{1}{2}} \\ \cos \Delta^\circ &= aA + bB + cC \end{aligned} \right\} \quad (1.5)$$

第二式中:

$$a = \cos \varphi_s \cos \lambda_s, \quad b = \cos \varphi_s \sin \lambda_s, \quad c = \sin \varphi_s$$

$$A = \cos \varphi_e \cos \lambda_e, \quad B = \cos \varphi_e \sin \lambda_e, \quad C = \sin \varphi_e$$

其中: φ_s 、 λ_s 、 φ_e 、 λ_e 分别为台站和震中的经纬度, 纬度应换算为地心纬度 φ' ,

$$\varphi' = \arctg[(1 - e)^2 \lg \varphi]$$

e 为地球的扁率, 据 1977 年卫星探测资料 $e = 298.256^{-1}$ 。

对于任何方向的作用力, 经过计算, 可以给出 u_p 、 u_s^H 、 u_s^V 的分布图案。对于点源, P 波位移在断层面上等于零, 在与断层面夹角成 45° 方向上最大, S 波的位移则与 P 波相反, 如图 3。对有限移动源的单侧破裂、双侧破裂, 位移分布则与此不同。

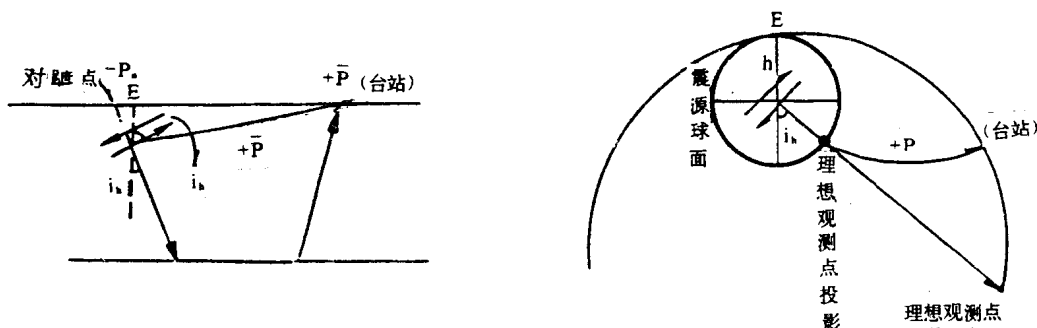


图 2 $\bar{P}$ 、 P_n 、 P' 离源角的表示

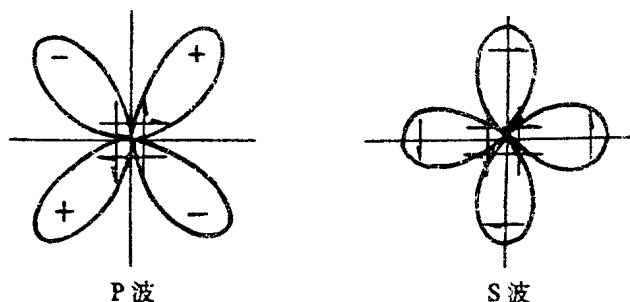


图 3 点源 P、S 波的位移分布

由 P 波的初动符号分布只能求得两个可能的断层面解, 这两个断层面相互正交, 它们哪一个是真正的断层面? 除了由横波、面波方法判别外, 通常是由构造断裂线或等烈度线最内长轴方向来对比, 强震的断裂带与它们的走向相一致。

断层面的空间位置是由它们的走向、倾向、倾角表示的, 各类作用力是由它们的走向方位和仰角来表示。这些参数的测量从原理上讲需要通过两个步骤:

(1) 将全部的观测点及其 P 波初动符号置于震源球面的投影图上。各观测台在震源球面投影图上的位置, 由台站相对于震中的方位角 (顺时针计) 和射线的离源角来确定。台站方位角 A_z 由下式计算:

$$A_z = \arccos \frac{\cos \varphi_s - \cos \varphi_e \cos \Delta}{\sin \Delta \sin \varphi_e} \quad (1.6)$$

φ_s 、 φ_e 与 (1.5) 式的意义相同。

(2) 将震源球面上的各点投影到平面上，如采用赤极投影，以 A 点为投影中心，投影平面为赤道，取上半球投影，将点 S_1 投影于 S_1' ，对下半球的 S_2 点取它的对跖点 S_2' ，投影于 S_2'' (图 4)。

实际上，全部作法可以在吴尔福网上进行，根据 P 波初动符号分布给出两个断层面相对应的两条节线，按正交原理求出 X 轴和 Y 轴，在通过 X、Y 的同一大圆弧上与两轴的夹角各为 45° 找出 P 和 T 主应力的出地点。表示断层面和各类力的参量见图 5 和表 1 所示吴尔福网上的结果。(走向、倾向方位以顺时针计)

表 1:

	走 向	倾 向	倾 角	仰 角
节面 A	$\widehat{NA'}$	$\widehat{NY'}$	y_1y_1'	
节面 B	$\widehat{NB}$	$\widehat{NX'}$	x_1x_1'	
X 轴	$\widehat{NX'}$			xx'
Y 轴	$\widehat{NY'}$			yy'
P	$\widehat{NP}$			pp'
T	$\widehat{NT'}$			TT'
n	$\widehat{Nn'}$			nn'

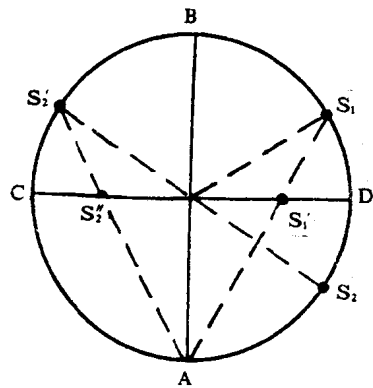


图 4

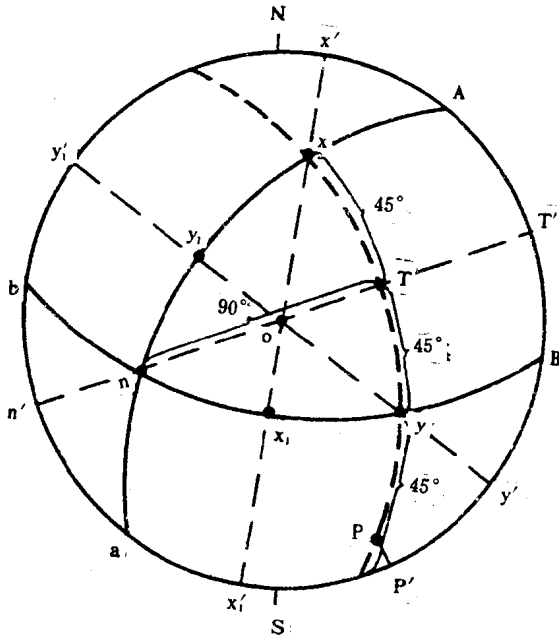


图 5

很显然，P 波初动符号图解断层面法，优点是查取初动符号、处理过程比较简便，缺点是对某些地震，观测台站稀少或分布不均匀，确定断层面节线的误差过大，人的主观因素也较多，对同等资料的地震，不同作者常常给出差别很大的结果。

表 2: P 波射线离源角表

(i) 直达P波离源角表

Δ° \ h(公里)	10	20	30	40	50	Δ° \ h(公里)	10	20	30	40	50
0.1	47.9	29.1	20.1	15.4	12.3	1.1	85.3	80.7	76.2	71.9	67.7
0.2	65.7	47.9	36.5	29.1	24.0	1.2	85.7	81.5	77.3	73.3	69.4
0.3	73.3	59.1	47.9	39.8	33.7	1.3	86.0	82.1	78.3	74.5	70.9
0.4	77.3	65.7	55.9	47.9	41.6	1.4	86.3	82.7	79.1	75.6	72.2
0.5	79.8	70.2	61.6	53.6	48.0	1.5	86.6	83.2	79.8	76.5	73.3
0.6	81.5	73.3	65.7	59.0	53.1	1.6	86.8	83.6	80.4	77.3	74.3
0.7	82.7	75.6	68.9	62.8	57.3	1.7	87.0	84.0	81.0	78.0	75.2
0.8	83.6	77.3	71.4	65.7	60.6	1.8	87.8	84.3	81.5	78.7	76.0
0.9	84.3	78.7	73.3	68.1	63.3	1.9	88.3	84.6	81.9	78.8	76.0
1.0	84.8	79.8	74.8	70.2	65.7						

(ii) 直达 P 波离源角表

(a) 震源在地壳的上层

Δ°	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0			47.9	47.8	47.8	47.7	47.6	47.5	47.4	47.3
10	47.2	47.1	47.0	46.7	46.2	45.5	44.4	43.0	41.5	39.5
20	37.5	35.7	33.6	32.3	31.0	30.1	29.4	29.0	28.8	28.7
30	28.6	28.5	28.3	28.1	27.9	27.7	27.5	27.3	27.0	26.8
40	26.6	26.3	26.1	25.9	25.7	25.4	25.1	24.9	24.6	24.3
50	24.1	23.8	23.6	23.4	23.1	22.9	22.6	22.4	22.1	21.9
60	21.7	21.5	21.3	21.0	20.8	20.6	20.4	20.1	19.9	19.7
70	19.4	19.1	18.9	18.6	18.4	18.0	17.9	17.7	17.4	17.1
80	16.9	16.7	16.4	16.1	15.8	15.5	15.3	15.1	14.9	14.8
90	14.7	14.6	14.5	14.4	14.3	14.3	14.3	14.3	14.2	14.2
100	14.2									

(b) 震源在地壳的下层

Δ°	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0			56.6	56.6	56.5	56.4	56.3	56.2	56.1	55.9
10	55.7	55.5	55.4	55.1	54.9	53.3	52.0	51.1	48.2	45.7
20	43.3	41.2	39.1	37.4	35.9	35.3	33.8	33.3	33.0	32.9
30	32.7	32.6	32.3	32.2	32.0	31.7	31.5	31.2	30.9	30.6
40	30.4	30.1	29.9	29.5	29.2	29.0	28.7	28.4	28.1	27.8
50	27.5	27.2	27.0	26.7	26.4	26.1	25.8	25.5	25.2	25.0
60	24.7	24.4	24.2	24.0	23.7	23.5	23.2	22.9	22.7	22.6
70	22.2	21.8	21.5	21.2	20.9	20.7	20.4	20.1	19.8	19.5
80	19.2	19.0	18.6	18.3	18.0	17.6	17.3	17.2	16.9	16.8
90	16.6	16.5	16.4	16.3	16.3	16.2	16.1	16.1	16.1	16.1
100	16.1									

(c) 震源在地壳下(地幔顶部)

Δ°	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0			89.0	89.0	88.0	86.0	85.0	85.0	84.0	83.0
10	82.0	81.0	80.0	79.0	77.0	74.0	71.0	67.0	63.0	59.0
20	55.0	50.3	47.7	45.5	43.7	42.3	41.4	40.8	40.6	40.4
30	40.3	40.0	39.7	39.4	39.2	38.8	38.5	38.2	37.8	37.4
40	37.0	36.7	36.4	36.0	35.6	35.2	34.9	34.5	34.1	33.7
50	33.4	33.0	32.7	32.3	32.0	31.6	31.2	30.9	30.5	30.2
60	29.8	29.6	29.3	28.9	28.6	28.3	28.0	27.7	27.4	27.0
70	26.6	26.2	25.8	25.5	25.1	24.8	24.5	24.1	23.8	23.4
80	23.0	22.7	22.4	21.9	21.5	21.1	20.8	20.6	20.3	20.1
90	20.0	19.8	19.7	19.6	19.5	19.5	19.4	19.4	19.4	19.4
100	19.4									

(d) 地壳不分层

Δ°	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	50	50	49.5	48.5	48.5	47.0	47.0	46.0	45.0	44.0
20	41.5	38.0	36.0	34.5	33.5	33.0	32.0	31.5	30.5	30.5
30	30.5	30.0	29.5	29.5	29.5	29.5	29.5	29.5	29.0	29.0
40	28.5	28.5	28.0	28.0	28.0	27.5	27.0	27.0	26.5	26.5
50	26.5	25.5	25.5	25.0	25.0	24.5	24.5	24.5	24.0	23.0
60	23.0	23.0	22.5	22.5	22.5	22.0	21.5	21.0	21.0	21.0
70	20.5	20.5	20.0	20.0	20.0	19.5	19.0	19.0	19.0	18.5
80	18.0	18.0	17.5	17.5	17.5	17.0	16.5	16.0	15.5	15.0
90	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	14.5				

注:震中距 A° 在 9° 以内取用 53°

(iii) PKP 波离源角表

Δ°	PKP ₁	PKP ₂	Δ°	PKP ₁	PKP ₂	Δ°	PKP ₁	PKP ₂	Δ°	PKP ₁	PKP ₂
110	8		140	7	12.5	155	5.5	17.0	170	2.3	18.0
120	8		145	6.7	15.0	160	4.5	17.5	175	1.0	18.0
130	8		150	6.2	16.5	165	3.5	18.0	180	0.0	18.0

2. 小地震综合断层面解^[12]

一个地震区有它的基本应力场,某些强地震在基本应力场作用下发生,绝大多数小地震也受基本应力场的控制,它们的综合机制解也反映区域应力场。只有某些小地震受次级应力场的作用,它们的初动符号分布将是零乱的,由综合震源球面图不能给出节面解。近多年来,我国的主要地震区的小震综合节面解都反映这个规律。小地震在各地震区发生次数是较多的,某些大地震之前,区域小地震次数增加,强度上升,它们的综合机制给出的主应力轴方向的改变,可能预示大地震将要发生,研究小震综合机制解随时间的变化对地

震预报有重要意义。

小地震综合断层面解法有二，其结果基本一致：

(1) 单台初动符号法

某地震区中一台站，观测到某次小地震的 P、Pn 波初动符号，根据其地震的台站方位角和离源角，将初动符号置于震源参考球面上，对其它许多地震也以同法作震源参考球，再将所有的参考球平移，使震源重合，这就等效于一次地震有许多台站观测的初动符号分布。实际处理时，是在同一震源参考球上给出全部初动符号，按节线正交原理划出两条节线，在 X 轴和 Y 轴的平面内，根据与两节线夹角成 45° 给出主压应力 (P) 和主张应力 (T) 的出地点。见图 6 所示。

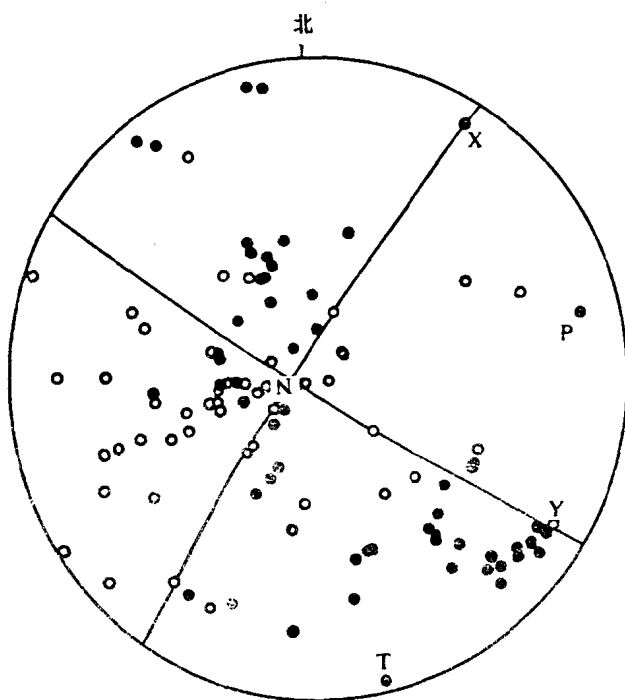


图 6 1972 年至 1976 年 7 月 27 日白家疃台观测京津地区地震的综合断层面解 (1972—1976.7.27) ^[13]

(2) 多台初动符号法

若某地震区分布数个地震台，各台都观测到某次小地震的 P 波初动符号，将各台的初动符号置于同一震源参考球上，由于符号稀少，不足以划出两条节线，对其它地震的初动符号以同法置于上述的同一个参考球上，其符号分布将会加密，给出的两条节线及主压应力轴更趋可靠。见图 7 所示。

这个方法给出的结果的可靠程度，首先取决于初动符号数量的多少和分布的均匀程度，符号愈多，分布愈均匀，结果愈可靠；其次是各象限的矛盾符号与该象限的符号总数比的大小有关，矛盾比越小，结果愈可靠。方法的优点是充分利用了大量小地震的初动符号研究震源机制。

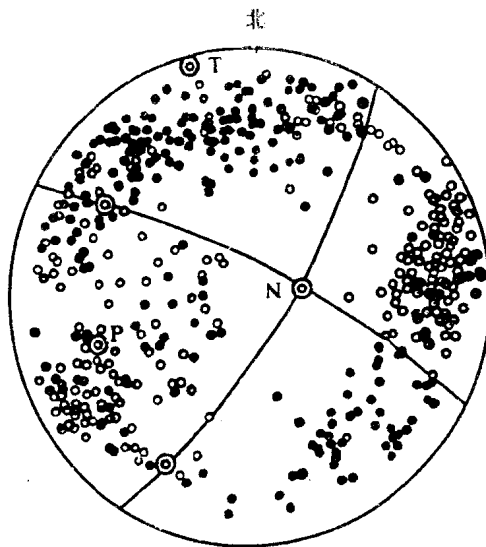


图7 昌黎等台观测唐山余震的多台综合断层面解。^[107]
(1976.7.28—1981.10.31)

3. P波初动的断层面解析法^[119]

单力偶源或双力偶源发出的P波在震源球面上的相对振幅相同，断层面的P波位移等于零，与两断层面夹角的 45° 方向上的位移最大。所以，愈靠近断层面的理想观测点的P波振幅愈小，初动方向很容易被干扰失真，报准的概率较低，远离断层面的理想观测点上的初动振幅较大，初动方向报准的概率较高。Knopoff (1961,a,b)^[188,189]根据这些原理，将观测的初动与理论的初动作对比，给出它们符合程度的概率方程，当此概率为最大时，所对应的断层面解为最佳解（两组解答）。

为建立断层面解的解析公式，取震源球面上两个P波节面为A和B，它们是正交的，A和B节面的法线为 $\vec{A}$ 和 $\vec{C}$ ，节面的交线为 $\vec{B}$ （零矢量）， $\vec{A}$ 、 $\vec{C}$ 、 $\vec{B}$ 矢量构成震源坐标系，原点为震源。另取x、y、z地理坐标系，原点仍与震源重合，x、y、z为向南、向东和向上。 $\vec{A}$ 、 $\vec{C}$ 、 $\vec{B}$ 在x、y、z坐标系中的方向余弦可由变量 A_z 、H、R来表示（图8）。

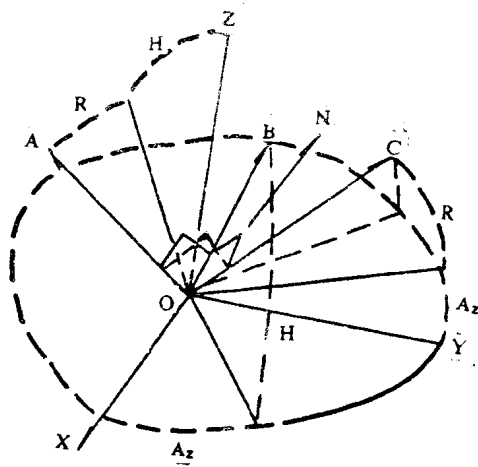


图8 地理坐标系X、Y、Z和震源坐标系A、B、C。^[119]

$$\left. \begin{aligned}
 X_a &= -\sin H \cos A_z \cos R + \sin A_z \sin R \\
 X_b &= -\sin H \sin A_z \cos R - \cos A_z \sin R \\
 X_c &= \cos H \cos R \\
 Y_a &= \cos H \cos A_z \\
 Y_b &= \cos H \sin A_z \\
 Y_c &= \sin H \\
 Z_a &= -\sin H \cos A_z \sin R - \sin A_z \cos R \\
 Z_b &= -\sin H \sin A_z \sin R + \cos A_z \cos R \\
 Z_c &= \sin R \cos H
 \end{aligned} \right\} \quad (3.1)$$

$X_a, X_b, X_c, Y_a, Y_b, Y_c, Z_a, Z_b, Z_c$ 为 $\bar{A}, \bar{B}, \bar{C}$ 对 x, y, z 坐标的方向余弦。A 和 C 节面的倾向方位 E_A 和 E_C , A 和 C 节面的倾角 D_A 和 D_C , P、T、B 轴的方位 E_P, E_T, E_B 及其仰角 D_P, D_T, D_B 的表示式如下:

$$\left. \begin{aligned}
 E_A &= \arctg \left(\frac{-\sin H \cos A_z \sin R - \sin A_z \cos R}{-\sin H \sin A_z \sin R + \cos A_z \cos R} \right) \\
 &\quad (\text{当 } Z_b < 0 \text{ 时, 则 } E_A + 270^\circ, \text{ 否则 } E_A + 90^\circ) \\
 D_A &= \arctg \frac{[1 - (\sin R \cos H)^2]^{\frac{1}{2}}}{\sin R \cos H} \\
 E_C &= \arctg \left(\frac{-\sin H \cos A_z \cos R + \sin A_z \sin R}{-\sin H \sin A_z \cos R - \cos A_z \sin R} \right) \\
 &\quad (\text{当 } X_b < 0 \text{ 时, 则 } E_C + 270^\circ, \text{ 否则 } E_C + 90^\circ) \\
 D_C &= \arctg \frac{[1 - (\cos H \cos R)^2]^{\frac{1}{2}}}{\cos H \cos R} \\
 E_P &= \arctg \frac{\sin H \cos A_z (\sin R - \cos R) + \sin A_z (\sin R + \cos R)}{\sin H \sin A_z (\sin R - \cos R) - \cos A_z (\sin R + \cos R)} \\
 &\quad (\text{对 } (X_a) \cdot (Z_a) < 0 \text{ 或 } (X_b) \cdot (Z_b) < 0) \\
 &\quad \text{当 } X_b - Z_b < 0, \text{ 则 } E_P + 90^\circ, \text{ 否则 } E_P + 270^\circ \\
 D_P &= 90^\circ - \arctg \frac{\sqrt{2} [1 - \frac{1}{2} (\cos H \cos R - \sin R \cos H)^2]^{\frac{1}{2}}}{\cos H (\cos R - \sin R)} \\
 E_B &= \arctg (\operatorname{ctg} A_z) \\
 &\quad (\text{当 } y_b < 0 \text{ 时, 则 } E_B + 90^\circ, \text{ 否则 } E_B + 270^\circ)
 \end{aligned} \right\} \quad (3.2)$$

$$\left. \begin{aligned}
 D_p &= 90^\circ - \arctg(\ctg H) \\
 E_T &= \arctg \frac{-\sin H \cos A_z (\cos R + \sin R) + \sin A_z (\sin R - \cos R)}{-\sin H \sin A_z (\cos R + \sin R) - \cos A_z (\sin R - \cos R)} \\
 &(\text{对}(x_a) \cdot (z_a) < 0 \text{ 或 } (x_b) \cdot (z_b) < 0) \\
 &\text{当}(x_b) + (z_b) < 0 \text{ 时, 则 } E_T + 90^\circ, \text{ 否则 } E_T + 270^\circ \\
 D_T &= 90^\circ - \arctg \frac{\sqrt{2} [1 - \frac{1}{2} (\cos R + \sin R)^2 \cos^2 H]^{\frac{1}{2}}}{\cos H (\cos R + \sin R)} \\
 &\text{当}(x_b) \cdot (z_b) > 0 \text{ 或 } (x_a) \cdot (z_a) > 0, \text{ 则 } P \text{ 轴与 } T \text{ 轴交换位置}
 \end{aligned} \right\} \quad (3.2)$$

在球坐标系中, 从震源射出的 P 波初动的理论振幅为:

$$U_r = \frac{A}{r} \sin 2\theta \sin \varphi \quad (3.3)$$

$$\text{或 } U_r = \frac{2A}{r} \sin \theta \cos \theta \cos \varphi$$

θ 为观测点矢径和矢量 $\vec{C}$ 之间的夹角, φ 为观测点矢径在矢量 $\vec{A}$ 、 $\vec{B}$ 组成的平面内的投影与矢量 $\vec{A}$ 之间的夹角。考虑震源球面上第 i 个台的相对理论振幅, (3.3) 式中可略去与震源强度的相关系数 $2A/r$, 并取 $\vec{A}$ 、 $\vec{B}$ 、 $\vec{C}$ 和射线方向 $\vec{P}_i$ 为单位矢量, (3.3) 式可改写成

$$U_{r_i} = (\vec{P}_i \cdot \vec{A})(\vec{P}_i \cdot \vec{C}) \quad (3.4)$$

$$\vec{P}_i \cdot \vec{A} = \sin \theta \cos \varphi$$

$$\vec{P}_i \cdot \vec{C} = \cos \theta$$

射线矢量 $\vec{P}_i$ 对 X、Y、Z 的方向余弦可由离源角 i_h 和台站方位角 Z 表示:

$$\left. \begin{aligned}
 x_p &= -\sin i_h \cos Z \\
 y_p &= \sin i_h \sin Z \\
 z_p &= -\cos i_h
 \end{aligned} \right\} \quad (3.5)$$

i_h 和台站方位角的计算见《用 P 波初动符号求断层面解》一文。

Knopoff 给出 n 个台站的观测与理论的 P 波初动符号完全符合的概率为:

$$\varphi = \sum_{i=1}^n \log \frac{1}{2} \left\{ 1 + \operatorname{erf} \frac{U_{r_i}}{|N_i| \operatorname{Sgn} U_{r_i} \operatorname{Sgn} R_i} \right\} \quad (3.6)$$

节面位置不同, 则 φ 值不同, φ 值最大时, 节面位置为最佳。(3.6) 式中, $\operatorname{Sgn} U_{r_i}$ 是理论