

震源力学解释的参考材料

山东地震工作队翻印

一九七一年九月

在地图上直接处理震源机制

为了把震源机制资料比较直观地与前兆异常分布和地质构造作对比，最好在地图上（即在地面上）直接处理震源机制资料（不用莫尔夫网）。另外大量的中小地震只为近震台网所记到，此时地面可视为平面，也可利用地图直接作图求解。

(一) 综合应用 $\bar{P}$ 、 P_n 和 P_{11} 初动符号，我国绝大部分地震都发生在地壳中，如假设地震波离开震源后到达地震台莫夫直线的，则 $\bar{P}$ 波和 S 波的高源角为：

$$\tan i_k = \frac{\Delta}{H} \quad \text{----- (1)}$$

式中 Δ 为台站的震中距， H 为震源深度。实际上用不着计算，直接就可台站分布图上点出各台自己所记到的 $\bar{P}$ 波初动符号。

对于 P_n 波，由于在一定震中距范围内是初至波，比较清楚，所以要充分利用。但由于 P_n 波离开震源时是向下射出的，所以我们将其高源方向向相反方向延伸，求出其与地面的交点，称为理想观测点 S' （图1），此点上的纵波符号与实际观测点 S 上所观测到的 P_n 波符号相同。这是根据纵波折射时不改变符号以及震源发射波是面局限对称这一特点决定的。 P_n 波的高源角大致为：

$$i_k \approx 53^\circ$$

理想观测点 S' 距震中的距离为：

$$\Delta = H \tan 53^\circ \quad \text{----- (2)}$$

S' 点相对于震中的方位正好与 S 点的相反。

如果我们在近震台网中能观测到清楚的 P_{11} 波（即在地壳底上的反射纵波）那也可应用。

此波由于高源时也是向下方斜射出去的，所以也要将其高源

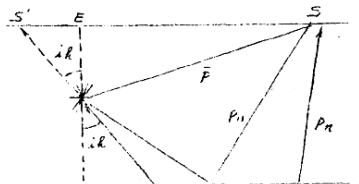


图 1

方向向相反方向延伸求其与地面的交点 S' (理想观测点)。此点的震中距为:

$$\Delta = H \tan ih \quad (3)$$

式中的 ih 即等于 P_1 波到达地面的入射角 (图 2)

求入射角的方法可

用 P_1 波在三分向地震仪上的位移值, 也可用走时表求 (贝加尔公式)。

P_1 波是在地壳底上反射了一次的纵波, 它改变

了一次符号。所以如实际观测点 S 上记到 (+) 号, 则在理想观测点 S' 上点出 (-) 号。经过以上的办法, 将 P_1 波和 P_2 波求出其理想观测点 S' 上的符号后, 就等于它们已成了 P 波了。这样就可与实际观测到的 P 波一块处理。

(二) 划节线时的注意事项:

1. 节线节线一般都有两条, 它们可以相交, 也可以是平行的。

2. 这两条节线有互相制约的关系, 即在图 3 中通过震中的两条节线各作垂直线 N_1F_1 和 N_2F_2 。它们之中有以下的关系:

$$\left. \begin{aligned} N_1E \cdot EF_1 &= H^2 \\ N_2E \cdot EF_2 &= H^2 \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

这个关系所表达的实质就是辅助面既与断层面垂直, 又与错动方向垂直。

在一般情况下, 两条节线可夹任意的角度 (必须符合 (4) 式的制约关系), 且震中距两节线的距离也一般是不等远的。当两条节线互相平行时, 断层错动没

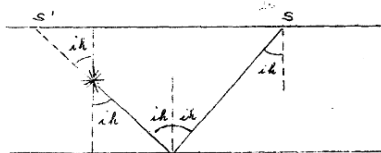


图 2

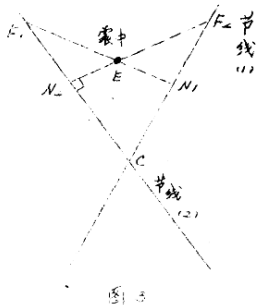


图 3

有平推分量，是纯正断层或纯逆断层；当两条节线互相正交，其交点在震中时，断层错动没有倾向分量，即地为平推断层。

(三) 求解断层面产状和错动方向

当两条节线在平面上划出后，

它本身就是两个可能的断层面与地面的交线，因之就是两个可能的断层走向。如图4所示。如假设节线I为断层面节线，则图4中的一些线段分别代表以下的意义： EF_2 为错动方向在地面上的投影线（方位线），它与断层面节线之间的夹角 θ_2 可表示为：

$$\sin \theta_2 = \tan \theta_1 \cot \theta_2 \quad (5)$$

式中 θ_1 为断层面倾斜方向与铅直线之间的夹角：

$$\tan \theta_1 = \frac{EN_1}{H} \quad (6)$$

(5) 式中的 θ_2 是错动方向与铅直线之间的夹角：

$$\cot \theta_2 = \frac{H}{EF_2} \quad (7)$$

上面 θ_1 和 θ_2 的余角就是断层面的倾角和错动方向的倾角。

在图4中由 N_1 向 E 的方向就是断层面的倾向。

如假设图4中的节线II是断层面节线，则情况与上面的类似。这样以来，就可求出两组可能的断层面解答。至于那个是断层面的真实解答，这可由几个方面来判断。一个是用 SV 和 SH 的节线，一个是用 P 和 S 波的入射位移求错动力的方向，此方向要合于那个节线，那个节线就是真实的断层面，还有一种粗略的办法就是基本断层面是 S 波的节面，因而其节线附近 S 波甚弱，而辅面则

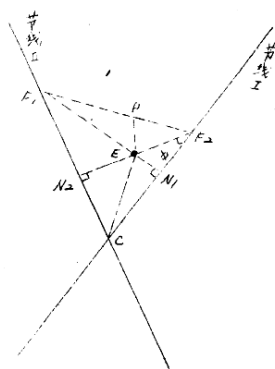


图 4

不是S波节面，因而其节线附近S波较强这一点来确定。

以上把地震源当作动力模型，即当作单力偶时所要求的要素。

(四) 求主应力

对于静力模型的地震源（双力偶）人们还要进一步求主应力的方向，这个主应力的方向位于前述两个可能的错动方向所构成的平面内，并与错动方向夹 45° 的角。在图4中的P点就是主应力方向的出地点，对于该点的位置只要求得 F_2P 的距离就决定了：

$$F_2P = \frac{F_1 F_2}{1 + \frac{H_2 + EF_2^2}{H^2 + EF_2^2}} \quad (8)$$

求得P点后，在图4中连P和E，即得主应力在地面上的投影（方位）。如果P点位于（-）号区，则其方向指向震中，称为主压应力，如位于（+）区，则其方向背向震中，称为主张应力。主应力与铅直线之间的夹角为：

$$\tan i = \frac{EP}{H} \quad (9)$$

求另一个主应力的方向较繁一些，如图5所示。

$$F_2P' = \frac{\frac{b}{D} \cdot PF_2 \sin 45^\circ}{1 - \frac{b}{D} \sin 45^\circ}$$

$$b = \sqrt{EF_2^2 + H_2}$$

$$D = \sqrt{EP^2 + H_2}$$

当 P' 求得后，连接 $P'E$ ，即得主应力的方位，这个主应力与铅直线之间的夹角为：

$$\tan R = \frac{EP'}{H}$$

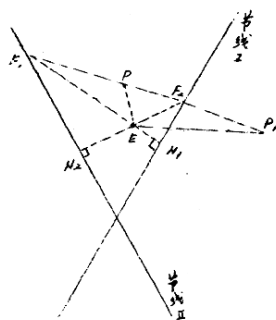


图5

由上所述，在平面上求主应力，不如在莫尔夫网上方便。

地震的震源机制

§ 1 引言

1. Reid 关于地震直接成因的弹性回跳理论

大多数地震发生在变形的地壳介质中。当地壳变形时，能量以弹性应变的形式储存在岩石中，直到在某一点累积变形超过岩石的强度，这时就发生破裂，或者说发生“断层”。断层相对的两边回跳到平衡位置，能量就以热能、岩石破碎和弹性波振动等形式释放出来。这就是地震直接成因的弹性回跳理论的说法。在破裂时产生的波或振动造成了在地震时人们感受到的震动。至于波本身，则传播到比有感范围更远的地方。地球上任何地方中等大小的地震，都能被灵敏的地震仪记录下来。弹性回跳理论是 *Harry Fielding Reid* 根据他对 1906 年旧金山地震的研究于 1910 年提出的。也有人提出过其它地震成因的理论。例如在日本，并且这些理论至今仍然流行。然而 Reid 的理论是十分普遍地被人接受的，尤其是为西方地震学家所接受。可能除了少数例外，大多数构造地震是由破裂或断层引起的。即使在多数情况下破裂并不延伸到地表面上来。现在，Reid 的理论已经推广到发生在地球内部深处的地震。

2. 研究震源机制的意义

如果说，地震是由断层引起的，那么，破裂或断层的方向或多或少和引起这个破裂的，作用于地球内的应力有关。这样，通过分析地震波的地震记录，就有可能确定断层的取向。进而，通过研究许多地震，对于使地球变形的力，引起地震的力，使山脉升起和使岛弧和海洋深部形成的力，就有可能得到了解。

3. 震源机制的研究内容

研究地震的震源机制正是这里要研究的问题。如上所述，在机制的研究中要碰到两件事。首先，要从地震图中得出各个

地震震源的运动特性，在研究特定的地震和把扰源与其它地质现象或有关地球构造的知识联系起来时，这是很重要的。其次，得出在一定地区大量地震的震源机制的研究结果，可以比较作用于各别震源的力。通过统计分析，有可能弄清楚粗线条的区域力或使区域变形的深部应力，甚而世界范围的区域变形力的相互关系。

确定地震震源运动方向的方法已经发展到了四十多年。地震震源机制研究的现状如何？这个方法成就及局限性如何？在大地球构造问题中，人们可以用多大的信度应用由机制研究得出的结果？这是我们现在要回答的问题。

§2. 由P波初动推论断层方向

1. 早期的观测结果

体波（P波，S波），面波（Love波，Rayleigh波）都已经被用来研究震源机制，但迄今大多数研究者采用P波的初动方向。

P波的初动方向有时是压缩，有时是膨胀，在地震学历史上，是一件早已被注意到的观测事实。1909年，Taniguchi第一个肯定地指出了这个事实。他根据在地震仪上记到的地动南北和东西分量绘制向量图，在确定震中时运用了这个事实（图1）。向量位于包含震中和台站的大圆 CC' 中。如果在垂直向地震仪上记到为运动朝上，则运动是压缩，合运动离震中而去。如果地动朝下，运动是膨胀，合运动指向震中。

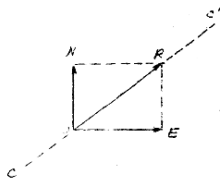


图1 确定震中方向为Love波方法

以后，有好多人观测到，同一地区的地震在同一地震台上产生同一类型的初动，或P波压缩或膨胀。

7
胀。在地震台网密集的地区，例如在日本和欧洲一些地区，人们注意到，同一地震，在某一地区的台上记到压缩，而在另一地区的台上则记到膨胀。这些早期观测的总结以及完善的文献，见 Kawasumi 的文章，简要的总结，见 Byerly 的文章。

2. 确定断层面的 Byerly 方法

1) 确定断层面的 Byerly 方法的发展历史

震源机制研究的近代发展开始于 1926 年。1926 年，Byerly 研究了上一年发生于 Montana 的一个地震。在地震学历史上，这篇文章第一次把分布在世界上的许多地震台记录到单个地震的初至 P 波运动方向用表格列出。进一步 Byerly 试图分出 P 波初动是压缩或膨胀的扇形。但是，在这个初次尝试中他没有试图推出震源的性质，这部份地是由于在一个关键台上地震方向有疑问。两年后，Byerly 对 1922 年智利地震作了类似的研究。他设想这些资料意味着震源是一个脉冲地作用于震源处的单力。过了一年，他增加了同一个地震的 Love 波的资料，重新考虑这个问题，觉得震源是一个力偶系，Byerly 假定，这个力偶系平行于断层作用。以后十年左右，他继续研究这个问题，逐渐地完善了解日地震学家称之为确定断层面的 Byerly 方法。

2) Byerly 方法的思路

Byerly 方法的思路如下。Byerly 受弹性回跳理论的影响以及 1906 年旧金山地震时发生在 San Andreas 断层的巨大水平位移的影响甚深。他最早考虑如图 2 所示的地震机制。图 2 在平面上表示在一垂直断层 FF 上的纯粹水平运动。箭头表示断层两盘彼此相对运动。根据直觉，箭头前面的点应当是推，而箭头后面的点应当是拉。因而震源附近的区域分为四个象限，在这些象限里，P 的初动是交替地压缩（图中以圆圈表示）或膨胀（三角形）。

为了证实这个直觉的想法，Byerly 求助于数学。1933 年 Nakano 曾写过一篇文章，在文章中，他应用 Stokes-Lamb 和

8.

Love 的经典著作，研究由各种类型点源的作用引起的无限均匀介质中的位移和加速度问题。Nakano

首先考虑作用于震源的单力。

他发现这个力在半空间中产生压缩，在另半空间中产生膨胀。其次，他考虑力的组合。对于每一种类型的震源他都推出在离源这距离的地方期望的 P 波和 S 波的效果。

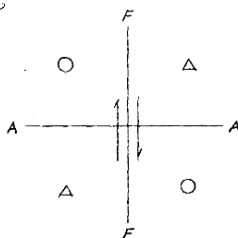


图2 由沿断层 FF 的运动产生的压缩和膨胀的分布

Nakano 发现力偶 (

有矩偶极) 将产生如图 2 所示的压缩膨胀分布。这个力系和沿断层滑动的直觉表示之间的一致性可作为地震震源模型的单力偶的来源。

如果这个数学模型是合适的，那么 P 波初动方向分为象限空间。象限空间由两个正交平面，AA 和 FF 确定。FF 是断层面，AA 垂直于在断层面的运动方向，叫做辅助平面。FF 和 AA 都是节平面，即理论上沿此平面 P 波运动为零。

地震很难得是在一垂直平面上的纯水平运动。一般地说，断层是倾斜面，而运动可能发生在这个平面的任何方向上。

Byerly 发现，如果我们能够求得围绕震源区域的 P 波初动方向，便能推出断层取向和在其上的运动方向。这里面有两个困难。第一，地球是不均匀的，这点和 Nakano 的理论假设不符。第二，难以从观测资料确定两个未知的正交平面和球面的交线。为克服这两个困难，Byerly 作出了两个有意义的贡献。第一个是提出台站的延伸位置的概念；第二个是运用球极平面投影方法。

3) 台站的延伸位置。

由于地球不均匀，引起射线弯曲，如果我们考虑如图3所示的一倾斜断面EF，那么离开断面一边的地震射线可能到

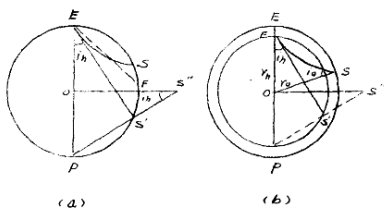


图3 (a) 表面震源的台站延伸位置

(b) 任意震源深度时的台站延伸位置

达断层面的另一边，于是，在预期记到压缩的地方会记到膨胀。

如果把台站S的位置移到射线在震源的切线和球面的交点S'，这就相当于把真实地球转换为均匀地球，从而克服了第一个困难。S'叫台站的延伸位置。这是Bjerner 1928年研究智利地震时提出的简单而聪明的概念。

(4) 球极平面投影

取地球半径为1，以震中E为极，以对蹠点P为投影点，把台站延伸位置S'投影到赤道面上(图3.2)使得S''：

$$OS'' = \cot i_h \quad (1)$$

i_h 是在震源的射线的入射角， OS'' 叫台站的延伸距离。当震源有一定深度 h 时(图3.6)，只要考虑剥去厚度为 h 的剥壳地球，把S'移到射线在震源的切线和剥壳地球球面的交点S''。

i_h 可以Snell定律求得：

$$\frac{r_h \sin i_h}{a_h} = \frac{r_0 \sin i_0}{a_0} \quad (2)$$

r 是地球球心到射线上一点的半径， a 是在该点的P波速

度，附标 l, o 分别表示在震源和地表面的数值。

$$\sin i o = a_0 \frac{dT}{da} \quad (3)$$

$\frac{dT}{da}$ 是地面 P 波视速度的倒数（走时曲线的斜率）。断层面和球面的交线是圆。不难证明，这个圆投影到平面仍是圆。圆的直径：

$$D = \tan \delta \quad (4)$$

δ 是断层面的倾角。（注1）

类似地，辅助平面和球面交线的投影也是圆，圆的直径以 D' 表示，则

$$D' = \tan \delta'$$

δ' 是辅助平面的倾角。

5) 正交条件

断层面和辅助平面是互相垂直的两个平面。在图 22 中，以 EF 代表断层面，则断层面在平面的投影圆是直径为 $D = \tan \delta$ 的圆，这个圆通过震中 E 的投影 O 。既然辅助平面和断层面正交，那么辅助平面必包含断层面在 E 点的垂线 EA ，而辅助平面的投影圆必包含 EA 的投影 OA' （见图 4b），不难看出

$$OA' = \cot \delta = 1/D. \quad (5)$$

【注1】证明如下。

在极坐标 (r, p, δ) 下，球上任一点在赤道面上的投影到球心的距离为

$$R = \frac{1-\delta}{r}$$

考虑到在断层面上， $\tan \delta = \frac{1-\delta}{r}$ 以及在球面上 $\cos \varphi = \frac{r}{R}$ ，

$$\text{则 } R = \tan \delta \cdot \cos \varphi.$$

上式表明断层面和球面的交线是直径为 $\tan \delta$ 的圆。

$$\cos \theta = \frac{OA'}{\tan \delta} = \frac{\cot \delta'}{\tan \delta} = \frac{\cot \delta'}{\tan \delta} \quad (7)$$

θ 是两个圆的交角，也就是断层面走向和辅助平面走向之间的交角。

很明显，既然辅助平面的投影图包含 OA'，那么其圆心必在 OA' 的垂直平分线上。这样，Byerly 方法便使反演问题大大简化。问题归结为：搜集地球上各地震台的数据，把这些生产资料按每一台站所特有的方位角和延伸距离画在投影图上，然后画出把压缩和膨胀分开的圆圈。两个圆圈都过震中的投影。第二个圆圈的圆心在平行于第一个圆圈走向的直线上，距震中的投影为 1/2 D。这样得到的图就叫做断层面解答（图 5）

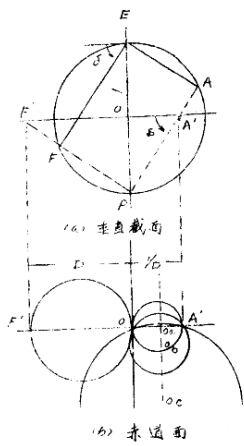


图 5

图 4 断层面和辅助平面的延伸距离投影

(a) 垂直剖面 (b) 赤道面

图 6 表示 1958 年 7 月 10 日阿拉斯加地震的断层面解答。我们可以得到两组节平面解答。

走向 $N 20^{\circ} W$ 倾角 $72^{\circ} NE$ ，走向 $N 50^{\circ} E$ 倾角 $10^{\circ} SE$ 。地方断裂的走向是 $N 40^{\circ} W$ 。故取第一组为断裂面解答。这个例子可以说明，由 Byerly 方法可以求得互相正交的两个平面——断层面和辅助平面。但如果没加进其它资料，无法说哪一个平面是断层面。

7) Byerly 方法的改进

Byerly 方法已经推广，除了用 P 震相外，还运用其它震相，如 PKP, P<P, PP, pP, PPP, pPKP，对这些震相已计算了延伸

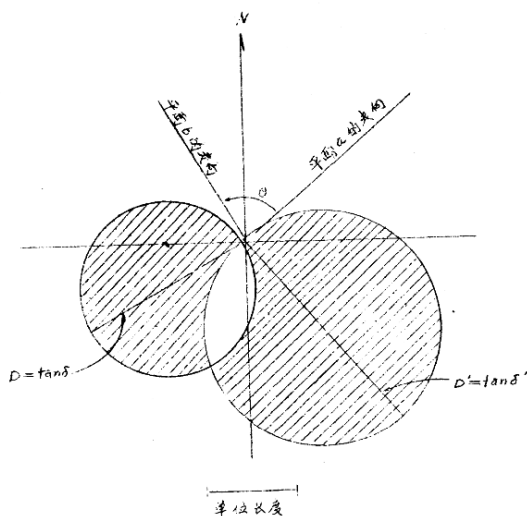


图5 表示P波初动压力和膨胀分佈
的地震为断层面解答

距离表，使用起来十分方便。反射震相的运用有着明显的优点，它可以增加资料点的数目。例如，PP震相是P在自由表面反射一次的震相。考虑到PP的运动方向以及反射时位相的改变后，可以把点放在二分之一震中距的距离上，从而使点的数目增加。

在近震资料解释中，还运用 P_n 震相。当震中距在 1° 至 14° 或 20° 时，地震图上的初至是 P_n 。在这个震中距范围内，P波都以同一角度（临界角）离开震源，所以由 P_n 得到的数据都应该落在离开投影中心同一距离的临界圆上。临界圆的半径

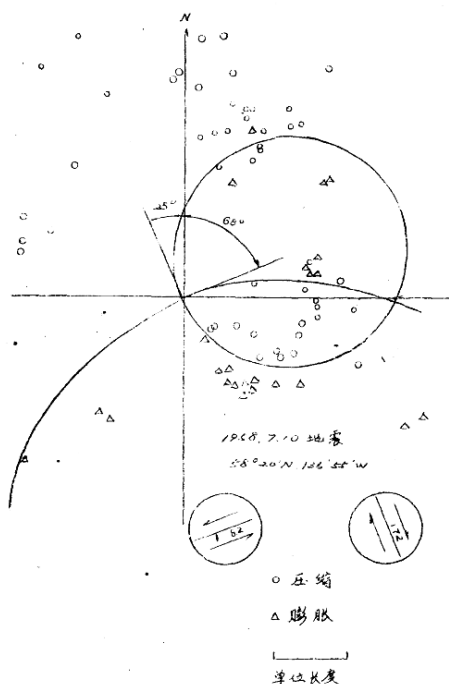


图 6 1958年7月10日地震的断层面

解答 (据 S. Cander)

由 P 在地壳底部全反射的临界角决定。

3. 日本学派在震源机制方面的工作。

1) 简介

按 Nakano 和 Kawasumi 的说法, Shida 是第一个注意到初动方向分布有规则性的人。根据 Walker 的 *Modern Seismology* 中的一个建议, Nakano 写下了他的文章。但 Nakano 的文章

于1923年东京地震的大灾中。在Matangawa的文章和Nakano的第二篇文章中，以及Sejawa的著作中，他的方法有摘要叙述。至于节平面的观测和解释工作则是由Nakamura, Wadati, Uchimoto等人继续着。

1931年后，Honda在理论及观测方面均作出许多贡献。详见Honda 1957年及1962年的总结性文章。

2) 模型球

Honda考虑两种类型的点源。Bjerly的力偶，Honda称为I型力系，双力偶，称为II型力系，II型力系相当于成直角互相作用的两对力，一对是压力，一对是张力。在这距离，这相当于作用在围绕震源的小球球面上的径向力， $F_r = F \sin 2\theta \cdot \cos \phi e^{i\omega t}$ ， θ, ϕ 是球坐标。Honda称这个小球为震源球。I型和II型力系均产生相同的P波初动分佈，但S波振幅以及S和P的相对振幅则不同。Honda指出，在日本的深源及中源地震P-S波的运动方向和振幅和II型符合。根据主应力概念，可以给II型力系以物理解释。

3) 机制图

日本地震学家的工作和西方地震学家不同，他们运用日本密集的地震台网，不用投影法求节平面，而是直接在地图上标出压缩和膨胀，再画出节线。这个方法的缺点在于很容易误大节平面的倾角，只有搜集全球范围的资料才能准确地确定三维空间中的节平面。

Honda虽然没有用投影法求节平面，却用了一种投影法来表示所得结果。在地图上求得节线后，把节线投影到模型球上，P-S的运动方向和振幅也投影到模型球上。在图7中，由F以入射角 i_0 发出的射线到点S。

$$\sin i_0 = \frac{r_0}{r_0 - h} \cdot \frac{a_0}{a_0} \cdot \cos e_0 \quad (8)$$

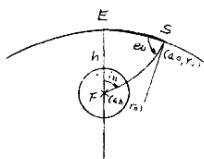


图7 射线在震源和自由表面处的入射角之间的关系

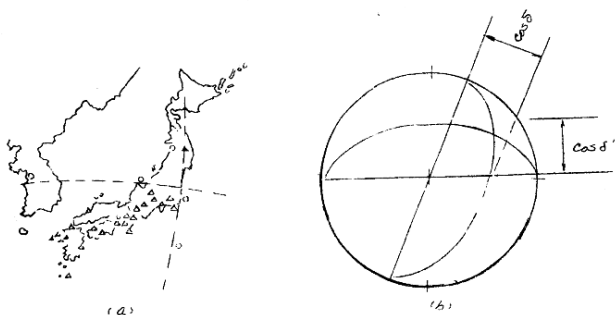


图8 1952年7月25日地震 (见 Honda 和 Masatanka No. D. 20)

(a) 日本台站记到的P波初动。 (b) 机制图

是震源深度， $\theta_0 = \frac{\pi}{2} - \alpha_0$ 。然后按每个点特有的方位角和 $\sin \theta$ 把节线画在平面图上，即得机制图。图8表示1952年7月25日地震的节线和机制图。事实上，Honda的机制图是球在水平面的垂直投影（图9c）。把压缩和膨胀画在机制图上，就可以求得节线和倾角。

4. 荷兰学派在震源机制方面的工作

荷兰学派的工作开始于三十年代末。Koning研究了1954年6月29日印尼深源地震，他没有发展由观测资料求节平均的方

法，而是假设在亚洲大陆下有一个相当于深源地震平面的断层面，倾角 55° ，并假定运动垂直于断层走向。这个假定的断层面的节线和 P 波初动的资料一致。Koning 的这个工作有其局限性，初动的资料很有限，并且很多其它机制和假设的一样可能。在运用反射 P 波时 Koning 也忽略了反射时初动方向的变化。但是 Koning 的工作开辟了一条新的途径。首先，注意到了震源球的运用。所谓震源球是任意单位半径的想像的球，可以设想是在震源附近的一个球体，其中介质是均匀的，从而地震射线是直线。但 Koning 是通过追踪和节面相切的弯曲射线求出地球表面节线的位置。其次，Koning 第一个在机制研究中运用了 Wulff 网。现在是用 Wulff 网作为震源球的投影，而当初 Koning 则是用以地球自身表面的投影。

Ritsuma 大大发展和完善了 Koning 的工作，他不是把台站画在地球表面上，而是按方程 (2) (3) 画在震源球上。这个方法本质上与 Byerly 方法相同。然后用 Wulff 网。因为他研究的是远震，对远震来说，射线离震源不远然后到达地震台，所以他将震源球的下半球投影到赤道平面上。为了使资料画在网上的工作更为方便，Ritsuma 计算了许多种波的各种震源深度的 $i_R(\Delta)$ 曲线。

Ritsuma 还有 Veldkamp，研究的是东南亚地震。

5. 苏联学派在震源机制方面的工作

苏联在震源机制方面的工作开始于 1948 年。总结详见 Kleiuc-Topok 等的书。苏联的工作和其它国家的不同在于，他们先是研究近震的机制而后再推广到远震。Kleiuc-Topok 方法和 Byerly 与 Koning 的类似。有两点不同：第一 Byerly 只用了 P 波的初动方向，而 Kleiuc-Topok 等则试图最大限度地利用地震图上的资料，例如 S 波和 P 波的振幅比， SH 波和 SV 波的振幅比。第二，苏联地震学家比其它国家地震学家更全面