

# 论地震孕育的层间解缚模式与 我国某些大震的余震机制

秦 保 燕

(兰州地震研究所)

## 摘 要

本文主要讨论了以下几点:

1. 在1979年提出的层间解缚模式〔1〕的基础上进一步论证了在不同的垂直力作用下(地壳下部作下沉, 上升和垂直差异运动)在地壳中部软弱面附近两侧岩层(花岗岩层和玄武岩层)间的层间解缚形式, 并讨论了层间解缚发生时对大震发生的影响。

2. 由海城、唐山这两次平推型大震后较大余震平面分布的不对称性论证了层间解缚现象的客观存在性。

3. 由海城、龙陵、唐山三次平推型大震后余震机制倾滑分量比主震明显增大, 余震断层走向角度在较大范围内变化以及倾滑型余震在整个下沉区的分布论证了大震发生后震中区岩层下塌至解缚区后所引起的岩石碎块间的重力调整过程。

关于震源问题, 中外学者均有不少的研究, 然而震源底部的情况及其变化却往往被人们所忽视。实际上, 在分层的地壳中浅源大震震源体不仅存在底部, 而且在外力作用下特别是在垂直力作用下孕育震源的层与下部地壳间还会发生层间拉离现象。据此我们于1979年考虑了震源的底部条件, 提出了层间解缚模式, 同时也解释了我国某些大震前后震中区出现的一些难以解释的现象〔1〕, 如1966年邢台大震、1975年海城大震、1976年龙陵大震和1976年唐山大震后为什么在震中区及其附近以下沉为主, 又为什么海城大震的前震位于主震震源体的底部, 为什么1976年松潘大震前震中区附近地壳中部低阻层有增厚现象, 另外邢台、海城和唐山大震前, 震中区为何地下水上升而不显示象限特性(较远处例外)等。为了验证这个模式的客观存在性, 主震和余震的测震学资料是有说服力的。这是因为大震前孕震层下部如有拉松区(即解缚), 则在震时和震后必有测震学方面的表现, 另外测震学本身的资料较其他资料更多和更可靠。本文将以近年来我国某些大震的余震实例来论证这个问题。

## 一、层间解缚模式简述

根据人工地震和大地电磁测深的研究发现,在地壳中部存在着岩石接近熔融状态的低速薄层或异常低阻层。这个层的位置大约在康拉界面附近。现已发现我国某些大震的余震突然终止或显著减少于该面附近,因之我们认为浅源大震震源体的底面就是上述软弱面。由于这个软弱面的存在使地壳上部的花岗岩层(浅源大震的孕震层)和地壳下部的玄武岩层之间的连接大大减弱。当上地幔有垂直运动施加于地壳时(上升、下降或垂直差异运动),则孕震层和下部地壳层就不能作整体同步运动,从而会产生层间解缚现象,即层面间的拉松现象。必须指出,我们所说的层间解缚是大震孕育期间某段时间内发生在震源底部的拉松现象。这个时间尺度是不长的。它不是地质年代内的构造运动。某些学者由地震方法、重力方法和大地电磁测深方法所测得的莫霍界面的起伏是地质年代的事,它与本文所说的层间解缚的时间尺度是有根本区别的。事实上由大地测量资料可知,在地质年代中,上地幔作总体隆起或总体下沉的地区不能排除平时在短暂时间内有小幅度的上升和下降运动。例如大地测量发现某时间段属于上升的地区,过些时候又出现下降。这都说明构造运动中有短暂的升降运动。关于上地幔物质在不长时间内有体积变化,从而引起升降运动的依据是很多的。本文仅列举震源机制方面的证据。1964年美国学者贝尼奥夫(H·Benioff)在对深震记录的分析研究中<sup>[2]</sup>发现长周期应变仪上所记到的波型与纯剪切错动不符,它符合于突然作用一个向下垂直力并继续维持下去这样一种理论计算模式,由此认为所记录的深震是岩石体积的突然收缩造成的,震源上部的岩块向下移动充填空穴并发出超长周期波。1963年新西兰地震学家爱维森(F·Evison)发现<sup>[3]</sup>有些深震的P波初动以膨胀波为主,有些以压缩波为主。据此认为具有这种地震波初动特征的地震是体积突然变化引起的。1970年瑞茨玛(A·R·Ritsema)指出<sup>[4]</sup>,地幔中的地震,其P波节线不是完全正交的,因而认为地震时除剪切错动外,还叠加上小量的体积压缩或膨胀。此外日本学者安艺敬一也指出类似于上述的结果<sup>[5]</sup>。

以上事实说明在上地幔中可以出现快速收缩和快速膨胀,这是一种相变。从热力学条件看,慢速度的体积变化更容易实现。这些体积变化将造成附近介质的运动,当这种运动传递到地壳底部时,就相当于给地壳施加垂直力,由于上地幔中温度高,介质一般不具备脆性,这样就产生慢速的垂直差异运动(不发射地震波)。当这种差异运动传递到地壳底部时就给地壳的垂直差异运动提供了力源。地幔中进行的重力分异运动也将提供垂直力源。

另外根据我们的研究<sup>[7]</sup>,我国某些大震的震源错动是以平推为主兼有正断层错动,如1975年海城大震、1976年唐山大震和1979年溧阳地震等。按照板块学说,这种断层错动形式,其平推分量可由水平向压力作用形成。但水平挤压力只能造成平推兼逆断层运动,然而实际上却是兼正断层运动,这说明这些地区除了有水平向区域构造力起作用外,应当还有垂直运动存在,后者叠加到震源地方后不仅抵消了由水平力造成的逆冲分量,而且还拉着上盘向下运动,遂成正断层错动。这就是说上述的垂直运动并不是水平力派生的,而是由上地幔的垂向运动直接引起的。由于上地幔作用于地壳的垂直力形式不同,因而可造成以下几种不同的层间解缚形式。

1. 上地幔下降运动在地壳内形成的层间解缚 在地壳受强大的水平力作用下,在坚硬的花岗岩层中孕育着平推剪切型震源。另一方面,如果由于上地幔物质向下运动从而深部地壳

相应作下沉运动时，则在震源底部就可能形成层间解缚，如图 1 所示。这种情况之所以形成，是因为地壳中部有软弱层面存在，它使下部地壳的下沉运动不能完全传递到上地壳，另外上地壳又由于岩石强度高，不易变形〔8〕，且有强大的水平压力支撑着，这样它就不易随着下地壳的下沉而同步同幅度的下沉，遂造成图 1 中所示的层间解缚。如果平推型震源发育到晚期，则当上述层间解缚发生时，其效果就相当于中等主应力减小。在文献〔9〕中曾指出，这种中等主应力减小会降低断层面的岩石强度，因此会促进大震发生。对于铅直的断层面来说，中等主应力与岩石强度 $\tau$ 的关系式为：

$$\tau = f\left(\frac{\sigma_1 + \sigma_3 + 0.1\sigma_2}{2}\right) \quad (1)$$

式中 $\sigma_1$ 和 $\sigma_3$ 为最大和最小主应力（规定压应力为正）， $\sigma_2$ 为中等主应力。由（1）式可知，当 $\sigma_2$ 减小时 $\tau$ 值减小，因之是有利于发震的。对于倾斜的断层面来说，当层间解缚发生时，其断层下盘底部支撑削弱，这相当于下盘受到向下的拉力。这个拉力会使断面上的静摩擦极限 $F$ 降低，即

$$F = F_0 + \mu(P - P_1 \cos\theta) \quad (2)$$

式中 $F_0$ 为震源断面上的静摩擦极限， $P$ 为大地静压力和区域水平压力在倾斜断面上合成的正压力， $P_1$ 为震源底部解缚时相应于断面上的正压力减小量， $\theta$ 为断层面倾角。由（1）（2）可知，当层间解缚时将有利于大震的发生。

2. 上地幔上升运动使地壳隆起翼部形成解缚 在上地幔物质作上升运动时地壳中的花岗岩层和玄武岩层同时被顶起，但由于花岗岩层强度高于玄武岩层，后者比前者易于变形〔9〕，因此在受力部位的侧翼玄武岩层比花岗岩层弯曲得更厉害，这样就形成了隆起区翼部一定范围内的层间解缚，如图 2 所示。在隆起梯度最大的地方花岗岩层与玄武岩层间的层间解缚最为显著。

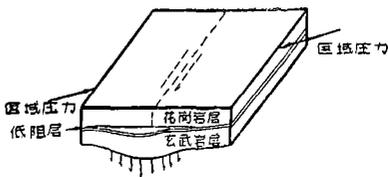


图 1

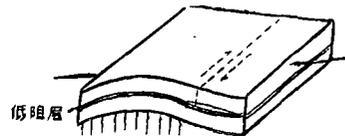


图 2

3. 上地幔作阶梯形的垂直差异运动而造成地壳内的层间解缚 在这种受力形式下，可形成两种解缚情况，一种是玄武岩层在上地幔运动作用下仅发生拗折而未发生缓慢滑动，如图 3 所示；另一种是玄武岩沿着它本身存在的深大断裂作缓慢的差异运动，如图 4 所示。

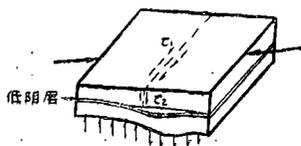


图 3

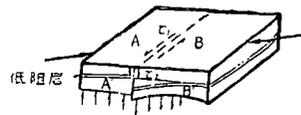


图 4

在图3和图4中,由于在垂直差异运动带上方的花岗岩层一边底部有支撑,另一边底部发生解缚,这样解缚区上方的花岗岩层因自重作用而下折,此时在孕震层内的断层面上就有垂直向剪切应力 $\tau_2$ 产生,它与原来该面上的水平剪切应力 $\tau_1$ 叠加并使最终的剪切应力 $\tau$ 增大,即

$$\tau = \sqrt{\tau_1^2 + \tau_2^2} \quad (3)$$

这就是说当图3和图4这种层间解缚形式发生时,也将有利于大震的发生。值得指出的是当上述几种层间解缚模式中发震断层靠近解缚区边缘时(如图3和图4),地震前解缚区上方的断层盘因自重下沉的同时,将另一盘也拉着下沉(因两盘是锁住的)。在震时两断层盘交界处发生破裂错动,此时解缚区上方的岩层下塌,而另一侧则产生弹性回跳(方向向上),但它的上升幅度将大大地小于解缚区上方岩层的下沉幅度,如图5所示。如果在震前我们把图5A中的地面当作基线的话,则发现震后弹性回跳盘是上升了。

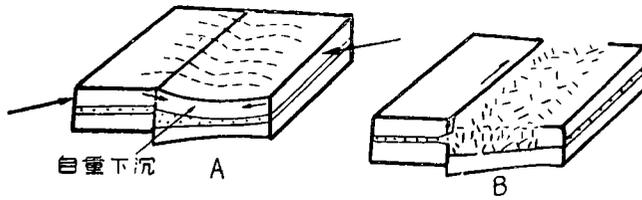


图 5

A. 临近大震前 B. 大震发生后、震源岩层一侧塌入解缚区

由上面模式可以看出,未来大震将发生在解缚区的上方或边缘。由于震源底部层间解缚的发生对大震的发生起了积极作用,所以由解缚引起的一切现象将成为地震的前兆(这在文献〔1〕中已有论述)。另外,地震后由于解缚区的存在,所以震源断层盘将向解缚区塌落,这样就会引起许多震后效应。如震中区地面的显著下沉,下沉区内余震发育以及下沉区破碎岩块之间的重力调整过程所引起的余震机制倾滑分量的增大等。下面我们仅从余震的某些特点来论证这个问题。

## 二、我国某些大震的余震特点

余震特点有许多方面,这里主要讨论它的空间分布和震源机制的情况。根据一般的观点,当主震的错动形式是断层面陡直的平推断层时,其余震分布应较窄,而且断层面两边的余震呈现对称分布。另外当主震是平推错动或以平推错动为主时,余震也应当是平推的或以平推占优势。但近年来我国某些平推型大震的余震却不是这样,它们的余震分布在主震断层面两侧,很不对称,它们的震源错动有相当显著的倾滑成分。这些现象是比较符合层间解缚模式的。下面列举我国近年来几个大震的余震资料来讨论这个问题。

### 1. 余震分布特点

(1) 1975年2月4日海城7.3级大震 根据文献〔10〕列举的震源机制资料,海城大震的主震参数如表1所示。这些数据表明海城大震是一次陡倾角以逆时针平推错动为主兼有一定正断层错动分量的断层运动。大震发生后在主震断层的北侧地面出现了显著下沉〔11〕而其较强余震也大部分布在主震断层的北侧〔5〕,表现了明显的不对称,如图6所示。这种余震的

1975.2.4 海城主震机制参数

表1

主震断层面走向	倾向	倾角	辅助面走向	倾向	倾角	错动力方位	倾角	主压应力		主张应力		中等主应力	
								方位	仰角	方位	仰角	方位	仰角
N70°W	NE	85	N23°E	SE	75	112	15	66	17.5	157	4	100	72.5

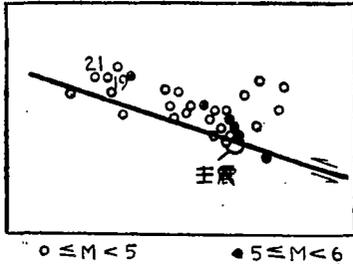


图6 海城地震的 $M_s \geq 4.0$ 级余震震中分布图

不对称分布仅用断层面向比较直立的平推型主震是不好解释的，即使断层面向东北方向稍有倾斜，但也不致于造成如此大的不对称分布。对于这种余震分布的不对称性用层间解缚模式比较好解释，即主震前解缚现象主要发生在震源断层面向东北盘下方，主震发生后解缚区上方的岩层塌下，造成余震发生的有利条件，因之造成了主震断层东北侧余震比较发育。

(2) 1976年7月28日唐山地震 根据文献<sup>[12]</sup>的介绍，唐山大震的主震参数为：

1976年7月28日唐山主震机制参数

表2

主震断层面走向	倾向	倾角	辅助面走向	倾向	倾角	错动力方位	倾角	主压应力		主张应力		中等主应力	
								方位	仰角	方位	仰角	方位	仰角
N41°E	SE	85	N51°W	NE	70	N41°E	20°	87	18	13.5	10	102	69

上述主震机制参数与由面波资料求得的断层面向 $N40^\circ E$ <sup>[13]</sup>以及陈运泰等同志由地形变资料反推的断层走向 $N49^\circ E$ 相近<sup>[14]</sup>，另外地震时在唐山地区出现的8公里宏观地震断裂带不仅走向和旋性与上述震源机制结果相一致，而且还确定了震源出露在地表的位置。由上所述可知，唐山大震是一次陡倾角的顺扭兼正断层运动。根据大地测量资料，震后在主震断层两侧有明显的不对称垂直位移，断层东侧的下沉幅度大，面积亦大，断层西侧虽有上升，但面积小，幅度亦小<sup>[14]</sup>，如图7所示。这与前面由模式本身推断的震后垂直位移不对称（相对于主震断层面向）情况是十分符合的（见图6）。有趣的是唐山大震后余震的分布也显示了明显的不对称性。根据文献<sup>[7]</sup>列举的唐山大震后较短时间内的余震分布（7月28日至8月29日），其余震几乎全部分布在主震断层面向东侧。后来的中强余震活动也大多位于断层面向东侧，虽西侧也有一些活动，但比较少，如图8所示。从图8还可以看到主震断层面向西侧西南端部有不少较强余震分布，但根据文献<sup>[10]</sup>的介绍，这里的强余震可能与唐山大震后牵动该区北西向的断层活动有关。同时必须强调指出的是，该强余震活动区也恰恰位于下沉区之内（图7中虚线围成的区域）这也与层间解缚模式不矛盾。

2. 余震机制的特点 我们较详细地分析了海城、唐山、龙陵大震的余震机制<sup>[10,12,16]</sup>这三次大震后均在震中区及其附近的地面发生过明显下沉<sup>[10,14,17]</sup>。其中海城大震的余震机制（ $M \geq 4.0$ ）共21个；龙陵大震的余震机制（ $M \geq 4.8$ ）共20个；唐山大震的余震机制（ $M \geq 4.8$ ）共17个。我们发现这三次平推型大震的余震除一部分余震机制与主震类似外，有相当

大部分余震与主震机制差别很大。这种差异表现在余震机制的各个参数中。为节省篇幅，我们仅将文献<sup>[9,14,15]</sup>中节面 I 的走向和错动力倾角随时间的变化列于表 3、4、5。



主震和最大余震的垂直形变

图7 唐山地震前后的垂直形变 (1975年—1976年)

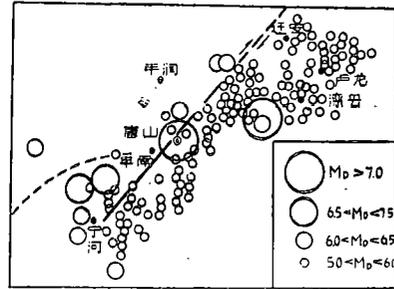


图8 唐山地震的余震分布图 (1976.7.28—1978)

海城大震前震、主震  
和余震机制部分参数 表3

地震编号	日期	震中位置 E N		M	节面I 走向	错动力 倾角
1	1975.2.4	40°40'	122°45'	4.7	N70°W	26
2	2.4	40'	47'	4.3	N71°W	22
8	2.5	39'	48'	7.3	N70°W	15
13	2.5	43'	56'	4.4	N62°W	4
14	2.5	40'	49'	4.5	N68°W	6
16	2.5	41'	46'	4.1	N54°W	10
17	2.5	42'	38'	4.6	N55°W	5
18	2.6	37'	54'	5.2	N68°W	2
19	2.6	48'	30'	5.4	N18°W	34
20	2.6	45'	50'	4.0	N64°W	50
21	2.8	49'	28'	4.0	N19°W	40
22	2.12	42'	47'	4.0	N37°W	44
23	2.15	42'	47'	5.4	N69°W	26
24	2.16	41'	48'	5.3	N57°W	6
25	2.18	46'	39'	4.2	N66°W	10
26	2.22	42'	44'	4.0	N67°W	36
27	2.24	47'	53'	4.4	N48°W	42
28	2.25	44'	37'	4.4	N46°W	4
29	2.26	40'	49'	4.3	N59°W	20
30	3.21	46'	57'	4.0	N80E	28
31	3.29	46'	36'	4.1	N69°W	24
32	4.10	43'	29'	4.6	N62°W	5
33	4.21	46'	27'	4.0	N71°W	30
34	7.4	43'	40'	4.1	N43°W	16

龙陵地震前震、主震、余震  
机制部分参数 表4

地震编号	日期	震中位置 N E		M	节面I 走向	错动力 倾角
1	1976.5.29	24°27'	98°52'	5.2	131	40
2	5.29	22'	38'	7.3	313	5
3	5.29	33'	45'	7.4	315	2
4	1975.5.29	24°30'	98°43'	5.2	82	23
5	5.30	24.6°	98.7°	5.0	90	44
6	5.30	24°32'	98°45'	5.6	20	26
7	5.30	26'	50'	5.4	347	15
8	5.31	24.4°	99.0°	5.3	4	24
9	5.31	24°15'	98.38'	6.6	77	30
10	6.1	12'	38'	6.1	328	0
11	6.2	24.7°	98.7°	4.8	109	0
12	6.9	24°18'	98°47'	5.3	103	40
13	6.9	51'	45'	6.1	175	0
14	6.10	24.9°	98.6°	5.0	174	10
15	6.20	30'	38'	5.1	341	30
16	7.4	18'	42'	6.1	28	42
17	7.21	49'	36'	6.7	16	23
18	7.21	(24.8)	(98.07)	5.1		90
19	7.22	54'	37'	5.0	118	7
20	7.23	59'	32'	5.2	353	14
21	7.23	24.8°	98.7°	5.0	166	25
22	11.3	25.0°	99.3°	5.0	104	20
23	1977.1.8	24.4°	99.8°	5.2	164	6

唐山主震和余震机制的部分参数

表 5

地震编号	日期	震中位置		M	节面 I 走向	错动力倾角	地震编号	日期	震中位置		M	节面 I 走向	错动力倾角
		N	E						N	E			
1	1976.7.28	39°35'	118°11'	7.8	41	20	10	1976.7.31	39°40'	118°22'	5.5	354	56
2	7.28	39°26'	117°48'	5.0	35	59	11	8.8	46'	35'	4.8	45	0
3△	7.28	26'	45'	6.2	52	31	12	8.9	58'	49'	5.9	30	0
4	7.28	16'	44'	5.2	97	50	13	8.31	54'	26'	5.6	56	10
5	7.28	08'	58'	5.5	53	7	14	11.15	28'	117°51'	6.9	150	0
6	7.28	20'	45'	4.9	4	37	15	11.23	22'	53'	4.8	133	17
7△	7.28	48'	118°34'	7.1	26	26	16	12.2	35'	32'	5.5	121	31
8	7.28	43'	12'	5.5	46	55	17	1977.3.7	58'	118°52'	5.7	103.0	10
9	7.29	54'	54'	4.7	355	26	18△	1977.5.12	39°23'	117°48'	6.2	136.0	4

由上述表中的参数可以看出，其总的特征是：

(1) 余震机制的倾滑分量比主震明显增大

我们把上述表 3、4、5 中的错动力轴的倾角随时间的变化作图（图 9），则我们可以看到大地震发生后余震机制的倾向滑动成分大大地加大了，只是它们随时间的变化是起伏的，变化最大的时间段几乎是在大地震发生后立即出现的，如图 9 所示。这种变化表明大地震发生后震中区岩层很快塌入震前震源底部的解缚区内，且下塌各碎块间各自向位能最低处调整。从图 9 可以看出这种重力调整运动随时间的衰减。

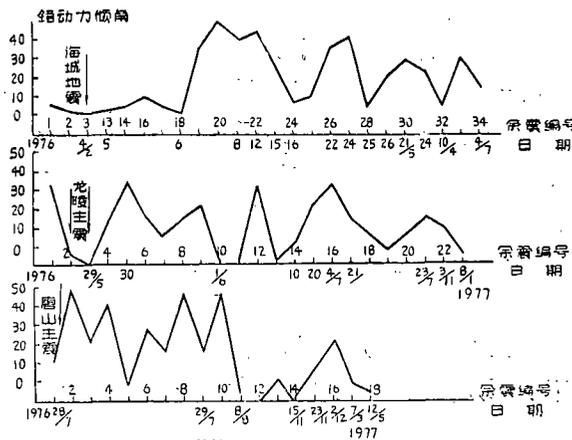


图 9 错动力倾角随时间的变化

(2) 余震断层走向在较大范围内变化

根据表 3、4、5 中断层面 I 的走向，我们按余震发生时间的先后顺序作图，得到余震断层面走向随时间的变化（图 10）。从图 10 可以看出大震后余震走向的变化是很大的，它不完全符合于主震后应力分布（如用位错理论所推算的结果）所决定的余震走向分布，因之我们认为这可能是层间解缚作用的扰乱所致。即在主震发生时孕震层发生破裂错动，此时孕震层再也不能支撑其本身重量而向下塌落至解缚区，在塌落时岩层的重量将牵拉周围的岩层，并使下塌的岩层内产生应力，该应力与主震发生后的残余应力场的叠加将使水平岩层内的主

应力轴产生转动，从而使余震破裂面的走向发生较大变化。因此，余震断层面走向的变化也是层间解缚模式所决定的特点之一。

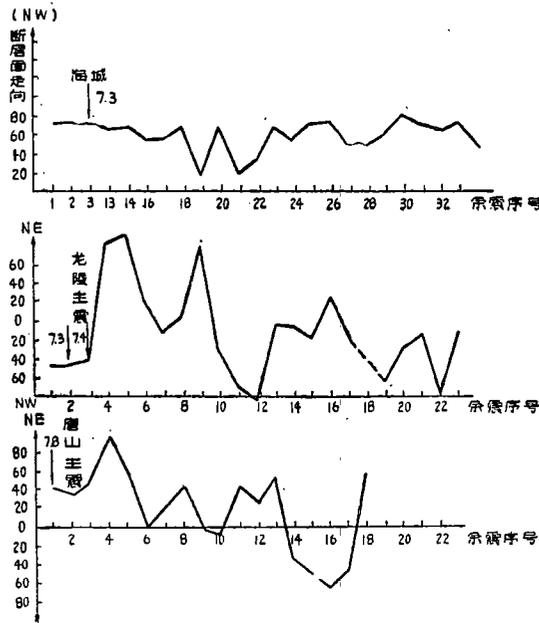


图10 余震断层走向随时间的变化

(3) 余震倾滑型断层沿着主震断层及下沉区发育。海城、龙陵、唐山大震的主震是以平推为主的，其余震机制有一部分与主震类似是不难理解的，然而根据前面的表3、4、5可以看出，有相当大一部分余震机制属倾滑型，而且正断层性质的余震占相当比例。如海城大震的倾滑型余震占总的处理的余震机制的47%，唐山和龙陵均为70%。对于走滑型地震来说，地震发生时由于错动的速度极快，震源端部的调整单元不能立即为错来的岩体提供让位<sup>[17]</sup>（因此主震能量不能一次释放完毕），因而在震源的端部会引起局部的挤压区和引张区。在挤压区内可形成逆断层，而在拉伸区则形成正断层，至于在断层中段则不形成倾滑型余震，如图11所示。然而本文讨论的这几次地震中其倾滑型余震并没有出现如图11所示的对称分布，却呈现在整个下沉区发育的特点。如海城大震后的倾滑型余震分布（图12），其中

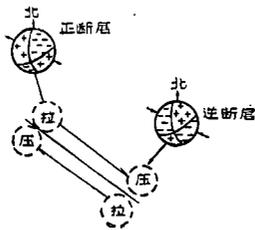


图 11

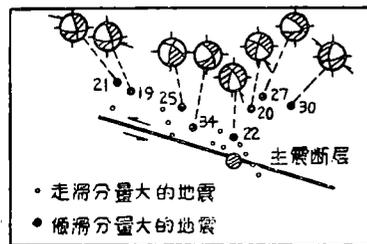


图12 海城大震后倾滑型余震平面分布（阴影区代表拉伸区）

取自文献<sup>[6]</sup>

19号、21号余震位于海城大震主断层北盘西北部，它们位于压缩区范围内，理应表现为逆断层，然而这两次余震均为正断层错动。另外位置接近主震断层中部的22号余震亦为典型的正断层，且断层面的走向、主应力方向均与主震有重大差别。在主震断层北盘其他部位也分布有倾滑型余震，且它们大都为正断层。倾滑型余震沿着主断层北盘下沉区的分布很难用平推型主震后的剩余应力来解释。因之也不会符合由单纯的位错理论所推断的应力分布所决定的余震活动机制。再例如唐山大震后有相当大的一部分余震属倾滑型，并分布在整个断层面附近（也与下沉区相吻合），如图13所示。其中主断层西侧西南端4号和6号余震位于主震错动形成的拉伸区，按单纯的位错理论理应形成正断层错动，事实上这两个余震均为逆断层。另外在靠近主震断层中部的滦县还发生了7.1级强余震，该震为正断层（图13中的7号）。对于一个走滑型主震来说，产生如此大震级的正断层余震是很难理解的。除此以外，还有相当多的倾滑余震沿着整个下沉区分布（图13），这也很难用主震断层平推错动引起的后效来解释。我们认为用层间解缚模式来解释上述现象是十分理想的。例如滦县7.1级强余震可以认为是唐山主震后震中区剩余的水平力再加上岩层下塌至解缚区时的重力作用所形成。同样下沉区内的其他倾滑型余震也都可以用下塌岩层破碎化以及各破裂岩块间的重力调整作用来解释。从前面的一些图表可以看出，本文所列举的余震机制资料并不是包括全部的余震系列，因而不能反映大震后震源区重力调整的全过程，但从趋势上看，重力调整以紧邻主震后的一段时间最为强烈，然后以不平稳的重力调整逐渐结束这个过程。因此最终余震将逐渐减少，机制将逐渐趋向于平推，因为最后解缚区塌实后，重力作用大大减小，剩余的水平应力将形成平推型余震。

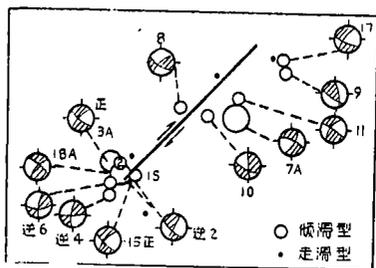


图13 唐山大震后倾滑型余震的平面分布（阴影区代表拉伸区）  
取自文献<sup>[10]</sup>

我们认为用层间解缚模式来解释上述现象是十分理想的。例如滦县7.1级强余震可以认为是唐山主震后震中区剩余的水平力再加上岩层下塌至解缚区时的重力作用所形成。同样下沉区内的其他倾滑型余震也都可以用下塌岩层破碎化以及各破裂岩块间的重力调整作用来解释。从前面的一些图表可以看出，本文所列举的余震机制资料并不是包括全部的余震系列，因而不能反映大震后震源区重力调整的全过程，但从趋势上看，重力调整以紧邻主震后的一段时间最为强烈，然后以不平稳的重力调整逐渐结束这个过程。因此最终余震将逐渐减少，机制将逐渐趋向于平推，因为最后解缚区塌实后，重力作用大大减小，剩余的水平应力将形成平推型余震。

综上所述，余震的不对称分布（相对于主震断层而言）、余震机制中错动力倾滑分量的增大以及它们与下沉区的配合用层间解缚解释是合理的，这些特征也证明了浅源大震层间解缚模式具有一定的客观存在性。因此在震前寻找与层间解缚有关的一切地球物理与地球化学特征将有利于大震位置的预报。必须指出层间解缚模式可能仅适用于我国部分地震（即符合前面所述的层间解缚条件的地区。对于这些地震，它们之间也可以因孕震层底部解缚区大小、形状的不同，解缚区充填的弱介质性质的不同以及孕震层力学性质的差异等而造成震前、震时、震后前兆、前震活动以及余震活动的差异。

（本文1982年2月5日收到）

### 参 考 文 献

- [1] 秦保燕、郭增建，由地震时震中区的显著下沉讨论震源的底部条件，西北地震学报，Vol, №, 1, 1979.
- [2] H. Benioff, Earthquake Source Mechanisms Science, №.3613, P1399, 1964.
- [3] F.F. Evison, On the Occurrence of Volume Change at the Earthquake Source, B.S.S.A., 57, 9—25, 1967.

- [4] A.R. Ritsems, The Mechanism of Mantle Earthquakes in Relation to Phase Transformation Proces, Phys., Earth., Planet., Inter., 3., 503—510.
- [5] Keiiti., Aki., (安艺敬一) Earthquake Mechanism Tectonophysics, LB, 1—4, 423—446, 1972.
- [6] 郭增建、秦保燕、李孟奎, 从震源机制资料讨论我国的现代构造运动, 地震研究, Vol. 1, №. 4, 1979.
- [7] D.F. Griggs, F.J. Turner and H.C. Heard, Rock Deformation, 1960.
- [8] 茂木清夫, 岩石の形变。破坏特性について, 地质学杂志, 5号, 1971.
- [9] 顾浩鼎等, 1975年2月4日辽宁省海城地震的震源机制, 地球物理学报, Vol. 19, №. 4, 1976.
- [10] 国家地震局地震测量队, 海城7.3级地震的地形变, 地球物理学报, Vol. 20, №. 4, 1977.
- [11] 邱群, 1976年7月28日河北省唐山7.8级地震的发震背景及其活动性, 地球物理学报, Vol. 19, №. 4, 1976.
- [12] R. Butler, G.S. Stewart and H. Kanamori, The July, 1976 Tangshan, China Earthquake—A Complex Sequence of Intraplate Events, Manuscript, 1977.
- [13] 陈运泰等, 用大地测量资料反演的1976年唐山地震的位错模式, 地球物理学报, Vol. 22, №. 3, 1979.
- [14] 张之立等, 唐山地震的破裂过程及其力学分析, 地震学报, Vol. 2, №. 3, 1980.
- [15] 晏风桐等, 龙陵地震的震源机制, 地震研究, №. 1, 1978.
- [16] 刘玉权, 龙陵地震垂直形变特征探讨, 地震研究, №. 3, 1979.
- [17] 郭增建等, 震源孕育模式的初步讨论, 地球物理学报, 1973.

ON THE INTERLAYER DISCOUPLE MODEL AND THE  
AFTERSHOCK MECHANISM OF SOME GREAT EARTHQUAKES IN CHINA

Qin Bao-yan

(*Lanzhou seismological Institute*)

**Abstract**

On the basis of the interlayer discouple model provided in 1979, we further demonstrate the various kinds of discouple forms, which occur between the granite layer and the basalt layer. These various discouple forms are caused by various tectonical movements such as depression, uplift and differential movement of upper mantle. We also discuss the influence of the discouple phenomena on the occurrence of great earthquake. We demonstrate the existence of the interlayer discouple phenomena by means of the non-symmetric spatial distribution of bigger aftershocks which occurred after the great Haicheng and the Tangshan earthquakes. Those great earthquakes belong to strike slip type, and their dip angles of faults are nearly vertical.

We use the discouple phenomena to discuss the gravity adjustment process in a source volume, which occurs immediately after a great earthquake. The gravity adjustment process can be used to explain that the trends of the aftershock fault plane are more scattered, the dip slip displacements of aftershocks are markedly bigger than that of the main shock, and the aftershocks with dip slipping distribution mainly in the depressed region, which can be observed in the epicentral area and nearby.