华北地区的晚期强余震特征

吴开统 焦远碧 王志东 (国家地震局 分析预报中心)

摘 要

本文对中国大陆(M≥5)浅源强震的余震活动进行了分析,其持续时间分布 具有一定的规律性,可分为初期、中期、晚期和特晚期四个阶段。

文中根据华北地区的地震活动特征,提出了对强余震和晚期强余震的 预测方法。地震序列b值曲线的横截距与最大余震的震级之间,以及b值曲线的偏离点与可能发生的较大余震的震次之间存在着一定的对应关系。强震破裂的扩展方向和余震区内的空段及余震区的边缘是发生强余震的可能地点。强震序列余震区的地震频度变化与强余震的发生时间之间有一定的对应关系。

最后,本文对强余震的成因作了理论上的探讨。初期和中期发生的强余震与震源区的剩余应变能和本区的应力状态与水平有关。晚期和特晚期发生的强余震则可能与周围区域应力的加强並传递、叠加在震源区岩层介质上的过程有关。

大震后的地震发展趋势和其后有无强余震出现是地震工作者和震中区人民十分关心的事。关于余震活动的一般性特征,国内外已有不少文章论及[1]。此文仅对包括晚期余震在内的强余震的时间分布规律,以及华北地区1966年以来先后发生的邢台、河间、渤海、海城、和林格尔与唐山地震序列的余震和晚期余震的活动规律进行探讨。

晚期强余震的含义和强余震的时间分布

在大震后的余震活动持续期间,其地震活动高于周围地区及主震前本区的水平,並在余震区内及边沿所发生的地震都应称为余震,时隔很久后发生的强震则称作晚期强余震。实际观测表明,余震活动可以持续很长时间,1891年日本浓尾大震的有感余震一直持续发生了几十年时间,就是典型的例子^[2]。余震的持续时间主要决定于地 震 序列的类型、最大地震的震级、震源深度和震源区的应力状况以及岩层介质的特征^[8]。主震的震级大、浅源 地震的深度偏大、震源区应力水平高和岩层介质的强度大则余震的持续时间长。我国大陆境内的地震绝大多数属浅源地震,其余震比较多。当主震震级相同时,发生在东经105度 以 东地区的余震持续时间比其以西地区的长^[8]。就目前所知,我国强余震延续时间最长者为河北省 邢

台地震序列,直至5725天(即15年另8月)以后又发生了5.8级地震。余震活动的范围简称为余震区,通常用余震区的面积和它的长轴尺度表征其大小。余震区的大小虽然与震源区的岩层介质特征、地质构造条件和主震的震源深度有关,但主要决定于主震的震级大小。即震级愈大,其余震的活动范围也愈大。图1和表1主要根据余震区附近的区域台站和大震后设立的临时台网观测资料得出的中国大陆浅源地震震级与余震区长轴L及面积A之间的线性关系,可由式(1)和(2)表示:

$$LogL(KM) = 0.51M - 1.78 \pm 0.09$$
 (1)

LogA(KM²)=0.94M-3.48±0.19 (2) 其中,L为余震区长轴,单位:公里,A为余震区面积,单位:平方公里,M为主震的面波震级。式中右侧第三项为标准离差S,表示数据的离散程度。(1)式是由27个地震序列得出的结果,相关系数γ=0.98,(2)式是由22个地震序列得出的结果,相关系数γ=0.97,均大于1%置信水平上检验相关系数的临界值,说明余震区的长轴L和面积A都与主震震级M线性相关。

根据1915年以来发生在我国大陆的96次有较完整资料($M \ge 5$)的浅源强震及中强震统计,它们的 398 次 震级大于 5的余震时间可分为四个阶段(见图 2)。即 (1)初期,大震发生后至震后20天内,它的发震概率最高,P=0.58,占强余震的一半以上。(2)中期,

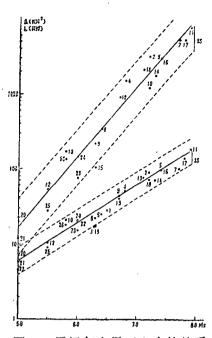


图 1 震级与余震区大小的关系 Fig. 1 Statistical relation between magnitude of the mainshock and size of aftershock area.
a. M与长袖L关系 Relation between magnitude of the mainshock and length L of aftershock region b. M与面积关系 Relation between magnitude of the mainshock and

aftershock area A

喪 1 Table 1

主 震 震 级 与 余 震 区 大 小 的 关 系
The Relation between magnitude of main shock
and size of aftershocks area

序号	主是	28	期	窟	中	区	庭级 Ms	震源深度 h(KM)	余震区长轴 L(KM)	余 度 区 面 积 A (KM ²)	序号	主怎	213	朔	震	中区	<u>(</u>	踀级 Ms	農源深度 h(KM)	余復区长轴 L(KM)	余 浞 区 面 积 A(KM ²)
1	1966	. 2	. 5	东		川	6.5		28		15	1976	. 4	, 6	和相	床格名	ĸ	6.3	18	17	102
2	1966	. 3	, 22	那		台	7.2	20	90	3150	16	1976	. 5	. 29	龙	Ŗ	夌	7.4	20	98	2940 -
3	1967	. 8	. 27	河		间	6.3	30	17	216	17	1976	. 7	. 28	唐	1	Ц	7.8	11	140	5320
4	1967	. 8	. 30	11		孜	6.8	8	50	1500	18	1976	. 8	. 16	松	ì	番	7.2		75	1200
5	1969	. 7	.18	渤		海	7.4	30	98	2940	19	1976	. 11	. 17	盐	ì	原	6.7	21	40	879
6	1969	. 7	. 26	阳		江	6.4	(10)	25 -	350	20	1977	.10	. 19	平	Ì	果	5.0	10	7.5	22.5
7	1970	. 1	. ნ	通		海	7.7	13	100	5200	21	1979	. 3	. 2	固	4	政	5.0	11	6	12
8	1970	. 2	. 24	大		邑	6.3	15	22	1	22	1979	. 3	. 29	库	3	车	6.0	. 32	20	
9	1971	. 4	. 28	晋		洱	6.7	15	43		23	1979	. 7	. 9	溧	ı	阳	6,0		15	75
10	1972	. 9	. 27	[谜		定	5,8		21	168	24	1979	. 8	. 25	五	1	原	6.0		20.5	246
11	1973	. 2	. 6	炉		獈	7.9	17	185	7770	25	1981	, 8	, 13	丰	4	滇	5,5		9	27
12	1974	1.4	, 2	2 溧		阳	5,5		10.5	52,5	26	1981	. 11	. 9	宁		晋	5,8		18	135
13	1974	i, 6	.1	山昭		通	7.1	14	78	2106	27	1982	2, 2	, 25	龙		南	5.0	16	4.5	<u> </u>
14	1975	5. 2	. 4	海		城	7.3	12	70	1750											

统计资料表明,我国大陆地震序列的强余震持续时间很长,有的可达数千天。虽然图 2 的某些结果可能受

所采用的半对数坐标一定影响,但它 仍是地震区内强余震和破裂的发展具 有阶段性规律的反映。随着余震时间 的推移,虽然统计时间隔加大,可能 震概率还是逐渐降低。在初期,可能 因主破裂后的剩余应变能尚有不少, 故强余震很多,在中期,震源区的以强 意便仍不断发生;在晚期,虽然残盈 应变能已不多,但在区域应力的强强 应变能已不多,但在区域应力的登 应变能已不多,但在区域应力的意则 ,其些存在特殊地质构造条件的虚变 能在受区域应力叠加影响的本地应力 作用下超过岩石强度时也会得到释

大震后20天至200天,发震概率仅次于初期,P=0.23。(3)晚期,大震后200天至2000天,发震概率变低,P=0.17。(4)特晚期,大震2000天以后,它的发震概率最小仅有百分之二,即P=0.02。

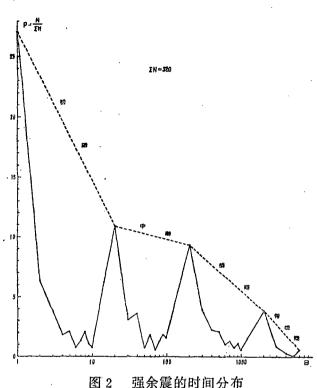


Fig. 2 Time distribution of strong aftershocks

是特晚期阶段所出现的强余震概率不高。因为受余震破碎区影响的原因,它们的地震烈度在一般情况下都偏低^[4]。 **表2 地震序列的地理分布**

图 2 所依据的地震序列,它们的发生地点已列在表 2 中。其分布范围较广,在我国的西南、西北、华北、东南和东北等几个主要地震活动区都有。由此说明,虽然它所统计的时间较短(只有60年左右的资料),但它的分布面积广(包括了我国大陆各主要地震区),而且震级区间大(从5.0至8.5级)和地震序列的类型多,所以其结果具有一定的代表性。

震破碎区影响的原因,它们的地震烈度表 2 地震序列的地理分布 Table 2 Geographical distribution of earthquake sequence

放,发生强余震。由于余震区内的介

质破碎程度不断加大和扩散, 受阻条

件一般不易保留很久, 所以晚期尤其

	5.0≤M ≤5.9	6.0 ≤ M ≤ 6.9	7.0≤M ≤7.9	8.0 ≤ M	Σ						
西北	8	13	12	3	36						
华北	2	1	3		6						
东北			1		1						
东南		1	2		3						
西南	8	29	11	2	50						
Σ	18	44	29	5	96						
_ `				والأراجي والمشارك والمراجي ورا							

强余震的震级估计

在通常的情况下,一次浅源大震不可能将震源区里积累的应变能全部释放完毕,它的剩余能量是通过余震形式逐步释放的。国际上有不少学者对大震后剩余能量的估计做过许多探

讨。贝尼奥夫认为地震序列的能量释放过程可以通过蠕变曲线来显示^[5]。在大震发生后的最初阶段,余震活动剧烈,它们释放的应变能亦最多,到达一定时间以后余震所释放的应变能曲线转向平缓。至于一次强地震后的残余能量应有多少,尚有多少能量有待余震来释放,蠕变曲线未能回答。在平缓的蠕变曲线上突然发生跳跃即出现晚期强余震的事例并不少见。日本学者坪井忠二以单位体积的平均能量为常数去估计震源体积内的总能量(并得出震源体积与震级的关系)^[6]。由于不同地点的地质构造条件和岩石介质的特性相差很大(有时即使同一地区的不同地段,它的地质构造条件和岩石介质特性相差也不小),其应变能的积累条件和释放情况也各不相同。故此,在地震序列的释放过程中也无法使用坪井的方法去估计它的剩余能量。

近年来通过许多地震的实际观测表明,一个地震序列的大小地震比例关系(b值)及其 变化县震源区的应力状况、岩层介质特性以及当地应变能积累与释放情况的综合反映(及其 相互制约的结果)。若当地的应力水平比较高并有较好的应变能储存条件,则容易孕育强 震。如应力继续增加,达到并超过岩石的破裂强度,则急剧破裂而发生地震。在高围压下岩 石的破裂面常不是简单的平面,而是不规则的曲面。岩石继续受到应力的作用,破裂要延伸 发展并滋生新的裂缝。主破裂即是主震,其延展的破裂和滋生的裂缝就是大小余震。同一地 区的地震序列其大小地震的震级与次数之间应保持有一定的比例关系,通常 用序列b值表征 它。最近十余年的观测结果说明,地震序列的b值斜线是用以估计序列是否存在较 大余震的 简便而可靠的方法。除了某些强震群地震(如邢台地震)序列以外,主震型和许多多震型地 震序列的b值斜线在横轴上的截距与主震震级的数值点并不重合, 其 横截距的数值一般小于 主震的震级。地震序列b值斜线的平均值与它的实际观测值 应该是比较接近或一致的,有时 却并不一致。当经历一定时间的观测后,序列b值的大部分实测值尤其是震级 较 小部分的数 值与平均斜线较接近,而在震级较大部分的实测值与平均斜线偏离较大,这种现象可能是缺 少大余震的一种显示。如b值斜线在横轴上的截距附近没有出现相应震级的地震时,则可能 是该地震序列的最大余震尚未发生的反映。当时间在中期阶段以后,序列的余震仍在继续, 但仍未出现这种震级的地震时,则可能在晚期发生。图 3 是说明这种现象的例证。其中图 3 a为河间地震序列在1973年12月31日发生5.3级最强余震前的b值图,由此图可明显看到b值 的平均斜线与实测点符合得较好,并可推测尚缺一个震级为5.3级左右的最大余震。图3b是 海城地震序列在1978年 5月18日发生5.9级最强余震前的b值图,该图也具有图 3 a的相似特 点,在横截距附近缺一个震级为6.0级左右的最大余震。图 3 c是1977年 5 月12日前的唐山地震 序列b值斜线图,显而易见其最强余震M=7.1级已经发生,但b值斜线与较大余震的实际观 测值还相差有一定距离,说明它的残余能量尚有不少,随后发生了6.2级 地震。为与中小地 震的震级统一,图 3 a、3 c中的横坐标取作ML。为了对今后强余震的发展趋势进行估计, 对华北地区各强震区直至1982年的观测资料都进行了b值斜线的检查,以了解各地震序列的 剩余能量情况, 其结果如图 4 所示。它们的目前状态有两种: (1)已发生 过最大余震。在b 值斜线的横截距附近已有相应震级的地震发生,但实测点与b值的平均斜线仍有一定差距, 还可能发生一些较大震级的余震。每个地震序列的情况各不相同: 邢台地震序列的实测点与 b值斜线较接近,所剩余的能量已不太多,但仍可能发生M_L6.0至6.4级左右的地震,河间地 震序列的剩余能量已不多,在M_L4.0至4.6级的震级区间尚有缺震现象,海城地震序列可能 还缺M₈5.5级左右的地震能量以及一些 4 至 5 级的地震, 唐山地震 序 列 由 图 4 的资料可知 Mr. 5 级水平的地震相差较多,还缺若干次,甚至还可能出现Mr.6.0至6.3级左右的地震。 (2)未发生过最大余震。在b值斜线的横截距附近没有相应震级的地震出现,渤海与 和 林格 尔地震序列均有类似的情况。渤海地震序列的实测点较大震级部分与b值斜线的延 长部分差 距较大(见图 4 c),其横截距点的相应震级亦大,为M_L6.4。考虑到该地震 序 列的强余震 持续时间属于魚剧衰减型,容易在后来再次发生强余震[7],本区域的强震重复周期短,近 年来余震区及其周围的地震频度有上升趋势等情况,要注视今后发生特晚期强余震即该地震 序列的最大余震的可能性。和林格尔地震序列的b值斜线平均值与实测点的差距 不大, 虽然 其最大余震还未出现,但与横截距点相对应的震级不大,仅在M14.5至5.0级 之 间。实测 点 与平均斜线相差较大的震级区间在ML3.0至4.0级之间,其震级值也不大。

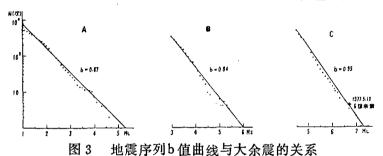
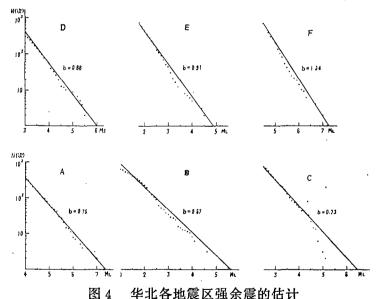


Fig. 3 Relation between large aftershock and b value curve

- a.河间5.3级地震 1973.12.31 Ms5.3 of Hejian earthquake sequence.
- c. 海城5.9级地震 1978. 5.18 Ms5.9 of Haicheng earthquake sequence.
- b. 图山6.2级地震 1977, 5, 12 Ms6, 2 of Tangshan earthquake sequence.



The estimation of strong afterquake of the north China seismic region.

- a.邢台地震序列 Xingtai earthquake sequence.
- b.河间地震序列 Hejian earthquake sequence.
- c.渤海地震序列 Bosea earthquake sequence.

图 4

Fig. 4

- d.海城地震序列 Haicheng earthquake sequence.
- e.和林格尔地震序列 Helin Geer earthquake sequence.
- f.唐山地震序列 Tangshan earthquake sequence.

强余震发生的可能地点

许多地震现场的仪器观测和宏观调查的结果表明,强余震的震源位置分布是有一定规则的,它与主震的破裂方式(单侧破裂、双侧破裂和共轭破裂等)及破裂的发展方向有关。余震的密集带一般沿发震断层发展。余震的密集程度与离发震断层的距离有关,距断裂带越近越密,越远则越稀。余震带的宽度与发震断层的产状有关,倾斜的角度越小,余震带也越宽。我国近年发生的大陆强震一般倾角较大,故余震带的宽度都不大。共轭断层破裂时,强余震常发生在断层交汇处附近,如1975年2月4日21时32分海城岔沟附近的5.5级地震。单侧和双侧破裂,强余震常发生在破裂的发展方向上,尤其是在余震密集区的端头或空段内,如1976年7月28日唐山地震序列在主震当天18时45分发生的滦县7.1级地震和1976年11月15日发生的宁河6.9级地震,都在破裂扩展方向的余震区长轴两端附近(8);1978年5月18日海城5.9级地震与1981年11月9日邢台5.8级地震则发生在余震密集区的局部空段内。

近十余年的连续观测资料表明渤海地震序列也是一个共轭破裂,其主破裂 走 向 为 北东 30°, 它的次要破裂为北西一南东走向。它的特晚期强余震可能发生在 共 轭断层的交汇处附近或破裂的延伸方向上。海城7.3级地震的主破裂是双侧的,它的特晚期余震的位 置 沿北西一南东的两个方向都有可能,由于主破裂和余震区的形状类似向北西深部倾斜的椭球体,破裂的发展在深部受阻,容易储存残余能量而不易充分释放,因此强余震在西部发生的可能性尤应注意。唐山7.8级地震亦是一次双侧破裂,在其东北和西南都易发生M≥5级的强余震,由于与海城地震序列相同的原因,在其西南部更容易发生强余震。

晚期强余震的发生时间

晚期和特晚期强余震(均指Ms≥5级)的发震概率总共为19%,其中特晚期强余震的发生率仅有2%。所以,在大震后200天以外发生强余震的机会相对而言是较低的。即使如此,对地震区的居民来说,在大震后那么长的时间又爆发一次强余震,常使他们震惊和迷惑不解。

初期和中期强余震的时间预报常可通过地震序列本身的频度和b值变化等指标进行估计,当地震频度突然变低超离它们的正常衰减水平和b值变低以后不久,即有可能发生较大余震。晚期和特晚期余震的频度一般已很低,不容易显示出密集一平静的变化规律和求出它们的b值变化,因此仅用地震序列本身的资料难以估计强余震的发生时间。王泽皋在1969年曾指出:邢台地震序列的余震频度变化与华北地区强震的发生有一定的关系[9]。我们仔细分析了1966年以来在华北地区发生的M≥7级大震的余震频度变化。除渤海余震区因地处海中距地震台较远外,邢台、海城和唐山余震区均可利用区内或附近单个地震台记录的频度变化,来检验本区地震与外区强震发生的对应关系。由于邢台地震序列发生较早,观测时间长,检验结果表明它们的相关效果最好。图5是三个余震区的频度变化曲线与附近发生强震的对应关系图。如图所示,当一个余震区当年的年频度或半年频度变高时,次年外区会发生M≥5年级的地震。当其他余震区的频度变高、本区的余震频度变低时,则次年在该区内有可能发生强余震。1981年11月9日发生的5.8级邢台余震即为典型的例子,1978年5月18日

发生的5.9级海城余震也有类似现象。利用以上的震例经验即可对今后的发展 趋势进行一些估计。目前邢台和海城的余震频度处于高值,唐山的余震频度处于正常值,渤海地区因缺资料是未知数。邢台和海城在最近的将来发生大余震的可能性较小,但华北的其他地区要注意发生较大地震的可能性。若唐山和渤海的地震频度变低,则应注意当地发生强余震的可能性,同时要密切注视余震区的频度变化和其它前兆手段的震情动态,以便提出更为确切的意见。由于目前的地震预测预报水平比较低,而且强震区内的剩余应变能不一定都以该次地震序列的余震形式释放出来,有时也可能作为下次地震序列活动的应变能积累基础而储存起来。因此,以上的认识只根据现有观测水平和结果提出的,可能是极其粗略的。

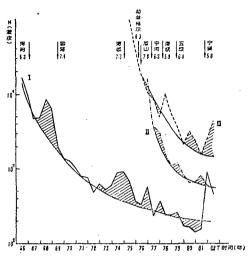


图 5 华北三个强震区余震次数变化

- 1. 红山台对邢台地段的观测; 2. 昌黎台对唐山地震的观测;
- 4.石硼峪台对海城地震的观测。
- Fig. 5 The aftershock number variation of the strong seismic region in the North China
 - 1. The Observation of Hongshan seismic station for Xingtai earthquake sequence
 - 2. The Observation of Changli seismic station for Tangshan earthquake sequence
 - 3. The Observation of Shipengyu seismic station for Haicheng earthquake sequence

结论与讨论

根据1915年以来有较完整资料的96次浅源地震序列中M≥ 5级的398次 余 震 统计,强余 震的时间分布可分为大震后至20天内的初期,20天至200天的中期,200天至2000天的晚期和2000天以后的特晚期等四个阶段。

地震序列实测的地震震级与频次关系的结果是估计该序列剩余能量和以后可能出现的强 余震的一种有效方法。b值斜线横截距的位置可以估计最大余震的震级数值,b值的平均斜 线与实测点间的差距可以估计该序列所缺少的相应的较大余震的震级和次数。

主震破裂的发展方向和余震区长轴的端部和空段是容易发生强余震的地方。强震序列的 余震频度是逐渐衰减的,余震频度变高是区域地质构造应力增强的表现,在它之后有可能在 周围较大范围内发生较强地震。在周围区域应力场加强的背景下,本区余震频度突然变低, 说明该区是应变能积累的突出地区,其后有可能在本余震区内或边缘地带发生较强余震。因 此,它有可能作为中期时间预报的一项指标。

地震模拟试验和岩石力学实验的结果告诉我们,岩石加载超过一定限度即可产生裂缝、破裂和大破裂。若继续加压,破裂会沿某一优势方向继续延伸和扩展。岩石的破裂与岩性及其周围作用的应力水平有关^[10、11、12]。野外的实际观测结果与模拟试验比较一致。大 震 后初期和中期发生的强余震与震源区的剩余应变能、本区应力的调整情况以及岩层介质在主震

后的破裂程度有关。晚期和特晚期发生的强余震其主要原因可能与周围区域应力的增强并传递叠加在震源区岩层介质的过程有关,促使岩层中的剩余应变能得到更充分的释放。

(本文1983年8月30日收到)

参考文献

- [1]王碧泉、郁曙君,余震序列的研究及强余震的预测(综述),国际地震动态,№11, 1982。
- [2]宇津德治,地震学,地震出版社,1981。
- 〔3〕王志东、焦远碧、吴开统,地震序列的持续时间与震级的关系,地震,№5,1982。
- 〔4〕吴开统、梁鸿光,强震序列的地震烈度,地震工程与工程振动,Vol.3,№4, 1983。
- (5) H. Benioff, Earthquakes and Rock Creep, B.S.S.A, №41, 31-62, 1951.
- (6) Chuji Tsuboi, Earthquake Energy, Earthquake Volume, aftershock area, and strench of the Earth's Crust, Journal of physics of the Earth, Vol. 4, No. 2, 63—66, 1956.
- [7]焦远碧、王志东、吴开统,强震序列衰减的两种主要方式,地壳形变与地震,№4,99—106,1982。
- [8]国家地震局《一九七六年唐山地震》编辑组,一九七六年唐山地震,地震出版社, 1982。
- [9] 王泽皋,邢台余震频度增高及以后发生的华北强震,地震学报,Vol.1,№2, 1979。
- 〔10〕陈颐, 声发射技术在岩石力学研究中的应用, 地球物理学报, Vol.20, № 4, 1977。
- (11) K. Mogi, study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeheous and its relations to earthquake phenomena, Bull. Earthquake. Res. Inst. No40, 125-173, 1962.
- (12) C. H. Scholz. Microfracturing and the inelastic deformation of rock in Compression, J.G.R, Vol.73, №4, 1417—1432, 1968.

CERTAIN CHARACTERISTICS OF LATE STRONG AFTERSHOCKS OF NORTH CHINA

Wu Kaitong Jiao Yuanbi Wang Zhidong
(Centre for Analysis and Prediction, State Seismological Bureau)

Abstract

In this paper the aftershock activity of shallow strong shocks $(M \ge 5)$ in China continent is analysed, it shows that the duration of aftershock sequence has some regularity. There are four periods of aftershock activity which consist of initial stage, middle stage, late stage and extremely late stage.

According to certain characteristic of seismic activity of the north China, we suggest some estimated method of strong aftershocks and late strong aftershocks. Some corresponding relation exists between the adscissa intercept in b value of the earthquake sequence and the maxium magnitude of aftershock as well as between the divergency point of b value curve and the frequency of the strong aftershocks. The possible places of strong aftershocks are the extend rupture direction of strong earthquake, the seismic gap in aftershock sequence and the edge of the aftershock region. However, there are some corresponding relations between frequency change of earthquake sequence in aftershock region and the duration of strong aftershocks.

In this paper mechanism of strong aftershocks is discussed in theory. The strong aftershocks of initial and middle stage associate with the surplus strain energy and the stress distribution in seismic region. The late and extremely late strong aftershocks associate with the region stress increased and its propagating process in seismic zone.