

地震預報

刘正荣 著

地震出版社

# 地震预报

刘正荣 著



地震出版社

图书在版编目 (CIP) 数据

地震预报/刘正荣著. —北京:地震出版社, 2007. 11

ISBN 978 - 7 - 5028 - 3264 - 3

I. 地… II. 刘… III. 地震预报 IV. P315. 75

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2007) 第 156551 号

地震版 XT200700305

地震预报

刘正荣 著

责任编辑: 雨辰

责任校对: 郭京平

---

出版发行: 地震出版社

北京民族学院南路9号

发行部: 68423031 68467993

门市部: 68467991

总编室: 68462709 68423029

E-mail: seis@ht.rol.cn.net

邮编: 100081

传真: 88421706

传真: 68467991

传真: 68467972

经销: 全国各地新华书店

印刷: 北京地大彩印厂

---

版(印)次: 2007年11月第1版 2007年11月第1次印刷

开本: 787×1092 1/16

字数: 243千字

印张: 9.5

印数: 001~800

书号: ISBN 978 - 7 - 5028 - 3264 - 3/P · 1345 (3916)

定价: 28.00元

版权所有 翻印必究

(图书出现印装问题, 本社负责调换)

## 前 言

1932年冬月初四，我出生于四川省彭县隆丰乡（原名龙凤场，辛亥革命后更名）；1956年毕业于四川大学物理系，随即在中国科学院地球物理研究所参加工作；师从李善邦教授。实际上我也是傅承义先生的学生。1960年我在先生指导下撰写了《论确定震源深度的宏观方法》一文，后发表在1960年《科学记录》上。这篇文章虽然不很成功，但傅先生带我做了科学研究，使我获益不少。1973年调到云南省工作，后一直从事地震及地震预报研究工作。1986年被评为云南省劳动模范，1987年晋升为研究员，1988年被选为第七届全国人民代表大会代表，1991年国务院授予政府特殊津贴，1993年被选为云南省人民代表大会常务委员会委员。

工作之初，我从事地震研究工作，调到云南省后专门从事地震预报研究工作至今。50年的工作历程，与新中国地震工作的发展是紧密相关的。在我1956年参加工作时，全国只有北京、南京、长春、上海等几处像样的地震台，还有十来个地震台的仪器，连阻尼都没有。但研究所有许多宏观资料，在研究这些宝贵资料的基础上，我于1961年发表了《用宏观方法测定震源深度的量版》一文。该文研究了前人测定震源深度的方法，提出了一个测定震源深度的宏观量版法，并同时测量震源深度和烈度递减系数。这一方法深受已故资深院士傅承义教授的赞许，并编入他为中国科技大学撰写的教科书中。

1966年3月河北邢台发生6.8、7.2级地震。敬爱的周恩来总理亲自到灾区视察，后来又在中南海紫光阁接见地震科学工作者。他说地震是有前兆的，勉励大家要努力研究地震预报，不能只给后人留下记录。总理语重心长的教诲，至今还深深地留在我的脑际。此后，我便走上了地震预报研究的道路，到今天，总算有了一些成绩。我向祖国、向人民汇报：今天我们已经有了科学的方法，可以在一定程度上预报一些地震，将来肯定会有更多的地震会被我们预报出来。

本书收录了笔者自上世纪60年代以来的主要研究成果，与2004年出版的《刘正荣地震预报方法》不同的是，增加了近年来有关转移地震等重要内容。

为了研究地震预报，必须了解地震及区域地震活动特征，本书首先介绍了这

方面的内容。共轭地震，应该说这是中国大陆地区常有的一种地震类型。所谓共轭地震是指旋性相反、震级相等、走向正交的两个地震。共轭地震中的第二个地震是很难预报的，如果两个地震相距的时间较长或者距离较远，或许好预报一些，否则要预报它们是有相当大难度的。

地震活动的 50 年周期，这是区域地震活动的重要特征，了解它对地震预报大有帮助，有时对作年度预报具有直接预报意义。现在已有迹象表明 50 年周期在变了，周期似乎变得更长。

人们总是说固体潮对地震的发生有调制与触发作用，不管有没有这种作用，都必须要有真实的资料来加以证明。本书介绍了 1975 年海城 7.3 级地震前，前震和主震受固体潮调制的情况。

多少年来，我们计算  $b$  值，心中总是想  $b$  值平均值是多少？或者  $b$  值趋近于一个常数吗？长期以来没有解决。在本书中给出了一个答案； $b \rightarrow 0.8686$ 。在一些情况下，如果我们需要  $b$  值又没有现成的  $b$  值可用时，便可使用 0.8686 代替  $b$  值。比如地震工程中就可以这样用。

下面重点谈谈多年来我们的研究主题：地震预报的有关方法。

复发周期，它是从古登堡的震级-频度关系变换来的，主要是引进了时间。变换虽简单，但它的作用很大。复发周期可以用于地震区域划分时求某处的最大地震；可以用于长期地震预报中求某时最大地震的震级和地震发生时间；在短临预报中，若地震是震群型的，也可以将复发周期当做一种前兆指标，当它变小时便会发生大震。复发周期的用途非常广泛，它是从震级-频度关系式演变来的，但已远远超过震级-频度关系，成为地震预报中不可或缺的一种预报方法。

$h$  值的研究，最早起步于 1978 年 5 月 19 日云南省下关东南发生的一次 5.3 级的地震。此次地震震前 36 天，当地发生了一次 3.4 级的前震；3.4 级地震的余震延续了很多天，作者认为显然它是异常的，于是提出预报一次地震的想法。后来室里派出一个三人小组前往现场工作，其任务是向大理州预报有一次中强震即将发生。作者提出还应该调查 3.4 级地震的震中，以便使我们的预报更准确。几天以后，三人小组回到昆明，他们向研究室汇报了他们的下关之行：他们向州党委汇报了将有一次中强震发生，他们没有调查 3.4 级地震的震中，而是着重谈了没有发现滇西有异常，只有王兴辉同志认为有异常。当时研究室有主任、副主任若干人，作者只是业务负责人，主任们都没有说的，我自然无话可说，就这样他

们汇报就完了，但是第二天（即5月19日）便发生了下关凤仪5.3级地震。地震的发生，结束了一切争论，也就有了结论了。

我们当时预报下关附近将发生一次5级多的中强震，后来的确是在下关东南10km的地方发生了5.3级地震。这次地震的确是预报了，我们应该坐下来总结一下，我们究竟看见了什么东西预报了这次地震？我首先想到的就是3.4级前震的“余震”延续时间很长（后来才知道，大量的直接前震延续都很短，比下关地震延续时间长的有很多是远程前震）。于是我使用大森的公式研究了下关地震的前震系列，很快便发现这一前震系列的衰减系数 $h=0.53$ ，使我大为惊异，是这样的吗？我知道大森的 $h=1$ ，后来又有人研究说 $h=1.3$ ，即便以前发现有 $h<1$ 的情况，也认为可能是误差造成的，现在下关前震系列居然 $h=0.53$ ，是真的吗？反复审查资料（我清楚：审查资料是关键）， $h$ 值的确是0.53，这样便出现了第一例 $h<1$ 的情况。进一步研究发现， $h\leq 1$ 的是前震系列，而 $h>1$ 的地震一般都是余震系列（最大余震震级 $M_m$ 比较大——大于主震的除外）。这样，1979年我在《地震研究》发表了第一篇关于 $h$ 值的文章；1984年在BSSA又发表了一篇类似的文章。1986年我感觉已发表的两篇文章都不够满意，于是重新作了修改，主要是修改了求最大余震震级的公式，修改后的公式比修改前大了0.07级，这对某一次地震来讲也无所谓，但对许多地震影响是大的。于是1986年又在《地震研究》上发表了《地震频度衰减与地震预报》一文。17年后，我两次审查过这篇文章，仍然是满意的，没有什么值得修改的地方。但多年来我们积累了一些新的经验，值得写一个补充，这才写了《远程前震与远程余震》一文。这样一来，人们才对部分前震有了一个科学的定义。什么叫做前震？衰减系数 $h\leq 1$ 的地震系列是前震，某些计算最大余震震级 $M_m$ 大于主震震级的是前震。注意：当我发表文章的时候，我真正的震例只有一个下关地震，像这样的情况，震例一定是要可靠的，绝对不能有任何错误（或者说这是我的作风）。

1997年新疆地震局朱令人等同志采用 $h$ 值方法预报了三次6级以上地震（见《中国地震》1998年第2期朱令人等，《1997年新疆伽师强震群及三次成功的临震预报》），1999年辽宁地震部门又成功预报了岫岩5.4级地震。谷光裕等在2001年第21卷第1期《地震》上发表了《辽宁岫岩5.4级地震临震预测》的文章，文中说到：“低 $b$ 值和低 $h$ 值是前震序列的最重要特征。另一方面，序列 $h$ 值11月19日为0.7，25日为0.48，26日为小于0.3，根据震例统计规律，判定为前震序

列，估计在 10 日内有可能发生较大地震。”就这样预报了岫岩地震。2002 年 2 月 28 日，当朱镕基总理听了有关汇报后说：“地震局多次作出成功的地震预报，1975 年预报了辽宁海城地震，1999 年又预报了辽宁岫岩地震。预报地震是非常难的，我们能够达到这么高的水平，在地震预报领域保持着世界领先地位很不容易，我听了很自豪。”

$h$  值预报地震就这样开始了，科学的地震预报诞生了。当然这只是部分地震，虽然它是可贵的，但毕竟是一部分地震。

为了便于大家参考，现列出几个震例见表 1。

表 1  $h$  值对应地震表

前 震						主 震					备注	
地震时间			地名	震级 $M$	$h$	时间/ 天	地震时间			地名		震级 $M$
年	月	日					年	月	日			
1999	11	25	岫岩	4.4	0	4	1999	11	29	岫岩	5.4	207 289
1978	4	13	下关	3.4	0.53	36	1978	5	19	下关	5.3	
1999	11	25	澄江	5.2	0.7	51	2000	1	15	姚安	6.5	
2001	9	4	景谷	4.9	0.71	53	2001	10	27	永胜	6.0	
1988	8	15	澜沧	5.0	0.88	84	1988	11	6	澜沧	7.6	
1986	4	27	宁夏	4.3	1.0	149	1976	9	23	宁夏	6.4	
1975	12	16	龙陵	4.3	1.0	165	1976	5	29	龙陵	7.4	
1972	4	3	康定	4.9	1.0	175	1972	9	30	康定	5.8	

表中“时间”是指最大前震距主震的时间；备注栏内是远程前震与主震间的距离（以 km 计）。

参考表 1 时请注意：它们都是中国地震，对美洲、美国来说时间要长一些，一般来说中国的地应力比美国等地要强一些。

$h$  值研究是成功的，但它也不是没有缺点。它的缺点是：原则上不能预报双震中的第二个地震。我们所说的双震，是指两个震级相等的地震。因为我们是通过余震的研究来判断主震是前震还是余震，从来没有判断过主震；再者第一主震和第二主震，它们没有前震和主震的关系，所以不能预报第二个主震。作预报时，特别是在那些经常发生双震的地方，要特别小心才是。

$h'$  值，它是根据  $h$  值来的： $h$  值是研究地震频度衰减——即单位时间内地震次数的衰减，而  $h'$  值则与之相反，是研究一次地震所占的地震时间长度，即一

次地震与后续地震之间的时间间隔的变化。 $h'$ 值 2002 年才推出,应该说还远没有研究完,它不像  $h$  值那样成熟,但是近年来的经验表明它的前景是光明的。现就五年来的经验给出一个小结。

首先我们研究了中国地区 8 级以上的许多地震,结果  $h'=1.0015$  时可以很好地解释著名的中国东部地区的 8 级大震。这给作者很大的鼓舞。对于 7 级大震则  $h'$  值要大一些。但是更多的情况是小地震预报大地震。这正是我们要重点谈谈的。

当  $h'$  接近 1 但大于 1, 如 1.0015 时,一般是预报同一级的地震。这只对周期很长的大地震有意义,对小地震则没有意义。小地震预报大地震时,我们采用直接计算  $h'$  值。这种方法比较规范,需要注意的问题是在计算  $h'$  值时,一方面要选用比较大的时间间隔(即两个地震的时间差比较大);另一方面是要尽可能让有较大异常的地震处于第二个地震的位置上;自然工作时要有一个截止震级,即门限震级;如果资料较多,门限震级可以取为  $M=3$ ;如果资料较少,震级降低一些也可以;这时,震级标志仍然首先考虑。

工作中,3 级以上的每个地震都列入计算  $h'$  的工作中(3 级以下也可以选)。可以说每个地震都有一个数字表示它异常、不异常以及异常大小。

一般  $h' > 4$  就可以发生大震,但不一定是直接前震,当  $h' > 9$  时,应勇敢地预报临震。同时,也必须看相应地震的震级大小,通常震级要稍大才能预报。一般来说  $M \geq 4$  比较合适,虽然  $M=3.4$  以后也有发生 5.3 级的,但  $M$  越小越不能发震,3.4 级以下肯定都不会发震(转移地震除外)。当然也有不发生前震而发生地震的,但若震中不发生地震,附近也是可以发生地震的。选取资料时地域上没有任何限制。地区的大小也可自由选取,但一经认定,中间不能随意变更。

在云南计算  $h'$  值时,几乎可以说比较大的地震(6 级以上),远远近近都有对应,最远是中美洲 8.4 级地震。但也不是每个地方的地震都对应。比如:云南的数据对珠穆朗玛峰以西、印度西部大到 7.8 级的地震都没有反映,可以说这里是一个盲区,但这种情况不多。本地地震 5 级的也常有反映,只是反映的时间较短。总之,一般较大地震都有反映,就凭这一点,它应该是监视地震预报的有力工具。

震中区有前震时, $h'$  异常;震中区没有前震时,震中附近资料也有异常,但



这时要预报到震中区也是有一定难度的。

以上三个方法中，复发周期主要用于长期预报，但也可用于短临预报； $h$  值主要用于短临预报； $h'$  则主要用于临震预报。

我很高兴，因为我又全面研究了转移地震。应该说这是地震预报研究中的一次重大突破。认识了转移地震使地震预报阔步前进，在预报地震的震级和地震发生的地点这两个问题上都得到了根本的改进，同时也使我们对地震之间的相互关系有了更深入的了解。

转移地震是一种快地震。因为从地震开始转移到再次发生地震的过程是很短的，甚至有时短到我们不能进行预报，但绝大多数转移地震是能够预报的。

能够发现地震异常的方法主要有  $h$  值、 $h'$  值等。 $h$  值异常、或者震级  $> 5$  的地震的  $h'$  值异常，都表明是大地震异常。但震级只有  $1 \sim 2$  级的地震的  $h'$  值异常，可能只是平转移地震。

复发周期（包括地震次数）则主要用于慢地震。慢地震是某地方土生土长的地震，它没有转移，通常它需要很长时间来积累能量。如 5 级地震需要 5 年；8.1 级地震需要 44 年；8.7 级地震需要 171 年。越是大的地震其所需的时间越长。

无论是快地震还是慢地震，我们都有了预报的办法了。

本书中，我们列举了许多转移地震。但我们相信可能还有原地转移的地震尚无震例。但是，今后会出现的。

地震力的运用也使我们在地震预报上有所突破，使用地震力就可以对地震震级进行四则运算了。

作者在完成本书的过程中，得到了很多同志的关心和帮助，其中有亚洲地震委员会主席朱传镇教授、甘肃省地震局郭增建教授、中国地震局地球物理所郭履灿教授、鄢家全教授，在此特表示深切的谢意，祝他们身体健康、生活幸福。

刘正荣

2007 年 8 月

# 目 录

## • 宏观地震学研究 •

用宏观方法测定震源深度的量版..... (1)

## • 大地震研究 •

龙陵共轭地震群的特征..... (8)

以耿马、澜沧地震为例再论共轭地震 ..... (17)

东亚地区强震活动的 50 年周期..... (20)

固体潮对海城地震的调制与触发 ..... (24)

## • $b$ 值研究 •

$b$  值特征的研究..... (28)

建筑抗震设计中的小、中、大震烈度研究..... (33)

## • 复发周期 •

地震的复发周期 ..... (38)

复发周期用于长期地震预报

——从董国胜同志预报 8 级地震谈起 ..... (42)

用复发周期等研究四川荣昌地震

——兼论最大地震震级与弱震数目的关系 ..... (44)

澜沧-耿马地震前的复发周期时空扫描..... (49)

## • 地震频度研究 •

地震频度衰减与地震预报 ..... (55)

远程前震与远程余震

—— $h$  值研究的重要补充 ..... (66)

最强余震的识别 ..... (69)

地震频度衰减研究中的积分下限问题 ..... (70)

关于地震频度衰减的一个证明 ..... (77)

余震衰减公式的统一 ..... (83)

## • 地震预报的极限时间法 •

极限时间法与临震预报 ..... (88)

禄丰、武定、丽江诸地震的相互关系

——兼论丽江地震的预报..... (100)

用极限时间法分析四川吉居地震..... (111)

用极限时间法分析 2003 年巴楚、伽师等地震前 $h'$ 值异常变化过程 .....	(114)
• 转移地震 •	
转移地震 .....	(119)
地震力与弱转移地震 .....	(133)
主要论文目录 .....	(140)
编后记 .....	(141)

## 用宏观方法测定震源深度的量版

摘要：根据古登堡和李克特曾提出的常用公式以及其他人的研究成果，归纳出下式：

$$h = \Delta_i / \sqrt{10^{(I_o - 1.5)/S} - 1}$$

式中， $h$  为震源深度； $\Delta_i$  为烈度为  $I_i$  的等震线半径； $I_o$  为震中烈度； $S$  为一系数。对上式取对数得

$$\lg h = \lg \Delta_i - \frac{1}{2} \lg [10^{(I_o - I_i)/S} - 1]$$

根据此式可以作成一量版，以同时测定  $h$  和  $S$ 。

利用这个量版测定了 19 个中国地震的  $S$  和  $h$ ，结合文献[4]的资料，指出中国东部的  $S$  系数比西部的偏低；且当深度加大时， $S$  系数加大。采用文献[1, 5]的资料测定了 61 个地震的  $S$  系数，结果表明， $S$  的数值随深度的增加而加大， $S$  与低速层的关系并不明显。

### 一、学者们的方法

古登堡 (Gutenberg) 和李克特 (Richter) 在 1942 年曾经提出一个为我们所熟知的公式，来测定地震的震源深度<sup>[1]</sup>，

$$h = \Delta / \sqrt{10^{(I_o - 1.5)/S} - 1} \quad (1)$$

式中， $h$  为震源深度； $\Delta$  为有感半径； $I_o$  为震中烈度。他们认为地震有感边界的烈度是 1.5 度， $\Delta$  即是相应于这一烈度值的平均半径。

布拉凯 (Blake) 也曾经提出过类似的公式<sup>[2]</sup>，他的公式可以很容易地化为下列的形式，即

$$h = \Delta_I / \sqrt{10^{(I_o - I)/S} - 1} \quad (2)$$

式中， $\Delta_I$  为烈度为  $I$  的地震烈度等震线的平均半径； $S$  为地震烈度的递减系数，一般  $1.5 < S < 3$ ，布氏取  $2S = 5.35$ 。

梅世蓉和萨瓦连斯基 (Саваренский) 在研究中国的地震活动性时，采用下述公式来测定震源深度，而且也同时测定了系数  $S$ <sup>[3]</sup>：

$$I_2 - I_1 = 2S \left[ \lg \sqrt{\frac{\Delta_1^2}{h^2} + 1} - \lg \sqrt{\frac{\Delta_2^2}{h^2} + 1} \right] \quad (3)$$

在研究了 中国地震之后，确定  $2S = 5$ ，采用这个公式的优点，是可以不采用震中烈度；因为

震中烈度常常是不够准确的。

傅承义教授和作者在研究中国地震时,采用下列公式来测定震源深度  $h$  和烈度递减系数  $S^{[4]}$ 。

$$\left. \begin{aligned} \sum_{i=1}^n (h - \Delta_i / \sqrt{C_i - 1}) &= 0, \\ \sum_{i=1}^n (h - \Delta_i / \sqrt{C_i - 1}) \left[ \frac{C_i \Delta_i (I_o - I_i)}{S^2 (C_i - 1)^{3/2}} \right] &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

即采用多条等震线来计算震源深度,最后也指出,对中国地震平均  $2S \approx 5$ 。自然,一般来讲,可不必而且也不需要取为常数。

谢巴林 (Ше балин) 在 1959 年用宏观资料研究低速层时,指出下述公式对测定震源深度是适合的<sup>[5]</sup>:

$$I_o - I_i = 2S \lg \sqrt{1 + \left( \frac{\Delta_i}{h} \right)^2} \quad (5)$$

对于震源在低速层以上的地震,取  $2S = 3.6$ ,对震源在低速层以下的地震,取  $2S = 6$ 。

麦德维捷夫 (Медведев) 在 1956 年曾提出一个测定震源深度的公式,1959 年又提出一个新的公式<sup>[6]</sup>:

$$h = \Delta_m / \sqrt{2^{2(m-0.5)/n} - 1} \quad (n = 2)$$

只需通过简单的变换,便可将上式写作

$$h = \Delta_i / \sqrt{10^{(I_o - I_i)/3.32} - 1} \quad (6)$$

麦德维捷夫认为对每一次地震而言,震中烈度都比最内的等震线的烈度高半度。

自然,除上述这些以外,还有许多测定震源深度的公式,由于与本文关系不大,我们就不一一叙述了。

## 二、基本公式的建立

综合以上诸式,不难看出,无论各人对地震烈度物理含义的理解如何,他们的公式均可以下列的形式加以概括,或者从这一形式出发加以推导:

$$h = \Delta_i / \sqrt{10^{(I_o - I_i)/S} - 1} \quad (7)$$

所不同的仅仅是系数  $S$  的取值不同而已,古登堡和李希特取  $S = 3$ ,布拉凯取  $2S = 5.35$ ,梅世蓉取  $S = 2.5$ ,谢巴林取  $S = 1.8$  或  $3$ ,而麦德维捷夫则取  $S = 3.32$ ,由此可见许多地震学者均同意采用公式 (7) 的形式来测定地震震源深度。

系数  $S$  取值的不同,可以认为有以下一些原因:世界各地——特别是各地的地壳岩石的物理性质并不均一,而且随着震源深度的不同以及地震的强度不同等, $S$  系数的取值也完全可能不同。因此在测定某次地震的震源深度  $h$  时,应当同时测定该次地震的系数,傅承义教

授和作者以及萨瓦连斯基和梅世蓉等所提出的方法都是能够同时测定  $h$  和  $S$  数值的。但前者采用最小二乘法, 计算颇为麻烦; 后者采用作图法, 操作手续和计算也并不简单。为了在使用宏观资料测定震源深度所允许的误差范围内, 使得测定震源深度的工作简捷易行, 兹提出一个测定震源深度的量版。

### 三、量版的计算原理

将公式 (7) 取对数, 则得:

$$\lg h = \lg \Delta_i - \frac{1}{2} \lg (10^{(I_0 - I_i)/S} - 1) \quad (8)$$

式中各符号的意义同前,  $\Delta_i$  是烈度为  $I_i$  的等震线半径。显然, 对于同一次地震来讲, 无论用哪一条等震线来测定震源深度, 其结果都应当一致, 亦即从 (8) 式来看各等震线半径的对数值与 (8) 式第二项函数  $\frac{1}{2} \lg (10^{(I_0 - I_i)/S} - 1)$  的差是一常数; 这一常数即是  $\lg h$ 。自然, 这句话只有当参数  $S$  所取的数值恰当时, 才是正确的。

取函数  $\frac{1}{2} \lg (10^{(I_0 - I_i)/S} - 1)$ , 令  $S = 1.5, 2, \dots$ , 则可以  $x = I_0 - I_i$ ,  $y = \frac{1}{2} \lg (10^{(I_0 - I_i)/S} - 1)$  绘成一组曲线, 此即量版底图 (参见文末的量版底图)。令于底图上置一透明版, 绘上与底图重合的纵横坐标轴。根据许多等震线的数据 (自然是同一次地震的数据),  $x = I_0 - I_i$ ,  $y = \lg \Delta_i$ , 那么在透明版上就可得到一系列点, 由于 (8) 式右端两项的差是一常数, 可见函数  $\lg \Delta_i$  与函数  $\frac{1}{2} \lg (10^{(I_0 - I_i)/S} - 1)$  是平行的。所以令透明版沿纵坐标移动时, 二者应当重合。此时透明版上的横坐标与底图上的横坐标间的距离即为  $\lg h$ , 量版就是按这种原理制成的。

### 四、操作方法

(1) 已知  $\Delta_i$ ,  $I_0 - I_i$ ; 测定震源深度  $h$  和烈度递减系数  $S$ 。将透明版置于量版底图上, 并使透明版上的坐标轴重合于底图的坐标轴, 按照实验数据在透明版上求得点列  $(I_0 - I_i, \lg \Delta_i)$  的位置。由于量版底图的半对数坐标, 求点列的位置是很容易的。然后, 使透明版沿纵坐标相对于底图移动, 直到透明版上的点列与底图上的某一条曲线重合到最好时为止 (也可以在各曲线间进行内插)。此时即可从该曲线上读出  $S$  系数值。而从底图上, 透明版横坐标于底图左下方标尺上所在的位置处直接读出深度  $h$  的数值来。如此, 则同时测定了  $S$  和  $h$  的数值。

(2) 校正  $I_0$ 。有时震中烈度  $I_0$  不够可靠, 即当我们令透明版沿纵坐标移动时, 没有一条曲线能与透明版上的点列重合。此时可使透明版沿横坐标移动 (通常移动 0.5 度或 1 度即可) 直至透明版上的点列与底图上的某条曲线重合为止, 若透明版往左移动, 则震中烈度应作相应的降低 (往右移动, 则震中烈度作相应的升高)。深度  $h$  和系数  $S$  的读法同前。

(3) 无震中烈度  $I_0$  时, 求  $h$  和  $S$  的方法。设对某次地震有一列等震线平均半径的数据, 然后任意估计一个  $I_0$  值 (这一  $I_0$  值准确与否原则上说是没有关系的), 然后沿纵横坐标作平移, 其他操作手续和读数方法均如前述。注意, 当  $\Delta$  和  $h$  标尺同乘以  $k$  时量版用法依旧, 按

照这样的方法测定深度  $h$  和系数  $S$  是很简单和省时的。

现有的各种测定震源深度的宏观方法, 均假定地震震源为一点圆, 介质是均匀的, 地震波射线沿直线传播, 等震线的形状接近于圆, 烈度递降系数  $S$  对同一次地震来讲为一常数。显然, 这些假定具有很大的局限性, 只能理解为第一级的近似, 因而在测定震源深度时, 应当谨慎而小心的使用资料。

## 五、一些测定结果

在工作中对一些中国地震测定了震源深度和地震烈度递降的系数, 结果见表 1。

表 1 震源深度和烈度衰减系数的测定结果

编 号	地震时间		震 中 烈 度 $I_0$	震 源 深 度/ km	$S$	烈度差为 $I_0 - I_i$ 的等震线平均半径/km											居 民 点 数
	年	月				日	$\frac{1}{2}$	1	$1\frac{1}{2}$	2	$2\frac{1}{2}$	3	$3\frac{1}{2}$	4	$4\frac{1}{2}$	5	
河 北																	
1	1665	4	16	VIII <sup>+</sup>	7.5	1.4			24		54				324		21
2	1679	9	2	X <sup>+</sup>	19	2.0	16		38		76		143		244		120
3	1730	9	30	VIII <sup>+</sup>	6	1.3			27		45				457		41
4	1830	6	12	X <sup>+</sup>	5	1.5					37		77		173		116
甘 肃																	
5	1654	7	21	IX <sup>+</sup>	30	1.5	33		84		268		430				56
6	1879	7	1	X <sup>+</sup>	22	2.0					82		170		265		124
7	1954	7	31	VIII <sup>+</sup>	65	2.6			110		190		300			675	52
8	1960	2	2	VI <sup>+</sup>	13	1.8	13		32		61		127				35
云 南																	
9	1588	8	9	VIII	20	2.5		24		47		79		125			9
10	1713	2	26	IX	32	3.0		35		62		95		146		217	17
11	1789	6	7	IX	11	1.7		19		47		82					11
12	1887	12	16	IX	5	1.5		10		25		53		114		207	16
13	1950	9	13	VIII	9	2.1		13		26		45					24
14	1953	5	3	VII <sup>+</sup>	18	2.8	16		28		48		71				17
其 他 地 方																	
15	1605	7	13	X <sup>+</sup>	21	2.0			45		86			265			28
16	1668	7	25	VII	20	2.1			60		100		171		302		361
17	1815	10	22	IX	18	2.0		25		61		93			347		50
18	1937	7	31	IX <sup>+</sup>	25	2.1	22		53		89		164				87
19	1959	7	10	VI <sup>+</sup>	24	2.0	22		45		102						30

由表 1 及作者在文献[4]中计算的结果, 作出一个  $S$  系数的地理分布图 (图 1) 和  $S$  系数与震源深度的关系图 (图 2)。在图 1 上除标出地震震中外也标出了  $S$  系数 (分子) 和震源深度 (分母, 单位: km)。从图 1 上可以看出, 中国东部地震的  $S$  系数一般比西部低, 云南中东部地震的震源深度常不深,  $S$  系数也较东部稍大, 从图 2 上可以看出  $S$  系数随着震源深度的增加而加大, 这一点的确是明显的。

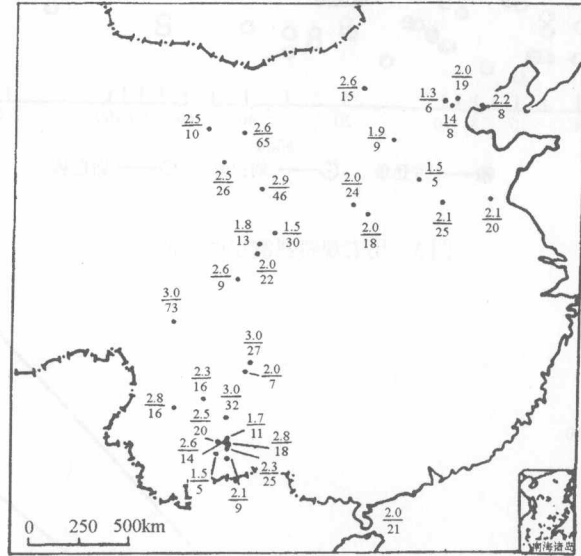


图 1  $S$  系数的地理分布图

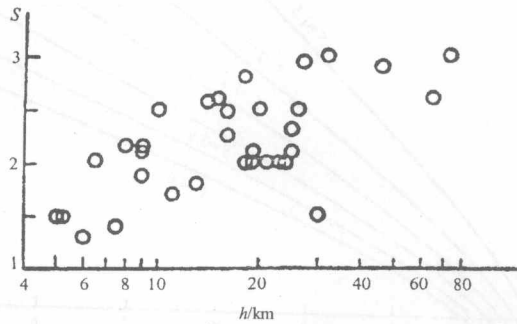


图 2  $S-h$  分布图

我们曾经研究了古登堡和谢巴林的数据<sup>[1, 5]</sup>, 并用仪器测定震源深度, 用宏观资料 (等震线半径) 测定了  $S$  数值, 结果作出了图 3, 根据图 3 我们还看不出  $S$  值和低速层有何明显的联系<sup>[5]</sup>, 然而  $S$  系数确随深度增加而加大。古登堡的资料给出  $S$  的平均值为 3, 这是因为他所用的资料中大多数震源深度均较深 (大于 60km)。麦德维夫所取的  $S$  值, 是已知的各公式中最大的值, 这在很大的程度上是由于他所确定的震中烈度比一般人所确定的高半度的结果。这一点从我们给出的量版上来看是很清楚的。若将震中烈度提高, 则所有实验点均往右移动, 其结果显然是  $S$  的数值加大。



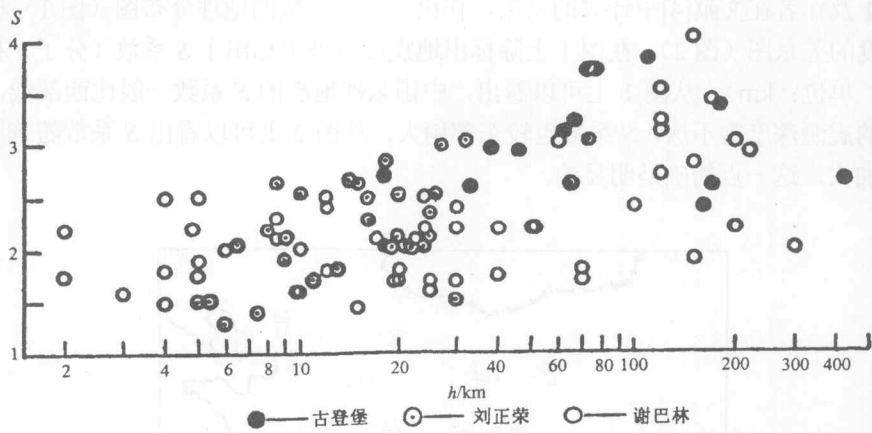


图3 用宏观资料测定的  $S$  值

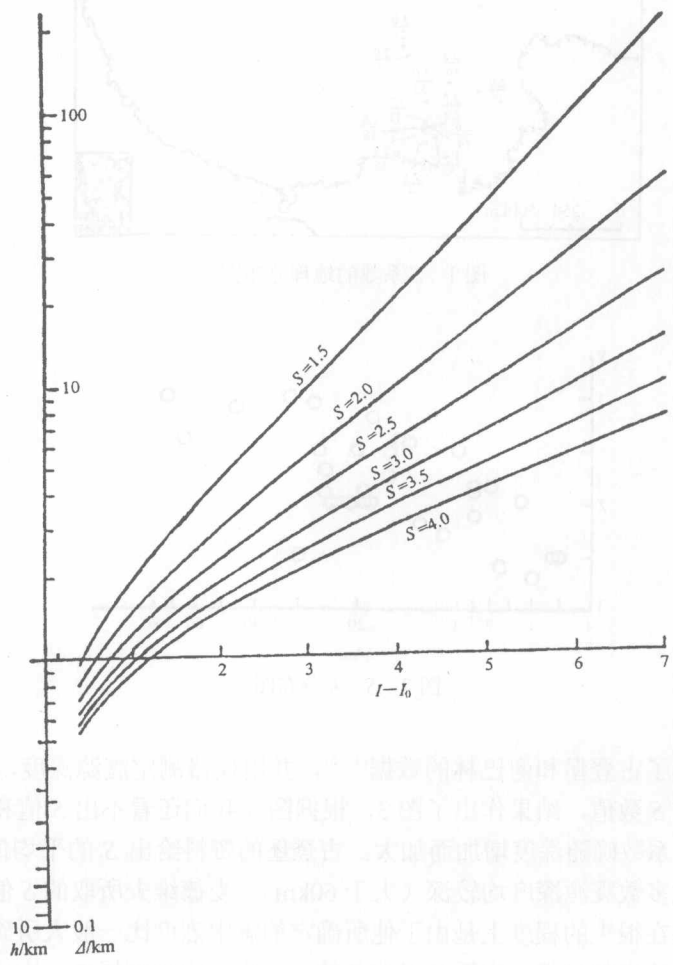


图4 量版底图