

地震科学研究

第 二 辑

地 震 出 版 社

《地震科学研究》编辑委员会

主 编 马杏垣

副主编 陈鑫连 马宗晋 刘 艺

委 员 (以姓氏笔划为序)

丁乐章 马 瑾 许绍燮 朱凤鸣 李瑞浩 李 珏 刘昌铨 陈运泰
陆远忠 张国民 郭增建 赵国光 徐道一 韩渭宾 殷有泉 黄立人
贾化周 蒋邦本 阚荣举

地 震 科 学 研 究

一九八〇年 第二辑

编 辑 《地震科学研究》编辑部
北京复兴路63号

出 版 地 震 出 版 社
北京复兴路63号

印刷装订 地 质 印 刷 厂
发 行 新华书店北京发行所

787×1092 1/16 6 3/4印张 175千字

1980年12月第一版 1980年12月第一次印刷

统一书号:13180·105 期刊登记号:327

定 价: 0.60 元

华北第四纪活动断裂的分级

强祖基 张立人

(国家地震局分析预报中心)

摘 要

本文依据卫星影像的活动断裂的解释,并结合深部地球物理信息,识别了本区的主要活动断裂。在此基础上,探讨了用地质方法对第四纪以来活动断裂平均位移速率的推算。以断裂位移速率为主要标志并参考其它标志,将华北第四纪活动断裂分为二级:一级活动断裂其平均位移速率 >0.1 毫米/年,控制本区 $M \geq 6\frac{1}{4}$ 级的强震;二级活动断裂其平均位移速率 <0.1 毫米/年,与 M 为 $5-6\frac{1}{2}$ 的中强地震有密切关系。

活动断裂的研究表明,第四纪以来的平均位移速率与 Brune 法据历史地震得出的平均滑动速率有同一量级,并可与近年来断层位移测量的结果相比。用于度量断裂活动强度的平均位移速率不仅与地震的频度(周期)有关,同时与地震的强度(震级)有直接关系。

地震活动与第四纪活动断裂的关系愈来愈多地引起国内外学者的注意。

Губин, И. Е.^[1-3]较早指出地震与断裂有直接关系, Allen, C. R. (1975)^[4]、松田时彦 (1968, 1977)^[5,6]、York, J. E. (1976)^[7]等进一步提出第四纪活动断裂对评价现今地震活动有重要意义。

李四光自1965年以来多次论述了活动断裂带与地震的关系,特别强调要研究活动断裂带的现今活动程度与频度^[8]。

近年来丁国瑜研究了地震活动与现代地壳破裂网络的关系^[9],他指出强震往往分布在现代全球性的北东向和北西向的断裂系统的交点上。他认为,为弥补历史记录过短的局限,认识第四纪特别是全新世的地震活动规律(古地震活动规律)对正确判断地震的危险性有重要的意义*。

邓起东等 (1978)^[10]对我国大陆6级以上地震和活动断裂的时代关系的统计分析表明,70%的地震与第四纪以来活动的断裂有关。

张尔匡等 (1978)** 得出河北地区80% 6级以上地震发生在第四纪以来形成或扩大的构造盆地中。

因此,正确识别第四纪活动断裂,深入研究第四纪活动断裂与地震活动的关系,是探讨强震构造背景的重要途径。

* 丁国瑜, 1979, 活动构造与地震, 第二届全国构造地质学术会议论文。

** 张尔匡等, 1978, 河北省地震地质初步研究报告。

一、第四纪主要活动断裂的识别

近年来,由于地球资源卫星的发射,遥感技术已开始大量应用于地学领域,加之华北地区大量的地球物理工作,特别是人工地震测深等深部构造研究的开展,使我们能对活动断裂,做较深入、全面的综合分析,从而正确识别与地震活动有关的第四纪活动断裂。

1. 活动断裂的卫星影象信息特征

卫星影象活动断裂目视判读,是当前国内外研究活动断裂的主要方法之一,在前人判读的基础上,我们对区内主要活动断裂进行验证性质的解译。

活动断裂在卫星影象中的主要判读依据是线性色调标志及各种说明断裂活动的形态标志。通过这些反映断裂活动信息的强弱差异,对活动断裂的活动强度进行定性的分析,分为三种。

(1) 强烈活动的活动断裂的影象特征:线性色调差强,在黑白片为1—2灰阶差,在假彩色相片表现为颜色不同或明暗亮度的较大差异;连续性好,长度在70公里以上,往往以宽数至二、三十公里的断裂带形式出现;具有一种以上形态标志。例如安丘—郯城断裂带便是具有典型的强震活动信息特征的活动断裂。

(2) 中等活动的活动断裂的影象特征:线性色调反差肉眼能分辨,灰阶差1级左右;长30公里以上,一般为窄的线状,不构成较宽的断裂带,线性影象断续可见;有形态标志存在。

(3) 活动性不显著的断裂影象特征:影象不清楚,肉眼分辨困难;长度小于30公里;影象清楚,但缺乏说明其第四纪活动的形态标志。

在露头区特别应注意对形态特征标志的分析,因为在露头区造成线性色调差的因素不仅仅是断裂的现代活动,线性的古老褶皱,断裂两侧岩性的差异均可影响色调反差。在卫星影象中,一些前第四纪的断裂也往往清晰可见,但缺少第四纪活动证据,因而不能作为第四纪活动断裂^[7]。紫荆关断裂北段、燕山东西构造带就是影象清楚而近代断裂活动不强的构造带。对平原覆盖区活动断裂与第四纪沉积厚度关系的分析说明,卫星影象活动信息越强,其断裂两侧的第四纪沉积厚度差越大。那些第四纪以来活动不明显的断裂,对第四纪沉积物的物性、厚度、地下水等没有影响,卫片影象活动信息也很弱。据此,可以将那些第三纪有过强烈活动,而第四纪以来不再活动的深大断裂“过滤掉”。

通过卫星影象的判读,可以较准确地确定活动断裂的位置、长度,并对其活动程度进行定性分析对比,是研究活动断裂的基础。

2. 活动断裂的深部地球物理场背景

利用卫星影象研究活动断裂具有很多优点,但也有其不足之处,目前它所提供的信息还不能对断裂深度进行判断,大多数断裂的位移量还无法确定^[7,11]。利用人工地震测深、重力、航磁等手段获得活动断裂的深部信息,不仅是对已判读的断裂加以验证,清除个别非断裂的线性影象及浅部的断裂,并且有助于查明与地震活动有关的断裂深部信息特征。两种深部信息特征与活动断裂及地震活动有密切关系:

(1) 主要的活动断裂附近往往存在着切穿莫霍面的深断裂。

从目前已做的济南—元氏,乐亭—张家口人工地震测深剖面看^[12,13],活动性较强的

第四纪活动断裂深部均存在着深切莫霍面的深断裂,对唐山地区卫片的解释发现,除唐山-丰南断裂外,其西侧还存在另二条与其大体平行的活动性明显的断裂,这三条断裂组成了丰润-唐山-宁河断裂带。最近完成的横切该断裂带的三条人工测深剖面,柏各庄-丰南-丰宁、乐亭-张家口、宁河-涿鹿*剖面上,存在着切穿莫霍面的六个断点,与上述的丰润-宁河断裂带有很好的对应关系。

束鹿、夏垫、高丽营、八达岭等地也存在着深切莫霍面的断裂,与之相应的活动断裂上均发生过 $M \geq 6\frac{1}{2}$ 级地震,由此可见,深切莫霍面的断裂是发生强震的活动断裂重要的深部条件。

(2) 活动断裂及破坏性地震多位于地球物理场的特殊部位:譬如,延拓后的航磁 ΔT_s 负异常及其边缘,或者磁力高块体所挟持的磁力低部位**,以及正负异常的交变带上。负磁异常边缘常与布格重力正异常的边缘重叠。深部 ΔT_s 负异常与地震活动的关系(图1)表明:磁力高所在地段,如紫荆关北段,郟城-五河段,虽属深大断裂的一部分,历史上均无6级以上地震发生,卫星影象上也显示为中-弱的活动信息。据此提出,深部航磁正异常,可作为非强震的特征标志。贝加尔地区也

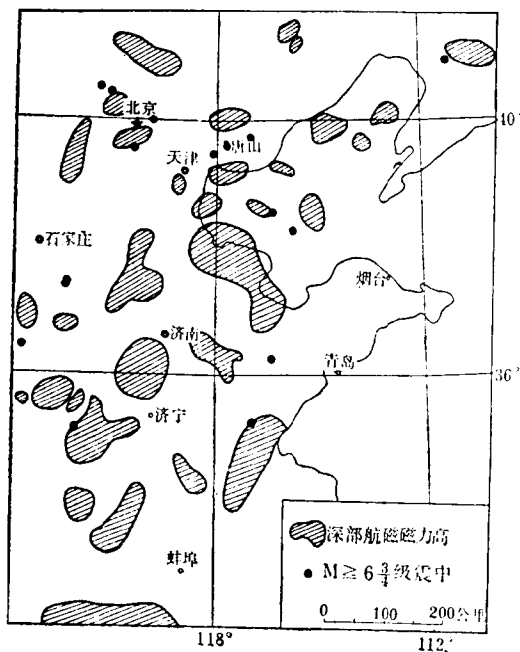


图1 华北地区航磁 ΔT_s 深部负异常与强震关系示意图

有类似的特点,那里弱震或无震区分布在以正异常为主的范围内^[14],以唐山地区为例,它是在燕山期构造基础上,第四纪又重新活动的最年青的断陷盆地(图2)。由于控制盆地形成发育的深部断裂的活动,导致了唐山大震的发生。这种新活动断裂为深部负磁异常带,而布格重力异常并不突出,但从人工地震测深结果和卫星影象信息的解释来

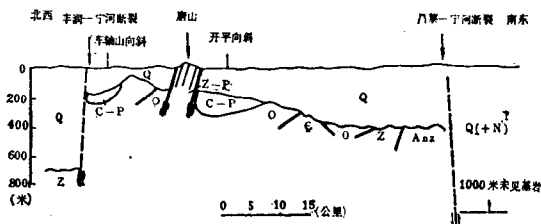


图2 唐山地区第四纪断裂剖面示意图(根据河北省地质局资料编绘)

看,它有显著的深部背景和近期活动性,因此它是具有发生强震危险性的活动断裂。

运用卫星遥感及多种地球物理场手段的信息进行综合判断,是鉴别规模较大、活动性强、具有发生较强地震的活动断裂的重要而有效的方法。这种研究活动断裂的方法,有可能减少漏判或误判。

* 国家地震局地球物理勘探大队,1979,唐山震区地壳深部结构与地震活动,第一届全国地震学术讨论会论文。
** 强祖基等,1979,京津唐张邢地区深部构造与地震关系,第二届全国构造地质学术会议论文。

二、华北第四纪活动断裂的分级

对于已经识别出的为数众多的第四纪活动断裂,在定性分析基础上,用断裂的活动强度,即断裂的位移速率作为定量的标志对断裂进行分级,是研究断裂与强震关系的一种方法。

以下简要说明我们推算华北第四纪活断裂的平均水平位移的思路。

对区内地壳运动的分析表明,华北地区地壳应力场的基本特征,在第四纪以来没有发生过重大变化,现今地壳应力场是第四纪的继续,第四纪以来地壳运动的方向及速率从统计角度上看大体是一致的。

近年来对邢台、海城、唐山三次强震的震源区形变测量及地震断裂的研究,得出现代断裂的水平位移量一般是垂直位移量的二倍左右。据此类推,第四纪以来活断裂的水平位移量也应当是垂直位移量的二倍。将运用地质方法(如地面地质、钻井、物探)所查明的活动断裂两侧的第四纪或第四纪某个时期的地层、阶地、夷平面的垂直落差的二倍视为该断裂的水平位移量。由于目前对第四纪活动断裂定量工作还较少,一些活动断裂的垂直断距系由第四纪等厚图估计得出,虽其精度较低,但配合其它的资料还是有一定参考价值的。

Brune, J. N. (1968)^[15]提出了据历史地震计算大断裂带的平均滑动速率的方法(本文简称为Brune法)。中外一些学者^[16-18]先后使用这一方法进行计算,其结果可以与地质方法和大地测量方法相比拟。

本文依据公元前231年至1978年,华北地区所有 $M \geq 6$ 级地震资料,用Brune法,对二十九条活动断裂进行了计算。地震矩 M_0 与震级 M 按下式给出:

$$\lg M_0 = 0.71M + 21.1^* \quad (1)$$

$$M_0 = \mu LW \langle u \rangle^{[15]} \quad (2)$$

其中 $\mu = 3.3 \times 10^{11}$ 达因/厘米², L 为卫星解译活断裂长度, W 为断裂宽度取15公里, $\langle u \rangle$ 为断裂平均错距。

使用Brune法计算结果与地质方法所求得断裂位移速率相比,二者有相同的数量级(表1)。

少数地质法的结果远大于Brune法,可能意味着,该断裂的地震能量释放偏低,今后有发生强震的可能。

近年来,华北地区断层位移测量的结果表明,在长期稳定的构造运动阶段,断裂的平均垂直位移速率为0.07—0.7毫米/年,水平运动也有相应的反映**。

用地质方法、Brune法、断层位移测量方法进行研究时,其时间尺度分别是百万年、二千年及几—十几年,但所得结果(平均位移速率)都在同一数量级上,这说明三者之间有一定的内在联系,运用第四纪以来断裂平均位移速率是能近似地反映现今断裂的活动水平的,因而在地震预报中,可作为一个长趋势的主要定量标志加以考虑。

我们认为第四纪活动断裂是孕震断裂(地震成因断裂),是产生破坏性地震的主导因素。

按断裂的速率的大小,结合活动断裂的识别特征及与地震活动的关系,对华北第四纪

* 国家地震局分析预报中心震源机制小组, 1973年。

** 马廷著等, 1979, 华北地区现代地壳运动的探讨, 第一届全国地震学术讨论会论文。

表 1

华北第四纪活断裂简表

断裂 编号	断 裂 名 称	历史上最 大地震 (M)	断裂长度 (公里)	第四纪以来 断裂垂直位 移 (米)	断裂的平均位移速率 (毫米/年)		断裂 级别	资料来源 (断裂位移)
					地质方法	Brune法		
1	安丘—郯城	8 ¹ / ₂	260	70(Q ₃)	0.70	0.6	1	高维明等(1978)
2	平谷—固安	8	90	300—400	0.4	0.8	1	北京市地震地质会战第一专题组(1977)
3	丰润—唐山—宁河	7.8	100	10(Q ₄) 500	2.0 0.5	0.7	1	河北省地质局综合研究队(1978)
4	滦县—建昌	7.1	90	>200	>0.2	0.3	1	同3
5	鞍山—海城	7.3	100	>200	>0.2	0.2	1	中国科学院地质研究所(1977)
6	延庆—怀来—蔚县	6 ³ / ₄	180	200—800	0.2—0.8	0.1	1	吴子荣等(1978)
7	大城—衡水	6.3	145	300	0.3	0.04	1	同3
8	安阳—邢台—宁晋	7 ¹ / ₂	220	100(Q ₃) >180(Q ₂)	1.0 >0.5	0.3	1	同3, 韩慕康等(1979)
9	高唐—聊城—兰考	7.0	200	600	0.6	0.1	1	肖义越等(1979)
10	宁城	6 ³ / ₄	70	?	?	0.1	1	
11	南口—通县—宁河	同2	120	>200	>0.2		1	同2
12	蓟县—昌黎	6 ¹ / ₄	70	?	?	0.07	2	
13	卢龙—唐山	同3	90	?	?		1—2	
14	昌黎—宁河	6.9	100	>600? (Q+N)	>0.6		1—2	
15	怀柔—涿县	6 ¹ / ₂	90	40—140	0.14	0.08	1—2	同2
16	安次—任丘	5 ¹ / ₂	130	<100	<0.1	0.01	2	同9
17	沧州—德州	5 ¹ / ₂	160	20	0.02	0.01	2	河北地质学院(1978)
18	井陘—长治	5	300	?	?	0.002	2	
19	涉县	6	40	?	?	0.06	2	
20	济南—惠民	5 ¹ / ₂	140	<100	<0.1	0.01	2	同9
21	博山—利津	5	170	<100	<0.1	0.003	2	同9
22	沂源—临朐	6	180	<100	<0.1	0.02	2	同9
23	蓬莱—招远	6	50	15(Q ₃)	0.15	0.06	2	方仲景等(1979)
24	烟台—青岛	5 ¹ / ₂	170	?	?	0.01	2	
25	金县	6	50	?	?	0.08	2	
26	朝阳—北票	5	65	?	?	0.01	2	
27	汤阴—新乡	5 ¹ / ₂	100	40—50	0.05	0.02	2	赵景珍(1979)
28	蓟县—香河		50	50	0.05		2	同2
29	南口山前	5 ¹ / ₂	65	26(Q ₂)	0.08	0.02	2	同2
30	薄壁—焦作	6	65	<100	<0.1	0.04	2	赵景珍(1979)
31	新泰—蒙阴	同1	140	?	?		1或2	
32	下辽河		70	?	?			
33	济宁—曲阜	5—6	105	?	?	0.01	2	
34	济源—濮阳	同30	205	?	?	0.02	2	
35	郛城	6	35	?	?	0.08	2	

活断裂做如下分级 (图 3):

一级活动断裂: 1. 第四纪以来断裂的水平位移速率 >0.1 毫米/年 (缺少地质方法的断裂可暂时以 Brune 法结果为参考); 2. 卫星影象表现为强烈活动的信息, 长度 ≥ 70 公里, 宽数至数十公里; 3. 存在深切莫霍面的断裂。深部航磁 ΔT_e 为负异常或磁力高块体 (条带) 所挟持的负异常及正负异常交变带, 布格重力正异常的边缘; 4. 历史上曾发生过 $M \geq 6\frac{3}{4}$,

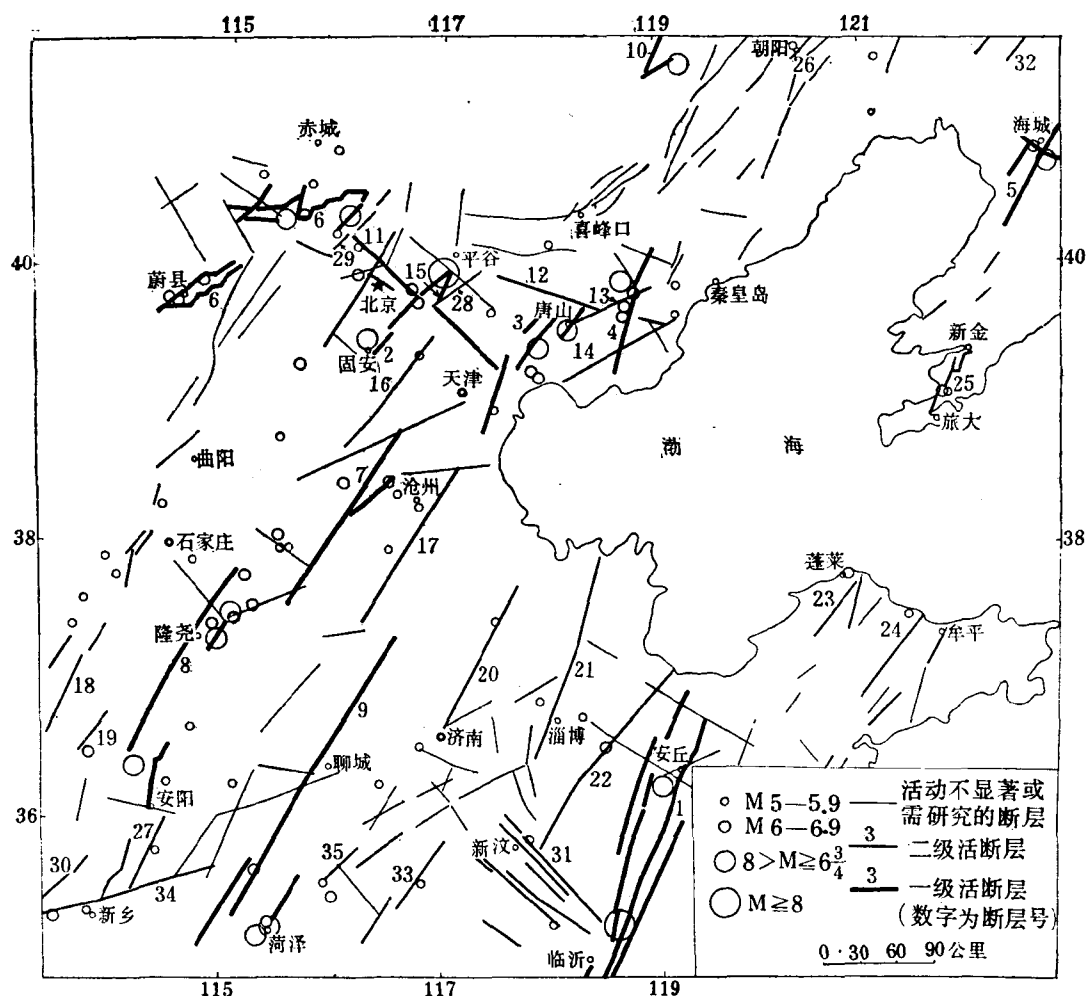


图 3 华北第四纪活动断裂分级图

的强震。

二级活动断裂：1.第四纪以来平均位移速率 <0.1 毫米/年；2.卫星影象显示中等活动信息，一般长30公里以上，不构成大的断裂带；3.深部地球物理场有不同程度的反映；4.历史上发生过 $5\frac{1}{2}$ 中强地震。

图3所绘的一般断裂，是第四纪以来无明显活动的，有些是目前缺乏资料，还有待进一步研究的。

三、断裂位移速率的研究在活动断裂分级中的重要性

1. 仅用断裂长度进行断裂分级的局限性

Губин, И. Е. (1974)^[2]曾就断裂的长度、深度与地震活动关系进行分级；断裂愈深，长度越大，震级也越高。

邓起东等 (1978)^[10]对我国大陆活断裂长度与震级关系进行研究分级。

国内外大量统计说明,较大的地震一般发生在较长的断裂上。但是也有许多事实说明,地震的大小不但取决于断裂的规模、长度,而且和断裂的活动程度有关。

从华北活动断裂的震级、断裂长度及位移速率的关系看, $M \geq 7$ 的强震均发生在速率较大、长度70公里以上的断裂上,但是不少长度大于70公里而断裂位移速率较低的断裂至今没有强震发生。

日本内陆活动断裂,大于80公里者仅3条(历史上还没有发生过强震), $M \geq 6\frac{1}{2}$ 的强震全部发生在长度不大的断裂上。例如日本内陆历史上最大地震之一,1891年10月28日 $M7.9$ 的浓尾地震发生在长80公里的根尾谷断层上^[6]。

在贝加尔地区,一些规模不大,长度甚短的初始盆地(зарождающаяся впадина)存在着 $M \geq 7\frac{3}{4}$ 的古地震标志^[19]。正如 Allen, C. R. ^[4]所指出的,震级与断裂长度有较复杂的关系。我们认为,震级不仅取决于断裂长度,同时还由断裂位移速率所决定。由图3可以看出,华北地区几乎所有 $M \geq 6\frac{3}{4}$ 的强震均发生在一级活动断裂上。大多数 M 为 $5-6\frac{1}{2}$ 的中强地震也发生在一级或二级活动断裂上。以上情况表明,在断裂分级中,应着重考虑断裂的位移速率这一因素,因为它对识别发生强震的断裂起着重要作用。

2. 断裂位移速率研究的意义及理论探讨

松田等^[6]以晚第四纪断裂位移速率,对日本内陆活断裂进行过分级,着重推测地震的周期。冈田等^[20]认为断裂的位移速率不一定预示地震的大小。由于华北和日本等处于不同的构造背景,研究断裂的位移速率的侧重点也不一样。就我们的研究结果而言,对于华北这种以地震强度大,周期长为特点的板内地震类型地区,断裂位移速率对于预报强震发生地点,较之推测强震周期有更重要的意义。

我们在活动断裂分级中,从统计的意义给出了控制强震发生的活动断裂的长度及位移速率的下限。下面以Brune的求断裂平均滑动速率公式为基础,对活动断裂长度、位移速率与震级的关系做一个讨论。

一般认为:地震能量大小主要取决于震源体积的大小,因而强震常常和大断裂有关。国内外许多学者,给出许多震级 M 与断裂长度 L 的关系,大致可表示为 $M = a \log L + b$, 其中 a, b 是因地而异的常数。

经计算,华北地区平均滑动速率 $\bar{V}$ 与第四纪以来断裂平均走向位移速度 s 有同一量级,故可近似认为 $\bar{V} \approx s$, 断裂位错

$$u \approx s \cdot t \quad (3)$$

其中 t 是强震周期。

将(1)式和(3)式代入(2)式有:

$$M = \frac{(\log L + \log s + \log t) - 21.1 + \log \mu W}{0.71} \quad (4)$$

对已知地区 μW 可视为常数,则公式(4)可简化为:

$$M = a(\log L + \log s + \log t) + b \quad (5)$$

a, b 为系数。

公式(4)说明震级与断裂的长度和位移速率同时有关。因此,发生强震的条件不仅是大断裂,而且还应有较高的位移速率。由公式(4)计算,当 L 与 t 相等时, s 越大 M 亦越大,大体上 s 每增加一个数量级, M 也相应大1—1.5级(表2)。

表 2

M与L.S关系 (设 $t = 1000$ 年)

M s (毫米/年)	L (公里)	10	50	100	500
0.05		4.6	5.5	6.0	7.0
0.10		5.0	6.0	7.0	7.5
0.50		6.0	7.0	7.5	8.4
1.0		6.5	7.5	7.9	>8.4

参 考 文 献

- [1] Губин, И. Е., Сейсмоструктурный метод сейсмического районирования, Тр. геофиз., ИН—Та АН. СССР, №.13(140), 1950.
- [2] Губин, И. Е., Сейсмогенные разрывы и значение для сейсмического районирования, Геотектоника, №.6, 1974.
- [3] Губин, И. Е., Геология и землетрясения сейсмоструктурных южных районов СССР, «Наука», 1978.
- [4] Allen, C. R., Geological criteria for evaluating seismicity, Geol. Soc. of Am. Bull., 86, 8, 1975.
- [5] 松田时彦, 1968, 活断层と大地震, 科学, 39, 8, 1968.
- [6] Matsuta, Estimation of future destructive earthquakes from active faults on land in Japan, J. phys. Earth. Suppl, 25, 1977.
- [7] James, E. York, et al., Seismicity and Quaternary faulting in China, B. S. S. A., 66, 6, 1976.
- [8] 李四光, 论地震, 地质出版社, 1977.
- [9] 丁国瑜, 我国地壳运动与地壳现代破裂网络, 地质学报, 1979, 1期.
- [10] 邓起东等, 我国地震活动和地震地质主要特征, 科学通报, 1978, 4期.
- [11] Tapponnier, P. 等, 中国的活断层和构造, J. G. R., 82, 20, 1977.
- [12] 滕吉文等, 华北平原中部地区深部构造背景及邢台地震(二), 地球物理学报, 1975, 3期.
- [13] 国家地震局物探队, 乐亭—张家口测深剖面, 地震战线, 1977, 2期.
- [14] Солоненко, В. П., Сейсмоструктурная, глубинное строение, сейсмичность северо-востока байкальской рифтовой зоны, «Наука», 1973.
- [15] Brune, J. N., Seismic moment, Seismicity, and rate of slip along major fault zones, J. G. R., 73, 2, 1968.
- [16] Ahorner, L., Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe, Tectonophysics, 29, 1—4, 1975.
- [17] 罗灼礼, 震源孕育过程的讨论, 自然科学争鸣, 1977, 6期.
- [18] 刘百饒, 中国大陆地震的应力调整场动态模型, 地震地质, 1979, 3期.
- [19] Солоненко, В. П., Сейсмоструктурная и сейсмичность рифтовой системы прибайкалья, «Наука», 1968.
- [20] 冈田笃正等, 日本の活断层と地震, 科学, 49, 3, 1979.

在我国利用固体潮水平分量 预报地震的可能性

李 平 李旭东

(国家地震局地震研究所)

摘 要

本文分析了我国固体潮水平分量观测的现状,利用维尼迪可夫方法计算了若干观测点上倾斜固体潮汐因子 γ ,并与国际上所得的结果作了对比。我们认为,在我国已具备了研究固体潮水平分量与地震关系的初步基础。

1974年, C. Beaumont^[1]曾对固体潮水平分量预报地震的优越性作了系统的叙述。他指出,波速比变化15%,倾斜和应变的振幅将会有50%的改变。而且认为,固体潮水平分量的观测有更多的优点,它不像波速比那样需要有地震活动的背景,也无需考虑地震波传播途径中的介质问题。同时可以连续采样,对地壳的弹性状态进行不间断的观测。

P. J. Melchior^[2]教授也认为,利用固体潮水平分量来预报地震是一条有希望的途径。

L. A. Latynina^[3]曾利用应变仪在断层附近进行固体潮水平分量的连续观测,发现在孕震过程中,断层带弹性特征的改变,导致了固体潮波随时间的变化。她的观测表明,虽然台站离震源还有一定距离,但已可看出半日波 M_2 振幅相对其正常值有6%的减小。

目前,对固体潮水平分量与地震之间关系的认识,受实验规模的限制,只能是定性的和初步的,离地震预报的实用还有一定距离。为了解决认识和实用这两方面的问题,必须扩大观测范围,取得必要的定量分析资料。因此,几年来,我们在观测实验的基础上,对在我国用固体潮水平分量预报地震的可能性,进行了初步研究。

一、我国固体潮水平分量观测的现状

鉴于我国现有的基础,首先讨论利用地倾斜观测研究固体潮水平分量的问题。

众所周知,地球实际上不是一个完全刚体,而近似于弹性体,它在起潮力的作用下能产生固体潮。固体潮可分成垂直分量与水平分量。水平分量可利用倾斜仪、应变仪等仪器按东西、南北两方向分别测定。用倾斜仪观测时,由图1和图2可导出

$$\text{南北分量为: } \beta_{NS} = -(1+k-h) \frac{\partial T}{gR\partial\varphi};$$

东西分量为: $\beta_{EW} = -(1+k-h) \frac{\partial T}{gR \cos \varphi \partial \lambda}$

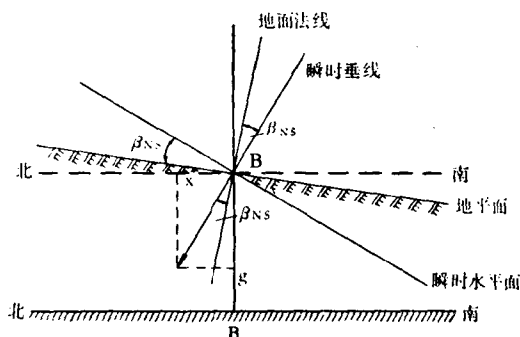


图 1

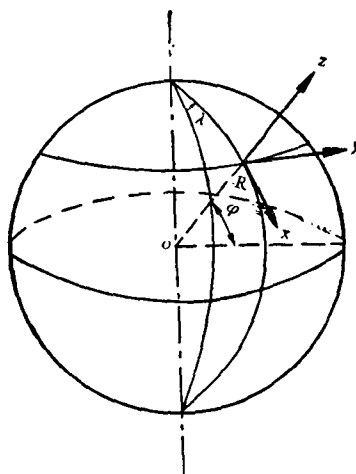


图 2

式中 k 及 h 为勒夫数。

设 $-(1+k-h) = \gamma$, γ 称为倾斜固体潮因子。而上式中 $\frac{\partial T}{gR \partial \varphi}$ 和 $\frac{\partial T}{gR \cos \varphi \partial \lambda}$ 实际上就是设地球为刚体时, 某一点倾斜值的南北和东西分量, 通常称为倾斜固体潮的理论值。地球上各点某一时刻的理论值均可按公式精确计算^[2]。

因此, 如果在某一地点观测到某一时刻地面倾斜, 则可与该时该地的理论值对比而得出潮汐因子 γ 值。根据这一潮汐因子, 就可判定当地地壳弹性系数随时间的变化。若具有多个台站的实测资料, 则还可能作探索孕震区的研究。

我国利用地倾斜仪与地应变仪进行地震预报的尝试已有多。虽然由于过去对台站条件的忽视, 有相当一部分不满足固体潮水平分量观测的要求, 但还是有一些条件较好的台站, 如江西南昌台、山东泰安台、江苏徐州台、云南易门台等。它们所使用的仪器有比利时石英倾斜仪、美国双轴气泡倾斜仪、国产石英倾斜仪、ZB-77 型整体摆倾斜仪和金属摆倾斜仪等。图 3 给出其中一些台的观测曲线。

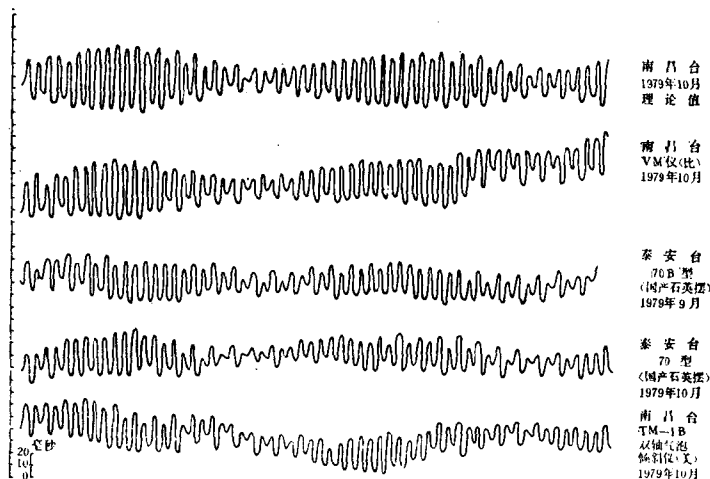


图 3 倾斜固体潮观测曲线 (东西分量)

至于我国沿海某些条件较好的台站，如厦门、上海等，则尚需研究排除海潮影响的问题。

由于我国台站条件还不够理想，仪器灵敏度调得不高，量图误差显著，因而，在计算之前，必须对照理论值的形态，对实测数据进行必要的修匀，去除偶然突跳。然后用组合法计算每天11^h5时刻的观测值的偶然误差。我们根据目前资料的精度，规定这一误差不得大于50毫秒，以此作为数据合格、可参与计算的指标。

此外，对于我国所处的地理纬度，所测固体潮东西分量与南北分量的半日波振幅有明显差别，它们与地理因子值有关，即振幅 = 振幅系数 × 地理因子。若以 $\phi = 30^\circ$ 的台站为例，各波振幅的地理因子为右表所示。

	NS	EW
日 波	8.229	7.556
半 日 波	7.556	15.011

可见，各分量日波振幅的地理因子比较接近，而在半日波中，东西分量的地理因子比南北分量要大一倍。因此，我国范围内的大部分台站，东西分量的记录普遍比南北分量清晰，尤其小潮时更为明显。我们计算了一个月11^h5时刻的观测值偶然误差，以毫秒为单位，其结果如下表：

台 站 名	仪 器 型 号	格 值 (η)	EW	NS
南 昌	VM(比)	0".0018	19.1	28.5
	ZB-77型整体摆	0".0030	21.2	29.8
	TM-1B(美)	0".0011	23.1	53.5
泰 安	70型、70B型(国产石英摆)	0".0040	19.8	24.5
徐 州	金属摆	0".0100	34.6	42.0

可以看出，南北分量的误差都比东西分量大。因此，从理论上和实测中都证明了用东西分量的资料比较有利，故本文计算中选取了东西分量。

观测固体潮水平分量还可利用高灵敏度的自记应变仪（伸缩仪）和水管倾斜仪。

总之，目前我国在仪器设备、观测条件等方面，已初步具备了观测固体潮水平分量的某些基础。

二、我国几个台站 γ 值的计算结果

计算潮汐因子有多种方法，我们采用的是维尼迪可夫的数字频率滤波法^[4]。这是一种任意资料长度的固体潮分析法，它把待分析的资料划分为以48小时为单位的若干段，只要每段内资料连续即可计算，这就给易受外界干扰的倾斜观测资料的分析，带来很大方便。

该方法采用两个和滤波器 (C^1 及 C^2) 与两个差滤波器 (S^1 及 S^2)。 C^1 与 S^1 起消除半日波、放大全日波的作用， C^2 与 S^2 则起消除全日波、放大半日波的作用。设观测方程为：

$$M_i' = \sum_{k=1}^P \left[\hat{\varepsilon}_k \sum_{j=\alpha_k}^{\beta_k} C_j h_j \cos \varphi_j(T_i) + \eta_k \sum_{j=\alpha_k}^{\beta_k} C_j h_j \sin \varphi_j(T_i) \right]$$

$$N_i' = \sum_{k=1}^P \left[-\varepsilon_k \sum_{j=\alpha_k}^{\beta_k} S_j h_j \cos \varphi_j(T_i) + \eta_k \sum_{j=\alpha_k}^{\beta_k} S_j h_j \sin \varphi_j(T_i) \right]$$

($r=1,2$)

式中 M_i' 与 N_i' 为经日滤波后的值, α_k 和 β_k 表示波群 k 中第一个和最后一个的序号。 h_j 和 $\varphi_j(T_i)$ 表示历元 T_i 时 j 波的理论振幅和理论相位。

用最小二乘法解得未知数 ε_k 、 η_k 。因为 $\varepsilon_k = \gamma_k \cos \Delta \varphi_k$, $\eta_k = \gamma_k \sin \Delta \varphi_k$, 所以随之即可求得潮汐因子和相位滞后

$$\gamma_k^2 = \varepsilon_k^2 + \eta_k^2; \quad \Delta \varphi = -\operatorname{tg}^{-1} \frac{\eta_k}{\varepsilon_k}$$

根据我们的实践, 这种计算方法对资料连续性的要求不很严格, 因此, 即使仪器存在着某些零漂、突跳等情况, 经过适当筛选, 计算结果仍能保证一定的精度, 特别适用于灵敏度虽高但长期稳定性稍差的仪器。

为了了解我国现有台站条件和仪器设备是否确有开展此项研究工作的能力, 我们将记录较好的几个台站资料进行了 γ 值的计算, 其结果如下:

各台站 γ 值的计算结果

台 站 名	仪 器 类 别	$\gamma(M_2)$	$\gamma(K_1)$	$\gamma(O_1)$	$\gamma_{\text{平均}}$
南 昌	VM(比利时)	0.629	0.967	0.822	0.806
	ZB-77型整体摆	0.672	0.884	0.496	0.684
	TM-1B(美)	0.605	0.877	0.554	0.632
泰 安	石英摆(70B型)	0.727	0.801	0.843	0.790
	石英摆(70型)	0.664	0.774	0.755	0.731
徐 州	金属摆	0.769	1.506	1.658	

泰安台70型大、小潮分别计算结果

台站名仪器类别	时 间 段	$\gamma(M_2)$	$\gamma(K_1)$	$\gamma(O_1)$
泰安台国产石英摆 (70型)	大 潮	0.660 ± 0.011	0.778 ± 0.035	0.691 ± 0.045
	小 潮	1.333 ± 0.215	2.442 ± 0.450	1.096 ± 0.485

为了比较, 我们给出了国际上一些台站的计算结果 (见下表)。

根据上述结果可以看出:

(1) 各个台站和各类仪器测出的 M_2 波的 γ 值比较相近。这一方面是由于 M_2 波本身的振幅大, 相对误差较小; 另一方面也说明了 M_2 波受外界的干扰比周日波为小。

(2) 周日波, 尤其是 O_1 波, γ 值有一定的离散性, 这是由于各台站的条件不同, 仪器性能有别, 受外界各种周日波 (温度、气压等) 的干扰程度不一所致。特别是采用金属摆的徐州台, 周日波的 γ 值特大, 显然是日温的影响。

(3) 虽然目前我们的成果还不够理想, 但 γ 的平均值与国际上所公布的价值颇为相

国际上一些台站 γ 值的计算结果

台 站 名 称	$\gamma(M_2)$	$\gamma(K_1)$	$\gamma(O_1)$	$\gamma_{\text{平均}}$
Schigneaux (比)	0.927	0.780	0.653	0.787
Dourbes (比)	0.862	0.758	0.665	0.761
Warmifontaine (比)	0.798	0.836	0.799	0.811
Teifer Konigstollen (西德)	0.728	0.590	0.581	0.633
Tiefenort (东德)	0.813	0.742	0.644	0.733
Berchtesgaden (西德)	0.813	0.804	0.770	0.796
Berggieshubel (东德)	0.702	0.681	0.597	0.660
Graz (奥地利)	0.701	0.849	0.668	0.739
Genova (意)	0.495	0.662	0.626	0.581
Coslozza (意)	0.785	0.561	0.674	0.673
Nicolosi (意)	0.537	0.802	0.736	0.692
Bari (意)	0.442	0.412	0.577	0.477
Boltawa (苏)	0.659	0.584	0.798	0.680
Tsmakovo (苏)	0.717	0.641	0.603	0.653
Ashkabad (苏)	0.735	1.126	0.863	0.908
Kondara (苏)	0.603	0.820	0.732	0.718
Alma Ata (苏)	0.712	0.658	0.624	0.665

近。

(4) 从泰安台两个月资料的计算结果看出,小潮算出的 γ 值及其误差特大,这是由于小潮的振幅小,因而对仪器灵敏度要求更高的缘故。因此,对有些台站,比较有利的是在每月大潮前后精确地测定周期,并保证大潮这段时期内资料连续可靠,就可较好地得到 γ 值随时间变化的情况。

为了提高 γ 值的精度,在观测中应当注意以下几点:

(1) 定期和精确地测定格值 潮汐因子由潮波的振幅计算,它与格值有直接关系。所以,格值的标定精度是这项工作的关键之一。

目前,常用测周期计算格值的方法,但测定时人员要进入仪器室,影响仪器的稳定性。最好用水银胀盒自动标定(如VM)或用遥测标定。

(2) 选择灵敏度高、零漂小的仪器 近年来,地震部门研制了一批灵敏度高、稳定性好的倾斜仪,并对观测条件的改善做了很大努力。目前,有些台站已能取得灵敏度高于 2×10^{-9} 、日零漂小于 0.001 的较好观测成果。从观测固体潮的角度,一定要采用高灵敏度(不小于 5×10^{-9})的仪器,同时要求仪器的日零漂不大于格值的二倍,以保证成果的精度和资料的连续性。

(3) 注意仪器摆杆的定向 当倾斜仪用作地形变观测时,对摆杆的定向并无严格的要求,但观测固体潮时,定向误差对潮波的振幅和相位都会带来较大影响。因此,摆杆的定向必须精确到 1° 左右,从而使振幅误差在 10^{-2} 之内。

(4) 重视仪器安置的条件 根据国内外经验,仪器最好放在覆盖不小于40米、进深不少于50米的洞穴内,并应直接安装在倾角小、岩性好的完整基岩上,尽可能设置底桩,使仪器与岩体牢固连接。还应该注意台站的地形效应和山洞内的空腔效应。同时,要避免人为通风对仪器的影响。

三、结 语

1. 我们认为,用固体潮水平分量潮汐因子的变化预报地震,是一条值得尝试的途径。

2. 根据调查和试验,目前我国在仪器制造、台站条件、观测水平、数据处理等方面都已初步具备了进行该项研究工作的基础。而且,我国地域辽阔,各地自然条件差别很大,这对于固体潮的研究工作十分有利。我们应当珍惜并充分利用这些条件,加速这项研究工作的进展。

3. 由于此项研究以测定 γ 值的相对变化为主要目的,可利用时段较短的资料来计算 γ 值,因而对仪器长期稳定性的要求可略为降低,并可以根据记录的具体情况,选用任意几种(或一种)潮波群。这样,对资料质量全面严格要求,也可稍微放宽。

今后,我们应当努力获取地震区的观测资料,以使这项工作能尽快投入地震预报的实践,使我国在这方面的研究提高到新的水平。

我们只是摸索了一下这条研究途径的现实可能性,很多实质性的工作,还正在进行。

参加本文工作的还有:金克俭、武大旺、刘国培、陆俊雄、李家明、张键民、沈柠等。

在我们工作过程中,江西地办、山东省地震局等兄弟单位提供了宝贵资料,中国科学院测地所部分同志给予热情帮助,在此一并感谢。

参 考 文 献

- [1] C. Beaumont and J. Berger, Earthquake prediction: Modification of the Earth tide tilts and strains by dilatancy, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 39, 1, 111—121, 1974.
- [2] P. J. Melchior, *The Tides of the planet Earth*, 1978.
- [3] L. A. Latynina, On tidal-strain variations before earthquakes, *Tectonophysics*, 31, 1/2, 121—127, 1974.
- [4] D. Simon and M. M. Schneider, *Proceedings of the seventh international symposium on Earth tides*, 417—427, 1976.

地震学及地震观测技术学术会议在沪召开

中国地震学会地震学及地震观测技术学术会议,于1980年11月27日至12月4日在上海举行。会前,中国地震学会和国家地震局积极筹备,广大地震工作者热情支持,共收到有关方面的论文摘要203篇,并全部汇编成册。会上,来自全国各地的120多名代表,对有关学术问题进行了热烈的讨论和交流,共宣读论文102篇,包括以震报震(54篇)、震源物理(23篇)、地震观测技术(25篇)、一般地震问题(11篇)等四方面的内容。在学术交流的基础上,与会者就我国地震学和地震观测技术研究工作的现状及存在问题交换了意见,并根据国外的进展和我国的实际,对今后值得继续深入探索的研究课题提出了建议。这次会议对交流学术思想、开拓研究领域、明确攻关方向、促进团结协作等,都起了积极的推动作用。

这次会上,还分别成立了中国地震学会地震学专业委员会和地震观测技术专业委员会。

(张宏飞)

氢气和甲烷与地震关系的实验研究

范树全 高清武

(国家地震局地质研究所)

摘 要

1976年11月15日宁河6.9级地震前后,在北京光华染织厂等井孔中发现氢气和甲烷含量升高的异常变化。为了解其变化机制与物质来源,对我国不同地区的200多块岩石标本进行了以压力为主的模拟试验,用最近研制成功的气敏地气监测仪观测。结果表明,大多数岩石在受压变形、破裂过程中,均有氢气和甲烷逸出,逸出量的多少除与岩石变形、破裂程度有关外,主要受岩石性质和成岩类型控制。通过水溶解试验的结果判断,地下水中的氢气和甲烷主要来源于对围岩中吸留气体的溶解。在地震发生前的强大应力作用下,岩体受力变形、破裂,以及地下流体迁移规律的改变等,均可导致氢气和甲烷异常,随着气敏地气监测仪的推广使用,氢气和甲烷作为一种地震前兆标志,将能在短临预报方面发挥重要作用。

一、前 言

从1976年8月开始在北京地区进行地下气体的观测研究工作,发现在1976年11月15日宁河6.9级地震前,北京光华染织厂热水井中氢气和甲烷浓度出现了大幅度、持续性的正异常(图1、2)。与此同时,化学研究所水化组在首钢冷水机井和国棉一厂冷水井中也观测到了类似变化;北京站、新侨饭店热水井也观测到氢气浓度升高,只是幅度较小,

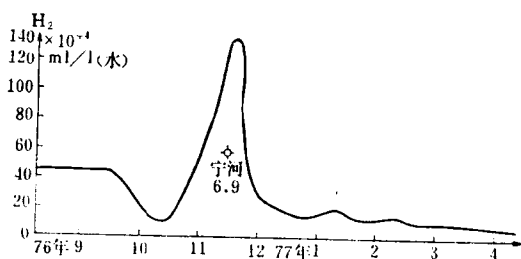


图1 光华热水井氢气含量随时间变化三日均值滑动曲线

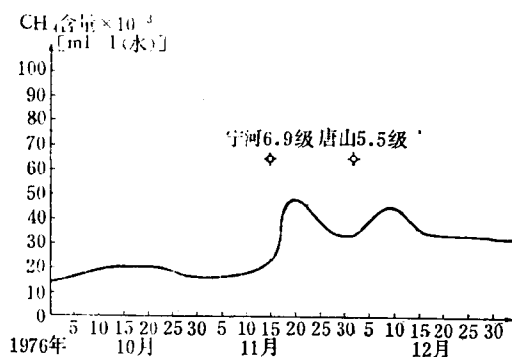


图2 光华热水井中甲烷含量变化五日均值曲线

异常时间滞后。此外,这次地震前后,在延庆、通县的双桥等地发生了地表冒气的宏观异常现象,经我们取样测定,冒出的气体中含甲烷70%以上。

为了弄清强震前后地下水中氢气和甲烷异常的物质来源、变化机制,我们在三年连续