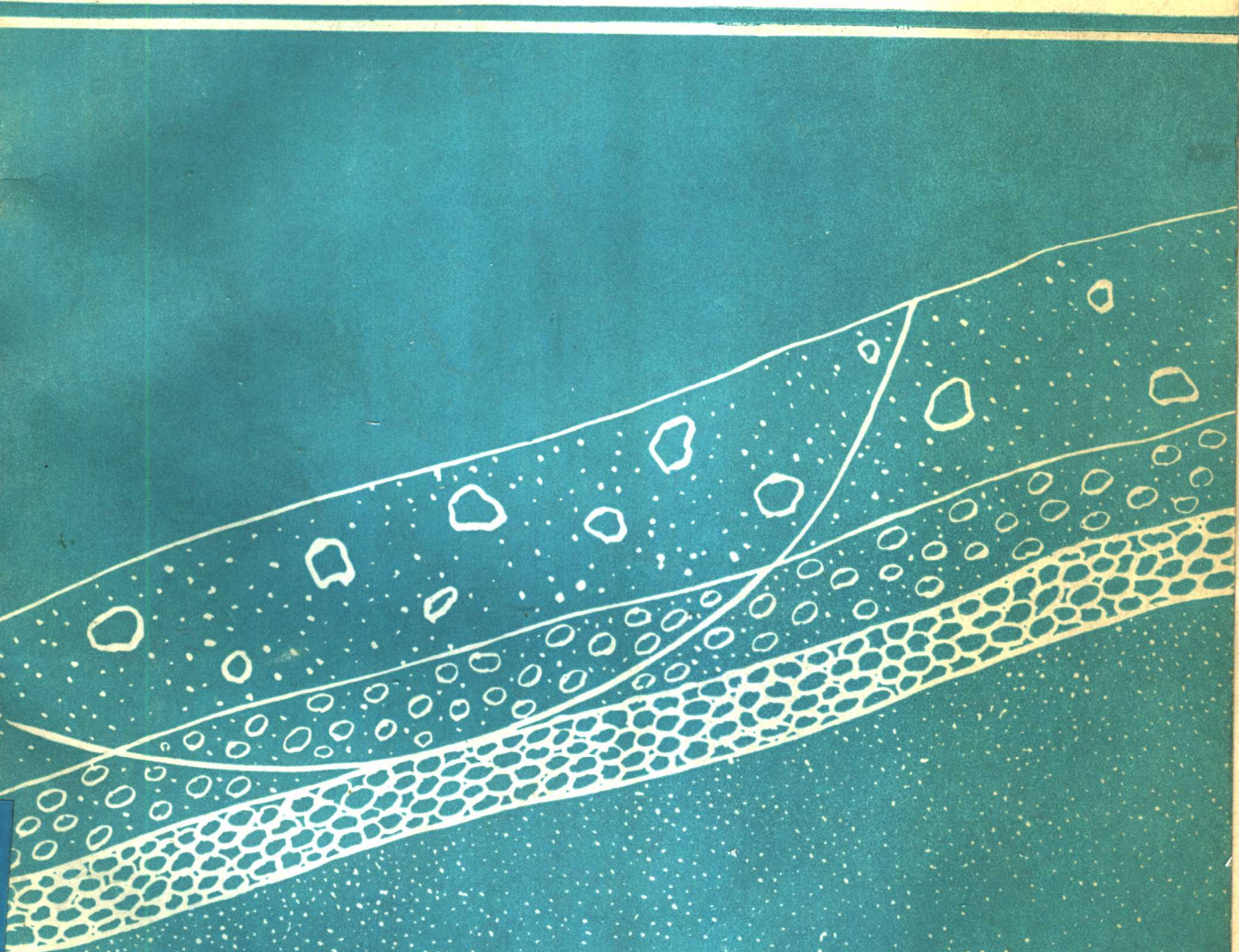


地下水微动态译文集

刘澜波 郑香媛 译



北京科学技术出版社

地下水微动态译文集

刘澜波 郑香媛 译

江苏工业学院图书馆
藏书章

北京科学技术出版社

内 容 简 介

本文集较为系统地介绍了地下水微动态的观测、分析和理论研究等方面的工作。文献选取的原则是既顾及这一学科的历史发展过程，又重点介绍八十年代以来的最新成果。文献中讨论了地下水微动态变化与地震波、地球固体潮、气压波动、海潮负荷、断层活动、滑坡等地球物理和构造地质现象的关系。本文集可供从事水文地质、工程地质、构造地质、岩土力学、地球物理和地震预报等方面的研究人员和大专院校有关专业的师生参考。

地下水微动态译文集

刘澜波 郑香媛 译

*

北京科学技术出版社出版

(北京西直门外南路19号)

新华书店首都发行所发行 各地新华书店经售

北京通县马驹桥印刷厂印刷

*

787×1092毫米 16开本 18.5印张 454,000字

1987年12月第一版 1987年12月第一次印刷

印数1—1,300册

统一书号17274·111 定价3.65元

译者的话

近几年来，在从事地下水微动态资料的分析和研究工作过程中，曾参阅了许多国外有益的成果。我们选择美国、日本和西欧的学者们在各种刊物上发表的有代表性的论文汇译成这本文集，目的是促进我国这方面工作的开展和深入。但是，由于水平所限，在论文的选择和翻译中定有不妥之处，敬希读者指正。在此过程中得到各有关方面的大力支持，借此致以谢意。

吴庆鹏、李存悌、王敦吉、何世海四位同志对全部译文进行了技术审核。

原文中用到各种单位制，因牵涉到图中坐标的换算问题，故在译文中没有统一到国际单位制，仅在书末附单位换算表，希读者见谅。

序

刘澜波、郑香媛两同志，最近编译了二十余篇国外较有代表性的“地下水微动态”方面的论文。在即将付梓问世的前夕，他们将书稿送我一阅，并希写个小序，我欣然应命了。原因是，当前从事地质、水文地质、地球物理、地震工作的同志意识到地下水微动态研究重要性的大有人在。作为地学科学的一个具有生命力的生长点已引起广泛的兴趣。但可惜缺乏一本好的参考资料。国外文献不多，且分散在几种学科的著作中，很难读全。刘、郑两同志广泛收集资料，精心选择，汇集一些较重要的文章于一册，这对开拓、推动这一边缘学科显然是很有意义的，理所应当会得到读者欢迎。

严格说来，“地下水微动态”一辞的含义还有许多不明确和有争议的地方。但一般说来，地下水微动态比传统概念的地下水动态有较大差别，它用微观分析的方法观测、研究岩体受力、变形、破坏过程中的地下水变化，其研究对象为较深的层间水、封闭水及深循环的泉水等。至于引起地下水变化的因素则侧重于研究天文、地质因素。它观测、分析岩体在没有水量增减情况下，单纯由应力应变引起的井孔水位变化。因此地下水微动态不能以水量增减的水均衡观点作为自己的理论基础，而要着重研究含水介质的孔隙弹性力学与断裂力学问题。

水文地质学是一门古老的科学，它的研究历史，可追溯到远古时代。然而水文地质学又是一门年青的科学，到了科学技术飞速发展的今天，这一门学科领域中的许多重要方面尚未进行过全面深入研究。譬如深层水一些特性，仍然如B.M.维尔纳茨基当年所指出的：“几乎全然被摒于研究者的视野之外”。地下水微动态，实质上是深层水动态。因为只有深层水，才较少的受气象、人为因素影响，而主要反映地层本身的、内力的、深部的信息。

水文地质学是门综合性很强的科学。没有一种物质对地质过程的影响之大可与水相比拟，也没有一种物质受地质过程影响之深可与水相比拟。大量事实证明，通过地下水研究地球动力学、大地构造学、地球物理学、地球化学、地震学是大有可为的。地下水微动态就是促进、推动上述学科与水文地质相互渗透的边缘学科。

地下水作为一种物质资源、能量资源是大家所熟知的。但很少人认识到地下水也是个具有巨大潜力的信息资源，一旦开发出来其价值是不容忽视的。本书介绍了一些利用地下水微动态取得某些地球物理、水文地质、地震学等方面的参数的实例。当然，这仅是这一巨大信息资源开发的初步尝试。

总之，扩大研究领域，加强学科渗透，开发信息资源，对推动当今各学科的发展是至关重要的。地下水微动态研究，对水文地质学的发展，意义与作用无疑是大有潜力的。对地震预报研究，探索了一条有希望的新道路。

汪 成 民

1986年7月于北京，唐山
地震十周年前夕。

目 录

将井孔水位计作为地震仪的研究.....	(1)
米尔沃基 Nunn-Bush 井的震致水位波动.....	(8)
井-含水层系统对地震波的响应.....	(14)
井-含水层系统对固体潮的响应.....	(27)
用潮汐方法确定含水层特性.....	(40)
当作应变计的封闭流体.....	(49)
渥太华附近的含水层对潮汐力和1964年阿拉斯加地震的响应.....	(57)
由井潮确定含水层参数.....	(67)
与深部非封闭含水层相通井孔的气压波动.....	(80)
关于存贮系数的意义.....	(91)
地下水运动与山坡坍塌之间关系的定量分析.....	(101)
由井潮解释得到的基岩裂隙参数.....	(115)
具有可压缩颗粒的多孔地层的固体潮和气压效应理论.....	(131)
由1980年5月25日至27日加州马默斯湖区地震序列得到的震致孔隙水压记录...	(140)
1980年加州马默斯湖地震序列期间波致孔隙压变化记录的分析.....	(146)
关于岩石渗透率和体积模量的孔隙空间模型.....	(155)
对三个深部封闭含水层固体潮响应的解释.....	(168)
贮液体孔隙度和渗透率与固体潮所致井水位振荡的关系.....	(183)
时变潮汐分析与卡尔曼滤波.....	(198)
由加州Fremont谷地一个井孔水位波动所揭示的Garlock断层的近期活动.....	(213)
地震区内的地下水精密温度测量.....	(230)
用于地震预报的孔隙压力的原地测量: 加州Hi Vista 一口深井的实例.....	(239)
用于地震预报研究的地下水精密温度测量.....	(254)
沿南加州圣哈辛托断层带的井孔水位所反映的可能应变事件.....	(260)
传播性蠕动事件引起水位变化的变形-扩散耦合效应.....	(267)
加州帕克菲尔德附近井水对1985年8月4日北Kettleman 山地震的同震响应.....	(283)

将井孔水位计作为地震仪的研究

引 言

人们已经认识到,深井水面可以响应大的远震效应,其响应的方式与地震仪很相似。与地震波通过时产生的地面运动相比,这种响应的显著特点就象水位记录仪记录到的那样,其波动具有很大的振幅。南加州1934年12月30日地震在Berkeley造成地面运动的双振幅为0.1厘米,而在要阐述的Lodi水井中造成的最大水面运动约1厘米。这次地震到两个台站的震中距大致相等,并且估计Lodi地面运动的量级与Berkeley相同。即便考虑到两地台基系数的差异,也可以很明显地看出放大效应仍然相当大。这一例证表明,摆式地震仪的运动靠的是机械的或电学的放大,而井水地震仪的运动靠的是水力学放大。

通过安装在美国西部各个深井上的自动水位记录仪的记录,已经收集到水面波动最大观测振幅的数据。可惜所有这些记录的时间比例尺太小(一般每24小时不大于2英寸),以至无法对记录进行分析,因此,不能给出有关波动的确切信息,波动在记录上仅仅表现为与时间轴垂直的一条短粗线。而且这种仪器有运动滞后现象,这种滞后的程度使得它无法对小于某一量值(通常是0.01英尺到0.06英尺)的水面运动进行记录,这样,就妨碍了对小地震的观测,以致无法确定它们对水面运动是否还有影响。

本项工作的目的在于探求井孔水位计作为地震仪的可能性。因此,主要问题是要设计一种具有合适的时间比例尺和足够灵敏的能记录微小波动的仪器并将它安装在易于接收到地震运动的井孔上。

仪 器

最终选择的井孔位置在加州的Lodi,在此之前已经用普通型的自记水位仪(Stevens型E8-day)进行过观测,该井位于San Joaquin山谷的Mokelumne地区,在北纬 $38^{\circ}07'38''$,西经 $121^{\circ}16'29''$,井孔编号为3612A2。钻孔的横截面为圆形,直径为6英寸,井深76英尺,井口标高为海拔46.9英尺。井孔穿过上新世和更新世未胶结的冲积层。没有测井记录资料,估计它可能穿过一个或多个封闭含水层,且水面以下未加套管。

最终设计的仪器包括一个直径为 $4\frac{1}{2}$ 英寸的铜浮子,它通过绳和平衡锤来推动一个固定的8英寸的浮筒轮。在浮筒轮轴心上固定了一个直径为3.96英寸的心轴,在心轴上侧用铜带与一个在同一平面上且高度相同的滑轮相连,铜带的张紧依靠滑轮下面的第二个平衡锤。在铜带上固定着一个铝制的记录笔尖,记录笔尖移动的水平距离大约是浮子移动垂直距离的一半。记录笔在Bosch-Omori地震仪速率为每分钟15毫米的滚筒熏烟纸上记录,滚筒安装在浮

表 1 地震一览表 (太平洋标准时)

日期 1934	震相	LODI		BERKELEY		震 中
		时 间	Δ°	时 间	Δ°	
5.3	P	20 ^h 42 ^m .0	28.5	20 ^h 42 ^m 01 ^s	28.5	61°N, 148°W
	e	44.0				
	e	45.1				
	eS	46.5		46 47		
	SR	48.3				
	eL	49.6				
11.29	P	18 ^h 10 ^m 36 ^s	25	18 ^h 10 ^m 32 ^s	25	18°.5N, 105°W
	PR ₁	11 16				
	PR ₂	28				
	S			14 56		
	i			15 12		
	G?			16 29		
	L	17 02		17 12		
	M	20 01		20 50		
12.17	P		3.6	3 ^h 11 ^m 18 ^s	4.5	内华达州?
	eS?	3 ^h 12 ^m 12 ^s		12 06		
	L			16		
12.24	P		2.3	8 ^h 26 ^m 49 ^s	2.3	帕克菲尔德
	S	8 ^h 27 ^m 18 ^s		27 24		
	i	37				
12.30	P	5 ^h 54 ^m 27 ^s	9	5 ^h 54 ^m 37 ^s	9	南加州 震动叠加
	e	53				
	i			55 46		
	eL	55 57				
	iM	56 29				
12.31	eP	10 ^h 47 ^m 56 ^s	9	10 ^h 47 ^m 53 ^s	9	南加州
	e			48 39		
	eS?	49 26				
	i			49 41		
	i	49 56				
1935 1.1	P	5 ^h 32 ^m 06 ^s	75.8	5 ^h 31 ^m 57 ^s	75	17°S, 174°W
	S	41 22		41 04		
1.2	P	14 ^h 42 ^m 08 ^s	3.7	14 ^h 41 ^m 52 ^s	3.3	Off Cape Mendocino
	e	41				
	M	43 45				
1.22	P		36	11 ^h 31 ^m 15 ^s	36	52°N, 170°W
	S	11 ^h 36 ^m 49 ^s		36 40		
	L	40.5		40.5		
	i	40.9				

筒轮与滑轮之间。最初，浮筒轮和滑轮使用锥形轴承支承，但发现其摩擦力太大以致无法记录到小的波动。因此，改用滚珠轴承以减小滑动摩擦，使摩擦造成的运动损失减少到大约0.01厘米。通过摆式接触钟控制磁铁每分钟抬起记录笔一次，在记录上作出时间标志（与Bosch-Omori地震仪一起由Spindler和Hoyer提供）。

在本文中，这个系统被称作井水地震仪。

记 录

在观测期间记到9次地震。表1给出了这些记录的读数以及相应的 Berkeley 台的 Bosch-Omori水平地震仪和Wiechert垂直地震仪的读数。表中还给出估计的震中和震中到Lodi和Berkeley的距离(Δ)。

可以看到，井水地震仪已经记到了各种震相。但没有记到G（勒夫）波，而且从理论上讲不可能记到G波，因为它是表面剪切波。在试验期间，Berkeley也没有记到明显的G波。

井水地震仪能够记到的仅仅是地震波中能够引起体膨胀的成分。在震中距大于 34° 时，S波即剪切波通过地球内部而入射到自由表面上，有一部分能量经过反射变成体膨胀波。很清楚，在S波到时应该记录到水面运动。

在震中距小于这个值的情况下，记录上就不会检测到S波。但也并非总是如此；就象1934年5月3日阿拉斯加地震($\Delta=28.5^\circ$)那样，记录显示出很清晰的S波，这可能是在表层的基底转换波所致。

然而，对于1934年11月29日的墨西哥地震($\Delta=25^\circ$)却没有记到明显的S波。这次地震

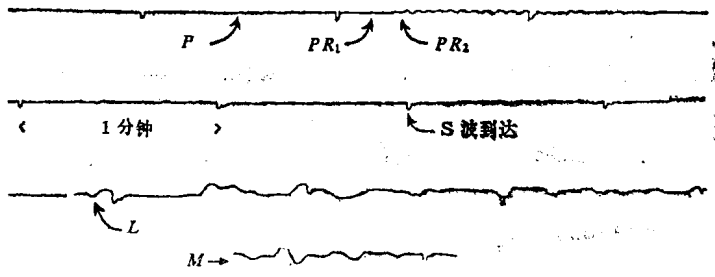


图 1

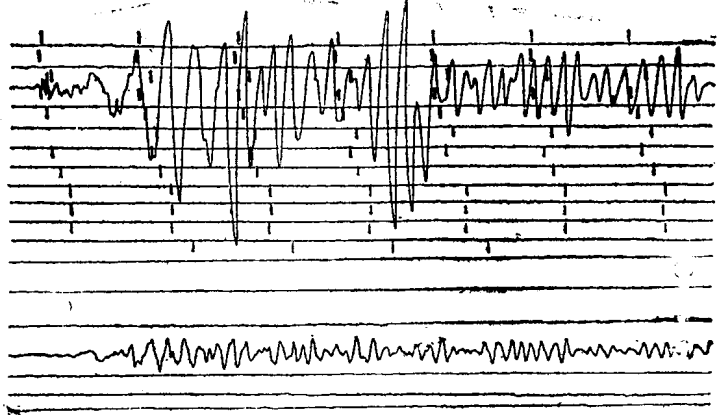


图 2

的P波也很弱，但在Berkeley台的Bosch-Omori地震仪记录上记到的S波振幅是P波的4倍。图1表示井水地震仪对这次地震的记录。图2表示1935年南加州地震的井水地震图（下面的记录）与Berkeley台的Bosch-Omori东西向记录图（上面的）的比较。井水系统的放大率是浮子位置变化的二分之一。Bosch-Omori地震仪的自由周期为12秒。静态放大率为40，并且具有很好的阻尼特性。

井水地震仪的理论

作为近似，假定井中的水被限制在一个体积为V的空腔中而不是散布在砂子和砾石中，这样总可以找到“等效体积”这样一个量。然而，在某种程度上来说，体积V应该是记录地震波波长的函数。

考虑平面纵波的位移

$$u = N \sin \omega \left(t - \frac{x}{v} \right)$$

入射到井孔空腔内。式中N表示最大位移， $\omega = \frac{2\pi}{T}$ ，T为波动周期，t为时间，x为沿着波动传播路径的距离，v是波动传播的速度。

在距离为x的点上的体膨胀，即单位体积的体积改变量为

$$\frac{\Delta V}{V} = \frac{\partial u}{\partial x} = -\frac{N}{v} \omega \cos \omega \left(t - \frac{x}{v} \right)$$

对于地震波， $\frac{\omega}{v} = \frac{2\pi}{\lambda}$ ，这里λ是波长，与空腔的尺寸相比，λ很小。因此，可以认为在整个空腔内体膨胀处处是均匀的，从而可以近似为

$$\Delta V = -\frac{V}{v} \omega N \cos \omega t \quad (1)$$

在此，令x的原点在空腔内部。

正是这种体积变化ΔV，影响了井管中水的高度，也影响到我们所测量的浮子的高度。

令图3a表示地面上没有地震波的情况，图3b表示有地震波时的情况。AB是地面的切线，将其视为参考面；ξ是水面到参考面的距离，z是参考面到浮子上的平衡水线的距离； $\eta = z - \xi_0$ ，脚标零表示静态情况。所有的距离均以向下为正。图3b表示由地震引起的体膨胀已经使水的体积增加到V+ΔV的情况，虚线给出了浮子的实际位置。

若A表示井管的水平截面积，a表示浮子的水平截面积，则

$$A(\xi_0 - \xi) = \Delta V - \frac{V}{b} \rho g (\xi_0 - \xi) + a\eta$$

式中b是水的体积模量，ρ是水的密度，g是重力加速度。等式左边给出了井管内水体积的视增量。ΔV是由地震波引起的体膨胀的变化，等式右边的第二项是压力增加时弹性效应所致的体积减小，第三项是浮子对视增量的贡献，即浮子的惯性使它总是落后于它的平衡位置。本式忽略了计及地震加速度后所带来的g的有效变化。

若参考面转换到水面的静止位置，则

$$\xi = -\frac{\Delta V + a\eta}{A + \frac{V\rho g}{b}} \quad (2)$$

将 (1) 式代入 (2) 式, 有

$$\xi = \frac{V}{v\left(A + \frac{V\rho g}{b}\right)} \omega N \cos \omega t - \frac{a\eta}{A + \frac{V\rho g}{b}} \quad (3)$$

下一步, 分析作用在浮子上的力, 令 d (见图3a) 表示浮子在静止的条件下下沉的深度。在任意时刻, 作用在浮子底部的流体静压力为 $(\eta + d) \rho g$ 。位移后水压的附加惯性压力为 $-(\eta + d) \rho \frac{d^2 \xi}{dt^2}$ 。因此, 浮子的运动方程 (忽略阻尼作用) 为

$$m \frac{d^2 z}{dt^2} = mg - a(\eta + d) \rho \left(g - \frac{d^2 \xi}{dt^2} \right)$$

式中 m 是浮子的质量。

现在,

$$a d \rho = m, \quad \eta = z - \xi$$

因此,

$$m \frac{d^2 \eta}{dt^2} = -a \rho \left(g - \frac{d^2 \xi}{dt^2} \right) \eta \quad (4)$$

若引入一个正比于 $\frac{d\eta}{dt}$ 的阻尼因子, (4) 式变为

$$\frac{d^2 \eta}{dt^2} + 2D \frac{d\eta}{dt} + \mu^2 \eta = \frac{\mu^2}{g} \frac{d^2 \xi}{dt^2} \eta \quad (5)$$

式中 $\mu^2 = \frac{a\rho g}{m}$, 方程 (3) 变为

$$\frac{d^2 \xi}{dt^2} = -\frac{V}{vQ} \omega^3 N \cos \omega t - \frac{a}{Q} \frac{d^2 \eta}{dt^2} \quad (6)$$

式中 $Q = A + \frac{V\rho g}{b}$, 因此, (5) 式变为

$$\frac{d^2 \eta}{dt^2} \left(1 + \frac{\mu^2}{g} \frac{a}{Q} \eta \right) + 2D \frac{d\eta}{dt} + \frac{\mu^2}{g} \left(g + \frac{V}{vQ} \omega^3 N \cos \omega t \right) \eta = 0 \quad (7)$$

若

$$\frac{\mu^2}{g} \frac{a\eta}{A + \frac{V\rho g}{b}} < \frac{1}{10} \quad (8)$$

则与方程 (7) 第一项中的 1 相比, 它可以被忽略。不等式 (8) 给出的限制范围相当宽, 在此所进行的实验完全可以满足这个条件, 所取的值大致为 (用 C.G.S 单位制)

$$\mu^2 = 1.7 \times 10^2$$

$$a = 10^2$$

$$A = 2 \times 10^2$$

$$\frac{a}{A + \frac{V\rho g}{b}} < \frac{1}{2}$$

并且 (8) 式的值随着 V 的增加而逐渐减小。则限制条件 (8) 式变为 $\eta < 1.2$ 厘米。若未知数 V

大到 4×10^9 厘米³（这是不可能的），则 η 允许的范围可扩大一倍。

对于 $\eta \ll 1.2$ 厘米情况下进行的实验，我们可写成

$$\frac{d^2\eta}{dt^2} + 2D \frac{d\eta}{dt} + \frac{\mu^2}{g} \left(g + \frac{V}{vQ} \omega^3 N \cos \omega t \right) \eta = 0 \quad (9)$$

现在 $\frac{V}{vQ} < 40$ ，在此令 $v = 5 \times 10^5$ ，而一般情况下 $N \ll 1$ 。因此， $\frac{V}{vQ} \omega^3 N < 40 \left(\frac{2\pi}{T} \right)^3$ ，

这里 T 是地震波的周期。若 $40 \left(\frac{2\pi}{T} \right)^3 < \frac{g}{10}$ ，即 $T > 2.2$ 秒，则与 g 相比，我们可以忽略

$\frac{V}{vQ} \omega^3 N \cos \omega t$ ，而写成

$$\frac{d^2\eta}{dt^2} + 2D \frac{d\eta}{dt} + \mu^2 \eta = 0$$

因此，

$$\eta = e^{-Dt} (C_1 \cos \sqrt{\mu^2 - D^2} t + C_2 \sin \sqrt{\mu^2 - D^2} t)$$

因为在这种情况下 $D^2 \ll \mu^2$ 。 C_1 和 C_2 是常数，可由初始条件进行估算。

这样， η 仅仅表现为暂态响应，如果以后一直保持为简谐运动，则过了一段时间后暂态响应消失，浮子的运动就是水的运动。

在这种条件下

$$z = \xi + \eta = \xi = \frac{2\pi N}{\lambda \left(\frac{A}{V} + \frac{\rho g}{b} \right)} \cos \omega t \quad (10)$$

式中 $\lambda = \frac{2\pi v}{\omega}$ 为纵波的波长。这样，浮子的响应正比于地面运动的速度，浮子的位移与地面运动之间的比值为

$$M = \frac{2\pi}{\lambda \left(\frac{A}{V} + \frac{\rho g}{b} \right)}$$

M 可称作井水放大率，对于给定的 λ 值， M 是比值 $\frac{V}{A}$ 的函数。当 $\frac{V}{A} = 2 \times 10^9$ 时，放大率 M 的上

限可由 $M = \frac{2\pi b}{\rho g \lambda}$ 给出，其误差不会超过1%。

如果 M 可由井水仪器和普通地震仪的记录比较求出，则以方程(10)为基准有可能确定出地下水水体的体积。这种方法需要把地震仪设在井孔附近，并且只有当 $\frac{V}{A} < 10^9$ 时才有实用

的意义。这是因为 $\frac{V}{A}$ 值的增大只能使 M 值略有增加，因而是难于观测到的。

在上面的分析中所隐含的固有的假设是在井和空腔内水的质量不变。这可能是不成立的，因为水有可能渗透到周围的含水层中去。这个理论还忽略了由于水流进、流出井孔所引起的粘滞损耗，但对于很小的地面运动来说，这或许是可以忽略的。

对于地震学家说来，更理想的仪器是在静态压力面以下的井或封闭腔内安装的高灵敏度压力记录装置。这样的仪器能够显示正比于地动速度的压力响应，而井孔水位对此只能是近

似地显示。这种装置并不受浮子型记录器、腔体的大小以及波动的振幅或周期的限制。

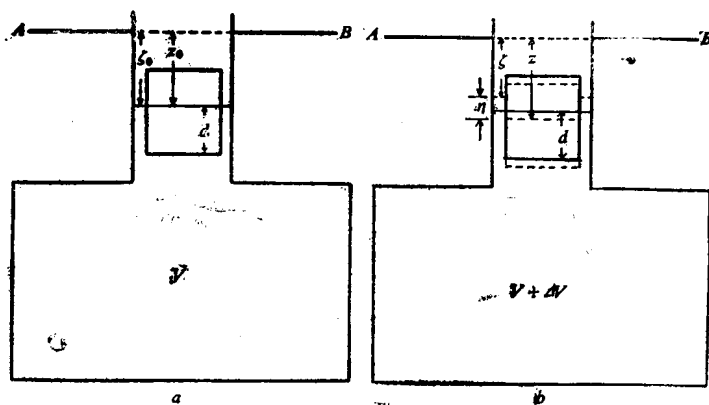


图 3

译自: Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.25, 1935.

原题: A Study of a Well Gauge as a Seismograph

作者: Blanchard, F.B., Byerly, P.

米尔沃基Nunn-Bush井的震致水位波动

摘 要

从威斯康星州米尔沃基一口水井时间比例尺展开的水位记录可以看出许多熟悉的震相,其中包括理论上认为与体膨胀无关的勒夫波。将米尔沃基井的水位地震图和Palisades的常规惯性地震仪的远震记录进行比较,结果表明:相对而言,井水对长周期波动具有更好的响应。

引 言

位于威斯康星州米尔沃基Nunn-Bush鞋业公司的一口水井,在远震地震波通过期间,水位会出现很大变化(Rexin, 1952, 1960; Vorhis, 1955)。已经知道这种现象在许多其它水井中也曾发生过,并且在文献中有过多次报导(概要可见, Eaton和Takasaki, 1959; Leggette, 1935; Blanchard和Byerly, 1935; 以及Thomas, 1940)。但米尔沃基井情况比较特殊,这是因为自1947年初开始,高速水位记录仪就在这口井上连续工作。这样,与通常其它场合相比,可以对地震波进行更为详细的研究;在通常情况下,由于记录速度太慢,以致不可能分辨出波列中各个单独的波周。在此所描述的井水地震仪由E. Rexin研制和管理,他主要负责数据观测和仪器使用。合作者Oliver和Prentiss负责数据的分析和解释。

本文着重对记录到的各类地震波的识别及井孔对周期大于20秒的长周期地震波的响应问题进行讨论。目前,常规地震仪的灵敏度对于检测周期大于20秒的地震波的噪声水平在许多测点上是不适宜的。因此,对这一周期范围内地震波的非常规检波器特性的研究是很有价值的。尽管目前米尔沃基仪器的灵敏度还不够高,但它检测到了某种类型的剪切波,具体说就是与体膨胀无关的勒夫波。这表明,井水地震仪的动作比Blanchard和Byerly (1935)根据封闭含水层的体膨胀所设想的模型更为复杂,而他们的模型代表了对这个问题的传统看法。

当激发源是大地震时,米尔沃基井孔水位的变化有时是相当惊人的。在1950年8月15日Assam地震发生后,观测到的井水位峰-峰振幅可达11.9英尺(由于仪器限幅而没有记录下来)。检测到的水位振荡自发震时刻起一直持续了12小时之久,它定性地表明,系统对于长周期振动具有卓越的响应能力。

1959年8月18日蒙大拿州大地震时引起的水位变化达2.5英尺。

表1对米尔沃基井与USC和GS报导的美国其它井孔对本文所要研究的更多远震的最大振幅(美国地震, 1950, 1952, 1953, 1955)进行了对照。有趣的是除了两次最大的地震之外,米尔沃基井水位变化的振幅与其它井孔变化振幅的平均值相差并不很大。这种效应是难于解释的。一种可能的解释是米尔沃基井的良好的长周期响应有异于其它井孔,后面将要讨论这个问

题。一般认为地震越大就越容易激发长周期地震波，因此，这些大地震在米尔沃基井水地震仪上的显示就可能相对更大。当然，这种想法多半是推测的，遗憾的是目前还没有足够的资料能验证这种假说。

对于一个精于解释常规长周期地震仪地震图的富有经验的地震学家而言，他可立刻看出Nunn-Bush井的长周期响应地震图与常规长周期惯性地震仪地震图的相关性是相当好的。本文通过与常规地震仪记录的比较阐述了获得井孔长周期响应定量描述的结果。遗憾的是在米尔沃基地区没有性能良好的长周期地震仪，因此，无法进行直接的比较。代之以同井水地震图相比较的是纽约州Palisade地震台的记录。进行比较的地震是那些对两个台站来说都是远震的事件。虽然这种比较与我们希望的还相差很远，但是，研究结果清楚地表明，对长周期响应来说，井水地震仪较常规地震仪要好得多。这个结果与Eaton和Takasaki通过不同的和较为直接方法得到的结果大体是一致的。在不会带来附加噪声的前提下，无论井孔水位地震仪的放大率是否能够提高，尚未解决的问题是，在哪个周期段内它的绝对放大率能够优于常规的长周期地震仪。

表 1 米尔沃基井和美国的其它井孔地震响应的比较

最大振幅 英 尺	井 数		最大振幅 英 尺	井 数		
	50年8月15日 Assa阿萨姆 $M=8\frac{1}{4}-8\frac{1}{2}$	52年11月4日 Kamchatka 勘察加半岛 $M=8\frac{1}{4}-8\frac{1}{2}$		53年4月23日 Rabul $M=7\frac{1}{2}$	53年11月25日 日本本州 $M=8\frac{1}{4}$	55年3月31日 棉兰老岛 $M=7\frac{1}{2}$
0.00~0.20	74	68	0.00~0.05	7	11	3
0.21~0.40	21	24	0.06~0.10	1	1	1
0.41~0.60	15	12	0.11~0.15	1	4	0
0.61~0.80	2	4	0.16~0.20	1	2	0
0.81~1.00	4	4	0.21~0.25	1	0	0
1.21~1.40	1	0	0.31~0.35	1	0	0
	1@2.44'		0.36~0.40	1	1	0
					1@.48'	
					1@.76'	
所报导的井的总数	121	114		13	21	4
最大振幅	2.44'	1.09'		0.34'	0.76'	0.06'
平均振幅	0.26'	0.22'		0.12'	0.14'	0.05'
米尔沃基井	11.5'	2.4'		0.10'	0.17'	0.02'

井 孔

井孔位于威斯康星州米尔沃基北五街2822号Nunn-Bush鞋业公司的地下室内，北纬43°02′，东经87°22′，地面标高678英尺。该井于1925年钻成，井深约400英尺。表2给出了钻孔记录，含水层为尼亚加拉组，水位由1946年的地面下74英尺变到1956年的96.8英尺。一般情况下，除了气压效应外，井水位的波动很小。该井用10英寸铁管下到107英尺，107~215英尺是8英寸铁管，215英尺以下是直径为8英寸的裸孔。有关这一地区地下水的更为详细的资

料可见Foley等(1953)的文章。

表 2

地 层	深度 英尺	岩 性
冲积层	0~10	没有样品
	10~80	灰色含有粘土的钙质冰积土
米尔沃基组	80~90	灰色, 坚硬的白云质页岩
	90~150	深灰色, 较软的白云质页岩
沃巴基组	150~200	灰色和浅褐色含镁石灰岩, 有溶蚀空腔
尼亚加拉组	200~290	浅灰到白色白云岩
	290~310	浅褐灰色白云岩
	310~400	浅灰色白云岩

仪 器

Nunn-Bush井的水位记录器主要由浮子和配重、驱动直线式固定记录笔的双滑轮机械放大系统以及记录滚筒构成。所用的浮子是一个5英寸直径, 3英寸高的密封铝质扁形容器。这是在对浮子的造型和重量进行过一些试验之后选用的。靠改变滑轮的尺寸就能改变放大倍数, 即改变记录曲线振幅相对于水位变化振幅的比值。对于这里所讨论的情况, 我们采用的放大倍数是5。滚筒所用的记录纸宽24英寸, 长94英寸。它由圆周速度约为1厘米/分钟的同步马达带动, 但是滚筒不作平移。由于存在与固体潮和气压有关的超长周期位移, 因此, 记录曲线重叠在一起的可能性很小。而这些现象的周期一般与地震波周期相差很大, 因此, 总是可以非常容易地识别出地震波。时标是靠观测人员观察带有水银摆的IBM时钟人为地加到记录上的。这种时标要靠与收音机中的时号定期进行比较, 进行经常性的对钟。时标通常一天有数次。由于这个原因以及其它原因, 在记录图上确定时间的精度一般不会大于几秒。有关仪器更详细的描述可参见Rexin (1952, 1960) 的文章。

震相的识别及地震图特性的讨论

下面列出了所选择的地震的数据以及对米尔沃基井记录到的震相进行的评述。地震定位由美国海岸和大地测量局的最初定位卡片给出。相应的地震图见图1和图2。

日本本州地震, 1953年11月25日格林威治时间 $17^{\text{h}}48^{\text{m}}49^{\text{s}}, 34^{\circ}\text{N } 141^{\circ}\text{E}$, $M=8\frac{1}{4}$ $\Delta=90.9^{\circ}$ (图1)。

这次大地震在地震图上造成了几个确切的体波震相以及振幅很大的散开的瑞雷波波列。在很弱的P和PP波后面跟着振幅较大并且相当清楚的S波群的震相。根据预计的走时以及已知特征的比较, 可以识别出这些震相是S (也可能是SKS), PS和PPS。这些震相当简单并且初始呈现非常尖锐的脉冲型形态。正如Blanchard和Byerly指出的, 即使井的作用可以看成是体膨胀计, 在无限固体内也可能记录到与体膨胀无关的SV型体剪切波, 因为它与自由表面相互作用的结果能够造成体膨胀。

伴随着S波群的到达, 水位曲线上出现了永久位移。在其它记录上伴随着其它震相的到达有时也会观测到类似的永久位移。这些位移几乎总是与曲线飘移的方向一致, 这里所指的

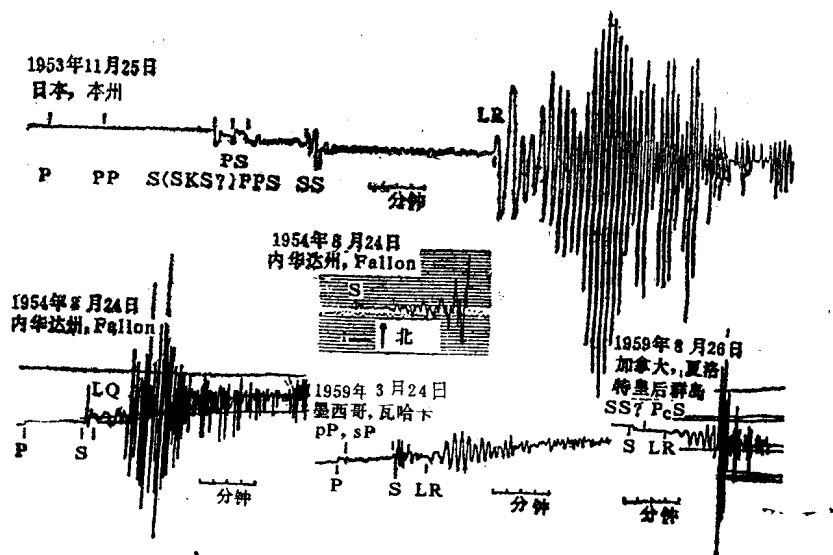


图1 日本, 内华达州, 墨西哥和加拿大地震的井水地震图以及Palisades地震台对内华达州的地震记录图(中心的图)

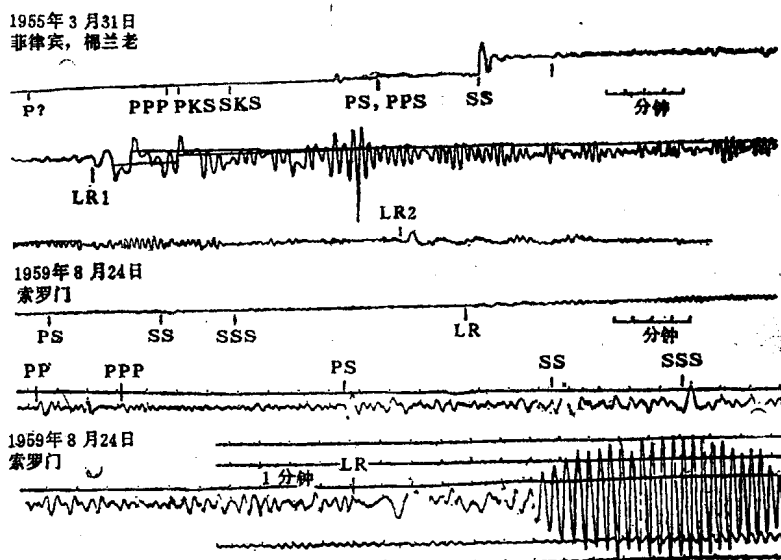


图2 菲律宾群岛地震和索罗门群岛地震的井水地震图以及Palisades地震台对索罗门群岛的地震记录图(下面的图)

漂移是与气压、潮汐等有关的超长周期运动。这种永久位移也可能是由仪器内摩擦造成的。尽管我们已经在减小摩擦方面做了很大的努力并且简单试验已经证明机械摩擦力极低, 但为了确定这种起源是仪器内的还是井和含水层内的, 应该试验一下非机械的记录系统。

在S波列之后是常规的长周期SS震相, 它由振幅较大的几个周期组成。如果更高次的S波都有的话(如SSS, SSSS...), 则S的个数越多, 振幅就越小。在瑞雷波列初动之后, 有迹象表明存在着地幔瑞雷波列, 至少可以说下面的长周期地幔瑞雷波是造成一般地壳瑞雷波列外形不对称的部分原因。

墨西哥瓦哈卡地震, 1959年5月24日格林威治时间 $19^h 17^m 40^s$, $17.5^\circ N$ $27^\circ W$, $M=7$, 100公里, $\Delta=26.6^\circ$ (图1)。