

海底地震仪在北海北部的应用： 关于海底地震仪在 STATFJORD 地区工作的经验和初步结果

Conrad D. Lindholm 和 Peter C. Marrow 著

陆文松 译 徐礼国 校

摘 要

北海北部是西北欧最活跃的地震活动区之一,但由于恶劣的环境给布设近海海底地震仪带来了困难,所以对近海的地震震级情况一直很难进行细致的研究.本文描述了布置在 Statfjord 油田的海底地震仪系统的设计情况并给出了一些结果.

从两套海底地震仪中得到的环境噪声的平均振幅密度谱比从陆上挪威西部台网(WNN)的三个台站获得的平均值高10倍.针对背景噪音,我们给出了一条理论检测临界曲线,它与在 Statfjord 用海底地震仪的实际检测结果很一致.利用这条曲线,我们还解释了为什么 Statfjord 海底地震仪检测到的北海北部的地震只占 WNN 台网监测到的7%.从陆上和海上记录到的震源谱的比较中,可以看出 Viking 地堑没有强的衰减或放大作用.此外,北海北部中央的震源深度平均在20 km左右.

一、引 言

由于北海海区在经济上有重要作用,人们一直努力提高对这一地区地震的测定,在1984年,由于挪威西部台网、苏格兰(Scotland)台和 Shetland 台地震仪的发展以及数据交换和数据合作情况的改善,使得绘制这一地区的地震震级和短期空间分布图得以实现.北海地震主要局限于挪威沿海地区和北海中部的地堑构造周围(图1).

为了监测,在北海北部布置了三套海底地震仪系统.第一套是由英国地理调查局(GBS)在1980年布设的,位于 Beryl Alpha 平台附近(Turbitt 等,1983),这一地点的记录于1985年因仪器被拖网损坏而终止.作为挪威西部台网工程的一部分,第二个海底地震仪系统由英国地理调查局在1985年布设在 Statfjord 油田.这一台站由英国地理调查局和 Bergen 大学地震观测组共同管理,这一地点的记录于1989年2月因杆状浮标的海面结构丢失而终止.第三套海底地震仪系统是由 Norsk Hydro 与 Bergen 大学的地震观察组合作于1988年布设于 Oseberg 平台附近的.

本文的目的在于给出一个关于 Statfjord 油田的海底地震仪系统和其特性的简洁的描述,同时给出一些由这一台站的数据所得到的结果.

译自:《B. S. S. A》, Vol. 80, No. 4, p. 1014—1025, 1990.

1985 年 1 月—1989 年 3 月的地震

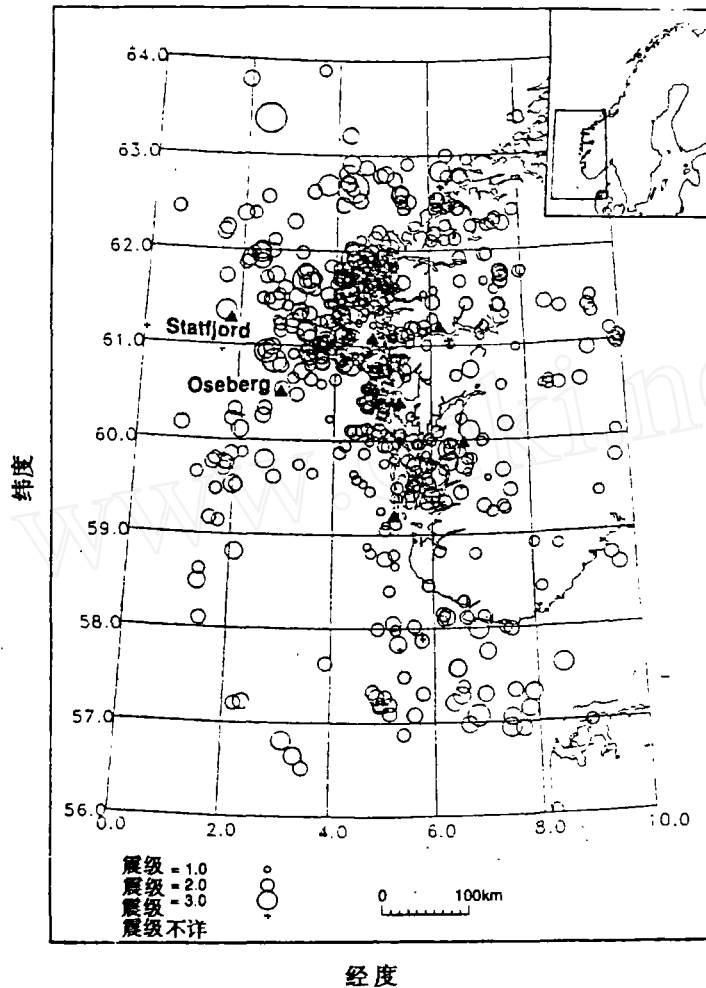


图 1. 从 1985 年 1 月到 1989 年 3 月, 由挪威西部台网测定的发生在北海北部海域的地震, 除了已知的和可能的爆炸. 三角代表挪威西部台网的台站, 两个标出名字的三角代表布置海底地震仪的地点.

二、Statfjord 海底地震仪系统的数据采集

北海北部地区特别恶劣的环境给布设海底地震仪系统以及石油平台的数据传输带来了很大限制 (图 2 例举了一个月中这一地区的风速和浪高).

1978 年, 当刚开始布置海底地震仪时, 从我们所得到的单台的触发事件的记录, 很难区分是由当地小地震引起的, 还是由气枪所引起的 (图 3). 而要求连续、无人管理的记录又使我们不能采用各种突然弹起或加载的记录装置. 更进一步, 海底的传感器还受到所在工作平台的振动干扰. 这些条件使我们不能应用那些灵敏地震仪. 只能采用记录强震的加速度仪.

海底背景噪音调查于 1979 年曾在 Brent D 和 Statfjord A 平台附近进行过, 这两点都远离

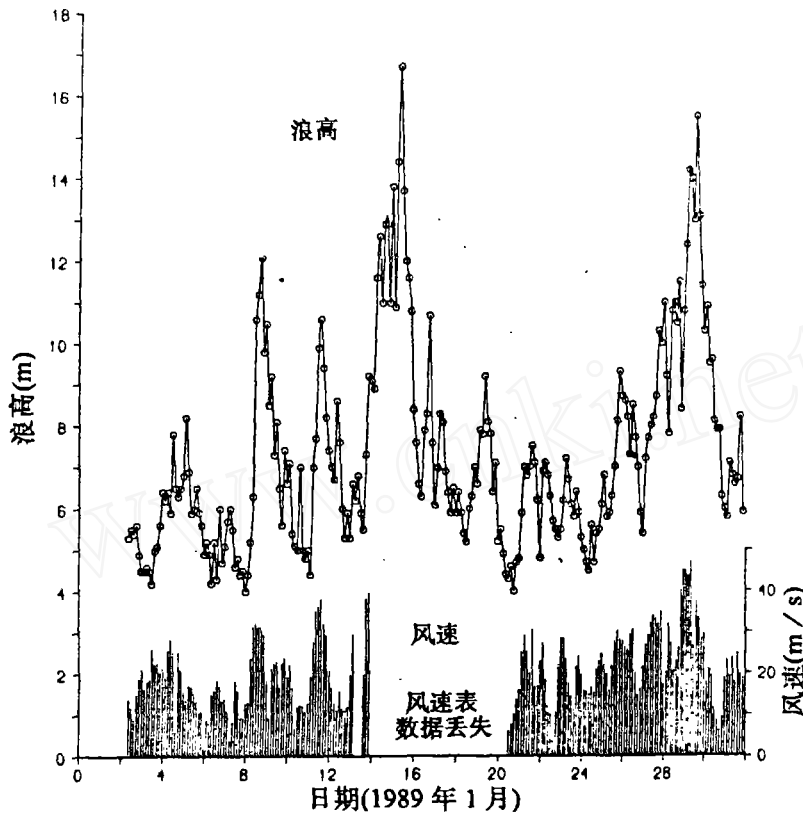


图2. 1989年1月 Statfjord 石油平台的天气记录图. 数据由 Statoil、Statfjord 部提供.

人为噪声源 (Turbitt 等, 1983). 图4显示的背景噪音曲线是由剑桥大学 Pull-up 型浅海地震仪获得的 (Smith 和 Christie 1977). 曲线表明距平台噪音源 1.1 到 1.5 海里是最佳距离, 并且在这一距离上, 仪器和设备位于平台及船上维修人员的警戒线以内, 这样可减少类似捕鱼船碰坏海面浮标或拖网损坏在海底的设备的情况.

在采用仪器上, 我们的原则是选择被证明是良好的和坚固耐用的设备. 图5显示了我们经综合考虑后所采取的方案. 张力支架和标状浮标系统克服了以往那种随波浮动的浮标系统的种种缺点. 我们还消除了对水下电缆的严重腐蚀和电缆缠绕的情况. 海底箱和浮标间所需的电线旋转连接器也不再需要了. 使用辅助垂锚后, 克服了浮标自旋, 创造了一个稳定的平台用以无线电传输, 并减少了下锚处的磨损. 这一系统的设计标准包括: (1) 海浪对超高频无线电波视线线路 (链) 的阻碍在时间上小于 5%. (2) 在水深 200 m 时可工作. (3) 在海面流速 3 m/s 时不丢失. (4) 在浪高为 30 m、周期为 16 s 时不丢失. (5) 工作站的寿命大于 3 年. (6) 浮标中电池容量可供 12 个月使用. (7) 空气和海水的温度范围为 $-20\sim-30^{\circ}\text{C}$ 时, 仪器正常工作.

为了避免因使用带有常平架的地震仪所带来的复杂情况, 我们选用了能在任何方向上操作的 Teledyne Geotech S500 型加速仪. 三个相互垂直的压电转换器用作记录高和低放大的加速度, 同时记录一个垂直向速度分量 (由加速度积分而得), 总共七个地震数据通道. 在水深 200 m 的地方, 在圆柱形的钢质耐压容器中, 地震仪固定于一端, 电路组装于另一端. 地震仪

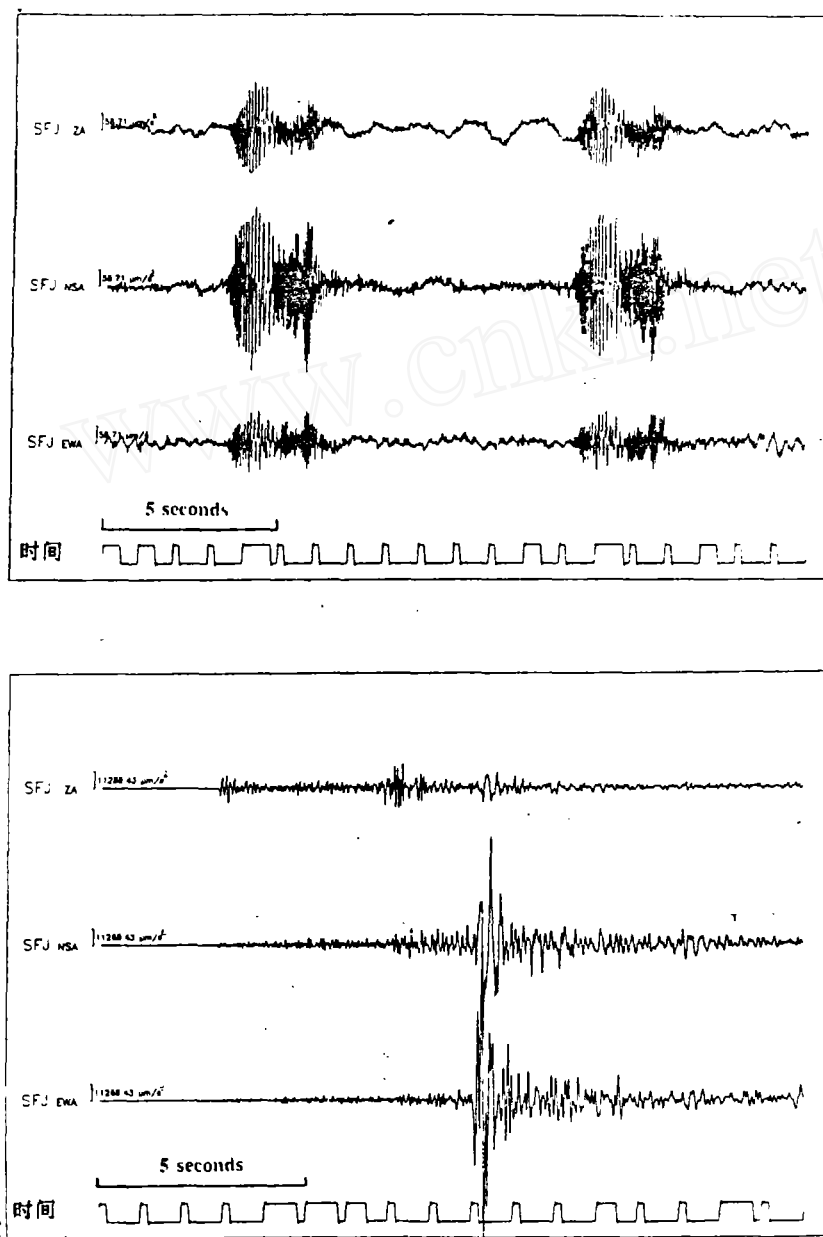


图 3. Statfjord 海底地震仪的记录图。上栏：一艘经过船只的气枪信号的记录。下栏：地震信号记录。

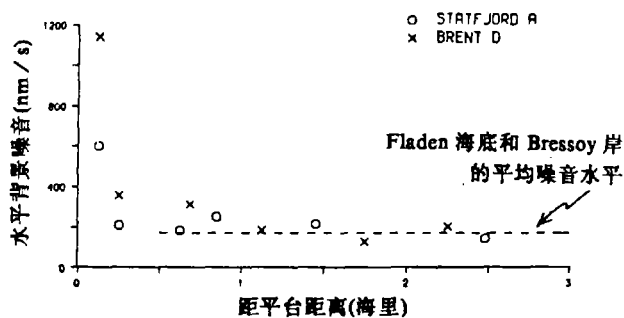


图 4. Brent D, Statfjord A, Fladen 海底和 Bressoy 岸所获得的背景噪音. 摘自: Turbitt 等 (1983).

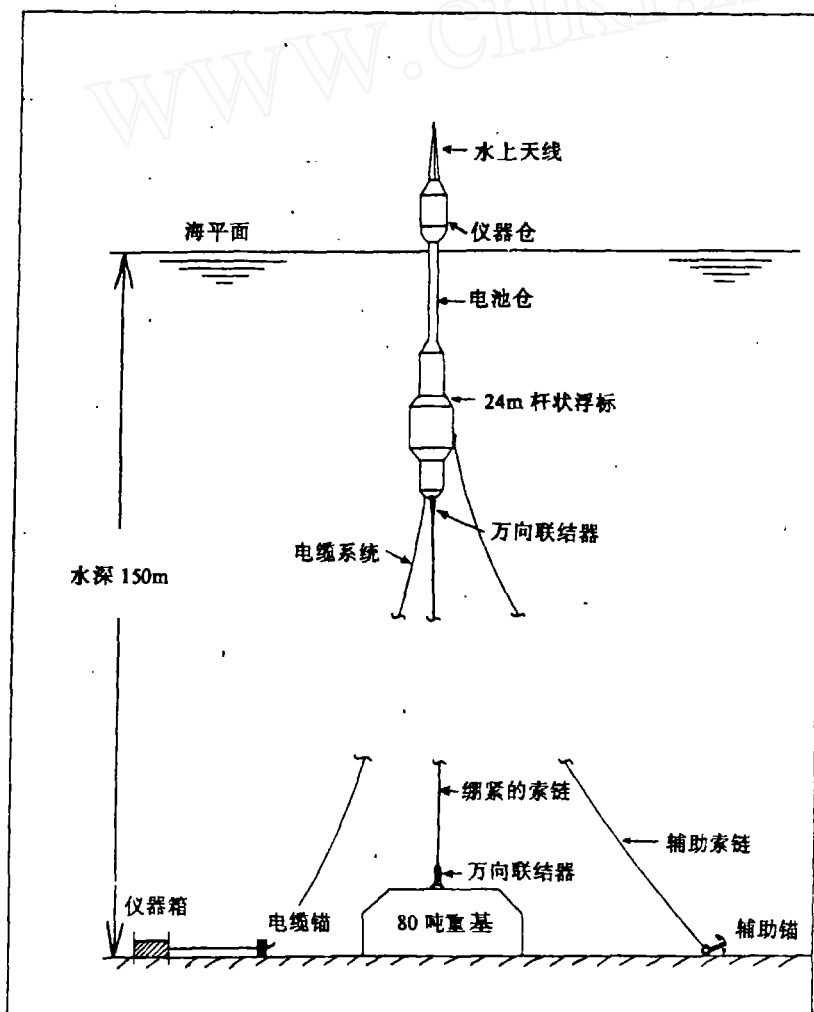


图 5. 在 Statfjord 进行数据采集的海底地震仪的浮标系统构造草图.

的支架是用硬铝块机加工制成, 用以增加刚性和减少在我们感兴趣的频段中的共振. 整个容器重 200 kg (在水中重 125 kg), 固定在一个重 50 kg 的钢架上, 钢架的下边装了角钢, 用以

插入海底的沉积物中,以改善耦合性能(Avedik和Renard,1973;Cranford等,1976).在海底地震仪系统容器中,还有一个宽频带的水听器分量工作,以帮助区分从水中传来的浪波和从海底传来的地震波.

来自上述各种传感器的模拟电压信号输入到放大调制器,从调制器出来的数字化信号(PCM)通过电缆发送出去,然后通过无线接收,记录到附近平台上的磁带记录器上.

在Statfjord平台上用的Geostone记录器是一种14轨半英寸慢速调频磁带记录器.频宽和动态范围与磁带速度的选择有很大关系.在我们的实际应用中,2400英尺长的磁带的每秒15/300英寸的速度一次性地录制一星期,这就限制了所记录的最大频率约为16 Hz,动态范围为40 dB.两个通道用来监视记录器的抖动,一个通道用于内时钟,一个通道用于绝对时间标准.剩下的十个通道用于连续的数字记录(七个来自海底地震仪系统,三个加速度通道来自平台底柱).电池电压的监测信号被有规律地插到绝对时间通道,送到陆上的台站中,以便因电池失效而造成的设备停转被限制在最低水平上.

Statfjord平台上的磁带每星期都更换并送到BGS去分析.海底地震仪系统得到的记录与Shetland台和挪威西部陆上的台站获得的记录一起分析处理后得到信号.挪威陆上、海上台站和英国基准台所获得的短期数据通过电子邮件按月定时交换,使之可以很快地定出北海区域地震位置.

三、地震和临界监测

Statfjord海底地震仪从1985年10月起一直工作到1989年2月,中间只是从1986年9月到1987年5月间断过一次.然而,引入瞩目的是在这一地点只检测到了很少的地震事件.

在整个仪器工作期间,共检测到45个地震事件,其中12个事件由于信噪比太小而无法分析.全部检测到的事件只占同一时间内,WNN在纬度 58° — 64° ,东经 0° — 6° 区域内所监测到的685次地震和爆破事件的7%.但是,对于大于里氏3.0级的地震,位于Statfjord的海底地震仪系统检测到13个中的10个,这充分证明了海底地震仪系统可以经受得起很强的背景噪声干扰.作为比较,WNN对挪威海域的地震的监测临界值约为里氏2.2级(Lindholm,1987).

四、海底地震仪监测的临界值和背景噪音谱

为了进一步了解为什么海底地震仪只监测到百分比如此低的事件,我们研究了1985年10月到1987年12月间的31个事件记录.

图6给出了海底地震仪作为震级和距离的函数期望和实际得到的检测情况.Statfjord海底地震仪记录的1.5—10 Hz频带背景噪音约为地动位移50 nm,使地震图可读的信噪比至少为2(对于自动监测仪,长、短期平均起来,一般要求信噪比为2作为监测标志),这意味着在海底地震仪上记录信号至少要地动位移大于100 nm才能分辨出来.根据100 nm的地动位移的需要和Uski(1987)的震级公式,我们给出了理论上的监测震级的计算公式为: $M_1 = \log G + \log D + 0.014D - 1.69$,其中 G 是地动位移值,以nm为单位, D 是震中距的公里数,从图6可看出,这条理论上的监测临界曲线与实际观测曲线吻合很好.此外,一次震中距为60 km,

里氏 2.5 级的地震由于当时正在更换磁带而被漏记掉。

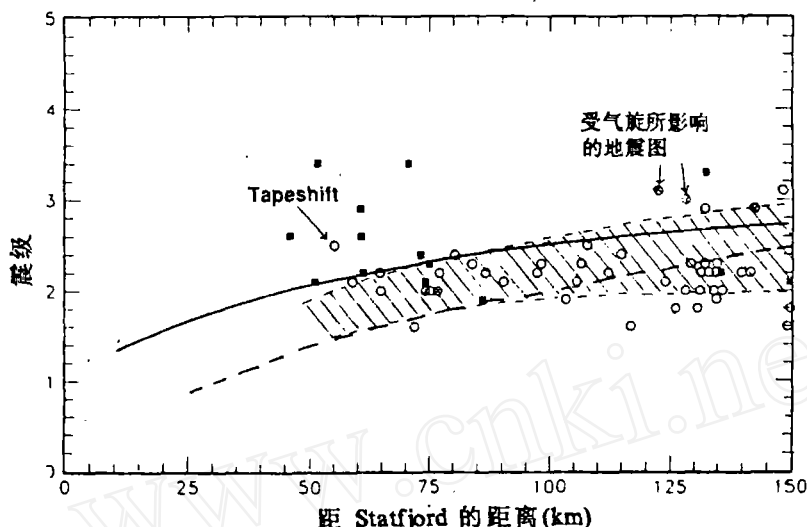


图 6. 挪威西部台网在 1987 年 12 月 31 日以前相应于 Statfjord 海底地震仪工作期间所记录到的地震震级距离图。虚线是由 Turbitt 等人 (1988) 计算的理论监测曲线, 阴影部分代表不保证能得到高质量的地震图的震级范围。实线代表用最小地动位移为 100 mm 这一条件所计算出来的监测临界曲线。空心圆代表海底地震仪没有监测到的地震。带有小叉的空心圆表示监测到了, 但地震图质量不好。实心方块代表 Statfjord 海底地震仪给出的高质量的, 可利用的地震图的地震。

为了分析 Statfjord 海底地震仪和新安装在 Oseberg 的海底地震仪以及 WNN 陆地台站所记录的背景噪音的关系, 我们取各个台 10 s 时间域噪音波形图 (去掉相应仪器的放大倍数), 变换成对应的频率域的谱图。图 7 给出了用 Statfjord 海底地震仪数据的 16 个垂直速度分量采样的平均噪音谱, 同时给出了 Oseberg 的海底地震仪采样的噪音谱和 3 个 WNN 的台的平均噪音谱。Statfjord 的噪音总体来说比 Oseberg 的 15 个噪音采样的平均为低, 仅在频率为 3 Hz 附近的频段, Statfjord 的背景噪音较大。在 Oseberg 的海底地震仪系统, 其数据是通过电线直接传送到 Oseberg 石油平台的, 没有用任何浮标传输系统。因此 Statfjord 的噪音峰值很可能源于浮标传输系统。由于 Statfjord A 平台摇摆所产生的噪音估计为 0.4 Hz, 由结构扭曲而产生的噪音估计为 0.6 Hz。

此外, 从图 7 还可看出, 陆地上台站的背景噪音比海上的低 10 倍。

不同地点之间的震源波谱的系统性的不一致, 能反应出各地域特有的对波的吸收或放大作用。为了研究 Statfjord 海底地震仪所监测到的事件如此之少的原因是否是因受当地吸收的影响, 我们把对同一事件不同地点的信号谱做一比较。

Statfjord 海底地震仪和 WNN 台记录下的不限幅的地震记录很少 (主要因为海底地震仪的动态范围小使大事件的记录限幅), 所以仅有两个地震可以用来做这样的比较。图 8 对这两个地震的 S 波的位移谱做了比较 (一次是发生在 1986 年 3 月 8 日 16:21, 里氏 2.4 级地震; 另一次是发生在 1987 年 2 月 22 日 21:30, 里氏 2.6 级的地震), 谱线已做了几何扩散、自由表面效应和平均辐射方式校正, 但没做非弹性潮湿校正。Statfjord 和 WNN 的谱线并没有明显差

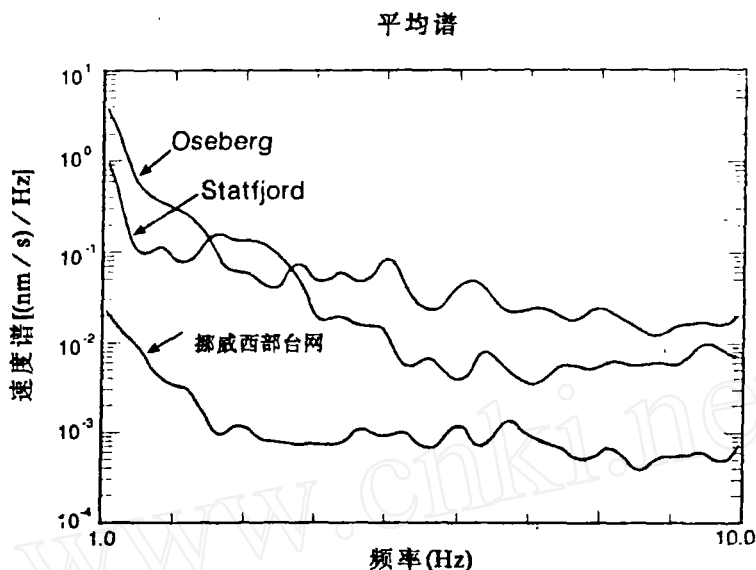


图7. 由10 s窗计算的平均噪音谱. (a) 1986年来, Statfjord处由16个噪音采样所得到的平均振幅密度谱. (b) Oseberg 5个噪音采样的平均. (c) 1988年11月三个WNN台的105个噪音采样的平均振幅密度谱. 台站是HYA, KMY和ODD, 所有采样均取垂直速度分量.

别, 这表明在 Statfjord 地区没有明显的高吸收率特性. (此外, 对1986年3月3日发生的一次地震由于噪音太大而没有得出结论). 所以, 两个地点的谱线并没有给出 Statfjord 地区有局部的高吸收率的明确证据. 这与 Kvamme (1985) 所做的关于吸收率的调查结论相同: 没有发现强的局部吸收率的差异.

五、海底地震仪的数据和震源深度

Engell-Sørensen 和 Kavskw (1987) 对于发生在挪威近海的地震的研究表明这一地区的震源深度平均为 15 km. 但对于北海北部来说, 由于接收器之间的距离太远和地震台分布的方位角不好, 所以很难精确地确定震源深度. 我们在 Statfjord 布设海底的地震仪的目的之一是提高对北海北部震源深度测定的精度. 图9可以看出, 对17个陆上台站测到的地震, 考虑海底地震仪的数据后的影响, 是否包括海底地震仪的数据对震源深度的评价有很大影响. 包括 Statfjord 的数据对17个地震的平均震源深度为 18 ± 12 km, 而略去了 Statfjord 的数据, 平均震源深度为 11 ± 8 km. 在做此平均时, 对两个震源深度超过 50 km 的地震, 由于我们认为理由不充分而没有考虑. 对于震中距在 60–300 km, 不清晰的 S 波初动和台站的方位角经常超过 180° 的地震, 我们不能指望用常规的确定地震的方法, 如 Hypoellipse 方法 (Lahr, 1984), 给出十分可信的震源深度. 但是, 平均值还是可以代表真实震源深度.

由于震源深度对危险评估有重要影响, 我们对4个距 Statfjord 海底地震仪最近的台站 (40–60 km) 且记录良好的地震进行了细致的研究. 表1列出了这些地震略去小走时剩余和小误差后的结果. 其中两个地震在同一台可分出直达波和反射波的位相, 给出了令人满意的震源

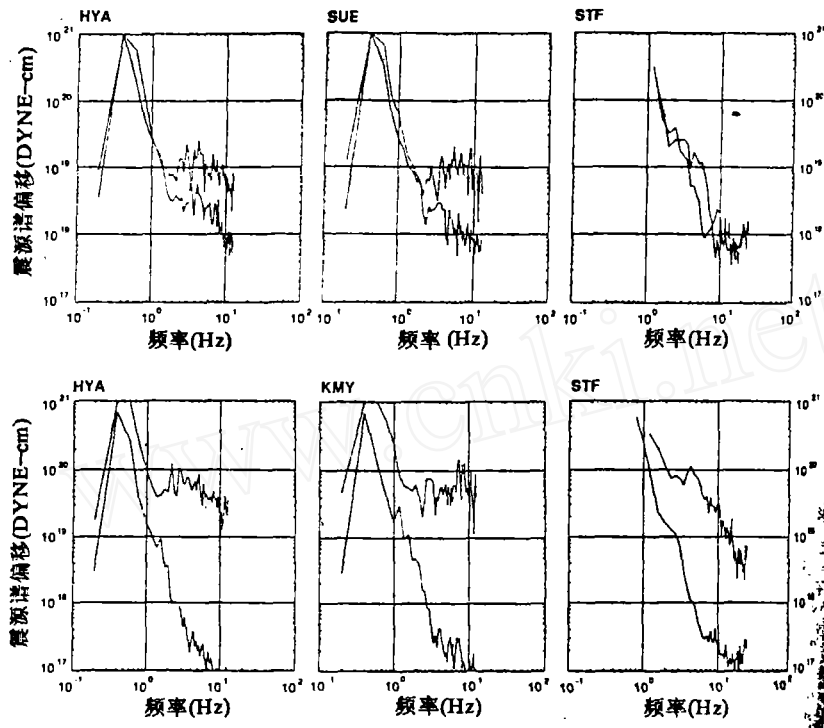


图 8. 两次地震的震源谱: 用两个 WNN 台和 Statfjord 海底地震仪计算的 1986 年 3 月 8 日的地震 (上图) 和 1987 年 7 月 22 日的地震 (下图). 谱线是由 δ 波 10 s 窗计算的. 谱线做了自由场效应校正, 几何扩散校正和源辐射方式校正 (平均).

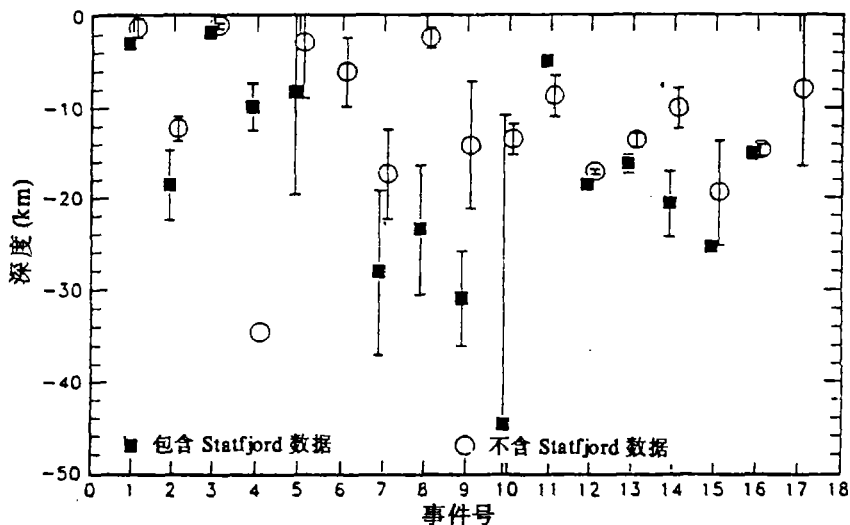


图 9. Statfjord 海底地震仪监测到的 17 个地震的深度分布. 震源深度的范围是用如下方法确定的: 用原来计算的深度确定位置, 上下偏移范围为 5—25 km (步长 5 km). 平均深度的标准偏差是通过 5 个反转获得的.

深度的范围. 能收到直达波和反射波的最佳震源深度是 18—25 km. 在这些地震中, 1987 年 9 月 4 日发生的里氏 2.4 级地震的解最佳, 其震源深度在 68% 的置信范围内为 25 ± 3 km. 通过对这 4 个地震的细致研究和通过对 17 个地震的平均, 我们认为在北海北部, 大多数地震的震源深度在 20 km 左右.

表 1. 震源深度检验用的地震

事件序号	深度	深度不确定度	位置不确定度
2	20	3	4
9	32	19	3
12	18	3	4
15	25	3	3

深度和震中的不确定度 (单位: km) 在 68% 的置信度水平上.

六、结 论

Statfjord 海底地震仪两年半来的经验证明了提高确定震源精度上的潜力, 但同时也表明了高背景噪音所带来的困难.

Statfjord 油田的海底地震仪系统经受住了恶劣环境的考验, 证明了其运行的可靠性. 唯一的一次长时间间断是由于意外的船的撞击而引起的.

所获得的数据表明在 1—10 Hz 的频率范围内, 海底的背景噪声比 WNN 陆上的高 10 倍. 这么高的背景噪音和窄的动态范围使仪器能正常记录的震级范围很窄. 高背景噪音也是为什么 WNN 监测到的地震只有 7% 也被海底地震仪检测到的原因.

无论如何, 我们获得的数据在确定北海北部的地震的震源深度上是有用的: 在海上区域, 震源深度大约 20 km.

从我们的数据中看不出这一地区有高的衰减性.

我们从早期的模拟记录的海底地震仪系统中所发现的高背景噪音和窄动态范围等问题, 在新研制的数字记录、宽动态范围的海底地震仪系统中已加以改进.

=====

正交函数表示震源

【摘要】 把矩张量密度展成一系列的正交函数, 展开系数代表一个二阶对称张量的矩张量密度的积分平均值. 从一弯曲的断层面上变化的滑动到传统的点源展成矩张量都可用这种方法表示. 利用这一通用公式使得改变基本函数以及导出波列反演的表达式都变得简单易行. 展开式中的高阶项可通过对基本元素进行稳定的数值积分而获得.

译自: 《Geophys. J. Int.》Vol. 102, p. 531, 1990.

D. W. Vasco 著, 宇晓西 译, 冰清 校.