

海啸、地震海啸与海啸地震*

陈运泰^{1,2} 杨智娴¹ 许力生¹

(1 中国地震局地球物理研究所 北京 100081)

(2 北京大学地球与空间科学学院 北京 100871)

摘要 简要地介绍了海啸与地震海啸的成因、特点,分析了影响地震海啸的重要因素,阐述了海啸预警的物理基础.以2004年12月26日苏门答腊-安达曼 M_w 9.0特大地震及其激发的印度洋特大海啸为例,说明除了地震的大小、地震机制、震源深度以外,震源破裂过程也是影响地震激发海啸的重要因素.通过对苏门答腊-安达曼特大地震及2005年3月28日苏门答腊北部特大地震进行分析对比,探讨了海啸地震的特征,阐明了进一步深入研究海啸地震的特征及其激发海啸的机制对于预防和减轻海啸灾害的重要意义.

关键词 海啸,地震海啸,海啸地震,苏门答腊-安达曼特大地震,苏门答腊北部特大地震,印度洋特大海啸

Tsunamis ,earthquake-generated tsunamis and tsunamigenic earthquakes

CHEN Yun-Tai^{1,2} YANG Zhi-Xian¹ XU Li-Sheng¹

(1 Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China)

(2 School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China)

Abstract The causes and the characteristics of the tsunamis are briefly reviewed, the factors which affect earthquake-generated tsunamis analyzed, and the physical basis of tsunami early warning is presented. Taking the great Sumatra-Andaman earthquake of December 26, 2004 (M_w 9.0) and the great Northern Sumatra earthquake of March 28, 2005 (M_w 8.7) as examples, it is shown that the moment magnitude or its equivalent, seismic moment, source mechanism, focal depth as well as earthquake rupture process are major factors which play important roles in the tsunami generation process. A comparison between the 2004 great Sumatra-Andaman earthquake and the 2005 great Northern Sumatra earthquake is made to explore the characteristics of the tsunamigenic earthquake and to emphasize the urgent need of studies on the characteristics and mechanism of tsunamigenic earthquake for prevention and mitigation of tsunami disaster.

Keywords tsunami, earthquake-generated tsunami, tsunamigenic earthquake, the great Sumatra-Andaman earthquake, the great Northern Sumatra earthquake, the great Indian tsunami

2004年12月26日,印度尼西亚苏门答腊北部以西近海的海底发生了“矩震级” M_w 为9.0的特大地震(图1)。这次地震是自1900年以来,也可以说是从1889年人类第一次用现代地震仪记录到远震信号以来记录到的、震级与1952年11月4日堪察加 M_w 9.0特大地震并列第四的大地震(按照最新的

研究结果^[1],这次地震的震级可能达 M_w 9.1—9.3;若是达到了 M_w 9.3,这次地震就跃居仅次于1960年5月22日智利 M_w 9.5地震的、排行第二的特大地

* 地震科学联合基金(项目编号:106018)资助项目,中国地震局地球物理研究所论著编号05AC1034

2005-11-13收到

震)。这次地震激发了印度洋特大海啸,造成了印尼、斯里兰卡、印度、泰国、孟加拉、马尔代夫、毛里求斯等十余个印度洋沿岸国家或岛国的重大损失。截止至2005年2月23日的统计,已有297,200人在这次特大地震及其激发的、有史以来最严重的大海啸灾难中丧生(283,100人)或失踪(14,100人)。特大地震与灾难性的特大海啸使1,126,900人顿失家园,使受灾国的经济遭受惨重损失。时隔3个月,当世界还没有完全从这次特大地震和灾难性特大海啸造成的悲痛的阴影走出来的时候,还是在苏门答腊岛北部,在 M_w 9.0地震(现在称作“苏门答腊北部以西近海特大地震”或“苏门答腊-安达曼特大地震”)震中东南与其相距约200km的地方,于2005年3月28日又发生了 M_w 8.7的特大地震(图1)。侥幸逃过2004年底大灾难的地震灾区人民,又有1300余人死于地震。所幸 M_w 8.7地震(现在称作“苏门答腊北部特大地震”)没有激发起 M_w 9.0地震那样巨大的海啸。海啸究竟是怎么回事?海啸与地震有什么关系?这两次特大地震震中位置相近,为什么一个产生了灾难性的大海啸,而另一个却没有?人类应当如何面对海啸灾害?针对这些问题,下面将对海啸、地震海啸与海啸地震做一简要介绍。

1 海啸

1.1 海啸的成因

海啸(tsunami)是一种巨大的海浪。海底大规模的、突然的上下变动,包括海底火山喷发、海底或海岸滑坡、崩塌、滑塌、陨星或彗星的撞击以及海底地震都会激发海啸^[3,4]。但是在激发海啸的诸多原因中,最主要的原因还是海底的地震,特别是以沿着断层面上下错动为其特征的“倾滑型”地震。海底大规模的、突然的上下变动,会使大范围的海水从海面直至海底受到扰动,扰动以波动的形式向四面八方传播,这就是海啸。海啸在大洋中传播时速度非常快,达200—250m/s,也就是720—900km/h,相当于喷气式飞机的速度。在大洋中,海啸的浪高通常是几十cm至1m左右,比风暴潮(浪高通常大约是7—8m)小得多。例如,杰森1号(Jason 1)测高卫星在印尼苏门答腊-安达曼 M_w 9.0特大地震之后2小时05分钟巧遇印度洋大海啸,记录到该海啸周期长达37分钟,而“双振幅”(波峰至波谷的幅度)仅约1.2m(图2)^[5]。海啸在大海中传播时有如千军万马在夜间脚枚疾走。在远洋航行的船只,时有与海啸相遇的

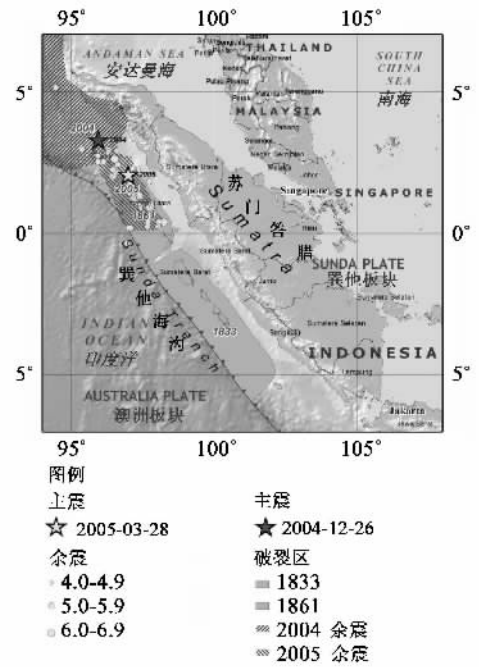


图1 2004年12月26日印度尼西亚苏门答腊-安达曼 M_w 9.0特大地震与2005年3月28日 M_w 8.7的特大地震震中及历史地震破裂区分布图^[2]

经历。当船只在大海中与海啸相遇时,船只可悠然穿过海啸,绝无安全之虞。但是,当海啸靠近海岸、特别是进入海港时(因此海啸在日语中借用汉字写作“津波”、“津浪”;在英语中按“津波”的读法写作tsunami,亦称作harbor wave,均为“海港中的波”之意),速度减慢,波浪迅疾攀升,浪高可达数十米,有如大海顿时竖立(因此海啸在汉语中亦称作“海立”),像一堵高大的水墙一样冲向岸上,所向披靡,将海岸扫荡一空,造成巨大的伤亡和损失(图3)^[6]。

1.2 海啸的特点

海啸与风暴潮和在海边每天都可以观看到的海浪一样,都是所谓的“重力波”[图4(a)],也就是以重力为恢复力所产生的波^[8-18]。重力有使海洋从受到扰动的状态恢复到未受扰动的状态的倾向。在重力波传播过程中,重力起着使能量以波动的形式从其相对过剩的区域传递到相对不足区域的作用。

海啸常被误称作“潮汐波”(tidal wave)。其实,海啸与潮汐是两码事。海洋潮汐是日、月等天体的引力引起的海洋的波动,而海啸[图4(b)]则与平常的海浪和风暴潮[图4(c)]一样,同属“重力(表面)波”,即海水质点运动的振幅随深度衰减的重力波。虽然海啸与平常的海浪和风暴潮一样都是重力表面

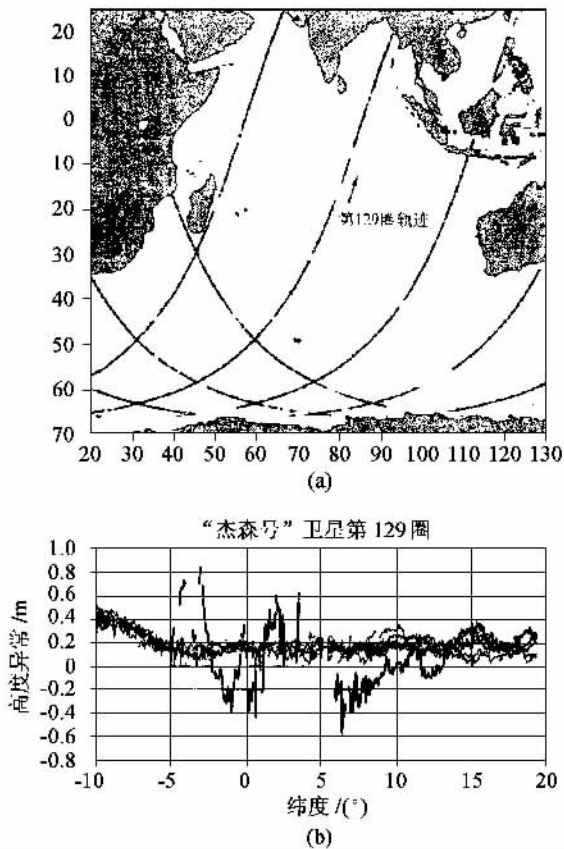


图2 (a)杰森1号(Jason 1)测高卫星在印尼苏门答腊-安达曼 $M_w 9.0$ 特大地震之后2小时05分钟巧遇印度洋大海啸(b)海啸周期约37分钟,双振幅(波峰至波谷的幅度)约 $1.2m^{[5]}$

波,但是它与海浪和风暴潮又有明显的不同:

(1)成因不同.平常的海浪或风暴潮是由海面上刮风或风暴引起的,而海啸大多数是由海底的突然上下变动引起的,两者的成因不同.

(2)周期、波长不同.海啸的周期长达200—2000s,波长长达10—100km;而风暴潮的周期只有6—10s,波长数量级约100m.虽然两者同属重力表面波,平常的海浪或风暴潮由于波长(数量级约100m)比海水的深度(数量级约1km)小得多,所以是一种“深水波”[图4(c)],海水质点的运动只限于在距深海大洋的表面数量级约100m的深度范围内传播.海水质点在垂直于海面的平面上运动,呈前进的圆形,振幅随深度很快地衰减,到了大约半波长、即数量级约100米的深度即衰减殆尽[图4(c)].尽管海面上波涛汹涌,潜没在水下的潜艇却岿然不为之所动就是这个道理.同样道理,安置在海面的压强计可以记录下几乎无时不在的高达数米的海浪,但不易检测出振幅比一般的海浪小、因而被淹没在一般的海浪信号中的海啸(甚而是大海啸)信

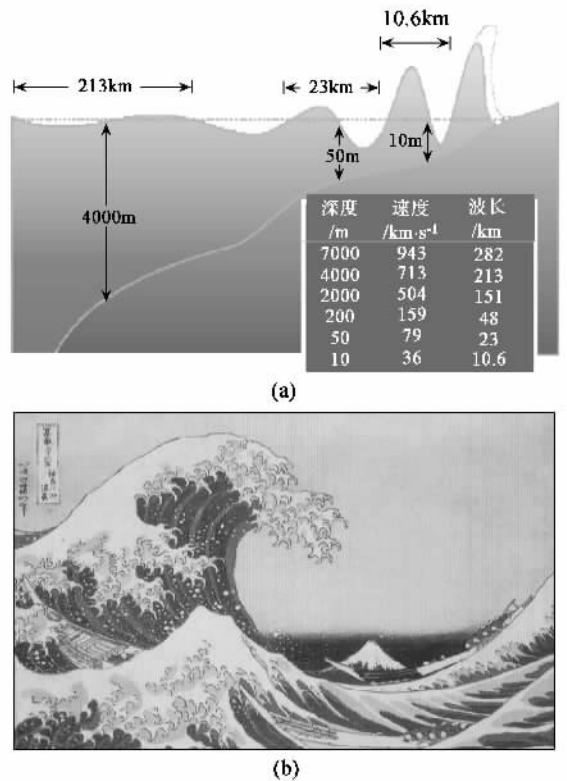


图3 (a)海啸的波长、传播速度随海水深度变化示意图.当海啸靠近海岸时,海水深度变浅,海啸传播速度减慢、波长变短、波浪幅度迅猛增大^[6](b)日本传统绘画“富士三十六景”所绘的海啸^[7]

号[例如印度洋特大海啸双振幅仅1.2m,参见图2(b)];因此,不但在海面上,而且在深海海底,都应安置压强计,才有可能有效地监测海啸的发生与传播.与平常的海浪和风暴潮不同,海啸[图4(b)]的波长(约10—100km)比海水的深度(约数千米)大得多,水深达数千米的海洋,对于波长10—100km的海啸,犹如一池浅水,所以海啸作为一种重力表面波是一种“浅水波”.当它在海洋中传播时,振幅随深度衰减很慢,慢到了几乎没有什么衰减的程度,并且,海水质点在垂直方向的运动幅度比在水平方向的运动幅度小得多,呈极扁的前进的椭圆形,扁到几乎退化为一根直线,以至整个海洋,从海面直至海底的海水质点,同步地沿水平方向往复地运动,携带着大量的能量袭向海岸[图4(b)].

(3)传播速度不同.海啸是一种长周期的重力波,它的高频截止频率是0.01—0.02Hz,也就是周期50—100s.它的传播速度很大,如前所述,达200—250m/s,大约是平常海浪波速的15倍.海啸高达200—250m/s的传播速度以及海啸波的振幅随深度几乎没有什么衰减,说明了为什么海啸具有异

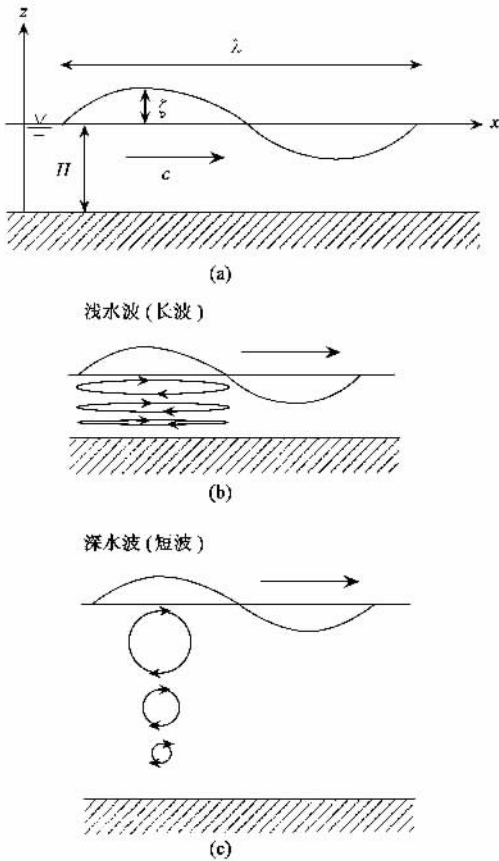


图4 重力波在海洋中的传播示意图 (a) 波长为 λ 、波浪高度为 ζ 的重力波以相速度 c 在水深为 H 的海洋中沿 x 方向传播; (b)“浅水波”(长周期重力波); (c)“深水波”(短周期重力波)^[4]

乎寻常的破坏力。

在水深为 H 的海洋中,重力波传播的相速度 c 为^[8]

$$c = \sqrt{gH} \cdot \sqrt{\frac{\tanh kH}{kH}}, \quad (1)$$

式中 $k = 2\pi/\lambda$ 是波数, λ 是波长, g 是重力加速度, \tanh 是双曲正切函数。图5是海水深度分别为 2, 4, 6km 时重力波传播的频散曲线。“频散”在物理学中称作“色散”,指的是波的传播速度(相速度或群速度)随周期(或频率)变化。海啸即长周期的重力波。当海啸波的周期数量级为 100—1000s 时,也就是波长 λ 比海水的深度 H 大得多时($\lambda \gg H$),作为一种长周期的重力波(“浅水波”)海啸波是没有频散的。此时(1)式简化为(图5)

$$c = u = \sqrt{gH}, \quad (2)$$

式中 u 是群速度。

普通的海浪是一种短周期的重力波。当周期数

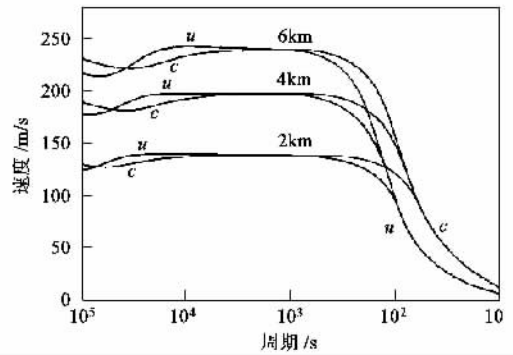


图5 按照球形均匀地球模型计算得到的、海水深度分别为 2, 4, 6km 时重力波的频散曲线(c 表示相速度, u 表示群速度^[9])

量级为 10s,也就是周期很短时(1)式简化为(图5):

$$c = 2u = \sqrt{\frac{\lambda g}{2\pi}}. \quad (3)$$

上式表示,作为一种短周期的重力波(“深水波”),普通的海浪是频散的面波,其相速度 c 是群速度 u 的两倍,它们都与波长 λ 的平方根成正比(图5)。

(4)激发的难易程度不同。普通的海浪或风暴潮是由海面上刮风或风暴引起的,容易被风或风暴所激发。而大多数海啸是由海底地震产生的,海底地震激发海啸的能力随震源深度和频率的增加而急剧衰减。所以在震源深度相同的情况下,频率是一个最重要的特征量,它决定了地震激发海啸的效能。在固态的地球内部,决定地震激发海啸效能的“本征函数”的振幅很小,对于震源深度大于 60km 的地震,本征函数的振幅仅仅分别是表面位移的 10^{-3} (当周期约为 10^3 s 时), 10^{-5} (当周期约为 10^2 s 时),甚至是 10^{-7} (当周期约为 50s 时)^[9]。这就是说,震源深度大于 60km 的地震,只能激发长周期的海啸。只有周期特别长的、极其大的地震,在极其有利的条件下才能激发起灾害性的大海啸。这点已为大量的历史上的海啸以及近代的观测资料所证实。

1.3 海啸灾害

大海啸是一种频度极低、在原地重复发生的时间远大于人的寿命的自然灾害。根据 1900 年以来的统计,地球上平均每年发生 1 次 8 级或 8 级以上的特大地震,而在 10 次 8 级或 8 级以上的特大地震中,大约只有一次是发生在海底同时又激发起海啸的。中等大小的地震即震级 6.5 左右的地震有可能激发出波浪振幅只有几厘米、在深海海面上可以用

现代的压强计记录下来的小规模的海啸. 小规模海啸的年发生率是每年若干次, 较大规模海啸的年发生率则是大约一年一次. 对于诸如特大地震、特大海啸这些频度极低、在原地重复发生的时间远大于人的寿命的自然灾害来说, 人们很容易掉以轻心. 例如, 就印度洋北部来说, 历史上只有过 6 次有关海啸的记载^[19, 20], 包括公元前 326 年亚历山大大帝统率的军队遭遇到该地区迄今最早有记载的海啸以及公元 1008 年 4 月 1 日至 5 月 9 日由当地地震激发的伊朗海岸的海啸, 1883 年 8 月 27 日由印尼克拉喀托亚(Krakatoa)火山喷发激发的海啸^[19], 1884 年由孟加拉湾西部地震激发的海啸, 1941 年 6 月 26 日由安达曼海 8.1 级地震激发的海啸, 1945 年 11 月 27 日卡拉奇以南 70km 的 8 $\frac{1}{4}$ 级地震激发的海啸.

中国、印度、印尼、日本、菲律宾、美国东海岸、非洲科特迪瓦(旧称“象牙海岸”)乃至欧洲, 有史以来都是遭受过多次海啸袭击的地区(图 6)^[7]. 实际上, 在众多的自然灾害中, 海啸作为一种发生频度极低的、发生概率极小的事件, 它的危险性显然是被大大低估了. 如同在下面将要提到的, 倘若印度洋沿岸各国在 2004 年印度洋特大海啸之前能与太平洋沿岸国家一样建立起海啸预警系统, 那么这次苏门答腊 - 安达曼特大地震引起的印度洋特大海啸决不致造成如此巨大的人员伤亡和财产损失.

2 地震海啸

地震海啸(earthquake - generated tsunami)系指地震激发(产生)的海啸. 通过对海啸特点的分析, 便不难理解究竟是哪些因素在影响地震激发海啸. 影响地震激发海啸的主要因素有 (1)地震的大小 (以地震矩 M_0 或矩震级 M_w 量度) (2)地震机制; (3)震源深度 (4)震源破裂过程.

2.1 地震矩

天然地震是由地下岩石的突然错断所产生的. 所以, 地震的大小与断层面的面积、断层面两侧岩石相对错动的距离、介质的刚性系数有关. 通常以“地震矩”或“矩震级” M_w 量度地震的大小. 地震矩 M_0 定义为^[21]

$$M_0 = \mu AD, \quad (4)$$

式中 A 是断层面的面积, D 是断层面上的平均位错 (错动距离) μ 是介质的刚性系数. 相应地, “矩震

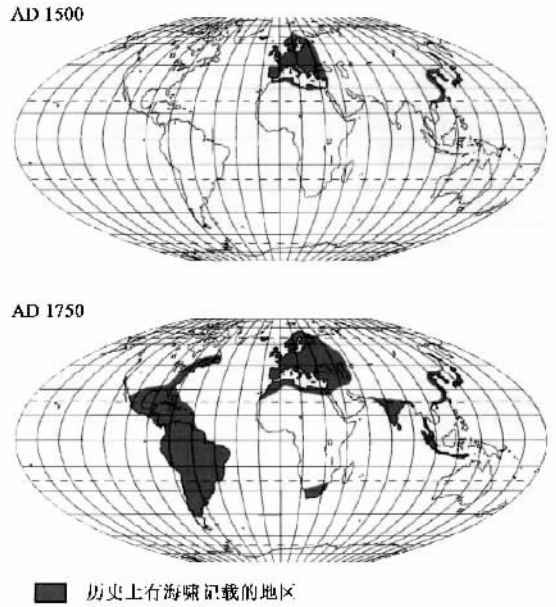


图 6 历史上有海啸记载的地区, 图中显示中国、印度、印尼、日本、菲律宾、美国东海岸、非洲科特迪瓦(旧称“象牙海岸”)乃至欧洲都是历史上遭受过多次海啸袭击的地区. 上图: 公元 1500 年前历史上有海啸记载的地区, 下图: 公元 1750 年前历史上有海啸记载的地区^[7]

级” M_w 定义为^[22]:

$$M_w = \frac{2}{3} \lg M_0 - 6.06, \quad (5)$$

式中 M_0 以牛顿·米为单位. 如上式所示, 矩震级是由地震矩计算得出的. 当 $M_w < 7.25$ 时, 矩震级 M_w 的测量结果与用面波测量的震级(称作“面波震级”) M_s 的测量结果基本一致; 但当 $M_w > 7.25$ 时, 面波震级 M_s 开始出现“饱和”, 也就是测量出的面波震级 M_s 低于能反映地震真实大小的矩震级 M_w ; 而当 $M_w = 8.0 - 8.5$ 时, M_s 达到完全饱和, 也就是此时无论 M_w 如何增大, 测量出的面波震级 M_s 不再跟着增大^[22, 23]. 所以, 当测定大地震的震级时, 如果采用 M_w 以外的其他震级标度, 则会由于震级饱和而低估地震的震级, 从而导致对该地震是否会激发海啸的错误判断. 因此, 无论是从海啸预警的角度, 还是从监测与研究地震活动的角度, 都应测量地震矩 [(4) 式] 或与其相当的、由地震矩计算得出的矩震级 [(5) 式]. 很明显, 当 $6.5 \leq M_w \leq 9.5$ 时, M_0 的变化跨越 5 个数量级, 从 $6.3 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$ 变化到 $2.0 \times 10^{23} \text{ N} \cdot \text{m}$; 所以, 在其他条件一样的情况下, 震级越大所激发的海啸越大; 只不过不同大小的地震所激发的海啸在强度上的差别可以非常悬殊.

2.2 震源机制

表征地震震源机制的参数是断层面的走向(断面与地面的交线与正北方向 N 的夹角) ϕ 、倾角(断面与地面的夹角) δ 和滑动角[滑动矢量 e 断层的“上盘”相对于“下盘”滑动的方向与断面走向的夹角, 逆时针为正] λ (图 7)。一般而言, 纯走滑断层(指 $\lambda = 0^\circ$ 或 180° 的断层) 不容易激发海啸^[9, 24]。纯倾滑断层(指 $\lambda = 90^\circ$ 或 270° 的断层) 比纯走滑断层更容易激发海啸^[9]。

但是, 这并不是说, 走滑断层就绝对不会激发海啸。一个位于海底的纯走滑断层一样会产生海底的隆升和下降。它所引起的水底隆升和下降的幅度虽然不及强度相同的纯倾滑断层, 但仍有可能激发海啸。理论计算与分析表明, 在其他条件一样的情况下, 一个纯倾滑断层所引起的地面隆升和下降大约是纯走滑断层的 4 倍, 它所激发的海啸浪高也大约是 4 倍^[9]。

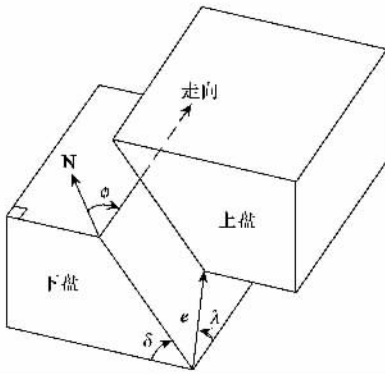


图 7 地震断层 图中表示断层面的走向 ϕ 、倾角(定义为 $\phi + 90^\circ$)、倾角 δ 、断层的上盘、下盘、滑动矢量 e 、滑动角 λ

2.3 震源深度

震源深度对于激发海啸的重要性似乎不言自明。不过, 需要特别指出的是, 通常说的震源深度指的是震源初始破裂点的深度, 人们常忽略对于海啸预警至关重要的参数应当是“矩心矩张量”(地震时释放的“地震矩张量”的“矩心”) 的深度。很自然地, 深源地震不如浅源地震, 特别是断层面出露到海底的地震易于激发海啸。实际上, 在其他条件相同的情况下, 在震中距 2000km 范围内, 震源深度大的地震引起的海啸浪高只有震源深度浅的地震激发的海啸的几分之一; 不过, 当震中距超过 2000km 以后, 震

源深度对于海啸浪高的影响就微乎其微了^[9]。

2.4 震源破裂过程

地震的震源并不是几何上的一个点, 它是有一定形状和大小的。例如, 地震断层的长度可以小到数米(相当于 $M_w \approx 0$ 的地震), 大到数百千米(相当于 $M_w \approx 8$ 的特大地震)。有限大小的震源所激发的海啸与点源所激发的海啸的主要差别是在短周期方面。因此迄今在许多工作中, 特别是在海啸预警中, 仍然广泛采用“点源矩张量”模型来计算海啸^[9-12]。然而, 苏门答腊-安达曼 M_w 9.0 特大地震及其所激发的特大海啸表明, 至少对于特别大的地震及其激发的海啸, 地震破裂的动态过程, 特别是破裂的方向性, 对于海啸能量传播有着不可忽略的影响^[25]。2004 年 12 月 26 日苏门答腊-安达曼特大地震破裂过程的初步分析^[26]表明, 这次地震总体上是从南南东方向朝北北西方向的单侧破裂, 这一破裂方式导致了地震波能量以及海啸能量在北北西方向的聚焦, 即所谓的“地震多普勒(Doppler)效应”, 造成了印度洋北部的巨大损失。倘若这次特大地震的破裂方向是反过来朝南扩展的话, 班达亚齐与泰国这些地区或国家的损失就不致这么大; 不过, 这样一来, 苏门答腊-安达曼南部的损失可能就会大得多。

3 海啸地震

为什么有的大地震能激发大海啸、甚而能激发异常大的海啸[称作“异常海啸地震”(anomalous tsunami earthquake)], 有的则不能? 这涉及“能激发海啸的地震”, 简称“海啸地震”(tsunamigenic earthquake) 的机制问题。有人认为, 导致这一巨大差别的原因是能激发海啸的地震, 其震源破裂过程特别缓慢, 震源破裂持续时间特别长^[27]。有人则认为, 有些大地震能激发大海啸是因为这些地震是发生在俯冲带的上复板块增生的楔形端部上, 其深度浅, 刚性系数亦小; 而通常的极间地震则是发生在深度较大(约 10—40km) 的地方。所以前者能激发起大的海啸, 而且由于介质刚性系数小, 所以相对而言其地震矩也较小^[28, 29]。还有人则认为, 一般而言, 地震越大, 所激发的海啸越大, 这点并无问题; 产生上述差别或矛盾是因为不恰当地运用了面波震级 M_s 来衡量地震的大小, 而面波震级 M_s 在矩震级 M_w 8.7 时就已达到完全饱和^[30]。运用简正振型理论通过计算可以得出, 在某些几何条件下, 位于浅的沉积层中的地震震源有可能比位于固态地球中的地震震源激发

出大得多的海啸^[15]。通过波形模拟可以得出,在靠近海沟的地方,海底地形起伏的程度(“粗糙度”)与大地震海啸的发生有关^[31]。这些研究结果表明,浅的俯冲板块的沉积层中的缓慢震源破裂过程是激发大海啸的有利因素,突显了确定震源破裂过程,尤其是研究特别缓慢的震源破裂过程如“慢地震”、“寂静地震”等现象对于阐明海啸激发机制、从而对预防和减轻海啸灾害的重要意义。

那么,为什么 2004 苏门答腊-安达曼特大地震与 2005 苏门答腊北部特大地震同为特大地震,一个产生了灾难性的特大海啸,而另一个却没有?由哈佛大学得到的这两次特大地震的“矩心矩张量解”的“最佳双力偶”解的参数(表 1)^[32]表明这两次地震的震源机制非常接近,都是低倾角、以逆断层错动为主的“右旋-逆断层”,反映了这两次地震的发生是印度板块、澳洲板块沿着北东 20°方向朝着(从欧亚板块进一步细分出来的)缅甸微板块下方俯冲的结果(图 1)。2004 地震与 2005 地震的地震矩分别为 $4.0 \times 10^{22} \text{ N} \cdot \text{m}$ 与 $1.1 \times 10^{22} \text{ N} \cdot \text{m}$,前者的地震矩大约是后者的 4 倍。按照最新的研究结果^[1,26],2004 苏门答腊-安达曼特大地震的震级可能达到 M_w 9.1—9.3,而 2005 苏门答腊北部特大地震的震级则可能是 M_w 8.5。若是这样,两者的地震矩的差距还要大。按照哈佛大学矩心矩张量解^[32],2004 地

震的断层面倾角(8°)与 2005 地震的断层面倾角(7°)相近;若是按照不同机构或作者的测定,2004 地震的断层面倾角可以约束在 8°—13°之间,2005 地震的断层面倾角可以约束在 4°—7°之间,前者大约是后者的两倍。因而 2004 地震不但比 2005 地震大,而且具有较大的倾滑分量。虽然 2005 地震的矩心深度(24.9km)比 2004 地震的矩心深度(28.6km)略浅,但总体上 2004 地震不但具有更大的地震矩,而且具有更大的倾滑分量,因而更容易激发海啸。不仅如此,2004 地震还具有长得多的矩释放时间,其震源破裂时间达 450 秒^[26]。并且在长达 450s 的震源破裂过程中,前 120s“矩率”(地震矩释放率)比后 330s 的矩率大得多。在空间上,这相当于在由南南东朝北北西的破裂过程中,总长度达到大约 1300km 的地震断层的南段(约 400km)的地震矩迅速地释放,而北段(约 900km)则缓慢地释放,从而使 2004 地震具有更长的周期,更容易激发海啸。有能力激发大海啸的地震的特征或判据,对于认识海啸这一发生频度极低的自然现象,对于减少海啸早期预警的虚报率,从而对于预防和减轻海啸灾害是极其重要的。显然,深入探索在诸多可能的因素中,究竟哪些因素起主要作用,使得地震在激发大海啸的能力方面有如此显著的差别是很有意义的。

表 1 哈佛大学得到的 2004 苏门答腊-安达曼特大地震及 2005 苏门答腊北部特大地震的矩心矩张量解^[32]

日期	2004 年 12 月 26 日	2005 年 3 月 28 日
矩心时间(协调世界时)	01 01 :9.0	16 10 31.8
矩心位置	3.09°N, 94.26°E	1.64°N, 96.98°E
矩心深度(km)	28.6	24.9
地震矩 M_0 ($10^{22} \text{ N} \cdot \text{m}$)	4.0	1.1
矩震级 M_w	9.0	8.7
节面 1	走向 329°/倾角 8°/滑动角 110°	走向 329°/倾角 7°/滑动角 109°
节面 2	走向 129°/倾角 83°/滑动角 87°	走向 130°/倾角 83°/滑动角 88°
T 轴	倾角 52°/方位角 36°	倾角 51°/方位角 37°
B 轴	倾角 3°/方位角 130°	倾角 2°/方位角 130°
P 轴	倾角 38°/方位角 222°	倾角 38°/方位角 222°

4 海啸预警的物理基础

在大地震之后如何迅速地、正确地判断该地震是否会激发海啸仍然是个悬而未决的科学问题。这种情况反映了迄今为止对于能激发海啸的地震(海

啸地震)的特征及其激发海啸的机制仍缺乏深刻的认识,亟需进一步深入地研究海啸发生的物理过程。尽管如此,根据目前的认识水平,仍可通过海啸预警,为预防和减轻海啸灾害做出一定的贡献。

海啸预警的物理基础在于地震波传播速度比海

啸的传播速度快.地震纵波即P波的传播速度约6—7km/s,比海啸的传播速度要快约20—30倍,所以在远处,地震波要比海啸早到达数十分钟乃至数小时,具体数值取决于震中距和地震波与海啸的传播速度.例如,当震中距为1000km时,地震纵波大约2.5分钟就可到达,而海啸则要走大约1个多小时;1960年智利 M_w 9.5特大地震激发的特大海啸22小时后才到达日本海岸!如能利用地震波传播速度与海啸传播速度的差别造成的时间差分析地震波资料,快速地、准确地测定出地震参数(包括发震时间、震中位置、震源深度、地震矩、震源机制和震源破裂过程等),并与预先布设在可能产生海啸的海域中的压强计(如前所述,不但应当有布设在海面上的压强计,更应当有安置在海底的压强计)的记录相配合,就有可能做出该地震是否激发了海啸,海啸的规模有多大的判断.然后,根据实测水深图、海底地形图及可能遭受海啸袭击的海岸地区的地形地貌特征等相关资料,模拟计算海啸到达海岸的时间及强度,运用诸如卫星、遥感、干涉卫星孔径雷达(InSAR)等空间技术监测海啸在海域中传播的进程,采用现代信息技术将海啸预警信息及时传送给可能遭受海啸袭击的沿海地区的居民,并在可能遭受海啸袭击的沿海地区,平时就开展有关预防和减轻海啸灾害的科技知识的宣传、教育、普及以及应对海啸灾害的训练和演习.这样,就有希望在海啸袭击时,拯救成千上万生命和避免大量的财产损失.海啸预警具有可靠的物理基础,它不但在理论上是成立的,实际上也是可行的,并且已经有了成功的范例.例如,1946年,海啸给夏威夷的Hilo市造成了严重的人员伤亡和财产损失,此后不久,1948年在夏威夷便建立了太平洋海啸预警中心,从而有效地避免了在那以后的海啸可能造成的更大损失.倘若印度洋沿岸各国在2004年印度洋特大海啸之前能与太平洋沿岸国家一样建立起海啸预警系统,那么这次苏门答腊—安达曼特大地震引起的印度洋特大海啸决不致造成如此巨大的人员伤亡和财产损失.

以上所述的海啸预警对于“远洋海啸”比较有效.但是,对于“近海海啸”(亦称“本地海啸”)即激发海啸的海底地震离海岸很近,例如,离海岸只有几十至数百千米的海啸,由于地震波传播速度与海啸传播速度的差别造成的时间差只有几分钟至几十分钟,海啸早期预警就比较难于奏效.为了在大地震之后能够迅速地、正确地判断该地震是否激发海啸,减少误判与虚报,特别是“近海海啸”预警的误判与虚报,以

提高海啸预警的水平,必须加强对海啸物理的研究.

5 讨论与结论

以上对海啸、地震激发的海啸、能激发海啸的地震以及海啸预警的物理基础等问题做了简要的介绍.我们看到,和地震一样,海啸也是一种自然现象.人类生活在一颗不断运动变化、十分活跃的地球上.地球是人类共同的家园,它不但提供人类赖以生存的资源、能源和环境,也不时地兴风作浪,给人类带来灾害.海啸、地震作为自然现象,正是地球不息地运动变化的生动的表现,海啸灾害、地震灾害作为自然灾害,不过是人类面对的诸多自然灾害中的两种!面对自然灾害,人类要努力去研究它、认识它,依靠科学技术,寻求避免和减轻灾害的办法,学会“兴利避害”、“与灾相处”.通过建立海啸预警系统可望预防和减轻海啸灾害.

参 考 文 献

- [1] Lay T, Kanamori H, Ammon C J *et al.* Science, 2005, 308 (5725): 1127
- [2] <http://earthquake.usgs.gov/recenteqsw/>
- [3] Lay T, Wallace T C. Modern Global Seismology. San Diego: Academic Press, 1995. 5221
- [4] Satake K. Tsunami. In: Lee W H K, Kanamori H, Jennings P C *et al.* International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. San Diego: Academic Press, 2000. 437
- [5] Gower J. Eos Trans. AGU, 2005, 86(4) 37
- [6] <http://earthquake.usgs.gov/bytopic/tsunami.html>
- [7] Bryant E. Tsunami. The Underrated Hazard. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 320
- [8] Jeffreys H, Jeffreys B S. Methods of Mathematical Physics. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1962. 714
- [9] Ward S N. J Phys. Earth, 1980, 28: 441
- [10] Ward S N. J. Geophys. Res., 1981, 86: 7895
- [11] Ward S N. Phys. Earth Planet. Interi., 1982, 27: 273
- [12] Ward S N. Bull. Seism. Soc. Amer., 1982, 72: 759
- [13] Ben - Menahem A, Singh S J. Seismic Waves and Sources. New York: Springer - Verlag, 1981. 1108
- [14] Okal E A. Phys. Earth Planet. Interi., 1982, 30: 1
- [15] Okal E A. Natural Hazards, 1988, 1: 67
- [16] Okal E A, Talandier J. J. Phys. Earth, 1986, 34: 19
- [17] Comer R P. Geophys. J. Royal astr. Soc., 1984, 77: 1
- [18] Comer R P. Geophys. J. Royal astr. Soc., 1986, 77: 29
- [19] Winchester S. The Day the World Exploded: August 27, 1883. New York: Harper Collins, 2003. 416
- [20] Gupta H. Episodes, 2005, 28(1) 2
- [21] Aki K. Bull. Seism. Earthq. Inst., 1966, 44: 23
- [22] Hanks T C, Kanamori H. J. Geophys. Res., 1979, 84(B5): 2348
- [23] 陈运泰,刘瑞丰.地震地磁观测与研究,2005,25(6): 1
[Chen Y T, Liu R F. Seismological and Geomagnetic Observation and Research, 2005, 25(6): 1(in Chinese)]
- [24] Zhou Y H, Xu L S, Chen Y T. Bull. Seism. Soc. Amer., 2002, 92(5): 2027

[25] Park J , Anderson K , Aster R *et al.* *Eos* , Transactions AGU , 2005 , 86(6) 57
 [26] Xu L S , Chen Y T. Dynamic rupture model of the December 26 , 2004 Sumatra earthquake from long - period waveform data of worldwide stations. 2nd Annual AOGS Meeting 2005 , June 20 - 24 , 2005 , Singapore
 [27] Kanamori H. *Phys. Earth Planet. Interi.* , 1972 , 6 : 246
 [28] Fukao Y , Furumoto M. *Tectonophysics* , 1975 , 25 247
 [29] Fukao Y. *J. Geophys. Res.* , 1979. 84 2303
 [30] Pelayo A M , Wiens D A. *J. Geophys. Res.* , 1992 , 97 : 15321

[31] Satake K , Tanioka Y. *Pure Appl. Geophys.* , 1999 , 154 : 467
 [32] Harvard CMT solution : <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>

作者简介 陈运泰 地球物理学家 中国科学院院士、第三世界科学院院士 国际大地测量与地球物理联合会 (IUGG) 执行局委员 中国地震局地球物理研究所研究员、名誉所长 北京大学地球与空间学院院长。



· 物理学名词 ·

对一个名词的建议

《物理》杂志 2005 年 34 卷第 10 期第 772 页刊登了关洪先生的《对几个物理学名词的修改意见》,我有这样的建议:

Dirac 把 *braket* 拆成 *bra* 和 *ket* ,曾译为刁矢、刃矢,未通行。后来我们定名为左矢、右矢,关洪先生建议改为彳矢、亅矢。此译法得原文拆字之妙,颇有启发。但彳于原意为小步而行,似乎语意尚不够妥贴。我翻阅字典,得一方案,即片矢、片矢。《九经字样》:“篆文(木)析之两向,左为彳,音墙,右为片。”与 Dirac 拆字法有异曲同工之妙,字形也更为对称。

(北京大学物理学院 赵凯华)

对几个物理学名词的修改意见(续)

(接 2005 年第 10 期第 772 页)

4 time translation : 时间平移 - 时间迁移

英语 *translation* 的本意是转移和迁移。现在在数学名词和物理学名词里定为“平移”,指的是在空间中不带转动的平行移动。但是时间只有一维,何来平动和转动的分别?所以“时间平移”的说法就不对了。因此建议改为“时间迁移”。

在汉语里,“迁”既可以用于空间,亦可以用于时间。我认为,不论指空间或者时间,在数学和物理学里, *translation* 亦应该译为“迁移”。因为“平移”是“平行移动”的简称,对应的是另一个词组 *parallel translation*。

5 space - time : 时空 - 空时

1977 年出版的《英汉物理学词汇》把 *space - time* 这个复合词译为“空间 - 时间”。但在 2002 年的新版《英汉物理学词汇》里,又把它简称为“时空”,在次序上倒了一个个儿。自古以来,汉语里的习惯多是先说空间,后说时间。例如我们一直在使用的“宇宙”这一个名词,古语说:“四方上下曰宇,古往今来曰宙”。又如,李白的名句“天地者万物之逆旅,光阴者百代之过客。”所以这个复合词应当叫“空时”。现在的叫法不仅不合汉语的习惯,不合英语的次序,亦不合乎相对论里描写空间 - 时间坐标的一般次序。

我曾经亲耳听到周培源先生说的是“空时”而不是“时空”。在周先生的著作里的书面语言也是这样写的。

6 isospin : 同位旋 - 同旋

“同位旋”(*isotopic spin*)的名称是维格纳 1937 年起的,显然是从同位素(*isotope*)一词脱胎而来。这里的“位”本来指的是元素周期表的位置,对应着元素的原子序 *Z* ;同位素则指 *Z* 相同而质量数 *A* 或者中子数 $N = A - Z$ 不同的核素。而那时候最早安排的同位旋双重态里的质子和中子,则是质量数 *A* 相等而原子序即电荷数 *Z* 不相等的粒子。对于这个并不合适的名词,曾经有人建议改为 *isobaric spin* ,虽然 *isobar* 这一名词被翻译为“同质异位素”或者“同量异位素”,指质量数 *A* 相等而电荷数 *Z* 不相等的核素,但 *isobaric spin* 仍然翻译做“同位旋”。

再后来国际上为了省事起见,干脆把它简称为 *isospin* ,不说 *isotopic* 或者 *isobaric* 了。与此相对应,中文名词是否可以相应地改为“同旋”,一来改正了“同位”的错误叫法,二来亦可以与“自旋”那样的简单叫法相呼应呢?

7 isobar : 同量异位素 - 同重异位素

顺便说一下,以上说的 *isobaric spin* 的译名“同质异位素”或者“同量异位素”里的“质”和“量”比较费解,很难令人一下子联想到这里的“质”和“量”,分别指的是“质量”或者“原子量”。我建议不如改成“同重异位素”,一望而知指的是重量相同,因而质量亦相同的核素。再说, *baric* 的词根对应于希腊语 *barus* ,本身就是“重”的意思。例如,物理学名词里有 *baryon* (重子),音乐名词里还有一种管乐器叫 *baritone* 或者 *barytone* (中低音号)。

(中山大学物理系 关洪)