

What's fun in EE

臺大電機系科普系列



海嘯偵測

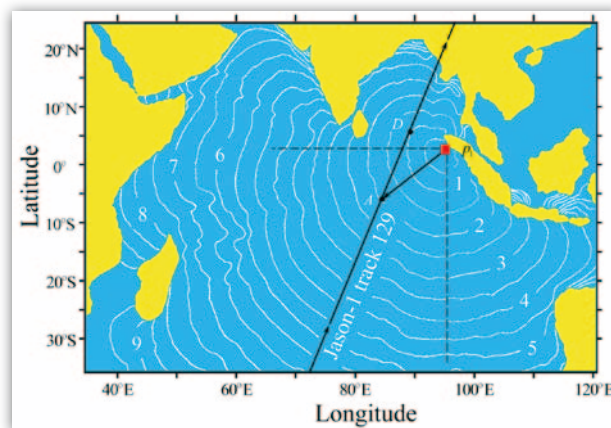
江簡富／臺大電機系教授

摘要

本文簡要地介紹一組理論模型，用以分析海嘯如何引發大氣重力波，並造成電離層電子密度的擾動。隨後採用這組模型重建蘇門答臘海嘯所造成的電離層擾動，並嘗試依此模型提出一種海嘯早期預警系統，在海嘯發生後約 15 分鐘左右偵測其出現範圍。

1952 年前後，科學研究社群已了解在某些條件下，大規模海洋波動引發的大氣波動，其能量強度足以擾動電離層 (Ionosphere)。地震、火山爆發、核爆也可能產生足夠的能量來擾動電離層。1976 年前後，科學家指出可藉由觀察電離層擾動以偵測海嘯 (Tsunami)。1990 年代，研究人員提出運用全球定位系統 (Global Positioning System, GPS) 來偵測電離層擾動來源的構想。

如圖一所示，在 2004 年 12 月 26 日，蘇門答臘 (Sumatra) 地震發生後兩小時左右，人造衛星 Jason-1 酬載的海面高度儀 (Altimeter) 偵測到海嘯前沿，其他衛星如 Topex / Poseidon、Envisat 及 Geosat-Follow-On (GFO) 也陸續紀錄到其軌道下視區域的印度洋洋面高度變化。該區域上空的電離層總電子量 (Total Electron Content, TEC) 變動情形則被其他系統紀錄下來。



圖一 蘇門答臘海嘯發生示意圖， P_1 為震央，白色曲線表示地震發生後不同時間的海嘯波前，數字代表地震發生後的小時數。



臺灣大學電機工程學系

10617 台北市 大安區 羅斯福路四段一號

Email: dept@cc.ee.ntu.edu.tw

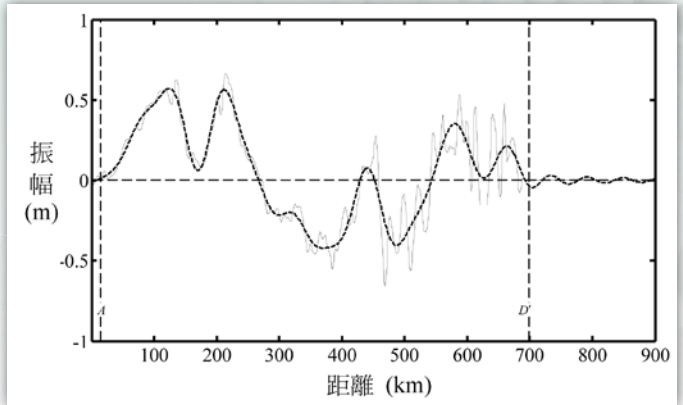
http://www.ee.ntu.edu.tw/



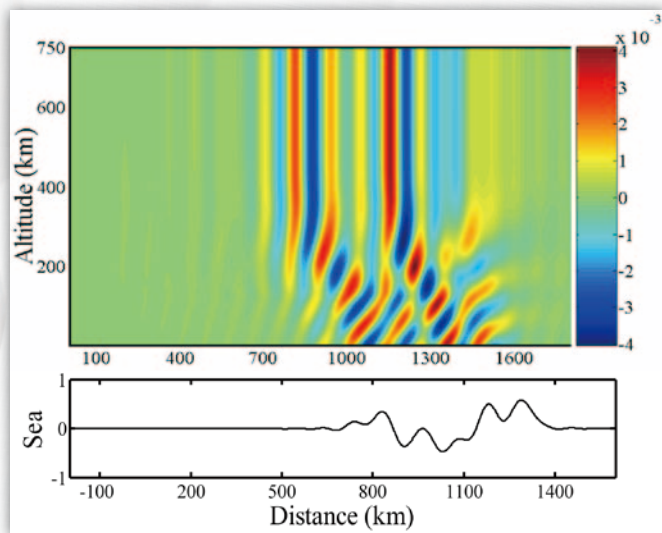


海嘯在開闊海面上的傳播模式近似於淺水波，在近海岸處則受海底地形影響，波形變得較複雜。印度洋平均水深約 3,900 米，蘇門答臘海嘯行進波速約 191 米 / 秒（700 公里 / 時），與噴射客機的巡航速度相當，周期約 15 分鐘，波峰至波谷的振幅約 1 米。

圖二所示為沿著 Jason-1 衛星前進方向量測到的海嘯波形數據，及沿著震央往外傳播方向的重建海嘯波形。



圖二 蘇門答臘海嘯波形，實線為沿著 DA 方向的衛星量測數據，折線為沿著 p_1A 方向的重建數據。



圖三所示為海嘯波形與其所激發的大氣重力波，兩者沿著海平面方向的移動速度相同。海嘯波推動海面上方的空氣分子，激發大氣重力波（Atmospheric Gravity Waves, AGWs），該重力波的傳播特性則決定於熱傳導、分子黏滯、高空離子牽引等因素。重力波在上昇的過程中消耗了部份的動能，致使動能密度在 150 公里以上呈指數下降。由於高空的氣體密度變低，重力波震盪的幅度因而增大。

圖三 海嘯波形（下）與被激發的大氣重力波（上）。

大氣層的性質如溫度、壓力等，大約呈現層狀分布，隨高度的變化比水平方向的變化明顯，可用狀態方程式（State equation）來描述。在考慮質量守衡、動量守衡、熱流平衡等條件下，可得出一組方程式來描述相關的變量，這些變量具有如下形式

$$A(\vec{r}, t) = A_0(z) e^{j(\omega t - k_r \rho)}$$

其在平行於海平面的方向呈現波動現象，如指數項所示；在垂直於海平面的方向上則具有如下形式

$$A_0(z) = A_0(0) \exp \left\{ -j \int_0^z k_{zr} dz \right\} \exp \left\{ \int_0^z \left[k_{zi} + \frac{1}{2H} \right] dz \right\}$$

其中 H 稱為高度尺度（Scale height），第一個指數項呈現波動現象，第二個指數項呈現隨著高度的放大現象。

電離層中的電子密度隨著高度變化，密度最高的一層稱為 F 區。電子密度的時變率與光照離子化率（Photoionization rate）、電子的化學損耗率（Chemical loss rate）及平均速度有關，離子密度的時變率亦有類似的關係式。大氣中主要的中性粒子包括 O_2 、 N_2 分子及 O 原子，電離層中主要的離子包括 NO^+ 、 O_2^+ 及 O^+ ，中性粒子與離子在 F 區平均每秒約碰撞一次。

光照離子化率決定於大氣中各式粒子吸收日照所產生的集成效應，大氣重力波引起的粒子密度擾動隨高度呈現放大現象，前述兩種因素共同作用，使得光照離子化率的最大值出現在某個高度。



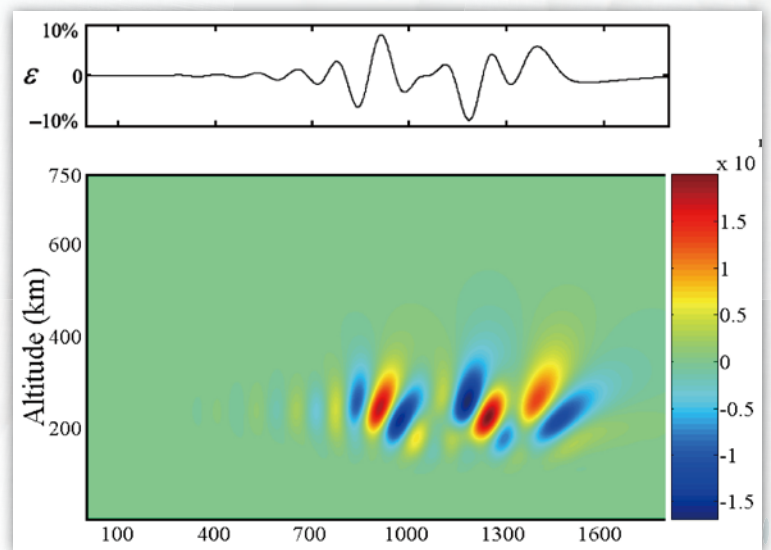


大氣重力波可視為由許多子波組合而成，各子波沿著海平面方向的波長不同，朝高空的傳播速度也不相同。主要組成子波的平均上昇速度約為 167 米 / 秒，約需 30 分鐘抵達 300 公里的高度。各子波在抵達某一高度後，上昇速度明顯減緩，因此大氣重力波在 300 公里以上幾乎平行於海面前進。

大氣重力波被海嘯激發後，約 15 分鐘抵達電離層並擾動其電子密度分佈。電子密度的擾動量與離子的速度密切相關，而後者又受中性粒子速度的影響。圖四所示為電子密度擾動剖面圖及總電子量變化，此時海嘯波前已離開震央 1,600 公里。電子密度開始出現擾動的水平位置落後海嘯波前約 150 公里，相當於海嘯波及重力波前進 15 分鐘的距離，重力波從海面上昇到 100 公里高度也花大約同樣的時間。

圖四顯示電子密度擾動在 100 到 450 公里高度範圍內很明顯，最大擾動量達均衡電子密度的 37%。總電子量變化的峰值落後海嘯波前約 750 公里，變化幅度約在 10% 以內，擾動的水平範圍約 1,000 公里，在海嘯通過區域上空任一位置約可持續 1.5 小時。

當電離層的電子密度受到擾動，會影響通過其上方的衛星和其下方地面站之間的連結訊號，如 GPS 訊號。可藉由偵知 GPS 訊號的異常變化，獲知電離層電子密度的擾動資訊。以目前的技術，使用分佈於全球各處大量的地面 GPS 接收站，每五分鐘可更新一次全球的電離層電子密度分佈。



圖四 電子密度擾動剖面圖（下）及總電子量變化（上）。

目前建構中的海嘯監測系統之一例為 Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunami (DART) 系統，其運作方式係將浮標及感測器固定在大陸棚或海礁上，藉由感測海床上的水壓變化來偵測海嘯的波前。該系統的缺點為離陸地過近，因此預警時間太短，且架設、維護的成本相當高。

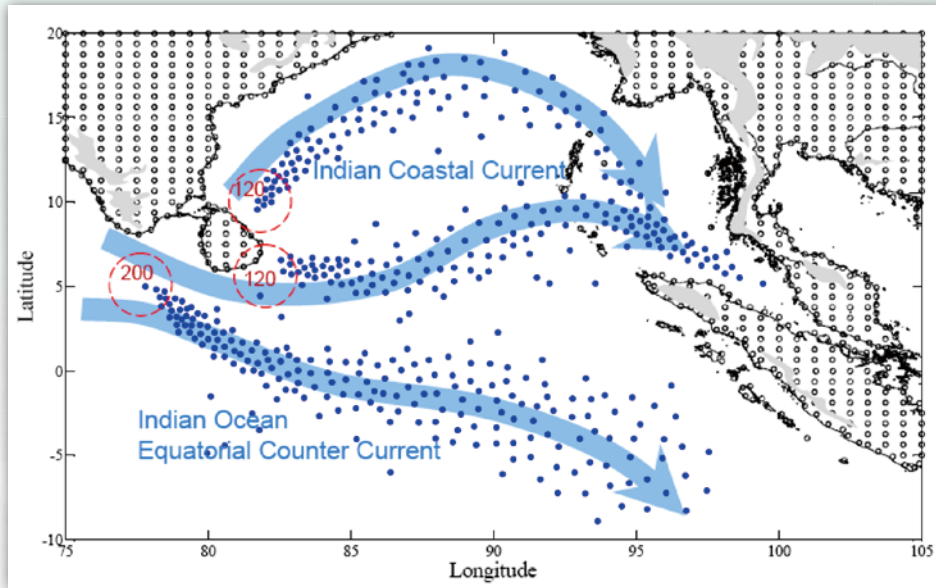
斷層掃描演算技術 (Computerized Tomography, CT) 源於以多束 X 光照射待測物體，並在該物體另一側擺設許多 X 光感測器，以量測從不同路徑穿透的 X 光強度，藉以反推該物體內部不同位置的吸收係數。通常不同質地的材料具有不同的吸收係數，因此可藉以估測物體內部各處的材料質地。

若將 GPS 衛星比擬為 X 光照射源，將 GPS 接收機比擬為 X 光感測器，GPS 訊號穿過電離層時，路徑上的總電子量將影響該訊號，並可從該訊號的特性中估測。該路徑上的總電子量為沿著路徑上各處電子密度之總和，假使有夠多的 GPS 訊號路徑穿過待測電離層區域，則可運用斷層掃描演算技術推算該待測區域各處之電子密度。

接下來，依前述模型算出蘇門答臘海嘯發生時電離層的電子密度分佈，據此可計算部署在不同地點的 GPS 接收機所收到的路徑總電子量。再運用前述的斷層掃描演算技術反推電離層的電子密度分佈，以檢驗此一方法做為海嘯預警技術的可行性。

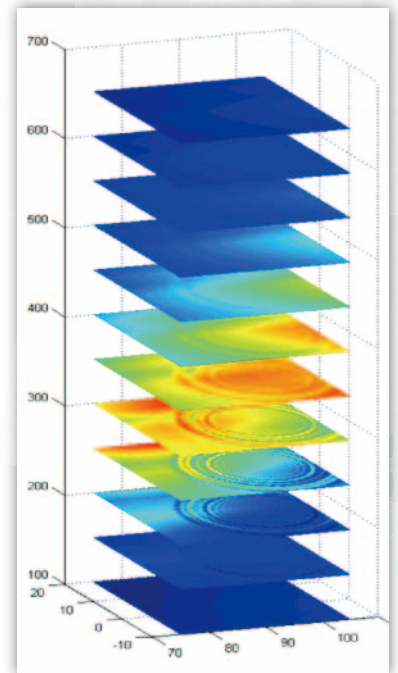
經構想各種可能的 GPS 接收機部署方式，並反覆進行模擬，發現將 GPS 接收機部署在海嘯通過區域，也就是電子密度擾動最明顯的區域之下方海面，偵測效果最明顯。如前所述，海嘯波在開闊海面上的振幅很小，不會衝擊海面上的漂浮物體，此一部署構想似乎可行；但如何在廣袤的海域部署大量的 GPS 接收機，又需考慮工程及經濟效率等因素。





圖五 GPS 接收機部署構想示意圖。

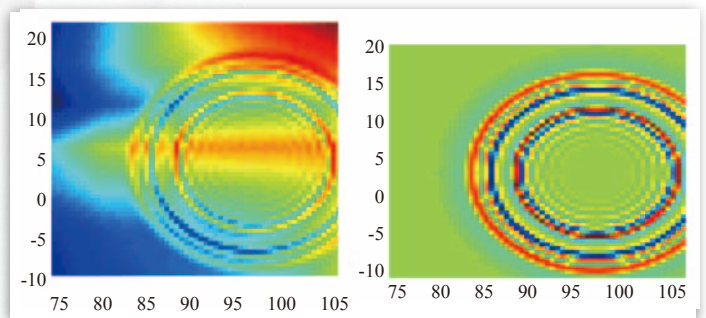
經過進一步蒐集資料，發現孟加拉灣（Bay of Bengal）內有三道洋流通過，如圖五所示。若在洋流的西端靠陸地處，每隔一段時間施放一枚漂流的 GPS 接收機，經過數星期後，總數 440 枚漂流的 GPS 接收機可大致均勻地分佈在孟加拉灣內。



圖六所示為海嘯發生區域上空電離層的電子密度分布剖面圖，在該區域上空 200 到 400 公里處可發現明顯的環狀電子密度擾動分佈。海嘯衝擊陸地後會產生散射波，但是該散射波的波長範圍無法激發重力波，因此不會擾動上空的電離層。

→圖六 海嘯發生區域上空電離層電子密度之分布剖面圖，各軸單位為公里，暖色代表高密度，寒色代表低密度。

圖七（上）顯示海嘯發生區域上方的垂直總電子量分佈；圖七（下）顯示在該區海面上方 300 公里處推算所得之電子密度擾動分佈，呈現明顯的環狀波紋，可用來判斷海嘯發生區域，提供早期預警（Early-warning）資訊。重力波從海面傳播到電離層並開始產生環狀波紋約需時 15 分鐘，以斯里蘭卡（Sri Lanka）為例，該地距離蘇門答臘海嘯的震央約 1,700 公里，從偵知環狀波紋算起，可提供約 134 分鐘的預警時間。



圖七 海嘯發生區域（左）垂直總電子量分佈圖及（右）推算海面上方 300 公里高度之電子密度擾動分佈圖，兩軸單位皆為公里。

細節請參考

1. C.-L. Mai and J.-F. Kiang, "Modeling of ionospheric perturbation by 2004 Sumatra tsunami," Radio Sci., Vol. 44, RS3011, doi:10.1029/2008RS004060, 2009.
2. C.-L. Mai and J.-F. Kiang, "Reconstruction of ionospheric perturbation induced by 2004 Sumatra tsunami using computerized tomography technique," IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, Vol. 47, No. 10, pp. 3303-3312, Oct. 2009.

