

大地測量在地震與斷層活動監測中的最新進展與挑戰

◎ 中央研究院地球科學研究所／許雅儒 研究員

監測地震與斷層活動過去主要依賴的大地測量手段包含全球導航衛星系統（Global Navigation Satellite System, GNSS），合成孔徑雷達干涉量測技術（Interferometric Synthetic Aperture Radar, InSAR），近年來則加入使用海底大地測量來量測外海斷層的運動。GNSS為研究地殼變形與地體動力學的利器，此系統可在不同地點同時接收衛星發出的電碼與載波相位訊號，得以精確定出地面各測點的相對位置；同時根據歷年來多次重複蒐集的觀測資料，由測站座標隨時間之變化估算測站運動速度，進一

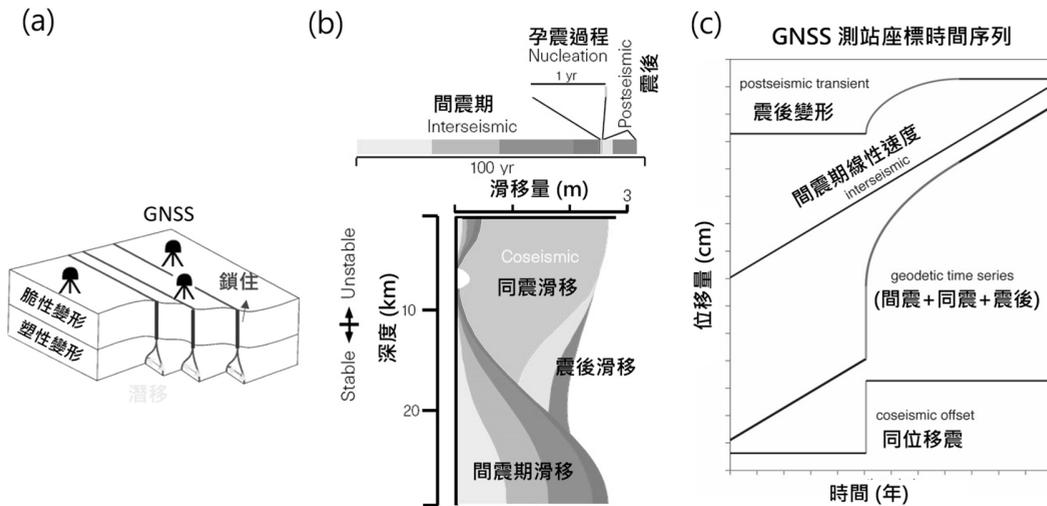
步根據這些資訊建構斷層力學模型，估算斷層長期滑移速率、未來地震可能破裂的位置、以及最大地震規模（圖一）。在建構簡化斷層模型時，一般考慮斷層淺層為脆性變形（圖一〈a〉），在斷層未達臨界應力時，變形和施加之應力為線性關性，斷層呈彈性變形，直到到達彈性限度，斷層破裂產生不可逆的永久變形；斷層深層則因為溫度壓力上升，變形行為會從脆性變形過渡到塑性變形（圖一〈a〉）。由於地殼深處的溫壓條件會讓斷層深部無法累積大量應力，多半聚集之能量會以緩慢滑動的方式

（稱為潛移，速率每年為數公釐至數公分）釋放能量（對應圖一〈b〉的藍色區塊）。然而部份斷層的淺層由於地層材料特性（例如含有黏土礦物、蛇紋石、鹽份等）及斷層帶二側大地應力的推擠，大幅降低斷層淺層在承受變形時的強度，也會產生潛移。

舉例來說，地震規模7以上的大地震的重覆周期可能達數百年到數千年。當大地震尚未發生前，由於斷層帶主要滑動的區域在地殼深處（圖一〈a〉潛移、〈b〉藍色區塊），地表GNSS站長期的運動速度呈線性（圖一〈c〉的第二條直線），且GNSS速度場在斷層帶兩側的變化梯度和

緩，也就是一般所謂の間震期。地震發生時，地表在間震期沒有明顯變形的區域會產生大量地表同震位移（圖一〈b〉玫瑰紅區塊、〈c〉最下方曲線），由各GNSS測站同震位移量可以反推地震時斷層的幾何形態、滑動量、滑動範圍及地震規模。地震後，若地殼能量未釋放完全，會在斷層破裂鄰近區域產生持續滑移、慢慢釋放能量，稱為震後變形（圖一〈b〉綠色區塊、〈c〉最上方指數衰減曲線）。

藉由GNSS測站運動速度在空間上的變化可以計算地殼應變率，估算將來大地震可能發生的區域及規模。如此說來，科學家可以預測地震



圖一、斷層帶在間震期累積應力後發生地震，產生同震地表位移及震後斷層持續滑移，在地震後，斷層帶又重新開始累積應力及孕震的過程。(a)斷層淺層為鎖住狀態，深層因為溫壓上升產生塑性變形，緩慢滑動，一年僅移動數公釐至數公分；(b)斷層帶在不同時間及深度的滑移量：淺層產生潛移或不移動，在深層大地應力經年累月的積聚（藍色區塊），斷層承受應力達臨界值，產生地震並在極短時間釋放能量（玫瑰紅區塊），若地震時能量未完全釋放，震後斷層可持續滑移（綠色區塊）（圖修改自Scholz, 2002）；(c)由GNSS測站位置隨時間的變化，可獲取測站の間震期運動速度、同震地表位移及震後位移量。

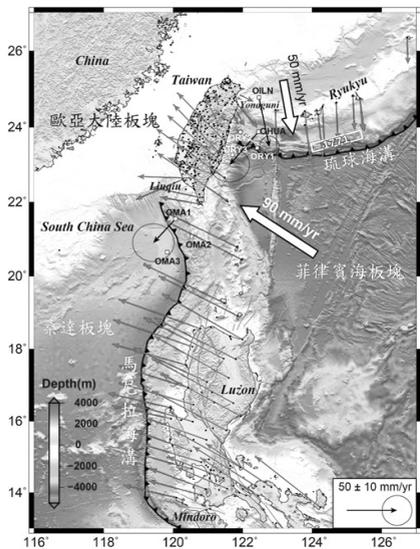
嗎？答案是否定的。這主要是有幾項困難：（1）斷層帶的構造複雜，地表觀測隱含了在不同深度所有斷層帶的滑動特性，雖說地表地質調查可以較深入的剖析斷層的幾何構造，但在深度5公里以上，由於缺乏鑽井資料的控制，對斷層深層構造的解析力有限，一般只能靠地震位置的三維空間分佈來描繪斷層可能的幾何形貌；（2）在地震前，斷層帶鄰近的地震活動度通常較低，經常只有局部區域可能有地震活動，不易窺知斷層帶全貌，再加上還有所謂的盲斷層（沒有出露到地表的斷層），通常要有較大地震在盲斷層發生時才知道其存在；（3）大地震的重覆周期並不規律，有時地震會頻繁的密集發生，停滯一段很久的時間再密集發生地震；有時則會較為規律的發生，然而周期的誤差仍相當大。由於現代化的地震儀器觀測資料不過百年，大地震的重覆周期至少為數百到數千年，雖說可以由歷史文獻記錄、地震槽溝、河階、海階、沉積記錄等挖掘古地震證據，推估大地震的發生週期或機率，仍有很大的不確定性；（4）科學家嘗試在實驗室仿照斷層帶的溫壓條件來模擬地震的發生，然而岩石樣本無法產生十公尺以上的巨量滑移，也無法全然模擬在地殼深層的高溫壓環境。此外，斷層帶還有流體作用，間震期斷層運動速度可能只有每年數公釐到數公分，若要產生中型地震至少需要累

積數十年至百年的能量，實驗室很難重現大地應力累積的緩慢過程。由於時空尺度在實驗室和實際狀況的差異，岩石力學實驗的結果雖有參考價值，但要套用到真正的地震斷層破裂仍有很長一段路要走。

臺灣位處菲律賓海板塊與歐亞板塊之邊界（圖二），有活躍的碰撞與隱沒交互作用，因此形成高度近4,000公尺的中央山脈，臺灣東部及南部外海也有很深的海溝，琉球海溝西段水深超過6,000公尺，馬尼拉海溝北段水深也達3,000公尺左右，海溝為板塊隱沒時在海底形成的又長又窄的凹陷。臺灣東北部海域的琉球隱沒帶在1771年曾產生規模8之淺層逆斷層地震（圖二），造成日本石垣島產生30 m之海嘯波高，傷亡慘重。臺灣南部的馬尼拉海溝向南延伸至菲律賓的民多洛島，根據歷史紀錄及地質資料顯示沿著馬尼拉海溝曾發生大地震及海嘯，但過去450年並未發生規模大於8的地震，未來若是發生隱沒帶淺層大地震，有可能引發海嘯，危及南海周遭國家。兩個板塊交界處就是隱沒帶斷層所在位置，隱沒帶延伸的長度可由數百到數千公里，由於板塊向下隱沒在界面產生的摩擦作用，造成應力累積。隱沒帶斷層是世界上最大的斷層系統，也是產生最大規模地震的區域：例如2004年12月24日發生在印度和桑達板塊交界處的規模

9.1蘇門答臘—安達曼地震，造成斷層破裂1,500公里，斷層滑移量約10-20公尺，海嘯高度達3-5公尺，以及2011年3月11日發生在北美和太平洋板塊交界的規模9.0日本東北大地震，斷層破裂長度雖只有450公里，但近海溝處的斷層滑移量可達40-50公尺，產生高度超過10公尺的巨大海嘯。此外，地震也經常產生複合式災害（當一種災害發生時，可能引發其他災害）。例如日本東北大地震產生海嘯，而海嘯再破壞核能電廠，形成一系列可怕的複合式災害。地震也可能造成山崩，山崩形成堰塞湖，最後潰壩造成洪水或土石流。此外，地震造成的建築物破壞及管線破裂也可引發火災。因此，瞭解大地震可能的規模及影響區域為地震減災的首要任務。

鄰近臺灣的琉球及馬尼拉隱沒帶前緣缺乏陸地及島嶼可以設置全球導航衛星觀測站，量測斷層帶的變形，需有跨過海溝兩側的測量資料才能估算隱沒帶主要孕震區域及斷層潛移之深度及範圍。近年來海底大地測量技術已經成功地在日本及美國周遭海域監測隱沒帶斷層潛移行為，擴展了水下觀測能力。海底大地測量資料可用來計算板塊耦合率，評估地震及海嘯可能的影響範圍和強度。板塊耦合率愈高，代表板塊界面幾乎鎖住沒有滑動，對應較高的大地震潛勢；反之，若為低耦合率則表示能量大部份由斷層潛移釋放，對應較低的大地震發生機率；若斷層淺層近海床處為鎖住的狀態，則有可能引發海嘯，因此海底觀測技術的發展對地震防災及了解隱沒帶地震孕震及潛移行為至關重要。世界上半以上的板塊邊界位於海底，海底大地測量使得科學家可以量測海底斷層的變形，這是傳統利用衛星訊號在陸地上的測量技術（如GNSS、InSAR）所無法達成的。

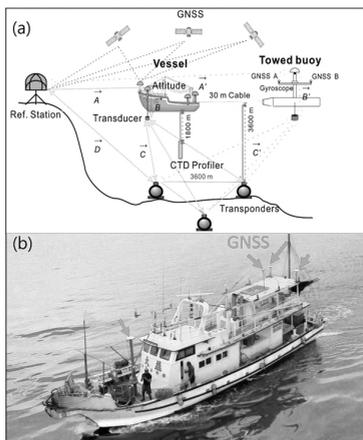


圖二、臺灣位處歐亞大陸與菲律賓海板塊交界處，聚合速度高達90 mm/yr，有可能發生隱沒帶大地震。周遭海域有二大主要海溝：琉球海溝、馬尼拉海溝。圖上黑點為陸地上GNSS站的位置，箭號長度為GNSS站相對歐亞大陸的運動速度。

海底大地測量為結合動態全球導航衛星測量及水下聲波定位技術，測定海底控制點座標的觀測方法（圖三）。由於衛星發射的電磁波無法穿透海水（除了電磁波的特定頻段能穿透海洋表面一層很薄的海水），所以須依賴聲波，聲波是以振動的形式在連續介質（如空氣或水）中傳播，通

過介質的可壓縮性和慣性將聲能由聲波源傳遞開來。任何具有彈性的介質都能傳播聲波，而聲波的傳播速度會根據介質的性質而有所不同，因此可以用來探測海水的速度結構。由聲源發射的訊號和海底控制點回應訊號的時間差及海水的聲速構造，可以計算船載的聲波源至海底控制點的距離，再配合船上的GNSS全球導航衛星定位系統計算船載聲波源到陸地GNSS參考站的位置，即可獲知海底控制點相對陸地上GNSS參考站的位置。由每年海底控制點的座標變化，可得到

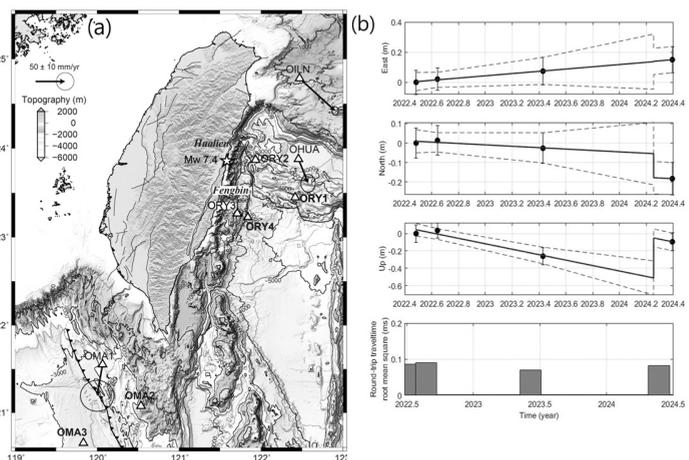
測站運動速度。不過，由於地震引發的海底山崩、颱風暴雨造成的河道沖刷，或是海底濁流等因素，土砂或沈積物可能會掩埋海床上的儀器，進而導致測量無法進行，從而使研究中斷。因此，海上的觀測工作往往成為一場與時間和耐力的競賽。目前中央研究院地球科學研究所已經在琉球隱沒帶西段設置6個海床控制點並有3個海床控制點在馬尼拉隱沒帶北段（圖四），用來量測隱沒帶斷層的長期滑移速率及推估未來隱沒帶地震可能發生的位置及對應的地震規模。



◀ 圖三、結合動態全球導航星測量及水下聲波定位技術的定位方法 (a)透過計算聲源（Transducer）發射訊號與海底控制點（Transponder）回應訊號的時間差，以及海水的聲速，能夠確定船載聲波源到海底控制點的距離。再結合船上的GNSS，計算聲波源與陸地GNSS參考站的位置，從而得出海底控制點相對陸地GNSS參考站的位置。

由於海水聲速受鹽度、溫度和壓力（或深度）影響，需採用CTD（Conductivity-Temperature-Depth）儀器量取這些物理參數隨海水深度之變化。(b)採用漁船進行海底大地測量在海上的施測狀況。

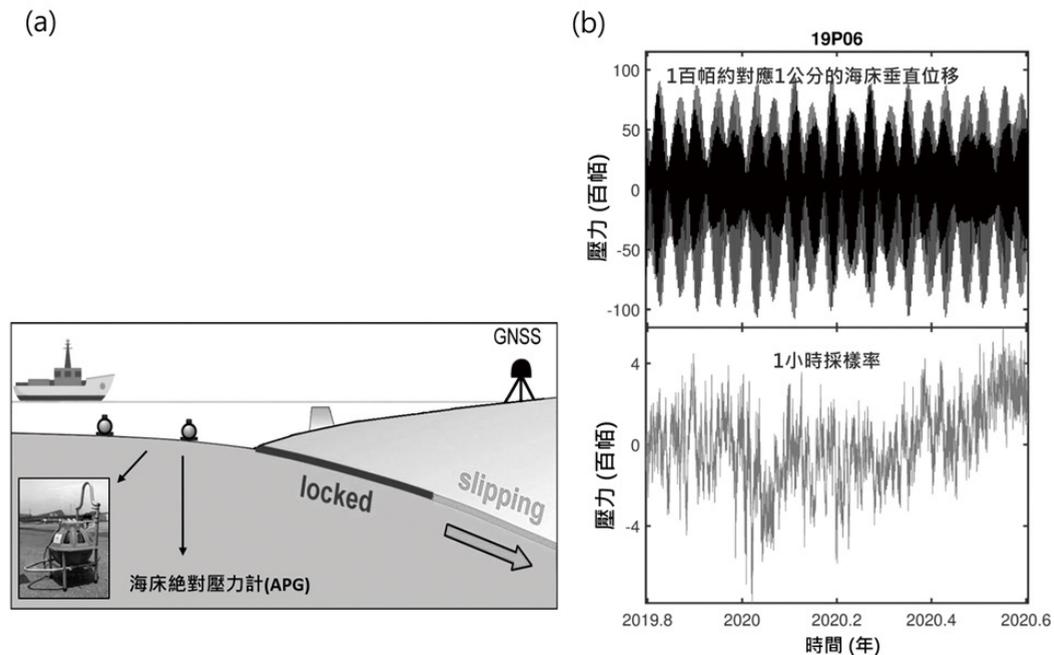
▶ 圖四、海底大地測量測站位置及時間序列。(a)相對於歐亞大陸板塊的水平速度場（黑色箭頭及誤差橢圓），三角形為海底大地測量測站，紅色線為活動斷層位置，星號為2024/04/03花蓮地震震央位置。(b)花蓮外海ORY2站東西、南北及垂直向之座標時間序列，紅線實線及虛線為線性回歸結果及誤差範圍，結果顯示ORY2在2024花蓮地震時分別向東及向南位移 0.2 ± 12 及 12 ± 11 公分，垂直抬昇 46 ± 13 公分。最下欄為聲波到達預計時間和實際觀測時間之差異，值愈大代表品質不佳。



此外，海底大地測量也包含佈放海床絕對壓力計（圖五），經由連續觀測捕捉可能的斷層緩慢滑移事件（慢地震）及地震造成的海床垂直位移。慢地震持續時間可能由數小時到數十個月，在這段期間斷層將經由緩慢的滑動釋放累積的能量，且不會產生地震波，不像典型地震往往在數十秒至百秒內破裂完畢，斷層滑移數公尺至數十公尺，並釋放能量產生地震波而造成強烈搖晃。慢地震為釋放能量的一種方式，可釋放對應規模6到7的地震，降低地震危害度。然而並不

是所有的斷層帶都會發生慢地震，這主要和岩石材料特性、斷層帶流體及環境的溫壓條件有關，通常斷層深層的慢地震比淺層頻繁，可能是由於地殼深處容易產生像年糕一樣的塑性變形。

地震是臺灣民眾不可避免的宿命，既然不可預測是否可以寄望於觀測前兆現象呢？的確，在少數大地震之前會出現密集的前震或群震現象，但並不是每次密集地震發生後都必然會跟隨著一個大地震。除了地震活



圖五、海床對壓力計 (Absolute Pressure Gauge, APG) 佈放在隱沒帶的位置示意圖及其記錄。(a) 壓力計佈放在海床量取對壓力變化，記錄地震及斷層緩慢滑移事件。(b) 2019-2020期間於花蓮外海佈放的儀器記錄，上欄顯示的周期性振盪是由潮汐變化引起，波峰與波谷之間可達1.5公尺；下欄則顯示在移除潮汐變化後剩餘的幾公分海床變形，這些變形可能是由斷層活動或海底底流所造成的，需要比對鄰近測站資料以找出真正的成因。

動，科學家在地震前有時也能發現地表變形、地下水位變化、氬氣濃度增加、電磁活動異常，以及動物行為的異變等現象。然而，這些變化的原因可能有多種機制，若沒有長期觀測資料來分析其成因，單在地震發生後才引用這些現象來解釋前兆，往往難以產生令人信服的結果。此外，台灣每年發生約1000次有感地震，因此要將這些變化與特定地震事件對應起來，實際上是相當困難的。儘管單一的前兆現象難以準確預測地震，科學家仍在持續深入研究可能的前兆信號。透過綜整分析這些現象的變化模式，或許有朝一日能夠辨識出具有一定可信度的前兆信號。相關工作仍需依賴長期監測和大量數據的積累，才能進一步提升對孕震過程及前兆現象的理解。

鑒於地震前兆觀察的挑戰，目前可依賴長期的統計數據和地震機率模型來進行風險評估，科學家根據現代

觀測資料及歷史數據可以建立地震機率模型，估算某一地區在特定時間內發生地震的可能性，並在一段時間更新地震發生機率，協助政府和民眾做好防災準備。另外，雖然無法確定地震的具體發生時間和位置，但目前已有一些基於地震波的短期預警系統。例如地震波的P波（壓縮波，波速約6.5km/s）會先到達測站，系統能快速計算出地震的強度和震央位置，並在S波（剪力波，產生水平振動對於結構破壞性較強，波速約3.5 km/s）到達之前幾秒鐘內發出警報，讓重大交通設施、民生設施、工業設備及重要機關等可以提前採取應對措施，減少損失。此外，防災教育和定期的防震演練也能大幅減少地震帶來的災害，並增強民眾的應對能力，從而在發生地震時有效降低損失。由於地震是台灣地理環境的一部分，無法避免，因此每個人都應該提高防災意識，做好充分的準備，隨時應對可能的災難。✿

參考文獻

Scholz, C.H. (2002) *The Mechanics of Earthquake and Faulting*. 2nd Edition, Cambridge University Press, Cambridge, 471 p