

海岸山脈與中央山脈的碰撞

高中教師組地球科學第三名

省立新竹高級中學

作者：楊良平

一、前言：

依板塊構造說明的觀點看，台灣位於東海、南海、菲律賓海三個小板塊的三交點上，由於這三個小板塊在形成時間，擴展速率、隱、沒方向各不同，因此，在漫長的地質史中，其邊界狀態也隨著改變，影響台灣地質沈積環境，並使之變形，造成台灣今日構造的複雜性。要解析整個台灣的地質構造作用，是一件具有相當挑戰性的工作，除了有完整地質資料外，尚需火成岩的絕對定年，陸上、海上重力異常、磁力異常等數據，再經嚴密的分析，套入板塊構造說的模式，始能圓滿的解釋。

本校擬利用有限的地質資料、火成岩定年及海上磁力異常圖，分析海岸山脈形成的時間、地點、沈積過程，以及漂移至目前位置的經過。

二、三交點上的台灣：

交會於台灣的東海、南海和菲律賓海三個小板塊中，以南海板塊發育最早，中生代中期，即以南北方向兩翼擴展。菲律賓板塊於第三紀早期，以東西方向兩翼擴展至始新世時（196萬年前）停止擴展，其擴展中心（中洋脊），即今日之菲律賓海脊。此板塊並曾向西南漂移，在菲律賓海溝隱沒於南海板塊之下，其後，在一新的地方，形成一新的東西擴展中心，即巴瑞斯維拉海脊，菲律賓海脊被推向西方。至四百萬年前，西菲律賓海盆在中央誕生了一新的南北擴展中心，將西海盆分裂為西北、西南二個更小的海盆，西北海盆向西北運動，在琉球海溝隱沒於東海板塊之下，西南海盆仍向菲律賓海溝隱沒。這個新的擴展中心，即今日的中央海盆斷層，因此，以板塊構造的觀點看菲律賓板塊可分為東、西北、西南三個更小的板塊。東菲律賓板塊以巴瑞斯維

拉海脊與西北、西南板塊交界，以伊豆一小笠原海溝、馬里亞納海溝與太平洋板塊爲界，西北菲律賓板塊以琉球海溝與東海板塊交界，在台灣則以台東縱谷左移大斷層爲界，與西南菲律賓板塊以中央盆地斷層爲界。西南菲律賓以呂宋海溝及菲律賓海溝與南海爲界。

根據板塊構造說及台灣第三紀地層中不斷出現的玄武岩推斷，東海爲一第二擴展中心的邊緣海盆，可能擴展於第三紀早期，在擴展期中，並無隱沒作用發生，屬於大西洋型的擴展，因此，在第三紀以後，逐漸將台灣推向東方，至目前的位置。在發育期間，長江、閩江帶來大量沈積物，堆積在盆地中，致使海盆日淺，根據震波反射，東海盆地有一相當深的基磐。東海、南海板塊的交界，根據地震資料的推測，可能在玉山橫斷層，澎湖—北港高區的連線上，正確位置未明，但二者以平移斷層爲界。

三、隱沒作用：

台灣東北有琉球海溝，南方有馬尼拉海溝，二者的隱沒作用，誕生了海岸山脈，並使之向北漂移。

當一板塊（帶有海岸地殼），在海溝隱沒於另一板塊之下時，俯衝板塊上的海洋地殼岩石（玄武岩、輝長岩、蛇紋岩及超基性岩）常被刮起，衝上上騎板塊側的海溝壁上，因此，古隱沒帶可由此等蛇綠岩系推測其存在。當下沈的板塊到達 80Km 深的地函時，由於此處地函溫度高達 1000 °C，海洋地殼的岩石開始發生部份熔融，產生安山岩漿。這些安山岩漿上升所生的張力，使上騎板塊的地殼裂開成一海槽，如琉球海溝後方的沖繩海槽，安山岩漿在海槽中噴發，日久之後，造成了平行於海溝的安山岩島弧。

俯衝的板塊繼續下沈，攪動了地函物質，並使之發生對流，深處的地函岩石上升至 300 Km 深時，由於減壓作用，地函岩石發生部份熔解，產生玄武岩漿，並使殘餘之地函成爲玄武岩缺乏之超基性地函物質。這些玄武岩漿上升，使島弧後方的地殼裂開，玄武岩漿侵入，地殼下陷成一地窪（Tiwa）形成了第二擴展

中心，即邊緣海盆。如日本海、東海、黃海、南海、菲律賓海等。板塊隱沒的深度，可由地震震源的深度測知，再根據板塊的運動速度，可推算隱沒作用發生的開始時間。

四、琉球海溝：

琉球海溝的南端，始於 23°N , 122°E 向東延至 23°N , 124°E 後，折向東北，至日本九州南方止。在台灣東方海底，中源地震開始出現於 24°N ，最深的地震，僅在沖繩海槽下方 150 Km 而已。西北菲律賓板塊的運動速率為 $8\text{ cm}/\text{年}$ 。由此可推算西北菲律賓板塊在 23°N 隱沒於東海板塊之下，先以極低角度插入，至 24°N ，始以 45° 下沈，如今已達 150 Km 的地函了。

23°N 至 24°N 為 103 Km, 24°N 開始下沈至 150 Km 深的板塊長度為 212 Km，故從 23°N 開始隱沒，共有 315 Km 長的板塊下沈至東海之下了。以 $8\text{ cm}/\text{年}$ 的速率計算，西北菲律賓板塊開始發生隱沒的時間為 394 萬年前，約為上新世晚期。

最接近琉球海溝的安山岩島為龜山島，約在海溝 (23°N) 北方的 188 Km，若由 24°N 計算，恰巧在西北菲律賓板塊的前緣，下沈至 85 Km 的地函處，在此深度的溫度 (1000°C)，足以使下沈板塊的海洋地殼發生部份熔融，形成安山岩漿了。而基隆、大屯二火山群，則在 150 Km 深處的上方，若有 K_2O % 之資料，必可發現基隆、大屯火山群的 K_2O % 大於龜山島的。

在沖繩海槽後方的東海板塊上，並無第二擴展中心的出現，可能隱沒作用發生得較晚，下沈板塊尚未攪動深部地函，使之對流，一如阿流申弧後方的白令海無高熱流量的存在一般。

五、馬尼拉海溝：

馬尼拉海溝為南海板塊向東隱沒於西北菲律賓板塊之處，由奇美火成雜岩中安山岩 K - Ar 定年資料推測，最早的岩石年齡為 2220 萬年，故隱沒作用的發生，必早於此時間。當產生安山岩漿時，形成了奇美—綠島—巴布煙群島、島弧，其隱沒作用一直持續至今日，故在島弧的後方，有一新的第二擴展中心存在，即巴拉奧伊海脊，其玄武岩的年齡相當年輕（約在中新世）較緊臨

東面的菲律賓海脊小了許多（菲律賓海脊中央裂谷的最年輕岩爲 4195 萬年。由於島弧，第二擴展中心的巴拉奧伊海脊，菲律賓古擴展中心，三者形成的時間不同，故其磁力異常等值線圖非常複雜，解析極困難。

六、西北菲律賓海盆：

菲律賓海擴展於第三紀早期，當時的擴展中心爲菲律賓海脊，在 4195 萬年前，擴展停止，2500 萬年前，在菲律賓海脊的東面，產生了一個新的東西兩翼擴展中心，即今日的巴瑞斯維拉海脊（據 JOIDES 在 15°N , 140°E 的東菲律賓海盆東緣，No. 54 號岩心爲 20 ~ 25 MY，可代表此次擴展作用的最老岩石），當時的擴展爲大西洋型無隱沒作用發生，並將菲律賓海脊向西推移，導致馬尼拉海溝的形成，南海板塊俯衝至西菲律賓板塊之下，300 萬年後（2220 萬年前），湧升的安山岩漿將西菲律賓板塊的海洋地殼抬升拱起，最後下陷成呂宋海槽，安山岩漿侵入，噴發在海槽中造成了海岸山脈—綠島、島弧、巴瑞斯維拉海脊的擴展作用可能停止了一段相當長久的時間，故安山岩的噴發由 2220 萬年持續至 576 萬年。

在隱沒作用發生了一段時間後，地函發生對流，形成了巴拉貝伊海脊（中新世），夾在島弧與菲律賓海脊之間。由地磁等值圖看來，西北菲律賓盆上有 3 條南北方向延伸的等值綫，最西者爲呂宋海槽中的島弧帶四海岸山脈向南延伸，經綠島、蘭嶼、巴布煙群島至呂宋島。東面 100 Km 另一條南北延伸的地磁等值帶爲巴拉奧海脊，此海脊擴展時，將老地殼向兩側推移，故各有一 $0 \sim -50r$ 的對稱區出現。巴拉奧伊海脊東側的菲律賓海脊，其地磁等值綫也爲南北延伸，兩側亦有 $0 \sim -100r$ 之對稱等值帶。第 4 條等值帶爲沿着中央海盆斷層向南北擴展的東西向等值帶，此帶南北相當對稱，其東西走向，可延伸至 23°N 的海溝。可代表過去 400 萬年間，西北菲律賓海盆擴展的情形。但此圖中，缺少巴瑞斯維拉海脊至 124°E 之地磁資料，故下列的解釋分析，只能靠已知的資料推測。

根據海底地形圖，也與磁力等值圖能吻合。

七、海岸山脈的地質：

海岸山脈由老至新，可分為五層，根據化石記錄，為：

1. 奇美火成雜岩（中新世早期）：由安山岩及集塊岩組成，根據何春蓀先生所做的K-Ar定年，秀姑巒溪東北面的四個標本，其年齡在900萬至2220萬年之間，西南面的2個標本為900萬至1420萬年，另外在蘭嶼有4個安山岩及2個集塊岩的標本，年齡為576萬年至1340萬年之間，因此，奇美火成雜岩沈積的年代，要比化石的記錄年輕了許多，且沈積的時間相當長，由中新世早期延續至上新世早期，在沈積期間，板塊的位置維持不變。
2. 都巒山層（中新世早期）：以經過淘選的安山岩質碎屑岩為主，可能為由噴發中心噴出的火山碎屑，在海槽的斜坡滾落至槽底再沈積而成，故沈積年代與奇美火成雜岩相同，為同時異相。
3. 大港口（——奇美）層（中新世晚期）：以頁岩、岩屑質砂岩和礫岩為主，礫岩中的礫石來自中央山脈的變質岩，而無安山岩的岩流或集塊岩，因此，在本層沈積時，海槽盆地已遠離隱沒帶上方，接近中央山脈變質岩區了，故其沈積年代可能在上新世晚期，中央山脈與海岸山脈碰撞前。
4. 利吉層（上新一更新世）：為夾有大量外來岩塊（蛇綠岩系、安山岩、輕度變質岩及特殊的海洋性沈積岩—放射虫燧石）的泥質混同層，可能為海溝沈積層。有關本層的成因，已有6種說法，根據本文之推測，其沈積的基盤，可能為古第三紀菲律賓海脊擴展時所形成的，在東海板塊隱沒於馬尼拉海溝時，成為海溝的東側斜壁，因當時呂宋島遠在南方500Km，故無陸源性沈積物，只能有少量的深海泥質沈積於基盤上，因此日後海岸山脈與中央山脈擦撞時，受剪力作用，而形成混亂的混同層，地層的層序極不明顯。
5. 卑南山礫岩（上新一更新世）與米崙礫岩（上新世）：由變質

岩礫石組成，為海岸山脈與中央山脈擦撞時所沈積，由於利吉層的剪力，使卑南山礫岩與利吉層的樓觸狀態不明顯。

據西北菲律賓海盆的運動看來，奇美火成雜岩，都巒山層，利吉層三者為同時異相沈積，利吉層可能要稍為老點，因海溝的內側常有隱沒板塊地殼上的沈積物衝過海溝，移置其上（大南澳片岩中發現的二疊紀化石，可能亦為此原因）。大港口（——奇美層）的年代可能較化石年齡小，卑南山礫岩，米崙礫岩亦同。

八、海岸山脈演化史：

根據第四節琉球海溝的推算，西北菲律賓海盆在 394 萬年前開始隱沒，又西北菲律賓海盆在台灣東面的隱沒速率為 $8\text{ cm}/\text{年}$ 方向為正北，故奇美的安山岩在 394 萬年前，應在現在位置的正南方 252 Km 處 21°N , $121^{\circ}20'$ ，正好在馬尼拉海溝北端（ 21°N , $120^{\circ}20'\text{E}$ 的正東 100 Km 處。琉球海溝在 394 萬年前，可能由 23°N 向正西延伸至台東的關山。

1. 當時西北菲律賓海盆與西南海盆尚為完整的同一板塊，中央橫斷層尚未出現。2500 萬年前，巴瑞斯海脊向西擴展時，將老的擴展中心——菲律賓海脊推向西方，並引起南海板塊的隱沒，造成馬尼拉海溝。
2. 2220 萬年前，隱沒的板塊到達 80 Km 深，海洋的玄武岩地殼發生部份熔融產生安山岩漿，湧升之後，將西菲律賓海盆抬升裂開，產生一平行於海溝的呂宋海槽，安山岩流及集塊岩在海槽中噴發、堆積，開始沈積海岸山脈的奇美火成雜岩與都巒山層。較老的菲律賓海脊在海槽的東面。
3. 稍後不久，隱沒板塊攪動了地函的對流，地函岩石上升，產生玄武岩漿，在菲律賓海脊與島弧之間，形成第二擴展中心的巴拉奧伊海脊，巴丹群島即為其露出海面之處。由於三者年齡不同，故地磁等值圖上顯得頗為複雜，但三者皆為南北向延伸，故皆有東西對稱，平行於海溝的趨勢。有些巴拉奧的玄武岩流侵入蘭嶼的集塊岩中。
4. 394 萬年前，中央海盆橫斷層開始南北擴展，形成東西向、南

北對稱的地磁等值帶，西菲律賓海盆分裂為西北、西南二海盆，並以 $8\text{ cm}/\text{年}$ 的速率，各向琉球海溝與菲律賓海溝隱沒，故二者中源地震的深度相同，但菲律賓海溝有深達 600 Km 的深源地震，唯中間並無中源地震，此深源地震可能為古隱沒板塊在停止隱沒後，殘留之古板塊所引起的。

5. 144 萬年前，西北菲律賓海盆向北推進了 200 Km ，呂宋海槽前緣到達 23° N 的琉球海溝，同時遠離了安山岩噴發場所，開始沈積奇美，大港口層。由於安山岩比重小，不能隨基磐的海床隱沒，由此衝過海溝，隱沒作用在此處停止，海溝此後消失。早先由隱沒作用所產生的安山岩島弧—龜山島、基隆、大屯火山群，也因板塊的停止隱沒作用停止而停止噴發。
6. 144 萬年前至今日，由於西北菲律賓海盆在中央海盆橫斷層不斷產生新板塊，向西北推進的壓力持續存在，擠壓呂宋海槽（海岸山脈）繼續向前運動。隱沒作用又停止，故西北菲律賓板塊與東海板塊間的邊界由海溝轉變為左移斷層。呂宋海槽西側的海洋板塊上，沈積巨原的海洋沈積物受剪力作用，形成了利吉混同層。西北菲律賓板塊的運動方向與中央山脈成 20° 交角，故在碰撞時，海岸山脈上的沈積物發生東北、西南走向的褶曲及斷層，碰撞的力量更向西傳遞，導致台灣西部第三紀盆地中的沈積物發生變形，造成台灣今日的構造狀態。

今日，中央山脈與海岸山脈間的台東縱谷大斷層，每年仍以 6.88 cm 的速率錯開，呂宋海槽的前緣已達 24° N ，可由地磁等值綫看出 100 r 等磁綫，海溝後方的東海板塊也被擠壓而向北凹（ 50 r 等磁綫）。

九、結論：

本文對海岸山脈演化史的推斷，所依據數據很少，只有海岸山脈中的數個安山岩定年資料，台灣呂宋地區的地磁異常等值綫等值綫而已，可能在時間上有所出入，但不可否認的，海岸山脈誕生於南方的呂宋海槽，後來向北漂移了 400 Km ，斜斜的撞上中央山脈，目前仍繼續向北衝。

假若有西北菲律賓海盆的整個地磁異常圖，以及更多的海岸山脈與西北菲律賓，海床岩石定年資料，對海岸山脈的解析將更趨嚴密。

十、參考資料：

1. Mckenzie, P.P., Morgan W.J. : 1969, Evolution of Triple Junction, Nature, V.224 P.125 ~ 133.
2. Ben-Avraham, Z., Uyeda, S., 1973. The Evolution of the China Basin the mesozoic Paleogeography of Borneo : Earth Planetary Science Letter V.18, P365~ 376.
3. DSDP Scientific Staff : 1973 Deep Sea Drilling Project: Leg 31, Western Pacific floor, Geotimes, V. 18 P.22 ~ 25.
4. Loudon, K.E : 1976 ; Magnetic Anomalies in the Western Philippine Basin, AGU Monogra. 19, Int. Woollard Symp Washington D.C. P. 253 ~ 267
5. Watts, A.B., Wessel J.K., Larson, R.L : 1977, Sea floor Spreading in Marginal basin of the Western Pacific : Tectonophysics, V.37 P.167~181
6. 魏國炎 : 1977 台灣能否成爲遠東的科威特 : 科學與技術 V.1 No.3 P.60 ~ 67
7. 黃武元 : 1979 地球大陸塊漂移過嗎 ? 科學月刊 V.10 No.11 P.25 ~ 30
8. 蔡義本 : 台灣工程與安全問題，中研院地球科學研究所 P.38
9. Dewey J.F., Bird J.M. : 1970 Mountain belts the New Global Tectonics : Journal of Geophysics Research V.75 P.2625 ~ 2647
10. Hatherton T., Dickinson W.R. : 1969. The Relationship Between Andesitic Volcanism Seismology, Journal of Geophysical Research P.5301 ~ 5310

11. Benioff H. : 1954 Orogeny Deep Crustal Structure :
Bulletin of the Geological Society of America, V.65
P.385 ~ 400
12. 蔡義平 : 1978 地球科學教師研習會講義。
13. Toksz M.N. : 1975, The Subduction of Lithosphere , Sci-
entific American V.233 Nov.
14. 盧世民、郭錫焱 : 1977, Interpretation of a marine magn-
etic Anomaly Contour Map of the Taiwan-Luzon Region
: Petroleum Geology of Taiwan, No14 P.279 ~ 297
15. JOIDES : Scientific staff: 1969
16. Isacks, B., Oliver, J., Sykes L.R., 1968 Seismology the
New Global Tectonics Journal of Geophysical Research
V.73 P.5855 ~ 5899
17. 何春蓀 : 1969 台灣東部奇美火成雜岩之 K-A₂年齡之地質定義
，台灣省地質調查所彙刊 No20 P.15 ~ 16
18. 何春蓀 : 1971 台灣之第三紀盆地 : 地質調查所彙刊 No23
P.1 ~ 56
19. 何春蓀 : 1975 台灣地質概論，經濟部 P.92
20. 林朝榮、周瑞燉 : 1978 台灣地質 : 茂昌公司 P.69 ~ 70
102 ~ 103
21. Grosvenor M.B. 1969 太平洋海床，1967 印度洋海床
National Geographic Magazine

評語：作者蒐集參考多項文獻，嘗試瞭解海洋山脈與中央山脈之碰撞過程，尚能自圓其說。