

行政院國家科學委員會專題研究計畫成果報告
中生代以來華南地區之熱歷史與大地構造演化研究 (3/3)

計畫編號：NSC 91-2116-M-002-032

執行計畫期限：91 年 8 月 1 日至 92 年 10 月 31 日

主持人：陳正宏

執行機構：台灣大學地質科學系

E-mail address: chench@ccms.ntu.edu.tw

共同主持人：李寄嶠

E-mail address: cylee@ccms.ntu.edu.tw

一、中文摘要

華南早燕山花崗岩長久以來皆被認為由侏儸紀隱沒相關的造山事件而產生 (Jahn, 1990; Chen and Jahn, 1996, Zhou et al., 2000)。其中黑雲母花崗岩為主要的岩性且以大型深成岩基的方式侵入；輝長岩與正長岩類少量出露且為小型火成岩體。利用氬氬定年法得到花崗岩中角閃石年齡集中在~160Ma，黑雲母年齡集中在 160-155 Ma，這兩種礦物獲得的年紀十分相近，指示著這些花崗岩體經歷相當快速的冷卻歷史，也因此氬氬定年得到的年齡即可代表侵位年齡。同樣地利用相同方法也可得到正長岩類的侵位年齡約為 135-130 Ma。

在地球化學特徵方面，黑雲母花崗岩大致落在高鉀鈣鹼系列中，而正長岩則全屬於鉀玄岩質。至於鋇釷同位素組成方面，較虧損的正長岩類有著與輝長岩相似的組成，表示兩者可能來自於相同的岩漿源；相反的，黑雲母花崗岩的鋇釷同位素組成表現出富集的現象，同位素呈現雙曲線分布，暗示著可能是兩個端元混合所組成：虧損地函與古老的地殼基盤。我們認為黑雲母花崗岩是經歷印支期造山運動改造的下地殼重新部分熔融且與底貼的玄武岩質岩漿混合而來；正長岩類基本上則是岩漿底貼造成的玄武岩部分熔融而來，又或多或少在上升的路途中受花崗岩圍岩所混染。根據定年結果可知，165-155 Ma 如此短的岩漿生成時間，在隱沒系統中很難提供如此大量的熱源，而必須在一個板內

岩石圈拉張的環境生成。再由於缺乏早燕山期同造山的證據，支持了華南早燕山岩漿運動並不能反映侏儸紀時的造山事件。

Abstract

The Early Yanshanian granitoids in S China have long been suggested to represent a subduction-related orogeny in Jurassic. Biotite granite is the predominant lithology particularly for large plutons, and gabbroic and syenitic rocks are present scarcely as small igneous bodies. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblende ages yield ~160 Ma and biotites yield 160-155 Ma for these granites. Similarities of ages between these two minerals indicate rapid cooled thermal histories of the plutons, thus these ages can be used to approximate the emplacing time. Using the same methods, ages obtained are 135-130 Ma for the syenitic rocks.

Geochemically, biotite granites belong to high-K calc-alkaline affinity and syenites are shoshonitic rocks. In terms of Sr-Nd isotopic compositions, more depleted syenites are similar to gabbros, suggesting that they could originate from the same source. On the other hand, biotite granites exhibit much more enriched signatures with Sr_i values and $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$. The $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$ - Sr_i isotopic arrays constructed from these Early Yanshanian intrusives could be derived from two-component magma mixing of a primitive component (depleted mantle) with an evolved component (S China old crustal basement). We suggest that biotite granites are the partial melts of the lower crust that has been modified in the Indosinian orogeny, and mixed with the underplated basalts; whereas syenitic rocks are basically the

partial melts of the preceded underplated basalts.

With the short timespan of the Early Yanshanian magmatism peaked at 165-155 Ma, extraordinary heat supplies other than the subduction system are necessary to account for the regional distribution of granitoids in S China. Alternatively, this may need a tectonic process that is related to the large-scale intraplate lithospheric extension. As for the presence of later syenitic rocks, further local extension may be an explanation. Therefore, the lack of syn-orogenic characteristics on the Early Yanshanian magmatism is hard to support the Jurassic orogenesis in S China.

二、引言

華南在構造上來說可分成西北的揚子陸塊與東南的華夏陸塊，華夏陸塊主要由中生代印支期（主要是三疊紀）與燕山期（侏羅紀到白堊紀）造山運動產生的大面積侵入岩所組成。燕山期花崗岩分布廣泛，出露面積約為 185,000 平方公里，是組成華南陸塊中生代地殼的主要成分。從華南燕山期花崗岩的時空分布上來看，侏羅紀（早燕山期）侵入岩多數分布在內陸，大致介於政和 - 大埔斷裂帶與十杭帶之間，而白堊紀（晚燕山期）侵入岩則分佈在沿海狹長區域（面積約 900×150 平方公里）內。在本計劃持續三年的研究中，針對了早燕山期的侵入岩（包括主要的花崗岩類以及較稀少但具有重要意義的中性和基性侵入岩）進行年代、地球化學與鋇 - 釷同位素方面的分析及探討，並衍伸討論華南早燕山時期的地體構造與岩漿演化。

另外透過雷射源感應耦合電漿質譜儀 (LA-ICP-MS) 精確分析，已經證實在不同型花崗岩中磷灰石所含稀土元素 (Rare earth element, REE) 含量有明顯差異，並且成功的將此應用在辨別不同來源的 S 型與 I 型花崗岩種類 (Sha and Chappell, 1999)。由於

華南地區早燕山花崗岩岩漿來源與類型長久以來都被認為屬於地殼來源之 S 型花崗岩 (廣東省區域地質誌, 1988; Chen and Jahn, 1996), 但從礦物相與化學成分上來看卻又與火成來源為主的 I 型花崗岩相似, 因此為了釐清早燕山花崗岩所代表的岩石類型與岩漿來源, 故與西北大學高山教授主持之地體動力實驗室合作 (Li et al., 2002), 利用 LA-ICP-MS 進行磷灰石稀土元素分析, 希望成功分辨出花崗岩類型, 並進一步應用在大地構造探討上。

三、結果與討論

A、年代

本研究從許多岩體中分離出角閃石與黑雲母進行氬氬定年, 計有九峰、貴東、佛岡與新興花崗岩體, 還有小規模的正長岩侵入體, 包括惡雞腦和同安岩體。分析結果 (圖一) 獲得花崗岩類之新興岩體的角閃石年齡為 157 Ma, 九峰、貴東、佛岡和新興岩體之黑雲母年齡集中在 160-155 Ma, 以及惡雞腦與南昆山岩體之黑雲母年齡分別為 136 與 132 Ma。除此之外, 從九峰與大東山花崗岩體亦分離出鋳石, 利用 LA-ICP-MS 進行單礦物鈾鉛定年, 得到的協和年齡分別為 164 Ma 與 163 Ma。

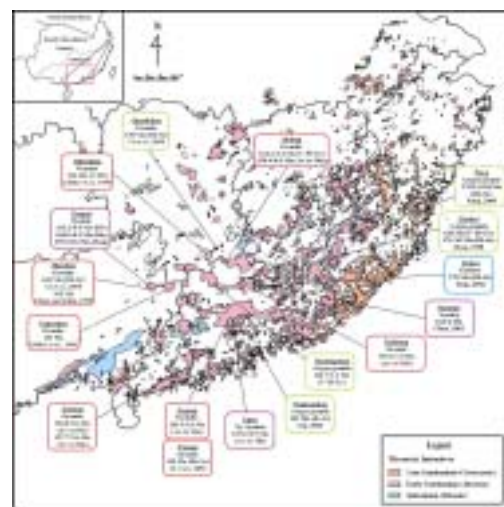


Fig. 1. Distribution of Mesozoic granitoids and ages of Early Yanshanian intrusions in S China. (red) granitoid, (purple) quartz, (green) A-type granitoid, (blue) gabbro. (1) Jiufeng, (2) Guandong, (3) Fogang, (4) Wenjiunao, (5) Nankunshan.

結合定年結果與這些高溫定年礦物（鋯石 >600、角閃石 500-550、黑雲母 350-300）的封存溫度，可以估算出九峰、新興與同安岩體具有非常快速的冷卻溫度 ($>70^\circ\text{C}/\text{Ma}$)。雖然理論上角閃石與黑雲母的氫氫年齡代表岩體的冷卻年代，但是在此地區兩種礦物的氫氫年齡相當接近，顯示本地區岩漿為淺位侵入，才導致不同封存溫度的兩種礦物快速冷卻，冷卻速率推測大於 $70^\circ\text{C}/\text{Ma}$ ，故記錄了相當接近的時間，因此可以推測岩漿侵入的時間也相距不遠。

進一步結合許多已發表且可信賴的年齡資料，故將本地區早燕山期岩漿活動分為三個時期： $\sim 180\text{ Ma}$ 、 $165\text{--}155\text{ Ma}$ 和 $\sim 135\text{ Ma}$ 。第一時期主要以 A 型花崗岩與輝長岩為主，並侷限在江西與廣東省邊界出現，此一時期出現的岩漿活動由於相當局部，且事實上時間屬於三疊紀晚期（范等, 2000），可能為前期印支運動的延伸，故目前不列入早燕山期岩漿活動的討論；而第二時期 ($165\text{--}155\text{ Ma}$) 則為早燕山期岩漿活動的高峰，產生了大面積廣佈的花崗岩類岩石；在第三時期，局部出現了少量的正長岩與 A 型花崗岩以小規模侵入體侵入至第二期的花崗岩體中。

B、地球化學

華南早燕山期侵入岩依主要元素成分可以分成三種不同的岩類（圖二）：（1）包括花崗岩和花崗閃長岩的花崗岩類；（2）包括正長閃長岩、正長岩及霞石正長岩的正長岩類；（3）輝長岩。花崗岩類的 SiO_2 含量分佈範圍很大 ($60.8\text{ wt}\% \sim 78.8\text{ wt}\%$)，並且多數都屬於高鉀鈣鹼性系列（圖三）；其中屬 A 型花崗岩的 SiO_2 含量則集中在 $70.7\text{ wt}\% \sim 77.4\text{ wt}\%$ 狹小的範圍內。正長岩類 SiO_2 含量 $57.4\text{ wt}\% \sim 62.7\text{ wt}\%$ ，

並且全都落在鉀玄岩質的系列當中。輝長岩類 SiO_2 含量則集中在 $49.0\text{--}50.0\text{ wt}\%$ 之內。

微量元素含量方面，在對原始地函標準化之不相容元素蛛網圖上（圖四）(primitive mantle-normalized incompatible elements spidergrams)，花崗岩類表現出多變的大離子半徑元素 (LILE) 含量、明顯的 Nb, Sr 和 Ti 虧損和輕微的 Zr 與 P 虧損。又從數種微量元素含量 (Rb, Sr, Ba, REE, Nb 和 Ta) 可看出典型的花崗岩類與 A 型花崗岩有著明顯的富集差異。而正長岩類則各自表現出不同程度的稀有元素含量但 Ba, Sr, P 和 Ti 都有著虧損的現象。值得注意的是，不像大多數在島弧環境下生成的鹼性岩，華南早燕山期正長岩相對 La 沒有明顯的 Nb-Ta 負異常現象 ($\text{Nb}/\text{La} = 0.58\text{--}1.09$)，同時正長岩的出現代表著此一地區當時是處在一個張裂的環境(包等, 2000; 陳等, 2002)。另外，在蛛網圖中輝長岩在高度不相容的稀有元素部分表現出平坦的趨勢，並相對 La 有輕微的 Nb-Ta 含量富集 ($\text{Nb}/\text{La} = 1.18\text{--}1.62$)，代表著輝長岩可能也是生成於無明顯地殼混染的張裂環境。

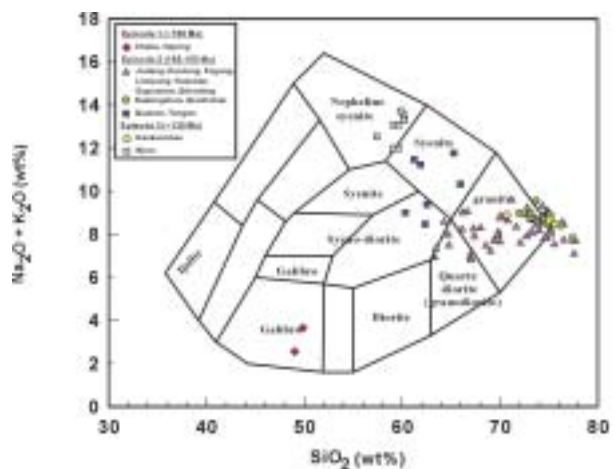


Fig. 2. The chemical classification of Early Yanshanian intrusives in S-China. Nomenclature is based on the terminology of plutonic rocks using the total alkalis versus silica (TAS) diagram of Wilson (1979).

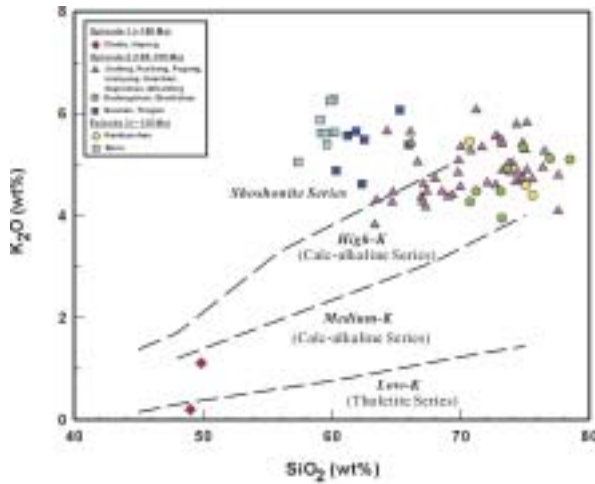


Fig 3. K_2O vs SiO_2 plots for Early Yanshanian granitoids, A-type granites, syenites, and gabbros in S China.

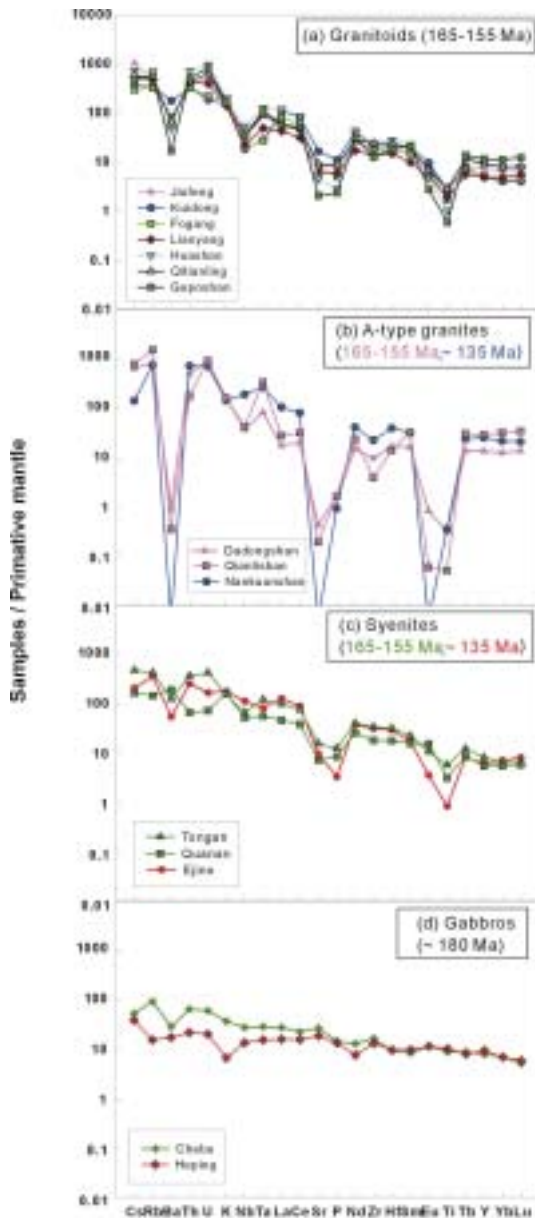


Fig 4. Primitive mantle-normalized incompatible element spidergrams for intrusives of Early Yanshanian Stage in S China.

C、鋇 - 釷同位素

在鋇 - 釷同位素成分上，花崗岩類表現出較演化的特徵 ($I_{Sr} = 0.7126 - 0.7224$ 和 $\epsilon Nd_{(T)} = -9.2 - -12.1$)；正長岩類有著 $I_{Sr} = 0.7040 - 0.7108$, $\epsilon Nd_{(T)} = +3.0 - -6.6$ 的鋇 - 釷同位素成分；而輝長岩的鋇 - 釷同位素組成為 $I_{Sr} = 0.7045 - 0.7064$, $\epsilon Nd_{(T)} = +3.3 - -0.4$ 。綜合以上所有的鋇 - 釷同位素資料，可以歸納出下列兩點特徵：

- (1) 早燕山花崗岩類有著狹小範圍的 $\epsilon Nd_{(T)}$ 負值，但 I_{Sr} 卻分佈很廣。這樣的結果指示此花崗岩類的岩漿主要受控於源自地殼端元。
- (2) 在第二期產生的較虧損正長岩與輝長岩有著相似的同位素組成，這表示它們可能有著相同的來源。

利用 $\epsilon Nd_{(T)} - I_{Sr}$ 作圖，我們發現早燕山期花崗岩類的鋇 - 釷同位素大致呈現一個雙曲線的分佈（圖五），表示可能為兩個端元的混合結果。富集的端元與華夏陸塊的基底有關，典型的代表為大容山花崗岩基。大容山花崗岩基有著非常高的 I_{Sr} (0.7200 - 0.7300) 和非常負的 $\epsilon Nd_{(T)}$ (-7.7 - -12.3)。因此地殼端元的特性選擇為 $I_{Sr} = 0.7300$, $\epsilon Nd_{(T)} = -12.5$ ，並將其應用在之後的模擬計算中。至於地函端元部分，Li, (2003) 提出在湖南同時期的鹼性玄武岩之化學特性 ($I_{Sr} = 0.7045$, $\epsilon Nd_{(T)} = +5.05$)，認為此一鹼性玄武岩代表著地函來源，因此就以此來代表華南早燕山時期之地函特性。利用上述兩個代表性端元成分進行模擬計算，可以用一條雙曲線來代表經過不同端元混合後所產生的早燕山期花崗岩，這一曲線的曲度為 $(Sr/Nd)_{mantle}/(Sr/Nd)_{crust} = 7.8$ 。換句話說，早燕山期花崗岩主要是由地殼端元(70-90%)加上少部分的地函端元(10-20%)所混合產生的。

而第三期正長岩在產狀上是以小規模

的岩體侵入到第二期大型的花崗岩體中，在同位素特徵上也是大致呈現一個雙曲線分佈，但是造成影響的兩個端元卻是被侵入的花崗岩體（以佛岡岩體為代表： $I_{Sr} = 0.7209$, $\epsilon Nd_{(T)} = -11.1$ ）與底侵在地殼下方的玄武岩質岩漿（以產出的輝長岩為代表： $I_{Sr} = 0.7045$, $\epsilon Nd_{(T)} = +3.3$ ）。經過模擬計算出混合曲線的曲度為 $(Sr/Nd)_{mantle}/(Sr/Nd)_{crust} = 3.3$ 。

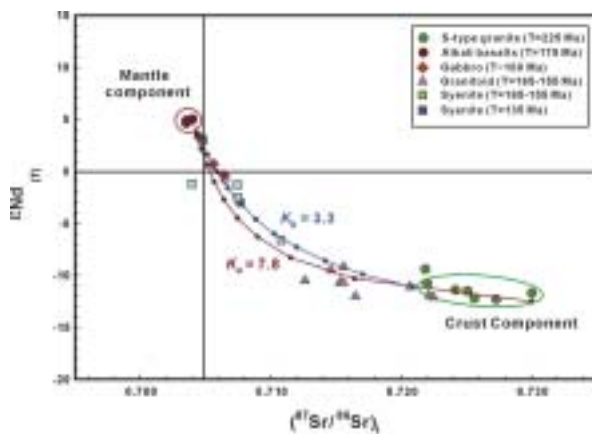


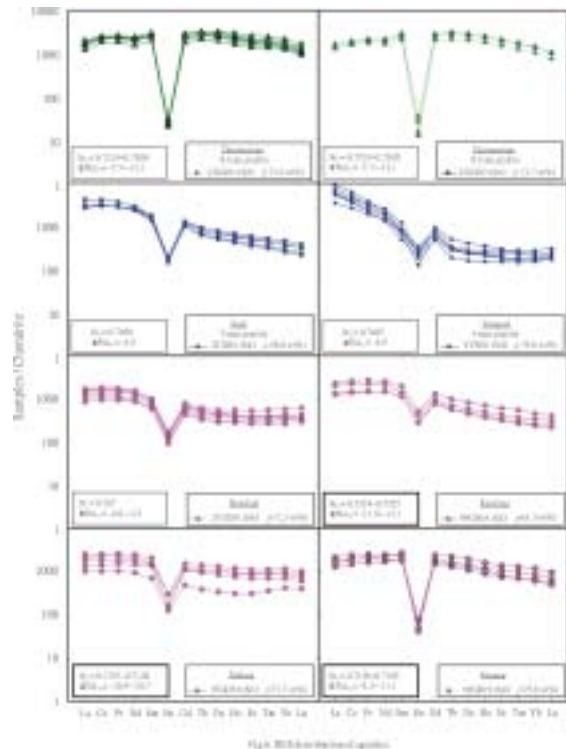
Fig. 5. Plot of ϵNd , vs initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio of Early Yanshanian intrusions. (a) Two-component mixing model was demonstrated with mantle ($I_{Sr} = +0.00$ and $\epsilon Nd = 0.1940$) and crust ($I_{Sr} = -12.6$ and $\epsilon Nd = 4.7398$) as two end-members. The mixing array is shown with varying concentrations of two end-members: mantle ($[Sr] = 996$ ppm, $[Nd] = 34$ ppm, crust ($[Sr] = 968$ ppm, $[Nd] = 30$ ppm) which corresponding to the curve ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_{mix}/(^{87}Sr/^{86}Sr)_{mantle} = 7.4$). The concentrations of mantle and crust members for the curve are similar to those of 830-2 [Li et al., 1983] and 83-YO-315 (Yu et al., 1988), respectively. (b) Two-component mixing model was demonstrated with undepleted magma ($I_{Sr} = +2.3$ and $\epsilon Nd = 0.7848$) and gabbro batholith ($I_{Sr} = -11.1$ and $\epsilon Nd = 0.7288$) as two end-members. The mixing array is shown with varying concentrations of two end-members: undepleted magma ($[Sr] = 224$ ppm, $[Nd] = 28$ ppm, gabbro batholith ($[Sr] = 98$ ppm, $[Nd] = 20$ ppm) which corresponding to the curve ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_{mix}/(^{87}Sr/^{86}Sr)_{magma} = 3.3$). The concentrations of undepleted magma and gabbro batholith for the curve are similar to those of Chubu gabbro and Fagang batholith.

D、磷灰石稀土元素分析

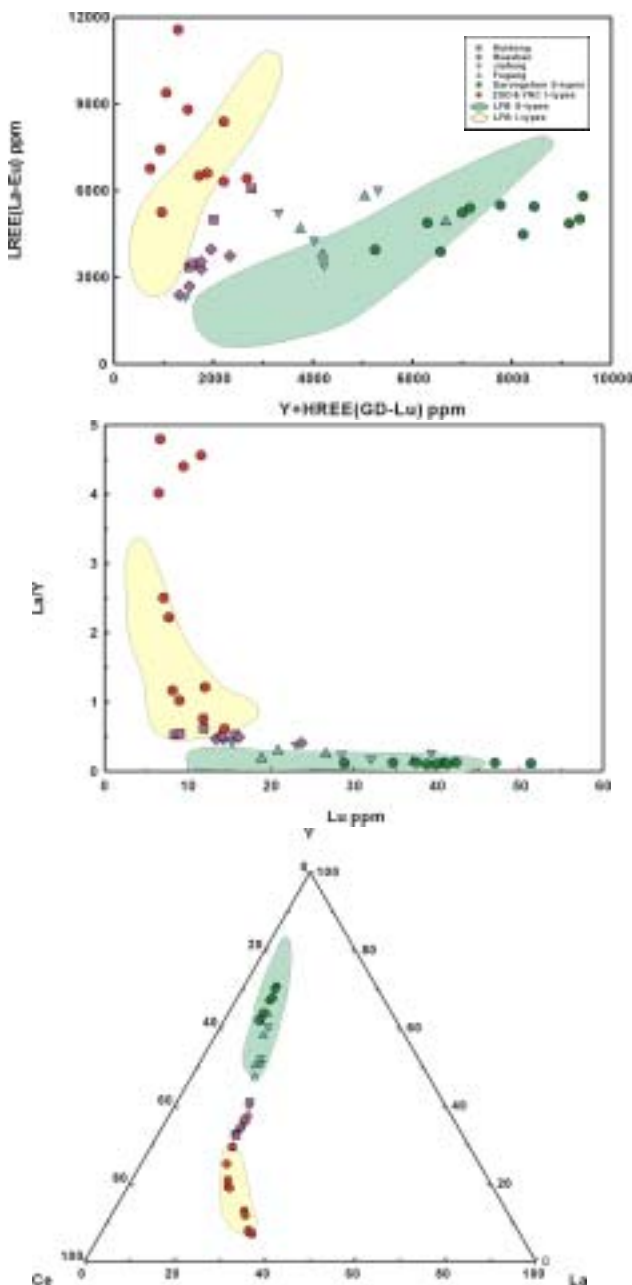
根據 Sha and Chappell (1999), S 型與 I 型花崗岩有著明顯不同的稀土元素含量、稀土元素比值與稀土元素分配圖。因此挑選了華南地區典型的印支期 S 型花崗岩 (大容山岩體) 與晚燕山 I 型花崗岩 (祖地、岩前岩體), 先建立華南地區不同類型花崗岩中所含磷灰石之稀土元素特性; 並同時進行早燕山期花崗岩體 (花山、貴東、九峰和佛岡岩體) 磷灰石之稀土元素分析, 再將三者拿來比對與辨別。

印支期 S 型花崗岩體 (大容山) 所含磷灰石之稀土元素分配圖 (圖六) 表現出接近對稱的兩翼向下凸面圖形, 且有著明顯的鉕元素 (Eu) 負異常、輕稀土元素虧損

((La/Sm) $_N = 0.57-0.69$, (La/Yb) $_N = 0.94-1.22$; Eu/Eu* = 0.01) 及輕微的釵元素 (Nd) 負異常; 且含量最高的稀土元素是釵 (Y) (圖七)。而晚燕山期 I 型花崗岩體 (祖地、岩前) 所含磷灰石之稀土元素分配圖 (圖六) 明顯表現出右傾的趨勢, 有著輕稀土元素富集、重稀土元素虧損的特徵 ((La/Sm) $_N = 1.49-10.7$, (La/Yb) $_N = 5.80-34.7$) 與輕微鉕元素負異常 (Eu/Eu* = 0.12-0.40), 但沒有表現出釵元素負異常; 而含量最高的稀土元素是鈰 (Ce) (圖七)。至於早燕山花崗岩中磷灰石的分析結果, 可分成兩種類型 (圖七): 花山、貴東與九峰岩體的磷灰石有著右傾的稀土元素分佈圖形、輕稀土元素富集 ((La/Sm) $_N = 0.97-1.44$, (La/Yb) $_N = 1.39-5.85$)、輕微的 Eu 負異常 (Eu/Eu* = 0.12-0.36)、無 Nd 負異常的特徵; 佛岡岩體的磷灰石有著類似兩翼向下的凸面稀土元素分配圖形 ((La/Sm) $_N = 0.58-1.01$, (La/Yb) $_N = 1.3-2.5$)、明顯的 Eu 負異常 (Eu/Eu* = 0.02-0.05), 亦無 Nd 負異常的特徵; 而四個岩體磷灰石中的釵與鈰含量相似。



從磷灰石的稀土元素分配圖中，可以發現早燕山花崗岩的特性介於典型的 S 型與 I 型的花崗岩兩者之間；進一步利用不同稀土元素含量或比值做圖（圖七），更可以更清楚地看出早燕山花崗岩均落在典型的 S 型與 I 型花崗岩範圍之間 (Chappell and White, 1974, 2001; Chappell, 1988)。上述的結果支持早燕山花崗岩應屬於 S 型與 I 型之中間型，岩漿來源以地殼重熔為主，但有少數地函物質的加入，而且根據華南地區中生代花崗岩的時空分佈來看，岩漿來源有隨時間演進地函物質增加的趨勢。



四、華南早燕山期岩漿演化與地體構造

根據年代、地球化學與鋇 - 釷同位素與花崗岩中磷灰石之稀土元素的分析結果，我們提出了一個華南早燕山時期岩漿演化與大地構造的模式：在 165-155 Ma 左右，當時的環境是處於一個拉張的環境，導致地函熱源上湧底侵在地殼與地函交界處，將前期（印支期）形成的地殼重熔並混合，此一混合岩漿快速上升的結果就形成侏羅紀大規模的花崗岩漿侵入體，因此產生的花崗岩並非單純由地殼重熔而來的 S 型花崗岩，亦非以火成來源為主的 I 型花崗岩，而是成為中間型態的花崗岩。而後地函的熱源仍持續供應，繼續烘烤著已形成的早燕山期花崗岩體，在高度的拉張環境下又加上花崗岩體中的水分被烘烤乾，就形成了 A 型花崗岩。隨著時間繼續演進，到了 135 Ma，變成局部性張裂，所以在某些地區可以看到沿著區域性裂隙侵入的小規模岩體，岩漿上升的過程中由於受到了部分花崗岩圍岩的混染，即形成正長岩體。在如此拉張的環境下若由底侵的玄武岩漿直接侵入，並未經過明顯的地殼混染就形成輝長岩。

目前推測自早燕山岩漿活動開始初期，華南地區就已經處於一張裂的環境 (Gilder et al., 1996; Hsu et al., 1990; Li, 2000)，因此已初步排除是受到隱沒的影響形成大面積花崗岩類。而形成張裂的機制可能是受到晚古生代 - 早中生代時，華北陸塊與華南陸塊碰撞拼合造山之後的解壓狀態控制，產生華南陸塊上許多東北西南向的構造線與張裂盆地，誘發早燕山一連串板內的岩漿活動。因此發生在二疊紀至三疊紀的印支期岩漿活動研究將成為探討華南地區中生代以來大地構造演化的重要關鍵。

五、參考文獻

- 廣東省地質礦產局(1988)廣東省區域地質志, 地質出版社, 821-825.
- 李獻華、周漢文、劉穎、李寄嶠、孫敏、陳正宏(1999)桂東南鉀玄質岩侵入岩帶及其岩石學和地球化學特徵。科學通報, 44 卷, 第 18 期, 1992-1998.
- 范春方、陳培榮(2000)贛南陂頭 A 型花崗岩的地質地球化學特徵及其形成的構造環境。地球化學, 29 卷, 第 4 期, 358-366.
- 包志偉、趙振華、熊小林(2000)廣東惡雞腦鹼性正長岩的地球化學及其地球動力學意義。地球化學。29 卷, 第 5 期, 462-468.
- 陳志剛、李獻華、李武顯(2002)全南正長岩的地球化學特徵及成因。地質論評, 48 卷(增刊), 77-83.
- Barbarin, B., 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geol. J.* 25, 227-238.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46, 605-626.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two constraining granite types. *Pac. Geol.*, 8, 173-174.
- Chappell, B.W., Stephens W.E., 1988. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79, 71-86.
- Chappell B.W., White A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Science*, 48, 489-499.
- Chen J.F. and Jahn B.M. (1996) Crustal evolution of southeastern China: evidence from Sr, Nd and Pb isotopic compositions of granitoids and sedimentary rocks. *Tectonophysics*, 284, 101-133.
- Hsu, K.J., Li, J., Chen, H., Wang, Q., Sun, S., Sengor, A.M.C., 1990. Tectonics of South China: Key to understanding West Pacific geology. *Tectonophy.*, 183, 9-39.
- Gilder S.A. Gill J. and Coe R.S. (1986) Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of south China. *J. Geophy. Res.*, 101(B7), 16137-16154.
- Jahn, B.M., (1990) Formation and tectonic evolution of southeastern China and Taiwan: Isotopic and geochemical constraints. *Tectonophysics*, 183: 145-160.
- Li H.X. (2000) Cretaceous magmatism and lithosphere extension in Southeast China. *J. Asian Earth Sci.*, 18: 293-305.
- Liu, X.M., Gao, S., Yuan, H.L., Hattendorf, B., Gunther, D., Chen, L., Hu, S.H., 2002. Analysis of 42 major and trace elements in glass standard reference materials by 193nm LA-ICPMS. *Acta Petrologica Sinica*, 18(3), 408-418.
- Sha, L.K., Chappell B.W., 1999. Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63, 3861-3881.
- Zhang, S.L., Wang, L.K., Zhu, W.F., Yang, W.J., 1985. Use of REE in apatites to distinguish the petrogeno-mineralization series of granitic rocks. *Geochimica*, 1, 45-57.
- Zhou, X.M., Li, W.X., 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophy*, 326, 269-287.