

## 第一章、緒論

### 前言

自十八世紀以來，人類的科技大幅向前邁進，經過工業革命、農業革命使得人類的生活水平提升，然而，人類在提升生活品質的同時卻忽略了地球環境的負載能力，逐漸造成地球環境失衡，地球的自然環境正在以各種方式向人類提出各種警訊。二十世紀末，大氣中二氧化碳等各種溫室氣體含量持續增加，同時伴隨著全球暖化的現象，酸雨隨工業廢氣的排放日趨嚴重，平流層臭氧變得稀薄造成紫外線照射增強，人類賴以為生的自然環境出現異狀，於此人類開始正視全球環境變遷的諸多問題，其中包含氣候變遷、大氣成份變化及生態系統改變等，地球環境的變化不僅對自然生態造成巨大衝擊，對人類未來的生活亦存有莫大的影響(e.g., 魏國彥、許晃雄, 1997)。然而，近幾世紀經過科學家們努力研究的結果，共同指出地球由形成至今不斷在演變著，不論是大氣組成、氣候狀態、陸地與海洋的分佈、海洋環流、地貌、生物組成等都不停地在起伏變化(e.g., Stanley, 1999; Ruddiman, 2000)，探究地球環境變化的機制一直是科學家們努力的目標。在人類尚未出現前的地球，這些變化在自然界中就已經存在，於是人類開始重新思索，近幾世紀來地球環境的變化究竟是人為因素造成，抑或是大自然本身就存有的規律變化。目前科學家們正積極探討這個問題，期能了解人類活動對地球環境的影響究竟佔了多大的比重，以便能夠減緩甚至阻止人類活動造成的環境問題，而解決這個問題必須由了解地球形成以來的古環境變化著手，因此探討古環境變遷是環境議題的首要工作之一。

近年來科學家積極投入古環境變遷的研究工作，因為唯有了解地球過去環境的變遷，才有辦法正確的估測未來自然環境變化趨勢，並釐清人為及自然因素對環境的影響程度，由此我們可知古環境的重建是相當關鍵的一項工程，利用重建的古環境才得以探討古今的差異 (e.g., Schrag et al., 1995; Berner, 2001)。人類於近幾個世紀才開始對氣候有詳細的紀錄，在各個古文明所在地區的人類遺址中也有留下片段文字紀錄，例如中國古時朝代歷史文獻中便有記述氣候的變化 (劉昭民, 1982)，但是在有人類文字紀錄之前的氣候紀錄則必須依賴自然界所留下的訊號一一還原，方能解開古氣候之謎。過去的氣候與環境變化訊號常在地層與自然環境中留下紀錄，科學家利用多方面的研究來還原過去氣候的面貌，採用的研究材料相當廣泛，例如歷史文獻、樹輪、湖泊沉積物、冰芯、植物孢粉、黃土與古土壤、洞內石灰岩、珊瑚、海洋岩芯、生物化石等，研究的方法則包括穩定及放射性同位素分析、微量元素分析、古地磁研究等 (Ruddiman, 2000)，其中穩定同位素分析是應用相當廣泛的一種研究方法。

### 穩定碳氧同位素的原理及應用

我們在重建古環境時，常利用穩定碳氧同位素分析的研究方式來獲得古環境的訊號。「同位素」是指具有相同的質子數但中子數不同的化學元素，因此這些同位素在質量數上會有差異，例如  $^{16}\text{O}$ 、 $^{17}\text{O}$ 、 $^{18}\text{O}$  的質子數皆為 8，中子數則分別為 8、9、10。自然界中的同位素含量會隨著時間而產生衰變的，稱為「放射性同位素」，相對於地質時間的尺度，同位素含量幾乎沒有變化的就稱為「穩定同位素」。同一個化學元素的同位素間，雖然在質量上會有些許的差異，

以巨觀的角度而言，在一般的化學及物理反應的過程中並沒有太大的差別。但以微觀的角度來說，這些質量數不同的同位素在參與反應的過程中，會由於熱力平衡及動力平衡狀態的差異，使反應物與生成物間的同位素含量比例不同，這樣的現象即為「同位素分異效應」。一般而言，同位素較輕的一方會比較重的一方容易參與反應，因此在反應物中較輕的同位素會優先被使用，也使得生成物中富集較輕的同位素。在自然界中，動態的分化效應常出現在過程快速或不完全的反應中，像擴散、蒸發、溶解等反應都會出現同位素的分異現象（Anderson and Arthur, 1983；Attendorf and Bowen, 1997）。另外，同位素在不同的環境條件（例如溫度）中會產生不同的分異效應，使同位素隨著環境的變化，會有不同的分配比例，同位素的數值也隨著改變。同位素數值的表示方法如下：

$$\delta(\text{‰}) = \frac{R_x - R_{std}}{R_{std}} \times 1000$$

以氧同位素為例，其中  $R_x$  為  $^{18}\text{O}$  與  $^{16}\text{O}$  在標本中的比值， $R_{std}$  則為  $^{18}\text{O}$  與  $^{16}\text{O}$  在標準試樣中的比值，而  $\delta$  數值以千分比（‰）為單位。就氧同位素而言，目前國際間通用的標準試樣，碳酸鹽類以 V-PDB（Vienna；Belemnite from the Pee Dee Formation in South Carolina）為標準試樣，水樣以及矽酸鹽類則以 V-SMOW（Vienna；Standard Mean Ocean Water）為標準試樣。

美國芝加哥大學教授 Urey 與他的研究團隊（1951）曾指出，當碳酸鈣沉澱的時候，其氧同位素組成會受到周圍水體氧同位素數值以及環境的溫度影響。經由實驗發現，當周圍水體氧同位素組成維持不變的狀態下，碳酸鈣中的氧同位素數值會隨著環境溫度升高而降低（Urey et al., 1951；O'Neil et al., 1969）。碳酸鈣中氧同位素

受到環境的溫度影響而造成分異現象，使得氧同位素與環境溫度間呈現函數關係，因此科學家利用此特性建立氧同位素溫度計 (e.g., Epstein, 1953; O'Neil, 1969)。Hays 和 Grossman 於 1991 年重新修訂 O'Neil (1969) 所建立的溫度方程式，重新整理的溫度方程式如下所示：

$$T ( ) = 15.7 - 4.36 (\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}} - \delta_{\text{w,SMOW}}) + 0.12 (\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}} - \delta_{\text{w,SMOW}})^2$$

T 代表碳酸鈣生成時周圍水體的溫度， $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$  為碳酸鈣中氧同位素的數值（相對於標準試樣 PDB）， $\delta_{\text{w,SMOW}}$  則是碳酸鈣生成時周圍水體的氧同位素數值（相對於標準試樣 SMOW）。

水體本身會因為受到冰川效應、鹽度效應等因素影響，使水體中的同位素數值起伏變化 (e.g., Anderson and Arthur, 1983)。在水的循環過程中，水分子會由熱帶海洋蒸發至大氣中，再隨著大氣環流向高緯地區傳送。經過重覆的蒸發與降水過程，留在空氣中的水分子會因為同位素的動態分化效應而富集  $^{16}\text{O}$ ，使水氣中的氧同位素數值降低，而這些大氣中富集  $^{16}\text{O}$  的水氣最終以降水的方式回到地表。在大氣環流向高緯度地區傳送的途中，大氣中的水氣會歷經凝結降水的過程。這個降水的過程偏向將水氣中較重的同位素移出，使得剩餘在大氣中的水氣  $\delta^{18}\text{O}$  數值愈來愈輕，因此隨著水氣被傳送的路徑愈長、到達緯度愈高的地區，其中水氣的氧同位素數值會愈低，由此可知在愈高緯度地區得到的降水，其中的  $\delta^{18}\text{O}$  數值也會愈低 (Amundson et al., 1996; Edwards et al., 1996; Attendorn and Bowen, 1997)。當全球的冰川體積增加，會使大量富集  $^{16}\text{O}$  的水分子固結在兩極地區，因此氧同位素中較輕的  $^{16}\text{O}$  無法回到海洋中，使得海洋中的  $^{18}\text{O}$  比例增加、氧同位素數值變重。所以，當兩極冰川的體積增加愈多，海水中的氧同位素數值也會隨之增加。現今熱帶地區表

層海水（鹽度為 35‰）的氧同位素數值為 0‰，若將全球的冰川全數融化回到海洋中，海水的氧同位素數值將會變成-1‰（e.g., Savin, 1977；Ruddiman, 2000）。另外，鹽度效應也會改變水體中的氧同位素數值，其主要是由於河川注入、降水以及蒸發等因素造成水體內的鹽度波動，同時也會造成水體的  $\delta^{18}\text{O}$  數值隨著改變。一般而言，由於河川注入的淡水或是降水的氧同位素數值較海水的氧同位素數值輕，淡水注入的量愈多會使混合水體的氧同位素數值變的愈輕，相對的，當海水的蒸發量愈多，其中的氧同位素數值則會變的愈重。也因為高緯度地區的降水會比低緯度地區的降水有更低的氧同位素數值，因此由淡水注入造成混合水體氧同位素數值改變的程度，在高緯度地區比低緯度地區來得顯著（e.g., Ruddiman, 2000）。河海交會處的水體也會因為河川注入氧同位素數值較輕的淡水，使混合水體氧同位素組成依淡鹽水混合的比例而改變（Mook, 1971）。由於海水中氧同位素數值會隨著淡水、海水的混合比例不同以及降水量與蒸發量的多寡而變化，因此我們在使用氧同位素溫度計回推古溫度時，也必須將這些因素考慮在內。

在海水中的碳酸鈣沉澱時，如果其碳氧同位素數值與海水中的碳氧同位素數值可以達成平衡，那麼當時海水中的碳氧同位素數值便可紀錄在碳酸鈣之中（e.g., Anderson and Arthur, 1983），因此我們可以利用這一類的碳酸鈣來回推其沉澱當時的海水狀態。一般而言，當海洋中的生物殼體或無機碳酸鈣沉澱（分泌）時，會與周圍環境海水的微量元素與穩定同位素達到平衡，直到這些海洋性碳酸鈣被抬升到地表並曝露在天水影響的環境下。當碳酸鈣曝露在天水影響的環境中，可能會使碳酸鈣產生部份溶解，在碳酸鈣物質每一次的溶解-沉澱過程，都可能與天水交換混合兩者間的微量元素與穩

定同位素組成，重新結晶為在地表常溫狀態下較穩定的低鎂方解石，整個過程可造成碳酸鈣化學組成的改變 (Tucker, 1981)。因此，碳酸鈣物質如果受到天水造成的成岩作用影響，使碳酸鈣原本的化學組成與成岩作用液體內的化學組成相互交換，其同位素組成也會因此隨著改變。

如同之前所說，因為天水中富含  $^{16}\text{O}$ ，其中的氧同位素較海水中的氧同位素數值輕，再加上溶解於天水中的  $\text{CO}_2$  有較多的  $^{12}\text{C}$ ，因此其碳同位素數值也較小。若是海洋中形成的碳酸鈣曝露到地表受到天水成岩作用的影響，其中的氧同位素數值以及碳同位素數值便可能會減小 (Brand and Veizer, 1980; Attendorn and Bowen, 1997)。若是利用其中的同位素數值來回推古溫度，勢必會有誤差的出現，因此我們在採用碳酸鈣材料的氧同位素成份來探討古環境時，必須檢視碳酸鈣材料是否受到成岩作用的影響，以確定得到當時的真實訊號。

在天水的作用之下，不僅碳酸鈣中的碳氧同位素組成會因此改變，微量元素的含量也會隨之變化。當碳酸鈣曝露在天水影響的環境中，碳酸鈣晶格內的  $\text{Ca}^{2+}$  會被其他的微量元素 (例如： $\text{Sr}^{2+}$ 、 $\text{Mn}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Fe}^{2+}$ 、 $\text{Pb}^{2+}$ 、 $\text{Zn}^{2+}$ 、 $\text{Na}^+$ ) 交換，導致碳酸鈣內微量元素含量改變。由於天水所含有的  $\text{Sr}^{2+}$ 、 $\text{Na}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  含量較海水的少，而  $\text{Mn}^{2+}$ 、 $\text{Fe}^{2+}$ 、 $\text{Zn}^{2+}$  含量則較海水的多，因此使得受天水成岩作用影響的碳酸鈣中，Sr、Na、Mg 等元素含量會減少，而 Mn、Fe、Zn 等元素含量則會增加。在以上這些微量元素中，尤其以 Sr 和 Mn 元素的含量最常做為成岩作用的指標 (Brand and Veizer, 1980)。綜合以上所言，受到天水作用改變的碳酸鈣會含有愈來愈多的  $\text{Mn}^{2+}$ ，但是  $\delta^{18}\text{O}$  數值會愈來愈小，由此可知受成岩作用的碳酸鈣組成中， $\text{Mn}^{2+}$  含量會

與  $\delta^{18}\text{O}$  數值呈現負相關 (Brand et al., 1981)。

海洋性碳酸鈣物質曝露在天水環境下的改變過程中，化學上的變化程度主要是依據 (1) 原來碳酸鈣組成的穩定狀態；(2) 天水與岩石成份交換的比例；(3) 海水與造成成岩作用之天水間的化學成份差異；(4) 同位素分異作用等四個條件的不同而不同。以上四個因子皆會造成氧同位素與碳同位素的重新分配，另外， $\text{Sr}^{2+}$  和  $\text{Mn}^{2+}$  含量的變化主要也會受控於這些因子，因此我們也可以藉由  $\text{Sr}^{2+}$  和  $\text{Mn}^{2+}$  含量的變化來推估海洋性碳酸鈣物質是否受到成岩作用影響。當碳酸鈣組成中的  $\text{Mn}^{2+}$  含量較高時 (>100ppm)，其置於陰極射線的照射下會呈現發光的現象，因此我們可以利用陰極射線下的觀察，來檢視碳酸鈣化學組成中  $\text{Mn}^{2+}$  含量的多寡，以辨別是否受到成岩作用的影響 (Meyers, 1974; Pierson, 1981; Tucker, 1988)。另外，我們也可以藉由分析碳酸鈣中微量元素的含量，來檢視碳酸鈣的組成是否受到成岩作用影響。

目前海水裡形成的各種碳酸鈣物質中，腕足動物化石是回推海水穩定同位素數值研究的良好材料之一，主要是因為腕足動物殼體能與海水達到同位素平衡，且不易受到其他的外在因素影響而改變其原始成份 (Grossman, 1994)。腕足動物是一種單體群居的海生無脊椎動物，其外形沒有分節且成兩側對稱，絕大多數生活在 50 至 200 公尺深的海底。腕足殼體會因為環境條件不同而發展出不同的形態，例如生活於平靜海域的腕足動物，可附著在軟質的海床上，其殼體一般較小較單薄，但外形平坦且寬闊，兩殼成凹凸狀；生活在擾動較多的環境的腕足動物，通常附著於硬質海床，殼體較大，且外形常成球狀，兩殼則皆呈凸形 (Alexander, 1975; Dodd and Stanton, 1981)。腕足動物的幼蟲有數天至兩週的浮游期，接著開始

產生鈣質的殼體，並與外物相連結，經營不移動或是固著的生活方式。腕足動物主要是利用肉莖在泥砂中穿穴，或者是藉由膠連其他物質行固著的生活，有的則是利用殼體或是殼刺固著在海底或其他外物上，但是也有些腕足動物不依靠任何的支撐直接躺臥在海底。另外，腕足動物的攝食方式主要是利用觸手冠 (lophophore) 濾食水中的浮游生物以及有機碎屑物 (Dodd and Stanton, 1981; 何心一、徐桂榮, 1987; Brenchley and Harper, 1998)。有鉸網腕足動物以及分泌鈣質殼體的無鉸網腕足動物主要生活在熱帶的淺海中，且腕足動物對海水鹽度的容忍度低，在鹽度變化太大的區域無法生存，絕大多數生活在正常的海水鹽度範圍內 (30~40‰) (Dodd and Stanton, 1981)。

腕足動物碳酸鈣殼體中的  $\delta^{18}\text{O}$  與  $\delta^{13}\text{C}$  組成常被當成是古環境的指標，但在腕足動物分泌殼體碳酸鈣的過程中，若受到腕足動物本身的生機效應 (vital effect) 等因素影響，造成殼體中的同位素組成未與周圍的環境達成平衡，那麼腕足動物殼體碳酸鈣中的  $\delta^{18}\text{O}$  與  $\delta^{13}\text{C}$  數值就無法代表古環境的訊號。Lowenstam (1961) 年的研究指出不論是現今生存的有鉸網腕足動物或有鉸網腕足動物化石都沒有顯現出任何生機效應造成的影響。另外，Lee and Wan (2000) 在同一地層中分別利用同屬間、同科間、同目之間的腕足動物化石做研究，發現腕足動物殼體碳氧同位素數值也不會受到生機效應影響而造成不同種屬間的差異。再加上腕足動物所分泌的低鎂方解石 (low Mg calcite) 殼體不易受到成岩作用影響，因此其化學組成較能夠保留原始的訊號 (Lowenstam, 1961; Bathurst, 1975; Brand and Veizer, 1980)，因此一般認為腕足動物殼體很適合做為穩定同位素分析研究的材料 (e.g. Brand and Veizer, 1981; Popp et al., 1986a;



Grossman, 1994)。此外，因為腕足動物普遍出現在古生代的地層中，所以適於用來建立較為連續的古環境紀錄。

腕足動物的殼體結構除了最外緣的薄層（periostracal layer）外，一般來說主要分成三層：第一層為稜柱狀薄層（primary prismatic layer），第二層為纖維層（secondary fibrous layer），第三層為稜柱狀厚層（tertiary prismatic layer）。大多數的腕足動物只具有第一層與第二層殼體，石燕類與長身貝類腕足動物等殼體才會出現第三層稜柱狀厚層（Williams, 1968；Bathurst, 1975）。目前許多現生腕足動物殼體的研究指出，由腕足殼體的第一層構造與其他特殊構造（如肌痕）所得到的氧同位素數值會比第二層纖維層殼體的 $\delta^{18}\text{O}$ 數值低，只有腕足動物的纖維層與稜柱狀厚層殼體才能與周圍海水幾乎達到同位素平衡（Lowenstam, 1961；Rush and Chafetz, 1990；Carpenter and Lohmann, 1995），另外，這兩種殼層也最能抵抗成岩作用的影響（Grossman, 1994），因此許多研究都採用腕足動物纖維層與稜柱狀厚層殼體部份來重建古環境（e.g., Veizer, et al., 1986；Grossman et al., 1991、1993）。也因此我們選擇以巨大長身貝腕足動物的稜柱狀厚層殼體碳酸鈣做為同位素分析取樣的範圍。

現今有許多學者研究現生腕足動物的生活習性與棲息環境（e.g., Kowalewski et al., 2002），以及分析現生腕足動物殼體的化學組成，並與其生活環境的條件做比對（Lowenstam, 1961；Carpenter and Lohmann, 1995；James et al., 1997；Brand et al., 2003），以建立現生腕足動物殼體內化學組成與環境間的關聯性，再將研究成果應用在腕足動物於古環境的重建上。如之前所述，腕足動物的殼體能夠保留碳酸鈣分泌當時的原始環境訊號，因此許多學者利用腕足動物的殼體做為探討古環境的材料（e.g., Popp et al., 1986a、1986b；

Brand, 1989 ; Grossman et al., 1991 ; Grossman et al., 1993 ; Mii and Grossman, 1994 ; Bruckschen and Veizer, 1997 ; Wang, 1998 ; Veizer et al., 1999 ; Mii et al., 1999 ; Lee and Wan, 2000 ; 陳, 2001 ; Mii et al., 2001 ; Samtleben et al., 2001 )。其中，利用腕足動物殼體重建早石炭紀晚期季節性古環境的研究，包括有 Wang (1998)、陳 (2001) 與 Mii et al. (2001) 的研究。

### 石炭紀的環境與氣候

泥盆紀溫暖的氣候一直持續到早石炭紀，此時期極區尚未有冰川的覆蓋 (Dickins, 1993)。石炭紀正是陸生植物蓬勃發展的時期，由於陸生植物快速的增長，造成陸地上的風化速率加快 (Algeo et al., 1995)，且此時期大量的有機碳以煤的形態被埋藏在沉積物中 (Ronov, 1982)，這兩者皆可造成大氣中的二氧化碳含量降低，使氣候由溫暖漸漸變冷 (Berner, 1997)。早石炭紀晚期，陸地開始有了冰川的出現 (Veevers and Powell, 1987 ; Bruckschen et al., 1999 ; Mii et al., 2001)，使得石炭紀的環境由沒有冰川的狀態轉變成有冰川覆蓋的狀態，顯示在早石炭紀晚期正由暖期走向冰期。研究紀錄指出早石炭紀晚期冰川開始的時間正好與石炭紀煤層大量出現的時間一致 (Bruckschen et al., 1999 ; Berner, 2001)，大氣中的二氧化碳含量也在早石炭紀到晚石炭紀的過渡期間呈現大幅的下降的趨勢 (Berner, 1997)。石炭紀時期除了在氣候狀態上有截然不同的表現，古地理位置在這段時間內也有巨大的改變，當時主要的兩個大陸—勞倫西亞大陸與岡德瓦納大陸—最終也在此時期合併形成盤古大陸，我們可以說石炭紀是古生代中關鍵的轉變時期。

## 早石炭紀晚期相關同位素研究

Wang (1998) 分析歐洲莫斯科台地上早石炭紀 (Visean 和 Serpukhovian) 地層中的六個巨大長身貝屬 (*Gigantoproductus*) 腕足動物標本，分析結果顯示  $\delta^{18}\text{O}$  值變化範圍介於  $-6.1\text{‰}$ ~ $-1.5\text{‰}$  之間，平均值為  $-3.2\pm 0.6\text{‰}$ ，其中 Serpukhovian 部份的  $\delta^{18}\text{O}$  平均值則為  $-2.9\pm 0.9\text{‰}$ 。將 Serpukhovian 時期的  $\delta^{18}\text{O}$  平均值代入 Hays 和 Grossman 在 1991 年修正的二次溫度方程式，推算出當時的海水表面溫度約為 24 (假設  $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}} = -1\text{‰}$ )，季節性的溫度則介於 20~29 之間。陳 (2001) 則分析了華南貴州石炭紀晚期的五隻腕足動物殼體，其中的兩個巨大長身貝屬腕足標本取自 Serpukhovian 階。分析得到 Serpukhovian 的  $\delta^{18}\text{O}$  平均值為  $-3.6\pm 1.4\text{‰}$ ，同樣以 Hays 和 Grossman 的溫度公式來計算，可知華南當時的溫度約為 28。莫斯科與華南地區於早石炭紀時期的古緯度正好都在熱帶氣候區，而由  $\delta^{18}\text{O}$  數值估算得到的海水溫度正好也落在現今熱帶海洋混合層的溫度範圍之內，至於兩個地區古溫度的差異可能是來自區域性的氣候不同。

Popp et al. (1986) 在歐洲的腕足動物碳酸鈣殼體研究中發現早石炭紀晚期  $\delta^{13}\text{C}$  數值約有 3‰ 的增加。在俄羅斯台地 Serpukhovian 階的研究也指出  $\delta^{13}\text{C}$  數值清楚顯現了 3‰ 的增加 ( $2.4\pm 0.7\text{‰}$ ~ $5.5\pm 0.6\text{‰}$ ) (Mii et al., 2001)。Popp et al. 在 1986 年就曾經指出  $\delta^{13}\text{C}$  數值增加的事件在早石炭紀晚期相當廣泛，這個現象在其他的研究中也觀察到 (Bruckschen et al., 1999; Mii et al., 1999)，這樣的變化主要是因為有機碳埋藏量大量的增加 (Popp et al., 1986)。在早石炭紀晚期的相關研究都指向  $\delta^{13}\text{C}$  數值和  $\delta^{18}\text{O}$  數值同時出現增加的狀況，這也提供了早石炭紀晚期冰川開始出現以及有機碳埋藏量增加

造成大氣中 CO<sub>2</sub> 含量減少的証據 (Mii et al., 2001)。在 Mii et al. (1999) 的研究中發現，北美地區早石炭紀晚期  $\delta^{13}\text{C}$  數值增加約 1.5‰，並不像歐洲地區在早石炭紀晚期出現增加約 3‰的現象。研究的結果顯示兩區域在  $\delta^{13}\text{C}$  數值表現上的差異，主要是因為 Serpukhovian 時期盤古大陸初形成，導致全球海洋洋流狀況改變。由於北美與歐洲分別位在盤古大陸的東西兩側 (圖 1.1)，大洋東側的北美地區有湧升流帶來豐富的營養鹽，使得位在大洋西側的歐洲區域得到較重的  $\delta^{13}\text{C}$  數值。由上述研究可以得知早石炭紀時期  $\delta^{13}\text{C}$  數值的變化，除了能夠指出大氣中 CO<sub>2</sub> 含量變化趨勢以及有機碳埋藏事件之外，也反應出當時海洋環流狀態的改變。

塔里木陸塊 (Tarim block) 在大約前寒武紀-寒武紀交界時期由澳洲大陸板塊的西北部份分開 (Li and Powell, 2001)。Li and Powell (2001) 的研究指出，早石炭紀時期，塔里木陸塊的位置約在古緯度 20-30 度之間，華南的位置在古赤道上且位在塔里木陸塊的東方海域上。但在 Chen et al. (1999)、Stanley (1999)、Li and Powell (2001)、Wang et al. (2003)、Krause et al. (2004) 對古地理位置重建的描繪中，華南與塔里木等陸塊的古緯度以及各陸塊間的相對位置都不盡相同，這個問題也許可以由不同緯度應有的季節性特色的角度進一步來探討。

## 研究目的

本論文採集新疆伊犁-北天山地區早石炭紀晚期 Serpukhovian 階之巨大長身貝屬腕足動物化石標本，嘗試以分析穩定碳氧同位素的方式，重建新疆伊犁-北天山地區早石炭紀晚期巨大長身貝屬腕足生長期間的季節性古環境狀態。並探討新疆伊犁-北天山地區於早石

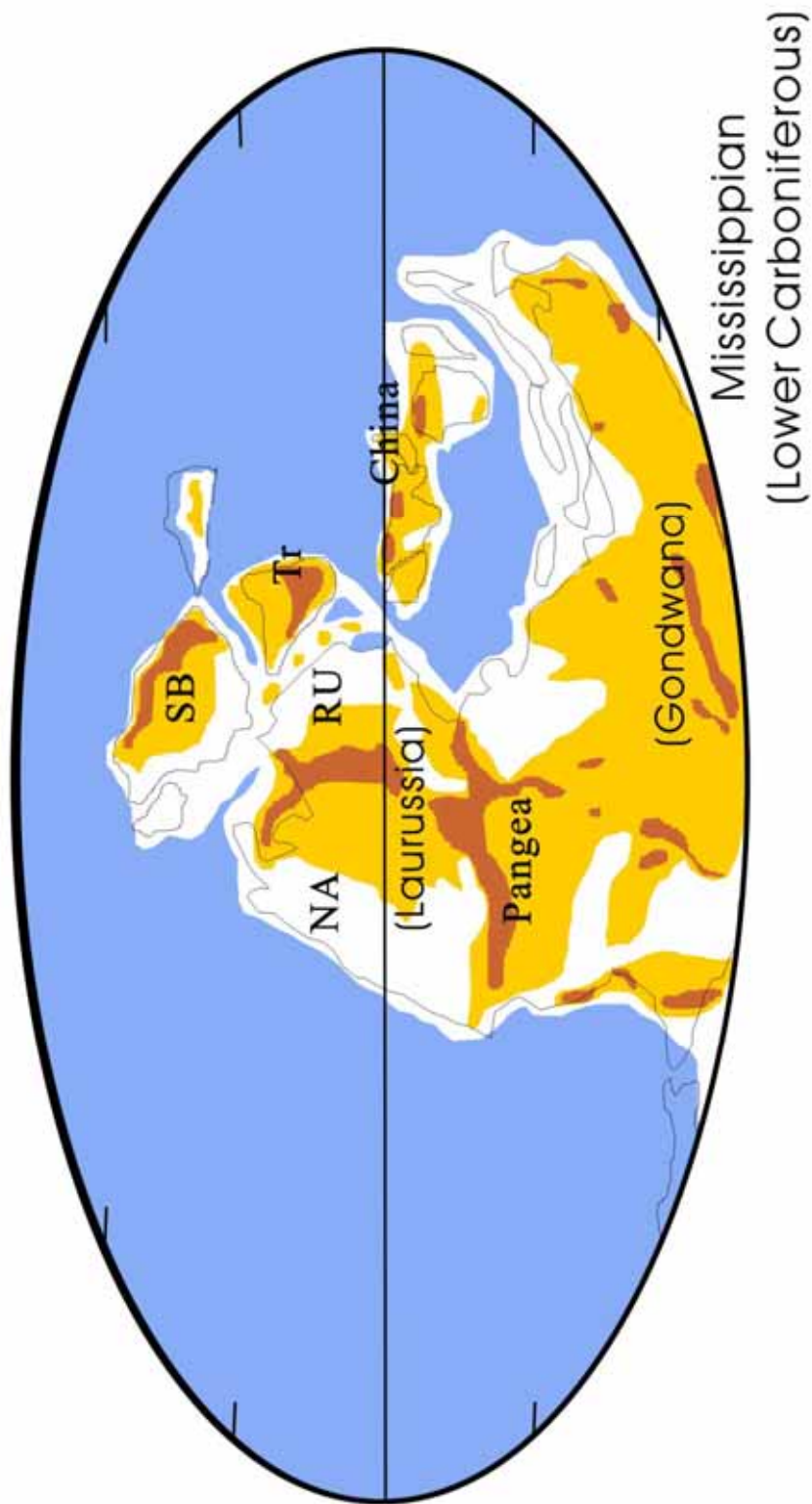


圖1.1 早石炭紀時期古地理分布圖（取自Krause et al., 2004）。NA：北美；RU：俄羅斯；SB：西伯利亞；Tr：塔里木

炭紀晚期環境的變化，提供當時環境的溫度、季節性變化、棲息區的河海混合狀況（鹽度）等量化的環境訊號。將得到的碳氧同位素數值及其環境意義，與同時期的其他腕足相關研究比對，探討新疆伊犁-北天山地區與其他地區的區域異同，提供更詳細的古氣候紀錄來重建石炭紀時期全球的氣候狀態。又由於目前對新疆地區古環境重建的研究資料不充足，就目前的研究來說，對石炭紀時期新疆古地理位置說法不一（Chen et al., 1999；Stanley, 1999；Li and Powell, 2001；Wang et al., 2003；Krause et al., 2004），對塔里木陸塊與伊犁-天山陸塊的碰撞時間亦沒有明確的說法。本論文期望能綜合本研究以及前人的研究結果，佐以現今的緯度-溫度關係，為新疆西天山地區的古地理位置提供新的補充證據。