

第四章 討論

4.1 石榴子石成分剖面

石榴子石成分剖面的成分，主要是在中央地質調查所電子微探儀的分析結果。雖然中央地質調查所的分析狀況中，精密度和準確度並不是最理想，但同一樣本 (M03-4) 分別在中央地質調查所以及中央研究院進行成分剖面分析時，得到相同的趨勢，吾人因此推測在分析成分剖面的趨勢時，中央地質調查所的分析值是值得採用的。

本研究為了釐清石榴子石構造上的兩期生長，因此分析石榴子石的化學環帶。變質礦物中常見的化學環帶有生長環帶 (growth zoning) 以及擴散 (diffusion zoning) 環帶，當礦物在變質環境改變的情況下持續生長，而在原有晶體之外環再長出與原有晶體成分有差異的相同礦物時，所形成的是生長環帶；而晶體若沒有任何生長或損耗，而只是外在條件改變所造成的成分差異，所形成的則是擴散環帶 (Spear, 1993)。依照 Tracy 等人 (1976) 對石榴子石成分環帶的分類，可分為三種。第一種是生長環帶，而其礦物成分中，鐵及鎂是由核心往外圍增加，鈣及錳則下降，(鐵/鐵+鎂) 的值亦下降；第二種是擴散環帶，而其礦物成分中，鐵及錳由核心往外圍增加，鎂則下降；第三種是石榴子石與黑雲母接觸區的擴散環帶，僅有鐵鎂交換作用，石榴子石愈靠近黑雲母處，其鐵愈高、鎂愈低 (Spear,

1993)。

本研究對石榴子石由核心到外圍所分析的成分剖面，大致上靠近核心的部分都很平坦，在構造上所判斷的含石英包裹體豐富的區域與不含石英包裹體的區域交界處，石榴子石成分並沒有變化，因此化學分析和構造分析的結果並不一致，此結果與前人所得結果相符 (Gilley et al., 2003)。石榴子石靠近邊緣處的成分變化明顯，愈往邊緣鐵含量愈高、鎂含量愈低，鈣含量在片麻岩 M03-1A 及 1B 中成分大致均一，而在片麻岩 M03-4 以及角閃岩 RR2-6A 中，鈣含量在最邊緣處明顯下降。錳含量在片麻岩中愈往邊緣愈高，在角閃岩中則愈往邊緣愈低。因此，本研究的石榴子石成分環帶是屬於擴散環帶，可能是因後期抬升且溫度減低，石榴子石無法繼續生長，而其周圍的礦物與其發生擴散作用所致。前人對於象背山的片麻岩及糜嶺岩中石榴子石成分剖面的研究顯示，鐵及錳的含量愈往邊緣越高，而鎂則愈往邊緣愈低，推測是抬升時的冷卻效應而造成擴散作用，因而石榴子石成分剖面會有如此變化 (Nam et al., 1998)。

石榴子石成分剖面較特別的是片麻岩 M03-4 以及角閃岩 RR2-6A，此二標本取自象背山變質核心處，很可能是變質核心的變質壓力較高，在隨後的抬升作用時，使得片麻岩 M03-4 中的鈣含量在邊緣處的改變較變質帶外圍的岩石明顯；而 RR2-6A 則可能是因

為原岩的不同而造成如此的差異。

4.2 溫度壓力計與其計算結果

因中央地質調查所儀器的分析狀況並不甚佳，因此利用此分析數值所計算出的溫度及壓力僅供參考，並採用中央研究院所分析的值來估算可能較正確的地質溫度及壓力。

在片麻岩標本 M03-1A 及 M03-1B 中使用 Dr. David J. Waters 所設計的計算公式可以成功的計算出較理想的溫度壓力，若使用 Thermocalc v. 3.2 計算，則只能算出平均溫度 (avT) 與平均壓力 (avP)，無法計算出相交點的平均溫度壓力 (avPT)，造成無法計算的原因，有可能是研究標本的礦物相不足或選取的礦物相不夠，因此造成 Thermocalc v. 3.2 內部的熱力平衡式數量不足，因此難以找出地質溫度壓力的交點。而片麻岩 M03-4 位處象背山變質帶的變質核心附近位置，但因標本內不含斜長石，因而無法作地質壓力的計算，只能給定壓力範圍，對地質溫度作一推估。在角閃岩標本中因礦物相與片麻岩迥異，因此選用 Thermocalc v.3.2 計算，並能夠成功的得到平均溫度壓力 (avPT)。

從計算出的溫度壓力，可分為具有核心到外圍配對以及單一礦物與基質葉理配對的兩組數據來討論。從核心到邊緣的礦物配對

中，不論是中央地調所或是中央研究院所得到的實驗數據，經由地質溫度壓力計算的結果，皆顯示由石榴子石核心到外圍，溫度及壓力有增高的趨勢，初步判斷石榴子石的生長記錄前進變質作用。將 M03-1A 以及 M03-1B 兩個標本作比較，則在地質調查所得到的溫度壓力有重疊的區域，為 719°C，5.4kbar 到 775°C，6 kbar；但除了 M03-1A 核心的溫度壓力範圍落在角閃岩相內，其餘的溫度壓力皆落在麻粒岩相範圍內，與前人對象背山變質度的研究不符 (Nam et al., 1998; Leloup et al., 2001; Gilley et al., 2003)。而在中央研究院的分析中，M03-1A 以及 M03-1B 兩個標本的礦物配對數據皆落在角閃岩相內，但兩組數據的壓力差距很大，約 4kbar，溫度則很接近。此兩個標本取自同一地點，所分析的礦物配對也是生長在相同的葉理上，造成壓力差的原因，推測是選取的斜長石在兩個標本的生長時期不同；其中 M03-1A 的斜長石晶體較大，所選取的分析點是靠近外圍的部位，計算所得的壓力可能反映出斜長石生長較晚期的狀態；但光性的判斷中，此斜長石並無兩期生長，因此只能確定此斜長石是在較低壓的環境下所生長的。而 M03-1B 的斜長石晶體很小，很可能只能反應出一期的生長，並且是在較高壓的環境下所生長的。M03-1A 及 1B 中的礦物組成在第二期變形作用所產生的第二期葉理 (S2) 中具有藍晶石，而此區礦物組成中，藍晶石的出現暗示

著高壓環境，因此推測 M03-1B 所分析的斜長石很可能是在第二期變形作用的高壓環境下所生長的。M03-1A 所分析的斜長石位於第二期變形作用所產生的第二期葉理 (S2) 上，但其晶形近乎自形，邊緣沒有明顯被後期變形作用溶蝕的現象，因此有可能是在第二期變形作用的晚期到第三期變形作用之間所生長的，此時的環境可能因地塊抬升而已經減低壓力，伴隨著所計算出的壓力則降低很多。若造成壓力差的原因真為地塊抬升，為何溫度並未因地塊抬升而減低？合理的推論之一是地塊抬升時仍有產熱的作用持續使岩石溫度幾乎維持不變，而此產熱作用可能是第二期變形作用的晚期有一個逆衝分量的剪切活動所產生之摩擦熱，並且此剪切活動的逆衝分量可將深處的岩石抬升，造成減壓以及溫度幾乎不變的現象，但此推論仍需野外資料來證實在第二期變形作用晚期是否有這種剪切活動的存在。形成等溫減壓的另一種可能性，可能是第二次變形作用的晚期存在一個傾角很緩的剪切面，當剪切作用開始，剪切面上方的岩盤相對的離開原處岩體時，剪切面下方的岩盤則因荷重消除而反映出減壓的效應；當剪切速度大於剪切面下方岩盤因減壓而抬升的速度時，剪切面下方的岩盤好似停留在相同的地溫處而上方的岩盤則不斷移除，因此造成等溫減壓的現象。Jolivet 等人 (2001) 對象背山的描述中，曾提到在強烈水平剪切事件使該區達到最高變質度

後，在 33Ma 左右的張裂及剪切環境隨後產生近乎鉛直方向的斷層使地塊隆升。若把本研究的第二次變形作用對應到此水平剪切事件，那麼本研究的迅速減壓則可呼應其推測的 33Ma 左右之張裂及剪切環境所造成的地塊抬升。此外，造成僅有壓力差異的另一可能性，則推測是地塊的原始位置和抬升後的位置皆處於相同的地溫，因此兩者間的溫度並沒有差異。

值得注意的是，M03-1B 的溫度壓力已達到生成藍晶石的環境，與本研究的顯微觀察結果一致，卻無前人報導象背山變質帶的藍晶石研究，若此標本的溫度壓力範圍果為真，那麼此結果以地質溫度壓力的角度暗示著此區達到相當高的壓力。標本中的藍晶石主要出現在第二期葉理上 (S2)，因此藍晶石是在第二期左旋變形作用 (syn-D2) 時所形成的。在前人對象背山片麻岩之研究中，發現石榴子石周圍有近乎水平的左旋葉理將其包圍，而組成葉理的礦物主要為矽線石，如此的礦物接觸生長情形暗示著此區的岩石曾在中地殼處 (mid-crust) 經歷了規模不小的水平剪切活動，並達到足夠的溫度壓力環境及時間使矽線石生長 (Jolivet et al., 2001)。本研究的構造觀察中，第二期變形作用所形成的葉理以及礦物組成與前人 (Jolivet et al., 2001) 相似，因此推測本研究的第二期變形作用可能是中地殼處的大規模水平剪切活動，在此剪切活動所產生的溫度及壓力不僅使

矽線石生成，還足以使藍晶石生成。

然而，以上的核心-邊緣礦物配對中，石榴子石核心的黑雲母包裹體顆粒不大，寬度僅約 3 微米，因此黑雲母包裹體是否受到後期的高溫作用使其發生擴散而使地質溫度壓力顯示為較低，則需進一步對黑雲母包裹體與石榴子石接觸區域作化學環帶的分析。再者，地質壓力計中所要判斷的重要成份是鈣的改變量，當鈣的改變量在核心與邊緣有所不同時，可知核心與邊緣經歷不同的地質壓力。但本研究區域中，除了 M03-4 標本外，石榴子石的鈣改變量非常不明顯，因此可能造成計算出的地質壓力在核心與邊緣有所差異的因素，就是黑雲母包裹體與基質黑雲母，由此更能證明分析黑雲母包裹體與石榴子石接觸區域對了解象背山變質帶的變質史之重要性。由以上的理由，故本研究所得到的石榴子石核心到邊緣的前進變質趨勢只能作為參考。

單一礦物與基質葉理配對中，則只有中央地質調查所的數據，其中，片麻岩 M03-1B 所選取的石榴子石生長時間與前述的核心到邊緣配對礦物的「邊緣礦物」生長時期一致，為第一期變形作用前到同第一期變形作用 (pre-D1 to syn-D1) 時期，記錄的溫度與前述的邊緣配對礦物一致，壓力則稍低；而片麻岩 M03-1A 所選取的石榴子石生長時間則較晚，為第二期變形作用前到同第二期變形作用

(pre-D2 to syn-D2) 時期，記錄的溫度壓力比第一期變形作用前到第一期變形作用者低。因此象背山變質帶內的礦物利用構造判別生長順序後，若僅由地質調查所對 M03-1A 標本的分析來看，則顯示從第一期變形作用前到同第二期變形作用 (pre-D1 to syn-D2) 中，經歷了減溫減壓的事件，與礦物生長情形的觀察不符。但因地質調查所的溫壓資料僅供作參考，故第一期變形作用前到同第二期變形作用中，是否真的經歷了減溫減壓的事件，尚待進一步的實驗加以證實。角閃岩 RR2-6A 所選取的生長時間約為第二期變形作用前到同第二期變形作用 (pre-D2 to syn-D2)，由中央地質調查所的數據顯示，此 RR2-6A 標本的變質溫度壓力為 874 ± 119 °C，以及 8.9 ± 2.2 kbar，屬於麻粒岩相的溫壓範圍，將列入溫度壓力的參考，且此溫度壓力比 RR2-6B 高很多。而 RR2-6A 在中央研究院所得的數值進而計算出的溫度壓力為 800 ± 107 °C 以及 9.1 ± 2.2 kbar，非常靠近角閃岩相和麻粒岩相的邊界，吾人將此數值作為本研究區域中最有可能的峰期變質溫度壓力。

由以上的構造與溫度壓力計算結果，本研究使用中央研究院實驗分析數據所得到的溫壓路徑有兩種可能性，第一個路徑是片麻岩 M03-1B 所記錄到的第一期變形作用前到第一期變形作用時 (pre-D1 to syn-D1) 的變質環境 (759°C 以及 9.3 kbar)，等壓升溫至

RR2-6A 所記錄的第二期變形作用前到同第二期變形作用時的峰期變質 ($800\pm107^{\circ}\text{C}$ 以及 $9.1\pm2.2\text{kbar}$)。第二個路徑是片麻岩 M03-1A 所記錄到的第一期變形作用前到第一期變形作用時 (pre-D1 to syn-D1) 的變質環境 (736°C 以及 5.21 kbar)，增溫增壓至 RR2-6A 所記錄的第二期變形作用前到同第二期變形作用時的峰期變質 ($800\pm107^{\circ}\text{C}$ 以及 $9.1\pm2.2\text{kbar}$)。

在對石榴子石成分剖面的分析中，並沒有發現與構造上的兩期成長有對應關係，這與一般認為的石榴子石生長環帶不同；因此，若要解釋象背山變質帶的石榴子石構造上的兩期生長與成份剖面的矛盾關係，則有兩種可能性：一為石榴子石僅於同一變質溫度壓力環境下形成，但核心起始生長時的生長速率很快，使得石英被包裹其中後，沒有足夠的時間與石榴子石反應，所以殘留不少的石英包裹體及少量的黑雲母及矽線石於其中。在這個非常快速的生長之後，不間斷的接著一個生長速度較慢的時期，此時期得以讓石榴子石內的包裹體與石榴子石之間發生完全的作用，讓石榴子石幾乎完全用掉包裹體的成分而生長成近乎均質的石榴子石外環。另一種可能性則是石榴子石早期確實記錄了兩期變質溫度壓力的生長，但因後期有一非常高度變質的事件，使石榴子石的成分因擴散而幾乎呈現均質狀態；但此事件卻無法讓石榴子石核心的包裹體與石榴子石

間發生完全的作用，因此石榴子石無法再用掉包裹體的成分，故留下了石榴子石核心包裹體富集、石榴子石成分卻均質的樣貌。

雖然石榴子石核心到外圍的溫度壓力問題仍是個需突破的課題 (Nam et al., 1998; Leloup et al., 2001; Gilley et al., 2003)，但毋庸置疑的，在石榴子石邊緣的成分遽變以及在石榴子石裂縫中的綠泥石，讓我們確認象背山變質帶經歷的抬升事件並不是非常快速；若是個快速抬升事件，則石榴子石邊緣將無法有足夠的時間發生擴散反應。這種通過高度變質因冷卻而造成的擴散反應讓我們無法合理地利用石榴子石邊緣作為溫度壓力計算的區域 (Spear, 1991)，因此本研究也避免使用石榴子石邊緣發生擴散反應的部分。但如此，則有可能無法記錄到基質礦物與石榴子石之間實際的交換作用。

4.3 變質史與前人研究比較

Nam 等人 (1998) 所求得的象背山溫度壓力時間路徑中，雖然他們認為邊緣的石榴子石已經發生擴散作用讓邊緣所計算出的溫度壓力不可採信，但如果把邊緣的溫度壓力以及角閃石的溫度壓力一起考慮，則由核心到外圍（或到角閃石的峰期變質），顯示出一個近乎等溫升壓的趨勢。若不考慮邊緣石榴子石的溫度壓力，則只有呈現一退向變質的歷史。而 Leloup 等人 (2001) 所求得的象背山

溫度壓力時間路徑中，由核心到外圍的溫度壓力顯示一升溫升壓的趨勢。本研究中歸納所得的溫壓路徑，由片麻岩 M03-1B 邊緣到角閃石 RR2-6A，是近乎等壓升溫的路徑；而由片麻岩 M03-1A 邊緣到角閃石 RR2-6A，則為增溫增壓的路徑。此外，石榴子石核心到外圍則不確定是否記錄前進變質。因此本研究結果的可靠數據中，等壓升溫的路徑與 Leloup 等人 (2001) 所發表的溫度壓力路徑趨勢大致相同，但本研究溫度壓力值較高；且本研究並沒有退向變質的溫壓數據，因此無法與 Nam 等人 (1998) 的退向變質路徑作直接的比較 (圖 4-1)。

在峰期變質溫度壓力的認定中，Nam 等人 (1998) 認為角閃岩達到峰期變質，溫度和壓力為 630-720°C 以及 5-8kbar；由 Leloup 等人 (2001) 發表的資料中，吾人整理出峰期變質的溫度和壓力為 614-793°C 以及 3.9-8.7 kbar。本研究的峰期變質若以中央研究院所得的數值來判斷，則為角閃岩 RR2-6A 在第二期變形作用之前到同第二期變形作用 (pre-D2 to syn-D2) 時的溫度及壓力，為 800±107°C 以及 9.1±2.2kbar，比前人所報導的峰期溫度壓力都要高。Nam 等人所選取的標本位置是在本研究標本位置的東南處，靠近安沛，因此本研究之峰期溫度壓力反映出象背山變質帶較北段的溫壓環境，也暗示著象背山變質帶可能有從西北往東南方向變質度減低的情形。

Leloup 等人 (2001) 所用以計算溫壓環境的標本位置亦採集自保河到保安連線，所得的溫壓結果也比本研究者高。然而，Leloup 等人 (2001) 並未詳細說明用以計算峰期變質溫度壓力的標本位置，因此吾人推測橫跨象背山變質帶的東北-西南向剖面上，因標本區域不同而有不一致的溫壓環境。在野外的觀察中，保安到保河連線剖面上可以發現有很多後期的正斷層發育，這些正斷層可能將深處變質的岩石帶至地表，因此，如果標本採集自下盤岩石，則有可能會比上盤岩石所記錄的溫壓環境來得高。本研究的標本採集位置很有可能就是在岩時下盤所採集，因此比同一剖面的前人研究 (Leloup et al., 2001) 溫壓環境高很多。

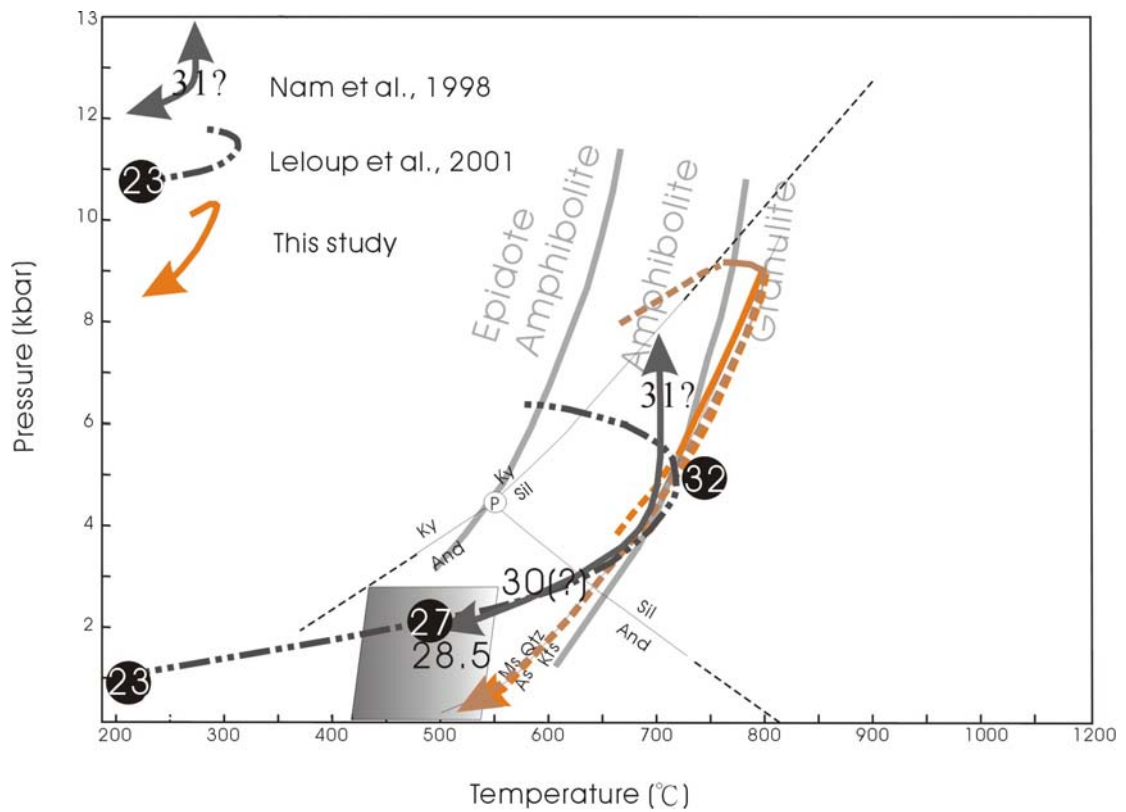


圖 4-1 前人與本研究溫度壓力路徑之比較 三相點、變質相的邊界來源與圖 3-1 相同。本研究溫壓路徑中的實線為可靠數據所推導的路徑，虛線為依據本研究待進一步確認的數值所推導的路徑、以及根據前人的低度變質數值所推導的退向變質路徑。

4.4 越南北部紅河剪切帶之變質史

本研究藉由微構造判斷出葉理與變形作用之間的關係，得知紅河剪切帶在越南北部至少經歷三期塑性變形，因無接觸變質的證據，故變形作用的發生很可能因為將岩石深埋再抬升而造成岩石的變質。本研究利用發育在不同時期葉理上的礦物種類，得到此區域岩石在第一期變形作用到第二期變形作用之間，因礦物組成漸漸轉變為較高變質度，故推測可能經歷深埋作用而記錄了前進變質史。在第二次變形作用時達到最高變質度，足以形成藍晶石及矽線石。而在第二次變形作用到第三次變形作用之間，礦物組成漸減為較低變質度，故推測岩石可能經歷抬升而記錄了退向變質作用。至於岩石可能深埋到多深以及曾經處於多高的溫度之下，則進一步利用石榴子石與其周圍葉理的生長情形，配合適當的地質溫度計及壓力計對特定時期的礦物配對進行溫度及壓力的估算。因本研究中大多數的石榴子石生長於第二期變形作用之前，選取的較新鮮樣本之中，適合作電子微探儀分析的石榴子石和其他相關礦物亦皆為第二期變形作用以前所形成；因此所能計算的最年輕之溫度及壓力僅止於第二期變形作用 (D2)，亦即本研究所提供的溫度壓力數據僅提供第一期變形作用之前到第二期變形作用時的資訊。溫度壓力的計算結果顯示從第一期變形作用前到同第一期變形作用 (pre-D1 to syn-D1)

一直到第二期變形作用前到同第二期變形作用 (pre-D2 to syn-D2)，記錄了前進變質史，且第二期變形作用前本區域的岩石就已達到峰期變質。若利用前人的後期糜嶺岩生長溫度壓力資料 (Nam et al., 1998)，則可將本研究的溫度壓力路徑從同第二期變形作用的變質溫度壓力以退向變質的方向連接到糜嶺岩的生長溫度壓力，因此得到一順時針方向的溫度壓力路徑。在哀牢山-紅河剪切帶的定年資料，集中於約 33-17Ma (晚漸新世-早中新世) 的年代 (Schärer et al., 1994; Harrison et al., 1996; Nam et al., 1998; Wang et al., 1998; Zhang and Schärer, 1999; Wang et al., 2000; Leloup et al., 2001) 主要是利用強烈左移剪切事件所定的快速冷卻的年代，因本研究的三期葉理中，第二期的葉理最強烈且也是左旋，但並非屬於地塊抬升的階段；因此吾人推測本研究中最強烈的「同第二期變形作用」時間是早於 33Ma，作為溫度壓力路徑上「峰期變質」的年代控制。早於此強烈左移事件，前人的定年研究顯示在印支期可能是印支運動影響到哀牢山-紅河剪切帶而有早於 200Ma 的年代 (Roger et al., 2000; Maluski et al., 2001., Gilley et al., 2003)，吾人將本研究中較微弱的「第一期變形作用」與此年代連結。同樣的，在哀牢山-紅河剪切帶的強烈左移剪切事件之後，在 10Ma 左右有一快速冷卻事件 (Leloup et al., 1993)，基於碰撞脫逸理論 (Tapponnier et al., 1982) 以及其他定年結果 (Roger et al., 1995) 的推測，可能是鮮水河-小江斷

裂帶約在 12Ma 的活動造成哀牢山-紅河斷裂帶由左移轉為右移剪切 (Roger et al., 1995) 所造成；因此吾人將本研究中接著第二期強烈左移變形作用後的第三期右移變形作與此年代作連結，作為溫度壓力路徑上的退向變質參考年代。由此可知，哀牢山-紅河剪切帶在越南北部段的變質史從中生代印支期以來，先經歷第一期變形作用的右移剪切使岩石升高溫度及壓力 (pre-D1 to syn-D1)，並使岩層深埋至約 21 公里深處 (736°C, 5.21kbar; 759°C, 9.26kbar; 以地溫梯度 35°C /km 估算)，而可能在 33Ma 之前因強烈的第二期變形作用之左移剪切及擠壓活動使岩石被深埋至約 23 公里處而達到峰期變質的溫度及壓力(約為 800±107°C，以及 9.1±2.2)，接著可能在第二期變形作用晚期，還有一次地塊抬升的事件，並伴隨逆衝分量提供摩擦產生的熱而使岩石記錄了等溫減壓的變質史。隨後的鮮水河-小江在約 12Ma 的活動進而讓剪切活動由左移轉變為右移，可能使象背山變質帶發生第三期變形作用，使岩石在約 10Ma 時抬升冷卻 (Leloup et al., 1993)，並且由礦物組成的變化記錄了退向變質史。