

# 亞洲太平洋季風區暖季季內震盪的觀測分析

李思瑩<sup>1</sup> 彭于珈<sup>1</sup> 李永安<sup>2</sup> 隋中興<sup>1,2</sup>  
水文科學研究所<sup>1</sup> 大氣物理研究所<sup>2</sup>  
國立中央大學

## 摘要

本研究的目的是以主客觀的方法，分析北半球暖季季內震盪（簡稱 ISO）的時空特徵。主觀分析，使用 1979-2004 年 1-12 月逐日 20-70 天濾波外逸長波輻射資料（簡稱 OLR），根據適當的條件，共挑選出 196 個季內震盪個案，其中 5-9 月有 68 個 ISO，歸納出三種類型，分別為東傳、獨立北傳以及赤道外向西傳的季內震盪。結果顯示東傳的 ISO 主要分布在北半球冬季，北半球暖季 ISO 則以北傳最為顯著，且夏初以印度洋北傳為主，夏末以西太平洋北傳為主。客觀分析，使用 1979-2004 年 5-9 月 20-70 天濾波 OLR 與 850hPa 渦度場逐日資料，分成印度洋與西太平洋兩個區域，利用 Combined -EOF 方法求得時空變化，並依據印度洋區域的第一與第二主分量（IOI），西太平洋區域的第一與第二主分量（WPACI），加上 Wheeler and Hendon (2001) 所定義的即時多變數 MJO 序列（簡稱 RMM）此三組指標各自組成的角度來定義相位並據以客觀地求出 ISO 個案、分類與傳播特性。結合此三組指標（RMM、IOI、WPACI），根據客觀的條件所定義出的 5-9 月 ISO 個案總數為 64 個，其中北傳的部分佔 72%、東傳只佔 28%，顯示 ISO 以北傳為主，印度洋 ISO 北傳以 5-7 月為主，而西太平洋 ISO 北傳主要發生在 6、7、8 月。利用客觀方法定義 ISO 的結果與主觀歸納的結果相似。

## 一、前言

東亞夏季季風區內，因受多重尺度的影響，再加上複雜的地形分布，其氣候及天氣變化複雜，而其中季內震盪（Intraseasonal Oscillation, ISO）為影響東亞夏季季風的重要波動之一。Madden and Julian (1971, 1972) 最先從緯向風分量發現北半球冬季赤道地區從印度洋至中太平洋有一周期約為 40-50 天並向東傳遞的波動。之後許多研究顯示（請參閱 Madden and Julian 1994 之文獻回顧），此東傳低頻波動之時間尺度在 10-80 天之間，在熱帶地區是最顯著的訊號之一。

過去研究顯示熱帶季內震盪在不同地區、不同季節有不同的特徵。Yasunari (1979, 1981) 指出在印度季風區（即印度以及孟加拉灣）出現從海洋到陸地包含季內尺度變化（40-50 天）向北傳遞的對流，且此向北傳遞的變化與印度季風的活躍/停歇（active/break）有關，還有其他相關的研究證實此向北傳遞的變化週期為 30-50 天（e.g., Sikka and Gadgil 1980; Kirshnamurti and Subrahmanyam 1982; Murakami et al. 1984; Lorenc 1984; Cadet 1986; Lau and Chan 1986; Wang and Rui 1990），而相似的向北-向西北傳遞的對流變化也在西太平洋被發現（e.g., Murakami et al. 1984; Lau and Chan 1986; Wang and Rui 1990; Hsu and Weng 2001），另有赤道外向西傳遞的低頻變化也被指出（Murakami et al. 1980）。

目前常被用來定義東傳 MJO 的一組即時多變數 MJO 序列（Real-time Multivariate MJO series, RMM 指標），為 Wheeler and Hendon (2001) 使用 15°S-15°N 緯向平均 1979-2001 年的逐日 OLR、850hPa 與 200hPa 緯向風資料去做經驗正交函數（Combined-EOF）得到兩時間序列（RMM1 與 RMM2），並利用 RMM1 與 RMM2 做資料合成分析，合成結果中清楚看到向東傳的 MJO。

Wheeler and Hendon (2001) 的研究主要是以東西向傳遞的 MJO 為主，而此向東傳的 MJO 主要是在北半球冬季較強，北半球夏季較弱，對亞洲夏季季風區而言，主要的變化

以及影響季風區氣候變化的是向北傳的 ISO，因此本文希望找出其他的指標可以用來定義北傳的 ISO。

## 二、資料

本文使用兩種資料，一為 NOAA 外逸長波輻射（outgoing long-wave radiation; OLR），另一為 NCEP/DOE (R-2) 的再分析資料（Kanamitsu et al. 2002），使用的變數為 850hPa 渦度（vor）。時間長度為 1979 年 1 月到 2004 年 12 月，時間解析度方面 OLR 為逐日資料，R-2 為 6 小時平均成逐日資料，空間解析度皆為 2.5. × 2.5。

接著將資料利用 ENMA (Lee 2005) 方法濾除高頻以及低頻的分量，保留 20-90 天的季內尺度變化，並選取 1979-2004 年 5 月至 9 月時期分區域來進行 C-EOF 分析。

## 三、分析結果

### 變異特徵分析

印度洋區域空間型態的第一模主要變化（圖略）為：主要輻合區位在赤道上，其南北兩側伴隨有南正北負渦度中心，中高緯度則是微弱輻散區伴隨負渦度中心，第二模的主要變化是在阿拉伯海、孟加拉灣以及赤道西太平洋出現強輻散中心，對應較大的負渦度中心，阿拉伯海、孟加拉灣輻散區的南邊有微弱輻合區。

西太平洋區域空間型態的第一模主要變化（圖略）為：西太平洋上有一主要輻散區，中心為於 5°N，輻散中心南北兩側伴隨有南正北負渦度中心；第二模的變化以南北為主，輻散高值與負渦度大值位於南海及西北太平洋，其南側為弱輻合與正渦度。

### 合成分析

根據兩個區域 C-EOF 分析所得之前兩個時間序列（印度洋區域的時間序列稱 IOI；西太平洋的時間序列稱 WPACI）組成的角度，將資料分為 8 個相位計算個別相位內 26 年來 OLR 與 850hPa 風場的時均場平均值。IOI 計算角度的公式為  $\tan^{-1}(PC1/PC2)$ ，WPACI 計算角度的公式為  $\tan^{-1}(PC2/PC1)$ 。

(RMM與IOI小於1個標準差和WPACI小於0.8個標準差的點不計算在內)

合成分析所用的資料包含兩個處理方式,首先,將OLR與850hPa風場原始資料對時間做三點三次滑動平均,再將做過滑動平均的資料減去原始資料的時間平均以及原始資料1979-2004年氣候平均年循環所計算之前三個調和函數來去除季節循環的影響。

分析所得之時空特徵如下,IOI合成(圖略)主要的變化為:對流在印度洋上具有清楚的北移特徵,在相位5時主要對流發生在赤道印度洋,對流北側有輻散區,相位6、7時主要對流開始增強並逐漸向北移動,北側輻散區亦逐漸北移,到了相位8,亞洲季風區開始有西南氣流出現,主要對流區持續北推南側縮至5°N並且向東延伸至150°E,在赤道印度洋開始有微弱輻散出現,相位1時赤道印度洋轉為輻散,對流北推與東伸其南側再縮至10°N,10°N處呈現南正北負OLR分布,相位2之後對流消散,印度洋為輻散區籠罩,輻散逐漸增強並北移,相位4時輻散減弱其南側風場有微小輻合產生,回到相位5赤道印度洋有主要對流,對流北側有輻散區,此為一個完整的IO區域ISO循環。

WPACI合成(圖略)的主要變化為:西太平洋上在相位6時為主要輻散帶向東延伸至180°E並伴隨一強烈反氣旋環流,其南側出現微弱對流區,到了相位7與相位8,輻散範圍縮小、中心強度減弱並北移,南側對流區增強,接著輻散消散、反氣旋減弱、對流加強並北推(相位8),對流在相位1持續北推、逐漸加強並伴隨一氣旋環流,相位2對流縮回160°E、氣旋增強並北推,相位3時對流與氣旋環流仍維持與相位2相同的變化,但南側出現輻散帶(相位3),相位4時對流與氣旋環流減弱、範圍縮小,南側輻散增強、開始北推並伴隨一反氣旋環流,相位5輻散與反氣旋環流持續增強、北推,其南側有微小輻合風場產生,再到相位6為一循環。

另外利用Wheeler and Hendon (2001)所定義的RMM選取同一時段,即1979-2004年5-9月時期來做合成(圖略)。其合成的ISO主要變化為:相位1在印度洋先有一輻合形成,從阿拉伯海到中太平洋為輻散帶狀分布,西太平洋上存在一反氣旋,接著輻合區開始增強並東移與北移,輻散區縮回西太平洋並減弱(相位2),相位3時輻合持續東伸,在相位4時印度洋上的對流北推至陸地,亞洲季風區開始有西南氣流,輻散區已消散,相位5時對流已東移至西太平洋,印度洋有微弱輻散產生,之後輻散區的變化與相位1-相位4的輻合相同,逐漸增強北移以及東移,然後漸漸消散並有輻合產生,又回到相位1為一個完整的循環。

由上述的合成變化看來,此三組指標分別有不同的表現,RMM主要是以赤道東傳的變化為主,期間在印度洋以及西太平洋會伴隨北傳的變化;IOI的合成變化與RMM相似,但主要是以印度洋上北傳的變化為主,東傳微弱;WPACI合成的結果則以西太平洋北傳為主。

#### 四、ISO分類

Wang and Rui (1990,後文中以WR90表示)中主觀地利用一些條件來歸納出ISO的種類,其統計1975-1985年(1978除外)10年來OLR資料挑出122個ISO個案。

ISO主要歸納出三個種類,分別為東傳(66%)、獨立北傳(23%)以及赤道外向西傳(11%)。東傳又分EE、N(S)E

以及EN,EE為赤道上東傳即典型的MJO變化,一開始在赤道印度洋有對流發展,接著增強並沿著赤道東移;NE與SE也是一開始在赤道印度洋有對流,逐漸增強後NE會往東北方向移動,SE會往東南方向移動;EN的變化即為以東傳為主在印度洋以及西太平洋伴隨北傳的變化,首先,在赤道印度洋有對流產生,接著對流增強,一部分對流北移,另一部分對流東移,北移的部分之後逐漸消散,東移的對流到西太平洋處時再度分裂成兩個部分,一部分對流北推,同時另一部分對流東移,然後逐漸消散。

獨立北傳的部分較為單純,一為NI即在印度洋北傳,對流在赤道印度洋產生,接著增強北傳,之後漸漸消散;另一為NP,此為在西太平洋獨立北傳變化,對流產生在赤道西太平洋偏北處,隨著時間增強北推,之後漸漸消散。此獨立北傳皆不涉及東傳的部分。

赤道外西傳部分有兩種變化,W1是在中太平洋10N處產生對流,接著增強並向西傳遞至孟加拉灣與阿拉伯海處,然後消散;W2的變化是在南半球0-15°S處產生對流,向西北傳遞跨越赤道至15°N處。

#### 主觀分析

使用1979-2004年逐日20-70天濾波資料並以WR90分類為依據,將資料分為三大部分,分別為東傳、獨立北傳以及赤道外向西傳。

挑選出的ISO個案須具備3個條件,一、ISO生命週期需超過4個pentad;二、在ISO整個生命週期裏,緯向變化需超過30度經度,且OLR距平需低於 $-15W/m^2$ ;三、當ISO發展到最強的時期時,緯向變化需超過50度經度,且OLR距平需低於 $-25W/m^2$ 。

表1為1979-2004年1-12月挑選出的ISO種類個案統計,26年的資料總共挑選出196個ISO個案,其中東傳佔49%、獨立北傳佔39%、赤道外向西傳佔12%。從表1中可清楚看到幾個特徵:

- 1、EE主要分布在北半球冬季,顯示赤道上ISO東傳的變化的確在北半球冬季較為活躍;
- 2、EN、NI與NP三者,此北傳部分主要分布在北半球暖季,顯示ISO北傳的部分在北半球暖季確實較顯著;
- 3、以NI一年的分布來看,印度洋北傳的變化以在5、6月較多;
- 4、以NP整年的分布來看,西太平洋北傳的變化主要在7、8、9月為主,表示西太平洋的ISO變化主要發生在夏末;
- 5、赤道外西傳在北半球暖季較為活躍。

#### 客觀分析

上述針對印度洋與西太平洋以及RMM所做的合成分析中,顯示單靠其中一個指標是無法定義出這麼多種類的ISO變化,因此,這裡利用三組指標組合來定義出屬於北傳以及東傳的ISO。暫時省略赤道外西傳部分,因為此三組指標並無任何一組可以明顯看到赤道外西傳的變化。

三組指標是利用EOF分析所得之前兩個時間序列(RMM、IOI、WPACI)組成的角度來定義相位,相位對應的ISO變化在圖3到圖5,本研究將RMM小於1個標準差的時間點設為相位0,IOI小於0.8個標準差的時間點設為相位0,WPACI小於0.5個標準差的時間點設為相位0,這是因為IO與WPACI分析所得的變化較弱,所以強度的限制分

別設為 0.8 與 0.5 個標準差。下列是利用客觀方法定義 4 種 ISO 種類的討論：

一、EE (赤道上東傳)：以 RMM 定義為主，相位 1 至相位 8 為一 ISO 循環，選取 RMM 是相位 1 或相位 2 (前一個時間必為相位 0 且沒有相位 1) 為起始點，相位 7 (後一個時間必為相位 0 且沒有相位 8) 或相位 8 為 ISO 結束，ISO 的週期需大於 20 天，而同時 RMM 為相位 0 的天數需小於 ISO 週期的 1/2，IOI 與 WPACI 為相位 0 的天數分別需大於 ISO 週期的 1/4 與 1/6。

二、EN (東傳伴隨北傳)：以 RMM 定義的相位 (相位 1 至相位 8) 配合 IOI (相位 5 至相位 4) 以及 WPACI (相位 4 至相位 3) 定義的相位為一 ISO 循環。選取 RMM 是相位 1 或相位 2 (前一個時間必為相位 0 且沒有相位 1) 為起始點，相位 7 (後一個時間必為相位 0 且沒有相位 8) 或相位 8 為 ISO 結束，RMM 為相位 1 到相位 4 時，同時配合 IOI 為相位 5 到相位 8，WPACI 為相位 4 到相位 7，RMM 為相位 5 到相位 8 時，配合 IOI 為相位 1 到相位 4，WPACI 為相位 8 到相位 3，ISO 的週期需大於 20 天，3 組指標為相位 0 的天數需小於 ISO 週期的一半。

三、NI (印度洋獨立北傳)：以 IOI 為主，選取 IOI 是相位 5 或相位 6 (前一個時間必為相位 0 且沒有相位 5) 為起始點，相位 3 (後一個時間必為相位 0 且沒有相位 4) 或相位 4 為 ISO 結束，ISO 的週期需大於 20 天，而 RMM 為相位 0 的天數需大於 ISO 週期的 1/3。

四、NP (西太平洋獨立北傳)：以 WPACI 為主，選取 WPACI 是相位 6 或相位 7 (前一個時間必為相位 0 且沒有相位 6) 為起始點，相位 4 (後一個時間必為相位 0 且沒有相位 5) 或相位 5 為 ISO 結束，ISO 的週期需大於 20 天，而 RMM 為相位 0 的天數需大於 ISO 週期的 1/3。

表 2 為 MJJAS 時期利用主觀的方法定義 ISO 統計的結果，去除 4 月跨越 5 月與 9 月跨越 10 月的 ISO 個案來與客觀方法定義的結果做比較。

表 3 為利用此客觀的方法定義 MJJAS 時期 ISO 個案統計的結果。表中定義出的 ISO 總數為 64 個個案，其中北傳的部分佔 72% (NI、NP)、東傳 (EE、EN) 只佔 28%，MJJAS 時期利用客觀方法所定義的 ISO 變化以向北傳遞為主，而從 NI 的分布看來，印度洋 ISO 北傳的變化以在 5-7 月為主，以 NP 的分布來看，西太平洋 ISO 北傳主要位在 6、7、8 月。

與主觀歸納 (表 2) 相比，利用客觀方法定義 ISO 的結果與主觀歸納的結果相似，印度洋 ISO 北傳的變化以夏初為主，西太平洋 ISO 北傳則主要發生在夏末，EE 與 EN 的分布也相似，表示此客觀方法是可以用來定義出北半球暖季 ISO 的種類。其唯一的缺點在於利用客觀方法所定義的 ISO 個數於 9 月明顯較少，尤其是 NP，這可能與西太平洋受多重氣候因素影響，變化較為複雜有關。

## 五、結論

北半球暖季季內震盪的特徵以北傳變化較為顯著，因此本研究的目的是找到一個客觀的統計分析方法來定義出季內震盪的種類。

首先，將 1979-2004 年 5-9 月 NOAA OLR 與 NCEP R-2 Vort850 逐日資料分成印度洋與西太平洋兩個區域，利用 C-EOF 方法求得時空變化，並依據印度洋區域與西太平洋區域各自的 PC1 與 PC2 以及 RMM1 與 RMM2 組成的角度

( $\tan^{-1}(PC1/PC2)$ ) 來定義相位，將 OLR、850hPa 風場合成為 8 個相位。合成結果顯示，RMM 主要是以赤道東傳的變化為主，期間在印度洋以及西太平洋會伴隨北傳的變化；IOI 的合成變化與 RMM 相似，但主要是以印度洋上北傳的變化為主，東傳微弱；WPACI 合成的結果則以西太平洋北傳為主。

在 ISO 種類的主觀分析部分，本文使用 1979-2004 年逐日 20-70 天濾波資料並以 WR90 分類為依據，將資料分為三大部分，分別為東傳 (EE、N(S)E、EN)、獨立北傳 (NI、NP) 以及赤道外向西傳 (W1、W2)。26 年的資料總共挑選出 196 個 ISO 個案，其中東傳佔 49%、獨立北傳佔 39%、赤道外向西傳佔 12%。

由此主觀歸納出幾個特徵：

- 1、赤道上 ISO 東傳的變化的確在北半球冬季較為活躍；
- 2、ISO 北傳的部分在北半球暖季確實較顯著；
- 3、夏初的 ISO 變化以印度洋北傳為主；
- 4、西太平洋的 ISO 變化主要發生在夏末；
- 5、赤道外西傳在北半球暖季較為活躍。

由合成變化看來，顯示單靠其中一個指標是無法定義出這麼多種類的 ISO 變化，此三組指標分別有不同的表現，利用此三組指標 (RMM、IOI、WPACI) 組合來定義出屬於北傳以及東傳的 ISO。

三組指標是利用 EOF 分析所得之前兩個時間序列組成的角度來定義相位，相位對應的 ISO 變化在圖 3 到圖 5，本研究將 RMM 小於 1 個標準差的時間點設為相位 0，IOI 小於 0.8 個標準差的時間點設為相位 0，WPACI 小於 0.5 個標準差的時間點設為相位 0，這是因為 IO 與 WPACI 分析所得的變化較弱，所以強度的限制分別設為 0.8 與 0.5 個標準差。

利用此客觀的方法定義 MJJAS 時期 ISO 個案統計的結果為：定義出的 ISO 總數為 57 個個案，其中有北傳分量的部分佔 86% (EN、NI、NP)、東傳 (EE) 只佔 14%，顯示 ISO 變化以向北傳遞為主，從 NI 的分布看來，印度洋 ISO 北傳的變化以在 5-7 月為主，以 NP 的分布來看，西太平洋 ISO 北傳主要位在 6、7、8 月。

與主觀歸納 (表 2) 相比，利用客觀方法定義 ISO 的結果與主觀歸納的結果相似，印度洋 ISO 北傳的變化以夏初為主，西太平洋 ISO 北傳則主要發生在夏末，EE 與 EN 的分布也相似，表示此客觀方法是可以用來定義出北半球暖季 ISO 的種類。其唯一的缺點在於利用客觀方法所定義的 ISO 個數於 8、9 月皆明顯較少，尤其是 NP，這可能與西太平洋受多重氣候因素影響，變化較為複雜有關。

## 六、參考文獻

- Cadjet, D. L., 1986: Fluctuations of precipitable water over the Indian Ocean. *Tellus*, **38A**, 170-177.
- Hsu, H.-H. and C. H. Weng, 2001: Northwestward propagation of the intraseasonal oscillation in the western north Pacific during the Boreal Summer: Structure and mechanism. *J. Climate*, **14**, 3834-3850.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, 2002: NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1631-1643.
- Krishnamurti, T. N., and D. Subrahmanyam, 1982: The 30-50 day mode at 850 mb during MONEX. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2088-2095.

- Lau, K. M., and P. H. Chan, 1986: Aspects of the 40–50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1354–1367.
- Lee, Y.-A., 2005: An Empirical Normal Mode Analysis of the Global Sea Surface Temperature: The Dominant Normal Mode Characteristics of the El Niño -Southern Oscillation. (Submitted to the *Journal of Climate*)
- Lorenc, A. C., 1984: The evolution of planetary scale 200mb divergences during the FGGE year. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **110**, 427-441.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- , and ——, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.
- , and ——, 1994: Observations of the tropical 40-50 day Oscillation-review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814-837.
- Murakami, T., 1980: Empirical orthogonal function analysis of the satellite-observed outgoing longwave radiation during summer. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 205–222.
- , T. Nakazawa, and J. He, 1984: On the 40-50day oscillation during the 1979 Northern Hemisphere summer.I: Phase propagation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 440–468.
- Sikka, D. R., and S. Gadgil, 1980: On the maximum cloud zone and the ITCZ over Indian longitudes during the southwest monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1840–1853.
- Wang, B., and H. Rui, 1990: Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies: 1975–1985. *Meteor. Atmos. Phys.*, **44**, 43–61.
- Wheeler, M., and K. M. Weickmann, 2001: Real-time monitoring and prediction of modes of coherent synoptic to intraseasonal tropical variability. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2677–2694.
- Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the Northern Hemisphere summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 227–242.
- , 1981: Structure of an Indian monsoon system with around 40-day period. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 336–354.

表1 1979-2004年1-12月20-70天濾波資料主觀分析之ISO種類個數統計

		Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Total
E	EE	6	8	8	6	7	1	4	1	1	2	6	12	62
	SE	4	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	6
	NE	1	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	4
	EN	0	0	1	1	4	2	4	2	2	5	3	0	24
N	NI	0	0	1	2	9	9	5	6	5	4	4	1	46
	NP	0	1	1	2	0	4	5	6	6	6	0	0	31
W		0	1	1	1	1	3	2	2	3	4	1	4	23

表2 1979-2004年MJAS 20-70天濾波資料主觀分析之ISO種類個數統計

TYPE		May	Jun	Jul	Aug	Sep	Total
E	EE	2	1	4	1	0	8
	EN	2	2	4	2	0	10
N	NI	9	9	5	6	1	30
	NP	0	4	5	6	5	20

表3 1979-2004年MJAS時期客觀分析之ISO種類個數統計

TYPE		May	Jun	Jul	Aug	Sep	Total
E	EE	3	2	2	1	0	8
	EN	3	4	2	1	0	10
N	NI	5	7	7	3	2	24
	NP	2	6	6	6	2	22