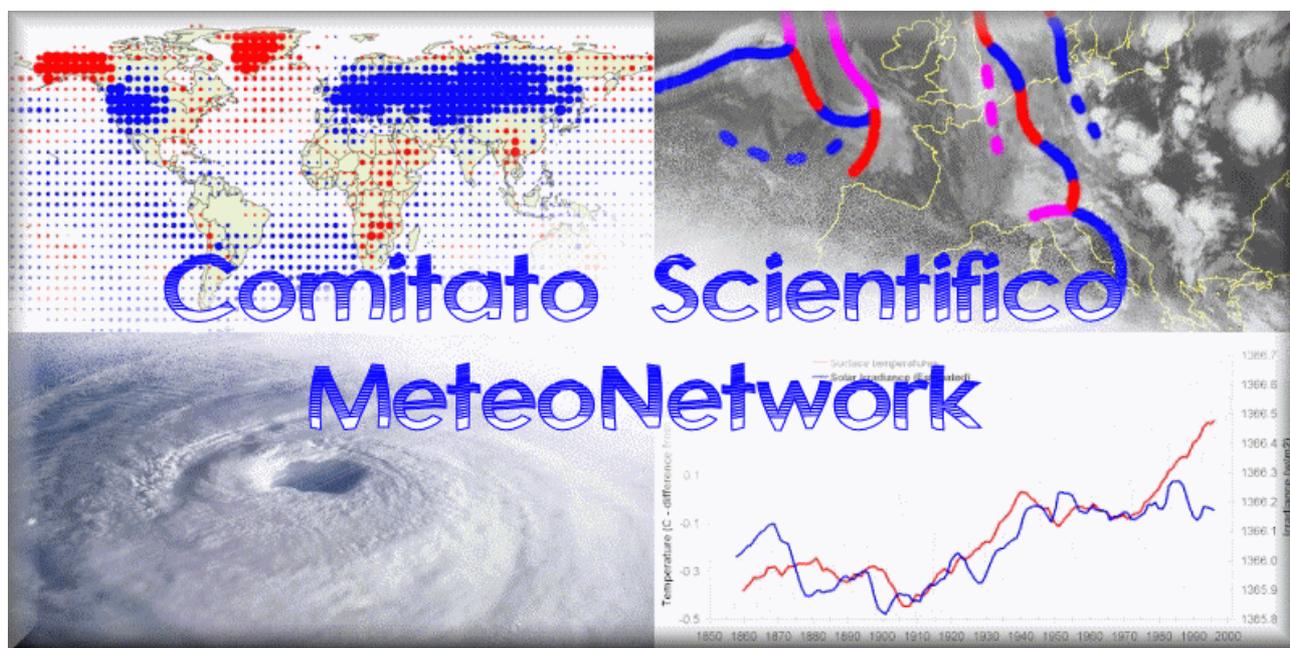


Caratterizzazione delle dinamiche stratosferiche con aspetti di rilievo sui fenomeni meteorologici dell'emisfero boreale.

A cura di **Andrea Rossi e Marco Magnani.**

Publicazione a cura del Comitato Scientifico MeteoNetwork.

Il Comitato ha per scopo lo sviluppo e la diffusione della conoscenza delle scienze meteorologiche, climatologiche, dell'ambiente, idrologiche e vulcanologiche e delle loro molteplici espressioni sul territorio, con particolare riguardo alle realtà microclimatologiche, topoclimatologiche e climatologiche, su scala locale, regionale, nazionale ed a scala globale ed alle realtà meteorologiche emergenti su Internet.



Il Comitato è parte integrante dell'Associazione MeteoNetwork.

www.meteonetwork.it

meteonetwork

La stratosfera è quella parte di atmosfera che sovrasta lo strato inferiore in cui prendono luogo le vicende meteorologiche, la troposfera, differenziandosi da essa per composizione chimica e caratteristiche fisiche. La superficie di suddivisione tra i due strati, la tropopausa, è quella superficie di altezza variabile tra i circa 8 Km sopra i poli, e i 20 Km sopra l'equatore, in cui si inverte il gradiente termico verticale della troposfera (mediamente pari a $-6.5^{\circ}/1000\text{m}$) stabilizzandosi intorno ai -60° . Pertanto in stratosfera la temperatura aumenta leggermente con la quota e la modalità di trasmissione del calore per convezione non può avvenire, eccetto che in casi particolari. Questo aumento è legato a fenomeni chimici come quelli di dissociazione delle molecole di ozono e di ossigeno esposti alla radiazione solare.

L'interesse per le analisi delle carte sinottiche stratosferiche risiede nel loro impatto sulle vicende meteorologiche durante l'inverno boreale. In questa stagione infatti l'interazione tra stratosfera e troposfera avviene in entrambe le direzioni e questi eventi influenzano la circolazione emisferica boreale alle più alte latitudini in accordo al Northern Annular Mode (NAM). La sua modalità positiva è associata ad una circolazione prevalentemente zonale alle medio-alte latitudini mentre, all'opposto, una modalità negativa è associata prevalentemente ad una circolazione antitetica alle latitudini artiche (antizonale) con frequenti break della corrente ondulata occidentale ed insorgenza di blocchi alla circolazione zonale.

Le superfici isobariche della stratosfera variano dai circa 100 hPa, dello strato sopra la tropopausa, a 1 hPa (circa 50 Km di altezza). Per bassa stratosfera si intende lo strato più vicino a quello in cui avvengono i fenomeni meteorologici, fino alla superficie isobarica di 50hPa. Questa area di maggiore densità opera come un filtro tra i fenomeni che avvengono in alta ($1\div 5$ hPa) o media stratosfera ($10\div 30$ hPa) e l'atmosfera a noi più vicina, condizionando spesso l'inverno meteorologico. La struttura *per strati* facilita l'analisi sinottica, in quanto le variabili da prendere in considerazione durante lo studio sono molteplici. Tra le più importanti consideriamo le seguenti:

Altezza geopotenziale di una superficie isobarica. Indica a quale altezza si trova una determinata misura isobarica. E' rappresentata da curve di livello dette isoipse che congiungono punti di uguale altezza della superficie isobarica. L'unità di misura dell'altezza geopotenziale è il metro (m) o il decametro (dam).

La struttura di una superficie isobarica è molto semplificata rispetto a quelle presenti in troposfera. Nella maggior parte del semestre freddo essa consiste in una superficie con una unica concavità (convessità negativa) centrata sull'Oceano Artico e sostituita nella media ed alta stratosfera, da una opposta configurazione nel semestre caldo (convessità positiva). In quest'ultimo semestre, la bassa stratosfera invece mantiene una struttura coerente con quella troposferica.

La figura 1, pubblicata il 16 novembre 2006 sul sito NCEP dall'ente governativo americano per l'oceano e l'atmosfera, NOAA (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere/strat_a_f/), rappresenta l'altezza geopotenziale della superficie isobarica di 2 hPa con isoipse riportate ogni 250 m. Da notare che, l'altezza massima eccede i 42 Km mentre il punto di minimo, poco lontano dal Polo Nord, si trova ad un'altezza di oltre 3 Km inferiore.

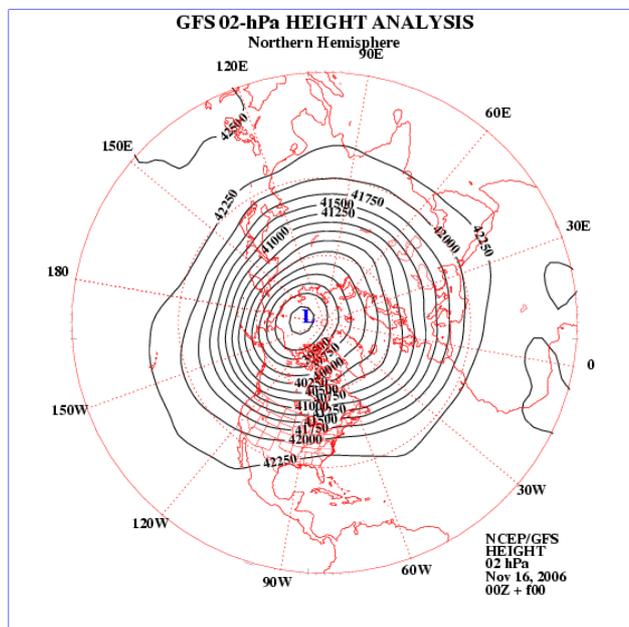


Figura 1 – Rappresentazione dell'altezza del geopotenziale di una superficie isobarica.

Temperatura sulla superficie isobarica. E' rappresentata da isoterme, cioè da curve che congiungono punti della superficie isobarica con uguale temperatura (in C°). Il range dei valori di temperatura è generalmente compreso tra i -90° della bassa stratosfera e i +15° dell'alta stratosfera, anche se a volte vi è una maggiore escursione termica.

A differenza della sua superficie isobarica, la struttura delle isoterme è molto più eterogenea con molteplici punti di minimo e massimo relativo. Componendo le isoterme su ciascuna superficie isobarica si può ottenere la *superficie isoterma*, cioè una superficie che contiene tutti i punti con uguale temperatura. Pertanto, per ciascun punto della superficie terrestre è possibile valutare il *gradiente verticale di temperatura* su tutta la colonna d'aria, intersecando le superfici isoterme con una immaginaria linea normale alla superficie ed uscente in quel punto.

In figura 2 è mostrata la temperatura del 16 novembre 2006 sulla superficie isobarica di 5 hPa. Da notare come la temperatura ecceda il range minimo di -75° riportato nella legenda.

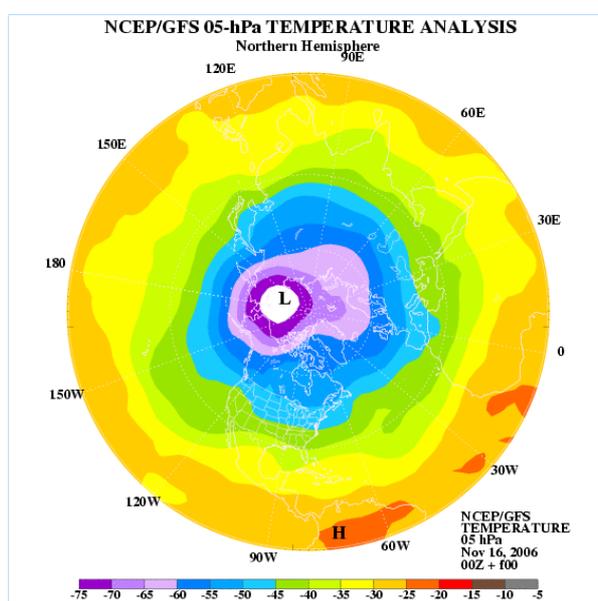
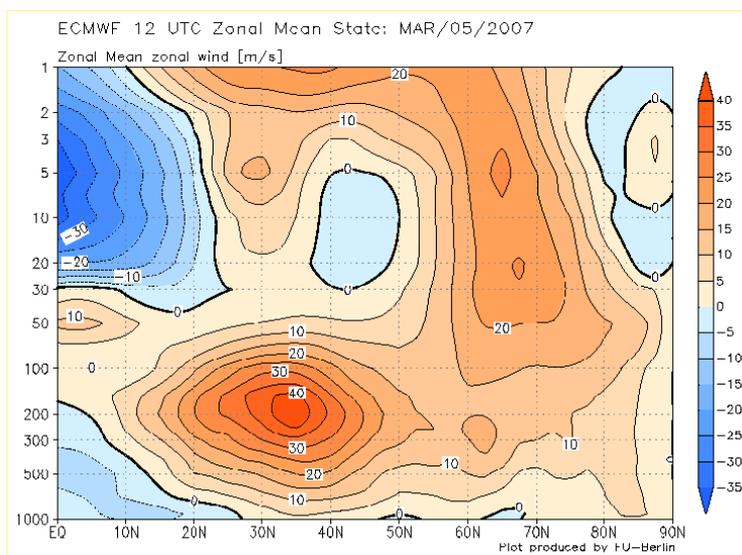


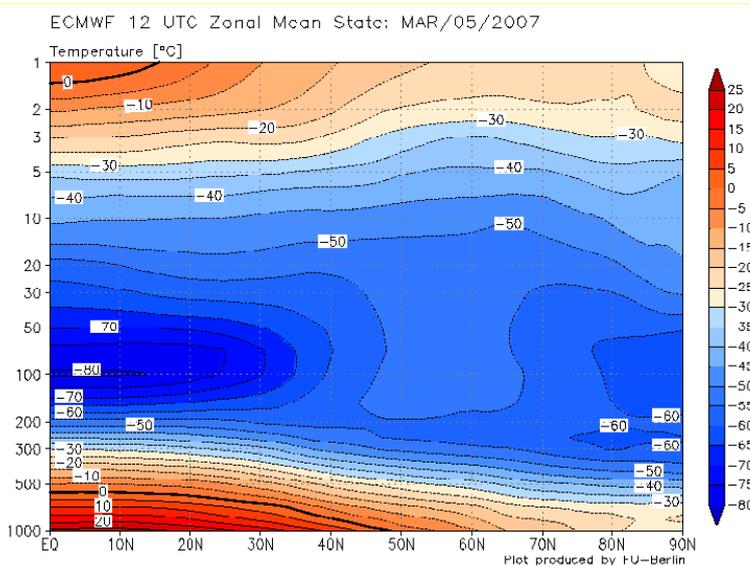
Figura 2 – Rappresentazione della temperatura di una superficie isobarica

Sezioni di altezza/latitudine di temperatura e vento medio zonale. Sono dei grafici bidimensionali che rappresentano una sezione dell'atmosfera tra l'equatore ed il polo. Pertanto sul lato in basso della sezione compare la latitudine (crescente da sinistra a destra) e sul lato di sinistra compaiono i valori delle superfici isobariche (crescenti dal basso verso l'alto). La particolarità di questa sezione sta nel fatto che ogni suo punto rappresenta la media di tutti i valori dell'anello longitudinale alla prefissata latitudine/superficie isobarica (detta anche *media zonale*). La media zonale stabilisce anche una direzione positiva per i venti stratosferici occidentali e negativa per quelli orientali.

In figura 3.a e 3.b è rappresentato un esempio, rispettivamente, di correnti e di temperature, medie zonali del 5 marzo 2007, calcolate dallo Stratospheric Research Group della Free University di Berlino su base ECMWF (<http://strat-www.met.fu-berlin.de/>), tramite il run 12 della stessa data. Si vede per esempio che lungo tutto l'equatore la media dei venti stratosferici che spirano da ovest a 30 hPa è di poco positiva e si annulla intorno ai 29 hPa. In termini empirici la situazione descritta rappresenta una Quasi-Biennial Oscillation (QBO) occidentale o positiva, anche se per essere più precisi la QBO è rilevata solo in una particolare località geografica sull'Equatore (Singapore).



(a)



(b)

Figura 3 – Rappresentazione di una sezione altezza/latitudine di temperatura (b) e vento medio zonale (a) di una superficie isobarica.

Nel sito web dello Stratospheric Research Group della FU di Berlino è mantenuto un archivio delle temperature per il periodo novembre-aprile delle superfici isobariche di 1, 5, 10 e 30 hPa, in tre zone differenti (Figura 4): a) sopra il Polo Nord; b) come media zonale sopra i 60° di latitudine nord ed infine; c) come media zonale sopra il circolo polare artico tra 60°N e 90°N. Il riferimento è alla seguente pagina web: <http://strat-www.met.fu-berlin.de/cgi-bin/times?plot=temps&alert=1>.

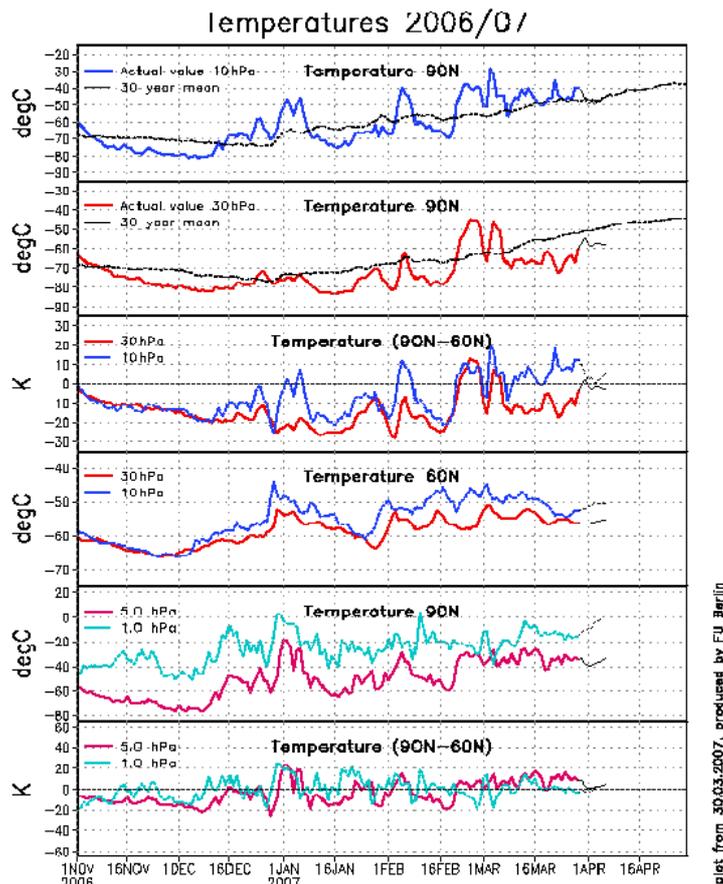


Figura 4 – Rappresentazione delle temperature di alcune superfici isobariche come media zonale per il periodo novembre-aprile su differenti aree emisferiche boreali.

Altre serie temporali di temperature su vari livelli isobarici e come medie zonali di varie porzioni emisferiche sono reperibili ai siti web del NOAA e del Tokio Climate Center: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere/temperature/> <http://okdk.kishou.go.jp/products/clisys/STRAT/>

Inoltre nel sito web del NOAA sono mantenuti archivi che riguardano la media zonale di temperature e venti tra la superficie terrestre e la superficie isobarica di 0.4 hPa per tutti gli anni a partire dal 1979. Ciò è fatto su tre differenti aree: a) sopra il circolo polare tra 60° e 90°, sia per l'emisfero boreale che australe; b) tra 50° e 80° sia per l'emisfero boreale che australe; c) sopra la fascia equatoriale di latitudine -10°/10°. La pagina web di riferimento si trova all'indirizzo: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere/strat-trop/>.

Variazione di temperatura. E' la differenza di temperatura, espressa in C°, su una superficie isobarica avuta tra il momento di osservazione e un prefissato numero di giorni indietro. Il gradiente di temperatura indica quanto si è raffreddata o riscaldata una regione della superficie isobarica dopo un certo numero di giorni. Supponiamo che, dato un istante iniziale di riferimento, la temperatura di una data una superficie isobarica sopra il Polo Nord sia inferiore a quelle delle latitudini inferiori. Allora, se un'ipotetico aumento di temperatura sopra il Polo Nord è maggiore della differenza che c'era nell'istante di riferimento tra il Polo Nord e le latitudini inferiori, può essere osservata una inversione del *gradiente meridionale* di temperatura, ovvero la temperatura decresce muovendosi verso sud.

Ovviamente il gradiente meridionale di temperatura si differenzia da quello verticale in quanto è relativo ad una *sola* superficie isobarica. Inoltre il gradiente verticale è *indipendente* dalla variabile tempo.

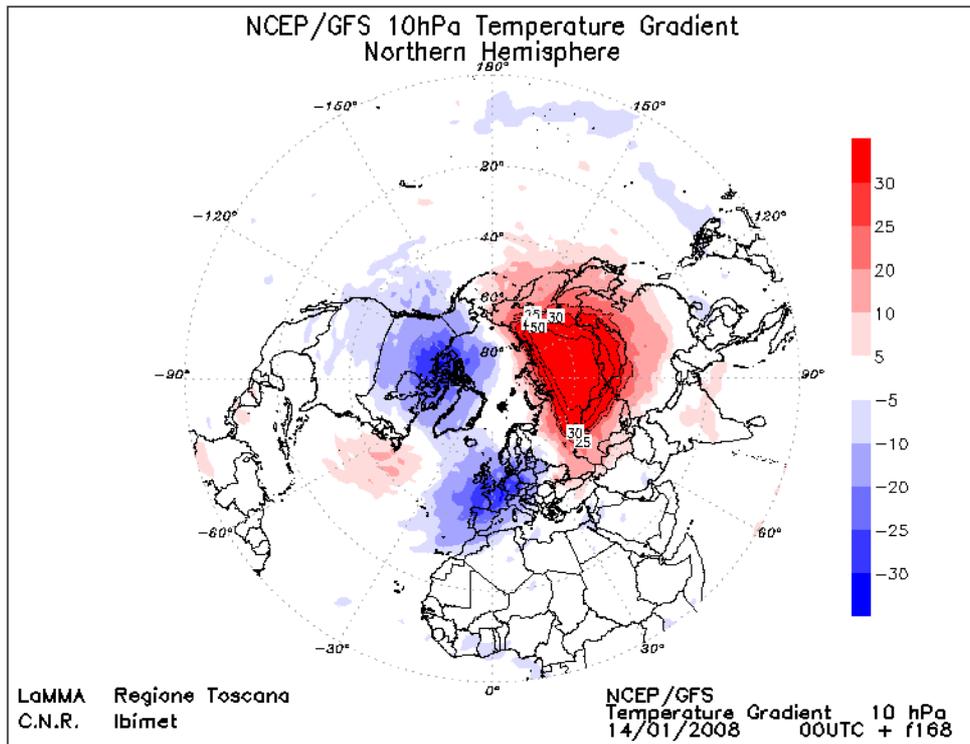


Figura 5 – Previsione LAMMA della differenza di temperatura alla superficie isobarica di 10hpa nell'arco di una settimana.

Vorticità potenziale. E' in un certo qual modo il rapporto tra la circolazione ciclonica e la stabilità della colonna d'aria. I valori di vorticità potenziale in stratosfera sono enormemente maggiori di quelli in troposfera, ed è per questo che un'intrusione di origine stratosferica in troposfera, se associata a circolazione ciclonica già presente, provoca la formazione di un sistema depressionario particolarmente intenso.

La figura 5 pubblicata il 5 marzo 2007 dallo Stratospheric Research Group di Berlino (<http://strat-www.met.fu-berlin.de/cgi-bin/diagnostics>) mostra una area di elevata vorticità potenziale in area balcanica ben distaccata dalla normale area di massima vorticità sempre dislocata in area artica. Per inciso, su quell'area non era presente alcun sistema depressionario (troposferico).

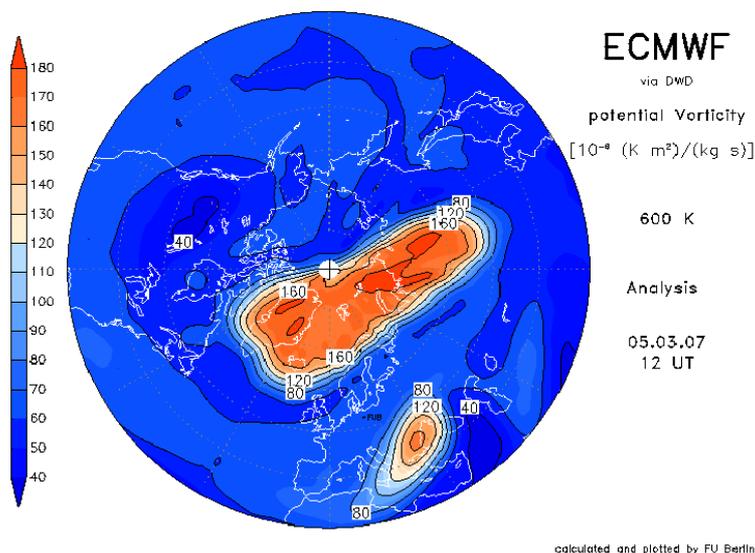


Figura 6 – Rappresentazione della vorticità potenziale

Livello totale di ozono. La quantità di ozono su un punto della superficie terrestre è misurato in Dobson Units (DU) e varia da circa 260DU vicino ai tropici ad oltre 600DU in area artica, sebbene ci siano grandi oscillazioni stagionali. Il “buco d’ozono” è associato con valori inferiori ai 220 DU. L’ozono (O₃) è creato quando le radiazioni ultraviolette (UV) provenienti dal sole colpiscono la stratosfera, permettendo altresì le reazioni di fotodissociazione delle molecole di ozono o di ossigeno in atomi ed ulteriori molecole di ossigeno, durante le quali viene rilasciato calore.

Nella figura seguente è indicata una fascia intorno al Polo Nord con valori superiori ai 300 DU, entro la quale spicca un massimo sull’artico canadese con valori oltre il fondo scala positivo (circa 600 DU) ed un minimo relativo sull’Artico Europeo.

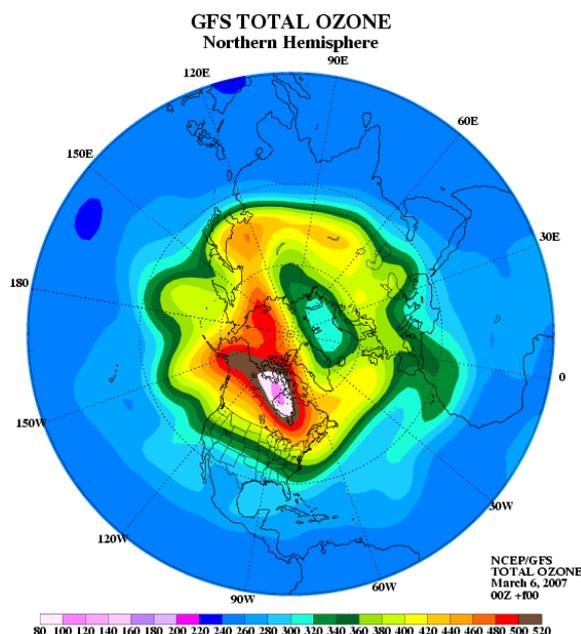


Figura 7 – Rappresentazione dell’ozono totale espresso in DU

Passiamo ad esporre i concetti generali che ci si trova di fronte durante una analisi delle dinamiche stratosferiche.

Il primo concetto che introduciamo è anche quello fondamentale: il **Vortice Polare Stratosferico (VPS)**.

Le reanalysis di figura 7, riferite alla superficie isobarica di 30 hPa, ci fanno vedere che nella stagione invernale vi è una area più fredda sopra l’Oceano Artico contornata da venti zonali con gradiente meridionale crescente (westerlies) fino alla latitudine di 65°N. Tale figura non è presente in estate in quanto è sostituita da un’area più calda contornata da venti antizonali (esterlies). Poiché in stratosfera non esistono moti convettivi, la temperatura è legata all’incidenza ed alla variazione della radiazione solare, cioè a cause astronomiche, ed ai suoi effetti sulla composizione chimica della stratosfera. In misura minore è legata a fenomeni di origine troposferica che analizziamo successivamente. Pertanto la temperatura nella stratosfera artica tende a seguire la stessa variabilità termica delle stagioni.

La molecola di ossigeno prodotta dopo una reazione di fotodissociazione, si lega di nuovo con un atomo di ossigeno a formare ozono. Dunque, in generale, le zone con grandi quantità totale di ozono sono soggette ai fenomeni di maggior riscaldamento stratosferico. In primavera (figura 6) la grande quantità di ozono e la maggiore incidenza delle radiazioni solari tendono a far scomparire il “buco” sopra l’artico. Dunque a fine periodo vi è un’area con elevate quantità di ozono responsabile del riscaldamento della stratosfera artica che legata ad altri fattori, come la decelerazione zonale dei venti stratosferici, fa sì che si sviluppi un anticiclone stratosferico boreale. All’opposto, la minore incidenza dei raggi solari in autunno inizia a ridurre drasticamente le reazioni chimiche che inducono un riscaldamento della stratosfera boreale. La ripresa autunnale della circolazione zonale unita alla presenza di un’area centrale in raffreddamento segna la nascita del vortice polare stratosferico.

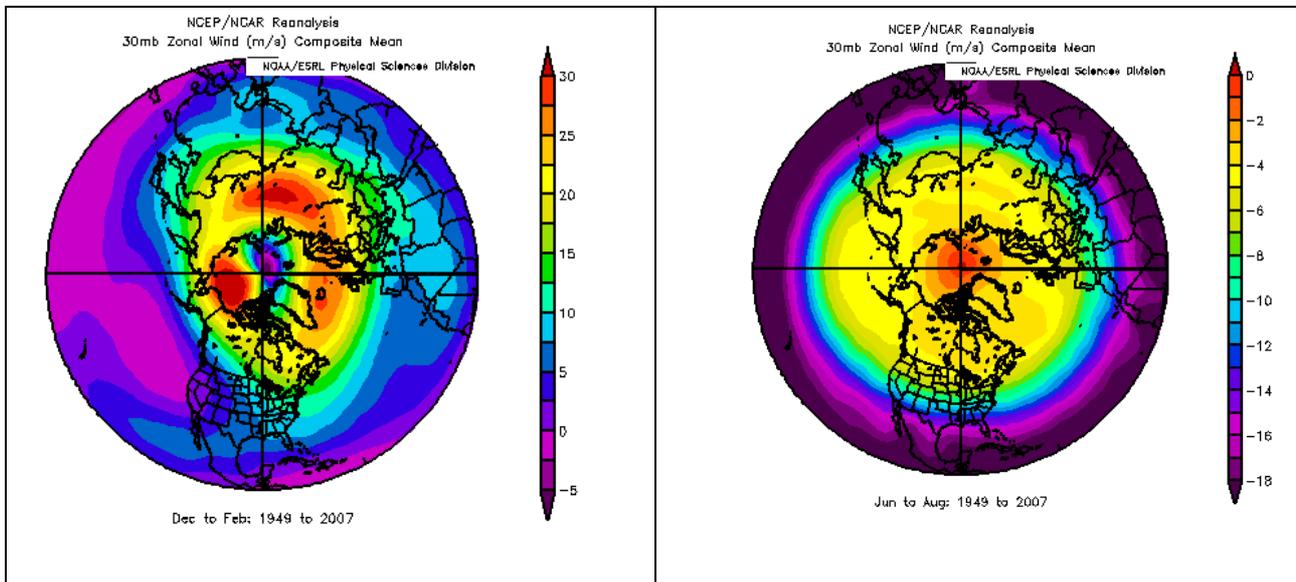
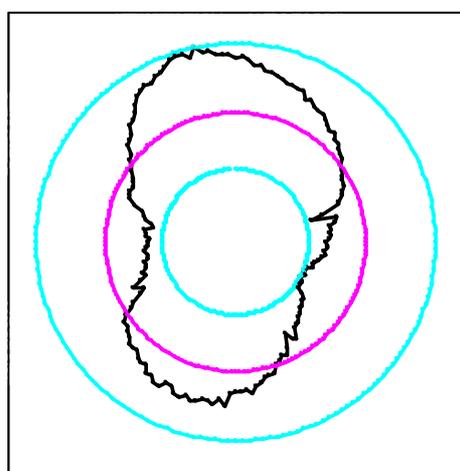


Figura 8 – La configurazione media dei venti zonali per la superficie isobarica di 30 hPa, con le westerlies del periodo invernale (a sinistra) e le easterlies del periodo estivo (a destra).

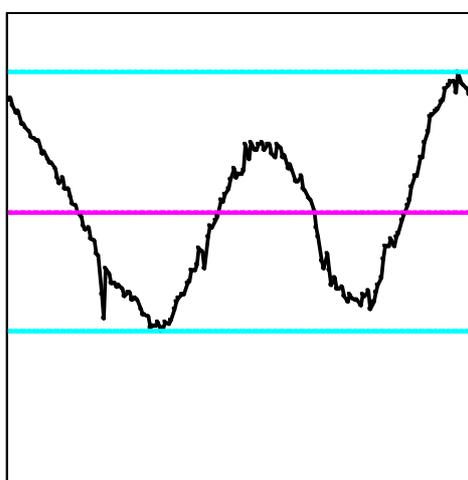
Dal punto di vista sinottico, termine al quale ci riferiamo nei riguardi delle altezze del geopotenziale, il vortice polare può essere rappresentato da vari *pattern*. Un pattern è una configurazione di minimo dispendio energetico che tende a mutarsi nel tempo, fintanto che non mutano le condizioni esterne. Le altezze del geopotenziale sono soggette ad ondulazioni (*waves*), causate da una configurazione simile in troposfera (forzante troposferica), oppure da processi di riscaldamento locali. Dunque, se dopo aver suddiviso un anello longitudinale in numerosi intervalli, venisse plottato il numero di latitudini su cui è intercettata una data isoipsa (*analisi spettrale*), si osserverebbe che:

- non esistono ondulazioni se le isoipse sono concentriche ed il centro (*nucleo*) si trova esattamente sopra il Polo Nord;
- esiste una ondulazione se le isoipse sono concentriche ma il nucleo è disassato rispetto al Polo Nord (eccentricità), oppure le isoipse sono ellittiche ed un fuoco è in asse col Polo Nord (ellitticità);
- esistono due ondulazioni se le isoipse sono ellittiche o a forma bilobata ed il centro della figura è in asse con il Polo Nord;
- esistono N ondulazioni se la forma è N-lobata ed il centro della figura è in asse col Polo Nord.

In figura 8, è mostrato un esempio con una geometria di forma bilobata (con un debole rumore sul profilo). In 8.a, la figura è plottata in coordinate polari ed è ottenibile per esempio con la tipologia Radar di grafico su Excel. La circonferenza in fucsia rappresenta la circonferenza intermedia (ottenuta con l'*algoritmo dei minimi quadrati*) della figura, mentre le altre due sono, rispettivamente, la circonferenza massima (la minima circonferenza che circonda la figura) e quella minima (la massima circonferenza inscritta). In figura 8.b. si vede che plottando la geometria in coordinate cartesiane (ottenuta con Excel semplicemente cambiando la tipologia di plot in Linee), si ottiene la classica forma con 2 ondulazioni sul profilo, e cioè un 2-wave pattern secondo la descrizione fin qui fatta. Da notare che tutte e tre le circonferenze hanno lo stesso nucleo cioè sono concentriche.



(a)

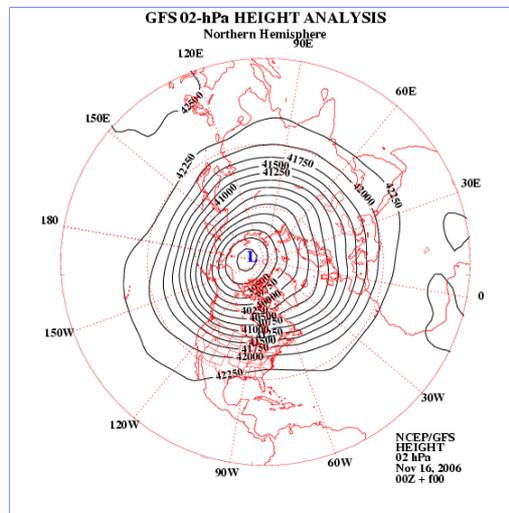


(b)

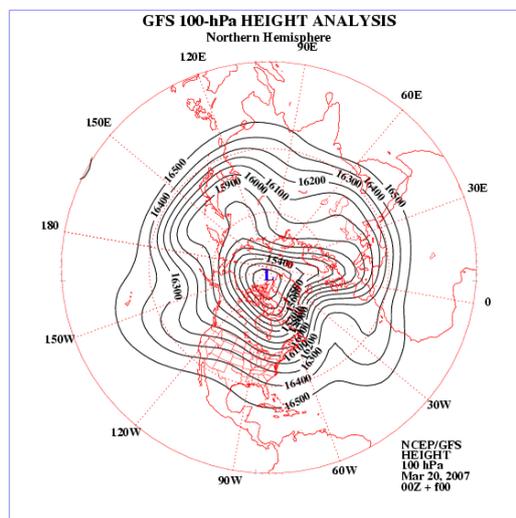
Figura 9 – Rappresentazione di una forma geometrica bilobata in coordinate polari (a) ed in coordinate cartesiane (b). Da notare la classica forma con due ondulazioni., 2-wave pattern.

Se una parte predominante delle isoipse più vicine al centro della figura rispettano le features da b. a d, il corrispondente vortice polare è detto, rispettivamente, *1-wave*, *2-wave* ed *N-wave pattern*. Dal punto di vista dell'analisi delle dinamiche stratosferiche si considera fino al 4-wave pattern. Da notare che la forma a., essendo una geometria euclidea, è stata citata solo dal punto di vista teorico.

In figura 9.a e 9.b sono rappresentati, rispettivamente, un 1-wave con eccentricità ed un 3-wave pattern predominante. Quest'ultimo ha come assi di saccatura, l'Europa ed il Mediterraneo occidentale, l'estremo oriente e il Nordamerica. Più in dettaglio si può osservare che la saccatura nordamericana si scinde in due parti, una diretta sulla East-Coast e l'altra sul golfo d'Alaska.



(a)



(b)

Figura 10 – La configurazione sinottica della stratosfera in 1-wave pattern (a) e 3-wave pattern (b). Da notare la suddivisione dell'ondulazione nordamericana con possibile transizione in 4-wave.

Come tutti i fenomeni naturali risonanti, l'analisi spettrale conduce a forme ottenute come somma di ondulazioni o *armoniche* di diversa ampiezza e fase (*serie di Fourier*). Dunque difficilmente possiamo ottenere solo e soltanto una tipologia di pattern. Tuttavia opportune tecniche di filtraggio permettono di separare i vari pattern e quindi di individuare quello predominante. Nel grafico di figura 10, viene riportata la serie temporale delle ampiezze d'onda numberwave1 e numberwave2, durante l'inverno 2006-07. Si noti come, ad esclusione di un paio di settimane a cavallo tra novembre e dicembre ed altri 6 giorni, per il periodo considerato sia stato predominante il 1-wave pattern corrispondente ad un vortice stratosferico profondo e freddo, in una configurazione di minimo dispendio energetico sotto predominanza di venti stratosferici occidentali, caratterizzati dalla fase positiva della QBO.

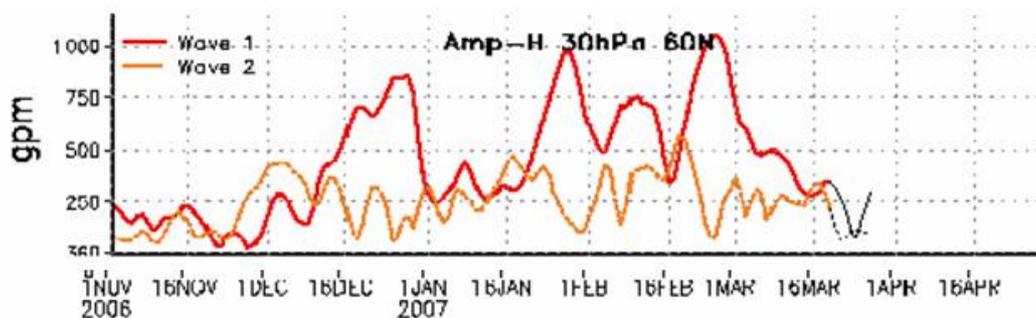


Figura 11 – Analisi dell’ampiezza delle altezze geopotenziali delle onde 1 e 2, durante l’inverno 2006-07. Da notare il predominio del 1-wave pattern.

Durante il semestre invernale possono accadere un certo numero di fenomeni legati al riscaldamento, al raffreddamento e a repentine modifiche sinottiche. Nella loro accezione generale, lo *stratwarming* e lo *stratcooling* sono opposti fenomeni termici che si attuano sui piani isobarici superiori e si trasferiscono verso gli strati inferiori. Questi fenomeni sono in grado di modificare repentinamente il gradiente verticale di temperatura e di altezza geopotenziale. In figura 11 sono rappresentati degli episodi, rispettivamente, di stratwarming e di stratcooling sopra la verticale del Polo Nord. Da notare come l’estremo di anomalia termica avvenga alla più alta superficie isobarica e si trasferisca riducendosi progressivamente alle quote inferiori. Talvolta e sotto determinate condizioni favorevoli, tale processo può continuare oltre la tropopausa, fino alla media troposfera. In figura 11 è visibile come il raffreddamento indotto dallo stratcooling del novembre 2006 si sia propagato fino alla media troposfera (500 hPa) in un paio di episodi, intensificando la modalità positiva del Northern Annular Mode, in accordo ad una circolazione prevalentemente zonale. Nel primo di essi, 10-15 dicembre, sono stati ottenuti valori superiori a 3 dell’oscillazione artica (AO). D’altro lato, sempre in figura 11, osserviamo come lo stratwarming del gennaio 2006 si sia propagato con un certo numero di episodi fino sulla superficie polare.

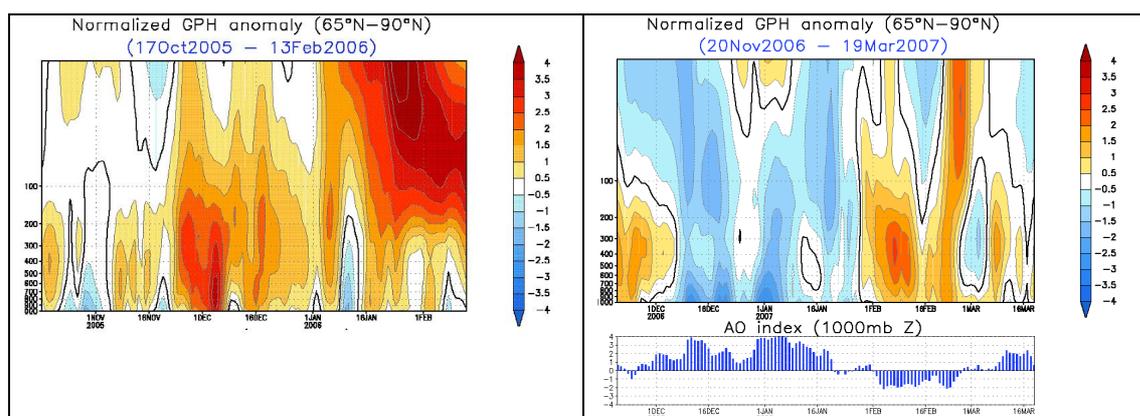


Figura 12 – Rappresentazione di episodi di stratwarming (a sinistra) e di stratcooling (a destra).

Come accennato all’inizio, il coupling tropo-stratosferico avviene in entrambi i versi. Uno dei più importanti meccanismi di interazione, di verso opposto a quello sopra citato, è relativo alla presenza di pattern a due o tre *onde planetarie stazionarie* in troposfera (2-wave, 3-wave o particolari 4-wave pattern asimmetrici), relative a persistenza di configurazioni di blocco che sviluppano forcing tendenti a propagare massa e quantità di moto in bassa stratosfera secondo il meccanismo dell’E-P flux (flusso di Eliassen and Palm) e della sua divergenza. Per meglio comprendere questo concetto osserviamo l’esempio di figura 12, dove è riportato l’E-P flux come media zonale nell’emisfero boreale per tutte le superfici isobariche in medio-bassa stratosfera. (http://okdk.kishou.go.jp/products/clisys/STRAT/html_e/ep_12z_nh.html)

L'E-P flux può essere visto come una misura dell'attività dell'onda planetaria, tramite la convergenza della sua componente verticale su un punto a livello della tropopausa, e la sua divergenza osservabile dalla sua componente meridionale, mostra la tendenza allo sviluppo di forcing ciclonici alla circolazione zonale. Questo forcing presente in troposfera, in casi importanti di coupling riesce a penetrare in bassa o fino in media stratosfera. In figura si vede uno schema di penetrazione in stratosfera nel quale la componente meridionale è quasi del tutto assente.

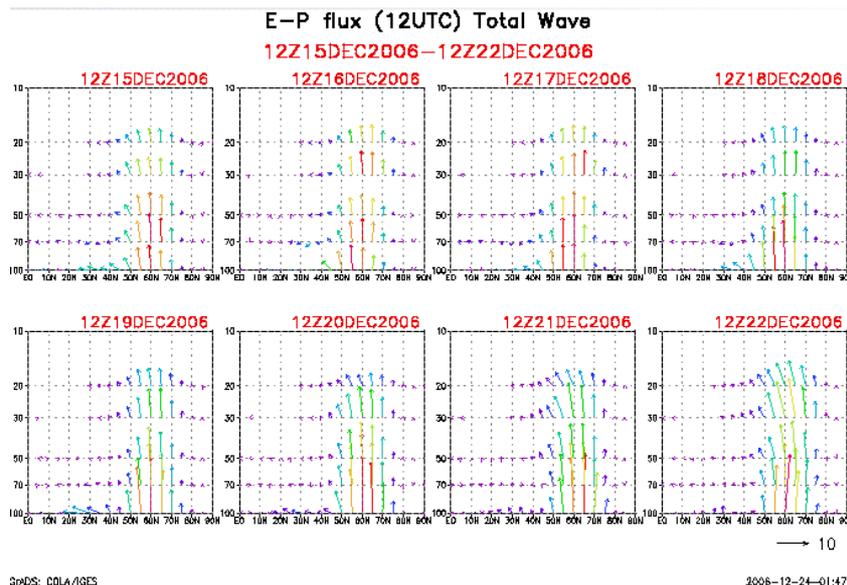


Figura 13 – Rappresentazione dell'E-P flux come media zonale nell'emisfero boreale per tutte le superfici isobariche in media e bassa stratosfera.

Durante la stagione invernale, quindi, si assiste ad un riscaldamento stratosferico principalmente in risposta a *forcing* dal basso, ossia troposferici, per effetto della propagazione verticale di onde planetarie che presentano determinate caratteristiche, quali stazionarietà, profondità ed elevata anomalia nel campo geopotenziale.

In determinate situazioni, la stratosfera opera a sua volta una risposta inversa cioè dall'alto amplificando il gradiente verticale di temperatura sull'area in cui l'onda si infrange. Questa concatenazione di eventi va sotto il nome di Troposphere-to-Stratosphere-to-Troposphere (TST) event.

Come dimostrato da una simulazione di Kushner, Reichler e Polvani, il *TST event* si attua in 5 fasi. La prima consiste nella perturbazione della troposfera ad opera dell'impulso indotto da un onda planetaria dalle caratteristiche precedentemente descritte. Nelle fasi successive, l'onda si propaga verticalmente verso l'alto (2) e va ad infrangersi nella stratosfera (3), causando dapprima una risposta da parte della stratosfera (4) e, successivamente, della troposfera (5).

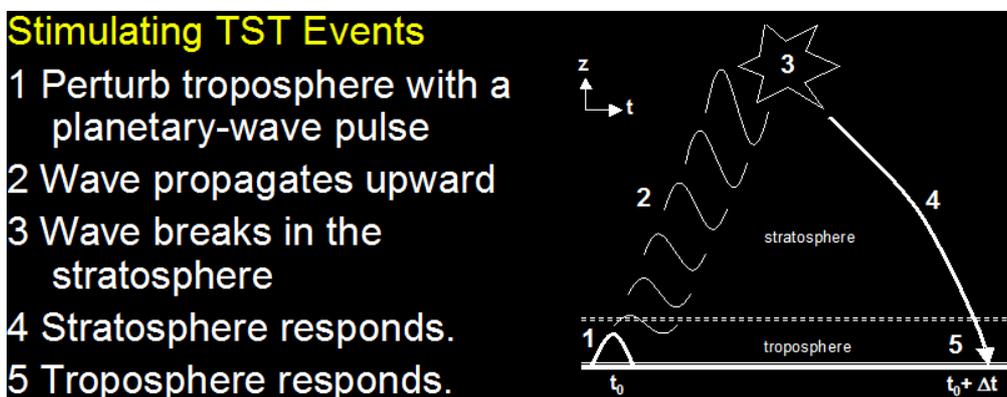


Figura 14 – Meccanismo di propagazione delle onde planetarie nel modello TST.

Passiamo ora alla classificazione degli eventi stratosferici successivi ai fenomeni di riscaldamento stratosferico in cui si registra una significativa amplificazione del gradiente verticale di temperatura:

- **Midwinter Major Warming (MMW):** oltre al riscaldamento della regione polare boreale e all'inversione del gradiente meridionale della temperatura, si associa la rottura del vortice polare che viene sostituito da un anticiclone polare. Quindi la definizione di Major Warming richiede non solo un riscaldamento, ma anche un cambio totale di circolazione. La definizione di rottura del vortice polare è data dalla sostituzione delle normali correnti occidentali a 10 hpa con correnti orientali, con il centro del vortice polare spostato a Sud del 60-65°N. I mesi in cui è più probabile avere un MMW sono Gennaio e Febbraio. Il vortice polare può traslare verso Sud nel suo complesso o dividersi in due vortici separati. Questo tipo di warming non era mai stato osservato in Antartide in 50 anni di rilevazioni, ma proprio recentemente, nel 2002, si è verificato un episodio dalle caratteristiche del tutto simili a quelle dei classici MMW artici.

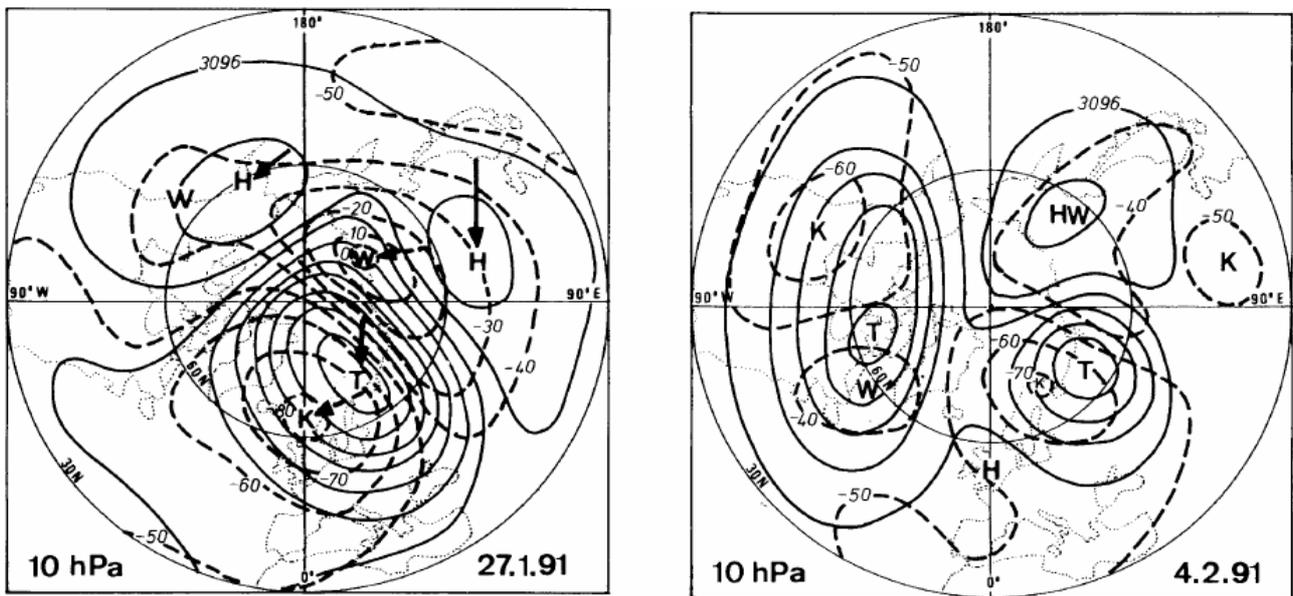
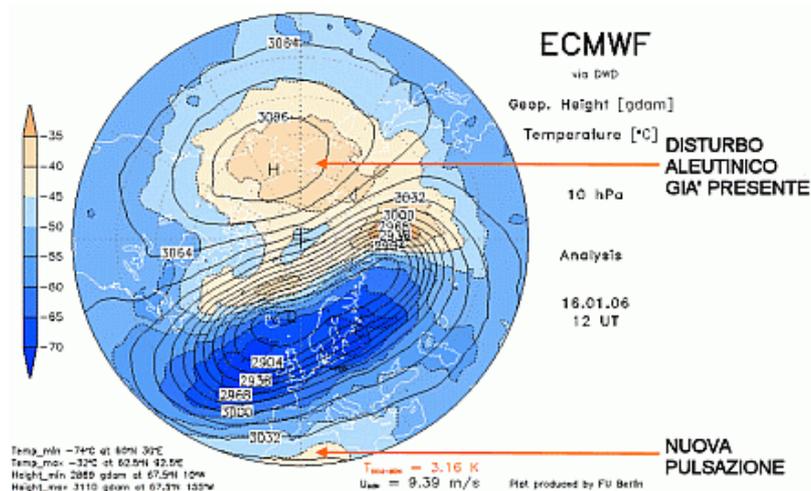


Figura 15 – Esempio di MMW occorso a fine Gennaio 1991. Le linee continue rappresentano i campi di altezza geopotenziale, dove T e H rappresentano rispettivamente i centri dove l'altezza geopotenziale è più bassa (Tiefe) e più alta (Hohe). Le linee tratteggiate corrispondono invece alle isoterme, dove W e K indicano rispettivamente i centri dove la temperatura è maggiore (Warm) e minore (Kalt).

Le frecce indicano la traslazione compiuta dai centri sopramenzionati.

Per comprendere meglio la nascita e l'evoluzione di un MMW portiamo come esempio l'episodio di fine Gennaio 2006:



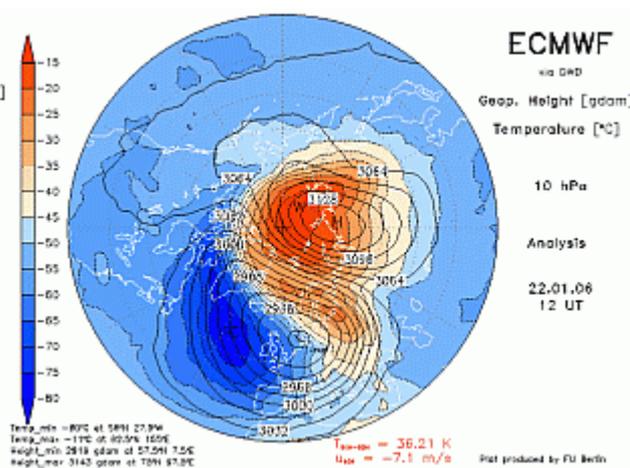
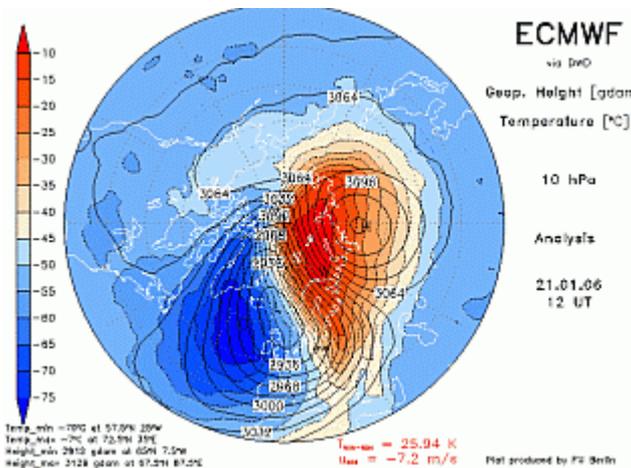
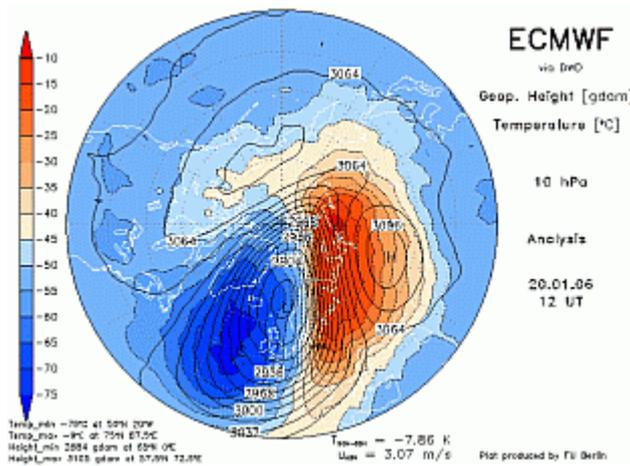
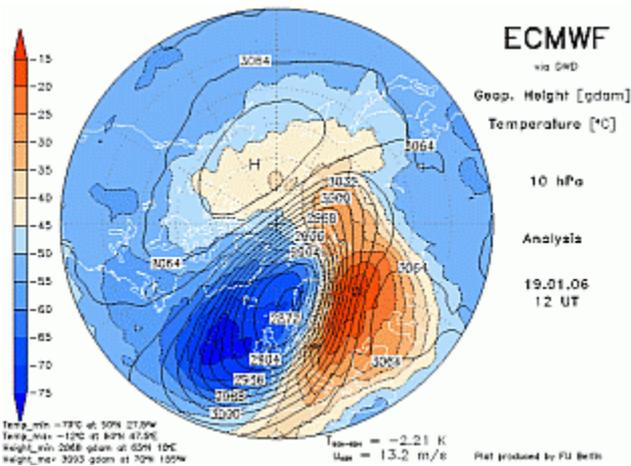
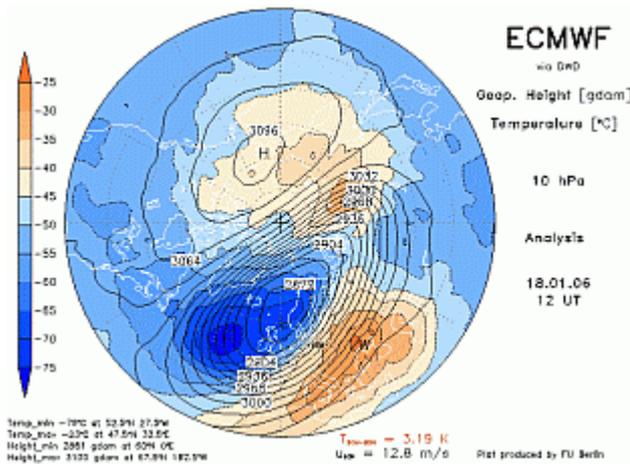
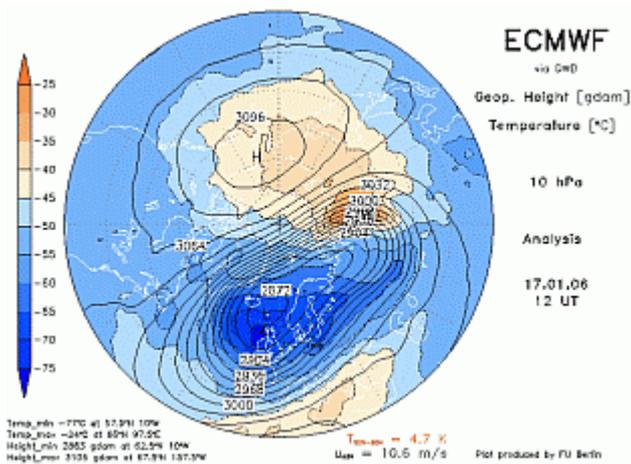


Figura 16 – Rappresentazione del MMW di fine Gennaio 2006 alla quota isobarica di 10hpa.

- **Minor Warming:** può anch'esso essere intenso e talvolta invertire il gradiente meridionale di temperatura, ma non provoca l'inversione di circolazione a 10hpa. E' spesso osservato anche in Antartide.

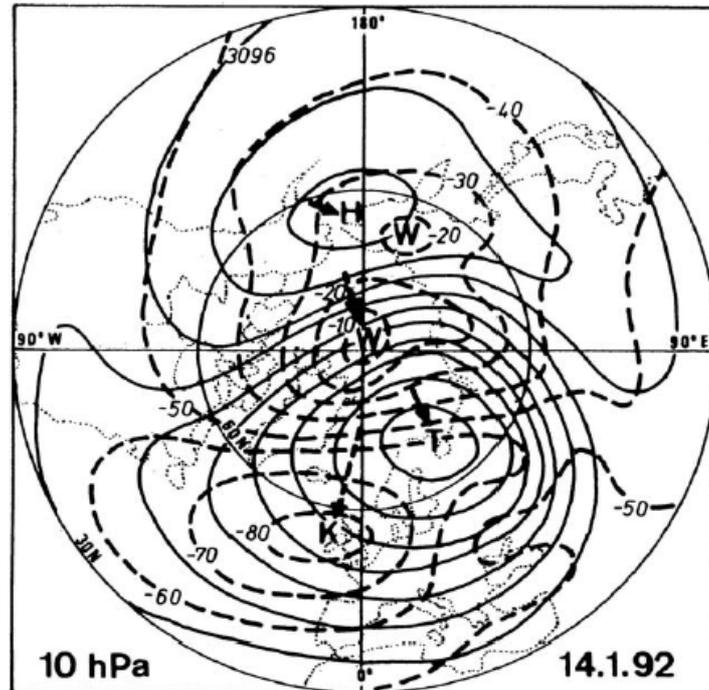


Figura 17 – Come in figura 14, in riferimento, però, ad un esempio di Minor Warming.

- **Canadian Warming (CW):** si presenta spesso ad inizio inverno. Si verifica come evento di tipo TST, allorquando un'onda planetaria si stabilisce sull'Oceano Pacifico settentrionale generando un forcing alla circolazione zonale con E-P flux divergente al limite della tropopausa aleutina o del Golfo d'Alaska, portando alla nascita di un anticiclone delle Aleutine in bassa stratosfera che si propaga verticalmente rafforzandosi e spostandosi verso nord nei giorni a seguire.

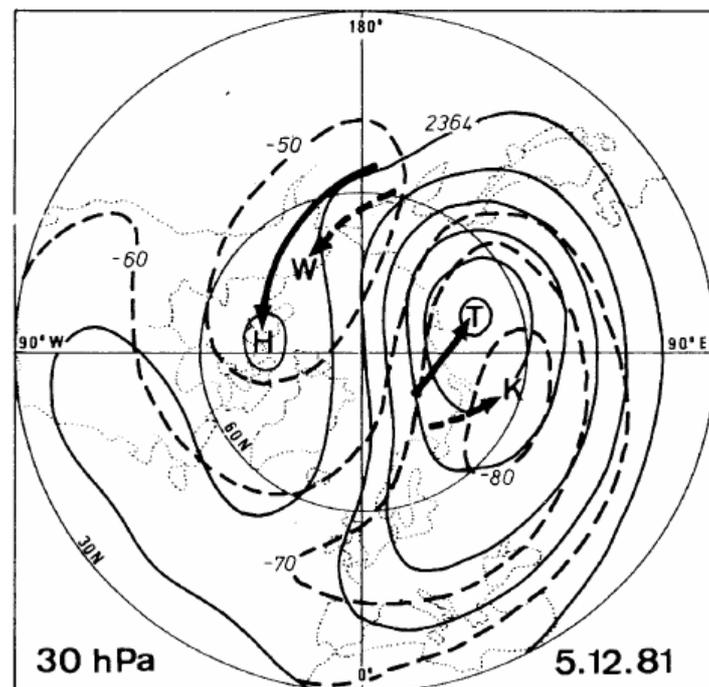


Figura 18 – Come in figura 14, in riferimento, però, ad un esempio di Canadian Warming.

I Canadian Warming possono causare l'inversione del gradiente meridionale di temperatura e persino provocare per un breve periodo la sostituzione delle westerlies con correnti orientali all'interno del Circolo Polare Artico, ma non portano mai ad una rottura del vortice polare.

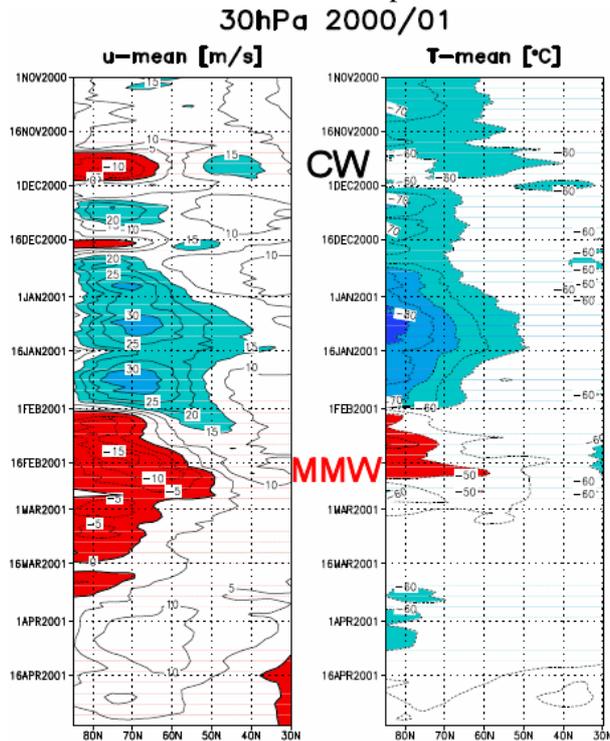


Figura 19 – Rappresentazione alla superficie isobarica di 30hpa del vento zonale medio (u-mean) e della temperatura media (T-mean) in funzione del tempo durante il semestre invernale 2000-2001.

- **Final Warming:** si tratta del riscaldamento finale, che segna la transizione tra il vortice ciclonico freddo invernale e l'alta pressione centrata sul Polo durante l'estate (sempre a livello stratosferico). Ciò comporta la sostituzione delle westerlies invernali da parte delle correnti orientali caratterizzanti l'estate. I FW si suddividono in due categorie, Early (cioè precoci) e Late (tardivi), a seconda del momento in cui hanno luogo.

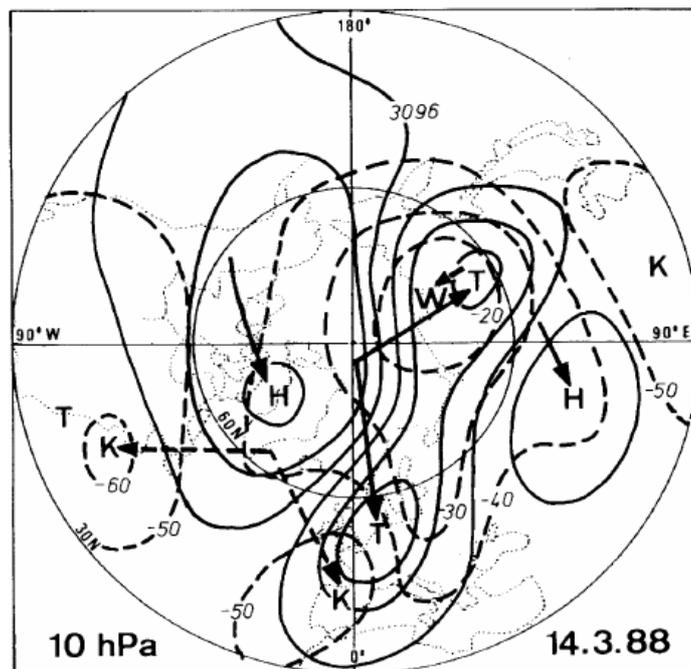


Figura 20 – Come in figura 14, in riferimento, però, ad un esempio di Final Warming.

Lo studio di tali fenomeni è stato portato avanti con minuzia da parte di diversi enti, tra cui lo *Stratospheric Research Group* del FU Berlin cui si devono diverse scoperte rilevanti. Tra queste, forse la più importante, è quella che correla la frequenza di MMW al segno della QBO e all'intensità del ciclo solare.

Prendendo come riferimento il segno della QBO a 30hpa in entrata alla stagione invernale e l'intensità del *Solar Flux*, si è scoperto che episodi di Stratwarming e, in particolare, di MMW, sono più frequenti durante gli anni dominati da QBO+ e massimo solare e da QBO- e minimo solare. Al contrario QBO+ e minimo solare, così come QBO- e massimo solare, tendono a favorire la modalità positiva del Northern Annular Mode.



Figura 21 – Relazione tra le temperature al Polo e l'area eurasiatica e le diverse combinazioni QBO/ciclo solare.

Tale relazione ha conseguenze pure nei confronti della *Brewer-Dobson Circulation (BDC)*, la circolazione che descrive le modalità di trasporto di ozono dai tropici verso le regioni polari.

La maggior parte dell'ozono è infatti prodotto a latitudini tropicali, come effetto della fotolisi dell'ossigeno che viene sollevato fino ad entrare nella stratosfera. La continua produzione di ozono spinge quello degli strati superiori della stratosfera tropicale a muoversi verso le alte latitudini, dove le molecole di ozono si accumulano, risultando quindi quantitativamente maggiori rispetto al volume di molecole presente ai tropici. Il processo sopra descritto avviene in tempi molto lunghi alle latitudini tropicali, basti pensare che una particella di aria impiega 4-5 mesi per passare da un'altezza di 16km ad un'altezza di 20 km e venire coinvolta nei processi che porteranno alla trasformazione in ozono.

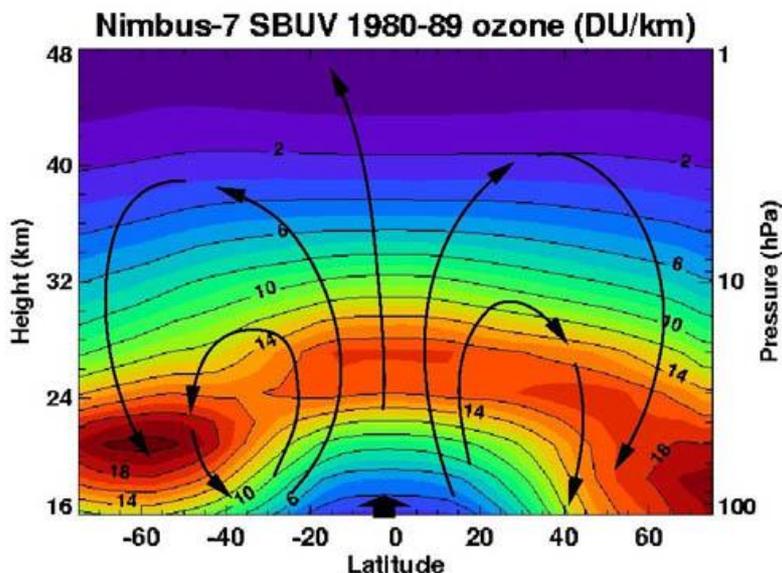
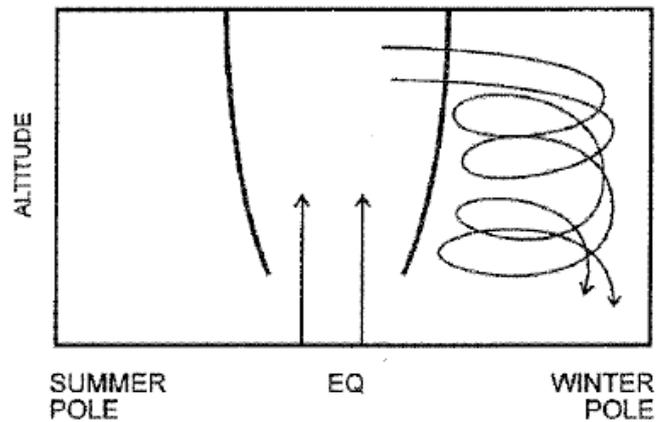


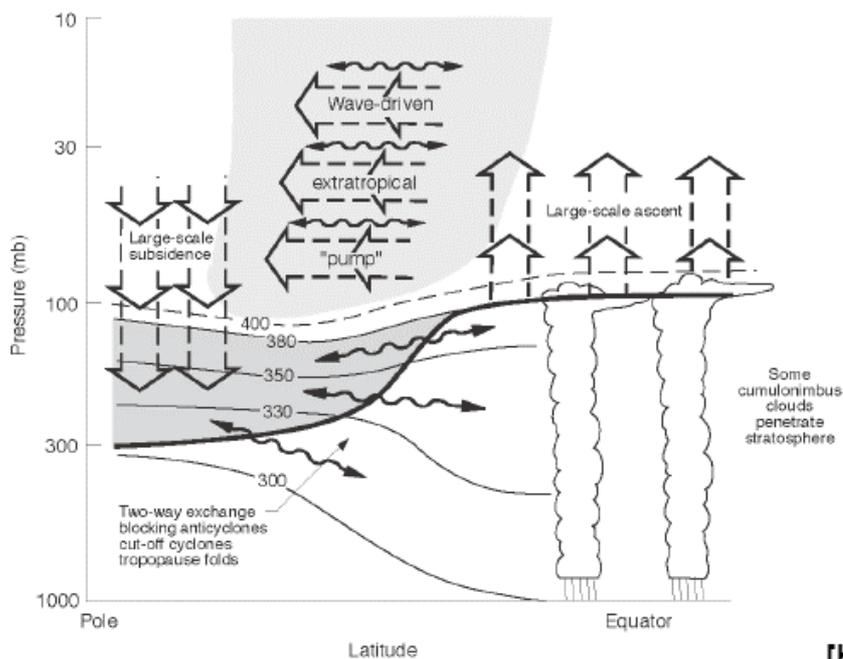
Figura 22 – Rappresentazione schematica della BDC. Le frecce nere indicano il trasporto dell'ozono.

La BDC, oltre ad essere modulata dalla variazione di intensità dell'attività convettiva in sede tropicale (MJO), come conseguenza di un innalzamento o abbassamento della tropopausa, trae influenza dai diversi abbinamenti QBO/ciclo solare che si vengono a creare.

Com'è facilmente intuibile, durante QBO+ e massimo solare o QBO- e minimo solare, si ha un rafforzamento della BDC, con conseguente maggior trasporto di ozono ai poli. L'opposto accade con le altre due combinazioni, quando si ha un indebolimento della BDC e di riflesso un minor trasporto di ozono verso le latitudini polari.



[Plumb, 1996]



[Holton et al., 1995]

Figura 23 – Focus sul trasporto di ozono dalla stratosfera equatoriale a quella polare secondo il percorso guidato dalla “Wave-driven extratropical pump”.

Un altro fattore in grado di condizionare l'intensità del VPS è l'indice NAO, che solitamente ha la capacità di interagire con il vortice polare mediante ripercussioni nella quota della tropopausa, anomalie nella vorticità potenziale e propagazione verticale delle Rossby waves.

NAO persistentemente positiva (negativa) può impedire (favorire) il wave break del VPS e quindi rafforzarlo (indebolirlo) ulteriormente, con susseguente predisposizione del pattern AO+ (AO-), introducendo così una sorta di feedback che si ripercuote sul segno della stessa NAO e sulle SSTA atlantiche.

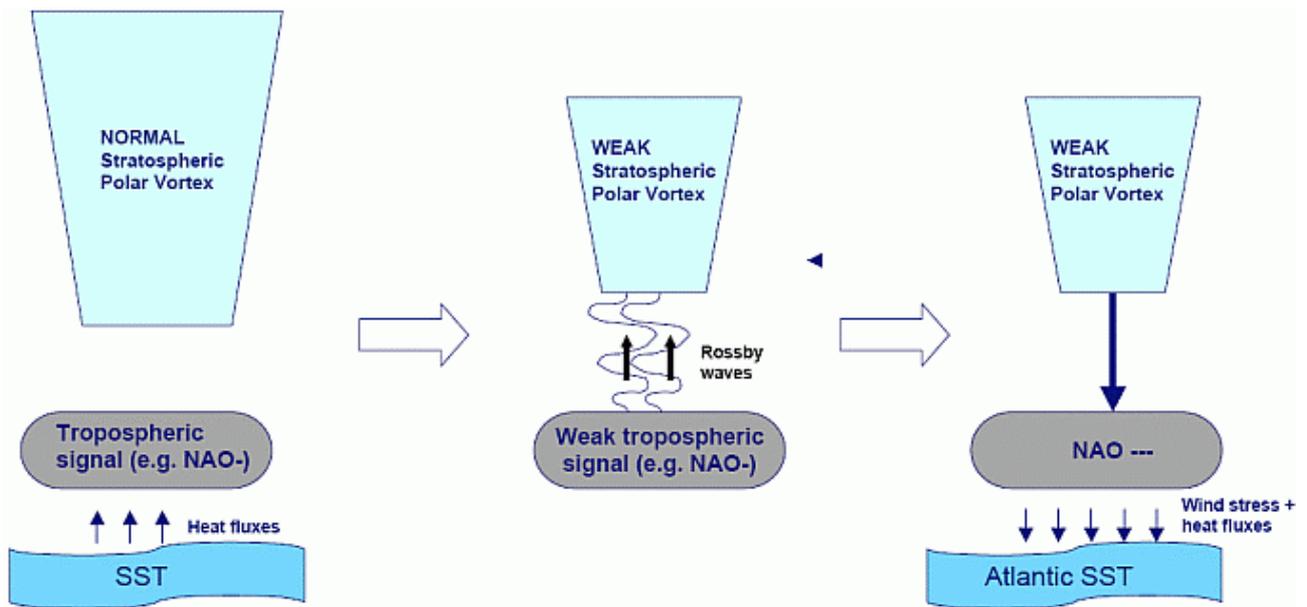


Figura 24 – Feedback oceano-atmosfera nel condizionare il segno della NAO e l'intensità del VPS.

Se l'indice NAO aumenta, tipicamente di 1 std, la circolazione ciclonica sull'Islanda (IC) aumenta (freccia circolare sopra IC), in virtù della riduzione della pressione della semipermanente subpolare nordatlantica e la tropopausa (linea ondulata) si abbassa con associata anomalia positiva nella vorticità potenziale (+). Le onde di Rossby (freccie ondulate) che si propagano verticalmente verso l'alto si rifrangono così maggiormente verso l'equatore (sinistra), mentre si propagano più difficilmente verso il Polo Nord (NP), riducendo la possibilità di impattare e rompere il VPS. Il jet stratosferico tende quindi a rafforzarsi (grande freccia circolare in alto sopra NP) con associata anomalia positiva nella vorticità potenziale stratosferica (+), tipicamente del 10%. La tropopausa artica sottostante tende così a sollevarsi, mediamente di 300 m, e dilata (freccie verticali) la colonna troposferica diminuendo la pressione al suolo sul Polo Nord, tipicamente di 5 hPa. Si rafforza quindi la circolazione ciclonica sul Polo Nord (freccia circolare in basso sopra NP), rinvigorendo il Vortice Polare e aumentando l'indice AO.

Evidente, infine, come, aumentando, l'AO tende a mantenere alto anche l'indice NAO.

La forza di torsione applicata alla troposfera artica da un tale meccanismo produce una risposta dinamica nella "modalità" NAO. La stratosfera reagisce all'anomalia dell'indice NAO in circa 4 giorni e siccome le scale temporali nella stratosfera sono più lente, introduce una sorta di "memoria" nell'indice NAO attraverso la catena di connessioni descritte sopra.

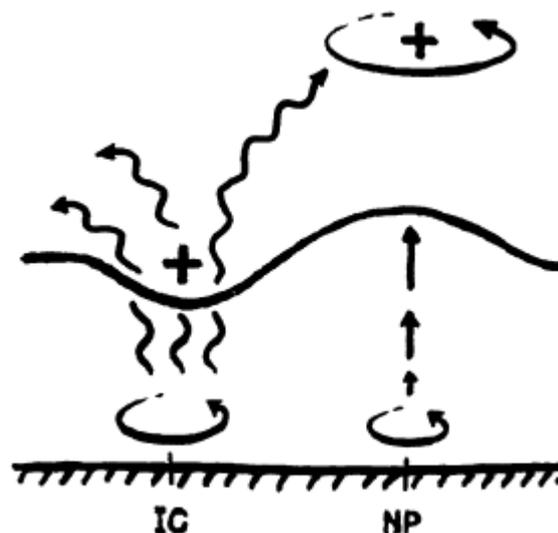


Figura 25 - Connessione fra modulazioni della NAO, altezza della tropopausa e forza del jet stratosferico.

A questo punto possiamo ad analizzare più nello specifico l'influenza che gli episodi di riscaldamento e raffreddamento stratosferico possono esercitare sulle configurazioni troposferiche. Il punto di partenza di questa analisi deriva dallo studio effettuato da Baldwin e Dunkerton su di un campione di *eventi stratosferici estremi (ESEs)*, ossia quegli eventi stratosferici seguiti dalla persistenza di condizioni anomale in troposfera, che si manifestano nella modifica del pattern precedentemente in essere.

Nel dettaglio, è stata individuata una soglia del NAM oltre la quale l'anomalia si "espande" a livello troposferico in 10-15 giorni, andando a condizionare il segno dell'AO che rimarrà persistentemente nella modalità assunta (all'incirca due mesi). Esaminando i 18 casi in cui il VPS è stato particolarmente debole (caso A) e i 30 casi in cui il VPS è stato particolarmente forte (caso B), è emerso che:

- A) se al momento X (lag 0) il NAM a 10 hPa è negativo, sinonimo di VPS debole con anomalie di altezza geopotenziale che in modulo sono superiori a 3 in un range normalizzato [0, 4], allora per i prossimi 2 mesi è probabile si assista ad una fase di AO-.
- B) se al momento Y (lag 0) il NAM a 10 hPa è positivo, sinonimo di VPS forte con anomalie di altezza geopotenziale che in modulo sono superiori a 1.5, allora è probabile che nei prossimi mesi si assista ad una fase di AO+.

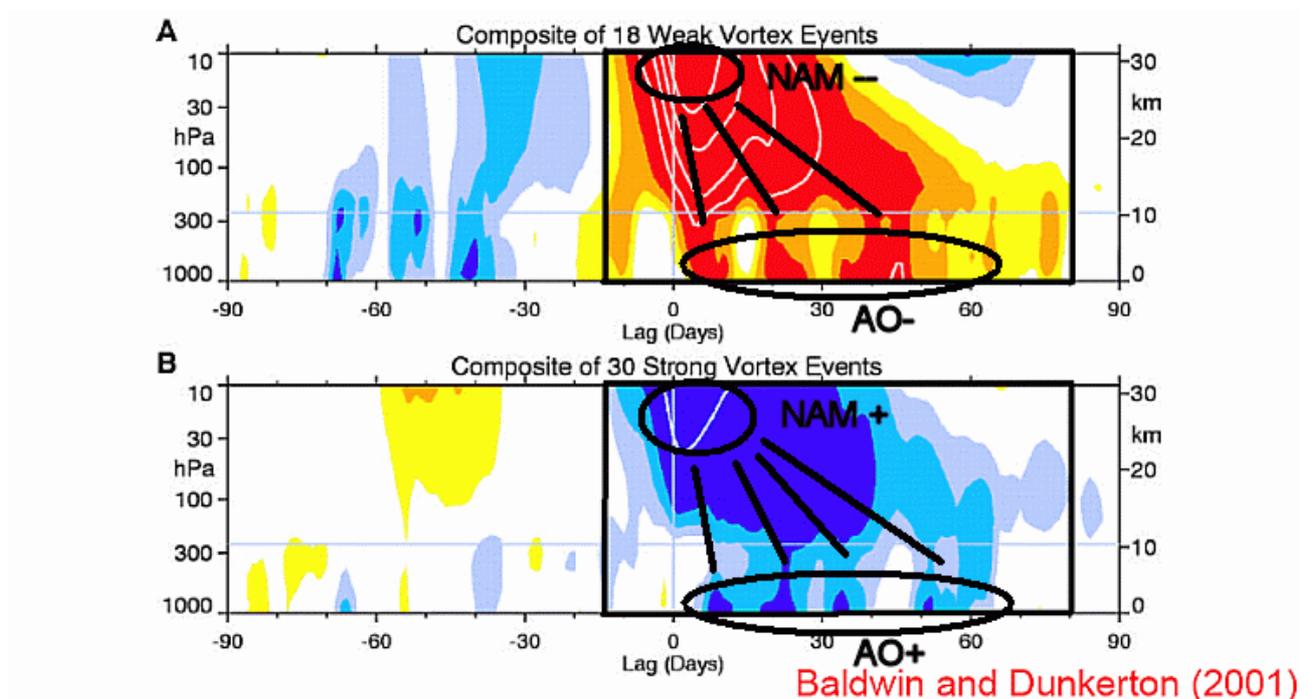


Figura 26 – Schema di propagazione delle anomalie associate al NAM, all'insorgenza delle due diverse tipologie di ESEs.

Waugh e Polvani hanno successivamente ampliato lo studio compiuto da Baldwin e Dunkerton, dimostrando come *eventi stratosferici estremi* siano preceduti da un'anomala propagazione verticale del flusso di calore (*Heat Flux*), identificabile mediante l'osservazione dell'*EP Flux*, che comprende sia la parte dinamica (Momentum Flux) che termodinamica (appunto l'*Heat Flux*).

Esaminando il campione di ESEs, è stato riscontrato come eventi caratterizzati da un VPS intenso, siano preceduti, secondo un preciso lag temporale, da un trasferimento di *Heat Flux* superiore alla norma verso la medio-alta stratosfera. Un trasporto minore si ha invece durante gli episodi caratterizzati da VPS debole.

Lo studio pone altresì l'attenzione su un altro aspetto non considerato inizialmente da Baldwin e Dunkerton, ossia che possa esistere una sorta di "precondizionamento" stratosferico, per cui gli eventi caratterizzati da VPS debole siano preceduti da un periodo più o meno prolungato (solitamente da situarsi nella stagione autunnale) in cui il vortice polare sia più forte della norma, e viceversa nel caso opposto.

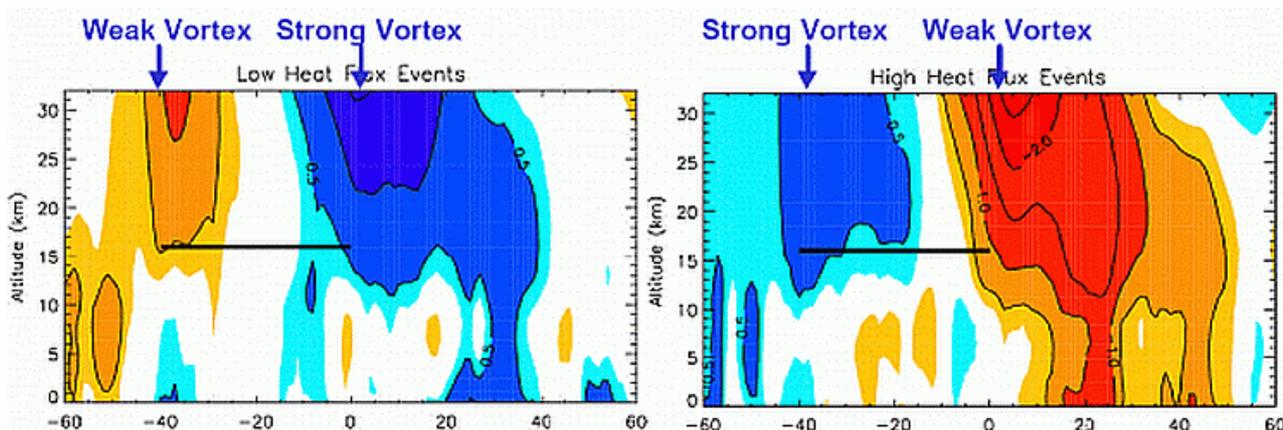


Figura 27 – Ipotesi del preconditionamento stratosferico in relazione all'intensità del VPS.

Ampliando la nostra trattazione all'osservazione empirica di quanto accaduto nei 39 eventi principali di stratwarming avvenuti tra il 1958 e il 2001, possiamo verificare come la risposta a livello di anomalie geopotenziali in bassa stratosfera ed in troposfera segua un percorso comune, suddivisibile in 5 fasi, a seconda del periodo temporale in cui ci troviamo rispetto al picco di temperatura stratosferico

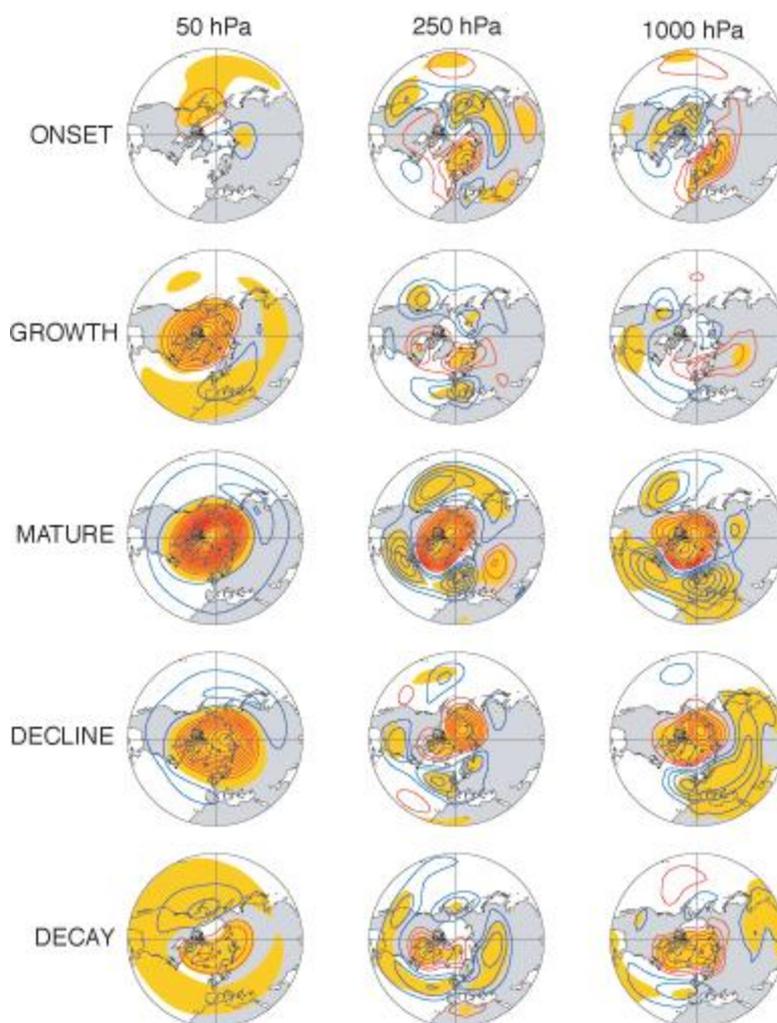


Figura 28 – Rianalisi NCEP/NCAR delle anomalie geopotenziali alla quota di 50, 250 e 1000hpa per le cinque fasi di riscaldamento stratosferico dei 39 eventi più intensi avvenuti nel periodo 1958-2001.

Abbiamo così le prime due fasi di innesco (*ONSET*) e crescita (*GROWTH*) in cui l'anomalia geopotenziale aleutinica si espande e trasla verso il Polo Nord, in un periodo compreso tra i 35 e gli 8 giorni precedenti al picco di riscaldamento. In tale lasso temporale gli effetti alle medie e basse quote non sono ancora visibili. A seguire abbiamo la fase di maturità (*MATURE*), in cui le anomalie geopotenziali in bassa stratosfera raggiungono il valore massimo. Le stesse anomalie sono in rapida propagazione verso le quote più basse, determinando l'insorgenza di un anticiclone polare troposferico. Le ultime fasi, declino (*DECLINE*) e decadimento (*DECAY*) vedono il riassorbimento delle anomalie in stratosfera e alle quote troposferiche più alte, mentre il segnale persiste in media e bassa troposfera dove il pattern globale rimane bloccato per diverse settimane.

In realtà, come sottolineato al momento della elencazione delle tipologie di riscaldamento stratosferico, è necessario fare un ulteriore distinguo, sugli effetti troposferici piuttosto differenti nel caso di Major Warming con split completo del VPS (b) e con VPS solamente disassato rispetto alla verticale polare (a).

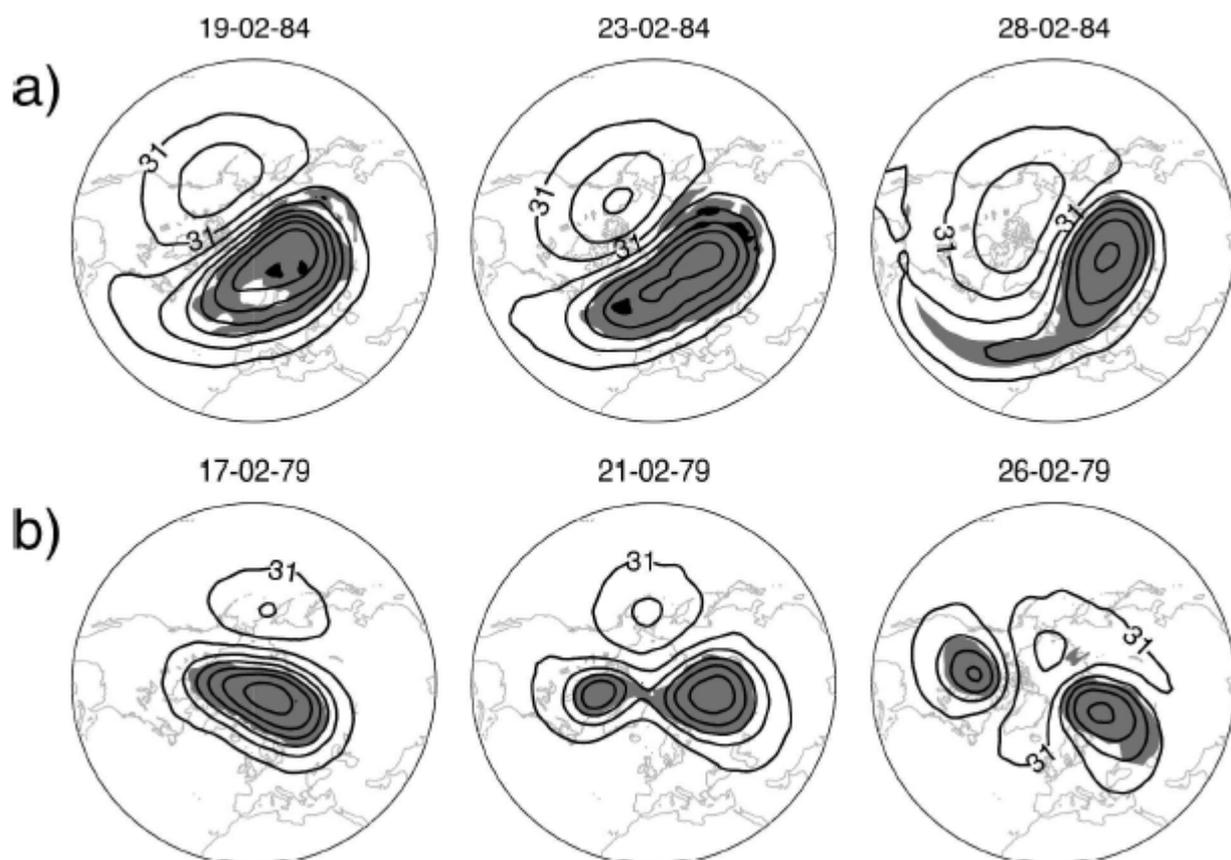


Figura 29 – Plot delle altezze geopotenziali alla quota corrispondente a 10hPa, relativi ad un esempio di Vortice disassato (a) a fine Febbraio 1984 e di split del VPS (b) avvenuto a fine Febbraio 1979.

Il responso troposferico presenta infatti alcune differenze importanti. Nella figura sottostante abbiamo la differenza (c) tra le anomalie geopotenziali a 1000hpa nei 60 giorni seguenti un Major Warming con vortice disassato (a) o con split dello stesso (b). Si noti come le anomalie presentino discrepanze corpose in sede siberiana e aleutinica, e come alcune alterazioni si localizzino pure tra Atlantico orientale e Mare del Nord.

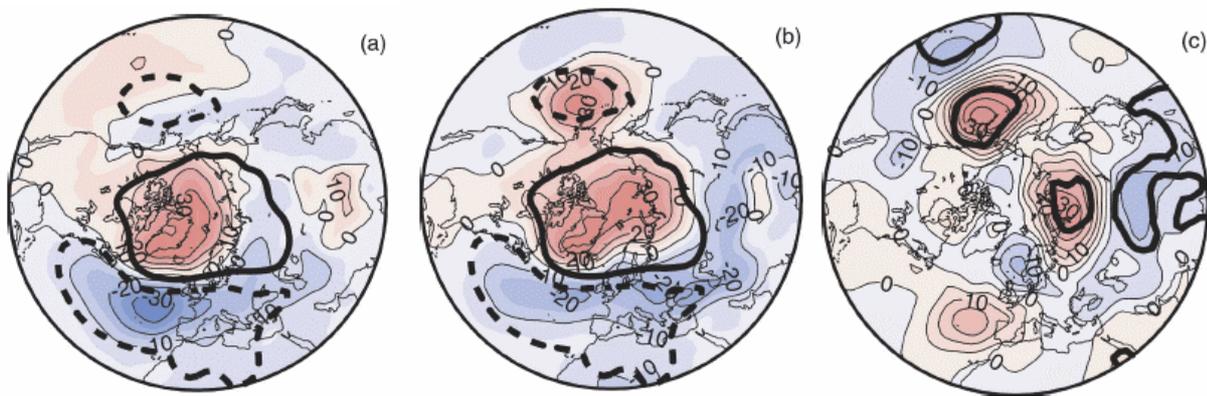


Figura 30 – Plot delle anomalie geopotenziali a 1000hpa nei 60 giorni seguenti un Major Warming con vortice disassato (a) o con split dello stesso (b). La figura (c) rappresenta la differenza tra le anomalie risultanti nel caso (a) e (b).

Ricapitolando:

La propagazione verticale delle onde planetarie dalla troposfera verso la stratosfera è rafforzata (indebolita) in anni di QBO- (QBO+ e minimo del ciclo solare) e di ENSO+ (ENSO-). In misura minore potrebbe anche essere influenzata dalla fase del ciclo solare: secondo Kodera (2002), infatti, in prossimità del massimo del ciclo solare le onde troposferiche tendono ad assumere una maggior connotazione planetaria, propagandosi con più facilità verso l'alto, anche in conseguenza di una struttura spaziale che favorisce il coupling stratosfera-troposfera.

Il Nino, in sé, rafforza il gradiente termico meridionale alla superficie terrestre e dunque favorisce la propagazione verticale delle Rossby waves (in conseguenza di un aumentato EP Flux). Tuttavia va detto che questa prerogativa del Nino sembra meno forte degli ultimi decenni, forse a causa di un Global Warming amplificato alle latitudini medio-alte che riduce il gradiente termico meridionale. Infatti la correlazione invernale fra il Nino e l'indice AO era prevalentemente negativa fra gli anni 50 e l'inizio degli anni 80, per poi divenire maggiormente positiva negli ultimi 25 anni.

La propagazione dalla stratosfera alla troposfera è invece favorita, in generale, in prossimità del minimo del ciclo solare oppure con l'accoppiata QBO-/minimo solare e QBO+/massimo solare (stante una circolazione di Brewer-Dobson più forte, vedi pagina 17) e, in caso di Stratwarming, in anni di ENSO- (Shiogama e Mukougawa, vedi figura 29).

Nella fattispecie, sembrerebbe che, negli inverni connotati dalla Nina, venti zonali orientali successivi a Major Warming riescano a diffondersi dalla stratosfera alla troposfera inducendo anomalie bariche polari simili alla fase negativa del NAM. Viceversa, in occasione del Nino, i venti zonali orientali sono perlopiù confinati nella stratosfera, impedendo la propagazione verso quote più basse di questo "segnale" e quindi inibendo un conseguente rialzo barico polare.

L'analisi del comportamento della stratosfera durante gli inverni 2005/06 e 2006/07 può aiutarci a comprendere ulteriormente tutti i meccanismi sin qui descritti.

La situazione teleconnettiva di partenza era la seguente:

2005/06

- QBO orientale;
- Minimo solare;
- ENSO negativo, al limite tra un episodio neutro ed una debole Nina;

2006/07

- QBO occidentale;
- Minimo solare;
- El Nino moderato;

Entrambi gli inverni rientrano nella casistica individuata da Baldwin e Dunkerton come Eventi Stratosferici Estremi (ESEs), seppur con comportamento antitetico tra loro.

L'inverno 2005/06 è apparso fin da subito disturbato alle quote troposferiche mentre in medio-alta stratosfera si procedeva secondo i canoni della normalità, con contenuti scostamenti dalla media. A partire da metà Gennaio giunge a compimento l'ESE, con anomalia del NAM inferiore a -3.0 , corrispondente nella figura ad un'anomalia geopotenziale superiore a $+3.0$ entro il range normalizzato $[0, 4]$. Ne consegue una serie di pulsazioni che portano a 4 distinti disturbi troposferici, di cui 2 con effetti fino alle quote inferiori con riscontro nel segno negativo dell'AO.

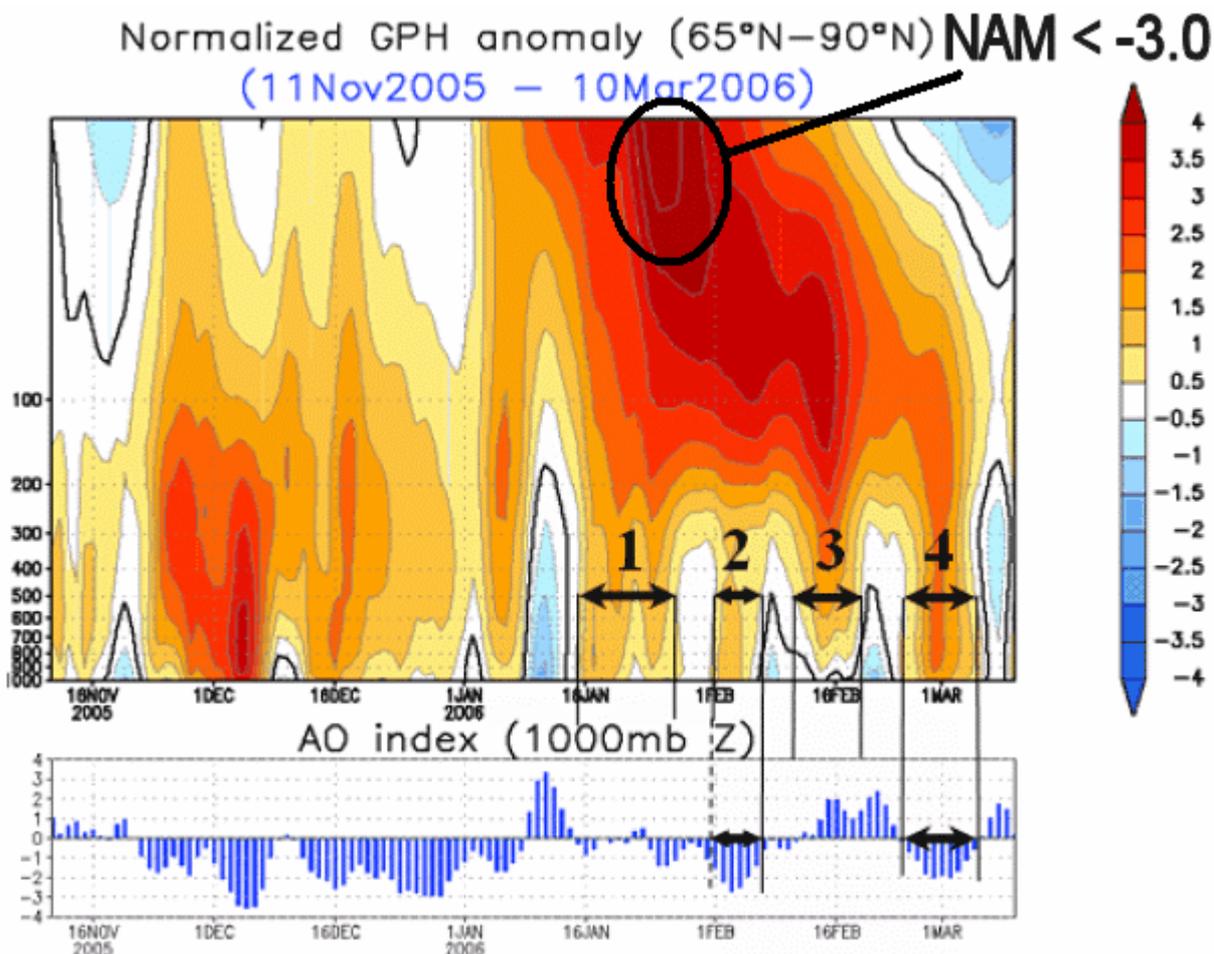


Figura 32 – Evoluzione di NAM e AO durante l'inverno 2005/06.

L'anomalia del NAM si accompagna ad un Major Warming che trova realizzazione a fine Gennaio, come testimonia il repentino incremento delle temperature in medio-alta stratosfera e l'inversione dei venti zionali lungo il 60° parallelo.

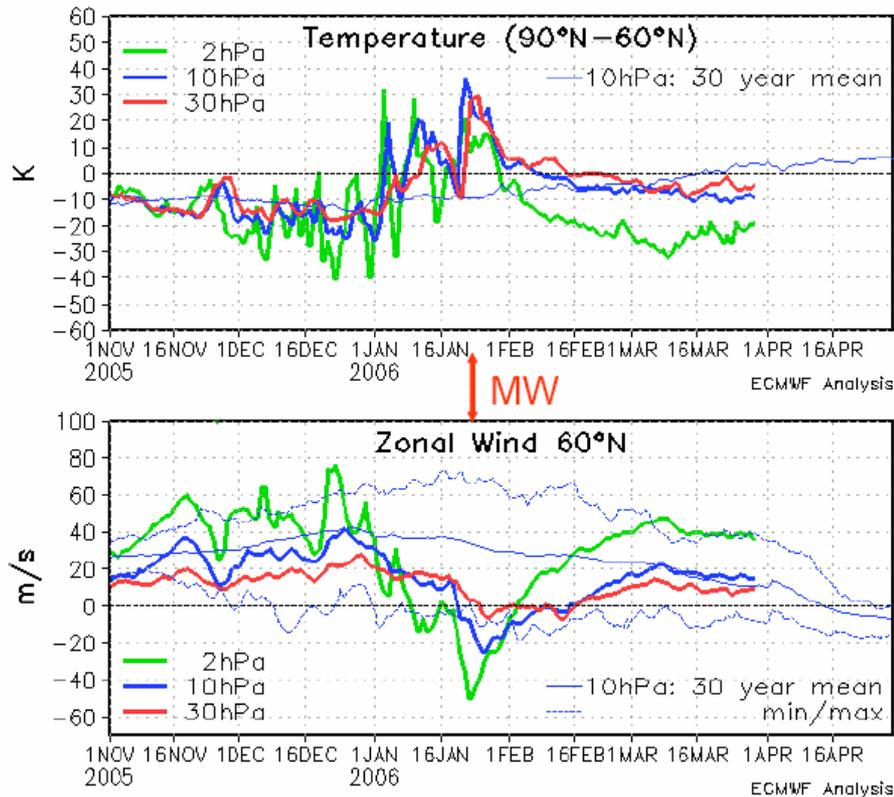


Figura 33 – Andamento delle temperature e dei venti zionali nell’arco dell’inverno 2005/06 ai piani isobarici di 2,10 e 30 hPa.

Il MMW avvenuto a fine Gennaio-inizio Febbraio 2006 ha comportato l’intero split del VPS:

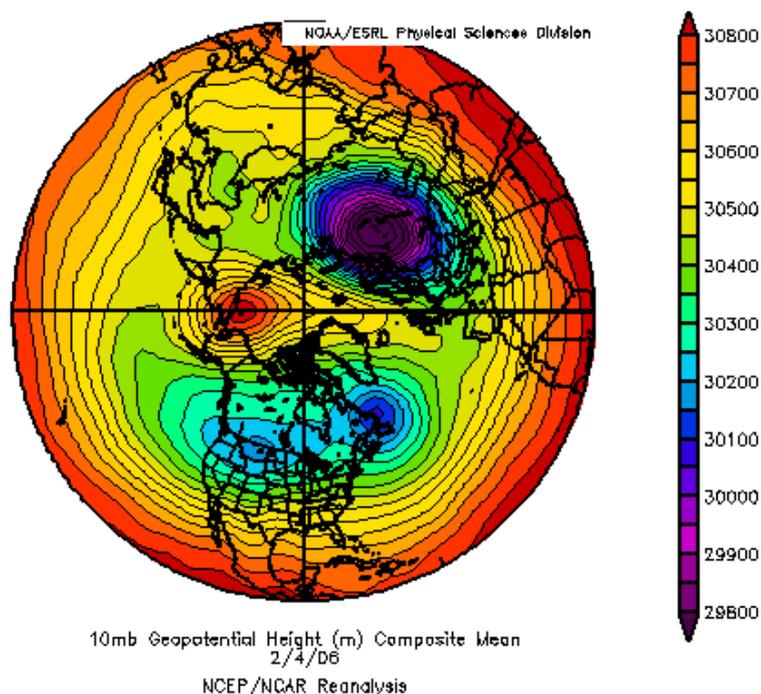


Figura 34 – Plot delle altezze geopotenziali alla quota di 10 hPa il giorno 04/02/2006.

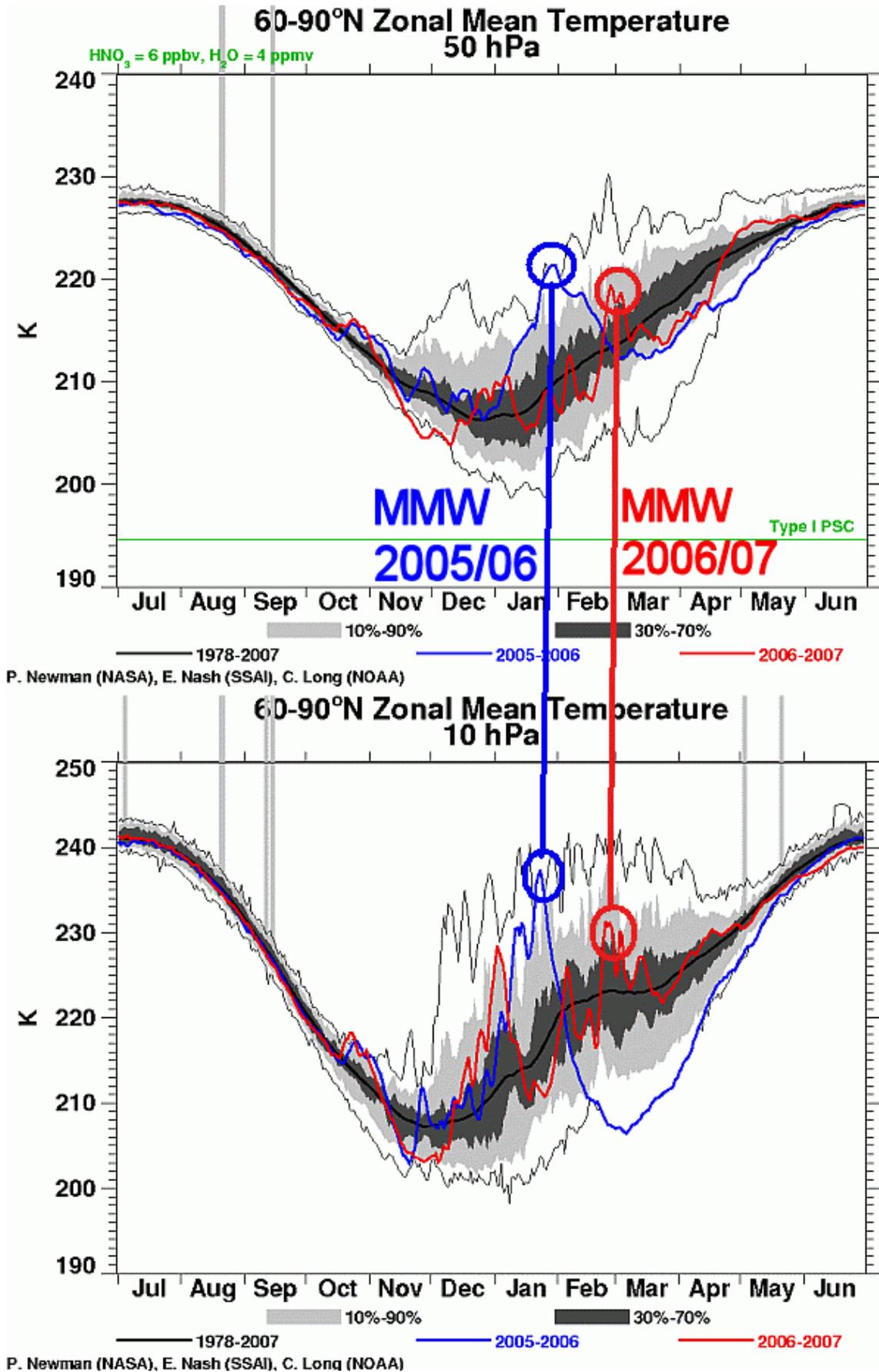


Figura 35 – Confronto tra le temperature comprese tra 60N-90N ai piani isobarici di 50 e 10 hPa.

Nonostante pure il 2006/07 abbia visto la realizzazione di un MMW, avvenuto a fine Febbraio, non si può certo dire che la stagione stratosferica sia risultata simile a quella dell'inverno precedente.

Innanzitutto la tipologia di Major Warming è stata differente in quanto non è avvenuto lo split completo del VPS, ma solamente una disposizione al di sotto del 60° parallelo:

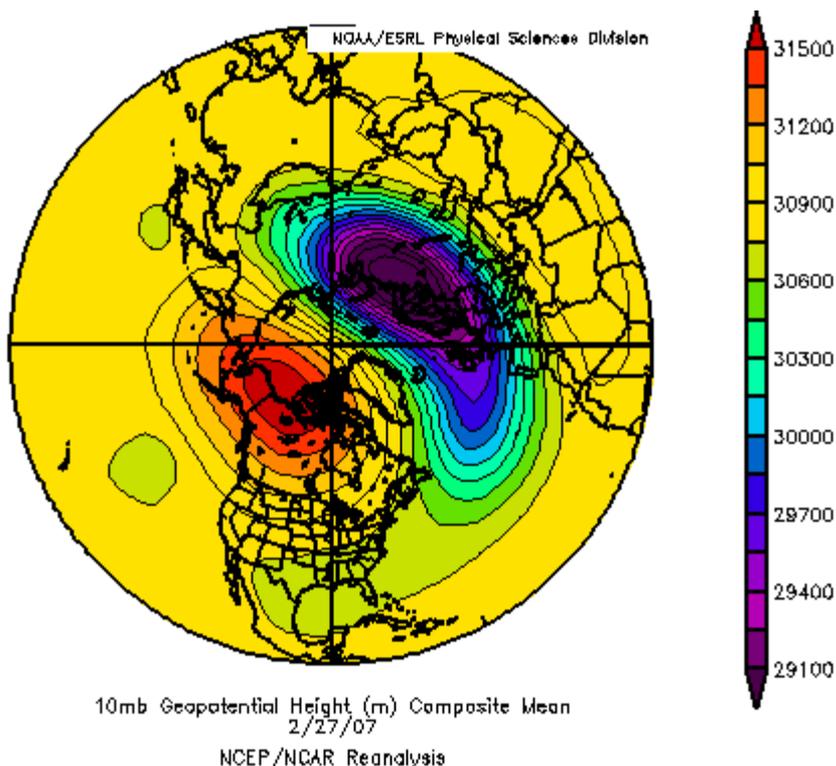


Figura 36 – Plot delle altezze geopotenziali alla quota di 10 hPa il giorno 27/02/2007.

La stagione nel complesso, poi, è risultata molto differente con un episodio di ESEs opposto a quello del 2005/06, il quale ha determinato l'insorgenza di uno stratcooling in Novembre con durata trimestrale, nonostante lo sviluppo di alcuni Upper Warmings, che però non hanno trovato propagazione verso le quote medio-basse. Un cambio di rotta deciso si è osservato verso la fine di Febbraio, con il cambio di segno del NAM coinciso con l'episodio di MW sopra descritto. Episodio che tuttavia è risultato di modesta entità, sia in relazione al mancato split del VPS, che per quanto riguarda il modesto scostamento delle temperature.

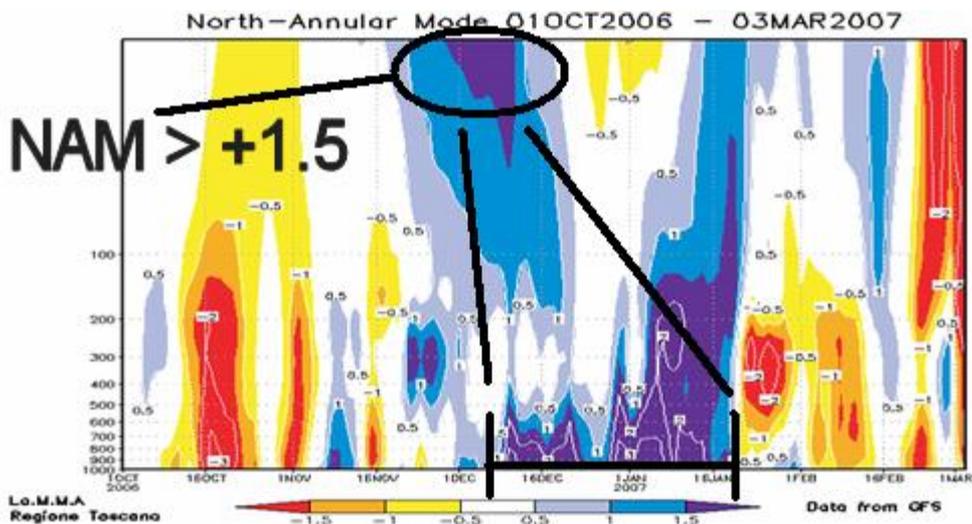


Figura 37 - Evoluzione del NAM durante l'inverno 2006/07.

Concludendo, è nostra premura rimarcare come le esemplificazioni qui presentate non debbano insinuare l'idea errata che il responso troposferico sia lo stesso per tutti gli episodi di Stratwarming. Come simulato da Kushner, Reichler e Polvani nel loro esperimento legato al TST, la risposta dell'atmosfera ad una stessa perturbazione iniziale è molto differente da caso a caso, rendendo ogni evento unico. A ciò si aggiunge la peculiare "trama" teleconnettiva caratterizzante ogni singolo anno, per cui determinati schemi configurativi risultano favoriti rispetto ad altri, anche, e soprattutto, a livello troposferico.

FONTI BIBLIOGRAFICHE:

"The Coupled Stratosphere-Troposphere Response to Impulsive Forcing from the Troposphere" - Paul J. Kushner, Thomas J. Reichler, Lorenzo M. Polvani - *Department of Physics, University of Toronto*.

"The Stratosphere in the Climate System" - Dennis L. Hartmann, Varavut Limpasuvan - *University of Washington, Seattle WA, USA*.

"Influence of ENSO on the stratosphere-troposphere coupling during stratospheric sudden warming events" - H. Shioyama, H. Mukougawa - *Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Kyoto, Japan*.

"Upwelling Wave Activity as Precursor to Extreme Stratospheric Events and Subsequent Anomalous Surface Weather regimes" - Darryn W. Waugh, Lorenzo M. Polvani - *Department of Earth and Planetary Sciences Johns Hopkins University*.

"Stratospheric Influence on Surface Winter Climate and prospects for Seasonal Forecasting" - Adam Scaife, Jeff Knight, Sarah Ineson and Andrew Marshall - *Hadley Centre, Met Office, Exeter, UK*.

"On the Solar Cycle-QBO-Relationship: A Summary" - Karin Labitzke - *Meteorologisches Institut, Freie Universität Berlin*.

"Meteorologie der mittleren Atmosphäre" - Priv. Doz. Dr. Ulrike Langematz - *Meteorologisches Institut, Freie Universität Berlin*.

"The NAO Troposphere-Stratosphere Connection", Maarten H.P. Ambaum and Brian J. Hoskins - *Department of Meteorology, University of Reading, Reading, Berkshire, United Kingdom*.

"The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation to the global circulation at 50 mb" - J.R. Holton and H. C. Tan, 1980 - *Department of Atmospheric Sciences, University of Washington, Seattle*.

"Stratospheric Connection to Northern Hemisphere Wintertime Weather: Implications for Predictions" - David W.J. Thompson, Mark P. Baldwin, John M. Wallace - *Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Ft. Collins, CO, USA*.

"Solar cycle modulation of the North Atlantic Oscillation: Implications in the spatial structure of the NAO" - Kuniyiko Kodera, 2002, *Meteorological Research Institute, Tsukuba, Japan*.

"Transfer of the solar signal from the stratosphere to the troposphere: Northern winter" - K. Matthes, Y. Kuroda, K. Kodera, U. Langematz - *Meteorological Research Institute, Tsukuba, Japan*.

"NAO, AO and Coupled S-T mode", Kuniyiko Kodera - *Meteorological Research Institute, Tsukuba, Japan*.