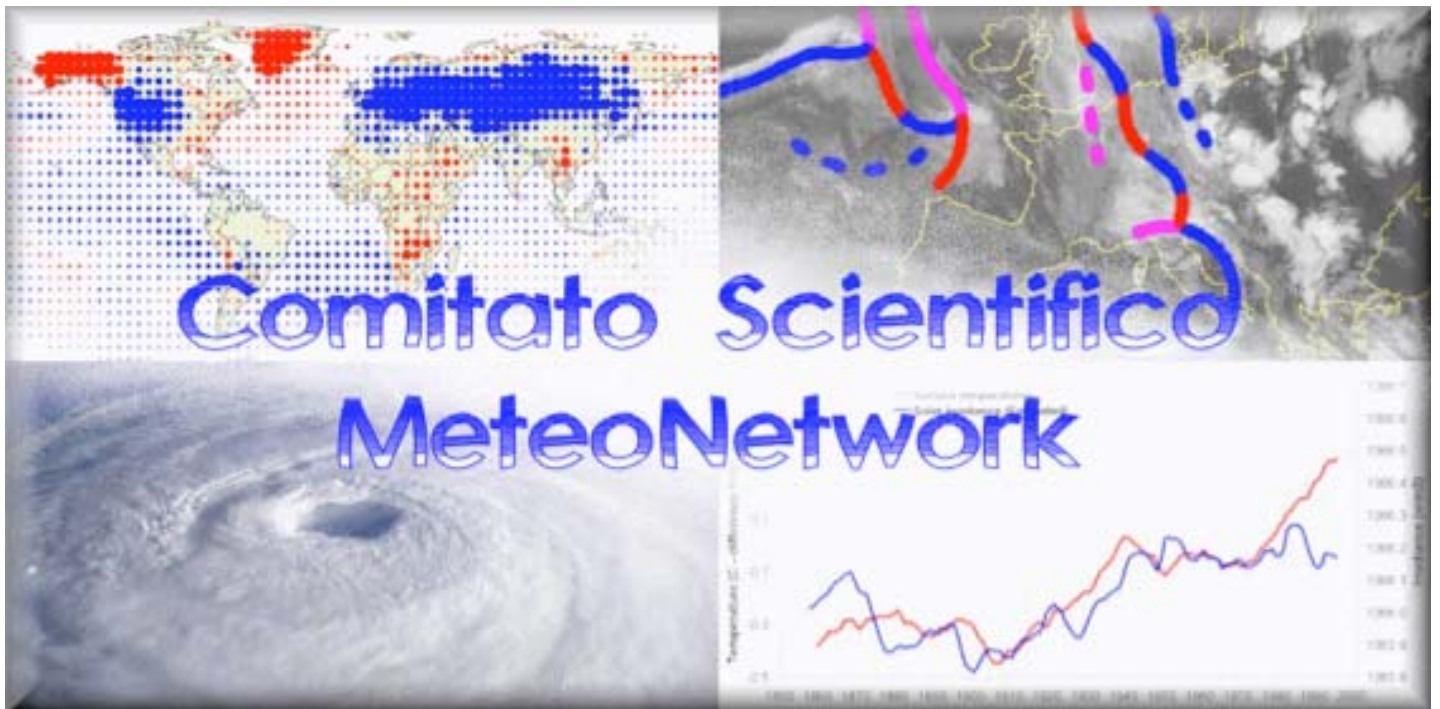


Quasi-Biennial Oscillation, Ciclo di Schwabe e Galactic Cosmic Rays: impatto sul clima

di **Claudio Stefanini**

Pubblicazione a cura del Comitato Scientifico MeteoNetwork.

Il Comitato intende sviluppare e diffondere la conoscenza delle scienze meteorologiche, climatologiche, ambientali, idrologiche e vulcanologiche nelle loro molteplici espressioni sul territorio, con particolare riguardo alle realtà microclimatologiche, topoclimatologiche e climatologiche su scala locale, regionale, nazionale e globale, unite alle nuove realtà emergenti su Internet.



Il Comitato è parte integrante dell'Associazione MeteoNetwork.

www.meteonetwork.it

meteonetwork

Introduzione

La Quasi-Biennial Oscillation (QBO) domina la variabilità della bassa stratosfera equatoriale e può essere brevemente descritta come la propagazione verso il basso di regimi di venti occidentali e orientali, con un periodo medio variabile che in media è lungo 28 mesi. Sebbene sia un fenomeno tropicale, la QBO influenza il flusso stratosferico da un polo all'altro modulando gli effetti delle onde extratropicali, incidendo sulla quantità di ozono presente alle alte latitudini e sulla forza del vortice polare stratosferico (VPS). Lo studio della QBO non può essere separato dallo studio dei moti delle onde atmosferiche (waves) che la guidano, da essa modulate e che verranno sommariamente presentate all'inizio del primo capitolo. Anche la possibile influenza del ciclo solare di Schwabe non può prescindere dal considerare la fase della QBO, a seconda della quale cambia l'interazione tra stratosfera e segnale solare. Ma secondo alcuni studi l'attività solare potrebbe influenzare il clima anche in un altro modo: attraverso la modulazione dei raggi cosmici che sono in grado di modificare la nuvolosità delle basse latitudini (e quindi le SST) con tutti gli effetti che ne derivano.

1.1 Onde atmosferiche

Il fenomeno atmosferico più importante per trasferire momento (o quantità di moto) nell'atmosfera sono le onde. Esse permettono a ciò che si muove in una certa regione di influenzare ciò che si muove in un'altra, permettendo al momento in eccesso in un'area di essere trasferito in un'altra, ad esempio dalla troposfera alla stratosfera, o dai tropici agli extratropici. L'atmosfera mostra molti moti che possono essere ricondotti a onde, con una gran varietà di scale spaziali e temporali, dalle lente onde planetarie alle più veloci onde di gravità, e ognuno di questi moti gioca un ruolo importante nel comportamento della stratosfera. Le onde sono responsabili dell'asimmetria del vortice polare, degli stratwarming, della QBO e del controllo della circolazione meridionale media delle fasce temperate. I moti delle onde possono essere classificati in base al loro meccanismo di ripristino: come un corpo appeso ad una molla, se allontanato dalla sua posizione di equilibrio, tende a oscillare sotto l'impulso del suo meccanismo di ripristino (la tensione della molla), una particella d'aria tenderà ad oscillare attorno alla sua posizione di equilibrio se spostata da quel punto. La condizione di equilibrio spesso coinvolge la temperatura potenziale e la vorticità della particella d'aria. Una combinazione di queste grandezze produce una quantità chiamata vorticità potenziale (ovvero il rapporto tra vorticità assoluta e stabilità dell'aria). Il meccanismo di ripristino delle onde può coinvolgere anche la densità e la gravità.

→ Gravity waves: le onde il cui meccanismo di ripristino è la galleggiabilità sono chiamate onde di gravità. Si consideri una regione atmosferica in cui la temperatura potenziale cresce con l'altitudine (ad es. la stratosfera); se una particella d'aria viene improvvisamente portata a un'altitudine più bassa, si troverà ad essere ad una temperatura maggiore dell'aria circostante e quindi comincerà a salire. Come la massa appesa alla molla, quando sale acquista momento, oltrepassa la sua posizione di equilibrio, e si troverà ad essere circondata da aria più calda e quindi comincerà a scendere di nuovo verso l'equilibrio. Ma ancora, avendo troppo momento, finirà al di sotto del livello di equilibrio in una regione in cui è ancora più calda dell'aria circostante. Questa oscillazione (di ridotta scala orizzontale) attorno ad un punto di equilibrio avviene con una frequenza (in genere alta) ben precisa, che dipende dalla stabilità è che in media vale circa 7 minuti. Il meccanismo di ripristino lungo la verticale è la stratificazione stabile dell'onda media; tale stratificazione è associata al bilancio idrostatico e quindi il termine "gravità" viene usato perché il bilancio idrostatico implica la gravità.

→ Rossby waves: sono onde il cui meccanismo di ripristino è il gradiente nord-sud della vorticità potenziale. Assumiamo che ci sia una particella d'aria in movimento verso sud: la componente planetaria della vorticità potenziale (rappresentata dal parametro di Coriolis) diminuirà. Siccome la vorticità potenziale totale rimane pressoché costante, la vorticità locale (positiva) dell'aria deve aumentare; questo fa sì che la massa d'aria assuma una rotazione antioraria. Ma nel momento in cui la massa d'aria comincia a tornare verso nord, la componente planetaria della vorticità potenziale aumenta, causando una diminuzione della vorticità locale. La massa d'aria si muove nuovamente verso sud: il risultato è un movimento ad onda della particella d'aria (vista dall'alto). Le caratteristiche topografiche a larga scala nel NH creano onde di Rossby soprattutto tra i 30 e i 60 gradi N, mentre nel SH la scarsità di topografia significativa porta a un maggior flusso zonale. A livello oceanico una Rossby wave si forma in occasione del flusso geostrofico (antiorario) che si origina in una bassa pressione: in direzione del polo (equatore) a causa della decelerazione (accelerazione) del flusso si avrà un accumulo (sottrazione) di acqua con conseguente aumento (calo) del livello del mare. Si originerà quindi un movimento di riempimento verso il livello più basso e il moto ondoso (la Rossby wave) sarà diretto verso ovest. Quando la Rossby wave raggiunge un margine continentale si trasforma in una Kelvin wave costiera (vedi fine capitolo).

→ Inertia-gravity waves e mixed Rossby-gravity waves: le prime sono gravity waves con periodi sufficientemente lunghi tali da percepire la rotazione terrestre; in questo caso la forza di ripristino diventa una combinazione della rotazione del galleggiamento. Aria o acqua che soggiace a oscillazioni di galleggiamento sperimenterà anche la deflessione di Coriolis. Per esempio, le onde zonali che oscillano verticalmente sentono una forza di Coriolis che fornisce una componente meridionale della velocità. Le seconde sono onde hanno caratteristiche sia delle Rossby waves che delle inertia-gravity.

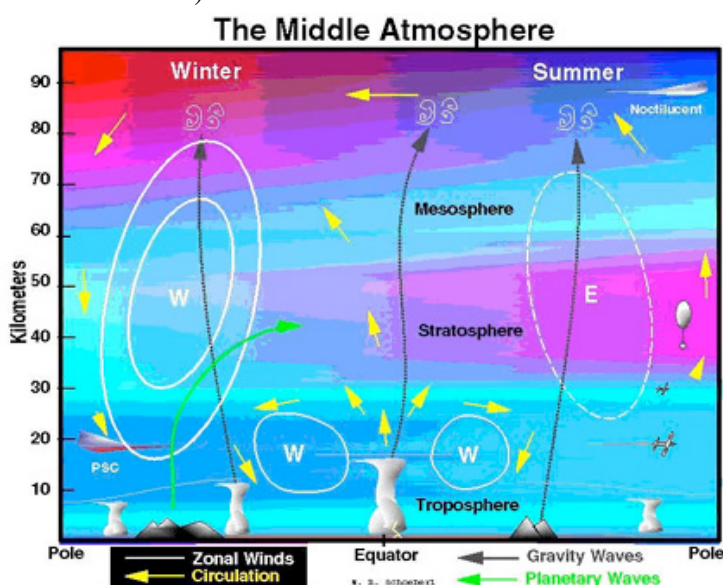
→ **Planetary waves:** le onde di Rossby con lunghezze d'onda molto grandi (oltre 10000 km), vengono chiamate onde planetarie. Le *forced stationary planetary waves* sono onde generate dalla topografia a larga scala della superficie, come le Montagne Rocciose e l'Himalaya (forzanti orografiche), quando il jet stream scende occasionalmente di quota, o dai confini tra terraferma e mare.

Queste onde planetarie non si propagano, ma sono stazionarie a causa del fatto che i forcing topografici avvengono sempre negli stessi luoghi; spesso però le onde planetarie si propagano verso l'alto nella stratosfera. Charney e Drazin (1961) svilupparono un'importante teoria sulla propagazione verticale di queste onde. Essi scoprirono che tale propagazione verso l'alto può aver luogo solo in caso di venti zionali occidentali deboli o moderati; inoltre la velocità critica del vento oltre la quale la propagazione non può avvenire dipende dalla lunghezza d'onda, di modo che solo le onde più lunghe possono propagarsi nella stratosfera.

Un altro tipo di onde planetarie sono quelle che si propagano con un periodo di pochi giorni (*free traveling planetary waves*): queste non sono principalmente causate dal forcing topografico dal basso, ma sono libere di spostarsi.

→ **Kelvin waves e Rossby gravity waves:** nell'atmosfera tropicale entra in gioco una vasta gamma di movimenti delle onde. Le inertia-gravity waves in moto verso est e verso ovest hanno alte frequenze; a loro complementari, ci sono le Rossby waves equatoriali a bassa frequenza in movimento verso ovest. A colmare la lacuna tra queste due onde ci sono le mixed Rossby-gravity waves, che si propagano verso est ad alte frequenze come le inertia-gravity waves e verso ovest a basse frequenze come le Rossby waves; il cambio di segno del parametro di Coriolis all'equatore gioca un ruolo importante per queste onde. L'ultimo tipo di onda tropicale è la Kelvin wave, la cui esistenza è dovuta alla presenza di una costa: infatti la massima ampiezza dell'onda si ha a contatto con il margine continentale lungo il quale la wave avanza: nel NH (SH) la cresta della Kelvin wave procede con la costa alla propria destra (sinistra). Infatti, il bilancio delle forze in direzione perpendicolare alla costa soddisfa il bilancio geostrofico (ovvero la forza di Coriolis bilancia il gradiente della pressione idrostatica). Ma le Kelvin wave possono presentarsi anche come oscillazioni degli strati interni oceanici (la cui velocità è molto minore, alcuni m/s) e queste svolgono un ruolo importante nella dinamica del ciclo ENSO: nel Pacifico l'equatore si comporta in modo analogo a una linea di costa, consentendo alle Kelvin wave di scorrere lungo di esso verso est lungo la regione di maggior gradiente termico (e quindi anche di pressione e densità) chiamata termocline. Il riscaldamento e raffreddamento delle acque del Pacifico orientale (ENSO) avviene nel momento in cui queste Kelvin wave si propagano lungo il termocline, aumentandone o diminuendone la profondità. Quando un'onda di Kelvin arriva sul confine oceanico (il sud America), si riflette in due direzioni: una Kelvin wave si propaga a nord e sud lungo la costa mentre una Rossby wave si rimbalza indietro lungo l'equatore nel Pacifico. A livello atmosferico le Kelvin wave e le Rossby-gravity wave sono coinvolte nel fenomeno della QBO: le onde equatoriali dopo essere formate nella troposfera tropicale, presumibilmente dalla convezione (cumulonembi), si propagano verticalmente nella media atmosfera dove possono forzare cambiamenti nel flusso zonale.

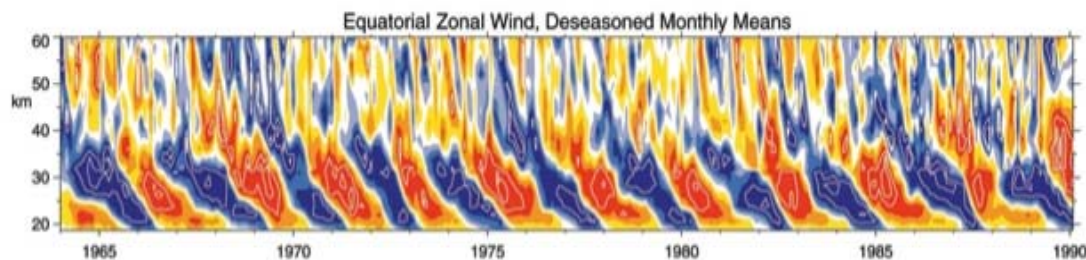
Fig. 1; a destra, circolazione nella media atmosfera.



1.2 Un po' di storia

Le prime osservazioni dei venti stratosferici equatoriali sono state compiute in occasione dell'eruzione del Karakatoa (1883), quando le polveri disperse nell'alta atmosfera girarono l'intero pianeta da est a ovest in due settimane. Nel 1908 furono lanciati dei palloni sonda dall'Africa tropicale e si scoprì che i venti soffiavano da ovest a est all'altezza di circa 15 km, vicino la tropopausa. Fino agli anni '50 non furono fatte che delle sporadiche osservazioni, finché nel 1954 Palmer, utilizzando i dati di radiosondaggi ottenuti inizialmente per studiare il fallout dei test nucleari nelle Isole Marshall, scoprì che esiste un'alternanza abbastanza regolare tra i venti orientali e occidentali nella stratosfera; in realtà i dati erano largamente insufficienti per dimostrare una qualsiasi periodicità. La vera e propria scoperta della QBO va attribuita agli studi indipendenti di R. J. Reed e R. A. Ebdon. Reed descrisse la circolazione stratosferica come l'alternanza di regimi di venti orientali e occidentali oltre i 30 km che si propagano verso il basso alla velocità di 1 km al mese con una ciclicità di 26 mesi, circa la stessa trovata da Ebdon analizzando i dati tra il 1954 e il 1959 dei radiosondaggi a Canton Island (2.8N). Il termine QBO (Quasi-Biennial Oscillation) fu coniato nel 1964 da Angell e Korshover.

1.3 Caratteristiche della QBO



La Quasi-Biennial Oscillation è un fenomeno molto regolare che avviene nella stratosfera tropicale che interessa i piani isobarici tra 100 hPa e 10 hPa. Quello che avviene è un'oscillazione, il cui periodo varia tra 20 mesi (1959-1961) e 36 mesi (1984-1987) (in media 28.2 mesi nel periodo 1953-1995), della direzione dei venti zonali come è possibile vedere dal grafico di fig. 2: in rosso viene rappresentato il regime delle westerlies (venti occidentali), in blu delle easterlies (venti orientali). L'inversione si propaga dai piani isobarici più alti a quelli più bassi alla velocità di circa 1 km al mese, anche se le westerlies si propagano più velocemente e regolarmente delle easterlies. Statisticamente la fase orientale è più breve di quella occidentale, ma è più intensa. Normalmente per valutare il segno e l'intensità della QBO si prendono in considerazione come quote di riferimento i livelli isobarici di 30 e 50 hPa.

Fig. 2; in alto: andamento medio mensile della componente zonale della circolazione stratosferica equatoriale (in rosso le westerlies, in blu le easterlies). After Gray et al. 2001. Fig. 3; in basso a sinistra: numero di transizioni mensili tra QBO- e QBO+ e viceversa.

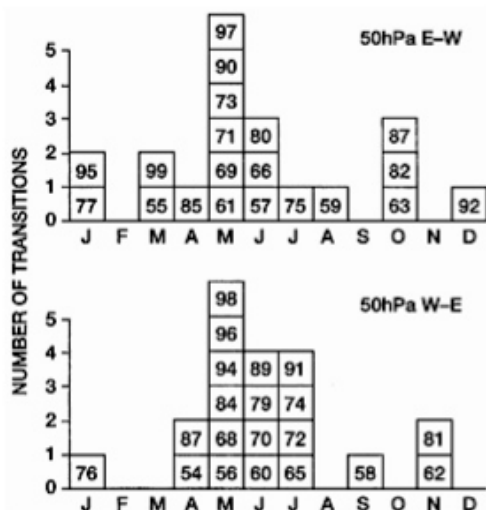


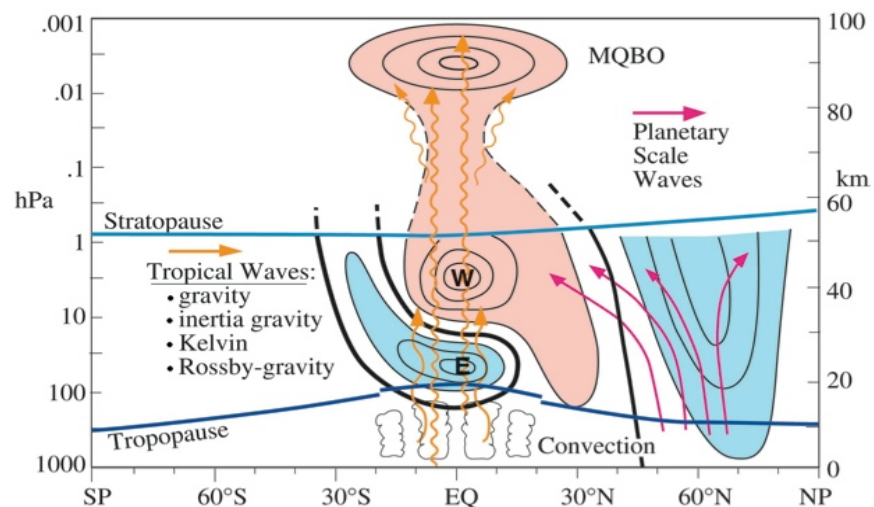
Fig. 4; a destra, struttura della QBO durante l'inverno boreale.

gamma di onde (freccie arancioni della fig. 4): gravity waves, inertia-gravity waves, Kelvin waves e Rossby-gravity waves. Queste onde, con la loro varietà di lunghezze d'onda verticali, orizzontali e di velocità, si propagano nella stratosfera (come le onde del mare che si dirigono verso la costa) trasportando momento zonale orientale e occidentale. Gran parte di questo momento zonale viene depositato ai livelli stratosferici (come le onde marine che si infrangono sulla spiaggia), guidando così le anomalie del vento zonale della QBO. Per ogni onda il profilo verticale del vento zonale determina il livello critico al quale, o al di sotto del quale, il momento viene depositato. I livelli critici per queste onde dipendono, in parte, dalle zone di shear (rapide variazioni di velocità e/o direzione dei venti) della QBO. Alcune gravity waves si propagano attraverso l'intera stratosfera e producono una QBO vicino alla mesopausa, la MQBO (Mesospheric QBO). Per analogia si pensi al già citato esempio delle onde del mare che si avvicinano alla linea costiera: finché le onde sono al largo, si muovono relativamente libere senza una sensibile diminuzione di forza; quando si avvicinano alla spiaggia, l'altezza delle onde aumenta a causa della diminuzione della profondità dell'acqua; nell'infrangersi sulla costa, le onde depositano il loro momento su di essa, mentre una parte viene riflessa indietro.

Sebbene la QBO non abbia un periodo di due anni esatti, c'è una certa tendenza a una preferenza stagionale della transizione del pattern (Dunkerton 1990); infatti l'avvio del regime orientale o occidentale avvengono principalmente durante la tarda primavera boreale al livello di 50 hPa.

1.4 Dinamica della QBO

L'attività convettiva nella troposfera tropicale, dalla scala dei complessi convettivi a mesoscala ai fenomeni a scala planetaria, produce una vasta



Gli effetti del trasferimento del momento sulla linea costiera dalle onde marine sono difficili da individuare nel breve termine, mentre gli effetti della deposizione del momento dalle onde atmosferiche tropicali si manifestano come QBO. Questo momento, legato alla dimensione e velocità di propagazione delle onde, può essere orientale od occidentale; il momento orientale causa l'accelerazione dei venti, mentre il momento occidentale ne causa il rallentamento. Questa alternanza tra accelerazione e decelerazione dei venti è legata al regime di venti orientali e occidentali nella stratosfera.

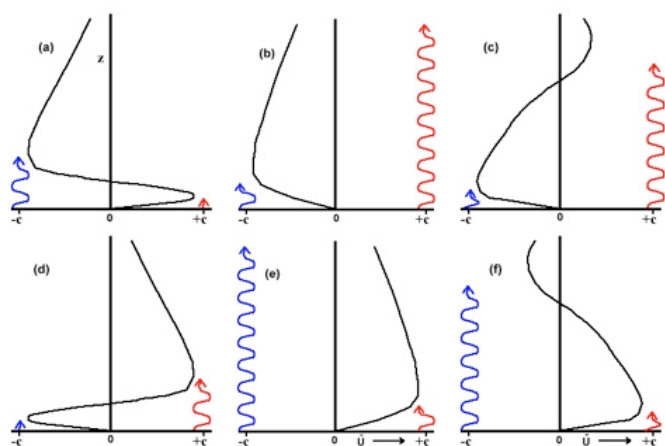


Fig. 5; a sinistra, schema semplificato della dinamica della QBO.

La prima spiegazione valida del meccanismo che sta alla base della QBO è stata proposta da Plumb (1984): si tratta di una rappresentazione dell'interazione delle waves equatoriali in propagazione verso l'alto attraverso il flusso medio (che è in funzione dell'altezza). Le onde equatoriali si propagano verso l'alto finché non raggiungono un livello critico in cui vengono smorzate e in cui depositano il loro momento. Le Kelvin waves (vedi fig. 5, in rosso) trasportano momento occidentale mentre le Rossby gravity waves (in blu) trasportano momento orientale. In (a) entrambe le onde vengono smorzate a basse altitudini; dove le Kelvin waves depositano il loro momento occidentale, in prossimità del livello critico, il vento zonale medio si intensifica e si sposta verso il basso. Lo stesso accade per le Rossby gravity waves ma ad altitudini maggiori. In seguito (b), il vento zonale occidentale si sposta abbastanza in basso da dissiparsi e la Kelvin wave, non più bloccata, può così propagarsi liberamente fino a 10 hPa, dove viene assorbita. Ora (c) sono le Rossby gravity waves ad essere assorbite ad altitudini molto basse e la fase occidentale si sta propagando verso il basso a causa dell'assorbimento delle Kelvin waves. In (d) le Rossby gravity waves vengono ancora assorbite ad una altitudine molto bassa, mentre le Kelvin waves sono assorbite solo leggermente più in alto. In (e) sono ora le Rossby gravity waves che si propagano nella stratosfera mentre le Kelvin waves sono assorbite ad una altitudine sempre minore. Infine (f), abbiamo ancora l'assorbimento di entrambe le onde, ma stavolta con le Kelvin waves ad una altezza minore. In seguito il ciclo ricomincia da (a).

Questa rappresentazione riesce a spiegare il meccanismo essenziale che porta alla QBO, ma non può spiegare perché la QBO sia un fenomeno equatoriale; un modo per farlo potrebbe consistere nel considerare che la QBO è guidata da onde confinate della zona equatoriale (da 15S a 15N), ma è comunque possibile che la QBO sia guidata anche da altre onde e che quindi sia confinata all'equatore per un'altra ragione.

2.1 Meccanismo di influenza della QBO sulla stratosfera extratropicale

Qualsiasi connessione tra la QBO e l'atmosfera extratropicale deve essere vista nel contesto della ciclicità e variabilità stagionali della stratosfera extratropicale. La circolazione zonale nella stratosfera extratropicale soggiace ad una ciclicità stagionale, per cui si ha un'inversione della direzione dei venti dall'inverno all'estate, ovvero dalla transizione dal vortice polare (VP) invernale alle easterlies estive. In entrambi gli emisferi, ma soprattutto nel NH, questo ciclo stagionale viene modificato dagli effetti delle planetary waves a causa del forcing provocato dal contrasto terra-oceani e dalla topografia di superficie; come già spiegato, queste onde si propagano verticalmente e meridionalmente in inverno nella stratosfera, ma risultano evanescenti nel flusso medio orientale estivo. L'inverno stratosferico nel NH, in virtù delle sue caratteristiche topografiche, vede un maggior disturbo del VP ad opera delle planetary waves che possono rapidamente distruggerlo (soprattutto intorno a metà inverno) e sostituire il normale flusso occidentale con una circolazione orientale causando un anomalo riscaldamento della stratosfera polare (Sudden Stratospheric Warming, SSW). Non tutti gli anni tuttavia avvengono degli SSW, così che la variabilità interannuale della forza del VP è molto alta. Sembra che questa variabilità indotta dal propagarsi o meno di planetary waves permetta alla QBO di influenzare la stratosfera polare modulando l'EP-flux (flusso di Eliassen-Palm), ovvero il comportamento delle onde stesse. In realtà esistono anche altri segnali, oltre al forcing troposferico, che guidano la variabilità della stratosfera extratropicale: i cicli del sole, le eruzioni vulcaniche, le SSTA.

Discutiamo ora il meccanismo che prende in considerazione le stationary planetary waves. Queste onde (in genere wave-1 e wave-2) si propagano dalla troposfera alla stratosfera extratropicale attraverso la wave-guide (guida d'onda) dei venti zionali occidentali. Durante la fase orientale della QBO (QBO-), l'isotachia nulla del vento (il limite critico per le onde con una velocità di fase nulla) si sposta nei subtropici dell'emisfero in cui è inverno e restringe la larghezza della planetary wave-guide nella bassa stratosfera extratropicale, mentre la QBO+ tende ad allargare la wave guide. Una wave guide più stretta porta le planetary waves a convergere verso le regioni polari e conseguentemente provoca maggiori ampiezze d'onda presso queste zone. Quando tali onde con maggiori ampiezze vanno incontro a breaking (si dissipano), il risultante attrito addizionale dell'onda rallenta il polar night jet e riscalda la stratosfera polare, portando eventualmente a un evento di SSW.

2.2 QBO+ e QBO-

Holton e Tan (1980, 1982) hanno evidenziato come esista una forte connessione tra la fase della QBO e l'altezza geopotenziale della media stratosfera durante gli inverni boreali: cioè a 50 hPa il GPT alle alte latitudini è sensibilmente più basso (VPS più forte e profondo) durante la QBO+.

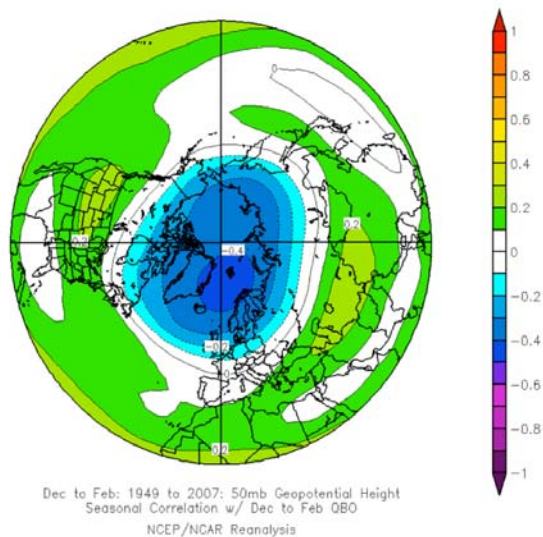
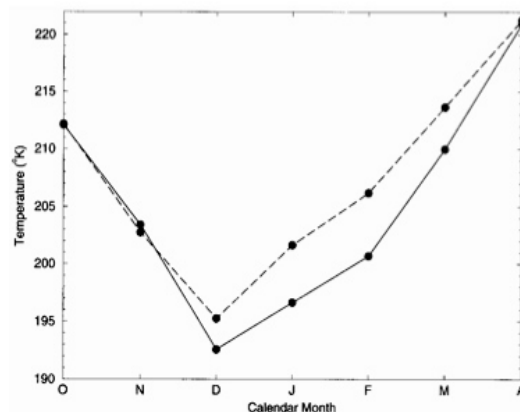


Fig. 6; a sinistra, correlazione tra il GPT a 50 hPa e la QBO nel periodo DJF 1948-2007. Fonte NOAA. Fig. 7; a destra, temperature medie a 28 hPa sul polo nord da ottobre ad aprile durante QBO+ (linea continua) e QBO- (linea tratteggiata). From Hamilton 1998.



In effetti ulteriori studi (Thompson and Fallace 1998, 2000)

hanno confermato come la QBO invernale abbia la capacità di influenzare il NAM (Northern Annular Mode), in particolare Baldwin e Dunkerton hanno mostrato come questa influenza sia più marcata all'inizio dell'inverno per poi calare in gennaio e febbraio.

Il NAM è strettamente legato agli SSW in quanto entrambi sono legati alla forza del VPS; quando quest'ultima varia tende a cambiare il segno sia del NAM stratosferico sia di quello calcolato sulla superficie (1000 hPa, detto anche, in questo caso, AO -Arctic Oscillation) in quanto, come dimostrato da Baldwin e Dunkerton, le variazioni dell'intensità del VPS tendono a propagarsi verso il basso in un tempo molto variabile, ma che in media è di circa 3 settimane. Gli eventi di SSW sono definiti come l'inversione dei venti zionali a 10 hPa, 60N da occidentali a orientali e temperatura media sulla verticale del polo nord maggiori di quella media zonale a 10 hPa, 60N.

L'effetto Holton-Tan implica che i SSW dovrebbero essere più frequenti durante la QBO-. In realtà, la questione non è così semplice, in quanto la stessa definizione di QBO+ o QBO- e di SSW è arbitraria: ad esempio considerando il livello di 40 hPa per definire il segno della QBO, nel periodo 1958-1999 si contano 6 SSW durante QBO+ e 10 SSW durante QBO-, mentre utilizzando come riferimento 45 hPa e una definizione leggermente diversa di SSW (Labitzke 2000), si contano 10 SSW durante QBO+ e 11 SSW durante QBO-. La cosa migliore è utilizzare dei plot grafici (vedi sotto), che possono fornire meglio una misura quantitativa dell'effetto Holton-Tan.

Il vortice polare del SH è molto più forte di quello boreale, così durante l'inverno australe le planetary waves non disturbano il vortice polare antartico nella media e bassa stratosfera: non è quindi sorprendente che la QBO influenzi molto meno la forza del VPS australe rispetto a quello boreale.

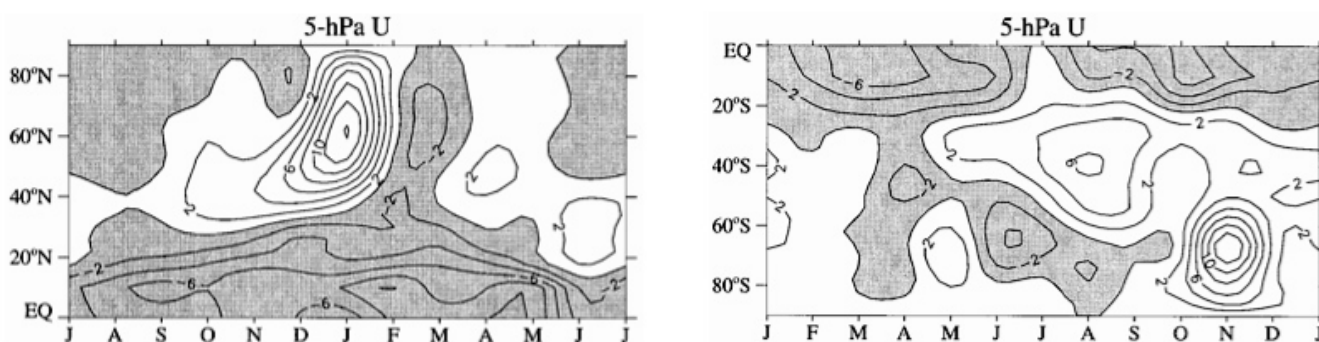


Fig. 8; in alto, differenza mensile del vento zonale medio tra la media degli anni con QBO+ e QBO- nel periodo 1964-1996 nel NH (a sinistra) e nel SH (a destra). From Baldwin and Dunkerton 1998.

Le immagini sopra riportate mostrano lo sviluppo stagionale della differenza dei venti zionali a 5 hPa tra le due fasi della QBO; il segnale extratropicale inizia in autunno nel NH alle medie latitudini e raggiunge un massimo alle alte latitudini a gennaio, mentre il tardo inverno mostra una differenza di segno opposto ma più piccola in valore assoluto (a nord di 40N) indicando così che, come già anticipato prima, la QBO modula la forza del VPS nel NH fino a metà inverno al massimo, ma ha uno scarso effetto sulla tempistica dei final warming. Nel SH, a differenza

del NH, la modulazione della QBO durante l'inverno e la prima parte della primavera avviene chiaramente solo alle medie latitudini, mentre l'influenza maggiore della QBO è osservabile a novembre, in occasione dei final warming australi.

Per il NH Labitzke (1987) e van Loon hanno scoperto una forte correlazione con il ciclo undecennale del sole (ciclo di Schwabe) soprattutto durante gennaio e febbraio, suggerendo quindi una possibile influenza del sole sul segnale della QBO durante il tardo inverno.

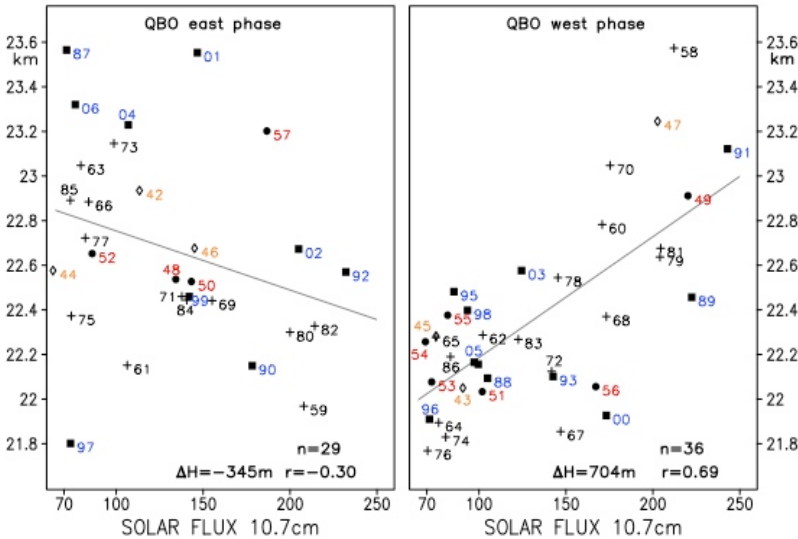


Fig. 9; a sinistra, GPT medio a 30 hPa in febbraio sul polo nord versus 10.7-cm solar radio flux. After van Loon and Labitzke 1994, updated.

I due grafici riportati in fig. 9 mostrano chiaramente questa correlazione con il 10.7-cm solar radio flux, una misura per l'attività undecennale solare. Possono essere individuati 4 diversi casi sulla base della fase della QBO e dell'attività solare: negli anni di bassa attività solare il vortice polare *statisticamente* tende ad essere debole e disturbato se si ha QBO-, ma più profondo e forte in caso di QBO+; negli anni di attività solare intensa la QBO+ è associata a un vortice polare disturbato, viceversa con la QBO-. In definitiva, la QBO agisce come descritto da

Holton and Tan (1980) negli anni con basso Solar Flux, ma in modo opposto negli anni prossimi ad un massimo del ciclo solare. Ulteriori studi modellistici, seppur molto dibattuti, hanno confermato l'influenza del ciclo di Schwabe sui venti e le temperatura dell'alta stratosfera; sembra che anche la cella di Hadley risenta di questa variabilità, mostrandosi più intensa durante un massimo solare.

2.3 Effetti della QBO sulla troposfera tropicale

Dato che la QBO ha la sua massima variabilità nella zona equatoriale, è naturale ipotizzare che la sua oscillazione abbia un qualche effetto sulla troposfera tropicale. È importante tenere a mente una cosa: l'oscillazione dei venti zonali non si propaga in modo significativo al di sotto della tropopausa. Inoltre la troposfera tropicale presenta già di per se una oscillazione quasi biennale *del tutto scorrelata* con la QBO stratosferica: questa è irregolare nel tempo, asimmetrica longitudinalmente e si propaga lentamente verso est raggiungendo il massimo sull'Indonesia.

Anche se le QBO stratosferica e troposferica non presentano punti di affinità e relazioni di fase, potrebbe esistere una connessione più sottile tra questi fenomeni che fa capo all'ENSO; è stato osservato che durante una fase di El Nino viene incrementata la propagazione verso il basso delle westerlies associate alla QBO+, cosa che può essere plausibile, ma è probabile che ci sia il coinvolgimento di altri fenomeni.

La connessione più promettente tra la QBO stratosferica e la troposfera tropicale consiste nella variabilità interannuale dell'attività convettiva dell'Atlantico: gli uragani intensi che si originano nell'Atlantico tropicale sono molto più frequenti nelle stagioni in cui si ha la QBO+ che sta oltrepassando la soglia dei 50 hPa e viceversa. Non è invece del tutto chiara la connessione con i tifoni nel Pacifico, a causa delle differenti dinamiche di origine delle tempeste nei due oceani.

Non è altresì stata ancora data una spiegazione soddisfacente degli effetti della QBO sull'attività degli uragani; molti autori fanno riferimento all'effetto dell'abbassamento dello shear verticale stratosferico del vento sulla penetrazione della convezione associata alle forti tempeste (Gray et al. 1992), all'effetto della minore altitudine della stabilità stratosferica statica (Knaff 1993) e all'effetto della QBO sulla posizione dei livelli critici per le easterly waves tropicali (Shapiro 1989).

Un'altra conseguenza della QBO è stata individuata da Chao (1989): la variabilità interannuale della lunghezza del giorno (LOD) è legata alla variazione del momento angolare atmosferico, a cui partecipa in parte anche l'oscillazione della QBO stratosferica.

3.1 Il legame QBO-Ciclo di Schwabe: l'estate boreale

Il ciclo un undecennale del sole è connesso con una grande variabilità della radiazione solare nella parte ultravioletta dello spettro; considerando le lunghezze d'onda vicino a 200 nm, quelle importanti nella formazione dell'ozono, la differenza tra il massimo e il minimo del ciclo di Schwabe (da ora SSC, Sunspot Cycle) è dell'ordine del 6-8% (Lean et al. 1997). Questo è sufficiente per provocare variazioni significative nella stratosfera superiore in termini di temperatura, venti e quantità di ozono e quindi di circolazione che possono avere un effetto

di feedback indiretto sulla bassa stratosfera e sulla troposfera. Verrà mostrato ora come l'entità dei cambiamenti nelle temperature e nei GPT attribuiti al SSC sia molto varia a seconda della fase della QBO, soprattutto nei tropici e subtropici durante l'estate boreale (e in particolare luglio e agosto). Per la misura del SSC viene normalmente utilizzato il valore medio mensile del 10.7 cm Solar Flux (una unità di flusso solare è equivalente a $10^{-22} \text{ Wm}^{-2}\text{Hz}^{-1}$); la definizione di fase positiva o negativa della QBO si basa sulla media dei venti zonali a 50 e 40 hPa.

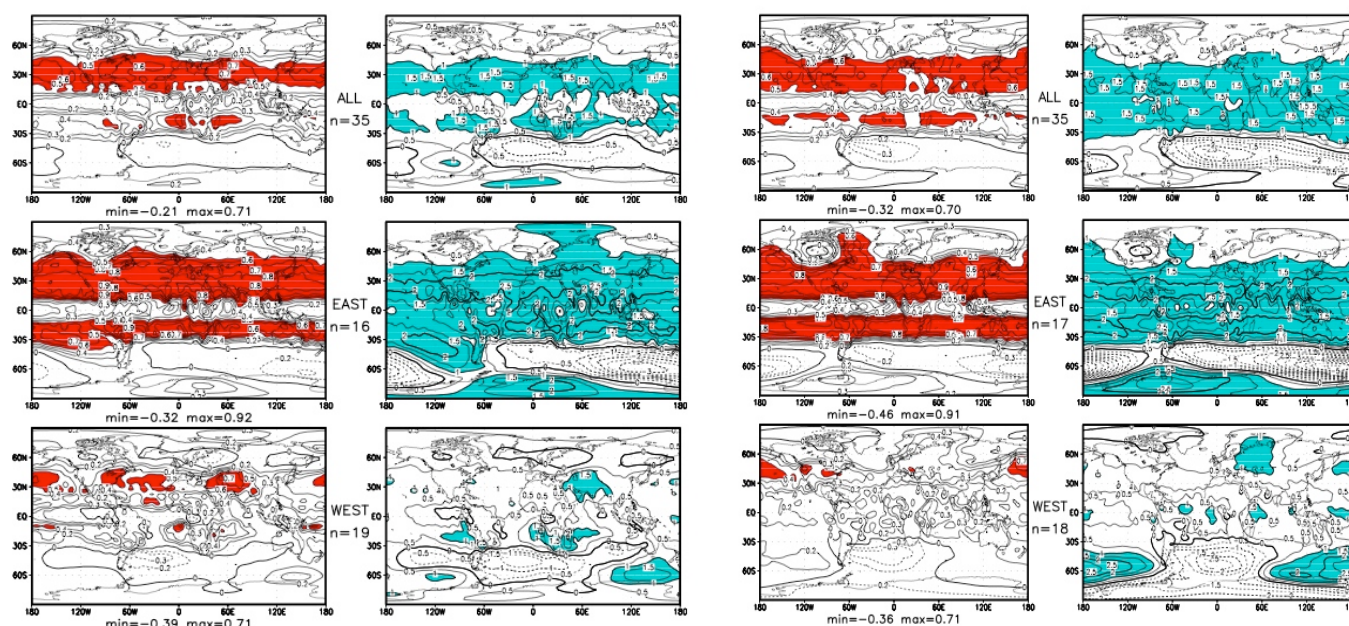


Fig 10; in alto, correlazioni tra il Solar Flux e le temperature a 30 hPa in luglio (prima colonna) e agosto (terza colonna), e differenze tra la temperatura durante il massimo e il minimo solare a luglio (seconda colonna) e agosto (quarta colonna). Sono mostrati tre diversi casi: in alto viene considerato l'intero campione di anni, in mezzo quelli con QBO- e in basso con QBO+. NCEP-NCAR re-analyses, 1968-2002.

Come mostrano le mappe (luglio e agosto), le correlazioni tra temperatura a 30 hPa e Solar Flux sono positive su gran parte del NH, deboli ai tropici e nelle regioni polari e negative alle medie latitudini australi. La forza della correlazione tuttavia è molto diversa a seconda della fase della QBO: durante la QBO+, le correlazioni sono molto più deboli rispetto alla QBO-, e superiori a 0.5 solo in piccole aree. Durante la QBO- le differenze di temperatura a 30 hPa tra massimo e minimo solare sono molto marcate e organizzate e raggiungono l'ampiezza massima di 2.5 K tra i 20N e i 40N; su molte regioni il segnale solare è 3-5 volte più forte durante la QBO- che durante QBO+.

La prossima figura mostra le correlazioni tra SF e temperature zonali medie tra 10 e 1000 hPa in luglio; su gran parte del NH le correlazioni (e le differenze di temperature) sono positive e quindi il NH a luglio è più caldo durante un massimo solare rispetto a un minimo. Ancora, il segnale solare maggiore è presente durante la QBO-; nelle aree di maggior correlazione (che tendono a coincidere con le zone di massima differenza di temperature) si può ipotizzare che sia presente un riscaldamento adiabatico dovuto all'aumento di subsidenza durante un massimo solare.

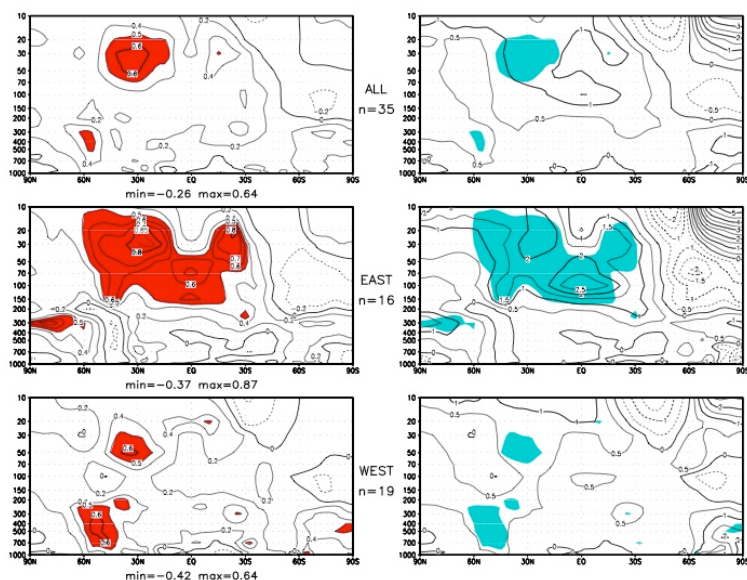


Fig. 11; a sinistra, sezione verticale delle correlazioni tra SF e temperature zonali medie a luglio (a sinistra) e differenze di temperature tra massimo e minimo solare (a destra). NCEP-NCAR re-analysis, 1968-2002.

La massima differenza tra le temperature si ha a 100 hPa sull'equatore, dove l'aumento della subsidenza stratosferica porta ad un riscaldamento ed abbassamento della tropopausa: questo suggerisce un collegamento con i sistemi di circolazione meridionali (ovvero un intensificazione della cella di

Hadley e un indebolimento della BDC durante il massimo solare).

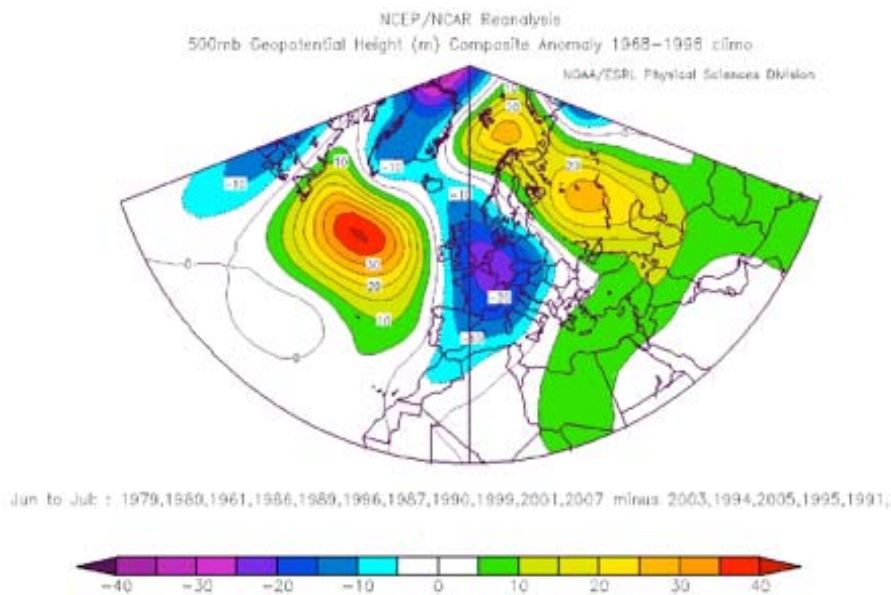
Un ulteriore confronto tra massimo e minimo solare si può fare con il GPT sempre della stessa quota (non mostrato) e gli effetti maggiori del segnale solare si osserverebbero ancora durante la QBO-.

La differenza delle altezze di GPT a 30 hPa tra massimo e minimo solare mostrano direttamente come l'ampiezza della QBO sia influenzata dal SSC: durante la QBO-, le differenze dei GPT hanno un massimo sull'equatore che implica easterlies più deboli durante il massimo solare; durante la QBO+, le differenze mostrano un minimo sull'equatore che implica westerlies più deboli durante il massimo solare. In breve, si può dire che l'ampiezza della QBO sia indebolita durante il massimo solare.

In che modo il segnale del SSC raggiunga la troposfera è soltanto in parte compreso; solo ulteriori studi e dati potranno confermare le ipotesi di un'influenza sulle precipitazioni di certe regioni tropicali.

Riguardo l'Europa, un fattore importante che influenza le caratteristiche estive è il cambio precoce o tardivo della circolazione stratosferica da westerlies a easterlies.

Fig. 12; a destra, differenza del GPT a 500 hPa tra gli anni con un cambio tardivo e quelli con un cambio precoce della circolazione atmosferica.



Infine, dalla fig. 12 si nota come a un cambio tardivo del pattern circolatorio, soprattutto nella prima parte dell'estate, segua una scarsa presenza anticiclonica sull'Europa centro-occidentale, viceversa un cambio precoce di circolazione fa sì che ci sia una maggior predisposizione a forti ondate di calore sulla stessa area (la differenza tra le temperature al suolo nei due casi è dell'ordine di 1-1.5 gradi).

3.2 Il legame QBO-Ciclo di Schwabe: l'inverno boreale

La stratosfera artica ha la sua massima variabilità durante l'inverno; inoltre, in termini quantitativi durante l'inverno artico in media e bassa stratosfera questa variabilità presenta una deviazione standard 3-4 volte maggiore rispetto al SH, a causa della maggior frequenza degli MMW (Major Midwinter Warming) nel NH (che a differenza del SH, spesso si propagano anche verso la bassa stratosfera) che conferiscono grande variabilità al sistema. Questa variabilità è tuttavia maggiore nel SH nell'alta stratosfera per la frequenza maggiore dei Minor Midwinter Warming (mMW).

Osservando il grafico seguente, si nota una chiara tendenza dei MMW a presentarsi durante QBO+ e SOL+ (SF oltre 150) e QBO- e SOL- (SF meno di 110) anche se, in quest'ultimo caso, c'è qualche eccezione (4 casi su 15, contro 1 su 11 del caso precedente, non seguono questa regola).

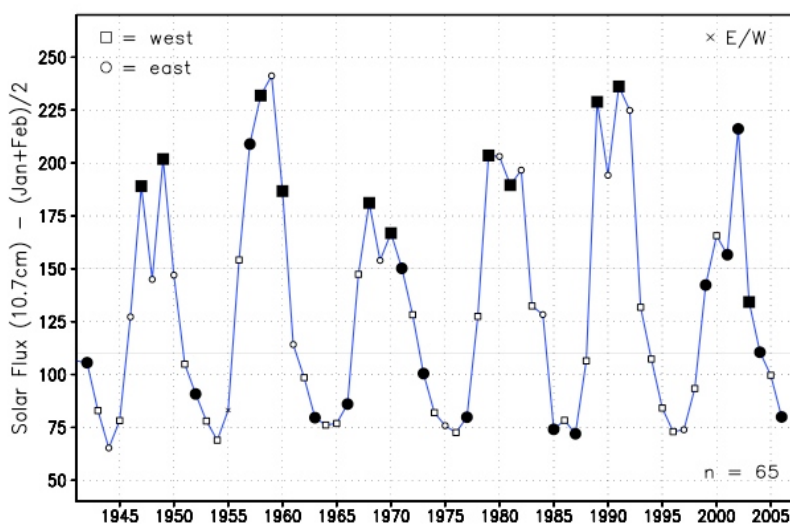


Fig. 13; a sinistra, andamento del Solar Flux (SF) dal 1942 al 2006 mediato tra i mesi di gennaio e febbraio. I quadratini indicano QBO+, i cerchi QBO-; i quadratini e i cerchi pieni indicano l'occorrenza di MMW. Labitzke and van Loon 1990, updated.

Fig. 14; a destra, correlazioni (a sinistra) tra SF e GPT a 30 hPa a febbraio nel periodo 1948-2006 e differenze del GPT (a destra) tra massimo e minimo solare. Labitzke 2002, updated.

Fig. 15; in basso, andamento della QBO e del SF dal 1948. Fonte NOAA

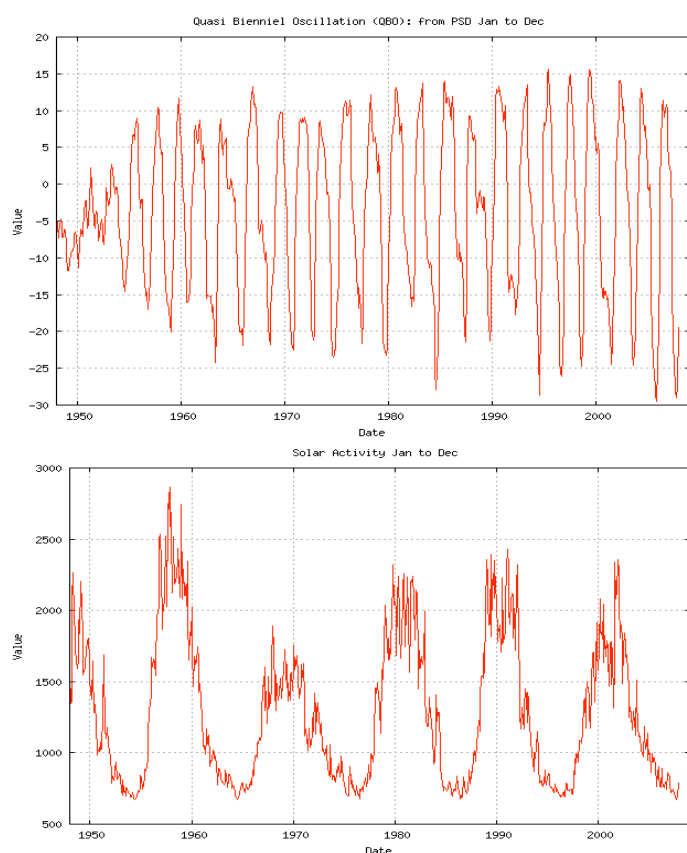
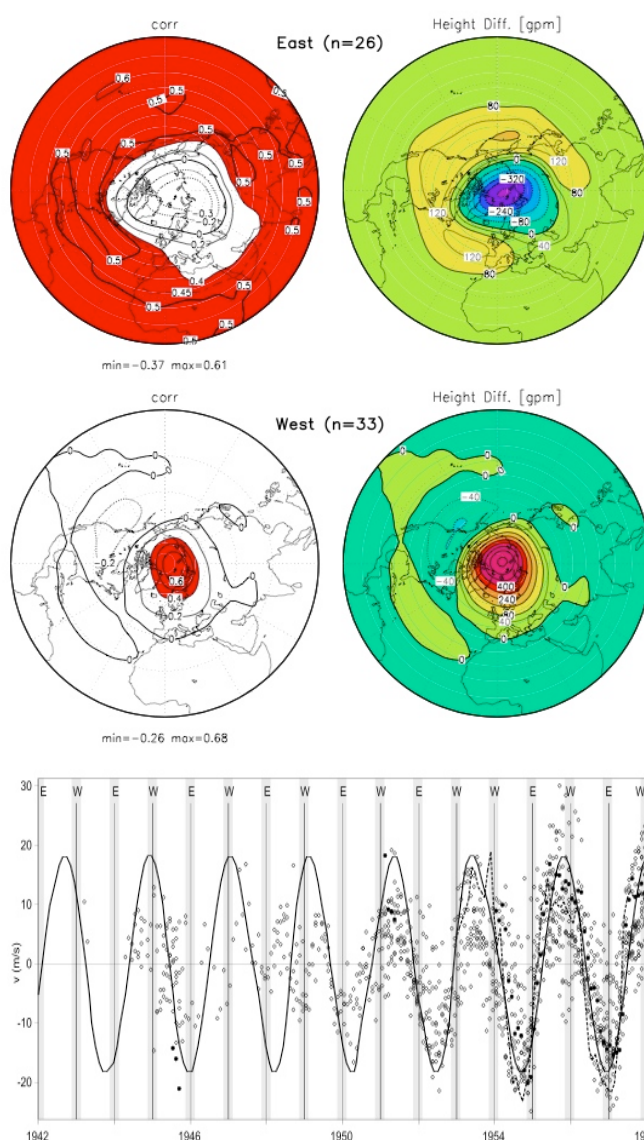


Fig. 16; ricostruzione dell'andamento della QBO fino al 1942 sulla base delle prime misurazioni stratosferiche. Assumendo che la QBO sia esistita anche in quegli anni, l'andamento possibile dell'oscillazione è rappresentato da una curva sinusoidale di periodo 2.2 anni che interpreta abbastanza correttamente il periodo in cui le misurazioni diventano più frequenti.



Infine, a prescindere dall'attività solare, uno studio di F. Parton ha mostrato come la QBO sia anche un buon predictor dell'AO invernale: esiste infatti una buona correlazione (negativa) tra la QBO misurata a 70 hPa 3-4 mesi prima dell'inverno e il segno dell'AO invernale, ma anche una correlazione (positiva) tra la QBO misurata a 20-30 hPa e il segno dell'AO, stavolta con lag time nullo.

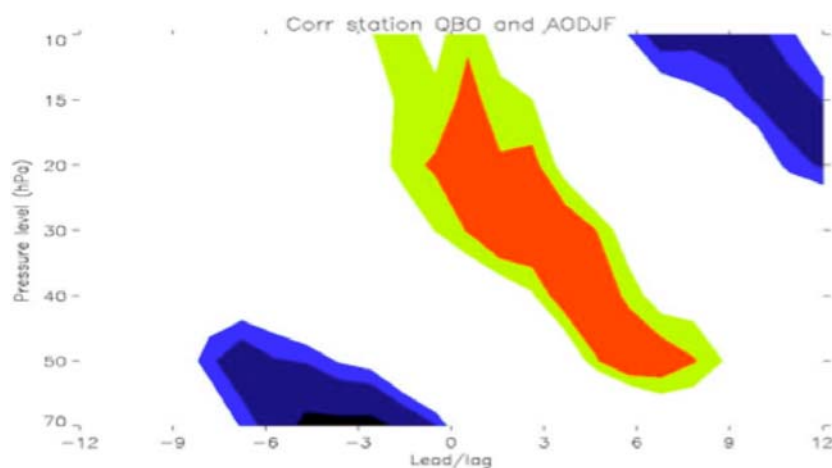


Fig. 17; a sinistra, correlazione (in blu negativa, in rosso positiva) tra la QBO (a diverse quote) e l'AO invernale; le ascisse negative (positive) indicano il lead time (lag time) espresso in mesi tra i due fenomeni. From Parton.

3.3 Il Ciclo di Schwabe e l'inverno europeo

A prescindere dalla QBO, la cui interazione col ciclo di Schwabe è stata discussa precedentemente, focalizziamo ora l'attenzione sull'Europa; *statisticamente* gli inverni europei freddi o molto freddi tendono a presentarsi in prossimità del minimo solare: ne sono esempio l'inverno 2006, 1996 (e il dicembre 1996), 1985-1987, 1962-1965, 1954, 1940-1942, 1901, 1891-1893, ma anche alcuni inverni durante il Minimo di Dalton (primi due decenni del XIX secolo) e molti del Minimo di Maunder (da metà Seicento a inizio Settecento). Fanno eccezione gli inverni intorno al minimo degli anni '70 (ma il 1977 è stato un inverno molto freddo per il nord America) e quelli degli anni '20-'30.

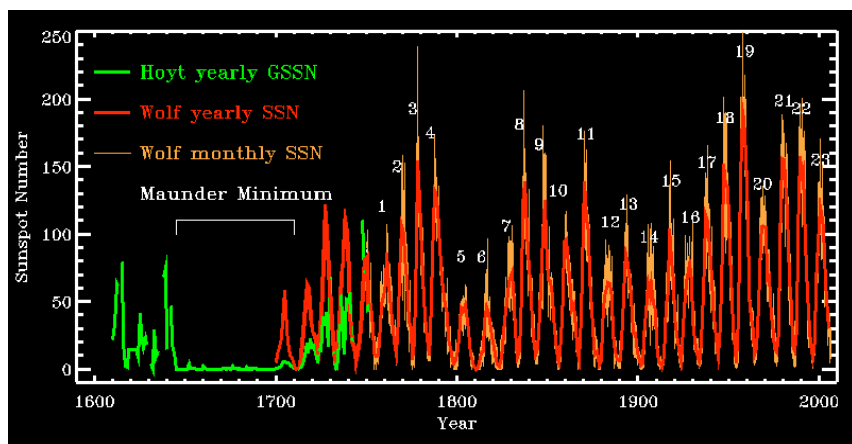
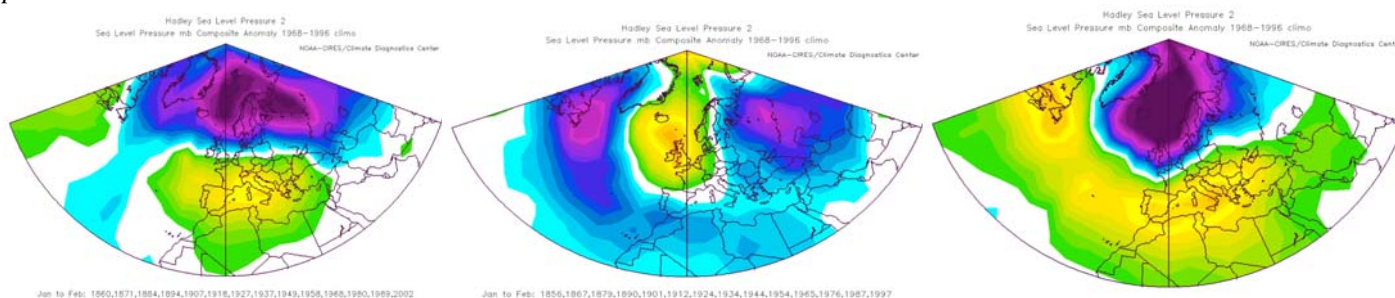


Fig. 18; sopra, andamento del numero di macchie solari dal XVII secolo a oggi.

Considerando i soli mesi di gennaio-febbraio, ovvero quelli che sembrerebbero essere maggiormente influenzati dal ciclo di Schwabe, vediamo le anomalie di SLP durante gli inverni in prossimità del massimo e del minimo solare:

Fig. 19; da sinistra, SLPA (intervalli di 0.1 hPa) durante inverni di massimo e minimo solare e differenza tra i due pattern. Fonte NOAA.



La differenza tra le SLPA durante il massimo e il minimo permette di intuire una chiara predominanza del pattern NAO+ durante il massimo solare, e quindi zonalità intensa; viceversa del pattern NAO- durante il minimo, con conseguente maggior frequenza di anticicloni di blocco atlantici, condizione che favorisce l'arrivo di ondate di gelo sull'Europa.

Il prof. Baur, negli anni 60-70, aveva scoperto che, in periodo di scarse macchie solari (numero medio mensile generalmente minore di 100) se la media delle macchie solari mensili nel periodo agosto-settembre è superiore a quella del periodo ottobre-novembre (indice di trend stagionale al ribasso), allora l'inverno seguente in Europa risultava essere generalmente più freddo della media.

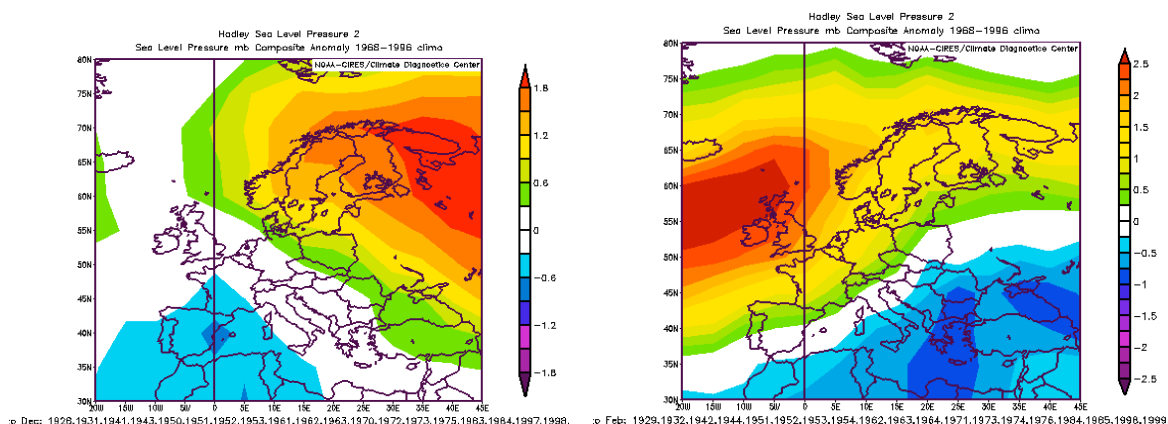
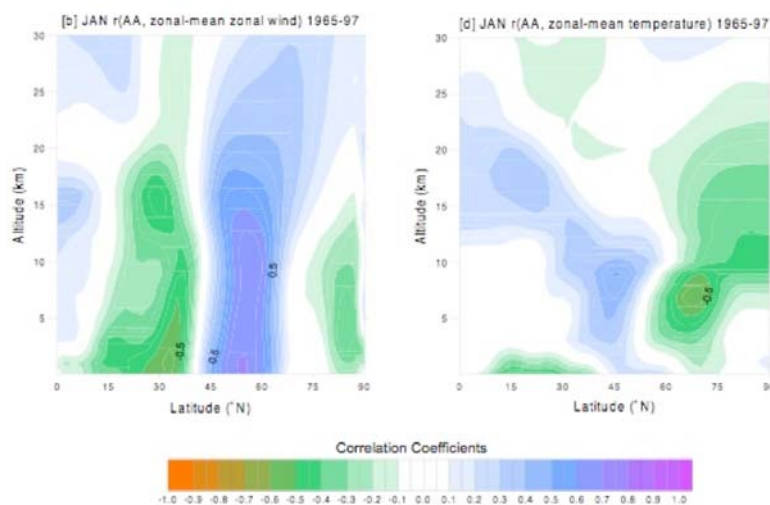
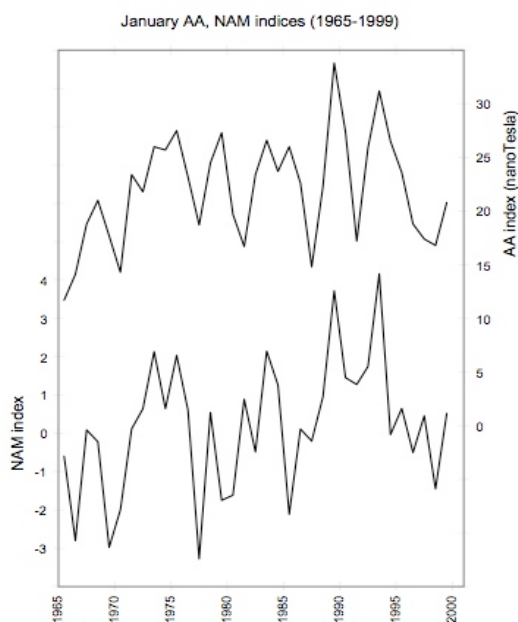


Fig. 20; a sinistra, SLPA in ND negli anni di basse macchie solari con un trend del numero di macchie in calo fra AS e ON; a destra SLPA in JF negli anni di basse macchie solari con un trend del numero delle macchie in calo fra AS e ON. From NCEP/NCAR.

Si nota un'ampia zona di SLPA+ sul continente (con massimi sulla Russia) e SLPA- sul sud-ovest europeo a ND; poi SLPA+ fra Inghilterra e Scandinavia e SLPA- sul sud-est europeo a JF.

Il ciclo solare è anche, ma non sempre, collegato all'attività geomagnetica, misurata dall'indice AA (<16 bassa, >22 alta; Mayaud 1973) che secondo alcuni studi è in grado di influenzare la SLP in alcune aree, in particolare nella regione dove risiede la depressione islandese rafforzandola (favorendo NAO+ e quindi temperature miti sull'Europa) in caso di AA+ e viceversa, specie durante la fase di QBO- che ne amplifica gli effetti, e soprattutto nel tardo inverno (gennaio-febbraio). Sempre in periodo di QBO- l'AA



index è in grado di influenzare il comportamento del NAM (a gennaio, vedi figura a sinistra); in particolare, secondo Palamara e Bryant (2003), la circolazione zonale a 45-65N è più intensa durante l'AA+ (vedi immagine a destra). Non ci sono analoghe connessioni con altri mesi: solo a dicembre esiste una correlazione dipolare simile, ma significativa solo oltre 12 km.

Fig. 21; in alto, correlazione del vento zonale medio e della temperatura zonale media con l'indice AA a gennaio. Fig. 22; a sinistra, andamento dell'indice AA e del NAM a gennaio.

3.4 Il Ciclo di Schwabe e l'estate europea

A prescindere dalla fase della QBO, anche il clima estivo europeo sembra essere legato alla fase del ciclo di Schwabe: sebbene non siano molti gli studi che hanno indagato questo legame (Labitzke et al, Baur, Ernani), generalmente è stato osservato (Baur) che le estati europee tendono a manifestare caratteristiche opposte, segnatamente sull'Europa centro-occidentale, a seconda che seguano di due anni il minimo o il massimo del ciclo di Schwabe.

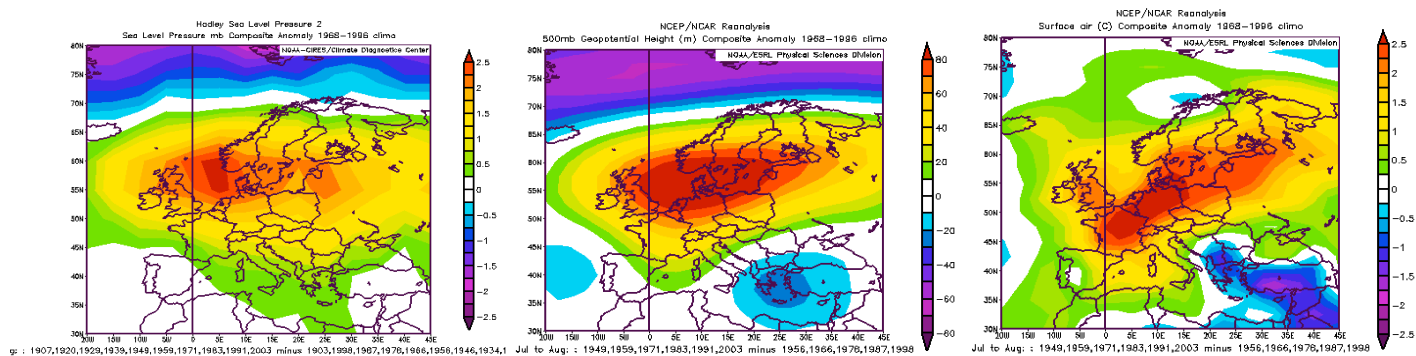


Fig. 22; da sinistra, differenza delle anomalie di SLP, GPT a 500 hPa e temperatura al suolo tra le estati che seguono di due anni il massimo solare e quelle che seguono di due anni il minimo solare. From NOAA/NCEP e HadSLP2.

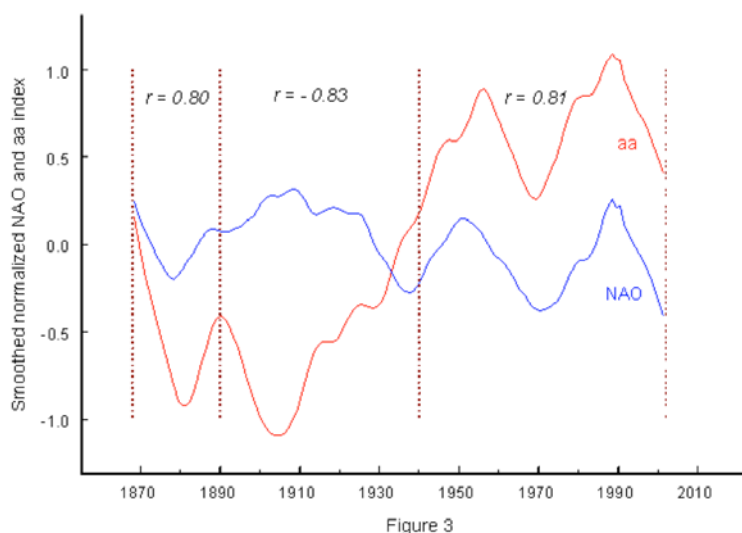
Si nota chiaramente che le estati seguenti il massimo solare presentano anomalie termiche positive su gran parte dell'Europa, con massimo tra Francia e Germania, e anomalie termiche negative sul Mediterraneo orientale, per effetto di un'anomalia del GPT a 500 hPa ad "omega" centrata sull'Europa centro-settentrionale.

3.5 AA index e NAO

È già stato accennato al legame tra l'indice geomagnetico (AA index) e la NAO. L'AA index è in pratica una misura della risposta della Terra all'attività solare (eruzioni e tempeste solari), che varia a seconda della posizione eliografica delle eruzioni solari e delle condizioni dello spazio interplanetario.

Fig. 23; andamento dell'indice AA e della NAO.

La fig. 23 mostra la correlazione tra AA index e NAO dal 1868; questa è molto positiva dal 1940 ad oggi e dal 1868 al 1890, ma molto negativa nel periodo intermedio. Questo rovesciamento delle correlazioni indica che l'entità dell'effetto solare sulla Terra dipende dal livello di attività solare: in effetti, tra il 1890 e il 1940, l'attività eruttiva del sole è stata piuttosto debole. È molto difficile spiegare questo meccanismo in termini fisici, ma molti studi si stanno muovendo in questo senso. Dal 1940 ad oggi la correlazione tra NAO e numero di macchie solari è invece molto minore (intorno a 0.5) sottolineando l'importanza maggiore delle eruzioni solari rispetto alle piccole variazioni undecennali del sole nel condizionare il clima.



4.1 I Galactic Cosmic Rays

I Galactic Cosmic Rays sono particelle ad altissima energia che arrivano dall'esterno del Sistema Solare e sono composti essenzialmente da protoni, elettroni e ioni di elementi leggeri. Quando arrivano in prossimità dell'atmosfera più esterna, vengono deviati in parte verso i poli dal campo magnetico terrestre e, penetrando nell'atmosfera, danno origine ad altre particelle (es. muoni). Da alcuni anni esiste un interesse crescente verso gli effetti dei Galactic Cosmic Rays (GCR) sull'atmosfera e una sempre maggior consapevolezza che questi possano essere un fattore determinante per il clima terrestre. L'intensità dei GCR, e quindi il loro potenziale effetto, è inversamente correlata con l'intensità delle radiazioni solari (quando il Solar Flux è basso, i livelli di GCR sono alti e viceversa), e quindi i GCR aiuterebbero a spiegare le periodicità climatiche già collegate con il ciclo solare; in effetti, Svensmark e Friis-Christensen (1997) descrissero i GCR come "il collegamento mancante nell'interazione tra clima e sole".

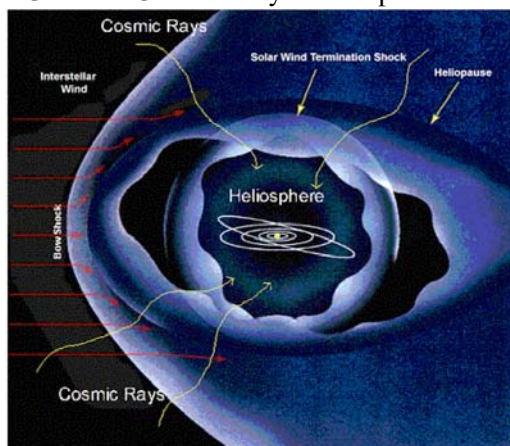
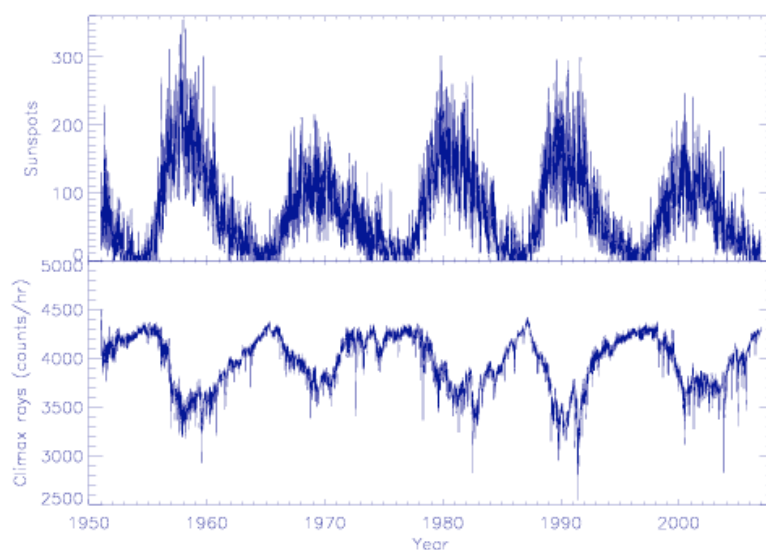


Fig. 24; a destra, andamento del numero di macchie solari (in alto) e dei GCR (in basso); si nota chiaramente l'anticorrelazione tra i due grafici. Fonte <http://solar.physics.montana.edu>

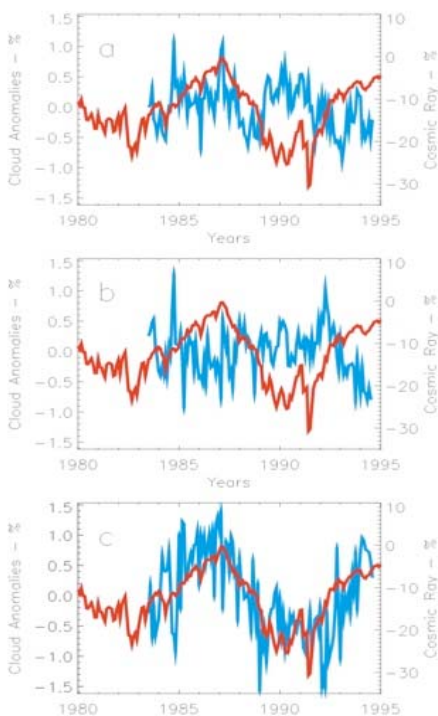
L'influenza dei GCR sul clima pare possa estendersi da una scala temporale settimanale fino al livello di ciclicità delle glaciazioni, anche se in quest'ultimo caso bisogna tener conto di altri importanti fattori: inclinazione del piano dell'orbita di rotazione rivoluzione terrestre, inversione periodica dei poli magnetici, ecc...

In ogni caso, la scarsa evidenza negli anni recenti di un trend dei GCR (legata ad una altrettanto scarsa tendenza dell'attività solare) non può essere considerata per spiegare il riscaldamento globale (Benestad 2002), sebbene sia innegabile l'influenza dei GCR (e del Sole) ad altri livelli.



4.2 Modulazione dei GCR da parte del magnetismo solare: effetti

Alcuni studi evidenziano come l'effetto principale della crescita dei GCR consista nell'aumento della nuvolosità bassa, specialmente lungo i tropici, con il conseguente aumento dell'albedo determinate da questo tipo di nubi. Il meccanismo dettagliato avviene in questo modo: i GCR sono un elemento determinante per il livello di ionizzazione della troposfera, che a sua volta determina il livello di polveri (aerosol) atmosferiche che fungono da nuclei di condensazione necessari per la formazione delle nuvole; per questo motivo, i livelli di ionizzazione sono importanti per il tasso di umidità relativa, per la quantità di nuclei di



condensazione e per la conseguente estensione di nubi basse e loro albedo che rappresentano, in ultima analisi, elementi determinanti per la temperatura ed umidità a livello del suolo e per le precipitazioni e intensità delle tempeste. Non sembra ci sia una correlazione analoga, invece, tra livelli di GCR e nuvolosità media ed alta (vedi fig. 26).

Il tasso di nuvolosità bassa è molto ben correlato con la temperatura del top delle nubi basse (in particolare stratocumuli) solo nelle aree tropicali; questo comporta delle conseguenze che vedremo in seguito.

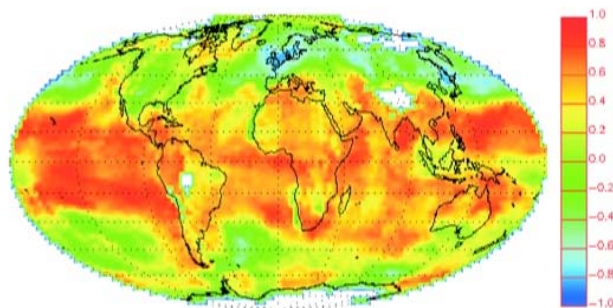


Fig. 25; in alto a destra, correlazione tra temperatura al top delle nubi basse e GCR. Fig. 26; a sinistra, correlazione tra GCR e nuvolosità alta (a), media (b) e bassa (c). From marsh and Svensmark 2000.

Precedentemente le variazioni della nuvolosità e della temperatura sono state collegate a cicli di Schwabe (11 anni) e di Hale (22 anni), ma dato che le variazioni della costante solare lungo questi cicli sono molto piccole (dell'ordine dello 0.1%), si pensa che invece siano proprio i GCR a modulare i valori di cui sopra: questo perché le variazioni di nuvolosità tra un minimo e un massimo solare sono dell'ordine del 3-4%. Ciò

avviene perché il campo magnetico del sole è minore durante il minimo del suo ciclo undecennale e quindi consente a un maggior numero di particelle di GCR di raggiungere il Sistema Solare e la Terra.

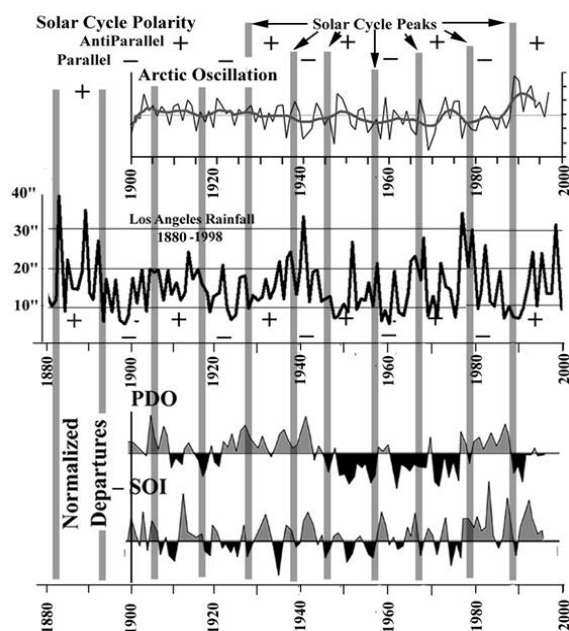
Il ciclo di Schwabe si alterna tra due fasi: una detta parallela e una antiparallela, con la transizione che avviene durante il massimo solare.

Livelli maggiori di GCR raggiungono la Terra durante i cicli antiparalleli. Questo ciclo di 22 anni ben si correla con vari cicli climatici, come ad esempio la siccità nelle Great Plains americane e lungo la costa californiana: in particolare, condizioni più piovose si presentano negli anni di massimo solare durante la transizione tra ciclo antiparallelo a parallelo, mentre condizioni più secche si verificano durante gli anni di massimo solare con transizione opposta.

4.3 GCR, vortice polare, AO ed ENSO

I livelli di GCR mostrano anche una relazione con il vortice polare stratosferico e, più indirettamente, con l'oscillazione dell'ENSO. Un elevato livello di GCR è uno dei molti fattori collegati ad un vortice polare più freddo e forte. Assumendo un certo lag time, la figura a lato (la forza del VP viene stimata

Fig. 27; a destra, andamento di SOI, PDO, precipitazioni a Los Angeles, AO e polarità dei cicli solari.



dall'andamento dell'AO) mostra come questo avvenga soprattutto durante i cicli antiparalleli; un vortice polare più forte (debole) è poi in generale associato a condizioni di La Nina (El Nino). Un'eccezione a questa regola generale sono gli eventi di El Nino concomitanti a violente eruzioni vulcaniche, che sono associate ad un vortice polare più freddo e forte. Questo perché, in aggiunta ai livelli di GCR, gli effetti vulcanici sul gradiente termico tra polo ed equatore sono determinanti per l'intensità e la temperatura del vortice polare; infatti i gas solforosi e gli aerosol scaldano la stratosfera equatoriale e distruggono l'ozono alle alte latitudini, che determina un raffreddamento della stratosfera polare, causando quindi l'aumento del gradiente termico rispetto al polo.

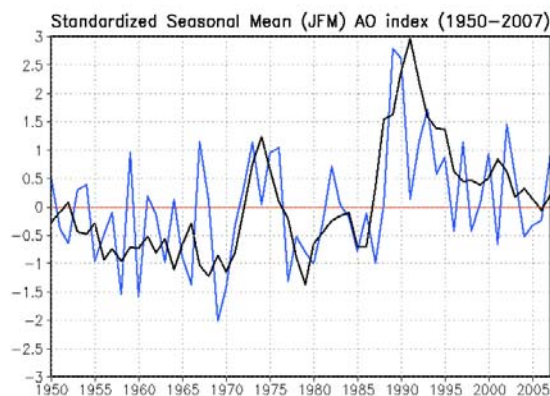
Gli effetti della forza del VP sull'intensità degli alisei (maggiore durante AO+) fornisce un collegamento diretto tra i GCR, il VP e l'ENSO, la cui oscillazione è strettamente legata all'intensità degli alisei. Può essere introdotto un altro possibile legame tra GCR ed ENSO, che fa capo alla modulazione delle SST nel Pacifico tropicale da parte della nuvolosità bassa indotta dai GCR: SSTA- nella fascia equatoriale sono associate ad una maggiore subsidenza nella stratosfera soprastante e, quindi, a temperature più alte, facendo aumentare il gradiente termico tra equatore e polo con l'effetto di rinforzare le westerlies e, di conseguenza, il vortice polare.

Esistono variazioni cicliche dei GCR su scala settimanale e mensile, a causa delle variazioni del magnetismo solare che sorgono durante la rotazione del Sole: questi processi fanno sì che ci siano delle variazioni dei GCR nell'arco di tempo di circa una settimana, per cui si assiste a periodici cali del livello di GCR (detti cali di Forbush). Questi cali di Forbush sono stati correlati alla nuvolosità e all'intensità delle tempeste. Ci sono altre periodicità mensili che potrebbero riuscire a spiegare, e quindi prevedere, alcuni fenomeni soprattutto dell'area tropicale che presentano questa scala temporale di periodicità. Infine, è stata verificata la periodicità dei livelli di GCR anche su scale temporali molto lunghe, da decennali a millenarie, ma non saranno discusse in questa sede.

4.4 GCR e QBO

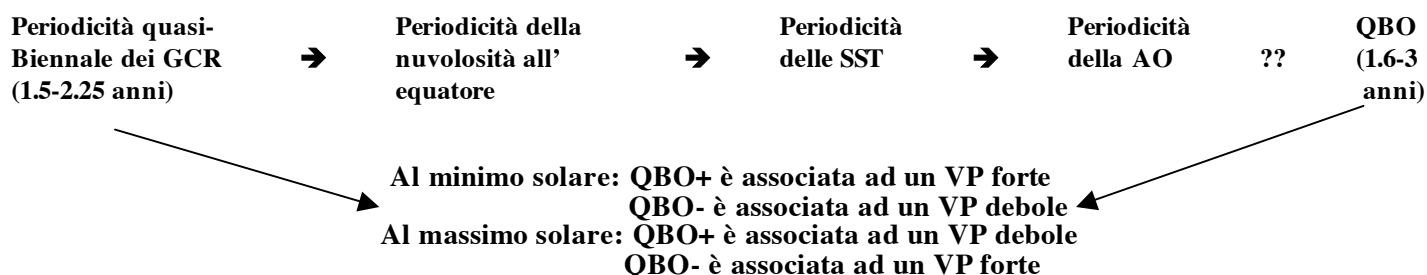
L'Arctic Oscillation (AO, fig. 28) e i GCR presentano una periodicità quasi-biennale di poco inferiore a quella della QB; l'oscillazione quasi-biennale dei GCR si riflette in un'analogia oscillazione della nuvolosità bassa equatoriale. Quest'ultima, a sua volta, potrebbe essere il motivo della biennalità dell'AO attraverso il meccanismo prima descritto.

Fig. 28; a sinistra, AO index dei mesi gennaio-marzo dal 1950.



I periodi di intensi GCR su scala quasi-biennale possono essere associati alla QBO+; come spiegato nei capitoli precedenti, la forza del VP dipende (anche) dalla fase della QBO: in particolare un forte VP è 3 volte più probabile durante la QBO+ (Baldwin and Dunkerton 2000); inoltre, la QBO+ ha una durata maggiore intorno al minimo solare quando i livelli di GCR sono maggiori (su scala undecennale). Abbiamo già visto che la relazione tra temperatura del VP e fase della QBO cambia nel corso del ciclo di Schwabe: la ragione di ciò può essere cercata nell'oscillazione quasi-biennale

dei GCR (1.5-2.25 anni, minore della QBO). Quest'ultima sembra sia legata alle variazioni di estensione dei "buchi" nella corona solare (in particolare tra 50S e 50N) all'interno del ciclo solare. Ebbene, se le variazioni dei livelli di GCR corrispondenti all'area dei coronal holes influiscono sulla temperatura del VP, l'interazione dei due cicli (GCR e QBO) può risultare in un cambiamento della relazione con la temperatura nel corso del ciclo solare.



4.5 GCR e altre periodicità multidecennali

Verranno ora presentati brevemente altri fenomeni climatici legati ai livelli di GCR; si tratta di fenomeni che presentano una periodicità di circa 80 anni, la stessa che il ciclo solare di Gleissberg induce sui livelli di GCR.

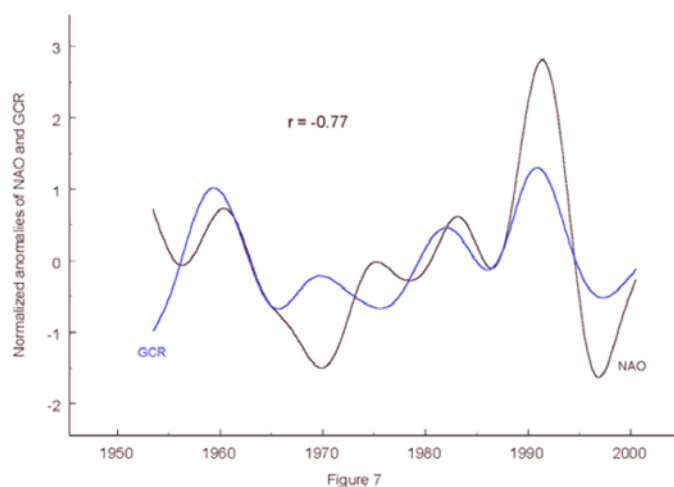
➔ Temperature globali: temperature più basse sono associate con un tasso elevato di GCR; le temperature sono probabilmente modulate dal livello di nuvolosità bassa globale che è a sua volta legato in prima istanza ai GCR ma anche alla quantità di radiazioni solari.

- **Ozono:** bassi livelli di ozono sono associati con alti livelli di GCR e questo potrebbe derivare dalla produzione di ossidi di azoto, favorita dai GCR che distruggono l'ozono.
- **Intensità e frequenza dell'ENSO:** maggiori intensità e frequenza dell'ENSO si presentano con maggiori GCR.
- **Pacific Decadal Oscillation (PDO):** questa oscillazione a lungo termine delle SST presenta una ciclicità di circa 25 anni, ma anche una maggiore di ~80 anni scoperta di recente e collegata all'analogica ciclicità esibita dai GCR.
- **Dimensioni del VP e intensità dei monsoni:** ad un alto livello di GCR è associato un VP più esteso verso le regioni tropicali e questo si ripercuote sulla capacità di penetrazione delle precipitazioni portate dai monsoni estivi in Africa e Asia: la quantità di piogge portate dai monsoni mostra una correlazione inversa con i livelli di GCR, almeno sulla scala temporale del ciclo di Gleissberg (Kumar et al 1999); ad esempio l'ultimo picco dei GCR a metà anni '70 ha causato un VP più esteso che ha, a sua volta, causato il periodo di siccità nel Sahel in quegli anni.
- **Zonal index:** la circolazione globale è caratterizzata da maggior scambi meridionali durante alti livelli di GCR.
- **Lunghezza del giorno (LOD):** anche la velocità di rotazione della Terra sembra essere legata ai GCR: minori velocità (maggiore LOD) si osservano durante alti livelli di GCR (Klyashtorin 1998, Courtillot 1982), probabilmente a causa della maggiore estensione del VP e della circolazione maggiormente meridionale (invece che zonale).

4.6 GCR e NAO

L'estensione della copertura nuvolosa ha un forte impatto sulle SST, essendo i cieli che sovrastano gli oceani in media coperti da una nubi per il 50-60% (mentre i continenti solo per il 15%). I GCR, modulando la copertura nuvolosa bassa, sembrano anche in grado di influenzare l'andamento della NAO, perché temperatura e pressione (e quindi la NAO stessa) sono strettamente connesse. In fig. 29 si vede molto bene questa forte correlazione (l'andamento dei GCR è stato invertito per chiarezza, la correlazione è negativa). Solo durante il periodo di debole attività solare tra metà anni '60 e '70, la correlazione si inverte temporaneamente, per motivi ancora tutti da provare.

Fig. 29; a destra, andamento e correlazione tra GCR e NAO.



INDICE

Introduzione

- 1.1 Onde atmosferiche**
- 1.2 Un po' di storia**
- 1.3 Caratteristiche della QBO**
- 1.4 Dinamica della QBO**

- 2.1 Meccanismo di influenza della QBO sulla stratosfera extratropicale**
- 2.2 QBO+ e QBO-**
- 2.3 Effetti della QBO sulla troposfera tropicale**

- 3.1 Il legame QBO-Ciclo di Schwabe: l'estate boreale**
- 3.2 Il legame QBO-Ciclo di Schwabe: l'inverno boreale**
- 3.3 Il Ciclo di Schwabe e l'inverno europeo**
- 3.4 Il Ciclo di Schwabe e l'estate europea**
- 3.5 AA index e NAO**

- 4.1 I Galactic Cosmic Rays**
- 4.2 Modulazione dei GCR da parte del magnetismo solare: effetti**
- 4.3 GCR, vortice polare, AO ed ENSO**
- 4.4 GCR e altre periodicità multidecennali**
- 4.5 GCR e NAO**

FONTI BIBLIOGRAFICHE

“Cosmic rays, cloud and climate” – Nigel Marsh and Henrik Svensmark, 2000

“On the Signal of the 11-Year Sunspot Cycle in the Stratosphere and its Modulation by the Quasi-Biennial Oscillation (QBO)” – Karin Labitzke, 2004

“On the Solar Cycle-QBO relationship: a summary” – Karin Labitzke, 2005

“Sunspots, the QBO, and the Stratosphere in the North Polar Region – 20 Years later” – Karin Labitzke, 2005

“The global signal of the 11-year sunspot cycle in the atmosphere: When do we need the QBO?” – Karin Labitzke, 2003

“The global signal of the 11-year sunspot cycle in the stratosphere: Differences between solar maxima and minima” – Karin Labitzke, 2000

“The Influence of the Solar Cycle and QBO on the Late Winter Stratospheric Polar Vortex” - Charles D. Camp* and Ka-Kit Tung

“The Quasi Biennial Oscillation” - M. P. Baldwin, L. J. Gray, T. J. Dunkerton, K. Hamilton, P. H. Haynes, W. J. Randel, J. R. Holton, M. J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D. B. A. Jones, J. S. Kinnnersley, C. Marquardt, K. Sato, and M. Takahashi, 2001

“Geomagnetic activity forcing of the Northern Annular Mode via the stratosphere” – D. R. Palamara and E. A. Bryant, 2003

“The QBO influence on northern hemisphere stratospheric and tropospheric circulation” – Fiona Parton

http://www.ems.psu.edu/~brune/m465/strat_dynamics.htm

<http://www.hartnell.cc.ca.us/faculty/mercurio/gcr2.html>

http://www.ccpo.odu.edu/SEES/ozone/oz_class.htm

<http://www.john-daly.com/theodor/>