

Venti zonali su Giove: variazione con la latitudine

Giovanni Di Giovanni

Osservatorio Astronomico Colle Leone, Mosciano Santangelo (Teramo)

Abstract. Visual data from the collection of Unione Astrofili Italiani (UAI = Italian Amateur Astronomers Union) on Jovian motions for 1985-1992 are used to show the zonal velocity variation with planetary latitude. The zonal velocity direction confirm that Jupiter's bright zones are regions of anticyclonic shear. The thermal wind equation is used to obtain the typical temperature difference between zones and bands.

1. Introduzione

Le osservazioni di Giove protrate ormai da molti decenni, hanno portato a stabilire che la rotazione differenziale della sua atmosfera avviene essenzialmente seguendo tre periodi di rotazione ben distinti ai quali sono stati ancorati i tre sistemi comunemente usati per il calcolo delle longitudini. Il Sistema I è basato su un periodo di rotazione di 9h 50m 30.0s e corrisponde al periodo delle strutture visuali localizzate entro 10° di latitudine dall'equatore; il Sistema II è basato su un periodo di 9h 55m 46,6s e corrisponde al periodo di rotazione delle strutture visuali residenti a più di 10° di latitudine nord e sud. Il Sistema III è basato su un periodo $P_0 = 9h 55m 29,7s$ pari al periodo di rotazione della magnetosfera gioviana (Stone, 1974).

Dato che il campo magnetico ha origine internamente al pianeta ed è plausibile che sia generato, come nel caso terrestre, da un meccanismo quasi solidale al corpo planetario, è da ritenere che quello del Sistema III sia il vero periodo di rotazione e che gli altri due siano influenzati dai moti atmosferici veri e propri relativamente al III.

2. Teoria

Con questa interpretazione le velocità lineari di rotazione nel Sistema III hanno un significato analogo alle velocità delle nubi e dei venti osservati ad esempio su Marte e determinate rispetto alla superficie visibile del pianeta. Allora le velocità delle correnti atmosferiche sono espresse dalla formula:

$$V = (\Omega - \Omega_0)r \cos \varphi \quad (1)$$

dove V è la velocità suddetta (m/s), r il raggio di Giove (m), $\Omega = 2\pi/P$ è la frequenza angolare (rad/s) dovuta al periodo P osservato, $\Omega_0 = 2\pi/P_0 = 1.7585 \cdot 10^{-4}$ rad/s la frequenza angolare relativa a P_0 , φ la latitudine.

I diversi periodi portano a velocità di rotazione anche molto differenti tra loro sia al variare della latitudine che del tempo. Ciò implica l'esistenza di venti o correnti atmosferiche spiranti lungo i paralleli chiamati *venti zonali*.

La tabella I riporta i valori medi dei periodi osservati dal 1985 al 1992 dagli astrofili aderenti alla Sezione Pianeti dell'UAI (Adamoli, 1989, 1990a,b, 1991, 1992, 1994) e le relative velocità calcolate tramite la (1) sono riportate in fig. 1. Il grafico di fig. 1 riporta i valori di tali velocità sulle ascisse, in funzione delle corrispondenti latitudini sulle ordinate; in tal modo si individuano subito i sistemi di correnti e il verso secondo cui esse spirano. Si noti il sistema della Grande Corrente Equatoriale e i sistemi aventi velocità nettamente inferiore delle latitudini temperate e tropicali, sia a nord che a sud dell'equatore. Il segno positivo indica che, nella sua rotazione, la corrente anticipa sul corpo interno e perciò che il vento spira verso est; al contrario il segno negativo indica che la corrente ritarda e quindi che il vento spira verso ovest. Notiamo che entro la fascia di 30° di latitudine nei due emisferi sui margini equatoriali delle zone i venti sono diretti verso ovest, mentre sui margini polari delle stesse i venti sono diretti verso est (tab. I).

Ulteriormente osserviamo che la Grande Macchia Rossa (GRS) essendo compresa entro la STrZ risulta sede di una circolazione antioraria analoga alla circolazione che nell'atmosfera terrestre si instaura attorno ai campi di alta pressione nell'emisfero australe. In tal senso le zone bianche e la GRS sono da considerare strutture simili ai grandi vortici temporaleschi terrestri: celle convettive aventi alta pressione in sommità con il gas in moto ascendente a partire dalla base dell'atmosfera, sede invece di bassa pressione. Entro questa colonna di gas in risalita si sviluppano poi le nubi che al telescopio appaiono come formazioni bianche.

**Tab I - Sommario Osservazioni di Giove:
periodi e velocità zionali (1985-1992)**

Struttura	Latitudine approssimata	Periodo			Velocità relativa m/sec
		h	min	sec	
NPR	50	9	55	42	-2.7
NNNTB	42	9	55	46	-4.2
NNTZs	39	9	55	45	-4.1
NNTBs	36	9	53	55	+27.1
NTZs	31	9	55	57	-8.1
NTBn					
MNTB	27	9	53	17	+41.8
NTBs	22	9	52	47	+53.3
NTZ e	16	9	55	38	-2.7
NTBn					
MNEB	12	9	53	51	+34.1
NEBs	8	9	50	36	+103.1
EZn					
EZ	0	9	50	24	+108.5
EZs	-7	9	50	26	+106.9
SEBn					
SEBZ	-15	9	55	41	-3.7
SEBs					
GRS	-21	9	55	43	-4.3
STZ	-22	9	55	39	-2.9
STBn	-26	9	55	24	+1.9
STB	-27	9	55	27	+0.9
STBs	-31	9	55	28	+0.6
STZ	-33	9	55	26	+1.2
SSTBn	-35	9	55	20	+2.9
SSTB	-37	9	55	16	+3.9
SSTZ	-39	9	55	07	+6.3
SPR	-49.5	9	55	30	0.0

Sulla sommità delle zone, dopo la risalita, il gas diverge tendenzialmente nel senso dei meridiani e sprofonda entro le bande che, contrariamente alle zone, saranno sede di bassa pressione in quota e alta pressione in profondità (fig. 2). Questa dislocazione di alte e basse pressioni è ovvia dato che, facendo riferimento alla circolazione terrestre, sui luoghi della superficie dove l'aria calda si innalza tende a generarsi un campo di bassa pressione, subito colmato dall'aria circostante che ivi converge per effetto della forza di pressione. Sulla sommità della sovrastante colonna, invece, si genera un accumulo di aria e quindi un'alta pressione dalla quale l'aria diverge in senso orizzontale, dirigendosi poi sulla colonna sovrastante il campo superficiale di alta

pressione ed ivi si inabissa verso il suolo completando la circolazione.

Durante il movimento, a causa della rotazione del pianeta, sulle masse di gas agisce la forza di Coriolis. Questa è una forza dovuta alla rotazione che agisce deviando il moto verso destra per l'osservatore posto nell'emisfero nord e verso sinistra per l'osservatore a sud. In prossimità dell'equatore tale forza è minima, mentre sull'equatore stesso è nulla. Su Giove la forza di Coriolis è molto intensa anche a basse latitudini perchè è rapida la rotazione del pianeta; essa devia il moto meridiano instauratosi tra zone e bande in un movimento lungo i paralleli analogo a quello dei contralisei terrestri.

Trascurando la forza di viscosità e altri tipi di forze (quali ad esempio le forze di marea esercitate dai satelliti) risulta che la forza orizzontale derivante dal gradiente di pressione tra zone e bande è equilibrata dalla forza di Coriolis. Tale condizione è detta di *equilibrio geostrofico* (Somma, 1964; Iribarne e Cho, 1980; Reiter, 1969) e la velocità del vento (*geostrofico*) in tal caso è quasi interamente zonale, cioè diretta lungo i paralleli. Di qui i diversi periodi osservati e la loro stretta correlazione con le strutture visuali del pianeta.

Scopo di questo articolo è di verificare la validità della condizione geostrofica su Giove usando esclusivamente i dati UAI.

3. Il vento termico

Su grande scala l'atmosfera di un pianeta è in condizioni di equilibrio idrostatico: la pressione in ogni punto è quella esercitata dal peso della colonna del gas sovrastante. Tale pressione è equilibrata da quella derivante dalla temperatura del gas.

In virtù della condizione idrostatica l'effettivo regime barico delle bande e delle zone indica che il movimento zonale è generato da un gradiente termico orizzontale.

Per le considerazioni che seguono ci baseremo sull'ipotesi cruciale che il gradiente termico si annulli in profondità dove, evidentemente, a causa della idrostaticità deve annullarsi anche il gradiente di pressione e di conseguenza le correnti zionali risulteranno assenti. Ciò equivale a considerare l'atmosfera profonda solidale al corpo liquido interno di Giove uniformemente rotante col periodo della magnetosfera.

L'analisi teorica del sistema dinamico è relativamente semplice. Assumendo un'atmosfera stazionaria, le equazioni dell'equilibrio geostrofico (2), dell'equilibrio idrostatico (3) e dei gas perfetti (4) sono rispettivamente:

$$2 \Omega_0 V \sin \varphi = - \frac{1}{\rho r} \frac{\partial P}{\partial \varphi} \quad (2)$$

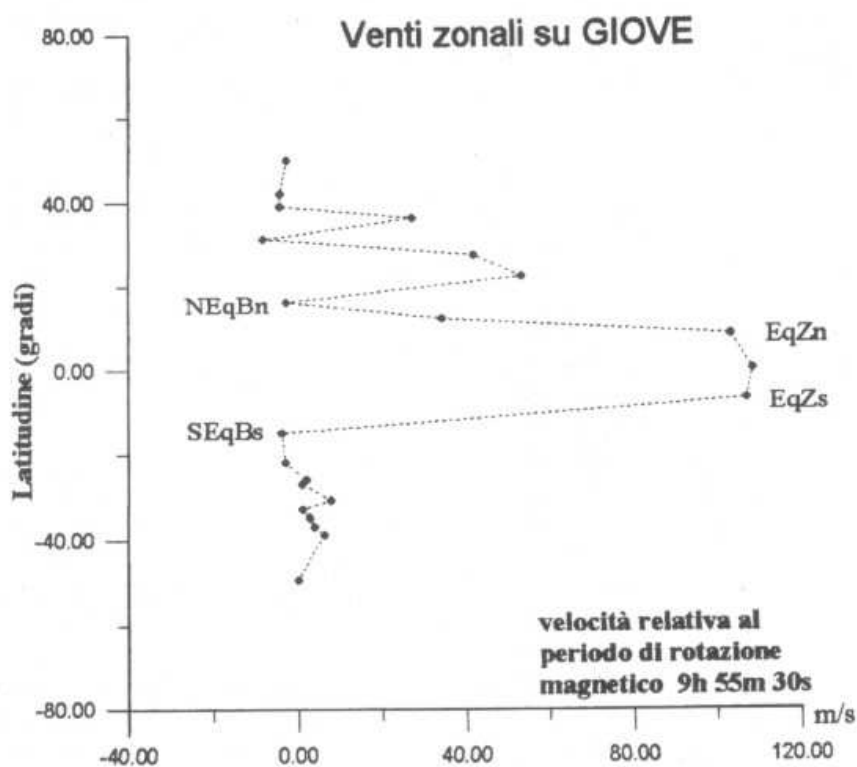


Fig. 1

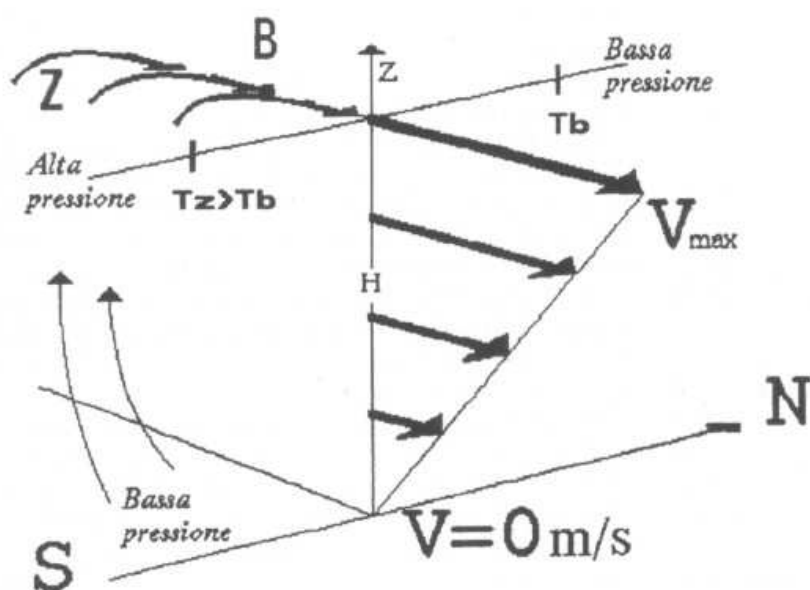


Fig. 2

$$dP = -\rho g dz \quad (3)$$

$$P = \rho RT \quad (4)$$

Il primo membro della (2) rappresenta l'accelerazione di Coriolis, il secondo membro la forza di pressione agente dalle zone verso le bande; P e R

sono la pressione e la costante dei gas, ρ la densità, T la temperatura, g l'accelerazione di gravità, φ la latitudine e r il raggio del pianeta, z la coordinata verticale, positiva verso l'alto.

Derivando la (2) rispetto a z si ha:

$$2\Omega\omega\left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)\sin\varphi = -\frac{1}{\rho r}\frac{\partial}{\partial\varphi}\left(\frac{\partial P}{\partial z}\right)$$

introducendo la (3) e facendo poi uso della (4) si

Venti zionali su Giove: variazione con la latitudine

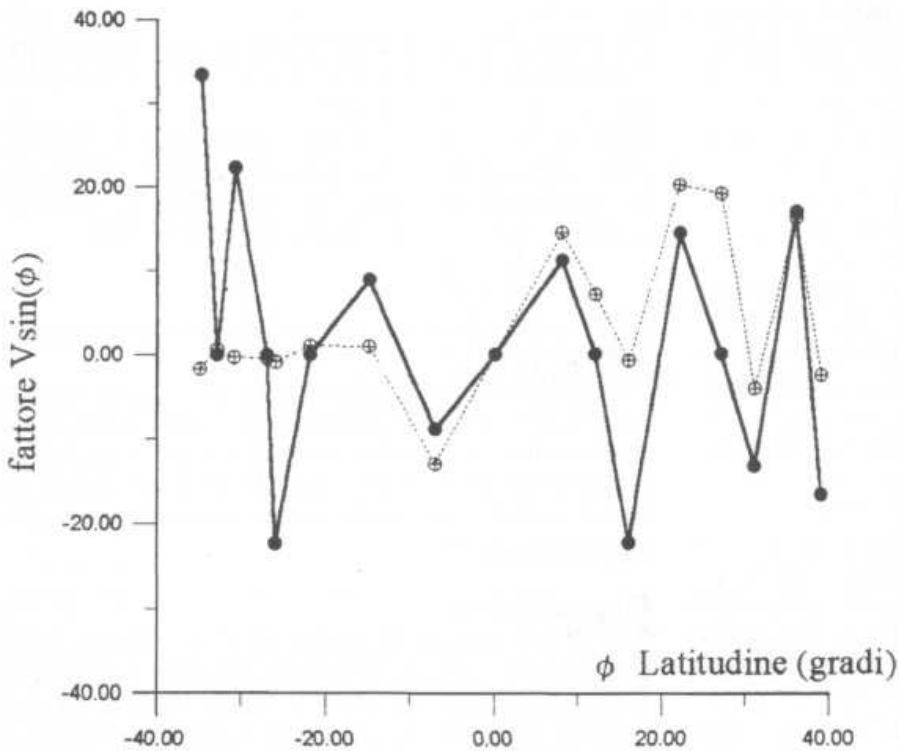


Fig. 3

ottiene l'equazione del vento termico:

$$2\Omega \sin \phi \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)_e = -\frac{g}{rT} \left(\frac{\partial T}{\partial \phi} \right)_r \quad (5)$$

essa mostra che nelle ipotesi suddette (fig. 2) un gradiente orizzontale di temperatura genera un gradiente verticale della velocità del vento geostrofico (Iribarne e Cho, 1980).

Precisamente il vento termico è la differenza tra i vettori del vento geostrofico a due quote diverse. Interpretando la (5) in termini finiti entro l'intero spessore atmosferico sede del movimento, il vento geostrofico è rappresentato dal numeratore ΔV del primo membro. È ovvio che il valore ΔV è il valore stesso della velocità dato dalla (1).

4. Procedura e conclusioni

La validità della (5) è indice della validità delle ipotesi dalle quali essa deriva, quindi in particolare dell'equazione (2).

Seguendo Ingersoll (Ingersoll e Cuzzi, 1969) in pratica studiamo innanzitutto la (5) sostituendo le differenze finite al posto delle derivate

$$V \sin \phi = -m \frac{g}{2\Omega \sigma T} \frac{\Delta T}{r \Delta \phi} \Delta z \quad (6)$$

dove ΔT è la differenza tra la temperatura di una

zona e della banda adiacente. Δz è la tipica distanza verticale tra la sommità delle nubi e il livello dove la velocità (1) si annulla: essa è la profondità sulla quale si estende il gradiente verticale di temperatura. In altri termini: Δz è lo spessore geometrico e incognito dell'atmosfera; $r \Delta \phi$ è la larghezza della corrente, assunta essere pari alla metà della distanza tra i centri della zona e della banda entro le quali la corrente risiede; m è un numero puro posto come segue: 1 per il margine nord;

$e -1$ per il margine sud delle bande;
0 per il centro delle bande e delle zone.

Il procedimento di verifica della condizione geostrofica consiste nel confrontare i valori del primo membro della (6), calcolati tramite le velocità V fornite dalla (1) a partire da dati sperimentali, con i valori teorici dedotti dal secondo membro della stessa (6) dove g , ΔT , Δz , T sono mantenuti tutti costanti.

Occorre precisare che l'imporre costanti questi ultimi valori è dettato non solo dal fatto che il procedimento qui esposto è da intendersi come una prima approssimazione a un calcolo più rigoroso, per il quale però sarebbero necessari dati più accurati, ma anche perché la funzione (6) è soltanto una soluzione approssimata dell'equazione (5). Questa a sua volta è basata su ipotesi verosimili ma certamente ancora insufficienti per descrivere con esattezza la dinamica di un'atmosfera: si pensi che trascurare la

forza di viscosità nell'equazione (2), imporre la condizione di gas perfetto e soprattutto quella di equilibrio idrostatico costituiscono certamente una idealizzazione. Perciò, almeno per lo scopo che ci si prefigge, non avrebbe senso, ad esempio, correggere l'accelerazione di gravità del contributo dovuto alla forza centrifuga indotta dalla rapida rotazione del pianeta. Così pure per T andrà bene il valore medio della temperatura gioviana considerato che, del resto, la temperatura sulla superficie è quasi uniforme; ciò autorizza a considerare T pure costante. Invece il vero artificio consiste nell'imporre Δz costante. Non accettando questo non sarà più possibile procedere sulla semplice traccia delineata con le ipotesi di cui sopra. In sintesi, introdurre valori più precisi di tali grandezze è necessario ma solo per costruire un più completo modello di atmosfera per il quale occorreranno altre più restrittive assunzioni teoriche che inciderebbero profondamente sull'insieme delle equazioni (2), (3) e (4). Il solo termine di viscosità introdotto nella (2) renderebbe il sistema intrattabile dal punto di vista algebrico. Questa sarebbe una complicazione inutile e non solo occulterebbe il senso pratico che l'equazione da noi ottenuta esprime così chiaramente, ma risulterebbe molto più difficile verificare il sussistere di una condizione dinamica che domina nel complesso dell'atmosfera del pianeta.

La distribuzione sperimentale di $V \sin \phi$ (fig. 3 cerchi pieni) è confrontata con quella teorica (cerchi con croce) dedotta dal secondo membro della (6) assumendo un valore di $(Tz/T) = 1.1$ km ottenuto minimizzando gli scarti tra le due. In pratica il procedimento consiste nel cercare, con il metodo dei minimi quadrati, il valore del rapporto (Tz/T) che – tramite la funzione a secondo membro della (6) – permette di calcolare i valori teorici (cerchi vuoti) che meno differiscono dai valori sperimentali. Come si intuisce, la validità della (5) è ampiamente verificata dal buon accordo tra gli andamenti dei due grafici.

Alcune considerazioni seguono da questo risultato.

Lo spessore atmosferico z è del tutto sconosciuto, tuttavia seguendo un lavoro di Stone (1967, p 645) si può assumere $z = 70$ km, valore verosimile ma non certo, stabilito in base a osservazioni di occultazioni stellari da parte di Giove. Pertanto la differenza di temperatura zone-bande risulta essere $\sim 2-3$ K. Ciò significa che su Giove il gradiente termico nel senso dei meridiani è molto ridotto.

Barcilon e Gierash (1970) ritengono che, analogamente al caso terrestre, le differenze di temperatura sono determinate dal calore latente rilasciato durante la condensazione del vapor d'acqua. Supponendo secche le bande e umide le zone (Weidenschilling e Lewis, 1973) il calore di conden-

sazione di una massa m di acqua fa variare di una quantità ΔT la temperatura della massa M dell'ambiente avente calore specifico C_p , cioè: $m\lambda = MC_p\Delta T$ con λ calore latente.

Per un'atmosfera a composizione di tipo solare, come quella di Giove (Podolak e Cameron, 1974), si ha facilmente $\Delta T = \lambda m/c_p M$ dove m/M è la frazione molare di vapor d'acqua entro la zona. Risulta:

$$\Delta T \cong 2 \text{ K,}$$

in buon accordo con il valore dedotto dalle osservazioni dei periodi.

Il fatto che questa differenza di temperatura è associata al vapor d'acqua condensabile e che questo è contenuto entro un sistema di nuvole piuttosto stretto avvalorava l'ipotesi iniziale di porre uguale a zero tale differenza nella bassa atmosfera cioè alla base delle nuvole.

Ringraziamenti

L'A. e i suoi collaboratori di Colle Leone sono riconoscenti agli astrofili che hanno fornito le loro osservazioni all'UAI. Un vivo ringraziamento va al Prof. G. Adamoli che da anni raccoglie e pubblica i dati su Giove nonché al Prof. G. Favero che ha incoraggiato la stesura del presente articolo. Un particolare ringraziamento al Prof. S. Ortolani dell'Università di Padova per i commenti e i suggerimenti espressi durante la lettura del lavoro nella sua prima stesura.

5. Bibliografia

- Adamoli, G.: 1989 *Astronomia UAI* 5-6, 25
 Adamoli, G.: 1990a *Astronomia UAI* 1, 10
 Adamoli, G.: 1990b *Astronomia UAI* 4, 22
 Adamoli, G.: 1991 *Astronomia UAI* 5, 14
 Adamoli, G.: 1992 *Astronomia UAI* 8, 3
 Adamoli, G.: 1994 *Astronomia UAI* 2, 11
 Barcilon, A., Gierash P.J.: 1970 *J. Atmospheric Sci.* 27, 550
 Ingersoll, P. A., Cuzzi J.: 1969 *J. Atmospheric Sci.* 26, 981
 Iribarne, J. V., Cho H-R.: 1980 *Atmospheric Physics*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht: Holland
 Podolak, M., Cameron A. G. W.: 1974 *Icarus* 22, 123
 Reiter, E. R.: 1969 *Le Correnti a Getto*, Zanichelli, Bologna
 Somma, A.: 1964 *Meteorologia e Oceanografia*, CEDAM, Padova
 Stone P. H. 1974 *J. Atmospheric Sci.* 31, 1471
 Weidenschilling, S. J., Lewis, L. S.: 1973 *Icarus* 20, 550