

Dinamični odziv ozračja na perturbacije diabatnega gretja v tropih

Katarina Kosovelj*, Nedjeljka Žagar**

Povzetek

Madden-Julianova oscilacija (MJO) je pojav, povezan z anomalijami v diabatnem gretju atmosfere v tropskih predelih. V pričujočem članku je predstavljena simulacija atmosferskega odziva na anomalije v diabatnem gretju, podobne idealiziranim anomalijam v štirih različnih razvojnih fazah MJO od osmih. Za vsako od štirih obravnavanih faz je bil izračunan ansambel simulacij za 100 zim z različnimi vremenskimi pogoji. Anomalije so bile dodane časovnim tendencam temperature, med drugim pa vsebujejo tudi povratne zanke iz modelskih shem za konvekcijo in kondenzacijo na velikih prostorskih skalah. Rezultati so analizirani s pomočjo normalnih načinov gibanj, lastnih rešitev lineariziranih osnovnih meteoroloških enačb za hidrostatično in nestisljivo ozračje. Normalni načini omogočajo ločeno analizo atmosferskega odziva na anomalije v Rossbyjevih in inercialno-težnostnih valovih. Glavna rezultata sta primerjava atmosferskega odziva na anomalije, podobne štirim fazam MJO in ovrednotenje deleža modelskega odziva v posameznih Rossbyjevih in inercialno-težnostnih valovih.

Ključne besede: Madden-Julianova oscilacija, normalni načini atmosferskih gibanj, model SPEEDY, Rossbyjevi valovi, inercialno-težnostni valovi, diabatno gretje

Keywords: Madden-Julian oscillation, atmospheric normal modes, SPEEDY model, Rossby waves, inertio-gravity modes, diabatic heating

Uvod

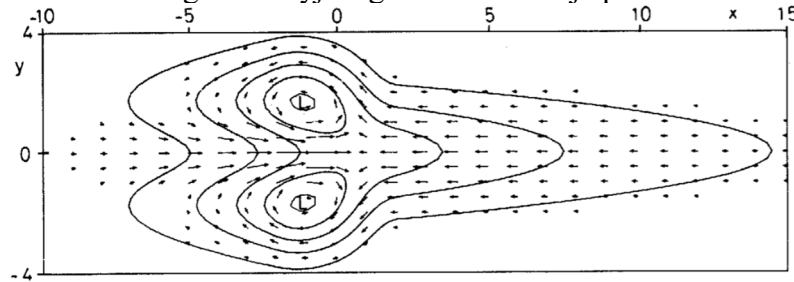
Različni atmosferski pojavi so lahko med seboj povezani, čeprav se dogajajo na geografsko zelo oddaljenih območjih. Eden izmed takšnih tropskih pojavov, ki vplivajo na atmosferske procese izven tropov, je Madden-Julianova oscilacija (MJO). Je del splošne cirkulacije ozračja v tropih, v smeri zahod-vzhod (t.i. zonalni smeri). Je ponavljajoč se pojav s periodami med 30 in 90 dnevi (Madden in Julian, 1971,1972), povezan s konvekcijo, ki sega preko celotne troposfere, lahko celo višje od 15 km (t.i. globoko konvekcijo, Hendon in Salby, 1994; Salby in Hendon, 1994). MJO se začne nad Indijskim oceanom, z nizkim zračnim tlakom pri tleh in okrepljeno globoko konvekcijo. Zaradi kondenzacije odvečne vlage v dvigajočem se zraku nastanejo močne nevihte. Poleg tega se nad zahodnim Pacifikom pojavita spuščanje zraka in visok zračni tlak. Kombinacija okrepljene konvekcije in oslabiljene konvekcije (zaradi spuščanja zraka) na različnih lokacijah vzdolž ekvatorja povzroča anomalije v tropski zonalni cirkulaciji nad Pacifikom (t.i. Walkerjevi cirkulaciji, npr. Adames in Wallace, 2014). S časom se okrepljena konvekcija zaradi MJO pomika proti vzhodu, se sprva še okrepi, nato pa razpade nad Pacifikom (Madden in Julian, 1972). Atmosferski odziv na povečano konvekcijo zaradi MJO se lahko opiše tudi z odzivom v obliki atmosferskih valov. Vir energije za valovanja v danem primeru predstavlja povečana količina sproščene latentne toplote pri kondenzaciji v nevihtnih celicah (t.i. diabatna perturbacija).

Že najenostavnejša teorija valovanja v tropski atmosferi (Matsuno, 1966), s katero lahko opišemo valovni odziv atmosfere na diabatne perturbacije, loči dve skupini valovanj – inercialno-težnostne (IG) valove pod vplivom zemeljske težnosti, vzgona in rotacije ter t.i.

* Univerza v Ljubljani, Fakulteta za matematiko in fiziko

** Univerza v Hamburgu, Meteorološki inštitut, Hamburg, Nemčija

(tropske) Rossbyjeve valove z značilnim ravnovesjem tlaka (oz. geopotenciala – višina ploskve konstantnega tlaka) in vetra. Matsuno (1966) v svoji teoriji loči IG valove, ki se propagirajo proti vzhodu (EIG) in proti zahodu (WIG). Perturbacija v diabatnem gretju atmosfere vzbudi tako Rossbyjeve kot IG valove. Med Rossbyjemi valovi ima pomembno vlogo t.i. ekvatorialni Rossbyjev val. Sestavljata ga dva vrtinca, ki se nahajata vsak na svoji strani ekvatorja, zahodno od diabatne perturbacije (npr. kot ciklonalna vrtinca okrog nizkega zračnega tlaka (L) na sliki 1). Med najpomembnejšimi IG valovi je Kelvinov val, ki se pojavlja vzhodno od motnje, ima maksimalno amplitudo vetra in geopotenciala ob ekvatorju in pojava z oddaljevanjem od ekvatorja kot $\exp(-y^2)$. Tropski odziv na lokalizirano motnjo na ekvatorju, čemur ustreza tudi perturbacija zaradi MJO, sestavlja kombinacija Kelvinovega in ekvatorialnega Rossbyjevega vala. Primer je prikazan na sliki 1.



Slika 1: Primer horizontalnega stacionarnega odziva enostavnega numeričnega modela atmosfere na motnjo v temperaturi na ekvatorju (v točki $x = 0, y = 0$). Odziv v zračnem tlaku (konture) in horizontalnem vetru (vektorji). Minima zračnega tlaka sta označena z »L«. Kelvinov val je viden kot vzhodni veter v kombinaciji z znižanim zračnim tlakom ob ekvatorju, vzhodno od motnje ($x > 0$). Ekvatorialni Rossbyjev val sestavljata vrtinca vetra okrog obeh minimumov zračnega tlaka, zahodno od motnje ($x < 0$). Kelvinov in ekvatorialni Rossbyjev val sta vsak posebej predstavljena na Sliki 2 (oz. njuni obliki). (Vir: Gill, 1980).

Ekvatorialne Rossbyjeve in Kelvinove valove najdemo tudi med lastnimi rešitvami lineariziranih osnovnih meteoroloških enačb za hidrostatično in nestisljivo ozračje – med t.i. normalnimi načini gibanj (eng. normal mode functions – NMF, npr. Kasahara in Puri, 1981). Tudi med NMF ločimo proti vzhodu in proti zahodu gibajoče se IG valove ter Rossbyjeve valove. NMF niso omejeni na tropske predele, raztezajo se lahko vse do polov. Ekvatorialne Rossbyjeve valove zato v primeru NMF raje imenujemo Rossbyjevi $n=1$ načini, čeprav se pri projekciji na NMF realni ekvatorialni Rossbyjevi valovi projicirajo pretežno na Rossbyjeve $n=1$ načine znotraj tropskih predelov.

Izven tropov MJO povzroča odziv v obliki serije ciklonalnih in anticiklonalnih vrtincev, ki se širi proti vzhodu, stran od diabatne perturbacije (eng. Rossby wave train – RWT, npr. Adames in Wallace, 2014).

Zgoraj opisani življenjski cikel MJO se pogosto razdeli na osmem faz. Glede na prostorsko porazdelitev okrepljene konvekcije in spuščanja zraka, imajo nekatere faze vzdolž ekvatorja približno dipolni vzorec diabatnega gretja atmosfere (en center s segrevanjem zraka zaradi sproščanja latentne toplote pri kondenzaciji in en z ohlajanjem zaradi porabe toplote za izhlapevanje pri spuščanju zraka - takšni sta npr. fazi 2 in 6), v drugih fazah pa je vzorec bolj podoben monopolu (npr. en center s segrevanjem ali ohlajanjem - npr. fazi 4 in 8). Ostale faze so prehodi med temi štirimi fazami (npr. Cassou, 2008; Lin in sod., 2009).

Obstajajo že študije valovnega odziva atmosfere na časovno in prostorsko kvazi-stacionarne tropske diabatne perturbacije, podobne posameznim fazam MJO. Večinoma so bile narejene z modeli brez uporabe vlažnih procesov. Ni pa še bilo narejeno ovrednotenje

atmosferskega odziva na idealizirane tropske diabatne perturbacije, podobne posameznim fazam MJO, v posameznih normalnih načinih. Glavna cilja te študije sta dva:

1. Primerjava atmosferskega odziva na štiri različne stacionarne tropske diabatne perturbacije podobne MJO. Analizirane perturbacije predstavljajo štiri faze MJO od osmih, in sicer tiste z monopolno obliko in tiste z dipolno obliko, s približno enako amplitudo obeh polov. Vse štiri obravnavane perturbacije so idealizirane oblike in imajo enako magnitudo. Natančneje nas zanima, kakšne vloge igrajo pri odzivu na te motnje Rossbyjevi, IG, Kelvinovi in posebej Rossbyjevi $n=1$ načini?
2. Ovrednotenje odziva na te štiri perturbacije v normalnih načinih v odvisnosti od prostorske skale. Zanimala nas je razporeditev variance odziva med Rossbyjeve, IG, Kelvinove in Rossbyjeve $n=1$ načine.

Rezultati bi lahko pomagali pri razumevanju valovnega odziva atmosfere na posamezne faze MJO in pri razumevanju povezav med odzivi v geografsko oddaljenih regijah. Predvsem so mišljene povezave med tropi in zmernimi širinami. Samo ovrednotenje variance odziva nam lahko pomaga razumeti razmerja med jakostjo odziva v posameznih normalnih načinih, oz. relativno pomembnost posameznega načina za posamezno fazo MJO.

Ta članek je povzetek dela doktorske dizertacije. Podrobnejši opis eksperimentov in rezultatov je v Kosovelj (2019) in Kosovelj in sod. (2019).

Metodologija

Dekompozicija na normalne načine gibanj

Normalni načini gibanj so lastne rešitve lineariziranih osnovnih meteoroloških enačb za hidrostatično in nestisljivo ozračje. Sestavljajo popoln set 3D ortogonalnih funkcij, zato se lahko uporabljajo kot bazne funkcije za projekcijo globalnih atmosferskih polj vetra in geopotenciala. Takšna projekcija podatkov na normalne načine je podrobneje opisana npr. v Kasahara in Puri (1981), Žagar in sod. (2015) ter Kosovelj (2019).

Za izračun normalnih načinov ter projekcijo podatkov je uporabljena vertikalna koordinata σ , ki je v primeru, da je zračni tlak na vrhu numeričnega modela enak 0 hPa, definirana kot $\sigma = p/p_s$, kjer je p_s tlak pri tleh. Koordinata σ ima tako pri tleh vrednost 1, na vrhu atmosfere pa 0. Namesto pravega geopotenciala ($\Phi = gz$, kjer je g težni pospešek, z pa višina ploskve konstantnega tlaka), je uporabljen spremenjen geopotencial, ki upošteva tudi spremembe v zračnem tlaku pri tleh (p_s): $P = \Phi + RT_0 \ln p_s$. Tu je Φ geopotencial, T_0 povprečna temperatura na vsakem modelskem nivoju in R specifična plinska konstanta (za suh zrak znaša $R = 287 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$).

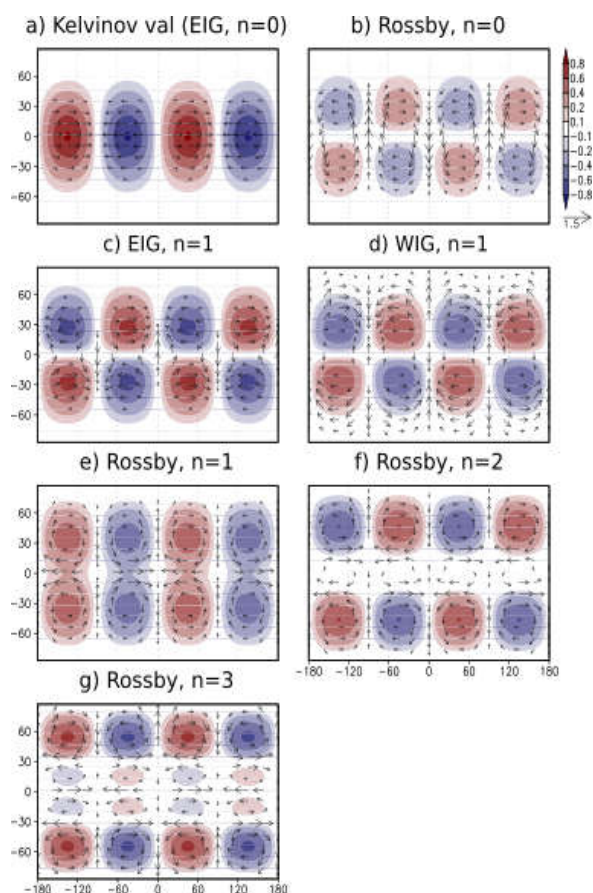
Projekcijo lahko zapišemo kot:

$$\begin{bmatrix} u(\varphi, \lambda, \sigma) \\ v(\varphi, \lambda, \sigma) \\ P(\varphi, \lambda, \sigma) \end{bmatrix} = \sum_m \mathbf{S}_m \left(\sum_k \sum_n \chi_n^k(m) \mathbf{H}_n^k(m) \right) G_m(\sigma) \quad (1)$$

V enačbi 1 $\chi_n^k(m)$ predstavlja kompleksne koeficiente razvoja, pri čemer so k zonalno valovno število, n meridionalni indeks in m vertikalni indeks. Funkcije G_m predstavljajo vertikalne bazne funkcije. Prva bazna funkcija ($m=1$) je barotropna – nima nobene ničle – vse ostale bazne funkcije pa so barokline (vsaka naslednja bazna funkcija ima eno ničlo več od prejšnje). Horizontalne bazne funkcije so Houghove funkcije ($\mathbf{H}_n^k(m)$). Houghove

funkcije so sestavljene iz sinusnih valov v zonalni smeri in iz kombinacije pridruženih Legendrovih polinomov v meridionalni smeri (jug-sever). Ločimo Houghove funkcije za Rossbyjeve in IG načine. Houghove funkcije za lihe Rossbyjeve in sode IG meridionalne indekse so simetrične glede na ekvator, medtem ko so Houghove funkcije za sode Rossbyjeve in lihe IG meridionalne indekse asimetrične glede na ekvator. Primeri nekaterih Houghovih funkcij so na Sliki 2. Kako daleč proti poloma se raztezajo Houghove funkcije je odvisno od vertikalnega indeksa (m). Večji kot je m , bližje ekvatorju so ujete Houghove funkcije. Diagonalna 3×3 matrika S_m zagotavlja, da so vhodni podatki v projekcijo brezdimenzijski.

Enačba 1 opisuje inverzno projekcijo iz modalnega v fizikalni prostor. Lahko jo uporabimo za filtriranje posameznih načinov ali skupin načinov (npr. Kelvinovega načina, Rossbyjevga $n=1$ načina, vseh Rossbyjevih ali IG načinov). Neželene načine odstranimo tako, da njihove koeficiente razvoja ($\chi_n^k(m)$) postavimo na nič, preden inverzno projekcijo izračunamo.



Slika 2: Primeri nekaterih Houghovih funkcij z različnimi meridionalnimi indeksi (n). Brezdimenzijski veter je prikazan z vektorji, brezdimenzijski geopotencial z barvami. Vsi primeri so za vertikalni indeks 3 in zonalno valovno število 2. Prirejeno po Kosovelj (2019).

Model SPEEDY

Za numerične simulacije je uporabljen model ICTP AGCM (SPEEDY; Molteni, 2003; Kucharski in sod., 2006). Je spektralni model z vertikalno koordinato σ . Natančnejši opis uporabljene verzije 41 je dosegljiv na: <http://users.ictp.it/~kucharsk/speedy-net.html>.

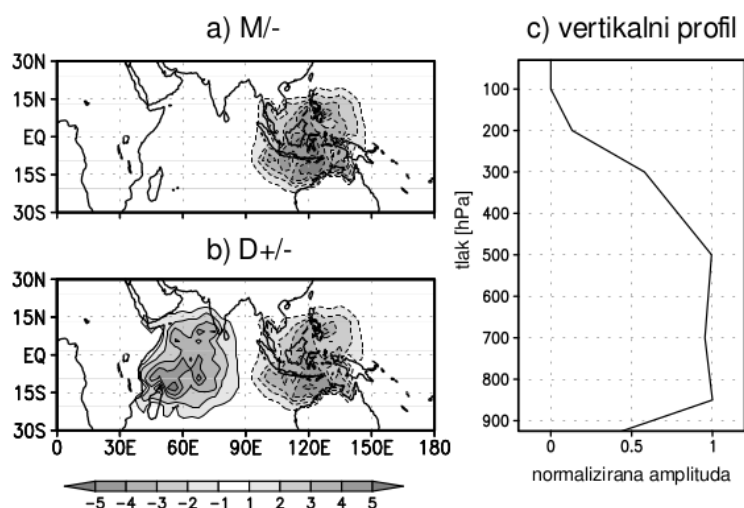
Model ima 8 vertikalnih nivojev, najvišji ($\sigma = 0,025$) predstavlja stratosfero, najnižji ($\sigma = 0,95$) pa planetarno mejno plast. Planetarna mejna plast je plast atmosfere, kjer ima kopensko ali oceansko površje pomemben vpliv na dinamiko ozračja. Modelski rezultati so podani na Gaussovski mreži s približno horizontalno ločljivostjo $3,75^\circ \times 3,75^\circ$. V spektralnem prostoru je uporabljenih 30 valovnih števil (T30).

Opis eksperimenta

S SPEEDY-jem so bili izračunani štirje ansambli. Edina vnaprej definirana razlika med njimi je v lokaciji tropske diabatne perturbacije in njenem predznaku.

Najprej je bila izračunana 102 leti (1909-2010) dolga modelska integracija brez perturbacij, ki vsem štirim ansambлом služi kot kontrolna integracija. Od leta 1911 naprej je bil model zagnan za vsak 1. januar, z dodatnimi tropskimi diabatnimi perturbacijami. Te perturbacije so bile dodajane skozi celoten čas posamezne integracije. Vsaka takšna integracija je obsegala prvih 90 dni v letu in predstavlja en član enega ansambla. Vsak ansambel pa obsega 100 let - torej 100 članov. Modelski rezultati so bili shranjeni kot dnevna povprečja.

Vsak od štirih ansamblov je bil pripravljen z drugačnimi tropskimi diabatnimi perturbacijami, ki so bile tekom integracije v model dodajane kot dodatne tendence temperature. Te dodatne perturbacije upoštevajo povratne zanke preko konvekcije in kondenzacije. Dodane perturbacije so sinusne oblike, z maksimumi nad Indijskim oceanom in Indonezijo. V horizontalni smeri so bile ob vsakem časovnem koraku in v vsaki modelski točki pomnožene z naključnim faktorjem 0 ali 1, kar simulira naključnost konvekcije. Povprečne perturbacije so predstavljene na sliki 3 za eksperimenta M/- (ohlajanje nad Indonezijo – približno ustreza fazama MJO 1 ali 8) in D+/- (faza 2). Eksperimenta M/+ (gretje nad Indonezijo, faza 4) in D-/+ (fazi 5 ali 6) imata podobna vzorca z obrnjenimi predznaki glede na M/- in D+/-.



Slika 3: Tropski diabatni perturbaciji (a) M/- in (b) D+/-, povprečeni preko 90 dni, na 500 hPa (približno 5 km). Polne izolinerije predstavljajo dodatno segrevanje, prekinjene izolinerije pa ohlajanje, v K/dan. (c) Povprečni vertikalni profil perturbacij, normaliziran z 90-dnevnim povprečjem perturbacij na 500 hPa. (Vir: Kosovelj, 2019).

Atmosferski odziv na perturbacije je bil analiziran v fizikalnem in modalnem prostoru (prostoru NMF). V fizikalnem prostoru so bili rezultati analizirani kot povprečne razlike med posameznimi člani ansambla in kontrolno integracijo, v modalnem prostoru pa v obliki variance, definirane s kvadratom razlike med koeficienti razvoja posameznih članov ansambla in kontrolne integracije.

Statistična značilnost odziva v fizikalnem prostoru je bil preverjena s pomočjo t-testa za neenake variance (Welchevega t-testa; Welch, 1947), ob ničelni hipotezi, da je povprečni geopotencial peturbiranih simulacij v vsaki točki enak povprečnemu geopotencialu kontrolne simulacije. Povprečje je tu definirano kot 100-letno povprečje geopotenciala na analizirani dan. Opisani rezultati so statistično značilni s stopnjo zaupanja 95 %.

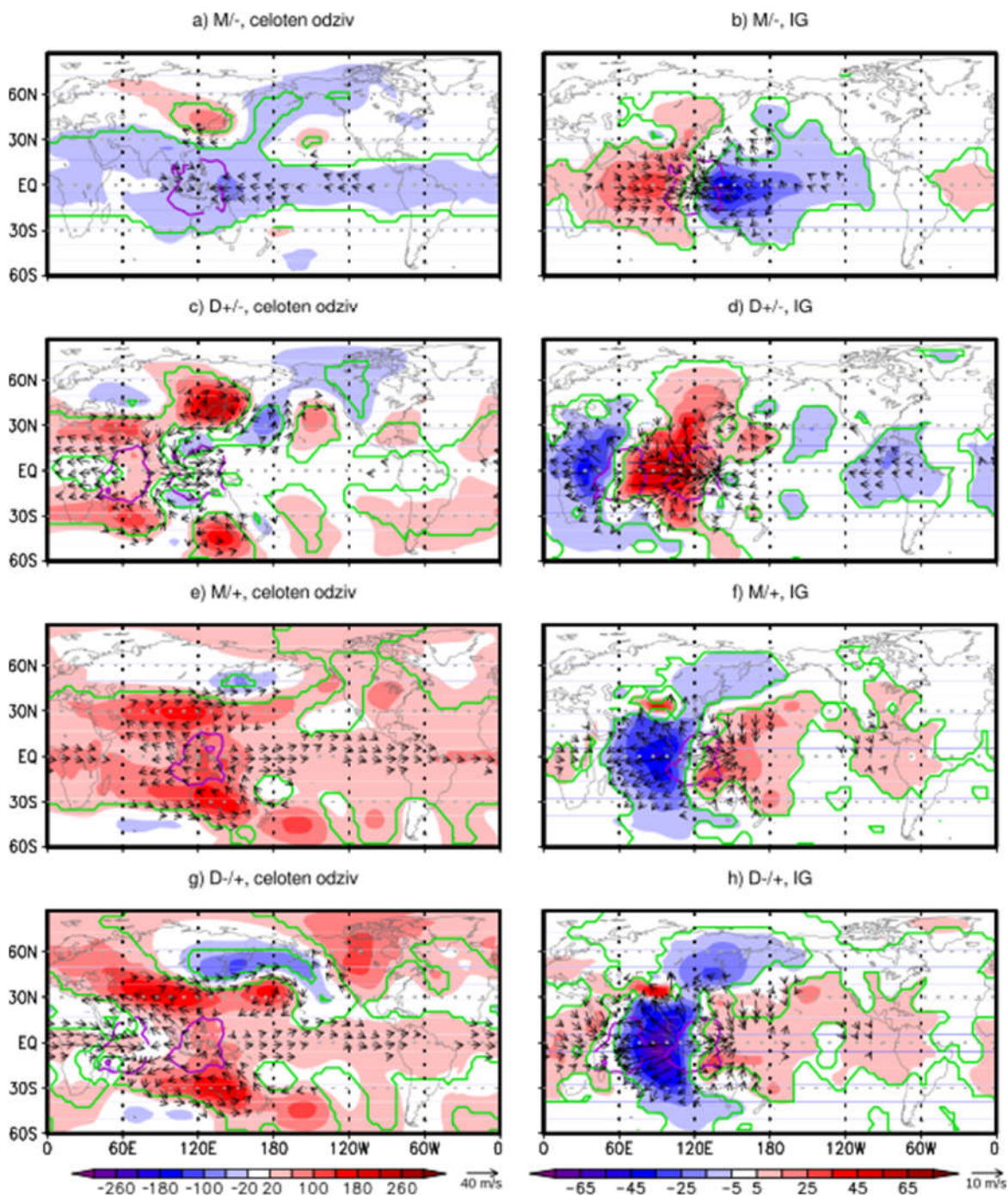
Rezultati

Odziv v fizikalnem prostoru

Kratkoročni odziv (na 3. dan, rezultati niso predstavljeni grafično) na monopolne perturbacije je podoben odzivu na tropske perturbacije, ki ga je opisal Gill (1980). Blizu ekvatorju ga sestavljajo zonalni vetrovi, ki spominjajo na Kelvinov val, vrtinci severno in južno od območja perturbacij pa spominjajo na ekvatorialni Rossbyjev val. Odziv je baroklin, v spodnji troposferi ima nasprotni predznak kot v zgornji troposferi. Kar spominja na Kelvinov val, se dejansko večinoma projicira na IG del odziva, kar izgleda kot ekvatorialni Rossbyjev val, se večinoma projicira na Rossbyjeve načine. Odziv na dipolno perturbacijo je približno enak vsoti odzivov na dve monopolni perturbaciji različnih predznakov, med seboj oddaljeni za 60 stopinj geografske širine. Odziva na M/- in D+/- perturbaciji sta po obliki in amplitudi zelo podobna odzivom na M/+ in D-/+ perturbaciji, le predznaki so obrnjeni.

Nekaj dni kaseneje se pojavi statistično značilen vzorec barotropnih Rossbyjevih valov (eng. Rossby wave train, RWT) izven tropov. V srednjeročnem odzivu (na 14. dan, slika 4) je RWT izven tropov že popolnoma razvit. V tropskih območjih kljub večji amplitudi in drugačnemu prostorskemu vzorcu, odziv sestavljajo podobni gradniki kot v kratkoročnem odzivu. Kljub temu, da je odziv na 14. dan sestavljen podobno za vse štiri eksperimente, sta natančen vzorec in jakost odziva močno odvisna od tega, ali imamo dipol ali monopol ter od predznakov posameznih perturbacij. V primeru enakih velikosti pozitivnih in negativnih perturbacij, je odziv določen pretežno s pozitivnim polom, tudi v primeru perturbacij dipolne oblike.

Poleg pozitivnega pola ima tudi negativni pol perturbacije pomembno vlogo, saj zmanjša in delno tudi omeji tropski odziv na tisti strani motnje, na kateri se negativni pol nahaja. Negativni pol perturbacije tudi pomembno prispeva k obliki in amplitudi RWT izven tropov, kar sta opisala že Seo in Lee (2017). Poleg tega se v primeru perturbacije D-/+ pojavi statistično značilen srednjeročni odziv nad Evropo (viden na Sliki 4g), ki bi lahko, preko širjenja odziva severozahodno od motnje, vplival tudi na vreme v Evropi. Podoben odziv nad Evropo je omenjen tudi v Lin in Brunet (2018), a za potrditev bi bili potrebni dodatni eksperimenti z modeli za numerično napovedovanje vremena.



Slika 4: Celotni (a,c,e,g) in IG (b,d,f,h) odziv na tropske diabatne perturbacije na 200 hPa na dan 14. Geopotencialna višina (Φ/g) je predstavljena z barvami (v m), veter z vektorji. Vijolične črte prikazujejo izolinijo povprečne perturbacije ± 2 K/dan, s slike 3. Zelene črte prikazujejo izolinijo 95 % statistične značilnosti za geopotencial. Vetrovi so risani za hitrosti večje od 7 m/s za celoten odziv ter večje od 1,5 m/s za IG odziv. (Vir: Kosovelj, 2019)

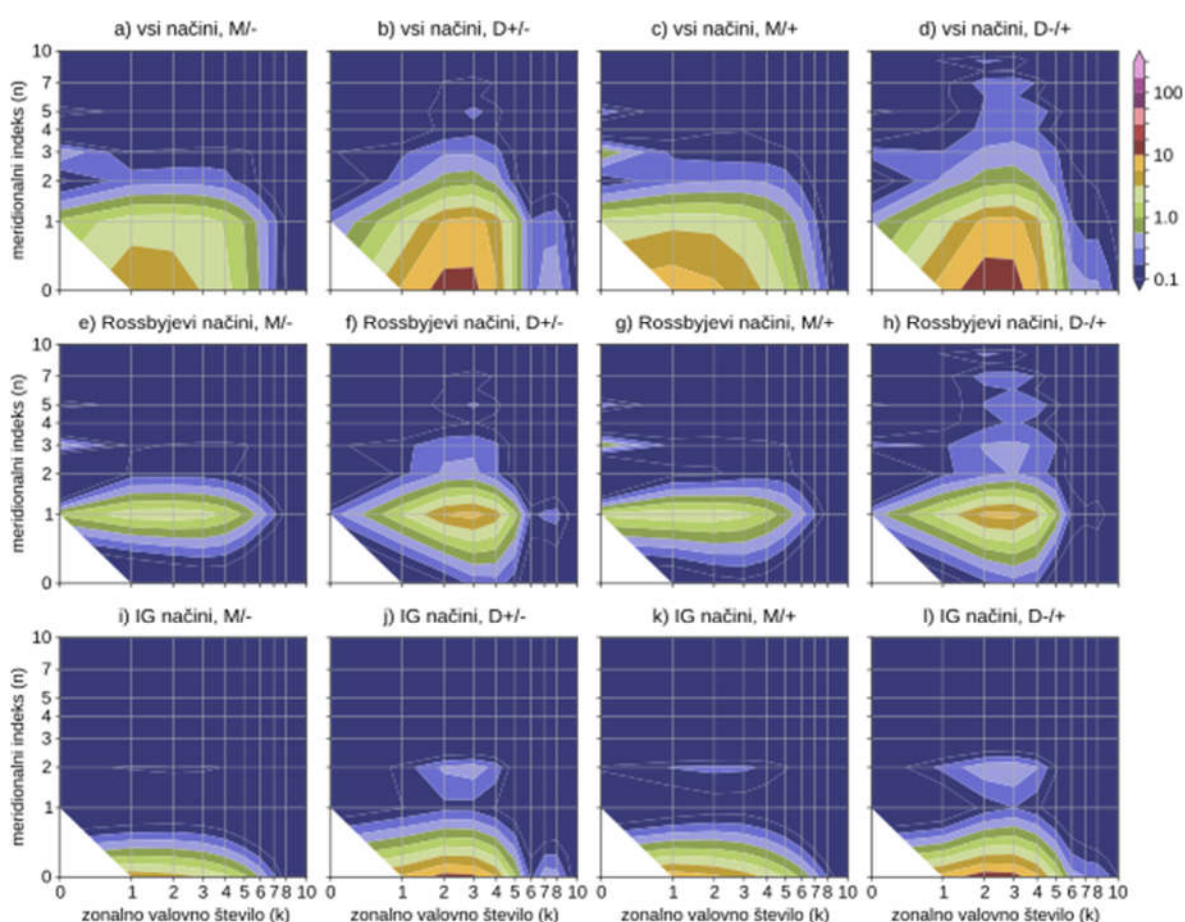
Razdelitev odziva med Rossbyjeve in IG načine ter še dodatno na Kelvinov in Rossbyjev $n=1$ val, podaja še dodatne informacije. Čeprav je odziv v Kelvinovem valu v tropih dominanten, ni edini prispevek h globalnemu IG odzivu. Zunaj tropov imajo ostali IG načini pomembno vlogo nad jugovzhodno Azijo (v bližini subtropskega vetrovnega stržena, desni

stolpec slike 4). Tam amplituda IG odziva na 200 hPa doseže tudi do četrtno amplitude odziva v Rossbyjevih načinih in predstavlja ageostrofsko cirkulacijo (del cirkulacije, pri katerem veter in zračni tlak, oz. geopotencial nista v ravnovesju), posledico interakcije odziva na tropsko diabatsno perturbacijo z vetrovnim strženom.

Med Rossbyjevimi valovi v tropih in subtropih ima sicer največji prispevek Rossbyjev $n=1$ način, a k vzorcu odziva z dvema subtropskima vrtincema, ki na prvi pogled izgleda kot ekvatorialni Rossbyjev val, prispevajo tudi ostali Rossbyjevi valovi z $n>1$. Slednji sicer v največji meri sestavljajo RWT.

Odziv v modalnem prostoru

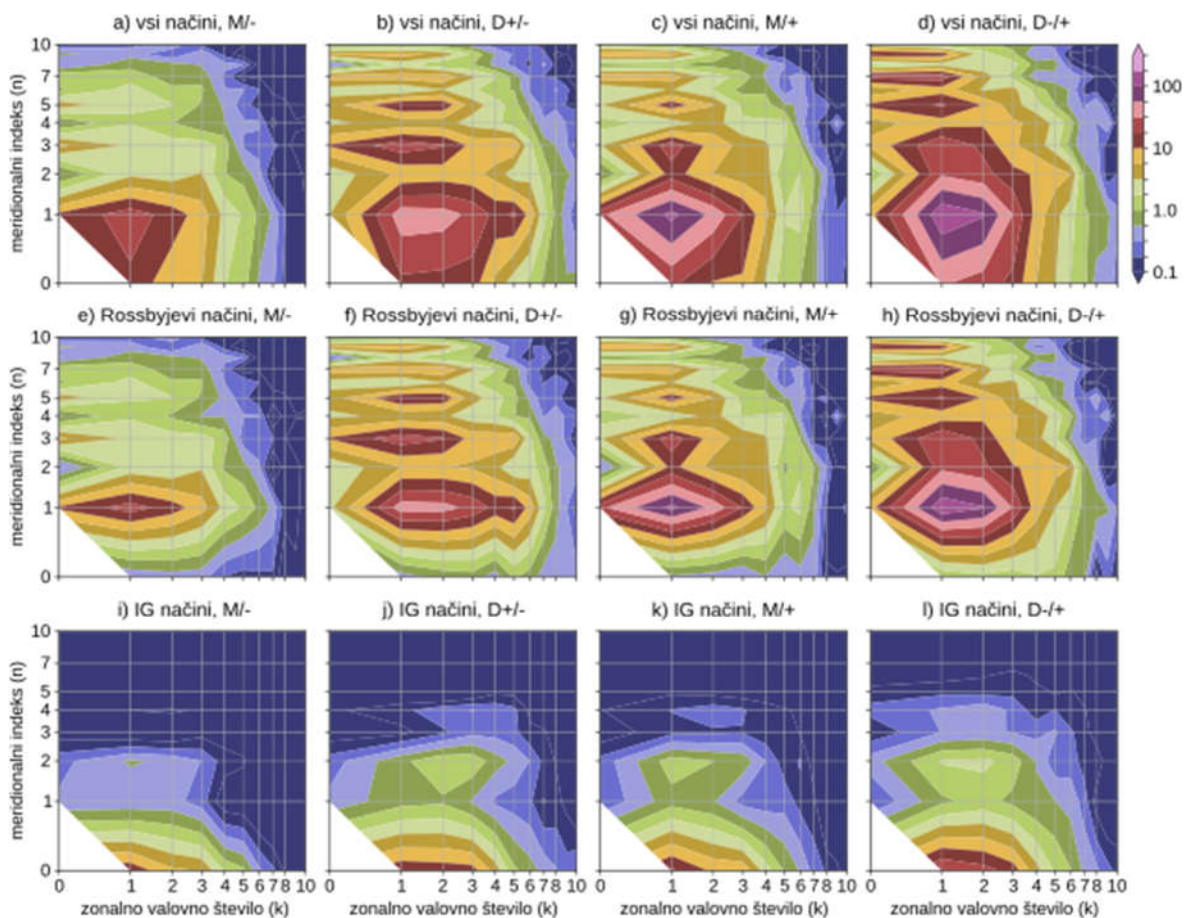
Sliki 5 in 6 prikazujeta razporeditev variance odziva med meridionalne načine in zonalna valovna števila in predstavljata enega glavnih rezultatov doktorskega dela.



Slika 5: Razporeditev variance med zonalna valovna števila in meridionalne načine na 3. dan (v J/kg). (a-d) Celotna varianca, (e-h) Rossbyjev del in (i-l) IG del. (Vir: Kosovelj, 2019)

Vpliv oblike perturbacije (ali je le-ta dipolna ali monopolna) se lepo vidi v kratkoročnem odzivu (slika 5). Za razliko od monopolne perturbacije, ki ima največjo varianco v zonalnem valovnem številu $k=1$, dipolna perturbacija sproži največji odziv v valovnih številih $k=2-3$. To je povezano z zonalno skalo perturbacije, ki ima valovno število tri. V srednjeročnem odzivu (slika 6) imajo vse perturbacije največji odziv v $k=1$. Dipolne perturbacije povzročajo relativno večji odziv v največjih prostorskih skalah (najmanjših valovnih številih) v

primerjavi z monopolnimi perturbacijami, zaradi večje amplitude RWT. Precejšen delež variance, 10-15 % je tudi v zonalnem povprečju ($k=0$).



Slika 6: Enako kot slika 5, le za 14. dan. (Vir: Kosovelj, 2019)

Na sliki 6 se lepo vidi tudi, da je varianca odziva na dan 14 večja v poskusih, ki imajo gretje nad Indonezijo (M/+ in D-/+) v primerjavi s poskusi z ohlajanjem nad Indonezijo (M/- in D+/-). Podobno velja tudi za dan 3, čeprav je razlika manjša in zato na sliki 5 slabše vidna. Do tega pride zaradi hitrejšega časovnega razvoja odziva v poskusih z gretjem nad Indonezijo v kratko- do srednjeročnem obdobju. V skladu s tem opažanjem se obnaša tudi poskus z monopolnim gretjem nad Indijskim oceanom, ki sicer ni predstavljen v tem članku.

Razlog za opisano hitrejšo rast variance v primerih z gretjem nad Indonezijo ni popolnoma jasen. Vse kaže, da gre za kombinacijo različnih faktorjev. Eden izmed njih je močnejša povratna zanka zaradi kondenzacije in konvekcije nad Indonezijo. Drugi faktor je lahko interakcija med diabatno perturbacijo in tokom ozadja (močnimi zahodniki zmernih širin). Podobno lahko vpliva interakcija med valovi v odzivu in tokom ozadja. Možen pa je tudi vpliv drugih nelinearnih pojavov. V dolgoročnem odzivu (po približno 35-40 dnevih, v tem članku ni grafično predstavljen) imata oba poskusa z dipolnima perturbacijama podobno skupno varianco (varianco, seštetu po vseh valovnih številih, meridionalnih in vertikalnih indeksih). Podobno velja za oba poskus M/+ in poskus z monopolnim gretjem nad Indijskim oceanom, ki sicer ni predstavljen v tem članku.

V poskusu M/- varianca ves čas ostane najmanjša med vsemi opisanimi eksperimenti, saj je prisoten le en pol z ohlajanjem zraka. To pomeni, da ne pride do okrepitev odziva zaradi

pozitivne povratne zanke preko konvekcije in kondenzacije. To se sklada tudi z opažanji v fizikalnem prostoru (npr. Sika 4).

Kratkoročni odziv je večinoma v IG načinih, na 3. dan je v IG načinih približno 60 % celotne variance, od tega večina v Kelvinovem valu. Razlog je predvsem v omejenosti odziva na tropske predele, kjer je imajo IG valovi bistveno večjo vlogo kot izven tropov, Kelvinov val pa učinkovito pomaga pri transportu energije stran od perturbacije. V srednjeročnem odzivu, na 14. dan, je še vedno okrog 10 % celotne in večina IG variance v Kelvinovem valu.

Ne glede na časovno skalo je glavni prispevek k Rossbyjevemu delu variance v Rossbyjevem $n=1$ načinu. Na 3. dan je v njem okrog 80 % variance Rossbyjevih načinov in 30-45 % celotne variance. Tudi to je v skladu z omejenostjo odziva pretežno na tropske predele, kjer ima Rossbyjev $n=1$ način med vsemi Rossbyjevimi načini glavno vlogo pri transportu energije stran od perturbacije (npr. Gill, 1980). Na 14. dan je več kot 50 % variance Rossbyjevih načinov v Rossbyjevih načinih z $n>1$, pretežno povezanih z odzivom izven tropskih predelov (RWT).

Na slikah 5 in 6 se opazi tudi, da je varianca odziva večja v lihih Rossbyjevih in sodih IG načinih. Oboji so simetrični glede na ekvator (slika 2). V splošnem velja, da je atmosferski odziv na diabatne perturbacije, ki so približno simetrične glede na ekvator, pretežno v simetričnih načinih, ne glede na cirkulacijo ozadja (npr. Kasahara, 1984 ter Kasahara in da Silva Dias, 1986). Tukaj predstavljeni rezultati temu ustrezajo.

Zaključki

Ta članek je povzetek dela doktorske dizertacije (Kosovelj, 2019). Predstavlja odziv globalne cirkulacije na motnje v tropskem diabatnem gretju in razcep tega odziva na normalne načine gibanj. Razcep na normalne načine omogoča diagnostiko 3D cirkulacije v odvisnosti od prostorske skale, s pomočjo Rossbyjevih in inercialno-težnostnih valov, ki predstavljajo lastne rešitve lineariziranih osnovnih meteoroloških enačb za hidrostatično in nestisljivo ozračje. Za numerične simulacije je uporabljen model ICTP AGCM (SPEEDY).

Pokazano je, da realistična formulacija perturbacij diabatnega gretja, z upoštevanimi povratnimi zankami zaradi vlažnih procesov, ne daje bistveno drugačnih rezultatov kot jih dajejo modeli brez vlage z dodanimi perturbacijami v temperaturi, kakršni so bili pogosto uporabljeni v podobnih študijah. Odziv cirkulacije je večinoma pogojen s pozitivno anomalijo v gretju, vendar meddelovanje obeh polov (pozitivne in negativne anomalije) v dipolu vpliva na odziv v tropih ter na obliko in orientacijo Rossbyjevih valov, ki se širijo iz subtropskih območij. Kratkoročni odziv v fizikalnem prostoru in varianca kratkoročnega odziva se projicirata predvsem na IG načine, še posebej na Kelvinov val. V srednjeročnem odzivu (v fizikalnem prostoru in varianci odziva v modalnem prostoru) dominirajo Rossbyjevi načini, Rossbyjevi načini z meridionalnim indeksom večjim od 1 (Rossbyjevi načini $n>1$) prispevajo več kot 50 % variance k Rossbyjevemu delu variance odziva. Izmed posameznih valov največji prispevek k varianci Rossbyjevih valov prispeva Rossbyjev način $n=1$, ne glede na časovno skalo odziva. Razlike v velikosti variance kratko- in srednjeročnega odziva med posameznimi poskusi se najverjetneje pojavljajo zaradi večjih prepletenih dejavnikov. Edina izjema je monopol z negativno perturbacijo diabatnega gretja, kjer je skupna varianca odziva zaradi odsotnosti povratne zanke preko kondenzacije in konvekcije vedno manjša od ostalih poskusov.

Literatura

- Adames, A. F., Wallace, J. M. (2014). Three-dimensional structure and evolution of the MJO and its relation to the mean flow, *Journal of Atmospheric Sciences* 71, 2007-2026.
- Cassou, C. (2008). Intraseasonal interaction between the Madden-Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation, *Nature* 455, 523-527.
- Gill, A. E. (1980). Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 106, 447-462.
- Hendon, H. H., Salby, M. L. (1994). The life cycle of the Madden-Julian Oscillation, *Journal of Atmospheric Sciences* 51, 2225-2237.
- Kasahara, A., Puri, K. (1981). Spectral representation of three-dimensional global data by expansion in normal mode functions, *Monthly Weather Review* 109, 37-51.
- Kosovelj, K. (2019): Normal-mode analysis of the role of tropics in global atmospheric predictability (Analiza vloge tropskih predelov v globalni napovedljivosti ozračja s pomočjo normalnih načinov). Doktorska disertacija, Univerza v Ljubljani, FMF, 124 p.
- Kosovelj, K., Kucharski, F., Molteni, F., Žagar, N. (2019). Modal decomposition of the global response to tropical heating perturbations resembling MJO, *Journal of Atmospheric Sciences* 76, 1457-1469.
- Kucharski, F., Molteni, F., King, M. P., Farneti, R., Kang, I. S., Feudale, L. (2006). Decadal interactions between the western tropical Pacific and the North Atlantic Oscillation, *Climate Dynamics* 26, 79-91.
- Lin, H., Brunet, G. (2018). Extratropical response to the MJO: nonlinearity and sensitivity to initial state, *Journal of Atmospheric Sciences* 75, 219-234.
- Lin, H., Brunet, G., Derome, J. (2009). An observed connection between the North Atlantic Oscillation and the Madden-Julian Oscillation, *Journal of Climate* 22, 364-380.
- Madden, R. A., Julian, P. R. (1971). Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific, *Journal of Atmospheric Sciences* 28, 702-708
- Madden, R. A., Julian, P. R. (1972). Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period, *Journal of Atmospheric Sciences* 29, 1109-1123.
- Matsuno, T. (1966). Quasi-geostrophic motions in the equatorial area, *Journal of the Meteorological Society of Japan* 44, 25-43.
- Molteni, F. (2003). Atmospheric simulations using a GCM with simplified physical parametrizations. I: model climatology and variability in multi-decadal experiments, *Climate Dynamics* 20, 175-195.
- Salby, M. L., Hendon, H. H. (1994). Intraseasonal behavior of clouds, temperature, and motion in tropics, *Journal of Atmospheric Sciences* 51, 2207-2224.
- Seo, K. H., Lee, H. J. (2017). Mechanisms for a PNA-Like Teleconnection Pattern in Response to the MJO, *Journal of Atmospheric Sciences* 74, 1767-1781.
- Welch, B. L. (1947). The Generalization of 'Student's' Problem when Several Different Population Variances are Involved, *Biometrika* 34, 28-35.
- Žagar, N., Kasahara, A., Terasaki, K., Tribbia, J., Tanaka, H. (2015). Normal-mode function representation of global 3-D data sets: open-access software for the atmospheric research community, *Geoscientific Model Development* 8, 1169-1195.