

# OSZCILLÁCIÓS JELENSÉGEK VIZSGÁLATA A KÁRPÁT-MEDENCE TÉRSÉGÉBEN

**Kristóf Erzsébet, Bartholy Judit, Pongrácz Rita**

ELTE Meteorológiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A  
e-mail: e.kristofl@gmail.com, bartholy@caesar.elte.hu, prita@nimbus.elte.hu

## Bevezetés

Napjaink egyik legjelentősebb globális környezeti problémája az éghajlatváltozás, amelynek negatív hatású következményei egyre inkább megmutatkoznak. A globális felmelegedés ténye mára kétségtelen (IPCC AR5 WGI, 2013). Ezzel összefüggésben a globális átlagos tengerszint emelkedése és az időjárási szélsőségek gyakoribbá válása következtében lakhatatlanná válhatnak a Föld bizonyos területei. Az éghajlatváltozáshoz hozzájárulhatnak olyan összetett légköri folyamatok, oszcillációs jelenségek is, amelyek statisztikai távkapcsolatok által földrajzilag távol eső területek között hatnak.

Az ELTE Földtudományi Doktori Iskola keretében indított kutatásunk célja a CMIP5<sup>1</sup> nemzetközi együttműködésben rendelkezésre álló globális éghajlati modellek (GCM<sup>2</sup>) szimulációi alapján annak vizsgálata, hogy az oszcillációs jelenségeket melyik modell írja le a legpontosabban Közép-Európa, kiváltképpen a Kárpát-medence térsége fölött. Majd a kiválasztott modellek alapján milyen jövőbeli becslések adhatók a térség éghajlatára vonatkozóan a XXI. század végéig.

Oszcillációs jelenségekkel kapcsolatos GCM-szimulációkat már két évtizeddel ezelőtt is végeztek. Meehl & Arblaster (1998) az NCAR<sup>3</sup> egyik globális klímamodelljével (Climate System Model, CSM) végzett kísérletekben sikeresen azonosította a Déli Oszcillációhoz<sup>4</sup> köthető hőmérsékleti anomáliákat. A 2000-es évektől pedig egyértelműen számottevő fejlődés figyelhető meg a távkapcsolati jelenségek globális klímamodellekben való megjelenésében (IPCC AR5 WGI, 2013). Az utóbbi években megkezdődött a regionális éghajlati modellek (RCM<sup>5</sup>) bevonása is az oszcillációs jelenségek részletesebb elemzésébe. Példaként említhető Ciarlò & Aquilina (2016) RegCM szimulációja a Földközi-tenger térségére.

A doktori kutatás során tervezett vizsgálatok első lépéseként kiválasztandók azok az oszcillációs jelenségek, amelyek hatással lehetnek a Kárpát-medence térségére. Majd a GCM-ek validációs vizsgálatára kerül sor, amelynek eredményeképpen statisztikai módszerekkel jelölendők ki a múltra vonatkozóan legpontosabb becsléseket adó modellek. Ezt követően a kiválasztott modellekkel a XXI. századra végzett éghajlati szimulációkat elemezzük a várható változások becslése céljából.

## Vizsgálandó oszcillációs jelenségek

A távhatású jelenségek a légkör hosszuhullámú oszcillációs rendszereinek tekinthetők, amelyek periódusideje néhány héttől akár több évig terjedhet. Azokat a területeket, ahol a jelenség a legintenzívebben lép fel, az adott rendszer akciócentrumainak nevezzük (Barnston & Livezey, 1987). Megfigyelésükre már az XIX. században is sor került, matematikai és fizikai

---

<sup>1</sup>Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 – Csatolt Modellek Összehasonlítási Programja: ötödik fázis

<sup>2</sup>Global Climate Model

<sup>3</sup>National Center for Atmospheric Research – Nemzeti Léggörkutató Központ (USA)

<sup>4</sup>Southern Oscillation, SO

<sup>5</sup>Regional Climate Model

vizsgálatukat azonban csak a XX. században kezdték meg. Walker (1923) matematikai statisztikai módszerrel, korreláció elemzéssel vizsgálta az oszcillációs jelenségeket. A Déli Oszcillációt a Csendes-óceán és az Indiai-óceán feletti, az Észak-Atlanti Oszcillációt<sup>6</sup> az Azori-szigetek és Izland feletti, az Észak-Csendes-óceáni Oszcillációt<sup>7</sup> pedig a Csendes-óceán északi medencéje feletti légnyomás váltakozásaként határozta meg. Az 1980-as években többek között Barnston & Livezey (1987) adott részletes leírást a távkapcsolati jelenségekről, vizsgálatuk módszereként a korreláció elemzés mellett a főkomponens analízis módszerét ajánlva.

Az oszcillációs jelenségeket az alábbiakban aszerint különítjük el, hogy az akciócentrumaik legalább egyike a Kárpát-medencétől kb. 3000 km távolságon belül vagy ezen kívül, akár több tízezer km távolságban található. A jelenségek egy része az Atlanti-térséghez, másik része a Csendes-óceáni térséghez kapcsolódik. A kutatás során először a közelebbi, tehát a Kárpát-medencétől nagyjából 3000 km távolságon belüli akcióközponttal rendelkező jelenségek kerülnek vizsgálatra.

A NAO Európában az egyik legjelentősebb, egész évben hatást gyakorló távhatású jelenség, noha adott éven belül jelentős változékonysággal bír. A NAO Magyarország hőmérsékleti és csapadékviszonyaira is számottevő befolyással rendelkezik (Pongrácz, 2003). Két akciócentruma az 55°–5° nyugati hosszúsági körök között található, elhelyezkedésük az év során jelentős változékonyságot mutat. Az északi központ az Atlanti-óceán medencéjének északi részén, a 40°–70° északi szélességi kör között, míg a déli központ az Azori-szigetek térségében, a 20°–50° északi szélességi körök között fekszik (Moore et al., 2013). A jelenség intenzitását mérő NAO-indexek a két légnyomásközpont egyidejű változását fejezik ki. Rogers (1984) az azori-szigeteki Ponta Delgada és az izlandi Akureyri, míg Hurrell (1995) a portugáliai Lisszabon és az izlandi Reykjavík normalizált tengerszinti légnyomásértékeinek különbségeként állított elő indexet. A NAO pozitív fázisa idején mind az azori anticiklon, mind az észak-atlanti alacsony légnyomású központ erősen fejlett, vagyis előbbi térségben a szokásosnál magasabb, utóbbi terület felett az átlagosnál alacsonyabb tengerszinti légnyomásértékek mérhetők. A nyugatias szelek élénkebbek az Atlanti-óceán medencéjének északi része fölött, amely enyhébb és csapadékosabb idővel jár Nyugat-Európában. A NAO negatív fázisában egyik légnyomásközpont sem fejlett túlságosan, a nyugatias szelek intenzitása csökken (Hurrell & Deser, 2010).

Thompson & Wallace (1998) a téli tengerszinti légnyomási mezők vizsgálata alapján megkülönböztette a NAO-tól az Arktikus Oszcillációt<sup>8</sup>, amely az északi pólust gyűrűként körülvevő, a tengerszinti légnyomásban anomáliákat okozó áramlási rendszerként értelmezhető (Ambaum et al., 2001).

A Kelet-Atlanti/Nyugat-oroszországi rendszert<sup>9</sup> Barnston & Livezey (1987) a 700 hPa-os légnyomási szint geopotenciális magasságértékei alapján azonosította, azonban az oszcilláció az 500 hPa-os szinten is kimutatható (Liu et al., 2014). Pozitív fázisában pozitív geopotenciális magassági anomáliák figyelhetők meg Európa és a Japán-tenger felett, miközben negatív geopotenciális magassági anomáliák alakulnak ki az Észak-Atlantikum nyugati térsége felett és a Kaszpi-tengertől északra (Liu et al., 2014). Európára gyakorolt hatása a téli és a kora tavaszi hónapokban a legjelentősebb. Pozitív fázisában hideg levegő áramlik Dél-Európa és a Földközi-tenger keleti térsége fölé. Ebben az időszakban az átlagoshoz képest kevesebb csapadék hullik Európa déli területein, míg Skandinávia az átlagosnál csapadékosabb. A szokásosnál magasabb hőmérsékletek mérhetők Európa középső és északi részei felett, míg délebbre az átlagosnál hűvösebb idő tapasztalható. Negatív fázisban az előbbiekkal ellentétes

---

<sup>6</sup>North Atlantic Oscillation, NAO

<sup>7</sup>North Pacific Oscillation, NPO

<sup>8</sup>Arctic Oscillation, AO

<sup>9</sup>East Atlantic / Western Russia Pattern, EA/WR

folyamatok tapasztalhatók (Ionita, 2014). Az EA/WR jelentős hatással bír a Földközi-tenger térségében megjelenő ciklonokra és a szélviszonyokra. Pozitív fázisban csökken a viharok száma, míg több az intenzív széllel járó esemény (Nissen et al., 2010).

Az Északi-tenger – Kaszpi-tenger Központú légnyomási jelenség<sup>10</sup> a NAO-hoz hasonlóan két akciócentrummal rendelkezik. A nyugati központja az Északi-tenger felett, az 55° északi szélességi kör és a 0°–10° keleti hosszúsági körök között fekszik, míg a keleti központja a Kaszpi-tenger északi medencéje térségében, a 45° északi szélességi kör és az 50°–60° keleti hosszúsági körök között található. Kimutatásához az 500 hPa-os légnyomási szint geopotenciális magasságértékei vizsgálандók. Pozitív fázisában a nyugati pólus körül erősödő anticiklonális áramlás, míg a keleti pólus körül intenzívebbé váló ciklonális áramlás figyelhető meg. Ennek következtében északnyugati áramlás jellemző Európa keleti és délkeleti részein, illetve a Fekete-tenger térsége fölött. Negatív fázisában a nyugati pólusa körül ciklonális, a keleti pólusa körül anticiklonális áramlás alakul ki. Hatására fokozódik Európa délkeleti területei felett a délnyugati áramlás (Kutiel & Benaroch, 2002). Téli az NCP pozitív fázisában az átlagoshoz képest alacsonyabb hőmérséklet mérhető Európa keleti és délkeleti részein, míg Európa nyugati területei felett az átlagosnál melegebb jellemző. Az NCP negatív fázisában ezzel ellentétes tendenciák figyelhetők meg. Nyáron elsősorban Európa nyugati és középső részeire van hatással az NCP, amelynek pozitív fázisa az átlagosnál magasabb, negatív fázisa az átlagosnál alacsonyabb hőmérsékletekkel jár együtt (Brunetti & Kutiel, 2011). Mindezek alapján az a várakozásunk, hogy az NCP a Kárpát-medence hőmérsékleti viszonyaira is jelentős hatást gyakorol.

A Skandináv rendszer<sup>11</sup>, amelyet Barnston & Livezey (1987) Eurázsia-1 rendszernek<sup>12</sup> nevezett, többpólusú jelenség: központjai a Skandináv-félsziget, Délnyugat-Európa, Oroszország keleti része, illetve Japán felett található. Kimutatásához a 700 hPa-os légnyomási szint geopotenciális magasságértékei vizsgálандók. Pozitív fázisában Skandinávia, illetve Oroszország nyugati területei fölött anticiklon képződik, amely az átlagosnál alacsonyabb hőmérséklettel jár Észak- és Nyugat-Európában, míg az átlagosnál magasabb hőmérséklet mérhető Közép- és Dél-Európában (Bueh & Nakamura, 2007).

Az áramlási rendszer, a légköri állapotváltozók és a csapadék eloszlásának váltakozása a Földközi-tenger nyugati és keleti medencéje között is megfigyelhető. Ez a Mediterrán Oszcilláció<sup>13</sup>, amelyet az algériai Algír és az egyiptomi Kairó 500 hPa-os légnyomási szinten mért geopotenciális magasságkülönbségeként azonosítottak (Conte et al., 1989, Criado-Aldeanueva & Soto-Navarro, 2013). Az MO intenzitása azonban mérhető más földrajzi helyeket alapul véve is, például a franciaországi Marseille és az izraeli Jeruzsálem normalizált tengerszinti légnyomáskülönbségével (Brunetti et al., 2002, Criado-Aldeanueva & Soto-Navarro, 2013). Az MO pozitív fázisában kialakuló légnyomási anomália következtében megváltozik az uralkodó nyugati széljárás, amelynek hatására kevesebb csapadék hullik a Földközi-tenger térségében. Az MO negatív fázisában felerősödik a ciklogenezis a Földközi-tenger nyugati és középső medencéje felett, amelynek hatására az egész térségben az átlagosnál több csapadék hullik (Criado-Aldeanueva & Soto-Navarro, 2013). Mivel a Kárpát-medence csapadékának számottevő része kapcsolódik a mediterrán ciklonokhoz, ezért várakozásaink szerint az MO hatása is érzékelhető hazánkban.

Úgy véljük, hogy a Kárpát-medence éghajlati viszonyaira elsősorban a földrajzilag közelebb eső, fenti jelenségek bírhatnak jelentősebb befolyással. Ezekon kívül számos további, a Kárpát-medencétől távoli akciócentrummal rendelkező oszcillációs jelenség létezik, melyek hatásait a Kárpát-medencére az induló doktori kutatás egy későbbi szakaszában tervezünk

<sup>10</sup>North Sea Caspian Pattern, NCP

<sup>11</sup>Scandinavian Pattern, SCA

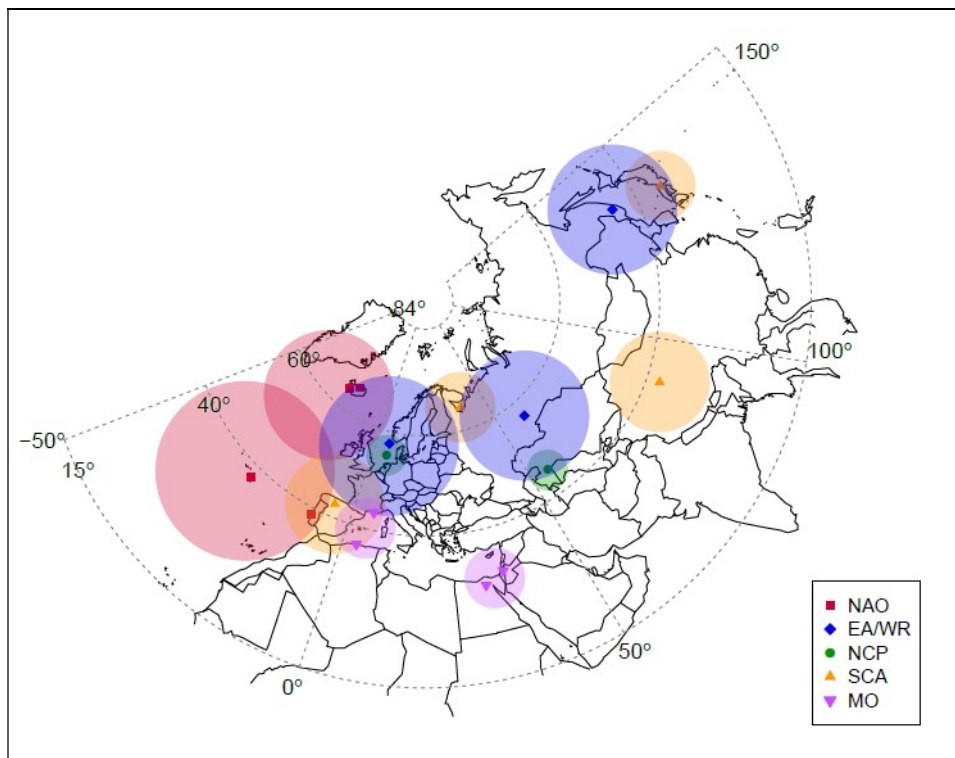
<sup>12</sup>Eurasian Pattern Type 1, EU1

<sup>13</sup>Mediterranean Oscillation, MO

elemezni. A felsorolt távkapcsolati jelenségek legfontosabb adatait az 1. táblázat tartalmazza. Az akciócentrumok helyzete éven belül változhat, az eurázsiai középpontok hozzávetőleges elhelyezkedését az 1. ábra tartalmazza.

Az oszcillációs jelenség rövidítése	Indexképzéshez szükséges állapotjelölő	Európai vagy ahhoz közel eső akciócentrumának elhelyezkedése		Hivatkozás
		1. akciócentrum	2. akciócentrum	
NAO	tengerszinti légnyomás	é.sz. 40°–70° és ny.h. 55°–5° között	é.sz. 20°–50° és ny.h. 55°–5° között	Moore et al. (2013)
EA/WR	500 hPa-os geopotenciális magasság	é.sz. 40°–75° és ny.h. 20° – k.h. 30° között	é.sz. 25°–70° és k.h. 30°–90° között	Liu et al. (2014)
NCP	500 hPa-os geopotenciális magasság	é.sz. 55° és k.h. 0°–10° között	é.sz. 45° és k.h. 50°–60° között	Kutiel & Benaroch (2002)
SCA	700 hPa-os geopotenciális magasság	é.sz. 60°–70° és k.h. 25°–50° között	é.sz. 35°–50° és ny.h. 20° – k.h. 10° között	Barnston & Livezey (1987)
MO	500 hPa-os geopotenciális magasság / tengerszinti légnyomás	é.sz. 36,8° / 43,3° és k.h. 3,2° / 5,4° körül	é.sz. 30,1° / 31,8° és k.h. 31,4 / 35,2° körül	Conte et al. (1989) / Brunetti et al. (2002)

1. táblázat: A vizsgálandó oszcillációs jelenségek legfontosabb adatai.



1. ábra: Az oszcillációs jelenségek eurázsiai akciócentrumainak hozzávetőleges helyzete (körrel jelölt területek), illetve az NCP (zöld kör), az SCA (sárga háromszög) és az EA/WR (kék rombusz) legintenzívebb területeinek középpontja, továbbá a NAO (piros négyzet) és az MO (lila háromszög) jellemzésére alkalmazott mérőállomások földrajzi elhelyezkedése.

A mérőállomások nyugatról kelet felé haladva: NAO északi pólus: Reykjavík és Akureyri (Izland), NAO déli pólus: Ponta Delgada és Lisszabon (Portugália); MO nyugati pólus: Algír (Algéria) és Marseille (Franciaország), MO keleti pólus: Kairó (Egyiptom) és Jeruzsálem (Izrael).

## Összefoglalás

A doktori kutatás keretében tervezett vizsgálatok során elvégzendő feladatok összetettek. Az oszcillációs jelenségek különböző tér- és időskálájúak, ezért kimutatásukhoz, illetve változásaik követéséhez különböző statisztikai módszerek alkalmazása lehet optimális. Tervezett elemzéseink alapján becslést adhatunk az oszcillációs jelenségek időbeli viselkedésére. A kutatás eredményeképpen azt várjuk, hogy pontosabb éghajlati becsléseket lehessen készíteni a Kárpát-medence térségére vonatkozóan.

A térbeli tartományt a legnagyobb kiterjedésű vizsgált jelenség akciócentrumainak elhelyezkedése határozza meg. Ez a jelenlegi célkitűzéseink mellett az EA/WR, amelynek elemzéséhez a teljes északi félgömb vizsgálata szükséges, a 15° és a 90° északi szélességi körök között, ahogyan Barnston & Livezey (1987) is eljárat.

Terveink szerint a GCM-ek múltra vonatkozó eredményeit reanalízis adatsorokkal vetjük össze annak érdekében, hogy kiválasszuk a legpontosabb modelleket. A validációs vizsgálatokat az 1961 és 1990, valamint az 1971 és 2000 közötti 30-30 évre végezzük el. A legjobb modellek meghatározását követően a XXI. századra rendelkezésre álló szimulációk mező-sorait elemezzük. Eredményképpen azt várjuk, hogy a Kárpát-medence éghajlatára pontosabb becsléseket lehessen adni. A későbbiekben regionális modellfuttatások eredményei is bevonhatók a vizsgálatokba.

## Köszönetnyilvánítás

Kutatásainkat támogatta az AGRÁRKLIMA2 projekt (VKSZ\_12-1-2013-0034) és az Európai Gazdasági Térség (EGT) Támogatási Alap „Alkalmazkodás az Éghajlatváltozáshoz” Program (EEA-C13-10).

## Hivatkozások

- Ambaum, M.H.P., Hoskins, B.J., Stephenson, D.B., 2001: Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *Journal of Climate*, 14: 3495–3507.
- Barnston, A.G., Livezey, R.E., 1987: Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Monthly Weather Review*, 115: 1083–1126.
- Brunetti, M., Kutiel, H., 2011: The relevance of the North-Sea Caspian Pattern (NCP) in explaining temperature variability in Europe and the Mediterranean. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11: 2881–2888.
- Brunetti, M., Maugeri, M., Nanni, T., 2002: Atmospheric circulation and precipitation in Italy for the last 50 years. *International Journal of Climatology*, 22: 1455–1471.
- Bueh, C., Nakamura, H., 2007: Scandinavian pattern and its climatic impact. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133: 2117–2131.
- Ciarrò, J.M., Aquilina, N.J., 2016: An analysis of teleconnections in the Mediterranean region using RegCM4. *International Journal of Climatology*, 36: 797–808.
- Conte, M., Giuffrida, A., Tedesco, S., 1989: The Mediterranean Oscillation. Impact on precipitation and hydrology in Italy Climate Water. *Conference on Climate Water*, 121–137, Publications of the Academy of Finland, Helsinki.
- Criado-Aldeanueva, F., Soto-Navarro, F.J., 2013: The Mediterranean Oscillation Teleconnection Index: Station-Based versus Principal Component Paradigms. *Advances in Meteorology*, 10p.
- Hurrell, J.W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation, regional temperatures and precipitation. *Science*, 269: 676–679.
- Hurrell, J.W., Deser, C., 2010: North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems*, 79: 231–244.

- Ionita, M.*, 2014: The Impact of the East Atlantic/Western Russia Pattern on the Hydroclimatology of Europe from Mid-Winter to Late Spring. *Climate*, 2: 296–309.
- IPCC AR5 WGI, 2013: Climate Change (2013): The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (eds.: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M.). *Cambridge University Press*, Cambridge, UK & New York, NY, USA.
- Kutiél, H., Benaroch, Y.*, 2002: North Sea-Caspian Pattern (NCP) – an upper level atmospheric teleconnection affecting the Eastern Mediterranean: Identification and definition. *Theoretical and Applied Climatology*, 71: 17–28.
- Liu, Y., Wang, L., Zhou, W., Chen, W.*, 2014: Three Eurasian teleconnection patterns: spatial structures, temporal variability, and associated winter climate anomalies. *Climate Dynamics*, 11–12: 2817–2839
- Meehl, G.A., Arblaster, J.M.*, 1998: The Asian-Australian Monsoon and El Niño-Southern Oscillation in the NCAR Climate System Model. *Journal of Climate*, 11: 1356–1385.
- Moore, G.W.K., Renfrew, I.A., Pickart, R.S.*, 2013: Multidecadal Mobility of the North Atlantic Oscillation, *Journal of Climate*, 26: 2453–2466.
- Nissen, K.M., Leckebusch, G.C., Pinto, J.G., Renggli, D., Ulbrich, S., Ulbrich, U.*, 2010: Cyclones causing windstorms in the Mediterranean: characteristics, trends and links to large-scale patterns. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10: 1379–1391.
- Pongrácz, R.*, 2003: A nagy térségű cirkuláció és a légköri oszcillációk (ENSO, NAO) együttes hatása regionális éghajlati paraméterekre. *PhD dolgozat*. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, Budapest. 103p.
- Rogers, J.C.*, 1984: The Association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 112: 1999–2015.
- Thompson, D.W.J., Wallace, J.M.*, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25: 1297–1300.
- Walker, G.T.*, 1923: Correlation in seasonal variations of weather. VIII. A preliminary study of world-weather. *Memoirs of the Indian Meteorological Department*, 4: 75–131.