

Г О Д И Ш Н И К
НА СОФИЙСКИЯ УНИВЕРСИТЕТ
„СВ. КЛИМЕНТ ОХРИДСКИ“

Физически факултет

A N N U A L
OF SOFIA UNIVERSITY
„ST. KLIMENT OHRIDSKI“

Faculty of Physics

Том/Volume 108

УНИВЕРСИТЕТСКО ИЗДАТЕЛСТВО „СВ. КЛИМЕНТ ОХРИДСКИ“
ST. KLIMENT OHRIDSKI UNIVERSITY PRESS
СОФИЯ • 2015 • SOFIA

Editor-in-Chief
Prof. Valentin Popov, Dr. Habil. vpopov@phys.uni-sofia.bg

Editorial Board:
Assoc. Prof. Ventzislav Yankov, PhD rusanov@phys.uni-sofia.bg
Assoc. Prof. Elisaveta Peneva, PhD elfa@phys.uni-sofia.bg
Assoc. Prof. Milena Georgieva, PhD mgeorgieva@phys.uni-sofia.bg
Assoc. Prof. Plamen Dankov, PhD mgeorgieva@phys.uni-sofia.bg

Editor Tsvetanka Fizieva cvet@phys.uni-sofia.bg

Address for correspondence:
Faculty of Physics
Sofia University “St. Kliment Ohridski”
5, J. Bourchier, Blvd, 1164 Sofia, Bulgaria
Fax: (+359 2) 96 25 276
E-mail: annuaire@phys.uni-sofia.bg

СЪДЪРЖАНИЕ

1. <i>Елисавета Пенева, Светлана Иванова, Росен Пенчев.</i> БРИЗОВА ЦИРКУЛАЦИЯ ВЪВ ВАРНА В ПЕРИОДА 1990–2010 г.....	5
2. <i>Владимир Иванов, Стилиян Евтимов.</i> РОЗА НА ВЯТЪРА ИЛИ БИПЛОТ НА АНАЛИЗА НА СЪОТВЕТСТВИЯТА?	15
3. <i>Анастасия Стойчева, Стилиян Евтимов.</i> МЪГЛАТА В СОФИЯ 03–10/01/2014: АНАЛИЗ ЧРЕЗ ПСЕВДОПОТЕНЦИАЛНАТА ТЕМПЕРАТУРА	25
4. <i>Илиан Манафов, Гургана Герова.</i> ЧИСЛЕНИ ЕКСПЕРИМЕНТИ НА СИНОПТИЧНИ ОБСТАНОВКИ С МЪГЛА НА ЛЕТИЩЕ СОФИЯ В ПЕРИОДА 2011–2014 г.....	48
5. <i>Милена Миланова, Елисавета Пенева.</i> АНАЛИЗ С ЕОФ НА АНОМАЛИЯТА НА СВОБОДНАТА ПОВЪРХНОСТ НА ЧЕРНО МОРЕ, ИЗПОЛЗВАЙКИ АЛТИМЕТРИЧНИ ДАННИ.....	62
6. <i>Боряна Маркова, Румяна Мицева, Теодора Тодорова.</i> ИМА ЛИ РАЗЛИКА В ТЕРМОДИНАМИЧНИТЕ УСЛОВИЯ ПРИ РАЗВИТИЕ НА КОНВЕКТИВНИ ОБЛАЦИ НАД СЕВЕРОИЗТОЧНА И ЮГОИЗТОЧНА БЪЛГАРИЯ?	71
7. <i>Николай Рачев, Румен Райков, Радослав Иванов, Калин Трайков.</i> РЕАЛИЗАЦИИ НА НЯКОИ ОПАСНИ, АВИАЦИОННО ЗНАЧИМИ МЕТЕОРОЛОГИЧНИ ЕЛЕМЕНТИ И ЯВЛЕНИЯ ПРЕЗ ЛЯТОТО В РАЙОНА НА ГР. ПЛОВДИВ	83
8. <i>Евгени Сираков, Йенс Боневи.</i> ВЪРХУ ВЛИЯНИЕТО НА ОРОГРАФИЯТА И ТЕРМИЧНИТЕ НЕЕДНОРОДНОСТИ НА ГЕНЕЗА И ДВИЖЕНИЕТО НА БАРИЧНИТЕ ОБРАЗУВАНИЯ (ЦИКЛОНИ, АНТИЦИКЛОНИ) ПРИ ЗОНАЛНО ОСРЕДНЕНИЕ.....	105
9. <i>Елена Топузова, Николай Рачев.</i> МЪГЛИ НАД ЛЕТИЩЕ БУРГАС ПРЕЗ ПЕРИОДА 2008–2014 г.....	115
10. <i>Милен Цеков, Елисавета Пенева.</i> ФЛУКТУАЦИОНЕН АНАЛИЗ С ПРЕМАХВАНЕ НА ТРЕНДОВЕТЕ НА ТЕМПЕРАТУРНИ РЕДИЦИ ОТ БЪЛГАРСКИ МЕТЕОРОЛОГИЧНИ СТАНЦИИ: СРАВНЕНИЕ НА РЕЗУЛТАТИТЕ ЗА КРАЙБРЕЖНИ И ВЪТРЕШНОКОНТИНЕНТАЛНИ СТАНЦИИ	133
11. <i>Весела Димова.</i> ИЗУЧАВАНЕ НА ЯВЛЕНИЕТО „ФОТОЕФЕКТ“ В СРЕДНОТО УЧИЛИЩЕ.....	144
12. IN MEMORIAM	155

CONTENTS

1. <i>Elisaveta Peneva, Svetlana Ivanova, Rosen Penchev</i> . BREEZE CIRCULATION IN VARNA IN THE PERIOD 1990–2010.....	5
2. <i>Vladimir Ivanov, Stilian Evtimov</i> . WIND ROSE OR CORRESPONDENCE ANALYSIS BILOT?	15
3. <i>Anastasiya Stoycheva, Stilian Evtimov</i> . SOFIA'S FOG DURIND 03–10/ 01/2014: ANALYSIS BY EQUIVALENT POTENTIAL TEMPERATURE	25
4. <i>Ilian Manafov, Gergana Guerova</i> . NUMERICAL EXPERIMENTS OF SYNOPTIC SITUATIONS WITH FOG AT SOFIA AIRPORT IN THE PERIOD 2011–2014.....	48
5. <i>Milena Milanova, Elisaveta Peneva</i> . EOF ANALYSIS OF BLACK SEA SURFACE HEIGHT ANOMALY USING ALTIMETER DATA.....	62
6. <i>Boryana Markova, Rumjana Mitzeva, Teodora Todorova</i> . IS THERE A DIFFERENCE IN THERMODYNAMIC CONDITIONS AT THE DEVELOPMENT OF CONVECTIVE STORMS OVER NORTHEASTERN AND SOUTHEASTERN BULGARIA?	71
7. <i>Nikolay Rachev, Rumien Raykov, Radoslav Ivanov, Kalin Traykov</i> . AVIATION HAZARDOUS WEATHER CONDITIONS AND ATMOSPHERIC PHENOMENA IN SUMMER IN THE VICINITY OF PLOVDIV	83
8. <i>Evgeni Syrakov, Jens Bonewitz</i> . ON THE INFLUENCE OF OROGRAPHIC AND THERMAL NONHOMOGENITIES ON GENESIS AND MOVEMENT OF BARIC FORMATIONS (CYCLONES, ANTICYCLONES) AT ZONAL AVERAGING	105
9. <i>Elena Topuzova, Nikolay Rachev</i> . FOGS OVER BURGAS AIRPORT FOR THE PERIOD 2008–2014	115
10. <i>Milen Tsekov, Elisaveta Peneva</i> . DETRENDED FLUCTUATION ANALYSIS OF BULGARIAN SURFACE TEMPERATURE RECORDS: COMPARISON OF COASTAL AND INLAND STATIONS.....	133
11. <i>Vessela Dimova</i> . STUDY OF THE PHENOMENON „PHOTOELECTRIC EFFECT“ IN HIGH SCHOOL	144
12. IN MEMORIAM	155

ГОДИШНИК НА СОФИЙСКИЯ УНИВЕРСИТЕТ „СВ. КЛИМЕНТ ОХРИДСКИ“
ФИЗИЧЕСКИ ФАКУЛТЕТ

Том 108

ANNUAL OF SOFIA UNIVERSITY “ST. KLIMENT OHRIDSKI”
FACULTY OF PHYSICS

Volume 108

BREEZE CIRCULATION IN VARNA IN THE PERIOD 1990–2010

ELISAVETA PENEVA¹, SVETLANA IVANOVA², ROSEN PENCHEV³

¹ *Department of Meteorology and Geophysics*

² *Bulgarian Air Traffic Service Authority, Varna Airport,*

³ *Bulgarian Air Traffic Service Authority, Sofia*

*Елисавета Пенева, Светлана Иванова, Росен Пенчев. БРИЗОВА ЦИРКУЛАЦИЯ
ВЪВ ВАРНА В ПЕРИОДА 1990–2010 г.*

В това изследване са използвани данни за вятъра от над 600 000 телеграми в код МЕТАР от летище Варна за периода 1990–2010 г., с цел да се изучат характеристиките на бризовата циркулация във Варна. В резултат са получени розите на вятъра за целия период, както и на силния вятър. Видно е, че доминиращите посоки на вятъра са западна, северна и изток-югоизточна. Получени са и сезонните рози на вятъра, които показват, че за студената част от годината са характерни западни и северни ветрове, а за топлата част на годината доминират ветрове с източна компонента. Осреднените характеристики на бриза (максимална стойност, час на обръщане) се получават от денонощния цикъл на зоналната компонента на вятъра. Получените в изследването резултати потвърждават и допълват други изследвания на ветровия режим по българското Черноморие.

For contact: Elisaveta Peneva, Department of Meteorology and Geophysics, Faculty of Physics, Sofia University “St. Kliment Ohridski”, 5, James Bourchier Blvd., Sofia 1164, Bulgaria, Tel. +359 2 8161289, Fax. +359 2 9625276, E-mail: elfa@phys.uni-sofia.bg

In this paper the data for the wind coming from more than 600 000 METAR telegrams of the Varna airport in the period 1990–2010 are used in order to investigate the characteristics of the breeze circulation in Varna. In result the wind roses for the whole period, as well as the strong wind roses are presented. It was found that the dominating winds are western, northern and east-southeastern. Seasonal wind roses show that the west and north direction of wind characterize the cold part of the year, and during the warm part – the eastern wind predominates. The averaged characteristics of the breeze (maximum speed and time of reversal) are seen in the diurnal cycle of the summer zonal wind component. The findings of the paper confirm and complement other studies of the wind regime along the Bulgarian Black Sea coast.

Keywords: Black Sea coast climate, breeze, wind regime

PACS numbers: 92.60.Ry, 91.50.Cw, 92.60.Gn

1. INTRODUCTION

The breeze circulation is a well-known event which is an element of the climate of the ocean or other large basins coast. It is a mesoscale to local event and originates from the pressure gradient differences created over the sea and land surfaces, due to the different thermal properties [1, 2]. During the day the so called daily (or sea) breeze develops with direction near the coast from the sea to the land. The night (or land) breeze on the contrary directs from the land to the sea. The circulation engages not only the near-surface air but also develops in height to close a full circulation cell (Fig. 1). On average, the daily breeze is more intense than the night one. This wind is well expressed usually in summer seasons in the absence of global atmosphere circulation processes (as for example cyclones, anticyclones, fronts, divergence or convergence lines etc.) [2]

In Bulgaria the breeze is very common over the Black Seaside. It is observed in summer due to the significant temperature gradient between land and sea and the low intensity of the global atmosphere circulation. The daily breeze usually has speed about 3–4 m/s, and the night one – 2 m/s [3, 4]. The breeze could penetrate to Dobrich area and could influence the whole Burgas plain [5, 6].

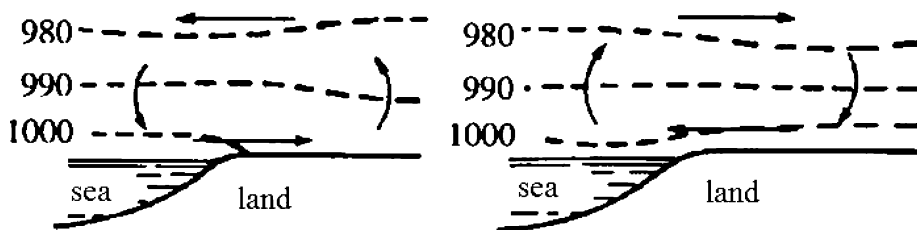


Fig. 1. General scheme of establishment of the breeze circulation

The breeze is very important for the climate along the Bulgarian Black Sea coast: it limits the thermal heat in the afternoon summer hours and suppresses the summer convective cloudiness [3, 5]. It also freshens the air and contributes to decrease the anthropogenic pollution.

The aviometeorological service at the airports near the coast pays a special attention to the breeze as the varying speed and direction could cause complications in the air traffic [7]. Also, in summer the traffic is more intense due to the tourism. That is why the breeze characteristics are important in regard to the speed, direction, time of reversal. Very important is to know how the process develops in vertical direction, but the lack of data prevents this investigation.

In order to study well the long-term characteristics of the breeze circulation data with fine resolution in time for long period are needed. In this study we use the data measured in Varna airport in the period 1990–2010. The temporal resolution ranges from half an hour to 10 minutes in different periods.

2. DATA USED IN THE STUDY

Varna airport is located on the west side of city Varna, 2 km from Aksakovo district and 1.5 km from village Topoli (Fig. 2). Very important factor is the nearness of the Varna lake, situated about 4 km in southern direction, almost parallel to the runway track, with length 13 km and width 1.5–2 km. The lake is connected to the sea and in general this creates a channel for the sea air to penetrate inland. As seen in Fig. 2 the channel is oriented in south-east direction in respect to the airport.



Fig. 2. Location of Varna airport near city of Varna and the Black Sea

The measurements on the airport are in accordance to the World Meteorological Organization (WMO) and the International Civil Aviation Organization (ICAO) regulations [8]. During the period 1990–2010 the measurement system was

upgraded two times (1996, 2008) which led to differences in the data formats and temporal resolution. For the last ~10 years the Varna airport has been equipped with an Automatic Meteorological Observing System VAISALA (AMOS), which measures a number of meteorological characteristics (Fig. 3). The wind speed and direction are measured by three wind sensors, located along the runway track at about 70 m distance. The wind is standardly measured at 10 m height.

The wind speed is measured by the anemometer WAA151 [9], and the wind direction by weather vane WAV151 in 16 scales. The error in taking measurements is 0.5 m/s (1 knot). The data are collected in the meteorological station MILOS 500, and their processing and visualization are performed by the meteorological server (CDU). The data to construct the METAR code are coming from only one of the three wind sensors depending on the current runway for takeoff and landing. That is why the data could come from three different sources, at distance 2 km from each other. In our study we will consider this difference insignificant as the measurements are large volume (more than 600 000 as seen from Table 1). The data for wind speed and direction are averaged for 10 minutes interval, as standard.

In the period 1990–1996 the temporal resolution of the data is 30 minutes, as issued by the Vaisala system. During the period 199–2008 the system is upgraded to Vaisala-Midas 600 and the change of software led to the change in the data formats, data are measured every 10 minutes. Since 2008 the system was upgraded again to Vaisala-AviMet and the METAR telegrams are issued again every 30 minutes. There are also some periods with missing data: February 1992; January, February and March 1995, July 2007; July and October 2009, as well as in general several days near New year eve.

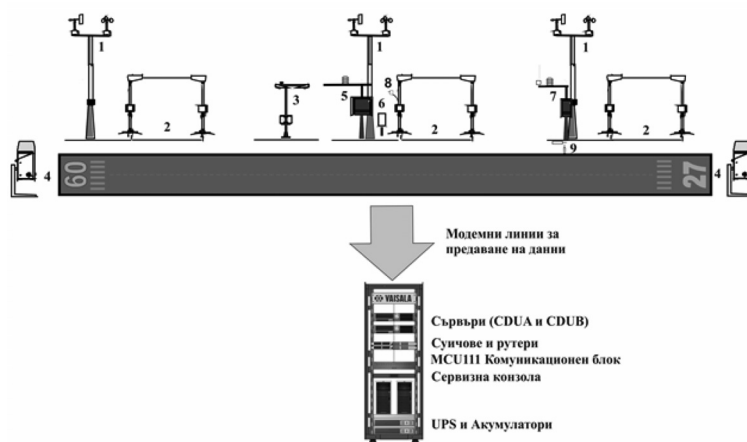


Fig. 3. Automatic Meteorological Observing System at Varna airport: 1 – wind speed and direction sensor at 10 m; 2 – Transmissionmeter; 3– combined instrument to determine the current weather (F12P); 4 – laser distance meter (LIDAR); 5 – automatic meteorological station to measure temperature, humidity, and air pressure; 6 – Rain gauge; 8 – Illumination sensor; 9 – Runaway track temperature sensor

3. WIND ROSE FOR THE PERIOD 1990–2010

The large amount of data is processed in order to obtain the average wind rose for the period 1990–2010. The Table 1 summarizes the number of measurements for each year, and the percentage of no-wind and strong wind weather conditions.

Table 1. A summary of wind data for the period 1990–2010
(strong wind is defined when $V > 8$ m/s)

Year	Number of measurements	Number of no-wind	% no-wind	Number of strong wind	% strong wind
1990	17454	2036	11.66	444	2.54
1991	16965	1372	8.09	764	4.5
1992	16015	1356	8.47	529	3.3
1993	17485	1742	9.96	723	4.13
1994	18652	2462	13.21	462	2.48
1995	13218	1867	14.12	385	2.91
1996	17225	2663	15.46	1083	6.29
1997	47902	3616	7.55	784	1.64
1998	49601	4320	8.71	1378	2.78
1999	48705	4862	9.98	1643	3.37
2000	52690	5856	11.11	1695	3.21
2001	50988	4294	8.42	2243	4.40
2002	48890	4692	9.6	1652	3.38
2003	48222	4128	8.56	1500	3.12
2004	18206	6111	3.57	496	2.72
2005	17460	5381	30.82	498	2.85
2006	52463	4557	8.68	1745	3.33
2007	37891	3509	9.26	1582	4.18
2008	23081	3946	17.09	1599	6.93
2009	16764	3247	19.34	761	4.54
2010	18712	3695	19.75	1084	5.79
1990–2010	617922	76243	12.34	22021	3.56

The Table 1 reflects different algorithms when measuring no-wind conditions, and this is a problem in the data: it varies from 10 to 30 %. The annual number of strong wind cases (wind speed >8 m/s) is more uniform, usually about 3–4 % of the cases. It could be noted that during 1996 and 2008 the strong wind observations were more frequent 6–7 %. However, as the updates of the system were performed in 1996 and 2008, this result is to be checked using other independent data.

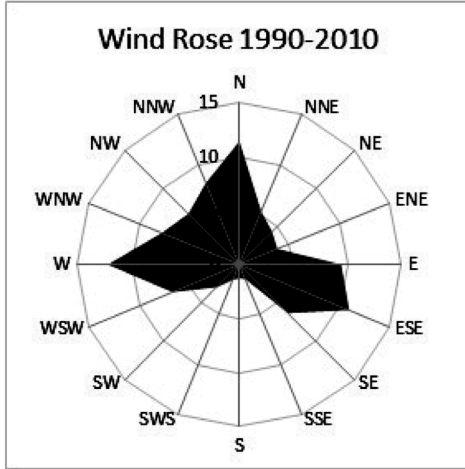


Fig. 4. Wind rose for all measurements in the period 1990–2010

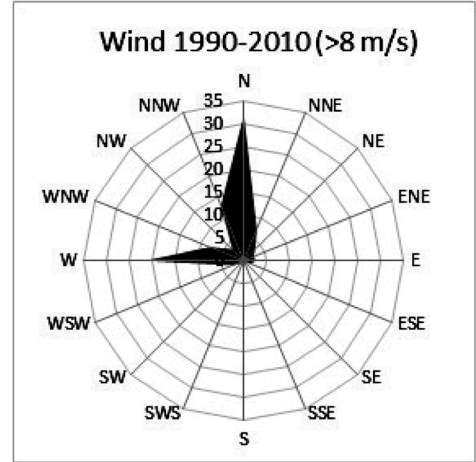
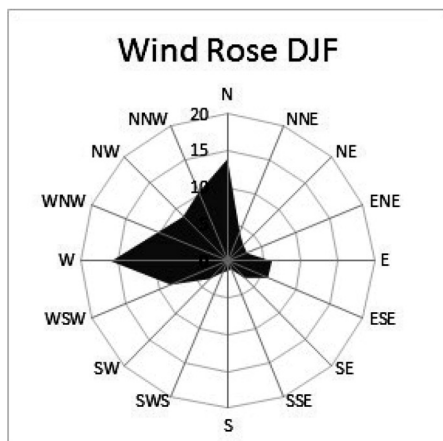


Fig. 5. Wind rose for the cases with $V > 8$ m/s in the period 1990–2010

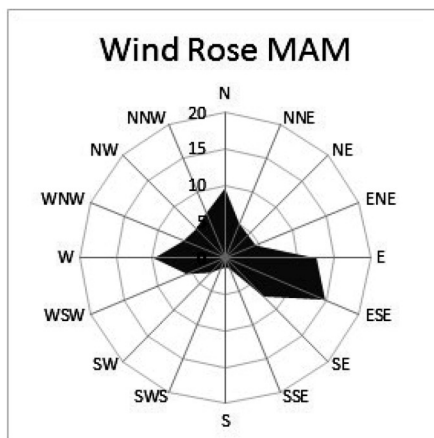
These data were used to construct the wind rose (Fig. 4) and the strong wind rose (Fig. 5). It is seen that the most frequent directions for the wind in Varna are west, north and east-southeast direction: each ~ 10 % of cases (Fig. 4). The strong wind defined as the wind speed exceeding 8 m/s blows only from north (30 %), west (20 %) and north-northwest (15 %).

4. SEASONAL WIND ROSES

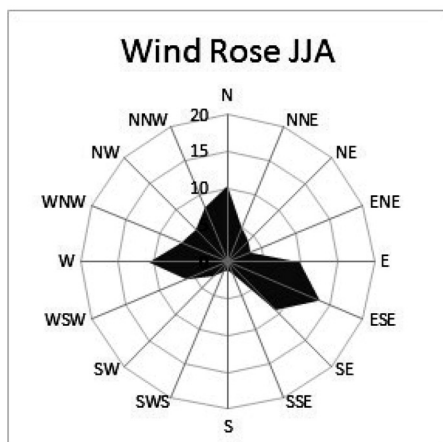
The data give possibility to construct seasonal wind roses in order to investigate seasonal changes in the dominating wind direction. The average estimates for the seasons are defined as following: winter is the average for the months January, February and December from the previous year (DJF); spring – the average for March, April and May (MAM); summer – June, July and August (JJA); and autumn – September, October and November (SON). The corresponding seasonal wind roses are given in Fig. 6a to 6d. One can note that the winter (Fig. 6a) and autumn (Fig. 6d) roses are similar, and this is also valid for the spring (Fig. 6b) and summer (Fig. 6c) wind roses. The conclusion is that the wind regime is similar in the cold part of the year, and respectively in the warm part of the year. The cold part is characterized by dominating winds from north (15 %) and west (15 %) and the east wind about 5 % of the cases: the north-west quarter of the wind rose is populated. On the contrary, during the warm part the branch of east-southeast appears (~ 15 %) and the north and west wind is less frequent (~ 10 % each). The conclusion is that the east-southeast direction in the warm part wind rose reflects the breeze circulation development.



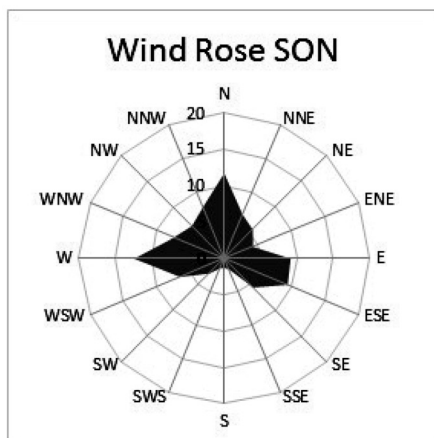
a



b



c



d

Fig. 6. Seasonal Wind roses of 1990–2010 for: a) the winter months – December, January and February; b) the spring months – March, April and May; c) for the summer months – June, July and August; d) the autumn months – September, October and November

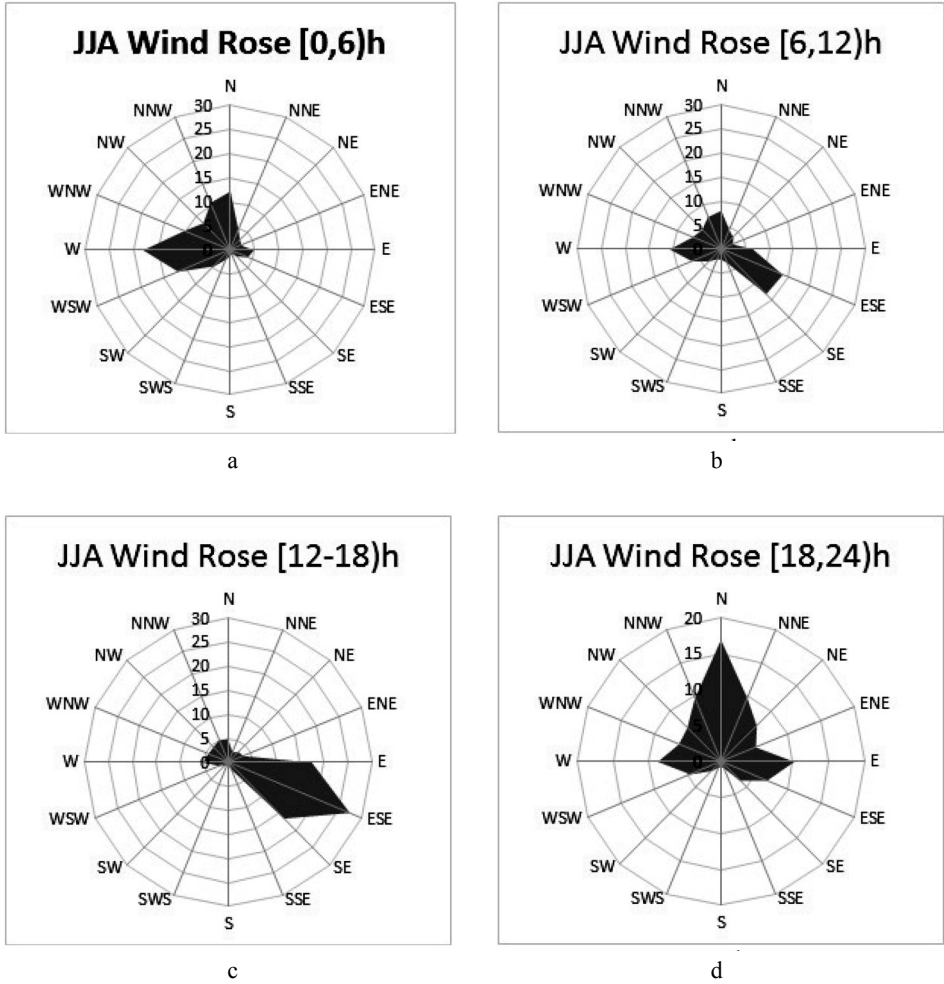


Fig. 7. Wind rose for the summer months of 1990–2010 in the time interval:
a) [0–6)UTC; b) [6–12)UTC; c) [12–18)UTC; d) [18–24)UTC

5. DIURNAL WIND ROSES IN SUMMER PERIOD

In order to further elaborate the summer wind processes and to confirm the reversing wind direction during the day we have subtracted the summer wind rose (Fig. 6c) in 4 parts for different hour intervals: [0,6), [6,12), [12,18) and [18,24). Note that all time units are given in UTC, as reported in the METAR code telegrams. The corresponding 6-hourly wind roses are shown in Fig. 7a to 7d. During the first 6-hours interval (Fig. 7a) the wind blows dominantly from west (17 %). Further in the day (Fig. 7b and Fig. 7c) the east-southeast direction is significantly presented

(25 %) and in the evening (Fig. 7d) the north wind takes place (16 %). The E, ESE and SE direction in Fig. 7b and 7c corresponds to the daily breeze appearance. Obviously the wind is oriented by the channel connected Varna bay and Varna lake which is located east-southeast in respect to the Varna airport (Fig. 2).

In order to determine better the time of reversal and the average breeze speed the diurnal cycle of the zonal component of the wind is calculated. Only the summer months JJA in the period 1990–2010 are taken into account. The zonal component is calculated from the vector speed and angle as the projection in west-east direction, thus it is positive for the western wind and negative for the eastern. Then it is averaged in one hour intervals during the day. The result is shown in Fig. 8. It is seen that the night breeze is much less intense than the daily breeze (less than half). Maximal night breeze develops around 6 UTC (the average estimate is 1 m/s), and maximal daily breeze – around 14 UTC (mean speed ~ 2.5 m/s). Note that these are average estimates, so the actual wind speed could be much more. The time of reversal of the direction is 9 and 21 UTC.

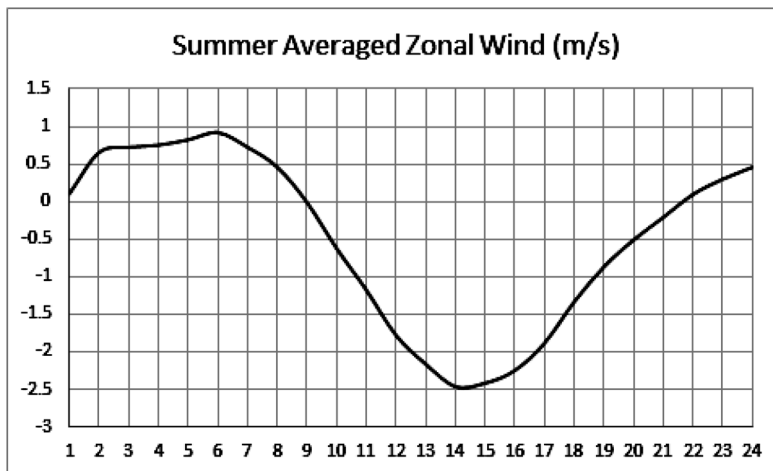


Fig. 8. Diurnal cycle of the zonal wind component in summer JJA months of 1990–2010

5. CONCLUSIONS

In this paper the data for the wind coming from METAR telegrams of the Varna airport in the period 1990–2010 are used in order to investigate the characteristics of the breeze circulation in Varna. The data are obtained by the Automatic Meteorological Observing System VAISALA installed at the airport, which has been updated 2 times in the period (in 1996 and 2008). These updates led to a change in the data formats and standards which differences we tried to uniform to some extent. However, some inconsistencies could still be presented. As the

paper focusses on long-term average statistics and not the interannual variability, we could consider the data rather consistent.

It was found that the dominating winds are western, northern and east-southeastern, and each of them prevails in a certain season: the west and north direction of wind characterize the cold part of the year, and during the warm part – the wind with eastern component is dominant. The breeze circulation is significantly presented in summer, which is seen by the dominating west direction in the night wind rose, and dominating east-southeast direction in the day wind rose. The wind intensity and the reversal time of the breeze are determined from the diurnal cycle of the zonal wind component: the breeze reaches maximal values at 6 and 14 UTC, and it reverses the direction in 9 and 21 UTC.

The findings of the paper confirm and complement other studies of the wind regime along the Bulgarian Black Sea coast. [3][5]

Acknowledgements. The authors express their gratitude to the staff of meteorological service at Varna airport for their collaboration in providing the data for the wind.

REFERENCES

- [1] Panchev, S. Basics of the Atmosphere Physics, Sofia, 2003.(in Bulgarian)
- [2] Sirakova, M. Atmosphere and Climate, Sofia, 2002.(in Bulgarian)
- [3] Sabeva, M. Wind regimes in Bulgaria, *Studies of NIMH*, Volume IV, Sofia, 1955. (in Bulgarian)
- [4] Sabeva, M. Climate Atlas of Republic Bulgaria, Sofia, 1956. (in Bulgarian)
- [5] Dimitrov, D. Climatology of Bulgaria, Sofia, 1979. (in Bulgarian)
- [6] Sabev, L., S. Stanev. Climate regions in Bulgaria and their characteristics, *Studies of NIMH*, Volume V, Sofia, 1959. (in Bulgarian)
- [7] Andreev, V. Aviation Meteorology, Sofia, 2005. (in Bulgarian)
- [8] Regulation № 3 /7.03.2012 on the meteorological service for civil aviation. (in Bulgaria)
- [9] <http://www.vaisala.com/en/products/windsensors/Pages/WA15.aspx>

РОЗА НА ВЯТЪРА ИЛИ БИПЛОТ НА АНАЛИЗА НА СЪОТВЕТСТВИЯТА?

ВЛАДИМИР ИВАНОВ^{1,2}, СТИЛИЯН ЕВТИМОВ²

¹ *Национален институт по геофизика, геодезия и география, БАН*

² *Катедра „Метеорология и геофизика“*

Владимир Иванов, Стилиян Евтимов. РОЗА НА ВЯТЪРА ИЛИ БИПЛОТ НА АНАЛИЗА НА СЪОТВЕТСТВИЯТА?

В работата се демонстрират преимуществата на биплота на анализа на съответствията в сравнение с традиционната роза на вятъра при графичното представяне на данните за вятъра и тяхната интерпретация. За целта се изследва разпределението на вятъра по посока и скорост в станциите София и Варна за периода 2003/01/01–2012/12/31. Скоростта на вятъра се кодира по скалата на Beaufort, а посоката – по осемте основни румбове. Биплотът на анализа на съответствията за София показва, че преобладаващата посоката на силните ветрове е запад, а при слабите ветрове преобладават юг и югоизток. Биплотът за Варна показва, че силните ветрове са с преобладаваща посока от север, по-слабите от изток и югоизток, а най-слабите от юг, югозапад, северозапад и запад.

За контакти: Стилиян Евтимов, Катедра „Метеорология и геофизика“, Физически факултет, Софийски университет „Св. Климент Охридски“, бул. Дж. Баучер 5, 1164 София, тел.: +359 2 8161 413, E-mail: evtimov@phys.uni-sofia.bg.

The advantages of the correspondence analysis biplot in comparison with the traditional wind rose for graphical representation of wind data and their interpretation is demonstrated. The distribution of wind on its speed and direction at the stations Sofia and Varna, for the period 2003/01/01–2012/12/31 is examined for this purpose. The wind speed is recoded by the Beaufort scale and the wind direction by the main rhumb lines. The correspondence analysis biplot for the station Sofia shows that the prevailing direction of the strongest winds is west and the weaker winds are mainly from south and southeast. The biplot for Varna station shows that the strongest winds are mainly from the north, the not very strong ones from the east and southeast, and the weakest from the south, southwest, northwest and west.

Keywords: wind rose, correspondence analysis biplot, Sofia, Varna

PACS numbers: 92.60.Ry

1. УВОД

Данните за вятъра се използват широко в практиката и теоретичните изследвания. Тези данни са особено важни за наземния и въздушния транспорт, проектирането на сгради и съоразения, селското стопанство и енергетиката. За съжаление визуализацията и анализът на вятъра са затруднени, защото той е векторна величина с големина и посока. Обикновено за визуализация на данните за вятъра се използва т. нар. роза на вятъра. Тя представя повтаряемостта на вятъра по посока. От статистическа гледна точка розата на вятъра представлява кръгова хистограма, чийто сектори съответстват на посоките на вятъра. За визуализиране на съвместните данни за посоката и скоростта се използва категоризираната роза на вятъра. Статистически това е една кръгова натрупваща диаграма, секторите на която отново са посоката, а нивата, на които са разделени секторите, дават процетния принос на категориите на скоростта в съответната посока.

В настоящата работа ние даваме едно алтернативно графично представяне на съвместните данни за посоката и скоростта на вятъра. Това е биплотът на анализа на съответствията [1]. По принцип посоката и скоростта на вятъра са непрекъснати променливи. В практиката обаче те обикновено се рекодират и данните се организират в честотна таблица. Редовете на таблицата се индексират с категориите на посоката, а стълбовете с категориите на скоростта. Една клетка съдържа броя на наблюденията, които попадат в съответната двойка категории на посоката и скоростта в проценти от общия брой наблюдения.

Ако приемем, че отделните наблюдения са независими, то от гледна точка на статистиката в случая имаме една типична таблица на спрягане на признаците. Анализът на съответствията е техника, специално разработена

за третирането на тези таблици, и ние бяхме учудени, когато не открихме в литературата нейни приложения към данните за вятъра. Още повече че позволявайки по принцип да се експонират скритите структурни връзки между редовете и стълбовете, в случая на вятъра анализът на съответствията би могъл да разкрие евентуалните връзки между различните категории на посоката и скоростта на вятъра. Подобна информация, естествено, е от несъмнен интерес в редица случаи.

В настоящата работа ние ще демонстрираме ефективността на анализа на съответствията при представянето и интерпретацията на данните за вятъра на базата на два конкретни примера. Това са данните за вятъра в София и Варна за периода 2003/01/01–2012/12/31.

Съдържанието на работата е, както следва. Раздел 2 представя данните и категоризирането на посоката и скоростта на вятъра. Раздел 3 и 4 представят розата и биплота на анализа на съответствията за вятъра съответно в София и Варна. Заключение и резюмира резултатите.

2. ДАННИ И ПРЕДВАРИТЕЛНИ ПРЕСМЯТАНИЯ

Данните, които ние използваме, са от базата данни на United States of America, National Climatic Data Center [2]. Метеорологичните станции са София (42,65°N, 23,38°E) и Варна (43,21°N, 27,95°E), изследваният период е 2003/01/01–2012/12/31, а интервалът на дискретизация е 30 минути. София е град в Западна България между две планини, разположени приблизително на юг и север от него. Варна е град в Североизточна България, на брега на Черно море.

Ние категоризираме скоростта на вятъра по скалата на Beaufort. Съгласно World Meteorological Organization [3] тази скала е от 13 нива. Първите две категории са *Calm* и *Light air* и те са за скорости на вятъра съответно в интервалите 0–0,2 m/s и 0,3–1,5 m/s. Следват бризовите категории, които са 5: *Light breeze* (1,6–3,3 m/s), *Gentle breeze* (3,4–5,4 m/s), *Moderate breeze* (5,5–7,9 m/s), *Fresh breeze* (8,0–10,7 m/s) и *Strong breeze* (10,8–13,8 m/s). Три са категориите за вихър: *Near gale* (13,9–17,1 m/s), *Gale* (17,2–20,7 m/s) и *Strong gale* (20,8–24,4 m/s). Категориите *Storm* и *Violent storm* съответстват на интервалите 24,5–28,4 m/s и 28,5–32,6 m/s и последната категория *Hurricane* е за ветрове 32,7 m/s и повече.

Посоката на вятъра ние категоризираме, декодирайки неговия азимут по основните 8 румбове. Северният вятър (N) е с азимути 337,5–360° или 0–22,5°, източният (E) – 67,5–112,5°, южният (S) – 157,5–202,5°, западният (W) – 247,5–292,5°, североизточният (NE) – 22,5–67,5°, югоизточният (SE) – 112,5–157,5°, югозападният (SW) – 202,5–247,5° и северозападният (NW) – 292,5–337,5°. Приведените интервали са отворени от лявата страна.

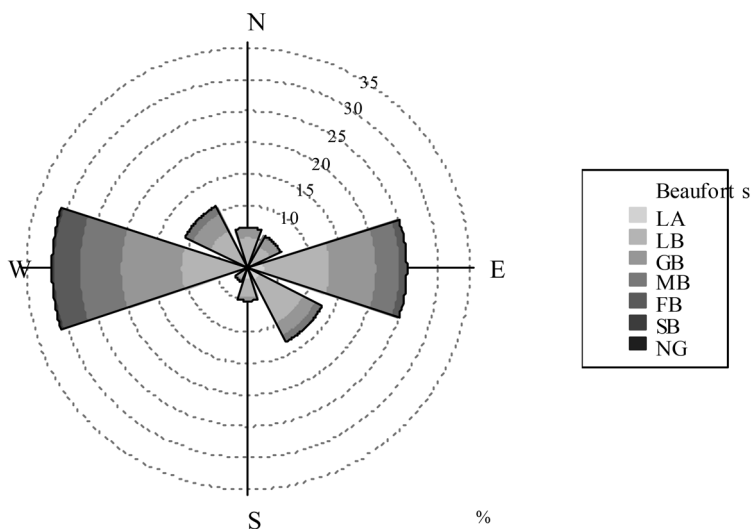
И така, имаме две категоризирани променливи – скорост на вятъра с 13 нива и посока на вятъра с 8 нива. Ние класифицираме наблюденията по нивата на тези две променливи и получаваме две таблици на спрягане на признаците – едната за София, а другата за Варна. Редовете на таблиците се индексират с категориите на посоката, а стълбовете с категориите на скоростта. Една клетка съдържа броя на наблюденията, които попадат в съответната двойка категории на посока и скорост.

Общият преглед на таблицата за София показва, че през периода, който разглеждаме, не се наблюдават скорости на вятъра от категориите *Gale*, *Strong gale*, *Storm* и *Hurricane*. Имаме един-единствен случай от категорията *Violent storm*. Измерването е на 2004/9/6 15 00, скоростта на вятъра е 30 m/s, азимутът е 50°. Без категориите *Calm* и *Violent storm*, които ние пропускаме, първоначалната таблица се редуцира до размери 8×7.

Прегледът на таблицата за Варна води до следните първоначални изводи. През периода, който разглеждаме, категориите *Violent storm* и *Hurricane* не се наблюдават. За разлика от София обаче, имаме случаи от категориите *Gale*, *Strong gale* и *Storm*. За категорията *Storm* случаят е само един. Той е на 2012/8/28 00 00, скоростта на вятъра е 26 m/s, азимутът е 230°. Без *Calm* и пропуснатата категория *Storm* първоначалната таблица се редуцира до размери 8×9.

3. СОФИЯ: РОЗА НА ВЯТЪРА ИЛИ БИПЛОТ НА ВЯТЪРА

Фиг. 1 представя категоризираната роза на вятъра в София за периода 2003/01/01–2012/12/31. Секторите на диаграмите съответстват на категориите на посоката. Радиалната височина на всеки сектор е в проценти, маркирани с прекъснатите окръжности. Всеки сектор е разделен на части с различна радиална дължина, запълнени в различни нюанси на сивия цвят. Всяка част съответства на определена категория на скоростта. Съответствието е според легендата към диаграмата. Височината на един сектор дава процента от наблюденията, за които вятърът е със съответната посока. Радиалната ширина на една част от даден сектор дава процента от всички наблюдения със съответните категории на посока и скорост. За даден сектор процентите на неговите части се „натрупват“, за да се образува пълният процент на случаите, в които се наблюдава тази посока. Очевидно тази роза на вятъра представя графично и в проценти честотната таблица за София, делена на сумата от числата във всички клетки. Секторите на диаграмата изобразяват редовете на таблицата, частите, на които те са разделени, са колоните, а всяка част – точно определена клетка.



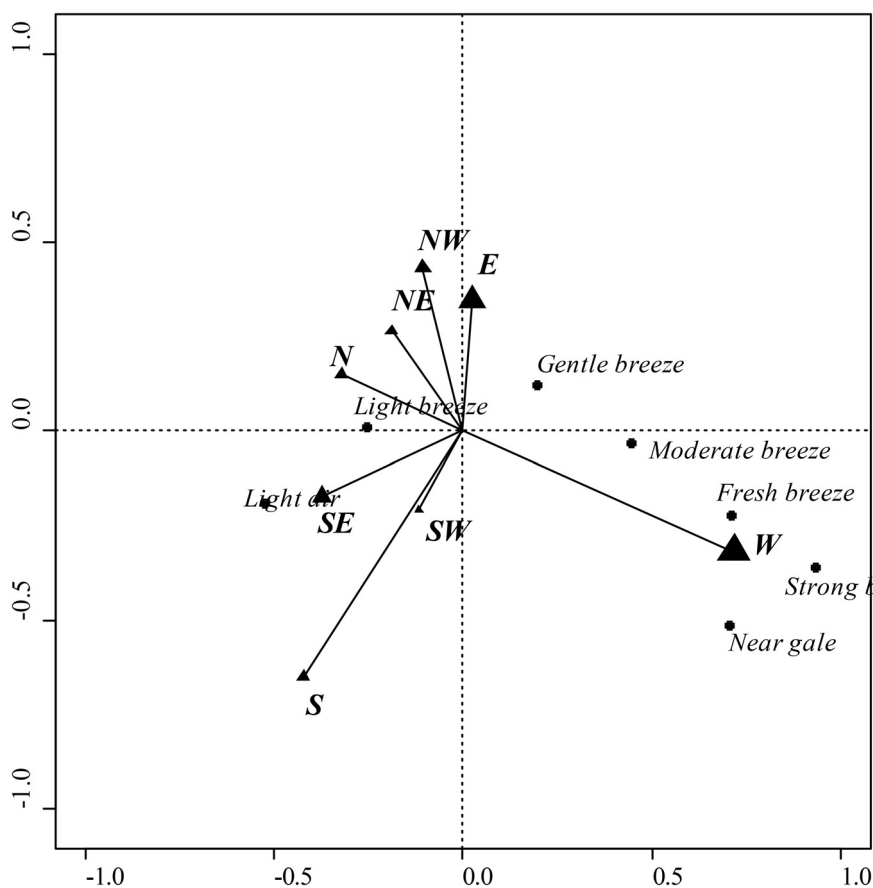
Фиг. 1. Категоризирана роза на вятъра в София за периода 2003–2012 г.

Каква информация дава в случая тази роза на вятъра? Това, което се вижда веднага, е преобладаването на западните и източните ветрове. Западните ветрове са малко над 30% от всичките случаи с вятър, а източните почти 25%. Следват югоизточните и северозападните ветрове с повече от два пъти по-нисък процент. Най-ниски са процентите на югозападните и североизточните ветрове.

Що се отнася до разпределението на скоростите на вятъра по посоките, то нещата вече не са толкова ясни. Лесно се съобразява например, че процентът на западните ветрове от категория *Light breeze* е около два пъти по-висок от този на северозападните ветрове от същата категория на скоростта. Действително, докато в първия случай, както може да се провери в таблицата, имаме 7,42 %, то във втория – процентът е 4,85. Ако се интересуваме обаче от въпроси от типа, по-висок ли е процентът на западните ветрове от категория *Light breeze* като част от всички западни ветрове от този на северозападните като част от всички северозападни, то нещата стават нетривиални и категоризираната роза на вятъра вече не може да даде лесен отговор. Именно в подобни случаи анализът на съответствията е с далеч по-висока потенциална ефективност.

Основни понятия в анализа на съответствията са профилите на редовете или стълбовете на една таблица на спрягане на признаците и техните маси [1]. Ще поясним тези понятия на базата на розата на вятъра на фиг. 1. Профилът на една посока на вятъра по категориите на скоростта се получава, като нормираме частите на съответния сектор на диаграмата към неговата височина. Самата височина на сектора представлява масата на тази посока. Аналогич-

но профилът на една категория на скоростта по категориите на посоките се получава, като разделим процентите на частите с еднакъв цвят на сумарния процент от всички тях, а този сумарен процент дава масата на тази категория на скоростта. Други общи основни понятия са *среден профил на редовете* и *среден профил на стълбовете* на таблицата [1]. Например в случая средният профил на скоростите по посоките на вятъра е векторът от височините на секторите в категоризираната роза на вятъра. Очевидно класическата роза на вятъра визуализира точно този среден профил. Друго основно понятие в теорията е т. нар. *инерция* [1]. Най-общо казано, това е едно обобщение на традиционната статистическа дисперсия, специално ориентирано към таблиците на спрягане на признаците.



Фиг. 2. Биplot на вятъра в София за периода 2003–2012 г.

Тук ние се интересуваме от скоростите във връзка с тяхното разпределение по посоки. За целта ще визуализираме честотната таблица на вятъра в София с един вариант на техниката на биплота на анализа на съответствията, при който се визуализират и приносите към инерцията на отделните посоки на вятъра. Тази техника е известна в специализираната литература като *contribution correspondence analysis biplot* [1]. Трябва да се отбележи, че в случая не се визуализира директно, както на фиг. 1, самата честотна таблица, а матрицата от отклоненията на профилите на скоростите от техния среден профил, нормирани към съответните стойности в средния профил. И накрая ще отбележим, че представянето на данните чрез биплота в общия случай е само приблизително.

Фиг. 2 представя биплота на анализа на съответствията за вятъра в София за периода 2003–2012 г. В случая биплотът представя почти перфектно таблицата, защото акумулира 96,7% на нейната инерция. Стрелките с плътните триъгълници съответстват на посоките, а точките – на категориите на скоростта. Големината на един триъгълник е в съответствие с масата на съответната посока. По-големият триъгълник означава по голяма маса. Дължината на една стрелка на квадрат показва относителния принос на съответната посока в акумулираната от биплота тотална инерция на таблицата, а квадратите на проекциите на стрелката върху двете координатни оси показват относителните приноси на посоката в инерциите, обяснени от тези оси. Ако проекцията на една точка върху дадена стрелка е в положителна посока на стрелката, това означава, че нормираното отклонение на съответната категория на скоростта от средния профил на скоростите е положително за тази посока. И обратно, ако проекцията е в отрицателна посока, отклонението е с отрицателен знак.

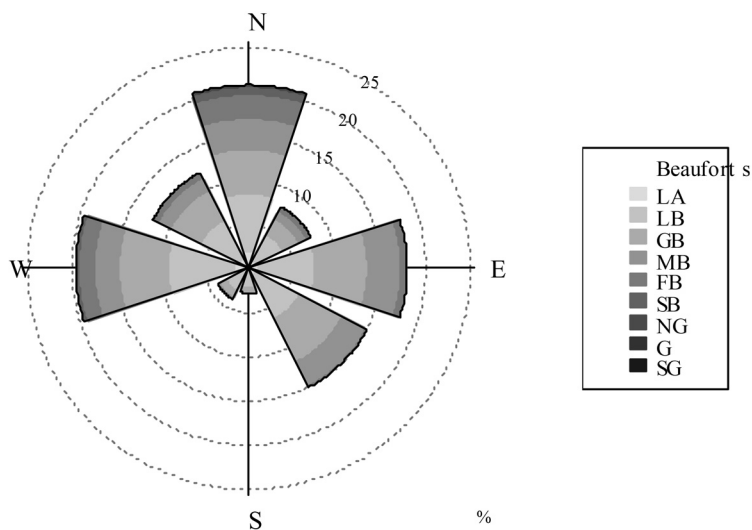
Както се вижда от фигурата, западните, източните, югоизточните и североизпадните ветрове в низходящ ред са с най-големи маси. Доколкото по-големите маси означават, че тези посоки се наблюдават по-често, то този извод е напълно в съответствие с розата на ветровете на фиг. 1. Това не е неочаквано, като се има предвид високото качество на представянето от биплота. В низходящ ред стрелките W, S, NW и E са с най-голямата дължина. Доколкото това означава, че тези посоки са с най-висок относителен принос към обяснената от биплота инерция, то тези посоки са определящи за неговата ориентация и в този смисъл определят спецификата на ветровете в София. Посоката W е сред точките на силните ветрове *Moderate breeze*, *Fresh breeze*, *Strong breeze* и *Near gale*. Това означава, че нормираните отклонения на техните профили от средния профил за посоката запад са положителни. Казано накратко, западната посока преобладава в профилите на силните ветрове. Слабите ветрове *Light air* и *Light breeze* са в лявата страна на биплота. Както се вижда, в профила на *Light air* преобладават посоките юг и югоизток, а в профила на *Light breeze*

– югоизток и север. Накратко, слабите ветрове в София са с преобладаващи посоки югоизток, юг и север. Що се отнася до профила на *Gentle breeze*, то в него преобладават посоките изток и северозапад.

Да резюмираме. Биplotът на анализа на съответствията позволи да разкрием преобладаващите посоки в профилите на различните по сила ветрове в София. За силните ветрове *Moderate breeze*, *Fresh breeze*, *Strong breeze* и *Near gale* преобладава посоката запад, за слабите *Light air* и *Light breeze* – посоките юг и югоизток, а за междинния по сила *Gentle breeze* – изток и северозапад.

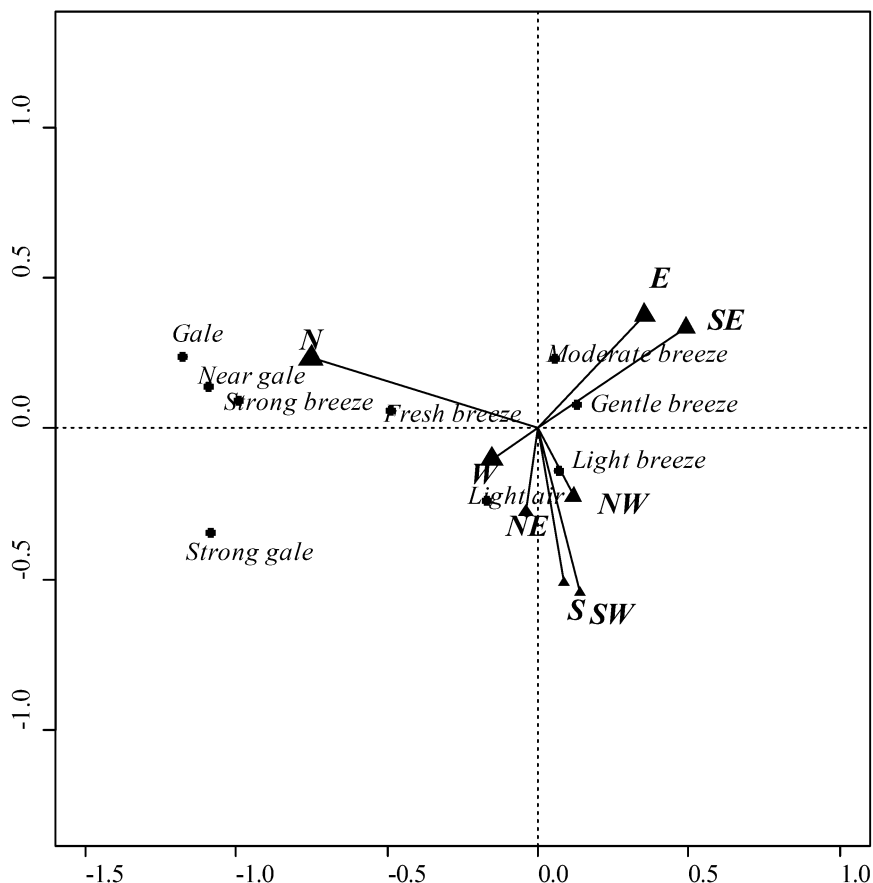
4. ВАРНА: РОЗА НА ВЯТЪРА ИЛИ БИПЛОТ НА ВЯТЪРА

Фиг. 3 представя категоризираната роза на вятъра във Варна за периода 2003/01/01–2012/12/31. Както се вижда от рисунката, в сравнение със София имаме две нови категории – *Gale* и *Strong gale*. От фигурата веднага се вижда, че преобладаващите посоки са север и запад с около 20% от всичките случаи с вятър. Следват източните и югоизточните ветрове. Най-ниски са процентите на южния и югозападния вятър. Що се отнася до разпределението на категориите на скоростта по посоките на вятъра, то този въпрос отново не може да получи по-ясен и изчерпателен отговор от тази диаграма. Още повече, в случая секторите на различните посоки имат по-богата вътрешна структура, отколкото при розата на вятъра в София. Затова ние отново ще използваме техниката на биplotа на анализа на съответствията във варианта от разд. 3.



Фиг. 3. Категоризирана роза на вятъра във Варна за периода 2003–2012 г.

Фиг. 4 представя бипота на анализа на съответствията за вятъра във Варна за периода 2003–2012 г. Качеството на представянето на честотната таблица отново е почти перфектно, защото биплотът акумулира 96,8% от нейната инерция.



Фиг. 4. Биплот на вятъра във Варна за периода 2003–2012 г.

Както се вижда от фигурата, северните, източните, североизточните и западните ветрове са с най-големи маси, като масите на последните три посоки са почти равни. Това е в пълно съответствие с височината на секторите на розата на вятъра на фиг. 3. Спецификата на ветровете във Варна се определя от посоките N, SE, SW и S, защото те са с най-голяма дължина. Посоката N е сред точките на силните ветрове *Fresh breeze*, *Strong breeze*, *Near gale*, *Gale* и *Strong gale*. Това означава, че северната посока преобладава в профилите на силните ветрове. Скоростите *Moderate breeze* и *Gentle breeze* са с преобладаващи посоки изток, югоизток. За по-слабия *Light breeze* преобладаващите

посоки са юг, югозапад и северозапад, а в профила на *Light air* – запад и северозапад.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Целта на тази работа бе да се демонстрира ефективността на билота на анализа на съответствията при графичното представяне на данните за вятъра и тяхната интерпретация. Това бе направено по данните за станциите в София и Варна за периода 2003/01/01–2012/12/31. Скоростта и азимутът на вятъра бяха рекодирани съответно по скалата на Beaufort и основните румбове, наблюденията бяха класифицирани по нивата на тези две променливи и бяха построени съответните таблици на спрягане на признаците. С цел сравнение, таблиците бяха визуализирани с помощта на категоризираната роза на ветровете, а също и вариант на билота на анализа на съответствията.

Билпотът на анализа на съответствията за София позволи да се разкрият преобладаващите посоки в профилите на различните по сила ветрове. Оказа се, че при силните ветрове *Moderate breeze*, *Fresh breeze*, *Strong breeze* и *Near gale* преобладаващата посоката е запад, за слабите *Light air* и *Light breeze* преобладават юг и югоизток, а за междинния по сила *Gentle breeze* – изток и северозапад.

За Варна силните ветрове *Fresh breeze*, *Strong breeze*, *Near gale*, *Gale* и *Strong gale* са с преобладаваща посока север. За скоростите *Moderate breeze* и *Gentle breeze* преобладават източните и югоизточните ветрове. По-слабият *Light breeze* е предимно от юг, югозапад и северозапад, а *Light air* – от запад и северозапад.

В заключение можем да кажем, че сравнението между двата подхода показва, че при високо качество на представянето билпотът на анализа на съответствията е значително по-ефективен в сравнение с розата на вятъра за оценка на разпределението на скоростите по посоките на вятъра.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Greenacre, M. Biplots in Practice, Fundación. BBVA, 2010, 79–89.
- [2] National Atmospheric and Oceanic Administration. National Climatic Data Center. Integrated Surface database, <ftp://ftp3.ncdc.noaa.gov/pub/data/noaa/>, Retrieved 2013.
- [3] World Meteorological Organization, Manual On Codes International Codes Vol.I.1 Part A – Alphanumeric Codes, 2011.

МЪГЛАТА В СОФИЯ 03–10/01/2014: АНАЛИЗ ЧРЕЗ ПСЕВДОПОТЕНЦИАЛНАТА ТЕМПЕРАТУРА

АНАСТАСИЯ СТОЙЧЕВА^{1,2}, СТИЛИЯН ЕВТИМОВ²

¹ *Национален институт по метеорология и хидрология, БАН*

² *Катедра „Метеорология и геофизика“*

*Анастасия Стойчева, Стилиян Евтимов. МЪГЛАТА В СОФИЯ 03–10/01/2014:
АНАЛИЗ ЧРЕЗ ПСЕВДОПОТЕНЦИАЛНАТА ТЕМПЕРАТУРА*

Проведено е детайлно изследване на продължителната мъгла в Синоптична станция София, Младост, през периода 03–10/01/2014. Псевдопотенциалната температура е използвана като основно средство за анализ на приземните и аерологичните данни. Използвани са също и ред приземни и височинни синоптични карти за изследвания период. Времевите редици на приземната псевдопотенциална температура и редуцираното към морско ниво приземно налягане са статистически моделирани. Установени са точките на структурните им промени. По аерологичните данни са локализирани покриващите мъглата слоеве на силно устойчива стратификация. Предложеният сценарий за появата, фазите на развитие и разсейването на мъглата е верифициран чрез детайлно проведен синоптичен анализ на обстановката. Установено е, че тази продължителна мъгла е съставена от една радиационна мъгла и една адвективно-радиационна мъгла.

За контакти: Стилиян Евтимов, Катедра „Метеорология и геофизика“, Физически факултет, Софийски университет „Св. Климент Охридски“, бул. Дж. Баучер 5, 1164 София, тел.: +359 2 8161 413, E-mail: evtimov@phys.uni-sofia.bg

A detailed case-study investigation of the prolonged fog at meteorological station Sofia, Mladost, during the period 03–10/01/2014 is carried out. The equivalent potential temperature is used as base tool to analyze surface and radiosonde data. A number of surface and upper level synoptic charts for the period under consideration are also used. Time series of surface equivalent potential temperature and sea level pressure are statistically modeled. Their structural chance breakpoints are established. The capping layers of strongly stable stratification are localized using radiosonde data. The suggested scenario for appearance, phase of evolution and disappearance of the fog under consideration is verified by detailed synoptic analysis. It is established that the prolonged fog under investigation is consisted of two sequences of fogs – first, a radiation fog and next one – an advection-radiation fog.

Keywords: regional climate, statistics, fog, Sofia

PACS numbers: 92.60.Ry

1. УВОД

През периода 03–10/01/2014 в района на град София (България) се задържаха продължителни мъгли. Това доведе до затруднения в наземния транспорт и въздушния трафик и повишаване на общата, и особено респираторната заболяемост. В този контекст прогнозирането на подобни епизоди на продължителна и интензивна мъгла са от безспорен интерес. За съжаление на този етап има още какво да се желае по отношение на надеждността на тези прогнози. За това има ред причини, но видимо една от основните е недостатъчно изяснените връзки между конкретната синоптична обстановка, нейната динамика и специфичните механизми за възникването, и най-вече поддържането на по-продължителните мъгли в района на Софийското поле. От несъмнен интерес са също така алтернативни на суровите данни параметри за по-ефективен анализ на обстановките с мъгла.

Особеностите на облачността над Софийското поле са разгледани от Мартинов и Габракова [1], а температурният режим от Мартинов и Богачев [2]. Климатичният режим на мъглата над летище София е изследван от Гоев и Корчев [3], които предлагат и статистически метод за нейното прогнозиране. Христов и Танев [4] в рамките на едно по-общо проучване на климата на София отбелязват, че по данните за периода 1955–1963 г. типичната продължителност на мъглите в София е 3–6 часа, като регистрираната максимална продължителност е 6–7 дни. В монографията на Bluskova et al. [5], в рамките на по-обща характеристика на климата в София и околностите, като продължителност на най-честите мъгли отново се посочват 3–6 часа. Тези автори отбелязват и случая на мъглата с начало 23/12/1957 и времетраене около 188 часа, или приблизително 8 дни, като типичен пример на трайна радиационна

мъгла при антициклонално време. Трябва да се отбележи, че тези изследвания са за периоди до около края на 70-те години на миналия век. Latinov et al. [6], наред с две други метеорологични станции, разглеждат и специфичните особености за появата на мъгла в София през последното тримесечие на 2004. Стойчева и Евтимов [7], провеждайки подробна статистическа диагностика на мъглите в Синоптична станция София, Младост, за периода 1992–2012, разглеждат също така и разпределението на мъглите по тяхната продължителност.

В настоящата работа се изследва продължителната мъгла в София през периода 03–10/01/2014. Целта е да се разкрият условията и синоптичната обстановка в тяхната динамика за възникването и поддържането на тази трайна мъгла. Нашият анализ се базира на данните от приземните метеорологични наблюдения в основните и междинните синоптични срокове и аерологичните сондажи в Станция София, Младост. Използват се също и редица приземни и височинни карти за синоптичната обстановка над Европа и Балканския полуостров през разглеждания период. Методите на изследване са статистическо моделиране на времеви редици и синоптичен анализ. Основно средство в нашето разглеждане е т. нар. псевдопотенциална температура [8], известна в литературата още като *equivalent potential temperature* [9]. Възниква въпросът, защо именно псевдопотенциалната температура.

Псевдопотенциалната температура е консервативна характеристика при сухоадиабатно и влажноадиабатно издигане или спускане, а също и псевдоадиабатно издигане. Тя е приблизително константа при изенталпно изпарение, при изобарно нагриване се повишава, а при изобарно охлаждане намалява [8]. Затова псевдопотенциалната температура може да се използва за идентификация на въздушните маси [8]. Sanders [10] предлага нов метод за приземен анализ, който използва приземната потенциална температура за различаването на фронтовете, бароклинните долини и нефронталните бароклинни зони. Hoffman [11] анализира средната годишна и сезонната приземна потенциална температура в континенталната част на САЩ, Южна Канада и Северно Мексико с прилежащите крайбрежни води и идентифицира силните и по-умерените бароклинни зони. Turton and Broun [12], а също Bergot and Guedalia [13] демонстрират важността на адвекцията при формирането и еволюцията на мъглите и нейното значение за повишаването на успеваемостта при моделното прогнозиране на мъглата. Ето защо ние използваме псевдопотенциалната температура, от една страна, за приземен анализ, а от друга, като индикатор за евентуална смяна на въздушните маси.

Псевдопотенциалната температура се използва като критерий за статична устойчивост на атмосферата и при влажен въздух с наситена водна пара [8, 9]. Големите положителни вертикални градиенти на псевдопотенциалната температура в даден слой означава силна устойчивост на стратификацията в

него. Мъглите в Софийско поле се характеризират с покриваща температурна инверсия. Тази инверсия съвместно с разпределението на влажността създават един силно устойчиво стратифициран, покриващ мъглата, задържащ слой. Естествено, този слой би трябвало да се идентифицира ясно във вертикалния профил на псевдопотенциалната температура, а с това и вертикалната мощност на мъглата.

Съдържанието на работа е, както следва. В раздел 2 се дава описание на използваните данни и методиката на пресмятане на псевдопотенциалната температура. Раздел 3 представя анализа на приземните и аерологичните данни. В параграф 3.1 се описва предварителният анализ на времевите редици на приземната псевдопотенциална температура и редуцираното към морско равнище приземно налягане. В параграф 3.2 се излага статистическият анализ и моделирането на тези две времеви редици. Анализът на аерологичните сондажи се дава в параграф 3.3. Раздел 4 представя синоптичния анализ на разглежданата обстановка. Параграфите на този раздел описват подготовката, различните фази на развитие и финала на изследваната обстановка. Получените резултати и изводи се резюмират в заключението на работата.

2. ДАННИТЕ И ТЯХНАТА ПРЕДВАРИТЕЛНА ОБРАБОТКА

В този раздел ще се спрем на източниците, съдържанието и предварителната обработка на използваните в настоящата работа данни. Обработката на данните включва категоризация на интензивността на мъглата и изчисляване на псевдопотенциалната температура в основните и междинните синоптични срокове за приземните наблюдения и височините до 2500 m за аерологичните сондажи. В работата се използва общоприетата дефиниция за мъгла – хоризонтална видимост до 1000 m включително. Продължителността на една мъгла се дефинира съгласно Стойчева и Евтимов [7] в часове, а именно: максималният брой последователни във времето синоптични срокове с регистрирана мъгла, умножен по 3.

2.1. ДАННИТЕ

Използваните в работата данни са от приземни наблюдения, аерологични сондажи и приземни и височинни синоптични карти. Приземните данни са от декодираните телеграми в архива на НИМХ-БАН от приземните наблюдения в Метеорологична станция София, Младост. Наблюденията са в основните 00, 06, 12 и 18 GMT и междинните 03, 09, 15 и 21 GMT синоптични срокове за периода 01–12/01/2014. Аерологичните данни са от оперативните сондажи на ЦАО на НИМХ-БАН в София, Младост. Сондажите са еднократни в 12 GMT за периода 02–11/01/2014. Приземните карти са от синоптичния архив на НИМХ-БАН и са за основните синоптични срокове 00, 06, 12 и 18 GMT.

От този архив, но за 00 и 12 GMT, са и височинните карти. Използвани са също и карти от Global Forecast System, поддържана от National Center for Environmental Prediction (<http://www.wetterzentrale.de>; www.wetter3.de).

От приземните данни за Станция София, Младост, ние използваме времевите редици за температурата, относителната влажност, налягането, редуцираното за морско ниво налягане, скоростта на вятъра, хоризонталната видимост и кодираната група за явленията, характеризиращи времето в момента на наблюдението. От аерологичните сондажи ние извличаме времевите редици за височината на измерването, налягането, температурата и относителната влажност. Приземните карти от синоптичния архив на НИМХ-БАН са за бариичното поле на приведеното към морско ниво налягане над Европа с нанесените фронтални системи, а височинните – за абсолютната бариична топография на нива 850 hPa и 500 hPa и картите на относителна бариична топография 500–1000 hPa.

2.2. ПРЕДВАРИТЕЛНА ОБРАБОТКА

Съгласно международния код за приземните синоптични наблюдения ние класифицираме по хоризонталната видимост интензивността на мъглата в четири категории. Те са, както следва: хоризонтална видимост до 50 m – много гъста мъгла (Very dense fog), 50–200 m – гъста мъгла (Dense fog), 200–500 m – умерена мъгла (Moderate fog), и видимост в интервала 500–1000 m – слаба мъгла (Light fog). Фазата на развитие, вертикалната видимост и някои особености на мъглата се определят от кодираната група за явленията, характеризиращи времето в момента на наблюдението.

Псевдопотенциалната температура θ_e ще изчисляваме, следвайки [8, 9] по формулата

$$\theta_e = T [1000/(p - e_w)]^{R_d/c_{pd}} \exp[Lr / cpdT_c],$$

където p е абсолютната температура на въздуха, p – налягането, r – парциалното налягане на водната пара, r – отношението на сместа, T_c – абсолютната температура на ниво на кондензация, L_c – скритата топлина на изпарение на водата на ниво на кондензация, $R_d = 287,04$ J/kg K е специфичната газова константа на сухия въздух и $c_{pd} = 1005,7$ J/kg K е специфичният топлинен капацитет на сухия въздух при постоянно налягане. Парциалното налягане на водните пари се изчислява по температура на въздуха t в °C, а относителната влажност U по формулата

$$e_w = 6,112 (U/100) \exp[17,62 t / (t + 243,12)],$$

след което определяме и отношението на сместа:

$$r = 0,62198 e_w / (p - e_w) .$$

Температурата на ниво на кондензация ние изчисляваме, решавайки числено приведеното в [8] уравнение на адиабата за ненаситен влажен въздух:

$$c_p \ln(T_c / T) + 0.622 L (1/T_c - 1/T) + R \ln U = 0,$$

където $R \approx R_d (1 + 0,605 r)$ и $c_p \approx c_{pd} (1 + 0,9 r)$ са съответно специфичната газова константа и специфичният топлинен капацитет при постоянно налягане на влажния въздух. Скрытата топлина на изпарение на водата на ниво на кондензация се определя по формулата

$$L = (2,501 - 0,00237 t_c) \times 10^6 \text{ J/kg} ,$$

където t_c е температура на ниво на кондензация в °C.

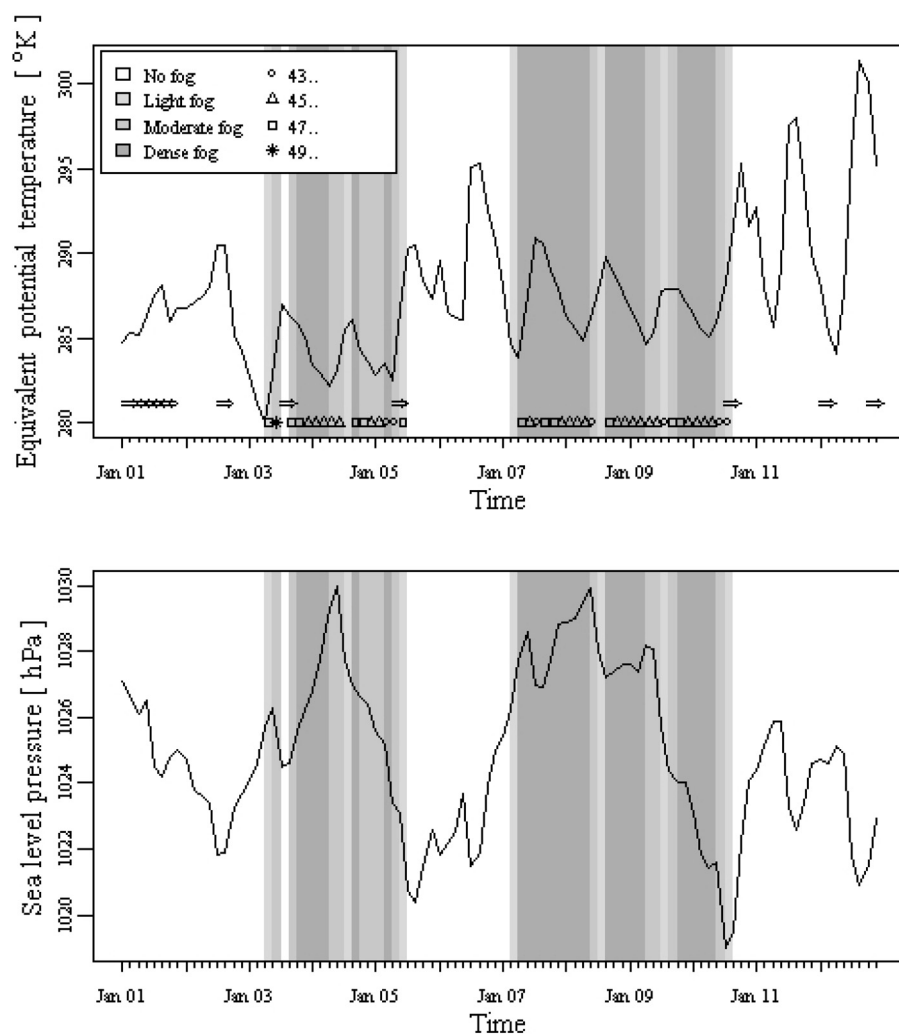
3. АНАЛИЗ НА ПРИЗЕМНИТЕ И АЕРОЛОГИЧНИТЕ ДАННИ

В този раздел ще анализираме приземните и аерологичните данни от Станция София, Младост. За приземните данни това са времевите редици на псевдопотенциалната температура и редуцираното към морско ниво налягане. За сондажите се изследва редицата от ежедневните вертикални профили на псевдопотенциалната температура в 12 GMT до височини 2500 m. И в двата случая се използва още информацията за интензивността на мъглата, а само за приземните данни и информацията в кодираната група за явленията, характеризиращи времето в момента на наблюдението, а също и скоростта на вятъра.

3.1. ПРЕДВАРИТЕЛЕН АНАЛИЗ НА ПРИЗЕМНИТЕ ДАННИ

Фиг. 1 представя времевите редици за псевдопотенциалната температура и редуцираното към морско ниво налягане за периода 01 00 – 12 21/01/2014. На горния панел е температурата, а на долния – налягането. Интензивността на мъглата е кодирана по скалата на сивия цвят според легендата към фигурата. Останалите символи в легендата са за кодираната група за явленията, характеризиращи времето в момента на наблюдението. През разглеждания период се регистрират следните, свързани с мъглата, кодове: 43.. – отслабваща мъгла, небето не се вижда, 45.. – мъгла без промяна, небето не се вижда, 47.. – мъглата започва или се усилва, небето не се вижда, и 49.. – мъгла с отлагане на скреж, небето не се вижда. Най-светли сиви линии без символ в основата са димките с хоризонтална видимост 1000 m. Хоризонталните стрелки индират наличието на вятър.

Прегледът на фиг. 1 показва, че мъглата през разглежданата обстановка се състои от два епизода. Първият е от 03 06/01 GMT до 05 09/01 GMT с продължителност 54 часа, вторият – от 07 03/01 GMT до 10 12/01 GMT с продължителност 84 часа. Двата епизода се разделят от 39 часов период с подобрена видимост – от 05 12/01 GMT до 07 00/01 GMT. Това прекъсване се характеризира с димки и хоризонтална видимост от 2000–8000 m с изключение на 06 15/01 GMT и 06 18/01 GMT, когато видимостта достига 10 000 m.



Фиг. 1. Времени редици за псевдопотенциалната температура, налягането на морско ниво, вятъра и фазата за развитие на мъглата в Синоптична станция София, Младост, за периода 01–12/01/2014

Веднага след началото на първия епизод на 03 09/01 GMT се регистрира мъгла с отлагане на скреж, следва подобрене на видимостта на 03 12/01 GMT, след което мъглата отново започва, усилва се и остава стабилна до димката на 04 12/01 GMT, когато хоризонталната видимост нараства на 1000 m. След това имаме ново усилване и последващо стабилизиране на мъглата до началото на разсейването ѝ около 05 03/01 GMT. Този епизод се характеризира с ясно изразен денонощен ход на псевдопотенциалната температура на фона на слабото нейно общо понижение. Освен това наблюдаваме и отчетлив локален максимум на налягането с размах около 8 hPa. Разглежданият период се характеризира с безветрие с изключение на подобренето на видимостта на 03 12/01 GMT и около началото на разсейване на мъглата на 05 06/01 GMT, когато се регистрират скорости на вятъра от 1 m/s.

Вторият епизод стартира с димка, следвана от денонощие на усилване, отслабване и стабилизация на мъглата, през което хоризонталната видимост се понижава до 100–200 m. Следва сравнително продължителен период на стабилизация на мъглата при видимости 100 m. Това продължава до димката на 08 12/01 с видимост 1000 m, след което до началото на окончателното разсейване на мъглата се установява нов продължителен период на стабилизация при видимости 100–300 m. Както се вижда от фиг. 1, този епизод се характеризира с по-висока псевдопотенциална температура в сравнение с първия, понижаваща се слабо с напредването на времето. Денонощният ход отново е очевиден и в редицата на налягането пак наблюдаваме ясно изразен локален максимум с размах около 10 hPa. Епизодът е практически при пълно безветрие. Скорост от 1 m/s се регистрира единствено при окончателното разсейване на мъглата на 10 15/01 GMT.

От фиг. 1 се вижда, че още в самото начало на периода на прекъсване на мъглата псевдопотенциалната температура претърпява сравнително рязък скок до по-високо средно ниво от това на втория епизод на мъглата. Последното практически става за 1–2 синоптични срока. През този период налягането е в локален минимум около 1022 hPa. Безветрието е пълно. Началото и края на обстановката се характеризират със слаб вятър от 1–2 m/s. В началото имаме сравнително по-ниско средно ниво на псевдопотенциалната температура и по-малка амплитуда на денонощния ѝ ход, а в края – най-високото за целия разглеждан период ниво и най-широкият размах на денонощния ход. Наляганията в началото и края на обстановката са видимо на по-ниски нива в сравнение с двата епизода на мъглата.

Да резюмираме: анализираната мъгла е съставена фактически от два епизода, разделени от период на изясняване с димки. Първият епизод се характеризира със сравнително по-ниско средно ниво на псевдопотенциалната температура и добре изразен локален максимум на налягането. Вторият епизод е с по-високо средно ниво на псевдопотенциалната температура и нов, по-продължителен локален максимум на налягането. Началото на периода на

проясняване съвпада с рязък скок в средното ниво на псевдопотенциалната температура и през този период налягането е в локален минимум. С подобен скок на нивото на псевдопотенциалната температура завършва и вторият епизод. Началото и краят на разглежданата обстановка се характеризират съответно с ниско и високо средно ниво на температурата и сравнително по-ниски налягания. През целия период се наблюдава ясно изразен денонощен ход на псевдопотенциалната температура, като неговата амплитуда също търпи резки промени. През по-голямата част на обстановката и особено през двата епизода на мъгла имаме фактическо безветрие.

3.2. СТАТИСТИЧЕСКИ АНАЛИЗ НА ПРИЗЕМНИТЕ ДАННИ

В този параграф ще проведем статистическо изследване на времевите редици на псевдопотенциалната температура и редуцираното за морско ниво атмосферно налягане. За целта ще използваме някои съвременни методи за статистически анализ и моделиране на времеви редици. Първият въпрос, възникващ при подобно разглеждане, е изборът на подходящ стохастичен модел, който адекватно отразява специфичните особености на еволюцията на изследваните редици. Това става по формално-статистически, а в случая, естествено, и физични съображения.

Резюмирайки резултатите от предварителния анализ в края на предния параграф, ние подчертахме, че времевите редици на псевдопотенциалната температура и налягането демонстрират освен по-плавни, но и резки изменения на средните си нива. Подобни резки изменения се наблюдават и в амплитудата на денонощния ход на псевдопотенциалната температура. От статистическа гледна точка това означава нестационарност и наличие на т.нар. структурни промени във времевата редица. В случая този извод се подкрепя и от физични съображения.

Действително, доколкото псевдопотенциалната температура се запазва за дадена въздушна маса практически дори и при влажноадиабатни процеси, тя може да се разглежда като своеобразен „маркер“ на масата. Тогава евентуалната смяна на въздушната маса над Софийското поле естествено ще повлече и промяна на средното ниво в еволюцията на редицата на псевдопотенциалната температура, а също и промяна на амплитудата на денонощния ѝ ход поради новите термо-хигрометрични условия. Що се отнася до налягането, то смяната на синоптичните вихри над София естествено води до по-плавни или по-резки промени в средното за обстановката ниво.

И така, за адекватното статистическо третиране на нашите времеви редици би трябвало да се използват техники, отчитащи евентуални структурни промени в тяхната еволюция. Ние ще приложим техниката на т.нар. линейна регресия със структурни промени [14, 15]. Това е класическият модел на линейна множествена регресия, но с евентуално няколко точки на структурна

промяна при преминаването, през които коефициентите на регресията търпят скок, оставайки постоянни в интервалите между тях. Обикновено точките на структурната промяна не са известни предварително. Техният брой и локализацията им се определят чрез минимализирането на сумата от квадратите на остатъците от последователно усложняващите се регресионни модели или чрез подходящи статистически критерии.

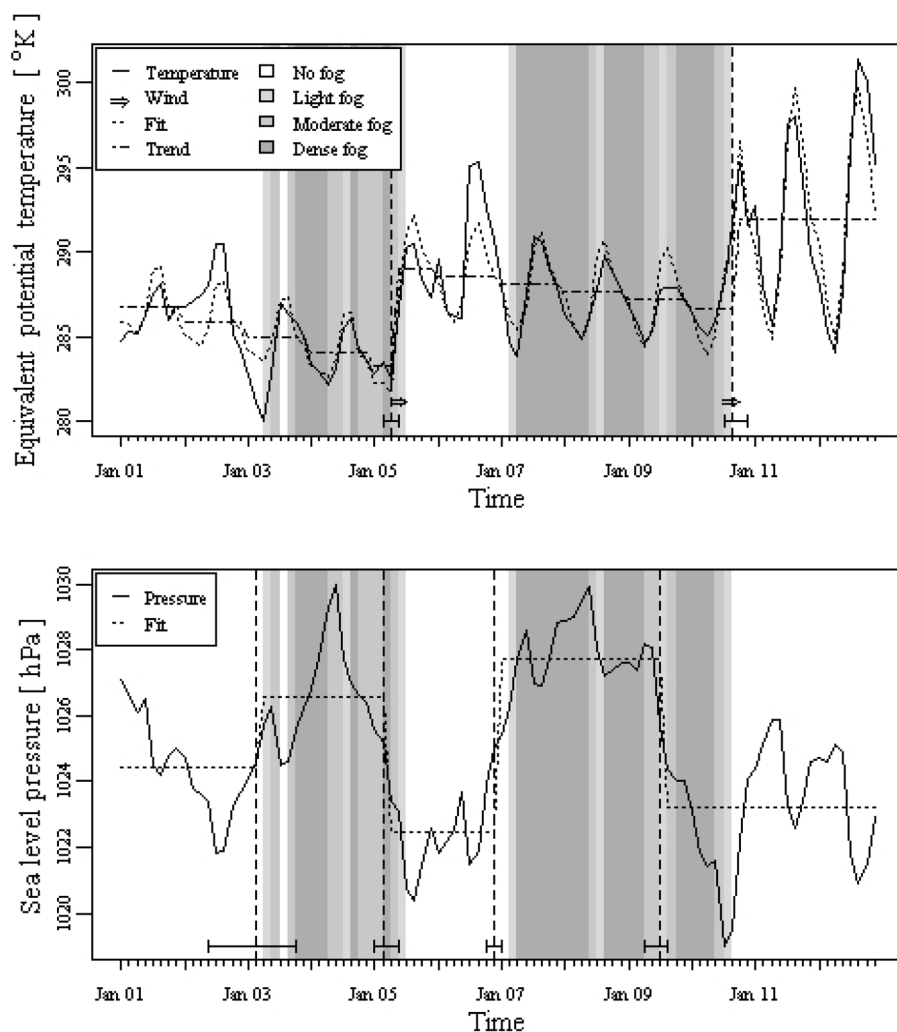
Да преминем към построяването на съответните линейни регресионни модели. За налягането нещата са сравнително прости. Както се вижда от фиг. 1, в случая могат да се очакват само скокове в средната стойност на редицата, защото на фигурата не се забелязват по-систематични тенденции на повишаване или понижаване на налягането. Този модел е допълнително подкрепен и от физичните съображения, споменати по-горе.

Моделирането на редицата за псевдопотенциалната температура е по-сложна задача. Както бе коментирано, в редицата имаме очевидно присъствие на денонощен ход на температурата. Тъй като периодът на дискретизация е 3 h, това означава, че нашият модел трябва да включва задължително и периодична компонента с период 8. За целта ние въвеждаме 8 индикаторни променливи – по една за всеки синоптичен срок. Всяка от тях се състои от последователни нули и единица само на мястото на съответния синоптичен срок. Например: за срока 00 00 GMT индикаторната променлива е векторът от единица, следвана от седем последователни нули, отново единица, следвана от седем нули, и т.н. Освен денонощен ход в редицата за псевдопотенциалната температура се наблюдават и сравнително по-продължителни участъци на плавно изменение на средното ниво, около което се извършват денонощните осцилации. Този ефект на бавно изменящ се в сравнение с осцилациите тренд, ние моделираме, въвеждайки нова изкуствена променлива. Тя се състои от осем последователни единици, след това осем последователни двойки, осем последователни тройки и т.н.

Фиг. 2 представя времевите редици за псевдопотенциалната температура, редуцираното към морско ниво атмосферно налягане, техните линейни апроксимации и трендове в Станция София, Младост, за периода 01–12/01/2014. Линейните апроксимации и трендове са получени чрез описаните вече линейни регресии със структурни промени за псевдопотенциалната температура върху 9-те променливи, а за налягането – върху описаната по-горе изкуствена променлива. На горния панел е температурата, на долния – налягането, а интензивността на мъглата отново е кодирана по скалата на сивия цвят. Вертикалните прекъснати линии са в точките на структурна промяна, а хоризонталните отсечки в техните основи дават доверителните интервали на нивото 0,95. Останалите означения и символи са пояснени в легендите към фигурата. От наблюденията за вятъра са маркирани само две.

Bayesian Information Criterion дава две точки на структурна промяна във времевата редица за псевдопотенциалната температура и четири в редицата за

налягането. За температурата те са 05 06/01 GMT (05 03–05 09/01 GMT) и 10 15/01 GMT (10 12–10 21/01 GMT), като в скобите са съответните доверителни интервали. За налягането точките са 03 03/01 GMT (02 09–03 18/01 GMT), 05 03/01 GMT (05 00–05 09/01 GMT), 06 21/01 GMT (06 18–07 00/01) GMT и 09 12/01 GMT (09 06–09 15/01 GMT).



Фиг. 2. Времени редици за псевдопотенциалната температура, налягането на морско ниво, техните линейни апроксимации и трендове в Синоптична станция София, Младост, за периода 01–12/01/2014

Табл. 1 обобщава оценките на параметрите на периодичната компонента в линейната регресия за псевдопотенциалната температура и техните скокове

в точките на структурна промяна. Стълбовете *Left*, *Center* и *Right* съответстват на левия, централния и десния участък на апроксимацията на фиг. 2. Оценките са с точност до десета, а в скобите е стандартната грешка. Двата стълба *Break 1* и *Break 2* дават съответно скоковете на параметрите в двете точки на структурна промяна. Стъпаловидното линейно понижаване на псевдопотенциалната температура през първата част е $-0,89$ (0,24) K/day, през втората: $-0,46$ (0,17) K/day, а през третата част средното ниво не се променя. Първият скок в стъпаловидния тренд е 5,8 K, вторият: 5,2 K.

Таблица 1. Параметри на денонощната периодична компонента на времевата редица за псевдопотенциалната температура и техните скокове в точките на структурна промяна

Hour GMT	Equivalent potential temperature [K]				
	<i>Left</i>	<i>Break 1</i>	<i>Center</i>	<i>Break 2</i>	<i>Right</i>
00 00	286,8 (1,1)	4,36	291,1 (1,6)	-0,74	290,4 (1,2)
03 00	286,7 (1,1)	2,67	289,3 (1,6)	-2,69	286,6 (1,2)
06 00	286,1 (1,1)	2,48	288,6 (1,6)	-3,75	284,8 (1,2)
09 00	287,3 (1,1)	2,47	289,7 (1,5)	-1,31	288,4 (1,2)
12 00	289,9 (1,1)	3,63	293,5 (1,5)	3,33	296,8 (1,2)
15 00	290,0 (1,1)	4,46	294,4 (1,5)	5,27	299,7 (1,2)
18 00	287,5 (1,1)	5,07	292,6 (1,4)	3,89	296,5 (1,0)
21 00	287,1 (1,1)	4,23	291,4 (1,4)	0,83	292,2 (1,0)

Линейната апроксимация на редицата на налягането започва с хоризонталния участък на ниво 1024,4 (0,3) hPa. Спрямо това ниво скокът в първата точка е 2,1 (0,5) hPa, във втората: $-2,0$ (0,5) hPa, третата: 3,3 (0,5) hPa и четвъртата: $-1,2$ (0,5) hPa.

Проведеното статистическо моделиране очертава следния по-детайлен еволюционен сценарий. До 05 06/01 GMT в района на Станция София, Младост, имаме една еднородна в термохигроскопично отношение въздушна маса. Нейната псевдопотенциална температура бавно се понижава с около 0,9 K/day. На 03 03/01 GMT средното ниво на налягането скокообразно се повишава с 2,1 hPa. В рамките на доверителния интервал на 03 06/01 GMT е и първата регистрация на мъгла. При това средно ниво на налягането, плавен низходящ тренд на псевдопотенциалната температура с наложен върху него денонощен ход и пълно безветрие мъглата продължава с по-ниска или по-висока интензивност до новия скок на налягането на 05 03/01 GMT и първата структурна промяна на температурата на 05 06/01 GMT. Доверителните интервали за тези два момента се препокриват. Първата фаза на епизода завършва на 05 09/01 GMT.

В точката на структурна промяна скокът в тренда на температура е положителен – около 5,8 K. От табл. 1 се вижда, че параметрите на денонощната периодична компонента за всички синоптични срокове също претърпяват по-

ложителни скокове, като прави впечатление, че те са по-големи през втората половина на денонощието. Средното ниво на налягането се понижава с около 4,1 hPa. От фиг. 2 се вижда също, че промяната съвпада и с регистрацията на слаб приземен вятър. Тези обстоятелства дават основание да предположим, че около 05 03–05–06/01 настъпва качествена промяна на обстановката. Рязкото покачване на псевдопотенциалната температура, придружено с изменения в нейния денонощен ход, би трябвало да означава нахлуване на по-топла и с по-висока влажност въздушна маса при едновременно рязкото понижаване на средното ниво на налягането.

След 05 06/01 GMT псевдопотенциална температура отново започва плавно да се понижава, но от по-високо първоначално ниво и с по-малка скорост – с около 0,5 K/day. Размахът на денонощния ход също е по-голям. Средното ниво на налягането е около 1022,4 hPa. Хоризонталната видимост е над 1000 m. На 06 21/01 средното ниво на налягането се покачва скокообразно с около 5,3 hPa. Малко по-късно, на 07 03/01, е и първата регистрация на мъгла от втората фаза. За разлика от първата фаза, сега мъглата е с по-висока интензивност.

На 09 12/01 GMT отново имаме скок на средното ниво на налягането. То се понижава с около 4,5 hPa до нивото 1023,2 hPa. Мъглата обаче продължава до 10 15/01 GMT, когато е окончателният финал на епизода. На 10 15/01 GMT е и втората точка на структурна промяна във времевата редица на псевдопотенциалната температура. Малко преди това имаме и регистрация на слаб вятър след сравнително дългото безветрие по време на мъглата. Скокът на средното ниво на температурата е 5,2 K и по-нататък нямаме значим наклон на тренда. Параметрите на денонощната периодична компонента за всичките синоптични срокове също търпят скок като, както се вижда от табл. 1, скоковете са отрицателни за първата половина на денонощието и положителни за втората. Това увеличава амплитудата на денонощния ход. Имаме смяна на въздушната маса, мъглата окончателно се разсейва, епизодът завършва.

3.3. АНАЛИЗ НА АЕРОЛОГИЧНИТЕ ДАННИ

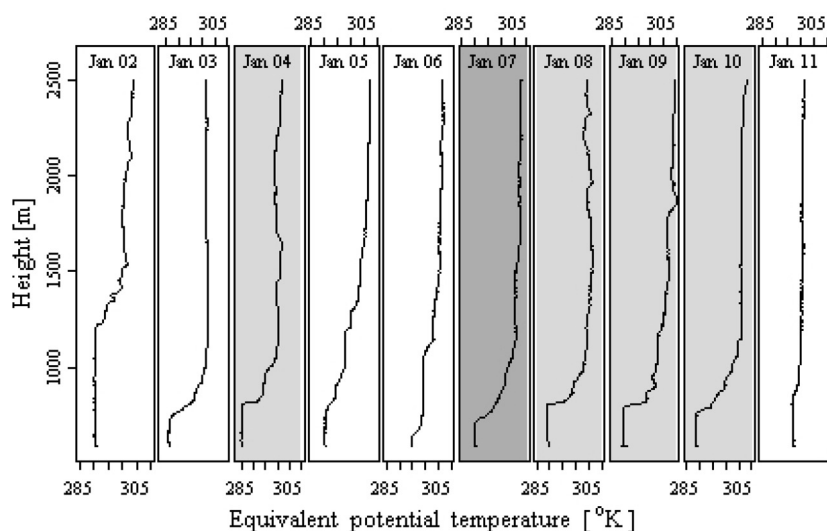
В този параграф ще представим резултатите от анализа на аерологичните сондажи през разглеждания период. Като основно средство ние отново използваме псевдопотенциалната температура. Защо именно нея? Изменението на тази температура с височината е критерий за статичната устойчивост на атмосферата при въздух с наситена водна пара. Ако тя нараства с височината, стратификацията е устойчива, ако намалява – неустойчива, а ако не се изменя, имаме безразлично равновесие [8, 9]. По-силните положителни градиенти на псевдопотенциалната температура в даден слой означават, че той е по-силно устойчиво стратифициран. Ако идеализираме горната граница на мъглата като разделителна повърхност, то при дифузионно равновесие парциалното

налягане на водната пара от двете страни на повърхността е едно и също. Температурата обаче трябва да претърпи положителен скок, защото под повърхността парата е в състояние на насищане, над повърхността е ненаситена и равенството на парциалните налягания е възможно само ако температура горе е по-висока. Псевдопотенциалната температура също претърпява скок, защото, както се вижда от дефиниционната ѝ формула, тя, от една страна, е пропорционална на температурата на въздуха, а от друга, поради това че парата не е наситена, температурата на ниво на кондензация в знаменателя на експонентата е по-ниска от тази на височината на измерването.

На практика преходът от мъглата към въздуха над нея е плавен и се извършва в слой с крайна вертикална мощност. В този слой освен температурната инверсия нараства и отношението на сместа, защото в сравнение с по-големите височини на по-ниските нива кондензира повече водна пара. Тези две обстоятелства водят до по-силни положителни вертикални градиенти на псевдопотенциалната температура, или с други думи, над мъглата имаме покриващ силно устойчив слой. Що се отнася до самата мъгла, то стратификацията в нея е близо до безразличната поради изгладените от смесването вертикални градиенти на наситените водни пари.

Фиг. 3 представя времевата редица на вертикалния профил на псевдопотенциалната температура в 12 00 GMT в Синоптична станция София, Младост, за периода 02–11/01/2014. По хоризонталните оси е псевдопотенциалната температура, а по вертикалната ос са височините до 2500 m. Интензивността на мъглата в момента на сондажа отново е кодирана по скалата на сивия цвят според легендата към фиг. 1.

Зверев [16] изтъква, че един от основните симптоми за прогнозирането по аерологични данни на мъгла е формирането във височина на слой с температурна инверсия, в който специфичната влажност също нараства с височината или поне остава постоянна. Във вертикалния профил на псевдопотенциалната температура това означава слой със силни положителни вертикални градиенти или, казано с други думи, формирането и наличието на силно устойчиво стратифициран задържащ слой. От фиг. 3 се вижда, че на 02 12/01 GMT до височина около 1235 m стратификацията е почти безразлична. Следва слой с вертикална мощност около 200 m и сравнително големи вертикални градиенти. По-нагоре стратификацията остава устойчива, но е значително по-слаба. Като се има предвид общата обстановка в тази ситуация, би трябвало да се очаква възникването на мъгла. Действително, вследствие на нощното изстиване на приземния въздух сутринта на 03 06/01 GMT е и първата регистрация на мъгла. На 03 12/01 GMT в ранния следобед имаме временно подобрение на видимостта. Вертикалният профил на псевдопотенциалната температура обаче съответства на условията за мъгла. При земята до около 750 m имаме безразлична стратификация, а в слоя над нея до височини около 820 m псевдопотенциалната температура нараства с почти 10 K.



Фиг. 3. Времева редица от вертикалния профил на псевдопотенциалната температура в 12 00 GMT в Синоптична станция София, Младост, за периода 02–11/01/2014

Ситуацията на 04 12/01 е типична. До височина около 820 m стратификацията е безразлична, следва рязък скок на псевдопотенциалната температура от около 10 K, съответстващ на тънък, силно устойчиво стратифициран слой.

Вертикалните профили на 05 12/01 GMT и 06 12/01 GMT са след прекъсването на първата фаза на мъглата на 05 09/01 GMT. Както се вижда от фиг. 3 на 05 12/01 GMT покриващият силно устойчив слой е изчезнал или поне значително отслабен. На 06 12/01 GMT забелязваме формиране на слой с безразлична стратификация в интервала 650–1060 m и все още недобре изразена инверсия от около 5 K до височина 1140 m. С оглед на общите условия това би трябвало да означава възможност за образуване на мъгла.

На 07 03/01 действително се регистрира мъгла. На 07 12 /01 GMT тя е с интензивност от категорията Very dense fog. При земята до около 720 m имаме слой с безразлична стратификация, а в слоя над нея до височина 770 m псевдопотенциалната температура нараства с около 5 K. В периода 08 12–10 12/01 мъглата е в етап на стабилност. Височината на слоя с безразлична стратификация почти не се променя. От 810 m на 08 12/01 тя слабо намалява до 780 m на 10 12/01. И в трите сондажа имаме рязък скок на псевдопотенциалната температура в най-горния слой на мъглата, но той намалява от около 10 K на 08 12/01 до около 5 K на 10 12/01.

На 11 12/01 епизодът е завършил. Вертикалният профил на псевдопотенциалната температура е изгладен с почти незабележима остатъчна инверсия.

Да резюмираме, проведеният с помощта на вертикалните профили на псевдопотенциалната температура анализ на аерологичните данни демон-

стрира своята ефективност при изследването на разглежданата обстановка с мъгла. Използването на тази обобщена термохигрометрична характеристика позволява отчетливо да се локализира покриващият мъглата слой със силно устойчива стратификация. Доколкото този слой започва от най-горните слоеве на мъглата, това дава възможност за оценка и на вертикалната ѝ мощност. По напълно определени признаци във вертикалния профил на псевдопотенциалната температура в предходния аерологичен сондаж, а именно, наличието на добре изразен слой с безразлична стратификация при земята и формирането на по-тънък слой със силно устойчива стратификация над него, в случая успешно бе прогнозирано образуването на мъгла. В този смисъл вертикалният профил на псевдопотенциалната температура наред с анализа на останалите специфични условия открива допълнителна възможност за повишаване успешността при прогнозата на мъглата.

4. СИНОПТИЧЕН АНАЛИЗ

За образуването на мъгла от радиационен и адвективно-радиационен тип е необходим богат на влага въздух и допълнително изстиване за настъпването на кондензация [17]. Богат на влага въздух над Балканите може да постъпи главно от запад, югозапад и юг при добре известни синоптични процеси [18]. В този раздел ще се спрем последователно на развитието на синоптичната обстановка в началото и в края на разглеждания период, фазите на развитие на мъглата, както и на причините за краткотрайното подобрене на видимостта около 06/01/2014.

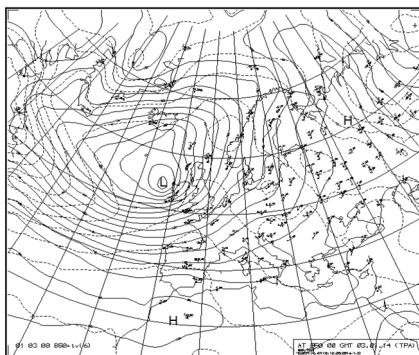
4.1. ПОДГОТОВКА НА ЕПИЗОДА

В периода 25–28/12/2013 разширяващата се на юг и изток обширна циклонална област от Северозападна Европа обхваща Прибалтика, Централна Европа и Западното Средиземноморие. Над Централното Средиземноморие се формира циклонален вихър, чийто център приближава Балканския полуостров. Оформилата се циклонална област се премества на югоизток, преминавайки южно от Балканския полуостров.

На 29–31/12/2013 България попада под влияние на приземен антициклон, чийто център в последния ден от годината се установява на север от Балканите. Оставайки в неговата периферия, в страната прониква студен въздух, който на 01/01/2014 се настанява над нея.

От 01/01 до 03/01 периферията на дълбок и обширен циклон с център южно от Исландия и северозападно от Ирландия обхваща Северозападна Европа. Източната част на континента се намира под влияние на антициклон в приземния слой и баричен гребен във височина. Фиг. 4 представя картата на баричната топография и температурата на ниво 850 hPa на 03 00/01. Плътните

линии са изохипсите, пунктираните – изотермите. Градиентите на 850 hPa са слаби. Нощните температури се понижават и усилват устойчивостта на въздушната маса в антициклоналното приземно поле над Балканите. Облачността се разкъсва и намалява до изясняване през нощта срещу 03/01.



Фиг. 4. Карта на абсолютната барична топография за ниво 850 hPa и температурата на 03 00/01/2014 GMT

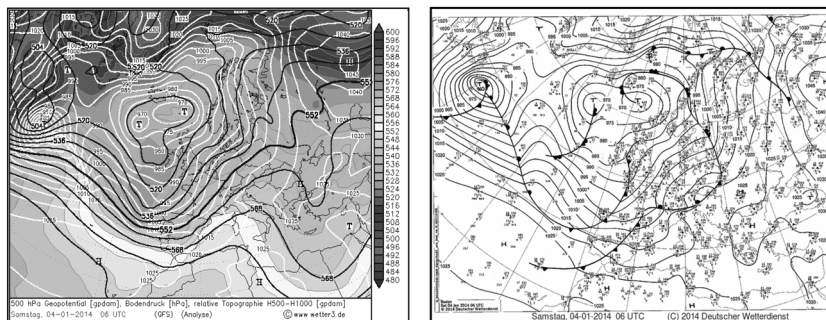
На 03 06/01 GMT над София се формира мъгла от радиационен тип.

4.2. ФАЗАТА 03 06–05 09/01 GMT

България попада в югозападната периферия на мощен антициклон, чийто център се премества от северните райони на Европейска Русия към Южен Урал. Приземното налягане над Балканите се повишава до 1030 hPa. Слабоградиентното антициклонално поле създава благоприятни условия за възникване и развитие на приземна инверсия в котловинното Софийско поле. Мощният антициклон е в процес на развитие. Низходящите движения на въздуха в него водят до образуване на т.нар. инверсии на слягане. Както се вижда от приземната карта на фиг. 5, над България се откриват и локални центрове на високо налягане. Това води до увеличаване изразеността на радиационната инверсия. Създадени са условия за радиационни мъгли, като с развитието на антициклона тяхната продължителност и интензитет нарастват.

Левият панел на фиг. 5 представя картата на баричната топография за ниво 500 hPa, приземното налягане и относителната топография за нивата 500–1000 hPa. Черните линии са изохипсите, белите – изобарите, а относителният геопотенциал е в градациите на сивото. Както се вижда, над страната от югозапад наред с израстването на баричния се развива и термичен гребен. С югозападния въздушен поток на 850 hPa температурите се повишават от около 0 °C на 02 00/01 GMT до 5 °C на 05 12/01 GMT. Балканският полуостров се оказва в топла въздушна маса с произход от субтропиците. Притокът на

топъл въздух на 850 hPa добавя към вече споменатите по-горе фактори и друг, а именно, адвективното затопляне във височина. Това усилва създадената инверсия. В тази първа част от обстановката затоплянето все още не е толкова значително, за да окаже съществено влияние.



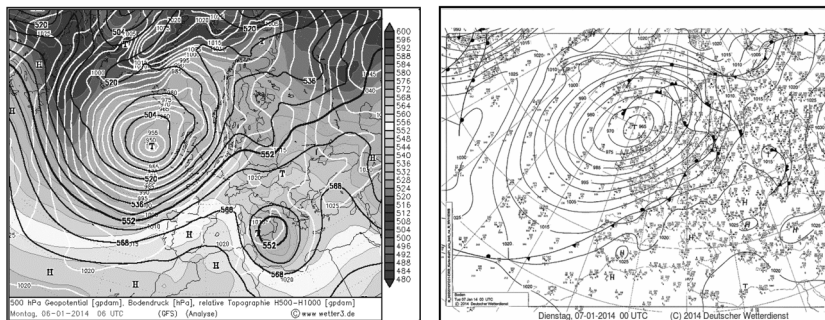
Фиг. 5. Карта на абсолютната барична топография за ниво 500 hPa, приземното налягане и относителната топография за нивата 500–1000 hPa (ляво) и приземен синоптичен анализ на баричното поле (дясно) на 04 06/01/2014 GMT

4.3. ПРЕКЪСВАНЕТО 05 12–07 00/01 GMT

Около 06/01 България попада под влияние на средиземноморски циклон с център, преместващ се от Южна Италия на югоизток към най-южните райони на Гърция. Това се илюстрира от лявата карта на фиг. 6, която представя баричната топография за ниво 500 hPa, приземното налягане и относителната топография за нивата 500–1000 hPa. Черните линии отново са изохипсите, белите – изобарите, а относителният геопотенциал е градиран в сивото. Както е известно, при преминаването на средиземноморски циклон през района на Балканите от съществено значение е траекторията на неговия център [18]. В случая циклоналният вихър преминава толкова южно, че влиянието му върху времето в България е слабо. То се изразява само в слабо усилване на атмосферната динамика, което се оказва достатъчно за частично подобрене на видимостта. Тя надхвърля 1000 m, като преобладават димките с хоризонтална видимост предимно 2000–8000 m.

Допълнителен фактор се оказва и спускащата се към Балканския полуостров от север приземна фронтална система, виждаща се на дясната карта на приземния синоптичен анализ на фиг. 6. Не особено добре изразена, тя преминава като размиващ се студен фронт и през България. В приземното барично поле се наблюдава усилване на баричния градиент, което е по-съществено над Западна България. От този югозападен поток в районите, северно от планините, каквото е разположението на София спрямо Витоша, видимостта в приземния слой се подобрява. Центърът на мощния антициклон, който под-

държаше антициклонално полето над България в първата част от обстановка-та, се е оттеглил на изток, към азиатската част на Русия. Приземното налягане над страната ни се понижава до 1020 hPa, а над западните райони на Балканския полуостров – под 1015 hPa.



Фиг. 6. Карта на абсолютната барична топография на ниво 500 hPa, приземното налягане и относителната топография за нивата 500–1000 hPa на 06 06/01/2014 GMT (ляво) и приземен синоптичен анализ на баричното поле на 07 00/01/2014 GMT (дясно)

В периода на това временно подобрение на видимостта в полето на температурите на ниво 850 hPa няма особени промени. За кратко прекъсва само югозападният пренос на топъл въздух над страната. Циклоналният център преминава далече и свързаното с него студено ядро не достига до България, за да разруши напълно създадената вече инверсия, а само я отслабва частично.

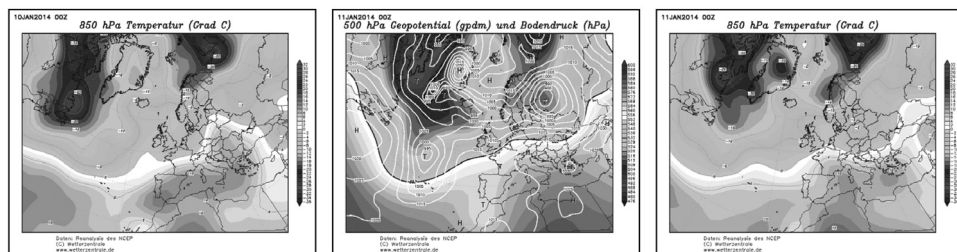
Израстването на баричния гребен на 300 hPa прекъсва връзката на този циклон със захранващото го със студен стратосферен въздух струйно течение, той се откъсва и бързо се изнася на юг-югоизток.

4.4. ФАЗАТА 07 03–10 12/01 GMT

След преминаването на високия циклон по споменатата южна траектория над България бързо се възстановява приземното антициклонално барично поле. В полето на геопотенциала на 500 hPa отново израства баричен гребен. В сравнение с първата фаза на обстановката той е по-мощен и като площ много по-обширен, обхващайки цяла Южна Европа. Относителният геопотенциал за слоя 500–1000 hPa също е с по-големи стойности. Това означава по-голяма динамична дебелина на слоя и съответно по-топъл въздух в него. Така с възобновяването на въздушния поток от югозапад отслабналата за кратко приземна инверсия отново се възстановява.

Преминалата през страната влажна въздушна маса внася влага в слоевете на 850 hPa и 700 hPa. Югоизточната половина на Европа се оказва в пояс от високо атмосферно налягане. Приземното налягане в България се повишава до 1030 hPa. Високата фронтална зона отново е над по-северните ширини,

далече от Балканския полуостров. От лявата карта на фиг. 7, където температурното поле е градирано в сивото, се вижда, че преносът на топъл въздух от югозапад продължава на това ниво и на 10 00/01 GMT, като температурите над страната достигат до 8–10 °C.



Фиг. 7. Карта на температурното поле на ниво 850 hPa на 10 00/01/2014 GMT (ляво), карта на абсолютната барична топография на ниво 500 hPa и приземното налягане на 11 00/01/2014 GMT (в средата) и карта на температурното поле на ниво 850 hPa на 11 00/01/2014 GMT (дясно)

Прекъсване на трайната и стабилна инверсионна обстановка става на 10 15/01 GMT, когато България попада под влияние на спускаща се от север-североизток приземна долина, свързана с циклон с център, преминаващ през Прибалтика. От средната карта на фиг. 7 се вижда, че на 11 00/01 GMT полето на геопотенциала на 500 hPa (бели линии) се е променило съществено. Приближаващата висока фронтална зона достига България, като засяга в по-голяма степен северните райони. На картата в дясно на фиг. 7 на ниво 850 hPa се наблюдава понижение на температурите до 0–5 °C. В следващите дни през страната преминават други атмосферни смущения, които не позволяват възстановяването на трайната обстановка с мъгла над София, въпреки че температурите остават сравнително високи за януари. Втората фаза от адвективно-радиационен тип мъгла е завършила, а с това е финализиран и епизодът с продължителните мъгли в София.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ДИСКУСИЯ

Целта на настоящата работа бе да се разкрият специфичните условията и синоптичната обстановка в тяхната динамика за възникването и поддържането на продължителната мъгла в София през периода 03–10/01/2014. Данните, които ние използвахме, са от приземните метеорологични наблюдения и аерологичните сондажи в Станция София, Младост. Използвани бяха също и редица приземни и височинни карти за синоптичната обстановка над Европа и Балканския полуостров през разглеждания период.

Основното средство за нашия анализ бе псевдопотенциалната температура. Тя се използва като една обобщена термо-хигрометрична характеристика,

служеща, от една страна, за идентификация на сменящите се въздушни маси, а от друга, за установяването на слоевете с различаваща се устойчивост на вертикалната стратификация.

Предварителният анализ на приземните данни в параграф 3.1 показва, че изследваната мъгла се състои фактически от два епизода, разделени от период с подобрена видимост. Първият епизод е от 03 06/01 GMT до 05 09/01 GMT, вторият – от 07 03/01 GMT до 10 12/01 GMT. Докато през първия епизод средното ниво на псевдопотенциалната температура е по-ниско и налягането има локален максимум, то вторият епизод е с по-високо ниво на температурата и нов по-висок максимум на налягането. И двата епизода завършват със сравнително резки промени в средното ниво на псевдопотенциалната температура и нейния денонощен ход.

Тези особености в еволюцията на псевдопотенциалната температура и налягането през разглеждания период дадоха основания техните времеви редици да се моделират със статистическата техника на множествената линейна регресия със структурни промени. За целта в параграф 3.2 бе построен стохастичен модел, отчитащ както плавните изменения на средното ниво на псевдопотенциалната температура, така и нейния денонощен ход. За налягането се оказа достатъчно да се отчетат само измененията на неговото средно ниво.

Като резултат от това моделиране се изясни, че времевата редица на псевдопотенциалната температура претърпява две структурни промени. Те и двете практически съвпадат с края на първия и втория епизод на мъглата. Това даде основание този формален резултат да се интерпретира като смяна на въздушните маси. Проведеният в разд. 4 детайлен синоптичен анализ напълно потвърди тази интерпретация. Оказа се, че при първата структурна промяна с оттеглянето на мощния антициклон на изток България попада в периферията на средиземноморски циклон и за кратко е под влияние на спускащата се към Балканския полуостров от север приземна фронтална система. При втората структурна промяна България попада под влияние на спускаща се от север-североизток приземна долина, свързана с циклона с център, преминаващ през Прибалтика, и фронталната система, достигаща и до Балканския полуостров.

Времевата редица на налягането претърпява четири структурни промени. Първата от тях съвпада с началото на първия епизод от мъглата, а втората – с неговия край. Тъй като в същото време въздушната маса все още не се е сменила, а средното ниво на налягане скокообразно е нараснало, то това предполага една мъгла от чисто радиационен тип. Синоптичният анализ потвърждава тази интерпретация. През този период България попада в югозападната периферия на мощен антициклон. Слабоградиентното антициклонално поле създава благоприятни условия за възникване и развитие на приземна инверсия в котловинното Софийско поле. На приземните карти се откриват и локални центрове на високо налягане. Това създава условия за радиационни

мъгли, като с развитието на антициклона тяхната продължителност и интензитет нарастват.

Третата точка на структурна промяна предхожда незначително началото на втория епизод на мъглата, а четвъртата е към неговия край. Средното ниво на налягането отново е претърпяло скокообразно нарастване. Въздушната маса обаче вече е сменена с по-топла и по-влажна. Това предполага една мъгла от смесен, адвективно-радиационен тип. Синоптичният анализ в разд. 4 подкрепи и тази интерпретация. През този период след оттеглянето на циклона бързо се възстановява приземното антициклонално барично поле и приземното налягане се повишава до 1030 hPa. С последвалото изясняване приземната инверсия също се възстановява. Високата фронтална зона е далече от Балканския полуостров. Височиният поток от югозапад бързо се възстановява и на ниво 850 hPa се пренася топъл въздух.

Проведеният в параграф 3.3 анализ на аерологичните данни с помощта на вертикалните профили на псевдопотенциалната температура демонстрира своята ефективност при изследването на разглежданата обстановка с мъгла. Използването на тази обобщена термо-хидрометрична характеристика позволи отчетливо да се локализира покриващият мъглата слой със силно устойчива стратификация, а това даде възможност за оценка и на вертикалната мощност на мъглата. Оказа се, че в случая вертикалният профил на псевдопотенциалната температура наред с анализа на останалите специфични условия дава възможност и за успешно прогнозиране на мъглата.

В заключение можем да кажем, че резултатите от настоящата работа дават основание да се твърди, че съвместното използване на псевдопотенциалната температура, приземното налягане и детайлният синоптичен анализ на обстановката са едно ефективно средство при анализа на образуването, развитието и разсейването на продължителната мъгла в София през периода 03–10/01/2014.

Благодарности. Тази работа е подкрепена от проект BG051 PO001-3.3.06–0057 „Изграждане на съвременна образователна и научно-изследователска среда за развитието на докторанти, постдокторанти и млади учени във Физическия факултет на СУ „Св. Климент Охридски“.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Мартинов, М., В. Габракова. *Хидрология и метеорология*, 1965, **3**, 15.
- [2] Мартинов, М., А. Богачев. *Хидрология и метеорология*, 1978, **XXVII**, 1, 32.
- [3] Годав, Н., Г. Корчев. *Хидрология и метеорология*, 1971, **XX**, 3, 19.
- [4] Христов, П., Ат. Танев. *Климат на София*, София, 1970.
- [5] Bluskova, D., L. Zlatkova, St. Lingova, J. Modeva, L. Subev, M. Teneva. *Climate and Microclimate of Sofia*, Publishing House BAS, Sofia, 1983. (in Bulgarian)

- [6] Latinov, L., A. Stoycheva, V. Katsarska. *Workshop Proc.*, 2005, COST 722, 72–82.
- [7] Стойчева, А., С. Евтимов. *Годишник на СУ „Св. Кл. Охридски“*, Физ. фак., 2014, **107**, 132.
- [8] Белинский, В. А. Динамическая Метеорология, ОГИЗ, Москва, Ленинград, 1948.
- [9] Holton, J. R. An introduction to dynamic meteorology, New York and London, 1973.
- [10] Sanders, F. *Mon. Wea. Rev.*, 1999, **127**, 945.
- [11] Hoffman, E.G. *Meteorological monographs*, 2006, **33**, 55, 163.
- [12] Turton, J. D., R. Broun. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 1987, **113**, 37.
- [13] Bergot T., D. Guedalia. *Mon. Wea. Rev.*, 1994, **122**, 1218.
- [14] Bai J., P. Perron. *Econometrica*, 1998, **66**, 47.
- [15] Bai, J., P. Perron. *Journal of Applied Econometrics*, 2003, **18**, 1.
- [16] Зверев, А. С. Синоптическая Метеорология, Ленинград, 1957.
- [17] Годев, Н. Синоптична метеорология, София, 1976.
- [18] Стефанов, Ст., Сл. Матеев, Хр.Лаловски, Ас. Писарски, И. Кънчев, К. Дончев. Типове време над България, т. VII, София, 1960.

ГОДИШНИК НА СОФИЙСКИЯ УНИВЕРСИТЕТ „СВ. КЛИМЕНТ ОХРИДСКИ“
ФИЗИЧЕСКИ ФАКУЛТЕТ

Том 108

ANNUAL OF SOFIA UNIVERSITY “ST. KLIMENT OHRIDSKI”
FACULTY OF PHYSICS

Volume 108

ЧИСЛЕНИ ЕКСПЕРИМЕНТИ НА СИНОПТИЧНИ ОБСТАНОВКИ С МЪГЛА НА ЛЕТИЩЕ СОФИЯ В ПЕРИОДА 2011–2014 Г.

ИЛИАН МАНАФОВ¹, ГЕРГАНА ГЕРОВА²

¹ ДП „Ръководство на въздушното движение“, София

² Катедра „Метеорология и геофизика“

*Илиан Манафов, Гергана Герова. ЧИСЛЕНИ ЕКСПЕРИМЕНТИ НА СИНОПТИЧНИ
ОБСТАНОВКИ С МЪГЛА НА ЛЕТИЩЕ СОФИЯ В ПЕРИОДА 2011–2014 Г.*

Мъглата е едно от метеорологичните явления, прогнозата на които е от особена важност за авиацията. Целта на настоящата работа е да проучи възможността за разработване на оперативно средство, използващо мезомашабен числен модел WRF, за прогноза на мъгла на летище София. За целта са направени числени симулации на 18 ситуации с мъгла и е анализирана способността на модела да симулира мъглите на летище София.

За контакти: Илиан Манафов, Летищен център за ОВД, Горна Оряховица, тел. +359 618/61608,
E-mail: ilian.manafov@bulatsa.com

Fog is a weather phenomenon the forecast of which is essential for aviation safety. This work explores the potential to develop an operational tool, based on numerical weather prediction model WRF, for fog forecasting at Sofia airport. For this purpose numerical simulation of 18 fog cases are computed and the model skills for fog forecasting at Sofia Airport are analysed.

Keywords: NWP, fog

PACS numbers: 92.60.-e

1. ВЪВЕДЕНИЕ

Въпреки значителния напредък в численото моделиране на времето, както и на теоретичните изследвания на процесите при образуване на мъгли, оперативните методи за прогноза все още не задоволяват изискванията. Мъглата по дефиниция е система от намиращи се в приземния слой водни капчици и/или ледени кристалчета, намаляващи хоризонталната видимост под 1 km. Тя е едно от метеорологичните явления, които най-силно се отразяват на работата на авиацията. Освен пряката опасност за сигурността на полетите, това явление често е причина за закъснение на полетите и объркване на разписанията на летищата. Годишните загуби за авиационния бизнес се оценяват на стотици милиони евро.

В практиката не се е наложил единен метод за прогноза на мъгли, за който да е прието, че осигурява най-добри резултати. Счита се [1, 2], че използването на мезомашабен числен модел (МЧМ) е ключов елемент от комплексната система за оперативна прогноза на мъгла. Прилагането на МЧМ за прогноза на мъгла е многократно изследвано [3]. Изводите от тези изследвания са, че самостоятелното му използване не може напълно да удовлетвори изискванията за прогнозиране на мъгла. Основните причини за това са самите характеристики на явлението. Мъглата е приземно явление и силно зависи от релефа и местните циркулационни особености. Процесите, които влияят на образуването ѝ, са комплексни, трудни за числено описание и моделирането им силно зависи от параметризациите на физичните процеси в приземния слой. От друга страна обаче, МЧМ е средството, което се счита, че дава добро първо предположение за процесите, свързани с мъглите [2–4]. Като начална стъпка от разработването на система за прогноза на мъгли на летище София е инсталиран численият модел Weather Research and Forecasting (WRF). Избрани са 18 обстановки с наблюдавани мъгли. Ситуациите са подбирани така, че да бъдат включени различни видове мъгли както по териториален обхват и продължителност, така и по синоптичната обстановка, в която се образуват. Проведени са числени експерименти за подбор на подходящите физични параметризации на модела [5].

В настоящата работа е изследвана способността на МЧМ-WRF да моделира условията за мъгла и са анализирани грешките в прогнозните приземна температура, вятър и относителната влажност. В раздел 2 е обяснена използваната моделна конфигурация, в раздел 3 са представени разгледаните синоптични ситуации, а в раздел 4 е направена класификация на моделните резултати и са анализирани грешките спрямо наблюденията.

2. ОПИСАНИЕ НА ЧИСЛЕН МОДЕЛ WRF И НАБЛЮДЕНИЯ

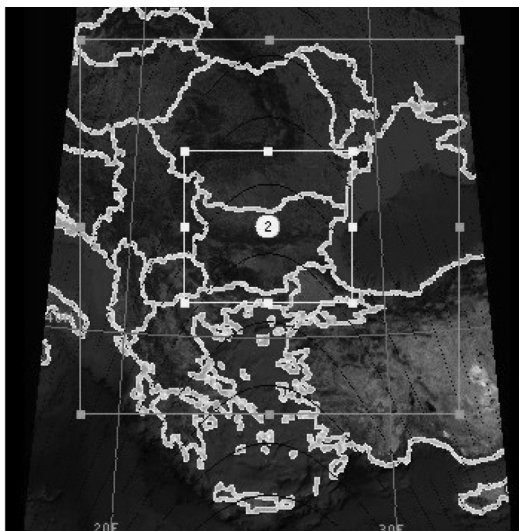
2.1. ЧИСЛЕН МОДЕЛ ЗА ПРОГНОЗА НА ВРЕМЕТО – WRF

Използваният в тази работа WRF [4] е числен модел за прогноза на времето, разработен от Националния център за изследване на атмосферата (NCAR) съвместно с Националния център за изучаване на атмосферата и океана (NOAA в състава на NCEP), Лабораторията за системи за прогнозиране (FSL Forecast Systems Laboratory), Агенцията за времето на Военно-въздушните сили (AFWA Air Force Weather Agency), Военноморската изследователска лаборатория (Naval Research Laboratory), Университета в Оклахома (Oklahoma University) и Федералната авиационна администрация (FAA – Federal Aviation Administration) на САЩ. Използвани са следните, предварително подбрани физични параметризации [5]:

- 1) Noah LNS за подложната повърхност (LS);
- 2) QNSE за планетарен граничен слой;
- 3) Thompson за микрофизика (MP);
- 4) RRTM/RRTMG за късовълнова радиация.

Като начални и гранични условия са използвани симулациите на глобалния числен модел GFS (Global Forecast System) на National Centers for Environmental Prediction (NCEP) с хоризонтална резолюция $0,5^\circ$. Избрана е нестинг-конфигурация с две области за числени експерименти с модела, показани на фиг. 1.

Първата е с хоризонтална резолюция 12 km и обхваща територията на Балканския полуостров, а втората обхваща само България и е с резолюция 4 km (фиг. 1). Използвани са 44 вертикални нива.



Фиг. 1. Моделни области на числени симулации с модел WRF.
С жълта линия са оградени външната и вътрешната област

2.2. НАБЛЮДЕНИЯ

Резултатите от работата на модела са сравнени с метеорологичните наблюдения от Метеорологичната служба за следене (МСС) на летище София към Държавно предприятие „Ръководство на въздушното движение“. Наблюденията се извършват с помощта на Автоматизирана метеорологична наблюдателна система (АМНС) от фирмата производител Вайсала. Разработена и използвана за авиационни цели, АМНС осигурява висока точност и голяма честота на измерванията. В работата са използвани едночасови измервания на кръгъл час за температура, относителна влажност и скорост на вятъра. Районът на летище София се характеризира с климатични и орографски особености, допринасящи за честа поява на мъгли. Летището се намира в Софийското поле и е обградено от Стара планина, Витоша, Люлин и Лозенска планина.

Средногодишно мъгли с различна продължителност се наблюдават в около 50 дни според статистиката от метеорологичната станция на летището.

3. СИНОПТИЧНИ ОБСТАНОВКИ С МЪГЛА НА ЛЕТИЩЕ СОФИЯ В ПЕРИОДА 2011–2014 Г.

Подбрани са 18 синоптични обстановки (СО) с мъгла на летище София в периода 2011–2014 г. От тях 5 са трайни мъгли, 13 – краткотрайни, 6 – об-

хващащи обширна област, а 12 са локални само за района на летище София. Кратко описание на обстановките е дадено в табл. 1.

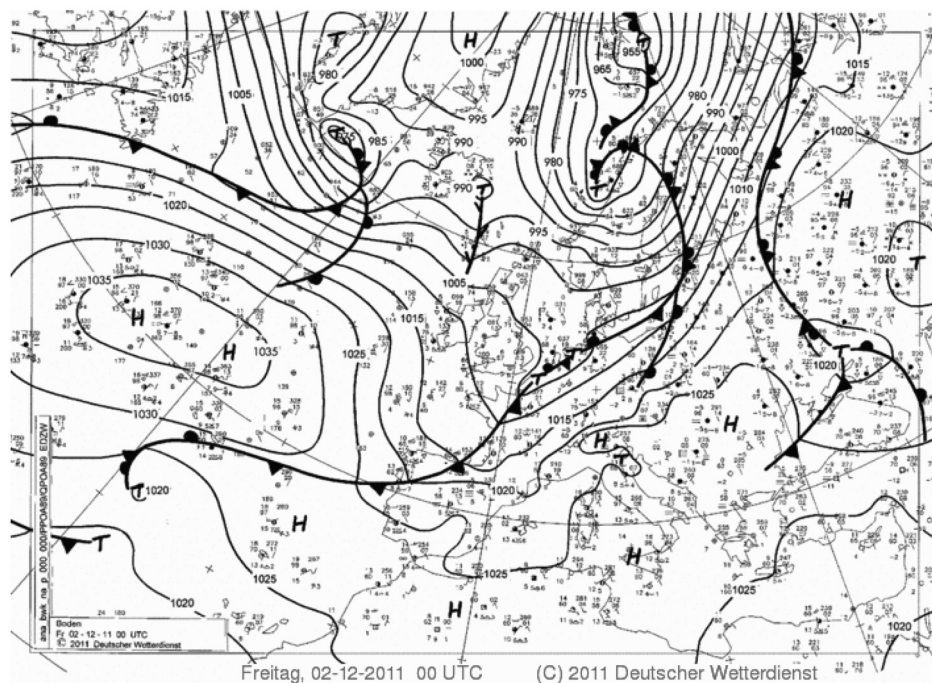
Таблица 1: Синоптични обстановки с мъгла на летище София

Номер на СО	Дата на начало на ситуацията	Час по Гринич / дата на падане на мъглата	Тип мъгла по продължителност	Област на покритие	Особености
1	1.12.2011 г.	02 / 02.12.11	Краткотрайна	Локална	
2	3.12.2011 г.	05 / 04.12.11	Продължителна	Локална	
3	11.12.2011г.	18 / 11.12.11	Продължителна	Обширна	Придружена с дъжд
4	12.12.2011г.	Постоянна	Продължителна	Обширна	
5	12.1.2012 г.	21 /12.01.12	Краткотрайна, разсейва се след 08 часа	Обширна	Вечерта на 13.01 вали дъжд
6	23.1.2012 г.	06 /.24.01.12	Кратка, разсейва се след 10 часа	Локална	Слаб дъжд след разсейването
7	31.1.2012 г.	03 /01.02.12	Краткотрайна, разсейва се след 07 часа	Локална	
8	19.2.2012 г.	02 /20.02.12	Краткотрайна, разсейва се след 08 часа	Локална	
9	20.2.2012 г.	23 /20.02.12	Краткотрайна, разсейва се след 08 часа	Локална	
10	6.11.2013 г.	06 /07.11.13	Краткотрайна, разсейва се след 08 часа	Локална	Вечерта на 6.11 валеж от дъжд
11	16.11.2013 г.	01 /17.11.13	Краткотрайна, разсейва се след 06 часа	Обширна	Вечерта на 17.11 започва трайна мъгла
12	21.11.2013 г.	06 /22.11.13	Краткотрайна, разсейва се след 09 часа	Локална	
13	14.12.2013 г.	22 /14.12.13	Краткотрайна, разсейва се след 07 часа	Локална	Временно подобрение в периода 02–04
14	19.12.2013 г.	23.30 /19.12.13	Краткотрайна с временни подобрения, разсейва се след 06	Локална	Кратки епизоди с мъгла
15	21.12.2013 г.	03.30 /22.12.13	Дълготрайна, временно подобрение около обяд	Локална	
16	1.1.2014 г.	07 /02.01.14	Кратки епизоди с сутрешна мъгла	Локална	
17	4.1.2014 г.	Постоянна	Дълготрайна	Обширна	Трайна инверсия
18	16.1.2014 г.	23 / 16.01.14	Краткотрайна, разсейва се след 09 часа	Обширна	Вечерта на 17.1 отново се образува мъгла

4. ЧИСЛЕНИ ЕКСПЕРИМЕНТИ НА СИНОПТИЧНИ ОБСТАНОВКИ НА МЪГЛА

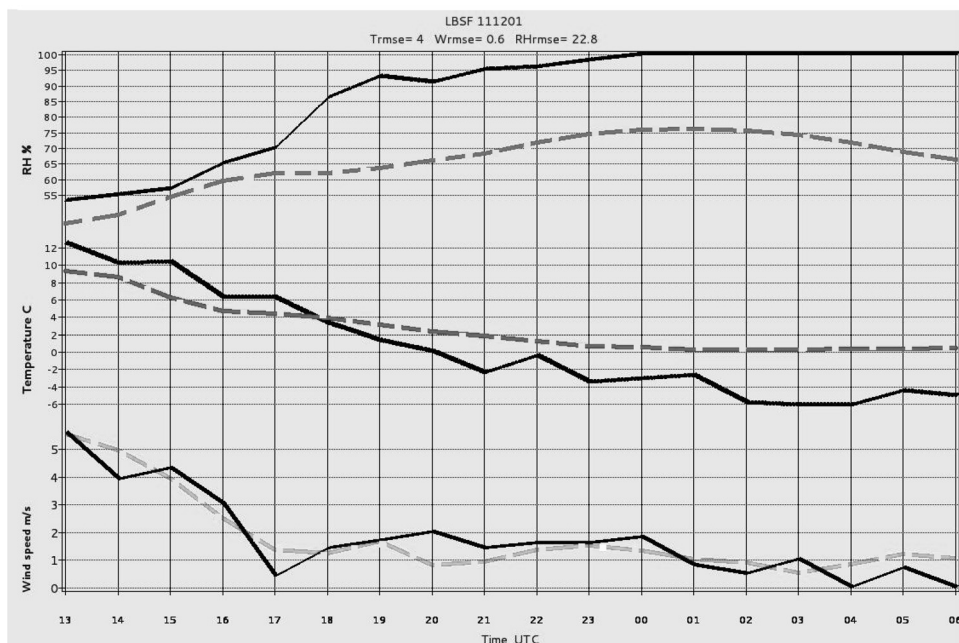
4.1. СИНОПТИЧНА ОБСТАНОВКА ТИП I

Синоптическа обстановка тип I се характеризира със сутрешна инверсия, която бързо се разрушава след изгрева. Мъглата е тънка и се образува само в ниските теренни форми. Характерно е, че тази мъгла е локална за района на летище София и наблюденията в синоптическа станция НИМХ (разположена на 5 km от летището) не отчитат значимо намаление на видимостта. Обяснението е в локалното понижение на температурата, достатъчно за кондензация само в района на летището. Осем от 18 обстановки (45 %) са от тип I. Синоптическата обстановка на 02.12.2011 г. (СО 1) е представителна за тип I. Характерно е антициклонално приземно поле над България (фиг. 2). През предходния ден не се наблюдава трайна инверсия.



Фиг. 2. Приземна карта на 02.12.2011 г. 00 UTC

В първите часове на прогнозата ходът на температурата, относителната влажност и скоростта на вятъра са добре симулирани от модела (фиг. 3).



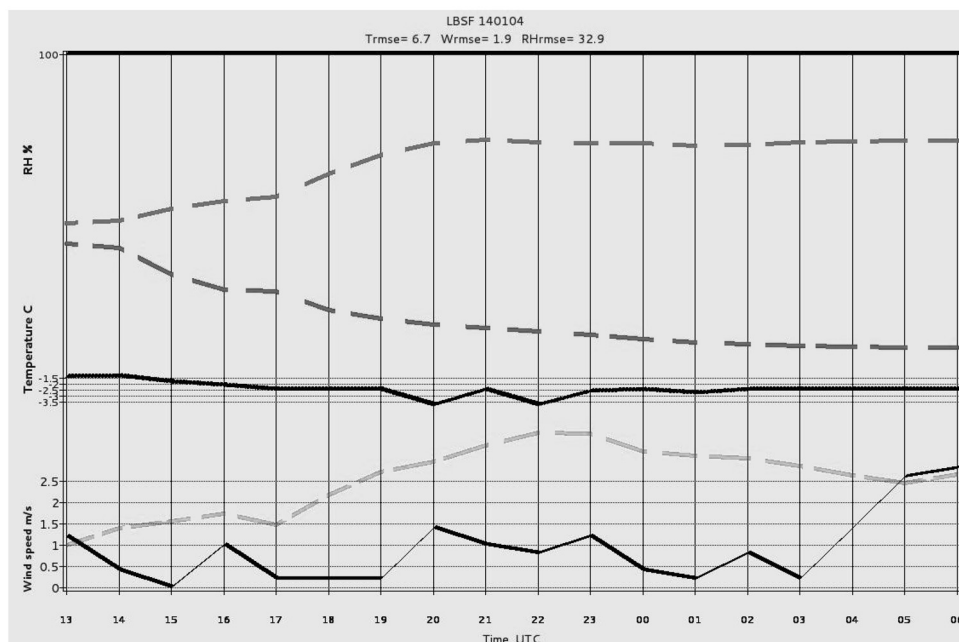
Фиг. 3. Относителна влажност [%]: измерена (плътна линия горе), прогностична (прекъсната линия) от 13 UTC на 01.12.2011 г. до 06 UTC на 02.12.2012 г. Температура [°C]: измерена (плътна линия среда), прогностична (прекъсната линия). Скорост на вятъра [m/s]: измерена (плътна линия долу), прогностична (прекъсната линия)

Моделът прогнозира скоростта на вятъра със средно квадратична грешка от 0,6 m/s. При това в периода на реалното повишаване на влажността прогнозираният вятър е по-слаб от реалния. Въпреки че началното понижение на температурата е относително добре прогнозирано (средно с грешка под 2 °C), след 19 UTC на 1 декември 2011 г. прогнозата на температурата силно се влошава, като общата средноквадратична грешка достига 4 °C. Това води до влошаване на прогнозата на относителната влажност, като прогнозираното ѝ повишение не е достатъчно за образуване на мъгла. Прогнозираният ход на температурата е по-близък до измерванията в станцията на НИМХ (не е показано тук), което е индикация, че допълнителното понижение на температурата е следствие на локални процеси. Характерните особености на грешката на модела в тези ситуации могат да се обяснят с грубата резолюция на модела, която не отчита допълнителното охлаждане поради орографски особености.

4.2. СИНОПТИЧНА ОБСТАНОВКА ТИП II

Две обстановки (11 %) са от тип II. Характерната обстановка от тип II е антициклонално, стабилно време с трайни, многодневни инверсии. Такава обстановка се реализира на 4 януари 2014 г. (СО 17).

На фиг. 4 се вижда, че измерената приземна температура (плътна линия) не се променя значимо и остава в диапазона $-3,5/-1,5$ °C. Измерената скорост на вятъра също не се изменя значимо и остава около 1,5 m/s.

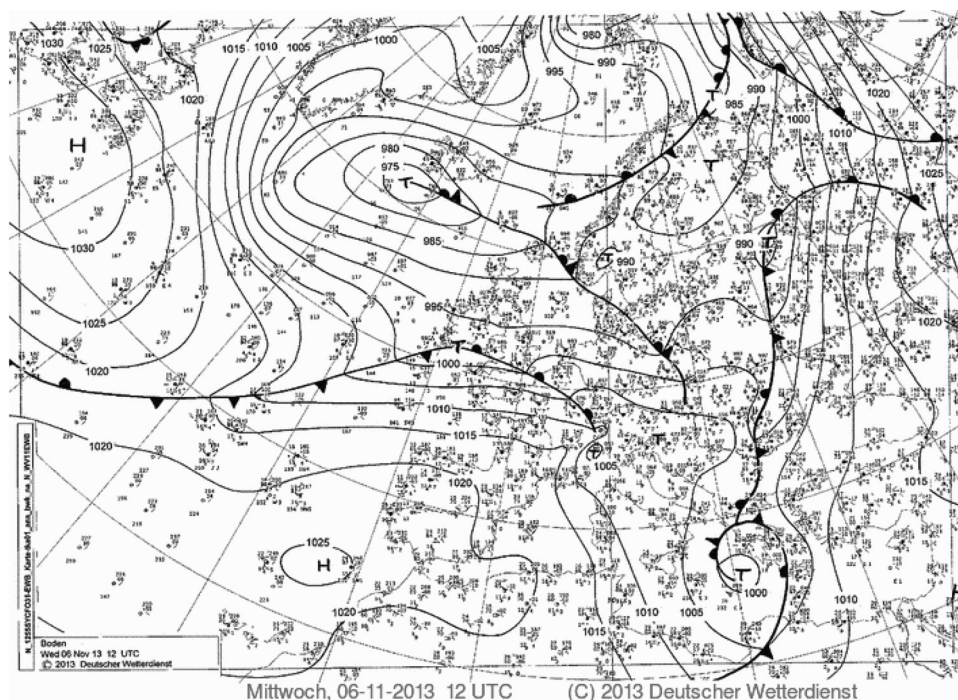


Фиг. 4. Относителна влажност [%]: измерена (плътна линия горе), прогностична (прекъсната линия) от 13 часа на 03.1.2014 г. до 06 UTC на 04.01.2014 г. Температура [°C]: измерена (плътна линия среда), прогностична (прекъсната линия). Скорост на вятъра [m/s]: измерена (плътна линия долу), прогностична (прекъсната линия)

Симулираната с модела приземна температура е средно с 6,7 °C по-висока. Особено висока е тя в началото на периода. Въпреки че моделът прогнозира пад на температурата, грешката остава. Проблемът е в началните условия от глобалния модел GFS, които не отразяват трайната, дълбока инверсия. Така тип II грешки са поради грешни начални условия на числените симулации. Този тип ситуации са относително редки (само две от изследваните осемнадесет), но при тях мъглите предизвикват най-сериозни проблеми на авиацията.

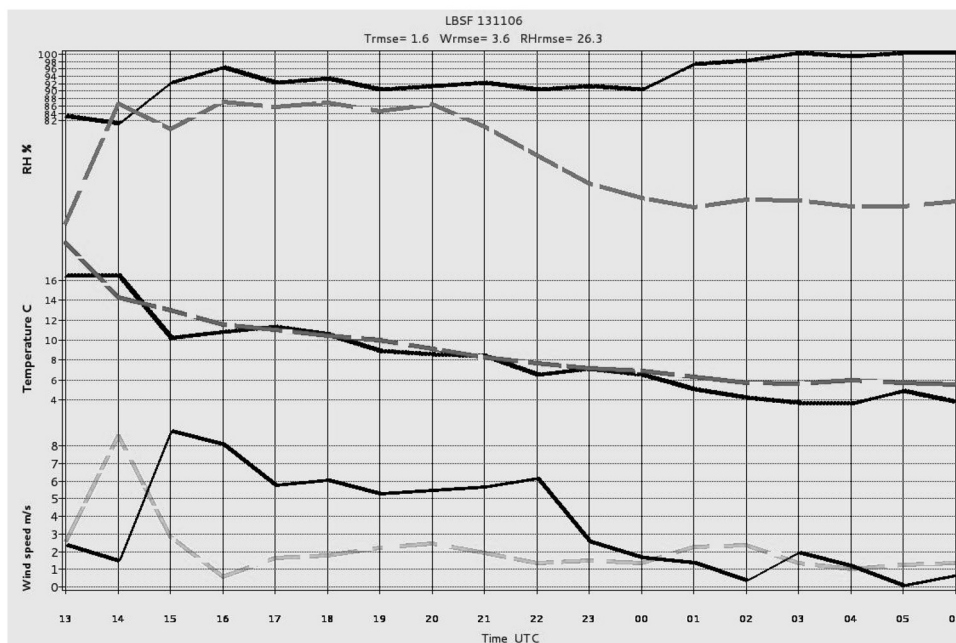
4.3. СИНОПТИЧНА ОБСТАНОВКА ТИП III

Към тип III се отнасят 3 СО (16 %). Групирани са случаи, в които грешките на симулацията се дължат в най-голяма степен на грешно симулиране на динамичните процеси, определящи синоптичните условия над района. Най-често тези проблеми на модела са определящи за грешката на прогнозата при динамични обстановки, обикновено свързани с преминаването на фронт. Грешката може да е заложена в симулацията на граничните условия от GFS, които ползва моделът, както и в динамиката на самия модел. Пример за такъв тип обстановка е 6 ноември 2013 г. (СО 10). София се намира в челото на средиземноморска депресия (фиг. 5).



Фиг. 5. Приземна карта на 06.11.2013 г. 12 UTC

Вижда се, че моделът много добре прогнозира хода на температурата със средно квадратична грешка от 1,6 °C. Въпреки това прогнозната относителна влажност намалява след 20 UTC на 05.11.2013 г. (фиг. 6) за разлика от измерената.



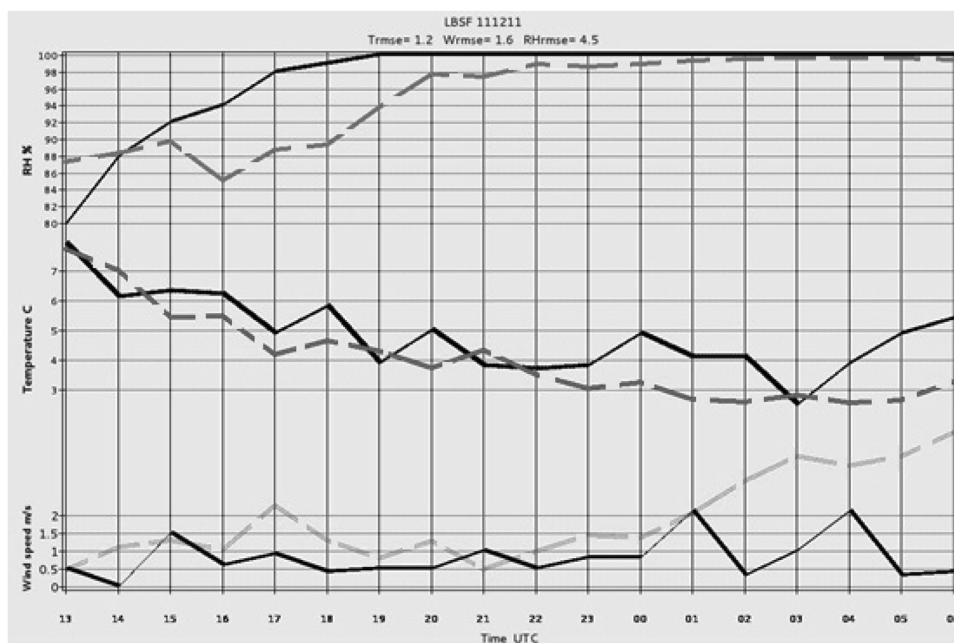
Фиг. 6. Относителна влажност [%]: измерена (плътна линия горе), прогностична (прекъсната линия) от 13 UTC на 05.11.2013 г. до 06 UTC на 06.11.2013 г. Температура [°C]: измерена (плътна линия среда), прогностична (прекъсната линия). Скорост на вятъра [m/s]: измерена (плътна линия долу), прогностична (прекъсната линия)

Такова намаление на приземната относителна влажност, въпреки добре прогнозираното нощно охлаждане, може да е предизвикано от симулиране на динамични процеси, които реално не са се случили (като например, прогнозиране на по-рано преминал атмосферен фронт или друг процес, който променя моделираните процеси на разпределение на влагата). Голямата грешка в прогнозата на скоростта на приземния вятър (3,6 m/s) подкрепя това предположение.

4.4. СИНОПТИЧНА ОБСТАНОВКА ТИП IV

Това са обстановки, в които числената прогноза се приема за добра. Те се характеризират отново с антициклонално поле. Условието са типични и подходящи за образуване на мъгли, обхващащи сравнително големи територии (сравнено с локалните мъгли от тип I). За разлика от тип II тук не се наблюдава предхождаща дълбока инверсия, която да окаже влияние на началните условия на симулацията. В тези ситуации прогнозираният ход на температурата и на относителната влажност са близки до реалните. Въпреки това

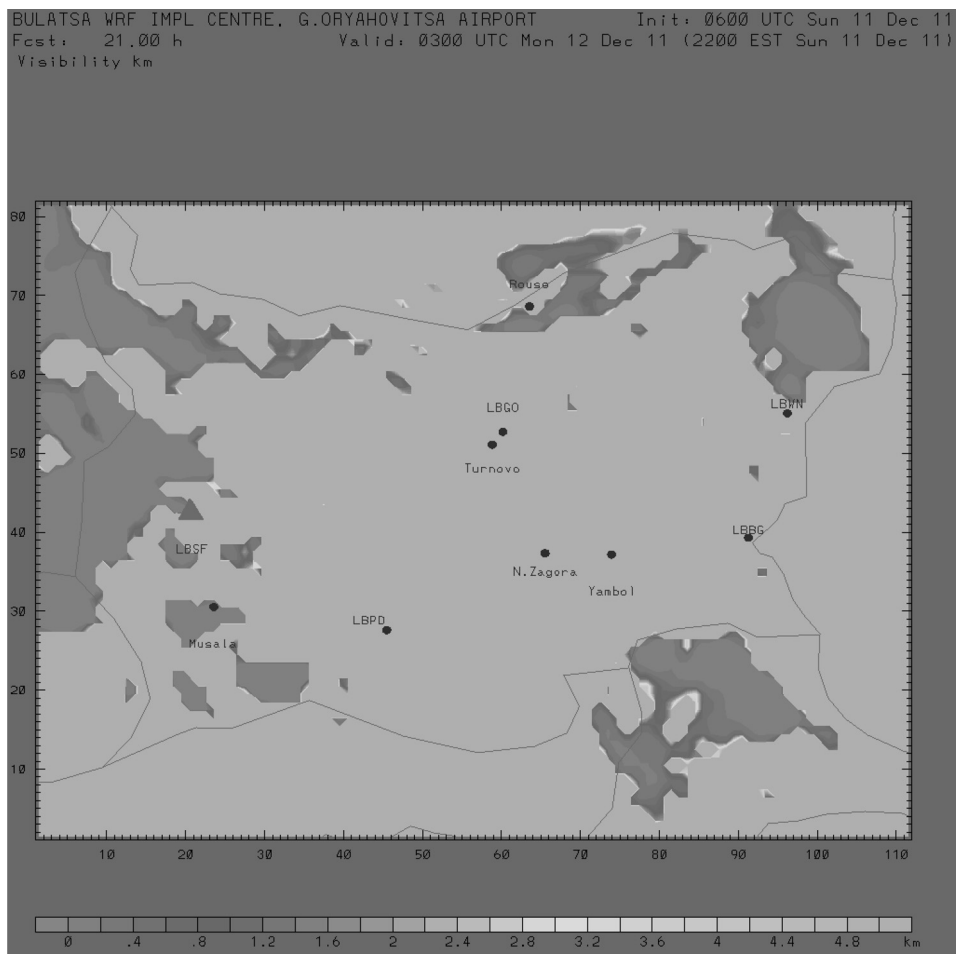
относителната влажност, като правило, остава по-ниска от измерената. Това си остава слабост на избраната микрофизична параметризация на облачните капки. Такъв е случаят CO 3 на 11.12.2011 г. (фиг.7)



Фиг. 7. Относителна влажност [%]: измерена (плътна линия горе), прогностична (прекъсната линия) от 13 UTC на 10.12.2011 г. до 06 UTC на 11.12.2011 г. Температура [°C]: измерена (плътна линия среда), прогностична (прекъсната линия). Скорост на вятъра [m/s]: измерена (плътна линия долу), прогностична (прекъсната линия)

Средно квадратичната грешка на прогнозата на температурата, скоростта на вятъра и относителната влажност съответно са 1,2 °C; 1,6 m/s и 4,5 %. Както се вижда от прогностичната карта на видимостта (фиг. 8), моделът прогнозира мъгла за района на летище София.

Най-общо в тези случаи приемаме, че моделът еднозначно е симулирал условия, подходящи за образуване на мъгла. Като цяло доброто представяне на модела се получава в обстановки, типични за образуване на обширни мъгли.



Фиг. 8. Прогноза на зони с мъгла. Вижда се, че моделът успешно прогнозира мъгла за района на летище София (точка LBSF с триъгълник)

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Целта на настоящото изследване е да се оценят причините за грешка в числената прогноза на мъгла за района на летище София. За целта са проведени числени експерименти с модел WRF на 18 случая с мъгла в периода 2011–2014 г. Резултатите от числените експерименти са сравнени с измерванията на температурата, относителната влажност и скоростта на вятъра от метеорологичната станция на летището. Анализираните обстановки са групирани в четири групи съобразно представянето на числената прогноза. В пър-

вите три групи са класифицирани случаите с незадоволително представяне на модела, като са посочени причините за грешката в прогнозата, определящи за съответната група.

Най-често срещаните грешки са причинени основно от относително грубата резолюция, когато моделът не „различава“ ниската теренна форма, в която се намира летището. В 8 от 18 случая (45 %) грубата пространствена резолюция е основната причина за значителната грешка в прогнозата на условия за мъгла. Следващата група са грешките от неточни начални условия. Те са относително редки, 2 от 18 случая (11 %). Грешката, която внасят тези неточни инициализиращи полета, често е толкова значителна, че прогнозата на модела е безполезна. Редуцирането на тези случаи смятаме, че е възможно с използване на асимилация на допълнителни данни.

Третата група са случаите на грешки, свързани с несъвършенства на динамиката и физиката на модела, 3 от 18 случая (16 %). Този проблем е трудно преодолим. Грешката в отместването във времето на преминаване на симулirаният и измереният фронт не би могла да се коригира на този етап. Мъглите, формирани в такива случаи, като цяло са малко, защото се наблюдават предимно в динамични обстановки, когато мъглите са рядко явление.

Случаите, когато представянето на модела е прието за добро, са 5 (28%) и обикновено са при по-обширни мъгли. Дори и тогава относителната влажност в модела остава по-ниска от измерената.

Резултатите от така направената класификация ще спомогнат за подобрене на използвания числен модел като основа на разработка на оперативно средство за прогноза на мъгли на летище София. Въз основа на тях работата ни ще продължи с повишаване на резолюцията на модела, използване асимилацията на допълнителна информация и постпроцесинг, който да редуцира непреодолимите слабости на числената прогноза.

Освен това така направената класификация ще е полезна и при обучението на синоптиците, използващи числените прогнози на видимост с оглед идентифициране и коригиране на възможна грешка.

Благодарности. Изказваме искрени благодарности на гл. ас. д-р Стоян Писов, от катедра „Атомна физика“ на Физическия факултет на Софийския университет „Св. Климент Охридски“, както и на Иван Бенков, системен администратор в ДП РВД, за оказаното съдействие при инсталацията и работата с модела WRF. Гергана Герова благодари за финансовата подкрепа от проект FP7-Marie Curie International Reintegration Grant (FP7-PEOPLE-2010-RG).

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Shaw, B. L., P. L. Spencer, R. L. Carpenter, Jr., and Ch. A. Barrere, Jr. Weather Decision Technologies, Inc., Norman, Oklahoma, Implementation of the WRF model for the Dubai International Airport, Aviation weather decision support system.
- [2] Bang, Ch.-H., J.-W. Lee and S.-Y. Hong. Predictability Experiments of Fog and Visibility in Local Airports over Korea using the WRF Model. *J. of Korean Soc. Atm. Env.* , 2008, **24**, E 2, 92.
- [3] Romn-Cascn, C., C. Yague, M. Sastre, G. Maqueda, F. Salamanca and S. Viana. Observations and WRF simulations of fog events at the Spanish Northern Plateau, *Adv. Sci. Res.*, 2012, **8**, 11; doi: 10.5194/asr-8-11-2012.
- [4] Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X. Y., Wang, W., and Powers, J. G. A description of the advanced research WRF version 3, NCAR Technical note, NCAR/TN-475+STR, 2008.
- [5] Manafov, I., G. Gueroval. Numerical simulations of fog case studies at Sofia airport in 2012. In: Proceedings of the 2nd National Physics Congress, 26–29/09/2013, Sofia, Bulgaria.

ГОДИШНИК НА СОФИЙСКИЯ УНИВЕРСИТЕТ „СВ. КЛИМЕНТ ОХРИДСКИ“
ФИЗИЧЕСКИ ФАКУЛТЕТ

Том 108

ANNUAL OF SOFIA UNIVERSITY “ST. KLIMENT OHRIDSKI”
FACULTY OF PHYSICS

Volume 108

EOF ANALYSIS OF BLACK SEA SURFACE HEIGHT ANOMALY USING ALTIMETER DATA

MILENA MILANOVA, ELISAVETA PENEVA

Department of Meteorology and Geophysics

Милена Миланова, Елисавета Пенева. АНАЛИЗ С ЕОФ НА АНОМАЛИЯТА НА СВОБОДНАТА ПОВЪРХНОСТ НА ЧЕРНО МОРЕ, ИЗПОЛЗВАЙКИ АЛТИМЕТРИЧНИ ДАННИ

Основните елементи на изменчивостта на свободната повърхност на Черно море са изследвани чрез алтиметрични данни от архива AVISO. Продуктът SALTO/DUAC на AVISO е компилация на измервания от няколко алтиметрични мисии и дава аномалиите на морската повърхност с пространствена резолюция $1/8^\circ \times 1/8^\circ$ (приблизително 10 km) и времева резолюция от 1 седмица. Извършеният анализ с ЕОФ показва, че главната изменчивост (78%) е свързана с пресноводния баланс на морето и стеричните ефекти. Следващите по значение компоненти отразяват влиянието на сезонното усилване на главното течение и еволюцията на квазистационарните вихри.

For contact: Milena Milanova, Department of Meteorology and Geophysics, Faculty of Physics, Sofia University “St. Kliment Ohridski”, 5, J. Bourchier Blvd., Sofia 1164, Bulgaria, Phone: +359 2 8161289, Mobile: +359 887 538 044, E-mail: mimilanova@phys.uni-sofia.bg

The near-real time data from AVISO archive are used to identify the principle components in the variability of the Black sea surface height. The AVISO product SSALTO/DUAC compiles measurements of several altimeter missions and gives the sea level anomalies with spatial resolution of $1/8^\circ \times 1/8^\circ$ degrees (approximately ~ 10 km) and temporal resolution of 1 week. The performed EOF analysis indicates that the main variability (78%) is related to the fresh water input in the sea and the steric effects. Other components reflect the influence of the seasonal intensification of the Rim current and the evolution of the quasi-stationary eddies.

Keywords: altimeter data, EOF analysis

PACS numbers: 92.10.ab, 92.10.ak

1. INTRODUCTION

The Black Sea is one of the largest inland basins of the world with a surface area of $\sim 4.2 \times 10^5$ km² (zonal and meridional dimensions ~ 1000 km and ~ 400 km), and a maximum depth of ~ 2200 m. It is almost completely isolated from the world oceans; it is connected to the Sea of Azov via the Kerch Strait in the North and to the Marmara Sea (which is connected to the Aegean Sea through Dardanelles Strait) via the Bosphorus in the southeast.

The Black Sea has been an object of exploration and intensive scientific research for a historically long period of time. Its unique hydrographic structure originates from a combination of restricted exchange with the Mediterranean Sea through Bosphorus Straits, supplying a source of salty water, and large fresh water input in the northern shelf part. This determines the strong stratification, and as a consequence a permanent poor on oxygen deep layer is formed which makes of the Black Sea the largest anoxic body in the world. Thus the basin is an excellent case study for the oceanographers to observe and investigate the manifestation of many physical processes. One of the long studied problem is the variability of the surface and deep sea circulation.

It is known that the Black Sea has a basin-wide cyclonic boundary current (Rim Current) driven by the curl of the wind stress field, which is also affected by the fresh water discharges from rivers (buoyancy forces), bathymetry and thermohaline fluxes [1, 2]. In addition to the Rim Current, the Black Sea circulation system contains many mesoscale eddies (see Fig. 1), meanders and filaments spread over the basin [3]. The Rim Current separates the cyclonically dominated inner basin from the anticyclonically dominated coastal zone [1]. The Sinop and Kizilirmak [1], Batumi, Bosphorus, Sukhumi, Kerch, Sevastopol, Danube, Caucasus, Constanta, Crimea and Sakarya eddies reside on the coastal side of the Rim Current zone. In the inner basin, two cyclonic cells (Western Gyre and Eastern Gyre) are formed [4].

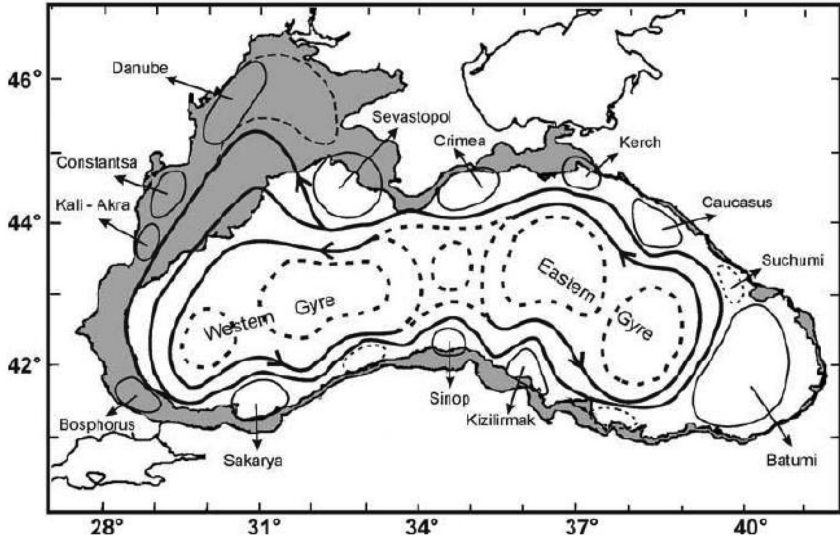


Fig.1. Classical view of the Black sea surface circulation

However, this picture is not static: the Rim current meanders and eddies evolves in time and space with different scales: global to mesoscale, seasonal to interannual. Until recently the lack of reliable information about the surface state with fine resolution both in time and space prevented the derive of the principles and conclusions about the evolution of the sea surface currents. Since the satellite era has begun we have now more than 20 years of regular satellite altimeter measurements. Our first objective in this paper is to summarize and analyze the information coming from the near-real time AVISO altimeter data. Then we will try to identify the principal components in the variability and to attribute them to the basin-scale or mesoscale variability of sea surface.

2. AVISO DATA ARCHIVE USED IN THE STUDY

The source of the data is the near-real time altimeter data from AVISO regional product for the Black Sea SSALTO/DUAC, which is a compilation of several altimeter missions (Topex/Poseidon, ERS 1 and 2, Jason-1 and 2, Envisat, Cryosat-2) (www.aviso.oceanobs.com). The altimeter data are usually measured along track and each satellite mission follows different tracks in different moments of time (the tracks for the Mediterranean region are shown in Fig. 2). That is why it is very difficult to work with the raw along-track data. Aviso has developed a more user-friendly product, entitled SSALTO/DUAC: the along-track data are merged in gridded data with optimal time and space interpolation [5]. This product gives the sea level anomalies and calculated geostrophic currents anomalies for ~20 year

period October 1993 to 2012 (Table 1) with spatial resolution of $1/8^{\circ} \times 1/8^{\circ}$ degrees (approximately ~ 10 km) and temporal resolution of 1 week.

One might note that a major change occurs in the period 2002–2005: the end of ERS mission and the introduction of Jason. In 2005 T/P mission ended. Due to the merging of different sources of data some of the studied effects might reflect this change rather than a manifestation of a physical process. For the purposes of this study, we will consider the data consistent in time.

Table 1. Data from the satellite missions included in AVISO SSALTO/DUAC merged product

Satellite mission	Type of data	Duration
Cryosat-2	along-track	April 2012 – ongoing
Jason-2	along-track	October 2008 – ongoing
Jason-1	along-track	August 2002 – ongoing
Envisat	along-track	June 2003 – ongoing
TOPEX/Poseidon	along-track	September 1992 – October 2005
ERS-1	along-track	October 1992 – May 1995
ERS-2	along-track	May 1995 – June 2003
Merged	gridded	October 1992 – ongoing

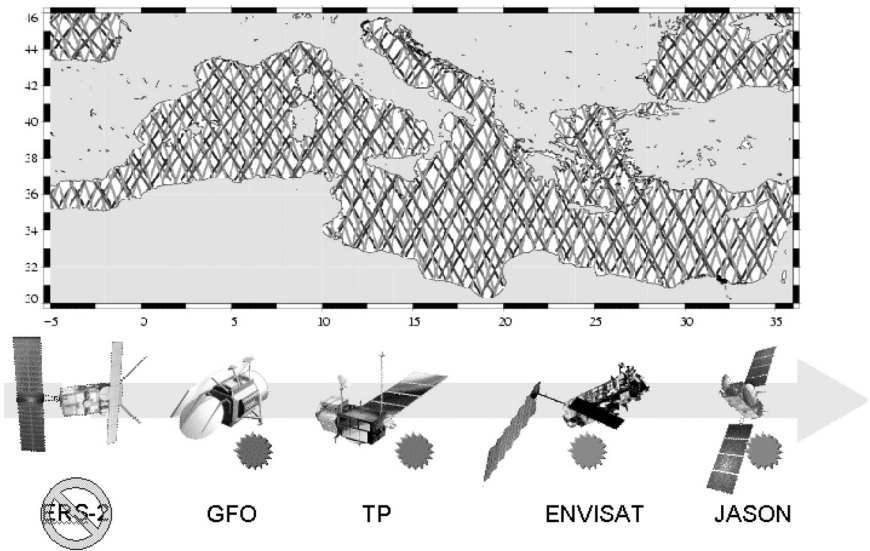


Fig. 2. Trajectories of the satellites

3. VARIABILITY OF THE SEA SURFACE ANOMALY

The data archive presents a great amount of data, every week for 20-years period. In order to identify the zones where the sea surface height varies most we

have calculated the root mean square deviation for each point regarding the mean for the whole period. The result is shown in Fig. 3. The most variable zones are the areas of the quasi permanent eddies – Batumi and Sevastopol (~12 cm amplitude). It's impressive to note the asymmetry between west and east parts: along the western coast the scale of variations is about half in respect to the eastern part.

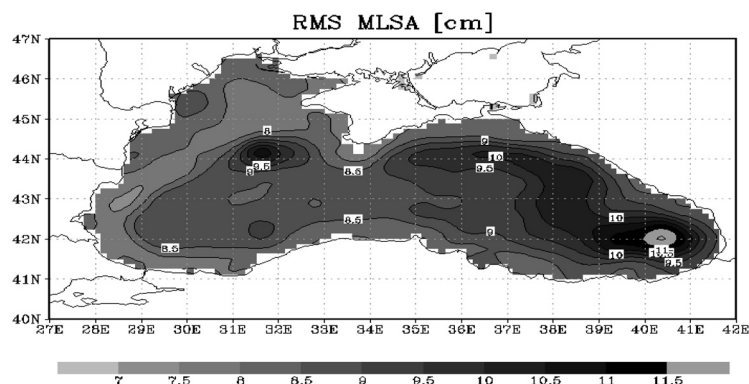


Fig. 3. RMS of the sea surface height anomaly

4. EOF ANALYSIS OF SURFACE SEA HEIGHT ANOMALY

The main goal of this study is to identify the components in the variability of the Black Sea surface height and to attribute them to the real physical processes manifestation. When a great amount of data is to be analyzed, the Empirical Orthogonal Function (EOF) Analysis is very powerful method to identify the principal modes in the variability and their overall contribution [6, 7]. In brief, the method is to construct the initial data matrix $F(x,t)$, where x is the space index and t is the time index, then to calculate the covariance matrix $R = F^T F$ and to find its eigen vectors and values. In fact this is a decomposition of the initial data, the eigen vectors are EOFs and each eigen values show the contribution of the corresponding eigen vector to the variance. Thus we order the EOFs by the respective eigen values: EOF1 corresponds to the largest eigen value and so on. The EOF analysis is performed and it shows the mode with largest contribution in the variability 78% in Fig. 4, we named it EOF0. The values are all negative, they do not change sign, and so the variations of this mode are almost synchronous in the whole sea, with small horizontal gradients. Same values are observed in the areas of largest fresh water input: rivers Danube, Dniepr, Dniestr, Sakarya and the Kerch Strait (reflecting Don river).

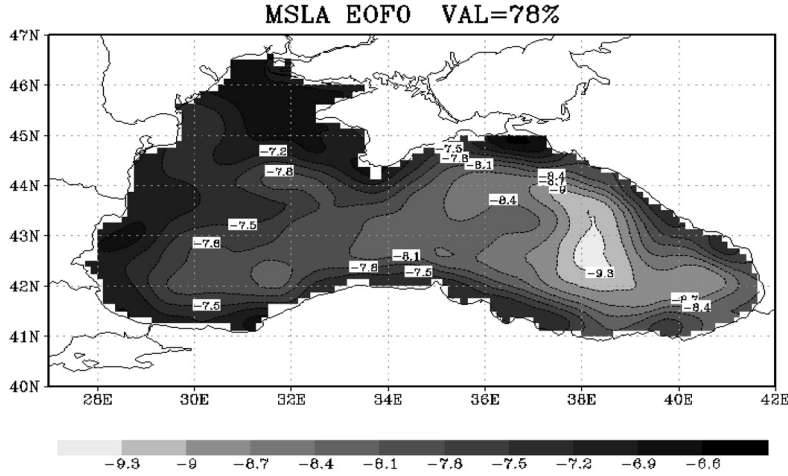


Fig. 4. EOF0 of the sea surface anomaly from AVISO SSALTO/DUAC

In order to understand the meaning of the most frequent mode we have to look at the time projection of EOF0, e.g. its principal component time series PC0, which is basically the matrix multiplication of $F(x,t)$ and $EOF0(x)$. The graphics is very similar to the evolution of the surface mean sea level anomaly, as seen in Fig. 5.

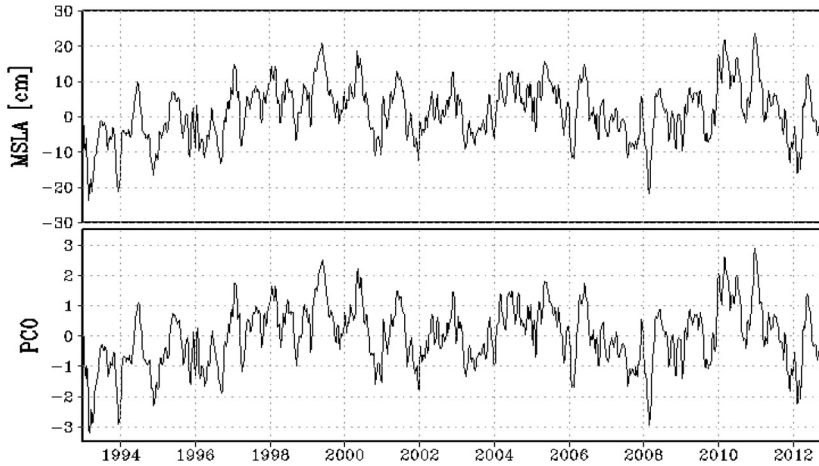


Fig. 5. Mean Black Sea level anomaly [cm] and PC0 for the period 1993–2012

Thus the conclusion is that the main mode in the variability is related to the mean sea level variability which is dependent on the fresh water input in the sea and the seasonal variation due to thermal expansion, e.g. steric effects. [8] The Fig. 4 also shows that the fresh water input enters simultaneously, e.g. all the rivers are under similar climatic conditions.

As the fresh water input governs the processes of the sea surface variation, in order to remove this effect we have constructed another initial data matrix $FA(x,t) = F(x,t) - Fav(t)$, where $Fav(t)$ is the surface area mean sea level anomaly in every moment of time. The EOF analysis is performed for the FA matrix, and the first EOF with contribution of 26% is shown in Fig. 6.

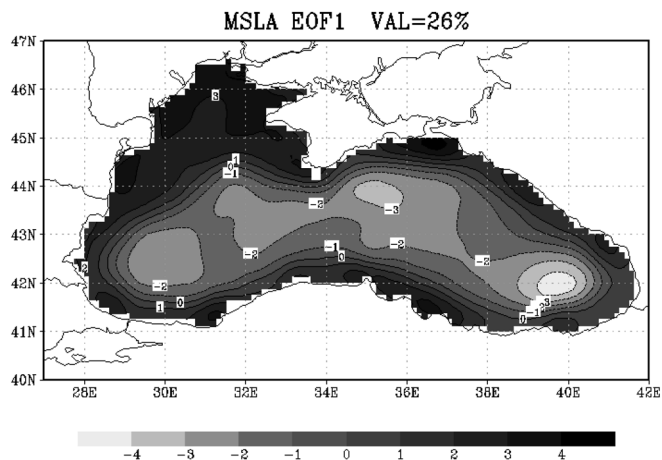


Fig. 6. EOF1 of the sea surface anomaly from AVISO SSALTO/DUAC

The values of the EOF1 are positive in the coastal zone and negative in the inner part. This reflects opposite signs of the variations: when one tends to increase, the other tends to decrease. That leads to the conclusion that EOF1 (26%) is related to the seasonal intensification of the Rim current: due to the stronger winds in winter – the cyclonic circulation in the open sea intensifies and the sea surface tends to lower. Thus the difference between sea level of the open sea and sea level in the coastal areas is greater in the winter than in the summer [8, 9].

The further analysis shows that EOF2 (8%) (Fig. 7), EOF3 (6%) (Fig. 8) and EOF4 (5%) (not shown here because it does not add significant information) are related to the quasi-stationary anticyclonic eddies: Batumi, Sevastopol, Kerch.

In order to understand the meaning of these modes and to complete the analysis we show in Fig. 9 the time projection of the modes: the principal component time series, e.g. the matrix multiplication of FA and the corresponding EOF.

EOF2 indicates opposite phases of the sea surface height anomaly in the Western gyre and the rest of the sea. Most probably this mode is related to the variation in the intensity of the Western and Eastern gyres, which could be due to the wind variability. From the principal component time series PC2 one could note a periodicity of 4–5 years, which might be connected to climate oscillations of such frequency.

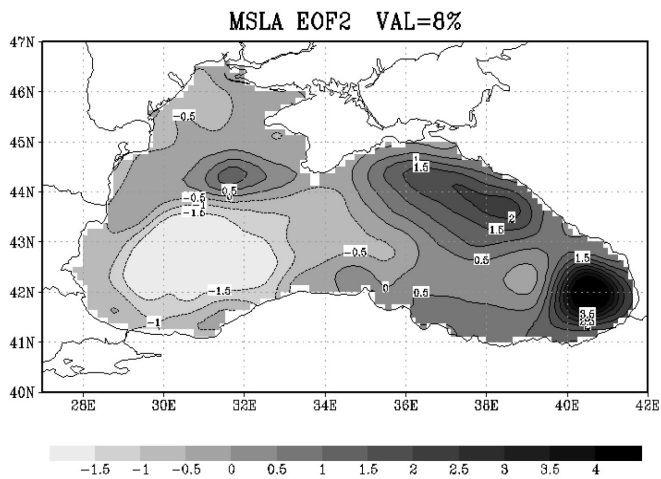


Fig. 7. EOF2 of the sea surface height anomaly

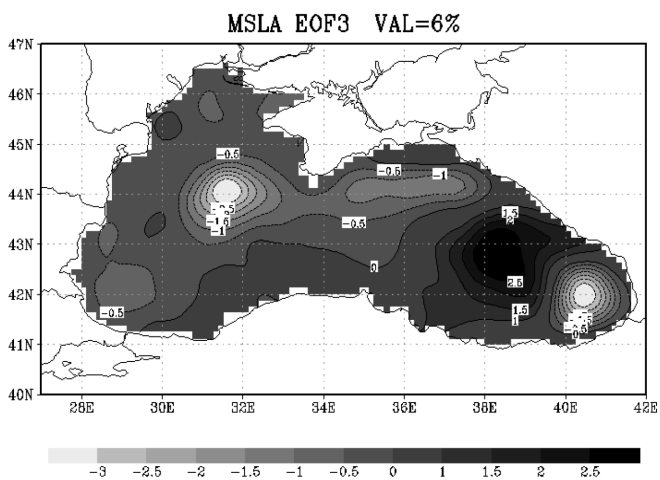


Fig. 8. EOF3 of the sea surface height anomaly

The map of the EOF3 demonstrates that the quasi stationary eddies of Batumi and Sevastopol manifests the same phase but opposite to the central Eastern gyre. The bipolar structure in Batumi area is very interesting and is related to the seasonal transformations of the Batumi eddy: it tends to move from east to west changing the sea surface height anomaly from positive to negative.

5. CONCLUSIONS

In this study we use the altimeter data from AVISO SSALTO/DUAC gridded regional product for the Black Sea for the period 1993–2012 in order to investigate the principle components in the variability of the sea surface height. The calculation of the root mean square deviation for each point regarding the mean for the whole period shows that the most variable zones are the areas of the quasi permanent eddies – Batumi and Sevastopol (~12 cm amplitude). The performed EOF analysis indicates that the main variability (78%) is related to the fresh water input in the sea and the steric effects. After the removal of this dominating signal the leading EOF1 (contribution to the variance of 26%) reflects the influence of the seasonal intensification of the Rim current, leading to opposite tendency in the sea level in the coastal areas and open sea. The further analysis shows that EOF2 (8%), EOF3 (6%), and EOF4 (5%) are related to the evolution of the quasi-stationary anticyclonic eddies: Batumi, Sevastopol, Kerch.

REFERENCES

- [1] Oguz, T., Latun, V.S., Latif, M.A., Vladimirov, V.V., Sur, H.I., Makarov, A.A., Ozsoy, E., Kotovshchikov, B.B., Eremeev, V.V., Unluata, U. *Deep-Sea Research*, 1993, **1**, 40, 1597.
- [2] Stanev, E. *Earth-Science Rev.*, 1990, **28**, 285.
- [3] Ozsoy, E., Unluata, U. *Earth-Sci Rev.*, 1997, **42**, 231.
- [4] Korotaev, G.K., Oguz, T., Nikiforov, A., Koblinsky, C.J. *J. of Geoph. Res.*, 2003, **108** (C4), 3122.
- [5] Le Traon, P.-Y., Nadal, F., Ducet, N. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 1998, **15**, 522.
- [6] Preisendorfer, R. W. *Principal component analysis in meteorology and oceanography*. Amsterdam, 1988.
- [7] Bjornsson, H., S. A. Venegas. *A manual for EOF and SVD analyses of climate data*, McGill University, CCGCR Report No. 97-1, Montréal, Québec, 1997.
- [8] Stanev, E. V., P. Y. Le Traon, E. L. Peneva. *J. Geoph. Res.*, 2000, **105**, C7, 17203.
- [9] Stanev, E. V., E. L. Peneva. *Global and Planetary Changes*, 2002, **32**, 33–47.

ИМА ЛИ РАЗЛИКА В ТЕРМОДИНАМИЧНИТЕ УСЛОВИЯ ПРИ РАЗВИТИЕ НА КОНВЕКТИВНИ ОБЛАЦИ НАД СЕВЕРОИЗТОЧНА И ЮГОИЗТОЧНА БЪЛГАРИЯ?

БОРЯНА МАРКОВА¹, РУМЯНА МИЦЕВА², ТЕОДОРА ТОДОРОВА³

¹Национален институт по метеорология и хидрология, БАН

²Катедра „Метеорология и геофизика“

³Национален институт по метеорология и хидрология – филиал Плевен

Боряна Маркова, Румяна Мицева, Теодора Тодорова. ИМА ЛИ РАЗЛИКА В ТЕРМОДИНАМИЧНИТЕ УСЛОВИЯ ПРИ РАЗВИТИЕ НА КОНВЕКТИВНИ ОБЛАЦИ НАД СЕВЕРОИЗТОЧНА И ЮГОИЗТОЧНА БЪЛГАРИЯ?

Анализиран са статистическите параметри на разпределението на два метеоелемента при земята (максимална температура $T_{\max}$ и относителна влажност RH) и на два индекса на неустойчивост ($CAPE$ и Li) поотделно при развитие на гръмотевични и негръмотевични валежни облаци над Североизточна и Югоизточна България. С помощта на дискриминантен анализ са определени прагови стойности на $T_{\max}$, RH , $CAPE$ и Li за разграничаване на гръмотевични от негръмотевични облаци над двата района. Анализът на получените резултати показва, че няма статистически значима разлика между анализираните термодинамични характеристики на атмосферата при развитието на съответния тип (гръмотевични или без мълнии) валежни облаци над Североизточна България спрямо тези над Югоизточна България.

За контакти: Боряна Маркова, НИМХ, Цариградско шосе 66, София 1784, GSM: 0889517681, b_markova@abv.bg

Boryana Markova, Rumjana Mitzeva, Teodora Todorova. IS THERE A DIFFERENCE IN THERMODYNAMIC CONDITIONS AT THE DEVELOPMENT OF CONVECTIVE STORMS OVER NORTHEASTERN AND SOUTHEASTERN BULGARIA?

The statistical parameters of the distribution of two surface meteorological elements (maximum temperature, $T_{\max}$ and relative humidity, RH), and two instability indexes (CAPE and Li) are analyzed separately for precipitating ordinary (without lightning) and thunderstorms clouds developed over the northeast and southeast Bulgaria. Using general discriminant analyses the threshold values of $T_{\max}$, RH, CAPE and Li, which are able to discriminate between thunderstorms and ordinary precipitating clouds are determined over the two regions. The results indicate that there is no statistically significant difference between the analyzed thermodynamic parameters of environmental condition at the development of the both types (ordinary and thunderstorms) precipitating clouds over northeastern Bulgaria in comparison with those developed over Southeastern Bulgaria.

Key words: instability indices, thunderstorms, discriminant analyses

PACS numbers: 92.60.Pw – Atmospheric electricity, lightning, 92.60.Qx – Storms

1. ВЪВЕДЕНИЕ

През последните години се забелязва увеличаване броя на развитието на мощни конвективни облаци, придружени от интензивна гръмотевична дейност над Източна България. Особен пример е изминалата 2014 г., когато поради разразилите се бури в Източна България има човешки жертви. Гръмотевичните облаци спадат към опасните явления в атмосферата заедно с проливните дъждове, градушките, разрушителните ветрове и др. Известно е, че тяхното формиране и по-нататъшно развитие съществено зависят от условията в околната среда. При установяване на подходящи предиктори за образуването на гръмотевични облаци може да се подобри както прогнозата им, така и предупрежденията за опасни и особено опасни явления, свързани с тях.

През 50-те години на миналия век Станева [1] изследва териториалното разпределение на гръмотевичната дейност в България и установява, че Североизточна и Югоизточна България попадат към районите с най-малка гръмотевична активност. В изследване за периода 1961–2010 г. Бочева [2] установява, че през топлото полугодие над Североизточна България се наблюдава статистически значима положителна тенденция на увеличаване на броя дни с гръмотевичната дейност, а в Югоизточна България се увеличават случаите на потенциално опасни валежи, които често са придружени от гръмотевици. Анализът на Gospodinov et al. [3] и Gospodinov et al. [4] показва също, че случаите с локални летни интензивни валежи над цялата страна, и в частност над Източна България и крайбрежието, се увеличават.

Това е основателна причина да бъдат изследвани условията в околната среда при развитието на конвективни облаци. В литературата много автори

(например Haklander and Van Delden [5], Huntrieser et al. [6], Jacovides and Yonetani [7], Bunkers et al. [8], Savvidou et al. [9], Tsenova and Bogatchev [10] и др.) пресмятат и разглеждат различни индекси на неустойчивост като основни характеристики на термодинамичните условия в околната среда. Обикновено се определят прагови стойности на анализирани характеристики (индекси на неустойчивост, метеоеlementи), които разграничават условията за образуване на гръмотевичните от негръмотевичните облаци за даден район, като е установено, че намерените прагове са валидни за определен сезон и район.

Североизточна България в по-голямата си част е с равнинно-хълмист релеф. Територията обхваща източните части от Дунавската хълмиста равнина и Предбалкана. За разлика от Североизточна България, Югоизточна България се характеризира с доста разнообразен релеф. От север на юг се редуват Стара планина, равнинна част и хълмовете на Странджа-Сакар. Общото между двете области е влиянието на Черно море.

За да се оцени доколко извадката от термодинамични характеристики по време на развитие на валежни облаци във вътрешността на Източна България и по крайбрежието е еднородна, в Markova and Mitzeva [11] са разгледани два индекса на неустойчивост (*CAPE* и *Li*). В работата е установено, че средните стойности на *CAPE* и *Li* при гръмотевични облаци са значително по-високи и по-ниски, съответно, спрямо тези за негръмотевични облаци и че разликата между разпределенията и съответните средни стойности на двата индекса за вътрешността и по крайбрежието са незначителни. Въз основа на тези резултати, както и поради близките стойности на определените за вътрешността и крайбрежието прагове за *CAPE* и *Li*, които разделят гръмотевичните облаци от негръмотевичните дъждовни облаци, е направен извод, че разделянето на двата типа облаци, развили се във вътрешността на района и по крайбрежието, не е оправдано.

Целта на настоящата работа е да се потърси отговор на въпроса: има ли значима разлика в термодинамичните характеристики на околната среда за Североизточна и Югоизточна България при развитие на конвективни валежни облаци през топлото полугодие. Представените резултати са обобщение на анализа, проведен от Тодорова [12].

2. ИЗПОЛЗВАНИ ДАННИ И МЕТОДОЛОГИЯ

Използвани са данни при земята (температура и максимална температура на въздуха, относителна влажност, атмосферно налягане и др.) през топлото полугодие (месеците април-септември) за периода 2006–2009 година, през които са се развили конвективни валежни облаци след 12 00 UTC над Източна България. Всички случаи с валежни облаци (1326) са разделени на две групи – негръмотевични (без мълнии, означени с *or*) облаци и гръмотевични (означени с *th*) облаци. Анализът е направен поотделно за извадката от случаи за

Североизточна България, която е означена с NE и за извадката от случаи за Югоизточна България, която е означена съответно с SE. Броят на случаите с гръмотевични *th* и негръмотевични *or* облаци, развили се над Североизточна и Югоизточна България, са показани в табл. 1.

За анализ на условията, при които се развиват негръмотевични и гръмотевичните облаци, е необходима информация за състоянието на атмосферата. От апроксимираните сондажи, получени от числен модел GFS [13], се получават данни за температурата и влажността на въздуха, посоката и скоростта на вятъра и други характеристики на различните нива в атмосферата.

Таблица 1. Брой случаи на гръмотевични *th* и негръмотевични *or* облаци, развили се над Североизточна (NE) и Югоизточна (SE) България

Район	Конвективни дъждовни облаци (брой)	
	Гръмотевични, <i>th</i>	Негръмотевични, <i>or</i>
Североизточна България (NE)	431	529
Югоизточна България (SE)	150	216

Апроксимираните сондажи от 12 00 UTC са взети в точки, най-близо до мястото, където е регистриран валежът. Приземните метеорологични данни (налягане, относителна влажност на въздуха, температура и максимална температура на въздуха), необходими за пресмятането на индексите на неустойчивост, са от синоптичните телеграми за съответните станции [14]. Данните са от 11 синоптични станции към Националния институт по метеорология и хидрология (НИМХ) на територията на Източна България. Седем от станциите са разположени в Североизточна България, NE (Русе, Силистра, Разград, Добрич, Шабла, Калиакра и Варна), а четири в Югоизточна България, SE (Емине, Бургас, Карнобат и Ахтопол).

За да се установи дали има значими разлики в термодинамичните условия при развитие на мощни конвективни облаци над Североизточна и Югоизточна България, са изследвани различни статистически параметри на разпределението (средна стойност, медиана, квантили) на максималната температура $T_{\max}$ и относителната влажност RH при земята и на два от най-известните от литературата индекси на неустойчивост ($CAPE$, Moncrieff and Miller [15] и $Lifted Index$, Galway [16], вж. табл. 2). В таблицата $T_{\max}$ е максималната температура при земята [$^{\circ}C$], RH – относителната влажност на въздуха при земята [%]; θ – потенциалната температура [K]; θ_e – екипотенциалната температура [K]; g – земното ускорение [$m\ s^{-2}$]; z – височина [m]; LFC – ниво на свободна конвекция; EL – ниво на равновесие на индивидуална въздушна частичка (ИВЧ); T_{500} е температура [$^{\circ}C$] на 500 hPa; TP_{500} – температурата, която ИВЧ ще достигне при издигането си по сухата адиабата от земната повърхност до нивото на кондензация и след това ще продължи да се издига по влажната

адиабата до 500 hPa; x – брой на коректно класифицираните гръмотевични случаи; y – брой на некоректно класифицираните гръмотевични случаи; w – брой на некоректно класифицираните негръмотевични случаи. Долните индекси показват основните нива.

Таблица 2. Списък на използваните метеоеlementи при земята, формули за пресмятане на $CAPE$ и Li , формули за пресмятане на POD и FAR

Параметър	Знак и мерна единица	Уравнение
Максимална температура	$T_{\max}, ^\circ\text{C}$	–
Относителна влажност	$RH, \%$	–
Convective Available Potential Energy	$CAPE, \text{J kg}^{-1}$	$CAPE = g \int_{LFC}^{EL} \frac{\theta - \theta_e}{\theta_e} dz$
Lifted Index	Li, deg	$Li = T_{500} - TP_{500}$
Probability of Detection	POD	$POD = \frac{x}{x + y}$
False Alarm Ratio	FAR	$FAR = \frac{w}{x + w}$

Различните статистически параметри на разпределението са анализирани поотделно при развитието на гръмотевичните и негръмотевичните облаци за Североизточна България и са сравнени с тези за Югоизточна България. С помощта на обикновен дискриминантен анализ [17] са определени прагови стойности на изследваните параметри, над/под които има голяма вероятност за развитие на гръмотевични облаци, поотделно за NE и SE. Направена е и оценка на способността на всеки един от получените прагове на изследваните параметри да разграничи гръмотевичните от негръмотевичните облаци поотделно за NE и SE, като са пресметнати POD и FAR , Donaldson et al. [18]. Смисълът на POD и FAR , както и начинът на пресмятането им, са показани в табл. 2.

3. РЕЗУЛТАТИ

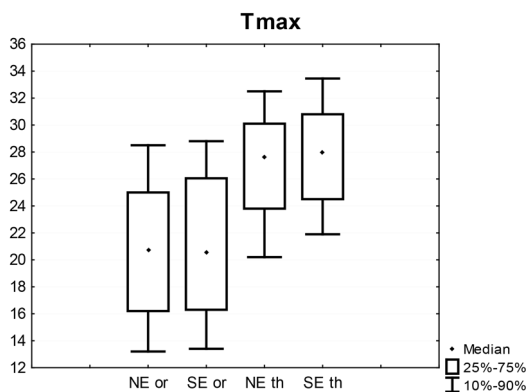
От информацията, представена в табл. 3, се вижда, че разликата между статистическите параметри на разпределение (средна стойност, медиана, долен и горен квантил) на $T_{\max}$ за случаите при развитие както на гръмотевични облаци, така и на негръмотевични, над Североизточна и Югоизточна България е незначителна ($\sim 1 ^\circ\text{C}$). Съществена е разликата между параметрите на разпределението на $T_{\max}$ (между $3,6 ^\circ\text{C}$ и $8,3 ^\circ\text{C}$) при развитие на гръмоте-

вични и негръмотевични облаци поотделно над NE и SE. Стойностите на параметрите на разпределението на $T_{\max}$ (табл. 3) показват, че гръмотевичните облаци се развиват при по-високи максимални температури (в по-топли дни) в сравнение с негръмотевичните облаци.

Таблица 3. Параметри на разпределение на $T_{\max}$ при развитие на негръмотевични облаци, *or*, и гръмотевични облаци, *th*, над Североизточна България, NE, и над Югоизточна България, SE

Параметри	$T_{\max}$ NE	$T_{\max}$ SE	$T_{\max}$ NE	$T_{\max}$ SE
	<i>or</i>	<i>or</i>	<i>th</i>	<i>th</i>
Средна стойност	20,6	21,4	27,3	26,6
Медиана	20,6	21,1	28	27
Долен квартил, 25 %	16	17,2	24,3	23,6
Горен квартил, 75%	25,2	26	30,5	29,6

Този резултат е валиден както за района на NE, така и за района на SE. Медианата (табл. 3) показва, че 50 % от случаите на негръмотевични облаци се развиват както над Североизточна, така и над Югоизточна България при $T_{\max}$ под 21 °C, докато 50% от *th* се развиват при $T_{\max}$ над 27–28 °C. Само около 25 % от *th* и над двата разглеждани района се развиват при $T_{\max}$ под 24 °C, а негръмотевичните – при $T_{\max}$ под 16–17 °C. От диаграмата „кутийка с мустачки“ (фиг. 1) се вижда също ясно, че гръмотевичните облаци се развиват при по-високи стойности на максималната температура спрямо тези при развитие на негръмотевични както в Североизточна България, така и в Югоизточна България, и че няма съществена разлика в стойностите на максималната температура при земята $T_{\max}$ при развитие на съответния тип облак над NE и SE.

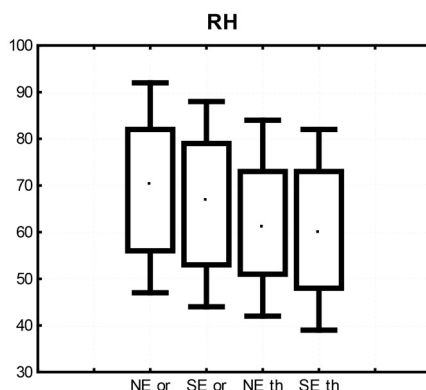


Фиг. 1. Диаграма „кутийки с мустачки“ за медианата (точката) и долен и горен квартил (25 % и 75 %) на $T_{\max}$ за негръмотевични облаци, развили се над Североизточна и Югоизточна България (NE *or* и SE *or*) и гръмотевични облаци, развили се над Североизточна и Югоизточна България (NE *th* и SE *th*)

В табл. 4 е дадена информация за средната стойност, медианата, долен и горен кватил на относителната влажност на въздуха RH при земята в 12 00 UTC. Резултатите показват, че са близки както средните стойности, така и стойностите на съответните квантили (медиана, долен и горен кватил) при развитие на гръмотевични облаци th , развили се над Североизточна и Югоизточна България. Този резултат е валиден и за развитието на негръмотевичните облаци or над двете територии (NE и SE). От табл. 4 също така се вижда, че гръмотевичните облаци и над двата разглеждани района се развиват при чувствително (около 10 %) по-ниска относителна влажност в сравнение с относителната влажност на развитие на негръмотевичните облаци.

Таблица 4. Параметри на разпределение на RH при развитие на негръмотевични облаци, or , и гръмотевични облаци, th , над Североизточна България, NE, и над Югоизточна България, SE

Параметри	RH NE or	RH SE or	RH NE th	RH SE th
Средна стойност	69	66	62	60
Медиана	70	74	61	60
Долен кватил, 25 %	56	53	51	48
Горен кватил, 75%	82	79	73	73



Фиг. 2. Диаграма „кутийки с мустачки“ за медианата (точката) и долен и горен кватил (25 % и 75 %) на RH за негръмотевични облаци, развили се над Североизточна и Югоизточна България (NE or и SE or), и гръмотевични облаци, развили се над Североизточна и Югоизточна България (NE th и SE th)

Диаграмата „кутийки с мустачки“, представена на фиг. 2, илюстрира незначителните разлики в медианата, долен (10% и 25%) и горен (75% и 90%) кватил за RH при сравняване на извадките NE or с SE or , както и на NE th с SE th .

Освен това се вижда, че има значително препокриване на данните за относителната влажност RH при развитие на двата вида облаци (or и th) както над Североизточна (NE), така и над Югоизточна (SE) България.

При развитие на гръмотевични и негръмотевични валежни облаци над Североизточна и Югоизточна България са анализирани също Convective Available Potential Energy ($CAPE$) и Lifted Index (Li), чиито дефиниции и начин на пресмятане са дадени в табл. 2.

Информация за средната стойност, медианата, долен и горен квартил за $CAPE$ при развитието на гръмотевични и негръмотевични облаци над Североизточна България (NE th и NE or) и над Югоизточна България (SE th и SE or) е представена в табл. 5. В табл. 6 е представена съответната информация за Li .

Таблица 5. Параметри на разпределение на $CAPE$ при развитие на негръмотевични облаци, or , и гръмотевични облаци, th , над Североизточна България, NE, и над Югоизточна България, SE

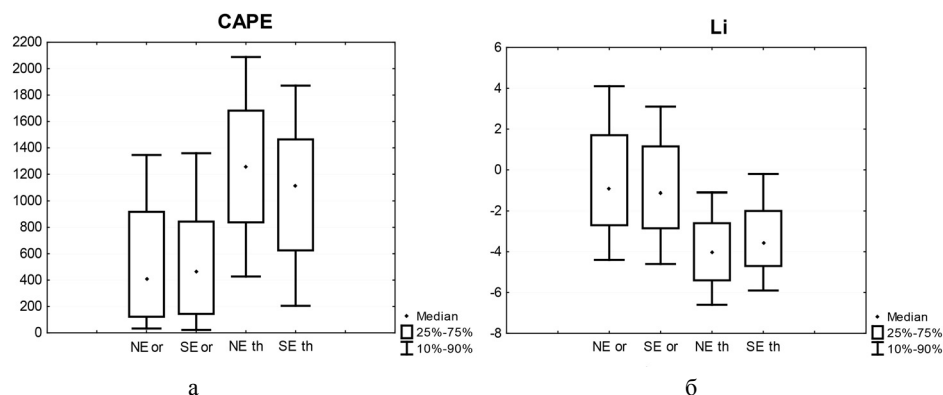
Параметри	$CAPE$ NE or	$CAPE$ SE or	$CAPE$ NE th	$CAPE$ SE th
Средна стойност	574	593	1298	1126
Медиана	407	464	1259	1114
Долен квартил, 25 %	122	143	835	683
Горен квартил, 75%	917	843	1683	1463

Таблица 6. Параметри на разпределение на Li при развитие на негръмотевични облаци, or , и гръмотевични облаци, th , над Североизточна България, NE, и над Югоизточна България, SE

Параметри	Li NE or	Li SE or	Li NE th	Li SE th
Средна стойност	-0,5	-0,8	-4	-3,5
Медиана	-0,9	-1,1	-4	-3,6
Долен квартил, 25 %	-2,7	-2,9	-5,4	-4,7
Горен квартил, 75%	1,7	1,2	-2,6	-2,2

Данните от табл. 5 и 6 показват, че има само незначителна разлика в статистическите параметри на разпределение на $CAPE/Li$, получени съответно за Североизточна и Югоизточна България, при развитието както на гръмотевични, така и на негръмотевични облаци. При сравняване на стойностите между двата типа облаци (с мълнии th и без мълнии or) се вижда, че значително по-високи/по-ниски са стойностите на съответните параметри на разпределение на $CAPE/Li$ за th в сравнение със съответните стойности на параметрите $CAPE/Li$ при развитие на негръмотевични облаци (or) и за двата района (NE и SE). Диаграмата „кутийки с мустачки“ илюстрира незначителната разликата в стойностите на медианата, горен и долен квартил на $CAPE$ (фиг. 3а) и Li (фиг. 3б) при развитие на конвективни облаци над

NE и SE. Особено добре личи почти пълното препокриване на стойностите за $CAPE/Li$ при развитие на негръмотевични (*or*) облаци над двата района. Незначителна е и разликата в стойностите на $CAPE/Li$ при сравняване на NE *th* с SE *th*.



Фиг. 3. Диаграма „кутийки с мустачки“ за медианата (точката) и долен и горен кватил (25 % и 75 %) за $CAPE$ (а) и Li (б) за негръмотевични облаци, развили се над Североизточна и Югоизточна България (NE *or* и SE *or*), и гръмотевични облаци, развили се над Североизточна и Югоизточна България (NE *th* и SE *th*)

При по-детайлен анализ на данните се установи, че голяма част (над 67 % от случаите за $CAPE$ и над 58 % от случаите за Li) от валежните конвективни облаци и в Североизточна, и в Югоизточна България в следобедните часове се развиват при умерена неустойчивост на атмосферата спрямо праговите, приети за САЩ, критерии [19] (за $CAPE$ между 1000 и 3000 J/kg и за Li от -6 до -3 °C). Заслужава да се отбележи, че в други райони на Европа според Kaltenbock et al. [20] и Romero et al. [21] повече от половината случаи на гръмотевични облаци са се развивали при доста по-ниски стойности за $CAPE$ ($CAPE \leq 500$ J/kg).

С помощта на обикновен дискриминантен анализ [17] са определени прагови стойности за T_{max} , RH , $CAPE$ и Li , които да разделят гръмотевичните от негръмотевичните облаци, развили се над Североизточна и Югоизточна България. Получените прагове и оценката на тяхната успеваемост POD и FAR са представени в табл. 7.

Таблица 7. Прагове на метеоелементите при земята $T_{\max}$ и RH и на индекси на неустойчивост $CAPE$ и Li за вида на облаци – гръмотевични, th , или негръмотевични облаци, or , и успеваемостта (POD и FAR) на прага за Североизточна България, NE и за Югоизточна България, SE

Параметър	Праг	NE		Праг	SE	
		POD	FAR		POD	FAR
$T_{\max}$	> 24	0,77	0,33	> 24	0,73	0,39
RH	> 66	0,60	0,46	> 65	0,63	0,44
$CAPE$	> 936	0,69	0,29	> 860	0,66	0,35
Li	< -2,2	0,82	0,33	< -2,1	0,75	0,37

Резултатите показват, че получените прагове за $T_{\max}$, RH и Li за разграничаване на гръмотевичните от негръмотевичните облаци са практически еднакви при развитие на облаци над NE и SE. Разликата в установения праг за $CAPE$ е незначителна. Интерес представлява фактът, че получените прагови стойности за развитие на гръмотевични облаци в Европа за Li са значително по-високи в сравнение с получените за двата района на Източна България ($Li \approx -2,2$ °C). Така например, за разделяне на гръмотевични от негръмотевични облаци в Холандия Haklander and Van Deden [5] получават праг за $Li = 1,6$ °C, а за района на Швейцария Huntrieser et al. [6] намират, че съответният праг за $Li = 0,7$ °C.

От получените оценки (POD и FAR), представени в табл. 7, се вижда, че най-добра успеваемост за разграничаване на гръмотевичните от негръмотевичните облаци и над двата района има определения праг на Li ($Li < -2,2$). С негова помощ 82 % от гръмотевичните облаци, развили се над Североизточна България, и 75 % от гръмотевичните облаци, развили се над Югоизточна България, са класифицирани коректно като гръмотевични. При използване на този праг на Li фалшивата тревога FAR (т.е. негръмотевични класифицирани като гръмотевични) е 0,33 и 0,37 при развитие на негръмотевични облаци над NE и SE съответно.

Определеният праг за $T_{\max}$ е в състояние също сравнително добре да раздели условията за развитие на гръмотевичните от негръмотевичните облаци и над двата района. Получените резултати за POD показват, че ако се използва прагът на $T_{\max}$ ($T_{\max} = 24$), 77 % от гръмотевичните облаци, развили се над Североизточна България, и 73 % от гръмотевичните облаци над Югоизточна България ще бъдат коректно „прогнозирани“ като гръмотевични. При използване на този праг на $T_{\max}$ фалшивата тревога FAR (т.е. негръмотевични, класифицирани като гръмотевични) е 0,33 и 0,39 при развитие на негръмотевични облаци над NE и SE съответно. Високите стойности на FAR за RH показват, че и в двата разглеждани района използването на определения праг за относителната влажност би довел до класифициране на много голям процент (44%–46%) негръмотевични облаци като гръмотевични.

По-добрата успеваемост на използването на определените прагове за някои индекси на неустойчивост като индикатори на гръмотевични облаци, развили се над NE, спрямо съответната успеваемост над SE може да се обясни с по-големия брой случаи на конвективни облаци, развили се над NE (NE *or* са 529, NE *th* са 431) спрямо развилите се над SE (SE *or* са 216, SE *th* са 150).

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При изследване влиянието на условията на околната среда върху развитието на гръмотевичните облаци над Североизточна и Югоизточна България е потърсен отговор на въпроса има ли значима разлика в условията при развитие на гръмотевични и негръмотевични валежни облаци, развили се през топлото полугодие, над Североизточна спрямо Югоизточна България?

За целта са сравнени различни статистически параметри (средна стойност, медиана, долен и горен квартил) на максималната температура $T_{\max}$ и относителната влажност RH при земята и на два от известните в литературата индекси на неустойчивост $CAPE$ и Li при развитие на валежни конвективни облаци над Североизточна и Югоизточна България. С помощта на обикновен дискриминантен анализ са определени критичните (прагови) стойности на $T_{\max}$, RH , $CAPE$ и Li , които могат да служат за разграничаване на гръмотевичните от негръмотевичните облаци, развили се над двата района на България.

Резултатите показват, че разликите в статистическите параметри на разпределение на максималната температура при земята $T_{\max}$, както и на относителната влажност RH , при развитие и на гръмотевични, *th*, и на негръмотевични, *or*, облаци над Североизточна, NE, и над Югоизточна, SE, България са незначими. Този резултат е валиден и за параметрите на разпределение на двата индекса на неустойчивост $CAPE$ и Li . Праговете стойности на четирите анализирани параметъра за разграничаване на гръмотевични от негръмотевични облаци за Североизточна България са много близки по стойност до съответните прагови стойности, получени за Югоизточна България. От така получените резултати следва, че въпреки разликата в релефа на Североизточна и Югоизточна България изследваните термодинамични параметри, характеризиращи условията в околната среда, при които се развиват мощни конвективни валежни облаци над двата района, са много близки. Въз основа на този резултат североизточните и югоизточните райони могат да се разглеждат общо в един район – Източна България. По този начин извадката ще е с по-голям обем и се очаква получените прагове и класификационни функции да имат по-добра успеваемост при разграничаване на гръмотевични от негръмотевични облаци.

Благодарности. Тази работа бе подкрепена с финансиране от EU Operational Program Human Resources Development Project No BG051PO001-3.3.06-0063 (Beneficiary NIMH – BAS).

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Станева, Б. В: *Трудове на хидрометеорологичната служба*, 1955, **IV**, 471.
- [2] Бочева, Л. *Дисертация*, 2014.
- [3] Gospodinov, I., P. Dimitrova, S. Stoyanova. In: *BALWOIS*, 2006, (CD version).
- [4] Gospodinov, I., G. Kozinarova, A. Stoicheva. In: *BALWOIS*, 2010, (CD version).
- [5] Haklander, A.J., A. Van Delden. *Atmospheric Research*, 2003, **67–68**, 273.
- [6] Huntrieser, H., H. Schiesser, W. Schmid, A. Waldvogel. *Weath. and Forecas.*, 1997, **12**, 108.
- [7] Jacovides, C.P., T. Yonetani. *Weath. and Forecas.*, 1990, **5**, 559.
- [8] Bunkers, M.J., J.R. Wetenkamp Jr., J.J.Schild. *Weath. and Forecas.*, 2010, **25**, 799.
- [9] Savvidou, K., A. Orphanou, D. Charalambous, P. Lingis, and S. Michaelides. *Adv. Geosci.*, 2010, **23**, 79.
- [10] Tsenova, B., A. Bogatchev. Preprints: 16th Inter. Conf. on Clouds and Precipitation, July 30 – August 03, 2012, Leipzig, Germany.
- [11] Markova, B., R.Mitzeva. *Bulgarian Geophysical Journal*, 2013, **38** (accepted for publication).
- [12] Тодорова, Т., Дипломна работа. 2013.
- [13] <http://ready.arl.noaa.gov/> NOAA Air Resources Laboratory.
- [14] <http://www.ogimet.com/synops.phtml.en> Profess. Inform. about meteor. conditions in the world.
- [15] Moncrieff, M., Miller, M. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1976, **102**, 37.
- [16] Galway, J.G. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 1956, **37**, 528.
- [17] StatSoft, Inc., 2001: STATISTICA (data analysis software system), version 6.1, www.statsoft.com
- [18] Donaldson, R., R. Dyer, M. Krauss. Preprints: 9th Conf. Severe Local Storms, Norman, Oklahoma. Amer. Meteor. Soc., 1975, 321.
- [19] <http://www.crh.noaa.gov/lmk/soo/docu/indices.php> NOAA's National Weather Service Weather Forecast Office, Science and Technology, NWS Louisville. KY Convective Season Environmental Parameters and Indices.
- [20] Kaltenbock, R., G. Diendorfer, N. Dotzek. *Atmos. Res.*, 2009, **93**, 381.
- [21] Romero, R., M. Gaya, C.A. Doswell III. *Atmos. Res.*, 2007, **83**, 389.

ГОДИШНИК НА СОФИЙСКИЯ УНИВЕРСИТЕТ „СВ. КЛИМЕНТ ОХРИДСКИ“
ФИЗИЧЕСКИ ФАКУЛТЕТ

Том 108

ANNUAL OF SOFIA UNIVERSITY “ST. KLIMENT OHRIDSKI”
FACULTY OF PHYSICS

Volume 108

РЕАЛИЗАЦИИ НА НЯКОИ ОПАСНИ, АВИАЦИОННО ЗНАЧИМИ МЕТЕОРОЛОГИЧНИ ЕЛЕМЕНТИ И ЯВЛЕНИЯ ПРЕЗ ЛЯТОТО В РАЙОНА НА ГР. ПЛОВДИВ

НИКОЛАЙ РАЧЕВ¹, РУМЕН РАЙКОВ², РАДОСЛАВ ИВАНОВ², КАЛИН ТРАЙКОВ²

¹ Катедра „Метеорология и геофизика“

² Метеорологичен център на ВВС, София

Николай Рачев, Румен Райков, Радослав Иванов, Калин Трайков. РЕАЛИЗАЦИИ НА НЯКОИ ОПАСНИ, АВИАЦИОННО ЗНАЧИМИ МЕТЕОРОЛОГИЧНИ ЕЛЕМЕНТИ И ЯВЛЕНИЯ ПРЕЗ ЛЯТОТО В РАЙОНА НА ГР. ПЛОВДИВ

В настоящата работа са анализирани реализациите на някои опасни за авиацията метеорологични явления и стойности на метеорологични елементи в района на гр. Пловдив през месеците май–септември за периода 1980–2013 г. Анализирана е тяхната междугодишна изменчивост и е потърсено обяснение на наблюдаваните изменения. Установено е нарастване на броя на опасните метеорологични явления и опасните стойности на метеорологичните елементи след 1997 г. Оценените декадни трендове на изменение са сравнени с аналогични от предишни изследвания. Резултатите от изследването могат да бъдат използвани за основа на нова методика за климатично описание на територията на България в условията на нарастване на климатичните рискове.

За контакти: Румен Райков, Метеорологичен център на ВВС, София 1616, кв. Бояна, ул. „Брезовица“, тел.: +359 2 9228702, факс: +359 2 9228705, E-mail: rumen_raykov@abv.bg

The paper presents research concerning the occurrence of the aviation hazardous weather conditions and atmospheric phenomena during the months of May to September in the vicinity of Plovdiv, for the period 1980–2013. Their interannual variability is analyzed and we try to find the explanation of the observed changes. It is determined an increase in the number of dangerous weather phenomena and dangerous values of meteorological elements since 1997. Estimated decadal trends are compared with analogous from previous studies. The results of the present study can be used in the creation of a new climatic regionalization of Bulgaria, in the conditions of increasing climatic risks.

Keywords: regional climate change, weather phenomena

PACS numbers: 92.70.Kb, 92.60.Ry

1. УВОД

През последните десетилетия сме свидетели на настъпващи климатични изменения, които е много вероятно да са причинени от антропогенни въздействия [1]. Регистрират се все повече рекордно високи температури и се увеличава честотата на опасните метеорологични явления – гръмотевични бури, проливни дъждове, наводнения, градушки и др. Това налага преоценка на съществуващите климатични характеристики, които в някои случаи вече не описват адекватно екстремалните метеорологични явления.

В петия доклад на IPCC [1] е констатирано, че трендът на повишение на средната температура на въздуха над сушата за периода 1979–2012 г. е около 0,262 °C на десетилетие. Всяко едно от последните три десетилетия е последователно по-топло от всички предишни десетилетия от времето на инструменталните записи, а първото десетилетие на 21-ви век е било най-топлото.

Климатичните изследвания за територията на България [2] показват, че за периода 1951–1995 г. тенденциите в изменението на температурите през лятото и есента са отрицателни, а през пролетта са положителни. Положителните трендове на температурите в някои станции достигат интервала 0,26–0,35°C за десетилетие през пролетта, а отрицателните са в интервала от –0,26 до –0,35 °C за десетилетие през есента. При годишните трендове на температурата преобладават отрицателните стойности, особено в Южна България, но трендовете са значително по-малки от сезонните – от –0,06 до –0,15°C за десетилетие [2]. Изследванията на Александров [3] показват, че за периода 1931–2000 г. средната температура на въздуха през пролетта не показва значителни изменения. От началото на осемдесетте години обаче се наблюдава тенденция за повишение на средните летни температури, като положителните аномалии са главно през последните десет години на XX столетие. В изслед-

ването на Димитрова [4] е показано, че за територията на България в периода 1995–2012 г. линейният тренд на средните температури е положителен и е в границите 0,58–0,72 °C за десетилетие. Най-голям е трендът през есента, следван от пролетта и лятото.

Според доклада на IPCC [1] броят на екстремно студените дни и нощи през първото десетилетие на XXI век е намалял с около 20 дни, сравнено с нормалния период 1961–1990 г., а екстремно топлите дни и нощи са се увеличили също с около 20 дни. Денонощната амплитуда на температурата след 1950 г. е намаляла, доколкото повишението на минималните денонощни температури е по-голямо от това на максималните. Съществува обаче добре изразена декадна изменчивост [1, 3] и за периода 1997–2004 г. не е регистрирано изменение на денонощната амплитуда на температурата поради еднаквата скорост на увеличение на максималните и минималните температури. Повишила се е честотата на топлите вълни в Европа след 1951 г.

По отношение на екстремалните температури за територията на България е установено, че последните години на XX столетие са били години с най-високи минимални температури на въздуха. Линейната тенденция за XX век се изменя в интервала от 0,6° до 0,8 °C [3]. В изследването на Димитрова [4] е показано, че за територията на България в периода 1995–2012 г. нарастването на средните максимални температури е по-голямо от това на минималните. Най-голям е трендът на нарастване на средните максимални температури за есента (1,87 °C за десетилетие), следван от този за лятото (1,37 °C за десетилетие).

След 1951 г. се наблюдават тенденции за увеличаване на валежите над континентите в умерените ширини на северното полукуълбо (30N–60N). Оцененият тренд за периода 1979–2010 г. е около 7 mm на десетилетие, но той не е статистически значим. Наблюдава се и съществена декадна изменчивост на валежите [1]. Честотата и интензивността на проливните валежи в Европа са се увеличили, като се наблюдават и някои сезонни и регионални особености. Например увеличението на валежите в района на Средиземноморието е преобладаващо през зимните месеци.

В изследването на Александров [3] се констатира, че колебанията на валежите над България показват тенденция към намаляване в края на миналото столетие. От края на седемдесетте години на XX век се наблюдава отрицателна тенденция на летните валежи – например валежите в Садово (Южна България) са били по-ниски от климатичната норма 17 години от последните 20 години на изследвания период. Аналогична тенденция се наблюдава и през есенния период. От друга страна, положителна тенденция на валежите се наблюдава през пролетния сезон и най-вече през зимния период [3]. Тези изводи са потвърдени и в изследването на Димитрова [4], в което за периода 2004–2012 г. е определен отрицателен линеен тренд на количеството валеж през лятото (–17,5 mm/year) и есента (–6,2 mm/year).

Промени през последните десетилетия са отчетени и в приземното атмосферно налягане [1]. За периода май–октомври 1979–2012 г. е регистриран тренд на намаляване на атмосферното налягане за района на Средиземноморието, а също така и над Северен Сибир. Намаляване на приземното атмосферно налягане за същите години, но през месеците януари–март, има отново за района на Средиземноморието.

От изложеното до тук може да се направи изводът, че територията на България също е повлияна в значителна степен от глобалните климатични изменения. Необходимо е провеждането на актуални климатични изследвания, резултатите от които биха били от полза при планиране на мерки, целящи намаляване на негативните последици от климатичните изменения. Важността на тези изследвания нараства през последните години, като се имат предвид и резултатите от числените климатични модели, изследващи различни сценарии за изменение на климата през XXI век [1]. Моделните резултати показват, че средната глобална стойност на температурата на земната повърхност за периода 2016–2035 г. спрямо периода 1986–2005 г. вероятно ще бъде по-висока с между 0,3 и 0,7 °C. За територията на Европа се очаква нарастването на летните температури да е по-голямо от нарастването на средногодишните температури и средните летни температури (юни–август) да се повишат с 0,6–1,5°C, като най-голямото увеличение ще е над сушата в района на Средиземноморието. Екстремално високите температури в Южна Европа ще се повишат повече от средните температури. Очаква се да продължи тенденцията на увеличаване броя на топлите дни и нощи, а броят на студените дни и нощи да намалее. Много вероятно е да се увеличи продължителността на топлите вълни. За периода 2016–2035 г. се очаква увеличаване честотата и интензивността на проливните валежи, което е свързано с увеличаването на влажността и промените в циркулацията на атмосферата. За района на Средиземноморието като цяло се очаква увеличение на интензивните валежи при бури, но за източната част на Средиземноморието се очаква намаляване на тези екстремни явления. Очаква се средните валежи през лятото да намалее над сушата в почти цялата територия на Европа с изключение на най-северните райони. През зимата намалението ще е най-голямо за района на Средиземно море [1].

Естествено е да бъде потърсен отговор на въпроса до каква степен наблюдаваните глобални и регионални климатични изменения са видни и в локален мащаб – в една или няколко станции на територията на България. В настоящата работа е избрано да бъдат анализирани измененията в честотата на поява на някои опасни за авиацията метеорологични явления на летище, близо до гр. Пловдив. Това е необходимо за надеждното метеорологично осигуряване на провежданите в мирно и/или военно време операции, което е основната задача и отговорност на Метеорологичния център на Военновъздушните сили (МЦ на ВВС).

2. ИЗПОЛЗВАНИ ДАННИ

В настоящото изследване са използвани данни от наблюдения от цифровизираната метеорологичната база данни (МБД) на МЦ на ВВС. Тя е създадена в началото на 90-те години на миналия век и съдържа информация от ежечасни наблюдения в 16 метеорологични станции с начало от 1 часа на 01.01.1980 г. Данните, записани на електронен носител, са ежечасните синоптични телеграми (по кода на Световната метеорологична организация (СМО) SYNOP – FM 12). С изискващата се точност и детайлизация много по-коректно от данни, записвани по кода на Международната организация за гражданска авиация METAR, те съдържат пълната гама от реализации на приземните метеорологични параметри за пункта, в който се извършват наблюденията. МБД, попълваща се в непрекъснат режим след всяко извършено наблюдение и след тристепенен контрол на данните, е основа на качествен скок във военното метеорологично осигуряване [5]. Със своята непрекъсната ежечасна информация за период над 35 години МБД на МЦ на ВВС е уникална за България.

За целите на настоящото изследване от МБД на МЦ на ВВС чрез специализирани софтуерни продукти, при зададени критерии за подбор е селектирана метеорологична информация, събирана на летище, намиращо се в района на гр. Пловдив. Използваните данни са за периода от 01.01.1980 г. до 31.12.2013 г.

Съществуват редица метеорологични явления и стойности на метеорологични елементи (както и комбинации от тях), които могат да доведат до създаване на сериозни опасности при провеждането на полетите. Те са свързани с неблагоприятно въздействие както върху летателните апарати, така и върху авиационната техника на летищата. За краткост, в изложението по-долу те ще бъдат наричани (ОМЯ).

В настоящата работа се разглеждат ОМЯ през топлото полугодие (май – септември), а именно: гръмотевични бури, интензивни валежи, екстремно високи температури и опасен вятър. Основанията за този избор са, че през топлото полугодие се провеждат по-голямата част от националните и многонационалните учения с участие на авиационна техника от избраното летище и че това е периодът с максимална реализация на ОМЯ през годината.

В съответствие с [6] критериите за наличие на ОМЯ са:

– Вятър (Wind): реализация на поне едно наблюдение в денонощието, когато вятърът е със скорост, по-голяма от 10 m s^{-1} , и е от посока юг-югозапад (120–220 градуса) или от посока северозапад-североизток (300–40 градуса). Появата на такъв вятър е опасна за излитачи/кацащи авиационни средства заради надкритичните, напречни на пистата компоненти.

– Температура (Temp): покачване и задържане в три и повече последователни часа на температурата над 32°C . Температурите над тази

граница негативно влияят на аеродинамиката на наличната авиационна техника и на хората, които я пилотират и обслужват.

- Гръмотевични бури (Tund): наличие на гръмотевична дейност в повече от два последователни часа. В такива случаи военните летища биват „затваряни“ за излитане и кацане.

- Валежи (Pres): продължили повече от шест последователни часа. Валежи с такава продължителност обикновено водят до понижение и продължително задържане на долната граница на облаците и хоризонталната видимост под определени критични стойности. Отново са свързани с невъзможност за излитане и кацане от и на съответното летище.

Чрез задаването на тези критерии от МБД на МЦ на ВВС е извлечена информация за реализацията на всяко едно ОМЯ през разглеждания период или на комбинация от няколко ОМЯ (Mixed).

3. РЕЗУЛТАТИ

3.1. РЕАЛИЗАЦИИ НА ОМЯ ПРЕЗ ЛЯТОТО В РАЙОНА НА ПЛОВДИВ ПРЕЗ ПЕРИОДА 1980–2013 г.

През периода 01.01.1980 г. до 31.12.2013 г. на летището, намиращо се в района на гр. Пловдив, са регистрирани общо 2517 случая на реализации на ОМЯ през месеците от май до септември (табл. 1). В таблицата е показан и процентът на реализирани се различни ОМЯ, изчислен като отношение на броя им към общия брой дни в периода ($31_{\text{май}} + 30_{\text{юни}} + 31_{\text{юли}} + 31_{\text{август}} + 30_{\text{септември}} = 153 \text{ дни} \times 24 \text{ години} = 3672 \text{ дни}$). „Средно за година“ е отношението на броя отделни реализации на ОМЯ към броя на годините.

От данните, представени в табл. 1 следва, че в 48,4 % от общия за периода брой дни се е реализирало поне по едно от разглежданите ОМЯ. В 18,7 % от случаите това е гръмотевична дейност, в 15,2 % – опасно висока температура, в 4,8 % – опасен валеж, в 4 % – опасен вятър, а в 5,7 % от дните е реализирана комбинация от две или три ОМЯ. При предположение, че реализациите на ОМЯ са равномерно разпределени през разглеждания период, то вероятната поява (общ брой дни в периода, разделен на броя на реализации на явлениято през периода) на: опасен вятър е веднъж на около 25 дни; опасен валеж – на около 21 дни; опасно висока температура – на около 7 дни; гръмотевична дейност – на около 5 дни. През около 18 дни е възможна едновременна реализация на няколко ОМЯ. Средният брой дни, през които се реализира поне едно от разглежданите ОМЯ, е малко над два дена.

Относителните честоти (в проценти) на реализации на ОМЯ (общ брой случаи за отделното ОМЯ, разделен на общия брой реализации на всички ОМЯ през периода), са, както следва: 38,6 % за гръмотевична дейност; 31,4 %

за висока температура; 10 % за опасен валеж; 8,2 % за опасен вятър; 11,8 % за едновременна реализация на няколко ОМЯ.

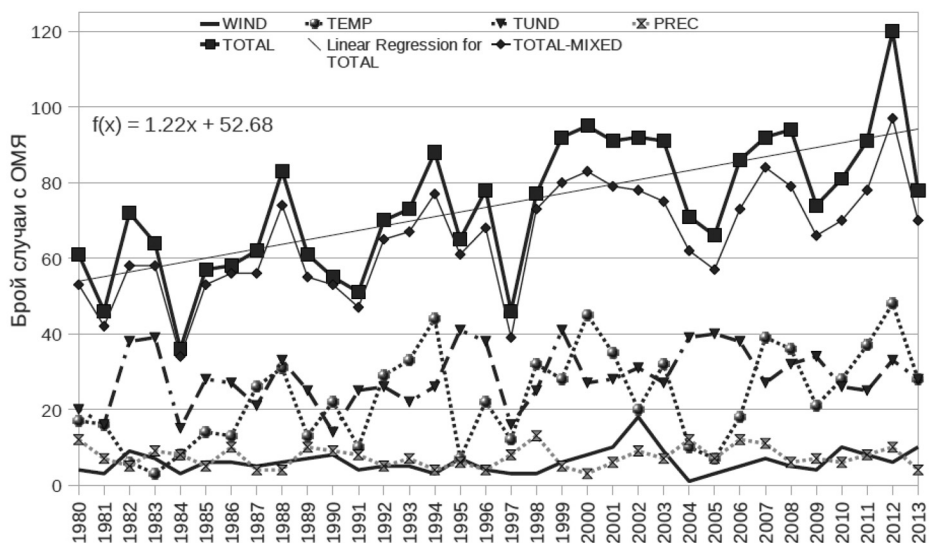
Таблица 1. Реализации на ОМЯ през топлото полугодие за периода 1980–2013 г.

Реализации на ОМЯ	Wind	Temp > 32 °C	Tund	Prec	Mixed	Всичко
Общо за 34 г. (5202 дни)	208	790	971	251	297	2517
%	4,0	15,2	18,7	4,8	5,7	48,4
Средно дни за година	6,1	23,2	28,6	7,4	8,7	74,0

Подробният анализ на данните за случаите с едновременна реализация на две или три ОМЯ (Mixed, 297 случая) показва, че най-често комбинацията е между висока температура и гръмотевична буря (104 случая), следвана от комбинациите: опасен вятър и висока температура (87 случая); гръмотевична буря и опасен валеж (54 случая); опасен вятър и гръмотевична буря (31 случая); опасен вятър и валеж (3 случая). В 18 случая е реализирана комбинацията опасен вятър, висока температура и гръмотевична буря.

На фиг. 1 е представен броят на реализациите на ОМЯ през разглеждания 34-годишен период. Очевидна е съществена междугодишна изменчивост на броя реализации на ОМЯ. Най-малко на брой са те през 1984 г. (36), а най-много са през 2012 г. (120). Средният брой на ОМЯ за периода 1980–1996 г. е 63, а за периода 1998–2013 г. е 87. На графиката на общия брой ОМЯ (фиг. 1) е видно значително нарастване броя на ОМЯ след 1997 г. Добре се вижда и нарастването на броя на едновременна реализация на няколко ОМЯ след 1999 г. (раздалечаването на двете криви в горната част на фиг. 1). Трябва да се отбележи и факта, че 1997 г. е последната година със средногодишни температури за България, значително по-ниски (с 0,94 °C) от нормалните за периода 1961–1990 г. [4]. Това са едни от причините в изложението по-долу да бъде правена съпоставка между реализациите на ОМЯ през двата периода. Допълнителни аргументи за това разделяне по периоди дава и проведения корелационен анализ, резултатите от който показват наличието на слаба зависимост между реализациите на отделните ОМЯ за целия разглеждан период, но при разглеждането по периоди се оказва, че в повечето случаи стойностите на линейния коефициент на корелация на Пирсън съществено се различават за двата периода. В някои случаи корелационната зависимост от слаба през единия период става значителна през другия, а в други случаи се променя знакът на корелацията – от положителна става отрицателна или обратно. Например стойността на линейния коефициент на корелация на Пирсън между случаите с гръмотевична дейност и опасно висока температура за периода 1980–1995 г. е –0,3, а за периода 2001–2013 г. е –0,69. Корелационните коефициенти за зависимостта между случаите с

гърмотевична дейност и опасен вятър са съответно 0,55 и -0,6. Критичната стойност на коефициента на Пирсън при 13 степени на свобода и ниво на значимост от 0,05 е 0,51.



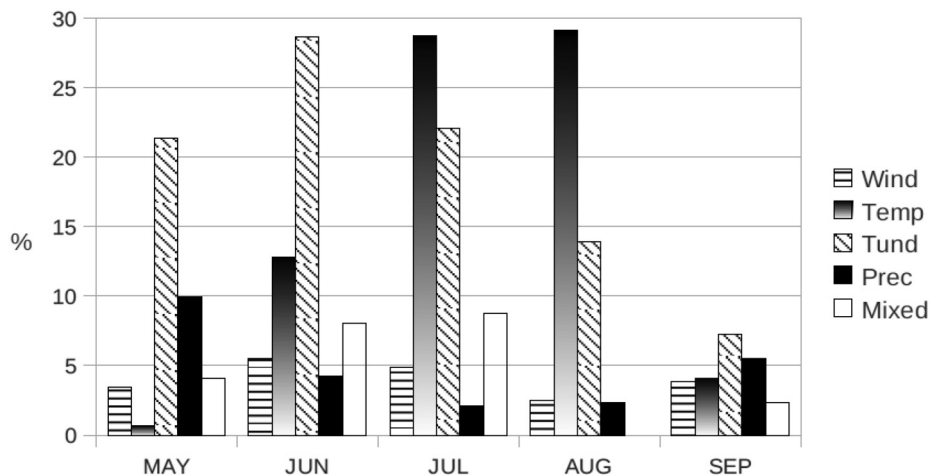
Фиг. 1. Брой случаи с ОМЯ за периода 1980–2013 г.

Оцененият линейен тренд на нарастване на общия брой на ОМЯ е 12,2 случая на десетилетие. Линейните трендове на нарастване на случаите с опасна температура, едновременно реализация на няколко ОМЯ, гърмотевична дейност, опасен вятър и опасни валежи са съответно 6,2; 2,8; 2,4; 0,7 и 0,13 за десетилетие.

3.2. РЕАЛИЗАЦИИ НА ОМЯ ПО МЕСЕЦИ

Повторяемостта на ОМЯ през топлото полугодие има съществени вариации между отделните месеци (фиг. 2). Месецът с най-много регистрирани ОМЯ е юли – общо 701 случая за разглеждания период от 34 години, т. е. в 66,5 % от дните през юли е наблюдавано поне едно ОМЯ. Следват месеците юни и август със съответно 604 и 505 случая (средно в 59,2 % и 47,9 % от дните през юни и август са регистрирани ОМЯ). През май регистрираните ОМЯ са 416 (39,5 %) и най-малко – 235 (23 %), са през септември. Показаните резултати на фиг. 2 се съгласуват добре качествено с тези от предишни изследвания [7]. Максимумът на дните с гърмотевични бури е през юни (вторични максимуми през юли и май). Най-голям е броят на дните с опасно високи температури през юли и август, а с опасни валежи – през май. Най-много са

дните с опасен вятър през юни, а на едновременна реализация на няколко ОМЯ – през юли.



Фиг. 2. Месечни реализации на ОМЯ в проценти

Съществено е да се отбележи, че през разглежданите месеци се променя не само общият брой на регистрираните ОМЯ, но и приносът на отделните ОМЯ в месечната сума. За месец май определящото опасно, авиационно-значимо метеорологично явление е гръмотевичната буря, следвано от опасен валеж. Опасно високи температури са регистрирани само 7 пъти през разглеждания 34-годишен период. През месец юни отново най-опасното авиационнозначимо метеорологично явление е гръмотевичната буря, но се наблюдава и съществено увеличение на случаите с опасно висока температура. Най-съществената промяна през месец юли е доминирането на случаите с високи температури, които надминават по брой случаите на гръмотевични бури. Тенденцията за намаляване броя на дните с опасен валеж се запазва и през юли. През август най-често реализираното ОМЯ продължава да бъде екстремно високата температура, докато честотата на поява на случаи с опасен вятър и гръмотевични бури намалява около 2 пъти, сравнено с юли. Интересно е да се отбележи отсъствието на реализирани комбинации от две или повече ОМЯ през август. През този месец най-вероятната комбинация от две ОМЯ би била тази с висока температура и гръмотевична буря. Анализът на данните показва, че доста често в години с много гръмотевични бури през месец август дните с опасно високи температури са малко и обратното, т. е. линейната корелация между реализациите на двете явления е умерена отрицателна (коефициентът на корелация на Пирсън е $-0,42$). Тази закономерност може да се обясни с констатациите на Латинов [7], според които намаляването на валежите през август и все още продължително

слънчево греене водят до изчерпване на запасите от влага в почвата, намаляване на топлинните загуби от изпарение и съответно до повишаване на приземната температура. Пониженото влагосъдържание в атмосферата от своя страна затруднява образуването на мощни купесто-дъждовни облаци и свързаните с тях гръмотевични бури. Обратно, ако влагосъдържанието на почвата е сравнително голямо, то тогава ще има възможност за развитие на купесто-дъждовна облачност, но температурата няма да се повиши над праговите 32 °С. Действително, резултатите от проведения корелационен анализ по данните за месец август показват съществуването на статистически значими зависимости между броя на гръмотевичните бури и средномесечната относителна влажност на въздуха (коэффициент на линейна корелация 0,57) и между средномесечните температури и валежи (-0,61). Очаквано високи са и коефициентите на корелация между броя на гръмотевичните бури и средномесечните валежи (0,62) и между средните температура и относителната влажност на въздуха (-0,75).

През месец септември е характерно рязкото намаляване на случаите с високи температури. Намаляват и гръмотевичните бури, а се наблюдава увеличение на опасните валежи. Както през май и юни, преобладаващото ОМЯ е гръмотевичната буря.

3.3. МЕЖДУГОДИШНА ИЗМЕНЧИВОСТ НА НЯКОИ МЕТЕОРОЛОГИЧНИ ЯВЛЕНИЯ И ЕЛЕМЕНТИ

От особен интерес за непосредственото военно метеорологично осигуряване е изследването на междугодишната изменчивост на реализацията на ОМЯ.

Физико-статистическият модел на системата за краткосрочна авиометеорологична прогноза ALFA [5] е разработен въз основа на данните (за периода 1980–1995 г.) в МБД на МЦ на ВВС. При оперативно внедряване на тази система през периода 1998–2000 г. и при оценка на резултатите прогноза–факт е установено, че в макромасштабната атмосферна циркулация над Европейския регион е настъпило съществено изменение. Следствие от това е увеличаването на честотата на наблюдаваните ОМЯ. Анализът на междугодишната изменчивост на редица метеорологични елементи и явления е необходима предпоставка за намиране отговор на въпроса доколко дискутираните глобални климатични промени [1] имат локално проявление в станции на територията на България. Оценка на тенденциите на изменение на средните стойности на метеорологичните елементи и на броя на реализираните ОМЯ ще позволи да бъдат направени и изводи за очакваните в близко бъдеще промени.

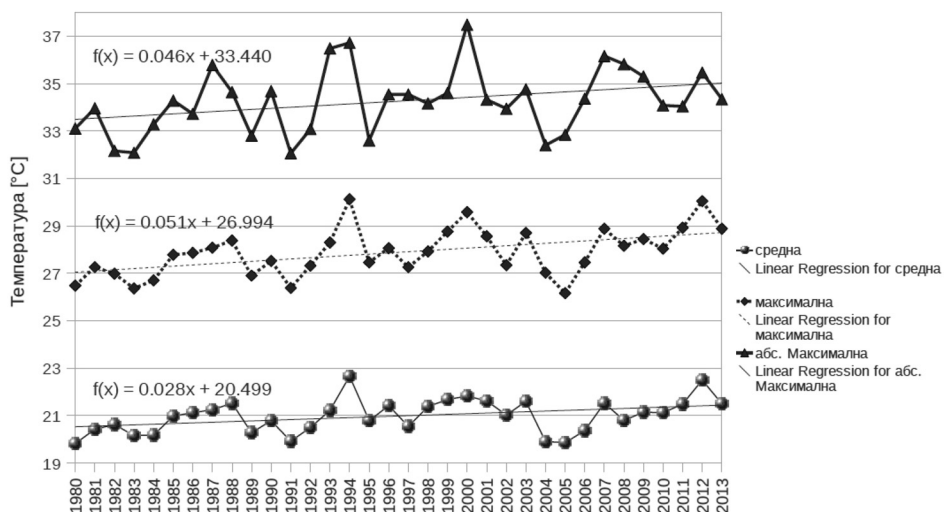
3.3.1. ТЕМПЕРАТУРА

На фиг. 3 са представени измененията на средната температура, средната максимална температура и средната от абсолютните максимални температури за месеците май–септември през периода 1980–2013 г. И на трите графики е виден тренд на нарастване на температурите през разглеждания период. Най-малък е линейният тренд на нарастване на средните температури (средна от средно-денонощните температури за топлия период на годината) – 0,28 °C за десетилетие. Той е в добро съответствие с оценките [4] по климатични данни (0,31 °C на десетилетие) за лятото (юни–август) за станцията на НИМХ в Пловдив за периода 1995–2012 г. Важно е да се отбележи, че този тренд е около 2 пъти по-малък от съответния за цялата територия на България [4].

В изследването на Димитрова [4] е показано, че трендът на повишение на максималните летни температури в България за периода 1995–2012 г. е около 2 пъти по-голям от този на средните температури. Аналогични резултати са получени и в настоящото изследване за по-дълъг период на разглеждане – 1980–2013 г. Линейният тренд на нарастване на средните за разглежданите месеци максимални температури е 0,51 °C на десетилетие. Трендът на нарастване на измерените абсолютни максимални температури (0,46 °C на десетилетие) е почти същият, както на средномесечните максимални температури (фиг. 3).

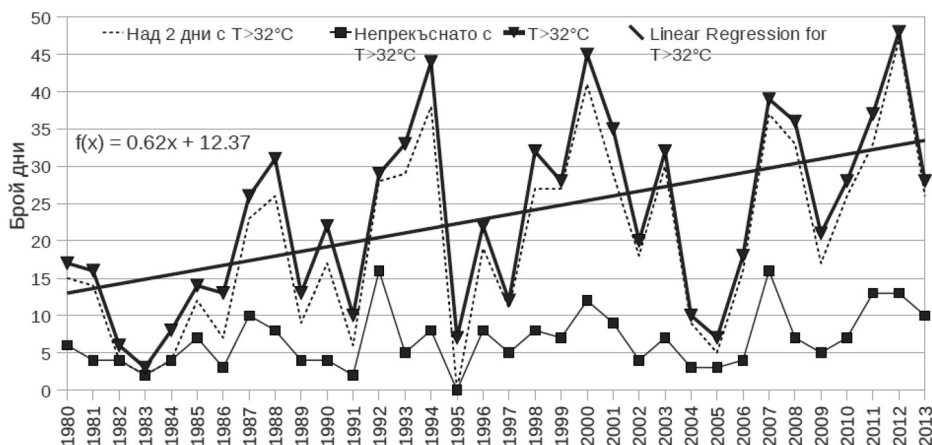
Както беше споменато в т. 3.1, съществува значителна разлика в броя на реализираните ОМЯ през периодите 1980–1997 г. и 1997–2013 г. Двата периода се различават и по средната им температура, средната максимална и абсолютна температура, които са съответно 20,8 °C; 27,5 °C и 33,9 °C за периода 1980–1997 г. и 21,2 °C; 28,3 °C и 34,6 °C за периода 1998–2013 г. Наблюдава се промяна на средните стойности на температурите за двата периода, като увеличението е между 0,42 °C за средните температури и 0,79 °C за средните максимални температури. На фиг. 3 се вижда, че всяко рязко застудяване/затопляне е последвано от рязко затопляне/застудяване и период от 3 до 5 години на неголеми колебания около новото средно ниво на температурата.

В предишни изследвания [3, 4] е показано, че изменението на температурите за територията на България се характеризира със значителна декадна изменчивост. Тези изводи са потвърдени и в настоящото изследване. На фиг. 3 се виждат 4 периода с продължителност от 7 до 9 години, през които температурите имат съществена междугодишна изменчивост, достигайки локални минимуми и максимуми.



Фиг. 3. Средна температура, средна максимална температура и средна от абсолютните максимални температури за месеците май–септември през периода 1980–2013 г.

В раздел 2 беше отбелязано, че от особена важност за авиометеорологичното осигуряване е открояването на тенденциите на изменение на случаите с температура над 32 °C. На фиг. 4 са представени графики на общия брой дни с измерени температури над 32 °C (в продължение на три и повече последователни часа), сумата на последователните дни (над 2 дни) с измерени температури над 32 °C и максималния брой дни без прекъсване с регистрирани температури над 32 °C. Добре изразена е линейната тенденцията на нарастване на общия брой дни с регистрирани температури над 32 °C – с около 6 дни на десетилетие. Средният брой дни с температури над 32 °C за периода 1980–1997 г. е 18, а за периода 1998–2013 г. е 29 дни. На фиг. 4 се виждат и добре изразени междугодишни колебания на броя дни с температури над 32 °C с локални минимуми през 1983, 1995 и 2005 г. и максимуми през 1994, 2000, 2007 и 2012 г. Прави впечатление рязкото нарастване на броя дни с температури над 32 °C след 2005 г. до достигането на абсолютния максимум от 48 дни през 2012 г., определящ за който е максимумът от 25 дни с температури над 32 °C през юли. Анализът на данните по месеци показва най-голямо увеличение на броя дни с температури над 32 °C през юли и август – линеен тренд на увеличение с около 2,5 дни на десетилетие. Средният брой дни с температури над 32 °C през месеците юли и август за периода 1998–2013 г. се е увеличил с около 5 дни за всеки месец, сравнено с периода 1980–1997 г.



Фиг. 4. Общ брой дни с температури над 32 °C. Брой последователни дни с температури над 32 °C

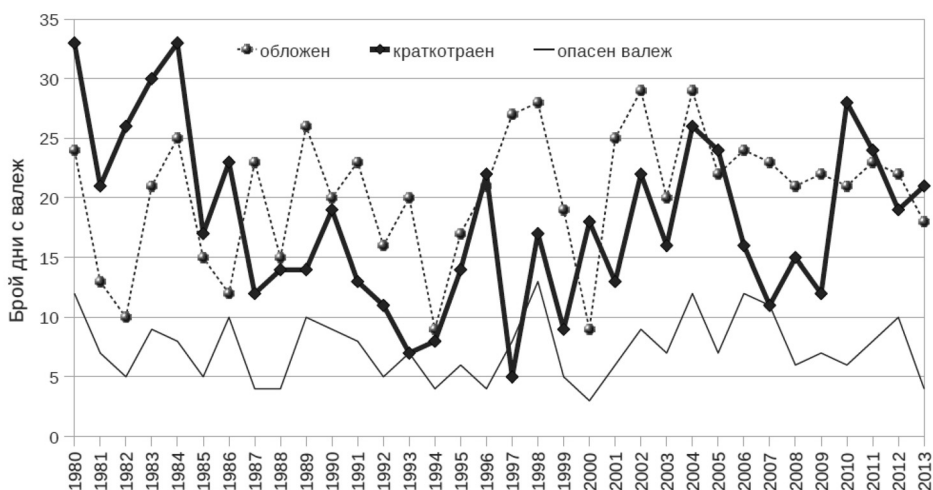
Нараства и броят на последователните дни с температури над 32 °C (сумирането е извършвано, при условие че поне в 2 поредни дни са измерени температури над 32 °C). Характерно за разглеждания период е намаляването на разликата между общия брой дни и броя на последователните дни с температури над 32 °C. Това показва, че броят на отделните дни с температури над 32 °C постепенно намалява и все по-често периодите с високи температури са групирани в серии от два и повече дни – на фиг. 4 добре се вижда доближаването на двете криви (плътната непрекъсната и пунктираната) през последните години на разглеждания период.

На фиг. 4 е представен и максималният брой на последователните дни (без прекъсване) с измерени температури над 32 °C. Задържането на високи температури за продължителни периоди от време представляват т. нар. горещи вълни, които са опасни както за авиационната техника, така и за хората. Средната продължителност на периодите със задържане на температурата над 32 °C се увеличава от 5,5 дни за периода 1980–1997 г. на 8 дни за периода 1998–2013 г. (линеен тренд за целия период от 1,5 дни на десетилетие). Най-дългите интервали от по 16 последователни дни с температури над 32 °C са регистрирани през август 1992 г. и юли 2007 г. Продължителността им е еднаква, но между тях има и съществени разлики. Например средната от дневните максимални температури за горещата вълна през 1992 г. е 34,3 °C, а през 2007 г. е съществено по-висока – 36,9 °C. Съответните абсолютни максимални температури за двата 16-дневни периода са 34,7 °C и 42,9 °C. Изложените факти и оценените тенденции показват, че през разглеждания период е налице все по-продължително задържане на опасно високи стойности на температурата, и то във все по-дълги интервали от време.

3.3.2. ВАЛЕЖИ И ГРЪМОТЕВИЧНИ БУРИ

Съгласно определението на СМО летните валежи могат да бъдат обложни, краткотрайни и краткотрайни от мощни купесто-дъждовни облаци с или без гръмотевични дейност, като за тяхното описание в SYNOP FM12 се използват различни кодове. От МБД на МЦ на ВВС чрез задаване на критерии за подбор са извлечени и анализирани данни за следните видове валежи: (1) опасен валеж – валеж, регистриран в повече от 6 последователни часа; (2) обложен валеж; (3) краткотраен валеж; (4) краткотраен валеж с гръмотевична буря.

В настоящото изследване валежите, определени като ОМЯ, са 251 случая, или около 19 % от всички 1305 случая с летни валежи през 34 годишния период. Обложните валежи са 692 случая. Краткотрайните са 559 случая и към тях трябва да се добавят 54 смесени случая на краткотраен валеж с гръмотевична буря. Изменението на броя дни с краткотраен, обложен и опасен валеж през разглеждания период е представено на фиг. 5. В началото на периода броят дни с краткотраен дъжд е голям, но бързо намалява (линеен тренд –12 дни на десетилетие) до достигането на минимума през 1997 г., след което преобладаващата тенденция е към нарастване (линеен тренд +6 дни на десетилетие).



Фиг. 5. Общ брой дни през топлото полугодие с обложен, краткотраен и опасен валеж за периода 1980–2013 г.

Броят дни с обложен валеж също има съществени междугодишни вариации. През периодите 1983–1995 г. и 2001–2013 г. е видно (фиг. 5) намаляване на броя дни с обложни валежи и рязко повишение на броя им през 1997–1998 г. За целия разглеждан период трендът е към увеличаване с 0,3 дни на десетилетие. След 2005 г. съществено намаляват междугодишните колебания на броя дни с обложни валежи (фиг. 5). Слабо нараства и броят дни с опасен

валеж – 0,13 дни за десетилетие. Последният се очаква да бъде свързан с броя на обложните валежи, доколкото продължителността им е по-голяма от тази на краткотрайните валежи. Проведеният анализ показва статистически значим линеен коефициент на корелация между броя дни с обложни валежи и броя дни с опасен валеж (0,61). Слаба е корелацията между броя дни с краткотрайни и опасни валежи (линеен коефициент на корелация 0,26).

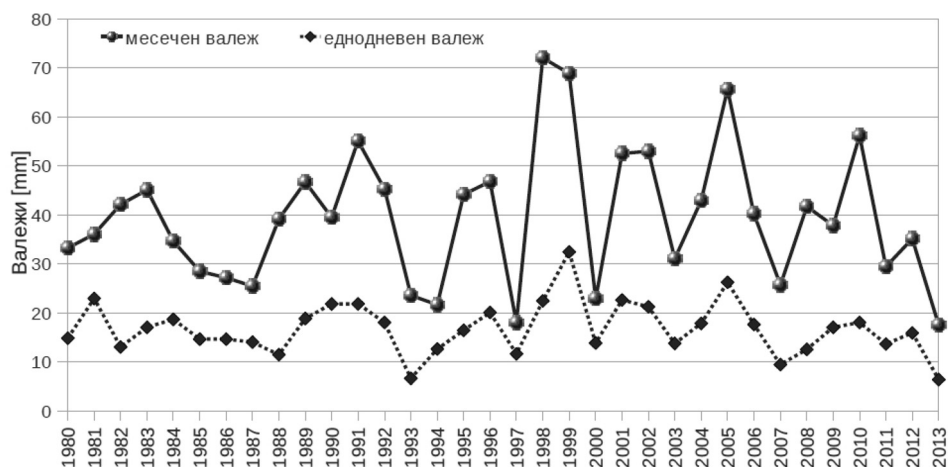
На фиг. 6. са представени измененията през разглеждания период на средния месечен валеж и средномесечния максимален еднодневен валеж за периода май–септември. Средният месечен валеж няма значим тренд на промяна за целия разглеждан период, но след 2004 г. се наблюдава съществено понижение на валежните суми през периода май–септември (с около 17 l m^{-2} на десетилетие). Това е в съответствие с констатирания в изследването на Димитрова [4] тренд на намаление на летните валежи за територията на България. Сравнението на резултатите от двете изследвания показва, че добре изразените на фиг. 6 максимуми на средните валежи през 2005 и 2010 г. съответстват на валежи над нормата за цялата територия на България, а максимумите през 1998 и 1999 г. са локални за района на летището край гр. Пловдив, докато средните валежи за цялата страна са под нормата. Наблюдаваният минимум през 1997 г. също е локален за района на летището, а за територията на България средните валежи са били малко над нормата.

Средното месечно количество валеж за месеците от топлото полугодие за разглежданото летище е около 40 l m^{-2} и е по-малко от средното за равнинните територии на България (около 50 l m^{-2}). На фиг. 6 се вижда съществена междугодишна изменчивост на валежа. Най-голям средномесечен валеж за разглежданите 5 месеца е измерен през 1998 г. (72 l m^{-2}), а най-малък – през 2013 г. (около 17 l m^{-2}). Най-голям е скокът на средните валежи – от 18 l m^{-2} през 1997 г. на 72 l m^{-2} през 1998 г.

Съществена е и изменчивостта на валежите през отделните месеци на топлото полугодие. Например най-голяма месечна сума валеж през май е регистрирана през 1998 г. – $192,2 \text{ l m}^{-2}$ (абсолютен максимум за разглеждания период от 34 години), а минимална през 2013 г. – $11,4 \text{ l m}^{-2}$. Нормата на валежите за май е 52 l m^{-2} . Около 2 пъти над нормалните са били и валежите през 1991 и 2012 г. (110 l m^{-2}). Най-дъждовен е бил юни през 1988 г. ($151,8 \text{ l m}^{-2}$), а най-сух – през 1997 г. (1 l m^{-2}). Най-голямо количество валеж през юли е измерено през 2005 и 2010 г. (съответно $120,1$ и $136,2 \text{ l m}^{-2}$ при норма 39 l m^{-2}). Максимален валеж през август е измерен през 2002 г. ($68,8 \text{ l m}^{-2}$), а през септември – 1996 г. (90 l m^{-2}) и 1998 г. ($89,7 \text{ l m}^{-2}$). През юли 2007 г. и септември 2013 г. не е регистриран валеж, а през август 2013 г. той е бил само $1,5 \text{ l m}^{-2}$.

Изброените максимуми и минимуми на месечните валежи в повечето случаи съответстват на екстремумите на графиките на фиг. 5 и 6. Това предполага, че в преобладаващия брой случаи високите месечните суми на валежите са формирани при наличието на валежи с интензивност, превишаваща значи-

телно нормалната. Типични примери за това са годините 2005 и 2010. За да бъде проверено това предположение, на фиг. 6 е представена и графиката на осреднения за периода май–септември максимален еднодневен валеж, измерен през всеки един от петте месеца. Линеиният коефициент на корелация на Пирсън между средномесечния валеж и средномесечния максимален валеж е 0,82, което показва, че близо 70% от валежните суми са натрупани при падането на проливни валежи. Вследствие на намаляването на средната интензивност на валежите е и наблюдаваното след 1999 г. намаление на средните месечни валежи (фиг. 6).



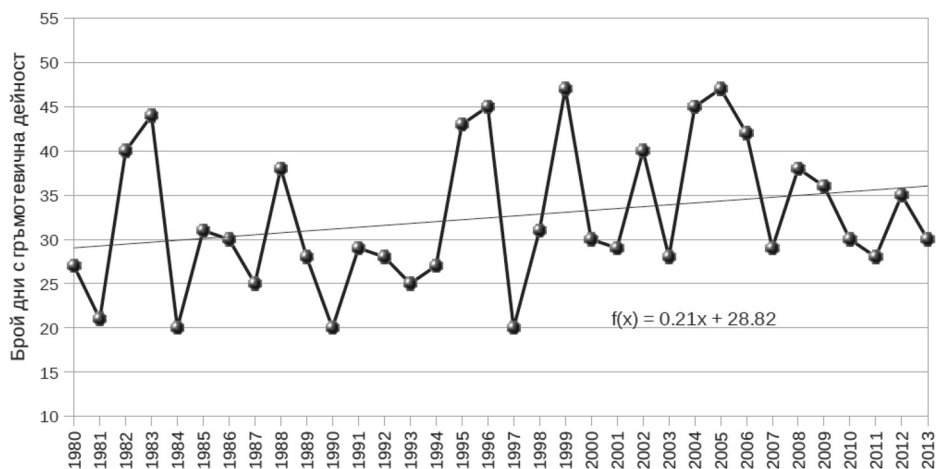
Фиг. 6. Среден месечен валеж и среден максимален еднодневен валеж за периода май–септември

Противоположна е тенденцията при абсолютната максимална интензивност на валежите. За разглеждания период от 34 години, най-голямото еднодневно количество валеж от 52 l m^{-2} е измерено през август 1999 г. През същата година е измерен и най-големият еднодневен валеж през септември – 40 l m^{-2} . За останалите месеци най-големи са били еднодневните валежи, както следва: за май – 42 l m^{-2} през 1998 г.; за юни – 42 l m^{-2} през 1992 и 2004 г.; за юли – 49 l m^{-2} през 2005 г. и 45 l m^{-2} през 2010 г. Очевидно е увеличаването на максималната интензивност на валежите след 1998 г. Важно е да се отбележи, че изброените максимални еднодневни валежи през юли, август и септември са значително над месечните норми, а през май и юни са около 80% от месечните норми.

Най-често проливните валежи през лятото са съпроводени и с интензивна гръмотевична дейност. Именно гръмотевичната дейност е най-опасното метеорологично явление за разглеждания район през периода май–септември. На фиг. 7 е предствен общият брой на дните с регистрирана гръмотевична

дейност, който е с около 14 % по-голям от броя на случаите с опасна гръмотевична дейност.

За целия разглеждан период е оценен линеен тренд на нарастване на случаите с гръмотевична дейност от 2,1 случая на десетилетие. На фиг. 7 се вижда съществена междугодишна изменчивост, характеризираща се с редуване на периоди от по няколко години с относително малка междугодишна амплитуда на изменение, следвани от резки скокове на броя на дните с гръмотевична дейност. Най-същественият скок е отново около 1997 година, след което няма година с регистрирани под 28 случая на гръмотевична дейност, докато през предходния период са наблюдавани три минимума с по 20 дни. През 1999 и 2005 г. са достигнати и най-високите максимуми на броя дни с гръмотевична дейност – 47. Независимо че след 2005 г. се забелязва известно намаляване (фиг. 7), средният брой дни с гръмотевични бури за периода 1980–1997 г. е 30, а за периода 1998–2013 г. са средно над 35 дни.



Фиг. 7. Общ брой дни с гръмотевична дейност за месеците май–септември

Разгледаните дотук тенденции на изменение на валежите и гръмотевичните бури през топлото полугодие на летището край гр. Пловдив показват значителна промяна на режима на метеорологичното време след 1997 г. За броя дни с обложни валежи, средните месечни валежни суми, средната интензивност на валежите и броя дни с гръмотевични бури е характерна тенденция за намаляване след резкия скок около 1997 г. Същата тенденция се наблюдава и за относителната влажност на въздуха. От друга страна, след 1997 г. е регистрирано увеличение на броя дни с краткотрайни валежи и на максималната интензивност на валежите. Взимайки предвид и нарастващите средни и максимални температури, увеличената продължителност на периодите с темпе-

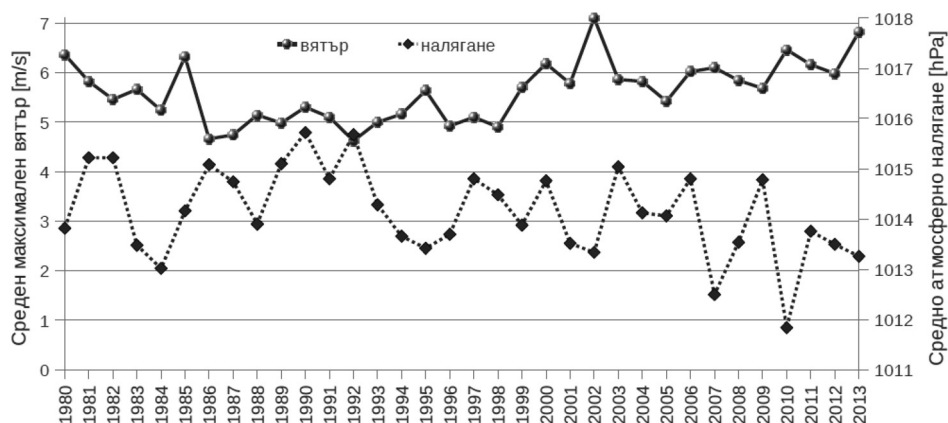
ратури над 32 °C и на броя на случаите с комбинация на две и повече ОМЯ, може да бъде направен изводът, че през периода 1998–2013 г. все по-често се наблюдават екстремни метеорологични условия – периоди на засушавания с високи температури и периоди с проливни валежи и гръмотевични бури.

3.3.3. ВЯТЪР

През разглеждания период от 34 години в 41% от едночасовите измервания през месеците май–септември е регистрирано тихо време. Най-голяма е повтаряемостта на ветровете със скорост между 3 и 5 m s⁻¹. Синоптичният опит показва [8, 9], че в условията на размито барично поле за Западната Тракийска низина през топлото полугодие е характерно циклонично завъртане на вятъра. По южната периферия на низината вятърът е от запад-югозапад, а по северната от югоизток-изток. По скорост той е до умерен с преобладаваща скорост 3–8 m s⁻¹ и не представлява особена опасност за провеждането на полетите.

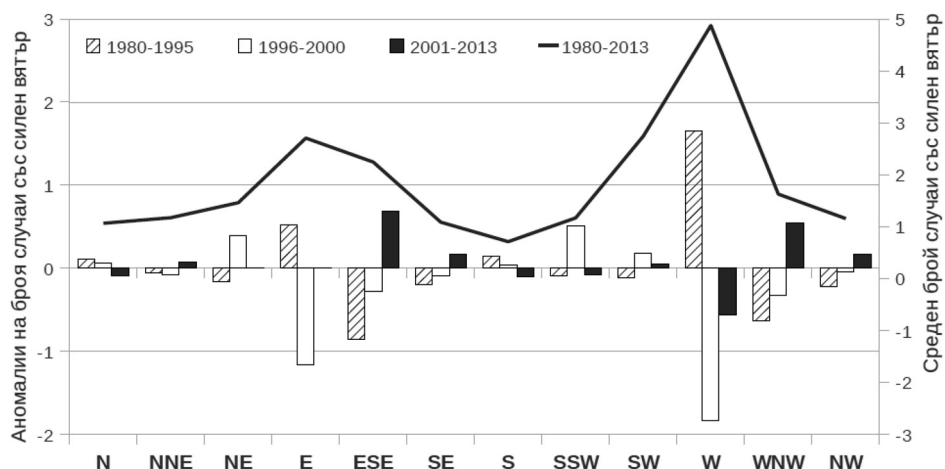
Общият брой случаи с вятър със скорост, по-голяма от 10 m s⁻¹, е 749, което представлява 1,02 % от едночасовите измервания с регистриран вятър. В 710 случая скоростта на вятъра е между 11 и 15 m s⁻¹, а само в 39 случая тя превишава 15 m s⁻¹. Анализът на синоптичните обстановки показва, че силните ветрове са свързани с приближаващи (посрещаш с посока от източната четвърт) и преминаващи атмосферни фронтове (предимно с посока от запад), като тези със скорост над 15 m s⁻¹ обикновено са свързани с преминаването на студен фронт от втори род и посоката им е от 260–280 градуса.

На фиг. 8 е представено изменението на средната от максималните денонощни скорости на вятъра и средното налягане през разглеждания период. В началото на разглеждания период се наблюдава постепенно намаляване на силата на средния максимален денонощен вятър, следва продължителен период на задържане на скоростта около 5 m s⁻¹, а след 1998 г. трендът е към увеличение на максималната скорост на вятъра с около 1 m s⁻¹ на десетилетие. Тенденциите в изменението на средното атмосферно налягане са общо взето противоположни на тези на максималната скорост на вятъра, което най-добре се вижда след 1997 г. (фиг. 8), когато започва устойчиво разминаване на разглежданите средни стойности. Коефициентът на линейна корелация на Пирсън е –0,5 и е статистически значим. Оценените линейни трендове за целия изследван период са +0,28 m s⁻¹ на десетилетие за максималната скорост на вятъра и –0,35 hPa на десетилетие за средното атмосферно налягане. Линейният тренд на намаление на средното атмосферно налягане за периода след 1997 г. е значително по-голям – около –1,3 hPa на десетилетие.



Фиг. 8. Средна от максималните денонощни скорости на вятъра и средно налягане

От изложеното дотук става ясно, че около средата на разглеждания период (1997–1998 г.) настъпват забележими изменения на броя на реализираните ОМЯ и на стойностите на редица метеорологични елементи. Измененията в някои случаи са по-резки, а в други по-плавни и са квазисинхронни – има известно закъснение между началните години на промяна на различните ОМЯ или метеорологични елементи, но общото е, че всички те се случват в периода 1996–2000 г. Това е основанието за условното разделяне на 34-годишния период на три части с продължителност от 16; 5 и 13 години. Първият период е от 1980 до 1995 г., вторият може да се нарече преходен период – 1996–2000 г., а третият е от 2001 до 2013 г. Това разделение е използвано при анализа на данните за случаите със силни ветрове (10 m s^{-1}). На фиг. 9 е представен средногодишният брой на случаите със силен вятър в зависимост от посоката му за целия разглеждан период и аномалиите от него за трите подпериода. Анализът на данните показва, че най-чести са силните ветрове над района на летището от посока запад, югозапад и изток. През периода 1996–2000 г. се наблюдава съществено намаляване на броя случаи със силен вятър от изток и запад и увеличение на силните ветрове от североизток (NE), югозапад (SW) и юг-югозапад (SSW). През периода 2001–2013 г. значително се увеличава повторемостта на силните ветрове от изток-югоизток (ESE) и запад-северозапад (WNW) и продължава намаляването на случаите на силни западни ветрове (фиг. 9).



Фиг. 9. Разпределение на силния вятър, над 10 m s^{-1} , в зависимост от посоката му за периода 1980–2013 г. и аномалии от това разпределение за трите разглеждани подпериода

Трябва да се има предвид, че при анализа на данните за вятъра е използвано разделяне по посоки през 30° (12 посоки) и разликите с използваните означения от 16-румбовата скала на посоката на вятъра са между $2,5$ и 10° . При използването на това отместване по посока е взет предвид и фактът, че пистата на разглежданото летище е с 10° отклонение от направление изток-запад.

Вятърът, характеризирен като ОМЯ, представлява около 25 % от случаите със силен вятър със скорост над 10 m s^{-1} . Посоката на опасния вятър е от северните и южните сектори. На фиг. 9 се вижда относително нарастване на броя на силните ветрове от северозапад и югоизток през последните 13 години на разглеждания период. Имайки предвид и нарастващата през този период средна скорост на максималния вятър (фиг. 8), може да се направи изводът, че макар и малко на брой, случаите с опасен вятър продължават да бъдат една от опасностите при осъществяване полетите на летището. През последните 13 години нараства и междугодишната изменчивост на появата на опасен вятър, като през 2002 г. е регистриран максимален брой от 18 случая, а през 2004 г. – минимален от само 1 случай. През 2001, 2010 и 2013 г. са регистрирани по 10 случая с опасен вятър, докато максимумът им за периода 1980–1995 г. е 9 през 1982 г.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

От направените в настоящото изследване анализи е констатирано нарастване през последните 34 години на общия брой на опасните за авиацията

метеорологични явления и стойности на метеорологични елементи – с 12,2 случая на десетилетие. Най-съществено е нарастването на броя на случаите с опасна температура, едновременна реализация на няколко ОМЯ и гръмотевична дейност. Наблюдава се съществена междугодишна изменчивост на броя на реализациите на ОМЯ. Около средата (1997–1998 г.) на разглеждания период настъпват забележими изменения на броя на реализираните ОМЯ и на стойностите на редица метеорологични елементи. През периода 1980–2013 г. е регистрирана тенденция на повишение на средните и максималните температури, а също така и на средната продължителност на периодите със задържане на температурата над 32 °C. От началото на разглеждания период броят дни с валеж намалява, но след средата на периода преобладаващата тенденция е към нарастване. Средният месечен валеж няма значим тренд на промяна за целия разглеждан период, но след 2004 г. се наблюдава понижение на валежните суми и намаляване на средната интензивност на валежите, а се увеличава максималната интензивност на валежите. За целия разглеждан период е оценен линеен тренд на нарастване на случаите с гръмотевична дейност. През втората половина на разглеждания период се наблюдава постепенно увеличаване на средната скорост на максималния денонощен вятър, промяна в посоката му и едновременно с това намаляване на средното атмосферно налягане.

Оценените тенденции на изменение на метеорологичните елементи и явления в района на летището край гр. Пловдив показват, че настъпилите глобални климатични изменения имат своето проявление и за територията на България. То е най-добре забележимо през втората половина на разглеждания период, когато рискът за поява на някое от анализирания ОМЯ се е увеличил с около 25 % спрямо началото на периода. Най-вероятно причините за наблюдаваните изменения са свързани с преустройство на атмосферната циркулация над Европейския регион в края на XX и началото на XXI век.

Установеното нарастване на честотата на поява на опасните, авиационно значими явления и елементи в една метеорологична станция е достатъчно основание за разширяване обхвата на изследването и за други станции на територията на България. Актуалността на такъв тип изследвания се определя от необходимостта за разработване на нова методика за климатично описание с цел отслабване на влиянието на климатичните промени върху националната сигурност и икономика.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] IPCC, Climate Change 2013. Cambridge University Press, 2013.
- [2] Syrakova, M., V. Mateev. *Bulgarian Geophysical Journal*, 2009, **35**, 33.
- [3] Александров, В. Климатични промени: състояние на проблема, научни изследвания в БАН и България. БАН, София, 2008.
- [4] Димитрова, Д. Изменения на средните температури и валежи в България за периода 1995–2012 год. Дипломна работа, МП „Метеорология“, СУ „Св. Кл. Охридски“, 2014.
- [5] Райков, Р. Автоматизирана система за локална краткосрочна авиометеорологична прогноза. Издателство на Министерството на отбраната, София, 1998.
- [6] Наставление на метеорологичната служба в авиацията на Република България. Военно издателство, София, 1981.
- [7] Латинов, Л. Характерни особености на климата и времето над Балканския полуостров. Национален институт по метеорология и хидрология, София, 2004.
- [8] Празников, М. и колектив. Авиационно-климатично описание на Балканското стратегическо направление. Военно издателство, София, 1982.
- [9] Стефанов, Ст. и колектив. Типове време над България. *Трудове на ИХМ*, **VII**, София, 1960.

ГОДИШНИК НА СОФИЙСКИЯ УНИВЕРСИТЕТ „СВ. КЛИМЕНТ ОХРИДСКИ“
ФИЗИЧЕСКИ ФАКУЛТЕТ

Том 108

ANNUAL OF SOFIA UNIVERSITY “ST. KLIMENT OHRIDSKI”
FACULTY OF PHYSICS

Volume 108

ВЪРХУ ВЛИЯНИЕТО НА ОРОГРАФИЯТА И ТЕРМИЧНИТЕ
НЕЕДНОРОДНОСТИ НА ГЕНЕЗА И ДВИЖЕНИЕТО
НА БАРИЧНИТЕ ОБРАЗОВАНИЯ (ЦИКЛОНИ,
АНТИЦИКЛОНИ) ПРИ ЗОНАЛНО ОСРЕДНЕНИЕ

ЕВГЕНИ СИРАКОВ, ЙЕНС БОНЕВИЦ

Катедра „Метеорология и геофизика“

Евгени Сираков, Йенс Бонев. ВЪРХУ ВЛИЯНИЕТО НА ОРОГРАФИЯТА И ТЕРМИЧНИТЕ НЕЕДНОРОДНОСТИ НА ГЕНЕЗА И ДВИЖЕНИЕТО НА БАРИЧНИТЕ ОБРАЗОВАНИЯ (ЦИКЛОНИ, АНТИЦИКЛОНИ) ПРИ ЗОНАЛНО ОСРЕДНЕНИЕ

Развит е подход, позволяващ при използване на данни за зонално осреднени климатични параметри да се установи механизмът на влияние на орографски и термични фактори върху генеза и движението на баричните образувания (циклони, антициклони) в северното и южното полукълбо. Обсъдено е съпадението на теоретичните оценки с климатичните данни.

За контакти: Евгени Сираков, Катедра „Метеорология и геофизика“, Физически факултет, Софийски университет „Св. Климент Охридски“, бул. „Джеймс Баучър“ 5, София 1164, телефон: +359 2 8161 312, E-mail: esyrakov@phys.uni-sofia.bg

Evgeni Syrakov, Jens Bonewitz. ON THE INFLUENCE OF OROGRAPHIC AND THERMAL NONHOMOGENITIES ON GENESIS AND MOVEMENT OF BARIC FORMATIONS (CYCLONES, ANTICYCLONES) AT ZONAL AVERAGING

It is developed an approach which allows under using of data for zonal averaged parameters to determine a mechanism which establish the influence of orographic and thermal factors at genesis of baric formations (cyclones, anticyclones) in the north and south hemisphere. Discussed is the coincidence of the theoretical data with climatic ones.

Keywords: orographic and thermal laplacian, cyclo- and anticyclogenesis, repeatability, trajectories, zonal averaging

PACS number: 92.60 ± e

1. УВОД

Известно е, че между атмосферните синоптични и климатични процеси и орографско-термичните хоризонтални нееднородности и триенето съществува тясна връзка [1–3]. Една основна характеристика, отчитаща взаимодействието на тези фактори представлява вертикалната скорост w_H на горната граница на атмосферния планетарен граничен слой (ПГС), определена над орографска повърхност в [2, 4], и в по-общия случай на отчитане на орографско-термични нееднородности и бароклини условия в [3, 5, 6].

2. ТЕОРЕТИЧНА ПОСТАНОВКА

Съгласно известната формула на Марчук тенденцията на геопотенциала $\partial\Phi/\partial t$ за дадена изобарна повърхност се изразява във вида

$$\frac{\partial\Phi}{\partial t} = c_0 w_H \quad (1)$$

където $c_0 = 0,3$. От (1) следва, че при антициклогенез (АЦГ) $\partial\Phi/\partial t > 0$, $w_H > 0$, а при циклогенез (ЦГ) $\partial\Phi/\partial t < 0$, $w_H < 0$. Особено важна роля при оценка на тези генезисни процеси в климатичен аспект играят членовете от общата формула за w_H , съдържащи лапласианите на орографията $z_0(x, y)$ – и $\delta\theta(x, y)$ -топографията:

$$w_H = -G_0^2 (d\nabla^2 z_0 + d_1 \nabla^2 \delta\theta), \quad (2)$$

където $G_0^2 = (u_{g0}^2 + v_{g0}^2)^{1/2}$, u_{g0} , v_{g0} са съответно модулни компоненти на орографския вятър, $\nabla^2 z_0 = \frac{\partial^2 z_0}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 z_0}{\partial y^2}$, $\nabla^2 \delta\theta = \frac{\partial^2 \delta\theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \delta\theta}{\partial y^2}$ $d > 0$ и $d_1 > 0$ са теглови коефициенти, $\theta_H - \theta_0 = \delta\theta(x, y)$ – разлика на потенциалната температура на горната граница на ПГС ($H = 850$ hPa) и при земята. Наред с орографията този фактор играе съществена роля при крупномасщабни процеси [3, 5, 7, 8].

Лесно се съобразява, че формула (2) е инвариантна относно координатната система и не зависи от посоката на вятъра, именно поради това има съществена климатична значимост. Поставяйки (2) в (1), разграничаваме приноса на орографията и „ $\delta\theta$ -топографията“ в генеза на баричните образувания:

$$\frac{\partial \Phi_{or}}{\partial t} = -c_0 G_0^2 d \nabla^2 z_0, \quad \frac{\partial \Phi_T}{\partial t} = -c_0 G_0^2 d_1 \nabla^2 \delta\theta \quad (3)$$

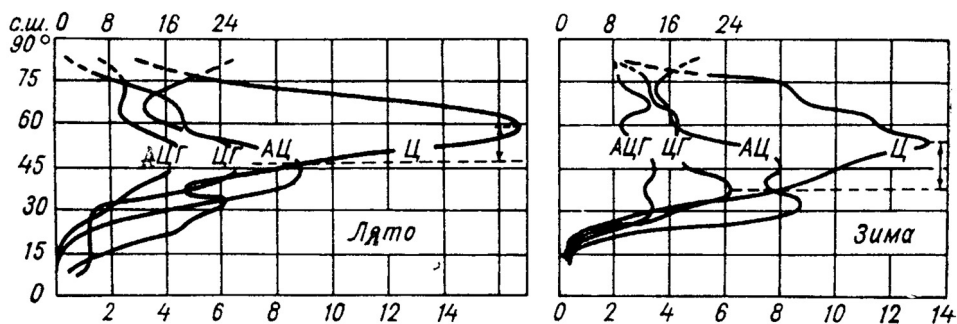
От (3) следва, че по орографски причини ЦГ и АЦГ се реализират съответно при $\nabla^2 z_0 > 0$ и $\nabla^2 z_0 < 0$, а поради хоризонтално нееднородни термични причини – съответно при $\nabla^2 \delta\theta < 0$ и $\nabla^2 \delta\theta > 0$.

Целта на работата е да се установят корелативни връзки между изложените по-горе орографско-термични параметри с ЦГ и АЦГ, както и с движенията (траекториите) на циклоните (Ц) и антициклоните (АЦ) в широко използваното в климатичните изследвания зонално осреднение – осреднение по географската дължина (по широтните кръгове), когато параметрите $z_0 \delta\theta$, $\nabla^2 z_0$ и $\nabla^2 \delta\theta$ зависят от географската ширина, т.е. само от координатата y , ориентирана по географската ширина към полюса:

$$z_0 = z_0(y), \delta\theta = \delta\theta(y), \nabla^2 z_0 = d^2 z_0 / dy^2, \nabla^2 \delta\theta = d^2 \delta\theta / dy^2.$$

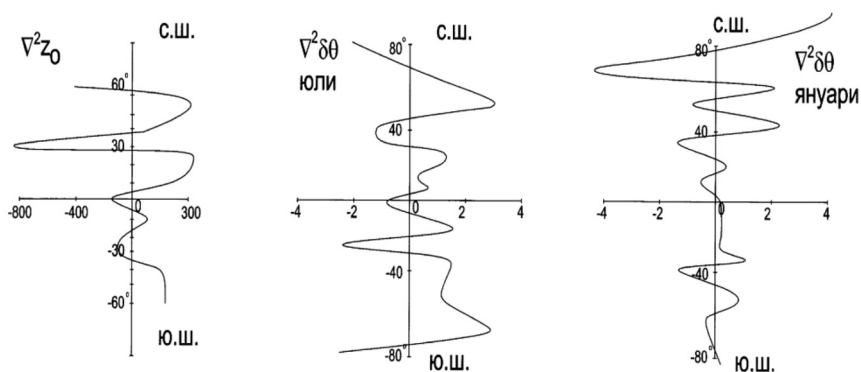
3. ОЦЕНКА НА ВРЪЗКИТЕ МЕЖДУ ГЕНЕЗНИТЕ ПРОЦЕСИ (ЦГ, АЦГ) И ЛАПЛАСИАНИТЕ ($\nabla^2 z_0$, $\nabla^2 \delta\theta$)

Ще изходим от известните базови експериментални данни, получени в резултат на 40-годишен период на обработка на реалните синоптични карти, за повтораемост и възникване (генез) на циклоните и антициклоните в северното полукълбо [9]. Меридионалното разпределение (по географската ширина) на тези характеристики (при зонално осреднение) е показано на фиг. 1.



Фиг. 1. Средно меридионално разпределение на процентната повторяемост на антициклогенеза (АЦГ), циклогенеза (ЦГ), циклоните (Ц) и антициклоните (АЦ) в северното полукълбо през лятото и зимата [9]

Да пристъпим към анализирине на взаимовръзките на показаните на фиг. 1 резултати за ЦГ и АЦГ с термичния и орографския лапласиани $\nabla^2 z_0$, $\nabla^2 \delta\theta$, получени в резултат на статическа обработка на дългогодишни редици от атмосферни данни, също в рамките на зонално осреднение [10]. На фиг. 2 са показани в условни единици термичният лапласиан $\nabla^2 \delta\theta$ за летен и зимен сезон (типични месеци юли и януари), както и орографският лапласиан $\nabla^2 z_0$ за северното и южното полукълбо.



Фиг. 2. Средно меридионално разпределение на термичния лапласиан ($\nabla^2 \delta\theta$) през януари и юли и орографския лапласиан ($\nabla^2 z_0$), съответстващи на данните от фиг. 3

Въз основа на съпоставката на данните от фиг. 1 и фиг. 2 ще представим най-напред някои по-основни резултати, отнасящи се за северното полукълбо.

Ще започнем с летния сезон. Съгласно фиг. 1 максималния ЦГ се реализира около 38° с.ш., на който съгласно фиг. 2 съответства отрицателен максимум на термичния лапласиан $\nabla^2 \delta\theta < 0$ и положителен максимум на орографския лапласиан $\nabla^2 z_0 > 0$. Отчитайки това, от теоретичната формула (3) следва

условието $\frac{\partial \Phi_T}{\partial t} < 0$, $\frac{\partial \Phi_{or}}{\partial t} < 0$, потвърждаващо зоната на ЦГ, генезирано от благоприятното съчетание на орографския и термичен фактор.

Да се спрем сега на летния максимум на АЦГ, който се разполага в диапазона около 50–53° с.ш. (фиг. 1). Съответният положителен максимум на термичния лапласиан ($\nabla^2 \delta \theta > 0$) е при 52° с.ш., а отрицателният максимум на орографския лапласиан ($\nabla^2 z_0 < 0$) е леко изместен и съответства на 54° с.ш. (фиг. 2). Съгласно (3) сега получаваме оценката: $\frac{\partial \Phi_T}{\partial t} > 0$, $\frac{\partial \Phi_{or}}{\partial t} > 0$, т.е.

отново се потвърждава съответствието между АЦГ-зоната и орографския и термичния лапласиан, формиращи тази зона при своето еднопосочно действие.

Да разгледаме по-нататък съответните резултати, но за зимния сезон. Ще започнем с АЦГ, реализиращ се в рамките на „разлят“ максимум в диапазона 30–45° с.ш., съдържащ два изразени локални такива съответно около 30° с.ш. и 40° с.ш. (фиг. 1). Обяснението на тази ситуация е следното. Съгласно фиг. 2 при 40° с.ш. имаме положителен максимум на термичния лапласиан ($\nabla^2 \delta \theta > 0$), а при 30° с.ш. – отрицателен минимум на орографския лапласиан ($\nabla^2 z_0 < 0$).

В съответствие с (3) в първия случай $\frac{\partial \Phi_T}{\partial t} > 0$, а във втория $\frac{\partial \Phi_{or}}{\partial t} > 0$, т.е. и в двата случая имаме максимално благоприятни условия, формиращи двата локални максимума на АЦГ: при 40° – по термични, а при 30° с.ш. – по орографски причини. Тяхната раздалеченост обяснява и наблюдаваната по-широка (разлята) област на АЦГ в този случай.

Да се спрем сега на зимния ЦГ, чийто максимум е при 38° с.ш. (фиг. 1), при съответстващия му отрицателен максимум на термичния лапласиан ($\nabla^2 \delta \theta < 0$) и положителен орографски лапласиан ($\nabla^2 z_0 > 0$) също при 38° с.ш. Съгласно (3) следва, че $\frac{\partial \Phi_T}{\partial t} < 0$, $\frac{\partial \Phi_{or}}{\partial t} < 0$, т.е. двата фактора действат еднопосочно и формират разгледаната зона на ЦГ.

Като цяло може определено да се счита, че изложените по-горе резултати потвърждават напълно оценките на теоретичната постановка (3) за ролята на двата лапласиана във формиране на АЦГ- и ЦГ-зони.

Що се касае до южното полукуълбо, то тук проблемът е сравнително по-слабо изразен. Но на базата на някои задълбочени изследвания [1, 11, 12] (допълнени в следствие с някои по-нови резултати, не променящи обаче по същество фундамента на тези изследвания) могат да се направят редица важни изводи. Оказва се, че генезните процеси (ЦГ, АЦГ) се отдръпват към по-ниските ширини и се съсредоточават основно около тропичните ширини (даже и по-ниските), като при това сезонните различия са в по-голяма степен

изгладени в сравнение със северното полукълбо и влиянието на термичния фактор преобладава като цяло спрямо орографския.

Така например, ЦГ през летния сезон е съсредоточен в субтропичните (или още по-ниски) ширини (примерно 15–25° ю.ш.), на което съответства добра корелация с термичния фактор – максимален отрицателен термичен лапласиан $\nabla^2\delta\theta < 0$ при около 20° ю.ш. (фиг. 2), при който формула (3) следва условието $\frac{\partial\Phi_T}{\partial t} < 0$ за ЦГ.

Същевременно условията за орографски ЦГ са по-неблагоприятни, ако може да се счита, че термичният фактор играе тук водеща роля.

Климатичните данни за южното полукълбо показват, че, независимо от сезона, АЦГ се концентрира също основно около субтропичните ширини (30° ю.ш.).

Да обясним този факт. Съгласно фиг. 2 на тази ширина както през летния, така и през зимния сезон съответстват максимални положителни термични лапласиани $\nabla^2\delta\theta > 0$ и същевременно максимален отрицателен орографски лапласиан $\nabla^2z_0 < 0$.

В съответствие с (3) $\frac{\partial\Phi_T}{\partial t} > 0$ и $\frac{\partial\Phi_{or}}{\partial t} > 0$, т.е. едновременно са налице както термични, така и орографски благоприятни условия, с което се обяснява формирането на разглежданата зона на АЦГ.

4. АНАЛИЗ НА ДВИЖЕНИЕТО НА БАРИЧНИТЕ ОБРАЗУВАНИЯ (Ц, АЦ) СПРЯМО ТЕХНИТЕ ГЕНЕЗНИ ЗОНИ (ЦГ, АЦГ)

Широко известен и много важен факт е, че както в северното, така и в южното полукълбо в статистико-климатичен аспект след процесите на ЦГ и АЦГ за новообразуваните се барични образувания съществува силно изразена тенденция за тяхното преместване – за циклоните към полюсите, а за антициклоните (макар и в по-малка степен) – към екватора. Тези ефекти най-ясно са изразени при зонално осреднение. Така например, за циклоните в северното полукълбо това нагледно е отразено на фиг. 1.

От сравнението на кривите ЦГ и Ц съответно с АЦГ и АЦ се вижда, че разстоянието между техните максимуми (хоризонталните пунктирни прави) дава точно коментираните премествания на циклоните от генезните им области към местата с най-голяма тяхна повтораемост (в посока към полюса). Типичната средна стойност на тези премествания е около 15°. Ситуацията при антициклоните е различна – преместването от генезните зони е към екватора и на по-малки разстояния.

За обяснение на тези важни процеси ще използваме получените в [3, 5] общи формули за приземните траектории на баричните образувания Ц и АЦ,

отчитащи съвместното влияние на орографско-термичните нееднородности, триенето и бароклинността в ПГС върху тях. За решаване на поставената по-горе задача при използване на стандартна координатна система и зонално осреднение основна роля играят меридионалните компоненти (по широтинно ориентираната към полюса координатна ос y) на скоростта ($v_{c\delta\theta}$, v_{cz_0}) и съответната вертикална завихреност ($\Omega_{c\delta\theta}$, Ω_{cz_0}) в центъра на баричното образувание. Съгласно [3] в разглеждания частен случай на зонално осреднение:

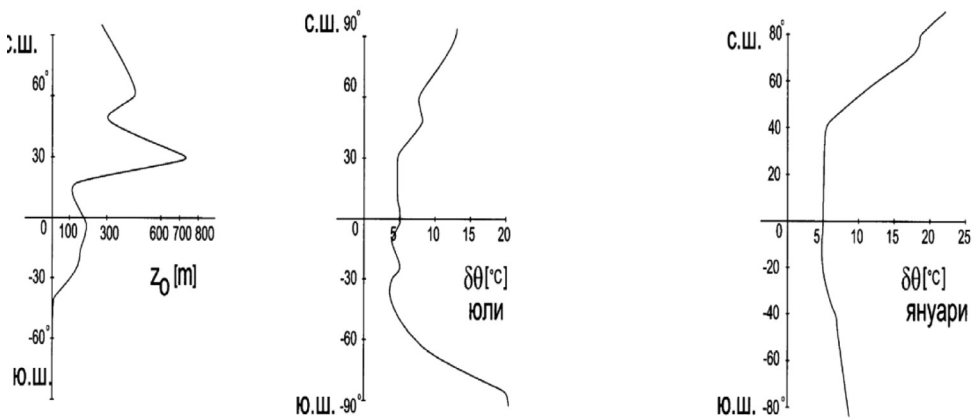
$$v_{c\delta\theta} = -a \frac{d\delta\theta}{dy}, \quad (4)$$

$$v_{cz_0} = -a_1 \frac{dz_0}{dy}, \quad (5)$$

$$\Omega_c = c_0 \frac{g}{f} (\Omega_{c\delta\theta} + \Omega_{cz_0}), \Omega_{c\delta\theta} = a_1 \nabla^2 \delta\theta, \Omega_{cz_0} = (1+a) \nabla^2 z_0, \quad (6)$$

където $\delta\theta(y)$, $z_0(y)$; $\nabla^2 \delta\theta = d^2 \delta\theta / dy^2$, $\nabla^2 z_0 = d^2 z_0 / dy^2$ са съответните зонално осреднени параметри, $a \approx d$ (т.е. $a > 0$) и $a_1 \approx d_1$ (т.е. $a_1 > 0$) са теглови коефициенти, g – земно ускорение, f – параметър на Кориолис.

Базовите параметри, характеризиращи движението на баричните центрове при земята (4)–(6), еднозначно се определят от зонално климатично осреднените орография $z_0(y)$ и термична топография $\delta\theta(y)$, показани на фиг. 3.



Фиг. 3. Средно меридионално разпределение на термичния параметър $\delta\theta$ през януари и юли [10] и орографията z_0

Съгласно теоретичната постановка (4)–(6) циклоните се преместват към места, където θ нараства ($d\theta / dy > 0$), т.е. увеличава се степента на устойчивост на атмосферата, и места, където z_0 намалява ($dz_0 / dy^2 < 0$). С други думи, сумарно погледнато, циклоните се насочват към области, където коефициентът на съпротивление намалява (засилване на устойчивостта и намаляване височината на орографията), което е напълно физически очаквано. В съответствие с критерия (6) най-благоприятно условие при движението на циклоните е условието за съхранение на знака на циклоналния вихър, $\Omega_c > 0$. Този фактор е особено важен при движението на антициклоните, когато благоприятно е условието $\Omega_c < 0$, при което те се интензифицират. В рамките на този процес може да се стигне до промяна на посоката на движение, така че $v_{c\delta\theta}$ и v_{cz_0} да сменят знаците си (в сравнение с тези при циклоните), с оглед съхранение на условието $\Omega_c < 0$.

Нека приложим сега теоретичната постановка (4)–(6) за обяснение на наблюдаваните премествания на Ц и АЦ.

От фиг. 1 се вижда, че в северното полукълбо през летния сезон циклоните се придвижват от зоната на ЦГ (около 48° с.ш.) в посока до зоната на максимална тяхна повтораемост (около 60° с.ш.). В този широтинен интервал на тяхното движение в съответствие с фиг. 2 и 3: $d\delta\theta / dy > 0$; $dz_0 / dy < 0$; и съгласно (4), (6) както термичната, така и орографската меридионални компоненти са положителни ($v_{c\delta\theta} > 0$, $v_{cz_0} > 0$), т.е. движението на циклоните е в посока към полюса. Движението се ограничава до 60° с.ш., тъй като около тази ширина започва нарастване на средната зонална орография, което възпрепятства по-нататъшното му развитие.

Да се спрем сега на движенията на циклоните в северното полукълбо през зимния сезон. От фиг. 1 се вижда, че те също се преместват от зоната на ЦГ (около 38° с.ш.) в посока на полюса до зоната на максимална тяхна повтораемост (около 55° с.ш.). В широтинния интервал на тяхното преместване в съответствие с данните от фиг. 2 и 3: $dz_0 / dy < 0$, $d\delta\theta / dy > 0$, $\nabla^2 z_0 > 0$, $\nabla^2 \delta\theta < 0$ и въз основа на (4), (5) получаваме $v_{c\delta\theta} > 0$, $v_{cz_0} > 0$, обясняващи наблюдаваното движение на циклоните (фиг. 1) и през зимния сезон в посока към полюса.

Може да се каже, че теоретичната постановка (4)–(6) напълно обяснява климатичните движения на циклоните в северното полукълбо както през летния, така и през зимния сезон.

Да разгледаме движенията на антициклоните в северното полукълбо. Ще започнем със зимния сезон. Както се вижда от фиг. 1, зоната на активен АЦГ е между 30 и 40° с.ш., докато зоната на максимална повтораемост на АЦ е 30° с.ш. Основна причина за това е наличието на един доминиращ фактор – лапласианът $\nabla^2 z_0$ има при 30° с.ш. абсолютен, много голям отрицателен максимум, т.е. $\nabla^2 z_0 < 0$, и съгласно (6) $\Omega_{cz_0} < 0$ представлява антициклониче и много мощен вихър. Поради тази причина образувалите се

антициклони след АЦГ се привличат и задържат в мощната антициклонална зона на завихреност около 30° с.ш. Подобна е картината през летния сезон, когато зоната на максимална повтораемост на антициклоните (АЦ) е около 42° с.ш. и е изместена спрямо зоната на АЦГ (около 48° с.ш.) на $6-7^\circ$ в посока към екватора. Трябва да се отбележи, че за разлика от циклоните тенденциите за преместване на антициклоните са по-малко интензивни, по-сложни по характер.

Да обсъдим сега накратко някои от особеностите на движенията на баричните образувания в южното полукълбо. Извесно е, че циклоните, формирани в зоната на ЦГ ($25-30^\circ$ ю.ш.), имат тенденция да се преместват около 15 градуса в посока към полюса, т.е. в района $40-45^\circ$ ю.ш. и през двата сезона. В зоната на преместване ($30-45^\circ$ ю.ш.), както се вижда от фиг. 3, $\delta\theta(y)$ е растяща, а $z_0(y)$ е намаляваща функция на y , т.е. $d\delta\theta / dy > 0$ и $dz_0 / dy < 0$. Но тогава съгласно (4) и (5) следва, че $v_{c\delta\theta} > 0$, $v_{cz_0} > 0$, което обяснява движението на циклоните към полюса.

Що се касае до антициклоните, климатичните данни показват, че те обикновено се концентрират около тропичните ширини (около 30° ю.ш.). От фиг. 2 се вижда, че на тази ширина лапласианите на температурата $\nabla^2\delta\theta$ през двата сезона имат значителни положителни стойности ($\nabla^2\delta\theta > 0$), а орографският лапласиан ∇^2z_0 – максимална отрицателна стойност ($\nabla^2z_0 < 0$). Съгласно (6) имаме $\Omega_{\delta\theta} < 0$, $\Omega_{cz_0} < 0$, което води до формиране около 30° ю.ш. на мощен антициклонален вихър ($\Omega_c = (\Omega_{c\delta\theta} + \Omega_{cz_0}) < 0$), в резултат на което се получава привличане и задържане на антициклоните около тази ширина и се възпрепятства тяхното движение към полюса. Напротив, макар и немного голямо, има преместване в посока на екватора.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Развитият подход позволява да се установи важната роля на орографския и термичния лапласиан във формиране на зоните на генез на циклоните и антициклоните. Показано е, че след възникването им циклоните се движат към места с нарастваща термична устойчивост на атмосферата и намаляваща височина на орографията, т.е. към зоните с най-малък коефициент на съпротивление. Допълнително условие е запазване знака на съответната завихреност на циклоните и антициклоните. Ако последното условие се нарушава, баричното образувание постепенно се разрушава, и обратно, при условия, усилващи неговата завихреност, то се интензифицира.

На базата на тези общи принципи в настоящата работа са изследвани и обяснени редица важни климатични особености на генеза и движението на баричните образувания при зонално осреднение.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Palmen, E., C. Newton. Atmospheric Circulation Systems. New York, London, 1969.
- [2] Годаев, Н. Синоптическа метеорология. София, 1976.
- [3] Сираков, Е. Атмосферен граничен слой – структура, параметризация, взаимодействия. София, 2011.
- [4] Годаев, Н. *Бълг. геофизи. спис.*, 1975, **I**, 43.
- [5] Сираков, Е. *Zb. Met. i Hidr. Rad.*, 1985, **12**, 200.
- [6] Сираков, Е, Й. Боневиц, М. Цанков. *Ann. SU, Fac. of Phys.*, 2014, **107**.
- [7] Цанков, М. *Ann. de l'Uni. de Sofia, Fac. de Phys.*, 2007, **100**, 93.
- [8] Цанков М. *Ann. de l'Uni. de Sofia, Fac. de Phys.*, 2008, **101**.
- [9] Pettersen, S. *Cent. Proc. Roy. Meteor. Soc.*, 1950, p.120.
- [10] Витвуцкий, Г. Зокольность климата земли. Москва, 1980.
- [11] Van Loon. *Appl. Meteorol.*, 1965, **4**, 479.
- [12] Taljaard, J. *Appl. Meteorol.*, 1967, **6**, 973.

ГОДИШНИК НА СОФИЙСКИЯ УНИВЕРСИТЕТ „СВ. КЛИМЕНТ ОХРИДСКИ“
ФИЗИЧЕСКИ ФАКУЛТЕТ

Том 108

ANNUAL OF SOFIA UNIVERSITY “ST. KLIMENT OHRIDSKI”
FACULTY OF PHYSICS

Volume 108

МЪГЛИ НАД ЛЕТИЩЕ БУРГАС ПРЕЗ ПЕРИОДА 2008–2014 г.

ЕЛЕНА ТОПУЗОВА^{1,2}, НИКОЛАЙ РАЧЕВ²

¹ ДП „РВД“, ЛЦ за ОВД Бургас, РПЦ

² Катедра „Метеорология и геофизика“

Елена Топузова, Николай Рачев. МЪГЛИ НАД ЛЕТИЩЕ БУРГАС ПРЕЗ ПЕРИОДА 2008–2014 г.

За седем годишен период от 2008 до 2014 г. са разгледани и анализирани сто двадесет и осем синоптични обстановки с мъгла над летище Бургас. Базирайки се на типизации на мъгли, предложени в предишни изследвания, се правят изводи за най-често срещаните синоптични обстановки с образуване на мъгли за летище Бургас. Показано е, че адвективните фактори имат определящ принос при възникването на мъгли над летището. Изследвана е междугодишната и сезонната изменчивост на броя и видовете мъгли. Разгледани са няколко конкретни случая на формиране на дълготрайни мъгли над летище Бургас.

За контакти: Елена Топузова, Катедра „Метеорология и геофизика“, Физически факултет, Софийски университет „Св. Климент Охридски“, бул. „Джеймс Баучър“ 5, София 1164, телефон: +359 2 9623157, факс: +359 2 962 52 76; E-mail: elipeter780@yahoo.com

For a period of seven years from 2008 to 2014 we examine and analyze one hundred and twenty-eight synoptical situations with fogs over Burgas airport. According to the previous fog clasifications, we draw conclusions about the most frequent synoptic situations with fogs over Burgas airport. It is shown that the advection plays most important role during the fog formation over the airport. The interannual and seasonal variability of the fogs are studied. Some actual cases of fog formation over Burgas airport are examined.

Keywords: fog

PACS numbers: 92.60.-e

1. УВОД

Постоянното усъвършенстване на летателните апарати, подобряването на наземното техническо оборудване на летищата и надеждното метеорологично обслужване са необходими предпоставки за повишаване сигурността на полетите. Съществуват редица атмосферни процеси и явления, които могат да доведат до увеличаване на риска при извършване на полетите, а в редица случаи и до невъзможност за провеждането им. Доказано е, че най-опасните за авиацията метеорологични явления са тези, свързани с намаляване на видимостта и снижаване на долната граница на облаците. Авиационната практика показва, че намаляването на хоризонталната видимост в зоната на летищата най-често е свързана с формирането на мъгла (намаление на хоризонталната видимост в приземния слой под 1000 m). Успешната прогноза за продължителността и интензивността на мъглите през зимните и преходните месеци е важна част от оперативната работа на синоптика и е от съществено значение за планирането и изпълнението на полетите.

Формирането на мъгла зависи от множество фактори – наличието на достатъчно кондензационни ядра в атмосферата, температурата и влажността в атмосферата, състоянието на подложната повърхност, количеството и вида на облачността, вятъра и турбулентността в приземния слой, особеностите на релефа и др. До голяма степен изброените фактори са свързани със синоптичните процеси в атмосферата и затова основна задача при прогноза на мъглите е да се установят най-благоприятните синоптични условия за формирането им. В изследването на Годев [1] са анализирани синоптичните условия, благоприятстващи формирането на мъгли в България, и е направена тяхната типизация. Последната ще бъде използвана в настоящата работа, като е важно да се отбележи, че тя е валидна предимно за мъгли, формиращи се във вътрешността на страната, но не и за района на българското черноморско крайбрежие. Изследванията на редица автори [2] показват, че използваните методи за успешна прогноза на мъгли в даден район не са подходящи за дру-

ги райони, доколкото е от голяма важност и отчитането на редица локални фактори. Конкретно за летище Бургас това са близостта му до: 1) голям воден басейн (Черно море); 2) няколко по-малки водоема (Бургаските езера) и 3) голям промишлен център.

Именно с цел отчитане и на локалните фактори, водещи до образуване на мъгли, е проведено изследването на Иванов [3]. В него са анализирани условията за възникване на мъгли на летище Бургас за периода 1981–1995 г. и са определени характеристиките им.

Основните цели на настоящото изследване е чрез анализ на синоптичните условия да се установят главните причини за формиране на мъгли на летище Бургас за периода 2008–2014 г., да се проследи междугодишната и сезонната изменчивост на броя им и да се направи типизация на мъглите за конкретното летище, като се използват типизациите, предложени в предишните изследвания [1, 3]. В последния раздел на статията са разгледани три случая на формиране на мъгла над летище Бургас.

2. СИНОПТИЧНИ УСЛОВИЯ ЗА ОБРАЗУВАНЕ НА МЪГЛИ НАД БЪЛГАРИЯ

В изследването на Годав [1] е установено, че над територията (която не е в близост до Черно море) на България най-често се формират мъгли на охлаждане, от които превес имат радиационните мъгли, следвани от два типа адвективно-радиационни мъгли. Мъглите на изпарение са по-редки и не са включени в предложената от автора типизация. В изследването на Иванов [3] е показано, че за района на черноморското крайбрежие на България по-често са адвективните мъгли.

Според Годав [1] над България има две характерни синоптични обстановки, при които се създават благоприятни условия за адвективно-радиационни мъгли, наречени адвективно-радиационни мъгли от 1^{-ви} тип и адвективно-радиационни мъгли от 2^{-ри} тип. Третият тип мъгла е радиационната.

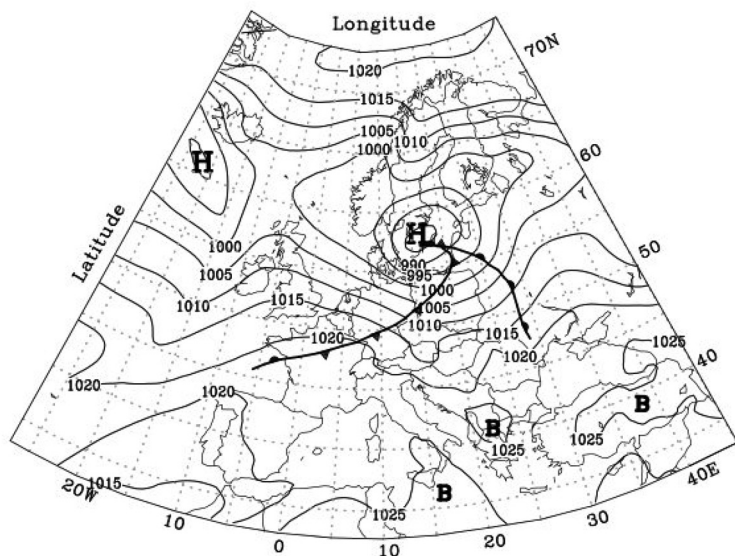
При адвективно-радиационна мъгла от първи тип (фиг.1) южните райони на Европа се намират в обширен топъл сектор на циклон с център над северната част на континента. Над Черно море и България се обособяват центрове на високо атмосферно налягане и над страната ни нахлува топъл океански въздух. При тези обстоятелства времето е почти безоблачно, което благоприятства за допълнителното радиационно изстиване на приземния въздух и формирането на мъгла. В случаите, при които централният циклон е над Скандинавския полуостров и Прибалтика, през страната ни преминава така наречената „опашка“ на топъл фронт от запад на изток. Когато това се случва в сутрешните часове, тогава се образуват най-гъстите адвективно-радиационни мъгли [1].

При адвективно-радиационна мъгла от втори тип по Гоев (фиг. 2) България попада в югозападната част на обширен антициклон с център над североизточна Русия. Над Атлантическия океан при Западна Европа е обособен централният циклон и от югозапад/юг се осъществява адвекция на топъл и влажен въздух с океански произход. През страната не преминава добре очертана граница на топъл атмосферен фронт и мъглите са с комбиниран произход – адвективно-радиационни [1].

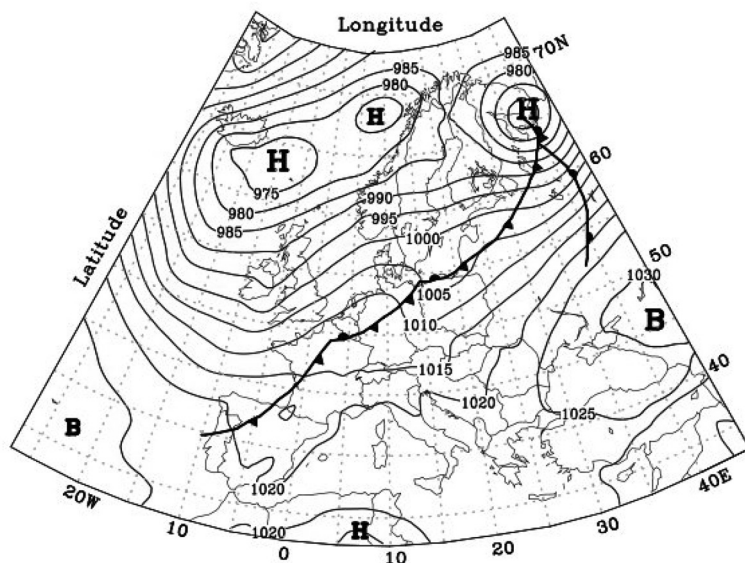
При мъгла от трети тип по Гоев [1] синоптичната обстановка е обширен антициклон, разположен над централна Европа, чийто център е обособен над България. Това осигурява тихо и почти безоблачно време и чувствително изстиване на приземния въздух.

На югозапад от България е разположен бавно движещ се средиземноморски циклон, като мъглите започват да се формират тогава, когато във височина под негово влияние настъпва адвекция на топъл въздух. Мъглата дисипира след разрушаване на баричния гребен и изчезване на приземната температурна инверсия [1]. Поради споменатата по-горе причина радиационната мъгла не представлява особен интерес в настоящата работа.

Изследването на Иванов [3] разглежда образуването на мъгли на летище Бургас и след отчитане на локалните особености за района на черноморското крайбрежие на България и основните причини за формиране, мъглите са разделени на 6 вида: 1) радиационна; 2) адвективна; 3) адвективна морска; 4) адвективно-радиационна при ясно небе; 5) фронтална; 6) мъгла при снижение на ниски облаци.



Фиг. 1. Схема на приземното барично поле при мъгла от тип 1 [1]



Фиг. 2. Схема на приземното барично поле при мъгла от тип 2 [1]

В настоящото изследване е използвана друга класификация на типовете мъгли над летище Бургас, която, от една страна, съответства на широко използваната синоптична класификация на Гоев [1], а от друга страна, подчертава особеностите при формирането на крайбрежни мъгли. Основната цел на използването на тази класификация е да се сравнят резултатите от настоящото и предишните две [1, 3] изследвания. Образованите мъгли над летище Бургас са разделени на 6 вида: 1) радиационна; 2) адвективна; 3) адвективно-радиационна от 1-ви тип по [1]; 4) адвективно-радиационна от 2-ри тип по [1]; 5) фронтална; 6) адвективно-радиационна при различни синоптични условия от тези при адвективно-радиационна от 1-ви и 2-ри тип.

3. ИЗПОЛЗВАНА МЕТЕОРОЛОГИЧНА ИНФОРМАЦИЯ

Изследваният в настоящата работа период е от 01.01.2008 – 11.09.2014 г. Тази продължителност от близо 7 години е избрана, за да съответства на периода в изследването на Иванов [3]. За идентифициране на моментите на формиране и разсейване на мъгли на летище Бургас са използвани редовните авио-метеорологични съобщения METAR на Световната организация за гражданска авиация (ICAO) [4]. Съобщенията METAR се излъчват на всеки 30 минути и съдържат данни за вятъра, видимостта, метеорологичните явления в момента на наблюдението, облачността, температурата, точката на оросяване, атмосферното налягане и др. Използването на информацията от

съобщенията METAR позволява да бъдат определени моментите на падане и вдигане на мъглата с точност до половин час и да се определят приземните метеорологични условия по време на мъглата. За случай с мъгла се смятат ситуацияите с намалена хоризонтална видимост под 1 km, независимо дали мъглата е повсеместна, частична или на вълма. За край на мъглата се счита моментът, в който тя е преминала в димка или хоризонталната видимост е над 10 km.

За определяне на синоптичната обстановка за формирането на мъгла над летище Бургас и за определяне на нейния вид са анализирани синоптични карти на Европа по архивни данни от числени модели за прогноза на времето (GFS [5, 6]), атмосферни реанализи (ECMWF [7], NCEP [8]), а също така и архивни данни от измервания [9], приземни синоптични карти [10, 11] и анализирани данни от сондажи на атмосферата [12]. Всички данни и карти са свободно достъпни в интернет.

За всяка една от метеорологичните обстановки с мъгла над летище Бургас са анализирани редица карти и е получена следната информация. От приземните карти (атмосферен анализ) на Европа на метеорологичните служби на Германия [10] и Великобритания [11] се определят баричните образувания при земята и свързаните с тях фронтални системи. От комбинираните карти на приземното барично поле, на баричната топография на 500 hPa и на относителната топография 500–1000 hPa [5] се определят баричните образувания във височина, както и адвекцията на студ или топлина, а също и влажността на въздушната маса на ниво 700 hPa. От поредицата карти от атмосферни анализи [6] и реанализи [7, 8] се допълва информацията, необходима за анализ на обстановките с комбинираните карти на приземно барично поле и геопотенциал на 500 hPa и температура на 850 hPa. Определя се типът на въздушната маса – топла или студена, както и нейната стратификация – устойчива или неустойчива въздушна маса. Наличието на приземни и приповдигнати инверсии на температурата се определя по данните от атмосферния сондаж [12]. Използването на няколко източника на метеорологична информация се налага поради факта, че различните данни са архивирани през интервали от 3, 6 или 12 часа.

4. МЪГЛИ НАД ЛЕТИЩЕ БУРГАС ЗА ПЕРИОДА 2008–2014 Г.

4.1. ВИДОВЕ МЪГЛИ НАД ЛЕТИЩЕ БУРГАС

През разглеждания 7-годишен период над летище Бургас са регистрирани общо 128 случая с мъгла. След анализа на условията за формиране на мъглите, описан в раздел 3, и при използване на класификацията, предложена в раздел 2, са получени следните резултати за реализацията на шестте типа мъгли:

1) адвективно-радиационни, които не подлежат на типизация по [1] – 42 случая;

2) адвективни – 35 случая;

3) адвективно-радиационни от 1-ви тип по [1] – 14 случая;

4) адвективно-радиационни от 2-ри тип по [1] – 22 случая;

5) фронтални – 9 случая;

6) радиационни – 6 случая.

На фиг. 3 е представен относителният дял (в проценти) на шестте типа мъгла, формирувани над летище Бургас, през разглеждания период.



Фиг. 3. Типове мъгла над летище Бургас през периода 2008–2014 г.

От фиг. 3 се вижда, че само една трета от образуваните мъгли могат да бъдат класифицирани по Гоев [1]. Това ясно показва преобладаващата роля на адвективните фактори, водещи до образуване на мъгли по черноморското крайбрежие. За вътрешността на страната определящи са радиационните фактори [1].

За настоящата работа особен интерес представляват четиридесет и два от разглежданите случаи, които съществено се различават от предложената по Гоев [1] типизация за адвективно-радиационни мъгли. След направения анализ се стига до извода, че при тях синоптичните обстановки се характеризират с размито барично поле от антициклонален или циклонален тип. Преобладаваща е адвекцията на топъл и влажен въздух с черноморски произход, вятърът е от изток-югоизток до източен, който в съчетание с нощното радиационно изстиване при слабоградиентно барично поле и преориентиране на вятъра от югозапад способства за формирането на адвективно-радиационен тип мъгла.

Допълнителен принос за образуването на мъгла имат местната орография и промишлените предприятия. На югозапад от летището последните създават по-висока концентрация на кондензационни ядра, които благоприятстват формирането на мъглата. В часовете след полунощ при слабоградиентни барични полета вятърът по денонощен ход се ориентира от югозапад и е слаб

– 2–3 m s⁻¹. Той пренася образувалата се югозападно от летището мъгла над района на летището. От съществено значение в този случай са ориентацията на бреговата линия и разположението на няколко малки водоема югозападно от летището.

Прави впечатление, че при тези ситуации няма добре изразени фронтални системи или ако такива има, то те са разположени на север от страната ни. На синоптичните карти няма и ясно изразен антициклон в близост до територията на страната.

Да направим съпоставка между получените в настоящата работа резултати и изследването на Иванов [3]. И в двете изследвания се разглеждат 7-годишни периоди, съответно 1985–1991 г. и 2008–2014 г. През първия период са регистрирани общо 119 случая с мъгла над летище Бургас, а през втория – 128 случая. Както се вижда, ситуациите с мъгла през годините остават без съществена промяна.

В изследването на Иванов [3] мъглите над летище Бургас са разделени също на шест типа, но са използвани различни критерии от тези в настоящата работа. Иванов [3] разглежда следните видове мъгли: адвективна; радиационна; фронтална; мъгла при снижение на ниски облаци; адвективно-радиационна при ясно небе и адвективна-морска мъгла. Първите три от видовете мъгли и в двете изследвания съвпадат. Ако в изследването на Иванов [3] обединим останалите 3 вида мъгли, а в настоящото изследване обединим адвективно-радиационните, които не подлежат на типизация по Годав [1], адвективно-радиационните от 1-ви и от 2-ри тип и ги наречем за кратко адвективно-радиационни, ще може да направим съпоставка с резултатите от предходния период [3]. Резултатите са представени в табл. 1.

Таблица 1. Брой и относителен дял (в проценти) на случаите с различни видове мъгла над летище Бургас за периодите 2008–2014 г. и 1985–1991 г.

2008–2014 г.			1985–1991 г. [3]		
Вид мъгла	Брой	(%)	(%)	Брой	Вид мъгла
Радиационна	6	4,7	4,2	5	Радиационна
Фронтална	9	7,0	13,5	16	Фронтална
Адвективна	35	27,3	35,3	42	Адвективна
Адв.-рад. 1-ви тип	22	17,2	12,5	15	Снижение на н. обл.
Адв.-рад. 2-ри тип	14	11,0	5,9	7	Адв.-рад. ясно небе
Адв.-рад.	42	32,8	28,6	34	Адв.-морска

Резултатите от настоящото изследване потвърждават основните изводи на Иванов [3]. И в двете работи се стига до заключението, че на летище Бургас най-малко са случаите с радиационна мъгла (4–5 %), следвани от фронталните (7–13 %). Около една трета от всички образували се над летище Бургас мъгли са чисто адвективни (27–35 %). Адвективно-радиационните мъгли са

най-чести (47–61 %). Естествено е да има известни различия в броя на видовете мъгли между двете изследвания, доколкото: 1) определянето на вида на мъглата е до известна степен субективно; 2) използват се две различни класификации; 3) има значителна междугодишна изменчивост на образуването на мъгла. Последното ще бъде разгледано в следващия параграф.

4.2. МЕЖДУГОДИШНА И МЕСЕЧНА ИЗМЕНЧИВОСТ НА МЪГЛИТЕ

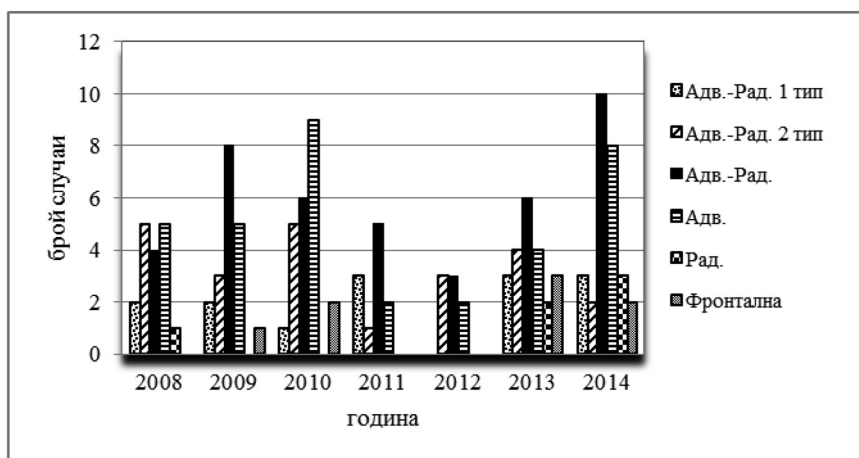
Регистрираните случаи с мъгла на летище Бургас през разглеждания период варират от 8 през 2012 г. до 28 през 2014 г. (табл. 2). Тази съществена междугодишна изменчивост е свързана с преобладаващата през студеното полугодие атмосферна циркулация над Европа, и в частност над Балканския полуостров. Това резултира в съществена междугодишна изменчивост на температурите и количествата валежи, както е показано в [13], и съответно върху условията за образуване на мъглите над България. Ярък пример за това е краят на 2013 и началото на 2014 г., когато преобладаващата атмосферна циркулация над Европа се характеризира с преминаване на серии от дълбоки атлантически циклони с центрове, движещи се по линията Исландия–Скандинавски полуостров, а над югоизточна Европа баричното поле най-често е слабоградиентно антициклонално [5, 10]. Това са едни от най-благоприятните условия за образуване на мъгли над страната [1].

Таблица 2. Брой и процент на случаите с мъгла над летище Бургас за периода 2008–2014 г.

Година	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014
Брой случаи	17	19	23	11	8	22	28
% от всички случаи	13,3	14,8	18	8,6	6,2	17,2	21,9

На фиг. 4 е показано годишното разпределение на типовете мъгла през разглеждания период. От табл. 1 и фиг. 4 се вижда, че най-малък е броят на мъглите през годините 2011 и 2012. Анализът показва, че малкият брой мъгли през 2012 г. се дължи до голяма степен на пълното им отсъствие през януари и декември – два от месеците, които обикновено са с най-голям брой мъгли [3]. През по-голямата част на януари 2012 г. е бил добре изразен азорският максимум с развитие на гребен или отрог над централна и югозападна Европа, а към края на месеца към страната ни се придвижва и гребен на високо атмосферно налягане от сибирския антициклон [5, 10, 11]. Територията на България остава в периферията на централните на високо атмосферно налягане. При такива синоптични обстановки вятърът на летище Бургас е бил преобладаващо от север-северозапад със средна скорост около 5 m s^{-1} и се е осъществила адвекция на студена и суха въздушна маса с арктичен произход. През по-голямата

част на декември 2012 г. отново са добре изразени азорският и сибирският антициклон и същевременно се активизира и Средиземноморският център на циклогенез. Формираните средиземноморски циклони са обикновено плитки и преминават по т. нар. южен път, а територията на България попада в северната им част [10, 11]. Вятърът над Черноморието е с преобладаваща посока от североизток, север или северозапад и се осъществява адвекция на студен въздух с ниско влагосъдържание [9]. При описаните синоптични обстановки няма благоприятни условия за образуване на мъгли над летище Бургас. Допълнително през месеците от март до ноември 2012 г., средномесечните температури са били средно с около 2 °С над нормалните и е преобладавала адвекция на сравнително топъл и сух въздух.



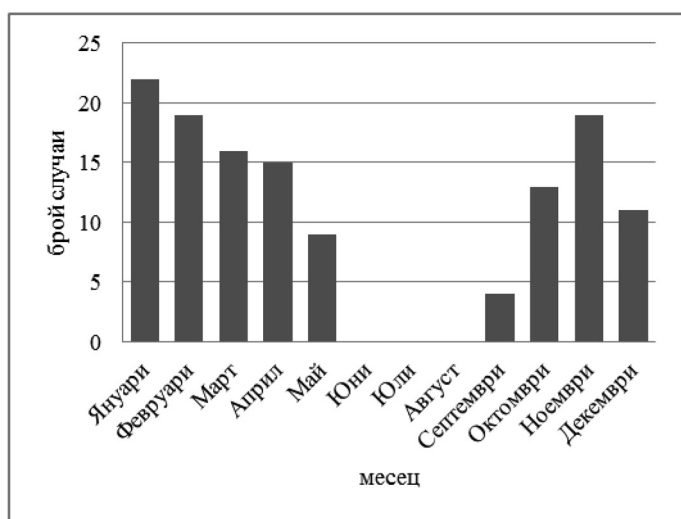
Фиг. 4. Разпределение на типовете мъгла над летище Бургас по години за периода 2008–2014 г.

През 2011 г. са регистрирани мъгли на летище Бургас само през месеците януари, март, май и декември. Една от причините за липсата на мъгли през октомври и ноември отново са синоптичните условия, които се характеризират с честото формиране на антициклони над централна Европа или европейската част на Русия [10]. Над територията на България се осъществява адвекция предимно на студен сух въздух от север. Средно-деноношните температури на летище Бургас са по-ниски от нормалните, а средното атмосферно налягане е над нормата – 1020,2 hPa през октомври и 1026,7 hPa през ноември. Валежите през ноември 2011 г. са само около 1 % от нормата [9].

Максимумът на случаите с мъгла на летище Бургас е през 2014 и 2010 г. През 2010 г. с най-много мъгли е бил ноември, когато над Средиземноморието често се формират циклони, преминаващи над територията на страната. Средномесечното атмосферно налягане в Бургас за ноември 2010 г. е под нор-

мата – 1013,6 hPa, а средномесечната температура е с около 4 °C над нормата и преобладаваща е била адвекцията на топъл и влажен въздух от югозапад и юг [9–11]. През цялата 2010 г. преобладават адвективните мъгли (фиг. 4). Няколко случая на мъгли през 2014 г. са по-подробно разгледани в следващия раздел.

На фиг. 5 е представена хисторама на месечното разпределение на мъглите над летище Бургас за периода 2008–2014 г. Не се наблюдава образуване на мъгли през летните месеци – от юни до август. Най-чести са мъглите през януари, февруари и ноември. Голям е броят на мъглите и през март, април, октомври и декември. Тези резултати в общи линии съответстват на представените от Годав [1] за вътрешните райони на страната, но има и някои разлики. В изследването на Годав [1] честотата на мъглите е максимална през ноември, следвана от януари, декември и февруари, като максимумите са много добре изразени. В настоящото изследване е съществен и броят на мъглите през март и април. Анализът на данните показва, че най-често срещаната причина за образуване на мъгли над летище Бургас през март е адвекцията на топъл и влажен въздух от юг. През март температурата на повърхностните води на Черно море обикновено е по-ниска от тази на височината на метеорологичната клетка и при адвекция от морето рядко се образуват мъгли. През април средната температура на въздуха на 2 m височина е почти колкото тази на морската вода и мъгли се формират при адвекция от юг или от изток и радиационно охлаждане на въздуха през нощните часове.

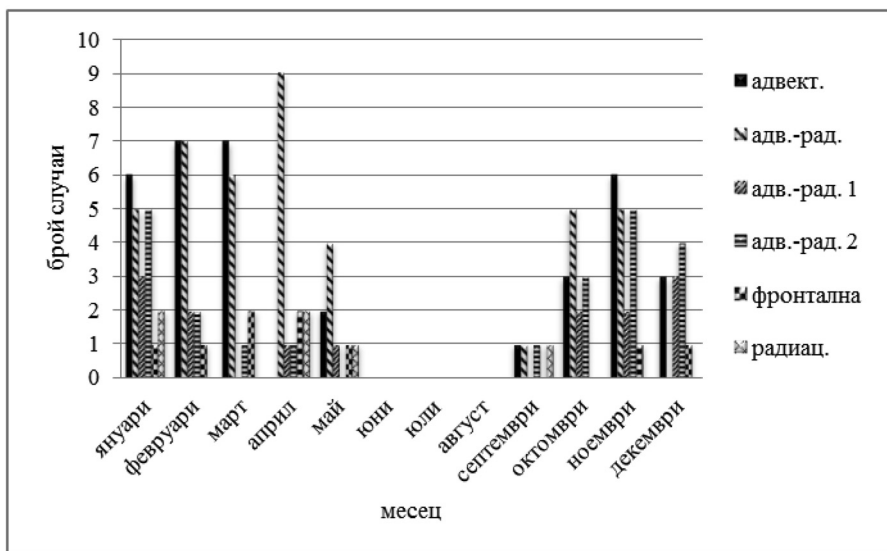


Фиг. 5. Месечно разпределение на броя на мъглите над летище Бургас за периода 2008–2014 г.

Резултатите за разпределението по месеци на мъглите над летище Бургас от настоящото изследване се съгласуват по-добре с тези от работата на Ива-

нов [3]. И тук обаче има известно разминаване, доколкото според [3] максимумът на броя на мъглите е през декември. Причина за това несъответствие най-вероятно са късите периоди на изследване.

На фиг. 6 е представено месечното разпределение на различните типове мъгли над летище Бургас. Адвективните мъгли над летището са най-чести през януари, февруари, март и ноември, като през тези месеци те са и преобладаващият тип мъгли. Единствено през месец април не са регистрирани чисто адвективни мъгли.



Фиг. 6. Разпределение на типовете мъгла над летище Бургас по месеци за периода 2008–2014 г.

Адвективно-радиационните мъгли са най-много през април, но преобладават и през май и октомври. Адвективно-радиационните от 1-ви тип са най-чести през декември и януари, но техният брой е винаги по-малък или равен на този от 2-ри тип. Адвективно-радиационните от 2-ри тип имат максимум през ноември и януари, а са преобладаващ тип мъгла през декември. Фронтални мъгли се формират по 1–2 пъти месечно с изключение през октомври и ноември. Чисто радиационните мъгли са най-малко на брой и през разглеждания период са се образували по два пъти през януари и април.

5. ТРИ СЛУЧАЯ НА ОБРАЗУВАНЕ НА МЪГЛИ НАД ЛЕТИЩЕ БУРГАС

От изложеното в предишния раздел е ясно, че най-чести са мъглите над летище Бургас през януари. През разглеждания период най-много случаи с

мъгла през януари на летището е имало през 2008 и 2014 г., съответно 6 и 5 случая. Затова са избрани за анализиране три случая с мъгла от тези години. Именно през януари 2008 и 2014 г. над България е имало най-благоприятни условия за образуване на мъгли през последното десетилетие. Например над София през тези години са регистрирани мъгли през 15 дни от месеца, като е имало интервали от по 4 дни без вдигане на мъглата [9]. Над летище Бургас броят на дните с мъгла е бил по-малък и обикновено през деня мъглата е преминавала в димка.

Първият случай е адвективната мъгла на 8.01.2014 г. На предишния ден 07.01.2014 г. през интервала 12–18 UTC вятърът е ориентиран от морето (ESE–E), скоростта му е $2\text{--}3\text{ m s}^{-1}$, облачността е разкъсана до плътна, слоеста с долна граница 30–90 m. Хоризонталната видимост варира от 1600 до 4500 m (димка). Температурата на въздуха е $5\text{--}6\text{ }^{\circ}\text{C}$, относителната влажност е 100 %, атмосферното налягане е 1025–1026 hPa. От 18 до 02 UTC на 08.01 вятърът се преориентира от NEE $1\text{--}2\text{ m s}^{-1}$ до слаб неориентиран 1 m s^{-1} . Видимостта се променя от 2 до 5 km. Облачността е плътна, слоеста с издигане на долната граница до 120–150 m. Температурата остава непроменена – $6\text{ }^{\circ}\text{C}$, относителната влажност и атмосферното налягане също.

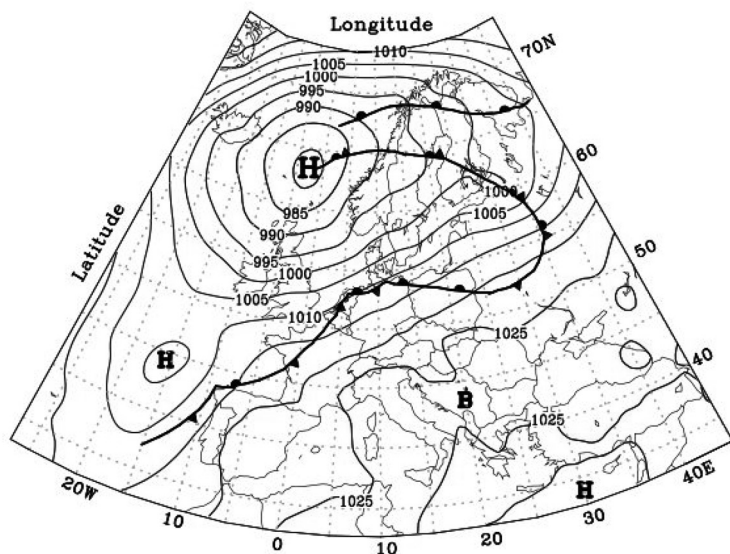
На фиг. 7 е представена карта на приземното налягане в 00 часа на 8.01.2014 г.

Синоптичната обстановка над територията на България (фиг. 7) е обусловена от размито барично поле от антициклонален тип. На северозапад от страната ни е разположен оклюдиращ атлантически циклон. На ниво 500 hPa над южните райони на страната е разположена северната част на бавноподвижен средиземноморски циклон с приземен център южно от България.

В интервала от 02:00 до 09:30 UTC на 8.01.2014 г. приземният вятър се преориентира от SW–W със скорост 2 m s^{-1} и на летище Бургас се формира адвективна мъгла с хоризонтална видимост 300–700 m и вертикална видимост 30 m. Температурата е $5\text{ }^{\circ}\text{C}$, атмосферното налягане се повишава до 1027 hPa.

От 09:00 до 13:00 UTC настъпва временно подобрене на хоризонталната видимост до 1300–3500 m, намалена от димка. Вятърът е слаб, неориентиран 1 m s^{-1} . Температурата и относителната влажност остават без промяна, съответно $4\text{--}5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и 100 %, атмосферното налягане се понижава с 2 hPa.

На 08.01 от 13:30 UTC до 23:30 UTC отново се установява адвективна мъгла с хоризонтална видимост 400–700 m и вертикална видимост 30 m, като температурата остава без промяна – $4\text{--}5\text{ }^{\circ}\text{C}$, а вятърът е от NW–W $1\text{--}2\text{ m s}^{-1}$. След 23:30 UTC на 08.01 мъглата преминава в адвективно-радиационен тип, вплътнява се до 200 m, температурата на въздуха се понижава до $1\text{ }^{\circ}\text{C}$, а вятърът е от W–SW със скорост $2\text{--}4\text{ m s}^{-1}$.



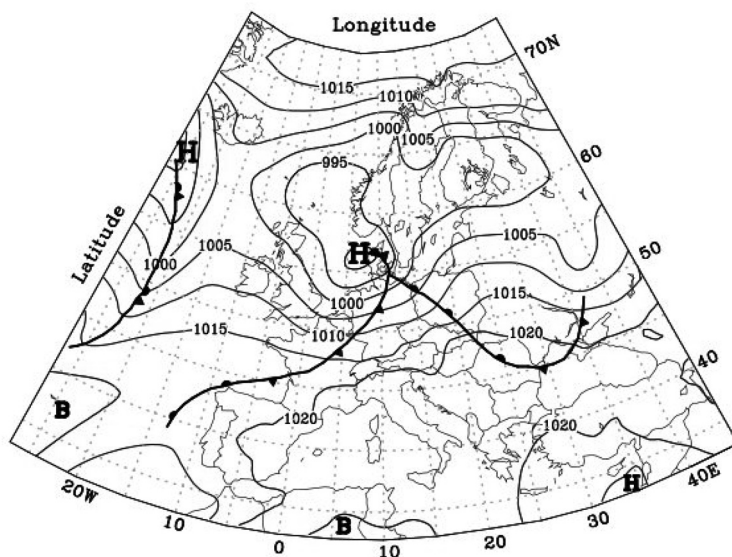
Фиг. 7. Карта на приземното барично поле на 08.01.2014 г. в 00 UTC

След 09 UTC на 09.01 настъпва рязко подобрение на видимостта до 6–8 km вследствие на бързото повишаване на температурата от 2 °C до 4 °C и достигане на максимална такава от 8 °C в 12:30 UTC.

На фиг. 8 е представена карта на приземното налягане на 9.01.2014 г., 12:00 UTC. От нея се вижда, че над територията на страната ни се е формирала барична седловина. На северозапад от България е разположен многоцентров атлантически циклон, а на югоизток – депресия. Местоположенията на баричните образувания на фиг. 7 и фиг. 8 почти съвпадат, но съществуват и някои съществени различия, довели до промяна на условията за формиране на мъгли над летище Бургас в периода 08–10.01.2014 г. Анализът на поредицата синоптични карти от 08.01 и 09.01 [6, 7, 10] показва, че се е осъществила регенерация на оклюдиращия дълбок циклон с център между Исландия и Скандинавския полуостров (фиг. 7), осъществена от бързото придвижване на североизток на вторичния циклон с център западно от Пиринейския полуостров. За около 36 часа вторичният циклон заема мястото на стария бавноподвижен запълващ се циклон, но центърът му е с около 1000 km южно. При това се активизират атмосферните фронтове и територията на България се оказва в топлия сектор на задълбочаващия се млад циклон. Доколкото развитието на новия циклон се извършва на фона на стария, то новият циклон от самото начало е високо барично образувание [14].

През следващите часове времето над Балканския полуостров остава динамично, доколкото при бавното изтегляне на циклона над източното Средиземноморие (фиг. 8) от югозапад и от изток към територията на България

се изграждат барични гребени, по перифериите на които се пренасят топли въздушни маси с различно влагосъдържание. Синоптичната обстановка се усложнява допълнително от наличието на квазистационарен фронт над северозападната част на Черно море, който е част от оклюзионния фронт на запълващия се стар циклон.



Фиг. 8. Карта на приземното барично поле на 09.01.2014 г. в 12 UTC

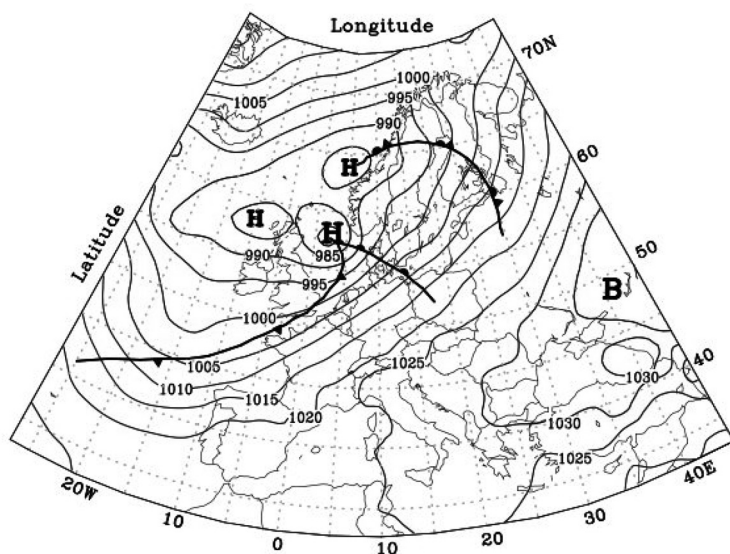
Динамиката на времето на 09 и 10.01.2014 г. по данни от съобщенията METAR на летище Бургас е, както следва. От 09:30 до 13:30 UTC на 09.01 вятърът е слаб, неориентиран $1\text{--}2\text{ m s}^{-1}$ до ориентиран от морето ESE, 2 m s^{-1} . Облачността е разкъсана слоеста с долна граница 60 m, намаляваща до частична слоеста на 270 m. Максималната температура е $8\text{ }^{\circ}\text{C}$, хоризонталната видимост – 7–8 km. Атмосферното налягане се понижава от 1023 до 1021 hPa.

След 14 UTC на същия ден до 08 UTC на 10.01 над летището се формира адвективно-радиационна мъгла от 1-ви тип по [1] с хоризонтална видимост 200–450 m и вертикална такава 30 m. Температурата на въздуха от $6\text{ }^{\circ}\text{C}$ в 14 UTC се понижава до $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ в сутрешните часове. Вятърът от североизточен в 18 UTC (2 m s^{-1}) се преориентира в югозападен ($2\text{--}4\text{ m s}^{-1}$) след 23:30 UTC. Атмосферното налягане се понижава до 1017 hPa. След 08:30 UTC на 10.01 настъпва рязко подобрение на видимостта до 6–9 km вследствие засилването на вятъра от югозапад-запад ($5\text{--}6\text{ m s}^{-1}$), който към 10 UTC достига 10 m s^{-1} . Подобрението на видимостта настъпва с попадането на страната ни в барична долина.

Последният случай, който се разглежда, е формирането над летище Бургас на адвективно-радиационна мъгла от 2-ри тип по Годав [1], която се е задържала близо седмица и е предизвикала съществени проблеми при изпълнение на полетите. Най-продължителният период с мъгла без прекъсване е от 15 UTC на 10.01.2008 до 11 UTC на 12.01.2008 г. Преди това, на 3.01 и 4.01, от север-северозапад над страната нахлува студен сух арктичен въздух в югозападната част на антициклон с център над североизточна Европа. Температурите в Бургас падат до $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$. След изтеглянето на антициклона на изток и преминаването на 7.01 на топъл фронт над страната се адвектира от югозапад по-влажен въздух и на 8.01 над летище Бургас се образува адвективно-радиационна мъгла от 2-ри тип. Тя се задържа до 10.01, когато в 4 UTC преминава в димка. Една от причините за разсейване на мъглата е появата още на 09.01 на плътна, ниска стратокумулусова облачност.

На 10.01.2008 г. след 15 UTC отново се образува адвективно-радиационна мъгла от 2-ри тип над летището. Синоптичната обстановка е представена на фиг. 9.

България попада в югозападната част на обширен антициклон с център над североизточна Русия, а над северозападна Европа е разположен многоцентров циклон (фиг. 9). Във височина на 500 hPa е разположен висок баричен гребен, а на по-ниските нива от северозапад-запад се осъществява адвекция на по-топъл и сух въздух. Това са благоприятни условия за създаване на приземни и приповдигнати инверсии. Синоптичната обстановка остава почти без промяна през следващите два дни.



На 10.01 преди обяд вятърът е от SW–WSW $3\text{--}4\text{ m s}^{-1}$, хоризонталната видимост е между 2100–5000 m, намалена от димка. Облачността е етажна, частична слоеста с долна граница 60 m и разкъсана слоестокупеста на 900 m. Постепенно облачността се разкъсва до незначителна слоестокупеста с долна граница 600 m. Максималната температура е $1\text{ }^{\circ}\text{C}$, атмосферното налягане – 1030 hPa.

След 15 UTC на същия ден температурата се понижава до $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в сутрешните часове на 11.01 достига до $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$, вятърът остава почти без промяна, ориентиран от WSW, $2\text{--}4\text{ m s}^{-1}$, като на летището се образува преохладена адвективно-радиационна мъгла от 2^{-ви} тип по Гоев с вертикална видимост 30 m. Атмосферното налягане остава също без промяна – 1030 hPa. Хоризонталната видимост в по-голямата част от периода с мъгла варира от 50 до 250 m.

След 20 UTC на 11.01 налягането постепенно започва да се понижава, като в 11 UTC на 12.01 достига до 1026 hPa. На 12.01 в 11:00 UTC настъпва временно подобрене на видимостта до димка 1300–3500 m, времето е ясно. В 17:30 UTC отново се установява преохладена мъгла с вертикална видимост 30 m. Мъглата се задържа и на 13.01 и след 00:30 UTC на 14.01. дисипира до димка. Причината е приближаващ към страната ни топъл фронт на средиземноморски циклон, който води до нахлуване от WSW на по-топъл въздух и до поява на плътна ниска облачност. Трайно подобрене на видимостта настъпва, когато над югоизточните райони на страната ни преминава плитък средиземноморски циклон.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

От направения анализ на 128 случая с образуване на мъгли над летище Бургас през периода 2008–2014 г. се стига до заключението, че формирането на мъглите до голяма степен е свързано със синоптичните обстановки над Европа, но трябва да се отчита и влиянието на локалните особености на разглеждания район. Именно на последното се дължи фактът, че голям брой мъгли, образувани над летище Бургас, не се включват в класификацията, предложена от Гоев [1]. Анализът на синоптичните обстановки показва, че адвективните фактори са определящи за образуване на мъгли над летището, а на второ място са радиационните.

Наблюдава се съществена междугодишна и месечна изменчивост на броя и видовете мъгли над летище Бургас. Най-чести са мъглите през януари, февруари и ноември, но значителен брой мъгли са регистрирани и през ранната пролет – март и април. Сравнението на резултатите от настоящото изследване с тези от периода 1985–1991 г. показва, че съществена промяна в броя със случаите с мъгла и техния вид през годините над летище Бургас не е настъпила.

От направения анализ на три конкретни синоптични обстановки с образуване на мъгла над летище Бургас следва, че близостта на района до голе-

ми водни басейни е определяща при създаването на благоприятни условия за формиране на мъгли.

Благодарности. Настоящото изследване е осъществено с подкрепата на проект BG051 PO001-3.306-0057 „Изграждане на съвременна образователна и научно-изследователска среда за развитието на докторанти, постдокторанти и млади учени във Физическия факултет на СУ „Св. Климент Охридски” .

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Годав, Н. Синопична метеорология. София, 1976.
- [2] COST 722. Short range forecasting methods of fog, visibility and low clouds, 2003.
- [3] Иванов, Г. Л. Мъглите на летище Бургас за периода 1985–1991 г., СДК, 1993.
- [4] WMO. Manual on Codes – International Codes, Volume I.1, 2014, **306**.
- [5] www.wetter3.de/Archiv.
- [6] www.wetterzentrale.de/topkarten.
- [7] www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis/era-interim.
- [8] www.meteociel.fr/modeles/archives.php.
- [9] www.stringmeteo.com/synop/bolc_map.php.
- [10] www2.wetter3.de/Archiv/archiv_dwd.html.
- [11] www.wetter3.de/Archiv/archiv_ukmet.html.
- [12] www.ready.noaa.gov/READYamet.php.
- [13] Peneva, E. L., N. H. Rachev. *Ann. de l'Univ. "St. Kl. Ohridski"*, 2008, **101**, 39.
- [14] Зверев, А. С. Синопическая метеорология, Ленинград, 1977.

ГОДИШНИК НА СОФИЙСКИЯ УНИВЕРСИТЕТ „СВ. КЛИМЕНТ ОХРИДСКИ“
ФИЗИЧЕСКИ ФАКУЛТЕТ

Том 108

ANNUAL OF SOFIA UNIVERSITY “ST. KLIMENT OHRIDSKI”
FACULTY OF PHYSICS

Volume 108

DETRENDED FLUCTUATION ANALYSIS OF BULGARIAN SURFACE TEMPERATURE RECORDS: COMPARISON OF COASTAL AND INLAND STATIONS

MILEN TSEKOV, ELISAVETA PENEVA

Department of Meteorology and Geophysics

*Милен Цеков, Елисавета Пенева. ФЛУКТУАЦИОНЕН АНАЛИЗ С ПРЕМАХ-
ВАНЕ НА ТРЕНДОВЕТЕ НА ТЕМПЕРАТУРНИ РЕДИЦИ ОТ БЪЛГАРСКИ МЕТЕО-
РОЛОГИЧНИ СТАНЦИИ: СРАВНЕНИЕ НА РЕЗУЛТАТИТЕ ЗА КРАЙБРЕЖНИ И
ВЪТРЕШНОКОНТИНЕНТАЛНИ СТАНЦИИ*

В настоящата статия ние изучаваме далечните корелации в 22 температурни редици от български крайбрежни и вътрешноконтинентални метеорологични станции. Установяваме, че далечните корелации са по-силни в крайбрежните райони, отколкото във вътрешността на страната, като наблюдаваните стойности на скейлинговия показател са характерни за корелационните свойства на повърхностната температура на морската вода. Ние установяваме също, че за станциите във вътрешността на страната се наблюдава по-силна статистическа памет в температурните редици от Северна България, отколкото в тези от Южна България.

For contact: Milen Tsekov, Department of Meteorology and Geophysics, Faculty of Physics, Sofia University “Kliment Ohridski”, 5 James Bourchier Blvd., 1164 Sofia, Bulgaria, Tel.: +359 2 8161 424; E-mail: tsekov@phys.uni-sofia.bg

We study long-term correlations in 22 temperature records from coastal and inland regions in Bulgaria. We find that temperature records from coastal regions exhibit higher long-term correlations than temperature records from inland regions. For coastal stations persistence is characterized by scaling exponents which are typical of sea surface temperature persistence. We also find that inland temperature records from North Bulgaria exhibit stronger persistence than inland temperature records from South Bulgaria.

Keywords: detrended fluctuation analysis (DFA), temperature records

PACS numbers: 89.75.Da; 95.75.wx

1. INTRODUCTION

Characterizing long-term correlations in climate records is of prime importance for understanding natural variability of the climate system. In the recent years several research groups studied scaling and correlation properties in great number of climate records and their geographical distribution [1–8]. Koscielny-Bunde et al. analyzed 14 daily temperature records from Europe, North America and Australia, and found that all these records exhibit long-term power-law correlations with scaling exponent indicating persistence [1]. Scientists from the same research group later found stronger persistence over the oceans and for small islands than for inland stations [2–3]. Talkner and Weber found that the strength of the long-term correlations depends on the altitude [4–5]. They also analyzed long-term correlations in climate variables other than the temperature. Fraedrich and Blender analyzed temperature records over a grid set covering the globe and found strong persistence over the oceans, lack of persistence over the inner continents and transient behavior in the coastal regions [6]. Kiraly and Janosi reported latitude dependence of the value of the scaling exponent characterizing persistence in temperature records from Australian weather stations [8].

Due to the lack of enough detailed studies one of the open questions is whether temperature records from locations in proximity to sea coasts exhibit strong long-term correlations with scaling exponent $\alpha \approx 0.65$ which is typical for the persistence of sea surface temperature or weaker long-term correlations typical for atmospheric persistence. In this study we consider long-term correlations in 22 monthly temperature records from Bulgarian weather stations. We compare results for 11 coastal weather stations situated within distance of ten kilometers from the Black Sea coast with those for 11 temperature records from Central and West Bulgaria. We find that temperature records from coastal regions exhibit higher long-term persistence than temperature records from inland regions. Moreover, for the coastal temperature records we obtain estimates of the scaling exponent

characterizing long-term correlations which are typical for the strong persistence of the sea surface temperature and are higher than reported values of the scaling exponent for temperature records from other coastal regions. We also analyze latitude dependence of the values of the scaling exponent and we find that inland temperature records from North Bulgaria exhibit stronger persistence than inland temperature records from South Bulgaria.

The outline of the paper is as follows. In Section 2 we describe the data and we review the method of analysis. In Section 3 we present and discuss the results. Finally, in Section 4 we summarize our findings.

2. DATA AND METHOD

The data set we use in this study consists of 11 mean monthly temperature records from coastal regions and 11 inland mean monthly temperature records. For eight of the coastal stations we have monthly data over the time period 1961–1990 and the corresponding temperature records consist of 360 data points. Three of the coastal temperature records are shorter. For weather station Emine data are available for the period from January 1966 to December 1990 while for weather station Ahtopol we have data for the period from January 1971 to December 1990. Even shorter record is available for Burgas – from January 1973 to December 1990. All coastal stations (Ahtopol, Carevo, Burgas, Pomorie, Nesebar, Emine, Obzor, Staro Oriahovo, Varna, Kaliakra, and Shabla) are situated within distance of 10 kilometers from the Black Sea. To compare correlation properties of temperature records from coastal and inland regions we select 11 inland temperature records from weather stations in Central and West Bulgaria located at least 150 kilometers away from the Black Sea – Petrich, Sandanski, Krumovgrad, Haskovo, Chirpan, Sevlievo, Vratza, Kneja, Pleven, Lom, and Vidin. Thus we minimize maritime influence on inland temperature records. To avoid also possible altitude dependence we exclude high elevation stations. Highest station we use is Vratza with elevation of 309 meters. All temperature records in the used data set have a pronounced annual cycle which may shadow possible long-term correlations in the data. To remove the annual cycle we calculate the average over all years for each calendar month and then subtract the resulting mean annual cycles from the original records. Resulting temperature anomaly records are shown in Figs. 1 and 2.

To quantify long-term correlations in the studied time series we apply the DFA method [9] which consists of the following steps: (i) we first integrate the temperature anomaly records S_i to construct the profile $Y(k) = \sum_{i=1}^k (S_i - \langle S \rangle)$, where $\langle S \rangle$ is the mean value of the corresponding series over the period we consider; (ii) we partition the profile $Y(k)$ into consecutive segments of length s and fit the local trend in each segment with a least-squares polynomial fit; (iii) we then detrend the profile $Y(k)$ by subtracting the local polynomial trend in each segment of length s , and we calculate the root mean square fluctuation $F(s)$ for the detrended profile. For

order- p DFA (DFA-1 if $p = 1$, DFA-2 if $p = 2$, etc.) a polynomial function of order p is applied for the fitting of the local trend in each segment of the profile $Y(k)$; (iv) this procedure is repeated for different time scales s .

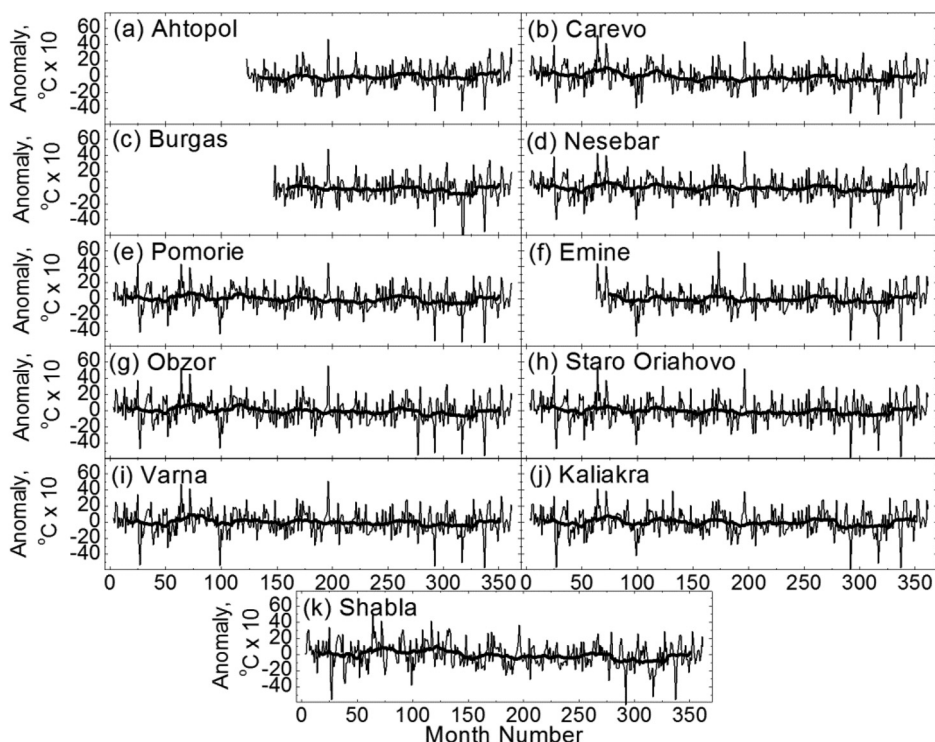


Fig. 1. Monthly temperature anomaly records obtained by removing annual cycle from the original temperature data measured at the coastal weather stations Ahtopol, Carevo, Burgas, Pomorie, Nesebar, Emine, Obzor, Staro Oriahovo, Varna, Kaliakra, and Shabla. For eight stations (Carevo, Pomorie, Nesebar, Obzor, Staro Oriahovo, Varna, Kaliakra, and Shabla) the data are for the period from January 1961 to December 1990 and consist of 360 monthly temperature anomaly values. For station Burgas the data are for the period from January 1973 to December 1990 and consist of 216 monthly temperature anomaly values. For station Ahtopol the data are for the period from January 1971 to December 1990 and consist of 240 monthly temperature anomaly values. For station Emine the data are for the period from January 1960 to December 1990 and consist of 300 monthly temperature anomaly values. Solid lines represent low frequency fluctuations obtained by “moving average” filter with window size of 25 months

A power-law relation $F(s) \propto s^\alpha$ indicates presence of scaling in the investigated series. Thus the fluctuations in S_i can be characterized by the scaling exponent α , a self-similarity parameter that quantifies the power-law correlation properties of the signal. To ensure sufficient statistics when calculating $F(s)$ for large box sizes s , and thus a more accurate estimate of the scaling exponent α at large time scales, we choose the maximum box size to be $s = N/4$, where N is the

length of the temperature records. To increase additionally the statistics at large time scales we apply „sliding window“ version of DFA removing the polynomial trend in each overlapping window.

The scaling exponent α is related to the autocorrelation function exponent γ ($C(s) \propto s^{-\gamma}$ when $0 < \gamma < 1$) and to the power spectrum exponent β ($S(f) \propto 1/f^\beta$) by $\alpha = 1 - \gamma/2 = (\beta + 1)/2$. A value of $\alpha = 0.5$ indicates that there are no correlations and the signal is uncorrelated (white noise). If $\alpha < 0.5$ the signal is said to be anti-correlated, meaning that large values are more likely to be followed by small values. If $\alpha > 0.5$ the signal is correlated and exhibits persistent behavior, meaning that large values are more likely to be followed by large values and small values by small values. The higher the value of α , the stronger the correlations in the signal. The DFA method is widely used in studies of long-term correlations in time series because of its ability to quantify persistence to much larger time scales than the autocorrelation function or the spectral density even in presence of trends in the data.

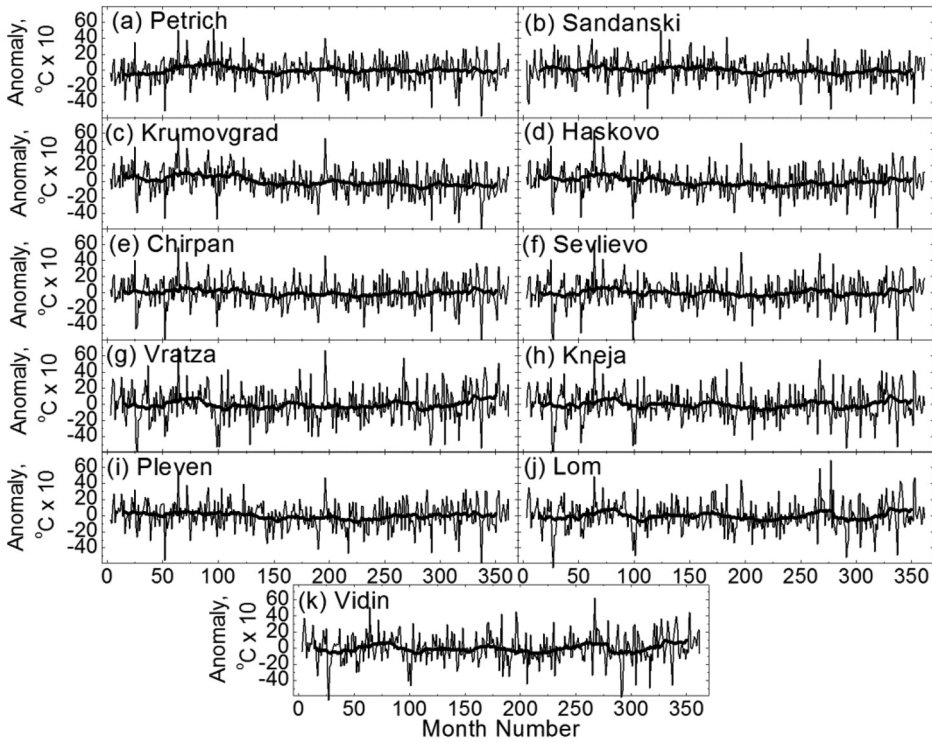


Fig. 2. Monthly temperature anomaly records obtained by removing annual cycle from the original temperature data measured at the inland weather stations Petrich, Sandanski, Krumovgrad, Haskovo, Chirpan, Sevlievo, Vratza, Kneja, Pleven, Lom, and Vidin. All individual records consist of 360 monthly temperature anomaly values for the period from January 1961 to December 1990. Solid lines represent low frequency fluctuations obtained by “moving average“ filter with window size of 25 months.

3. RESULTS AND DISCUSSION

In Figs. 3 and 4 we show the results of our analysis for the coastal records (Fig. 3) and for the inland records (Fig. 4) obtained using the DFA-1, DFA-2 and DFA-3 methods. On double logarithmic plot we present the dependence of the fluctuation function $F(s)$ on the time scale s . In the presence of power-law correlations in the studied records $\log F(s)$ will increase linearly with $\log(s)$, where the slope is the scaling exponent α . DFA-1, DFA-2, and DFA-3 estimate the correlations in the fluctuations of the time series by removing constant, linear and quadratic trends respectively.

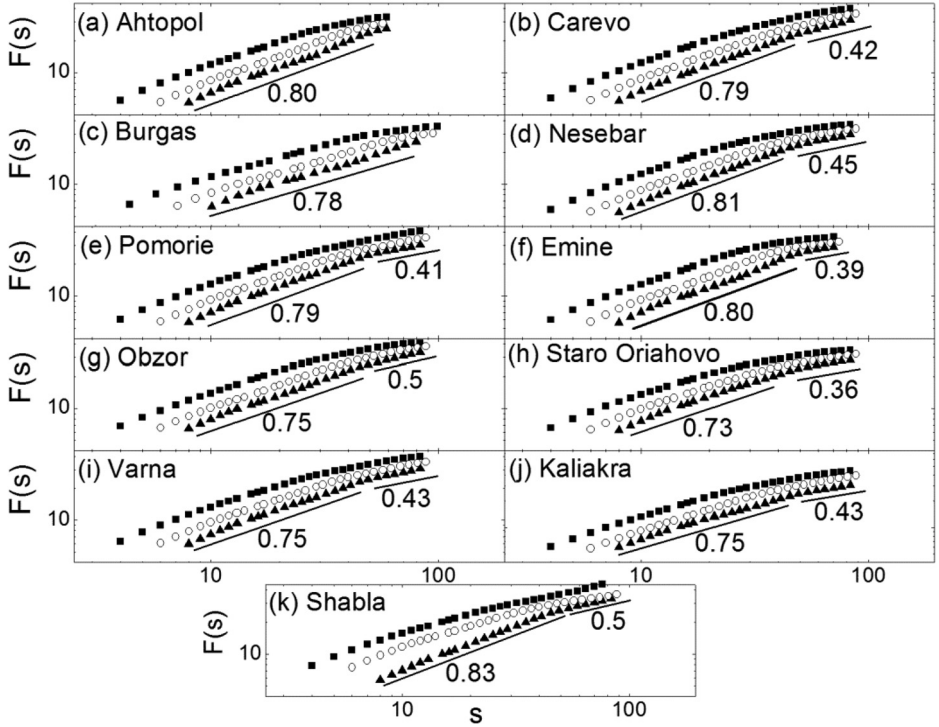


Fig. 3. Root mean square fluctuation, $F(s)$, obtained using DFA-1, DFA-2 and DFA-3 for monthly records of temperature anomalies from 11 coastal weather stations over the periods summarized in Section 2. Stations are indicated in the corresponding panels. Filled squares: DFA-1, empty circles: DFA-2, and filled triangles: DFA-3. On time scales up to about 30 months all temperature records exhibit positive power-law correlations. The value of the scaling exponents characterizing this persistent behavior is indicated in every panel. On large time scales the scaling curves for all records exhibit lower slopes. For more discussion see the text

Our results show that all temperature records exhibit positive long-term correlations on time scales up to about 30 months. At larger time scales we observe change in the scaling behavior for all records. The DFA-1 scaling curves for all

temperature records exhibit a crossover at time scales about 30 months from a region with positive correlations ($\alpha > 0.5$) to a region with negative slope ($\alpha < 0.5$). Higher orders of the DFA method shift the position of the observed crossovers to larger time scales for all temperature records in accordance with the findings of Hu et al. [10]. The values of the scaling exponent $\alpha < 0.5$ we observe suggest antipersistent behavior at large time scales, however we do not interpret this result as an indication of intrinsic atmospheric antipersistence. Correlation studies of longer temperature records indicate that power-law scaling persists up to years and even decades [1–8]. We suggest that the apparent antipersistent behavior at time scales longer than 30 months results from usage of very short temperature records and it is manifestation of statistical fluctuation due to low number of windows of large width over which we estimate fluctuations.

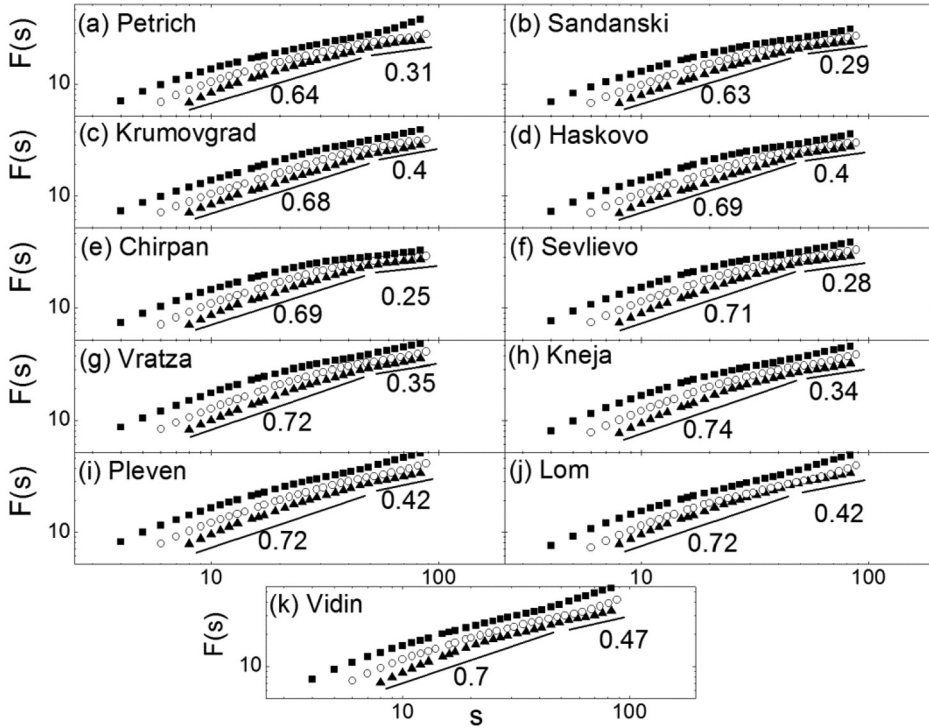


Fig. 4. Root mean square fluctuation, $F(s)$, obtained using DFA-1, DFA-2 and DFA-3 for monthly records of temperature anomalies from 11 inland weather stations over the period 1961–1990. Filled squares: DFA-1, empty circles: DFA-2, and filled triangles: DFA-3. Stations are indicated in the corresponding panels. On time scales up to about 30 months all temperature records exhibit positive power-law correlations. The values of the scaling exponent characterizing this persistent behavior are indicated in every panel. On large time scale the scaling curves for all records exhibit lower slopes. For more discussion see the text

To confirm this suggestion we study the scaling properties of synthetic correlated signals of length 360 data points equal to the length of the investigated temperature records. Using the algorithm of Makse et al. [11] we generate a correlated noise signal with scaling exponent $\alpha = 0.7$ and length 3600 data points. We apply DFA-2 to quantify scaling properties of the signal and we observe a linear increase of the scaling curve indicating power-law scaling up to time scale of about 350 data points (Fig. 5). Next we split the correlated signal into 10 segments of length 360 data points and we estimate the correlations in each segment (Fig. 6). Four of the segments exhibit power-law scaling over the entire range of scales (panels (b), (d), (e), (h) in Fig. 6). For the other six segments we observe crossovers in the scaling curves from regions with power-law scaling characterized by $\alpha \approx 0.7$ at small time scales to regions with higher or lower slopes of the scaling curves at large time scales. Positions of the observed crossover differ for the different segments and range between 25 and 50. For the segments exhibiting crossovers the DFA-2 method can estimate properly the scaling exponents of the correlated noise signals only on time scales lower than the positions of the crossovers. At large time scales for some of the segments we observe higher fluctuations than is expected for correlated signals with scaling exponent $\alpha = 0.7$ while for other segments we observe lower than expected fluctuations. This results from statistical fluctuation due to the low number of boxes with large box sizes over which we estimate fluctuations at large time scales. In a long term segments of the signal with low and high fluctuations at large time scales balance each other and the power-law scaling extends to larger time scales (Fig. 5). However, for short signal segments we observe crossovers from regions in the scaling curves with a slope reflecting true correlations to regions with higher or lower but false persistence. Moreover, we find that correlated noise signals of length equal to the length of the studied temperature records may exhibit crossovers at the same time scales where we observe crossovers in the temperature records. In conclusion, our experiments with synthetic correlated signals and the observation of power-law scaling behavior up to many years and even decades when large enough temperature records are available [1–8] indicate that our finding of crossovers to apparent antipersistent behavior for temperature records at time scales above 30 months most probably does not reflect intrinsic atmosphere dynamics but results from the fact that the temperature records we study are very short.

Thus, we conclude that the analyzed temperature records may exhibit positive power-law correlations to even larger time scales than 30 months, however the insufficient length of the records precludes observation of correct power-law scaling behavior at large time scales. We quantify the strength of the long-term correlations by estimating the slope of the segments of the DFA scaling curves exhibiting positive power-law scaling behavior. To facilitate comparison between different stations we estimate the scaling exponent for all temperature records by the DFA-3 scaling curve in one and the same range of scales – from 8 to 45 months. This is

the largest range of scales for which we observe positive power-law correlations in the DFA-3 scaling curves for all temperature records.

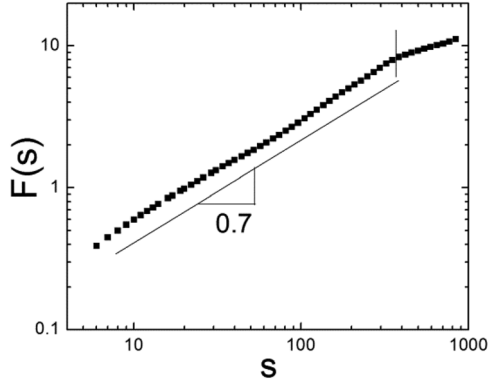


Fig. 5. Root mean square fluctuation, $F(s)$, obtained using DFA-2 for a correlated noise signal with scaling exponent $\alpha = 0.7$ and size 3600 data points. The scaling curve exhibit linear increase indicating power-law correlations up to time scale of about 350 data points. A line with slope $\alpha = 0.7$ is drawn to guide the eye

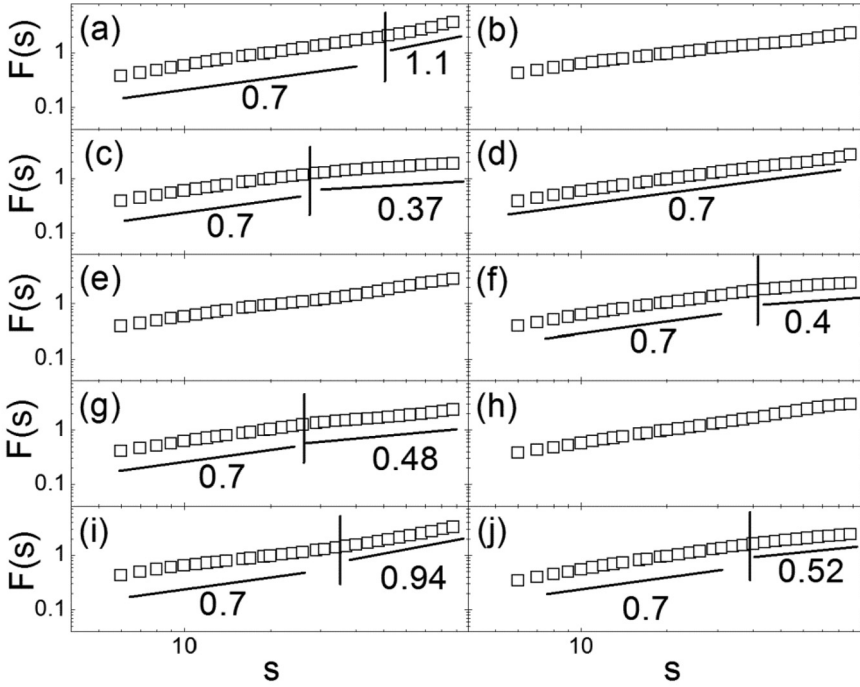


Fig. 6. Root mean square fluctuation, $F(s)$, obtained using DFA-2 for segments of correlated noise signal with scaling exponent $\alpha = 0.7$. Each segment consists of 360 data points. Four of the records exhibit power-law correlations over the entire range of scales. Scaling curves for the other segments exhibit crossovers from regions with slope $\alpha \approx 0.7$ to regions with different slope. Slopes of the DFA-2 scaling curves above the crossover time scales are calculated and indicated in the figure

Obtained values of the scaling exponents are indicated in the individual panels in Figs. 3 and 4 and are summarized in Fig. 7. We observe stronger persistence for coastal stations than for inland stations. The mean value of the scaling exponent for coastal temperature records is 0.78 while for inland temperature records it is 0.7. The values of the scaling exponent we observe for coastal stations are high and are typical for the sea surface temperature persistence and atmospheric temperature persistence on small islands [2, 3]. We note that in previous studies temperature records from coastal regions have been observed to exhibit persistence characterized by scaling exponent $\alpha \approx 0.65$ which is weaker than the persistence of the sea surface temperature characterized by scaling exponent $\alpha \approx 0.8$ [3, 6]. Thus, our finding that the scaling behavior of coastal temperature records is analogous to the scaling behavior of sea surface temperature is not trivial and not even typical. For the inland stations we observe stronger long-term correlations for North Bulgaria than for South Bulgaria. Previously latitude dependence of the scaling exponent has been reported for Australia [8]. As a consequence the contrast in the correlation properties between coastal and inland regions is greater in South Bulgaria than in North Bulgaria (Fig. 7). We hypothesize that this difference may be related to the different topography of North Bulgaria and South Bulgaria. The flatter topography of North Bulgaria favors stronger maritime influence on the temperature fluctuations which, in turn, mitigate the difference in strength of long-term correlations between coastal and inland regions.

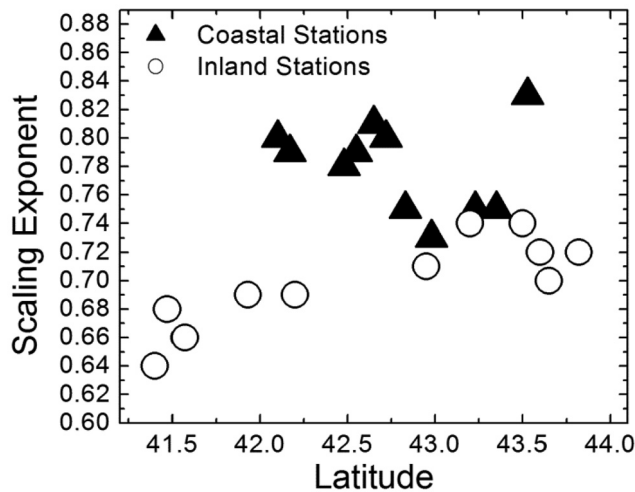


Fig. 7. Obtained values of the scaling exponent characterizing long-term correlations as a function of the station latitude. Filled triangles: coastal stations. Empty circles: inland stations

4. SUMMARY

The main findings of our study may be summarized as follows. Temperature records from coastal regions in Bulgaria exhibit stronger long-term correlations than temperature records from inland stations. The values of the scaling exponent characterizing persistence in coastal temperature records are typical for the observed persistence of sea surface temperature. Scaling properties of inland temperature records exhibit latitude dependence with stronger persistence observed for North Bulgaria than for South Bulgaria. Contrast in scaling properties of temperature records between coastal and inland regions is higher in South Bulgaria than in North Bulgaria.

REFERENCES

- [1] Koscielny-Bunde, E., A. Bunde, S. Havlin, H. E. Roman, Y. Goldreich, H. J. Schellnhuber, *Phys. Rev. Lett.*, 1998, **81**, 729.
- [2] Monetti, R. A., S. Havlin, A. Bunde. *Physica A*, 2003, **320**, 581.
- [3] Eichner, J.F., E. Koscielny-Bunde, A. Bunde, S. Havlin, H.J. Schellnhuber. *Phys. Rev. E*, 2003, **68**, 046133.
- [4] Talkner, P., R.O. Weber. *Phys. Rev. E*, 2000, **62**, 50.
- [5] Weber, R.O., P. Talkner. *J. Geophys. Res.*, 2001, **106**, 20131.
- [6] Fraedrich, K., R. Blender. *Phys. Rev. Lett.*, 2003, **90**, 108501.
- [7] Blender, R., K. Fraedrich. *Geophys. Res. Lett.*, 2003, **30**, 14, 1769.
- [8] Kiraly, A., I. M. Janosi. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 2005, **88**, 119.
- [9] Peng, Ch.-K., S.V. Buldyrev, S. Havlin, M. Simons, H.E. Stanley, A.L. Goldberger. *Phys. Rev. E*, 1994, **49**, 1685.
- [10] Hu, K., P. Ch. Ivanov, Zh. Chen, P. Carpena, H. E. Stanley. *Phys. Rev. E*, 2001, **64**, 011114.
- [11] Makse, H. A., S. Havlin, M. Schwartz, H. E. Stanley. *Phys. Rev. E*, 1996, **53**, 5445.

ИЗУЧАВАНЕ НА ЯВЛЕНИЕТО „ФОТОЕФЕКТ“ В СРЕДНОТО УЧИЛИЩЕ

ВЕСЕЛА ДИМОВА

Катедра „Методика на обучението по физика“

Весела Димова. ИЗУЧАВАНЕ НА ЯВЛЕНИЕТО „ФОТОЕФЕКТ“ В СРЕДНОТО УЧИЛИЩЕ

Статията разглежда проблема за поетапното изучаване на явлението „фотоефект“ и изграждане на основни елементи от квантовата оптика в средното училище. В методическия анализ на проблема използваме обобщени планове за основните структурни елементи на физичното знание – за явление, физична величина и закон. Използвани са учебниците за задължителна подготовка по „Физика и астрономия“ за 10. клас.

Vessela Dimova. STUDY OF THE PHENOMENON „PHOTOELECTRIC EFFECT“ IN HIGH SCHOOL

The article discusses the problem of phased study the phenomenon of „photoelectric effect“ and basic elements of quantum optics in high school. In the methodological analysis of the problem we use generalized plans for the structural elements of physical knowledge – phenomenon, physical quantity and law. We use textbooks for compulsory education in „Physics and Astronomy“ for the grade 10.

Keywords: physics education, methodological knowledge, quantization of light

PACS numbers: 01.04.Ej

За контакти: Весела Димова, Катедра „Методика на обучението по физика“, Физически факултет, Софийски университет „Св. Климент Охридски“, бул. „Джеймс Баучър“ 5, 1164 София, тел. +359 2 8161 793, E-mail: vdimova@phys.uni-sofia.bg

1. ВЪВЕДЕНИЕ

Светлинните явления са получили своето описание и обяснение в по-късен период от развитието на науката в сравнение с другите области на физиката. Те са включени в учебното съдържание за задължителна подготовка по физика в средното училище на два етапа – в 7. и в 10. клас. Съществен елемент от усвояването на знанията за тази област природни явления представлява разглеждането на взаимодействието на светлината с веществото с най-добре застъпеното явление – „външен фотоэффект“. Изучаването му дава възможност на учениците: да проследят поэтапно различните страни в познавателния процес (по-специално при изучаване на природата) – от фактите, през хипотезите, моделите, понятията и законите до експеримента, с който се проверяват определени твърдения; да оценят връзката между теория и експеримент; да използват някои методи на познание в учебно-познавателната си дейност при изучаване на конкретно физично явление; да обосноват необходимостта от въвеждане на нова идея във физиката в съответния исторически момент (понятието *фотон*); да разгледат развитието на дадено понятие (физичната величина *енергия*); да съпреживеят раждането на нова хипотеза в науката (квантуване на енергията); да установят разликата и разкрият връзката между емпиричните закони и теоретичния закон, с които се обяснява явлението; да се запознаят с действието на някои методологични принципи на физиката, които водят до нови научни открития (принципите за запазване и допълнителност); да проследят в исторически план развитието на представите за светлината и приноса на някои учени за достигане до истините за природата; да открият някои функции на науката (да описва и да обяснява явленията, да прогнозира и да формира светоглед). Статията проследява как се решават тези методологични задачи с изучаване на явлението „фотоэффект“. В случая дейността на учениците се подпомага от обобщения план за физично явление.

На първия етап се представят опитите на Херц, довели до откриване на явлението. Посочват се външните белези, въвежда се наименованието и определението на явлението и се набелязват опити, с които то може да се изучи. На втория етап се разглежда устройството и принципът на действие на фотоклетка (за целта се използва обобщеният план за уред), интерпретират се експериментални данни. Като резултат се посочват условията, при които настъпва явлението, въвеждат се величините, с които количествено се описва то, отнасящи се до светлината (дължина на вълната), металът (отделителна работа) и механизмът на управление (спирачно напрежение), установяват се емпиричните закони, на които се подчинява явлението.

На следващия етап се прави опит да се обясни явлението с вълновата теория за светлината, формулира се изказаната от Планк и доразвита от Айнщайн хипотеза за квантуване на енергията и се интерпретира уравнението на Айнщайн като закон за запазване на енергията, с помощта на който се обос-

новат установените емпирични закони. Тук се прилага обобщеният план за физичен закон. Разглежда се важният от методологична гледна точка въпрос за границите на приложимост на закона. След това се разкрива връзката на изучаваното явление с други явления, посочват се някои приложения. С решаване на подходящо подобрени количествени и качествени задачи върху фото-ефект се развиват уменията на учениците да работят с графики, с квантувани величини и да прилагат методите на познание в практиката.

2. ОПТИЧНИТЕ ЯВЛЕНИЯ В ЗАДЪЛЖИТЕЛНАТА ПОДГОТОВКА ПО „ФИЗИКА И АСТРОНОМИЯ“ В СРЕДНОТО УЧИЛИЩЕ

Разделът „Оптика“ се изучава в 7. и 10. клас на задължителната подготовка по физика и астрономия в средното училище. В 7. клас учениците усвояват основни знания, свързани със следните въпроси: праволинейно разпространение на светлината в еднаквата среда; явления, които се обясняват с тези представи – отражение и пречупване; закони за отражението, разлагане на светлината, цветовете, огледала и лещи, оптични уреди.

По-нататък в курса по оптика в 10. клас се разширяват и задълбочават знанията на учениците за светлината. Изучаването на вълновата оптика е етап от формирането на съвременните представи за светлината, в които квантово-вълновият модел заема централно място. Тази идея има познавателна и светогледна стойност. В познавателно отношение тя разкрива такива свойства на светлината, които я характеризират като вълна. До правилното разбиране на тези свойства се достига върху основата на експеримента и анализа на получените резултати. Предварителното запознаване на учениците с основните характеристики на вълновите процеси позволява да се използват вече известни общи понятия, които добиват конкретен смисъл при разглеждането на светлинните явления. Понятията *вълна*, *кохерентност*, *интерференция* и *дифракция*, въведени първоначално при механичните вълни, се осмислят при електромагнитните вълни. За формирането на научния светоглед на учениците значение има [1]:

1. Разширяването на понятията за електромагнитните вълни с включване на електромагнитни трептения във видимата област (тясното понятие светлина) и тези от инфрачервената и ултравиолетовата област. Така се създава възможност да се обединят две твърде различни на пръв поглед физични явления върху една обща основа – електромагнитната теория.
2. Усвояването на вълновия модел за светлината като крачка към разкриване на една от основните идеи на съвременната физика – идеята за квантово-вълновия модел.

Главната цел при изучаването на вълновата оптика е да се докаже, че светлината има вълнов характер и че светлинните вълни са електромагнитни.

Разделът продължава с разглеждането на въпроса за източниците на светлина и различните видове лъчи. Учениците се запознават с топлинни, луминесцентни източници на светлина и лазери. Рентгеновите, инфрачервените и ултравиолетовите лъчи се изучават от гледна точка на тяхното приложение и влияние върху човека.

След източниците на светлина се изучава квантовата оптика, като част от квантовата физика, без която построяването на съвременния училищен курс по физика е немислимо. Квантовата физика е физиката на микросвета. Целите, които са поставени с изучаването ѝ, са [1]:

1. Учениците да получат познания за законите, които действат в микросвета.
2. Да могат да оценят значението на тези познания за разбирането на свойствата на макротелата.
3. Да получат представа за границите на приложимост на понятията и законите на класическата физика.
4. Да разбират специфичните особености на физичния експеримент при изследване на микрообектите и неговата роля в развитието на квантовата теория.
5. Да свързват постиженията на квантовата физика с постижения в областта на техниката.

Основният проблем, който се опитва да реши квантовата оптика, е описание на взаимодействието на светлината с веществото, като се отчита квантовата природа на обектите. В няколко последователни урочни единици се развива идеята за квантовия характер на електромагнитното лъчение. В тази връзка се разглеждат две основни явления: топлинно излъчване на светлината и фотоелектричен ефект.

Урокът, посветен на топлинното излъчване, изпълнява функциите на уводен в областта на квантовата теория. С разглеждането на това явление учениците се въвеждат в идеите на Планк за дискретен характер на електромагнитното излъчване. Целите на урока са свързани главно със следното [1]:

1. Да се разкрие несъответствието между класическата теория и експериментите с нагрети тела.
2. Да се въведе основното понятие на теорията на Планк – *квант енергия*, и с това да се постави началото на развитието на квантовите идеи във физиката.

В учебното съдържание по тази тема е заложено: въвеждане на модела *абсолютно черно тяло*, разглеждане на експериментално установените закони за топлинното излъчване (закон на Стефан и закон на Вин), дефиниране на понятието *квант енергия* на електромагнитното излъчване.

За изучаването на фотоэффекта са определени два урока, в които е представено съдържанието на темата и идеите на Айнщайн за обяснение на явлениято. С тези уроци се цели [2]:

1. Да се разкрият нови страни от сложната природа на светлината.
2. Да се покаже несъвършенството на модела *електромагнитна вълна*, когато трябва да се обясни отделянето на електрони при взаимодействие на светлината с веществото.
3. Да се въведе нов модел за светлината – посредством понятието *фотон*.
4. Да се запознаят учениците с приложенията на фотоефекта.
5. Да се приложат обобщените планове за изучаване на ново явление, физична величина и закон.

Разделът „Оптика“ в 10. клас завършва с урок за вълновите свойства на частиците. В него учениците се запознават с хипотезата на Дьо Бройл, според която всеки движещ се електрон (или друга частица) притежава вълнови свойства (подобно на фотона), и с нейното експериментално потвърждение.

3. МЕТОДИЧЕСКИ АНАЛИЗ НА ИЗУЧАВАНЕ НА ЯВЛЕНИЕТО „ФОТОЕФЕКТ“ В ЗАДЪЛЖИТЕЛНАТА ПОДГОТОВКА ПО „ФИЗИКА И АСТРОНОМИЯ“ В СРЕДНОТО УЧИЛИЩЕ

Образователните и възпитателните цели на тази тема са свързани с това учениците да [2]:

- изказват определение за явлението фотоелектричен ефект;
- изброяват условията за настъпване на фотоелектричния ефект;
- описват устройството и принципното действие на фотоклетката;
- могат да анализират волт-амперна характеристика на фотоклетка;
- пресмятат спирачно напрежение;
- дефинират и разбират основните закономерности при фотоефекта;
- дефинират понятието *фотон* и пресмятат енергията на фотон;
- изказват закона на Айнщайн за фотоелектричния ефект като закон за запазване на енергията и да го прилагат при обяснение на явлението;
- посочват някои приложения на външния фотоефект;
- развиват физичен стил на мислене посредством въведените нови понятия при обяснение на емпиричните закони за фотоефекта;
- изграждат навици и умения за аналитико-синтетична дейност и систематизиране на знанията чрез проследяване на историческото развитие на идеята за квантуване на светлината и чрез разглеждане на отношението между теория и експеримент във физиката, между теоретичен и емпиричен закон при изучаване на явлението фотоефект;
- формират научен светоглед посредством изграждане на квантови представи за светлината и обяснение на взаимодействието на светлината с веществото;
- повишават и задълбочават интереса си към физиката чрез разкриване на хуманитарния потенциал на физичното знание посредством разглеждане на избрани моменти от живота на Айнщайн и просле-

дяване на отражението на научните открития върху развитието на обществото.

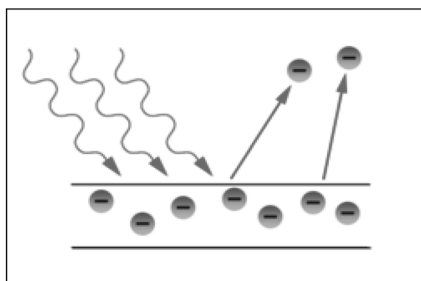
Изучаването на явлението външен фотоефект се извършва по обобщения план за физично явление [3]:

1. Откриване на външните признаци на явлението.
2. Посочване на условията, при които то протича.
3. Изследване на явлението в лабораторни условия или запознаване с резултатите от такова изследване.
4. Обяснение на явлението.
5. Изясняване на връзките на дадено явление с други явления.
6. Запознаване с най-важните приложения.

С използването на този обобщен план се дава възможност на учениците да извървят всяка стъпка от цикъла на научно познание при изучаването на едно конкретно физично явление (фотоелектричния ефект) – от експеримента към теорията и отново към експеримента. Ще проследим последователно тези стъпки в дидактически план.

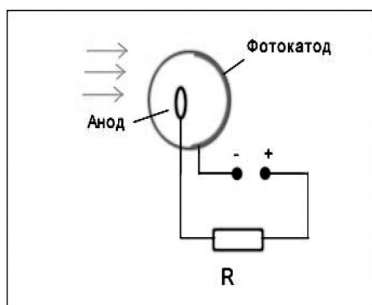
Като въведение в темата се използва описание на опитите на Херц (по възможност и демонстриране) и коментиране на експерименталните факти. След проведения анализ се стига до посочване на външните признаци на новото явление – белезите, по които то се отличава от познатите ни явления.

На учениците може да бъде демонстриран опит с цинкова пластина, а след това и с други метали. Опитната постановка се състои от цинкова пластина, съединена с електроскоп, който е зареден отрицателно. При осветяването на пластинката зарядът на електроскопа бързо намалява. Ако той е зареден положително, при осветяване на пластинката такова намаляване на заряда не се наблюдава. Този факт се обяснява с отделянето на електрони от повърхността на цинка при осветяването му. Наблюдаваното явление се нарича външен фотоефект (фиг. 1).

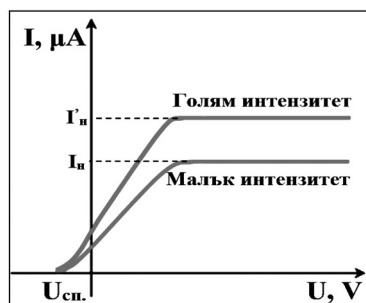


Фиг. 1. Схема на избиране на електрони от повърхността на метал при облъчването му със светлина

По-нататък е необходимо да се изследва явлението, за да се определят условията, при които то протича, и закономерностите, на които се подчинява.



Фиг. 2. Фотоклетка



Фиг. 3. Волт-амперна характеристика

Експерименталното изследване на явлението включва описание на опити и формулиране на установени закономерности. В този случай се демонстрира опит с фотоклетка. Учениците се запознават с устройството и принципа на действие на фотоклетка (фиг. 2). За целта се използва обобщен план за уред [3]:

1. Название на уреда.
2. Принцип на действие.
3. Устройство на уреда.
4. Правила за използването му.
5. Област на приложение.

След като учениците са запознати с опитната постановка и експерименталните резултати, разглеждането на явлението преминава на следващия етап – обяснението му. За тази цел ще бъде разгледана зависимостта на тока от приложеното напрежение. Първоначалната формулировка на законите може да се даде чрез макровеличините, които се определят в опита: големина на фототока I , осветеност на катода E , спирачно напрежение $U_{сп}$, а след това да се преформулират с използване на микроструктурни представи. Учениците са подготвени за работа с макровеличините от изученото в областта на електромагнитните явления и при представяне на нова величина използват обобщения план за физична величина [2, 3]:

1. Какво явление или свойство характеризира величината.
2. Как се дефинира величината.
3. Каква е формулата, по която я определяме.
4. Каква е величината – скаларна или векторна.
5. Коя е основната ѝ единица в SI.

Анализът на волт-амперната характеристика на фотоклетка (фиг. 3) е необходим елемент в усвояването на закономерностите на фотоефекта. Интерпретирането ѝ може да се възложи на учениците, тъй като е аналогично на това при ток във вакуум.

В резултат на многобройни експериментални изследвания са установени следните основни закономерности при фотоефекта:

1. При осветяване с монохроматична светлина броят на отделените за единица време от дадена повърхност електрони е право пропорционален на интензитета на светлината.
2. За всеки метал съществува червена граница на фотоефекта, т.е. максимална дължина на вълната λ_{max} на светлината, при която все още е възможно отделянето на фотоелектрони. Ако $\lambda > \lambda_{\text{max}}$, фотоефект не се наблюдава дори при голям интензитет на падащата светлина.
3. Максималната кинетична енергия $E_{k,\text{max}}$ на фотоелектроните не зависи от интензитета на светлината. $E_{k,\text{max}}$ нараства линейно при увеличаване честотата ν на падащата светлина.
4. Фотоелектроните се отделят практически едновременно с осветяването (по-малко от 10^{-9} s след осветяването на повърхността на метала), дори когато интензитетът на светлината е много малък.

С помощта на тези закономерности се описват процесите на микрониво, но те не могат да обяснят изследваното явление. Опитите това да стане с вълновата теория на Максвел водят до неуспех. Възниква необходимост да се разгледат нови идеи и хипотези във физиката, които променят представите ни за светлината.

При обяснение на явленията в урока се използва исторически подход към проблема – от квантовите идеи на Планк към теорията на Айнщайн. Обяснението се изгражда върху основата на въведеното ново понятие *фотон* и теоритично изведения закон на Айнщайн за фотоефекта. Последователно се показва как всеки от емпиричните закони при фотоефекта следва от уравнението на Айнщайн:

$$h\nu = \frac{1}{2}(mv_{\text{max}}^2) + A_{\text{отд}}.$$

При изучаването му се коментират всички точки от общия план за физичен закон [3]:

1. Изясняване за какви явления (процеси) се отнася законът; връзка между какви величини изразява.
2. Формулиране на закона и математическото му изразяване.
3. Опити, в които се установява законът.
4. Обяснение на закона. Какво е мястото на закона в съответната теоретична система.
5. Граници на приложимост.
6. Отчитане и използване на закона в практиката.

Учениците успешно могат да бъдат привлечени в последователното изграждане на обясненията, както и в самостоятелна работа по прилагане на уравнението в конкретни задачи [3]. Интерес представлява опитното определяне на константата на Планк, което се разглежда като експериментална проверка на теорията на Айнщайн.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение ще отбележим, че цялото това (физично) знание, което се преподава в съвременното училище, не би имало смисъл, нещо повече – превръща се в товар, – ако то не води към повишаване съзнанието на човека, ако не се вгради в нравствената система на индивида. Затова е нужно в обучението по физика да насочим вниманието си към непреходните хуманни ценности. Вече не може да се преподава и да се търси у подрастващите определено интелектуално постижение „на всяка цена“. Придобитото чрез насилие предопределя и начина за неговото използване в бъдеще. То не е благо дори и за неговия притежател. Затова съвременната младеж се отдръпва от такова знание.

Днес световната културна общественост в лицето на развитите държави, ако предявява претенции да има водеща роля в еволюционното развитие на човечеството, трябва да отговори на редица наболели въпроси от нравствен и морален характер: за какво служи науката, как се използва от всеки индивид придобитото знание, което представлява колективно постижение на човечеството, помага ли то за добруването на всички същества на планетата и за повдигане на съзнанието на хората. Ако на подобни въпроси не съумеем да отговорим подобаващо – въпроси, които самият живот поставя пред нас, – няма да можем да направим следващата стъпка в развитието на обществото (и в науката) в желаната от всички ни посока. Знанието трябва да бъде осмислено в този аспект, за да може да изиграе своята роля в учебно-познавателната дейност на подрастващите, за да говорим за ефективен процес на обучение.

Научното знание само по себе си не може да осмисли човешкото съществуване и познание, затова е необходима наложителна ревизия на ценностите, вглеждане в дълбините на човешката същност, за да се открие и задвижи естествено вложеният стремеж в човека към познание, за да се разкрият и приложат новите методи за достигане до истините за природата и обществото, за да се изгради живот, какъвто трябва – живот, в който човек не влиза в конкурентна борба със себеподобните си, не нарушава основни нравствени закони, не изопачава истината.

Съвременното общество, нация, индивид се нуждае от такива знания и такъв морал, с които да издържа изпитите на живота. Учителите са призвани първи да дадат такъв пример – не само и не толкова със знанията си в съответната научна област, а с цялостния си начин на живот, с отношението си към учебно-познавателния процес, природата и човека, с поведението си, в което се проявява истината и доброто. Това оказва повече влияние върху учениците в процеса на обучение, отколкото проследяването на придобитите от тях знания като краен (едностранчив) продукт. В този смисъл учителите вече имат своя принос във възпитанието и приобщаването на подрастващите към непреходните хуманни ценности и изграждането на добродетели в човека.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Кюлджиева, М. Дидактика на физиката в средното училище. Шумен, 1997.
- [2] Димитрова, П. Дипломна работа „Изучаване на явлението фотоефект“. София, 2014.
- [3] Усова, А. Теория и методика обучения физике. Санкт Петербург, 2002.
- [4] Учебници за СОУ по „Физика и астрономия“, 7.–10. клас, задължителна подготовка.

IN MEMORIAM
АКАДЕМИК СТОЙЧО ПАНЧЕВ ВЪЛЧЕВ
(06.03.1933 – 30.08.2014)



Академик Стойчо Панчев е роден през 1933 г. в с. Лисец, Ловешко. Завършва Физико-математическия факултет на Софийския университет със специалност физика и специализация по метеорология през 1956 г. През 1959 г. защитава дисертация и е назначен като асистент в катедра „Метеорология и геофизика“. През 1963 г. е избран за доцент, от 1965 г. е доктор на физико-математическите науки, от 1970 г. – професор, 1984 г. – чл. кореспондент на БАН, 1997 г. – академик. През периодите 1974–1994 г. е ръководител на катедрата, 1979–1983 г. – Декан на Физическия факултет, 1988–1991 г. – Зам.-председател на БАН, 1994–1997 г. – Зам.-председател на ВАК. След пенсионирането си от Университета работи в Института по слънчево-земни въздействия на БАН (2002–2008).

Акад. Панчев е един от най-известните български учени в областта на метеорологията. Научната дейност на акад. Панчев бе съсредоточена в следните научни области: физика и динамика на облаците и валежите; полумемпирична и статистическа теория на турбулентността; атмосферна макротурбулентност; динамика на екваториалната атмосфера и вълновите движения; теория на хаоса; нелинейна динамика на природни и социални явления; история на физиката и др. Автор е на над 150 научни статии и десет книги и учебници на български и чужди езици: „Случайни функции и турбулентност“ (1965, 1967, 1971, 1976), „Динамична метеорология“ (1981, 1985), „Теория на хаоса“ (1996), „Основи на атмосферната физика“ (2003). Съавтор е на учебника по „Обща метеорология“ (1978) и книгите „Популационна динамика и национална сигурност“ (2005) и „Социална динамика без формули“ (2008). Ръководил е десетки дипломанти и 15 защитили се докторанти.

Свидетелство за високата оценка на научните постижения на акад. Панчев са членствата му в Английското кралско метеорологично дружество, Американското метеорологично дружество, Международната асоциация по математична физика и участието му в редакционни колегии на чужди и наши списания. Акад. Панчев е лауреат на „Димитровска награда“ за наука (1972), медал „Св. Климент Охридски“ на синя лента за приноси към СУ (2002), медал „Марин Дринов“ на лента за приноси към БАН (2003).

С кончината на академик Стойчо Панчев Софийският университет „Св. Кл. Охридски“ загуби един достоен свой преподавател и известен учен, последния академик във Физическия факултет.

Годишник на Софийския университет „Св. Климент Охридски“, Физически факултет

Обхват на списанието. *Годишникът* включва всички научноизследователски направления във Физическия факултет. Той се издава веднъж годишно. Публикуването в него е безплатно.

Изисквания към статиите. Статиите се изпращат по електронната поща на главния редактор (vporov@phys.uni-sofia.bg). Представянето включва текста, написан на Word в DOC формат, с включени фигури (вж. Template във web-страницата на Годишника), фигурите в отделни файлове, както и придружаващо писмо с електронните адреси на трима потенциални рецензенти.

Изисква се ръкописът да не е бил и да не бъде публикуван в никое друго издание. Всички ръкописи ще бъдат рецензирани. Авторите ще бъдат уведомени при одобряване на статиите за публикуване. Редакторите си запазват правото да редактират ръкописите, когато е нужно, и да връщат тези, които не отговарят на изискванията и обхвата на списанието.

Авторите отстъпват авторските права върху ръкописа на Физическия факултет на Софийския университет „Св. Климент Охридски“. Това включва и правата за адаптиране и оформяне на статията с цел използване на компютърни програми и системи, необходими при отпечатването.

Подготовка на ръкописа. Желателно е ръкописите да не са по-големи от 20 стр. Те трябва да са напечатани едностранно на листове A4 и с достатъчно широки полета. Ръкописът трябва да има следната структура: заглавие, автор(и), месторабота, абстракт на английски, абстракт на български, PACS номер, ключови думи (на англ.), основен текст, благодарности, допълнения, литература (вж. Template). Името, пълен пощенски адрес, телефонен и факс-номер и електронен адрес на автора за кореспонденция трябва да са изписани на първата страница като бележка под черта.

Фигурите трябва да са поставени в текста, близо до първото им споменаване. Те трябва да са с високо качество (резолюция не по-малко от 300 dpi) и се представят в отделни файлове в EPS формат (за векторните изображения – черно-бели чертежи и графики) и JPG или TIF формат (за растерните изображения – снимки, рисунки). Всички цветни фигури трябва да са конвертирани в черно-бели.

Таблиците да са с минимален брой разграничителни линии, да са поместени в текста, близо до техния коментар и отделени с известно разстояние отгоре и отдолу.

Забележките под черта да са минимален брой, кратки и последователно номерирани.

Литературата да се цитира в квадратни скоби, например [3], [1, 3], [5, с./р. 98], [12, гл./Ch. 2.11], като номерирането е последователно, по реда на цитирането.

Примери за оформяне списъка на литературата:

[1] Haake, F. Quantum Signatures of Chaos. Berlin, 1991.

[2] Berlad, G. I., A. P. Dar, G. M. Eilam. *Phys. Rev. D*, 1980, **22**, 7, 1547.

[3] DeWitt-Morette, C. In: *NATO ASI Series B: Physics*, 1997, **361**, 51.

За по-подробна информация относно подготовката на ръкописа, моля, контактувайте с редакторите на адрес annuaire@phys.uni-sofia.bg или cvet@phys.uni-sofia.bg.

Annual of Sofia University “St. Kliment Ohridski” Faculty of Physics

Scope of the journal. The *Annual* covers all areas of research at the Faculty of Physics. It is published once a year. There is no page charge.

Submission of papers. The papers are to be submitted by e-mail to the Editor-in-Chief (vpopov@phys.uni-sofia.bg). The submission of a paper includes the paper in Word DOC format with inserted figures (see Template), the figures as separate files, and a cover letter with the e-mail addresses of three potential Referees.

The submission of a paper implies that it has not been published previously, nor has been submitted for publication elsewhere. All papers will be subjected to a peer review. The authors will be notified of the acceptance of the paper. The Editors reserve the right to edit papers, where necessary, and refuse papers, which do not satisfy conditions of standard or contents.

The acceptance of a paper implies that the authors transfer the copyright to the Faculty of Physics of St. Kliment Ohridski University of Sofia including the right to adapt the paper for uses in conjunction with computer systems and programs, and also reproduction or publication in machine-readable form and incorporation in retrieval systems.

Manuscript preparation. The manuscripts should be no longer than 20 pages. The manuscripts must be typed on one side of A4 paper with wide margins.

The manuscript should have the following structure: Title, Author(s), Affiliation(s), Abstract in English, Abstract in Bulgarian, PACS codes and keywords, Main text, Acknowledgements, Appendices, and References.

The name, complete postal address, telephone and fax numbers and the e-mail address of the corresponding author should be given as a footnote on the first page of the manuscript.

Figures must be inserted in the manuscript near their first reference with captions just below the figures. High-quality figures (at least 300 dpi) must be provided in the submission as separate files in EPS format (for black and white figures) and JPG or TIF format (for grey scale figures). Any color figure should be converted into a grey scale one before submission.

Tables should be with a minimum number of dividing lines and should be inserted in the text near their first reference.

Footnotes should be brief and kept to a minimum, and must be numbered consecutively.

References must be consecutively numbered in the text using square brackets, e.g., [3], [1, 3], [5, p. 98], [12, Ch. 2.11], etc. They must be listed by number in the Reference list.

Examples:

[1] Haake, F. Quantum Signatures of Chaos. Berlin, 1991.

[2] Berlad, G. I., A. P. Dar, G. M. Eilam. *Phys. Rev. D*, 1980, **22**, 7, 1547.

[3] DeWitt-Morette, C. In: *NATO ASI Series B: Physics*, 1997, **361**, 51.

For detailed information about manuscript preparation, please, contact the Editors at annuaire@phys.uni-sofia.bg or cvet@phys.uni-sofia.bg.

