

## Численные эксперименты по чувствительности полярного мезоциклона над Баренцевым морем к источникам тепла

Д. А. Яровая\*, В. В. Ефимов

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия*

*\*E-mail: darik777@mhi-ras.ru*

Поступила в редакцию 11.02.2020 г.

**Цель.** Цель работы – провести численные эксперименты с полярным мезомасштабным циклоном, существовавшим 18–20 января 2017 г., чтобы исследовать, как влияли на структуру и интенсивность циклона потоки явного и скрытого тепла от поверхности моря, а также выделение скрытого тепла при конвекции.

**Методы и результаты.** Для численного исследования циклона использовалась полярная версия мезомасштабной модели *WRF*. Чтобы выявить реакцию циклона непосредственно на изменения в модели, все эксперименты начинались только после достижения циклоном зрелой стадии в 00:00 20 января. Проведено пять экспериментов: в 1-м отключался только поток явного тепла, во 2-м – только поток скрытого тепла, в 3-м – оба потока тепла, в 4-м – теплообмен при фазовых переходах в атмосфере, в 5-м – оба потока тепла и теплообмен при фазовых переходах. В качестве меры интенсивности циклона использовалось давление на уровне моря в центре.

**Выводы.** Показано, что во всех экспериментах интенсивность циклона, а также максимальная скорость ветра на нижнем уровне модели уменьшились. Уменьшение интенсивности было примерно одинаковым в экспериментах 1 и 2, т. е. на зрелой стадии потоки явного и скрытого тепла для рассматриваемого циклона были одинаково важны. В экспериментах 1, 3 и 5, в которых был отключен поток явного тепла, значительно увеличилась устойчивость атмосферы, так как уменьшилась температура воздуха на нижнем уровне модели. В эксперименте 4 пограничный слой стал более неустойчивым, потому что испарение осадков в модели не сопровождалось поглощением тепла. Обнаружено, что, несмотря на уменьшение интенсивности и максимальной приповерхностной скорости ветра, интегральная кинетическая энергия циклона в экспериментах 1, 3 и 5 возросла. Рассмотрена наиболее вероятная причина такой реакции циклона, а именно – уменьшение диссипации энергии в приповерхностном слое в связи с увеличением устойчивости атмосферы.

**Ключевые слова:** полярный мезомасштабный циклон, мезомасштабное атмосферное моделирование, численные эксперименты.

**Благодарности:** работа выполнена в рамках проекта № 0827-2015-0001 «Фундаментальные исследования процессов в системе океан-атмосфера-литосфера, определяющих пространственно-временную изменчивость природной среды и климата глобального и регионального масштабов».

**Для цитирования:** Яровая Д. А., Ефимов В. В. Численные эксперименты по чувствительности полярного мезоциклона над Баренцевым морем к источникам тепла // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 3. С. 243–260. doi:10.22449/0233-7584-2020-3-243-260

# Polar Low over the Barents Sea: Its Sensitivity to Surface Energy Fluxes and Condensational Heating

D. A. Iarovaia\*, V. V. Efimov

*Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia*

*\*e-mail: darik777@mhi-ras.ru*

**Purpose.** The aim of the paper is to study the polar low on January 18–20, 2017 using the sensitivity numerical experiments. The experiments were performed to analyse direct effect of the surface energy fluxes and condensational heating on the cyclone structure and intensity.

**Methods and Results.** The Polar WRF model was used for the cyclone simulations. In order to study the cyclone direct response to the changes in the model, all the experiments started only after the polar low had reached its mature stage at 00:00 on January, 20. Five numerical experiments were performed, in which the following parameters were turned off: 1) sensible heat flux only, 2) latent heat flux only, 3) both surface energy fluxes, 4) phase change heat transfer in the atmosphere and 5) phase change heat transfer in the atmosphere as well as surface energy fluxes. The cyclone intensity was defined by the minimum sea level pressure in its center.

**Conclusions.** It is shown that in all the numerical experiments, the cyclone intensity as well as its maximum wind speed at the model lowest level decreased. In experiments 1 and 2, the intensity decrease was nearly the same, i.e. at the mature stage, the sensible and latent heat fluxes were equally important for the cyclone intensity. In experiments 1, 3 and 5 (with the sensible heat flux turned off), the atmosphere static stability increased significantly due to considerable decrease of the air temperature at the model lowest level. In experiment 4, the planetary boundary layer became more unstable since evaporative cooling was turned off in the model. In experiments 1, 3 and 5, integral kinetic energy of the cyclone increased despite the fact that its intensity and maximum surface wind speed decreased. It is shown that such a response of the cyclone was, most probably, caused by decrease of the energy dissipation in the surface layer due to the increased atmospheric stability.

**Keywords:** polar low, mesoscale atmospheric modelling, numerical experiments.

**Acknowledgments:** the investigation was carried out within the framework of project No. 0827-2015-0001 “Fundamental studies of processes in the ocean-atmosphere-lithosphere system which condition spatial-temporal variability of natural environment and climate on global and regional scales».

**For citation:** Iarovaia, D.A. and Efimov, V.V., 2020. Polar Low over the Barents Sea: Its Sensitivity to Surface Energy Fluxes and Condensational Heating. *Physical Oceanography*, [e-journal] 27(3), pp. 225-241. doi:10.22449/1573-160X-2020-3-225-241

## Введение

Помимо обычных внетропических циклонов, которые развиваются на тропосферных фронтах, в высоких широтах над полярными океанами обнаруживают небольшие интенсивные циклоны, возникновение которых не связано непосредственно с тропосферными фронтами [1]. Среди множества всех полярных мезоциклонов (ПМЦ) выделяют отдельную группу так называемых арктических ураганов. ПМЦ этой группы достигают значительной интенсивности и внешними признаками (спиральная структура облачной системы и наличие глаза) напоминают тропические ураганы (см., например, [2, 3]), хотя могут отличаться от них механизмом усиления.

Известно, что универсального механизма возникновения полярных циклонов нет: ПМЦ возникают вследствие как бароклинной, так и конвективной неустойчивости, но обычно оба эти механизма действуют одновременно, и какой из них будет преобладать – зависит от конкретных условий развития [4, с. 403]. Согласно [4, с. 1; 5], интенсивные ПМЦ в Северо-Европейском бассейне часто развиваются во время вторжений холодного арктического воздуха на море – следовательно, в усилении таких ПМЦ существенную роль могут

играть поток явного тепла от поверхности моря и выделение скрытого тепла при конвекции. Поэтому всегда представляет интерес исследовать, как именно взаимодействие море – атмосфера повлияло на интенсивность конкретного ПМЦ. Отметим, что в средних широтах интенсивные мезомасштабные циклоны, напоминающие своим видом тропические ураганы, регулярно наблюдаются над Средиземным морем [6], один отмечен даже над Черным морем [7].

В статье рассмотрим ПМЦ, отличительной особенностью которого являлось необычно долгое время жизни – около двух с половиной суток, с 18 по 20 января 2017 г. Данная работа является продолжением предыдущего исследования, посвященного этому ПМЦ [8]. В работе [8] по данным скаттерометра *ASCAT*<sup>1</sup> о приводном ветре было установлено, что циклон возник вблизи Исландии, а рассеялся в южной части Баренцева моря, переместившись в восточном направлении на ~ 2000 км от места своего зарождения, т. е. был не только долгоживущим, но и подвижным – на зрелой стадии в циклоне наблюдались большие значения скорости приводного ветра (свыше 30 м/с). При помощи численной модели *WRF* в работе [8] были воспроизведены зарождение и усиление циклона, а также его траектория над Гренландским, Норвежским и Баренцевым морями. Был сделан вывод, что усиление ПМЦ произошло в результате вторжения холодного воздуха на Гренландское море, которое началось в конце 18 января и впоследствии охватило Норвежское и западную часть Баренцева моря. Согласно результатам моделирования, усиление циклона сопровождалось развитием сильной конвекции, при этом вблизи поверхности конвективная доступная потенциальная энергия (КДПЭ) достигала больших значений (более 1000 Дж/кг).

В работе [8] не рассматривалось, какую роль играли в усилении циклона большие потоки тепла от поверхности моря, возникшие в результате холодного вторжения, а также выделение скрытого тепла в конвективных потоках. Отметим, что в данной работе мы детально рассматриваем ПМЦ после наступления зрелой стадии. Причины его зарождения и начальная стадия развития циклона в этой работе подробно не обсуждаются.

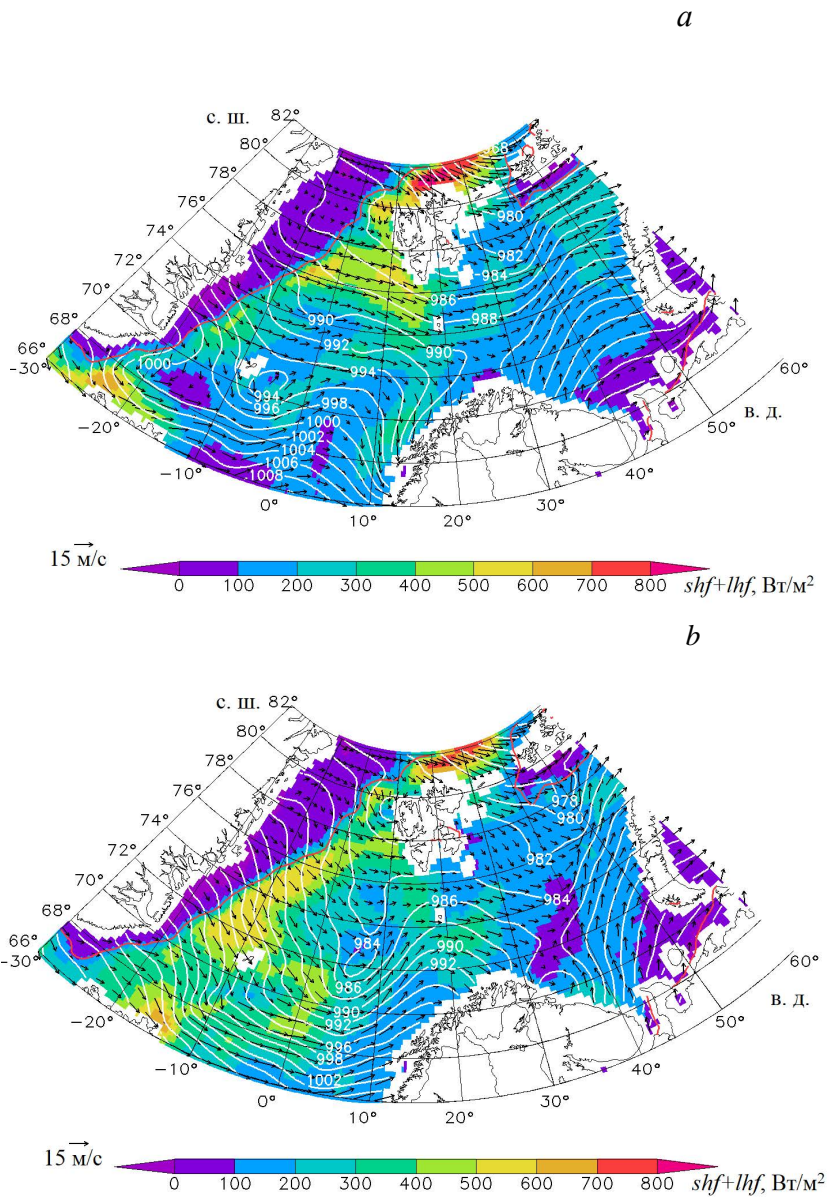
### Описание ПМЦ

В этом разделе кратко опишем, как происходило развитие полярного циклона с 18 по 20 января 2017 г., используя данные реанализа *ERA5*<sup>2</sup> с разрешением 0,25° и шагом по времени 6 ч. На рис. 1 показаны поля суммарного (явный + скрытый) потока тепла от поверхности моря, давления на уровне моря и приводного ветра. Зарождение циклона началось в 18:00 18 января с небольшой барической ложбины к северу от Исландии (–25 ... –10° в. д., 66 ... 70° с. ш.) (рис. 1, *a*). За 6 ч эта область пониженного давления сместилась на ~ 500 км на северо-восток в Норвежское море (0 ... 10° в. д., 70 ... 74° с. ш.) и в ней появились замкнутые изобары (рис. 1, *b*). В следующие 6 часов, с 00:00 до 06:00 19 января, произошло значительное усиление циклона: давление в центре скачком уменьшилось на 16 гПа (рис. 1, *b, c*). Очевидно, это объясняется началом холодного вторжения над Гренландским морем 19 января, которое впоследствии распространилось и на Норвежское море (рис. 1, *b, c*).

<sup>1</sup> URL: <http://www.remss.com/missions> (дата обращения: 10.01.2020).

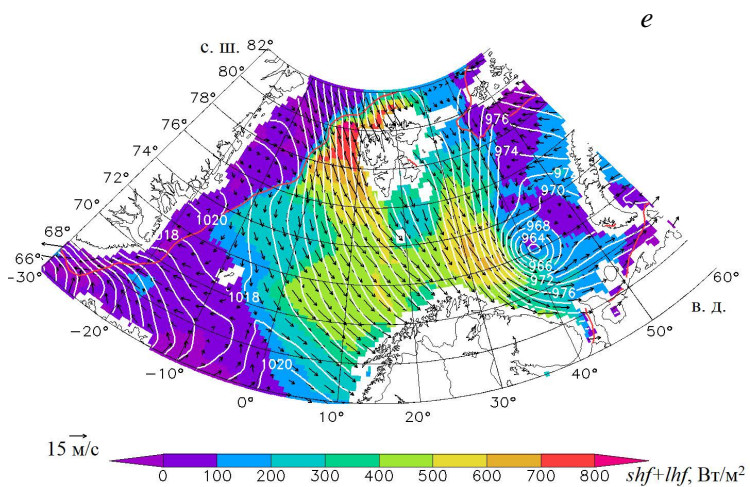
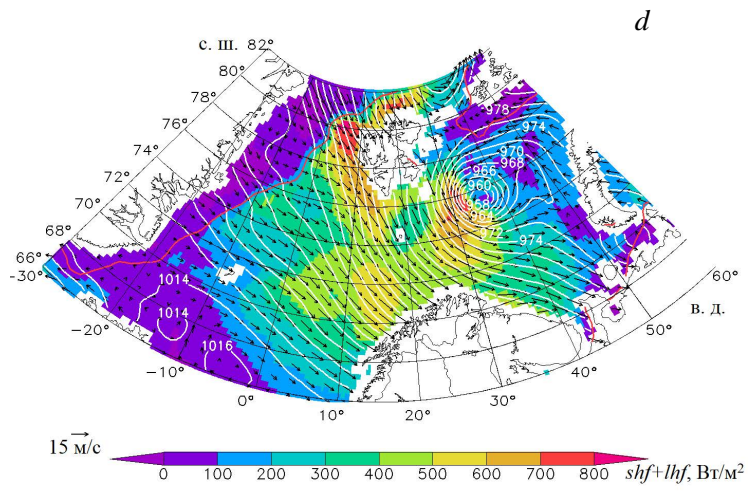
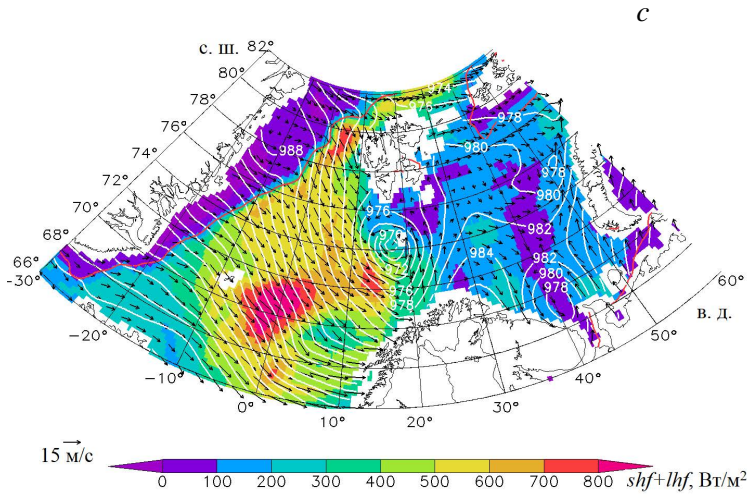
<sup>2</sup> Copernicus Climate Change Service (C3S) ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate, Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS). URL: <https://cds.climate.copernicus.eu/> (дата обращения: 10.01.2020).

В 06:00 19 января ПМЦ располагался между о. Шпицберген и побережьем Норвегии и суммарный поток тепла в западной половине ПМЦ, которая находилась над Норвежским морем, достигал 700–800 Вт/м<sup>2</sup> (рис. 1, *c*).



**Р и с. 1.** Суммарный поток тепла, Вт/м<sup>2</sup>, давление на уровне моря, гПа, и приводный ветер, м/с, по данным реанализа ERA5: *a* – в 18:00 18.01.2017; *b* – в 00:00 19.01.2017; *c* – в 06:00 19.01.2017; *d* – в 06:00 20.01.2017; *e* – в 18:00 20.01.2017. Красная линия обозначает границу области, более чем наполовину покрытой льдом

**Fig. 1.** Total heat flux, W/m<sup>2</sup>, pressure on the sea level, hPa, and sea surface wind, m/s, based on the ERA5 reanalysis data: *a* – at 18:00 on 18.01.2017; *b* – at 00:00 on 19.01.2017; *c* – at 06:00 on 19.01.2017; *d* – at 06:00 on 20.01.2017; *e* – at 18:00 on 20.01.2017. Red line denotes boundary of the area more than a half of which is covered with ice



Продолжение рис. 1  
Continuation of Fig. 1

Согласно работе [9], в которой были проанализированы спутниковые данные за 2000–2009 гг., интенсивные ПМЦ в Северо-Европейском бассейне довольно часто наблюдаются к северу от побережья Норвегии в районе  $18^\circ$  в. д.,  $72^\circ$  с. ш., что объясняется теплым Норвежским течением и частыми холодными вторжениями в районе о. Шпицберген.

Следующие 24 часа ПМЦ двигался на северо-восток, в Баренцево море, продолжая усиливаться, и к 06:00 20 января достиг наибольшей интенсивности: давление в центре понизилось до 956 гПа (рис. 1, *d*). Дополнительному усилению циклона способствовало и то, что 20 января холодное вторжение распространилось на западную половину Баренцева моря (рис. 1, *d*, *e*). После 06:00 20 января, не доходя до границы ледяного покрова, циклон повернул на юг и, постепенно затухая, двигался к побережью (рис. 1, *d*, *e*). На следующий день, 21 января, ПМЦ вышел на сушу и исчез. Как видно из рис. 1, *c* – *e*, циклон существовал в сильно неоднородном фоновом потоке и даже на зрелой стадии не являлся осесимметричным: наибольшая скорость приводного ветра и, соответственно, наибольший суммарный поток тепла (до  $800 \text{ Вт/м}^2$ ) достигались в западной половине циклона.

Согласно данным реанализа ERA5, можно выделить три стадии в развитии циклона над морем: непрерывное усиление, которое длилось больше суток (с 18:00 18 января до 00:00 20 января), зрелая стадия, когда интенсивность циклона почти не изменялась (с 00:00 до 06:00 20 января), и затухание с постоянной скоростью  $\sim 0,4 \text{ гПа/ч}$  после 06:00 20 января.

### Описание численных экспериментов

Для исследования циклона использовалась полярная версия численной модели атмосферной циркуляции WRF 3.9.1, хорошо известная в литературе [10]. В модели использовалось 37 неравномерно расположенных по высоте  $\sigma$ -уровней с увеличенным разрешением в планетарном пограничном слое (количество уровней указано для несмещенной вертикальной сетки). Средняя высота уровней над морем в области с разрешением 2 км примерно равнялась 5,6; 20,7; 39,5; 58,4; 77,3; 96,2; 119; 151; 189; 228; 266; 304; 343; 392; 460; 538; 618; 697; 778; 859; 940; 1022; 1105; 1189; 1274; 1359; 1445; 1531; 1709; 2074; 2679; 3596; 4759; 6109; 7762; 9991 и 1365 м. Для параметризации планетарного пограничного слоя (ППС) была выбрана схема *Yonsei University*, в которой коэффициент вертикального турбулентного обмена импульсом  $K_v$  рассчитывается как

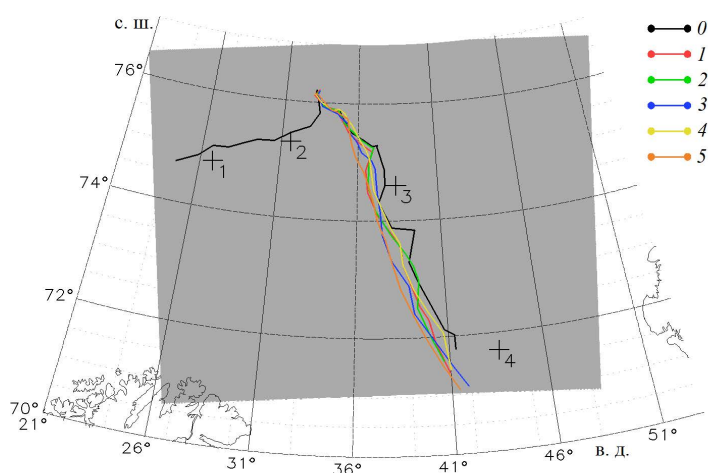
$$K_v = \kappa \cdot w \cdot z \left( 1 - \frac{z}{H_{\text{pbl}}} \right)^2, \quad (1)$$

где  $\kappa$  – постоянная Кармана, равная 0,4;  $w$  – масштаб вертикальной скорости в ППС, который определяется через скорость трения и поток явного тепла;  $H_{\text{pbl}}$  – высота ППС;  $z$  – высота [11]. Для параметризации приповерхностного слоя использовалась схема *Revised MM5 Monin – Obukhov scheme*, в которой скорость трения  $u_*$  рассчитывается как

$$u_* = \frac{\kappa \cdot U_1}{\ln(z_1/z_0) - \Psi}, \quad (2)$$

где  $U_1$  – скорость ветра на нижнем уровне модели;  $z_1$  – высота нижнего уровня модели;  $z_0$  – параметр шероховатости, над морем равный  $10^{-4}$  м;  $\Psi$  – универсальная безразмерная функция, которая зависит от стратификации атмосферы [12]. При нейтральной стратификации  $\Psi = 0$ , при устойчивой –  $\Psi < 0$ , при неустойчивой –  $\Psi > 0$  [13].

Начальные и граничные условия были взяты из данных оперативного анализа ERA5 с пространственным разрешением  $0,25^\circ$  и временным разрешением 6 ч. Результаты моделирования выводились с шагом 1 ч. Моделирование проводилось на трех вложенных доменах с разрешениями 18, 6 и 2 км. Разрешение 2 км можно считать оптимальным для моделирования полярного мезоциклона, так как в работе [14] увеличение пространственного разрешения с 2,2 до 0,5 км при моделировании ПМЦ 26 марта 2013 г. не привело к существенному улучшению результатов. На рис. 2 показаны расчетная область в Баренцевом море с разрешением 2 км и траектория циклона, определенная по спутниковым данным и по результатам основного расчета и численных экспериментов. Море в расчетной области было полностью свободно ото льда. Температура поверхности моря при моделировании поддерживалась постоянной.



**Рис. 2.** Траектория циклона (цветные линии) по результатам основного расчета (0) и численных экспериментов (1–5), а также по спутниковым данным. Серым цветом выделена расчетная область с разрешением 2 км. Крестиками показано положение центра циклона по данным скаттерометра ASCAT. Цифрам рядом с крестиками соответствуют моменты времени: 1 – 13:36 19.01.2017, 2 – 18:36 19.01.2017, 3 – 11:36 20.01.2017 и 4 – 18:18 20.01.2017 (время пролета спутника над центром вихря)

**Fig. 2.** Cyclone trajectory (color lines) based on the results of the basic calculation (0) and numerical experiments (1–5) as well as on the satellite data. Grey color marks out the calculation domain with resolution 2 km. Crosses show location of the cyclone center based on the ASCAT scatterometer data. Numbers by the crosses correspond to the time points: 1 – at 13:36 on 19.01.2017, 2 – at 18:36 on 19.01.2017, 3 – at 11:36 on 20.01.2017 and 4 – at 18:18 on 20.01.2017

Чтобы изучить, какую роль в усилении конкретного циклона играли потоки тепла от поверхности моря и выделение скрытого тепла при конвекции, проводятся численные эксперименты по чувствительности – это общепринятая практика [15–18]. Однако отключение тех или иных физических процессов в модели влияет не только на сам циклон, но и на всю атмосферу в расчетной области, что, в свою очередь, также приводит к изменениям в циклоне. Согласно [18], в случае, когда численный эксперимент продолжается больше суток, становится трудно определить, как именно повлияло на интенсивность циклона отключение рассматриваемого физического процесса – непосредственно или косвенно, через изменение окружающей среды. В связи с этим в работах [16–18] предлагается начинать эксперимент не в момент зарождения циклона, а по достижении им зрелой стадии.

В нашем случае, согласно результатам моделирования, зрелая стадия циклона началась в 00:00 20 января. Поэтому численные эксперименты проводились по следующей схеме: с 06:00 19 января до 00:00 20 января – моделирование с начальными и граничными условиями из реанализа ERA5, с 00:00 до 21:00 20 января – численный эксперимент с граничными условиями из реанализа ERA5 и начальными условиями, взятыми из предыдущего расчета. В связи с вычислительными трудностями расчетные области не удалось сделать достаточно большими. В начале расчета циклон находится за пределами расчетной области с разрешением 2 км, но к 00:00 20 января, двигаясь в восточном направлении, полностью входит в расчетную область через ее западную границу. После 21:00 20 января циклон покидает расчетную область через ее южную границу (рис. 2). В дальнейшем при анализе основного расчета будет рассматриваться период с 13:00 19 января до 21:00 20 января, так как в это время центр циклона находился в расчетной области.

Обозначим основной расчет как  $0$  и приведем краткое описание экспериментов, указав, какое изменение вносили в модель:

1. Отключен только поток явного тепла.
2. Отключен только поток скрытого тепла.
3. Отключены потоки явного и скрытого тепла от поверхности моря.
4. Отключено выделение/поглощение тепла при фазовых переходах в атмосфере.
5. Отключены выделение/поглощение тепла при фазовых переходах в атмосфере и потоки явного и скрытого тепла от поверхности моря.

Все остальные параметры модели в экспериментах были оставлены без изменения.

В отличие от тропического урагана, в ПМЦ потоки явного и скрытого тепла сопоставимы по величине, поэтому представляет интерес посмотреть, как он отреагирует на отключение каждого из этих потоков по отдельности (эксперименты 1 и 2). В эксперименте 5 отключили оба фактора усиления циклона, которые в экспериментах 3 и 4 отключали по отдельности. Все эксперименты длились 21 ч.

Для анализа структуры циклона использовалась цилиндрическая система координат, центр которой совпадал с центром циклона и перемещался вместе с ним, и рассматривались осредненные по углу поля скорости и температуры.

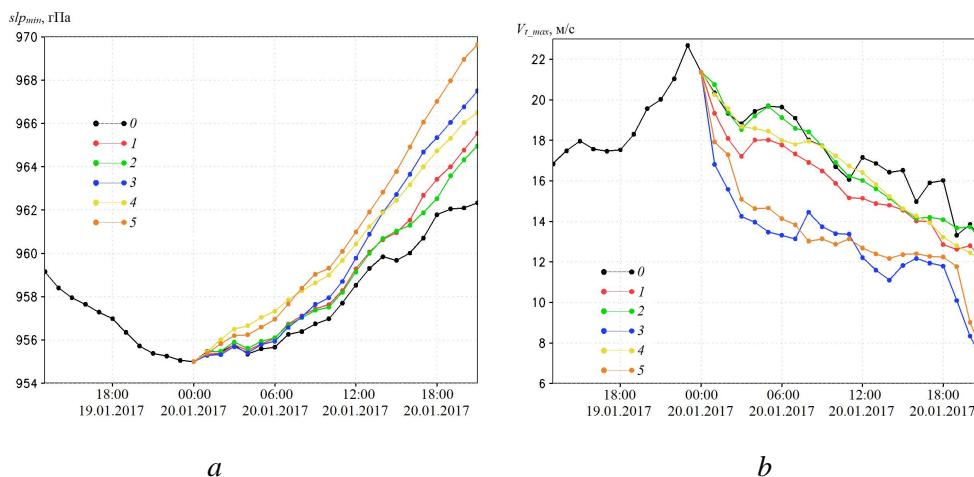


## Результаты экспериментов

Как видно из рис. 2, траектория циклона в численных экспериментах почти не отличается от основного расчета. И в экспериментах, и в основном расчете циклон в конце 19 января – начале 20 января меняет свое направление движения в Баренцевом море с северо-восточного на юго-восточное, что согласуется со спутниковыми данными ASCAT.

### Интенсивность циклона

Рассмотрим, как изменилась интенсивность циклона в экспериментах по сравнению с основным расчетом. В качестве меры интенсивности полярного циклона обычно используется его глубина, т. е. давление на уровне моря в центре циклона  $slp_{min}$  [18, 19]. На рис. 3, *a* показано, как изменялась со временем величина  $slp_{min}$  в основном расчете и в численных экспериментах. Эксперименты начинались в 00:00 20 января, когда давление в центре циклона в основном расчете понизилось до наименьшей величины – 955 гПа. Как и ожидалось, во всех экспериментах циклон затухает быстрее, чем в основном расчете. Меньше всего интенсивность изменилась в экспериментах 1 и 2 (отклонение от основного расчета не превышает ~ 3 гПа), более заметные изменения произошли в экспериментах 3 и 4 (отклонение до 5 гПа). Наибольшее понижение интенсивности, т. е. наибольшая скорость затухания, наблюдается в эксперименте 5 (в конце расчета отклонение достигает 7 гПа).



**Р и с. 3.** Давление на уровне моря в центре циклона, гПа (*a*); максимальная тангенциальная скорость в циклоне, м/с, на нижнем уровне модели (*b*) (*0* – основной расчет; *1–5* – численные эксперименты)

**F i g. 3.** Pressure on the sea level in the cyclone center, hPa (*a*); maximum tangential speed in the cyclone, m/s, at the model low level (*0* – basic calculation; *1–5* – numerical experiments)

Первые 6 часов графики 1, 2 и 3 на рис. 3, *a* почти не отличаются от графика 0, а в экспериментах 4 и 5 уменьшение интенсивности заметно уже в начале расчета. То есть ПМЦ быстрее отреагировал на отключение теплообмена в атмосфере за счет испарения/конденсации, чем на отключение потоков тепла от поверхности моря. Это можно объяснить следующим образом: как указывалось, эксперименты начинались на зрелой стадии, когда конвекция в циклоне

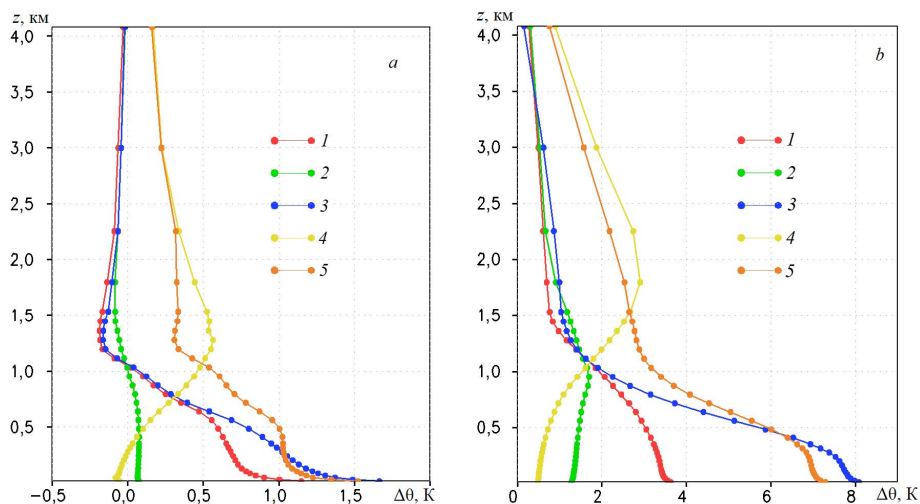
уже была хорошо развита, а отключение нагрева воздуха от подстилающей поверхности не могло привести к немедленному прекращению конвекции.

Графики 1 и 2 почти совпадают – это означает, что на рассматриваемом этапе развития ПМЦ (от зрелой стадии до исчезновения) потоки явного и скрытого тепла были одинаково важны для поддержания его интенсивности. Отметим, что такая реакция у полярного циклона наблюдается не всегда. Например, в работе [18], в которой исследовался ПМЦ 18–21 декабря 2002 г., показано, что после наступления зрелой стадии более важен был именно поток явного тепла.

Для оценки интенсивности циклона также используется максимальная приповерхностная (на нижнем уровне модели) скорость ветра в циклоне  $V_{t\_max}$  (рис. 3, *b*). Как видно из рис. 3, *b*, в экспериментах значения  $V_{t\_max}$  в целом меньше, чем в основном расчете, причем наиболее заметное понижение произошло в экспериментах 1, 3 и 5, в которых отключался поток явного тепла. В отличие от  $slp_{min}$ ,  $V_{t\_max}$  резко уменьшается уже в самом начале экспериментов 1, 3 и 5 и представляет собой непосредственную реакцию циклона на изменения в модели. Однако, как будет показано далее, из рис. 3, *b* еще не следует, что в экспериментах 1, 3 и 5 произошло уменьшение кинетической энергии циклона.

#### Термическая структура циклона

Рассмотрим теперь, как изменилось поле температуры в циклоне. На рис. 4 для 01:00 и 11:00 20 января, что соответствует началу и середине эксперимента, показана разность между средней по площади циклона потенциальной температурой в основном расчете и в эксперименте ( $\Delta\theta$ ). При осреднении по площади радиус циклона полагался равным 200 км.



**Р и с. 4.** Отклонение средней по площади циклона потенциальной температуры воздуха в экспериментах от аналогичного показателя в основном расчете, К: *a* – в 01:00 20 января 2017 г.; *b* – в 11:00 20 января 2017 г. (*0* – основной расчет; 1–5 – численные эксперименты)

**F i g. 4.** Deviation of the air potential temperature (average over the cyclone area) in the experiments from that in the basic calculation, K: *a* – at 01:00 on January 20, 2017; *b* – at 11:00 on January 20, 2017 (*0* – basic calculation; 1–5 – numerical experiments)

Как и ожидалось, после отключения потока явного тепла от поверхности моря в экспериментах 1, 3 и 5 температура воздуха вблизи поверхности понизилась. Со временем отклонение температуры вблизи поверхности от основного расчета увеличивается и через 11 ч после начала моделирования достигает 4, 7 и 8 К соответственно (рис. 4). Влияние потока явного тепла  $shf$  на температуру в нижнем слое атмосферы можно оценить из соотношения  $\frac{shf}{C_p \cdot \rho \cdot H_{pbl}}$ , где  $C_p$  – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении;  $\rho$  – плотность воздуха. Получим, что поток тепла величиной 230 Вт/м<sup>2</sup> (табл. 1) за 1 ч приведет к увеличению потенциальной температуры в слое 1 км на 0,8 К. Это примерно соответствует понижению температуры в эксперименте 1 (рис. 4, а).

Т а б л и ц а 1  
T a b l e 1

**Значения КДПЭ,  $shf$  и  $lhf$ , осредненные по площади циклона, в основном расчете и численных экспериментах для 01:00 и 11:00 20 января**  
**Values of convective available potential energy (CAPE),  $shf$  and  $lhf$  (averaged over the cyclone area) in the basic calculation and the numerical experiments for 01:00 and 11:00 on January, 20**

Номер эксперимента / Experiment number	КДПЭ, Дж/кг / CAPE, J/kg		$shf$ , Вт/м <sup>2</sup> / $shf$ , W/m <sup>2</sup>		$lhf$ , Вт/м <sup>2</sup> / $lhf$ , W/m <sup>2</sup>	
	01:00	11:00	01:00	11:00	01:00	11:00
	20.01.2017	20.01.2017	20.01.2017	20.01.2017	20.01.2017	20.01.2017
0	9,0	12,3	229	148	188	140
1	7,2	2,7	0	0	169	154
2	3,4	0,9	232	183	0	0
3	2,9	-0,1	0	0	0	0
4	21,4	56,9	226	157	190	158
5	9,4	0,7	0	0	0	0

В эксперименте 2 отключение потока влаги от поверхности моря привело к уменьшению удельной влажности воздуха в циклоне, вследствие чего уменьшилось и выделение скрытого тепла при конвекции. В эксперименте 4 конвекция не сопровождается выделением скрытого тепла и основное понижение температуры произошло на высотах более 1 км. Это согласуется с тем, что в среднем вертикальная скорость в циклоне достигала максимальных значений на высотах 1,2–1,5 км, а в отдельных случаях в малых областях размером ~ 10 км могли возникать интенсивные (до 10 м/с) восходящие потоки, достигающие высоты 3 км.

Изменение вертикального профиля потенциальной температуры естественным образом привело к изменению устойчивости атмосферы. В табл. 1 приведено среднее по площади циклона значение КДПЭ в нижнем слое толщиной 1 км. Во всех экспериментах, в которых был отключен хотя бы один поток тепла от поверхности моря, величина КДПЭ через 11 ч моделирования уменьшилась значительно, на порядок, причем уменьшение КДПЭ можно

увидеть уже в начале эксперимента. В эксперименте 4, в котором отключили только выделение/поглощение тепла при фазовых переходах, сохранив потоки тепла от поверхности, атмосфера в пограничном слое, наоборот, стала более неустойчивой и КДПЭ возросла. Это объясняется тем, что отключение теплообмена при фазовых переходах приводит также к отключению поглощения тепла в нисходящих потоках при испарении дождевых капель. Тем не менее конвективный перенос тепла от поверхности моря в эксперименте 4 отсутствовал, поэтому увеличение КДПЭ не привело к уменьшению скорости затухания циклона.

Рассмотрим теперь, как в экспериментах изменились потоки тепла от поверхности моря. Очевидно, что в экспериментах 1, 3, 5  $shf = 0$  и в экспериментах 2, 3, 5  $lhf = 0$ . Из табл. 1 видно, что со временем поток явного тепла в эксперименте 2 и скрытого в эксперименте 1 становится больше, чем в основном расчете. Это связано с уменьшением температуры воздуха на нижних уровнях модели и, как следствие, увеличением разности температур море – атмосфера, а также с уменьшением влажности приповерхностного воздуха. Как видно из табл. 1, во всех расчетах потоки тепла со временем уменьшались, что согласуется с рис. 3: циклон во всех расчетах затухал, пусть и с разной скоростью.

#### *Динамическая структура циклона*

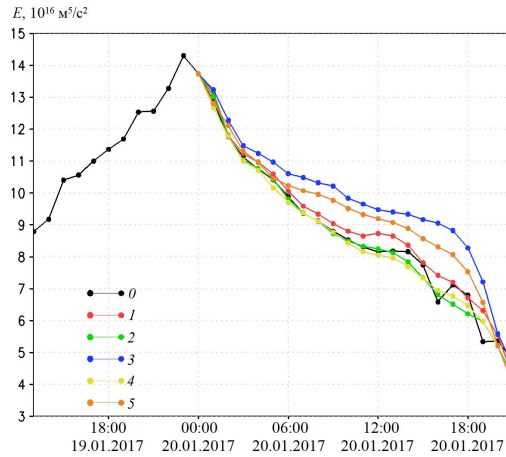
Рассмотрим теперь, как увеличение устойчивости атмосферы повлияло на циклон в целом. Для этого используем такую характеристику, как интегральная кинетическая энергия вращения циклона  $E$ , равную

$$E = \int_0^H \int_S \frac{V_t^2}{2} ds dz,$$

где  $H$  и  $S$  – высота и площадь циклона;  $V_t$  – тангенциальная скорость. Высота циклона, т. е. высота уровня, на котором еще прослеживаются замкнутые изобары, в экспериментах почти не отличается от основного расчета и составляет  $\sim 7$  км. Величина  $E$ , хотя и является энергетической характеристикой циклона в целом, но не используется для оценки его интенсивности, в отличие от величины  $V_{t\_max}$ , так как, во-первых, трудно поддается измерению, а во-вторых, величина  $V_{t\_max}$  имеет большее практическое значение. При расчете величины  $E$  используем только тангенциальную скорость, поскольку интегральная кинетическая энергия циклона – это по сути кинетическая энергия его первичной циркуляции (вращения воздуха в горизонтальной плоскости вокруг центра циклона). Кинетическая энергия вторичной циркуляции (приток воздуха к центру циклона на нижних уровнях, подъем и отток на верхних уровнях) существенно меньше. В нашем случае интегральная кинетическая энергия вторичной циркуляции на два порядка меньше первичной.

Как видно из рис. 5, на котором показано изменение со временем величины  $E$ , интегральная кинетическая энергия циклона в экспериментах 1, 3 и 5 больше, чем в основном расчете, на протяжении всего моделирования. С учетом рис. 3,  $b$  получается, на первый взгляд, парадоксальный результат – от-

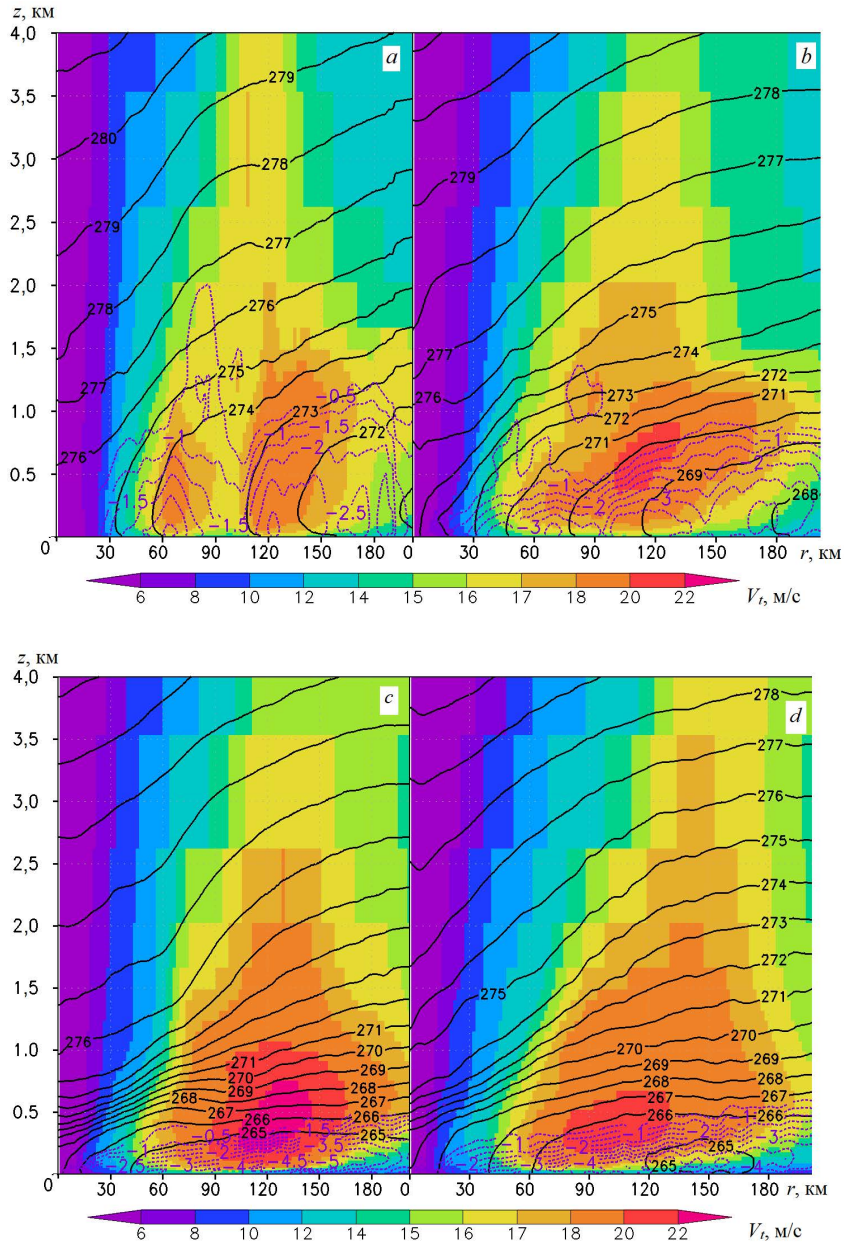
ключение притока явного тепла от поверхности моря привело не только к уменьшению интенсивности циклона и скорости ветра вблизи поверхности (что интуитивно понятно), но и к увеличению его интегральной кинетической энергии. Это особенно проявляется в эксперименте 3, для которого скорость  $V_{i\_max}$  понизилась на 5–6 м/с (см. рис. 3, *b*), а превышение  $E$  достигает  $2 \cdot 10^{16} \text{ м}^5/\text{с}^2$ .



**Р и с. 5.** Интегральная кинетическая энергия циклона,  $10^{16} \text{ м}^5/\text{с}^2$ , в основном расчете (0) и численных экспериментах (1–5)

**F i g. 5.** Integral kinetic energy of the cyclone,  $10^{16} \text{ м}^5/\text{с}^2$ , in basic calculation (0) and numerical experiments (1–5)

Проиллюстрируем описанные выше изменения в структуре циклона при помощи рис. 6, на котором сравниваются поля потенциальной температуры, а также радиальной и тангенциальной скорости ветра в основном расчете и экспериментах 1, 3 и 5. На рис. 6 видно, что в тонком слое вблизи поверхности ( $< 100 \text{ м}$ ) скорость  $V_t$  в экспериментах уменьшилась по сравнению с основным расчетом – это согласуется с рис. 3, *b*. Но при этом на высотах 0,3–0,6 км скорость  $V_t$  в экспериментах, наоборот, возросла, что и вызвало увеличение интегральной кинетической энергии (см. рис. 5). Кроме того, увеличение устойчивости атмосферы, о котором говорилось в предыдущем разделе, привело к уменьшению толщины пограничного слоя. Согласно результатам моделирования, средняя по площади циклона высота ППС для момента времени, показанного на рис. 6, составляет 910 м в основном расчете и 510, 230 и 270 м для экспериментов 1, 3 и 5 соответственно. Уменьшение высоты ППС в экспериментах привело, вследствие уравнения неразрывности, к увеличению скорости радиального потока воздуха, втекающего в циклон на нижних уровнях. Описанные выше изменения полей скорости циклона появились в начале экспериментов 1, 3 и 5 и сохранялись вплоть до 18:00 20 января, когда циклон начал исчезать.



**Р и с. 6.** Осредненные по углу в цилиндрической системе координат поля в циклоне в 11:00 20 января: *a* – в основном расчете; *b* – в эксперименте 1; *c* – в эксперименте 3; *d* – в эксперименте 5 (цветом показана тангенциальная скорость, м/с; черные изолинии – изостеры, К; фиолетовые изолинии – радиальная скорость, м/с). Для наглядности показана только отрицательная радиальная скорость

**F i g. 6.** Cyclone fields (averaged over the angle in the cylindric coordinate system) at 11:00 on January, 20: *a* – in basic calculation; *b* – in experiment 1; *c* – in experiment 3; *d* – in experiment 5 (color shows tangential speed, m/s; black lines – isosters, K; violet isolines – radial speed, m/s). For better visualization, only negative radial speed is shown

Рассмотрим теперь наиболее вероятную причину увеличения интегральной кинетической энергии циклона. Из соотношений (1) и (2) следует, что интенсивность вертикального турбулентного обмена в модели зависит от стратификации атмосферы. Найдем  $\varepsilon$  – скорость убывания интегральной кинетической энергии циклона вследствие работы силы турбулентного трения. С учетом того, что скорость  $V_t$  обращается в нуль на поверхности и на верхней границе, циклона величина  $\varepsilon$  может быть рассчитана как

$$\varepsilon = \int_{z_0}^H \int_S K_v \left( \frac{\partial V_t}{\partial z} \right)^2 ds dz.$$

Как известно, в приповерхностном слое применим логарифмический закон изменения горизонтальной скорости ветра с высотой  $V_t = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left( \frac{z}{z_0} \right)$ , а коэффициент вертикального турбулентного обмена  $K_v$  линейно растет с высотой  $K_v = u_* \cdot \kappa \cdot z$  [20]. Выше приповерхностного слоя значения коэффициента  $K_v$  рассчитываются в схеме параметризации пограничного слоя *Yonsei University* (см. выражение (1)). Отсюда получим

$$\varepsilon = \frac{1}{\kappa} \ln \left( \frac{z_1}{z_0} \right) \int_S u_*^3 ds + \int_{z_1}^H \int_S K_v \left( \frac{\partial V_t}{\partial z} \right)^2 ds dz. \quad (3)$$

Первое слагаемое в формуле (3),  $\varepsilon_1$ , учитывает диссипацию энергии в приповерхностном слое, т. е. учитывает влияние подстилающей поверхности, а второе слагаемое,  $\varepsilon_2$ , – в вышележащих слоях. В табл. 2 приведены средние по времени значения величин  $\varepsilon_1$  и  $\varepsilon_2$  для периода 6:00–11:00 20 января, когда скорость убывания интегральной кинетической энергии и в основном расчете, и в экспериментах была почти постоянна (см. рис. 5). Также в табл. 2 приведена величина  $\Delta E/\Delta t$  для этого периода. Как видно из табл. 2, после отключения потока явного тепла диссипация энергии в приповерхностном слое уменьшилась, а в вышележащих слоях, наоборот, увеличилась. Первое обстоятельство связано с тем, что значительно увеличилась устойчивость атмосферы вблизи поверхности. Второе обстоятельство – с тем, что увеличился вертикальный сдвиг ветра в пограничном слое (см. рис. 6). Из табл. 2 видно, что, несмотря на увеличение величины  $\varepsilon_2$ , суммарная скорость диссипации энергии,  $\varepsilon_1 + \varepsilon_2$ , во всех экспериментах уменьшилась по сравнению с основным расчетом из-за уменьшения величины  $\varepsilon_1$ . Это качественно согласуется с указанным выше эффектом.

Как видно из табл. 2, скорость убывания  $\Delta E/\Delta t$  в 1,5–2 раза меньше, чем можно было бы ожидать, исходя из величины диссипации  $\varepsilon$ . По-видимому, это объясняется тем, что на зрелой стадии ПМЦ существовал в неоднородном фоновом потоке с циклонической завихренностью (см. рис. 1, *c – e*), который возник вокруг синоптической депрессии с центром в Баренцевом море (50° в. д., 74° с. ш.) и поддерживал большие скорости ветра в западной части циклона, где оценка скорости вращения могла завышаться из-за вклада скорости фонового потока.

**Потери, обусловленные трением, в основном расчете  
и в численных экспериментах 1, 3 и 5 для 6:00–11:00 20 января**  
**Friction-resulted losses in the basic calculation and numerical experiments 1, 3 and 5  
for 6:00–11:00 on January, 20**

Номер эксперимента / Experiment number	$\Delta E/\Delta t, 10^{11} \text{ м}^5/\text{с}^3 /$ $\Delta E/\Delta t, 10^{11} \text{ м}^5/\text{с}^3$	$\varepsilon_1, 10^{11} \text{ м}^5/\text{с}^3 /$ $\varepsilon_1, 10^{11} \text{ м}^5/\text{с}^3$	$\varepsilon_2, 10^{11} \text{ м}^5/\text{с}^3 /$ $\varepsilon_2, 10^{11} \text{ м}^5/\text{с}^3$
0	–8,0	13,7	1,3
1	–6,7	12,5	1,5
3	–5,1	8,2	4,3
5	–5,1	8,7	3,3

### З а к л ю ч е н и е

Проведены численные эксперименты по чувствительности для ПМЦ, который возник в Гренландском море, к северу от Исландии, 18 января 2017 г. и за двое с половиной суток переместился в Баренцево море, где достиг наибольшей интенсивности. Эксперименты начинались по достижении им зрелой стадии, в 00:00 20 января, что позволило выделить непосредственную реакцию циклона на отключение того или иного физического процесса в модели.

Показано, что интенсивность циклона (минимальное давление на уровне моря в центре), а также максимальная скорость ветра вблизи поверхности напрямую зависели от потоков тепла от поверхности моря и выделения скрытого тепла в восходящих потоках. Обнаружено, что на зрелой стадии потоки явного и скрытого тепла были одинаково важны для поддержания интенсивности циклона. Кроме того, обнаружено, что циклон быстрее реагирует на отключение выделения скрытого тепла, чем на отключение потоков тепла от поверхности моря.

Показано, что отключение хотя бы одного из двух потоков тепла от поверхности моря существенно влияет на поля температуры и скорости в циклоне. Атмосфера на нижних уровнях становится более устойчивой, а толщина потока воздуха, стекающего к центру циклона на нижних уровнях, уменьшается. Как следствие, в пограничном слое увеличивается радиальная скорость, направленная к центру циклона. При отключении только теплообмена за счет фазовых переходов (эксперимент 4) атмосфера становится более неустойчивой, чем в основном расчете, вследствие того, что на нижних уровнях модели испарение дождевых капель больше не сопровождается поглощением тепла.

Выявлена интересная реакция циклона на отключение потока явного тепла: в тех экспериментах, в которых  $shf = 0$ , интегральная кинетическая энергия циклона увеличивается за счет возрастания тангенциальной скорости в средней части ППС, хотя интенсивность и максимальная тангенциальная скорость на нижнем уровне модели уменьшаются. Была рассмотрена наиболее вероятная причина такой реакции циклона, и показано, что увеличение интегральной кинетической энергии в экспериментах обусловлено меньшей



скоростью затухания циклона, которая соответствует меньшей скорости диссипации энергии в приповерхностном слое. Уменьшение КДПЭ атмосферы в экспериментах 1, 3 и 5 привело к понижению скорости трения и коэффициентов вертикального турбулентного обмена в модели. Таким образом, в экспериментах с отключением потока явного тепла произошла полная перестройка всего пограничного слоя, полей тангенциальной и радиальной скорости. Еще раз подчеркнем, что поток явного тепла был отключен только после того, как произошло усиление циклона, и увеличение устойчивости атмосферы повлияло на скорость убывания уже накопленной кинетической энергии циклона, но источником энергии не являлось.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Polar low tracks over the Nordic Seas: a 14-winter climatic analysis / M. Rojo [et al.] // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2015. Vol. 67, iss. 1. 24660. doi:10.3402/tellusa.v67.24660
2. Emanuel K. A., Rotunno R. Polar lows as arctic hurricanes // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 1989. Vol. 41, iss. 1. P. 1–17. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v41i1.11817>
3. Nordeng T. E., Rasmussen E. A. A most beautiful polar low. A case study of a polar low development in the Bear Island region // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 1992. Vol. 44, iss. 2. P. 81–99. doi:10.3402/tellusa.v44i2.14947
4. Polar Lows: Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions / E. Rasmussen, J. Turner (eds.). Cambridge : Cambridge University Press, 2003. 612 p. doi:10.1017/CBO9780511524974
5. Kolstad E. W. Extreme small-scale wind episodes over the Barents Sea: When, where and why? // *Climate Dynamics*. 2015. Vol. 45, iss. 7–8. P. 2137–2150. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2462-4>
6. Analysis of tropical-like cyclones over the Mediterranean Sea through a combined modeling and satellite approach / M. M. Miglietta [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2013. Vol. 40, iss. 10. P. 2400–2405. <https://doi.org/10.1002/grl.50432>
7. A quasitropical cyclone over the Black Sea: Observations and numerical simulation / D. A. Yarovaya [et al.] // *Physical Oceanography*. 2008. Vol. 18, iss. 3. P. 154–167. <https://doi.org/10.1007/s11110-008-9018-2>
8. Ефимов В. В., Яровая Д. А., Комаровская О. И. Мезомасштабный полярный циклон по спутниковым данным и результатам численного моделирования // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2020. (в печати).
9. A climatological study of polar lows in the Nordic Seas / G. Noer [et al.] // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2011. Vol. 137, iss. 660. P. 1762–1772. doi:10.1002/qj.846
10. A Description of the Advanced Research WRF Version 3 / W. C. Skamarock [et al.]. Boulder, Colorado : National Center for Atmospheric Research USA, 2008. 113 p. (NCAR Technical Notes). URL: <https://opensky.ucar.edu/islandora/object/technotes%3A500/datastream/PDF/view> (дата обращения: 08.04.2020).
11. Hong S., Noh Y., Dudhia J. A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes // *Monthly Weather Review*. 2006. Vol. 134, no. 9. P. 2318–2341. <https://doi.org/10.1175/MWR3199.1>
12. Shin H. H., Hong S., Dudhia J. Impacts of the Lowest Model Level Height on the Performance of Planetary Boundary Layer Parameterizations // *Monthly Weather Review*. 2012. Vol. 140, no. 2. P. 664–682. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00027.1>
13. A Revised scheme for the WRF surface layer formulation / P. A. Jimenez [et al.] // *Monthly Weather Review*. 2012. Vol. 140, no. 3. P. 898–918. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00056.1>

14. Structure of a shear-line polar low / D. E. Sergeev [et al.] // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2017. Vol. 143, iss. 702. P. 12–26. <https://doi.org/10.1002/qj.2911>
15. *Bresch J. F., Reed R. J., Albright M. D.* A Polar-Low Development over the Bering Sea: Analysis, Numerical Simulation, and Sensitivity Experiments // Monthly Weather Review. 1997. Vol. 125, no. 12. P. 3109–3130. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<3109:APLDOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<3109:APLDOT>2.0.CO;2)
16. A Polar Low over the Japan Sea on 21 January 1997. Part II: a numerical study / W. Yanase [et al.] // Monthly Weather Review. 2004. Vol. 132, no. 7. P. 1552–1574. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132%3C1552:APLOTJ%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132%3C1552:APLOTJ%3E2.0.CO;2)
17. A ‘hurricane-like’ polar low fuelled by sensible heat flux: high-resolution numerical simulations / I. Føre [et al.] // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2012. Vol. 138, iss. 666. P. 1308–1324. doi:10.1002/qj.1876
18. *Føre I., Nordeng T. E.* A polar low observed over the Norwegian Sea on 3–4 March 2008: high-resolution numerical experiments // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2012. Vol. 138, iss. 669. P. 1983–1998. doi:10.1002/qj.1930
19. *Michel C., Terpstra A., Spengler T.* Polar mesoscale cyclone climatology for the Nordic Seas based on ERA-Interim // Journal of Climate. 2018. Vol. 31, no. 6. P. 2511–2532. doi:10.1175/JCLI-D-16-0890.1
20. *Holton J. R.* An Introduction to Dynamic Meteorology. Academic Press, 2004. 535 p.

*Об авторах:*

**Яровая Дарья Александровна**, старший научный сотрудник, отдел взаимодействия атмосферы и океана, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, [darik777@mhi-gas.ru](mailto:darik777@mhi-gas.ru)

**Ефимов Владимир Васильевич**, заведующий отделом взаимодействия атмосферы и океана, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, профессор, **ResearcherID: P-2063-2017**, **Scopus Author ID: 6602381894**, [vefim38@mail.ru](mailto:vefim38@mail.ru)