

## Особенности мезомасштабного циклогенеза над восточным сектором Евразийской Арктики

И.А. Гурвич<sup>1</sup>, Е.В. Заболотских<sup>2</sup>, М.К. Пичугин<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Тихоокеанский океанологический институт им В.И. Ильичева ДВО РАН  
690041, Владивосток, Россия*

*E-mails: gurvich@poi.dvo.ru, pichugin@poi.dvo.ru*

<sup>2</sup>*Российский государственный гидрометеорологический университет  
Санкт-Петербург, Россия  
E-mail: liza@rshu.ru*

Работа посвящена исследованию мезомасштабного циклогенеза над восточным сектором Евразийской Арктики (ВЕА) при аномально низкой (2007 г.) и высокой (2014 г.) ледовитости арктического бассейна за 2003–2014 гг. Для исследования был выбран осенний сезон (сентябрь – ноябрь) как период обострения мезоциклонической деятельности в регионе ВЕА. Мезоциклоны идентифицировались в полях вектора приводного ветра по данным реанализа NCEP-CFSR и в полях облачности по данным спектрорадиометра MODIS (спутники Terra и Aqua). Условия формирования и развития оценивались по данным реанализа ERA-Interim и картам приземного анализа и барической топографии Национального климатического центра NOAA. Для оценки гидрометеорологических параметров по данным спутниковых пассивных микроволновых измерений применялись оригинальные алгоритмы восстановления полей скорости приводного ветра, паросодержания атмосферы и водозапаса облаков. Комплексный анализ мультисенсорных спутниковых данных и реанализа показал, что зависимость мезоциклонической активности от изменения площади ледяного покрова отчетливо выражена для морей Лаптевых и Восточно-Сибирского и практически отсутствует для Карского и Чукотского морей. Пик мезомасштабного циклогенеза над ВЕА в отличие от других регионов смещен с зимних месяцев на октябрь. Восточноарктические мезоциклоны возникают несмотря на меньшую конвективную неустойчивость атмосферы, чем в других регионах мезомасштабного циклогенеза, из чего можно предположить, что вклад бароклинной неустойчивости пограничного слоя атмосферы при их формировании преобладает над вкладом конвекции.

**Ключевые слова:** мезоциклоны, восточный сектор Арктики, мультисенсорное спутниковое зондирование, реанализ, паросодержание атмосферы, водозапас облаков, приводный ветер, ледяной покров

*Одобрена к печати: 13.07.2016  
DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-5-227-237*

### Введение

Мезомасштабные циклоны (МЦ) – это атмосферные вихри с облачной системой в форме запятой или спирали и малооблачным глазом в центре, которые возникают в холодном воздухе над морями высоких и умеренных широт. Наиболее интенсивные МЦ (полярные циклоны) относятся к категории экстремальных морских погодных систем (Rasmussen, Turner, 2003). Из-за быстрого формирования и развития, специфических размеров (100–1000 км), короткого жизненного цикла (1–3 дня) и крайне редкой сети стандартных гидрометеорологических наблюдений над морями МЦ часто не выявляются в поле приземного давления на картах погоды, но отчетливо видны на спутниковых видимых и инфракрасных (ИК) изображениях облачности, а также достаточно хорошо прослеживаются в полях интегрального паросодержания атмосферы и водозапаса облаков (Bobylev et al., 2011). Эффективным инструментом для их обнаружения и изучения по праву считаются мультисенсорные спутниковые измерения, которые успешно дополняются данными реанализов с высоким разрешением.

Наиболее изученным регионом мезомасштабного циклогенеза является северная Атлантика и Баренцево море (Blechschiidt, 2008; Condron, Renfrew, 2012; Rojo et al., 2015;

Zahn, von Storch, 2013). Меньше освещена северо-западная часть Тихого океана (СЗТО), в частности, дальневосточные моря, хотя особенности мезомасштабного циклогенеза в этом регионе последнее время привлекают все большее внимание (Chen, von Storch, 2013). Исключение составляет мезоциклоническая деятельность над Японским морем, которая успешно изучалась на протяжении многих лет (Fu, 2000; Ninomiya, 2006; Гурвич, Митник, Митник, 2010; Yanase et al., 2016). Над восточным сектором Евразийской Арктики (ВЕА) мезомасштабный циклогенез практически не изучен. И если над Чукотским и Карским морями обнаруживались отдельные МЦ, то почти постоянно покрытые льдом моря Лаптевых и Восточно-Сибирское считались районами, над которыми мезомасштабный циклогенез маловероятен (Rasmussen, Turner, 2003). Упоминание о «локальных мезоциклонах» над отдельными бухтами чукотского и беринговоморского побережий, которые возникают под влиянием орографии при определенных направлениях воздушного потока, встречается в монографиях (Зимич, 1998, 2002). Однако высказанные в последнее время предположения (Иванов и др., 2013; Overland, Wang, 2010), что таяние арктических льдов, усиление меридиональности атмосферных процессов и появление сезонности ледяного покрова могут явиться причиной мезоциклонической деятельности, привлекли внимание к ВЕА. Необходимость изучения МЦ в этом регионе диктуется связанным с ними резким ухудшением погоды, растущей ролью Северного морского пути, освоением новых районов рыболовства и разработкой месторождений нефти на арктическом шельфе.

В предыдущих исследованиях (Заболотских и др., 2015; Гурвич, Заболотских, 2015) авторами было доказано существование МЦ над акваториями ВЕА. МЦ обнаруживаются над морями высоких широт северного полушария в течение всего года с резким всплеском мезоциклонической деятельности в холодный период (октябрь–март) и пиком в зимние месяцы (Harold et al., 1999). Региональной особенностью ВЕА является обострение мезомасштабного циклогенеза в осенние месяцы, что обусловлено крупномасштабной циркуляцией атмосферы и ледовым режимом морей.

Основная цель настоящей работы – сравнительный анализ количественных оценок мезоциклонической активности над окраинными морями ВЕА за осенние сезоны (сентябрь–октябрь) в годы аномально низкой (2007 г.) и высокой (2014 г.) ледовитости арктического бассейна. Важной составляющей работы является также изучение атмосферных и океанических условий и синоптических процессов, благоприятствующих мезомасштабному циклогенезу над исследуемым районом.

### **Данные и методика**

Исследования проводились на основе комплексного анализа мультисенсорных спутниковых измерений и реанализа с высоким разрешением. МЦ идентифицировались в ежечасных полях вектора приводного ветра, построенных по данным реанализа National Centers for Environmental Prediction-Climate Forecast System Reanalysis (NCEP-CFSR)

в узлах регулярной сетки  $0,205^\circ \times 0,204^\circ$  за 2014 г. и  $0,312^\circ \times 0,312^\circ$  за 2007 г. как циклонические вихри с характерным размером ( $L$ )  $\leq 500$  км и максимальной скоростью ветра ( $W$ )  $\geq 12$  м/с. NCEP-CFSR является реанализом нового поколения, отличающимся от предшественников более высоким пространственным и временным разрешением (разрешение модели 34 км), усовершенствованной ассимиляцией большего количества спутниковых измерений (включая пассивные и активные измерения скорости и направления приводного ветра) и улучшенной параметризацией процессов в пограничном слое атмосферы (Saha et al., 2010). Поля ветра до наступления полярной ночи дополнялись видимыми изображениями облачности по данным MODIS со спутников Terra и Aqua. В условиях наступления темноты для отдельных случаев по данным MODIS восстанавливались инфракрасные изображения облачности.

Для оценки условий формирования и развития МЦ по данным реанализа европейского метеорологического центра ECMWF ERA-Interim (Dee et al., 2011) были построены поля разности температур  $T_v - T_a = \Delta T_a$  и  $T_v - T_{500} = \Delta T_{500}$ , где  $T_v$  – температура морской поверхности,  $T_a$  – температура воздуха на высоте 2 м,  $T_{500}$  – температура воздуха на высоте изобарической поверхности 500 мб. Модельное пространственное разрешение ERA-Interim составляет 79 км, однако для построения полей параметров использовались данные в узлах регулярной сетки  $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ . Синоптические процессы анализировались по картам приземного анализа и барической топографии Национального климатического центра данных NOAA (<http://nomads.ncdc.noaa.gov/>) и реанализа ERA-Interim. Для количественных оценок паросодержания атмосферы, водозаписа облаков и скорости приводного ветра применялись оригинальные алгоритмы восстановления геофизических параметров по данным спутниковых микроволновых измерений радиометрами AMSR-E (спутник Aqua) и AMSR2 (спутник GCOM-W1) (Zabolotskikh et al., 2014), разработанные на основании физического моделирования измеряемого сигнала и использования Нейронных Сетей в качестве оператора решения обратной задачи.

### **Пространственное распределение и условия формирования мезоциклонов над восточным сектором Евразийской Арктики**

На предыдущем этапе исследований было установлено, что сезонность ледяного покрова вызвала активизацию мезомасштабного циклогенеза над акваториями ВЕА (Гурвич, Заболотских, 2015; Заболотских и др., 2015). Основная задача данной работы – выяснить, как влияют на мезоциклоническую активность колебания ледовитости в восточноарктическом бассейне. Ответ на этот вопрос отчасти дает *рис. 1*, на котором показано пространственное распределение МЦ за период сентябрь–ноябрь при аномально низкой (2007 г.) и высокой (2014 г.) ледовитости Арктики. Отчетливо прослеживается распространение районов мезомасштабного циклогенеза на север, вслед за отступающей кромкой льда, в 2007 г. (*рис. 1а*) и отступление их к югу в 2014 г. (*рис. 1б*). Этот процесс не затраги-

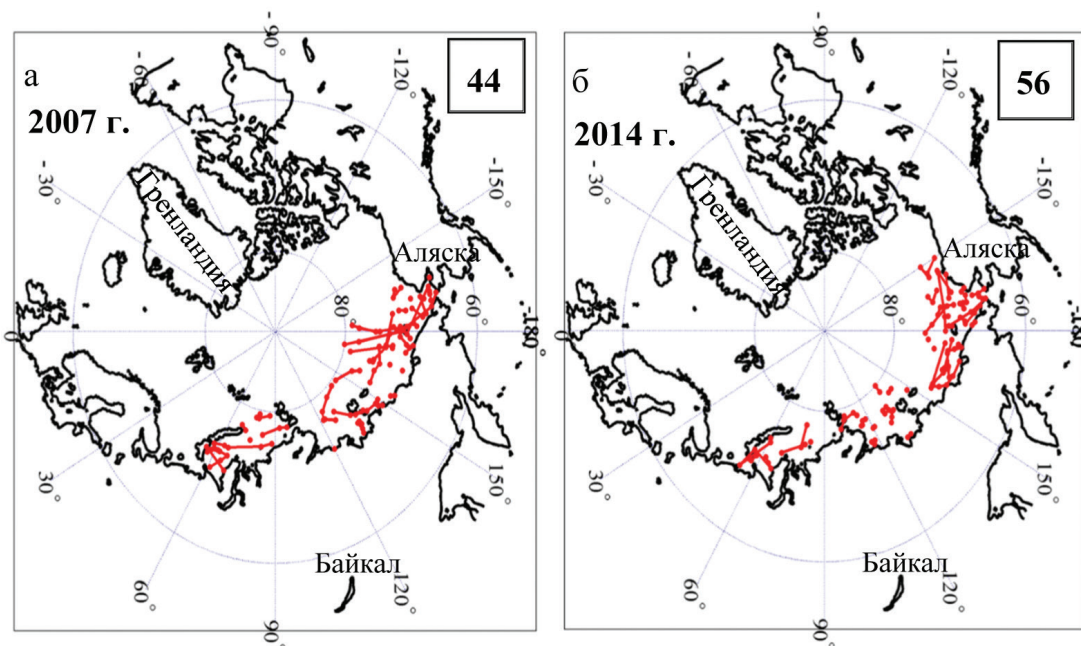


Рис. 1. Районы мезомасштабного циклогенеза над восточным сектором Евразийской Арктики в 2007 г. (а) и 2014 г. (б). Данные за период сентябрь–ноябрь 2003–2014 гг.

вает Карское море, где кромка льда в 2007 и 2014 годах находилась практически на одной широте, как будет показано ниже (рис. 4). Однако, несмотря на увеличение площади потенциальных районов мезомасштабного циклогенеза, по предварительным оценкам в восточноевразийском регионе Арктики в 2007 г. в целом было обнаружено на 12 МЦ меньше, чем в 2014 г.

Диаграмма распределения МЦ по морям (рис. 2) показывает, что их преобладающее количество (N) в 2014 г. обусловлено вкладом морей Чукотского и Лаптевых. Активный мезоциклогенез над Чукотским морем в 2014 г., вероятно, связан с более поздним его замерзанием по сравнению с другими морями и с благоприятными синоптическими условиями. Резкий всплеск мезоциклонической активности над морями Лаптевых в 2014 г. и Восточно-Сибирским в 2007 г. соответствует степени их ледовитости в эти годы. Над Карским морем количество МЦ в 2014 г. и 2007 г. было одинаковым.

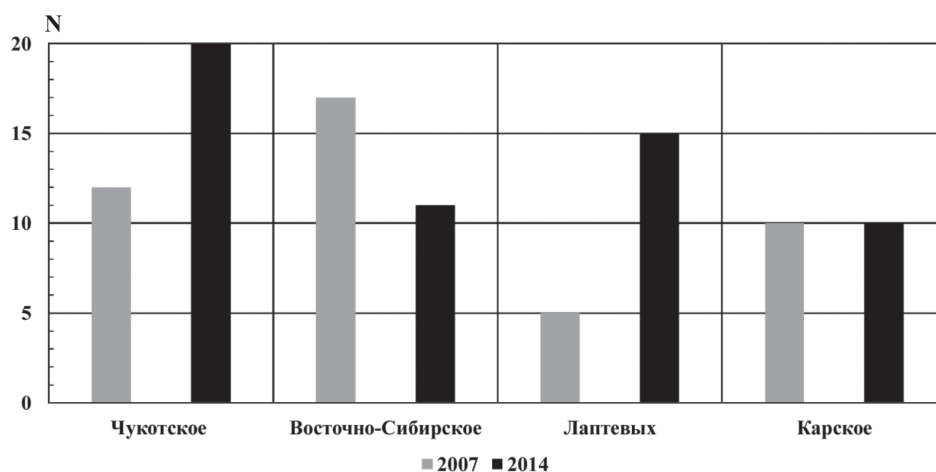


Рис. 2. Распределение МЦ над восточным сектором Евразийской Арктики в 2007 и 2014 годах. N – количество мезоциклонов

Пик мезоциклонической активности в северном полушарии приходится на зимние месяцы (декабрь–февраль), когда взаимодействие океана и атмосферы интенсифицируется (Rasmussen, Turner, 2003). Большая часть акваторий ВЕА уже в ноябре быстро покрывается льдом, а так как МЦ образуются над открытой водой, их количество резко снижается. В декабре МЦ обнаруживаются лишь над Чукотским морем, которое замерзает значительно позже остальных морей из-за поступления более теплых вод из Берингова моря. В сентябре же температурные контрасты между океаном и атмосферой недостаточно велики для активизации мезоциклогенеза. Сочетание вышеперечисленных факторов приводит к смещению пика мезоциклонической активности с зимних месяцев на октябрь, что наглядно показывают диаграммы распределения МЦ в 2007 г. и 2014 г. (рис. 3) и что можно считать региональной особенностью ВЕА.

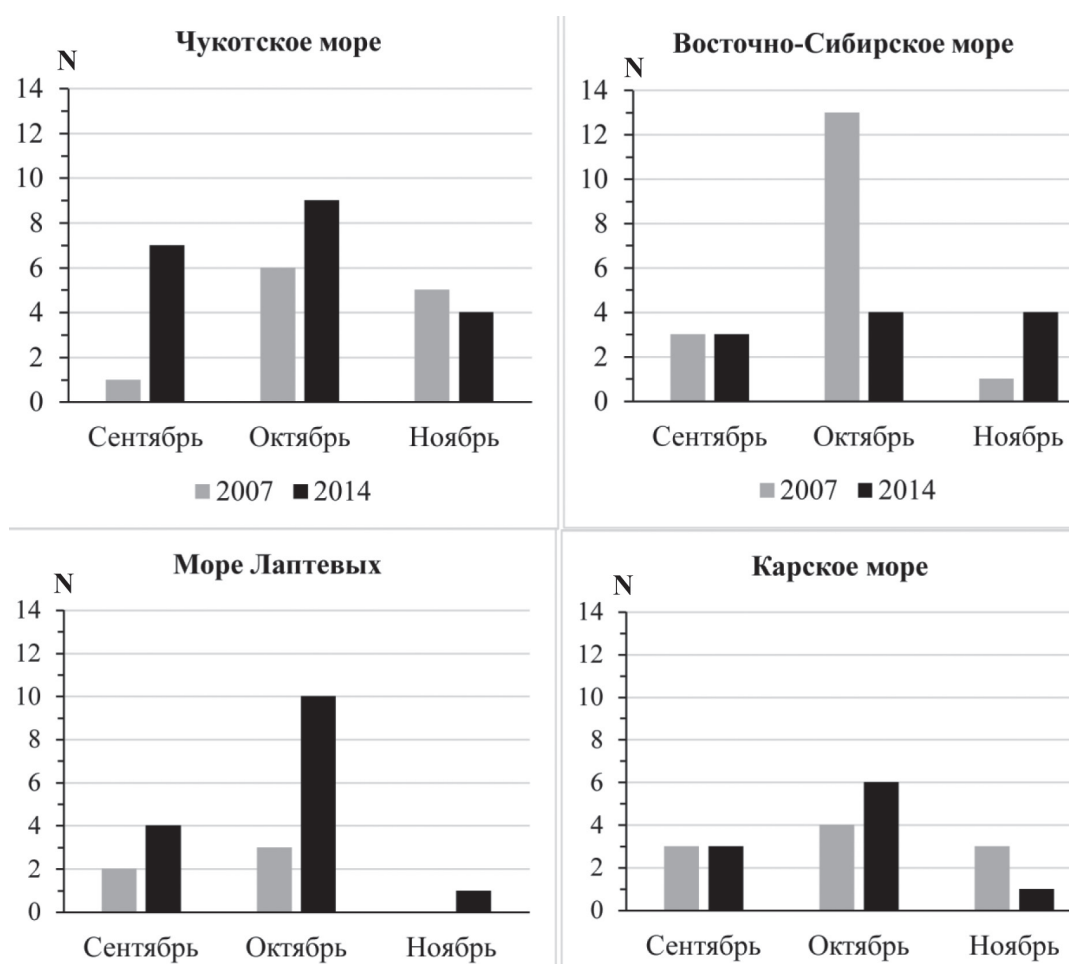


Рис. 3. Распределение МЦ по месяцам над восточным сектором Евразийской Арктики в 2007 г. и 2014 г. N – количество мезоциклонов

Особый интерес при анализе рис. 3 вызывает распределение МЦ в октябре над морями Лаптевых и Восточно-Сибирским, предположительно связанное с особенностями ледового режима этих морей. Мы видим незначительное увеличение N над морем Лаптевых в октябре 2007 г. при аномально низкой ледовитости арктического бассейна и резкое увеличение в октябре 2014 г. при аномально высокой. Над Восточно-Сибирским морем рез-



кий всплеск N, напротив, регистрировался в октябре 2007 г., а в 2014 г. распределение МЦ по месяцам было более равномерным. Для Карского и Чукотского морей характерно незначительное преобладание N в октябре 2014 г. над октябрём 2007 г.

Положение кромки льда отчетливо регистрируется в полях разности температур вода–воздух  $\Delta T_a$  (рис. 4а, з). Несмотря на общее сокращение арктического ледяного покрова, в октябре 2007 г. большая часть моря Лаптевых была покрыта льдом, тогда как Восточно-Сибирское море было полностью свободно ото льда. В 2014 г. картина резко изменилась. На фоне аномально высокой за исследуемый период ледовитости Арктики море Лаптевых в октябре было практически свободно ото льда, а северная часть Восточно-Сибирского моря была покрыта льдом. Таким образом, из совместного анализа рис. 2 и 4 очевидна зависимость интенсивности мезомасштабного циклогенеза от изменения площади ледяного покрова для морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

На колебания ледовитости морей оказывали влияние макромасштабные атмосферные процессы (Иванов и др., 2013). Среднемесячные карты давления на уровне моря показывают, что летний арктический диполь, который способствовал таянию льда в восточной Арктике в период июля–сентября 2007 г. в результате выноса теплых воздушных масс с континента, практически сохранялся и в октябре (рис. 4б). На западную часть моря Лаптевых осуществлялась адвекция холода от приполюсных ледовых полей. В октябре 2014 г. в результате перестройки термобарического поля тропосферы большая часть моря Лаптевых оказалась под воздействием адвекции тепла, тогда как на Восточно-Сибирское море осуществлялась адвекция холода (рис. 4д).

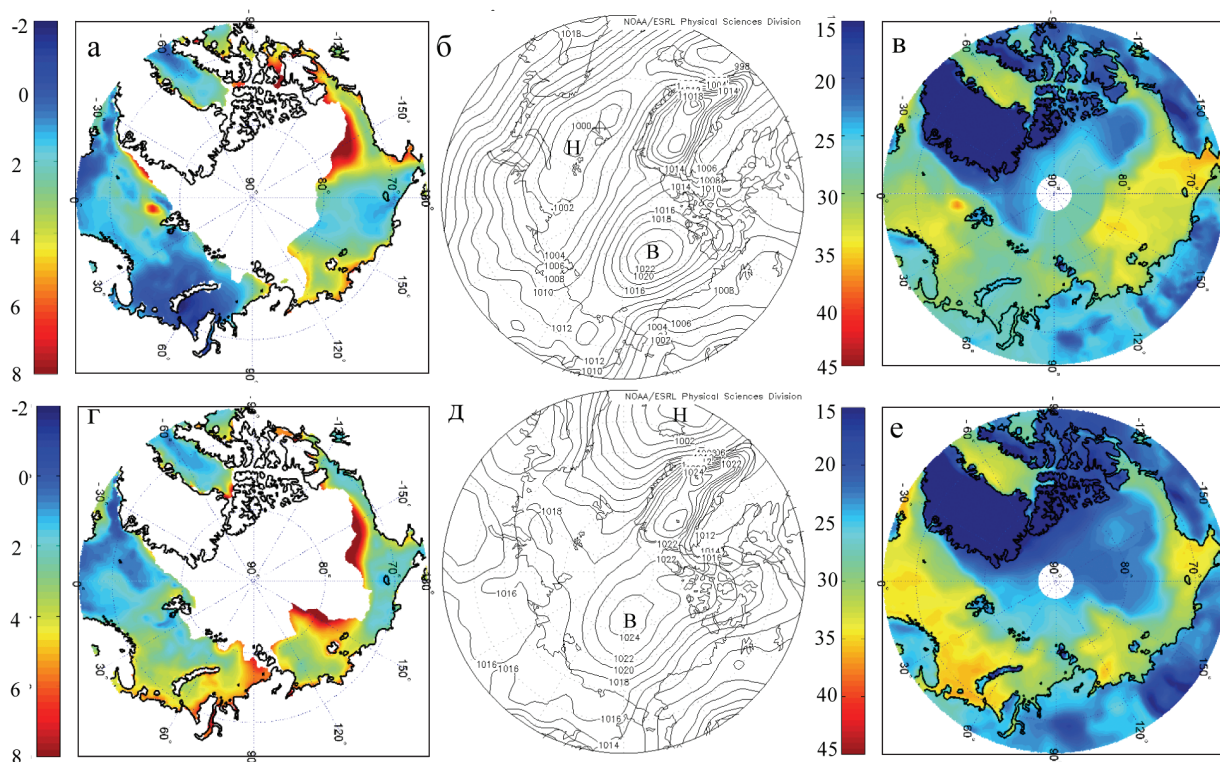


Рис. 4. Поля разности температур вода–воздух (левый столбик), атмосферного давления на уровне моря (средний столбик) и разности температур скин-слой- $T_{500}$  (правый столбик) в октябре 2007 г. (а-в) и 2014 г. (з-е). Шкалы в  $^{\circ}\text{C}$

Основными условиями формирования интенсивных МЦ являются конвективная неустойчивость пограничного слоя атмосферы, которая характеризуется разностью температур «вода–воздух» ( $\Delta T_a$ ), и стратификация тропосферы, критерием которой служит разность температур «вода– $T_{500}$ » ( $\Delta T_{500}$ ). Благоприятными условиями для возникновения и развития конвективных мезовихрей считаются значения  $\Delta T_a \geq 3^\circ\text{C}$  и  $\Delta T_{500} \sim 38\text{--}43^\circ\text{C}$  (Rasmussen, Turner, 2003). Однако над восточноарктическими акваториями МЦ обнаруживались и при  $\Delta T_{500} \sim 35\text{--}40^\circ\text{C}$  и  $\Delta T_a \sim 2\text{--}5^\circ\text{C}$ , т.е. при менее неустойчивой стратификации атмосферы (Гурвич, Заболотских, 2015; Заболотских и др., 2015). Интенсивность этих МЦ в основном была ниже, чем в традиционных регионах мезомасштабного циклогенеза. Усредненные за октябрь поля  $\Delta T_a$  (рис. 4а, г) и  $\Delta T_{500}$  (рис. 4в, е) наглядно показывают распределение зон с благоприятными условиями для развития атмосферных мезоциклонических вихрей в 2007 и 2014 годах.

Обобщая вышесказанное, следует отметить, что интенсивность мезомасштабного циклогенеза над морями Лаптевых и Восточно-Сибирским согласуется с колебаниями их ледовитости. Для Карского и Чукотского морей такая взаимосвязь отсутствует.

#### Мезоциклон над морем Лаптевых 18 октября 2014 г.

Характерным примером мезоциклонической деятельности в прибрежной зоне восточноарктических морей является МЦ над морем Лаптевых 18 октября 2014 г. (рис. 5). Он образовался на северной периферии обширного циклона с центром над Якутией вблизи кромки формирующегося у побережья льда при условиях, благоприятных для развития конвекции:  $\Delta T_{500} \geq 40^\circ\text{C}$ ,  $\Delta T_a \approx 2\text{--}3^\circ\text{C}$ . Развитию МЦ способствовала бароклинная неустойчивость пограничного слоя атмосферы, обусловленная растущими температурными контрастами между поверхностью моря и формирующимся ледяным покровом, а также адвекция холода из приполюсных районов по южной периферии антициклона над восточным сектором Северного Ледовитого океана.

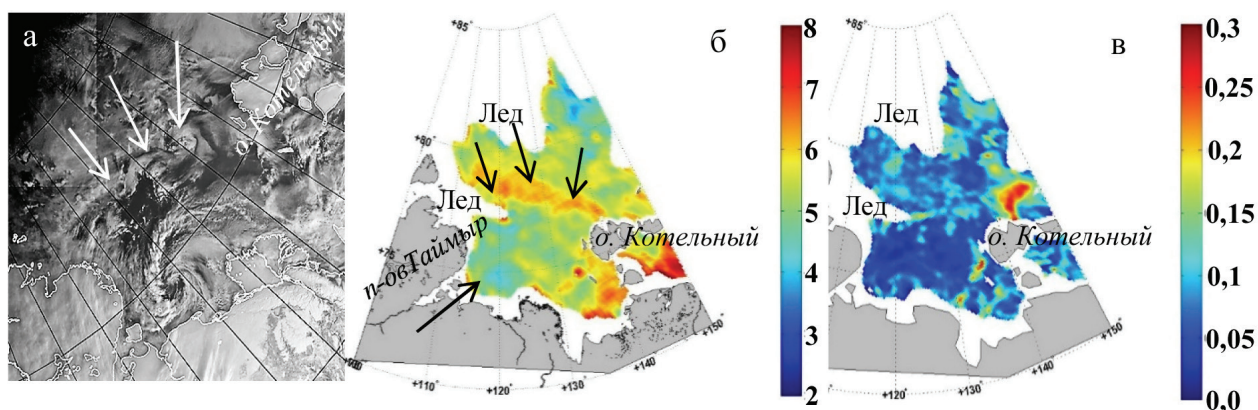


Рис. 5. Видимое изображение MODIS (спутник Aqua) за 02:55 Гр. (а), поля паросодержания атмосферы (б) и водозапаса облаков (в) по данным AMSR2 (спутник GCOM-W1) за 02:50 Гр. 18 октября 2014 г. Шкалы в  $\text{кг}/\text{м}^2$ . Стрелки на (а) и (б) указывают на центры вихрей

На изображении спектрорадиометра MODIS со спутника Aqua за 02:55 Гр. 18 октября хорошо видна спиральная форма облачной системы развитого мезоциклонического вихря с горизонтальными размерами  $\approx 260$  км и диаметром малооблачного глаза  $\approx 40$  км (рис. 5а). Паросодержание атмосферы  $V$  в облачности МЦ по измерениям AMSR2 за 02:50 Гр. не превышает  $6 \text{ кг/м}^2$ , а в его центре в результате нисходящих движений воздуха уменьшается до  $4 \text{ кг/м}^2$  (рис. 5б). Водозапас облаков  $Q$  крайне мал и составляет  $0,1\text{--}0,15 \text{ кг/м}^2$  (рис. 5в). Очертаниям облачной спирали соответствует структура МЦ в полях водяного пара и капельной влаги. Несмотря на низкие значения  $V$  и  $Q$ , спираль МЦ отчетливо выделяется на фоне еще более сухого воздуха. Вихревая цепочка вдоль кромки льда над северной частью моря Лаптевых, формированию которой способствовала адвекция холода от ледяных полей, хорошо видна как в поле облачности (рис. 5а), так и в поле водяного пара (рис. 5б). Паросодержание атмосферы в ней немного выше, чем в МЦ ( $V = 6\text{--}7 \text{ кг/м}^2$ ).

Спиральная структура МЦ отображается и в полях приводного ветра. МЦ характеризуется средней интенсивностью, скорость ветра  $W$  по данным AMSR2 (рис. 6а) и ASCAT (рис. 6б) в кольце вокруг маловетреного глаза составляет  $9\text{--}12 \text{ м/с}$  (разница между данными различных датчиков не выходит за рамки погрешности измерений). Такая же скорость ветра  $W = 9\text{--}12 \text{ м/с}$  отмечается и в вихревой цепочке к северу от МЦ, причем максимальный ветер регистрируется в северных секторах вихрей, почти примыкающих к кромке льда. Следует отметить, что в поле вектора ветра по данным реанализа NCEP-CFSR (не представлено) мезоциклоническая циркуляция выражена значительно менее отчетливо, чем в полях ветра по данным ASCAT и AMSR2.

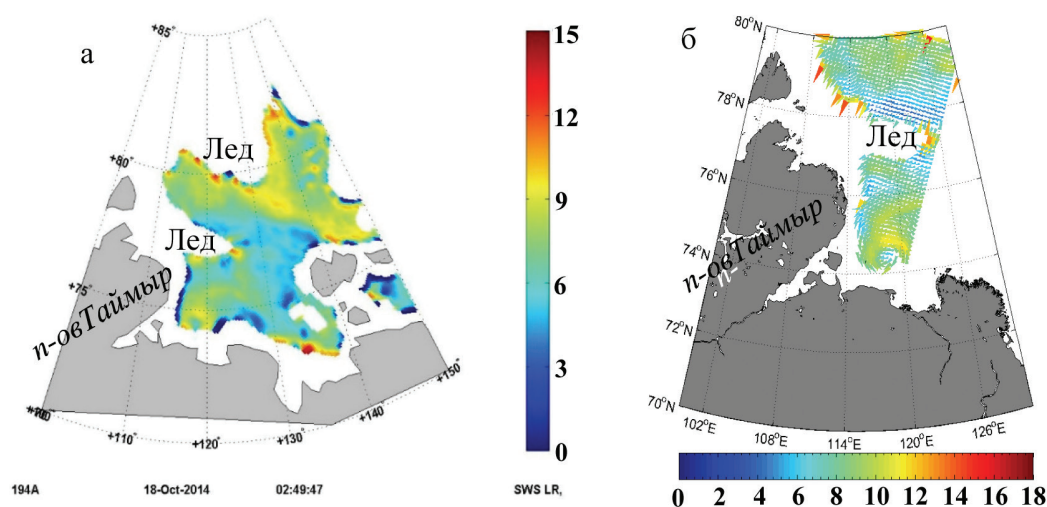


Рис. 6. Поля приводного ветра по данным AMSR2 (спутник GCOM-W1) за 02:50 Гр. (а) и скаттерометра ASCAT (спутник Meteor-A) за 02:42 Гр. (б) 18 октября 2014 г. Шкалы в м/с

## Выводы

Совместный анализ полей вектора ветра по данным реанализа NCEP\_CFSR и спутниковых изображений облачности в видимом и инфракрасном спектральных диапазонах



выявил образование порядка 50 МЦ в год со скоростью ветра  $\geq 12$  м/с над бассейном восточного сектора Евразийской Арктики в осенний период (сентябрь–ноябрь). При этом пик мезомасштабного циклогенеза приходится на октябрь, что является региональной особенностью ВЕА.

Сравнительный анализ интенсивности мезомасштабного циклогенеза при аномально низкой (2007 г.) и высокой (2014 г.) ледовитости арктического бассейна показал, что потенциальные районы формирования МЦ расширяются к северу вслед за отступающей кромкой льда. Однако в целом зависимости мезоциклонической активности от колебаний ледовитости в регионе не выявлено. Так, в 2007 г. над ВЕА образовалось на 12 МЦ меньше, чем в 2014 г. Исключение составляют моря Лаптевых и Восточно-Сибирское, для которых такая зависимость отчетливо прослеживается в октябре, на пике мезоциклонеза.

Анализ мультисенсорных спутниковых данных, реанализа и синоптических ситуаций подтвердил выводы предыдущих исследований авторов, что над ВЕА интенсивные МЦ возникают при меньшей конвективной неустойчивости атмосферы, чем в регионах, где взаимодействие океана и атмосферы более интенсивно. Этот факт вызывает предположение, что вклад бароклинной неустойчивости пограничного слоя атмосферы в формирование и развитие восточноарктических МЦ преобладает над вкладом конвекции.

Получение репрезентативных характеристик мезоциклонической деятельности в арктическом регионе осложняется проблемой идентификации МЦ. Эта проблема связана, с одной стороны, с ограниченной возможностью использования спутниковых видимых изображений при наступлении полярной ночи и отсутствием в свободном доступе полноценных архивов инфракрасных изображений, с другой – с небольшой вертикальной протяженностью облачной системы восточноарктических МЦ, что в условиях многослойной облачности мешает их распознаванию. Ее решение многие исследователи видят в применении данных различных реанализов с высоким разрешением, которые постоянно совершенствуются. Комплексное использование реанализа и мультисенсорных спутниковых данных является наиболее объективным подходом для достоверной идентификации и статистического анализа мезомасштабного циклогенеза над восточным сектором Евразийской Арктики.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта ДВО РАН 15-I-1-009\_о целевой комплексной программы ДВО РАН «Спутниковый мониторинг Дальнего Востока для проведения фундаментальных научных исследований ДВО РАН» и при поддержке Минобрнауки России в рамках гос. задания по проекту № 2498.

## Литература

1. Гурвич И.А., Митник Л.М., Митник М.Л. Мезомасштабный циклогенез над Японским морем 7–13 января 2009 г. по спутниковым мультисенсорным данным // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 4. С. 11–22.
2. Гурвич И.А., Заболотских Е.В. Мезомасштабные полярные циклоны над восточным сектором Арктики по данным мультисенсорного спутникового зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 3. С. 101–112.
3. Заболотских Е.В., Гурвич И.А., Шапрон Б. Новые районы распространения полярных циклонов в Арктике как результат сокращения площади ледяного покрова // Исслед. Земли из космоса. 2015. № 2. С. 64–77.
4. Зимич П.И. Атмосферные процессы и погода Восточной Арктики: Владивосток: Дальнаука, 1998. 236 с.

5. Зимич П.И. Ураганы побережья Чукотки и их прогнозирование. Магадан: Дальнаука, 2002. 174 с.
6. Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50–65.
7. Blechschmidt A.M. A 2-year climatology of polar low events over the Nordic Seas from satellite remote sensing // Geophys. Res. Lett. 2008. Vol. 35. No. 9. L09815. DOI: 10.1029/2008GL033706.
8. Bobylev L.P., Zabolotskikh E.V., Mitnik L.M., Mitnik M.L. Arctic Polar Low Detection and Monitoring Using Atmospheric Water Vapor Retrievals from Satellite Passive Microwave Data // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2011. Vol. 49. No. 9. P. 3302–3310.
9. Chen F., von Storch H. Trends and Variability of North Pacific Polar Lows // Adv. Meteorol. 2013. Vol. 2013. ID 170387. 11 p. <http://dx.doi.org/10.1155/2013/170387>.
10. Condron A., Renfrew I.A. The impact of polar mesoscale storms on northeast Atlantic Ocean circulation // Nat. Geosci. 2012. Vol. 6. No. 1. P. 34–37.
11. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen I., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2011. Vol. 137. No. 656. P. 553–597.
12. Fu G. Polar lows: Intense cyclones in winter: Qindao, China. 2000. 219 p.
13. Harold J.M., Bigg G.R., Turner J. Mesocyclone activity over the North-East Atlantic. Part I: Vortex distribution and variability // International Journal of Climatology. 1999. Vol. 19. No. 11. P. 1187–1204.
14. Ninomiya K. Features of the polar air outbreak and the energy balance in the transformed air-mass observed over the Japan Sea // J. Meteor. Soc. of Japan. 2006. Vol. 84. No. 3. P. 529–542.
15. Overland J.E., Wang M. Large scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice // Tellus A. 2010. Vol. 62. No. 1. P. 1–9.
16. Rasmussen E.A., Turner J. Polar lows: mesoscale weather systems in the polar regions: Cambridge: Cambr. Univ. Press, 2003. 612 p.
17. Rojo M., Claud C., Mallet P.-E., Noer G., Carleton A.M., Vicomte M. Polar low tracks over the Nordic Seas: a 14-winter climatic analysis // Tellus A. 2015. Vol. 67. 24660. <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v67.24660>.
18. Saha S., Moorthi S., Pan H.-L., Wu X., Wang J., Nadiga S., Tripp P., Kistler R., Woollen J., Behringer D., Liu H., Stokes D., Grumbine R., Gayno G., Wang J., Hou Y.-T., Chuang H.-Y., Juang H.-M.H., Sela J., Iredell M., Treadon R., Kleist D., van Delst P., Keyser D., Derber John, Ek M., Meng J., Wei H., Yang R., Lord S., Van Den Dool H., Kumar A., Wang W., Long C., Chelliah M., Xue Y., Huang B., Schemm J.-K., Ebisuzaki W., Lin R., Xie P., Chen M., Zhou Sh., Higgins W., Zou Ch.-Zh., Liu Q., Chen Y., Han Yo., Cucurull L., Reynolds R.W., Rutledge G., Goldberg M. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2010. Vol. 91. No. 8. P. 1015–1057.
19. Yanase W., Niino H., Watanabe S.-ichi I., Hodges K., Zahn M., Spengler T., Gurvich I. Climatology of Polar Lows over the Sea of Japan Using the JRA-55 Reanalysis // Journal of Climate. 2016. Vol. 29. No. 2. P. 419–437.
20. Zabolotskikh E., Mitnik L., Chapron B. GCOMW1 AMSR2 and MetOp-A ASCAT wind speeds for the extratropical cyclones over the North Atlantic // Rem. Sens. Environ. 2014. Vol. 147. P. 89–98.
21. Zahn M., von Storch H. Investigation of Past and Future Polar Low Frequency in the North Atlantic // Extreme Events and Natural Hazards: The Complexity Perspective / A.S. Sharma, A. Bunde, V.P. Dimri, D.N. Baker (Eds.). Geophys. Monogr. Ser. 196. Amer. Geophys. Union. 2013. P. 99–110.

## Features of mesoscale cyclogenesis over the eastern sector of the Eurasian Arctic

I.A. Gurvich<sup>1</sup>, E.V. Zabolotskikh<sup>2</sup>, M.K. Pichugin<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok 690041, Russia*

*E-mails: gurvich@poi.dvo.ru, pichugin@poi.dvo.ru*

<sup>2</sup>*Hydrometeorological University, Saint-Petersburg 195196, Russia*

*E-mail: liza@rshu.ru*

We investigated the characteristics of mesoscale cyclogenesis over the eastern sector of the Eurasian Arctic (EEA) in 2007 (anomalously low sea ice cover) and 2014 (high sea ice cover) for the period of 2003–2014. The autumn season (September–November) was chosen for investigating as the period of intensification of mesoscale cyclogenesis in EEA. Mesocyclones were identified in the fields of surface wind vector from NCEP\_CFSR high resolution reanalysis data and in cloud signatures in visible and infrared images of Terra/Aqua MODIS. The conditions of their formation and development were assessed by surface analysis and baric topography synoptic maps of NOAA National Climatic Data Center and ERA Interim reanalysis. Quantitative estimates of oceanic and atmospheric parameters were obtained from satellite microwave measurements using original algorithms. Comprehensive analysis of multisensory satellite data and the reanalysis revealed that the dependence of mesocyclonic activity on changes in ice cover area was clearly expressed for the Laptev and East Siberian Seas and virtually non-existent for the Kara and Chukchi Seas. Unlike

other regions, the peak of mesoscale cyclogenesis is shifted from the winter months to October. Mesocyclones over the EEA occur despite lower convective instability of the atmosphere as compared to other regions of mesoscale cyclogenesis. It can be assumed that the contribution of baroclinic instability of the atmospheric boundary layer during their formation prevails over the contribution of convection.

**Keywords:** mesocyclones, eastern Arctic, multisensory, satellite, remote sensing, water vapor, cloud liquid water, sea surface wind, reanalysis

Accepted: 13.07.2016

DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-5-227-237

## References

1. Gurvich I.A., Mitnik L.M., Mitnik M.L., Mezomasshtabnyi tsiklogenez nad Yaponskim morem 7–13 yanvarya 2009 g. po sputnikovym mul'tisensornym dannym (Mesoscale cyclogenesis over the Japan Sea on 7–13 January 2009 from satellite multisensory data), *Issled. Zemli iz kosmosa*, 2010, No. 4, p. 11–22.
2. Gurvich I.A., Zabolotskikh E.V., Mezomasshtabnye polyarnye tsiklony nad vostochnym sektorom Arktiki po dannym mul'tisensornogo sputnikovogo zondirovaniya (Mesoscale polar lows over the Eastern Arctic Sector using the multisensory satellite remote sensing), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2015, Vol. 12, No. 3, pp. 101–112.
3. Zabolotskikh E.V., Gurvich I.A., Shapron B., Novye raiony rasprostraneniya polyarnykh tsiklonov v Arktike kak rezul'tat sokrashcheniya ploshchadi ledyanogo pokrova (New areas of polar lows over the Arctic as a result of the decrease in sea ice extent), *Issled. Zemli iz kosmosa*, 2015, No. 2, pp. 64–77.
4. Zimich P.I., *Atmosfernye protsessy i pogoda Vostochnoi Arktiki* (Atmospheric processes and weather Eastern Arctic), Vladivostok: Dal'nauka, 1998, 236 p.
5. Zimich P.I., *Uragany poberezh'ya Chukotki i ikh prognozirovanie* (Hurricanes of Chukotka coast and their forecasting), Magadan: Dal'nauka, 2002, 174 p.
6. Ivanov V.V., Alekseev V.A., Alekseeva T.A., Koldunov N.V., Repina I.A., Smirnov A.V., Arkticheskii ledyanoi pokrov stanovitsya sezonnym? (Does Arctic Ocean Ice Cover Become Seasonal?), *Issled. Zemli iz kosmosa*, 2013, No. 4, pp. 50–65.
7. Blechschmidt A.M., A 2-year climatology of polar low events over the Nordic Seas from satellite remote sensing, *Geophys. Res. Lett.*, 2008, Vol. 35, No. 9, L09815. DOI:10.1029/2008GL033706.
8. Bobylev L.P., Zabolotskikh E.V., Mitnik L.M., Mitnik M.L., Arctic Polar Low Detection and Monitoring Using Atmospheric Water Vapor Retrievals from Satellite Passive Microwave Data, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 2011, Vol. 49, No. 9, pp. 3302–3310.
9. Chen F., von Storch H., Trends and Variability of North Pacific Polar Lows, *Adv. Meteorol.*, 2013, Vol. 2013, ID 170387, 11 p. <http://dx.doi.org/10.1155/2013/170387>.
10. Condron A., Renfrew I.A., The impact of polar mesoscale storms on northeast Atlantic Ocean circulation, *Nat. Geosci.*, 2012, Vol. 6, No. 1, pp. 34–37.
11. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen I., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F., The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2011, Vol. 137, No. 656, pp. 553–597.
12. Fu G., *Polar lows in winter*, Qindao: China, 2000. 219 p.
13. Harold J.M., Bigg G.R., Turner J., Mesocyclone activity over the North-East Atlantic. Part 1: Vortex distribution and variability, *International Journal of Climatology*, 1999, Vol. 19, No. 11, pp. 1187–1204.
14. Ninomiya K., Features of the polar air outbreak and the energy balance in the transformed air-mass observed over the Japan Sea, *J. Meteor. Soc. of Japan*, 2006, Vol. 84, No. 3, pp. 529–542.
15. Overland J.E., Wang M., Large scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice, *Tellus A*, 2010, Vol. 62, No. 1, pp. 1–9.
16. Rasmussen E.A., Turner J., *Polar lows: mesoscale weather systems in the polar regions*, Cambridge: Cambr. Univ. Press, 2003, 612 p.
17. Rojo M., Claud C., Mallet P.-E., Noer G., Carleton A.M., Vicomte M., Polar low tracks over the Nordic Seas: a 14-winter climatic analysis, *Tellus A*, 2015, Vol. 67, 24660. <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v67.24660>.
18. Saha S., Moorthi S., Pan H.-L., Wu X., Wang J., Nadiga S., Tripp P., Kistler R., Woollen J., Behringer D., Liu H., Stokes D., Grumbine R., Gayno G., Wang J., Hou Y.-T., Chuang H.-Y., Juang H.-M.H., Sela J., Iredell M., Treadon R., Kleist D., van Delst P., Keyser D., Derber John, Ek M., Meng J., Wei H., Yang R., Lord S., Van Den Dool H., Kumar A., Wang W., Long C., Chelliah M., Xue Y., Huang B., Schemm J.-K., Ebisuzaki W., Lin R., Xie P., Chen M., Zhou Sh., Higgins W., Zou Ch.-Zh., Liu Q., Chen Y., Han Yo., Cucurull L., Reynolds R.W., Rutledge G., Goldberg M., The NCEP Climate Forecast System Reanalysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 2010, Vol. 91, No. 8, pp. 1015–1057.
19. Yanase W., Niino H., Watanabe S.-ichi I., Hodges K., Zahn M., Spengler T., Gurvich I., Climatology of Polar Lows over the Sea of Japan Using the JRA-55 Reanalysis, *Journal of Climate*, 2016, Vol. 29, No. 2, pp. 419–437.
20. Zabolotskikh E., Mitnik L., Chapron B., GCOMW1 AMSR2 and MetOp-A ASCAT wind speeds for the extratropical cyclones over the North Atlantic, *Rem. Sens. Environ.*, 2014, Vol. 147, pp. 89–98.
21. Zahn M., von Storch H., Investigation of Past and Future Polar Low Frequency in the North Atlantic, In *Extreme Events and Natural Hazards: The Complexity Perspective*, A.S. Sharma, A. Bunde, V.P. Dimri, D.N. Baker (Eds.), Geophys. Monogr., Ser. 196, Amer. Geophys. Union, 2013, pp. 99–110.