Восстановление параметров приводного пограничного слоя в тропическом циклоне по данным падающих GPS-зондов

О.С. Ермакова, Д.А. Сергеев, Г.Н. Баландина, Н.С. Русаков, Е.И. Поплавский, Ю.И. Троицкая

Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, 603950, Россия E-mail: yuliya@hydro.appl.sci-nnov.ru

Работа посвящена определению параметров атмосферного пограничного слоя в ураганах по результатам натурных измерений профилей скорости ветра, полученным с падающих GPSзондов NOAA. Были проанализированы натурные измерения, сделанные зондами для ураганов, зарегистрированных в Атлантическом бассейне, в период с 2003–2017 гг. В ходе проведённых исследований был выбран статистический ансамбль, по которому производилось осреднение данных с зондов. В результате с учётом предположения о радиальной симметрии урагана были получены средние профили скорости ветра. При этом параметры ветрового пограничного слоя (параметр шероховатости и динамическая скорость) были восстановлены с использованием свойства автомодельности дефекта скорости в пограничном слое, включающем слой постоянных потоков, переходящий в его «следную» часть. Данный подход даёт возможность восстанавливать параметры слоя постоянных потоков по измерениям в следной части. Главное преимущество предлагаемого метода обусловлено тем, что он позволяет использовать измерения профиля скорости ветра, полученные на большом расстоянии от поверхности океана, где количество данных, измеренных с помощью падающих GPS-зондов, значительно больше, чем вблизи поверхности. При этом оказываются меньше погрешности измерений и улучшается статистика.

Ключевые слова: пограничные слои атмосферы и океана, скорость ветра, касательное турбулентное напряжение ветра, GPS-зонд, микроволновое зондирование, шторм, ураган

Одобрена к печати: 08.08.2019 DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-5-301-309

Введение

Наиболее опасными погодными явлениями в настоящее время могут считаться тропические циклоны, приводящие к человеческим жертвам и наносящие большой ущерб промышленности и транспорту. Это обуславливает высокие требования к качеству прогнозирования и мониторинга таких явлений. Одним из важнейших методов мониторинга тропических циклонов является активная микроволновая диагностика. В последнее время появились первые работы, посвящённые применению активных микроволновых методов для восстановления касательного турбулентного напряжения или динамической скорости ветра (см., например, работы (Liu, Xie, 2014; Liu, Tang, 2016; Troitskaya et al., 2018)). Перспективность такого подхода обусловлена тем, что мелкомасштабная шероховатость, определяющая величину сигнала обратного рассеяния, связана в основном с турбулентным напряжением (Liu, Xie, 2014), а зависимость удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) от турбулентного напряжения оказывается более сильной, чем от скорости ветра (см. Jones, Schroeder, 1978; Weissman et al., 1994). Для разработки геофизической модельной функции, позволяющей восстанавливать турбулентное напряжение по данным дистанционного зондирования, нужно проанализировать информацию со спутников и совмещённые данные с падающих GPS-зондов (Global Positioning System — система глобального позиционирования). При этом необходимо уметь корректно определять скорость трения (динамическую скорость ветра). Она может быть восстановлена по профилю скорости воздушного потока (см., например, книгу (Hinze, 1959)), измеренному падающими GPS-зондами. Главная проблема при определении этой величины в приводном пограничном слое при экстремальных скоростях ветра — большие погрешности

измерений вблизи поверхности. Кроме того, существует задача корректного составления статистического ансамбля, по которому производится осреднение (Richter et al., 2016). В данной работе предложен подход определения закона сопротивления на основе использования свойства автомодельности дефекта скорости во всём пограничном слое (Hinze, 1959), что даёт возможность восстанавливать параметры слоя постоянных потоков (параметр шероховатости и динамическую скорость) по измерениям в «следной» части. Преимуществом такого подхода является возможность использовать измерения профиля скорости воздушного потока на удалении от поверхности, где имеется существенно большее количество данных. Этот метод, применённый к профилям скорости ветра, полученным падающими GPS-зондами NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration — Национальное управление океанических и атмосферных исследований США), описан в настоящей работе. Полученные с зондов данные в комплексе с доступной спутниковой информацией будут использованы в перспективе для разработки новой эмпирической геофизической модельной функции (ГМФ), связывающей УЭПР с касательным турбулентным напряжением.

Статистический анализ данных, поступающих с GPS-зондов NOAA и применение закона следа для описания пограничного слоя в урагане

Необходимо иметь в виду, что автомодельные законы для профилей скорости в турбулентном пограничном слое применимы лишь к величинам, осреднённым по статистическому ансамблю. В то же время отдельные профили скорости воздушного потока, измеряемые падающими зондами, являются случайными функциями координаты, которые представляют собой отдельные элементы статистического ансамбля. Как показывают исследования (Emanuel, 1986), результат осреднения профилей скорости чувствителен к выбору статистического ансамбля. В настоящей статье статистическим ансамблем считается совокупность профилей скорости ветра, измеренных приблизительно в одинаковых условиях. С учётом этого в статистический ансамбль будут включаться профили скорости, измеренные в определённый день в определённом урагане. Кроме того, мы примем во внимание, что поле скорости в урагане близко к радиально-симметричному (см., например, работу (Emanuel, 1986)). Заметим, что эта модель является приближённой и в дальнейшем предполагается её уточнение. В связи с этим в статистический ансамбль должны включаться профили скорости, измеренные на расстоянии от центра урагана, попадающем в определённый интервал. Для осреднения были использованы данные измерений с падающих GPS-зондов, доступных на сайте миссии NOAA Hurricane Research (http://www.aoml.noaa.gov/hrd/data sub/hurr.html) в виде массивов данных о скорости ветра, высоты, координат и т.д., восстанавливаемых с частотой 2 Гц. Всего для статистического анализа было отобрано 10 ураганов категории 4 и 5 в период 2003-2017 гг., зарегистрированных в Атлантическом бассейне: «Ирма» 3-10 сентября 2017 г.; «Дин» 16-22 августа 2007 г. (кроме 18 августа); «Изабель» 12–18 сентября 2003 г.; «Иван» 7–15 сентября 2004 г. (кроме 8 сентября); «Хосе» 9, 17–20 сентября 2017 г.; «Катрина» 26–29 августа 2005 г.; «Мария» 18-27 сентября 2017 г.; «Мэтью» 29 сентября, 1-8 октября 2016 г.; «Рита» 19-24 сентября 2005 г.; «Вильма» 18, 20-24 октября 2005 г. Для каждого урагана положение падающих GPS-зондов рассматривалось относительно текущего положения его центра по данным трека, также полученным с сайта миссии NOAA Hurricane Research (*puc. 1*, см. с. 303). Характерные примеры сглаженных с помощью оконного осреднения по высоте с шагом 10 м зависимостей скорости ветра от высоты показаны на *рис. 2* (см. с. 303).

Для формирования статистических ансамблей профили скорости, полученные в течение каждого дня измерений, строились в виде трёхмерных кривых U(R, z) (скорость ветра в зависимости от расстояния от центра урагана и высоты над уровнем моря) (*puc. 3*, см. с. 304). Видно, что профили скорости ветра естественным образом объединяются в отдельные группы. Для составления статистических ансамблей отбирались группы профилей, на которых скорость ветра на верхней границе пограничного слоя превышала 20 м/с (см. *puc. 3*, зелёные кривые). Данные, измеренные на значительном расстоянии от центра урагана, со скоростями

на верхней границе пограничного слоя менее 20 м/с и данные с зондов, упавших в «глаз» урагана, не использовались (см. *рис. 3*, синие и красные кривые). В результате описанной процедуры были получены осреднённые по группам профили скорости ветра (*рис. 4*, см. с. 304).



Рис. 1. Изображение трека снимка Sentinel-1 и схема расположения зондов для ураганов: *а* — «Ирма»; *б* — «Мария»



Рис. 2. Зависимости скоростей ветра, измеряемые падающими GPS-зондами NOAA, от высоты над уровнем моря для урагана «Ирма», сглаженные по 10 м: *а* — зонд миссии NOAA 42 (2311A), упавший 08.09.2017 в 21:17 UTC, широта 22,1°, долгота 76,7°, расстояние от центра урагана 1,03 км; *б* — зонд миссии NOAA 42 (2011A), упавший 08.09.2017 в 13:21 UTC, широта 21,6°, долгота 75,0°, расстояние от центра урагана 26,7 км; *в* — зонд миссии USAF 308 (2411A), упавший 09.09.2017 в 05:09 UTC, широта 22,5°, долгота 77,8°, расстояние от центра урагана 38,2 км

Рассматриваемый в настоящей работе приводный пограничный слой тропического циклона представляет собой пример пристеночного течения. В течении над взволнованной водной поверхностью можно выделить ряд характерных слоёв. В частности, над взволнованной поверхностью воды находится слой постоянных потоков, в котором сохраняется сумма турбулентного и волнового потоков импульса (Кандауров и др., 2014). В работе (Makin et al., 1995) показано, что волновой поток импульса убывает при удалении от границы на масштабе порядка $\lambda/10$. Выше находится слой вытеснения, толщину которого мы будем обозначать δ , где происходит переход к области геострофического течения. Такую структуру имеет пограничный слой на плоской пластинке, в трубе (Hinze, 1959) и в ветро-волновом канале, согласно результатам исследования (Кандауров и др., 2014). По данным (Hinze, 1959), толщина слоя постоянных потоков составляет ~0,15 δ .





Рис. 3. 3D-иллюстрация, по осям которой отложены соответственно расстояние от центра урагана (полученное на основе сопоставления данных измерения координат падающих GPS-зондов NOAA и координат трека урагана в момент падения зонда), величина скорости ветра и высота над уровнем моря, измеряемая GPS-датчиком падающего зонда. Массив данных для урагана «Мэтью», 07.10.2016; разными цветами отмечены группы, используемые для осреднения

Рис. 4. Пример профиля скорости ветра, осреднённого по группам профилей для урагана «Ирма» 07.09.2017. Красная кривая соответствует аппроксимации полиномом второго порядка

Традиционный метод профилирования для определения динамической скорости ветра и параметра шероховатости основан на аппроксимации профиля скорости логарифмической функцией в слое, где касательное турбулентное напряжение постоянно (в интервале высот между $\sim \lambda/10$ и $\sim 0,15\delta$). Применимость такого подхода к профилям скорости воздушного потока, измеренным падающими GPS-зондами, имеет ограничения. Поскольку профиль скорости воздушного потока в интенсивных ураганах является логарифмическим только в узком интервале высот, использование логарифмической функции для аппроксимации профиля скорости ветра в более широком интервале высот является некорректным. Такие же проблемы возникают при использовании метода профилирования для определения параметров воздушного потока в аэродинамических трубах. При этом используется свойство автомодельности профиля дефекта скорости (Hinze, 1959):

$$\frac{U_{\max} - U(z)}{u_*} = F\left(\frac{z}{\delta}\right),\tag{1}$$

где U_{max} — максимальная скорость в турбулентном пограничном слое. Согласно (Hinze, 1959), для безградиентного турбулентного пограничного слоя на плоской пластине или в трубе справедливо следующее приближение автомодельного профиля скорости:

$$U_{\max} - U(z) = \begin{cases} u_* \left[-\frac{1}{\varkappa} \ln \left[\frac{z}{\delta} \right] + \gamma \right]; & \frac{z}{\delta} < 0, 15, \\ \beta u_* \left[1 - \frac{z}{\delta} \right]^2; & \frac{z}{\delta} > 0, 15, \end{cases}$$
(2)

где $\varkappa = 0,4$ — постоянная Кармана. Эксперименты в ветро-волновом канале показывают, что профиль дефекта скорости в потоке воздуха над взволнованной поверхностью воды также автомоделен, а профиль скорости может быть аппроксимирован выражением (2) (см. (Troits-kaya et al., 2012)). В настоящей работе этот подход применяется для определения параметров атмосферного пограничного слоя в урагане. Вначале была произведена проверка свойства автомодельности профилей скорости ветра в атмосферном пограничном слое в урагане. Для

этого профили скорости воздушного потока, осреднённые по выделенным ансамблям, в пограничном слое были аппроксимированы полиномом второй степени, как показано на *puc.* 4:

$$U(z) = p_3 + p_2 z + p_1 z^2.$$
(3)

При этом данные, полученные ниже 40 м от поверхности моря, исключались из рассмотрения, чтобы убрать влияние волнового потока импульса, существенное вблизи поверхности воды.

Сравнение равенства (3) и второго уравнения в выражении (2) даёт для каждого профиля:

$$\beta u_{*} = -\frac{p_{2}^{2}}{4p_{1}},$$

$$\delta = -\frac{p_{2}}{2p_{1}},$$

$$U_{\text{max}} = p_{3} + \beta u_{*}.$$
(4)

На *рис.* 5 показаны профили скорости в пограничном слое, выраженные в физических переменных U(z) и z и автомодельных переменных $\frac{U_{max} - U(z)}{\beta u_*}$ и $\frac{z}{\delta}$. Видно, что профили скорости, выраженные в автомодельных переменных, имеют значительно меньший разброс, чем исходные, и группируются около одной кривой:

$$\frac{U_{\max} - U(z)}{\beta u_{*}} = \begin{cases} -\frac{1}{\varkappa \beta} \ln\left(\frac{z}{\delta}\right) + \frac{\gamma}{\beta}, & \left(\frac{z}{\delta}\right) < 0, 15, \\ \left(1 - \left(\frac{z}{\delta}\right)\right)^{2}, & \left(\frac{z}{\delta}\right) > 0, 15. \end{cases}$$
(5)



Рис. 5. Профили скорости ветра в размерных переменных (*a*) и в автомодельных переменных (*б*). Красная кривая — аппроксимация формулой (5) с параметрами, определёнными методом наименьших квадратов

Аппроксимация экспериментальных данных формулой (4) даёт $-1/(\alpha\beta) = 0,255$ с 95%-м доверительным интервалом от 0,289 до 0,220 и коэффициент $\gamma/\beta = 0,254$ с 95%-м доверительным интервалом от 0,171 до 0,337. Учитывая автомодельность профиля скорости воздушного потока в канале, можно получить параметры логарифмического пограничного слоя из измерений в следной части турбулентного пограничного слоя. Во-первых, параметры турбулентного пограничного слоя (U_{max} , βu_* и δ) определяются из аппроксимации экспериментальных данных по формуле (4) при $z/\delta > 0,15$. Во-вторых, параметры логарифмического пограничного слоя вычисляются по формуле (2) для $z/\delta < 0,15$ следующим образом:

$$U(z) = \frac{u_*}{\varkappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right), \quad z_0 = \delta \cdot \exp\left(-\varkappa \frac{U_{\max}}{u_*} + \alpha\varkappa\right).$$
(6)

Выражение для коэффициента сопротивления следует из уравнений (6):

$$C_{D} = \frac{\varkappa^{2}}{\left(\varkappa \left(\frac{U_{\text{max}}}{u_{*}}\right) - \alpha\varkappa + \ln\left(\frac{H_{10}}{\delta}\right)\right)^{2}}.$$
(7)

Здесь *х* — постоянная Кармана; *C*_D — коэффициент аэродинамического сопротивления; H_{10} — высота над уровнем моря 10 м. Зависимость коэффициента сопротивления от скорости ветра представлена на *рис. 6.* Видно, что при $U_{10} > 40$ м/с коэффициент аэродинамического сопротивления убывает с возрастанием скорости ветра, что согласуется с работами (Holthuijsen et al., 2012; Powell et al., 2003). Однако полученные значения коэффициента сопротивления и динамической скорости ветра несколько ниже значений, полученных на основе традиционного метода профилирования (Bell et al., 2012; Holthuijsen et al., 2012; Jarosz et al., 2007; Powell et al., 2003; Richter et al., 2016). Отметим, что главное преимущество предлагаемого модифицированного метода профилирования обусловлено тем, что он позволяет использовать показатели измерений профиля скорости ветра, полученные на большом расстоянии от поверхности. Благодаря этому можно использовать значительно больший объём данных, чем при традиционном методе, основанном на данных вблизи поверхности воды, где они имеют большую погрешность. Профили скорости ветра, измеренные во время, близкое ко времени получения спутниковых РСА-изображений (радиолокатор с синтезированной апертурой), могут быть использованы для их калибровки не только по скорости приводного ветра, но также и по динамической скорости.



Рис. 6. Зависимости коэффициента аэродинамического сопротивления и динамической скорости ветра u_* от U_{10} . Красная кривая соответствует аппроксимации полученных значений с доверительными интервалами

Заключение

В рамках данной работы был предложен подход для описания турбулентного пограничного слоя, сформированного в ураганных условиях, который основан на использовании свойств автомодельности дефекта скорости в пограничном слое, включающем слой постоянных потоков, переходящий в его следную часть. Преимуществом такого метода является возможность использовать измерения профиля скорости на удалении от поверхности (в следной части), при этом погрешности измерений оказываются меньше и улучшается статистика. Наряду с этим была предложена процедура выбора статистического ансамбля для осреднения данных с GPS-зондов, основанная на предположении о радиальной симметрии урагана. На основе приведенного подхода были восстановлены параметры слоя постоянных потоков для ураганов Атлантического бассейна в период 2003–2017 гг. Предложенный метод будет использоваться для определения параметров ветрового пограничного слоя с целью восстановления геофизической модельной функции на основе анализа совмещённых данных с GPS-зондов и спутника Sentinel-1.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 14-07-00667 (обработка данных с GPS-зондов) и Российского фонда фундаментальных исследований, проекты № 19-05-00249, 19-05-00366, 18-35-20068 (исследование свойств автомодельности профилей, полученных с GPS-зондов).

Литература

- 1. *Кандауров А.А., Троицкая Ю.И., Сергеев Д.А., Вдовин М.И., Байдаков Г.А.* Среднее поле скорости воздушного потока над поверхностью воды при лабораторном моделировании штормовых и ураганных условий в океане // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 4. С. 455–467.
- 2. *Bell M. M., Montgomery M. T., Emanuel K. A.* Air-Sea Enthalpy and Momentum Exchange at Major Hurricane Wind Speeds Observed during CBLAST // J. Atmospheric Science. 2012. V. 69. P. 3197–3222.
- 3. *Emanuel K.A.* An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part I: Steady-State Maintenance // J. Atmospheric Sciences. 1986. V. 43. P. 585–604.
- 4. *Hinze J. O.* Turbulence: An Introduction to its Mechanism and Theory. N.Y.: McGraw-Hill, 1959. P. 586.
- 5. *Holthuijsen L. H., Powell M. D., Pietrzak J. D.* Wind and waves in extreme hurricanes // J. Geophysical Research: Ocean. 2012. V. 117. Iss. C9. Article id. C09003. 15 p.
- 6. *Jarosz E., Mitchell D.A., Wang D.W., Teague W.J.* Bottom-Up Determination of Air-Sea Momentum Exchange Under a Major Tropical Cyclone // Science. 2007. V. 315. P. 1707–1709.
- 7. Jones W.L., Schroeder L. C. Radar Backscatter from the Ocean: Dependence on Surface Friction Velocity // Boundary-Layer Meteorology. 1978. V. 13. No. 1–4. P. 133–149.
- Liu W. T., Xie X. Sea surface wind/stress vector // Encyclopedia of Remote Sensing. N.Y.: Springer, 2014. P. 759–767. DOI: 10.1007/978-0-387-36699-9.
- 9. *Liu W. T., Tang W.* Relating wind and stress under tropical cyclones with scatterometer // J. Atmospheric and Oceanic Technology. 2016. P. 1151–1158. URL: https://doi.org/10.1175/JTECH-D-16-0047.1.
- 10. *Makin V. K., Kudryavtsev V. N., Mastenbroek C.* Drag of the sea surface // Boundary-Layer Meteorology. 1995. V. 73. P. 159–182.
- 11. *Powell M. D., Vickery P.J., Reinhold T.A.* Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones // Nature. 2003. V. 422. P. 279–283.
- Richter D. H., Bohac R., Stern D. P. An assessment of the flux profile method for determining Air–Sea momentum and enthalpy fluxes from dropsonde data in tropical cyclones // J. Atmospheric Sciences. 2016. V. 73(7). P. 2665–2682.
- 13. *Troitskaya Yu. I.*, *Sergeev D. A.*, *Kandaurov A.A.*, *Baidakov G.A.*, *Vdovin M.A.*, *Kazakov V.I.* Laboratory and theoretical modeling of air-sea momentum transfer under severe wind conditions // J. Geophysical Research: Oceans. 2012. V. 117. C00J21.
- Troitskaya Y., Abramov V., Baidakov G., Ermakova O., Zuikova E., Sergeev D., Ermoshkin A., Kazakov V., Kandaurov A., Rusakov N., Poplavsky E., Vdovin M. Cross-Polarization GMF for High Wind Speed and Surface Stress Retrieval // J. Geophysical Research: Oceans. 2018. V. 123. No. 8. P. 5842–5845.
- 15. Weissman D. E., Davidson K. L., Brown R. A., Friehe C. A., Li F. The relationship between the microwave radar cross section and both wind speed and stress: model function studies using frontal air-sea interaction experiment Data // J. Geophysical Research. 1994. V. 99(C5). P. 10087–10108.

Retrieval of atmospheric boundary layer parameters in a tropical cyclone from the data of falling GPS sondes

O. S. Ermakova, D. A. Sergeev, G. N. Balandina, N. S. Rusakov, E. I. Poplavsky, Yu. I. Troitskaya

Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod 603950, Russia E-mail: yuliya@hydro.appl.sci-nnov.ru

The work is devoted to determine parameters of the atmospheric boundary layer in hurricanes based on the results of field measurements of wind velocity profiles obtained from the falling GPS sondes of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). The field measurements made by falling GPS sondes for hurricanes recorded in the Atlantic Basin from 2003–2017 were analyzed. In the course of the research, a statistical ensemble was selected, which was used to average the data from the falling GPS sondes. As a result, taking into account the assumption of a radial symmetry of a hurricane, average wind velocity profiles were obtained. At the same time, the parameters of the wind boundary layer (roughness parameter and dynamic velocity) were retrieved using the self-similarity property of the velocity defect in the boundary layer, which includes a layer of constant flows passing into its "wake" part. This approach makes possible to restore the parameters of the layer of constant fluxes from measurements in the "wake" part. The main advantage of the proposed approach is due to the fact that it allows using wind velocity profile measurement data obtained at a great distance from the ocean surface, where the amount of data measured with falling GPS sondes is much larger than near the surface, thus there is less measurement error and the statistics is improved.

Keywords: boundary layers of the atmosphere and ocean, wind speed, turbulent wind stress, GPS sondes, microwave remote sensing, storm, hurricane

Accepted: 08.08.2019 DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-5-301-309

References

- 1. Kandaurov A.A., Troitskaya Yu. I., Sergeev D.A., Vdovin M. I., Baidakov G.A., Srednee pole skorosti vozdushnogo potoka nad poverkhnost'yu vody pri laboratornom modelirovanii shtormovykh i uragannykh uslovii v okeane (Average field of air velocity over the water surface in laboratory modeling of storm and hurricane conditions in the ocean), *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*, 2014, Vol. 50, No. 4, pp. 455–467.
- 2. Bell M. M., Montgomery M. T., Emanuel K. A., Air-Sea Enthalpy and Momentum Exchange at Major Hurricane Wind Speeds Observed during CBLAST, *J. Atmospheric Sciences*, 2012, Vol. 69, pp. 3197–3222.
- 3. Emanuel K. A., An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part I: Steady-State Maintenance, *J. Atmospheric Sciences*, 1986, Vol. 43, pp. 585–604.
- 4. Hinze J.O., *Turbulence: An Introduction to its Mechanism and Theory*, New York: McGraw-Hill, 1959, 586 p.
- 5. Holthuijsen L. H., Powell M. D., Pietrzak J. D., Wind and waves in extreme hurricanes, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2012, Vol. 117, Issue C9, Article id C09003, 15 p.
- 6. Jarosz E., Mitchell D.A., Wang D.W., Teague W.J., Bottom-Up Determination of Air-Sea Momentum Exchange Under a Major Tropical Cyclone, *Science*, 2007, Vol. 315, pp. 1707–1709.
- 7. Jones W. L., Schroeder L. C., Radar Backscatter from the Ocean: Dependence on Surface Friction Velocity, *Boundary-Layer Meteorology*, 1978, Vol. 13, No. 1–4, pp. 133–149.
- 8. Liu W. T., Xie X., Sea surface wind/stress vector, In: *Encyclopedia of Remote Sensing*, New York: Springer, 2014, pp. 759–767, DOI: 10.1007/978-0-387-36699-9.
- 9. Liu W. T., Tang W., Relating wind and stress under tropical cyclones with scatterometer, *J. Atmospheric Oceanic Technology*, 2016, pp. 1151–1158, available at: https://doi.org/10.1175/JTECH-D-16-0047.1.
- 10. Makin V. K., Kudryavtsev V. N., Mastenbroek C., Drag of the sea surface, *Boundary-Layer Meteorology*, 1995, Vol. 73, pp. 159–182.
- 11. Powell M. D., Vickery P. J., Reinhold T. A., Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones, *Nature*, 2003, Vol. 422, pp. 279–283.
- 12. Richter D. H., Bohac R., Stern D. P., An assessment of the flux profile method for determining Air–Sea momentum and enthalpy fluxes from dropsonde data in tropical cyclones, *J. Atmospheric Sciences*, 2016, Vol. 73, No. 7, pp. 2665–2682.

- 13. Troitskaya Yu. I., Sergeev D. A., Kandaurov A. A., Baidakov G. A., Vdovin M. A., Kazakov V. I., Laboratory and theoretical modeling of air-sea momentum transfer under severe wind conditions, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2012, Vol. 117, C00J21.
- 14. Troitskaya Y., Abramov V., Baidakov G., Ermakova O., Zuikova E., Sergeev D., Ermoshkin A., Kazakov V., Kandaurov A., Rusakov N., Poplavsky E., Vdovin M., Cross-Polarization GMF for High Wind Speed and Surface Stress Retrieval, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2018, Vol. 123, No. 8, pp. 5842–5855.
- 15. Weissman D. E., Davidson K. L., Brown R. A., Friehe C. A., Li F., The relationship between the microwave radar cross section and both wind speed and stress: model function studies using frontal air-sea interaction experiment Data, *J. Geophysical Research*, 1994, Vol. 99, pp. 10087–10108.