

## Восстановление приводного давления по данным спутниковых скаттерометрических измерений: тестирование на измерениях в Финском заливе

А.К. Монзикова<sup>1</sup>, В.Н. Кудрявцев<sup>1</sup>, Б. Шапрон<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>*Российский государственный гидрометеорологический университет  
Санкт-Петербург, 195196, Россия*

*E-mail: monzik@rshu.ru*

<sup>2</sup>*Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER)  
Plouzané, 29280, Франция*

В работе обсуждается и тестируется метод восстановления приводного давления по данным спутниковых скаттерометрических измерений. Метод основан на законах сопротивления планетарного пограничного слоя (ППС), где в качестве входного параметра используется скорость приводного ветра, измеренная скаттерометром, а выходного параметра – восстановленная геострофическая скорость. Тестирование метода проводится на основе спутниковых и контактных измерений в Финском заливе. В качестве контактных данных используются измерения приземного давления на сети прибрежных метеостанций. Получено, что восстановленные значения геострофического ветра ниже тех значений, которые следуют из измеренных градиентов давления на метеостанциях. В качестве наиболее вероятной причины рассматривается особенность развития ППС над водной поверхностью, когда скорость ветра на верхней границе ППС, развившегося над водной поверхностью, не достигает «реальной» геострофической скорости ППС над сушей. Введение поправки, учитывающей отличие скорости ветра на верхней границе ППС над водной поверхностью от «истинной» геострофической скорости, позволяет привести восстановленные по спутниковым скаттерометрическим измерениям градиенты давления в соответствие с теми, что получены по данным измерений на метеостанциях. С учетом поправки точность восстановления градиентов давления в терминах геострофической скорости ветра находится в пределах плюс-минус 3 м/с, а направления – плюс-минус 20 градусов.

**Ключевые слова:** Финский залив, скаттерометр, планетарный пограничный слой

*Одобрена к печати: 05.10.2016*

*DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-6-86-98*

### 1. Введение

Поле атмосферного давления является важнейшей характеристикой состояния атмосферы, необходимой для изучения и прогнозирования различных атмосферных и океанических процессов. От знания точности и детальности поля давления зависит точность метеорологического прогноза, а также идентификация и прогноз опасных явлений. Известно, что измеренные поля давления, ассимилированные в численные модели динамики атмосферы, значительно (по сравнению со всеми другими параметрами) улучшают качество прогноза.

Области над обширными океаническими акваториями не охвачены сетью метеонаблюдений, поэтому в качестве исходных данных об атмосферном давлении могут служить данные спутниковых измерений поля приводного ветра, поскольку его сила и направление непосредственно связаны с градиентом давления.

В настоящее время поля скорости и направления ветра над акваториями мирового океана измеряются спутниковыми скаттерометрами, а информация об этих данных доступна на регулярной основе (<http://satin.rshu.ru/>).

Скаттерометр – это микроволновой радар, измеряющий удельную эффективную площадь рассеяния (УЭПР), которая, в свою очередь, связана со скоростью ветра. Эта зависимость определяется эмпирически и называется геофизической модельной функцией,

например, CМOD5.N (Hersbach, 2008). Скаттерометры измеряют скорость и направление ветра вне зависимости от времени суток и погодных условий. За сутки спутниковые скаттерометры покрывают измерениями более 90% поверхности Мирового океана.

Существующие методы восстановления полей давления по полям измеренной скорости ветра основываются на использовании законов сопротивления для планетарного пограничного слоя (ППС). На данный момент наиболее широко используемая в этих целях модель ППС – двухслойная модель, основанная на теории подобия (Brown, Liu, 1982). Результаты использования данного метода могут быть найдены в работах (Brown, Levy, 1986; Patoux et al., 2003).

Из-за отсутствия необходимых данных контактных измерений давления над акваториями океана верификация этого метода проводилась обычно на основе сравнения с модельными полями приземного давления (моделями реанализа), предоставляемыми различными метеорологическими центрами, например (<http://rda.ucar.edu/>).

В данной работе впервые приводится прямая экспериментальная проверка работоспособности метода, основанная на сопоставлении восстановленных значений приземного давления по скаттерометрическим измерениям ветра с данными прямых контактных измерений давления на сети метеостанций. В качестве района исследования выбран Финский залив, где существует густая сеть метеостанций с доступными для общего пользования данными.

## 2. Метод

### 2.1. Основные соотношения

Метод восстановления полей давления по скаттерометрическим измерениям скорости и направления ветра содержит два основных этапа. Первый – это расчет вектора геострофической скорости ветра и соответствующих барических градиентов по закону сопротивления для атмосферного ППС в каждой точке скаттерометрических измерений, дополненных данными о поле температуры поверхности океана и температуры свободной атмосферы. Второй – вычисление поля атмосферного давления на основе барических градиентов, восстановленных по скаттерометрическим измерениям и данным о приземном давлении в «реперной» точке.

В данной работе используется метод восстановления градиента атмосферного давления, основанный на упрощенной полуэмпирической двухслойной модели ППС, предложенной в работе (Brown, 1982). В этой модели описание приземного подслоя ППС основано на теории подобия Монина–Обухова, а описание экмановского подслоя следует из решения уравнения сохранения импульса с постоянными коэффициентами турбулентного обмена. В рамках этой модели закон сопротивления ППС, связывающий поверхностные ветровые напряжения с геострофическим ветром, имеет следующий вид:

$$\frac{\kappa \mathbf{G}}{\mathbf{u}_*} = \ln(\kappa u_* / fz_0) - B(\mu) - iA(\mu), \quad (1)$$

где  $\mathbf{G} = G \exp(i\varphi_g)$  – вектор геострофического ветра со скоростью  $G$  и направлением  $\varphi_g$ ;  $\mathbf{u}_* = u_* \exp(i\varphi_s)$  – динамическая скорость  $u_*$  в векторном виде;  $\varphi_s$  – направление приземного ветра;  $z_0$  – параметр шероховатости поверхности;  $\kappa = 0.4$  – постоянная Кармана;  $f$  – параметр Кориолиса. Функции  $A$  и  $B$  в уравнении (1) – безразмерные универсальные функции, зависящие от стратификации:

$$A(\mu) = \Lambda^{-1}(\mu),$$

$$B(\mu) = -A(\mu) + \Psi_u(\varepsilon \mu \Lambda(\mu)) - \ln(\kappa \varepsilon \Lambda(\mu)),$$

где  $\mu = \kappa u_* / fL$  – параметр стратификации;  $L = u_*^2 / \kappa \beta \theta_*$  – масштаб длины Монина–Обухова;  $\beta = g/T$  – параметр плавучести;  $\Psi_u$ ,  $\Phi$  – универсальные функции теории подобия Монина–Обухова, зависящие от стратификацию погранслоя (см. приложение);  $\Lambda(\mu)$  – безразмерная функция;  $\Lambda(\mu) = 2\varepsilon / \Phi(\varepsilon \mu \Lambda(\mu))$  – функция, определяющая масштаб высоты ППС;  $H = \kappa u_* \Lambda(\mu) / f$ ;  $\varepsilon = 0.15$  – основной подгоночный параметр модели, равный отношению высоты приземного слоя  $h$  к масштабу высоты экмановского слоя  $H$ , т.е.  $h = \varepsilon H$ , а высота ППС  $D$  определяется как  $D = mH$ , где  $m$  равно 2.

Для определения параметра  $\mu = \kappa u_* / fL$  нам, в принципе, необходимо ввести также закон сопротивления для температуры, который по аналогии с (1) определяет поверхностный поток тепла по скорости геострофического ветра и перепаду температуры между температурой поверхности,  $\theta_s$ , и температурой на верхней границе ППС,  $\theta_D$ . Однако для прикладных целей мы можем избежать усложнения задачи, заметив, что параметр  $\mu$  может быть представлен как

$$\mu = \kappa u_* / fL = r \kappa^2 \beta (\theta_s - \theta_D) / fG, \quad (2)$$

где  $r = C_H / C_D$  – отношение коэффициентов теплообмена и сопротивления для ППС. Параметры аэродинамической и температурной шероховатости морской поверхности имеют известный вид, установленный эмпирически. Для практических приложений мы пренебрегаем изменчивостью параметра  $r$  над морем и этот параметр принимаем в среднем равным 0,8. В этом случае параметр стратификации определяется только фоновыми характеристиками ППС.

## 2.2. Процедура расчета

Основные этапы реализации метода следующие.

Шаг 1. По скаттерометрическим данным о векторе ветра на высоте 10 метров вычисляется динамическая скорость  $u_*$  согласно теории подобия Монина–Обухова из уравнения профиля скорости ветра в приземном слое:

$$\mathbf{u}_* = \kappa \mathbf{u}_{10} / \ln(10/z_0), \quad (3)$$

где  $\mathbf{u}_{10}$  – вектор ветра по данным скаттерометра, параметр шероховатости  $z_0$  рассчитывается по формуле Чарнока (Charnock, 1955):

$$z_0 = C_z u_*^2 / g.$$

В данной работе параметр Чарнока задается в следующем виде (Fairall et al., 2003):

$$C_z = 0,011 + \max(0, u_{10})(0,018 - 0,011)/8.$$

Отметим, что соотношение (3) не учитывает стратификацию атмосферного погранслоя, так как основной продукт скаттерометрических измерений  $\mathbf{u}_{10}$  по определению дает эффективную скорость ветра на 10 м для нейтрально стратифицированного погранслоя.

Шаг 2. Для определения параметра стратификации  $\mu$  по (2) нам необходима информация о потенциальной температуре поверхности  $\theta_s$  и на верхней границе ППС  $\theta_D$ . Предлагается в качестве температуры морской поверхности использовать данные спутникового продукта Global Odyssey Sea Surface Temperature Analysis, содержащие осредненные за сутки значения температуры морской поверхности и имеющие глобальное покрытие. Для определения  $\theta_D$  можно использовать данные реанализа NCEP, аппроксимируя профили температуры в виде:

$$\theta_D = \theta_{s0} + \Gamma D, \quad (4)$$

где  $\Gamma$  – вертикальный градиент температуры в свободной атмосфере, который рассчитывается из данных температуры на изобарических поверхностях 900 Гпа и 1000 Гпа, в предположении, что высоты этих изобарических поверхностей равны примерно 1000 и 100 метрам;  $\theta_{s0}$  – температура поверхности, полученная экстраполяцией профиля температуры в свободной атмосфере на поверхность.

Шаг 3. При известной из измерений динамической скорости (3) вектор геострофической скорости  $\mathbf{G}$  определяется из закона сопротивления (1).

Шаг 4. Далее, поле давления  $P(x, y)$  может быть определено как решение уравнения Пуассона:

$$\Delta P = f \rho \text{Rot}(\mathbf{u}_g). \quad (5)$$

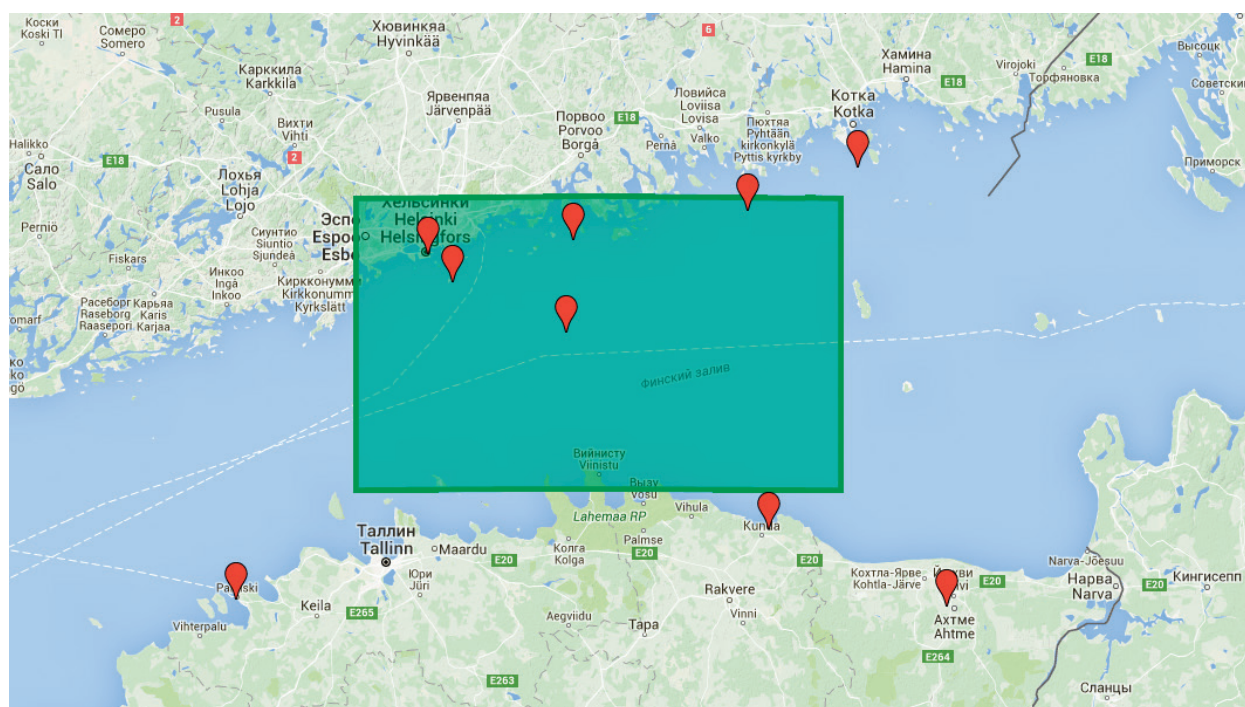
$\text{Rot}(\mathbf{u}_g) = \partial u_g / \partial y - \partial v_g / \partial x$  – завихренность поля геострофической скорости, определенное на шаге 3, являющаяся очевидным следствием геострофических соотношений.

Для определения однозначного решения (5) необходимо задать давление в одной (или более) реперных точках. В качестве «опорного» давления может быть выбрано измеренное давление на ближайшей прибрежной метеостанции или измерения с дрейфующих буев (эти данные являются общедоступными). В данной работе мы не будем рассматривать решение уравнения (5) по известному полю геострофической скорости, ограничиваясь толь-

ко проблемой получения поля геострофических скоростей по данным спутниковых скаттерометрических измерений.

### 3. Тестирование метода

Тестирование работоспособности данного метода было проведено на основе скаттерометрических измерений и измерений на метеостанциях в районе Финского залива (см. *рис. 1*).



*Рис. 1. Расположение метеостанций и область исследования*

В качестве скаттерометрических данных использовались скорость и направление ветра, полученные по данным прибора ASCAT со спутника METOP-A и имеющие пространственное разрешение 12,5 км.

Для расчетов было отобрано 580 треков скаттерометра, проходящих через исследуемую область за 2014–2015 года. Область исследования – часть Финского залива, ограниченная долготами  $24,6^\circ$  и  $26,9^\circ$ .

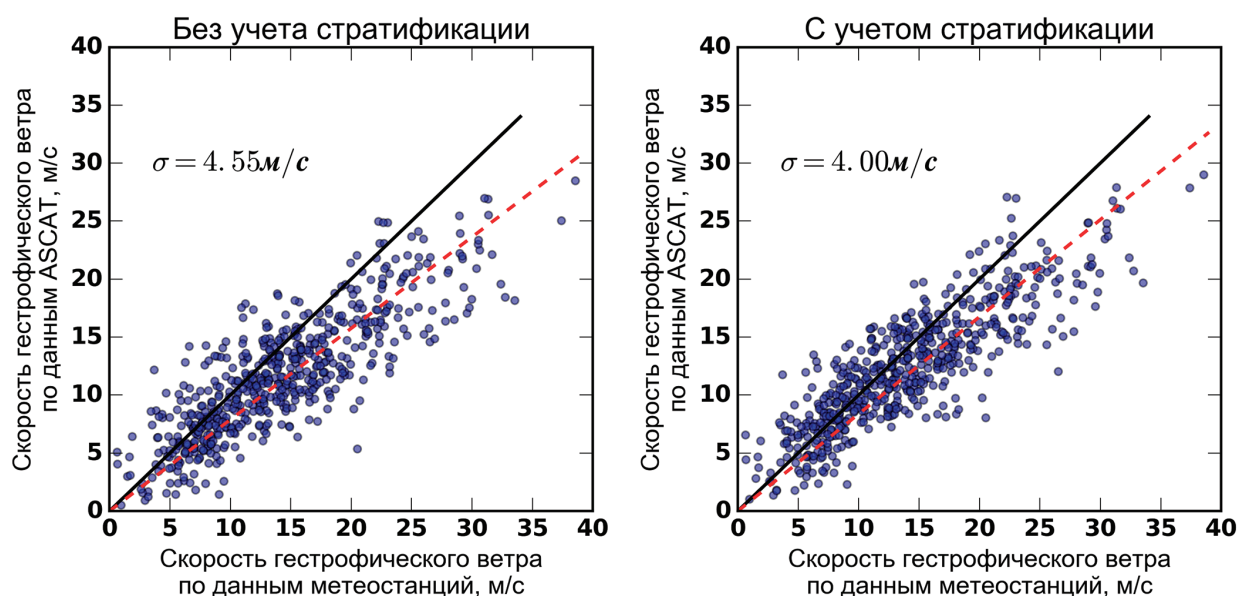
Исходными данными являлись скаттерометрические измерения скорости ветра, осредненные по исследуемому району (схематически отмеченному квадратом на *рис. 1*). Эти измерения были дополнены синхронными спутниковыми значениями ТПО и параметрами температуры свободной атмосферы (соотношение (4)) по данным NCEP.

По этим данным проводились модельные расчеты геострофической скорости ветра и градиентов давления по схеме, описанной в разделе 2 (шаги 1, 2, 3).

Для верификации результатов восстановления градиентов давления по скаттерометрическим данным использовались данные измерений с сети прибрежных метеостанций за срок, ближайший ко времени пролета спутника (данные с архива на сайте gr5.ru). На *рис. 1* расположение метеостанций указано красными флажками.

Усредненный по полю градиент давления вычислялся методом наименьших квадратов (см. приложение). Далее, геострофический ветер рассчитывался по геострофическим соотношениям.

На *рис. 2* показано сравнение скоростей геострофического ветра, рассчитанного по данным скаттерометра, и по данным измерения градиентов давления на метеостанциях. На левом графике показаны результаты без учета стратификации атмосферы, а на правом – с учетом стратификации. Видно, что соответствие между спутниковыми и наземными измерениями существенно улучшается при учете стратификации атмосферы. В первом случае значение средней квадратичной ошибки ( $\sigma$ ) составило 4,5 м/с, во втором – 4,0 м/с.



*Рис. 2. Диаграмма рассеяния скоростей геострофического ветра, полученных по данным измерений с метеостанции (по горизонтали) и смоделированных по данным скаттерометра (по вертикали). На левом графике – результаты без учета стратификации, на правом – с учетом стратификации*

На графиках видно, что наибольшее влияние на модельные результаты стратификация оказывает при сильных ветрах. Это вызвано тем, что такие условия чаще возникают при устойчивой стратификации над водой (см. *рис. 3*) и невключение этого эффекта в модель дает занижение скоростей ветра.

Направление восстановленного геострофического ветра в большинстве случаев воспроизводится достаточно хорошо, что видно на *рис. 4*, и от учета стратификации практически не зависит.

Как видно из результатов, существует систематическое занижение восстановленной скорости геострофического ветра по сравнению с «измеренной», при этом такое расхожде-

ние увеличивается с увеличением скорости ветра. По-видимому, это связано с развитием атмосферного погранслоя над водной поверхностью Финского залива. Как показано в работе (Монзикова и др., 2016), протяженность Финского залива достаточна для того, чтобы над его водной поверхностью сформировался полностью развитый ППС.

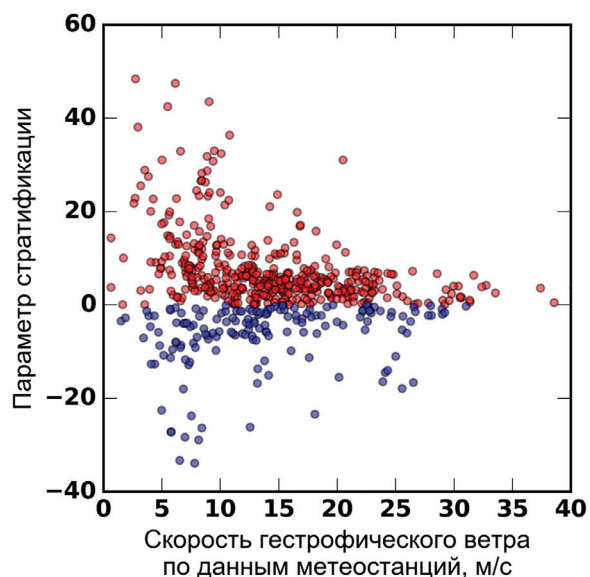


Рис. 3. Диаграмма рассеяния параметра стратификации  $\mu$  от скорости геострофического ветра. Синим цветом отмечены случаи неустойчивой стратификации атмосферы, красным – устойчивой

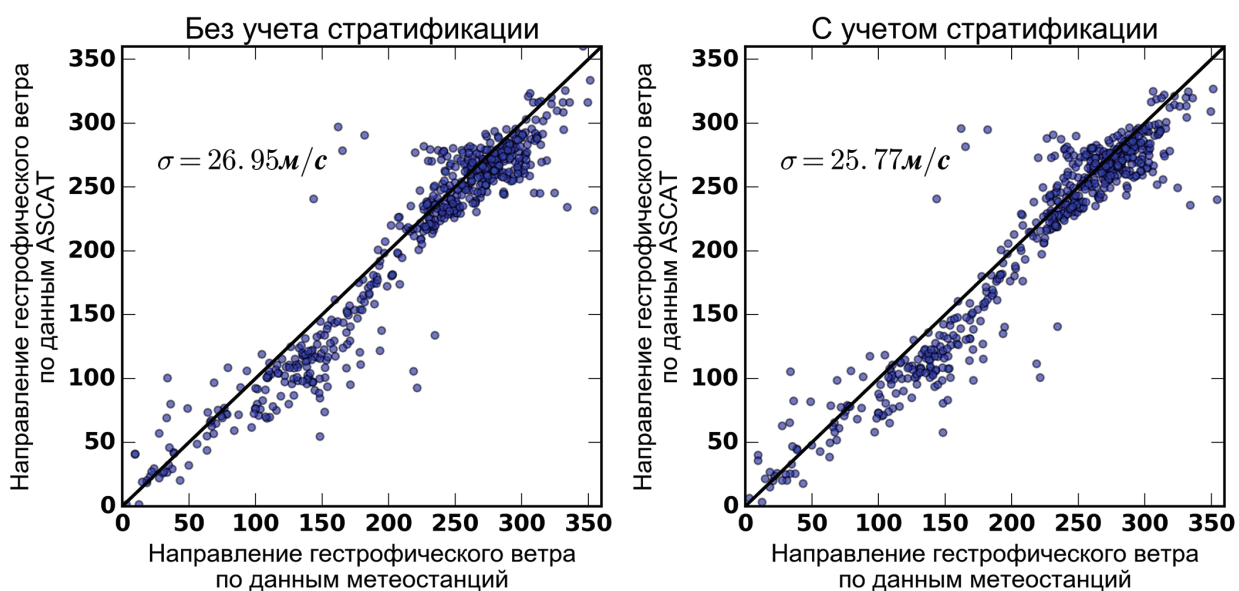
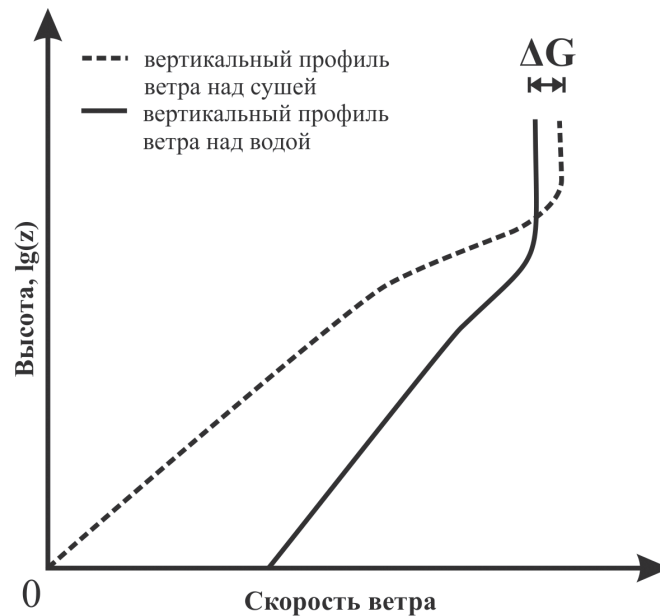


Рис. 4. Диаграмма рассеяния направлений геострофического ветра, полученных по данным измерений с метеостанции (по горизонтали) и смоделированных по данным скаттерометра (по вертикали). На левом графике – результаты без учета стратификации, на правом – с учетом стратификации

Однако по мере развития ветра (после пересечения воздушным потоком границы раздела «земля–вода») его скорость на верхней границе развивающегося погранслоя должна «склеиваться» со скоростью ветра в фоновом ППС, сформировавшимся на землей.

Поскольку высота ППС зависит от «шероховатости» подстилающей поверхности, то высота ППС, сформировавшегося над «гладкой» поверхностью Финского залива, будет меньше высоты ППС над сушей, как это показано схематично на *рис. 5*. Поэтому скорость ветра на верхней границе ППС над Финским заливом (ассоциируемая с восстановленным геострофическим ветром) должна быть меньше скорости «реального» геострофического ветра, оцениваемого по данным измерения давления на наземных метеостанциях.



*Рис. 5. Схематичное изображение вертикальных профилей ветра над сушей и над водой при движении воздушной массы с суши на водную поверхность*

Поправка к геострофической скорости ( $\Delta G$ ), восстановленной по скаттерометрическим данным ( $G_w$ ), может быть определена как разница между скоростью «реального» геострофического ветра ( $G_L$ ) и скоростью ветра на уровне  $z = D$  ( $D$  – толщина ППС над Финским заливом), взятом на профиле ветра,  $U_L(z)$ , сформировавшимся над землей, т.е.  $G_w = U_L(D)$ . Профиль ветра в экмановской части ППС имеет вид (Brown, 1982):

$$U(z) - G = -(1 - i)\Lambda^{-1}(\mu)(u_* / \kappa) \exp[-(1 + i)z/H].$$

Тогда поправка  $\Delta G$  следует из выражения:

$$\Delta G = (1 - i)\Lambda^{-1}(\mu_L)(u_{*L} / \kappa) \exp[-(1 + i)mH_w / H_L], \quad (6)$$

где нижние индексы W и L указывают, относится ли данный параметр к ППС над водой или сушей соответственно. Для количественной оценки поправки предположим, что стратификация в среднем нейтральна. В этом случае (6) принимает вид:

$$\Delta G / G_L = 5(1 - i)\kappa^{-1} C_{DL}^{1/2} \exp\left[-m(1 + i)(C_{DW} / C_{DL})^{1/2}\right],$$



где  $C_D = (u_* / G)^2$  – геострофический коэффициент сопротивления. На рис. 6а представлена зависимость поправки  $\Delta G$  от геострофической скорости при различной высоте шероховатости поверхности суши. Видно, чем больше скорость ветрового потока, тем большая разница между геострофическими скоростями над сушей и водой, что согласуется с занижением рассчитанных нами геострофических скоростей относительно полученных по данным измерений давления (рис. 2).

Отметим также, что поправка  $\Delta G$  велика при больших скоростях ветра, когда стратификация ППС, как правило, близка к нейтральной.

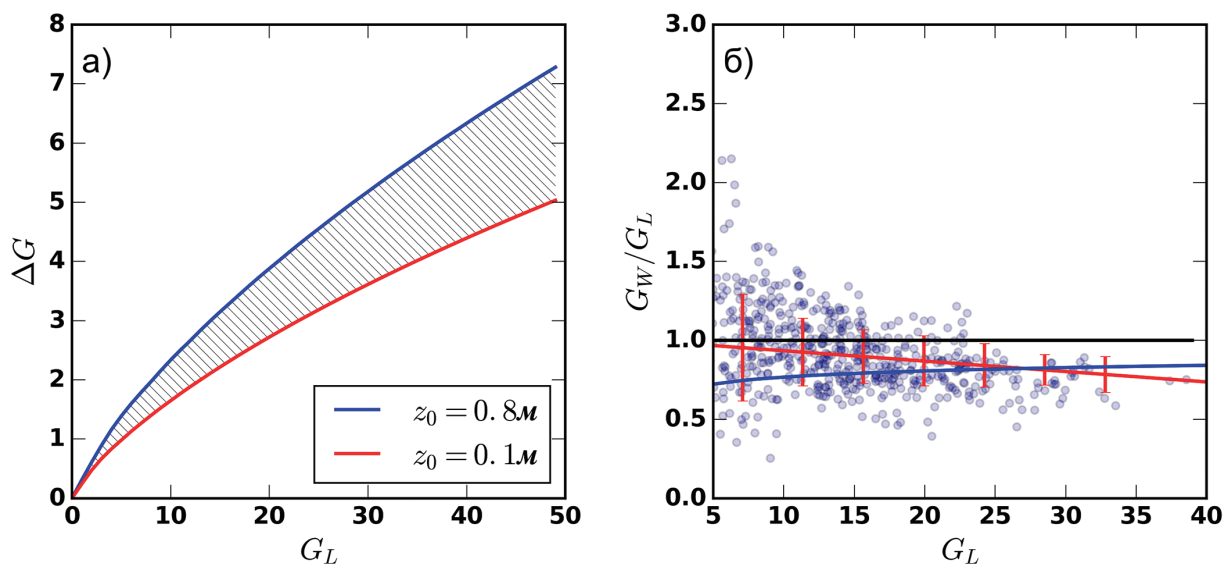


Рис. 6. а) – Поправка  $\Delta G$  как функция от скорости геострофического ветра над сушей при различном параметре шероховатости для поверхности суши; б) – Диаграмма рассеяния отношений скоростей геострофического ветра  $G_W/G_L$ , красным цветом обозначено среднее значение и среднеквадратичные отклонения, синяя линия – график функции  $1 - \Delta G/G_L$

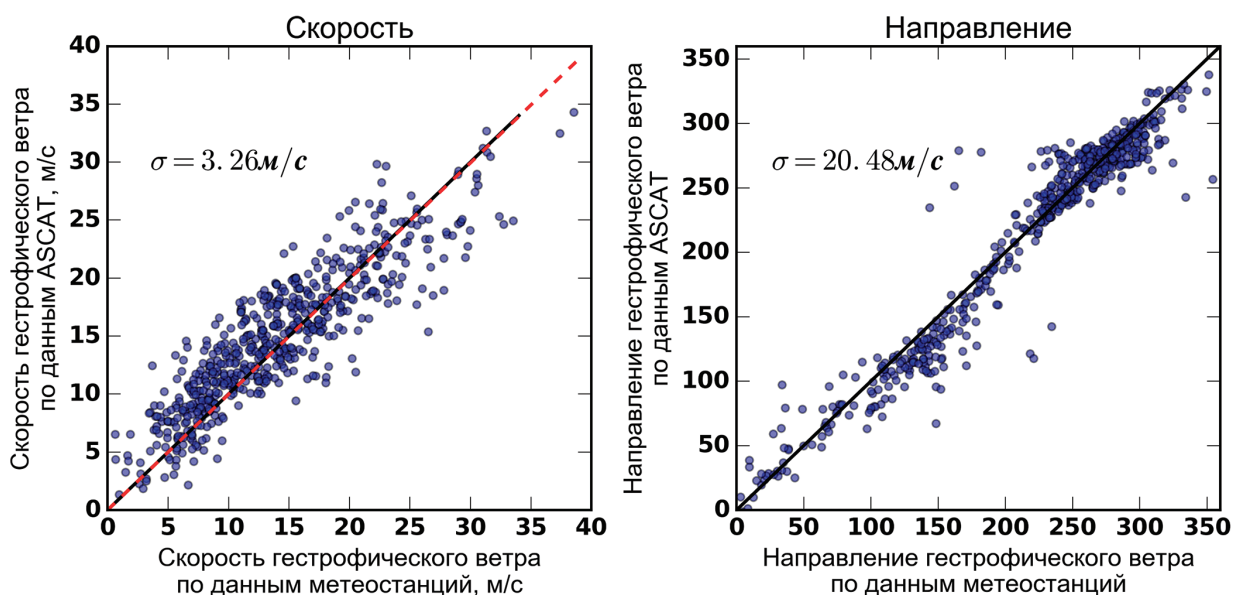


Рис. 7. Диаграммы рассеяния для новых значений скорости (слева) и направления (справа) геострофического ветра, полученных по данным измерений с метеостанции (по горизонтали) и смоделированных по данным скаттерометра (по вертикали) с учетом стратификации и поправки  $\Delta G$

В нашем случае (для типичных значений шероховатости  $z_0 = 0,8$  м) мы можем использовать значение  $\Delta G/G_L = 0,2$  (рис 6б). Введение этой коррекции значительно улучшает соответствие восстановленных значений геострофического ветра данным наблюдений на метеостанциях, представленных на рис 7. После введения коррекции средняя квадратичная ошибка восстановленной скорости составляет 3,3 м/с, а по направлению – 20 град.

#### 4. Выводы

Проведено тестирование метода восстановления поля геострофического ветра (поля градиентов приземного давления) по данным спутниковых скаттерометрических измерений. Метод основан на применении законов сопротивления ППС, где в качестве входного параметра используется измеренная спутником скорость приводного ветра. В работе использовался закон сопротивления, следующий из упрощенной модели ППС (Brown, Liu, 1982; Brown, Levy, 1986). Влияние стратификации атмосферы в алгоритме расчета геострофического ветра учтено за счет введения спутниковой информации о ТПО и задания вертикальных градиентов температуры свободной атмосферы по данным NSER.

Тестирование метода проведено на основе сопоставления градиентов давления, восстановленных по спутниковым скаттерометрическими измерениями, с прямыми измерениями давления на сети метеостанций.

Получено, что восстановленные значения геострофического ветра ниже тех значений, которые следуют из измеренных градиентов давления на метеостанциях. При этом, чем выше скорость, тем больше расхождение.

Особенности развития ППС над водной поверхностью рассматриваются в качестве наиболее вероятной причины занижения восстановленных значений геострофической скорости по сравнению с измерениями. Так как аэродинамическая шероховатость водной поверхности значительно меньше шероховатости суши, толщина ППС над Финским заливом меньше толщины «фоновой» ППС над поверхностью земли. В результате скорость ветра на верхней границе ППС, развившегося над водной поверхностью, не достигает «реальной» геострофической скорости ППС над сушей.

Введение этой поправки – отличия скорости ветра на верхней границе ППС над водной поверхностью от «истинной» геострофической скорости, – позволяет привести в соответствие восстановленные по спутниковым скаттерометрическим измерениям градиенты давления с теми, что получены по данным измерений на метеостанциях.

С учетом этой поправки точность восстановления градиентов давления в терминах геострофической скорости ветра находится в пределах плюс-минус 3 м/с, а направления – плюс-минус 20 градусов.

Показано, что учет стратификации атмосферы является важным в алгоритмах восстановления давления по скаттерометрическим данным.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации в рамках ФЦП, соглашение № 14.610.21.0006, уникальный идентификатор проекта RFMEFI61014X0006.

### Приложение А: Универсальные функции

В рассматриваемой работе для законов сопротивления (1)–(3) использовались следующие универсальные функции теории подобия Мони́на–Обухова –  $\Phi_u$  и связанная с ними функция  $\Psi_u$ :

$$\Phi(z/L) = 1 - \psi'(z/L)z/L.$$

Для их расчета использовались следующие эмпирические выражения (Dyer, 1974; Yaglom, 1977):

При  $z/L < 0$  (неустойчивая стратификация)

$$\Phi_u = 1/X,$$

$$\Psi_u = 2 \ln\left(\frac{1+X}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+X^2}{2}\right) - 2 \operatorname{arctg}(X) + \pi/2,$$

где  $X = (1 - C_1 z/L)^{1/4}$ .

При  $0 < z/L \leq 1$  (устойчивая стратификация):

$$\Phi_u = \Phi_t = 1 + C_2 z/L,$$

$$\Psi_u = \Psi_t = -C_2 z/L,$$

где константы  $C_1$  и  $C_2$  равны 16 и 5 соответственно.

### Приложение Б: Расчет градиентов давления по методу наименьших квадратов

Аппроксимируем поле давления в локальной области плоскостью:

$$P_i = P_0 + \frac{\partial P}{\partial x}(x_i - x_0) + \frac{\partial P}{\partial y}(y_i - y_0) + \varepsilon_i,$$

где  $P_0, x_0, y_0$  – средние по полю значения давления и координат,  $\varepsilon_i$  – ошибка аппроксимации.

Согласно методу наименьших квадратов для нахождения градиентов давления в (20) необходимо минимизировать сумму квадратов ошибки аппроксимации:

$$f(a, b) = \sum_{i=1}^n \varepsilon_i^2 = \sum_{i=1}^n (P_i - P_0 - a(x_i - x_0) - b(y_i - y_0))^2,$$

где  $a = \frac{\partial P}{\partial x}$  и  $b = \frac{\partial P}{\partial y}$ .

Для этого необходимо найти частные производные от функции  $f(a, b)$  по аргументам  $a$  и  $b$ , приравнять их 0, затем из полученных уравнений находим оценки  $a$  и  $b$ :

$$a = \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - P_0)(y_i - y_0) \sum_{i=1}^n (y_i - y_0)(x_i - x_0) - \sum_{i=1}^n (P_i - P_0)(x_i - x_0) \sum_{i=1}^n (y_i - y_0)^2}{\left( \sum_{i=1}^n (y_i - y_0)(x_i - x_0) \right)^2 - \sum_{i=1}^n (y_i - y_0)^2 \sum_{i=1}^n (x_i - x_0)^2}$$

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - P_0)(x_i - x_0) - a \sum_{i=1}^n (y_i - y_0)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - y_0)(x_i - x_0)}$$

### Литература

1. Монзикова А.К., Кудрявцев В.Н., Мясоедов А.Г., Шапрон Б., Зилитинкевич С.С. Об особенностях поля ветра над морской поверхностью в прибрежной зоне // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2016 (в печати).
2. Brown R.A., Levy G. Ocean surface pressure fields from satellite sensed winds // Monthly Weather Review. 1986. Vol. 114. P. 2197–2206.
3. Brown R.A., Liu T. An operational large-scale marine PBL model // Journal of Applied Meteorology. 1982. Vol. 21. P. 261–269.
4. Brown R.A. On two-layer models and the similarity functions for the PBL // Boundary-Layer Meteorology. 1982. Vol. 24. No. 4. P. 451–463.
5. Charnock H. Wind stress on water surface // Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 1955. Vol. 81. P. 639–640.
6. Dyer A.J. A Review of flux-profile Relationships // Boundary-Layer Meteorology. 1974. Vol. 7. P. 363–372.
7. Fairall C.W., Bradley E.F., Hare J.E., Grachev A.A., Edson J.B. Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm // J. Clim. 2003. Vol. 16. P. 571–591.
8. Hersbach H. CMOD5.N: A C-band geophysical model function for equivalent neutral wind // ECMWF Technical Memorandum. 2008. Vol. 554. 22 p.
9. Patoux J., Foster R.C., Brown R.A. Global pressure fields from scatterometer winds // Journal of Applied Meteorology. 2003. Vol. 42. P. 813–826.
10. Yaglom A.M. Comments on wind and temperature flux-profile relationships // Boundary-Layer Meteorology. 1977. Vol. 11. P. 89–102.

## Reconstruction of surface pressure fields from scatterometer wind fields: testing on measurements in the Gulf of Finland

A.K. Monzikova<sup>1</sup>, V.N. Kudryavtsev<sup>1</sup>, B. Shapron<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg 195196, Russia  
E-mail: monzik@rshu.ru

<sup>2</sup>Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER)  
Plouzané 29280, France

In this paper the method for reconstruction of surface pressure from satellite scatterometer measurements is discussed and tested. The method is based on the resistance laws of the planetary boundary layer (PBL), the input parameter of which is the scatterometer surface wind speed and the output – reconstructed geostrophic wind. The method is tested

on the base of satellite and in situ measurements over the Gulf of Finland. The surface pressure measurements from the coastal weather stations are used as the in situ data. It was found that the geostrophic wind reconstructed from scatterometer data is lower than the geostrophic wind retrieved from pressure gradients. This is most likely caused by a feature of PBL development over the water surface when the wind speed at the upper boundary of the PBL, which is developed over the water surface, does not reach the “real” geostrophic wind speed of PBL over land. Introduction of a correction taking into account the difference between the wind speed at the upper boundary of PBL over the water surface of the “true” geostrophic speed allows to bring reconstructed from satellite measurements pressure gradients into compliance with those obtained from weather stations measurements. Taking into account the correction, the accuracy of the pressure gradient reconstruction in terms of geostrophic wind speed is within plus or minus 3 m/s, and that of direction – plus or minus 20 degrees.

**Keywords:** Gulf of Finland, scatterometer, planetary boundary layer

*Accepted: 05.10.2016*

*DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-6-86-98*

## References

1. Monzikova A.K., Kudryavtsev V.N., Myasoedov A.G., Shapron B., Zilitinkevich S.S., Ob osobennostyakh polya vetra nad morskoi poverkhnost'yu v pribrezhnoi zone (Features of wind field over the sea surface in the coastal area), *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*, 2015 (in press).
2. Brown R.A., Levy G., Ocean surface pressure fields from satellite sensed winds, *Monthly Weather Review*, 1986, Vol. 114, pp. 2197–2206.
3. Brown R.A., Liu T., An operational large-scale marine PBL model, *Journal of Applied Meteorology*, 1982, Vol. 21, pp. 261–269.
4. Brown R.A., On two-layer models and the similarity functions for the PBL, *Boundary-Layer Meteorology*, 1982, Vol. 24, No. 4, pp. 451–463.
5. Charnock H., Wind stress on water surface, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1955, Vol. 81, pp. 639–640.
6. Dyer A.J., A Review of flux-profile Relationships, *Boundary-Layer Meteorology*, 1974, Vol. 7, pp. 363–372.
7. Fairall C.W., Bradley E.F., Hare J.E., Grachev A.A., Edson J.B., Bulk parameterization of air–sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm, *J. Clim.*, 2003, Vol. 16, pp. 571–591.
8. Hersbach H., *CMOD5.N: A C-band geophysical model function for equivalent neutral wind*, *ECMWF Technical Memorandum*, 2008, Vol. 554, 22 p.
9. Patoux J., Foster R.C., Brown R.A., Global pressure fields from scatterometer winds, *Journal of Applied Meteorology*, 2003, Vol. 42, pp. 813–826.
10. Yaglom A.M., Comments on wind and temperature flux-profile relationships, *Boundary-Layer Meteorology*, 1977, Vol. 11, pp. 89–102.