

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВЕТРОВОГО ДРЕЙФА НА РАСЧЁТ СКОРОСТЕЙ ТЕЧЕНИЙ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

Алексанина М.Г.^{1,2}

¹*Институт автоматизации и процессов управления ДВО РАН, Владивосток*

²*Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток*

margeo@mail.ru

Для расчёта скоростей течений на поверхности океана используются измерения со спутниковых альтиметров для оценки высоты уровневой поверхности моря, зная которую можно рассчитать скорости течений, а также используются спутниковые изображения в ИК (тепловом) и видимом диапазоне спектра по временной последовательности которых можно оценить скорости течений, прослеживая перемещения оптических неоднородностей (морских маркеров). Эти два подхода к оценке скоростей течений на основе данных, полученных разными инструментами и методами, дополняют друг друга. При этом необходимо иметь в виду, что оценивают эти два подхода разные компоненты скорости на поверхности моря [1,2]. По измерениям спутниковых альтиметров рассчитывают геострофическую компоненту скорости. Прослеживание оптических неоднородностей по временной последовательности изображений «ловит» ещё и агеострофические компоненты. Выделяют две агеострофические компоненты [2]. Одна обусловлена кривизной потока. Вторая компонента обусловлена воздействием ветра на поверхность океана. В результате воздействия ветра генерируется экмановский дрейф и стоковская компонента скорости, обусловленная волнением. И хотя теория явлений детально разработана, высокой точности совпадений с практическими измерениями не наблюдается [2].

Проведенные эксперименты показали [3], что для средних широт в Японском море в спутниковых скоростях перемещений морских маркеров на поверхности моря ветровой (экмановский) дрейф проявляется. Среднее направление скорости перемещения морских маркеров стабильно отклоняется вправо от направления ветра на угол в среднем около 90 градусов. Из-за ветрового перемешивания перемещение термических неоднородностей (морских маркеров) будет обусловлено перемещением слоя некоторой толщины, пропорциональной скорости ветра. Перемешивание формирует квазиоднородный слой, имеющий, фактически, посто-

янную температуру [2]. Хорошая модель формирования квазиоднородного слоя приведена в работе [4]. Но она требует знаний о стратификации приповерхностного слоя, приводном трении ветра и обмене энергией через поверхность, что недоступно для произвольного участка океана.

Существует упрощённая и часто используемая эмпирическая модель расчёта глубины перемешанного слоя (MLD) для прогнозирования вариации глубины перемешанного слоя MLD с использованием скорости ветра (U), периода (T_s) и высоты волны (H_s) [5]:

$$\mathbf{MLD} = 12.5 \times H_s + 0.2 \times (U \times T_s)$$

В работе «Coastal Engineering Manual» (CEM) [6] приведено эмпирическое соотношение для высоты полностью сформированной волны, которое может использоваться для оценки верхней границы высоты волны при любой скорости ветра: $H_s = \lambda_s \times U^2 / g$, где H_s – высота полностью сформированной волны; λ_s – безразмерный коэффициент, приблизительно равный 0.27; U – скорость ветра на высоте 10м; g – ускорение свободного падения. Тогда для высоты волны получаем: $H_s = 0,27 \times U^2 / g$.

Для полностью сформированной волны, когда высота волны не зависит от ветрового разгона, выполняется соотношение $g \times T_s / u_f = 2,398 \times 10^2$, где u_f – скорость трения (скорость на уровне поверхности воды) [6]. Коэффициент аэродинамического сопротивления C_D для связи скорости трения u_f со скоростью ветра U выражается с одной стороны как $C_D = u_f^2 / U^2$, а с другой стороны оценивается как $C_D = 10^{-3} \times (1,1 + 0,0035 \times U)$ [6]. Отсюда находим скорость трения $u_f = (C_D)^{1/2} \times (U^2)^{1/2} = U \times (C_D)^{1/2}$. Тогда период волны T_s через ветер U выражается так:

$$\mathbf{T_s} = 2,398 \times U / g \times (0,11 + 0,0035U)^{1/2}$$

В итоге получаем оценку глубины перемешанного слоя MLD через скорость ветра U :

$$\mathbf{MLD} = U^2 / g \times (3,375 + 0,4796 \times (0,11 + 0,0035U)^{1/2})$$

Есть и другой подход к оценке параметров волнения – по Васильеву К.П. [7]. Для открытых районов океана элементы волн рассчитываются на основе предельного разгона – $D^* = 30 \times U^2 \times \delta = (30 \times U^2) / (0,9 \times (100 + U^2)^{1/2})$, крутизны волны – $\delta = 1 / (0,9 \times (100 + U^2)^{1/2})$, высоты волны – $H_s = 0,073 \times U^2 \times ((30 / (0,9 \times (100 + U^2)^{1/2}))^{1/2})$. Тогда период волны и глубина перемешанного слоя выражаются так

$$\begin{aligned} \mathbf{T_s} &= 0,8 \times (\lambda)^{1/2} = 0,8 \times (0,073 \times U \times (D^{1/2} * \delta)^{1/2}) = \\ &= 0,216 \times U \times ((30 / (0,9 \times (100 + U^2)^{1/2}))^{1/2})^{1/2} \end{aligned}$$

$$\mathbf{MLD} = U^2 \times [0,9125 \times ((30 / (0,9 \times (100 + U^2)^{1/2}))^{1/2}) + 0,0432 \times ((30 / (0,9 \times (100 + U^2)^{1/2}))^{1/2})^{1/2}]$$

Для акватории течения Куроисио к востоку от Японии был рассмотрен ветер, значения которого брались по данным глобальной системы метеорологических прогнозов GFS (Global Forecast System, NCEP) [Global Forecast System (GFS). <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/model-data/model-datasets/global-forecast-system-gfs>]. Было рассмотрено 4 значения скорости ветра 1 м/с, 5 м/с, 10 м/с, 15 м/с. Оценки глубины перемешанного слоя MLD разными подходами для рассматриваемой акватории были сведены в таблицу 1.

Таблица 1. Оценки глубины

U м/с	MLD м (CEM [6])	MLD м (по Васильеву [7])
1	0,360	1,898
5	9,046	45,305
10	36,302	163,752
15	81,926	342,179

Из таблицы 1 видно, что глубина перемешанного слоя по уточненным формулам из «Coastal Engineering Manual» [6] минимальна по сравнению с оценкой по формулам для судоводителей из Васильева К.П. [7], её и будем использовать.

Для оценки дрейфа по глубине перемешанного слоя интегрируем экмановскую спираль [3]. Одним из ключевых параметров расчёта является коэффициент турбулентной вязкости A . Анализируя наблюдения за дрейфом судов, Боуден предложил [8] для коэффициента турбулентной вязкости A использовать формулу $A=1,37 \times 10^{-4} \times U \text{ м}^2/\text{с}$, которая даёт значение в два с лишним раза меньшее, чем значение по формуле Экмана: $A=3,745 \times 10^{-4} \times U \text{ м}^2/\text{с}$.

Для выбранных 4-х значений скорости ветра U м/с были сделаны оценки ключевых гидродинамических параметров. Это глубина перемешанного слоя MLD м, скорость на поверхности моря V_0 м/с, средняя скорость перемешанного слоя V_{MLD} м/с и перепад динамической высоты на 100 км, обусловленный ветровым дрейфом ΔDT_{wind} (таблица 2).

Из таблицы 2 видно, что средняя скорость ветрового дрейфа на поверхности исследуемой акватории существенно меньше 2% согласно классической теории Экмана и даже меньше 1% от скорости ветра. Полученные оценки подтверждают выводы проведённого исследования [3], которое показало, что спутниковые оценки скорости течений по морским маркерам на поверхности моря соответствуют суммарному переносу потока воды в направлении, близком к перпендикулярному от направления ветра, а не течению тонкого слоя на поверхности моря.

Таблица 2. а) коэффициента турбулентной вязкости A по Боудену

U м/с	V_0 м/с	Глубина MLD м	Средняя скорость смещения в слое V_{MLD} м/с	ΔDT_{wind} в м на 100 км	Угол дрейфа от ветра
1	0,008	0,36	0,007	0,007	51,12
5	0,042	9,05	0,024	0,023	70,20
10	0,084	36,3	0,029	0,028	85,47
15	0,127	81,9	0,028	0,027	91,25

Таблица 2. б) коэффициента турбулентной вязкости A по Экману

U м/с	V_0 м/с	Глубина MLD м	Средняя скорость смещения в слое V_{MLD} м/с	ΔDT_{wind} в м на 100км	Угол дрейфа от ветра
1	0,008	0,36	0,008	0,008	49,94
5	0,042	9,05	0,031	0,029	66,04
10	0,084	36,3	0,0443	0,042	80,77
15	0,127	81,9	0,0487	0,046	88,63

В правом предпоследнем столбце Таблицы №2 приведена оценка величины перепада урвенной поверхности, обусловленная экмановским дрейфом, при худшем направлении ветра, то есть перпендикулярно к направлению, по которому считался перепад урвенной поверхности моря. Видно, что величина перепада урвенной поверхности моря за счёт ветрового дрейфа сопоставима с точностью альтиметрических измерений 0,03-0,05 м. При росте ветра экмановская компонента дрейфа перемешанного слоя нарастает. Но рост её быстро прекращается, так как с ростом скорости ветрового дрейфа на поверхности растёт и глубина перемешанного слоя.

Расчёт перепада урвенной поверхности вдоль альтиметрических трасс в момент измерения спутником показал хорошее соответствие двух типов измерений [1]. Использование скоростей течений, строящихся по последовательности изображений, показывает, что в пространстве между трассами альтиметрических спутников ошибки аппроксимации альтиметрических измерений остаются высокими.

Литература

1. Алексанина М.Г., Загуменнов А.А., Шувалов Б.В. Оценка перепадов урвенной поверхности моря: скорости перемещений морских маркеров по ИК-изображе-

- ниями в сравнении с данными спутниковой альтиметрии // *Метеорология и гидрология*. 2023. №1. С.43-53. DOI: 10.52002/0130-2906-2023-1-43-53
2. Isern-Fontanet J., Ballabrera-Poy J., Turiel A., Garcia-Ladona E. Remote sensing of ocean surface currents: a review of what is being observed and what is being assimilated // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2017. V. 24. No. 4. P. 613–643. <https://doi.org/10.5194/npg-24-613-2017>.
 3. Aleksanina M., O. Korostyleva O. Estimation of wind drift component of sea surface currents velocities retrieved on satellite imagery // *Marine Science and Technology for Sustainable Development: Abstracts of the 26th International Conference of Pacific Congress on Marine Science and Technology (PACON-2019), July 16–19, 2019, Vladivostok, Russia*. С. 313.
 4. Soloviev A., Lukas R., Hacker P. An approach to parameterization of the oceanic turbulent boundary layer in the western Pacific warm pool // *Journal of Geophysical Research*. 2001. V.106. No. C3. P. 4421-4435. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1029/2000JC900154>
 5. Swain J., Shukla R.K., Raghunadha Rao, A. et al. Observations of wind and waves in the central Bay of Bengal during BOBMEX-99 and their effect on mixed layer depth variability due to forced mixing. // *Journal of Earth System Science*. 2003. V. 112. P. 255–266. <https://doi.org/10.1007/BF02701991>
 6. Choi B-Y, Jo H-J, Lee K-H, Byoun D-H Development of Wind Induced Wave Predict Using Revisited Methods // *Journal of Advanced Research in Ocean Engineering*. 2018. V. 4. No. 3. P. 124–134. DOI:10.5574/JAROE.2018.4.3.124.
 7. Васильев К.П. Что должен знать судоводитель о картах погоды и состояния моря. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1980. 230 с.
 8. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод: Пер. с англ. М.: Мир, 1988. 324 с.