

О связи аномалий приповерхностного ветра с градиентами температуры поверхности океана по данным дистанционного зондирования

Т.И. Тархова, М.С. Пермяков, Е.Ю. Поталова, В.И. Семькин

*Тихоокеанский океанологический институт им В.И. Ильичева ДВО РАН
690041 Владивосток, ул. Балтийская, 43
E-mails: tit@poi.dvo.ru, permyakov@poi.dvo.ru, gata@poi.dvo.ru*

В работе исследовалось влияние пространственной неоднородности поля температуры поверхности океана (ТПО) на поле скорости приводного ветра на синоптических масштабах по спутниковым данным. При этом использовались данные ежедневных измерений скорости и направления ветра скаттерометром SeaWinds со спутника QuikSCAT (SeaWinds/QuikSCAT) и соответствующие им данные по температуре поверхности океана, полученные радиометрами Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing System (AMSR-E). Рассматривался случай прохождения тайфуна Ioke (TY0612) в северо-западной части Тихого океана 26 августа – 5 сентября 2006 г. Вызванные им возмущения ТПО достигали 5°C , градиенты ТПО $\sim 2.4^{\circ}\text{C}/100$ км, «след» тайфуна прослеживался до конца сентября. Показано, что на синоптических масштабах существуют значимые корреляции между ветром, его кинематическими характеристиками и поверхностной температурой (и её градиентами), а также их временная изменчивость.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, градиент температуры поверхности океана, приводный ветер, атмосферный пограничный слой, тайфун.

Введение

Известно, что на пространственно-временных масштабах, превышающих синоптический, возмущения ветра у поверхности океана в рамках моделей атмосферного планетарного пограничного слоя (АПС) могут быть связаны с горизонтальными градиентами ТПО соотношениями, получаемыми с помощью уравнений термического ветра, связывающими вертикальный сдвиг ветра с градиентами температуры воздуха [1, 2]. В реальной атмосфере на поля ветра влияет большое число факторов, правильный учет которых в моделях просто невозможен, как невозможна и всесторонняя экспериментальная верификация моделей АПС. Таким образом, возникает задача параметризации влияния горизонтальной изменчивости ТПО на возмущения ветра на основе эмпирических или полуэмпирических связей, устанавливаемых с использованием одновременных измерений полей ветра и ТПО в широком диапазоне реальных условий над океанами и морями. В настоящее время такие данные о ветре и ТПО могут быть получены только с помощью дистанционных методов зондирования океана [3]. С использованием спутниковых данных связи ветра и ТПО изучались в различных районах Мирового океана: в районе Атлантического экваториального фронта [4], в районе течения Гольфстрим [5], в умеренных широтах юго-западной части Атлантического океана [6], в районе Тихоокеанского экваториального фронта [7-9], в тропических широтах восточной части Тихого океана [10, 11], в Желтом и Восточно-Китайском морях [12], в районе течения Курошио [13], в Японском море [14], в Аравийском море [15], в умеренных широтах Южного Океана [16], в тропиках Мирового океана [17]. Перечисленные исследования сфокусированы на больших временных (месяц и более) и пространственных масштабах. При этом возмущения синоптических масштабов (сутки, десятки и первые сотни километров), рассматриваются как

«погодный шум» и отфильтровываются. Однако на таких масштабах в океане и морях наблюдаются структурные образования (фронты, вихри и т.п.) со значительными горизонтальными градиентами ТПО. Так, значительные аномалии ТПО синоптического масштаба, регистрируемые со спутников, могут возникать при прохождении тропических циклонов [18]. При слабых фоновых ветрах, обычных в тропиках, эти аномалии могут привести к заметным возмущениям приводного ветра. В настоящей работе по спутниковым данным изучаются взаимосвязи полей аномалий ТПО и возмущений скорости приводного ветра и его кинематических характеристик на примере «следа» тайфуна Ioke (TY0612) в северо-западной части Тихого океана.

Данные и методы

В работе использовались ежедневные и среднемесячные данные микроволнового зондирования по скорости и направлению ветра и температуре поверхности океана за август и сентябрь 2006 г. Район исследований ограничен координатами 10° - 40° с.ш. и 145° - 180° в.д. Пространственное разрешение полей ветра и ТПО составляет 0.25° по широте и долготе. Поля приводного ветра получены скаттерометром SeaWinds со спутника QuikSCAT (SeaWinds/QuikSCAT) и приведены к уровню 10 м над морской поверхностью. Поля SeaWinds/QuikSCAT измеряются дважды в сутки (ascending and descending passes) в полосе шириной 1600 км. Погрешность измерений скорости ветра составляет 1.7 м/с, направления – 14° (при скорости ветра больше 6 м/с) [19]. Поля ТПО получены микроволновым радиометром Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing System (EOS), установленным на спутнике Aqua (AMSR-E). Погрешность полей ТПО составляет 0.64°C [http://www.remss.com/sst/microwave_oi_sst_validation.html].

Для каждого дня были рассчитаны временные $f'(x, y, t)$ и пространственные $f'(x, y)$ аномалии полей температуры и скорости ветра по формулам:

$$f'(x, y, t) = f(x, y, t) - \bar{f}(x, y), \quad f'(x, y) = f(x, y) - \bar{f}(x, y),$$

где $\bar{f}(x, y)$ – среднемесячное поле, $f(x, y)$ – сглаженное поле. Учитывая горизонтальную неоднородность статистических характеристик, которая может существенно исказить статистические оценки связи ветра и ТПО, сглаживание полей проводилось методом скользящего матричного осреднения в окнах от $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ до $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ широты и долготы.

С использованием центральных разностей рассчитывались дифференциальные характеристики полей: градиенты ТПО и ее аномалий, а также лапласиан аномалий ТПО, вихрь и дивергенция скорости ветра. Для оценок степени взаимосвязи между возмущениями температуры и скорости ветра проводился корреляционный и регрессионный анализы, для анализа векторных полей использовался метод векторной корреляции [20]. Следует отметить, что сами поля ТПО и ветра имеют большую пространственную и временную изменчивость, а спутниковые оценки ТПО и ветра имеют значительные погрешности. При анализе статистических характеристик этих полей и их связей приходится искать компромиссный размер выборки (размеры окна), который позволял бы получить устойчи-

вые и надежные оценки статистических характеристик и в то же время минимизировал бы их искажения за счет нестационарности и неоднородности полей. Поэтому анализ корреляции полей проводился в прямоугольных окнах с различными размерами – $1^0 \times 1^0$ - $2.5^0 \times 2.5^0$, $5^0 \times 5^0$ широты и долготы.

Результаты и обсуждение

Район исследований находится в тропическом и субтропическом поясах, температура на поверхности океана в августе 2006 года изменялась в широком диапазоне – от 30^0C в тропиках до 19^0C в самой северной его части. Большие пространственные градиенты ТПО ($|\nabla T|$), достигающие $3.6^0\text{C}/100$ км отмечаются в районе Полярного фронта приблизительно по 37^0 с.ш. и выше. Ветровой режим характеризовался ветрами восточных, юго-восточных направлений с силой, не превышающей 9 м/с. По данным *Japan Meteorological Agency* (JMA) с 26 августа по 5 сентября 2006 года данный район пересек тайфун ЮКЕ (TY0612) 630-1000 км в диаметре с минимальным давлением в центре 920 мб и с максимальным ветром 54 м/с [21]. После прохождения тайфуна в поле поверхностной температуры появилась полоса отрицательных аномалий ТПО шириной ~ 1000 км (рис. 1). Охлаждение поверхности акватории относительно ТПО 25 августа достигало -4^0C , а в районе Полярного фронта - 5^0C . Наибольшие отрицательные аномалии ТПО появились справа от траектории тайфуна, в зоне его максимальных ветров. Вдоль траектории образовалась фронтальная зона, где градиенты температуры достигали $2.4^0\text{C}/100$ км (рис. 2). Справа и слева от «следа» тайфуна появились области положительных аномалий, достигающие $1-2^0\text{C}$. Через 10 дней, в холодном «следе» тайфуна аномалии температуры поверхности повысились до -1.5^0C , а его ширина уменьшилась в два раза. Здесь градиенты ТПО уменьшились в 2 раза, до $1.2^0\text{C}/100$ км, в районе Полярного фронта градиенты ТПО увеличились до $5^0\text{C}/100$ км. Возмущения в поле ТПО прослеживались даже в конце сентября, т.е. спустя четыре недели после прохождения тропического циклона. Анализ полей приводного ветра в следе тайфуна показал связь ветрового режима с температурой поверхности – над более холодными районами акватории скорость ветра меньше, чем над более теплыми. Например, на рис.1 квадратом выделено «пятно» отрицательных аномалий, достигающих 7 сентября -3.5^0C . Скорость ветра, дующего перпендикулярно температурному фронту, снижается с ~ 8 м/с за пределами выделенного участка (ТПО $\approx 27^0\text{C}$) до ~ 5 м/с над областью наибольшего охлаждения (ТПО $\approx 24.5^0\text{C}$). Затем, с увеличением ТПО до 28^0C скорость ветра вновь увеличивается до ~ 8 м/с. Такая связь скорости ветра и температуры для выделенного района прослеживается как минимум в течение 10 дней после прохождения тайфуна (рис. 3). Мы ограничили период исследования до 15 сентября 2006 г., поскольку данный район с 17 по 22 сентября оказался под влиянием еще одного тайфуна YAGI (TY0614), который также внес заметные возмущения в поле ТПО. Если до прохождения циклона, 23-25 августа, отсутствовала какая-либо корреляция ветра и ТПО, то уже на следующий день после его прохождения (6 сентября), значение коэффициента корреляции (R) составило 0.81. Как видно из рис. 3, с течением времени ТПО в следе тайфуна релаксирует к фоновым значениям и аномалии ТПО уменьшаются, при этом величина R не ниже 0.8 с максимумом 8 сентября, когда корреляция ветра и ТПО достигала значения 0.9. Исключения составляют 10, 11 и 14 сентября, когда значения R спонтанно уменьшались до 0.19, 0.65 и 0.25, соответственно.

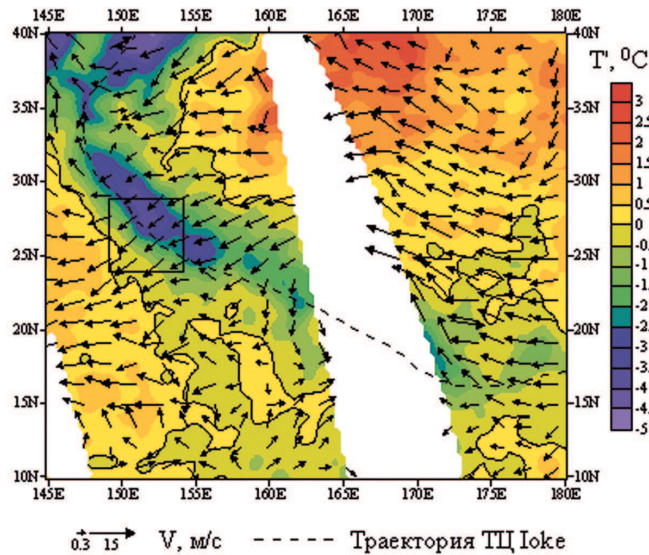


Рис. 1. Поля ветра и аномалий ТПО 7 сентября 2006 г.

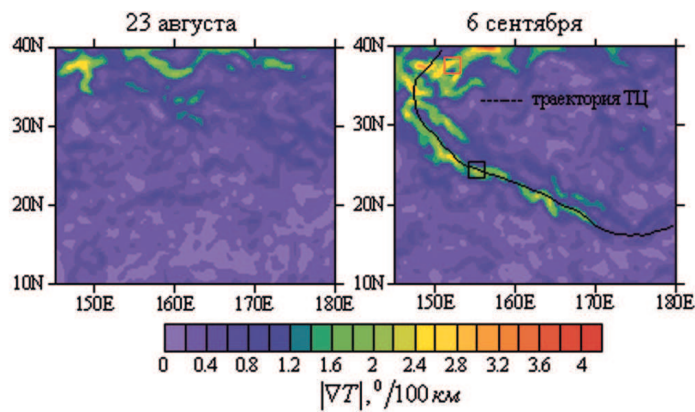


Рис. 2. Поля градиентов ТПО 23 августа и 6 сентября 2006 г.

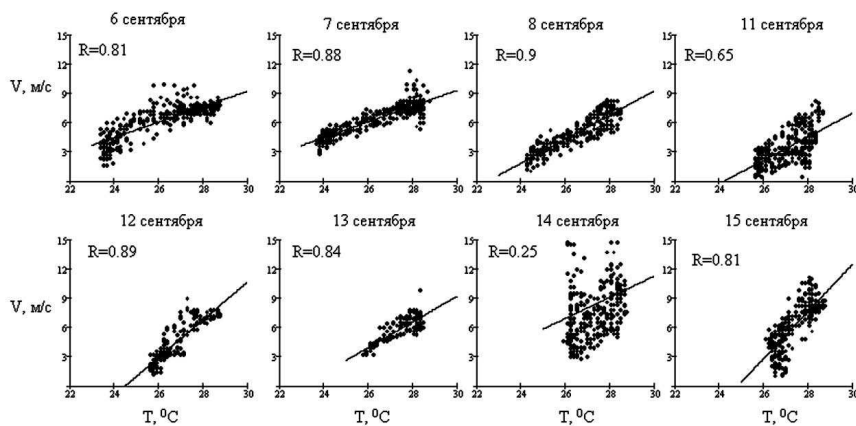


Рис. 3. Временная изменчивость связи модуля скорости ветра и ТПО в районе $23^{\circ}45'-28^{\circ}45'$ с.ш., $149^{\circ}-154^{\circ}$ в.д.

Полученные результаты можно правдоподобно объяснить гипотезой Wallace J.M. [22], хотя она дается для сезонного и годового масштабов. Согласно ей ветер связан с ТПО не только через барический градиент, но и через изменение устойчивости (плотностной стратификации) в атмосферном пограничном слое. Над «теплой» водой АПС стано-

вится неустойчивым, возникает вертикальное турбулентное перемешивание, приводящее к уменьшению сдвига ветра в пограничном слое и к вертикальному обмену количеством движения между свободной атмосферой и АПС. В результате, приводный ветер увеличивается. Над «холодной» водой все наоборот и скорость ветра снижается. Ряд работ это подтверждает. Например, в работе [14] показано, что при пересечении Полярного фронта скорость ветра снижается с 9 м/с над «теплой» водой ($\sim 14^{\circ}\text{C}$) до 7 м/с над «холодной» водой ($\sim 10^{\circ}\text{C}$), в работе [23]- с 8-11 м/с над «теплой» водой ($\sim 29\text{-}30^{\circ}\text{C}$) до 2.5-6 м/с над «холодным следом» ТЦ Kai-Tak ($\sim 22.7^{\circ}\text{C}$).

Расчет коэффициентов корреляции между векторными полями аномалий ветра и градиентов аномалий ТПО в скользящем окне различного размера за период 23 августа – 15 сентября выявил наличие связей между ними, достигающих значений 0.6-0.8. Так же эта связь проявляется через дисперсии их модулей. В качестве примера на рис. 4 показаны диаграммы рассеяния дисперсий пространственных аномалий скорости ветра ($\sigma_{|V'|}^2$) и градиентов аномалий ТПО ($\sigma_{|\nabla T'|}^2$) за 8 сентября 2006 г. в окне $2^0 \times 2^0$ (т.е. $\sim 200 \times 200$ км).

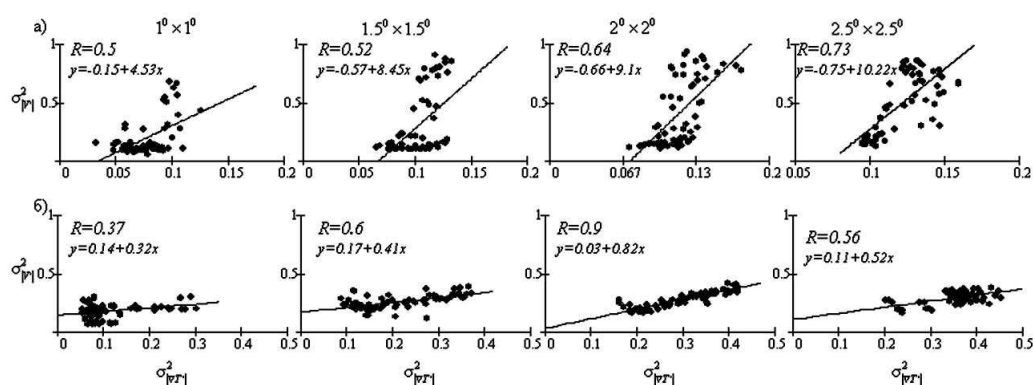


Рис. 4. Диаграмма рассеяния дисперсий аномалий скорости ветра ($\sigma_{|V'|}^2$) и градиентов аномалий ТПО ($\sigma_{|\nabla T'|}^2$) 8 сентября 2006 г. в районах: а) $23^{\circ}15'-25^{\circ}15'$ с.ш., $154^{\circ}-156^{\circ}$ в.д.; б) $36^{\circ}30'-38^{\circ}30'$ с.ш., $151^{\circ}-153^{\circ}$ в.д. Цифры от $1^0 \times 1^0$ до $2.5^0 \times 2.5^0$ – масштаб матричного сглаживания при вычислении аномалий

В верхнем ряду показаны диаграммы рассеяния $\sigma_{|V'|}^2$ и $\sigma_{|\nabla T'|}^2$ в районе ограниченных координатами $23^{\circ}15'-25^{\circ}15'$ с.ш. и $154^{\circ}-156^{\circ}$ в.д. На этом участке, выделенном черным квадратом на рис. 2, значения градиентов ТПО не превышали $1.8^{\circ}\text{C}/100$ км. Несмотря на значительные погрешности измерений ветра и поверхностной температуры и, как следствие, ее градиентов, можно отметить значимую корреляцию 0.5-0.73. В нижнем ряду показаны диаграммы рассеяния $\sigma_{|V'|}^2$ и $\sigma_{|\nabla T'|}^2$ в районе $36^{\circ}30'-38^{\circ}30'$ с.ш. и $151^{\circ}-153^{\circ}$ в.д., выделенном на рис. 2 красным квадратом. Здесь 8 сентября градиенты ТПО лежали в диапазоне $2.4\text{-}3.6^{\circ}\text{C}/100$ км. Значение R изменяются в пределах 0.37-0.9. Для обоих участков в целом можно отметить рост коэффициента корреляции с увеличением окна сглаживания.

Теоретический анализ бароклинного пограничного слоя атмосферы показывает, что термическая составляющая завихренности и дивергенции приводного ветра могут быть связаны с лапласианом ТПО [1]. Коэффициенты корреляции между ними оказались весь-

ма чувствительными к объему выборки (размеру окна). С увеличением числа точек в скользящем окне от $25 (1^0 \times 1^0)$ до $441 (5^0 \times 5^0)$ значения R уменьшаются в среднем от ~ 0.7 до ~ 0.15 , поскольку начинается сказываться горизонтальная неоднородность статистических характеристик полей. На рис. 5 показаны диаграммы рассеяния аномалий ротора скорости ветра (rot) и лапласиана аномалий ТПО ($\Delta T'$) за 7 сентября 2006 г. в районе размером $2^0 \times 2^0 (37^0 45' - 39^0 45' \text{ с.ш.}, 153^0 30' - 155^0 30' \text{ в.д.})$, объем выборки ≤ 81 точки). Здесь градиенты ТПО изменялись в пределах $2-3^{\circ}\text{C}/100 \text{ км}$. Значения R лежат в диапазоне $0.3-0.52$ и, как видно из рисунка, зависят от степени сглаживания. Корреляция между $\Delta T'$ и дивергенцией (div) в этом районе отсутствовала ($R \approx -0.09 \div 0.03$). Тем не менее, в других местах она была и весьма значительной. Например, на рис. 6. показаны диаграммы рассеяния div и $\Delta T'$ в районе $36^0 45' - 38^0 45' \text{ с.ш.}, 150^0 15' - 152^0 15' \text{ в.д.}$ Как видно из рисунка, оценки коэффициентов корреляции значительны и с увеличением степени сглаживания повышаются от 0.46 до 0.63 . Несмотря на значительный шум в оценках дивергенции и лапласиана ТПО, тем не менее, регрессионные связи правильно отражают тот факт, что над теплыми аномалиями ТПО (отрицательные $\Delta T'$), как правило, наблюдаются области конвергенции (отрицательные значения дивергенции ветра) [1].

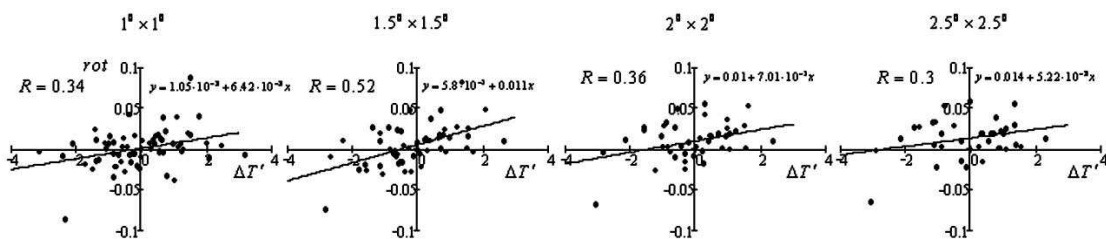


Рис. 5. Диаграммы рассеяния аномалий ротора скорости ветра ($10^{-3} [1 / \text{с}]$) и лапласиана аномалий ТПО ($10^{-4} [^{\circ}\text{C} / \text{км}^2]$) в районе в районе $37^0 45' - 39^0 45' \text{ с.ш.}, 153^0 30' - 155^0 30' \text{ в.д.}$ 7 сентября 2006 г. Цифры от $1^0 \times 1^0$ до $2.5^0 \times 2.5^0$ – масштаб матричного сглаживания при вычислении аномалий

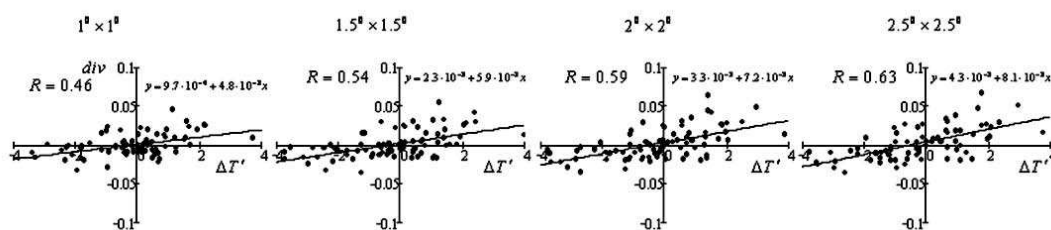


Рис. 6. Диаграммы рассеяния аномалий дивергенции скорости ветра ($10^{-3} [1 / \text{с}]$) и лапласиана аномалий температуры ($10^{-4} [^{\circ}\text{C} / \text{км}^2]$) в районе $36^0 45' - 38^0 45' \text{ с.ш.}, 150^0 15' - 152^0 15' \text{ в.д.}$ 7 сентября 2006 г. Цифры от $1^0 \times 1^0$ до $2.5^0 \times 2.5^0$ – масштаб матричного сглаживания при вычислении аномалий

Заключение

Представленные здесь результаты о связях ветра, его кинематических и статистических характеристик с ТПО, полученные по спутниковым данным, в значительной степени носят предварительный и иллюстративный характер. Они, тем не менее, показывают

возможность по данным спутниковых скаттерометров и радиометров построить некоторые регрессионные соотношения, позволяющие связать характеристики возмущений ветра с градиентами ТПО на синоптических масштабах. Требуется дальнейшие исследования с использованием данных с большим диапазоном изменчивости и с учетом возможных региональных особенностей проявления связей ТПО и приводного ветра.

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН № 09-III-A-07-333, РФФИ № 09-05-00640а.

Литература

1. *Bannon P. R., Salem T. L.* Aspects of the baroclinic boundary layer // *J. Atmos. Sci.*, 1995. Vol. 52. P. 574–596.
2. *Lindzen R.S., Nigam S.* On the role of sea-surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics // *J. Atmos. Sci.*, 1987. Vol. 44. No 17. P. 2418-2438.
3. *Chelton D.B., Schlax M.G., Thum N., Freilich M.H., Milliff R.F.* Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds // *Science*, 2004. Vol. 303. P.978-983.
4. *Hashizume H., Xie S. P., Liu W.T., Takeuchi K.* Local and remote atmospheric response to tropical instability waves: A global view from the space // *J. Geophys. Res.*, 2001. Vol. 106. No 5. P. 10173-10185.
5. *Park K.A., Cornillon P.C., Codiga D.L.* Modification of surface wind near ocean fronts: effects of Gulf Stream rings on scatterometer (QuikSCAT, NSCAT) wind observations // *J. Geophys. Res.*, 2006. Vol. 111. C03021.
6. *Tokinaga H., Tanimoto Y., Xie S.-P.* SST-induced surface wind variations over the Brazil–Malvinas Confluence: satellite and in situ observations // *J. Climate*, 2005. Vol. 18. P. 3470-3482.
7. *Xie S.P., Ishiwatari M., Hashizume H., Takeuchi K.* Coupled ocean-atmospheric waves on the equatorial front // *Geophys. Res. Lett.*, 1998. Vol. 25. No 20. P. 3863-3866.
8. *Liu W.T., Xie X., Polito P.S.* Atmospheric manifestation of tropical instability wave observed by QuikSCAT and Tropical Rain Measuring Mission // *Geophys. Res. Lett.*, 2000. Vol. 27. No 16, P. 2545-2548.
9. *Hashizume H., Xie S.P., Fujiwara M., Shiotani M., Watanabe T., Tanimoto Y., Liu W.T., Takeuchi K.* Direct observations of atmospheric boundary layer response to SST variations associated with Tropical Instability Waves over the eastern equatorial Pacific // *J. Climate*, 2002. Vol. 15. P. 3379-3393.
10. *Chelton D.B., Esbensen S.K., Schlax M.G., Thum N., Freilich M.H., Wentz F. J., Gentemann C. L., McPhaden M.J., Schopf P.S.* Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical Pacific // *J. Climate*, 2001. Vol. 14. P. 1479-1498.
11. *Polito P.S., Ryan J.P., Liu W.T., Chaves F.P.* Oceanic and atmospheric anomalies of tropical instability waves // *Geophys. Res. Lett.*, 2001. Vol. 28. No 11. P. 2233-2236.
12. *Xie S.P., Hafner J., Tanimoto Y., Liu W.T., Tokinaga H., Xu H.* Bathymetric effect on the winter sea surface temperature and climate of the Yellow and East China Seas // *Geophys. Res. Lett.*, 2002. Vol. 29. No 24. P. 2228.
13. *Nonaka M., Xie S.P.* Covariations of sea surface temperature and wind over the Kuroshio and its extension: evidence for ocean-to-atmosphere feedback // *J. Climate*, 2003. Vol. 16. P. 1404-1413.
14. *Shimada T., Kawamura H.* Satellite observations of sea surface temperature and sea surface wind coupling in the Japan Sea // *J. Geophys. Res.*, 2006. Vol. 111. C08010.
15. *Vecchi G.A., Xie S.P., Fischer A.S.* Ocean-atmosphere covariability in the western Arabian Sea // *J. Climate*, 2004. Vol. 17. P. 1213-1224.
16. *O'Neill L.W., Chelton D.B., Esbensen S.K.* Observations of SST-induced perturbations of the wind stress field over the Southern Ocean on seasonal timescales // *J. Climate*, 2003. Vol. 16.P. 2340-2354.
17. *Small R.J., Xie S.P., Hafner J.* Satellite observations of mesoscale ocean features and copropagating atmospheric surface fields in the tropical belt // *J. Geophys. Res.*, 2005. Vol. 110. C02021.
18. *Sakaida F., Kawamura H., Toba Y.* Sea surface cooling caused by typhoons in the Tohoku Area in August 1989 // *J. Geophys. Res.*, 1998. Vol. 103. P. 1053-1065.

19. *Chelton D.B., Freilich M.H.* Scatterometer-Based Assessment of 10-m Wind Analyses from the Operational ECMWF and NCEP Numerical Weather Prediction Models // *Mon. Wea. Rev.*, 2005. Vol. 133. P. 409-429.
20. *Hanson B., Klink K., Matsuura K., Robeson S.M., Willmott C.I.* Vector Correlation: Review, Exposition, and Geographic Application // *Ann. Assoc. Amer. Geogr.* 1992. Vol.82. P. 103-116.
21. Report JMA Typhoons Season 2006 // Tokyo: JMA, 2006. 74 p.
22. *Wallace J.M., Mitchell T.P., Deser C.* The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: seasonal and interannual variability // *J. Climate*, 1989. Vol. 2. P. 1492-1499.
23. *Lin I.I., Liu W.T., Wu C.C., Chiang J.C.H., Sui C.H.* Satellite observations of modulation of surface winds by typhoon-induced upper ocean cooling // *Geophys. Res. Lett.*, 2003. Vol. 30. No 3, P. 1131.

About the coupling of surface wind anomalies and sea surface temperature gradients according to remote sensing data

T.I. Tarkhova, M.S. Permyakov, E.Y. Potalova, V.I. Semykin

V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS

690041 Vladivostok, 43 Baltiyskaya str.

E-mails: tit@poi.dvo.ru, permyakov@poi.dvo.ru, gata@poi.dvo.ru

In this paper the influence of spatial variability of field sea surface temperature (SST) over the surface wind velocity field in synoptical scales has been investigated according to satellite data. The everyday wind vectors measurements by scatterometer SeaWinds onboard QuikSCAT satellite (SeaWinds/QuikSCAT) and corresponding to them SST measurements by Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing System (AMSR-E) carried on NASA's AQUA satellite are used. Passing typhoon Ioke (TY0612) occurrence in the north-western Pacific in August 26 – September 5 2006 has been examined as well. Caused by it disturbances reached 5⁰C, SST gradients ~ 2.4⁰C/100 km, typhoon's "trace" was observed up to the end of September. A significant correlations between wind, its kinematical characteristics and sea surface temperature (and SST gradients), as well as its temporary variability is show to exist in synoptical scales.

Keywords: remote sensing, sea surface temperature gradient, sea surface wind, marine atmospheric boundary layer, typhoon.