

УДК 551.465

## СТАТИСТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ТЕЧЕНИЙ СИНОПТИЧЕСКОГО МАСШТАБА В РАЙОНЕ МАТЕРИКОВОГО СКЛОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ГЕНЕРАЦИИ ПОД ДЕЙСТВИЕМ АНЕМОБАРИЧЕСКИХ СИЛ

© 2016 г. Е. А. Захарчук<sup>1,2</sup>, В. Н. Сухачев<sup>1,2</sup>, Н. А. Тихонова<sup>1</sup><sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет<sup>2</sup>Санкт-Петербургское отделение Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова

e-mail: spbsoi@rambler.ru, spb.soi@yandex.ru

Поступила в редакцию 16.05.2014 г.

После доработки 07.08.2015 г.

На основе векторно-алгебраического метода анализа случайных процессов исследована статистическая структура синоптической изменчивости течений, измеренных с помощью ADCP в верхнем квазигомогенном слое в районе центральной части материкового склона моря Лаптевых в 2006–2007 гг. Результаты статистического анализа показывают, что в ряде случаев синоптические течения в приповерхностном слое моря имеют признаки ветровых дрейфовых течений. На это указывает высокая корреляция между касательным трением ветра и течениями, а также разворот с глубиной векторов течений и больших осей эллипсов среднего квадратического отклонения по спирали Экмана. Из-за большой изменчивости ветровых потоков и стратификации водных масс глубина проникновения этих течений невелика и меняется от 6 до 30 м, имея ярко выраженный сезонный ход. В более глубоких слоях взаимосвязь между течениями и анемобарическими силами не прослеживается. Делается вывод, что колебания течений синоптического масштаба в районе материкового склона моря Лаптевых представляют собой суперпозицию экмановских дрейфовых течений и движений, связанных со свободными бароклинными волнами Кельвина, при доминирующем вкладе первых в верхнем тридцатиметровом слое океана, а последних — в более глубоководных водах.

DOI: 10.7868/S0030157416050166

### ВВЕДЕНИЕ

Существующие представления о течениях в море Лаптевых сложились на основе анализа судовых наблюдений, данных измерений на автономных буйковых станциях и результатов численного гидродинамического моделирования [1, 9, 12, 14]. Эти исследования показывают, что в море Лаптевых, как и в соседних арктических морях, в системе квазипостоянных течений прослеживается циклоническая циркуляция. В южной части моря течения направлены с запада на восток. В районе дельты р. Лена течение усиливается за счет речного стока, и одна часть его распространяется дальше на восток через пр. Санникова в виде Сибирского вдольберегового течения [19], а другая — поворачивает сначала на северо-восток, а затем на север вдоль Новосибирских островов, образуя Новосибирское течение. На севере моря Новосибирское течение поворачивает к северо-западу, вовлекаясь в Трансарктическое течение. У северной оконечности о-вов Северная Земля от края Трансарктического течения отделяется ветвь на юг в виде Восточно-Таймырского тече-

ния, которое замыкает циклонический круговорот вод в море Лаптевых [14]. Результаты численного гидродинамического моделирования иллюстрируют, что на фоне доминирующей циклонической циркуляции поверхностных вод отмечается более сложная структура квазипостоянных течений, изобилующая струйными потоками и локальными круговоротами [12]. Одно из выраженных усиления струйных потоков, направленных с запада на восток, отмечается в районе материкового склона моря Лаптевых.

Статистический анализ изменчивости синоптических течений в море Лаптевых был выполнен А.Ю. Ипатовым по данным измерений на буйковых станциях в период 1959–1973 гг. [9]. Им была построена схема циркуляции вод моря Лаптевых в синоптическом диапазоне масштабов, проведено районирование моря на основе выделения комплекса характерных черт циркуляционного режима и его изменчивости, указаны временные диапазоны, определяющие основные черты циркуляции вод синоптического масштаба, показана устойчивость во времени линейных связей си-

ноптических колебаний течений в море и уровня моря, атмосферного давления и скорости ветра на береговых пунктах. К недостаткам работы следует отнести небольшую продолжительность рядов измеренных течений (5–48 суток), не позволяющую исследовать статистическую структуру течений во всем диапазоне синоптической изменчивости, а также отсутствие идентификации выделенных синоптических возмущений течений как конкретных физических процессов.

Впервые статистически обеспеченные для исследования синоптической изменчивости течений ряды инструментальных измерений в районе материкового склона моря Лаптевых были получены в 1995–1996 гг., когда в рамках экспедиции ARK XI/1 с борта НИС “Polarstern” летом 1995 г. в районе материкового склона Новосибирских островов были выставлены 3 буйковые станции с 13 измерителями течений Aanderaa на разных горизонтах, которые успешно проработали в течение года. Колебания течений синоптического масштаба по этим данным были исследованы в работе [8]. Авторами на основе векторно-алгебраического метода анализа случайных процессов было показано, что синоптические возмущения здесь вносят определяющий вклад в суммарную дисперсию течений, имеют пространственные масштабы около 400–700 км и распространяются в юго-восточном направлении в виде прогрессивных волн со скоростями 11–90 см/с. Особенности статистической структуры выделенных крупномасштабных волновых возмущений течений, а также сравнение их характеристик с теоретическими дисперсионными соотношениями различных видов низкочастотных волн позволило идентифицировать их как бароклинные волны Кельвина 1-й вертикальной моды. Взаимный корреляционный анализ между волнообразными возмущениями течений синоптического масштаба и ветром, а также горизонтальным градиентом атмосферного давления не выявил связи: максимальные величины коэффициентов взаимной корреляции были очень низкими и варьировались от 0.11 до 0.43. Оценки направлений и скоростей перемещения анемобарических возмущений в Северном полушарии в период работы буйковых станций показали, что самые интенсивные низкочастотные возмущения течений генерировались, когда полигон буйковых станций находился в зоне действия атмосферных антициклонов, скорости перемещения которых снижались до значений, близких к фазовым скоростям свободных бароклинных волн Кельвина. Это позволило предположить, что интенсивные волновые возмущения течений синоптического масштаба генерируются за счет резонанса между полями атмосферного давления и ветра в перемещающихся атмосферных антициклонах и свободными низкочастотными бароклинными волнами Кельвина.

Недостаток измерений течений, анализируемых в работе [8], заключается в том, что самые верхние измерители в этом эксперименте были поставлены на горизонтах 99–112 м, что не позволяло исследовать особенности динамики верхнего деятельного слоя моря. К ограничениям, проведенного в работе [8] статистического анализа следует отнести оценивание взаимных корреляционных функций между течениями и анемобарическими силами только в рамках стационарного приближения. Кроме того, в этой работе взаимная корреляция оценивалась между течениями и ветром, в то время как воздействие ветра на водные массы осуществляется через его касательное напряжение, которое функционально имеет квадратичную зависимость от скорости ветра. Остается также открытым вопрос о сравнительном вкладе ветровых, бароградиентных течений, синоптических вихрей и разнообразных видов низкочастотных волн в суммарную изменчивость течений синоптического масштаба в верхнем квазиоднородном слое в районе материкового склона моря Лаптевых, а также о соотношении бароклинной и баротропной составляющей в течениях синоптического масштаба.

В последнее время для натурных исследований течений активно используются измерения с помощью доплеровских акустических профилографов (ADCP). В 2000-х годах в рамках международного проекта NABOS (Nansen and Amundsen Basins Observational System) в районе материкового склона моря Лаптевых были поставлены буйковые станции, оснащенные различными приборами, в том числе и ADCP. В 2006–2007 гг. на буйковой станции m1 профилограф течений был установлен таким образом, что охватывал измерениями верхний подледный слой моря от поверхности до глубины 58 м. В данной статье на основе векторно-алгебраического анализа инструментальных измерений течений на буйковой станции и метеорологических данных исследуется статистическая структура возмущений течений синоптического масштаба в центральной части материкового склона моря Лаптевых и особенности их взаимосвязи с анемобарическими силами. Под терминами “синоптические течения” и “течения синоптического масштаба” здесь, следуя работе [10], понимаются неоднородности в поле течений, имеющие временные масштабы от суток до месяцев, а пространственные — от десятков до тысяч километров.

## ДАнные И МЕТОды

Буйковая станция m1 была поставлена 2 сентября 2006 г. в центральной части материкового склона моря Лаптевых в точке 78°26' с.ш., 125°45' в.д. на глубине 2692 м с притопленным буйем, расположенным на глубине 61 м (рис. 1).

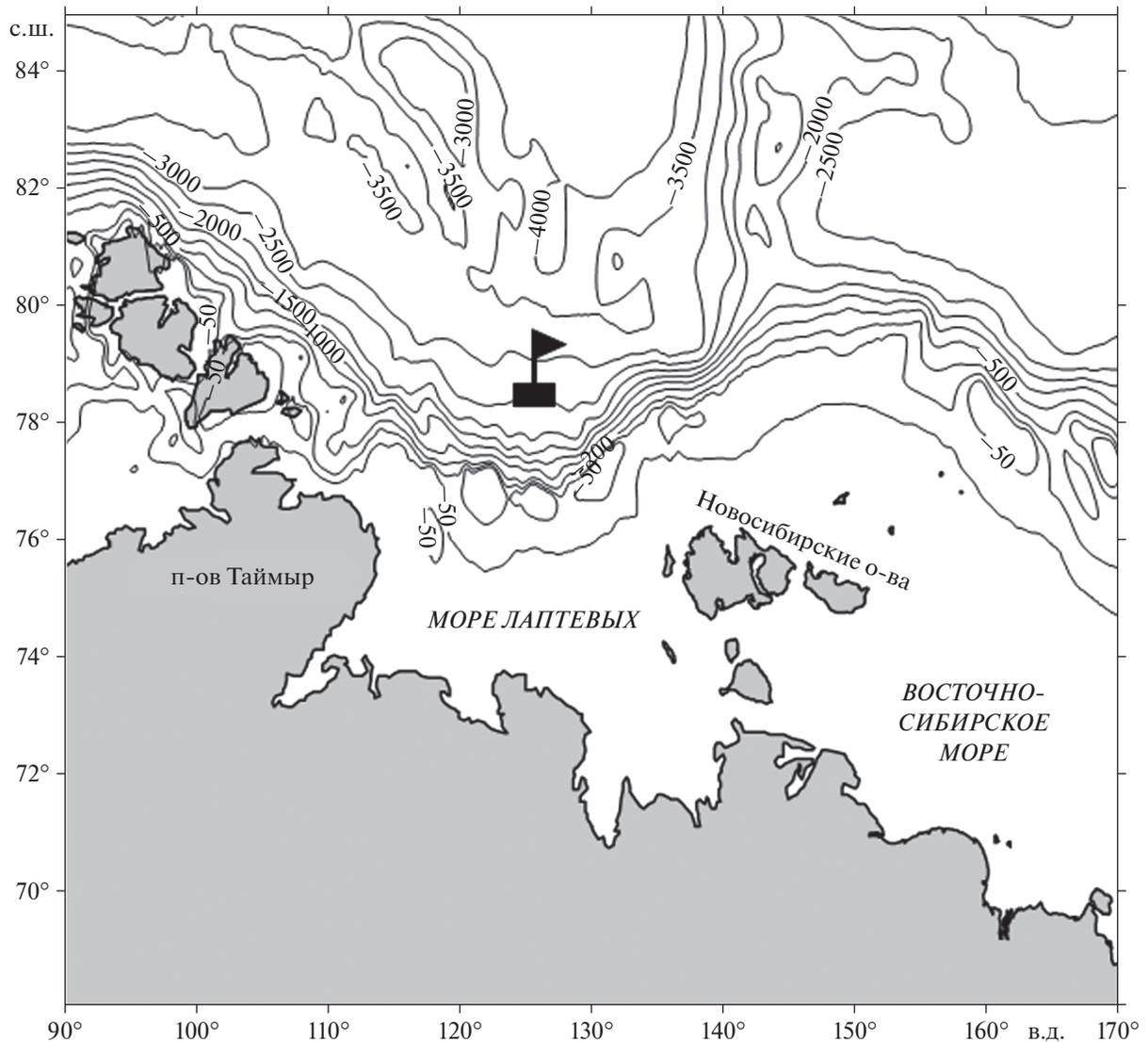


Рис. 1. Местоположение буйковой станции m1 (флажок) и батиметрическая карта.

Измерения течений  $\mathbf{V}$  производились с помощью профилографа ADCP Laval s/n5560 (300 кГц) с интервалом 30 мин на 15 горизонтах (2, 6, 10, 14, ..., 58 м) в течение 382 суток (до 18 сентября 2007 г.). Данные о течениях доступны на сайте <http://nabos.iarc.uaf.edu/index.php>. Они представляют собой массивы двухкомпонентных векторов, записанных в виде широтной ( $u$ ) и меридиональной ( $v$ ) составляющих. Пропуски в данных интерполировались.

Для исследования особенностей генерации течений синоптического масштаба под действием анемобарических сил использовалась срочная (4 раза в сутки) информация о ветре ( $\mathbf{W}$ ) и атмосферном давлении ( $P_a$ ) с пространственным разрешением  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ , полученная по данным реанализа метеорологических полей (NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (Reanalysis-2) [18]. На основе

этих данных для точки постановки буйковой станции рассчитывались синхронные с течениями ряды среднесуточных значений горизонтального градиента атмосферного давления ( $\text{Grad}P_a$ ) и тангенциального напряжения ветра  $\boldsymbol{\tau} = c\rho_0\mathbf{W}|\mathbf{W}|$  (где  $c$  – безразмерный коэффициент,  $\rho_0$  – плотность воздуха).

Для исследования синоптической изменчивости течений из рядов их среднесуточных значений с помощью Фурье-анализа, выполнявшегося по методу наименьших квадратов, на каждом горизонте исключались сезонные колебания: годовая гармоника и ее обертоны (полугодовой, третьгодовой и четвертьгодовой). Статистический анализ остаточных рядов течений производился с помощью векторно-алгебраического метода анализа случайных процессов [2, 13].

В рамках данного метода оценивались:  $\mathbf{m}_v$  – математическое ожидание векторного процесса и различные инварианты его средне-квадратического отклонения (СКО), автокорреляционной  $K_V(\theta)$ , взаимной корреляционной  $K_{VU}(\theta)$ , спектральной  $S_V(\omega)$  и взаимной спектральной  $S_{VU}(\omega)$  тензор-функций, где  $\theta$  – временной сдвиг,  $\omega$  – частота,  $\mathbf{V}$ ,  $\mathbf{U}$  – векторные процессы. Под тензором будем понимать математический объект более общего, чем вектор, строения, а под инва-

риантами – функции компонентов тензора, не зависящие от выбора системы координат.

В данной работе рассчитывались следующие инварианты:

Линейный инвариант тензора СКО  $[I_1(0)]^{0.5}$ , где  $I_1(0) = \lambda_1(0) + \lambda_2(0)$  – линейный инвариант тензора дисперсии векторного процесса, определяемый через полудлины главных осей  $\lambda_1(0)$  и  $\lambda_2(0)$  эллипса дисперсии (1) и ориентацию  $\alpha^\circ$  (2) его большой оси относительно географической системы координат;

$$\lambda_{1,2}(0) = \sqrt{\frac{1}{2} \left( D_{vv} + D_{uu} \pm \sqrt{(D_{vv} - D_{uu})^2 + (D_{vu} + D_{uv})^2} \right)}, \quad (1)$$

$$\alpha^\circ = \frac{1}{2} \arctg \left( \frac{D_{vu} + D_{uv}}{D_{vv} - D_{uu}} \right), \quad (2)$$

где  $D_{vv}$ ,  $D_{uu}$  – дисперсии составляющих векторного процесса.  $[I_1(0)]^{0.5}(t)$  оценивался с учетом нестационарности процесса. Период квазистационарности для расчета  $[I_1(0)]^{0.5}(t)$  принимался равным 30 суткам, а интервал скольжения – 1 суткам ( $t$  – время).

Для исследования изменчивости ветра, кроме оценки эллипсов СКО, для каждой месячной реализации рассчитывался показатель устойчивости ветра  $r = \sqrt{I_1(0)} / |\mathbf{m}_v|$ , где  $|\mathbf{m}_v|$  – модуль вектора математического ожидания. При  $r > 1$  интенсивность колебательных движений в потоке ветра преобладает над интенсивностью среднего переноса, то есть ветровой поток является неустойчивым, и, наоборот, чем меньше 1 значение  $r$ , тем устойчивее поток.

Для оценки спектральной структуры колебаний течений синоптического масштаба рассчитывались 2 инварианта спектральной тензор-функции  $S_V(\omega)$  (3):

$$S_V(\omega) = \begin{pmatrix} S(\omega)_{uu}, & S(\omega)_{uv} \\ S(\omega)_{vu}, & S(\omega)_{vv} \end{pmatrix}. \quad (3)$$

Линейный инвариант  $I_1(\omega)$  тензора спектральной плотности равен следу матрицы спектральной тензор-функции  $S_V(\omega)$  и, в соответствии с [13], характеризует распределение по частотам модуля интенсивности колебаний коллинеарных составляющих скоростей течения в любых направлениях. Доверительные интервалы оценок спектральной плотности для  $I_1(\omega)$  рассчитывались в виде суммы доверительных интервалов спектров составляющих скорости течений по осям  $x$  и  $y$ , которые оценивались по методике, изложенной в работе [6].

Инвариант  $\Omega(\omega)$  тензора спектральной плотности  $S_V(\omega)$  определяется как разность недиагональных компонентов его матрицы, характеризует распределение по частотам интенсивности колебаний ортогональных составляющих скоростей течения в любых направлениях, является индикатором вращения вектора скорости течений на заданной частоте, а его знак определяет преимущественное направление вращения (“+” по часовой стрелке, “–” против часовой стрелки).

Для оценки особенностей генерации колебаний течений синоптического масштаба под действием анемобарических сил, согласно методике, изложенной в работах [2, 13], был проведен взаимный корреляционный анализ между возмущениями течений синоптического масштаба и метеорологическими параметрами. Для 2-х пар гидрометеорологических процессов –  $\text{Grad}P_a(t)$  и  $\mathbf{V}(t)$ , а также  $\mathbf{r}(t)$  и  $\mathbf{V}(t)$  – рассчитывались с учетом нестационарности процессов 2 инварианта взаимной корреляционной тензор-функции  $K_{VU}(\theta, t)$  (4):

$$K_{vu}(\theta, t) = \begin{pmatrix} K_{v_1u_1}(\theta, t), & K_{v_1u_2}(\theta, t) \\ K_{v_2u_1}(\theta, t), & K_{v_2u_2}(\theta, t) \end{pmatrix}, \quad (4)$$

где  $\mathbf{V}(t)$  и  $\mathbf{U}(t)$  – векторные процессы (течение и тангенциальное напряжение ветра, или течение и горизонтальный градиент атмосферного давления),  $v_1$  – составляющая векторного процесса  $\mathbf{V}(t)$  на параллель;  $v_2$  – составляющая векторного процесса  $\mathbf{V}(t)$  на меридиан;  $u_1$  – составляющая векторного процесса  $\mathbf{U}(t)$  на параллель;  $u_2$  – составляющая векторного процесса  $\mathbf{U}(t)$  на меридиан.

Линейный инвариант  $I_1^{VU}(\theta, t)$  равен следу матрицы корреляционной тензор-функции (4) и характеризует общность интенсивностей коллинеарных изменений векторных процессов  $\mathbf{V}(t)$  и  $\mathbf{U}(t)$ .

Индикатор вращения  $\Omega^{VU}(\theta)$  равен разности недиагональных компонентов матрицы корреляционной тензор-функции (4) и характеризует общность ортогональных изменений в процессах  $V(t)$  и  $U(t)$ , причем, если  $\Omega^{VU}(\theta) > 0$ , то процесс  $U(t)$  развернут в среднем относительно процесса  $V(t)$  на заданном промежутке времени по часовой стрелке, если  $\Omega^{VU}(\theta) < 0$ , – то против часовой стрелки.

После нормирования  $I_1^{VU}(\theta, t)$  и  $\Omega^{VU}(\theta, t)$  на линейный инвариант тензора дисперсии, согласно [2], рассчитывались их нормированные значения:  $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$  и  $r_{\Omega_1}^{VU}(\theta, t)$ . Период квазистационарности для расчета  $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$  и  $r_{\Omega_1}^{VU}(\theta, t)$  принимался равным 40 суткам, интервал скольжения – 1 суткам, а максимальный сдвиг взаимной корреляционной функции на периодах квазистационарности задавался равным  $\pm 14$  суткам.

Для оценки взаимосвязи в частотной области между синхронными рядами колебаний течений на близких горизонтах различных буйковых станций, а также между течениями и анемобарическими силами проводится взаимно-спектральный анализ.

Функция взаимной спектральной плотности  $S_{VU}(\omega)$  (5) между двумя векторными процессами  $V(t)$  и  $U(t)$  определялась как преобразование Фурье тензор-функции  $K_{VU}(\theta, t)$ :

$$S_{VU}(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-i\omega t} K_{VU}(\theta) dt. \quad (5)$$

Согласно методике, изложенной в работах [2, 13], рассчитывались 4 инварианта тензора взаимной спектральной плотности  $|I_1^{VU}(\omega)|$ ,  $\psi(\omega)$ ,  $|\Omega^{VU}(\omega)|$ ,  $f(\omega)$  и 2 инварианта тензора когерентности  $F_{\text{кол}}^2(\omega)$ ,  $F_{\text{орт}}^2(\omega)$ . Инвариант  $|I_1^{VU}(\omega)|$  характеризует модуль общности интенсивностей коллинеарных изменений векторных процессов  $V(t)$  и  $U(t)$  в частотной области, а инвариант  $\psi(\omega)$  – величину фазового запаздывания соответствующих гармоник временных рядов  $V(t)$  и  $U(t)$  относительно друг друга. Инвариант  $|\Omega^{VU}(\omega)|$  характеризует модуль общности интенсивностей ортогональных изменений векторных процессов  $V(t)$  и  $U(t)$  в частотной области, а инвариант  $f(\omega)$  – величину фазового запаздывания соответствующих гармоник временных рядов  $V(t)$  и  $U(t)$  относительно друг друга.

Инварианты  $F_{\text{кол}}^2(\omega)$ ,  $F_{\text{орт}}^2(\omega)$  тензора когерентности позволяют охарактеризовать меру общности коллинеарных и ортогональных изменений во времени двух векторных процессов путем со-

поставления модулей их собственных и взаимных колебаний в заданной частотной области.

## РЕЗУЛЬТАТЫ СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

На рис. 2 показан временной ход среднесуточных векторов скоростей ветра и течений. Информация о ледовой обстановке в районе работы буйковой станции m1 была получена на основе анализа обзорных карт состояния ледяного покрова Северного Ледовитого океана, доступных на сайте Арктического и Антарктического НИИ (<http://www.aari.ru>). В безледный период (июль–сентябрь), а также при появлении в районе работы буйковой станции ниласа и молодого льда (октябрь), скорости синоптических течений в приповерхностном слое достигают больших значений (более 1 м/с). Однако с глубиной их интенсивность в указанный период резко падает и уже на горизонте 10 м скорости уменьшаются почти на порядок. При появлении однолетнего льда (ноябрь) скорости поверхностных течений резко падают, не превышая 35 см/с. Подобные сравнительно невысокие скорости поверхностных течений сохраняются до третьей декады июля, когда происходит освобождение района работы буйковой станции от дрейфующего льда, и скорости поверхностных течений резко возрастают (рис. 2).

Рисунки 2а, 3а и 4б иллюстрируют очень большую изменчивость ветровых потоков в районе работы буйковой станции m1 в рассматриваемый период как по модулю, так и по направлению. Показатель устойчивости ветра ( $r$ ) во все месяцы больше 1, и, чаще всего, в несколько раз (рис. 4б). Скорости среднесуточного ветра меняются от 0.4 до 13 м/с (рис. 2а). Лишь в нескольких случаях эллипсы СКО имеют значительную степень сжатия, в остальных случаях вращение векторов скорости ветра происходит по орбитам, близким к круговым (рис. 4б).

Изменения во времени оценок линейного инварианта  $[I_1(0)]^{0.5}(t)$  тензора СКО градиентов атмосферного давления и скорости ветра свидетельствуют о том, что наиболее интенсивные колебания анемобарических сил отмечались в августе и ноябре 2006 г., а также в январе, феврале, апреле и августе 2007 г. (рис. 3а), в то время как в октябре, декабре 2006 г., и июне–июле 2007 г. наблюдается заметное снижение интенсивности анемобарических колебаний.

Значения инварианта  $[I_1(0)]^{0.5}(t)$  для течений максимальны в приповерхностном слое (рис. 3б) в сентябре–октябре 2006 г., где они достигают 54–61 см/с, и с июля по сентябрь 2007 г. (50–96 см/с). С глубиной оценки  $[I_1(0)]^{0.5}(t)$  резко снижаются и уже на горизонте 10 м они имеют значения 6–9 см/с. В зимний период оценки

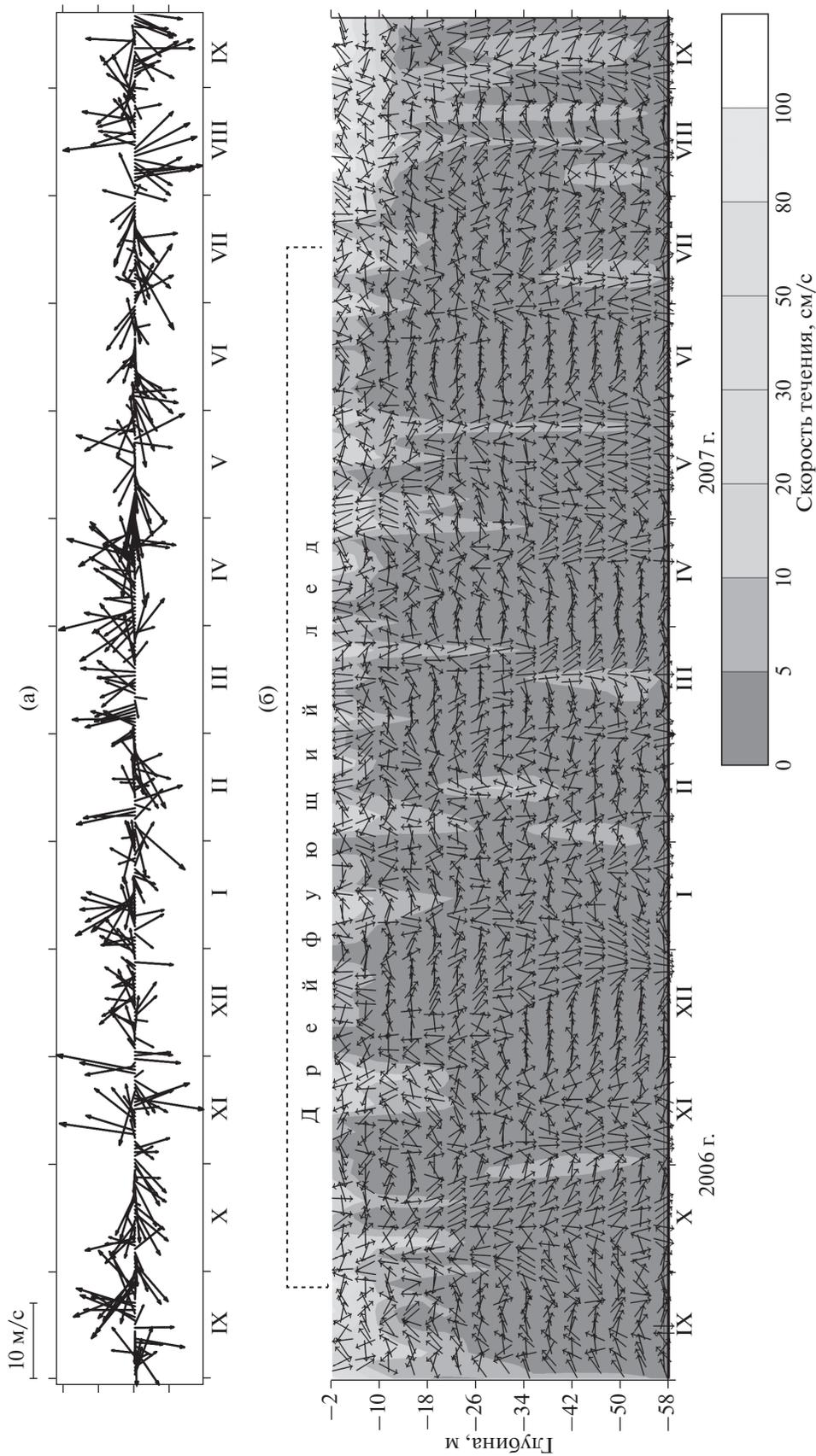
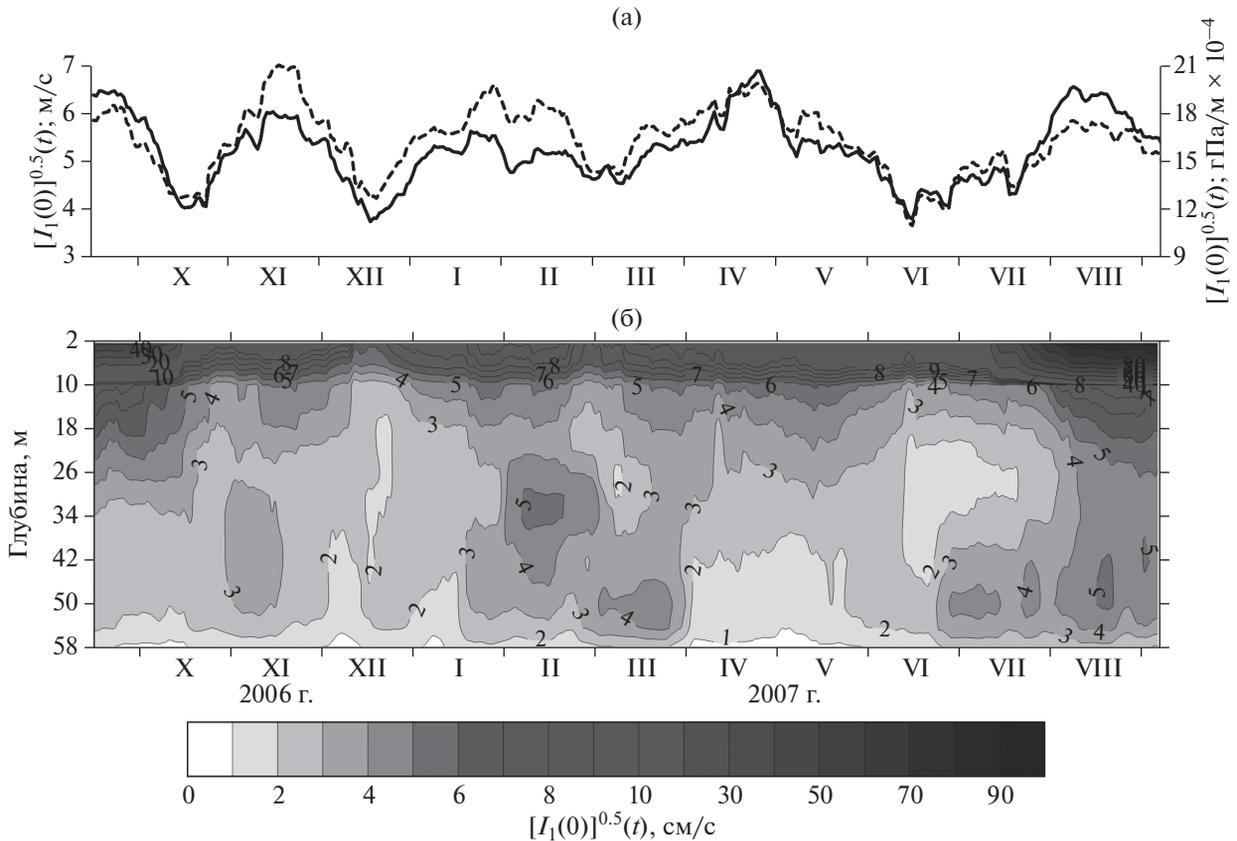


Рис. 2. Временной ход среднесуточных векторов ветров (а) и скорости течений (б) в районе работы буйковой станции м.1.

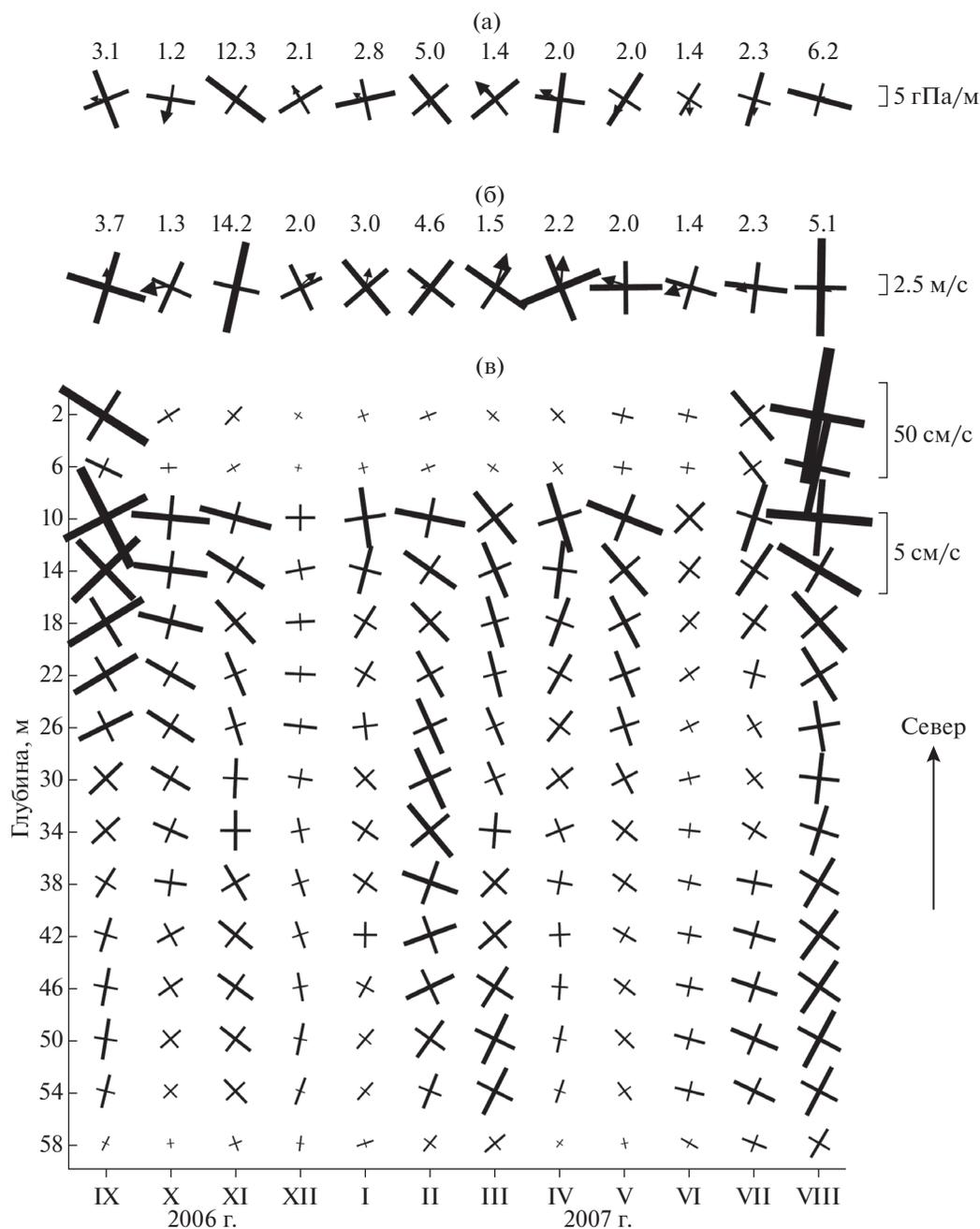


**Рис. 3.** а) Оценки линейного инварианта  $[I_1(0)]^{0.5}(t)$  тензора СКО колебаний ветра (сплошная линия) и горизонтального градиента атмосферного давления (пунктирная линия); б) Оценки линейного инварианта  $[I_1(0)]^{0.5}(t)$  тензора СКО колебаний течений синоптического масштаба в районе работы буйковой станции m1.

$[I_1(0)]^{0.5}(t)$  варьируются от 7–16 см/с в приповерхностном слое и до 1–5 см/с на более глубоких горизонтах. В это время отмечается заметная интенсификация течений синоптического масштаба в слое 24–52 м в феврале и марте. В зависимости от месяца и глубины эллипсы СКО течений имеют различную степень сжатия: в одних случаях вектора скорости течений вращаются почти по круговым орбитам, а в других – по вытянутым эллиптическим (рис. 4в). За исключением июня 2007 г. большие оси эллипсов СКО течений у поверхности направлены под углом 20°–60° вправо от направления больших осей эллипсов ветра, что может быть связано с развитием ветрового дрейфового течения. С глубиной в ряде случаев у векторов течений (рис. 2б) и больших осей эллипсов их СКО (рис. 4в) прослеживается монотонный разворот вправо от их положения на вышележащих горизонтах, подобный теоретической спирали Экмана. Наиболее отчетливо эта тенденция видна в ноябре 2006 г., апреле и августе 2007 г. Разворот с глубиной больших осей эллипсов по спирали Экмана прослеживается до глубин 26–38 м, после чего их направление или совсем не меняет-

ся, или же эти изменения имеют другие особенности. Например, в феврале 2007 г., начиная с горизонта 34 м, большая ось эллипса СКО разворачивается с глубиной против часовой стрелки.

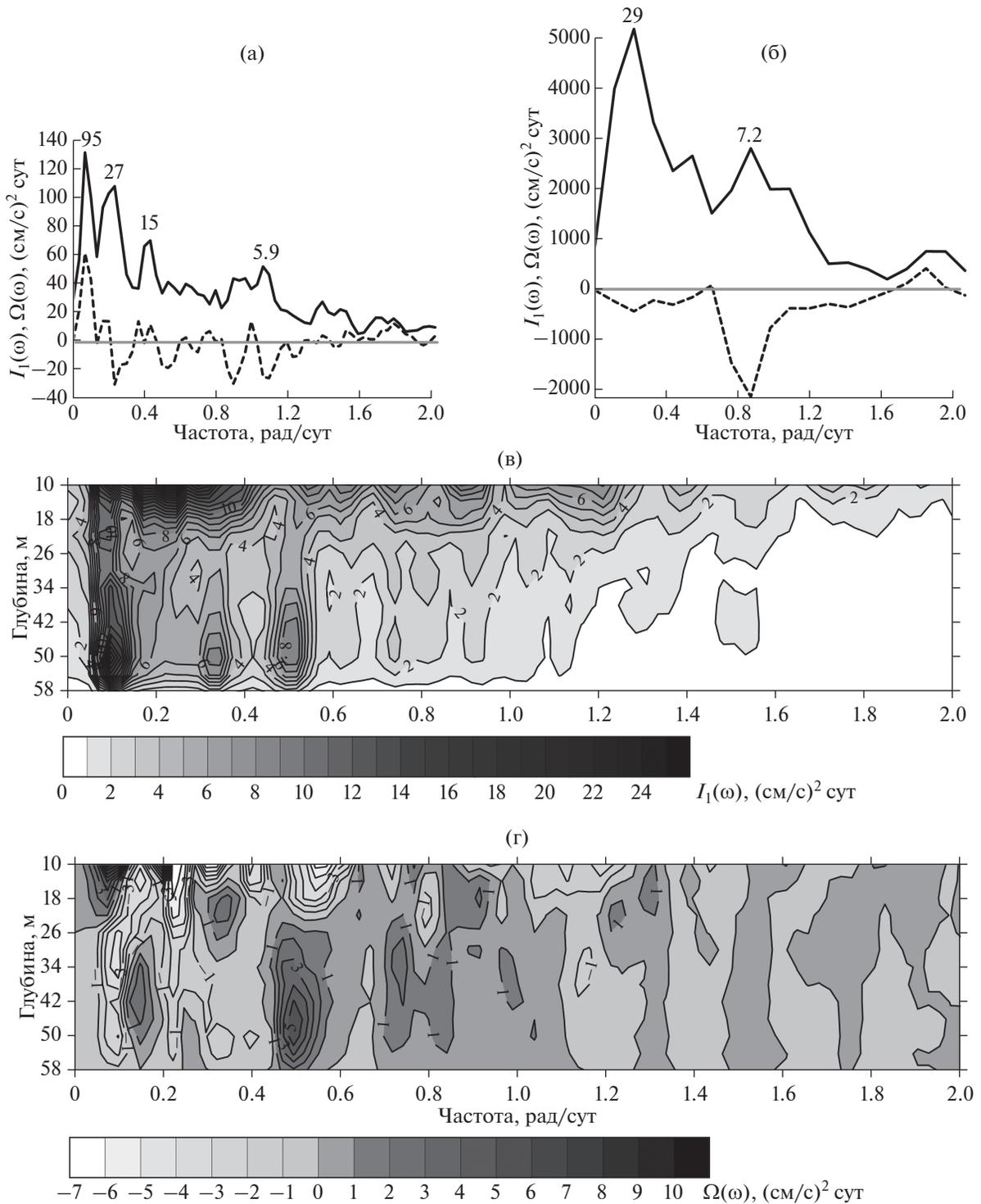
Спектральный анализ колебаний течений синоптического масштаба показывает, что в зимний период в приповерхностном слое наибольшие значимые пики спектральной плотности наблюдаются у колебаний с периодами 6, 15 и 27 сут (рис. 5а), а летом – 7 и 29 сут (рис. 5б). Оценки спектральной плотности на энергонесущих максимумах синоптического диапазона для линейного инварианта  $I_1(\omega)$  в несколько раз выше, чем у индикатора вращения  $\Omega(\omega)$  (рис. 5а), что свидетельствует о наибольшем вкладе в синоптическую изменчивость течений коллинеарных изменений скорости по сравнению с их ортогональными колебаниями. Для колебаний с периодами 6 и 27 сут вращение векторов скорости течений осуществляется против часовой стрелки ( $\Omega(\omega) < 0$ ), а для колебаний 15 сут – по часовой стрелке ( $\Omega(\omega) > 0$ ). Летом спектральные характеристики синоптических течений на частотах значимых пиков спектральной плотности заметно отлича-



**Рис. 4.** Значения показателя устойчивости  $r$  (цифры) и векторы мат. ожидания, совмещенные с большой и малой осями эллипсов СКО горизонтального градиента атмосферного давления (а) и ветра (б). Большая и малая оси эллипсов СКО колебаний течений синоптического масштаба (в); масштабы осей на горизонтах 2–6 м, отличаются на порядок от их масштаба на нижележащих горизонтах.

ются: для колебаний с периодом 29 сут доминируют коллинеарные изменения скорости  $I_1(\omega) \gg \Omega(\omega)$ , в то время как для колебаний с периодом 7.2 сут интенсивность вращательных изменений скорости близка к энергетике коллинеарных изменений (рис. 5б); в обоих случаях вращение векторов скорости осуществляется против часовой стрелки ( $\Omega(\omega) < 0$ ). Глубже (в слое 10–22 м), отмечается

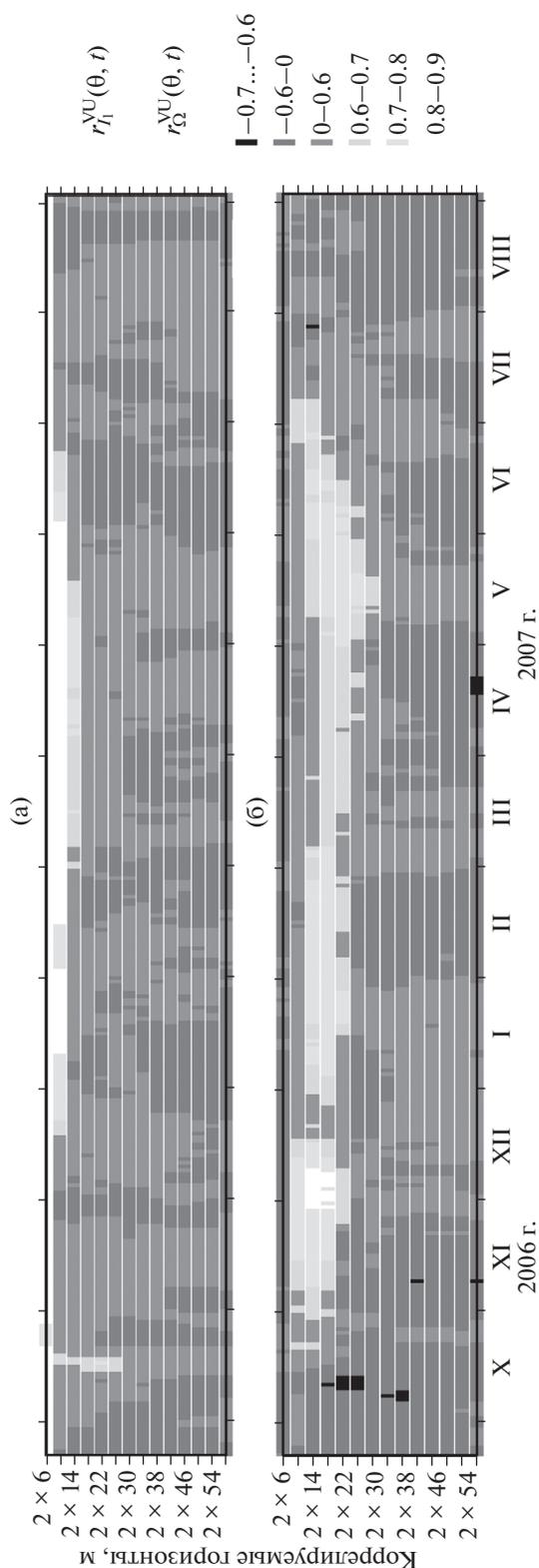
некоторое изменение спектральной структуры течений синоптического масштаба: энергонесущие максимумы здесь отмечаются на периодах 64, 28, 21, 12, 7 и 5.2 сут (рис. 5в, 5г), с преобладанием коллинеарных изменений скорости ( $I_1(\omega) > \Omega(\omega)$ ) и вращением векторов течений на частотах этих энергонесущих максимумов против часовой стрелки ( $\Omega(\omega) < 0$ ). В слое 22–32 м во всем синоп-



**Рис. 5.** Линейный инвариант  $I_1(\omega)$  (сплошная линия) и индикатор вращения  $\Omega(\omega)$  (пунктир) спектральной тензор-функции колебаний течений на гор. 2 м, рассчитанные для периода наличия дрейфующего льда (а) и его отсутствия (б), а также оценки этих инвариантов в слое 10–58 м: в –  $I_1(\omega)$ , г –  $\Omega(\omega)$ .

тическом диапазоне частот наблюдается заметное уменьшение спектральной плотности коллинеарных колебаний течений. При дальнейшем увеличении глубины спектральная плотность этих ко-

лебаний снова существенно увеличивается, но это увеличение энергии коллинеарных изменений течений прослеживается только в низкочастотной области спектра, в диапазоне периодов



**Рис. 6.** Максимальные значения инвариантов  $r_1^{VU}(\theta, t)$  (а) и  $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$  (б) взаимной корреляционной тензор-функции  $K_{VU}(\theta, t)$  между течениями синоптического масштаба на горизонте 2 м и их колебаниями на других горизонтах.

более 11.5 сут при максимальной концентрации энергии на глубинах 46–50 м. Выраженные пики спектральной плотности здесь отмечаются на периодах 13, 18 и 64 сут (рис. 5в). Следует заметить, что выделенные выше периоды энергонесущих максимумов отмечались нами ранее при спектральном анализе годовых реализаций глубинных течений, измеренных в 1995–1996 гг. в районе материкового склона Новосибирских островов [8].

На рис. 6 представлены результаты нестационарного взаимного корреляционного анализа между колебаниями синоптических течений на горизонте 2 м и на последующих по глубине горизонтах. С сентября до середины декабря 2006 г. между коллинеарными изменениями скорости высокая синхронная корреляция ( $r_1^{VU}(\theta, t) > 0.60$ ) отмечается главным образом только в сравнительно тонком приповерхностном слое до 6 м, где она достигает значений 0.86–0.97 (рис. 6а). Исключение составляет краткосрочный период в октябре, когда высокая взаимосвязь между коллинеарными изменениями скорости синоптических течений прослеживается до 26 м. С середины декабря мощность слоя с высокой синхронной корреляцией коллинеарных колебаний течений начинает увеличиваться, достигая максимума на глубине 14 м в апреле–мае 2007 г. В дальнейшем мощность поверхностного слоя высокой вертикальной корреляции начинает уменьшаться, достигая с июня по сентябрь 2007 г. горизонта 6 м.

В противоположность коллинеарным колебаниям, между ортогональными (вращательными) колебаниями скорости в течение всего года не отмечается взаимосвязи в приповерхностном слое, а также, в основном, во всей измеряемой толще вод в летний безледный период (рис. 6б). Область высокой вертикальной корреляции  $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t) > 0.60$  между вращательными изменениями скорости синоптических течений формируется в конце октября 2006 г., достигая максимума 0.82 в конце ноября–начале декабря 2006 г. и прослеживается до июня 2007 г., со сравнительно кратковременным периодом ее существенного ослабления во второй половине декабря 2006 г. Мощность слоя высокой корреляции меняется от 4 до 20 м. Его максимальная глубина достигается в мае 2007 г., когда нижняя граница области высокой связи заглубляется до 30 м, после чего мощность слоя начинает уменьшаться, а сам он приподнимается к поверхности, вплоть до начала июля 2007 г. В это время район работы буйковой станции m1 освобождается от дрейфующего льда, после чего высокие значения корреляции уже не наблюдаются.

На рис. 7 и 8 представлены результаты нестационарного взаимного корреляционного анализа между анемобарическими силами и колебаниями течений синоптического масштаба. Из результа-

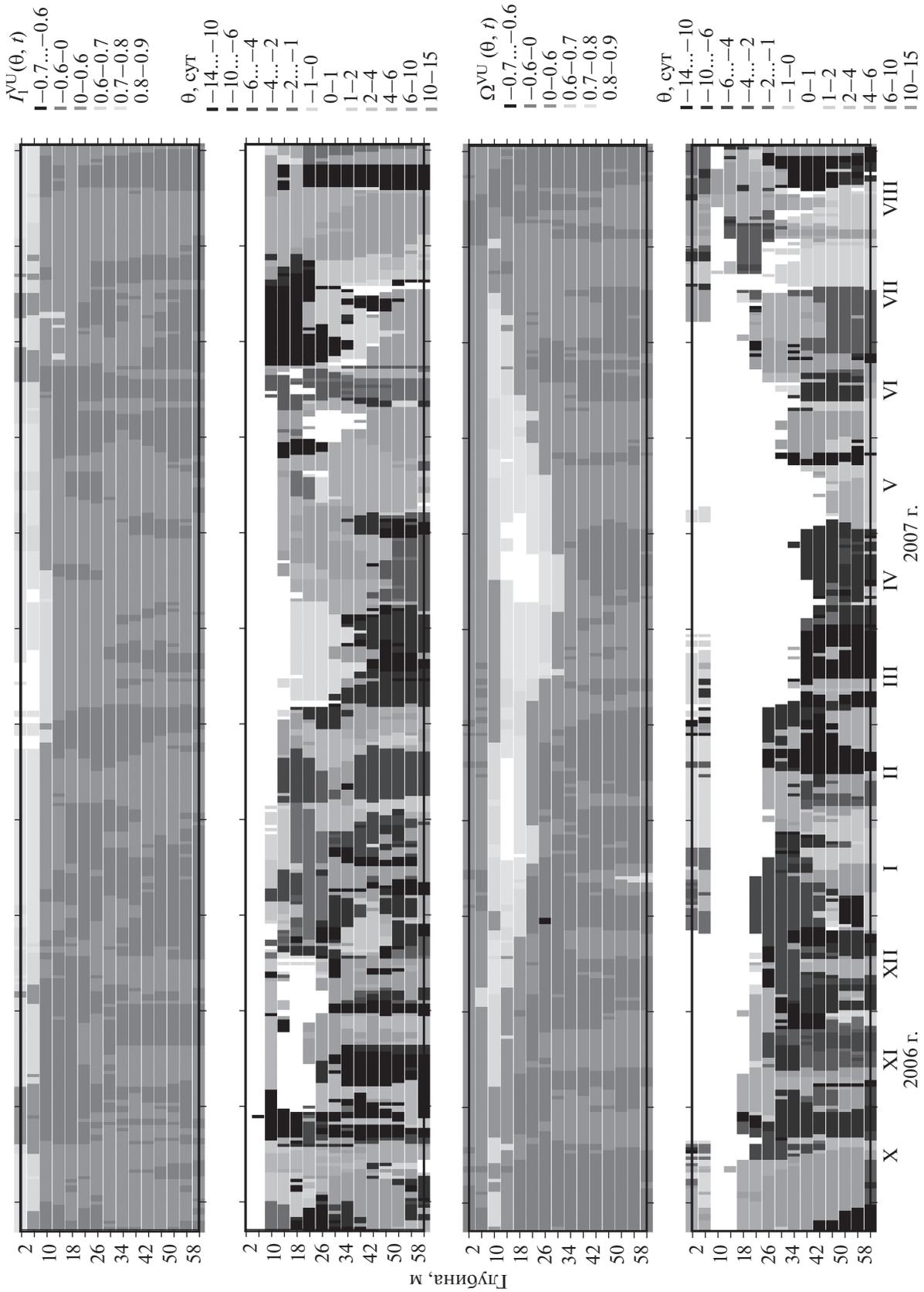
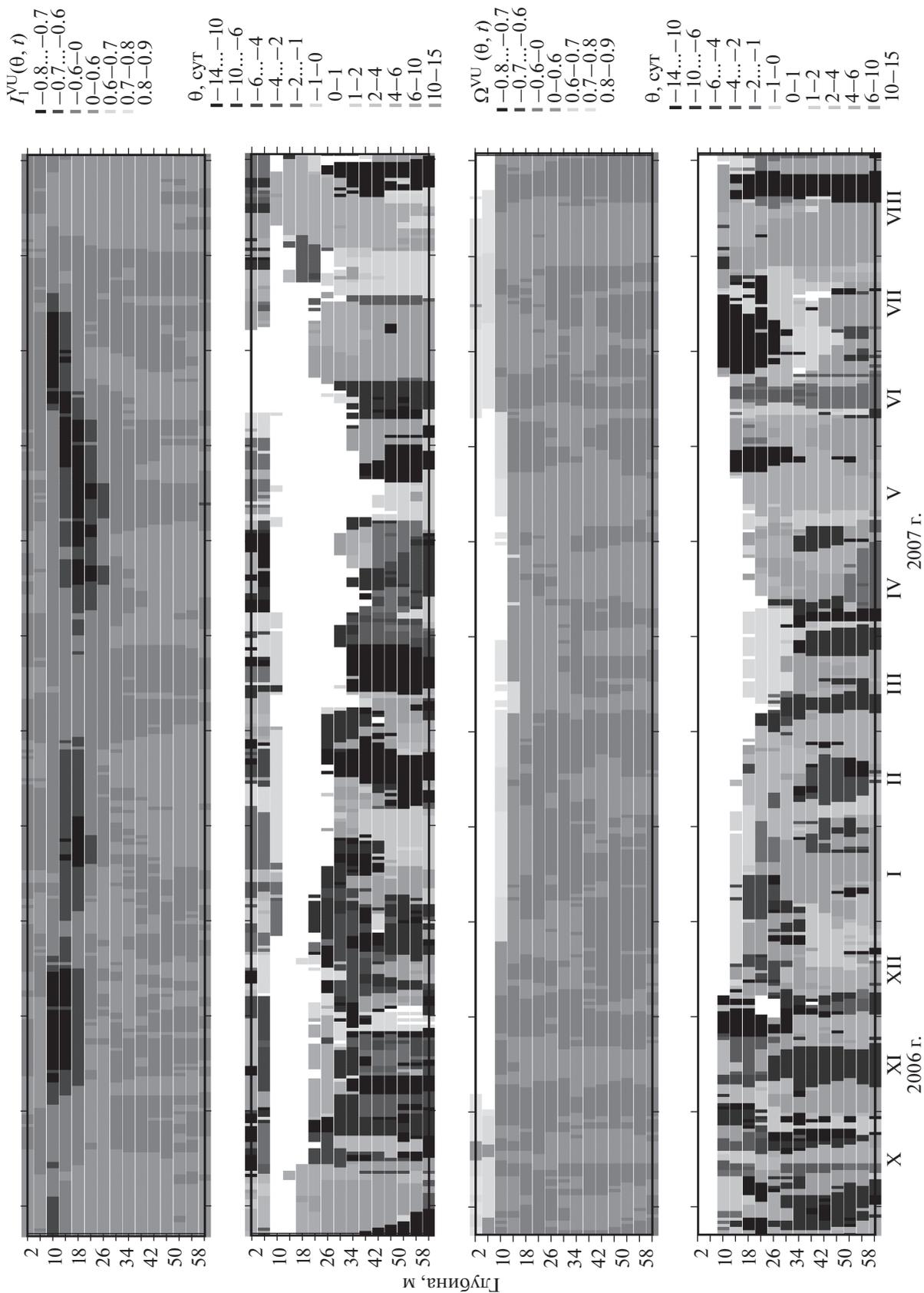


Рис. 7. Максимальные значения инвариантов  $I_1^{VU}(\theta, t)$  и  $I_G^{VU}(\theta, t)$  взаимной корреляционной тензор-функции  $K_{VU}(\theta, t)$  между касательным трением ветра и течениями синоптического масштаба, а также временные сдвиги  $\theta$ , на которых отмечаются максимальные значения инвариантов.



**Рис. 8.** Максимальные значения инвариантов  $\Gamma_1^{VU}(\theta, t)$  и  $\Gamma_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$  взаимной корреляционной тензор-функции  $K_{VU}(\theta, t)$ , между горизонтальным градиентом атмосферного давления и течениями синоптического масштаба, а также временные сдвиги  $\theta$ , на которых отмечаются максимальные значения инвариантов.

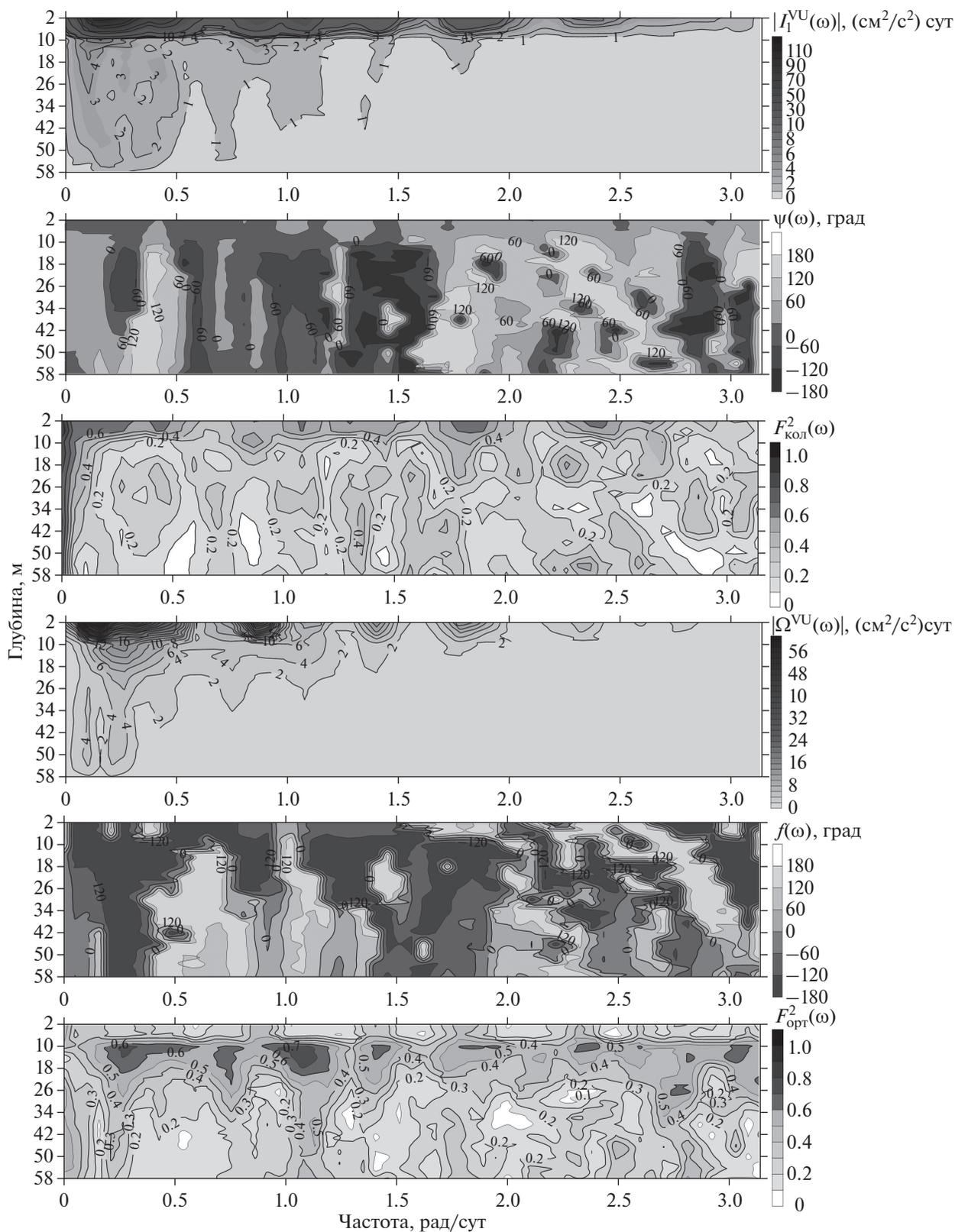
тов, представленных на рис. 7, можно видеть, что высокие значения корреляции между коллинеарными колебаниями касательного трения ветра и течений отмечаются в приповерхностном шестидесятиметровом слое, достигая максимума в феврале—апреле, когда оценки  $r_{11}^{VU}(\theta, t)$  имеют значения 0.80–0.83 при нулевых фазовых сдвигах ( $\theta = 0$ ). Ослабление взаимосвязи наблюдается в периоды наибольшего уменьшения интенсивности ветра: в конце октября, начале декабря 2006 г., а также во второй половине июня и начале июля 2007 г. Результаты взаимного спектрального анализа, представленные на рис. 9, свидетельствуют, что в синоптическом диапазоне масштабов передача энергии от касательного напряжения ветра коллинеарным движениям морских вод осуществляется в приповерхностном слое на периодах изменчивости 20–60 сут, а также в сравнительно узких диапазонах периодов: 13–15, 5.7–6.0, 3.3–3.5, 2.5–2.7 сут. Именно в этих диапазонах отмечаются выраженные энергонесущие максимумы в оценках инварианта взаимной спектральной плотности  $|I_1^{VU}(\omega)|$  и высокие значения когерентности ( $F_{\text{кол}}^2(\omega) > 0.60$ ).

Тесная взаимосвязь между ортогональными изменениями касательного трения ветра и течениями синоптического масштаба в сентябре—октябре 2006 г. отмечается лишь эпизодически в слое 10–14 м, где оценки инварианта  $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$  достигают значений 0.63–0.67. При появлении однолетнего льда (ноябрь 2006 г.) высокие значения корреляции ( $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t) > 0.60$ ) наблюдаются уже постоянно, вплоть до 2-й половины июля 2007 г., когда район освобождается от дрейфующего льда. В ледовый период отмечается увеличение и заглубление слоя высокой корреляции. Его нижняя граница опускается с горизонта 10 м в ноябре 2006 г. до глубины 30 м в апреле 2007 г. В дальнейшем, толщина слоя высокой корреляции уменьшается, и к середине июля 2007 г. его нижняя граница смещается до горизонта 10 м. Максимальные значения инварианта  $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$  наблюдаются в январе—феврале на горизонте 14 м, когда его оценки достигают 0.82, и в апреле в слое 14–22 м, где оценки  $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$  фиксируются на значениях 0.83–0.86. Оценки функции взаимной спектральной плотности свидетельствуют, что передача энергии от касательного напряжения ветра ортогональным движениям морских вод осуществляется в слое 10–22 м в диапазонах периодов: 11–30, 8.0–8.6, 5.4–7.1, 4.3–4.4, 3.2, 2.6–2.7 сут. На это указывают энергонесущие максимумы в оценках инварианта взаимной спектральной плотности  $|\Omega^{VU}(\omega)|$  и высокие значения когерентности ( $F_{\text{орт}}^2(\omega) > 0.60$ ). В безледный период 2007 г. отме-

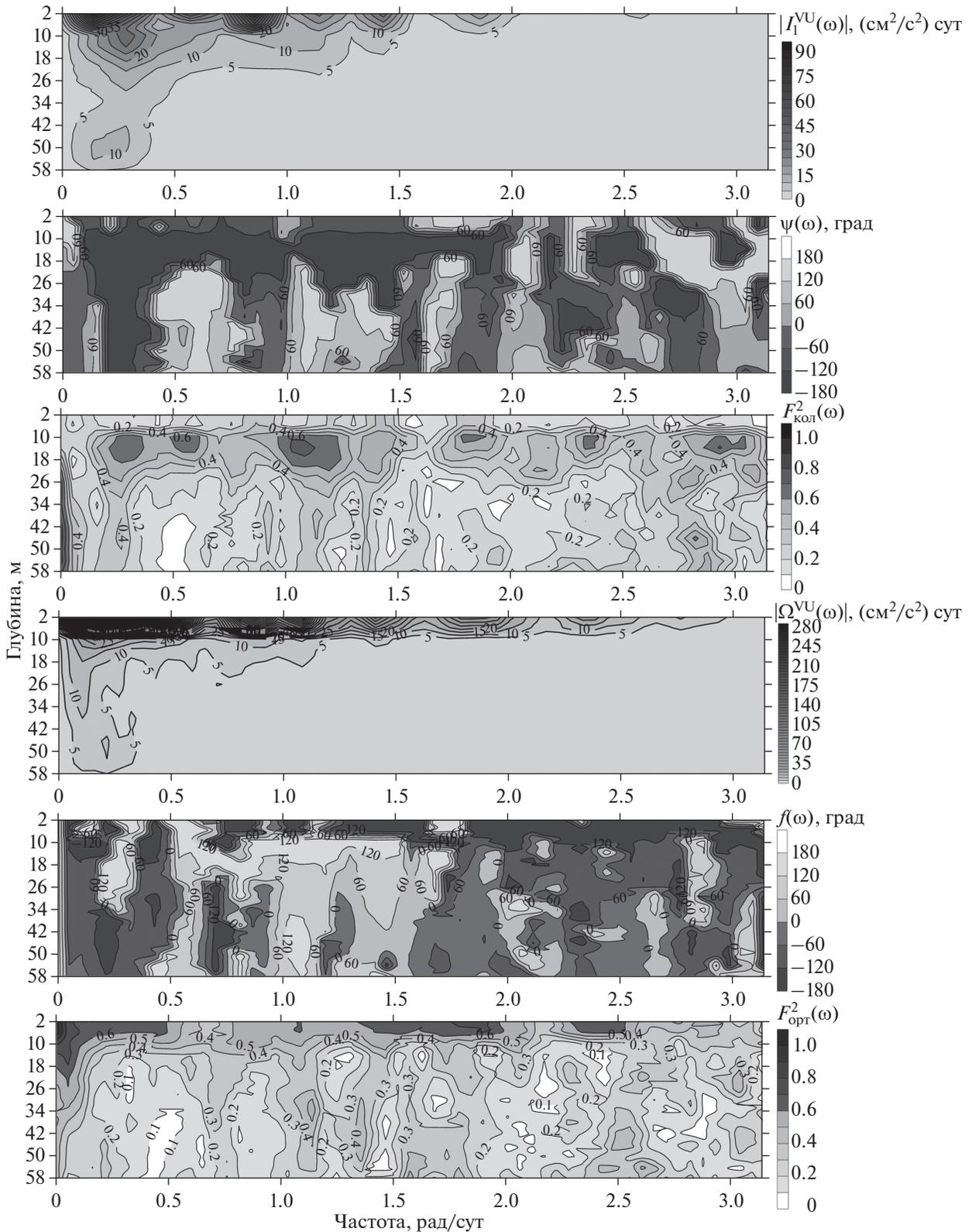
чается резкое ослабление корреляции между ортогональными колебаниями касательного трения ветра и течениями синоптического масштаба.

Существенно иная структура статистических связей наблюдается между вариациями горизонтального градиента атмосферного давления и течениями синоптического масштаба (рис. 8). Периоды высоких отрицательных значений корреляции между коллинеарными колебаниями этих процессов отмечаются с различными по продолжительности перерывами в слое 10–26 м при нулевых фазовых сдвигах ( $\theta = 0$ ), свидетельствуя об обратной синхронной зависимости между процессами. Максимумы оценок инварианта  $r_{11}^{VU}(\theta, t)$  достигают значений по модулю от 0.68 в сентябре 2006 г. до 0.80 в июне—июле 2007 г. Также как и при корреляции течений с касательным трением ветра, наблюдается заглубление слоя высоких значений инварианта  $r_{11}^{VU}(\theta, t)$  в ледовый период до глубины 26 м в апреле и мае 2007 г., после чего мощность слоя высокой корреляции начинает уменьшаться, а его нижняя граница — приподниматься, что продолжается до середины июля 2007 г., когда район работы буйковой станции освобождается от дрейфующего льда. Ослабление взаимосвязи между  $V(t)$  и  $\text{Grad}P_a(t)$  наблюдается в октябре и конце декабря 2006 г., а также в марте, 2-й половине июля и в августе 2007 г. (рис. 8). Результаты взаимного спектрального анализа между  $V(t)$  и  $\text{Grad}P_a(t)$  свидетельствуют, что передача энергии от силы горизонтального градиента атмосферного давления осуществляется в диапазоне периодов 17–20, 11–12, 5.2–6.3, 3.3–3.5 и 2.7 сут (рис. 10). На это указывают энергонесущие максимумы в оценках инварианта взаимной спектральной плотности  $|I_1^{VU}(\omega)|$  и высокие значения когерентности ( $F_{\text{кол}}^2(\omega) > 0.60$ ) в вышеуказанных диапазонах периодов.

Высокий уровень синхронной статистической связи между ортогональными изменениями  $\text{Grad}P_a(t)$  и течениями синоптического масштаба отмечается в верхнем 6–14 метровом слое почти непрерывно в течение всего периода инструментальных измерений течений (рис. 8). Оценки корреляционного инварианта  $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$  в этом слое достигают максимальных значений от 0.68–0.71 в сентябре—октябре 2006 г. до 0.90–0.92 в апреле—мае 2007 г. Затем происходит некоторое уменьшение взаимосвязи до значений 0.60–0.70 в июле 2007 г., после чего максимальные значения инварианта  $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$  снова возрастают, достигая в августе и сентябре 2007 г. значений 0.80–0.88. Сравнительно кратковременное прекращение корреляции наблюдается лишь в середине октября 2006 г. Оценки функции взаимной спектральной плот-



**Рис. 9.** Оценки инвариантов  $|I_1^{VU}(\omega)|$ ,  $\psi(\omega)$ ,  $|\Omega^{VU}(\omega)|$ ,  $f(\omega)$  тензора взаимной спектральной плотности и инвариантов  $F_{\text{кол}}^2(\omega)$ ,  $F_{\text{орт}}^2(\omega)$  тензора когерентности между колебаниями течений синоптического масштаба и касательным трением ветра. Описания инвариантов даны в тексте.



**Рис. 10.** Оценки инвариантов  $|I_1^{VU}(\omega)|$ ,  $\psi(\omega)$ ,  $|\Omega^{VU}(\omega)|$ ,  $f(\omega)$  тензора взаимной спектральной плотности и инвариантов  $F_{\text{кол}}^2(\omega)$ ,  $F_{\text{орт}}^2(\omega)$  тензора когерентности между колебаниями течений синоптического масштаба и горизонтального градиента атмосферного давления. Описания инвариантов даны в тексте.

ности свидетельствуют, что передача энергии от силы горизонтального градиента атмосферного давления ортогональным движениям морских вод осуществляется в приповерхностном слое 2–10 м в диапазонах периодов: 13–30, 5.7–6.0, 3.2–4.6, 2.5–2.7 сут. На это указывают энергонесущие максимумы в оценках инварианта взаимной спектральной плотности  $|\Omega^{VU}(\omega)|$  и высокие значения когерентности ( $F_{\text{орт}}^2(\omega) > 0.60$ ).

В целом, результаты взаимного корреляционного и взаимного спектрального анализов между течениями  $\mathbf{V}(t)$  и анемобарическими силами свидетельствуют, что в приповерхностном слое корреляция между  $\text{Grad}P_a(t)$  и  $\mathbf{V}(t)$  заметно выше, чем между  $\boldsymbol{\tau}(t)$  и  $\mathbf{V}(t)$ , в то время как глубина слоя, где отмечается эта высокая взаимосвязь меньше при корреляции  $\text{Grad}P_a(t)$  и  $\mathbf{V}(t)$ , чем при корреляции  $\boldsymbol{\tau}(t)$  и  $\mathbf{V}(t)$ . Кроме того, в зимних условиях при оценке взаимосвязи между  $\text{Grad}P_a(t)$  и  $\mathbf{V}(t)$  отмечается продолжительный период (с конца февраля по начало апреля) отсутствия высокой корреляции, глубже 14 м, чего не наблюдается при корреляции  $\boldsymbol{\tau}(t)$  и  $\mathbf{V}(t)$ . Результаты взаимного спектрального анализа, представленные на рис. 9 и 10, иллюстрируют, что не всегда передача энергии от  $\text{Grad}P_a(t)$  и  $\boldsymbol{\tau}(t)$  к движению водных масс осуществляется в одних и тех же частотных диапазонах.

## ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Анализ данных измерений течений, выполненных с помощью ADCP на буйковой станции m1, показал, что в безледный период в районе центральной части материкового склона моря Лаптевых в приповерхностном слое океана течения синоптического масштаба имеют большие скорости, превышающие в отдельных случаях 1 м/с. Однако с глубиной их интенсивность в указанное время резко падает, и уже на горизонте 10 м скорости уменьшаются почти на порядок. С началом появления в районе устойчивого ледяного покрова в виде однолетних видов дрейфующего льда (ноябрь) и до летнего периода чистой воды (июль) скорости поверхностных течений не превышают здесь 35 см/с.

Совместный статистический анализ течений и метеорологических данных, выполненный на основе векторно-алгебраического метода, позволил выявить некоторые особенности возмущений течений синоптического масштаба, по которым их возможно идентифицировать. Результаты показывают, что в ряде случаев синоптические течения в приповерхностном слое моря имеют признаки ветровых дрейфовых течений. На это указывает высокая корреляция между касательным

трением ветра и течениями, а также разворот с глубиной векторов течений и больших осей эллипсов СКО по спирали Экмана. Из-за большой изменчивости ветровых потоков и стратификации водных масс глубина проникновения этих течений невелика и меняется от 6 до 30 м, имея ярко выраженный сезонный ход. Мощность поверхностного слоя высокой корреляции (до 26–30 м) между колебаниями течений синоптического масштаба и анемобарическими силами в зимний период хорошо согласуется с оценками максимальной глубиной проникновения свободной конвекции (25 м) в районе материкового склона моря Лаптевых, сделанными в работе [3]. С началом лета радиационный прогрев и таяние льда приводят к формированию выраженной стратификации в поверхностном слое океана. Обостренный пикноклин, отделяющий распресненную поверхностную водную массу от нижележащих слоев, подавляет турбулентное перемешивание и способствует развитию сильных дрейфовых течений в поверхностном слое, скорость которых, согласно численным экспериментам на гидродинамической модели при штормовых ветрах в безледный период может превышать 2 м/с [12]. Поэтому глубина генерации дрейфовых течений летом ограничивается слоем 6–10 м, а в периоды слабых ветров их возбуждение может прекращаться, на что указывают низкие значения коэффициентов максимальной корреляции между  $\boldsymbol{\tau}(t)$  и  $\mathbf{V}(t)$ , а также особенности вертикальной изменчивости течений синоптического масштаба и их статистических характеристик (рис. 2, 4, 7). Зимой, в период развитого льдообразования, конвективное перемешивание в подледном слое способствует ослаблению стратификации и улучшению условий для генерации дрейфовых течений, в результате чего глубина их проникновения заметно увеличивается (до 30 м), однако из-за демпфирующего влияния ледяного покрова на воздействие касательного трения ветра скорости дрейфовых течений в зимний период сравнительно невелики и составляют 10–35 см/с. Результаты статистического анализа свидетельствуют также, что генерация дрейфовых течений осуществляется в диапазонах периодов, связанных с прохождением над районом работы буйковой станции крупномасштабных барических образований типа атмосферных циклонов (2–3.5 сут) [4], с естественным синоптическим периодом, который по одним источникам имеет продолжительность 5–7 сут [15], а по другим 5–15 сут [5] и, по-видимому, с изменениями глобальной атмосферной циркуляции (20–60 сут). Именно в этих диапазонах отмечаются выраженные энергонесущие максимумы в оценках инвариантов взаимной спектральной плотности между колебаниями синоптических течений и касательного трения ветра, а

также высокие значения когерентности между этими процессами.

Высокие значения корреляции между  $\text{Grad}P_a(t)$  и  $V(t)$  (рис. 8) могут свидетельствовать об определенном вкладе бароградиентных течений в суммарную изменчивость течений синоптического масштаба. Эти течения в Северном полушарии должны быть направлены под углом 90 градусов вправо от действия горизонтального градиента атмосферного давления. Наши результаты не выявляют выраженных признаков бароградиентных течений (см. рис. 4а, 4в). Такие особенности структуры синоптических течений наблюдаются только в отдельные периоды января и марта 2007 г. при слабых ветрах (рис. 2б и 4). По-видимому, вклад бароградиентных течений синоптического масштаба в их суммарную изменчивость весьма слаб. Это предположение не противоречит теоретическим исследованиям влияния составляющих анемобарических сил на генерацию процессов синоптического масштаба в океане. Так, в работах [11, 16, 17] показано, что, по сравнению с горизонтальным градиентом атмосферного давления, касательное трение ветра обладает наибольшей эффективностью при генерации возмущений синоптического масштаба в термодинамических полях открытого океана. Следует отметить, что физически сила касательного трения ветра тесно связана с силой горизонтального градиента атмосферного давления, так как последняя является возмущающей силой при генерации ветра. Поэтому в наших оценках статистических связей между  $\text{Grad}P_a(t)$  и  $V(t)$  должны присутствовать вклады и от  $\tau(t)$ . С помощью статистических методов взаимного корреляционного и взаимного спектрального анализов разделить вклады  $\text{Grad}P_a(t)$  и  $\tau(t)$  в генерацию синоптических колебаний течений не представляется возможным. В настоящее время эту задачу наиболее представительно можно решить с помощью численных экспериментов на гидродинамической модели.

Колебания течений, которые наблюдаются глубже слоя высокой корреляции между  $\tau(t)$  и  $V(t)$ , могут быть связаны со свободными низкочастотными волнами. На это указывают наши более ранние исследования синоптической изменчивости глубинных течений в районе материкового склона морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, согласно которым волнообразные возмущения течений синоптического масштаба идентифицируются как свободные бароклинные волны Кельвина [7, 8].

Таким образом, результаты статистического анализа гидрометеорологической информации, проведенного нами в данной работе, в совокупности с полученными ранее результатами позволяют предположить, что колебания течений си-

ноптического масштаба в районе материкового склона моря Лаптевых представляют собой суперпозицию Экмановских дрейфовых течений и движений, связанных со свободными бароклинные волнами Кельвина, при доминирующем вкладе первых в верхнем тридцатиметровом слое океана, а последних — в более глубоких водах.

Работа выполнена при поддержке гранта СПбГУ (№ 18.37.140.2014, № 18.50.2101.2013) и РФФИ (№ 14-05-31048).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баскаков Г.А., Бородачев В.Е., Дворкин Е.Н. и др. Гидрологические и ледовые условия шельфовой зоны арктических морей // Биологические ресурсы Арктики и Антарктики. М.: Наука, 1987. С. 15–47.
2. Бельшев А.П., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А. Вероятностный анализ морских течений. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 264 с.
3. Беляков Л.Н., Г.Н. Войнов. К вопросу о теплообмене атлантических вод на материковом склоне моря Лаптевых // Тр. ААНИИ, 1979. Т. 361. С. 30–36.
4. Бышев В.И. Синоптическая и крупномасштабная изменчивость океана и атмосферы. М.: Наука, 2003. 343 с.
5. Герман В.Х., Левиков С.П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря. Л.: Гидрометеоиздат. 1988. 132 с.
6. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. Вып. 1. М.: Мысль, 1971. 318 с.
7. Захарчук Е.А. Синоптическая изменчивость уровня и течений в морях, омывающих северо-западное и арктическое побережья России. СПб.: Гидрометеоиздат, 2008. 359 с.
8. Захарчук Е.А., Петушков С.А. Низкочастотные бароклинные волны Кельвина в районе материкового склона Новосибирских островов // Океанология. 2003. Т. 43. № 6. С. 805–817.
9. Ипатов А.Ю. Синоптическая изменчивость течений моря Лаптевых. Автореф. диссер. на соиск. уч. ст. канд. географ. н. ГНЦ РФ Арктический и антарктический НИИ. Санкт-Петербург, 2003. 27 с.
10. Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 512 с.
11. Коротаяев Г.К. Теоретическое моделирование синоптической изменчивости океана. Киев: Наукова Думка, 1988. 160 с.
12. Кулаков М.Ю. Циркуляция вод и перенос взвесей в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 3 (80). С. 86–97.
13. Методическое письмо по вероятностному анализу векторных временных рядов скорости течений и ветра. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 62 с.
14. Советская Арктика (Моря и острова Северного Ледовитого океана). М.: Наука, 1970. 526 с.
15. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 568 с.

16. *Frankignoul C., Muller P.* On the generation of geostrophic eddies by surface buoyancy flux anomalies // *J. Phys. Oeanogr.* 1979. V. 9, № 6. P. 1207–1213.
17. *Frankignoul C., Muller P.* Quasi-geostrophic response of an infinite  $\beta$ -plane ocean to stochastic forcing by the atmosphere // *J. Phys. Oeanogr.* 1979. V. 9. № 6. P. 104–127.
18. NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (Reanalysis-2). NOAA's National Centers for Environmental Prediction. [http://nomads.ncdc.noaa.gov/modeldata/cmd\\_pgbh](http://nomads.ncdc.noaa.gov/modeldata/cmd_pgbh).
19. *Weingartner T.J., Sasaki Y., Pavlov V.K., Kulakov M.Yu.* The Siberian Coastal Current: A wind and buoyancy-forced Arctic coastal current // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № 12. P. 29.697–29.713.

## **Statistical Structure of Synoptic-Scale Currents in the Area of the Continental Slope of the Laptev Sea and Features of Their Generation under the Action of Anemobaric Forces**

**E. A. Zakharchuk, V. N. Sukhachev, N. A. Tikhonova**

On the basis of vector-algebraic method of analysis of random processes, statistical structure of synoptic variability of currents measured by ADCP in the upper mixed layer in the central part of the continental slope of the Laptev Sea in 2006–2007 is investigated. Results of statistical analysis show that the synoptic currents in the surface layer of the sea are signs of wind drift currents in some cases. This is indicated by the high correlation between the tangential friction of wind and currents, as well as the reversal of the depth of current vectors and of the major axes of the ellipses RMS by the Ekman's spiral. Because of the large variability of wind flows and stratification of water masses the depth of penetration of these currents is small and varies from 6 to 30 m, with a pronounced seasonal variation. In the deeper layers, relationship between the currents and anemobaric forces is not traced. It is concluded that the fluctuations of the synoptic-scale currents in the area of the continental slope of the Laptev Sea represent a superposition of the Ekman drift currents and movements associated with free baroclinic Kelvin waves, with the dominant contribution of the first in the upper 30-m layer of the ocean and last – in the deeper waters.