———— ФИЗИКА МОРЯ ——

УДК 551.583+551.467

# ЛИНЕЙНЫЕ ТРЕНДЫ В ПОЛЕ ДРЕЙФА ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ

© 2021 г. М. А. Липатов<sup>1, \*</sup>, В. А. Волков<sup>2</sup>, Р. И. Май<sup>1, 3</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия <sup>2</sup>Научный фонд "Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена", Санкт-Петербург, Россия <sup>3</sup>Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия \*e-mail: m.a.lipatovv@gmail.com Поступила в редакцию 20.07.2020 г. После доработки 28.09.2020 г.

Принята к публикации 20.11.2020 г.

На примере анализа 40-летних рядов векторных полей дрейфа льда в Северном Ледовитом океане рассматриваются особенности расчета параметров линейного тренда векторных процессов. Разложение векторов ускорения на ортогональную и коллинеарную составляющие относительно среднего вектора позволяет оценить увеличение или уменьшение средней скорости, закономерности изменения угловой скорости направления среднего вектора дрейфа на большей части акватории Северного Ледовитого океана, при этом выявлены сезонные и региональные особенности изменения угловой скорости в поле среднего вектора дрейфа на большей части акватории Северного Ледовитого океана, при этом выявлены сезонные и региональные особенности изменения угловой скорости в поле среднего вектора дрейфа. Отмечено, что в зимний сезон линейная тенденция объясняет более половины дисперсии межгодовой изменчивости дрейфа в проливе Фрама, на южной периферии антициклонического круговорота в море Бофорта, в Карском море и море Баффина.

Ключевые слова: дрейф ледяного покрова, тренд векторов, Северный Ледовитый океан **DOI:** 10.31857/S0030157421030072

#### **ВВЕДЕНИЕ**

В исследованиях климатической изменчивости геофизических параметров, сопоставимой по масштабам с длиной имеющихся рядов наблюдений, принято использовать модель линейной регрессии. Именно в терминах линейного тренда часто оценивают изменения глобального климата, характеризующиеся временными рядами скалярных параметров, таких, как температура воздуха и воды, уровень моря, ледовитость, градиенты атмосферного давления и др., получая оценки скорости их роста или падения [1, 4, 15, 18]. Параметры линейного тренда векторных процессов (ветер, течения, дрейф) также могут служить индикатором изменения климата и свидетельствовать о причинно-следственных связях в климатической системе. Однако анализ временных изменений векторных рядов (процессов) не является тривиальной задачей, и зачастую к анализу векторных гидрометеорологических величин применяют упрощенные подходы, используя, например, принцип анализа "вектор как скаляр", то есть рассматривают статистические параметры

модуля скорости [23]. В некоторых случаях такой подход оправдан при исследовании климатической изменчивости: когда анализируются межгодовые изменения потенциальных ресурсов ветровой энергии [14, 22] или турбулентных потоков через поверхность океан—атмосфера [21], т.е. в тех случаях, когда модуль скорости определяет искомую функцию, а направление не имеет значения. Также для исследования климатической изменчивости ветрового режима используется традиционное распределение скорости ветра по направлениям, когда для отдельных румбов определяются параметры тренда модуля скоростей ветра [12] и т.п.

При строгом подходе линейный тренд векторного процесса определяется векторами  $\vec{a}$  и  $\vec{b}$ :

$$\vec{V}_t = \vec{a}t + \vec{b},\tag{1}$$

где коэффициент  $\vec{a}$  — вектор ускорения, который можно разложить на две ортогональные составляющие ( $a_u$  и  $a_v$ ), компоненты ( $b_u$  и  $b_v$ ) вектора  $\vec{b}$  представляют собой свободные члены уравнения (1), t — время. Обычно компоненты векторов

 $(a_{\mu} \, \mathrm{u} \, a_{\nu})$  используют для удаления тренда в векторных рядах для последующего статистического анализа в стационарном приближении. Анализ значений оценок тренда векторных рядов был использован в работах [7, 10, 11, 13] для ветра, для дрейфа льда в работах [17, 19, 20], течений в работах [2, 3, 5]. Однако значения компонент векторов  $\vec{a}$  и  $\vec{b}$  не могут раскрыть особенности пространственного распределения параметров линейного тренда. Модуль вектора *а* указывает на интенсивность изменения скорости (ускорение), а ориентация вектора *а* указывает направление, в котором происходит изменение скорости. Очевидно, что модуль вектора  $|\vec{a}|$  по определению всегда положителен, что может привести к неверному заключению о том, что в векторных рядах отсутствует тенденция к уменьшению скорости.

Разрозненное представление векторов  $\vec{a}$  и  $\vec{b}$ не передает информации об изменении скорости и тенденции изменения направления. То есть необходимо совместное сопоставление направлений векторов  $\vec{a}$  и  $\vec{b}$ , а это осложняется различием физических размерностей векторов ( $\vec{a}$  – ускорение и  $\vec{b}$  – скорость). При совпадении направлений векторов  $\vec{a}$  и  $\vec{b}$  происходит усиление скорости дрейфа, при противоположном направлении ослабление скорости. При этом, помимо увеличения и уменьшения скорости дрейфа, взаимное расположение векторов  $\vec{a}$  и  $\vec{b}$  определяет разворот векторов. Если для отдельных станций [10] можно графически совместить векторы различных физических размерностей, то для информации в узлах большой сеточной области [20] это сделать практически невозможно.

Интересный подход использован в статье [5]. В данной работе параметры тренда представляются в виде двух векторов:

$$\vec{V}_{t_0} = \vec{a}t_0 + \vec{b}, 
\vec{V}_{t_N} = \vec{a}t_N + \vec{b}.$$
(2)

Вектор  $\vec{V}_{t_0}$  соответствует вектору в начальный момент времени (t=0), вектор  $\vec{V}_{t_N}$  – в конечный (t=N, N – длина векторного ряда). По взаимному положению векторов  $\vec{V}_{t_0}$  и  $\vec{V}_{t_N}$  можно визуально оценить тенденции изменения скорости и направления векторов. При этом, в общем случае, разница модулей и направлений векторов  $\vec{V}_{t_0}$  и  $\vec{V}_{t_N}$ , отнесенных к разнице во времени  $\Delta t = t_N - t_0$ , не может соответствовать скоростям изменения скорости и направлений вектора.

Таким образом можно сделать вывод о том, что существующие виды представления информации о трендах векторов не могут численно выразить увеличение или замедление скоростей и тенденции изменения направлений векторных процессов.

### МЕТОД ОЦЕНКИ ТРЕНДОВ ВЕКТОРНЫХ РЯДОВ

Вектор ускорения  $\vec{a}$  не зависит от выбора системы отсчета времени *t* в уравнении (1). Свободный член  $\vec{b}$ , наоборот, напрямую зависит от выбора системы отсчета времени. Если в уравнении (1) время представить как отклонение от среднего времени  $\vec{t}$  за всю реализацию измерений векторов  $\vec{V_t}$  ( $t_i = t_i - \vec{t}$ ), то вектор  $\vec{b}$  можно интерпретировать как средний вектор. То есть при  $\sum_{i=1}^{N} t_i = 0$  вектор  $\vec{b}$  приобретает физический смысл — это средний вектор за все время реализации векторов  $\vec{V_t}$ .

Исходя из этого, мы предлагаем выполнить разложение вектора  $\vec{a}$  относительно направления среднего вектора  $\vec{b}$ . В этом случае компоненты вектора будут представлять собой не составляющие на оси системы координат, а коллинеарную составляющую  $a_{\parallel}$  и ортогональную составляющую  $a_{\perp}$  (рис. 1):  $\vec{a} = [a_u, a_v] = [a_{\parallel}, a_{\perp}]$ . Выполнить разложение вектора  $\vec{a}$  на составляющие можно с помощью формул

$$a_{\parallel} = \left| \vec{a} \right| \cos\left( D_a - D_b \right), \tag{3}$$

$$a_{\perp} = |\vec{a}| \sin\left(D_a - D_b\right),\tag{4}$$

где  $D_a$  — направление вектора ускорения  $\vec{a}$ ,  $D_b$  — направление среднего вектора  $\vec{b}$  (рис. 1).

Коллинеарная составляющая  $a_{\parallel}$  указывает на изменения скорости среднего вектора: положительные значения соответствуют увеличению скорости, отрицательные — уменьшению. При внешней схожести значения  $a_{\parallel}$  к тренду модуля скорости использование  $a_{\parallel}$  более корректно.

Ортогональная составляющая  $a_{\perp}$  показывает тенденцию изменения направления среднего вектора. Положительные значения  $a_{\perp}$  указывают на поворот среднего вектора вправо, отрицательные — влево. Если представить, что ортогональная составляющая вектора ускорения  $a_{\perp}$  является касательной для окружности радиусом  $|\vec{b}|$ , то ортогональную составляющую  $a_{\perp}$  можно выразить через угловую скорость  $\beta$  вращения вектора  $\vec{b}$  по формуле:

$$\beta = \left| \vec{a} \right| / \left| \vec{b} \right| \sin\left( D_a - D_b \right) 180 / \pi, \tag{5}$$

где  $|\vec{a}|$  — модуль вектора ускорения  $|\vec{a}|$  =  $\sqrt{a_u^2 + a_v^2} = \sqrt{a_{\parallel}^2 + a_{\perp}^2}$ , а  $|\vec{b}|$  — модуль среднего век-



**Рис. 1.** Схема разложения вектора ускорения  $\vec{a}$  на составляющие  $a_{\parallel}$  и  $a_{\parallel}$  относительно базиса среднего дрейфа  $\vec{b}$ .

тора. Угловая скорость β изменения направления среднего вектора показывает, на сколько градусов (по часовой стрелке – "+" или против часовой стрелки – "–") изменилось направление среднего вектора за единицу времени.

При расчете трендов принято оценивать статистическую значимость тренла и оценку вклала дисперсии тренда в общую дисперсию ряда (коэффициент детерминации  $R^2$ ). Для векторных рядов расчет перечисленных параметров требует некоторых модификаций, учитывающих особенности векторных процессов. Согласно работе [6] существует три подхода к анализу векторных данных: покомпонентный, комплекснозначный и векторно-алгебраический. При расчете характеристик линейного тренда все три подхода дают один и тот же набор составляющих векторов, отличается лишь их запись – в виде набора компонент, в виде вектора или комплексного числа. Однако для расчета доверительных интервалов тренда векторных процессов покомпонентный подход не может отобразить все особенности векторного процесса.

Доверительные интервалы векторов  $\vec{a}$  и  $\vec{b}$  представляют собой эллипсы, зависящие от параметров:  $\lambda_{maj}, \lambda_{min}$  — большая и малая полуоси эллипса стандартной ошибки,  $D_{maj}$  — направление (азимут) большой оси эллипса стандартной ошибки (рис. 1). Согласно работе [6] в векторноалгебраическом подходе оси эллипса рассчитываются по формулам:

$$2\lambda_{\rm maj,min} = tr(SE) \pm \sqrt{tr(SE)^2 - 4det(SE)}, \qquad (6)$$

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 3 2021

где tr(SE) — след (сумма главной диагонали) матрицы тензора стандартной ошибки регрессии векторов, det(SE) — определитель матрицы тензора стандартной ошибки векторов. Азимут большой оси эллипса рассчитывается по формуле:

$$tg(2D_{maj}) = \frac{SE_{12} + SE_{21}}{SE_{22} - SE_{11}},$$
(7)

где SE =  $\begin{pmatrix} SE_{11} & SE_{12} \\ SE_{21} & SE_{22} \end{pmatrix}$  – тензор стандартной ошиб-

ки регрессии векторов, определяемый как тензор дисперсии отклонений измеренных и рассчитанных по линейной регрессии векторов:

$$SE = \sqrt{\frac{N}{N-2} \left| \operatorname{cov} \left( \vec{V_t} - \vec{a}t - \vec{b} \right) \right|}.$$
 (8)

Полуоси  $\lambda_{\text{maj,min}}^{a}$  эллипса доверительного интервала вектора ускорения  $\vec{a}$  рассчитываются как

$$\lambda_{\text{maj,min}}^{a} = \lambda_{\text{maj,min}} \frac{q_{\alpha,N-2}}{\sqrt{\sum t^{2}}},$$
(9)

где  $q_{\alpha,N-2}$  — квантиль распределения Стьюдента для вероятности  $\alpha$  ( $\alpha = 0.95$ ) и числа степеней свободы N-2. Полуоси  $\lambda_{maj,min}^b$  эллипса доверительного интервала среднего вектора  $\vec{b}$  рассчитываются по формуле:

$$\lambda_{\rm maj,min}^b = \lambda_{\rm maj,min} \sqrt{1/N}.$$
 (10)

При попадании значения [0, 0] внутрь эллипса доверительного интервала вектора  $\vec{a}$  тренд считается незначимым. Следует отметить, что оценка значимости тренда, рассчитанная отдельно по

ортогональным компонентам  $a_u$ ,  $a_v$ , может привести к ошибочным определениям значимости тренда векторного ряда.

Коэффициент детерминации  $R^2$  определяется формулой (11), через отношение линейных инвариантов тензора ковариации стандартной ошибки и тензора дисперсии исходного векторного ряда:

$$R^{2} = 1 - \frac{\operatorname{tr}(SE)}{\operatorname{tr}(\operatorname{cov}(\vec{V_{t}}))},$$
(11)

где соv  $(\vec{V_t})$  – тензор дисперсии исходного векторного ряда.

Коэффициент детерминации описывает часть дисперсии исходного ряда, объясняемой линейной регрессией.

Расчет параметров тренда векторов, статистической значимости и коэффициента детерминации тренда векторов реализован в виде компьютерной программы на языке MatLab. Исходный код программы размещен в свободном доступе на сайте https://www.mathworks.com/matlabcentral/ fileexchange/75239-linear-trend-of-vectors.

### ИНФОРМАЦИЯ О ДРЕЙФЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ

В качестве исходной информации используется база данных Polar Pathfinder о движении морского льда, хранящаяся на сайте https://nsidc.org/ Национального центра данных по снегу и льду (National Snow and Ice Data Center (NSIDC)) [24]. Это один из наиболее полных информационных источников о дрейфе ледяного покрова Северного Ледовитого океана: с суточной дискретностью предоставляются ортогональные составляющие скорости дрейфа, охватывающие 40-летний отрезок времени (ноябрь 1978 г.-декабрь 2018 г.). Данные получены с помощью различных спутниковых радиометров, таких как AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer), SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) и AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer – Earth Observing System). Спутниковые наблюдения объединяются с данными дрейфа буев международной программы по изучению Арктики – International Arctic Buoy Program (IABP).

Вектора дрейфа ледяного покрова из базы данных Polar Pathfinder размещены в узлах равномерной прямоугольной сетки полярной стереографической проекции, охватывающей весь Северный Ледовитый океан с пространственным разрешением 25 км. Компоненты дрейфа ориентированы вдоль осей координат сетки.

Массив данных Polar Pathfinder использовался в качестве исходной информации в работах [8, 16, 25, 26]. В работе [8] на основе данного массива впервые были выделены три основных типа циркуляции льда, преобладающие в течение зимнего периода (ранее выделялось только два типа циркуляции [9]), относящиеся, по версии [8], к первому основному типу как подтипы.

Длительность (40 лет) данных массива Polar Pathfinder выгодно отличает этот продукт от аналогичных баз данных о дрейфе ледяного покрова, полученных по спутниковой информации (IFREMER, OSI SAF и др.). Информация о дрейфе проекта Polar Pathfinder наилучшим образом подходит для исследования климатической и межгодовой изменчивости дрейфа ледяного покрова в Северном Ледовитом океане.

### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Площадь морского льда в Северном Ледовитом океане меняется в зависимости от времени года. Поле дрейфа ледяного покрова морского льда также подвержено выраженной периодической внутригодовой вариации, которую необходимо учитывать при оценке климатической тенденции. Более интенсивные изменения в поле дрейфа происходят в зимний период [9]. Для учета сезонной изменчивости весь массив данных был формально разделен на летний (май-сентябрь) и зимний (октябрь-апрель) гидрологические сезоны.

Расчет линейного тренда для каждого сезона выполнялся по исходным ежесуточным данным (длина ряда — 8470 значений для зимнего сезона, 6120 — для летнего), среднемесячным (длина ряда — 280 для зимнего сезона и для летнего — 200 значений) и среднегодовым (длина ряда — 40 значений как для зимнего, так и для летнего сезонов). При усреднении ежесуточных данных за месяц или год проверялось наличие пропусков в рядах. При количестве пропусков более 25% среднемесячные или среднегодовые значения не рассчитывались.

Все оценки параметров линейного тренда в поле дрейфа по ежесуточным, среднемесячным и среднегодовым значениям дали одинаковый результат. Незначительные отличия, связанные с обеспеченностью данными, отмечаются лишь в прикромочной области. Все приведенные ниже оценки параметров линейного тренда получены по ежесуточным данным. Тренд векторов рассчитывался по формулам (3)–(5). При этом пропуски в рядах (как и при месячном и годовом усреднении) не должны были превышать 25% от общей длины ряда, которая должна была составлять не менее 30 лет.

Свободный член в уравнении (1) описывает среднее многолетнее поле дрейфа льда (рис. 2), в котором выделяются две основные крупномас-



**Рис. 2.** Коллинеарная среднему дрейфу составляющая (*a*<sub>||</sub>) вектора ускорения. (*Рассчитано по формуле (3) по ежесуточным значениям дрейфа с 1979 по 2018 г. базы данных Polar Pathfinder*).

штабные структуры: Трансарктический дрейф, выносящий лед по направлению от Новосибирских островов через центральный приполюсный район Северного Ледовитого океана в пролив Фрама, и обширный антициклонический круговорот севернее Аляски с интенсификацией в южной периферии, переходящий в Трансарктический выносной поток. Схемы среднего многолетнего поля дрейфа для летнего и зимнего сезонов показаны на рис. 2–3.

Максимальные значения среднего дрейфа в зимний сезон отмечаются в проливе Фрама (10– 12 см/с), скорость в Трансарктическом дрейфе и северной части антициклонического круговорота достигает 2–4 см/с, в южной части антициклонической циркуляции льда в море Бофорта скорость среднего дрейфа составляет 4–6 см/с. Кроме того, в море Баффина отмечается вынос льда на юг со средней скоростью 5–8 см/с, средний вынос льда из Карского моря у северной оконечности Новой Земли достигает 3–4 см/с.

В летние месяцы в проливе Фрама средняя скорость дрейфа составляет 3–4 см/с, в Трансарктическом дрейфе не превышает 2 см/с. На южной периферии антициклонического круговорота в летние месяцы скорость дрейфа равна 2–3 см/с. В зимние месяцы ось Трансарктического дрейфа расположена на линии, соединяющей центральную часть моря Лаптевых и пролив Фрама, в то

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 3 2021

время как в летний сезон стрежень Трансарктического дрейфа смещается к северу, он ориентирован вдоль линии, соединяющей Новосибирские острова, полюс и далее идущей на юг вдоль Гринвичского меридиана. Центр антициклонического круговорота в течение зимнего сезона располагается в точке с координатами 78° с.ш., 155° з.д., а летом смещается на юг (75° с.ш., 144° з.д.) (рис. 2, 3).

Как видно из рис. 2, почти на всей акватории, занимаемой льдом, происходит увеличение средней скорости дрейфа. В зимний сезон максимальное ускорение в поле средних значений дрейфа отмечается на южной периферии антициклонического круговорота, дрейфа в море Бофорта и в проливе Фрама на широте 80° с.ш. (более 0.16 см/с/год). В море Баффина максимальное значение ускорения дрейфа (0.16 см/с/год) отмечается в локальной области с координатами 70° с.ш., 60° з.д. Северо-восточнее м. Желания (северная оконечность архипелага Новая Земля) величина ускорения достигает значения 0.14 см/с/год. Значение больше 0.10 см/с/год отмечается в 4-х перечисленных областях: пролив Фрама, аляскинский сектор антициклонического круговорота, море Бофорта и район Карского моря восточнее северной оконечности Новой Земли. В центральной и северной частях моря Лаптевых коллинеарная составляющая дрейфа



**Рис. 3.** Угловая скорость изменения направления среднего дрейфа β. (*Рассчитано по суточным значениям дрейфа с 1979 по 2018 г. базы данных Polar Pathfinder*).

вектора ускорения дрейфа составляет примерно 0.08 см/с/год. Ускорение в Трансарктическом дрейфе составляет 0.04–0.06 см/с/год.

Уменьшение скорости среднего дрейфа во времени (отрицательные значения коллинеарной составляющей вектора ускорения) отмечается локально в прибрежных районах Восточно-Сибирского, Чукотского морей (замедление скорости среднего дрейфа происходит со скоростью –0.02...–0.04 см/с/год). Кроме того, в центральной части антициклонического круговорота также наблюдается область (77°–78° с.ш., 152°–156° в.д.) уменьшения во времени скорости среднего дрейфа. Такая структура может объясняться смещением центра завихренности поля среднего дрейфа.

В летний гидрологический сезон конфигурация распределения зон с максимальными значениями коллинеарной составляющей вектора ускорения, в целом, сохраняется, но площади изменений одинакового диапазона существенно уменьшаются. Максимальные значения ускорения отмечаются в море Бофорта (0.10–0.12 см/с/год) и севернее пролива Фрама (0.06–0.08 см/с/год). Ускорение среднего дрейфа в Трансарктическом течении в летнем сезоне составляет 0.04 см/с/год. Угловая скорость изменения направления (рис. 3) менее 0.25°/год (изменение направления меньше 10° за 40 лет) отмечается в проливе Фрама и Трансарктическом дрейфе как в летнем, так и в зимнем сезонах. В летний сезон области, примыкающие к Канадскому архипелагу, имеют тенденцию к повороту векторов среднего дрейфа вправо, угловая скорость здесь превышает 1.25°/год. Зимой в окраинных морях сибирского шельфа отмечается тенденция изменения направления среднего дрейфа льда к основному стрежню Трансарктического дрейфа: в Карском море и море Лаптевых отмечается тенденция поворота среднего дрейфа вправо с угловой скоростью 0.25–0.55°/год, в Восточно-Сибирском море направление среднего дрейфа отклоняется влево с угловой скоростью -0.25...-1.25°/год.

Интересно отметить, что, как для летнего, так и для зимнего сезонов отмечается противоположное расположение областей с положительной и отрицательной угловой скоростью смены направления среднего дрейфа относительно центра антициклонического круговорота льда в море Бофорта. Зимой сектор с отрицательными значениями ортогональной составляющей расположен восточнее меридиана 155° з.д. Летом секторы антициклонического круговорота с противоположными значениями угловой скорости расположены симметрично относительно параллели 75° с.ш. – севернее расположены области с изменением угловой скорости направления среднего дрейфа по часовой стрелке, южнее – против. На наш взгляд, такое чередование локальных областей с проти-



**Рис. 4.** Коэффициент детерминации  $R^2$  линейного тренда. (*Рассчитано по среднегодовым значениям дрейфа с 1979 по 2018 г. базы Polar Pathfinder; заштрихованная область соответствует районам, где значения линейного тренда статистически незначимы*).

воположным знаком ортогональной составляющей вектора ускорения объясняется смещением центра круговорота. Траектория перемещения центра круговорота располагается на линии, разделяющей положительные и отрицательные значения угловой скорости, при этом, положительные значения угловой скорости остаются справа относительно траектории перемещения центра круговорота. То есть для зимнего сезона центр круговорота смещается с севера на юг. Для летнего сезона центр круговорота перемещается по параллели 75° с востока на запад.

90° в п

Зимя

90° 3

Как уже было отмечено выше, параметры тренда дрейфа ледяного покрова, рассчитанные по суточным данным, среднемесячным данным и среднегодовым данным, показывают идентичные результаты в закономерностях пространственной изменчивости. Однако коэффициент детерминации  $R^2$ , показывающий отношение дисперсии аппроксимирующий функции и общей дисперсии ряда, очевидно, должен зависеть от масштаба осреднения данных, т.е. от дискретности данных. Так значения  $R^2$  минимальны при анализе среднесуточных данных, так как общая дисперсия рядов складывается из межгодовой и внутригодовой изменчивости. На наш взгляд, наиболее информативен коэффициент детерминации R<sup>2</sup> линейного тренда, рассчитанного по среднегодовым

значениям, т.к. этом случае  $R^2$  можно представить в качестве оценки вклада линейного тренда в межгодовую изменчивость.

90° в.л.

Как видно из рис. 4, наибольший вклад линейный тренд вносит в межгодовую дисперсию дрейфа в следующих районах: Карское море (до 60%), область, расположенная севернее пролива Фрама (до 50%), море Баффина (до 60%) и акватория в аляскинской части круговорота моря Бофорта (60%). Для летнего сезона линейный тренд вносит наибольший вклад в межгодовую дисперсию севернее пролива Фрама (30%) и западной части антициклонического круговорота (40%).

Также на рис. 4 штриховкой показаны области, где в эллипс стандартной ошибки вектора ускорения попадает точка со значением 0 см/с/год по обеим координатным осям. Как видим, на большей части акватории Северного Ледовитого океана описанные выше параметры линейного тренда дрейфа статистически значимы.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенный в статье метод представления тренда векторных рядов позволяет оценивать увеличение или уменьшение скорости среднего вектора, а также определять угловые скорости изменения направления среднего вектора. На наш

0.2

0.1

0

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 3 2021

взгляд, такое представление тренда векторов более информативно, нежели визуальное сопоставление векторов ускорения  $\vec{a}$  и свободного члена  $\vec{b}$  или векторов  $\vec{V}_{t_0}$  и  $\vec{V}_{t_N}$ . Анализ полей предложенных характеристик тренда векторов также позволяет выявить скрытые особенности климатической изменчивости схемы среднего поля векторов. Также для тренда векторов в терминах векторной алгебры определены коэффициент детерминации и статистическая значимость, основанная на расчете характеристик эллипсов стандартной ошибки векторов ускорения  $\vec{a}$  и свободного члена  $\vec{b}$ .

Описанная методика может быть применена к любым векторным гидрометеорологическим процессам (ветер, течения, дрейф льда). В данной статье предложенные характеристики тренда векторов применены для анализа дрейфа ледяного покрова в Северном Ледовитом океане. Использовались суточные данные, охватывающие последние 40 лет (1978–2018 гг.), из базы данных Polar Pathfinder.

Результаты расчета коллинеарной составляющей ( $a_{\parallel}$ ) вектора ускорения подтверждают уже известные общие представления о климатической изменчивости дрейфа Арктики, полученные при анализе модулей векторов дрейфа: на большей части акватории отмечается увеличение средней скорости дрейфа как в летний, так и в зимний сезоны. В зимний сезон лишь в прибрежной части Чукотского и Восточно-Сибирского морей отмечается незначительное уменьшение скорости среднего дрейфа.

Поле значений угловой скорости (β) изменения направления вектора среднего дрейфа показывает, что в зимний гидрологический сезон в окраинных морях сибирского шельфа направление среднего дрейфа меняется по направлению к стрежню Трансарктического дрейфа: в Карском море и море Лаптевых отмечается тенденция к повороту векторов среднего дрейфа вправо, в Восточно-Сибирском море направления среднего дрейфа меняются влево. В области антициклонического круговорота моря Бофорта отмечается противоположное расположение положительных и отрицательных значений угловой скорости (β) изменения направления среднего дрейфа и ортогональной составляющей  $(a_{\perp})$  вектора ускорения (β и *a*<sub>1</sub> функционально связаны). *Такая структу*ра полей В и а свидетельствует о климатической тенденции смещения центра антициклонического круговорота дрейфа льда.

Коэффициент детерминации тренда векторов дрейфа, рассчитанный по среднегодовым значениям, говорит о вкладе дисперсии тренда в межгодовую изменчивость. *Полученные результаты*  свидетельствуют о том, что в зимний сезон линейная тенденция объясняет более половины дисперсии межгодовой изменчивости дрейфа в проливе Фрама, южном секторе антициклонического круговорота моря Бофорта, в Карском море и море Баффина.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Алексеев Г.В., Александров Е.И., Глок Н.И. и др. Эволюция площади морского ледового покрова Арктики в условиях современных изменений климата // Исслед. Земли из космоса. 2015. № 2. С. 5–19.
- 2. Артамонов Ю.В., Скрипалева Е.А., Федирко А.В. Региональные особенности климатической изменчивости поля температуры на поверхности Черного моря // Метеорология и гидрология. 2017. № 2. С. 56–66.
- 3. Артамонов Ю.В., Федирко А.В., Скрипалева Е.А. Климатическая изменчивость переносов в верхнем слое Антарктического циркумполярного течения по данным спутниковых и контактных измерений // Исслед. Земли из космоса. 2016. № 1–2. С. 76–89.
- Белоненко Т.В., Колдунов А.В. О трендах стерических колебаний уровня в северной Атлантике // Исслед. Земли из космоса. 2018. № 5. С. 31–40.
- 5. Белоненко Т.В., Федоров А.М., Башмачников И.Л., Фукс В.Р. Тренды интенсивности течений в Лабрадорском море и море Ирмингера по спутниковым альтиметрическим данным // Исслед. Земли из космоса. 2018. № 2. С. 3–12.
- Белышев А.П., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А. Вероятностный анализ морских течений. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 264 с.
- Боков В.Н., Бухановский А.В., Иванов Н.Е., Рожков В.А. Пространственно-временная изменчивость поля ветра в умеренных широтах Северного полушария // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37. № 2. С. 170–181.
- Волков В.А., Мушта А.В., Демчев Д.М. Закономерности изменения крупномасштабной структуры поля дрейфа морского льда в Северном Ледовитом океане (на основе спутниковых данных 1978–2017 гг.) // Докл. АН. 2019. Т. 488. № 4. С. 439–442.
- Гудкович З.М. Связь дрейфа льдов в Арктическом бассейне с ледовыми условиями в советских арктических морях // Труды океанографической комиссии АН СССР. 1961. Т. 11. С. 13–20.
- Иванов Н.Е., Лагун В.Е., Луценко Э.И. Особенности климатического режима станции Русская (западная Антарктида) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 3 (80). С. 48–71.
- Иванов Н.Е., Макштас А.П., Шутилин С.В., Гунн Р.М. Многолетняя изменчивость характеристик климата района гидрометеорологической обсерватории Тикси // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 1 (81). С. 24–41.
- Мельников В.А., Москаленко Л.В., Кузеванова Н.И. Ветровые циклы и климатические тренды Черного моря // Труды Государственного океанографического института. 2018. Вып. 219. С. 101–123.

том 61

- 13. Хохлова А.В., Тимофеев А.А. Многолетние изменения ветрового режима в свободной атмосфере над Европейской территорией России // Метеорология и гидрология. 2011. № 4. С. 21–33.
- Bo J., Yongliang W., Jie D. et al. Trends of sea surface wind energy over the South China Sea // J. Oceanol. Limnol. 2019. V. 37. Iss. 5. P. 1510–1522.
- Comiso J., Hall D. Climate trends in the Arctic as observed from space // WIREs Climate Change. 2014. V. 5. P. 389–409.
- 16. *Gui D., Pang X., Lei R. et al.* Changes in sea ice kinematics in the Arctic outflow region and their associations with Arctic Northeast Passage accessibility // Acta Oceanol. Sin. 2019. V. 38. № 8. P. 101–110.
- 17. Holland P., Kwok R. Wind-driven trends in Antarctic sea-ice drift // Nat. Geosci. 2012. V. 5. P. 872–875.
- Kay J., Holland M., Jahn A. Inter-annual to multidecadal Arctic sea ice extent trends in a warming world // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. L15708. https://doi.org/10.1029/2011GL048008
- Kwok R., Pang S., Kacimi S. Sea ice drift in the Southern Ocean: Regional patterns, variability, and trends // Elementa Science of the Anthropocene. 2017. V. 5. P. 32. https://doi.org/10.1525/elementa.226
- Kwok R., Spreen G., Pang S. Arctic sea ice circulation and drift speed: Decadal trends and ocean currents // J. Geophys. Res.: Oceans. 2013. V. 118. P. 1–18.

- Leyba I.M., Solman S.A., Saraceno M. Trends in sea surface temperature and air-sea heat fluxes over the South Atlantic Ocean // Clim. Dyn. 2019. V. 53. P. 4141-4153.
- Pryor S., Barthelmie R., Young D. et al. Wind speed trends over the contiguous United States // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. D14105. https://doi.org/10.1029/2008JD011416
- Spreen G., Kwok R., Menemenlis D. Trends in Arctic sea ice drift and role of wind forcing: 1992–2009 // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. L19501. https://doi.org/10.1029/2011GL048970
- Tschudi M., Meier W.N., Stewart J.S. et al. Polar Pathfinder Daily 25 km EASE-Grid Sea Ice Motion Vectors, Version 4. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. https://doi.org/10.5067/INAWUW07QH7B
- Ye Y., Shokr M., Heygster G., Spreen G. Improving Multiyear Sea Ice Concentration Estimates with Sea Ice Drift // Remote Sens. 2016. V. 8. D397. https://doi.org/10.3390/rs8050397
- Zehua Z., Haibo B., Ke S. et al. Arctic sea ice volume export through the Fram Strait from combined satellite and model data: 1979–2012 // Acta Oceanol. Sin. 2017. V. 36. Iss 1. P. 44–55.

## Linear Trends in the Sea Ice Drift Fields in the Arctic Ocean

M. A. Lipatov<sup>a, #</sup>, V. A. Volkov<sup>b</sup>, R. I. May<sup>a, c</sup>

<sup>a</sup>St. Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russian Federation <sup>b</sup>Nansen International Environmental and Remote Sensing Centre, Saint-Petersburg, Russian Federation <sup>c</sup>Arctic and Antarctic research institute, Saint Petersburg, Russian Federation <sup>#</sup>e-mail: m.a.lipatovv@gmail.com

Using the example of analysis of 40-year series of vector fields of ice drift in the Arctic Ocean, the features of calculating the parameters of the linear trend of vector processes are considered. The decomposition of acceleration vectors into orthogonal and collinear components relative to the mean vector makes it possible to estimate increase or decrease of average velocity, regularity of change of angular velocity of direction of the mean vector. The results of the analysis confirm the conclusion about the increase in the velocity modulus in the field of the average drift vector in most of the Arctic Ocean at the same time, seasonal and regional features of the angular speed variation in the field mean vector drift. It is noted that in the winter season, the linear trend explains more than half of the variance in annual drift variability in the Frama Strait, on the southern periphery of the anticyclonic gyre in the Beaufort Sea, in the Kara Sea and the Baffin Sea.

Keywords: ice drift, vector trend, Arctic Ocean