

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ

УДК 551.326.7(265.51)

ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ СОСТОЯНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА БЕРИНГОВА МОРЯ

Н.М. Вакульская<sup>1</sup>, В.В. Плотников<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт имени В.И. Ильичева ДВО РАН,  
630041, Владивосток, ул. Балтийская, 43, Россия; [vlad\\_plot@poi.dvo.ru](mailto:vlad_plot@poi.dvo.ru)

<sup>2</sup>Дальневосточный государственный технический рыбохозяйственный университет,  
690087, Владивосток, ул. Луговая, 52б, Россия

Приведены результаты анализа многолетнего однородного архива декадных наблюдений за состоянием ледяного покрова Берингова моря. Рассмотрена изменчивость основных параметров ледяного покрова. Показано существование тесной связи между считающимися независимыми характеристиками ледяного покрова (сплоченностью, толщиной и формой льда), а также приведены формы их зависимостей. Сделан вывод об избыточности ледовой информации, применяемой в настоящее время для описания состояния ледяного покрова Берингова моря.

*Состояние, ледяной покров, изменчивость, сплоченность льда, толщина льда, форма льда*

ESTIMATES OF PARAMETERS OF ICE COVER CONDITION IN THE BERING SEA

N.M. Vakulskaya<sup>1</sup>, V.V. Plotnikov<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS,  
690041, Vladivostok, Baltiskay str., 43, Russia; [vlad\\_plot@poi.dvo.ru](mailto:vlad_plot@poi.dvo.ru)

<sup>2</sup>Far Eastern State Technical Fisheries University,  
690087, Vladivostok, Lugovaya str., 52b, Russia

The results of the analysis of long-term homogeneous archive of decade observations of the Bering Sea ice are given. The variability of basic parameters of an ice cover is considered. The existence of correlation between the characteristics of ice cover (concentration, thickness and ice form) supposed to be independent is demonstrated, and the forms of their dependences are adduced. A conclusion about the redundancy of the recently used information on the description of the ice cover condition in the Bering Sea has been made.

*Condition, ice cover, variability, ice concentration, ice thickness, ice form*

ВВЕДЕНИЕ

Берингово море является важной транспортной артерией и богатейшей промысловой зоной. Однако наличие сезонного ледяного покрова во многом препятствует эффективному его освоению. Практически все виды хозяйственной деятельности, а также решение ряда задач гидрометеорологических исследований и прогнозов в регионе сильно зависят от знания ледовой обстановки и возможности ее прогнозирования. Последнее связано с тем, что ледяной покров, образующийся вследствие сложных механизмов взаимодействия атмосферы и океана, является определенным индикатором климатического состояния и экологического равновесия природной среды в регионе. Возрастающие требования более полного учета состояния льда при решении практических и научных задач диктуют необходимость последо-

вательного углубления знаний и детализации сведений о состоянии ледяного покрова моря.

Ледовые условия замерзающих морей отличаются значительным многообразием. К основным характеристикам, отражающим состояние ледяного покрова и наиболее часто используемым при анализе ледовых условий, относятся сплоченность, возраст (толщина льда), форма (размеры льдин). Детализирующими оценками считаются торосистость, заснеженность, а в весенний период – разрушенность льда. Однако достаточность и эффективность использования этих характеристик при описании ледовых условий до сих пор не оценивались. При этом получение эффективных оценок характера ледовых условий, их пространственно-временной изменчивости, а также осуществление ледовых прогнозов возможно только

при условии полноты и компактности описания состояния льда на исследуемой акватории.

## ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЕДОВОГО РЕЖИМА БЕРИНГОВА МОРЯ

### Особенности развития ледовых процессов в море

В Беринговом море продолжительность ледового периода в зависимости от суровости зимы и района моря может изменяться в широких пределах – от 80 до 252 дней в мягкие зимы, от 120 до 294 дней в умеренные и от 170 до 365 дней в суровые зимы.

Берингово море покрывается льдом лишь наполовину. В зимы с малым распространением льда максимум ледовитости может наступить в конце февраля и составить лишь 20 % от площади моря. Для суровых в ледовом отношении зим характерно смещение максимума ледовитости на первую половину апреля, когда она достигает 56 %. В зимы, близкие к нормальным, возможно существование двух максимумов ледовитости (в конце февраля или в первой половине апреля), достигающих 37 % от площади моря.

Первое раннее ледообразование в отдельных заливах может наблюдаться в середине сентября, но обычно оно начинается в конце октября в северных районах моря. В декабре и январе процессы ледообразования усиливаются и распространяются на юг вдоль берегов. В феврале–апреле ледяной покров достигает максимального развития; лед занимает всю северную половину моря и районы, прилегающие к восточному побережью Камчатки, вплоть до южной ее оконечности. Во второй половине апреля начинается очищение моря ото льда, в мае и первой половине июня кромка льда быстро смещается к северу. В июне–июле море обычно очищается ото льда, но в случае экстремальных ситуаций (очень суровые в ледовом отношении зимы) лед в море (западная половина Берингова пролива) может встречаться круглый год [Плотников, 2002; Плотников, Вакульская, 2012].

### Основные черты распределения сплоченности льда

Отдельные зоны максимальной сплоченности (до 10 баллов) первоначально формируются на севере моря. Начиная с декабря они постепенно распространяются к югу, особенно активно вдоль восточного побережья Азиатского материка. Во второй половине апреля зона сплоченных льдов начинает отступать к северу, и к середине мая практически по всему морю максимальная сплоченность не превышает 7–8 баллов. Значительные колебания сплоченности, в частности 10-балльной (до 20–30 %), отмечаются при прохождении глубоких циклонов. В отдельных районах наблюдает-

ся увеличение количества льда сплоченностью до 10 баллов в мае под воздействием дрейфа льда. Повторяемость разреженного льда сплоченностью 1–6 баллов весьма высока осенью и весной, а в зимний период может снизиться до нуля. Интересной особенностью многолетнего распределения зон различной сплоченности является их расположение, часто повторяющее конфигурацию берегов и рельефа дна. Кроме того, наблюдается определенная монотонность при переходе от зоны к зоне, т. е. в большинстве случаев зоны льда большей сплоченности сменяются зонами с несколько меньшей градацией сплоченности, за исключением прибрежных районов. Следует отметить также, что зона минимальной сплоченности (менее 1 балла) существует только в центральной части моря. В каждом районе Берингова моря можно отметить свои характерные особенности распределения сплоченности льда. Наиболее сложными в этом отношении являются районы Берингова пролива, Анадырского и Карагинского заливов. Им аналогичен район моря между о. Святого Лаврентия и заливом Нортона. Легкими по сплоченности льда районами являются залив Олюторский и центральный участок моря вблизи о. Святого Матвея [Плотников, 2002; Плотников, Вакульская, 2012].

### Основные черты распределения возрастных видов льда

Ранней осенью при ледообразовании появляются ледяные иглы, сало, шуга, темный нилас и блинчатый лед. Затем под влиянием низких температур начальные виды льда перерастают в стадию молодых. В различных районах процесс ледообразования имеет свои особенности. Например, в Анадырском заливе уже через неделю после ледообразования начальные виды переходят в серо-белый лед. Этому способствуют приливные явления, сток пресных вод и ветер восточных направлений. Залив Креста, так же как и Анадырский, глубоко вдается в материк. Но здесь уже господствует отжимный ветер, и время перехода начальных видов в преобладающий серо-белый лед в среднем составляет около месяца. Общим для всего моря является уменьшение до нуля повторяемости серого льда к концу апреля – началу мая. В отдельных районах моря уже в середине февраля молодые виды льда практически не встречаются. Наибольшая их повторяемость (от 75 до 100 %) отмечается только в начальный период ледообразования. Серо-белый лед имеет наибольшую повторяемость (до 30–45 %) в начале или середине зимы в зависимости от района. Максимальная повторяемость белого льда (до 80–100 %) наблюдается весной, когда начинается интенсивное вытравливание молодого льда. При заполнении образовавшихся полостей молодым льдом, а также при прохождении глубоких циклонов содержание белого льда может понизиться на 10–20 %.

В отличие от значительной широтной составляющей в распределении сплоченности, в распределении возрастных характеристик доминирует меридиональная направленность зон. Зоны максимальных возрастных видов приурочены к северо-восточным и северо-западным областям и вытянуты к югу. В начале декабря это отдельные участки серо-белого льда, а к концу месяца уже формируется обширная зона данного вида. Одновременно на севере начинают развиваться зоны белого льда, которые, постепенно увеличиваясь, спускаются к югу и уже в марте преобладают над другими возрастными видами льда. Зоны более легких возрастных характеристик в основном локализируются в южных областях. Тем не менее в течение всего ледового сезона подобная зона наблюдается также в виде языка, вытянутого к югу от Чукотского п-ова. Небольшая достаточно стационарная зона тяжелых льдов формируется в прибрежной полосе на севере п-ова Камчатка [Плотников, 2002].

#### Особенности распределения форм льда

В Беринговом море в течение холодного периода наблюдаются различные формы плавучего льда. Мелко- и крупнобитый лед преобладает повсеместно в начале ледообразования. В декабре начинается формирование полей льда, а с января и до конца ледового периода большая часть покрытой льдом поверхности моря заполнена большими полями и обломками полей. Встречаются и обширные поля. В прикромочной полосе в первой половине холодного периода преобладает мелкобитый лед, а позднее – крупнобитый. По повторяемости форм льда все северные районы моря имеют определенное сходство. Это связано с тем, что в начальный период ледообразования отмечаются лишь первичные виды льда, которые с течением времени (обычно во второй половине ноября) уступают место битым льдам, имеющим повторяемость до 50 %. Затем происходит резкое увеличение крупных форм льда (обломков полей, полей), повторяемость которых уже в начале декабря достигает 70–80 %. В середине зимы повторяемость наличия ледяных полей и их обломков увеличивается до 90–100 %, и только в конце апреля – начале мая отмечается ее уменьшение. Разрушение льда весной приводит к тому, что в июне преобладающими становятся битые льды. Для центральной части моря в декабре–январе характерно наличие битого льда, а затем (в феврале–апреле) ледяных полей повторяемостью до 60 %. В мае вновь происходит увеличение повторяемости битого льда до 60 %. Зоны битого льда обычно приурочены к прикромочной области, но в отдельные годы они могут распространяться на всю центральную часть моря [Плотников, 2002].

Изменчивость полей ледовых характеристик обладает ярко выраженным сезонным характером. В сезонной эволюции ледовых условий можно условно выделить три периода:

- 1) осенний период (октябрь–январь) – нарастание объемов льда;
- 2) зимний период (февраль–середина апреля) – стабилизация объемов льда;
- 3) весенний период (конец апреля–июль) – таяние льда.

Понимание процессов эволюции ледяного покрова в эти периоды особенно важно для глобальной оценки сезонного перераспределения льда в море.

Минимальная изменчивость ледовых условий приурочена к областям, где формирование ледяного покрова уже заканчивается и сплоченность достигает 9–10 баллов (в северных районах и закрытых заливах) или где оно еще только начинается и льда очень мало (менее 3 баллов). Эти зоны особенно интересны, так как в любой ситуации можно полагать существование в этих зонах определенных ледовых условий (ледовые параметры находятся в состоянии, близком к стационарному). Соответственно, для этих зон решена и проблема прогностического обеспечения, так как климатологический прогноз ледовых параметров в этих зонах с учетом того, что допустимая ошибка равна 1 баллу, будет иметь оправдываемость, близкую к 100 %.

Максимальная изменчивость сплоченности льда связана с областями 4–8-балльной сплоченности, где вклад динамического фактора (дрейф льда, взаимодействие между льдинами и т. д.) в перераспределение сплоченности максимальный. Поскольку в Беринговом море зона сплоченности 4–6 баллов крайне незначительна, область максимальной изменчивости приходится в основном на зоны, имеющие сплоченность 7–8 баллов.

Пространственно-временные распределения сплоченности, возраста и форм льда весьма сходны между собой. Подобное сходство обусловлено связью исследуемых характеристик, распределения которых складываются под воздействием одних и тех же факторов. Основные различия в оценках изменчивости (стандартных отклонений) сплоченности, возраста и форм льда выражаются в некотором смещении центров соответствующих изолиний. Эти различия связаны с тем, что поля форм льда преимущественно формируются под воздействием динамических причин, эволюция полей возраста льда определяется главным образом термическими факторами (поля сплоченности формируются под воздействием как динамических, так и термических факторов), и в зонах, где максимально меняется сплоченность, основные изменения форм льда уже произошли, а изменения возраста еще не достигли максимума.

Зона максимальной изменчивости сплоченности возраста и форм льда в первой половине ледового сезона направленно смещается с севера на юг, а во второй – поднимается обратно к северу. Если осенью зона наибольшей изменчивости сплоченности локализуется на севере моря, то зимой она вытягивается с юго-запада на северо-восток моря. Весной же, когда начинают превалировать процессы таяния и разрушения льда, эта зона, не меняя своей ориентации, смещается обратно к северу [Плотников, 2002].

**Исходные данные и методы их обработки**

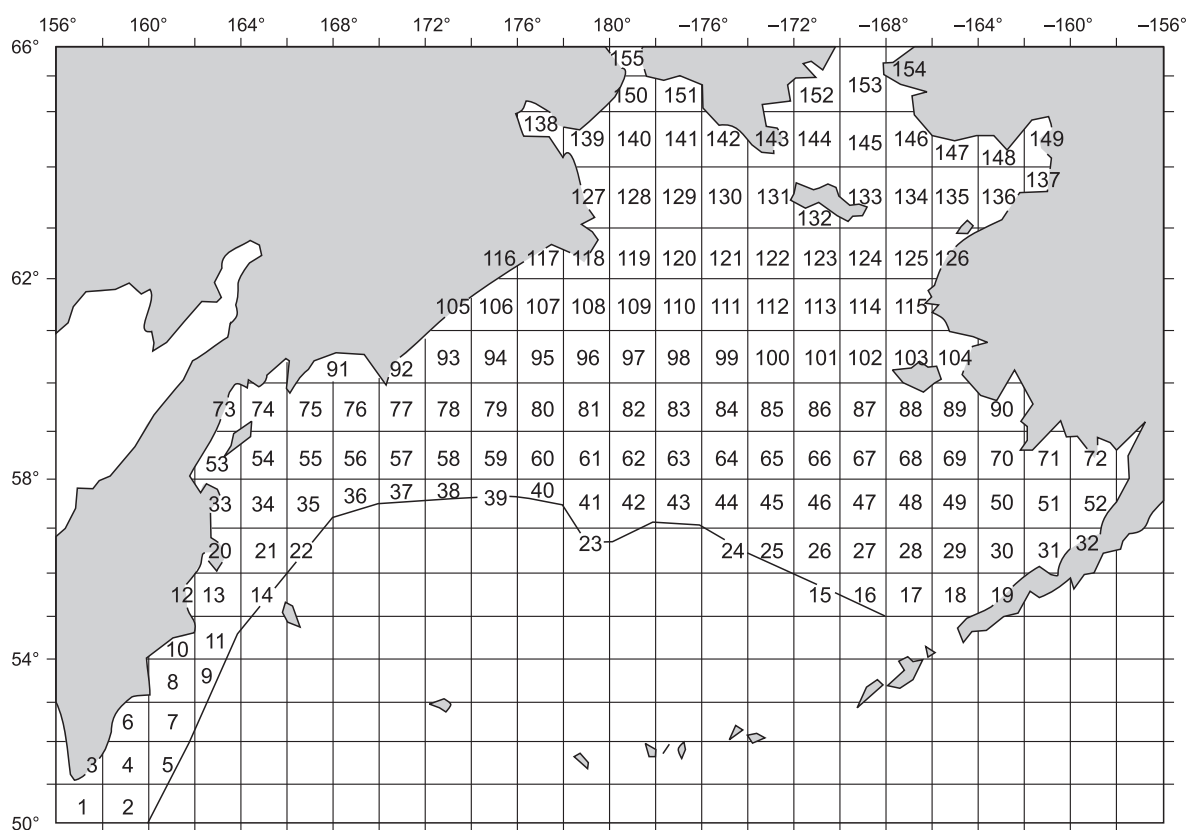
Исходной информацией при создании архива данных о ледовых условиях в Беринговом море послужили:

- карты ледовых авиаразведок (1960–1996 гг.);
- гидрометеорологические ежемесячники (ежегодники) по Дальневосточному региону;
- спутниковые снимки ледяного покрова моря, доступные с 1976 г.

Обычно в течение декады имелось несколько карт или снимков ледяного покрова. В дальнейшем полученные фрагменты ледовой обстановки, включая данные прибрежных наблюдений гидро-

метеостанций и постов, осреднялись для данной декады. Минимальная дискретность построения карт ледовой обстановки, охватывающих всю акваторию моря и представляющих практически непрерывный ряд в течение ледового периода, составила одну декаду. Более высокое временное разрешение, учитывая сложность получения ледовой информации (обширные акватории, наличие неблагоприятных погодных условий и т. д.), возможно только для отдельных локальных акваторий, причем в силу изложенных выше причин получаемые ряды данных будут заведомо неэквидистантны. По средним декадным картам ледовых условий оценивались значения различных ледовых характеристик.

Для численного представления полей ледовых характеристик акватория моря разбивалась на ряд сравнительно однородных районов (рис. 1). Использовались осредненные в рамках этих районов значения ледовых элементов (сплоченности, толщины и формы льда), отнесенных к центрам соответствующих районов. Степень детализации сведений о ледовых условиях в данном случае зависит непосредственно от размеров элементарных ячеек сетки, которыми покрывается акватория моря для снятия значений ледовых характеристик.



**Рис. 1. Расположение и нумерация районов Берингова моря для численного представления полей ледовых характеристик (ось абсцисс – долгота, ось ординат – широта).**

В прибрежных зонах, наиболее интересных с точки зрения их хозяйственного освоения, площади районов для снятия ледовых характеристик обычно уменьшались.

В результате для Берингова моря была сформирована информационная матрица размерностью  $N \times M \times P \times K$ , где  $N$  – количество лет ( $N = 52$ );  $M$  – количество декад ( $M = 21$ , с ноября по май);  $K$  – размерность пространственной сетки для задания параметров ( $K = 156$ );  $P$  – количество фиксируемых для данного моря ледовых параметров ( $P = 3$ ).

В каждом выделенном районе фиксировались значения общей сплоченности ледяного покрова  $S$  (выражается отношением занятой льдом площади к общей площади района акватории), его преобладающей толщины льда (возраста)  $h$  и преобладающего размера льдин (формы)  $F$ . Численные значения  $S$ ,  $h$  и  $F$  снимались непосредственно с ледовых карт в условных единицах (баллах). За начало отсчета был принят декабрь 1959 г., завершался архив сведениями за май 2012 г., т. е. период наблюдений составил 52 года. Именно для указанного периода имеется исчерпывающая и однородная статистическая выборка, характеризующая состояние ледяного покрова. Более ранние данные в связи с их исходной неполнотой и низким качеством наблюдений в выборку не включались.

В выборке, составленной на основе результатов регулярных авиаразведок, насчитывается 15 260 наблюдений. Следует отметить, что в 780 наблюдениях некоторая их часть была пропущена, а в 172 случаях пропущены все три параметра. Сведения о ледяном покрове, начиная с 1996 г. по настоящее время, основанные на спутниковых снимках (1071 снимок), регулярны. Для восстановления пропущенных значений и согласования различной информации использовались методы оптимизации, основанные на итерационных схемах расчета, хорошо зарекомендовавшие себя ранее [Четырбоцкий, 2005, 2007]. Вся используемая терминология и обозначения соответствуют “Международной символической для морских ледовых карт и номенклатуре морских льдов” [1984]. Расположение и нумерация узлов представлены на рис. 1.

Кроме того, в практике изучения ледяного покрова представление его количественных характеристик (сплоченность, возраст, форма льда) обычно выполняется в баллах [Международная символика..., 1984]. Однако для ряда теоретико-прикладных задач, в частности для параметрической идентификации математических моделей ледяного покрова, подобная ситуация затрудняет использование выборочных распределений измеренных таким образом показателей. Для устранения указанного препятствия была выполнена

оцифровка выборочных распределений параметров состояний.

### Оцифровка параметров состояния

Согласно [Pao, 1968], границы соответствующих диапазонов определяются фиксированными наборами чисел:

$$\left\{ S_i^{(T)} : S_i^{(T)} = i/10 \right\}_{i=0, \dots, 10}, \quad \left\{ h_i^{(T)} \right\}_{i=0, \dots, 6}, \quad \left\{ F_i^{(T)} \right\}_{i=0, \dots, 7}$$

и  $S_0^{(T)} = h_0^{(T)} = F_0^{(T)} = 0$ .

Вычисление элементарных статистик для  $d$ -й декады  $r$ -го района акватории следует выполнить на основании методики формирования исходных наблюдений: оцифрованное балльное значение каждого параметра в рамках его определенной градации (обозначено символом измеряемого параметра) есть равномерно распределенная случайная величина (СВ). Полагается статистическая состоятельность оценок и их непрерывность как функций случайных аргументов [Четырбоцкий, 2005]. Вследствие этого допускается линейризация оценок в окрестности математического ожидания (МО) аргументов. Тогда выборочное среднее и выборочная дисперсия некоторой функции  $X = \varphi(x_1, x_2, \dots, x_n)$  определяются соотношениями

$$\begin{aligned} \bar{X} &\approx \varphi(\bar{x}_1, \bar{x}_2, \dots, \bar{x}_n), \\ \sigma^2(X) &\approx (\partial\varphi/\partial x_k)^2 \sigma^2(x_k) + \\ &+ (\partial\varphi/\partial x_k)(\partial\varphi/\partial x_l) \text{cov}(x_k, x_l), \end{aligned}$$

где частные производные вычисляются в точке МО;  $\text{cov}(x_k, x_l)$  – выборочная ковариация между  $x_k$  и  $x_l$ , а  $l = (k + 1), \dots, n$ . Для удобства записей здесь и далее полагается суммирование по повторяющимся индексам, поэтому знак суммирования отсутствует. Когда СВ  $x_k$  является равномерно распределенной на полуинтервале  $(x_{k-1}^{(T)}, x_k^{(T)})$ , то, как известно, ее МО и дисперсия определяются выражениями

$$M(x_k) = (x_{k-1}^{(T)} + x_k^{(T)})/2, \quad D(x_k) = (x_k^{(T)} - x_{k-1}^{(T)})^2/12.$$

Для выборочной оценки средней многолетней сплоченности аргументами являются наборы  $\{S_i\}_{i=1, \dots, 10}$  и  $\{p_{dri}^{(S)}\}_{i=1, \dots, 10}$  частот встречаемости площади льда с  $i$ -м баллом сплоченности:

$$\bar{S}_{dr} \approx \bar{p}_{dri}^{(S)} M(S_i),$$

$$\sigma^2(S_{dr}) \approx M(S_i)M(S_j) \text{cov}(p_{dri}^{(S)}, p_{dri}^{(S)}) + \bar{p}_{dri}^{(S)2} D(S_i),$$

где  $\bar{p}_{dri}^{(S)}$  – выборочная оценка средней частоты встречаемости;  $\text{cov}(p_{dri}^{(S)}, p_{dri}^{(S)})$  – ковариация частот встречаемости сплоченности с  $i$ -м и  $j$ -м баллами сплоченности;  $j = i, \dots, 10$ . Действительно, СВ  $S_i$  ( $i = 1, \dots, 10$ ) не зависит от частоты ее встречае-

мости. Поэтому  $\text{cov}(p_{dri}^{(S)}, S_i) = 0$ . Согласно методике проведения наблюдений в отдельном  $Y$ -м году, площадь ледяного покрова  $r$ -го района акватории в  $d$ -й декаде принимает одно конкретное значение, т. е. частота встречаемости ледяного покрова с  $i$ -м баллом сплоченности  $p_{dri,Y}^{(S)}$  равна нулю (площадь покрова имеет отличный от  $i$  балл сплоченности) или  $1/N_Y$  ( $N_Y$  – продолжительность периода наблюдений). Следовательно,

$$\text{cov}(p_{dri}^{(S)}, p_{drj}^{(S)}) = (\delta_{ij} p_{dri,Y}^{(S)} p_{drj,Y}^{(S)} - N_Y \bar{p}_{dri}^{(S)} \bar{p}_{drj}^{(S)}) / (N_Y - 1),$$

где  $\delta_{ij}$  – символ Кронекера.

Представляется естественным найти среднюю многолетнюю толщину образования льда района для определенного периода времени (например, конкретной декады года):

$$h_{dr} = p_{drij}^{(Sh)} S_i h_j / S_{dr},$$

где  $p_{drij}^{(Sh)}$  – частота совместной встречаемости за этот период площади льда с  $i$ -м баллом сплоченности ( $i = 1, \dots, 10$ ) и  $j$ -м баллом толщины ( $j = 1, \dots, 6$ ), выборочная средняя которой  $\bar{p}_{drij}^{(Sh)}$  и выборочная дисперсия  $\sigma^2(p_{drij}^{(Sh)})$ . В этом случае учитываются выборочные оценки площади и объемов льда:

$$\bar{h}_{dr} \approx M(S_i) \bar{p}_{drij}^{(Sh)} M(h_j) / \bar{S}_{dr},$$

$$\sigma^2(h_{dr}) \approx \left[ b_{dri}^2 D(S_i) + w_{drj}^2 D(h_j) + g_{dri} g_{drk} c_{drik}^{(1)} + q_{drij} q_{drkl} c_{drijkl}^{(2)} + g_{dri} q_{drkl} c_{drik}^{(3)} \right] / \bar{S}_{dr}^2,$$

где

$$b_{dri} = \bar{p}_{drij}^{(Sh)} M(h_j) - \bar{h}_{dr} p_{dri}^{(S)}, \quad w_{drj} = \bar{p}_{drij}^{(Sh)} M(S_i),$$

$$g_{dri} = -\bar{h}_{dr} M(S_i), \quad q_{drij} = M(S_i) M(h_j),$$

$$c_{drik}^{(1)} = (\delta_{ik} p_{dri,Y}^{(S)} p_{drk,Y}^{(S)} - N_Y \bar{p}_{dri}^{(S)} \bar{p}_{drk}^{(S)}) / (N_Y - 1),$$

$$c_{drijkl}^{(2)} = (\delta_{ik} \delta_{jl} p_{drij,Y}^{(Sh)} p_{drkl,Y}^{(Sh)} - N_Y \bar{p}_{drij}^{(Sh)} \bar{p}_{drkl}^{(Sh)}) / (N_Y - 1),$$

$$c_{drik}^{(3)} = (\delta_{ik} \delta_{jl} p_{drij,Y}^{(Sh)} p_{drkl,Y}^{(Sh)} - N_Y \bar{p}_{dri}^{(S)} \bar{p}_{drkl}^{(Sh)}) / (N_Y - 1),$$

$$k = i, \dots, 10, \quad l = j, \dots, 6.$$

Для выборочной оценки среднего многолетнего преобладающего размера льдин аргументами являются набор  $\{F_i\}_{i=0, \dots, 7}$  и набор  $\{p_{dri}^{(F)}\}_{i=1, \dots, 10}$  соответствующих частот встречаемости:

$$\bar{F}_{dr} \approx \bar{p}_{dri}^{(F)} M(F_i),$$

$$\sigma^2(F_{dr}) \approx M(F_i) M(F_j) \text{cov}(p_{dri}^{(F)}, p_{drj}^{(F)}) + \bar{p}_{dri}^{(F)2} D(F_i),$$

где  $\bar{p}_{dri}^{(F)}$  – выборочная оценка средней частоты встречаемости;

$$\text{cov}(p_{dri}^{(F)}, p_{drj}^{(F)}) = (\delta_{ij} p_{dri,Y}^{(F)} p_{drj,Y}^{(F)} - N_Y \bar{p}_{dri}^{(F)} \bar{p}_{drj}^{(F)}) / (N_Y - 1).$$

Вследствие существенного превышения масштаба  $F$ ,  $S$  и  $h$  при анализе используется логарифмическая шкала измерений. Обоснованность подобных преобразований обусловлена тем, что для реальных ситуаций важен поиск зависимостей не только между исходными параметрами, но и между их некоторыми монотонными функциями.

## АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Эффективным способом изучения ледовых режимов моря является совместное рассмотрение распределений основных характеристик ледяного покрова моря. При этом для реальных ситуаций важен поиск зависимостей и между исходными параметрами, и между их функциями.

Анализ распределений сплоченности  $S$ , толщины  $h$  и преобладающего размера льдин  $F$  был выполнен на основе усредненных по годам наблюдений распределений этих характеристик.

Распределение сплоченности по акватории Берингова моря, так же как и для других морей Дальневосточного региона, имеет U-образную форму [Плотников, 2002; Четырбоцкий, 2005]. Первая мода соответствует льдам низкой сплоченности (осеннее формирование и весеннее разрушение покрова), вторая – льдам сплоченностью от 7 баллов и выше (зимний максимум развития ледяного покрова). Льды в зонах высокой сплоченности преимущественно представлены льдами крупных форм (поля, осколки полей) и значительной толщины (белый лед). Это преимущественно северные акватории моря.

Распределение толщин льда также соответствует бимодальному распределению [Плотников, 2002; Четырбоцкий, 2005], но менее выраженному, чем распределение сплоченности: первая мода соответствует льдам осеннего и началу зимнего этапов, а вторая – периоду максимального развития ледяного покрова и началу весеннего этапа. Это объясняется тем фактом, что при термическом разрушении покрова относительная скорость изменения его площадей существенно выше скорости изменения его толщин. Это видно на той части рис. 2, а, где низким значениям сплоченности соответствуют высокие значения толщины.

Распределение показателя размеров льдин  $\ln \bar{F}_{dr}$  в несколько сглаженном виде подобно распределению толщин льда, что неудивительно, так как выборочный коэффициент корреляции между  $\bar{h}_{dr}$  и  $\ln \bar{F}_{dr}$  оказался равным 0,91, т. е. при изменении толщин меняются и преобладающие размеры льдин.

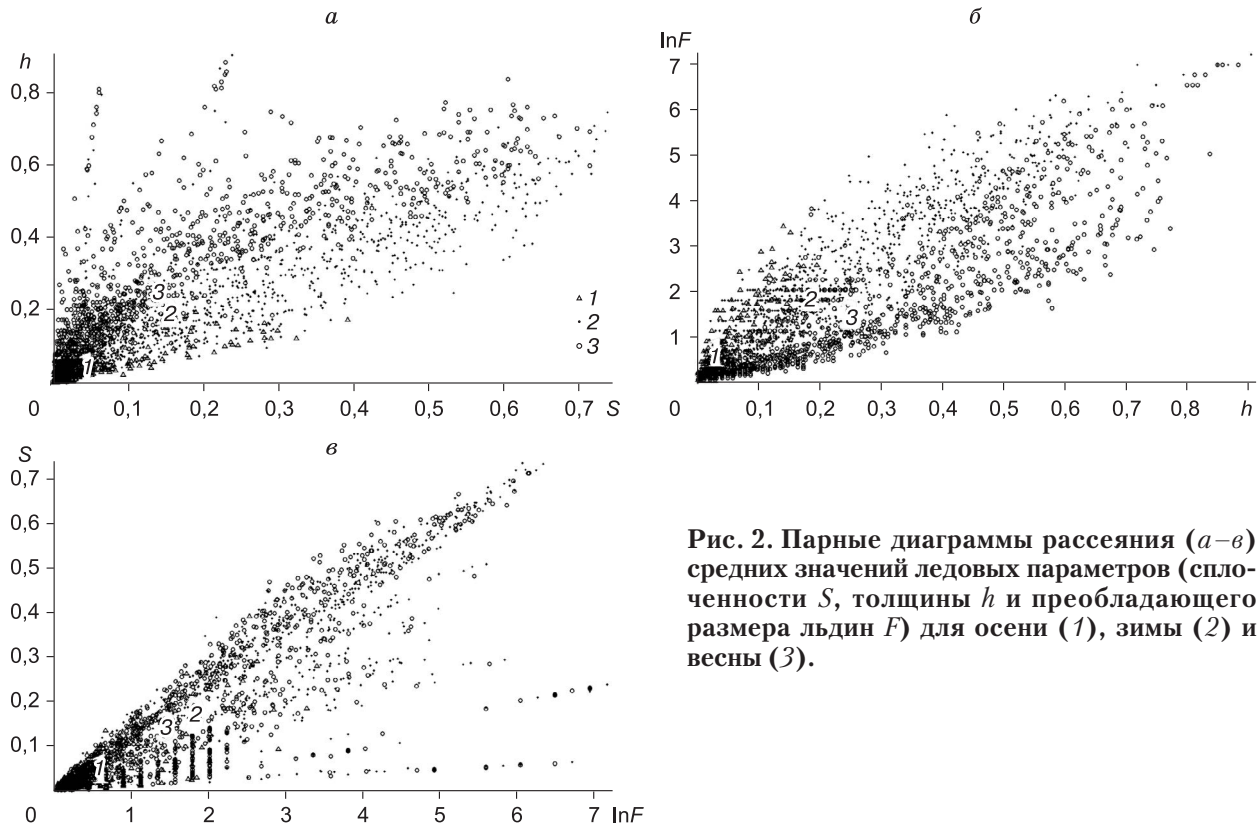


Рис. 2. Парные диаграммы рассеяния (*a–в*) средних значений ледовых параметров (сплощности  $S$ , толщины  $h$  и преобладающего размера льдин  $F$ ) для осени (1), зимы (2) и весны (3).

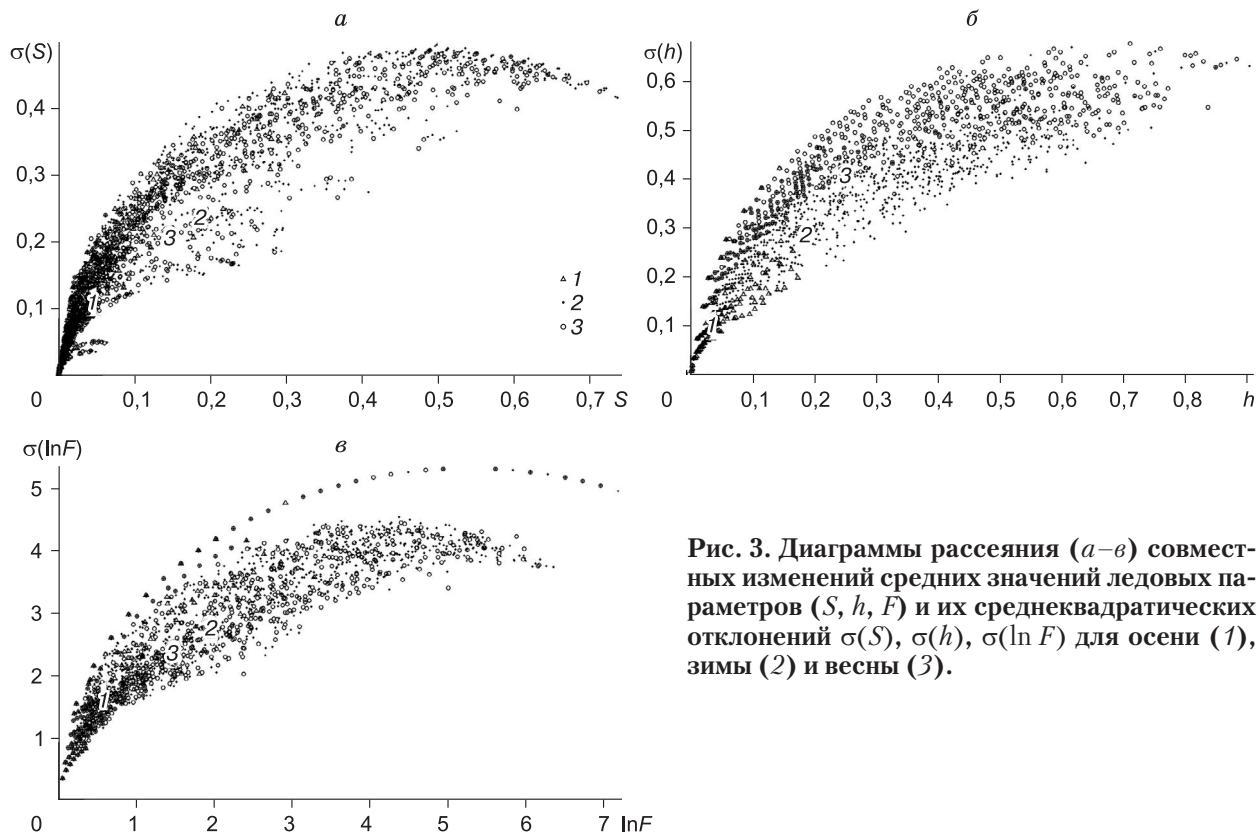


Рис. 3. Диаграммы рассеяния (*a–в*) совместных изменений средних значений ледовых параметров ( $S, h, F$ ) и их среднеквадратических отклонений  $\sigma(S), \sigma(h), \sigma(\ln F)$  для осени (1), зимы (2) и весны (3).

На рис. 2, 3 представлены парные диаграммы рассеяния ледовых характеристик, диаграммы рассеяния ледовых характеристик на плоскости математического ожидания и среднеквадратического отклонения (СКО). Символами отмечены наблюдения трех этапов эволюции ледяного покрова: осеннего, зимнего и весеннего. На рис. 2, 3 цифры указывают положения средних значений параметров для этих сезонов.

Проведенный статистический анализ парных диаграмм (см. рис. 2), диаграмм рассеяния ледовых характеристик и их среднеквадратических отклонений (см. рис. 3) показал следующее.

По мере роста значений ледовых характеристик имеет место монотонный рост их СКО, которые затем начинают убывать. В правой части конфигурации сосредоточены выборочные точки, соответствующие зимнему периоду эволюции. При завершении формирования ледяного покрова СКО сплоченности и форм льда падают. Кроме того, общее изменение сплоченности и размеров льдин за весь цикл эволюции в определенной степени удовлетворяет требованиям обратимого процесса, когда осенне-зимнее формирование покрова можно описать в терминах его весеннего разрушения, и наоборот (см. рис. 3, а, в).

При осеннем формировании ледяного покрова изменение  $\sigma(h_{dr})$  происходит почти линейно и при выходе на определенный уровень стабилизируется (см. рис. 3, б). В отличие от сплоченности здесь отсутствует период падения СКО для больших значений аргумента. Эта ситуация обусловлена непрерывным характером изменения толщины и неоднородной структурой покрова. Отличительной особенностью весеннего разрушения является снижение  $\sigma(h_{dr})$  при фактически неизменной толщине, а также при уменьшении толщины. Повышение температуры воздуха сопровождается таянием ледяного покрова как изнутри, так и снаружи. При этом рост свободной ото льда площади воды, отражательная способность которой существенно ниже, чем у поверхности льда, способствует интенсивному прогреву толщ воды. Поэтому первыми исчезают тонкие льды, а достаточно мощные ледяные массивы не претерпевают существенных изменений. Происходит уменьшение площади покрова и снижение его неоднородности  $\sigma(h_{dr})$ . Отличие осеннего и весеннего этапов обусловлено также различием физико-химических свойств морской воды. К моменту осеннего появления льда за счет процессов конвекции формируется верхний квазиоднородный слой. При этом воздействие ветра существенно увеличивает интенсивность перемешивания, поэтому начальная эволюция ледяного покрова протекает в достаточ-

но однородной среде. В отличие от этого весной разрушение покрова происходит в неоднородной среде.

Необходимо обратить внимание на низкую вариабельность сплоченности, толщины и преобладающего размера льдин, что соответствует достаточно узкой полосе изменения значений их СКО.

Парные распределения параметров представлены на рис. 2.

Расположение выборочных точек в случаях, приведенных на рис. 2, а, в, указывает на отсутствие значимых корреляций между  $\bar{S}_{dr}$  и  $\bar{h}_{dr}$ , между  $\bar{S}_{dr}$  и  $\ln \bar{F}_{dr}$ .

При формировании ледяного покрова изменения сплоченности и толщины следуют почти линейному закону. Для весны характерен широкий разброс сплоченности, особенно для толстых льдов ( $\bar{h}_{dr} \geq 0,3$ ) (см. рис. 2, а).

При низких значениях сплоченности отмечается разброс значений преобладающего размера льда во все периоды его эволюции (см. рис. 2, в).

Случай, представленный на рис. 2, б, указывает на взаимнооднозначное соответствие  $\bar{h}_{dr}$  и выраженного в логарифмическом масштабе значения  $\bar{F}_{dr}$  (коэффициент корреляции равен 0,91). Кроме того, тесная взаимосвязь между значениями толщин и формами (преобладающими размерами) льда характеризует избыточность исходной информации о состоянии ледяного покрова при использовании трех считающихся независимыми переменных: сплоченности, возраста, формы льда. Как показал проведенный анализ, для описания ледяного покрова, в частности Берингова моря, вполне достаточно сведений о распределении двух независимых переменных – сплоченности и возраста льда. Третью переменную (формы льда) можно оценить по уравнению линейной регрессии вида

$$\ln F = \beta_1 + \beta_2 h. \quad (1)$$

Согласно численным расчетам,  $\beta_1 = -(0,090 \pm 0,009)$  и  $\beta_2 = 8,167 \pm 0,037$  (стоящее после знака “±” число определяет 95%-й доверительный интервал параметра). Узкий доверительный интервал этих оценок и численное значение  $t$ -статистики Стьюдента ( $2,083 \cdot 10^5$ ) указывают на их значимость.

В практическом плане более полезным может оказаться использование альтернативной формы записи уравнения (1) в виде

$$F = C \exp(\beta_2 h), \quad (2)$$

где  $C = \exp(\beta_1)$  и, соответственно, равно 0,99.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выявлено взаимно однозначное соответствие значений толщины и преобладающего размера льда. Тесная взаимосвязь между ними характеризует избыточность исходной информации о состоянии ледяного покрова при использовании трех считающихся независимыми переменных: сплоченности, толщины, преобладающего размера льда. Для описания ледяного покрова Берингова моря вполне достаточно сведений о распределении двух переменных – сплоченности и возраста льда.

Полученные результаты имеют важное прикладное значение. В настоящее время основным источником сведений о состоянии ледяного покрова того или иного водоема является спутниковая информация. Тем не менее известно, что качество (разрешающая способность) такой информации пока далека от совершенства и существенно зависит от стоимости. В первую очередь это относится к определению преобладающих размеров льдин, являющихся важной не только режимной, но и навигационной характеристикой ледовых условий. Как правило, карты ледовой обстановки, построенные с помощью спутниковых снимков (к ним относятся карты, выставленные на сайте [[www.natice.noaa.gov/products/weekly\\_products.html](http://www.natice.noaa.gov/products/weekly_products.html)] и др.), не содержат сведений о распределении

форм льда. Используя выявленную в работе зависимость, можно достаточно эффективно восстановить пропущенную информацию. Подобная процедура позволит без особых затрат расширить возможности анализа состояния льда для научных и практических целей.

Авторы выражают глубокую благодарность д-ру физ.-мат. наук А.Н. Четырбоцкому за предоставленную модель эволюции ледяного покрова Берингова моря.

## Литература

**Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов** / Под общ. ред. Б.А. Крутских. Л., Гидрометеиздат, 1984, 56 с.

**Плотников В.В.** Изменчивость ледовых условий дальневосточных морей России и их прогноз / В.В. Плотников. Владивосток, Дальнаука, 2002, 200 с.

**Плотников В.В., Вакульская Н.М.** Изменчивость ледовых условий Берингова моря во второй половине XX–начале XXI века // Изв. ТИНРО. Владивосток, 2012, т. 170, с. 220–228.

**Рао С.Р.** Линейные статистические методы и их применения / С.Р. Рао. М., Наука, 1968, 547 с.

**Четырбоцкий А.Н.** Ледяной покров Японского моря. Анализ данных и моделирование / А.Н. Четырбоцкий, В.В. Плотников. Владивосток, Дальнаука, 2005, 146 с.

**Четырбоцкий А.Н.** Распределение толщин льда Японского моря // Криосфера Земли, 2007, т. XI, № 1, с. 37–44.

*Поступила в редакцию  
25 декабря 2012 г.*