

П-134Ма

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
—
ТРУДЫ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОЙ КОМИССИИ
Том VII

**МОРСКИЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ
ПРОГНОЗЫ И РАСЧЕТЫ**

Издательство Академии наук СССР
Москва—1960

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОЙ КОМИССИИ

Том VII

МОРСКИЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ
ПРОГНОЗЫ И РАСЧЕТЫ

1960 | п-28290
т.7 | Океанографическая
комиссия. Труды.

8-80

п-28290



Издательство Академии наук СССР
Москва—1960

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

Н. А. БЕЛИНСКИЙ

□ 28280
ЦЕНТРАЛЬНАЯ НАУЧНАЯ
БИБЛИОТЕКА
А. Н. Кавриковой ССР

И. М. Соскин

(Ленинградское отделение Государственного океанографического института)

МНОГОЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК БАЛТИЙСКОГО, БАРЕНЦЕВА И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ И СОЛНЕЧНАЯ АКТИВНОСТЬ

Двадцатые и начало тридцатых годов нынешнего века являются переломными в многолетнем ходе атмосферной циркуляции над атлантико-евразийским сектором северного полушария [10, 16]. Эти изменения носят не региональный, а более широкий характер. Как теперь установлено, крупные климатические изменения начались еще с конца XIX в. и охватили весь земной шар. Изменения атмосферной циркуляции над Европой вызвали существенные перемены гидрологических условий Каспийского, Баренцева и Балтийского морей.

Солнечная активность является основной причиной происшедших преобразований форм и интенсивности атмосферной циркуляции [4, 9, 10, 19]. Она представляет собой сложное циклическое явление. Помимо хорошо выраженного 11-летнего циклического колебания, солнечной активности присущи циклические колебания других периодов — и более коротких (например 5—6-летних), и более долгих, взаимно накладывающихся друг на друга.

Среди циклических колебаний более долгих периодов особо следует отметить почти вековую цикличность (80—90-летнюю) солнечной деятельности, обнаруженную М. С. Эйгенсоном [19]; он считал, что глубокие изменения климата в XX в., в частности потепление Арктики, являются следствием текущего векового цикла солнечной деятельности.

И. В. Максимов [12] объясняет вековые колебания ледовитости северной части Атлантического океана, континентальности климата Западной Европы, среднего уровня Каспийского моря и других гидрометеорологических явлений наложением двух циклических колебаний большого периода: 80-летнего, обусловленного вековыми изменениями солнечной активности, и 250-летнего, связанного с периодом изменения скорости вращения Земли.

Большой интерес представляют исследования А. А. Гирса [10] о связи между солнечной активностью и атмосферной циркуляцией. Эти исследования вносят существенное уточнение в закон «акцентации барического поля» Е. Е. Федорова и В. Ю. Визе. Сущность данного закона заключается в том, что увеличение солнечной деятельности приводит к обострению барического рельефа, в связи с чем возрастают барические градиенты и усиливается атмосферная циркуляция. На тип же циркуляции, по мнению этих авторов, солнечная активность не влияет.

В последующих исследованиях Л. А. Вительса [9] и Н. А. Белинского [4], рассматривавших ту же проблему взаимосвязи солнечной активности и атмосферной циркуляции на материале цикло-антициклонической деятельности, содержатся очень важные результаты, вновь подтверждающие влияние солнечной деятельности на интенсивность атмосферной циркуляции.

Согласно исследованиям А. А. Гирса [10], а затем Н. И. Тябина [16] солнечная деятельность определяет не только интенсивность, но и тип атмосферной циркуляции, который зависит от векового хода солнечной деятельности. Так, например, из указанной работы А. А. Гирса, оперировавшего индексами атмосферной циркуляции Г. Я. Вангенгейма [6], следует, что в периоды ослабления солнечной активности в атмосфере

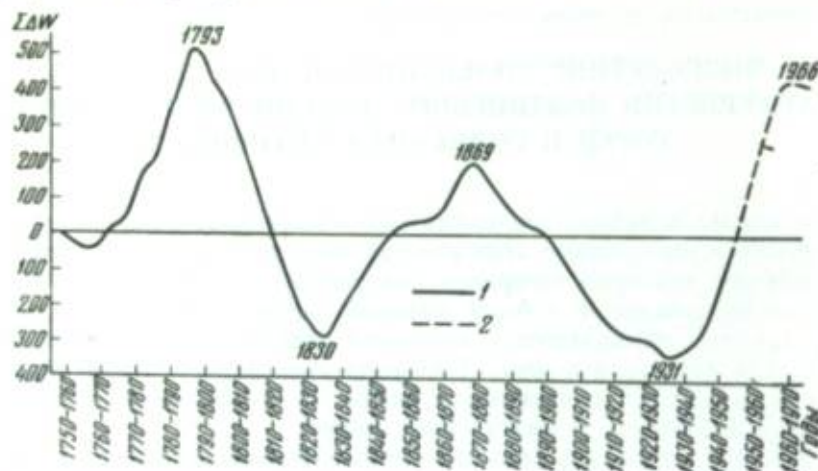


Рис. 1. Интегральная кривая годовых отклонений от нормы (осредненных по скользящим одиннадцатилетиям) чисел Вольфа W
1 — наблюдаемая; 2 — прогнозируемая.

аномально развиваются процессы западного типа циркуляции, а в периоды усиления солнечной активности аномально развиты процессы восточного и меридионального типов атмосферной циркуляции. Данная связь имеет большое прогностическое значение не только для сверхдолгосрочных прогнозов атмосферной циркуляции, но и для гидрологических прогнозов, ибо знак аномалии в колебаниях гидрологических элементов (температуры воды, ледовитости и др.) зависит от типа циркуляции.

Вековые колебания солнечной активности, играющей большую гелиогеофизическую роль, представлены на рис. 1.

При построении графика для характеристики солнечной активности были использованы годовые отклонения от нормы чисел Вольфа W . Достаточно надежные данные по этим показателям, осредненные по скользящим одиннадцатилетиям, имеются с 1749 г. Это значит, что после того как были определены ежегодные значения отклонений от нормы, по ним далее вычислялись скользящие средние по одиннадцатилетиям, а затем уже, на основе этих данных, устанавливались интегральные суммы и строилась интегральная кривая.

Осреднение по скользящим одиннадцатилетиям произведено с целью исключить влияние одиннадцатилетнего цикла солнечной деятельности и получить вековой ход чисел Вольфа в более или менее чистом виде. Изображение в виде интегральной кривой удобно потому, что она вы-

ражает генеральную тенденцию в развитии процесса для длительного времени. Характер тенденции определяется направлением кривой. Если последняя направлена вниз или вверх, то это указывает на аномальное развитие процесса в соответствующие периоды. В первом случае эта аномалия выражает ослабление, а во втором — усиление процесса по сравнению с нормой; горизонтальный ход кривой отражает его нормальную интенсивность. Интегральная кривая W построена для периода с 1749 по 1956 г. и продолжена (прерывистая линия) до 1975 г.; для этого использованы данные долгосрочного прогноза солнечной активности, составленного в отделе физики Солнца Пулковской астрономической обсерватории.

Вековая цикличность солнечной активности выражена весьма отчетливо. За рассматриваемый период отмечены два полных вековых цикла со средним периодом, равным 77 годам. Цифры у максимумов кривой соответствуют среднему году, к которому они относятся (см. рис. 1).

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Многолетние колебания температуры и солености воды Балтийского моря, а также водообмена через датские проливы [14, 15] значительны и имеют циклический характер. Период, охватывающий примерно последнюю четверть века, характерен прежде всего общим повышением солености моря и температуры воды (глубинных слоев), а также значительными изменениями водообмена через датские проливы, обусловившими существенные перемены и в биологии моря; это, в частности, способствовало заметному росту улова некоторых видов рыб. В связи с перспективным планированием развития рыбного промысла на Балтике важно знать, является ли указанная тенденция длительной, или же в ближайшие годы можно ожидать окончания текущего цикла состояния моря, начавшегося в 30-х годах.

В 20-е годы настоящего столетия соленость вод в центральной части моря и в Финском заливе понижалась, но в начале 30-х годов наступил длительный цикл общего повышения солености моря. Некоторую количественную характеристику этого процесса дает следующая таблица:

Изменение солености Балтийского моря

Р а й о н	Г о д ы	Соленость S.‰
Северное побережье Финского залива (от Седершера до Бенгтшера)	1930	5,38
	1953	6,72
Готландская впадина (слой — 150—225 м)	1933	11,37
	1953	13,32
Борнхольмская впадина (горизонт — 90 м)	1930	14,90
	1953	19,09

Для того чтобы определить основные причины наступившего в начале 30-х годов цикла общего увеличения солености Балтийского моря, необходимо рассмотреть многолетние колебания водообмена через датские проливы [15]. С конца 20-х годов началось неуклонное уменьшение стока вод из Балтики. В 30-х годах происходило также снижение другой



Рис. 2. Интегральные кривые годовых отклонений от нормы числа дней с западной формой циркуляции J и количества глубоких циклонов J над Европой (4-й район синоптического каталога)

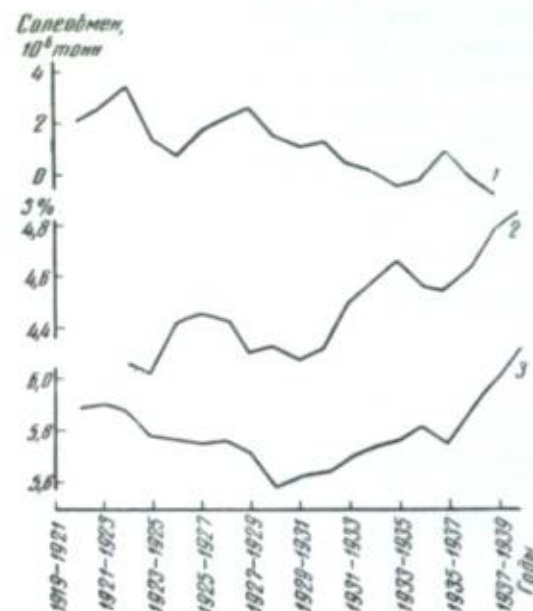


Рис. 3. Многолетние колебания солеобмена через датские проливы и солёности Финского залива
1 — величина солеобмена в миллионах тонн; 2 — солёность воды у Таммё (слой — 10—20 м); 3 — солёность воды Финского залива (слой — 0—30 м).

проливы не могла не оказать влияния на море в рассматриваемый период, на что

составляющей водообмена — притока вод в Балтийское море, однако это уменьшение было менее сильным по сравнению с ослаблением стока вод из моря. Такой ход двух составляющих обусловил уменьшение результирующего водообмена через проливы.

Непосредственной причиной ослабления стока из Балтийского моря в 30-х годах является снижение речного стока, которое привело к понижению уровня моря и уменьшению разности между уровнями Балтийского и Северного морей. Уменьшение речного стока в бассейне Балтийского моря в 30-е годы в свою очередь было обусловлено значительными изменениями в характере атмосферной циркуляции — ослаблением циклонической деятельности и усилением антициклонического режима на территории Европы.

Наглядную характеристику происшедших изменений в формах атмосферной циркуляции в Европе в рассматриваемый период времени дает рис. 2. На нем изображена интегральная кривая отклонений от нормы индекса циркуляции по Вангенгейму, выражающего повторяемость числа дней с формами западного переноса. С 30-х годов кривая резко и неуклонно понижается, что указывает на общее ослабление циклонической деятельности в Европе. Таким образом, водообмен и солеобмен через проливы связаны с интенсивностью и характером атмосферной циркуляции над Европой.

Установленная выше особенность в ходе водообмена и солеобмена через датские солевой режим Балтийского также указывает К. Виртки

[21]. Для того чтобы получить представление об этой связи, на рис. 3 совмещены графики скользящих по трехлетним среднегодовых величин солеобмена через проливы и солёности воды в Финском заливе. Графики показывают, что уменьшению солеобмена через датские проливы в 30-х годах отвечает общее повышение солёности Финского залива, а следовательно, и Балтийского моря.

Ввиду того что водообмен и солеобмен через датские проливы связаны с атмосферной циркуляцией, повышение солёности Балтийского моря было обусловлено в конечном счете усилением антициклонической деятельности над Европой; это привело к уменьшению материкового стока и разности уровня между Балтийским и Северным морями, что в свою очередь вызвало понижение водообмена и солеобмена вод через датские проливы. Понижение солеобмена означает ослабление интенсивности выноса солей из моря, их накопление в нем и — как результат всего процесса — осолонение моря.

Общий уровень солёности Балтийского моря также определяется прямым и косвенным воздействием материкового стока, которое выражается в большей или меньшей степени опреснения вод моря в связи с довольно большими многолетними колебаниями речного стока. После 1930 г., вследствие сильного уменьшения речного стока, происходило существенное ослабление его опресняющего действия, что также способствовало повышению солёности моря [14, 21].

Результатом развития антициклонической деятельности в 30-х и последующих годах явилось также увеличение интенсивности глубинного компенсационного течения в Каттегате и датских проливах, питающих Балтийское море водой высокой солёности. Общая связь между глубинным течением и типом атмосферной циркуляции была наглядно показана Р. Кендлером [20]. Именно при антициклоническом режиме, которому обычно соответствует слабая ветровая деятельность, происходит наибольшее развитие глубинного компенсационного течения в проливах между Балтийским и Северным морями.

Косвенным показателем увеличения интенсивности глубинного компенсационного течения служит общее повышение солёности в придонном слое на пороге Дарсера [14, 20] с 1927—1929 г. Рассматривая многолетние колебания солёности в этом слое, можно видеть, что 1927—1929 гг. являются переломными. С этого времени началось общее повышение солёности в придонном слое на пороге Дарсера, что указывает на увеличение интенсивности глубинного компенсационного течения.

Таким образом, глубинное течение также способствовало повышению солёности моря после 1930 г., но этот фактор имеет меньшее значение, чем солеобмен и материковый сток. Такое заключение может быть обосновано тем, что площадь сечения глубинного течения при переходе через порог Дарсера составляет не более 0,09 км² и скорость его невелика.

Резюмируя сказанное, можно считать, что происшедшее после 1930 г. общее осолонение моря обязано своим развитием следующим факторам: ослаблению водообмена и солеобмена через датские проливы, уменьшению материкового стока в бассейне Балтийского моря и увеличению интенсивности глубинного течения в Каттегате и датских проливах. Существенно, что все 3 фактора сопряжены между собой, однозначны по своему влиянию на солевой режим моря и являются следствием длительного развития антициклонической деятельности над Европой, начавшегося в конце 20-х — начале 30-х годов.

В эти годы в ту же сторону действовал еще один мощный фактор: на фоне общего ослабления водообмена сравнительно чаще повторялись

случаев весьма сильного притока в Балтийское море более соленых каттегатских вод, происшедшего под влиянием штормовых ветров западного направления. На основании исследований многолетних колебаний солености в основных впадинах Балтийского моря [14] было выяснено, что мощные притоки каттегатских вод происходили в 1934, 1938, 1948 и 1952 гг. Сравнительная равномерность и не столь редкое повторение весьма

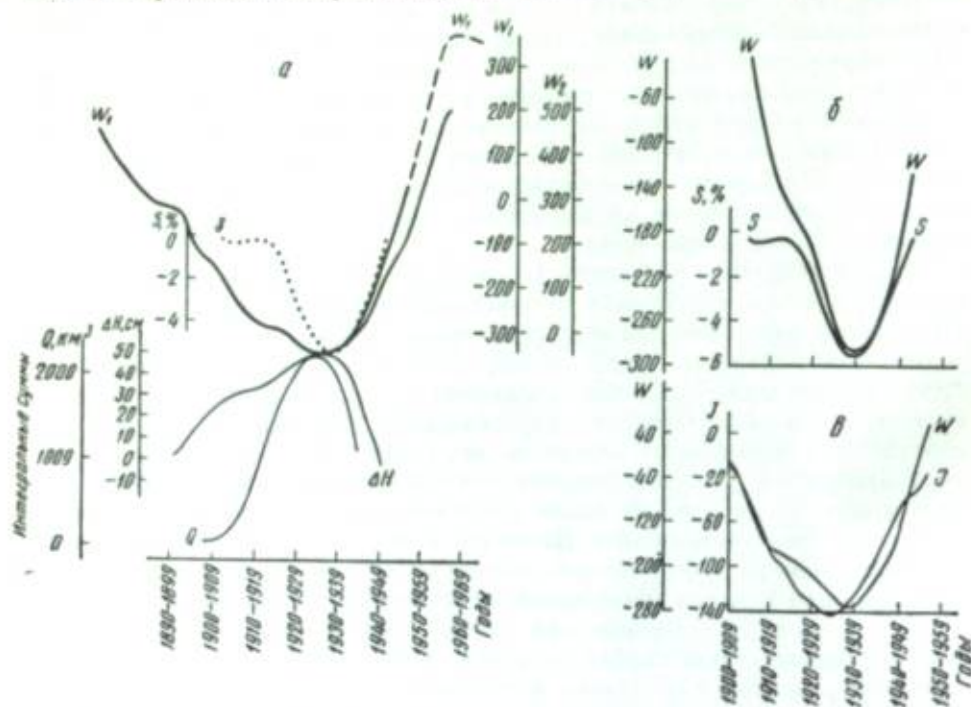


Рис. 4. Интегральные кривые годовых отклонений от нормы (осредненных по скользящим десятилетиям) чисел Вольфа W , солености S у Хельсинки, величин разности уровня ΔH между Балтийским морем (Ханко) и Каттегатом (Варбург), водообмена через датские проливы Q и количества глубоких циклонов над Европой J

сильных притоков соленых вод, видимо, связаны с увеличением повторяемости глубоких циклонов над Европой, а следовательно, и штормовых ветров, влияющих на водообмен через проливы [15], — на фоне общего ослабления циклонической деятельности.

Рост числа глубоких циклонов при ослаблении циклонической деятельности после 30-х годов иллюстрируется графиком на рис. 4, в. График построен по данным Л. А. Вительса и представляет собой интегральную кривую годовых отклонений от нормы количества глубоких циклонов (давление в центре 990 мб и ниже) над Европой севернее параллели 55° (4-й район синоптического каталога Вительса). Кривая построена за период 1900—1956 гг.

Одновременно с изменением солености и водообмена произошли также существенные колебания температуры воды Балтийского моря. В поверхностном слое с конца 20-х и почти до конца 30-х годов наблюдалось общее повышение температуры воды, которое находилось в полном соответствии с общим ростом температуры воздуха. В глубинных слоях моря тенденция роста температуры воды заняла более длительный промежуток времени и наблюдалась еще в начале 50-х годов, т. е. в то же время, когда увеличилась соленость вод в этих слоях.

Потепление вод глубинных слоев также объясняется относительно более частым повторением сильных притоков каттегатских вод в Балтийское море на фоне общего ослабления водообмена через проливы.

Из сказанного видно, что многолетние колебания солености и температуры воды (глубинных слоев) Балтийского моря и, в частности, наметившаяся тенденция их роста за последнюю четверть века тесно связаны с многолетними колебаниями водообмена через датские проливы и материкового стока, а в более широком аспекте — с крупными и длительными процессами атмосферной циркуляции над Европой.

Согласно последним исследованиям А. А. Гирса длительные аномалии в развитии разных типов атмосферной циркуляции по Вангенгейму являются результатом векового хода солнечной активности; значит, существует связь между многолетними колебаниями гидрологического режима Балтики и вековым ходом солнечной активности. Это предположение было проверено сопоставлением интегральных кривых отклонений от нормы чисел Вольфа с аналогичными кривыми некоторых гидрологических элементов Балтийского моря. На рис. 4, а представлены интегральные кривые следующих элементов: чисел Вольфа W , солености S по данным поверхностных наблюдений у Хельсинки, водообмена Q через датские проливы и разности между высотами уровня ΔH Балтийского моря (Ханко) и Каттегата (Варбург).

Интегральные кривые W_1 и W_2 относятся соответственно к текущему вековому циклу (1870—1956 гг.) и к первому вековому циклу (1849—1883 гг.) и взяты из общей интегральной кривой, построенной для всего периода наблюдений над солнечными пятнами (1749—1956 гг.). Хотя обе кривые принадлежат к разным вековым циклам, их объединяет однотипность восходящих ветвей, а также то, что они относятся к весьма высоким вековым максимумам солнечной деятельности. Указанные кривые совмещены на рис. 4, а так, что их минимумы совпадают.

Интегральная кривая солености S построена почти для 50-летнего периода (с 1905 по 1952 г.). Для интегральной кривой водообмена Q использован ряд с 1898 по 1944 г., а для кривой ΔH — с 1891 г. по 1949 г.

На рис. 4, б отдельно совмещены интегральные кривые W и S для одинакового периода времени. Естественно, что в этом случае общая картина связи этих элементов будет более верной, так как точнее учтены условия сравнимости.

Сопоставление на рис. 4, а четырех интегральных кривых для разных гидрологических элементов привело к весьма интересным результатам. В период векового ослабления солнечной активности (спад интегральной кривой) разность между высотами уровня Балтийского моря и Каттегата (падение уровня) выше обычного. Такую же тенденцию имеет и водообмен. Что касается солености моря, то, в отличие от первых двух гидрологических элементов, в течение этой части векового цикла хорошо выражена тенденция общего уменьшения ее величины, т. е. опреснения моря. В период усиления солнечной деятельности картина аномального состояния уровня, водообмена и солености моря принимает прямо противоположный характер. Это указывает на тенденцию к увеличению солености, т. е. к осолонению моря.

Таким образом, при помощи интегральных кривых наглядно показаны взаимная сопряженность и связь многолетних колебаний разности уровня между Балтийским морем и Каттегатом ΔH , водообмена через датские проливы Q и солености Балтийского моря S . Следует, однако, отметить, что полученная связь осуществляется через атмосферную

циркуляцию, которая является в ней промежуточным звеном. В свете изложенного схему взаимодействия разных факторов можно представить следующим образом. Вековой ход солнечной активности определяет длительные аномалии в развитии форм атмосферной циркуляции над Европой, которые в свою очередь оказывают влияние на гидрологические условия Балтийского моря.

Установленная общая связь в вековом ходе интегральных кривых солнечной активности и ряда взаимосвязанных гидрологических элементов Балтийского моря позволяет сделать достаточно обоснованное предположение о вероятной тенденции в развитии гидрологических условий Балтийского моря на много лет вперед.

Текущий вековой цикл солнечной деятельности характеризуется, как видно на рис. 4, а, той ветвью интегральной кривой W , которая направлена вверх. Иначе говоря, нынешний период векового цикла отличается усиленной — по сравнению с нормой — солнечной активностью. По долгосрочному прогнозу аналогичная тенденция в солнечной деятельности будет продолжаться примерно до начала 60-х годов.

Исходя из этого, а также из идентичности в вековом ходе интегральных кривых солнечной активности и поверхностной солёности Балтийского моря, следует рассчитывать, что цикл общего повышения солёности Балтийского моря, начавшийся четверть века тому назад, вероятно, закончится в начале 60-х годов. К этому времени величина солёности моря должна быть около нормы.

Необходимо отметить, что сделанное предсказание о вероятном многолетнем развитии солёности поверхностного слоя Балтики учитывает влияние таких факторов, как результирующий водообмен через датские проливы, материковый сток и интенсивность глубинного компенсационного течения. Но, наряду с ними, весьма существенные многолетние изменения солёности моря и температуры его глубинных слоев происходят, как отмечалось ранее, в случаях мощных притоков более солёных каттегатских вод.

Для того чтобы получить некоторое представление о будущей тенденции в развитии этого фактора, необходимо рассмотреть вопрос о связи между солнечной активностью W и повторяемостью глубоких циклонов над Европой J , поскольку этим определяются вероятность мощных притоков вод через датские проливы и, следовательно, роль данного фактора в изменении гидрологических условий Балтийского моря.

Характер связи между двумя указанными индексами показан на рис. 4, в, где совмещены графики интегральных кривых годовых отклонений от нормы чисел глубоких циклонов над Европой (севернее параллели 55°) и чисел Вольфа. Построение их ничем не отличается от аналогичных кривых на рис. 4, а. По времени кривые относятся к периоду 1900—1956 гг. Довольно близкое сходство в ходе интегральных кривых W и J указывает на то, что в период векового ослабления солнечной активности следует ожидать уменьшения повторяемости (относительно нормы) глубоких циклонов в рассматриваемом районе, а в период векового усиления солнечной активности — увеличения этой повторяемости.

Настоящий вывод соответствует результатам, полученным ранее Л. А. Вительсом [9], подробно исследовавшим связь между солнечной активностью и интенсивностью атмосферной циркуляции в отдельных, частных районах и во всем европейском естественном синоптическом районе.

Итак, между W и J существует однозначная связь; кроме того, известен сверхдолгосрочный прогноз W , который представлен на рис. 4, а

прерывистой линией, являющейся продолжением интегральной кривой солнечной активности, ее восходящей ветви текущего векового цикла.

Очевидно, что интегральная кривая J и в дальнейшем, примерно до начала 60-х годов, должна следовать вверх, т. е. повторяемость глубоких циклонов над Европой до указанного времени, вероятно, будет выше нормы. С таким предположением связан вероятный характер повторяемости мощных притоков каттегатских вод, поэтому возможное влияние последнего фактора на гидрологические условия Балтики, т. е. на ее солёность и температуру глубинных слоев, должно выразиться в сохранении на ближайшие годы существующей аномалии в их значениях. Таким образом, действие данного фактора в дальнейшем совпадает по направлению с действием факторов, определяемых результирующим водообменом, материковым стоком и интенсивностью глубинного течения; это дает основание оставить без изменения изложенный выше долгосрочный прогноз солёности Балтийского моря.

ЛЕДОВИТОСТЬ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Одним из исследователей связи ледовитости Баренцева моря с солнечной активностью был В. Ю. Визе [8]. Показав наличие такой связи, он вместе с тем установил, что знак ее непостоянен. Так, с 1896 по 1912 г. связь была обратной, с 1913 до 1935 г. — прямой, а затем снова произошла перемена знака связи. По мнению В. Ю. Визе, «явление непостоянства знака связи между числом солнечных пятен и гидрометеорологических элементами в умеренных и высоких широтах можно объяснить тем, что колебания солнечной деятельности влияют на интенсивность атмосферной циркуляции, но не на ее тип», иначе говоря, — законом акцентации барического поля. Но в понимание данного закона в настоящее время необходимо внести существенную поправку относительно характера связи между солнечной деятельностью и типами атмосферной циркуляции.

В дальнейшем при рассмотрении вопроса были приняты как исходные следующие положения: 1) существует очевидная связь между вековым ходом солнечной активности и типом атмосферной циркуляции и 2) ледовитость Баренцева моря и ее длительные изменения зависят от барического режима [7] или, точнее, от типа атмосферной циркуляции. Эти два положения в совокупности приводят к логическому заключению, что в конечном счете причиной вековых колебаний ледовитости Баренцева моря являются вековые колебания солнечной активности.

Для того чтобы проверить указанное предположение, следует сопоставить вековой ход солнечной активности и ледовитости Баренцева моря. Такое сопоставление сделано при помощи интегральных кривых, дающих, благодаря методу их построения по скользящим средним одиннадцатилетним величинам, вековые характеристики сравниваемых элементов. Интегральные кривые средней ледовитости в мае — июне $S_{a(V-VI)}$ и средней величины солнечной активности в ноябре — марте W_{XI-III} изображены на рис. 5 (сплошные кривые). Числа Вольфа за ноябрь и декабрь относятся к предыдущему году. Для характеристики ледовитости S_a принята величина площади, занятой льдами, выраженная в процентах ко всей

¹ Взятый период для W обусловлен тем, что весной ледовитость определяется метеорологическими условиями в предшествующий холодный период времени.

площади моря. Интегральные кривые для S'_d и для W получены по данным за 1900—1954 гг.

На том же рисунке для сравнения нанесена еще одна пара кривых (пунктирные линии). Для расчета последних брались средние значения W для года, а S'_d — для апреля — августа. Как видно, оба варианта соответствующих кривых однотипны, что говорит об однородности и хорошей

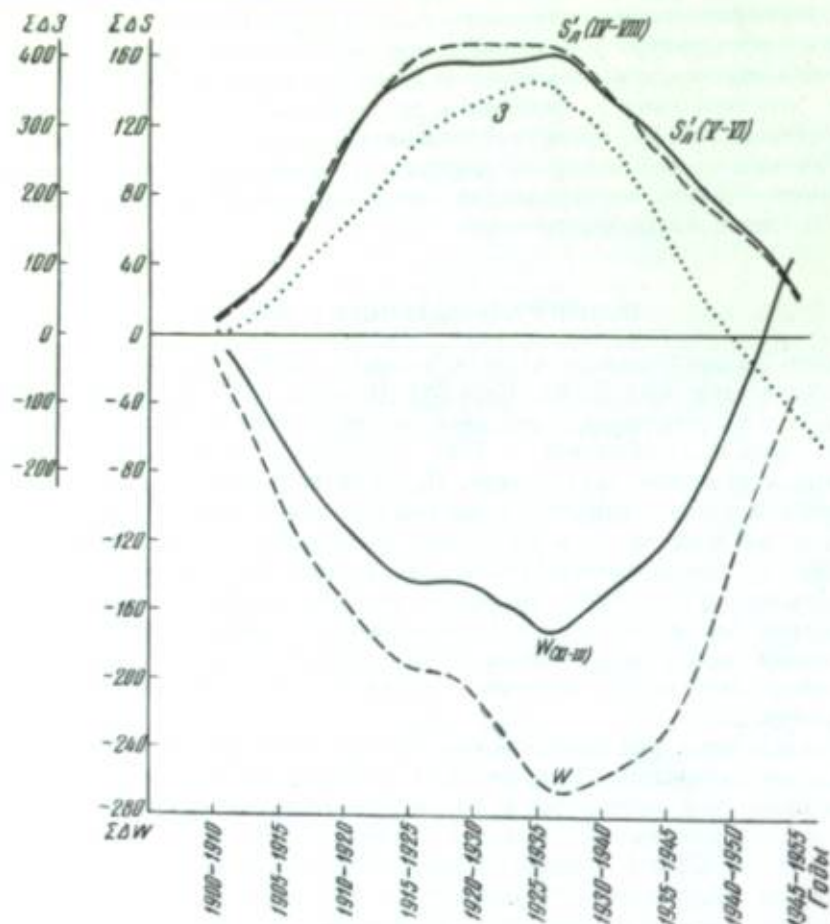


Рис. 5. Интегральные кривые годовых отклонений от нормы (осредненных) по скользящим одиннадцатилетиям) чисел Вольфа W , ледовитости Баренцева моря S'_d и повторяемости числа дней с западной формой циркуляции Z .

выраженности векового хода солнечной активности и ледовитости Баренцева моря.

Оказалось, что в периоды ослабления вековой солнечной активности ледовитость Баренцева моря выше нормы (повышенная), а в периоды интенсификации солнечной активности — ниже нормы (пониженная).

Для получения расчетной зависимости между теми же элементами были построены графики, по горизонтальной оси которых нанесены осредненные по скользящим одиннадцатилетиям числа Вольфа W_{XI-III} , а по вертикальной оси — аналогичные величины для ледовитости $S'_{d(V-VI)}$. Графики построены для синхронной связи и для связи со смещением ледовитости относительно солнечной активности на 1, 2, 3 и 4 года. За-

висимости получились криволинейные, и более тесная из них относится к случаю смещения на 2 года (рис. 6). Эта зависимость приближенно выражается уравнением:

$$S'_{d(V-VI)} = \frac{1935}{W_{XI-III}} + 0,18W + 2,5, \quad (1)$$

где $S'_{d(V-VI)}$ и W_{XI-III} имеют те же значения, что и раньше.

На рис. 6 показаны две кривые. При проведении одной из них (жирной) автор ориентировался на центры тяжести 6 групп, на которые было разделено все поле точек связи. Вторая кривая (тонкая) отвечает написанному выше уравнению. Пользуясь полученной зависимостью (жирная кривая на рис. 6), мы вычислили затем вековой ход ледовитости за весь период наблюдений и далее, до одиннадцатилетия 1965—1975 гг. по сверхдолгосрочному прогнозу солнечной активности. Вычисленные данные сопоставлены с аналогичными наблюдаемыми величинами. Между ними получилось вполне удовлетворительное сходство. Это указывает на то, что нынешняя тенденция пониженной вековой ледовитости Баренцева моря будет сохранена примерно до середины 60-х годов, после чего должно начаться общее повышение вековой ледовитости моря.

Для характеристики экстремальных значений ледовитости в разные периоды ее векового хода был совмещен график ежегодных колебаний с графиком вековых колебаний ледовитости. Установлено, что вековой ход отчетливо проявляется не только в осредненных данных, но и в экстремальных величинах ледовитости. Так, в период пониженной вековой ледовитости наибольшие ее значения для отдельных очень суровых лет (например 1942 г.) все же значительно (до 20%) меньше значений ледовитости в аналогичные годы, приходящиеся на период повышенной вековой ледовитости моря (например 1917 г.). То же самое можно сказать и об экстремальных годах с малой ледовитостью. В соответствии со сказанным прогнозируемое общее повышение вековой ледовитости в 60-х годах будет означать также и увеличение экстремальных значений ее в очень суровые и очень мягкие зимы.

На рис. 5, помимо интегральных кривых ледовитости и солнечной активности, нанесена также интегральная кривая повторяемости числа дней с западной формой циркуляции (точечный пунктир). Кривая построена точно таким же способом, как и другие кривые на рис. 5, и, следовательно, отражает вековые изменения повторяемости западной формы циркуляции. Общая связь между интегральными кривыми Z и S'_d

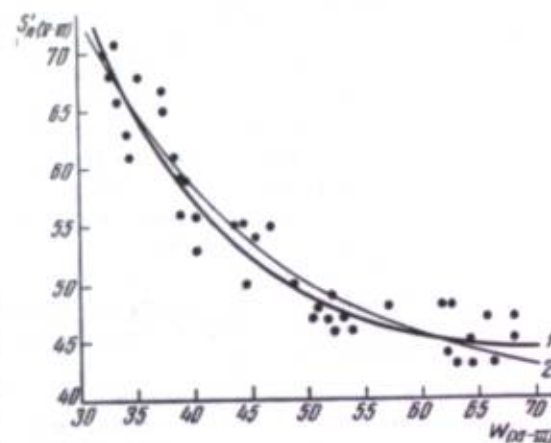


Рис. 6. График связи между скользящими средними (по одиннадцатилетиям) значениями чисел Вольфа W и ледовитости Баренцева моря S'_d (S'_d смещено относительно W на 2 года)

1 — по центрам тяжести 6 групп точек связи;
2 — по уравнению (1)

очевидна: вековая ледовитость Баренцева моря в период аномального векового развития западной формы циркуляции повышена, а в период аномального ослабления последней — понижена.

Сущность данной связи определяется следующим. При западном типе циркуляции, в связи с зональным перемещением исландских циклонов над севером Евразии, ослабляется междуширотный обмен воздухом [10]. Благодаря этому отрицательный радиационный баланс в северных широтах не компенсируется адвекцией тепла. В результате в приполярных районах наблюдается отрицательная аномалия температуры воздуха, что и приводит к повышенной ледовитости. В периоды векового ослабления западного типа циркуляции начинает увеличиваться повторяемость восточного типа, так как эти две формы циркуляции сопряжены между собой и имеют зеркальный ход [10]. Но при восточном типе циркуляции циклоны, идущие из исландской депрессии, огибая европейский антициклон, перемещаются в северные широты Баренцева моря и тем самым обуславливают уменьшение ледовитости в этом районе. Следовательно, при развитии восточного типа циркуляции или, соответственно, при уменьшении повторяемости западной формы циркуляции ледовитость Баренцева моря должна быть в вековом отношении пониженной.

В настоящем примере не ставится цель получить количественные зависимости между атмосферной циркуляцией и ледовитостью. Приведенные выше качественные характеристики достаточны для пояснения опосредствованного характера связи между вековыми колебаниями солнечной активности и ледовитости Баренцева моря, так как преобладание того или иного типа циркуляции в данную эпоху определяется вековым ходом солнечной активности.

До сих пор речь шла о вековых колебаниях солнечной активности и ледовитости Баренцева моря и о взаимосвязи между ними. Представляет интерес также вопрос о циклических колебаниях указанных элементов меньшего периода. Как известно, для солнечной деятельности основными и очень хорошо выраженными являются одиннадцатилетние циклические колебания. Можно отделить их от вековых и то же сделать для ледовитости. Выделение одиннадцатилетних циклических колебаний из суммарных данных осуществлено следующим образом: из ежегодных данных W или S_{11} вычитались скользящие средние по одиннадцатилетиям; затем найденные разности сглаживались в виде скользящих средних по пятилетиям. Результаты обработки для чисел Вольфа и ледовитости Баренцева моря были оформлены в виде двух графиков. Для солнечной активности можно было ожидать хорошо выраженных одиннадцатилетних циклических колебаний W ; но вполне отчетливые аналогичные колебания присущи и ледовитости Баренцева моря. Однако взаимный ход этих элементов непостоянен по фазе.

Интересно, что такое же сопоставление для поверхностной температуры воды в Северной Атлантике (районы Исландии и к югу от Гренландии) приводится в работе Н. А. Белинского [4]. Полученные им графики изменения температуры воды и солнечной активности идентичны графикам ледовитости Баренцева моря и солнечной активности; даже годы смены знака связи почти совпадают. Все это говорит о том, что тип связи между одиннадцатилетними циклическими колебаниями солнечной активности и ледовитости Баренцева моря, по-видимому, не случаен и имеет довольно распространенный характер.

Сказанное выше может служить основанием для следующего предположения относительно закономерности в чередовании знака связи между рассматриваемыми элементами. Знак, видимо, меняется через два один-

надцатилетних циклических колебания. Так, с 1910—1914 по 1930—1934 гг. связь между числами Вольфа и ледовитостью Баренцева моря была прямой, а с 1934—1935 гг. — обратной; до 1910—1914 гг. она была также обратной. Сравним периоды прямой и обратной связи между W и S_{11} , найденные автором и В. Ю. Визе. Сопоставление показывает, что эти периоды довольно точно совпали между собой. Но после анализа становится ясно, что непостоянство знака связи относится только к одиннадцатилетним циклическим колебаниям ледовитости Баренцева моря и солнечной активности; что же касается вековых колебаний этих элементов, то, как было показано выше, знак их связи постоянен, но является обратным.

Из сказанного также следует, что и одиннадцатилетние, и вековые колебания ледовитости Баренцева моря обусловлены солнечной деятельностью. Интересно, что даже такие резкие изменения ледовитости, какие наблюдались после 1917 г. или после 1931 г., также имеют своей причиной изменения солнечной активности.

Таким образом, если в дальнейшем подтвердится высказанное предположение о закономерности в чередовании знака связи между одиннадцатилетними циклическими колебаниями солнечной активности и ледовитости Баренцева моря, то сверхдолгосрочные прогнозы вековых колебаний ледовитости могут быть существенно уточнены.

УРОВЕНЬ КАСПИЯ

Проблема Каспийского моря определяется современным низким стоянием его уровня. Общий процесс понижения уровня Каспия длится уже около 75 лет, но в резкой форме он проявился, как известно, с 1930 г. За последнюю четверть века уровень Каспийского моря понизился на 2,5 м. Причины этого явления изучали многие авторы [2, 3, 11] и выводы их по существу близки между собой. Падение уровня Каспия связано с тем, что примерно с 1930 г. наступил период резкого возрастания антициклонального режима над Европой, приведшего к уменьшению осадков, в том числе и зимних, в бассейне Волги — основной водной артерии, питающей Каспий. Уменьшение количества осадков вызвало существенное и длительное ослабление поверхностного притока в Каспийском море, а в результате — и понижение его уровня, так как сток Волги составляет около 80% от стока всех рек, впадающих в Каспий, и несколько более 60% всей приходной части водного баланса данного водоема. В последние годы падение уровня Каспийского моря происходит также вследствие хозяйственной деятельности человека, связанной с использованием стока для целей гидроэнергетики, ирригации и др.

Сильное понижение уровня Каспийского моря обусловило значительные трудности и принесло большие убытки многим отраслям народного хозяйства. При дальнейшем понижении уровня эти трудности и убытки, естественно, еще больше возрастут. Выход из создавшегося положения заключается в искусственном регулировании уровня Каспийского моря.

В связи с проблемой регулирования уровня Каспия очень важное значение имеет надежный сверхдолгосрочный прогноз его и при этом с большей заблаговременностью, чем при использовании известного метода Н. А. Белинского и Г. М. Калинина [3]. В последние годы был составлен ряд таких прогнозов. Одни из них (прогнозы Б. А. Апполова) доведены до числа, другие (прогнозы М. С. Эйгенсона, И. В. Максимова) имеют скорее качественный характер.

Прогноз Б. А. Ашолова [2] опирается на установленную им связь между средними за длительный период времени (25—50 лет) температурой воздуха Москвы и уровнем Каспия. По этому прогнозу уровень Каспия в ближайшие 10—15 лет, вследствие потепления климата, должен понизиться на 30—50 см; если учесть также хозяйственную деятельность человека, то это понижение составит 1,5—2 м.

Сверхдолгосрочный прогноз М. С. Эйгенсона [18, 19] построен на установленной им общей связи между многовековыми колебаниями уровня Каспийского моря и солнечной активности. Сопоставление их дало возможность М. С. Эйгенсону сделать следующий общий вывод [19]: «...Как правило, низкие стояния Каспия приходится на эпохи вековых максимумов солнечной активности. И, наоборот, эпохам высоких стояний Каспия отвечают обычно эпохи минимумов вековых уровней солнечной активности». Положив в основу своего прогноза данную связь между уровнем Каспия и солнечной активностью, а также предположение, что нынешний одиннадцатилетний цикл солнечной деятельности является вершинным циклом текущего векового хода солнечной активности, исследователь приходит к заключению, «что 1970—2000 гг. будут годами более или менее высокого векового уровня Каспийского моря».

И. В. Максимов считает, что в ближайшие годы ² «можно ожидать прекращения падения среднего уровня Каспийского моря и нового относительного его повышения». Установив, что многовековые колебания крупных гидрометеорологических явлений состоят из циклических колебаний двух долгих периодов — 80-летнего и 250-летнего, И. В. Максимов вместе с тем показал, что для первой половины текущего века характерна однозначность фаз этих колебаний; это и обусловило ряд глубоких климатических явлений, в том числе резкое понижение уровня Каспия после 1930 г. Определив средние величины периода и амплитуды циклических колебаний важнейших гидрометеорологических явлений, исследователь в результате анализа пришел к ряду прогностических заключений. По Каспию такое заключение изложено выше.

Таким образом, имеются два мнения о возможных колебаниях уровня Каспийского моря под влиянием климатических условий примерно в ближайшие 15 лет. Мнения эти противоположны и указывают на необходимость дальнейших исследований этой важной проблемы.

Предлагаемый в настоящей работе сверхдолгосрочный прогноз уровня основан, как и в работе М. С. Эйгенсона [18, 19], на связи между колебаниями среднего уровня Каспийского моря и солнечной активности. Однако методы исследования, примененные в этих двух работах, существенно различаются между собой.

Для установления общей связи между колебаниями солнечной активности W и уровня Каспия H были сопоставлены их интегральные кривые, позволяющие более отчетливо определить сопряженность в развитии главной тенденции в ходе указанных элементов. Ряд среднемесячных и среднегодовых данных по уровню Каспийского моря, приведенных к показаниям бакинского футштока 1928 г. и исправленных поправками на опускание футштока, опубликован в работе Б. А. Ашолова и Е. И. Федорова [1]. Этот ряд, который начинается с 1830 г., но является непрерывным с 1837 г., и был использован в данной работе.

Для сопоставления с солнечной активностью взят не весь период наблюдений по уровню, а та часть его, которая приходится на последний вековой цикл солнечной активности, определенный по интегральной

² Работа опубликована в 1954 г.

кривой (см. рис. 1), т. е. с 1870 г. При ограничении ряда имелись в виду соображения, основанные на выводе И. В. Максимова о совпадении в первой половине XX в. фаз циклических колебаний долгих периодов (85-летнего и 250-летнего), обнаруживающихся в ряде крупных гидрометеорологических явлений в северном полушарии Земли (в том числе — в колебаниях уровня Каспия) и имеющих разные причины — соответственно солнечную активность и неравномерность скорости вращения Земли. В силу этого вывода указанный характерный период сочетания фаз двух циклических колебаний наиболее подходит для проводимого здесь анализа — выявления прежде всего вековых связей между солнечной активностью и уровнем Каспия.

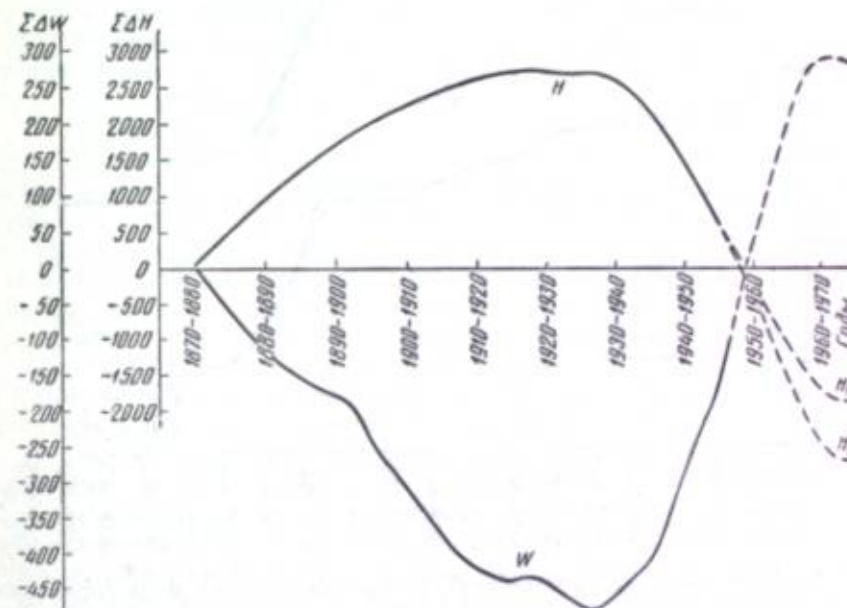


Рис. 7. Интегральные кривые годовых отклонений от нормы (осредненных по скользящим одиннадцатилетиям) чисел Вольфа W и уровня Каспийского моря H

На рис. 7 совмещены интегральные кривые чисел Вольфа W и уровня Каспийского моря H для нынешнего векового цикла солнечной деятельности. Кривые построены для одного периода, благодаря чему соблюдено условие сравнимости. Они характеризуют вековую циклическую солнечную активность и уровня, так как одиннадцатилетние циклические колебания последних были исключены. Сопоставление показывает, что интегральные кривые чисел Вольфа и среднего уровня Каспийского моря имеют зеркальный ход. Это означает, что для вековых колебаний в периоды ослабления солнечной активности средний уровень Каспийского моря находится выше нормы и, наоборот, в период усиления солнечной активности уровень Каспия бывает ниже своего среднего многолетнего положения. Приведенный результат полностью согласуется с выводом М. С. Эйгенсона [18, 19] о связи между колебаниями уровня Каспийского моря и солнечной активности.

Таким образом, общая связь между вековыми колебаниями солнечной активности и средним уровнем Каспийского моря, рассмотренная для текущего векового цикла, вполне очевидна. Далее мы попытались придать

ей расчетный характер, для чего построен график зависимости между числами Вольфа и уровнем Каспия. Зависимость между интегральными суммами чисел Вольфа и осредненными значениями уровня Каспия оказалась достаточно тесной. Характеристику этой связи дает рис. 8, б. На нем показан вековой ход уровня Каспия с 1870 г. по 1955 г. (по данным отклонения от нормы), сглаженный по скользящим одиннадцатилетиям.

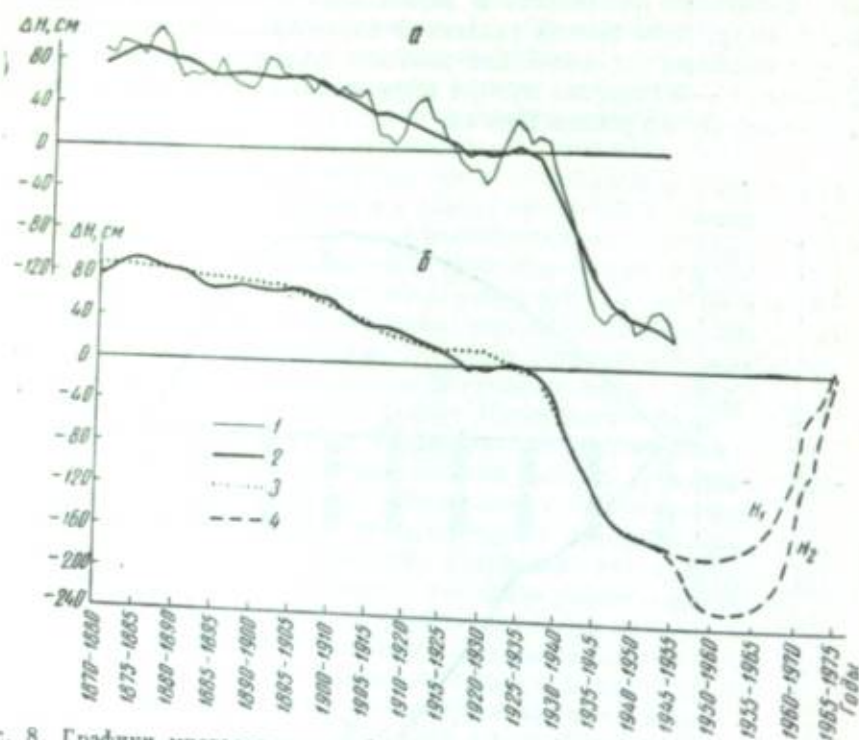


Рис. 8. Графики многолетних колебаний уровня Каспийского моря (относительно нормы)

1 — фактический ежегодный уровень; 2 — сглаженный по скользящим одиннадцатилетиям; 3 — вычисленный; 4 — прогнозируемый

Точечным пунктиром обозначен тот же уровень, найденный по числам Вольфа. Как видно, эта кривая довольно близка к сплошной и хорошо ее повторяет. На рис. 8, а совмещены графики сглаженного векового хода уровня и его фактических годовых колебаний. Сопоставление этих двух графиков показывает, что вековые колебания уровня Каспия создают основной фон, на который накладываются колебания, значительно меньшие по амплитуде и периоду цикличности.

Точки на нижней кривой (рис. 8, б), начиная с 1951 г. (одиннадцатилетие 1946—1956 гг.), следует рассматривать как прогнозируемые и обусловленные только климатическими процессами. В соответствии с зеркальным характером в ходе интегральных кривых W и H нисходящая ветвь последней, начиная с одиннадцатилетия 1945—1955 гг., была экстраполирована до одиннадцатилетия 1965—1975 гг. Экстраполяция проведена в двух вариантах — H_1 и H_2 , и экстраполированные отрезки интегральной кривой показаны на рис. 7 пунктиром.

Получив ход интегральных кривых W и H до 1965—1975 гг., не трудно было представить зависимость между этими элементами на

рис. 8, б, где вероятный вековой ход уровня Каспия доведен до одиннадцатилетия 1965—1975 гг. Здесь предполагаемые вековые изменения уровня показаны в двух вариантах — H_1 и H_2 . По варианту H_1 следует ожидать вначале незначительного понижения уровня Каспийского моря под влиянием климатических факторов. Затем, примерно с одиннадцатилетия 1957—1967 гг., предполагается наступление вполне устойчивой тенденции к повышению указанного уровня. По другому варианту — H_2 первоначальное понижение уровня будет более заметным и составит 40—50 см, но, так же как и в первом случае — с одиннадцатилетия 1957—1967 гг. ожидается устойчивое и быстрое повышение уровня Каспия. Таким образом, оба рассмотренных варианта указывают на то, что 60-е годы нынешнего века будут переломными для векового хода уровня Каспия, и в это десятилетие начнется его общее повышение.

Полученное различие в предполагаемом вековом ходе уровня по двум вариантам (рис. 8, б) дает представление о границах, в пределах которых должен быть истинный уровень моря.

Все изложенное касается вековых колебаний уровня Каспийского моря, зависящих от векового хода солнечной деятельности. Поскольку одиннадцатилетняя цикличность солнечной активности выражена весьма отчетливо, сделана также попытка определить ее роль в колебаниях уровня Каспия. Для этой цели были выделены из наблюдаемых ежегодных данных одиннадцатилетние циклические колебания чисел Вольфа и уровня Каспия. Затем их сопоставили, чтобы выяснить наличие связи между ними. Если для солнечной активности одиннадцатилетняя цикличность выражена очень четко и правильно, то уровню Каспия присущи циклические колебания недолгого периода, которые по продолжительности отдельных циклов меняются в пределах 7—16 лет. Поэтому получается самое различное сочетание фаз кривых H и W .

Помимо чисел Вольфа, для рассматриваемой цели использован и другой показатель солнечной активности — индекс рекуррентности a М. С. Эйгенсона [17], выражающий устойчивость и мощность пятнообразовательной деятельности Солнца. Учитывая этот индекс, Л. А. Вителс показал [9], что связь чисел глубоких циклов над Северной Атлантикой и Полярным бассейном с индексом a значительно ближе, чем с числами Вольфа.

Такая же попытка была сделана нами. При этом выяснилось, что связь уровня с индексом a несколько лучше, чем с индексом W ; однако ее также нельзя считать достаточно тесной. Амплитуда одиннадцатилетних циклических колебаний уровня не превышает в осредненном виде 18 см и чаще бывает в пределах до 10 см.

Таким образом, по сравнению с вековыми колебаниями уровня Каспийского моря одиннадцатилетние циклические колебания имеют значительно меньшее значение. Следовательно, при наложении их на будущий вековой ход уровня, показанный на рис. 8, б, последний должен мало измениться. Основной результат, полученный ранее, останется в силе: в 60-е годы текущего столетия должно прекратиться понижение уровня Каспия и начаться его общее повышение.

* * *

При исследовании связи между вековыми колебаниями солнечной активности и соответствующими гидрологическими характеристиками Балтийского (соленость, водообмен), Баренцева (ледовитость) и Каспийского (уровень) морей отмечалось, что солнечное воздействие на гидросферу осуществляется не непосредственно, а через атмосферную

циркуляцию. Эти моря находятся под воздействием системы атмосферных процессов, совершающихся в атлантико-евразийском секторе северного полушария. Поэтому вековые изменения важнейших гидрологических элементов перечисленных морей имеют сопряженный между собой характер и связаны как с атмосферной циркуляцией, так и с солнечной активностью.

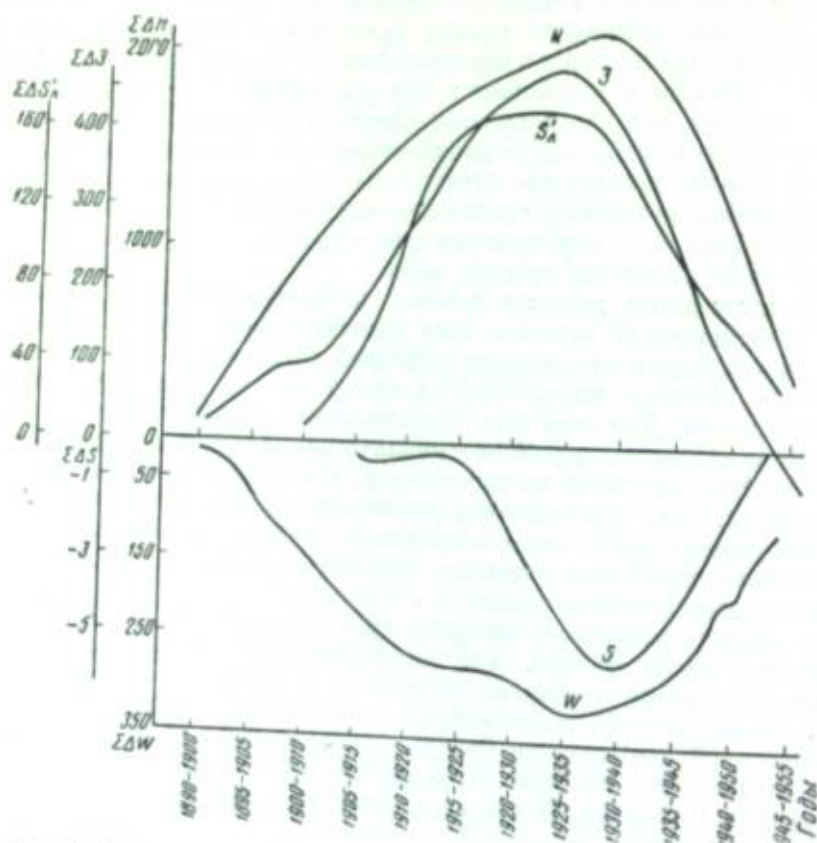


Рис. 9. Интегральные кривые годовых отклонений от нормы (осредненных по скользящим одиннадцатилетиям) чисел Вольфа W , числа дней с западной формой циркуляции по Вангенгейму Z , ледовитости Баренцева моря S'_A , уровня Каспийского моря H и солености Балтийского моря S .

В наглядном виде сказанное иллюстрируется рис. 9. На нем совмещены все ранее рассматривавшиеся интегральные кривые, характеризующие процессы векового хода солнечной активности W , повторяемости атмосферных процессов западного типа по Г. Я. Вангенгейму Z , уровня Каспия H , ледовитости Баренцева моря S'_A , солености Балтийского моря S .

Как видно на рис. 9, интегральные кривые H , S'_A и Z однозначны между собой по фазе, но находятся в противофазе относительно кривых W и S . Однозначностью по фазе интегральных кривых H и Z еще раз подтверждается известное положение Л. С. Берга [5] о том, что в эпохи высокого стояния среднего уровня Каспийского моря арктические моря характеризуются большой ледовитостью; наоборот, в эпохи низкого стояния уровня Каспия ледовитость арктических морей понижена. Этот

вывод можно было бы расширить в том смысле, что в эпохи повышенной вековой ледовитости Баренцева моря и высокого уровня Каспия Балтийское море подвергается процессам опреснения; наоборот, в эпохи соответственно пониженной ледовитости и низкого уровня указанных морей Балтийское море осолоняется.

Таким образом, к сопряженной системе двух морей — Каспия и Баренцева можно теперь, по характеру вековых изменений гидрологических условий, также присоединить Балтийское море. Вековые изменения гидрологических характеристик в названных морях имеют своей непосредственной причиной атмосферную циркуляцию в атлантико-евразийском секторе. Об этом говорит ход интегральной кривой повторяемости западного типа атмосферной циркуляции Z .

Ледовитость Баренцева моря определяется большей или меньшей адвекцией тепла, которая зависит от того, преобладает ли в данную эпоху зональный, или меридиональный перенос воздушных масс в северном полушарии Земли, в частности — в атлантико-евразийском секторе.

Для уровня Каспия и солевого режима Балтийского моря вековые преобразования форм атмосферной циркуляции сказываются прежде всего через вековые колебания количества осадков над Европой, которые зависят от типа атмосферной циркуляции. В эпохи с преобладанием зонального переноса отмечается больше осадков, а в эпохи восточного типа атмосферной циркуляции их меньше.

Таким образом, несмотря на различие в механизме воздействия, вековые изменения ледовитости Баренцева моря, уровня Каспия и солевого режима Балтийского моря имеют одну общую непосредственную причину — вековые преобразования форм атмосферной циркуляции в атлантико-евразийском секторе Земли. Но, как теперь установлено, вековой ход того или иного типа атмосферной циркуляции в северном полушарии зависит определенным образом от солнечной активности (кривые W и Z на рис. 9). Поэтому в конечном счете изменение солнечной активности может считаться причиной вековых колебаний гидрологических условий морей, в частности Балтийского, Баренцева и Каспийского.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апполов Б. А. и Федорова Е. И. Исследование колебаний уровня Каспийского моря. Труды Института океанологии, т. XV, Изд-во АН СССР, М., 1956.
2. Апполов Б. А. Проблемы Каспийского моря. «Природа», № 4, Изд-во АН СССР, М., 1957.
3. Белинский Н. А. и Калинин Г. М. О прогнозе колебаний уровня Каспийского моря. Труды научно-исследовательских учреждений ГУГМС, серия IV, вып. 37, Гидрометеонадат, М.—Л., 1946.
4. Белинский Н. А. Использование некоторых особенностей атмосферных процессов для долгосрочных атмосферных процессов, для долгосрочных прогнозов. Гидрометеонадат, Л., 1957.
5. Берг Л. С. Уровень Каспийского моря и условия плавания в Арктике. Известия Географического общества, вып. 4, Географгиз, М., 1943.
6. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики. Труды Арктического научно-исследовательского института, т. 34, Изд-во Главсевморпуть, Л., 1952.
7. Визе В. Ю. О возможности предсказания состояния льдов в Баренцевом море. Известия Центрального гидрометбюро, вып. 1, Пгр., 1923.
8. Визе В. Ю. Колебания солнечной деятельности и ледовитость арктических морей. Доклады юбилейной сессии Арктического научно-исследовательского института, Изд-во Главсевморпуть, Л., 1945.

9. Вительс Л. А. Многолетние изменения барико-циркуляционного режима и их влияние на колебание климата. Труды Главной геофизической обсерватории, вып. 8 (70), Гидрометеонадат, Л., 1948.
10. Гирс А. А. Многолетние преобразования форм атмосферной циркуляции и изменения солнечной активности. «Метеорология и гидрология», № 10, Гидрометеонадат, Л., 1956.
11. Зайков Б. Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня. Труды научно-исследовательских учреждений ГУГМС, серия IV, вып. 38, Гидрометеонадат, Л., 1946.
12. Максимов И. В. Вековые колебания ледовитости северной части Атлантического океана. Труды Института океанологии, т. VIII, Изд-во АН СССР, М., 1954.
13. Орлов Б. П. Проблема Каспия. «Наука и жизнь», № 9, М., 1957.
14. Соскин И. М. Многолетние колебания солености Балтийского моря. Труды Государственного океанографического института, вып. 32 (44), Гидрометеонадат, Л., 1956.
15. Соскин И. М. и Розова Л. В. Водообмен между Балтийским и Северным морями. Труды Государственного океанографического института, вып. 41, Гидрометеонадат, Л., 1957.
16. Тябин Н. И. К вопросу о проявлении солнечной активности в атмосфере Земли. «Проблемы Арктики», вып. 1, Изд-во Главсевморпуть, Л., 1957.
17. Эйгенсон М. С. О продолжительности существования группы солнечных пятен. Циркуляр Пулковской обсерватории, № 30, Л., 1940.
18. Эйгенсон М. С. Колебания уровня Каспийского моря и солнечная активность. Сверхдолгосрочные прогнозы уровня Каспийского моря. М., 1957.
19. Эйгенсон М. С. Очерки физико-географических проявлений солнечной активности. Изд-во Львовск. гос. университета, Львов, 1957.
20. K ä n d l e r R. Der Einfluss der Wetterlage auf die Salzgehaltschichtung im Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Bd. 4, H. 4/5/6, Hamburg, 1951.
21. W y r t k i K. Schwankungen im Wasserhaushalt der Ostsee. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Bd. 7, H. 3/4, Hamburg, 1954.

А. М. Баталин

(Дальневосточный научно-исследовательский гидрометеорологический институт)

ОПЫТ РАСЧЕТА ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА БЕРИНГОВА МОРЯ

До сих пор на особенности теплового режима Берингова моря не обращалось достаточного внимания, так как каждое из дальневосточных морей изучалось обособленно, без взаимосвязи со смежными морями. Исключением из этого правила была попытка Г. Е. Ратманова [9] исследовать режим Берингова моря в тесной связи с режимом смежных бассейнов и прежде всего — прилегающей северной части Тихого океана. По мнению Г. Е. Ратманова, основные черты режима вод Берингова моря определяются притоком в этот бассейн тихоокеанских вод.

Однако это заключение, справедливое по существу, имеет лишь качественный характер. Для того чтобы оценить особенности теплового режима Берингова моря и связь его со смежными бассейнами, нужно было произвести расчет теплового баланса моря и определить величины тепло- и водообмена его со смежными бассейнами. Г. Е. Ратманову это было трудно сделать из-за недостатка наблюдений, необходимых для такого расчета. Но отсутствие таких расчетов в последующие 20 лет никак нельзя оправдать.

Единственная попытка расчета главных компонентов теплового баланса поверхности южной окраины Берингова моря была сделана недавно М. И. Будыко и группой его сотрудников [2] в связи с расчетом теплового баланса поверхности земного шара. Но естественно, что при решении такой крупной проблемы не представлялось возможным выявить местные особенности режима Берингова моря.

К настоящему времени накопилось значительное количество климатологических материалов, позволяющих произвести более или менее детальный расчет теплового баланса поверхности Берингова моря. Эти материалы обобщены под руководством В. С. Самойленко и использованы нами при расчетах теплового баланса. Изложение результатов расчета теплового баланса сопровождается в настоящей статье сравнением Берингова с Охотским морем для выяснения «тепловой индивидуальности» Берингова моря.

Уравнение полного теплового баланса Берингова моря можно представить в следующем виде:

$$Q_{\odot} - Q_{\text{эф}} - Q_n + Q_{\text{и}} + Q_{\text{т.о}} - Q'_{\text{т.о}} + Q_{\text{лд}} - Q'_{\text{лд}} + Q_{\text{лат}} \pm Q_{\text{хим}} + Q_{\text{ни}} + Q_{\text{ст}} \pm Q_{\text{бер}} + Q_{\text{т}} = 0, \quad (1)$$

где Q_{\odot} — количество солнечного тепла, поглощаемого морем;
 $Q_{\text{эф}}$ — потеря тепла морем в результате эффективного излучения;

- Q_n — потеря тепла морем в результате испарения;
 $Q_{\text{п}}$ — приток тепла к поверхности моря за счет конденсации водяных паров;
 $Q_{\text{т.о}}$ — приток тепла к поверхности моря за счет конвективно-турбулентного теплообмена между морем и атмосферой;
 $Q_{\text{т.о}}$ — потеря тепла поверхностью моря за счет конвективно-турбулентного теплообмена между морем и атмосферой;
 $Q_{\text{лд}}$ — приток тепла к поверхности моря при ледообразовании;
 $Q_{\text{лд}}$ — потери тепла морем при таянии льдов;
 $Q_{\text{хим}}$ — теплоприток и теплопотери за счет химических процессов, происходящих главным образом в глубинных слоях вод моря;
 $Q_{\text{кин}}$ — приток тепла за счет перехода кинетической энергии движения вод в тепловую;
 $Q_{\text{лит}}$ — приток тепла из литосферы через дно моря;
 $Q_{\text{ст}}$ — тепло, приносимое материковым стоком;
 $Q_{\text{бер}}$ — внутриводный теплообмен через Берингов пролив;
 $Q_{\text{т}}$ — внутриводный теплообмен моря с прилегающей частью Тихого океана.

Это уравнение можно упростить, пренебрегая компонентами, имеющими относительно малую величину. $Q_{\text{лит}}$, по аналогии с другими дальневосточными морями, составляет не более 0,001 количества тепла, получаемого морем в виде суммарной солнечной радиации. $Q_{\text{хим}}$ не превышает 0,0008 $Q_{\text{с}}$, $Q_{\text{кин}}$ меньше 0,0001 $Q_{\text{с}}$. Несколько больше количество тепла, поступающего в бассейн моря вместе с материковым стоком. Оно определяется величиной порядка 0,2 ккал/см²год и составляет немногим больше 0,003 $Q_{\text{с}}$. При учете этой величины следует также иметь в виду резко выраженную сезонность материкового стока, в результате которой максимум $Q_{\text{ст}}$ приходится на самое теплое время года и относится к предустьевым участкам. Таким образом, четырьмя перечисленными компонентами теплового баланса, составляющими в сумме около 0,5% $Q_{\text{с}}$, можно без больших погрешностей пренебречь. При расчете результирующего теплообмена моря со смежными бассейнами мы будем в дальнейшем пренебрегать также величиной $Q_{\text{бер}}$, которая мала сравнительно с теплообменом с Тихим океаном через проливы Алеутской гряды.

Упрощенное уравнение теплового баланса запишем в следующем виде:

$$Q_r - Q_n + Q_{\text{п}} \pm Q_{\text{т.о}} \pm Q_{\text{лд}} \pm Q_{\text{т}} = 0, \quad (2)$$

где Q_r — радиационный баланс поверхности моря.

РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС

Количество солнечного тепла, поглощаемого поверхностью моря — $Q_{\text{с}}$, можно получить из известных соотношений Савинова — Онгстрема и Кимбалла

$$Q_{\text{с}} = (Q + q)_0 [1 - (1 - m)N] (1 - A), \quad (3)$$

где $(Q + q)_0$ — суммарная солнечная радиация при безоблачном небе;
 m — коэффициент, учитывающий влияние формы облачности на суммарную солнечную радиацию;
 N — облачность в десятых долях покрытия неба;
 A — альbedo водной поверхности.

Величины $(Q + q)_0$ рассчитывались нами по таблице В. Н. Украинцева [13]. Величина альbedo для свободной от льда водной поверхности

принималась равной 0,1, по С. И. Сивкову [12]; для морской поверхности, покрытой льдом, она принималась равной 0,4, по М. С. Аверкиеву [1]. Расчет $Q_{\text{с}}$, так же как и остальных компонентов теплового баланса, производился для центра каждого из квадратов, размером 2° × 5° (по широте и долготе), на которые была разбита вся акватория моря. На акватории Берингова моря таких квадратов было выделено 46 (рис. 1). При оценке количества тепла, проникающего через поверхность моря, учитывалось влияние ледяного покрова. Если поверхность моря в данном квадрате была частично покрыта льдом, то принималось, что

$$A = A_{\text{льда}} \times S_{\text{льда}} + A_{\text{воды}} (1 - S_{\text{льда}}), \quad (4)$$

где $S_{\text{льда}}$ — часть поверхности моря внутри данного квадрата, покрытая льдом;

A — результирующее альbedo в данном квадрате.

Расчеты показывают, что за 1 год на поверхность Берингова моря от суммарной солнечной радиации поступает 63,5 ккал/см² или в пересчете на всю акваторию моря — около 146 × 10¹⁶ ккал. Однако распределение годовых сумм тепла по акватории моря неравномерно. В центральной части моря формируется обширная область пониженных значений $Q_{\text{с}}$, порядка 57,5 ккал/см²год в центре области. Во всех направлениях от центра этой области $Q_{\text{с}}$ растет. Наиболее велик рост $Q_{\text{с}}$ в юго-западном направлении. Здесь, а также в самой юго-восточной части моря горизонтальные градиенты достигают наибольших значений. К северу $Q_{\text{с}}$, как и следовало ожидать, постепенно убывает. Такое общее распределение количества суммарной солнечной радиации связано главным образом с распределением облачности, которая в центральной части моря больше, чем на его окраинах.

Полученные нами данные о распределении $Q_{\text{с}}$ значительно отличаются от данных «Атласа, теплового баланса» [2]. По атласу вдоль южной окраины моря $Q_{\text{с}}$ достигает 80 ккал/см²год. По нашим же данным в этом районе $Q_{\text{с}}$ нигде не превышает 65 ккал/см²год. Карты атласа вообще не учитывают особенностей распределения $Q_{\text{с}}$ в пределах моря. Они совершенно не указывают на существование области пониженных значений $Q_{\text{с}}$ внутри Берингова моря и подчеркивают общую зональность распределения суммарной солнечной радиации.

В годовом ходе $Q_{\text{с}}$, который во всех районах моря выражен достаточно отчетливо, максимум приходится на июнь, а минимум — на декабрь. Минимум $Q_{\text{с}}$ наступает во всех районах моря. Время наступления максимума $Q_{\text{с}}$ колеблется в более широких пределах. В июне максимум отмечается лишь у северо-западного побережья моря и в Бристольском заливе. В других районах моря максимум наблюдается либо несколько раньше, либо позже, в зависимости от годового хода облачности в различных частях моря. Так же как и в других дальневосточных морях, годовой ход $Q_{\text{с}}$ отличается неравномерностью. Наиболее быстрое нарастание $Q_{\text{с}}$ относится к периоду февраль — март, наиболее быстрое падение — к августу — сентябрю.

Таковы основные черты распределения приходной части радиационного баланса. Расходная часть радиационного баланса создается теплопотерями в результате эффективного излучения, которые можно подсчитать по формуле Онгстрема — Кузьмина

$$Q_{\text{эф}} = \alpha \sigma T_a^4 (1 - k) (1 - cN) + \alpha (\sigma T_w^4 - \sigma T_a^4), \quad (5)$$

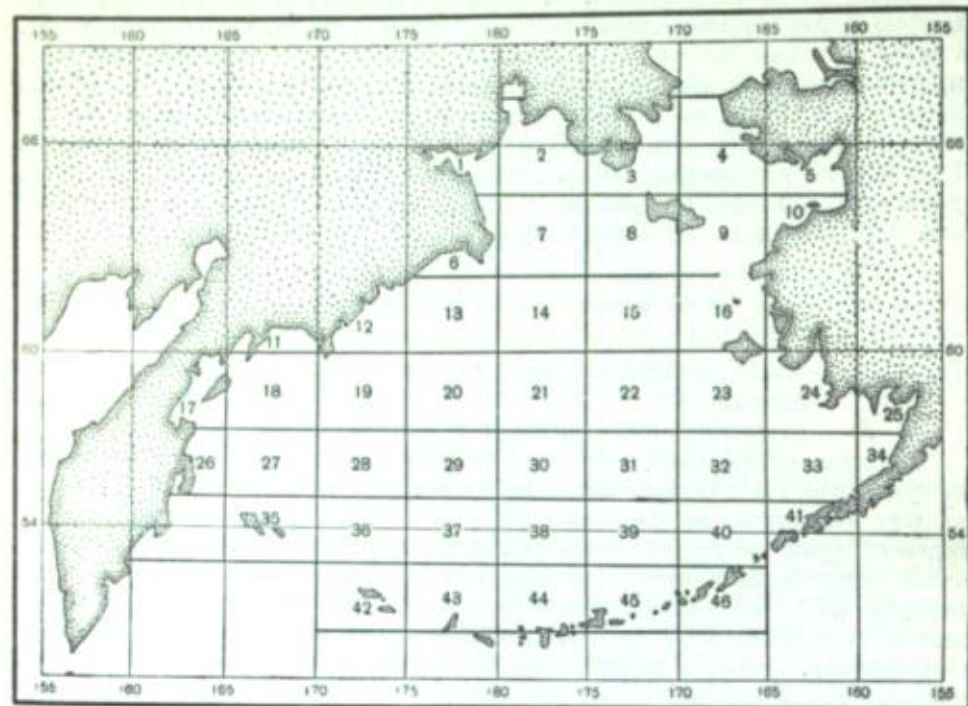


Рис. 1. Расположение квадратов, принятых для расчета главных компонентов теплового баланса поверхности Берингова моря

где α — лученспускательная способность подстилающей поверхности (оценивается величинами 1 для воды и 0,95 для льда);
 N — облачность в десятых долях покрытия неба;
 c — коэффициент, зависящий от формы облаков и принимаемый, по Онгстрему, равным 0,75;
 T_w — абсолютная температура поверхности воды;
 T_a — абсолютная температура воздуха;
 σ — постоянная Стефана — Больцмана;
 k — коэффициент, зависящий от абсолютной влажности воздуха и равный, по Н. Г. Ефимову [7]:

$$k = 0,071 \sqrt{e} + 0,53, \quad (6)$$

где e — абсолютная влажность в миллиметрах.

Теплопотери за счет эффективного излучения составляют в среднем для всего моря 33,3 ккал/см²год или 76×10^{16} ккал/год со всей поверхности моря. Распределение среднегодовых величин $Q_{\text{эф}}$ по акватории моря отличается от распределения Q_{\odot} несравненно большей неравномерностью. Наибольшие значения $Q_{\text{эф}}$ относятся к широкой полосе, прилегающей к побережью Камчатки и Чукотки, наименьшие — к южной половине моря. Годовой ход $Q_{\text{эф}}$ сложен. Если в среднем для моря в целом максимум $Q_{\text{эф}}$ приходится на январь, а минимум — на июнь, то в различных районах моря отмечается значительное отклонение от этих сроков, вплоть до формирования вторичного максимума. В 16 из 46 квадратов максимум $Q_{\text{эф}}$ наступает в январе, в 8 квадратах — в декабре. В остальных 22 квадратах время наступления максимума $Q_{\text{эф}}$ колеблется от октября до марта.

Распределение сроков наступления минимума $Q_{\text{эф}}$ более устойчиво. В 23 квадратах минимум наступает в июне, в 16 квадратах — в июле, в остальных семи — в мае и августе. Природу такого сложного годового хода $Q_{\text{эф}}$ можно видеть в соответствующих изменениях теплового состояния поверхности Берингова моря.

Радиационный баланс моря $Q_r = Q_{\odot} - Q_{\text{эф}}$, как показывают подсчеты, оказывается положительным и равным 28,3 ккал/см²г. Эта величина на 2 ккал/см²год меньше, чем величина Q_r для Охотского моря.

Распределение Q_r по акватории Берингова моря существенно отличается от этого распределения по данным «Атласа теплового баланса» [2] и сходно с полученным нами распределением величины теплопритока суммарной солнечной радиации. Область наименьших значений Q_r относится к югу центральной части моря. В отличие от Охотского моря, где Q_r уменьшается с юга на север почти вдвое (от 42,1 до 21,8 ккал/см²год) и где распределение Q_r носит зональный характер, в Беринговом море различие между севером и югом моря не выходит за пределы 5 ккал/см²год, а зональность оказывается нарушенной. Этим Берингово море отличается также и от прилегающих районов Тихого океана.

Годовой ход величины радиационного баланса Берингова моря выражен достаточно хорошо. Так же как в Охотском море и в прилегающей части океана, максимум Q_r наступает в июне, а минимум — в январе или декабре (табл. 1). Однако в величинах радиационного баланса между Беринговым и Охотским морями обнаруживаются заметные различия. Максимум Q_r для более южного Охотского моря — больше; но зимой Берингово море теряет меньше, а весной получает больше тепла, чем Охотское море в соответствующих широтах.

Таблица 1

Радиационный баланс поверхности моря (в ккал/см²)

№ квадрата	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
7	-2,8	-1,3	1,5	4,6	7,7	8,6	8,4	5,1	2,0	-1,0	-2,6	-2,8	27,4
13	-2,1	-0,9	2,2	5,0	7,4	9,7	8,3	5,4	2,3	-0,9	-2,4	-3,9	30,1
27	-2,4	-1,4	1,2	4,1	6,3	7,6	7,2	5,5	2,7	-0,1	-1,9	-2,3	26,5
8	-2,8	-1,2	1,5	4,6	7,6	8,8	8,4	5,1	1,8	-0,6	-2,5	-2,2	28,5
21	-3,1	-1,8	2,1	3,8	7,1	8,4	8,0	5,1	2,5	-0,3	-1,9	-1,9	28,0
37	-1,7	-1,1	1,6	4,3	6,2	7,5	7,0	5,2	3,2	-0,5	-1,1	-2,1	28,5
9	-2,8	-1,2	1,5	4,6	7,6	8,6	8,4	5,1	1,7	-1,3	-1,6	-2,3	28,3
23	-2,0	-0,6	2,1	3,9	7,8	7,8	7,4	5,1	2,3	-1,0	-1,9	-2,1	28,8
40	-2,7	-1,0	1,5	4,7	7,2	7,8	6,9	5,2	2,6	-0,8	-1,4	-3,1	26,9
Море в целом	-2,6	-1,1	1,9	4,4	7,1	8,3	7,6	5,2	2,4	-0,5	-1,9	-2,5	28,3

РАСХОД ТЕПЛА НА ИСПАРЕНИЕ

Расчет потерь тепла на испарение производился по формуле Самойленко (10)

$$Q_{\text{и}}^* = \Omega B_z U_z (E - e_z), \quad (7)$$

где $Q_{\text{и}}^*$ — количество испарившейся воды;

B_z — коэффициент диффузно-турбулентного испарения, зависящий от высоты Z , на которой измеряются скорость ветра и влажность воздуха. При $Z = 8$ м $B_z = 0,15 \times 10^{-8}$ (в системе CGS);
 U_z — скорость ветра на высоте Z над поверхностью моря;
 E — максимальная упругость водяного пара, насыщающего воздух при температуре поверхности воды или льда;
 e_z — абсолютная влажность воздуха на высоте Z над поверхностью моря.

Для перехода от количества испарившейся воды к теплу испарения величина Q_n умножалась на скрытую теплоту испарения, а при испарении со льда — на сумму скрытой теплоты испарения и скрытой теплоты плавления льда. При расчете испарения со льда ледовитость моря оценивали приближенно по эмпирическим формулам, исходя из суммы градусо-дней мороза.

Поправка за соленость морской воды вводилась по известной формуле Свердрупа:

$$E_s = E_d(1 - 0,00053 S), \quad (8)$$

где E_s — максимальная упругость насыщения водяных паров над морской водой соленостью S ;

E_d — максимальная упругость насыщения водяных паров над поверхностью дистиллированной воды;

S — соленость в промиллях.

Теплоприток к поверхности моря за счет конденсации водяных паров очень мал по сравнению с расходом тепла на испарение, поэтому в дальнейшем мы будем рассматривать лишь результирующий расход тепла $Q_n - Q_n$. Характерно уменьшение $Q_n - Q_n$ с юго-запада на северо-восток. В районе Командорских островов $Q_n - Q_n$ достигает почти 68 ккал/см²год, а в районе Берингова пролива у побережья Чукотки падает почти до нуля. Такому быстрому изменению $Q_n - Q_n$ с юга на север способствуют испарение со льда в северной половине моря и значительное понижение температуры поверхности воды в этом же направлении. Особенно быстрое уменьшение $Q_n - Q_n$ с юга на север происходит в ледовый период.

В среднем для всего моря максимум $Q_n - Q_n$ приходится на ноябрь, а минимум — на июнь — июль. Однако в различных районах моря наблюдаются значительные отклонения от этих сроков (табл. 2). В северной части моря только в 14 из 24 квадратов минимум $Q_n - Q_n$ наблюдается в июне — июле. В остальных квадратах он отмечается в период с января по март, т. е. в период ледообразования. В южной половине моря минимум $Q_n - Q_n$ в большинстве случаев наступает в июне, а на самом юге моря — в августе и даже в сентябре. Не менее значительно расхождение в сроках наступления максимума $Q_n - Q_n$. Около 60% случаев сроков его наступления относится к ноябрю и декабрю. В остальных случаях максимум $Q_n - Q_n$ наблюдается в октябре и январе, причем наибольшее различие в сроках наступления максимума бывает в северной половине моря.

Для всего моря в целом максимум и минимум $Q_n - Q_n$ падают соответственно на осень и лето. Однако выявляются значительные особенности годового хода $Q_n - Q_n$ по широтным зонам. Если на юге моря максимум $Q_n - Q_n$ приходится на зиму, а минимум — на лето, то на севере четко выраженный максимум приходится на осень, а минимум — на весну. Кроме того, обнаруживается нарушение широтной зональности распределения сезонных величин $Q_n - Q_n$. Зимой и весной сезонные суммы $Q_n - Q_n$, так же как и

Таблица 2

Результирующие потери тепла поверхностью моря за счет процессов испарения и конденсации (в ккал/см²)

№ квадрата	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
7	-0,2	-0,1	-0,8	1,9	0,5	-3,5	-1,3	1,9	4,5	8,1	10,5	10,8	32,3
13	6,2	10,6	0,6	4,2	1,0	0,3	-0,4	0,8	5,8	8,6	5,6	6,3	49,6
27	12,6	6,9	6,9	4,3	1,9	-0,8	1,6	0,8	3,7	9,3	8,2	4,5	59,9
8	-0,2	-1,7	-0,8	1,7	0,5	-3,2	-1,4	0,7	3,5	6,4	6,8	5,5	17,8
21	9,7	8,7	0,1	5,8	-1,2	-1,3	-2,3	0,9	2,9	8,5	8,6	4,4	44,8
37	8,7	8,2	8,0	7,6	1,6	-0,7	-0,4	0,1	-2,3	7,2	8,9	11,1	58,0
9	-1,6	2,4	-0,8	1,9	0,5	-2,6	-0,4	2,9	4,9	7,3	5,5	-1,3	20,0
23	7,3	5,9	0,1	6,1	-1,2	-1,7	-2,8	0,6	6,3	6,8	4,4	8,8	39,6
40	9,9	4,6	10,4	7,0	3,7	0,4	0,8	-0,7	0,6	7,0	8,1	9,6	61,4
Море в целом	4,5	4,8	3,0	4,5	0,7	-0,8	-0,1	1,2	2,8	6,3	7,9	5,9	40,7

годовые, убывают с юга на север. Зато летом и осенью сезонные суммы $Q_n - Q_n$ не изменяются с широтой, что может быть связано с уменьшением температурных контрастов в теплое время года.

КОНВЕКТИВНО-ТУРБУЛЕНТНЫЙ ТЕПЛОБМЕН

Величина конвективно-турбулентного теплообмена рассчитывалась по формуле Самойленко (11)

$$Q_{т.о} = C'_z U_z (t_w - t_z), \quad (9)$$

где U_z — скорость ветра на высоте Z над поверхностью моря;

t_w — температура поверхности моря;

t_z — температура воздуха на высоте Z над поверхностью моря;

C'_z — коэффициент, зависящий от высоты Z , на которой производится измерения температуры воздуха и скорости ветра при $Z = 8$ м, $C'_z = 0,04 \cdot 10^{-8}$ (в системе CGS).

Теплообмен через лед учитывался по формуле В. В. Шулейкина

$$Q_{т.о} = \sigma \frac{\Delta T}{\Delta Z}, \quad (10)$$

где σ — коэффициент теплопроводности морского льда, принятый равным 0,003;

$\Delta T = T_1 - T_2$ — разность температур на верхней (T_1) и на нижней (T_2) границах ледяного покрова;

ΔZ — средняя толщина льда.

При частичном покрытии поверхности моря льдом величина теплообмена определялась по формуле

$$Q_{ср} = (1 - S_n) Q_n + S_n Q_n, \quad (11)$$

где Q_n — теплообмен поверхности моря, свободной от льда;

S_n — доля поверхности моря, покрытая льдом;

Q_n — теплообмен через лед.

Подсчеты показывают, что в результате конвективно-турбулентного теплообмена Берингово море теряет за год $15,8 \text{ ккал/см}^2$ (получает из атмосферы $+1,7 \text{ ккал/см}^2\text{год}$ и отдает атмосфере $17,5 \text{ ккал/см}^2\text{год}$). Вся поверхность моря теряет за год $36 \cdot 10^{16}$ ккал.

Наибольшая величина теплопотерь за счет теплообмена с атмосферой имеет место в западной части моря. Наименьшие теплопотери наблюдаются у самой южной окраины моря, близ заливов Бристольского и Нортон, а также близ Берингова пролива. Такого рода распределение $Q_{т.о}$ обусловлено трансформацией воздушных масс над относительно теплой поверхностью южной части моря и прилегающей части океана, а также особенностями в распределении скорости ветра и в развитии ледяного покрова над различными районами моря.

Годовой ход $Q_{т.о}$ выражен достаточно отчетливо. С сентября по апрель море теряет тепло, причем максимальные теплопотери приходятся на январь. Летом море получает тепло, но величина этого теплоприхода значительно меньше теплопотерь холодного времени года. Наибольший приход тепла наблюдается в июне. В различных районах моря сроки наступления максимума и минимума $Q_{т.о}$ существенно различаются. На самом севере моря максимум $Q_{т.о}$ приходится на ноябрь и декабрь, в южной половине моря — на январь и даже февраль (табл. 3).

Таблица 3

Конвективно-турбулентный теплообмен моря с атмосферой в ккал/см²

№ квадрата	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
7	1,6	1,2	1,2	0,5	0,4	-0,9	-0,5	-0,2	0,4	1,5	8,2	4,2	17,6
13	7,3	8,1	0,9	2,6	-0,1	-0,4	-0,5	0,2	0,2	2,0	2,4	3,3	26,0
27	2,5	3,4	2,7	1,9	0,1	-0,7	-0,1	-0,4	0,6	1,0	2,8	2,2	16,0
8	1,6	1,5	1,2	0,5	-0,1	-0,7	-0,6	-0,2	0,8	1,0	2,5	4,7	12,2
21	4,3	5,5	0,4	2,2	-0,5	-1,6	-0,8	-0,1	-0,1	1,9	2,3	4,2	15,7
37	3,2	3,8	2,9	0,9	-0,3	-0,8	0,0	-0,8	0,0	1,0	2,4	1,9	14,2
9	2,0	1,6	1,2	0,4	0,0	-0,9	-0,7	0,1	0,8	2,1	2,7	0,0	9,3
23	6,9	0,6	0,4	2,5	-0,5	1,8	-0,5	-0,2	0,0	1,8	1,4	5,9	20,1
40	3,5	3,6	3,2	1,0	0,3	-0,2	0,5	-0,2	0,4	1,3	1,3	3,2	17,9
Море в целом	3,4	3,3	2,0	1,4	0,0	-0,9	-0,6	-0,2	0,3	1,5	2,8	2,8	15,8

Рассматривая сумму компонентов $Q_{в-н} + Q_{т.о} = Q_A$, мы видим, что в результате процессов испарения, конденсации и теплообмена с атмосферой море теряет за год $56,5 \text{ ккал/см}^2$. Эта величина вдвое больше величины радиационного баланса Берингова моря. В распределении годовых сумм Q_A резко выражена широтная зональность. С возрастанием широты Q_A быстро убывает, причем в восточной половине моря убывание происходит быстрее, чем в западной. В годовом ходе Q_A (табл. 4) максимум и минимум приходятся соответственно на ноябрь и июнь. Только в течение двух месяцев (июнь и июль) море в результате процессов испарения, конденсации и теплообмена атмосферы получает тепло из атмосферы, и то в очень малом количестве. В остальные месяцы года море за счет этих процессов непрерывно теряет тепло.

Таблица 4

Месячные и годовые суммы Q_A (в ккал/см²)

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Q_A	7,9	8,1	5,0	5,9	0,7	-1,7	-0,7	1,0	3,1	7,8	10,7	8,7	56,5

ПРИХОД И РАСХОД ТЕПЛА ПРИ ЛЕДООБРАЗОВАНИИ И ТАЯНИИ ЛЬДОВ

При расчете главных компонентов теплового баланса вводились поправки на величину ледового режима, зависящие от площади, покрытой льдом, и от толщины льда. Ввиду недостаточной изученности ледового режима Берингова моря эти величины были нами получены в основном расчетными методами с использованием немногочисленных материалов фактических наблюдений над льдами. Рассчитывая $Q_{лд}$, необходимо иметь в виду, что основная масса льдов образуется и тает в пределах моря, причем зимнее ледообразование и весеннее ледотаяние происходят в северной половине моря, а таяние дрейфующих льдов — в южной его половине. Общее выделение тепла за весь период ледообразования составляет в ледовых районах моря $5,6 \text{ ккал/см}^2$ или на всю эту площадь $6,7 \cdot 10^{16}$ ккал. Относя вторую величину ко всей площади моря, получим, что $Q_{лд} = 2,3 \text{ ккал/см}^2\text{год}$, т. е. составляет около 5% величины суммарной солнечной радиации. Выяснить распределение прихода тепла ледообразования и потерь тепла при ледотаянии по времени и отдельным районам моря затруднительно из-за дрейфа льдов, тающих за пределами районов их образования.

ПОЛНЫЙ ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС МОРЯ

Для того чтобы рассчитать полный тепловой баланс Берингова моря, необходимо, помимо перечисленных составляющих теплового баланса, знать величину внутриводного теплообмена моря со смежными бассейнами. Непосредственно получить эту величину в настоящее время не представляется возможным. Однако приближенно ее можно рассчитать, предполагая, что результирующий приток тепла из соседних бассейнов, выражаемый последним членом левой части уравнения теплового баланса (2), полностью покрывает дефицит тепла в пределах моря.

Тепловой баланс поверхности Берингова моря (табл. 5) отрицателен и равен $-23,7 \text{ ккал/см}^2\text{год}$. Потеря тепла за год с поверхности всего моря составляет $66 \cdot 10^{16}$ ккал. Следовательно, для поддержания стабильного теплового состояния моря теплоприток извне, а именно из Тихого океана, должен составить в год величину порядка $66 \cdot 10^{16}$ ккал. Само собой разумеется, что здесь речь может идти лишь о порядке величин, ибо в ошибку вычисления внутриводного теплопритока входит суммарная ошибка вычисления главных компонентов теплового баланса поверхности моря. Округляя, можно принять, что течениями вносится в Берингово море количество тепла, равное $60 \cdot 10^{16} - 70 \cdot 10^{16}$ ккал/год. При отсутствии этого источника тепла термический режим моря был бы гораздо суровее современного. Судьбу Берингова моря можно было бы в этом случае сравнить с судьбой Карского моря при прекращении доступа туда атлантических вод [15, 16].

Тепловой баланс поверхности

Компоненты баланса	I	II	III	IV	V
Приход					
Суммарная солнечная радиация	0,9	2,0	4,9	7,2	9,6
Конденсация водяных паров	0	0	0	0	0
Таяние льдов	—	—	—	0,8	1,1
Теплообмен моря с атмосферой	0	0	0	0	0
Сумма	0,9	2,0	4,9	8,0	10,7
Расход					
Эффективное излучение	3,5	3,1	3,0	2,8	2,5
Испарение	4,7	4,6	3,1	4,5	0,9
Ледообразование	1,1	0,6	—	—	—
Теплообмен моря с атмосферой	3,4	3,3	2,0	1,4	0
Сумма	12,7	11,6	8,1	8,7	3,4
Баланс	-11,8	-9,6	-3,2	-0,7	7,3

Количество тепла, приносимое тихоокеанскими водами в Берингово море, значительно превосходит количество тепла, приносимого этими водами в Охотское море. Если суммарный приток тепла из океана в Берингово море составляет $60 \cdot 10^{16}$ — $70 \cdot 10^{16}$ ккал/год, то для Охотского моря эта величина равна только $40 \cdot 10^{16}$ ккал/год. Такое различие в количестве адвективного тепла достаточно велико, чтобы обусловить особенности термического режима Берингова и Охотского морей, отмеченные в начале статьи.

Распределение величин Q_T по акватории моря, особенно в его южной части, указывает на пути распространения течений, вносящих тепло в море из прилегающей части Тихого океана. Известно [2, 17], что областям распространения теплых течений в общем соответствуют области наибольших отрицательных значений величины теплового баланса поверхности моря. Как показывает рис. 2, существуют два главных направления, по которым тепло из Тихого океана вносится в Берингово море. Первый поток, наиболее мощный, расположен к северу от пролива между Командорскими и Алеутскими островами. Изолинии в этом районе выклиниваются в общем в северо-восточном направлении, очерчивая область наибольшего теплового эффекта тихоокеанских вод. По Г. Е. Ратманову [9], Б. Шульцу [18] и другим исследователям, именно через этот пролив поступает в Берингово море масса тихоокеанских вод, несущих с собой огромные запасы тепла. В согласии со схемой Г. Е. Ратманова находится и строение семейства изолиний Q_T . В зоне южной границы мелководья, охватывающего северо-восточную и северную части моря, происходит резкое уменьшение величин Q_T . Это может означать, что значительно меньшая масса теплых тихоокеанских вод проникает в мелководную часть моря. Достигая мелководья, большая часть этих вод отходит к западу и юго-западу и участвует в формировании камчатского течения.

Таблица 5

Берингово море (в ккал/см²)

	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
тепла								
10,2	9,6	7,4	4,9	3,0	1,3	0,7		61,7
0,8	0,2	0	0	0	0	0		1,0
0,4	—	—	—	—	—	—		2,3
0,9	0,6	0,2	0	0	0	0		1,7
12,3	10,4	7,6	4,9	3,0	1,3	0,7		66,7
тепла								
1,9	2,0	2,2	2,5	3,5	3,2	3,2		33,4
0	0	1,3	2,8	6,4	7,9	6,0		42,2
—	—	—	—	—	0,1	0,5		2,3
0	0	0	0,3	1,5	2,8	2,8		17,5
1,9	2,0	3,5	5,6	11,4	14,0	12,5		95,4
10,4	8,4	4,1	-0,7	-8,4	-12,7	-11,8		-28,7

Расчет теплового баланса подтверждает, таким образом, результаты единичных наблюдений над течениями, проведенных в последние годы, и позволяет считать, что главный поток тихоокеанских вод в море направляется через пролив между Командорскими и Алеутскими островами. Дальнейшие исследования в этом районе должны привести к созданию представлений о структуре течений во всей толще вод зоны пролива.

Подчеркивая связь распределения Q_T с областями распространения течений, мы все же не можем считать, что поле изолиний теплового баланса поверхности моря в точности совпадает с полем течений. Высокие отрицательные значения теплового баланса (см. рис. 2) относятся в юго-западной части моря не только к области теплового тихоокеанского течения, но охватывают также часть области распространения камчатского течения Ойя-Сю. Очень высокие отрицательные значения теплового баланса относятся, в частности, к открытому морю в районе, расположенном между о. Карагинским и мысом Африка. Здесь тепловой баланс поверхности моря колеблется в пределах от -11 до -60 ккал/см²год. Правда, говоря об области камчатского течения, мы не учитываем строения этого течения. Современная изученность камчатского течения еще недостаточна для того, чтобы с уверенностью судить о его структуре и среднем состоянии. Меандрирование течения создает условия для распределения отдельных теплых тихоокеанских струй в направлении к побережью Камчатки, и тогда появление «пятен» высоких отрицательных значений теплового баланса поверхности окажется вполне оправданным. При тех больших квадратах, относительно которых были проведены все расчеты теплового баланса, особенности отдельных относительно небольших районов могли оказаться сглаженными. Однако при всем этом в общем для района моря, прилегающего к побережью Камчатки,

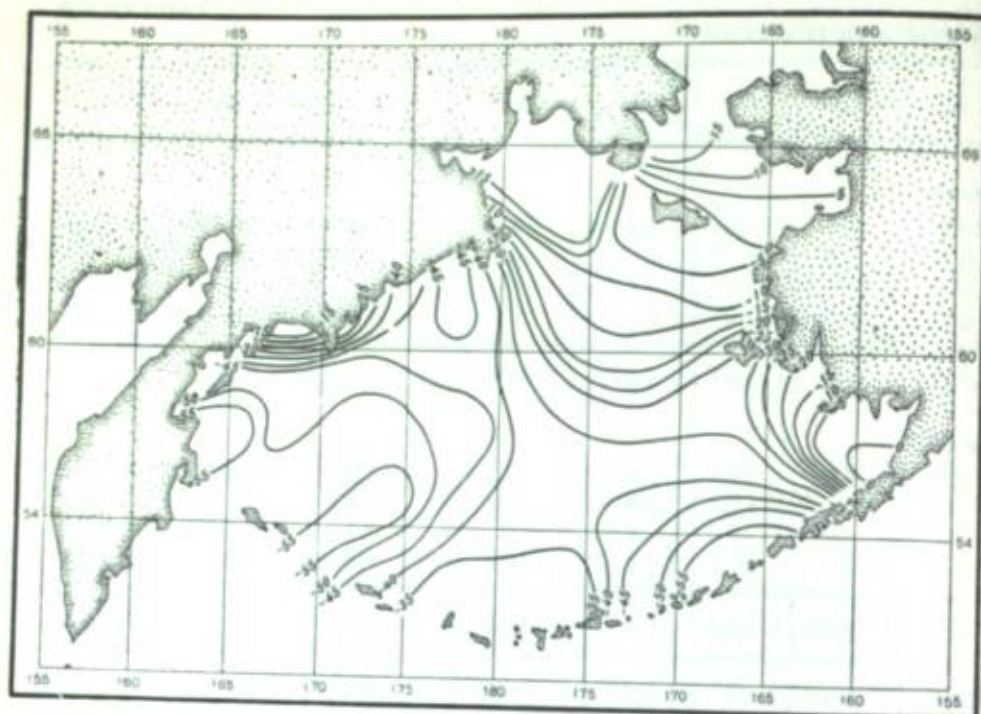


Рис. 2. Тепловой баланс поверхности Берингова моря (в ккал/см² год)

абсолютная величина теплового баланса на 20% ниже, чем в зоне подтока тихоокеанских вод.

Повышенные отрицательные значения теплового баланса на левом фланге крупных океанских течений — Гольфстрима и Куро-Сию отмечает и М. И. Будыко [2]. При этом наибольшие теплопотери поверхности моря в зонах теплых течений относятся к районам распространения главных струй течений. Например для Японского моря, по расчетам М. Миядзаки [17], в самой зоне цусимского течения до 75% теплозапаса течения отдается атмосфере, а остальные 25% передаются через главную фронтальную поверхность моря смежным водам, а затем атмосфере.

В юго-западной части Берингова моря наибольшее количество тепла отдается атмосфере в зоне потока или потоков теплых тихоокеанских вод. Повышенные отрицательные значения теплового баланса поверхности моря на левом фланге теплового течения (более высокие, чем на правом его фланге) могут быть связаны с двумя процессами, но оценить роль каждого из них пока еще невозможно.

Во-первых, может играть роль адвекция тепла при условии, что от главного потока теплового течения отщипываются в западном направлении отдельные ветви. Во-вторых, может сказываться влияние турбулентной диффузии, особенно сильно развитой во фронтальных зонах. Существование такой фронтальной зоны в рассматриваемом районе подтверждается целым рядом признаков, а приуроченность ее к левому флангу теплового течения типична для дальневосточных морей.

На рис. 2 выявляется еще одна область повышенных отрицательных значений теплового баланса, приуроченная к району восточных проливов Алеутской гряды. Этот источник тепла, судя по площади распро-

странения, несравненно меньше первого — прикомандорского. Однако нельзя им пренебрегать, имея в виду, что через восточные проливы Алеутской гряды в Берингово море также проникают потоки тихоокеанских вод [6, 8, 9]. Существование этих потоков не вызывает никаких сомнений.

В связи с существованием в Беринговом море двух указанных источников тепла возникает вопрос о путях подхода теплых тихоокеанских вод к южной границе Берингова моря. Расчет адвекции тепла в северной части Тихого океана, выполненный А. Н. Гезенцевой [5] под руководством В. Б. Штокмана, не дает ответа на этот вопрос, так как самая северная окраина Тихого океана оказалась при этом неосвещенной. Линия нулевой адвекции на схемах А. Н. Гезенцевой смещена далеко на юг от Берингова моря. Тем не менее, пользуясь ее схемами, можно по распределению областей отрицательной адвекции судить о зонах подъема подповерхностных вод южнее Командорских и Алеутских островов. Эти подповерхностные воды могут служить источником питания Берингова моря. Известные нам схемы течений [6, 8] не содержат указаний на проникновение в бассейн моря через пролив между Командорскими и Ближними островами потока тихоокеанских вод. Кроме того эти схемы не отражают общего переноса вод и дают возможность судить лишь о поверхностных течениях, как известно, наиболее сильно подверженных действию местных ветров. Материалы, использованные при разработке этих схем, ни в коем случае нельзя считать достаточными. Наблюдения последних лет, а также исследования Г. Е. Ратманова в 1932—1933 гг. дают известные основания полагать, что в рассматриваемый район проникает северная ветвь Куро-Сию¹. Высокое теплосодержание вод этой ветви может создавать необходимый прогрев Берингова моря.

* * *

Огромное количество тепла, отдаваемое тихоокеанскими водами Берингову морю, должно соответствовать массе или объему этих вод. Если бы в нашем распоряжении были необходимые данные по водообмену моря с океаном, то установление количественных связей не представило бы затруднений. Однако можно приблизительно оценить порядок величин водообмена, пользуясь данными о тепловом балансе поверхности моря и о горизонтальных градиентах температуры в направлении распространения тихоокеанских вод. Если горизонтальные градиенты температуры, средние для толщи вод от поверхности до 500 м глубины, колеблются в пределах 0,3—0,5° на 60 морских миль, то объем тихоокеанских вод, входящих в Берингово море за год, можно оценивать величиной порядка 150 000 км³. Применяя формулы смешения и пользуясь наблюдениями отдельных экспедиций над солесностью, можно получить тот же порядок величин притока тихоокеанских вод в бассейн Берингова моря.

В плане дальнейшего изучения теплового режима Берингова моря определение величины водообмена и последующее вычисление адвекции тепла, приносимого тихоокеанскими водами, представляет собой задачу первостепенной важности. Не меньшее значение имеет проблема сезонных и многолетних изменений теплового состояния моря, так как с этими изменениями тесно связаны изменения климата и фауны. Однако решение этих проблем невозможно без систематических океанологических

¹ Возможность непосредственного подтока вод северной ветви Куро-Сию в юго-западную часть Берингова моря вытекает из гидродинамических условий, как это было показано в свое время К. Хидака при моделировании Куро-Сию.

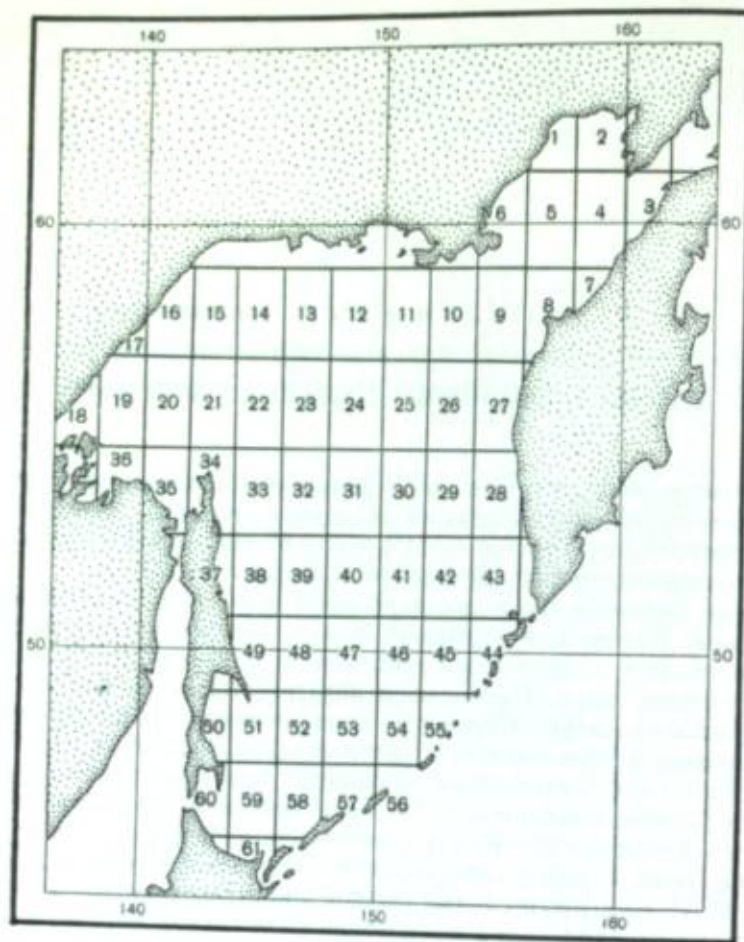


Рис. 1. Карта квадратов

возможность детального расчета теплового баланса поверхности Охотского моря. Исследованию результатов такого расчета и посвящена настоящая статья.

Для расчетов элементов теплового баланса была принята формула:

$$Q_r - Q_n + Q_k \pm Q_{т.о} \pm Q_{лд} \pm Q_{лап} \pm Q_{нур} = 0, \quad (1)$$

- где Q_r — радиационный баланс поверхности моря;
 Q_n — потеря тепла морем в результате испарения;
 Q_k — приток тепла к поверхности моря за счет конденсации водяных паров;
 $Q_{т.о}$ — тепловой эффект конвективно-турбулентного теплообмена моря с атмосферой;
 $Q_{лд}$ — тепловой эффект ледообразования и ледотаяния;
 $Q_{лап}$ — тепловой эффект теплообмена через пролив Лаперуза;
 $Q_{нур}$ — тепловой эффект теплообмена через проливы Курильской гряды.

Поскольку лед образуется только в пределах моря, таяние основной массы льдов происходит также в пределах моря, а вынос льда в океан составляет не более 3—5% всей массы льдов моря. Следовательно, не будет большой погрешностью считать, что ледообразование и таяние

в среднегодовых величинах происходят в пределах самого моря. Поверхность Охотского моря была нами разбита на 61 квадрат, размерами $2^\circ \times 2^\circ$ (рис. 1), и расчеты производились относительно центра каждого из этих квадратов. При оценке полученных результатов следует иметь в виду, что данные расчетов в прибрежных квадратах, имеющих размеры меньше стандартных, могут оказаться нерепрезентативными и несравнимыми с результатами расчетов в остальных квадратах.

РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС

Расчет количества тепла, поглощаемого поверхностью моря, производился [2] по формулам Савинова — Онгстрема [5] и Кимбалла [11]. Величины коэффициента m , зависящего от преобладающих форм облачности, принимались в зависимости от широты места (табл. 1).

Таблица 1

Величины коэффициента m

Широта	45°	50°	55°	60°
m	0,34	0,36	0,38	0,39

В результате расчетов установлено, что в среднем за год на поверхность Охотского моря поступает от солнца $69,5 \text{ ккал/см}^2$. Рассматривая распределение годовых сумм теплопритока Q_{\odot} по акватории моря, мы видим, что они растут в направлении с севера на юг и с востока на запад. Наименьшие величины — 60 — $61 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$ относятся к району входа в залив Шелехова, а наибольшие — 80 — $82 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$ — к районам пролива Лаперуза. Средняя годовая сумма для северной окраины моря составляет $63,5 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$, для южной — $75,7 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$, для восточной — $66,2 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$, для западной — $73,6 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$. Таким образом, на фоне общей широтной зональности распределения величин суммарной солнечной радиации в бассейне Охотского моря достаточно хорошо выражена и долготная зональность, обусловленная, по-видимому, уменьшением облачности с востока на запад. Годовой ход Q_{\odot} (табл. 2) характерен наличием максимума в июне и минимума — в декабре. Лишь в отдельных квадратах, относящихся главным образом к южной части моря (квадраты 44, 45, 46, 49, 51, 61 и др.), время наступления минимума Q_{\odot} смещается на январь, и только в двух квадратах (28 и 44) время наступления максимума Q_{\odot} смещается соответственно на июль и май.

Кривые годового хода Q_{\odot} для моря в целом и для отдельных квадратов, как правило, несимметричны относительно вершины кривой. Рост величины Q_{\odot} от месяца к месяцу происходит быстрее, чем падение от лета к зиме. При этом и рост, и падение неравномерны. В период роста наиболее значительны месячные нарастания Q_{\odot} от февраля к марту и от мая к июню. В период падения наибольшее месячное уменьшение Q_{\odot} происходит от сентября к октябрю. Характерно некоторое замедление роста Q_{\odot} в период от марта к апрелю, что можно связывать с увеличением влажности воздуха при интенсивном таянии льдов. При сравнении наших результатов с данными «Атласа теплового баланса» [1] в величинах Q_{\odot} обнаруживается некоторое расхождение. По данным атласа, количество

Суммарная солнечная радиация, поглощаемая морем (в ккал/см²)

№ квадрата	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1	0,6	1,4	3,9	6,5	8,1	12,2	11,7	8,7	6,0	3,5	1,3	0,4	64,3
2	0,6	1,4	3,9	6,5	8,1	12,2	11,7	8,7	6,0	3,2	1,2	0,4	63,9
3	0,6	1,5	3,6	5,8	9,0	11,8	11,3	8,6	4,8	2,7	1,1	0,4	61,2
4	0,6	1,5	3,6	5,8	9,0	11,8	11,3	8,6	4,8	2,7	1,1	0,4	61,2
5	0,6	1,5	3,6	6,4	9,0	11,8	11,3	7,7	4,8	3,0	1,2	0,5	61,4
6	0,6	1,5	4,0	6,4	9,0	11,8	11,3	8,6	5,1	3,3	1,2	0,5	63,3
7	0,8	1,9	4,3	6,0	9,1	11,9	11,4	7,9	5,1	3,0	1,3	0,6	63,3
8	0,8	1,9	4,3	6,0	9,1	11,9	10,2	6,4	5,1	3,0	1,3	0,6	60,6
9	0,8	1,9	4,3	6,0	9,1	11,9	10,2	6,4	5,1	3,0	1,3	0,7	60,7
10	0,8	1,9	4,3	6,0	8,2	11,9	10,2	7,9	5,1	3,3	1,3	0,7	61,6
11	0,9	1,9	4,3	6,0	8,2	11,9	10,2	7,9	5,1	3,3	1,3	0,7	61,6
12	0,9	1,9	4,3	6,0	8,2	11,9	11,4	7,9	5,7	3,3	1,3	0,7	62,3
13	0,9	1,9	4,3	6,6	8,2	11,9	11,4	7,9	5,7	3,3	1,3	0,7	63,5
14	1,0	1,9	4,3	6,6	8,2	11,9	11,4	7,9	5,7	3,3	1,3	0,7	64,1
15	1,0	1,9	4,8	6,6	8,2	12,0	11,4	8,7	6,4	3,7	1,5	0,6	64,8
16	1,0	1,9	4,8	6,6	9,1	12,0	11,4	8,7	6,4	3,7	1,5	0,6	66,8
17	1,1	2,1	4,8	6,6	8,4	12,0	11,4	8,7	6,4	3,7	1,7	0,6	67,9
18	1,3	2,4	5,1	6,8	8,5	12,0	11,5	9,1	6,8	4,1	2,1	0,9	67,6
19	1,2	2,2	5,1	6,8	8,5	12,0	11,5	9,1	6,8	4,1	2,1	0,9	70,6
20	1,2	2,4	4,6	6,8	8,5	12,0	11,5	9,1	6,8	4,1	2,0	0,9	70,2
21	1,2	2,2	4,6	6,8	8,5	12,0	11,5	9,1	6,8	4,1	1,8	0,9	69,7
22	1,1	2,2	4,6	6,2	7,5	12,0	10,1	8,0	6,8	3,7	1,6	0,9	67,5
23	1,1	2,2	4,6	7,1	8,5	12,0	10,1	8,0	6,2	3,7	1,6	0,8	61,5
24	1,2	2,2	4,6	6,2	8,5	12,0	10,1	8,0	6,2	3,7	1,6	1,0	66,1
25	1,2	2,4	5,2	6,2	8,5	10,5	10,1	8,0	6,2	3,7	1,4	1,0	65,1
26	1,2	2,4	4,8	6,2	8,5	10,5	10,1	8,0	5,4	3,7	1,4	1,0	63,6
27	1,2	2,2	4,8	6,2	8,5	10,5	10,1	8,0	5,4	3,7	1,6	1,0	63,4
28	1,3	2,2	5,1	6,4	10,0	9,4	10,3	8,3	5,8	3,6	1,9	1,1	64,0
29	1,3	2,5	5,1	6,4	10,0	10,9	10,3	8,3	5,8	4,1	1,9	1,1	65,4
30	1,3	2,5	5,1	6,4	10,0	10,9	10,3	8,3	5,8	4,1	1,9	1,1	67,7
31	1,3	2,2	5,1	6,4	8,6	10,9	10,3	8,3	5,8	4,1	1,9	1,1	67,6
32	1,2	2,5	5,0	6,4	8,6	10,7	10,3	8,3	5,8	4,1	1,6	1,1	65,7
33	1,3	2,5	5,0	6,4	8,6	12,2	10,3	8,3	6,6	4,1	1,9	1,1	66,6
34	1,3	2,5	5,0	6,4	7,2	12,2	10,3	8,3	7,3	4,1	1,9	1,2	68,4
35	1,5	2,7	5,0	7,1	8,3	12,2	10,3	8,3	7,3	4,1	1,9	1,3	67,8
36	1,6	2,9	5,4	7,1	8,3	12,2	11,8	9,5	7,3	4,4	2,1	1,1	70,0
37	1,8	2,7	5,2	6,5	7,3	12,1	11,6	8,6	6,9	4,4	2,4	1,1	73,8
38	1,6	2,7	5,2	6,5	8,3	12,1	11,6	8,6	6,9	4,4	2,7	1,4	71,2
39	1,5	2,4	5,2	6,6	8,3	10,8	10,4	8,6	6,9	4,4	2,4	1,5	71,6
40	1,9	2,4	5,3	6,6	8,3	10,8	10,4	8,6	6,9	4,4	2,2	1,3	68,6
41	1,7	2,5	5,3	6,6	10,0	10,8	10,4	8,6	6,9	4,4	2,2	1,3	69,1
42	1,7	2,5	5,3	6,6	10,1	10,8	8,9	8,6	6,9	4,4	2,2	1,3	70,7
43	1,7	2,5	5,3	6,6	10,1	10,8	8,9	8,6	6,9	4,4	2,2	1,3	69,3
44	1,5	2,7	6,0	8,1	11,3	10,6	8,8	8,6	7,2	4,7	2,2	1,3	69,3
45	1,5	2,3	6,0	8,1	10,1	10,6	8,8	8,6	7,2	4,7	2,4	1,6	73,5
46	1,5	2,7	6,0	6,6	8,7	10,6	10,3	8,6	7,2	4,7	2,4	1,6	71,9
47	1,7	2,4	5,6	6,6	8,7	10,6	10,3	8,6	7,2	4,7	2,4	1,6	70,9
48	1,9	2,4	4,9	6,6	8,7	10,6	10,3	8,6	7,2	4,7	2,4	1,6	70,9
49	1,9	3,1	5,5	7,4	8,7	11,9	10,3	8,6	7,2	4,7	2,7	1,6	70,2
50	2,4	3,3	5,8	8,5	9,6	11,7	10,1	9,7	7,2	5,3	3,1	2,0	75,0
51	1,7	3,0	5,8	8,5	9,6	11,7	10,1	9,7	8,4	5,7	3,5	2,1	80,8
52	1,9	2,9	5,1	7,5	8,6	10,4	10,1	8,6	7,4	5,7	3,5	2,1	78,7
53	1,9	2,9	5,1	7,5	8,6	10,4	10,1	8,6	7,4	5,1	3,1	1,9	72,6
54	2,0	2,6	6,3	8,2	10,0	10,4	10,1	8,6	7,4	5,1	2,8	1,9	72,3
55	2,0	2,6	6,3	8,2	10,0	10,4	8,9	8,6	7,4	5,1	2,8	1,9	75,4
56	2,2	2,8	6,4	8,2	9,8	10,2	8,7	8,7	7,4	5,1	2,8	1,9	74,2
57	2,2	2,4	6,4	8,2	9,8	10,2	10,0	8,7	7,9	5,5	3,0	2,1	75,5
58	2,2	2,8	6,1	7,7	8,5	10,2	10,0	8,7	7,9	5,5	3,0	2,1	76,4
59	2,5	3,2	5,4	8,6	9,7	10,2	10,0	8,7	7,9	6,1	3,0	2,1	75,3
60	2,4	3,2	5,9	8,6	9,7	10,2	10,0	8,7	8,6	6,1	3,4	2,5	78,9
61	2,8	3,5	5,6	7,9	9,8	10,2	10,1	10,3	9,0	6,6	3,8	2,9	82,5

тепла, получаемое за год от суммарной солнечной радиации, изменяется в пределах всего моря от 80 до 100 ккал/см² год, тогда как по нашим расчетам Q_{\odot} меняется от 60 до 80 ккал/см² год. Расхождение, очевидно, обусловлено различными масштабами и способами расчетов. При составлении «Атласа теплового баланса» расчеты производились относительно десятиградусных квадратов; мы же делали подсчеты относительно двухградусных квадратов, учитывая особенности распределения облачности над поверхностью Охотского моря.

Расчет эффективного излучения [2] по формуле Онгстрема — Кузьмина [4] показал, что потери тепла за счет эффективного излучения составляют для бассейна Охотского моря в среднем 39,4 ккал/см² год. Наибольших величин годовые суммы потерь из-за эффективного излучения достигают на северной и западной окраинах моря, а также у восточных берегов Сахалина. Наименьшие величины $Q_{\text{эф}}$ относятся к восточной окраине моря и району, прилегающему к Курильской гряде (табл. 3).

Таким образом, широтная зональность распределения $Q_{\text{эф}}$ выражена значительно меньше, чем в распределении Q_{\odot} . Более резко выявляется уменьшение $Q_{\text{эф}}$ с запада на восток. Такая закономерность в распределении $Q_{\text{эф}}$ тесно связана с влиянием холодных и сухих муссонных потоков в зимнее время года. Продвигаясь с запада на восток над поверхностью моря, нижние слои воздуха прогреваются и увлажняются, вследствие чего увеличивается встречное излучение атмосферы. В годовом ходе $Q_{\text{эф}}$ максимум теплопотерь для всего моря в целом приходится на декабрь, а минимум — на август. Однако в 20 квадратах из 61 время наступления максимумов и минимумов не совпадает со средними сроками для всего моря. В квадратах 15, 26 и 61 минимум $Q_{\text{эф}}$ наблюдается в мае, 2, 3, 19, 20, 35, 37, 38 и 60 — в июне, 4, 10, 17, 36, 39, 45, 49 и 50 — в июне и в квадрате 29 — в сентябре. Максимум $Q_{\text{эф}}$ в 35 квадратах, большинство из которых относится к южной половине моря, приходится на декабрь. Но в северной половине моря в отдельных квадратах отмечается значительное отклонение времени наступления максимума $Q_{\text{эф}}$ от среднего. В квадратах 8 и 41 максимум $Q_{\text{эф}}$ наблюдается в марте, в заливе Шелехова и у охото-аянского побережья — в октябре и т. д. Характерно, что в указанных районах отмечается также наиболее раннее ледообразование.

Радиационный баланс Охотского моря Q_r положителен и в среднем для всего моря составляет 31,1 ккал/см² год. В распределении величин Q_r по акватории моря характерно преобладание широтной зональности. Если на самом юге моря Q_r достигает 42,1 ккал/см² год, то на северной окраине моря он составляет всего 21,8 ккал/см² год, т. е. почти вдвое меньше. При этом наибольшие разности Q_r между северной и южной окраинами моря относятся к западной части моря. Долготная зональность выражена слабо. Разности Q_r между западной и восточной окраинами моря не превосходят 2—3 ккал/см² год. В годовом ходе Q_r выявляются четкий максимум в июне и достаточно хорошо выраженный минимум в декабре. С ноября по февраль включительно для всей акватории моря радиационный баланс отрицателен. Этот вывод совпадает с результатами, полученными Главной геофизической обсерваторией [1]. Изменчивость величины Q_r от месяца к месяцу (табл. 4) наиболее велика в летне-осенний период, особенно от сентября к ноябрю.

ПОТЕРИ ТЕПЛА ЗА СЧЕТ ИСПАРЕНИЯ

Расчет испарения [2] по формуле В. С. Самойленко [7] показывает, что в среднем для всего моря $Q_{\text{н}} - Q_{\text{н-н}}$ составляет 38,9 ккал/см² год.

при общей потере тепла за счет испарения 40 ккал/см² год и прихода тепла за счет конденсации 1,1 ккал/см² год. Неоднородность термических, ветровых и ледовых условий Охотского моря создает сложную картину распределения теплопотерь, связанных с испарением, и теплопритока за счет конденсации.

Можно выделить две области наиболее высоких значений $Q_{в-к}$. Первая, самая большая, относится к юго-восточной части моря, вторая — к зоне пролива Лаперуза. Большие величины $Q_{в-к}$ в юго-восточной части моря связаны с подтоком тихоокеанских вод, а в зоне пролива Лаперуза — с тепловым воздействием цусимского течения. В наиболее ледовитых районах моря величина $Q_{в-к}$ резко снижается до 9,7 ккал/см² год в вершине залива Шелехова и 8,3 ккал/см² год в Сахалинском заливе. С учетом этих особенностей можно установить некоторые закономерности распределения потерь $Q_{в-к}$. С возрастанием широты величина $Q_{в-к}$ уменьшается. На самом юге моря средняя величина $Q_{в-к}$ колеблется в пределах от 46,8 до 53,7 ккал/см² год, на севере моря — в пределах от 20,3 до 32,9 ккал/см² год. Наряду с широтной зональностью, в распределении $Q_{в-к}$ выявляется и меридиональная зональность. Если не принимать во внимание зону пролива Лаперуза и самую северо-западную окраину моря, то величины $Q_{в-к}$ убывают с востока на запад. Для средних широт моря $Q_{в-к}$ на востоке равно 57 ккал/см² год и уменьшается к западу до 25,8 ккал/см² год, т. е. более, чем вдвое. Этот результат не является неожиданным, если учесть значительно большую суровость и ледовитость западной окраины моря по сравнению с восточной. В годовом ходе $Q_{в-к}$ наибольшие теплопотери относятся к осенне-зимнему периоду с максимумом в ноябре, наименьшие — к весенне-летним месяцам с минимумом в июле.

Однако в различных районах моря обнаруживается значительное отклонение от средних сроков наступления максимума и минимума. В северной части моря и у восточных берегов Сахалина, так же как и в среднем для всего моря, максимум теплопотерь приходится на конец осени — начало зимы (табл. 5).

Этому периоду соответствуют свободная от льда поверхность моря, значительное понижение температуры воздуха по сравнению с температурой воды и устойчивые свежие ветры. По мере развития ледяного покрова испарение и величина теплопотерь за счет испарения быстро уменьшаются, так что преобладающими становятся процессы конденсации водяных паров. В южной половине моря, где в течение всего ледового периода могут оставаться открытыми значительные акватории, максимум теплопотерь наступает в декабре, а летний минимум смещается на август. Характерно также, что в ряде районов моря образуются вторичные максимумы и минимумы $Q_{в-к}$.

КОНВЕКТИВНО-ТУРБУЛЕНТНЫЙ ТЕПЛОБМЕН

Расчет конвективно-турбулентного теплообмена между морем и атмосферой [2], выполненный по формуле В. С. Самойленко [8], показал, что распределение среднегодовых величин $Q_{т.о}$ по поверхности всего моря отличается большей сложностью, чем распределение $Q_{в-к}$. Здесь трудно выявить широтную или меридиональную зональность. Наиболее высокие значения теплопотерь относятся к центральной части моря, где $Q_{т.о}$ достигает 25,7 ккал/см² год. От этого района область высоких значений $Q_{т.о}$ распространяется в общем северо-западном направлении. Происхождение этой области высоких значений $Q_{т.о}$ отчасти можно объяснить рас-

Испарение с поверхности моря (в ккал/см²)

№ квадрата	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	
1	-7,8	0,4	-1,3	0,7	0,9	0,0	1,7	0,7	5,1	8,1	1,7	2,4	12,6	
2	-7,8	0,4	-1,3	0,7	0,9	0,0	1,2	0,7	5,9	6,8	1,7	0,5	9,7	
3	-1,3	-0,4	0,8	1,4	1,0	-0,9	0,6	0,3	4,9	9,0	10,4	0,0	25,8	
4	-1,0	0,0	1,5	2,1	1,0	-0,9	-0,2	-1,1	4,9	10,8	8,6	0,5	26,2	
5	-0,5	-0,4	1,0	1,4	1,2	-0,9	-0,3	-1,8	5,5	9,2	10,4	0,5	25,3	
6	-2,1	0,4	0	0,1	1,2	-0,9	1,6	0,0	6,4	6,5	9,0	0,0	22,2	
7	-1,7	0,5	1,5	0,8	2,1	0,8	-3,8	1,3	2,5	7,6	7,4	0,4	19,4	
8	-2,1	1,0	0,5	0,1	1,4	-0,1	-1,4	-1,1	2,3	6,7	9,6	1,7	18,6	
9	-2,1	0,5	1,1	0,1	1,3	0,5	-0,2	0,6	2,9	9,0	9,5	11,4	34,6	
10	-2,7	0,0	1,1	0,1	1,3	0,2	-0,7	0,3	2,5	5,1	7,7	12,5	27,4	
11	-0,5	-0,4	1,5	0,1	1,3	0,2	-2,2	0,2	3,4	4,4	9,8	12,5	30,3	
12	-1,5	-0,4	1,5	0,1	1,5	-0,1	-0,6	3,2	4,8	6,0	11,9	12,5	38,9	
13	-2,4	-0,8	1,5	0,1	1,5	-0,1	-0,4	3,4	4,8	7,7	11,9	12,5	39,7	
14	-2,4	-1,2	1,5	0,1	1,5	-0,1	-0,9	3,0	5,2	9,3	13,6	14,9	44,5	
15	-0,2	-1,2	1,5	0,1	1,5	-0,1	-0,6	2,8	4,6	9,3	13,6	13,2	44,5	
16	-0,5	0,5	0,8	1,1	1,5	1,9	-0,2	2,4	5,7	10,8	12,4	1,6	38,0	
17	1,1	0,4	0,8	1,2	1,2	1,1	0,2	1,2	4,4	9,0	3,8	1,1	25,5	
18	6,7	-0,2	0,4	1,6	1,2	1,6	-1,2	-1,7	4,6	8,3	3,0	0,2	24,5	
19	1,7	0,4	0,4	1,6	1,3	1,6	-0,7	-0,6	3,0	9,3	2,0	1,1	21,1	
20	2,6	0,9	0,8	1,6	1,5	-0,9	-0,6	0,8	3,1	7,7	11,0	-0,5	28,0	
21	-1,9	0,9	1,5	0,1	1,5	-1,1	-0,8	0,3	4,4	9,0	11,0	0,6	25,5	
22	-3,2	-0,4	2,1	0,1	1,5	-0,1	-0,8	-0,2	4,0	7,0	11,0	1,4	22,4	
23	-2,7	0,5	2,4	0,1	1,5	-0,1	-0,8	-0,6	3,1	8,8	10,0	10,2	32,4	
24	-2,4	1,2	1,3	0,1	1,5	-0,1	-0,6	0,7	1,3	10,0	10,0	11,3	34,3	
25	8,3	1,8	2,0	3,7	1,3	-0,1	-0,2	0,9	1,8	7,9	7,7	12,8	47,9	
26	8,3	1,3	2,0	3,7	0,0	1,0	-0,5	0,5	2,3	7,9	7,7	12,8	47,0	
27	6,4	1,2	2,9	3,7	0,9	0,8	-1,0	-0,6	2,1	6,9	10,2	10,3	43,8	
28	8,3	5,5	8,1	2,1	0,4	0,8	-0,6	-1,0	2,3	6,9	10,2	9,8	52,8	
29	9,2	6,9	9,3	2,5	0,9	1,0	0,0	0,4	2,4	8,0	11,5	12,2	64,3	
30	9,2	6,9	3,3	2,5	1,1	1,0	0,0	0,0	2,4	8,0	7,4	14,2	56,0	
31	8,3	-2,3	2,0	2,5	-0,5	-0,1	-0,6	-1,6	3,1	8,0	10,8	14,2	43,8	
32	4,8	-3,3	1,3	-0,7	-0,8	-0,1	-1,0	-1,9	3,9	10,1	13,4	12,9	38,6	
33	3,7	0,0	0	0,9	0,0	-0,1	-1,6	-0,6	4,1	10,0	12,1	10,2	38,7	
34	-2,0	0,8	0,6	0,9	0,3	-3,7	-2,8	0,0	3,6	7,0	11,0	0,6	16,3	
35	-5,0	0,1	0	0,8	0,2	-5,0	-3,8	-1,9	3,4	9,0	11,0	-0,5	8,3	
36	-6,7	0,1	0	0,6	0,2	-2,2	-2,9	-3,0	2,4	10,8	10,1	0,5	9,9	
37	-1,7	-0,9	-0,5	1,5	0,2	-0,9	-1,3	-1,6	1,1	12,2	9,6	0,5	18,2	
38	-3,7	0,5	-0,1	0,2	0	-1,1	-1,6	-1,5	4,8	10,0	12,1	11,3	30,9	
39	-1,0	1,8	1,3	0,2	0	-1,1	-1,0	0	3,3	7,9	10,8	14,2	36,4	
40	8,3	2,5	9,3	2,5	0	-0,1	-0,6	0,4	3,3	5,8	10,2	14,2	55,8	
41	6,5	9,5	9,3	2,5	1,1	-0,1	0	0	3,3	5,8	10,2	13,1	61,2	
42	8,4	10,5	8,1	4,2	1,1	1,1	0	0,8	2,8	5,8	10,2	13,5	66,5	
43	8,4	10,5	8,1	4,2	0,4	1,0	-0,3	-0,4	2,8	7,0	9,2	13,8	64,7	
44	8,4	9,6	9,6	4,2	2,4	-0,1	-1,6	-3,0	0,5	5,0	9,2	13,8	57,0	
45	8,4	9,6	5,7	4,2	2,4	-0,1	0,2	-0,2	0,4	2,3	5,1	10,2	11,2	59,6
46	8,4	9,5	8,1	2,8	1,1	-0,1	0,2	-0,2	0,8	5,8	10,2	12,3	58,9	
47	9,2	9,5	7,2	2,5	0	-0,1	-0,8	-1,1	1,8	5,8	10,2	13,5	57,7	
48	9,2	0,5	1,2	1,4	0	-0,1	-1,0	0	1,3	5,8	12,8	13,5	44,6	
49	-2,7	0,4	-1,3	1,2	0	-1,2	-1,6	-1,8	3,1	10,1	10,8	11,4	28,4	
50	-0,6	0,3	0,6	2,8	0,2	-1,2	-1,1	-3,5	5,2	8,4	9,2	9,8	37,1	
51	-0,2	1,0	1,0	2,2	0,4	-1,7	-0,2	-0,2	2,5	9,4	12,0	8,3	34,5	
52	9,6	2,1	0,1	2,6	0	-0,3	-1,2	-0,8	1,3	8,2	11,2	12,4	45,2	
53	8,0	9,5	5,1	0,7	0,4	-0,3	-0,4	-1,8	2,6	8,2	11,2	13,8	57,0	
54	8,0	10,8	7,2	2,1	0	-0,1	-0,4	-1,0	2,4	5,1	12,5	17,7	64,3	
55	8,0	9,6	7,2	2,1	0	-1,1	-3,4	-4,3	-1,3	3,2	10,2	12,3	42,5	
56	8,8	9,6	8,0	2,1	-3,2	-0,1	-3,0	-3,6	-0,8	5,0	10,2	14,8	47,8	
57	8,0	7,8	5,1	0,7	-2,7	-0,2	-2,2	-3,2	1,2	7,2	11,2	13,4	46,3	
58	7,2	3,5	2,2	1,8	0,3	0,9	0,4	-1,2	4,1	7,5	13,6	12,1	52,4	
59	8,0	2,4	1,8	1,8	1,4	0,9	1,6	-1,2	4,7	8,5	11,9	10,8	52,6	
60	10,4	2,4	1,8	1,5	1,2	0,9	2,0	2,1	5,8	10,6	14,1	14,4	67,2	
61	10,4	2,0	0,9	1,8	1,2	0,9	1,6	1,8	6,4	9,0	10,5	9,2	55,7	

№ квадрата	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1	2,9	1,9	1,6	0,8	-0,3	-0,6	-0,7	-0,9	1,1	3,0	7,7	3,2	19,6
2	2,7	1,7	1,4	0,8	-0,7	-0,6	-0,7	-0,9	0,9	2,8	7,0	2,8	17,2
3	1,9	1,4	1,1	0,6	-0,2	-1,2	-0,7	-0,6	0,5	2,5	5,3	2,3	12,9
4	2,1	1,3	1,0	0,4	-0,8	-1,4	-1,4	-1,3	0,7	2,4	5,0	2,1	10,1
5	2,2	1,4	1,2	0,6	-0,6	-1,2	-1,1	-1,8	0,7	1,8	4,8	1,8	9,8
6	2,7	1,9	1,6	0,9	-0,4	-1,0	-0,4	-1,3	1,0	2,8	6,0	2,6	16,4
7	2,4	3,6	1,8	0,4	0,0	-0,8	0,0	0,0	0,4	2,6	4,6	3,3	18,3
8	1,8	2,8	1,6	0,4	0,0	-0,6	-1,1	-1,1	0,3	2,0	3,8	2,9	12,7
9	1,9	2,5	1,1	0,6	0,0	-0,8	-1,1	-1,3	-0,3	1,7	4,0	7,4	15,7
10	4,0	2,8	1,8	0,8	0,5	-0,7	-1,2	-1,3	-0,2	0,4	4,2	7,8	19,0
11	4,3	3,1	1,8	0,8	0,0	-0,7	-1,5	-1,1	0,0	0,3	4,4	7,9	19,3
12	4,3	3,1	1,8	0,8	0,0	-0,6	-0,8	-1,8	0,4	1,0	4,5	9,2	21,9
13	4,6	3,3	1,8	0,8	0,0	-0,2	-0,5	-0,2	0,4	1,3	4,5	10,3	26,1
14	4,9	3,3	1,8	0,8	-0,5	-0,3	-0,4	0,0	0,4	1,8	4,5	4,0	20,2
15	5,0	3,5	1,7	0,6	0,0	-0,4	-0,3	0,0	0,5	1,8	4,7	4,1	21,2
16	5,0	3,3	1,8	0,5	-0,5	0	-0,4	0,0	0,4	2,2	4,5	4,4	21,3
17	4,6	3,2	1,8	0,3	-1,0	-0,4	-0,7	-0,4	0,4	2,2	5,6	4,7	20,4
18	3,6	1,9	2,1	0,2	-0,7	-0,9	-0,8	-1,3	0,2	2,6	5,3	5,0	17,4
19	4,6	1,7	1,9	0,4	-0,5	-0,7	-0,2	-0,5	0,0	1,9	5,5	4,4	18,4
20	4,6	3,2	1,8	0,6	0,0	-0,7	0,0	0,0	0,2	1,6	5,2	5,8	22,3
21	4,6	3,1	1,9	0,6	0,0	-0,8	0,2	-0,2	0,1	1,0	4,4	5,3	20,2
22	4,4	3,2	1,7	0,6	0,0	-0,7	-0,3	-0,9	0,2	1,0	3,9	5,4	18,4
23	3,8	3,0	1,7	1,1	0,0	-0,6	-0,6	-1,1	0,1	1,0	4,0	8,2	20,6
24	6,8	2,7	1,5	1,1	0,0	-0,6	-0,7	-0,7	-0,5	1,0	4,0	7,2	21,8
25	5,8	4,5	2,6	1,1	-0,6	-0,7	-0,6	-0,6	-0,2	0,9	3,8	6,9	22,9
26	5,0	4,0	2,4	1,1	-0,9	-0,3	-0,5	-0,5	-0,5	0,7	3,7	6,9	21,0
27	3,9	2,0	2,1	0,8	-0,9	-0,4	-0,4	-0,7	-0,3	1,6	5,1	6,2	19,1
28	3,3	1,8	2,4	0,6	-0,4	-0,4	-0,7	-0,9	-0,1	1,3	4,0	5,9	16,9
29	5,0	4,3	1,5	0,8	-0,8	-0,4	-0,4	-0,5	-0,4	0,6	3,2	6,9	19,8
30	6,0	4,3	2,7	0,9	-0,6	-0,2	-0,5	-0,5	0,1	0,7	2,5	8,2	23,6
31	3,2	2,3	2,8	0,8	0,3	-0,6	-0,7	-1,1	-0,1	0,8	3,4	3,2	17,8
32	3,5	2,8	1,5	0,8	-0,7	-0,4	-0,9	-1,1	0,2	1,2	3,8	7,0	17,6
33	4,3	3,0	2,2	0,6	-0,2	-0,4	-1,1	-0,6	-0,1	1,0	2,7	8,2	19,6
34	4,7	3,3	2,1	0,6	-0,5	-1,5	-1,1	-1,1	-0,5	0,8	4,4	9,2	20,4
35	4,4	3,1	2,3	0,7	-0,9	-1,2	-1,0	-1,5	0,1	1,1	5,7	4,4	17,1
36	4,8	3,5	2,3	0,5	-0,7	-1,2	-1,2	-1,6	-0,5	2,1	5,2	4,4	17,5
37	4,8	3,2	2,0	0,4	-0,6	-0,7	-0,8	-1,1	-1,0	1,0	4,2	3,4	14,8
38	4,2	2,4	1,9	0,4	-0,3	-1,4	-0,9	-0,8	-0,1	0,7	3,8	7,5	17,4
39	3,6	2,4	1,5	0,8	-0,5	-0,5	-0,7	-0,2	-0,2	0,4	4,0	8,2	18,8
40	9,9	2,0	1,9	0,8	0,0	-0,1	-0,4	-0,5	0,0	0,2	3,4	6,7	24,0
41	8,8	3,8	1,9	0,6	0,7	0,4	0,0	-0,6	-0,6	0,0	3,6	7,1	25,7
42	7,2	4,1	2,0	0,8	-0,6	-0,2	0,0	-0,6	-0,2	0,0	3,4	6,2	22,2
43	5,5	3,5	1,5	0,0	-0,5	-0,4	-0,3	-0,8	-0,2	0,6	3,3	5,0	17,2
44	0,9	2,6	3,6	0,7	-0,1	-0,5	-0,6	-1,9	-0,6	0,6	2,8	4,6	12,1
45	1,4	2,9	3,5	0,7	-0,6	-0,6	-0,2	-0,6	-0,3	0,3	2,4	6,0	14,9
46	1,8	3,4	1,5	0,3	0,2	-0,6	-0,3	-0,5	-0,6	0,4	2,7	6,2	14,6
47	3,1	1,7	1,0	0,3	0,0	-0,7	-0,5	-0,4	0,0	0,4	3,2	7,0	15,1
48	1,1	2,1	1,0	0,4	-0,1	-0,8	-0,6	-0,3	0,0	0,1	3,5	8,1	14,6
49	3,4	2,2	1,8	0,4	-0,1	-1,0	-0,6	-1,0	-0,3	0,8	4,0	6,9	18,4
50	2,8	1,8	0,7	0,0	-0,7	-0,4	-0,9	-0,4	-0,1	1,5	2,7	3,8	10,8
51	2,8	1,9	1,0	-0,2	-1,0	-0,6	-0,1	0,2	-0,5	1,5	3,8	4,6	13,4
52	4,2	3,1	0,5	-0,3	-1,2	0,4	-0,3	-0,1	-0,6	0,4	3,3	6,7	15,3
53	3,4	2,9	1,3	-0,2	-1,0	-0,6	0,0	-0,8	-0,4	-0,2	3,0	6,3	13,6
54	5,2	2,4	2,7	-0,3	-0,9	-0,3	-0,1	-0,4	-0,2	0,5	3,1	6,7	18,4
55	6,3	2,6	4,0	-0,3	0,0	-1,0	-0,2	-1,8	-1,0	0,0	2,1	5,1	15,8
56	5,5	2,9	1,4	-0,2	0,2	-1,7	-1,4	-1,8	-1,2	0,8	1,7	5,7	11,9
57	6,0	1,5	3,0	-0,6	-0,6	-1,0	-0,8	-0,6	-0,2	0,8	2,6	6,4	16,5
58	2,9	1,6	1,7	-0,4	-0,7	-1,0	0,3	-0,7	-0,1	0,5	3,7	6,6	14,6
59	3,5	1,5	0,5	-0,2	-1,5	-0,1	-0,7	-0,8	0,4	0,1	3,5	5,0	11,2
60	1,7	1,2	0,8	-0,2	-0,8	-0,4	-0,6	-0,4	-0,2	0,7	2,4	5,3	9,5
61	2,1	1,3	0,6	0,0	-1,1	-0,8	0,0	0,1	-0,4	1,1	2,5	3,9	9,3

пространением в этом же направлении (от центральной части моря на северо-запад) потока теплых вод. Однако этот поток вод вряд ли может создать повышение $Q_{т.о}$ на северо-западной окраине моря в районе Аян-Охотск-Тауйская губа. Здесь большую роль, по-видимому, играет влияние обширной полыньи, созданной отходом льдов в открытое море под действием западных и северных ветров. Эта полынья настолько обширна и устойчива, что в ее пределах производится интенсивный лов сельди. Наличие такой открытой водной поверхности при свежих и устойчивых ветрах холодного времени года приводит к увеличению $Q_{т.о}$.

Две относительно небольшие области наименьших значений $Q_{т.о}$ занимают район залива Шелехова ($Q_{т.о} = 9,8$ ккал/см² год) и район Шантарских островов ($Q_{т.о} = 7,5$ ккал/см² год). Они относятся к наиболее ледовитым районам моря. Естественно, что наличие здесь ледяного покрова затрудняет теплообмен моря с атмосферой. Иной характер имеет снижение величины $Q_{т.о}$ (до 9,3 ккал/см² год) в районе пролива Лаперуза, где сказывается отепляющее взаимодействие вод ветви цусимского течения и климат обладает значительно меньшей суровостью, чем в других районах моря. Снижение здесь величины $Q_{т.о}$ вызвано уменьшенными разностями температур между водой и воздухом. Известную роль в уменьшении величины $Q_{т.о}$ играет и то обстоятельство, что скорости ветра в самой юго-западной части моря в холодное время года меньше, чем в других районах.

$Q_{т.о}$ обладает достаточно хорошо выраженным годовым ходом (табл. 6) с максимумом (средним для всего моря) в декабре и минимумом в июле. С сентября по апрель море теряет тепло, с мая по август получает его. Однако приход тепла за счет конвективно-турбулентного теплообмена значительно меньше расхода. Для отдельных районов моря отмечается отклонение от средних сроков наступления максимума и минимума. В заливе Шелехова максимум $Q_{т.о}$ наблюдается в ноябре, у Охотского побережья — в январе. Минимум $Q_{т.о}$ наступает в отдельных районах моря с мая по сентябрь.

Для всего моря в целом, так же как и для отдельных квадратов, характерна несимметричность кривых годового хода. Осенью теплопотери нарастают от месяца к месяцу очень быстро, в связи с чем промежуток времени от минимума до максимума обычно значительно меньше промежутка времени от максимума до минимума.

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ

Прежде чем исследовать основные черты теплового баланса поверхности Охотского моря (табл. 7), необходимо оценить тепловой эффект ледообразования и ледотаяния. Как указывалось выше, при современной изученности ледового режима Охотского моря это можно сделать лишь приблизительно, пользуясь расчетными методами.

Расчеты показывают, что за весь период ледообразования (4 месяца) приток тепла ледообразования $Q_{лд}$ составляет 3,8 ккал/см². Эта сумма распределяется по отдельным ледовым месяцам (табл. 8).

За год величина $Q_{лд}$ составляет всего лишь 10% $Q_{эф}$ и 5% Q_{\odot} . Но если сравнивать $Q_{лд}$ с величиной $Q_{эф}$ за ледовый период, то окажется, что теплоприток за счет ледообразования достигает уже 20% $Q_{эф}$. Все эти расчеты относятся, однако, к морю в целом. Производить расчеты $Q_{лд}$ по отдельным квадратам, для которых рассчитывались другие компоненты теплового баланса, не представляется возможным.

Таблица 7

Схема теплового баланса поверхности Охотского моря (в ккал/см²)

Компоненты баланса	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Приход тепла													
Раднация	1,4	2,4	5,0	6,8	8,9	11,3	10,5	8,4	6,6	4,2	2,8	1,2	69,5
Теплообмен между морем и атмосферой . . .	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,6	0,8	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	2,6
Ледообразование	1,6	0,9	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	3,8
Конденсация . . .	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,7	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1
Сумма	3,0	3,3	5,4	6,8	9,3	12,1	12,0	9,4	6,6	4,2	2,8	2,1	77,0
Расход тепла													
Эффективное излучение	4,1	3,5	3,9	3,1	2,6	2,4	2,4	2,0	2,8	3,9	3,9	4,8	39,4
Испарение	2,8	2,6	2,6	1,5	0,7	0,0	0,0	0,0	3,2	7,8	10,0	8,8	40,0
Теплообмен между морем и атмосферой . . .	4,0	2,7	1,8	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	4,0	5,8	19,9
Таяние льда . . .	0,0	0,0	0,0	1,2	1,8	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,8
Сумма	10,9	8,8	8,3	6,3	5,1	3,2	2,4	2,0	6,0	12,8	17,9	19,4	103,1
Баланс	-7,9	-5,5	-2,9	0,5	4,2	8,9	9,6	7,4	0,6	-8,6	-15,1	-17,3	-26,1

Таблица 8

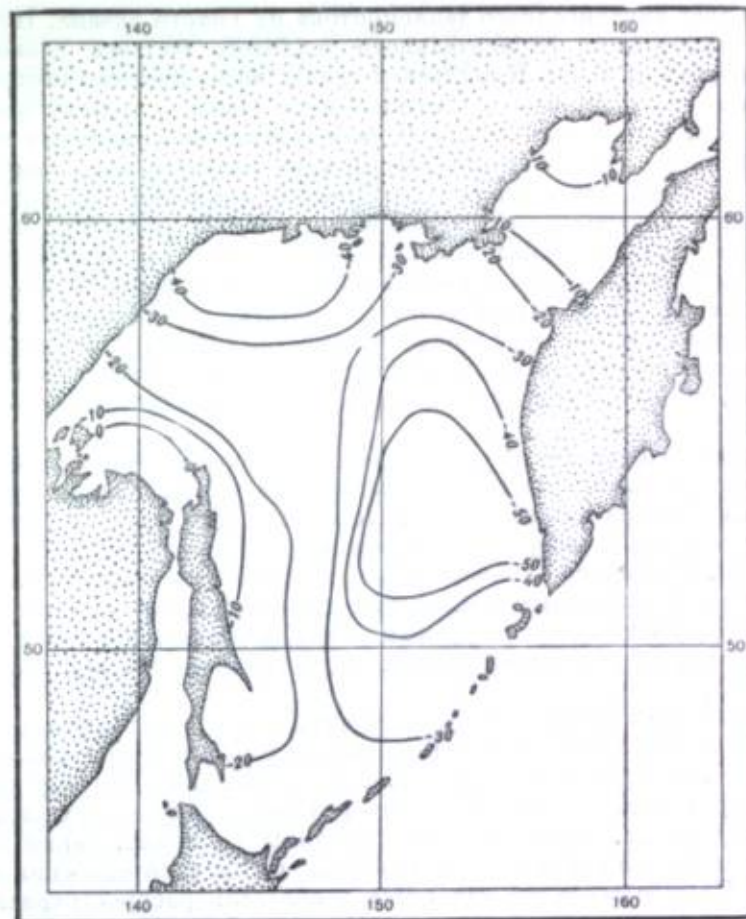
Приток тепла ледообразования по месяцам

Месяцы со льдом	XII	I	II	III
$Q_{лд}$, ккал/см ² месяц	0,9	1,6	0,9	0,4

Как указывалось выше, в первом приближении можно принимать, что ледообразование и таяние льдов происходят в пределах самого моря. Следовательно, для моря в целом тепловые эффекты ледообразования и ледотаяния можно считать равными. Но для отдельных квадратов такого предположения уже сделать нельзя, так как в Охотском море в течение всего ледового периода непрерывно происходит дрейф льдов из северных районов на юг. Это означает, что таяние льдов наблюдается главным образом на юге моря.

Полный тепловой баланс Q_n Охотского моря в целом отрицателен и составляет величину примерно 25 ккал/см² год. Вся поверхность Охотского моря теряет за год около $40 \cdot 10^{16}$ ккал. Максимум Q_n приходится на июль, а минимум — на декабрь. В отдельных квадратах наблюдаются отклонения от этих сроков, но они относительно невелики.

В распределении величины Q_n (рис. 2) по акватории моря замечательно то, что от южной окраины моря Q_n возрастает в северном направлении

Рис. 2. Тепловой баланс поверхности моря (в ккал/см²год)

до широты северной оконечности Сахалина. Далее Q_n прерывисто убывает к северу. Другая, еще более важная закономерность заключается в том, что почти на всех широтах Q_n убывает от востока к западу. Если в районах, прилегающих к южной половине Камчатки, Q_n колеблется в пределах от 66,1 до 38,7 ккал/см²год, то в тех же широтах на западной окраине моря эта величина падает до 10—15 ккал/см²год. В результате в восточной части моря и средних для моря широтах формируются обширная область высоких значений Q_n , а вдоль всей западной окраины моря — полоса минимальных значений Q_n . Характерно также, что почти во всех прибрежных районах, за исключением западной части северной окраины моря, Q_n имеет небольшие значения. В этой связи интересно отметить понижение величины Q_n в районе о. Иона, где имеется пятно пониженных температур воды, обусловленное по Н. Н. Зубову, подъемом глубинных холодных вод. Вероятно, таково же происхождение пониженных значений Q_n в районе Курильской гряды.

Выясняя вопрос о природе отрицательного теплового баланса поверхности Охотского моря и в причинах указанного характера распределения величины Q_n поверхности моря, мы можем исходить из одного-единственного предположения, что указанный дефицит тепла может покрываться

лишь за счет внутриводного теплопритока из Тихого океана. Но в таком случае компенсация отрицательного теплового баланса должна была быть наибольшей в зоне Курильской гряды, через проливы которой тихоокеанские воды проникают в Охотское море. Однако, судя по нашим расчетам, в зоне Курильской гряды Q_n не достигает максимальных значений, а следовательно, компенсация дефицита не является здесь наибольшей. Исходя из того, что областям наибольших значений Q_n соответствует наибольший внутриводный теплоприток, следует полагать, что тепловой эффект тихоокеанских вод оказывается наиболее значительным севернее Курильской гряды, а именно в центральной части восточной половины моря. В таком случае остается считать, что тихоокеанские воды проникают в Охотское море в подповерхностных слоях и обнаруживаются на поверхности в зоне высоких значений Q_n . Что же касается зоны пролива Лаперуза, то здесь тепловая компенсация происходит за счет ветви цусимского течения.

Низкие значения Q_n вдоль западной окраины моря и в заливе Шелхова могут указывать на то, что воздействие тихоокеанских вод на термикку этих районов незначительно. Не вполне ясно происхождение высоких значений Q_n у северного побережья моря между Охотском и Тауйской губой. Наибольшие значения Q_n в этом районе превышают 40 ккал/см² год. Одно из возможных объяснений происхождения области высоких значений Q_n у Охотского побережья может заключаться в том, что в этом районе поток относительно теплых подповерхностных вод выходит на мелководье.

Пониженные значения Q_n у восточных берегов Сахалина и к северу от Сахалинского залива можно связывать с тем, что в этом районе теплые тихоокеанские воды непосредственно не проникают. Поэтому основную роль в формировании здесь теплового режима играют компоненты радиационного баланса. Распределение величины Q_n может, таким образом, характеризовать в какой-то мере основные черты распределения морских течений. Прежде всего это относится к областям распространения относительно теплых тихоокеанских вод. Поток этих вод устремляется в восточную часть моря и образует здесь область наиболее высокой тепловой компенсации. Это совпадает со взглядами А. К. Леонова о преимущественном проникновении тихоокеанских вод через северные проливы Курильской гряды. Однако, в отличие от А. К. Леонова, мы считаем, что этот поток происходит не через самые северные мелководные проливы, а главным образом через глубоководные проливы восточной части Курильской гряды. Возможно, что часть тихоокеанских вод проникает в Охотское море также и через глубоководные проливы средней, а может быть, и западной части гряды. Проникая здесь в море, эти воды сливаются с основной массой тихоокеанских вод, распространяющихся в северном направлении. Разумеется, для достаточно надежного определения путей проникновения тихоокеанских вод в море необходимы регулярные инструментальные наблюдения в проливах, в пределах, по крайней мере, годового цикла. Однако в качестве первого приближения можно наметить общую схему распространения тихоокеанских вод в Охотском море по распределению величины Q_n . Очевидно, что проникающие в море теплые тихоокеанские воды отепляют море. Наибольший прогрев относится к восточной окраине моря, к которой приурочена область максимальных значений Q_n , а наименьший — к западной. Это означает, что, проходя над западной частью моря, поток воздушных масс, стекающих с материка в холодное время года, прогревается сравнительно медленно и что выхолаживающий эффект материковых воздушных масс в очень ма-

лой степени компенсируется здесь теплоотдачей моря. В восточной и особенно юго-восточной частях моря отепляющее действие вод на воздушные массы быстро возрастает, и суровость климатических условий уменьшается.

Суровые климатические условия Охотского моря обусловлены его географическим положением — близостью его побережья к зимнему полюсу холода. Естественно, что выхолаживающий эффект масс воздуха, приходящих в холодное время года в бассейн Охотского моря из района полюса холода, чрезвычайно велик. Несмотря на то, что Охотское море по своим климатическим условиям более сурово, чем расположенное севернее Берингово море, температуры воды и воздуха, а также ледовой режим севера Японского моря (северной и средней частей Татарского пролива) сравнимы с соответствующими характеристиками Охотского моря. Это в значительной мере связано с ослаблением к северу влияния зимнего континентального муссона, а также тем, что в Беринговом море приток теплых тихоокеанских вод наиболее силен в юго-западной части моря. Поэтому поступающие с материка холодные воздушные массы сравнительно быстро трансформируются здесь над теплой водной поверхностью.

Расчитанные нами среднегодовые значения теплового баланса Охотского моря позволили объяснить особенности климатического режима моря и выявить общие закономерности адвекции в море теплых тихоокеанских вод. Исследовать влияние годового хода теплового баланса поверхности моря на его климатические условия значительно труднее по той причине, что нам не известна внутриводная изменчивость адвекции тепла течениями. Можно только отметить, что в районах наибольшей внутриводной адвекции тепла, как правило, наблюдается меньшая асимметрия кривой годового хода, чем в тех районах, куда приток тихоокеанских вод невелик. Так, в западной части моря рост Q_n происходит медленнее, чем его падение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас теплового баланса. Под ред. проф. М. И. Будыко. Гидрометеонадат, Л., 1955.
2. Баталин А. М. Опыт расчета теплового баланса Берингова моря. В этом сборнике, стр. 23—36.
3. Зубов Н. Н. Морские воды и льды. Гидрометеонадат, М., 1938.
4. Кузьми П. П. Радиация, отраженная от поверхности моря и поглощенная слоями воды различной глубины. «Метеорология и гидрология», № 7—8, Гидрометеонадат, Л., 1939.
5. Ратманов Г. Е. К гидрологии Берингова и Чукотского морей. «Исследования морей СССР», вып. 25, Гидрометеонадат, Л., 1937.
6. Савинов С. И. О формулах, выражающих прямую и рассеянную радиацию в зависимости от степени облачности. «Метеорологический вестник», № 5—6, Гидрометеонадат, Л., 1933.
7. Самойленко В. С. Современная теория океанического испарения и ее практическое применение. Труды Государственного океанографического института, вып. 21 (33), Гидрометеонадат, Л., 1952.
8. Самойленко В. С. Определение теплообмена поверхности моря с атмосферой. Доклады Государственного океанографического института, № 5, Гидрометеонадат, Л., 1945.
9. Сивков С. И. Географическое распределение эффективных величин альбедо водной поверхности. Известия Всесоюзного географического общества, т. 84, вып. 2, Географиз, М., 1952.
10. Шуллейки В. В. Физика моря. Изд-во АН СССР, М., 1941, 1953.
11. Kimball H. Amount of solar radiation that reaches on the land and on the land and on the sea...Month. Weath. Rev., v. 56, № 10, 1928.

Ю. В. Истошин

(Государственный океанографический институт)

ТЕМПЕРАТУРА ВОДЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ И ВОЗМОЖНОСТЬ
ЕЕ ПРОГНОЗАКРАТКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ТЕРМИЧЕСКОГО
РЕЖИМА МОРЯ

Наблюдения над температурой воды на поверхности Японского моря начали производиться со времени первых плаваний в нем русских и иностранных военных и торговых кораблей. Результаты измерений температуры воды в 50—60-х годах прошлого столетия систематизированы Л. И. Шренком в его двух фундаментальных трудах «О течениях Охотского, Японского и смежных с ними морей» и «Очерк физической географии Северо-Японского моря» [16, 17]. Выводы, сделанные Л. И. Шренком в отношении общей схемы течений Японского моря, остаются в общем справедливыми до сих пор. Именно им по термометрическим наблюдениям установлены и названы основные течения дальневосточных морей: цусимское, лиманское (приморское), курильское, сахалинское и др.

Глубоководных наблюдений в то время было мало. А те, которые и были, — малонадежны вследствие недостаточного устранения давления воды на термометр на значительных глубинах.

В труде Л. И. Шренка [17] приведены результаты первых серий глубоководных измерений температуры, взятых вице-адмиралом Посьетом в 1873 г. с корветов «Витязь» и «Богатырь», совершавших одновременно плавание из Нагасаки во Владивосток на близком расстоянии друг от друга¹. Температура воды измерялась по нескольку раз в день и всегда на строго определенных горизонтах — 50 и 100 сажен. Всего было взято 20 глубоководных измерений температуры.

Следующей крупной сводкой всех накопившихся к тому времени сведений о температуре воды была работа С. О. Макарова «Витязь и Тихий океан» [11]. В нее были включены материалы наблюдений отечественных и иностранных научных экспедиций и русских военных и торговых кораблей по 1890 г. включительно, в том числе и все данные, использованные Л. И. Шренком в его работах.

С. О. Макаров систематизировал в виде таблиц весь имевшийся у него материал наблюдений за температурой воды в Японском море и смежных

¹ В работе Л. И. Шренка [17] есть указание, что первое измерение температуры воды на глубине принадлежит сотруднику кругосветной экспедиции Крузенштерна — Горнеру, который произвел одно наблюдение в мае 1808 г. на глубине 50 сажен у северных берегов Хоккайдо. Упомянутое измерение температуры проведено в проливе Лаперуза, т. е. в Охотском море.

морях. Им были составлены также карты температур воды на поверхности моря для северной части Тихого океана; для Охотского и Японского морей и прилегающей части Тихого океана между параллелями 40 и 48°; для пролива Лаперуза и Корейского пролива. На эти карты были нанесены все сведения о температуре воды независимо от времени года. На некоторых из этих карт проведены изотермы на 16 августа. С. О. Макаровым была составлена также особая карта изотерм поверхностной воды Японского, Охотского и Берингова морей с прилегающей частью Тихого океана для 16 августа. Помимо перечисленных карт поверхностных температур воды, С. О. Макаров составил одну из первых карт температуры воды на глубине 400 м.

Перед выходом в свет труда С. О. Макарова «Витязь и Тихий океан» в Германии были изданы ежемесячные карты температур Г. Шотта [27]. Эту первую попытку построения карт пространственного распределения температуры на поверхности Японского моря и в смежных с ним водах нельзя признать удачной. Прежде всего отсутствие необходимых материалов наблюдений не дало возможности Г. Шотту построить полные карты температур для зимних месяцев — января, февраля, марта, и северная часть моря оказалась неосвещенной. Кроме того, расположение изотерм для ряда месяцев — апреля, мая, августа, октября, с характерным выгибом их к югу посреди моря, нельзя считать правильным.

Тем не менее эти карты Г. Шотта послужили основой при составлении «Атласа Тихого океана», изданного в 1896 г. Морской обсерваторией в Гамбурге (Германия) [29]. В этом атласе карты поверхностных температур воды даны только для 4 месяцев — февраля, мая, августа и ноября. На февральской карте по-прежнему остались неосвещенными северная и северо-западная части моря, а на майской и особенно на августовской картах в расположении изотерм в средней части моря (между 38 и 41° с. ш.) остались те же погрешности, что и на картах Г. Шотта. В 1904 г. вышла статья Вада [44], содержащая детальное описание поверхностной температуры воды в западной части Тихого океана и Японском море — в частности. Вада использовал все имевшиеся к тому времени материалы наблюдений по морским и иностранным источникам.

Из последующих работ заслуживает внимания статья Т. Окада [23]. В ней отражены материалы наблюдений японских лайнеров, плававших в Японском море в 1911—1920 гг. Приводятся также результаты наблюдений над температурой воды на японских маяках за 8 лет (с 1914 по 1921 г.), а для маяка Такасима, близ Отару, — с 1899 по 1920 г.

Статья Т. Окада содержит ежемесячные карты поверхностных температур воды для всех месяцев года. Помещены также карты широтных изаномал (в пределах моря) с наложенной на них схемой теплых и холодных течений. Карты Т. Окада характерны следующими особенностями: проникновением языков холодной воды с севера на юг вдоль 132-го меридиана в западной части моря осенью (в октябре—декабре) и вдоль 131-го меридиана в июне. На картах хорошо прослеживается мощное проникновение языка теплой воды с юга на север вдоль 130-го меридиана в сентябре и частично в августе (вдоль 131-го меридиана между широтами 40 и 42° с. ш.). Как и на всех предыдущих картах, в холодное время года (ноябрь—апрель) наблюдается формирование языка холодной воды в районе залива Петра Великого и к югу от него.

Следующей обстоятельной сводкой сведений о температуре воды Японского моря и прилегающих к нему вод является работа Суда и Секи [30]. В ее основу положены материалы судовых гидрометеорологических наблюдений и береговых станций за 1911—1920 гг. Каждая из ежемесячных

карт средних многолетних температур воды на поверхности моря сопровождается схемой течений, объясняющих особенности пространственного распределения температуры. Карты Суда и Секи также не освещают режим температуры в Татарском проливе и вдоль всего берега Приморья.

В начале 20-х годов текущего века в Японском море возобновились начатые русскими глубоководные исследования. В те годы работы еще не отличались той систематичностью, которой они достигли в 30-х годах и последующее время. В 20-х годах исследования проводились Имперским рыбным институтом в Токио (экспедиционное судно «Теио Мару», 1919—1921 гг.), Гидрографической службой Японии (экспедиционное судно «Мансю», 1924 г.), а в СССР—Гидрографической службой (экспедиционное судно «Воровский», 1925, 1926, 1928 гг.).

Первые японские исследования ограничивались верхним слоем моря — от поверхности до глубины не свыше 500 м, в то время как станции Гидрографической службы СССР брались до глубины 1000 м, а некоторые — до дна [13].

Результаты русских исследований на судне «Воровский» были перепечатаны в японских журналах [36].

Таким образом, к началу 30-х годов накопились большие ряды результатов наблюдений над температурой воды: 1) прибрежных наблюдений маячных станций, 2) судовых попутных наблюдений судов военного и торгового флотов, 3) эпизодических экспедиционных наблюдений и 4) наблюдений на прибрежных стандартных разрезах рыбохозяйственных организаций.

В 1930 г. М. Уда и Г. Окамото [38, 39] в основном по данным глубоководных океанографических наблюдений, проведенных Рыбным институтом в Токио за 1918—1929 гг. (1930 г.), составили аналогичные карты для поверхности и глубины 100 м. На этих картах, так же как на картах Суда и Секи, в виде врезок приводятся схемы поверхностных течений.

Составленные М. Уда и Г. Окамото карты характерны следующими особенностями. Карты поверхностных температур для июля—сентября имеют ярко выраженные языки теплых вод по 132-му меридиану для июля и по 131-му меридиану — для августа и сентября. Изотермы на этих картах плавно следуют вдоль Восточной Кореи, например изотерма 22° на августовской карте. На картах поверхностных температур для октября и ноября языки теплой воды не столь резко выражены, как на июльско-сентябрьских картах, а для декабря язык не прослеживается вовсе. То же относится ко всем месяцам первой половины года (с января по июнь). В восточной части моря изотермы ориентированы с юго-запада на северо-восток.

Карты температур на горизонте 100 м характерны резкой контрастностью между северо-западной (холодной) и юго-восточной (теплой) частями моря. В июле—сентябре к югу от залива Петра Великого располагается область, где температура воды составляет всего 1°, 1°,5, в то время как на юго-востоке моря она равна 15—17°. Изотермы ориентированы с юго-запада на северо-восток под острым углом к меридиану.

Характерной особенностью для 100-метровых карт в весенний период года (апрель — май) является наличие языка холодной воды, ориентированного от залива Петра Великого к о. Садо, т. е. по направлению зимнего муссона Японского моря. Любопытно, что язык холодной воды в эти месяцы хорошо прослеживается и на поверхности, но ориентирован он по направлению не к о. Садо, а к полуострову Ното.

Карты К. Цукуда [37], построенные в 1937 г. для поверхности моря по данным судовых исследований за 20 лет (1911—1930 гг.), несколько

отличаются от карт М. Уда и Г. Окамото. Сравнивая карты М. Уда и Г. Окамото с картами К. Цукуда, можно утверждать, что первые более отвечают действительности, поскольку они основаны на точечных глубоководных наблюдениях, отличающихся высокой точностью, тогда как карты К. Цукуда, а также все предыдущие карты поверхностных температур основаны на данных судовых наблюдений, осредненных по 1- или 2-градусным квадратам. Естественно, что точечные данные позволяют более детализировать картину пространственного распределения температуры моря, особенно в прибрежной полосе, чем поквadratные данные.

Однако в СССР до сих пор наиболее известны и распространены карты К. Цукуда и каталог поквadratных данных о температуре воды, опубликованные Морской обсерваторией в Кобе [21]. Именно эти материалы были широко использованы В. С. Самойленко в его «Климатическом и гидрологическом атласе Японского моря» [8].

Атлас, составленный в Научно-исследовательском институте аэроклиматологии под редакцией В. С. Самойленко, выгодно отличается от всех предыдущих атласов полнотой приведенных в нем данных о температуре воды. В нем использованы все отечественные судовые и береговые наблюдения, а также доступные зарубежные данные, содержащиеся в литературных источниках. В атласе В. С. Самойленко хорошо освещены северная часть моря и Татарский пролив, который совершенно не нашёл отражения на японских картах; поэтому карты температур из атласа В. С. Самойленко являются, бесспорно, самыми полными и лучшими по сравнению со всеми изданными до сих пор картами, основанными на поквadratных данных. Однако им, как и всем прочим изданиям этого рода, свойственна чрезмерная схематизация, вытекающая из процесса осреднения данных для обширных квадратов. Если для открытого моря это не приводит к существенным ошибкам, то для прибрежных районов, проливов и зон расположения фронтов температуры, где градиенты температуры велики, — использование поквadratных данных затуманивает многие важные детали явления и прежде всего не позволяет наметить более или менее точное положение фронтов в гидросфере.

Из приведенного выше краткого обзора истории издания отдельных карт и атласов температур воды следует, что для их составления использовались главным образом данные судовых наблюдений и в некоторой степени — результаты наблюдений маячных станций. Исключением являются карты М. Уда и Г. Окамото и атлас В. С. Самойленко, в которых были широко использованы и результаты глубоководных наблюдений эпизодических экспедиций, и данные стандартных разрезов.

Результаты эпизодических экспедиционных исследований, произведенных в Японском море различными исследовательскими судами, освещались в ряде работ. Так, об исследованиях, выполненных в южной части Японского моря с борта экспедиционного судна «Сюицу Мару» летом 1928, 1929 и 1930 гг., доложено в работах К. Суда, К. Хидака и др. [30—33]. Результаты океанографических работ экспедиционного судна «Сюицу Мару», проведенных летом 1931 и 1932 гг., изложены в статье К. Хидака и Мацудайра и др. [19]. Исследованиями охвачена северо-восточная часть моря, прилегающая к западному берегу о. Хоккайдо и северо-западному берегу о. Хонсю (к северу от полуострова Ното). В статье имеются карты температур на стандартных горизонтах (от 50 до 500 м), на которых хорошо прослеживается область расположения фронта в поле температуры. Приводятся также графики вертикального распределения температуры на основных разрезах.

В 1930 и 1932 гг. экспедиционное судно «Сюнпу Мару» вело океанографические работы в Сангарском проливе. Результаты этих исследований опубликованы [26, 34].

Однако экспедиционные исследования, проводившиеся с одного-двух судов, неизбежно оказывались растянутыми во времени, и возникала необходимость приведения данных к определенным числам месяца. Субъективность таких приемов, желание получить мгновенную картину термического, солевого и газового состояний моря заставили японских ученых применить новый по тому времени прием организации океанографических работ. Так, в июне 1932 г. силами нескольких японских учреждений со многих кораблей (около 50) в Японском море и смежных с ним морях была проведена одновременная океанографическая съемка в сочетании с обширными комплексными работами. Результаты этой широко известной экспедиции изложены в работах М. Уда [40, 41] и прореферированы на русском языке Л. Ф. Рудовицем [10].

В октябре 1933 г. была повторена синхронная океанографическая съемка Японского моря и смежных с ним вод с 20 судов. Результаты съемки освещены в статье М. Уда [42], а на русском языке — в обстоятельном реферате В. К. Бубнова [2].

Непосредственные результаты всех глубоководных океанографических наблюдений, — помимо того, что они часто приводились в перечисленных выше статьях, — также полностью печатались в японских морских ежегодниках: до 1928 г. включительно — в виде квартальных отчетов [25], а с 1929 г. — полугодовых отчетов [28].

Богатый материал стационарных и экспедиционных наблюдений позволил многим авторам, кроме составления атласов температур воды и отчетных статей, выполнить ряд тематических работ, посвященных характеристике термического режима Японского моря.

Как уже упоминалось, даже первоначальные данные наблюдений над температурой воды позволили Л. И. Шренку [16, 17] построить первую схему течений Японского моря и прилегающих вод, а С. О. Макарову [11, 12] внести в нее ряд существенных дополнений. В дальнейшем большинство японских авторов также использовало термометрические наблюдения при построении схем течений для каждого месяца года.

К. Суда [35], основываясь на наблюдениях, произведенных экспедиционным судном «Сюнпу Мару» летом 1929, 1930 и 1931 гг., а также на результатах русских исследований, опубликованных Л. Ф. Рудовицем [13] и Т. Тагута [36], исследовал особенности режима температуры придонной воды Японского моря и сделал ряд ценных заключений о ее происхождении.

Очень много работ посвящено исследованиям термических условий в связи с рыбным промыслом. В частности, в ряде работ рассматриваются океанографические условия обитания и промысла теплолюбивой рыбы — сардины (иваси). Так, например, в содержательной статье М. Уда и Г. Окамото [43] приведены значения температуры воды, соответствующие началу промысла сардины в различных пунктах япономорского побережья, разгару промысла и его концу.

Из посвященных режиму температурных условий Японского моря советских работ, в которых в той или иной степени затрагиваются вопросы обитания промысловых рыб, заслуживает упоминания работа А. М. Баталина. Он рассмотрел аномалии температуры воды в 1941, 1942, 1943 и 1944 гг., т. е. в годы, когда полностью прекратился промысел сардины в северной части Японского моря. Для сравнения исследователь взял в качестве нормального года 1932 г. и анализировал аномалии темпера-

туры только за май (именно в мае обычно сардина подходила к нашим берегам). Более подробно рассмотрено распределение температуры воды в 1943 г. Для этого года А. М. Баталину удалось проследить изменения температуры воды в период с марта по сентябрь.

Основной причиной изменения температуры вод моря, по А. М. Баталину, является соответствующее изменение режима Куро-Сию. Силой, влияющей на изменение режима этого течения, являются ветры муссона в масштабе северной части Тихого океана, вызывающие сильный дрейфовый эффект и деформирующие струи Куро-Сию, а следовательно, и интенсивность вхождения вод ветви Куро-Сию — цусимского течения — в Японском море.

Температура воды Японского моря находится в обратной зависимости от интенсивности зимнего муссона. Развитие температурных аномалий А. М. Баталин объясняет не только дрейфовым эффектом муссонных ветров, но также увеличением теплопотерь водной поверхностью при усилении зимнего муссона и уменьшением их при усилении летнего. В пределах Японского моря дрейфовый эффект муссона играет важную роль в смещении струи цусимского течения, проходящей через центральную часть Японского моря.

Карты аномалий А. М. Баталина приведены в работе П. Ю. Шмидта «Рыбы Тихого океана» [15] и использованы им для объяснения причин исчезновения сардины — иваси в Японском море в 1941—1942 гг.

К работам, в которых рассматриваются причины изменения температуры воды, относятся фундаментальные исследования Миядзаки [22] и Е. И. Алдошиной [1] по тепловому балансу поверхности моря, статья Ю. В. Истошина [4] о причинах колебаний теплосодержания приморского течения и статья М. Г. Глаголевой, Е. М. Саускан, Я. А. Гютнева [3], в которой излагается методика прогноза температуры воды у юго-западного побережья о. Сахалин для весеннего времени года. Материалами, положенными в основу этой работы, послужили повторные океанографические съемки Японского моря в марте — апреле 1954 г. одновременно с 5 кораблей.

Большое количество работ посвящено анализу температурных условий в зоне основных систем морских течений Японского моря, главным образом цусимского течения. К ним относится работа Н. И. Чалышевой [14] о перераспределении тепла течениями в Японском море, статья Г. Окамото [24] о связи между значениями температур воды вдоль цусимского течения и др.

Первая обобщающая работа по термике Японского моря принадлежит А. К. Леонову [9].

ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИХ ОБРАБОТКИ

Характеристика исходных материалов

Анализ всех имеющихся к настоящему времени карт пространственного распределения температуры воды показал, что карты, построенные способом поквдратной обработки материалов, не могут обеспечить должной детализации и освещения режима температуры в прибрежной зоне. При осреднении значений температуры на большой площади (размером 60 × 60 морских миль, а иногда и больше) остаются невыявленными многие характерные особенности в распределении температуры. Поэтому мы предложили новый, комбинированный метод построения карт температуры воды. Он состоит в следующем. Для открытой части моря исполь-

зовались данные поквдратной обработки, а для прибрежной части, освещенной наблюдениями на стандартных гидрологических разрезах, — многолетние значения температуры, вычисленные для каждого горизонта каждой гидрологической вертикали стандартных разрезов.

В основу этого раздела работы были положены материалы наблюдений на ежемесячных стандартных разрезах, проводимых японцами в средней и южной частях моря, к югу от линии Владивосток — мыс Камуи (северо-западная оконечность о. Хоккайдо). Местоположение этих разрезов было строго закреплено и не менялось с течением времени. Гидрологические станции брались всегда в одном и том же месте. Все это позволяло дать характеристику термического режима моря с той степенью точности, с которой это можно сделать по данным эпизодических, проводимых один раз в месяц, наблюдений.

Из всех стандартных разрезов Японского моря мы выбрали только девять, отличающихся значительной протяженностью и систематичностью.

Для Корейского пролива взято 3 разреза: 1) разрез, пересекающий Цусимский пролив (проход Крузенштерна) по линии г. Фукуока — Идзухара и состоящий из 7 гидрологических вертикалей; 2) разрез, пересекающий проход Броутона по линии Пусань — Минусима (северная оконечность о. Цусима) и состоящий из 6 вертикалей; 3) разрез в северной части Корейского пролива, ориентированный по линии мыс Кавадзиримисаки — бухта Улсанмань и состоящий из 11 вертикалей.

Для западной части моря, примыкающей к побережью Кореи, мы выбрали следующие 3 разреза: 1) разрез к востоку от северо-корейского порта Чхонь-чжинь (Сейсин), протяжением 100 морских миль, состоящий из 11 вертикалей; 2) разрез к юго-востоку от о. Маяндо, расположенного у северного входа в залив Чесомьянь (Восточно-Корейский), протяжением 100 морских миль, состоящий из 9 вертикалей; 3) разрез, ориентированный по линии бухта Йоньилмань (Унковского) — остров Улмындо (Дажелет), протяжением 95 миль, состоящий из 9 вертикалей.

Для восточной части моря обработаны материалы также 3 разрезов:

1. Разрез к северо-западу от г. Хамада, протяжением 100 миль, состоящий из 12 вертикалей.

2. Разрез, ориентированный по линии порт Цуруга (в заливе Ваказа) — г. Владивосток. Наиболее часто велись наблюдения на части разреза протяжением 150 морских миль от Цуруга. Эти материалы и подверглись обработке и систематизации. Наблюдения на всем разрезе от Цуруги до Владивостока проводились редко и поэтому не обработаны на участке между конечной точкой систематического разреза, отстоящей на 150 миль от Цуруги, и Владивостоком. Часть разреза, материалы которого подверглись обработке, состоит из 13 вертикалей.

3. Разрез к северо-западу от мыса Камуи (Новосильцева) на о. Хоккайдо. Разрез, общим протяжением 50 миль, состоит из 5 вертикалей.

Методика обработки

Характер обработки материала наблюдений определяется назначением исследования. Главной целью нашей работы является сравнительная оценка термических условий Японского моря за ряд лет, поэтому необходимость предварительного приведения температуры воды к определенной дате (если разрезы не были приурочены к достаточно узкому интервалу времени) становится очевидной.

Естественно, что операция приведения температуры к определенной дате (например к середине месяца) имеет смысл только для тех районов

моря, где годовой ход температуры выражен достаточно четко. Во всем Японском море амплитуды температуры воды велики — они колеблются от 15° на юге до 25° на севере моря.

Очевидно, что для многих задач операция приведения не представляется необходимой. Например при выяснении механизма перераспределения тепла в толще вод под действием волнения или приливо-отливных течений целесообразно пользоваться результатами непосредственных наблюдений, без какого-либо приведения.

Таким образом, для анализа влияния на температуру воды временно действующих факторов нужно иметь фактические (неприведенные) данные о температуре, а для сравнительного анализа температуры за ряд лет привести значения температуры воды к определенной дате.

Сравнивая фактические температуры за ряд лет и не делая приведения температуры воды к середине месяца, мы будем допускать ошибку, равную половине величины изменения температуры от начала к концу месяца, в том случае, если разрезы выполнены в начале и конце месяца. Для разрезов, выполненных ближе к середине месяца, ошибка будет меньше.

Учитывая сказанное, мы привели температуру воды к середине месяца для всех 9 описанных ранее разрезов. Это было сделано следующим образом. За каждый год для данного горизонта строили графики годового хода температуры. Для этого на график, на котором по оси ординат откладывалась температура в масштабе 1 см = 1°, а по оси абсцисс — время в масштабе 1 мм = 1 дню, наносили ежемесячные значения температуры для всех горизонтов данной станции. Нанесенные таким образом точки соединялись плавной кривой. Кривые проводили в том случае, если имелись значения температуры за каждый месяц и если не хватало данных только за один месяц. В последнем случае значения температуры, снятые на 15-е число месяца, ставили в скобки. Если были пропущены наблюдения за 2 месяца и более, то кривые годового хода для этого участка графика, как правило, не проводили. Исключение составляли низкие горизонты (ниже 100 м), где сезонные изменения малы. Такие графики строили для всех лет, в течение которых производился разрез.

С графиков снимали значения температуры воды на 15-е число каждого месяца. Они позволяют также снимать температуру на любое число месяца, если это окажется необходимым, например для синхронизации данных наблюдений на стандартных разрезах с материалами наблюдений, полученными во время съемки какого-либо участка моря.

Обработка температур воды, приведенных к середине месяца, заключалась в следующем. Для каждого горизонта всех станций разреза на каждый месяц вычисляли среднемесячные многолетние температуры воды. По этим значениям были построены графики годового хода среднегогодовой температуры воды. Кроме этого, вычисляли амплитуды колебаний температуры воды, выведенные за период наблюдений. Эти амплитуды определяли как разности между максимальной и минимальной температурами для данного месяца. Была вычислена также повторяемость температуры воды по градациям, равным 1°. Наконец, были подсчитаны средние температуры воды на всем разрезе в целом, а также средние температуры отдельных его слоев: средняя температура на поверхности разреза, средняя температура слоев 0—25 м, 0—50 м, 0—100 м, 0—200 м и 0—дно. Средние температуры разреза по слоям и всего разреза в целом вычисляли с учетом глубины.

зовались данные поквдратной обработки, а для прибрежной части, освещенной наблюдениями на стандартных гидрологических разрезах, — многолетние значения температуры, вычисленные для каждого горизонта каждой гидрологической вертикали стандартных разрезов.

В основу этого раздела работы были положены материалы наблюдений на ежемесячных стандартных разрезах, проводимых японцами в средней и южной частях моря, к югу от линии Владивосток — мыс Камуи (северо-западная оконечность о. Хоккайдо). Местоположение этих разрезов было строго закреплено и не менялось с течением времени. Гидрологические станции брались всегда в одном и том же месте. Все это позволяло дать характеристику термического режима моря с той степенью точности, с которой это можно сделать по данным эпизодических, проводимых один раз в месяц, наблюдений.

Из всех стандартных разрезов Японского моря мы выбрали только девять, отличающихся значительной протяженностью и систематичностью.

Для Корейского пролива взято 3 разреза: 1) разрез, пересекающий Цусимский пролив (проход Крузенштерна) по линии г. Фукуока — Идзухара и состоящий из 7 гидрологических вертикалей; 2) разрез, пересекающий проход Броутона по линии Пусань — Мицусима (северная оконечность о. Цусима) и состоящий из 6 вертикалей; 3) разрез в северной части Корейского пролива, ориентированный по линии мыс Кавадзиримисаки — бухта Улсаимань и состоящий из 11 вертикалей.

Для западной части моря, примыкающей к побережью Кореи, мы выбрали следующие 3 разреза: 1) разрез к востоку от северо-корейского порта Чхонь-чжинь (Сейси), протяжением 100 морских миль, состоящий из 11 вертикалей; 2) разрез к юго-востоку от о. Маяндо, расположенного у северного входа в залив Чесомьмань (Восточно-Корейский), протяжением 100 морских миль, состоящий из 9 вертикалей; 3) разрез, ориентированный по линии бухта Йонилмань (Унковского) — остров Улмындо (Дажелет), протяжением 95 миль, состоящий из 9 вертикалей.

Для восточной части моря обработаны материалы также 3 разрезов:

1. Разрез к северо-западу от г. Хамада, протяжением 100 миль, состоящий из 12 вертикалей.

2. Разрез, ориентированный по линии порт Цуруга (в заливе Ваказа) — г. Владивосток. Наиболее часто велись наблюдения на части разреза протяжением 150 морских миль от Цуруга. Эти материалы и подверглись обработке и систематизации. Наблюдения на всем разрезе от Цуруга до Владивостока проводились редко и поэтому не обработаны на участке между конечной точкой систематического разреза, отстоящей на 150 миль от Цуруга, и Владивостоком. Часть разреза, материалы которого подверглись обработке, состоит из 13 вертикалей.

3. Разрез к северо-западу от мыса Камуи (Новосильцева) на о. Хоккайдо. Разрез, общим протяжением 50 миль, состоит из 5 вертикалей.

Методика обработки

Характер обработки материала наблюдений определяется назначением исследования. Главной целью нашей работы является сравнительная оценка термических условий Японского моря за ряд лет, поэтому необходимость предварительного приведения температуры воды к определенной дате (если разрезы не были приурочены к достаточно узкому интервалу времени) становится очевидной.

Естественно, что операция приведения температуры к определенной дате (например к середине месяца) имеет смысл только для тех районов

моря, где годовой ход температуры выражен достаточно четко. Во всем Японском море амплитуды температуры воды велики — они колеблются от 15° на юге до 25° на севере моря.

Очевидно, что для многих задач операция приведения не представляется необходимой. Например при выяснении механизма перераспределения тепла в толще вод под действием волнения или приливо-отливных течений целесообразно пользоваться результатами непосредственных наблюдений, без какого-либо приведения.

Таким образом, для анализа влияния на температуру воды временно действующих факторов нужно иметь фактические (неприведенные) данные о температуре, а для сравнительного анализа температуры за ряд лет привести значения температуры воды к определенной дате.

Сравнивая фактические температуры за ряд лет и не делая приведения температуры воды к середине месяца, мы будем допускать ошибку, равную половине величины изменения температуры от начала к концу месяца, в том случае, если разрезы выполнены в начале и конце месяца. Для разрезов, выполненных ближе к середине месяца, ошибка будет меньше.

Учитывая сказанное, мы привели температуру воды к середине месяца для всех 9 описанных ранее разрезов. Это было сделано следующим образом. За каждый год для данного горизонта строили графики годового хода температуры. Для этого на график, на котором по оси ординат откладывалась температура в масштабе 1 см = 1°, а по оси абсцисс — время в масштабе 1 мм = 1 дню, наносили ежемесячные значения температуры для всех горизонтов данной станции. Нанесенные таким образом точки соединялись плавной кривой. Кривые проводили в том случае, если имелись значения температуры за каждый месяц и если не хватало данных только за один месяц. В последнем случае значения температуры, снятые на 15-е число месяца, ставили в скобки. Если были пропущены наблюдения за 2 месяца и более, то кривые годового хода для этого участка графика, как правило, не проводили. Исключение составляли низкие горизонты (ниже 100 м), где сезонные изменения малы. Такие графики строили для всех лет, в течение которых производился разрез.

С графиков снимали значения температуры воды на 15-е число каждого месяца. Они позволяют также снимать температуру на любое число месяца, если это окажется необходимым, например для синхронизации данных наблюдений на стандартных разрезах с материалами наблюдений, полученными во время съемки какого-либо участка моря.

Обработка температур воды, приведенных к середине месяца, заключалась в следующем. Для каждого горизонта всех станций разреза на каждый месяц вычисляли среднемесячные многолетние температуры воды. По этим значениям были построены графики годового хода среднемесячных температур воды. Кроме этого, вычисляли амплитуды колебаний температуры воды, выведенные за период наблюдений. Эти амплитуды определяли как разности между максимальной и минимальной температурами для данного месяца. Была вычислена также повторяемость температуры воды по градациям, равным 1°. Наконец, были подсчитаны средние температуры воды на всем разрезе в целом, а также средние температуры отдельных его слоев: средняя температура на поверхности разреза, средняя температура слоев 0—25 м, 0—50 м, 0—100 м, 0—200 м и 0—дно. Средние температуры разреза по слоям и всего разреза в целом вычисляли с учетом глубины.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРИЗОНТАЛЬНОГО И ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ

Пространственное распределение температуры воды по среднегодовым данным

Характерными чертами пространственного распределения температуры воды в поверхностных слоях Японского моря являются следующие: 1) большое различие в температуре воды южной и северной частей моря; 2) более высокая температура воды в восточной части моря на всех широтах, чем в западной его части.

Различие между средней годовой температурой воды на поверхности моря в южной и северной частях моря, достигающее 15° (от 19° в Корейском проливе до 4° в северной части Татарского пролива), объясняется большой меридиональной вытянутостью моря. Существенную роль в этом играет также то, что Татарский пролив вклинивается в область с очень суровым климатом, расположенную в непосредственной близости от мирового центра холода (Оймякон), а в южную часть моря теплым цусимским течением доставляется большое количество теплых вод.

Температурный контраст восточной и западной частей моря обусловлен прежде всего циклонической системой течения: в западной части течения направляются с севера на юг, а в восточной — с юга на север. К тому же в восточной части моря осуществляется транзит теплых вод, переносимых цусимским течением. В табл. 1 приводятся разности средней годовой поверхностной температуры воды в восточной и западной частях моря.

Таблица 1

Разности средней годовой температуры воды на поверхности Японского моря в восточной и западной его частях на различных широтах

Широта	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
Разности температуры, $^{\circ}\text{C}$	2,0	2,0	2,5	3,0	3,0	4,0	4,0	4,0	4,0	5,0	5,0	5,0	3,0	3,0	2,0	1,0	1,0	1,0	1,0

С увеличением глубины контраст между восточной и западной частями моря в пределах деятельного слоя не сглаживается, а, наоборот, усиливается, достигая наибольших значений на глубинах 50—100 м. Таким образом, в распределении средней годовой температуры деятельного слоя воды (0—200 м) наблюдаются те же особенности, что и на поверхности моря, но выражены они еще резче. Это находит отражение в больших разностях среднегодовых температур воды между западной и восточной частями моря для активного его слоя по широтам (табл. 2).

Таблица 2

Разности средней годовой температуры воды активного слоя моря в восточной и западной его частях на различных широтах

Широта	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
Разности температуры, $^{\circ}\text{C}$	—	2,0	3,0	4,0	5,0	6,5	7,0	8,5	6,5	6,0	5,0	4,5	3,0	3,0	2,0	1,5	1,0	—	—

Особенно велики контрасты температур воды деятельного слоя моря на широтах 39° — 42° : здесь температура воды восточной части моря на 6° — 8° выше, чем в западной его части.

Падение температуры воды в Японском море с востока на запад происходит не равномерно, а скачком: наибольшее падение температуры наблюдается в зоне фронта. Однако поквдратный способ обработки данных о температуре (отнесение значений температур к середине квадрата) не позволяет выявить эту особенность на картах средних годовых температур с достаточной определенностью.

Разность средних годовых температур деятельного слоя на юге и на севере моря так же велика, как и для поверхностных температур; она достигает 15° (от 17° на юге до 2° на севере моря).

Ниже приводятся краткие сведения о распределении температуры воды на горизонтах 500 м, 1000 м и у дна, где отсутствуют сезонные изменения температуры.

Температура воды на горизонте 500 м изменяется в пределах $0^{\circ},10$ — $0^{\circ},70$ (рис. 1). В центральной части моря вырисовывается зона, в которой на глубине 500 м температура колеблется от $0^{\circ},10$ до $0^{\circ},20$. От границ этой зоны к берегам температура повсеместно немного повышается, обычно до $0^{\circ},30$ — $0^{\circ},40$. Любопытно, что контуры этой зоны очень точно, почти в деталях, повторяют очертания 3000-метровой изобаты. Это, по всей вероятности, связано с особенностями процессов турбулентности, более резко выраженными на материковой отмели и материковом склоне. Не исключено, что более высокая температура на горизонте 500 м у берегов по сравнению с центральной частью моря является следствием мощного нисходящего движения вод на периферии общей циклонической циркуляции, в которую вовлечены воды Японского моря.

Температура на горизонте 1000 м изменяется в очень узких пределах — от $0^{\circ},06$ до $0^{\circ},19$. Так же, как и на горизонте 500 м прослеживается слабое повышение температуры от центральной части моря к берегам.

Температура воды на глубинах 3000 м и более (придонная) на $0^{\circ},10$ — $0^{\circ},15$ выше, чем на вышележащих горизонтах (1000—1500 м), и колеблется в пределах от $0^{\circ},16$ до $0^{\circ},30$. Отклонения в ту и другую сторону от этих значений очень редки и, возможно, обусловлены ошибками при наблюдениях и обработке. Наиболее часто температура воды равна $0^{\circ},20$ — $0^{\circ},25$.

Пространственное распределение температуры воды по данным отдельных съемок. Фронты в поле температуры

Представляет интерес рассмотреть карты пространственного распределения температуры на некоторых горизонтах по материалам отдельных съемок. Именно на этих картах можно уверенно установить местоположение главных фронтов в гидросфере и проследить за их динамикой. Как уже указывалось, карты, построенные по среднегодовым данным и тем более при поквдратной обработке материала, не позволяют сделать это с достаточной определенностью.

Карты температур синхронных океанографических съемок, осуществленных в один и те же числа месяца или приведенных к одной и той же дате, дают возможность также сравнить распределение температуры воды по акватории моря в разные годы.

Рассмотрим результаты 3 съемок, проведенных в марте—апреле 1954 г., с 5 кораблей Междуведомственной японской экспедиции (10 марта, 1 и 25 апреля). В марте температура воды минимальная. Обращает на себя

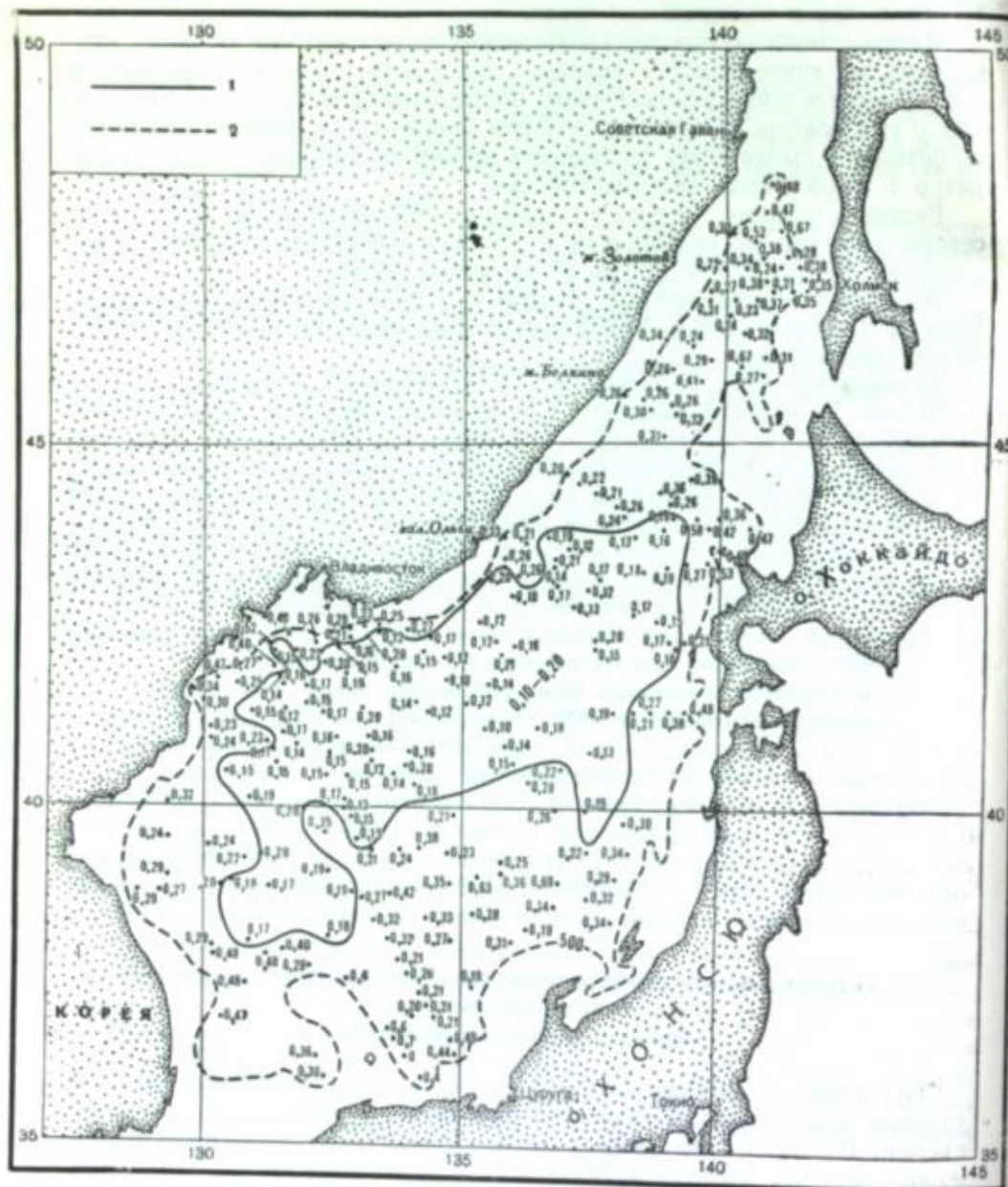


Рис. 1. Температура воды на горизонте 500 м.
1 — изотерма 0°; 2 — изобата 500 м.

внимание язык холодных вод приморского течения, глубоко вторгшийся в теплые воды цусимского происхождения по направлению г. Владивосток — г. Акита. Линия фронта имеет волнообразное очертание и ориентирована в широтном направлении (по 49-й параллели). Фронт на глубинах 25 и 50 м занимает почти то же положение, что и на поверхности, т. е. фронтальная поверхность не имеет наклона и ориентирована вертикально. В начале апреля начинается прогрев поверхностных вод. В области упомянутого выше языка холодных вод температура воды, например, повысилась на $0^{\circ},5$; зона фронта не изменила своего положения. К концу апреля темпы весеннего прогрева вод увеличились: за 25 дней температура на поверхности моря повысилась на $1^{\circ},5-2^{\circ}$. Фронт остался стабильным и не изменил резко своего положения в пространстве; на поверхности он стал размытым, а на глубине 50 м по-прежнему выражен очень резко.

Из рассмотрения карт температур, построенных по данным японской съемки в начале июня 1932 г., помещенных в работе М. Уда [41], можно сделать следующие выводы. Поле температуры на поверхности моря весьма размыто; лишь к востоку от Корейского пролива в области стыка холодного приморского и теплого восточно-корейского течений наблюдаются значительные градиенты температуры. Только в этом районе можно наметить по поверхности моря положение фронта между холодными и теплыми водами.

Такое положение является общим для поверхностного горизонта моря в теплое время года. Это связано с тем, что температура воды на поверхности моря определяется в основном режимом инсоляции, влияние которого нивелирует резкие контрасты температуры в зоне фронта.

Другое положение наблюдается на глубинах 25 и 50 м. Здесь летом, когда в Японском море преобладают слабое волнение и незначительное перемешивание вод моря, сохраняются в неизменном виде термические характеристики водных масс, перераспределенных по акватории моря течениями. Поэтому на картах температур для этих горизонтов отчетливо прослеживается линия фронта, идущая от юго-восточной оконечности Корейского полуострова сначала на северо-северо-восток, а затем на широте $39-40^{\circ}$, имеющая широтную ориентацию и волнообразную форму. У входа в Сангарский пролив линия фронта снова приобретает северное направление и тянется вдоль западных берегов о. Хоккайдо до о. Монерон.

В октябре в северо-западной части моря начинает сказываться влияние зимнего муссона. Это влияние пока еще не распространяется на юго-восточную часть моря. В связи с этим даже на поверхности моря возникает температурный контраст между западной и восточной частями моря и появляется зона фронта, особенно резко выраженная в районе к юго-западу от Сангарского пролива. Это хорошо прослеживается на картах температуры воды, построенных по данным японской океанографической съемки, произведенной в октябре 1933 г. В указанное время наблюдениями были охвачены и южная, и северная части моря, включая Татарский пролив. Это позволило выявить структуру водных масс в северных районах моря. Оказалось, что вдоль берегов Приморья, на расстоянии около 60 миль от берега, на глубине 25 м обнаруживается фронтальная зона. На горизонтах 25 и 50 м, кроме фронта у берегов Приморья, прослеживается в других районах моря еще много фронтов, разделяющих теплые и холодные водные массы.

Для ноября и декабря нет, к сожалению, ни отечественных, ни зарубежных съемок Японского моря, и мы не имеем возможности проследить

за последствиями, которые в это время возникают в гидросфере в результате работы зимнего муссона. Только для января в нашем распоряжении имеются материалы отечественной океанографической съемки, проведенной на экспедиционном судне «Витязь» в 1950 г. под руководством Г. П. Пономаренко. Оказывается, что охлаждение вод от октября к январю происходит весьма интенсивно. Вдоль берегов Приморья и к югу от залива Петра Великого температура воды падает до $0-1^{\circ}$, а местами, у берегов, принимает отрицательные значения. Линия фронта в центральной части моря идет приблизительно по широте 40° . Вдоль берегов Приморья на расстоянии 90—100 миль также проходит фронт.

Таким образом, из рассмотрения приведенных выше карт распределения температуры воды по акватории моря, построенных по материалам отдельных океанографических съемок, можно сделать следующие выводы. От месяца к месяцу положение фронта на различных горизонтах меняется таким образом:

1. На поверхности моря в летнее время температура воды по всей акватории моря выравнивается, и резко выраженного фронта не наблюдается. Размывание зон фронта на поверхности моря под действием весеннего прогрева вод начинает сказываться уже в конце апреля; в мае и июне этот процесс в центральной части моря заканчивается. Остаются кое-где лишь разобщенные участки существовавшего зимой фронта.

В июне 1932 г., например, фронт прослеживался только в двух районах: 1) в зоне стыка восточно-корейского течения и приморского течения к востоку от Корейского залива и 2) к западу от о. Хоккайдо. В августе 1929 г. фронтальная зона наблюдалась лишь у юго-восточного побережья Корейского полуострова в непосредственной близости от берега; в сентябре сохранялось аналогичное положение. Из-за отсутствия осенних съемок моря (ноябрь—декабрь) можно только предполагать, что лишь во второй половине октября, в связи с развитием зимнего муссона, у берегов Приморья образуется фронтальная зона, которая в течение ноября смещается на восток. Вероятно, уже в декабре зона фронта занимает свое обычное для зимы положение.

В зимнее время (январь—март) линия фронта проходит от залива Посьета на юг 40 -й параллели, затем идет по этой параллели до меридиана $138-139^{\circ}$, после чего снова принимает меридиональное направление. Приблизительно на широте 44° линия фронта несколько уклоняется к востоку и идет вдоль берега Приморья в 60—75 милях от него. Положение линии фронта зимой мало меняется год от года. Обращает на себя внимание волнообразная форма линий фронта, которую наиболее естественно можно объяснить влиянием приливов и внедрением струй теплых и холодных течений в некоторых местах вследствие неравномерности поля ветра.

2. На глубине 25 м фронты прослеживаются круглый год (рис. 2). В центральной и восточной частях моря их положение мало меняется от месяца к месяцу. В западной части моря в теплое время года фронт идет от прохода Круzensштерна вдоль юго-восточного берега Кореи приблизительно по 130 -му меридиану до широты 39° , затем отклоняется к западу, а на параллели 40° проходит в широтном направлении.

Зимой фронт на глубине 25 м, так же как и на поверхности, идет от залива Посьета на юг по 131 -му меридиану, а на параллели 40° приобретает широтное направление. Линия фронта (и зимой, и летом) проходит по параллели 40° до меридиана $138^{\circ}30'$, после чего поворачивает на север и следует вдоль этого меридиана до широты 45° ; затем несколько отклоняется к востоку и подходит к берегам юго-западного Сахалина в районе Невельск-Антоново.



Рис. 2. Положение фронта в поле температуры воды на глубине 25 м

3. На глубине 50 м положение фронта изменяется аналогичным образом.

4. Зимой проникновение холодных вод из северо-западной части моря в юго-восточном направлении происходит по типу холодного фронта, причем фронтальная поверхность имеет весьма слабый наклон.

Особенности вертикального распределения температуры воды. Холодный и теплый промежуточные слои

В глубинах моря температура воды изменяется следующим образом: 1) в результате горизонтальной адвекции (поступления теплых или холодных вод со стороны); 2) ветровым перемешиванием; 3) турбулентным перемешиванием, которое связано с наличием вертикальных градиентов скорости; 4) конвекцией.

В летнее время, когда идет процесс нагревания вод моря, решающую роль в передаче тепла в глубину играет ветровое перемешивание. Но его влияние не распространяется на значительные глубины и ограничивается горизонтом 50—75 м. Меньшее, но все же существенное значение имеют процессы турбулентного перемешивания, обязанные главным образом вертикальным градиентам скоростей приливных течений, охватывающих всю толщу вод от поверхности до дна. Турбулентное перемешивание особенно сильно сказывается в проливах Японского моря, но также играет известную роль и в открытом море, особенно в предпроливных пространствах.

В некоторых районах моря велик адвективный компонент в изменении температуры на глубине, связанный с вторжением теплых или холодных вод со стороны. К таким районам относится восточный берег Кореи на всем его протяжении и особенно участок, примыкающий к юго-восточной оконечности Корейского полуострова, вплоть до г. Пусань. У западных берегов о. Хонсю на изменения температуры воды оказывает большое влияние смещение оси теплого цусимского течения относительно своего нормального (среднего) положения. Действительно, при смещении оси цусимского течения влево или вправо от обычного положения, в том месте, куда она сместилась, образуется область положительных аномалий температуры воды, в зоне же обычного расположения оси течения возникает область отрицательных аномалий. При этом, поскольку на температуру поверхностных слоев оказывает большее влияние инсоляционный режим, аномалии температуры на поверхностных горизонтах будут незначительными по величине, а на глубинах — большими.

Процессы конвекции в летнее время возможны только при резком охлаждении поверхностного слоя. В Японском море летом обильны осадки, испарение незначительно и конвекция в это время практически отсутствует. В зимнее же время в процессе изменения температуры воды на больших глубинах моря конвекция принадлежит ведущая роль. Это связано с тем, что соленость в Японском море в зимний период мало меняется с глубиной. Вследствие больших похолоданий осенне-зимнее охлаждение вод на поверхности идет интенсивно, а конвекция достигает значительных глубин — 1000—2000 м и больше. Пышнее зимой и роль ветрового перемешивания в связи с увеличением бурности моря и ростом ветровых волн. Значение горизонтальной адвекции и турбулентного перемешивания остается приблизительно таким же, как и летом. В зависимости от преобладания какого-либо из названных выше процессов формируется тот или иной тип вертикального распределения температуры.

Изображенный на рис. 3 тип вертикального распределения температуры — один из наиболее характерных для зоны влияния цусимского течения у западных берегов о. Хонсю. Конечно, распределение температуры по вертикали в различных районах в пределах этой зоны будет в деталях несколько отличаться от приведенного, но общий характер кривых останется одним и тем же. Отличительная особенность данного типа заключается в том, что температура воды верхнего слоя моря (0—250 м) в течение всего года значительно выше температуры глубинных вод. По данным графика можно выделить 3 слоя, характеризующихся вполне определенным изменением температуры с глубиной: 1) слой 0—250 м с резкими сезонными колебаниями температуры; 2) слой от 250 до 400 м, в котором температура равномерно понижается с глубиной без значительных сезонных колебаний; 3) слой ниже 400 м, в котором изменения температуры по глубине крайне малы, а сезонные отсутствуют. Воды этого слоя называют глубинными водами Японского моря; температура их всегда ниже 1°.

Для западной половины моря или, точнее, для зоны, расположенной к западу от линии фронта, характерен другой тип вертикального распределения температуры (рис. 4). Этот график построен по среднегодовой температуре воды на одной из станций стандартного гидрологического разреза к востоку от Чхоньчжиня (Сейсина), расположенного в 85 милях от берега Кореи. Кроме того, на графике изображены кривые вертикального распределения температуры по данным глубоководной станции, выполненной японской экспедицией на судне «Сюнцу Мару» 23 июля 1930 г. в точке с координатами $\varphi = 40^{\circ}50',0$ с. ш. и $\lambda = 132^{\circ}05',0$ в. д., и глубоководной станции, взятой советской экспедицией на экспедиционном судне «Витязь» 14 февраля 1950 г. в точке с координатами $\varphi = 41^{\circ}30',8$ с. ш. и $\lambda = 132^{\circ}00',0$ в. д.

В северо-западной части моря температура поверхностных слоев моря (0—250 м) в зимний период становится равной температуре глубинной воды или даже ниже ее. Это обстоятельство, отличающее распределение температуры воды второго типа, характерное для зоны влияния примор-

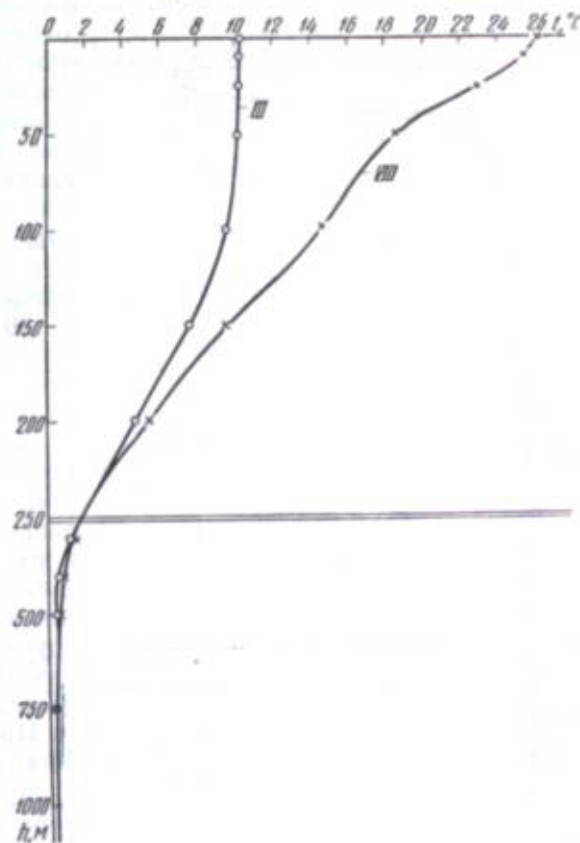


Рис. 3. Тип вертикального распределения температуры, характерный для зоны влияния цусимского течения

ского течения, от распределения первого типа, свойственного зоне влияния цусимского течения, — имеет важное значение в формировании глубинных вод Японского моря.

Во втором типе вертикального распределения температуры воды выделяются 2 слоя: 1) поверхностный (0—250 м), где наблюдаются сезонные изменения температуры, и 2) слой от 250 м до дна, где нет значительных изменений температуры с глубиной и полностью отсутствуют сезонные колебания температуры. Таким образом, глубинные воды Японского моря в западной его части залегают ближе к поверхности (с 250 м), чем в его восточной части, где верхняя граница глубинных вод лежит на 400 м. Первый, поверхностный слой по степени сезонных колебаний температуры в свою очередь можно разделить на 2 слоя: 1) 0—50 м, где сезонные изменения велики (от 4 до 21°) и 2) 50—250 м, где эти изменения малы (от 0 до 4°).

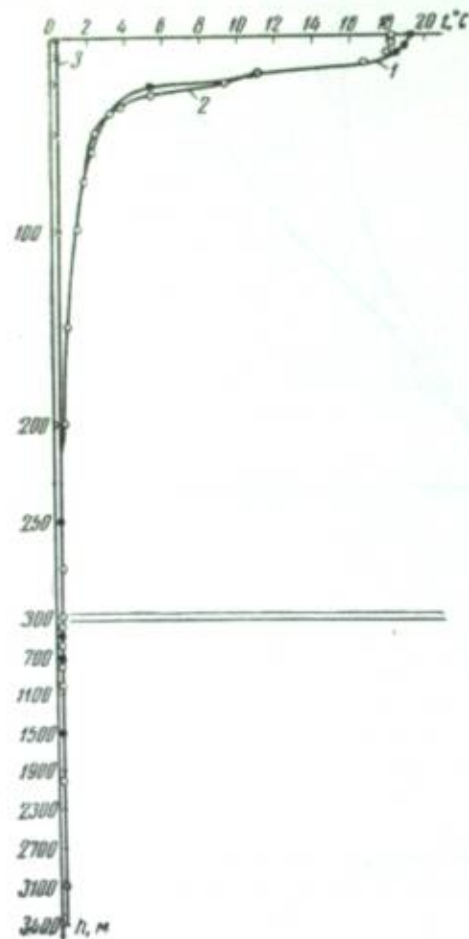


Рис. 4. Тип вертикального распределения температуры, характерный для северо-западной части моря

1 — 45°50' с. ш., 132°05' в. д., 23/VII 1936 г.;
2 — 42°00' с. ш., 132°50' в. д., 20/IX 1936 г.;
3 — до 200 м — по многолетним данным, ниже — по данным в. с. «Витязь» (14/II 1956 г.)

Причиной повышения температуры у дна, по мнению А. К. Леонова [9], является сжатие воды на больших глубинах моря, излучение земной теплоты и радиоактивные процессы. Происхождение промежуточного слоя минимальных температур выяснено недостаточно. Есть основания полагать, что воды данного слоя — это погружившиеся на глубину охлажденные в суровые зимы воды северо-западной части моря.

Хотя глубинные воды Японского моря довольно однородны по температуре, все же при более подробном рассмотрении можно в их вертикальной структуре выделить еще 2 слоя, характерных также по распределению в них других океанографических и химических элементов (кислорода, биогенных компонентов и пр.).

Прежде всего обращает на себя внимание постоянное наличие в глубинных водах Японского моря слоя минимума температуры, располагающегося на глубине 750—1500 м. В центральной части моря этот слой залегают на глубине 750—1500 м (рис. 5). В других районах моря этот слой лежит глубже (1000—1500 м). Температура его 0°,04—0°,14.

Ниже зоны минимальных температур находится так называемая придонная вода, для которой характерно некоторое повышение температуры ко дну — до 0°,26—0°,28, а иногда и до 0°,33.

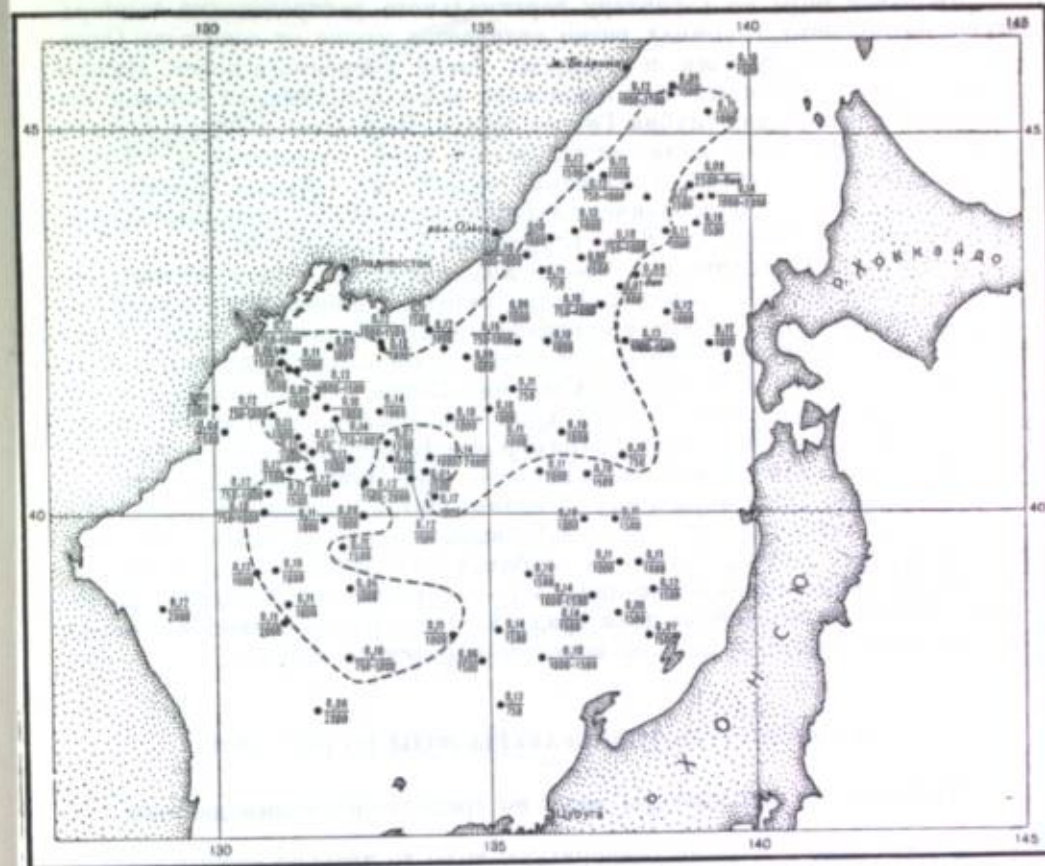


Рис. 5. Минимальная температура холодного промежуточного слоя и глубина его залегания. (Внутри пунктира минимум температуры наблюдается на глубине 750—1000 м; за пределами области, ограниченной пунктиром, минимум температуры наблюдается на глубине 1000—2000 м)

А. К. Леонов [9] считает, что глубинные воды Японского моря — это трансформированные в северной и северо-западной частях моря тихоокеанские воды, проникшие в пределы моря через Корейский пролив, охладившиеся в зимнее время и опустившиеся на большие глубины. Захватывающие всю глубинную воду процессы вертикальной циркуляции для полного обмена вод требуют, по А. К. Леонову, один-два года. К. Суда [35] полагает, что процесс полного обновления вод совершается крайне медленно и требует около 50 лет, причем движение происходит против часовой стрелки со скоростью приблизительно 0,1 мили в сутки.

Упомянутый выше холодный промежуточный слой на глубинах 750—1500 м устойчив и повсеместно наблюдается круглый год.

Следует отметить, что на соответствующих глубинах прилегающих районов Тихого океана (от 750 м до дна) наблюдается совершенно иное распределение температуры: с глубиной она плавно понижается и на горизонте 1500 м достигает 2—3°, а в зоне Куро-Сию 3—4°. На глубине 3,5—4 тыс. м температура равна 1,5—1,8°. Таким образом, в Тихом океане отсутствует слой минимальных температур, характерный для Японского моря, а придонные воды значительно теплее придонных японских вод.

Японское море по характеру вертикального распределения температуры на больших глубинах резко отличается также от соседнего Охотского моря, как, впрочем, и от других морей умеренного пояса. Низкие температуры глубинных вод Японского моря объясняются полной его изоляцией от больших глубин Тихого океана. Водобмен между Японским морем и океаном, в отличие от Охотского моря, соединенного с Тихим океаном глубоководными проливами, происходит только в поверхностном слое моря, будучи ограничен глубиной порогов проливов Корейского, Сангарского и Лаперуза, т. е. глубинами до 150—250 м.

В Татарском проливе и в северо-западной части моря в весенне-летнее время в некоторые годы образуется холодный промежуточный слой на глубинах 25—100 м, иногда с отрицательными значениями температуры; в Татарском проливе — это результат местного охлаждения вод в предшествующую зиму, а у берегов Северной Кореи — это охлажденные за зиму и опустившиеся на глубину воды приморского течения. В северо-западной части моря у берегов Приморья и Кореи этот слой встречается в марте — мае, а в Татарском проливе — чаще всего в мае — июле.

В западной части моря к югу от залива Петра Великого в зимнее время нередко можно обнаружить слабо выраженный теплый промежуточный слой. Залегает он обычно на глубинах 100—400 м — там, где на поверхности температура воды ниже 1° , — и отличается от выше- и нижележащих слоев на десятые доли градуса. Чаще всего он прослеживается в зоне расположения теплого восточно-корейского течения.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ ВО ВРЕМЕНИ

Годовой ход температуры воды по среднегодовым данным

Для анализа изменений температуры воды во времени особый интерес вызывают графики годового ее хода. Для всех районов моря амплитуда изменений температуры воды, т. е. разность между температурой самого теплого и самого холодного месяцев года, весьма значительна, несмотря на низкие широты южной части моря (35° с. ш.). От района к району характер кривых годового хода температуры существенно меняется. Ниже рассматриваются особенности годового хода температуры некоторых наиболее характерных вертикалей каждого из перечисленных ранее стандартных разрезов.

На рис. 6 показаны графики, характеризующие годовую ход температуры воды в Корейском проливе. Один из них (рис. 6, а) характерен для восточной части пролива (для прохода Крузенштерна), т. е. для всех вертикалей разреза г. Фукуока — г. Идзухара, два других (рис. 6, б и в) — для западной части пролива (для прохода Броутона).

Все вертикали разреза Фукуока — Идзухара расположены в зоне цусимского течения. Графики годового хода температуры воды каждой из этих вертикалей типичны для водных масс данного течения. Они имеют много общих черт, главными из которых являются следующие:

1. Минимум температуры на всех горизонтах достигается в марте (абсолютное значение минимума 14°).
2. Максимум температуры воды на поверхности моря бывает в августе (28°).
3. Максимум температуры запаздывает от горизонта к горизонту по мере увеличения глубины. Так, на глубине 25 м он наступает в начале сентября, на глубине 50 м — в начале октября, 100 м — в ноябре.

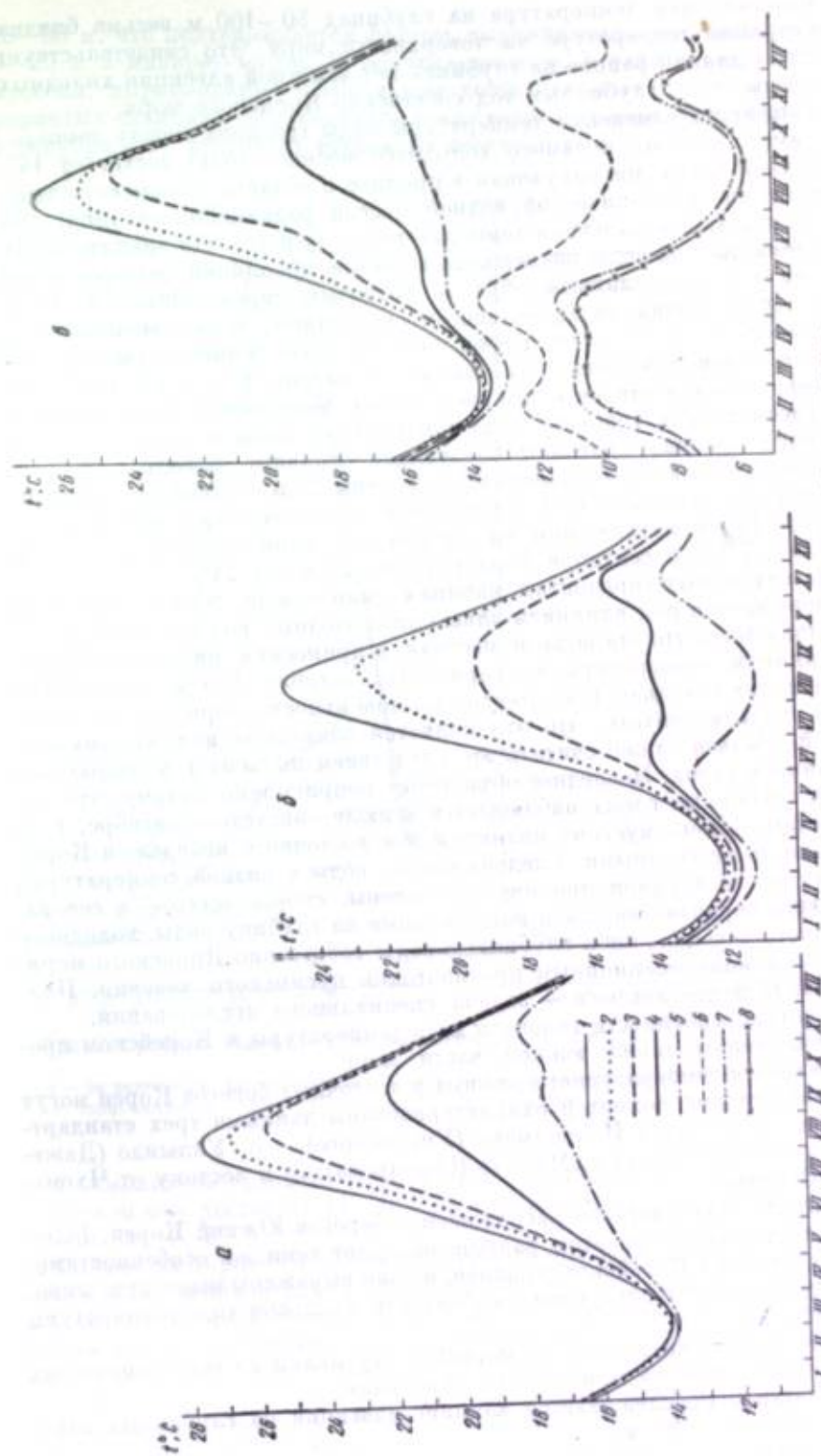


Рис. 6. Графики годового хода температуры воды в Корейском проливе

а — для вертикали, расположенной на разрезе Фукуока — Идзухара, в 46 миль от Фукуока; б — для вертикали, расположенной на разрезе Фукуока — Итоима, в 2 миль от г. Фукуока; в — для вертикали, расположенной на разрезе Итоима — Мисакима, в 17 миль от г. Итоима; 1 — для поверхности; 2 — 10 м; 3 — 25 м; 4 — 50 м; 5 — 100 м; 6 — 150 м; 7 — 200 м; 8 — 227 м.

4. Минимальная температура на глубинах 50—100 м весьма близка к минимальной температуре на поверхности моря. Это свидетельствует о том, что в данном районе на глубинах нет заметной адвекции холодных вод с севера, т. е. глубинных вод собственно Японского моря.

5. Амплитуда изменения температуры воды (разница между температурой самого теплого и самого холодного месяцев года) достигает 14° .

6. Водная масса, мигрирующая в проливе в области цусимского течения, является субтропической водной массой радиационного типа; она отличается плавным падением температуры с глубиной. До значительных глубин температура воды подвержена влиянию инсоляции, которое передается на глубины главным образом ветровым перемешиванием. Роль течений, обладающих очень большими скоростями, также велика.

На рис. 6, б представлен график годового хода температуры воды на вертикали, расположенной в 17 милях, а на рис. 6, в — в 2 милях от г. Пусань; он показателен и для всех других вертикалей этого разреза.

Из рассмотрения годового хода температуры воды в западной части Корейского пролива вытекают следующие основные выводы:

1. В поверхностных горизонтах до глубины 25 м годовое ход температуры воды аналогичен ее ходу в восточной части пролива с минимумом в марте ($12-14^{\circ}$) и максимумом во второй половине августа на поверхности ($25-27^{\circ}$) и в сентябре — на глубине 25 м (до 24°).

2. На глубинных горизонтах, начиная с мая—июня, температура воды резко понижается под влиянием адвекции холодных вод с севера. Доказательством того, что эта вода не местная, а приносная, является следующее. Минимум температуры на горизонтах глубже 100 м значительно ниже, чем минимальная температура на поверхности моря зимой; таким образом, нельзя считать, что это является запаздыванием минимума с глубиной. Нельзя также считать это следствием подъема глубинных вод под влиянием сгона. Последнее объяснение неприемлемо потому, что минимум в глубинных слоях наблюдается в июле—августе—сентябре, т. е. когда ветры летнего муссона являются для восточного побережья Кореи нагонными, а не сгонными. Следовательно, воды с низкой температурой приходят летом в район пролива со стороны, скорее всего, — с севера; это, по всей вероятности, либо погруженные на глубину воды холодного приморского течения, либо глубинные воды собственно Японского моря, являющиеся компенсационным противотоком цусимского течения. Полное решение этого вопроса — задача специального исследования.

Описанные особенности годового хода температуры в Корейском проливе свойственны также южной части моря.

Особенности температурного режима у восточных берегов Кореи могут быть с достаточной полнотой охарактеризованы данными трех стандартных разрезов: 1) бухта Йонилмань (Унковского) — о. Уллыдо (Дажелет); 2) к юго-востоку от о. Маяндо (Гончарова); 3) к востоку от Чхоньчжия (Сейсина).

Первый из этих разрезов расположен у берегов Южной Кореи. Годовой ход температуры на этом разрезе обладает теми же особенностями, что и на разрезах в Корейском проливе, но они выражены менее отчетливо. Легко усматриваются следующие особенности в годовом ходе температуры на вертикалях:

1. Максимум температуры на мористой вертикали на всех горизонтах на $2-5^{\circ}$ выше, чем на прибрежной вертикали.

2. Отчетливо прослеживается влияние адвекции на глубинных горизонтах, начиная с 25 м.

3. Зимняя конвекция в этом районе не распространяется глубже

25—30 м, что подтверждается фактом выравнивания температуры в слое 0—25 м в январе—марте. В ноябре—декабре, в разгар ветров зимнего муссона, выравнивание температуры достигает даже глубины 50 м. На мористых станциях выравнивание происходит в ноябре, на прибрежных — в декабре. Это результат ветрового перемешивания.

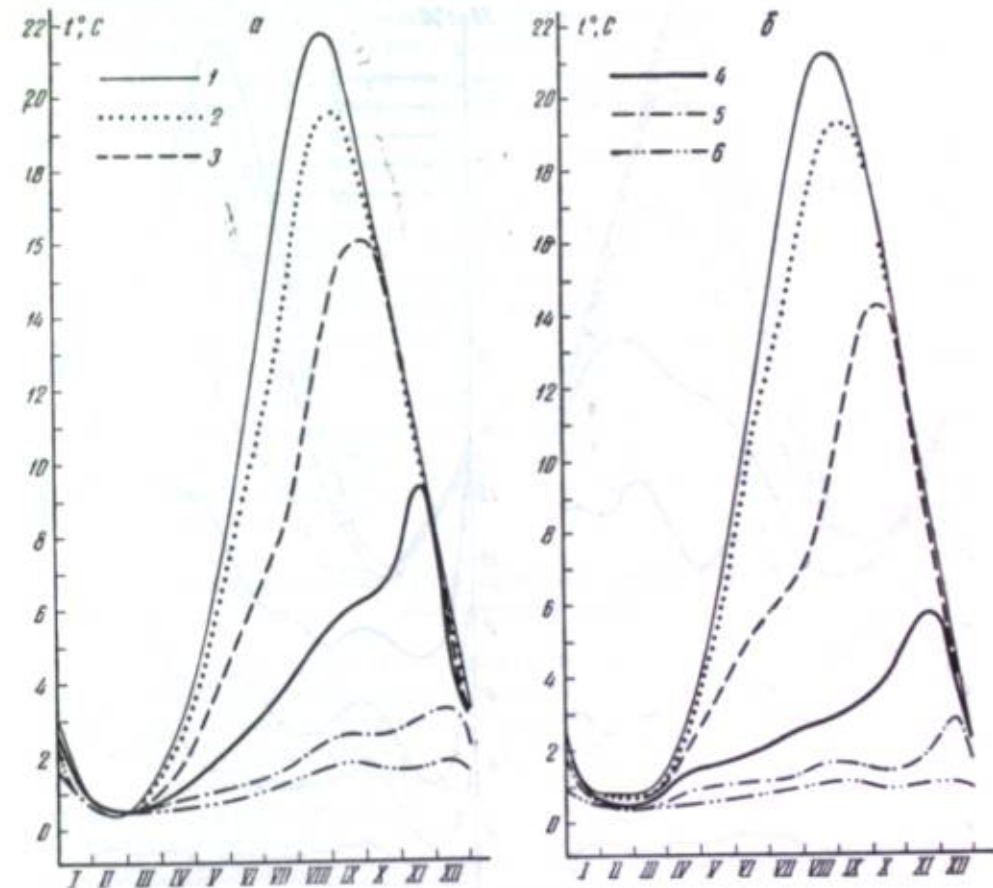


Рис. 7. Графики годового хода температуры воды на разрезе от Чхоньчжия;

а — на вертикали, расположенной у берега, б — на вертикали, расположенной в 70 милях от Чхоньчжия; 1 — для глубины 0 м; 2 — 10 м; 3 — 25 м; 4 — 50 м; 5 — 100 м; 6 — 200 м

4. Амплитуда годового хода на всех горизонтах значительная. На поверхности она достигает $14-16^{\circ}$, на глубинных горизонтах (100—200 м) доходит до $4-5^{\circ}$.

Только на горизонте 200 м на прибрежной вертикали амплитуды годового хода незначительны (1°). Это объясняется тем, что через район данной вертикали в течение всего года проходит одна и та же холодная водная масса с устойчивыми температурными характеристиками — явление, свойственное глубинным горизонтам прибрежных вертикалей двух других северных разрезов (у о. Маяндо и Чхоньчжия).

Весьма своеобразен и сходен по характеру годового хода температуры воды на разрезах у о. Маяндо и Чхоньчжия. На рис. 7 представлены графики годового хода температуры на разрезе к востоку от Чхоньчжия.

Их особенностями являются: 1) очень большая амплитуда годового хода температуры ($20-24^{\circ}$) в поверхностных горизонтах и очень малая — в глубинных ($1-2^{\circ}$); 2) влияние адвекции, искажающее синусоидальный характер кривых годового хода, выражено менее отчетливо, чем на южных разрезах; это влияние имеет наибольшее значение на горизонтах

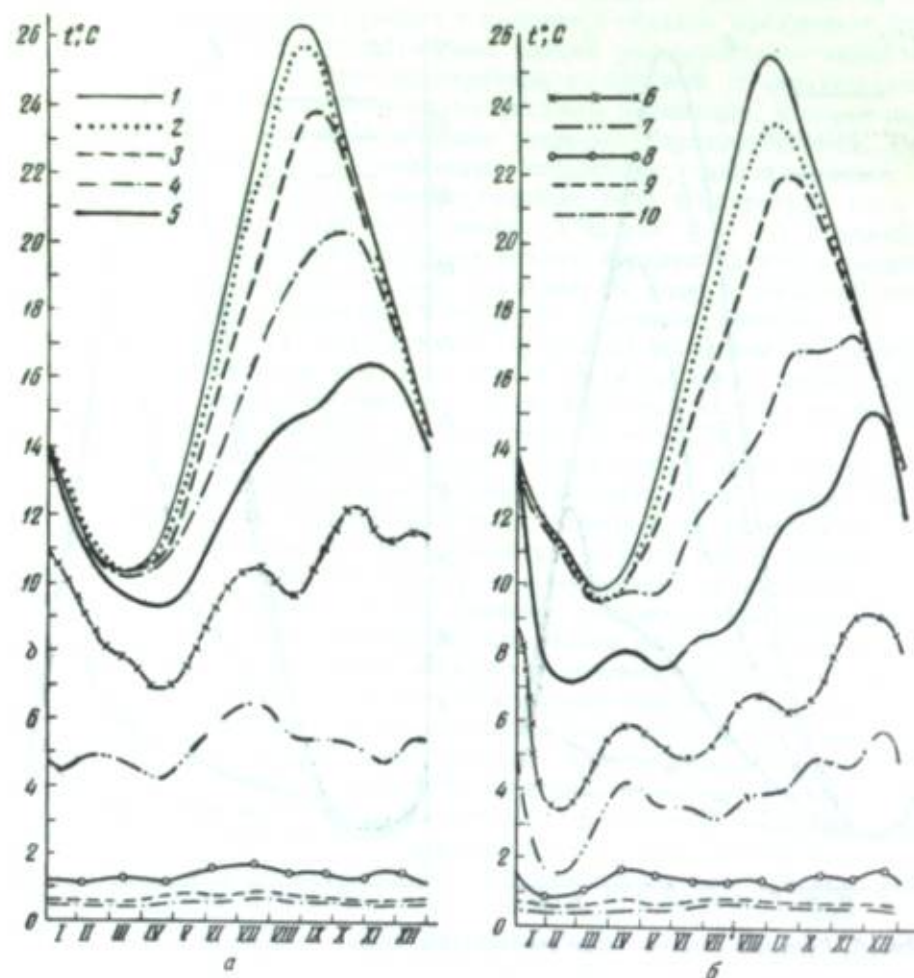


Рис. 8. Графики годового хода температуры воды на разрезе Цуруга—Владивосток а — на вертикали, расположенной в 50 милях от мыса Татейси (Цуруга); б — на вертикали, расположенной в 120 милях от мыса Татейси (Цуруга); 1 — для глубины 0 м; 2 — 10 м; 3 — 25 м; 4 — 50 м; 5 — 100 м; 6 — 150 м; 7 — 200 м; 8 — 300 м; 9 — 400 м; 10 — 500 м

25 и 50 м; 3) в осенне-зимнее время верхний слой воды перемешан ветровой волной и охвачен конвекцией. Температура на поверхности моря в эти месяцы обычно на 1—2 десятых градуса ниже, чем на глубине 10 м.

Толщина перемешанного слоя на разрезе к юго-востоку от о. Маяидо не превышает 50 м, а на разрезе к востоку от Чхоньчкиня достигает 200 м и, как было показано, — даже значительно больших значений.

На рис. 8 приводится график годового хода температуры воды в восточной части моря, вдоль западных берегов о. Хонсю. Режим температуры на первой вертикали (рис. 8, а) типичен для вертикалей, примыкающих

к берегу и расположенных в зоне цусимского течения (до 100 миль от берега о. Хонсю). Вторая вертикаль (рис. 8, б) характерна для мористой периферии цусимского течения. Графики годового хода на обеих вертикалях очень сходны между собой. Однако имеются и некоторые различия. Так, например, температура воды на мористой вертикали на несколько градусов ниже, чем на прибрежной, за исключением горизонтов 300—500 м, на которых ход кривых на обеих вертикалях подобен.

Обращает на себя внимание резкое понижение температуры на горизонтах 100, 150 и 200 м в феврале на мористой станции, вызванное подтоком холодных вод с северо-запада, из районов, примыкающих к заливу Петра Великого.

На прибрежной станции верхний поверхностный слой моря до глубины 50 м с ноября по март полностью перемешан. Минимум температуры достигается в середине марта (10°), а максимум — во второй половине августа (26°). Таким образом, годовая амплитуда температуры составляет 16° . Годовой ход температуры на горизонтах 100 и 150 м также хорошо выражен, но, в отличие от поверхностных горизонтов, минимум температуры здесь достигается не в марте, а в апреле, причем минимальная температура значительно ниже, чем в поверхностных горизонтах: на глубине 150 м она равна 7° . Это свидетельствует о том, что в апреле в район расположения рассматриваемой вертикали подходят холодные воды с северо-запада. На глубине 300 м годовое ход выражен весьма слабо: годовая амплитуда не превосходит $0^{\circ},5$, а на горизонте 500 м годовое ход практически отсутствует.

Сезонная изменчивость в пространственном распределении температуры воды

На рис. 9—12 представлены карты температуры воды на поверхности Японского моря для характерных сезонов года — гидрологических зимы (март), весны (июнь), лета (август) и осени (ноябрь). Эти карты составлены автором следующим образом. Для центральной части моря, не освещенной стандартными разрезами, использованы данные из «Климатического и гидрологического атласа Японского моря» под редакцией В. С. Самойленко; для прибрежной части моря, где пространственная изменчивость температуры особенно велика, — данные основных стандартных разрезов, обработанные нами. Широко использованы материалы отечественных и иностранных прибрежных наблюдений на маяках и гидрометеорологических станциях, причем число пунктов наблюдений оказалось значительно больше, чем в атласе В. С. Самойленко, главным образом за счет привлечения данных, опубликованных в «Semi-annual report of oceanographical investigation» [28]. Многолетние средние месячные температуры воды по прибрежным наблюдениям в Японском море сведены в табл. 3. Этот прием позволяет осветить температурный режим прибрежной части моря с достаточной степенью детализации. При этом раскрылся ряд характерных особенностей пространственного распределения температуры в прибрежной зоне моря, затусованных при поквадратной обработке материалов и не нашедших отражения на прежних картах.

На мартовской карте (рис. 9) хорошо прослеживается вхождение в Корейский пролив теплого цусимского течения, причем это проникновение осуществляется двумя потоками через оба прохода — Крузенштерна и Броутона. Более четко выражено охлаждающее влияние берегов на температуру воды в Корейской проливе, о чем свидетельствует понижение

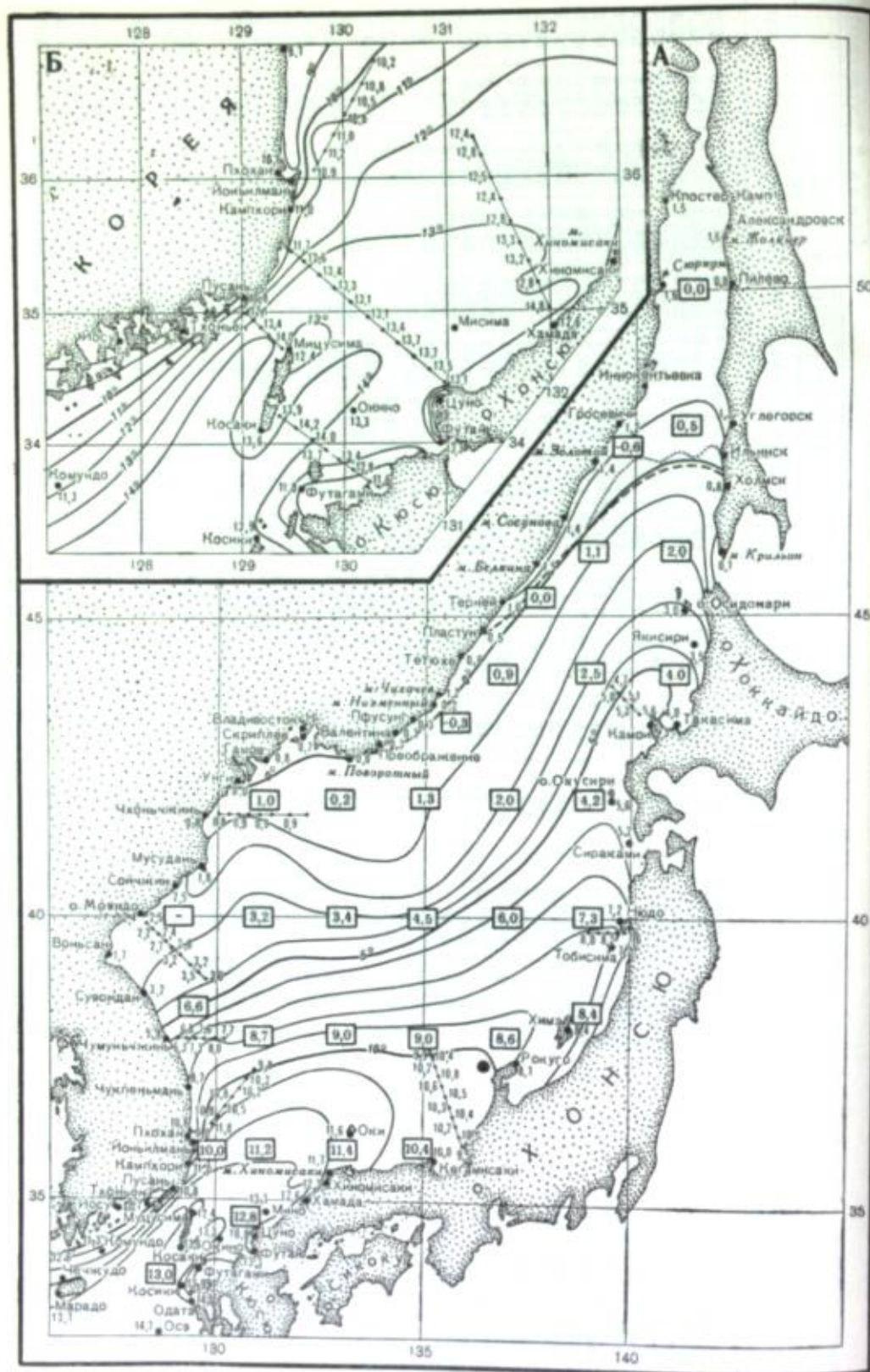


Рис. 9. Средняя многолетняя температура воды в марте (по Ю. В. Истошину)
 а — на поверхности Японского моря; б — на поверхности моря в Корейском проливе.

температуры в прибрежной зоне у корейского и у японского берегов пролива.

Понижение температуры у берега по сравнению с районами открытого моря на той же широте зимой наблюдается также далее на север и вдоль западного, и вдоль восточного берегов моря. Охлаждающее влияние западных берегов Японских островов прослеживается вплоть до Татарского пролива, что не было отражено на прежних картах и, в частности, на мартовской карте из атласа В. С. Самойленко. В отличие от последней, на нашей карте более строго согласовано положение нулевой изотермы с кромкой льда.

Рядом особенностей отличается также июньская карта (рис. 10). Прежде всего следует отметить характерный изгиб изотерм к северу вдоль 131-го меридиана. Это несомненный результат влияния теплого восточно-корейского течения. Более четко выражено влияние холодного приморского течения у восточных берегов Кореи, что сказывается на опускании к югу всех изотерм и даже на образовании у некоторых мысов пятен и языков холодной воды, как, например, у мыса Болтина, в мористых частях Корейского залива и бухты Йоньилмань (Уиковского). Наоборот, заметного опускания к югу изотерм у западных берегов островов Хонсю и Хоккайдо летом не происходит: прибрежные воды оказываются более прогретыми, чем воды открытого моря.

Многие особенности июньской карты повторяются и на нашей августовской карте (рис. 11). Так, отчетливо прослеживается зона влияния восточно-корейского течения. Хорошо околонтурены пятна холодной воды у мыса Болтина и у бухты Уиковского.

В отличие от наших карт, на июньской и августовской картах атласа В. С. Самойленко изгиб изотерм к северу между меридианами 130 и 132-м отсутствует. Еще более резко отличается от соответствующей карты В. С. Самойленко наша ноябрьская карта (рис. 12). Прежде всего на последней отражено охлаждающее влияние берегов островов Хонсю и Хоккайдо, что плохо прослеживается на карте В. С. Самойленко, где не нашло также отражения влияние восточно-корейского течения. Зона влияния этого течения на нашей ноябрьской карте очерчена довольно отчетливо, хотя и в меньшей степени, чем на летних картах. Обилие систематических материалов наблюдений над температурой воды в Корейском проливе позволило осветить особенности пространственного распределения температуры с очень большой подробностью (см. врезку на рис. 12).

Очевидно, что впоследствии поквadratная обработка всех имеющихся результатов наблюдений над температурой воды на поверхности моря по более мелким квадратам позволит выявить ряд особенностей в распределении температуры и в открытом море. В частности, с помощью таких карт можно будет определить среднее многолетнее положение фронтов в Японском море. Однако проделанная нами работа уже сейчас дает возможность сделать следующие выводы:

1. Строить карты температур воды на основании осреднения результатов наблюдений для больших квадратов (со стороной в один или два градуса) можно только для составления самого общего представления о распределении изотерм; при этом многие особенности пространственного распределения температуры остаются затухающими. Наиболее приемлем квадрат со стороной в полградуса. Наилучшие результаты получаются при обработке материалов наблюдений в фиксированных точках стандартных разрезов.

2. Характерной особенностью наших карт является языкообразный изгиб изотерм в зоне теплых и холодных течений, причем наиболее четко

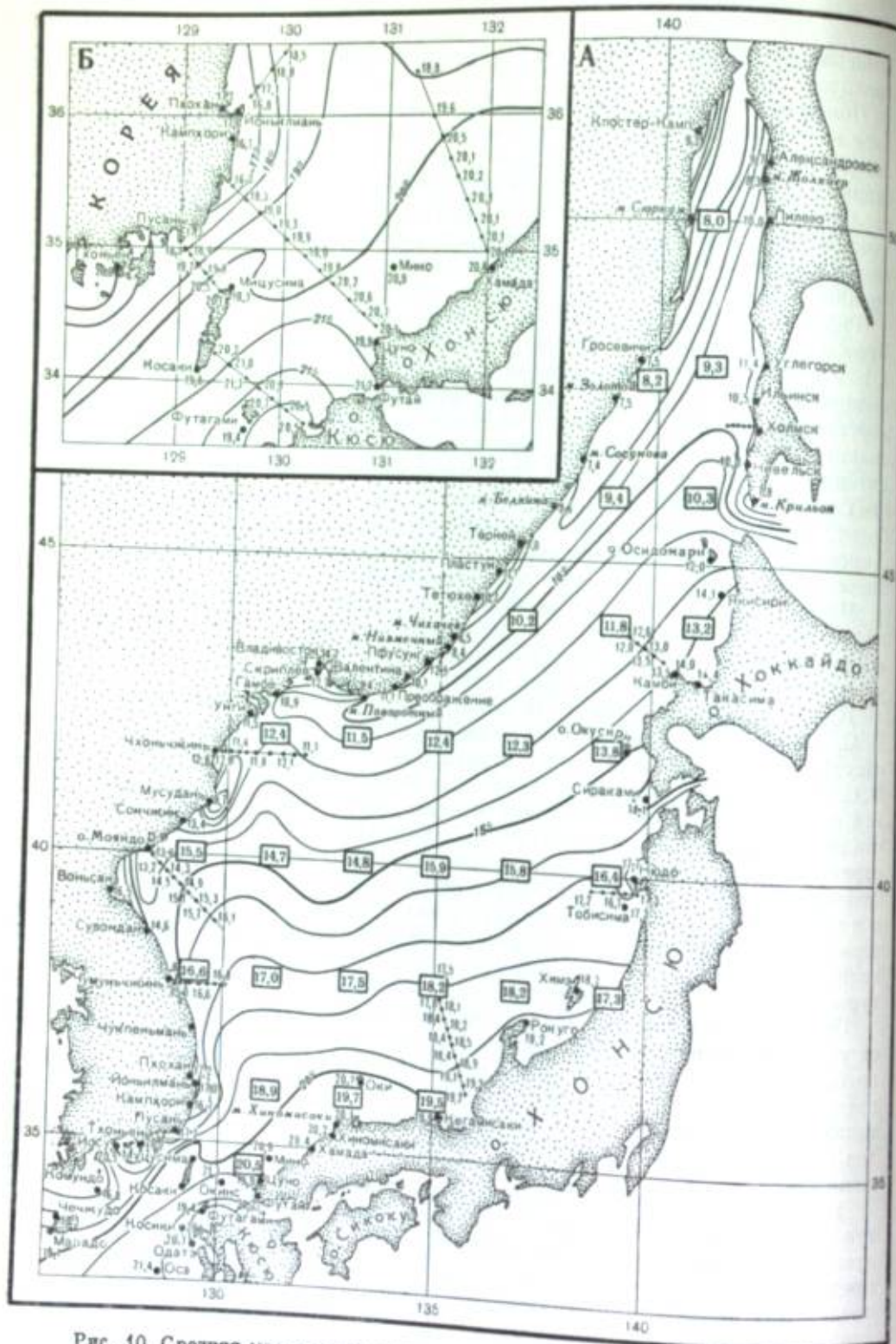


Рис. 10. Средняя многолетняя температура воды в июне (по Ю. В. Истошину)
 а — на поверхности Японского моря; б — на поверхности моря в Корейском проливе.

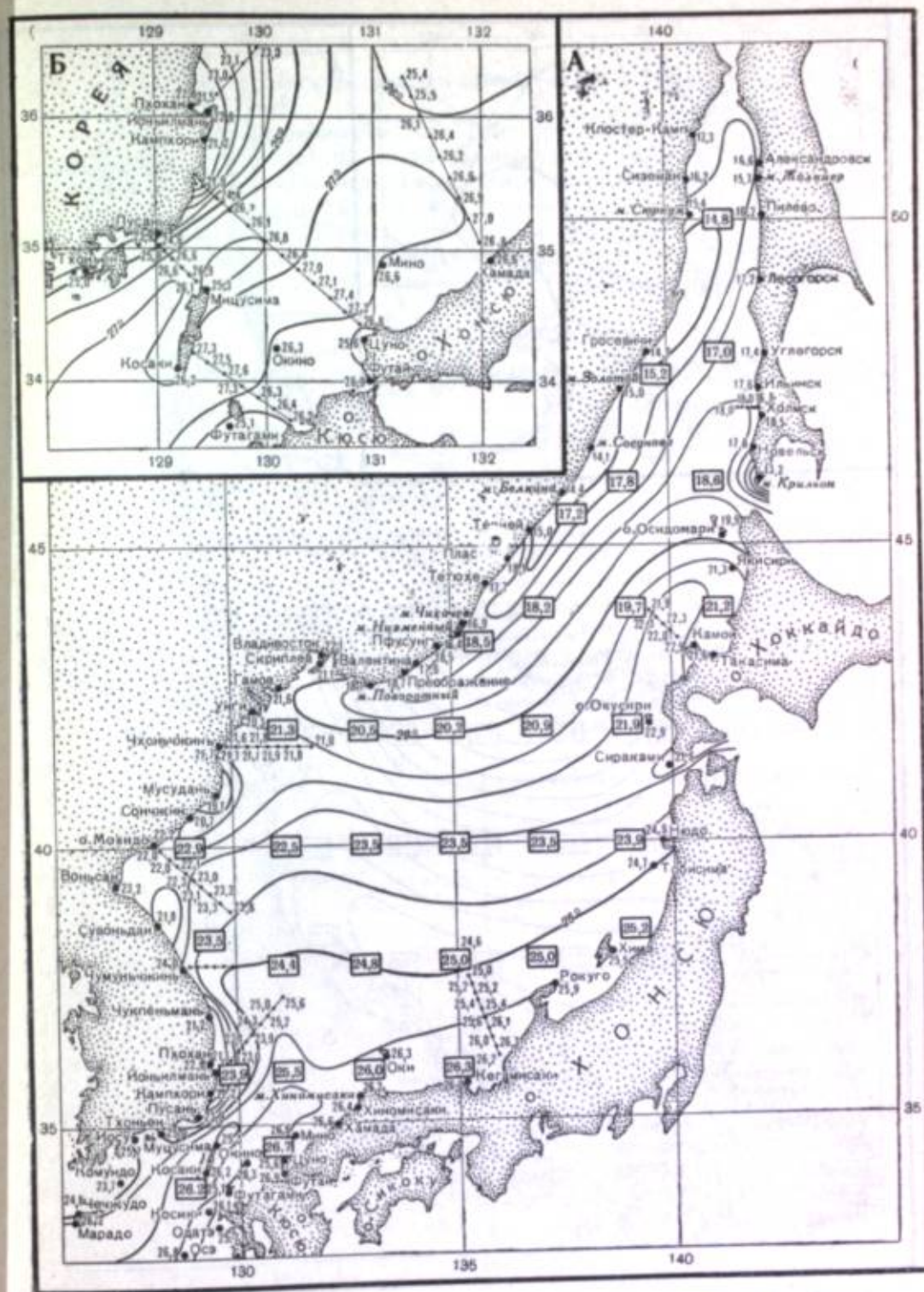


Рис. 11. Средняя многолетняя температура воды в августе (по Ю. В. Истошину)
 а — на поверхности Японского моря; б — на поверхности моря в Корейском проливе

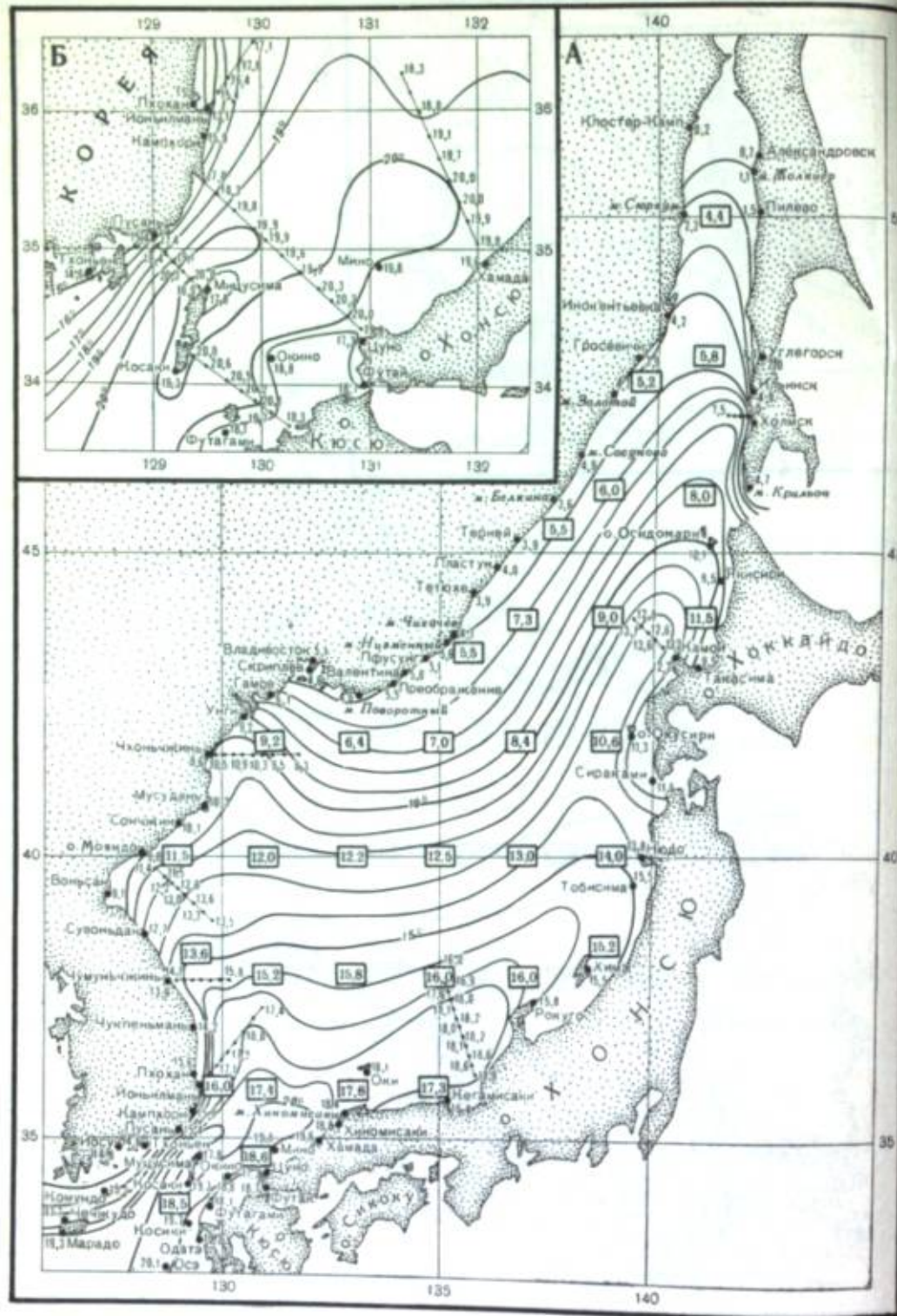


Рис. 12. Средняя многолетняя температура воды в ноябре (по Ю. В. Истошнину)
 а — на поверхности Японского моря; б — на поверхности моря в Корейском проливе

он выражен для цусимского течения зимой (март), а для приморского — летом (июль, август).

3. Построенные нами карты позволяют проследить влияние берега и прибрежных мелководий на режим температуры. Зимой у берега почти повсеместно температура воды ниже, чем в открытом море. Летом, как правило, температура воды в бухтах, заливах и даже у открытых пляжей выше, чем в море. Однако у некоторых «приглубых», выдающихся мысов происходит подъем глубинных холодных вод и образуются пятна холодной воды. В таких районах, очевидно, температура воды ниже, чем в открытом море.

Изменения температуры воды от года к году

Изменчивость температуры воды на различных горизонтах оценивалась величиной амплитуды колебаний температуры от года к году. Для определения амплитуды из таблиц приведенной к середине месяца температуры воды выбирали для каждого горизонта каждой гидрологической станции наибольшие и наименьшие значения за весь ряд наблюдений.

В южной части моря и, особенно, в Корейском проливе температура воды обладает значительной изменчивостью. Однако в восточной части Корейского пролива, в зоне цусимского течения, амплитуды намного меньше, чем в западной части пролива, где располагается область контакта теплых цусимских вод с водами холодного приморского течения.

В восточной части Корейского пролива в зимнее время (ноябрь — апрель) амплитуды на глубинах от поверхности до 75 м малы и не превышают 4°; преобладают амплитуды 2—3°, минимальные: 1—1,5°. Лишь на глубинах 100 м и более зимой амплитуды температуры воды достигают больших величин: 5—8°.

В теплое время года (май — октябрь) в восточной части пролива амплитуды возрастают, достигая и в верхних горизонтах 5—8°.

В западной части Корейского пролива амплитуды в общем также меньше зимой и больше летом, но и зимой, и летом они достигают в некоторых случаях 10—13°. В водах, омывающих восточные берега полуострова Корея, в западной части моря также характерно уменьшение амплитуды колебаний температуры воды в зимний период по сравнению с летним. Наименьших значений амплитуды достигают в феврале и марте. В прибрежной зоне в это время они не превышают 3°, а в открытом море не превосходят 4—5°. Очень малы амплитуды на глубинах 200 м и более.

Больших значений амплитуды достигают в летне-осенние месяцы: в июне — ноябре в поверхностном слое моря (0—10 м) они нередко равны 6—10°. Но особенно велики амплитуды в слое скачка (25—50 м); на этих глубинах амплитуды в августе — октябре составляют 10—15°.

Амплитуды колебаний температуры воды от года к году для восточной части моря могут быть охарактеризованы по данным двух разрезов: 1) Цуруга — Владивосток и 2) к северо-западу от мыса Камуи. На разрезе Цуруга — Владивосток рассмотрены амплитуды для вертикали, расположенной в 50 милях от берега о. Хонсю, а на разрезе к северо-западу от мыса Камуи — для вертикали в 30 милях от берега. По характеру изменчивости температуры на первом из этих разрезов всю толщу воды до глубины 500 м можно разбить на 3 слоя: 1) поверхностный (0—25 м) с малыми амплитудами, 2) промежуточный (25—200 м) с очень большими амплитудами и 3) глубинный (300—500 м) снова с малыми амплитудами.

Для поверхностного слоя в осенне-зимние месяцы (ноябрь — январь) амплитуды не превосходят 3°, а в летние (май — сентябрь) могут достигать

4—6°,5. В промежуточном слое летом амплитуды велики (до 11°,5), а на горизонтах 150—200 м они велики в течение круглого года. В глубинном слое, особенно, на горизонтах 400—500 м, межгодовые изменения температуры чрезвычайно малы и не превосходят 1°.

По характеру амплитуд колебаний температуры воды от года к году разрез к северо-западу от мыса Камун отличается от разреза Цуруга—Владивосток. Здесь не наблюдаются большие амплитуды, свойственные разрезу Цуруга—Владивосток. Они на всех горизонтах, за исключением двух глубинных (300 и 400 м), распределяются более или менее равномерно и не превосходят 7—8°. Преобладают амплитуды в 4—5°. Наименьшие амплитуды отмечаются в ноябре—декабре, когда они составляют 1—1°,3 и лишь на горизонте 150 м могут достигать больших значений. Амплитуды на горизонтах 300—400 м малы (преобладают 1—1°,5, максимальные 3°).

Изменчивость температуры воды Японского моря, помимо амплитуды колебаний ее от года к году, может быть с большей подробностью оценена повторяемостью температуры по градациям. Повторяемость температуры воды по градациям, равным 1°, была вычислена для горизонтов 0, 25, 50 и 100 м и для дна на всех разрезах.

Анализ материалов показал, что только в зимние месяцы и для поверхностных горизонтов можно выделить резко преобладающую градацию температуры. Так, на разрезе Кавадзири—Улсанмань для декабря в верхнем 25-метровом слое моря в большинстве точек разреза (за исключением прибрежных) можно наметить определенную градацию температуры, в границы которой укладываются до 80% всех случаев наблюдений. Однако на больших глубинах (100 м и ниже) с увеличением амплитуды межгодовых колебаний температуры увеличивается и разброс значений температуры по разным градациям.

В меньшей степени резко преобладающая градация температуры в зимние месяцы прослеживается на разрезе Фукуока—Идзухара и на разрезе к северо-западу от мыса Камун. На других разрезах характерен для всего года большой разброс значений температуры по различным градациям. На этих разрезах отсутствует повторяемость даже в 60%; лишь на отдельных вертикалях и преимущественно в зимние месяцы могут быть зафиксированы подобные величины повторяемости.

Все сказанное свидетельствует о том, что температура воды в Японском море обладает значительной изменчивостью. Это в свою очередь является бесспорным критерием необходимости разработать методы расчетов и прогнозов температуры воды. Только для зимнего сезона можно давать информации об ожидаемой температуре воды, основываясь на преобладании какой-либо градации температуры. В этом случае оправдываемость прогнозов будет равна повторяемости температуры воды для данной градации. Для всех остальных сезонов года разброс значений температуры настолько велик, что оправдываемость статистических прогнозов не будет превышать 50—60%.

Для определения аномальных в температурном отношении годов и сезонов были проанализированы следующие материалы:

- 1) таблицы аномалий температуры воды (отклонения от среднемноголетней нормы), вычисленные для всех горизонтов и всех гидрологических вертикалей 7 стандартных разрезов, перечисленных выше;
- 2) графики вертикального распределения аномалий температуры за каждый месяц для всех 7 стандартных разрезов;
- 3) таблицы аномалий средней температуры воды на разрезах по слоям;
- 4) карты горизонтального распределения аномалий температуры в Корейском проливе.

Для района Корейского пролива удалось выявить следующие экстремальные в термическом отношении годы. Годами с аномально низкими температурами воды в продолжение почти всего года (за исключением отдельных месяцев и горизонтов) являются 1934 и 1936 гг. Для западной части моря годами с низкой температурой воды, судя по материалам наблюдений на разрезах к востоку от Чхоньчжиня (Сейсина) и к юго-востоку от о. Маяидо (Гончарова), были 1929, 1931 и 1941 гг. Теплыми были 1930, 1933 и 1935 гг. Для разреза к юго-востоку от о. Маяидо, кроме того, холодными были 1932 и 1936 гг., а теплыми — 1937, 1938 гг. и лето 1942 г.

Для восточной части моря, судя по данным разреза Цуруга—Владивосток, холодными были 1927 и 1936 гг., а теплыми — 1939 (с мая по декабрь) и 1941 гг. По данным того же разреза, крайне пестрой является также картина вертикального распределения аномалий. Здесь наблюдаются зоны с отрицательными и положительными аномалиями температуры, что объясняется смещением влево или вправо от своего обычного положения оси цусимского течения. В том направлении, в котором смещается ось течения, перемещается также зона положительных аномалий температуры.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ В ЯПОНСКОМ МОРЕ И СВЯЗЬ С НИМИ ИСЧЕЗНОВЕНИЯ САРДИНЫ

Характеристика температурных условий в Корейском проливе в годы, предшествовавшие исчезновению сардины

До 1941 г. сардина (иваси) была основной промысловой рыбой в Японском море. Ее уловы в 30-х годах достигали: в СССР — 1—1,5 млн. ц, в Корее — 10 млн. ц, в Японии — 10—16 млн. ц. Улов сардины в советских водах в 1941 г. резко уменьшился (до 126 тыс. ц), а с 1942 г. и вовсе прекратился из-за полного ее отсутствия. Точно такая же картина наблюдалась у восточных берегов Кореи и западных берегов о. Хоккайдо. У западных берегов о. Хонсю уловы сардины сократились в 2—3 раза и только в южной части моря (в восточной части Корейского пролива) уловы продолжали оставаться более или менее стабильными.

Нерест сардины в Японском море происходил в основном в прибрежных водах вдоль западного берега о. Кюсю и юго-западного берега о. Хонсю. До 1941 г. сардина нерестовала также вдоль всего западного берега о. Хонсю вплоть до Саигарского пролива. После 1942 г. сардина нерестовала только южнее залива Вакаса. Нерест сардины в Корейском проливе и смежных водах и связанный с ним промысловый лов ее в этих районах начинался в конце декабря и заканчивался в конце апреля.

После икрометания сардина направлялась на север двумя потоками: вдоль восточных берегов Кореи и вдоль западных берегов островов Хонсю и Хоккайдо и достигала самых северных пределов моря. К нашим берегам в районе заливов Посьет и Петра Великого сардина подходила в первой половине июня.

Сардина относится к теплолюбивым видам рыб. Она очень чувствительна к колебаниям температуры воды. Наиболее благоприятна для сардины температура в 10—15°. Сардина переносит температуру 7—9° и не выдерживает температуры 3—4°.

Причиной исчезновения сардины большинство ученых считает похолодание вод Японского моря, главным образом на севере моря — в районе

ее пагула. А. Г. Кагановский [7] объясняет это исчезновение качественным изменением состава стад сардины, ее измельчением и постепенным вырождением. Мелкая же сардина еще более чувствительна к колебаниям температуры, чем крупная.

В 1944 г. японский рыбопромышленник Ясугава Масао [18], директор крупного предприятия в Корее, занимающегося переработкой сардины, высказал предположение, что уменьшение запасов сардины в Японском море связано главным образом с резким понижением температуры в 1936 и 1939 гг. в основном районе ее нереста, т. е. в Корейском проливе. Это длительное понижение температуры оказало пагубное влияние и на нерест, и на развитие икры и мальков. Ясугава полагал, что нерест сардины переместился далеко на юг, в районы с более благоприятными температурными условиями. Другой причиной уменьшения запасов сардины Ясугава считал хищнические методы ее лова (введение кошелековых неводов) и появление «черных» тунцов, уничтожающих сардину.

Обработанные нами материалы по температуре воды позволяют с большей подробностью, чем это сделано П. Ю. Шмидтом [15], выяснить термические условия в районах нереста в годы, предшествовавшие исчезновению сардины, и в годы полного прекращения ее промысла в отечественных водах.

Рассмотрим температурные условия в Корейском проливе в зимне-весенний период, начиная с 1928 г., для проверки утверждения Ясугава, а также с целью поиска причин, которые вызвали измельчение сардины, отмеченное А. Г. Кагановским. Последнее тем более необходимо, так как А. Г. Кагановский указывал, что качественное изменение состава стад (измельчение) может быть следствием изменения условий среды в период развития икры и мальков, а не только замедления роста сардины всех возрастов.

Для анализа возьмем данные о температуре воды в слое 0—25 м на гидрологической вертикали, расположенной в 10 милях от берега на разрезе Фукуока—Идзухара. Данными о температуре воды на этой станции пользовались также М. Уда и Г. Окамото [43] в своей работе о влиянии гидрологических условий на промысел сардины в Японском море. Рассмотрим подробно колебания температуры воды в период нереста сардины, происходящего в январе—апреле. Годами, когда аномалии температуры воды с января по апрель были отрицательными, являются 1934 и 1936 гг. Особенно неблагоприятным в термическом отношении был 1936 г., когда отрицательные аномалии были большими по величине и сохранялись с начала года по июль включительно. В точности такая же картина наблюдалась на разрезе мыс Кавадзирэ — бухта Улсанмань в точке, находящейся в 11 милях от берега. Таким образом, утверждение Ясугава, что температурные условия в 1936 г. в районе нереста сардины были исключительно неблагоприятными, подтвердилось.

А. Г. Кагановский в своей критике взглядов Ясугава заметил, что последний «исходит из неправильного представления, что сардина строго придерживается определенных мест нереста, в частности нерестует только близ берега, в заливах, бухтах и проливах между островами. В действительности же сардина мечет икру близ берега и очень далеко от него; если она встречает неблагоприятные условия для нереста в одном месте, то переходит в другое...».

Таким образом, можно предположить, что, встретив у западных берегов островов Кюсю и Хонсю неблагоприятные для нереста условия, сардина отошла в другие районы. Однако в первой половине 1936 г. аномально низкие температуры воды в Корейском проливе были повсеместно.

Установлено, что зимой и весной 1936 г. отрицательные аномалии температуры воды наблюдались во всей толще вод Корейского пролива. Похолодание вод в первой половине 1936 г. отмечалось не только в Корейском проливе, но и во многих других районах Японского моря и, в частности, вдоль всего западного берега о. Хонсю. Заслуживает внимания, что похолодание вод охватило не только поверхностные слои воды, но и распространилось на весьма большую глубину (до 500 м). Особенно велики были аномалии на глубинах 50—150 м, причем наблюдались они на всем протяжении разреза. Это свидетельствует о чрезвычайно низком теплосодержании цусимского течения.

Температура воды в годы полного прекращения промысла сардины (1941—1943 гг.)

Для выяснения причин, вызвавших исчезновение сардины в северной половине моря, необходимо рассмотреть температурный режим в годы, когда полностью прекратился ее промысел в отечественных водах, в Корее, у западных берегов островов Хоккайдо и Хонсю, т. е. в 1941—1943 гг. При этом для северо-западной части моря представляет интерес только весенне-летний период времени, когда сардина подходила сюда на жировку после нереста.

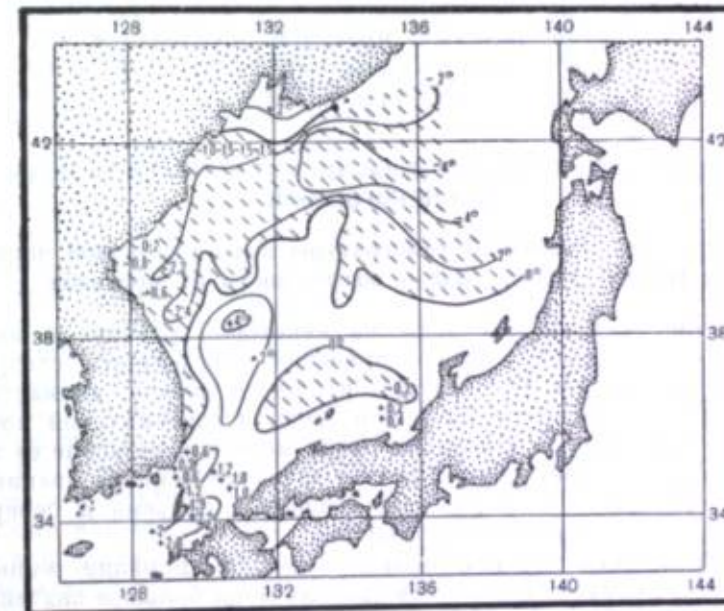


Рис. 13. Карта аномалии температуры воды на поверхности Японского моря в мае 1941 г.

Распределение температур в центральной и северо-западной частях моря подробно освещено на картах А. М. Баталина, помещенных в работе П. Ю. Шмидта [15]. На рис. 13 приведена карта аномалий температуры воды на поверхности Японского моря в мае 1941 г., построенная по материалам А. М. Баталина и дополненная данными японских стандартных разрезов, систематизированными Ю. В. Истошиным. На карте четко прослеживается область больших отрицательных аномалий, протянувшаяся

в виде широкого пояса от берегов Северной Кореи до Сангарского пролива.

Косяки сардины, которые шли в северную часть моря по своим обычным миграционным путям вдоль восточных берегов Кореи и вдоль западных берегов островов Хонсю и Хоккайдо, не смогли пробиться к местам летнего нагула через упомянутый выше пояс аномально холодных вод и остались в южной части моря.

Как указывает А. М. Баталин, похолоданием был охвачен слой вод мощностью, по крайней мере, 100 м, а вероятно, и более мощный. Похолодание не носило кратковременного характера. От мая к июню отрицательная аномалия увеличивалась в восточной части моря, достигая -7° к западу от о. Садо. Даже в августе во внешней части залива Петра Великого наблюдались пониженные температуры воды.

В мае 1942 г. северо-западная и центральная части моря были заняты в основном также аномально холодными водами. Как и в 1941 г., похолодание сохранилось здесь в течение всего лета. Такая же картина наблюдалась, по А. М. Баталину, и в 1943—1944 гг.

Интересно, что температура вод, вносимых в Японское море через Корейский пролив цусимским течением, в первой половине 1941 г. и 1942 г. была значительно выше нормы. Это заставляет предположить, что похолодание в северной половине Японского моря в 1941—1942 гг. имело причиной не уменьшение теплосодержания цусимского течения, а гидрометеорологические процессы, протекавшие в самой северной части моря. С нашей точки зрения, основной причиной похолодания вод северной части моря были необычайно суровые зимы 1939—1940, 1940—1941 и особенно 1941—1942 гг. в Татарском проливе.

ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗА И РАСЧЕТА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Основные причины изменений температуры воды в западной части моря в теплый период года и возможности их прогноза

Отклонение температуры воды на некоторой глубине в активном слое моря от среднепогодного значения определяется следующими величинами: аномалией температуры прошлого месяца, аномалией теплового баланса и перераспределением тепла в вертикальной плоскости (понижение температуры в верхних слоях моря и повышение ее в нижележащих слоях в летний период за счет ветрового перемешивания; изменения температуры воды вследствие процессов подъема к поверхности глубинных вод под влиянием сгона).

Тепловая инерция морской воды (сохранение аномалии температуры прошлого месяца) имеет в тепловом режиме моря большое значение. Нередко бывает, что положительная аномалия теплового баланса в данном месяце в определенном районе моря оказывается недостаточной, чтобы ликвидировать крупную отрицательную аномалию температуры воды прошлого месяца.

Очевидно, что для мест, в которых наблюдается принос тепла из соседних районов, при подсчете теплового баланса необходимо учитывать адвективный компонент.

В Японском море имеется мало участков, где отсутствовали бы квазипостоянные течения. Так, например, западная часть моря находится под мощным тепловым воздействием холодного приморского течения. Это влияние резко выражено главным образом весной и летом, когда дан-

ное течение прижимается к берегам Кореи. Осенью и зимой сильными северо-западными ветрами зимнего муссона приморское течение отжимается от берега, особенно значительно — в районе залива Петра Великого. В это время наибольшее развитие приобретают процессы ветрового сгона и подъем глубинных вод на поверхность моря, а также процессы ветрового и конвективного перемешивания.

Летом ветры в Японском море обычно слабые, волнение незначительное. Явление подъема или опускания вод вследствие сгонов и нагонов даже у берегов, а тем более в открытом море, выражено слабо; поэтому для участков открытого моря тепловое состояние водной массы в данном месяце будет зависеть от теплового состояния ее в прошлом месяце (инерция) и от аномалий теплового баланса, в котором решающее значение играет перенос тепла (холода) приморским течением.

Для таких участков, собственно говоря, изменения температуры определяются главным образом тепловыми явлениями, происходящими не в данном месте, а в тех районах, из которых водная масса пришла, и лишь в незначительной степени — местными тепловыми процессами. Последние сказываются на тепловом состоянии водной массы тем меньше, чем больше скорость переноса вод на этом участке.

Летом, как это было показано в работе автора «О течениях Японского моря по данным бутылочной почты», имеет место кольцевая схема течений. Приморское течение оказывается прижатым непосредственно к берегам Приморья и Северной Кореи. Поэтому естественно предположить, что изменения температуры воды в районе залива Петра Великого и у восточных берегов Северной Кореи определяются колебаниями теплосодержания приморского течения. В свою очередь теплосодержание приморского течения весной и ранним летом в очень большой степени зависит от того, насколько суровыми или мягкими были предшествующие зимы в районе истоков этого течения, т. е. в Татарском проливе. Такая гипотеза была высказана автором и проверена на фактическом материале в 1948 г. [4]. В настоящей статье содержатся дальнейшее обоснование и развитие этой идеи.

В работе, выполненной в 1948 г., была сопоставлена суровость зим в ледовом отношении со средней температурой воды в слое 0—50 м на разрезе к востоку от Чхонъяжиня (Сейсина); при этом взят не весь разрез протяжением 100 миль, а только пять его вертикалей, расположенных в 2, 7, 15, 25 и 35 милях от берега. В данной статье, помимо средней температуры воды по слоям и всего разреза в целом, указываются приведенные к 15-м числам месяца температуры воды на стандартных горизонтах всех гидрологических вертикалей всего разреза на всем его протяжении. Это позволило сопоставить суровость зим в ледовом отношении, выраженную в баллах согласно 10-балльной шкале по Ю. В. Истошину [6], с температурой воды на конкретных горизонтах за соответствующие годы, а также с температурой воды по отдельным слоям. При этом, если суровость определялась, например, для зимы 1930—1931 гг., то температура сопоставлялась за летние месяцы 1931 г.

Рассмотрим особенности полей коэффициентов корреляции за отдельные месяцы. Знак минус в этих таблицах свидетельствует о том, что увеличению суровости зим соответствует понижение температуры воды, так как, согласно принятому условию, очень мягкие зимы оцениваются малым баллом, а суровые — большим. Таким образом, большому баллу суровости соответствует малое значение температуры. Малые и тем более положительные коэффициенты указывают на отсутствие такой связи между температурой воды и суровостью зим.

В апреле к востоку от Сейсина на 3 прибрежных станциях разреза коэффициенты корреляции положительные на всех горизонтах от поверхности до глубины 50 м, а на всех остальных станциях, за редким исключением, — отрицательные. Только на 3 последних станциях разреза, т. е. в 70—100 милях от берега, отрицательные коэффициенты относительно велики (от -0,58 до -0,73).

На апрельском разрезе к юго-востоку от о. Маяндо (Гончарова), расположенного в северной части Восточно-Корейского пролива, картина распределения коэффициентов корреляции для станций, расположенных на всем протяжении разреза, довольно пестрая. Для 4 прибрежных станций, т. е. до 35 миль от берега, коэффициенты, за редким исключением, отрицательные, но небольшие по величине. Для участка разреза от 45 до 80 миль коэффициенты преимущественно положительные, а для последней станции в 100 милях от берега — снова отрицательные.

Малые значения коэффициентов корреляции и большое количество положительных значений коэффициентов могут служить свидетельством того, что воды приморского течения, сформировавшиеся в Татарском проливе прошедшей зимой, в апреле еще не подошли к о. Маяндо.

Для мая на разрезе у Сейсина замечается равномерное распределение больших значений коэффициентов по всему протяжении разреза для поверхностного слоя (табл. 4). В этом месяце летний юго-восточный муссон еще недостаточно развит, чтобы прижать к берегу все воды приморского течения, отжатые зимним муссоном в открытом море.

Таблица 4

Коэффициенты корреляции для связи между температурами воды на отдельных горизонтах, а также средней температурой слоев на различных станциях разреза к востоку от Чхончжиня (Сейсина) в мае и общими баллами суровости зим в ледовом отношении в Татарском проливе Японского моря (по Ю. В. Истошину)

№ п. п.	Горизонты, слой	№ станции разреза									
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
		Расстояние станции от берега, мили									
		2	7	15	25	35	45	55	70	85	100
1	На поверхности	-0,41	-0,48	-0,70	-0,52	-0,56	-0,73	-0,50	-0,77	-0,56	-0,52
2	На глубине 10 м	-0,64	-0,44	-0,35	-0,30	-0,73	-0,57	-0,41	-0,90	-0,54	-0,69
3	» » 25 »	-0,45	-0,36	-0,60	-0,51	-0,26	-0,23	+0,24	+0,11	+0,28	+0,23
4	» » 50 »	-0,35	-0,45	-0,42	-0,29	-0,43	-0,16	+0,06	-0,19	-0,17	-0,37
5	В слое 0—10 м	-0,55	-0,48	-0,71	-0,46	-0,68	-0,43	-0,48	-0,84	-0,55	-0,62
6	» » 0—25 »	-0,61	-0,50	-0,70	-0,49	-0,74	-0,64	-0,28	-0,76	-0,48	-0,52
7	» » 10—25 »	-0,60	-0,45	-0,64	-0,47	-0,73	-0,49	-0,10	-0,54	-0,20	-0,39

Для разреза к юго-востоку от Маяндо значения коэффициентов по-прежнему малы и часто положительные. В мае воды приморского течения зимне-весеннего происхождения к этому разрезу еще не подошли.

В июне на разрезе у Сейсина большие коэффициенты также характерны для поверхностного слоя, но, в отличие от мая, они наблюдаются для станций, расположенных ближе к берегу, на пространстве в 35 миль от берега (табл. 5). Это, несомненно, результат влияния усилившегося в июне летнего муссона, прижимающего приморское течение к берегу.

На разрезе у о. Маяндо (табл. 6) большие коэффициенты получены для наблюдений в июне на станциях, расположенных вблизи берега. Харак-

терно, что на горизонтах 0 и 10 м на всем протяжении разреза коэффициенты отрицательные, как это было на разрезе у Сейсина в мае.

Таблица 5

Коэффициенты корреляции для связи между температурами воды на отдельных горизонтах, а также средней температурой слоев на различных станциях разреза к востоку от Чхончжиня (Сейсина) в июне и общими баллами суровости зим в ледовом отношении в Татарском проливе Японского моря

(по Ю. В. Истошину)

№ п. п.	Горизонты, слой	№ станции разреза									
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
		Расстояние станции от берега, мили									
		2	7	15	25	35	45	55	70	85	100
1	На поверхности	-0,64	-0,73	-0,69	-0,69	-0,60	-0,43	-0,45	-0,41	-0,39	-0,45
2	На глубине 10 м	-0,54	-0,72	-0,71	-0,64	-0,73	-0,03	-0,31	-0,73	-0,48	-0,49
3	» » 25 »	-0,52	-0,50	-0,27	-0,26	-0,29	-0,06	-0,10	+0,38	+0,23	+0,15
4	» » 50 »	-0,18	-0,04	-0,17	-0,00	-0,39	+0,07	+0,27	+0,26	-0,10	-0,18
5	В слое 0—10 м	-0,64	-0,75	-0,78	-0,72	-0,73	-0,31	-0,44	-0,49	-0,47	-0,49
6	» » 0—25 »	-0,54	-0,75	-0,73	-0,66	-0,73	-0,19	-0,32	-0,44	-0,43	-0,44
7	» » 10—25 »	-0,38	-0,69	-0,59	-0,56	-0,63	-0,05	-0,25	-0,20	-0,20	-0,28

Таблица 6

Коэффициенты корреляции для связи между температурами воды на отдельных горизонтах, а также средней температурой слоев на различных станциях разреза к юго-востоку от о. Маяндо в июне и общими баллами суровости зим в ледовом отношении в Татарском проливе Японского моря

(по Ю. В. Истошину)

№ п. п.	Горизонты, слой	№ станции								
		1	2	3	4	5	6	7	8	9
		Расстояние станции от берега, мили								
		2	15	25	35	45	55	70	80	100
1	На поверхности	-0,50	-0,25	-0,38	-0,38	-0,38	-0,38	-0,32	-0,29	-0,02
2	На глубине 10 м	-0,28	-0,59	-0,44	-0,51	-0,40	-0,54	-0,28	-0,33	+0,01
3	» » 25 »	-0,25	-0,37	-0,35	-0,39	-0,04	-0,05	+0,09	+0,23	+0,24
4	» » 50 »	-0,35	-0,11	-0,08	-0,01	+0,22	+0,33	+0,42	-0,13	+0,24
5	В слое 0—10 м	-0,40	-0,47	-0,42	-0,49	-0,40	-0,46	-0,31	-0,29	-0,01
6	» » 0—25 »	-0,45	-0,47	-0,43	-0,35	-0,32	-0,24	-0,19	-0,05	+0,15
7	» » 10—25 »	-0,25	-0,28	-0,56	-0,45	-0,23	-0,29	-0,10	+0,05	+0,19

В июне на разрезе у Сейсина большие коэффициенты отмечены для подповерхностных горизонтов. На поверхности сказывается влияние местного теплового баланса. На разрезе у о. Маяндо (табл. 7) большие значения характерны для подповерхностных горизонтов (10, 25 и 50 м) станций, расположенных у самого берега (до 25 миль от берега). В августе большие значения коэффициентов на разрезе у Сейсина почти пропадают.

На разрезе у о. Маяндо большие коэффициенты получены для подповерхностных горизонтов от 10 до 50 м 4 прибрежных станций, т. е. до 35 миль от берега. На остальных точках разреза коэффициенты либо малы, либо даже положительны. Как известно, в мористой части разреза проходит теплое восточно-корейское течение, приморское же течение прижато в августе к самому берегу.

Таблица 7

Коэффициенты корреляции для связи между температурой воды на отдельных горизонтах на различных станциях разреза к юго-востоку от о. Маяндо (Гончарова) в июле и общими баллами суровости зим в ледовом отношении в Татарском проливе Японского моря

(по Ю. В. Истошину)

№ п. п.	Горизонты	№ станции								
		1	2	3	4	5	6	7	8	9
		Расстояние станции от берега, мили								
		2	15	25	35	45	55	70	80	100
1	На поверхности . .	-0,44	-0,20	-0,32	+0,13	+0,33	+0,16	+0,32	+0,25	+0,57
2	На глубине 10 м . .	-0,54	-0,54	-0,64	-0,50	+0,04	-0,06	+0,28	+0,41	+0,41
3	» » 25 » . .	-0,58	-0,76	-0,46	-0,52	-0,13	-0,04	+0,39	+0,16	+0,50
4	» » 50 » . .	-0,70	-0,60	-0,28	-0,35	-0,01	+0,14	+0,66	+0,08	+0,54

Для сентября на разрезе у Сейсина знак минус еще сохраняется для станций прибрежной части разреза, протяжением до 55 миль от берега, но больших значений коэффициентов нет. В мористой части разреза (70—100 миль от берега) преобладают положительные значения коэффициентов. Это результат влияния восточно-корейского течения. Для разреза у о. Маяндо преобладают отрицательные значения коэффициентов.

В октябре на обоих разрезах сохраняется в общем такая же картина, как в сентябре. Коэффициенты корреляции позволили выделить области, находящиеся под сильным воздействием приморского течения, и особо отметить месяцы, когда это воздействие наиболее интенсивно. Оказалось, что большие коэффициенты корреляции для разреза у Сейсина имеют место в июне—июле, но только для прибрежной его части. У о. Маяндо большие коэффициенты корреляции отмечаются также лишь для прибрежной части разреза, но уже в июле—августе, и только для поверхностных горизонтов. На поверхности сказывается влияние местной радиации.

В результате исследования намечена реальная возможность давать прогнозы температуры воды с большой заблаговременностью для теплого времени года в зависимости от суровости предшествующей зимы в северной части моря (в Татарском проливе). Намечены также пути для расчета температуры. Действительно, если мы будем иметь в своем распоряжении стандартные разрезы вдоль Приморского берега, протяжением 50 миль, то можно проследить от разреза к разрезу продвижение вод с определенными термическими характеристиками, т. е. выявить их путь от вершины Татарского пролива до западных берегов Кореи. Если мы будем при этом иметь расчетные схемы, то можно рассчитать дальнейшее продвижение вод в более южные районы, вплоть до Корейского пролива, а может быть, и еще южнее.

Основные причины изменений температуры воды в Корейском проливе и южной части моря и возможности прогноза температуры воды в холодную половину года

Температура воды в южной части моря и в Корейском проливе зимой и в начале весны (январь—апрель) зависит от радиационного баланса на поверхности моря и от горизонтальной адвекции тепла: притока теплых вод, приносимых сюда с юга цусимским течением, и поступления холодных вод с севера, нагоняемых северо-западным муссоном.

Установлено, что зимой, в разгар зимнего муссона интенсивность цусимского течения, а также Куро-Сию на участке о. Тайвань — южная оконечность о. Кюсю резко падает. При сильных северных ветрах в зоне Куро-Сию вместо течений, направленных с юга на север, наблюдаются течения противоположных направлений. Поступление теплых вод в Японское море через Корейский пролив в это время года минимальное, и, как показал Миядзаки, оно отмечается лишь в западной части Корейского пролива (через проход Броутона); в восточной же части пролива через проход Крузенштерна (главным образом вдоль западных берегов о. Кюсю) происходит сток вод из Японского моря в Восточно-Китайское.

Тем не менее поступление в район Корейского пролива холодных вод из северо-западной части и теплых вод с юга в зимнее время оказывает большое влияние на изменения температуры воды. Очевидно, что подтоку холодных вод с севера способствует усиление зимнего муссона, т. е. повышенная повторяемость ветров северных румбов, а приток теплых вод вызывается повышенной повторяемостью циклонических вторжений, вызывающих вспышки южных ветров.

Рассмотрим основные причины изменений температуры воды в районе Корейского пролива в аномальные годы. Аномально низкие температуры воды в проливе наблюдались в первую половину 1934 г. и особенно в первую половину 1936 г. Температура воды в это время была на 1—2°, а местами даже на 3° ниже нормы.

В холодное время года ряд компонентов теплового баланса в большой степени зависит от разности температур воды и воздуха, но так как температура воды меняется в меньших размерах, чем температура воздуха, то в конечном счете — от температуры воздуха. Рассмотрение аномалий температуры воздуха приводит нас к убеждению, что одной из основных причин похолодания вод в районе Корейского пролива зимой 1936 г. являлись чрезвычайно низкие температуры воздуха в январе—апреле

Таблица 8

Число дней с южными и северными ветрами в районе Корейского пролива в январе—марте

Годы	Январь		Февраль		Март	
	число дней с южными ветрами и югу от пролива	число дней с северными ветрами и северу от пролива	число дней с южными ветрами и югу от пролива	число дней с северными ветрами и северу от пролива	число дней с южными ветрами и югу от пролива	число дней с северными ветрами и северу от пролива
1925	1	19	4	15	—	—
1926	7	15	5	13	5	15
1927	4	19	3	17	5	9
1928	4	20	3	15	8	15
1929	2	20	3	13	6	12
1930	0	14	7	11	8	9
1931	6	18	5	13	8	13
1932	3	11	5	14	6	12
1933	2	20	3	16	6	16
1934	1	24	1	20	9	17
1935	1	18	6	10	8	11
1936	1	26	2	22	4	20
1937	2	16	—	—	9	12
1938	3	20	5	16	7	10
1939	3	18	3	15	9	13

Таблица 7

Коэффициенты корреляции для связи между температурой воды на отдельных горизонтах на различных станциях разреза к юго-востоку от о. Майядо (Гончарова) в июле и общими баллами суровости зим в ледовом отношении в Татарском проливе Японского моря
(по Ю. В. Истошину)

№ п. п.	Горизонты	№ станции								
		1	2	3	4	5	6	7	8	9
		Расстояние станции от берега, мили								
		2	15	25	35	45	55	70	80	100
1	На поверхности . .	-0,44	-0,20	-0,32	+0,13	+0,33	+0,16	+0,32	+0,25	+0,57
2	На глубине 10 м . .	-0,54	-0,54	-0,64	-0,50	+0,04	-0,06	+0,28	+0,41	+0,41
3	» » 25 » . .	-0,58	-0,76	-0,46	-0,52	-0,13	-0,04	+0,39	+0,16	+0,50
4	» » 50 » . .	-0,70	-0,60	-0,28	-0,35	-0,01	+0,14	+0,66	+0,08	+0,54

Для сентября на разрезе у Сейсина знак минус еще сохраняется для станций прибрежной части разреза, протяжением до 55 миль от берега, но больших значений коэффициентов нет. В морской части разреза (70—100 миль от берега) преобладают положительные значения коэффициентов. Это результат влияния восточно-корейского течения. Для разреза у о. Майядо преобладают отрицательные значения коэффициентов.

В октябре на обоих разрезах сохраняется в общем такая же картина, как в сентябре. Коэффициенты корреляции позволили выделить области, находящиеся под сильным воздействием приморского течения, и особо отметить месяцы, когда это воздействие наиболее интенсивно. Оказалось, что большие коэффициенты корреляции для разреза у Сейсина имеют место в июне—июле, но только для прибрежной его части. У о. Майядо большие коэффициенты корреляции отмечаются также лишь для прибрежной части разреза, но уже в июле—августе, и только для поверхностных горизонтов. На поверхности сказывается влияние местной радиации.

В результате исследования намечена реальная возможность давать прогнозы температуры воды с большой заблаговременностью для теплого времени года в зависимости от суровости предшествующей зимы в северной части моря (в Татарском проливе). Намечены также пути для расчета температуры. Действительно, если мы будем иметь в своем распоряжении стандартные разрезы вдоль Приморского берега, протяжением 50 миль, то можно проследить от разреза к разрезу продвижение вод с определенными термическими характеристиками, т. е. выявить их путь от вершины Татарского пролива до западных берегов Кореи. Если мы будем при этом иметь расчетные схемы, то можно рассчитать дальнейшее продвижение вод в более южные районы, вплоть до Корейского пролива, а может быть, и еще южнее.

Основные причины изменений температуры воды в Корейском проливе и южной части моря и возможности прогноза температуры воды в холодную половину года

Температура воды в южной части моря и в Корейском проливе зимой и в начале весны (январь—апрель) зависит от радиационного баланса на поверхности моря и от горизонтальной адвекции тепла: притока теплых вод, приносимых сюда с юга цусимским течением, и поступления холодных вод с севера, нагоняемых северо-западным муссоном.

Установлено, что зимой, в разгар зимнего муссона интенсивность цусимского течения, а также Куро-Сию на участке о. Тайвань — южная оконечность о. Кюсю резко падает. При сильных северных ветрах в зоне Куро-Сию вместо течений, направленных с юга на север, наблюдаются течения противоположных направлений. Поступление теплых вод в Японское море через Корейский пролив в это время года минимальное, и, как показал Миядзаки, оно отмечается лишь в западной части Корейского пролива (через проход Броутона); в восточной же части пролива через проход Крузенштерна (главным образом вдоль западных берегов о. Кюсю) происходит сток вод из Японского моря в Восточно-Китайское.

Тем не менее поступление в район Корейского пролива холодных вод из северо-западной части и теплых вод с юга в зимнее время оказывает большое влияние на изменения температуры воды. Очевидно, что подтоку холодных вод с севера способствует усиление зимнего муссона, т. е. повышенная повторяемость ветров северных румбов, а приток теплых вод вызывается повышенной повторяемостью циклонических вторжений, вызывающих вспышки южных ветров.

Рассмотрим основные причины изменений температуры воды в районе Корейского пролива в аномальные годы. Аномально низкие температуры воды в проливе наблюдались в первую половину 1934 г. и особенно в первую половину 1936 г. Температура воды в это время была на 1—2°, а местами даже на 3° ниже нормы.

В холодное время года ряд компонентов теплового баланса в большой степени зависит от разности температур воды и воздуха, но так как температура воды меняется в меньших размерах, чем температура воздуха, то в конечном счете — от температуры воздуха. Рассмотрение аномалий температуры воздуха приводит нас к убеждению, что одной из основных причин похолодания вод в районе Корейского пролива зимой 1936 г. являлись чрезвычайно низкие температуры воздуха в январе—апреле

Таблица 8

Число дней с южными и северными ветрами в районе Корейского пролива в январе—марте

Годы	Январь		Февраль		Март	
	число дней с южными ветрами к югу от пролива	число дней с северными ветрами к северу от пролива	число дней с южными ветрами к югу от пролива	число дней с северными ветрами к северу от пролива	число дней с южными ветрами к югу от пролива	число дней с северными ветрами к северу от пролива
1925	1	19	4	15	—	—
1926	7	15	5	13	5	15
1927	4	19	3	17	5	9
1928	4	20	3	15	8	15
1929	2	20	3	13	6	12
1930	0	14	7	11	8	9
1931	6	18	5	13	8	13
1932	3	11	5	14	6	12
1933	2	20	3	16	6	16
1934	1	24	1	20	9	17
1935	1	18	6	10	8	11
1936	1	26	2	22	4	20
1937	2	16	—	—	9	12
1938	3	20	5	16	7	10
1939	3	18	3	15	9	13

1936 г. Температура воздуха в проходе Крузенштерна (у северо-западного берега о. Кюсю) была на 4° ниже среднегодовой нормы. Местами аномалия температуры воздуха достигала 8—9°.

Область, охваченная отрицательными аномалиями температуры воздуха, не ограничивалась пределами Корейского пролива, а охватывала обширные районы в северо-западной части Тихого океана.

Анализ синоптических карт [20] показывает, что в январе—марте 1936 г. в районе Корейского пролива преобладал северный поток при минимальном числе циклонических вторжений, приводящих к возникновению южных ветров. Число дней с южными ветрами к югу от Корейского пролива и число дней с северными ветрами к северу от этого пролива приведено в табл. 8.

Мы сопоставили температуру воды на гидрологических станциях на 3 разрезах (Идзугара—Фукуока, Пусань—Мицусима, Кавадзири—Улсанмань) с числом дней с южными и северными ветрами. Это сопоставление проводилось и для каждого горизонта каждой из станций указанных разрезов, и для средней температуры этих разрезов послойно. Результаты вычислений приведены в табл. 9—12.

Таблица 9

Коэффициент корреляции для связи между температурами воды на отдельных горизонтах на различных станциях разреза Фукуока—Идзугара в марте Σ и числом дней с северными Σ и южными Σ ветрами в январе в районе Корейского пролива

Глубина, м	Расстояние от Фукуока, мили						
	1	10	19	28	37	46	55
0	0,85	0,70	0,74	0,79	0,64	0,80	0,76
10	0,91	0,72	0,72	0,80	0,84	0,88	0,95
25	0,77	0,78	0,77	0,84	0,70	0,78	0,78
50	—	0,34	0,79	0,79	0,64	0,46	0,74
100	—	—	0,79	0,70	0,84	0,80	—

Таблица 10

Коэффициент корреляции для связи между температурами воды на отдельных горизонтах на различных станциях разреза Пусань—Мицусима в марте Σ и числом дней с северными Σ и южными Σ ветрами в феврале в районе Корейского пролива

Глубина, м	Расстояние от Пусани, мили					
	2	7	12	17	20	25
0	0,83	0,82	0,85	0,88	0,88	0,92
10	0,96	0,89	0,80	0,85	0,91	0,93
25	0,93	0,83	0,84	0,93	0,90	0,92
50	0,92	0,87	0,80	0,92	0,94	0,92
100	0,90	0,64	0,62	0,83	0,71	0,95
150	—	—	0,65	0,84	0,73	—
200	—	—	—	0,60	0,69	—
227	—	—	—	0,65	—	—

Таблица 11

Коэффициент корреляции для связи между температурами воды на отдельных горизонтах на различных станциях разреза мыс Кавадзири—бухта Улсанмань в феврале Σ и числом дней с северными Σ и южными Σ ветрами в январе в районе Корейского пролива

Глубина, м	Расстояние от Кавадзири, мили										
	3	11	21	31	41	51	61	71	81	91	99
0	0,92	0,98	0,95	0,94	0,95	0,92	0,79	0,84	0,80	0,87	0,86
10	0,88	0,92	0,96	0,97	0,93	0,92	0,69	0,92	0,79	0,87	0,94
25	0,88	0,98	0,95	0,95	0,92	0,88	0,86	0,62	0,79	0,88	0,98
50	0,93	0,93	0,95	0,97	0,92	0,84	0,84	0,71	0,94	0,93	0,90
75	—	0,93	0,96	0,95	0,90	0,78	0,74	0,74	0,74	0,59	—
100	—	0,82	0,95	0,96	0,78	0,78	0,76	0,65	0,82	0,36	—
Дно	0,92	0,95	0,91	0,84	0,41	0,56	0,63	0,32	0,40	0,12	0,81

Таблица 12

Коэффициент корреляции для связи между температурами воды на отдельных горизонтах на различных станциях разреза мыс Кавадзири—бухта Улсанмань в марте Σ и числом дней с северными Σ и южными Σ ветрами в январе в районе Корейского пролива

Глубина, м	Расстояние от Кавадзири, мили										
	3	11	21	31	41	51	61	71	81	91	99
0	0,87	0,83	0,80	0,88	0,81	0,82	0,88	0,80	0,80	0,74	0,65
10	0,88	0,80	0,86	0,87	0,61	0,88	0,88	0,79	0,84	0,53	0,85
25	0,90	0,84	0,84	0,88	0,86	0,82	0,87	0,79	0,80	0,78	0,89
50	0,87	0,84	0,85	0,88	0,86	0,80	0,85	0,90	0,75	0,85	0,89
75	—	0,61	0,85	0,89	0,78	0,79	0,88	0,84	0,71	0,80	—
100	—	0,93	0,86	0,79	0,75	0,84	0,91	0,84	0,80	0,68	—
Дно	0,88	0,84	0,88	0,78	0,75	0,72	0,65	0,38	0,59	0,42	0,63

Таблица 13

Коэффициент корреляции для связи между температурами воды различных слоев на разрезе Фукуока—Идзугара в марте Σ и числом дней с северными Σ и южными Σ ветрами в феврале в районе Корейского пролива

Слой воды	Значения коэффициента корреляции
Средняя температура воды на поверхности всего разреза	0,93
Слой 0—10 м	0,95
» 0—25 »	0,94
» 0—50 »	0,91

Во всех случаях коэффициенты корреляции получились большие, особенно высоких значений они достигают при сопоставлении температуры воды в феврале и ветров в январе и температуры в марте и ветров в феврале. Это позволяет с достаточной надежностью давать прогнозы температуры воды в различных районах Корейского пролива, располагая данными о повторяемости ветров в предшествующем месяце, или даже с заблаговременностью в 2 месяца. Еще более высокие коэффициенты корреляции получаются, если вместо температуры отдельных горизонтов различных станций взять средние температуры воды на разрезах по слоям: 0—10 м, 0—25 м и т. д. (табл. 13).

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Алдошина Е. И. Тепловой баланс поверхности Японского моря. Труды Государственного океанографического института, вып. 35, Гидрометеонадат, Л., 1957.
2. Бубнов В. К. Гидрологический режим Японского моря. Записки по гидрографии. Изд. ГУ РКВМФ, Л., 1939.
3. Глаголева М. Г., Саускан Е. М. и Тютнев Я. А. Метод прогноза температуры воды у юго-западного побережья о. Сахалин. Труды Центрального института прогнозов, вып. 57, 1957.
4. Истошин Ю. В. О возможности предсказания температуры воды на подходах к заливу Петра Великого. Центральный институт прогнозов, 1950.
5. Истошин Ю. В. О течениях Японского моря по данным бутылочной почты. Центральный институт прогнозов, 1950.
6. Истошин Ю. В. Опыт количественной оценки суровости зим в ледовом отношении. Труды НИУ ГУГМС, серия V, вып. 12, Гидрометеонадат, Л., 1946.
7. Кагановский А. Г. Проблема дальневосточной сардины. «Рыбная промышленность СССР». Сб. № 3, 1946.
8. Климатический и гидрологический атлас Японского моря (под ред. В. С. Самойленко). Научно-исследовательский институт аэроклиматологии ГУГМС, Гидрометеонадат, М., 1955.
9. Леонов А. К. Водные массы Японского моря. «Метеорология и гидрология», № 6, Гидрометеонадат, Л., 1948.
10. Л. Р. «М. Уда. Гидрографические исследования Японского моря в мае—июне 1932 г.». Записки по гидрографии, № 2, 1934.
11. Макаров С. О. «Витязь» и Тихий океан. СПб., 1894.
12. Макаров С. О. Гидрологические исследования, произведенные в 1895 и 1896 гг. в Лаперузовом проливе и в других местах. Записки Академии наук, СПб., 1905.
13. Рудовиц Л. Ф. «Oceanographical researches in the Sea of Japan (1926—1928)». Бюллетень Тихоокеанского комитета АН СССР, № 2, 1929.
14. Чалышева Н. И. Перераспределение тепла течениями в Японском море. Труды Государственного океанографического института, вып. 35, Гидрометеонадат, Л., 1957.
15. Шмидт П. Ю. Рыбы Тихого океана. Гидрометеонадат, М., 1948.
16. Шренк Л. И. Очерк физической географии Северо-Японского моря. Приложение к XVI тому Записок Академии наук, № 3 (1—254), СПб., 1869.
17. Шренк Л. И. О течениях Охотского, Японского и смежных с ними морей по термометрическим наблюдениям, произведенным на русских военных судах. Приложение к XXIII тому Записок Академии наук, № 3 (1—112), СПб., 1874.
18. Ясугава Масао. Когда восстановится промысел сардины? Обзорные условия размножения и жизни сардин. «Тайрику Тобюкайзай» («Экономика Восточной Азии»), 1 мая 1944 г. (Перевод).
19. Hidaka K., Matsudaira J., Mizutani M., Kubo T., Yasui Z., Kirasige H., Yanagisawa T., Kato T. The results of oceanographical expedition of R. M. S. «Syunpu Maru» to the Northern part of the Japan Sea in the summer of 1931 and 1932. Journal of Oceanography, v. VI, N 1, 1934.
20. Historical weather maps. Daily synoptic series. Sea level. Northern Hemisphere. 1944—47.
21. Mean atmospheric pressure, cloudiness, air and sea surface temperature for the lustrum 1911—1935. Imperial Marine Observatory, Kobe, Japan, 1937.

22. Miyazaki. The heat budget of the Japan Sea. Bull. of Hokkaido Regional Fisheries Research Laboratory, Japan, № 4, March, 1952.
23. Okada T. On the surface temperature of the Japan Sea. The Memoirs Imperial Marine Observatory, v. 1, № 2, Tokyo, 1922.
24. Okamoto G. Correlations among the water temperatures of several localities along the Tusima current. Bull. Jap. Soc. of Sci. Fish., v. 7, 1938.
25. Quarterly report oceanographical investigation. Imperial Fisheries Institute. Department of Agriculture and Commerce. Tokyo, Japan, № 1—43, 1921—29.
26. Report on the second series of the oceanographical observations on board the R. M. S. «Syunpu Maru» in the Tuguru Kaikyo (Aug.—Sept., 1932). Journal of Oceanography, v. VI, № 2, 1934.
27. G. Schott. Oberfläche-Temperaturen und Strömungen der Ostasiatischen Gewässer. Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte, XIV Jahrgang, № 2, 3, 1891.
28. Semi-annual report oceanographical investigation. Imperial Fisheries Experimental station. Department of Agriculture and Forestry. Tokyo, Japan, № 44—71, 1929—41.
29. Stiller Ozean. Ein Atlas von 31 Karten. Die physikalischen Verhältnisse... Deutsche Seewarte. Hamburg, 1896.
30. Suda K. and Seki K. Report on the mean surface temperature in the adjacent seas of Japan. Journal of Oceanography, v. I, № 1, 2, 3, 1929.
31. Suda K., Hidaka K., Matsudaira J. and Takahata T. The results of the oceanographical observations on the board R. M. S. «Syunpu Maru» in the Southern part of the Japan Sea in the summer of 1928 (part I and II). Journal of Oceanography, v. II, № 1, 2, 1930.
32. Suda K. and Hidaka K. The results of the oceanographical observations on the board R. M. S. «Syunpu Maru» in the Japan Sea during the summer of 1929 (part I). Journal of Oceanography, v. III, № 2, 1932.
33. Suda K., Hidaka K., Matsudaira J., Kawasaki H., Kuraside H. and Kubo T. The results of oceanographical observations on the board R. M. S. «Syunpu Maru» in the principal part of the Japan Sea in the summer of 1930. Journal of Oceanography, v. IV, № 1, 1932.
34. Suda K., Hidaka K., Matsudaira J., Kawasaki H., Kubo T., Takahata T. and Yasui Z. Report on the oceanographical observations on board the R. M. S. «Syunpu Maru» in the Tuguru Strait (in the summer of 1930). Journal of Oceanography, v. IV, № 2, 1932.
35. Suda K. On the bottom water of the Japan Sea (Preliminary report). Journal of Oceanography, v. IV, № 1, 1932.
36. Taguti T. Preliminary report on the oceanographical states of the Northern Japan Sea. Journal of Oceanography, v. IV, № 1, 1932.
37. Tsukuda K. On the surface temperature of the neighbouring seas of Japan. The Memoirs Imper. Marine Observatory, v. VI, № 3, Kobe, Japan, 1937.
38. Uda M. and Okamoto G. On the monthly oceanographical charts of the adjacent seas of Japan based on the averages for the eleven years from 1918 to 1929 with a discussion of the currents-system inferred from these charts (part I, from July to December). Journal of the Imperial Fisheries Experimental Station, v. I, № 1, Tokyo, 1930.
39. Uda M. On the monthly oceanographical charts of the adjacent seas of Japan based on the averages for the thirteen years from 1918 to 1930 (part II, from January to June). Journal of the Imperial Fisheries Experimental Station, № 2, Tokyo, 1931.
40. Uda M. Results of the simultaneous oceanographic investigations in the Japan Sea and the adjacent waters in May and June 1932. Journal of the Imperial Fisheries Experimental Station, № 5, Tokyo, 1934.
41. Uda M. Hydrographical studies based on the simultaneous oceanographical surveys made in Japan Sea and in the adjacent waters during May and June 1932, 1933, 1934.
42. Uda M. Results of simultaneous oceanographic investigations in the Japan Sea and its adjacent waters during October and November 1933. Journal of the Imperial Fisheries Experimental Station, № 7, Tokyo, 1936.
43. Uda M. and Okamoto G. Effect of oceanographic conditions on «Iwasi» (Sardine) fishing in the Japan Sea. Journal of the Imperial Fisheries Experimental Station, № 7, Tokyo, 1936.
44. Wada. The Bulletin of the Central Meteorological Observatory, v. I, № 1, 1904.

А. А. Пасторс

(Управление гидрометеорологической службы Латвийской ССР)

ТЕПЛООБМЕН МЕЖДУ БАЛТИЙСКИМ МОРЕМ И РИЖСКИМ ЗАЛИВОМ

Рижский залив соединяется с Балтийским морем на западе Ирбенским проливом, а в северной части — мелким водоемом Муху-Вяйн (Моонзунд). Минимальное сечение Муху-Вяйна в районе о. Виртсу, где ширина пролива Вире-Курк не превышает 3 мили, составляет 39 000 м², а наименьшая ширина в Ирбенском проливе по створу Овиши — полуостров Сырве — 379 600 м² (глубина на банках и мелях не превышает 20 м). Основная циркуляция вод Рижского залива и Балтийского моря осуществляется через Ирбенский пролив. Количество воды, которое входит или выходит через Муху-Вяйн, составляет приблизительно лишь $\frac{1}{10}$ часть общей массы воды, проходящей через Ирбенский пролив. Следовательно, водообмен через Муху-Вяйн оказывает незначительное влияние на гидрологический режим Рижского залива. Водообмен через Ирбенский пролив может быть довольно интенсивным и значительно влиять на режим залива (главным образом на характеристики таких элементов, как уровень и соленость, а на такие элементы, как температура воды, течение и др., — лишь в некоторой степени).

В настоящей работе рассмотрен вопрос о том, как водообмен через Ирбенский пролив обуславливает теплообмен между Рижским заливом и Балтийским морем.

Механизм водообмена между Рижским заливом и Балтийским морем рассмотрен в специальной работе автора. Установлено, что в Ирбенском проливе основными слагающими суммарного течения являются ветровое и стоковое течения. Преобладание входного или выходного течения зависит от направления ветра: при входных ветрах преобладает входное течение, при выходных — выходное. Водообмен между Рижским заливом и Балтийским морем осуществляется также при штиле и слабых ветрах; тогда течение в проливе в основном формируется под влиянием разности плотности воды Рижского залива и Балтийского моря. В этом случае входное течение обычно наблюдается по всей толще вдоль южного берега и на глубине в центральной части пролива, а выходное — в основном во всей толще вдоль северного побережья и на поверхности в центральной части пролива. Но эти течения очень слабые и существенных изменений в уровне и температурном режиме залива вызывать не могут.

Характер уровня, температуры и солености в заливе более заметно начинает меняться только в том случае, когда вся толща воды в проливе находится в движении либо в сторону Рижского залива, либо в противо-

положном направлении, т. е. когда входной или выходной ветер превышает 3—4 балла. Водные массы через Ирбенский пролив в Рижский залив поступают при ветрах направления с ЗСЗ, З, ЗЮЗ, ЮЗ до ЮЮЗ; выходные течения вызываются ветрами направлений с В, ВСВ, СВ, ССВ, С, ССЗ и СЗ. Ветры направлений с ВЮВ, ЮВ, ЮЮВ и Ю являются «нейтральными» и не вызывают ни полных входных, ни выходных течений, а водообмен через пролив осуществляется, как описано выше, при штиле или слабых ветрах.

В случае входного течения Рижский залив наполняется определенным дополнительным количеством воды и вместе с тем получает дополнительно тепло из Балтийского моря; в противоположном случае, когда наблюдается выходное течение, перемешанные воды Рижского залива выносятся в Балтийское море, и содержание тепла в заливе уменьшается. Разумеется что получение или отдача тепла зависит не только от объема полученной или отданной массы воды, но и от ее температуры. Чем выше температура полученных водных масс, тем больше полученное тепло.

Следует отметить, что температура воды в Рижском заливе и в Балтийском море редко бывает одинаковой. В первой половине лета температура в заливе выше, чем в море. Температура воды в Балтийском море с августа по май включительно в среднем на 1—2° выше, чем в Рижском заливе. Это значит, что в осенние и зимние месяцы при одном и том же объеме воды залив с моря получает больше тепла, чем теряет. Правда, поверхностные температуры не всегда полностью отражают температуру всей толщи воды, которая проходит через пролив. Но глубина Ирбенского пролива невелика и у порога, при входе в него из Балтийского моря, не превышает 12—20 м. Поэтому перемешивание, особенно при ветрах, вызывающих более заметный водообмен, осуществляется до дна, и можно считать, что поверхностные температуры достаточно хорошо характеризуют температуру входящих и выходящих водных масс. Кроме того, в осенний, зимний и весенний периоды, когда температура воды Балтийского моря выше температуры Рижского залива, по всей толще Ирбенского пролива наблюдается почти полная гомотерия.

Надо сказать, что температуры на глубине ниже поверхностных только в период с мая по август; в остальное время температуры почти одинаковы. Такое распределение температуры отмечается главным образом при спокойной погоде. При ветре, т. е. когда наблюдаются течение и водообмен, в определенной степени осуществляется перемешивание водных масс, и температура с увеличением глубины меняется мало. Таким образом, можно считать, что поверхностные температуры у Овиши и Колки с достаточной точностью характеризуют температуры соответственно входящих или выходящих водных масс.

Одновременные наблюдения над температурой воды на плавучем маяке Овиши и на маяке Колка имеются с 1930 по 1940 г. В отдельные зимние месяцы наблюдения за температурой воды на маяке Овиши, ввиду тяжелой ледовой обстановки, отсутствуют. Для таких периодов использовались наблюдения у Вентспилса и Лиенаи. В суровые зимы, когда Ирбенский пролив и прилегающая к нему часть моря были покрыты сплошным неподвижным льдом, температура воды была принята за 0°. Теплосодержание воды в период, когда наблюдения на плавучем маяке не производились, было очень незначительным, поскольку температура воды в этот период была близка к 0°. Следовательно, и погрешности при замене температуры по наблюдениям береговых станций должны быть небольшими. Температура воды у маяка Колка с 1930 по 1940 г. наблюдалась ежедневно, непрерывно и летом, и зимой.

Зная температуру и объем воды, поступающей за определенный промежуток времени из моря в залив, можно определить количество принесенного через пролив тепла. Также, зная объем и температуру выходящей воды, можно подсчитать количество тепла, выносимого из залива.

Водообмен можно установить разными способами [1]: путем определения расхода воды, с помощью кривых оттока воды или по колебаниям среднего уровня Рижского залива. Наиболее просто определение водообмена по колебаниям среднего уровня Рижского залива. Разумеется, что каждый сантиметр подъема или спада уровня воды соответствует определенному количеству воды, поступающей в Рижский залив или выходящей из него. Площадь акватории Рижского залива равна 16 170 км²; следовательно, при подъеме уровня на 1 см объем воды в заливе увеличивается на 0,1617 км³ или

$$v = 0,1617h, \quad (1)$$

где v — объем поступающей или выходящей воды в кубических километрах;

h — подъем или спад уровня в Рижском заливе в сантиметрах.

Если принять, что каждый кубический сантиметр воды с температурой 1° приносит в залив 1 г/кал тепла, то, следовательно,

$$Q = vt \cdot 10^{15} = 0,1617ht \cdot 10^{15}, \quad (2)$$

где Q — приносимое или выносимое количество тепла в г/кал;
 t — температура входящей или выходящей воды.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОДО- И ТЕПЛООБМЕНА ЧЕРЕЗ ИРБЕНСКИЙ ПРОЛИВ

Количество тепла, поступающего в залив или выносимого из него, с 1930 по 1940 г. определено отдельно для каждого суток. Подъем или спад уровня был взят по показаниям станции Колка. Отметки уровня воды по Колке достаточно хорошо отражают средний уровень Рижского залива, тем более что за указанный период уровни наблюдались по мареографу на искусственном острове маяка Колка.

Разумеется, что в те дни, когда наблюдался подъем уровня воды, в Ирбенском проливе имело место входное течение. В залив поступала вода с температурой Балтийского моря, т. е. близкой к показаниям у плавучего маяка. По графику связи можно для данных суток вычислить поступившее в Рижский залив количество тепла (Q , в г/кал). Также можно определить количество тепла, которое Рижский залив теряет, если идет спад уровня, т. е. наблюдается выходное течение.

Для того чтобы определить теплообмен, был подсчитан ежедневный водообмен. Этот материал позволяет установить суммарный приток и отток воды для отдельных месяцев и лет. Сравнивая количество поступающей воды с количеством поступающего тепла, мы убеждаемся в том, что чем больше в данный месяц прибыло воды в залив, тем больше было принесено тепла. Такая же зависимость отмечается и при выходном течении: чем больше воды в данном месяце вышло из залива в море, тем больше залив терял тепла.

Во всех случаях, когда поступление воды преобладало над выходом, больше поступало и тепла; наоборот, когда преобладал выход воды, залив терял и тепло. Это позволило для отдельных месяцев установить зависимость между водообменом и теплообменом (рис. 1). Для этого на оси абс-

циссе откладывали водообмен в кубических километрах, а на оси ординат — количество тепла в 10^{15} г/кал.

Связь очевидна, хотя точки имеют некоторый разброс. Это происходит потому, что, например, количество приносимого тепла зависит не только от обмена поступающей воды, но и от ее температуры. Температура воды

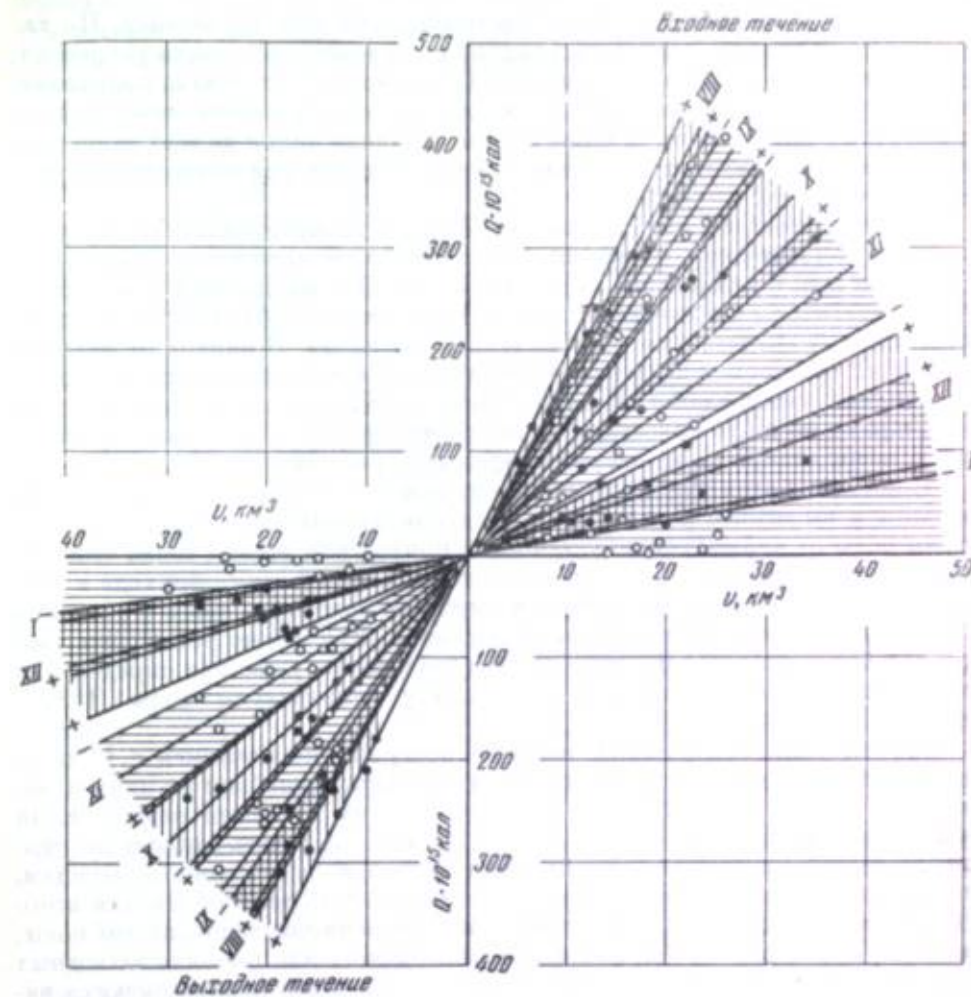


Рис. 1. Зависимость теплообмена от водообмена и отклонения температуры воды от нормы для августа, сентября, октября, ноября, декабря и января

из года в год колеблется в некоторых пределах. Если к полученным точкам приписать соответствующее отклонение температуры воды от нормы, то видно, что положительные отклонения лежат ближе к оси ординат, а отрицательные — к оси абсцисс. Температуры, близкие к норме, свойственны средней части поля точек. Таким образом, можно провести линию одинаковых отклонений температуры воды от нормы.

Выявляется еще одна любопытная деталь. Оказывается, что соответствующие линии регрессии для случаев поступления тепла, после прохождения через начало координат, не являются продолжением линий регрессии для случаев, когда тепло из залива выносится в море. Для

октября, например, линии регрессии направо от начала координат расположены дальше от оси абсцисс, чем линии налево от начала координат. Другими словами, при одном и том же объеме входящей и выходящей воды адвекция тепла в сторону залива больше, чем в сторону моря. Это объясняется тем, что в октябре в заливе температура воды несколько ниже, чем в Балтийском море.

Подобные зависимости были построены для всех 12 месяцев. По характеру они все однородны: посередине поля точек идет линия регрессии, когда температура воды около нормы. Если смотреть от начала координат, то направо расположены случаи, когда температура была ниже нормы, а налево, — когда она была выше нормы. Крайние линии во всех зависимостях примерно совпадают с линиями, когда температура воды отклоняется от нормы на $+2^\circ$ и -2° .

Линии регрессии для отдельных месяцев резко отличаются по углу наклона относительно оси абсцисс. Для зимних месяцев точки лежат близко к этой оси, а для летних — дальше от нее. Это вызывается тем, что зимой температуры значительно ниже, и один и тот же объем воды приносит или выносит значительно меньше тепла, чем летом. В период от февраля по август теплообмен постепенно увеличивается, а от августа по январь — постепенно уменьшается. Поэтому было целесообразно все зависимости от февраля по июль нанести на один общий график, а все зависимости от августа по январь — на второй график (см. рис. 1).

С помощью этих графиков по объему воды, вошедшей в течение месяца в залив и вышедшей из него, и по среднемесячному отклонению температуры воды от нормы можно установить приход или расход тепла для любого месяца. Это имеет большое значение для определения прихода и расхода тепла, поскольку вычислить по месяцам водообмен через Ирбенский пролив не представляет больших трудностей. Его можно установить также для более длительного периода, чем это сделано у нас при определении теплообмена по фактическим измерениям температуры воды (1930—1940 гг.).

Наблюдения над уровнем воды на посту Колка начались с 1926 г.; следовательно, имеется возможность подсчитать водообмен по дням и месяцам с 1926 г. до настоящего времени, т. е. за 30-летний период. Если в период с 1926 по 1929 г. и с 1941 по 1955 г. учесть отклонение температуры воды в Рижском заливе и Балтийском море от нормы по месяцам, то по полученным зависимостям можно определить теплообмен для всего 30-летнего периода. Непосредственными измерениями температуры воды, которые отражали бы теплосодержание входящих или выходящих водных масс за этот период, мы не располагаем. Но в данный период имеются наблюдения над температурой воды по береговым станциям. Понятно, что эти температуры не отражают фактической температуры масс, участвующих в водообмене. Попытка установить связь между береговыми температурами и температурами открытой части моря не дала удовлетворительных результатов. Установлено, что береговые температуры с достаточной точностью показывают, насколько в данном месяце теплосодержание бассейна выше или ниже нормы.

Таким образом, теперь имеется достаточно данных, чтобы по зависимостям, изображенным на рис. 1, можно было определить по месяцам количество поступившего в залив и выносившегося из него тепла в период с 1926 по 1929 г. и с 1941 по 1955 г. Вычислены также разности между приходом и расходом тепла по месяцам, т. е. количество тепла, которое в результате водообмена залив получил или отдал Балтийскому морю.

БАЛАНС ВОДООБМЕНА

В результате подсчетов оказалось, что в среднем в течение года залив получает от моря и отдает ему 184 км^3 воды. Если учесть, что объем залива равняется 424 км^3 , то можно считать, что через Ирбенский пролив в течение года обновляется около 44% объема воды Рижского залива; это соответствует 13-метровому слою воды, распластанному по всей поверхности залива. По отдельным годам водообмен колеблется в довольно больших пределах.

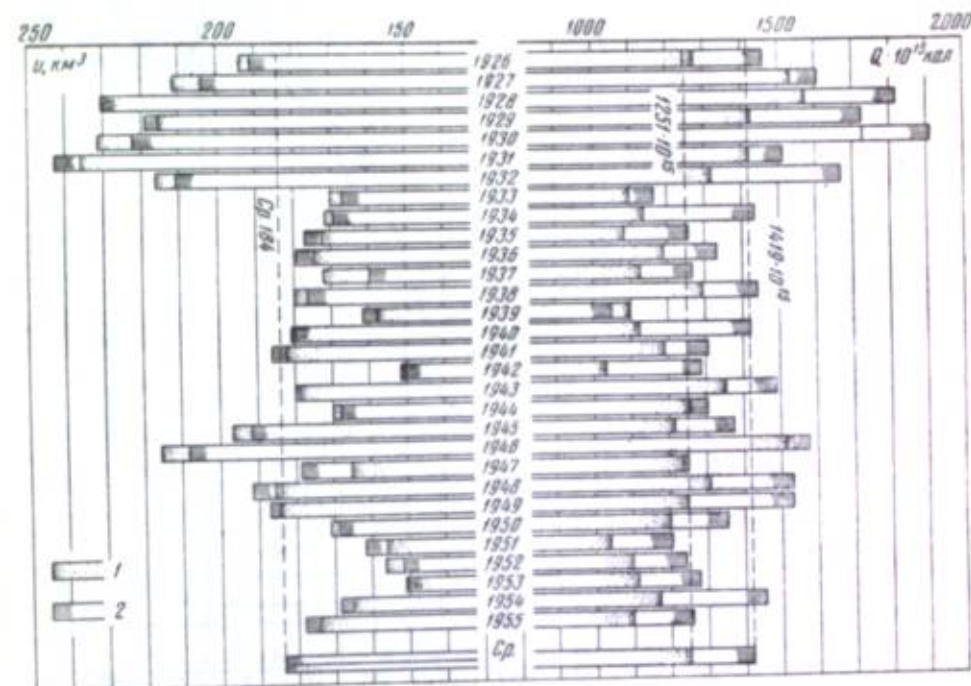


Рис. 2. Количество поступающей в Рижский залив (2) и выносимой из него (1) воды ($V, \text{ км}^3$) и тепла ($Q, 10^{13} \text{ ккал}$)

На рис. 2 отложено количество поступающей и выносимой воды по годам. Как видно, самый интенсивный водообмен наблюдался в 1931 г., когда в залив поступило 243 км^3 воды, а минимум отмечен в 1942 г., когда поступило только 150 км^3 . В первом случае входящие массы воды составляют 58%, что соответствует 18-метровому слою воды объема Рижского залива, во втором случае — 36%, или 10-метровому слою воды. В одни годы по объему несколько преобладают входящие водные массы, в другие годы — выходящие. Разница по отдельным годам объясняется тем, что отметка уровня в заливе в начале и конце года не бывает одинаковой. Так, например, в 1955 г. в залив поступило $178,4 \text{ км}^3$ воды, а вышло $173,9 \text{ км}^3$, т. е. на $4,5 \text{ км}^3$ меньше. Но в начале 1956 г. уровень в заливе стоял на 30 см выше, чем в начале 1955 г. Этот слой воды соответствует $4,5 \text{ км}^3$.

Рассмотрим, как распределяется водообмен в течение года по отдельным месяцам. Среднемесячные величины поступающей и выносимой воды приведены на рис. 3. Как видно, наиболее интенсивный водообмен осуществляется в начале и конце года, а наименьший — наблюдается в середине

года. Если в начале и конце года приток и отток воды в месяц колеблются в пределах 18—19 км³, то в июне и июле они не превышают 11—13 км³. Такое распределение интенсивности водообмена в течение года обусловлено в основном деятельностью ветра. Наиболее сильный ветер и частые штормы наблюдаются в осенние и зимние месяцы, а летом преобладает более тихая погода. На рис. 3 (внизу) показаны среднемесячные скорости

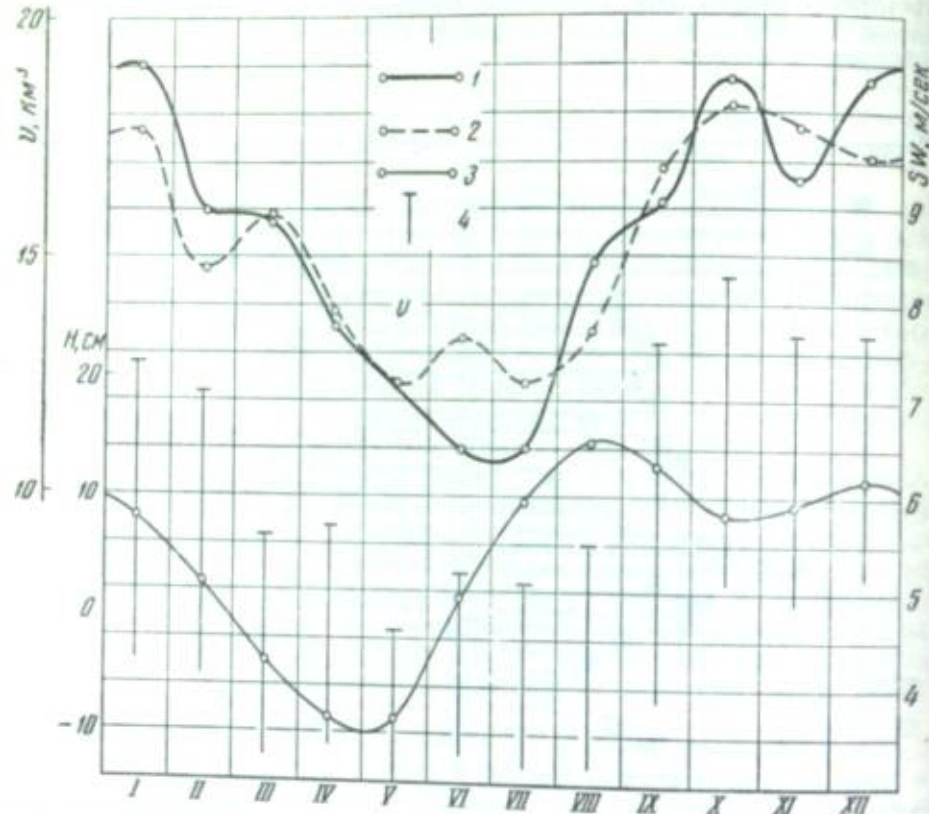


Рис. 3. Комплексный график количества поступающей (2) и выносимой (1) воды (v , км³), скорости ветра (4) юго-западных направлений (SW, м/сек) и среднемесячных колебаний уровня (3) воды (H, см)

ветра юго-западных направлений по наблюдениям у плавучего маяка Овиши за период с 1930 по 1940 г. В те месяцы, когда отмечался интенсивный водообмен, скорости ветра были больше. Юго-западный ветер вызывает нагон в районе при входе в Ирбенский пролив и обуславливает поступление воды в залив, поэтому связь получается особенно тесной между скоростью этого ветра и количеством поступающей воды.

Если брать средние значения основных направлений нагонного ветра (юго-западного и западного), то связь улучшается. Точки довольно хорошо ложатся на линию регрессии; несколько выделяются зимние месяцы — январь, февраль и март, что в некоторой степени связано с ледовой обстановкой в заливе и в море.

Неплохая зависимость получается между водообменом и пробегом ветра. Пробег ветра — это условно названное произведение повторяемости ветра на его скорость. На рис. 4 на ординате отложен водообмен в кубических километрах, на абсциссе — средний годовой пробег hv (где h — повторяемость ветра в процентах, v — средняя скорость ветра).

Если рассматривать водообмен по отдельным месяцам, то видно, что в некоторые месяцы поступление воды в залив преобладает над выходом, особенно летом — в июне и июле. В декабре, январе и феврале выход водных масс больше, чем поступление. Значительно преобладает расход над приходом и в августе. Такое распределение прихода и расхода воды тоже обусловлено деятельностью ветра. Сопоставляя водообмен с распределением повторяемости ветра у Овиши, можно видеть, что в те месяцы, когда преобладало поступление воды в залив, преобладали ветры, вызывающие

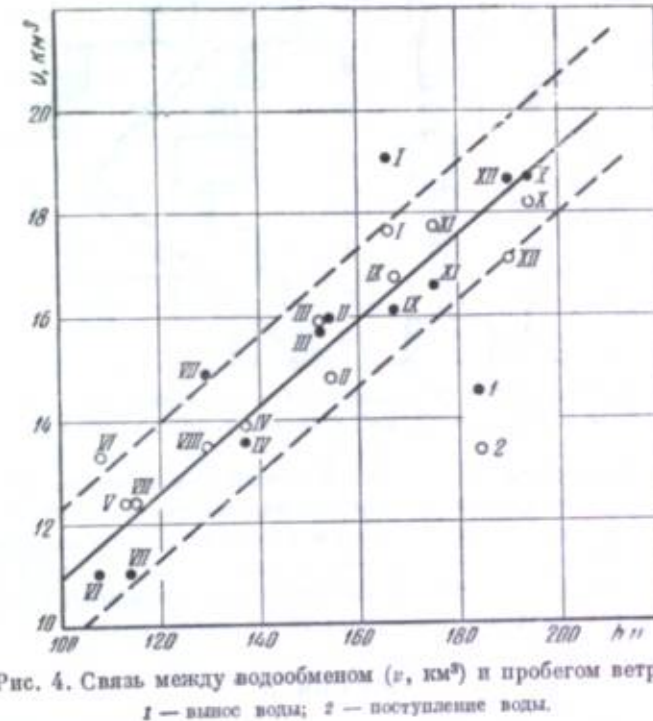


Рис. 4. Связь между водообменом (v , км³) и пробегом ветра (hv)
1 — вынос воды; 2 — поступление воды.

нагон воды в районе Ирбенского пролива. Например, в июне, июле и сентябре, когда поступление воды было больше, чем вынос, наибольшую повторяемость имели ветры юго-западных направлений. В зимние месяцы (декабрь, январь, февраль) повторяемость юго-западного ветра значительно уменьшилась, зато увеличилась повторяемость ветров, вызывающих сгон воды (восточные и северные румбы). В августе большая повторяемость северных и северо-восточных ветров также вызвала преобладание количества выносимой воды над входящей — в среднем на 3 км³. Некоторую роль, по-видимому, играет и то обстоятельство, что в течение года определенному колебанию подвергается средний уровень Балтийского моря.

На рис. 3 показаны среднемесячные колебания уровня воды по станции Колка. Как видно, кривая годового хода уровня имеет максимум в осенне-зимний период, а минимум — в весенние месяцы. На фазе спада этой кривой преобладает выход воды из залива, а на фазе подъема, в июне и июле, значительно преобладает поступление воды в залив. Следует отметить, что в отдельные годы и месяцы количество поступающей и выносимой воды значительно отличалось от средних многолетних цифр. На рис. 5 (на левой стороне), кроме многолетних средних, приведены многолетние

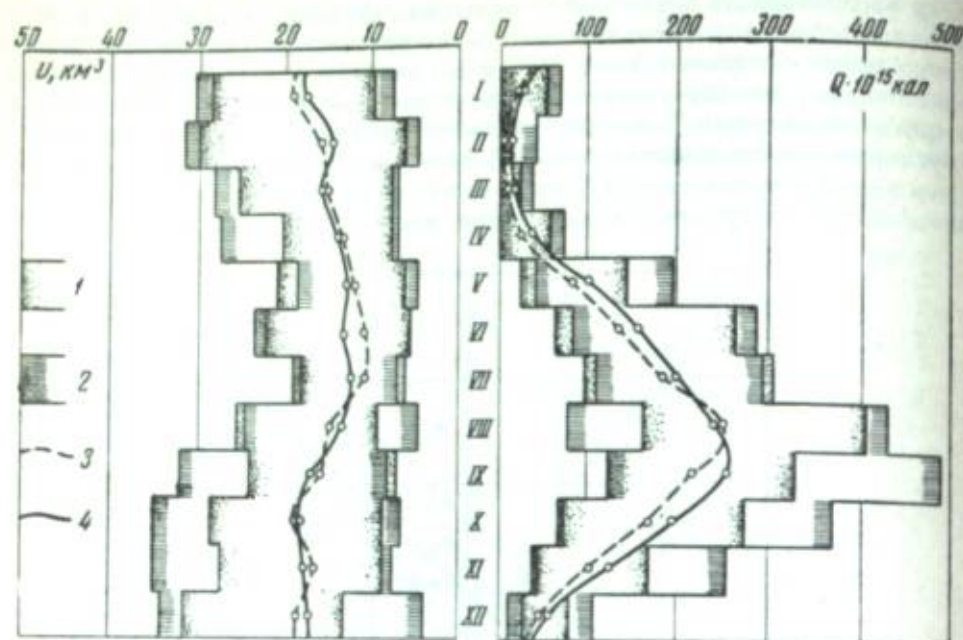


Рис. 5. Многолетние средние (3 и 4), максимумы (1 и 2) и минимумы (1 и 2) поступающей (2 и 4) и выносимой (1 и 3) воды (U , км³) и тепла (Q , 10^{15} кал) из Рижского залива

максимумы и минимумы поступающей и выносимой воды. Минимальное количество воды, которое в течение месяца вошло в залив и вышло из него, было около 4 км³, а максимальное — около 35 км³. Амплитуда колебаний водообмена наибольшая в осенне-зимние месяцы (30 км³), а наименьшая — в летние; например, в июле амплитуда не превышает 13 км³, причем залив заполняется быстрее, чем отдает те же массы воды.

ТЕПЛОБМЕН

Приход и расход тепла по годам показаны на рис. 2 (правая сторона). Мы видим, что поступление тепла колеблется в пределах от 1052 до $1906 \cdot 10^{15}$ кал, вынос тепла — от 1037 до $1729 \cdot 10^{15}$ кал в год; в рассмотренные годы, за исключением 1939 г., поступление тепла преобладало над выносом. Сопоставляя обе стороны рис. 2, мы можем отметить, что количество поступившего и вынесенного тепла в основном соответствует количеству поступившей и вынесенной воды, но в ряде случаев имеются значительные отклонения.

Если в среднем за 30-летний период наблюдений годовое количество поступающей и выносимой воды одинаковое — 184 км³, то поступление тепла значительно превышает вынос его. В среднем за год в Рижский залив поступает $1419 \cdot 10^{15}$ кал тепла, а выносятся — $1251 \cdot 10^{15}$ кал, т. е. в среднем ежегодно залив, в результате водообмена, получает на $168 \cdot 10^{15}$ кал тепла больше, чем отдает. На рис. 2 видно, что в те годы, когда наблюдался интенсивный водообмен, приход и расход тепла тоже были больше. Если на оси абсцисс отложить количество поступившей в залив воды в кубических километрах, а на ординате — количество приносимого тепла в 10^{15} кал, то зависимость будет иметь место, но точки регрессии будут довольно разбросаны. Это объясняется тем, что не учтено теплосодержание поступившей воды. Анализируя разброс точек, приходим к выводу, что

точки, соответствующие годам, когда в Балтийском море были высокие температуры воды, лежат на левой стороне рисунка, а точки, расположенные на правой стороне, соответствуют годам с более низкой температурой воды. Но, к сожалению, такими температурами мы располагаем только за 11 лет — с 1930 по 1940 г. Для того чтобы в зависимости использовать все точки, к ним приписываются отклонения годовых температур от нормы. Хотя эти отклонения колеблются в сравнительно небольших пределах ($\pm 1^\circ$), они позволяют провести линии одинаковых отклонений и значительно уточнить зависимость. Линии одинаковых отклонений температуры воды от нормы могут быть проведены через $0,5$. Как видно, роль температуры довольно большая; например, при нормальном количестве поступившей воды (184 км³ в год), в случае отклонения температуры воды от нормы на $+1^\circ$, залив получает $1650 \cdot 10^{15}$ кал тепла, а если отклонение составляет -1° , то только $1230 \cdot 10^{15}$ кал, т. е. на $420 \cdot 10^{15}$ кал, или на 25% меньше.

Аналогичная зависимость была получена и для выноса тепла. Здесь также линии регрессии проведены через $0,5$ отклонения температуры воды от нормы. Сравнивая эти зависимости, убеждаемся в том, что при одинаковом годовом количестве поступающей или выносимой воды и одном и том же отклонении температуры воды от нормы поступление в залив тепла больше, чем вынос из него. Так, например, при среднем водообмене (184 км³ в год) и средней многолетней температуре воды по зависимостям получаем, что в залив за год поступает $1420 \cdot 10^{15}$ кал, а выходит $1250 \cdot 10^{15}$ кал, т. е. залив получает дополнительно $170 \cdot 10^{15}$ кал тепла. По мере увеличения водообмена разница между приходом и расходом тепла возрастает даже в том случае, если отклонение температуры воды от нормы остается постоянным. Например, если температура воды была около нормы, то по данным полученных зависимостей вычисляем:

при годовом водообмене	150 км ³	залив получает дополнительно	100 · 10 ¹⁵ кал. тепла
»	»	»	»
»	184	»	170 · 10 ¹⁵ »
»	200	»	200 · 10 ¹⁵ »
»	240	»	250 · 10 ¹⁵ »

Эти цифры показывают, что с повышением интенсивности водообмена залив от моря получает дополнительное количество тепла, причем рост поступления тепла идет быстрее, чем увеличение водообмена.

Пользуясь такими зависимостями, можно определить количество поступающего и выносимого тепла за год, если известны годовой водообмен и отклонение средней температуры воды от нормы в Балтийском море и Рижском заливе, а вычисление этих величин больших трудностей не представляет.

Среднее количество поступающего и выносимого из залива тепла по месяцам показано на рис. 6. Теплообмен имеет явно выраженный сезонный ход. Наименьший теплообмен происходит зимой, в конце февраля — начале марта, наибольший наблюдается во второй половине лета, в конце августа — начале сентября. В среднем во все месяцы, за исключением августа, в залив тепла поступает больше, чем выносятся из него. Таким образом, в течение года Рижский залив ежемесячно получает дополнительно определенное количество тепла из Балтийского моря и только в августе небольшое количество тепла отдает морю.

Наибольшее количество тепла, как видно на рис. 6, в залив поступает в середине первой декады сентября, а наибольшее количество выносятся примерно к 20 августа, т. е. максимум поступления тепла наступает на 15 дней позже максимума выноса тепла из залива в море. Это объясняется

тем, что в заливе охлаждение водных масс осуществляется быстрее и, следовательно, начинается раньше, чем в Балтийском море, где теплозапас больше. Если сравнить обе кривые, то видно, что кривая выноса тепла более симметрична, чем кривая поступления тепла. Вынос тепла в весенне-летний период постепенно увеличивается с такой же интенсивностью, с какой он уменьшается в осенний период. Поступление же тепла в течение лета возрастает медленнее, чем уменьшается осенью. В зимние месяцы теплообмен значительно меньше, чем летом. В январе и феврале

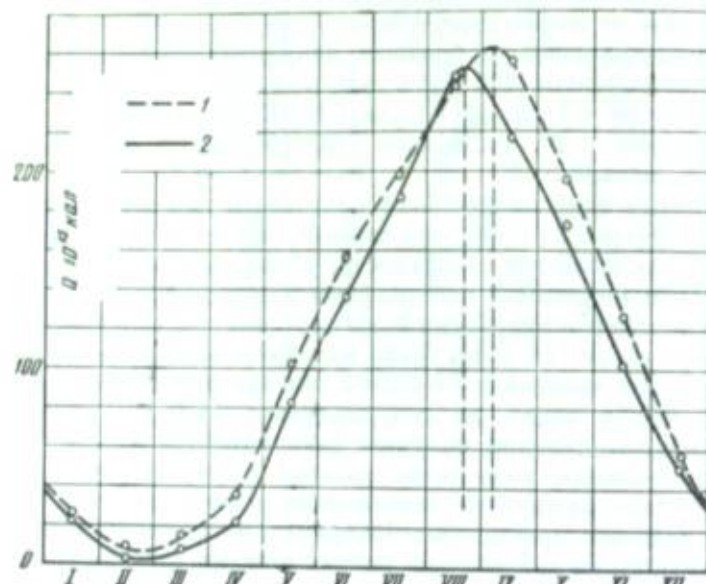


Рис. 6. Теплообмен через Ирбенский пролив по месяцам
1 — поступление тепла; 2 — вынос тепла.

идет медленное уменьшение поступления и выноса тепла; в конце февраля наблюдается минимум, который почти равен нулю, а потом в марте и апреле опять начинается медленное увеличение. Во второй половине апреля наступает перелом, и теплообмен начинает резко повышаться.

По сравнению с многолетними средними величинами прихода и расхода тепла ежемесячные значения колеблются в довольно больших пределах. На рис. 5 (на правой стороне) показаны экстремальные значения поступления и выноса тепла. В зимние месяцы, несмотря на значительный водообмен (левая сторона рис. 5), теплообмен колеблется в небольших пределах. Летом амплитуда постепенно увеличивается и наибольшего значения достигает в осенние месяцы. Интересно, что амплитуда колебаний поступления тепла, так же как и амплитуда колебаний поступления воды, больше чем амплитуда выноса тепла и воды. Особенно велика амплитуда колебаний поступления тепла в августе — сентябре: от минимума поступления тепла $80 \cdot 10^{15}$ кал в августе до максимума $490 \cdot 10^{15}$ кал в сентябре.

Залив ежегодно, за исключением 1939 г., получал определенное количество тепла. Максимальное поступление тепла наблюдалось в 1932 г. — $354,3 \cdot 10^{15}$ кал, минимальное — в 1947 г. — $17 \cdot 10^{15}$ кал, а в 1939 г. залив в результате водообмена потерял $47,5 \cdot 10^{15}$ кал тепла. Преобладание поступления тепла над выносом в среднем составляет $168,2 \cdot 10^{15}$ кал. В среднем поступление тепла преобладает над выносом (см. рис. 6). В отдельные месяцы вынос тепла больше, чем поступление его; но все же во все месяцы,

за исключением августа, количество случаев, когда море отдает тепло заливу, значительно больше.

Наглядно это показано на рис. 7, где по месяцам отложены поступления и вынос тепла в процентах (вверх от нулевой линии — поступление, вниз — вынос). Как видно, особенно частое поступление тепла было

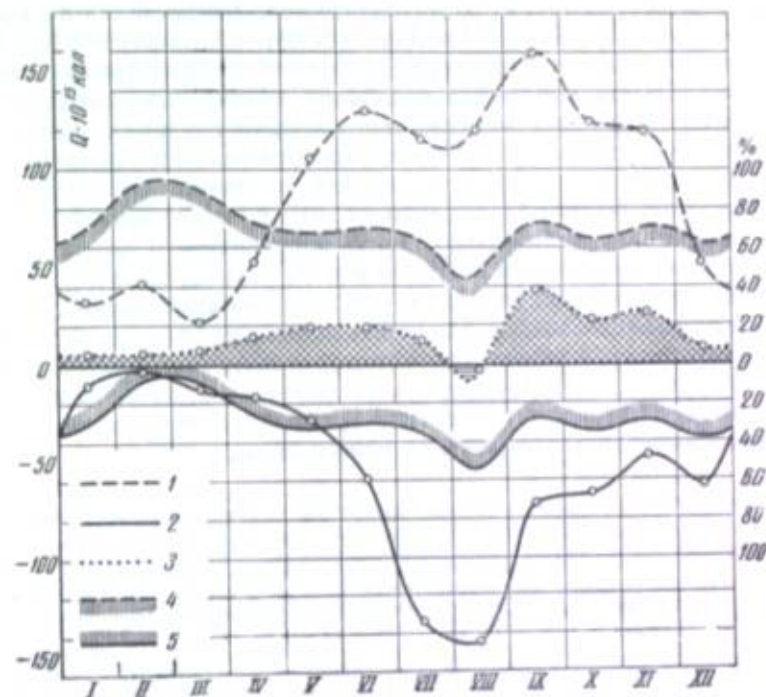


Рис. 7. Баланс теплообмена (3), повторяемость поступления (4) и выноса (5) тепла (в процентах), наибольшие значения получаемого (1) и теряемого (2) Рижским заливом тепла (Q , 10^{15} кал)

в зимние месяцы (до 94% от всех случаев), в остальные месяцы оно колебалось около 60—70% и единственным месяц в году, когда в среднем вынос тепла преобладал над поступлением, — был август (в котором в 53% от всех случаев отмечался вынос, а в 47% — поступление).

На рис. 7 показан также тепловой баланс, т. е. по месяцам отложена разница (в 10^{15} кал) между поступлением тепла и выносом. В зимние месяцы с декабря по март залив получает ежемесячно $5-7 \cdot 10^{15}$ кал, в весенние месяцы питание теплом увеличивается до $20 \cdot 10^{15}$ кал. В июне и июле, несмотря на то, что в это время в заливе температура выше, чем в море, залив все же получает тепло от моря. Это объясняется тем, что в июне и июле в Ирбенском проливе значительно преобладает входное течение, и в залив воды поступает больше, чем выносится; в результате поступление тепла преобладает над выносом. В августе, когда преобладает вынос воды над поступлением, в большинстве случаев тепло выносится, и в среднем залив отдает Балтийскому морю больше чем $4 \cdot 10^{15}$ кал тепла. Зато в следующем месяце — в сентябре залив получает максимальное количество тепла — в среднем $38,5 \cdot 10^{15}$ кал. Довольно много тепла поступает также в октябре и ноябре — около $25 \cdot 10^{15}$ кал в месяц. В этот период температура воды в море значительно выше, чем в заливе.

В отдельные месяцы преобладание поступающего и выносимого тепла может значительно отличаться от среднего многолетнего. На рис. 7 вверх от нулевой линии отложено по месяцам наибольшее количество тепла, получаемого Рижским заливом в результате теплообмена, а вниз от нулевой линии — наибольшие значения из случаев, когда залив терял тепло. Как видно, особенно в летние месяцы залив может получать и терять значительное количество тепла. В результате водообмена залив в максимальном случае отдал морю $144 \cdot 10^{15}$ кал (август 1947 г.), а получил $160 \cdot 10^{15}$ кал тепла (сентябрь 1946 г.). Амплитуда колебаний, таким образом, равняется $304 \cdot 10^{15}$ кал. Зимой амплитуда колебаний значительно меньше, чем летом. Например, в феврале максимальное количество тепла, которое залив отдал морю, не превысило $3 \cdot 10^{15}$ кал, а максимальное поступление в марте было $21 \cdot 10^{15}$ кал. Амплитуда колебаний в зимние месяцы равнялась $24 \cdot 10^{15}$ кал, т. е. была в 13 раз меньше, чем в летние месяцы.

Если сравнивать количество тепла, поступающего через Ирбенский пролив, с теплосодержанием всего Рижского залива, то видно, что теплообмен сравнительно мало влияет на теплосодержание залива. В таблице приведены по месяцам теплосодержание залива, количество поступающего и выносимого тепла, а также тепла, которое получает залив в результате водообмена (в 10^{15} кал). Кроме того, вычислено, какой процент от теплосодержания всего залива составляет среднее количество поступающего тепла, выносимого тепла и разница между ними.

Влияние теплообмена через Ирбенский пролив на теплосодержание Рижского залива

Месяц	Теплосодержание залива, 10^{15} кал	Теплообмен через Ирбенский пролив					
		поступление тепла		вынос тепла		тепловой баланс	
		10^{15} кал	%	10^{15} кал	%	10^{15} кал	%
I	381	26,3	6,9	21,5	5,7	4,8	1,2
II	85	9,1	10,7	2,9	3,4	6,2	7,3
III	108	14,7	13,6	7,6	7,0	7,1	6,6
IV	324	36,7	11,3	22,5	7,0	14,2	4,3
V	981	101,8	10,4	83,1	8,5	18,7	1,9
VI	2099	155,6	7,4	136,4	6,5	19,2	0,9
VII	4158	198,9	4,8	187,3	4,5	11,6	0,3
VIII	5820	241,9	4,2	246,1	4,3	-4,2	-0,1
IX	5209	255,7	4,9	217,2	4,2	38,5	0,7
X	3952	195,2	5,0	172,7	4,4	22,5	0,6
XI	2671	126,9	4,8	101,8	3,9	25,1	0,9
XII	1530	57,2	3,8	51,4	3,4	5,8	0,4
Год. . .	—	1419	—	1251	—	169,5	—

На рис. 8 влияние теплообмена показано графически. Несмотря на то, что в зимние и весенние месяцы (февраль — май) в залив поступает наименьшее количество тепла, по отношению ко всему теплосодержанию это составляет 10—13%; наоборот, в летние и осенние месяцы (июль — декабрь), когда количество поступающего тепла в несколько раз больше, чем зимой и весной, в процентном отношении это составляет только 4—5% от теплосодержания залива. Теряемое тепло, в результате выноса

воды из залива, составляет меньший процент, чем получаемое. Особенно значительная разница бывает в зимние месяцы. В феврале, когда температура воды залива близка к нулю, вынос тепла достигает минимума — 3,5%. В весенние месяцы, в результате выноса воды, теплосодержание залива уменьшается на 7—8%; в летние и осенние месяцы, когда выносятся наибольшее количество тепла, потери составляют около 4% от теплосодер-

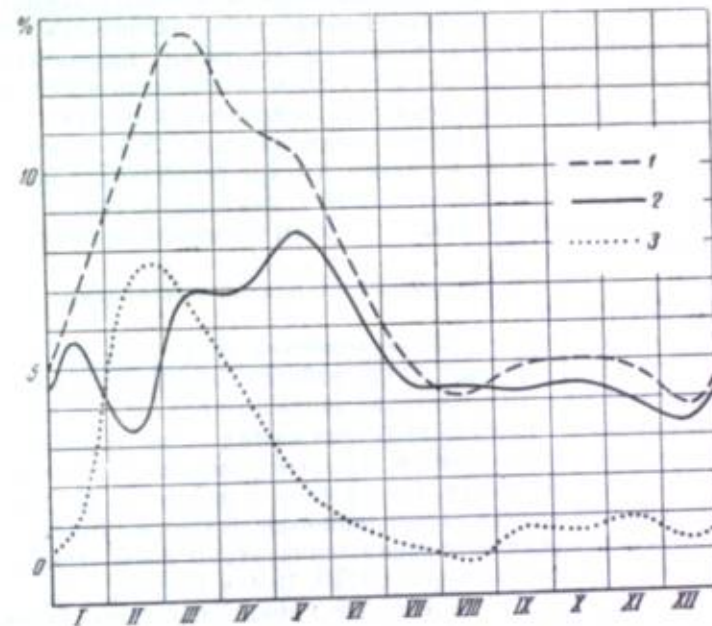


Рис. 8. Влияние теплообмена через Ирбенский пролив на теплосодержание Рижского залива

1 — поступающее тепло; 2 — теряемое тепло; 3 — баланс поступающего и выносимого тепла (1, 2, 3 — в процентах от общего теплосодержания залива).

залива. Приход тепла через пролив, как указывалось выше, преобладает над расходом. По отношению к теплосодержанию всего залива наибольшее питание залив от моря получает в зимний период, т. е. когда теплосодержание залива минимальное. В это время 7—8% своего теплосодержания залив получает от моря. Летом и осенью процент уменьшается до 1 и меньше, а в августе залив в среднем теряет 0,1% своего теплосодержания.

Таким образом, приходим к выводу, что наибольшее количество тепла залив от моря получает в осенние месяцы (сентябрь — ноябрь), хотя в этот период количество поступающего тепла составляет не больше 1% от теплосодержания залива. В зимние месяцы залив получает значительно меньше тепла, но в этот период доля питания залива адвекцией тепла со стороны моря возрастает до 7—8%. Таково в основном влияние адвекции тепла через пролив. При условии же распространения приносимого тепла на всю массу воды Рижского залива влияние моря было бы незначительно.

Достаточно сказать, что получаемое в среднем адвективное тепло должно повысить температуру воды всей массы Рижского залива только на несколько сотых долей градуса; даже в сентябре, когда залив в результате водообмена в среднем получает $38,5 \cdot 10^{15}$ кал, температура всего залива

должна повыситься на $38,5 \cdot 10^{15}$ кал: $424 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 = 0^\circ,1$. Но это в том случае, если принять, что приносимое тепло распределяется равномерно по всей толще всего залива. В действительности это не так. Массы воды, входящие в Рижский залив, не всегда распространяются по всему заливу. Часто входящие из моря водные массы занимают только определенные районы в северо-западной и северной частях залива. В таких случаях влияние тепла, полученного со стороны моря, может быть намного больше, потому что часто поступающее количество тепла значительно превышает многолетние средние месячные величины. Например, по данным гидрологических разрезов, выполненных в Рижском заливе весной 1956 г., установлено, что входящая морская вода распространялась только по северо-западной и северной частям залива и занимала около 28% от всего его объема, т. е. около 120 км^3 . Если допустим, что при такой обстановке получаем максимальное количество тепла $160 \cdot 10^{15}$ кал (как в сентябре 1946 г.), то повышение температуры всей массы воды в среднем составляет $160 \cdot 10^{15}$ кал: $120 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 = 1^\circ,33$.

Как видно, влияние поступающего тепла на температуру воды может быть весьма ощутимым.

Следует отметить, что вопрос об адвекции тепла в результате водообмена затронут Х. К. Улановым. В его работе «Тепловой баланс Рижского залива» [2] вычислены составляющие теплового баланса по средним многолетним значениям гидрометеорологических наблюдений (с 1928 по 1940 г.) плавучего маяка Овиши, который ежегодно ставился на отмели при входе в Ирбенский пролив. Кроме того, в работе Х. К. Уланова для Рижского залива был сделан расчет теплосодержания и теплового баланса по данным глубоководных измерений температуры воды отдельными экспедициями в навигационный период 1949, 1950 и 1951 гг.

Таким образом, были получены две кривые теплового баланса: одна по 13-летнему ряду (1928—1940 гг.) наблюдений у Овиши, другая — для Рижского залива по трехлетним экспедиционным наблюдениям (1949—1951 гг.). Автор считает, что тепловой баланс, подсчитанный по Овиши, отражает баланс тепла поверхности Рижского залива, а баланс, вычисленный по экспедиционным данным, — полный тепловой баланс залива (включая адвективные процессы). Сопоставляя обе кривые, видим, что они не совпадают, и полученные разности отражают величину адвекции тепла в результате водообмена. Эти разности довольно велики, резко меняются по месяцам и существенно отличаются от результатов, полученных в настоящей работе (рис. 9).

В отдельные месяцы количество адвективного тепла, полученное сопоставлением кривых теплового баланса, в 50—80 раз больше, чем в настоящей работе. Не совпадает также ход обеих кривых. Как раз в те месяцы, когда, согласно нашим данным, в залив поступает наибольшее количество тепла (сентябрь, октябрь, ноябрь), по расчетам Х. К. Уланова залив отдает морю значительное количество тепла, например в октябре — в среднем $3,3 \text{ ккал/см}^2$; если перевести на количество тепла, выносимого через Ирбенский пролив, то получится солидная цифра — $540 \cdot 10^{15}$ кал. Также в июне и июле, когда, по нашим вычислениям, залив получает тепло со стороны моря, из работы Х. К. Уланова следует, что тепло выносится в таком огромном количестве, как $245 \cdot 10^{15}$ кал ежемесячно. По нашим вычислениям, август — это единственный месяц, когда залив теряет небольшое количество тепла; однако, по данным Х. К. Уланова, в этот месяц залив получает со стороны моря значительное количество тепла — $213 \cdot 10^{15}$ кал. Только в зимние месяцы по обоим расчетам получается, что тепло в залив поступает, но по работе Х. К. Уланова — в несколько десятков раз больше,

чем по нашей; при этом получаемое количество тепла резко колеблется. Например в апреле залив получает от моря тепла в $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{5}$ раза меньше, чем в марте и мае.

Х. К. Уланов пишет: «Адвективные процессы в результате водообмена за счет приповерхностных вод в тепловом балансе залива не должны оказывать существенного влияния», но цифры, приведенные в работе, говорят

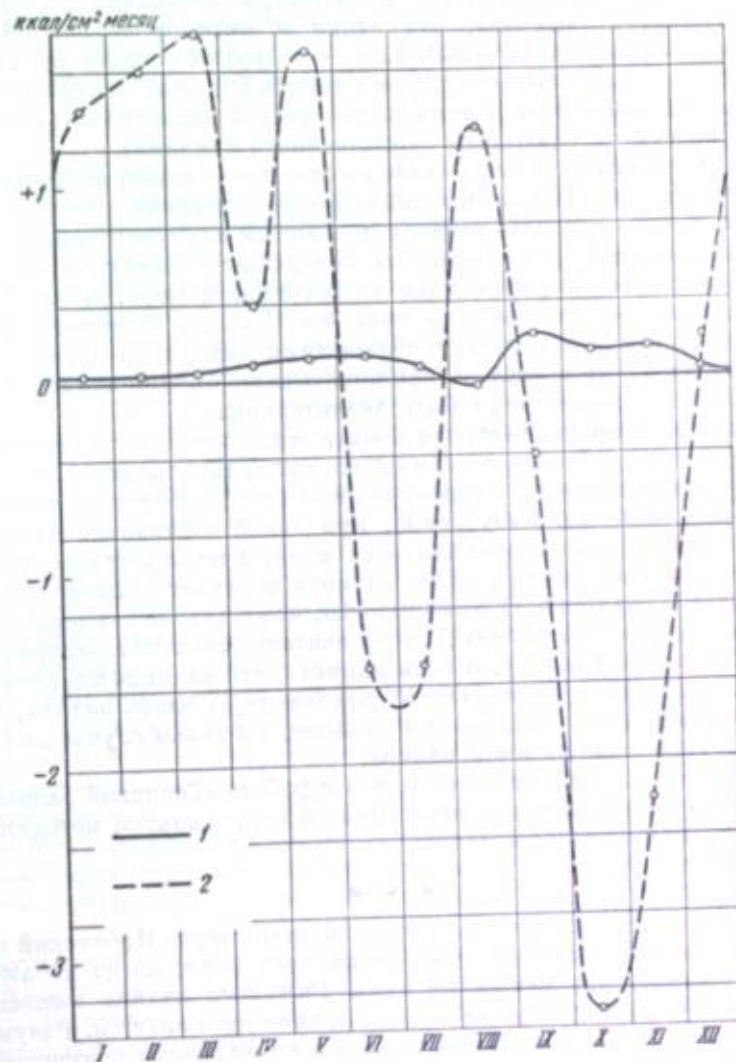


Рис. 9. Адвекция тепла (в ккал/см² месяц) через Ирбенский пролив по работе Х. К. Уланова (2) и по настоящей работе (1)

о том, что влияние это очень существенное. Достаточно указать, что по вычислениям для октября количество тепла, отдаваемое заливу Балтийским морем, равняется $3,3 \text{ ккал/см}^2$; это составляет примерно такое же количество тепла, какое дают остальные приходно-расходные части теплового баланса, например: поглощенная радиация $+ 3,7 \text{ ккал/см}^2$, эффективное излучение $- 4 \text{ ккал/см}^2$, потеря тепла на испарение $- 4 \text{ ккал/см}^2$, теплообмен с атмосферой $- 0,9 \text{ ккал/см}^2$. Суммарное значение для октября

у плавучего маяка Овиши — $5,2$ ккал/см². Таким образом, оказывается, что для октября 40% от потерь тепла составляет адвективный вынос тепла из залива. Если сравнивать полученные $3,3$ ккал/см² потери на водообмен со значениями отдельных элементов теплового баланса, вычисленными по данным береговых наблюдений, то видим, что это количество тепла превышает все другие статьи расхода тепла и значительно больше суммарного значения теплового баланса, которое для октября составляет — $2,4$ ккал/см². Другими словами, выходит, что залив в октябре теряет 58% тепла в результате водообмена и только 42% — по другим статьям. Это, конечно, неверно и, как видно, в самой работе имеются большие противоречия (при таких количественных значениях никак нельзя было сказать, что адвективные процессы не оказывают существенного влияния).

Мы считаем, что определять адвективное тепло таким методом, как это делал автор работы «Тепловой баланс Рижского залива», — нельзя. И нельзя потому, что результаты расчета по данным плавучего маяка не могут характеризовать тепловые процессы поверхности Рижского залива, поскольку маяк Овиши расположен в Балтийском море, а не в заливе. Кроме того, полученные расчеты теплового баланса Рижского залива по трехгодичным экспедиционным наблюдениям еще слабо отражают среднее теплосодержание залива, и, как показывают съемки залива, в отдельные годы расхождения могут быть значительны.

Совершенно очевидна неверная концепция о том, что залив в осенние месяцы отдает морю большое количество тепла. Как известно, в эти месяцы температура воды в море выше, чем в заливе, и поступление воды преобладает над выносом. Безусловно, при такой обстановке залив, — например в октябре, — получает тепло из моря, а не отдает его. Также неверно, что в зимние месяцы залив от моря получает большое количество тепла ($1,5-1,8$ ккал/см²). Это значило бы, что в заливе температура воды должна быть около $+0,6$, $+0,7$, если считать, что тепло распределяется равномерно по всему заливу. А если принять, что влияние в основном распространяется только на какую-то определенную часть залива, то температура воды должна быть равна 1° и выше, а в таком случае не было бы появления льда и замерзания залива.

Таким образом, следует считать, что в работе «Тепловой баланс Рижского залива» адвекция тепла вычислена по неправильной методике и полученные величины явно неверны.

* * *

1. В случае входного течения Рижский залив через Ирбенский пролив получает дополнительно тепло из Балтийского моря; когда наблюдается выходное течение, перемешанные воды Рижского залива выносятся в Балтийское море, и содержание тепла в заливе уменьшается. Разумеется, получение или отдача тепла зависит не только от объема полученной или отданной воды, но и от температуры этих водных масс. Зная температуру и объем воды, поступающей за определенный промежуток времени из моря в залив, можно вычислить количество принесенного через пролив тепла в калориях. Также зная объем и температуру выходящей воды, можно посчитать количество тепла, выносимого из залива.

2. Можно по отдельным месяцам построить зависимости теплообмена от водообмена и температуры водных масс или от водообмена и отклонения температуры воды от нормы. Последняя зависимость позволяет определить приход и расход тепла даже для такого периода, когда отсутствуют непосредственные измерения температуры входящих и выходящих водных масс.

3. Наиболее интенсивный водообмен наблюдается в начале и конце года, наименьший — в середине года. Такое распределение интенсивности водообмена в течение года обусловлено в основном деятельностью ветра. Получена связь между количеством поступающей воды и скоростью ветра западных и юго-западных направлений, а также связь между водообменом и пробегом ветра.

4. В период с 1926 по 1955 г., за исключением 1939 г., поступление тепла в залив преобладало над выносом. В среднем за год в Рижский залив поступает $1419 \cdot 10^{15}$ кал тепла, а выносится $1251 \cdot 10^{15}$ кал, т. е. залив в результате водообмена получает на $168 \cdot 10^{15}$ кал тепла больше, чем отдает.

5. Теплообмен между Рижским заливом и Балтийским морем имеет явно выраженный сезонный ход. Наименьший теплообмен осуществляется зимой, в конце февраля — начале марта, наибольший — наблюдается во второй половине лета, в конце августа — начале сентября. В среднем во все месяцы, за исключением августа, в залив поступает тепла больше, чем выносится. Вследствие того, что в заливе охлаждение водных масс идет быстрее и поэтому начинается раньше, чем в Балтийском море, — максимум поступления тепла осуществляется на 15 дней позже максимума выноса тепла из залива в море. В зимние месяцы теплообмен колеблется в небольших пределах; летом амплитуда его постепенно увеличивается и достигает максимума в сентябре.

6. В результате водообмена залив в зимние месяцы получает ежемесячно $5-7 \cdot 10^{15}$ кал, в весенние — около $20 \cdot 10^{15}$ кал, в осенние — $25 \cdot 10^{15}$ — $38,5 \cdot 10^{15}$ кал тепла и только в августе в среднем отдает морю $4 \cdot 10^{15}$ кал тепла. Наибольшее количество тепла залив получает от моря в осенние месяцы (сентябрь — ноябрь), хотя в этот период количество поступающего тепла составляет не больше 1% теплосодержания залива. Зимой в залив поступает значительно меньше тепла, но в этот период тепло, приходящее со стороны моря, составляет 7—8% всего теплосодержания залива. Получаемое в среднем адвективное тепло может повысить температуру всей массы Рижского залива только на несколько десятых долей градуса. Но входящие водные массы не всегда распространяются по всему заливу, а занимают в основном лишь некоторые районы, прилегающие к Ирбенскому проливу; кроме того, следует учесть, что поступление тепла иногда значительно превышает многолетние средние показатели, поэтому повышение температуры воды в результате водообмена может достигать 1° и более.

7. Полученные в настоящей работе величины теплообмена (с учетом водообмена и температуры входящих и выходящих водных масс) показывают неправильную концепцию и неверные результаты вычисления теплообмена через Ирбенский пролив в работе Х. К. Уланова «Тепловой баланс Рижского залива».

ЛИТЕРАТУРА

1. Пасторс А. А. Водообмен между Рижским заливом и Балтийским морем. Государственный океанографический институт, М., 1954.
2. Уланов Х. К. Тепловой баланс Рижского залива. Центральный институт прогнозов, М., 1954.

Ю. В. Тарбеев

(Главное управление Северного морского пути)

РОЛЬ ВЕТРА В ПРОЦЕССАХ РАЗРУШЕНИЯ ПРИПАЯ

В зимнее время во многих районах морей, омывающих СССР, большое развитие получает припай. Развитию припая способствуют мелководность морей, большая расчлененность береговой линии, отсутствие резко выраженных постоянных течений и приливо-отливных явлений, а также многие другие причины. В северо-восточной части Карского моря и районе Новосибирских островов ширина припая достигает 450—500 км.

В весенний период, в результате поглощения солнечной радиации, а также тепла из атмосферы и гидросферы, наблюдается интенсивное таяние льда, сопровождающееся уменьшением его прочности. Таяние плавучих льдов, в силу ряда причин, происходит значительно быстрее, чем таяние припая. Вследствие замедленного таяния разрушение припая продолжается длительное время, задерживая начало навигации.

В процессе разрушения припая принято различать две наиболее характерные фазы — взлом и окончательное разрушение. За дату взлома принимается день, когда началось уменьшение ширины устойчивого припая, либо день, в который наблюдалась подвижка ледяного покрова, после чего он больше не смерзался. Датой окончательного разрушения считается день, когда произошел взлом припая на всем видимом пространстве моря, за исключением незначительных следов припая и его подошвы, которые в расчет не принимаются.

Из сказанного следует, что определение даты взлома припая представляет большие трудности, чем установление даты окончательного его разрушения, особенно у открытого побережья. Поэтому в дальнейшем мы будем оперировать с датами окончательного разрушения припая, которые в навигационном отношении представляют больший интерес, чем даты взлома.

Вопросам разрушения припая в неарктических морях посвящены работы Е. М. Сауская, Н. А. Белинского, К. И. Кудрявой и др. Подобные исследования по арктическим морям выполнены В. Ю. Визе, А. Г. Дралкиным, В. М. Ивановым, Д. Б. Карелиным и др. Различие между гидрометеорологическими процессами в арктических морях и морях умеренных широт обусловило различие в методах прогноза этого явления.

Н. А. Белинский в своей работе «Морские гидрометеорологические информации и прогнозы» [1], ссылаясь на исследования Е. М. Сауская, указывает, что разрушение припая вдоль побережья неарктических морей определяется температурными условиями зимы. При этом отмечается, что большей толщине льда, образующегося за зимний период, т. е. холодной

зиме, соответствует большее количество тепла, необходимого для разрушения припая весной, а следовательно, и более позднее его разрушение.

В. Ю. Визе в книге «Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей» [2] указывает, что из температур наиболее тесную связь с датой вскрытия обнаруживает средняя температура воздуха за июнь, а не за зиму. Но для Чукотского и Восточно-Сибирского морей и эта связь выражена слабо. Поэтому при прогнозировании явлений разрушения припая в арктических морях, наряду с температурой воздуха, используются и показатели атмосферной циркуляции (градиенты атмосферного давления между станциями, изобарический дрейф, барические шаблоны и т. д.).

Зависимости прогностического характера, полученные на основании связи дат окончательного разрушения припая с показателями атмосферной циркуляции, дают более или менее надежные результаты; это, на наш взгляд, свидетельствует о взаимосвязи показателей атмосферной циркуляции за предшествующий валому период со средними гидрологическими условиями, сопровождающими этот взлом. Однако существующие приемы долгосрочного прогнозирования вскрытия припая все же не могут дать точных результатов, так как в основу их положено влияние на припай текущего состояния метеорологических и гидрологических элементов.

К недостаткам существующих приемов относится также то, что методика прогноза находится в зависимости от его заблаговременности. При составлении прогноза в марте используются зависимости, отличающиеся от тех, которые применяются при составлении прогноза в апреле или июне. Это крайне затрудняет возможность контроля за ходом процесса.

В настоящей статье сделана попытка на основании имеющихся материалов метеорологических и ледовых наблюдений полярных станций рассмотреть механизм воздействия атмосферных явлений на припай в весенне-летний период в морях со слабо выраженными приливо-отливными явлениями. Кроме того, имелось в виду найти способ расчета сроков окончательного разрушения припая, который позволил бы следить за подготовкой припая к разрушению в зависимости от хода атмосферных процессов.

С этой целью были проанализированы температурные и ветровые условия за восьмидневный период, предшествующий окончательному разрушению припая, зафиксированному на 32 полярных станциях. За период с 1934 по 1957 г. рассмотрено 546 случаев. В 418 случаях (76%) окончательное разрушение припая совпало с периодами четко выраженного увеличения скоростей ветра на 4 м/сек и более. В 114 случаях (21%) скорости ветра в день разрушения припая отличались от скоростей, наблюдавшихся в предыдущие дни, менее чем на 4 м/сек. Из этих 114 случаев большую часть составляют такие, у которых дата окончательного разрушения припая приходилась на период резкого потепления или интенсивного таяния льда. Поэтому, несмотря на неизменность ветра, окончательное разрушение припая могло произойти за счет уменьшения толщины льда. Следовательно, процент случаев, которые подтверждают зависимость разрушения припая от ветра, должен быть больше. В 14 случаях (3%) скорости ветра в день разрушения припая были меньше, чем наблюдавшиеся за полтора-два дня до этого.

Влияние продолжительности действия ветра, разрушающего припай, можно проследить по табл. 1.

Таким образом, в 387 случаях (92%) из 418 увеличение скорости ветра зарегистрировано менее чем за сутки до окончательного разрушения припая; при этом в 174 случаях (42%) возрастание скорости ветра совпало с днем разрушения припая.

Таблица 1

Время между первым увеличением скорости ветра и окончательным разрушением припая

Время, часы	В тот же день	6	12	18	24	30	36	42	48	54
Число случаев	174	94	41	51	27	13	18	6	2	2

Табл. 2 позволяет установить повторяемость различных скоростей ветра в момент разрушения припая.

Таблица 2

Повторяемость различных скоростей ветра в момент окончательного разрушения припая (по результатам наблюдений на 25 полярных станциях)

Интервалы скоростей ветра, м/сек	Повторяемость скоростей ветра	
	число случаев	%
4	29	8
6—8	136	35
10—12	172	44
14—16	48	12
Более 18	5	1
Сумма . . .	390	100

Примечание. Случаев разрушения припая при скорости ветра менее 4 м/сек не зарегистрировано.

Рассмотренные выше данные позволяют считать ветер одной из основных причин разрушения припая. Анализ также показал, что, по наблюдениям большинства полярных станций, разрушение припая происходит при ветрах различных направлений, но легче всего под воздействием отжимных ветров, т. е. тех, которые вызывают в ледяном покрове напряжения на разрыв. Такое поведение припая по отношению к действующему на него ветру находится в полном соответствии с механическими свойствами льда.

Характеризуя механические свойства льда пределом пластичности, Б. П. Вейнберг приводит следующие значения для пресного льда, приведенные к температуре -3°C : при сжатии предел пластичности колеблется от 12,4 до 123 кг/см², среднее значение составляет 67,7 кг/см²; при изгибе от 1,4 до 59,6 кг/см² среднее значение равно 30,5 кг/см², при разрыве среднее значение составляет 11,1 кг/см², при срезе — 5,8 кг/см², при кручении — 5,1 кг/см².

Таким образом, из приведенных данных видно, что предельное сопротивление льда на разрыв в 6 раз меньше предельного сопротивления на сжатие.

Для морского льда порядок соотношения между этими характеристиками не может быть резко отличным. Именно поэтому уже сейчас можно

сделать предварительный вывод о том, что если бы ширина припая зависела только от характера напряжений, создаваемых ветром, то в районах с преобладающими нажимными ветрами она должна быть примерно в 6 раз больше, чем в районах с преобладанием отжимных ветров. Наблюдения за положением границы припая в зимний период подтверждают соображения о зависимости ширины припая от направления действующего ветра. Несколько подробнее на этом вопросе остановимся ниже.

Наблюдения показывают, что окончательное разрушение припая на полярных станциях происходит при самых различных толщинах льда. Замечено также, что между толщиной льда и ветром, под действием которого разрушается припая, обнаруживается определенная зависимость.

Приняв ветер и толщину льда за основные факторы, естественно допустить, что в момент окончательного разрушения припая величина предельного сопротивления льда становится равной тем касательным напряжениям, которые возникают во льду под действием ветра. Определение общей сопротивляемости припая и подсчет касательных напряжений представляют большие трудности, так как непосредственных измерений этих характеристик до сего времени не производилось.

Остановимся на определении значения касательных напряжений. Для подсчета величины касательного трения между воздухом, водой и льдом широко используется зависимость следующего вида:

$$F_k = K\rho V^2, \quad (1)$$

где F_k — тангенциальная сила трения на границе сред;

ρ — плотность одной из сред;

K — коэффициент трения между средами;

V — относительная скорость сред.

При пользовании этой формулой наибольшие затруднения вызывает правильное определение значения коэффициента трения K .

Для моря, свободного от льда, по исследованиям Россби, Монтомери (1935 г.), Муика (1947 г.), А. Н. Гезенцвей, Б. В. Штокмана и Д. А. Дрогайцева численное значение коэффициента трения воздуха о воду K_v лежит в пределах от $K_v = 0,8 \cdot 10^{-3}$ до $K_v = 2,6 \cdot 10^{-3}$. При этом замечено, что K_v меняется скачкообразно, в зависимости от скорости ветра.

Для гидродинамически шероховатой поверхности (взволнованной) при скорости ветра, превышающей критическое значение 6—8 м/сек (при измерении на высоте 8 м), $K_v = 2,6 \cdot 10^{-3}$. При гидродинамически гладкой поверхности и скорости ветра, равной 6—8 м/сек, $K_v = 0,8 \cdot 10^{-3}$. Явление скачкообразного изменения K_v обусловлено изменением в размерах волн и — в связи с этим — с изменением шероховатости моря. Что касается коэффициента трения между воздухом и льдом K_{λ} , то следует указать, что специальных исследований по этому вопросу до настоящего времени не проводилось. Однако имеются основания полагать, что по природе своей этот коэффициент должен быть более консервативным, т. е. меньше меняться от скорости ветра, так как шероховатость льда от скорости ветра не зависит.

Для определения численного значения коэффициента трения воздуха о неподвижный лед (припая) можно использовать наблюдения за дрейфом льдов, судов и радиовех. Такой прием вполне допустим, так как механизм передачи энергии ветра не зависит от того, находится ли лед в неподвижном состоянии, или дрейфует. Разница между коэффициентом трения воздуха о припая и дрейфующий лед может быть обусловлена только разницей в характере поверхности льда. Для определения среднего значения K_{λ}

воспользуемся следующими соображениями. При установившемся движении, когда скорость дрейфа льда приобретает постоянное значение, соответствующее данной скорости ветра, устанавливается равновесие между количеством энергии, сообщаемой ветром поверхности ледяного покрова, и количеством энергии, передаваемой движущимся льдом поверхностному слою моря. Это условие можно выразить следующим равенством:

$$K_{\text{л}} = \rho_{\text{в}} V^2 = K_{\text{в}} \rho_{\text{в}} U^2. \quad (2)$$

Левая часть этого равенства выражает силу тангенциального трения между воздухом и льдом, правая — тангенциальную силу трения между льдом и водой. Если принять, что коэффициент трения льда о воду (по В. В. Шулейкину) $K_{\text{в}} = 0,01 = 10^{-2}$, плотность воды $\rho_{\text{в}} = 1 \text{ т/м}^3$, плотность воздуха $\rho_{\text{в}} = 13 \cdot 10^{-4} \text{ т/м}^3$, скорость дрейфа — U м/сек и скорость ветра — V м/сек и если исходить из того, что при установившемся движении скорость дрейфа льда средней торосистости составляет $1/50$ скорости ветра, то, решая равенство (2) относительно $K_{\text{л}}$ и подставляя соответствующие значения величин, получим

$$K_{\text{л}} = \frac{K_{\text{в}} \rho_{\text{в}} \cdot 1}{\rho_{\text{в}} \cdot 2500} = 3,1 \cdot 10^{-3}. \quad (3)$$

Таким образом, полученное значение коэффициента трения воздуха о лед, равное $3,1 \cdot 10^{-3}$, оказалось несколько выше коэффициента трения воздуха о воду, предельное значение которого равно $2,6 \cdot 10^{-3}$.

В весенний период, к моменту разрушения, поверхность льда в значительной мере сглаживается, что позволяет сравнивать характер припая в различные годы.

Расчеты, основанные на наблюдениях за прямым и возвратным дрейфом радиовех, показали, что для района Таймырского массива коэффициент трения воздуха о лед в 1956 г. равнялся $2,8 \cdot 10^{-3}$, а для пролива Лонга $3,0 \cdot 10^{-3}$.

Определив $K_{\text{л}}$, не трудно по формуле (1) рассчитать среднюю величину силы трения, которую создает ветер на каждом квадратном метре поверхности льда.

Если принять условия закрепления припая в берегах для данного района меняющимися от года к году незначительно (что вполне подтверждается наблюдениями) и считать плотность воздуха $\rho_{\text{в}}$ и $K_{\text{л}}$ постоянными, то легко убедиться, что сила трения целиком определяется скоростью ветра V . Но сила трения воздуха о припай в момент его разрушения равна предельной сопротивляемости льда. Это дает возможность судить по скорости ветра о сопротивляемости льда в рассматриваемое время.

С другой стороны, общая сопротивляемость ледяного покрова, представляющая собой сумму сопротивляемости отдельных слоев льда от поверхности до его нижней границы с водой, может быть выражена следующей формулой:

$$\Omega = \int_0^h \sigma dh, \quad (4)$$

где Ω — сопротивляемость всей толщи льда;
 σ — предельное сопротивление столбика льда высотой 1 см;
 dh — высота элементарного столбика льда.

Приравнивая правые части уравнений (1) и (4), получим

$$K_{\text{л}} \rho_{\text{в}} V_{\text{раз}}^2 = \int_0^h \sigma dh, \quad (5)$$

где $V_{\text{раз}}$ — скорость ветра, при которой произошло разрушение припая.

Эта формула позволяет проследить за изменением сопротивляемости припая в зависимости от толщины льда. К сожалению, в летний период

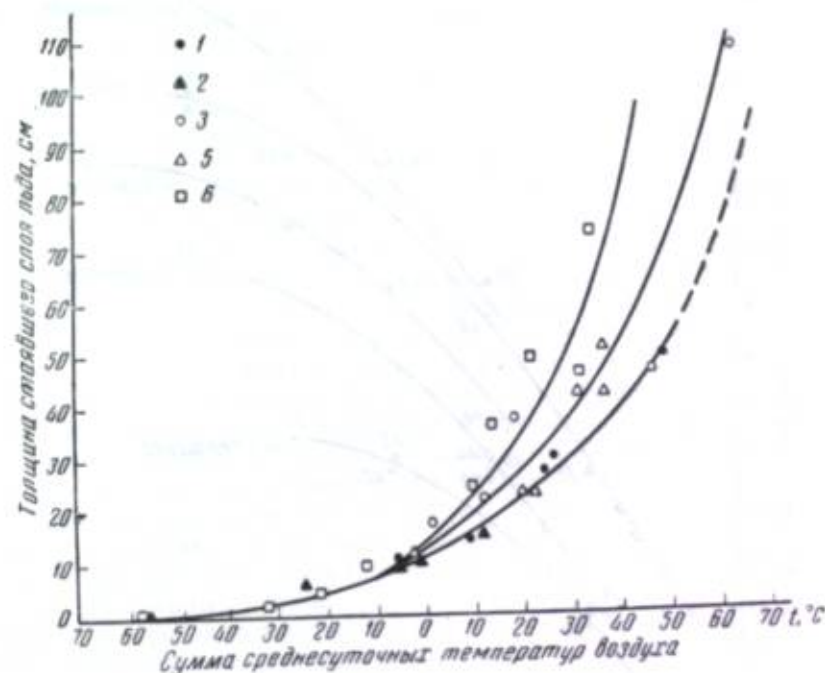


Рис. 1. Кривые стаявания льда

1 — мыс Стерлигова; 2 — мыс Челюскина; 3 — пролив Саниникова; 4 — мыс Билибинга; 5 — мыс Шмидта; 6 — о. Русский.

измерения толщины льда проводятся крайне нерегулярно; поэтому нам пришлось прибегнуть к расчетам. С этой целью были построены осредненные кривые стаявания льда по каждой полярной станции в зависимости от температуры воздуха (рис. 1).

При помощи графика мы определили толщину стаявшего слоя льда за период, прошедший с момента последнего его измерения до момента разрушения припая. Установив толщину льда на день разрушения припая и пользуясь многолетним рядом наблюдений, не трудно на основании уравнения (5) построить график, который определял бы зависимость между толщиной припая и скоростью ветра, способной его разрушить.

Практически построение зависимости выглядело так. По оси абсцисс откладывали ветер, снятый с синоптической карты; если в день разрушения припая наблюдался ветер разной силы, то выбирали максимальный. По оси ординат откладывали наблюдаемую или расчетную толщину льда на рассматриваемую дату. После нанесения на график всех точек проводили кривую, огибающую точки со стороны меньших скоростей ветра. Все точки, оставшиеся правее кривой, во внимание не принимали, так как они указывали на то, что разрушение припая произошло под действием

ветра меньшей силы, чем тот, который оказался снятым с синоптической карты.

По такому принципу построили графики разрушения припая для района полярных станций мыса Стерлигова, мыса Челюскина, пролива Санникова, мыса Биллингса и мыса Шмидта. Кривые разрушения припая по этим станциям изображены на совмещенном графике (рис. 2).

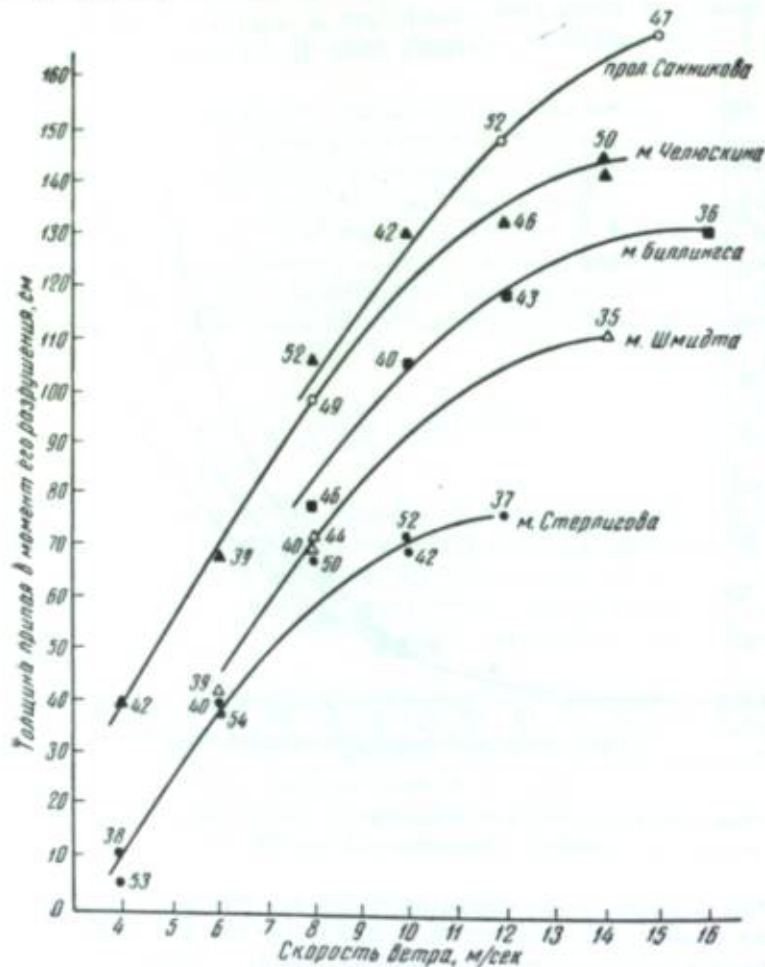


Рис. 2. График связи толщины льда со скоростью ветра, разрушающего припай

Легко убедиться, что график на рис. 2 может быть использован для прогноза сроков разрушения припая с малой заблаговременностью, так как позволяет по толщине льда на любой период весны определить, какой силы должен быть ветер для того, чтобы припай данной толщины разрушился. Такой прием позволяет пользоваться единой методикой при различных сроках заблаговременности прогноза и, кроме того, вносить уточнения по мере накопления фактических данных.

В настоящее время основной задачей является увеличение сроков заблаговременности прогноза. Для того чтобы зависимости, представленные на рис. 2, имели заблаговременность долгосрочного прогноза, необходим надежный прогноз температуры воздуха и скорости ветра. Однако это не единственный путь.

Остановимся несколько подробнее на выводах, которые вытекают из рассмотрения рис. 2:

1. Прежде всего бросается в глаза согласованность кривых для всех станций.

2. Характер кривых во многом напоминает кривую изменения предела пластичности льда в зависимости от его температуры. Эти два обстоятельства достаточно убедительно показывают, что между толщиной льда и скоростью ветра, способной его разрушить, обнаруживается неслучайная зависимость.

3. Параболический характер кривых, воспроизводящих ход кривой предела пластичности, по нашему мнению, свидетельствует о том, что толщина льда в весенний период одновременно является и показателем его средней температуры.

4. Анализ показывает также, что в начале таяния прочность льда, о которой можно судить по скорости разрушающего ветра, понижается медленно. При дальнейшем уменьшении толщины льда убывание прочности становится более быстрым.

5. Для каждой станции практически существует предел толщины, более которого разрушения припая не наблюдалось. Для полярной станции мыса Стерлигова этот предел равен 80 см, мыса Шмидта — 115 см, мыса Биллингса — 130 см, пролива Санникова — 170 см.

6. По характеру припая на рис. 2 можно выделить 3 района: а) район проливов с благоприятными условиями закрепления припая в берегах (полярные станции мыса Челюскина и пролива Санникова); б) район Чукотского побережья (полярные станции мыса Биллингса и мыса Шмидта); в) район полярной станции мыса Стерлигова.

Близкое расположение кривых на рис. 2, изображающих разрушение припая по станциям, находящимся в одном или одинаковых по гидрометеорологическим условиям районах, лишний раз подтверждает закономерный характер полученных связей.

Вопрос о продолжительности ветра, которая необходима для взлома припая, пока остается неясным; тем не менее он имеет важное практическое значение. Предварительный анализ ледовых наблюдений и синоптических карт, относящихся к периоду разрушения припая, позволяет предположить, что продолжительность действия критических скоростей ветра зависит от размеров припая.

При малых размерах припая (ширины и толщины), — если считать прочие условия одинаковыми, — требуется меньшая продолжительность действия ветра, чем при больших размерах. В случае низких значений критических скоростей ветра (что соответствует малым толщинам льда на дату разрушения припая) продолжительность действия, как правило, не превышает 4—5 сроков, т. е. 24—30 часов.

В начале статьи указывалось, что ширина припая в районах с преобладающими нажимными ветрами должна быть примерно в 6 раз больше, чем в районах с отжимными ветровым режимом. Этот вывод вытекал из анализа механических свойств льда. При составлении графика на рис. 2 не было необходимости в непосредственных расчетах величины касательных напряжений; при определении же критической ширины припая для каждого района эти расчеты необходимы.

Под термином «критическая ширина припая» условимся понимать такую ширину, которая для задаваемых гидрометеорологических условий и механических свойств льда является максимально возможной. В существующей ледовой терминологии этим требованиям для условий зимы отвечает термин «устойчивая ширина припая».

Как было указано ранее, расчет касательных напряжений, создаваемых ветром на каждый квадратный метр поверхности припая, будем вести по формуле (1). Для того чтобы получить напряжения, вызываемые ветром на всей ширине припая, правую часть уравнения (1) надо умножить на ширину припая l , выраженную в метрах:

$$F_k = K_{\text{лрв}} l V^2. \quad (6)$$

Напряжения, подсчитанные по формуле (6), наблюдаются на границе припая с его подошвой, так как в этом месте они складываются из элементарных касательных напряжений, возникающих на каждом метре ширины припая.

Сопротивление припая рассчитаем по формуле

$$\Omega_{\text{max}} = \sigma_{\text{max}} h, \quad (7)$$

где Ω_{max} — максимальная сопротивляемость льда;

σ_{max} — максимальное удельное сопротивление столбика льда высотой 1 м;

h — толщина льда в метрах.

Воспользоваться формулой (4) невозможно из-за отсутствия фактических данных о распределении удельного сопротивления σ в толще льда.

Как известно, максимальная ширина припая наблюдается зимой. Поэтому мы, естественно, должны использовать закономерности изменения физических характеристик льда именно в этот период. Прежде всего большой интерес представляет изменение удельной величины предельного сопротивления льда σ . Для морского льда σ зависит от температуры и солености. С повышением температуры и солености прочность морского льда, характеризуемая σ , уменьшается. Не располагая надежными материалами, воспользуемся ранее приведенными данными Б. П. Вейнберга, относящимися к пресному льду. При такой замене мы сознательно допускаем завышение роли прочности льда в процессе формирования припая.

Помня ранее принятое условие о том, что в момент разрушения припая сила касательного трения воздуха о лед равна его предельной сопротивляемости, и учитывая формулы (6) и (7), получим

$$l_{\text{max}} = \frac{\sigma_{\text{max}} h}{K_{\text{лрв}} V^2}. \quad (8)$$

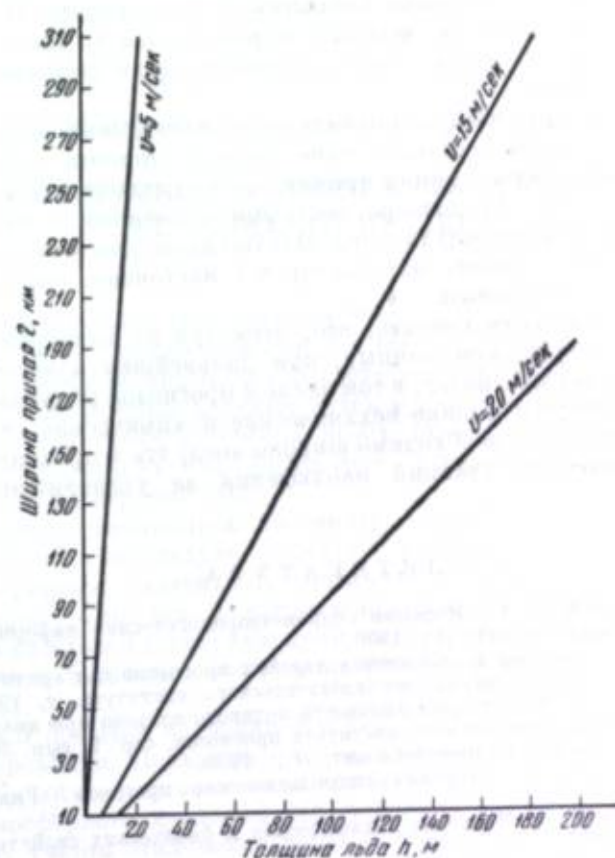
Таблица 3

Критическая ширина припая в зависимости от скорости ветра и толщины льда

Толщина льда, м	Критическая ширина припая, км					
	отжимные ветры ($\sigma_{\text{max}} = 150 \text{ т/м}^2$)			нажимные ветры ($\sigma_{\text{max}} = 680 \text{ т/м}^2$)		
	5 м/сек	15 м/сек	20 м/сек	5 м/сек	15 м/сек	20 м/сек
0,15	231	26	10	1046	116	65
0,3	462	51	28	2093	232	131
0,7	1077	116	67	4880	543	306
1,0	1538	172	96	6970	774	436
1,5	2691	257	144	12 200	1162	654
2,0	3080	342	192	13 960	1568	872

где l_{max} — максимально возможная для задаваемых значений устойчивая ширина припая.

Принимая $K_{\text{л}} = 3 \cdot 10^{-3}$, $\rho_{\text{в}} = 13 \cdot 10^{-4} \text{ т/м}^3$ и предел пластичности льда на разрыв $\sigma = 150 \text{ т/м}^2$ (что соответствует средней его температуре -20°) и задаваясь различными h и V , получим значения максимально возможной ширины припая (табл. 3).

Рис. 3. График зависимости ширины припая от толщины льда и скорости ветра (при $c = 150 \text{ т/м}^2$)

На основании полученных данных были построены графики на рис. 3. Эти графики показывают, что ширина припая, помимо чисто местных условий, зависит от характера преобладающих ветров, их скорости и толщины льда. При нажимных ветрах ширина припая в 4—5 раз больше, чем при отжимных. В тех районах, где в период становления припая преобладают нажимные ветры, создающие напряжение на сжатие, припай достигает большого развития. Примерами могут служить восточная часть Карского моря и район Новосибирских островов. Интересно, что даже в восточной части Карского моря, где припай развит сильно, в зимы с повышенной повторяемостью ветров юго-восточной четверти горизонта, которые для этого района являются отжимными, припай бывает неустойчивым (1937, 1945, 1948, 1949 и 1955 гг.).

* * *

Есть основания полагать, что зависимость между шириной припая и толщиной льда (или температурой воздуха) существует не только для арктических морей, но также для Финского залива, Азовского и Каспийского морей. Зависимость ширины припая от скорости ветра подтверждается ледовыми наблюдениями в Карском море, в районе к северу от Новосибирских островов и частично наблюдениями вдоль Чукотского побережья и восточного побережья Таймырского полуострова. В этих районах с большой повторяемостью сильных ветров припай не достигает большой ширины; наоборот, в годы с малой повторяемостью сильных ветров припай развит больше.

Несмотря на логическую правильность полученных результатов и их подтверждение наблюдениями с качественной стороны, цифры, характеризующие предельную ширину припая, могут расходиться с наблюдениями; это, очевидно, обусловлено местными условиями и непостоянством коэффициента трения воздуха о лед. Однако из-за отсутствия специальных наблюдений роль каждого из факторов в настоящее время выявить не представилось возможным.

Имеются основания считать, что, несмотря на известные трудности, связанные с отсутствием данных, при дальнейшем совершенствовании методики ледовых прогнозов, в том числе и прогнозов разрушения припая, должны учитываться физико-механические и химические свойства льда. Для этого уже сейчас необходимо широко внедрять в практику работ гидрометеорологических станций наблюдения за указанными свойствами льда.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белинский Н. А. Морские гидрометеорологические информации и прогнозы. Гидрометеонадат, Л., 1950.
2. Визе В. Ю. Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. Труды Арктического научно-исследовательского института, т. 190, 1944.
3. Качанов М. М. К теории прочности ледяного покрова при колебаниях уровня воды. Труды Центрального института прогнозов, сер. 1, вып. 30. Теоретическая метеорология. Гидрометеонадат, Л., 1950.
4. Кудрявая К. И. Морские гидрологические прогнозы. Гидрометеонадат, Л., 1951.
5. Савельев Б. А. Изучение механических и физических свойств льда. Руководство АН СССР, Л., 1957.
6. Архив синоптических карт за период с 1935 г. по 1956 г.

А. А. Теодорович

(Гидрометеорологическая обсерватория Черного и Азовского морей)

ПРЕДВЫЧИСЛЕНИЕ ТЕЧЕНИЙ В СЕВЕРНОЙ УЗОСТИ КЕРЧЕНСКОГО ПРОЛИВА

Целью исследований, выполненных Гидрометеорологической обсерваторией Черного и Азовского морей в 1954—1956 гг., была разработка метода краткосрочного прогноза и расчета течений Керченского пролива, который является важным морским путем и районом интенсивного рыболовства. Расчет и прогноз течений необходимы также для вычислений водообмена, теплообмена, солеобмена через пролив и для прогнозов температуры воды и миграции рыб.

Исследования выполнялись по заказу Азово-Черноморского научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства, который требовал, во-первых, охватить прогнозами (с заблаговременностью 24 часа для слоя воды 0,4 м) всю акваторию пролива, но в первую очередь — Павловскую узость и Тузлинскую промону; во-вторых, указывать в прогнозе скорости с точностью до 0,1 узла (только азовское и черноморское направления).

Известно 5 попыток изучения течений Керченского пролива с целью их прогнозирования. Первая из них была сделана в 1901 г. А. П. Лондисом [5], который по картам погоды связывал проекции на меридиан градиентов атмосферного давления над Азовским морем и, сравнивая эти градиенты (с учетом отклонения ветра от изобар) с течениями в Павловской узости, обнаружил в некоторых случаях сходство в изменениях давления и течений.

В. Ю. Визе в 1926 г. [3] изучил наблюдаемые в 1923—1925 гг. Керченской гидрометеорологической станцией течения (246 станций) и, сравнивая их с картами изобар, судил о возможном часе смены направления течений. Т. П. Марютин в 1940 г. предпринял поиски корреляционных связей течений в проливе с разностью уровней на севере и юге пролива; был получен коэффициент корреляции, равный 0,81. При введении в уравнение показателя местного ветра коэффициент увеличился до 0,84.

К. П. Васильев в 1949 г. [2] разработал способ предвычисления течений Керченского пролива на основании наблюдений Гидрометеорологического центра Черного и Азовского морей за 1927 г., сопоставленных с разностями давления, вычисленными по ежедневным картам погоды. Составляющие течения по осям С—Ю и З—В вычислялись по уравнениям корреляции из разностей среднесуточных давлений двух пар гидрометеорологических станций Азовского моря. По составлению геометрически получался вектор течения по эффективному направлению действия атмосфер-

ного давления (азимут $49-229^\circ$). Результаты расчета течений по данным наблюдений гидрометеорологической станции Еникале за 1939 г. показали, что направление течения вычисляется с отклонением (в среднем из 150 случаев) в пределах 10° , а скорость — с отклонением до 50 см/сек.

С. И. Кан и Б. Л. Лагутин разработали метод прогноза течений по уравнению, выведенному из наблюдений по самописцу АФС с 1 по 26 сентября 1949 г. на горизонте 4 м в Павловской узости. В уравнение, кроме наибольшей разности атмосферных давлений в районе радиусом до 150 км от Керчи, была введена разность уровней моря между Таганрогом и Жуковкой. Сопоставляя каждый аргумент уравнения с изменениями течений, авторы нашли, что изменение аргументов опережает течение приблизительно на 12 часов. Авторы отметили методическое значение своих выводов, требующих дальнейшей разработки.

Таким образом, к 1954 г. оставались недостаточно разработанными следующие вопросы прогноза течений Керченского пролива: выявление наиболее важных для прогнозов особенностей режима течений, проверка времени опережения определяющих течение факторов, установление расчетных амплитуд течения, оценка проверочных прогнозов по нормам, установленным в 1953 г. для морских гидрологических прогнозов [6], и анализ причин не оправдавшихся прогнозов.

В данной статье проекции основных течений Керченского пролива на ось его северной узости обозначаются: азовское — без знака, черноморское — с минусом.

ОСОБЕННОСТИ РЕЖИМА ТЕЧЕНИЙ, ИМЕЮЩИЕ НАИБОЛЬШЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПРОГНОЗОВ

Из довольно многочисленных наблюдений течений в Керченском проливе примерно за последние 70 лет наибольшую ценность для разработки прогнозов представляют материалы Керченской экспедиции Управления по проектированию и изысканиям Волго-Донского комплекса (Волго-Дона) за июнь 1937 г. — июль 1938 г. (2907 серий плавучей гидрометеорологической станции и 400 разрезов в северной узости пролива). Для изучения течений, особенно их изменчивости, Туапсинская морская обсерватория провела экспедиции 18 июня — 13 июля 1954 г. на 3 судах (78 станций и 79 серий) и 16 июля — 5 августа 1955 г. — на 2 судах (33 станции и 29 серий).

Для обработки наблюдений над течениями, уровнем моря, атмосферным давлением и ветром применялись графические и картографические методы анализа и обобщения; эти методы позволили наиболее просто обнаружить особенности различных процессов и явлений, связь и взаимодействие между ними, изменение их во времени и распределение в пространстве, а также выявить грубые ошибки в исходных данных.

Путем анализа и обобщения наблюдений Волго-Дона и других установлены следующие особенности течений в северной узости Керченского пролива:

1. Выделяются 3 типа течений: устойчивое азовское, устойчивое черноморское и неустойчивое. Их повторяемость по числу случаев и длительность (в часах) соответственно составили: 42,5%, 37,6% и 19,9% повторяемости (от 141 случая); 48,1%, 33,1% и 18,8% длительности (от 8285 часов).
2. Устойчивое азовское и устойчивое черноморское течения примерно в $\frac{4}{5}$ случаев направлены с небольшими отклонениями вдоль оси пролива.
3. Устойчивое азовское течение в $\frac{3}{4}$ случаев продолжалось от $\frac{1}{2}$ до 4 суток, устойчивое черноморское в $\frac{4}{5}$ случаев — от $\frac{1}{2}$ до 3 суток; не-

устойчивые течения в $\frac{2}{3}$ случаев длились менее 3 суток. Наибольшая продолжительность указанных 3 типов течений составляла соответственно 10 дней и 10 часов, 8 дней и 8 часов, 7 суток.

4. Наибольшая изменчивость (во времени) течений за трехчасовые промежутки составила: при росте азовского течения — 69 см/сек, при росте черноморского — 62 см/сек, при смене черноморского на азовское — 115 см/сек и при смене азовского на черноморское — 65 см/сек.

5. Наибольшие за месяц скорости течений за июль 1937 г. — июнь 1938 г. были равны для азовского течения от 58 до 116 см/сек, для черноморского — от 42 до 142 см/сек.

Наибольшее азовское течение наблюдалось в поверхностном слое в 19 часов 18 марта 1938 г. (255° , 119 см/сек), когда Азовское море было захвачено юго-западной окраиной обширного циклона с двумя центрами (990 мб) на Южном Урале. Холодный фронт с севера уже прошел Азовское море. За фронтом ветер в проливе был СЗ 6 баллов, в Керчи — 7 баллов. Уровень моря поднялся за 18 часов на мысе Фонарь на 74 см, у косы Чушка — на 51 см.

Наибольшее черноморское течение наблюдалось в 13 часов 4 апреля 1938 г. (30° , 142 см/сек), когда Азовское море было захвачено южной окраиной циклона, занимавшего всю европейскую территорию СССР, с центром (970 мб) южнее Белого моря. С северо-запада к Азовскому морю подходил холодный фронт, перед которым были ветры с ЮЮЗ и ЮЗ 5—7 баллов, в Феодосии и в проливе — с Ю 6—7 баллов, в Новороссийске — с Ю 6—7 баллов. Уровень моря понизился у мыса Фонарь за 30 часов на 50 см, у косы Чушка за 42 часа — на 34 см.

6. Неравномерность устойчивых течений поперек пролива вызывается боковыми ветрами: стрежень азовского течения смещается к крымскому берегу при ветрах с В и ВСВ, к чушкинскому берегу — при ветрах с ЗСЗ, СЗ и ССЗ. Стрежень черноморского течения смещается к крымскому берегу ветрами с ЮВ, ЮЮВ и Ю.

Довольно часто в северной узости пролива наблюдались два течения противоположного направления. В некоторых случаях возникали и «трехсторонние» течения, когда у обоих берегов были течения одного направления, а в середине пролива — противоположное. При неустойчивом типе течений противотечения возникали при ветрах разных направлений, но замечено, что при ветрах от ЗСЗ до ССЗ были сильные азовские или черноморские противотечения у крымского берега. Еще в 1927 г. А. И. Кераноморские противотечения у крымского берега, которое шло с севера под крымским берегом, выделяясь от других вод «полосой пены и морской травы» [4]. Это и было азовское противотечение, а полосы пены — его внешнее проявление, т. е. сулой. В экспедиции 1954 г. мы наблюдали сулой три раза, в экспедиции 1955 г. — два раза.

Двухслойные течения отмечались в северной узости главным образом летом. По данным Волго-Дона, выраженным в изоплетах течений, изобетий продолжительности двухслойных течений 830 часов (10% от всего цикла наблюдений) 543 часа относятся к лету и осени, 287 часов — к зиме и весне.

Отмеченные три свойства неоднородности течений взаимно связаны. Однородное течение при ветрах, прижимающих его к берегу, переходит в поперечно неравномерное по скорости, которое в предельном случае уступает место противотечению у одного из берегов. Развитие противотечения вызывает вклинивание более плотной воды в сторону противоположного берега, уменьшение угла наклона поверхности раздела азовских и черноморских вод — появление двухслойного течения. При усилении

ветра усиливаются также поверхностное течение и волновое перемешивание вод — течение снова становится однородным.

7. Годовой ход основных течений в Керченском проливе, по прежним исследованиям, имел максимум азовского течения весной и минимум — осенью. По данным за 1937—1938 гг., мы получили повторяемость азовского течения в апреле — июне равной 60,3%, в октябре — декабре — 40,7%. Однако избыток азовских вод в годовом цикле выражается не «постоянным фоном течений», а только большей повторяемостью числа случаев и длительности азовских течений, выносящих азовскую воду в Черное море отдельными порциями. В связи с зарегулированием стока р. Дона в 1952 г. преобладание азовских течений весной исчезает.

8. Течения в северной узости пролива явно зависят от изменений атмосферного давления над Азовским морем и прилегающей частью Черного моря, от ветров, соответствующих изменениям давления, и от вызываемых ветрами колебаний уровня на севере и юге пролива.

Изучение, с точки зрения прогнозов, течений в Павловской узости и Тузлинской промоине не обеспечено наблюдениями, отражающими непрерывные изменения течений во времени, по глубине и ширине этих узостей.

ПРОВЕРКА СУЩЕСТВУЮЩИХ МЕТОДОВ ПРОГНОЗА ТЕЧЕНИЙ

Устойчивость основных течений в северной узости пролива позволила вести разработку метода суточных прогнозов проекций наибольших течений. Для этого из многолетних наблюдений в слое воды 0—2 м (7395 станций и серий за 474 дня 1937—1938, 1949—1952 гг.) была найдена наибольшая суточная амплитуда (за 18 марта 1938 г.) с проекциями 108 и —55 см/сек. Поскольку измеренные течения относились к противоположным направлениям, была взята половина наибольшей суточной амплитуды: $[(108) - (-55)] : 2 = 82$ см/сек, откуда допустимая ошибка (20% амплитуды) составляет: $82 \cdot 0,2 = 16$ см/сек.

По методу К. П. Васильева [2] был составлен 51 прогноз для слоя 0—2 м: для северной узости — по наблюдениям 1937 и 1954 гг., а для Павловской узости — по наблюдениям 1954 г. Общая оценка прогнозов оказалась 47%. Следует отметить, что расчетная амплитуда для Павловской узости (26 см/сек) была получена из недостаточного числа наблюдений (676 станций и серий за 70 дней) и является заниженной. Плохая оправдаемость объясняется также тем, что для изменчивых течений пролива нельзя давать прогноз на сутки, выраженный одним вектором, так как прогностические уравнения оказались нечувствительными для перемены основных течений. Объективный метод прогноза может быть выведен из большого ряда наблюдений, с тщательным анализом заблаговременности процессов, определяющих течение.

По методу С. И. Кан и Б. Л. Лагутина было составлено 46 прогнозов: для Павловской узости (расчетная амплитуда 48 см/сек, — также, возможно, заниженная) для горизонта 4 м по наблюдениям 1949 г. [5] и для горизонтов 2—4 м по наблюдениям 1954 г., а для северной узости — для горизонтов 0—2 м по наблюдениям 1954 г. Полученная низкая оправдаемость в этом случае объясняется большим преобладанием черноморских течений, использованных для получения уравнения; некоторой субъективностью способа снятия наибольшей разности атмосферных давлений с карт погоды; тем, что течение в одной точке узости на горизонте 4 м не показательно для характеристики течений всей узости, где, по наблюдениям 1954 г., бывает большая поперечная неравномерность течений.

Однако правильные идеи, заложенные в этих двух проверенных методах, открывают большие возможности для улучшения методов прогноза течений Керченского пролива.

АНАЛИЗ СВЯЗИ ТЕЧЕНИЯ С АТМОСФЕРНЫМ ДАВЛЕНИЕМ И ВЕТРОМ

Связь течений Керченского пролива с атмосферным давлением отмечалась неоднократно [2, 3, 7]. Оставалось неясным, в какой форме лучше использовать данные о давлении, которое определяет ветры северной или южной половин горизонта, вызывающие азовское или черноморское течения. Мы использовали положительные стороны метода К. П. Васильева — учет давления по определенным гидрометеорологическим станциям — и метода С. И. Кан и Б. Л. Лагутина — учет давления не только над Азовским морем, но и над прилегающей частью Черного моря. Были выбраны 3 гидрометеорологические станции на севере Азовского моря — Генчиск, Осиенко и Таганрог, и 2 гидрометеорологические станции Черного моря — Феодосия и Анапа. Получилась разность давлений

$$\Delta p = \frac{1}{3}(P_{\text{Генч}} + P_{\text{Осиен}} + P_{\text{Таг}}) - \frac{1}{2}(P_{\text{Феод}} + P_{\text{Анапа}}), \quad (1)$$

соответствующая наиболее характерному положению изобар (близкому к параллелям). Расположение изобар, близкое к меридианам, относится главным образом к случаям прохождения атмосферных фронтов или небольших циклонических центров. При этом наблюдаются резкие смены течений или слабые неустойчивые течения, зависящие не столько от общего расположения изобар, сколько от местных ветров в районе пролива.

При использовании атмосферного давления по формуле (1) мы отказались от проекций вектора давления на меридиан или какой-либо азимут. Очертания берегов к северу и югу от пролива таковы, что сгоны и нагоны воды сразу ведут к изменению уровня на концах пролива и появлению соответствующего течения. Например, при ветрах с В, СВ, ССВ быстро повышается уровень Арабатского и Казантипского заливов и возникает сточное течение к проливу. Независимость течений пролива от определенных направлений ветров вызвала давно известное утверждение, что «течения из Азовского моря наблюдаются обычно при ветрах северной половины горизонта, а течения из Черного моря — при ветрах южной половины». Это положение не отражает влияния ветров между указанными «половинами горизонта».

Сто величин Δp за 1—26 сентября 1949 г. были нанесены на диаграмму проекций течения в Павловской узости. На диаграмме изменения течения сглаженно повторяли ход изменения Δp , но плохо отражали резкие непродолжительные смены течений.

По наблюдениям плавучей гидрометеорологической станции за февраль — май 1938 г. были вычислены: 151 величина Δp для 9 случаев азовского течения и 149 величин Δp для 12 случаев черноморского течения. Диаграммы показали согласованные изменения Δp и проекции течения при устойчивых течениях и не согласованные изменения их при поперечной неравномерности скоростей, противотечениях и резких сменах течений.

Общий анализ аномобарических условий, произведенный по утренним картам погоды Европы, показал, что основным 3' типам течений соответствуют достаточно определенные типы расположения барических систем

относительно Азовского и Черного морей. Мы ограничились указаниями, как располагаются циклоны или антициклоны относительно этих морей, что косвенно определяло расположение изобар и преобладающие ветры (в приводимых ниже данных наименования ветров обозначают: слабые ветры —1—3 балла, умеренные —4—5 баллов, сильные —6—8 баллов, штормовые — 9—12 баллов).

Анемобарические условия появления устойчивых азовских (а), устойчивых черноморских (ч) и неустойчивых (н) течений

№ типа

- 1а Азовское и Черное моря захвачены южной или юго-западной окраиной обширного антициклона (с центром в середине европейской территории СССР, на Урале, в Западной Сибири или Средней Азии) либо отрогом одного из таких антициклонов. Ветры с СВ, В, умеренные, сильные или штормовые.
- 2а Азовское и Черное моря захвачены западной, юго-западной или южной окраиной антициклона (с центром на Нижней Волге или Каспии) либо отрогом таких антициклонов. Ветры с СВ, ВСВ, от слабых до сильных.
- 3а Азовское и Черное моря захвачены восточной или юго-восточной окраиной антициклона над Балканами или Украиной. Ветры с СВ, С, от слабых до умеренных.
- 4а Выход со Средиземного моря на Черное (или на восток Черного моря) циклона или депрессии. Ветры с В, СВ, от слабых до штормовых.
- 5а Азовское и Черное моря захвачены юго-западной окраиной циклона (с центром на юге или востоке европейской территории СССР или на Южном Урале) либо тылом циклона, расположенного над Нижним Доном или Северным Кавказом. Ветры с З, СЗ, С (не ЗЮЗ), от слабых до сильных.
- 6а Прохождение через Азовское море ложбины циклона с фронтом, за которым расположена окраина антициклона с ветрами с СЗ, С (не ЗЮЗ), от слабых до сильных.
- 7а Азовское и Черное моря захвачены областью повышенного давления. Ветры с В, СВ, слабые и умеренные.
- 1ч Азовское море захвачено юго-восточной или восточной окраиной циклона (расположенного на западе Черного моря, над Польшей или Украиной) либо ложбиной одного из таких циклонов. Ветры с Ю, ЮЗ, от слабых до штормовых.
- 2ч Выход циклона или серии циклонов со Средиземного на Черное море и дальше на Украину, Донбасс или Дон. Ветры с ЮВ, Ю, ЮЗ, от умеренных до штормовых.
- 3ч Азовское море проходит от запада, северо-запада или севера фронты, перед которыми усиливаются ветры с Ю, ЮЗ, З (не ЗСЗ), от умеренных до сильных.
- 4ч Азовское и Черное моря захвачены юго-восточной, южной или юго-юго-западной окраиной обширного циклона (расположенного над Балтикой, Скандинавией, севером или северо-востоком европейской территории СССР) либо ложбиной одного из таких циклонов. Ветры с Ю, ЮЗ, З, слабые и умеренные.
- 5ч Черное и Азовское моря захвачены восточной окраиной циклонической области над Западной Европой. Ветры с ЮЗ, Ю, от слабых до умеренных.
- 1н Быстрое прохождение через Азовское море небольших циклонов или фронтов со Средиземного моря, Балкан или с Украины соответственно на Украину, Нижний Дон или Северный Кавказ. Ветры умеренные и сильные, но быстро меняющиеся по направлению.
- 2н Азовское и Черное моря захвачены обширным отрогом антициклона над югом Европы, Средней Азии или Каспием. Ветры слабые, переменные.
- 3н Изобарическая область над Черным и Азовским морями (без изобар, кратных пяти). Ветры слабые, устойчивые по направлению, или слабые, переменные.

Для проверки связи течений в северной узости с уровнями Азовского моря и прилегающей части Черного моря мы сделали графический анализ изменения одновременно наблюдаемых течений и разностей уровня для 7 пар гидрометеорологических станций: Мысовое — Феодосия, Осипенко — Мысовое, Мысовое — Таганрог, Мысовое — Керчь, Осипенко — Керчь, Таганрог — Керчь и Азов — Керчь. По гидрологическим таблицам были вычислены для 7 пар гидрометеорологических станций: 151 разность уровней при азовских и 149 разностей при черноморских течениях за те же часы и даты 1938 г., по которым были вычислены Δp . Составленные по

этим данным диаграммы показали, что все 7 разностей уровней Δh изменяются согласно с ходом течения при устойчивых течениях и не согласно — при поперечной неравномерности скоростей, двухстороннем или двухслойном течении. Амплитуды изменений разности уровней больше всего для станций Азов — Керчь и Таганрог — Керчь, что и позволило взять для дальнейшей разработки прогнозов разность

$$\Delta h = h_{\max} - h_{\text{Керчь}} \quad (2)$$

Для изучения связи течений в проливе с кратковременными колебаниями уровня Азовского моря мы провели анализ 25 карт ветров и изотенденций уровня за 1—7, 7—13, 13—19 и 19—1 час по данным гидрометеорологических станций Керчь, Мысовое, Генчиск, Осипенко, Жданов, Таганрог, Ейск, Приморско-Ахтарск, Темрюк и Тамань за 9—11 и 22—25 февраля 1938 г.; на эти карты были нанесены также направление, сила, тенденция и смена течений в проливе. При сильных и устойчивых умеренных ветрах выявилась связь сгонов и нагонов с течениями; при слабых и умеренных ветрах, т. е. в обычных условиях, обнаруживались сейши в собственно Азовском море, иногда и самостоятельные в Таганрогском заливе, с различной ориентировкой нулевой изотенденции. Обычно направление ветров не соответствовало направлению, от которого уровень понижался, но почти всегда изменения слабых течений соответствовали изотенденциям уровня к северу от пролива.

При анализе связи течения с разностями атмосферного давления, течения с разностями уровня моря и течения с тенденциями уровня на Азовском море оказалось, что опережение изменений давления и уровня относительно течений бывает в некоторых случаях примерно на 1—5 (редко — на 14—15) часов, но почти так же часто случаются запаздывание или одновременность изменения течений и определяющих его факторов. Причиной этого следует считать малые размеры Азовского моря и, следовательно, быстрые воздействия на него разных ветров.

ВЫЧИСЛЕНИЕ УРАВНЕНИЙ ДЛЯ ПРОГНОЗА ТЕЧЕНИЙ В ПРОЛИВЕ

Новые уравнения вычисляли сначала отдельно для разностей уровня моря методом корреляции. Вычисления были сделаны по материалам наблюдений 1—26 сентября 1949 г. с оценкой процента неоправдавшихся прогнозов на основании расчетной амплитуды 82 см/сек и допустимой ошибки $e \leq 16$ см/сек.

Три уравнения течений типа $C_p = f(\Delta p)$ были вычислены из разностей атмосферных давлений Δp по формуле (1), с заблаговременностями 24, 12 и 6 часов. Два уравнения типа $C_p = f(\Delta h)$ были вычислены с заблаговременностью 12 часов по разностям:

$$\Delta h = h_{\text{Жук}} - h_{\text{Осип}}, \quad (3)$$

$$\Delta h = h_{\text{Жук}} - h_{\text{Жд}}, \quad (4)$$

которые на диаграмме хода течения и 4 пар разностей уровней показали большее соответствие течениям, чем разности Феодосия — Мысовое и Феодосия — Осипенко.

Для уравнений типа $C_p = f(\Delta p)$ с уменьшением заблаговременности получаются уменьшение ошибок и увеличение обеспеченности уравнения,

которая, однако, и при 6-часовой заблаговременности не дает необходимой эффективности метода. Обеспеченность уравнений типа $C_p = f(\Delta h)$ вообще невелика, по-видимому, потому, что разности уровней Жуковка—Осиенко и Жуковка—Жданов, несмотря на наличие иногда собственных сейш в Таганрогском заливе, значительно менее эффективны, чем разность Жуковка—Таганрог. Отсутствие одновременных наблюдений на разрезе в Павловской устьи не позволило выявить причины всех ошибок; но все наибольшие ошибки относятся ко времени смены черноморского течения на азовское при усилении ветра с СВ.

Были сделаны попытки получить новые прогностические уравнения раздельно для устойчивых азовских и устойчивых черноморских течений по наиболее показательным наблюдениям плавучей гидрометеорологической станции за первую половину 1938 г.

Для раздельных прогнозов устойчивых течений были взяты новые расчетные амплитуды из проекций наибольших наблюдаемых скоростей течения:

1) для азовских течений — из наибольшей скорости на горизонтах 1 и 3 м в 13 часов 6 апреля 1938 г., 243° , 116 см/сек; расчетная амплитуда (проекция) — 113 см/сек; допустимая ошибка $\epsilon \leq 23$ см/сек;

2) для черноморских течений — из наибольшей скорости на горизонтах 3 и 4 м в 13 часов 4 апреля 1938 г., 15° , 133 см/сек; расчетная амплитуда (проекция) — 109 см/сек; допустимая ошибка $\epsilon \leq 22$ см/сек.

Принятые амплитуды не являются завышенными: для азовского течения наблюдения по вехам показали сильное течение у крымского берега, эюра скоростей — более сильное течение на поверхности, чем на глубине 1,3 м; для черноморского течения устойчивый ветер с Ю отклонял стрелы течения от оси пролива, где стояла плавучая гидрометеорологическая станция, к мысу Еникале.

В качестве аргументов уравнений были взяты разности атмосферных давлений по формуле (1) и разности уровней по формуле (2).

Для устойчивых азовских течений получено уравнение (5), а для устойчивых черноморских течений — уравнение (6)

$$C = 3\Delta p - 0,3\Delta h + 35, \quad (5)$$

$$C = 17\Delta p - 0,2\Delta h - 15. \quad (6)$$

Наилучшие результаты дают уравнения (5) и (6) с нулевой заблаговременностью, с двумя переменными каждое, и достаточной обеспеченностью — 92 и 94%.

Необходимо отметить, что ошибки связаны с неравномерностью скоростей по ширине пролива. Этих ошибок можно избежать, если оценивать прогнозы по наибольшему течению на разрезе (3—5 станций), а не по одной плавучей гидрометеорологической станции.

* * *

1. По материалам экспедиции Волго-Дона за 1937—1938 гг. и другим наблюдениям выявлены некоторые особенности сложного режима течений северной устьи Керченского пролива, имеющие большое значение для прогнозов течений.

2. Обработка и анализ ряда наблюдений за 1937—1938 гг. позволили найти лучшие способы использования данных об атмосферном давлении

и уровне моря для прогнозов и в то же время показали отсутствие определенной заблаговременности относительно изменений течений.

3. Получено 15 анемобарических признаков появления устойчивых азовских, черноморских и неустойчивых течений.

4. На основании развития работ К. П. Васильева [2], а также С. И. Кан и Б. Л. Лагутина получены два новых уравнения связи течений с атмосферным давлением и уровнем моря, пригодные для расчета течений в северной устьи Керченского пролива при условии использования для выборочного контроля синхронного разреза из 4—5 станций. Для доработки метода прогноза течений требуются проверка уравнений по наблюдениям двух- или трехмесячной серии разрезов через каждые 3 часа, а также прогнозы атмосферного давления и уровней на Азовском море.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белисский Н. А. Морские гидрометеорологические информации и прогнозы. Гидрометеоиздат, Л., 1950.
2. Васильев К. П. Способ предычисления течений в Керченском проливе. Труды Центрального института прогнозов, вып. 14 (41), Гидрометеоиздат, Л., 1949.
3. Визе В. Ю. Материалы к изучению течений в Керченском проливе. Известия Центрального гидрометеорологического бюро, вып. VI, Гидрометеоиздат, Л., 1926.
4. Керасиди А. И. Несколько данных об арабатском течении в Керченском проливе. Бюллетень погоды и состояния моря, № 23, Феодосия, 1927.
5. Лондис А. П. К вопросу о течениях в Керченском проливе. Записки по гидрографии, вып. XXIII, СПб., 1901.
6. Наставление по службе прогнозов, раздел 3, часть III. Гидрометеоиздат, Л., 1953.
7. Шлями Б. А. Основные вопросы динамики вод Азовского моря. Доклады Государственного океанографического института, № 56, 57 и 60. Гидрометеоиздат, М.—Л., 1946.

Л. Н. Кропачев

(Гидрометеорологическая обсерватория Черного и Азовского морей)

МЕТОДЫ ПРЕДВЫЧИСЛЕНИЯ ОПАСНЫХ ПОДЪЕМОВ УРОВНЯ АЗОВСКОГО МОРЯ

Целью настоящей работы является получение прогностических уравнений и синоптических признаков для заблаговременного предупреждения народнохозяйственных организаций об опасных колебаниях уровня Азовского моря. Под «опасными» подразумевались аномальные повышения и понижения уровня моря, нарушающие деятельность промышленных и транспортных организаций и грозящие стихийными бедствиями населению прибрежных районов Азовского моря.

По сведениям, полученным от указанных организаций, известно, что в Таганроге при спаде уровня ниже отметки минус 150 см (от нуля поста) возникает опасность для движения по каналу судов с объявленной проходной осадкой, а также затрудняется деятельность гидротехнического каравана «Азовморпуть». Такие понижения уровня наблюдаются в Таганроге довольно часто. Нередки случаи полной осушки футштока.

При отметках уровня выше плюс 150 см прекращается работа эллинга Таганрогского судостроительно-ремонтного завода, а при подъеме уровня выше 190 см начинается затопление причалов порта. В Геническе в случае подъема уровня выше 160 см над нулем поста вода начинает заливать промоину, по которой проходит рабочий поезд, а при уровне 180 см и выше движение поездов прекращается. При уровне в 230 см водой затопляются цехи рыбозавода, при 240 см начинает затопляться Крымский поселок, при 250 см затопляется территория порта, жителей спасают и вывозят на лодках.

При сильных сгонах в Геническе, так же как и в Таганроге, наблюдались случаи посадки судов на мель. В Ейске подъем уровня до 240 см и выше над нулем поста вызывает затопление восточной части территории порта, а также рабочего поселка с подъездными путями железной дороги. У западного причала отмечается срыв судов со швартовых. В случае подъема уровня выше 80 см над нулем поста в Жданове происходят подпор вод в р. Кальмиусе и затопление части неплановых построек в районе гавани Шмидта. При уровне 140 см и выше в Темрюке размывается дамба и затопляются складские помещения порта.

Из приведенных данных видно, что наибольшую опасность для деятельности народнохозяйственных организаций и населения прибрежных районов Азовского моря представляют большие подъемы воды; поэтому в дальнейшем, при анализе и расчетах прогностических уравнений, в основном будут рассматриваться опасные подъемы уровня.

Известно, что огромные амплитуды колебаний уровня на Азовском море обязаны своим происхождением сильно развитым здесь сгонно-нагонным явлениям. Для выявления сгонно-нагонных колебаний уровня прежде всего необходимо установить, что считать критерием для определения их границ. С нашей точки зрения, наиболее объективным будет определение сгонно-нагонных колебаний уровня как отклонений от нормы.

Для определения опасных сгонно-нагонных колебаний уровня мы можем вести счет нагонам от отметки, равной +20% многолетней амплитуды колебаний уровня в данном порту, а сгоны отсчитывать от отметки, равной -20% указанной амплитуды от среднего многолетнего уровня. Наибольшее число сгонов приходится на зимние месяцы — с октября по март, и особенно на первую половину зимы (октябрь — декабрь), когда море еще не сковано льдом, а сток рек в Азовском море достигает своего минимума.

В среднем на каждый месяц с октября по март приходится около 15—20 случаев сгонов; весной количество их резко снижается — до 2—3 случаев на каждый месяц, летом же (с июня по август) в течение ряда лет сгоны наблюдались только в Геническе.

Нагоны не имеют такой четкой закономерности. Однако и здесь не трудно заметить, что наибольшее число нагонов в Геническе приходится на зимние месяцы. В это время в Таганрогском заливе господствуют сгоны, тогда как наибольшее число нагонов здесь наблюдается летом.

Годовой ход сгонно-нагонных колебаний лучше всего согласуется с годовым изменением ветрового режима. В течение года на Азовском море наиболее велика повторяемость ветров северо-восточной четверти (от С до В). Большой процент повторяемости падает на ветры западных румбов (от ЮЗ до СЗ). Ветры этих двух преобладающих направлений и обуславливают сгонно-нагонные явления на большей части побережья Азовского моря.

В период с сентября по март, когда в районе Геническа отмечается наибольшее число подъемов уровня, преобладают ветры северо-восточной четверти. Повторяемость их в это время достигает 55—60%, а на некоторых гидрометеорологических станциях (Жданов) — 74% от общего числа ветров всех направлений.

Летом (июнь — август) повторяемость северо-восточных ветров уменьшается, и почти вдвое увеличивается повторяемость ветров западной четверти — до 40—45%, на некоторых же гидрометеорологических станциях (Таганрог, Ейск) — до 51—53%. В это время (июнь — август) повторяемость сгонов в Таганрогском заливе падает до нуля, а число случаев с нагонами достигает своего максимума.

Сезонная смена ветров обуславливает в среднем наклон уровня поверхности Азовского моря летом с востока на запад, а осенью и зимой — с запада на восток. Продолжительность времени, в течение которого при нагонах уровень удерживается выше опасной отметки, в большинстве случаев не превышает 12 часов; только в Геническе наблюдается большая повторяемость (33 из 73 случаев) нагонов длительностью более 2 суток, а в отдельных случаях они продолжаются здесь даже 7—8 дней.

При нагонах уровень наиболее быстро достигает опасных отметок и максимального значения в Таганроге. Через 10—12 часов от начала подъема уровень здесь доходит до опасной отметки. Если вести расчет от среднего многолетнего уровня, то для достижения опасной отметки требуется меньший промежуток времени, в среднем — всего 7,3 часа, а еще через 6 часов уровень достигает уже своего максимума, поднимаясь на высоту более 2 м над нулем поста.

Такова же быстрота подъемов уровня при нагонах и в Темрюке. Это объясняется малыми размерами ковша порта, на заполнение которого требуется примерно вдвое меньше времени, чем на подъем уровня в районе Ейска или Приморско-Ахтарска, где имеются значительные запасные резервуары в виде Ейского и Ахтарского лиманов. Еще медленнее происходит подъем уровня в Геническе, где на заполнение огромных пространств Сиваша нужно почти вдвое больше времени, чем в Ейске, и втрое — по сравнению с Таганрогом. Для того чтобы уровень в Геническе поднялся до опасной отметки (170 см), даже после достижения отметки среднего многолетнего уровня, требуется около полутора суток (34,7 часа). Плавный ход нагона в Геническе в значительной мере облегчает задачу заблаговременного прогноза этого опасного явления.

В Геническе при подъеме уровня до отметки 140 см из 303 наблюдений отмечено 6 случаев с продолжительностью подъема до 1 часа, 23 случая — до 3 часов и 43 случая или 14% от общего числа наблюдений — с продолжительностью до 6 часов. Повышение уровня (от начала подъема до опасной отметки 170 см) длительностью от 3 до 6 часов отмечено всего один раз, от 6 до 12 часов — зарегистрировано 8 случаев, или 10% общего числа подъемов, а продолжительностью до 24 часов — 23 случая подъемов, или 30%.

Минимальная продолжительность подъема уровня от начала его до катастрофической отметки — 200 см над нулем поста — оказалась равной 12 часам (один случай из 20 наблюдений), в 3 случаях подъем длился от 12 до 24 часов, в остальных же случаях для такого подъема требовалось более суток.

В Таганроге при повышении уровня (от начала подъема до 130 см) было отмечено 5 случаев с продолжительностью подъема до 1 часа, 10 случаев — до 3 часов и 23 случая из 86, или 27% — до 6 часов; длительность подъема до 12 часов наблюдалась в 60% всех случаев. При подъеме уровня до опасной отметки — 150 см над нулем поста — не было ни одного случая с продолжительностью подъема менее 3 часов. В 11 случаях из 52 (21%) уровень поднимался до опасной отметки в течение 5 часов с момента начала подъема, а 27 случаев (52%) приходится на подъем уровня до опасной отметки в промежуток времени до 12 часов от начала подъема. До катастрофической отметки — 200 см над нулем поста — уровень ни разу не повышался быстрее, чем за 6 часов от начала подъема. С продолжительностью подъема от 6 до 12 часов отмечено всего 2 случая, хотя в 88% всех случаев продолжительность подъема до указанной отметки находилась в пределах 24 часов.

В Темрюке не было ни одного случая подъема уровня до отметки 60 см с продолжительностью менее 1 часа; зарегистрирован один случай с длительностью подъема уровня до 3 часов и в 20 случаях из 100 наблюдалась продолжительность подъема (от начала подъема до отметки 60 см над нулем поста) до 6 часов, а с продолжительностью подъема до 12 часов отмечено 52 случая. При повышении уровня до опасной отметки — 80 см над нулем поста — было 2 случая с длительностью подъема от 5 до 6 часов, а до 12 часов — 7 случаев из 24 (29%).

Опасные подъемы уровня (выше 170 см) в районе Геническа наблюдаются в тех случаях, когда над всей акваторией моря устанавливаются ветры от СВ до ЮВ.

Во время наиболее высоких подъемов уровня (220 см и выше) на всех 10 гидрометеорологических станциях наблюдаются ветры только трех румбов — СВ, В и ВСВ, с явным преобладанием последнего. Однако еще задолго до достижения уровнем опасной отметки над морем начинается

перестройка поля воздушных потоков. Так, при уровне высотой 130—139 см из 2221 наблюдения 1884 случая (85%) ветров приходится на СВ, В, ЮВ и только в 125 случаях (5,5%) были отмечены ветры противоположных направлений (ЮЗ, З и СЗ).

Интересно, что во время нагона в Геническе не зарегистрировано ни одного случая со штилем, тогда как ветры явно сгонных направлений бывают здесь при подъеме уровня гораздо чаще (18 случаев), чем, например, в Осипенко (13 случаев). Этим со всей очевидностью подтверждается тот факт, что для нахождения связей уровня с ветром нельзя ограничиваться данными только одного пункта наблюдений (как это было показано в исследованиях С. И. Кан, А. И. Каракаш, Е. В. Осмоловской и других авторов), а необходимо учитывать среднюю скорость нагонного ветра над всей акваторией моря.

Из синоптических карт видно, что штормовые северо-восточные и восточные ветры (6 баллов и выше) возникают на Азовском море при широтном расположении изобар и увеличении барических градиентов над морем до 2—3 мб на 1000 км. Направление по нормали к изобарам между Осипенко и Мысовым в соответствии с принятой терминологией было взято за направление главного градиента давления; в дальнейшем в расчетах связей уровня с давлением при нагонах в Геническе использовались разности давлений между этими пунктами.

Анализ многолетних материалов синоптических карт показал, что при увеличении разности давлений между Осипенко и Мысовым до 3—4 мб восточные и северо-восточные ветры над Азовским морем усиливаются до 5—6 баллов, т. е. начинают достигать штормовой силы. Максимальная из наблюдаемых за последние 10 лет разность давлений между Осипенко и Мысовым достигала 14 мб; при этом на Азовском море наблюдались самые сильные штормы восточного — северо-восточного направления, обусловившие катастрофические нагоны в районе Геническа.

Анализ случаев сгонно-нагонных явлений при восточных — северо-восточных ветрах показал, что в зависимости от силы и продолжительности штормов рассмотренный процесс нагона может замедляться или ускоряться; изменение направления и силы ветра на отдельных участках побережья может отразиться на интенсивности сгона, однако общая картина циркуляции вод, обусловленная формой и глубиной бассейна, сохраняется.

Нагоны воды в Таганрогском заливе происходят гораздо быстрее, чем сгоны, и бывают менее продолжительны. В Таганроге очень редки случаи, когда уровень удерживается выше опасной отметки в течение 2 суток подряд (12 часов), в то время как сгоны здесь длятся иногда несколько суток. Объясняется это быстрым перемещением циклонов над Азовским морем (в среднем 25 км/час), что приводит к быстрой смене полей давления и ветра над морем и, следовательно, к непродолжительности нагонов в Таганрогском заливе.

Мелководность Таганрогского залива обуславливает здесь наибольшую амплитуду колебаний уровня, достигающую максимума для всего Азовского моря в Таганрогском порту (552 см). Особое значение имеет конфигурация берегов для нагонов, способствуя быстрому нарастанию уровня по мере приближения к вершине залива. Однако опасные подъемы уровня наблюдаются здесь значительно реже, чем сгоны, вследствие втрое меньшей повторяемости нагонных ветров от юго-западной четверти горизонта.

Максимум нагонов в Таганрогском заливе приходится на май. В этот же период отмечается и максимум стока р. Дона, создающий наиболее

устойчивое течение из Таганрогского залива, направленное навстречу ветру. Поэтому, несмотря на мелководность залива, слабые нагонные ветры не оказывают существенного влияния на ход уровня в весенний период, а сильные нагонные ветры, препятствующие стоку речной воды из залива, вызывают быстрое приращение уровня за счет дополнительного поступления воды из Дона.

Режим опасных уровней в Темрюке значительно отличается от режима в Геническе и Таганроге. Малые размеры и мелководность порта обуславливают здесь быстрые изменения уровня. Однако, благодаря правильной планировке порта и прибрежных сооружений, опасные подъемы уровня в Темрюке наблюдаются только в случаях исключительно сильных нагонов. За последние 30 лет (с 1922 по 1940 гг. и с 1945 по 1955 гг.) отмечено лишь 25 случаев подъема уровня, достигавшего отметки 80 см и выше над нулем поста.

Опасные подъемы уровня в Темрюке ни разу не наблюдались в течение двух сроков подряд. Ленты мареографа свидетельствуют о том, что чаще всего подъем уровня выше опасной отметки длится 1—2 часа и только в исключительных случаях удерживается более 3 часов.

Анализ синоптических карт показал, что максимальные нагоны в Темрюке, с подъемом уровня выше 80 см над нулем поста, наблюдаются в тех случаях, когда на восток Азовского моря выходят глубокие циклоны, а в тылу их, на западе моря, повышается атмосферное давление вследствие формирования тылового гребня. Ветвь холодного фронта проходит через Крым на юг Кубани, разделяя северо-западные воздушные потоки над Азовским морем от юго-западных в Керчь-Туапсинском районе Черного моря.

Рассматривая синоптические условия нагонов в Геническе, мы видим, что при выходе южных циклонов на Черное море над Азовским возникают восточные и северо-восточные ветры, нагоняющие воду к западным берегам.

В случае дальнейшего перемещения этих циклонов на северо-восток ветры в тылу их на Азовском море принимают северо-западное направление, перегоня скопившиеся на западе массы воды на восток, вдоль южного берега моря. При этом в ходе уровня на юге моря обнаруживается четкая последовательность. Вначале наблюдается подъем уровня в Геническе, затем — в Мысовом, в следующий срок — в Темрюке и, наконец, в Приморско-Ахтарске.

Иногда вместо обычного пути (через Черное море) циклоны выходят на восток Азовского моря с запада или северо-запада; при этом ветровые потоки над морем имеют правое вращение (по часовой стрелке), т. е. южные ветры сменяются юго-западными, затем — западными и северо-западными. В таких случаях основная масса воды, скопившаяся под влиянием южных ветров на севере Азовского моря и в Таганрогском заливе, направляется на юг, минуя Геническ, в котором почти не отмечается подъема.

Ветры южной четверти создают интенсивный приток черноморских вод через Керченский пролив в Азовское море. Если вслед за этим над Азовским морем возникают сильные северные или северо-западные ветры, то вся огромная масса воды сгоняется на юг моря, создавая здесь опасный подъем уровня, достигающий в Темрюке иногда 1,5 м над нулем поста. Избыток воды с юга Азовского моря довольно быстро уходит через пролив в Черное море, нивелируя уровни. Поэтому максимум подъема наблюдается только в течение того непродолжительного промежутка времени, который необходим для соответствующей смены течений в Керченском проливе.

Для достижения опасной отметки уровня в Темрюке недостаточно только одного нагонного ветра над морем. Большую роль играет образование достаточно высокой «нагонной волны», представляющей собой перемещение большой массы воды, скопившейся на юго-западе моря под влиянием предшествующего нагона в этом районе.

Если в районе Мысового уровень значительно повышается, то при последующем переходе ветра к западной или северо-западной четверти и усилении его до 5—6 баллов в Темрюке через 6 часов будет наблюдаться опасный подъем уровня. Если же ветер не перейдет к западным или северо-западным румбам или усиление его будет недостаточное, подъем уровня в Темрюке не достигнет опасной отметки.

Для установления связи максимального уровня в Геническе со средней скоростью ветра над морем с учетом инерции водных масс были составлены таблицы корреляции по 3 переменным. Найдены зависимости опасных подъемов уровня в Геническе от средней скорости ветра над морем и от величины предшествующего уровня в Геническе, взятых синхронно за 6 и 12 часов до наступления опасной отметки.

Среднюю скорость ветра над морем определяли как среднее из сумм проекций ветра по 4 гидрометеорологическим станциям (Геническ, Приморско-Ахтарск, Осипенко и Мысовое) на ось сгонно-нагонного направления при нагонах в Геническе. За направление этой оси на основании таблиц связи уровня с ветром было принято направление с востока — северо-востока на запад — юго-запад.

Рассмотрим пример вычисления средней скорости ветра над морем при нагоне в Геническе. Допустим, что 30 декабря в 07 часов наблюдались следующие ветры:

			Про- екция	Сумма проек- ций	Средняя скорость ветра над морем
Геническ	СЗ.	8 м/сек	-3,04	12,6	3,2 м/сек
Осипенко	ССВ.	9 » »	6,4		
Приморско-Ахтарск	СВ.	10 » »	9,2		
Мысовое	ЮВ.	12 » »	0		

Для получения среднесуточной скорости нагонного ветра над морем подобным же образом выбирают ветер за 4 срока наблюдений и общую сумму проекций делают на 16.

С. И. Кан применила для прогноза давления над морем. Проверка этого связи между уровнем и градиентом давления над морем. Проверка этого метода для Геническ дала хорошие результаты. Коэффициенты корреляции среднесуточных разностей давления между Осипенко и Мысовым с предшествующим опасному подъему уровнем оказались равными коэффициентам, полученным при использовании в уравнении среднесуточной скорости ветра над морем, вычисленной по наблюдениям на 6 гидрометеорологических станциях.

В том случае, когда разность давлений вычислялась по данным за один срок наблюдений, предшествующий опасному подъему уровня в Геническе, связь оказалась менее надежной. Так, при подъеме уровня, близком к опасной отметке (170 см над нулем поста), коэффициент корреляции градиента давления Осипенко — Мысовое с величиной уровня за 6 часов до наступления опасной отметки оказался равен 0,69, а при катастрофических нагонах (выше 190 см над нулем поста) $r = 0,74$.

В табл. 1 приведены результаты вычисления прогностических уравнений.

Таблица 1

Зависимости для прогноза опасных подъемов уровня в Геническе

Характеристика зависимостей	Коэффициент корреляции по 3 переменным	Уравнения	Обеспеченность метода, %	№ уравнения
Опасный уровень H предвычисляется:				
1. По среднесуточному уровню h в Геническе и среднесуточной скорости ветра v из наблюдений 6 гидрометеорологических станций — Мысовое, Геническ, Осипенко, Должанская, Приморско-Ахтарск и Темрюк (по 4 срокам наблюдений):				
синхронно	0,96	$H = h - v + 33$	96	(1)
за 6 часов	0,82	$H = 0,97h - 1,4v + 55$	64	(2)
" 12 "	0,84	$H = 0,96h - 0,5v + 60$	78	(3)
2. По уровню за 6 часов до наступления опасного уровня и средней скорости ветра по данным 4 гидрометеорологических станций — Мысовое, Геническ, Осипенко, Приморско-Ахтарск:				
в срок наступления опасного уровня	0,88	$H = 0,75h + 1,6v + 40$	85	(4)
за 6 часов	0,89	$H = 0,84h - 1,2v + 62$	88	(5)
" 12 "	0,82	$H = 0,63h - 0,2v + 98$	78	(6)
3. По среднесуточному уровню в Геническе (за 4 срока наблюдений) и по среднесуточной разности давления Осипенко-Мысовое:				
синхронно	0,91	$H = 0,9h - 0,3\Delta p + 33$	94	(7)
за 6 часов	0,81	$H = 0,8h + 0,1\Delta p + 65$	80	(8)
" 12 "	0,84	$H = 0,8h + 0,5\Delta p + 64$	82	(9)
4. Для уровней, близких к опасным отметкам (около 170 см над нулем поста), по предшествующему уровню в Геническе и по средней скорости ветра из данных 4 гидрометеорологических станций за предшествующий срок наблюдений				
.	0,82	$H = 0,2h + 3,4v + 95$	90	(10)
5. Для катастрофических уровней — выше 190 см над нулем поста (по тем же данным)				
.	0,77	$H = 0,3h + 4v + 94$	80	(11)

По данным фактических наблюдений над ветром и уровнем можно составить уточненный прогноз или штормовое предупреждение об опасном подъеме уровня с заблаговременностью 6—12 часов, используя для этой цели соответствующие уравнения (5), (6), (8) и (9), приводимые в таблице 1. Уравнения (10) и (11) из той же таблицы дают возможность повысить качество уточненного прогноза в зависимости от наблюдающейся скорости ветра и высоты уровня в Геническе.

В тех случаях, когда нагонные ветры только начинают свою работу над морем и уровень в Геническе близок к ординару, удобнее пользоваться уравнением (10). Когда же уровень в Геническе поднялся значительно выше среднего многолетнего и удерживается между ним и критической отметкой (170 см над нулем поста), а нагонные ветры достаточно сильны и не имеют тенденции к ослаблению, — то для расчета максимального подъема следует пользоваться уравнением (11). При расчетах нужно иметь в виду, что в случае сильных нагонов уровень в Геническе за сутки может повыситься на 143 см, а за 6 часов — на 87 см. Эти пределы были использованы нами в качестве расчетных амплитуд при определении обеспеченности метода.

Как уже отмечалось выше, нагонные ветры для Геническа являются одновременно сгонными ветрами для Таганрогского залива. Поэтому мы воспользовались выборками ветра, сделанными при нагонах в Геническе, для нахождения связи опасных спадов воды в Таганроге со средней скоростью ветра над морем, вычисленной по тем же 4 гидрометеорологическим станциям, и величиной предшествующего уровня в Таганроге. Коэффициенты корреляции оказались при этом всего на 0,02 меньше, чем в случае вычисления средней скорости ветра по 5 гидрометеорологическим станциям (включая ветер в Таганроге) при той же обеспеченности, равной 90%.

Приводим результаты нахождения связи уровня со средней скоростью ветра над морем при сгонах в Таганрогском заливе (табл. 2).

Таблица 2

Зависимости для прогноза опасных понижений уровня в Таганроге

Характеристика зависимостей	Коэффициент корреляции по 3 переменным	Уравнения	Обеспеченность метода, %	№ уравнения
Опасный уровень H предвычисляется:				
1. По предшествующему уровню в Таганроге h и средней скорости ветра v по данным 5 гидрометеорологических станций — Таганрог, Приморско-Ахтарск, Мысовое, Геническ и Осипенко за 6 часов до наступления опасного уровня				
.	0,90	$H = 0,7h - 2v - 35$	72	(12)
2. По предшествующему уровню в Таганроге и средней скорости ветра по данным 4 гидрометеорологических станций (тех же, без Таганрога):				
за 6 часов	0,80	$H = 0,7h - 3v - 25$	90	(13)
" 12 "	0,79	$H = 0,5h - 4v - 60$	84	(14)
3. По уровню в Геническе h за 6 часов до наступления опасного уровня в Таганроге и средней скорости ветра v по данным 4 гидрометеорологических станций (тех же за 6 часов до опасного уровня				
.	0,82	$H = -0,5h - 8,2v + 35$	72	(15)

Из последнего уравнения табл. 2 видно, что между сгонами в Таганрогском заливе и нагонами в районе Генического существует прямая связь, выражающаяся коэффициентом корреляции $r = 0,82$. Это позволяет использовать одни и те же данные о высоте предшествующего уровня в Геническе и средней скорости ветра над морем для вычисления и опасного подъема уровня в Геническе, и спада уровня в Таганроге.

К сожалению, однозначной связи между отметками уровня при сгонах в Таганроге и нагонах в Геническе не существует. Поэтому для определения опасного спада уровня в Таганроге рекомендуется использовать формулы (13) и (14), приводимые в таблице 2.

При составлении прогноза сгонов в Таганрогском заливе следует иметь в виду, что спад уровня происходит здесь несколько быстрее, чем подъем уровня в Геническе. Наибольшее понижение уровня за сутки составляет в Таганроге 186 см, за 12 часов — 153 см и за 6 часов — 125 см.

Станции, расположенные на берегах залива, дают наибольшее число отклонений от преобладающих над морем нагонных ветров. Поэтому более высокие коэффициенты корреляции были получены в тех случаях, когда средняя скорость ветра над морем вычислялась из суммы проекций гидрометеорологических станций: Мысовое, Геническ, Осипенко, Жданов, Таганрог, Ейск и Должанская.

Лучшие результаты получаются, когда вместо абсолютной величины предшествующего уровня в Таганроге h берется его приращение между двумя смежными сроками наблюдений непосредственно за 6 и 12 часов до наступления опасной отметки Δh (табл. 3).

Таблица 3

Зависимости для прогноза опасных подъемов уровня в Таганроге

Характеристика зависимостей	Коэффициент корреляции по 3 переменным	Уравнения	Обеспеченность метода, %	№ уравнения
Опасный уровень H предвычисляется: 1. По предшествующему уровню в Таганроге h и средней скорости ветра r по данным 4 гидрометеорологических станций — Мысовое, Геническ, Осипенко, Приморско-Ахтарск за 6 часов до наступления опасного уровня . . .	0,72	$H = 0,34h + 1,6r + 120$	100	(16)
2. Для уровней, близких к опасной отметке (150 см над нулем поста), по приращению уровня в Таганроге Δh между двумя сроками наблюдениями за 6 и 12 часов до наступления опасного уровня (т. е. $\Delta h = h_6 - h_{12}$) и по средней скорости ветра из двух сроков (бравшихся для определения Δh) по данным 4 гидрометеорологических станций (тех же, что и в предыдущем уравнении) . . .	0,79	$H = -0,02\Delta h + 7r + 83$	100	(17)
3. Для катастрофических уровней — выше 190 см над нулем поста (при тех же условиях вычисления Δh)	0,80	$H = 0,14\Delta h + 6,2r + 119$	100	(18)

Нужно иметь в виду, что приращение уровня в Таганроге происходит значительно быстрее, чем в Геническе. Если в Таганроге уровень в течение 6 часов повышается на 145 см, то в Геническе он достигает этой величины только за сутки. Максимальное же приращение уровня в Таганроге в течение суток равно 319 см. Эти величины приращения использовались нами в качестве расчетных амплитуд при определении обеспеченности метода прогноза соответствующей заблаговременности.

Опасные подъемы уровня в Темрюкском заливе возникают в тех случаях, когда массы воды, скопившиеся под влиянием предшествующих нагонов на юге моря, перегоняются западными и северо-западными ветрами в Темрюкский залив. Подъем уровня происходит очень быстро и удерживается не более 3 часов. Максимальный подъем уровня за 6 часов равен 110 см. Была установлена связь нагонов в Темрюкском заливе с высотой подъема уровня в Мысовом и силой нагонных ветров при опасных подъемах уровня в Темрюке.

Усиление северо-западных ветров над Азовским морем, после прохождения через него холодных фронтов, бывает очень кратковременным, а рост давления на северо-западном побережье моря начинается несколько раньше, чем над всей акваторией моря устанавливаются нагонные для Темрюкского залива ветры; поэтому связь опасных подъемов уровня в Темрюке с градиентом давления позволяет подойти к расчету опасных подъемов уровней независимо от прогноза погоды. Несмотря на то, что заблаговременность таких расчетов равна всего 6 часам, заинтересованные организации могут провести необходимые аварийные мероприятия.

Для составления прогноза опасных подъемов уровня в Темрюкском заливе на сутки вперед (в соответствии с прогнозами погоды) среднюю скорость нагонного ветра над морем вычисляли из суммы проекций ветра по 4 гидрометеорологическим станциям — Темрюк, Осипенко, Мысовое, Приморско-Ахтарск — на ось, направленную с северо-запада на юго-восток (табл. 4).

Таблица 4

Зависимости для прогноза опасных подъемов уровня в Темрюке

Характеристика зависимостей	Коэффициент корреляции по 3 переменным	Уравнения	Обеспеченность метода, %	№ уравнения
Опасный уровень H предвычисляется: 1. По максимальной величине приращения уровня в Мысовом за сутки, кончающиеся за 6 часов до наступления опасного уровня в Темрюке Δh , и по средней скорости нагонного ветра по данным 4 гидрометеорологических станций — Темрюк, Мысовое, Осипенко, Приморско-Ахтарск, в срок наступления опасного уровня в Темрюке	0,72	$H = 0,34\Delta h + 1,4r + 64$	94	(19)
2. По Δh за сутки, кончающиеся за 6 часов до наступления опасного уровня в Темрюке, и по разности давлений (Геническ, Приморско-Ахтарск) за 6 часов до опасного уровня в Темрюке	0,74	$H = 0,4\Delta h + 2,1\Delta p + 60$	100	(20)

Таким образом, пользуясь данными о ветре или давлении и имея прогноз этих элементов на ближайшие сутки, можно составить прогноз опасных уровней в различных районах Азовского моря на основании полученных для Генического, Таганрога и Темрюка прогностических уравнений. В случае необходимости можно дать уточненный прогноз или штормовое предупреждение с заблаговременностью 6—12 часов.

* * *

1. Сгонно-нагонные колебания на Азовском море почти в 10 раз превосходят колебания уровня, обусловленные другими факторами. Поэтому для выявления первых в практических целях можно использовать упрощенные приемы без применения гармонического анализа.

2. Наиболее объективным определением сгонно-нагонных колебаний уровня на Азовском море, удовлетворяющим практическим запросам, является определение этих колебаний по критическим отметкам, соответствующим пределам допустимых отклонений от нормы, т. е. по величине, равной $\pm 20\%$ многолетней амплитуды от среднего многолетнего уровня данного порта.

3. В результате анализа опасных колебаний уровня Азовского моря за многолетний период (1924—1940 и 1944—1956 гг.) установлены следующие особенности режима.

Наибольшее число сгонно-нагонных колебаний уровня приходится на период с октября по июнь. Нагоны на западе моря и сгоны в Таганрогском заливе преобладают с октября по март. Максимумы повторяемости, продолжительности и высоты подъемов наблюдаются с октября по декабрь. Нагоны воды на востоке моря (Таганрогский и Темрюкский заливы) преобладают с марта по июнь с максимумом в апреле — мае.

Продолжительность стояния уровня на опасных отметках в большинстве случаев не превышает 12 часов; только в Геническе большую повторяемость (45% случаев) имеют нагоны продолжительностью более 2 суток, иногда удерживающиеся здесь до 7—8 дней.

Повторяемость и продолжительность стояния уровня на опасных отметках определяются особенностями ветрового режима над морем. При этом большое значение имеют местные особенности — рельеф и конфигурация берегов, рельеф дна; они проявляются и в последовательности наступления опасных отметок уровня в различных портах, и в скорости подъема уровня, и в размерах прибрежной части суши, подвергающейся воздействию сгонно-нагонных явлений.

Средняя скорость нагонного подъема уровня в Таганрогском и Темрюкском заливах вдвое больше, чем в Геническе. В Таганроге и Темрюке более чем в 50% всех случаев уровень достигал опасной отметки в течение первых 12 часов, тогда как в Геническе в 70% случаев от начала подъема до достижения опасной отметки требовалось более суток.

4. Анализ полей ветра над Азовским морем показал, что при нагонах на отдельных станциях побережья, в том числе и в пункте наблюдений над опасным уровнем, бывают отклонения ветра до направления, прямо противоположного нагонному. Поэтому при расчетах рекомендуется использовать среднюю скорость ветра не в одном пункте наблюдений, а над всей акваторией моря.

5. Гидросиноптические условия нагонов в Темрюкском заливе показывают, что если предшествующее поле ветра над морем способствовало скоплению больших масс воды на юге моря, то последующие северо-западные и западные ветры, перегоняя эти массы в виде «нагонной волны»

в юго-восточную часть моря, обуславливают подъем уровня в Темрюке до опасной отметки. При отсутствии такой волны нагонные ветры той же силы не могут вызвать подъема уровня до опасной отметки.

6. Нахождение связи опасных подъемов уровня со средней скоростью нагонного ветра над Азовским морем позволило найти ряд прогностических уравнений с высокой обеспеченностью метода (80—100%), позволяющих предвычислять опасные уровни с суточной заблаговременностью.

7. Точность расчетов и качество прогнозов может быть улучшено путем предвычисления опасных уровней по уравнениям, составленным отдельно для случаев подъема уровня до отметок, близких к опасным, и для катастрофических нагонов.

8. Высокие коэффициенты корреляции и обеспеченность метода в пределах 80—100% для уравнений, полученных со сдвигом на 6 и 12 часов от срока наступления опасной отметки, позволяют, в случае не оправдавшегося прогноза ветра или давления на сутки вперед, составлять штормовые предупреждения на основании метеоинформации со станций Азовского моря.

9. Для того чтобы не пропустить наступления опасного подъема уровня, необходимо следить за развитием синоптических процессов. На основании анализа синоптических и сборно-кинематических карт и карт барической топографии, соответствующих периодам развития сгонно-нагонных явлений на Азовском море, было установлено следующее:

а) штормовые ветры (силой 6 баллов и выше), обуславливающие опасные подъемы уровня в Таганрогском и Темрюкском заливах и на западе моря, возникают при меридиональном преобразовании высотного деформационного поля средней тропосферы;

б) развитие сгонно-нагонных явлений происходит тем интенсивнее, чем сильнее штормовые ветры над морем; интенсивность последних зависит от величины контрастов (градиентов) температуры и давления в нижней тропосфере: чем быстрее холодный воздух поступает из очагов своего формирования в районы Азовского моря навстречу выходящим сюда потокам теплого воздуха, тем меньше он трансформируется, тем резче будут контрасты, тем сильнее будет шторм.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Б е л и н с к и й Н. А. Морские гидрометеорологические информации и прогнозы. Гидрометеонадат, Л., 1950.
2. И в а н о в Г. С. О колебаниях уровня Азовского моря, обусловленных метеорологическими факторами. Доклады Государственного океанографического института, № 56, 1945.
3. К а н С. И. Метод краткосрочного прогноза уровня северной части Каспийского моря. Труды Центрального института прогнозов, вып. 3 (30), Гидрометеонадат, Л., 1948.
4. К а н С. И. О краткосрочном прогнозе уровня Азовского моря. Рукопись, Центральный институт прогнозов, 1950.
5. К а р а к а ш А. И. Метод прогноза краткосрочных изменений уровня на внутренних морях СССР, «Метеорология и гидрология», № 3, Гидрометеонадат, Л., 1939.
6. Ч и ж е в с к и й Н. И. Метод предвычисления глубины подходного канала в Геническом порту по направлению, силе и продолжительности ветра. Приложение к декадному бюллетеню Черного и Азовского морей, № 34, Черноморско-Азовское морское пароходство, Феодосия, 1936.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>И. М. Соскин.</i> Многолетние колебания гидрологических характеристик Балтийского, Баренцева и Каспийского морей и солнечная активность . . .	3
<i>А. М. Баталин.</i> Опыт расчета теплового баланса Берингова моря . . .	23
<i>А. М. Баталин и Н. Г. Васюкова.</i> Опыт расчета теплового баланса Охотского моря	37
<i>Ю. В. Истошин.</i> Температура воды Японского моря и возможность ее прогноза	52
<i>А. А. Пасторс.</i> Теплообмен между Балтийским морем и Рижским заливом	98
<i>Ю. В. Тарбеев.</i> Роль ветра в процессах разрушения припая	116
<i>А. А. Теодорович.</i> Предвычисление течений в северной узости Керченского пролива	127
<i>Л. Н. Кропачев.</i> Методы предвычисления опасных подъемов уровня Азовского моря	136

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строна	Напечатано	Должно быть
9	25 ст.	1849	1749
16	5 ст.	Е. И. Федорова	Е. И. Федоровой
21	11—12 ст.	процессов для долгосрочных атмосферных процессов, для долгосрочных прогнозов.	процессов для долгосрочных прогнозов
75	13 ст.	investigation	investigation

Тр. Океанографич. комиссии, т. VII

Морские гидрометеорологические прогнозы и расчеты

Труды Океанографической комиссии при Президиуме Академии наук СССР, том VII

Утверждено к печати Океанографической комиссией при Президиуме АН СССР

Редактор издательства *И. П. Беллев*
Технический редактор *Е. В. Мажури*

РИСО АН СССР № 12—110 В. Сдано в набор 23/X 1960 г. Подп. и печати 16/II 1960 г.
Формат 70×108²/₁₆. 9,25 печ. л.—12,67 усл. печ. л. 12,6 уч.-изд. л. Тираж 1200 экз. Т-00169.
Изд. № 3986. Тип. зан. № 2374

Цена 8 руб. 80 коп.

Издательство Академии наук СССР, Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства, АН СССР, Москва, Г-96, Шубинский пер., 10

Цена 8 р. 80 к.