

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР
ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
HYDROMETEOROLOGICAL INSTITUTE IN Leningrad

Transactions

Труды
вып. 32

vol. 32

06
778

ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ПРОБЛЕМЕ ОКЕАН—АТМОСФЕРА

INVESTIGATIONS
ON THE OCEAN — ATMOSPHERE PROBLEM

Сборник 2

работ научно-исследовательского института взаимодействия океана
и атмосферы

issue 2

of the papers of the air sea interaction institute

24443

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института

ЛЕНИНГРАД
1970

Сборник содержит результаты исследований взаимодействия океана и атмосферы, выполняемых в Ленинградском гидрометеорологическом институте. Статьи посвящены формированию процессов в реальных океанах и морях, изменению метеорологических и гидрологических условий и их прогнозу. Некоторые статьи имеют теоретическое и методическое содержание.

Сборник рассчитан на широкий круг океанологов, метеорологов и геофизиков, а также на преподавателей, аспирантов и студентов.

Научный редактор **В. В. Тимонов**

Ответственный редактор *О. А. Алекин*

2—9—6

Труды Ленинградского Гидрометеорологического института
Исследования по проблеме океан — атмосфера

СБОРНИК 2

Работ научно-исследовательского института взаимодействия океана и атмосферы

Редактор *Б. И. Леонова*

М-13 525. Сдано в набор 21/V-1968 г. Подписано к печати 2/VII-1970 г. Формат бум. 70 × 108^{1/16}.
Бумага тип. № 3. Печ. л. 16. Уч.-изд. л. 19. Тираж 500. Заказ 2329. Цена 1 р. 84 к. Тем. план 1968 г.

Типография профессионально-технического училища № 4. Ленинград, 12-я Красноармейская ул., 27.

СОДЕРЖАНИЕ

Часть первая. ФИЗИКА ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ

Теория, эксперименты, методы расчета

	Стр.
<i>В. М. Радикевич.</i> Исследование некоторых характеристик взаимодействия пограничных слоев атмосферы и моря на основе новой теоретической модели	3
<i>А. С. Балужева, В. Н. Веретенников.</i> К теории нестационарных чисто дрейфовых течений в океане	16
<i>А. С. Балужева, В. Н. Веретенников.</i> К вопросу о расчете ветрового нагона	23
<i>В. А. Макаров.</i> О распространении длинной волны в канале переменной ширины	30
<i>Л. И. Борис.</i> О расчете внутренних приливных волн и связанных с ними течений в океане	33
<i>Б. А. Каган, А. В. Некрасов, Р. Э. Тамсалу.</i> Расчет приливных явлений в море с учетом горизонтального турбулентного трения	50
<i>А. В. Некрасов.</i> Использование соотношений между уровнем и его наклоном при анализе приливных колебаний	56
<i>А. Б. Мензин.</i> Об электрической аналоговой модели глубинной циркуляции	64

Формирование процессов в реальных океанах и морях

В. В. Тимонов . Очаги взаимодействия океана и атмосферы	69
<i>В. М. Радикевич.</i> Основные причины изменений сезонных величин турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение в Северной Атлантике	76
<i>И. П. Карпова.</i> К вопросу об устойчивости атмосферы над Северной Атлантикой	81
<i>Н. Л. Козутовский.</i> К обмену теплом и солями между верхним слоем и глубинными водами Северной Атлантики	85
<i>Б. И. Тюрков.</i> Расчетная схема изменений структуры деятельного слоя Охотского моря от сезона к сезону	94
<i>В. П. Хрол.</i> Метод расчета адвективных изменений толщины льда вдоль восточно-американского пути перемещения льдов	121

Изменение метеорологических и гидрологических условий, их прогноз

<i>Б. Б. Елекоев.</i> Об изменении длины планетарных волн при переходе от зональной циркуляции к меридиональной	138
<i>А. А. Гирс.</i> Учет развития макросиноптических процессов при изучении причин изменения фоновых характеристик гидросферы	145
<i>А. И. Савичев.</i> К вопросу о прогнозе барического поля над Северной Атлантикой в июле	169
<i>Е. И. Серяков, В. П. Карауловский.</i> Расчет вариаций месячных величин потерь тепла на испарение и теплообмена с атмосферой в Северной Атлантике	184
<i>Е. И. Серяков, А. И. Смирнова.</i> Связь составляющих теплового баланса Северной Атлантики с аномалиями температуры воды за характерные годы	193
<i>А. И. Смирнова.</i> Изменение теплосодержания деятельного слоя Северной Атлантики при разных типах атмосферной циркуляции	206
<i>И. П. Карпова.</i> О влиянии Исландского минимума атмосферного давления на течения Норвежского моря	221

Методы натурных исследований, приборы

<i>А. В. Проворкин, Г. Р. Рехтзамер.</i> Применение искусственных спутников Земли для океанологических исследований	230
<i>А. В. Проворкин, Г. Р. Рехтзамер.</i> О дешифрировании снимков льдов, полученных с метеорологических спутников Земли	239

Часть вторая. ХИМИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ

<i>О. А. Алекин, Н. П. Моричева.</i> Расчет насыщенности карбонатом кальция воды Черного моря	250
---	-----

CONTENTS

Part first. PHYSICS OF THE OCEAN AND THE ATMOSPHERE

Theory, experiments, methods of calculation

	Pp.
<i>V. M. Radikevich.</i> Investigation of some characteristics of interaction between the atmosphere and sea boundary layers on the base of a new theoretical model	3
<i>A. S. Baluyeva, V. N. Veretennikov.</i> On the calculation of wind-induced surge	16
<i>A. S. Baluyeva, V. N. Veretennikov.</i> On the theory of non-stationary drift currents in the ocean	23
<i>V. A. Makarov.</i> On the propagation of a long wave in a channel with the variable cross-section	30
<i>L. I. Boris.</i> Calculation of internal waves and associated currents in the ocean	33
<i>B. A. Kagan, A. V. Nekrasov, R. E. Tamsalu.</i> Calculation of tidal phenomena in the sea taking into account the lateral turbulent friction	50
<i>A. V. Nekrasov.</i> Use of the relationships between the sea-level and its slope at the tidal oscillation analysis	56
<i>A. B. Menzin.</i> Electrical analogue model of the deep circulation	64

Formation of real ocean and sea processes

<i>V. V. Timonov</i> . Centers of ocean.—atmosphere interaction	69
<i>V. M. Radikevich.</i> Main causes of variations of seasonal values of turbulent heat flux and evaporation heat loss in the North Atlantic	76
<i>I. P. Karpova.</i> On the atmosphere stability over the North Atlantic	81
<i>N. L. Kogutovskv.</i> Heat and salt exchange between the upper and deep layers in the North Atlantic	85
<i>B. I. Tjuriakov.</i> Calculated pattern of the changes of the structure of the Okhotsk Sea from season to season	94
<i>V. P. Khrol.</i> Methods of calculation of the advective variation of the thickness of the ice along the East American ice travel path	121

Variation of meteorological and hydrological conditions and their forecast

<i>B. B. Elekoyev.</i> Change of the planetary waves length during the transition from the zonal to meridional circulation	138
<i>A. A. Girs.</i> Use of the data of the development of the macrosynoptic processes in studying causes of background hydrosphere characteristics variations	145
<i>A. I. Savichev.</i> The forecast of the atmosphere pressure field over the North Atlantic in July	169
<i>E. I. Seryakov, V. P. Karaulovsky.</i> Calculation of variations of the month values of evaporation heat loss and the sea—air heat exchange in the North Atlantic	184
<i>E. I. Seryakov, A. I. Smirnova.</i> Relation between heat balance components and water temperature anomalies for the characteristic years in the North Atlantic	193
<i>A. I. Smirnova.</i> Variation of the active layer heat content in the North Atlantic in various types of the atmospheric circulation	206
<i>I. P. Karpova.</i> Influence of the Icelandic depression on the currents of the Norwegian Sea	221

Methods of natural investigations. Apparatus

<i>A. V. Provorkin, G. R. Rekhtzamer.</i> Use of satellites for oceanological investigations	230
<i>A. V. Provorkin, G. R. Rekhtzamer.</i> Decoding of ice photographs made by means of meteorological satellites	239

Part second. CHEMICAL SEA-AIR INTERACTION

<i>O. A. Alekinn, <i>N. P. Moricheva</i>.</i> Calculation of the saturation of calcium carbonate in the water of the Black Sea	250
--	-----

РАСЧЕТНАЯ СХЕМА ИЗМЕНЕНИЙ СТРУКТУРЫ ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ ОХОТСКОГО МОРЯ ОТ СЕЗОНА К СЕЗОНУ

Б. И. Тюряков

«...льды, туманы и ненастья Охотского моря... холод, которым веет от него, не охлаждает интереса к этому суровому, бурному и негостеприимному, но крайне заманчивому — нашему, исконно русскому, Охотскому морю».

(М. Е. Жданко. «Работы русских моряков по описи Охотского моря и лимана реки Амура»).

Гидрологические наблюдения и ход исследования

В качестве основных гидрологических материалов в работе использованы наблюдения трех экспедиций 1949 г.: 1) комплексной океанографической экспедиции Института океанологии АН СССР на и/к «Витязь», ее наблюдения охватывают все Охотское море и небольшую часть вод Тихого океана, непосредственно прилегающую к Курильской гряде; 2) экспедиции Тихоокеанского института морского рыбного хозяйства и океанографии на и/т «Исследователь» в северо-западной части Охотского моря; 3) Курило-Сахалинской экспедиции Зоологического института АН СССР на и/т «Топорок» в районе Малой Курильской гряды.

Всего было использовано 224 станции, из них 4 станции являются суточными (таблица).

Название судна	Количество станций			Сумма
	в августе	в сентябре	в октябре	
„Витязь“	51	67	20	138
„Исследователь“	73	3	—	76
„Топорок“	—	—	10	10
Всего	124	70	30	224

Своеобразие географического положения Охотского моря, вытянутого по меридиану на две тысячи километров, сказывается прежде всего в несовпадении гидрологических сезонов в разных его частях. Так, если наиболее теплым месяцем в северной части можно считать август, то для центральной наиболее теплым оказывается сентябрь, а для южной части моря и прилегающих к Курильской гряде вод Тихого океана — октябрь. Благодаря тому, что августовские наблюдения 1949 г.,

за исключением 10 станций, относятся именно к северной части, сентябрьские — к центральной, а октябрьские — к южной, представилось возможным для создания «летней» картины моря соединить весь этот, несколько растянутый по времени, материал в одно целое. В первом приближении он правильно характеризует состояние моря к концу теплого сезона.

Для всех станций были построены графики распределения температуры, солености и плотности по глубине. С этих графиков затем снимались глубины залегания температуры $+1^{\circ}$, 0° , -1° , температурного минимума, ветрового перемешивания, изопикнических поверхностей 25,00, 26,00, 27,00, а также значения максимальных температур придонного слоя.

Картирование всех указанных величин наряду с построением обычных карт распределения элементов по горизонтам дало весьма наглядную и яркую картину строения деятельного слоя моря в летнее время.

Для других сезонов подобных целостных съемок, покрывающих все море, нет. Между тем, освещение сезонных изменений гидрологических явлений и процессов на всей акватории моря весьма необходимо. Поэтому было решено осенью и зимнюю картины распределения температур и солености в деятельном слое моря получить расчетным путем. Для этого был использован метод расчета конвективного перемешивания, предложенный и введенный в океанологическую практику Н. Н. Зубовым [1, 2]. Следует заметить, что в связи с недостаточной изученностью постоянных течений пришлось воздержаться от выполнения этого расчета в океанографических координатах и произвести его в географических координатах. Вследствие этого окончательные результаты расчета несколько искажены, однако не настолько, чтобы затушевывать основную картину.

Для применения метода расчета конвекции необходимо знать величины тепла, теряемые морем в период охлаждения (осенью и зимой). Но тепловой баланс Охотского моря известен пока лишь в самых общих чертах [3, 4].

Основными элементами теплового баланса Охотского моря являются: радиационный баланс поверхности моря, потеря тепла морем за счет испарения, тепловой эффект конвективно-турбулентного теплообмена моря с атмосферой, приток тепла к поверхности моря за счет конденсации водяных паров, тепловой эффект ледообразования и ледотаяния, тепловой эффект теплообмена через пролив Лаперуза и через проливы Курильской гряды. Из всех этих составляющих теплового баланса Охотского моря наиболее изученными не только для моря в целом, но и для отдельных его районов являются только первые три. Для определения же величин потерь тепла морем осенью и зимой необходимо знать тепловой эффект ледообразования. В настоящее время этот эффект оценен лишь весьма приближенно и только для моря в целом [3]. Для отдельных районов Охотского моря этот эффект при современном знании его ледового режима не может быть определен с той же точностью, с какой определяются другие составляющие теплового баланса; он может быть определен лишь в очень грубом приближении.

Учитывая ориентировочный характер всего расчета, данные о потере тепла поверхностью моря для периода охлаждения до появления льда были сняты с известных карт Филиппа [4]. Для ледового периода были также использованы величины, характеризующие рост толщины льда в разных частях моря от месяца к месяцу. Этот рост был рассчитан приблизительно по совокупности всех имевшихся береговых и судовых наблюдений [5—8]. Так, по таблице средних чисел градусо-

дней мороза для различных береговых пунктов были определены с помощью известной формулы Н. Н. Зубова максимальные толщины льда, образующегося в различных районах моря спокойным нарастанием [1]. Использовались также и все имеющиеся данные других авторов, полученные расчетным путем.

Сопоставление всех наблюдений и вычисленных толщин льда позволило составить представление о средних величинах толщины льда в разные месяцы в различных районах моря.

Дополнительно были произведены еще некоторые сопоставления, которые позволили отнестись с большей уверенностью как к величинам теплоотдачи по Филипсу, так и к картине распределения толщи льда. Так, было определено теплосодержание 100- и 200-метровой толщи воды в тех местах, где имелись наблюдения как летом, так и зимой. Разность величин теплосодержания в летние и зимние месяцы уже позволяла в какой-то степени судить о количествах тепла, теряемых морем в результате охлаждения. Последние затем сравнивались с величинами Филлипса и теми количествами тепла, которые давали расчеты конвекции, если входить в них с определенной ранее для районов данных станций толщиной льда. Такое сравнение в общем дало удовлетворительные результаты, показав правильность порядка выбранных средних величин.

Имевшаяся в нашем распоряжении зимняя гидрологическая станция ледореза «Ф. Литке» позволила непосредственно судить о глубине проникновения вертикальной зимней циркуляции в районе станции. По этой глубине, используя расчет конвекции, можно было определить как количество выделяемого морем тепла за зиму, так и общую величину льда. Аналогично этому по станциям летней съемки глубина залегания нижней границы холодного промежуточного слоя подвергалась сравнению с глубиной конвекции, рассчитанной по средним толщинам льда.

Все произведенные таким образом сопоставления и сравнения убедили нас в правдоподобности полученных средних толщин льда, а также величин потерь тепла, полученных с помощью карт Филлипса.

В результате расчета конвекции для каждой станции съемок «Витязя» и «Исследователя» были определены на конец каждого месяца толщина слоя конвекции, его температура и соленость. Также были найдены критическая глубина конвекции, показатель замерзания, глубина слоя, имеющего температуру 0° , и даты наступления температуры 0° и начала замерзания.

По этим данным были построены расчетные карты толщины конвективного однородного слоя на первые числа ноября, декабря, января, февраля, марта и апреля. Вместе с построенными по наблюдениям картами летнего сезона эти карты позволили получить представление об изменениях структуры деятельного слоя, что и составляло главную цель работы.

Общее количество станций, обработанных методом расчета конвекции, составляет 111, из них: 92 «Витязя», 14 «Исследователя» и 5 «Топорка». Августовских станций обработано 51, (40 из них относятся к северной и северо-западной части моря), сентябрьских 40 (для центральной части), и октябрьских 20 (для района Курильских островов). Все данные, полученные расчетом, были положены на 11 карт.

Поскольку в общих чертах для летнего времени структура деятельного слоя Охотского моря была установлена раньше [9—12, 14—19], задача настоящего исследования заключалась в дополнении и уточнении имеющихся представлений сезонной и эпизодической изменчивости структуры деятельного слоя моря.

Структура деятельного слоя Охотского моря в летнее время

Холодный промежуточный слой. Наличие холодного промежуточного слоя с отрицательными температурами* в Охотском море является главной особенностью гидрологического режима деятельного слоя моря. В большинстве районов, где он имеет место, сезонными изменениями фактически охватываются лишь сравнительно тонкие слои, прилегающие к нему сверху и снизу; первые за счет инсоляции и ветрового перемешивания в период весенне-летнего прогрева, вторые за счет адвекции тепла водами океанического происхождения.

Наглядное представление о распространении холодного промежуточного слоя в Охотском море дают карты глубин залегания изотермических поверхностей 0 и -1° (рис. 1—4). Карты выявляют следующие характерные особенности летней картины залегания и распространения холодных вод.

1. Холодные воды летом широко распространены по всей площади Охотского моря.

2. Они состоят из двух обособленных друг от друга частей, из которых большая и основная располагается в самом море, а меньшая в Пенжинском заливе. Это обособление (по линии м. Алевина — м. Утколокский) происходит у входа в Пенжинский залив за счет интенсивного перемешивания, обусловленного постоянно существующей здесь вихревой областью, и, главным образом, сильными приливными явлениями, которые захватывают доходящие сюда трансформированные теплые океанические воды и распространяют их тепло по всей толще воды.

3. Охватывая почти всю площадь моря, холодные воды имеют разное залегание: В глубокой части моря они представляют собой собственно промежуточный холодный слой, сформированный зимней конвекцией. Во всей мелководной северной части бассейна моря и у береговых склонов Сахалина холодный слой лежит на грунте, потому что конвекция достигает дна. В Пенжинском заливе сильно развито сползание холодных вод, благодаря чему их нижняя граница располагается ниже глубины конвекции. Заполняя котловину залива, холодные воды становятся в нем типичным донным слоем.

4. Удивительной местной особенностью холодного промежуточного слоя в районе о-ва Ионы, далеко отстоящем от непосредственных источников океанического тепла, является отсутствие отрицательных температур. Причина заключается в том влиянии, которое оказывают на режим этого района теплые глубинные воды тихоокеанского происхождения, проникающие сюда глубоким желобом, соединяющим район о-ва Ионы с большими глубинами южной котловины.

Энергичный вынос амурских вод и участие вод северо-западной части моря в общей возбуждаемой ветрами и стоком циркуляции поверхностных слоев моря вызывают компенсационное подсосывание теплых глубинных вод в район о-ва Ионы, которое усиливается восхождением глубинных вод по склонам глубоководного желоба. Движение водных масс вокруг этого острова сопровождается перемешиванием. Совместное действие всех этих факторов, в первую очередь подъема глубинных теплых вод, приводит к уничтожению холодного промежуточного слоя и пробиванию в нем своеобразного «окна».

5. В западной части моря холодный промежуточный слой, увлекаемый общей циркуляцией вод, движется на юг, опускаясь почти до 45°

* Под холодным промежуточным слоем в работе понимается слой, ограниченный изотермической поверхностью 0° .

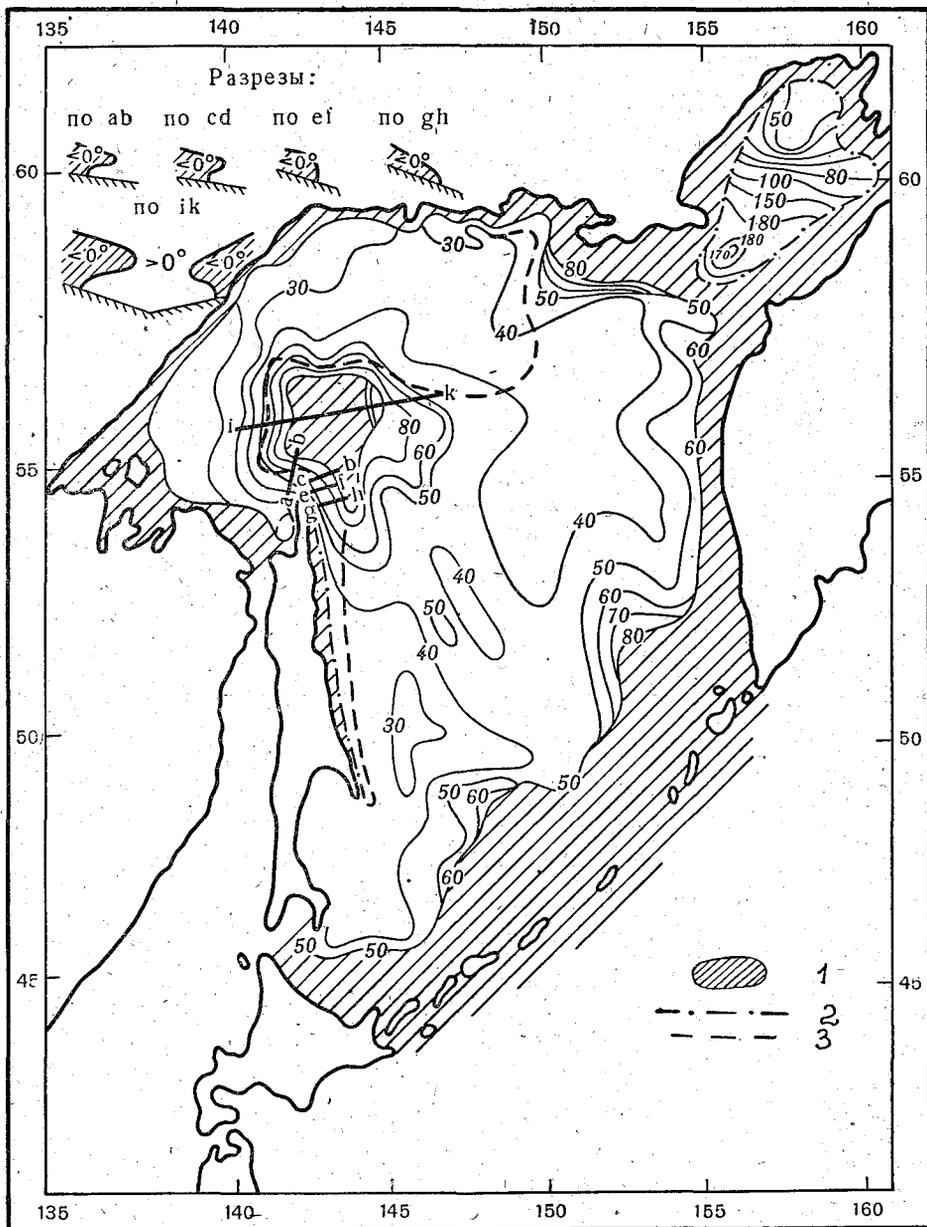


Рис. 1. Карта глубин залегания верхней поверхности холодного промежуточного слоя (в условных пределах изотермы 0°) летом 1949 г.
 1 — зоны с температурой воды выше 0° ; 2 — линия пересечения с дном верхней поверхности $t = 0^{\circ}$;
 3 — линия пересечения с дном нижней поверхности.

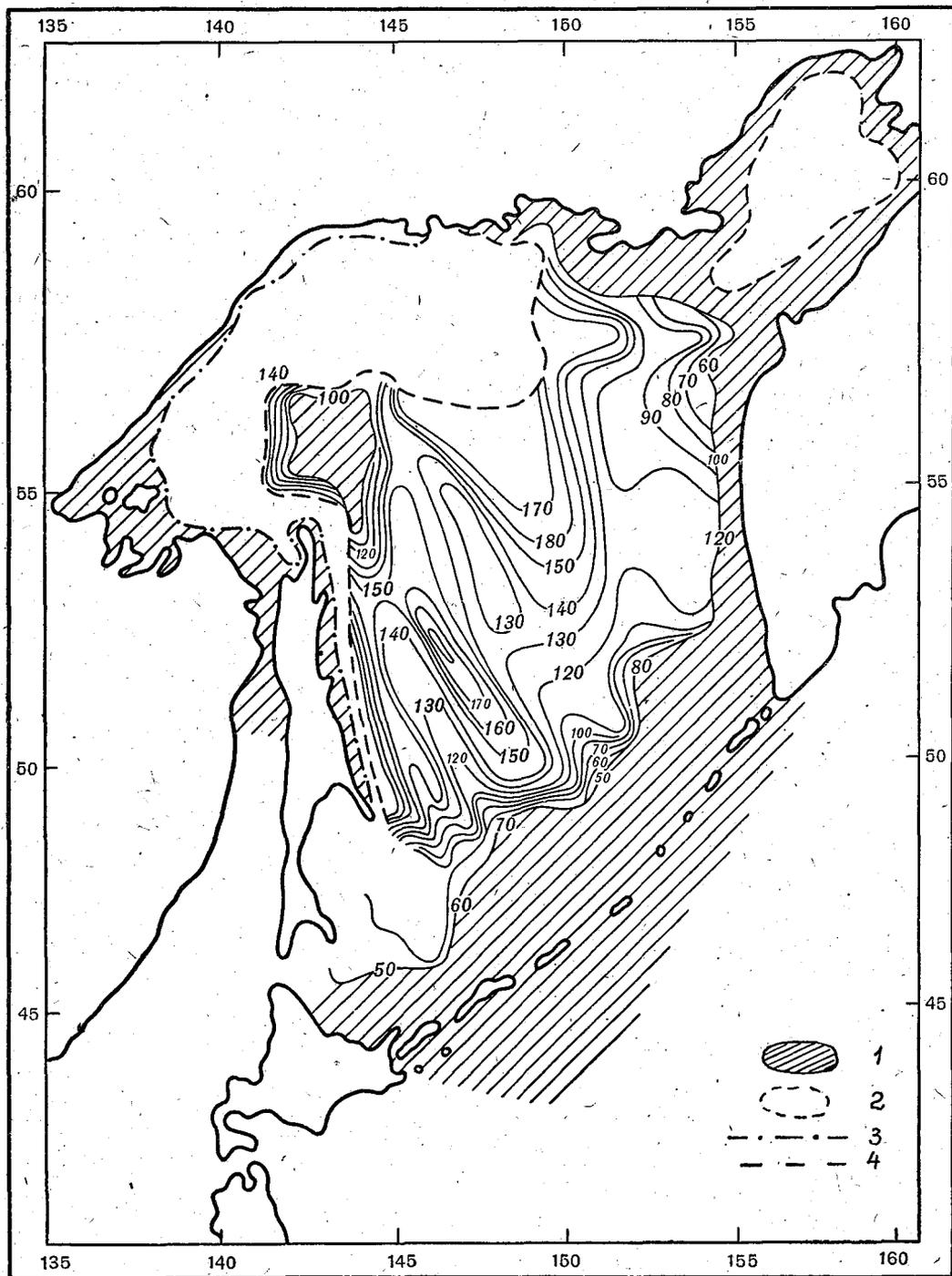


Рис. 2. Карта глубин залегания нижней поверхности холодного промежуточного слоя (в условных пределах изотермы 0°) летом 1949 г.

1 — зоны с температурой воды выше 0° ; 2 — участки, где слой с отрицательными температурами лежит на дне; 3 — линия пересечения с дном верхней поверхности $t = 0^{\circ}$; 4 — линия пересечения с дном нижней поверхности.

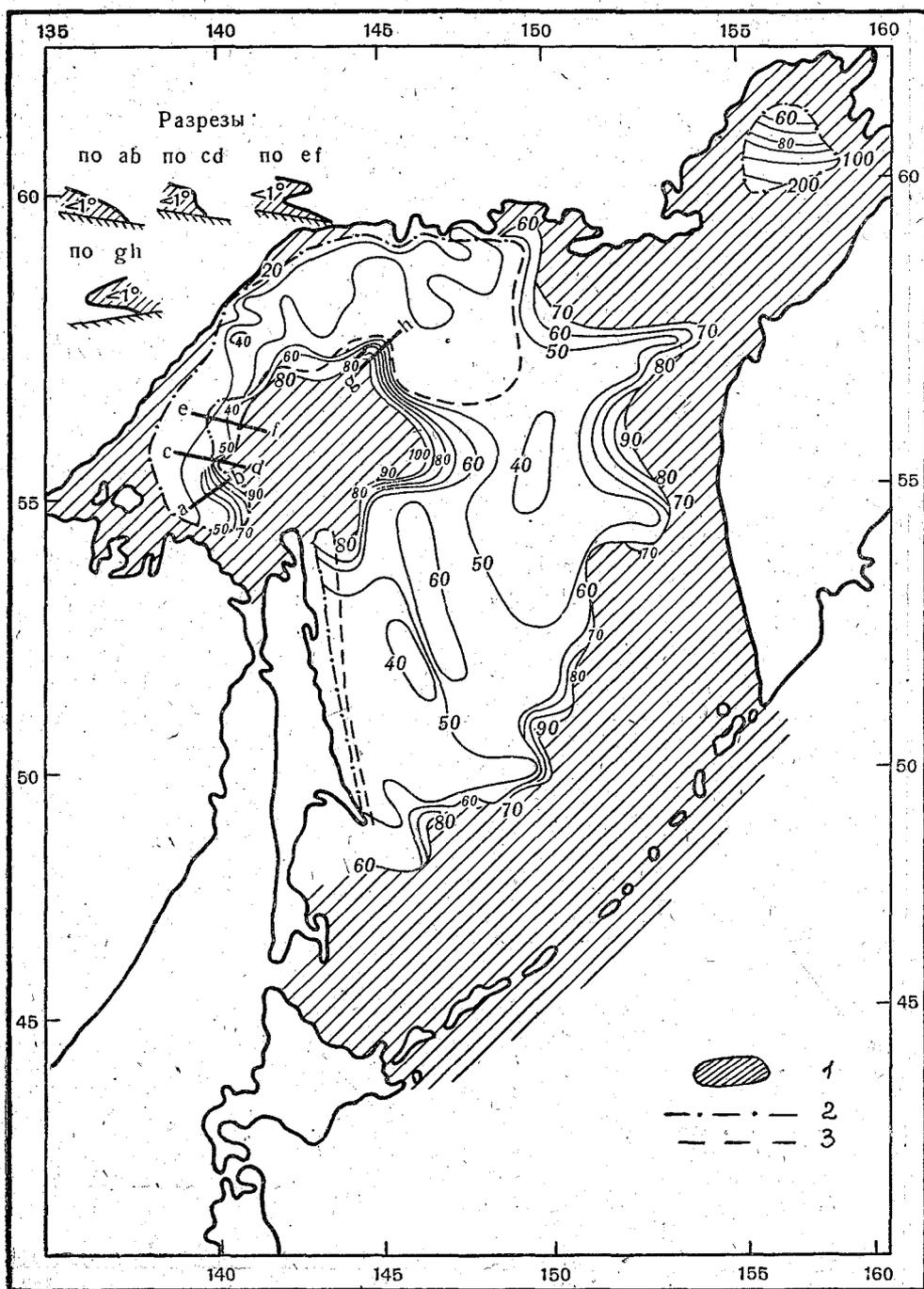


Рис. 3. Карта глубин залегания верхней поверхности ядра холодного промежуточного слоя (в условных пределах изотермы -1°) летом 1949 г.

1 — зоны, в которых нет температуры -1° ; 2 — линия пересечения с дном верхней поверхности $t = -1^{\circ}$; 3 — линия пересечения с дном нижней поверхности. На разрезах показано вертикальное строение ядра холодного промежуточного слоя в районе о-ва Ионы.

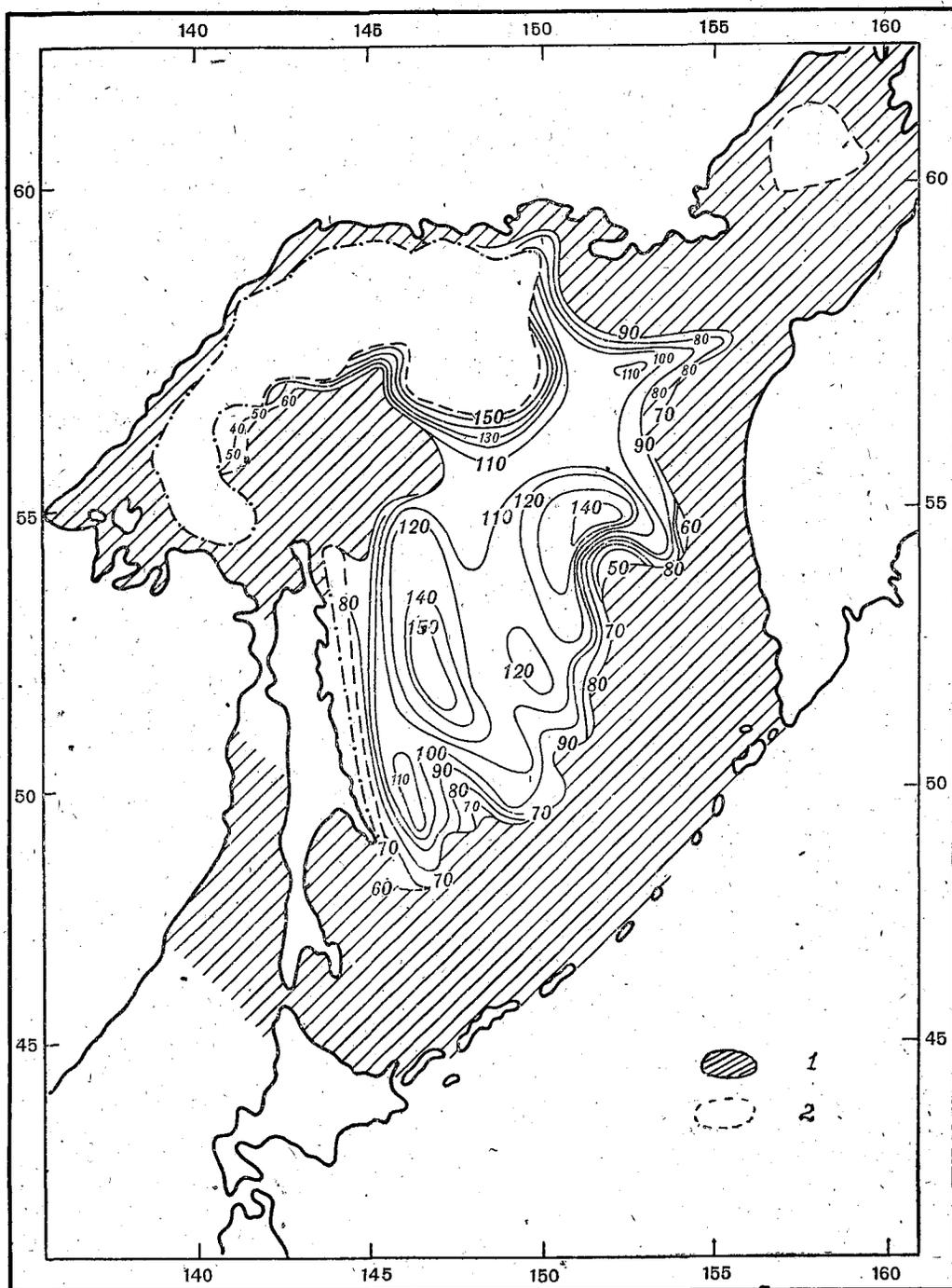


Рис. 4. Карта глубин залегания нижней поверхности ядра холодного промежуточного слоя (в условных пределах изотермы -1°) летом 1949 г.

1 — зоны с температурой воды выше -1° ; 2 — участки, где слой с отрицательными температурами лежит на дне.

с. ш. Дугообразный изгиб его границы в этом месте обуславливается влиянием теплых вод Японского моря, проникающих в море через пролив Лаперуза.

6. Глубины залегания верхней поверхности холодного промежуточного слоя обусловлены главным образом ветровым перемешиванием и довольно однообразны почти повсеместно, в северо-западной части моря они колеблются от 20 до 35 м, в районе Сахалина — от 30 до 35 м, в северо-восточной части не превышают 40 м. Резкое же увеличение глубины залегания холодного слоя происходит там, где больше всего сказывается влияние подтока теплых вод снизу. Прежде всего это относится к району «окна» у о-ва Ионы, где верхняя поверхность холодного промежуточного слоя опускается до 100 м, а также и к южной части моря, где она располагается на глубине 50—60 м, в местах же наибольшего влияния океанических потоков — до 70—80 м.

Снижение холодного, промежуточного слоя наблюдается также у входа в Пенжинский залив и особенно к югу от м. Алевина, главным образом за счет интенсивных процессов перемешивания. В Пенжинском заливе холодный слой распложен очень своеобразно. В проливе, соединяющем залив с морем, а также в центральной части залива он покрывает дно, начиная с глубин 150—180 м. Верхняя поверхность слоя круто поднимается по направлению к Гижигинской губе, и в самой губе он залегает уже на глубинах 30—35 м. Поскольку вертикальная зимняя циркуляция в наиболее глубокой части Пенжинского залива не проникает глубже 170—190 м, наличие холодного подстилающего слоя в ней является результатом сползания холодных масс воды со склонов дна залива.

7. Глубины залегания нижней поверхности холодного промежуточного слоя имеют важные особенности. Прежде всего бросаются в глаза своеобразные сводчатые коридоры, прорытые в нижней части этого слоя теплой океанической водой. Главные из этих коридоров направлены на северо-запад и север от пролива Крузенштерна и Четвертого Курильского пролива, а также из северо-запад от пролива Буссоль.

Этими сводчатыми коридорами единый массив промежуточного слоя разбивается на отдельные части: с глубинами до 180—190 м — вдоль берегов Сахалина, 160—170 м — к востоку от Сахалина, 150—170 м — в северной и отчасти центральной частях, 150—160 м — у побережья Камчатки, к западу от устья р. Колпакова. Наибольшая глубина, до которой опускается нижняя поверхность промежуточного слоя, составляет 180—190 м, она встречается лишь в западной половине средней части моря, что стоит в связи с уменьшением вертикального градиента плотности вод в районах, где таяние льдов играет меньшую роль. Высота коридоров, прорываемых теплой водой, достигает 40—50 м, а ширина — в наиболее узких частях 30—50 миль. Наиболее мощными являются коридоры против пролива Крузенштерна и Четвертого Курильского пролива: они образуются в основном за счет потоков, проникающих в Охотское море через пролив Крузенштерна. Действие их настолько сильно, что «растопливание» холодного промежуточного слоя снизу происходит на обширном пространстве его юго-восточной части. Только на расстоянии 100—120 миль от юго-восточной его границы несколько слабее тепловое воздействие океанских вод, направляющихся отсюда далее двумя разными путями (на север и северо-запад). У коридора, идущего от пролива Буссоль по направлению к северу, постепенно понижается расположение его «свода». Если на широте м. Терпения его верхняя точка находится на глубине 90—100 м, то восточнее района залив Чайво—залив Пильтун она опускается до глубин 140—150 м; к северу от этого места глубины

вновь начинают уменьшаться, образуя также своего рода коридор с направлением в сторону области отсутствия отрицательных температур в районе о-ва Ионы. Причиной этого является влияние, которое оказывают теплые глубинные воды на холодный промежуточный слой в этом месте после завершения циркуляции вокруг о-ва Ионы.

Отепляющее действие перемешанных около о-ва Ионы теплых глубинных вод при их движении на юг подтверждается также и прежними наблюдениями.

8. Толщина слоя отрицательных температур в различных частях моря весьма неодинакова. В юго-восточной части она колеблется от нескольких метров до 50—70 м, а в середине моря — увеличивается до 90—120 м. Особенно большой мощности промежуточный слой достигает в западной и в северо-западной части моря — до 150—180 м.

9. Кроме указанных здесь особенностей холодного промежуточного слоя в летнее время (частично известных и ранее), удалось установить положение его южной границы. Она располагается в 100—180 милях к северо-западу от Курильских островов и тянется извилистой линией, приблизительно параллельно гряде. Наибольший отход этого слоя от Курильских островов имеет место на северо-западе от пролива Буссоль и от Первого и Четвертого Курильских проливов.

Очень характерно, далее, расположение границы промежуточного слоя вдоль берегов Камчатки, где благодаря теплоте течения он как бы отрывается от дна, и нижняя его поверхность также располагается в толще воды. Холодный слой со стороны Камчатки имеет вид почти вертикальной стены, простирающейся от 60 до 100—120 м.

10. Отсутствие слоя отрицательных температур в Курильской части моря всецело обязано океаническим влияниям. Постоянный приток теплой тихоокеанской воды не только полностью уничтожает его в летнее время, но и препятствует его образованию зимой. Интенсивное перемешивание при подходе к проливам, обусловленное большими скоростями постоянных и приливных течений, также не способствует его образованию. Характерный дугообразный изгиб изобат верхней поверхности холодного слоя, наблюдаемый к северо-западу от о-ва Алаид, подтверждает динамическую роль северных Курильских проливов (особенно Первого), которая была установлена ранее, в основном работами А. К. Леонова. Однако Леонов сильно преувеличил значение Первого Курильского пролива в режиме Охотского моря, считая пролив чуть ли не самой «главной теплофикационной трубой», поставляющей, по его представлению, в море огромное количество тепла. Но, будучи мелководным (до 54 м), он, разумеется, способен оказывать влияние только в самом поверхностном слое моря и ни в коей мере не может конкурировать с такими «трубами», как Четвертый Курильский пролив и особенно пролив Крузенштерна.

Особенности расположения ядра холодного промежуточного слоя, под которым можно понимать область, ограниченную изотермической поверхностью -1° , состоят в основном в следующем (рис. 3, 4):

1. Ядро холодного промежуточного слоя также занимает большую площадь.

2. Теплые океанические воды отодвигают границу ядра еще дальше от мест их влияния. Такой отход особенно выражен в зоне Курильских островов и западного побережья Камчатки. Характерный дугообразный изгиб границы ядра подтверждает наличие основных направлений влияния теплых вод, о которых говорилось выше. Обращает на себя внимание изгиб границы и изобат верхней поверхности ядра холодного промежуточного слоя у северо-западного побережья

Камчатки на широте 55—58° с. ш. Образующаяся своеобразная ложбина является следствием вихревой циркуляции, создаваемой в этом месте потоком вод океанического происхождения.

По расположению границы ядра холодного промежуточного слоя особенно хорошо виден масштаб влияния теплых глубинных вод, достигающих до района о-ва Ионы. Область, в которой отсутствует температура -1° , здесь достигает больших размеров. Широкий прорыв ядра у северо-западной части Сахалинского залива и Северного Сахалина также связан с выносом тепла, но уже амурскими водами, а также с влиянием относительно теплых и распресненных вод Ульбанского течения, распространяющихся в северо-западной части залива почти до дна. Циркуляция теплых вод вокруг о-ва Ионы в южной и восточной частях этой области находит свое отражение в ложбинообразном виде верхней поверхности ядра холодного промежуточного слоя.

К северо-востоку от о-ва Ионы действием теплых глубинных вод в ядре холодного промежуточного слоя образуется своеобразный «сводчатый коридор», простирающийся до 59° с. ш. Этот «теплый коридор» играет роль своеобразного тормоза в развитии вертикальной зимней циркуляции к северо-востоку от о-ва Ионы.

3. Глубины залегания верхней поверхности ядра промежуточного слоя в северо-западной части моря колеблются от 25 до 50 м, в основном они лежат в пределах 30—40 м. В центральной и южной частях они равны 40—55 м, причем наименьшие глубины определены в западной части моря, а наибольшие — в юго-восточной и восточной. В Пенжинском заливе ядро холодной воды имеет небольшие размеры. Оно располагается на дне у входа в Гижигинскую губу, начиная с глубин 55—100 м, а местами и 150 м.

4. Глубины залегания нижней поверхности ядра промежуточного слоя имеют наименьшие значения в непосредственной близости от его юго-восточных и восточных границ, а также вдоль восточных берегов Сахалина, так что основная его часть располагается в центральной части моря. Это подтверждается и картой минимальных температур холодного промежуточного слоя, на которой изолинией $-1,5^{\circ}$ очерчена наиболее интенсивная область ядра в средней части моря. В северо-западной части, как и в Пенжинском заливе, ядро холодных вод лежит на дне, т. е. достигает глубины 150—200 м.

В открытом море в местах наибольшего влияния потоков теплых вод глубины залегания нижней поверхности ядра холодного слоя не превышают 110—125 м. Коридорообразный характер этой поверхности полностью соответствует такому же характеру нижней поверхности всего промежуточного слоя. Наиболее широкий из этих коридоров простирается от пролива Крузенштерна; он разделяет ядро холодной воды на отдельные наиболее интенсивные части, глубины залегания которых доходят здесь до 145—160 м.

5. Толщина ядра промежуточного слоя колеблется от незначительных величин у его границ в юго-восточной части моря до 100—150 м на северо-западе моря.

6. Карта минимальных температур промежуточного слоя дает представление о его интенсивности в различных частях. Наиболее интенсивной частью ядра холодного слоя является район северо-западного мелководья, где минимальные температуры доходят до $-1,70^{\circ}$, $-1,79^{\circ}$ и даже $-1,80^{\circ}$. В западной половине средней части моря наименьшие температуры достигают $-1,60^{\circ}$ и $-1,70^{\circ}$.

В Пенжинском заливе они выше $-1,30^{\circ}$. Что касается глубин залегания минимальных температур ядра холодного слоя, то в северо-

западной части они наблюдаются, как правило, в придонных слоях и на дне, а в открытом море — на разных глубинах от 50—60 до 90—100 м.

При выявлении структуры деятельного слоя хорошим дополнением ко всему вышеизложенному может служить карта глубин залегания верхней изотермической поверхности $+1^{\circ}$. Располагаясь над холодным промежуточным слоем, поверхность равных температур $+1^{\circ}$ в известном смысле повторяет отмеченные ранее основные особенности его расположения. Прежде всего бросается в глаза в общем очень однообразный характер глубин залегания этой поверхности. В северо-западной части глубины меняются от 20 до 30 м, а в открытом море — от 30 до 40 м.

В местах наибольшего влияния теплых глубинных вод или интенсивного перемешивания поверхность образует глубокие впадины. Так, в районе о-ва Ионы температуры выше $+1^{\circ}$ наблюдаются в толще воды до глубин 60—70 м и даже 80 м (к юго-западу от острова). Другая большая впадина в поверхности температур $+1^{\circ}$ располагается в центре Пенжинского залива, где глубина залегания ее доходит до 100—110 м. Интенсивное приливное перемешивание способствует распределению тепла во всей этой толще и приводит в период зимнего охлаждения к очень своеобразным явлениям.

Третьей областью, где поверхность температуры $+1^{\circ}$ уходит на большие глубины, является юго-восточная часть моря, прилегающая к первым четырем Курильским проливам. Около о-ва Алаид глубины ее залегания достигают порядка 190—200 м. Этой картой довольно убедительно подтверждается динамическая роль северных проливов Курильской гряды.

Характерно также расположение областей, в которых температуры ниже $+1^{\circ}$ не встречаются вообще. Прежде всего это имеет место в широкой полосе, окружающей гряду Курильских островов как со стороны Тихого океана, так и Охотского моря. Расположение границы этой поверхности в Охотском море отчетливо показывает зоны непосредственного влияния теплых океанических вод и вод Японского моря. Наибольший отход этой границы на северо-запад от пролива Буссоль, как и границ холодного промежуточного слоя, заставляет думать, что роль этого пролива в поступлении теплых океанических вод в Охотское море, особенно в его верхних слоях, по-видимому, недооценивается. Карта минимальных температур холодного промежуточного слоя (лето 1949 г.) показывает поток тепла через западную половину пролива Буссоль. Изолиния температуры $+1,5^{\circ}$ далеко вдается на север в Охотское море. Об этом говорит также изотерма $+1,5^{\circ}$ на карте температур на горизонте 200 м.

Температуры выше $+1^{\circ}$ встречаются также вдоль всей береговой черты, где явление прогрева обязано сильным в прибрежных районах процессам перемешивания.

Режим перемешивания и связанные с ним изменения структуры деятельного слоя моря

Перемешивание, вызываемое волнением *. Благодаря обычно небольшим глубинам проникновения ветрового перемешивания последнее сказывается лишь в поверхностном слое моря. Большое значение ветровое перемешивание имеет в прибрежной зоне.

* За глубину ветрового перемешивания принимается горизонт, которому на кривой вертикального распределения температуры воды соответствует в пределах поверхностного слоя наибольшее изменение кривизны.

Вследствие того, что Охотское море характеризуется интенсивным развитием атмосферных процессов, включая и циклоническую деятельность, ветровое перемешивание является весьма обычным в пределах всего моря [10—13]. Интенсивность перемешивания зависит от силы ветра и продолжительности его действия. Так как длительная и достаточно сильная штормовая обстановка наблюдается в Охотском море часто, то перемешивание оказывается довольно интенсивным.

Наибольшую роль ветровое перемешивание играет летом и осенью, способствуя проникновению тепла на глубину. Зимой ветровое перемешивание не имеет никакого значения, поскольку оно совершенно перекрывается более постоянными процессами конвекции и скрадывается наличием ледяного покрова.

Глубины ветрового перемешивания по наблюдениям съемки 1949 г. (рис. 5) в общем распределены довольно равномерно: после довольно сильной штормовой деятельности вся открытая часть моря оказалась перемешанной до глубин 20—28 м. Наибольшая глубина перемешивания в Охотском море, вероятно, не превышает 30 м.

В юго-западной части моря при слабом развитии волнения глубина перемешивания составляет 10—15 м, в местах наибольшего распреснения 8—12 м. В Сахалинском заливе даже при условии сильного волнения она, по-видимому, не больше 8—10 м.

В зонах, подверженных действию сильного приливного перемешивания, ветровое перемешивание играет второстепенную роль, поскольку выравнивание свойств по вертикали интенсивно происходит и без участия волнения.

Весной ветровое перемешивание не имеет большого значения, так как слабое развитие волнения в весеннее время препятствует прогреву более глубоких слоев, хотя от таяния льдов море покрывается тонкой распресненной пленкой воды, сильно аккумулирующей поступающее от радиации тепло.

Градиент солености на границе этой пленки совместно с увеличивающимся градиентом температуры образует своеобразный барьер, задерживающий проникновение ветрового перемешивания на глубину. Только с развитием циклонической деятельности постепенно усиливается волнение и ослабляется сопротивление, оказываемое этим барьером.

Перемешивание, вызываемое течениями, играет значительную роль в гидрологическом режиме Охотского моря.

В ряде районов Охотского моря особое значение имеет перемешивание, вызываемое приливными течениями. К числу таких районов относятся: 1) район Шантарских островов; 2) район о-ва Ионы; 3) Южно-Курильское мелководье; 4) Курильские проливы, в особенности средней части гряды; 5) Южная часть Пенжинского залива (от п-вов Кони и Пягина до Камчатского побережья) и область, прилегающая к п-ву Тайгонос.

В результате *приливного перемешивания* на поверхности моря в этих местах имеются «холодные пятна» со всеми характерными особенностями вертикального распределения гидрологических элементов и прежде всего температуры, что было хорошо выявлено съемкой 1949 г.

Так, в районе о-ва Ионы температура окружающих вод на поверхности была равна 10,40°, а несколько к юго-востоку она падала до 8,50°. На глубине же 50 м температура воды в этом районе была значительно выше температуры окружающих вод. Если у о-ва Ионы она составляла 1,84°, то к юго-востоку она возрастала до 2,67°, тогда как окружающие воды имели отрицательные температуры.

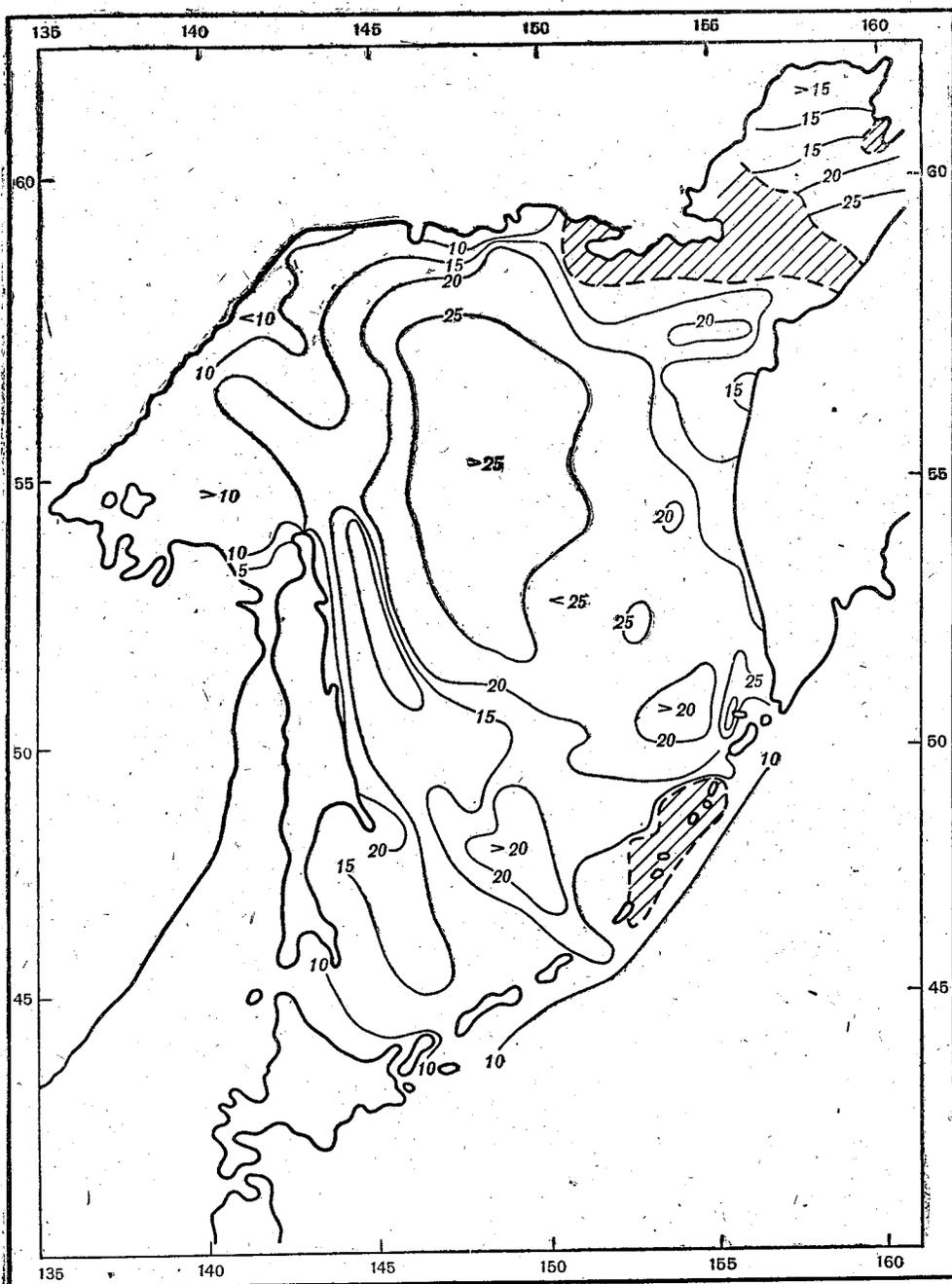


Рис. 5. Карта глубин ветрового перемешивания летом 1949 г.
 Заштрихованные области обозначают зоны сильного приливного перемешивания,
 где отсутствуют скачки плотности.

В Пенжинском заливе поверхностные воды по сравнению с другими частями моря являются очень холодными. В середине входа в залив их температура была равна $4,6^{\circ}$, в центральной части $5,2^{\circ}$, у побережья Камчатки и к северо-востоку от м. Омгон $5,3^{\circ}$. Только в северных прибрежных районах температура была выше: в Гижигинской губе она равнялась $6,7^{\circ}$, а у п-ва Тайгонос $7,3-7,8^{\circ}$. Самые низкие поверхностные температуры, являющиеся наименьшими и для всего моря, наблюдались у п-ва Пьягина ($+1,9^{\circ}$). Здесь изотерма 4° далеко отходила от полуострова. Во всех указанных районах Пенжинского залива, кроме его центральной части, температура с глубиной изменялась мало, что также свидетельствовало о том, что эти районы охвачены приливным перемешиванием.

Очень интересную роль в отношении приливного перемешивания играют неглубокие проливы Курильской гряды, образующие своеобразную «качалку». Чередование приливо-отливных течений вызывает вползание глубинных более холодных вод по склонам дна Курильских островов то со стороны Охотского моря, то со стороны Тихого океана. Интенсивные приливные процессы, развивающиеся при этом, полностью перемешивают глубинные воды с поверхностными, в результате чего холодные пятна наблюдаются, по-видимому, всегда с обеих сторон Курильской гряды, образуя обширную область пониженной температуры. На поверхности моря она во время съемки, в октябре 1949 г., ограничивалась изотермой 8° и охватывала все острова гряды от середины пролива Буссоль до о-ва Парамушир. В восточной половине пролива Буссоль температура была равна $5,8^{\circ}$, в проливе Крузейштерна $6,4^{\circ}$, в Четвертом Курильском проливе $4,4-7,6^{\circ}$. В наиболее холодных пятнах температура достигала к северо-западу от о-ва Мацува $3,8^{\circ}$, к северо-западу от о-ва Хурумкотан $5,2^{\circ}$.

На глубине 50 м Курильские острова были окружены изотермой $+2^{\circ}$, в Охотском море отходящей далеко к северу. Вдоль самих островов тянулись области с температурой 4° . В располагавшихся около гряды отдельных пятнах температура была ниже 1° , к северо-западу от о-вов Кетой и Расева она составляла всего $0,12^{\circ}$. На глубине 100 м температура в районе гряды была около 2° , а в холодных пятнах $0,5-0,6^{\circ}$. На глубине 200 м температура во всей области выравнивается: у о-ва Расева $0,9-1,0^{\circ}$, у о-вов Симушир и Кетой она уже равняется $1,5-1,6^{\circ}$, у о-ва Хурумкотан $2,4^{\circ}$, у пролива Крузейштерна $1,4^{\circ}$.

Приливы и отливы сильно влияют на гидрологический режим, вызывая не только приливное перемешивание, но и суточную изменчивость структуры деятельного слоя.

Вертикальная осенне-зимняя циркуляция и ход ее развития.

Несмотря на сезонный характер процессов конвективного перемешивания, они имеют наибольшее значение в формировании гидрологического режима деятельного слоя. Мощный северо-западный поток холодных масс воздуха вызывает осенью и зимой интенсивное охлаждение всей поверхности моря и как следствие сильное развитие вертикальной зимней циркуляции.

Анализ гидрологических карт, построенных на основе расчета конвекции, позволяет охарактеризовать весь ход развития вертикальной осенне-зимней циркуляции от месяца к месяцу.

В октябре и ноябре (рис. 6, 7) конвекция лишь способствует более сильному ветровому перемешиванию и еще не может преодолеть сформированного им и летним нагревом температурного скачка плотности. В зонах приливного перемешивания в это время ни ветровое, ни конвективное перемешивание почти не играет никакой роли. Малейшее охлаждение воды сразу же распространяется на большие глубины. Так,

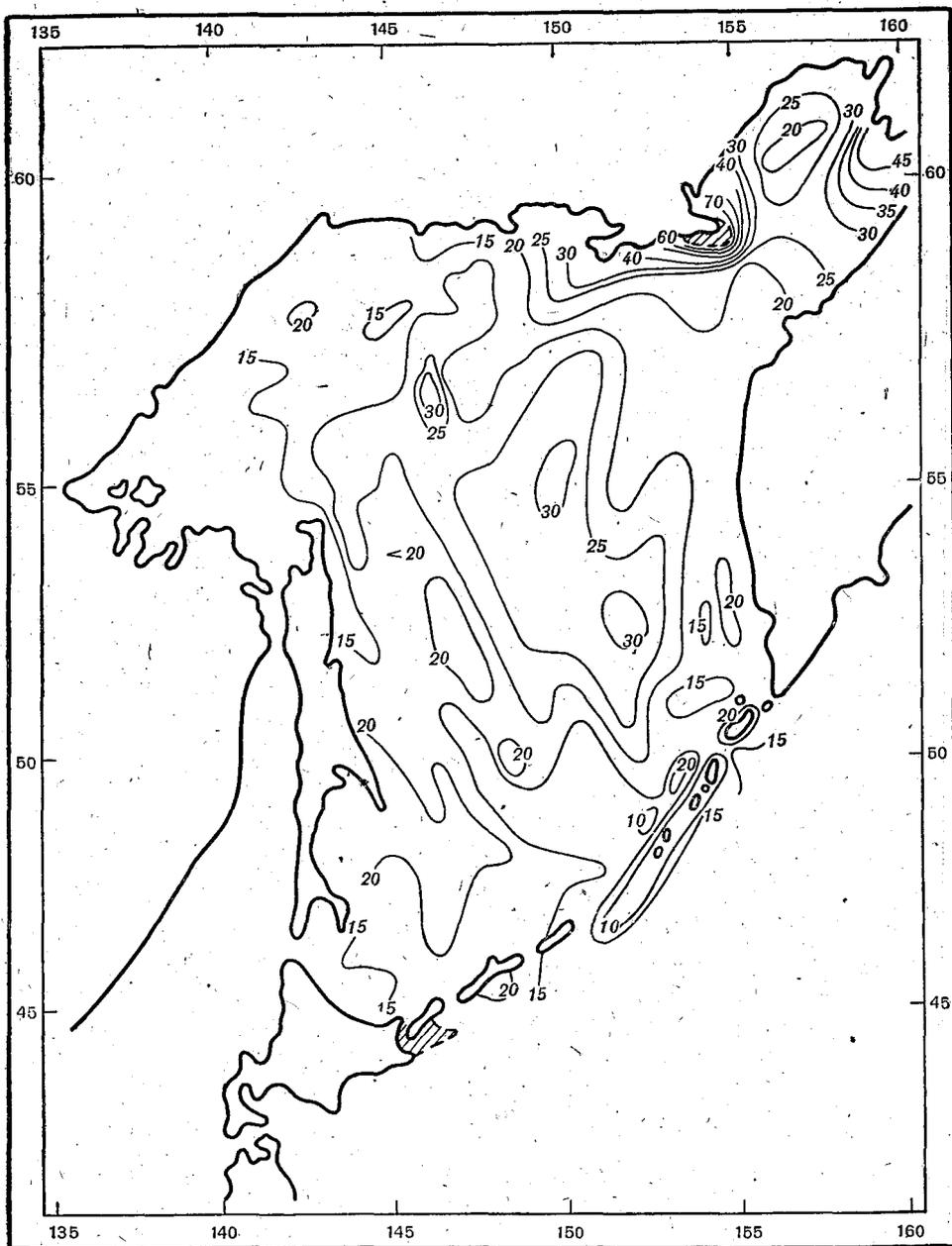


Рис. 6. Карта расчетных глубин вертикальной осенне-зимней циркуляции к концу октября
 Заштрихованные области обозначают зоны вентиляции.

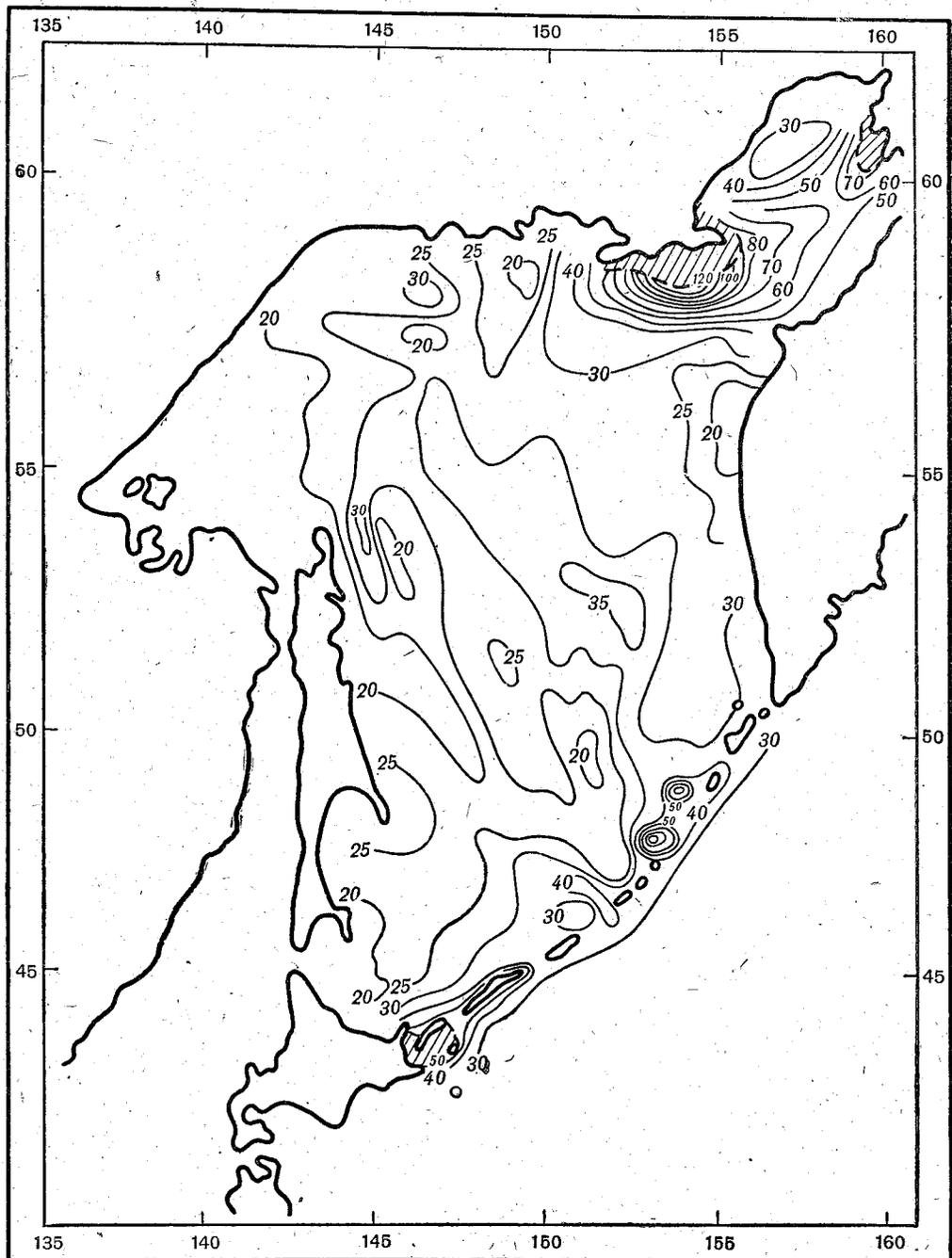


Рис. 7. Карта расчетных глубин вертикальной осенне-зимней циркуляции к концу ноября
Заштрихованные области обозначают зоны вентиляции.

в Курильской зоне приливного перемешивания конвекция может проникать до 80 и даже до 100 м, а в районе п-ов Кони, Пьягина — до 150—190 м.

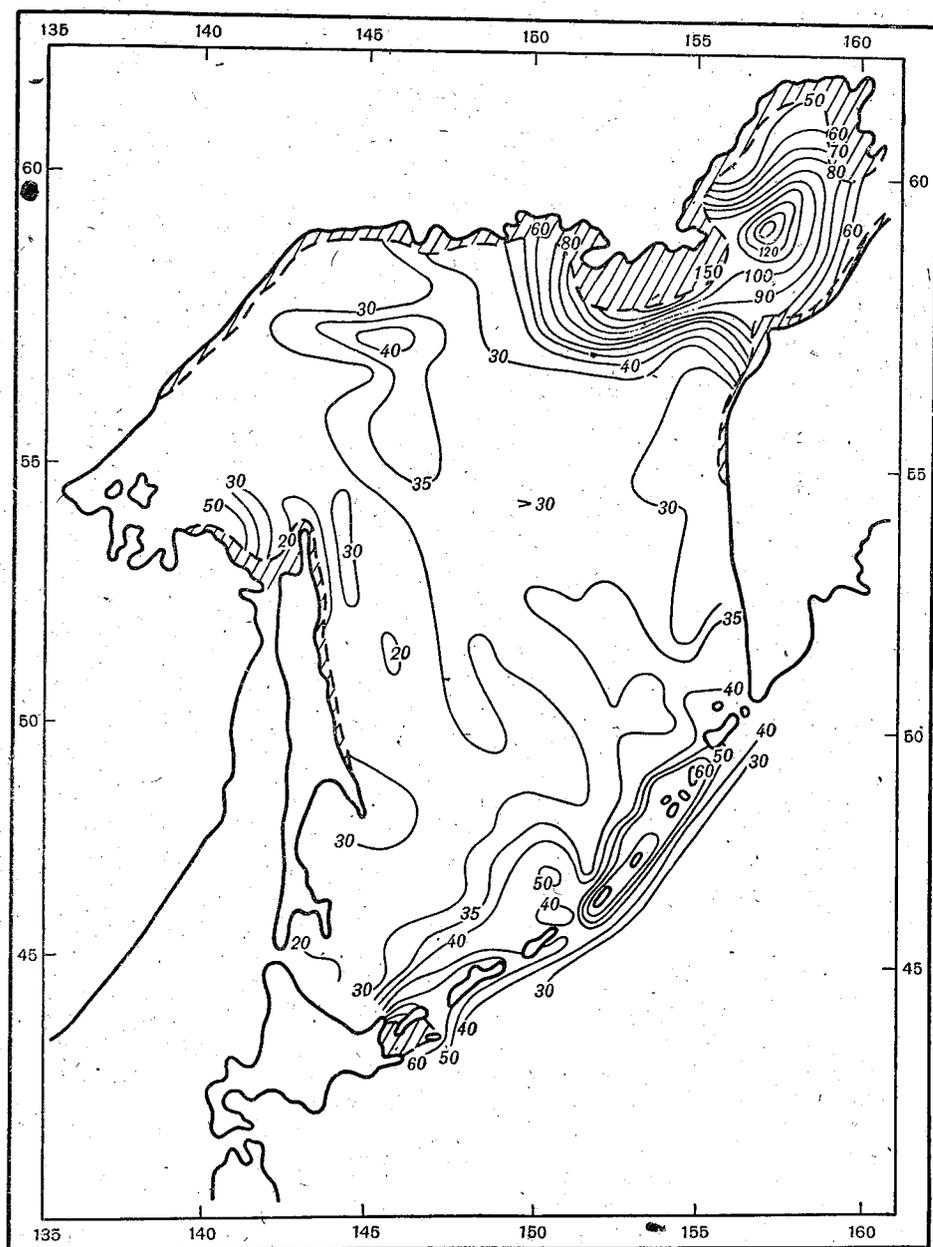


Рис. 8. Карта расчетных глубин вертикальной зимней циркуляции к концу декабря. Заштрихованные области обозначают зоны вентиляции.

В декабре (рис. 8) конвекция в общем охватывает слой глубиной 20—40 м, с дальнейшим увеличением глубины проникновения в зонах интенсивного приливного перемешивания.

В Курильской зоне конвекция проникает на глубины до 100—120 м и даже 150—170 м, в Пенжинском районе — до 150—200 м, причем

в центральной части самого залива — до 140 м. Наименьшие глубины конвекции дают восточная часть Сахалинского залива и район м. Елизаветы, где из-за наибольшего опреснения она не может проникнуть глубже 17—25 м.

В январе (рис. 9) в большей части открытого моря конвекция охватывает слой толщиной 30—50 м, а в районах интенсивного приливного перемешивания — до 100—150 и 170—230 м. Проникновение конвекции до больших глубин (100—120 м) отмечается в этом месяце и в крайней северо-западной части моря. Обращает на себя внимание область, прилегающая к о-ву Сахалин восточнее и северо-восточнее м. Терпения, где конвекция достигает 70 м глубины, что стоит в связи с уменьшением градиента плотности вод в районах, где таяние льдов играет меньшую роль. В окружающих эту область районах моря конвекция к концу января распространяется только до 30—40 м.

Наиболее сильное развитие вертикальной зимней циркуляции имеет место в феврале (рис. 10). К концу февраля в открытом море глубины конвекции достигают в восточной части 40—80 м, в средней — 80—100 м, в западной — 90—130 м, в южной — 40—80 м. Глубины конвекции в зонах приливного перемешивания — 150—250 м. В Пенжинском заливе вертикальная зимняя циркуляция проникает до 180—190 м, а перед Курильскими островами в Охотской части — до 100—150 и даже 250 м. В северной и северо-западной частях моря конвекция достигает глубин 130—180 м, за исключением полосы, простирающейся от м. Елизаветы на север до района восточнее о-ва Ионы и далее на северо-восток. В непосредственной близости от северной оконечности о-ва Сахалин глубины конвекции малы, всего 30—40 м, что связано с сильным распреснением (большие соленостные градиенты плотности).

Очень интересен район к северо-востоку от о-ва Ионы, где глубины конвекции составляют всего 50—60 м, тогда как в прилегающих районах она доходит до дна (130—140 м). Выше уже указывалось (см. рис. 2 и 4), что в летней картине строения холодного слоя в этом именно месте действием теплой воды прорывается своего рода сводчатый коридор. В период развития вертикальной зимней циркуляции теплая вода, наполняющая этот коридор, препятствует ледообразованию и, предостерегая этим осолонение, служит своеобразным тормозом конвекции. Этот тормоз исчезает только в марте, после чего конвекция и здесь начинает распространяться до дна. Нужно, однако, иметь в виду, что такая местная особенность, выявленная расчетом без учета переноса вод, в действительности может и не быть.

Таким образом, расчеты конвекции, выполненные применительно к географическим координатам, т. е. без учета переноса вод и адвекции тепла, показывают, что к концу зимы (рис. 11) все море покрывается мощным слоем очень холодной и несколько осолоненной воды. Величина осолонения колеблется от 0,3 ÷ 0,5‰ в юго-западной и Камчатской частях моря, до 1,0 ÷ 1,5‰ в районе Восточного Сахалина и 0,5 ÷ 1,5‰ в северной и северо-западной частях моря. В Пенжинском заливе величина осолонения изменяется от очень малых значений в средней части до 1,0 ÷ 1,5‰ в южной части Гижигинской губы.

Наибольшее осолонение имеет место в сильно распресненных частях, прилегающих к Северному Сахалину. В районе м. Елизаветы оно составляет 2,0 ÷ 5,0‰, а в восточной половине Сахалинского залива доходит, согласно расчетам, даже до 7,5‰ (соленость моря на поверхности увеличивается с 26,20 до 33,70‰).

Предельная глубина конвекции составляет в северной и северо-западной частях моря 180—200 м, в западной 100—130 м, в восточной

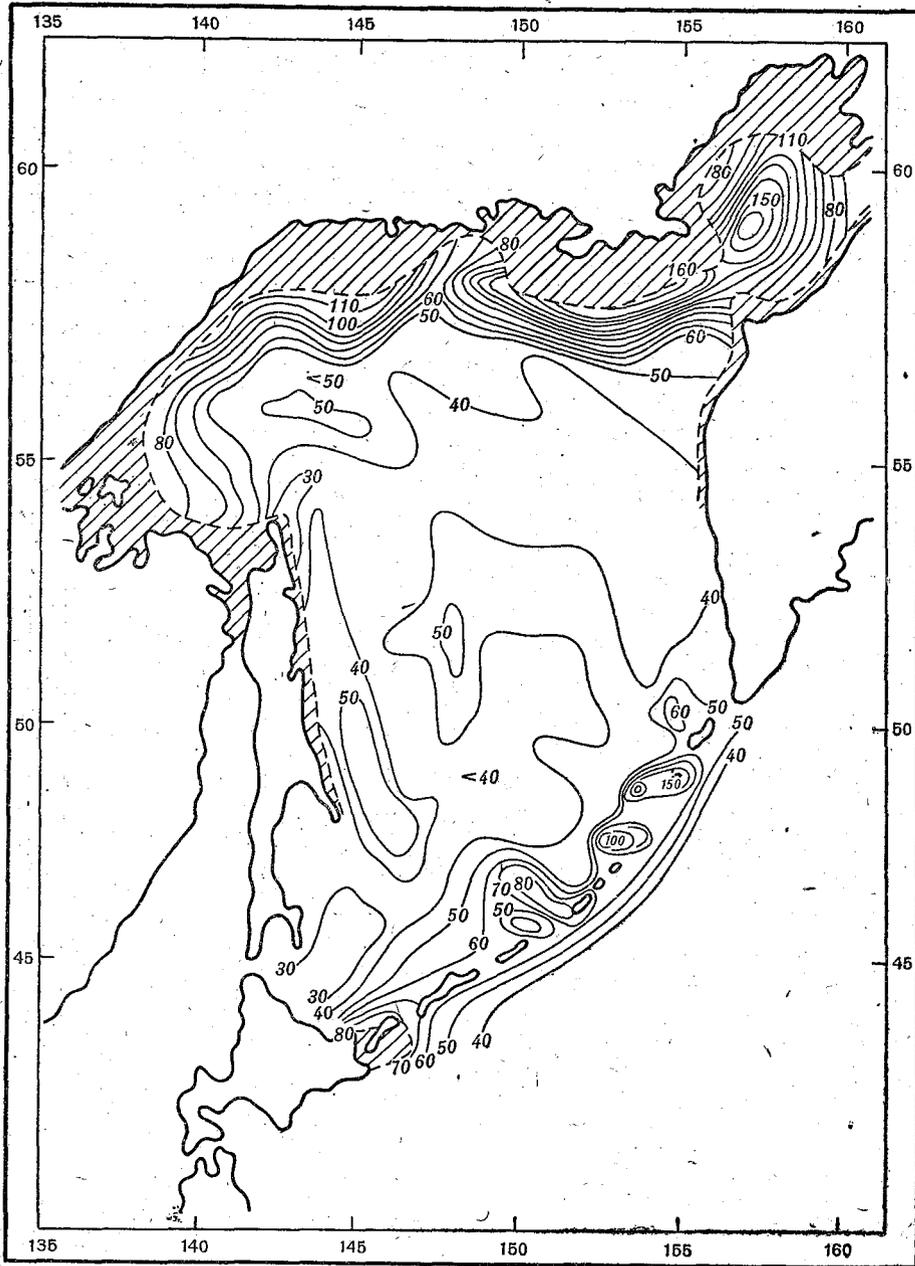


Рис. 9. Карта расчетных глубин вертикальной зимней циркуляции к концу января.
Заштрихованные области обозначают зоны вентиляции.

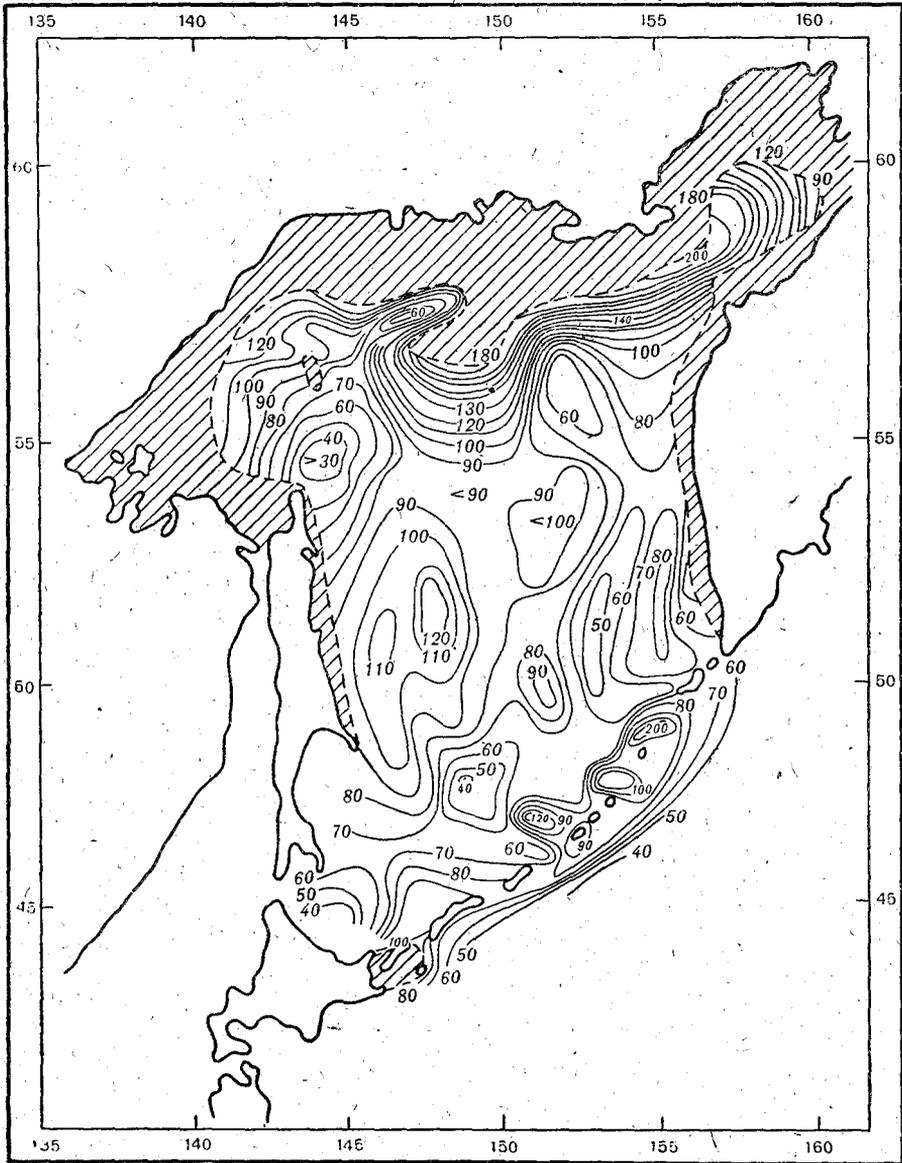


Рис. 10. Карта расчетных глубин вертикальной зимней циркуляции к концу февраля.
Заштрихованные области обозначают зоны вентиляции.

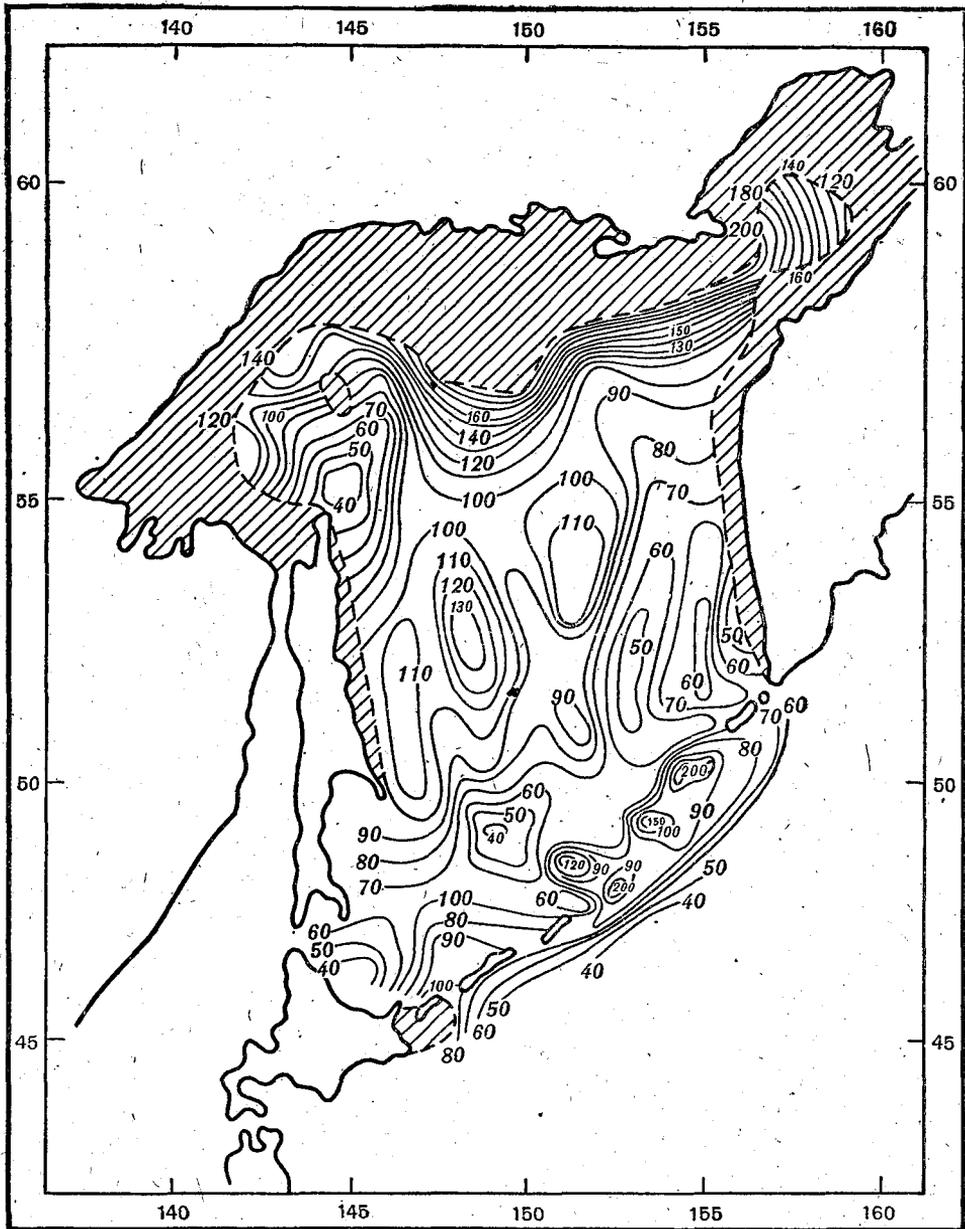


Рис. 11. Карта расчетных глубин вертикальной зимней циркуляции к концу марта.
Заштрихованные области обозначают зоны вентиляции.

50—80 м. Далее на юг пределы проникновения конвекции сначала уменьшаются до 70—90 и даже до 40—50 м, а с приближением к Курильскому району сильно увеличиваются — до 150—250 м, что стоит в связи с небольшим градиентом плотности вследствие однородности водных масс.

Весьма глубоко проникает конвекция и в самой Курильской зоне приливного перемешивания, доходя здесь до 150—200 м.

Для лучшего представления о ходе охлаждения охваченного конвекцией поверхностного слоя воды были построены карты глубин залегания слоя, имеющего температуру 0° , а также изохрон наступления температуры 0° во всем этом слое (карты не приводятся).

В Сахалинском заливе температура воды 0° наступает в конце октября — начале ноября. Вдоль берегов средней и северной частей о-ва Сахалина, во всем районе моря, прилегающем к Сахалинскому заливу и Шантарским островами, в прибрежной зоне крайнего северо-запада моря, а также в северо-западной части Пенжинского залива охлаждение воды до температуры 0° происходит в ноябре. В декабре охлаждение до 0° охватывает значительную площадь моря. Оно наблюдается в юго-западной части, распространяясь далеко восточнее и севернее м. Терпения, охватывает большой район около о-ва Ионы и всю северо-восточную четверть моря. В Пенжинском заливе охлаждение захватывает полосу, идущую от северо-западной части входа и в залив на северо-восток.

В январе охлаждение воды до 0° происходит во всей южной и крайней юго-западной части моря, а также в довольно широкой полосе открытого моря, направленной на северо-запад до широты м. Елизаветы и далее на север.

Также в январе охлаждается до 0° вся юго-восточная часть Пенжинского залива.

В феврале охлаждение происходит в районе м. Омгон, в районе, прилегающем к северным островам Курильской гряды, а также в области, идущей далеко на северо-запад от пролива Буссоль. Во всей Курильской зоне интенсивного перемешивания вода вообще не охлаждается до температуры 0° , тогда как прилегающие к этой зоне участки Охотского моря и Тихого океана могут покрываться льдом местного происхождения.

Глубины залегания слоя, имеющего температуру 0° , в открытом море в общем однообразны — 30—35 м. В западной части моря они равны 20—30 м, в северо-западной колеблются от 20 до 40 м, а в южной и юго-западной частях они доходят до 30—40 м. Наибольшая толщина слоя с температурой 0° наблюдается в районе северной группы Курильских островов (до 60 м), перед проливом Буссоль (до 90 м), в центральной части Пенжинского залива (до 150 м).

Только в трех местах (Южно-Курильское мелководье, у п-вов Кони — Пьягина и п-ва Тайгонос) температура 0° наступает после начала вентиляции. Во всех других районах вентиляция начинается при отрицательных температурах.

Зоны вентиляции. Представив таким образом всю картину последовательного развития вертикальной зимней циркуляции, легко выделить зоны вентиляции, где придонные слои воды каждую зиму освежаются поверхностными (см. рис. 6—11).

Вентиляция придонных слоев начинается уже в октябре и у п-ва Пьягина и на Южно-Курильском мелководье (см. рис. 6). В ноябре (см. рис. 7) зона вентиляции у п-ва Пьягина расширяет свои размеры и появляется у п-ва Тайгонос.

В декабре (см. рис. 8) она наблюдается уже вдоль всей береговой

части Пенжинского залива с широким распространением у п-ва Кони — п-ва Пьягина и очень узкой полосой прослеживается вдоль всех остальных берегов. В это же время она начинается и в Сахалинском заливе.

В январе (см. рис. 9) зона вентиляции сильно расширяется в крайней северо-западной и северной частях моря. Сахалинский залив полностью лежит в зоне вентиляции. В Пенжинском заливе область не-вентилируемых вод сужается. Несколько увеличивается эта зона и вдоль Камчатки.

В феврале (см. рис. 10) начинается вентиляция у о-ва Ионы. У берегов Камчатки к этому времени она наблюдается уже в полосе шириной 15—30 миль. В Пенжинском заливе, в северной и северо-западной частях имеет место дальнейшее расширение зон вентиляции, продолжающееся и в марте. В действительности зона вентиляции в Пенжинском заливе расширяется еще быстрее, чем показывает расчет. Этому помогает сползание холодных вод, которые, как видно из рис. 1 и 3, в конце концов заполняют котловину залива.

Если верить расчету, то до самого марта к северо-востоку от о-ва Ионы сохраняется область, где вентиляция придонных слоев отсутствует, так как проникающие сюда теплые глубинные воды не позволяют конвекции распространяться до дна. Только в марте (см. рис. 11) вертикальная зимняя циркуляция пробивает это препятствие и обеспечивает вентиляцию придонных вод. Вероятно, и здесь это в действительности происходит раньше.

Таким образом, к концу зимы наиболее провентилированными водами являются воды Южно-Курильского мелководья, района п-вов Кони — Пьягина, района п-ва Тайгонос, Сахалинского залива, а также широкой полосы северной и северо-западной частей моря. Воды Сахалинского и Камчатского побережья также хорошо провентилированы, хотя в довольно узкой полосе.

Гидрологические карты, построенные на основе расчета конвекции, позволяют также установить продолжительность вентиляции в различных зонах. Если на Южно-Курильском мелководье и в районе п-вов Кони и Пьягина вентиляция продолжается в течение всего периода охлаждения (6 месяцев), то у о-ва Ионы она длится всего лишь 1—2 месяца.

Особенности ледообразования. Развитие вертикальной зимней циркуляции сопровождается ледообразованием, процессы которого можно проследить по картам критической глубины замерзания, показателей замерзания и изохрон появления льда.

Карта показателей замерзания (рис. 12) показывает, что в разных частях моря замерзание начинается при различных потерях тепла. В юго-западной части моря ледообразование начинается после того, как потери тепла составят 25—30 ккал/см², в прикамчатском районе — 20—30 ккал/см², в центральной части моря — 30—35 ккал/см², а ближе к югу — 35—40 ккал/см². В западной половине моря показатели замерзания меньше: они составляют 20—26 ккал/см², а вдоль побережья Сахалина — 16—20 ккал/см². В очень широкой полосе северо-западного и северного районов количество теряемого к моменту начала ледообразования тепла составляет 20—25 ккал/см², а в местах влияния теплых глубинных вод — 35—45 ккал/см².

В областях интенсивного приливного перемешивания Пенжинского залива показатели замерзания изменяются от 35 до 45 ккал/см². В местах наибольшего распреснения показатели замерзания, как и следовало ожидать, оказываются весьма низкими. Так, в Сахалинском заливе они колеблются от 9—7,5 до 2 ккал/см², что говорит о том, что за-

мерзание здесь начинается почти сразу же после начала охлаждения.

В полном соответствии с показателем замерзания находится и другой показатель процессов ледообразования — критическая глубина замерзания. В центральной части моря ледообразование начинается

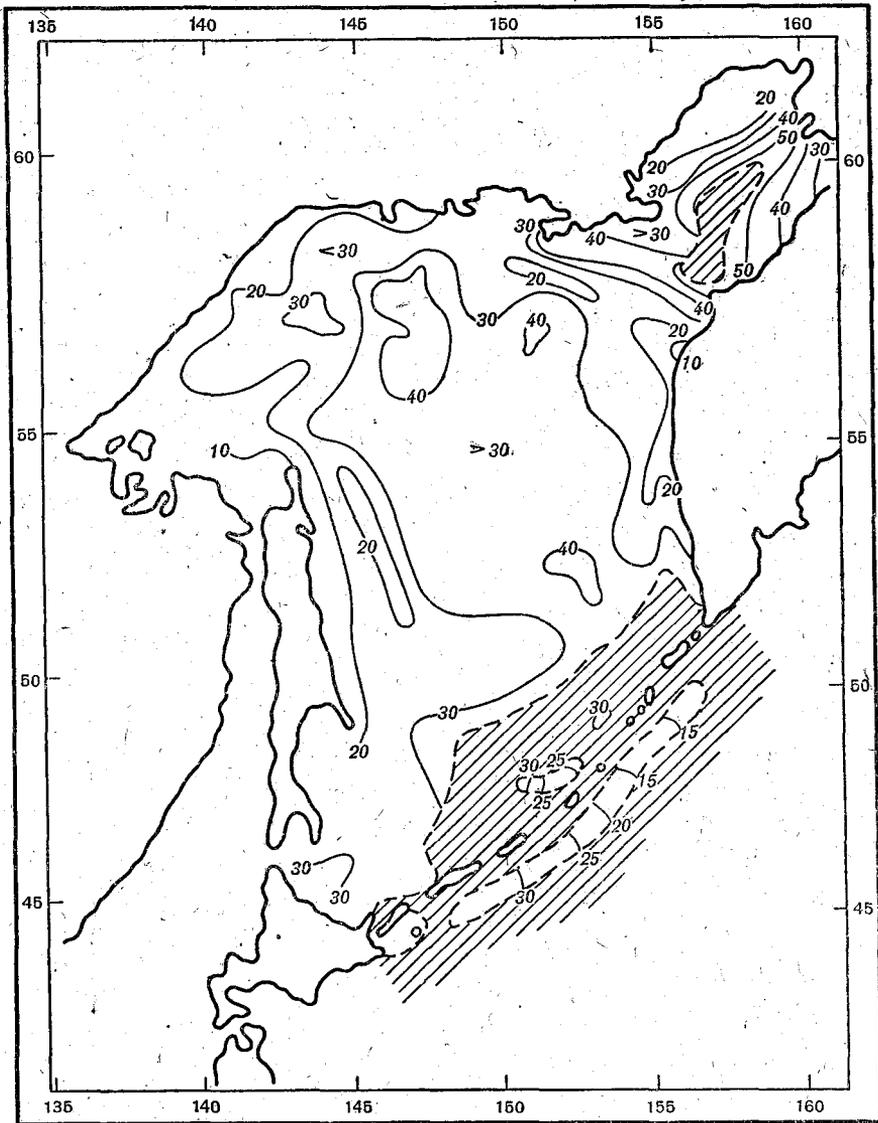


Рис. 12. Карта расчетных показателей замерзания, в ккал/см².
Заштрихованные области обозначают зоны, в которых отсутствует ледообразование.

в среднем при достижении конвекцией глубины 30—36 м. Наименьшие глубины конвекции, при которых начинается образовываться лед, имеют место в Сахалинском заливе, где они равны 12—13 м. В районах интенсивного приливного перемешивания (у п-вов Кони-Пьягина и п-ва Тайгонос) замерзание начинается после того, как конвекцией охватывается вся толща воды до самого дна (до 60—90 и даже 150—190 м).

С помощью карты изохрон появления льда (рис. 13) удастся установить примерную границу области, в пределах которой вообще обра-

зуется лед. Эта граница в то же самое время представляет собой линию раздела областей моря с полярным и субполярным типами конвективного перемешивания (по Зубову).

Карта изохрон появления льда показывает, в частности, что в широкой полосе моря, прилегающей к Курильской гряде, лед может быть

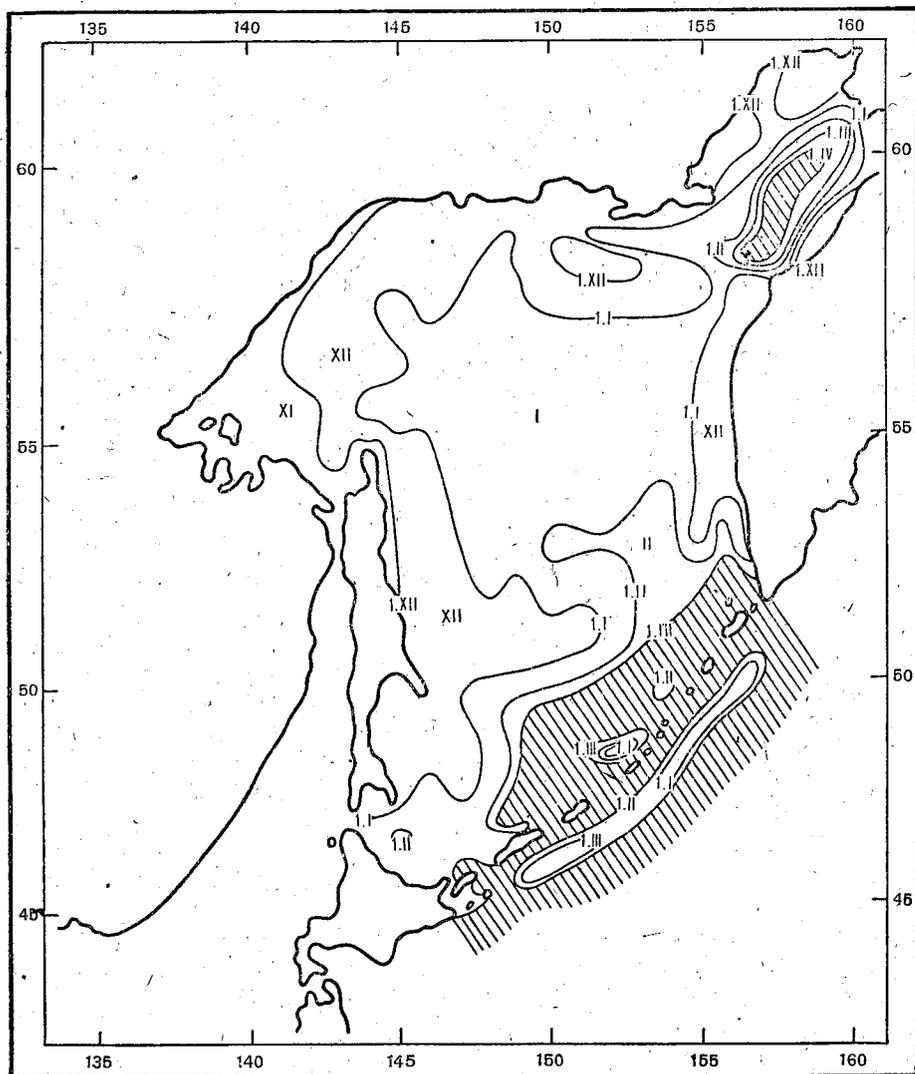


Рис. 13. Карта расчетных изохрон образования льда.

Заштрихованные области обозначают зоны в которых отсутствует ледообразование.

только наносным, хотя и здесь обнаруживаются небольшие районы вблизи Курильских островов и даже целая полоса вдоль них в океане, где, по расчету, местное ледообразование все же возможно. Уверенности в реальности этого расчета, конечно, нет, но некоторые соображения в его пользу высказать можно. Ритмичные качания вод относительно проливов приводят к охлаждению поверхностного слоя (холодные пятна) вследствие перемешивания их с глубинными. Наибольшей интенсивности это перемешивание достигает в самих проливах, а с удалением от них оно слабеет. Поэтому в некотором удалении от Курильской гря-

ды распространяющиеся вокруг нее поверхностные воды, уже охладившиеся летом в проливах, зимой не отепляются глубинными водами, что и может ускорить их охлаждение до температуры замерзания. Это тем вероятнее, что сюда постоянно подносятся воды холодного промежуточного слоя как со стороны Охотского моря, так и со стороны Тихого океана течением из Берингова моря.

Весьма любопытно, что расчетные данные указывают на то, что местное ледообразование нормально отсутствует также в небольшой области, располагающейся в средней части Пенжинского залива, достигающей почти до м. Омгон. Здесь это результат приливного перемешивания и значительных глубин залива.

В широкой полосе северной и северо-западной частей моря, а также в западной области моря, прилегающей к о-ву Сахалин, ледообразование, как и вдоль берегов Камчатки, происходит в декабре. В прибрежной зоне Пенжинского залива, всей северной и северо-западной частях моря ледообразование начинается в ноябре, а в некоторых местах — в октябре. В Сахалинском заливе лед образуется в октябре — первых числах ноября. В открытой части самого моря ледообразование происходит в основном в январе, а к северо-западу от о-ва Алаид — только в феврале.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н. Н. Зубов. Морские воды и льды. Л., Гидрометеиздат, 1938.
2. Н. Н. Зубов. Динамическая океанология. Л., Гидрометеиздат, 1947.
3. А. А. Баталин и Н. Г. Васюкова. Опыт расчета теплового баланса Охотского моря, Труды Океанографической комиссии, т. VII, АН СССР, 1960.
4. Н. Philips. Der Wärme- und Wasserhaushalt der Indo-Pazifischen Ozeans, 1949.
5. Н. Н. Алексеев. О рейде ледокола «Федор Литке» в Охотском море зимой 1931—32 гг. Исследования морей СССР, вып. 22, изд. ГГИ., 1935.
6. К. С. Лукс. Охотское море и зимний рейс 1931—32 г. «Советский Север», № 5, 1932.
7. Л. Ф. Рудовиц. Льды в Охотском море летом 1916 г. Метеорологич. вестник, т. 27, № 2, 1917.
8. Сведения о состоянии льдов на морях СССР, вып. 1—9, 1926—1938.
9. И. А. Киселев. Фитопланктон дальневосточных морей как показатель некоторых особенностей их гидрологического режима. Труды ГОИН, вып. 1. (13) 1947.
10. Лущия Охотского моря. Изд. Гидрографического Управления РККФ, 1938.
11. М. А. Сергеев. Курильские острова. М., Географгиз, 1947.
12. П. В. Ушаков. Система вертикальных зон Охотского моря. ДАН СССР, сер. XVIII, № 4. 1949.
13. Б. П. Алисов. Климатические области и районы СССР. М., Географгиз, 1947.
14. А. К. Леонов. Региональная океанология. Часть I, Л., Гидрометеиздат, 1960.
15. А. И. Соловьев. Курильские острова. Изд. Главсевморпуть, 1947.
16. П. В. Ушаков. Некоторые особенности фауны и гидрологического режима Охотского моря. «Природа», № 11, 1934.
17. П. В. Ушаков. Охотское море. Морск. сборник, № 1, 1940.
18. П. В. Ушаков. Курильская гряда. «Природа», № 6, 1946.
19. П. В. Ушаков. Значение проливов Курильской гряды для кислородного режима Охотского моря. Труды ГОИН, вып. 1 (13), 1947.