

# РЕЗУЛЬТАТЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ БЕРИНГОВА МОРЯ ПО ПРОГРАММЕ BASIS В 2002-2004 ГГ.

Басюк Е.О., Хен Г.В.

(ФГУП «Тихоокеанский научно-исследовательский рыбо-хозяйственный  
центр», Владивосток)

Рассматриваются результаты гидрологических работ 2002-2004 гг. в Беринговом море, выполняемых в рамках международной программы BASIS. Приводятся данные по расходу вод в Камчатском проливе, динамике вод, температуре и солености верхнего слоя моря, их аномалиям, значениям вертикальных градиентов температуры. Отмечено, что первые годы выполнения программы проходили на фоне значительных климатических изменений в дальневосточном регионе и совпали с фазой потепления вод и усиления водообмена с Тихим океаном.

На ежегодной встрече Северо-Тихоокеанской комиссии по анадромным рыбам (NPAFC) в 2001 г представителями США, Канады, Японии и России была разработана 5-ти летняя международная программа долгосрочного экосистемного исследования лососей Берингова моря: Bering-Aleution Salmon International Survey (BASIS).

Одна из основных целей исследований - изучение влияния абиотических факторов на пространственное распределение лососей в их морской период жизни. ТИПРО-центр с 2002 г. ежегодно на научно-исследовательском судне «ТИПРО» проводит комплексную (траловую, гидробиологическую, акустическую, океанографическую) съемку в экономической зоне России. В центральной части моря аналогичные работы выполняли японское исследовательское судно «Kaiyo maru», на востоке моря - американские «Northwest Explorer», «Sea Storm». Цель данной работы – исследование особенностей гидрологических условий в Беринговом море в 2002-2004 гг. Поскольку в эти годы происходили очевидные изменения как в атмосфере, так и в самом море, то в работе затронуты некоторые аспекты, касающиеся климатических условий – межгодовая изменчивость ледовых условий, усиление водообмена в Камчатском проливе и т.д.

Материал и методика. Сбор гидрологического материала на НИС «ТИПРО» производился автоматическим океанологическим зондом MARK-II фирмы «Nail Brown» в 2002 и 2003 гг. и SBE-25 в 2004 г. Зондирование проводилось до глубины 1000 м на основных съемках и до 1500 м на Камчатском разрезе. На судах Японии и США использовался SBE-19. Положение использованных в работе океанологических станций показано на рис. 1.

Всего осенью 2002 г. было выполнено 326 станций, летом 2003 г. - 143, осенью 2003 г. - 261 и осенью 2004 г. - 71. Таким образом, в ходе выполнения этой

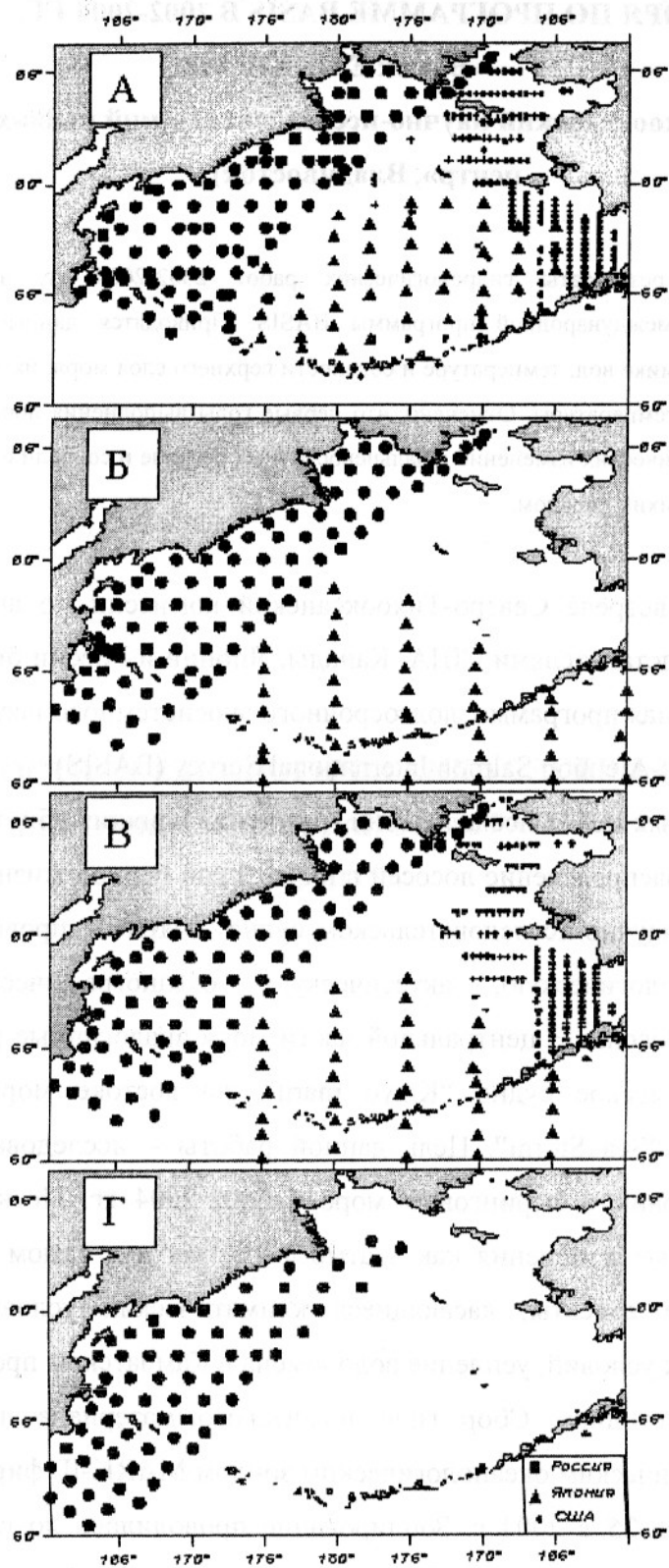


Рис. 1. Схема гидрологических станций, выполненных по программе BASIS осенью 2002 г. (А), летом и осенью 2003 г. (Б и В) и осенью 2004 г. (Г)

международной программы выполнены, наиболее масштабные сезонные глубоководные гидрологические съемки Берингова моря за всю историю наблюдений. Были выделены летние (конец июня - середина августа) и осенние (конец августа - середина октября) периоды.

По данным гидрологических работ были построены карты динамической топографии относительно 1000 дбар для глубоководной части моря и относительно 100 дбар в пределах Чукотско-Аляскинской континентальной террасы (от Анадырского залива на северо-западе до п-ва Аляска на юго-востоке), условно ограниченной 200-метровой изобатой. Для характеристики океанологических параметров верхнего слоя моря были построены карты распределения температуры и солености на глубине 10 м и их аномалий. Были рассчитаны максимальные вертикальные градиенты температуры в сезонном термоклине и их топография. Для различных расчетов использовалась программа OBZerver v.3.1 (Бережинский и Зимин, 2004).

### 1. Особенности климатических условий в годы BASIS.

Согласно данным, представленным на сайте “<http://data.giss.nasa.gov/gistemp>”, в последние 30 лет прослеживается сильный тренд, направленный в сторону увеличения глобальной приземной температуры воздуха. Самым теплым за все годы инструментальных наблюдений (с 1880-х) был 1998 г., тогда как 2002-2004 годы по знаку положительных аномалий соответственно заняли места со второго по четвертое. Оперативные данные американского центра диагностики климата ([www.cdc.noaa.gov](http://www.cdc.noaa.gov)) также показали, что положительные аномалии поверхностной температуры воды на акватории Берингова моря, начиная с лета 2002 г., были стабильно доминирующими.

В 2002-2004 гг. стала постепенно уменьшаться интенсивность северного ветрового переноса, или зимнего муссона (Глебова, 2005). Более того, в 2003 г. зимний муссон над Беринговым морем фактически не был выражен, тогда как летний муссон, напротив, вследствие сдвига дальневосточной депрессии на восток, усилился.

В соответствии с атмосферными условиями (зимними муссонами) ледовые условия в 2003 и 2004 гг. были наиболее благоприятными (табл. 1).

Таблица 1

Площадь максимального распространения льда (S), тыс. кв. км

Годы	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004
S	841	1027	988	1024	718	1005	711	818

Наибольшее распространение льда было отмечено в 1998-2000 и 2002 гг., когда акватория моря, закрытая льдом, составляла примерно 1000 кв.км, т.е. около 43% всей площади моря, тогда как в малоледовитые 2001, 2003 и 2004 гг. – до 36%.

Для характеристики весенних процессов были рассчитаны площади льда в период их быстрого разрушения (первая декада июня). Для этой цели был выбран район северо-западной части моря между 170° в.д. - 170° з.д., так как именно здесь лед сохраняется наиболее длительное время. Как видно из табл. 2, межгодовой ход ледовитости в первой декаде июня имел свои особенности. Медленное разрушение ледового покрова происходило в 1998-2000 годах (126-179 тыс.кв.км), тогда как в 1997 г. только небольшая часть моря (34 тыс.кв.км) была занята льдами. Малое количество льда было характерно для периода 2001-2004 гг. (48-69 тыс. кв. км) с локальным минимумом в 2002 г. Таким образом, если зимние условия 2002 г. были одними из самых суровых за последние восемь лет, то весенние процессы протекали бурно, что обусловило быстрое очищение моря ото льда. В целом можно отметить, что уже в 2001 г. в Беринговом море наметилась тенденция к потеплению, а, начиная с лета 2002 г., на акватории моря от месяца к месяцу существовали устойчивые положительные аномалии температуры воды.

Таблица 2

Среднедекадная (1-я декада июня) площадь льда (тыс.кв.км) в северо-западной части моря

Годы	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004
Площадь	34	146	179	126	66	48	57	69

## 2. Расход воды в Камчатском проливе

Хорошим показателем межгодовой изменчивости водообмена с Тихим океаном является расход воды в Камчатском проливе. Пролив играет основную роль в стоке берингоморских вод, тогда как через другие проливы Алеутской гряды происходит, в основном, заток тихоокеанских вод (Арсеньев, 1967). Предполагается, что межгодовая изменчивость расхода воды в Камчатском проливе связана с долгопериодными климатическими волнами. Механизм связи (Лучин и др., 1998) можно представить следующим образом: доминирование зональных атмосферных макропроцессов → потепление воздушных масс над морем → интенсификация поступления тихоокеанских вод → увеличение температуры вод + увеличение объема вод, в т.ч. из-за увеличения площади, занимаемой Алеутской депрессией и за счет преобладания нагонных ветров южных румбов. В свою очередь, это должно стимулировать увеличение сброса вод из Берингова моря через два основных сточных пролива – Берингов и Камчатский и обновлению вод Берингова моря. Указанные процессы интенсификации водообмена могут

стимулировать перемешивание и обогащение верхнего слоя моря биогенными веществами. Таким образом, водообмен через Камчатский пролив может рассматриваться как один из важных показателей динамики вод моря, а с динамикой, в свою очередь, связаны и состояние рыбных запасов в целом (Радченко, 1994).

В табл. 3 приведены данные о расходе воды через Камчатский пролив в 1999-2004 гг. Разрезы выполнялись в теплое время года, с июня по сентябрь, поэтому они условно отнесены к летнему периоду времени. Из таблицы видно, что с 1999 по 2003 гг. отчетливо прослеживалась тенденция увеличения расхода воды в Камчатском проливе. По сравнению с “холодным” по термическим и ледовым условиям 1999-м годом летний расход в слое 0-1500 м увеличился в 2003 г. в 1.8 раза – с 3.4 до 6 Св.

Таблица 3

Расход воды в Камчатском проливе в теплое полугодие в Св ( $\cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ ) в слое 0-1500 м

Годы	1999	2000	2001	2002	2003	2004
Расход	3.37	1.65	5.18	5.35	6.05	4.81

В 2004 г. произошло снижение расхода вод в проливе по сравнению с предыдущими тремя годами. Расход относительно 1500 дб составил 4.8 Св (3.0 относительно 1000 дб), что на 25% меньше, чем в 2003 г. Ослабление носило временный характер, по-видимому, из-за присутствия вблизи Камчатского пролива крупного антициклонического вихря.

### 3. Динамика вод.

Циркуляция вод Берингова моря формируется и поддерживается, прежде всего, за счет непрерывного поступления в бассейн моря вод Тихого океана, как благодаря существованию Аляскинского течения, которое транспортирует в поверхностном слое относительно теплые воды и течет на запад вдоль Алеутских островов, так и благодаря водам Западного субарктического циклонического круговорота. При ослаблении циркуляции в Аляскинском круговороте создаются аномальные условия водообмена в проливах Камчатский и Ближний (Котенев, 1995; Верхунов и др., 1995).

Основным местом поступления тихоокеанских вод является пролив Ближний (Добровольский, Арсеньев, 1961). Воды, проникающие через него в море, дают начало течению Атту. Часть вод распространяется на север в направлении м. Олюторского, а главный поток следует на восток, где в него вливаются воды из других проливов Алеутских островов. В юго-восточной части моря поток, называемый далее Центрально-Берингоморским течением (ЦБТ), движется вдоль континентального склона на северо-запад.

Осенью 2002 г был замечен сильный поток тихоокеанских вод через пролив Ближний и средние проливы Алеутских о-вов (рис. 2а). В пределах Командорской котловины и над хребтом Ширшова отмечалось преимущественно циклоническое движение вод. По сути, этот круговорот являлся северной частью Западного субарктического круговорота. Струйный поток вод Аляскинского течения начинался в проливе Амчитка и, подпитываемый водами из пр.Ближнего, вдоль восточного склона хребта Бауэрс следовал строго на север. Стрежень течения находился рядом с меридианом 180°.

Видимо осенью 2002 г сложилась ситуация, когда ЦБТ оторвалось от континентального склона и сместилось на запад до хребта Бауэрса. Подобно ЦБТ между 59-60° с.ш. происходило разветвление течения. Часть вод вдоль корякского побережья и восточной Камчатки уходила в южном направлении, принимая участие в формировании вод Восточно-Камчатского течения. Другая ветвь была направлена в сторону Анадырского залива и далее в сторону Берингова пролива. Восточная половина Алеутской котловины была занята слабовыраженными потоками вод с большим количеством мезомасштабных круговоротов. На восточно-берингоморском шельфе наблюдалась тенденция к образованию потоков, параллельных изобатам. Над большей частью этого сектора моря преобладали северо-западные поверхностные течения, благодаря чему часть шельфовых вод поступала в северо-западную часть моря. У южных берегов о. Св.Лаврентия был выражен поток восточного, северо-восточного направления; часть вод, миновав зал. Кука, поступала в Берингов пролив. Юго-западнее о. Св.Лаврентия было отмечено антициклоническое вращение вод.

Таким образом, осенью 2002 г. размер берингоморского циклонического круговорота, был почти на треть меньше, чем обычно. В глубоководной котловине моря схема течения близка к составленной Хьюге и др. (Hughes al., 1974) по результатам исследований летом в 1970 и 1971 гг., с использованием океанологических характеристик и наблюдений за дрейфом парашютных буюв.

В крупномасштабном плане различия схем циркуляции вод, полученных в ходе летней и осенней съемок 2003, небольшие (рис. 2б и 2в). По сравнению с летним периодом осенью 2003 г. усилился поток вод западного субарктического циклонического круговорота, в результате чего одна из ветвей тихоокеанских вод двигалась от Алеутских островов в меридиональном направлении и между 57-59°с.ш., 175 - 180° в.д. поворачивала на запад.

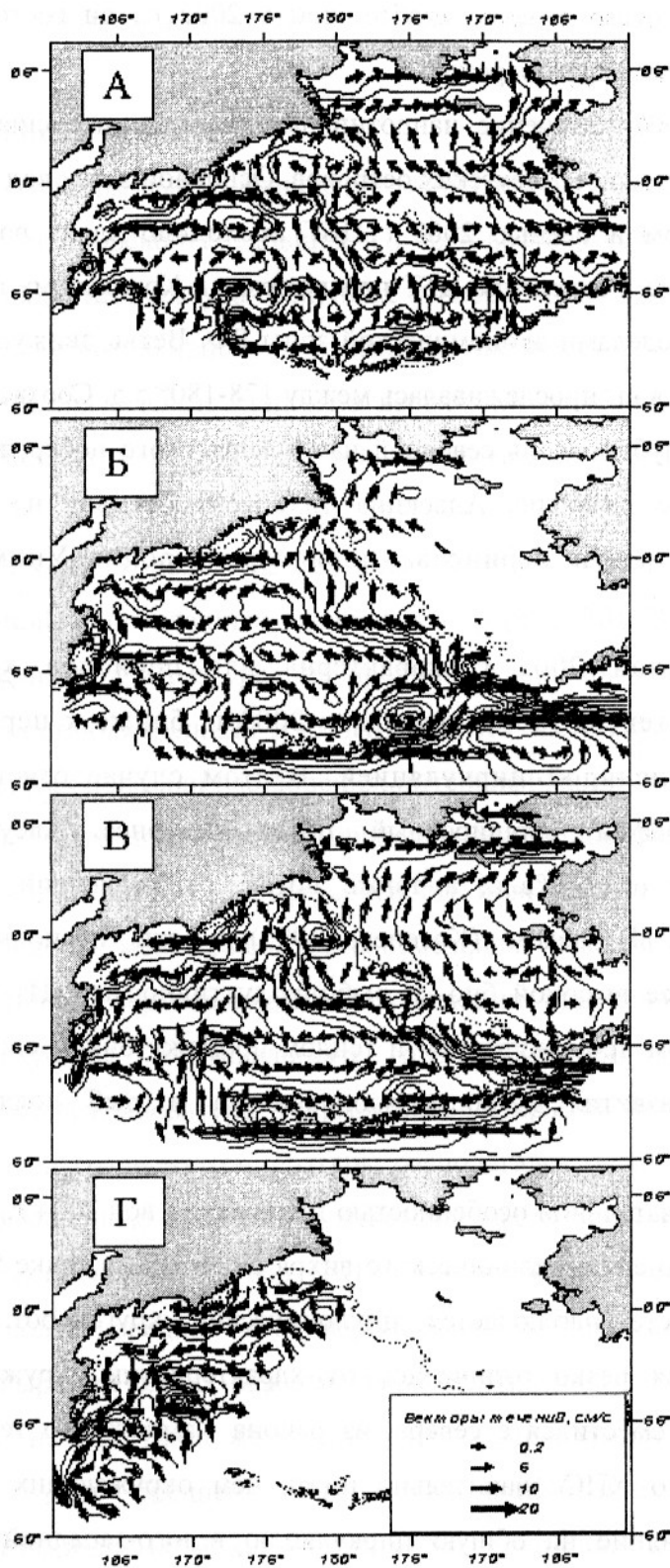


Рис. 2. Условная динамическая топография (через 20 дин.мм) и векторы течений осенью 2002 (А), летом и осенью 2003 (Б и В) и осенью 2004 г. (Г). На Чукотско-Аляскинском шельфе с глубиной менее 200 м динамические высоты рассчитывались от 100 дбар, на остальной акватории – от 1000 дбар.

Тем не менее, по материалам 2003 г. можно отметить, что развитие этого круговорота в 2003 г. было заметно слабее, чем в 2002 г., он состоял из отдельных неглубоких циклонических круговоротов.

Аляскинское струйное течение, напротив, находилось в интенсивной фазе развития и было четко выражено южнее Алеутских островов. Основной заток вод происходил через пролив Ближний. Летом и осенью 2003 г. ЦБТ проходило вдоль восточной границы глубоководного бассейна. Разделение ЦБТ при подходе к Корьякскому побережью на две ветви произошло за пределами экономической зоны РФ. Ветвь движущихся на север со скоростью более 5 см/с вод прослеживалась между 178-180° з.д. Соответственно, область дивергенции у свала глубин вдоль северной части корьякского побережья, между 60-61° с.ш. получила большее развитие. Адвекция тихоокеанских вод на внешнюю часть шельфа в восточной части Берингова моря через пролив Унимак также была интенсивной.

Схема циркуляции 2002 г. характерна для периодов холодных лет в Беринговом море (Котенев, 1995), тогда как 2003 г. ближе к периодам с теплым режимом вод и интенсивной циркуляцией. В этом случае отчетливо выражен в динамической топографии субширотный поток севернее Алеутских островов, следующий на восток от 170° в.д., а также поток, окаймляющий с северо-востока Алеутскую котловину. В целом (Котенев, 1995) в эти периоды воды должны характеризоваться более высокой био- и рыбопродуктивностью. Из-за более высокой температуры в холодном промежуточном и теплом промежуточном слоях - ХПС и ТПС (0-400 м) условия развития и роста зоопланктона и рыб должны быть более благоприятными.

Наиболее примечательной особенностью циркуляции вод 2004 г. (рис. 2 г) явилось существование мощного антициклонического вихря с центром в точке 56° с.ш. - 169° в.д. Обычно на этом месте наблюдается циклонический круговорот. Термохалинные параметры этого вихря резко отличались от характеристик окружающих вод. По-видимому, этот вихрь сместился с севера, из района Камчатского течения, поскольку температура в ядре его ХПС значительно ниже, чем окружающих вод. Этот вихрь оказывал заметное влияние на общую циркуляцию в юго-западной части моря. По крайней мере, расход воды на север с западной стороны от центра (6.61 Св) на 0.54 Св превышал расход с восточной стороны на юг. По южной периферии вихря часть тихоокеанских вод втягивалась непосредственно из пролива Ближнего и, следуя на северо-запад и сливаясь далее с Камчатским течением, выходила из моря через Камчатский пролив. Вполне возможно, что таким образом этот вихрь препятствовал более полному поступлению тихоокеанских вод через пролив Ближний и



распространению их на север. Поступление вод со стороны западного субарктического круговорота в пределы Берингова моря было незначительным.

#### 4. Термохалинные условия

Осенью 2002 г. самые высокие значения температуры (11-12.5°C) были отмечены в южной половине Командорской котловины и в юго-восточной части моря (рис. 3а). В районе Алеутской гряды температура была ниже (менее 9°), чем в центральной части моря (9.5-10°). Причина – интенсивное вертикальное перемешивание вод в проливах, приводящее к перераспределению тепла по вертикали. Наиболее низкая температура, ниже 5°, была отмечена в северо-западной части моря, что связано с начавшимся выхолаживанием вод.

В поле солёности хорошо просматривался язык повышенной солёности над Алеутской котловиной, направленный с юга на север (рис. 3б). Это связано с сильным затокном тихоокеанских вод через средние проливы Алеутской гряды. Воды с высокой (более 33 епс) солёностью заполнили всю центральную часть глубоководной котловины до хребта Ширшова. Как показали наблюдения, интенсификация тихоокеанских вод была ограничена поверхностным слоем, не превышающим по мощности ВКС.

На Чукотско-Аляскинском шельфе солёность повсеместно была ниже 32.5 епс, а наиболее низкая солёность, менее 28 епс, была отмечена в устьевой зоне р.Юкон.

Различная степень вертикальной стратификации определила пространственную неоднородность глубины вертикального перемешивания. Типичные значения вертикального градиента температуры в термоклине в открытой части моря составили 0.4-0.6°C/м, максимальный градиент температуры располагался между горизонтами 30-40 м (рис. 4а и 4б). Повышенные значения в открытой части моря (более 0.6°C/м) обычно прилегли к зоне распространения вод ЦБТ и Камчатского течений. На мелководных участках шельфа воды нередко были перемешаны до дна, сезонный слой скачка температуры был выражен слабо, максимальные вертикальные перепады температуры составляли менее 1° на 5 м. Такие же низкие вертикальные градиенты отмечались вдоль Алеутской гряды. Для средней области восточно-берингоморского шельфа, ограниченной изобатами 50-100 м, характерна четко выраженная двухслойность вод. Эта область хорошо выделялась по наиболее высоким значениям градиентов температуры, составляющим 1-2°C/м. По мере удаления от побережья Аляски слой скачка постепенно заглублялся от значений менее 15-20 м над 50-м изобатой до глубины 30-35 м у внешнего шельфа.

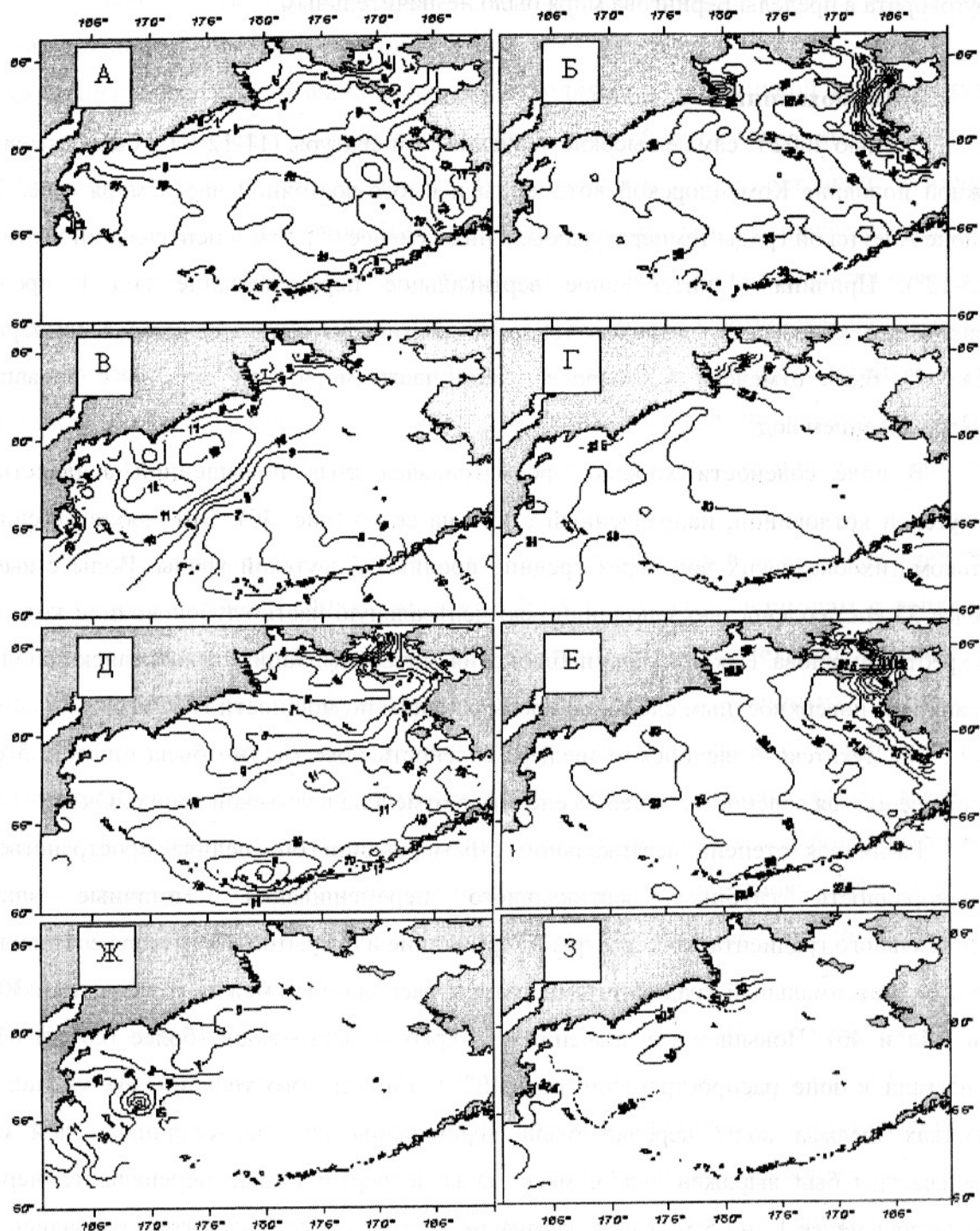


Рис. 3. Распределение температуры и солености на горизонте 10 м, соответственно А и Б – осенью 2002 г., В и Г - летом и Д и Е осенью 2003 г., Ж и З - осенью 2004 г.

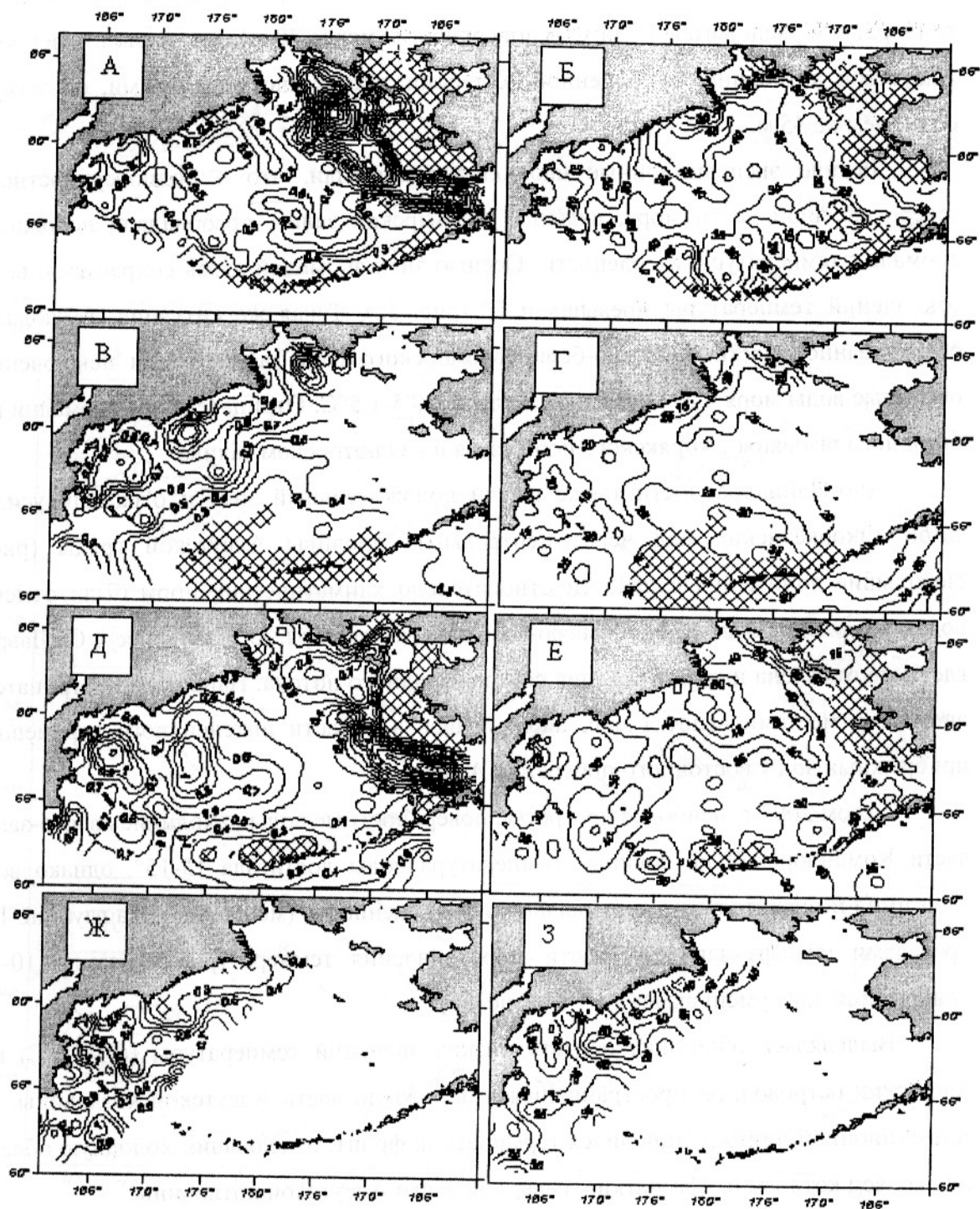


Рис. 4. Максимальный вертикальный градиент температуры ( $^{\circ}/\text{м}$ ) и глубина его залегания в м осенью 2002 г. (А и Б), летом и осенью 2003 г. (В, Г и Д, Е), осенью 2004 г. (Ж и З). Заштрихованы области с перепадом температуры в слое 0-200 м (дно) менее  $1^{\circ}$  на 5 м.

Для прогретых и распресненных вод Командорской котловины слой скачка температуры располагался ближе к поверхности (менее 30 м), тогда как в северной части Алеутской котловины, заполненной солеными тихоокеанскими водами, он заглублялся более чем на 45 м.

Летние экспедиционные наблюдения показали, что в подповерхностном слое северо-западной части моря, включая Анадырский залив, преобладали положительные аномалии температуры и солености. Осенью знак аномалий здесь сохранился, величины отклонений температуры превышали  $2^{\circ}$  (рис. 5а). Такая же ситуация наблюдалась на обследованной части восточно-беринговоморского шельфа. Не стали исключениями и открытые воды моря, где аномалии достигали  $0.5-1.5^{\circ}\text{C}$ . Отрицательные аномалии (до  $-1^{\circ}$ ) были локализованы у корякского побережья и в Олюторском заливе.

Аномалии солености также имели положительный знак и отражали усиленный заток тихоокеанских вод через центральные проливы Алеутской гряды (рис. 5б). Небольшие понижения солености относительно климатических норм были отмечены в водах котловины Камчатки и северо-западной части моря, юго-западнее о.Св.Лаврентия, где была отмечена интенсификация северо-западного потока. Наибольшие отрицательные аномалии, местами выше 1 епс, наблюдались в области интенсивного перемешивания прибрежных вод у восточного побережья Аляски.

Летом 2003 г. наиболее прогретые поверхностные воды находились в юго-западной части Командорской котловины. Температура воды достигала  $13-15^{\circ}$ , однако верхний слой имел незначительную вертикальную протяженность (менее 5 м). На глубине 10 м за пределами шельфа западной части моря значения температуры составили  $10-12^{\circ}$ , в прибрежной зоне уменьшаясь до  $7-9^{\circ}$  (рис. 3в).

Выделялась обширная область низких значений температуры ( $6.5-7.5^{\circ}\text{C}$ ) вокруг Алеутских островов, распространившаяся на южную часть Алеутской котловины. Вдоль конвенционной линии установился термический фронт, отделявший холодную область от теплых вод котловины Камчатки и северной части Алеутской котловины.

В центральной части моря отчетливо просматривались соленость выше 33 епс, присущая тихоокеанским водам, проникающим через проливы Алеутской гряды и не испытывающим влияния берегового стока (рис. 3г). В Олюторском и Анадырском заливах значения солености более низкие – менее 32.5 епс.

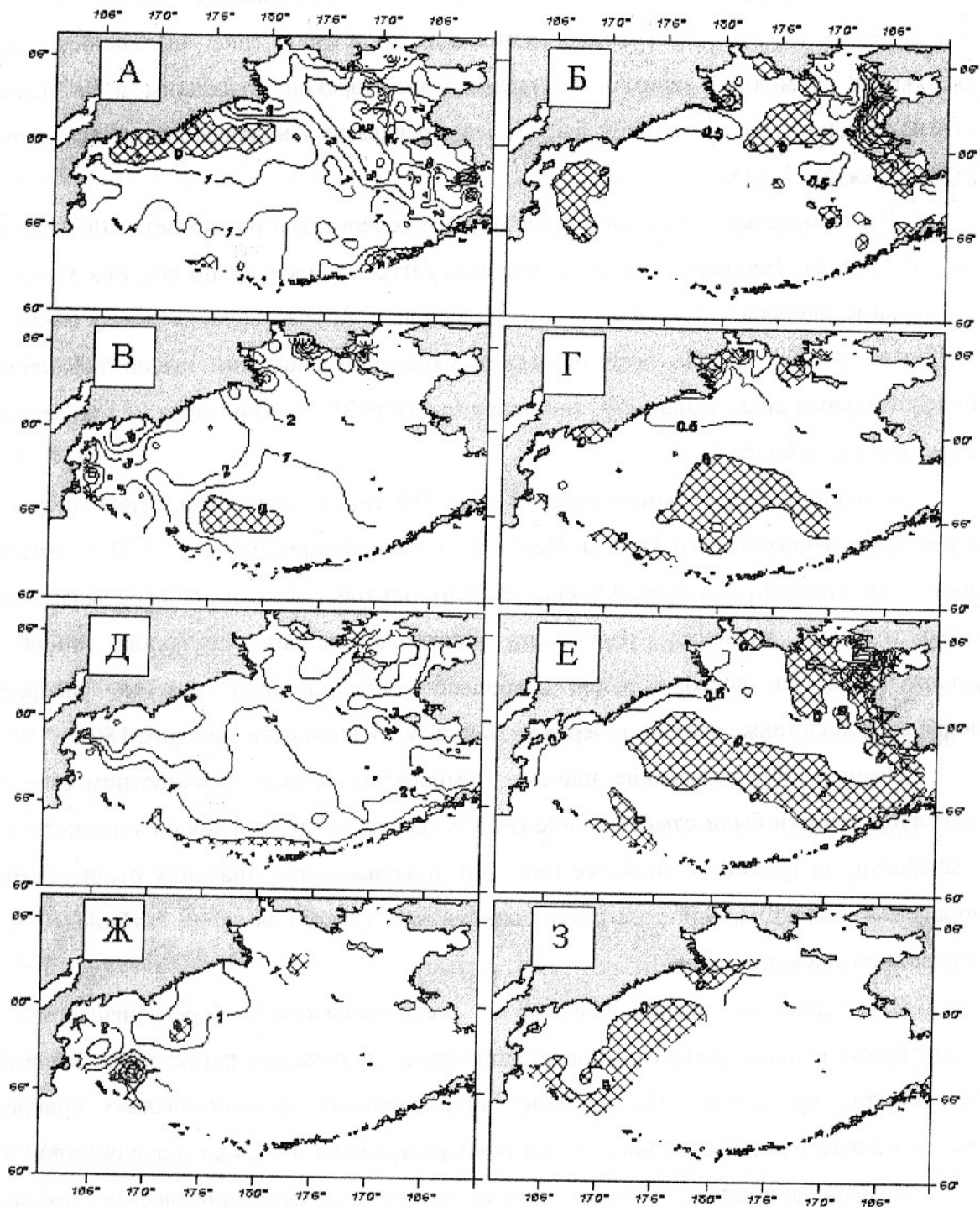


Рис. 5. Аномалии температуры и солёности осенью 2002 г. (А и Б), летом и осенью 2003 (В, Г и Д, Е) осенью 2004 г. (Ж, З). Отрицательные аномалии заштрихованы.

Летом вертикальные градиенты температуры, превышающие  $0.8^{\circ}/\text{м}$ , отмечались в западной части моря повсеместно (рис. 4б). Вдоль зоны шельфа и в районе хр.Ширшова максимальные вертикальные градиенты понижались до  $0.5-0.7^{\circ}/\text{м}$ , тогда как восточнее м.Олюторский и в Анадырском заливе они превышали  $1^{\circ}/\text{м}$ . В южной части Алеутской котловины, где летом в верхнем слое моря были отмечены низкие температуры,

вертикальный градиент был менее  $0.5^{\circ}/\text{м}$ , а вокруг Алеутских островов – менее  $0.2^{\circ}/\text{м}$ . Здесь же происходило углубление термоклина до 25-35 м (рис. 4г). Наиболее высокое положение термоклин занимал на западе Командорской котловины и на мелководье северо-западной части моря – 5-15 м, за пределами Анадырского залива термоклин углублялся до 25-30 м.

Распределение аномалий температуры и солёности в разгар лета 2003 г. показано на рис. 5в и 5г. Небольшое понижение температуры относительно средних многолетних значений выявилось только в Анадырском заливе и на участке моря между  $54-56^{\circ}$  с.ш. и  $174^{\circ}$  в.д. –  $176^{\circ}$  з.д. На всей остальной акватории аномалии имели исключительно положительный знак, в зоне РФ, как правило, выше  $2^{\circ}$ , а в Олоторском заливе значения аномалий были более  $4^{\circ}$ .

Солёность вод в экономической зоне РФ также практически повсеместно была выше среднемноголетнего уровня. Наибольшие отклонения, как и в 2002 г., отмечались вблизи м. Наварин – более 0.5 епс. В центральной части моря выделялась область отрицательных значений солёности, предположительно связанная с областью распреснения на востоке моря. Небольшие по площади участки распреснения локализовались также вблизи побережий, вдоль островной дуги западнее  $180^{\circ}$ .

Осенью 2003 г. высокие значения температуры в подповерхностном слое в ходе повторной съёмки были отмечены в южной части моря, где сохранялись летние значения температур, на уровне  $10^{\circ}$  и более (рис. 3д). Максимальные значения были отмечены у побережья Аляски: в Бристольском заливе и зал. Нортон вода на глубине 10 м была прогрета до значений более  $12^{\circ}$ .

В отличие от летней съёмки по всему азиатскому берегу изотермы были ориентированы перпендикулярно береговой черте, т.е. началась перестройка летнего поля температуры на зимнее. На наиболее подверженных выхолаживанию прибрежных участках акватории Анадырского залива температура понизилась до значений ниже  $4^{\circ}$ .

К осени обширная холодная область на юге трансформировалась до небольшого участка вокруг центральных о-вов Алеутской гряды. В результате в южной части Алеутской котловины, куда распространилась теплая волна из района Бристольского залива, температура воды относительно летних значений повысилась на  $2-3^{\circ}$ .

Поле солёности вне пределов северо-западного шельфа было ровным, без фронтальных сгущений. Над центральной частью глубоководного бассейна моря солёность была около 32.8-33.0 епс (рис. 3 е). В прибрежной зоне восточно-берингоморского шельфа солёность была менее 31 епс, а минимальные значения, как и в 2002 г., были отмечены у устья р.Юкон – менее 28 епс.

В северо-западной части моря соленость повсеместно была ниже 32.5 епс. В связи с уменьшением стока реки Анадырь осенью и вертикальным перераспределением солей, соленость на поверхности Анадырского лимана, залива Креста, вдоль побережья Чукотки увеличилась по сравнению с летней съемкой на 1-3 епс.

Осенью благодаря начавшемуся процессу охлаждения вод и интенсификации вертикального конвективного перемешивания в шельфовой зоне западной части моря вертикальные градиенты в слое скачка уменьшились до значений 0.3-0.6°/м, такие же величины наблюдались вдоль Алеутской гряды и вдоль внешнего восточно-берингоморского шельфа (рис. 4д). В менее затронутых охлаждением центрах Командорской и Алеутской котловин вертикальные градиенты были выше 1° на метр. Высокие значения вертикальных градиентов были отмечены на юге средней области восточно-берингоморского шельфа 1-1.5°/м. Вертикальное положение слоя сезонного скачка температуры изменялось в широких пределах – от 10 до 55 м (рис. 4е). На большей акватории термоклин залегал на глубине 30-40 м. На востоке моря происходило его постепенное заглубление по мере удаления от побережья, в области внешнего шельфа он был расположен на глубине 40-50 м. По-видимому, приглубое положение на севере Алеутской котловины связано со сложной структурой течений и преобладанием процессов нисходящих движений вод. Повышенные относительно всего северного шельфа толщины однородного слоя вблизи м. Наварина показаны в работе Отани (Othani, 1973). По его сведениям, осенью толщина ВКС здесь составляет около 40 м.

Положение зон положительных и отрицательных аномалий температуры и солености от лета к осени 2003 г. существенных изменений не претерпело. Осенью (рис.5д) сохранялось доминирование повышенного относительно “нормы” температурного фона практически на всей акватории моря. Отрицательные аномалии солености показывают широкое проникновение распресненных вод со стороны восточно-берингоморского шельфа в направлении хребта Ширшова. Как было отмечено выше, в 2002 г здесь аномалии были положительными. В юго-восточной части моря (Eisner et al., 2004) соленость на поверхности (5 м) была ниже, чем в 2000-2002 гг. По всей видимости, в 2003 г береговой сток п-ва Аляски был достаточно большим, чтобы понизить соленость этого сектора моря.

По материалам летней и осенней съемок 2003 г. можно сделать вывод, что на глубоководной акватории западной части моря поверхностные воды и воды холодного промежуточного слоя были более теплыми и солеными относительно среднесезонного уровня. По сравнению с 2002 г не было выраженного затока высокосоленых вод через центральные проливы Алеутской гряды, две области высокой солености (более 33 епс)

имели изолированный вид, и состояли из остатков тихоокеанских вод, поступивших в море в более ранние сроки.

Осенью 2004 г. температура верхних слоев моря юго-западнее Камчатского пролива достигала 11-12°C, в то же время восточнее 164° в.д., в области вод Алеутского течения, она не превышала 10°C (рис. 3ж). Очевидно в области холодного Камчатского течения сезонный термоклин, препятствующий распространению тепла вглубь, был выражен сильнее, поэтому прогрев верхнего слоя происходил интенсивнее, хотя и на меньшую глубину. Глубина залегания его здесь минимальна - 20-30 м (рис. 4ж), но вертикальные градиенты достигали значений 0.8-1.1°/м. Соленость в западной части (32.4-32.6) из-за берегового стока заметно меньше чем на востоке (рис. 3з), что также способствовало устойчивости верхнего слоя и его прогреву.

В пределах Берингова моря экспедиционные работы проходили на фоне уже начавшегося осеннего охлаждения. Если на юге температура превышала 10°C, то на северном шельфе она была менее 5°C. Характер ее распределения, как и в предыдущие годы, был преимущественно зональный, нарушаемый в районах вихревых образований или течений. Изотермы в прибрежной зоне перпендикулярны береговой черте, что характерно, как было отмечено выше, для осеннего периода. В юго-западной части моря, где сформировался антициклонический вихрь, температура в центре была всего 6° (на 3°C ниже, чем в окружающих водах). В районе 57-58° с.ш. можно выделить слабовыраженную фронтальную зону, разделяющую теплую южную и холодную северную часть. В предыдущие годы эта зона находилась несколько севернее, т.е. осенние процессы в 2004 г. начались раньше. Как результат, глубина залегания термоклина здесь резко возросла (до 40-55 м), а температура упала ниже 8°C. Минимальные значения вертикальных градиентов температуры отмечались вдоль корякского побережья (менее 0.3°/м), что указывает на интенсивный характер перемешивания.

Результаты сравнения температуры и солености со среднемноголетними величинами приведены на рис. 5ж и 5з. Температура на поверхности, как и в предыдущие два года, была преимущественно выше нормы, особенно в юго-западной части Командорской котловины, где ее аномалии превышали 2.0-2.5°C. На большей же части акватории аномалии составляли 0.5-1.°C. Локальная область в районе 56° с.ш. с температурой ниже нормы на 2.5°C связана с антициклоническим вихрем.

Положительные аномалии солености отмечались вдоль Корякского побережья и в Командорской котловине, отрицательные – в центральной части моря и вдоль Командорских о-вов. В целом, в течение трех лет исследований по программе BASIS в глубоководной части экономической зоны России соленость на юге и севере постепенно



понижалась, что, видимо, связано с уменьшением роли средних проливов Алеутской гряды в притоке тихоокеанских вод.

В отличие от 2002 г., в промежуточных водах глубоководной котловины, как в 2003, так и в 2004 гг. преобладали положительные аномалии температуры воды. На глубинах 50-150 м средняя величина отклонений от “нормы” составляла плюс 0.5°C.

### **Заключение**

Первые годы выполнения программы BASIS проходили на фоне глобального увеличения приземной температуры воздуха, значительных изменений в интенсивности зимнего и летнего муссонов в дальневосточном регионе.

Расход воды в Камчатском проливе был более высоким, чем в конце 20-го века, что свидетельствует об увеличении водообмена между Тихим океаном и Беринговом море. Схема циркуляции вод осени 2002 г. была характерна для периодов холодных лет, тогда как 2003 можно отнести к периодам с теплым режимом вод и интенсивной циркуляцией.

В ряду рассматриваемых лет ледовые условия зимы 2002 г. оказались наиболее суровыми, что отразилось на большой глубине развития холодного промежуточного слоя и низких значениях температур в его ядре. Относительно теплые зимы и, в целом, легкие ледовые условия 2003-2004 гг. определили положительные аномалии в промежуточных водах. Быстрое очищение акватории моря ото льда в начале лета 2002-04 гг. создало предпосылки для появления положительных аномалий температуры воды на поверхности моря. Оперативные данные американского центра диагностики климата и судовые наблюдения показали, что на поверхности моря, начиная с лета 2002 г., регулярно доминировал повышенный температурный фон.

Осенние процессы в 2004 г. в западной части моря начались раньше и проходили интенсивнее, чем в 2003 г., что отразилось в уменьшении значений вертикальных градиентов температуры и заглублинии слоя его залегания. В целом, 2003 г. оказался наиболее “теплым” среди рассматриваемых лет.

Аномалии солёности в 2002 г. имели положительный знак и отражали усиленный заток тихоокеанских вод через центральные проливы Алеутской гряды. В другие годы межгодовые различия солёности, по-видимому, объясняются различиями стока рек Берингоморского бассейна.

### **Литература**

- Арсеньев В.С. Течения и водные массы Берингова моря. – М.: Наука, 1967. 135 с.  
Бережинский О.А., Зимин А.В. Специализированная геоинформационная система для обработки экспедиционных океанографических данных // Математическое моделирование и информационные технологии в исследованиях биоресурсов Мирового океана. Тез. докладов. Владивосток, ТИПРО-Центр. 2004. С.86-88.

- Верхунов А. В., Рид Р. К., Ткаченко Ю.Ю., Крюков В. В. Крупномасштабная изменчивость циркуляции Берингова моря (по результатам экспедиций 1990-1992 гг.) // Комплексные исследования экосистемы Берингова моря: Сборник научных трудов. - М.: Изд-во ВНИРО. 1995. С.39-52.
- Глебова С.Ю. Изменения атмосферного и климатического режимов над дальневосточными морями // Рыбное хозяйство. 2005. №3. С.30-33.
- Добровольский А.Д., Арсеньев В.С. Гидрологическая характеристика Берингова моря // Тр. ИОАН СССР. 1961. Т. 38. С. 64-97.
- Котенев Б.Н. Динамика вод как важнейший фактор долгопериодной изменчивости биопродуктивности вод и воспроизводства рыбных запасов Берингова моря // Комплексные исследования экосистемы Берингова моря. Сборник научных трудов. М.: Изд-во ВНИРО, 1995. С.7-39.
- Лучин В.А., Савельев А.В., Радченко В.И. Долгопериодные климатические волны в экосистеме западной части Берингова моря.// Климатическая и межгодовая изменчивость в системе атмосфера-суша-море в американо-азиатском секторе Арктики. Труды Арктического регионального центра. Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та. 1998. Т.1. С.31-42.
- Радченко В.И. Состав, структура и динамика нектонных сообществ эпипелагиали Берингова моря: Автореф. дис. канд. биол. наук. Владивосток: ДВО РАН, 1994. 24с.
- Eisner Lisa B., Farley Edward V., Murphy James M., and Helle John H. Distributions of oceanographic variables, juvenile Sockeye Salmon and Age-0 Walleye Pollock in the Southeastern Bering Sea during Fall 2000-2003 // N.Pac.Anadr.Fish.Comm. Technical Report. 2004. №6. P.16-18.
- Hughes F. W., Coachman L. K., Aagaard K. Circulation transport and water exchange in the western Bering Sea. Chapter 3; in Oceanography of the Bering Sea with Emphasis on Renewable Res.- Publ. 2, (ed.) Hood D.W., Kelly E.J. // Inst. of Mar. Sci., Univ. of Alaska, Fairbanks. 1974. P.59-90.
- Ohtani K. Oceanographic structure in the Bering Sea // Mem. Fac. Fish. Hokkaido Univ., 1973. № 21. P.65-106.