

Особенности гидрологических условий в дальневосточных морях и СЗТО в 2003-2005 гг.

Хен Г.В., Зуенко Ю.И., Сорокин Ю.Д., Устинова Е.И., Фигуркин А.Л.
(Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр, ФГУП
«ТИНРО-центр», Владивосток)

Аннотация.

Рассматриваются особенности синоптических и гидрологических условий в дальневосточных морях по данным ежегодных мониторинговых работ, проводимых на судах ТИНРО-центра в рамках 5 комплексных целевых программ по изучению биологических ресурсов на Дальнем Востоке. Показывается, что во всех дальневосточных морях 2005 г был теплым и малоледовитым. В Беринговом море теплые условия на поверхности держались в течение 2003-2005 гг, в Охотском 2003 г – холодный, 2004 – средний. В промежуточных слоях термические условия были близки поверхностным за исключением 2005 г в Охотском море, где преобладали отрицательные аномалии, и циркуляция вод осуществлялась по типу холодных лет.

Мониторинговые работы, проводимые в ТИНРО-центре по пятилетним программам комплексных исследований биологических ресурсов на дальневосточном бассейне, в определенные сроки по стандартным схемам, позволили провести сравнительные анализы ряда последних лет по различным термохалинным параметрам, включая динамические характеристики. Объем океанологических данных существенно расширился с началом выполнения международной программы по изучению анадромных рыб в Беринговом море и Алеутских водах (BASIS) в 2002 г. Она позволила провести уникальный эксперимент по проведению и объединению океанографических данных синхронных наблюдении России, Японии и США по всему морю (Басюк и Хен, 2005).

Прежде чем дать характеристику особенностей гидрологических условий на дальневосточном бассейне в 2003-2005 гг. рассмотрим ледовые условия в морях на основе имеющихся непрерывных рядов данных за последние 45-50 лет. В качестве главных климатических ледовых параметров используются временные ряды «среднезимней» ледовитости (средней за январь-апрель, поскольку ледовые характеристики в этот период наиболее стабильны), ледовитости в декаду наступления годового максимума и даты наступления максимума ледовитости, а также самый длинный для ледовых параметров дальневосточных морей ряд максимальной (в годовом ходе) среднемесячной для марта ледовитости Охотского моря – с 1929 г. по настоящее время.

В Охотском море и Татарском проливе после суровой зимы 2000-2001 гг. с экстремально высокой ледовитостью наблюдалась тенденция к ее снижению (рис. 1). В 2002-2003 гг. ледовитость Охотского моря была около нормы, а с 2004 – значительно ниже нормы. Самым малоледовитым для Охотского моря в новом столетии был последний, 2005 г.: так, средnezимняя ледовитость в этом году составила всего 44.2%. Во всем ряду лет с 1957 г. отмечались только 3 года с меньшей ледовитостью – 1991, 1996 и 1997 гг. В начале февраля 2005 г. ледовитость была наиболее близка к абсолютному

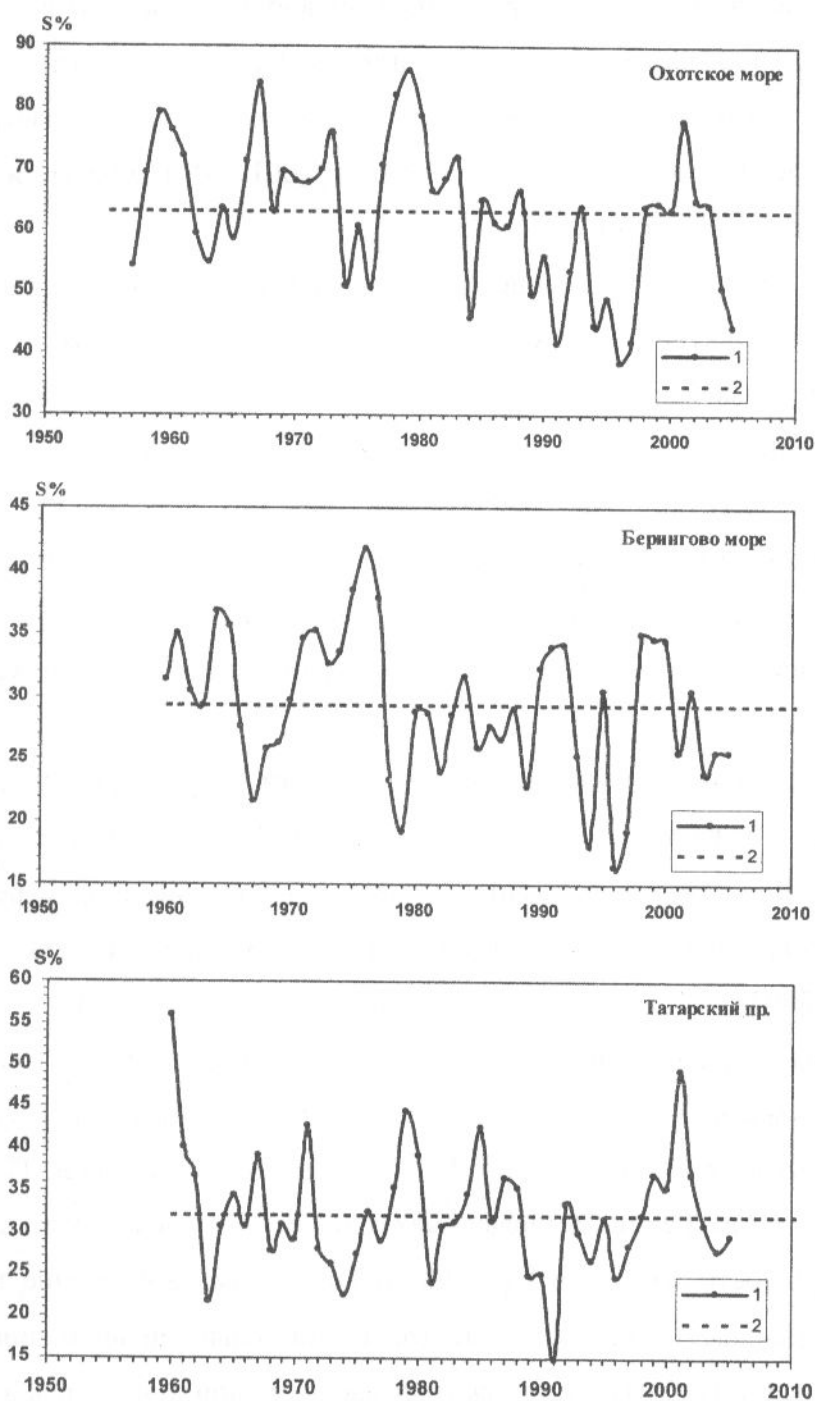


Рис. 1. Среднезимняя (январь-апрель) ледовитость Охотского и Берингова морей и Татарского пролива (1) и ее среднемноголетнее значение (2)

минимуму (рис.2). Внутригодовой ход ледовитости в этом году характеризовался замедлением весенних процессов таяния льда, что особенно заметно на фоне быстрого таяния весной 2003 г. Нужно отметить, что повторяемость экстремальных ситуаций в Охотском море возросла в последние 12 лет.

В Беринговом море, напротив, наблюдался меньший разброс значений ледовитости, однако такой однонаправленной тенденции после 2001 г., как для Охотского моря, здесь не прослеживается. После зим 1998-2000 гг. с относительно высокой ледовитостью преобладали «умеренные» условия без значимых экстремумов. Среднезимняя ледовитость была ниже нормы в 2001, 2003-2005 гг. и около нормы (в пределах точности расчета) - в 2002 г. (рис.1).

В Беринговом море последние 3 года наблюдалось смещение времени наступления максимальной ледовитости на конец марта – начало апреля (рис.2). Здесь, как и в Охотском море, отмечалось замедление темпов весеннего таяния льда в 2005 г., даже более существенное. В первой декаде мая 2003 г. ледовитость Берингова моря была близка к абсолютному минимуму, наблюдававшемуся в 1967 г.

В Татарском проливе максимальная за зимний сезон 2004-2005 гг. ледовитость, наблюдавшаяся позднее обычного на 2 декады, превысила среднемноголетнее значение на величину, большую чем среднеквадратическое отклонение (с.к.о). Однако весеннее таяние в 2005 г. здесь было весьма быстрым.

Оценка аномалий температуры поверхности океана (ТПО) производилась с использованием оперативной базы данных о ТПО в пространственной сетке $1 \times 1^\circ$ Японского метеорологического агентства (JMA), поддерживаемой в режиме он-лайн в рамках проекта NEAR-GOOS. Наиболее сильные и устойчивые положительные аномалии ТПО в период 2003-2005 гг. отмечались в Беринговом море (табл. 1).

В Японском море положительные аномалии преобладали в 2004 и 2005 г., а в Охотском – только в 2005 г. Для всех трех дальневосточных морей самым теплым на поверхности оказался 2005 г. (табл. 1). Распределение аномалий ТПО в целом для дальневосточных морей соответствовало межгодовому ходу ледовых процессов.

На поверхности северо-западной части Тихого океана в течение зим 2003-2005 гг. происходило уменьшение площади, занятой отрицательными аномалиями температуры (рис. 3). Чаще всего наибольшие положительные аномалии отмечались в восточной части Берингова моря и прилегающей к ней акватории Тихого океана, и только с августа 2005 г. очаг максимальных положительных аномалий стал отмечаться в Охотском море. Такое распределение аномального тепла в Беринговом море соответствует типичному в период

события Эль-Ниньо, которое наблюдалось в 2003 г. По пересмотренным оценкам Центра прогнозирования климата NOAA (США) (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>) зимние условия

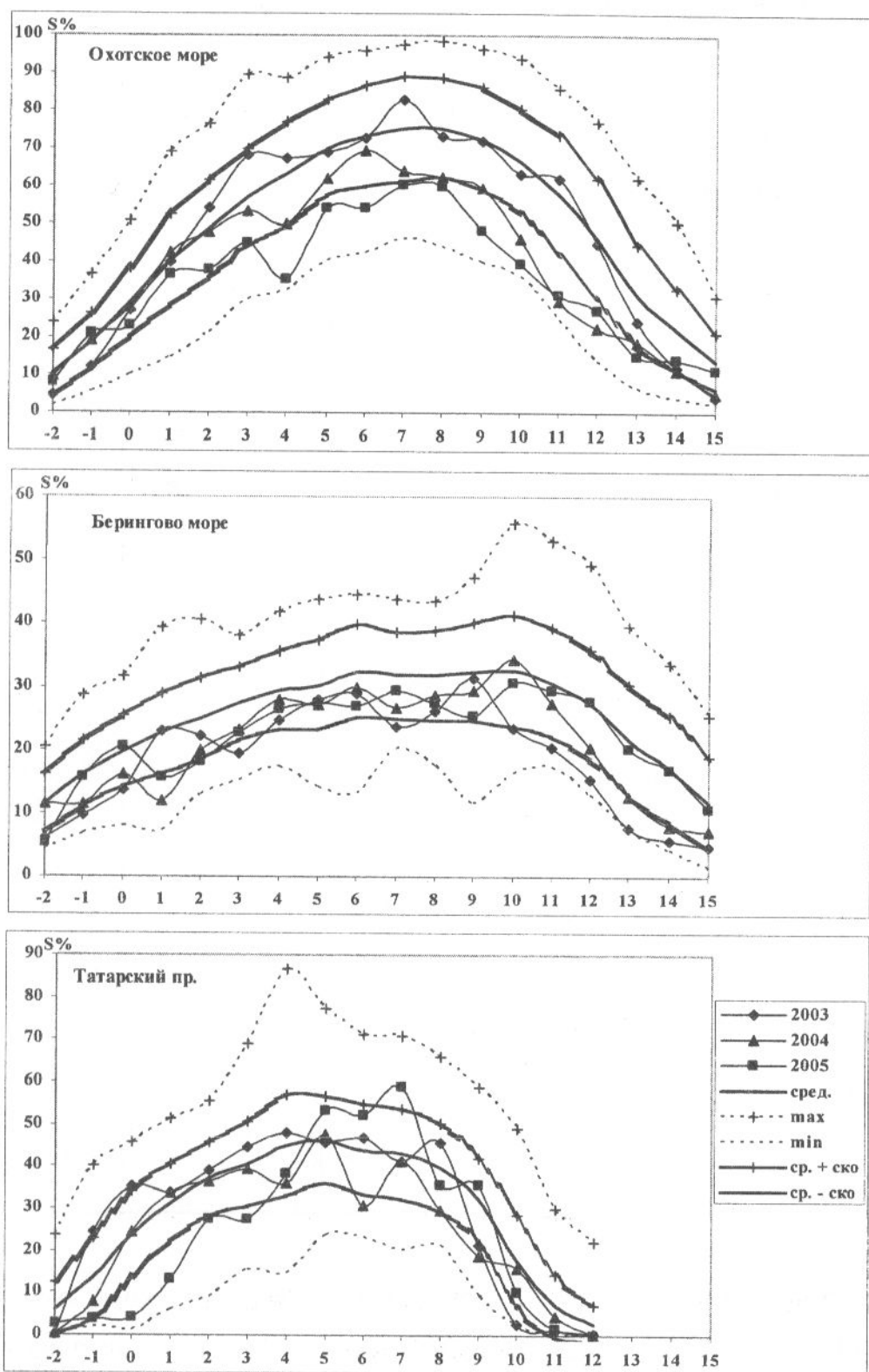


Рис. 2. Внутригодовой ход еженедельной ледовитости Охотского и Берингова морей и Татарского пролива в 2003-2005 гг. на фоне максимальных, минимальных и среднееголетних (\pm с.к.о.) ее значений (по горизонтальной оси – номер декады с начала года).

2005 г. также можно отнести к эпизоду слабого Эль-Ниньо. В межгодовом ходе аномалий индекса Тихоокеанской квазидесятилетней осцилляции (PDO) сдвиг в сторону положительных значений произошел с события Эль-Ниньо 2003 г.

Табл. 1

Преобладающие знаки аномалий ТПО в дальневосточных морях в 2003-2005 гг. по данным Японского метеорологического агентства.

Годы Месяцы	Японское море			Охотское море			Берингово море		
	2003	2004	2005	2003	2004	2005	2003	2004	2005
Январь	-	н	+	-	+	н	н	+	н
Февраль	-	н	+	-	-	+	н	+	+
Март	-	-	+	-	+	+	+	+	+
Апрель	+	+	+	-	+	+	+	+	+
Май	+	+	н	-	+	+	+	+	+
Июнь	+	+	+	н	-	+	+	+	+
Июль	н	+	+	-	-	-	+	+	+
Август	-	+	+	н	+	+	+	+	+
Сентябрь	н	н	+	-	-	+	+	+	+
Октябрь	+	+	+	+	н	+	+	+	+
Ноябрь	+	+	+	н	+	+	+	-	+
Декабрь	+	+	-	-	+	+	+	-	+
Год	н	+	+	-	н	+	+	+	+

Берингово море. Летом 2005 г. в западной части Берингова моря схема течений имела много общего с 2002 г. (Хен и др, 2004; Басюк и Хен, 2005), поэтому в данной работе она не приводится. Геострофические скорости основных течений были небольшими: Центрально-Берингоморское течение (ЦБТ) – 4-8 см/с, Наваринское течение (НТ) – 3-7 см/с, Камчатское течение (КТ) до Олюторского мыса – 3-5 см/с. Объемы ими переносимых вод в слое 0-1000 м составили соответственно 5.38, 2.59 и 2.89

Св (табл. 2), что заметно больше, чем летом 2003 г. Остальные цифры в таблице 2 получены во время осенних съемок, в период сезонного усиления основных течений. Следует отметить малый объем Камчатского течения и, наоборот, повышенный перенос вод Наваринским течением, что, несомненно, должно иметь положительное значение в прогреве вод в Анадырском заливе.



Рис. 3. Аномалии ТПО в северо-западной части Тихого океана в 2003-2005 гг. Заштрихованы области отрицательных аномалий.

Максимальные скорости (15-20 см/с) были отмечены над континентальным склоном Карагинского залива, где фронт Камчатского течения уменьшился почти в три раза и составил менее 20 миль.

Сроки съемки, более ранние, чем в предыдущие годы, отразились на распределении температуры и солености в верхнем слое моря. Время проведения работ

совпало с интенсивным прогревом вод и формированием поверхностного слоя летней модификации и устойчивого сезонного пикноклина, ниже которого залегают холодные воды зимнего охлаждения. Особенности синоптических условий определяют интенсивность сезонных процессов как в атмосфере, так и гидросфере.

Табл. 2

Расход воды Центрально-Беринговоморского, Камчатского и Наваринского течений в слое 0-1000 м у коряжского побережья, в Св (*10⁶ м³/с).

Сроки Течения	2002 (осень)	2003 (лето)	2003 (осень)	2004 (осень)	2005 (лето)
ЦБТ	5.93	3.68	6.01	4.63	5.38
КТ	4.00	1.48	4.40	3.29	2.89
НТ	1.56	2.12	2.05	1.34	2.59

Повышенная циклоническая деятельность в июне 2005 г. стала причиной интенсивного вертикального перемешивания над котловиной Камчатки до глубины 20-30 м (рис. 4 б). В июле 2003 г, месяце, наиболее близком по срокам выполнения съемки 2005 года, толщина однородного слоя над котловиной не превышала 10 м (рис. 4 а). Интенсивное вертикальное перемешивание в июне 2005 г. привело к ослаблению сезонного термоклина, максимальный градиент которого составил только 0.4-0.8 град/м (рис. 4 г), что в два раза меньше, чем в июле 2003 г. (рис. 4 в).

Температура воды на поверхности в июне 2005 г. (западнее хребта Ширшова) была низкой, во-первых, в связи с запаздыванием сезонных процессов, во-вторых, в связи с перераспределением тепла по вертикали. Над котловиной Камчатки она составляла 5-6.5°C (рис. 5 а). В сторону берега она уменьшалась (до 3.5-4°C на внешнем шельфе Олюторского залива), что характерно для холодного полугодия, т.е. сезонная перестройка поля температуры еще не завершилась.

Из пролива Ближнего в юго-восточную часть съемки поступали теплые тихоокеанские воды с температурой более 6.5°C.

В период интенсивного выноса теплых воздушных масс южными циклонами, в первой половине июля, съемка проводилась на севере Алеутской котловины. Температура воды на поверхности быстро повысилась и достигла максимальных для летнего сезона значений (8-9°C).

Благодаря подъему глубинных вод по склону корякского побережья, температура воды у берега летом, как правило, ниже, чем в открытом море (Хен, 1988). В июле 2005 г. на корякском шельфе температура воды на поверхности была ниже 7.5°C .

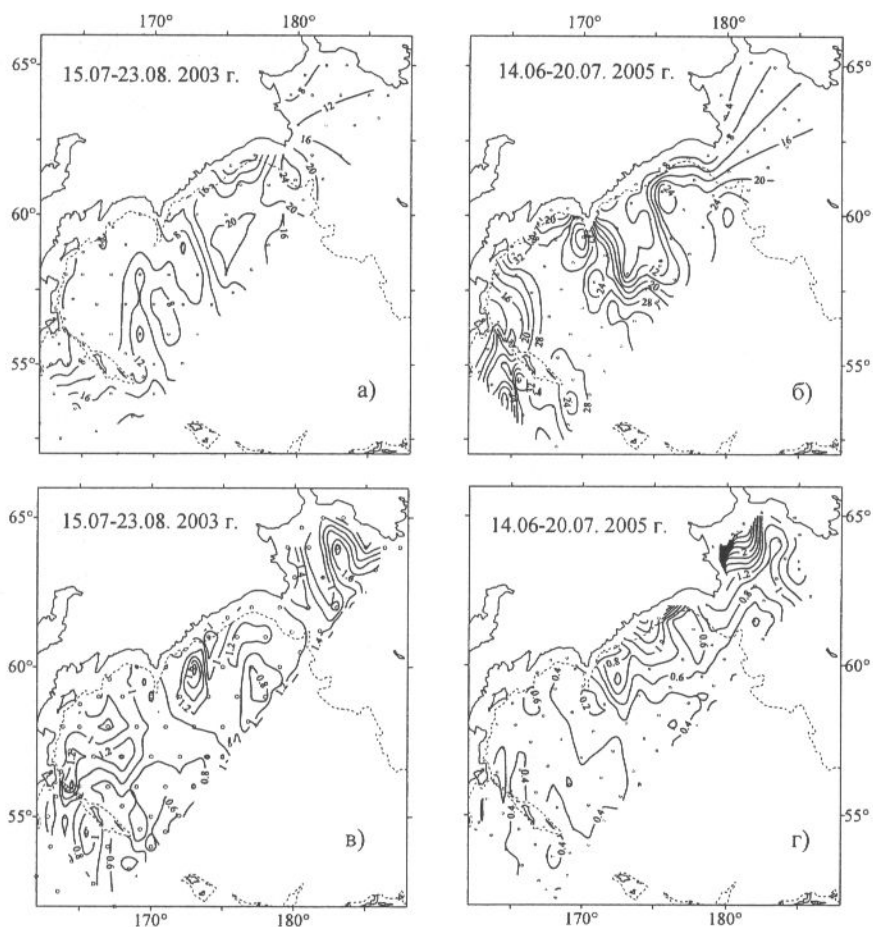


Рис. 4. Толщина ВКС в метрах (а, б) и максимальный вертикальный градиент температуры в слое сезонного термоклина (в, г) летом 2003 и 2005 гг.

Самые высокие значения температуры ($12-13^{\circ}\text{C}$) были в районе выноса пресных вод из Анадырского лимана, что связано с накоплением солнечной радиации в тонком поверхностном слое, составившем менее 4 м. Необычайно острый сезонный пикноклин (3-5 ед/м) препятствовал вертикальному перераспределению тепла во всей западной части Анадырского залива.

В июле наблюдается годовой максимум стоков рек Берингова моря (Коучмен и др., 1979), что определяет сезонное понижение солености в прибрежной зоне. Вблизи Анадырского лимана она не превышала 20 епс (рис. 5 б), тогда как к центру Анадырского залива быстро увеличивалась до 30 епс.

Соленостный фронт, вытянутый с северо-востока на юго-запад, отделял пресные воды Анадырского лимана от вод Наваринского течения с соленостью более 32 епс. Низкие солености (менее 32 епс.) вдоль корякского побережья – результаты выноса пресных вод местными реками и ручьями.

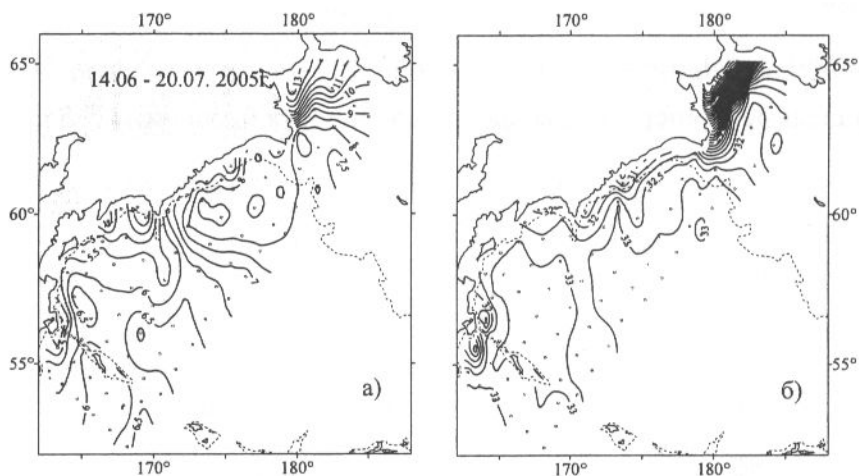


Рис. 5 Распределение температуры (а) и солёности (б) на поверхности летом 2005 г.

Над глубоководной частью моря солёность была выше 32.5 епс, максимальные ее величины (более 33.1 епс) наблюдались в центральных областях Алеутской котловины и котловины Камчатки и связаны с общим подъемом вод в циклонических круговоротах. Тихоокеанские воды имели меньшую солёность, о чем свидетельствуют контуры изохалины 33 епс. в юго-восточной части съемки.

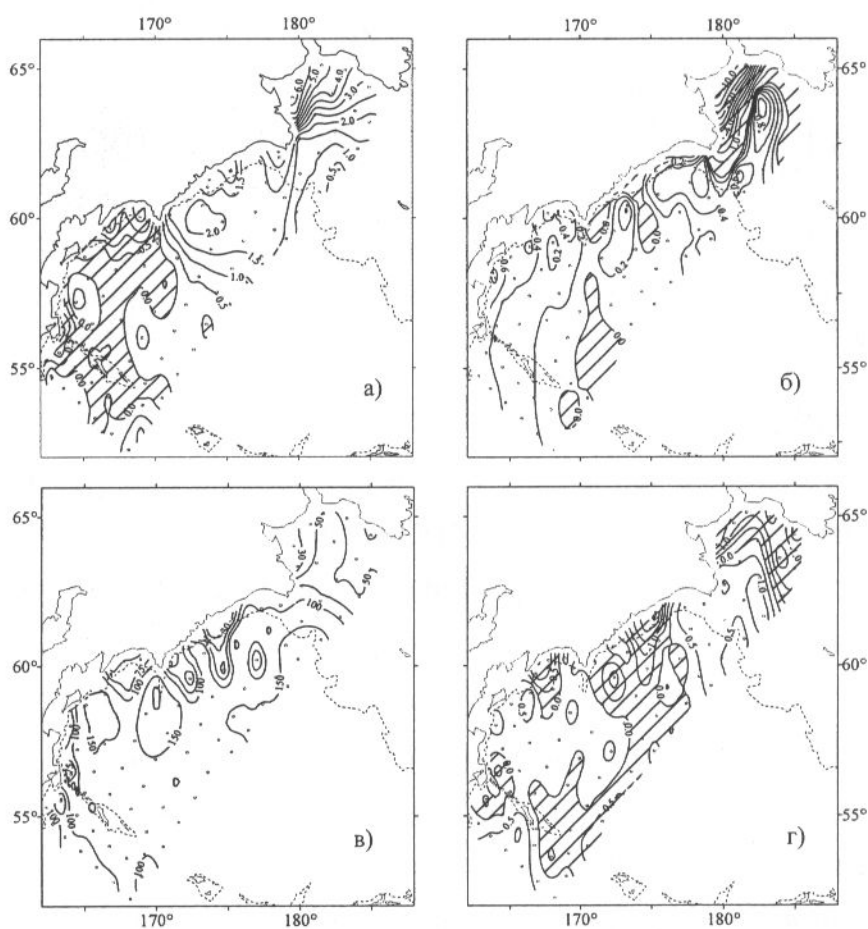


Рис. 6. Аномалии температуры (а) и солёности (б) на поверхности, топография ядра ХПС (в), аномалии температуры в ядре ХПС (г) летом 2005 г. Штриховкой выделены – области отрицательных аномалий

Повышенная циклоническая деятельность над морем во второй половине июня определила отрицательные аномалии температуры (рис. 6 а) на поверхности над котловиной Камчатки. Аномалии солёности соответственно были положительными (рис. 6 б). Наибольшие отрицательные отклонения температуры (до -2°C) были приурочены к прибрежным областям Олюторского залива.

Солёность на периферии котловины Камчатки и над шельфом западной части Берингова моря была выше среднего многолетнего значения на 0.4-0.6 епс. Такие величины аномалий здесь наблюдаются редко и являются результатом сильного ветрового перемешивания, способствовавшего выходу на поверхность нижележащих вод с высокой солёностью. Глубина сезонного термоклина превышала климатическую топографию (Гидрометеорология и гидрохимия....., 1998) более, чем в два раза.

К востоку от хребта Ширшова температура воды на поверхности везде была выше нормы, что явилось, во-первых, результатом интенсивного прогрева в июле, во-вторых, повышенного речного стока, образующего тонкий летний слой, где быстро накапливается радиационное тепло.

В западной части Анадырского залива солёность была ниже нормы на 5-10 епс, что может быть следствием необычайно высокого объема речного стока после многоснежной зимы. Только в зоне вторжения трансформированных тихоокеанских вод с Наваринским течением аномалии солёности в заливе были положительными (0.4-0.8 епс). Область высоких положительных аномалий занимала всю в северо-западную часть моря, включая упомянутую зону в Анадырском заливе и прилегающую часть открытого моря вместе Наваринским антициклоном и районом отделения НТ от ЦБТ. В отличие от западной части моря она формировалась за счет высокосолёных вод с юга, транспортируемых ЦБТ.

Береговой сток определил небольшие отрицательные аномалии на шельфе корякского побережья и отдельные их очаги за пределами континентального склона, образовавшиеся в результате выноса шельфовых вод течениями. Относительно низкая солёность поступающих тихоокеанских вод из пролива Ближнего, определила их небольшие отрицательные аномалии (около -0.1 епс).

Ядро холодного промежуточного слоя (ХПС) отражает интенсивность зимнего выхолаживания - чем холоднее была прошедшая зима, тем ниже температура воды в нем. Его глубина меняется довольно в широком диапазоне, что связана с динамикой вод, в частности интенсивностью вертикального и бокового водообмена.

В глубоководной части моря ядро ХПС залегало на глубине приблизительно равной 150 м (рис. 6 а), что соответствует климатической топографии. По окраинам глубоководного бассейна топография ядра ХПС была в пределах 50-100 м. В Анадырском

заливе ядро ХПС было поднято до 50-75 м, местами до 30 м. В крайних северных станциях, вблизи залива Креста, в отсутствии теплых придонных течений, ядро располагалось в придонном слое.

Отрицательные аномалии температуры в ядре ХПС на шельфе корякского побережья и в Олюторском заливе (рис. 6 б) связаны с удаленностью сильных горизонтальных потоков и отсутствием механизмов, приводящих к боковой трансформации этих холодных областей. В зоне действия Наваринского течения на северо-западе моря между 176° в.д. и 176° з.д. температура в ядре ХПС превышала климатические значения на 0.5-1°C. На севере и востоке Анадырского залива в пределах холодных областей залива Креста и Лаврентьевского антициклона аномалии были отрицательными и достигали -1;-1.5°C.

Охотское море. Исследователи климата дальневосточных морей не раз отмечали его тесную связь с интенсивностью и положением Алеутского минимума. С января по март 2005 года среднемесячное давление в центре минимума было на 5-6 мб ниже нормы. В начале зимы центр колебался на расстоянии 150 миль юго-восточнее и северо-восточнее среднего положения, а в марте-апреле частые выходы циклонов на Охотское море привели к его перемещению на запад.

В целом наблюдавшееся зимой барическое поле способствовало преобладанию умеренно-холодных восточных и даже теплых юго-восточных воздушных потоков. По картам аномалий среднемесячной температуры воздуха (рис. 7) видно, что зимой 2005 г.

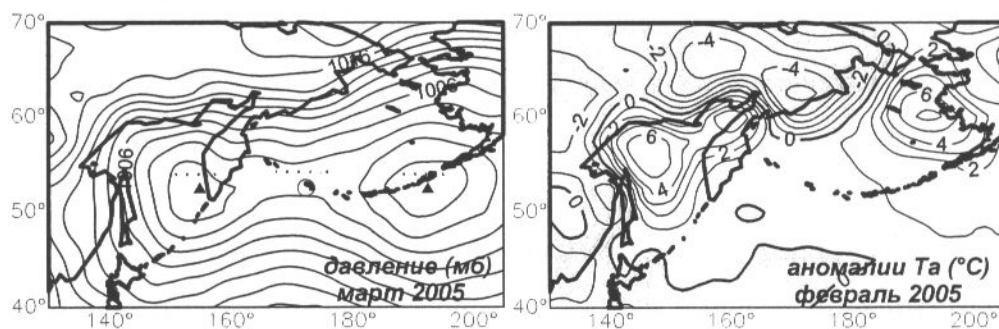


Рис. 7 Приземное давление в марте и аномалии температуры воздуха (°C) в феврале 2005 г. Затемнены области отрицательных аномалий приземной температуры воздуха

затоки холодного воздуха со стороны Арктики с отрицательными аномалиями до -3-4°C блокировались встречными потоками теплого воздуха, выносимого сильными и аномально частыми циклонами на север Охотского моря. В результате на севере моря в течение января, февраля, марта доминировали высокие положительные аномалии (4-7°C). Положительные аномалии (2°C) наблюдались также в апреле, затем в начале лета они сменились небольшими отрицательными аномалиями, но в конце лета - осенью

2005 г. над Охотским морем вновь доминировали положительные аномалии температуры воздуха (1-2°C).

По нашим данным, при восточном положении центра Алеутской депрессии в Охотском море чаще отмечались ледовитые зимы, при западном положении центра - малоледовитые. До первой декады января 2005 г. отставание ледовитости от нормы было незначительным. Затем регулярные выходы циклонов, продолжавшиеся до начала апреля, как минимум дважды полностью разрушали ледовые поля западной Камчатки, существенно уменьшали площадь льда притауйского района и значительно снизили общие ледовые показатели сезона (табл. 3).

Таблица 3.

Значения среднезимней (Ср.1-4), средней в период максимума (Ср.2-3) и максимальной ледовитости Охотского моря (%).

Год	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005
Ср. I-IV	48.9	38.3	41.8	63.8	64.3	63.5	77.9	65	64.23	50.8	46.8
Ср. II-III	52.1	50.1	51.9	76.6	70.8	80.9	91.6	75.1	73.0	61.8	57.3
Макс	56.4	58.6	56.9	86.3	78.4	86.6	97.5	80.8	82.9	68.2	66.4

Среднезимняя ледовитость (среднее с января по апрель значение) в 2005 году составила 46.8 %, при норме 63.2 %. Значение ледовитости в период ее максимального развития (среднее за февраль-март) не превысило 57.3 %, при среднем значении 72.8 %. Максимальная за зиму 2005 года величина ледовитости наблюдалась в 1 декаде марта и доходила до 66.4 % (среднее 79.4%). По приведенным площадным показателям ледовитости условия зимы 2005 г. оказались близкими к условиям аномально малоледовитых зим 1994-1997 гг.

В 2005 г. ледовая обстановка позволила при выполнении трансохотоморского разреза (Хен, 2002) в марте подойти к Сахалину до изобаты 500 м - на рекордно близкое расстояние. На разрезе от года к году значительно изменялись ширина, скорость, положение и количество струй, однако восточнее 150° в.д. всегда достаточно уверенно идентифицировались мористая часть Западно-Камчатского течения (ЗКТ_море) – обычно более мощная (табл.4); склоновая - шельфовая часть ЗКТ (ЗКТ_шельф) и поток южного направления в районе 152-153° в.д, разделяющий Западно-Камчатское течение

(ПТ_раздел). За исследуемый период суммарный перенос вод ЗКТ на север менялся не очень сильно: максимальным он был в 2002 г. (6.5 св.), минимальным - в 2005 г. (4.8 св.). Более существенно менялось соотношение объемов вод, переносимых ветвями: особенно варьировал перенос шельфовой части потока ЗКТ, предположительно являющегося истоком Северной ветви ЗКТ.

Таблица 4

Перенос вод (млн. куб. м/сек) в слое 0-1000 м через восточную часть трансхотоморского разреза (150° в.д. – западная Камчатка) в марте.

Год	Участок		ЗКТ_сумма	ПТ_раздел.
	ЗКТ_море	ЗКТ_шельф		
2000	2.2	3.2	5.4	-3.6
2001	4.7	0.7	5.4	-0.8
2002	4.6	2	6.6	-3.8
2005	3.9	0.9	4.8	-1.1

Минимальное поступление тихоокеанских вод вдоль камчатского склона (на север моря) отмечалось в 2001 году (0.65 св.), максимальное – в 2000 году (3.17 св.); в Срединной ветви (ЗКТ_море) наблюдалась обратная картина (максимум в 2001 г., минимум – в 2000 г.). В марте 2005 года суммарный перенос в обеих ветвях был самым низким за данный ряд лет.

В таблице 5 жирным шрифтом с подчеркиванием выделены максимальные показатели, жирным курсивом – минимальные. Показатели температуры и солёности 2001 года в слое 0-800 м на участке ЗКТ_море и в ряде слоев на участке ЗКТ_шельф являлись самыми низкими в рассматриваемом ряду. В 2005 году средняя температура слоев в толще 0-800 м была значительно выше, чем в остальные годы. Видно, что в приведенном коротком ряду ледовитость Охотского моря соответствующих лет значительно лучше увязывается не с расходом, а с теплосодержанием вод ЗКТ.

Несмотря на то, что синоптические и ледовые условия зимой 2005 года развивались по типу теплых лет, весной поле течений (рис.8) имело ряд признаков холодных зим, например, зимний антициклон над желобом залива Шелихова был смещен к его материковой стороне. Впервые после 2001 года на шельфе западной Камчатки Компенсационное течение прослеживалось южнее 57° с.ш. Оно было слабым (величина переноса 0.09 млн. куб. м/с, что ниже среднего многолетнего 0.14 млн. куб. м/с), но само его наличие характерно для ледовитых лет.

Расход Западно-Камчатского течения в слое 0-200 м на широте 56° с.ш. в апреле 2005 г. составила 0.32 млн. куб. м/с. Это самое высокое значение с 1999 года, но практически совпадает со средним многолетним показателем за 1984-2005 гг., равным 0.33 млн. куб. м/с. Циркуляция вод северной части моря также имела ряд черт,

свойственных холодным зимам: между п. Аян и п-ом Лисьянского поток имел направление, противоположное летнему; совместный поток Северной ветви и Ямского течения прослеживался лишь до 147-148° в.д. (в теплые зимы он прослеживается до 144-146° в.д. и западнее). Наблюдался вынос холодных вод через возвышенность Лебеда, также более характерный для ледовитых зим.

Таблица 5.

Средневзвешенные в слоях значения температуры и солености для двух восточных участков разреза, март 2000-2002 и 2005 гг.

Слой (м)	Участок	ЗК море (151-154° в.д.)				ЗК шельф (154-156° в.д.)			
		2000	2001	2002	2005	2000	2001	2002	2005
0_100	T(°C)	-0.67	-0.97	-0.13	0.60	-0.93	-0.94	-0.64	0.43
	S(εпс)	32.93	32.89	33.01	33.16	32.80	32.75	32.83	33.02
100_200	T(°C)	0.68	0.06	0.83	1.05	0.12	0.01	0.97	0.72
	S(εпс)	33.15	33.13	33.20	33.27	32.96	33.01	33.14	33.10
200_300	T(°C)	1.34	1.10	1.45	1.76	1.30	0.83	1.44	1.58
	S(εпс)	33.32	33.35	33.37	33.43	33.19	33.20	33.33	33.31
300_500	T(°C)	1.64	1.68	1.67	2.00	1.62	1.65	1.73	1.95
	S(εпс)	33.54	33.55	33.54	33.58	33.43	33.46	33.52	33.47
500_800	T(°C)	2.26	2.24	2.28	2.35	дно	дно	дно	дно
	S(εпс)	33.94	33.93	33.94	33.97				
800_1000	T(°C)	2.49	2.55	2.54	2.48				
	S(εпс)	34.26	34.27	34.27	34.26				
1000_1200	T(°C)		2.42	2.43	2.39				
	S(εпс)		34.41	34.38	34.37				

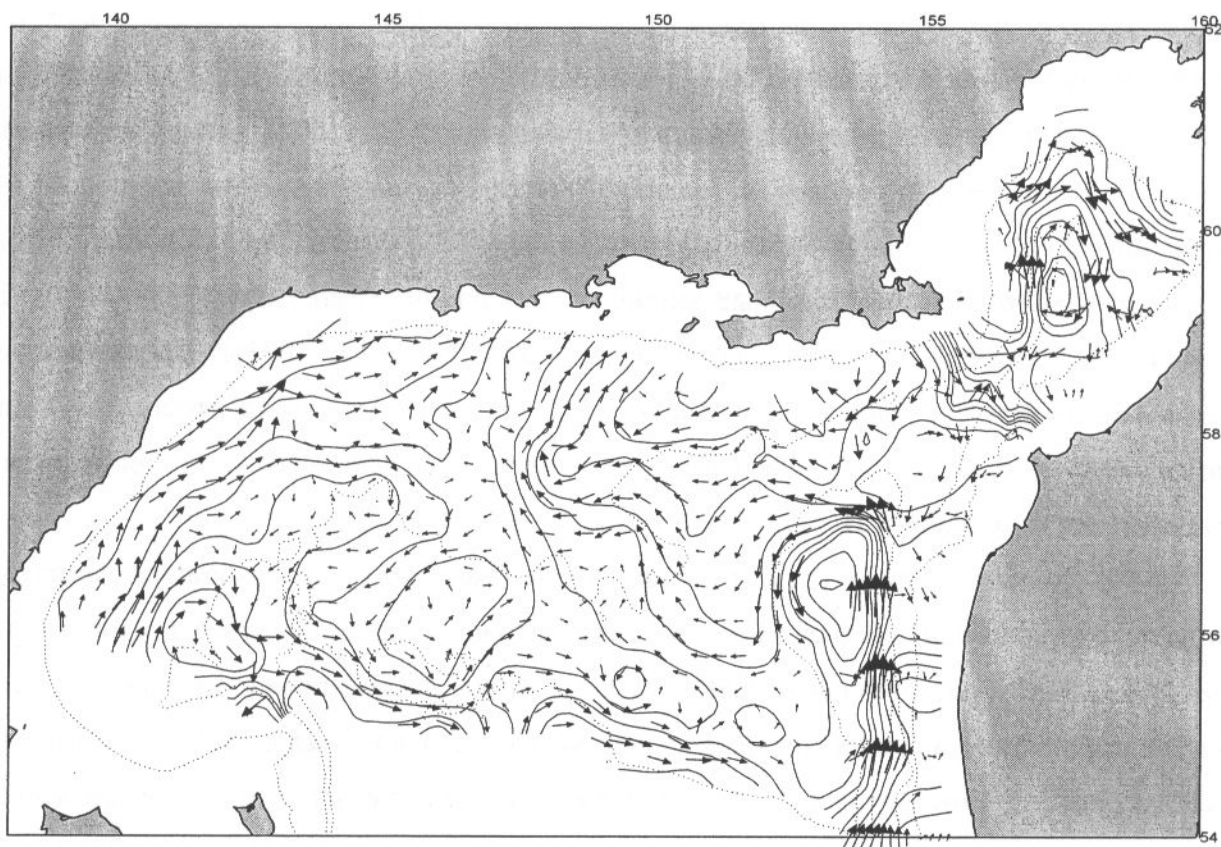


Рис.8 Вектора геострофических течений и изогипсы динамических высот на поверхности северной части Охотского моря (отн. 500 дбар), весна 2005 г.

Термическое состояние вод северной части Охотского моря весной 2005 года оценено следующим образом. Подповерхностные воды, формируемые зимней конвекцией (изобаты 20-200 м), северо-западного, северного шельфа и шельфа залива Шелихова были выхоложены преимущественно выше среднего уровня (классы «холодные» – «очень холодные»), исключение составили воды западно-камчатского шельфа, попадающие в градацию «норма». В промежуточных водах на глубине 250-500 м и на аналогичных изобатах дна преобладали слабopоложительные аномалии, попадающие в класс «норма», а на отдельных участках теплых потоков – в класс «теплый».

Поверхностный слой шельфовых вод, располагающийся над ядрами холода, характеризовался резким пикноклином, высокими темпами прогрева и высокими положительными аномалиями температуры до 2-3°C (эту особенность отмечал В.И. Чернявский, 1992). Поверхностные воды мористых районов характеризовались меньшими, но также положительными аномалиями до 1°C.

По материалам повторной съемки вод шельфа западной Камчатки и залива Шелихова, проведенной с 15 июня по 22 июля 2005 года, оценка термического состояния вод выглядела так. «Холодной» была температура на изобатах 25-90 м на южном и центральном участке шельфа западной Камчатки, на северном она была уже чуть выше среднего, хотя еще не выходила из градации «норма». Но если бы съемка проводилась на две-три недели позднее (как большинство съемок, по которым считались средние) термическое состояние поверхностного слоя и прибрежных вод вдоль всей Западной Камчатки (учитывая их высокие темпы прогрева), очевидно, характеризовалось бы как «норма» и «теплый». Придонная температура на изобатах 100-200 м, несмотря на ранние сроки, в основном относилась к градации «теплый» или «норма», исключая зону придонного ядра холода. В апреле на изобатах 100-200 м Западной Камчатки также доминировали слабopоложительные аномалии придонной температуры (0.3-0.5°C). То есть вдоль Западной Камчатки на изобатах 100-200 м летом 2005 г. сохранялся тип термического режима, сформированный зимой. В заливе Шелихова, где весной от берега до желоба доминировали значительные отрицательные аномалии, тип термики вод существенно поменялся в сторону потепления.

По данным осенней съемки южной части Охотского моря в подповерхностных водах слоя 100-200 м отмечалось сохранение положительных аномалий температуры в прикурильской зоне и в зоне вод ЗКТ, а также преобладание отрицательных аномалий вдоль восточного Сахалина и снижение теплосодержания вод ядра ХПС относительно 2003 и 2004 гг. Это в определенной степени позволяет считать, что на севере моря в подповерхностных водах северо-охотского шельфа также сохранился зимний знак аномалий – отрицательный.

Спутниковая информация дополнительно позволила отметить следующее: повышенную на 1-2°C температуру воздуха над Охотским морем (начиная с августа и до начала декабря 2005 г.) и преобладание положительных аномалий температуры воды на поверхности моря в течение лета-осени и в начале декабря. Кроме того, - замедленные темпы осеннего охлаждения поверхностного слоя северной части Охотского моря и аномально низкие темпы начального периода льдообразования.

Японское море. В Японском море, после непродолжительного периода относительного «похолодания» 2000-2002 гг., установился режим со слабopоложительными среднегодовыми аномалиями температуры на поверхности моря (ТПМ), в 2004 г. достигшими 0,8-0,9 градуса в его северо-западной части. Однако реальные термические условия в середине первого десятилетия XXI века оказались в значительной степени обусловленными внутригодовыми изменениями. Существенная внутригодовая изменчивость аномалий ТПМ, связанная с искажением сезонного хода, характерна для Японского моря и обычно проявляется в резком отличии аномалий в противоположные сезоны. Так, в период 2000-2003 гг. отмечались значительные отрицательные аномалии зимой при слабopоложительных летних аномалиях. Но в 2004 г. произошёл рост амплитуды внутригодовой изменчивости аномалий ТПМ, который продолжился в последующие годы. В то же время произошло смещение сроков экстремумов внутригодового хода на весну и осень (рис. 9). В результате в 2004 г. установился термический режим с «затяжной» холодной весной и тёплой осенью (рис. 10). Эти особенности внутригодовых различий ТПМ наблюдались и в 2005 г., причём величины аномалий ТПМ в экстремальные сезоны возросли примерно до 2 градусов (ниже нормы – весной, выше нормы – осенью).

Причиной «запаздывания» сезонных термических процессов в поверхностном слое моря предположительно может быть интенсификация турбулентного перемешивания этого слоя под действием ветра, в результате которого в период прогрева тепло более активно, чем обычно, передаётся в нижележащие слои моря, относительно высокие температуры которых замедляют выхолаживание моря осенью. Действительно, судя по данным стандартных разрезов, в глубоководной зоне северо-западной части Японского моря температура воды ниже сезонного термоклина была повышенной, более данным стандартных разрезов, в глубоководной зоне северо-западной части Японского моря температура воды ниже сезонного термоклина была повышенной, более того, в 2004 г. – самой высокой за весь период наблюдений (рис. 11). Вместе с тем для прибрежной зоны Приморья это предположение не вполне подтверждается данными о температуре воды в подповерхностном слое, т.к., помимо ветроволнового перемешивания,

на неё влияют и другие динамические процессы, свойственные шельфу: приливное перемешивание, апвеллинги, мезомасштабные вихри. Так, летом 2005 г. у побережья

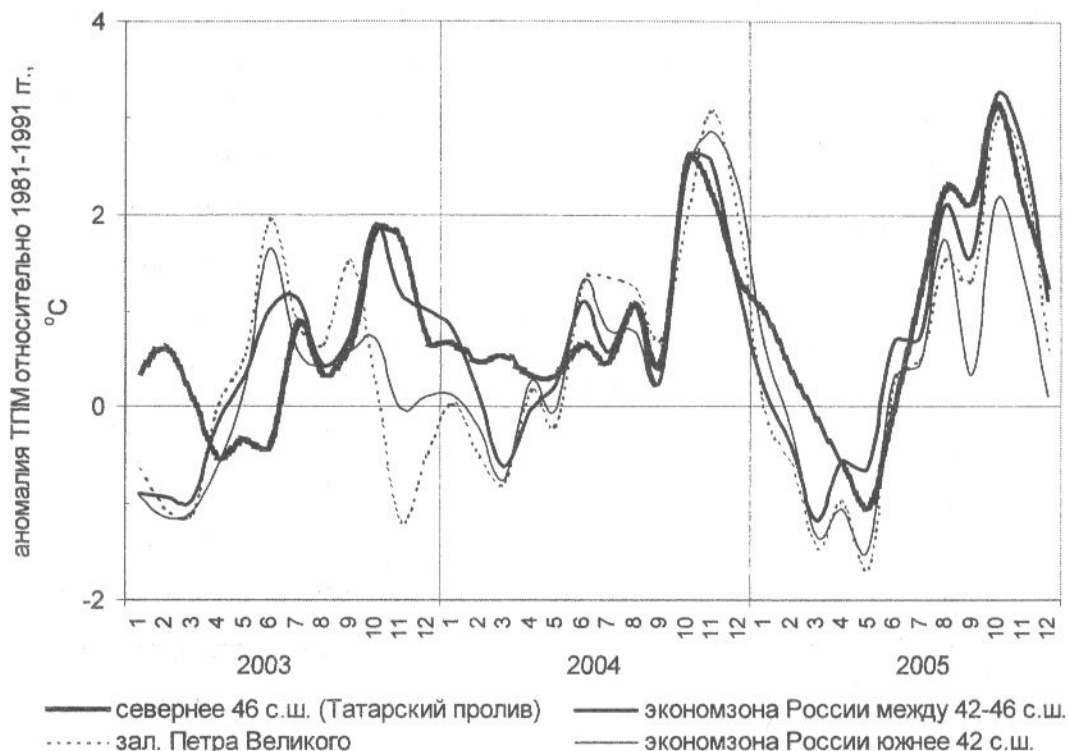


Рис. 9. Среднемесячные аномалии температуры воды на поверхности в различных районах северо-западной части Японского моря (рассчитаны по данным Японского Метеорологического Агентства относительно средних для периода 1981-1991 гг.)

южного Приморья наблюдался апвеллинг, приведший к резкому понижению температуры воды в придонном слое на шельфе (рис. 12). В заливе Петра Великого аномально низкие летние придонные температуры наблюдаются уже длительный период – по меньшей мере, с 2003 г., когда в результате преобладания весной маловетреной погоды у дна на шельфе «зимние» температуры сохранялись до июля, а величины отрицательных аномалий достигали -4 градуса.

Заметим, что в первые годы рассматриваемого периода (2003-2004 гг.) термический режим в северо-западной части Японского моря формировался в условиях повышенной интенсивности адвекции тёплых течений. В частности, это отмечено Н.С. Ваниным (2004) по данным океанологической съёмки, выполненной в ноябре 2003 г. Однако в 2005 г. интенсивность течений начала снижаться, о чём можно судить как по положению фронтальных разделов Полярного фронта, так и по появлению существенных различий в аномалиях температуры в северо-западной и центральной (юг ИЭЗ России) частях моря (см. рис. 9). Несмотря на это, величины температуры воды у побережья Приморья летом достигли аномально высоких значений, а в течение осени здесь наблюдались крупные положительные аномалии температуры. Таким образом,

основной причиной высокой температуры воды на поверхности северо-западной части Японского моря, наблюдаемой летом-осенью последних лет, является не адвекция тепла течениями, как это было в предыдущий «тёплый» период в конце 1990-х годов, а, очевидно, влияние особенностей погодных условий.

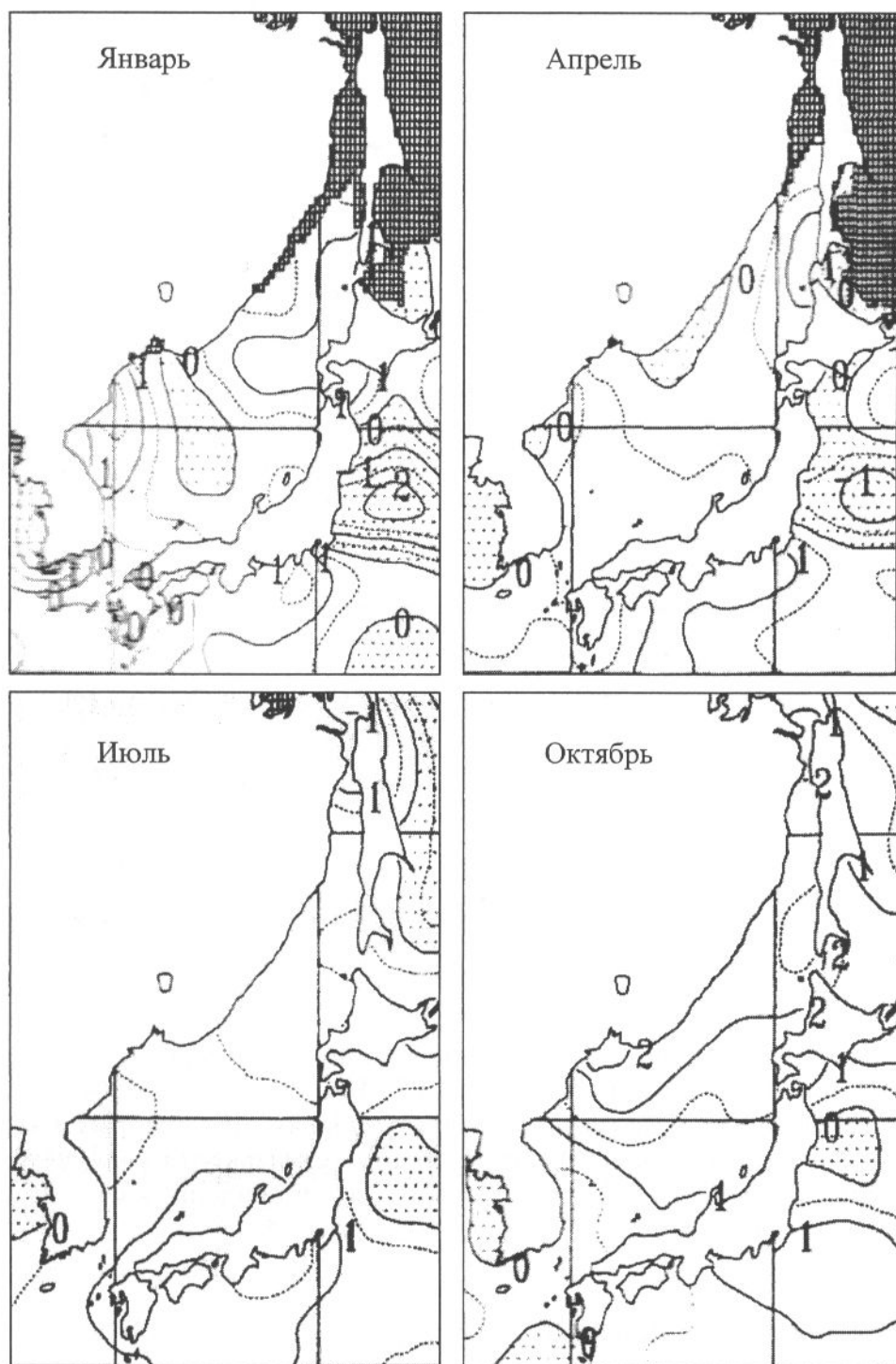


Рис. 10. Распределение средних месячных аномалий температуры воды на поверхности Японского моря (относительно 1971-2000 гг.) в январе, апреле, июле и октябре 2004 г. (по Monthly Ocean Report, 2004). Заштрихованы области отрицательных аномалий. Плотная штриховка – морской лёд.

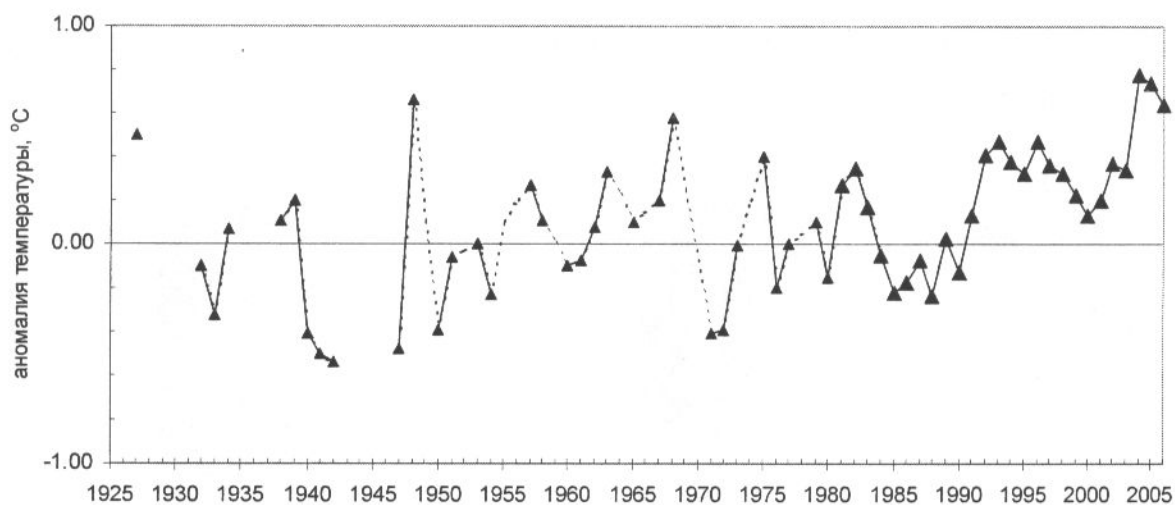


Рис. 11. Средние за июнь-август аномалии (относительно 1981-1991 гг.) модальной температуры воды в слое от термоклина до горизонта 200 м на глубоководных станциях стандартного разреза по 132° в.д. (между 41°30'-42°30' с.ш.)

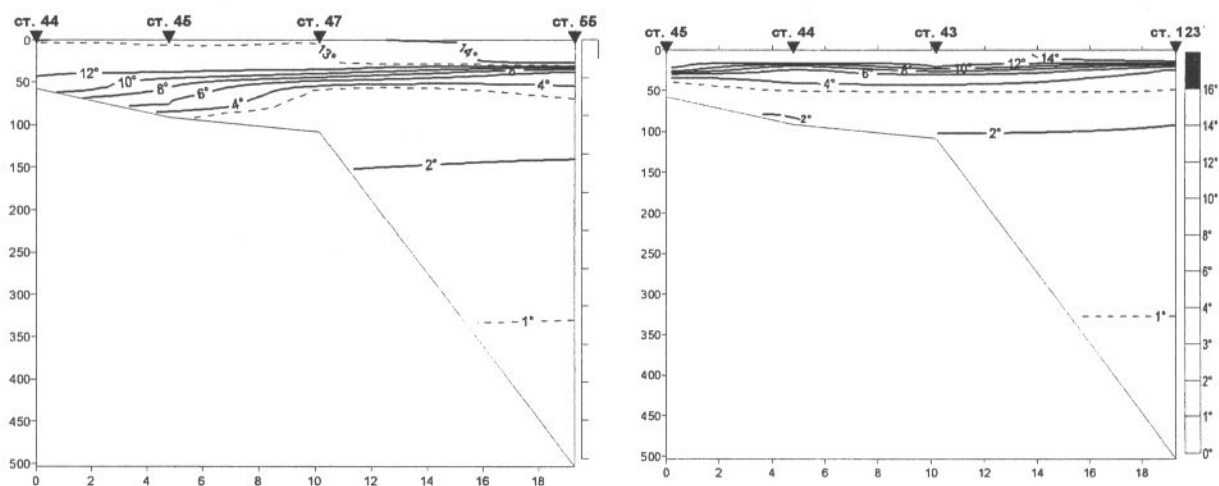


Рис. 12. Разрез через шельф и материковый склон южного Приморья (в районе бухты Валентина) в поле температуры, выполненный НИС «Бухоро» в июле 2004 г. (слева) и 2005 г. (справа). В 2004 г. наблюдаются типичные условия, при которых на шельфе термоклин размыт приливным перемешиванием, поэтому температуры в придонном слое относительно высокие, а в 2005 г., благодаря апвеллингу, в придонном слое на шельфе отмечены аномально низкие температуры.

Выводы

Во всех дальневосточных морях 2005 г. был теплым и малоледовитым. В Беринговом море теплые условия на поверхности держались в течение 2003-2005 гг., в Охотском 2003 г. – холодный, 2004 г. – средний.

В промежуточных слоях термические условия были близки поверхностным за исключением 2005 г. в Охотском море, где преобладали отрицательные аномалии, и циркуляция вод осуществлялась по типу холодных лет. Здесь была нарушена статистически значимая связь между ледовитостью и термическим состоянием вод ХПС, формируемых зимним охлаждением.

Многоснежная зима и повышенный береговой сток определили низкую соленость в прибрежной зоне Берингова моря, в особенности в западной части Анадырского залива и над корякским шельфом.

Наблюдаемые летом-осенью последних лет теплые условия в Японском море не связаны с адвекцией тепла течениями, как это было в предыдущий «тёплый» период, а обусловлены особенностями погодных условий.

Литература

Ванин Н.С. Аномальные термические условия северо-западной части Японского моря осенью 2003 г. // Известия ТИНРО.- 2004.- Т. 138.- С. 345-354.

Гидрометеорология и гидрохимия морей. Проект «Моря» - С.-П.: Гидрометеиздат, 1998. - Т.1Х, Охотское море. – Вып. 1. – 342 с.

Басюк Е.О., Хен Г.В. Результаты гидрологических исследований Берингова моря по международной программе BASIS в 2002-2004 гг. //Вопросы промысловой океанологии. – 2005. – Вып. 2. – С. 67-84.

Коучмен Л.К., Огорд К., Трипп Р.Б. Берингов пролив. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 198 с. (пер. с англ.)

Хен Г.В. Сезонная и межгодовая изменчивость вод Берингова моря и ее влияние на распределение и численность гидробионтов. Автореф. дисс. на соиск. ученой степени. канд. геогр. наук. – Москва, 1988. – 24 стр.

Хен Г.В. Гидрологические условия Охотского моря в конце 90-х гг по данным стандартных разрезов // Изв ТИНРО. – 2002. – Т. 130. – С. 52-58.

Хен Г.В., Устинова Е.И., Фигуркин А.Л., Зуенко Ю.И., Новиков Ю.В., Сорокин Ю.Д., Гаманюк М.В. Гидрологические условия в северо-западной части Тихого океана и дальневосточных морях в начале 21 века и ожидаемые тенденции // Вопросы Промысловой океанологии. – 2004 – Вып. 1 - С. 40-58.

Чернявский В.И. особенности формирования термики деятельного слоя Охотского моря //Океанологические основы биологической продуктивности вод северо-западной части Тихого океана. – Владивосток: ТИНРО, 1992 - с.91-104.

Monthly Ocean Report. Climate and Marine Department of Japan Meteorological Agency. - 2004.- № 133-144.- 34 p.