

Устинова Е.И., Глебова С.Ю., Сорокин Ю.Д.

(ФГУП «ТИНРО-Центр»)

Анализируются особенности гидрометеорологических условий в дальневосточных морях и прилегающих к ним районах СЗТО в 2008 г. на фоне среднесезонного режима и в сравнении с условиями последних лет с использованием различных характеристик термического режима поверхностных вод, ледовитости дальневосточных морей и показателей метеорологических условий. Показано, что зима 2007-2008 гг. характеризовалась противофазными процессами в Охотском и Беринговом море: в Беринговом море наблюдался рост ледовитости до максимальных за период 2001-2008 гг. значений, а в Охотском море она оставалась, как и в предыдущие 4 года, существенно ниже нормы. Это соответствовало подобному противофазному распределению аномалий приземной температуры воздуха. Отмечено, что на рассматриваемой акватории в течение года преобладали положительные аномалии ТПО, за исключением восточной части Берингова моря.

В настоящее время ведущие научные центры мира по климатическим исследованиям регулярно публикуют в оперативном режиме сведения о текущем состоянии основных характеристик климатической системы. Однако для дальневосточных морей необходима дополнительная детализация, поскольку далеко не все широко используемые в настоящее время крупномасштабные климатические индексы и показатели информативны для этих районов (Хен и др., 2008) в силу их «пограничности». Именно здесь представлен весь спектр пограничных зон разных масштабов, характеризующихся своеобразием гидрометеорологических процессов.

В данной работе диагностика региональных гидрометеорологических условий производилась на основании наиболее длиннорядной, относительно регулярной и однородной гидрометеорологической информации, характеризующей тепловой режим дальневосточных морей (данные о ледяном покрове, температуре воздуха и температуре поверхности океана) и атмосферную циркуляцию (данные о приземном давлении).

Для анализа особенностей атмосферной циркуляции над Дальневосточным регионом в 2007/2008 гг. были использованы среднесезонные карты приземного давления, которые строились с использованием ежедневных японских синоптических карт за срок 00 ч. по Гринвичу. Для этого был выделен район (30-70°с.ш. и 100°в.д. -170°з.д.), который разбивался на «квадраты» 10x10°, и в узлах координат снимались значения давления, которые затем осреднялись подекадно, а затем отдельно для всех сезонов года (январь-март, апрель-июнь, июль-сентябрь и октябрь-декабрь). Данные осредненные карты использовались для получения следующей информации:

- а) определение положения и интенсивности основных центров действия атмосферы (ЦДА);
- б) анализ характера циклогенеза над дальневосточными морями по сезонам.

Для оценки интенсивности и направленности локального ветрового переноса над Японским, Охотским и Беринговым морями использовались меридиональные индексы А.Л.Каца (Кац А.Л., 1960.). Вычисление индексов производилось методом подсчета количества изобар с учетом их направленности, проведенных через 5 гПа и пересекающих параллели и меридианы трех районов: 30-50° с.ш., 120-150° в.д. (Японское море), 40-60° с.ш., 130-160° в.д. (Охотское море) и 50-70° с.ш., 160° в.д. – 160° з.д. (Берингово море).

Была использована формула:  $I_m = (I_{ю} - I_{с})/N$ , где  $I_{ю}$  и  $I_{с}$  – число изобар, ориентированных соответственно с юга на север и с севера на юг;  $N$  – количество параллелей, пересекаемых изобарами. Положительные значения  $I_m$  характеризуют южный перенос, а их отрицательные значения соответствуют северному переносу.

Для анализа характера циклогенеза над Дальневосточным регионом были построены карты циклоничности для каждого сезона. Для этого весь район исследования разбивался на «квадраты» 2.5x2.5°, подсчитывалось среднее число всех приземных циклонов, проходивших над каждым из квадратов в течение сезона, и по полученным значениям проводились изолинии. Подобные карты циклоничности достаточно наглядно иллюстрируют положение районов циклогенеза (областей максимальной повторяемости циклонов) и климатических фронтов как зон преобладающих траекторий циклонов. Помимо сезонных карт приземного давления и циклонической деятельности, для каждого года строились карты аномалий этих показателей (аномалии приземного давления определялись относительно средних значений за 1974-2008 гг., а аномалии циклоничности – за период 2000-2008 гг.).

Источником регулярной и длиннорядной информации о температуре воды на поверхности являются оперативные судовые наблюдения, наблюдения, проводимые стационарными гидрометеорологическими буями, и спутниковые данные. Массовость – основное достоинство этой информации, несмотря на имеющиеся ошибки в отдельных наблюдениях. Северо-западная часть Тихого океана является наиболее освещенным наблюдениями районом, особенно акватория, непосредственно прилегающая к Японским островам с востока. В последние 25 лет данные спутниковых наблюдений активно используются для восполнения недостатка данных в районах с редкими судовыми измерениями. Для их «усвоения» разработана специальная численная модель (Saiki, 1986). Данные научно-исследовательских судов и гидрометеорологических буев при контроле информации служат в качестве реперных. Основными материалами для исследования послужили ежедекадные (с 1950 г. по 2008 г.) и ежемесячные данные Японского метеорологического агентства о температуре поверхности океана (так называемая коллекция КОБЕ) с пространственным разрешением 1x1°. Эти данные были получены нами в рамках международного проекта NEAR-GOOS в режиме он-лайн.

Разработанные к настоящему времени алгоритмы контроля исходной информации, позволяющие производить автоматический технический и критический контроль исходных данных, а также применение методов объективного анализа исключают возникновение субъективных ошибок. Однако, несмотря на это, исходные массивы все же содержали незначительное количество ошибочных данных, которые были исправлены авторами данной работы. Необходимо отметить, что наибольшее количество пропусков и ошибочных значений имеется в прилегающих к ледовой кромке районах, что значительно осложняло расчеты различных параметров весенних процессов в Охотском и Беринговом морях.

В качестве основного материала по ледовитости за период с 1957 г. по 1991 г. использованы данные регулярных авианаблюдений, проводимых подразделениями Гидрометслужбы. В дальнейшем эта система наблюдений была разрушена, после чего база данных по ледовитости пополнялась в ТИНРО-Центре Хеном Г.В., а также лабораторией краткосрочных промысловых прогнозов. Однако за 90-е годы прошлого века имелись значительные пропуски и ненадежные данные, поэтому потребовалось провести дополнительную работу по улучшению имеющейся базы данных, что и было выполнено авторами настоящей работы. Так как с 1992 г. авианаблюдения были практически свернуты, подсчет ледовитости для Охотского моря за 90-е годы проводился в лаборатории промысловой океанографии ТИНРО-Центра по данным ежедекадных карт, построенных на базе спутниковой информации в Хабаровском ДВ РЦПОД. К сожалению, аналогичные данные для Берингова моря содержат значительное количество пропусков. С конца 1997 г. появилась возможность пополнять базу данных по ледовитости с помощью спутниковых карт NOAA, полученных с Интернет-сайта <http://www.natice.noaa.gov/> Национального ледового центра США. Карты представлены в виде отдельных сегментов, поэтому проводится их «сборка» для получения общей карты для всего моря, затем расчет общей площади, занятой ледяным покровом, отдельно для каждого моря. Начиная с 2003 года количество карт NOAA для Охотского моря значительно уменьшилось, что не позволяло производить подсчет площади, занимаемой ледяным покровом, ежедекадно, поэтому в дальнейшем в качестве основного материала для этого моря служили карты Японского метеорологического агентства. Средняя зимняя ледовитость подсчитывалась путем осреднения исходных данных за январь-апрель, так как ледовые характеристики наиболее устойчивы в эти месяцы.

Дополнительно для оценки термического режима привлекалась информация о температуре воздуха, полученная по сеточным массивам Monthly mean air temperature NCEP Reanalysis (сайт <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.derived.surface.html>).

Данные выборок из этих массивов анализировались с помощью программы OCEAN&METEO (автор Басюк Е.О., ТИПРО-Центр).

Осенью 2007 г. (октябрь-декабрь) над Дальневосточным регионом отмечалась следующая синоптическая ситуация. Алеутская депрессия была смещена к северо-востоку, а Сибирский максимум – к западу от среднемноголетнего положения (рис.1 А, вверху). Интенсивность обоих центров действия атмосферы (ЦДА) превышала “норму” – в центре депрессии преобладали отрицательные, а в области стационарирования Сибирского максимума – положительные значения аномалий приземного давления (рис.1 Б).

Вместе с тем, отмечавшиеся отрицательные аномалии приземного давления к северу от центральной части Сибирского максимума (районы Якутии, Чукотки) могут свидетельствовать об ослаблении его северо-восточного отрога, который обычно играет весьма существенную роль в формировании “холодных” климатических условий в дальневосточных морях.

Также для осеннего периода было характерно усиление циклогенеза над Охотским и Беринговым морями и над океанической зоной, расположенной восточнее Японии (рис.1 В, Г, верхняя часть). В целом приземные циклоны смещались над регионом по двум зональным траекториям: первая проходила над Охотоморским и Берингоморским бассейнами, а вторая - над океаном. В дальнейшем большинство циклонов следовало на восточные районы Берингова моря, либо в зал. Аляска.

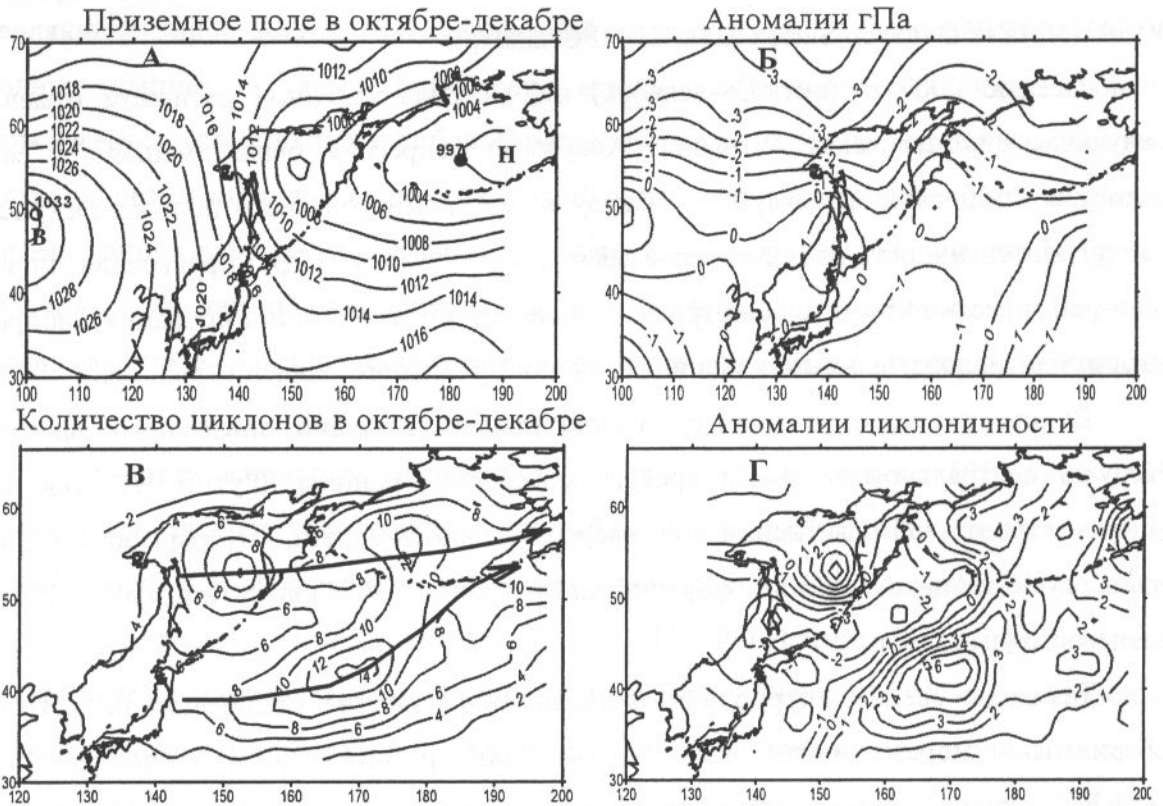
Годовой ход аномалий меридионального индекса Каца, характеризующего интенсивность локального ветрового переноса над морями (рис.2 А, Б, В), показывает, что в Охотском море незначительное усиление северного переноса отмечалось в октябре-ноябре, а в декабре произошло его ослабление (переход к положительным аномалиям); в Беринговом море активизация северного переноса (зимнего муссона) произошла лишь в октябре, а в последующие месяцы он также ослабел; в Японском море заметное увеличение интенсивности муссона наблюдалось в ноябре.

В январе-марте 2008 г. синоптическая ситуация над регионом существенно изменилась – оба ЦДА по сравнению с осенним периодом активизировались, а Алеутская депрессия отошла к юго-западу, располагаясь южнее Алеутской гряды (рис.1 А, Б, нижняя часть). Северо-восточный отрог Сибирского максимума по-прежнему был ослаблен. Между обоими атмосферными центрами сформировалась зона повышенных барических градиентов, которая располагалась над Охотским и Японским морями.

По сравнению с осенью циклоническая активность над Охотским и Беринговым морями снизилась, хотя в среднемноголетнем плане количество циклонов над Охотским морем зимой все еще оставалось выше “нормы” (рис.3 В, Г, нижняя часть).



Осень 2007



Зима 2008 г.

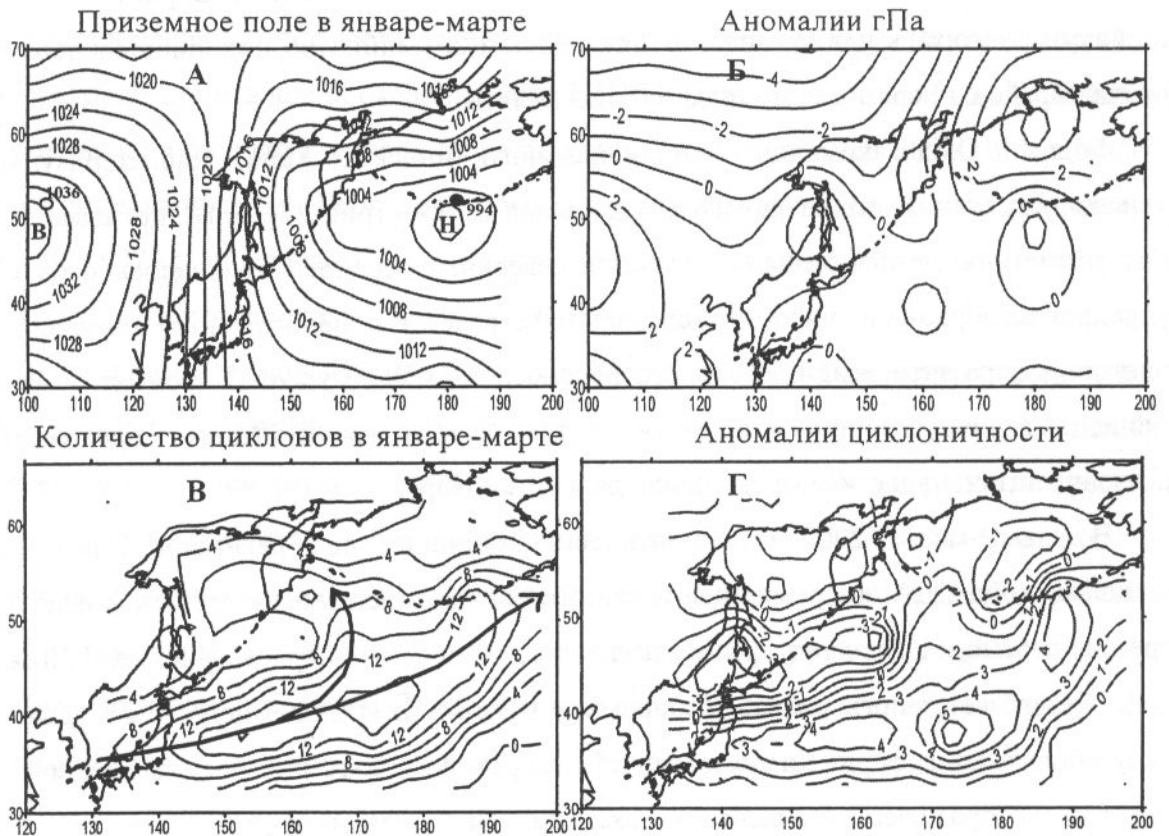


Рис.1. Приземное барическое поле и количество циклонов в октябре-декабре 2007 г., январе-марте 2008 г. (А, В) и их аномалии (Б, Г)

Примечание: здесь и далее кружками обозначены среднемноголетние положения ЦДА, стрелками – траектории приземных циклонов

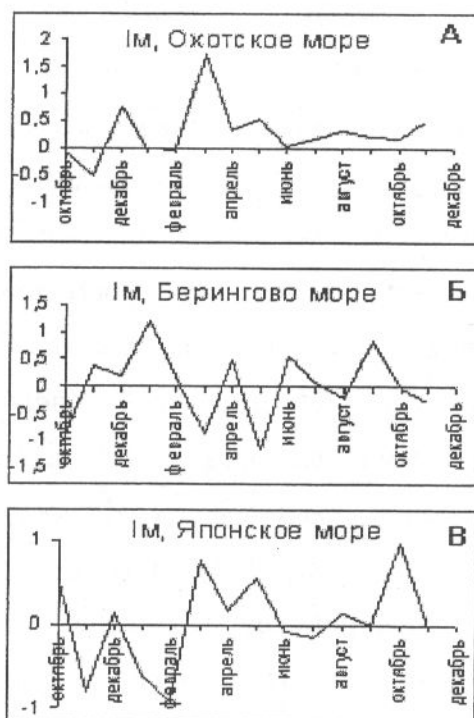


Рис. 2. Годовой ход аномалий меридионального индекса Каца в Охотском, Беринговом и Японском морях (осень 2007-осень 2008 гг)

Над Японским морем и Курилами, как и в осенние месяцы, циклогенез был ослабленным; однако, в отличие от осени, участился выход циклонов к юго-восточной оконечности Камчатки.

Как следствие, над Беринговым морем, которое находилось под воздействием передних ложбин циклонов, произошло заметное ослабление зимнего муссона в январе и, в меньшей степени, в феврале. Над Охотским морем интенсивность северного переноса в эти месяцы была в пределах “нормы”, а над Японским морем - повышенной (рис.2 А-В).

Весной 2008 г. окончательное формирование весенне-летнего центра действия атмосферы - Дальневосточной депрессии, произошло в третьей декаде апреля (позже среднемноголетних сроков на одну декаду). Но завершение действия зимнего муссона в Японском и Охотском морях произошло раньше: в Японском море во второй декаде апреля (с опережением среднемноголетних сроков на одну декаду), а в Охотском море окончание действия северного переноса случилось необычайно рано – уже в середине марта (“обычно” это происходит здесь также в третьей декаде апреля). А вот в Беринговом море смена муссонов задержалась на три декады, и переход к южному переносу отмечен только в первой декаде июня (в “среднем” это отмечается в начале мая). Можно предположить, что подобная “задержка” действия северного переноса над берингоморским бассейном была обусловлена влиянием тыловой ложбины Алеутской депрессии, которая располагалась над восточными районами Берингоморского бассейна

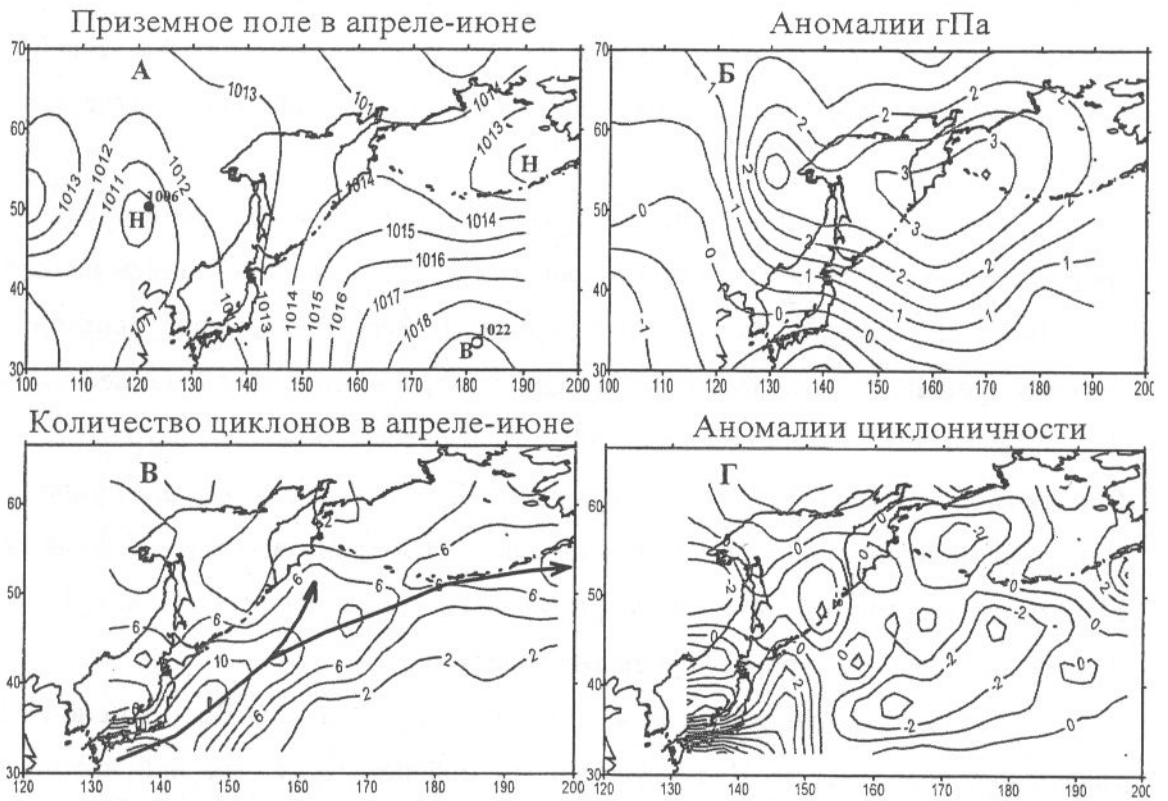
и была достаточно активной (рис.3 А, верхняя часть). Не случайно, что в мае в Беринговом море интенсивность северного переноса была максимальной за рассматриваемый период (рис.2 Б).

В течение весенних месяцев (апрель-июнь) как Дальневосточная депрессия, так и другой весенне-летний ЦДА – Северотихоокеанский антициклон, находились в “нормальном” положении, а интенсивность их была пониженной (рис.3А,Б, верхняя часть). Как можно видеть, в области формирования депрессии преобладали незначительные положительные аномалии давления, а в области антициклона – отрицательные. Тем не менее, обширные “очаги” положительных аномалий давления располагались над Беринговым и Охотским морями, захватывая также северную половину Японского моря. Это может свидетельствовать об усилении влияния в регионе северотихоокеанского гребня и ослаблении влияния депрессии. Косвенным образом это подтверждает и характер циклонической деятельности, а именно ослабление циклогенеза не только над океаном, занятым гребнем, но и над прилегающими территориями (отрицательные аномалии количества циклонов охватывали практически весь регион) (рис.3 В, Г, верхняя часть). В целом, как можно видеть, весной отмечался частый выход южных циклонов из субтропических районов к о. Хонсю, и в дальнейшем циклоны следовали по периферии гребня на южные районы Берингова моря и в зал. Аляска.

Кроме того, усиление влияния океанического гребня отразилось на ослаблении интенсивности локального меридионального переноса над Охотским и Японским морями в апреле-июне (рис.2А,В). Если учесть, что в этот период в обоих бассейнах был сформирован летний муссон (южный перенос), то уменьшение значений аномалий  $I_m$  как раз характеризует снижение его активности. Отрицательные значения аномалий  $I_m$  в Беринговом море в мае (как уже отмечалось, смена муссонов здесь произошла только в июне), свидетельствуют об усилении в этот период северных ветров (рис.2 Б).

В летний сезон (июль-сентябрь) 2008 г. отмечалось смещение Дальневосточной депрессии далеко на северо-восток (она приблизилась к охотоморскому побережью), а Северотихоокеанского антициклона немного к югу от среднемноголетнего положения, а также их активизация (о чем можно судить по распределению аномалий приземного давления (рис.3 А, Б, нижняя часть). По сравнению с весной влияние депрессии на Японское и Охотское моря возросло. Тем не менее, как следует из рис. 2, интенсивность локального (южного) переноса над этими морями было на уровне “нормы”. Лишь в Беринговом море в сентябре отмечалось усиление южного переноса. Зато более активной стала циклоническая деятельность, а траектории циклонов стали более зональными.

Весна 2008 г.



Лето 2008 г.

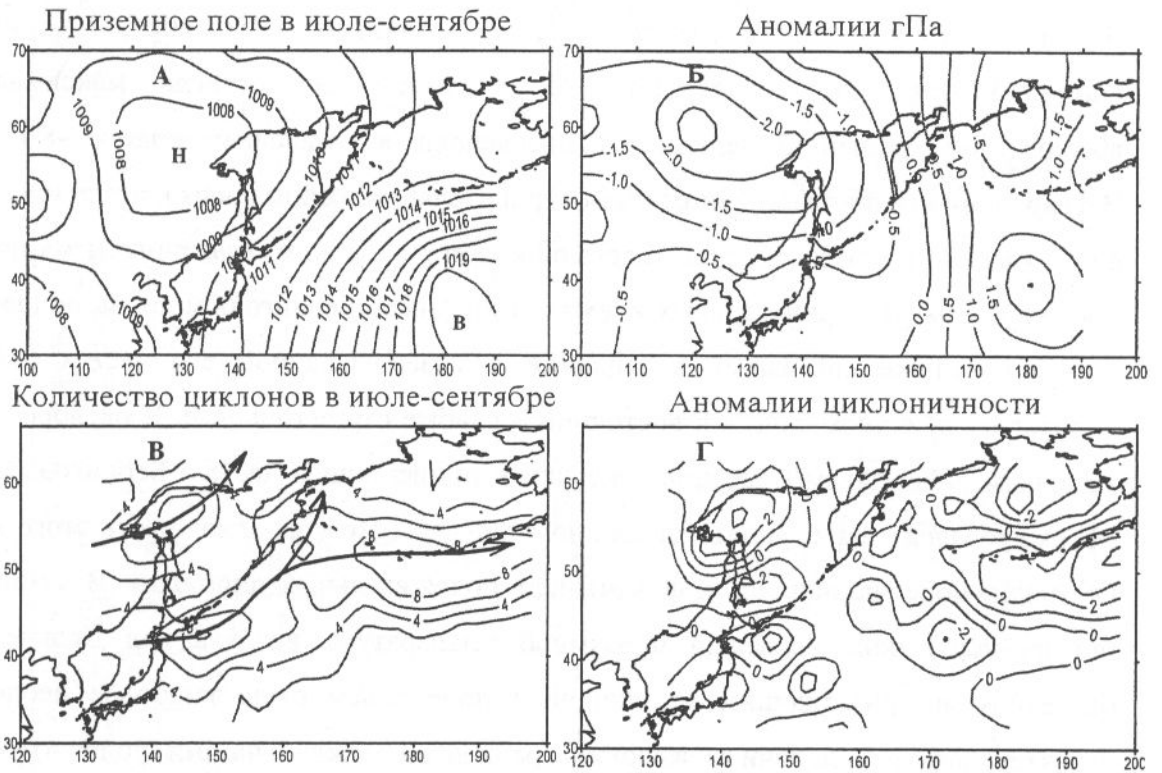


Рис. 3. Приземное барическое поле и количество циклонов в апреле-июне, июле-сентябре 2008 г. (А, В) и их аномалии (Б, Г)



Выделялись несколько основных областей циклогенеза: над северо-западными районами Охотского моря, куда выходили приземные циклоны из области Дальневосточной депрессии, над Южно-Курильским районом, над Алеутской грядой и у юго-восточной оконечности Камчатки. В этих же районах количество циклонов превышало “норму”.

Окончание действия южного переноса в Японском и Охотском морях произошло в третьей декаде сентября. Для Япономорского бассейна это с опозданием на одну декаду, а для Охотского моря – “нормальные” сроки. В Беринговом море переход к зимнему муссону пришелся только на третью декаду октября, на три декады позже “нормы”.

Таким образом, продолжительность действия южного ветрового переноса в Японском и Охотском морях была увеличенной, т.к. его формирование пришлось на более ранние, а окончание – на более поздние сроки. В Беринговом море южный перенос как сформировался, так и окончился на три декады позднее “средних” сроков, т.е. в целом его длительность была на уровне “среднепогодной”.

Тепловое состояние приземного воздуха над Дальним Востоком в 2008 г. имело следующие особенности. Над материковым побережьем и северной частью Охотского моря преобладали положительные аномалии среднемесячной температуры воздуха с максимумом в западной части моря ( $>7^{\circ}\text{C}$ ) в марте, в то время как над восточной частью Берингова моря в течение всего года, за исключением сентября, - отрицательные аномалии приземной температуры. В феврале они достигли максимальных по абсолютному значению величин и превышали в отдельных очагах  $-8^{\circ}\text{C}$  (рис. 4). В феврале-марте площадь, занимаемая отрицательными аномалиями, стала максимальной, а ее «ось» была вытянута от юго-восточной части моря до м. Наварин. От марта к апрелю произошла смена отрицательных аномалий на севере Берингова моря на положительные, и в дальнейшем по август в западной и северо-западной его частях наблюдались положительные аномалии, а в восточной – слабые отрицательные. В октябре 2008 г. над западным побережьем Северной Америки и прилегающей частью Берингова моря вновь сформировался очаг отрицательных аномалий, при этом западная часть этого моря и все Охотское море находились под влиянием положительных аномалий. В зимние месяцы (январь-март) поле аномалий приземной температуры воздуха над Дальневосточным бассейном и прилегающим материковым побережьем было наиболее неоднородно и характеризовалось наличием высоких градиентов между очагами положительных (над северной частью Охотского моря) и отрицательных (над большей частью Берингова моря) аномалий. Как будет показано ниже, подобное распределение аномалий температуры воздуха в целом соответствовало аналогичному термическому состоянию поверхностных вод этих морей.

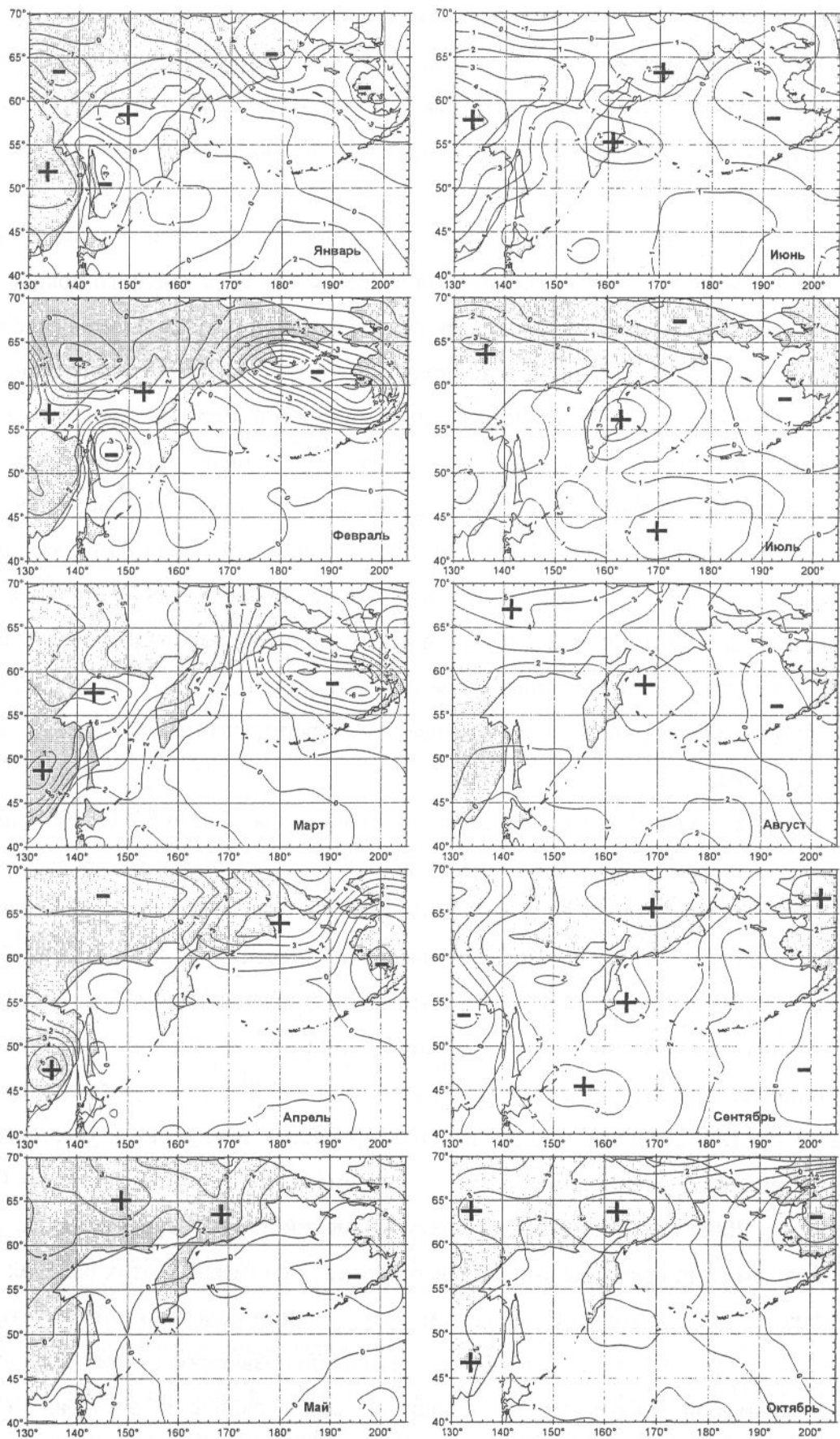


Рис. 4. Аномалии температуры воздуха над Дальним Востоком в 2008 г.

По оценкам Гидрометцентра России (<http://meteoinfo.ru/climate-2008-month03>) март 2008 г. в Северном полушарии был самым теплым за всю историю регулярных метеорологических наблюдений, с максимальными положительными аномалиями среднемесячной температуры воздуха на северо-востоке Якутии. Самым теплым за период инструментальных наблюдений этот месяц оказался и для южных районов Дальнего Востока.

Для Берингова и Охотского морей и Татарского пролива одним из основных индикаторов крупномасштабных изменений является площадь ледяного покрова, которая служит своего рода «естественным интегратором» и характеризует термическое состояние деятельного слоя не только в холодную половину года, но и в теплое полугодие, оказывая влияние на формирование и трансформацию холодного промежуточного слоя. Кроме того, начало весеннего цветения, сезонная и межгодовая динамика зоопланктона, сезонные миграции рыбных объектов и другие важные экологические процессы тесно связаны с его изменчивостью. Хотя наилучшей характеристикой, отражающей более корректно климатическую изменчивость, является не площадь ледяного покрова, а объем льда в море, из-за отсутствия достаточно длинных и однородных рядов данных о толщине ледяного покрова определение объема затруднено, поэтому представляется целесообразным использовать более достоверные и репрезентативные данные о площади ледяного покрова.

Среднезимняя ледовитость Охотского моря в ледовый сезон 2007/2008 продолжает оставаться на низком уровне (рис. 5А), незначительно отличаясь от предыдущего года. Как уже отмечалось ранее (Хен и др., 2004; 2007), в новом столетии произошло резкое изменение ледовитости этого моря от высоких значений в 2001 г. до близких к абсолютному минимуму (за период регулярных наблюдений) в 2006 г. Для Татарского пролива минимум ледовитости нового столетия пришелся на текущий год. В Беринговом море, напротив, ледовитость возросла, что на настоящий момент усилило тенденцию к «возврату» противофазности в ходе ледовых процессов Берингова и Охотского морей, которая отчетливо проявилась в последние экстремальные по ледовитости для Охотского моря годы – 2001 и 2006. Судя по знаку аномалий температуры воздуха, таким же противофазным в это время было тепловое состояние атмосферы в этих районах.

Максимум ледовитости Охотского моря в сезонном ходе наступил в третьей декаде февраля 2008 г. (рис. 5, Б), что раньше на 2 декады по сравнению со среднемноголетними сроками (во второй декаде марта). Вообще же самое раннее за весь ряд наблюдений наступление максимума ледовитости отмечалось в 1994 г. – в первой декаде февраля. Для этого моря сроки наступления максимума довольно устойчивы по сравнению с двумя другими дальневосточными морями, причем во всем ряде регулярных наблюдений можно

выделить два периода с наиболее устойчивыми сроками: один с середины 60-х до середины 80-х лет прошлого столетия, второй – с 2003 г. по настоящее время. Между этими периодами изменчивость в сроках наступления максимума была повышенной. Средний срок наступления максимума ледовитости после 2003 г. – во втором периоде относительной стабильности этой характеристики – сместился на 1 декаду раньше по сравнению с предыдущим «стабильным» периодом.

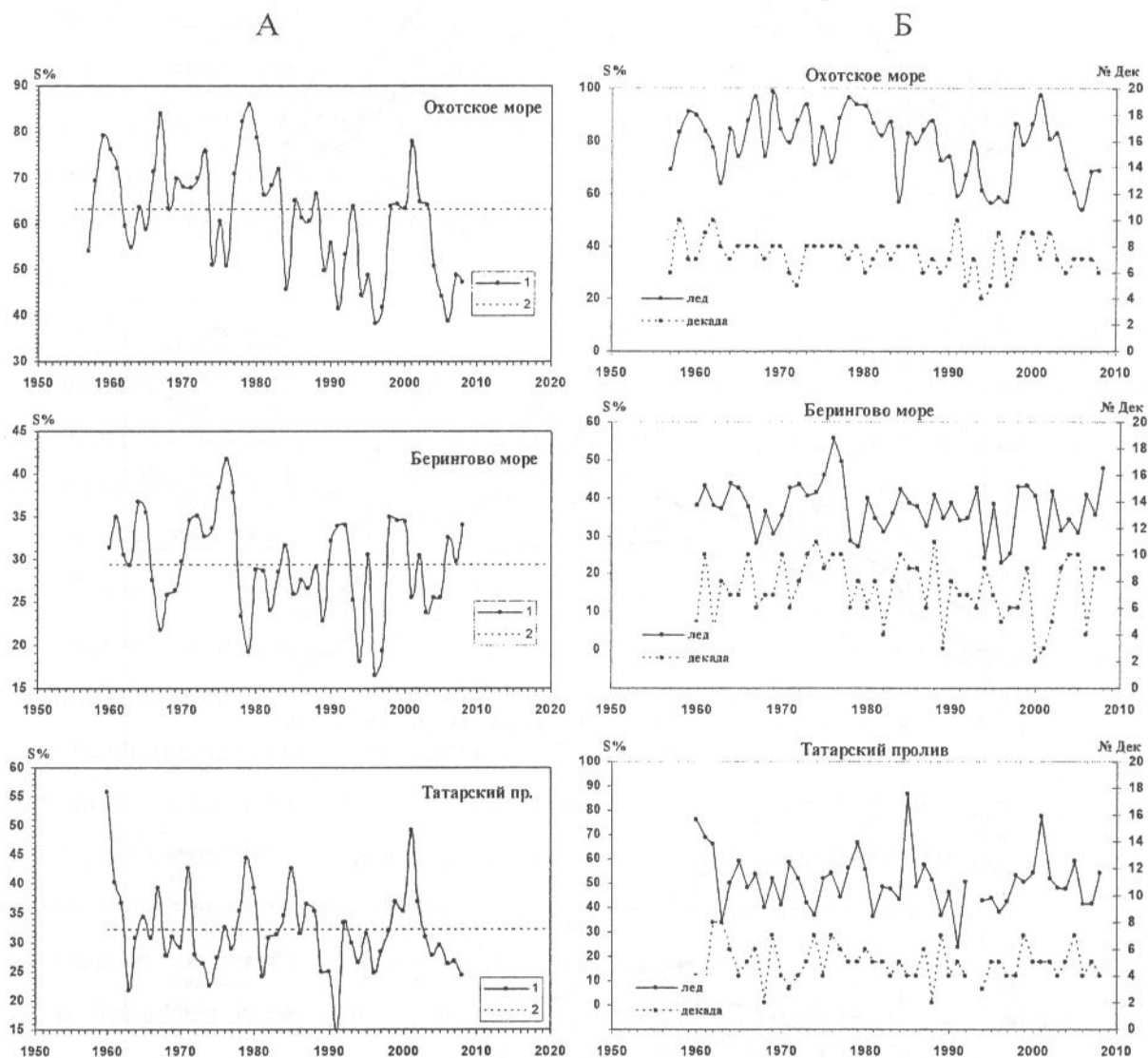


Рис. 5. Среднезимняя (январь-апрель) ледовитость Охотского и Берингова морей и Татарского пролива (1) и ее среднегодовое значение (2) - А, максимальная ледовитость и декада наступления максимума в сезонном ходе - В

В Беринговом море максимальная в годовом ходе ледовитость наступила в третьей декаде марта 2008 г. и превысила аналогичные значения за период с 1979 г. (рис. 5, Б). Это - третий максимум за весь период регулярных наблюдений: только в 1976 и 1977 гг. максимальная ледовитость была выше. Нужно отметить, что во внутригодовом ходе ледовитости для 2008 г. было характерно присутствие второго, менее значимого,



локального максимума в 3 декаде февраля, когда в ходе ледовых процессов Охотского моря также наблюдался сезонный максимум (рис. 6).

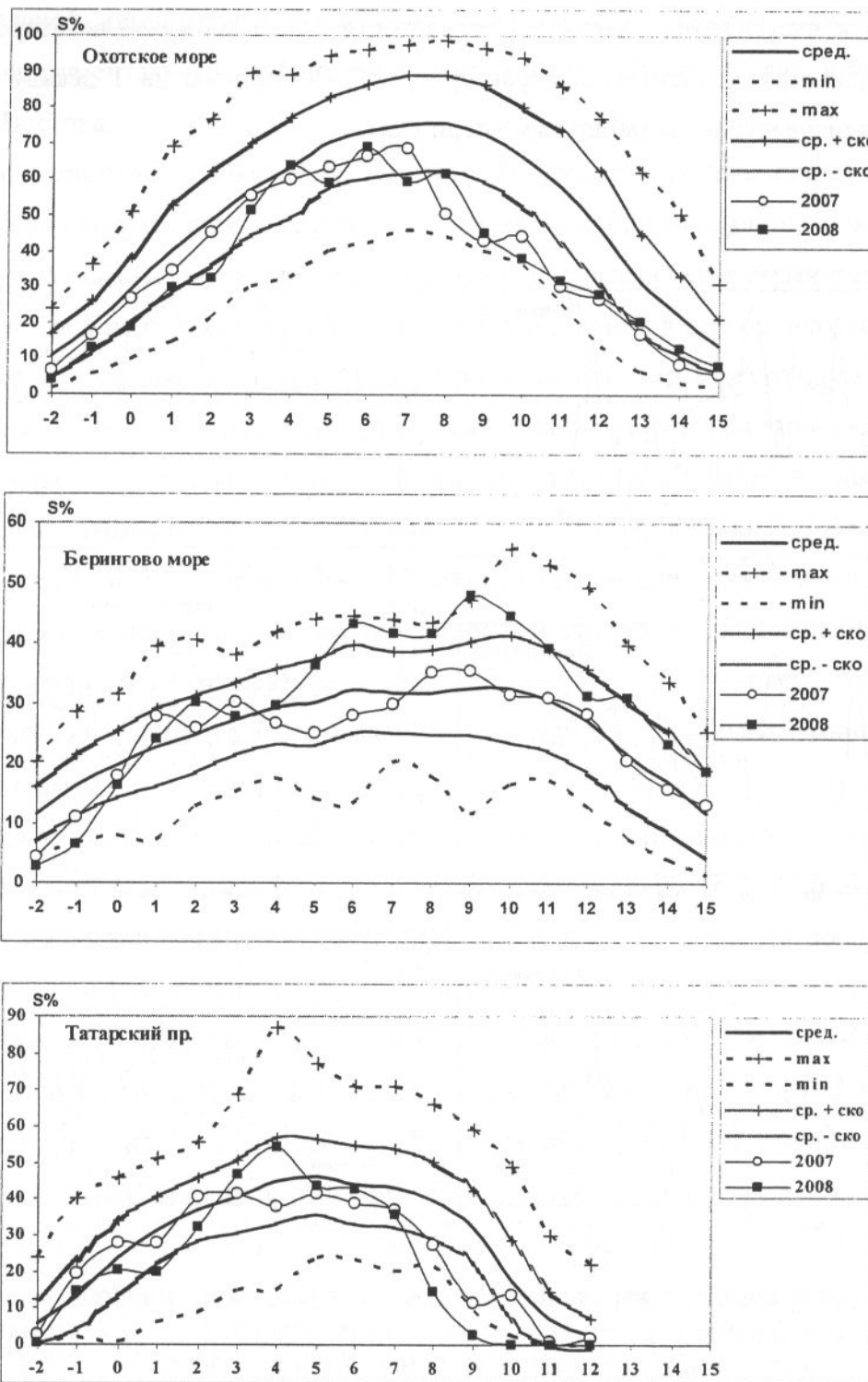


Рис. 6. Внутригодовой ход еженедельной ледовитости Охотского и Берингова морей и Татарского пролива в ледовые сезоны 2006-2007 и 2007-2008 гг. на фоне максимальных, минимальных и среднемноголетних ( $\pm$  с.к.о.) ее значений (по горизонтальной оси – номер декады с начала года).

После наступления сезонного максимума в ходе ледовитости Охотского моря произошло резкое уменьшение площади ледяного покрова в марте, и в апреле ледовитость была близка к многолетним минимальным значениям. Весеннее уменьшение площади ледяного покрова в Татарском проливе было еще более быстрым (рис. 6), и с середины марта ледовитость его стала рекордно низкой для всего периода регулярных наблюдений, в полном соответствии с рекордными положительными аномалиями температуры воздуха над прилегающей к проливу сушей. В противоположность этому, ледовитость Берингова моря продолжала оставаться высокой относительно среднемноголетних значений. По-видимому, сложившаяся ситуация тесно связана с поздней сменой муссонов на летний тип атмосферной циркуляции над этим морем, и, напротив, с необычайно ранним окончанием действия зимнего муссона над Охотским морем - как было указано выше, здесь это произошло с опережением больше чем на месяц по сравнению со среднемноголетними сроками.

В открытых районах морей в качестве показателя термического состояния поверхностных вод может служить преобладание площадей, занятых положительными либо отрицательными аномалиями температуры воды на поверхности, а также межгодовая динамика аномалий ТПО в отдельных «реперных» районах дальневосточного бассейна.

Основной особенностью термического режима поверхностных вод дальневосточных морей для последних трех лет является преобладание положительных аномалий ТПО (табл. 1).

Очевидно, такая ситуация связана с аномальным потеплением Арктики, особенно значительным в последние два года (см., например, работу Overland et al, 2008, а также Arctic Report Card, 2008 с сайта <http://www.arctic.noaa.gov/reportcard>). В 2008 г. площадь арктических льдов оставалась близкой к историческим рекордно низким (за весь период регулярных наблюдений) значениям летом 2007 г., но все же не достигла этого рекорда.

В Японском море, однако, зимой и весной 2006 г. наблюдались отрицательные аномалии температуры на поверхности, как и с тихоокеанской стороны Японских островов в этих же широтах, сменившиеся в августе на положительные. Как уже отмечалось (Хен и др., 2007), термический режим этого моря с конца прошлого столетия стал более «континентальным»: зимой чаще наблюдаются отрицательные аномалии, а летом – положительные. Однако в 2008 г. эта закономерность нарушилась: в январе – мае, как и в июле, сентябре и октябре, здесь преобладали положительные аномалии, а июне и в августе в целом для всего моря ситуация была близкой к среднемноголетней.

В северной части Охотского моря и в океанических районах восточнее и южнее Камчатки с июля по октябрь 2008 г. отмечались наиболее значительные за последние годы

положительные аномалии ТПО, обширные по площади и интенсивные по величине (более +3°C).

Несмотря на почти постоянное наличие очага отрицательных аномалий ТПО в восточной части Берингова моря в течение 2008 г. (рис. 7), в целом для этого моря тепловое состояние оказалось близким к норме в период с января по июль, и теплее нормы – с августа по октябрь. Такая ситуация сложилась за счет преобладания положительных аномалий ТПО в западной и северо-западной части моря, особенно значительных в период с июля по август, когда в отдельных районах они превысили +3°C. Во всех дальневосточных морях последние 3 года конец лета и начало осени (сентябрь - октябрь) характеризовались преобладанием положительных аномалий ТПО (табл. 1).

Таблица 1. Преобладающие знаки аномалий ТПО в дальневосточных морях в 2006-2008 гг.

Годы Месяцы	Японское море			Охотское море			Берингово море		
	2006	2007	2008	2006	2007	2008	2006	2007	2008
Январь	-	н	+	+	н	н	н	+	н
Февраль	-	н	+	+	н	+	н	+	н
Март	н	н	+	+	+	+	+	+	н
Апрель	-	+	+	+	+	+	н	+	н
Май	-	н	+	+	+	н	н	+	н
Июнь	н	+	н	+	н	+	+	+	н
Июль	н	н	+	н	+	+	+	+	н
Август	+	н	н	н	+	+	+	+	+
Сентябрь	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Октябрь	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Ноябрь	+	+		+	н		+	н	
Декабрь	+	+		+	н		н	+	
Год	н	+		+	+		+	+	

Распределение аномального тепла в Беринговом море, а также в восточной и центральной частях Северной Пацифики, соответствует типичному в период события Ла-

Нинья, которое наблюдалось с весны 2007 г. до лета 2008 г. и, по оценкам Токийского климатического центра (Tokyo Climate Center News, 2008), было средним по продолжительности (13 месяцев) и весьма интенсивным и близким к экстремальным событиям Ла-Нинья 1988/1989 гг. и 1998/2000 гг. по низким значениям температуры воды в тропической зоне Тихого океана. Возможность существенного влияния Ла-Нинья на термику вод и элементы экосистемы Берингова моря анализировалась в работе В.И. Радченко с соавторами (Radchenko et al, 2001).

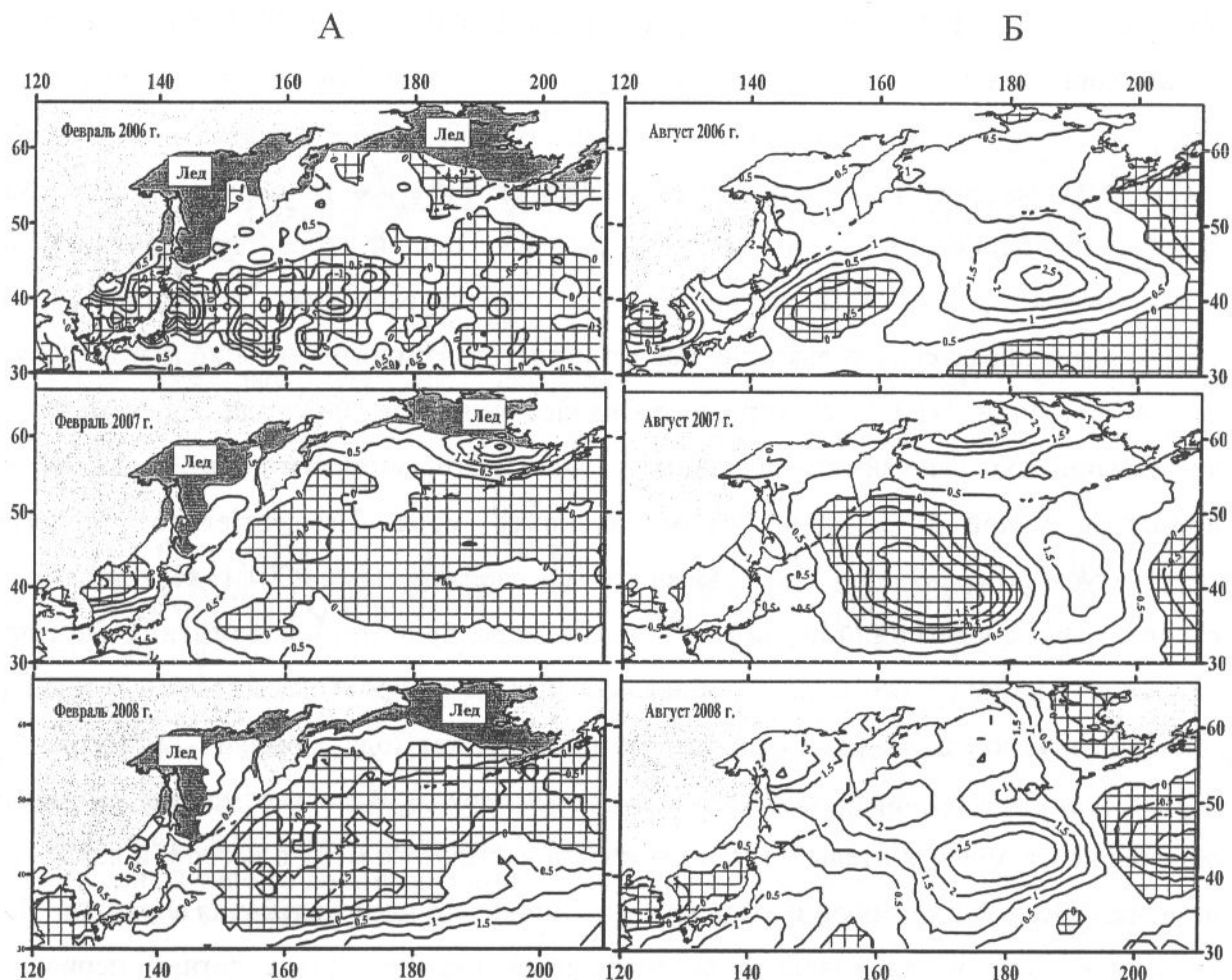


Рис. 7. Аномалии ТПО в северо-западной части Тихого океана зимой (февраль, А) и летом (август, Б) в 2006-2008 гг. Заштрихованы области отрицательных аномалий

Центральная часть Северной Пацифики с января по июнь 2008 г. была занята крупными положительными аномалиями, при этом к северо-востоку, востоку и югу от нее наблюдались отрицательные аномалии ТПО. В целом такое распределение отрицательных аномалий создавало «классическую» (Schneider et al, 2002) форму подковы (в английском варианте “horseshoe-shaped”), лежащей на боку, соответствующую как эпизоду Ла-Нинья, так и отрицательной фазе Тихоокеанской квазидесятилетней осцилляции (PDO). Необходимо отметить, что в межгодовом ходе этого важного для северной части Тихого океана климатического индекса PDO произошел сдвиг в сторону отрицательных значений



зимой 2008 г. (по данным сайта <http://www.beringclimate.noaa.gov/data/index.php>). Однако в летний период значения аномалий этого индекса были близки к нулю.

Естественно, в более локальных районах распределение аномалий имело свои особенности. На рис. 8 представлены графики межгодового хода весенних (апрель - июнь) и летних (июль - сентябрь) аномалий ТПО в выбранных нами «реперных» районах дальневосточных морей: в западной и восточной областях Берингова моря, в северном, западнокамчатском и южном районах Охотского моря, в северной и южной частях Японского моря (в последнем случае при расчете аномалий исключалась фронтальная зона). Хорошо заметен рост ТПО в последние годы в западной части Берингова моря, особенно значительный в летний период. Еще более значительно возросли положительные аномалии ТПО летом 2008 г. во всех районах Охотского моря. В весенний период в этом море сохранился общий характер положительного полувекового тренда, а в летний период однонаправленная тенденция к росту температуры характерна только для нового столетия. В многолетнем ходе и весенних, и летних аномалий ТПО здесь хорошо проявился минимум 2001 года, соответствующий чрезвычайно суровым зимним ледовым условиям. Этот минимум также характерен для летних аномалий в западной части Берингова моря. Незначительное понижение температуры по сравнению с соседними годами наблюдалось в 2001 г. весной в этом же районе, а также в весенний период в Японском море, при этом в ходе летних аномалий и на севере, и на юге этого моря подобная особенность не проявилась совсем. В Японском море полувековой положительный тренд в многолетнем ходе аномалий ТПО характерен для северной части моря, особенно в весенний период. В летние месяцы его вклад в общую дисперсию значительно ниже. В южной части этого моря и весной, и летом тренд незначим. Весной в северной и южной частях Японского моря колебания аномалий ТПО в последние годы носят довольно согласованный характер, но в летний период они противофазны в период 2004-2007 гг.

Выше было отмечено, что летом над Охотским морем был в значительной степени ослаблен южный перенос воздушных масс. Можно предположить несколько механизмов, обуславливающих повышение летних ТПО в этом море в результате ослабления южных переносов: во-первых, это формирование комплекса гидрометеорологических условий, обеспечивающих максимальный положительный тепловой баланс поверхностного слоя (а, следовательно, и максимальный сезонный прогрев), главными из которых являются низкие скорости ветров и соответствующий им тонкий верхний квазиоднородный слой, а также уменьшение облачности; и во-вторых - адвекция тепла течениями. Однако эти предположения требуют серьезной проверки в дальнейших исследованиях.

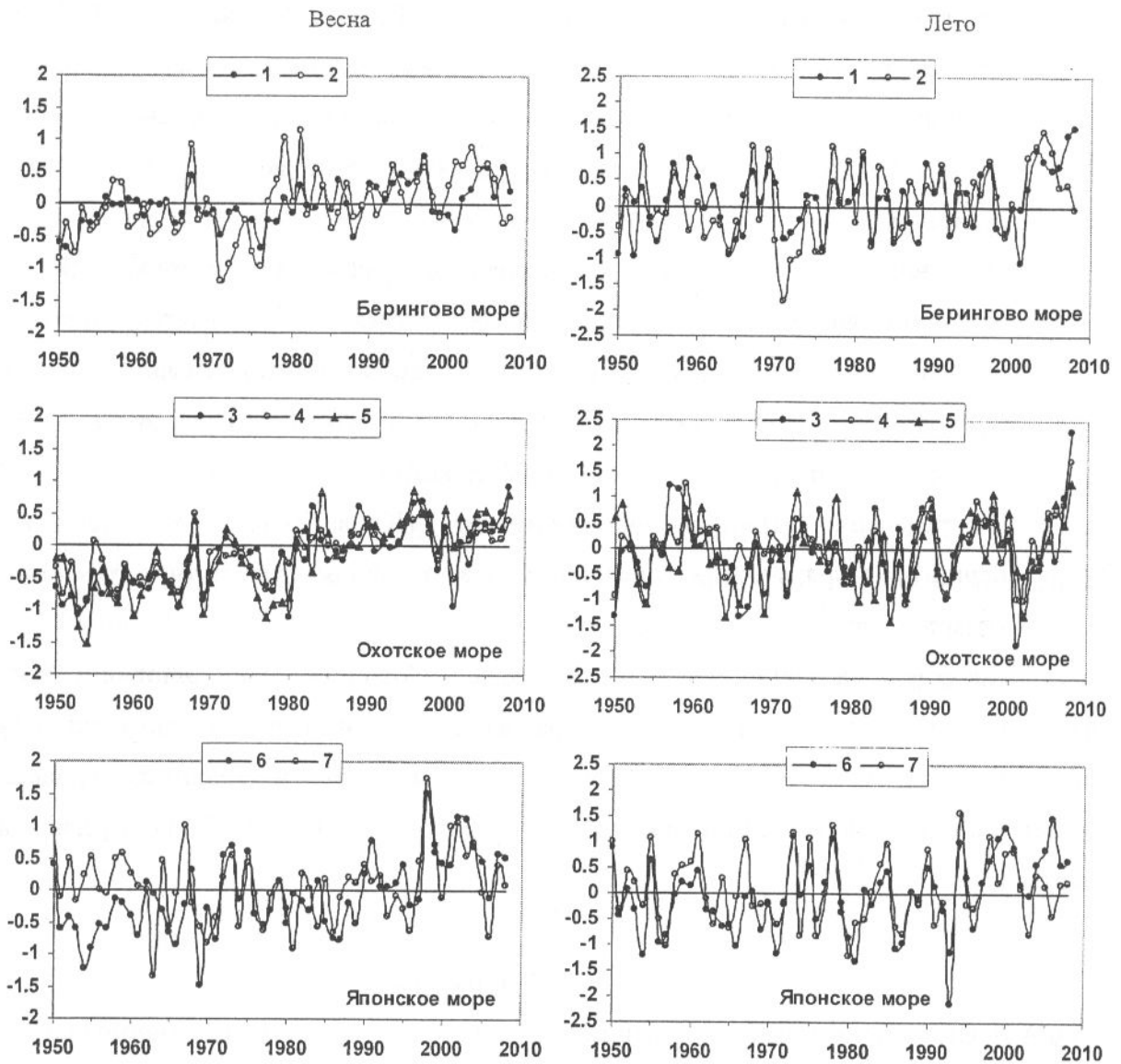


Рис. 8. Аномалии ТПО в дальневосточных морях северо-западной части Тихого океана в весенний (слева) и летний (справа) сезоны за период 1950-2008 гг. 1 – западный, 2 - восточный районы Берингова моря, 3 - северный, 4 – западнокамчатский, 5 – южный районы Охотского моря, 6 – северный, 7 – южный районы Японского моря

### Выводы

1. Смена зимнего муссона на летний тип атмосферной циркуляции в 2008 г. произошла раньше среднееголетних сроков в Японском (на одну декаду) и Охотском морях (на 4 декады), однако в Беринговом море позже на 3 декады. В целом это соответствовало характеру ледовых процессов.
2. Продолжительность действия южного ветрового переноса в Японском и Охотском морях была увеличенной, т.к. его формирование пришлось на более ранние, а окончание – на более поздние сроки. В Беринговом море южный перенос как сформировался, так и окончился на три декады позднее “средних” сроков, его общая продолжительность была на уровне “среднееголетней”.

3. Среднезимняя ледовитость Охотского моря и Татарского пролива в 2008 г., как и в предыдущие 4 года, была существенно ниже среднемноголетней, тогда как в Беринговом море она возросла и даже превысила уровень 2006 г. Подобная противофазность отмечалась и для аномалий температуры воздуха над этими регионами.
4. Основной особенностью термического режима поверхностных вод дальневосточных морей для последних трех лет является преобладание положительных аномалий ТПО, при этом наиболее «однородный» для всех морей тепловой режим отмечался в конце лета - начале осени. В целом такая ситуация соответствует наблюдающемуся потеплению Арктики.
5. Распределение отрицательных аномалий ТПО в 2008 г. в восточной части Берингова моря и к югу от нее соответствует в общих чертах типичному для лет с эпизодом Ла-Нинья.

Проведенный анализ особенностей гидрометеорологических условий в 2008 г. на фоне среднемноголетнего режима и в сравнении с условиями последних лет позволил выявить устойчивые особенности динамики атмосферы и тепловых процессов в дальневосточных морях и прилегающих к ним районах СЗТО, их общие и региональные черты.

### Литература

- Кац А.Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 270 с.
- 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.
- Хен Г.В., Басюк Е.О., Жигалов И.А., Зуенко Ю.И., Сорокин Ю.Д., Устинова Е.И. Особенности гидрологических условий в дальневосточных морях и СЗТО в 2006-2007 гг. // Вопр. Промысловой океанологии. – 2007. - Вып. 4. - №2. – С. 12-31.
- Хен Г.В., Басюк Е.О., Сорокин Ю.Д., Устинова Е.И., Фигуркин А.Л. Термические условия на поверхности Берингова и Охотского морей в начале 21-го века на фоне полувековой изменчивости // Изв. ТИНРО. – 2008. – Т.153. – С. 254-263.
- Overland, J.E., Wang M., Salo S.A. The recent Arctic warm period // Tellus, 2008. -60A. – P. 589–597.

- Radchenko V.I., Khen G.V., Slabinsky A.M. Cooling in the western Bering Sea in 1999: quick propagation of La Nina signal or compensatory processes effect? // Progress in Oceanography. – 2001. – 49. – P.407- 422.
- Richter-Menge J., J. Overland, M. Svoboda, J. Box, M.J.J.E. Loonen, A. Proshutinsky, V. Romanovsky, D. Russell, C.D. Sawatzky, M. Simpkins, R. Armstrong, I. Ashik, L.-S. Bai, D. Bromwich, J. Cappelen, E. Carmack, J. Comiso, B. Ebbinge, I. Frolov, J.C. Gascard, M. Itoh, G.J. Jia, R. Krishfield, F. McLaughlin, W. Meier, N. Mikkelsen, J. Morison, T. Mote, S. Nghiem, D. Perovich, I. Polyakov, J.D. Reist, B. Rudels, U. Schauer, A. Shiklomanov, K. Shimada, V. Sokolov, M. Steele, M.-L. Timmermans, J. Toole, B. Veenhuis, D. Walker, J. Walsh, M. Wang, A. Weidick, C. Zockler Arctic Report Card, 2008, <http://www.arctic.noaa.gov/reportcard>
- Saiki M. SST analysis for operational forecasting 10-day mean SST in the western North Pacific//Ret.WMO/ICSU World Clim. Res.Programme.-1986.- No 9.-1/11-1/12.
- Schneider N., Miller A. J., Pierce D.W. Anatomy of North Pacific Decadal Variability // J. of climate. – 2002. – Vol. 15. - p. 586-605.
- Tokyo Climate Center News. – 2008. – Summer. – No 13. – 10 p.