

Некоторые закономерности формирования экстремально малоледовитых зим в Охотском море

Л.С. Муктепавел, Т.А. Шатилина

*Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр
(ТИНРО-Центр)*

690950, Владивосток, пер. Шевченко, 4

E-mail: Larisamk@tinro.ru

На основании данных спутниковой информации выделены годы с экстремально низкой ледовитостью в Охотском море: 1991, 1996, 1997, 2006 гг. Исследование причин таких редких аномальных процессов (8 %, за период 1957-2006 гг.) представляет, как теоретический, так и практический интерес. Исследуются макропроцессы над вторым естественно-синоптическим районом северного полушария (30-70° с.ш., 80-160° з.д.). Показано, что в 1991, 1996, 1997 и 2006 гг. над Охотским морем на климатическом месте очага холода в тропосфере наблюдались крупные положительные аномалии геопотенциала H_{500} (очаги тепла). Такая ситуация сформировалась в результате частых вторжений тихоокеанского тропосферного гребня на большую часть моря. Аномальная циркуляция в тропосфере на пространстве 2 е.с. р. способствовала изменению траекторий приземных циклонов, формирующих циклогенез над Охотским морем. В тыловой части циклонов, смещающихся на Охотское море, происходил вынос теплого воздуха и усиливался заток теплых вод через Курильские проливы. Установлено, что в центральной части моря температура воздуха была выше нормы на 8° С.

Ключевые слова: Охотское море, геопотенциал H_{500} , экстремально малоледовитые условия, тихоокеанский высотный гребень.

Введение

Ледовые условия формируются вследствие сложных механизмов взаимодействия атмосферы и океана и оказывают существенное влияние на формирование климата, термического режима вод, структуру морских течений и другие процессы. Знание ледовой обстановки позволяет выделять районы и сроки благоприятные для ведения промысла в зимних условиях, определять условия нереста важных промысловых рыб, позволяют определять условия воспроизводства морского зверя, сроки цветения фитопланктона.

В этой связи продолжение работ по выявлению различных взаимозависимостей между характеристиками атмосферы и льда, нуждаются в дальнейшей конкретизации и являются важным этапом исследования причинно-следственных связей необходимых в прогностических разработках. Особенно важно выявить критические состояния ледовитости моря и определить механизм его формирования.

Цель настоящей работы состоит в оценке закономерностей формирования экстремально малоледовитых зим в Охотском море с учетом макропроцессов в средней тропосфере над вторым естественным синоптическим районом северного полушария (30°-70° с.ш., 80°-160° в.д.).

Материалы и методы

Для выбора аномальных лет использовались наиболее длинные ряды данных, отражающих многолетнюю изменчивость ледовитости в Охотском море. Была привлечена полная база данных по

декадной ледовитости Охотского моря, полученная преимущественно по материалам наиболее информативных регулярных космических съемок. Критерием для выбора экстремально-малоледовитых сезонов в Охотском море были аномально низкие площади ледяного покрова в период максимального развития льда (февраль-март) в Охотском море. Аномальность ледовитости определялась соотношениями $L_m - L_{cp} > 1/2 A$ - для экстремально ледовитых зим $L_m - L_{cp} < 1/2 A$ - для экстремально малоледовитых зим, где L_m – среднемесячная ледовитость в феврале, L_{cp} – среднемноголетнее значение ледовитости в феврале, A – амплитуда изменения характеристики.

Для выявления механизмов формирования экстремально низкой ледовитости были проанализированы барические поля над вторым естественным синоптическим районом северного полушария. Рассматривались аномальные по ледовитости годы в Охотском море в связи со структурными особенностями полей АТ-500. Особенности распределения полей АТ500 несут необходимую информацию об общей циркуляционной активности атмосферы в заданных районах. Карты АТ-500 дают весьма наглядную картину барического поля средней тропосферы, хорошо отражают влияние температурных условий на это поле, поэтому по ним удобно судить о качественных преобразованиях высотной барической ситуации под влиянием адвекции тепла или холода (Бугаев, 1950).

Использовался архив ДВНИИГМИ: данные аэрологических станций за период 1950-2006 гг.; архив данных реанализа о температуре воздуха и карты структуры поля АТ500; данные геопотенциала H500 (CD-ROM NCERP/CAR Reanalysis Monthly Mean, 1948-1998).

Результаты

Ход ледовитости в Охотском море за весь существующий период наблюдений делится на относительно малоледовитые и ледовитые периоды. В межгодовой изменчивости ледовитости моря наблюдается определенная цикличность. Представленная интегральная кривая среднегодовой площади льда на фоне распределения аномалий (рис. 1), наглядно демонстрирует наличие и продолжительность коротких и длинных циклов во временном ходе параметра, периоды аномального увеличения и уменьшения площади льда [1]. Однако эти закономерности имеют обобщенный характер. Конкретные же ситуации распределения ледовитости в отдельные годы или даже в отдельные периоды могут нарушать среднестатистические закономерности.

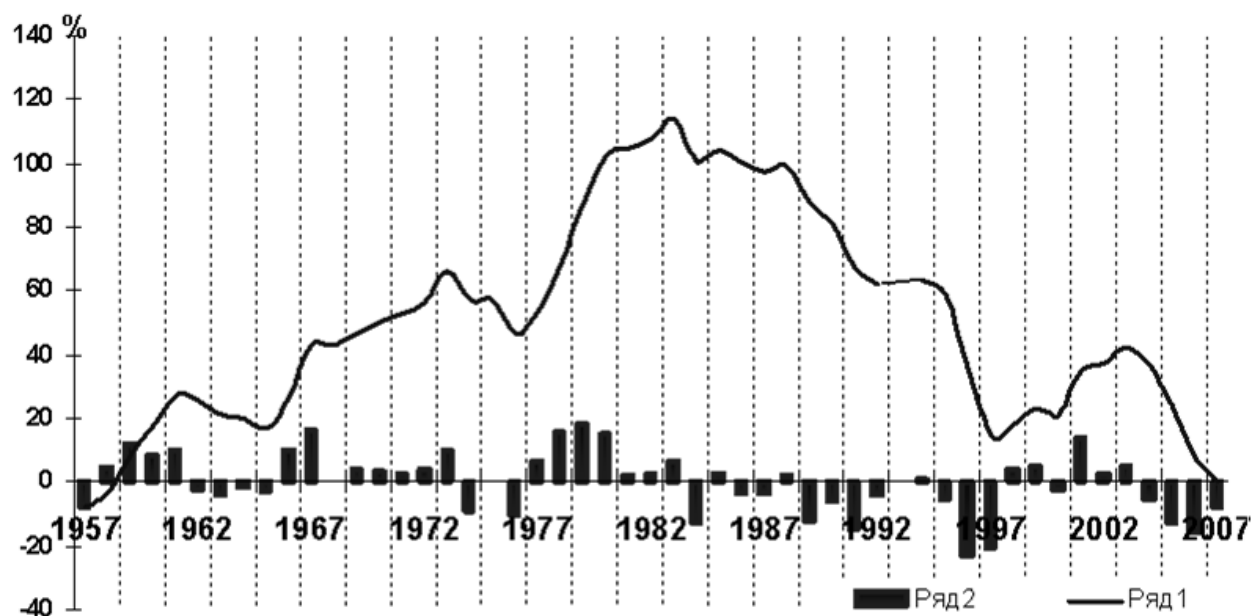


Рис. 1. Интегральная кривая отклонений среднегодовых значений площади льда Охотского моря – ряд 1, на фоне распределения ее аномалий – ряд 2

Видно, что в течение 23-летнего периода (с 1958 по 1980 гг.) наблюдались неустойчивое накопление положительных аномалий ледовитости, чередующееся с периодами стабильного состояния (с 1967 по 1976 гг.) – около нормы. Преобладание зим с суровыми условиями отмечалось до середины 80-х годов. Далее произошел перелом в ходе значений среднегодовой ледовитости, начиная с 1984 г. интегральная кривая демонстрирует накопление отрицательных аномалий параметра, что говорит о преобладании малоледовитых зим. В указанный период (1984-2008 гг.) в Охотском море отмечалось уменьшение площади ледяного покрова как в период формирования тяжелых льдов (с середины января), так и до периода активного разрушения (с апреля до середины мая). Это согласуется с общим потеплением термического режима атмосферы над Дальневосточным регионом. С 1990 г. на протяжении указанного периода, экстремально малоледовитые зимы отмечались во второй его половине. На рис. 2 представлен многолетний ход аномалий площади льда в месяцы максимального развития ледяного покрова (февраль, март) в Охотском море. Выделяются аномально малоледовитые 1984, 1991, 1996, 1997, 2006 гг. когда площади льда более чем на 20% меньше среднемноголетнего значения.

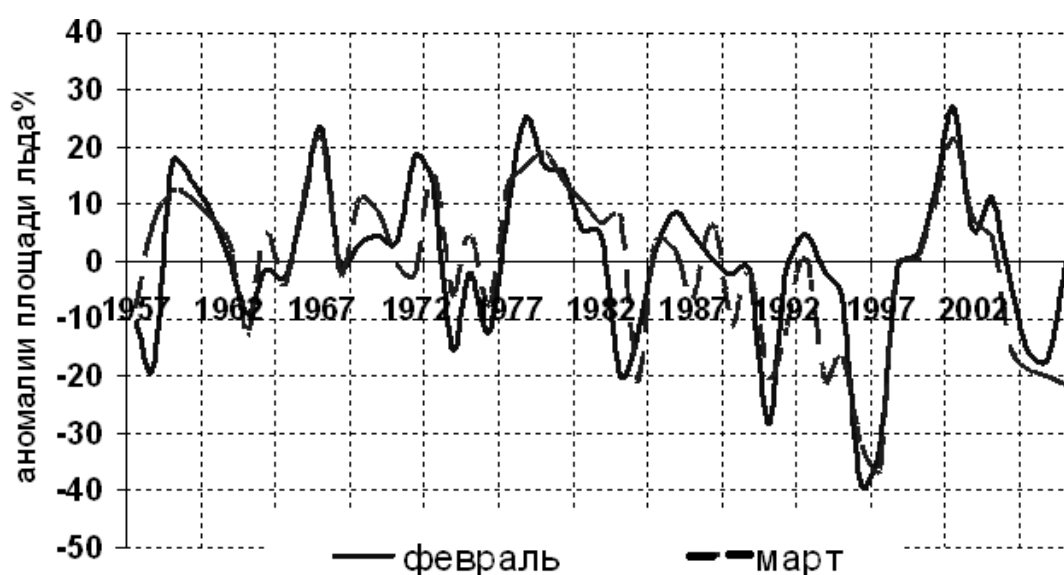


Рис. 2. Многолетний ход аномалий площади льда в месяцы максимального развития ледяного покрова в Охотском море

В Охотском море наибольшее распространение в мористую часть на юг, юго-восток льды получают в феврале и до середины марта. С появлением в массиве пояса тяжёлого льда, площадь распространения дрейфующего льда достигает своего максимального значения за сезон. Ширина ледяного покрова очень обширна, выходя далеко за границу шельфа, в умеренные зимы в Охотском море простирается мористее 150° восточной долготы. В суровые зимы дрейфующие льды достигают островов Курильской гряды, закрывая проливы. В малоледовитые годы кромка льда значительно смещается к берегу, особенно в центральной части моря.

Показателем ледовитости сезона является площадь ледяного покрова в центральном районе моря, что вносит основной вклад в величину площади льда в зимние месяцы. Как видно из рис. 3, для экстремально малоледовитых зим характерно отсутствие пояса сплошного льда и зоны больших полей однолетних льдов над центральными районами моря к северо-востоку от северной половины Сахалинского шельфа между 142° в.д. и 152° в.д. – зона повышенных глубин (от Впадины Дерюгина до Впадины ТИПРО).

Ранее экстремальные изменения ледовитости рассматривались нами в связи с региональными изменениями атмосферной циркуляции над самим районом Охотского моря [2]. Для объяснения механизма формирования низкой ледовитости сначала мы обратились к анализу атмосферных процессов над Охотским морем по данным наблюдений по аэрологическим станциям, расположенным по периметру Охотского моря.

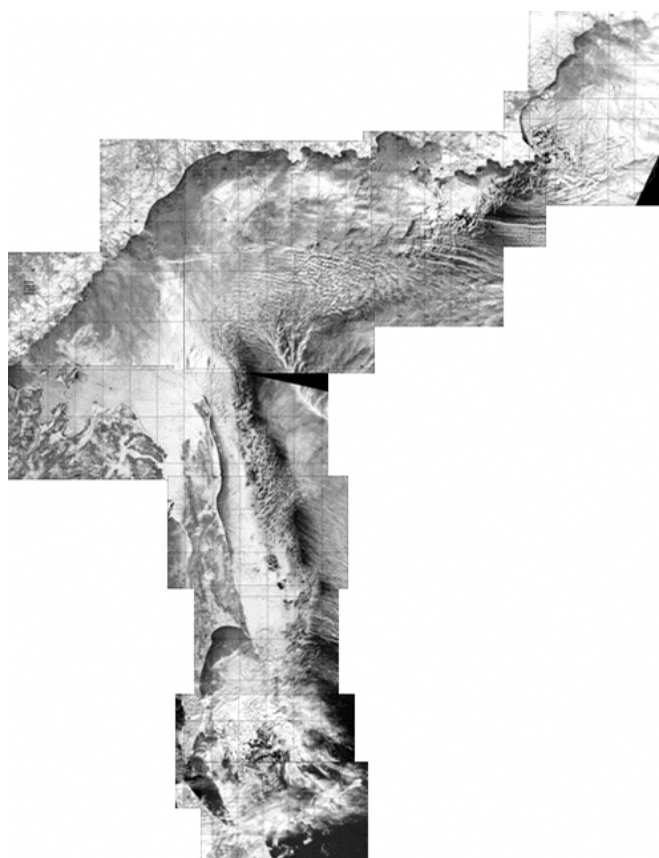
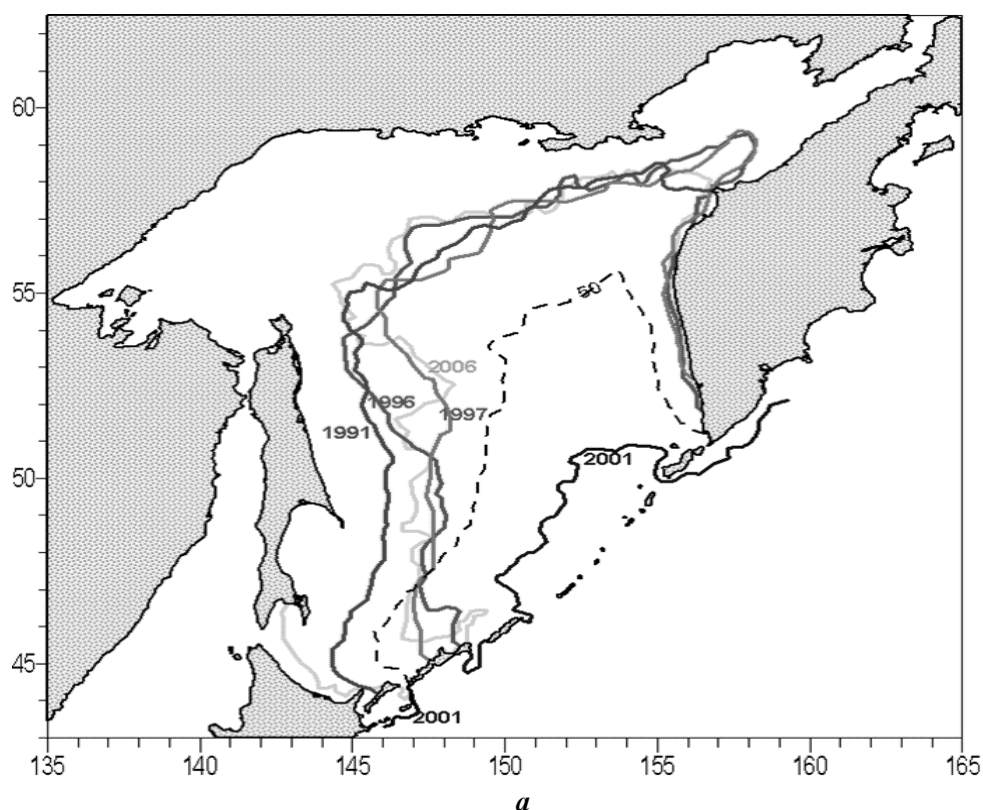


Рис. 3. Положение кромки льда в экстремально по ледовитости годы в Охотском море (а) и пример спутникового изображения ледовой обстановки (TERRA) 19.02.2006 (б)

Так, на рисунке 4 показаны поля на уровне AT_{500} и аномалии $H500$ над Охотским морем в январе для экстремально малоледовитых 1984, 1996 лет. Отмечается общая закономерность в структуре барических полей, которая проявилась в положении и интенсивности климатической средне-тропосферной ложбины, которая практически отсутствовала. Рост высотного давления в январе, феврале означает ослабление высотной климатической ложбины и Охотского минимума (вторичного полярного вихря), а значит, и уменьшение интенсивности выхолаживающей составляющей арктических вторжений на поверхность Охотского моря. Так, в 1984 г. область низких высот AT_{500} была смещена в район южно-Курильских островов, а в пределы моря вторгался высотный Тихоокеанский гребень (рис. 4а). Аномалии геопотенциала $H500$ над акваторией достигали 6-9 дкм (рис. 4б). В январе 1996 г. Охотское море также находилось под влиянием Тихоокеанского гребня, что означало интенсивное вторжение на акваторию моря теплых

масс воздуха (рис. 4в, г), т.к. высотный гребень формируется над теплыми акваториями Тихого океана. Тропосферный вихрь был смещен на континентальные районы, прилегающие к северо-западной части моря.

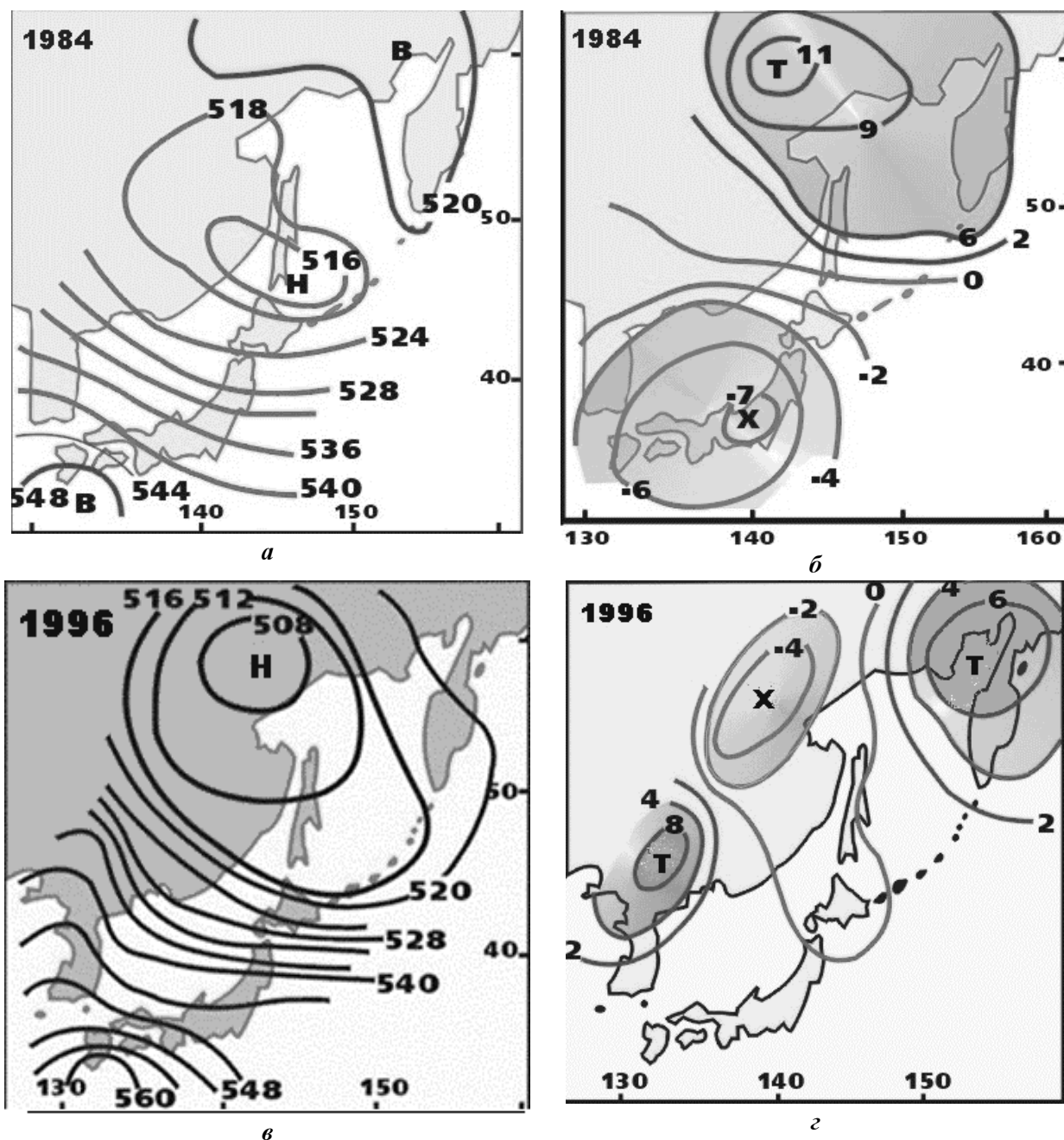


Рис. 4. Структура барических полей над Охотским морем в январе экстремально малоледовитых 1984, 1996 гг.: карта AT500 (а,в) и аномалии геопотенциала H500 (б,г) (по данным аэрологических станций)

Карты, представленные на рисунке 5, демонстрируют яркое различие поля H_{500} в экстремально ледовитые зимы. На примере сезонов 1979, 2001 гг., когда в феврале отмечался исторический максимум ледовитости, над Охотским морем располагалась область с очень низким давлением на уровне AT500 - давление составляло 502-504 гПа (рис. 5а, в), а его аномалии в восточной части моря составляли от минус 10 до минус 16 дкм (рис. 5б, г). Приземные циклоны выходили в западную часть Берингова моря, в тыловой части которых происходил интенсивный вынос арктических холодных масс воздуха.

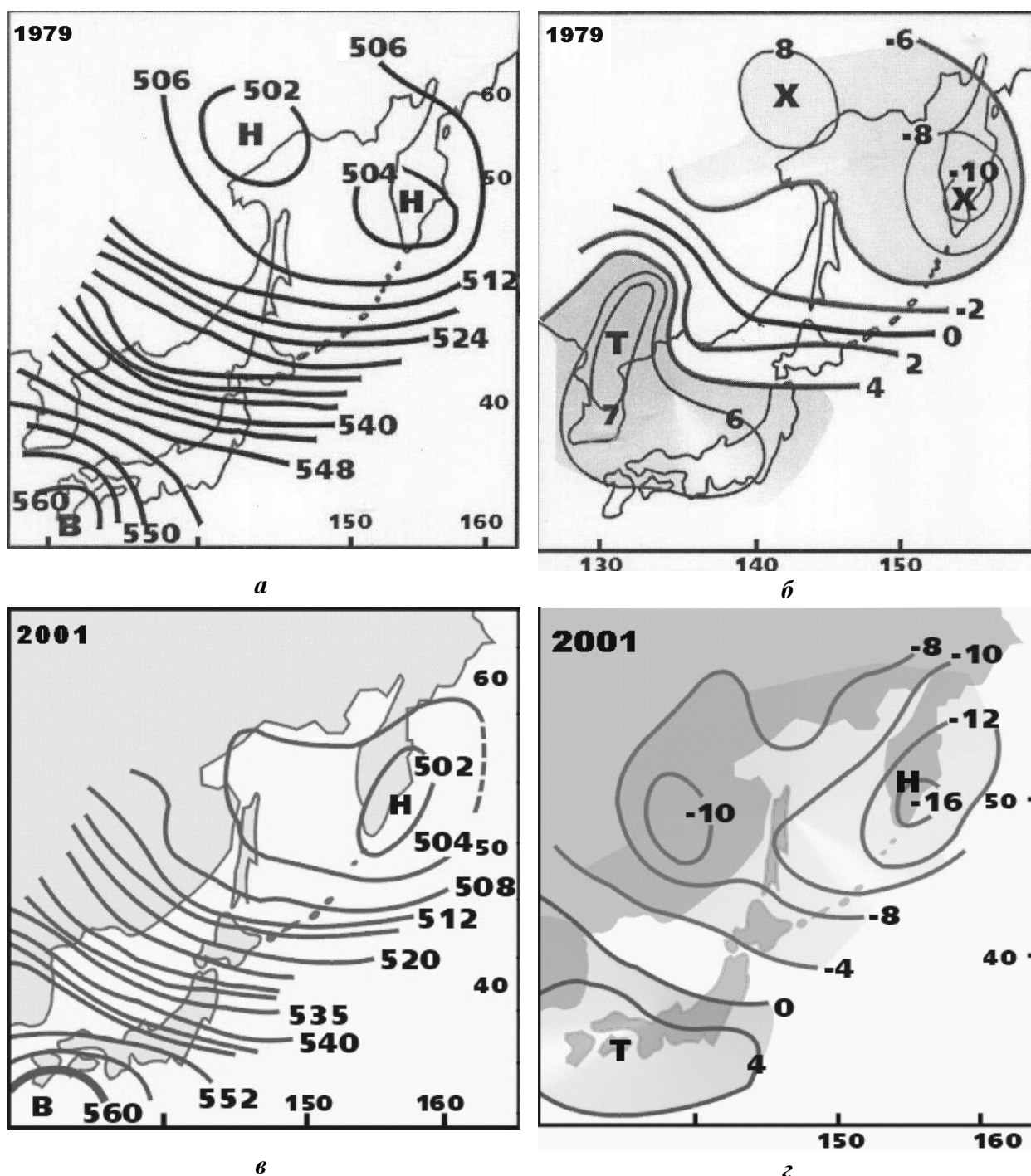


Рис. 5. Структура барического поля над Охотским морем в январе экстремально ледовитых 1979 и 2001 гг.: карты AT500 (а,в) и аномалии геопотенциала (H500) (б,г) (по данным аэрологических станций)

Выявленные закономерности изменения локальной атмосферной циркуляции, формирующие экстремальную ледовитость, являются откликом на крупномасштабные макропроцессы, протекающие над вторым естественным синоптическим районом северного полушария. На рис. 6 представлен такой макропроцесс - это среднемноголетнее барическое поле поверхности AT500 в январе. Видно пространственное положение основной климатической ложбины над восточным побережьем Азии (изогипса 516 гПа), а к югу от нее располагается Высотная Фронтальная Зона северного полушария (ВФЗ). Над Охотским морем располагается холодная климатическая ложбина. Эти циркуляционные факторы определяют режим атмосферной циркуляции над Дальневосточными морями и прилегающей частью Тихого океана.

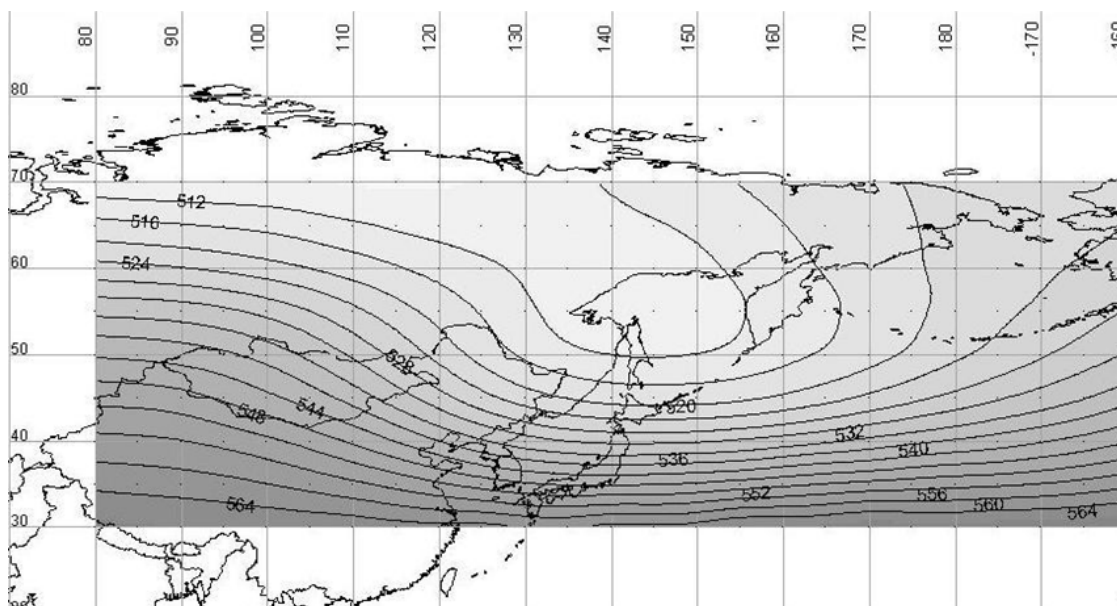


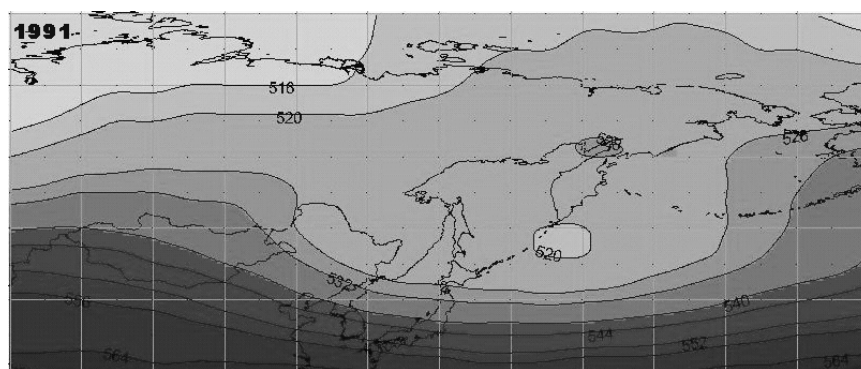
Рис. 6. Среднегодовое барическое поле поверхности AT500 в январе
(data on Reanalysis MONTHLY Mean CD-ROM 1948-1998)

В 90-е годы 20-го столетия над Азиатско-Тихоокеанским регионом наблюдались значительные изменения полей AT500. Так на рисунке 7 представлены крупномасштабные поля в январе 1991 и 1997 гг., видно, что в эти годы наблюдалась аномальная структура барических полей. Эта аномалия проявлялась в положении климатической среднетропосферной ложбины, которая практически отсутствовала (рис. 7а, в). В экстремально теплые зимы ложбины не отмечается. Охотоморский циклон занимал южное положение (он располагался над Северными Курильскими островами). Наблюдаемые экстремально высокие значения геопотенциала являются супераномалиями от -10 до -16 дкм (рис. 7б, г). Рост высотного давления в январе, феврале означает ослабление высотной климатической ложбины и Охотского минимума (вторичного полярного вихря), а значит, и уменьшение интенсивности выхолаживающей составляющей арктических вторжений на поверхность Охотского моря.

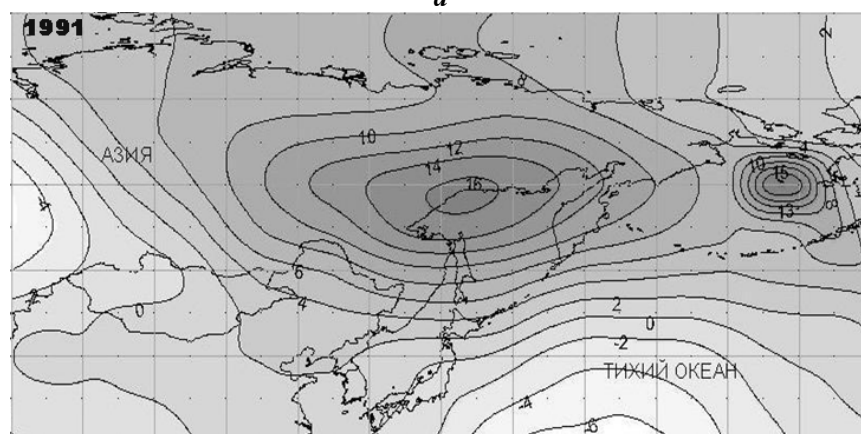
В январе 1996 г. (рис. 8а, б) северо-восточная часть Охотского моря находилась под влиянием тихоокеанского высотного гребня, что означало интенсивное вторжение на акваторию моря теплых масс воздуха (высотный гребень формируется над теплыми акваториями Тихого океана). В результате такой барической структуры приземные циклоны смещались на Охотское море (в барическую ложбину) (рис. 9), что означало интенсивное вторжение на акваторию моря теплых масс воздуха. Одной из составляющих механизма, который осуществляет перенос тепла в центральную часть моря, являются циклоны, имеющие выраженную северную составляющую, замедляя развитие ледовых процессов [3].

Нашей задачей не являлось исследование причин формирования экстремально высоколедовитых зим в Охотском море, но для сравнения положения климатической ложбины и охотского тропосферного циклона, на рисунке 10 представлены макропроцессы в январе 1978 экстремально ледовитого года. Видно яркое различие в положении крупных очагов аномалий в поле H_{500} . Очаг отрицательных значений геопотенциала располагался над северо-западной частью моря.

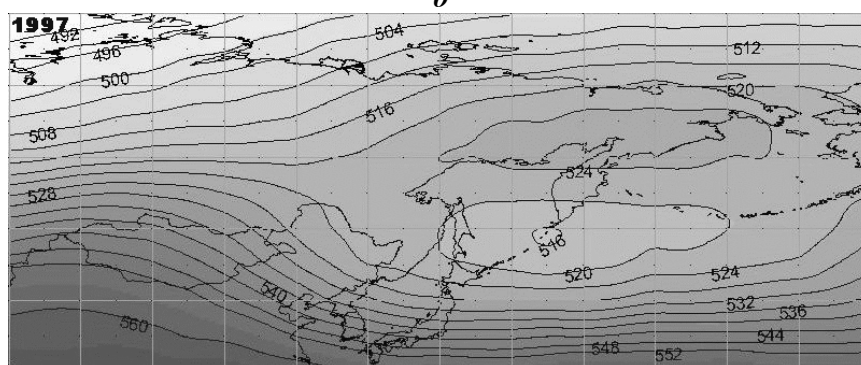
Откликом показанных макропроцессов для аномально малоледовитых зим в Охотском море явилась локализация теплого воздуха над центральной частью Охотского моря, когда отмечались положительные аномалии температуры воздуха, около 8° (рис. 11). При этом отмечается усиление адвекции теплых тихоокеанских вод через проливы Курильской гряды. График, представленный на рисунке 12, наглядно демонстрирует этот процесс на примере пролива Буссоль в выделенные экстремально малоледовитые зимы в Охотском море.



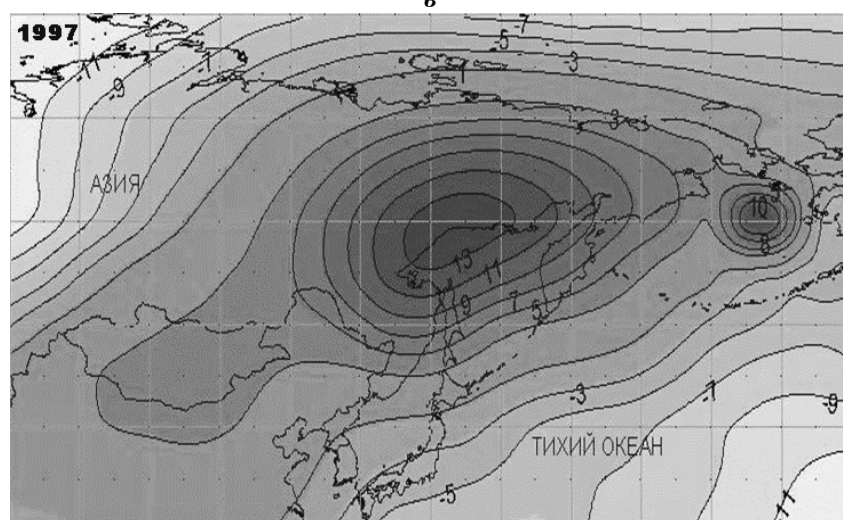
a



б

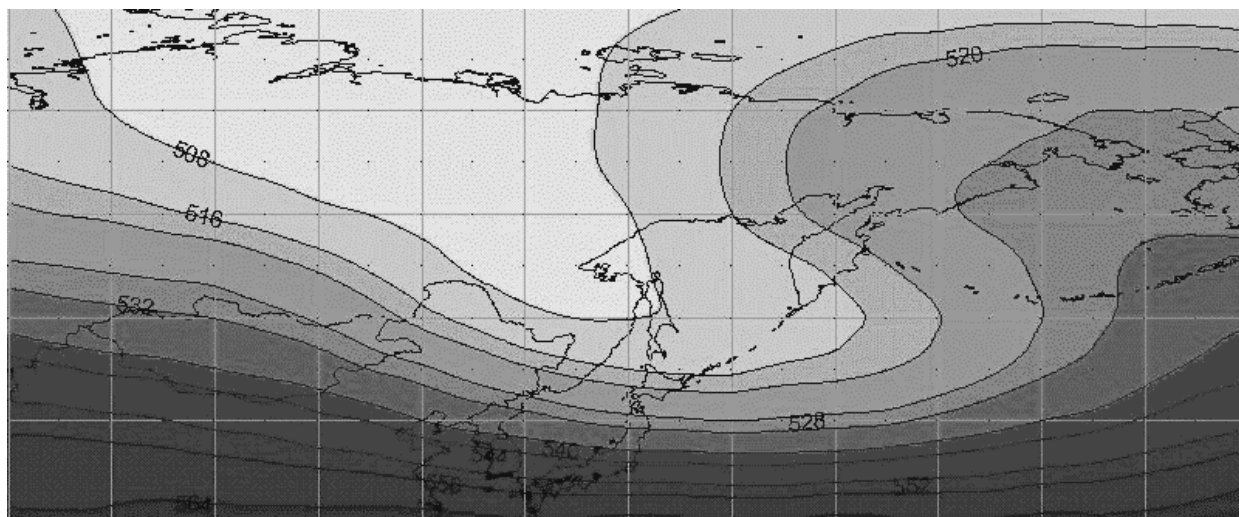


б

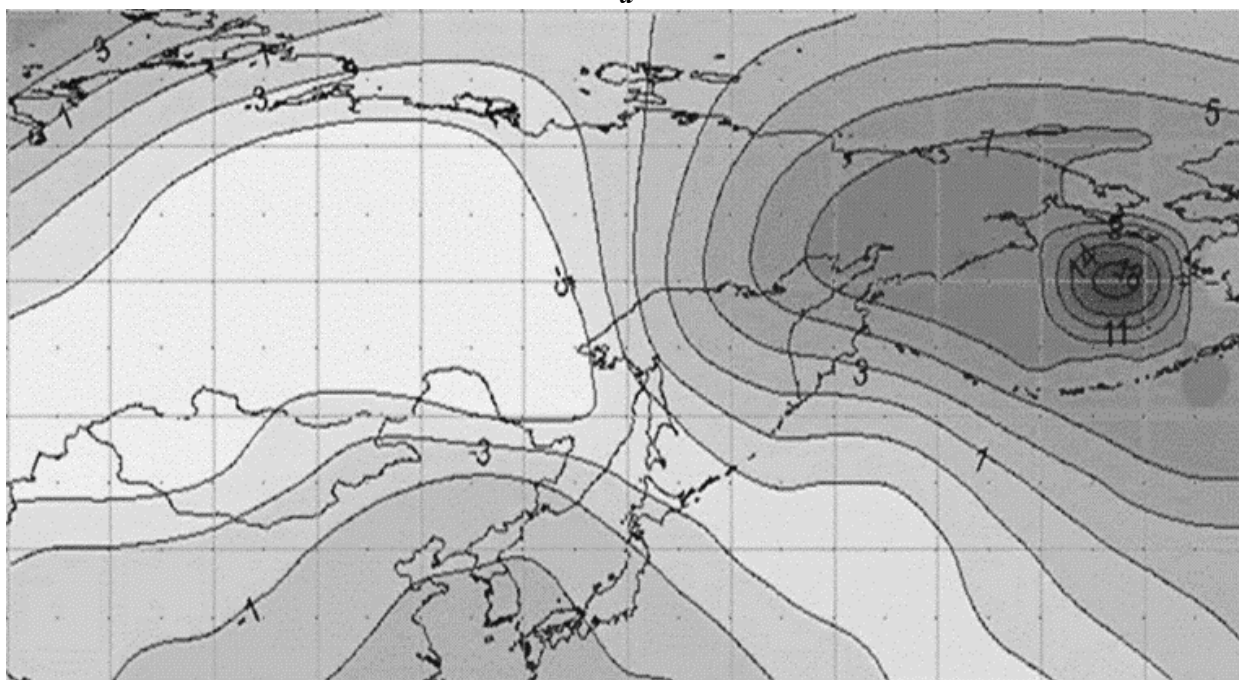


2

Рис. 7. Пространственное распределение барического поля на уровне AT500 (а,в) и распределение аномалий геопотенциала H500 (б,г) в январе 1991, 1997 гг.



a



б

Рис. 8. Пространственное распределение барического поля AT500 (а) и аномалий геопотенциала H500 (б), в январе 1996 г.

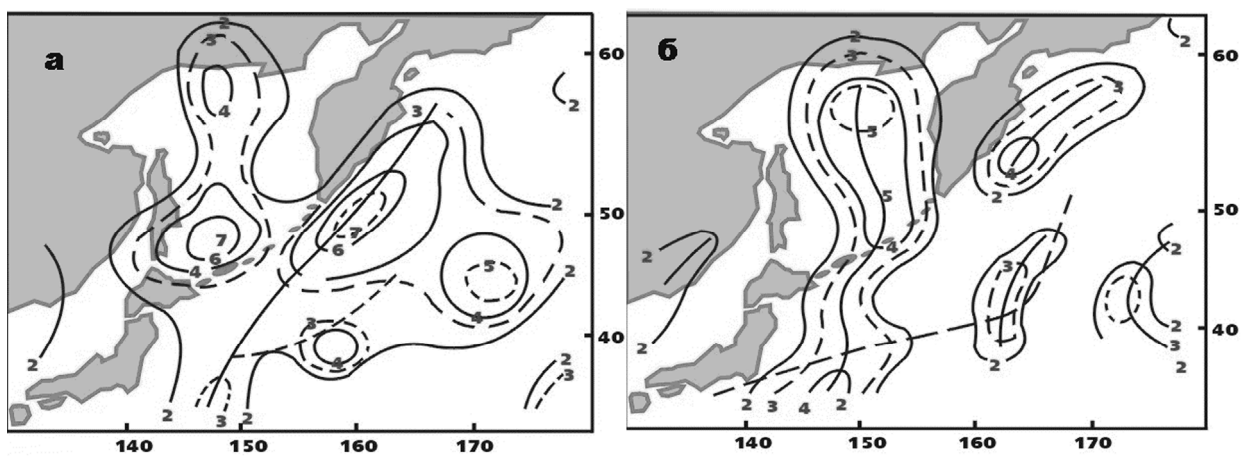


Рис. 9. Траектории перемещения и частота повторяемости приземных циклонов (в днях) в Охотском море в феврале 1996 г.

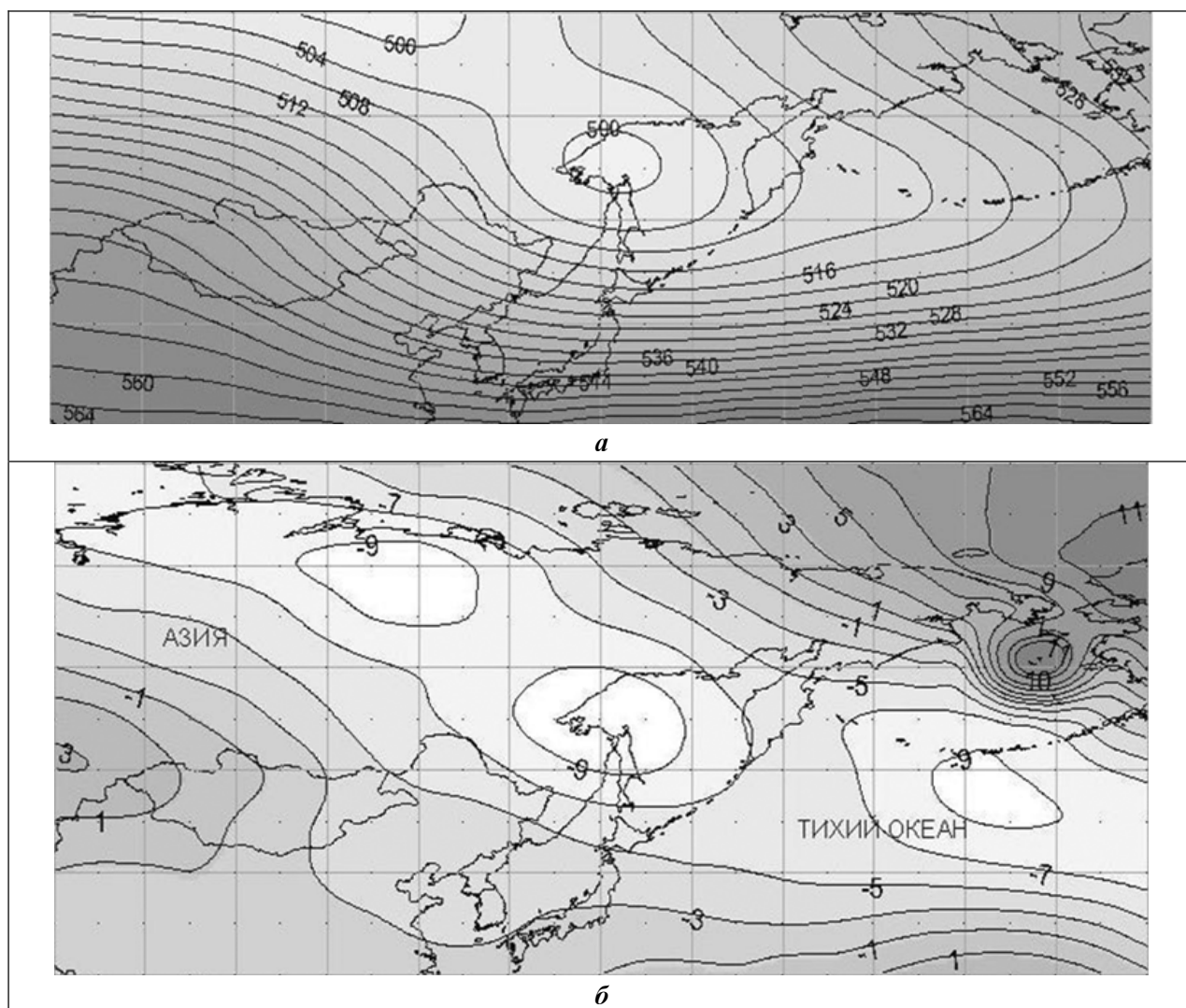


Рис. 10. Пространственное распределение барического поля на уровне АТ500 (а) и аномалий геопотенциала Н500 (б) в январе 1978 г.

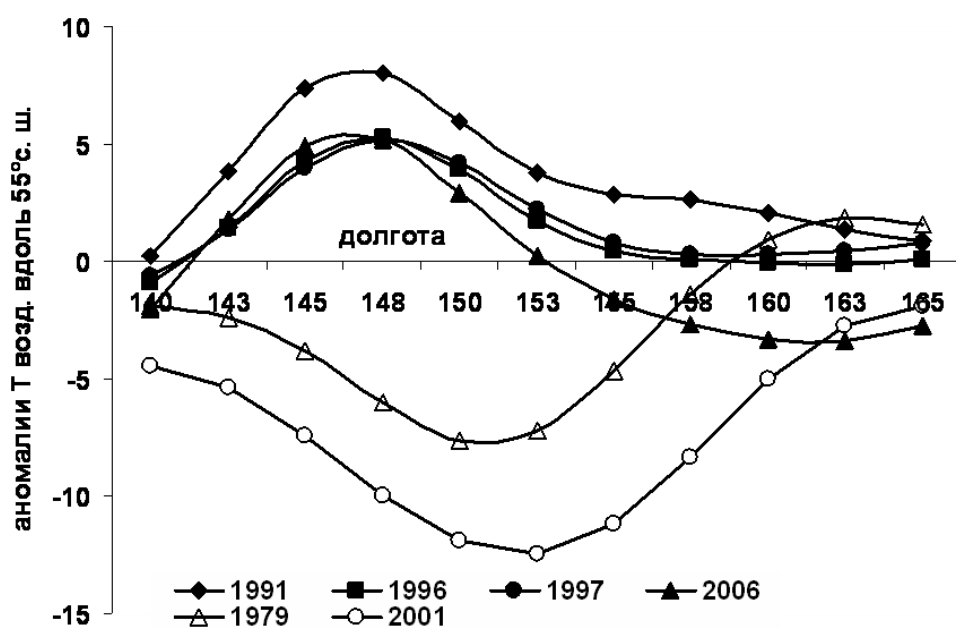


Рис. 11. График распределения аномалий температуры воздуха в Охотском море вдоль 55°с.ш. в феврале

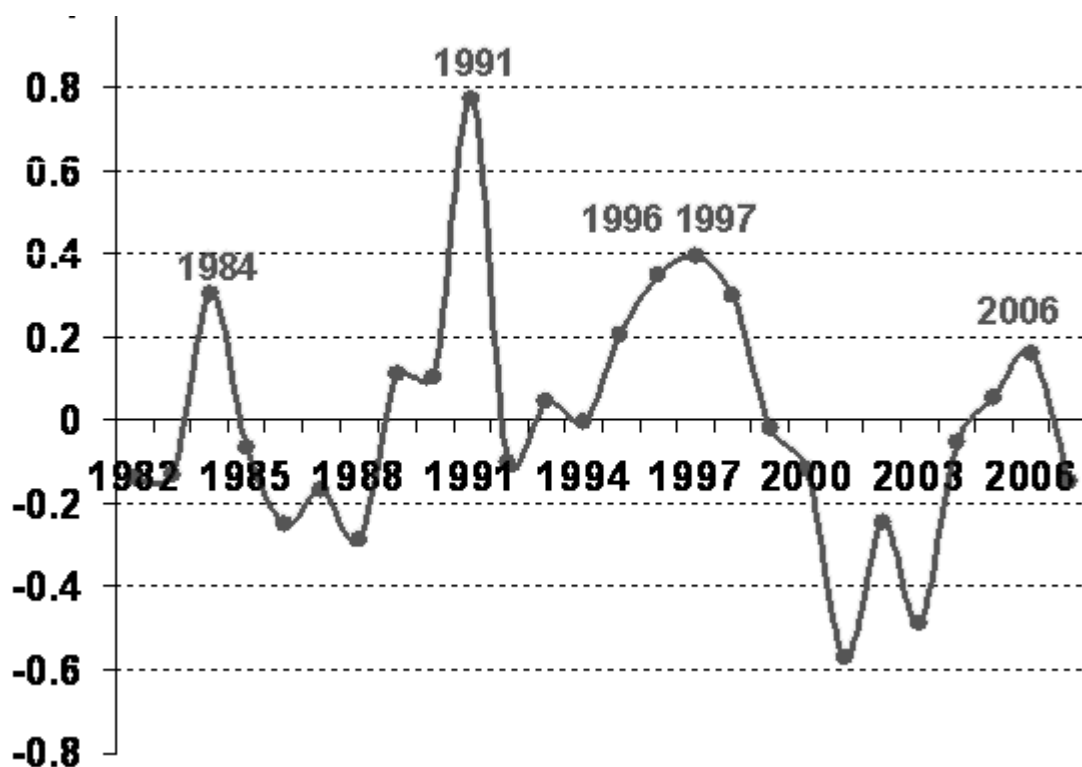


Рис. 12. График распределения аномалий температуры воды в районе пролива Буссоль в январе-марте периода 1982-2007 гг.

Заключение

В экстремально малоледовитые зимы Охотский тропосферный циклон ослабевает и смещается на континентальные районы. На месте расположения холодного тропосферного центра в Охотском море отмечаются высокие положительные аномалии геопотенциала Н500 (очаг тепла). Подобная ситуация складывается в результате частых вторжений тихоокеанского высотного гребня на большую часть акватории моря.

Такая аномальная циркуляция в тропосфере на пространстве 2-го естественного синоптического района, способствует изменению траекторий приземных циклонов, формирующих циклогенез над Охотским морем. В тыловой части циклонов, смещающихся на Охотское море, происходит вынос теплого воздуха и усиливается адвекция теплых вод через Курильские проливы.

Пространственное распределение аномалий температуры воздуха совпадают с пространственным положением аномалиями полей АТ500. Локализация теплого воздуха отмечается над центральной частью Охотского моря.

На рис. 13 представлен механизм формирования экстремально малоледовитых зим в Охотском море.

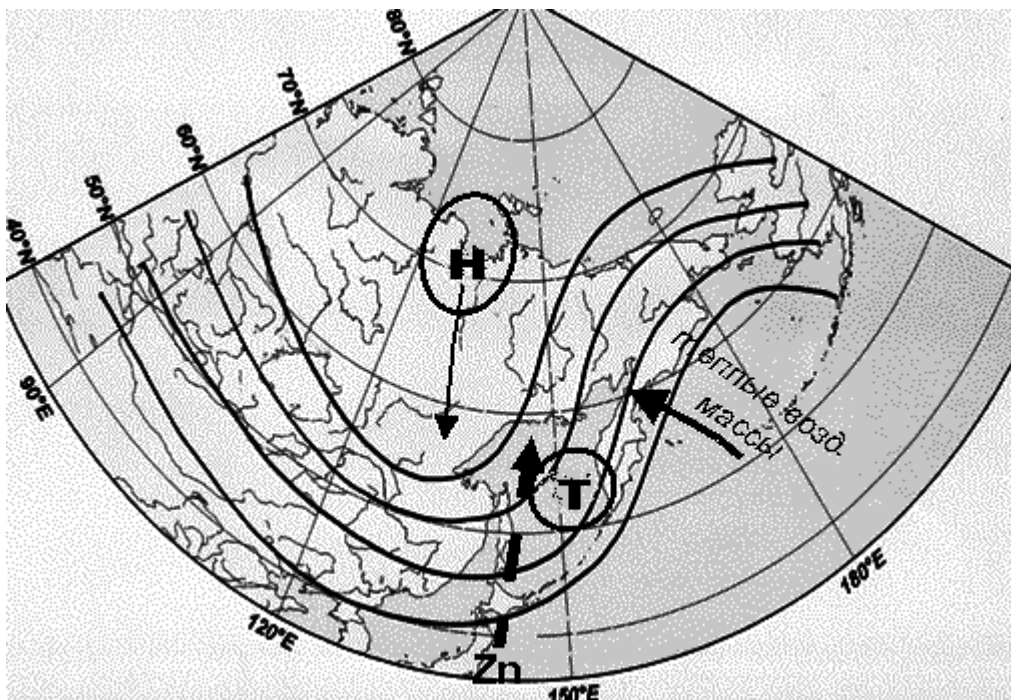


Рис. 13. Схема крупномасштабных процессов, формирующих экстремально малоледовитые зимы в Охотском море

— - изобары поля AT500; W - очаг тепла;
 - - > - траектории движения приземных циклонов

Полученные результаты дополняют анализ многообразия сложности причинно-следственных связей и являются очередным шагом в понимании природных процессов в этом районе.

Литература

1. Muktepavel L.S., Plotnikov V.V., Colony R.L. The causes of anomalous ice conditions in the Okhotsk, Bering Seas. Changes in the atmosphere-land-sea system in the amerasian Arctic // Proceeding of the Arctic Regional Centre. Vol. 3. Vladivostok: Dalnauka, 2001. P.29-39.
2. Шатилина Т.А., Никитин А.А., Муктепавел Л.С. Особенности атмосферной циркуляции при аномальных океанологических условиях в Японском, Охотском морях и прилегающей части Тихого // Известия. ТИНРО, 2002. Т. 130. С.79-94.
3. Pavlychev V.P., Muktepavel L.S. To the influence of atmospheric processes on ice conditions of the Sea of Okhotsk // Proceeding of Workshop Global Change Studies in the Far East. Vladivostok: Dalnauka, 2000. P.31-32.

Some regularities of the forming of extremely low-ice winters in the Okhotsk Sea

L.S. Muktepavel, T.A. Shatilina

Pacific Research Fisheries Centre (TINRO-Centre)

E-mail: Larisamk@tinro.ru

Years of extremely low-ice conditions in Okhotsk Sea (1991, 1996, 1997, 2006) were determined by remote sensing. The reason for studying such infrequent anomalous processes, accounting for 8% from 1957-2006, is presented for scientific and practical interest. Large-scale processes above the second naturally synoptical region of the Northern Hemisphere (30° - 70° N., 80° - 160° E) were studied. It is shown that in 1991, 1996, 1997 and 2006, a cold centre in the troposphere over the Okhotsk Sea had large positive anomalies of 500 hPa geopotential (centres of the heat). Such a situation formed as a result of frequent intrusions of a Pacific tropospheric ridge on most areas of the sea. The anomalous circulation in the troposphere of the second naturally synoptical region prompted a change in the trajectory of surface cyclones forming a cyclogenesis over the Okhotsk Sea. The trailing part of the cyclones, displaced over the Okhotsk Sea, caused the transportation of warm air and increased warm ocean water advection through the Kuril straits. Air temperature in the central part of the Okhotsk Sea was observed to be above 8°C for the indicated years.

Keywords: Okhotsk Sea, 500 hPa geopotential, extremely low-ice conditions, Pacific tropospheric ridge.