

ИНТЕНСИВНЫЕ ЗИМНИЕ ПОХОЛОДАНИЯ В ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ И ОСОБЕННОСТИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

А.В. Федоренко

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации
avf8@yandex.ru*

Введение

В Финском заливе лед образуется ежегодно. В суровые зимы толщина припая, например, в Выборгском заливе составляет 60–70 см, в умеренные – 46–56 см, в мягкие – около 40 см и меньше, хотя даже при мягких зимах на короткое время толщина припая в этом районе достигала 58 см. Согласно типизации атмосферной циркуляции над Балтикой [6], мягкие зимы наблюдаются при смещении антициклона из Гренландии на Центральную Европу через Северное море; в этом случае холода могут быть значительными, но не продолжительными, ледообразование при этом неоднократно прерывается и возобновляется вновь.

В умеренные зимы могут наблюдаться два типа процессов: при первом типе юго-восточный отрог Гренландского антициклона охватывает всю акваторию Балтийского моря, ледообразование при этом носит более устойчивый характер; при втором типе тот же отрог антициклона охватывает только северную часть Балтийского моря, Ботнический и Финский заливы, южная часть моря находится под циклоническими воздействиями.

Суровые зимы, а следовательно, и тяжелые ледовые условия в Финском заливе возникают при распространении антициклона из района Шпицбергена на юг, при этом возникают значительные

устойчивые похолодания. В отдельных случаях похолодания вызываются вторжениями антициклонов из Карского моря через Финляндию, при этом формируются экстремально сложные ледовые условия.

В данной работе рассматриваются этапы развития блокирующих ситуаций над Северным полушарием, следствием которых является возникновение зим разной суровости на Финском заливе, исследуется влияние особенностей подстилающей поверхности на формирование блокирующих антициклонов.

Крупномасштабное блокирование в тропосфере Северного полушария в зимний период

На рис. 1 представлена карта расположения центров блокирующих антициклонов, вызвавших резкие и интенсивные похолодания на Финском заливе за последние 28 лет, когда температура воздуха в районе Санкт-Петербурга опускалась до -15°C и ниже.

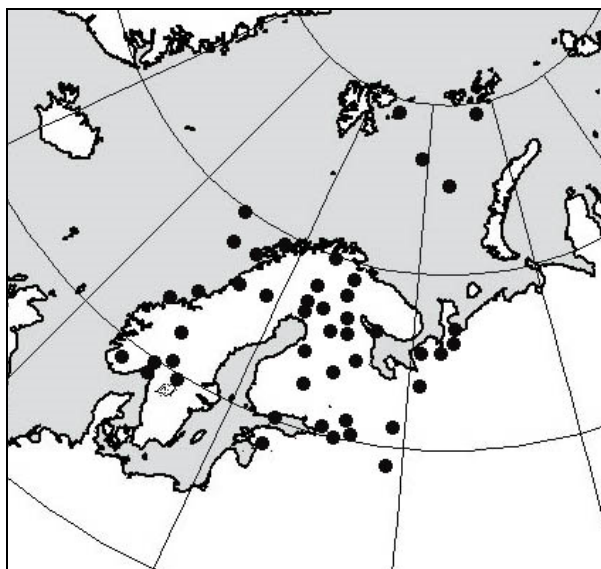


Рис. 1. Карта положения центров антициклонов в зимний период с 1987 по 2015 г.

Из рис. 1 следует, что центры блокирующих антициклонов, вызывающих сильные похолодания на востоке Балтийского моря, располагаются в большинстве случаев в достаточно локальной области, ограниченной Скандинавским полуостровом, Норвежским морем и Кольским полуостровом. Центры антициклонов, отмеченные на рис. 1, не являются самостоятельными барическими структурами, а возникают над указанным районом в зимнее время при прохождении барических гребней, объединяющих более мощные и обширные центры действия атмосферы, такие как Азорский, Тихоокеанский и Сибирский антициклоны.

За последние 28 лет было выявлено три типа крупномасштабного блокинга в тропосфере Северного полушария в зимний период (рис. 2). На рисунке черные линии проведены по барическим гребням, под каждым типом показан пример барического рельефа из архива реанализа NCEP [7].

Тип I. Отрог Азорского антициклона через Восточную Европу выходит на Гренландию и объединяется с системой Тихоокеанского антициклона; с востока к этой блокирующей оси примыкает отрог Сибирского антициклона. На этот тип приходится 24 случая сильных похолоданий за 28 лет.

Тип II. Очень похож на тип I, но объединяющий Азорский и Тихоокеанский антициклоны гребень проходит не по Восточной Европе, а по Северному морю и Скандинавскому полуострову. При типе II наблюдалось 5 сильных похолоданий за 28 лет.

Тип III. В единую блокирующую систему объединены отроги Сибирского и Тихоокеанского антициклонов, объединяющий гребень проходит через Гренландию. При этом типе наблюдалось 11 похолоданий за 28 лет.

Во всех трех типах просматривается схожая закономерность: развитие антициклона над Скандинавским полуостровом и близлежащими к нему районами происходит при появлении барического гребня над северо-востоком Норвежского моря, когда по его восточной периферии на материк устремляется сухой и холодный воздух из Гренландии.

На рис. 3 показаны этапы развития блокирующего гребня над северо-востоком Европы.

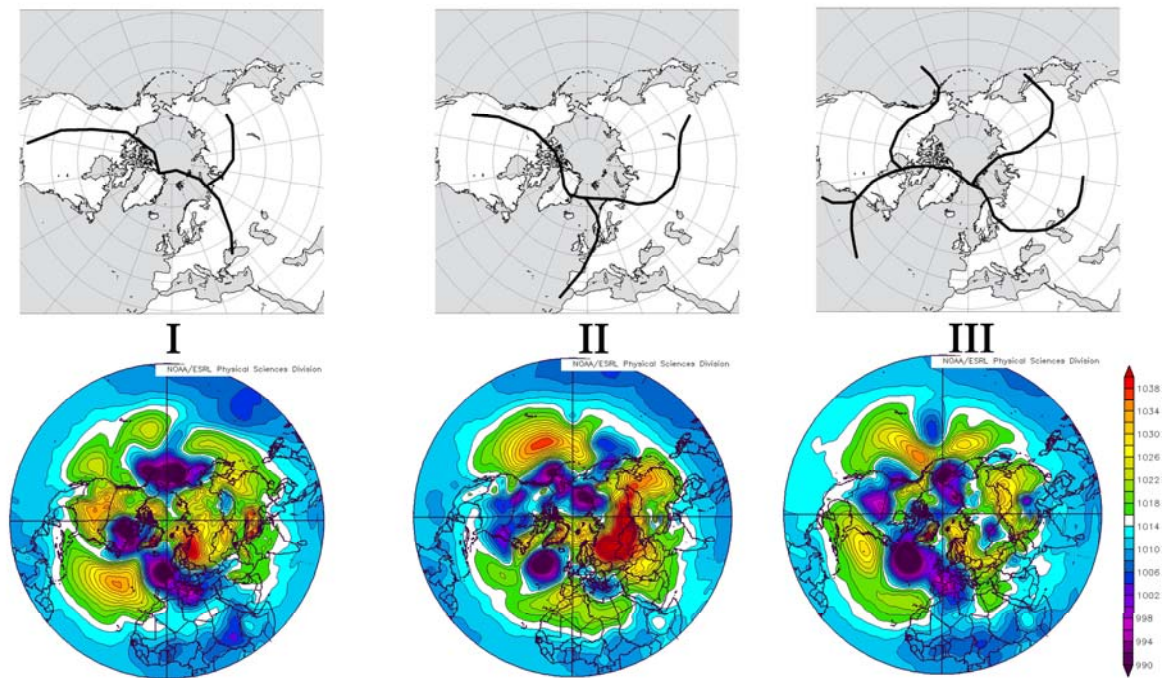


Рис. 2. Расположение крупномасштабных блокирующих систем в Северном полушарии зимой.

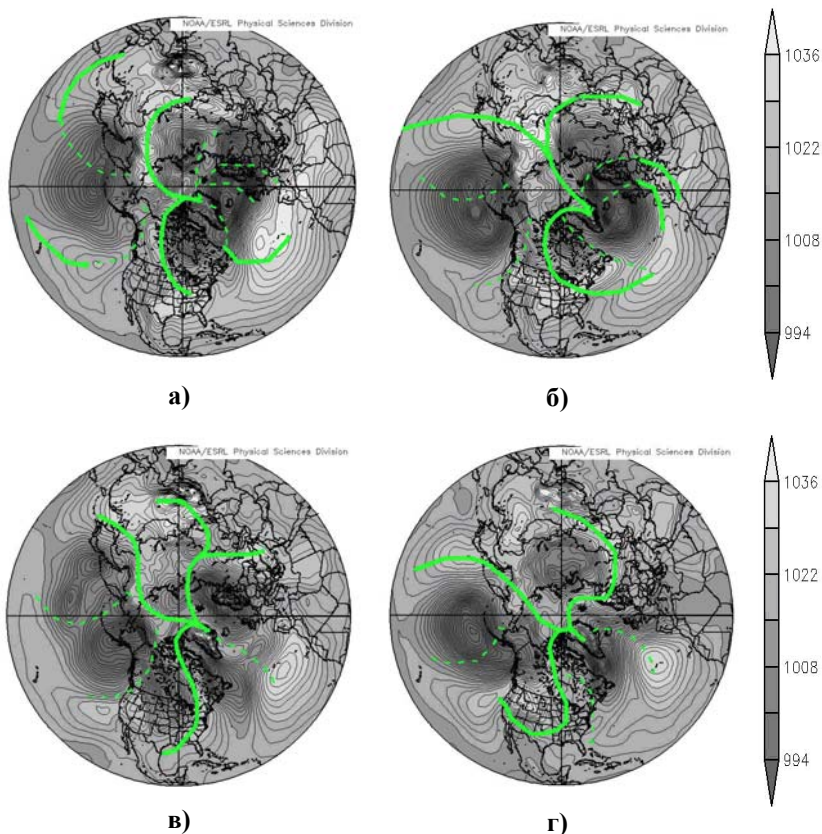


Рис. 3. Развитие блокинга над Скандинавским полуостровом 10–21 января 2015 г.: 10 января 2015 г. (а), 14 января 2015 г. (б), 17 января 2015 г. (в), 21 января 2015 г. (г).

На рис. 3 зеленой сплошной линией отмечены устойчивые гребни в приземном поле атмосферного давления, когда гребень сохранял свое положение от 3 суток и более, пунктирной – подвижные гребни, перемещающиеся в западно-восточном потоке.

На начальном этапе (на рис. 3 не отображен) происходит быстрое углубление циклона к востоку от Японии, вызванное усилением Сибирского антициклона. Одной из причин усиления

Сибирского антициклона может быть расщепление Тибетским плато крупных ложбин, смещающихся на восток, на северную и южную часть. Северная часть перемещается на восток быстрее южной, и между частями ложбины развивается гребень. Подробнее этот механизм описан в [3]. Спустя 2–3 суток происходит углубление циклона на северо-востоке Тихого океана. Адвекция тепла на северо-запад Северной Америки создает благоприятные условия к формированию антициклона на подветренных склонах Скалистых гор [2, 5], следствием чего является возникновение крупномасштабного блокинга между северо-востоком Евразии и севером Северной Америки (рис. 3 б). По восточной периферии антициклона на северо-запад Атлантического океана устремляются потоки холодного воздуха, которые обуславливают в этом районе формирование циклонов (рис. 3 в). С юга и юго-востока по периферии сформировавшихся циклонов на Гренландию в средней тропосфере начинается адвекция тепла, что способствует развитию над выхоленной поверхностью антициклона, часто Гренландский антициклон объединяется с северным отрогом Азорского антициклона (рис. 3 в). С южного и юго-восточного побережий Гренландии на Атлантический океан усиливается сток холодной воздушной массы, приводя к быстрому углублению молодых циклонов к югу и юго-западу от Гренландии или к регенерации заполняющихся циклонов. Углубление высотной ложбины приводит к активной адвекции теплого атлантического воздуха на северо-восток в район Скандинавского полуострова и Баренцева моря. Атмосферное давление на уровне моря начинает расти, отрог Азорского антициклона через Скандинавский полуостров объединяется с северным отрогом Сибирского антициклона (рис. 3 г).

Весь процесс в среднем занимает 7–12 суток. В пользу данного механизма возникновения блокирующих ситуаций над северо-востоком Атлантики говорит ход атмосферного давления над северо-западом Атлантики (рис. 4); за нуль принята дата начала похолодания на востоке Финского залива.

На рис. 5 представлено распределение аномалий поля атмосферного давления за сентябрь–октябрь перед зимами различной степени суровости на Финском заливе.

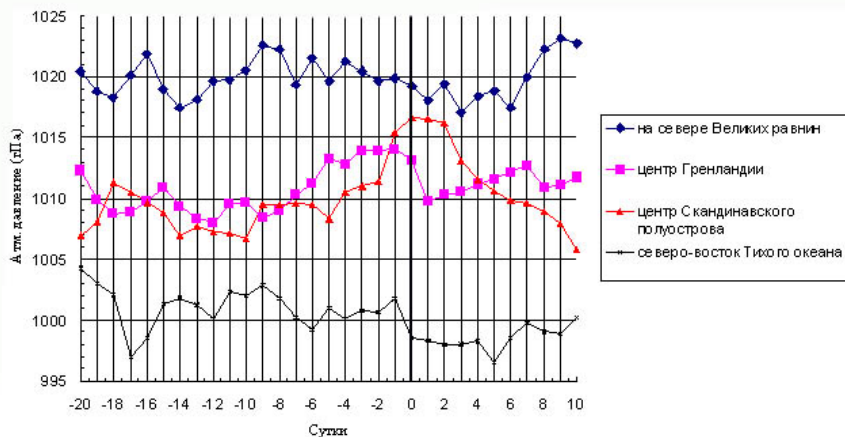
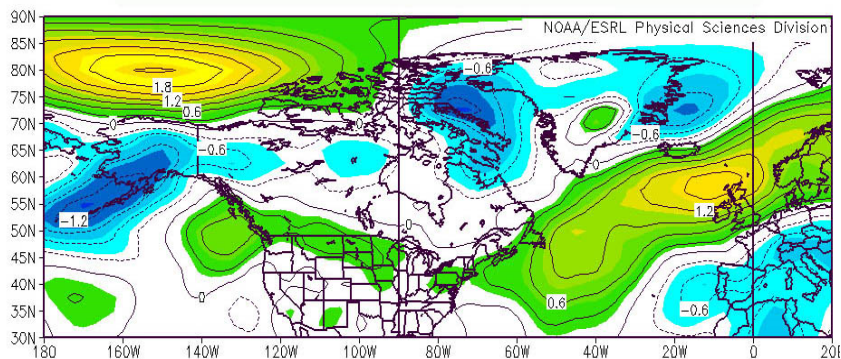


Рис. 4. Ход атмосферного давления на основных этапах развития блокирующего антициклона над Скандинавским полуостровом.

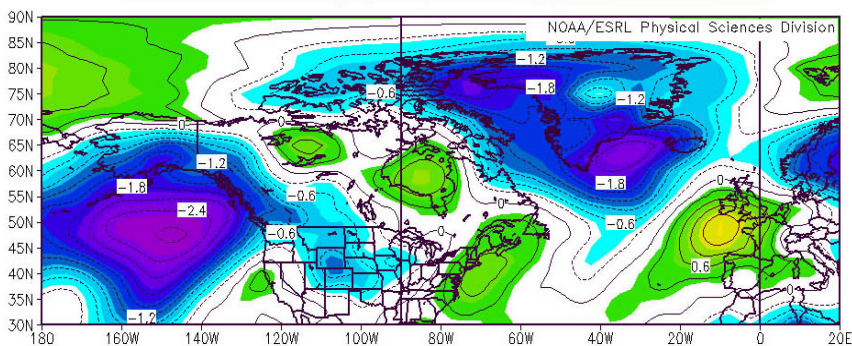
Из рис. 5 следует, что одним из основных факторов, определяющих преобладающую циркуляцию будущей зимой, является температура поверхностного слоя океана, на которую большое влияние оказывает циркуляция атмосферы в осенний период. Перед теплыми зимами над востоком Тихого океана преобладает малоградиентное поле атмосферного давления; над северо-западом Атлантического океана преобладают потоки южной четверти, что усиливает вынос теплых водных масс на северо-восток. В соответствии с распределением атмосферного давления преобразуется и поле температуры воды в поверхностном слое океана. Это распределение перед и во время мягкой и суровой зим показано на рис. 6.

Из рис. 6 можно сделать вывод о том, что наибольшие различия полей аномалий температуры воды перед и во время зим разной суровости наблюдаются на северо-западе Атлантики. Перед и в начале суровых зим отрицательные отклонения от средних климатических значений температуры воды в этом районе выше, чем перед мягкими. Из [1] известно, что поле температуры воды влияет на процессы цикло- и антициклогенеза. Согласно данным этой работы, повышение температуры воды вызывает усиление

высотного гребня и развитие блокирования у поверхности моря; понижение температуры воды вызывает обратный эффект. На рис. 7 показан осредненный ход атмосферного давления по суткам за 10 суровых и 10 мягких зим в точке 48° с. ш., 48° з. д. (северо-запад Атлантического океана).



а)



б)

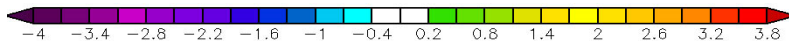


Рис. 5. Распределение аномалий приземного атмосферного давления (гПа) над Тихим океаном и Северной Атлантикой в сентябре-октябре перед мягкими (а) и суровыми (б) зимами на Финском заливе.

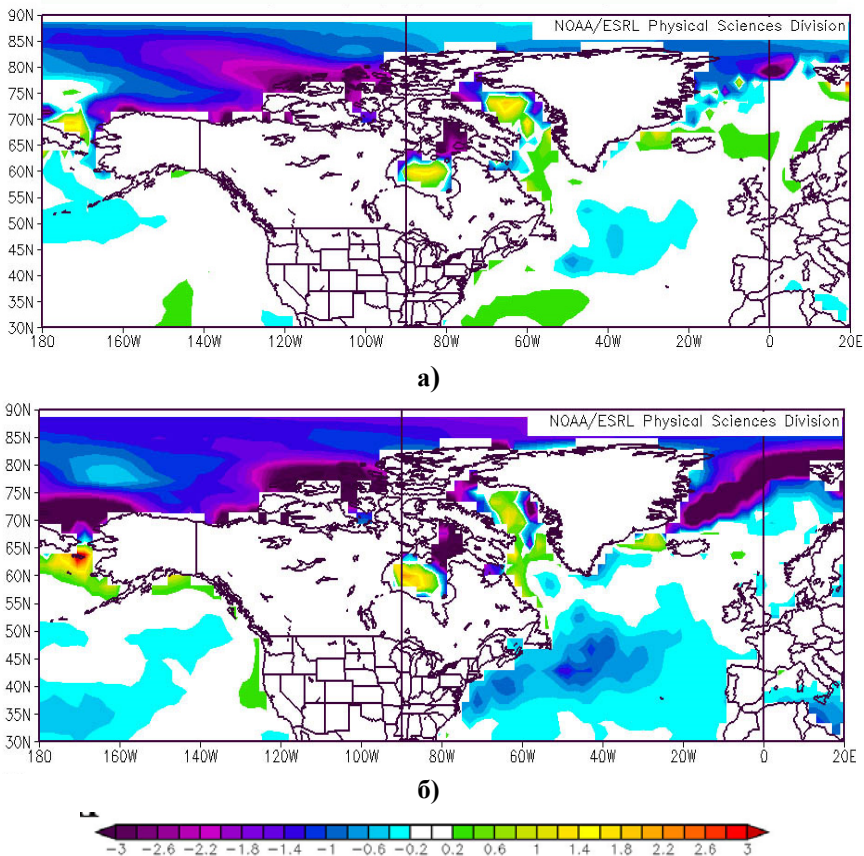


Рис. 6. Распределение аномалий температуры воды (°C) в Тихом океане и Северной Атлантике перед мягкими (а) и суровыми (б) зимами.

Из рис. 7 можно сделать два вывода:

– до конца ноября сильных различий в ходе атмосферного давления перед суровой и мягкой зимами в рассматриваемом районе не наблюдается. Значительные различия начинают появляться с декабря, когда перед и во время мягких зим атмосферное давление на северо-западе Атлантики значительно выше значений

атмосферного давления перед и во время суровых зим на Финском заливе;

– при суровых зимах к юго-западу от Гренландии циклогенез происходит активнее, что приводит в средней тропосфере к более интенсивной адвекции теплого воздуха на Гренландию и усилению стока холодной воздушной массы на Северную Атлантику на уровне моря.

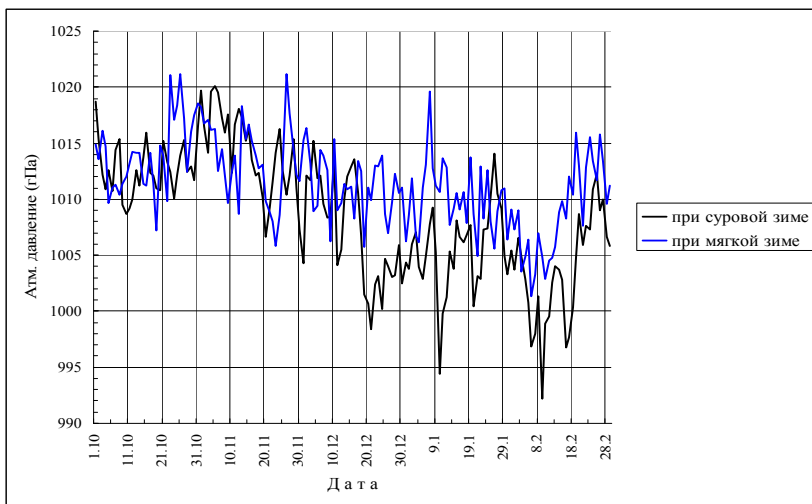


Рис. 7. Осредненные значения атмосферного давления на северо-западе Атлантики перед и во время суровой и мягкой зим на Финском заливе.

На рис. 8 показан ход атмосферного давления в центрах циклонов, сформировавшихся над Северной Атлантикой к югу и юго-востоку от Гренландии. Графически связь между заполнением предыдущего циклона серии и появлением за ним нового циклона похоже на «ветвление». Легко заметить, что при углублении каждого предыдущего циклона серии происходит рост атмосферного давления над Гренландией, момент появления последующего циклона сопровождается падением атмосферного давления над Гренландией.

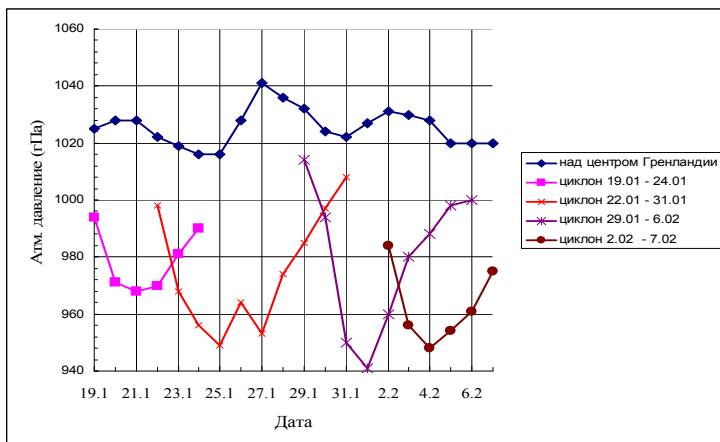


Рис. 8. «Ветвление» серии циклонов и значения атмосферного давления над центром Гренландии в январе-феврале 2014 г.

Долгосрочный прогноз суммы градусодней мороза на Финском заливе

Так как крупномасштабное блокирование в тропосфере развивается не мгновенно, условия, его определяющие, закладываются еще весной-летом, в своей совокупности определяя поле аномалий температуры воды в Северной Атлантике и на севере Тихого океана. Для типизации зим на Финском заливе, как и на других морях, есть определенные градации «суровая», «умеренная», «мягкая». Типы отличаются друг от друга суммой градусодней мороза, которая зависит от продолжительности и интенсивности холодных вторжений.

Для зим на Финском заливе критерии суровости по суммам градусодней мороза следующие: суровая – больше 940 °С, умеренная – 480–940 °С, мягкая – меньше 480 °С.

Для долгосрочного прогноза сумм градусодней мороза были взяты следующие предикторы:

H_{III} – высота поверхности АТ-500 (м) в точке 30° с. ш., 30° в. д. в марте;

- $(H_{VI})_1$ – высота поверхности АТ-500 в точке 30° с. ш.,
 50° в. д. в июне;
 $(H_{VI})_2$ – высота поверхности АТ-500 в точке 30° с. ш.,
 108° в. д. в июне;
 H_I – высота поверхности АТ-500 в точке 30° с. ш.,
 130° в. д. в январе;
 $H_{ноябIII}$ – высота поверхности АТ-500 в точке 70° с. ш.,
 30° в. д. в марте;
 t_{850} – температура воздуха (°С) на уровне АТ-850 в точке
 30° с. ш., 130° в. д. в январе;
 t_{VII} – приземная температура воздуха в июле в районе
 о. Диксон;
 t_I – приземная температура воздуха в январе в районе
 Шетландских островов (г. Леруик);
 t_V – приземная температура воздуха в мае в районе
 Нью-Йорка;
 $(t_{wVII})_L$ – температура воды в июле в районе 60° с. ш.,
 50° з. д. на юге Лабрадорского моря;
 $(t_{wVII})_S$ – температура воды в июле в районе 30° с. ш.,
 60° з. д. в центральной части Саргассова моря;
 $P_{сибII}$ – атмосферное давление (гПа) в феврале в районе
 Иркутска;
 $t_{сибIV}$ – приземная температура воздуха в апреле в районе
 Иркутска;
 $P_{диксIV}$ – атмосферное давление в апреле в районе о. Диксон;
 $P_{диксV}$ – атмосферное давление в мае в районе о. Диксон;
 $\sum(-t)$ – прогнозируемая сумма градусодней мороза.

Все выбранные предикторы характеризуют циркуляцию атмосферы и гидросферы в весенне-летний период, предшествующий прогнозируемой зиме. Циркуляция атмосферы в этот период вызывает изменение температуры поверхностного слоя в океанах (Тихом и Атлантическом), что, в свою очередь, влияет

на циркуляцию атмосферы в зимний период. Основным предиктором является высота поверхности АТ-500 в тропической зоне Северного полушария.

Наиболее ранним предиктором является H_I (высота поверхности АТ-500 в точке 30° с. ш. 130° в. д., юго-восточнее острова Кюсю, в январе). Углубление ложбины в середине зимы в этом районе вызывает заток холодных воздушных масс, стекающих с востока Евразийского континента, что приводит к выхолаживанию поверхности океана. Отрицательные аномалии температуры воды создают условия, благоприятные для циклогенеза, и сохраняются здесь до середины весны. С возникновением глубоких циклонов усиливается течение Куроисио. К июлю-августу обширная зона положительных аномалий температуры воды появляется восточнее островов Хонсю и Хоккайдо. Положительные аномалии температуры воды в поверхностном слое океана усиливают антициклонез к востоку от Японских островов. Усиление Тихоокеанского антициклона увеличивает скорость Северо-Тихоокеанского и Северного пассатного течений. Приняв среднюю скорость этих течений 2,5 км/ч, можно вычислить месяц прихода водной массы от южной границы Северо-Тихоокеанского течения к району формирования теплого течения Куроисио, это приблизительно 4–5 месяцев. Таким образом, к ноябрю-декабрю в системе течения Куроисио возможно появление более холодной воды, принесенной Северным пассатным течением.

Параметр H_{VI} (высота поверхности АТ-500 в точке 30° с. ш., 108° в. д. в июне). Высотный гребень в летние месяцы вытягивается на северо-восток к восточной части Восточно-Сибирского моря. Перед суровыми зимами в летний период на северо-востоке Европы этот гребень ослаблен, перед мягкими – хорошо развит. Циклоны, выходящие с запада и юго-запада усиливают как адвекцию тепла, так и дрейф льда на север. Поверхность прибрежной части моря в летние месяцы перед мягкими зимами прогревается сильнее (перед суровыми зимами ледовитость восточной части Восточно-Сибирского моря в августе на 18–20 % выше, чем перед мягкими). Более прогретая вода поступает в систему Трансарктического течения и выносится далее на юг; у северо-восточного побережья

Гренландии это течение раздваивается, одна ветвь входит в Восточно-Гренландское течение, вторая уходит на запад и, пройдя вдоль северного побережья Гренландии, через проливы Робсон и Смит попадает на север Лабрадорского моря (рис. 9).

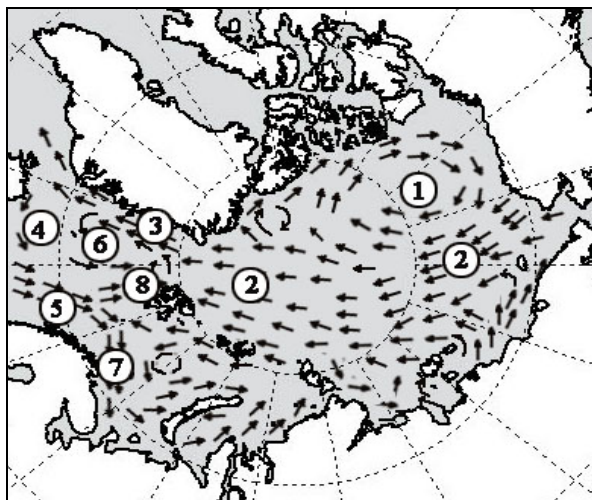


Рис. 9. Схема циркуляции приповерхностных вод Северного Ледовитого океана.

Цифрами обозначено: 1 –антициклоническая циркуляция вод Арктического бассейна; 2 – Трансарктическое течение; 3 – Восточно-Гренландское течение; 4 – Западно-Исландское и Восточно-Исландское течения; 5 – Норвежское течение; 6 –система циклонических течений в Северо-Европейском бассейне; 7 – течение Норд-Кап; 8 – Шпицбергенское течение [4].

К окончанию осени у восточного побережья Гренландии и на юге Лабрадорского моря вода перед мягкими зимами оказывается более прогрета (см. рис. 6), чем перед суровыми. Выходящие на северо-восток Норвежского моря циклоны заполняются более активно, на высотах в центральную часть Гренландии поступает меньше тепла, и как следствие – к юго-востоку от Гренландии циклогенез менее развит, адвекция тепла на высотах в район Скандинавского полуострова выражена слабее.

Аналогичным образом влияют и параметры H_{III} (высота поверхности АТ-500 в точке 30° с. ш., 30° в. д. в марте) – глубина высотной ложбины на востоке Средиземного моря и $H_{норвIII}$ (высота поверхности АТ-500 в точке 70° с. ш. 30° в. д. в марте) – интенсивность высотного гребня, вытянутого от Африканского побережья Средиземного моря на северо-восток Европы. Этот высотный гребень определяет интенсивность адвекции теплых атлантических вод в системы Норвежского и Шпицбергенского течений. Высотный гребень усиливается в весенний период при последующей мягкой зиме и ослабляется при суровой; этот же гребень влияет и на интенсивность Азорского антициклона, который, в свою очередь, может оказывать влияние на интенсивность холодного Канарского течения, воды которого поступают в систему Северного пассатного течения Атлантического океана и при-близительно через 3–4 месяца достигают Гольфстрима.

Формула множественной регрессии по расчету суммы градусодней мороза для Санкт-Петербурга выглядит с учетом представленных параметров следующим образом:

$$\begin{aligned} \sum(-t) = & [-1,1H_{III} - 2,09 \cdot (H_{VI})_1 - 2,92 \cdot (H_{VI})_2 - 0,13H_I - \\ & - H_{норвIII} - 48,5t_{850}] + [52,06t_{VII} - 44,83t_I + 30,01t_V] + \\ & + [-90,44 \cdot (t_{wVII})_L - 119,8 \cdot (t_{wVII})_S] + [10,8P_{cu\delta II} - 9,6t_{cu\delta IV} + \\ & + 3,7P_{дуксIV} - 1,17P_{дуксV}] + const. \end{aligned} \quad (1)$$

Коэффициенты в уравнении были получены на зависимом ряде 1948–1999 гг.

По формуле (1) были рассчитаны суммы градусодней мороза предстоящей зимой (заблаговременность 4 месяца) на Финском заливе. Так как временные ряды данных высотной топографии имелись в наличии только с 1948 г., то для проверки метода были взяты последние 16 зим. Оправдываемость долгосрочного прогноза по формуле (1) сравнивалась с оправдываемостью инерционного прогноза. Под инерционным прогнозом подразумевается сохранение типа предыдущей зимы в последующую зиму. Сравнение результатов прогнозов для независимого ряда (2000–2016 гг.) представлено в таблице.

**Сравнение прогнозов типа зим с использованием формулы (1)
с инерционным прогнозом**

Зима	Фактический тип зимы	Прогноз по формуле (1)	Инерционный прогноз
2000–2001	М	М	М
2001–2002	М	У	М
2002–2003	У	У	М
2003–2004	М	М	У
2004–2005	М	М	М
2005–2006	У	У	М
2006–2007	М	У	У
2007–2008	М	М	М
2008–2009	М	М	М
2009–2010	У	У	М
2010–2011	У	У	У
2011–2012	У	У	У
2012–2013	У	У	У
2013–2014	М	У	У
2014–2015	М	М	М
2015–2016	М	М	М
Ко-во оправданных прогнозов		13	10

Примечание: У – умеренная зима, М – мягкая зима, С – суровая зима.

Согласно таблице, из 16 прогнозов типов зим оправдалось 13 прогнозов на основе формулы (1) (81 %) и 10 (63 %) инерционных прогнозов, т. е. для **независимого ряда** оправдываемость прогнозов на основе предложенной формулы на 18 % выше, чем оправдываемость на основе инерционного метода.

Для зависимого ряда (1984–1999 гг.) из 16 прогнозов на основе формулы (1) оправдалось 12 прогнозов (75 %), на основе инерционного метода – 5 прогнозов (32 %), т. е. оправдываемость прогнозов на основе предложенной формулы на 43 % выше, чем оправдываемость на основе инерционного метода. При оценке полученных результатов следует учитывать отсутствие суровых зим в независимом ряду. В зависимом наблюдалось две суровые

зимы, обе были успешно предсказаны по методу на основе формулы (1).

Выводы

Непосредственной причиной развития антициклона над Скандинавским полуостровом в зимнее время и возникновения интенсивных похолоданий в районе Финского залива является блокирование между северо-западом Европы и Гренландией. Блокированию предшествует появление и существование длительное время аномалий температуры воды на севере Атлантического и Тихого океанов, вызванных особенностями циркуляции атмосферы и поверхностных вод в весенне-летний период.

Долгосрочный прогноз суровости зим на Финском заливе с благоприятностью 4 месяца, включающий в качестве предикторов метеорологические параметры в районах блокирования, показал преимущество над инерционным прогнозом.

Список использованных источников

1. *Бурлуцкий Р.Ф.* и др. Колебания общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды / под ред. Ю.Б. Храброва – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 299 с.

2. *Витвицкий Г.Н.* Зональность климата Земли. – М.: Мысль, 1980. – С. 133–137.

3. *Ду-Чжен Е. и др.* Общая циркуляция атмосферы над восточной Азией // Общая циркуляция атмосферы: сборник переводных статей / Под ред. С.П. Хромова. – М.: Прогресс, 1964. – С. 270–324.

4. *Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О.* Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 270 с.

5. *Уоллес Дж.* Среднеклиматические стационарные волны: данные наблюдений // Крупномасштабные динамические процессы в атмосфере – М.: Мир, 1988. – С. 39–47.

6. Учет ледовых условий при гидрометеорологическом обеспечении зимних плаваний в Балтийском море / под ред. П.А. Гордиенко. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 167 с.

7. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/>

Поступила в редакцию 21.08.2016 г.