

УДК 551.324

## ДИАГНОЗ И ПРОГНОЗ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В РАЙОНЕ АНТАРКТИЧЕСКОГО ПОЛУОСТРОВА

**В.Е. Тимофеев**

*Украинский гидрометеорологический институт ДСНС Украины и НАН Украины  
Киев, проспект Науки, 37, tvvlad@mail.ru*

Площадь морского льда в Антарктике увеличивается в течение большинства месяцев года, с максимумом в марте-мае – переходном сезоне с формированием сезонного льда. В течение летнего сезона в акваториях к западу от Антарктического п-ва обнаружено многолетнее отступление морского льда на фоне значительных межгодовых колебаний. Аномалия в состоянии ледового покрова сопровождается аномалией в полях температуры воздуха и поверхности океана и обуславливается определенным типом циркуляции атмосферы. Наступание морского льда во время летних сезонов наблюдается на фоне отрицательной аномалии температуры воздуха и южной составляющей ветра. Исследование позволило найти потенциал сезонной предсказуемости аномалии ледового покрова. В число предикторов вошли индекс Эль-Ниньо, индексы региональной циркуляции атмосферы, температура воздуха и морской воды в районе станции Академик Вернадский. Для оценки развития аномалии нужно выявить момент начала весеннего отступления льда, связанного с переходом температуры морской воды через 0°C. Важное прогностическое значение имеет сохранение знака ледовой аномалии в течение сезона. Отдельно проанализирована ледовая аномалия летнего сезона 2011-2012 гг., когда на станции Академик Вернадский впервые за много лет был прерван плановый ход сезонных работ. Показан тип атмосферной циркуляции, благоприятствующей развитию ледовой аномалии.

### **Діагноз і прогноз льодових умов у районі Антарктичного півострова.**

**В.Є. Тимофєєв**

**Реферат.** Площа морського льоду в Антарктиці зростає протягом більшості місяців року, з максимумом у березні-травні – перехідному сезоні, коли відбувається формування сезонної криги. Протягом літнього сезону в акваторіях на захід від Антарктичного п-ва виявлено багаторічне відступання морського льоду на тлі значних міжрічних коливань. Аномалія у стані льодового покриву супроводжується аномалією в полях температури повітря та поверхні океану й зумовлюється певним типом циркуляції атмосфери. Складна льодова ситуація під час літніх сезонів спостерігається на тлі від'ємної аномалії температури повітря і південної складової вітру.

Дослідження дозволило знайти потенціал сезонної передбачуваності аномалії льодового покриву. До переліку предикторів увійшли індекс Ель-Нін'єю, індекси регіональної циркуляції атмосфери, температура повітря і морської води в районі станції Академік Вернадський. Для оцінки розвитку аномалії потрібно виявити момент початку весняного відступання криги, пов'язаного з переходом температури через 0°C. Важливе прогностичне значення має певна інерція процесу на сезонному часовому масштабі. Окремо проаналізовано льодову аномалію літнього сезону 2011-2012 рр., коли на станції Академік Вернадський вперше за багато років був перерваний плановий хід сезонних робіт. Показано типи атмосферної циркуляції, сприятливі для розвитку льодової аномалії.

### **Analysis and forecast of the sea-ice in the Antarctic Peninsula.**

**V. Tymofeyev**

**Abstract.** The long-term change in the sea ice in the Antarctic shows growing in most months of the year, with a peak in March-May - a transition season with the formation of the seasonal ice. During the summer season a long-term retreat in the sea ice is found in water areas west of the Antarctic Peninsula on the background of significant inter-annual variations. Anomaly in the sea-ice cover is accompanied by an

anomaly in the air and sea surface temperature (SST) fields and is caused by a certain type of atmospheric circulation. Advance of sea-ice during the summer seasons is observed against negative air temperature anomaly and the southern component of the wind.

The study allows us to find the potential predictability of seasonal anomalies in the sea-ice. As predictors we used El Niño index, indexes of regional atmospheric circulation, air temperature and SST measured at Vernadsky Station. To assess the development of the sea-ice anomalies it is necessary to identify the commencement of the spring retreat of the ice associated with the transition of the SST the freezing point. The consistency of the sea ice anomalies is important prognostic indicator in the seasonal time scale. Sea ice anomaly during the summer season 2011-2012 is analyzed in detail, when the planned shift of seasonal teams at Vernadsky Station was interrupted for the first time in many years. Type of atmospheric circulation responsible for the anomalous sea-ice is shown.

**Keywords:** sea-ice, air and sea surface temperature, atmospheric circulation, circulation index, El Niño index

## 1. Введение

Морские льды играют существенную роль в функционировании региональных климатических систем, изменчивость их режимов является важным фактором, который учитывается при планировании и проведении морских операций – промышленных, исследовательских, туристических. Именно в секторе Антарктический полуостров – море Уэдделла – примыкающая южная оконечность Южной Америки отмечается наиболее удаленная к северу граница распространения морских льдов и айсбергов, как средняя многолетняя, так и максимальная (Атлас океанов, 2005; Булгаков и др., 2000; Мартазинова и др., 2010). Район Антарктического полуострова характеризуется наличием особых условий для формирования и переноса морских льдов разных типов, учитывая наличие многочисленных архипелагов, внутренних бухт, прибрежных и островных ледников. Здесь формируются зимние припайные льды, разрушение которых к лету приводит к формированию полей подвижного льда, которые в сочетании со следами разрушения айсбергов значительно затрудняют навигацию. При отколах шельфовых ледников формируются ледовые поля значительной протяженности, мигрирующие в Южном океане продолжительное время (Hear, 1965, Weatherly et al., 1991, Режим., 1992, Parkinson et al., 2012).

Прогноз ледовых условий имеет важнейшее значение для проведения сезонной экспедиции в исследуемом районе, т.к. большинство станций доступно исключительно морским путем. К ним относится и станция Академик Вернадский. Наблюдения последних лет показали значительные межгодовые колебания ледовых условий на фоне общего отступления при потеплении нижних слоев тропосферы (Грищенко и др., 2005, Масленников, 2003, Stammerjohn et al., 2003).

Как известно, климатическая система региона Антарктического полуострова в течение последних десятилетий функционирует в условиях повышения температуры воздуха. При этом временные рамки регионального потепления во многом аналогичны глобальным изменениям, а также потеплению в регионах Северного полушария, в том числе в Арктике, на Аляске, в Центральной Сибири и большинстве стран Европы (Hinzmann et al., 2005, Kwok R. et al., 2002, Yuan X. et al., 2000). С потеплением в первую очередь связано сокращение регионального оледенения, в том числе разрушение шельфовых ледников (Vaughan et al., 1996). С другой стороны, региональное потепление в регионе контрастирует со слабовыраженными тенденциями в континентальной Антарктике, где покровное оледенение формирует собственный климат – из-за удаленности от источников тепла и значительного превышения уровня моря. Ранее было показано, что летнее потепление, с переходом выше нулевой отметки и ростом вероятности жидких осадков, имеет потенциально большее значение для абляции ледников (King, 1998, Грищенко и др., 2005). В условиях современного климата морской лед также подвергается значительным изменениям, причем тенденция зависит от конкретного региона в связи с крайне неоднородной орографией и физико-географическими особенностями (Zhang, 2007).

На основании анализа данных пассивного микроволнового дистанционного зондирования показано, что площадь морского льда в целом в Антарктике увеличивается с конца 1970-х в среднем за год со статистически значимым трендом 0,97% (Turner et al., 2009). Таким образом, несмотря на потепление в полярных областях, морской лед в ЮПО в противоположность Арктике в целом не уменьшается (рис. 1). Такая разница обусловлена тем, что арктический бассейн закрыт с юга материками, а в Антарктике поля морских льдов открыты со стороны Южного океана и их распространению не препятствует орография.

Авторы (Cavaliere et al., 2003) указывают на неоднородность в многолетнем измерении: площадь морского льда в Антарктике сокращалась в течение 1973–1977 гг., а затем постепенно увеличивалась. За 30-летний период площадь антарктического льда увеличилась на  $0,15 \pm 0,08 \times 10^6 \text{ km}^2/10 \text{ лет}$ . Таким образом, смена знака тренда во времени практически совпадает с началом регионального потепления, а крупномасштабной причиной называется изменение циркуляции тропосферы вследствие изменения преобладающей фазы Эль-Ниньо.

Известно, что центры действия атмосферы (ЦДА) ориентируются к вогнутостям береговой линии (моря Росса, Уэдделла, Амундсена), и в этих же акваториях отмечена повышенная концентрация морского льда – в связи с пониженной температурой, с одной стороны, и наличием шельфового оледенения, с другой. Таким образом, в первом приближении устанавливается зависимость ледовых условий от метеорологических и синоптических факторов, в частности от поля давления и преобладающего ветра.

В наибольшей степени увеличение площади морского льда отмечено осенью (март-апрель), когда существует диполь положительной и отрицательной тенденции, в морях Росса, Амундсена и Беллингаузена соответственно. Осеннее продвижение льдов в секторе моря Росса является в первую очередь результатом усиления градиентов в системе климатического циклона, что в одной из последних работ связывается с понижением стратосферного озона, который вызывает усиление зонального переноса вокруг континента (Turner et al., 2009). Тем не менее по результатам климатического моделирования можно предположить, что наблюдаемое увеличение площади морского льда может оставаться в диапазоне природной климатической изменчивости. Кроме того установлено, что усиление зонального переноса началось до появления озоновой аномалии.

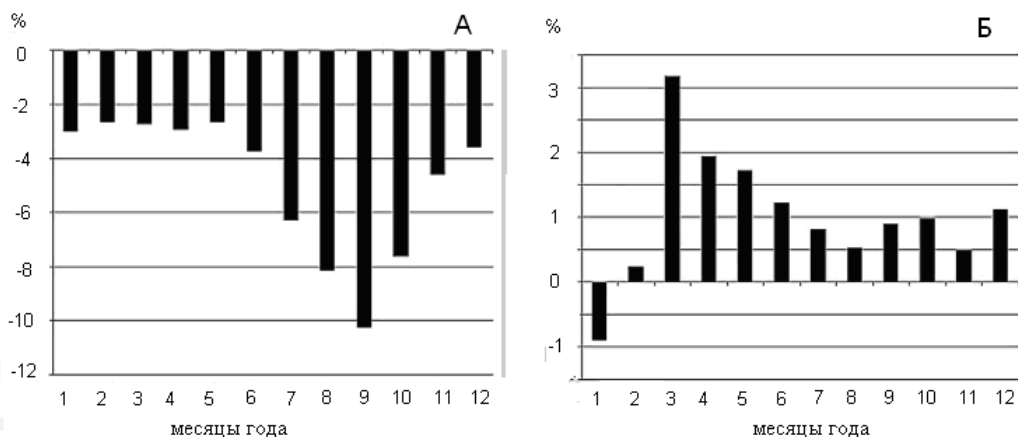


Рис. 1. Изменение распространения морского льда в течение 1979–2007 гг., отдельные месяцы, % / 10 лет. А – Арктика, Б – Антарктика (Turner et al., 2009).

В зарубежной литературе традиционно основная мода атмосферной изменчивости внетропических областей Южного полушария представлена зонально-симметричной кольцевой структурой, которая называется Южная кольцевая мода, или Антарктическое колебание (ЮКМ, или ААО; Turner, 2004, Gillett et al., 2006, Marshall et al., 2006). В

последние десятилетия ЮКМ усиливается, отражая усиление зональности движений, из-за уменьшения давления над ЮПО и увеличением в субтропических районах. Причины этого все еще обсуждаются, но увеличение выбросов парниковых газов и усиление стратосферной озоновой аномалии свою роль в изменении характера ЮКМ сыграть могли. С другой стороны, индекс ЮКМ имеет прямую и обратную связь с Эль-Ниньо-Южным колебанием (ЭНЮК), однако она существенно нелинейна. Известно, что в условиях современного климата влияние Эль-Ниньо на Тихоокеанский сектор проявляется посредством усиления субтропических гребней, за счет чего и усиливается зональный перенос. Таким образом, имеем как естественную, так и антропогенную составляющую влияния. Из-за важности влияния ЮКМ на климат Антарктики необходимы дальнейшие исследования.

Анализ условий формирования антарктического морского льда в связи с атмосферной циркуляцией (Narangozo, 1997, Kwok R. et al., 2002) показал, что зимний ледовый покров в восточной части моря Росса и моря Беллинсгаузена формируется в большой степени под влиянием прямого воздействия ветра на морской лед (ветрового напряжения). Поскольку поле ветра в регионе во многом обусловлено режимом атмосферной циркуляции, которая в свою очередь формируется под влиянием Эль-Ниньо-Южного колебания, можно ожидать, что в качестве потенциальных предикторов в прогнозе сезонного морского льда могут рассматриваться индексы ЭНЮК.

В одном из наиболее ранних исследований обнаружена периодичность ледовитости от 2 до 4 лет в секторе моря Уэдделла, однако автор еще не предполагал связи с Эль-Ниньо (Neap, 1965). Анализ первых данных спутникового зондирования Антарктического морского льда показал, что существует смещение на восток отклика межгодовой аномалии Эль-Ниньо (Zwally и др., 1983). Позже работа была сосредоточена на южной акватории Тихого океана – секторе морей Амундсена-Беллинсгаузена, на который волновой пакет Россби имеет наибольшее влияние. При установлении южного переноса к западу от полуострова во время развития основной фазы Эль-Ниньо наблюдается аномальное продвижение морского льда в зимний сезон, обуславливая отрицательную аномалию температуры воздуха на побережье, в том числе на станцию Вернадский (Weatherly et al., 1991, Turner et al., 2009).

Кроме этого, Narangozo, 1997, обнаружил, что в дополнение к южному переносу в нижней тропосфере необходимы сезонные предпосылки (аномалии) морского льда, предшествующие зимней температуре воздуха ниже нормы в акваториях к западу полуострова. Таким образом, как описано выше в отношении той роли, которую играет ЭНЮК в модуляции атмосферных циркуляций над сектором моря Амундсена-Беллинсгаузена, реакция морского льда зимой на различных этапах цикла может быть очень изменчива. Она зависит не только от меридионального преобразования потока, но и от межсезонной инерции – аномалии морского льда в предыдущий сезон. Автору удалось разработать регрессионную модель для западной акватории Антарктического полуострова, учитывающую аномалию морского льда в восточной части морей Амундсена-Беллинсгаузена, а также аномалию температуры поверхности океана в тропиках (Narangozo, 1997).

В другом исследовании Narangozo, 2000, пришел к выводу, что температура поверхности центральной тропической части Тихого океана не являются надежным предиктором для прогноза циркуляции атмосферы в высоких широтах районов южной части Тихого океана. Атмосферное давление в море Беллинсгаузена не всегда повышается в течение теплой фазы ЭНЮК, как, например, в 1982 г. Этот результат был подтвержден (Renwick, 1998), который также обнаружил меньшую степень атмосферного блокирования зимой 1982 г., как и то, что зимой наибольшее понижение температуры поверхности воды в тропической части Тихого океана было связано со снижением интенсивности западного переноса в восточной части Тихого океана и большей доли южных ветров к западу от полуострова. Однако позже было показано, что отклики Эль-Ниньо 1982 г. были необычными как в океане, так и в атмосфере и что для большинства эпизодов последующих лет удастся найти значимую корреляцию с полем атмосферного давления (Turner, 2004).

В русле поиска возможных предвестников влияния ЭНЮК в высоких широтах важным является вопрос, возможно ли найти статистически значимые отклики в барических полях или значимые корреляции в преддверии важных событий. Возможные предшественники «теплого» события Эль-Ниньо в высоких южных широтах были исследованы в ряде работ. В работе (Van Loon et al., 1985) выявлено существование статистически значимых обращений знака аномалии приземного давления в течение зимнего сезона, связанных с Эль-Ниньо, в центральной южной части Тихого океана и Австралийском секторе – восточной части Индийского океана. Анализ доведен лишь до 50°C, но для моря Уэдделла отмечается, что существенное обращение знака давления происходит на промежутке времени между предшествующей зимой Южного полушария и зимой исследуемого события.

В ряде исследований получены климатически важные выводы о наличии внутридесятилетних колебаний характеристик морских льдов, которые связаны с фазой Эль-Ниньо, в том числе в районе Антарктического полуострова. Так, в (Carleton, 1989) выделены двух-трехлетние колебания распространения морских дрейфующих льдов в Южном океане, а данные (Simmonds et al., 1995) свидетельствуют о наличии 5-7-летних колебаний в юго-восточной части Тихого океана, с выводом о том, что поведение морских льдов представляет собой автоколебательную систему, состояние которой определяется слоем океанского пикноклина, регулирующего поток глубоководного тепла циркулярного течения. В секторе моря Уэдделла квазичетырехлетний компонент колебаний показал значительную связь с Эль-Ниньо, в секторе морей Амундсена-Беллинсгаузена преобладает квазидвухлетняя периодичность, а в море Росса доминирует квазитрехлетний цикл.

Определенная связь была найдена между аномалией морского льда, предшествующей эпизодам Эль-Ниньо, но они не были так значимы, как те, что касаются синхронных или последующих состояний. Используя результаты более ранних исследований, Simmonds et al., 1995, рассмотрел корреляционную связь между температурой морской воды и морского льда в четырех основных секторах Антарктики: юго-западной части Индийского океана, юго-западной и юго-восточной частях Тихого океана и в секторе к западу от моря Росса. Было установлено, что корреляции в этих областях выражены сильнее, чем в среднем по всем акваториям океанских бассейнов, что было интерпретировано как очевидность влияния Эль-Ниньо на региональное распределение антарктического морского льда. Наиболее сильная корреляционная связь отмечена между ледовыми условиями в юго-восточной части Индийского океана в период с апреля по октябрь и температурой морской воды в течение предыдущих 12 месяцев.

Естественно ожидать, что чем выше температура морской воды, тем больше сокращается площадь морских льдов во время «теплой» фазы ЭНЮК, на фоне выраженного северного потока в атмосфере, с переносом теплого влажного воздуха в Западную Антарктиду. Полученные связи должны быть проверены на как можно более представительном материале, включающем разные эпизоды Эль-Ниньо.

Исследование временной кросс-корреляции между положением границы антарктического морского льда и различных показателей климата, включая несколько взаимосвязанных индексов ЭНЮК, проведено в (Zhang, 2007). Аномалия северной кромки антарктического морского льда в секторах морей Амундсена, Беллинсгаузена и Уэдделла показала высокую корреляцию с индексом Эль-Ниньо<sup>3</sup>, температурой поверхности океана в Индийском секторе и атмосферными осадками в тропиках. Как и в предыдущих исследованиях, корреляционная связь распространяется на весь спектр асинхронности, т.е. смещения (отставания) исследуемых величин. Авторы делают важное замечание о том, что для идентификации причинно-следственной связи пространственно-временной квазипериодический характер аномалий льда и временной квазипериодический характер климатических индексов затрудняют определение конкретного шага временной асинхронности в качестве показателя связи между аномалией льда и показателями климата вне тропиков.

Корреляция между северной границей морского льда и аномалия детрендрованной глобальной температуры приземного слоя воздуха показали четыре модели телеконнекции

– пространственной связи (Yuan et al., 2000). Во-первых, отклик ЭНЮК обнаружен в тропической части Индийского океана. Во-вторых, отмечена связь между западной и центральной тропической частями Тихого океана, с одной стороны, и в Южном океане – с юго-восточной частью Тихого океана. В-третьих, существует Антарктический диполь через пролив Дрейка и, в-четвертых, меридионально-полосовая структура в центральной части Тихого и Атлантического океанов, простирающаяся от полярных областей до тропиков, причем сигнал найден даже в Северном полушарии. Была проведена попытка выделить области, представляющие физический смысл связи, путем расчета корреляции между полем морского льда и естественными ортогональными составляющими поля аномалий температуры воздуха. Немаловажно, что наиболее тесные связи обнаружены в центральной и восточной частях Тихого океана и море Уэдделла, а также в западной части Тихого океана.

Имеются сведения и о других последствиях таяния ледников и изменений в поле морского льда. Так, о распреснении поверхностных вод указывается в (Wong et al., 1999), смещение ареалов птиц, включая пингвинов, отмечено в (Rakusa-Sushchevski, 1998, Wilson et al., 2001, Olmastroni et al., 2004). В ряде работ показано, как аномальные условия циркуляции отдельных лет изменяют показатели коммерческого вылова криля в районе Субантарктических островов (Масленников, 2003).

Таким образом, основной причиной изменений в поле морского льда и других важных составляющих климатической системы являются крупномасштабная атмосферная циркуляция, а также ее региональное преобразование (Trenberth et al., 1987, Turner J., 2004, Мартазинова и др., 2010).

## **2. Исходные данные и методы исследования**

В данной работе исследуются многолетние колебания морских льдов в акватории моря Беллинсгаузена по различным данным – как дистанционным, так и по данным отдельной станции, с целью найти физические закономерности, при помощи которых на Украинской антарктической станции Академик Вернадский можно составлять сезонный прогноз и практические рекомендации для прогнозирования.

В работе используются наблюдения метеорологов на этой станции, проводимые как минимум раз в неделю, по единой методике ВМО, которая выдерживается со времени БАС (формат сводок «ICE»). Характеристики, используемые при визуальном анализе, – зимний припай, летние дрейфующие льды, их сплоченность по 10-балльной шкале, количество и типы айсбергов, продолжительность сезона навигации. Допустимая погрешность определения концентрации ледовых массивов оценивается в 1 балл, однако возможны большие погрешности в связи с субъективным принципом оценки, различным уровнем подготовки и т.д. Тем не менее долговременные наблюдения со стационарной точки являются для этого района уникальными, поскольку данные дистанционных систем имеются с 1979 г., а на станции Вернадский – с 1947 г., кроме того, разрешения дистанционных систем недостаточно для анализа с требуемой детализацией на местном масштабе. Косвенная характеристика ледовой обстановки – продолжительность сезона навигации – связывается обычно со временем свободного доступа научных и туристических судов в район станции Академик Вернадский, при отсутствии значительных затруднений в ледовой обстановке.

В исследовании использовались данные систем дистанционного зондирования: средней месячной границы льда, Australian Antarctic Data Centre, а также ежедневные данные Национального центра снега и льда NSIDC, США ([www.nsidc.org](http://www.nsidc.org)), 1979–2012 гг. Пространственное разрешение – 25 км, а положения кромки льда получаются путем суммирования данных во все узлах, в которых концентрация льда составляет 15% или более. Индексы циркуляции рассчитаны по данным реанализа ERA-Интерим Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды, шаг регулярной сетки 1.5°. Регион исследования и схема расчета индексов циркуляции приведены на рис. 2.

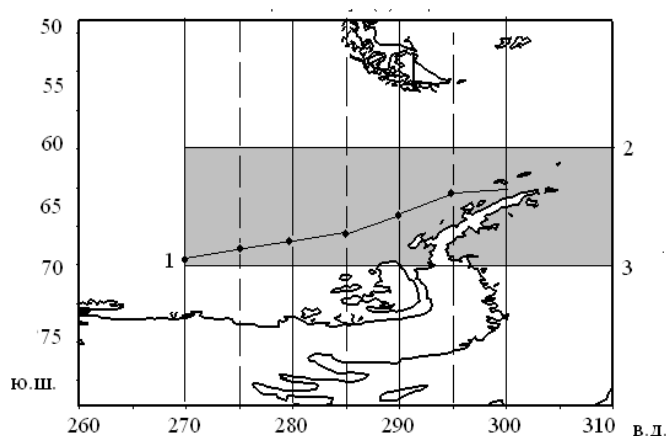


Рис. 2. Схема расчета индексов циркуляции и кромки морского льда: 1 – северная граница распространения морского льда, 2, 3 – створы (широты), вдоль которых рассчитывался индекс циркуляции (область выделена).

Значение индекса Эль-Ниньо – данные Центров климатических прогнозов ([www.cii.fent.int](http://www.cii.fent.int) и <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>)

### 3. Физико-географические и климатические особенности региона

Район исследований характеризуется существенной неоднородностью подстилающей поверхности, наличием горного рельефа, значительной изрезанностью береговой линии, многочисленными островами и архипелагами, а также оледенением разных типов. Шельфовое оледенение является отличительной особенностью восточного побережья полуострова, в то время как запад Земли Грейама характеризуется в основном открытыми берегами с выводными ледниками в заливах. Именно такое окружение характерно для станции Академик Вернадский, удаленной на 8 км от западного берега Антарктического п-ва, но подверженной становлению зимнего припайного льда. Различие типов оледенения и ледовитости, а также циркуляционных факторов обуславливает существенный метеорологический контраст в исследуемом районе, в морях Беллинсгаузена и Уэдделла. В результате средняя многолетняя температура воздуха на западном побережье Антарктического полуострова примерно на 4–6°C выше, чем на восточном; в зимний сезон разница еще больше, весь комплекс факторов создает различные состояния в поле морского льда в акватории к западу и востоку Антарктического п-ва.

Как уже отмечалось, характерной чертой современного климата региона является повышение приземной температуры воздуха. Наибольшее потепление фиксируется у западного побережья, между 65–70° ю.ш., по средним годовым данным станций Академик Вернадский и Розера (Великобритания), коэффициенты линейного тренда за 1971–2010 гг. – 0,53 и 0,70°C/10 лет. На станциях Эсперанца и Оркадас, находящихся в той же широтной зоне, к востоку от 60° з.д., потепление наиболее выражено в летние месяцы (декабрь–февраль). Повышение температуры воздуха отмечено также на станции Бельграно (0,38°C/10 лет), наиболее южной в регионе моря Уэдделла, находящейся на побережье шельфового ледника Фильхнера-Ронне. На станции Халли, наиболее восточной в исследуемом секторе, потепление в среднем за год не отмечается. Таким образом, наибольший рост температуры воздуха фиксируется у западного побережья Антарктического п-ва, и можно ожидать, что режим морского льда здесь также подвергается изменениям.

#### **4. Морской лед (по данным станции Академик Вернадский) и сопутствующие метеорологические факторы**

Сопоставим характеристики морских льдов, по наблюдениям украинских метеорологов на станции Академик Вернадский, проведенных начиная с 1996 г., с наблюдениями в течение ряда отдельных, более ранних лет, проведенных специалистами Британской Антарктической Службы начиная с 1947 г. Во все эти годы состояние морского льда в акватории станции Академик Вернадский показывает значительные межгодовые изменения. Изменения существенные: в современных условия период сохранения зимнего припая сократился практически вдвое, общее количество айсбергов увеличилось, притом что количество столовых айсбергов значительно сократилось. Общая продолжительность становления зимнего припая составляла около 60 дней в более холодные 1951–1959 годы и в отдельные последующие годы (1971, 1982, 1987), а с 1996 г. она не превышает 35 дней. Общей чертой в течение всего времени наблюдений является несколько периодов становления и вскрытия зимнего льда из-за сильного ветра и повышения температуры воздуха. Наблюдения наиболее холодного десятилетия 1950-х гг., а также наиболее холодные годы нынешней климатической эпохи показали наличие многолетнего льда, однако в условиях современного потепления преобладает однолетний (сезонный) лед. Как следует из исторических отчетов, навигация в течение холодных лет была возможна при условии ледокольной проводки. При нынешнем потеплении следует ожидать облегчения ледовых условий, однако освобождение акваторий ото льда наблюдается лишь в отдельные годы, причём сложные физико-географические условия региона усиливают степень сложности ледовой обстановки в узких проливах и прибрежных зонах.

Необходимо отметить, что структура льда в разные сезоны различна: зимой это прикрепленный к берегу припайный лед, положение которого становится более устойчивым из года в год, и летний лед – поля дрейфующих ледовых массивов, со значительными межгодовыми колебаниями внешней кромки. Отмечено, что эти колебания находятся в прямой зависимости от средней месячной температуры воздуха станции Академик Вернадский (рис. 3). Из рис. 3 видно, что минимумы температуры воздуха хорошо согласуются с максимумом продвижения льдов в 1987, 1994, 2005 гг. – сезонах с отрицательной аномалией температуры воздуха. Видно наличие значительных межгодовых колебаний, например, сложные ледовые условия 2003 года сменились в 2004 году облегченной ледовой обстановкой, а в 2005 и 2006 гг. были вновь отмечены сложные условиями, затруднившие навигацию. Продолжительность сезона навигации также зависит от ледовых условий, увеличиваясь до 4 месяцев (декабрь–апрель) при облегченной ледовой обстановке, и сокращается до полутора-двух месяцев в сезоны со сложной ледовой обстановкой. Необычно сложные ледовые условия отмечены в летнем сезоне 2011-12 г., причем они привели к нарушению в графике сезонной экспедиции на станции Вернадский. Метеорологические и синоптические условия рассматриваются ниже.

Отметим, что аналогичная высокая корреляционная связь концентрации зимнего морского льда на широте 70° з.д. и средней сезонной температуры воздуха на станции Академик Вернадский показана в работе (Turner, 2004), причем повышенная (пониженная) температура воздуха связана с низкой (высокой) концентрацией морского льда на запад от Антарктического полуострова

Еще одним фактором, сопровождающим аномалию морского льда, является температура поверхностного слоя океана, которая сохраняет инерцию более длительное время и может быть более состоятельным предиктором, чем температура воздуха. Кроме того, температура поверхности моря определяет условия таяния льда в течение переходного весенне-летнего сезона. Так, данные станции Академик Вернадский в течение месяцев теплого полугодия летних сезонов последнего десятилетия показали значительное положительное отклонение от климатической нормы, и прежде всего они связаны с режимом морского льда – его отступанием в данном регионе. Соответственно преобладает положительная аномалия температуры морской воды. Отдельные летние сезоны были разделены по знаку аномалии температуры поверхности моря (рис. 4).



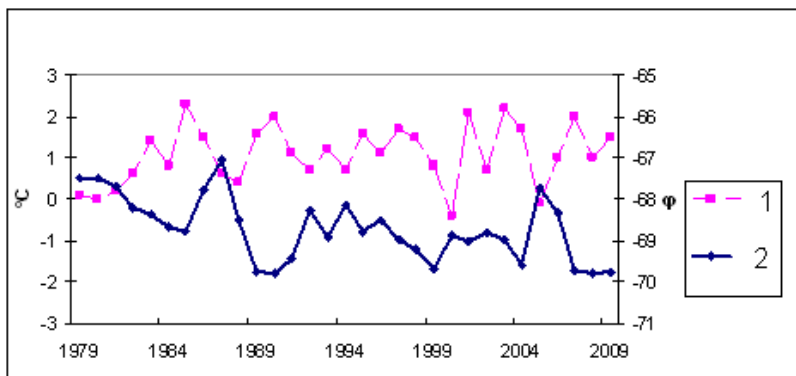


Рис. 3. Средняя температура воздуха (°C), 1 – станция Академик Вернадский, январь, 2 – северная граница морского льда на 60°з.д., январь, Australian Antarctic Data Centre (1979–2010).

Значения выше нормы зарегистрированы в течение летних сезонов 2000-01, 2002-03, 2003-04, а также сезонов пятилетия 2006-2010 гг., а значения ниже нормы были зарегистрированы в течение 1998-99, 1999-2000, 2001-02, 2004-2005 гг. (рис. 4), а также 2011-2012 гг. С учетом данных 2012 г., наиболее значительная положительная аномалия

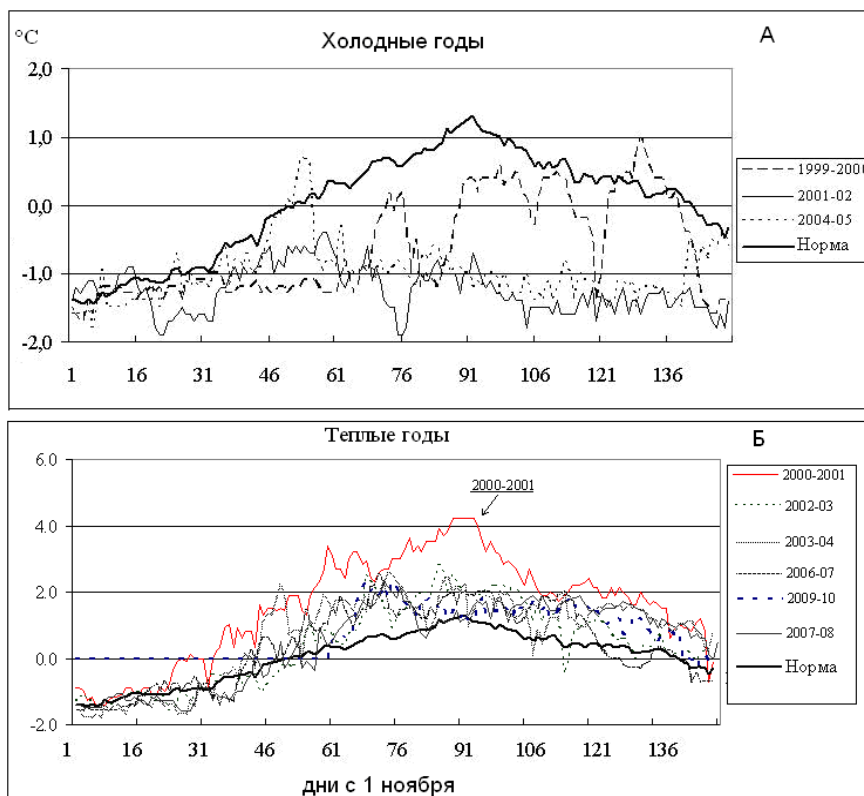


Рис. 4. Временной ход температуры морской воды (°C) по данным гидрологического поста станции Академик Вернадский в течение летних сезонов 1999–2010 гг., с 1 ноября по 15 марта. А – отрицательные аномалии, Б – положительные аномалии. Климатическая норма рассчитана за период 1997–2010 гг.

температуры морской воды зафиксирована в сезоне 2000-2001 гг., когда ее значение в январе превысило средние за десятилетие 1996–2005 гг. на 1,5 °С (Попов и др., 2003). Как указывалось выше, наличие положительных аномалий температуры морской воды вместе с потеплением нижней атмосферы влияет, кроме наземного оледенения и изменения режима морских льдов, на состояние земных и водных экосистем (Масленников, 2003). В частности, за время существования станции Вернадский отмечаются расширение ареала пингвинов Папуа, которые приспособлены к обитанию в более теплых условиях, и сокращение численности пингвинов Адели (Пекло, 2007).

Особенностью теплых сезонов является устойчивый переход температуры морской воды через нулевую отметку в середине декабря, с дальнейшим повышением с середины января. Напротив, в течение холодных лет устойчивого перехода через нулевую отметку не происходит, а характерной особенностью являются периоды колебаний с отсутствием выраженного сезонного повышения. Необходимо отметить, что усложнение ледовой обстановки в последние годы наблюдается на фоне стабилизации повышения приземной температуры воздуха.

Анализ межгодовых колебаний северной границы распространения морских льдов к западу Антарктического полуострова показывает незначительное отступление в зимний сезон и более ощутимое отступление летом со статистически значимым трендом (рис. 5). Наибольшее отступление отмечено в последнее десятилетие на долготах западнее 60° з.д., т.е. в непосредственной близости от станции Вернадский. В последнее десятилетие наблюдаются отдельные максимумы, создающие межгодовые колебания. Таким образом, в последнее десятилетие отмечается как снижение концентрации морских льдов к западу от побережья Антарктического п-ова, так и отступление северной кромки. Переходя к поиску возможных предикторов, укажем, что на долготе 70° з.д. достигается максимальная асинхронная корреляция с температурой воздуха в секторе, ближайшем к району станции Вернадский (рис. 6).

## 5. Схема прогноза

В результате анализа список предикторов составили температура воздуха и поверхности моря, синхронная и асинхронная, данные станции Академик Вернадский, положение северной кромки льда в предыдущие моменты на месячном интервале времени. Кроме того, в качестве предиктора включаются индекс Эль-Ниньо 1-2, который показал хорошую корреляционную связь с температурой воздуха на станциях Антарктического полуострова, а также индексы циркуляции, отражающие интенсивность градиентов зонального и меридионального переноса. Индексы циркуляции рассчитывались по створам (долготам) между 60 и 70° з.д., согласно схеме (рис. 2). Таким образом, отобраны потенциальные предикторы для построения схемы прогноза северной кромки морского льда в регионе.

На первом этапе по средним месячным данным индекса Эль-Ниньо 1-2, меридионального индекса и асинхронной корреляции с температурой воды в секторе моря Беллинсгаузена, ближайшем к станции Вернадский, получено диагностическое уравнение для ноября, разделяющее состояния в ледовой обстановке на аномальную, или сложную, и облегченную. В терминах температуры морской воды имеем холодный и теплый сезон соответственно.

Уравнение дискриминантной функции имеет вид

$$L_1 = 0.25 I_{1-2} - 0.13 I_M - 0.18 T_{t-1} - 0.21, \quad (1)$$

где  $I_{1-2}$  – индекс Эль-Ниньо 1-2,  $T_{t-1}$  – аномалия температуры морской воды в предшествующий месяц,  $I_M$  – индекс меридиональности на 60° з.д.

Если  $L > 0$  – имеем положительную аномалию морского льда (больше льда), если  $L < 0$  – отрицательную (меньше льда), для данного месяца (ноябрь).

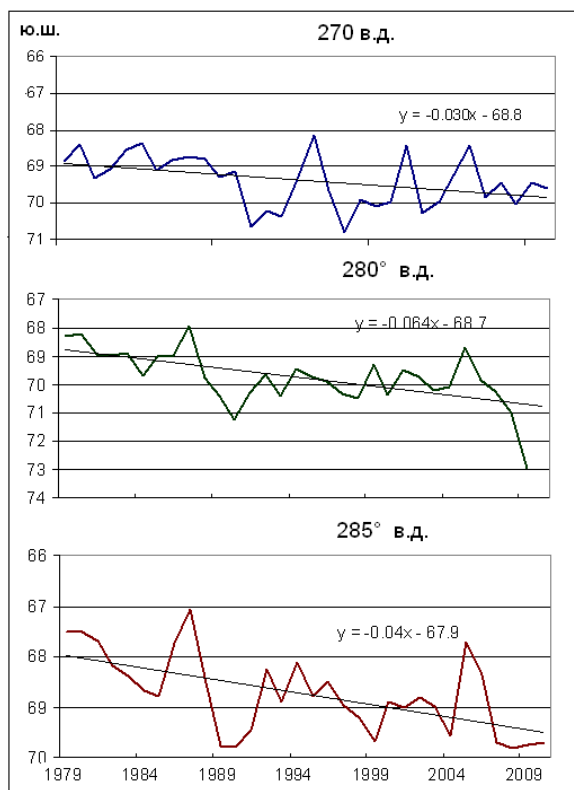


Рис. 5. Изменение северной границы морского льда на долготах 70-90° з.д., 1979–2010 гг., январь.

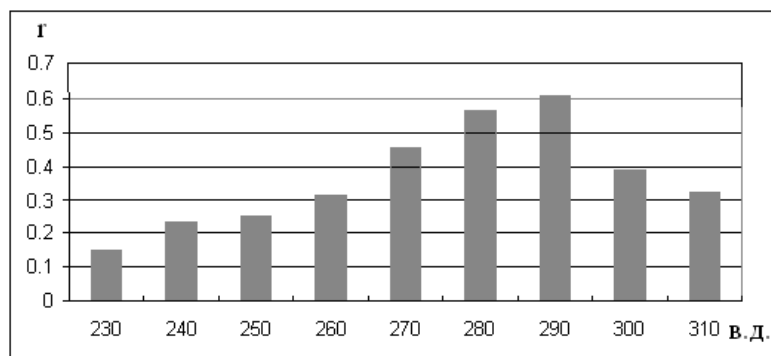


Рис. 6. Асинхронная корреляция кромки льда на долготах 50-130° з.д., декабрь, и температуры воздуха (°С) в январе в районе станции Академик Вернадский.

Отметим также, что при необходимости составления прогноза более ранней заблаговременности прогностическое значение индекса Эль-Ниньо может быть получено за 3–6 месяцев по данным Центров климатических прогнозов ([www.cifent.int](http://www.cifent.int) и <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>). Температура воздуха на станции Вернадский может быть предсказана за 2-3 мес. (Мартазинова, 2010).

Далее, внутри каждой градации состояния морского льда строятся уравнения регрессии с использованием суточных данных и полученных выше корреляционных связей между

температурой морской воды и кромкой морского льда, а также автокорреляция его северной кромки. Необходимо учесть различную длину реализаций разных сезонов, т.к. в течение исследуемого периода теплых было отмечено 15, а холодных – 10. Поэтому соотношения, использующие средние месячные величины, ограничены длиной зависимой выборки. Кроме того, как предикторы, отвечающие за циркуляцию и температуру, так и предиктант подвержены внутримесячной изменчивости, и в практических целях необходимо иметь прогноз в пределах отдельного месяца. Поэтому при составлении расчетов использовались суточные данные, в частности скользящая корреляция с постоянным окном 14 до 31 дней, что позволило уравнивать порог статистической значимости.

На рис. 7 представлена корреляционная связь между средней суточной температурой морской воды и северной кромкой морского льда для ноября, а на рис. 8 – автокорреляция кромки морского льда на долготе 70° з.д., в зависимости от типа температурного режима. Видна достаточно выраженная инерция процесса, по крайней мере в течение 30 дней, что учитывается при составлении схемы прогноза.

Коэффициенты корреляций между предиктантом и предикторами для различных состояний в поле морского льда представлены в таблице. Все исследуемые величины лучше коррелируют между собой в теплом сезоне, причем наибольшая связь обнаружена между предиктантом и температурой морской воды (–0.84), а также между температурой воздуха и воды ( $r = -0.77$ ).

Таблица

**Коэффициенты корреляции между предиктантом ( $X_{л}$ , северная граница льда на 70° з.д., +1 мес.) и предикторами, ноябрь 1980–2010 гг., холодный сезон – верхняя строка, теплый сезон – нижняя строка**

Предикторы	$T_{в}$	$T_{м}$	$I_{з}$	$I_{м}$
$X_{л}$	<b>-0.42</b>	-0.37	<b>0.46</b>	0,32
	<b>-0.77</b>	<b>-0.84</b>	<b>0.67</b>	0,28
$T_{в}$	1	0.34	0,32	0,23
		<b>0.78</b>		0,12
$T_{м}$	0.34	1	0,24	0,30
	0.78		0.32	0,21
$I_{з}$	<b>0.46</b>	0,24	<b>1</b>	0,36
	<b>0.67</b>	0.32		0,33

Примечание. Выделены статистически значимые коэффициенты (95%-й уровень значимости).  $T_{в}$  – температура воздуха,  $T_{м}$  – температура морской воды,  $I_{з}$  – индекс зональной циркуляции,  $I_{м}$  – индекс меридиональной циркуляции.

Для теплого сезона в значительной степени выражена взаимная коррелированность предикторов, в то же время в холодном сезоне она меньше. Необходимо учесть, что максимум температуры воздуха и воды достигается при достижении южного края ледового покрова, т.е. при максимальном его отступании к берегу, что не отмечается в течение холодного сезона. Немаловажно, что в течение холодного сезона усиливается корреляция между предиктантом и индексом зональности, которая отражает влияние поля ветра, а именно его восточной составляющей, на сохранение аномальной кромки льда. Меньшая коррелированность  $I_{з}$  с остальными предикторами позволяет включить его в схему прогноза.

Уравнение регрессии для прогноза положения северной кромки льда, месячной заблаговременности, для ноября, холодный сезон (аномальная ледовая обстановка), имеет вид:

$$X_{л(t+1)} = 0.42 X_{л} - 0.49 I_{з} + 0.19, \quad (2)$$

а уравнение для прогноза положения кромки льда, теплый сезон (облегченная ледовая обстановка), имеет вид:

$$X_{л(t+1)} = 0.34 X_{л} - 0.62 T_{в} + 0.25, \quad (3)$$

где  $X_{л}$  – положение северной кромки льда в предыдущий месяц,

$I_3$  – индекс зональной циркуляции,

$T_{в}$  – температура морской воды в исходный месяц.

Отметим, что приведенные уравнения отражают общую зависимость и различие влияющих факторов в разных состояниях в поле морского льда. Общей закономерностью является инерция процесса, а различием – влияние ветрового потока при сохранении сложной ледовой обстановки.



Рис. 7. Асинхронная корреляция средней суточной температуры морской воды (°С) и кромки морского льда на долготе 70° з.д. Дни: 0–1 ноября.

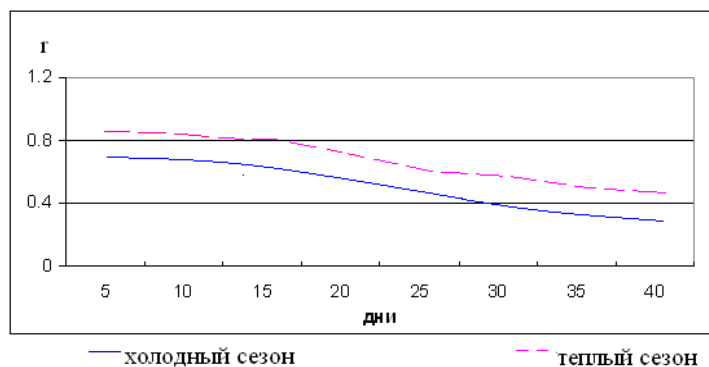


Рис. 8. Автокорреляция кромки морского льда на долготе 70° з.д., с 15 ноября.

С декабря корреляция предиктанта с  $I_3$  становится незначимой, поэтому для прогноза с 1 декабря используется соотношение, учитывающее зависимость температуры морской воды и будущего положения аномалии северной границы льда.

В связи с установленным временным смещением корреляционной связи температура – морской лед наиболее оптимально прогноз следует составлять на третью декаду месяца от текущей, по данным накопленной суточной аномалии температуры воздуха (рис. 9). На рисунке представлены прогностические графики для прогноза на последнюю декаду декабря и января, по фактическим данным температуры морской воды на станции Академик Вернадский. Отметим, что в теплом сезоне стартовой точкой отсчета накопленной суточной аномалии температуры воздуха является устойчивый переход через 0°С. Видно, что в холодном сезоне, в декабре, сначала происходит некоторое наступление ледового покрова, а затем – стабилизация на одной широте, при дальнейшем накоплении отрицательной температуры. В январе, после стабильной фазы, при накоплении отрицательной температуры

происходит отступление кромки морского льда в пределах  $1^\circ$  широты, поскольку его концентрация уменьшается из-за влияния других факторов – адвекции, солнечной радиации. В условиях нарастающей положительной аномалии суточной температуры воздуха в январе происходит отступление северной кромки льда, на  $2-3^\circ$  широты, что является признаком освобождения акватории станции Вернадский от ледовых массивов.

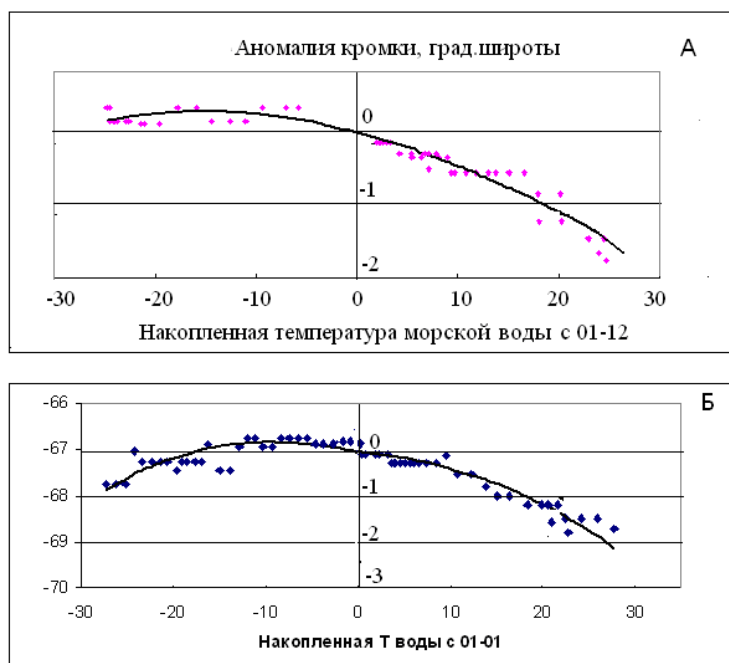


Рис. 9. Накопленная суточная аномалия температуры морской воды, станция Академик Вернадский, и будущее положение северной кромки льда на 3-ю декаду месяца. А – декабрь, Б – январь.

Проверка метода была ограничена данными о кромке льда с 1979 г., получаемыми из источников дистанционного зондирования. В качестве предикторов использовались показатели температуры по данным станции Вернадский, а также ряд индекса зональности по реанализу ERA-Интерим. Успешность альтернативного метода прогноза аномалии ледовой обстановки, рассчитанная на третью декаду месяцев на зависимом материале по графикам рис. 9, оценивается в 84%, причем прогноз облегченной ситуации в ледовом покрове (86%) несколько более успешен, чем сложной (74%).

Эффективность прогноза по отдельным декадам внутри месяца показала наилучшие результаты: для теплого периода последней декады ноября – первой и второй декады декабря, и для холодного сезона – для декабря – первой декады января.

Для продления прогноза на февраль–апрель можно использовать асинхронную корреляцию с индексом Эль-Ниньо в начальной фазе развития явления (рис. 10). Важное прогностическое значение имеет сохранение знака индекса Южного колебания и его откликов в региональных показателях на масштабе сезона-полугодия, что в таком случае позволяет составить прогноз на начало осени. Значимая положительная корреляция имеется в феврале и сохраняется к третьему месяцу года, свидетельствуя о том, что при реализации теплой (холодной) фазы Эль-Ниньо ожидается облегченная (сложная) ледовая обстановка. Немаловажно, что коэффициент корреляции в апреле имеет обратный знак, хоть и статистически незначимый.

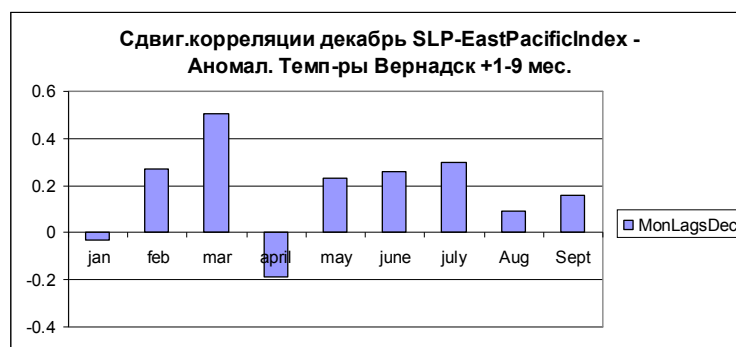


Рис. 10. Коэффициент корреляции между индексом ЭНЮК 1-2 и температурой воздуха на станции Академик Вернадский, 1979–2010 гг. Статистически значимый на 95% уровне значимости  $r = 0.36$ .

Для примера составления прогноза на независимом материале покажем последовательность действий в сезоне 2011-2012 гг. Диагноз явления Эль-Ниньо показал развитую с начала 2011 года холодную фазу (Ла-Нинья), и по данным большинства индексов Эль-Ниньо на конец года приходится максимум развитой фазы, при этом индекс Эль-Ниньо 1-2 положителен. С использованием данных температуры воздуха на станции Вернадский и индекса циркуляции по расчетной формуле (1) получаем  $L > 0$  и определяем холодное состояние в начале летнего сезона, при котором возможно развитие аномалии в поле морского льда.

Далее по формуле (2) определяем сохранение аномалии до начала декабря 2012 г. По графикам рис. 9 рассчитываем подекадное положение кромки льда, получаем аномальное состояние до конца года, с возможным отступанием в пределах  $0.7^\circ$  долготы.

#### 6. Анализ метеорологических и синоптических условий летнего сезона 2012 г.

Рассмотрим изменение температуры воздуха внутри месяцев, в течение которых регистрировалась исследуемая ледовая аномалия. В ноябре-декабре 2011 г. отмечен отрицательный внутримесячный тренд, в противоположность среднему климату, рис. 11. Отмеченный в начале декабря переход через нулевую отметку сменился отрицательной тенденцией, что привело к возврату к отрицательным значениям во второй половине месяца. Анализ изменения температуры воздуха внутри месяцев начала 2012 г. показал, что в январе и феврале средняя суточная температура воздуха отмечалась преимущественно ниже средних многолетних значений, причем временный переход через  $0^\circ\text{C}$  отмечен в первой половине февраля, рис. 12. Температура морской воды практически все время сохраняется ниже нулевой отметки, вплоть до марта 2012 г., и в это же время граница морского льда остается практически неизменной. Сложные ледовые условия, имевшие место в течение летнего сезона 2012 г. в акваториях станции Вернадский, вызвали нарушения в графике судоходства и проведения сезонной экспедиции – станция была практически недостижима морским путем до конца февраля. Данная аномалия оказалась наиболее значительной начиная с 2002 г.

Синоптическая ситуация характеризуется преобладанием области повышенного давления в Тихоокеанском секторе, меридиональным преобразованием в секторе моря Беллинсгаузена и доминирующим южным-юго-западным переносом в районе Антарктического полуострова, рис. 13. Конкретные региональные условия связаны с воздействием на полуостров тыловой части циклона с центром над морем Уэдделла и области повышенного давления блокирующего типа с отдельным центром в западном секторе Антарктики, в зоне  $100\text{--}120^\circ$  в.д.

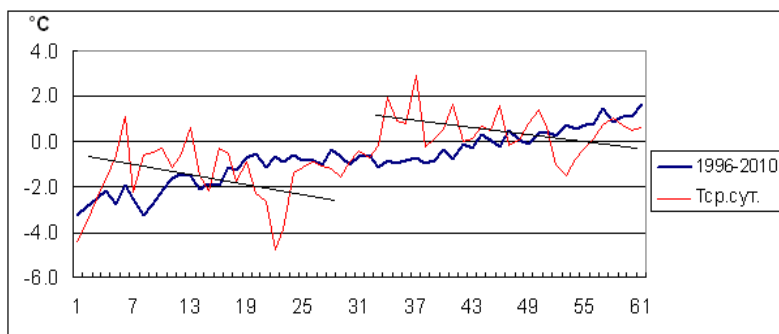


Рис. 11. Средняя суточная температура воздуха (°C), ноябрь-декабрь 2011 г. Станция Академик Вернадский.

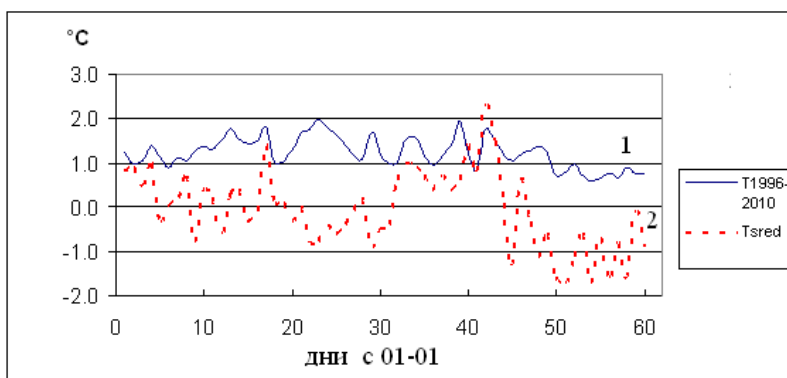


Рис. 12. Средняя суточная температура воздуха (°C), климатический период 1996–2010 (1), январь-февраль 2012 гг. (2), станция Академик Вернадский.

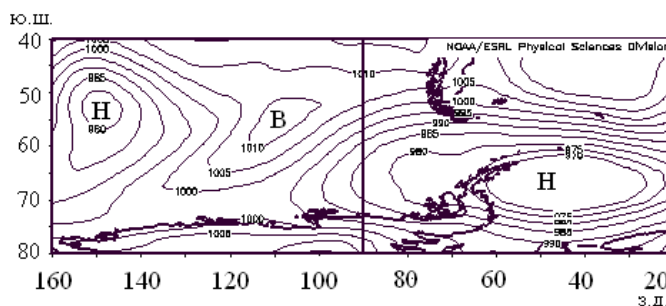


Рис. 13. Поле давления наиболее вероятного класса (гПа), февраль 2012 г.

Описанная синоптическая ситуация и связанные с ней погодные условия нетипичны для середины летнего сезона в районе станции Академик Вернадский. Как было показано в монографии (Мартазинова, 2010), эталонным синоптическим процессом в месяцах летнего сезона является область пониженного давления над морем Беллинсгаузена с адвекцией тепла, причем обеспеченность эталонного поля в 1990-х гг. превышала 90% в феврале, отражая его устойчивость во времени.

Поскольку преобладающий синоптический процесс анализируемого года отличается от эталонного поля давления, полученного для 1991–2000 гг., можно заключить, что получен новый, наиболее вероятный тип барического поля в летний сезон. Данное поле дополнит



архив эталонных полей давления и может быть использовано для дальнейшего совершенствования методов прогноза. Если учесть, что эталонные поля, рассчитанные в (Мартазинова и др., 2010 и 2008), относятся к десятилетию 1991–2000 гг. – наиболее теплому в исследуемом районе, то идентификация нового эталонного поля в последние годы может свидетельствовать о происходящем изменении регионального климата. Описанный синоптический процесс формирует отрицательную аномалию температуры воздуха в течение месяцев летнего сезона, подтверждая наметившуюся тенденцию к стабилизации дальнейшего потепления в регионе. Отметим также, что формирование области повышенного давления на значительном пространстве Тихого океана и циклогенеза к востоку от Антарктического полуострова связано с изменением знака преобладающей фазы Эль-Ниньо (с 2007 г.).

## 7. Обсуждение

Основным вопросом с климатологической точки зрения является связь повышения температуры и изменения в поле морского льда. Дистанционные данные о состоянии морского льда стали доступны только в конце 1970-х годов – с начала современного потепления. С тех пор площадь и концентрация морского льда в Антарктике возрастают, в то время как к западу от полуострова снижаются. Таким образом, тенденции изменчивости морского льда в Антарктике зависят от конкретного региона – если в целом по ЮПО он растет, то в акваториях к западу Антарктического полуострова убывает. В этом районе очевидна зависимость от регионального потепления, однако она также усиливается под влиянием поля ветра, учитывая изменение в циркуляции атмосферы

Полученные схемы прогноза подтверждают зависимость распространения морского льда от комплекса метеорологических величин, а также отражают инерцию процесса, связанного с сезонной эволюцией ледовых покровов

Дополнительно опишем роль морского льда в свете современного потепления, по данным наблюдений и по результатам моделирования, представленных в отчетах Межправительственной группы по изменению климата (IPCC). В условиях современного климата, связанного с потеплением в конце XX – начале XXI столетия, преобладали положительные аномалии температуры морской воды в исследуемом регионе вместе с отступанием морского льда и сокращением наземных форм оледенения. Все факторы в сочетании привели к изменениям в состоянии водных и наземных экосистем (Масленников, 2003). Появление отрицательной аномалии температуры в последние годы, связанной с аномальным продвижением морского льда, вместе с ранее полученным выводом об ослаблении летней абляции на ледниковом куполе о. Галиндез (Грищенко и др., 2005) могут свидетельствовать о переходе региональной климатической системы в новое состояние на фоне стабилизации роста приземной температуры воздуха, которая, тем не менее, остается выше норм, рассчитанных для климатических периодов второй половины XX века.

Что касается прогностических соображений, приведенных в отчетах IPCC относительно изменения морского льда в условиях потепления, отметим выводы о некоторых ограничениях данного вида анализа (Trenberth et al., 2007). Прежде всего, большинство моделей имеют проблемы в воспроизведении фактического состояния Южного океана. В частности, они обычно переоценивают общую изменчивость морского льда и демонстрируют большие ошибки в региональном распределении, а также выявляют обратные тенденции в распространении морского льда по сравнению с наблюдаемыми в течение последних 25 лет в большинстве секторов Антарктики. Так, средняя годовая площадь морского льда в Южном океане в моделях общей циркуляции по известному сценарию A1B сокращается на 1.5% в год. Наибольшие отрицательные тренды найдены в акваториях морей Амундсена и Беллинсгаузена и в секторе моря Уэдделла, кроме зоны, непосредственно прилегающей к восточному побережью Антарктического полуострова.

Период, по которому в нашем распоряжении имеются надежные наблюдения, является относительно коротким. Таким образом, нет гарантии, что этот период достаточно

представителен для оценки изменчивости климата в Южном океане. Также маловероятно, что этот короткий период наблюдений может быть использован для верификации моделей.

Модели также показывают значительные различия в воспроизведении Антарктического циркумполярного течения, а также вертикального перемешивания в Южном океане, что делает затруднительным получение надежных выводов о роли океана в будущем изменении ледового покрова.

Даже если температура воздуха будет повышаться в равной степени во всех акваториях, покрытых в конце двадцатого века морским льдом, ее рост в областях, где она уже близка к нулю, будет иметь гораздо большее влияние на концентрацию морского льда, чем повышение в регионе, где температура ниже нуля по Цельсию. Это объясняет, почему изменения морского льда в южном секторе моря Росса и у юго-восточного побережья Антарктического полуострова происходят в много меньшей степени, чем в других акваториях. Кроме того, западные акватории моря Росса и Уэдделла характеризуются импортом льда из более южных, холодных регионов с высокой концентрацией морского льда, и прогнозируемые изменения также как правило занижены.

## 8. Выводы

В отличие от Арктики, площадь морского льда в Антарктике увеличивается в большинстве месяцев года, причем наибольший рост отмечен в марте–мае – осеннем сезоне. В течение летнего сезона в акваториях к западу от Антарктического п-ва обнаружено многолетнее отступление морского льда на фоне значительных межгодовых колебаний.

Для района станции Вернадский характерен годовой ход форм морских льдов, а преобладание той или иной формы зависит от аномалии температур воздуха, прежде всего в течение переходного периода, а также от преобладающей циркуляции в нижней тропосфере.

В процессе исследования обнаружен потенциал сезонной предсказуемости аномалии ледового покрова в акваториях, непосредственно примыкающих к станции Академик Вернадский. Во многом он связан с инерцией метеорологического процесса, создающего прямую физическую связь между температурой и морским льдом, на фоне определенной фазы атмосферного процесса, связанного с Эль-Ниньо. На формирование и сохранение аномалии морского льда влияет также и направление преобладающего в регионе потока.

Детально проанализирована ледовая аномалия летнего сезона 2012 г., которая значительно затруднила нормальное проведение сезонной экспедиции на станции Вернадский. Построены прогностические регрессионные схемы, позволяющие диагностировать и прогнозировать аномалию ледовой обстановки в течение летнего сезона.

Для прогноза аномалии морского льда необходимо придерживаться следующей последовательности действий:

- диагностировать явление Эль-Ниньо, его фазу, момент начала, продолжительность, сопоставить преобразование атмосферной циркуляции с полученными типами синоптических процессов;
- проанализировать режим температуры воздуха на станции Академик Вернадский в зимний и весенний сезоны (июль–октябрь), отметить переход через 0°C;
- в конце весеннего сезона, в ноябре, проанализировать аномалию температуры морской воды в обозначенное время перехода на летний режим, уточнить положение кромки льда в октябре-ноябре по суточным данным.

Значительное продвижение кромки льда и отрицательная аномалия температуры воздуха или воды в течение нескольких последовательных месяцев свидетельствуют о возможном сохранении сложной ледовой обстановки. Дополнительным признаком является значение индекса зонального переноса в море Беллинсгаузена, соответствующее южной или восточной составляющей преобладающего ветра.

### Литература

1. **Атлас океанов.** Антарктика. ГУНО МО РФ. – С.-Петербург. – 2005. – 324 с.
2. **Булгаков М.П., Артамонов Ю.В., Грищенко В.Ф.** и др. Особенности ледовых условий в районе Антарктического полуострова и моря Скотия осенью 1998 г. по данным Второй украинской антарктической экспедиции. Докл. НАН Украины, N 2, 2000. – С. 107–110.
3. **Грищенко В.Ф., Тимофеев В.Е.** Реакции компонентов гляциосферы на изменения климата в районе Антарктического полуострова // Укр. Антарк. Журнал. – 2005. – № 3. – С. 99–107.
4. **Г.В. Груза, Е.Я. Ранькова, Е.В. Рочева.** Крупномасштабные колебания атмосферной циркуляции в Южном полушарии и их влияние на изменение климата в некоторых регионах планеты в XX столетии. Метеорология и гидрология. – 2007, N. 7. – С. 5–17.
5. **Режим и эволюция** полярных ледниковых покровов // Под. ред. В.М. Котлякова. СПб: Гидрометеоздат, 1992. 232 с.
6. **Мартазинова В.Ф., Тимофеев В.Е., Иванова Е.К.** Состояние циркуляции нижней тропосферы Южной полярной области в период современного потепления. // Укр. Антарктический журнал, № 6-7. – 2008. – С. 175–183.
7. **Мартазинова В.Ф., Тимофеев В.Е., Иванова Е.К.** Атмосферная циркуляция Южной полярной области и климат Антарктического полуострова. Киев. – 2010. – 92 с.
8. **Климатический режим Арктики** на рубеже XX и XXI вв. С.-Пб., Гидрометеоздат. 1991. – 201 с.
9. **Масленников В.В.** Климатические колебания и морская экосистема Антарктики. Москва, Изд. ВНИРО. 2003. – 285 с.
10. **Пекло А.М.** Птицы Аргентинских островов и острова Питерман. Кривой Рог, Минерал. 2007. – 268 с.
11. **Попов В.И., Скрыпник В.В.** Антаркт. журнал. – 2003. – № 1. – С. 79–84.
12. **Carleton A.M.** Antarctic sea – ice relationships with indices of the atmospheric circulation of the Southern Hemisphere // *Climate Dynamics*. – 1989. – 3. P. 207–220.
13. **Cavaliere, D.J., C.L. Parkinson, Vinnikov K.Y.** 30-year satellite record reveals contrasting Arctic and Antarctic decadal sea ice variability. *Geophysical Research Letters*. 2003. doi:10.1029/2003GL018031
14. **Gillett N.P., Kell T.D., Jones P.D.** Regional climate impacts of the Southern Annular Mode // *Geophysical research Letters*, 2006. – Vol. 34: L23704, doi: 10.1029/2006GL027721.
15. **Harangozo S.A.** Atmospheric meridional circulation impacts on contrasting winter sea ice extent in two years in the Pacific sector of the Southern Ocean // *Tellus*. 1997. – 49(3). – P. 388–400.
16. **Harangozo S.A.** A search for ENSO teleconnections in the west Antarctic Peninsula climate in Austral winter // *International Journal of Climatology*. 2000. 20. – P. 663–679.
17. **Heap J.A.** Antarctic pack ice. In: *Antarctica*, Hatherton T (ed.). Praeger. 1965. – P. 187–196.
18. **Hinzmann L.D.,** and other 36 authors. 2005. Evidence and implications of recent climate change in Northern Alaska and other Arctic regions. *Climatic Change*, 72. – P. 251–298.
19. **Holland Paul R.,** Kwok Ron. Wind-driven trends in Antarctic sea-ice drift // *Nature Geoscience*. 2012. – 5. – P. 872–875.
20. **Kawaguchi, S., Nicol S., Taki K.** and Naganobu M. Fishing ground selection in the Antarctic krill fishery: trends in patterns across years, seasons and nations. *Commission for the Conservation of Antarctic Marine Living Resources Science*, 2006. – 13. – P. 117–141.
21. **King J.C., Harangozo S.A.** Climate change in the western Antarctic Peninsula since 1945: observations and possible causes // *Annals of Glaciology*. 1998. – 27. – P. 571–575.
22. **Kwok R., Comiso J.C.** Spatial patterns of variability in Antarctic surface temperature: connections to the Southern Hemisphere Annular Mode and the Southern Oscillation // *Geophys. Res. Lett.* July 2002. – 29. – P. 50-1–50-4.
23. **Van Loon H., Shea D.J.** The southern oscillation part IV: the precursors south of 15 °S to the extremes of the oscillation // *Monthly Weather Review* 1985. 113. – P. 2063–2074.

24. **Marshall G.J., Orr A., van Lipzig N.P.M.**, King J.C. 2006. The impact of changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula summer temperatures, *Journal of Climate*, 19. – P. 5388–5404.
25. **Massom R.A., Stammerjohn S.E., Smith R.C.**, Pook M.J., Iannuzzi R.A., Adams N., Martinson D.G., Vernet M., Fraser W.R., Quetin L.B., Ross R.M., Massom Y. and Krouse H.R. Extreme anomalous atmospheric circulation in the West Antarctic Peninsula region in Austral Spring and Summer 2001/02, and its profound impact on sea ice and biota // *Journal of Climate*, 2006. – 19(15). – P. 3544–3571.
26. **Olmastroni, S., Pezzo F., Volpi V.**, and Focardi S. Effects of weather and sea-ice on the reproductive performance of the Adélie penguin at Edmonson Point, Ross Sea. *Commission for the Conservation of Antarctic Marine Living Resources / Science*. – 2004, 1. – P. 99–109.
27. **Parkinson C.L. and Cavalieri D.J.** Antarctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // *The Cryosphere*, 2012, 6. – P. 871–880.
28. **Rakusa-Sushchevski S.** Differences in the hydrology, biomass, and species distribution of plankton, fishes and birds in the Bransfield Strait and Drake Passage during FIBEX 1981 and SIBEX 1983/84. In *Antarctic ocean and resources variability*. Springer Press. – 1998. P. 214–218.
29. **Renwick J.A.** ENSO-related variability in the frequency of South Pacific blocking // *Monthly Weather Review* 1998. – 126. – P. 3117–3123.
30. **Simmonds I., Jacka T.H.** Relationships between the interannual variability of Antarctic sea ice and the southern oscillation // *Journal of Climate* 1995. – Vol. 8. – P. 637–647.
31. **Stammerjohn S.E., Drinkwater M.R., Smith R.C.**, Liu X. Ice-atmosphere interactions during sea-ice advance and retreat in the western Antarctic Peninsula region (1978–2012) // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2003. – Volume 108. Issue C10.
32. **Trenberth K.E., Jones P.D., Ambenje P.**, Bojariu R., Easterling D., Klein Tank A., Parker D., Rahimzadeh F., Renwick J.A., Rusticucci M., Soden B., Zhai P. – Observations: Surface and Atmospheric Climate Change // *Climate Change 2007: the Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press, Cambridge UK and New York, NY, USA, 2007. P. 236–432.
33. **Trenberth K.E., Shea D.J.** On the evolution of the southern oscillation // *Monthly Weather Review* 1987. – 115. – P. 3078–3096.
34. **Turner J.** The El-Niño and Antarctica // *International Journal of Climatology*. 2004. – 24. – P. 1–32.
35. **Turner J., Comiso J.C., Marshall G.J.**, Lachlan-Cope T.A., Bracegirdle T., Maksym T., Meredith M.P., Wang Z., Orr A. Non-annular atmospheric circulation change induced by stratospheric ozone depletion and its role in the recent increase of Antarctic sea ice extent. *Geophysical Research Letters*, 2009. – DOI: 10.1029/2009GL037524
36. **Vaughan, D.G., and Doake C.S.M.** Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula // *Nature*, 1996. – 379. – P. 328–331.
37. **Weatherly J.W., Walsh J.E., Zwally H.J.** Antarctic sea ice variations and seasonal air temperature relationships // *Journal of Geophysical Research*. 1991. – 96. – P. 15119–15130.
38. **Wilson, P.R., Ainley D.G., Nur N.**, Jacobs S. S., Barton K. J., Ballard G., Comiso J.C. Adelie penguin population change in the pacific sector of Antarctica: relation to sea-ice extent and the Antarctic Circumpolar Current // *Marine Ecology-Progress Series*, 2001. – 213. – P. 301–309.
39. **Wong, A.P.S., Bindoff, N.L. & Church, J.A.** Large-scale freshening of intermediate waters in the Pacific and Indian oceans // *Nature*. – 1999. – 400. – P. 440–443.
40. **Yuan, X., and Martinson D.G.** Antarctic sea ice extent variability and its global connectivity // *J. Clim.*, 2000. – 13. – P. 1697–1717.
41. **Zhang, J.L.** Increasing Antarctic sea ice under warming atmospheric and oceanic conditions // *J. of Climate*. 2007. – 20. – P. 2515–2529.