

## ОСНОВНАЯ ИДЕЯ ПРОЕКТА

Проект посвящен изучению интерактивной системы "Индоокеанский диполь – Эль Ниньо–Южное колебание" (ИОД – ЭНЮК) и ее проявлению в Европейском регионе. Эта система представляет один из основных сигналов в системе "океан-атмосфера" межгодового масштаба. Взаимодействие двух этих мод – ЭНЮК и ИОД является одной из фундаментальных проблем современной климатологии, актуальность изучения которой не вызывает сомнений. Кроме того, влияние ИОД на климат Европы, в отличие от его региональных проявлений в странах Индоокеанского бассейна, практически не изучено, что также говорит о важности этого исследования. В связи с этим, первая проблема которая исследовалась заключалась в следующем. Первоначально считалось, что характерный временной масштаб ИОД определяется фазовой скоростью планетарных волн в экваториально-тропической зоне Индийского океана, генерируемых на границе Индийского и Тихого океанов, и тесно связан с событиями Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК). Однако, современные исследования говорят, что только около 50% событий ИОД происходят одновременно с ЭНЮК. Возникает вопрос: почему не все тихоокеанские аномалии, формирующиеся в период событий ЭНЮК, сопровождаются Индоокеанским диполем? Для ответа на этот вопрос авторами была выдвинута гипотеза, которая могла бы объяснить возникновение независимых от ЭНЮК событий ИОД: распространение термических аномалий в экваториально-тропической зоне Индийского океана в зональном направлении контролируется не только величиной скорости планетарных волн, но и скоростью зональных течений. В некоторые сезоны скорость зональных течений может совпадать с фазовой скоростью планетарных волн (определяющих скорость перемещения аномалий с востока на запад) и возможно формирование так называемого критического слоя. В этом слое энергия может поступать от среднего течения к растущим волновым возмущениям, что свидетельствует о неустойчивости средней циркуляции. Эта неустойчивость (развивающаяся главным образом в области Южного пассатного течения) и может быть причиной развития независимых от ЭНЮК событий ИОД. Для проверки этой гипотезы авторами были выполнены предварительные оценки скорости зональных течений, фазовых скоростей планетарных волн и распространения термических аномалий в Индийском с использованием данных океанического ре-анализа ORA-S5 (Ocean Reanalysis System 5) по меридиональным разрезам в экваториально-тропической части Индийского океана. Эти оценки показали реалистичность выдвинутой гипотезы.

Вместе с тем, в работе рассматривается и другая проблема, а именно влияние событий ИОД на климат Европы, которое в последнее время обращает на себя все более пристальное внимание со стороны научного сообщества. Рост интереса к исследованию этого вопроса, в первую очередь, вызван аномальным изменением метеорологических параметров над Европой в начале 2000-х гг. Аномалии такого типа могут проявляться в поле приземной температуры воздуха летом и частично осенью, и получили название «heat wave» (тепловая волна). Известно, что в осенне-зимний период аномальность гидрометеорологических условий над Европейским регионом в значительной степени обусловлена Североатлантическим колебанием (САК) и Эль-Ниньо Южным колебанием (ЭНЮК). Но это влияние не объясняет аномалии температуры и других гидрометеорологических параметров в летние месяцы. Можно предположить, что летом изменчивость полей температуры над Европой объясняется влиянием других осцилляций, включая ИОД. В связи с удаленностью Индоокеанского региона, одним из наиболее вероятных механизмов влияния ИОД может быть воздействие экваториального океана на внетропические атмосферные процессы посредством распространения возмущений (в виде волн Россби или аномальной вихревой активности) из зоны повышенной конвекции, возникающей во время положительной фазы ИОД над Северной Африкой. Вследствие этого можно ожидать, что ИОД (аналогично другим глобальным модам) может не только влиять на климатическую изменчивость экваториально-тропической зоны, но и частично определять изменчивость климатических характеристик Европейского региона. Для проверки этого предположения были привлечены результаты глобального атмосферного ре-анализа ERA5 (European Centre for Medium Range) и в результате был выделен статистически значимый сигнал в поле приземной температуры над Европейским регионом в летне-осенний период, связанный с ИОД.

Опубликованные результаты относятся к двум направлениям работ по проекту и

кратко приведены ниже.

### ВЕРИФИКАЦИЯ ДАННЫХ РЕ-АНАЛИЗОВ ДЛЯ ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА. СРЕДНЕМОГОЛЕТНИЕ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ, ИХ ОСРЕДНЕННЫЙ СЕЗОННЫЙ ЦИКЛ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ (рис. 1-6)

Сравнение данных ре-анализов и прямых наблюдений на заякоренных буях показало, что ре-анализы ORA-S5, SODA3 и GLORYS12V1 хорошо описывают осредненную термохалинную структуру вод Индийского океана в местах расположения выбранных станций, немного (до 9% для ORA-S5) завышая величину потенциальной температуры на глубинах 100 и 140 м. Осредненные по трем станциям данные ре-анализов по солености совпали с реальными инструментальными наблюдениями при соответствующем осреднении. Анализ величин зональной компоненты вектора течений выявил общую для всех ре-анализов тенденцию к занижению скорости. Для ре-анализа GLORYS12V1 и SODA3 занижение в среднем достигало 16%. Наименьшим занижением средней зональной компоненты вектора течений (в среднем около 12%) характеризуются данные ре-анализа ORA-S5. Сравнение данных ре-анализов и прямых измерений в точке установки заякоренного буя с координатами 12° ю.ш., 55° в.д. за период 2010–2014 гг. показало, что ре-анализы ORA-S5, GLORYS12V1 и SODA3 достаточно хорошо воспроизводят осредненный за 5 лет сезонный цикл по потенциальной температуре, солености и зональной скорости течений. Вместе с тем, по потенциальной температуре разница между среднемесячными данными ре-анализов и осредненными прямыми измерениями может достигать по абсолютной величине 1°C. Такое расхождение отмечено на горизонте 60 метров в марте для ре-анализов ORA-S5 и SODA3. По солености максимум соответствующих различий зафиксирован у ре-анализа SODA в октябре, когда он составил 0.23‰. Различия в среднемесячных величинах зональной компоненты вектора течений между данными ре-анализов и прямыми инструментальными измерениями в некоторые месяцы могут быть довольно существенными и достигать 0.1 м/с. В целом, осредненный за период 2010–2014 гг. сезонный цикл гидрофизических характеристик лучше всего описывается ре-анализом GLORYS12V1. Межгодовая изменчивость этих характеристик, оцененная по среднемесячным ежегодным величинам, тоже лучше других описывается этим ре-анализом. Полученные результаты могут быть использованы при выборе ре-анализа, данные которого максимально близки к реальным наблюдениям. Это важно для изучения механизмов генерации ИЮД. Действительно, даже небольшое отличие данных ре-анализа от реальной величиной зональной скорости, а также неточности вертикального распределения температуры и солености может привести к неверной идентификации критического слоя, в котором фазовая скорость планетарных волн равна скорости течений в зональном направлении.

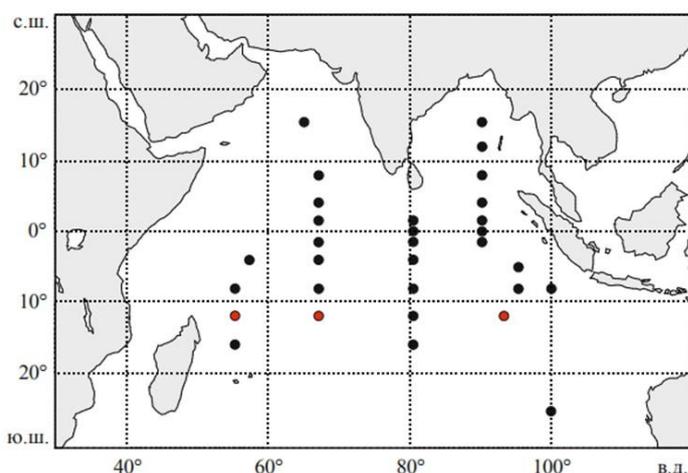


Рисунок 1 – Схема расположения станций исследовательского массива для анализа и прогнозирования Африкано-азиатско-австралийских муссонов (RAMA) в 2018 г. Красным цветом отмечены буи, данные которых используются в настоящей работе

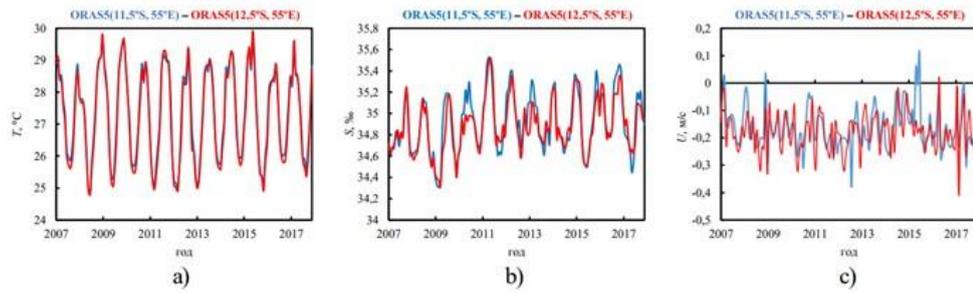


Рисунок 2 – Графики изменения среднемесячных величин потенциальной температуры  $T$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) – а), солёности  $S$  (‰) – б) и зональной компоненты вектора течений  $U$  (м/с) – с) в двух узлах сетки ре-анализа ORAS5 с координатами  $11,5^{\circ}$  ю.ш.  $55^{\circ}$  в.д. (синий) и  $12,5^{\circ}$  ю.ш.  $55^{\circ}$  в.д. (красный) на глубине 10 м.

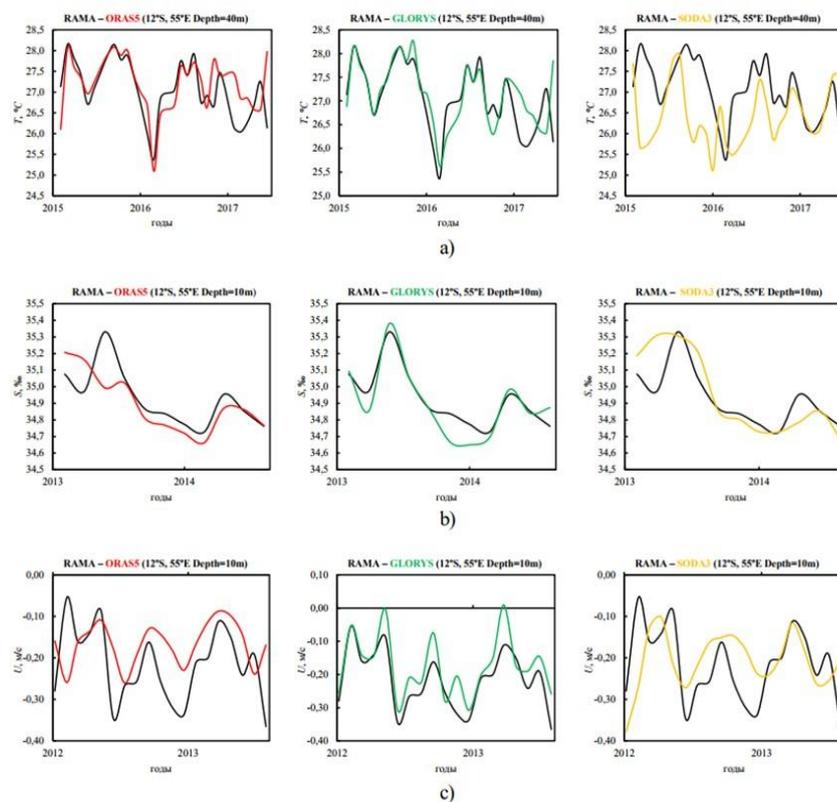


Рисунок 3 – Изменения среднемесячных величин потенциальной температуры  $T$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) – а), солёности  $S$  (‰) – б) (горизонт 40 м) и зональной компоненты вектора течений  $U$  (м/с) – с) (горизонт 10 м) на станции RAMA (черным цветом) и по данным ре-анализов: ORAS5 (красный), GLORYS (зеленый) и SODA3 (желтый) в точке с координатами  $12^{\circ}$  ю.ш.,  $55^{\circ}$  в.д. Знак минус соответствует направлению течения на запад

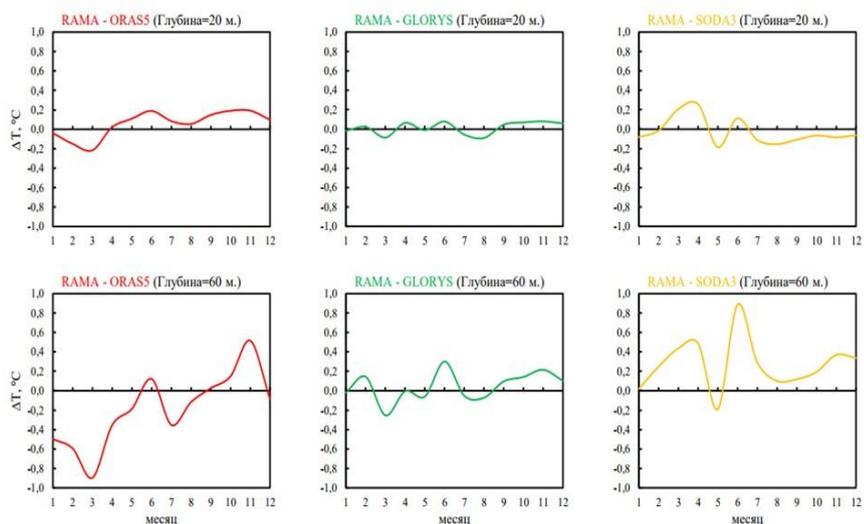


Рисунок 4 – Ошибки воспроизведения потенциальной температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ) для ре-анализов: ORAS5 (красный), GLORYS(зеленый) и SODA3 (желтый) для осредненного за период 2010–2014 гг. сезонного цикла в точке с координатами  $12^{\circ}$  ю.ш.,  $55^{\circ}$  в.д. на горизонтах 20 и 60 м

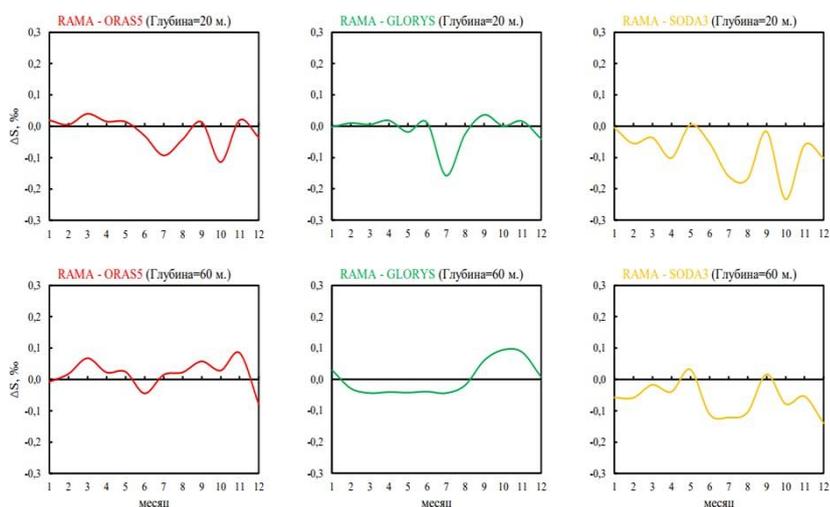


Рисунок 5 – Ошибки воспроизведения сезонного цикла (осредненного за период 2010–2014 гг.) солености ( $\%$ ) для ре-анализов: ORAS5 (красный), GLORYS(зеленый) и SODA3 (желтый) в точке с координатами  $12^{\circ}$  ю.ш.,  $55^{\circ}$  в.д. на горизонтах 20 и 60 м

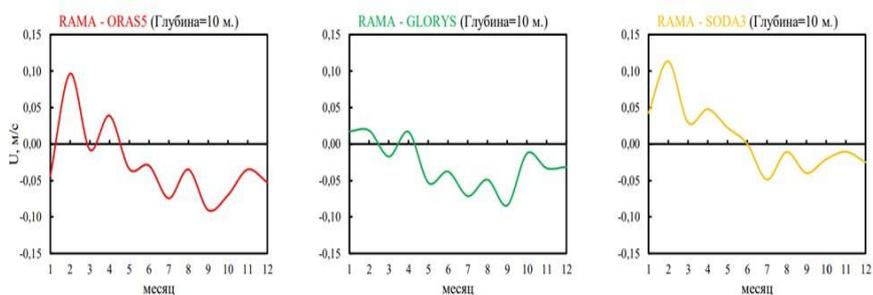


Рисунок 6 – Ошибки воспроизведения сезонного цикла (осредненного за период 2010–2014 гг.) зональной компоненты вектора течений ( $\text{m/s}$ ) для ре-анализов: ORAS5 (красный), GLORYS(зеленый) и SODA3 (желтый) в точке с координатами  $12^{\circ}$  ю.ш.,  $55^{\circ}$  в.д. на горизонте 10 м

## ИДЕНТИФИКАЦИЯ МЕХАНИЗМОВ ФОРМИРОВАНИЯ ИНДООКЕАНСКОГО ДИПОЛЯ (рис. 7-8)

По климатическим данным ре-анализа ORA-S5 получено, что критический слой, в котором фазовая скорость волн Россби равна средней скорости зональных течений, формируется в западной части бассейна (на  $49^{\circ}$ – $50^{\circ}$  в.д.) в окрестности  $11^{\circ}$ – $12^{\circ}$  ю.ш. Здесь свободные волны Россби не могут существовать. Они должны поглощаться в критическом слое. Именно здесь возможно развитие неустойчивости в системе зональных течений. Причем, это относится к среднегодовым параметрам. Если рассматривать не среднегодовые данные, осредненные за весь период наблюдений, а брать конкретные годы и сезоны, то полученные результаты позволят в будущем выделить события ИОД разных типов и описать вероятный механизм их генерации.

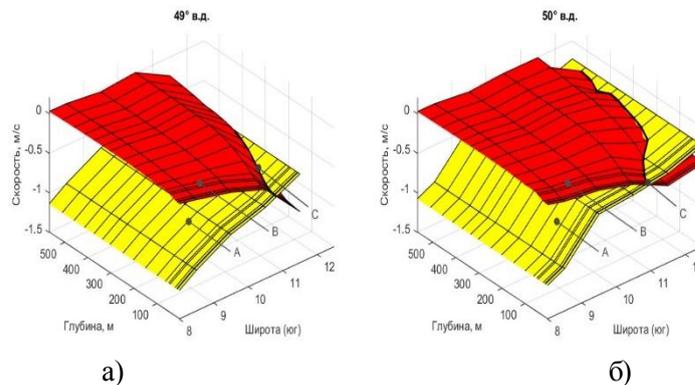


Рисунок 7 – Среднегодовое распределение скоростей зональных течений (B) и фазовых скоростей 1-ой бароклинной моды волны Россби (A) по глубине и широте за период 1979–2018 гг., а)  $49^{\circ}$  в.д., б)  $50^{\circ}$  в.д. Критический слой обозначен кривой C. Знак минус соответствует распространению возмущений на запад

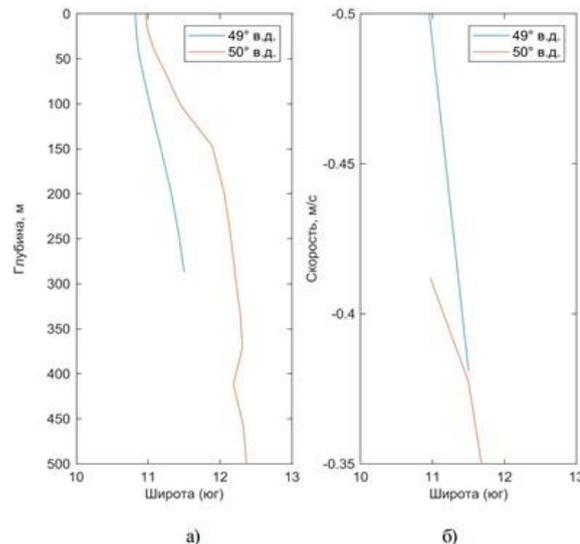


Рисунок 8 – Зависимости глубины залегания критического слоя – а) и скорости средних течений, при которой возможно формирование критического слоя – б) от широты для двух разрезов по  $49^{\circ}$  в.д. (синяя кривая) и  $50^{\circ}$  в.д. (красная кривая). Используются среднегодовые данные за период 1979–2018 гг. Знак минус – соответствует распространению возмущений на запад

**ВО ВТОРОЙ ГОД РЕАЛИЗАЦИИ ПРОЕКТА ПРОВЕРЕНА СЛЕДУЮЩАЯ ГИПОТЕЗА. ИНТЕНСИВНОСТЬ СОБЫТИЙ ИОД, А ТАКЖЕ СЛУЧАИ ЕГО САМОСТОЯТЕЛЬНОГО РАЗВИТИЯ МОГУТ БЫТЬ ТЕСНО СВЯЗАНЫ С СЕЗОННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТЬЮ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЭКВАТОРИАЛЬНО-ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА.**

С помощью климатических данных ре-анализа ORA-S5 на месячном масштабе было

показано, что между  $7,5^\circ$  и  $15,5^\circ$  ю.ш. (т.е. в окрестности Южного пассатного течения) регулярно формируется критический слой, в котором фазовая скорость волн Россби равна средней скорости зональных течений. В этом слое свободные волны Россби должны поглощаться и не могут существовать. Здесь вероятно развитие неустойчивости системы зональных течений, подверженных интенсивной сезонной изменчивости. Важность внеэкваториальных процессов для развития ИОД подтверждается и тем обстоятельством, что аномалии в системе «океан – атмосфера» строго говоря, не являются «экваториально-захваченными» и характеризуются выраженной асимметрией относительно плоскости экватора. Определено влияние критических слоев на систему ИОД-ЭНЮК за период 1979–2018 гг. При рассмотрении данных за конкретные годы и месяцы выделены независимые события ИОД, возникающие как следствие неустойчивости системы зональных течений в критическом слое. Показано, что большинство случаев возникновения критического слоя происходит в годы развития событий ИОД за один-два месяца до начала положительной фазы этих событий. Причем, критические слои возникают в два раза чаще и характеризуются большей протяженностью в годы положительной фазы события ИОД. Отсюда следует, что наличие неустойчивости системы зональных течений, которая, вероятно, развивалась в окрестности критического слоя перед событием ИОД и может быть причиной генерации ИОД как внутренней моды Индийского океана. Показано, что если интенсивное явление Эль-Ниньо не сопровождается образованием критического слоя, то событие ИОД развивается с небольшим запаздыванием относительно положительной фазы ЭНЮК. Это доказывает, что нейтральные волны Россби, генерируемые на восточной окраине Индийского океана, распространяются на запад и вызывают ответную реакцию в Индийском океане в виде ИОД.

#### **ХАРАКТЕРИСТИКА ИСПОЛЬЗОВАННОГО МАТЕРИАЛА. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ (рисунки 9-14)**

В работе использованы результаты оперативного ре-анализа (ORA-S5) Европейского центра среднесрочного прогноза погоды за 1979–2018 гг. по вертикальному распределению потенциальной температуры, солености и зональной компоненты вектора течений в узлах одноградусной сетки для региона, ограниченного координатами  $7,5^\circ$ – $15,5^\circ$  ю.ш. и  $50^\circ$ – $100^\circ$  в.д. (**рисунок 9**). Установлена локализация критического слоя: координаты и глубина его залегания. Пример критического слоя представлен на **рисунке 10**. Для каждого узла сетки на всех меридиональных разрезах, кроме разрезов, расположенных над Западно-Индийским, Восточно-Индийским и Центральным-Индийским хребтами, были определены все случаи появления критического слоя за период за 1979–2018 гг. Затем для каждого критического слоя была получена его протяженность. Сумма всех случаев возникновения критических слоев для каждого месяца сравнивалась с ежемесячной величиной суммарной протяженности этих слоев по всем разрезам. Получено, что месяцы с наибольшим количеством случаев возникновения критических слоев не являются одновременно месяцами с наибольшей их суммарной протяженностью (**рисунок 11**). На следующем этапе были выделены годы интенсивных событий ИОД (когда величина индекса ИОД превышала 0,4). Далее определялась общая и средняя протяженность критических слоев для всех положительных и отрицательных событий ИОД. Кроме этого, годы положительных событий ИОД были рассмотрены на предмет идентификации месяца начала этих событий и наличия критических слоев в этот период (**рисунок 12**). Далее в работе события ИОД, которые обычно описываются как часть системы ЭНЮК – ИОД, были разделены на два подтипа: ИОД, возникающий после ЭНЮК и являющийся его следствием, и ИОД, появляющийся до начала развития событий ЭНЮК и влияющий на это событие. В годы с подходящими под данные условия событиями рассчитывалась протяженность критического слоя за каждый месяц и производилась оценка возможного влияния этого слоя на развитие ИОД и ЭНЮК. Кроме того, эта же оценка проводилась для событий ИОД независимых от ЭНЮК (**рисунки 13 и 14**).

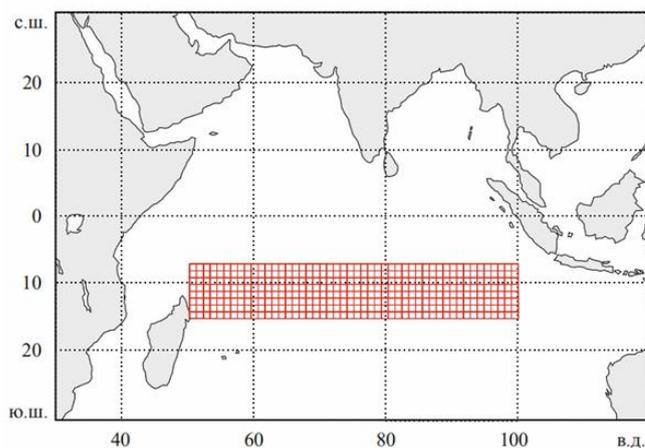


Рисунок 9 – Область с координатами  $7,5^{\circ}$ – $15,5^{\circ}$  ю.ш. и  $50^{\circ}$ – $100^{\circ}$  в.д. в Индийском океане где использовались данные ре-анализа ORAS5 по потенциальной температуре, солёности и скорости зональных течений

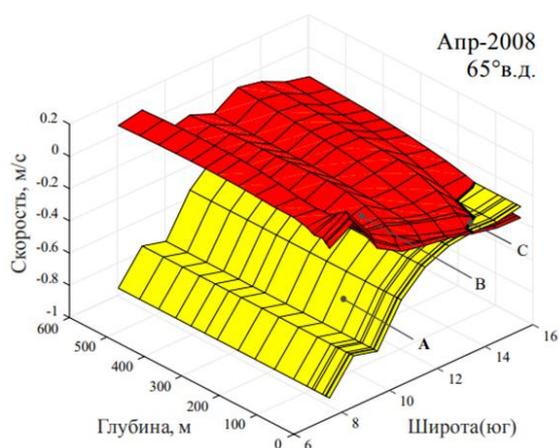


Рисунок 10 – Распределение скоростей зональных течений (B) и фазовых скоростей первой бароклинной моды волны Россби (A) по глубине и широте в апреле 2008 г. на меридиональном разрезе вдоль  $65^{\circ}$ Е. Критический слой обозначен кривой (C) Знак минус указывает на распространение возмущений на запад

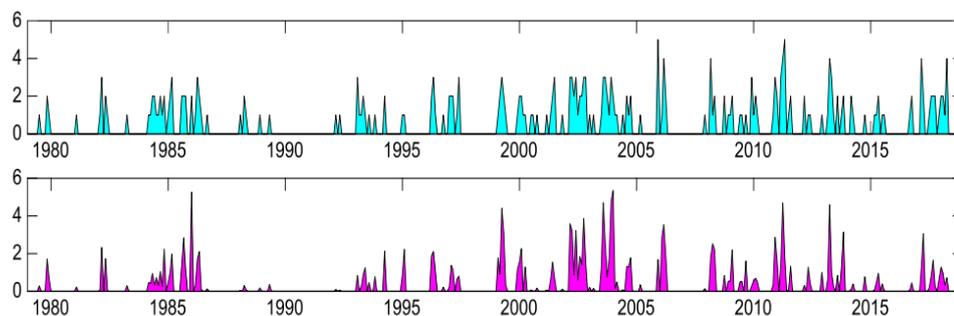


Рисунок 11 – Временной ряд величин количества критических слоев в месяц (малиновый) и суммарной протяженности критического слоя в месяц (лазурный) для области с координатами  $7,5^{\circ}$ – $15,5^{\circ}$  ю.ш. и  $50^{\circ}$ – $100^{\circ}$  в.д. за период 1979–2018 гг.

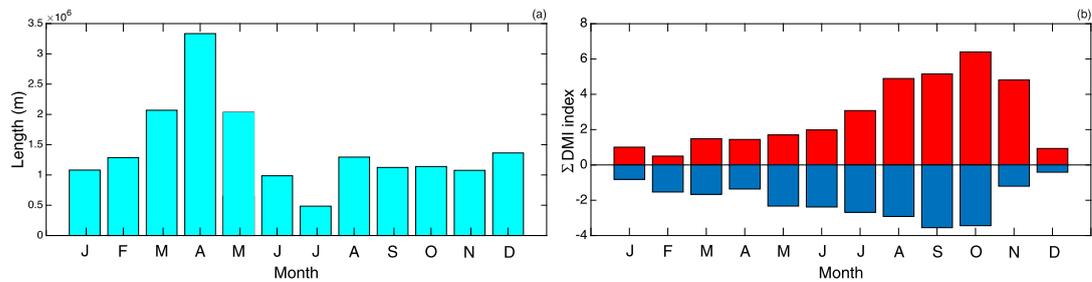


Рисунок 12 – Распределение по месяцам за период с 1979 по 2018 гг. (а) лазурные колонки: суммарной длины критического слоя, (b) суммарного индекса диполя - DMI (для событий ИД с индексом больше 0.4); красные колонки: положительная фаза ИД; синие колонки: отрицательная фаза ИД)

Фаза ИД	Год	Длина слоя (км)	Суммарная длина слоя (км)	Средняя длина слоя (км)
Отрицательная	1981	22,4	1427,3	158,9
	1989	36,1		
	1992	8,1		
	1996	526,7		
	1998	0		
	2005	204,0		
	2010	459,4		
	2014	121,7		
	2016	48,75		
Положительная	1982	410,9	2831,9	353,9
	1983	30,4		
	1994	210,4		
	1997	363,4		
	2006	602,3		
	2012	293,6		
	2015	176,3		
	2017	744,1		

Рисунок 13 – (Таблица) Годы положительных и отрицательных фаз ИД и суммарная протяженность критического слоя для каждого события ИД

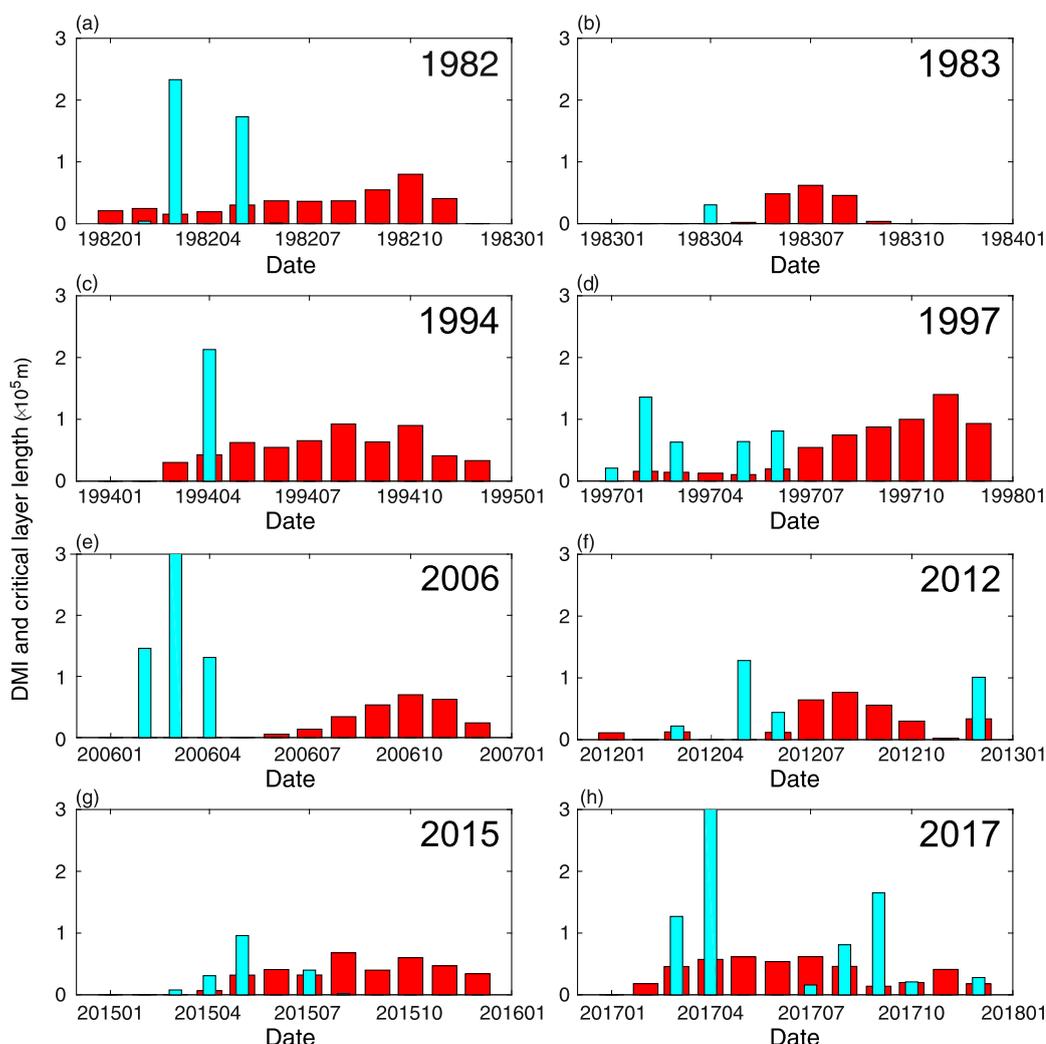


Рисунок 14 – Гистограмма положительных значений DMI в годы его положительной фазы и общая длина критического слоя (красные столбцы: положительный DMI; голубые столбцы: общая длина критического слоя, ед.  $10^5$  м. (a) 1982, (b) 1983, (c) 1994, (d) 1997, (e) 2006, (f) 2012, (g) 2015, (h) 2017)

### АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ ИОД И ЭНЮК ЗА ПЕРИОД 1979–2018 гг. (Рисунки 15-19)

Анализ временных рядов ИОД и ЭНЮК за период 1979–2018 гг. (рисунок 15) позволил сделать вывод, что первый тип ИОД (который обычно описывается как часть совместной системы ЭНЮК-ИОД) следует разделить на два подтипа, характеризующие события ИОД по времени начала этого события по отношению к ближайшему (по времени) событию ЭНЮК. Поэтому в дальнейшем речь пойдет не о двух, а о трех типах ИОД. Первый тип - это события ИОД, которые происходят после событий ЭНЮК и, скорее всего, являются результатом воздействия ЭНЮК. Второй тип ИОД представляет события, которые происходят до начала ЭНЮК и, возможно, являются причиной его появления. Третий тип - это событие ИОД, развивающееся независимо от явления Эль-Ниньо или происходящее ввремя Ла-Ниньо.

На рисунке 16 представлен яркий пример первого типа ИОД - 1998 г., когда событие ИОД развивается с запаздыванием относительно Эль-Ниньо. В июле 1998 г. ИОД перешел в отрицательную фазу на месяц позже, чем ЭНЮК, индекс которого принял отрицательное значение в июне.

Второй тип ИОД демонстрирует рисунок 17, когда событие ИОД начинается раньше,

чем событие Эль-Ниньо, хорошо иллюстрируется временными рядами DMI и индекса Niño 3.4 за 1994 г. К этому типу также можно отнести яркое проявление ИОД в 1997–1998 гг. представленное на **рисунке 18**. DMI принял положительное значение 0,1 и не менял знак до июля 1998 г., тогда как индекс Niño 3,4 перешел в положительную фазу только в апреле 1997 г. Это говорит о том, что положительная фаза ИОД началась раньше, чем Эль-Ниньо. Таким образом, этот тип событий ИОД может спровоцировать генерацию событий ЭНЮК в Тихом океане.

Третий тип событий ИОД, развивающихся в отсутствие Эль-Ниньо, можно увидеть на примере 2017 года (**рисунк 19**). Этот рисунок ясно показывает, что события ИОД могут быть вызваны нестабильностью зональных течений Индийского океана без какой-либо видимой связи с явлениями Эль-Ниньо. Отметим, что развитие этого события ИОД сопровождалось событием Ла-Ниньо в Тихом океане.

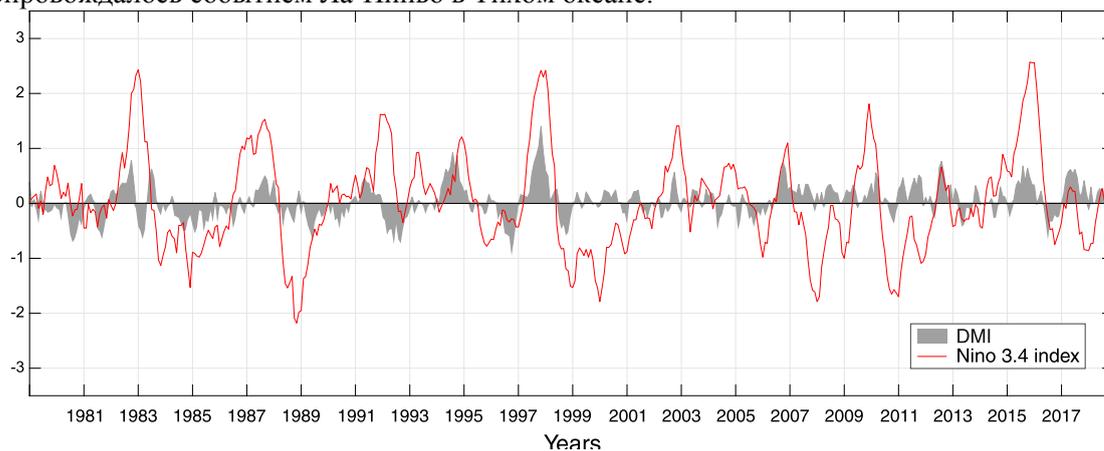


Рисунок 15 – Индекс DMI и индекс Niño 3.4 за период 1978-2018

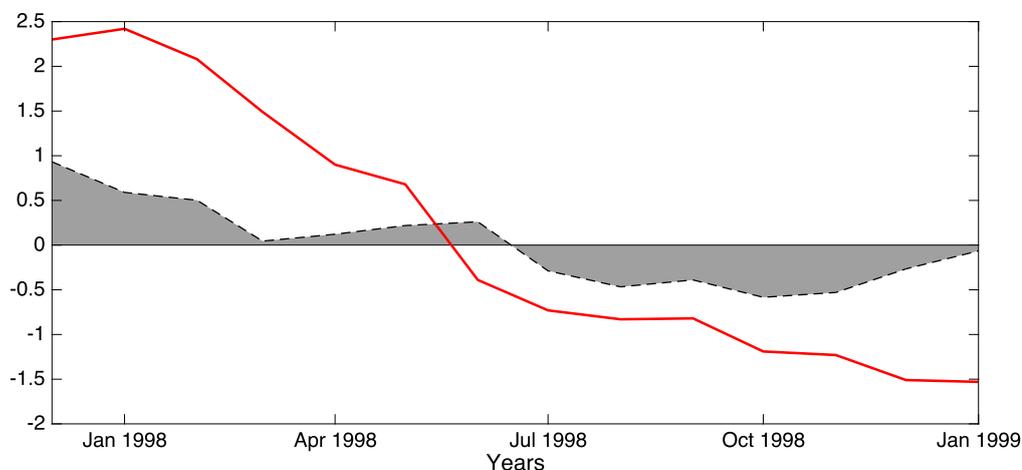


Рисунок 16 – Индекс DMI и Niño 3.4 за период июль 1997-июль 1999 (черная кривая и серая область: DMI; красная кривая: индекс Niño 3.4)

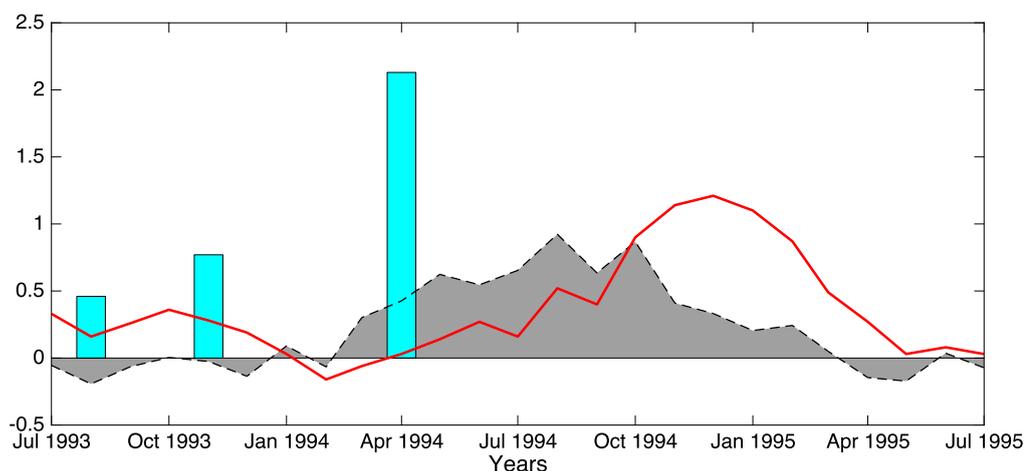


Рисунок 17 – Индекс DMI и Niño 3.4 за период июль 1993-июль 1995 (черная кривая и серая область: DMI; красная кривая: индекс Niño 3.4, лазурные колонки: критический слой)

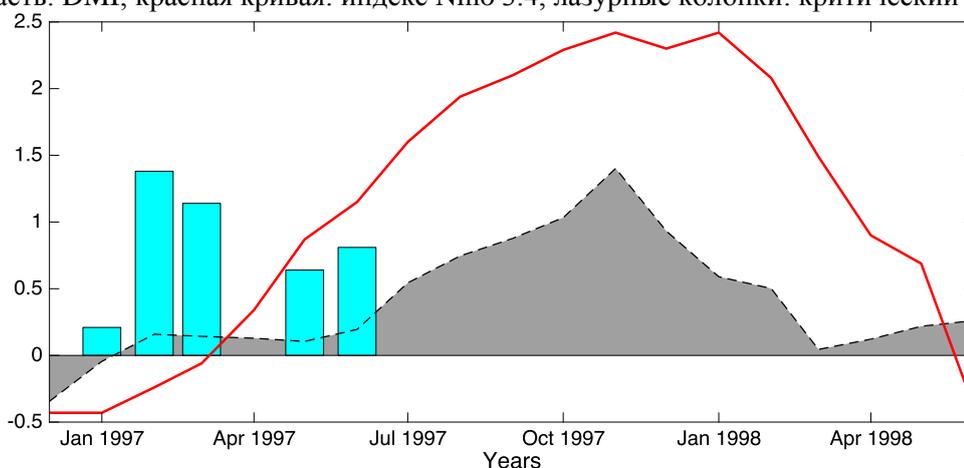


Рисунок 18 – Индекс DMI и Niño 3.4 за период июль 1996-июль 1998 (черная кривая и серая область: DMI; красная кривая: индекс Niño 3.4, лазурные колонки: критический слой)

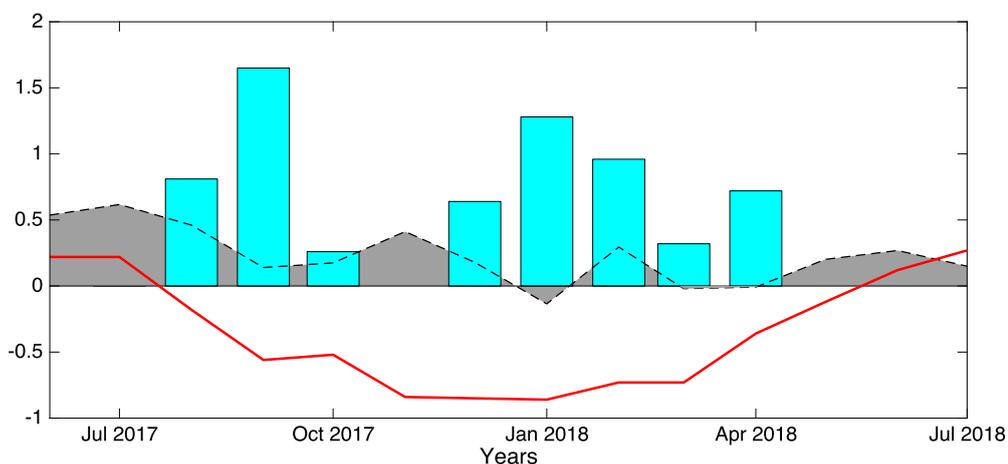


Рисунок 19 – Индекс DMI и Niño 3.4 за период май 2017- май 2018 (черная кривая и серая область: DMI; красная кривая: индекс Niño 3.4, лазурные колонки: критический слой)

**ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫМ ЭТАПОМ РЕАЛИЗАЦИИ ПРОЕКТА ПРОВЕДЕНО ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ НЕЗАВИСИМЫХ ОТ ЭЛЬ-НИНЬО – ЮЖНОГО КОЛЕБАНИЯ (ЭНЮК) СОБЫТИЙ ИНДООКЕАНСКОГО ДИПОЛЯ (ИОД) НА ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННУЮ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА (ПТВ) ЕВРОПЕЙСКОГО РЕГИОНА (Рисунки 20-24)**

С использованием данных атмосферного ре-анализа ERA5 о среднемесячных значениях ПТВ, а также индексы ИОД и ЭНЮК за период 1959 – 2020 гг. выделен статистически значимый сигнал в поле приземной температуры над Европейским регионом в летне-осенний период, связанный с ИОД. Установлено, что в месяцы развития сильных положительных событий ИОД (с индексом  $DMI \geq 0,4$  по абсолютному значению) положительные аномалии температуры достигают  $+(3-4)^\circ\text{C}$ , в том числе и в годы появления «тепловых волн». В отрицательную фазу ИОД, наоборот, наблюдается рост величин отрицательных аномалий температуры (до  $(4-5)^\circ\text{C}$ ) над всей территорией Европейского региона, за исключением его северной части, где обнаружены положительные аномалии. Влияние ИОД на климатическую изменчивость исследуемого региона, скорее всего, сводится к возбуждению атмосферных возмущений над Индийским океаном в период зрелой фазы осцилляции, и последующему их распространению на Атлантико-Европейский регион.

### **ДАННЫЕ, МЕТОДИКА РАБОТЫ (рисунок 20) И ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ (рисунки 21-24)**

В работе использованы результаты глобального атмосферного ре-анализа ERA5 за период 1959–2020 гг. по ПТВ с месячным разрешением в узлах регулярной сетки  $0,25^\circ$  на  $0,25^\circ$ . Исследовалась область, ограниченная координатами  $30^\circ-72^\circ$  с.ш. и  $10^\circ$  з.д. –  $42^\circ$  в.д. (**рисунок 20**).

Полученные временные ряды ПТВ сравнивались с климатическим индексом DMI (Dipole Mode index), который обычно используется в качестве количественной характеристики ИОД. В первую очередь, были выделены годы наиболее «сильных» событий ИОД. Далее, по тому же принципу, с помощью индекса Niño 3.4 были выделены все «сильные» события ЭНЮК, с той разницей, что величина индекса для такого события не должна быть ниже 1 по абсолютному значению. Годы «сильных» событий ИОД были разделены на те, во время которых: отсутствовали «сильные» события ЭНЮК; присутствовали «сильные» события Ла Нинья; присутствовали «сильные» события Эль-Ниньо. Годы ИОД, для которых отсутствовали «сильные» события ЭНЮК, в работе обозначаются как независимые события ИОД.

Для временного ряда DMI за период 1959 – 2020 гг., для каждого месяца вычислялось среднеквадратическое отклонение ( $\sigma$ ) и дисперсия ( $\sigma^2$ ). Для лет, во время которых отсутствовали значимые тихоокеанские проявления, были отобраны годы, в которых значение модуля индекса ИОД превышало  $0,4\sigma$ . Для полученных выборок, соответствующих положительной и отрицательной фазе ИОД, строились средние по выборке поля аномалий ПТВ и разностный композит, как разность между ними.

На **рисунке 21** представлены все случаи возникновения наиболее «сильных» событий ИОД за период 1959–2020 гг., как совпадающие, так и не совпадающие с «сильными» событиями ЭНЮК. Показано, что 18 из 29 событий ИОД (т.е. более 60%) возникали в отсутствии значимых тихоокеанских проявлений. На **рисунке 22** изображено пространственное распределение аномалий ПТВ в месяцы максимального развития положительной фазы независимых от ЭНЮК «сильных» событий ИОД, в том числе во время «тепловых волн» 2006, 2017 и 2019 гг.

На **рисунке 23** изображено пространственное распределение аномалий ПТВ в месяцы максимального развития отрицательной фазы независимых от ЭНЮК, «сильных» событий ИОД 1959, 1980, 1981 и 1996 годов. Для оценки вероятности реальности приведенных выше результатов рассчитаны разностные композиты между выборками аномалий ПТВ, соответствующих положительной и отрицательной фазам ИОД (для лет, когда отсутствовали сильные тихоокеанские проявления, и значение модуля DMI превышало  $0,4\sigma$ ). Часть разностных композитов для отдельных месяцев приведена на **рисунке 24**.

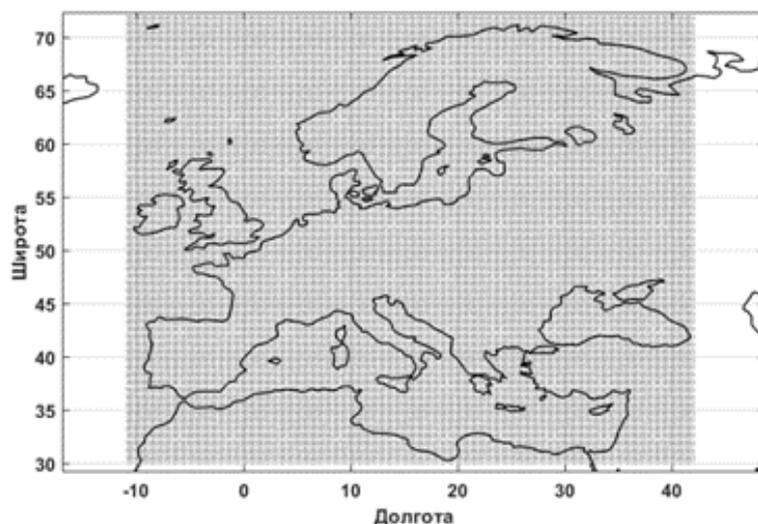


Рисунок 20 – Область с координатами 30°–72° с.ш. и 10° з.д. – 42° в.д., для которой проводился анализ данных ре-анализа ERA5 по приземной температуре воздуха

Годы ИД (негативная фаза)	1959	1960	1964	1971	1973	1974	1978	1980
	1981	1983	1985	1989	1996	1998	2016	
Годы ИД (позитивная фаза)	1961	1962	1963	1972	1982	1983	1994	1997
	2006	2011	2012	2015	2017	2018	2019	

Рисунок 21 – (Таблица) Годы «сильных» (когда наблюдалось не менее 3 месяцев с индексом DMI  $\geq 0,4$  по абсолютной величине) событий ИД во время которых: черным отсутствовали «сильные» события ЭНЮК; зеленым – присутствовали «сильные» события Ла Ниньо; красным – присутствовали «сильные» события Эль-Ниньо (т.е. когда повторялось не менее 3 месяцев, в течение которых индекс Niño 3.4 был  $\geq 1$ )

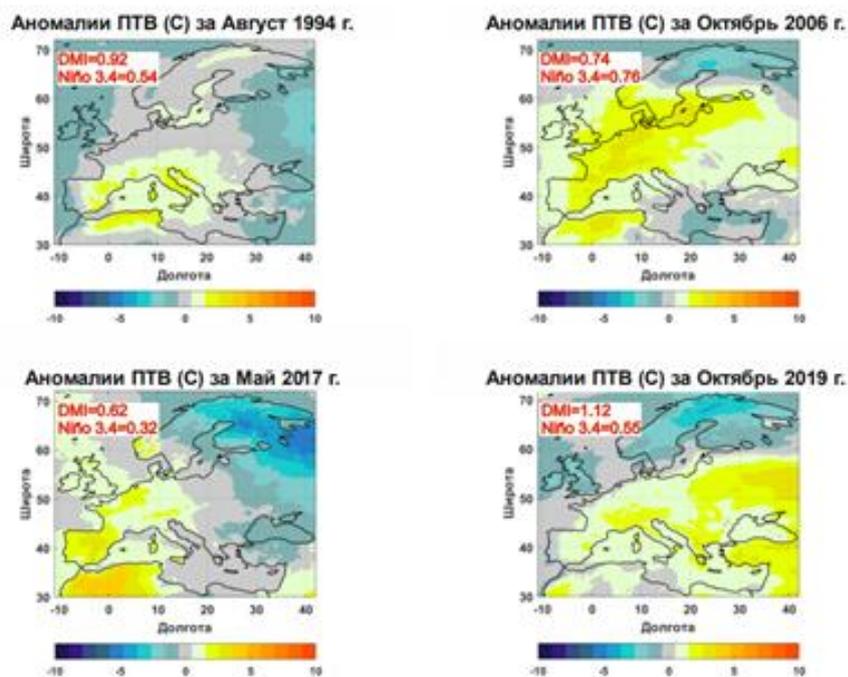


Рисунок 22 – Аномалии приземной температуры воздуха за период 1959–2020 гг. в месяцы максимального развития положительной фазы независимых от ЭНЮК событий ИД 1994, 2006, 2017, 2019 гг.

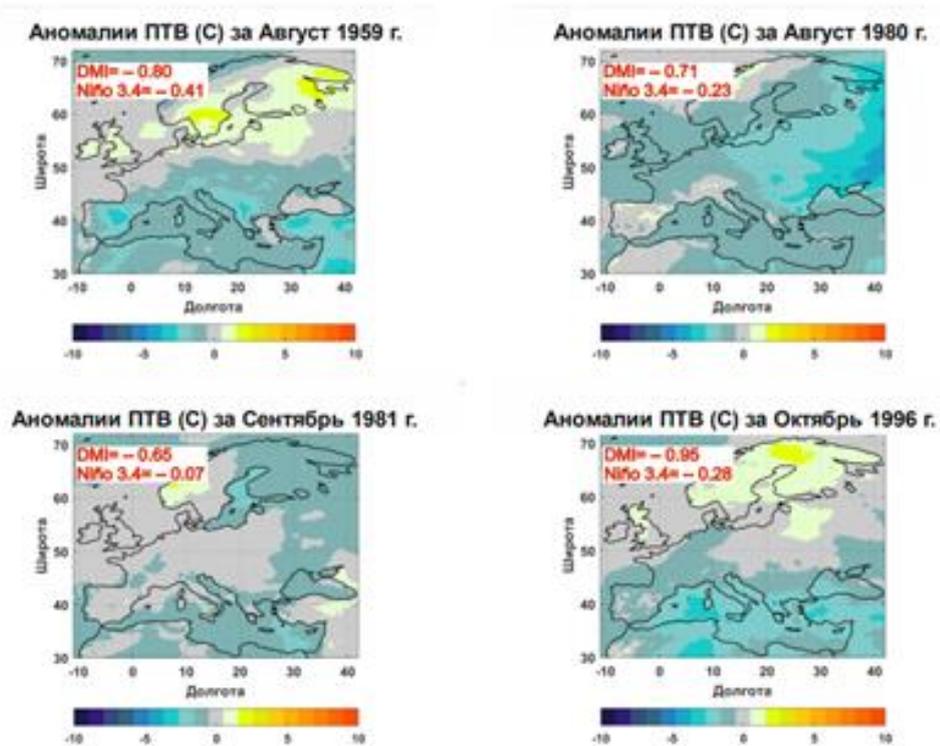


Рисунок 23 – Аномалии приземной температуры воздуха за период 1959–2020 гг. в месяцы максимального развития отрицательной фазы независимых от ЭНЮК событий ИД 1959, 1980, 1981, 1996 гг.

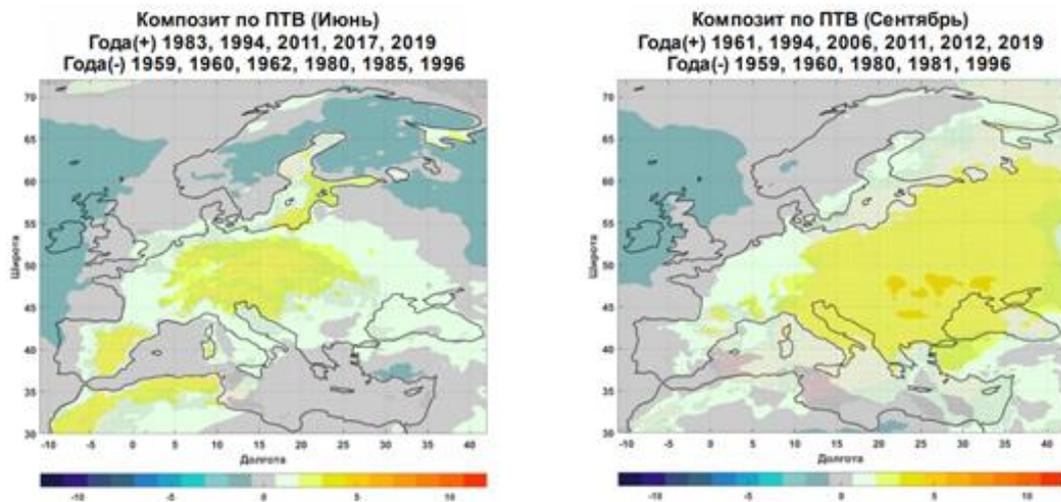


Рисунок 24 – Разностный композит между аномалиями ПТВ, соответствующими положительной (+) и отрицательной (-) фазам ИД (для лет, когда отсутствовали значимые тихоокеанские проявления, в которых значение модуля DMI превышало  $0,4\sigma$ ) и полем аномалий ПТВ. Черными точками обозначены области, где результат значим на уровне 90%, красными точками - на 95% уровне