

Министерство образования и науки Украины
Одесский государственный экологический университет

На правах рукописи

УДК: 551.588.1

Кибальчич Игорь Александрович

ОСОБЕННОСТИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ
НА ФОРМИРОВАНИЕ ТЕМПЕРАТУРНЫХ АНОМАЛИЙ В УКРАИНЕ

**Специальность 11.00.09. – «Метеорология, климатология,
агрометеорология»**

**Диссертация на соискание научной степени
кандидата географических наук**

Научный руководитель:
д. геогр. наук, профессор
Полонский А.Б.

Одесса - 2015

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
РАЗДЕЛ 1. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ.....	9
1.1 Характеристика физико-географических факторов, которые определяют климатические условия на территории Украины	9
1.2 Солнечная радиация.....	12
1.3 Общая характеристика циркуляционных условий над территорией Украины.....	13
1.4 Климатические условия на акватории Чёрного и Азовского морей.....	18
1.5 Характеристика барических образований и поля ветра на территории Украины.....	22
1.6 Температурно-влажностный режим.....	26
Выводы к разделу 1.....	32
РАЗДЕЛ 2. ИСТОРИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ВЗГЛЯДОВ НА ПРОБЛЕМУ ИЗМЕНЧИВОСТИ КЛИМАТА ПОД ВЛИЯНИЕМ ПРОЦЕССОВ В СИСТЕМЕ «ОКЕАН-АТМОСФЕРА».....	33
Выводы к разделу 2.....	44
РАЗДЕЛ 3. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ.....	46
Выводы к разделу 3.....	58
РАЗДЕЛ 4. ОСНОВНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ СИГНАЛЫ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ.....	59
4.1 Северо-Атлантическое колебание (САК – NAO) и поля разностных композигов.....	59
4.2. Восточно-Атлантическое колебание (ВАК – EAP) и поля разностных композигов.....	73
4.3 Колебание Восточная Атлантика – Западная Россия (ВА/ЗР –ЕА/WR) и поля разностных композигов.....	80

4.4 Скандинавское колебание (СК– Scand) и поля разностных композитов...	84
4.5 Северноморско-Каспийское колебание (СКК – NCP) и поля разностных композитов.....	93
4.6 Арктическое колебание (АК – АО) и поля разностных композитов.....	102
4.7 Средиземноморское колебание (СЗК – МО) и поля разностных композитов.....	108
Выводы к разделу 4.....	117
РАЗДЕЛ 5. КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЕ И КЛИМАТИЧЕСКИХ ИНДЕКСОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ.....	119
5.1. Поля корреляции Северо-Атлантического колебания.....	121
5.2. Поля корреляции Восточно-Атлантического колебания.....	123
5.3. Поля корреляции колебания Восточная Атлантика – Западная Россия.....	124
5.4. Поля корреляции Скандинавского колебания.....	126
5.5. Поля корреляции Арктического колебания.....	127
5.6. Поля корреляции Северноморско-Каспийского колебания.....	129
5.7 Поля корреляции Средиземноморского колебания.....	130
Выводы к разделу 5.....	131
РАЗДЕЛ 6. КОМПЛЕКСНОЕ ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ НА ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ.....	133
Выводы к разделу 6.....	141
ВЫВОДЫ.....	143
Литература.....	147
ПРИЛОЖЕНИЯ.....	161
ПРИЛОЖЕНИЕ А.....	162
ПРИЛОЖЕНИЕ Б.....	165
ПРИЛОЖЕНИЕ В.....	172

ВВЕДЕНИЕ

Региональные и глобальные изменения климатической системы (КС) на сегодняшний день является весьма актуальной проблемой, поскольку они влияют на социально-экономический уровень развития стран [67]. Неустойчивость КС проявляется, главным образом, формированием аномальных режимов температурных показателей, атмосферных явлений, ветровых характеристик и т.д. Процессы, протекающие в глобальной КС, обуславливаются взаимодействием основных звеньев системы Океан-Атмосфера-Суша (О-А-С). Поэтому, для изучения и дальнейшего прогнозирования климатических изменений необходимо детально исследовать, анализировать состояние этой системы.

Определение особенностей влияния циркуляционных процессов Северного полушария, которые формируются в результате взаимодействия трех основных звеньев КС, на температурный режим Восточной Европы в условиях современных изменений климата является одной из основных задач метеорологии и климатологии.

Связь работы с научными программами, планами и темами. Основные результаты диссертационной работы получены при выполнении научно-исследовательской программы НАН Украины: «Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюцию экосистем Черного и Азовского морей, на основе современных методов контроля состояния морской среды и гритехнологий» (шифр «Фундаментальная океанология»), 2011–2014, ГР № 0111U001420.

Цель диссертационной работы заключается в исследовании особенностей пространственно-временного режима циркуляционных механизмов (осцилляций) в Атлантико-Европейском секторе, а также их влияние на аномалии приземной температуры на территории Восточной

Европы и Азово-Черноморского региона в зимний период. Для достижения цели был поставлен ряд задач:

- определить климатические особенности территории Азово-Черноморского региона и Украины;
- установить процессы, влияющие на формирование изменчивости климатической системы в региональном масштабе;
- выделить в циркуляционной системе Атлантико-Европейского сектора основные процессы, которые влияют на формирование аномалий температурного режима в зимний период в Восточной Европе и Украине;
- провести композитный анализ между климатическими индексами в Северном полушарии и температурными показателями;
- выявить корреляционную связь между аномалиями температурного режима и фазовым состоянием отдельных низкочастотных режимов изменчивости;
- определить максимальное влияние каждого отдельного колебания на исследуемый регион в течение зимнего периода.

Объектом исследования в работе выступают режимы низкочастотной изменчивости (дальнодействующие климатические сигналы) в Атлантико-Европейском секторе в зимний период.

Предметом исследования являются количественные индикаторы (климатические индексы), отражающие особенности атмосферной циркуляции за период 1951-2012 гг.; среднемесячные значения температуры воздуха по долгорядным (опорным) метеорологическим станциям Украины (29). А также использовался массив ре-анализа NCEP/NCAR (1951-2012 гг.) данных среднемесячной температуры воздуха с пространственным разрешением 2,5 x 2,5 градуса географической сетки.

Методы исследования. В диссертационной работе использованы статистические методы (композитный и корреляционный анализы), которые позволяют установить особенности влияния отдельных низкочастотных сигналов в Атлантико-Европейском секторе на аномалии приземной

температуры в Восточной Европе. Метод композитного анализа позволил выделить «чистый» сигнал влияния отдельных режимов климатической изменчивости на формирование температурных аномалий и определить количественные оценки данного воздействия. Корреляционный анализ дал возможность выявить тесноту статистической связи и оценить характер влияния определённой моды изменчивости на поля приземной температуры.

Научная новизна полученных результатов заключается в комплексном пространственно-временном исследовании низкочастотных климатических сигналов в Атлантико-Европейском секторе, изучении их структуры и влияния на формирование полей аномалий приземной температуры воздуха.

Впервые:

- получены поля разностных композитов для территории Украины и Азово-Черноморского региона;
- выявлены особенности статистической взаимосвязи между режимами изменчивости и температурными аномалиями в Восточной Европе;
- определена статистическая зависимость между фазовым состоянием низкочастотных климатических сигналов и значением аномалий приземной температуры воздуха исследуемой территории;
- составлены комплексные карты максимального воздействия климатических сигналов на аномалии приземной температуры воздуха.

Усовершенствовано: метод композитного анализа для анализа взаимосвязи климатических сигналов и температурных аномалий в Восточной Европе.

Практическая значимость полученных результатов.

- полученные результаты могут быть использованы для улучшения долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов погоды в условиях современных климатических изменений;
- возможное использование выявленных взаимосвязей между отдельными низкочастотными климатическими сигналами и структурой температурных аномалий в гидродинамических моделях с целью

дальнейшего понимания представленного звена климатической системы (Океан-Атмосфера);

– полученные принципы визуализации результатов композитного анализа могут быть использованы при изучении динамики региональных изменений климата в будущем для любой территории земного шара;

– с методологической точки зрения диссертационные результаты могут быть использованы в высших учебных заведениях, научно-исследовательских организациях для углублённого анализа системы океан-атмосфера в Северном полушарии.

Личный вклад исследователя состоит в сборе и предварительной обработке метеорологической информации и баз данных, расчете статистических показателей и характеристик, анализе и представлении полученных результатов. С помощью научного руководителя была определена теоретическая база исследования, а с помощью соискателя проделана теоретическая и практическая реализация.

Апробация результатов. Результаты диссертационной работы докладывались на пяти международных научных конференциях:

- «Роль мелиорации и водного хозяйства в обеспечении стабильного развития земледелия» (Киев, 2012 г.);
- «Интегрированная система мониторинга Черного и Азовского морей» (Севастополь, 2013 г.);
- «Современная гидрометеорология: актуальные проблемы и пути их решения». - Одесса, 2014 г.;
- «Проблемы и перспективы развития науки в начале третьего тысячелетия в странах Европы и Азии». - Переяслав-Хмельницкий, 2015 г.;
- «Инновационные подходы и современная наука». - Киев, 2015 г.

Публикации. Результаты диссертационной работы опубликованы в 5 профессиональных изданиях:

- Геополитика и экогеодинамика регионов, Симферополь;

- Научные ведомости БелГУ, Белгород;
- Вестник ХНУ им. В. Н. Каразина, Харьков;
- Доклады НАН Украины, Киев;
- Вестник ОГЭКУ, Одесса.

Имеются статьи в индексированных изданиях («Альманах современной науки и образования», Тамбов; «Метеорология и гидрология», Москва), а также в международном издании («Canadian Journal of Science, Education and Culture»).

Структура и объём диссертации. Диссертация состоит из введения, шести разделов, выводов, списка использованной литературы и приложений. Полный объём диссертации составляет 181 страница, в том числе 54 рисунка и 9 таблиц.

РАЗДЕЛ 1 КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ

1.1 Характеристика физико-географических факторов, которые определяют климатические условия на территории Украины.

Территория Украины расположена в восточной части Европы. Рельеф страны весьма разнообразен. 75% всей площади занимают низменности, 25% – возвышенности, из которых 5% приходится на горы (Карпаты и Крымские). Наивысшая точка – г. Говерла, высотой 2061 метр [6,14,15]. На севере, юге и в центре страны располагаются низменности (Полесская, Приднепровская, Причерноморская и Приазовская). В северо-восточной части страны наблюдаются отроги Среднерусской возвышенности с высотами до 220 – 240 метров. На западе раскинулась Подольская возвышенность, а на востоке – Донецкий кряж с высотами до 369 метров.

Территория Украины имеет весьма развитую речную сеть. Главными водными артериями являются: Днепр (с многочисленными притоками, основными из которых выступают Десна и Припять), Днестр, Южный Буг и Северский Донец, которые принадлежат к бассейну Чёрного и Азовского морей. Озёра в Украине больше всего распространены в Полесье (Свитязь, Тур, Белое и т.д.), Крыму (Сасик, Донузлав и т.д.), а также на юге Одесской области (Ялпуг, Тилигул, Кагул) [14].

Такие формы рельефа позволяют свободно перемещаться по территории разным воздушным массам, что способствует резкой смене погодных условий. Неодинаковые физико-географические условия определяют разнообразие климата, который меняется от переувлажнённого на западе Полесья до засушливого на юге страны в степных районах. Своеобразным климатом отличаются Южный берег Крыма (ЮБК), Крымские горы и Карпаты (где наблюдается высотная поясность).

Климатические условия на территории Украины являются региональными, которые можно рассматривать как проявления глобального климата. На сегодняшний день *региональным (локальным) климатом* называют многолетний режим погоды, обусловленный солнечной радиацией, её преобразованием в деятельном слое земной поверхности и связанных с ней особенностями циркуляции атмосферы и океана [14]. В отличие от регионального, *глобальный климат* охватывает всю планету в целом и его можно определить как статистический ансамбль состояний, которые проходит климатическая система в течение нескольких десятилетий (согласно Монину А.С. [34]). В современном гидрометеорологическом словаре [55] понятие климата несколько изменено. В нём даётся следующая формулировка: «Климат – это статистический режим условий погоды, характерный для каждого данного места Земли в силу его географического положения». Но в любом случае, главная особенность климата – это повторяемость определённого режима погоды в течение относительно длительного периода времени.

Известно, что глобальный климат формируется под действием внешних и внутренних климатообразующих факторов, которые имеют сложную систему взаимосвязей. К внешним относят: параметры земной орбиты, солнечную активность, вращение Земли вокруг Солнца и вокруг своей оси, а также приливы и отливы, а к внутренним – факторы, которые формируются в пределах самой планеты: расположение океанов и суши, характер подстилающей поверхности, геологические процессы, антропогенная деятельность, циркуляция атмосферы.

Начиная со 2 половины XIX ст. многие учёные пытались изучить особенности климатических условий разных типов регионального климата, предложив климатические классификации, основанные на определённых режимах климатических показателей. Наиболее известными стали классификации В. Кёппена, П. Алисова, Л. Берга.

Если классифицировать климат Украины согласно Алисову П.Б. [68], то на большей части территории страны он является умеренно-континентальным с постепенным увеличением континентальности с северо-запада на восток. Отдельно следует выделить ЮБК, где климат является субтропическим (в соответствии с температурно-влажностным режимом в течение года).

Согласно классификации климатов по Кёппену В.П. [116], практически вся территория Украины расположена в зоне бореального континентального климата с резко выраженными границами сезонов года, равномерным увлажнением и температурой самого тёплого месяца года $+18...+23^{\circ}\text{C}$ (полная буквенная классификация – Dfb). В степной части Причерноморской низменности тип климата немного отличается, в первую очередь температурой самого тёплого месяца года $+23...+28^{\circ}\text{C}$ и соответственно классифицируется как Dfa. На ЮБК тип климата определён как умеренно тёплый с равномерным увлажнением и температурой самого тёплого месяца года $+23...+28^{\circ}\text{C}$ (буквенный определитель – Cfa).

Исходя из классификации Берга Л.С. (которая основана на ландшафтно-ботанических особенностях), климат Украины относится к климату лиственных лесов умеренной зоны, характеризующийся годовой суммой осадков 500-700 мм, относительно мягкой зимой и тёплым (иногда жарким) летом [11, 68].

Следует отметить, что в формировании климата важную роль играет микроклимат, который формируется в силу различных особенностей территории (наличие внутренних водоёмов и морей, лесные массивы, степи, города, балки, овраги и т.д.). Все эти факторы в определённой мере взаимосвязаны между собой и формируют полное представление о климате страны и в каждом конкретном регионе.

1.2 Солнечная радиация

Солнечная радиация является основным источником энергии практически всех природных процессов и явлений, которые происходят на поверхности земли, а также в атмосфере и гидросфере. И наиболее важной характеристикой радиационного режима является продолжительность солнечного сияния. Этот показатель напрямую зависит от продолжительности светового дня и облачности.

Крайнее южное положение территории страны на Европейском континенте определяет благоприятные радиационные условия. Приход суммарной солнечной радиации в целом за год достигает 4200 – 5020 МДж/м². Максимальные значения радиации отмечаются в Херсонской, Одесской областях и в Крыму. Годовой радиационный баланс (разность между поглощённой радиацией и эффективным излучением) земной поверхности по стране имеет положительные значения с максимумом более 2000 МДж/м² в Крыму, в особенности на ЮБК. Наименьшие значения баланса (1100 – 1300 МДж/м²) отмечаются на Волыни [14].

Другим важным фактором помимо количества солнечной радиации, является продолжительность солнечного сияния. В Украине максимальная продолжительность солнечного сияния в среднем за год отмечается в Крыму и вдоль побережья Чёрного и Азовского морей (до 2450 часов за год). Кроме этих районов, лидерами также являются Крымские горы и степи на юге страны (Херсонская, Запорожская обл.). Самые низкие показатели солнечного сияния отмечаются в западных районах Полесья и Лесостепи, где сумма часов солнечного сияния составляет всего 1700 – 1850 по причине частой повторяемости облачных дней (рис. 1.1).

В годовом ходе наиболее солнечным является период с мая по август, когда количество облачности сводится к минимуму, а продолжительность светового дня достигает максимума в годовом ходе. Наименее солнечным считается декабрь, когда минимальная продолжительность светового дня

сочетается с максимальной вероятностью пасмурного неба. В этом месяце в районе Полесья наблюдается всего около 30-40 часов солнечного сияния, что составляет всего 10 – 15% от максимально возможного [6].

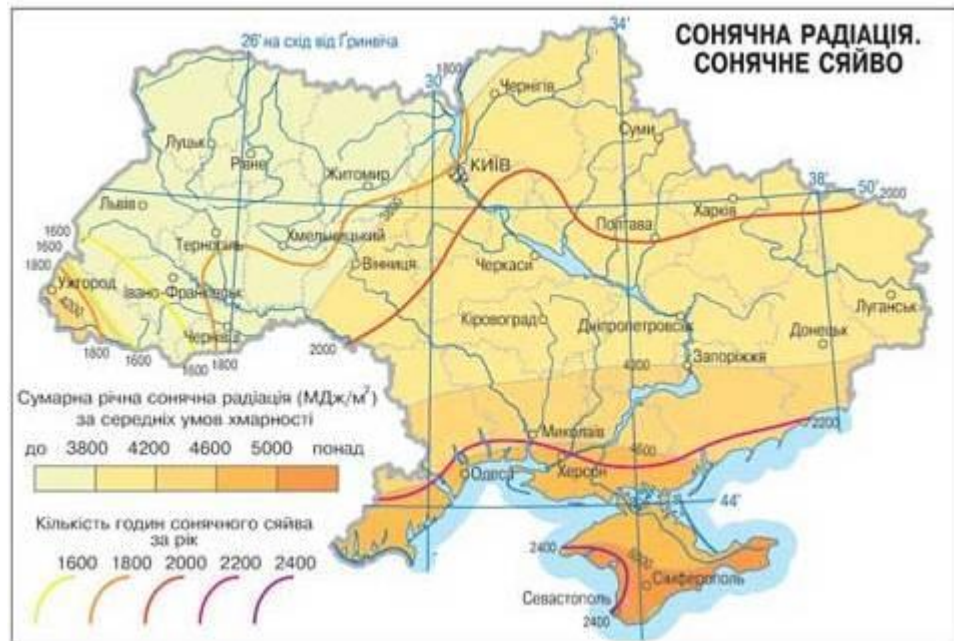


Рисунок 1.1 – Суммарная солнечная радиация и средняя продолжительность солнечного сияния на территории Украины [17].

В течение года максимальная изменчивость солнечного сияния наблюдается летом, а наименьшая – зимой.

1.3 Общая характеристика циркуляционных условий над территорией Украины.

Поступление различного количества солнечной радиации на земную поверхность приводит к неравномерному её нагреву. В свою очередь, неравномерность нагрева поверхности обуславливает возникновение движений крупномасштабных объёмов воздуха (воздушных масс) и формирование циркуляции атмосферы. Под влиянием вращения Земли вокруг своей оси возникает отклоняющая сила Кориолиса, благодаря которой

в характере атмосферной циркуляции можно выделить широтную и меридиональную составляющую движения. Межширотный и меридиональный перенос воздушных масс тепла и водяного пара осуществляется посредством циклонической и антициклонической циркуляции [23, 24].

Приход солнечной радиации является ключевым фактором, который определяет термический и влажностный режимы территории. Украина расположена таким образом, что на её территорию достаточно часто перемещаются морские воздушные массы с Северной Атлантики и Средиземноморско-Черноморского региона. Более редко наблюдается адвекция арктического воздуха с территории Арктики (Баренцево и Карское моря). Однако, преобладающей является континентальная воздушная масса, которая формируется над обширными просторами Евразийского континента. Иногда на юго-востоке страны в результате интенсивного прогрева континентального воздуха в летний период, воздушная масса может претерпевать трансформацию в тропическую.

В среднем за год над территорией Украины преобладает западный перенос воздушных масс (в 40% случаев), который является наиболее характерным для конца лета и в течение осени. На втором месте по частоте возникновения находится меридиональный перенос (в 35% случаев). Чаще всего такой тип циркуляции наблюдается весной и в начале лета. Восточный перенос является наименее характерным для страны и наблюдается всего в 25% от всех случаев. Чаще всего такой перенос связан с влиянием малоподвижных антициклонов с востока и наиболее характерен для зимнего периода [14].

Барические образования низкого давления (циклоны и ложбины) на территорию Украины перемещаются в основном с запада, юга и юго-запада. Наиболее интенсивными и долгоживущими являются южные циклоны, которые формируются в районе Балканского п-ова, либо над западной акваторией Чёрного моря, а затем смещаются в северном и северо-восточном

направлениях. Максимальная их повторяемость наблюдается в холодный период года. Циклоны с Атлантики являются преобладающими, однако по своей интенсивности уступают южным [7,32].

Поскольку частота, направление перемещения, а также интенсивность циклонов прямо зависит от положения высотной фронтальной зоны (ВФЗ), то в зависимости от её ориентации в тропосфере, процессы циклогенеза можно разделить на зональные и меридиональные. Во время зональной циркуляции на территорию Украины смещаются западные циклоны, которые формируются преимущественно в районе Исландской депрессии (один из глобальных Центров действия атмосферы). Часто западные циклоны перемещаются сериями и как правило, при подходе к Украине окклюдируют и теряют силу. Однако иногда циклоны могут пройти тысячи километров через всю Европу и оставаться достаточно мощными, чтобы вызвать комплекс стихийных явлений погоды (СГЯ) в Украине (как например, ураган Кирилл в январе 2007 года).

В случае перестройки атмосферной циркуляции на меридиональную, ВФЗ видоизменяется на высотах таким образом, что приводит к формированию целой группы циклонов. По характеру смещения и месту формирования их можно классифицировать на следующие типы [5,6]:

- Южные циклоны. Они являются наиболее частыми в Украине. Формируются преимущественно над акваторией Средиземного моря во время адвекции в тот район холода с севера. Среди этой группы можно выделить подтип циклонов, формирующихся над западом Черноморского региона.

- Юго-западные циклоны. Такие циклоны формируются в районе Среднедунайской и Нижнедунайской низменности. В зимнее время могут формироваться серии, в которой каждый последующий циклон смещается дальше на северо-восток, чем предыдущий.

- Северо-западные циклоны. Формируются такие циклоны, как правило, на юге Скандинавского п-ова и над Балтийским морем. Такие

циклоны несут в себе малое количество влаги, а в переходные сезоны года ответственны за значительные похолодания и формирование снежного покрова, особенно в восточных областях страны.

– Ныряющие циклоны. Они являются наиболее редкими среди остальных типов, формируются над Баренцевым и Карским морями, а далее устремляются в южном и юго-восточном направлениях в сторону Украины. В их тылу происходит адвекция очень холодного арктического воздуха. Весной часто при их прохождении возникают заморозки.

Антициклоническая циркуляция является преобладающей в течение всего года над территорией Украины [6, 32] и объясняется особенностями циркуляции атмосферы над регионом. Основными траекториями перемещения антициклонов в Украине являются: западная, юго-западная, северо-западная, северная, северо-восточная и реже всего – юго-восточная (см. рисунок 1.2, 1.3). Кроме того, нужно упомянуть местные процессы антициклогенеза, которые наблюдаются преимущественно в летний период. В среднем, в каждом сезоне года наблюдается около 5 – 7 антициклонов с разных районов и от 1 до 4 местных. Ниже рассмотрим каждую группу антициклонов.

– Северные и северо-западные антициклоны являются поставщиками холодного арктического воздуха, особенно на север и восток страны.

– Западные антициклоны. В системе данной группы антициклонов на территорию Украины перемещается умеренно тёплая воздушная масса. Поэтому в холодный период они являются причиной формирования обширных и долгоживущих туманов.

– Юго-западные антициклоны в основном приходят на территорию Украины с центральной или южной Европы, где они обособляются как самостоятельное барическое образование от системы Азорского максимума. Такие антициклоны отличаются своей подвижностью и в Украину поставляют умеренно тёплую воздушную массу (осенью с их приходом обычно связывают наступление бабьего лета).



Рисунок 1.2 – Преобладающие траектории перемещения барических образований в летний период [16].

– Северо-западные антициклоны. Чаще всего эти антициклоны формируются над Скандинавским полуостровом. А затем смещаются в юго-восточном направлении в сторону Украины. Воздух в таких антициклонах обычно холодный и сухой, арктического происхождения, поэтому их приход связан с резкими похолоданиями, особенно в переходные сезоны.

– Северные антициклоны. Перемещение таких антициклонов чаще всего наблюдается в зимний период и сопровождается вторжением в Украину холодного арктического воздуха.

– Юго-восточные антициклоны. Данный тип антициклонов представлен в основном барическими гребнями, которые распространяются от Сибирского максимума в зимний период, либо Среднеазиатского антициклона.

Среди местных процессов, стоит выделить циклогенез в районе Украинских Карпат и над акваторией Чёрного моря, а также формирование юго-восточного гребня повышенного давления на востоке страны [59].



Рисунок 1.3 – Преобладающие траектории перемещения барических образований в зимний период [16].

1.4 Климатические условия на акватории Чёрного и Азовского морей.

Поскольку на юге и юго-востоке территория Украины омывается водами Чёрного и Азовского морей, то их влияние определяет некоторые особенности погодных условий прибрежной зоны страны. Максимальная глубина Чёрного моря составляет 2245 м, Азовского – около 9 метров. Средняя температура поверхностных вод Чёрного моря меняется с северо-запада на юго-восток от $+21$ до $+25$ °C в летний период и от 0 до $+10$ °C в зимний (см. рис. 1.4). Примерно с глубины 150 м температура воды остаётся стабильной в течение всего года и составляет около 8 °C. Ледовый режим Чёрного моря очень изменчивый. В суровые зимы в течение месяца льдом покрываются заливы и мелководные прибрежные регионы [4, 10].

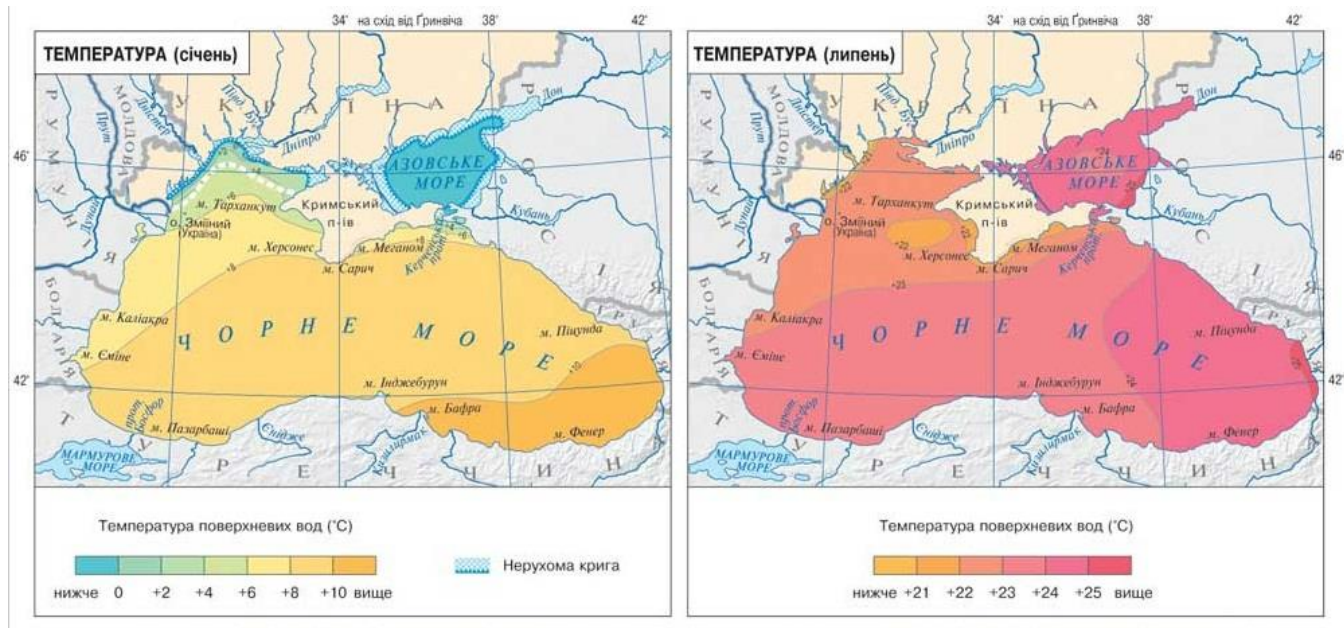


Рисунок 1.4 – Средняя температура поверхностного слоя воды в Чёрном и Азовском морях в январе (а) и в июле (б) [17].

Климат Чёрного моря имеет субтропические черты с сухим и жарким летом и влажной, тёплой зимой. Зимой, когда над Восточной Европой устанавливается антициклон, на море с северо-востока поступают холодные воздушные массы. Кроме того, при активной циклонической деятельности над Средиземным морем на Черное море с юго-запада перемещается более тёплый воздух. Само море иногда служит зоной регенерации циклонов, пришедших из других районов, или зоной зарождение новых циклонов.

В связи с географическим положением и влиянием береговой линии, бассейн Черного моря можно разделить на четыре климатические области [4]: *северо-западную, восточную, юго-восточную и юго-западную*.

– Северо-западный район моря является самым холодным. Средняя годовая температура воздуха здесь составляет около 10°C или меньше, зима продолжается примерно три месяца, во время которых случаются снегопады, дуют сильные северо-восточные и северо-западные ветры. При вторжении холодного континентального воздуха температура иногда понижается значительно ниже нуля (до $-15...-20^{\circ}\text{C}$). Переход от зимы к лету сравнительно быстрый, несмотря на то, что в начале весны погода

достаточно холодная и ветреная. С апреля уменьшаются облачность и влажность воздуха, осадки выпадают редко. Одновременно начинает формироваться бризовая циркуляция. Лето солнечное, теплое, с кратковременными осадками, которые иногда выпадают в начале ночи. Особенно часты периоды затишья и солнечные дни в августе и сентябре, а в некоторые годы и в октябре. Только в ноябре, когда облачность увеличивается, дожди становятся продолжительными, ветры усиливаются, начинается переход к зиме, которая наступает обычно в декабре.

– Восточный район моря можно условно разделить на две части: северную и южную. Северная подобласть зимой более открыта для поступления холодного воздуха, поэтому климат здесь в этот сезон холоднее, чем в южной части. Южная подобласть защищена Кавказским хребтом, и зима здесь очень мягкая. Так, если в районе Новороссийска зимой возможна температура воздуха ниже -10°C , то на юге случаи с отрицательной температурой очень редки. Лето жаркое и солнечное, а осадки имеют кратковременный характер.

– Юго-восточный район Черного моря характеризуется преобладанием влажных воздушных масс. Для района характерны значительная облачность, обильные осадки, кроме того, часты густые туманы. Осадки выпадают сравнительно равномерно в течение года. Годовая сумма их превышает 1000 мм, а в иных местах и 2000 мм. Несмотря на приблизительно равномерное распределение осадков в течение года, и здесь сумма их в холодное полугодие больше, чем в теплое полугодие. Осенью и зимой каждый второй день идет дождь - в среднем за год 150- 160 дней с осадками. Лето жаркое, с относительной влажностью воздуха более 80 %, что способствует формированию здесь влажного тропического типа погоды.

– Юго-западный район моря охватывает приблизительно южную часть болгарской акватории и акваторию, примыкающую к турецкой Тракии. В отличие от юго-восточной области, здесь влажность воздуха не так велика вследствие сравнительно малой облачности и низкой суммы годовых

осадков. Однако в юго-западной области климат зимой тоже мягкий и отрицательных температур за редким исключением не бывает. Лето солнечное и жаркое, но не влажное, с меньшим количеством осадков, чем на юго-востоке.

Особенности физико-географического положения Азовского моря определяют повышенную континентальность климата, поскольку оно расположено вглубь материка, имеет меньшую площадь и глубину, течения здесь слабые по отношению к Чёрному морю [57, 71].

В холодное время года над акваторией моря господствуют северо-восточные ветра, которые переносят холодный континентальный воздух, в летний период - западные и юго-западные. Наиболее низкие температуры верхнего слоя воды наблюдаются в восточной и северной частях моря, где они могут достигать значений -1°C , а летом этот район обычно прогревается до $+22...+24^{\circ}\text{C}$.

В западной и юго-западной части Азовского моря зимой температура воды составляет в среднем около 0°C , а в летнее время достигает $+23...+26^{\circ}\text{C}$. Максимальная температура воды в прибрежной зоне может достигать $+30^{\circ}\text{C}$ и выше. Среднее годовое количество осадков возрастает от 300 мм на западном побережье до 500 мм на северо-восточном. Зимой Азовское море часто замерзает полностью (как это было в 2012 году). Толщина льда достигает 90 см.

Поэтому для прибрежных районов страны характерна тесная взаимосвязь совместного влияния суши и моря, которая особенно чётко выражена в тепловом и радиационном балансах. Так, радиационный баланс моря в летний период на 40 – 54% больше, чем на суше [71]. Зимой эта разница существенно уменьшается, где в декабре достигает отрицательных значений. Особенности радиационного режима суши и моря приводят к формированию термических контрастов в прибрежной зоне. Дневная температура воздуха на побережье Чёрного и Азовского морей летом ниже

на $3,0 - 3,4^{\circ}\text{C}$ и эта разница постепенно уменьшается до 0°C по мере продвижения вглубь континента.

Особенностью взаимодействия зоны море-суша является бризовая циркуляция. Чаще всего бризы наблюдаются в конце лета – начале осени, когда разница температуры между морской поверхностью и сушей достигает 20°C . Если эта разница меньше 5°C , то бризы не возникают. Морской бриз распространяется вглубь суши на 30 – 40 км, а береговой – вглубь моря на 20 – 30 км. Бризы, в свою очередь, влияют на радиационный режим в прибрежной зоне. В тёплое полугодие над акваторией морей создаются неблагоприятные условия для возникновения конвекции, поэтому увеличивается количество малооблачных дней. В связи с уменьшением облачности в прибрежных зонах и на песчаных косах, в этих районах наблюдается наименьшее количество осадков во всей Украине. В холодный и переходные периоды в связи со значительным контрастом между морем и сушей, в прибрежных районах формируются туманы, которые иногда могут существовать несколько суток подряд [71].

1.5 Характеристика барических образований и поля ветра на территории Украины.

Поскольку Украина расположена на границе различных циркуляционных процессов умеренного пояса с огромным влиянием Крымских гор и Карпат, а также Азовского и Чёрного морей, то над её территорией формируется сложный характер атмосферных процессов, которые определяют особенности пространственного распределения давления и его временную изменчивость. Распределение атмосферного давления в целом за год по Украине характеризуется незначительными его колебаниями (в пределах 1015 – 1018 гПа). Восточные районы страны, в том числе и Приазовье, часто находятся под влиянием западного отрога Сибирского антициклона. В западных областях наблюдается в большей

степени влияние отрога Азорского антициклона. На севере и северо-западе страны преобладает несколько пониженное барическое поле в связи с барическими ложбинами, которые перемещаются с Западной Европы в восточном направлении [14, 52].

Основными особенностями среднего поля давления в холодный период являются следующие (рис. 1.5):

- Преобладание повышенного атмосферного давления по всей территории Украины с замкнутым центром над Подольем и отрогом, который лучше всего выражен в районе Донбасса. Такая структура поля обусловлена влиянием Сибирского антициклона на большую часть Левобережной Украины и частым формированием отдельного ядра повышенного давления на Прикарпатье и в Карпатах.

- Пояс пониженного давления, который охватывает Крым, Приазовье и северное Причерноморье. Эта зона пониженного давления обусловлена влиянием в этом регионе Черноморской депрессии, которая в зимний период наиболее активна.

- Область относительно низкого давления на северо-западе страны (на Волыни), которая связана с близостью этого региона к Северной Атлантике, которая является поставщиком циклонов и барических ложбин. По мере продвижения на восток, они теряют силу и упираются в отрог Сибирского максимума.

В летний период (рис. 1.1.5) структура поля существенно меняется в связи с изменением термического режима континента.

- В Донецкой и Луганской областях концентрируется зона с наиболее низким давлением (ниже 1011 гПа), поскольку летом над Азией развивается сезонный термический циклон и в сторону Украины от него распространяется ложбина пониженного давления.

- Над западными районами страны, в особенности, над Карпатами и Прикарпатьем, по-прежнему господствует поле повышенного давления, что является следствием влияния отрога Азорского антициклона.

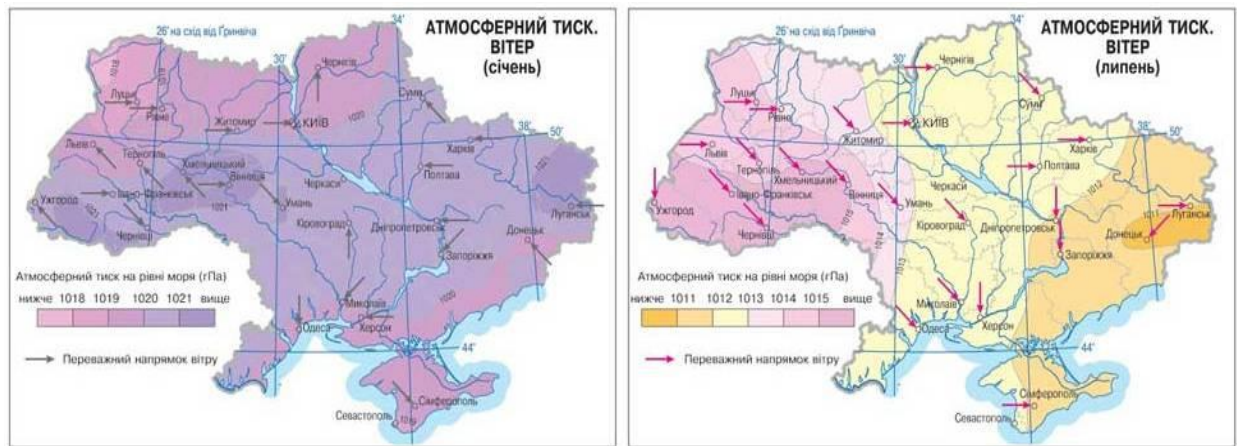


Рисунок 1.5 – Среднее многолетнее поле приземного давления над Украиной в январе (а) и в июле (б) [17].

Что касается временной изменчивости в структуре барического поля над территорией Украины, то следует отметить, что положение и конфигурация изобар на протяжении XX века практически не менялась. Однако, в последнее время наблюдается некоторое снижение давления в январе и его повышение весной и первой половине лета. Такие изменения являются следствием ослабления роли Сибирского антициклона в холодное полугодие и увеличением влияния отрогов Азорского максимума [14].

Ветровой режим Украины определяют макроциркуляционные процессы в атмосфере и положение барических центров над континентом Евразии и Атлантикой. В некоторых районах распределение направления и скорости ветра существенно меняется под влиянием орографических особенностей и зависит от структуры долин, наличия водных объектов, лесных массивов и т.д. Сезонные перемещения и интенсивность отдельных центров действия атмосферы (ЦДА) определяют годовой ход характеристик ветра [54].

В распределении преобладающего направления ветра за год выделяется две зоны, которые расположены по обе стороны от оси Воейкова (среднее положение гребня высокого давления), которая проходит приблизительно в направлении Кишинёв – Луганск (см. рис. 1.6). По обе стороны от оси преобладает ветер противоположных направлений: на север

от оси – ветер с западной составляющей, на юг – с восточной. На ЮБК наблюдаются ветры в основном северо-западного и западного направлений. Направление ветров в горных условиях в значительной степени определяется рельефом местности, благодаря чему во многих районах Украинских Карпат преобладают орографические направления ветров. В Крымских горах, гряды которых вытянуты с юго-запада на северо-восток, преобладают ветры северо-восточного и юго-западного направлений.



Рисунок 1.6 – Схематическое представление климатической оси Воейкова [11].

Скорость ветра определяется величиной барических градиентов и условиями циркуляции атмосферы. В целом, Украина характеризуется низкими показателями скоростей ветра, за исключением горных районов и прибрежной зоны (в особенности Приазовье). Наиболее низкие значения среднегодовой скорости ветра зафиксированы на Полесье, а по мере продвижения на юг его сила возрастает. Средняя годовая скорость ветров в Киеве составляет 2,7 м/с, в Одессе – 4,6 м/с, Луганске – 4,1 м/с. В зимний период в результате контраста температур между северными и южными районами сила ветров возрастает, достигая в среднем 5-8,5 м/с. Летом она

уменьшается и средняя годовая скорость ветров над территорией Украины составляет 3-4 м/с и чуть выше на юго-востоке и на северо-западе – 5-6 м/с. Из локальных (местных) ветров в приморских районах отмечаются бризы (со скоростью 1-5 м/с), а также горно-долинные фены в Крымских горах [6, 52].

1.6 Температурно-влажностный режим.

Значительное влияние на климатообразующий режим Украины оказывает общий объём выпадения осадков, их распределение по регионам и порам года. Больше всего их выпадает в Украинских Карпатах (до 1600 мм в год) и в Крыму (800-1150 мм). На остальной территории этот показатель колеблется от 700-750 мм (на северо-западе) до 300-350 мм (на юго-востоке). В засушливые годы количество осадков значительно снижается: в прибрежных районах Азовского и Чёрного морей – до 100 мм, в степных – до 150-200 мм, а в лесостепных – до 250-350 мм (см. рис.1.7).

На формирование баланса влаги и увлажнённости территории оказывает непосредственное влияние относительная влажность воздуха. Среднегодовой её показатель составляет 65-70%, причём в летные месяцы он снижается до 55-60% (в отдельные засушливые годы на юго-востоке страны – до 10%).

Основная масса осадков в Украине выпадает летом и лишь в южной части Крыма – в зимний период. Зимой по всей территории страны выпадает снег, образующий (кроме Южного берега Крыма) постоянный снежный покров, достигающий наибольшей толщины в феврале. Высота снежного покрова зависит от ряда обстоятельств – количества осадков в зимний период, направления и силы ветров, стабильности снежного покрова, характера растительности и особенностей территории. На покрытой лесом территории Полесья высота снежного покрова составляет 10-17 см, а в южной и западной частях страны он в результате оттепелей пополняется несколько раз. В отдельные зимы снежный покров и вовсе отсутствует. В

горных районах Карпат наблюдается довольно значительная мощность снежного покрова (60-70 см), который сходит лишь в апреле – начале мая. В отдельные годы северные холодные воздушные массы приносят снег в мае [6, 14].

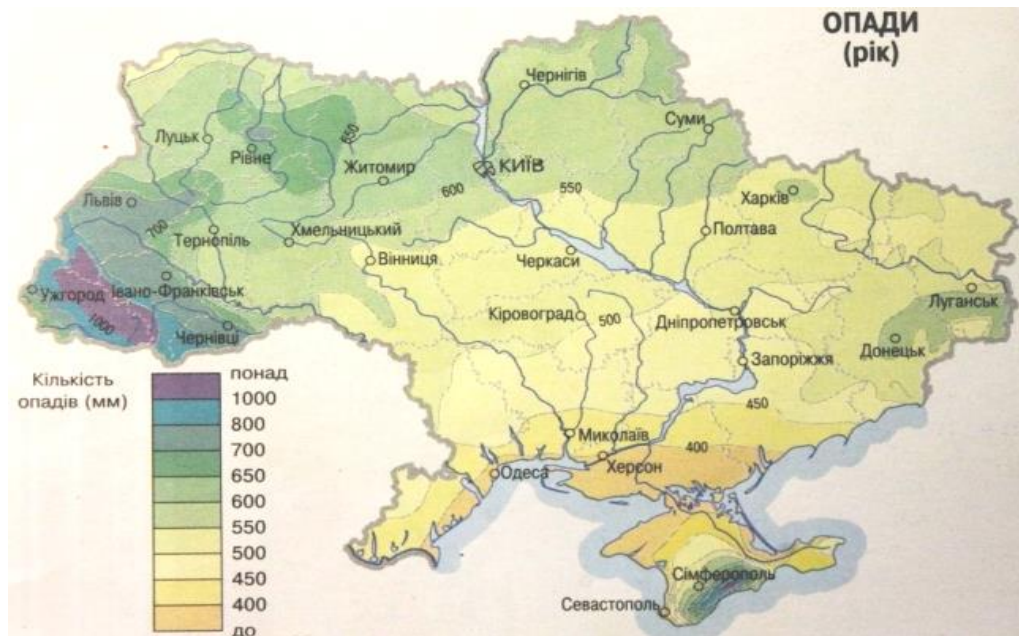


Рисунок 1.7 – Среднегодовое количество осадков в Украине (в мм) [14].

В летные месяцы в большинстве областей страны преобладает засушливая погода, характеризующаяся высокой испаряемостью, значительно превышающей осадки. Влага в почве накапливается преимущественно в осенний, зимний и весенний периоды.

Территории Украины присуще значительное региональное колебание количества осадков и их распределения в течение года. Наибольшая изменчивость их количества характерна для юга [53]. За какой-либо месяц здесь может выпасть 30-50% годового объёма осадков, но уже в следующем году этот месяц может быть вовсе без осадков. Часто случаются периоды без осадков (особенно осенью), достигающие 2-3 месяцев [6, 66].

На основании данных о годовом распределении количества осадков в Украине можно выделить несколько районов, которые характеризуются определённым режимом увлажнения [14]:

1. *Район с достаточным увлажнением.* Этот район охватывает территории с максимальным количеством осадков (Карпаты, Прикарпатье, Закарпатье, а также большая часть западных и северо-западных областей). Количество осадков в этом районе составляет 600 – 1600 мм.

2. *Районы с неустойчивым увлажнением.* Этот район охватывает северо-восточную и центральную часть страны с годовым количеством осадков в пределах 500 – 600 мм. В этом районе увеличивается вероятность засушливых лет, по сравнению с западными областями.

3. *Район с недостаточным увлажнением.* Включает в себя восточную и южную части Украины. Для него характерна наибольшая вероятность засушливых периодов, а количество осадков составляет всего 400 – 500 мм, а в прибрежной зоне – менее 400 мм в год.

На территории Украины распределение температуры воздуха обусловлено географическим положением, радиационным режимом, особенностями подстилающей поверхности и циркуляционными условиями. Воздействие каждого фактора в течение года различается. В зимний период температурный режим формируется под влиянием циркуляции атмосферы, и связанной с ней адвекцией воздушных масс. Роль солнечной радиации уменьшается вследствие уменьшения высоты солнца, продолжительности дня, увеличения количества облачности. Наиболее тёплыми остаются западные и юго-западные регионы, которые пребывают под влиянием воздушных масс со Средиземного и Чёрного морей. По мере продвижения на восток и северо-восток учащаются вторжения воздуха с Азии и Арктики, поэтому здесь отмечается наиболее низкая температура воздуха.

В летний период термический режим определяется значительной инсоляцией, слабой адвекцией и характером подстилающей поверхности. Максимальная высота солнца и продолжительность дня обеспечивают интенсивный прогрев подстилающей поверхности и воздуха. Роль циркуляционных факторов ослабляется, вследствие чего уменьшаются колебания значений температуры воздуха.

Отдельный температурный режим формируется в Украинских Карпатах и Крымских горах. Основным фактором, который определяет распределение температуры в горах, является рельеф. Отдельные его элементы тесно связаны с температурным вертикальным градиентом.

Как особый климатический район выделяется Южный берег Крыма (ЮБК), который благодаря своему расположению наиболее обеспечен светом и теплом. Температурный режим здесь формируется под влиянием комплекса факторов: близости моря, контуров побережья, их расчленённость, бризовой циркуляции и т.п.

Температуры воздуха самого холодного месяца (января) почти повсеместно (кроме Южного берега Крыма) отрицательные (в среднем $-2...-7,5^{\circ}\text{C}$), а самого тёплого (июля) $+17,5...+22^{\circ}\text{C}$. Средняя продолжительность безморозного периода колеблется от 260-270 дней в южной части Крыма до 170 дней на северо-востоке страны. Наблюдаются существенные колебания и среднегодовых температур. Абсолютные максимумы температур достигают $+36...+42^{\circ}\text{C}$ летом и $+6...+18^{\circ}\text{C}$ зимой, абсолютные минимумы – соответственно -30°C (на юге) и -40°C (на востоке).

Сезонный температурный режим существенно изменяется по регионам страны. Периоды, когда средняя температура воздуха превышает $+20^{\circ}\text{C}$, на юге длятся до трёх месяцев, при этом практически отсутствуя на западе и севере. Морозный период со средней температурой воздуха ниже 0°C преимущественно колеблется от 2 месяцев на юге до 5 месяцев на северо-востоке страны [6, 32].

Изменчивость температуры воздуха характеризуется выраженным годовым ходом, имеющим обратную зависимость от количества поступающей солнечной радиации. С января по июль, по мере увеличения инсоляции, изменчивость температуры воздуха постепенно уменьшается, а с августа по декабрь – возрастает. Наибольшие значения ($3 - 4^{\circ}\text{C}$) среднего квадратического отклонения среднемесячной температуры воздуха

наблюдаются в зимние месяца (за исключением ЮБК, где они не превышают 2 °С).

Весной изменчивость уменьшается и летом достигает наименьших значений (1 – 2°С). Осенью увеличивается влияние циркуляционных процессов и соответственно, расширяются границы колебания температуры воздуха. Особенности развития синоптических процессов отражаются на характере изменчивости температуры каждого конкретного года.

Важным показателем изменчивости среднемесячной температуры воздуха в отдельные годы является абсолютное отклонение температуры данного месяца от климатической нормы.

Максимальные (положительные и отрицательные) отклонения от нормы средней температуры воздуха отмечаются в зимний период. Они связаны с мощной адвекцией холодных, либо тёплых воздушных масс, которые охватывают всю территорию или значительные её части. В аномально холодные зимние месяцы (1893, 1929, 1954, 1963, 1972, 1985, 1987 гг.) абсолютные отклонения достигали 9 – 12°С, в аномально тёплые (1899, 1925, 1936, 1948, 1966, 2007 гг.) превышение нормы было на 6 – 8°С. В холодном феврале 1929 г. на северо-западе страны отрицательные отклонения достигали значений 10 – 13°С.

Очень тёплым был январь 1936 г., когда средняя температура по всей территории превышала норму на 5 – 7°С. Наибольшие положительные отклонения отмечались в Приднестровье и в районе Подольской возвышенности. За весь период наблюдений самым тёплым на территории Украины оказался февраль 2002 г., когда температура воздуха превышала норму на 5 – 9°С, за исключением крайних северных районов, где самым тёплым был февраль 1990 г. [6]

В летний период самые низкие значения среднемесячной температуры воздуха также связаны с адвекцией холодных масс с севера / северо-востока. В аномально тёплые и холодные летние месяца абсолютные отклонения от нормы составляли 2 – 6°С. Самая высокая температура наблюдалась в июле

1936, 2001 гг., а также в течение июля – августа 2010 г., когда температура повсюду была на 3 – 7°C выше нормы. Наиболее холодным выдался июль 1912 и 1979 гг., когда отклонения от нормы достигали 3 – 5°C.

В переходные сезоны (весна и осень) наиболее тёплым был апрель 1950 г., а самым холодным – апрель 1929 г. с отклонениями 5 – 6°C. Самый тёплый октябрь был отмечен в 1935 и 1966 гг., а наиболее холодный – в 1946 г., когда отклонения от нормы достигли 3 – 6°C [65].

Анализируя пространственное распределение атмосферного давления, температуры воздуха, количества и изменчивости осадков, в пределах страны можно выделить ряд климатических регионов. Разделительной границей между Северной и Южной климатическими областями является «ось Воейкова». Ниже в таблице 1.1 представлены основные климатические характеристики каждой области.

Таблица 1.1

Климатическое районирование территории Украины [32].

	Расположение	Т июля, °С	Т января, °С	Осадки (год)
Северная климатическая область	Полесье и лесостепь	+15,5...+20,5	-6,5...-8,5	480-690 мм
Южная климатическая область	Лесостепь и степь	+21,5...+26,0	-2,0...-7,0	370-465 мм
Средиземноморская климатическая область	ЮБК	+20,0...+24,0	> 0	540-690
Горная климатическая область	Карпаты, Крымские горы	+8,0...+14,0	-4,0...-10,0	745-1450

Выводы к разделу 1.

Таким образом, удалённость Украины от океанов, континентальной Евразии и преимущественно равнинный характер её территории определяют климат страны как умеренно континентальный, постепенно изменяющийся с запада на восток. Лишь узкая прибрежная полоса Южного берега Крыма характеризуется субтропическим (средиземноморского типа) климатом.

В пределах Украины можно выделить четыре агроклиматические зоны, постепенно переходящие одна в другую. В северо-западной части расположена тёплая зона с достаточной увлажненностью. На юго-восток от неё протягивается тёплая зона со средней увлажненностью. Далее в юго-восточном направлении находится очень тёплая засушливая зона, а вся южная часть страны размещена в умеренно жаркой засушливой зоне.

Территории Украины, несмотря на преобладающий умеренно континентальный климат, свойственны довольно значительные отличия во влажности климата, температурном режиме, продолжительности вегетационного периода и др.

Регулярное чередование влияния западного (влажного атлантического) и восточного (сухого континентального) воздуха в условиях преимущественно равнинной территории Украины вызывает частую смену циклонической деятельности антициклонической и наоборот. Летом это сказывается на изменении тёплых воздушных масс более влажными и умеренно тёплыми атлантическими, а зимой – тёплых атлантических масс холодными, поступающими с Севера и Сибири. В отдельные годы наблюдаются значительные отклонения большинства многолетних средних параметров климатических характеристик.

РАЗДЕЛ 2. ИСТОРИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ВЗГЛЯДОВ НА ПРОБЛЕМУ ИЗМЕНЧИВОСТИ КЛИМАТА ПОД ВЛИЯНИЕМ ПРОЦЕССОВ В СИСТЕМЕ «ОКЕАН-АТМОСФЕРА»

Региональные и глобальные изменения климатических условий различного временного масштаба являются одной из наиболее актуальных проблем современности, поскольку оказывают влияние практически на все отрасли жизнедеятельности человечества [69, 102].

Мировой океан, который занимает 71% площади всего земного шара, имеет тесную и неразрывную связь с атмосферой и сушей. Поэтому давно условились объединять эти три звена в единую климатическую систему Океан-Атмосфера-Суша. Неоднородность распределения суши и моря по Земле отражается на процессах в атмосфере. Суша выступает в роли посредника между атмосферой и Мировым океаном, которая обуславливает определённый механизм взаимодействия между двумя огромными системами.

Главным источником всех процессов в океане и атмосфере выступает солнечная радиация, приход которой на земную поверхность является стабильным и выражается через солнечную постоянную. Этот показатель характеризует количество солнечной энергии, поступающей за единицу времени, на верхнюю границу атмосферы перпендикулярно к солнечным лучам. Это значение является постоянным, если рассматривать временные масштабы в рамках десятилетий, а его значение составляет $1,37 \text{ кВт/м}^2$ [12, 29, 39, 68].

Все процессы в системе Океан-Атмосфера представляют собой различные части единого механизма, в котором происходит трансформация тепловой энергии Солнца в иные виды энергии [61]. Тепловое и динамическое взаимодействие, а также обмен влагой являются основными в этом взаимодействии. Но нельзя также исключать взаимодействие

атмосферы с поверхностью материков, без которого крупномасштабное взаимодействие было бы не полным [119].

Следует отметить, что в тепловом отношении океан более активен, поскольку обладает большим запасом тепла, атмосфера же более активна в динамическом плане в силу большей подвижности и больших запасов кинетической энергии.

В некоторых процессах можно заметить преобладание определённо направленного воздействия атмосферы на океан, либо океана на атмосферу. Однако, в целом, процессы взаимодействия в системе О-А происходят с активной обратной связью. Поэтому причины и следствия в цепи взаимодействия могут меняться местами и в большинстве случаев не удаётся указать, скрыты причины в атмосфере или же в океане [18,19].

Итогом теплового и динамического взаимодействия газообразной и жидкой оболочек Земли является существование основного фона жизни океана и атмосферы, на котором развиваются все остальные физические, химические, биологические и геологические процессы [41].

Что касается одностороннего воздействия атмосферы на океан, то оно проявляется в основном в передаче ему количества движения. Под действием касательного напряжения и пульсаций давления турбулентного ветрового потока, в океане возникают дрейфовые течения, ветровое волнение, внутренние волны. Энергией циркуляции атмосферы обусловлены главные черты системы общей циркуляции вод океана, ветрового волнения, уровенной поверхности. Кроме того, колебания атмосферного давления, особенно при прохождении циклонов, создают в океане градиентные течения, долгопериодные внутренние волны, сгонно-нагонные изменения уровня. Одним из следствий прохождения циклонов (в основном, тропических), является интенсивный апвеллинг холодных глубинных вод к поверхности [10].

Воздействие океана на атмосферу проявляется главным образом, в передачи ей тепла и влаги. Огромную роль при этом играет скрытая теплота,

которая содержится в водяном паре и реализуется в процессах конденсации. Тепло океана в свою очередь, передаётся в атмосферу посредством испарения, турбулентного теплообмена и длинноволнового радиационного излучения с поверхности океана. В силу большей тепловой инерции деятельного слоя океана, его тепловое состояние более стабильно и меняется во времени медленнее, чем тепловое состояние атмосферы. В результате, крупномасштабные движения в атмосфере стремятся приспособиться к тепловому состоянию океана [2,3].

Распределение величин результирующего теплообмена океана с атмосферой определяет районы наибольшего поступления тепловой энергии в атмосферу, а следовательно, определяет и районы наибольшей термодинамической активности в атмосфере. Такими районами являются в основном, системы крупных течений, таких как Кюросио и Гольфстрим.

Важную роль в процессах взаимодействия атмосферы и океана играет облачность. В облачности при конденсации выделяется скрытая теплота испарения, но в тоже время она экранирует прямую солнечную радиацию. Поэтому распределение облачности создает неравномерность в прогреве верхних слоев океана. Длительные аномалии в количестве облаков над данным районом океана способствуют образованию аномалий теплосодержания деятельного слоя. При этом изменяется испарение, турбулентный и лучистый теплообмен океана с атмосферой, что соответствующим образом изменяет облачность и другие характеристики атмосферы. Таким образом, облачность осуществляет обратную связь в процессах воздействия океана на атмосферу и может придавать этим процессам колебательный характер [10, 22].

В районах частой повторяемости штормов резко увеличиваются турбулентные потоки тепла и влаги, в результате чего эти области являются очагами интенсивного взаимодействия океана и атмосферы.

Морской лед также играет роль своеобразного регулятора в теплопередаче от океана в атмосферу в полярных областях, уменьшая теплообмен между океаном и атмосферой [79, 100].

На рисунке 2.1 представлены всевозможные взаимосвязи между океаном и атмосферой, среди которых можно выделить: потоки радиации, ламинарные и турбулентные движения, перераспределение тепла и энергии между двумя системами, обмен моментом количества движения, формирование вихревых структур и т.п. [76].

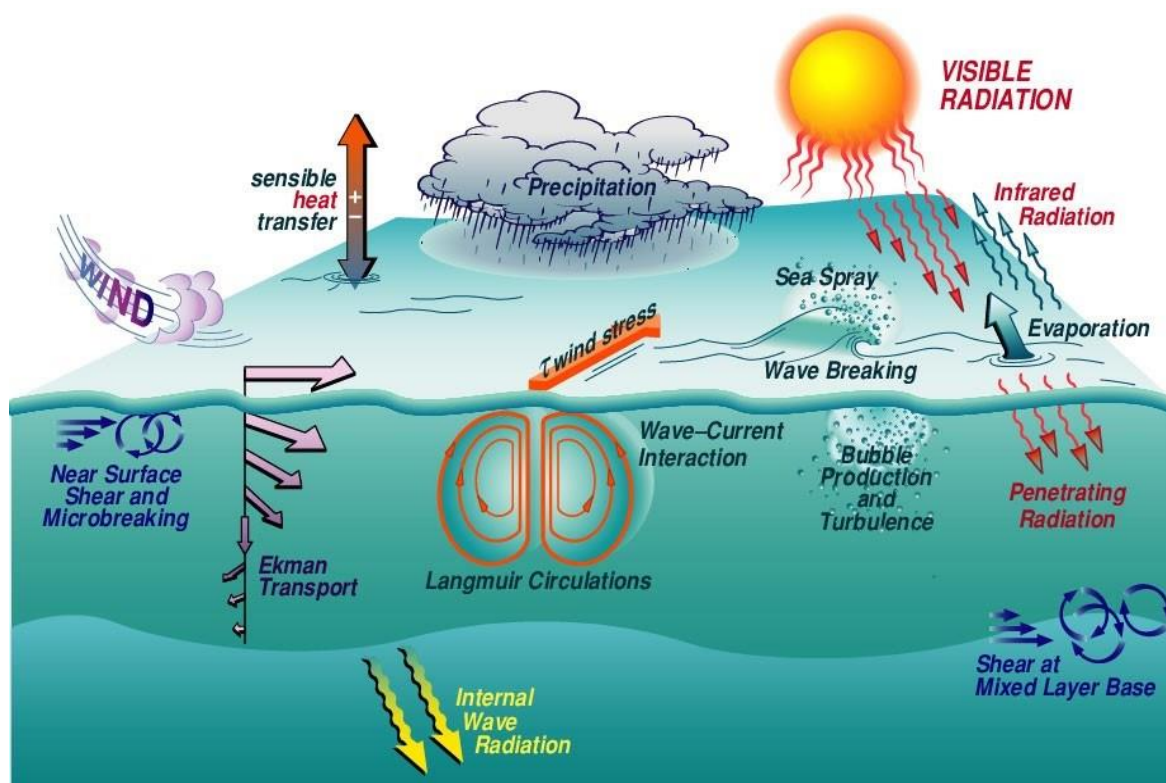


Рисунок 2.1 – Механизмы взаимодействия Мирового океана и атмосферы (по CBLAST - Coupled Boundary Layers/Air-Sea Transfer).

Поскольку атмосфера и океан пребывают в постоянном движении относительно друг друга, то следствием такого взаимодействия является формирование климатических вариаций с различной временной изменчивостью. Ведь климат можно рассматривать как квазистационарную систему лишь в рамках длительных временных интервалах. Если же

рассматривать климатический режим в межгодовом и междесятилетнем масштабах, то в нём надёжно выделяются короткопериодные вариации с типичными периодами от 2 до 7 – 10 лет, которые носят глобальный характер. Подобные вариации, или колебания, в системе океан-атмосфера способны оказывать влияние на климатический режим различных регионов Земли посредством *удалённых связей*. Поэтому выявление таких связей является одной из главных задач в анализе климатической изменчивости. На данный момент существует несколько общепринятых подходов, позволяющих выделить вариационные сигналы в системе О-А с высокой степенью достоверности [31, 41].

Наиболее первое упоминание термина «удалённая связь» (teleconnection) связано с работой (*Ångström, 1935*), который исследовал хорошо известное Северо-Атлантическое колебание. Основной целью в ранних исследованиях особенностей удалённых связей являлось установление соотношений между погодными особенностями в различных уголках планеты, которые могут быть использованы для составления сезонных прогнозов (*Walker, Bliss, [132]*). Наиболее ранние подходы в решении данной проблемы отличались высокой степенью эмпиричности и в значительной степени основывались на статистических методах.

Гилберт Уокер первым попытался понять и идентифицировать низкочастотные режимы изменчивости в атмосфере. Он также первым использовал метод статистической регрессии для поисков режимов удалённой связи в атмосфере. Уокер применял корреляционный метод для изучения удалённых связей и метод множественной регрессии для решения проблемы долгосрочного прогнозирования погоды. Его основные идеи впервые были опубликованы в 1932 году, где он впервые описал три доминирующих режима изменчивости в системе О-А: Южное Колебание, Северо-Атлантическое колебание, Северо-Тихоокеанское колебание (СТК).

После 1960-х годов возник большой интерес к Южному колебанию и его влиянию на глобальный климат планеты [64, 107]. Целесообразность

эмпирических методов Уокера снова была признана многими исследователями, которые применяли их к новым типам данных. *Van Loon* и *Rogers* [126] подтвердили правдивость многих результатов исследования, полученных в своё время Уокером в отношении САК и СТК. В своих исследованиях о колебаниях температуры в Гренландии и Северной Европе, *Van Loon* и *Rogers* вывели новый индекс для идентификации САК, который основан исключительно на разнице температуры воздуха между Гренландией и Норвегией.

Wallace и *Gutzler* [108] были первыми, кто предложил использовать среднемесячные поля приземного давления и геопотенциала в средней тропосфере для изучения удалённых связей в Северном полушарии в течение зимы. Они применяли корреляционный и компонентный методы к 15-летним рядам средnezимних значений геопотенциала на уровне 500 гПа. В результате, построили карты точечной корреляции и представили концепцию удалённых связей. Они идентифицировали режимы удалённых связей по областям с существенными отрицательными коэффициентами корреляции, которые соединили линиями (рис. 2.2 а). На данном рисунке представлены структуры, связанные с СТК и САК. Структура, по форме напоминающая диполь в северо-восточной части Тихого океана можно рассматривать как другой режим изменчивости – Тихоокеанско-Североамериканское колебание (PNA).

На карте удалённых связей для средней тропосферы (рис. 2.2 б) структура более сложная. По данной схеме *Wallace* и *Gutzler* идентифицировали 5 основных режимов циркуляции, которые назвали в соответствии с их географическим положением: Западнотихоокеанская, Западно-Атлантическая, Тихоокеанско-Североамериканская и Евразийская структуры. Первые два режима представляют собой простую двухполюсную структуру над западными регионами океанов, в то время как PNA представляет собой сложную четырёхполюсный режим изменчивости над северо-восточной частью Тихого океана и Северной Америкой.

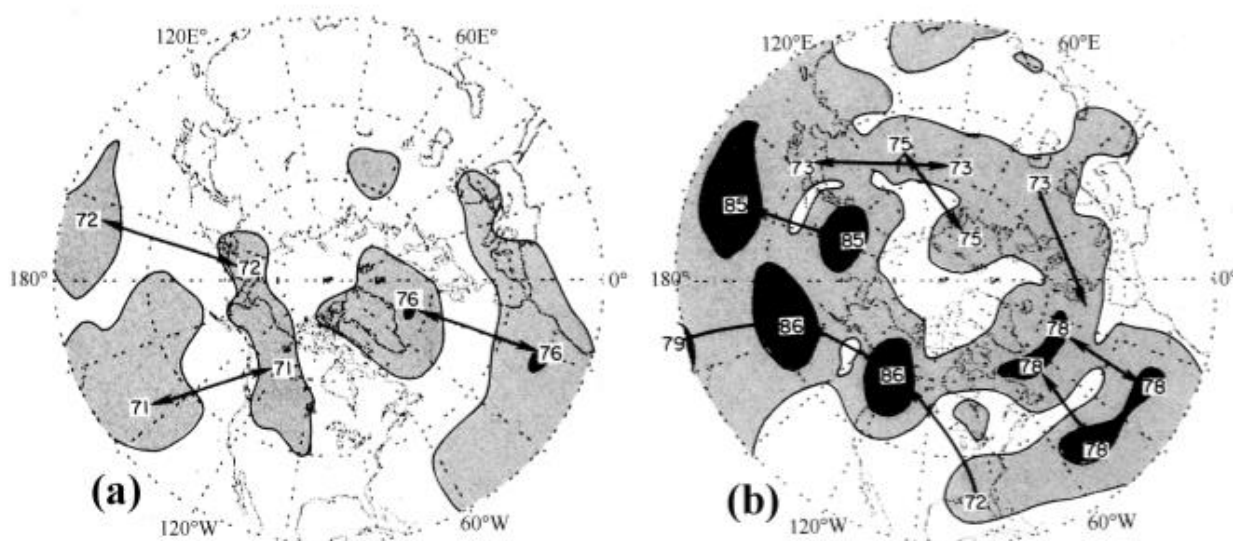


Рисунок 2.2 – Карты с отрицательными коэффициентами корреляции в Северном полушарии для приземного поля давления (а) и на уровне 500 гПа (б) [по *Wallace* и *Gutzler*, 1981].

Восточно-Атлантическая структура состоит из двух центров действия на востоке Северной Атлантике и одним центром вблизи Чёрного моря. Евразийская структура характеризуется особенной вытянутостью в широтном направлении – от Скандинавии до Японии вдоль всей северной части Евразии.

Несколько позднее, *Horel* [107] подтвердил в своих исследованиях большую часть режимов изменчивости, выявленных *Wallace* и *Gutzler*, применив метод вращающихся компонент – Rotated Principal Component Analysis (RPCA).

Другое важное исследование по низкочастотной изменчивости атмосферной циркуляции было проведено *Esbensen* [96] в 1984 году. Используя 30-летние ряды значений геопотенциала на уровне 700 гПа и метод пространственного корреляционного анализа, он провёл различие между внутрисезонной и межгодовой изменчивостями. Ко внутрисезонным режимам изменчивости, *Esbensen* включил три из пяти колебаний, выявленных *Wallace* и *Gutzler* (Западно-Атлантическое, Западно-Тихоокеанское и Тихоокеанско-Североамериканское), а также обнаружил

новую моду изменчивости над Азией. Все указанные структуры обобщены на рисунке 2.3. Две диполеподобных моды изменчивости, наблюдаемые в западных секторах Северной Атлантики и на севере Тихого океана, представляют собой Западно-атлантическое и Западно-Тихоокеанское колебания соответственно, в то время как Тихоокеанско-Североамериканское колебание (ТСК) имеет 3 полюса на Севере Тихого океана, юго-западе Канады и юго-востоке США.

Обнаруживается достаточно сложная картина изменчивости атмосферной циркуляции при детальном рассмотрении рисунка 2.3. Чётко прослеживается лишь ТСК, в то время как остальные моды внутрисезонного масштаба отсутствуют. В то же время, Евразийский режим, который имел нечёткую картину на внутрисезонном масштабе, на внутригодовом хорошо прослеживается. Другим режимом, выявленным на данной схеме является двухполюсное СТК. Другой режим изменчивости с центрами в Северной Атлантике, на Севере Тихого океана и над Байкалом *Esbensen* назвал как «Зонально-симметрическое колебание» (ЗСК). Кроме того, в данном исследовании *Esbensen* провёл корреляционный анализ и выявил, что большинство режимов изменчивости оказались независимыми, но СТК, ТСК и ЗСК проявляли слабую корреляционную связь в межгодовом масштабе. Он также отметил, что такая межструктурная связь может быть следствием того, что все три моды имеют один общий полюс в северо-восточной части Тихого океана.

Детальное сравнительно исследование между отдельными режимами изменчивости в атмосфере Северного полушария было проведено *Barnston* и *Livezey* в 1987 году [74]. Они применили метод вращающихся компонент (RPCA) к 34-летним рядам данных высоты геопотенциальной поверхности 700 гПа. В своей работе, они выявили 9 наиболее важных мод изменчивости, выделяющихся в зимний период. Среди них были САК и ТСК. Также они обнаружили три моды над Евразией и новый режим над Северной Америкой,

который идентифицировали как Тропическое колебание Северного полушария (TNH).

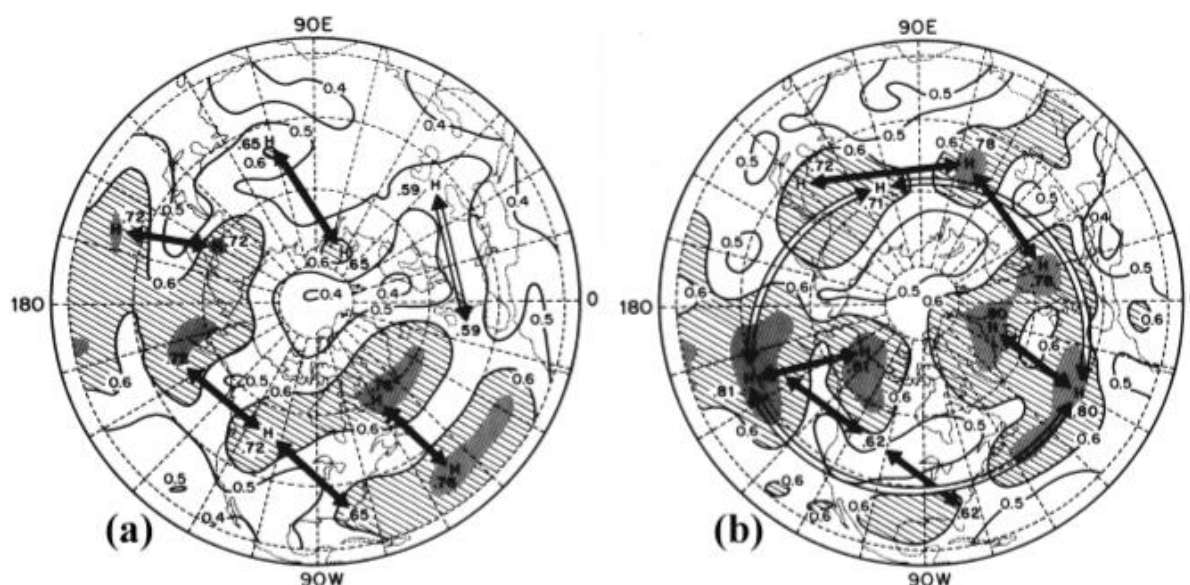


Рисунок 2.3 – Поля удалённых связей в Северном полушарии внутрисезонного (а) и межгодового (б) масштабов. По *Esbensen, 1984*.

В 1984 г. *Blackmon* построил карты одноточечной корреляции, используя ряд данных высоты геопотенциала на уровне 500 гПа за 18 зим. Он провёл осреднение исходных данных и разделили их на три периода с разной продолжительностью:

- ✓ длительный (30-90 дней);
- ✓ среднесрочный (10-30 дней);
- ✓ краткосрочный (2,5 – 6 дней).

На построенных картах одноточечной корреляции с использованием периода 30-90 дней он выявил режимы изменчивости, структура которых напоминала моды, обнаруженных *Wallace* и *Gutzler*. Таким образом, *Blackmon* подтвердил своим исследованием результаты, полученные ранее.

В 1989 году *Kushnir* и *Wallace* [113] подтвердили полученные результаты *Blackmon*, применив метод вращающихся компонент к 39-летнему набору данных геопотенциальной высоты 500 гПа. Они описали

особенности атмосферной изменчивости с различной периодичностью: 10-60 дней (декадный масштаб), 60-180 дней (внутримесячный масштаб) и более 180 дней (межгодовой масштаб). В результате оказалось, что зонально ориентированные изменчивости над континентами имеют преобладающую периодичность 10 – 60 суток, а меридианально ориентированные двухполюсные структуры над акваторией океанов прослеживаются в масштабе более низких частот (внутрисезонного и межгодового масштабов). Наиболее выраженными колебаниями в указанных временных масштабах являются ТСК и САК.

Среди недавних исследований, посвящённых низкочастотной изменчивости в атмосфере следует отметить работу *Pavan* 2000 года. В ней автор применил метод компонентного анализа к среднемесячным полям аномалий геопотенциальной высоты 500 гПа для зимнего сезона (декабрь – март) по данным ре-анализа NCEP/NCAR. В итоге, были подтверждены такие моды изменчивости как САК, ТСК, ВАК, Сканд. и Западно-Тихоокеанское колебание. Он также установил соотношения между состоянием атмосферной циркуляции (блокирование, зональный/меридиональный перенос и т.д.) и фазой отдельных мод изменчивости. К примеру, установлено, что проявление Восточно-Атлантического и Скандинавского колебаний связано с возникновением аномалий ТПО (температуры поверхности моря), так же как и ЭНЮК (Эль-Ниньо – Южное колебание) [13, 28, 99]. Он также предположил, что вызывающие изменения ТПО в структуре САК более очевидны на междекадном масштабе времени, чем во внутриведекадном.

Важные исследования были проведены Бардином М.Ю., Воскресенской Е.Н., и Смирновым Н.П., в которых описывалась структура Тихоокеанской осцилляции и его влияние на климатические характеристики на территории Европы и северной части Тихого океана [9, 63].

В последние несколько десятилетий в результате разложения глобальных полей атмосферного давления, а также других параметров

системы океан-атмосфера (температура, потоки тепла), было выделено несколько дальнедействующих климатических сигналов [20], которые определяют межгодовую изменчивость гидрометеорологических характеристик в глобальном и региональном масштабах. Основными и наиболее крупномасштабными являются следующие:

- ✓ Эль-Ниньо-Южное колебание (ЭНЮК);
- ✓ Северо-Атлантическое колебание (САК);
- ✓ Восточно-Атлантическое колебание (ВАК);
- ✓ Индоокеанский диполь (ИОД)
- ✓ Тихоокеанская декадная осцилляция (ТДО)

Кроме вышеперечисленных, существует ещё около десятка менее крупномасштабных режимов, среди которых Скандинавское колебание, Восточно-Атлантическое/Западно-Российское и др.

При помощи построения карт пространственной корреляции, были получены и другие низкочастотные климатические сигналы. Среди наиболее известных можно отметить Арктическое колебание и Северноморско-Каспийскую осцилляцию. Ранее уже предпринимались попытки установления взаимосвязи между аномальными характеристиками климата в Украине и процессами в системе О-А [60].

В следующих главах мы более подробно остановимся на рассмотрении каждого типа изменчивости, которые непосредственно являются источниками температурных аномалий над Восточной Европой и Украиной в частности.

Выводы к разделу 2

Вариации в многолетнем ходе элементов погоды в свое время вызвали предположение о циклическом изменении климата за историческую эпоху на территориях целых материков с увеличением степени аридности (гумидности). В работах европейских климатологов 50 - 90-х годов прошлого века этот вопрос неоднократно подвергался детальному рассмотрению, но каждый раз приводил к противоречиям и противоречивым результатам.

Тесная взаимосвязь между процессами в Мировом океане и атмосфере была выявлена ещё в начале XX века, когда короткопериодные вариации регионального климата на территории Европы привязывались к особенностям циркуляции атмосферы в Северной Атлантике. Ведь атмосфера и океан представляют собой две системы, в пределах которых происходит постоянный обмен потоками радиации, перераспределение тепла и энергии между двумя системами, обмен моментом количества движения, формирование вихревых структур и т.п. По этой причине, в этой системе возникают низкочастотные колебания с типичными периодичностями порядка 2-7 лет, которые способны оказывать влияние на климатический режим различных регионов Земли посредством удалённых связей.

Среди первопроходцев, которые научились выявлять такие колебательные механизмы (климатические сигналы), можно отметить следующих: *Ångström*, *Walker*, *Bliss* и другие. Они пытались установить взаимосвязи между погодными особенностями в различных районах Европы. Позднее, их идеи были развиты и усовершенствованы такими климатологами как *Van Loon*, *Rogers*, *Wallace*, *Gutzler*, *Horel* и др., которые научились выделять региональные климатические сигналы на основе приземных полей давления. Позднее, в 80-х годах прошлого века значительный прорыв совершили *Barnston* и *Livezey*, которые применили метод вращающихся компонент к среднемесячным полям геопотенциала в средней тропосфере.

Благодаря данному подходу им удалось детально описать целую систему режимов удалённых связей в Северном полушарии.

В наше время проблема изменчивости климата, а в частности – изучение особенностей влияния процессов в системе Океан-Атмосфера является весьма актуальной, поскольку существенным образом влияет на социально-экономическое положение многих стран. Поэтому в этой сфере работает множество учёных. Среди наиболее известных, можно выделить следующих: *Kushnir, Wallace, Kutiel H., Benaroch Y., Murat GuËnduËz, Palutikof J. P., Papadopoulos V. Полонский А.Б., Воскресенская Е.Н., Нестеров Е.С., Башарин Д.В. и др.*

РАЗДЕЛ 3. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ

Поскольку главной целью исследования является определение степени и характера влияния различных режимов изменчивости в Северном полушарии на приземную температуру воздуха в Украине и Восточной Европе в зимний период, то в работе привлекались четыре набора данных температуры воздуха.

1. Данные ре-анализа (NCEP/NCAR reanalysis I) среднемесячной температуры воздуха с декабря по март включительно в узлах регулярной сетки, размером $2,5 \times 2,5$ градуса для региона, ограниченного координатами: $20-45^\circ$ в.д. и $55-40^\circ$ с.ш; всего данные были взяты для 77 узлов (см. рис. 3.1).

Это первая версия ре-анализа, разработанная Отделом физических наук (Physical Sciences Division) в лаборатории по изучению Земли (Earth System Research Laboratory). Данный тип ре-анализа создан, путём накопления фактических значений температуры воздуха, измеренных на метеостанциях, морских буях, в результате радиозондирования, спутниковых наблюдений и т.п. Затем, полученные данные с помощью климатических моделей и различных методов интерполяции равномерно накладываются на земную поверхность с определённым пространственным шагом (в нашем случае, это $2,5 \times 2,5^\circ$).

Информация предоставлена Национальным центром по атмосферным исследованиям (NCEP/NCAR), Боулдер, штат Колорадо, США за период 1950 – 2012 гг. [118].

2. Для более детального исследования влияния наиболее крупного режима изменчивости в Атлантико-Европейском регионе – Северо-Атлантического колебания, мы использовали фактические среднемесячные значения температуры воздуха по 27 станциям Украины (рис. 3.2а) за 50-летний период (с 1951 по 2000 гг.) для зимнего сезона (с декабря по март).

Информация предоставлена Национальным центром климатических данных (NCDC, USA).

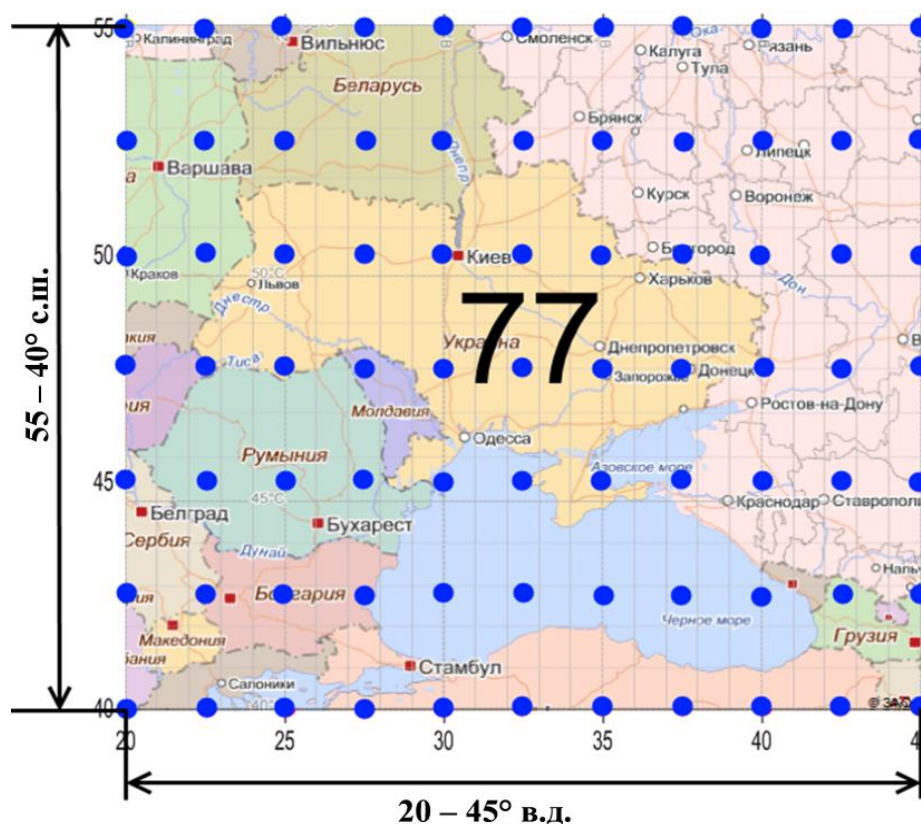


Рисунок 3.1 – Исследуемая область и узлы регулярной координатной сетки, для которых были взяты данные ре-анализа NCEP/NCAR.

3. Фактические данные среднемесячной температуры воздуха на 38 метеорологических станциях (рис. 3.2в), расположенных в лесостепной и степной зонах левобережной Украины, с декабря по февраль за период с 1951 по 2000 гг. (предоставлены Центральной геофизической обсерваторией, Киев).

4. Привлекались данные стандартных наблюдений за январь-февраль 1950-2012 гг. на 12 гидрометеорологических станциях (рис. 3.2б), расположенных в границах рассматриваемого региона (в гг. Варшава, Волгоград, Кишинёв, Минск, Ровно, Ростов-на-Дону, Симферополь, София, Тбилиси, Тула, Ужгород, Харьков). По этим данным анализировалась связь

экстремальных среднемесячных термических аномалий с циркуляционными индексами.

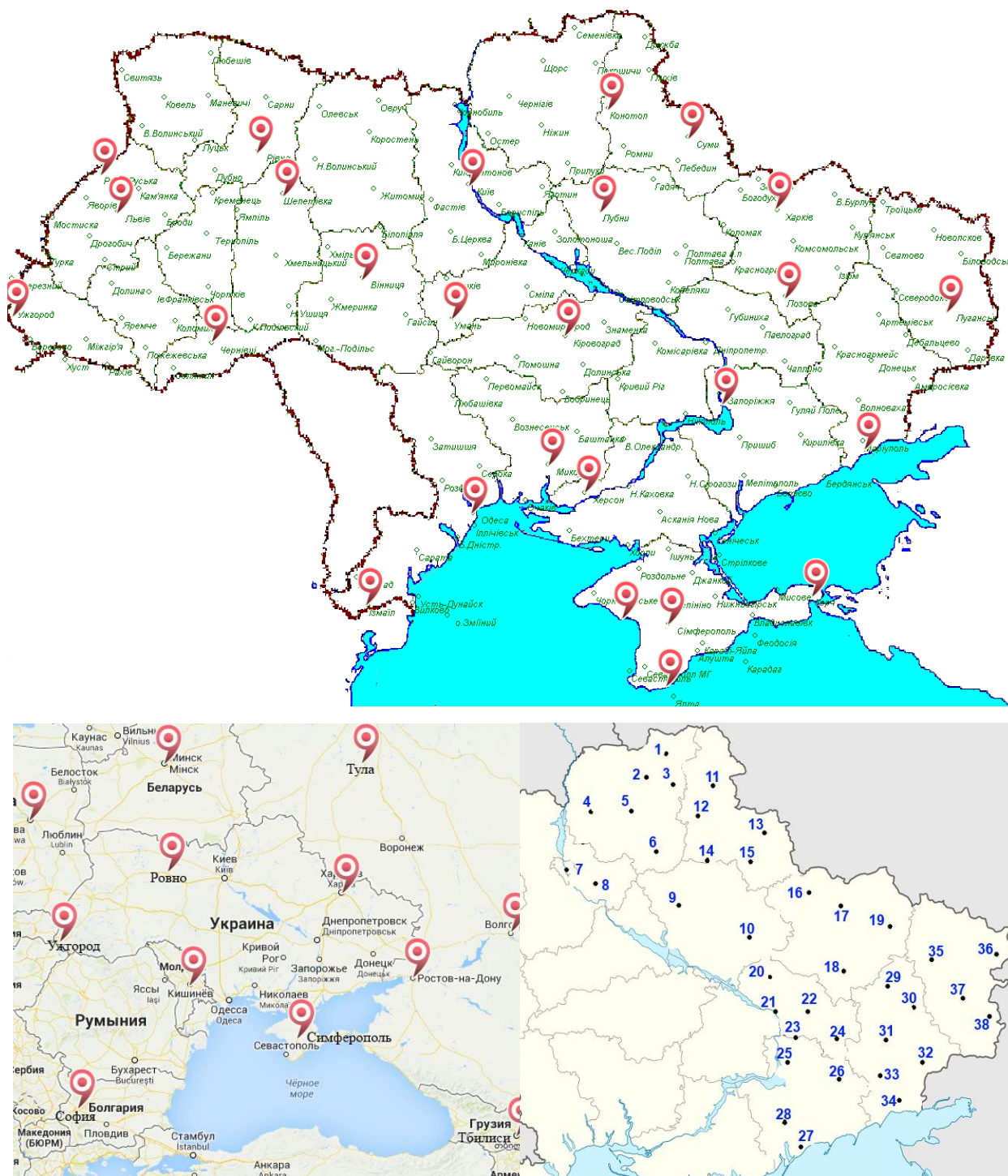


Рисунок 3.2 – Схематическое расположение метеорологических станций, данные которых использовались в диссертации: а – 27 станций Украины, б – 12 станций по территории Восточной Европы, в – 38 станций в Левобережной Украине.

Для того, что бы можно было оценить меру интенсивности определённого режима изменчивости в системе О-А, фазовое состояние, динамику во времени, а также анализировать особенности влияния на поля различных гидрометеорологических характеристик, в климатологии активно используются различные наборы климатических индикаторов (циркуляционных индексов). Они являются количественными показателями состояния низкочастотных режимов изменчивости. Существует достаточное количество методик для расчета таких индикаторов. В данном исследовании мы использовали наборы климатических индексов, которые рассчитаны по разности давления между полюсами режимов изменчивости, а также путём разложения на ЭОФ полей геопотенциала в средней тропосфере. Всего было привлечено семь наборов климатических индексов:

1. *Индекс Северо-Атлантического колебания*, рассчитанный по методике Джеймса Харрела для зимних месяцев (декабрь-март) как разность нормированного среднемесячного давления на уровне моря (SLP) на станциях Лиссабон (Португалия) и Рейкьявик (Исландия). Нормировка производилась на стандартное отклонение, рассчитанное по базовому периоду 1864-1983 гг [104]. (Climate Analysis Section, NCAR, Boulder, USA). Для композитного анализа применялся другой тип индекса САК, рассчитанного на основе разложения полей аномалий геопотенциала H_{700} по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ), а в дальнейшем по «повернутым» ЭОФ на основе Varimax-вращения [114]. Эти индексы регулярно публикуются в Бюллетене по диагнозу климата (Climate diagnostic bulletin) Центра прогноза климата США [82] (с 2005 г. индексы рассчитываются по полям нормированных аномалий H_{500} на основе базового периода 1981–2010 гг.).

2. *Индекс Восточно-Атлантического колебания* (рассчитывается в результате анализа ЭОФ геопотенциальной поверхности 500 гПа в Северном полушарии (по методике *Barnston and Livezey*). Значения индекса нормируются относительно базового периода 1981-2010 гг. – предоставлен

Национальным центром прогнозирования климата (Climate Prediction Center, NOAA/ National Weather Service) [83];

3. *Индекс Скандинавского колебания (Scandinavia pattern)* - рассчитывается в результате анализа ЭОФ геопотенциальной поверхности 500 гПа в Северном полушарии (по методике *Barnston and Livezey*). Значения индекса нормируются относительно базового периода 1981-2010 гг. – предоставлен Национальным центром прогнозирования климата (Climate Prediction Center, NOAA/ National Weather Service) [86];

4. *Индекс Восточноатлантического / Западнороссийского колебания (EATL/WRUS)* - рассчитывается в результате анализа ЭОФ геопотенциальной поверхности 500 гПа в Северном полушарии (по методике *Barnston and Livezey*). Значения индекса нормируются относительно базового периода 1981-2010 гг. – предоставлен Национальным центром прогнозирования климата (Climate Prediction Center, NOAA/ National Weather Service) [84];

5. *Индекс Северноморско-Каспийской осцилляции* (рассчитан как нормированная разность высот геопотенциальной поверхности 500 гПа между двумя полюсами: с координатами 0° д., 55° с.ш.; 10° в.д., 55° с.ш. (Северное море) и 50° в.д., 45° с.ш.; 60° в.д., 45° с.ш. (север Каспийского моря) по методике, изложенной в [91]. Рассчитанные значения индекса получены на сайте Центра климатических исследований университета Восточной Англии - Climatic Research Unit, University of East Anglia;

6. *Индекс Арктического колебания* - определяется по первой составляющей разложения ЭОФ поля аномалий высоты геопотенциальной поверхности 1000 гПа для Северного полушария (20-90 с.ш.). Значения индекса нормализованы относительно базового периода 1950-2000 гг. – предоставлено Национальным центром прогнозирования климата (Climate Prediction Center, NOAA/ National Weather Service) CPC/NCEP, NOAA [88].

7. *Индекс Средиземноморского колебания (MOI)*. В работе использовались среднемесячные значения индекса за период 1958 – 2000 гг., рассчитываемого как нормированная разница приземного давления между

Алжиром (36.4°с.ш., 3.1°в.д.) и Каиром (30.1°с.ш., 31.4°в.д.). В качестве исходного материала для расчёта индекса послужил ре-анализ NCEP/NCAR (Climatic Research Unit, University of East Anglia) [91] .

В качестве основного метода статистической обработки исходных данных в настоящей работе был выбран *композитный анализ*. Благодаря данной методике, можно выделить «чистый» сигнал, отвечающий влиянию каждой отдельной ортогональной моды изменчивости на температурный режим Восточной Европы и Причерноморья в зимний период. Данная методика является достаточно распространённой в климатических исследованиях за рубежом.

Основоположниками композитного анализа можно считать Расмуссона и Карпентера (*Rasmusson E.M., Carpenter T.H.*), которые в 1982 году опубликовали работу по исследованию вариаций ТПО в связи с воздействием Эль-Ниньо [125]. Они рассчитывали поля композитов температуры поверхности моря в тропической зоне Тихого океана, а также полей приземного ветра в секторе 30°с.ш. – 30°ю.ш. Преимущество такой методики заключается в том, что без привлечения сложного математического аппарата, удаётся получить количественные и качественные оценки влияния климатических сигналов в системе О-А на метеорологические поля. На территории постсоветского пространства ведущими специалистами, которые используют в своих исследованиях метод композитного анализа, являются Полонский А.Б. и Нестеров Е.С.

Алгоритм данной методики заключается в следующем. Вначале мы проверяем соответствие временного ряда среднемесячных значений индекса колебания нормальному (Гауссовскому) закону распределению по методике, изложенной в [33, 72]. В качестве примера возьмём среднемесячные значения индекса ВАК в феврале. Общая длина выборки составила 63 года (1950 – 2012 гг.). Используя формулу Стеджесса:

$$k = 1 + 3,32 \cdot \lg n, \quad (3.1)$$

находим $k = 7$ градаций. На следующем этапе определяем ширину градаций $\Delta c = (|2,61| + 2,06)/7 = 0,7$. За начальное значение первого интервала примем величину 3,0. Распределение значений индекса по градациям приведено в таблице 3.1.

Из таблицы 3.1 и рисунка 3.3 вытекает, что эмпирическое распределение значений индекса является близким к симметричному. Поэтому, мы выдвигаем гипотезу H_0 о том, что наша выборка значений индекса подчиняется нормальному закону распределения. Затем проводим анализ степени соответствия исходных данных указанному теоретическому закону на основе критерия Пирсона. С помощью повторяемости и других показателей, определяем $\chi^2_{\text{набл}}$. Полученные результаты расчетов приведены в таблице 3.2.

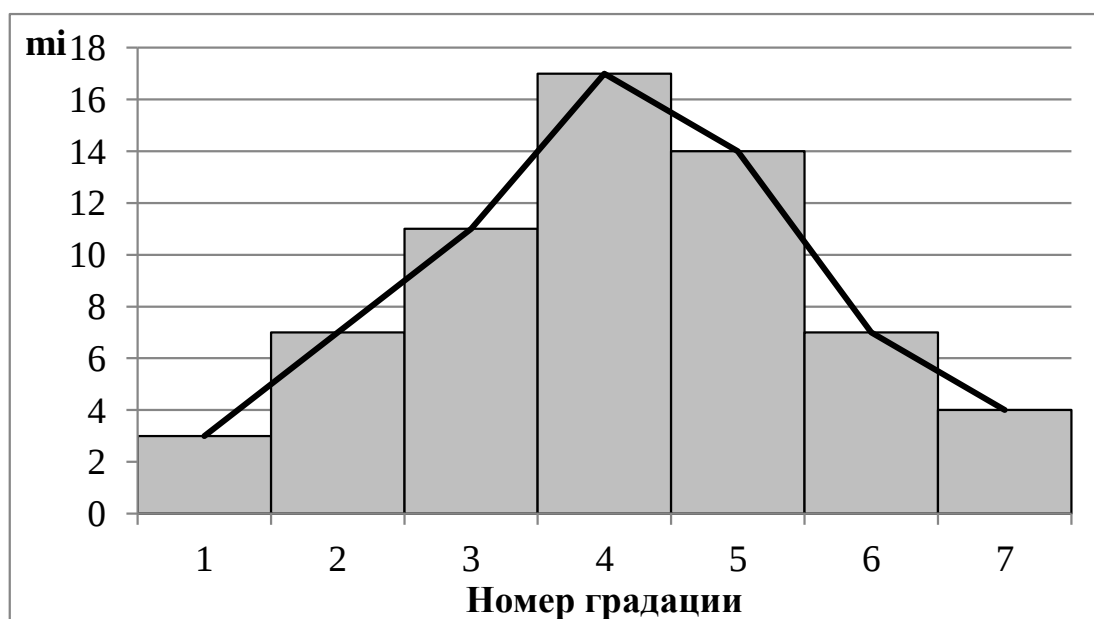


Рисунок 3.3 – Гистограмма и полином среднемесячных значений индекса ВАК в феврале за период с 1950 по 2012 гг.

Таблица 3.1

**Распределение среднемесячных значений индекса ВАК в феврале
за период с 1950 - 2012 гг. по градациям.**

Градация	Ширина градации	Частота, m_i	Частость, m_i/n	$\sum m_i$	$\sum m_i/n$
1	-2,7...-2,0	3	0,05	3	0,05
2	-2,0...-1,3	7	0,11	10	0,16
3	-1,3...-0,6	11	0,17	21	0,33
4	-0,6...0,1	17	0,27	38	0,60
5	0,1...0,8	14	0,22	52	0,82
6	0,8...1,5	7	0,11	59	0,93
7	1,5...2,2	4	0,07	63	1,00
	Σ	63	1,00	-	-

Итак, в результате расчетов, мы получили $\chi^2_{\text{набл.}} = 0,277$ (табл.3.2). Далее осуществляем проверку неравенства $\chi^2_{\text{набл.}} < \chi^2_{\text{кр}}(\alpha, \nu)$. Число степеней свободы для нашего случая равно $\nu = k - 3 = 7 - 3 = 4$. Принимая уровень значимости $\alpha = 0,05$, находим по распределению Пирсона $\chi^2_{\text{кр}} = 9,5$. Мы видим, что $\chi^2_{\text{набл.}} < \chi^2_{\text{кр}}(\alpha, \nu)$, следовательно, у нас нет оснований отвергать гипотезу H_0 о том, что временной ряд среднемесячных значений индекса ВАК в феврале подчиняется нормальному закону распределения. Данная процедура проверки на подчинение выборки нормальному закону распределения была проведена для каждого временного ряда среднемесячных значений индексов колебаний на примере февраля, результаты проверки представлены в приложении А.

Таблица 3.2

**Проверка соответствия эмпирических данных нормальному закону
распределения по критерию Пирсона.**

Градация	Ширина градации	Частота, m_i	Вероятность, p_i	$n \cdot p_i$	$(m_i - n \cdot p_i)^2$	$(m_i - n \cdot p_i)^2 / n \cdot p_i$
1	-2,7...-2,0	3	0,049	3,087	0,008	0,003
2	-2,0...-1,3	7	0,108	6,804	0,038	0,006
3	-1,3...-0,6	11	0,171	10,773	0,052	0,005
4	-0,6...0,1	17	0,260	16,380	0,384	0,002

Продолжение таблицы 3.2						
5	0,1...0,8	14	0,211	13,293	0,500	0,038
6	0,8...1,5	7	0,130	8,190	1,416	0,173
7	1,5...2,2	4	0,071	4,473	0,224	0,050
	Σ	63	1,000	63		0,277

После проверки на подчинение выборки нормальному закону распределения, мы имеем полное право применить к данным стандартные методы статистической обработки.

В начале для конкретного месяца строится временной ряд индекса колебания. Для примера будем использовать временной ряд индекса ВАК в феврале (рис. 3.3). Для этого ряда определяется среднее значение, дисперсия (σ^2) и среднее квадратическое отклонение – СКО (σ). Затем проводится выборка аномальных лет, в которые значение индекса превышает среднее значение как минимум на 1σ (или, наоборот, оказывается меньше среднего на 1σ). Такие годы указаны стрелками на рис. 3.3.

Таким образом, получается две выборки годов со значениями индекса ВАК выше и ниже заданных пределов (таблица 3.3), соответственно экстремально высокие (положительная фаза) и экстремально низкие (отрицательная фаза) значения. Далее, для каждого года выбираем из массива исходных данных ре-анализа (либо фактических значений температуры) соответствующие значения температуры воздуха в феврале (в нашем примере в третьей колонке таблицы 3.3 представлены значения среднемесячной температуры воздуха для первого узла регулярной сетки, имеющего координаты 55° с.ш. и 20° в.д.). Затем рассчитываем средние по двум выборкам (в нашем примере, во время положительной фазы средняя температура составила $-0,3^\circ\text{C}$, а для отрицательной фазы $-2,5^\circ\text{C}$). На заключительном этапе получаем «чистый» сигнал посредством определения разности между средними по выборкам для каждого узла сетки (в нашем случае это $-0,3 - (-2,5) = 2,2$), либо по каждой метеорологической станции (так называемый, «разностный композит»).

Таблица 3.3

**Годы, с аномально высокими и аномально низкими значениями
индекса ВАК и процедура нахождения разностного композита.**

Месяц	Февраль	Температура (для узла 55° с.ш. и 20° в.д.)	Среднее	Сигнал (разностный композит)
Годы с индексом ВАК, превышающим среднее значение на 1 σ и более	1966	−0,3	−0,3	2,2
	1977	−0,7		
	1979	0,1		
	1990	1,1		
	1998	0,0		
	2002	−0,6		
	2007	−2,1		
	2010	−0,1		
Годы с индексом ВАК, величина которого меньше среднего значения на 1 σ и более	1952	−5,5	−2,5	
	1956	−1,8		
	1962	−3,6		
	1965	−1,6		
	1971	−3,6		
	1993	−1,7		
	1999	−1,5		
	2005	−2,8		
	2012	−0,7		

Следует отметить, что положительные значения полученных композитов указывают на то, что при положительной фазе колебания происходит рост приземной температуры и формирование положительной аномалии. Если же рассчитанный сигнал окажется отрицательным, то в этом случае состояние режима изменчивости и поле температурных аномалий идут в противофазе (во время положительной фазы происходит снижение температуры и формирование отрицательной аномалии и наоборот). И чем больше по модулю будет значение сигнала, тем более существенным окажется влияние определённого режима изменчивости на конкретный пункт, либо точку местности (при использовании данных ре-анализа).

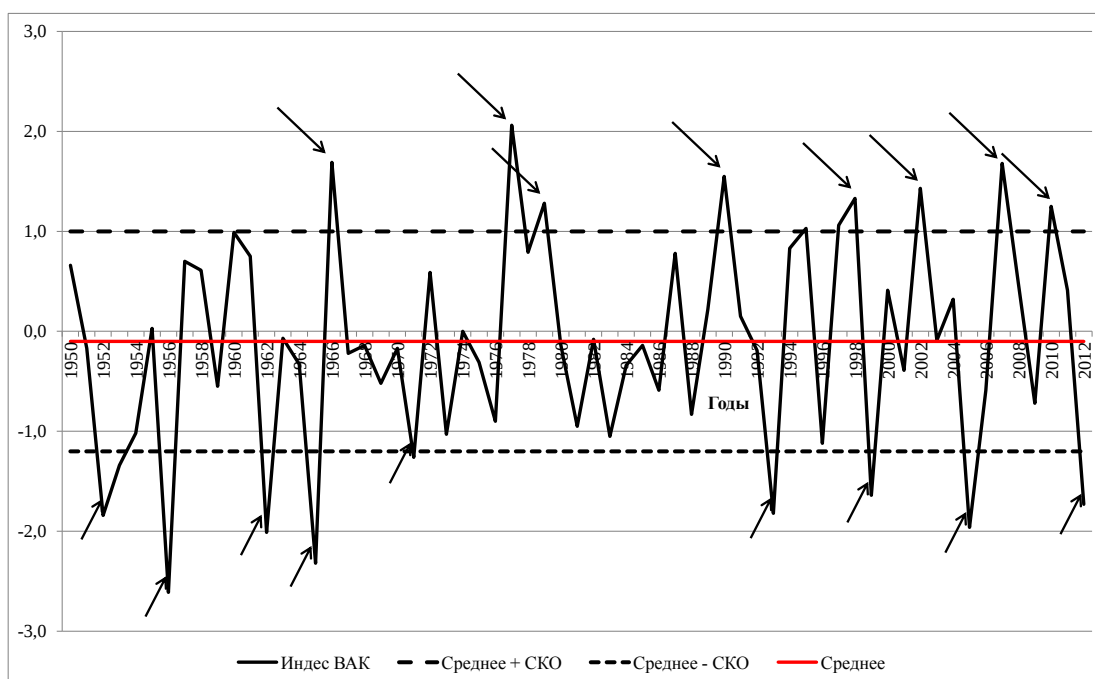


Рисунок 3.4 – Временной ряд индекса ВАК и интервал $\pm\sigma$ в феврале.

Отметим, что за пороговое значение при сортировке годов с отрицательной и положительной фазой определённого колебания, была выбрана абсолютная величина аномалий индекса, равная 1σ . Мы остановились на данной величине только потому, что в этом случае по данным за 1950-2012 гг. удастся получить достаточное (для оценки статистической значимости) количество аномальных лет. Если в качестве порогового значения аномалии взять $1,5\sigma$, то, в результате, оказывается невозможным оценить достоверность композитов, поскольку в некоторые месяцы таких аномалий набирается не более одной-двух. Если же использовать фактические данные за более длительный период (1927-2000 гг.), то можно рассматривать аномалии, превышающие (по абсолютной величине) $1,5\sigma$.

Подобная процедура нахождения сигнала проводится для каждого из четырёх месяцев. По результатам расчётов строятся карты композитов, на которых наглядно проявляется степень и характер влияния каждого

исследуемого режима изменчивости на конкретный регион исследуемой территории.

Подчеркнём, что композитный анализ, который был описан выше, позволяет оценить степень влияния одного параметра (в частности, климатического индекса) на формирование аномалий в поле приземной температуры. Для того, что бы показать адекватность применения данной методики в настоящей работе, мы также провели корреляционный анализ по методике, изложенной в [72], в котором получили поля линейных коэффициентов корреляции (r) между климатическими индексами и значениями приземной температуры воздуха. Существует несколько коэффициентов корреляции, однако в нашем случае целесообразно рассчитать степень взаимосвязи через линейный коэффициент Пирсона, который подходит для оценки взаимосвязи между двумя нормальными переменными. Такой коэффициент рассчитывается по формуле:

$$r = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_i (y_i - \bar{y})^2}}, \text{ где} \quad (3.2)$$

x_i, y_i – переменные из двух выборок; $\bar{x}, \bar{y}$ – среднее (математическое ожидание) по каждом ряду. Применив данную формулу, мы провели расчет линейных коэффициентов корреляции в 77 узлах координатной сетки для исследуемого региона с использованием данных ре-анализа NCEP/NCAR. Поля коэффициентов корреляции были получены по каждому исследуемому колебанию в течение зимнего периода (см. раздел 5).

Выводы к разделу 3

Процедура обработки исходного материала заключалась в пошаговом статистическом анализе с применением основных методик статистической обработки гидрометеорологических данных, включая исследование статистических рядов на принадлежность к нормальному закону распределения, расчет средних значений, дисперсии, СКО, разностных композитов, а также линейных коэффициентов корреляции с последующим построением полей изокоррелят для каждого исследуемого режима изменчивости в течение зимнего периода.

Поскольку основной методикой, использованной в текущей работе, послужил композитный анализ, то стоит отметить его положительные и отрицательные стороны. Удобство его использования заключается в том, что без привлечения сложного математического аппарата, удаётся получить количественные и качественные оценки влияния климатических сигналов в системе О-А на метеорологические поля, в частности на поле приземной температуры. Кроме того, его можно применять к различным типам данным (как фактическим, так и ре-анализу). Среди недостатков данной методики, можно выделить то, что композитный анализ не позволяет выделить периодичности в процессах, а только можно показать характер влияния без привязки ко времени.

Стоит отметить, что на территории постсоветского пространства ведущими специалистами, которые используют в своих исследованиях метод композитного анализа, являются Полонский А.Б. и Нестеров Е.С. А впервые данная методика была предложена Расмуссоном и Карпентером в 1982 году. Они рассчитывали поля разностных композитов температуры поверхности моря в тропической зоне Тихого океана, а также полей приземного ветра в секторе 30°с.ш. – 30°ю.ш. с целью установления качественных особенностей воздействия ветрового поля на распределение ТПО в приэкваториальной части Тихого океана.

РАЗДЕЛ 4. ОСНОВНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ СИГНАЛЫ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

4.1 Северо-Атлантическое колебание (САК – NAO) и поля разностных композитов

Согласно современным представлениям, изменения климата Европейского региона, в частности Украины, во многом определяется влиянием циркуляционных процессов в Северной Атлантике [1, 8, 21, 38]. Общая циркуляция атмосферы в Северной Атлантике характеризуется следующими основными особенностями [22]. Пассатные ветры располагаются между областью высокого давления в субтропических широтах (Азорским максимумом) и областью низкого давления в окрестности внутритропической зоны конвергенции (экваториальной депрессией). Разность давлений между ними характеризует интенсивность пассатных ветров. Асимметрия в распределении поверхности суши на Земном шаре приводит к тому, что субтропические области высокого давления в Северном и Южном полушариях и экваториальная депрессия располагаются несимметрично относительно экватора [40]. В Атлантическом океане эти центры действия атмосферы смещены на несколько градусов к северу. Градиент давления между Азорским максимумом и Исландским минимумом определяет интенсивность западного переноса в средних широтах и погоду над Европейским континентом. Квазисинхронные низкочастотные колебания в Азорском максимуме и Исландском минимуме называют Североатлантическим колебанием (САК) [41].

В качестве количественной характеристики САК обычно используют индекс САК, который можно рассчитать различными способами. Одним из первых являлось определение индекса САК как разности нормированных аномалий приземного давления между станциями Понта Дельгада (Азорские острова) и Акурейри (Исландия), отображающих состояние Азорского

максимума и Исландского минимума. В более поздних работах в качестве таких станций выбирались Лиссабон и Стиккисхоульмур [62, 103]. Совершенно иной подход к определению индекса САК описан в работе [97], где расчёт индекса сводился к построению полей точечной корреляции в Атлантико-Европейском секторе. В качестве полюса корреляции бралось значения приземного давления в точке с координатами 65° с.ш., 20° з.д. и относительно него определялись коэффициенты корреляции в узлах пространственной сетки вокруг данной точки. В 80-х годах прошлого века для определения климатических индексов (в том числе и САК) Barnston и Liveze [74] предложили метод разложения полей аномалий геопотенциала на уровне H_{700} , которым успешно пользуются и сейчас в Центре климатических прогнозов США (CPC/NOAA). Однако, с 2005 года индексы рассчитываются по полям нормированных аномалий на уровне H_{500} , относительно базового периода 1981–2010 гг. В дальнейшем будем оперировать фазами колебания в зависимости от числовых значений индекса САК. Положительной фазой колебания называют состояние атмосферы при положительном значении индекса САК, а отрицательной фазой – при отрицательном значении.

С Североатлантическим колебанием связывают характер преобладающей погоды в Северной Америке, Гренландии и Европе. В период высоких положительных значений индекса, наблюдается усиление субтропического максимума давления и углубление исландского минимума, что приводит к возрастанию градиентов между этими центрами действия и усилению ветров, несущих с Атлантического океана тёплый и влажный воздух в Северную Европу (рис. 4.1). В тоже время на северо-востоке Канады и в Гренландии преобладает сухая и холодная погода. Причем сами центры действия смещаются в северном или северо-западном направлении. Особенности атмосферной циркуляции на Севере Атлантики при положительной фазе САК влечёт за собой также и изменения в структуре морских течений [93] и температуре поверхности моря (ТПО). Основные

черты *положительной фазы* колебания сводятся к следующим моментам [36, 44]:

- Наблюдаются отрицательные аномалии приземного давления и геопотенциала в исландском минимуме и положительные аномалии в районе Азорского максимума;
- Отрицательные аномалии приземной температуры воздуха в Восточной Канаде, в районе п-ов Лабрадор и в Гренландии;
- Положительные аномалии приземной температуры практически на всей территории Европы, а также переизбыток осадков, особенно в зимний период;
- Усиление зонального типа циркуляции;
- увеличение скорости ветров в тропосфере в зоне 50–60° с.ш.;
- Смещение траекторий циклонов в северном направлении на 200–400 км относительно их среднего положения;
- Ослабление процессов блокирования в атмосфере;
- Увеличение ледовитости в море Лабрадор и уменьшение в Гренландском море относительно средних многолетних значений;
- Существенные отрицательные аномалии ТПО в районе Лабрадорского и Канарского течений и положительные аномалии в Гольфстриме.

При низких значениях индекса САК интенсивность центров действия атмосферы в Северной Атлантике ослабевает, а сами центры смещаются к югу или юго-востоку. При этом интенсивность зональных ветров уменьшается, а их направление смещается в сторону Средиземноморья, где устанавливается тёплая и влажная погода. Над акваторией Средиземного моря часто формируются мощные Южные циклоны, которые перемещаясь в северо-восточном направлении, обуславливают более влажные и тёплые условия погоды в южных районах Украины и в Крыму [92]. Основными особенностями отрицательной фазы можно считать следующие:

- Положительные аномалии приземного давления и геопотенциала в Исландском минимуме и отрицательные аномалии в районе Азорского максимума;

- Отрицательные аномалии приземной температуры практически на всей территории Европы, а также дефицит осадков на севере Европы, особенно в зимний период;

- Ослабление зонального типа циркуляции и преобладание меридионального переноса;

- уменьшение скорости ветров в тропосфере в зоне 50–60° с.ш.;

- Смещение траекторий циклонов в южном направлении;

- Усиление процессов блокирования в атмосфере, особенно на востоке Европы и в Скандинавии;

- Уменьшение ледовитости в море Лабрадор и рост концентрации льда в Гренландском море относительно средних многолетних показателей;

- Возникновение существенных положительных аномалий ТПО в районе Лабрадорского и Канарского течений и отрицательных аномалии в Гольфстриме.

Есть основания полагать, что САК оказывает влияние не только на Северную Атлантику и прилегающие к ней Европейский и Североамериканский регионы, но, как часть глобальной циркуляционной системы, связано с межгодовой изменчивостью гидрометеорологических характеристик всего Северного полушария [42, 43, 45].

При исследовании временной изменчивости индекса САК и последовательности смены фаз, не было установлено определённого временного масштаба, на котором чаще всего прослеживается очерёдность фаз. Но, тем не менее, в результате проведенного спектрального анализа временных рядов индекса месячного разрешения (рис. 4.2) очевидно, что с большей повторяемостью выделяются квазидвухлетняя и 8-10-летние периодичности [105]. При исследовании спектральных характеристик индексов суточного разрешения установлена квазидекадная периодичность,

что указывает на прямую связь режимов изменчивости САК с циркуляционными процессами синоптического масштаба.

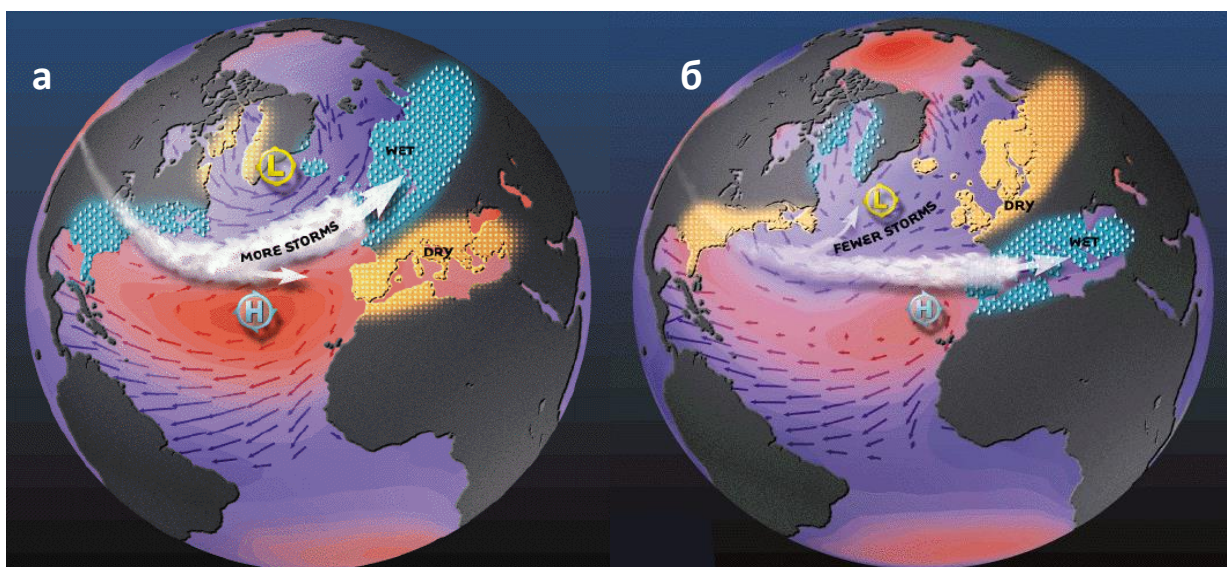


Рисунок 4.1 – Схематическое представление атмосферных процессов при положительной (а) и отрицательной (б) фазах САК [Columbia University].

Северо-Атлантическому колебанию посвящено большое количество работ. Первыми исследователями, описавшими это явление в 1932 году, были Уокер и Блисс [131]. В работах [35, 44, 62] показано влияние интенсификации САК на межгодовом - десятилетнем масштабе на смещение Азорского максимума на северо-восток и Исландского минимума к северу, а ослабление его – на их смещение к юго-западу и югу соответственно. Большое количество исследований посвящено влиянию САК на формирование аномалий гидрометеорологических полей Европы [36, 97]. Однако специальный анализ влияния САК на гидрометеорологические процессы, происходящие на территории Украины, не проводился (если не считать работ, в которых описывалось влияние САК на Черноморско-Средиземноморский регион и обобщение которых представлено в [45]). Именно поэтому, целью настоящей работы является выделение аномалий приземной температуры над территорией Украины в различные фазы САК и последующий анализ влияния САК на термический режим в регионе. Причем

анализ будет произведен для холодного периода (с декабря по март), когда влияние САК на гидрометеорологические характеристики Европейского региона максимально.

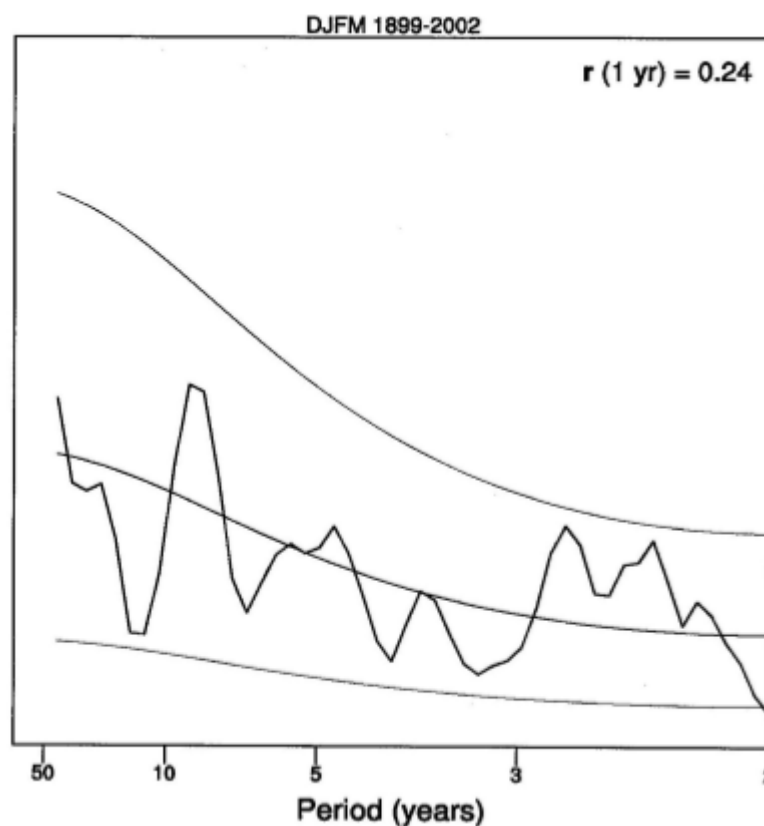


Рисунок 4.2 – Спектрограмма индекса САК в зимний сезон (декабрь-март) за период 1899 – 2002 гг. Границы приведены с достоверностью 95% [105].

Исследование влияния данного крупномасштабного режима изменчивости проводилось двумя способами. Вначале, с использованием фактических данных температуры воздуха по 27 станциям Украины за период 1951-2000 гг., а затем с привлечением данных ре-анализа NCEP/NCAR за период 1950 – 2012 гг. В конце проведём сравнение полученных результатов по различным видам исходных данных.

Пользуясь описанной методикой, мы получили годы, характеризующиеся аномально высокими и аномально низкими величинами индекса САК. Результаты представлены в таблице 4.1. На основании информации из таблицы 4.1 были рассчитаны разностные композиты (т.е.,

разности композитов в положительную и отрицательную фазы САК) для 27 станций Украины за период 1951-2000 гг. и для 21 станции за период 1927-2000 гг. с декабря по март. Результаты представлены в таблице 4.2 и на рисунках 4.3–4.4. Их анализ позволил выявить следующие закономерности.

Как следует из таблицы, влияние САК на температуру воздуха, наиболее выражено в январе и феврале, что видно как по абсолютным величинам аномалий температуры, так и по уровню значимости сигнала в эти два месяца.

Таблица 4.1

**Годы, с аномально высокими и аномально низкими значениями
индекса САК.**

Месяц	Декабрь	Январь	Февраль	Март
Годы с индексом САК, превышающим среднее значение на 1σ и более	1951	1952	1973	1967
	1959	1962	1989	1976
	1960	1974	1990	1978
	1982	1983	1995	1982
	1986	1984	1997	1986
	1993	1986	2000	1989
		1989		1994
		1990		
		1993		
		1994		
Годы с индексом САК, величина которого меньше среднего как минимум на 1σ	1961	1959	1955	1951
	1963	1963	1956	1952
	1976	1966	1958	1955
	1978	1969	1960	1957
	1987	1970	1965	1958
	1989	1979	1969	1962
	1995	1985	1978	1969
	1996	1987	1986	1984
	2000	1997		1996

Рассмотрим сначала поле композитов за январь. На рисунке 4.3 представлено поле сигнала САК для 27 станций за период 1951-2000 гг. и при доверительном интервале 1σ . Хорошо видна область максимальных значений сигнала ($7,0 - 7,8\text{ }^{\circ}\text{C}$) в северо-западных и северных регионах

страны. Минимальные значения сигнала наблюдаются на юге Одесской обл., в Крыму, Приазовье и на Прикарпатье (0,3 – 3,5 °С). Из этого следует, что влияние САК постепенно уменьшается с северо-запада на юго-восток, достигая минимума на ЮБК.

Таблица 4.2

Разностные композиты по станциям Украины в течение зимнего периода (декабрь – март).

Месяц	1σ (1951-200)			
	XII	I	II	III
Винница	0,5	3,5	3,9	2,9
Евпатория	1,3	2,1	3,1	1,0
Запорожье	1,9	4,0	4,8	2,0
Измаил	1,9	0,3	2,3	0,0
Керчь	0,9	1,7	3,0	0,2
Киев	2,5	6,2	7,4	3,5
Кировоград	2,6	5,3	5,9	2,9
Конотоп	3,2	7,8	7,6	3,7
Лозовая	2,2	4,4	6,0	2,4
Лубны	2,7	5,6	6,8	3,3
Луганск	1,3	4,3	6,5	1,6
Львов	2,8	6,1	7,3	4,1
Мариуполь	0,9	2,9	4,9	0,9
Николаев	2,5	4,1	4,1	2,5
Одесса	2,2	4,0	4,7	2,2
Полтава	2,6	5,3	6,5	2,6
Рава Русская	3,2	7,0	7,7	4,2
Ровно	2,9	7,2	7,9	4,1
Симферополь	1,7	0,6	2,7	0,9
Суммы	3,0	5,8	7,3	3,1
Ужгород	2,5	4,0	4,2	2,4
Умань	2,6	5,9	6,7	3,4
Харьков	2,4	5,0	6,7	2,6
Херсон	2,2	3,9	4,2	2,0
Черновцы	3,5	2,8	2,4	1,9
Шепетовка	2,7	6,8	7,5	3,8
Ялта	0,8	0,4	-0,3	0,0

В феврале (рис. 4.4) структура поля композитов практически не меняется. Максимальное влияние САК на температуру сохраняется в западных, северных и частично центральных областях страны, а минимальное – на юге Украины и в Крыму.

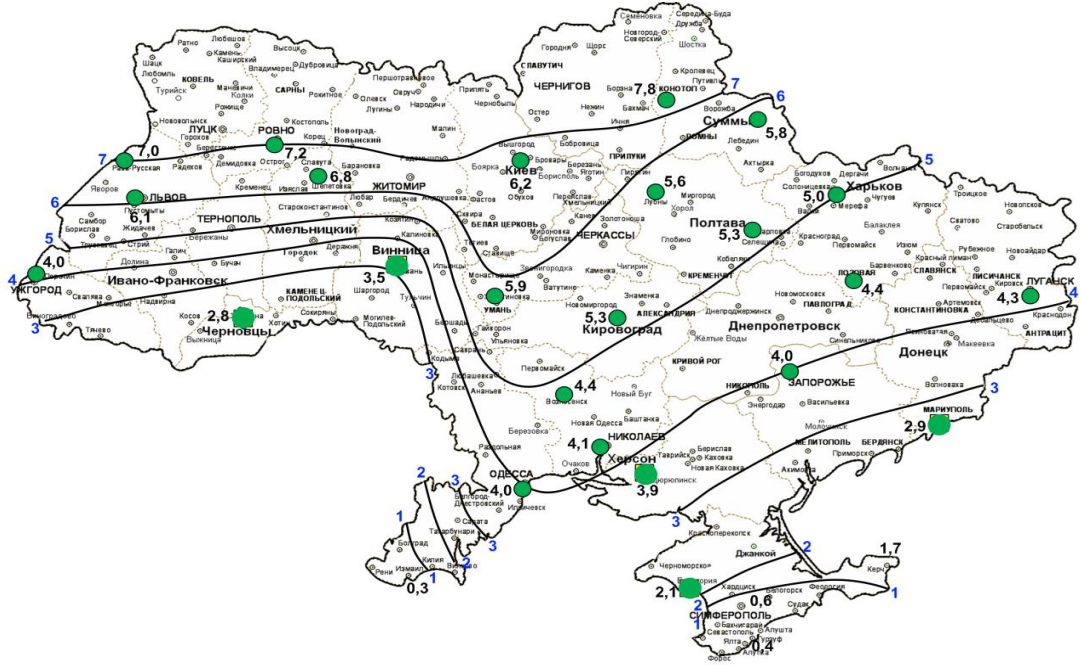


Рисунок 4.3 – Разностный композит температуры воздуха в январе (по данным 1951 – 2000 гг.), использовался пороговый уровень 1 σ .

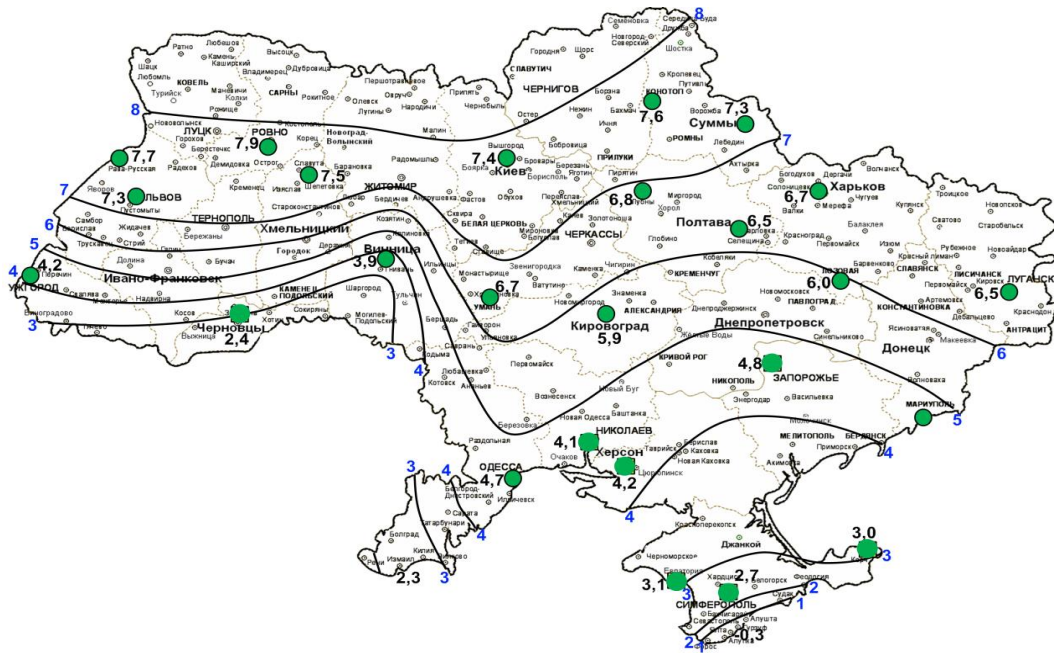


Рисунок 4.4 – Разностный композит температуры воздуха в феврале (по данным 1951 – 2000 гг.), использовался пороговый уровень 1 σ .

Таким образом, результаты данного исследования хорошо согласуются с общей концепцией динамики атмосферы в Североатлантическом регионе и подтверждают общепринятую схему воздействия САК на температурный режим в Европе. Очевидно, что во время положительной фазы колебания, отмечается существенный рост температуры воздуха в северных, западных и центральных регионах Украины. Такие положительные аномалии вызваны в зимнее время повышенной активностью атлантических циклонов, которые перемещаются в восточном направлении и приносят на территорию большей части Украины тёплый и влажный морской воздух. Необходимо также отметить региональные особенности, связанные с орографией. В частности, в районе Прикарпатья во все зимние месяцы влияние САК выражено довольно слабо. Это объясняется влиянием Карпат на перенос тепла и влаги со стороны Атлантики, поэтому данный регион менее подвержен аномалиям температуры в различные фазы САК. Меньше всего подвержены влиянию процессов в Атлантике южные регионы страны в связи с тем, что большая часть траекторий Атлантических циклонов лежит гораздо севернее и межширотный обмен воздушными массами значительно слабее.

В ходе данного исследования было установлено, что проявление Северо-Атлантического колебания в температурном режиме на территории Украины наиболее ярко выражено в январе и феврале. Степень влияния максимальная в северных, центральных и частично в западных областях страны. Установлено, что при положительных значениях индекса САК происходит рост температуры воздуха в холодное полугодие, а во время отрицательной фазы САК наблюдается обратная картина – отмечаются отрицательные аномалии в температурном режиме северных, западных и центральных областей страны.

Менее всего подвержена влиянию Северо-Атлантических циркуляционных процессов южная часть Украины (Одесская область, Крым и Приазовье), а также район Прикарпатья (Черновицкая и Винницкая обл.). Данная территория в большей степени находится под влиянием процессов,

происходящих в районе Средиземноморья и Балканского п-ова. Материалы данного исследования были подробно изложены в работе [51].

Теперь проведём исследование влияния САК на поле приземной температуры в Восточной Европе и нахождение разностных композитов с использованием данных ре-анализа NCEP/NCAR. Поэтому исходными данными на этот раз послужили данные ре-анализа среднемесячной температуры воздуха с декабря по март включительно в узлах регулярной сетки, размером $2,5 \times 2,5$ градуса для региона, ограниченного координатами: $20-45^\circ$ в.д. и $55-40^\circ$ с.ш. Информация предоставлена Национальным центром по атмосферным исследованиям (NCEP/NCAR), Боулдер, штат Колорадо, США за период 1950 – 2012 гг.

Также был использован Индекс Северо-Атлантического колебания (определяется по первой составляющей разложения ЭОФ поля давления на уровне моря для Северного полушария ($20-90$ с.ш.)). Значения индекса нормализованы относительно базового периода 1979-2000 гг. – предоставлен CPC/NCEP, NOAA.

Применив методику, описанную в разделе 3, мы получили годы, характеризующиеся аномально высокими и аномально низкими величинами индекса САК.

Как было указано ранее, данное колебание является основным в Атлантико-Европейском регионе, которое проявляется как первая главная компонента в поле давления в течение всего года. Тем не менее, максимальное влияние на погоду в Европе наблюдается именно в течение зимнего периода (декабрь – март). По результатам расчётов разностных композитов, были построены поля сигнала для каждого из четырёх месяцев.

Так, в декабре и марте (приложение Б1) влияние данного колебания на территорию Украины оказалось не существенным с максимальными значениями сигнала $3,0 - 3,5$ в северо-западных областях страны и постепенным его уменьшением в юго-восточном направлении. Нулевая изолиния в декабре и марте проходит через восточную часть Чёрного моря,

Кубань и низовья Волги. Далее на юго-восток от указанной линии знак сигнала меняется на противоположный, однако его численное значение остаётся весьма низким. Совсем иначе ситуация обстоит в январе и феврале (рис. 4.5, 4.6).

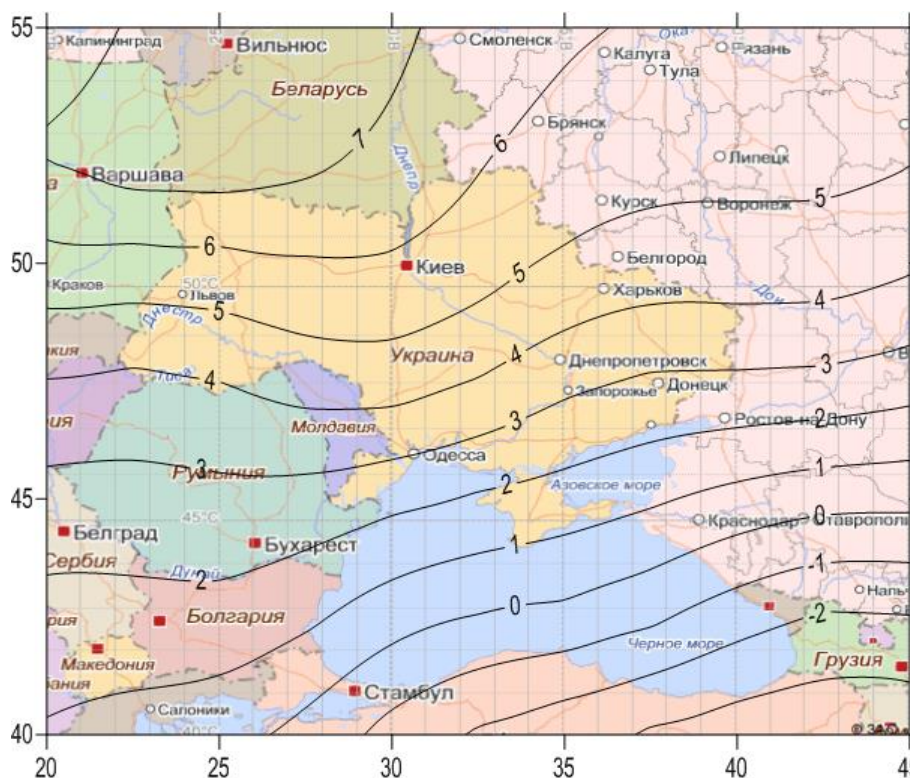


Рисунок 4.5 – Поле разностных композитов Северо-Атлантического колебания в январе. Использовался пороговый уровень 1σ .

В эти месяцы САК проявляет максимальную активность, что отразилось на структуре полей композитов для этого периода. Как видно, значения сигнала на порядок выше, чем в декабре и марте, с максимумом на западе и севере Украины (порядка 6,5 – 7,0). Кроме того, поля характеризуются повышенной однородностью с постепенным уменьшением значений сигнала в южном и юго-восточном направлениях. Следовательно, влиянию различных фаз данного колебания больше всего подвержены западные и северные области, а за пределами Украины – Беларусь и страны Прибалтики.

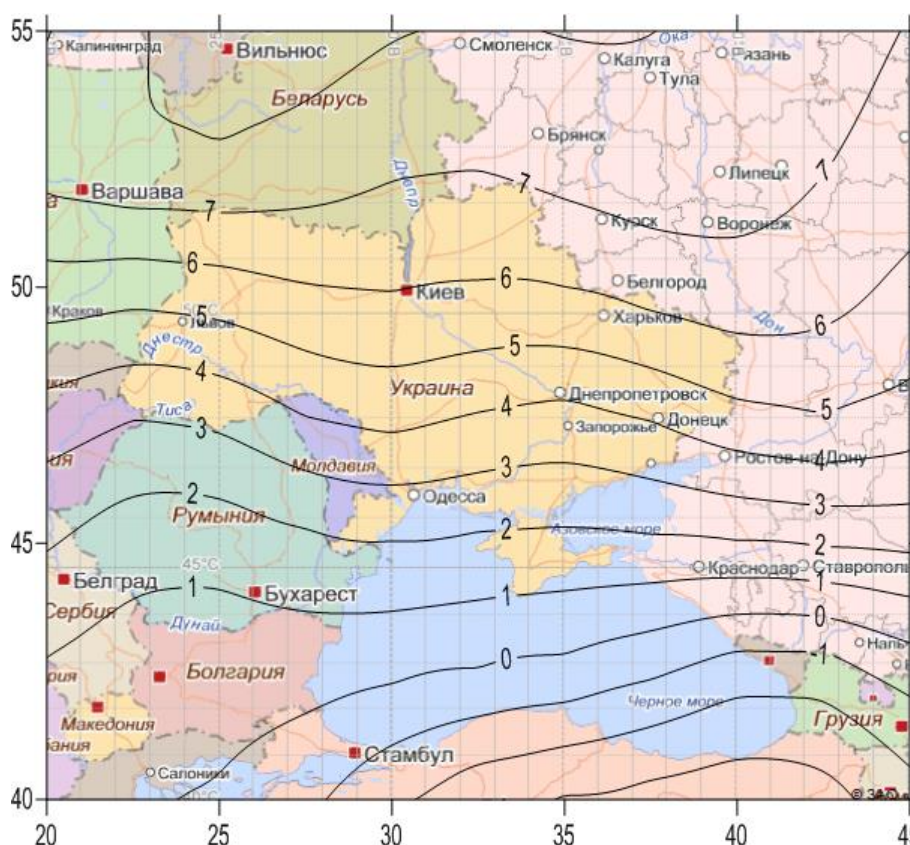


Рисунок 4.6 – Поле разностных композитов Северо-Атлантического колебания для февраля. Использовался пороговый уровень 1σ

Кроме того, были рассчитаны также поля разностных композитов с привлечением фактических данных среднемесячной температуры воздуха по 38 гидрометеорологическим станциям, расположенных в лесостепной и степной зонах Левобережной Украины с декабря по февраль. Данные взяты за период с 1951 по 2000 гг. Здесь представлено поле композитов для февраля, когда степень влияния САК оказалась максимальной (рис. 4.7).

Как видно из рисунка, наиболее высокие значения сигнала сконцентрированы на севере исследуемой области (8,3 – 9,1). Убывание сигнала происходит в южном и юго-восточном направлениях, достигая минимума в прибрежной зоне Азовского моря (значения 4,8 – 4,6). В среднем для территории значение композита САК в феврале составило 6,3. Подобное распределение сигнала по территории согласуется со многими исследованиями [36], в которых показано увеличение тесноты связи САК и термического режима по направлению к Северной Атлантике, где

локализованы полюса данного колебания. А также, полученная картина имеет существенное сходство с теми полями, которые получены с использованием других набором исходных данных.



Рисунок 4.7 – Поле разностных композитов САК в феврале, с использованием фактических данных по 38 ГМС на территории Левобережной Украины.

Подводя полные итоги по данному колебанию, можно отметить, что в холодный период наиболее существенное влияние на температурный режим в западных и северных регионах Украины САК оказывает в январе и феврале. Именно в эти два месяца отмечается наиболее высокие значения полученных композитов. Результаты расчётов и анализ по Северо-Атлантическому колебанию были изложены также в статьях [49, 51].

4.2. Восточно-Атлантическое колебание (ВАК – EAP) и поля разностных композитов

В 1987 году Barnston A.G. и Livezey R.E. [74] выполнили процедуру разложения полей геопотенциала 500 гПа на ЭОФ для Северного полушария и выделили целый комплекс центров изменчивости (колебаний) в системе океан – атмосфера. Одна из таких осцилляций получила название Восточно-Атлантического колебания (East Atlantic pattern). Данное колебание имеет много общего с САК, однако выражено в меньшей степени на фоне межгодового масштаба изменчивости. Оно является вторым по значимости и суммарному охвату дисперсии поля давления в Атлантико-Европейском регионе и проявляется во все сезоны года, однако наиболее выражено в зимний период.

Пространственная структура ВАК представляет собой диполь аномалий в поле геопотенциала, ориентированный в меридиональном направлении, который охватывает район Северной Атлантики с востока на запад. Центры аномалий ВАК несколько смещены на юго-восток по отношению к диполю Северо-Атлантического колебания. По этой причине, Восточно-Атлантическое колебание часто интерпретируется как «сдвинутым на юг» режимом (или подвидом) САК. Тем не менее, южный центр данного колебания проявляет существенную связь с субтропиками в силу изменений интенсивности и локализации субтропического гребня высокого давления. Именно эта тесная связь с субтропиками определяет главное отличие ВАК от структуры Северо-Атлантического колебания.

Степень развития колебания выражается через индекс ВАК, который рассчитывается как нормированная разность аномалий в поле геопотенциала между двумя центрами (полюсами) колебания. Во временном ходе индекса выделяются положительная и отрицательная фазы. Во время ВАК+ наблюдается рост приземной температуры воздуха в Европе во все месяцы года. В режиме увлажнения наблюдается дефицит осадков по всей Южной

Европе, однако в Северной Европе и Скандинавии происходит переувлажнение, в основном в холодное полугодие. Во время отрицательной фазы ВАК происходит усиление меридиональной циркуляции над Атлантико-Европейским Сектором (АЕС) и формирование полей с отрицательными аномалиями приземной температуры практически по всей Европе.

Особенности пространственной структуры данного режима изменчивости можно проследить не только в средней тропосфере, но и у поверхности, по среднемесячным данным приземного поля давления (SLP). В работе [37] Нестеров Е.С. по данным ре-анализа NCEP/NCAR значений приведенного давления за период 1950-2007 гг. построил композитные поля аномалий приземного давления в АЕС (рис. 4.8). Из рисунка видно, что во время положительной фазы ВАК (рис. 4.8а) формируется обширная область с отрицательными аномалиями P_0 в центральной части Северной Атлантики. В этой структуре поля состоит главное отличие ВАК от САК, поскольку положительная фаза САК характеризуется дипольной структурой пространственного поля давления с отрицательными значениями аномалий в районе Исландии и положительными над Азорскими островами. Для отрицательной фазы ВАК характерна уже дипольная структура поля аномалии (рис. 4.8б), что делает его сходным с САК, однако центры сдвинуты к востоку по сравнению со структурой САК, о чём было упомянуто выше.

В связи с тем, что данный режим изменчивости многие климатологи рассматривают в тесной связи с САК, то целесообразно указать основные особенности совместного влияния двух основных мод изменчивости на циркуляцию атмосферы и температурный режим в АЕС. В своей работе Нестеров Е.С. указал главные особенности такого влияния, в зависимости от сочетания фаз различных колебаний:

– при $САК > 0$ и $ВАК > 0$ наблюдается усиление зонального переноса, положительные аномалии температуры в Европе и как следствие – более мягкие зимы в Восточной Европе;

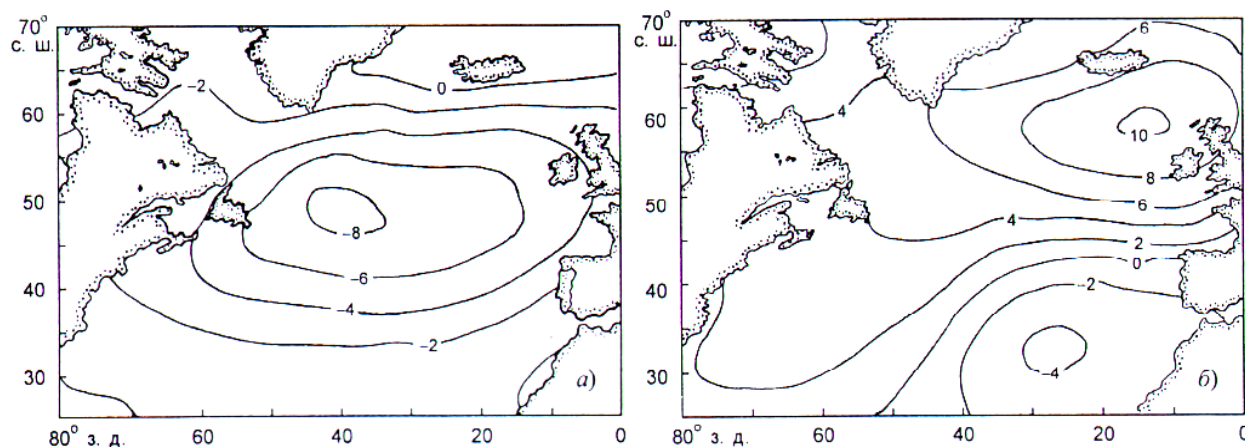


Рисунок 4.8 – Композитные поля аномалий приземного давления в январе для положительной фазы ВАК (а) и отрицательной фазы (б) [Нестеров Е.С., 2013].

– во время $САК < 0$ и $ВАК < 0$ происходит усиление меридиональной циркуляции и формирование отрицательных аномалий температуры воздуха в Европе;

– в случае $САК > 0$ и $ВАК < 0$ возникает область повышенного давления в восточной части Северной Атлантики и как следствие этого – формируется область с отрицательными аномалиями приземной температуры в юго-западной части Европы;

– при $САК < 0$ и $ВАК > 0$ смещается к востоку северный центр диполя аномалий приземного давления в Северной Атлантике, наблюдаются отрицательные аномалии приземной температуры в Европе.

Таким образом, максимальные изменения в циркуляционном и температурном режимах над АЕС формируются в случае сочетания положительной фазы САК и отрицательной фазы ВАК. Минимальные изменения наблюдаются при сочетании отрицательных фаз САК и ВАК.

Интересной особенностью данного режима изменчивости является его связь с содержанием озона в нижней стратосфере. Так, в работе [120] авторы

показали, что ВАК влияет на концентрацию озона в стратосфере в весенний период (март-апрель). Было выявлено практически точное совпадение трёх центров – на западе Северной Атлантики, в районе Британии и Северного моря, а также на северо-востоке ЕТР. Кроме этого, определено, что во время отрицательной фазы ВАК наблюдается сокращение концентрации озона над большей частью Европы на 5-10 DU (единиц Добсона), а во время положительной – его переизбыток [27].

В другом исследовании [75] было показано, что ВАК хорошо коррелирует с высотой и продолжительностью залегания снежного покрова на территории Центральной Европы.

Однако, как и в случае с САК, подробного исследования откликов гидрометеорологических параметров в Украине и Восточной Европе на воздействие различных фаз данного режима изменчивости ещё не проводилось.

Исходной информацией послужили данные ре-анализа среднемесячной температуры воздуха с декабря по март включительно в узлах регулярной сетки, размером 2,5 x 2,5 градуса для региона, ограниченного координатами: 20-45° в.д. и 55-40° с.ш. Информация предоставлена Национальным центром по атмосферным исследованиям (NCER/NCAR), Боулдер, штат Колорадо, США за период 1950 – 2012 гг. Также был использован временной ряд среднемесячных значений индекса Восточно-Атлантического колебания (рассчитывается в результате анализа ЭОФ изобарической поверхности 700 гПа в Северном полушарии). Значения индекса нормализуются относительно базового периода 1981-2010 гг. – предоставлен - Climate Prediction Center, NOAA/ National Weather Service.;

Как было показано в [74], данный тип изменчивости является вторым по значимости и суммарному охвату дисперсии поля давления в Атлантико-Европейском регионе. Проявляется в качестве второй главной компоненты во все месяца года. Но так же, как и САК, наиболее активно в зимний период. Существенное сходство колебания со структурой САК нашло отражение

также и в полях разностных композитов. В результате построения полей композитов для зимнего сезона, оказалось, что в декабре и марте (прил. Б2а,б) статистическая связь индекса колебания с температурой воздуха на территории Украины практически отсутствует, поскольку значения сигнала близки к нулю и колеблются в пределах от 1,5 до -0,5.

В январе (рис. 4,9) структура поля композитов становится более определённой: значения сигнала возрастают до 4,0 – 5,2 в северных и центральных областях Украины с выделением зоны максимума в Смоленской обл. России (более 6,0). Минимальные значения сигнала наблюдаются в Крыму и Приазовье (2,0 – 3,0). В феврале (рис. 4.10) зона максимальных значений сигнала смещается на юго-запад в сторону Балканского п-ова. Однако, гребень направлен в сторону Украины, с максимальными значениями в районе украинских Карпат (около 5,0).

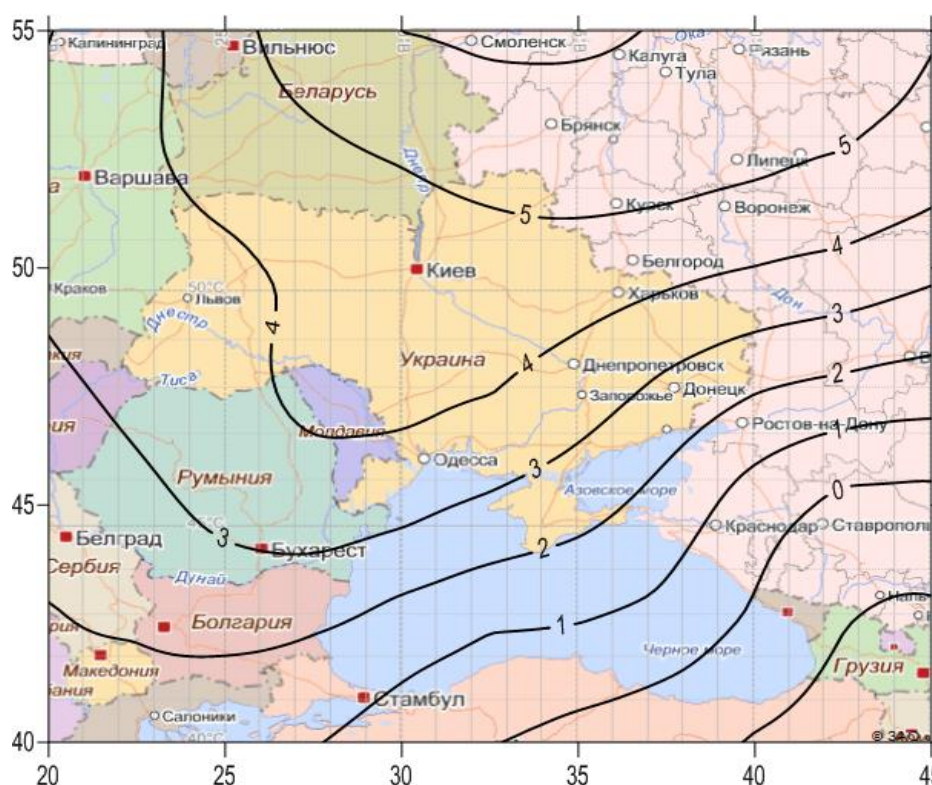


Рисунок 4.9 – Поле разностных композитов Восточно-Атлантического колебания для января. Использовался пороговый уровень 1σ .

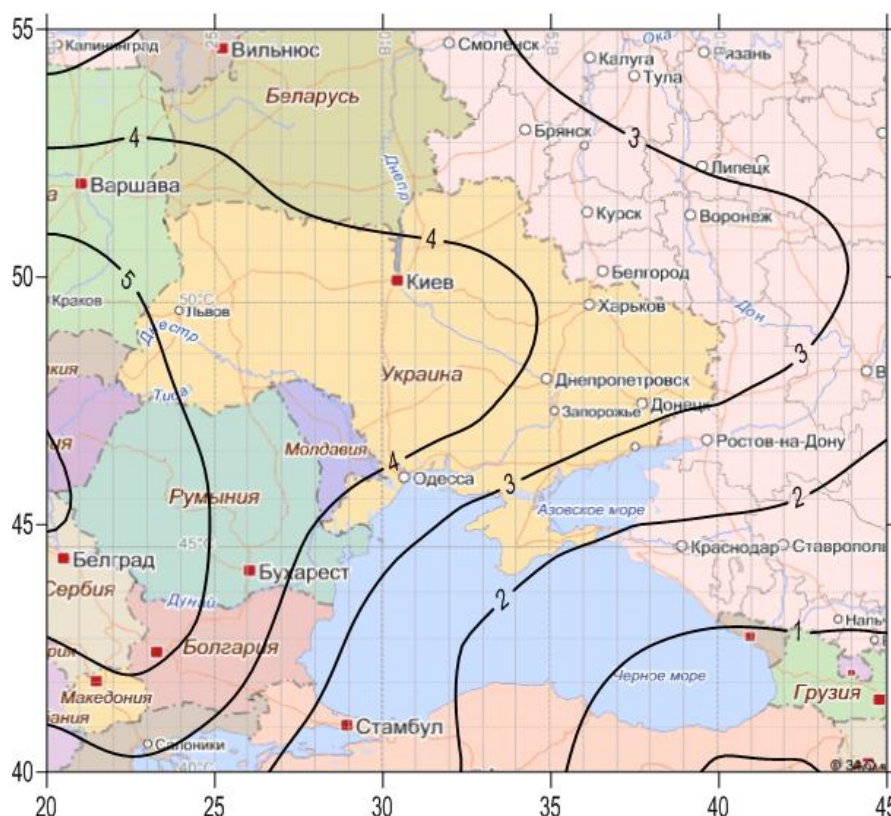


Рисунок 4.10 – Поле разностных композитов Восточно-Атлантического колебания для февраля. Использовался пороговый уровень 1σ .

В целом, относительно невысокие значения полученных сигналов во все зимние месяцы связаны с тем, что территория Украины существенно удалена от основных полюсов данного колебания, поэтому его вклад в изменчивость зимней температуры воздуха сравнительно невелик по сравнению с САК. Основными выводами по данной моде изменчивости являются следующие. Отклики термического режима Восточной Европы на влияние Восточно-Атлантического колебания наблюдаются в январе и феврале с максимальными значениями полученных композитов около 5 – 6. В декабре и марте рассчитанные поля сигналов оказались статистически не значимыми в силу существенной удалённости исследуемой территории от основных полюсов данного режима изменчивости.

Для уточнения полученные результаты при использовании данных ре-анализа, также были построены поля разностных композитов для Левобережной части Украины с привлечением фактических значений

4.3 Колебание Восточная Атлантика – Западная Россия (ВА/ЗР – ЕА/WR) и поля разностных композитов

Колебание ВА/ЗР является одним из трёх основных режимов изменчивости в Атлантико-Европейском регионе (первые два – Североатлантической и Восточно-атлантическое колебания), который влияет на погодные условия указанной территории в течение всего года. Обнаружили его Барнстон и Ливзи в 1987 году во время анализа ЭОФ среднемесячных полей на уровне АТ-700 [74]. В то время они назвали эту изменчивость Евразия-2. В структуре колебания принято выделять 2 главных центра аномалий: в Западной Европе и на севере Каспийского моря. Однако выделяется также третий, менее выраженный, центр у побережья Португалии, который имеет способность мигрировать периодически в сторону Ньюфаундленда.

Устойчивые центры аномалий выделяются в течение всего года, однако наиболее активны в зимний период.

Положительная фаза колебания связана с положительными аномалиями высоты геопотенциальной поверхности 700 гПа над Европой и Северным Китаем, и отрицательными аномалиями высот над Северной Атлантикой и Севером Каспийского моря (рис. 4.12). В периоды положительной фазы колебания, зафиксированы положительные аномалии приземной температуры воздуха в районе восточной Азии и отрицательные аномалии над большей частью Западной России, а также над северо-востоком Африки. Что касается режима увлажнения, то над восточными провинциями Китая происходит увеличение количества осадков, в то время как над странами Центральной Европы и Средиземноморья их недостаток по отношению к многолетним нормам. Во время отрицательной фазы ситуация меняется на противоположную.

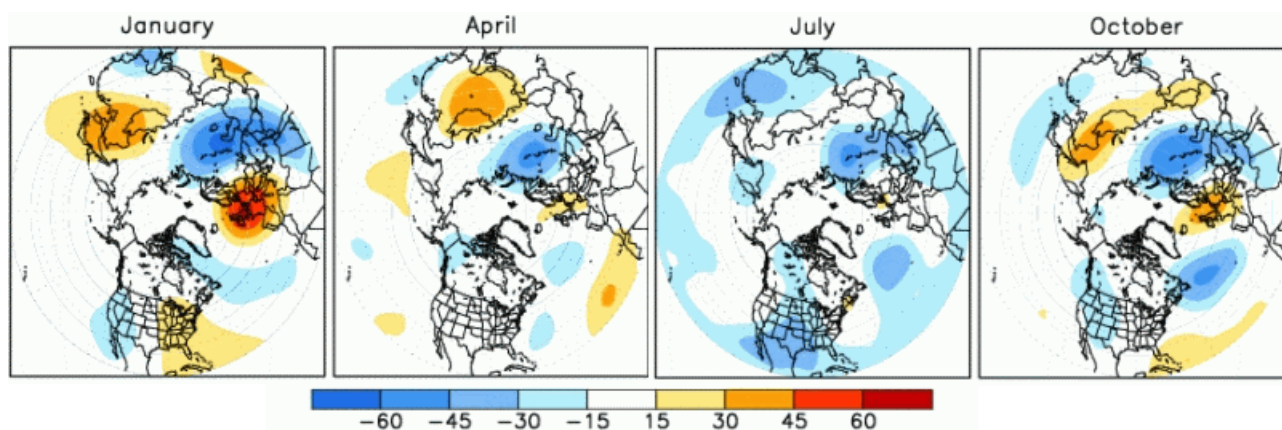


Рисунок 4.12 – Среднемесячные нормированные аномалии в поле геопотенциала средней тропосферы (500 гПа) Северного полушария с выделением областей низкого и высокого геопотенциала, формирующихся под влиянием колебания Восточная Атлантика – Западная Россия [87].

Кроме того, некоторые учёные [127] допускают влияние южного центра аномалий САК на временную изменчивость структуры ВА/ЗР колебания. Это предположение основано на теории смещения южного центра САК восточнее в XXI веке, что якобы вызвало весьма устойчивую отрицательную фазу во временном ряде индекса ВА/ЗР колебания (рисунок 4.13).

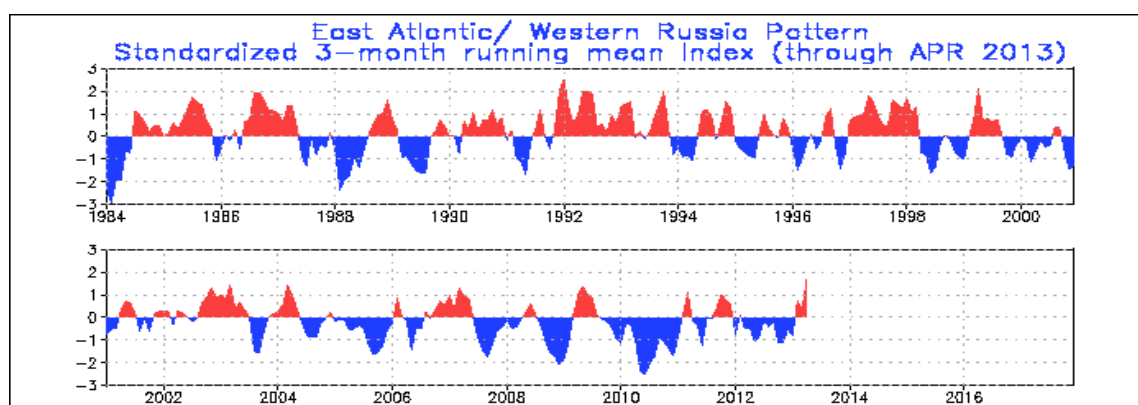


Рисунок 4.13 – Временной ряд индекса EA/WR и фазовое состояние [87].

Несмотря на то, что данный режим изменчивости оказывает влияние на Евразию в течение всего года, для территории Украины и соседних стран

оно играет весьма посредственную роль в формировании температурных аномалий зимой, что удалось выявить в результате компонентного анализа и построения полей разностных композитов.

Главной отличительной чертой данной осцилляции является его максимальное проявление в первом зимнем месяце – декабре. В последующие 2–3 месяца его вклад в общую дисперсию поля постепенно уменьшается. Как видно из рисунка 4.14, размытая область максимальных значений сигнала по модулю охватывает юго-запад Украины, часть Балканского п-ова, северное побережье Турции и район Кавказа. При этом наблюдается устойчивое уменьшение сигнала в северо-западном направлении с переходом на противоположный знак в районе Калининграда и Прибалтики.

В январе (прил. Б3а) структура полученного поля сигналов имеет более сложную конфигурацию с выделением слабовыраженного центра отрицательного сигнала на юго-востоке Украины и Азовским морем, где значения композитов составляют более -3 . Однако, по-прежнему, градиент поля направлен в северо-западном направлении.

Далее, в феврале положение центра с максимальными отрицательными значениями композита смещается на юго-запад, и локализуется теперь над странами Балканского п-ова. Кроме того, активность данного центра возрастает (что отражается в значениях композита более -5). Иной особенностью февральского поля композитов является квазиширотное положение изолиний и постепенное уменьшение значений сигнала в северном направлении (прил. Б3б).

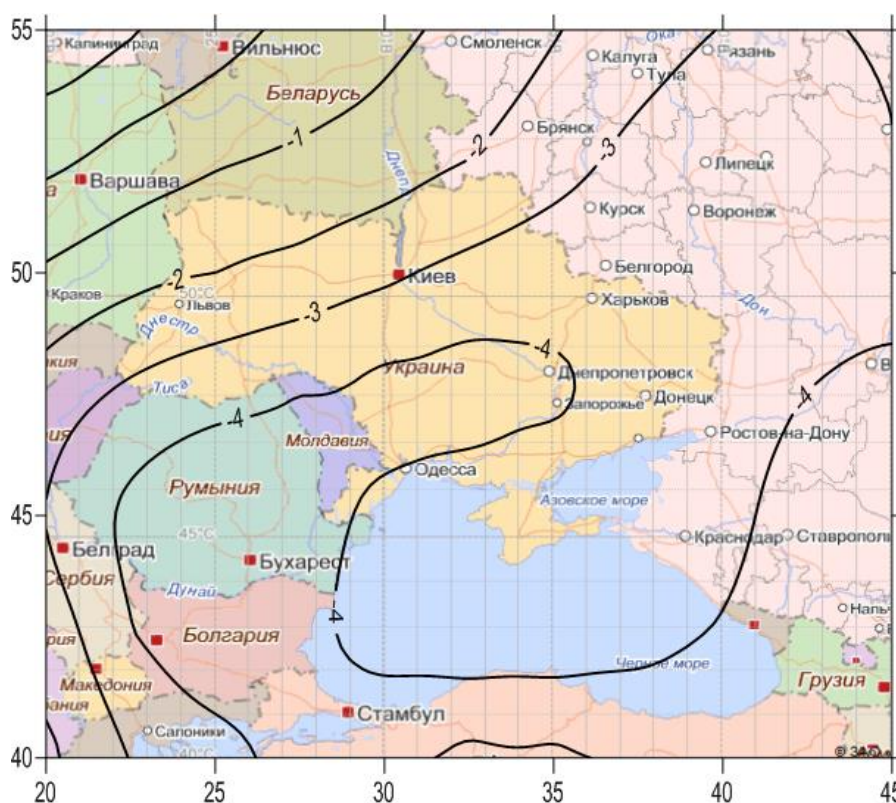


Рисунок 4.14 – Поле разностных композитов Восточно-Атлантического / Западно-Российского колебания для декабря. Использовался пороговый уровень 1σ .

Как видно из представленных карт, максимальное проявление данного режима изменчивости на территорию Украины наблюдается в декабре и феврале. Для подтверждения этого результата, мы построили поля разностных композитов с использованием фактических значений среднемесячной температуры воздуха, измеренной на 38 ГМС Левобережной Украины. В результате оказалось, что и на этот раз максимальные значения сигнала получены также в декабре (рис. 4.15).

Отрицательные значения полученных композитов указывают на то, что во время положительной фазы колебания, возникают отрицательные аномалии приземной температуры. Причём, как видно из рисунка, величина аномалий возрастает в юго-восточном направлении, достигая значений $-4,5 \dots -4,7$ в Донецкой и Луганской областях. В среднем по территории величина полученного композита составила $-3,7$.

Таким образом, Восточно-Атлантическое/Западнороссийское колебание оказывает существенное влияние на температуру воздуха исследуемой территории в течение всех зимних месяцев. Однако, главной отличительной чертой этой осцилляции является его максимальное проявление в первом зимнем месяце – декабре. В последующие 2-3 месяца его вклад в общую дисперсию поля постепенно уменьшается.

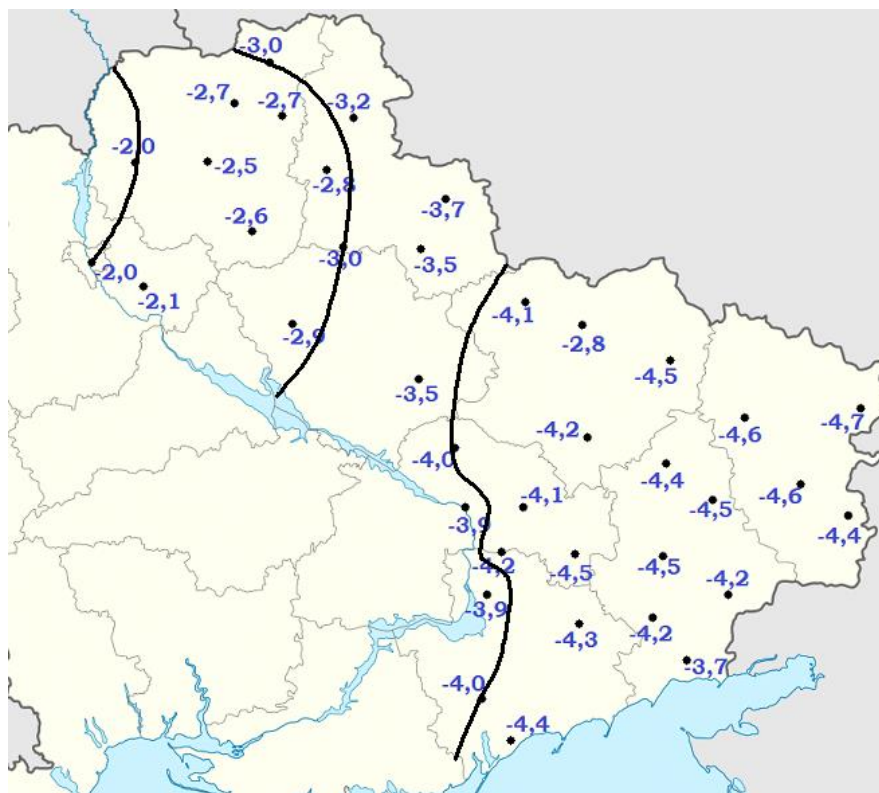


Рисунок 4.15 – Поле разностных композитов ВА/ЗР в декабре, с использованием фактических данных по 38 метеостанциям на территории Левобережной Украины.

4.4 Скандинавское колебание (СК– Scand) и поля разностных композитов

Данная изменчивость была подробно описана в 1987 году (*Barnston A.G., Livezey R.E*) во время анализа эмпирических ортогональных функций (ЭОФ) среднемесячных полей геопотенциала на уровне АТ-700 [74]. В то время эта

структура была названа как изменчивость Евразия-1, а позднее в связи с более точным определением местоположения главного полюса колебательного диполя, переименовали в Скандинавское колебание (СК). Главный центр осцилляции расположен в районе Скандинавского п-ова в области, ограниченной координатами 60 - 70 с.ш., 25 - 50 в.д. Другие более слабые центры выделяются в Северо-Восточной Атлантике, Западной России и Центральной Сибири (на северо-запад от оз. Байкал), рис.4.16. Несколько иную пространственную структуру колебания обнаружил *Esbensen* [96]. Он выявил Скандинавский режим изменчивости на межгодовом и месячном масштабах, однако его структура отличалась от той, что определили *Barnston A.G.*, *Livezey R.E.* Прежде всего, в его модели отсутствовала высотная ложбина в Западной Европе. Трёхполюсность пространственной структуры СК объясняется влиянием планетарных баротропных Россби-волн [98, 101]. Амплитуда и энергетика этих волн находится в прямой зависимости от интенсивности западного переноса в средних широтах Северного полушария, который наиболее мощный в осенне-зимний период. Именно поэтому в холодный период наблюдается максимальная активность центров действия колебания и их вытянутость в меридиональном направлении (рис. 4.16). С наступлением февраля активность полюсов заметно снижается, а их изотропность возрастает по мере ослабления интенсивности ЗП.

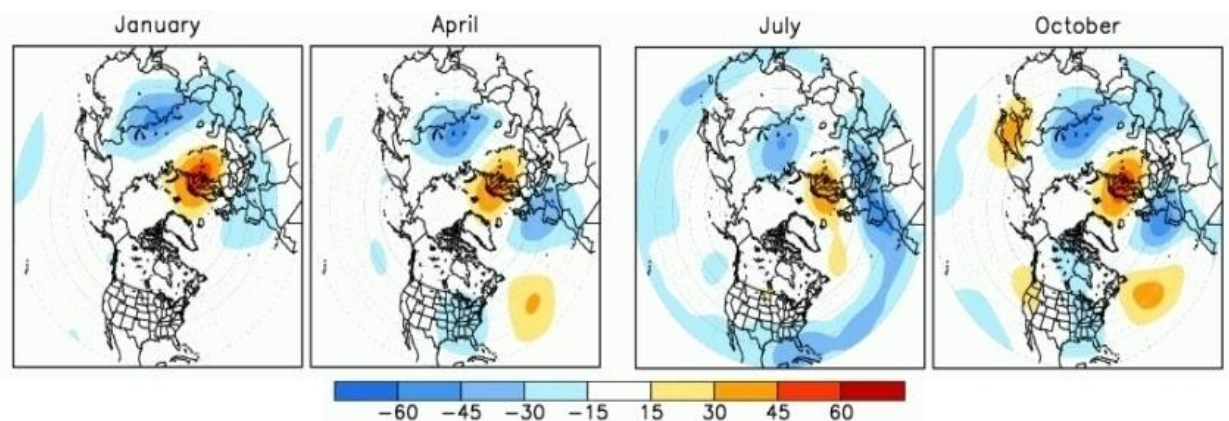


Рисунок 4.16 – Среднемесечные нормированные аномалии в поле геопотенциала средней тропосферы (500 гПа) Северного полушария с

выделением областей низкого и высокого геопотенциала, формирующихся под влиянием Скандинавского колебания [85].

Для того, чтобы количественно описать состояние и зону влияния конкретного колебания, принято использовать специальные индексы, которые, как правило, рассчитываются по данным полей геопотенциальных высот на уровне 700, 500 либо 300 гПа и представляют собой аномалии в значении этих высот относительно стандартных климатических норм. Для Скандинавского колебания также существует индекс, который в настоящее время рассчитывается по данным ре-анализа NCEP/NCAR в Национальном центре по исследованию климата, США. В зависимости от знака индекса, выделяют фазы колебания, а по численному значению индекса судят об интенсивности определённой фазы.

Положительная фаза колебания связана с положительными аномалиями высоты геопотенциальной поверхности 700 гПа, часто отражает наличие блокирующих антициклонов над Скандинавским п-овом и европейской территорией России (ЕТР) [70]. Во время отрицательной фазы на среднемесячных картах АТ-700 выделяется область отрицательных аномалий в значениях геопотенциала [80]. Пространственная структура колебания представлена на рисунке 4.17.

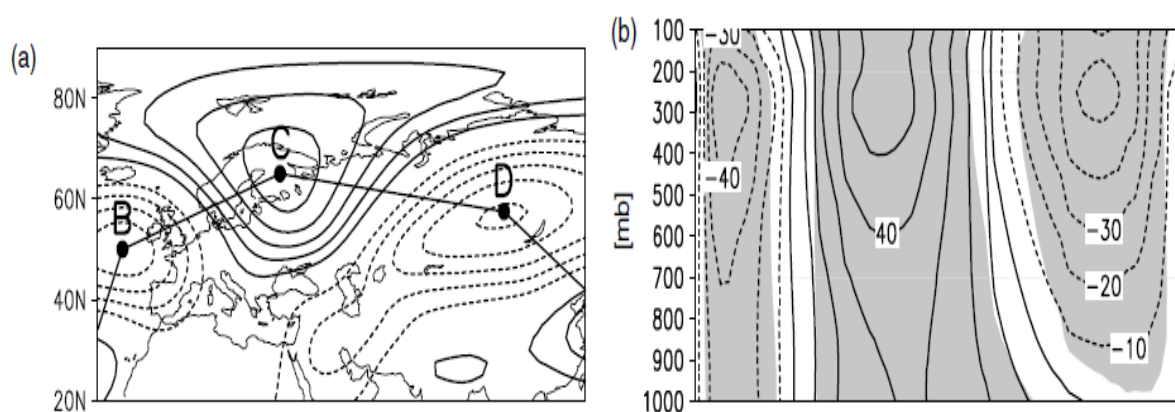


Рисунок 4.17 – Структура скандинавского колебания с выделением трёх основных полюсов (a) и вертикальный профиль коэффициентов регрессии (b)

между индексом колебания и высотой изобарической поверхности 300 гПа
[80].

Пространственная структура и динамика изменения интенсивности полюсов колебания представлено на рисунке 4.18.

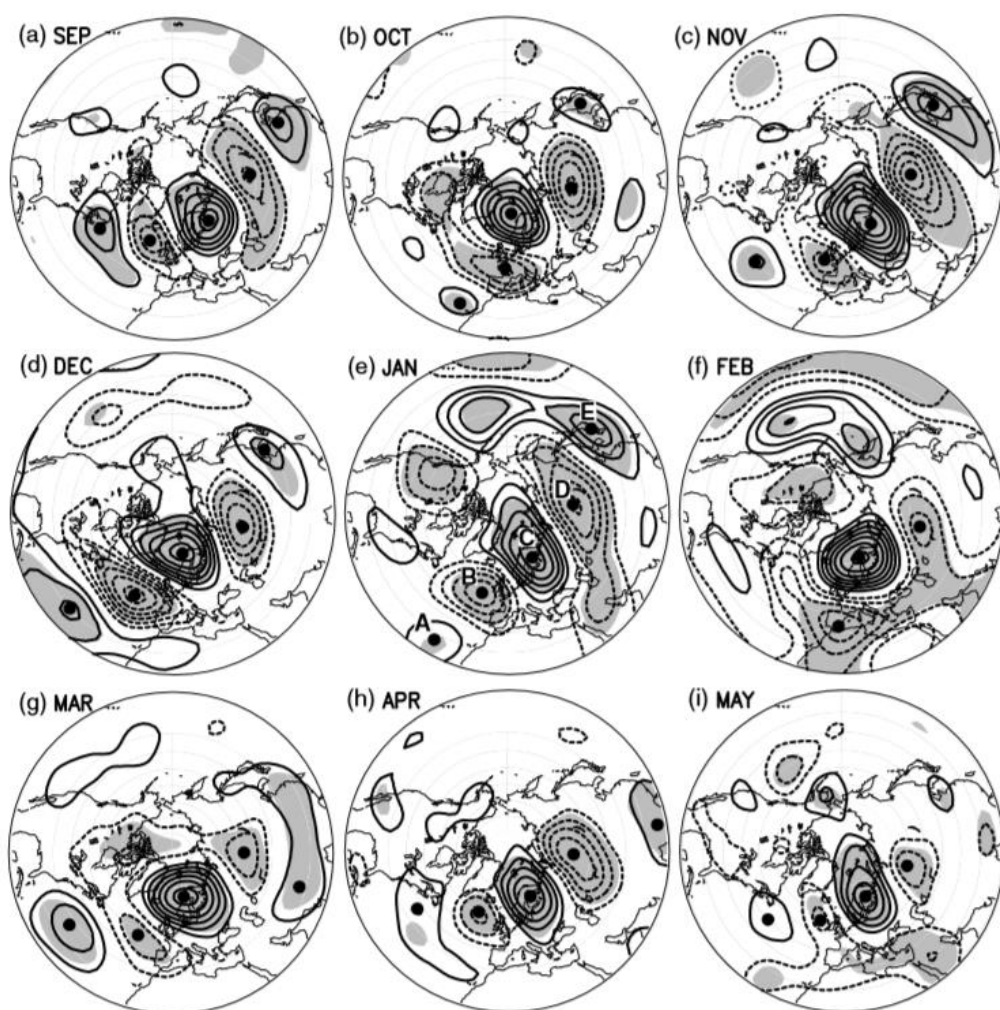


Рисунок 4.18 – Карты коэффициентов линейной регрессии между аномалиями геопотенциальной высоты на уровне 300 гПа и временными рядами главных компонент СК с сентября по май (соответственно, a-i). Пунктирными линиями представлены области с отрицательными значениями коэффициента на доверительном уровне 95% (закрашено) [80].

Во время положительной фазы фиксируются отрицательные аномалии приземной температуры в Центральной России, и в западной Европе. Также

во время этой фазы наблюдается увеличение количества осадков в центральной и южной Европе, и их недостаток в районе Скандинавии и северо-восточной Европе. Кроме того, полярная ветвь струйного течения в Северной Атлантике смещается в восточном направлении относительно своего среднего положения, усиливается западный перенос в районе Средиземноморья. В связи с этим, траектории атлантических штормов проходят севернее Скандинавского п-ова. При этом, область активного циклогенеза смещается ближе к западной Европе (Португалия, Испания). Западный перенос во время этой фазы прослеживается даже во внутренних районах Азии (озёра Балхаш и Байкал), охватывая большую часть Северной Азии. Вместе с этим усиливается и шторм-трек в указанных регионах. В тоже время значительно ослабевает западный перенос в субполярном регионе: от Северной Атлантики до п-ова Таймыр вдоль северного побережья Евразии. В стратосфере во время положительной фазы колебания усиливается ночная полярная струя (НПС) – струйное течение на высотах около 24 км в зимний период. В весенний период корреляция индекса СК и НПС составляет 0,45 [110].

Наиболее существенно влияет на количество осадков Скандинавское колебание в феврале. Как будет показано ниже в работе, данная осцилляция является ответственной за формирование межсезонных аномалий температуры воздуха на территории Восточной Европы, акватории Чёрного и Азовского морей, а также в бассейне Волги.

Стоит заметить, что несмотря на расположение основных центров диполя аномальной циркуляции в пределах Атлантико-Европейского региона, отклики колебания в поле приземной температуры и увлажнения зафиксированы в разных частях Азиатского континента. Так, в ходе одного исследования [81], установлено, что во время устойчивой положительной фазы зимой 2000/2001 гг., происходило накопление арктического воздуха над Центральной Сибирью, а затем, он распространился в юго-восточном направлении, вызвав существенное похолодание и обильные снегопады в

Монголии и северном Китае. В другой работе [95] показано, что за период 1951 – 2009 гг. величина корреляционной зависимости между индексом колебания и количеством осадков в зимний период в юго-западной части Ирана составляет 0,61 – 0,71, в частности на станциях Abadan и Ahwaz. С приходом весны, коэффициенты корреляции резко падают до значений 0,28 – 0,29.

Во временном ходе индекса Скандинавской осцилляции можно выделить следующие периоды устойчивых положительных и отрицательных фаз:

- 1958 – 61 гг., 1969-1978 гг., 1984-85 гг. – положительные фазы;
- 1981-1983 гг., 1987 – 1991 гг. – устойчивые отрицательные фазы колебания [124].

Также отметим, что за последнее десятилетие амплитуда колебаний индекса уменьшилась по сравнению со второй половиной 20 века (рис. 4.19а). На рисунке 4.19б представлена частотная гистограмма индекса колебания за период 1951 – 2009 гг., на которой видно, что в зимнее время кривая распределения индекса близка к нормальной (Гауссовской), что позволяет нам применять к рядам стандартные методы статистической обработки.

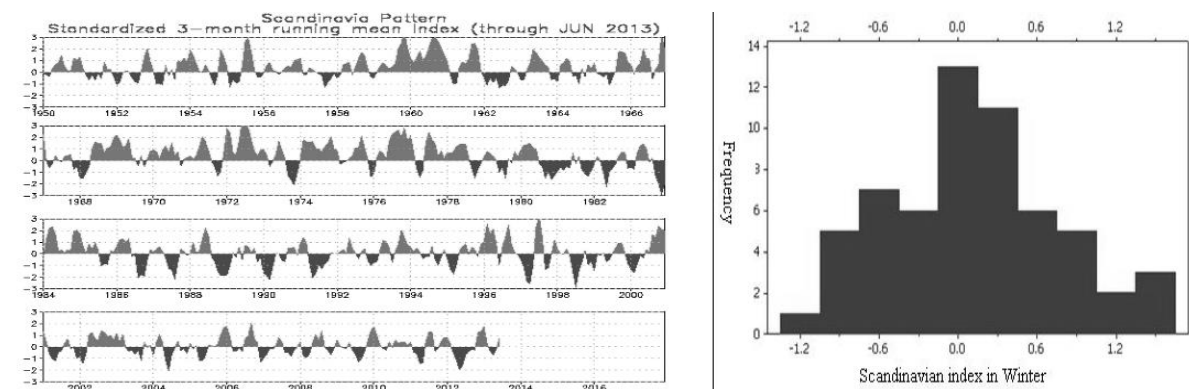


Рисунок 4.19 – Временной ход индекса Скандинавского колебания, сглаженный по трём месяцам (а) и частотная диаграмма зимнего индекса (б) за период 1951 – 2009 гг [86].

Главной целью исследования является определение характера и степени влияния Скандинавского режима изменчивости на температурный режим в Восточной Европе, Украине и Азово-Черноморском регионе. Для этой задачи, привлекались данные ре-анализа среднемесячной температуры воздуха с декабря по март включительно, в узлах регулярной сетки, размером $2,5 \times 2,5$ градуса для региона, ограниченного координатами: $20-45^\circ$ в.д. и $55-40^\circ$ с.ш. Информация предоставлена Национальным центром по атмосферным исследованиям (NCEP/NCAR), Боулдер, штат Колорадо, США за период 1950 – 2012 гг.

Кроме этого, использовались значения индекса Скандинавского колебания (рассчитывается в результате анализа ЭОФ изобарической поверхности 700 гПа в Северном полушарии). Значения индекса нормализованы относительно базового периода 1981-2010 гг. – данные предоставлены Центром по климатическим прогнозам (Climate Prediction Center, NOAA/ National Weather Service).

С помощью композитного анализа были рассчитаны и построены поля разностных композитов для трёх месяцев холодного периода (январь-март). Далее проведём анализ полученных результатов.

Скандинавское колебание проявляется не во все месяца года и играет второстепенную роль в формировании внутрисезонных климатических аномалий на территории Европы. Однако, как мы увидим, отдельные регионы подвержены влиянию этого режима весьма существенно.

В декабре какой-либо существенной связи различных фаз колебания с температурой воздуха в Украине и прилегающей территории не было выявлено. Значения полученных композитов близки к нулю. Несмотря на это, оказалось возможным выявить две области с замкнутыми изолиниями: в районе Чехии и Словакии (со значениями сигнала около 2), а также зона отрицательных аномалий в районе северного Прикаспия (со значениями композита чуть более 2).

Для января мы получили более интересную картину распределения разностного композита (прил. Б4а). Область отрицательных сигналов над Прикаспийской низменностью существенно расширяется по площади, а значения увеличиваются до $-5...-6$. Соответственно, максимальное влияние на себе испытывают восточные регионы Украины. Наиболее быстро влияние колебания ослабляется в южном и юго-западном направлении, т.е. при удалении от одного из полюсов осцилляции.

Февраль характеризуется максимальным развитием колебания, что выражается в поле устойчивых отрицательных композитов по всей исследуемой территории с максимальными значениями по модулю более 9 над Волгоградской областью (рис. 4.20). По конфигурации изолиний заметна зона влияния в виде ложбины, которая больше всего затрагивает восточные и северные области Украины. Также видно, как быстро ослабляется влияние в сторону акватории Чёрного моря, огибая его по дуге в сторону Балканского п-ова. Таким образом, температурные аномалии в Левобережной Украине в феврале объясняются, прежде всего, определённой фазой именно Скандинавского колебания.

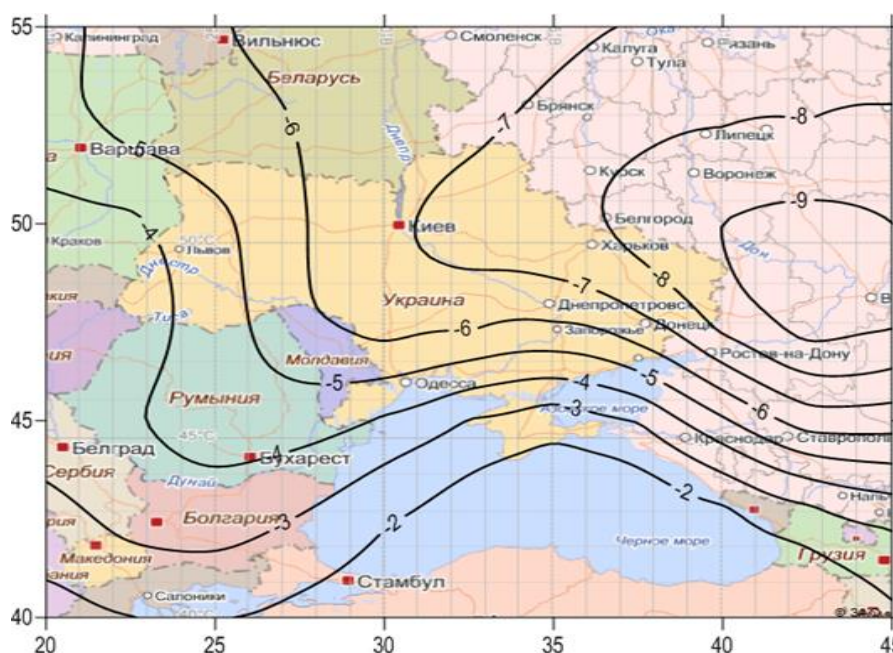


Рисунок 4.20 – Поле разностных композитов Скандинавского колебания в феврале. Использовался пороговый уровень 1σ .

В марте (прил. Б4б) проявление колебания резко ослабляется, область максимальных отрицательных значений сигнала (около -3) смещается на территорию Беларуси. Такие резкие изменения в местоположении и активности полученных сигналом, могут свидетельствовать о существенной подвижности второстепенных центров колебания.

Как было видно из полученных результатов, именно Скандинавская мода изменчивости вызвали наибольшие по модулю аномалии в приземной температуре над исследуемой территорией. Чтобы закрепить полученные результаты, был проведён композитный анализ с использованием фактических значений среднемесячной температуры воздуха, измеренной на 38 ГМС Левобережной Украины. В результате оказалось, что максимальное влияние зафиксировано в феврале, когда в восточных областях Украины значение чистого сигнала превысило местами $|10|$ (рис. 4.21).

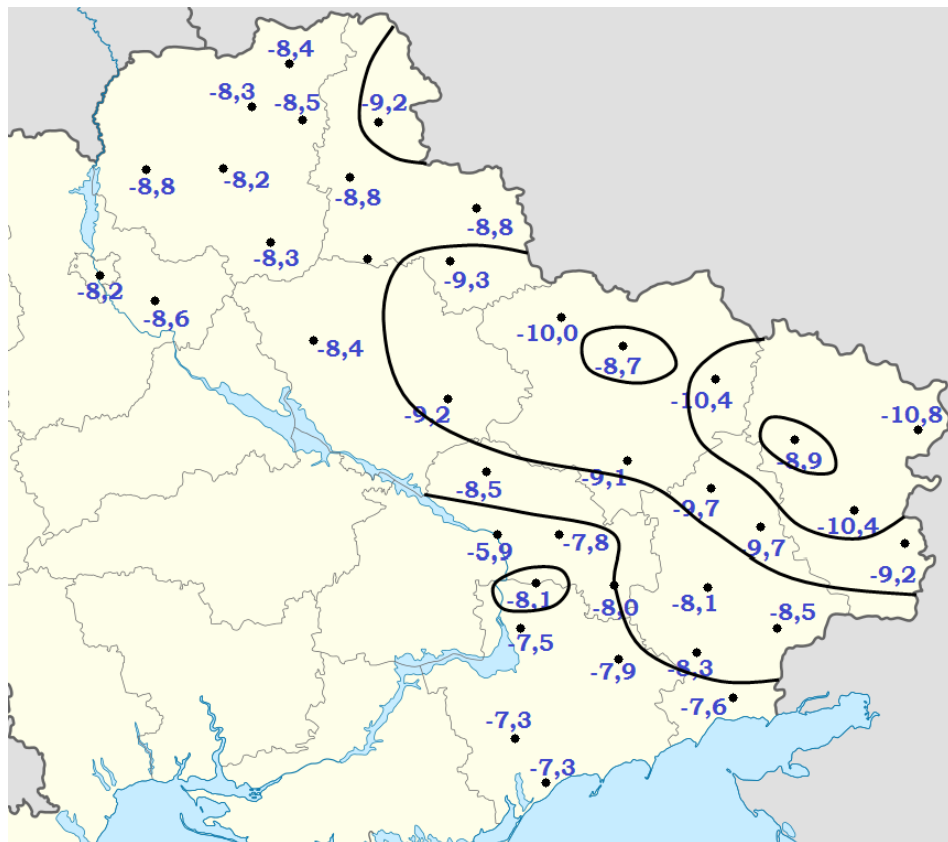


Рисунок 4.21 – Поле разностных композитов Scand в феврале, с использованием фактических данных по 38 метеостанциям на территории Левобережной Украины.

Таким образом, можно отметить, что проявление Скандинавского колебания на территорию Восточной Европы наиболее существенно в январе и феврале, причём отрицательные значения разностных композитов указывают на формирование существенных отрицательных аномалий приземной температуры во время положительной фазы колебания. Область с максимальными по модулю значениями в январе и феврале сконцентрирована в районе Волгоградской обл. и в нижнем течении Дона, а в марте она смещается на Белоруссию и существенно ослабевает. В целом, за весь зимний период, наименее подвержена различным фазам колебания территория Чёрного моря и особенно, Турция в связи со значительным удалением от одного из трёх полюсов колебания [48].

4.5 Северноморско-Каспийское колебание (СКК – NCP) и поля разностных композитов

В 1989 году группой учёных во главе с *Conte* было выявлено новый режим аномальной атмосферной циркуляции над территорией Европейско-Средиземноморского региона – Северноморско-Каспийская осцилляция (СКК) или North Sea Caspian pattern [111]. Их предложение было основано на эффекте диполя, который они обнаружили между Алжиром и Каиром в среднемноголетних значениях геопотенциальной высоты изобарической поверхности 500 гПа. Был проведен анализ проявления Северноморско-Каспийского диполя по другим метеорологическим параметрам (температура, осадки и циркуляция) между западным и восточным Средиземноморьем.

Для установления местоположения полюсов этого колебания (диполя) были определены линейные корреляции между среднемесячными значениями геопотенциальных высот в каждом пункте относительно всех остальных в исследуемом регионе (в секторе, ограниченном от 30° з.д до 70° в.д и от 15° с.ш. до 65° с.ш.). Каждая точка имела пункт с противоположным

по знаку коэффициентом корреляции. Пример результатов расчета представлен на рис. 4.22

Были определены два полюса с координатами 0° д., 55° с.ш., 10° в.д., 55° с.ш. (Северное море) и 50° в.д., 45° с.ш., 60° в.д., 45° с.ш. (север Каспийского моря). Именно поэтому данное колебание и было названо Северным Каспийским режимом (NCP) или Северноморско-Каспийским колебанием (СКК).

Индекс, определяющий интенсивность СКК был рассчитан следующим образом:

$$NCP = gpm(0^\circ, 55^\circ \text{ с.ш.}; 10^\circ \text{ в.д.}, 55^\circ \text{ с.ш.}) - gpm(50^\circ \text{ в.д.}, 45^\circ \text{ с.ш.}; 60^\circ \text{ в.д.}, 45^\circ \text{ с.ш.}), \quad (4.1)$$

где gpm (геопотенциальные метры) — средняя высота изобарической поверхности в двух пунктах (узлах сетки), формирующих каждый из этих двух полюсов соответственно.



Рисунок 4.22 – Пример ежемесячной карты, в которой каждая пара пунктов сетки, имея существенную отрицательную корреляцию, связана линией [111].

В результате расчетов были получены месяцы с отрицательными и положительными значениями индекса. Отрицательная (положительная) фазы СКК идентифицируются при значениях индекса $|\text{СКК}| > 0,5$.

Характеризуя отрицательную фазу СКК, можно отметить следующие процессы: активизация циклонической активности над западным полюсом СКК, а именно усиление западного переноса над центральной Европой и проявление антициклонической активности над восточным полюсом СКК, что проявляется в формировании восточного перемещения воздушных масс над районами Грузии и Армении. Эти процессы приводят к увеличению юго-западной аномальной циркуляции по направлению к Балканам (рис. 4.23а). При положительной фазе СКК происходит перестройка барических образований: в районе западного полюса СКК наблюдается усиление антициклонической активности (центральная Европа) и углубление циклонической активности над западным полюсом СКК, что влечет за собой формирование перемещение воздушных масс в направлении восточной Европы (см. рис. 4.23б).

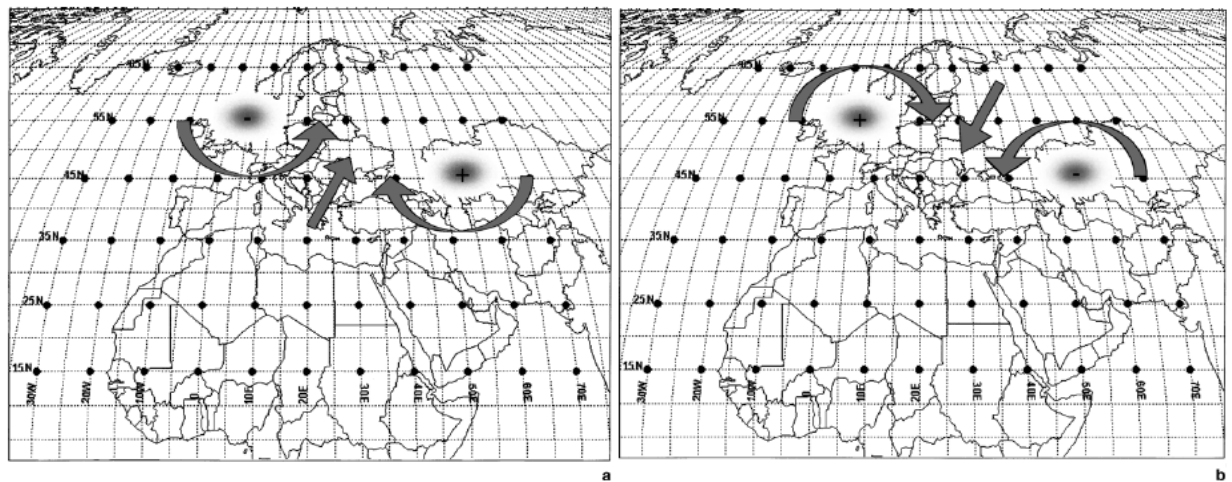


Рисунок 4.23 – Схематическое представление аномальных циркуляционных процессов в период отрицательной (а) и положительной фазы СКК (б) [111].

Влияние различных фаз СКК наиболее ощутимо сказывается на температурном режиме и в меньшей степени на суммарном количестве осадков. Так, для положительной фазы наиболее характерно преобладание меридиональной циркуляции с северной составляющей, что влечёт за собой возникновение отрицательных аномалий в поле приземной температуры воздуха по всей Восточной Европе и на востоке Средиземноморья, на Ближнем Востоке, в Малой Азии, Кавказском регионе и в южном Поволжье. В это же время в районе Британских о-вов и юга Скандинавии формируется обособленная зона с положительной аномалией температуры. Во время отрицательной фазы колебания, циркуляционные условия меняются на противоположные.

Кроме того, в исследовании [112, 117] было показано, что наибольшее влияние СКК ощутимо над п-овом Малая Азия с постепенным ослаблением по мере продвижения к побережью. Отсюда следует, что существует прямая зависимость между высотой местности, характером подстилающей поверхности и степенью влияния СКК на конкретный пункт.

Проявляются также отклики на ежемесячных суммах количества осадков: отрицательная фаза характеризуется низким годовым количеством осадков в Хайфе (северный Израиль), около 547 мм, в то время как в течение положительной фазы СКК количество осадков увеличивается до 908 мм.

В работе [77] были определены поля коэффициента корреляции между индексом СКК и среднемесячной температурой воздуха в Европейско-Средиземноморском регионе, как для всех значений индекса, так и для значений индекса $|\text{СКК}| > 1$. В результате исследования получили значительную область на северо-западе региона с положительной значимой корреляционной связью и значениями индекса 0,5 – 0,8 в летний период (июнь – август), и область со значимой обратной корреляционной связью над Ближним Востоком и Малой Азией, где индекс корреляции достигает значений $-0,7 \dots -0,9$ для всех случаев при индексе СКК больше 1 по модулю.

При сравнении полей корреляции в зимний и летний сезоны наблюдается интересная особенность. В период с декабря по февраль выделяется обширная зона с отрицательной корреляцией, охватывающая всё Восточное Средиземноморье, акватории Чёрного и Каспийского морей, а также бассейн Нижней Волги. В то же время, территория с положительной корреляцией охватывает небольшую зону над Британскими о-вами и югом Скандинавии.

В летний период зона с положительной корреляцией распространяется на всю Северную, Центральную и Западную Европу, а область с отрицательным коэффициентом уменьшается по площади и несколько смещается на восток, относительно зимнего сезона. Поля корреляции в переходные сезоны года (весна, осень) демонстрируют нечто среднее в значимости и локализации коэффициентов между экстремальными значениями зимой и летом.

Временной ряд значений индекса СКК имеет значительную межгодовую изменчивость, что хорошо видно на рис. 4.24. Максимальная дисперсия индекса наблюдалась в середине XX века, а в начале 2000-х годов произошла некоторая стабилизация, а разброс значений относительно среднего сократился. При этом, существенной временной тенденции в значениях СКК не наблюдается.

В силу того, что СКК оказывает наиболее сильное влияние на температурный режим в холодное полугодие, то в работе были использованы данные ре-анализа среднемесячной температуры воздуха с декабря по февраль включительно в узлах регулярной сетки, размером 2,5 x 2,5 градуса. Информация предоставлена Национальным центром по атмосферным исследованиям (NCEP/NCAR), Боулдер, штат Колорадо, США за период 1948 – 2012 гг.

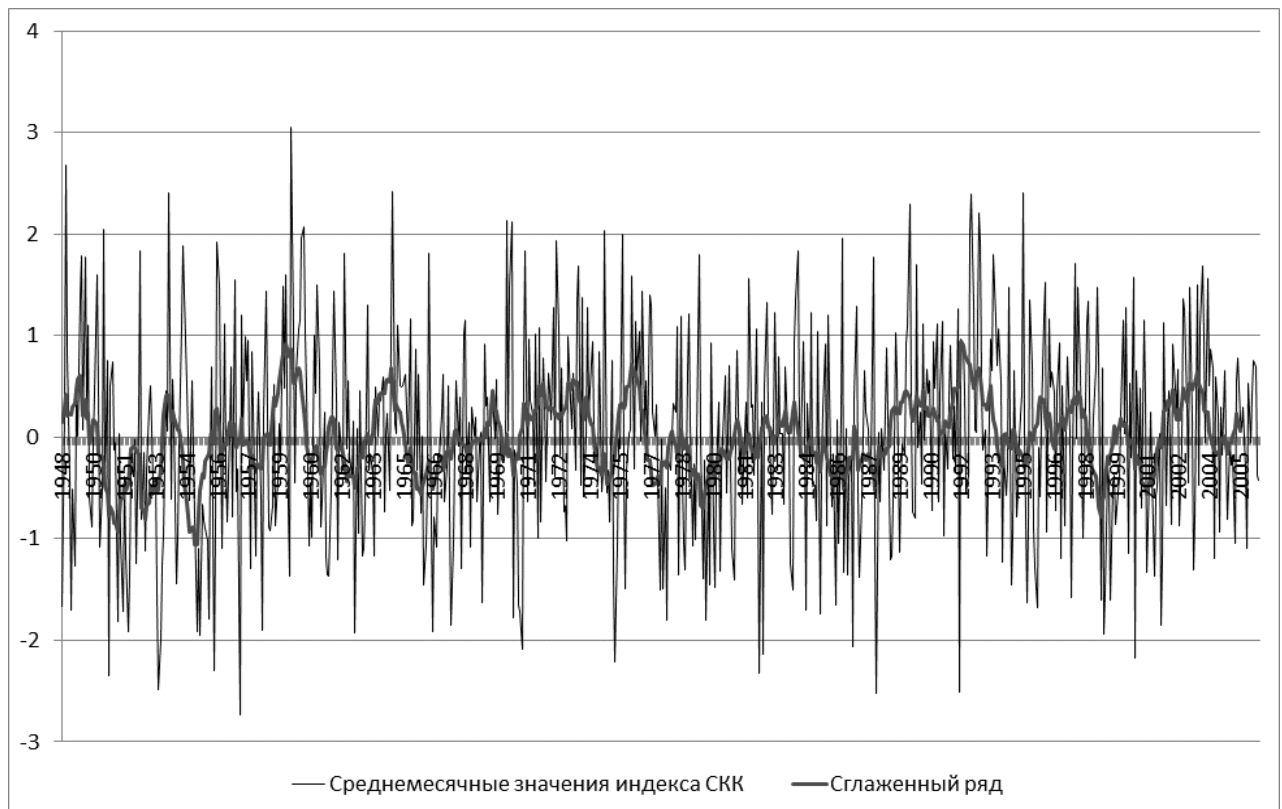


Рисунок 4.24 – Межгодовая изменчивость и сглаженный ряд индекса СКК за период 1948 – 2005 гг. [112].

Также использовались в работе среднемесячные значения индекса Северноморско-Каспийского колебания для трёх месяцев холодного времени года (декабрь – февраль) за период 1948 – 2005 гг. Индекс рассчитан как нормированная разность высоты изобарической поверхности 500 гПа между двумя центрами действия: в Северном море (0° в.д., 55° с.ш.; 10° в.д., 55° с.ш.) и на севере Каспийского моря (50° в.д., 45° с.ш.; 60° в.д., 45° с.ш.) по методике, предложенной Kutiel и Benaroch в 2002 году [112]. Данные предоставлены Центром климатических исследований университета Восточной Англии – Climatic Research Unit, University of East Anglia.

Для достижения поставленной задачи к исходному материалу был применён метод композитного анализа, с помощью которого был выделен «чистый» сигнал, отвечающий влиянию СКК на температурный режим Украины и прилегающих территорий в области, ограниченной $20 - 45^{\circ}$ в.д. и $55 - 40^{\circ}$ с.ш. На основании полученных данных, с помощью программы

«Surfer», были построены поля композитов для каждого месяца холодного периода (декабрь – февраль). Их анализ представлен ниже.

В декабре (рис. 4.25) на всей исследуемой территории наблюдается область с отрицательным значением сигнала СКК. Минимальные значения сигнала, ограниченные изолинией -5 выявлены над центральными регионами Украины, частично над Болгарией и Румынией, а также на востоке ЮФО в России. Величина сигнала по модулю уменьшается в северо-западном направлении, достигая околонулевых значений на северо-западе Польши и в Прибалтике. Соответственно, уменьшается и степень влияния колебания с юго-востока на северо-запад. Полученные отрицательные значения разностного композита указывают на обратную корреляционную связь между температурой воздуха и различными фазами колебания. Т.е., во время положительной фазы, происходит понижение среднемесячной температуры воздуха, а во время отрицательной – её рост. Причём, максимальная связь различной фазы и приземной температуры наблюдается в континентальных районах исследуемой области, а по мере продвижения к Чёрному морю, эффект влияния уменьшается.

В центральном месяце зимнего сезона (прил. Б5а) характер влияния Северноморско-Каспийской осцилляции практически без изменений по сравнению с декабрём. Область с максимальными по модулю значениями сигнала, ограниченная изолинией -5 , локализована в центральных и южных регионах Украины, за исключением побережий. Соответственно, и максимальное влияние различных фаз колебания на температурный режим происходит в указанной области. Ослабление сигнала, как и в случае с декабрём, происходит в северо-восточном направлении от территории Украины.

В феврале (прил. Б5б) характер влияния СКК претерпевает некоторых изменений. Как видно из карты, районы с минимальными значениями сигнала (ниже -5) смещены на юг и юго-запад по сравнению с предыдущим месяцем. Над Крымским п-овом, акваторией Чёрного и Азовского морей

сохраняется зона со слабым влиянием СКК. Таким образом, в последнем месяце зимы аномальная циркуляция ослабевает, зона влияния данного колебания смещается южнее и сильнее прижимается к одному из полюсов, расположенного над Каспийским морем. Следовательно, вклад данной моды в суммарную дисперсию поля по мере перехода от зимнего сезона к летнему уменьшается.

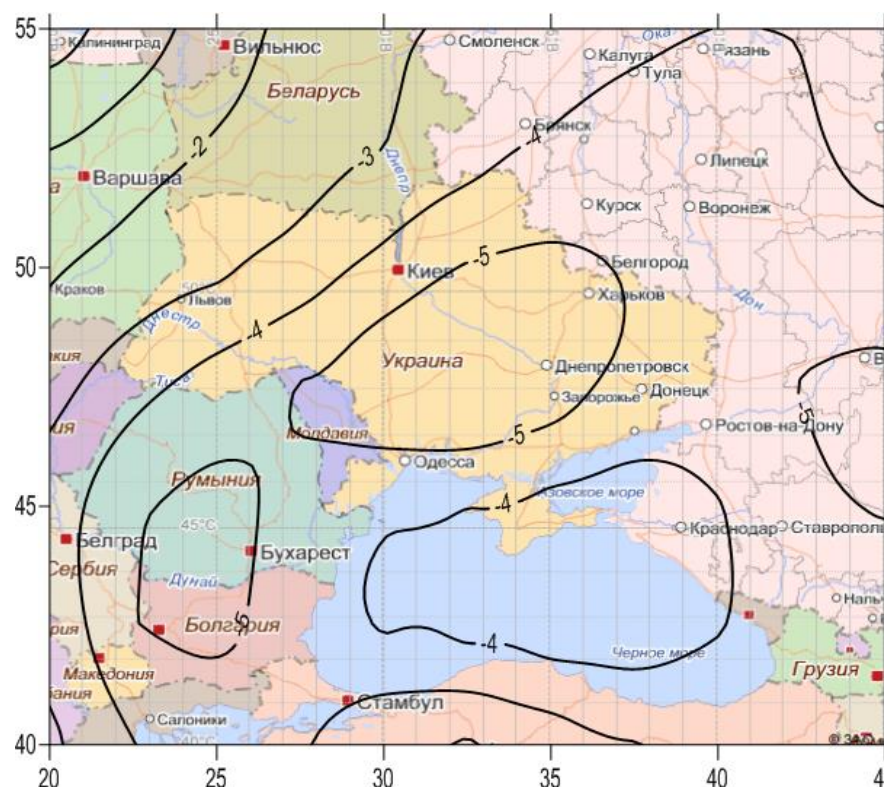


Рисунок 4.25 – Разностный композит индекса СКК и температуры воздуха в декабре (по данным 1948 – 2012 гг.), использовался пороговый уровень 1σ .

При расчёте разностных композитов по данным 38 метеорологических станциях, расположенных в Левобережной Украине (рис. 4.26), было построено поле для декабря, структура которого близка к той, что с использованием данных ре-анализа. Максимальные значения сигнала со значением $-5,0... -5,2$ приходятся на центральные и частично восточные регионы исследуемой территории. И, несмотря на то, что структура поля

оказалась весьма неоднородной, можно выделить тенденцию уменьшения числового значения композитов в северо-западном направлении.



Рисунок 4.26 – Поле разностных композитов Северноморско-Каспийского колебания в декабре, с использованием фактических данных по 38 метеостанциям на территории Левобережной Украины.

Подводя итоги, отметим, что проявление Северноморско-Каспийской осцилляции на температурном режиме над Украиной и прилегающих районах наиболее ярко проявляется в декабре и в январе. Степень влияния в центральных и южных регионах страны, за исключением прибрежных зон. За пределами Украины степень воздействия максимальна на Кубани, в Турции, на востоке Балканского п-ова. Установлено, что во время положительной фазы СКК наблюдаются отрицательные аномалии в среднемесячной температуре зимнего сезона, а во время отрицательной фазы выявлена обратная картина – превышение среднемесячной температуры относительно нормы. Менее всего подвержены влиянию аномальной циркуляции северо-

западные регионы исследуемой территории (Беларусь, Польша) ввиду их существенной отдалённости от полюсов колебания [47].

4.6 Арктическое колебание (АК – АО) и поля разностных композитов

Арктическая колебание (Arctic Oscillation) считается одним из основных климатических режимов изменчивости в Северном полушарии, который выражается в изменении давления в Арктике и противоположных изменениях в районе 37 – 45° с. ш. Это колебание было подробно изучено и описано в 1998 году (*Thompson and Wallace*) [130]. Ими был предложен индекс для определения фазы колебания и его интенсивности. Он определяется как первая мода разложения на естественные ортогональные функции (ЭОФ) аномалий высоты изобарической поверхности 1000 гПа [73]. В зависимости от знака индекса, принято выделять положительную и отрицательную фазы колебания, которые наиболее выражены в холодное полугодие.

При положительной фазе колебания в умеренных широтах наблюдается повышенное атмосферное давление, что вынуждает циклоны перемещаться по более высоким широтам, обуславливая тем самым увеличение количества осадков на Аляске, Великобритании и Скандинавии, в то время как на Средиземноморье и по западу США наблюдается более сухая погода. Из-за активной циклонической деятельности в Европе, за исключением ее южных районов, наблюдается влажная погода с частыми штормовыми ветрами [25, 26].

Характерной чертой отрицательной фазы Арктического колебания является преобладание относительно высокого атмосферного давления над полярными районами и низкого давления в средних широтах (около 45° с.ш.). Вследствие этого, учащаются вторжения арктического воздуха в

Европу, а также на территорию Северной Америки. Усиливается циклогенез, а, следовательно, и осадки, вдоль акватории Средиземного моря (рис. 4.28).

Интересно, что именно отрицательная фаза Арктического колебания представляет наибольший интерес в исследовании климата и циркуляционных особенностей атмосферы [58]. В 2011 году американский метеоролог *Judah Cohen* установил весьма занятную статистическую зависимость между величиной прироста снежного покрова в Сибири в течение октября и фазовым состоянием Арктического колебания в зимний период [109]. Он показал, что в годы, когда октябрьский снежный покров в Сибири обширен и увеличивается быстрыми темпами, это является надежным сигналом к тому, что индекс АК, будет стремиться к отрицательной фазе в зимние месяцы. А при отрицательной фазе, как указано выше, значения зимних температур обычно ниже нормы на большей части Северной Америки и Западной Европы. И наоборот, когда площадь октябрьского снежного покрова в Сибири мала и медленно растет, то зимние значения индекса АК обычно положительны.

Статистическая зависимость между величиной октябрьского прироста площади снежного покрова (СП) в Сибири и фазой АК представлена на рисунке 4.27. Коэн в качестве показателя прироста СП использует индекс SAI (snow advance index), который имеет обратный знак приросту (чем интенсивнее прирост, тем более отрицательным выходит данный индекс). Рассчитанный коэффициент корреляции между двумя параметрами достигает 0,81, что указывает на довольно тесную прямую корреляционную связь. Таким образом, зная динамику СП в октябре, можно с достаточной степенью надёжности предсказать фазовое состояние Арктического колебания на ближайшую зиму. А исходя из этого, появляется возможность спрогнозировать основные черты погодных условий в Европе и на северо-востоке Северной Америки.

Что касается временного хода индекса колебания, то на протяжении большей части прошлого века происходила более или менее периодичная

смена обеих фаз. Однако, начиная с 1980-х годов, наблюдается тенденция к преобладанию положительной фазы [81], что характеризуется пониженным относительно нормы атмосферным давлением в районах Арктики и более высокими температурами на большей части Северной Америки и в Евразии.

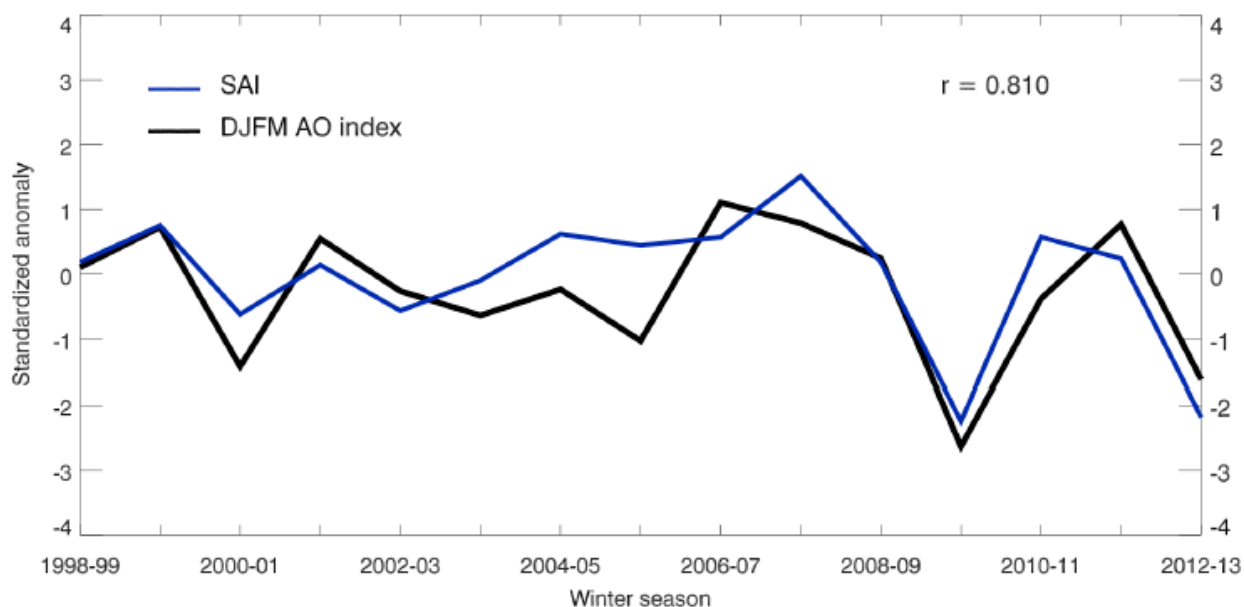


Рисунок 4.27 – Статистическая зависимость между индексом SAI и средними зимними значениями индекса Арктического колебания (по Коэну, 2011).

В качестве исходной информации для исследования влияния АК на температурный режим Украины и Восточной Европы, были использованы данные ре-анализа среднемесячной температуры воздуха с декабря по март включительно в узлах регулярной сетки, размером $2,5 \times 2,5$ градуса для региона, ограниченного координатами: $20 - 45^\circ$ в.д. и $55 - 40^\circ$ с.ш. Информация предоставлена Национальным центром по атмосферным исследованиям (NCEP/NCAR), Боулдер, штат Колорадо, США за период 1950 – 2012 гг. Кроме этого, использовались среднемесячные значения индекса АК (определяется по первой составляющей разложения ЭОФ поля аномалий высоты геопотенциальной поверхности 1000 гПа для Северного

полушария (20 – 90° с.ш.)). Значения индекса нормализуются относительно базового периода 1950 – 2000 гг. – предоставлено CPC/NCEP, NOAA.

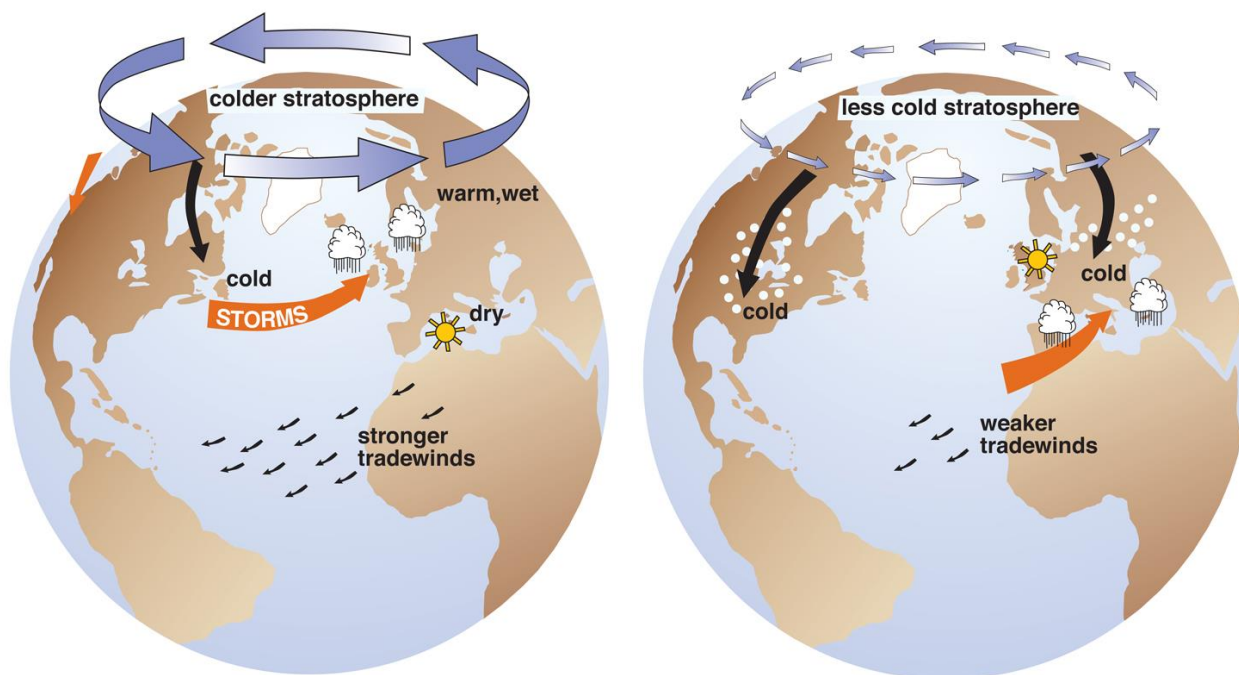


Рисунок 4.28 – Схематическое представление различных фаз Арктического колебания [88].

Арктическое колебание (АК) выражает степень развитости Арктического приземного антициклона, и соответствующего полярного стратосферного вихря. Поэтому данный режим изменчивости охватывает практически всё Северное полушарие, выше 40° с.ш. Соответственно, вся территория Украины также входит в зону его влияния. На картах полученных композитов (рис. 4.29, 4.30) за январь-февраль наблюдается максимальное проявление режимов колебания на степени изменчивости среднемесячной температуры воздуха в Украине. В декабре и марте (прил. Б6 а,б) степень влияния оказалась ниже примерно в 2 раза (если в январе максимальные значения сигналов составляют 6 – 7 в районе Беларуси, то в декабре и марте происходит уменьшение всего до 2 – 3).

Кроме того, общей чертой во все четыре месяца является квазиширотное положение изолиний разностных композитов с постепенным увеличением значений в северном направлении. И только в марте структура

поля приобретает несколько меридиональный характер. Таким образом, во время устойчивых отрицательных фаз АК по мере увеличения широты, возрастают отрицательные аномалии температуры воздуха. Например, в марте 2013 года интенсивность и развитость по площади арктического антициклона существенно превышала норму для этого времени года, индекс колебания в отдельные сутки падал до $-4 \dots -5$, а в целом март оказался аномально холодным на большей части Европейской территории России, а в некоторых городах были побиты абсолютные минимумы месяца.

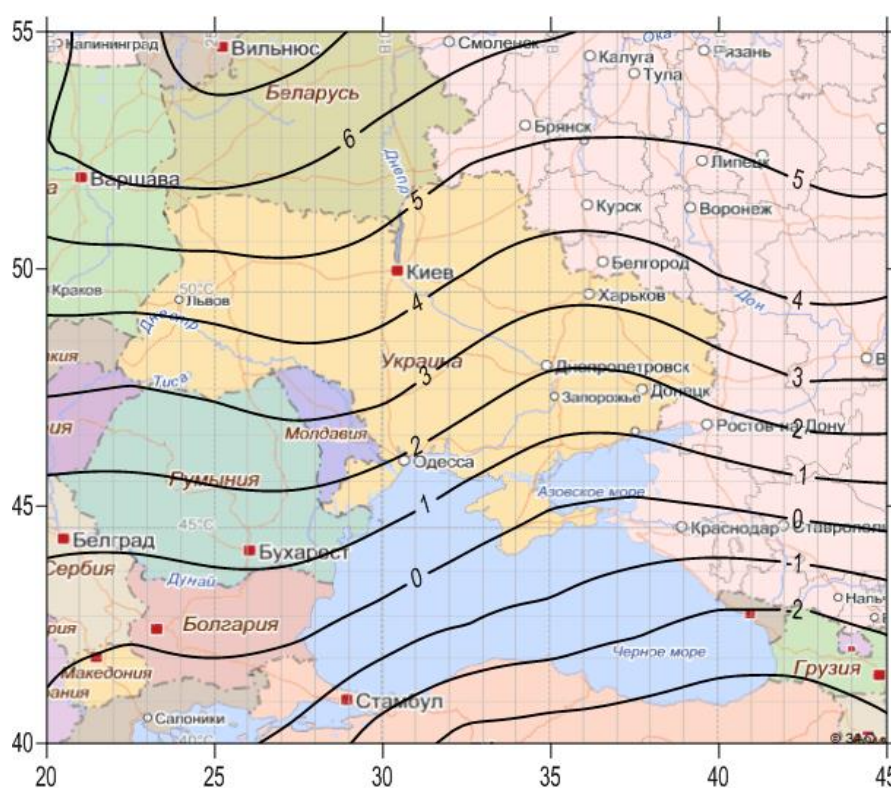


Рисунок 4.29 – Поле разностных композитов Арктического колебания в январе, использовался пороговый уровень 1σ .

В заключении, так же как и по остальным модам изменчивости, был проведён композитный анализ между значениями индекса Арктического колебания и среднемесячными фактическими данными приземной температуры на 38 метеорологических станциях Левобережной части Украины. На рисунке 4.31 приведено поле полученных сигналов для января, поскольку именно для этого месяца (так же, как и в случае использования

данных ре-анализа) были получены максимальные числовые значения композитов (порядка 5,0...5,5). Из рисунка видно, что максимальное влияние данной осцилляции проявляется в северных регионах Украины с постепенным уменьшением в юго-восточном направлении, то есть по мере удаления от основного полюса данной низкочастотной моды.

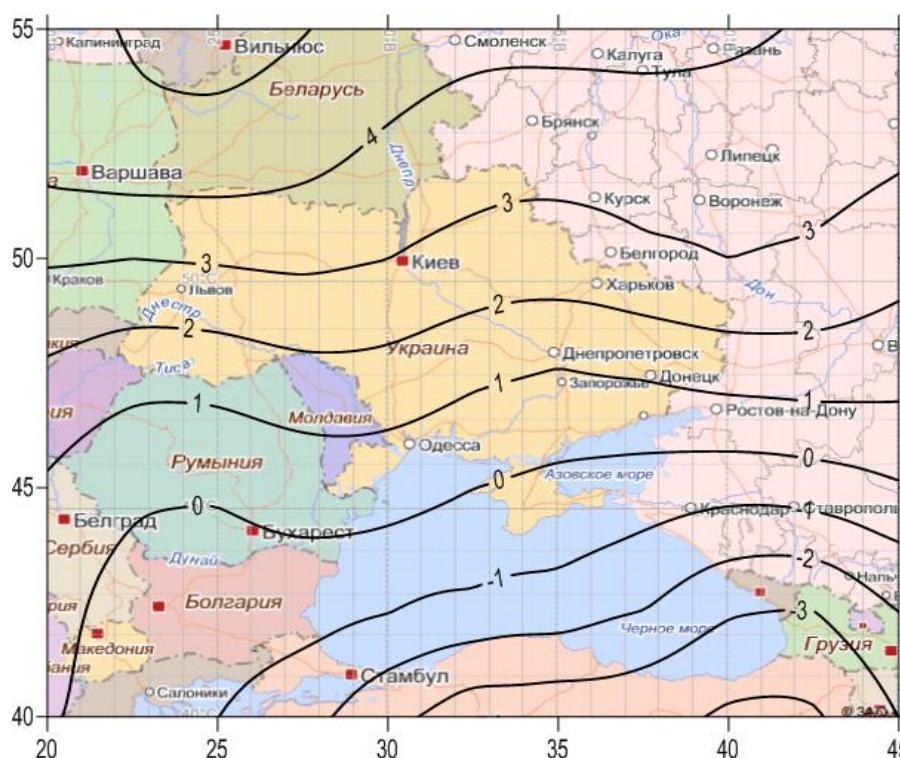


Рисунок 4.30 – Поле разностных композитов Арктического колебания в феврале, использовался пороговый уровень 1σ .

В целом, структура полученного поля имеет множество сходств с той, что рассчитана по данным ре-анализа за исключением меньшей степени сглаженности по причине неравномерного распределения станций по территории.



Рисунок 4.31 – Поле разностных композитов Арктического колебания в январе, с использованием фактических данных по 38 метеостанциям на территории Левобережной Украины.

4.7 Средиземноморское колебание (СЗК – МО) и поля разностных композитов

Помимо наиболее выраженных крупномасштабных климатических сигналов в Атлантико-Европейском регионе, таких как САК, ВАК и остальные, рассмотренные выше в работе, разумно уделить внимание колебательному механизму, действующему в бассейне Средиземного моря. Речь идёт о Средиземноморской осцилляции – Mediterranean Oscillation (МО). Источником данного колебания выступает система взаимодействия Средиземного моря с примыкающей сушей, на фоне чего развиваются внутрисезонные аномалии геопотенциала в средней тропосфере. Так же как в случае с более крупномасштабными осцилляциями, СЗК оказывает влияние на различные метеорологические показатели посредством механизма дального действия. Влияние ощущается не только в пределах самого бассейна

Средиземного моря, но также и на большей части Европы, как это будет показано ниже.

Впервые, данный тип низкочастотной изменчивости был описан в 1989 году *Conte M., Giuffrida A., и Tedesco S.* [89]. Они условились определять СЗК в качестве атмосферного диполя аномалий в поле геопотенциала на уровне 500 гПа с двумя центрами – на западе и востоке Средиземного моря. При этом, большую часть вариаций в термическом, влажностном и циркуляционном режимах в районе Средиземноморья они объясняют проявлением различных фаз СЗК. Для количественной оценки интенсивности и фазового состояния данного колебания, Conte предложил использовать индекс СЗК – MOI, который рассчитывается как нормированная разница геопотенциала на уровне 500 гПа между Алжиром и Каиром. Позднее, в 1996 году *P. Palutikof* [121] предложил определять MOI по разности приземного давления между Гибралтаром и Израилем. Однако, эти обе версии не совсем хорошо отражают циркуляционные условия в центральном Средиземноморье (в районе Италии), поэтому *Brunetti* [78] в 2002 году рассчитал индекс MOI как нормированную разность в приземном давлении между Марселем и Иерусалимом. В его исследовании индекс, рассчитанный по такой методике, показывает тесную корреляционную связь с количеством осадков на территории Италии. Совсем недавно, в 2012 году, *Papadopoulos* и др. [122] вывели новый индекс MOI, определяемый по разности приземного давления между югом Франции и Левантийским морем (восточная часть Средиземноморья). Применив метод компонентного анализа, *Suselj* и *Bergant* [129] в 2006 году вывели ещё один тип индекса MOI, основанный на анализе ЭОФ аномалий приземного поля давления по всей территории Средиземноморья. На рисунке 4.32 схематически показаны различные версии определения индекса MOI.

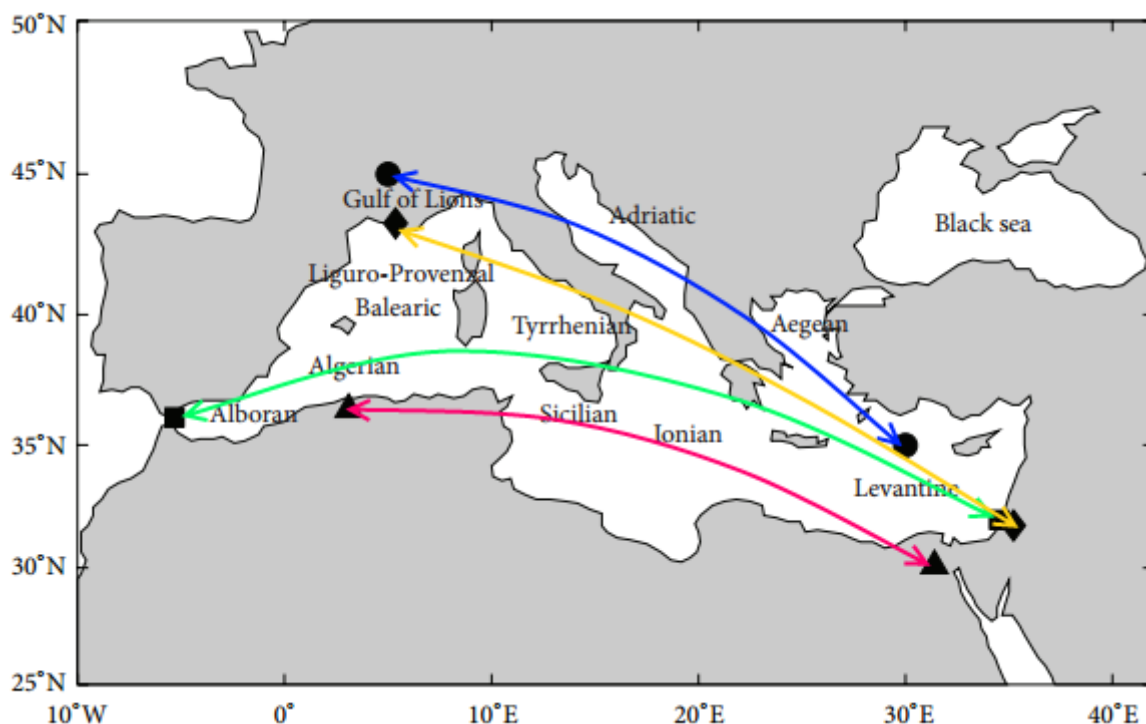


Рисунок 4.32 – Схематическое представление полюсов колебания СЗК, относительно которых по разным версиям рассчитывается индекс MOI [90].

В зависимости от знака полученного индекса, определяется фаза колебания (при отрицательных значениях – отрицательная фаза, при положительных – положительная). Поскольку, циклоническая деятельность и динамическая активность атмосферы в районе Средиземноморья наиболее выражена в зимний период, то в значениях индекса в это время наблюдается максимальная суточная изменчивость, отражающая интенсивность и характер циклонической и антициклонической деятельности. По методике [89] построены карты композитов приземного поля давления в Средиземноморье для положительной и отрицательной фаз колебания (рис. 4.33). Из рисунка вытекает, что во время положительной фазы, по всей Европе, в особенности, в центральной её части, наблюдаются положительные аномалии приземного давления, а при отрицательной фазе преобладает поле пониженного давления с несколькими явно выраженными центрами над Балканами, Центральной Европой, Турцией и центральной Сахарой.

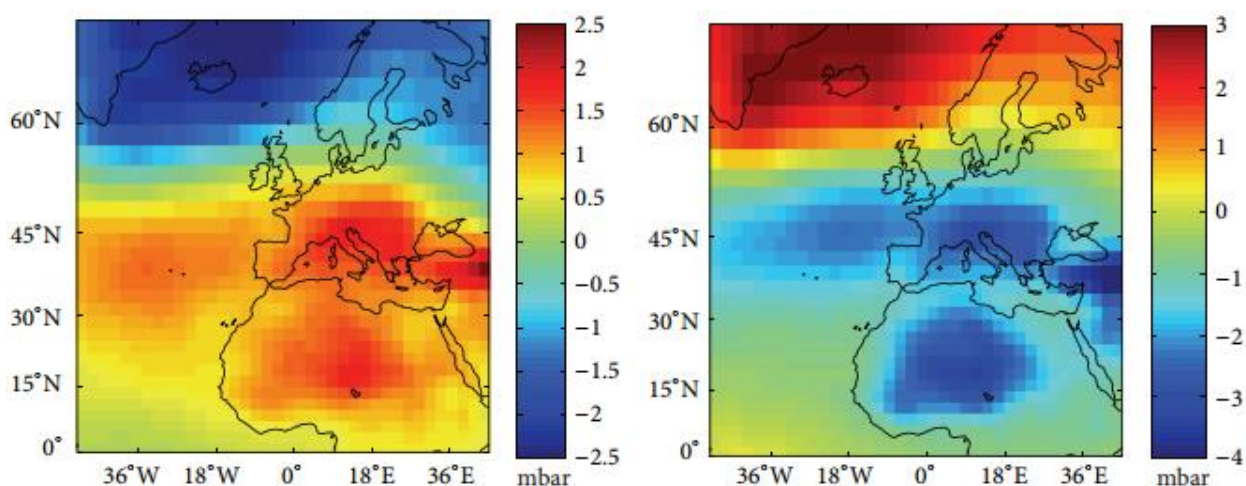


Рисунок 4.33 – Поля разностных композитов приземного поля давления для положительной (а) и отрицательной (б) фаз СЗК [90].

Сопоставив отрицательную и положительную фазы колебания с синоптическими процессами в Атлантико-Европейском регионе, можно заметить некоторые особенности. При достаточно выраженной положительной фазе СЗК со значением индекса $MOI = 3,31$ (рис. 4.34) Азорский максимум вытягивается в восточном направлении с формированием отдельных ядер высокого давления над Средиземноморьем, которые представляют собой субтропический пояс повышенного давления. В это же время, западный перенос активно работает севернее 50-й параллели, что выражается в интенсивной циклонической деятельности. Атлантические циклоны сериями смещаются на восток вглубь континента, затачивая в свои тёплые сектора тёплую и влажную тропическую воздушную массу (мТВМ) со Средиземноморья. В тылу таких циклонов обычно поступает также достаточно тёплая воздушная масса атлантического происхождения. Таким образом, преобладающая адвекция тепла, связанная с активным западным переносом, приводит к формированию положительных температурных аномалий на обширной части Европы. В режиме увлажнения наблюдается дефицит осадков в районе Средиземноморья и Южной Европы, а в Северной и Северо-западной части континента – их избыток (в связи с активной циклонической деятельностью).

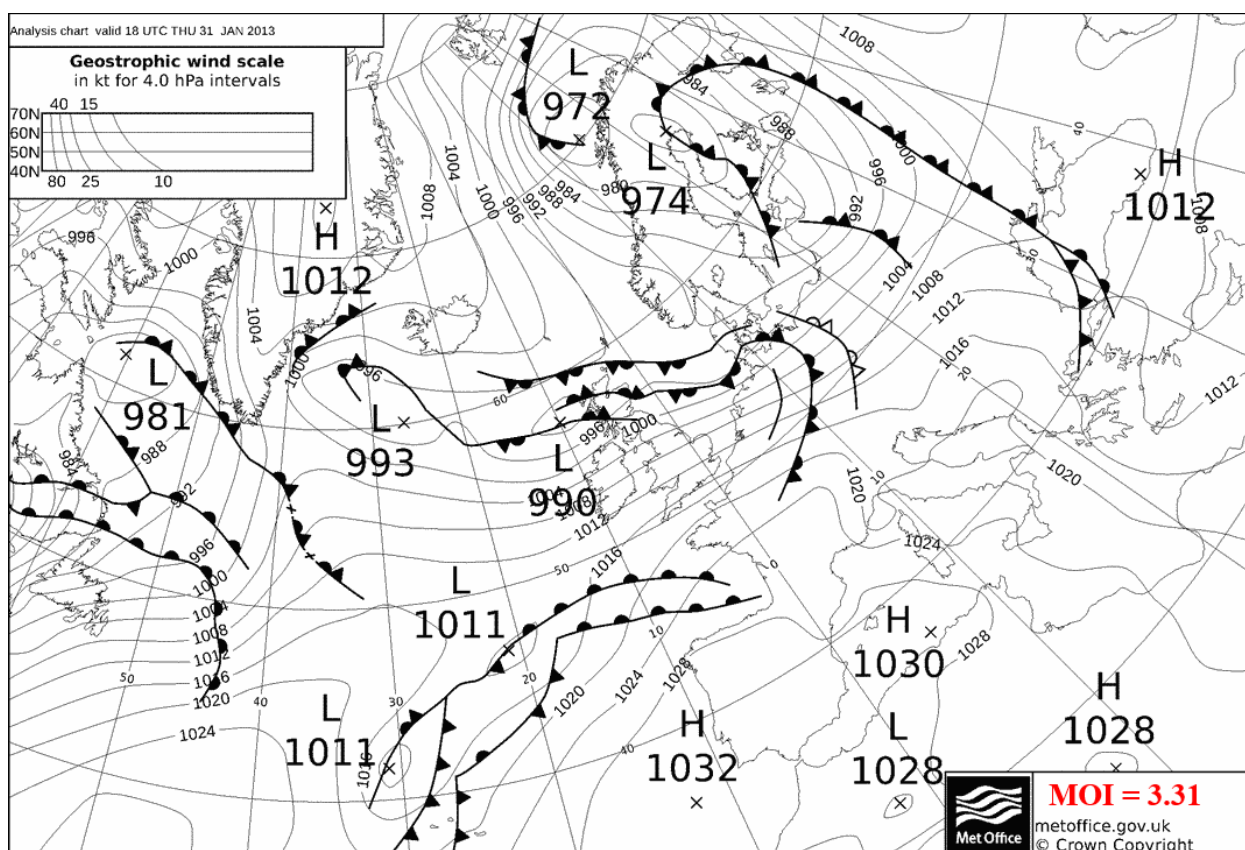


Рисунок 4.34 – Карта приземного синоптического анализа Атлантико-европейского региона при явно выраженной положительной фазе СЗК (31.01.2013 г., Met Office, Великобритания).

Отрицательная фаза колебания связана с противоположным типом циркуляции (рис. 4.35). Выражается это в преобладании пониженного барического поля и активизацией циклонической деятельности над Средиземноморьем, в то время как Большая часть Европы находится под влиянием антициклональной циркуляции. Западный перенос при такой схеме нарушен, Исландская депрессия слабо выражена и Атлантические циклоны смещаются по более северным траекториям, не достигая большей части Центральной и Восточной Европы. При этом, большая часть Европы, а в особенности восточная её половина, находятся под влиянием отрога Сибирского максимума, либо ядра арктического антициклона, родом с Карского моря. При такой ситуации, в Европу поступает более холодный воздух с центральноазиатских районов и Западной Сибири, что приводит к

формированию отрицательных температурных аномалий. При таком типе циркуляции возникает дефицит осадков над континентальной Европой, в то время как в бассейне средиземного моря наблюдается их избыток.

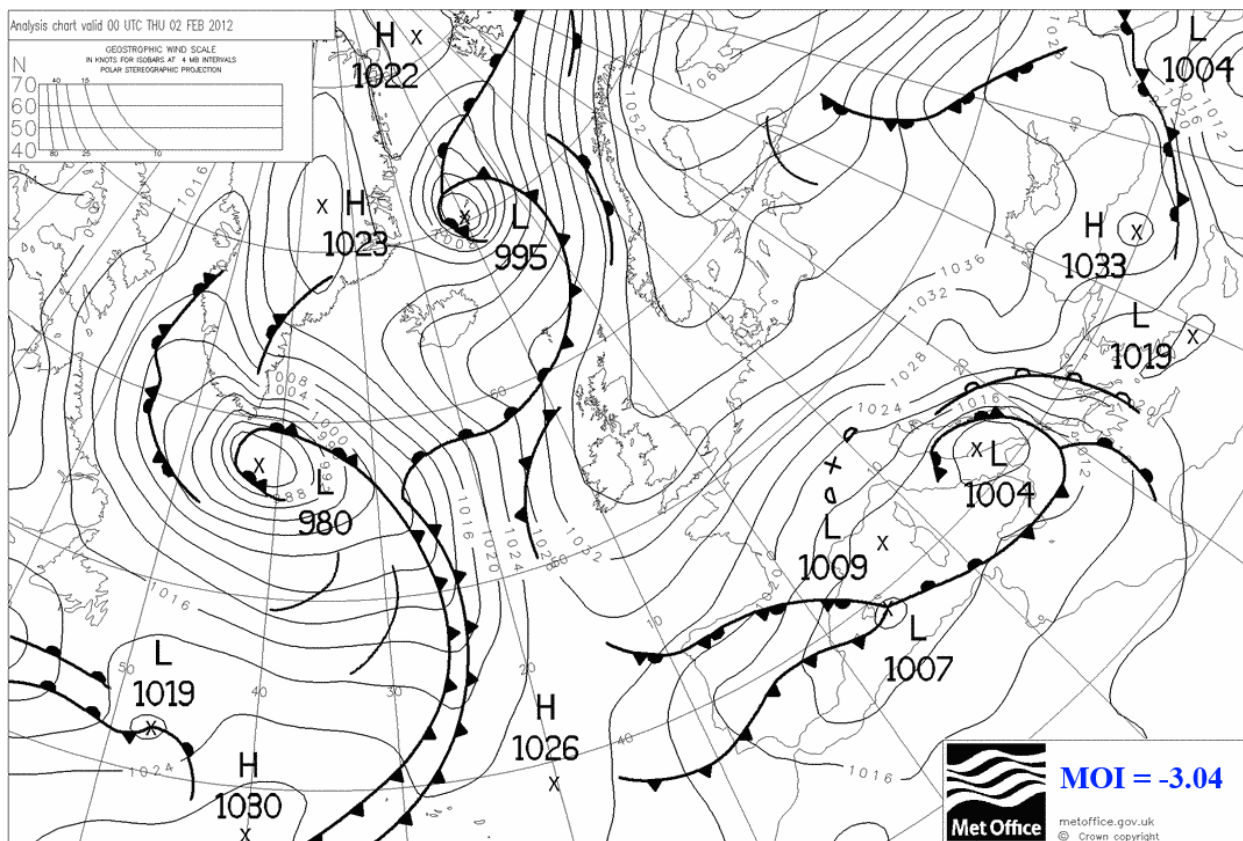


Рисунок 4.35 – Карта приземного синоптического анализа Атлантико-европейского региона при явно выраженной отрицательной фазе СЗК (02.02.2012 г., Met Office, Великобритания).

Несмотря на то, что Средиземноморское колебание проявляется в большей степени на региональном уровне, его влияние не ограничивается лишь бассейном Средиземного моря, а распространяется на большую часть континентальной Европы, в частности и на территорию Украины.

В результате проведенного композитного анализа, мы получили поля «чистых» сигналов влияния данной моды изменчивости для всего зимнего периода (с декабря по февраль включительно). В декабре (приложение Б7а) влияние СЗК на формирование температурных аномалий в Украине и Азово-Черноморском регионе является не существенным, поскольку полученные

значения композитов варьируют в среднем, от -1 до 1 . В целом, наблюдается тенденция возрастания сигнала в северо-западном направлении, где в районе Польши достигает $2,5$.

С приходом января, заметно возрастает влияние данного колебания. Из рисунка 4.36 заметно, что максимальные значения сигналов получены по северу Белоруссии, а также в странах Прибалтики, где разностные композиты составляют более 6 . Рассматривая территорию Украины, отчётливо видно, что степень влияния возрастает в северном направлении (при значениях композитов от 1 на юге до 5 в северных областях). Возрастание сигнала в северном направлении и его положительное значение указывает на то, что во время положительной фазы СЗК тёплые воздушные массы со Средиземноморья выносятся далеко на север, где обуславливают формирование зон со значительным отклонением приземной температуры выше климатической нормы.

В феврале структура полученного поля разностных композитов практически не отличается от той, что характерна для января. Прослеживается заметная тенденция возрастания величины сигнала в северном и северо-западном направлении, где он принимает значения до $6 - 7$. В районе Азово-Черноморского региона данное колебание практически не проявляет себя, о чём говоря околонулевые значения разностных композитов.

Подводя предварительные итоги, можно выделить несколько важных моментов:

- ✓ Для территории Украины наблюдается прямая зависимость между фазой колебания и знаком температурных аномалий (при положительной фазе происходит повышение температуры и наоборот);
- ✓ Максимальные значения композитов наблюдаются в северной части исследуемой области с численными значениями до $6 - 7$ над Белоруссией и странами Прибалтики.

✓ При положительной фазе колебания преобладает западный / юго-западный перенос воздушных масс, что приводит к повышению температуры воздуха и частым оттепелям в зимний период в Украине, Беларуси и ЕТР. В период отрицательной фазы наблюдается адвекция воздуха преимущественно с востока / северо-востока и как следствие – формирование отрицательных температурных аномалий в Украине.

✓ Структура полученных полей имеет существенное сходство с полями разностных композитов для Северо-Атлантического и Арктического колебаний.

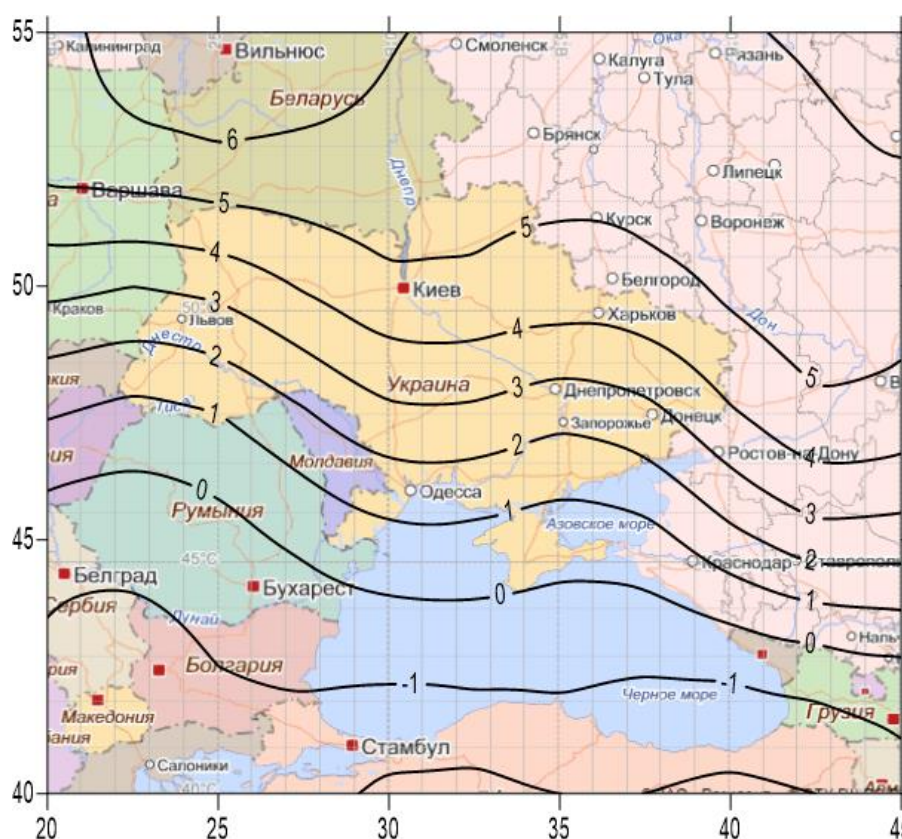


Рисунок 4.36 – Поле разностных композитов Средиземноморского колебания в январе, использовался пороговый уровень 1σ .

На последнем этапе композитного анализа, мы вычислили сигналы влияния СЗК между значениями индекса Арктического колебания и среднемесячными фактическими данными приземной температуры по 38 метеорологических станциях Левобережной части Украины. В ходе расчётов было установлено, что с использованием в качестве исходной информации

фактические данные, максимальные значения композитов выявлены в январе для северо-восточной части Украины, включая Харьковскую и Луганскую области. Здесь численные значения композитов достигают 6 и более (рис. 4.37).



Рисунок 4.37 – Поле разностных композитов Средиземноморского колебания в январе, с использованием фактических данных по 38 метеостанциям на территории Левобережной Украины.

Различия в конфигурации изолиний, а также местоположении зон с максимальной связью по сравнению с результатами, полученными с использованием данных ре-анализа, объясняются особенностями влияния местных условий, которые в ре-анализе сглажены.

Выводы к разделу 4

Проделанный композитный анализ позволил выявить основные закономерности в формировании откликов температурного режима исследуемой территории в течение зимнего периода на основные режимы изменчивости в системе Океан-Атмосфера в Атлантико-Европейском секторе.

Северо-Атлантическое колебание оказывает существенное влияние на формирование аномалий приземной температуры в Восточной Европе во все зимние месяцы, однако в январе и феврале оно достигает максимума со значениями разностных композитов около 7 - 8 на территории Белоруссии и западной части ЕТР.

Отклики термического режима Восточной Европы на влияние Восточно-Атлантического колебания наблюдаются в январе и феврале с максимальными значениями полученных композитов около 5 – 6. В декабре и марте рассчитанные поля сигналов оказались статистически не значимыми в силу существенной удалённости исследуемой территории от основных полюсов данного режима изменчивости.

Максимальные по модулю сигналы влияний среди четырёх ортогональных колебательных мод были получены для Скандинавского колебания. Область максимальных значений в течение января и февраля устойчиво сохраняется в районе Поволжья и Южного федерального округа России (ЮФО). Следовательно, наиболее тесная связь приземной температуры воздуха и индекса колебания наблюдается в указанных регионах.

Восточно-Атлантическое/Западнороссийское колебание оказывает существенное влияние на температуру воздуха исследуемой территории в течение всех зимних месяцев. Однако, главной отличительной чертой этой осцилляции является его максимальное проявление в первом зимнем месяце

– декабре. В последующие 2-3 месяца его вклад в общую дисперсию поля постепенно уменьшается.

Проявление Северо-Каспийской осцилляции на температурном режиме в Украине и прилегающих районах наиболее ярко проявляется в декабре и в январе (с выделением зоны максимума сигнала над центральной частью Украины – значения композитов до -5 и ниже). Менее всего подвержены влиянию северо-западные регионы (Беларусь, Польша) ввиду их существенной отдалённости от полюсов колебания.

Арктическая осцилляция по характеру своего влияния и полученным полям композитов имеет множество сходств с САК (возрастание тесноты связи в северном направлении при значениях композитов до 6-7 в январе и феврале над Беларусью и северными областями Украины).

Для территории Украины и Азово-Черноморского региона наблюдается прямая зависимость между фазой Средиземноморского колебания и знаком температурных аномалий. Максимальные значения полученных композитов наблюдаются в северной части исследуемой области с численными значениями до 6 – 7 над Белоруссией и странами Прибалтики. Структура полученных полей имеет существенное сходство с полями разностных композитов для Северо-Атлантического и Арктического колебаний.

Также подчеркнём, что результаты, полученные с использованием данных ре-анализа сравнимы с результатами, полученными по фактическим данным. В этом заключается практическая ценность выполненной работы, поскольку результаты по данным ре-анализа охватывают равномерно значительную часть территории.

Результаты, приведенные в 4 разделе диссертации были также изложены в научных статьях автором диссертации [49, 50, 123].

РАЗДЕЛ 5. КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЕ И КЛИМАТИЧЕСКИХ ИНДЕКСОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

В текущем разделе будет рассмотрен анализ влияния 7 основных режимов изменчивости в системе Океан-Атмосфера в Северном полушарии на приземную температуру воздуха в Восточной Европе на основе корреляционного анализа.

В исследовании привлекалось две группы климатических индексов. Первую группу составляют четыре вида индекса, которые оказывают непосредственное влияние на формирование температурно-влажностных аномалий в Атлантико-Европейском секторе. Рассчитаны в Национальном центре прогнозирования климата, США (CPC, NOAA):

- ✓ Северо-Атлантическое колебание (САК – NAO)
- ✓ Восточно-Атлантическое колебание (ВАК – EAP)
- ✓ Восточно-Атлантическое/Западнороссийское (ВА/ЗР – EA/WR)
- ✓ Скандинавское колебание (Сканд – Scand)

Во вторую группу входит три типа индексов, выделенных в Северном полушарии – Арктическое колебание (АО), Средиземноморское колебание (МО) и Северноморско-Каспийская осцилляция (СКК - NCP). Для оценки интенсивности Арктического колебания предложен специальный индекс, который определяется как первая мода разложения на естественные ортогональные функции (ЭОФ) аномалий высоты изобарической поверхности 1000 (либо 700) гПа в Северном полушарии между 20° и 90° с.ш. В данный момент расчетом индекса АК занимается несколько центров: Национальный университет в Колорадо, Объединённый институт по изучению атмосферы и океана (JISAO), а также Национальный климатический центр (CPC/NOAA). В текущем исследовании были

использованы значения индекса, предоставленные последним центром (CPC) [3].

Индекс Северноморско-Каспийской осцилляции определяется по методике, предложенной *Kutiel* и *Benaroch* [111]. В исследовании использовались среднемесячные значения данного индекса за период с 1948 по 2005 гг., опубликованные на сервере Центра климатических исследований университета Восточной Англии – Climatic Research Unit, University of East Anglia.

В настоящей диссертации были привлечены среднемесячные значения индекса Средиземноморского колебания, рассчитанные на основании разницы приземного давления между Алжиром и Каиром по методике, предложенной *Conte* [89]. Значения данного индекса опубликованы на сайте университета Восточной Англии (Climatic Research Unit, University of East Anglia).

В дополнении к вышеприведенным типам климатических индексов, в исследовании применялись данные ре-анализа среднемесячных значений приземной температуры воздуха с декабря по февраль включительно в узлах регулярной сетки, с пространственным разрешением 2,5 x 2,5 градуса для региона, ограниченного координатами: 20 – 45° в.д. и 55 – 40° с.ш. Информация предоставлена Национальным центром по атмосферным исследованиям (NCER/NCAR), Боулдер, США за период 1950 – 2012 гг.

Благодаря корреляционному анализу, методика получения которого изложена в третьем разделе диссертации, были получены коэффициенты корреляции семи режимов изменчивости со среднемесячными значениями приземной температуры в каждом из 77 узлов регулярной сетки на выбранной территории. Данная методика позволила оценить степень и характер влияния различных низкочастотных сигналов в системе океан-атмосфера на исследуемую область.

По результатам расчётов построены карты изокоррелят с помощью программного пакета «Surfer», на которых наглядно проявляется степень и

характер влияния каждого колебания на конкретный регион исследуемой территории. На заключительном этапе работы будет проанализировано совместное влияние всех колебаний на значение температуры в каждом узле координатной сетки.

5.1 Поля корреляции Северо-Атлантического колебания

В декабре, когда атмосфера в Северном полушарии становится более активной и подвижной, то взаимодействие двух полюсов САК (Исландского минимума и Азорского максимума) проявляется намного сильнее, чем в тёплое полугодие. И, не смотря на то, что Украина и прилежащие районы находятся сравнительно далеко от Северной Атлантики, это влияние хорошо отражается на формировании температурных аномалий, что заметно на рисунке в приложении В1. Мы видим хорошо выраженный гребень положительных значений коэффициента корреляции, вытянутый в широтном направлении с запада на восток. Максимальные значения индекса сконцентрированы над Польшей (более 0,7). И если над сушей градиенты поля относительно невелики, то над акваторией Чёрного моря и Кавказа наблюдается резкое сгущение изокоррелят и ослабление корреляционной связи с переходом индекса ниже 0 над Турцией и Грузией. Такой локальный рост градиента поля обусловлен местными особенностями рельефа: тесное соседство суши, моря и горных массивов. Значимая прямая корреляционная связь на большей части исследуемой территории указывает на формирование положительных аномалий температуры воздуха при положительной фазе колебания и наоборот, что не противоречит существующей концепции явления Северо-Атлантического колебания.

Далее в январе (прил. В2) влияние Северо-Атлантического колебания существенно усиливается и охватывает большую территорию, по сравнению с предыдущим месяцем. Максимальные значения полученного индекса корреляции охватывают крайнюю северо-западную часть исследуемой

области (Польша, Прибалтика, частично Беларусь и Волынская обл. Украины), где превышают 0,8. В целом, на территории Украины и Европейской части России поле достаточно однородно с постепенным уменьшением значения индекса в юго-восточном направлении. По достижению акватории Чёрного моря, Кавказа и Кубани, заметно возрастают градиенты и резко снижается влияние САК в связи с особенностями подстилающей поверхности, где индекс принимает отрицательные значения до $-0,6...-0,7$ на крайнем юго-востоке региона. По этой причине, на формирование температурных аномалий в данном регионе преобладающее влияние оказывают именно местные условия.

Максимальная активность САК и соответственно, его влияние свойственно для февраля (прил. ВЗ). На северо-западе территории выделяется область со значениями коэффициента корреляции более 0,9 (север Польши, Прибалтика и частично Беларусь). Изокорреляты приобретают максимально выраженную квазиширотную ориентацию. Кроме того, именно в феврале наблюдается максимальное сгущение изолиний и увеличение градиента поля в Черноморско-Кавказском регионе. Над п-ом Малая Азия сохраняется зона со значимым отрицательным индексом, что указывает на устойчивую обратную корреляционную связь фазы колебания и аномалий температуры.

Проанализировав три зимних месяца можно выделить ряд основных моментов в полях индекса корреляции:

- На большей части исследуемой территории преобладает прямая корреляционная связь различных фаз колебания и приземной температуры воздуха.
- Градиент поля во всех трёх зимних месяца направлен с юго-востока на северо-запад
- Максимальные значения индекса корреляции и территориальный охват воздействия САК выявлены в феврале.

- Минимальное влияние САК в течение всего холодного периода наблюдается в Черноморско-Кавказском регионе, где источником температурных аномалий служат особенности местной циркуляции, которая формируется за счёт крайней неоднородности подстилающей поверхности.

5.2 Поля корреляции Восточно-Атлантического колебания

Поскольку данное колебание по своей структуре сходно с САК, с той лишь разницей, что полюса диполя смещены на юго-восток, то оно оказывает подобное воздействие на метеорологические характеристики и ответственно за формирование аномалий в Европейском регионе. Однако, за счёт того, что данный режим изменчивости проявляется в виде второй главной компоненты, то его влияние распространяется на меньшую территорию и не столь устойчиво во времени, чем влияние САК. В результате корреляционного анализа оказалось, что в декабре влияние ВАК на исследуемую территорию практически отсутствует, поскольку значение полученных коэффициентов корреляции близки к нулю, а в структуре декабрьского поля не удаётся выделить определённые закономерности, поэтому приводить здесь карту корреляционного поля в первом зимнем месяце нет смысла. В связи с этим, перейдём к анализу корреляционного поля в январе (прил. В4).

Первое, что стоит отметить в поле корреляции в январе – это практически повсеместные положительные значения индекса. Исключение составляет только крайний юго-восток территории со слабоотрицательными значениями. В этом отношении ВАК напоминает Северо-Атлантическое колебание. Значения индекса корреляции более 0,5 занимают большую часть исследуемой территории. Кроме того, удаётся возможным выделить две зоны с максимальными значениями индекса – крайний запад и северо-восток территории, где коэффициенты корреляции превышают 0,6. Соответственно,

в этих районах связь температурных аномалий и различных фаз колебания наиболее тесная. Ещё одной особенностью поля является резкое увеличение градиента (густоты изокоррелят) на юге и востоке Чёрного моря, а также над Кавказом. Причиной такого поведения индекса является резкое чередование подстилающей поверхности с моря на сушу и горы.

В феврале (прил. В5) структура корреляционного поля претерпевает существенных изменений по сравнению с предыдущим месяцем. Прежде всего, численные значения коэффициентов возрастают до 0,8 – 0,85, причём область, ограниченная изолинией 0,8 охватывает приличную территорию на юго-западе, в которую входят страны Балканского п-ова, частично Украина и Польша.

Другой отличительной чертой является характер изокоррелят, которые формируют вытянутый гребень с осью, проходящей через Румынию, юг и восток Украины на Черноземье ЕТР (Европейской территории России). Существенный рост значений коэффициента в юго-западном направлении указывает на близость расположения одного из полюсов данного колебания, который к тому же, наиболее активен именно в феврале. По-прежнему, повышенные градиенты поля и резкий спад значений коэффициента корреляции вплоть до 0 наблюдается на юге и востоке Чёрного моря и прибрежной территории. Далее в марте происходит резкое снижение корреляционной связи и падение индекса до околонулевых значений в связи с ослаблением центров активности Восточно-Атлантического колебания.

5.3 Поля корреляции колебания Восточная Атлантика – Западная Россия

Этот режим изменчивости оказывает влияние на погоду в Европе в течение всего года, однако, наиболее ощутимо воздействие именно в холодный сезон. Впрочем, характер влияния кардинально отличается от предыдущих двух режимов изменчивости (САК и ВАК).

Анализируя поле корреляции в декабре (прил. В6), заметно что на большей части исследуемой территории значения коэффициента корреляции отрицательные. Наблюдается постепенный рост численных значений в юго-восточном и южном направлениях, достигая максимума над акваторией Чёрного моря, Турции и Грузии (более 0,8 по модулю). Такая значимая обратная корреляционная связь на юге исследуемой области согласуется с другим исследованием [106], в котором подтверждается тесная обратная корреляционная связь индекса колебания и температурных аномалий во внутренних районах Турции.

В январе (прил. В7) структура полученного поля корреляции практически идентична декабрьской с выделением зоны значимой корреляции с индексом более $|0,8|$ на юге исследуемой области (Чёрное море, Крым, Грузия и Турция). При этом, в северо-западном направлении происходит устойчивое ослабление тесноты корреляционной связи по мере удаления от полюсов колебания.

В феврале (прил. В8) происходит некоторое ослабление тесноты корреляционной связи с максимальными значениями по модулю $> |0,7|$ над Чёрным морем и Турцией. Тем не менее, географическое расположение зон максимальных и минимальных значений индекса повторяет картину двух предыдущих месяцев.

В целом, можно указать ряд основных моментов, которые характеризуют особенности влияния ВА/ЗР на Восточную Европу и Азово-Черноморский регион:

- Наибольшее влияние зафиксировано в декабре;
- Во все три зимние месяца область максимальных значений коэффициента корреляции сконцентрирована над Черноморским регионом и Турцией.
- В течение всего холодного сезона на большей части исследуемой территории сохраняются отрицательные значения коэффициентов корреляции, что указывает на обратную связь

температурных аномалий и фазы колебания (при положительной фазе в регионе наблюдаются отрицательные аномалии температуры воздуха и наоборот с постепенным усилением связи в направлении Турции).

5.4 Поля корреляции Скандинавского колебания

Скандинавский режим изменчивости проявляется при компонентном анализе не во все месяца года и, соответственно, играет второстепенную роль в формировании внутрисезонных аномалий температуры воздуха на территории Европы. Но, несмотря на это, в отдельных регионах исследуемой территории преобладающим источником аномалий выступает именно данное колебание в течение всего холодного периода.

В декабре (прил. В9) заметно чередование областей с положительными и отрицательными значениями, и практически во всех узлах координатной сетки значения оказались меньше 0,5 по модулю, поэтому можно заключить, что в данном месяце влияние Скандинавского режима изменчивости на исследуемую область практически отсутствует и его вклад в значения аномалий приземной температуры минимален.

В январе наблюдается существенная перестройка циркуляционных условий и резкое усиление главного полюса колебания в районе Скандинавии с отрогом на Европейскую территорию России. В связи с этим, при положительной фазе усиливается Скандинавский антициклон и формируется обширная зона отрицательных аномалий температуры воздуха в Восточной Европе из-за адвекции на указанную территорию арктической воздушной массы по восточной и южной периферии антициклона. Данный процесс хорошо отражается в поле корреляции (прил. В10), где практически вся Украина и низовье Дона пребывает в зоне значительной обратной корреляционной связи с коэффициентами более 0,7 по модулю. Эта зона

вытянута в квазиширотном направлении и по обе её стороны значимость коэффициента корреляции уменьшается.

В феврале теснота корреляционной связи существенно увеличивается (прил. В11), значения коэффициентов возрастают до 0,8 – 0,9 над практически всей Украиной и ЕТР. Формируется область с замкнутой изокоррелятой –0,9 над Луганской и Волгоградской областями, отражая тем самым зону максимального влияния Скандинавского колебания. При этом, над Чёрным морем и Кавказом существенно возрастает теснота расположения изокоррелят и увеличение градиента поля с резким убыванием коэффициентов до околонулевых значений над внутренними районами Турции. Такая тесная обратная связь объясняется преобладанием антициклональной циркуляции над Скандинавией и более интенсивными арктическими (ультраполярными) вторжениями на территорию Украины и юга ЕТР. В январе этот процесс носил менее выраженный характер.

5.5 Поля корреляции Арктического колебания

Арктическое колебание является показателем развитости Арктического приземного антициклона, который формируется в полярных регионах Северного полушария в течение зимы, достигая фазы максимального развития во второй половине января – феврале. Поэтому данный режим изменчивости оказывает влияние на огромную территорию, выше 40° с.ш. Соответственно, вся Украины и ЕТР также расположены в зоне его действия.

Для декабря (прил. В12) характерно корреляционное поле с явно выраженной зональной составляющей (изокорреляты имеют квазиширотную ориентацию) и положительными значениями коэффициента в северной части исследуемого региона. Коэффициенты испытывают постепенный, но устойчивый рост значений в северном направлении, достигая значений более 0,6 над Беларусью и центром ЕТР. В целом, рассчитанное поле достаточно однородно без локальных центров с замкнутыми изокоррелятами. Рост

тесноты корреляционной связи в северном направлении подтверждается также существующей концепцией феномена Арктического колебания, поскольку главный полюс изменчивости расположен в Северной полярной области (СПО).

В январе структура корреляционного поля практически не меняется по сравнению с декабрём: по-прежнему изокорреляты имеют квазиширотную ориентацию, рост тесноты связи наблюдается в северном направлении, а максимальные значения полученных индексов достигают 0,7 – 0,8 (прил. В13). Над Черноморским регионом и Кавказом происходит резкое снижение корреляционной зависимости, а сам индекс меняет знак на противоположный, приобретая отрицательные значения над Турцией и Грузией.

В феврале (прил. В14) происходит некоторое ослабление корреляционной связи в Восточной Европе, но вместе с этим существенно возрастает отклик температурного поля в районе Турции и Черноморского региона, где коэффициенты корреляции достигают значений более –0,8. Таким образом, происходит переход зоны максимального влияния в пользу Турции. И соответственно, характер такого влияния диаметрально противоположен тому, который мы выявили над Украиной и прилегающей территорией России. Подобное распределение коэффициентов корреляции объясняется тем, что при положительной фазе АК, атлантические циклоны перемещаются по более высоким широтам, где и формируют положительные аномалии приземной температуры [94]. В то же время, в районе Турции устанавливается область повышенного давления с преобладающим восточным переносом более холодного континентального воздуха с Центральной Азии, что приводит к формированию отрицательных температурных аномалий.

5.6 Поля корреляции Северноморско-Каспийского колебания

Поскольку один из полюсов данной осцилляции расположен достаточно близко к исследуемой территории, поэтому связь температуры воздуха с индексом ожидается довольно тесная. Об этом нам позволяют судить полученные поля коэффициентов корреляции за декабрь – февраль.

В декабре (прил. В15) по всей территории, за исключением крайнего северо-запада, наблюдается обратная корреляционная связь между фазами колебания и аномалиями приземной температуры. Причём, теснота связи испытывает устойчивый рост в юго-восточном направлении, достигая максимальных значений (более $-0,9$) над акваторией Чёрного моря и Турцией. Вместе с увеличением по модулю коэффициента корреляции, увеличивается и однородность самого поля. Полученная картина в полной мере согласуется с существующим представлением о характере влияния различных фаз Северо-Каспийской осцилляции на приземную температуру воздуха.

В январе (прил. В16) структура поля и величины полученных коэффициентов корреляции практически в полной мере повторяют картину распределения изокоррелят в предыдущем месяце. Область с максимальными отрицательными значениями заключена на юго-востоке региона и охватывает восток Чёрного моря и частично Турцию. Этот факт означает, что в течение месяца географическое местоположение одного из центров колебания не потерпело существенных изменений, и он продолжает стационарировать в районе Каспийского моря.

Для февраля (прил. В17) характерно практически идентичное распределение коэффициентов корреляции по территории относительно декабря (см. прил. В15). Таким образом, в течение всего холодного периода наблюдается практически полное отсутствие временной изменчивости в распределении коэффициентов корреляции по территории.

В целом, для всего зимнего периода характерна значимая обратная корреляционная связь над Чёрным морем, Турцией и Грузией (что согласуется с выводами предыдущих исследований), а также хорошо выраженная пространственно-временная стабильность коэффициентов корреляции с сохранением областей максимума и минимума над одними и теми же регионами.

5.7 Поля корреляции Средиземноморского колебания

Средиземноморское колебание, как региональный режим изменчивости в системе Океан-Атмосфера, является ответственным за большую часть вариаций в термическом и влажностном режимах в районе Средиземноморья, поскольку напрямую связано с циклональной деятельностью в регионе. Однако, как было показано в разделе 3, оно существенным образом влияет на метеорологические параметры не только в районе своей дислокации, но также и в Восточной Европе. Вычисленные значения коэффициентов корреляции между индексом СЗК и среднемесячной температурой воздуха в Восточной Европе подтверждают выводы, сделанные в предыдущем разделе диссертации.

В структуре поля коэффициентов корреляции за декабрь (прил. В18) можно выделить несколько главных отличительных особенностей. Во-первых, над большей частью территории Украины значения коэффициентов менее 0,5 по модулю, что говорит о слабой тесноте корреляционной связи. Во-вторых, максимальные значения коэффициентов (0,7 – 0,8) получены для северо-западной части исследуемой области (Польша, страны Прибалтики). Примерно южнее 46-й параллели, корреляционная связь становится обратной и возрастает в южном направлении (по мере приближения к одному из полюсов колебания).

В январе (прил. В19) полученное поле коэффициентов корреляции отличается повышенной однородностью с возрастанием тесноты

корреляционной связи с юга на север, где в районе Прибалтики значения коэффициентов достигают 0,8. Над акваторией Чёрного моря и Румынией корреляционная связь становится обратной с постепенным увеличением численных значений коэффициентов южнее Турции.

В феврале (прил. В20) поле рассчитанных коэффициентов корреляции подобную структуре той, что получена для января. Максимальная прямая корреляционная связь наблюдается в северной части следуемого региона, где численные значения коэффициентов достигают 0,8 и более к северо-западу от Киевской области. Также можно заключить, что максимальная прямая корреляционная связь индекса МОІ с приземной температурой выявлена именно в феврале.

Выводы к разделу 5.

В ходе проведенного корреляционного анализа установлен характер и степень влияния основных мод изменчивости в системе О-А Атлантико-Европейского сектора на температурный режим Украины в осенне-зимний период. Полученные результаты согласуются с данными, выявленными в предыдущем разделе диссертационной работы, где применялся метод композитного анализа.

Показано, что основным источником положительных аномалий температуры в странах Прибалтики, Белоруссии, на западе и севере Украины является Северо-Атлантическое колебание с коэффициентами корреляции 0,8 – 0,9. В Молдове, на юге Украины и в странах Балканского п-ова определяющим оказалось Восточно-Атлантическое колебание со значениями полученных коэффициентов корреляции более 0,8 и резким уменьшением тесноты связи в юго-восточном направлении. Полученные поля коэффициентов корреляции между индексом Арктического колебания и приземной температурой демонстрируют определённое сходство в структуре с полученными полями для САК – максимальная теснота связи наблюдается

в северных и северо-западных районах исследуемого региона с постепенным снижением тесноты в сторону Турции и Чёрного моря.

Максимальная теснота корреляционной связи индекса MOI с приземной температурой в течение всего зимнего периода выявлена для территории, севернее 50-й широты. Среднезимние значения полученных коэффициентов для северных областей Украины, Белоруссии и стран Прибалтики составляют порядка 0,65 – 0,85 с максимумом в феврале. Структура полученных полей полностью подтверждает результаты, полученные в ходе композитного анализа, что ещё раз свидетельствует в пользу правильности выбранного подхода.

Наиболее значительные отрицательные аномалии на ЕТР, а также в восточных, северных и центральных областях Украины связаны с положительной фазой Скандинавского колебания, а над Чёрным морем и Турцией – с положительной фазой ВА/ЗР колебания и Северноморско-Каспийской осцилляцией [30].

РАЗДЕЛ 6. КОМПЛЕКСНОЕ ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ НА ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

Теперь на основе полученных расчётов коэффициентов корреляции проведём районирование нашей исследуемой области с выделением зон с преобладающим влиянием того или иного режима изменчивости. Комплексный анализ максимального влияния различных мод изменчивости на аномалии приземной температуры в Восточной Европе проделан для каждого зимнего месяца.

Для реализации данной задачи из шести полученных рядов коэффициентов корреляции (соответственно, для шести режимов изменчивости) были отобраны наиболее значимые коэффициенты корреляции (по численному значению) в каждом из 77 узлов координатной сетки. По значению отобранных коэффициентов построены три поля (для декабря, января и февраля) с преобладающими значениями коэффициентов корреляции в каждой точке пространства (с учётов знака). Этот подход позволил с высокой степенью достоверности выделить зоны в пределах исследуемой территории, где за формирование температурных аномалий ответственно конкретное низкочастотное колебание.

С целью идентификации на карте, каждому климатическому сигналу был присвоен порядковый номер:

- Арктическое колебание (1)
- Северо-Атлантическое колебание (2)
- Восточно-Атлантическое (3)
- Восточно-Атлантическое / Западнороссийское (4)
- Скандинавское – СК (5)
- Северо-каспийское колебание – СКК (6)
- Средиземноморское колебание – МО (7)

Далее проанализируем полученные поля более подробно для каждого зимнего месяца по отдельности (рис. 6.1 – 6.3).

В декабре практически вся исследуемая область находится под влиянием Северо-Каспийской осцилляции (рис. 6.1). На крайнем севере области преобладает воздействие Арктического колебания, а на западе региона выделяется небольшая зона с влиянием САК. Таким образом, из шести режимов изменчивости, только половина оказалась доминирующей, которые являются основными источниками формирования температурных аномалий. Другие климатические сигналы оказывают уже второстепенное влияние на формирование аномалий приземной температуры. Таким образом, можно вывести ряд заключительных положений:

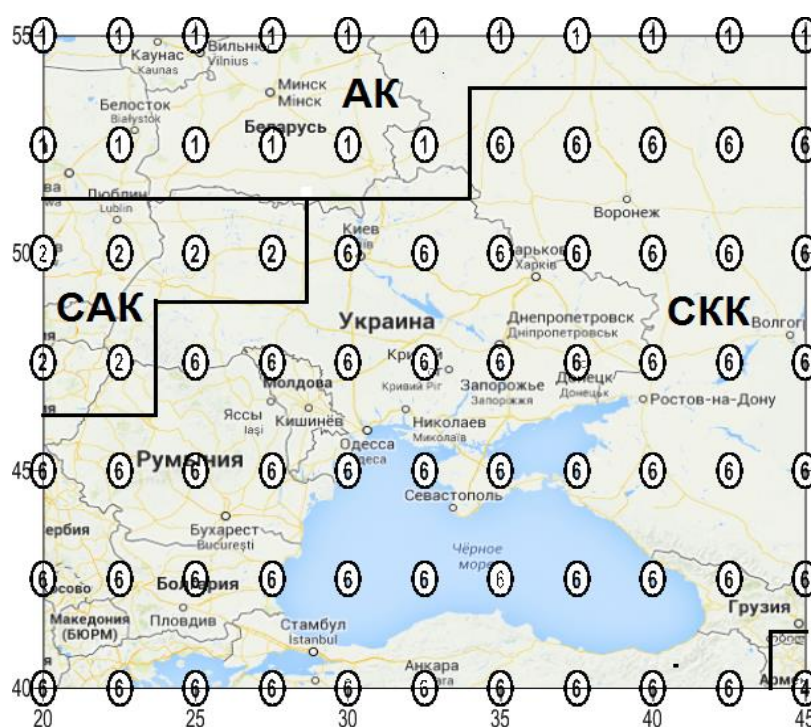


Рисунок 6.1 – Комплексная карта максимального влияния различных типов изменчивости а Атлантико-Европейском секторе на аномалии приземной температуры в декабре.

– Во время положительной фазы Арктического колебания возникают положительные аномалии приземной температуры над Беларусью, крайним севером Украины и частично на Европейской территории России (ЕТР).

- Полесье Украины, Закарпатье и примыкающие регионы Польши, Чехии и Словакии проявляют существенные положительные аномалии в температуре воздуха при положительной фазе Северо-Атлантического колебания.

- Температурные аномалии на остальной части исследуемого региона (большая часть Украины, Азово-Черноморский регион, Кубань и страны Балканского п-ова) обязаны своим возникновением Североморско-Каспийскому колебанию, положительная фаза которого сопровождается существенными отрицательными аномалиями температуры воздуха в перечисленных районах.

В январе картина становится более сложной, чем в предыдущем месяце. Как видно из рисунка 6.2, каждому региону свойственен определённый тип изменчивости, который является преобладающим над конкретной территорией в данном месяце. Визуально всё поле можно поделить на 5 секторов или кластеров: Северо-восток (с преобладающим влиянием АК), Северо-запад (САК), юго-запад и юго-восток (соответственно, ВА/ЗР и СКК) и небольшой сектор на востоке – Скандинавское колебание. Если же рассматривать лишь территорию Украины, то в целом получается следующее распределение:

- На западе страны преобладающее влияние САК (ответственно за положительные аномалии температуры воздуха при положительной фазе колебания).

- На севере страны температурные аномалии формируются преимущественно за счёт Арктического колебания.

- Восток Украины больше всего подвержен действию Скандинавского колебания, которое ответственно за подавляющую часть возникающих аномалий в данном регионе (прежде всего речь идёт об отрицательных аномалиях во время положительной фазы колебания).

– В центре и на юге страны наблюдается перекрёстное воздействие ВА/ЗР и СКК, поэтому весьма сложно выделить определённый режим изменчивости как преобладающий.

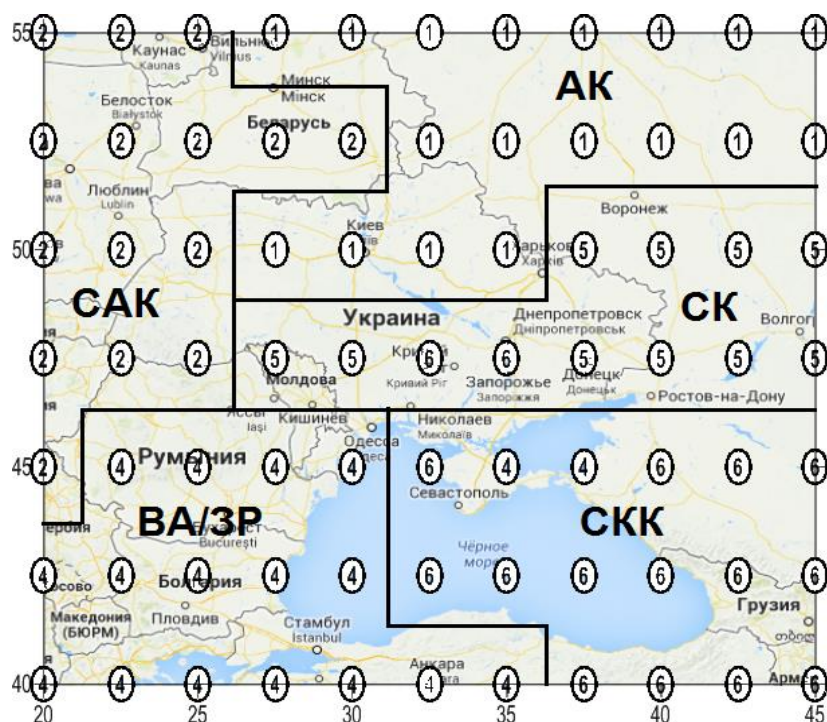


Рисунок 6.2 – Комплексная карта максимального влияния различных типов изменчивости в Атлантико-Европейском секторе на аномалии приземной температуры в январе.

В феврале (рис. 6.3) становится заметным преобладание Скандинавского режима изменчивости (жёлтый маркер), которое распространяется на большую территорию, по сравнению с прошлым месяцем. Его влияние просматривается практически над всей Украиной и ЕТР. Арктическое колебание вытесняется Северо-Атлантическим, а над Балканами вместо ВА/ЗР просматривается преобладание Восточно-Атлантического колебания (серый маркер). И на юго-востоке территории, включая частично Чёрное море, Турцию и Грузию сохраняется преобладающее влияние СКК.

Таким образом, зная особенности влияния различных колебаний в зависимости от фазы, полученные результаты можно использовать в долгосрочном прогнозировании температуры воздуха в холодный сезон [56].

В зависимости от месяца, на формирование аномалий температуры в различных районах Украины влияют определённые климатические сигналы. Так, в декабре на западе страны определяющую роль в формировании температурных аномалий играет Северо-Атлантическое колебание, на остальной территории – Северо-Каспийское колебание. В январе ответственными за температурные аномалии в Украине являются 4 климатических режима изменчивости: на западе – Северо-Атлантическое колебание, на севере страны – Арктическое колебание, на востоке и центре Скандинавское колебание, в Крыму – Северо-Каспийское колебание. В феврале именно Скандинавское колебание является определяющим в формировании температурных аномалий на большей части Украины (за исключением крайних западных областей и Крыма).

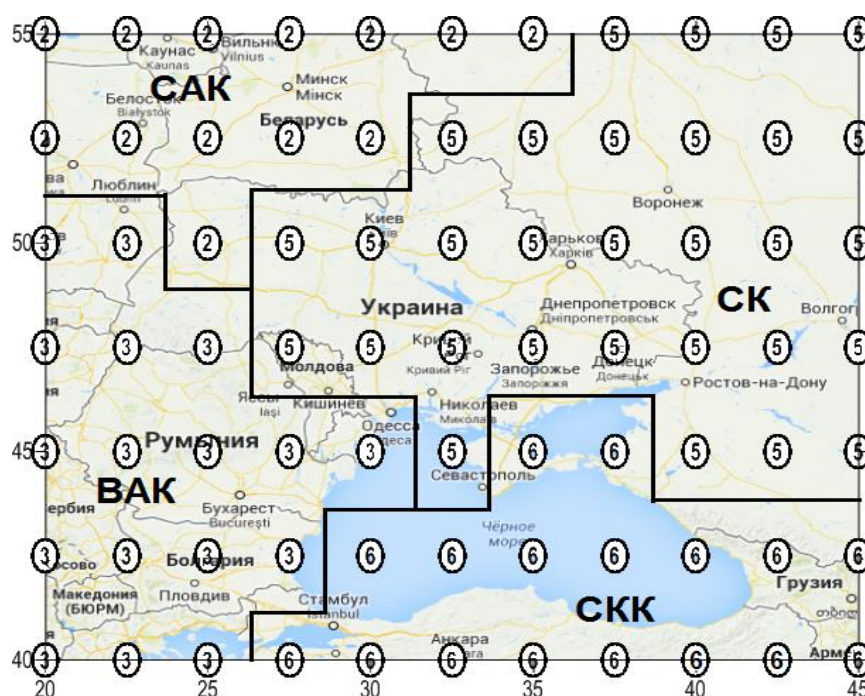


Рисунок 6.3 – Комплексная карта максимального влияния различных типов изменчивости в Атлантико-Европейском секторе на аномалии приземной температуры в феврале.

Для большей наглядности мы проанализировали влияние всех климатических сигналов в системе О-А на каждый отдельный регион Украины с выделением преобладающих сигналов, путём осреднения значений полученных композитов без учёта знака за 3 зимних месяца (с декабря по февраль). В результате, получили следующую картину (табл. 6.1). На западные и северные области Украины оказывает наиболее существенное влияние именно САК, со средними по территории значениями полученных композитов 4,2; 4,6. Центральные и южные регионы страны в большей степени находятся под влиянием СКК, а источником температурных аномалий на востоке страны является в большей степени Скандинавское колебание, которое ответственно в основном именно за отрицательные аномалии в течение зимнего периода.

Таблица 6.1

Осреднённые значения разностных композитов по регионам Украины и стране в целом за холодный период (декабрь-февраль).

	<i>Запад</i>	<i>Север</i>	<i>Центр</i>	<i>Юг</i>	<i>Восток</i>	<i>Украина</i>
САК	4,2	4,6	3,3	2,0	2,6	3,3
БАК	3,4	3,0	2,8	2,3	2,3	2,8
ВА/ЗР	-2,2	-2,2	-3,2	-3,2	-2,7	-2,7
Сканд	-4,0	-4,5	-4,0	-2,5	-4,8	-4,0
АК	2,6	2,8	1,4	0,5	1,2	1,7
СКК	-3,6	-3,9	-4,9	-4,5	-4,6	-4,3
МО	3,5	4	2,8	1,7	2,1	2,8

По данным стандартных наблюдений за январь-февраль 1950-2012 гг. на 12 гидрометеорологических станциях, расположенных в границах рассматриваемого региона (в г.Варшава, Волгоград, Кишинёв, Минск, Ровно, Ростов-на-Дону, Симферополь, София, Тбилиси, Тула, Ужгород, Харьков), анализировалась связь экстремальных среднемесячных термических

аномалий с основными циркуляционными индексами, выделенных Барстоном и Ливзи в 1980-х годах.

В ходе анализа оказалось, что практически все экстремально низкие аномалии в январе и феврале в период с 1950 по 2012 гг. наблюдались при отрицательной фазе ВАК (табл.6.2). При этом в 62% случаев индекс САК также был отрицателен, а в 82% случаев наблюдалась положительная фаза СК. Типичная величина таких аномалий -10°C . Наименьшее влияние на формирование аномалий в январе и феврале оказывает ВАЗР колебание, которое (как показано выше) наиболее выражено в декабре. Экстремально теплые зимы (табл.6.3), напротив, отмечались при положительной фазе ВАК (почти в 95% случаев), которая в 82% случаев сопровождалась отрицательной фазой СК. Экстремально высокие среднемесячные температуры, как правило, не превышают $6-7^{\circ}\text{C}$.

Таким образом, экстремально холодные зимы отмечаются в регионе при ослаблении зональной циркуляции и развитии антициклонического блокирования над Северной Европой, а экстремально теплые – при усилении зональной циркуляции в Атлантико-Европейском регионе, что проявляется в определенном сочетании положительных и отрицательных фаз анализируемых мод. Причем абсолютная величина экстремальных аномалий среднемесячной температуры в холодные зимы существенно превышает соответствующую величину термических аномалий противоположного знака.

Таблица 6.2

Аномально холодные месяца в различных городах и индексы колебаний за период 1950 – 2012 гг. - красным выделены положительные фазы, синим – отрицательные, белым – межфазовое состояние.

Город	Январь					Февраль				
	Год	САК	ВАК	ВА/ЗР	СК	Год	САК	ВАК	ВА/ЗР	СК
Харьков	1963	-2,98	-2,76	-0,09	-0,64	2006	-1,02	-0,59	-0,61	0,12
	1963	-2,98	-2,76	-0,09	-0,64	1956	-1,71	-2,61	-0,89	0,46

Продолжение таблицы 6.2										
Тула	1969	-1,48	-0,52	-2,12	1,49	2006	-1,02	-0,59	-0,61	0,12
Минск	1969	-1,48	-0,52	-2,12	1,49	2012	0,03	-1,73	-0,64	0,34
Ужгород	1964	-1,62	-0,15	2,14	0,38	1956	-1,71	-2,61	-0,89	0,46
Симферополь	1950	0,56	-2,71	2,29	0,78	1985	-1	-0,14	0,38	-0,2
Волгоград	1950	0,56	-2,71	2,29	0,78	1951	0,35	-0,17	-1,66	1,25
Р-на-Дону	1950	0,56	-2,71	2,29	0,78	2002	0,8	1,43	-0,56	-1,61
Варшава	1987	-1,85	0,06	0,82	0,18	1956	-1,71	-2,61	-0,89	0,46
София	1963	-2,98	-2,76	-0,09	-0,64	1956	-1,71	-2,61	-0,89	0,46
Кишинёв	1963	-2,98	-2,76	-0,09	-0,64	1954	0,4	-1,02	0,03	1,63
Тбилиси	1972	-0,19	-0,97	0,56	2,42	1976	0,61	-0,9	0,86	0,87

Таблица 6.3

Аномально тёплые месяца в различных городах и индексы колебаний за период 1950 – 2012 гг. красным выделены положительные фазы, синим – отрицательные, белым – межфазовое состояние.

Город	Январь					Февраль				
	Год	САК	ВАК	ВА/ЗР	СК	Год	САК	ВАК	ВА/ЗР	СК
Харьков	2007	-0,25	1,51	0	-2,33	2002	0,8	1,43	-0,56	-1,61
Ровно	2007	-0,25	1,51	0	-2,33	1990	1,16	1,55	-0,14	-1,68
Тула	2007	-0,25	1,51	0	-2,33	2002	0,8	1,43	-0,56	-1,61
Минск	1993	1,35	0,63	0,64	-1,29	2002	0,8	1,43	-0,56	-1,61
Ужгород	2007	-0,25	1,51	0	-2,33	1974	1,05	0,3	0,47	1,18
Симферополь	1971	-1,82	1,72	-1,57	-0,18	1977	-1	2,06	-1,73	0,84
Волгоград	2007	-0,25	1,51	0	-2,33	2002	0,8	1,43	-0,56	-1,61
Р-на-Дону	1984	1,42	-0,31	-2,06	-0,46	1954	0,4	0,03	-1,69	1,63
Варшава	2007	-0,25	1,51	0	-2,33	1990	1,16	1,55	-0,14	-1,68
София	2007	-0,25	1,51	0	-2,33	1977	-1	2,06	-1,73	0,84
Кишинёв	2007	-0,25	1,51	0	-2,33	2002	0,8	1,43	-0,56	-1,61
Тбилиси	1966	-2,54	0,16	-0,49	0,33	1966	-2,02	1,69	-0,02	-0,16

Важно подчеркнуть, что ВАК и СК в целом более значимо влияют на формирование экстремальных температурных условий в январе и феврале на

большей части рассматриваемого региона, чем САК и ВАЗР колебание. Последнее колебание более существенно воздействует на экстремальные аномалии регионального термического режима в декабре, а САК – на аномалии температуры в северо-западной части рассматриваемого региона.

Выводы к разделу 6

В результате проделанной работы по районированию исследуемой территории, были представлены комплексные карты, на которых наглядно можно определить степень влияния отдельных низкочастотных режимов изменчивости на конкретную территорию или населённый пункт [46].

В зависимости от конкретного месяца, на формирование аномалий температуры в различных районах Украины, оказывают влияние определённые климатические сигналы. В декабре на западе страны определяющую роль в формировании температурных аномалий играет Северо-Атлантическое колебание, на остальной территории – Североморско-Каспийское колебание. В январе ответственными за температурные аномалии в Украине являются 4 климатических режима изменчивости: на западе – Северо-Атлантическое колебание, в северных областях страны – Арктическая осцилляция, на востоке и в центре – Скандинавское колебание, а в Крыму Северноморско-Каспийское колебание. В феврале именно Скандинавское колебание является определяющим в формировании температурных аномалий на большей части Украины (что нашло подтверждение также в предыдущих разделах диссертации).

С практической точки зрения, результаты, полученные в 6 разделе диссертации можно использовать для усовершенствования существующих и апробации новых методов долгосрочного прогноза приземной температуры воздуха в зимний период. Кроме этого, результаты могут быть использованы для углубления теоретических представлений о влиянии климатических сигналов на формирования поля приземной температуры над территорией

Украины. Следовательно, данную главу можно рекомендовать для внедрения в различные курсы климатологии, а также использовать в моделировании климата исследуемой области (территория Восточной Европы и Азово-Черноморский регион).

ВЫВОДЫ

1. При выполнении данной диссертационной работы благодаря применённым методам статистической обработки, таким как композитный и корреляционный анализы, установлены процессы, влияющие на формирование изменчивости климатической системы в пределах Украины, Азово-Черноморского региона и прилегающих территорий других стран в холодный сезон (декабрь – март). В работе было выделено шесть основных климатических сигналов, которые оказывают существенное влияние на величину и характер температурной изменчивости в пределах исследуемой территории: *Северо-Атлантическое колебание, Восточно-Атлантическое, Скандинавское, Восточно-Атлантическое / Западно-Российское, Северноморско-Каспийское, Средиземноморское и Арктическое.*

2. При использовании данных ре-анализа NCEP показано, что *Северо-Атлантическое колебание* оказывает существенное влияние на формирование аномалий приземной температуры в Восточной Европе во все зимние месяца, однако в январе и феврале оно достигает максимума со значениями разностных композитов около 7 – 8 и полученными коэффициентами корреляции в районе 0,8 – 0,9 на территории Беларуси и западной части ЕТР.

При использовании в качестве исходной информации фактических данных температуры воздуха по метеорологическим станциям Украины, результат оказался практически идентичен тому, что был получен с использованием данных ре-анализа. Оказалось, что степень влияния максимальная в северных, центральных и частично в западных областях Украины. При положительных значениях индекса САК происходит заметный рост температуры воздуха в холодный период и формирование положительной аномалии приземной температуры, величина которой возрастает в северо-западном направлении. Менее всего оказалась

подвержена влиянию Североатлантических циркуляционных процессов южная часть Украины (Одесская область, Крым и Приазовье), а также район Прикарпатья (Черновицкая и Винницкая обл.). Данная территория в большей степени находится под влиянием процессов, происходящих в районе Средиземноморья и Балканского п-ова.

3. Вторым по важности и суммарному охвату дисперсии поля геопотенциала в средней тропосфере (после САК) является *Восточно-Атлантическое колебание*, имеющее два основных полюса, ориентированных в меридиональном направлении. Проведенное исследование показало, что отклики термического режима Восточной Европы на влияние Восточно-Атлантического колебания наблюдаются в январе и феврале с максимальными значениями полученных композитов около 5 – 6. Положительные значения полученных сигналов и коэффициентов корреляции указывают на прямую статистическую связь между фазовым состоянием и знаком температурных аномалий в исследуемой территории.

4. В ходе проведенного анализа было доказано, что проявление *Скандинавской моды изменчивости* на территории Восточной Европы и Украины в частности наиболее явно в январе и феврале, причём отрицательные значения разностных композитов указывают на формирование существенных отрицательных аномалий в поле приземной температуры в течение положительной фазы колебания. Область максимальных значений композитов (–8... –9) в течение января и февраля устойчиво сохраняется на востоке Украины, в районе Поволжья и нижнем течении Дона, а в марте смещается на Белоруссию и существенно ослабевает. Следовательно, наиболее тесная связь приземной температуры воздуха и индекса колебания наблюдается в указанных регионах.

В целом, за весь зимний период наименее подвержена влиянию СК территория Чёрного моря и особенно, Турции в связи со значительным удалением от одного из трёх основных полюсов колебания.

5. *Восточно-Атлантическое / Западнороссийское колебание* оказывает существенное влияние на температуру воздуха исследуемой территории в течение всех зимних месяцев. Однако, главной отличительной чертой этой осцилляции является его максимальное проявление в первом зимнем месяце – декабре. В последующие 2–3 месяца его вклад в общую дисперсию поля постепенно уменьшается.

6. Проявление *Северноморско-Каспийской осцилляции* на температурном режиме в Украине и прилегающих районах наиболее ярко проявляется в декабре и в январе (с выделением зоны максимума сигнала над центральной частью Украины – значения композитов до -5 и ниже). Менее всего подвержены влиянию северо-западные регионы (Беларусь, Польша) ввиду их существенной отдалённости от полюсов колебания.

7. *Арктическая осцилляция* по характеру своего влияния и полученным полям композитов имеет множество сходств с САК (возрастание тесноты связи в северном направлении при значениях композитов до $6-7$ в январе и феврале над Беларусью и северными областями Украины).

8. Районирование исследуемой территории по значениям коэффициентов корреляции позволила выделить преобладающее воздействие каждого из режимов изменчивости на аномалии приземной температуры в зимний сезон.

В зависимости от месяца, на формирование аномалий температуры в различных районах Украины влияют определённые климатические сигналы. Так, в декабре на западе страны определяющую роль в формировании температурных аномалий играет Северо-Атлантическое колебание, на остальной территории – Северноморско-Каспийское колебание. В январе ответственными за температурные аномалии в Украине являются 4 климатических режима изменчивости: на западе – Северо-Атлантическое колебание, на севере страны – Арктическое колебание, на востоке и центре Скандинавское колебание, в Крыму –

Северо-Каспийское колебание. В феврале именно Скандинавское колебание является определяющим в формировании отрицательных температурных аномалий на большей части Украины (за исключением крайних западных областей и Крыма).

9. Анализ зависимости фазового состояния колебаний и экстремальных термических аномалий в исследуемой области показал, что практически все экстремально низкие аномалии в январе и феврале в период с 1950 по 2012 гг. наблюдались при отрицательной фазе ВАК. При этом в 62% случаев индекс САК также был отрицателен, а в 82% случаев наблюдалась положительная фаза СК. Типичная величина таких аномалий -10°C . Наименьшее влияние на формирование аномалий в январе и феврале оказывает ВАЗР колебание, которое (как показано выше) наиболее выражено в декабре. Экстремально теплые зимы, напротив, отмечались при положительной фазе ВАК (почти в 95% случаев), которая в 82% случаев сопровождалась отрицательной фазой СК.

10. Полученные результаты могут использоваться в следующих направлениях:

- ✓ В долгосрочном и сверхдолгосрочном прогнозировании погоды (сезонные прогнозы, СДПП);
- ✓ Для лучшего понимания особенностей циркуляции в региональных климатических моделях;
- ✓ В агрометеорологических моделях и прогнозах;
- ✓ В Научно-исследовательских институтах для описания климатических изменений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамов Р.В.* 18,6-летние Атлантические колебания / Р.В. Абрамов в кн.: Физические основы изменения современного климата. – М.: Наука, 1981. – С. 132-139.
2. *Александрова М.П., Володин Е.М., Газина Е.А.* [и др.] Низкочастотная изменчивость атмосферной циркуляции Северного полушария зимой // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 1. – С. 15-24.
3. *Алексеев, В.Ф. Захаров, А.Н. Смирнов* [и др.] Многолетние колебания ледовых условий и атмосферной циркуляции в приатлантической Арктике и Северной Атлантике / Г.В. // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 9. – С. 87-98.
4. *Артамонов А.* Климатическая характеристика водного бассейна Чёрного моря – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://delvaneo.ru/artsea/klimat.html>.
5. *Бабиченко В.Н.* Стихийные метеорологические явления на Украине и в Молдавии. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 224 с.
6. *Бабіченко В.М., Дячук В.А.* та ін. Клімат України. К.: УкрНДГМІ, - 2003. – 564 с.
7. *Бардин М.Ю.* Изменчивость характеристик циклоничности в средней тропосфере умеренных широт Северного полушария / М.Ю. Бардин // Метеорология и гидрология. – 1995. – № 11. – С. 24-37.
8. *Бардин М.Ю.* Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период / М.Ю. Бардин, А.Б. Полонский // Изв.РАН. Физика атмосферы и океана. – 2005. – 41, 2. – С. 147-157.
9. *Бардин М.Ю.* Тихоокеанская декадная осцилляция и европейские климатические аномалии / М.Ю. Бардин, Е.Н. Воскресенская // Морской гидрофизический журнал. – 2007. – № 4. – С. 13-23.

10. *Безруков Ю.С.* Океанология: Физические явления и процессы в океане // Симферополь: Таврический национальный университет им. В.И.Вернадского, 2006. – 159 с.;
11. *Берг Л.С.* Очерки по истории русских географических открытий. — М.; Л., – 1946.
12. *Богданов М.Б.* Короткопериодные изменения инсоляции, вызванные планетарными возмущениями орбиты Земли / М.Б. Богданов, А.Н. Сурков // Метеорология и гидрология. – 2006. – № 1. – С. 48-54.
13. *Володин Е.М.* Воспроизведение Эль-Ниньо в совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана / Е.М. Володин, Н.А. Дианский // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 12. – С. 5-14.
14. *Врублевська О.О., Катеруша Г.П.* Клімат України та прикладні аспекти його використання // Одеса: ОДЕКУ, 2012. – 180 с.
15. Говерла як символ державності / Газета «День». – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.day.kiev.ua/uk/article/cuspilstvo/goverla-yak-simvol-derzhavnosti>.
16. Географическая карта – «Климат Украины» // УкрНИГМИ, Киев, - 2002.
17. Географія України (атлас для 8-9 класів) // Інститут передових технологій, Киев, 2001, – 48с.
18. *Гинзбург Э.И., Степанов Б.Е.* Планетарные волны в средней атмосфере / Э.И. Гинзбург, Б.Е. Степанов // Обз. инф. Сер. Метеорол. / В71ИИ гидрометеорол. инф. Миров. центр. данных. – 1990. – № 9. – С. 1-67.
19. *Граховский Г.Н.* Долгопериодные колебания барических полей в системе общей циркуляции атмосферы / Г.Н. Граховский. – С.-П.: РГГМУ, 2005. – 100 с.
20. *Груза Г.В.* Крупномасштабные колебания циркуляции атмосферы в Южном полушарии и их влияние на изменение климата некоторых регионов земного шара в XX веке / Г.В. Груза, Э.Я. Ранькова, Э.В. Рочева // Метеорология и гидрология. – 2007. – № 7. – С. 5-17.

21. *Груза Г.В.* Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата / Г.В. Груза, Э.Я. Ранькова // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 4. – С. 51-66.

22. *Гулев С.К., Колинко А.В., Лаппо С.С.* Синоптическое взаимодействие океана и атмосферы в средних широтах. – СПб: Гидрометеиздат, 1994. – 320 с.

23. *Гущина Д.Ю.* Оценка воспроизведения особенностей глобальной циркуляции атмосферы и взаимосвязи между циркуляцией в тропиках и умеренных широтах / Д.Ю. Гущина // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 8. – С. 5-26.

24. *Гущина Д.Ю.* Связь интенсивности циркуляции в циклонах умеренных широт с аномалиями температуры и осадков / Д.Ю. Гущина, Т.Г. Аракелян, М.А. Петросянц // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 11. – С. 5-20.

25. *Егоров А.Г.* Солнечная активность, барическая волна в приземной атмосфере и многолетнее изменение арктического колебания / А.Г. Егоров // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 2. – С. 27-37.

26. *Жадин Е.А.* Арктическое колебание и межгодовые вариации температуры поверхности Атлантического и Тихого океанов / Е.А. Жадин // Метеорология и гидрология. – 2001. – № 8. – С. 28-40.

27. *Жадин Е.А.* Озон и изменение приземной температуры / Е.А. Жадин // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 10. – С. 64-73.

28. *Казначеева В.Д.* Оценка зависимости сезонной предсказуемости метеорологических величин в разных регионах Северного полушария от явления Эль-Ниньо – Южное колебание / В.Д. Казначеева, И.В. Тросников // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 2. – С. 5-19.

29. *Касаткина Е.А.* Проявление циклов солнечной активности в атмосфере Северной Атлантики и Европы / Е.А. Касаткина, О.И. Шумилов, А.Г. Канатъев // Метеорология и гидрология. – 2006. – № 1. – С. 55-59.

30. *Кибальчич И.А., Решетченко С.И.* Влияние процессов в Северной Атлантике на климатические показатели в Украине и Восточной Европе // Альманах современной науки и образования, Тамбов. №4 (83), — 2014. — С.139 – 145.

31. *Кидиярова В.Г., Щерба И.А.* Межгодовая изменчивость крупномасштабных термобарических систем и динамика планетарных волн в тропосфере внетропических широт южного полушария / В.Г. Кидиярова, И.А. Щерба // Метеорол. исслед. в Антарктике.:Сб. докл. На III Всес. симп., Ленинград, 22-24 окт., 1986. Ч. 1. – Л., 1990. – С. 184-187.

32. *Ліпінський В.М., Дячук В.А., Бабіченко В.М.* Клімат України – Київ.: Вид. Раєвського, 2003. – 343 с.

33. *Малинин В.Н.* Статистические методы анализа гидрометеорологической информации, – СПб.: изд. РГГМУ, 2008. – 408 с.

34. *Монин А.С., Шишков Ю.А.* История климата. Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 407 с.;

35. *Нестеров Е.С.* Особенности состояния океана и атмосферы в различные фазы североатлантического колебания / Е.С. Нестеров // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 8. – С. 74-82.

36. *Нестеров Е.С.* Северо-Атлантическое колебание: атмосфера и океан // Монография – М.: Триада, лтд, 2013. – 144 с.

37. *Нестеров Е. С.* О Восточно-атлантическом колебании циркуляции атмосферы / Е. С. Нестеров // Метеорология и гидрология. 2009., № 12. с. 32–40.

38. *Переведенцев Ю.П., Верецагин М.А., Наумов Э.П. [и др.]* Особенности проявления современного потепления климата в тропосфере Атлантико-Европейского региона // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 2. – С. 38-47.

39. *Переведенцев Ю.П.* Теория общей циркуляции атмосферы и климата / Ю.П. Переведенцев. – Казань, 1987. – 107 с.

40. *Переведенцев Ю.П.* Циркуляционные и энергетические процессы в атмосфере Северного полушария / Ю.П. Переведенцев. – Казань, 1983. – 102 с.

41. *Полонский А.Б.* Роль океана в изменениях климата. – Киев: Наукова Думка, – 2008. – 184 с.;

42. *Полонский А.Б.* О междесятилетней изменчивости в системе океан-атмосфера / А.Б. Полонский // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 5. – С. 55-63.

43. *Полонский А.Б.* Статистические характеристики циклонов и антициклонов над Черным морем во второй половине XX века / А.Б. Полонский, М.Ю. Бардин, Е.Н. Воскресенская // Морской гидрофизический журнал. – 2007. – № 6. – С. 47-58.

44. *Полонский А. Б., Башарин Д. В.* О влиянии североатлантического и южного колебаний на изменчивость температуры воздуха в Средиземноморско-Европейском регионе // Изв. РАН. ФАО. – 2002. - №1. – С. 135 – 145.

45. *Полонский А. Б., Башарин Д. В., Воскресенская Е. Н., Ворли С.* Североатлантическое колебание: описание, механизмы и влияние на климат Евразии // Морской гидрофизический журнал. – 2004. - №2. С. 42 – 57.

46. *Полонский А.Б., Кибальчич И.А.* Совместное влияние основных режимов изменчивости в системе Океан-Атмосфера в Атлантико-Европейском секторе на температурные аномалии в Украине и Азово-Черноморском регионе в зимний период // Геополитика и экогеодинамика регионов, Симферополь, — 2014., том 10, Вып. 1. С. 329 – 334.

47. *Полонский А.Б., Кибальчич И.А.* Влияние Северноморско-Каспийского колебания на аномалии приземной температуры над территорией Украины и Чёрного моря в холодный период // Научные ведомости БелГУ, Белгород, — 2013. Серия Естественные науки, №24 (167). Вып. 25, С. 150 – 156.

48. *Полонский А.Б., Кибальчич И.А.* Влияние Скандинавского колебания на температуру воздуха в Восточной Европе // Вісник ХНУ ім. В.Н. Каразіна, Харьков, №1084, — 2013., С. 175 – 181.

49. *Полонский А.Б., Кибальчич И.А.* Межгодовая изменчивость циркуляции атмосферы и аномалии температуры Восточной Европы в зимний период // Доповіді НАНУ, №6, — 2014., С.100-107.

50. *Полонский А.Б., Кибальчич И.А.* Циркуляционные индексы и температурный режим Восточной Европы в зимний период // Метеорология и гидрология. — 2014. — № 12. — С. 52–62.

51. *Полонский А.Б., Брагина О.С., Кибальчич И.А.* Влияние Северо-Атлантического колебания на аномалии приземной температуры над территорией Украины в холодный период // Вісник ОДЕКУ, №17. С. 205 – 213, — 2014.

52. *Прихотько Г.Ф., Ткаченко А.В., Бабиченко В.Н.* Климат Украины / Л.: Гидрометеиздат, – 1967. – 413 с.

53. *Решетченко С.И.* Просторово-часова зміна температурно-вологісного режиму Лівобережної України // ОГЭКУ, – 2011;

54. *Романова А.В.* Вплив атмосферних процесів Північної Атлантики на синоптичну ситуацію над Україною // ОГЕКУ, – 2006;

55. Российский гидрометеорологический энциклопедический словарь, Том 2, – 2009 г.

56. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 2. Вып. 1. Европейская часть СССР, Закавказье. - Л.: Гидрометеиздат, 1987. - 298 с.

57. *Сакали Л.И., Зарановская А.В.* О тепловом балансе суши и моря в прибрежной полосе Черного и Азовского морей //Тр.УкрНИГМИ. – 1971. – Вып.111. – С.67 – 76.

58. *Семёнов В.А.* Долгопериодные климатические колебания в Арктике и их связь с глобальными изменениями климата // автореферат, М: – 2010.

59. *Семенова И.Г.* Колебания в поле давления в Атлантико-Европейскому секторе за период 1980-2002 гг. / И.Г. Семенова //

Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Міжвід. наук. зб. України. – Одеса. – 2004. – Вип. 48. – С. 35-41.

60. *Серьга Э.Н.* Отклики аномалий характеристик климата Украины в зимний период на процессы взаимодействия в системе «Атмосфера-Океан» в Северной Атлантике // ОГЭКУ, – 2004;

61. *Сидоренко Н.С.* Атмосферные циркуляционные эпохи и изменение климата / Н.С. Сидоренко, И.А. Орлов // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 9. – С. 22-29.

62. *Сизов А.А.* Межгодовая сезонная изменчивость некоторых гидрометеорологических полей в отдельных районах Атлантико-Европейского сектора как проявление аномальности Северо-Атлантического колебания / А.А. Сизов // Морской гидрофизический журнал. – 1999. – № 3. – С. 53-61.

63. *Смирнов Н.П.* Северотихоокеанское колебание и динамика климата в северной части Тихого океана / Н.П. Смирнов. – С.-П.: РГГМУ, 2002. – 123 с.

64. *Смирнов Н.П.* Циклонические центры действия атмосферы Южного полушария и изменения климата / Н.П. Смирнов. – С.-П.: РГГМУ, 2004. – 207 с.

65. Справочник по климату СССР. – вып. 10. Ч. 1 – 5. – Л.: Гидрометеиздат, 1966 – 1969. – 643 с.

66. *Трофимова И.В.* Изменения режима осадков на Украине // Метеорология и климатология. – 1988. - №1. С 24 – 33.

67. *Ходаков В.Е., Соколова Н.А., Чёрный С.Г.* Влияние природно-климатических факторов на социально-экономические и производственные системы / Херсон, – 2012 – 354 с.

68. *Хромов С.П., Петросяну М.А.* Метеорология и климатология, – Москва, – 2006, – 600 с.

69. *Чижевский А.Л.* Периодические изменения климата. – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.ionization.ru/issue/iss66.htm>.

70. *Шакина Н.П., Иванова А.Р.* Блокирующие антициклоны: современное состояние исследований и прогнозирования // Метеорология и гидрология. – 2010. – № 11. – С. 5–18.

71. *Шахнович А.В., Рыбченко Л.С.* О количественных характеристиках влияния Чёрного и Азовского морей на прибрежную зону // Тр. УкрНИИ Госкомгидромета. – 1983. – Вып. 196. – С. 67 – 72.

72. *Школьный Е.П., Лоева И.Д., Гончарова Л.Д.* Обработка и анализ гидрометеорологической информации – Одесса, 2000, – 600 с.

73. All about Arctic Climatology and Meteorology // National Snow and Ice Data Center. – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://nsidc.org/cryosphere/arctic-meteorology/weather_climate_patterns.html

74. *Barnston A.G., Livezey R.E.* Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns // Monthly Weather Rev. – 1987. – **115**, N6. – P. 1083;

75. *Bednorz E.* Snow cover occurrence in Central European lowlands under Northern Hemisphere circulation patterns // Universitatis Szegediensis, Tomus 42-43, 2009, 17-28;

76. *Bigg G.R., Jickells T.D., Liss P.S. and Osborn T.J.* The Role of the Oceans in Climate // Int. J. of Climatology. – 2003. – V.23. – N10. – P.1127-1160.

77. *Brunetti M., Kutiel H.* «The relevance of the North-Sea Caspian Pattern (NCP) in explaining temperature variability in Europe and the Mediterranean» // Natural Hazards and Earth System Sciences, October 2011;

78. *Brunetti M., Maugeri M., Nanni T.*, «Atmospheric circulation and precipitation in Italy for the last 50 years» International Journal of Climatology, vol. 22, № 12, pp. 1455–1471, 2002.

79. Carbon follows temperature in the Vostok Ice Cores / Jo Nova. – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://joannenova.com.au/global-warming-2/ice-core-graph>.

80. *Cholaw Bueh, Hisashi Nakamura* - Scandinavian pattern and its climatic impact // Q. J. R. Meteorol. Soc., **133**: 2117–2131, - 2007;

81. *Christian Franzke, Steven B. Feldstein* The Continuum and Dynamics of Northern Hemisphere Teleconnection Patterns // Journal of the atmospheric sciences, Vol. 62. – 2005;

82. Climate Diagnostics Bulletin. Climate Prediction Center. – US Department of Commerce. – 1999. – 80 p.

83. Climate Prediction Center // East Atlantic (EA) pattern index. – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/ea.shtml>.

84. Climate Prediction Center // East Atlantic/ West Russia (EATL/WRUS) pattern map. – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/eawruss_map.shtml.

85. Climate Prediction Center // Scandinavia pattern (SCAND) map. – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/scand_map.shtml.

86. Climate Prediction Center // Scandinavia pattern (SCAND) index. – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/scand.shtml>.

87. Climate Prediction Center // East Atlantic/ West Russia (EATL/WRUS) pattern map. – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/eawruss.shtml>.

88. Climate Prediction Center // Arctic Oscillation (AO) index. – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao.shtml.

89. *Conte M., Giuffrida A., Tedesco S.*, «The Mediterranean Oscillation, impact on precipitation and hydrology in Italy» // Conference on Climate Water, pp. 121–137, Publications of the Academy of Finland, Helsinki, 1989.

90. *Criado-Aldeanueva F., Javier Soto-Navarro F.* The Mediterranean Oscillation Teleconnection Index: Station-Based versus Principal Component Paradigms // Hindawi Publishing Corporation Advances in Meteorology, Vol. 2013, Article ID 738501, 10 p.

91. *Coetlogon G., Frankignoul C.* The persistence of winter sea surface temperature in the North Atlantic // *J. Climate.* – 2003. – Vol. 16, No. 9. – P. 1364–1377.
92. *Colucci S.J.* Explosive cyclogenesis and large-scale circulation changes: implications for atmospheric blocking // *J. Atm. Sci.* – 1985. – Vol. 42, No. 24. – P. 2701–2717.
93. *Czaja A., Frankignoul C.* Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic oscillation // *J. Climate.* – 2002. – Vol. 15, No. 6. – P. 606–623.
94. *Dacre H.F., Gray S.L.* The spatial distribution and evolution characteristics of North Atlantic cyclones // *Mon. Weath. Rev.* – 2009. – Vol. 137, No.15 – P. 99–115.
95. *Dariush Rahimi¹, Seyedeh Maryam Afzali* - Downscaling the Rainfall and the Teleconnection Indices in South-Western Iran // *J. Basic. Appl. Sci. Res.*, 3(5)1005-1012. – 2013;
96. *Esbensen, S.K.*, *Mon. Wea. Rev.* 112 (1984) 2016-2032.
97. *Glowienka-Hense R.* The North Atlantic Oscillation in the Atlantic European SLP // *Tellus.* – 1990. №5. – P. 497 – 507.
98. *Hasselmann K.* Stochastic climate models. Part I. Theory // *Tellus* 28. – 1976. P. 473-485.
99. *Henry F.Diaz, Martin P. Hoerling.* EnSo Variability, teleconnections and climate change // *Int. Journ. Of Clim.* 21: 1845 – 1862, 2001.
100. *Hodges G.* The new cold war. Stalking arctic climate change by submarine. *National Geographic*, March, 30-41, - 2000;
101. *Hoskins, B.J. and Karoly., D.J.*, *J. Atmos. Sci.* 38 (1981) 1179-1196.
102. *Huntington E., Visher S. S.* *Climatic Changes.* Yale University Press, New Heaven, – 1922.
103. *Hurrell J. W.* Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation // *Science.* – 1995. - №5224. – C. 676- 679.
104. *Hurrell* North Atlantic Oscillation (NAO) index // National Center for Atmospheric Research. – [Электронный ресурс]. – Режим доступа:

<http://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based>.

105. *Hurrell J.W., Visbeck M., Busalacchi A. et al.* Atlantic climate variability and predictability: a CLIVAR perspective // *J. Climate*. – 2006. – Vol. 19, No. 24. – P. 5100–5121.

106. *James M. Ciarlo, Noel J. Aquilina* Investigating relationships between Oscillation Patterns around Europe and their influence on aerosol transport using a Regional Climate Model (RegCM4) // Department of Physics, Faculty of Science, University of Malta;

107. *John D. Horel, John M. Wallace* Planetary-Scale Atmospheric Phenomena Associated with the Southern Oscillation // *American Meteorological Society*, 1981/ - P. 813 – 829.

108. *John M. Wallace, David S. Gutzler* Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter // *Monthly Weather Rev.* – 1981. – **109**, N4. – P. 784;

109. *Judah Cohen, Justin Jones*. A new index for more accurate winter predictions // *Geophysical Research Letters*, vol. 38, L21701, – 2011.

110. *Kozuchowski K.M.* Variations of hemispheric zonal index since 1899 and its relationships with air temperature // *Int. J. Climatol.* – 1993 .- №13. – P. 853 – 864.

111. *Kutiel H., Benaroch Y.* «North Sea-Caspian Pattern (NCP) ± an upper level atmospheric teleconnection affecting the Eastern Mediterranean: Identification and definition» // Department of Geography, University of Haifa, Haifa, Israel, 2001;

112. *Kutiel H., Maheras P., Paz S.* «North Sea ± Caspian Pattern (NCP) ± an upper level atmospheric teleconnection affecting the eastern Mediterranean ± implications on the regional climate» // Department of Geography, University of Haifa, Haifa, Israel, 2002.

113. *Kushnir Y, Wallace J.M.* 1989. Low-frequency variability in the Northern Hemisphere winter geographical distribution, structure and time-scale dependence. *Journal of Atmospheric Science* 46: 3122–3142.

114. *Kwang-Y. Kim, Qigang Wu.* A Comparison Study of EOF Techniques: Analysis of Nonstationary Data with Periodic Statistics // *American Meteorological Society*, 1999. – P. 185 – 199.

115. *MacGregor S., Spence P., Meehl G.A.* Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus // *Nature Climate Change* 4, 222–227 (2014).

116. *McKnight, Tom L; Hess, Darrel* Climate Zones and Types: The Köppen System // *Physical Geography: A Landscape Appreciation*. — Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall, 2000. — P. pp. 200-1.

117. *Murat GuĖnduĖz and Emin ĖOzsoy* Effects of the North Sea Caspian pattern on surface fluxes of Euro-Asian-Mediterranean seas // *Geophysical Research Letters*, Vol. 32. – 2005;

118. NCEP/NCAR Reanalysis Monthly Means and Other Derived Variables // U.S. Department of Commerce | National Oceanic and Atmospheric Administration Earth System Research Laboratory. – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived.html>.

119. *Ole Humlum.* Climate for you. – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.climate4you.com>.

120. Ozone signatures of climate patterns over the Euro-Atlantic sector in the spring.

121. *Palutikof J. P.* «Analysis of Mediterranean climate data: measured and modelled in Mediterranean Climate: Variability and Trends» // H. J. Bolle, Ed., Springer, Berlin, Germany, 2003.

122. *Papadopoulos V., Josey S., Bartzokas A., Somot S., Ruiz S., Drakopoulou P.*, «Large-scale atmospheric circulation favoring deep – and intermediate - water

formation in the Mediterranean Sea // *Journal of Climate*, vol. 25, pp. 6079–6091, 2012.

123. *Polonskyi O., Rechetchenko S., Kibal'chich I.* Features of temperature regime formation in forest and steppe Left-bank Ukraine under the influence of low frequency climate signals // *Canadian Journal of Science, Education and Culture*. – 2014. – Vol. II, No.2. (6). – P. 1049 – 1057.

124. *Quiroz R.S.* The climate of the 1983-84 winter – a season of strong blocking and severe cold in North America // *Mon. Weath. Rev.* – 1984. – Vol. 112, No. 9. – P. 1894–1912.

125. *Rasmusson E.M., Carpenter T.H.* Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with Southern Oscillation (El-Nino) // *Monthly Weather Rev.* – 1982. – 110. – P. 354 – 384.

126. *Rogers J.C.* North Atlantic Storm Track Variability and Its Association to the North Atlantic Oscillation and Climate Variability of Northern Europe // *J. Clim.* – 1997. - №7. – P.1635 – 1647.

127. *Simon O. Krichak, Pinhas Alpert* - Decadal trends in the East Atlantic–West Russia Pattern and Mediterranean precipitation // *Int. J. Climatol.* **25**: 183–192, - 2005;

128. *Stehr N., von Storch H.* Climate Works, An anatomy of a disbanded line of research // *Climatic Change*, 1998.

129. *Suselj K., Bergant K.* Mediterranean Oscillation Index // *Geophysical Research Abstracts* 8, 02145 European Geosciences Union, 2006.

130. *Thompson, D. W. J., Wallace J. M.* The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // *Geophys. Res. Lett.*, 25, No. 9, 1297-1300, - 1998;

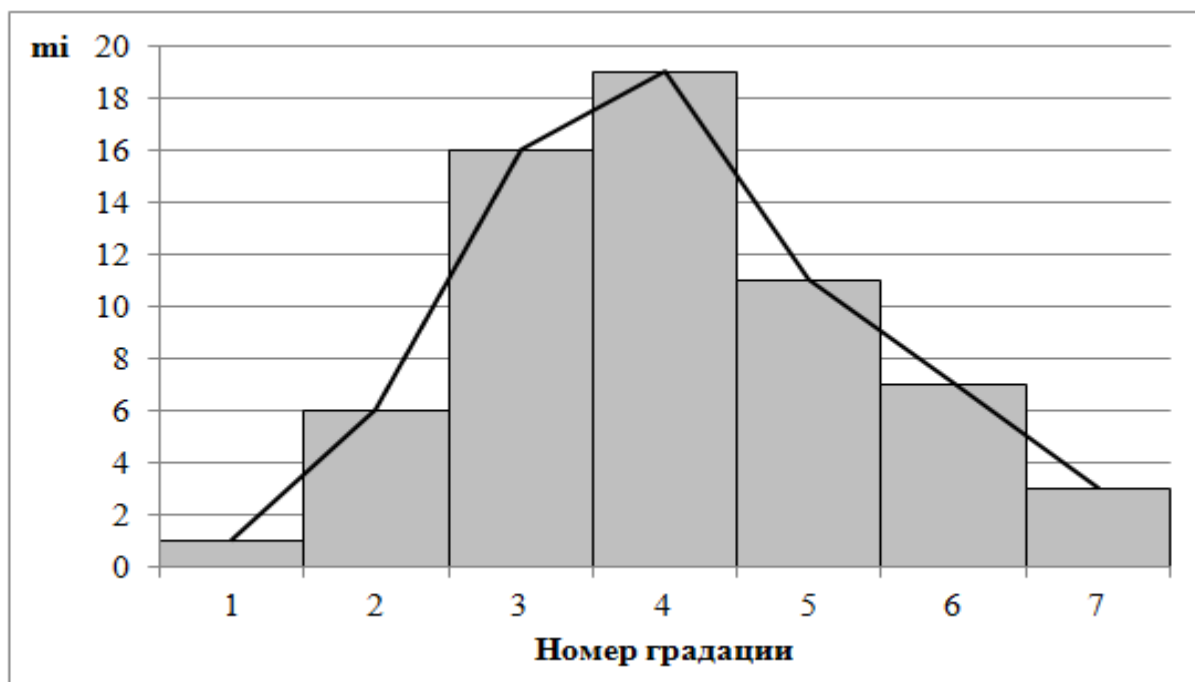
131. *Ulbrich U., Nissen K.M., Leckebusch G.C., Renggli D., Pinto J.G.* The Influence of Large-scale Teleconnection Pattern on Cyclones and Wind Activity in the Mediterranean Region in Present and Future Climate // *Freie Universität Berlin*;

132. *Walker G. T., Bliss E. W.* World weather V // Roy Meteorol. Soc. – 1932. – №36. – C. 53 – 84.

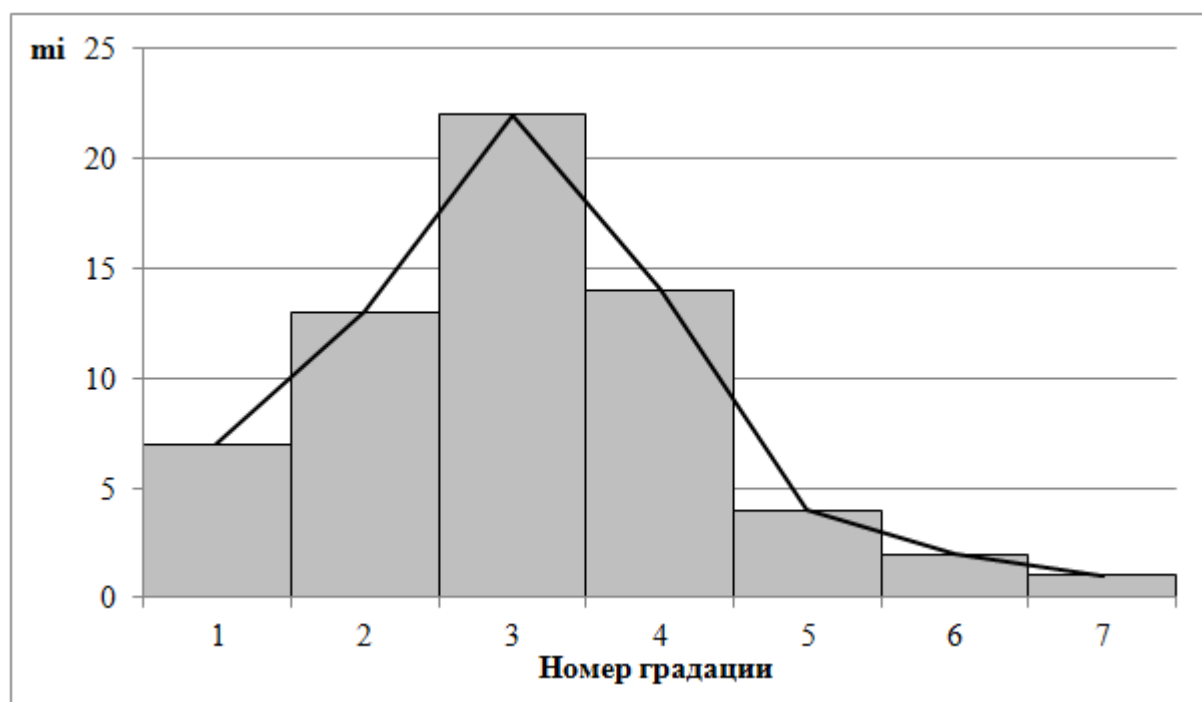
133. *Wang C.-C., Rogers J.C.* A composite study of explosive cyclogenesis in different sectors of the North Atlantic. Part I: Cyclone structure and evolution // Mon. Weath. Rev. – 2001. – Vol. 129, No. 6. – P. 1481–1499.

ПРИЛОЖЕНИЯ

ПРИЛОЖЕНИЕ А. Гистограмма и полином среднемесячных значений
индексов циркуляции Северного полушария



Приложение А1 – Гистограмма и полином среднемесячных значений
индекса Арктического колебания в феврале за период с 1950 по 2012 гг.



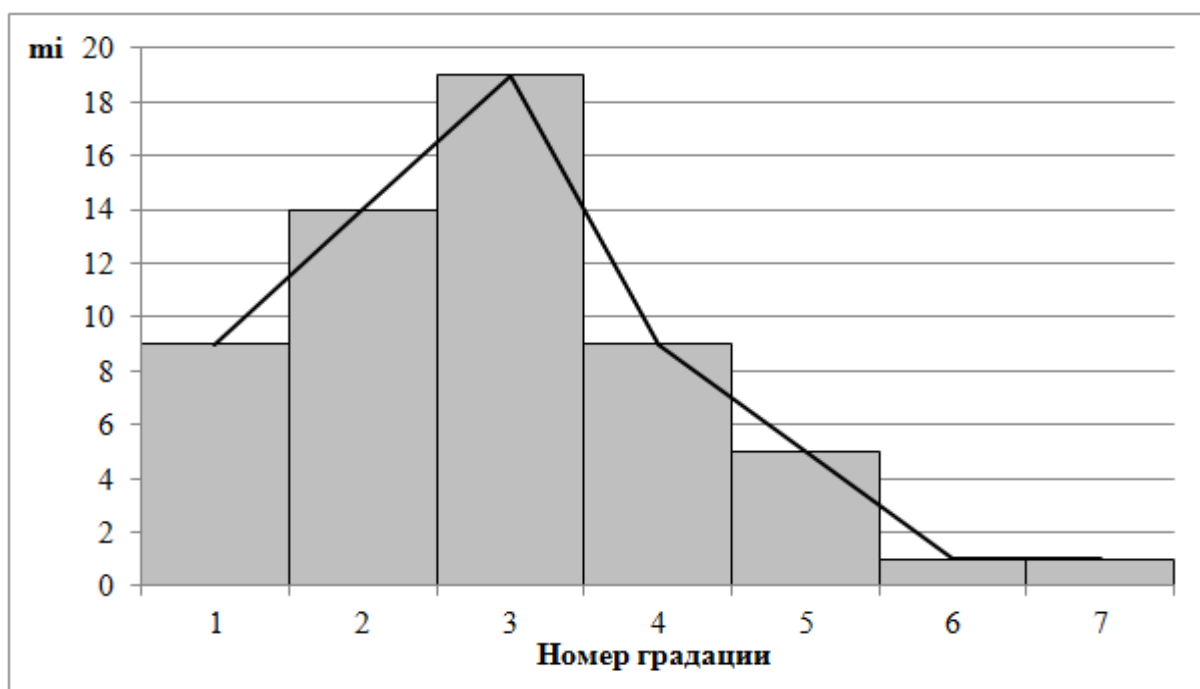
Приложение А2 – Гистограмма и полином среднемесячных значений
индекса ВА/ЗР в феврале за период с 1950 по 2012 гг.



Приложение А3 – Гистограмма и полином среднемесячных значений индекса Скандинавского колебания в феврале за период с 1950 по 2012 гг.



Приложение А4 – Гистограмма и полином среднемесячных значений индекса Средиземноморского колебания в феврале за период с 1958 по 2000 гг.



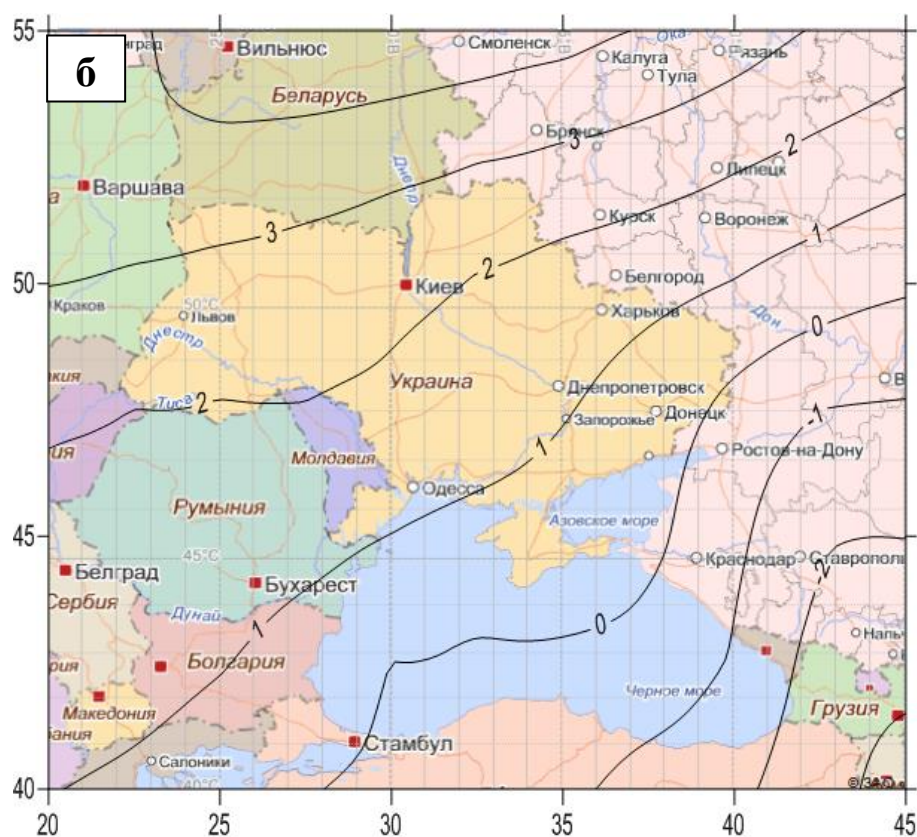
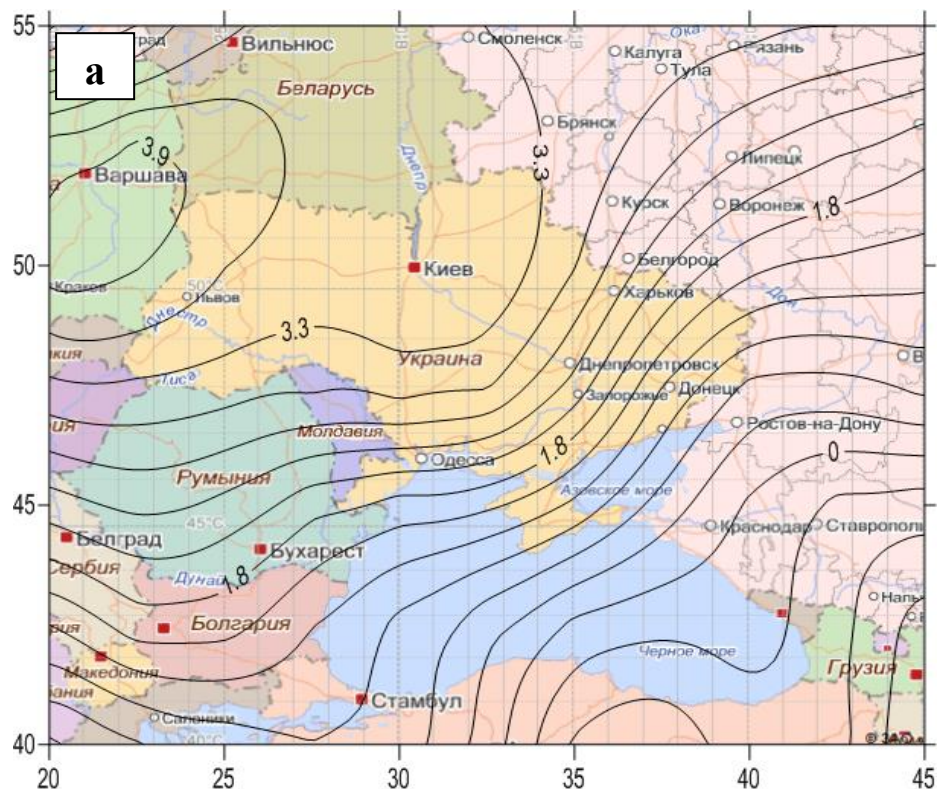
Приложение А5 – Гистограмма и полином среднемесячных значений индекса Северноморско-Каспийского колебания в феврале за период с 1948 по 2005 гг.



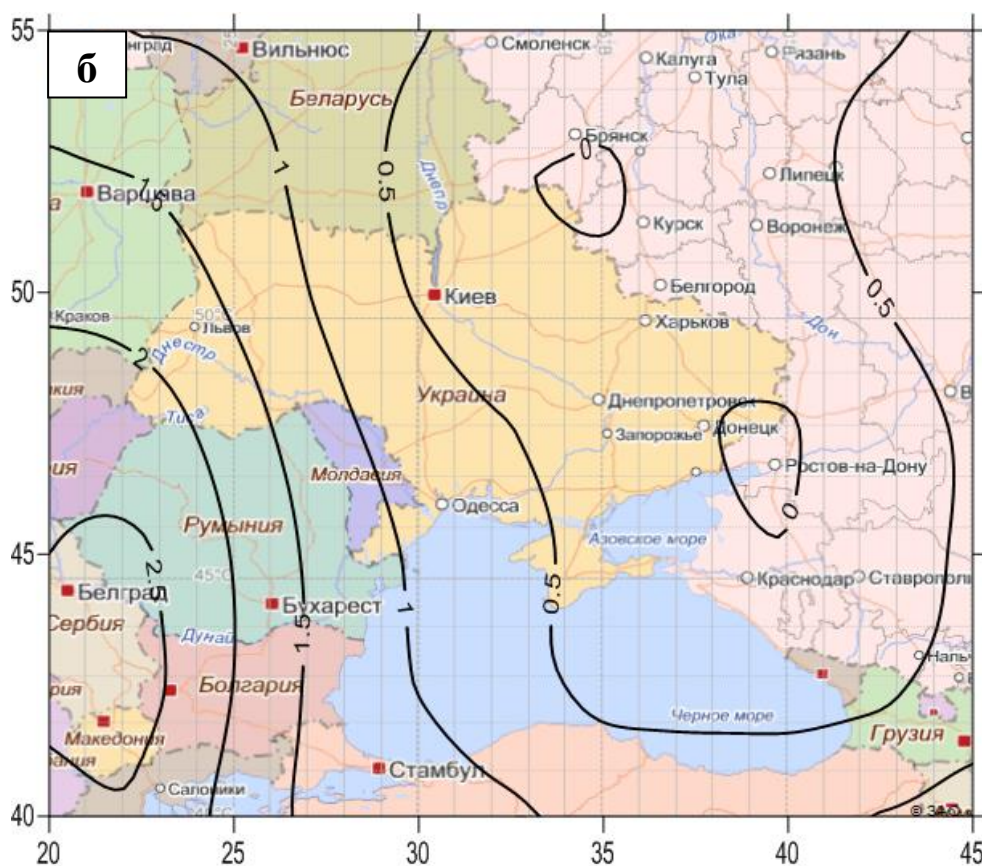
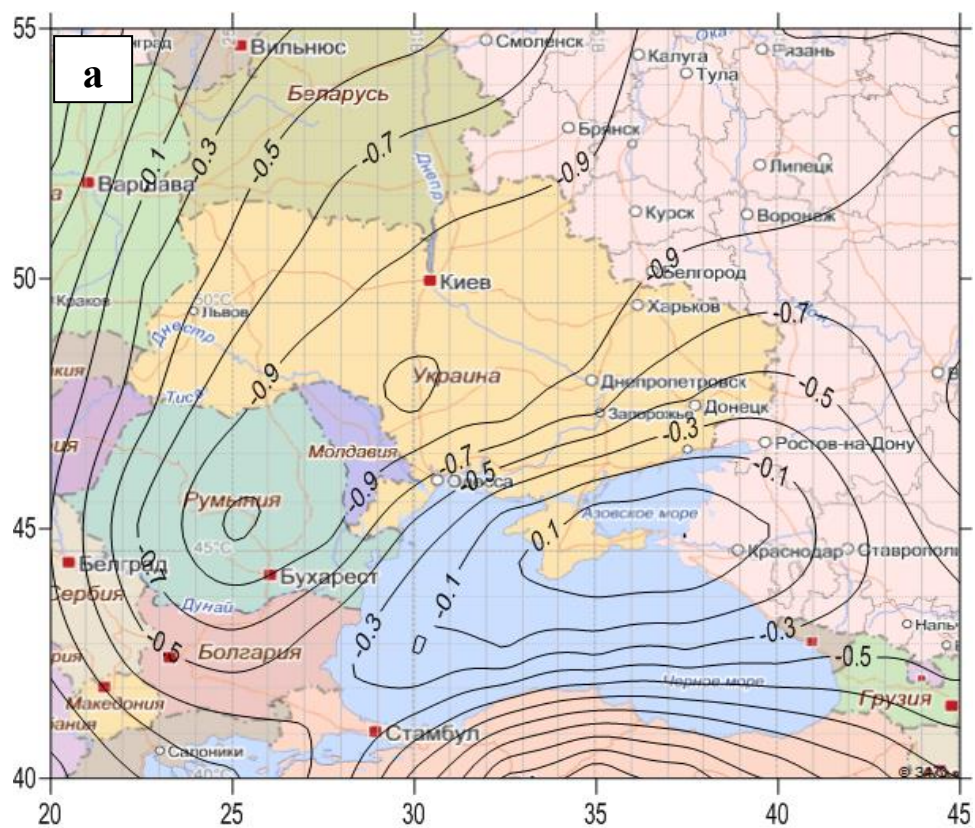
Приложение А6 – Гистограмма и полином среднемесячных значений индекса Северо-Атлантического колебания в феврале за период с 1950 по 2012 гг.

ПРИЛОЖЕНИЕ Б. Поля разностных композитов.

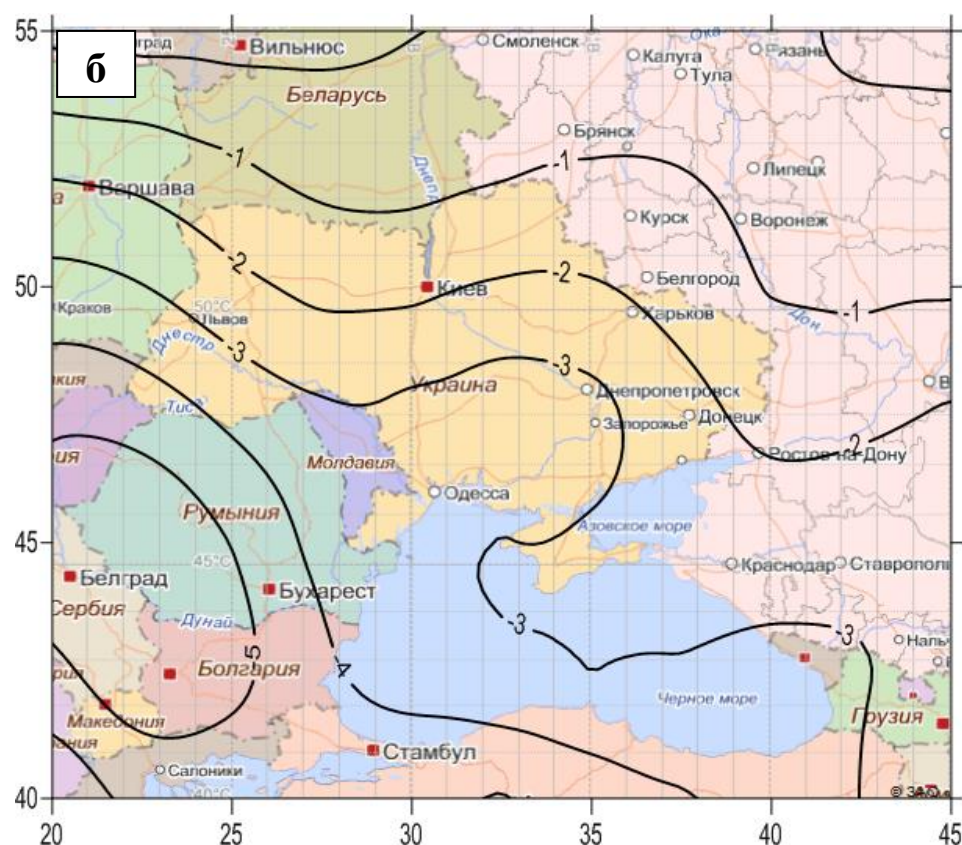
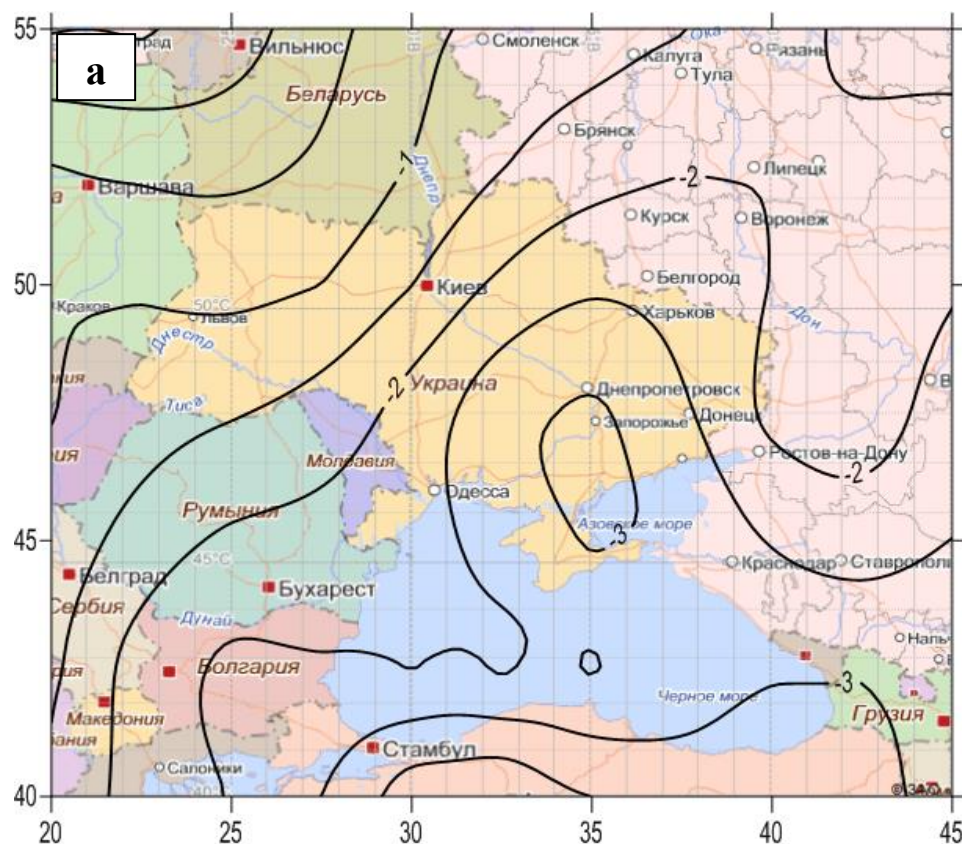
Приложение Б2. Поля разностных композитов Северо-Атлантического колебания в декабре (а) и марте (б).



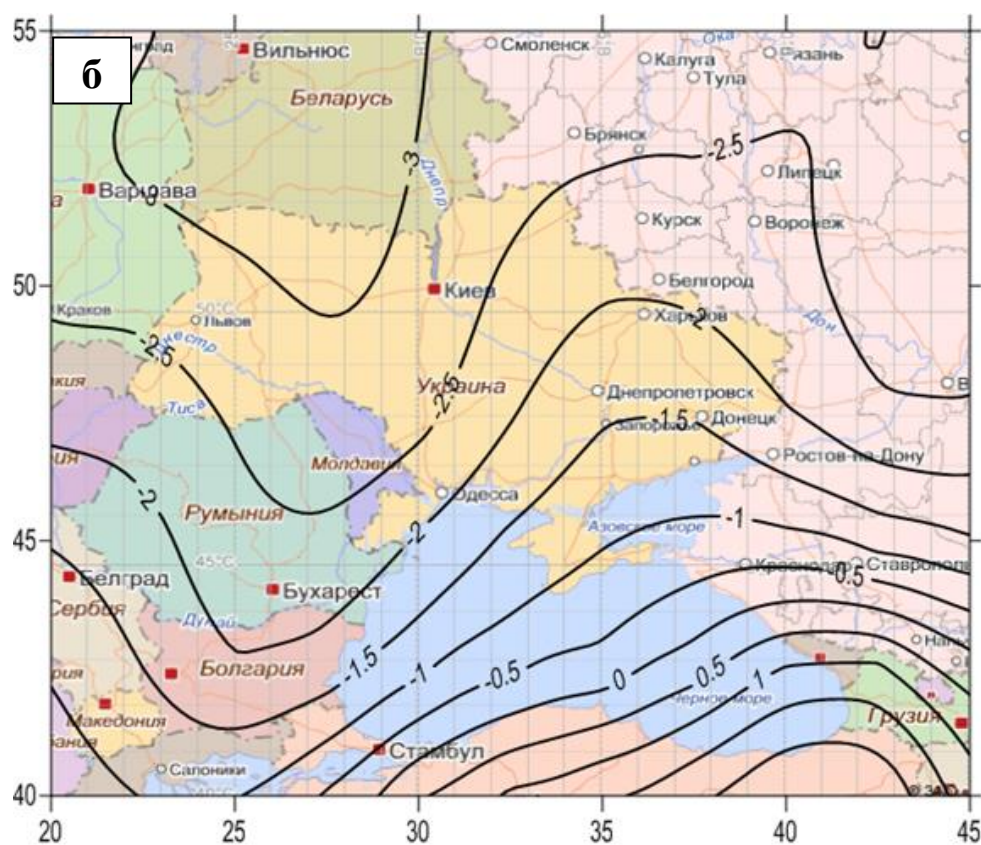
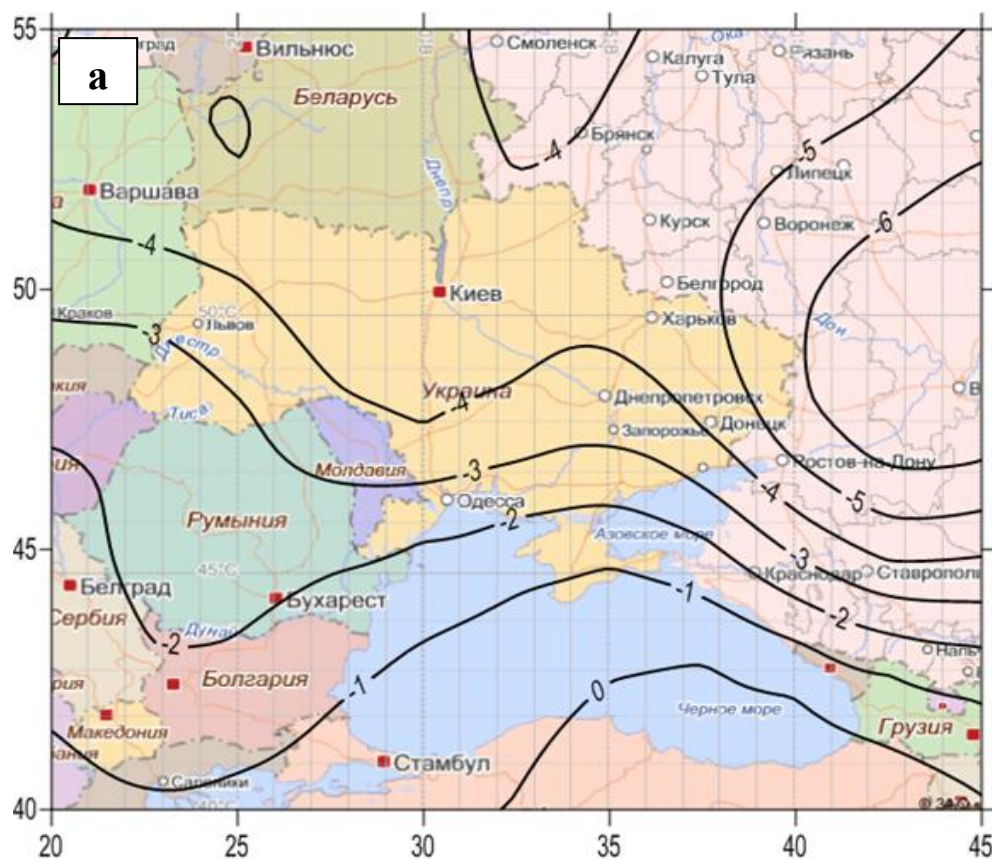
Приложение Б2. Поля разностных композитов Восточно-Атлантического колебания в декабре (а) и марте (б).



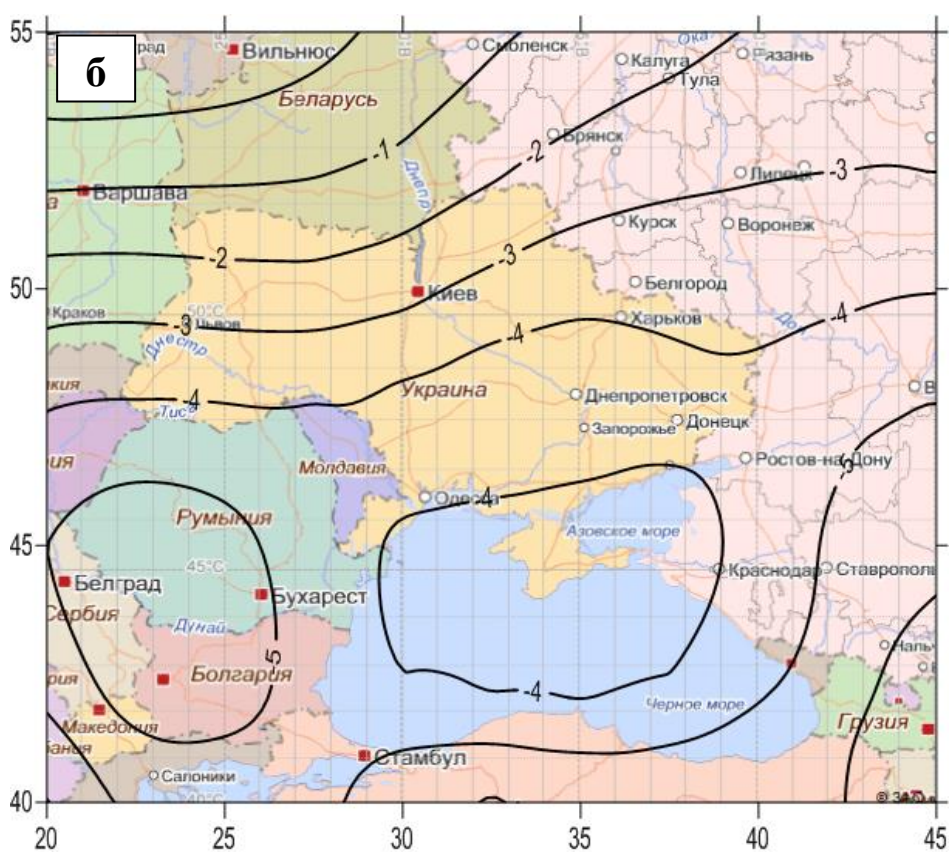
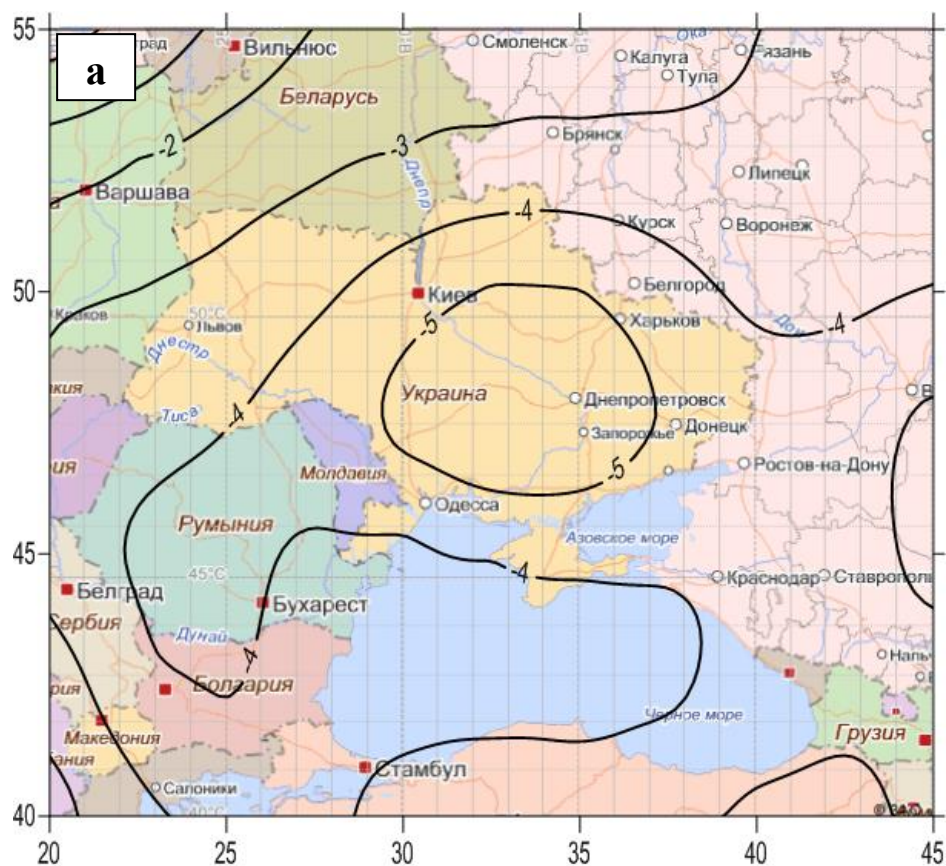
Приложение Б3. Поля разностных композитов колебания Восточная Атлантика / Западной России в январе (а) и феврале (б).



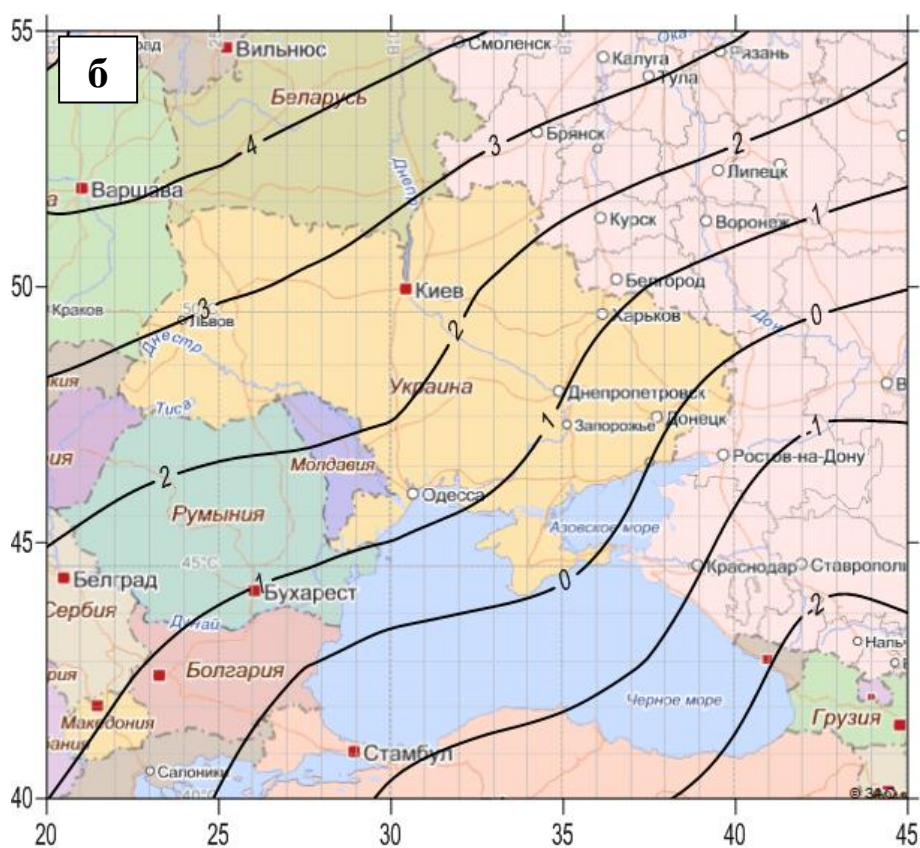
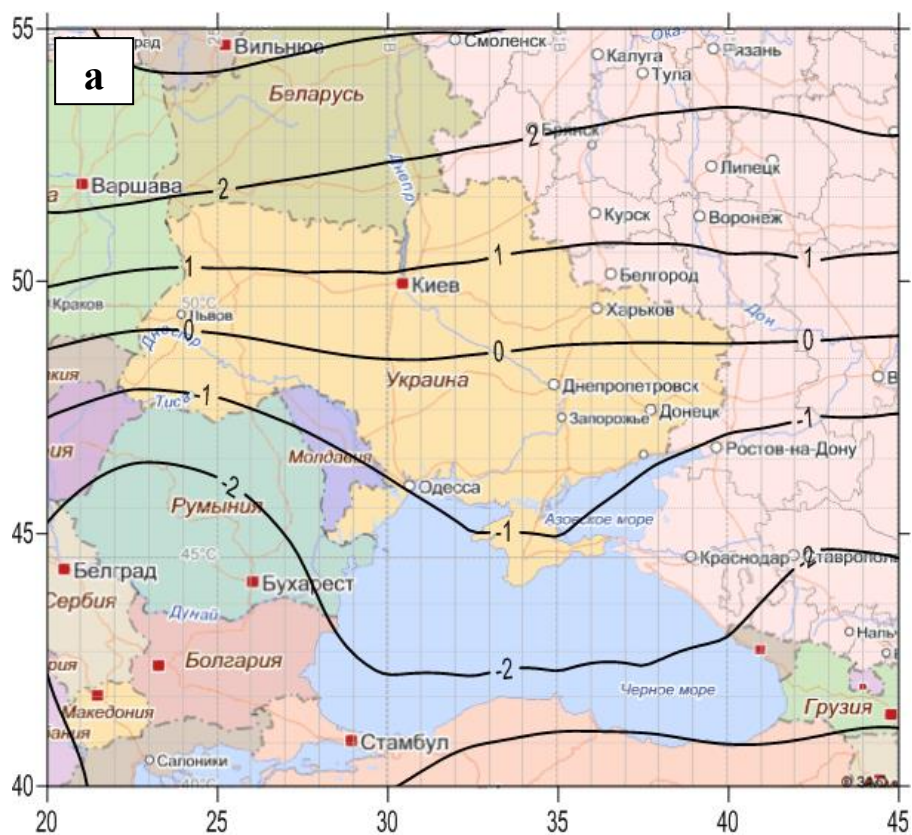
Приложение Б4. Поля разностных композитов Скандинавского колебания в
январе (а) и марте (б)



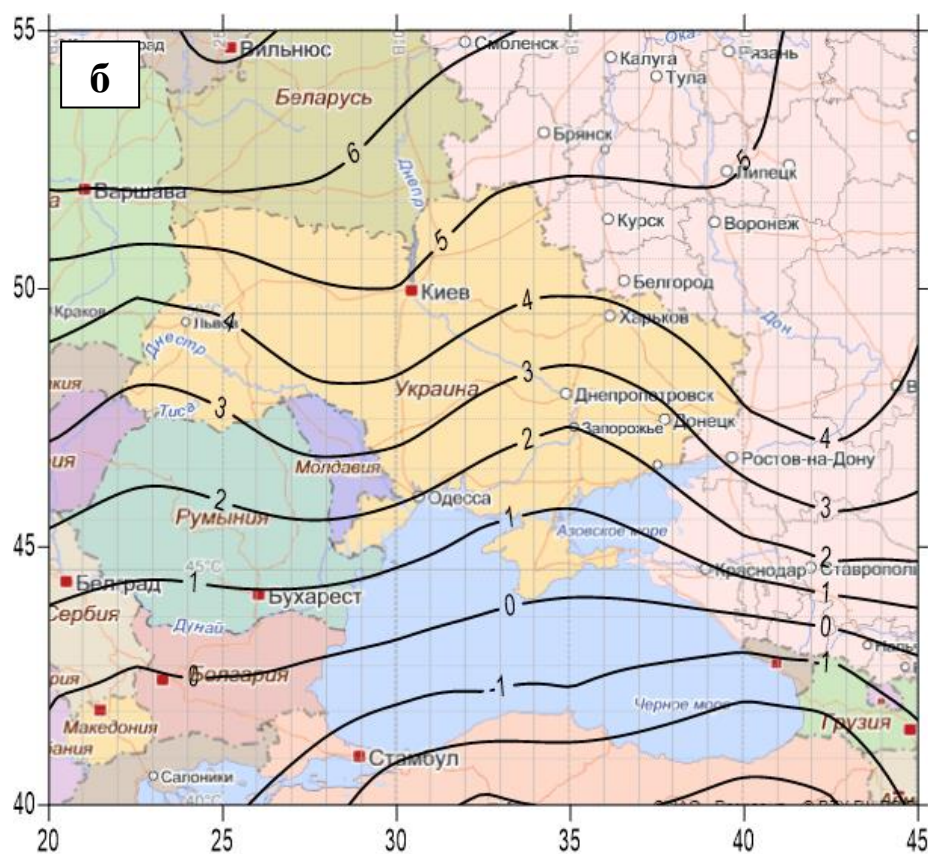
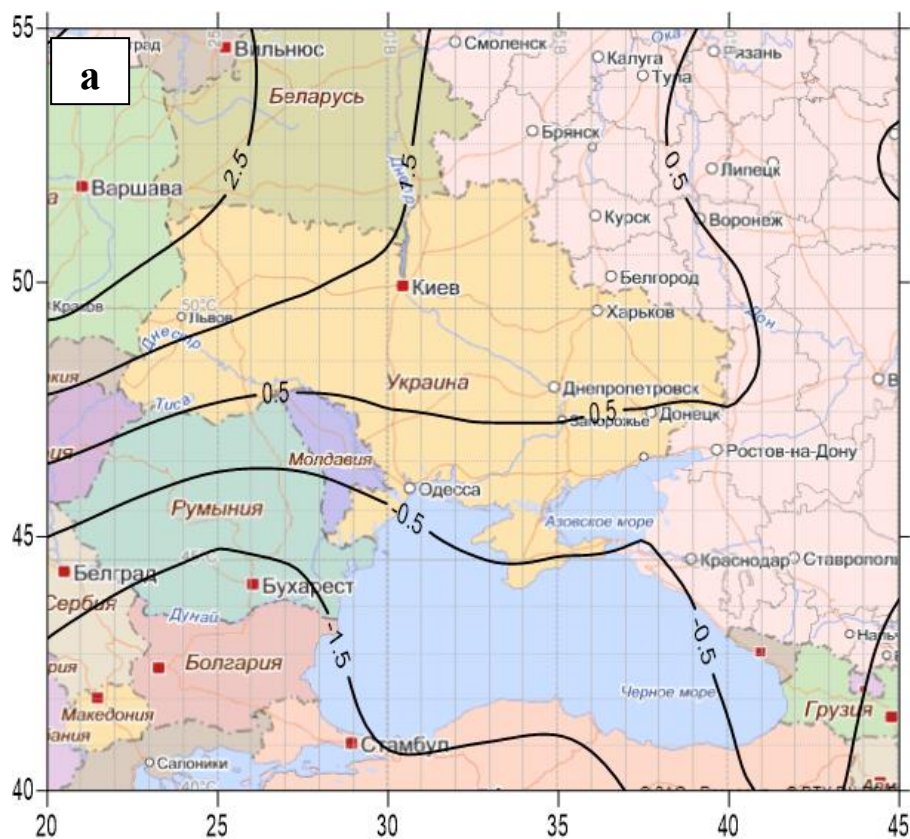
Приложение Б5. Поля разностных композитов Северноморско-Каспийского колебания в январе (а) и феврале (б)



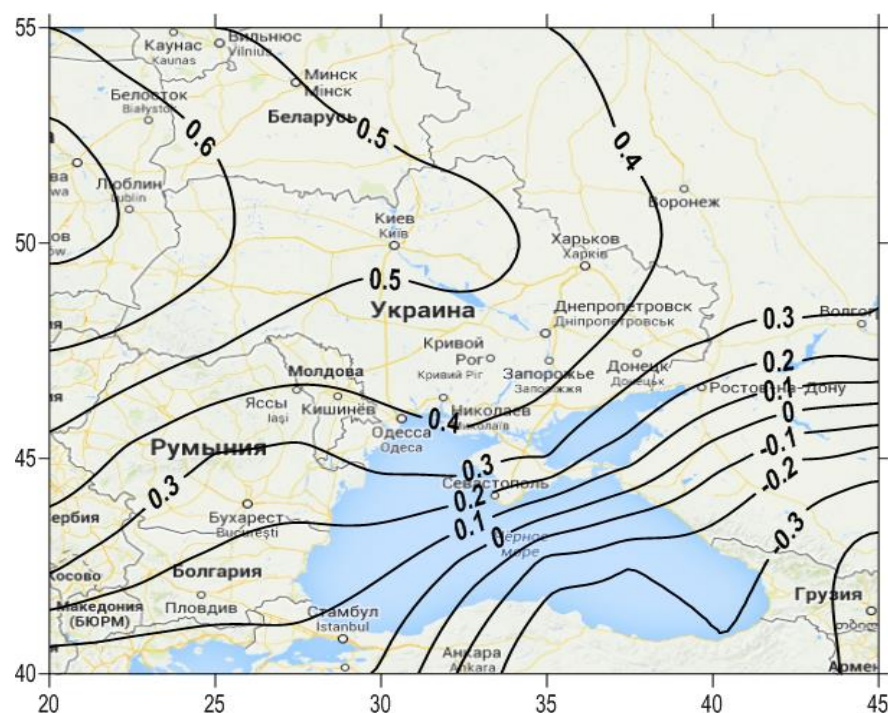
**Приложение Б6. Поля разностных композитов Арктического колебания в
декабре (а) и марте (б)**



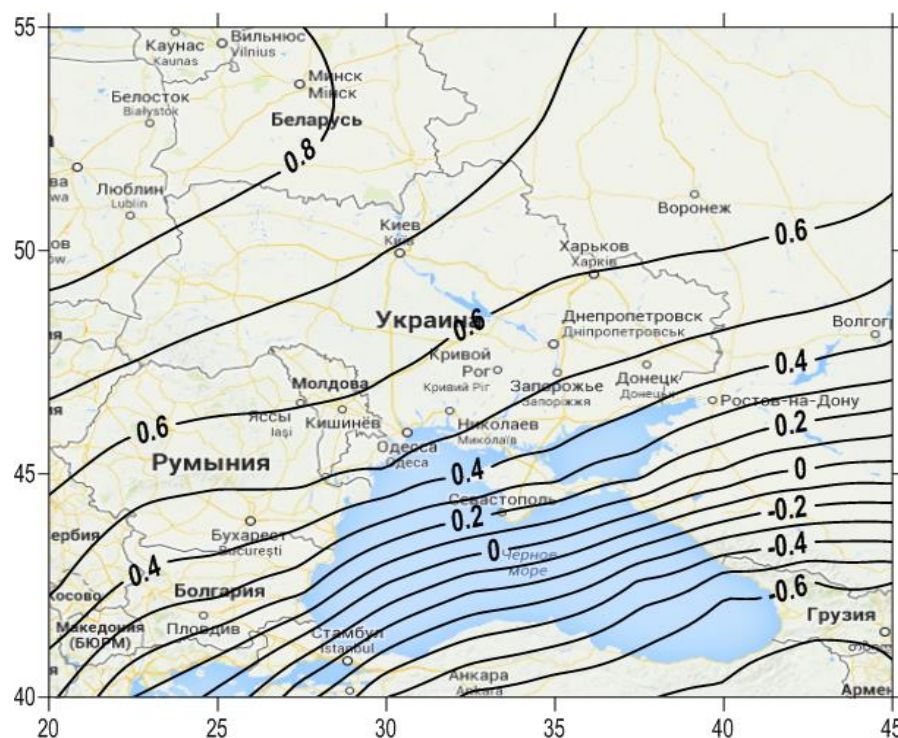
Приложение Б7. Поля разностных композитов Средиземноморского колебания в декабре (а) и феврале (б)



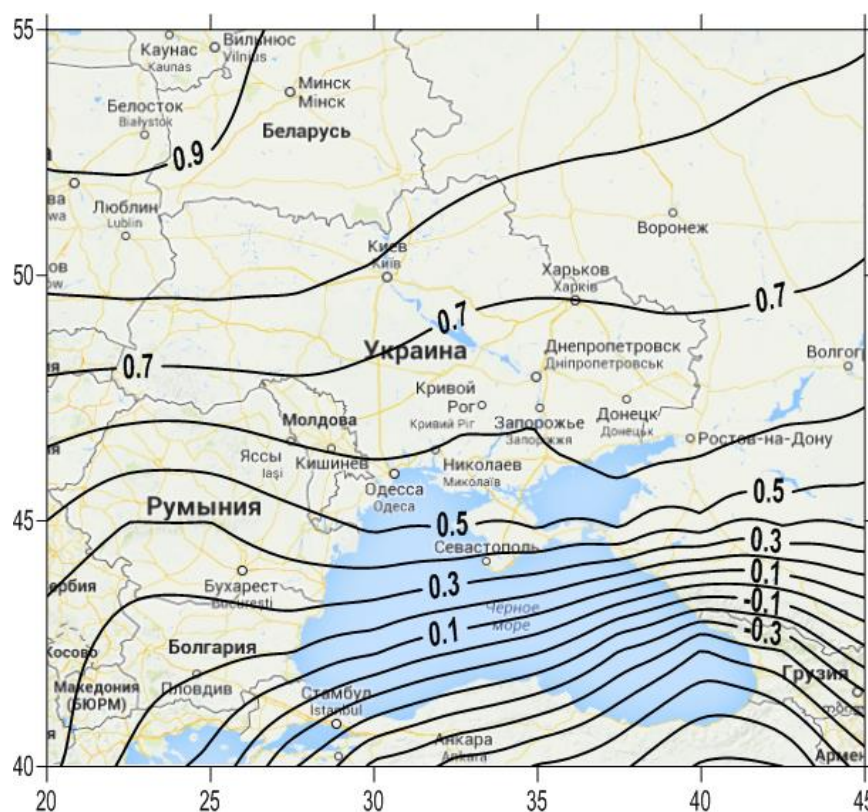
ПРИЛОЖЕНИЕ В. Поля линейных коэффициентов корреляции между индексами низкочастотных режимов изменчивости в АЕС и приземной температурой воздуха в Восточной Европе.



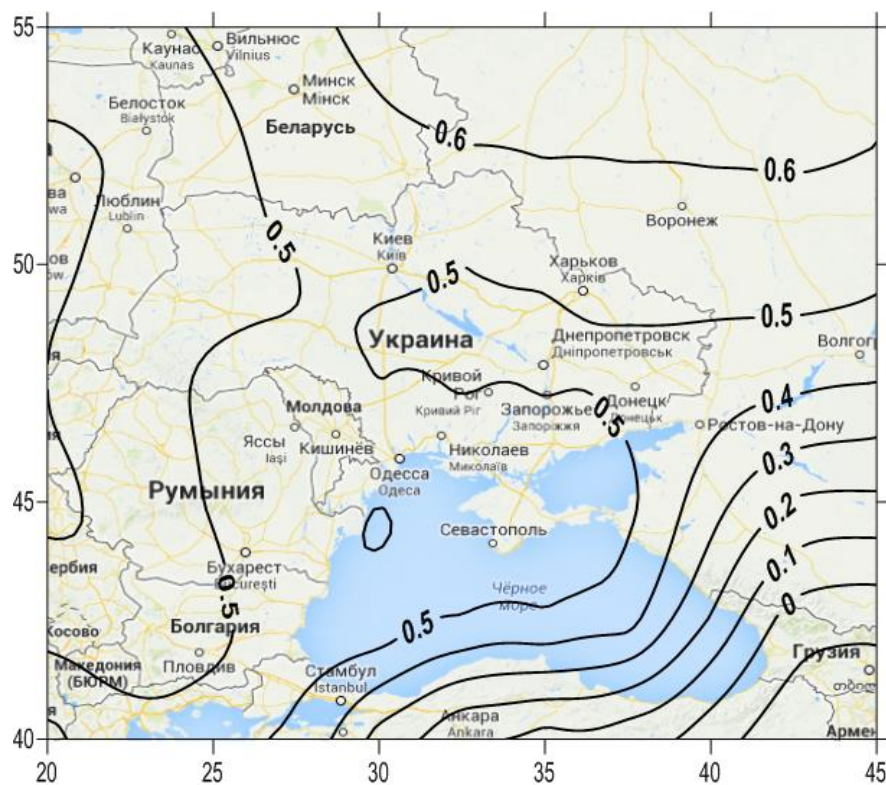
Приложение В1 – Среднемесечное поле корреляции индекса САК и приземной температуры воздуха в декабре.



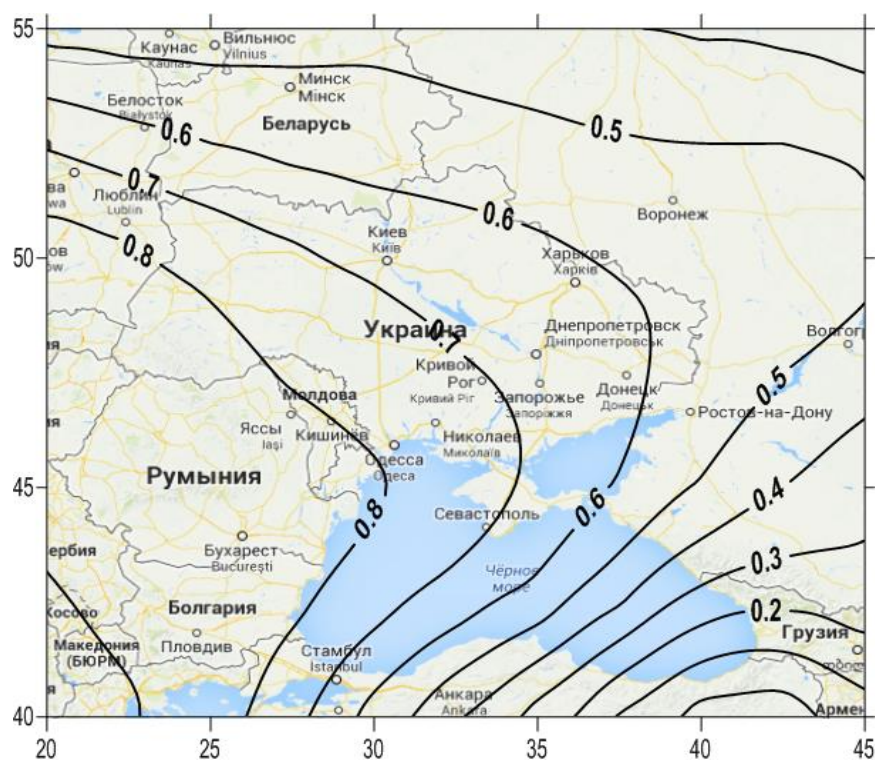
Приложение В2 – Среднемесечное поле корреляции индекса САК и приземной температуры воздуха в январе.



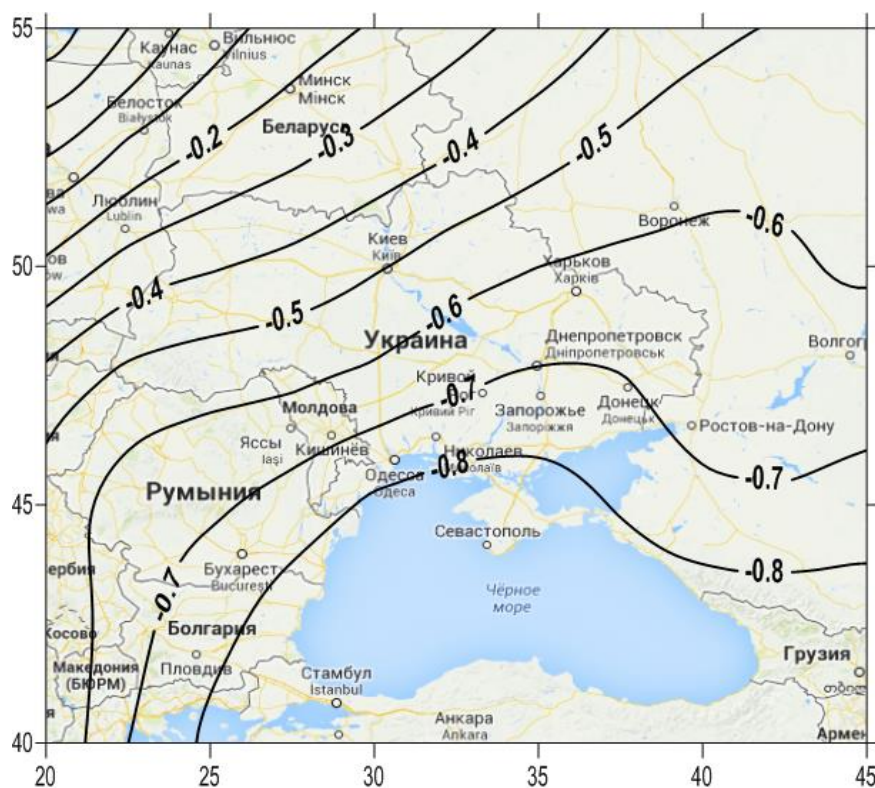
Приложение В3 – Среднемесечное поле корреляции индекса САК и приземной температуры воздуха в феврале.



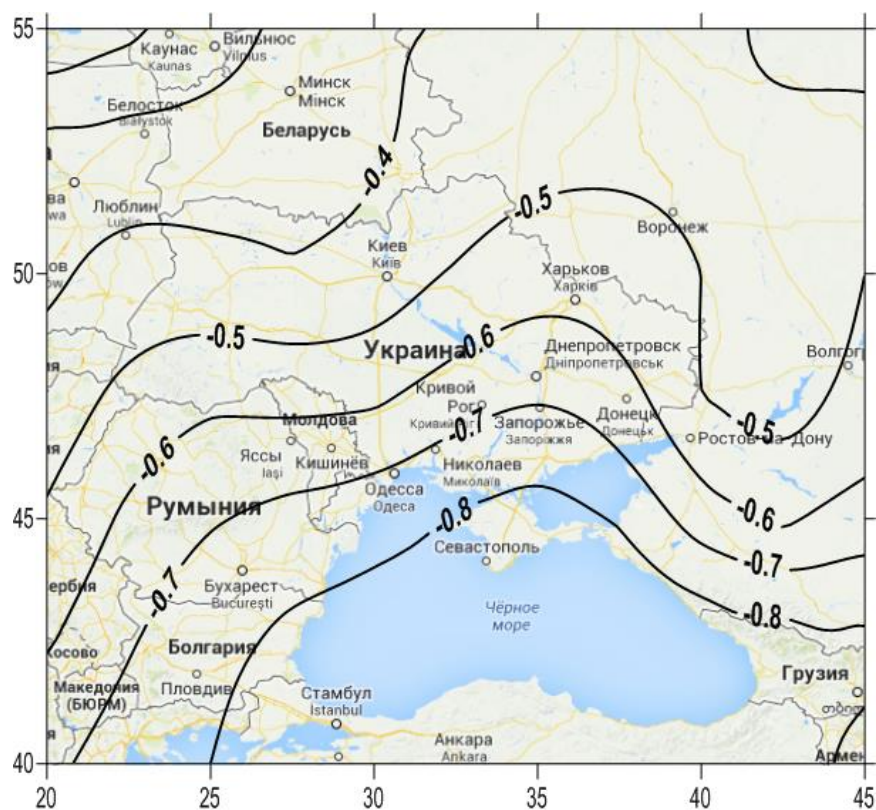
Приложение В4 – Среднемесечное поле корреляции индекса ВАК и приземной температуры воздуха в январе.



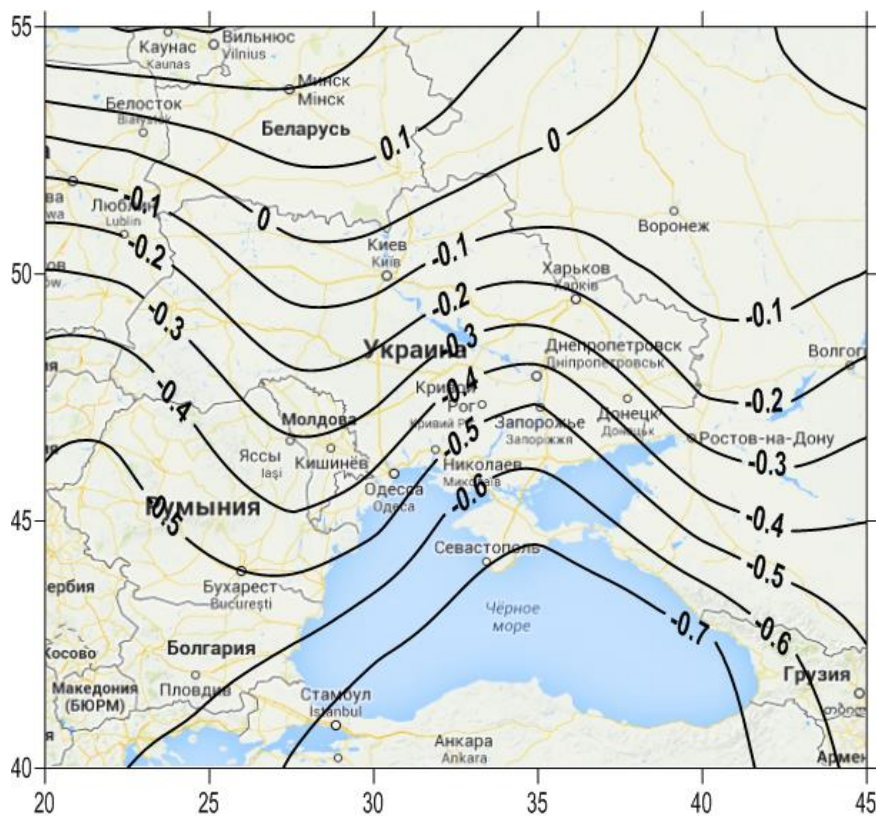
Приложение В5 – Среднемесечное поле корреляции индекса ВАК и приземной температуры воздуха в феврале.



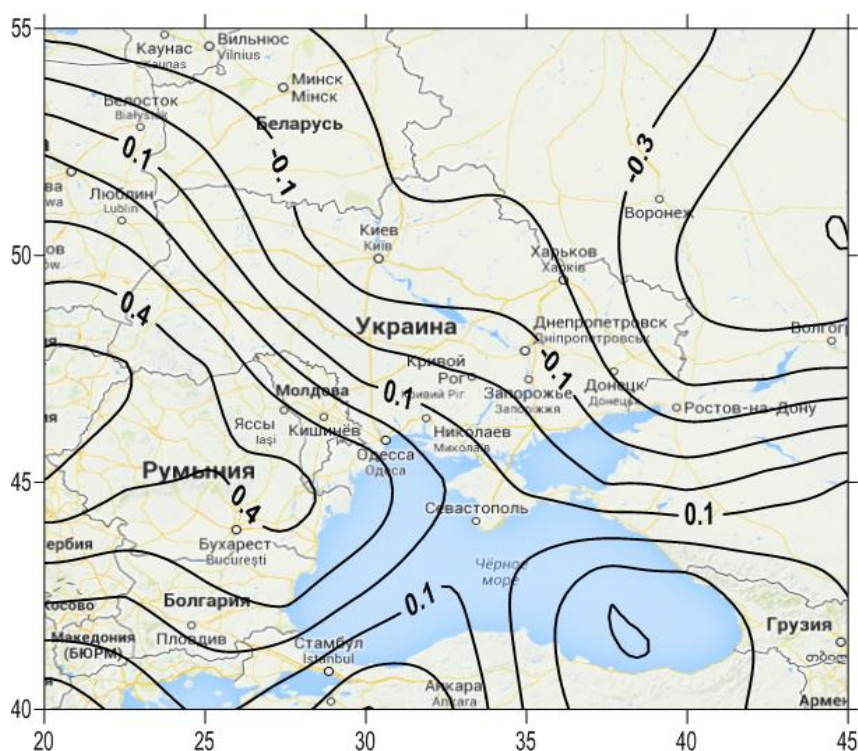
Приложение В6 – Среднемесечное поле корреляции индекса ВА/ЗР и приземной температуры воздуха в декабре.



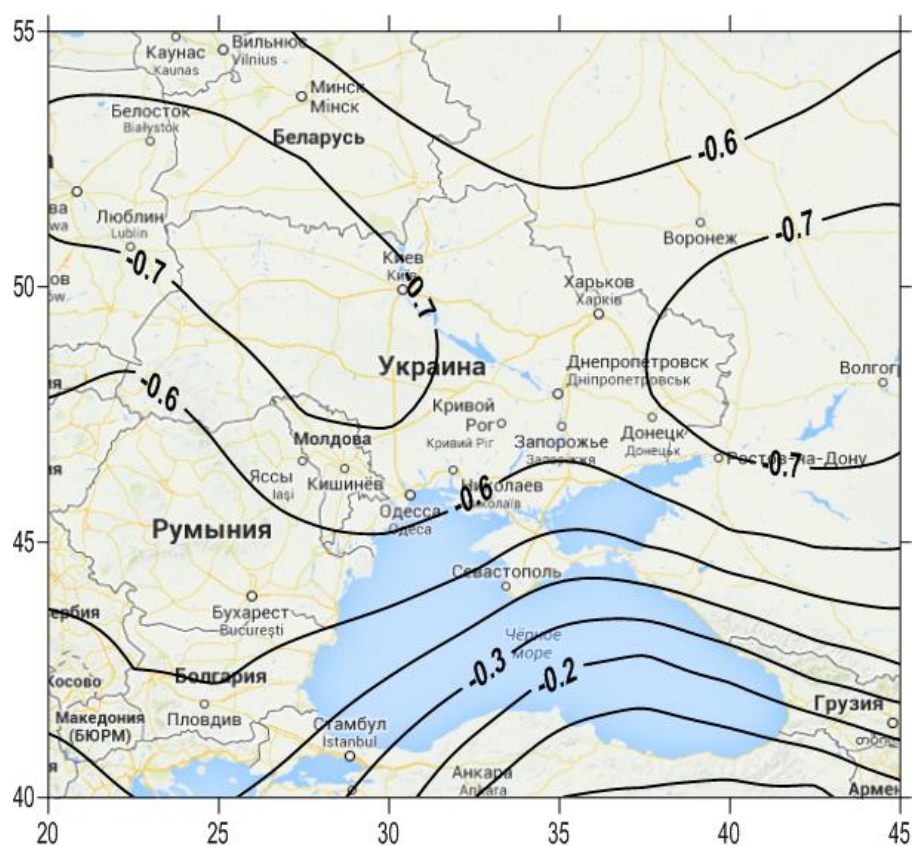
Приложение В7 – Среднемесечное поле корреляции индекса ВА/ЗР и приземной температуры воздуха в январе.



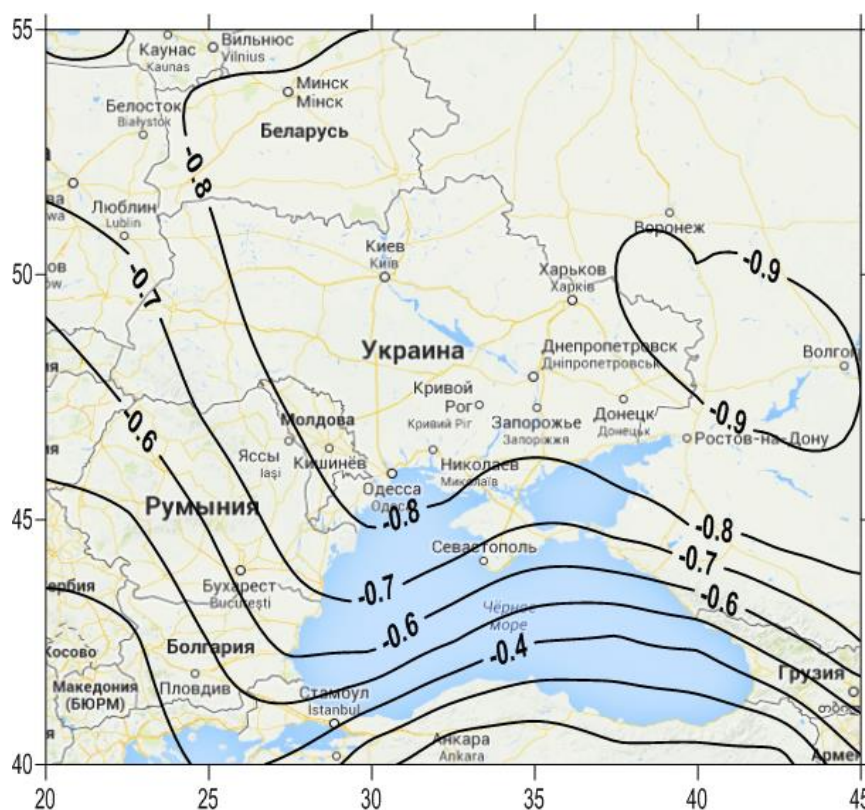
Приложение В8 – Среднемесечное поле корреляции индекса ВА/ЗР и приземной температуры воздуха в феврале.



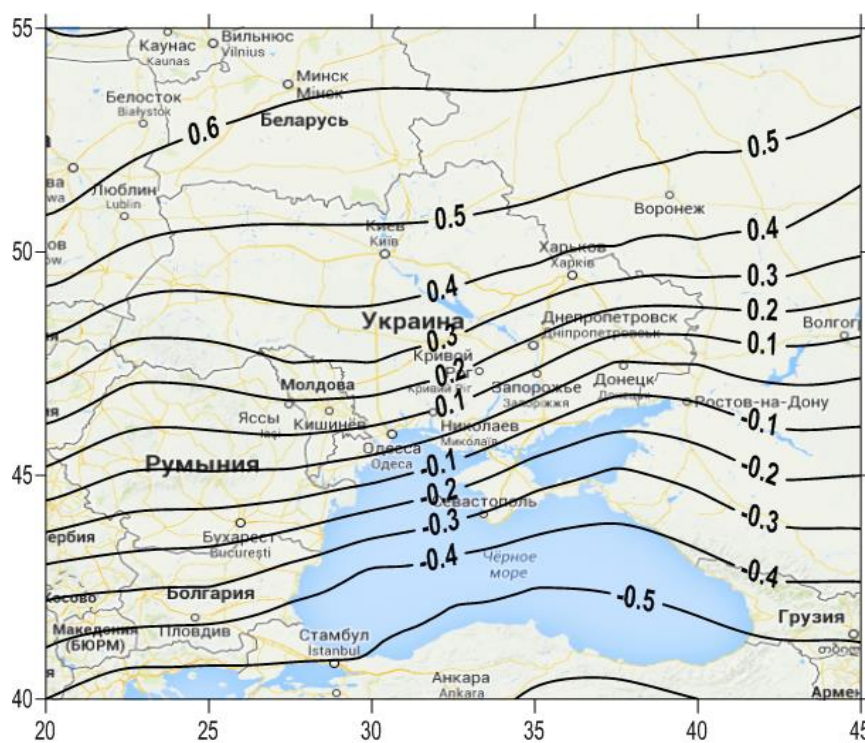
Приложение В9 – Среднемесячное поле корреляции индекса Скандинавского колебания и приземной температуры воздуха в декабре.



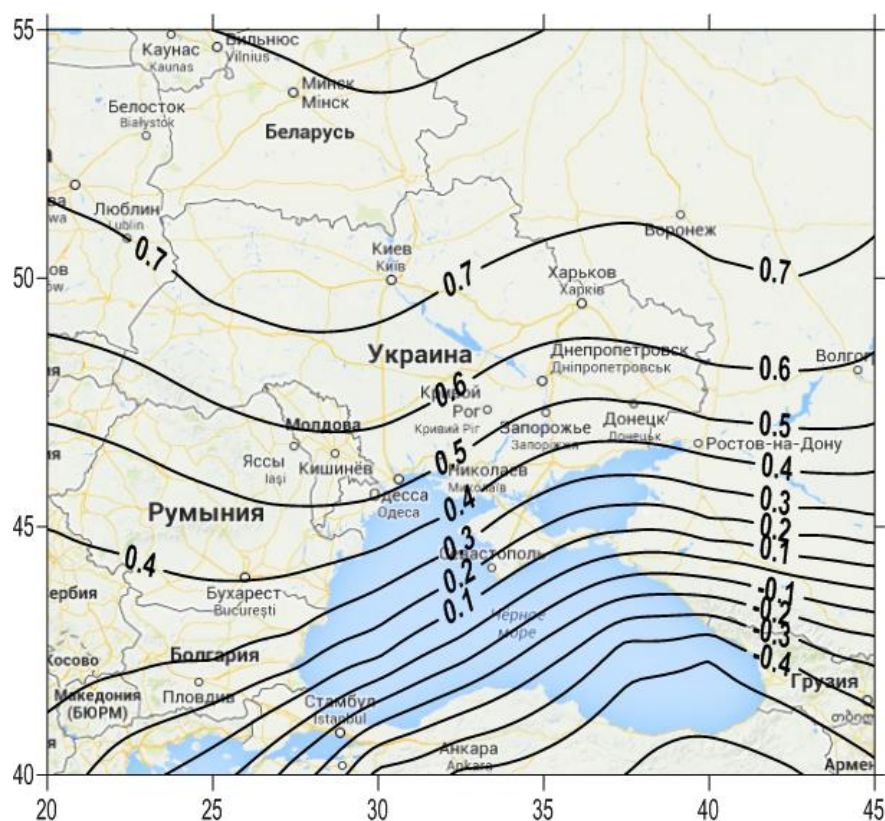
Приложение В10 – Среднемесячное поле корреляции индекса Скандинавского колебания и приземной температуры воздуха в январе.



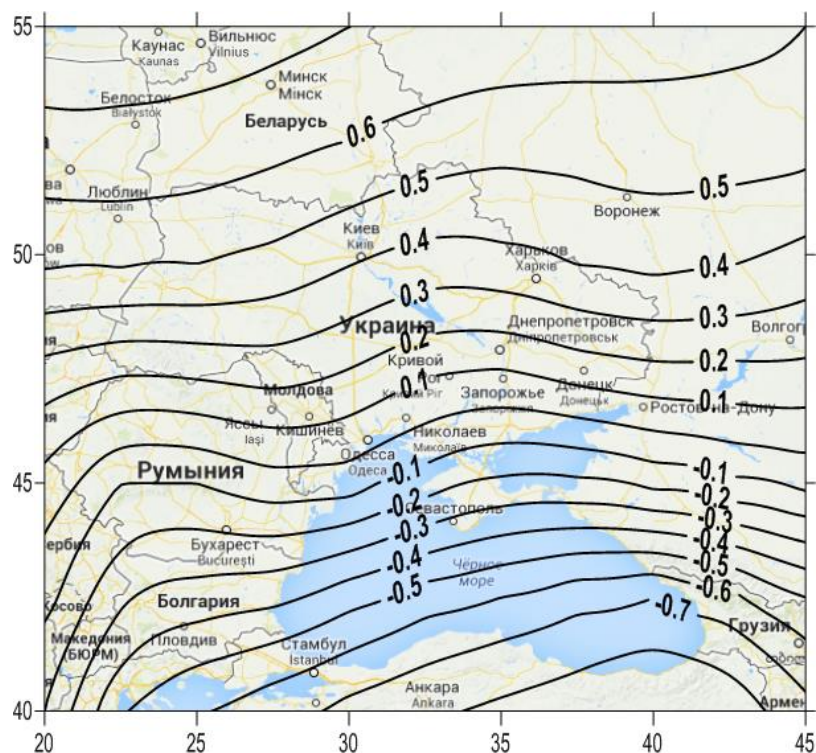
Приложение В11 – Среднемесячное поле корреляции индекса Скандинавского колебания и приземной температуры воздуха в феврале.



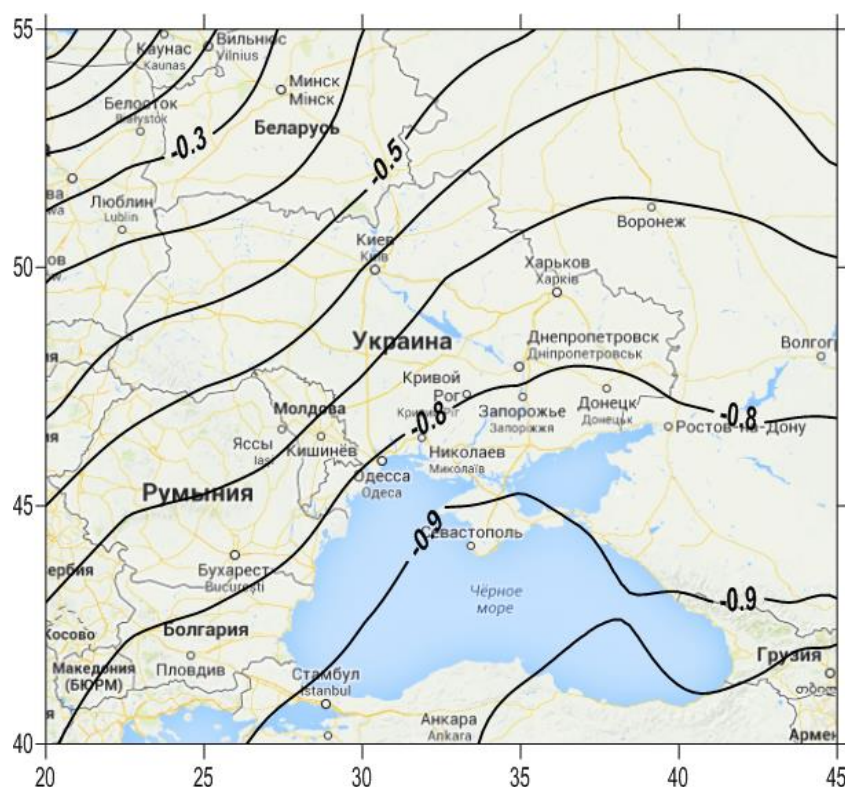
Приложение В12 – Среднемесячное поле корреляции индекса Арктического колебания и приземной температуры воздуха в декабре.



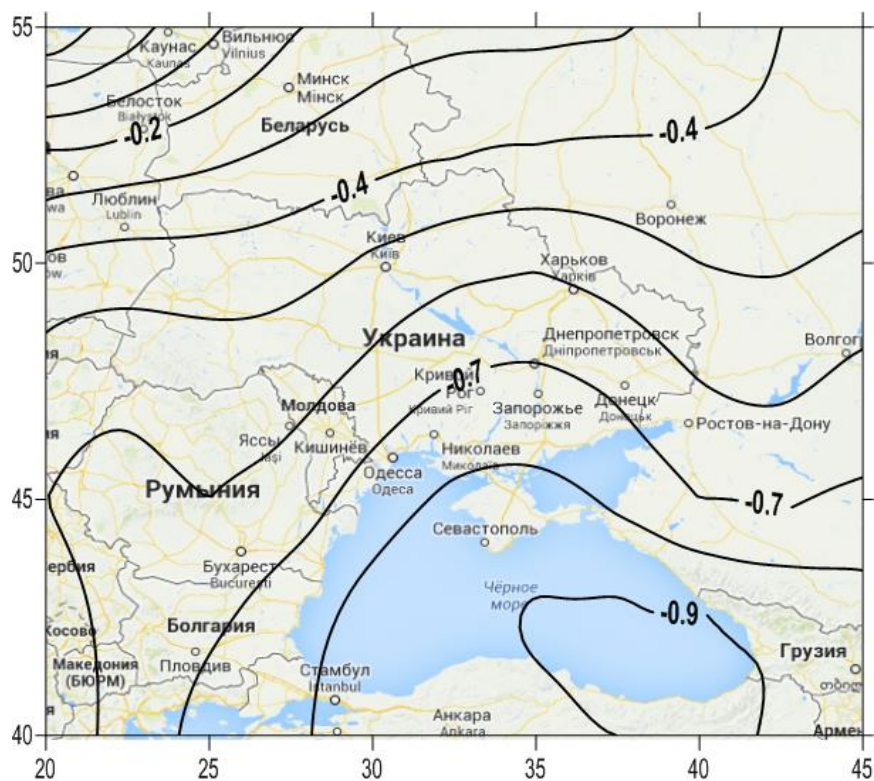
Приложение В13 – Среднемесячное поле корреляции индекса Арктического колебания и приземной температуры воздуха в январе.



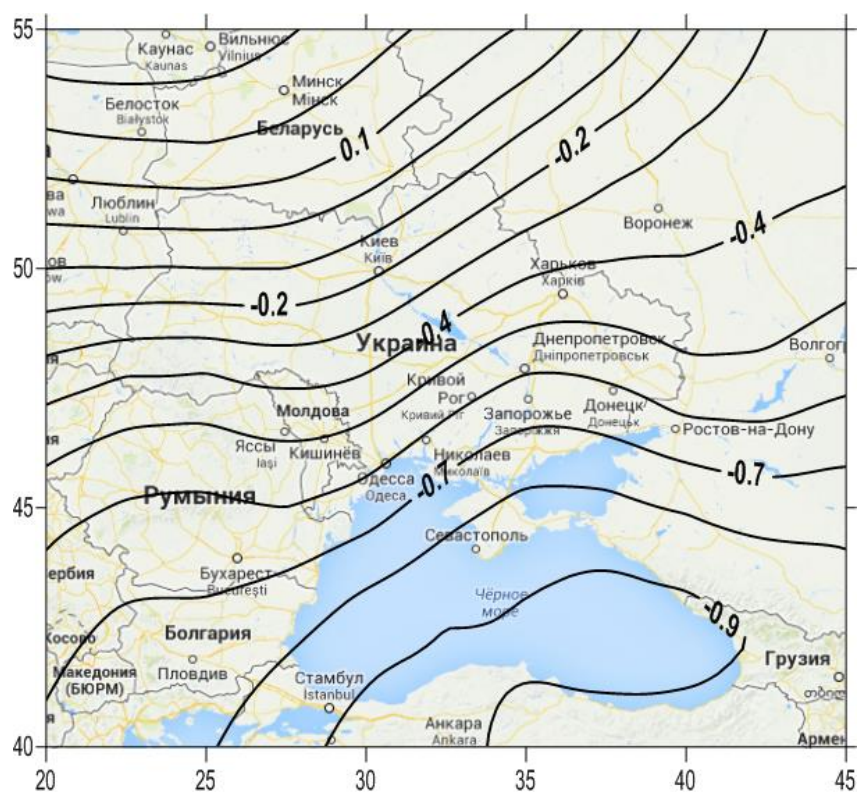
Приложение В14 – Среднемесячное поле корреляции индекса Арктического колебания и приземной температуры воздуха в феврале.



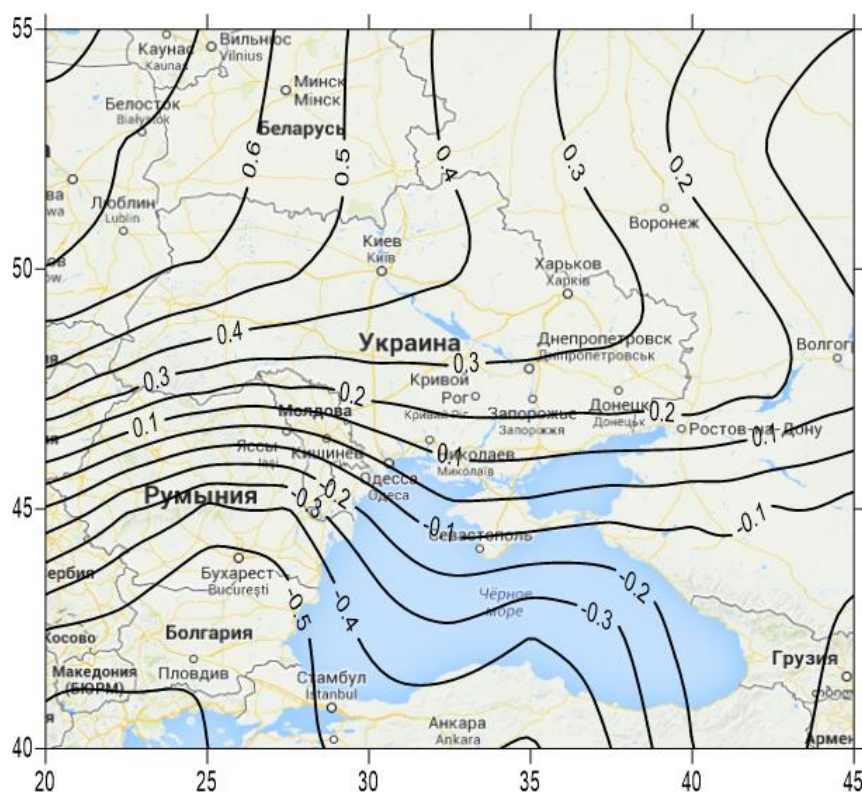
Приложение В15 – Среднемесячное поле корреляции индекса СКК и приземной температуры воздуха в декабре.



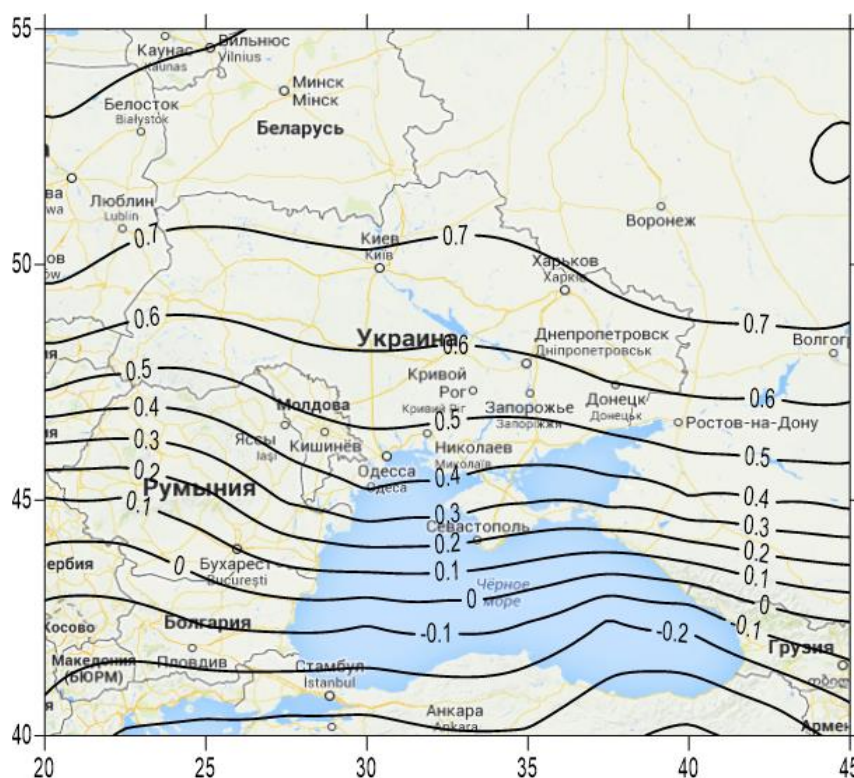
Приложение В16 – Среднемесячное поле корреляции индекса СКК и приземной температуры воздуха в январе.



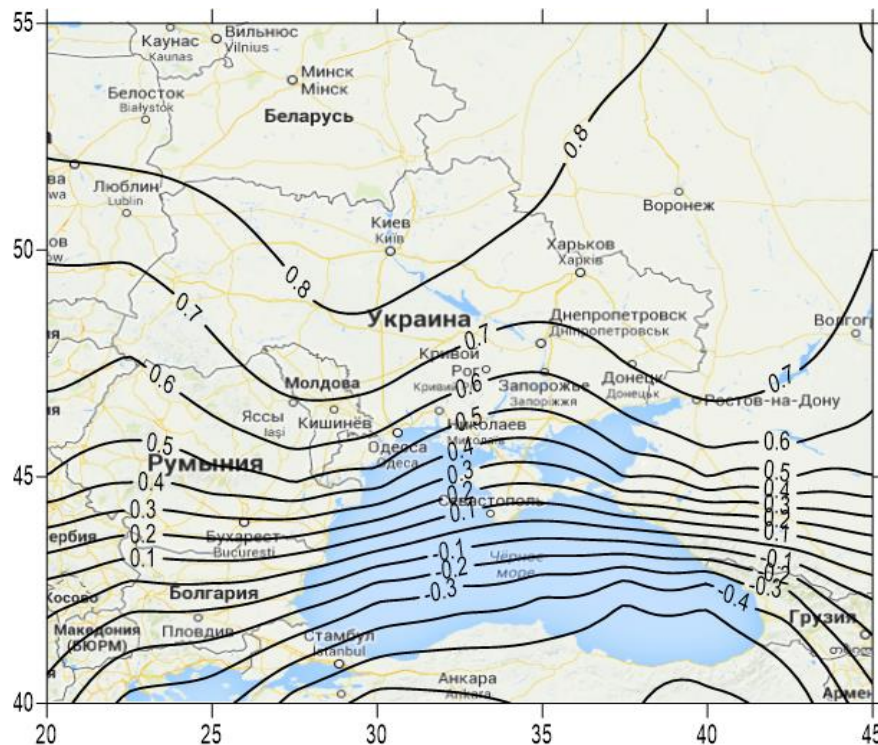
Приложение В17 – Среднемесячное поле корреляции индекса СКК и приземной температуры воздуха в феврале.



Приложение В18 – Среднемесячное поле корреляции индекса МОИ и приземной температуры воздуха в декабре.



Приложение В19 – Среднемесячное поле корреляции индекса МОИ и приземной температуры воздуха в январе.



Приложение В20 – Среднемесячное поле корреляции индекса МОИ и приземной температуры воздуха в феврале.