

ЗМІСТ

Секція № 1 АГРОМЕТЕОРОЛОГІЯ ТА АГРОЕКОЛОГІЯ	10
<i>Д.В. Блищик, П.О. Феоктистов</i> – ВПЛИВ ЗМІН ТЕМПЕРАТУРНИХ УМОВ ОСІНЬОГО ПЕРІОДУ ПІВДНЯ УКРАЇНИ НА СТРОКИ СІВБИ ОЗИМОЇ ПШЕНИЦІ.....	11
<i>К.С. Богуш, А.Н. Витченко</i> – БИОЭНЕРГЕТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПРОДУКТИВНОСТИ ОЗИМОГО РАПСА.....	13
<i>В.В. Вакажева, С.М. Свидерська</i> – ВПЛИВ АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИХ УМОВ НА РОЗВИТОК ПОПУЛЯЦІЇ КОЛОРАДСЬКОГО ЖУКА І ФОРМУВАННЯ ВРОЖАЙНОСТІ КАРТОПЛІ В ЧЕРНІГІВСЬКІЙ ОБЛАСТІ.....	15
<i>Н.В. Васалатій, А.М. Польовий</i> – АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ РОСТУ ТА РОЗВИТКУ ОЗИМОГО РІПАКУ В ВЕСНЯНО – ЛІТНІЙ ПЕРІОД ВЕГЕТАЦІЇ.....	17
<i>А. Гамаюн, О.В. Вольвач</i> – ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ УРОЖАЕВ КУКУРУЗЫ В РАЗЛИЧНЫХ ОБЛАСТЯХ УКРАИНЫ.....	19
<i>І.В. Герасименко</i> – ДОСВІД ВИКОРИСТАННЯ АВТОМАТИЧНИХ ВИМІРЮВАЧІВ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВЕРХНІ ҐРУНТУ НА МЕТЕОСТАНЦІЇ КИЇВ ЗА ВЕСНЯНИЙ ПЕРІОД 2012 РОКУ.....	21
<i>Т.С. Жигайло, Г.В. Ляшенко</i> – АНАЛИЗ ПАРАМЕТРОВ МОДЕЛИ ПРОДУКТИВНОСТИ ВИНОГРАДА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОЛЕВОГО ОПЫТА 2012 ГОДА.....	23
<i>А.В. Иванова, Е.Л. Жигайло</i> – ОЦЕНКА ФОРМИРОВАНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНОГО УРОЖАЯ ОЗИМОЙ ПШЕНИЦЫ В ОДЕССКОЙ ОБЛАСТИ.....	25
<i>В.В. Иконникова, А.Н. Полевой</i> – МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ РАЗЛИЧНЫХ СРОКОВ СЕВА НА ФОТОСИНТЕТИЧЕСКУЮ ПРОДУКТИВНОСТЬ ГОРОХА.....	27
<i>К.Ю. Козак, И.Ю. Козак, Е.Л. Жигайло</i> – ОЦЕНКА ИЗМЕНЧИВОСТИ АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПРОИЗРАСТАНИЯ ZEA MAYS НА ТЕРРИТОРИИ ОДЕССКОЙ ОБЛАСТИ.....	29
<i>Т.К. Костюкевич, А.Н. Полевой</i> – ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОЖАЙНОСТИ САХАРНОЙ СВЁКЛЫ В УКРАИНЕ.....	31
<i>А.А. Лобанова, асп., А.Н. Полевой, О.О. Дронова</i> – ВЛИЯНИЕ ПОГОДНЫХ УСЛОВИЙ НА РАЗВИТИЕ МИЛЬДЬЮ ВИНОГРАДА.....	33
<i>Е.И. Маринин, Г.В. Ляшенко</i> – ОЦЕНКА РЕЖИМА НИЗКИХ ТЕМПЕРАТУР И СОСТОЯНИЕ ВИНОГРАДА В ВЕСЕННИЙ ПЕРИОД 2012 ГОДА.....	35

О.П. Марченко, Л.Ю. Божко – АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ ПРОДУКТИВНОСТІ ОЗИМОГО ЯЧМЕНЮ.....	37
Е.Н. Муканов, С.С. Байшоланов – РАЙОНИРОВАНИЕ И ОЦЕНКА ЗАСУШЛИВОСТИ ВЕГЕТАЦИОННОГО ПЕРИОДА НА ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА.....	39
И.Г. Санду, Е.Л. Жигайло – МОДЕЛЮВАННЯ АНТРОПОГЕННОГО ЗАБРУДНЕННЯ БАГАТОРІЧНИХ ТРАВ В УМОВАХ ЗРОШЕННЯ.....	41
Н.В. Сіряк, В.С. Антоненко – ОЦІНКА ПРОДУКТИВНОСТІ АГРОКЛІМАТИЧНИХ РЕСУРСІВ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ СТОСОВНО ДО КУЛЬТУРИ ПРОСА.....	43
М.И. Тодорова, Г.В. Ляшенко – ОЦЕНКА ТЕПЛОБЕСПЕЧЕННОСТИ ВИНОГРАДА СОРТА КАБЕРНЕ НА ТЕРРИТОРИИ ННЦ «ИВиВ ИМ.В.Е.ТАИРОВА».....	45
А.В. Толмачева, А.Н. Полевой – ВЛИЯНИЕ АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА РОСТ И РАЗВИТИЕ СОИ.....	47
Т.Г. Трохименко, О.І. Ситник – ОСОБЛИВОСТІ АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИХ УМОВ НА ТЕРИТОРІЇ ЧЕРКАСЬКОЇ ОБЛАСТІ В 2010-2011 СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКОМУ РОЦІ.....	49
Л.А. Царивская, Г.В. Ляшенко – ОЦЕНКА ПРОДУКТИВНОСТИ ВИНОГРАДА СОРТА КАБЕРНЕ НА ТЕРРИТОРИИ ННЦ «ИВиВ ИМ.В.Е.ТАИРОВА».....	51
Секція № 2 ГІДРОЛОГІЯ ТА ГІДРОХІМІЯ	53
Jeleanov Ana – POSSIBILITIES OF FLOOD WAVE MANAGEMENT BASING ON COMPUTER MODELING ON EXAMPLE OF PRUT RIVER ON SECTOR: RESERVOIR COSTESTI-STINCA AND UNGHENI TOWN.....	54
Ю.В. Божок, Н.С. Лобода – ТЕОРЕТИЧНІ ОСНОВИ ТА ПРАКТИЧНІ РЕАЛІЗАЦІЇ ОЦІНКИ СТАНУ ВОДНИХ РЕСУРСІВ В УМОВАХ НЕДОСТАТНОСТІ ДАНИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ ТА ЗМІНАХ КЛІМАТУ (НА ПРИКЛАДІ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я).....	56
Ю.О. Ведіщева, В.А. Овчарук – ВИКОРИСТАННЯ МОДЕЛІ ГРАНИЧНОЇ ІНТЕНСИВНОСТІ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ ПІВДЕННОГО БУГУ.....	58
А.А. Гавриленко – МАКСИМАЛЬНИЙ СТІК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ Р. ПІВДЕННИЙ БУГ.....	60

М.В. Гонцій, Є.Д. Гонченко – УДОСКОНАЛЕННЯ НОРМАТИВНОЇ БАЗИ ПО РОЗРАХУНКУ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ У ПРИКАРПАТТІ.....	62
Н.В. Гречишкіна, О.Р. Зубов – ДОСЛІДЖЕННЯ РЕЛЬЄФУ ДНА ЛУГАНСЬКОГО ВОДОСХОВИЩА.....	64
Є.Ю. Гриценко, В.А. Овчарук – НОРМУВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ РІЧОК ПРИКАРПАТТЯ.....	66
К.Ю. Данько – ВОДНИЙ БАЛАНС РІЧКОВОГО ВОДОЗБОРУ Р.ЗАХІДНИЙ БУГ – М. КАМ'ЯНКА-БУЗЬКА.....	68
К.Ю. Данько – ОЦІНКА ГРАНУЛОМЕТРИЧНОГО СКЛАДУ ДОННИХ ВІДКЛАДІВ РІЧОК БАСЕЙНУ СТИРУ.....	70
Д.Д. Дімов, Ж.Р. Шакірзанова – ДОВГОСТРОКОВЕ ПРОГНОЗУВАННЯ НАДХОДЖЕННЯ ТАЛО-ДОЩОВИХ ВОД І ОЦІНКА СТАНУ ОЗЕР УКРАЇНСЬКОГО ПРИДУНАВ'Я У ВЕСНЯНИЙ ПЕРІОД РОКУ.....	72
Ю.В. Доматенко, О.С. Коноваленко – ОЦІНКА ВЕРТИКАЛЬНИХ РУСЛОВИХ ДЕФОРМАЦІЙ РІЧКИ ТЕРЕСВА ЗАЛЕЖНО ВІД ФАЗ ВОДНОСТІ.....	74
А.Д. Жилік, Є.В. Обухов – ОЦІНКА ТА АНАЛІЗ ВИМІРНИКІВ РУСЛОВИХ ПРОЦЕСІВ РУСЛА НИЖНЬОГО ДНІСТРА В МЕЖАХ ОДЕСЬКОЇ ОБЛАСТІ.....	76
Д.Л. Занкевич, Ч. А. Романовский – РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВНУТРИГОДОВОГО И ДИНАМИКА МНОГОЛЕТНЕГО СТОКА РЕК БАССЕЙНА НЕМАНА.....	78
Р.В. Кирилюк, О.С. Шорнік, В.А. Овчарук – МАКСИМАЛЬНИЙ СТОК ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ НА РЕКАХ ПРИАЗОВЬЯ И ЕГО РАСЧЕТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ.....	80
І.А. Кирилюк, О.І. Ситник – ГІДРОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ РІЧКИ СОБ В УМОВАХ СУЧАСНОГО АНТРОПОГЕННОГО ВПЛИВУ.....	82
К.Ю. Коберник, О.І. Лук'янець – ДОВГОСТРОКОВЕ ПРОГНОЗУВАННЯ ЕЛЕМЕНТІВ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ НА РІЧКАХ БАСЕЙНУ ДЕСНИ В МЕЖАХ УКРАЇНИ.....	84
Е. И. Коржов – РАСЧЕТНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РЕЖИМА ТЕЧЕНИЙ ВО ВНУТРЕННИХ ВОДОЕМАХ НИЗОВЬЯ ДНЕПРА.....	86
О.С. Корягіна, Є.В. Обухов – ЗАЛЕЖНІСТЬ ВИПАРОВУВАННЯ З ВОДНОЇ ПОВЕРХНІ КАХОВСЬКОГО ВОДОСХОВИЩА ВІД ТЕМПЕРАТУРНОГО ФАКТОРА.....	88

А.М. Куза, Н.С. Лобода – АТМОСФЕРНА ЦИРКУЛЯЦІЯ, ЯК ЧИННИК ЛЬОДОВОГО РЕЖИМУ НА РІЧКАХ УКРАЇНИ.....	90
Н.В. Куліш, В.А. Овчарук – АНАЛІЗ УМОВ ФОРМУВАННЯ КАТАСТРОФІЧНИХ ПАВОДКІВ ХОЛОДНОГО ПЕРІОДУ НА РІЧКАХ ЗАКАРПАТТЯ.....	92
Е.М. Лемешко, Н.Ф. Кириленко, Funkquist Lennart – МОДЕЛИРОВАНИЕ МНОГОЛЕТНЕГО СТОКА ВОДЫ ОСНОВНЫХ УКРАИНСКИХ РЕК.....	94
М.И. Малыгина, Д.А. Довганенко – ВОЗМОЖНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ СЕТИ ПРИ ПОМОЩИ ГИС НА ПРИМЕРЕ РЕКИ ЧАПЛИНКА.....	96
О.П. Марчук, Ж.Р. Шакірзанова – МЕТОДИКА ПРОСТОРОВИХ ПРОГНОЗІВ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО ВЕСНЯНОГО СТОКУ ТА ЇЇ РЕАЛІЗАЦІЯ НА РІЧКАХ ПІВДНЯ УКРАЇНИ.....	98
К.В. Мудра, О.С. Коноваленко – ВИВЧЕННЯ ДИНАМІКИ РУСЛОВИХ ПЕРЕФОРМУВАНЬ Р.РІКА ЗА БАГАТОРІЧНИЙ ПЕРІОД.....	100
К.Л. Мирза, В.А.Овчарук – ОБҐРУНТУВАННЯ ПАРАМЕТРІВ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ПАВОДКІВ ДЛЯ РІЧОК БАСЕЙНУ РІЧОК САЛГИР ТА СУ-ІНДОЛ.....	102
А.Б. Пірко, Ж.Р.Шакірзанова – АНАЛІЗ ГІДРОГРАФІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК І МАКСИМАЛЬНИЙ СТІК БАСЕЙНУ р. ПРУТ.....	104
І.Г. Паршенко; О.І. Лук'янець – БАГАТОРІЧНІ ЗМІНИ ВНУТРІШНЬОРІЧНОГО РОЗПОДІЛУ СТОКУ ВОДИ РІЧКИ ДНІСТЕР.....	106
О.О. Прищепя; О.І. Лук'янець – ПРОГНОЗ ПОЯВИ ЛЬОДОВИХ ЯВИЩ НА Р. СЕЙМ ТА ДЕСНА.....	108
З.В. Розлач, Р.Б. Колісник – ВПЛИВ МОРФОМЕТРІЇ ДОЛИНИ НА ПРОЦЕСИ РУСЛОФОРМУВАННЯ Р.БИСТРИЦЯ-НАДВІРНЯНСЬКА.....	110
В.В. Слотецький – ПРОЯВ ІНТЕНСИВНОСТІ ВЕРТИКАЛЬНИХ РУСЛОВИХ ДЕФОРМАЦІЙ В ФАЗАХ ВОДНОСТІ НА ПРИКЛАДІ р. УЖ.....	112
О.А. Тимченко, Д.А. Довганенко – ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЭРОЗИОННОЙ ОПАСНОСТИ В ПРЕДЕЛАХ БАСЕЙНА Р. САМАРЫ.....	114
А.В. Траскова, В.А. Овчарук – ДОСЛІДЖЕННЯ ВПЛИВУ ЗОНАЛЬНИХ І АЗОНАЛЬНИХ ЧИННИКІВ НА МАКСИМАЛЬНИЙ СТІК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ Р.ДНІСТЕР.....	116
А.С. Харитоновя, Н.Р. Бучко, Є.Д. Гопченко – РАСЧЕТНАЯ МЕТОДИКА МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ НА РЕКАХ ЗАКАРПАТЬЯ.....	118

Б.Ф. Христюк, Л.О. Горбачова – ЛЬОДОВІ ЯВИЩА НИЖНЬОЇ ЧАСТИНИ Р. ДУНАЙ ТА ЇХНІ СТАТИСТИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ.....	120
Секція № 3 МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ	122
Sirbu Rodica – ESTIMATION OF DAYS WITH THAW IN WINTER PERIOD FOR REPUBLIC OF MOLDOVA'S TERRITORY	123
В.В. Буняченко – АНАЛІЗ ВОЗМОЖНОСТІ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОРОДНЫХ ОТВАЛОВ УГОЛЬНЫХ ШАХТ ДОНБАССА В ВЕТРОЭНЕРГЕТИКЕ.....	125
Е.В. Вышкваркова, Е.Н. Воскресенская – НЕРАВНОМЕРНОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОСАДКОВ ПО ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ В XX-XXI ВВ.....	127
Н.В. Гнатюк, Л.В. Паламарчук, С.В. Краковська – АНАЛІЗ ДОЦІЛЬНОСТІ ВИКОРИСТАННЯ РЕГІОНАЛЬНИХ КЛІМАТИЧНИХ МОДЕЛЕЙ ДЛЯ ПРОГНОЗУ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ.....	129
О.О. Дорофєєва – ВИВЧЕННЯ ВЛАСТИВОСТЕЙ СНІГОВОГО ПОКРИВУ ДЛЯ ОБСТЕЖЕННЯ ВІДВАЛІВ ВУГІЛЬНИХ ШАХТ ТА ВИЗНАЧЕННЯ ЇХ МІКРОКЛІМАТИЧНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ...	131
О.Р. Драничер, А.Л. Казаков – ВЛИЯНИЕ АЛЬБЕДО НА ФОРМИРОВАНИЕ ГОРОДСКОГО ОСТРОВА ТЕПЛА.....	133
В.П. Евстигнеев – ТРЕНДЫ ТЕМПЕРАТУР ВОЗДУХА РАЗЛИЧНЫХ КВАНТИЛЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПО ДАННЫМ МОРСКОЙ БЕРЕГОВОЙ СЕТИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ УКРАИНЫ.....	135
В.П. Евстигнеев, М.П. Евстигнеев, В.А. Наумова – БАНК ДАННЫХ МОРСКИХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ.....	137
Н.С. Єрмоленко, В.М. Хохлов – ВИЗНАЧЕННЯ ПРОСТОРОВО-ЧАСОВОГО РОЗПОДІЛУ ПОСУХ В УКРАЇНІ В РІЗНІ ПЕРІОДИ...	139
Т.С. Жигайло, Н.С. Сидоренков – О ПРИРОДЕ КВАЗИ–35 ЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ КЛИМАТА.....	141
Т.Л. Касаджик, О.О. Врублевська, Т.Є. Данова – СУЧАСНІ ЗМІНИ КОНТИНЕНТАЛЬНОСТІ КЛІМАТУ УКРАЇНИ.....	143
О.П. Коваленко, Г.В. Хоменко – ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ВЫСОТАХ, ПРИВОДЯЩИЕ К ОТЛОЖЕНИЮ ЛЬДА У ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ.....	145
І.А. Ковальков, І.Г. Семенова – ОСОБЛИВОСТІ УТВОРЕННЯ ЦИКЛОНІВ ВЛІТКУ НАД СХІДНОЮ ЄВРОПОЮ.....	147
О.І. Когогін, Г.П. Івус, А.Б. Семергей-Чумаченко – ФОРМУВАННЯ ЛІТНІХ НИЗЬКОТРОПОСФЕРНИХ ТЕЧІЙ НАД ОДЕСОЮ У 2001-2010 РР.....	149

Ю.М. Мацук, А.В. Холопцев – О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ РЕАНАЛИЗА ПРИ РОЗРАБОТКЕ ОРИЕНТИРОВОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ ИЗМЕНЧИВОСТИ ИНДЕКСА ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ В ОДЕССЕ.....	151
Є.А. Мельник, Т.Є. Данова – КОМПОНЕНТНИЙ АНАЛІЗ ПОЛІВ ВІДНОСНОЇ ВОЛОГОСТІ ПІВНІЧНОЇ ПОЛЯРНОЇ ОБЛАСТІ.....	153
С.В. Михальцева, В.И. Сычев – ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ОТРАЖЕННОГО СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ОТ НЕФТЯНОЙ ПЛЕНКИ ПО ОПТИЧЕСКИМ И РАДИОЛОКАЦИОННЫМ СПУТНИКОВЫМ СНИМКАМ.....	155
О.М. Прокоф'єв, Т.Є. Данова – ПЕРЕНЕСЕННЯ ВОЛОГИ В АТМОСФЕРІ НАД АНТАРКТИДОЮ.....	157
И.В. Сай, О.И. Родькин – БИОЭНЕРГЕТИКА КАК ОДНО ИЗ НАПРАВЛЕНИЙ КОНТРОЛЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА.....	159
Ю.Е. Смирнова – МЕТОДОЛОГИЯ ПОЛЯРНЫХ ЦИКЛОНОВ В АРКТИЧЕСКОМ РЕГИОНЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ПАССИВНОГО МИКРОВОЛНОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ.....	161
А.С. Соболевский, З. Зарудна, В. Казаны, Н.В. Кучеренко – НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНАХ.....	163
А.Ю. Собченко, Е.П. Школьный – ОСОБЕННОСТИ СТАТИСТИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА УРОВНЕ АТ-850 В ЗАПАДНОМ СЕКТОРЕ ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЯ.....	165
А.С. Сорока, Л.Б. Филандышева – ИССЛЕДОВАНИЕ ТИПОВ ЛЕТНЕГО СЕЗОНА ГОДА ДЛЯ РЕКРЕАЦИОННЫХ ЦЕЛЕЙ НА ЮГО-ЗАПАДЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ.....	167
С.С. Сулейменова, А.М. Кауазов – ПРИМЕНЕНИЕ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ NOAA/AVHRR ДЛЯ МОНИТОРИНГА СНЕГОТАЯНИЯ В КАЗАХСТАНЕ.....	169
И.А. Телеш, А.Н. Витченко – ОЦЕНКА КОМФОРТНОСТИ КЛИМАТА ГОРОДОВ БЕЛОРУСИ ДО 2020 ГОДА.....	171
М.О. Турсумбаева, В.С. Чередниченко – СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ НАБЛЮДЕНИЙ АВТОМАТИЧЕСКОЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ ИССЫК СО СТАНДАРТНЫМИ НАБЛЮДЕНИЯМИ.....	173
П.А. Чибисов, Н.В. Цимбалюк, А.А. Левченко, Н.В. Кучеренко – МОНИТОРИНГ ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ (ФЕНОМЕН EL NIÑO).....	175
С.А. Чехоцький маг., Т.Є. Данова – АНАЛІЗ ПОЛІВ ЛЬОДОВИТОСТІ МОРСЬКОГО ЛЬОДУ АНТАРКТИЧНОГО БАСЕЙНУ.....	177

А.А. Шидловская, А.В. Холопцев – ЗАКОНОМЕРНОСТИ СЕЗОННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕТРОВОГО РЕЖИМА НА ТЕРРИТОРИИ ОДЕССКОЙ ОБЛАСТИ.....	179
Секція № 4 ОКЕАНОЛОГІЯ ТА ГІДРОГРАФІЯ	181
К.Г. Евграфова, В.И. Сычев – ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ И ДИНАМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВИХРЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ С ПОМОЩЬЮ СПУТНИКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ.....	182
Н.А. Евстигнеева, С.Г. Демышев – ОБРАБОТКА ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ В ИЮЛЕ 2000 ГОДА НА ОСНОВЕ АССИМИЛЯЦИИ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ МГИ НАНУ.....	184
Н.Ф. Кириленко, Е.М. Лемешко – МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТРАНСФОРМАЦИИ РЕЧНЫХ ВОД НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ШЕЛЬФЕ ЧЕРНОГО МОРЯ.....	186
О.И. Козлова – ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХОЛОДНОГО ПРОМЕЖУТОЧНОГО СЛОЯ (ХПС) БАЛТИКИ ПО НАТУРНЫМ И СРЕДНЕМОГОДЕТНИМ ДАННЫМ.....	188
А.Д. Кораблина, С.А. Добролюбов, К.В. Лебедев – ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА У ПОБЕРЕЖЬЯ ЮЖНОЙ АФРИКИ ПО ДАННЫМ ARGO.....	190
О.В. Крукова, И.Г. Рубан – РОЛЬ ТЕЧЕНИЯ АГУЛЬЯС В ГЛОБАЛЬНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЯХ.....	192
С.В. Михальцева, В.И. Сычев – ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ОТРАЖЕННОГО СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ОТ НЕФТЯНОЙ ПЛЕНКИ С ПОМОЩЬЮ СПУТНИКОВЫХ СНИМКОВ.....	194
Е.В. Платонова – ОЦЕНКА ХАРАКТЕРИСТИК ОКЕАНИЧЕСКИХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ СНИМКОВ LANDSAT/ETM+, TERRA/MODIS.....	196
Ю.В. Позднякова, Л.Г. Зубова – ГІДРОЕКОЛОГІЧНИЙ СТАНАЗОВСЬКОГО МОРЯ.....	198
А.А. Ромашова, А.В. Картушинский – ПРИМЕНЕНИЕ ПРОГРАММНЫХ СРЕДСТВ ДЛЯ ОЦЕНКИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА БАССЕЙНОВ ЧЕРНОГО И СРЕДИЗЕМНОГО МОРЕЙ.....	200
А.С. Соболевский, М.Б. Капочкина – МЕТОДИЧЕСКИЕ ОШИБКИ МЕЖДУНАРОДНОЙ СИСТЕМЫ РАННЕГО ВЫЯВЛЕНИЯ ЦУНАМИ (DART).....	202
В.В. Хриненко, Т.В. Коломиец – ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОГРЕШНОСТЕЙ ИЗМЕРЕНИЯ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА..	204

СЕКЦІЯ № 1
АГРОМЕТЕОРОЛОГІЯ ТА АГРОЕКОЛОГІЯ

ВПЛИВ ЗМІН ТЕМПЕРАТУРНИХ УМОВ ОСІННЬОГО ПЕРІОДУ ПІВДНЯ УКРАЇНИ НА СТРОКИ СІВБИ ОЗИМОЇ ПШЕНИЦІ

*Д.В. Блищик, П.О. Феоктістов, к.б.н.
Одеський державний екологічний університет*

Впродовж останніх десятиліть намітилась очевидна тенденція до змін у кліматі, зокрема на території України, що призвело до збільшення його континентальності. Це обумовило необхідність вивчення змін погодних умов й відповідної оптимізації строків сівби озимої пшениці, як головної зернової культури України [1].

Строки сівби озимої пшениці значною мірою залежать від генотипу сорту, вологості ґрунту та температури повітря. Згідно літературних даних рослинам озимої пшениці екстенсивних сортів для формування восени 3-4 пагонів кущіння та найбільшої морозостійкості на півдні України необхідно 50-65 днів при сумі середньодобових температур $575-750^{\circ}\text{C}$ [3]. В той же час, найбільш поширені сучасні сорти, адаптовані до агрометеорологічних умов Південного регіону, характеризуються високою інтенсивністю фотосинтезу і набувають оптимального для перезимівлі стану вже при сумі середньодобових температур $500-550^{\circ}\text{C}$ [2].

Останніми роками рослини, що посіяні в строки, рекомендовані як «оптимальні» (10-25 вересня), входять в зиму не в оптимальному стані, що негативно впливає на їх перезимівлю та призводить до зниження врожайності. Це пов'язано з тим, що на фоні загального потепління спостерігаються різкі коливання температур, зокрема в зимовий період – від глибоких відлиг до значного зниження температури.

Для порівняння умов періодів осінньої вегетації та встановлення трендів у змінах температурних показників осіннього періоду нами були проаналізовані дані ОГМЦ за періоди 1990-1992 рр., 2000-2002 рр., 2009-2011 рр.

Встановлено, що оптимальна для росту та розвитку рослин сучасних сортів озимої пшениці сума середньодобових температур в осінній період 1990-1992 рр. накопичувалась за умов сівби 30 вересня і становила 558°C (табл.1), а тривалість періоду сівба - припинення вегетації в цей строк становила 57 днів (табл.2).

За умов сівби 30 вересня у 2000-2002 рр. на час припинення осінньої вегетації оптимальна сума середньодобових температур становила $557,7^{\circ}\text{C}$ (табл.1), тривалість періоду сівба – припинення осінньої вегетації становила 54 дні (табл.2). У період з 2009-2011 рр. оптимальні погодні умови встановилися 5 жовтня, період сівба - припинення вегетації склав 61 день (табл.2), а сума середньодобових температур на час припинення вегетації склала $534,9^{\circ}\text{C}$ (табл.1).

Таблиця 1 – Сума середньодобових температур за період «сівба-припинення осінньої вегетації» рослин озимої пшениці за різних строків сівби, °С

Рік	Дата сівби						
	15.09	20.09	25.09	30.09	05.10	10.10	15.10
1990	838,8	765,4	678,1	610,6	542,2	467,9	410,6
1991	807,3	723,4	643,9	555,7	469,2	384,5	315,0
1992	718,2	637,7	571,8	507,8	436,2	369,2	329,7
Середнє	788,1	708,8	631,3	558,0	482,5	407,2	351,8
2000	803,1	719,4	654,1	597,3	526,6	462,8	405,8
2001	762,2	663,6	569,3	504,3	420,1	340,1	263,6
2002	818,5	744,1	649,9	571,5	509,0	444,8	397,7
Середнє	794,6	709,0	624,4	557,7	485,2	415,9	355,7
2009	943,8	848,7	763,4	680,4	607,1	519,6	442,7
2010	929,2	835,4	760,9	665,7	614,9	574,8	529,4
2011	729,7	628,5	533,1	457,3	382,7	295,2	242,7
Середнє	867,6	770,9	685,8	601,1	534,9	463,2	404,9

Таблиця 2 – Тривалість періоду «сівба-припинення осінньої вегетації» рослин озимої пшениці за різних строків сівби в умовах зміни клімату, діб

Рік	Дата сівби						
	15.09	20.09	25.09	30.09	05.10	10.10	15.10
1990	78	73	68	63	58	53	48
1991	72	67	62	57	52	47	42
1992	67	62	57	52	47	42	37
Середнє	72	67	62	57	52	47	42
2000	70	65	60	55	50	45	40
2001	61	56	51	46	41	36	31
2002	77	72	67	62	57	52	47
Середнє	69	64	59	54	49	44	39
2009	83	78	73	68	63	58	53
2010	86	81	76	71	66	61	56
2011	73	68	63	58	53	48	43
Середнє	81	76	71	66	61	56	51

Зміни клімату призвели до зростання температурного фону в осінні місяці, що викликає інтенсивніше кушіння рослин й більше їх переростання за ранніх строків сівби, але позитивно впливає на розвиток рослин пізніх строків сівби. За таких умов рекомендації, за якими оптимальними строками сівби є 10-25 вересня, доцільно використовувати лише в разі низького рівня агротехніки, який не дає можливості для реалізації генетичного потенціалу сучасних сортів. Оптимальні строки сівби за температурними показниками та тривалістю періоду осінньої вегетації знаходяться в межах 30 вересня – 10 жовтня. Допустимо ранні припадають на 25 вересня, допустимо пізні – 15 жовтня.

1. *Иванчук Л.* Глобальное потепление для нашего села / Л. Иванчук // *Зерно*, 2006. – №2. – С. 40-45.
2. *Литвиненко М.А.* Вплив строків сівби і сублетальних зимових температур на виживаність та врожайність озимої пшениці / М.А. Литвиненко, С.П. Лифенко, В.В. Друзяк // *Вісник аграрної науки: Науково-теоритичний журнал УААН*. - 2004. - №5. - С. 27-31.
3. *Орлюк А.П., Гончарова К.В.* Адаптивний і продуктивний потенціали пшениці. – Херсон: Айлант, 2002. – 263 с.

БИОЭНЕРГЕТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПРОДУКТИВНОСТИ ОЗИМОГО РАПСА

*К.С. Богуш, А.Н. Витченко, д.г.н., проф.
Белорусский государственный университет*

Для определения биоэнергетических возможностей озимого рапса в административных районах Беларуси была разработана динамико-статистическая модель и предложены комплексные показатели, характеризующие уровень его продукционного и биоэнергетического потенциала при существующей культуре земледелия. Сопоставление показателей потенциальной, действительной и производственной продуктивности позволяет выявить природные и хозяйственные факторы, определяющие недобор урожая в разных природно-климатических условиях.

Теоретической основой методики оценки биоэнергетического потенциала крестоцветных сельскохозяйственных культур является метод анализа агроэкологического потенциала ландшафтов, заключающейся в синтезе концепции максимальной продуктивности сельскохозяйственных культур и ландшафтно-экологического подхода. Методика реализована в виде географической информационной системы оценки биоэнергетического потенциала крестоцветных сельскохозяйственных культур (ГИС «ОБПК»), которая состоит из трех блоков: базы данных, поддерживающей согласованный регламент сбора и последующей специализированной обработки данных; динамико-статистической модели, включающей основные уравнения и расчетные функции определения частных и интегральных показателей; системы наборов пространственно-распределенных данных и их графической визуализации.

Динамико-статистическая модель оценки продуктивности крестоцветных сельскохозяйственных культур является основным элементом ГИС «ОБПК» и включает три блока. Первый блок содержит формулы расчета потенциальной урожайности ($Y_{пу}$), обеспечиваемой приходом энергии фотосинтетически активной радиации (ФАР) при оптимальном в течение вегетационного периода режиме климатических факторов. Сюда входят формулы расчета ФАР ($Q_{ф}$), потенциального коэффициента полезного действия (КПД) использования ФАР ($\eta_{п}$), месячных и за весь вегетационный период величин $Y_{пу}$. Второй блок описывает действие лимитирующих факторов. В него включены аналитические выражения функций влияния агроклиматических факторов на продуктивность крестоцветных сельскохозяйственных культур: влажности почв γ , температуры воздуха φ и для озимых культур – условий перезимовки Z . Сюда же входят формулы расчета действительно возможной урожайности ($Y_{дву}$), определяемой $Y_{пу}$ и лимитирующим действием климатических факторов в течение вегетационного периода. К третьему блоку относятся формулы расчета комплексных показателей степени неблагоприятности климатических условий $K = (1 - Y_{дву}/Y_{пу})100$,

где $U_{\text{дву}}$ – действительно возможный и $U_{\text{уп}}$ – урожай производственный, уровня использования агроклиматических ресурсов $C = U_{\text{уп}} / U_{\text{дву}} 100$, уровня реализации агроэкологического потенциала $D = U_{\text{уп}} / U_{\text{пу}} 100$ и уровня биоэнергетического потенциала $F = U_{\text{дву}} K_3$, где K_3 – переводной коэффициент для пересчета биомассы культур в энергетические единицы. Так как последний рассчитывался для одного гектара пашни, значения коэффициента биоэнергетического потенциала переводились в гигаджоули на гектар.

Наиболее высокие показатели $U_{\text{пу}}$ и $U_{\text{дву}}$ озимого рапса получены для юго-западных и западных районов Минской и Гродненской областей. Максимальные значения $U_{\text{пу}}$ и $U_{\text{дву}}$ характерны для Несвижского (131,45 и 116,22 ц/га) и Клецкого (124,43 и 111,7 ц/га) районов Минской области. Благоприятным температурным режимом зимнего периода в условиях возвышенных местоположений вторично-моренных ландшафтов объясняется и невысокий коэффициент K – менее 15 %. Значительны для этих районов коэффициенты использования агроклиматических ресурсов (20 %) и реализации агроэкологического потенциала (17 %).

Наименее благоприятные условия для выращивания озимого рапса отмечаются на севере Беларуси, что объясняется более низким, по сравнению с остальной территорией Беларуси, уровнем КПД использования ФАР, а также более суровыми условиями перезимовки. Уровень $U_{\text{пу}}$ во всех районах Витебской области ниже среднереспубликанского – от 69,41 ц/га в Полоцком районе до 98,03 ц/га – в Оршанском. Эти же районы имеют наиболее высокие по области значения $U_{\text{дву}}$. Коэффициент неблагоприятности климатических условий для всех районов Витебской области довольно высок – около 20 %. Коэффициент реализации агроэкологического потенциала низкий (7-11 %).

Реальная урожайность рапса в большинстве административных районов Беларуси в 3–6 раз ниже действительно возможной в данных агроклиматических условиях. Вероятно, значительный разрыв между показателями производственного урожая и действительно возможного обусловлен в основном агротехническими факторами возделывания озимого рапса, что подтверждает и коэффициент реализации агроэкологического потенциала, имеющий значительную региональную вариабельность – от 6,93 % для Кормянского района до 23,27 % – для Гродненского.

Наиболее перспективные по показателю биоэнергетического потенциала районы расположены в южной части страны. Их северная граница практически соответствует северной границе зоны целесообразного выращивания рапса. Около 200 ГДж/га можно получать в Несвижском районе, более 185 ГДж/га – в Гродненском, Берестовицком и Зельвенском районах. Минимальные значения 87 и 91 ГДж/га соответственно получены для Городокского и Россонского районов Витебской области.

ВПЛИВ АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИХ УМОВ НА РОЗВИТОК ПОПУЛЯЦІЇ КОЛОРАДСЬКОГО ЖУКА І ФОРМУВАННЯ ВРОЖАЙНОСТІ КАРТОПЛІ В ЧЕРНІГІВСЬКІЙ ОБЛАСТІ

*В.В. Вакажева, С.М. Свидерська, к.геогр.н., доцент
Одеський державний екологічний університет*

Картопля (лат. *Solanum tuberosum*) — поширена сільськогосподарська культура родини пасльонових, яку в народі називають «другим хлібом», одна з найважливіших продовольчих, технічних і кормових культур.

Картопля може давати добрі врожаї після різних попередників. Розміщують її після озимих зернових, зернобобових, однорічних і багаторічних трав, кукурудзи на силос, цибулі.

Картоплю часто рекомендують для монокультурного вирощування. Проте беззмінне вирощування на одному і тому ж полі приводить до сильного розвитку хвороб і шкідників, з якими є значні проблеми і при дотриманні чергування культур. Навіть на родючих ґрунтах, при систематичному удобренні, врожаї картоплі при повторному вирощуванні неминуче зменшуються на 30 % і більше. Тому повертати картоплю на попереднє місце в сівозміні можна не раніше ніж через 3-5 років.

Культурна картопля є улюбленою їжею колорадського жука. Власне з переходом цієї комахи з дикої картоплі на культурну і починається історія його поширення як сільськогосподарського шкідника. Роль колорадського жука за силою негативного впливу не поступається таким несприятливим факторам, як недолік або надлишок вологи, ґрунтова і атмосферна посуха, нестача поживних речовин. Механізм негативного впливу колорадського жука на формування врожаю картоплі полягає в знищенні частини або всього фотосинтетичного потенціалу личинками і дорослими особинами в процесі харчування.

Колорадський жук належить до видів з повним циклом перетворення. Розвиток цих видів супроводжується проходженням чотирьох фаз: яйця, личинки, лялечки та дорослої фази. Протягом свого індивідуального розвитку, або онтогенезу, комаха проходить два періоди - всередині яйця (ембріональний) і після виходу з яйця (постембріональний). Після виходу з яйця в постембріональний період розвиток колорадського жука протікає з перетворенням однієї фази в іншу, а не є простим зростанням і збільшенням розмірів тіла. Такий тип онтогенезу отримав назву метаморфоз, або розвиток з перетворенням.

Зимівля колорадського жука проходить в ґрунті в стадії імаго. Численними спостереженнями в польових і експериментальних умовах встановлено розтягнутість строків весняної появи жуків з ґрунту, які перезимували, що прийнято вважати однією з характерних особливостей шкідника.

Термін виходу жуків з ґрунту має важливе біологічне та господарське значення. В залежності від нього значною мірою знаходиться можливість реалізації самками статевого потенціалу, тривалість періоду активності молодих жуків і інтенсивність їх відходу в діапаузу.

Як показали спеціальні досліді, основна маса жуків виходить в порівняно стислі терміни. Сполучений аналіз динаміки виходу жуків з ґрунту та ходу середньодобових температур повітря дозволяє встановити, що початок виходу збігається з встановленням середньодобової температури повітря, близької до 10°C. Таким чином, для визначення початку весняного виходу жуків з ґрунту може використовуватися дата стійкого переходу середньодобової температури через 10°C, яка встановлюється загальноприйнятим способом - за сумою позитивних і негативних відхилень.

Після виходу з зимівлі поведінка жуків визначається їх фізіологічним станом та умовами середовища, серед яких вирішальне значення належить температурному фактору. Велике значення для відновлення активної життєдіяльності жуків має також вологість ґрунту, а при дозріванні і відкладанні яєць - умови харчування і довжина дня.

На основі кліматичних характеристик області та біологічних особливостей культури були виконані розрахунки розвитку колорадського жука навесні (після перезимівлі) на полях з картоплею.

Математичне моделювання процесів розвитку шкідника – один з найважливіших етапів прогнозу врожаю сільськогосподарської культури.

У задачі моделювання зазвичай присутній два аспекти, перший пов'язаний з самим процесом конструювання моделей, заснованим на використанні як загальних теоретичних, так і конкретних експериментальних даних, другий полягає в дослідженні вже побудованих моделей і поясненні одержуваних на їх основі результатів.

Моделювання життєвого циклу шкідника починається з виходу перезимувалих жуків з ґрунту. В якості початку виходу приймається дата стійкого переходу температури повітря через 10°C.

З моменту початку масового виходу імаго з ґрунту і до його закінчення велике значення в динаміці чисельності шкідника грають міграції жуків, що визначають швидкість і інтенсивність заселення шкідником посівів картоплі в поточному вегетаційного сезону. Для оцінки інтенсивності міграцій в цей час використовуються строкові або максимальні значення температури повітря. Інтенсивність і швидкість заселення пропорційні числу днів з сприятливими для польотів жуків умовами.

АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ РОСТУ ТА РОЗВИТКУ ОЗИМОГО РІПАКУ В ВЕСНЯНО – ЛІТНІЙ ПЕРІОД ВЕГЕТАЦІЇ

***Н.В. Васалатій, А.М. Польовий, д.геогр.н., проф.**
Одеський державний екологічний університет*

Ріпаківництво – доволі молодий напрямок у вітчизняному виробництві, але Україна має багато переваг для його виробництва – добрі ґрунти, сприятливі кліматичні умови, потенціал урожайності. На цей час в Україні середня врожайність ріпаку знаходиться на рівні 12-15 ц/га.

Озимий ріпак – рослина помірного клімату, світло - та вологолюбна. Йому, як і кожній культурі, за особливостями органогенезу, властиві свої оптимальні значення та біологічні мінімуми основних агрометеорологічних величин: сонячної радіації, тепла та вологи. Формування найбільшої врожайності ріпаку відбувається за оптимальних значень факторів зовнішнього середовища, значну частку яких складають метеорологічні величини. Весняна вегетація ріпаку починається через

10 днів після переходу середньодобової температури повітря через +1,3 °С та ґрунту 2,9 С. Через 10-15 днів настає стеблуння і бутонізація, а ще через 20-25 днів - цвітіння. Ріпак негативно реагує на сильні коливання температури навесні. Найкраща температура для росту вегетативної маси 18-20°С. Оптимальна температура в період цвітіння та досягання 22-23°С. Весняно-літня вегетація культури триває в середньому 73-110 днів. Озимий ріпак вимогливий до вологи.

Метеорологічні умови 2010 року були сприятливими для вирощування озимого ріпаку. Відновлення вегетації розпочалось у третій декаді березня 2010 року у всіх трьох строках сівби при середньодекадній температурі повітря 7,7 °С. Опадів за декаду випало всього 2,3 мм, але запаси продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту (ЗПВ_{0-100см}) в 233 мм задовольнили початок вегетації. Середньодекний дефіцит насичення повітря склав 2,2 мм. Середньодекадне число годин сонячного сяйва на дату відновлення вегетації озимого ріпаку 6,7.

Метеорологічні умови 2011 року були задовільними для вирощування озимого ріпаку. Відновлення вегетації розпочалось у другій декаді березня 2011 року у всіх трьох строках сівби. Так на дану декаду середньодекадна температура повітря склала 4,1 °С, при середньодекадному дефіциті насичення повітря 2,1 мм. Опادي були незначними - 1,9 мм, але в основному рослини навесні використовують вологу, яку накопичили взимку. Так запаси продуктивної вологи в шарі ґрунту 0-100 см за декаду становили 243 мм. Середньодекадне число годин сонячного сяйва на дату відновлення вегетації озимого ріпаку 5,2.

У 2010 році на початок весняно-літньої вегетації біомаса рослин на 1 м^2 для раннього, середнього та пізнього термінів сівби склала відповідно 165,2, 191,2, 20,4 г/м^2 а на кінець вегетації - відповідно 660, 720, 578,8 г/м^2

У 2011 р. на початок весняно-літньої вегетації біомаса рослин на 1 м^2 для раннього, середнього та пізнього термінів сівби склала відповідно 93, 39,3 та 24,8 г/м^2 , а на кінець вегетації, для цих строків – 328, 560, 475 г/м^2

У 2010 р. наростання листової поверхні за раннього та середнього термінів сівби проходило стрімко та динамічно. Максимальна площа листя спостерігалась вже в третій декаді квітня і становила відповідно 7,3 та 7,2 $\text{м}^2/\text{м}^2$

У 2011 році наростання площі листової поверхні проходило дещо повільніше. Максимум для раннього терміну сівби спостерігається в третій декаді квітня, а для середнього та пізнього в першій декаді травня. Площа ж листя у даній декаді становить 3,7 $\text{м}^2/\text{м}^2$; 2,7 $\text{м}^2/\text{м}^2$; 1,7 $\text{м}^2/\text{м}^2$ відповідно.

У 2010 році різкий спад ЧПФ спостерігається в першій декаді травня, в яку сума опадів та ЗПВ_{0-100см} були найменшими (2,4 мм та 150 мм) при оптимальній середньодекадній температурі (16 °С) для цього періоду. Зростання ЧПФ припадає на 3-тю декаду травня з максимальною кількістю опадів та оптимальним температурним режимом (18,8 °С) і становить 7,3 $\text{г/м}^2 \cdot \text{декаду}$ (ранній), 6,6 $\text{г/м}^2 \cdot \text{дек}$ (середній) та пізній термін – 7,1 $\text{г/м}^2 \cdot \text{дек}$. У перші декади вегетації 2011 року у всіх трьох випадках також, як і в 2010 році, спостерігається інтенсивне зростання ЧПФ. Різкий її спад відбувається в третій декаді квітня за рахунок незначних опадів (0,6 мм). Зростання ЧПФ припадає на другу декаду травня, коли площа листя дещо зменшується через відмирання листків нижніх ярусів. В цей період випадає більше опадів (4,9 мм), а середньодекадна температура повітря складає 17,0 °С. Найбільш високі значення ЧПФ становлять 4,3 $\text{г/м}^2 \cdot \text{дек}$ (ранній), 5,3 $\text{г/м}^2 \cdot \text{дек}$ (середній) та пізній термін – 6,6 $\text{г/м}^2 \cdot \text{дек}$.

Встановлено, що метеорологічні умови 2010 року були кращими за водно-температурним режимом, освітленням для вирощування озимого ріпаку, ніж у 2011. Найбільший середньодекадний приріст сухої біомаси зафіксовано на варіантах раннього і середнього термінів сівби у обох дослідних років у фазі цвітіння – утворення стручків. Рослини ж пізніх термінів сівби цих років спостережень, накопичували меншу кількість біомаси і повільніше. Урожайність знаходиться в прямій залежності від чистої продуктивності фотосинтезу. У перші декади вегетації у всіх трьох випадках спостерігається зростання ЧПФ. Далі, зі збільшенням площі листя, ЧПФ помітно зменшується, а на кінець вегетації де що збільшується за рахунок достатньої вологозабезпеченості посівів та зменшення листової поверхні у зв'язку з відмиранням листя. Найвищі врожаї загальної біомаси та зерна отримано при ранньому та середньому строках сівби, за яких формувалась максимальна площа листя.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ УРОЖАЕВ КУКУРУЗЫ В РАЗЛИЧНЫХ ОБЛАСТЯХ УКРАИНЫ

*А. Гамаюн, О.В. Вольвач, к. геогр. н., доц.
Одесский государственный экологический университет*

В основе программирования урожаев лежит требование удовлетворения потребностей растений в жизненно важных ресурсах для получения заданного урожая. Логичным следствием принципа максимальной продуктивности и соответствия условий является предложенный Х.Г. Тоомингом [1] и в дальнейшем развитый А.Н. Полевым [2] метод эталонных урожаев, который рассматривает различные категории урожайности. Основной является потенциальная урожайность (ПУ), т.е. урожайность сорта в идеальных условиях, которая обуславливается приходом ФАР и биологическими особенностями сельскохозяйственных культур.

Остановимся на характеристике потенциальных урожаев на примере такой важной для Украины сельскохозяйственной культуры - кукурузы.

Как следует из определения ПУ, он определяется только приходящей суммарной радиацией и интенсивностью ФАР в посеве, а также характеристиками самой культуры. Мы рассмотрели динамику формирования приростов ПУ на территории Львовской и Одесской областей.

Динамика приростов ПУ на территории Львовской области приведена на рисунке 1. Как видно из этих данных, приросты ПУ в начале периода вегетации (1-2 декады вегетации) наблюдались в пределах 150-200 г/м²дек. От декады к декаде наблюдается увеличение приростов ПУ, и максимальных значений они достигают в шестую и седьмую декады вегетации. В этот период приросты ПУ составляют 290-330 г/м²дек. Начиная с восьмой декады приросты ПУ постепенно уменьшаются, и в последние две декады (11-12 декады) они составляют всего 95-125 г/м² дек. Такая динамика обусловлена изменением интенсивности фотосинтеза в течение вегетации, что связано с биологическими особенностями культуры, и интенсивностью поглощенной растениями ФАР. Хорошо известно, что максимум интенсивности фотосинтеза кукурузы наблюдается в середине вегетации в период выметывания метелки – цветения. Как видно на рисунке 1, этот период приходится на пятую и седьмую декады, когда приросты ПУ достигают значений 280-330 г/м² дек. Уровень интенсивности Q течение первых семи декад практически не менялся и находился в пределах 435-455 кал/см²сут. Начиная с восьмой декады она снижалась и в последние две декады составляла 292-264 кал/см²сут.

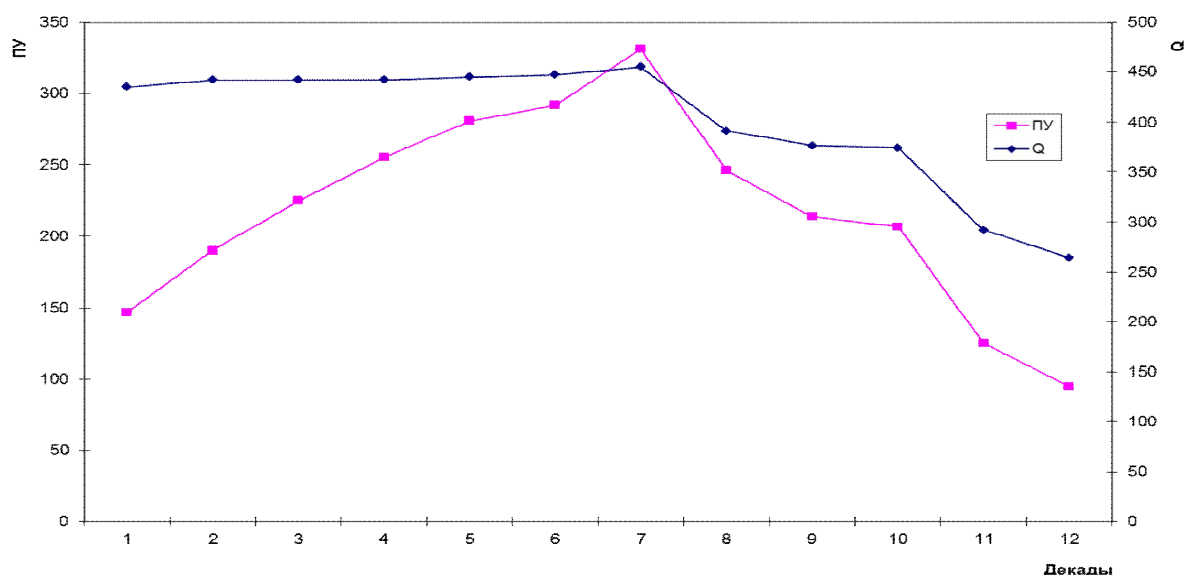


Рис. 1 – Динамика приростов ПУ кукурузы (г/м²) в зависимости от суммарной радиации Q (кал/см² сут) (Львовская область)

Такой же график динамики прироста ПУ был построен для территории Одесской области. Здесь мы наблюдали аналогичную ситуацию, однако значения прироста ПУ и интенсивности Q в этом случае были несколько выше.

Обобщенные показатели агрометеорологических условий формирования урожая кукурузы представлены в таблице 1.

Таблица 1 – Обобщенные за вегетационный период характеристики агроэкологических условий формирования урожайности

Показатель	Львовская обл.	Одесская обл.
Потенциальный урожай (вся сухая масса), г/м ²	2613	2895
ПУ зерна 14% влаги, ц/га	113,2	125,4
Сумма ФАР (кал/см ²) за вегетационный период	25,2	30,0
Продолжительность периода (дни)	121	119

Таким образом, поскольку приросты ПУ на территории Львовской области несколько меньше приростов ПУ в Одесской, соответственно, и конечный урожай сухой биомассы кукурузы и зерна стандартной влажности во Львовской области меньше, чем в Одесской.

Литература:

1. Тооминг Х.Г. Экологические принципы максимальной продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 264 с.
2. Полевой А.Н. Прикладное моделирование и прогнозирование продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 319 с.

ДОСВІД ВИКОРИСТАННЯ АВТОМАТИЧНИХ ВИМІРЮВАЧІВ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВЕРХНІ ҐРУНТУ НА МЕТЕОСТАНЦІЇ КИЇВ ЗА ВЕСНЯНИЙ ПЕРІОД 2012 РОКУ

І.В. Герасименко, аспірант

Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут

Для покращення якості результатів вимірювання температури поверхні ґрунту пропонується використання автоматичних вимірювачів температури повітря. Але впровадження автоматичних вимірювачів температури поверхні ґрунту можуть призвести до спотворення однорідності існуючих рядів спостережень, які мають суб'єктивні помилки спостерігачів, оскільки автоматичні вимірювачі вільні від помилок спостерігачів, а також виключають порушення методик виконання вимірювань та недотримання строків спостережень. Тому актуальним є проведення порівняння результатів вимірювань температури поверхні ґрунту між традиційними вимірювальними засобами та автоматичними.

На сьогоднішній день спостереження за температурою поверхні ґрунту на метеорологічних станціях України ведуться за допомогою метеорологічних термометрів ТМ1-1, ТМ1-2, ТМ2-1, ТМ3-1, ТМ3-2 [1].

Вимірювання проводилися на ОГМС Київ, яка обладнана комплексом вимірювальним метеорологічним АМС «Метео», який впроваджений у гідрометслужбі України. В комплексі в якості первинного вимірювального перетворювача застосовується термометр опору для вимірювання температури поверхні ґрунту. При проведенні вимірювань автоматичний вимірювач температури поверхні ґрунту та термометр були розміщені на оголеній ділянці і встановлені згідно правил настанови гідрометеорологічним станціям і постам [1].

Було розраховано кількість випадків за місяць коли різниця результатів вимірювань в метеорологічний строк перевищувала задані допустимі значення (допуски). Ці значення були вибрані з врахуванням похибок засобів вимірювання, які використовувались. Для строкової температури поверхні ґрунту допуск склав ± 1 °C [2].

Порівнювалися строкові значення температури поверхні ґрунту, строкові значення автоматичного вимірювача обиралися за 15 хвилин до метеорологічного строку. Для порівняння результатів вимірювань використовувалися дані результатів вимірювання автоматичного вимірювача з баз даних автоматизованого вимірювального комплексу, а дані традиційних спостережень були отримані з кодувань (перфорацій) режимної метеорологічної інформації станцій. Порівняння проводилися у весняний період 2012 року, результати наведені в Таблицях 1 – 2.

Таблиця 1. Середні місячні значення температури поверхні ґрунту та розбіжності ОГМС Київ за весняний період 2012 року

Місяць	Температура поверхні ґрунту середня за місяць по автоматичному датчику	Температура поверхні ґрунту середня за місяць по ТМЗ	Розбіжність	Кількість розбіжностей строкових значень більших за $\pm 1^{\circ}\text{C}$
Березень	1.4	1.2	0.2	17
Квітень	13.1	13.0	0.1	9
Травень	22.2	22.1	0.1	3

Таблиця 2. Середні декадні значення температури поверхні ґрунту та розбіжності ОГМС Київ за весняний період 2012 року

Місяць	Температура поверхні ґрунту по автоматичному датчику	Температура поверхні ґрунту по ТМЗ	Розбіжність
Березень I декада	-3.7	-4.1	0.4
Березень II декада	2.4	2.4	0.0
Березень III декада	5.2	5.1	0.1
Квітень I декада	8.1	7.9	0.2
Квітень II декада	11.9	11.7	0.2
Квітень III декада	19.6	19.6	0.0
Травень I декада	22.4	22.4	0.1
Травень II декада	20.7	20.7	0.0
Травень III декада	23.5	23.5	0.0

Під час аналізу порівнянь результатів вимірювань отриманих традиційним способом та автоматичних вимірювачів, було виявлено, що розбіжності в основному не перевищують 0.2°C у осередненні за місяць, а середні декадні результати порівнянь – 0.4°C , при встановленій допустимій розбіжності до 1°C . Розбіжності строкових значень температури поверхні ґрунту пов'язані з різною інерційністю приладів та суб'єктивним фактором, який обумовлюється недотриманням правил встановлення вимірювачів на поверхні ґрунту.

Література:

1. Настанова гідрометеорологічним станціям і постам, 2011, вип. 3 ч. 1, Державна гідрометеорологічна служба – Київ.
2. Руководство по метеорологическим приборам и методам наблюдений. – ВМО, 1996, № 8. - 6-е изд. – Женева.

АНАЛИЗ ПАРАМЕТРОВ МОДЕЛИ ПРОДУКТИВНОСТИ ВИНОГРАДА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОЛЕВОГО ОПЫТА 2012 ГОДА

*Т.С. Жигайло, асп., Г.В. Ляшенко, д. геогр. н., доц.
ННЦ «Институт виноградарства и виноделия им. В.Е. Таирова»*

Формирование продуктивности растительных систем определяется интенсивностью фотосинтеза, под которой принимают величину газообмена CO_2 или его энергетического эквивалента в виде прироста биомассы. Наибольшая величина продуктивности обусловлена максимальным КПД усвоения растением солнечной радиации и зависит от интенсивности фотосинтеза и оптимальной функции взаимосвязи фотосинтеза и дыхания. Математическое выражение суммарного газообмена CO_2 (по Тоомингу Х.Г.) может быть представлено в виде

$$\Phi_c(L_0, t) = \int_0^{L_0} \int_{t_1}^{t_2} [\Phi_L(L, t) - R(L, t)] dL dt,$$

где $\Phi_c(L, t)$ - суммарный газообмен CO_2 агроценоза; $\Phi_L(L, t)$ - интенсивность фотосинтеза; $R(L, t)$ - затраты на дыхание.

Целью работы является исследование влияния агрометеорологических условий на интенсивность фотосинтеза новых сортов винограда Рубин Таировский и Загрей. Количественная оценка процессов будет базироваться на проведении численного эксперимента с использованием математического аппарата и полевого эксперимента для уточнения параметров модели.

Рост, развитие и продуктивность винограда зависит от агрометеорологических условий произрастания конкретного года. В 2012 году с апреля по июнь на базе ННЦ «Института виноградарства и виноделия им. В.Е. Таирова» нами проводились фенологические и метеорологические наблюдения за исследуемыми сортами винограда (Рубин Таировский и Загрей). В табл. 1 представлены даты наступления фенологических фаз исследуемых сортов винограда. Из таблицы видно, что начало сокодвижения в 2012 году у винограда начинается в первой декаде апреля, «Рубин» - 6.04, «Загрей» - 4.04. В начале третьей декады апреля (24.04) у «Загрея» и в конце (27.04) у «Рубина» зафиксировали распускание почек. В начале первой декады мая (2.05 и 4.05, соответственно) отметили образование соцветий. В конце второй декады мая у «Загрея» и в начале третьей у «Рубина Таировского» началось цветение. К концу первой декады июня (8.06 и 10.06) у обоих сортов период цветения закончился.

Был проведен сравнительный анализ наступления основных фенологических фаз (распускание почек и начало цветения) по средним многолетним данным и за 2012 год (табл. 1). Следует отметить, что распускание почек в 2012 году у сорта «Загрей» наступило почти на

неделю позднее, у «Рубина» на день раньше. Начало цветения у наблюдаемых сортов в исследуемом году отмечается на 13 и 16 дней раньше, соответственно.

Таблица 1 – Даты наступления фенологических фаз технических сортов винограда

Сорта	Фазы развития				
	Начало сокодвижения	Распускание почек	Образование соцветий	Начало цветения	Конец цветения
2012 год					
Рубин	06.04	27.04	04.05	22.05	10.06
Загрей	04.04	24.04	02.05	19.05	08.06
Средние многолетние					
Рубин		28.04		7.06	
Загрей		18.04		2.06	

Тепло – неотъемлемый фактор онтогенеза высших растений (Коровин А.И.). Анализируя температурный режим вегетационного периода - «распускание почек – начало цветения» в исследуемом году, можно констатировать факт высокого температурного фона в сравнении со средним многолетним (рис. 1). Так в третьей декаде апреля средняя температура воздуха была на 6 °С выше средней многолетней. В первой декаде июня - на 10 °С. Во второй декаде июня на 5 °С.

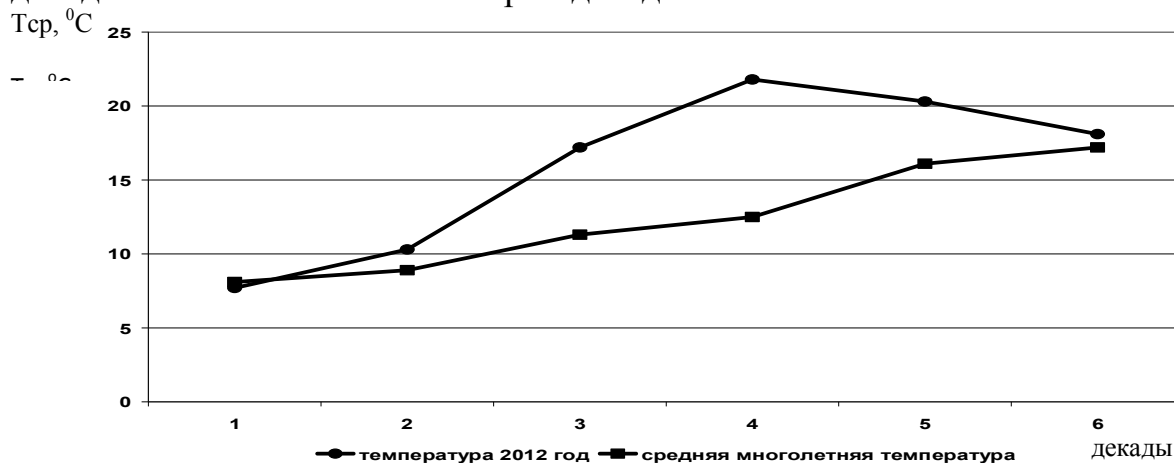


Рис. 1 – Динамика средней декадной температуры воздуха с апреля по май. ННЦ «Института виноградарства и виноделия им. В.Е. Таирова». Одесса.

Одним из основных параметров, в разрабатываемой математической модели продуктивности и качества урожая винограда, является сумма эффективных температур, характеризующая рост и развитие культуры на исследуемой территории. В ходе эксперимента 2012 года были рассчитаны суммы эффективных температур за период «распускание почек – начало цветения». Сумма эффективных температур:

- у сорта Рубин Таировский - 259 °С;
- у сорта Загрей – 254 °С.

За аналогичный период средняя многолетняя сумма эффективных температур составляет 284°С и 229°С, соответственно.

ОЦЕНКА ФОРМИРОВАНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНОГО УРОЖАЯ ОЗИМОЙ ПШЕНИЦЫ В ОДЕССКОЙ ОБЛАСТИ

*А.В. Иванова, Е.Л. Жигайло, к. геогр. н., доц.
Одесский государственный экологический университет*

В изучении такого сложного явления, каким является продукционный процесс, важнейшим звеном системы почва-растение-атмосфера было и остается растение. Между тем его энергетические взаимосвязи с лучистой энергией, основные зависимости процессов от ФАР еще далеко не выяснены. Именно поэтому в конце двадцатого столетия в агрометеорологии сформировалось новое направление исследований, в которых механизмы продуктивности и урожайности посевов раскрываются на основе оценки ресурсов и путей использования лучистой энергии[3].

При разработке принципов максимального использования ФАР и программирования урожайности посевов сельскохозяйственных культур, прежде всего, следует уточнить значение теоретически максимально возможного урожая иными словами потенциального урожая.

Потенциальный урожай культурных растений зависит главным образом от того, какое количество солнечного света поступает на подстилающую поверхность. Значительное влияние оказывает на потенциальную продуктивность показатель количества пасмурных и ясных дней в течение вегетации.

Потенциальный урожай за декаду определяется в зависимости от интенсивности ФАР и биологических особенностей культуры с учетом изменения способностей растений к фотосинтезу в течение вегетации [1,2]

$$\frac{\Delta PY^j}{\Delta t} = \alpha_{\phi}^j \frac{\eta \cdot Q_{\text{ФАР}}^j dv^j}{q},$$

где $\frac{\Delta PY}{\Delta t}$ - прирост потенциальной урожайности за декаду, г/м² ;

α_{ϕ} - онтогенетическая кривая фотосинтеза, отн. ед.; η - КПД посевов, %;
 $Q_{\text{ФАР}}$ - интенсивность ФАР, ккал/см²; q - калорийность, кДж/г.

В работе исследуется потенциальный урожай озимой пшеницы, выращиваемой в климатических условиях Одесской области. Рассматривается период онтогенеза озимой пшеницы от возобновления вегетации до полной спелости.

Интенсивность ФАР на верхней границе посева в период «возобновление вегетации – колошение» в районе станции Любашевка (табл.1) изменяется от 124 до 222 ккал/см², колошение-цветение от 236 до 267 ккал/см², в период налива зерна от 250 до 220 ккал/см².

Таблица 1 – Фотосинтетически активная радиация и потенциальный урожай озимой пшеницы. Одесская область.

Показатели	Д е к а д ы											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ст. Любашевка												
$Q_{ФАР_2}$ ккал/см	124	168	192	202	221	206	222	236	267	250	241	220
$ПУ_2$ г/м ²	55	118	129	152	194	213	265	329	314	234	150	67
Ст. Одесса												
$Q_{ФАР_2}$ ккал/см	155	180	206	214	246	252	263	267	268	277	263	254
$ПУ_2$ г/м ²	109	120	153	178	238	272	362	326	290	220	125	15
Ст. Измаил												
$Q_{ФАР_2}$ ккал/см	141	164	201	185	242	224	250	272	260	266	272	254
$ПУ_2$ г/м ²	101	117	161	150	231	256	331	384	374	272	180	74

Приросты потенциального урожая увеличиваются с 55 г/м² до 329 г/м² (фаза колошение) в последующем приросты уменьшаются и на конец вегетации составляют 67 г/м².

В районе станций Одесса и Измаил интенсивность фотосинтетически активной радиации выше, так в период возобновления вегетации ее значения составляют 155 ккал/см² и 141 ккал/см², соответственно. В период колошение 267 и 272 ккал/см², на конец вегетации 254 ккал/см². Соответственно, приросты потенциального урожая также выше и на фазу «колошение» составляют 362 и 384 г/м², соответственно.

Зная потенциальные возможности продуктивности озимой пшеницы на исследуемой территории, предоставляется возможность максимального использования ее почвенно-климатического потенциала для получения стабильных урожаев.

Литература:

1. Полевой А.Н. Базовая модель оценки агроклиматических ресурсов формирования продуктивности сельскохозяйственных культур. // Метеорологія, кліматологія та гідрологія, 2004, вип.48 – с. 195-205.
2. Тооминг Х.Г. Экологические принципы максимальной продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 264 с.
3. Шульгин И.А. Растение и солнце – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 251с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ РАЗЛИЧНЫХ СРОКОВ СЕВА НА ФОТОСИНТЕТИЧЕСКУЮ ПРОДУКТИВНОСТЬ ГОРОХА

***В.В. Иконникова, А.Н. Полевой, д.геогр.н., проф.**
Одесский государственный экологический университет*

Горох – однолетнее травянистое растение, относящееся к бобовому растению. Растения гороха обладают способностью эффективно использовать питательные вещества в почве за счет наличия клубеньковых бактерий на корнях, а также сильно разветвленной корневой системы, проникающей на большую глубину.

Горох на территории Украины занимает свыше двух третей общей площади, отведенной под зернобобовые культуры. Являясь важной культурой, он, тем не менее, недостаточно изучен в агрометеорологическом отношении. Поэтому исследования агрометеорологических условий произрастания гороха являются, несомненно, актуальными и необходимыми.

Целью исследования являлось изучение влияния агрометеорологических условий на формирование продуктивности гороха по основным природно-климатическим зонам Украины. В качестве исходной информации использовались среднеобластные данные наблюдений на сети гидрометеорологических и агрометеорологических станций Гидрометслужбы Украины. В качестве теоретической основы исследования использована динамическая модель формирования урожая сельскохозяйственных культур, адаптированная нами применительно к культуре гороха.

С помощью модели формирования урожая можно исследовать фотосинтетическую деятельность посевов в различных ситуациях и различных природно-климатических зонах. При этом могут быть рассмотрены самые различные сочетания параметров, характеризующие условия произрастания.

Данный численный эксперимент был проведен на основе среднемноголетних данных агрометеорологических наблюдений за период с 1961 по 1990 года. С помощью модифицированной модели были рассчитаны основные показатели интенсивности фотосинтеза и урожая культуры гороха по основным природно-климатическим зонам Украины: Полесью (Житомирская обл.), Лесостепи (Черкасская обл.), Северной Степи (Днепропетровская обл.) и Южной Степи (Николаевская обл.).

Важную роль в формировании урожая гороха играет продуктивность работы листьев. Рассмотрим чистую продуктивность фотосинтеза в период, соответствующий максимальной площади листьев. В Полесье в

третью декаду апреля ЧПФ составила 15.9 г/м² сутки; в Лесостепи во вторую декаду апреля составляет 17.4 г/м² сутки. В Южной и Северной Степи в первую и вторую декады апреля ЧПФ составила: Южная Степь – 20.1 г/м² сутки и 21.8 г/м² сутки, соответственно.

Интенсивность фотосинтеза (ЧПФ) определяет продукционный процесс гороха. Кривые хода ЧПФ показывают, что падение и рост ее у растений гороха различных вариантов наблюдались в одни и те же периоды. Поскольку растения находились в различных фазах развития, можно предположить, что изменение продуктивности фотосинтеза в значительной степени определяются агрометеорологическими условиями.

Проанализировав показатели фотосинтетического потенциала (ФСП) в каждой природно-климатической зоне в различные сроки сева, мы видим, что максимальные значения в Полесье приходятся на вторую декаду апреля и составляют: на ст.Житомир – 1181 м²/м². В Лесостепи максимальные значения ФСП приходятся на первую декаду апреля (ст.Черкасы) и составляют: 1122 м²/м². В Северной и Южной степи максимум ФСП наблюдается: Южная Степь – в третью декаду апреля (ст.Николаев) и составляет 690 м²/м²; в Северной Степи – во вторую декаду апреля (ст.Днепропетровск) составляет 868 м²/м².

Максимальные показатели урожая гороха (при 14% влажности бобов) в Полесье, так же как и максимальные показатели ФСП и площади листьев, пришлись на третью и декаду апреля и составляют 21.7 ц/га (ст.Житомир). В Лесостепи максимальные показатели урожая гороха, так же как и максимальные показатели площади листьев, пришлись на вторую декаду апреля и составляют 22.8 ц/га (ст.Черкасы). В Южной и Северной Степи максимальные показатели урожая наблюдались в первую и вторую декады апреля: Южная Степь – во второй декаде апреля 16.2 ц/га (ст.Николаев); Северная Степь – во вторую декаду апреля 19.4 ц/га (ст.Днепропетровск).

В результате выполненной работы было изучено влияние различных сроков сева на интенсивность фотосинтетической деятельности растений культуры гороха в основных природно-климатических зонах Украины: Полесье, Лесостепи, Южной и Северной Степи. Дана сравнительная количественная оценка продуктивности гороха в различных природно-климатических зонах при различных сроках сева.

Полученные результаты показали, что при поздних сроках сева формирование продуктивности гороха проходит при менее благоприятных агрометеорологических условиях, что приводит к значительному снижению площади листьев, которое в свою очередь приводит к уменьшению ФСП и, как следствие этого, к снижению урожая.

ОЦЕНКА ИЗМЕНЧИВОСТИ АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПРОИЗРАСТАНИЯ *ZEА МАУS* НА ТЕРРИТОРИИ ОДЕССКОЙ ОБЛАСТИ

*К.Ю. Козак, И.Ю. Козак, Е. Л. Жигайло, к. геогр.н., доц.
Одесский государственный экологический университет*

Из всех отраслей экономики сельское хозяйство в наибольшей мере зависит от климатических условий и их пространственно-временной изменчивости, поэтому их учет является неотъемлемой частью решения проблемы рационального использования природных и особенно биологических ресурсов.

Целью данных исследований является оценка пространственной и временной изменчивости агрометеорологических условий произрастания сельскохозяйственных растений в различных почвенно-климатических зонах Одесской области. Биологическим объектом исследований взята культура *Zea mays* L.

В работе использованы результаты агрометеорологических наблюдений на ст. Любашевка ($\varphi = 47^{\circ} 46'$) и на ст. Болград ($\varphi = 45^{\circ} 41'$) за 1969 – 1989 гг. и за 1990-2010гг.

Исследования проводились по отдельным межфазным периодам (I- посев-всходы, II- всходы - выметывание метелки, III - выметывание метелки - восковая спелость) и за весь вегетационный период (посев – восковая спелость). Для оценки агрометеорологических условий использовались средние многолетние показатели: продолжительность межфазного периода; средняя за период температура воздуха; сумма эффективных температур; сумма осадков; запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы; влагообеспеченность вегетационного периода.

Территория Одесской области расположена так, что северные ее районы (в число которых входит Любашевка) размещены в лесостепной зоне Украины (рис. 1), а южные (в том числе Болград) - в степной. Оценка пространственной изменчивости агрометеорологических условий произрастания *Zea mays* на территории Одесской области в Любашевском и Болградском районах показала, что продолжительность вегетационного периода на севере области на 8 дней дольше, чем на юге. В результате анализа продолжительности отдельных межфазных периодов установлено, что в районе ст. Любашевка период формирования и налива зерна кукурузы более растянут (44 дня), чем в Болградском районе (37 дней). Это, в свою очередь, объясняется разностью средних температур воздуха за период выметывание метелки - восковая спелость. На ст. Любашевка

средняя температура воздуха на 1°C ниже. Теплообеспеченность вегетационного периода на севере меньше – 1079°C , чем на юге – 1147°C . Следует отметить, что в период листообразования сумма эффективных



Рис. 1 – Агроклиматическое районирование Одесской области.

районе ст. Болград.

Температурный режим и условия увлажнения определили влагообеспеченность юга и севера области. Исследования показали, что влагообеспеченность кукурузы в районе ст. Болград ниже и составляет 41%, тогда как в районе Любашевки влагообеспеченность достигает 55%.

Оценка временной изменчивости агрометеорологических условий (за два промежутка времени: 1-й - с 1969 по 1989 гг. и 2-й с 1990 по 2010 гг.) на примере ст. Любашевка показала, что за последние двадцать лет средняя многолетняя температура воздуха в данном районе в первые два межфазных периода увеличилась на 1°C , в период формирования и налива зерна – на $2,5^{\circ}\text{C}$ в сравнении с предыдущим двадцатилетним периодом. Продолжительность вегетационного периода в целом сократилась на 14 дней. Сумма эффективных температур выросла почти на 100°C .

Условия увлажнения также претерпели изменения. Во все периоды вегетации кукурузы наблюдается увеличение суммы осадков: I период с 35 до 38 мм; II – с 132 до 141 мм; III – с 63 до 80 мм. Это в свою очередь определило увеличение продуктивных запасов влаги в метровом слое почвы. В период формирования всходов и листообразования (I-й и II-й межфазный периоды) запасы продуктивной влаги в почве увеличились на 20% по сравнению с предыдущим двадцатилетним периодом.

температур в районе ст. Болград на 100°C больше, чем в районе ст. Любашевка.

Более резко отличаются условия увлажнения исследуемых районов. Сумма осадков за период посев - всходы на севере области (ст. Любашевка) составляет 38 мм, на юге (ст. Болград) – 22 мм; всходы - выметывание метелки - 141 мм и 132 мм; выметывание метелки - восковая спелость – 80 мм и 63 мм, соответственно. В целом за вегетационный период на севере области выпадает на 42 мм осадков больше, чем на юге. Запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы на территории ст. Любашевка как в период вегетативного роста, так в период формирования и налива зерна на 35 % больше, чем в

ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОЖАЙНОСТИ САХАРНОЙ СВЕКЛЫ В УКРАИНЕ

*Т.К. Костюкевич, А.Н. Полевой, д.геогр.н., проф.
Одесский государственный экологический университет*

Сахарная свекла в Украине является одной из важнейших сельскохозяйственных культур, единственным собственным источником сырья для получения сахара – ценного продукта питания и сырья для пищевой промышленности. Сахарная свекла более других культур поглощает CO_2 и высвобождает кислород. По своему положительному воздействию на воздух и климат поле сахарной свеклы превосходит лес на идентичной площади.

Благодаря высокой урожайности и кормовой ценности, сахарная свекла получила широкое распространение на всей территории Украины. Однако, в связи с недостаточной изученной технологией возделывания, ее продуктивность по стране колеблется в широких пределах.

Колебания значений урожая сахарной свёклы по годам значительны. Для получения планируемых урожаев наряду с детальной оценкой агроклиматических ресурсов необходимо изучение временной изменчивости урожаев в разных агроклиматических зонах.

Урожайность в каждом конкретном году формируется под воздействием целого комплекса факторов. Для прогнозирования тенденции урожайности на ближайшие годы в практике агрометеорологии чаще всего применяют два метода – наименьших квадратов и гармонических весов.

В основу работы положены данные о средних по области урожаях сахарной свёклы по всем областям в Украине за период 1981-2010 гг.

С помощью метода гармонических весов нами была определена тенденция урожайности, исследовались ряды урожайности по каждой из областей Украины, а также по отдельным регионам – Северная степь, Южная степь, Полесье, Лесостепь, Закарпатье и Прикарпатье. Также, по средним по области данным ряда урожайности были определены отклонения расчетных трендовых значений от фактических.

Среди значительного числа показателей, характеризующих изменение уровней временного ряда (абсолютный прирост, коэффициент роста, коэффициент прироста, темп роста, средняя хронологическая, средний абсолютный прирост, средний темп роста), нами рассматриваются две характеристики: абсолютный прирост тенденции урожайности ΔU_T и темп роста тенденции урожайности T_p .

Численные значения средних характеристик по пятилетиям за рассматриваемый период (1981-2010 гг.) приведены в табл.1, которая

включает в себя абсолютный прирост тенденции урожайности (ц/га), характеризующий знак и величину прироста тенденции по пятилеткам, а также относительную характеристику темпа роста тенденции (по отношению к базисному уровню). Для примера взята Южная и Северная степь.

Таблица 1 – Динамика основных характеристик тенденций среднеобластной урожайности сахарной свеклы по Украине в разрезе почвенно-климатических зон на примере Южной и Северной степи (первая строка – абсолютный прирост, ц/га; вторая – темп роста, %).

Почвенно-климатическая зона, область	Годы наблюдений					
	1981-1985	1986-1990	1991-1995	1996 - 2000	2001-2005	2006 - 2010
Северная Степь						
Днепропетровская	-7,4 103	13,2 107	-13,2 99	-13,2 96	9,2 106	1,2 107
Кировоградская	-7,4 104	-4,2 100	-2,4 105	-12,4 102	23,2 114	7.0 108
Южная степь						
Николаевская	-2,0 110	9.0 105	-23,6 97	-8,2 104	17,2 115	1,2 106
Одесская	-5,4 104	-0,4 104	-12,6 97	-3,0 105	22,2 116	1,2 106

Максимальные значения абсолютного прироста тенденции урожайности в Северной Степи наблюдаются в пятой пятилетке (2001-2005) и составляют 9,2 – 23,2 ц/га соответственно. В этот период отмечается максимальный темп роста тенденции урожайности, который составляет 106 – 114 % соответственно. Минимальные значения абсолютного прироста тенденции урожайности в Северной Степи наблюдаются в третьей и четвертой пятилетках и составляют от (-2,4) до (-13,2) ц/га. Минимальные значения темпа роста тенденции урожайности наблюдаются в этот же период и составляют 96 - 99 %.

В Южной Степи мы наблюдаем аналогичную ситуацию: максимальные значения абсолютного прироста тенденции урожайности наблюдаются в пятой пятилетке (17,2 – 22,2 ц/га). Максимальный темп роста тенденции урожайности так же пришелся на пятую пятилетку и составил 115 – 116 %. Минимальные значения абсолютного прироста тенденции урожайности в Южной Степи наблюдаются в третьей пятилетке и составляют от (-12,6) до (-23,6) ц/га. Минимальные значения темпа роста тенденции урожайности наблюдаются в этот же период и составляют 97 %.

ВЛИЯНИЕ ПОГОДНЫХ УСЛОВИЙ НА РАЗВИТИЕ МИЛЬДЬЮ ВИНОГРАДА

А.А. Лобанова, асп., А.Н. Полевой, д.геогр. н, проф.,

О.О. Дронова, к.геогр. н., доц.

*Одеський державний екологічний університет, ННЦ «Інститут
виноградарства и виноделия им. В.Е. Таирова»*

Ежегодно виноградники поражаются многочисленными болезнями и вредителями. Одни из них, поражая листья, ослабляют ассимиляционную деятельность куста и этим косвенно снижают урожай. Другие, повреждая почки, соцветия и ягоды, непосредственно уменьшают урожай. Потери урожая от болезней и вредителей составляют около 30%, а в отдельные годы могут достигать 50% и более.

Одной из самых опасных и вредоносных болезней винограда является милдью (*Plasmopara viticola berl. et Toni*). Гриб поражает все зеленые части лозы: листья, зеленые побеги, бутоны, цветы и зеленые ягоды. Обычно раньше всего болезнь проявляется на листьях, которые являются вторичным источником заражения.

Кроме количественного снижения урожая, милдью оказывает существенное негативное влияние на его качество, снижая его сахаристость и повышая кислотность. Пораженные милдью побеги плохо вызревают, что приводит к общему ослаблению растения и снижению урожайности в следующем году. Кроме того, пораженные побеги непригодны для производства посадочного материала.

Именно погодные условия с их суточной, сезонной и пространственной изменчивостью определяют многообразие той экологической обстановки, в которой обитают и развиваются живые организмы. Оценка значения этих условий в возникновении и развитии болезней становится очень важной.

Появление и развитие милдью зависит от сложившихся погодных условий вегетационного периода. Температура среды является одним из основных факторов, определяющим возможность возникновения болезни и степень ее вредоносности.

Ооспоры милдью способны переносить морозы, хорошо сохраняются в течение зимы как на поверхности, так и под слоем почвы. Споры милдью начинают прорастать при температуре воздуха выше 11°C. Оптимальная температура для заражения растения спорами милдью составляет 18 – 24°.

Оптимальной температурой для развития ооспор милдью является 10 – 15°C, а для развития гриба в тканях растения – 25°C. Нижний и верхний пределы развития гриба в тканях растений составляет 8°C и 33°C соответственно.

Температура среды регулирует и скорость прорастания спор. Наименьшая продолжительность этого периода наблюдается при оптимальной температуре; она увеличивается по мере отклонения от оптимума. Так, по данным Мюллера и Слеймера, ооспоры милдью прорастают при 2 – 3°C в течение 10,5 – 11 ч, при 6°C – в течение 5 ч, при 10°C – 3 ч, при 14°C – 1 ч 45 мин, при 18°C – 50 – 55 мин, при 22°C – 30 мин, при 26°C – 45 мин, при 30°C – 1 ч 30 мин. Шатским установлено, что конец инкубационного периода наступает после достижения суммы эффективных температур 60 – 61°C.

Споры способны распространяться и заражать растение-хозяина только в капельно-жидкой среде, поэтому массовое развитие милдью тесно коррелирует с количеством осадков и относительной влажностью воздуха в период вегетации. Влияние влагосодержания среды на появление и развитие милдью сказывается также на всех этапах патологического процесса. Это влияние проявляется только при совместном действии с температурным фактором. Так, ооспоры милдью способны прорасти только при наличии капельножидкой влаги. Первичное заражение растения возможно только после выпадения осадков.

Как только милдью появится на винограднике, достаточно небольшого дождя при температуре 20°, оставившего на листьях капли воды, примерно, на два часа, или сильного и теплого тумана, чтобы началась вторая вспышка.

Таким образом, используя прогноз погоды в начале вегетационного периода можно спрогнозировать сценарий развития болезни, а также предполагаемые потери урожая.

Милдью поражает все европейские сорта винограда, но особенно Шаслу, Карабурну, Жемчуг Саба, Сорок лет Октября, Кабассию, Мадлен Анжевин, Плавай, Мускат белый, Мускат гамбургский, Сливовый и др. Относительно устойчивы против болезни межвидовые гибриды Днестровский розовый, Одесский устойчивый, Фестивальный, Фиолетовый ранний и др.

Литература:

1. Вердеревский Д.Д., Войтович К.А. Милдью винограда. – Кишинев, изд-во «Картя молдовеняскэ», 1970. – 160 с.
2. Макарова Л.А., Минкевич И.И. Погода и болезни культурных растений. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 143 с.
3. Принц Я.И. Вредители и болезни виноградной лозы. Изд. 2-е. М., Сельхозиздат, 1962. – 246 с.
4. Рекомендации по борьбе с болезнями и вредителями плодоносящих виноградных насаждений / Власов В.В., Константинова М.С., Шматковская К.А., Лобанова А.А. и др. Одесса, ННЦ «ИВиВ им. В.Е. Таирова», 2011, 40 с.
5. Yarwood C., World revuew of pest control, 1965, 4, 2, 53 – 63.

ОЦЕНКА РЕЖИМА НИЗКИХ ТЕМПЕРАТУР И СОСТОЯНИЕ ВИНОГРАДА В ВЕСЕННИЙ ПЕРИОД 2012 ГОДА

*Е.И. Маринин, асп., Г.В. Ляшенко, д. геогр. н., доц.
ННЦ «Институт виноградарства и виноделия им. В. Е. Таирова»*

Исследованию влияния режимов заморозков на сельскохозяйственные культуры издавна уделялось большое внимание, что обусловлено величиной ущерба, наносимого отрасли. Особенно актуально исследование режима заморозков в районах возделывания теплолюбивых культур, к которым относится виноград.

Возможна ситуация, когда при отсутствии заморозков в воздухе на высоте 2 м (в метеорологической будке), отмечается снижение температуры до отрицательных значений на поверхности почвы и в прилегающем слое воздуха (до 50 см), т.е. Заморозки отмечаются только в припочвенном слое. Такое явление обусловлено эффективным излучением почвы.

Наибольшую опасность для виноградного растения представляют весенние заморозки, особенно поздние, и для сортов с ранним сроком распускания почек, у которых количество стимулирующих веществ в тканях значительно выше, чем у сортов с поздним сроком распускания глазков. Такие заморозки повреждают центральные почки, которые трогаются в рост в первую очередь, затем боковые, а иногда и подстилающий слой глазка, где расположены спящие почки, в результате чего остаются нераспустившимися не только отдельные побеги или их зоны, но и целые стрелки, рукава и даже кусты.

Достаточно актуальными являются исследования режима заморозков в весенний и осенний периоды на территории Северного Причерноморья, а также их влияния на состояние и продуктивность перспективных столовых сортов винограда Аркадия и Загадка. На заложенном полевом опыте проводятся параллельные наблюдения за режимом температур в апреле-мае и сентябре - октябре, фенологией и такими фитометрическими показателями как количество почек, количество побегов, длина побегов и площадь листовой поверхности.

Наблюдения проводились с первой декады апреля на коллекционном участке отдела селекции винограда «ННЦ Виноградарства и виноделия им. В. Е. Таирова». Для каждого из исследуемых сортов биометрические наблюдения проводили в четырех повторностях по 10 растений в каждой. В первое наблюдение был произведен общий подсчет почек на каждом из наблюдаемых растений, а первая оценка состояния выполнена 10 апреля (табл.1).

В ходе последующих наблюдений было выявлено, что побеги сорта Загадка образовались из замещающих почек, о чем свидетельствуют

низкие показатели плодородности побегов. В процентном отношении количество плодородных побегов на один куст составляет в среднем 18-20%. Такие показатели почти в полтора-два раза меньше нормы.

Таблица 1 – Биометрическая характеристика винограда (сорт Загадка и Аркадия) до устойчивого перехода температуры через 10 °С

Загадка				
<i>Средняя по повторности</i>	<i>Количество побегов</i>	<i>Общая длина побегов с почками</i>	<i>Средняя длина побегов</i>	<i>Количество почек</i>
1-ой	6	98	17	20
2-ой	7	112	15	26
3-ой	6	126	20	18
4-ой	6	129	21	28
Аркадия				
<i>Средняя по повторности</i>	<i>Количество побегов</i>	<i>Общая длина побегов с почками</i>	<i>Средняя длина побегов</i>	<i>Количество почек</i>
1-ой	5	79	15	24
2-ой	5	85	17	27
3-ой	8	139	17	23
4-ой	8	143	18	31

Анализ погодных условий показал, что устойчивый переход температуры воздуха через 10 °С в 2012-ом году произошел 8 апреля. Несмотря на это, на наблюдаемом участке было зафиксировано понижение минимальной температуры до -2,1 °С, что оказало существенное влияние на состояние почек обеих сортов, однако сильнее это сказалось на почках сорта Аркадия, так как этот сорт характеризуется очень ранним сроком созревания.

АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ ПРОДУКТИВНОСТІ ОЗИМОГО ЯЧМЕНЮ

*О.П. Марченко, Л.Ю. Божко, к.геогр.н., доц.
Одеський державний екологічний університет*

Озимий ячмінь – культура, яку люди вирощують давно. За посівною площею і валовим збором зерна в світовому землеробстві ячмінь займає четверте місце. За розміром посівних площ ячмінь поступається перед пшеницею, рисом та кукурудзою. Короткий вегетаційний період дає змогу вирощувати ячмінь не тільки на далекій півночі, але й у гірських районах аж до крайніх меж землеробства. Вирощують два види ячменю – ярий та озимий.

Найважливішим завданням по вирощуванню зернових колосових культур є значне підвищення їх врожайності, насамперед шляхом впровадження у виробництво високопродуктивних сортів і диференційованої зональної агротехніки з урахуванням біологічних особливостей окремих культур.

Ячмінь досягає на 6-10 днів раніше, ніж пшениця. Завдякираньому збиранні озимий ячмінь є хорошим попередником для всіх культур, в том числі і поживних.

Для отримання високих і стійких врожаїв велике значення має врахування вивчення впливу особливостей природно – кліматичних умов на врожайність озимого ячменю.

Перевага озимого ячменю над ярим полягає у вищій врожайності. Ця культура здатна давати по 70-80 ц/га і більше зерна, що приблизно на 10-15 ц/га вище, ніж у ярого ячменю. В структурі посівних площ озимих культур ячмінь займає приблизно 15%.

Мета та методи досліджень. Технічний прогрес і загальне зростання культури землеробства дозволяють повніше використовувати у сільськогосподарському виробництві сприятливі метеорологічні умови та переборювати несприятливі. Метою дослідження є встановлення кількісних залежностей темпів розвитку і формування врожаю озимого ячменю від агрометеорологічних показників вегетаційного періоду.

В основних районах вирощування врожайність зернових культур має тенденцію (тренд) до зростання з часом, але темпи зростання різні у різних культур та в різних регіонах. На фоні загального зростання врожайності спостерігаються її щорічні коливання як у бік зростання, так і у бік зменшення.

Причинами, що обумовлюють зростання врожайності з часом є підвищення культури землеробства, виведення нових сортів та ін. Рівень культури землеробства залежить від цілого ряду факторів: особливостей системи землеробства, засобів обробки ґрунту, міри використання добрив, засобів боротьби з шкідниками та хворобами, відповідності сортів агрокліматичним ресурсам території, енергозабезпеченості виробництва та меліорації клімату. Перелічені фактори визначають загальний рівень врожайності, тобто формують тренд. Щорічні відхилення врожайності від тренду обумовлюються погодними умовами кожного конкретного року.

Таким чином, велика кількість факторів, що впливають на врожай, поділяються на два великих класи: 1 – фактори, що обумовлюють рівень культури землеробства; 2 – метеорологічні фактори.

Зміна метеорологічної складової врожайності знаходиться у тісному зв'язку зі зміною метеорологічних факторів. Таким чином, динаміку врожайності тої чи іншої культури можна розглядати як наслідок зміни культури землеробства, на фоні якого відбуваються випадкові відхилення, обумовлені особливостями погоди у різних кліматичних зонах.

Не дивлячись на те, що підвищуються можливості активного втручання в процес вирощування шляхом правильного вибору ділянки і проведення в оптимальні строки агротехнічних заходів, успіх культури озимого ячменю значно залежить від погодних умов. Кращим доказом є відхилення врожайності по рокам від основної тенденції, а також отримання рекордних та мінімальних врожаїв. Підвищення технології (сортів, добрива, захист рослин, агротехніка) відбувається поступово і цим не можна пояснити щорічні «скачки» врожайності і якості зерна.

Слід зазначити що в роки з високим врожаєм суми активних температур становили 3436-3927 °С, ефективних вище 2367 °С, в роки з низьким врожаєм суми активних температур становили 3937-4114 °С, ефективних – 2600 – 2750 °С. Тепла для формування високого урожаю озимого ячменю достатньо.

Запаси продуктивної вологи на території, де тепла достатньо, є головним інерційним фактором. Добре розвинений озимий ячмінь, який перезимував у сприятливих умовах, весною скоро виходить в трубку і при формуванні колосків в колосі, від яких залежить число зернят, використовує в основному весняні запаси продуктивної вологи, що знаходяться в ґрунті.

На основі експериментальних даних і досвіду вирощування озимого ячменю в попередні роки отримано взаємозв'язок і результати спостережень за погодними умовами, що дозволяє з допомогою відповідних агротехнічних заходів запобігати небезпечному впливу погоди на формування врожаю озимого ячменю.

РАЙОНИРОВАНИЕ И ОЦЕНКА ЗАСУШЛИВОСТИ ВЕГЕТАЦИОННОГО ПЕРИОДА НА ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА

Е.Н. Муканов, асп, С.С. Байшоланов, к. геогр. н.

Республиканское Государственное Предприятие «Казгидромет»

Большая часть равнинной территории Казахстана является засушливой, а эпизодические засухи наблюдаются по всей территории. Дефицит увлажнения или засухи различной интенсивности и продолжительности наблюдаются почти ежегодно.

Атмосферное увлажнение территории, так же как и атмосферную засуху можно оценить с помощью гидротермического коэффициента Г.Т.Селянинова (ГТК). Для оценки условий атмосферного увлажнения и интенсивности атмосферной засухи на всей территории республики нами были рассчитаны ГТК за вегетативно активный период, с мая по август месяцы (ГТК₅₈). Для оценки степени увлажнения использовались следующие критерии ГТК:

ГТК ₅₈	Степень увлажнения
<0,4	Сильно засушливо
0,4-0,6	Средне засушливо
0,6-0,8	Слабо увлажнено
> 0,8	Хорошо увлажнено

ГТК за май-август были рассчитаны для среднемноголетних условий (1970-2010 гг.), а также для засушливых лет, когда засуха установилась в различных территориальных частях Казахстана.

На рисунке 1 представлено районирование территории Казахстана по гидротермическому коэффициенту (по среднемноголетним значениям ГТК₅₈).

Хорошо увлажненной (ГТК₅₈ > 0,8) является: северная окраина Костанайской области, почти вся территория Северо-Казахстанской области, северо-восточная половина Акмолинской области, территория от Баянаулы Павлодарской области до Каркаралы Карагандинской области, а также горные и предгорные районы Восточно-Казахстанской и Алматинской областей (рисунок 1).

Слабо увлажненной (ГТК₅₈ = 0,6-0,8) является: северная половина центральной части Костанайской области, юго-западная окраина Северо-Казахстанской области, центральная полоса Акмолинской области (от северо-запада на юго-восток), Павлодарская область, северо-восточная окраина Карагандинской области, а также предгорные районы Восточно-Казахстанской, Алматинской и Южно-Казахстанской областей.

Средней засушливостью (ГТК₅₈ = 0,4-0,6) характеризуется северная половина Западно-Казахстанской области, северная окраина Актюбинской

области, южная половина центральной части Костанайской области, юго-западная окраина Акмолинской области, северная часть центральной полосы Карагандинской области, почти вся равнинная территория Восточно-Казахстанской области, а также дальние предгорья в Алматинской, Жамбылской и Южно-Казахстанской областях.

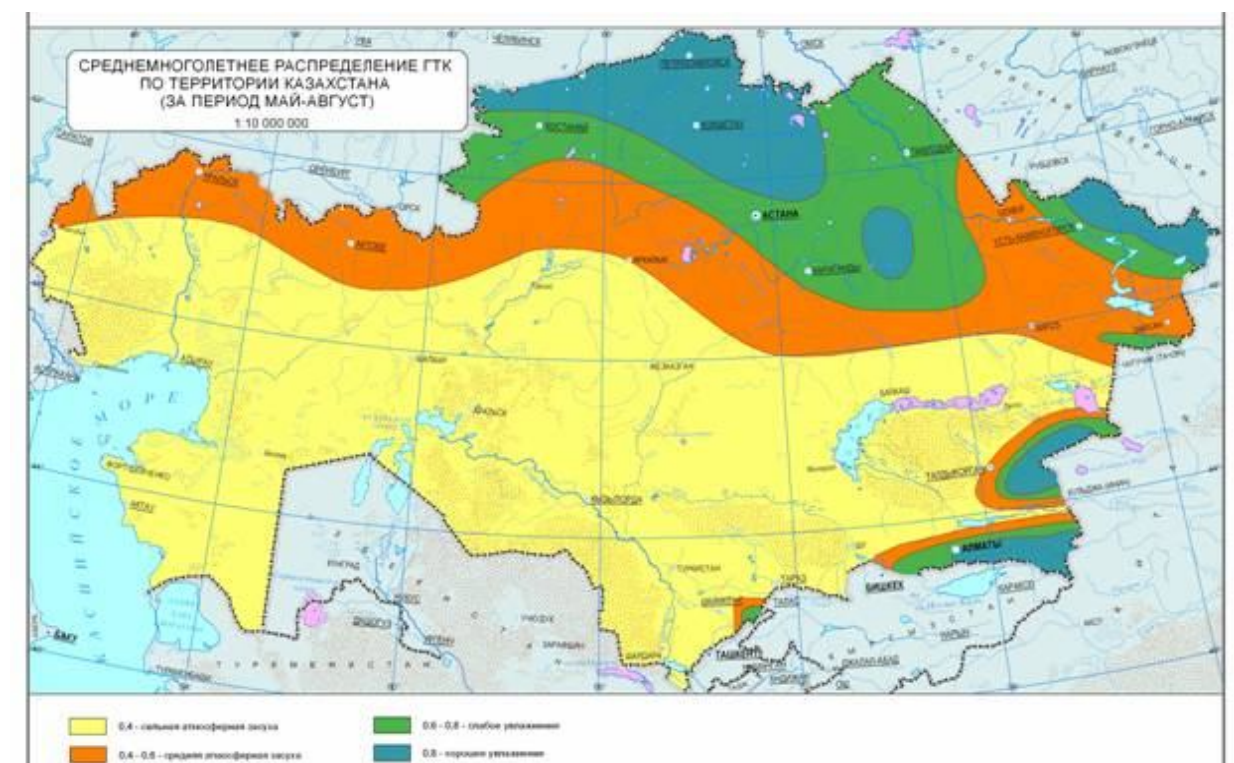


Рис. 1 – Среднегодовое распределение значений ГТК₅₈ (климатическая норма).

Климатически сильно засушливым ($ГТК_{58} < 0,4$) является южная половина Западно-Казахстанской области, Атырауская, Мангыстауская и Кызылординская области, центральная и южная части Актыубинской области, южная окраина Костанайской области, южная половина Карагандинской области, южная окраина Восточно-Казахстанской области, а также вся равнинная территория Южно-Казахстанской, Жамбылской и Алматинской областей.

Как видно на рисунке большая часть равнинной территории Казахстана является засушливой, и засухи могут наблюдаться на любой части страны. Засуха различной интенсивности и продолжительности может наблюдаться почти ежегодно.

Литература:

1. Байшоланов С.С. О повторяемости засух в зерносеющих областях Казахстана // Гидрометеорология и экология. № 3. Алматы, 2010. РГП «Казгидромет», С. 27-38.

МОДЕЛЮВАННЯ АНТРОПОГЕННОГО ЗАБРУДНЕННЯ БАГАТОРІЧНИХ ТРАВ В УМОВАХ ЗРОШЕННЯ

*И.Г. Санду, маг., Е.Л. Жигайло, к. з. н., доц.
Одеський державний екологічний університет*

Агроекологічні системи, що стали невід'ємною складовою частиною сучасної біотехносфери, зазнають постійної техногенної дії, підпадають під вплив різних джерел забруднення локального, регіонального і глобального характеру. Посилення хімізації сільського господарства зумовлює поступове накопичення важких металів у ґрунті. В землеробстві України за останні 10-15 років об'єм вживання органічних і мінеральних добрив і різних пестицидів зріс в 1,5-1,8 разу, що спричинило хімічне і біологічне забруднення ґрунтів і водних джерел.

Токсичні елементи в умовах сільської агломерації можуть надходити в ґрунт при поливі, тому що вода, яка використовується в цих цілях, часто містить підвищену їх концентрацію. Також джерелом важких металів може бути фосфогіпс, який вноситься на поля при іригації для попередження осолонцювання ґрунтів. В умовах зрошення норми мінеральних добрив зростають практично у 2 рази, а вони в свою чергу можуть бути виготовлені з неякісної сировини. Ця обставина робить необхідною організацію постійного моніторингу забруднення ґрунтово-рослинного покриву на зрошуваних землях.

Мета роботи – моделювання забруднення багаторічних трав важкими металами в умовах зрошення та розробки кількісної оцінки продуктивності посівів і їх екологічної чистоти.

Модельною культурою була обрана культура люцерна (*Medicago sativa*). Важки метали розглядались на прикладі ртуті.

Теоретичною основою є модель формування продуктивності, якості й екологічної чистоти врожаю сільськогосподарських культур в умовах зрошення.

В роботі були проведені розрахунки зміни кількості й екологічної чистоти врожаю люцерни при різній якості зрошувальних вод і вмісту ртуті в ґрунті.

Розрахунки проведені за таким сценарієм:

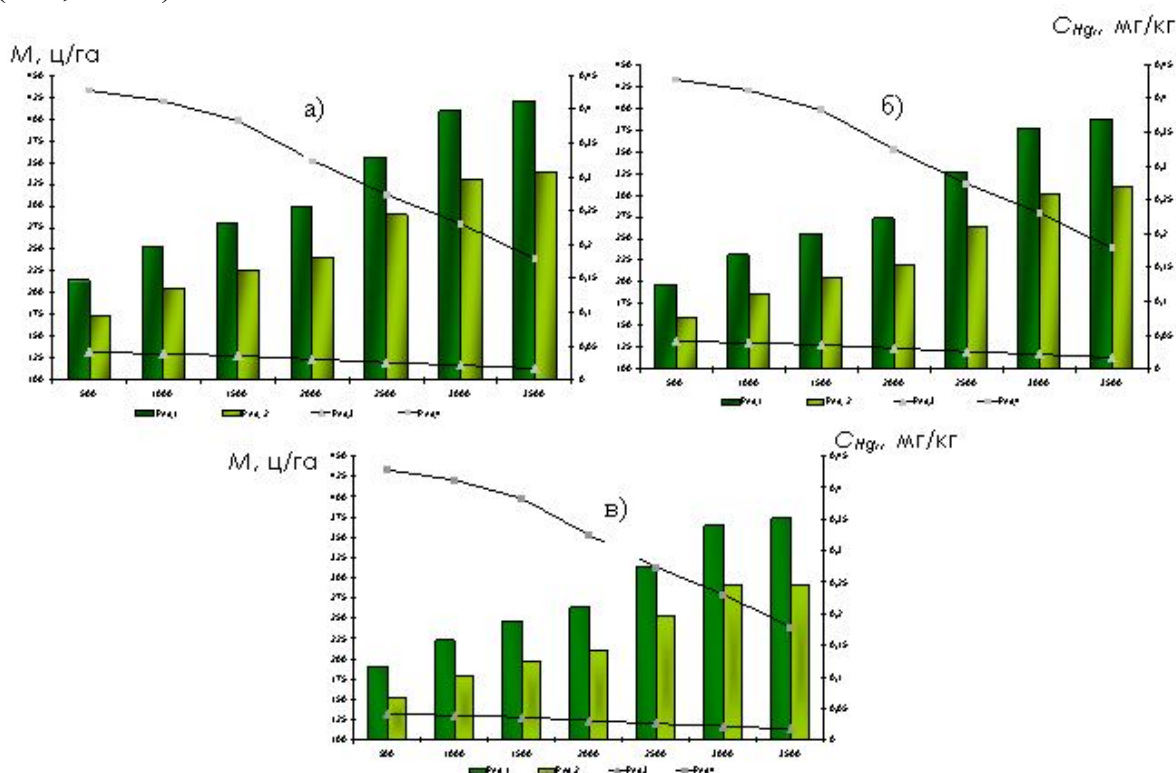
- 1) I тип води – мінералізація добра для зрошення и становить 0,4 г/л, II тип – потребує обережного застосування (1,0 г/л), III тип - не придатна для зрошення (1,5 г/л);
- 2) вміст в ґрунті ртуті : а) становить 0,003 г/кг ґрунту; б) досягає 0,03 мг/кг ґрунту ;
- 3) зрошувальна норма змінюється від 500 до 3500 м³/га, з інтервалом в 500 м³/га.

Погодні умови, що складаються в період вегетації люцерни, характерні для середньобагаторічного року на території, яка досліджується в цій роботі.

Характеристика ґрунту: чорнозем південний, потужність гумусового горизонту – 55...75 см, вміст гумусу – 2,1-3,9 %, сума поглинених основ – 27,9...37,9 мг·екв/100г ґрунту, ступінь насиченості ґрунтів основами – 98...99 %, рухливі форми: азоту – 5,1...11,4, фосфору - 6,5...12,9, калію – 8,4...13,4 мг/100 г ґрунту.

Розрахунки забруднення люцерни ртуттю в умовах зрошення водами різної якості представлено на рис. 1. Аналіз даних показав, що при мінералізації води 0,4 г/л урожайність найбільша в обох випадках забруднення, найбільші втрати врожайності відбуваються при підвищеному вмісті ртуті в ґрунті до 0,03 мг/кг сухої маси. Втрати урожаю в цьому випадку становлять приблизно 20%.

Кількість урожаю при максимальній мінералізації води (1,5г/л) і вмісті ртуті 0,03мг/кг, при зрошувальній нормі 3500 м³/га становить 298,5 ц/га, майже такого ж урожаю можливо очікувати при добрій якості води (мінералізація - 0,4 г/л), але при зрошувальній нормі в 2,5 рази меншій (298,3 ц/га).



Ряд 1 й 2 – біомаса люцерни (M , ц/га); ряд 3 й 4 - концентрація Hg у зеленій масі (CHg , мг/кг). Якість зрошувальної води а) I тип; б) II тип; в) III тип.

Рис. 1 – Залежність продуктивності та екологічної чистоти зеленої маси люцерни від вмісту ртуті (Hg) в ґрунті при різноманітному зволоженні й якості зрошувальної води.

ОЦІНКА ПРОДУКТИВНОСТІ АГРОКЛІМАТИЧНИХ РЕСУРСІВ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ СТОСОВНО ДО КУЛЬТУРИ ПРОСА

*Н.В. Сіряк, В.С. Антоненко, д.геогр.н., проф.
Одеський державний екологічний університет*

Оцінка агрокліматичних ресурсів за продуктивністю проса проводилася на основі фізико-географічної карти України, а також на основі карт агрокліматичного районування України.

Для основних агрокліматичних зон України були визначені значення агроекологічних категорій урожайності. Характер розподілу потенційного урожаю зерна (*ПУ*) проса по території України неоднорідний. Урожай зерна коливається в межах 23-29 ц/га. Найбільші значення *ПУ* проса спостерігаються в Лівобережній та в Правобережній частині Південного Степу, а також в АР Крим. Розподіл метеорологічно-можливого урожаю (*ММУ*) на території України відрізняється від розподілу *ПУ*. Найбільші значення *ММУ* спостерігаються в Правобережній частині Північного Степу, в Лівобережній і Правобережній частині Південного Степу та в АР Крим. Найбільші значення *ДМУ* спостерігаються в Центральному районі Полісся та в Західному і Східному районах Лісостепу. Розподіл виробничих урожаїв (*УВ*) на території України менш різноманітний. Значення *УВ* коливається від 10 ц/га до >14 ц/га.

На основі агроекологічних категорій урожайності були визначені чотири узагальнених оцінки (оцінка ступеня сприятливості кліматичних умов (*СВУ*); оцінка рівня використання агрокліматичних ресурсів (*С_о*); оцінка рівня реалізації агроекологічного потенціалу (*С_д*); оцінка рівня господарського використання і ґрунтових ресурсів (*С_а*)).

Найбільші значення спостерігаються в Центральному і Східному районах Полісся та в районі Лісостепу. Далі йде зниження у напрямку до Північного і Південного Степу.

Найбільш високі значення *С_о* спостерігаються в Центральному районі Полісся, в районі Лісостепу, в районі Північного Степу та в Лівобережній частині Південного Степу. Найвищі значення *С_д* спостерігаються в Правобережній частині Північного Степу. Мінімальні значення оцінки культури землеробства *С_а* для проса на території України спостерігаються в Східному районі Полісся, в Правобережній частині Північного Степу, в Лівобережній і Правобережній частині Південного Степу, а також в АР Крим. Найвищі рівні *С_а* спостерігаються в Західному і Центральному районі Полісся, в районі Лісостепу та в Лівобережній і Правобережній частині Північного Степу.

Виходячи з аналізу розрахованих агрокліматичних характеристик, були сформульовані такі три принципи районування, виконаного в розрізі адміністративних областей:

1) на основі значень *ММУ* виділяються агрокліматичні сектори щодо продуктивності проса;

2) на основі оцінок використання агрокліматичних ресурсів ці агрокліматичні сектори диференціюються на агрокліматичні округи;

3) на основі значень *УВ* в межах агрокліматичного округу виділяється агрокліматичний район.

На першому етапі за значеннями *ММУ* виділені два агрокліматичні сектори:

- А.І з рівнем урожайності *ММУ* <20 - 22 ц/га;
- А. ІІ з рівнем урожайності *ММУ* 23 - >24 ц/га.

Всі агрокліматичні сектори поділяються на агрокліматичні округи.

В агрокліматичному районі А.І виділено два агрокліматичні округи (с.1, с.2). Перший округ с.1 (Чернігівська, Донецька і Миколаївська області) характеризується низькою ефективністю використання агрокліматичних ресурсів (0,401-0,500 відн.од.). Другий агрокліматичний округ цього сектора с.2 (Житомирська, Київська, Сумська, Хмельницька, Вінницька, Кіровоградська, Черкаська, Полтавська, Харківська, Луганська, Одеська області) характеризується високою ефективністю використання агрокліматичних ресурсів (0,501-0,600 відн.од.).

В агрокліматичному секторі А. ІІ також виділені два агрокліматичні округи с.3 і с.4. Так, перший з них с.3 (Херсонська область та АР Крим) відрізняється дуже низьким рівнем використання агрокліматичних ресурсів (<0,400 відн.од.), а другий с.4 (Дніпропетровська і Запорізька області) характеризується низькою ефективністю використання агрокліматичних ресурсів (0,401 – 0,500 відн.од.).

Кожен агрокліматичний округ був оцінений за рівнем виробничої урожайності. На основі оцінки за рівнем метеорологічно-можливого урожаю, кількісної оцінки використання агрокліматичних ресурсів, а також рівня урожаю у виробництві була складена узагальнена характеристика кожного з розглянутих районів ґрунтово-кліматичних ресурсів району.

Виділено такі райони:

- дуже низька продуктивність з низькою ефективністю використання агрокліматичних ресурсів і низьким рівнем урожаю у виробництві;
- низька продуктивність з низькою ефективністю використання агрокліматичних ресурсів і низьким рівнем урожаю у виробництві;
- низька продуктивність з високою ефективністю використання агрокліматичних ресурсів із середнім рівнем урожаю у виробництві.

Найбільш високі рівні урожаю у виробництві спостерігаються в районах Полісся і Лісостепової зони.

ОЦЕНКА ТЕПЛООБЕСПЕЧЕННОСТИ ВИНОГРАДА СОРТА КАБЕРНЕ НА ТЕРРИТОРИИ ННЦ «ИВиВ ИМ.В.Е.ТАИРОВА»

М.И. Тодорова, Г.В. Ляшенко, д.георг.н.

Одесский государственный экологический университет

Виноград, несмотря на занимаемые ним относительно малые площади в Украине, относится к высокодоходным сельскохозяйственным культурам. Наиболее распространенным в южных районах страны является технический сорт Каберне. Несмотря на достаточную изученность сорта представляет интерес исследования теплообеспеченности культуры в пределах отдельного хозяйства.

Целью работы является оценка теплообеспеченности винограда сорта Каберне на территории ННЦ «ИВиВ им.В.Е.Таирова». Исходным материалом послужили данные по фенологии винограда, температуре и дефициту влажности воздуха, количеству осадков и запасам продуктивной влаги в почве за период с 1981 по 2000 годы.

В задачи исследования входило: расчет сумм температур воздуха за период с температурами выше 10 °С (теплый период) и за вегетационный период (от распускания почек до уборки), оценка их динамики и тренда, расчет статистических характеристик агроклиматических показателей и определение теплообеспеченности винограда сорта Каберне.

С 1981 по 2000 годы продолжительность теплого и вегетационного периодов соответственно изменялась от 141 до 185 и от 118 до 160 дней (рис.1). Средняя величина их составила 162 и 144 дня, а линия тренда характеризует тенденцию к увеличению продолжительности обоих периодов. Суммы активных температур за период с температурами выше 10 °С колебались в пределах 2400 – 3550 °С, а суммы эффективных – в пределах 1300 -1750 °С. Наиболее высокие температуры наблюдались в 1983, 1986, 1994, 1998 годах. Снижение температуры было в 1987, 1993 1997 годах. Уравнение тренда сумм температур за теплый и вегетационный периоды имеет вид:

$$y = 12,067x + 3046, \quad y = - 16,38x + 3002$$

Аналогичная закономерность отмечается и по суммам эффективных температур:

$$y = 7,197x + 1331, \quad y = - 0.173x + 1294$$

Различия в теплопотребности винограда, которая оценивается по величине сумм температур за период от начала развития (в данном случае от распускания почек) и до уборки урожая также значительно колебалось по годам. Наименьшие величины отмечались в 1981, 1995, 1996 и 1998 годах.

Оценка теплообеспеченности винограда выполняется на основании построенного кривой суммарной вероятности или обеспеченности сумм

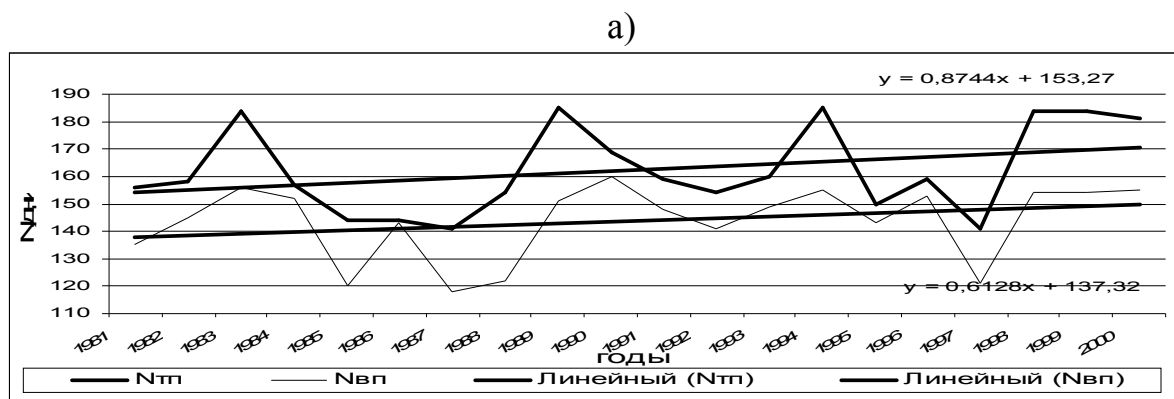


Рис.1 – Динамика и тренд: а - продолжительности теплого и вегетационного периодов, б - сумм температур воздуха за период с температурами выше 10 °С (теплый период) и за вегетационный период (от распускания почек до уборки) показателей тепловых ресурсов.

температур воздуха за теплый период как ресурсов тепла на конкретной территории и средней многолетней величины сумм биологических температур как характеристики теплопотребности культуры. Были рассчитаны суммарная вероятность сумм температур за теплый период для определения теплообеспеченности винограда. При средней теплопотребности 2830 °С теплообеспеченность винограда на данной территории составляет более 80% (рис.2).

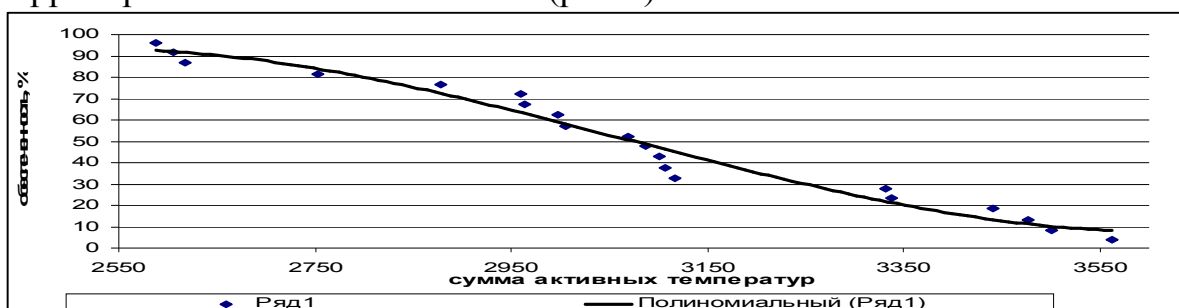


Рис.2 – Суммарная вероятность сумм температур.

Выводы. В результате проведенных исследований выполнена агроклиматическая оценка теплообеспеченности винограда сорта Каберне на территории ННЦ «ИВиВ им.В.Е.Таирова».

ВЛИЯНИЕ АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА РОСТ И РАЗВИТИЕ СОИ

*А.В. Толмачева, А.Н. Полевой, д.геогр.н., профессор
Одесский государственный экологический университет*

Зернобобовые культуры играют важную роль в сельскохозяйственном производстве. Среди зернобобовых культур в Украине, самой распространённой и имеющей наиболее разностороннее применение является соя. Считают что соя одна из наиболее древних культур, которую выращивали ещё в районах Восточной Азии преимущественно в Китае. В нашей стране сою начали возделывать только в 20 столетии, но, не смотря на это, она заняла наибольшие площади, которые с каждым годом увеличиваются. По площади посева соя занимает сегодня четвертое место в мире после пшеницы, кукурузы и риса.

Сегодня площади под культурой уже превысили миллион гектаров. По состоянию на 2011 год под сою были выделены 1121,9 тыс.га, собрано 2020 тыс. тонн зерна, а средняя урожайность составила 20,3 ц/га.

Сою часто называют чудо-растением - отчасти благодаря высокому содержанию растительного белка, в среднем составляющего около 40 % от массы семени, а у отдельных сортов достигающему 48-50 %, во многом аналогичном животному, отчасти благодаря сравнительно высокой урожайности. Высокие темпы производства сои в мире обусловлены значительными преимуществами ее по сравнению с другими сельскохозяйственными культурами. Главные из них: богатство и разнообразие химического состава семян и вегетативной массы, высокое качество продукции и возможность универсального использования ее в пищевых, кормовых и технических целях. В сое редчайшее для растений сочетание белков, витаминов и зольных элементов.

Соя – теплолюбивое растение короткого дня, очень чувствительное к изменению светового дня и в зависимости от продолжительности вегетации ей необходима сумма активных температур 1700-3200°C. Требования к теплу в различные фазы развития неодинаковы. Оптимальная температура для произрастания семян 20-22°C, минимальная 6-7°C. Увеличение светового дня замедляет развитие, отодвигает сроки зацветания, растягивает период цветения, приводит к сильному опадению цветков, удлиняет период вегетации. Уменьшение светового дня ускоряет цветение, сокращает вегетационный период. Низкие температуры при набухании семян очень снижают всхожесть и задерживают появлению проростков. Установлено, что температура в сочетании с факторами света

и влагообеспечения оказывает большое влияние на продолжительность различных периодов развития сои. При этом от температуры и влажности почвы в значительной степени зависят периоды всходы-цветения и цветение-созревание. Основными процессами, в результате которых формируется растительная масса, являются фотосинтез и дыхание. Процесс фотосинтеза является основным звеном в общей продуктивности растений. В условиях юга Украины осадки являются основным фактором, определяющим условия для роста и развития сои. Соя как растение муссонного климата на формирование урожая зерна расходует значительное количество воды больше, чем зерновые колосовые и другие зернобобовые культуры. Это связано с высокими требованиями ее к влагообеспеченности. Общий расход воды посевом сои за вегетацию может достигать 5000-6000 м³/га. Потребность сои в воде в значительной степени зависит от фаз ее развития. От всходов до начала цветения соя менее требовательна к влаге и хорошо переносит засуху. Наиболее высокая потребность в воде наступает в период цветения и развития бобов. Рост и развитие сои зависят и от относительной влажности воздуха. Этот фактор играет важную роль в период цветения. Оптимальные условия для развития сои создаются при относительной влажности 75-80%. При высокой температуре и низкой относительной влажности воздуха (менее 60%) опадают цветки и молодые бобы.

Целью исследования являлось изучение влияния агрометеорологических условий на рост и развитие сои для различных сортов, произрастающих в природно-климатических зонах Украины. В качестве исходной информации использовались среднегодовые данные агрометеорологических наблюдений за период с 1982 по 1989 гг. на сети гидрометеорологических и агрометеорологических станций Украины. В ходе анализа сорта сои, произрастающие в 8 областях Украины, были разделены на две группы по продолжительности периода вегетации: скороспелые (100-120 дней), среднеспелые (120-140 дней). Более поздние сорта в Украине не выращивают из-за их недостаточной теплообеспеченности. В Украине соя наиболее распространена в Степи и Лесостепи. Полесье Украины является северной границей возделывания сои по недостатку тепла, вследствие чего этот район не обеспечивает устойчивого созревания даже наиболее скороспелых сортов сои. А в районах южной Степи выращивать сою и получать хорошие урожаи целесообразно на орошаемых землях, вследствие недостатка и неравномерного выпадения осадков за летний период.

ОСОБЛИВОСТІ АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИХ УМОВ НА ТЕРИТОРІЇ ЧЕРКАСЬКОЇ ОБЛАСТІ В 2010-2011 СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКОМУ РОЦІ

Т.Г. Трохименко, О.І. Ситник к. геогр. н. доц.

Уманський державний педагогічний університет імені Павла Тичини

Метеорологічні умови відіграють велике значення у національному господарстві кожної країни. Людині потрібно вивчати та досліджувати клімат, щоб використовувати його ресурси для своїх потреб та, по-можливості, зменшувати вплив несприятливих погодних умов.

Сільськогосподарське виробництво Черкаської області у значній мірі залежить від агрометеорологічних чинників (тепла, вологи, світла), які досить мінливі у часі та просторі. Саме тому, поряд з агротехнічними заходами та сучасними технологіями, що спрямовані на підвищення урожайності сільськогосподарських культур, переважаюча роль належить правильному використанню сприятливих погодних умов.

Минулий 2010-2011 сільськогосподарський рік виявився не звичайним для області. Внаслідок аномальних явищ погоди зафіксовано 73 метеорологічні рекорди, з яких найбільше зареєстровано у листопаді 2010 р. Погодні умови характеризувалися значними контрастами температур, які щомісяця проявлялись у чергування «хвиль» холоду та тепла, амплітудами температур упродовж доби 10°C і більше у грудні 2010 р., січні, лютому та жовтні 2011 р., великою кількістю днів із стихійними та небезпечними метеорологічними явищами, дефіцитом опадів протягом тривалого часу, 2-ма періодами жорсткої посухи (весняно-літня, яка тривала з 3-ої декади травня до 3-ої декади червня та літньо-осіння - із середини серпня до середини жовтня) та затяжним дощовим періодом (24.06. - 8.07. 2011 р.) з рекордною кількістю опадів. Звичайно, що такі екстремальні погодні умови негативно вплинули на врожайність сільськогосподарських культур.

Агрометеорологічні особливості сезонів в Черкаській області характеризувалися певною своєрідністю.

Осінь 2010 р. видалась теплою та дощовою, і характеризувалась нестандартним перебігом погодних умов - листопад виявився на 3°C теплішим за жовтень. Рекордно теплий листопад нівелював наслідки пізньої сівби, подовжив період осінньої вегетації на 3 тижні та дозволив озимій пшениці перед входом в зиму досягти фази кушіння практично по всій території області.

Зима 2010-2011 рр. загалом характеризувалась метеорологічними показниками близькими до кліматичної норми, при цьому час від часу спостерігалися відхилення від середніх показників, як за температурним режимом так і за кількістю опадів. Наприклад, у 2-й декаді січня та 1-й декаді лютого панувала аномально тепла погода з позитивним відхиленням

середньодакдної температури від кліматичної норми на 5-7°C. У 2-й декаді грудня та 2-й половині лютого панувала аномально холодна, з негативним відхиленням середньодакдної температури на 3-6°C. Найбільша кількість опадів за сезон зафіксована у грудні, яка перевищила кліматичну норму у 1,5 рази. Тривале панування антициклональної погоди в січні спричинило незначну кількість опадів, їх дефіцит за січень-лютий залежно від району області становив від 20 до 60 %. Хоча за таких погодних умов зимового сезону, несприятливих явищ для перезимівлі озимих культур масово не спостерігалось, проте стан рослин на початок весни наблизився до фізіологічного виснаження.

Весна загалом характеризувалася помірно-теплыми та посушливими погодними умовами. Характерною її особливістю виявилось чергування періодів потеплінь та похолодань із значним дефіцитом опадів. Позимовому холодним відзначився її початок - морози сягнули позначки -14...-19°C, по-літньому спекотним - кінець травня +29...+32°C. Особливим метеорологічним явищем для ранньовесняного періоду стала низька відносна вологість повітря та сильні вітри. За таких погодних умов переважали малосприятливі передумови для сівби ярих, росту та розвитку всіх інших культур. Через тривалий дефіцит опадів з кінця травня в центральних районах області під озимими культурами розпочалась ґрунтова посуха.

Літо видалось теплим та дощовим з частими змінами погоди, дефіцитом опадів на початку та наприкінці сезону. Варто зауважити, що надмірна кількість опадів, яка зафіксована метеорологами в період 24.06.-7.07., супроводжувалась небезпечними проявами (сильні зливи, град, грози, шквали). Такі погодні умови суттєво вплинули на сільське господарство Черкаської області, що в подальшому призвело до знижень урожайності зернових культур (окрім кукурудзи) та водночас підвищенню урожайності соняшнику та цукрових буряків. Внаслідок сухості та підвищеної щільності верхніх шарів ґрунту створювались незадовільні умови для підготовки під посів озимих зернових культур та сівби озимого ріпаку.

Осінь 2011 р. характеризувалась дефіцитом опадів, ґрунтовою посухою до середини та значним дефіцитом тепла з 2-ї декади жовтня. Такі погодні умови не ускладнювали збирання врожаю пізніх сільськогосподарських культур, проте через сухість ґрунту, пізні строки сівби та дефіцит тепла, посіви озимини виявились в критичному до перезимівлі стані.

Отже, погодні умови 2010-2011 сільськогосподарського року характеризувалися як складні для вирощування с/г культур в Черкаській області. Спостерігалась велика кількість аномальних погодних явищ, які спричинили зниження урожайності багатьох культур та водночас підвищення інших.

ОЦЕНКА ПРОДУКТИВНОСТИ ВИНОГРАДА СОРТА КАБЕРНЕ НА ТЕРРИТОРИИ ННЦ «ИВиВ ИМ. В.Е. ТАИРОВА»

*Л.А. Царивская, ст., Г.В. Ляшенко, д. георг. н.
Одесский государственный экологический университет*

Интегральным показателем степени благоприятности агроклиматических ресурсов для различных культур является их урожайность, определяемая расчетным путем и учитывающая наряду с биоэкологическими параметрами культуры ресурсы света, тепла и влаги [2]. Это теоретические урожаи – потенциальный (ПУ) и климатически возможный (КВУ).

Целью работы является оценка потенциально возможного урожая (ПУ) винограда сорта Каберне на территории ННЦ «ИВиВ им.В.Е.Таирова». Исходным материалом послужили данные по фенологии винограда и температуре воздуха за период с 1981 по 2000 годы. В задачи исследования входило: расчет сумм температур воздуха за вегетационный период (от распускания почек до уборки) и сумм фотосинтетически активной радиации (ΣQ_f - ФАР), оценка их динамики и определение потенциально возможного урожая (ПУ).

Для исследуемой территории были рассчитаны величины ФАР по сумме биологических температур [3]:

$$\Sigma Q_{\Phi} = 0,44 \Sigma T_{akt} + 225,1$$

Полученные данные свидетельствуют, что за исследуемые годы (рис.1) сумма ФАР изменялись от 1491,4 до 1792,4 МДж/м². Отмечается восходящий тренд, то есть ФАР увеличивается с 1982 по 2000 год. Максимальная величина ФАР наблюдалась в 1999 году - 1792,4 МДж/м², а минимальная – в 1993 году - 1491,4 МДж/м².

Расчет потенциальной урожайности осуществляется по методу Тооминга Х.Г. [4]:

$$ПУ = 10^4 \cdot \eta \cdot K_m \cdot \frac{\Sigma Q_{\Phi}}{q},$$

где $ПУ$, η , K_m , ΣQ_{Φ} , q - соответственно потенциальный урожай, КПД ФАР, коэффициент, характеризующий долю хозяйственно ценной части урожая к общей биомассе, ФАР, теплотворная способность единицы урожая. Согласно выполненным исследованиям Амирджанова А.Г. [1] для винограда величина η равна 0,5-1%. K_m - 1,25, а q - 17020 КДж/кг. Расчеты показывают, что при $\eta=1\%$ ПУ винограда за период с 1981 по 2000 годы на



Рис.1. Динамика и тренд сумм фотосинтетически активной радиации.

исследуемой территории изменяются от 109 до 132 ц/га и в среднем многолетнем (50%) равны 117 ц/га. Кривая обеспеченности имеет вид, представленный на рис. 2.

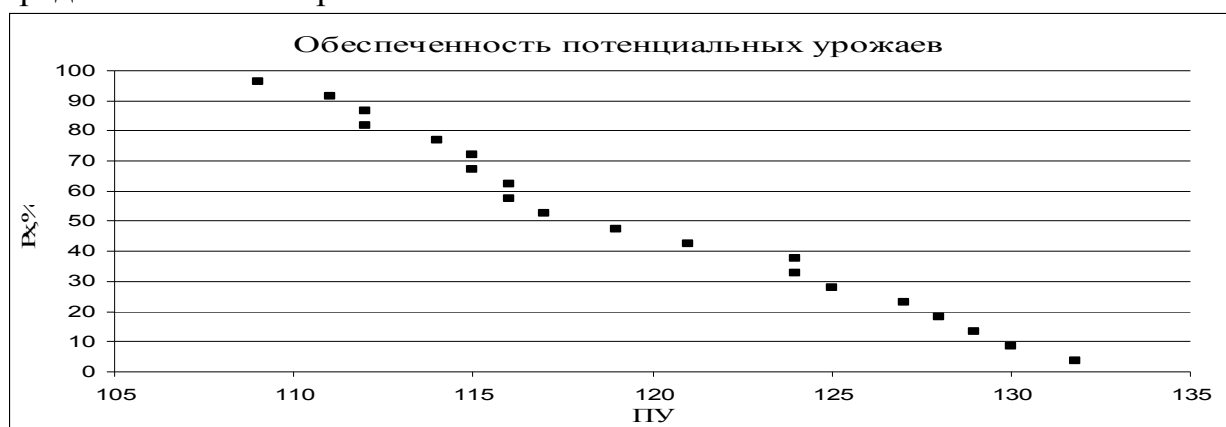


Рис. 2. Кривая обеспеченности потенциальных урожаев винограда

Выводы. В результате проведенных исследований выполнена агроклиматическая оценка сумм фотосинтетически активной радиации и, с учетом количественной оценки биоэкологических параметров, определена величина потенциального урожая винограда сорта Каберне на территории ННЦ «ИВиВ им.В.Е.Таирова».

Література:

- 1.Амירджанов А.Г. Солнечная радиация и продуктивность винограда / А.Г. Амירджанов. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 208 с.
2. Ляшенко Г.В. Агроклиматологическая оценка формирования продуктивности сельскохозяйственных культур. – Одесса: ННЦ „ИВиВ им. В. Е. Таирова”, 2011. – 249 с.
- 3.Мищенко З.А. О методике уплотнения агроклиматической информации на примере радиационно-тепловых ресурсов / З.А. Мищенко, Г.В.Ляшенко. – Киев, 1994. - Деп. в УкрИНУЕИ 28.07.94, № 1435.
- 4.Тооминг Х.Г. Экологические принципы максимальной продуктивности посевов /Х.Г. Тооминг. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 264 с.

СЕКЦІЯ № 2
ГІДРОЛОГІЯ СУШІ ТА ГІДРОХІМІЯ

POSSIBILITIES OF FLOOD WAVE MANAGEMENT BASING ON COMPUTER MODELING ON EXAMPLE OF PRUT RIVER ON SECTOR: RESERVOIR COSTESTI-STINCA AND UNGHENI TOWN

Jeleapov Ana, PhD student, junior researcher

Institute of Ecology and Geography of Academy of Sciences of the Republic of
Moldova

Introduction

Extreme weather of last decades creates premises for formatting great floods – the main hydrological risk on the territory of the Republic of Moldova. Such floods passed along main Moldova rivers Prut and Nistru in 2008 and 2010 and brought damages of 167mil.lei (≈ 11 mil. €). Taking into consideration that these floods are close to 0,1% and 1% probability we consider interesting to simulate evacuation of flood waves of 5, 1, 0.5, 0.1 % probability from Costesti-Stinca reservoir situated on Prut River and appreciation of maximal discharges and their travel time to Ungheni Town using HEC-RAS software.

Methodology

The main computational model used in this study is free software HEC-RAS developed by US army corps of engineers at the request of American Hydrologic Engineering Center [4] which deals with river analysis systems and represents an automatic computing tool. This software is capable to simulate unsteady flow through a full network of open channels. The physical laws which govern the flow of water in a stream are: the principle of conservation of mass and the principle of conservation of momentum. These laws are expressed mathematically in the form of partial differential equations which are referred to as the continuity and momentum equation.

Discussions and results

Prut River is a transboundary river and flows through three countries: Ukraine, Romania and Moldova. Reservoir Costesti-Stinca was built in 1978, 576 km upper confluence with Danube especially for protection against floods of lower part of Prut basin. This reservoir is a strategic point both for Romania and for Republic of Moldova. Good exploitation and capacity of flood wave regularization mean safety living of hundreds of people lower it. But sometimes such conditions are very hard to apply. Simulation of flood wave in case of rare probability floods can give possibility to improve the rules of reservoir exploitation.

The results of simulations depend on quality of Prut Valley TIN. It was created in Arc Gis 9.3.1 basing on topographic maps of 1:25000 scale [3]. Using HEC-GeoRAS main geometry characteristics were extracted and exported into HEC-RAS [5]. All the cross-sections were analyzed, calibrated according to [1] and interpolated. Basing on this geometry, four scenarios were elaborated (fig. 1). According to them we can see that maximal discharges diminish from upper post (Costesti-Stinca) to downer post. Also HEC-RAS gives us the possibility to appreciate the travel time of maximal discharges during time and space (tab. 1).

Table 1. Maximal discharges and their travel time from upper to downer post

Characteristics	Evacuation from Costești-Stinca reservoir, m ³ /s [1]	Ungheni Town, m ³ /s	Travel time of maximal discharge from upper to downer post, hours
Maximal discharge of 5% probability	509	443	52
Maximal discharge of 1% probability	700	597	48
Maximal discharge of 0.5% probability	1274	1118	44
Maximal discharge of 0.1% probability	1560	1351	42

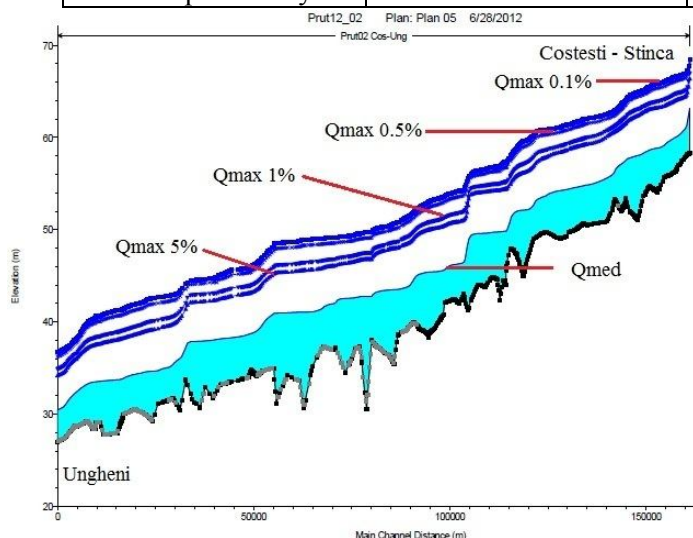


Figure 1. View of longitudinal profile of Prut River from Costești-Stinca to Ungheni

Conclusion and recommendations

This study is one of the first attempts to apply HEC-RAS for simulation of flood waves on territory of Republic of Moldova. The results can be considered reliable according to input data. Taking in consideration that topographic maps were made nearly 40 years ago, it is necessary to improve these data and to use maps of 1:5000 or 1:1000 scales for more exacted results. For a better simulation of hydraulic processes it is necessary to make detailed

researches and analyses of river bathymetry. The unsteady flow module from HEC-RAS should also include up-to-date detailed information about ineffective areas, bridges, culverts, lakes etc.

Acknowledgements:

This research was made within project Development of a geoinformational support for hydrological risk management in Prut basin. I would like to tall special thanks to coordinators of the project dr. Nicolae Boboc and dr. bah. Melniciuc Orest for scientific advises, and team of Landscape Ecology laboratory of Institute of Ecology and Geography of Academy of Sciences of Republic of Moldova for realization of TIN support in GIS for this study.

Bibliography:

1. *Elaborarea modelului unei cinematice a viiturilor și evaluarea zonelor de risc în caz de inundații pe râurile din Republica Moldova*. Научный отчет. Научный руководитель О. Мельничук. Кишинэу, 2010, 96 с.
2. Мельничук О. *Паводки и наводнения на реках Молдовы*. Кишинэу, 2012, 233 с.
3. *Топографические карты*, масштаб 1:25000. Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, Москва. 1957-1961, 1971-1978.
4. *HEC-RAS River Analysis System. User's Manual. Version 4.1*. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, Davis, USA, 2010, 790 p.
5. Venkatesh Merwade, *Tutorial on using HEC-GeoRAS with ArcGIS 9.3.*, Purdue University, 2010, 32 p. <http://web.ics.purdue.edu/~vmerwade/education/georastutorial.pdf>

ТЕОРЕТИЧНІ ОСНОВИ ТА ПРАКТИЧНІ РЕАЛІЗАЦІЇ ОЦІНКИ СТАНУ ВОДНИХ РЕСУРСІВ В УМОВАХ НЕДОСТАТНОСТІ ДАНИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ ТА ЗМІНАХ КЛІМАТУ (НА ПРИКЛАДІ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я)

*Ю.В. Божок, Н.С. Лобода, д.геогр.н., проф.
Одеський державний екологічний університет*

Територія Північно-Західного Причорномор'я є недостатньо вивченою у гідрологічному відношенні: спостереження за стоком у природних умовах його формування не проводилися, а існуючі матеріали відповідають періоду перетворення стоку водогосподарськими заходами.

До основних напрямів водогосподарських перетворень відносять штучні водойми (водосховища та ставки), які виконують роль штучних випарників, зрошування (межиріччя Дунай-Дністер), використання підземних вод (межиріччя Дністер-Південний Буг) та ін.

В Одеському державному екологічному університеті під керівництвом проф. Є.Д. Гопченка та проф. Н.С. Лободи розроблено метод розрахунків характеристик стоку малих та середніх річок Північно-Західного Причорномор'я, який є складовою моделі типу “клімат-стік” і базується на використанні метеорологічної інформації, а саме даних про річні опади, температуру та дефіцити вологості повітря. Річний стік визначався за даними метеорологічних станцій на основі методу водно-теплогового балансу і дістав назву “кліматичного”.

Дослідження кліматичних характеристик на основі даних метеостанцій Роздільна, Любашівка, Одеса виявили наявність тенденцій до зростання температур повітря як за рік, так і за холодний (XI-III) та теплий (IV-X) періоди. При цьому зростання температур повітря у холодний період є більш вираженим. Рівняння трендів, отримані за період 1987-2007 рр., показують, що інтенсивність зростання температур повітря у ці роки зросла у порівнянні із усім періодом спостережень.

У хронологічному ході річних сум опадів та опадів теплого й холодного періодів статистично значущих трендів не встановлено. Тенденція до зменшення річних опадів та опадів холодного періоду виявлена за даними метеостанцій Роздільна та Любашівка. По метеостанції Одеса відмічається незначне збільшення опадів теплого періоду.

Збільшення температур повітря в зимовий сезон сприяє зменшенню глибини промерзання ґрунту, формуванню відлиг та збільшенню інфільтрації талих й дощових вод у підстильну поверхню. Зменшення запасу води в сніговому покриві та зростання втрат при таненні снігу у весняний сезон сприяють зниженню максимальних витрат води в період весняного водопілля. У свою чергу, зростання температур повітря літнього

сезону збільшує випаровування з поверхні суші та водної поверхні штучних водойм.

Таким чином, в останні десятиріччя (починаючи з 80-х років минулого століття) умови формування стоку річок Північно-Західного Причорномор'я з точки зору кліматичних умов, погіршились. Сумарне збільшення температури повітря за розрахунковий інтервал "травень-вересень" в період з 1989 р. по 2008 р. в порівнянні з попереднім багаторічним періодом складає 2,5 – 3,0 °С для метеорологічних станцій північного заходу Причорноморської низовини (Ізмаїл, Сарата, Роздільна, Вознесенськ), що зумовлює зростання теплоенергетичних ресурсів клімату в 1,04 рази. Зменшення річних опадів з 1989 р. по 2008 р. відбулося в середньому на 6%. Розрахунки на основі рівняння водно-теплого балансу показали, що така зміна співвідношення ресурсів тепла і вологи забезпечує зниження кліматичного річного стоку на 30%.

Одним із етапів роботи є дослідження посушливості клімату Північно-Західного Причорномор'я, а також оцінка впливу посушливості на стік річок.

З точки зору гідрологічних досліджень реакцією водозборів річок на посухи мають бути характеристики мінімального стоку, тривалість межені та тривалість пересихання річок.

Для оцінки посушливості розраховані індекси посушливості SPEI (стандартизований індекс сумарного випаровування і опадів). Аналізуючи індекси було виявлено, що тривалі сухі періоди майже не траплялися. Значення SPEI показують, що в період з 1961 по 2010 рр. було зареєстровано близько 5 випадків посух. Повторюваність помірно сухих періодів складає 13%, дуже сухих періодів – 6%, вкрай сухих періодів – 2%. Можна сказати, що на досліджуваній території переважають помірні посухи тривалістю не більше 1 року.

Прогноз стану посушливості виконувався за даними сценарію зміни глобального клімату A1B, згідно з яким повторюваність дуже сухих періодів у 2011-2025 рр. збільшиться на 5%, вкрай сухих періодів – майже не зміниться. Найнижчі значення SPEI, а отже і найбільша посушливість прогножуються у 2020-2021 рр.

Висновки та перспективи використання. Аналіз метеорологічних характеристик Північно-Західного Причорномор'я дозволив установити тенденції до зростання температур повітря та відповідне зростання посушливості клімату. Повторюваність посушливих явищ згідно із сучасними сценаріями змін клімату має зростати, викликаючи гідрологічні посухи – збільшення тривалості межені та зниження характеристик мінімального стоку річок. Розрахунки величин кліматичних чинників та показників посушливості за сценаріями змін кліматі (A1B, A1, B1) дозволять вийти на оцінку характеристик річного стоку, його внутрішньо річного розподілу та мінімального стоку.

ВИКОРИСТАННЯ МОДЕЛІ ГРАНИЧНОЇ ІНТЕНСИВНОСТІ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ ПІВДЕННОГО БУГУ

*Ю.О. Ведіщева, В. А. Овчарук, доц., к.г.н.
Одеський державний екологічний університет*

Більшість сучасних моделей для розрахунку максимального стоку річок опираються на модель руслових ізохрон, а після деяких припущень зводяться до відомих структур редукційного типу або граничної інтенсивності. Найбільш же обґрунтованою є операторна модель, на базі якої рекомендується проводити нормування характеристик максимального стоку в Україні, замість все ще діючої, але давно вже застарілої морально методики СНІП 2.01.14-83. Ще одним можливим варіантом є модель граничної інтенсивності, в основі якої лежить також теорія руслових ізохрон. Саме ця модель використана нами для обґрунтування параметрів максимального стоку весняного водопілля в басейні Південного Бугу.

В якості об'єктів дослідження взято 35 річкових водозборів з площами від 36,5 км² (р. Південний Буг - с. Чернява) до 46200 км² (р.Південний Буг-с.Олександрівка) і періодом спостережень від 11 до 95 років.

Прийнявши за опорну розрахункову характеристику максимальний шар стоку весняного водопілля, використана формула виду[1]:

$$q_m = \tilde{\varphi}(t_p/T_0) Y_m \varepsilon_F r \lambda_p, \quad (1)$$

де $\tilde{\varphi}(t_p/T_0)$ - трансформаційна функція; t_p - час руслового добігання; T_0 - тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі; Y_m - шар стоку за період водопілля; ε_F - коефіцієнт русло-заплавного регулювання і водообміну; r - коефіцієнт зарегулювання максимального стоку проточними озерами, водосховищами і ставками; λ_p - коефіцієнт, який служить для переходу від опорної 1%-ої ймовірності перевищення до будь-якої іншої.

Перша характеристика – шар стоку за період водопілля отримана в результаті статистичної обробки часових рядів по 35 водозборах у басейні Південного Бугу. При узагальненні шарів стоку Y_m по території досліджувався можливий вплив місцевих чинників (залісеність, заболоченість) та географічного положення водозборів. Проаналізувавши отримані дані, стає можливим побудова карти ізоліній $Y_{m1\%}$. Шари стоку весняного водопілля закономірно зменшуються з північного заходу на південний схід від 160 мм до 60 мм.

Наступним розглядався коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу $(n+1)/n$. Для досліджуваної території він дорівнює 12.0, звідки $n=0.09$.

Остання характеристика схилового припливу – його тривалість T_0 . Ця характеристика розрахована за допомогою комп'ютерної програми “Caguar” і узагальнена у вигляді карти ізоліній. В цілому, величини схилового припливу в досліджуваному басейні змінюються в діапазоні от 450 до 100 годин.

Наступний етап розрахунків був присвячений визначенню двох трансформаційних функцій, одна з яких враховує трансформацію за рахунок руслового добігання $\tilde{\varphi}(t_p/T_0)$, а друга – під впливом русло-заплавного регулювання ε_F .

Трансформаційна функція розраховується за наступними формулами:

а) при $t_p < T_0$

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \left[1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n \right]; \quad (2)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{1}{t_p} \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^m \right]; \quad (3)$$

Для річок басейну Південного Бугу ця функція розрахована для всіх досліджуваних водозборів і змінюється від 0,009 до 0,032 в залежності від співвідношення t_p/T_0 .

Коефіцієнт русло-заплавного водообміну ε_F визначений зворотнім розрахунком з формули (1) і узагальнений у вигляді залежності від площі водозборів.

Точність розрахункової методики складає $\pm 13.1\%$, що відповідає точності вихідної інформації по максимальному стоку, отже вона може бути рекомендована до практичного застосування на регіональному рівні.

Література:

1. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. ТЭС, Одесса, 2002, 110с.

МАКСИМАЛЬНИЙ СТІК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ Р. ПІВДЕННИЙ БУГ

А. А. Гавриленко

Одеський державний екологічний університет

Річка Південний Буг належить до великих річок басейну Чорного моря, бере початок в піднесеній частині Подільського плато. Впадає в Дніпро – Бугський лиман, утворюючи нижче гирло р. Інгул. Басейн досліджуваної річки розташований в лісостеповій і степовій зонах.

Природна рослинність займає 12% всієї площі, 11% доводиться на ліси, близько 1% - на луки і 0,5% - на болота. Степи збереглися лише на дуже незначних, непридатних ділянках ґрунту.

Територія описуваного району представляє дуже складну в кліматичному відношенні місцевість. Річні суми опадів змінюються від 570 мм на півдні до 654 мм - на півночі. Вони відрізняються значною мінливістю по роках. В окремі роки можуть спостерігатися засухи.

Середня річна температура на даній території змінюється від 6,7°C на півночі до 8,5°C - на півдні.

Річки басейну Південного Бугу в весняний період живляться зазвичай талими водами і гідрографи водопіль мають добре виражену одновершинну форму, за виключенням тих років, коли в результаті затяжного сніготанення гідрограф водопілля приймає форму, близьку до трапеції, або багатoverшинну форму при переривчастому сніготаненні. Ця остання форма може виникнути також внаслідок випадіння дощів в період спаду водопілля, але такі випадки бувають не часто.

При формуванні високих водопіль на досліджуваних річках, крім поверхневого стоку від сніготанення та дощових опадів, приймає участь також ґрунтовий стік.

Високі водопілля відмічались в 1932, 1940, 1941 та 1956 рр. Найбільш масштабним було водопілля 1932 року, яке охопило майже весь басейн, за виключенням р. Інгул. Необхідно також зауважити, що у межах правих приток дані про розміри водопілля 1932 р. відсутні.

Максимальні модулі найбільш високих водопіль змінюються від 0,11 до 0,26 м³/с*км², причому має місце чітка закономірність, яка полягає у зменшенні модулів з ростом площі водозборів.

Визначення розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг на сьогодні здійснюється у відповідності з нормативним документом СНіП 2.01.14-83. Базова формула має вигляд

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + b)^{n_1}} \delta \delta_1 \delta_2, \quad (1)$$

де q_m – максимальний модуль стоку;

Y_m – шар стоку за водопілля, причому

$$Y_m = \bar{Y}_m * k_m; \quad (2)$$

k_0 – коефіцієнт дружності весняного водопілля;

F – площа водозбору;

b – емпіричний параметр (у км²) для врахування уповільнення редукції модуля стоку в області невеликих водозборів;

δ, δ_1 і δ_2 – поправочні коефіцієнти для врахування впливу на максимальний модуль водопілля озер, залісеності та заболоченості водозборів;

$\bar{Y}_m$ – середня багаторічна величина шару стоку весняного водопілля;

k_m – розрахунковий модульний коефіцієнт.

Основні недоліки розрахункової формули (1) полягають у такому:

1. Введення в структуру (1) величини $b > 1.0$ порушує граничні умови у верхній частині редукційної залежності: $q_m/q'_m = 1.0$ при $F = 0$, де

$q'_m = k_0 * Y_m$. Дійсно, за цієї умови, виходячи з (1),

$$q_m/(k_0 Y_m) = q_m/q'_m = \frac{1}{b^{n_1}} < 1.0 \quad (3)$$

2. З аналізу рівняння (1) очевидно, що δ_1 і δ_2 є збірними поправочними коефіцієнтами, в той час, коли вони можуть безпосередньо впливати як на шар стоку Y_m , так і на коефіцієнт дружності весняного водопілля k_0 .

3. Інше зауваження стосується самого СНІП 2.01.14-83. Як відомо, він розроблявся на матеріалах спостережень до 1976 року. За минулі 35 років відбулося суттєве поповнення вихідної інформації по стоку річок України, у тому числі й максимального.

Нами пропонується науково-методична база, яка опирається на модель руслових ізохрон, а вихідне рівняння операторного типу (схильний приплив – русловий стік) має вигляд

$$q_m = q'_m \psi \left(t_p / T_0 \right) \varepsilon_F, \quad (4)$$

де q'_m – максимальний модуль схилового припливу;

$\psi \left(t_p / T_0 \right)$ – трансформаційна функція розпластування під впливом часу руслового добігання t_p ;

ε_F – коефіцієнт русло-заплавного регулювання водопілля.

УДОСКОНАЛЕННЯ НОРМАТИВНОЇ БАЗИ ПО РОЗРАХУНКУ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ У ПРИКАРПАТТІ

*М.В. Гонцій, м.н.с., Є.Д. Гонченко, д.геогр.н., проф.
Одеський державний екологічний університет*

Географічне положення басейнів річок Прикарпаття, особливості атмосферної циркуляції та місцеві фактори визначають те, що територія характеризується помірно континентальним кліматом.

Карпати є одним із найбільш паводконебезпечних регіонів України. Тут на протязі року може спостерігатися по декілька дощових паводків, які часто набувають катастрофічного характеру, як це мало місце, наприклад, у Прикарпатті у 2008 році. Тоді 22-27 липня 2008 року в шести західних областях України (Львівській, Івано-Франківській, Тернопільській, Чернівецькій, Закарпатській і Вінницькій) внаслідок значних опадів спостерігався високий паводок. За допомогою емпіричних кривих забезпеченості було оцінено паводок 2008 року, з точки зору його ймовірності перевищення. Виявилося, що цей паводок на досліджуваній території має забезпеченість, яка змінюється від 1.1% (р.Дністер - м. Галич) до 34% (р.Лімниця - с. Осмолода). На рис.1 представлена карта-схема розподілу спостережених максимумів на території Прикарпаття по роках.

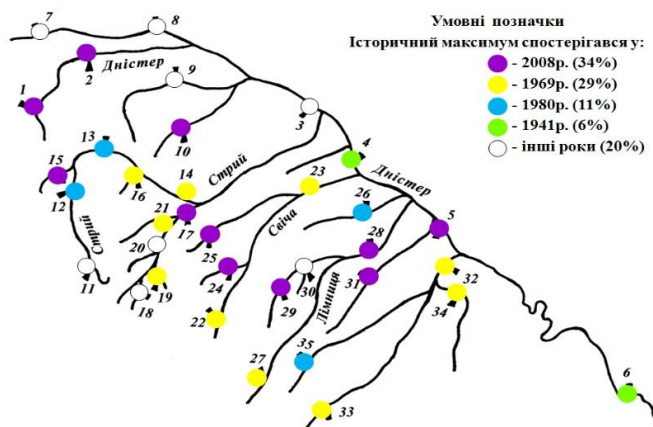


Рис.1 – Карта-схема розподілу спостережених максимумів (по роках) і кількість постів (у дужках, у %) на річках Прикарпаття

Аналітичний огляд існуючої науково-методичної бази з розрахунків характеристик дощових паводків показав, що вона не відповідає сучасному рівню розвитку гідрології і рівню вимог до гідрологічних розрахунків чи прогнозів. Відповідно до СНиП 2.01.14-83, розрахунки максимальних витрат води дощових паводків в діапазоні водозбірних площ $F > 200 \text{ км}^2$ визначаються за редуційною формулою

$$q_p = q_{200} \left(\frac{200}{F} \right)^{n_1} \delta \delta_2 \delta_3 \lambda_p. \quad (1)$$

де q_{200} - модуль максимальної миттєвої витрати води забезпеченістю $P=1\%$, віднесений до площі $F=200 \text{ км}^2$; n_1 - степеневий показник; $\delta_2 \delta_3$ - коефіцієнти для врахування впливу на максимальний стік боліт та висотного положення водозборів.

Структура q_{200} не відповідає умовам формування максимального стоку у Прикарпатті, оскільки, як показує аналіз, розрахункові характеристики (шар стоку, тривалість схилового припливу, в тому числі й q_{200}) обумовлені не географічними координатами, а висотним положенням водозборів.

При площах водозборів $F < 200 \text{ км}^2$ максимальні модулі визначаються за формулою граничної інтенсивності

$$q_m = A_{1\%} H_{1\%} \eta \delta \lambda_p, \quad (2)$$

де $A_{1\%} = 16.67 \bar{\psi}(\tau)$ - максимальний модуль стоку забезпеченістю $P=1\%$, віднесений до $H_{1\%} \eta$; $H_{1\%}$ - добовий максимум опадів забезпеченістю $P=1\%$; η - збірний коефіцієнт стоку; δ - редуційний коефіцієнт для врахування впливу водойм проточного типу.

В цій методиці в якості базової характеристики штучно вводиться часова крива середньої інтенсивності опадів $\bar{\psi}(\tau)$ за розрахункову тривалість τ , замість трансформаційної функції добігання $\psi(t_p/T_0)$ та русло-заплавного регулювання ε_F .

Авторами для розрахунку максимального стоку річок Прикарпаття пропонується застосувати формулу, засновану на моделі руслових ізохрон.

Базова структура має вигляд

$$q_p = q'_{1\%} \psi(t_p/T_0) \varepsilon_F \lambda_p, \quad (3)$$

де q_p - максимальний модуль руслового стоку забезпеченістю $P(\%)$, $\text{м}^3/\text{с км}^2$; $q'_{1\%}$ - максимальний модуль схилового стоку опорної забезпеченості $P=1\%$ ($\text{м}^3/\text{с км}^2$)

$$q'_{1\%} = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_{1\%}, \quad (4)$$

$\frac{n+1}{n}$ - коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу; T_0 - тривалість схилового припливу, год.; $Y_{1\%}$ - шар стоку дощових паводків забезпеченістю $P=1\%$, мм; $\psi(t_p/T_0)$ - трансформаційна функція, яка обумовлена часом руслового добігання t_p ; ε_F - коефіцієнт русло-заплавного регулювання; r - коефіцієнт зарегулювання максимального стоку озерами і водосховищами проточного типу; λ_p - коефіцієнт забезпеченості.

ДОСЛІДЖЕННЯ РЕЛЬЄФУ ДНА ЛУГАНСЬКОГО ВОДОСХОВИЩА

Н. В. Гречишкіна, О.Р. Зубов, д.с.-г. н., проф.

Східноукраїнський національний університет імені Володимира Даля

В умовах підпору річки греблею і утворення водосховища швидкість течії зменшується, тому зважені наноси, що переносяться річкою, осідають у ложі водосховища. В результаті відбувається поступове і безперервне замулення водосховища. Це спричинює втрату його регулюючого значення і не дозволяє забезпечити водою споживачів у потрібні терміни та в необхідній кількості. Підводний рельєф водосховищ формується під впливом декількох чинників: морфометрії і гідродинаміки водосховища, морфології затопленого рельєфу, об'єму і складу наносів, що поступають із стоком, та переробки берегів. Водосховища акумулюють велику частину матеріалу, що поступає з поверхневим стоком і в результаті обвалення берегів. Не більше 4-10% від всіх наносів, що поступають, скидається в нижній б'єф і, отже, не менш ніж 90-95% йде на формування донних відкладень.

Якщо у природних внутрішньоконтинентальних водоймищах в балансі наносів домінує матеріал, що поступає з поверхневим стоком, то у більшості рівнинних водосховищ в перші роки їх існування донні відкладення формуються переважно за рахунок продуктів руйнування берегів і дна; з часом їх кількість убуває і починають переважати наноси, що поступають з поверхневим стоком. Специфічним джерелом донних відкладень служать спливаючі торф'яники; торф'яна суспензія, що утворюється при їх розмиві, бере участь у формуванні донних відкладень. Продукти розпаду фітопланктону і вищих рослин також служать помітним джерелом поповнення донних відкладень. Їх кількість у водосховищах зони помірного клімату складає 1-6% від загальної суми наносів.

Процес формування ложа водосховища, так само як і процес формування берегів, ділиться на два періоди: становлення підводного рельєфу, що супроводжується інтенсивнішим надходженням наносів, і стабілізація підводного рельєфу, що відбувається при помірному надходженні наносів у водосховищі і при провідному значенні процесу перерозподілу наносів. Кожен етап ділиться на дві стадії. Перша стадія співпадає з періодом первинного заповнення водосховища до НПР і характеризується виробленням абразійних уступів, які у міру підйому рівня йдуть під воду і стають новими елементами рельєфу дна.

У другу стадію також інтенсивно обрушуються приглубі береги і формуються основні елементи рельєфу дна; у районах мілководдя

починається первинне хвилене вирівнювання дна, а в глибоководній зоні — планування рельєфу. Тривалість цієї стадії перевищує 2-4 десятиліття.

Другий період характеризується помітним зменшенням надходження матеріалу від абразії і зростанням ролі твердого стоку з водозбору і продуктів життєдіяльності водних організмів. Під час першої стадії цього періоду провідне значення у формуванні ложа водосховища належить процесам переміщення наносів уздовж берега, відчленовування і занесення заток; відбувається також повільне заростання мілководдя, завершується формування комплексу донних відкладень. Під час другої стадії рельєф ложа водосховища формується в результаті накопичення акумулятивного матеріалу все далі від берега, що сприяє поступовому відчленовуванню деяких районів водосховища і вирівнюванню рельєфу дна. Тривалість цього етапу досягає декількох сотень років.

Метою нашої роботи було проектування рельєфу дна водосховища за допомогою комп'ютерної програми ГІС Golden Software Surfer 8. Для досягнення поставленої мети нами за допомогою ручного лоту проводилися проміри глибин Луганського водосховища, що розташоване на річці Вільхова; за допомогою GPS-навігатора визначені координати пунктів заміра глибин.

Встановлено, що максимальна глибина у теперішній час досягає 2,04 м, а в середньому дорівнює 1,08 м.

Отримані дані за глибиною водосховища та географічними координатами точок вимірювання були перевірені на однорідність та достовірність. Критеріями для перевірки були критерій Стюдента, коефіцієнти варіації, асиметрії та ексцесу. Перевірка достовірності виконана за допомогою метода спрямлених діаграм. Отримані результати дали нам підстави побудувати модель рельєфу дна водосховища.

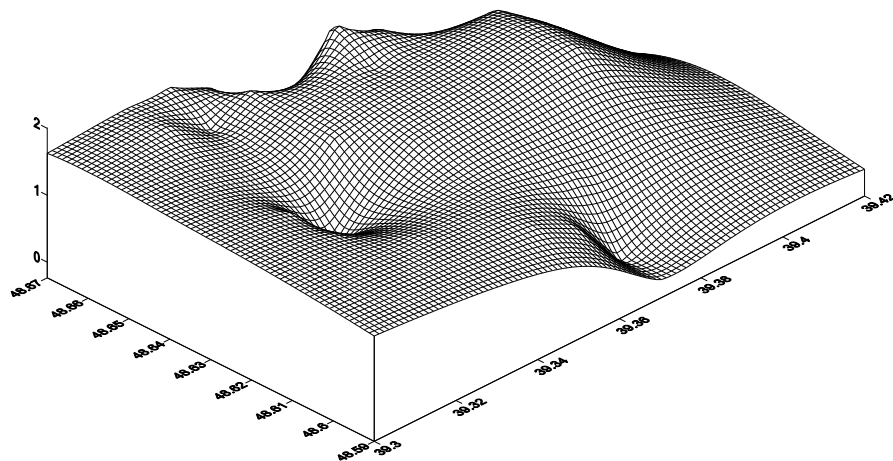


Рис. 1 – Комп'ютерна модель рельєфу дна Луганського водосховища

НОРМУВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ РІЧОК ПРИКАРПАТТЯ

*Є.Ю. Гриценко, В.А. Овчарук, к.г.н. доц.
Одеський державний екологічний університет*

Наявність водних об'єктів є одним з найважливіших факторів, які впливають на розселення людей по території України. Наявність достатнього кількості водних ресурсів дозволяє розвивати промисловість, сільське господарство, водний транспорт, енергетику. У ХХІ столітті роль водного фактора, в подальшому існуванні і розвитку країн всього світу, вважається головною, оскільки з розвитком промисловості, кількості населення, збільшенням площ під сільськогосподарськими насадженнями, зміною клімату потреба у воді збільшилася в декілька разів, а об'єми стоку з річок порівняно не змінилися.

У районі Прикарпаття спостерігається навпаки зворотна картина. У цій частині України де розміщена її найбільша гірська система Карпати, стік підлягає висотній зональності та в значній мірі залежить від залісеності водозбору. Оскільки за останні десятиліття у зв'язку з господарською діяльністю людини здійснюється несанкціонована вирубка лісів та спостерігається збільшення кількості опадів в теплий період року в наслідок зміни клімату, максимальні характеристики стоку теж зросли. В результаті чого спостерігається підтоплення населених пунктів, руйнування будівель мостів, різного роду гідрологічних споруд, нанесення збитків сільському господарству та населенню регіону.

В Україні в даний час для розрахунку характеристик максимального стоку використовується нормативний документ СНіП 2.01.14-83[1], розроблений свого часу в державному гідрологічному інституті колишнього СРСР. Цей нормативний документ забезпечений картами і таблицями різних характеристик стоку, але з моменту їх складання вже пройшло більше 30 років і параметри, у тому числі і карти, потрібно уточнювати. Тому нам більше імпонує підхід, який запропонований в сучасному СП 33 -101-2003, розроблений в Російській Федерації. Позитивним є те, що методика розрахунку характеристик максимального стоку збереглася практично та ж, що і в СНіП 2.01.14-83[1], але параметри встановлюються не по допоміжних картах, а за найсучаснішими даними.

Таким чином, на перший план виступає розробка регіональних методик в рамках СП 33 -101-2003[2]. Ця методика прийнята в більшості країн СНД і цей документ схвалений міжнародною комісією. Наша розробка є по суті регіональною. Вона спирається на відому структуру, яка в післявоєнних нормативних документах використовувалася для нормування характеристик весняної повені:

$$q_m = \frac{k_o Y_m}{(F + 1)^n}, \quad (1)$$

де q_m – максимальний модуль стоку; k_o – коефіцієнт схилової трансформації; Y_m – шар стоку за водопілля або паводок; n – показник ступеня редукції; F – площа водозбору.

Відмінність полягає в тому, що ми розширили сферу застосування цієї формули, тобто стало можливим застосовувати її не лише для весняної повені, але і для дощових паводків річок Прикарпаття.

В порівнянні з формулою СНіП 2.01.14-83 і СП 33 -101-2003 розрахунковим є не лише приведений модуль q_{200} , але і шар стоку Y_m та коефіцієнт k_o , який по фізичній суті є коефіцієнтом схилової трансформації. Також плюсом цієї методики є те, що її можна застосовувати для всього діапазону площ.

В якості матеріалів дослідження використовувалися дані по максимальному стоку річок Прикарпаття по 35-ти гідрологічних постах, з періодом від дати початку спостережень по 2008 рік включно та діапазоном площ від 35,1 до 24600 км².

Після знаходження усіх складових рівняння (1) та встановлення їх залежності від зональних та а зональних факторів можна зробити висновок, максимальні характеристики стоку річок Прикарпаття залежать від висоти місцевості та залісеності водозбору.

В результаті була одержана формула для розрахунку максимального модуля стоку заданої забезпеченості:

$$q_{1\%} = \frac{k_o Y_{1\%}}{(F + 1)^{0.297}} \lambda_{p\%} \quad (2)$$

де $k_o = 0.047$, а шар стоку розраховується за формулами:

$$\bar{Y}_m = 28.2 K_H K_L \quad C_v = 0.896 - 0.0003 H_{cp} \quad C_s / C_v = 4.0 \quad (3)$$

де K_H – коефіцієнт, що враховує залежність шару стоку від висоти водозбору; K_L – коефіцієнт, що враховує залежність шару стоку від залісеності водозбору; F – площа водозбору; λ_p – коефіцієнт, який служить для переходу від опорної 1%-ої ймовірності перевищення до будь-якої іншої.

Література:

1. СНіП 2.01.14 – 83 Определение расчётных гидрологических характеристик. М.: Госстрой СССР, 1983. – 94 с.
2. СП 33-101-2003 Определение основных расчётных гидрологических характеристик. М.: Госстрой России, 2004. – 75 с.

ВОДНИЙ БАЛАНС РІЧКОВОГО ВОДОЗБОРУ Р.ЗАХІДНИЙ БУГ – М. КАМ'ЯНКА-БУЗЬКА

К.Ю. Данько

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Водно-балансові дослідження, достатньо активно здійснюються в сучасній гідрології, а їх вдосконалення, є одним з необхідних завдань гідрологічної науки. Знання про водний баланс будь-якої території дає нам уявлення про характер та специфіку перебігу гідрометеорологічних процесів та явищ. На їх основі вирішуються такі завдання, як вивчення умов і встановлення закономірностей формування поверхневих і підземних водних ресурсів, здійснюється розробка заходів з управління водним режимом території і його перетворення в інтересах водного господарства.

Згідно поставленої мети роботи, тобто розрахунку водного балансу для річкового водозбору за відповідні інтервали часу, ми враховуємо три головних елементи водного балансу, а саме опади, стік і випаровування, які повинні бути в однаковій розмірності (мм) і обраховані окремо.

Для цього ми використовуємо рівняння водного балансу за багаторічний період:

$$P = Y + E \quad (1)$$

P, Y, E – відповідно сума атмосферних опадів, стік, випаровування, мм

Для обчислення складових рівняння водного балансу басейну р.Західний Буг – Кам'янка-Бузька, були зібрані матеріали метеорологічних та гідрометричних спостережень за період з 1961 по 2000 рік. За 4 метеостанціями та 1 гідрологічним постом (підкреслено): Львів, Кам'янка-Бузька, Рава Руська та Броди, був сформований банк даних за такими показниками: атмосферні опади, мм; температура повітря, °C; абсолютна вологість повітря, мБ; середньомісячних витрат води у замикаючому створі гідропоста (м³/с)

За даними всіх поданих метеостанцій, що знаходяться в межах водозбору та близькі до нього, було обчислено середньобагаторічні значення опадів за методом середніх арифметичних та сумарне випаровування в басейні за методом А.Р. Константінова, та порахований стік води за даними гідрологічного поста Кам'янка-Бузька.

Всі елементи з яких складається рівняння водного балансу обраховані та занесені в табл.1-2, для подальшого розрахунку нев'язки водного балансу р. Західний Буг - м. Кам'янка-Бузька.

Таблиця 1 – Значення елементів водного балансу та нев'язка для водозбору р. Західний Буг – м. Кам'янка-Бузька по місяцях.

Елементи водного балансу	Водний баланс по місяцях											
	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
P, мм	61,8	47,6	45,1	45,4	37,8	39,9	38,5	47,7	77,2	86,5	89,7	74,3
Y, мм	10,1	10	10,9	11,5	9,6	12,8	22,8	19,6	13,5	13,2	13,1	10,3
E, мм	48,1	38,6	34,4	-1,55	4,03	6,05	44,6	58,64	78,4	87,3	77,4	66,82
η	3,58	-1	-0,2	35,45	24,17	21,1	-28,9	-30,54	-14,7	-14	-0,8	-2,82

Таблиця 2 – Значення елементів водного балансу та нев'язка для водозбору р. Західний Буг – м. Кам'янка-Бузька по сезонах, за теплий і холодний періоди та за гідрологічний рік.

Елементи водного балансу	Водний баланс по сезонах				Водний баланс за періоди		Водний баланс за гідрологічний рік
	Осінь IX-XI	Зима XII-II	Весна III-V	Літо VI-VIII	Холодний	Теплий	
P, мм	154,5	123,1	163,4	250,5	277,6	413,9	691,5
Y, мм	31	33,9	55,9	36,6	64,9	92,5	157,4
E, мм	121,1	8,53	181,7	231,5	129,7	413,22	542,9
η	2,35	80,67	-72,21	-17,61	83,02	-91,82	-8,80

Як видно з табл. 1. та 2. район дослідження характеризується достатньо високою зволоженістю – середня багаторічна кількість опадів в даному регіоні складає 691,5 мм на рік. Найбільша кількість опадів випадає в теплий період, зокрема в літку. Місяць липень характеризується максимально кількістю опадів в році 89,7 мм. Мінімум опадів припадає на зимовий сезон, який для даного району характеризуються не досить низькими (як для зими) температурами та супроводжується відлигами. Такий своєрідний характер режиму зволоження підтверджується режимом стоку, тому що за холодний період, зимовий сезон характеризується підвищення стоку в порівнянні з осіннім сезоном 33,9 та 31 мм відповідно. Найбільший шар стоку, звичайно спостерігається у весняний період 55,9 мм, підчас водопілля. За рахунок випадіння рясних дощів, літня межень приривається паводками, що підвищує стік в літку, після чого наступає практично стійка осіння межень. Восени стік найменший в басейні до 10 мм.

Щодо випаровування в басейні, то дана характеристика має досить високе значення, понад 542 мм, що складає майже 80% від загальної кількості опадів. Найбільше випаровування спостерігається в теплий період, коли значення температури повітря найвищі. У грудні місяці спостерігаються від'ємні значення випаровування -1,55 і це перш за все обумовлено проявом процесу конденсації водяної пари.

При розрахунку водного балансу р. Західний Буг м. Кам'янка Бузька, отримали нев'язку:

$$691,5 - 157,4 - 542,9 = -8,8 \text{ мм.}$$

Нев'язка знаходиться в межах допустимих значень.

ОЦІНКА ГРАНУЛОМЕТРИЧНОГО СКЛАДУ ДОННИХ ВІДКЛАДІВ РІЧОК БАСЕЙНУ СТИРУ

К.Ю. Данько

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Умови формування гранулометричного складу донних відкладів річкових русел, залежать від багатьох факторів. Основними є природні фактори – водність річки, геолого-геоморфологічна будова басейну, характер підстильної поверхні водозбору (еродованість ґрунтів, залісненість водозбору, заболоченість басейну), озерність річкового басейну, але господарська діяльність, також здійснює вагомий внесок у характер формування гранулометричного складу. Осушувальні меліорації, руслорегулюючі роботи, розорювання заплавних та інших (в долинах річок) земель, зарегулювання стоку річок, вирубка лісових масивів – входять до групи факторів, що пов'язані з господарською діяльністю людини.

Враховуючи особливості господарського використання річок басейну Стиру та їх природних умов, проведено оцінку гранулометричного складу донних відкладів русел річок басейну.

Спостереження за гранулометричним складом донних відкладів річок, в басейні ведеться на двох постах - Стир–Щуровичі та Іква–Великі Млинівці (спостереження на посту Стир – Луцьк припинились в 1998 році). Для проведення оцінки гранулометричного складу донних відкладів й визначення особливостей його динаміки, були зібрані та проаналізовані дані про крупність відкладів за 30 років з 1980 по 2009 рр. (Іква – Великі Млинівці за 17 років з 1980 по 1997 рр.), з метою порівняння за період паралельних спостережень на постах.

Перш за все, було визначено та проаналізовано середній діаметр донних зерен ($d_{50\%}$) та визначений переважаючий фракційний склад (табл. 1).

Таблиця 1 – Середній діаметр донних відкладів на річках басейну Стиру

Річка - пост	Спостереження за донними відкладами		$d_{50\%}$, мм	Фракційний клас
	початок	кінець		
Стир – Щуровичі	1977	-	0,38	Середній пісок
Стир – Луцьк	1946	1998	0,11	Дрібний пісок
Іква – Великі Млинівці	1980	-	0,29	Середній пісок

Оцінка проводилась за аналізом 218 кумулятивних кривих.

Часова зміна наносів середнього діаметру річок басейну Стиру засвідчила, що в цілому середній діаметр донних відкладів ($d_{50\%}$) практично не змінюється. На г/п Стир – Щуровичі та Стир – Луцьк, за період що досліджується, суттєвих змін у середньому діаметрі донних відкладів, не відбулось - $\approx 0,38$ мм - середній пісок на г/п Стир-Щуровичі та 0,05 – 0,15 мм відповідно на г/п Стир–Луцьк. Щодо пункту Іква–Великі

Млинівці, то в межах даного поста яскраво прослідковується тенденція до поступового збільшення діаметру донних зерен. За період що розглядався, величина донних відкладів зросла з середніх 0,2 мм до 0,3-0,35 мм (дрібний пісок – крупний пісок). Скоріш в даному випадку спрацював кумулятивний ефект накладання низки природних факторів (в районі розвинуті процеси відкритого карстування) та тенденції зростання водності впродовж останнього десятиліття [1]. Зростання середнього діаметру донних відкладів русла в межах цього гідрологічного поста, також підтверджується процесами ерозії які фіксуються в межах цього посту -0,16 см/рік [2].

Крім оцінки середнього діаметру донних відкладів, було здійснено загальний аналіз крупності та механічного складу наносів, що складають дно русел річок. За багаторічний період 1980-2009 рр. (для Стир–Луцьк 1980-1997 рр.) були осередненні значення відсоткового вмісту часток різного діаметру, за фракціями. Як видно з табл. 2, більшу частина донного алювію складають переважно пісок та пил, до того ж остання згадана фракція найбільш поширена в руслі в межах г/п Стир–Луцьк. Але в цілому сортованість донних відкладів, як для рівних річок є вкрає неодноманітною.

Таблиця 2 – Гранулометричний склад донних відкладів русел річок басейну Стиру за багаторічний період

Річка-пост	Пок-к	Середній багаторічний вміст часток (% від маси) з діаметром, мм (за фракціями)											
		20-10	10-5	5-2	2-1	1-0,5	0,5-0,2	0,2-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	≤ 0,001
		галька	гравій			пісок			пил		мул		глина
Стир – Щуровичі	Р, %	0,1	0,2	0,4	0,8	27,3	48,0	10,7	1,1	3,8	3,1	0,7	3,8
	Σ, %	100	99,9	99,7	99,3	98,5	71,2	23,2	12,5	11,4	7,6	4,5	3,8
Стир – Луцьк	Р, %	0,33	0,6	1,28	0,2	2,8	17,3	18,5	18,4	28,1	3,57	2,8	6,14
	Σ, %	100	99,7	99,1	97,8	97,6	94,8	77,5	59,0	40,6	12,5	8,94	6,14
Іква – Великі Млинівці	Р, %		0,1	0,22	0,62	16,8	44,1	13,8	3,97	12,3	3,07	1,15	3,93
	Σ, %		100	99,96	99,7	99,12	82,32	38,22	24,42	20,45	8,15	5,08	3,93

Найдрібніші, глинисті та мулисті фракції, також складають незначну частину від загального вмісту донних наносів. Їх вміст займає 7 – 12% разом, найбільше глинистих часточок фіксується на г/п Стир – Луцьк, понад 6%. Такий, достатньо незначний вміст згаданих фракцій у донних відкладах, скоріш за все обумовлений тим, що вони вимиваються з дна й переходять в завислі наноси.

Література:

1. Василенко Є.В., Дутко В.О., Коноваленко О.С., Данько К.Ю. Закономірності внутрішньорічного розподілу стоку річки Стир та особливості його змін / Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - 2011. – Т.1 (22).–С.80-87.
2. Данько К.Ю., Ободовський О.Г. Аналіз інтенсивності прояву вертикальних руслових деформацій річок басейну р.Стир / Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2011. – Т.4 (25). – С.56-66.

ДОВГОСТРОКОВЕ ПРОГНОЗУВАННЯ НАДХОДЖЕННЯ ТАЛО- ДОЩОВИХ ВОД І ОЦІНКА СТАНУ ОЗЕР УКРАЇНСЬКОГО ПРИДУНАВ'Я У ВЕСНЯНИЙ ПЕРІОД РОКУ

*Д.Д. Дімов, Ж.Р. Шакірзанова, к.геогр.н., доц.
Одеський державний екологічний університет*

Регіон Українського Придунав'я характеризується своїм унікальним природно-ресурсним потенціалом. Придунайські озера в свій час були частиною великої Дунайської затоки. Процес їх трансформації в прісноводні водойми тривав кілька тисяч років у міру заповнення затоки річковими наносами і просування дельти Дунаю на схід.

Найбільшими з водойм українського Придунав'я є озера Кагул, Картал, Ялпуг з Кугурлуєм, Сафьян, Катлабух і Китай. Всі озера витягнуті з півночі на південь, що в значній мірі визначає їх гідрологічний і гідрохімічний режим.

З метою більш ефективного регулювання гідрологічним і гідрохімічним режимом озер Придунайського регіону винятково важливе значення мають розрахунки і прогнози характеристик весняного водопілля як найбільш багатоводної фази поверхневих вод. Однак, в межах області практично відсутня гідрологічна мережа спостережень, тому методична база прогнозування елементів весняного водопілля недостатньо розроблена. Не здійснюється також й оцінка повторюваності прогнозних величин у багаторічному розрізі.

Метою дослідження є розробка практичної схеми наповнення внутрішніх водойм Придунав'я у весняний період року на основі довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля в басейнах озер та оцінка величин об'ємів та максимальних рівнів води в них за сучасних умов функціонування.

Для довгострокового прогнозування шарів стоку весняного водопілля здійснений збір вихідної гідрометеорологічної інформації в басейнах річок Придунайського регіону. Це дані про характеристики весняного водопілля, а також метеорологічні та агрометеорологічні дані про снігозапаси, опади, глибини промерзання та вологість ґрунтів, температури повітря зимово-весняного періоду, що отримані при використанні системного комплексу даних АРМ-гідро. Були використані також матеріали Дунайської гідрометеорологічної обсерваторії і Дунайського басейнового управління водних ресурсів про об'єми наповнення озер водою р. Дунай у весняний період року.

Визначення гідрометеорологічних факторів весняного водопілля за недостатністю даних спостережень відбувалося шляхом просторового узагальнення цих величин у картографічному вигляді та за регіональними рівняннями.

Довгострокове прогнозування шарів стоку весняного водопілля в басейнах Придунайських озер включає наступні етапи:

а) здійснюється альтернативний (якісний) прогноз водності очікуваного весняного водопілля з урахуванням знаку лінійної дискримінантної функції DF за формулою вигляду

$$DF = a_0 + a_1 k_x + a_2 k_{\text{пв}} + a_3 k_L + a_4 \Theta_{02}^0; \quad (1)$$

б) складається прогноз модульних коефіцієнтів шарів весняного стоку на дату його випуску за регіональним рівнянням

$$k_Y = b_0 + b_1 k_x + b_2 k_x^2 + b_3 k_x^3; \quad (2)$$

в) виконується перехід від прогнозних значень модульних коефіцієнтів до значень шарів весняного стоку за рівнянням

$$Y'_m = k_Y Y_0; \quad (3)$$

г) встановлюється забезпеченість прогнозних величин у вигляді інтервалу (верхньої P_1 та нижньої P_2 меж)

$$P_1 < P_Y < P_2. \quad (4)$$

Визначення надходження поверхневих вод до озер у весняний період року відбувається таким чином:

а) встановлюється початковий рівень води у водоймах $H_{\text{поч}}$ перед весняним їх підвищенням;

б) по значеннях $H_{\text{поч}}$ за кривими об'ємів озер встановлюється початковий об'єм води $W_{\text{поч}}$ у водоймах;

в) визначається надходження об'ємів води у водойми за період весняного водопілля за формулою виду

$$\Delta W' = Y'_m F_{\text{водз}} / 10^3; \quad (5)$$

г) розраховується очікуваний об'єм води у водоймах W' за період весняного водопілля за рівнянням водного балансу озера (з урахуванням наповнення водойм Дунайською водою за допомогою шлюзів-регуляторів $\Delta W_{\text{наповн}}$) як

$$W' = W_{\text{поч}} + \Delta W' + \Delta W_{\text{наповн}} + X - E. \quad (6)$$

При цьому прийнято, що опади на акваторію водойми озера X компенсуються випаровуванням E з її водної поверхні;

д) за величиною спрогнозованого об'єму води у водоймах за період весняного водопілля W' за кривою об'ємів встановлюється очікуваний максимальний рівень води в озерах H'_m .

Спрогнозовані та спостережені гідрологічні характеристики, що характеризують стан озер у весняний період року представляються у графічному вигляді.

Перевірка розробленої методики для весняного водопілля 2009-2010р. показала задовільні результати збіжності величин об'ємів і максимальних рівнів води в Придунайських озерах, отриманих за прогнозом і за даними спостережень.

ОЦІНКА ВЕРТИКАЛЬНИХ РУСЛОВИХ ДЕФОРМАЦІЙ РІЧКИ ТЕРЕСВА ЗАЛЕЖНО ВІД ФАЗ ВОДНОСТІ

*Ю.В. Доматенко, О.С. Коноваленко, к.геогр.н,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка*

Руслоформуючі процеси займають досить важливе місце у функціонуванні річкової системи. Вертикальні руслові переформування, що є досить активними під час проходження паводків, суттєво впливають на усі об'єкти, зосереджені у межах руслозаплавного комплексу. Вивчення та аналіз інтенсивності та напрямку динаміки вертикальних руслових деформацій дозволяють робити прогнози щодо подальшої зміни у руслі. Такі дослідження та прогнозування дають змогу приймати рішення щодо складання протипаводкових проектів та побудови певних гідротехнічних захисних споруд.

Р.Тересва – яскравий приклад типової гірської річки з паводковим режимом і відповідною низкою проблем з цим пов'язаних. Аналіз гідрологічного режиму басейну р. Тересва засвідчив, що проходження паводків фіксуються майже кожного року.

За даними спостережень, за допомогою методу різницевих інтегральних кривих, було виділено цикл водності з 1949 по 2003 р. , з такими фазами водності: маловодна (1949-1976 рр.) та багатоводна (1977-2003 рр.).

Було проведено аналіз вертикальних руслових деформацій використовуючи графіки зв'язку $Q=f(H)$ (криві витрат), що відображають зв'язок між рівнями та витратами води. Про переважання акумулятивних процесів свідчить зміщення кривої вгору, а про активного розмив русла – вниз. Аналізуючи динаміку переформувань на кожному із гідрологічних постів маємо змогу оцінити направленість руслових процесів для всього басейну річки (табл.1).

Таблиця 1 – Оцінка приросту рівнів води р.Тересва залежно від фаз водності ($Q=f(H)$)

Пост	Роки спостережень	Q bankfull, м ³ /с	ΔH,см (сер. за фазу)
Маловодна фаза			
р.Тересва – смт. Усть Чорна	1949 - 1976	100	0
р.Тересва – с.Нересниця	1949 - 1976	250	0,37
р.Тересва – с. Руська Мокра	1949 - 1976	85	0,56
Багатоводна фаза			
р.Тересва – смт. Усть Чорна	1977-2003	100	-0,19
р.Тересва – с.Нересниця	1977-1990	250	-2
р.Тересва – с. Руська Мокра	1977-1985	85	-0,19

У маловодну фазу (1949-1976 рр.)₂ згідно проведених досліджень у верхів'ях р.Тересва відбувалися акумулятивні процеси (зокрема на р.Мокранка середнє значення - 0,56 см). У нижній течії річки також відмічається акумуляція (с.Нересниця – середнє значення - 0,37 см.).

У багатоводну фазу (1977-2003рр.) відбувались активні ерозійні процеси. (у с. Нересниця середнє значення – (-2) см; у смт. Усть Чорна- (-0,19)см.) Причиною цьому є серія проходження високих паводків, що вплинули на динаміку руслових переформовань.

Визначення тенденцій та напругностей прояву руслових деформацій здійснювалось також за методом співставлення поздовжніх профілів за різні роки. Цей метод був обраний для континуальної оцінки змін висотних руслових деформацій.

Було відібрано дані щодо абсолютних висот водної поверхні р.Тересва у двох часових зрізах. Вихідним є поздовжній профіль, побудований на основі топо-геодезичної зйомки 1976 року. Даний (вихідний) профіль співставлено із профілем топо-геодезичної зйомки 2001 року. Перший профіль описує маловодну фазу, а другий – багатоводну (Рис.1.).

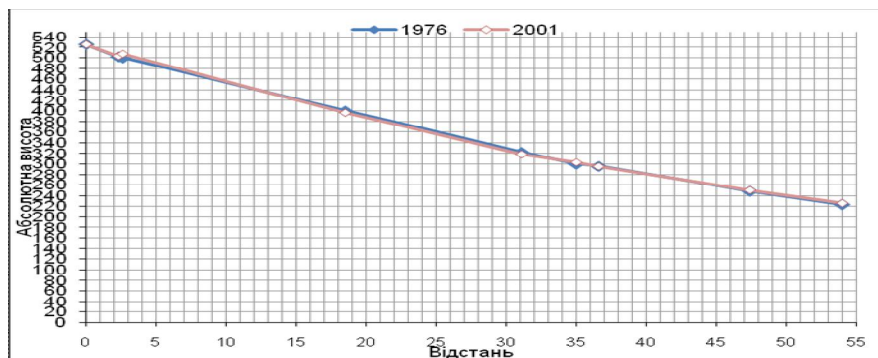


Рис.1 – Поздовжні профілі русла р.Тересва (від смт Усть Чорна до гирла)

З графіків видно,що у багатоводну фазу у нижній течії спостерігається суттєва акумуляція і, відповідно, збільшення абсолютних висот. Умовно виділена зона акумуляції охоплює ділянку від с. Нересниця до гирла. Верхня частина басейну зазнає відносно незначної ерозії та місцями навіть спостерігається акумуляція (зокрема нижче смт.Усть Чорна).

Отже, даний метод підтвердив результати оцінки вертикальних руслових деформацій у басейні р. Тересва методом кривих витрат $Q=f(H)$. Згідно даних рис.1. – верхня течія характеризується стабільністю русла, просадка рівнів води та врізання русел не зафіксовані, на відміну від нижньої течії, в межах якої прослідковується тенденція до збільшення цих відміток ,що свідчить про акумулятивні процеси в даній частині русла річки та на відміну від середньої течії, особливістю якої є ерозійні процеси. Також підтверджується зв'язок між розвитком руслових переформовань та фазами водності річки.

ОЦІНКА ТА АНАЛІЗ ВИМІРНИКІВ РУСЛОВИХ ПРОЦЕСІВ РУСЛА НИЖНЬОГО ДНІСТРА В МЕЖАХ ОДЕСЬКОЇ ОБЛАСТІ

*А.Д. Жилік, Є.В. Обухов, д.економ.н., к.т.н., проф.
Одеський державний екологічний університет*

Вступ та постановка проблеми. Води Дністра використовуються для водопостачання, зрошування, судноплавства. По руслу нижнього Дністра проходить державний кордон України та Молдови. Спостереження на даній ділянці за ходом руслових деформацій та зміною морфометричних характеристик дозволяють визначити зміну кордонів обох держав у зв'язку з розмивом земельних прибережних масивів.

Метою цієї статті є аналіз результатів обробки картографічних матеріалів по нижньому Дністру за різні роки та визначення з їх допомогою основних морфометричних параметрів річкового русла, дослідження його деформацій та процесів руслоутворення.

Об'єкт дослідження і вихідні матеріали. Основними матеріалами досліджень є топографічні карти Одеської області. Об'єктом дослідження виступають руслові процеси, що відбуваються на р. Дністер.

Дністер – річка в Східній Європі, що тече з північного заходу на південний схід у межах України і Молдови. Загальна довжина річки становить 1352 км, площа басейну – 72,1 тис. км². Дністер відноситься до числа великих річок України. Річка бере початок в Карпатах, впадає в Дністровський лиман, сполучений з Чорним морем.

Нижній Дністер характеризується таким типом руслового процесу як вільне меандрування. **Меандрування** – тип руслового процесу, при якому **закрути** – ділянки звивистого русла водотоку між двома суміжними точками перегину її осьової ліній – мають певні завершені цикли свого розвитку від форми, близької до слабовираженої синусоїди, до петлеподібних контурів в плані, після чого планові деформації завершуються проривом перешийка петлі в результаті зближення протилежних берегів цього перешийка. Після прориву перешийка закрут відторгається від русла річки, поступово перетворюється на старицю і відмирає.

Передгірлова ділянка річки знаходиться в межах Причорноморської низовини. Подовжній профіль Дністра в її межах має вигляд плавновигнутої кривої з поступовим зменшенням ухилів. Причорноморська низовина включає до себе Дунайсько-Дністровську підобласть. Морфологічною особливістю всіх підобластей континентальної частини є деякий нахил поверхні на південь у бік Чорного та Азовського морів, а у Дунайсько-Дністровської підобласті загальний нахил поверхні має південно-східний напрямок.

Вільному меандруванню русла Нижнього Дністра сприяють особливості будови долини річки з широкою заплавою та алювіальними відкладеннями. У нижній течії Дністра долина різко розширюється. До м. Бендери її середня ширина 4-6 км, нижче – 6-12 км, в місці відгалуження рукава Турунчук досягає 16 км, на пригирловій ділянці – 22 км. Ширина заплави на цій ділянці від 0,4 до 1,5 км. Складена заплава суглинними, мулко-піщаними і рідше піщаними ґрунтами. У заплаві Дністра поширені піщані і супіщані алювіальні відкладення. Заплавний алювій майже суцільно засолень водорозчинними солями, переважно сульфатами.

Методи досліджень. Аналіз руслових процесів в нижній течії Дністра проводиться на основі суміщення топографічних карт Одеської області різних років, приведених до одного масштабу (1:20000). Визначено кількісні характеристики макроформ русла річки шляхом побудови середньої лінії русла.

Зміни характеристик закрутів оцінювались за 130-річний період (зіставлено зйомки 1877, 1910, 1944, 1983, 1992 та 2007 рр.). За основу при порівнянні морфометричних характеристик взято конфігурацію русла за 1877 р. Для кількісних оцінок процесу вільного меандрування використовуються наступні вимірники: крок закруту λ і довжина закруту S , ступінь розвитку закруту S/λ , кутові параметри, швидкість планових деформацій C_ϕ та ін.

Результати дослідження. Шляхом аналізу картографічних матеріалів встановлено, що загальна довжина ділянки Дністра з вільним меандруванням в межах Одеської області склала близько 70 км, в її межах виділено 30 закрутів. За ступенем розвитку близько 80 % розглянутих закрутів Нижнього Дністра знаходяться у стадії завершення свого розвитку. Ширина поясу меандрування розглянутих закрутів зменшується уверх проти течії із зменшення ширини річкової заплави.

Нахил поверхні Дунайсько-Дністровської підобласті спричинює сповзання закрутів відносно базового положення вниз за течією у південно-східному напрямку.

Розраховані кількісні вимірники меандруючих закрутів русла нижнього Дністра дозволяють визначити найбільш інтенсивно зростаючі закрути та вразливі до подальшого розмиву ділянок закрутів, з метою проведення відповідних берегоукріплювальних заходів або можливого випрямлення русла.

Розглянуті морфометричні показники руслових деформацій русла нижнього Дністра в подальших дослідженнях дозволять визначити планові переміщення макроформ та провести уточнення проходження кордону між Молдовою та Україною (Одеська область).

За роки незалежності (1992-2007 рр.) в результаті руслових процесів до української території надійшло близько 208 га земельних масивів, втрачено 268 га.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВНУТРИГОДОВОГО СТОКА РЕК БАССЕЙНА НЕМАНА

Д. Л. Занкевич, Ч. А. Романовский

*Международный государственный экологический университет
им. А. Д. Сахарова, г. Минск, Республика Беларусь*

Неман является второй по величине рекой в Беларуси. Длина от истока до устья 937 км, в пределах рассматриваемой нами части от истока до впадения реки Чёрной Ганги – 459 км, а площадь водосбора - 34 610 км². Речная система Нёмана состоит из 4030 водотоков. На притоках реки и самом Немане создано 19 водохранилищ и 418 прудов, регулирующих водный режим рек. Общая зарегулированность местного стока прудами и водохранилищами не превышает 4,84%, озёрность бассейна - около 1 %.

Совокупность факторов и условий почвообразования в бассейне Нёмана способствует развитию подзолистого, дернового и болотного процессов. Территория бассейна Нёмана расположена в зоне смешанных лесов, в умеренном климатическом поясе. Средняя годовая температура воздуха составляет от +5°C и +5.5°C на северо-востоке и севере бассейна и +6.5°C на юге и юго-западе. На испарение затрагивается от 450 мм слоя стока воды на северо-западе до 600 мм на юго-западе. В среднем за год выпадает от 500 мм осадков на западе до 700 мм в центральной части бассейна. Подавляющее количество осадков представлено жидкой фазой, снег составляет 10-15% годовой суммы. Влияние изменений климата на территории бассейна Немана сказывается на гидрологическом режиме (величине стока, уровне подземных вод, влажности почвы). Цикличность стока маловодных и многоводных лет связана с законами сохранения импульса, тепла и воды на Земле.

В среднем в бассейне с 1 км² водосборной площади стекает воды (модуль стока) 6 л/(с·км²). Минимальный сток рек водосбора Немана с 1 км² в среднем составляет 1,0—1,5 л/с, иногда он падает до 0.8 л/с. Сопоставление минимальных расходов воды по всему течению Немана показало, что как по времени, так и по величине они распределяются сравнительно равномерно.

По характеру распределения водности внутри года Неман относится к рекам со значительным весенним половодьем во время интенсивного снеготаяния и низким стоком в остальное время года (табл. 1).

Как видим из таблицы в марте сток в годы 50%-й обеспеченности составляет 12.7% от годового, в апреле – 21.5%, в годы 75%-й обеспеченности соответственно 14.1 и 19.1%. В дальнейшем, до конца года отмечается уменьшение стока, и в декабре показатели достигают: в годы 50% обеспеченности 5.4%, в годы 75% - обеспеченности – 5.7%.

Таблица 1. Внутригодовое распределение стока в бассейне реки Неман (створ у города Гродно, 1988-2008).

Месяцы	Год 50%-й обеспеченности		Год 75%-й обеспеченности	
	%	м ³ /сек.	%	м ³ /сек.
III	12.7	300	14.5	298
IV	21.5	508	19.6	403
V	7.2	170	9.9	205
VI	7.4	175	7.3	152
VII	6.3	149	6.5	133
VIII	4.5	106	4.6	93.8
IX	5.7	135	5.5	114
X	6.2	147	6.2	122
XI	7.4	175	7.0	144
XII	5.4	128	5.7	117
I	6.5	154	7.0	144
II	9.2	217	6.2	127
Год	100	197	100	171

Максимальные расходы весеннего половодья зависят в основном от запасов снега, накопившегося за зиму в бассейне реки, и от интенсивности его таяния, а также от площади водосбора, рельефа местности, почвенного покрова, лесистости, озерности и заболоченности бассейна, густота речной сети и характер деятельности человека. Наибольшие половодья бывают обычно в конце марта или начале апреля.

За последние десятилетия наблюдается уменьшение весеннего стока и увеличение зимнего, за счет роста оттепелей и увеличения зимних осадков. Осенний паводок по величине редко превосходит весеннее половодье.

Максимальные расходы воды сильно колеблются из года в год, причем на всем протяжении реки почти равномерно.

Таким образом, анализ внутригодового режима рек Неманского бассейна позволяет выделить отдельные характерные фазы в жизни рек: период весеннего половодья, период летней межени, период осеннего паводка, зимний период (преобладает грунтовое питание рек). Минимальные расходы воды в реке Неман изменяются в основном вследствие климатических особенностей в тот или иной год и обусловлены, в основном, грунтовым стоком.

МАКСИМАЛЬНЫЙ СТОК ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ НА РЕКАХ ПРИАЗОВЬЯ И ЕГО РАСЧЕТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

*Р.В. Кириллюк, О.С. Шорнік, В.А. Овчарук, к.г.н., доц.
Одеський державний екологічний університет*

Малые реки важнейшая составляющая экосистемы Азовского моря. К группе рек Приазовья относятся Молочная, Корсак, Лозоватка, Обиточная и Кильтичья, Берда, Кальмиус и другие. Эти реки берут своё начало на южных склонах Донецкого кряжа и Приазовского плато, спускаясь к морю, текут по Приазовской низменности и впадают в Азовское море.

Максимальный сток рек бассейна Приазовья весьма разнообразен и представлен дождевыми паводками в теплый и холодный период года и весенним половодьем. Проблема надежного расчета характеристик максимального стока весьма актуальна для региона бассейна рек Приазовья, которые часто страдают от подтоплений, вызванных весенним половодьем, в результате чего наносится значительный экономический ущерб. Характерной особенностью последних лет, когда половодье практически не выражено, является большая изменчивость характеристик максимального стока рек Приазовья.

В качестве исходной информации использовались данные по 31 гидрологическому посту с периодом наблюдений с 1916 по 2000г и диапазоном площадей от 144 до 5780 км². В настоящее время большая часть постов закрыта.

В качестве расчетной методики для определения максимального стока весеннего половодья использована операторная формула вида:

$$q_{p\%} = q'_{1\%} \psi(t_p / T_o) \varepsilon_F r \lambda_P \quad (1)$$

где r – коэффициент регулирования максимального стока озерами и водохранилищами проточного типа,

q'_m – максимальный модуль склонового притока, который равен:

$$q'_m = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{Y_m}{T_o}, \quad (2)$$

где $(n+1)/n$ – коэффициент неравномерности склонового притока;

T_o – продолжительность склонового притока;

Y_m – общий слой притока;

$\psi(t_p/T_o)$ – трансформационная функция, обусловленная временем руслового добега, которая для рек Приазовья равна:

$$\psi(t_p / T_0) = 1 - 0.78 \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^{0.1}; \quad (3)$$

Коэффициент русло-пойменного регулирования и водообмена ε_F определяется обратным расчетом из формулы (1).

Для рассматриваемой территории определены все параметры, входящие в предлагаемую схему.

Слой стока весеннего половодья обобщены в виде карты и изменяются от 150 мм до 25 мм в направлении с севера – востока на юга – восток (рис.1).

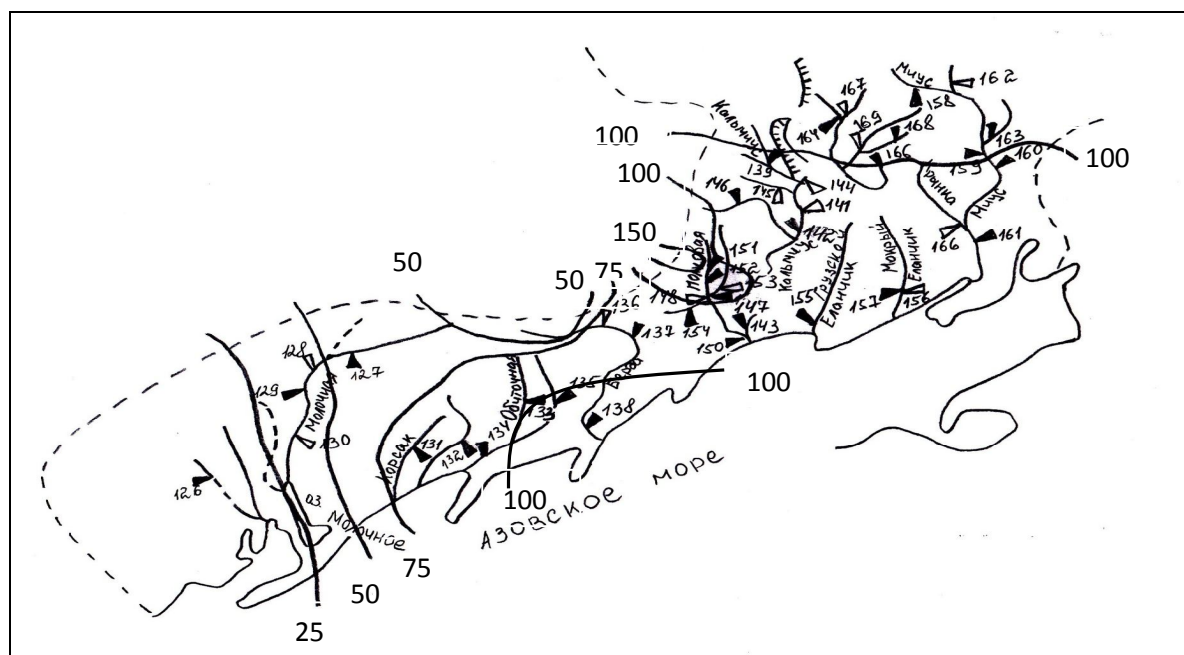


Рис. 1 – Карта-схема распределения слоев стока весеннего половодья 1% обеспеченности для рек Приазовья

Коэффициент неравномерности склонового притока $n+1/n$ осреднен на уровне 11.0.

Продолжительность склонового притока T_0 также как и слой стока представлена в виде карты и изменяется от 250 до 100 часов.

Трансформационная функция $\psi(t_p/T_0)$ рассчитана для всех постов в рассматриваемом бассейне, и задана в виде зависимости $\psi(t_p/T_0) = f(t_p/T_0)$. Коэффициент русло-пойменного водообмена и регулирования ε_F обобщен в виде зависимости $\varepsilon_F = f(F)$, а также задан таблицей.

Таким образом, все параметры расчетной формулы определены и рекомендуются к практическому применению для рек Приазовья.

ГІДРОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ РІЧКИ СОБ В УМОВАХ СУЧАСНОГО АНТРОПОГЕННОГО ВПЛИВУ

І.А. Кирилюк, О.І. Ситник к. геогр. н. доц.

Уманський державний педагогічний університет імені Павла Тичини

Сучасне суспільне виробництво базується на використанні води у процесі отримання електроенергії, для потреб рибного, комунального та сільського господарства, водного транспорту, добувних галузей промисловості, рекреації та туризму.

Варто зазначити, що антропогенні перетворення поверхневих вод України досягли регіональних масштабів, які змінили гідрологічний режим боліт, озер та річок. Це зумовлено будівництвом гідротехнічних споруд (водосховищ, зрошувальних каналів, систем перекидання вод), збільшенням площі зрошувальних земель, урбанізацією, забрудненням прісних вод промисловими та комунальними стоками тощо. Не винятком з правила є р. Соб, яка внаслідок зарегулювання стоку, забору води промисловими підприємствами зазнала змін у гідрологічному, тепловому режимі, характеристиці твердого стоку, хімізмі та якості води.

Соб є лівою притокою Південного Бугу, довжина якої становить 115 км, а площа басейну – 2840 км². Річка бере витік на схід від с. Ксаверівка Липовецького району Вінницької області. Басейн р. Соб асиметричний, простягається з північного-заходу на південний-схід, має форму неправильного овалу довжиною 80 км і шириною 48 км. Рельєф басейну рівнинний, а на схилах долини зустрічаються яри і балки.

Загальне падіння р. Соб 134 м, середній похил становить близько 1м/км (біля витоку і гирла 11,3 м/км та 0,77 м/км відповідно), коефіцієнт звивистості 1,31. Головні притоки: праві – р. Скакуна (довжина 12 км), р. Широка Руда (11 км), р. Собок (33 км), р. Кальченка (15 км), р. Білка (14 км), р. Кунка (19 км); ліві – р. Будківка (15 км), р. Поганка (19 км), р. Немінка (16 км), р. Саторічка (13 км), р. Ковбань (14 км), р. Лиса Липа (17 км), р. Сорока (36 км), р. Вербич (19 км), р. Кіблич (60 км). Соб впадає в р. Південний Буг поблизу м. Ладижин. Загалом, кількість малих річок, що відносяться до річкової системи Собу становить 365, з них довжиною менше 10 км – 340. Сумарна протяжність малих річок складає 1144 км, серед яких менше 10 км – 730 км. Густота річкової сітки – 0,48 км/км².

На гідрологічний режим річки суттєво впливає клімат який є помірно-континентальним з м'якою зимою і теплим вологим літом. Середньорічні температури повітря в басейні р. Соб становлять +7,0...+7,8°C, середньомісячні температури січня -5,5°C, липня +18,5°C. Північно-західна частина басейну отримує 650 мм опадів, а південно-східна – 575 мм.

Слід зазначити, що вивчення гідрологічного режиму річки раніше проводилось на гідропостах Новий Дашів (1916-1919 рр.) та Бубнівка (1916-1920, 1924-1962 рр.), а на сучасному етапі на гідропосту Зозів з 1945 р. та на Дмитренківській ГЕС з 1957 р.

На р. Соб споруджено каскад ставків та водосховищ, що значно вплинуло на гідрологічний режим (зменшення стоку річки), який характеризується високим весняним водопіллям та низькою літньо-осінньою меженню з кількома дощовими паводками та незначними підйомами рівня води зимою внаслідок відлиг. Найчастіше весняна повінь починається в першій декаді березня та іноді в першій половині лютого.

Підвищення рівня води відбувається інтенсивно (до 2,3 м/добу), а у другій декаді березня зазвичай спостерігається повінь висотою 1,1-1,5 м, а в окремі роки навіть до 2-4,4 м. Іноді найвищий рівень весняної повені співпадає з максимумом весняного льодоходу. Спад водопілля менш інтенсивний, ніж, підйом, і триває до кінця квітня. Середня тривалість повені 60, максимальна 94, а мінімальна 28-45 днів.

Після спаду весняного водопілля встановлюється літньо-осіння межень, що триває до середини листопада. Найнижчі рівні води спостерігаються в червні-липні. За цей період майже щорічно спостерігається 2-3 дощових паводки тривалістю 4-8 діб, із середньою висотою 0,3-0,5 м та максимальною до 1,8 м.

Зимова межень настає у грудні-січні. Взимку під час відлиг підйоми рівня складають 0,5-1 м. Траплялися випадки перемерзання річки в 1946 та 1958 рр.

Льодостав, як правило, встановлюється в другій декаді грудня. До спорудження Дмитренківської ГЕС р. Соб відносилась до річок зі стійким льодоставом і середня тривалість періоду з льодовими явищами становила 112-122 дні.

Введення в повну експлуатацію Дмитренківської ГЕС в 1962 р. вплинуло на льодовий режим, у зв'язку з чим середня тривалість льодоставу становить 64 дні. В окремі роки під час відлиг трапляється короткочасне танення льодового покриву, який є рівним, із середньою товщиною наприкінці зимового сезону 20-25 см і максимальною до 45 см.

Танення льодового покриву відбувається в другій декаді березня, іноді у другій декаді лютого чи в середині квітня з утворенням промоїн. Весняний льодохід триває 3-5 днів, а крім дощового та снігового живлення річки велика роль належить підземному.

Хімічний склад води річки, внаслідок використання для промислових потреб, зазнав змін, які проявляються у підвищенні її жорсткості. Річкові води відносяться до гідрокарбонатного класу, помірно-жосткі, а в період межені є дуже жорстким. Мінералізація та жорсткість води середня, а в період повені є найменшою і становить 250,6 мг/л та 3,36 мг/л відповідно. Найбільших значень показники досягають в межень, як наприклад, у с. Зозів в літньо-осінній сезони мінералізація змінюється в межах 391,2-504,5 мг/л.

Отже, господарська діяльність людини призвела не тільки до забруднення р. Соб, а й до зменшення його стоку, зміни гідрологічного, теплового режиму та хімізму вод.

ДОВГОСТРОКОВЕ ПРОГНОЗУВАННЯ ЕЛЕМЕНТІВ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ НА РІЧКАХ БАСЕЙНУ ДЕСНИ В МЕЖАХ УКРАЇНИ

К.Ю. Коберник; *О.І. Лук'янець, к.геогр.н., доц.,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка;
В.М.Бойко, к.геогр.н.,
начальник відділу гідрологічних прогнозів УкрГМЦ*

Довготермінове прогнозування елементів весняного стоку для рівнинних річок України (шарів або об'ємів стоку, максимальних витрат води) завжди є актуальними, тому що весняне водопілля відмічається значним збільшенням водності річок за рахунок танення накопиченого за зиму снігу, формуванням найбільших річних максимумів. Нерідко катастрофічні максимуми викликають розливи річок та затоплення великих територій, що спричиняє збитки населенню та господарству.

Для розробки методик прогнозу було обрано правобережні притоки р.Десни: р. Снов – м. Щорс (с площею водозбору 7140 км²); р. Убідь – с.Кудрівка (970 км²), а також правобережну притоку річки Сейм: р. Клевень – с.Шарпівка (2440 км²). Період дослідження склав 26 років (1985 по 2010 рр.)

Методики прогнозу шарів весняного стоку розроблено з використанням двох підходів: на підставі водно-балансових залежностей та з визначенням параметру загальних втрат. Методики прогнозу максимальних витрат води під час водопілля ґрунтується на їх залежності з шарами весняного стоку.

В досліджуваних басейнах варіація втрат весняного стоку в більшій мірі визначається водопроникністю промерзлих ґрунтів, тому для розробки методики на підставі водно-балансових залежностей було використано співвідношення $Y = f((S + X_1 + X_2), L_{гр})$ – між шаром стоку за водопілля Y та сумарними запасами води у басейні $(S + X_1 + X_2)$ (де S – максимальний запас води в снігові перед початком сніготанення, X_1 – опади за період від дати максимальних запасів води в снігові до початку сніготанення, X_2 – опади за період сніготанення) разом з показником промерзання ґрунту $L_{гр}$.

При розробці методики довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля при визначенні параметру загальних втрат P_0 (втрат весняного стоку на інфільтрацію в ґрунт, випаровування та поверхневу затримку) використано наближене рівняння Є.Г.Попова. Параметр P_0 спочатку визначалися шляхом оберненого розрахунку за даними про шари весняного стоку Y та запаси вологи в басейні X (запаси води в снігові та весняні опади).

Розраховані параметри загальних втрат P_0 за кожний рік ставилися у залежність від промерзання ґрунту $L_{гр}$ та вологості басейну W , який оцінювався через індекс передповеневого зволоження як середній модуль стоку за осінньо-зимовий період (з вересня попереднього року по січень року весняного водопілля) $\bar{q}_{9-01}$, тобто у вигляді $P_0 = f(\bar{q}_{9-01}, L_{гр})$.

При аналізі побудованих прогнозних залежностей (рис.1-2), виявилося, що умови проходження весняного водопілля та основні фактори його формування рівнозначні для всіх обраних водозборів, так як річки розташовані в однакових фізико-географічних умовах, що дало можливість побудувати єдині територіальні залежності, але окремо за двома підходами.

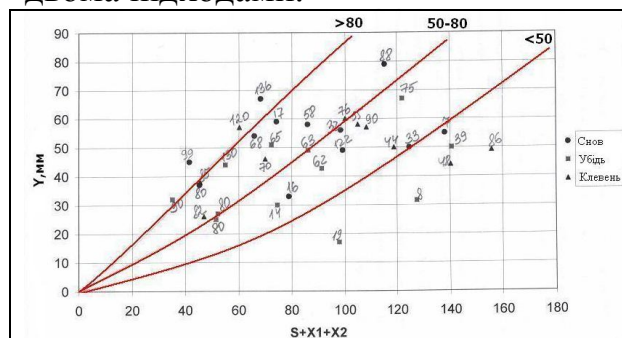


Рис. 1 – Єдина територіальна залежність шарів весняного стоку від сумарних запасів води в басейні ($S+X_1+X_2$) та показником промерзання ґрунту ($L_{гр}$) для річок басейну Десни (р.Снов, р.Убідь, р.Клевень)

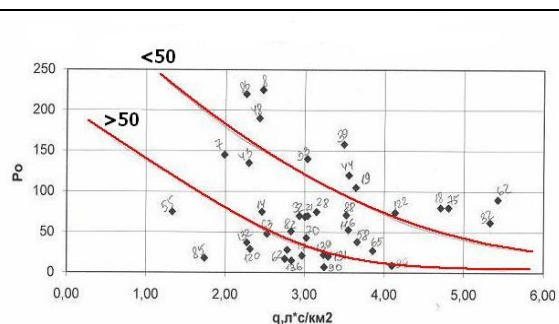


Рис. 2 – Єдина територіальна залежність втрат стоку весняного водопілля від індексу зволоження басейну ($\bar{q}_{9-01}$) та показника промерзання ґрунту ($L_{гр}$) для річок басейну Десни (р.Снов, р.Убідь, р.Клевень)

Розроблена методика прогнозу шарів стоку весняного водопілля за водно-балансовими залежностями за перевірочними прогнозами відноситься до категорії «добра» для березневих водопіль (S/σ_{Δ} змінюється в межах 0,43-0,46, P (ймовірність неперевикнення допустимої похибки) – 82,5-91,0%), для значень за весь ряд спостережень (1985-2010 рр.) методика є задовільною (S/σ_{Δ} – 0,44-0,60, P – 74,0–82,5%). За оцінками точності прогнозу методики з визначенням параметру загальних втрат, вона відноситься до категорії «добра» як для всіх років спостережень, так і для років з водопіллям у березні (S/σ_{Δ} змінюється в межах 0,50-0,44, P – 78,0-86,5%).

Щодо прогнозування максимальних витрат води під час весняного водопілля, існує достатньо тісний зв'язок між максимальною витратою води весняного водопілля $Q_{\max}$ та величиною стоку Y за водопілля – $Q_{\max} = f(Y)$, які для досліджуваних басейнів представлено у таблиці.

Таблиця – Прогнозні рівняння $Q_{\max} = f(Y)$ для річок Снов, Убідь та Клевень

Річка -пост	Рівняння залежності $Q_{\max} = f(Y)$	Коефіцієнт кореляції
р.Снов – м. Щорс	$Q_{\max} = 9,49Y - 277,9$	0,81
р. Убідь – с. Кудрівка	$Q_{\max} = 2,196Y - 39,07$	0,93
р. Клевень – с.Шарпівка	$Q_{\max} = 1,268Y + 9,046$	0,85

Міра точності розроблених прогнозних методик максимальної витрати води весняного водопілля для р. Снов – м. Щорс – $S/\sigma_{\Delta} = 0,36$, $P = 94,5\%$; для р. Убідь – с. Кудрівка – $S/\sigma_{\Delta} = 0,43$, $P = 91,0\%$; для р. Клевень – с.Шарпівка – $S/\sigma_{\Delta} = 0,48$, $P = 86,5\%$.

РАСЧЕТНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РЕЖИМА ТЕЧЕНИЙ ВО ВНУТРЕННИХ ВОДОЕМАХ НИЗОВЬЯ ДНЕПРА

Е. И. Коржов

Херсонская гидробиологическая станция НАН Украины

Оценка элементов внутриводоемной динамики является неотъемлемой частью исследования экологического состояния водоемов. Главной характеристикой динамики водных масс является режим течений. От характера, направления и интенсивности течения, зависят условия существования большинства гидробионтов, их видовой состав и расположение по акватории. Кроме того, они влияют на скорость растворения вредных веществ в воде и распространение их по водоему.

При экогидрологических исследованиях водоемов низовья Днепра не всегда есть возможность оценки режима течений общепринятыми методиками, описанными в соответствующих руководствах и наставлениях [1,2]. Существующие методики являются достаточно трудоемкими, занимают много времени и требуют значительных материальных затрат. Результаты измерений часто не дают полного представления о течениях во всем водоеме, а так же при разных гидрометеорологических условиях.

С целью получения более полного представления о структуре течений для водоемов низовья Днепра мы воспользовались двухмерной в горизонтальной плоскости математической моделью циркуляции вод с использованием метода полных потоков [5] адаптированной для малых глубин. Данная модель многие годы успешно применяется при исследованиях внутриводоемных процессов различных водных объектов Украины [3,4].

При штилевых погодных условиях вода, поступающая из протоки Чайка и двух боковых ериков, протекает, в основном, по центральной части водоема, равномерно омывая его. Расчетная скорость стоковых течений составляет 0,42 см/с, что хорошо согласуется с данными натурных исследований, согласно которым она изменяется в пределах от 0,40 до 0,53 см/с. При наличии ветра структура течений заметно усложняется (см. рис. 1). По акватории лимана формируются замкнутые циркуляции, конфигурация и интенсивность которых зависят от направления и скорости ветра. Средняя скорость течения под действием ветра увеличивается до значений 2,05 – 3,15 см/с.

Контрольные расчеты показывают, что метод математического моделирования может быть приемлем при экогидрологических исследованиях во внутренних водоемах низовья Днепра.

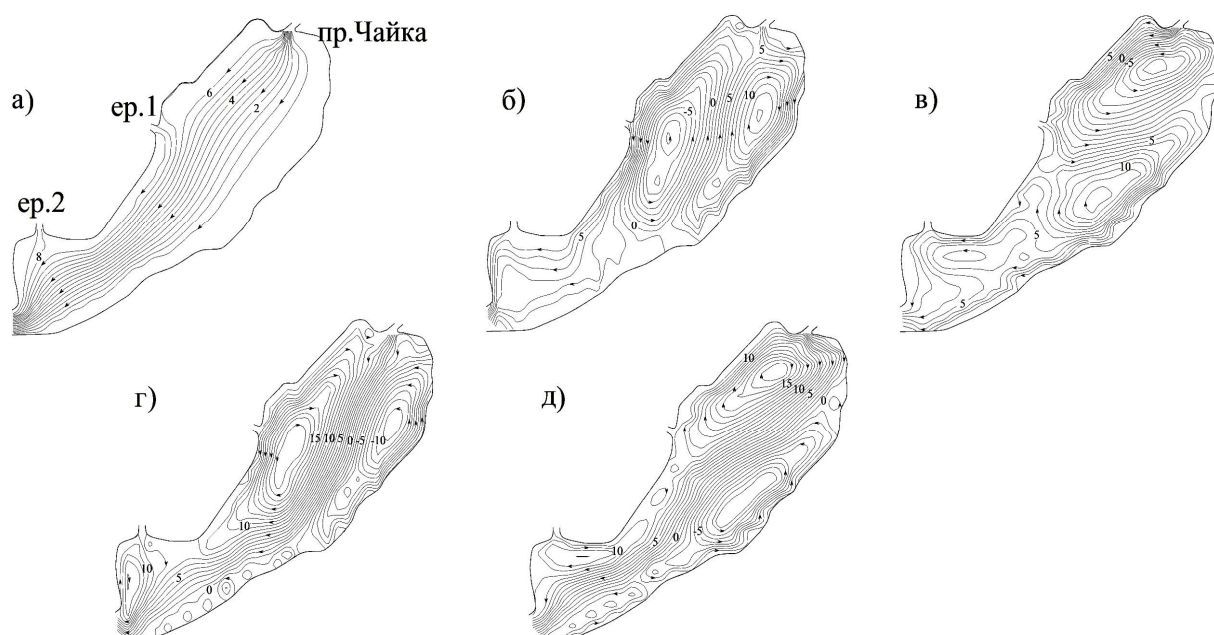


Рис.1 – Схема циркуляции вод в Кардашинском лимане при штилевых погодных условиях (а), и при ветрах 5 м/с северного (б), восточного (в), южного (г) и западного (д) направлений.

Оценка и прогнозирование различных характеристик течений путем математического моделирования не нуждается в значительных экономических затратах, зато позволяет получить наиболее полное представление о режиме течений по всей акватории водоема, и при разных гидрометеорологических условиях.

Литература:

1. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – Вып.6, ч.1 – 384 с.
2. Руководство по гидрологическим исследованиям в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях – М.: Гидрометеиздат, 1972. – 394 с.
3. Тимченко В.М. Опыт применения метода полных потоков при моделировании циркуляций вод во внутренних водоемах / В.М. Тимченко, С.С. Дубняк, О.В. Тимченко // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зон морей: VI Всерос. конф., Москва, 22 – 26 ноября 2004г. – С. 98 – 100.
4. Тимченко В.М. Моделирование течений в водоемах Украины при экологических исследованиях / В.М. Тимченко, С.С. Дубняк, О.В. Тимченко // Наук. Записки Тернопільського пед. ун-ту. – «Гідроекологія» – 2005. №3(26) – С.432-433.
5. Фельзенбаум А.И. Теоретические основы и методы расчета установившихся морских течений / А.И. Фельзенбаум, АН СССР, Ин-т океанологии. – М.: изд-во Академии наук СССР, 1960 г. – 126 с.

ЗАЛЕЖНІСТЬ ВИПАРОВУВАННЯ З ВОДНОЇ ПОВЕРХНІ КАХОВСЬКОГО ВОДОСХОВИЩА ВІД ТЕМПЕРАТУРНОГО ФАКТОРА

*О.С. Корягіна, маг., Є.В. Обухов, д. економ. н., к.т.н., проф.
Одеський державний екологічний університет*

Випаровування – це процес переходу води із рідкої або твердої фази в газоподібну (пара). Основним визначним вихідним фактором при розрахунках випаровування є температурний фактор, який суттєво впливає на інші вихідні дані. Так тиск насичення водяної пари e_0 залежить від температури води і парціального тиску водяної пари в повітрі над водною поверхнею на висоті 2 м. Середня температура повітря над водоймою на висоті 2 м також залежить від температур повітря та води.

За дослідженнями Федоненко О.В. у 2010 р. температура води по акваторії Каховського водосховища змінювалась з червня до вересня від 18 до 32°C. Максимальні значення температури води були зареєстровані у першій та другій декадах серпня і досягли 30-32°C. Саме у цей період у Каховському водосховищі спостерігалися явища задухи риб.

Слід відзначити також, що термін процесу охолодження води в Каховському водосховищі від максимальної температури до 4°C на сьогодні становить 144 доби, середня тривалість безльодоставного періоду поступово збільшилась до 309 діб, а в окремих випадках він продовжується цілий рік. На охолодження води від 4°C до температури льодоставу на Каховському водосховищі необхідно 24 доби.

На рис. 1 показана залежність $t_e^0 = f(t_n^0)$ між середньобагаторічними місячними температурами повітря над водосховищем $t_n, ^\circ\text{C}$ і поверхні води $t_b, ^\circ\text{C}$ і представляє собою дві лінії: для періоду нагрівання (I-VIII) і періоду охолодження водойми (VIII-XII), а на рис. 2 – залежність $e_0 = f(t_n^0)$ між середніми місячними температурами повітря $t_n, ^\circ\text{C}$ та величиною тиску насичення водяної пари e_0 в гПа. При наявності такої залежності можна розрахувати тиск насичення водяної пари e_0 не за температурою поверхні води, а тільки за температурою повітря над поверхнею води Каховського водосховища. Середня похибка отриманих таким способом величин випаровування становила 10%.

Нами побудовані для умов Каховського водосховища графіки зв'язку між температурою поверхні води $t_b, ^\circ\text{C}$ за період 1981-2010 рр. та шаром випаровування h в мм - $h = f(t_e^0)$ і температурою поверхні води $t_b, ^\circ\text{C}$ та об'ємом втрат води на випаровування W_e млн м^3 , тобто $W_e = f(t_e^0)$, а також графіки залежності $h = f(t_n^0)$ між температурою повітря над водною поверхнею $t_n, ^\circ\text{C}$ за період 1956-2010 рр. і шаром випаровування h в мм та між температурою повітря над водною поверхнею $t_n, ^\circ\text{C}$ і об'ємом втрат

води на випаровування W_e млн m^3 , тобто $W_e = f(t_n^0)$. За вказаними графіками також можливо оперативно визначити необхідні наближені показники випаровування з водної поверхні Каховського водосховища.

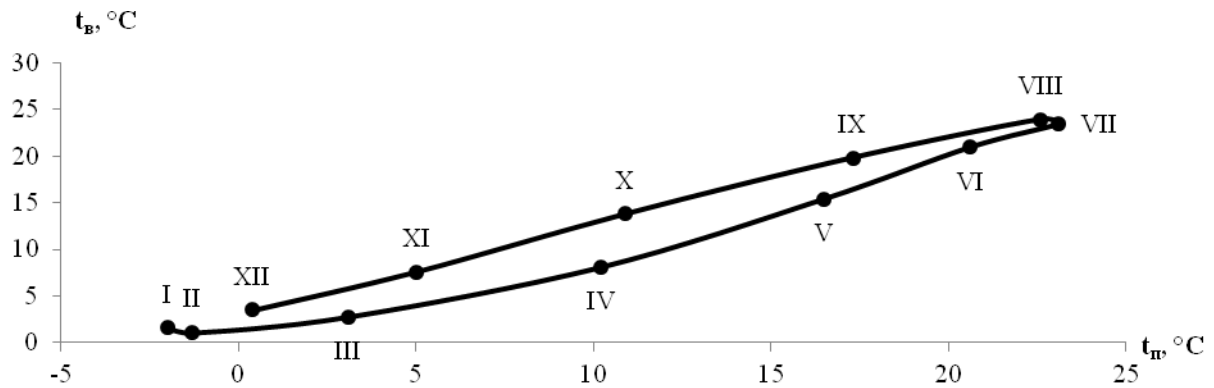


Рис. 1 - Залежність середньобаторічної температури води від середньобаторічної температури повітря $t_v^0 = f(t_p^0)$ Каховського водосховища

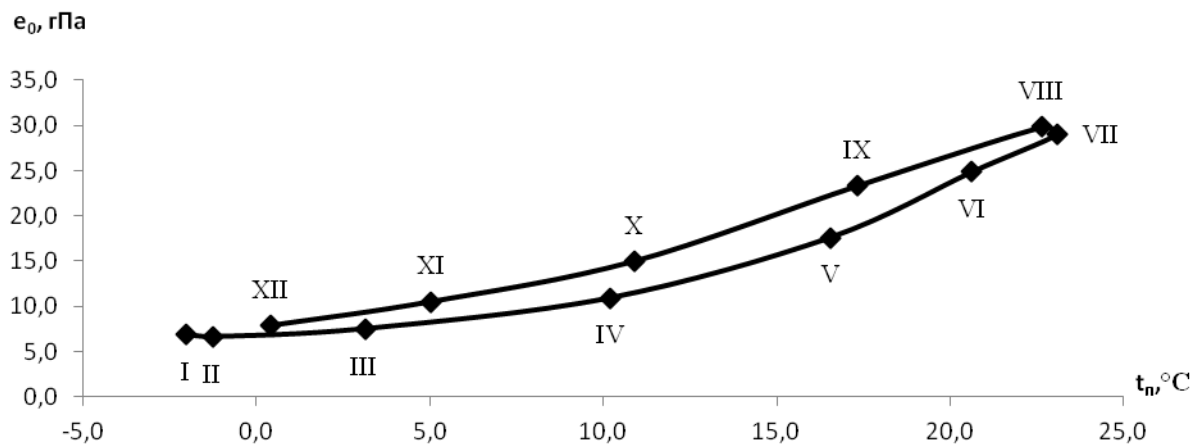


Рис. 2 - Залежність $e_0 = f(t_p^0)$ для Каховського водосховища

Висновки та рекомендації

1. Накопичена за 55 років експлуатації Каховського водосховища гідрометеорологічна інформація дозволила узагальнити і вдосконалити окремі залежності між вихідними даними для розрахунків випаровування з його водної поверхні і запропонувати оперативні підходи до визначення показників випаровування для попередніх водобалансових розрахунків.

2. Проведені дослідження дозволять підвищити точність практичної оцінки випаровування з Каховського водосховища.

3. Аналіз гідрометеорологічної інформації показав загальне кліматичне потепління за останні 30 років.

АТМОСФЕРНА ЦИРКУЛЯЦІЯ, ЯК ЧИННИК ЛЬОДОВОГО РЕЖИМУ НА РІЧКАХ УКРАЇНИ

*А.М. Куза, Н.С. Лобода, д. геогр.н., проф.
Одеський державний екологічний університет*

Вступ. Сучасний кліматичний період характеризується нестабільними погодними умовами: змінюються екстремальні і осереднені в часі значення метеорологічних величин, спостерігається тренд на збільшення температури повітря (рис. 1а), порушується режим опадів, скорочується тривалість снігового періоду. Перелічені зміни впливають на температурний режим річок (рис. 1б), а отже і на льодовий режим. Зміна льодового режиму у сучасних кліматичних умовах для території України вивчена недостатньо [1].

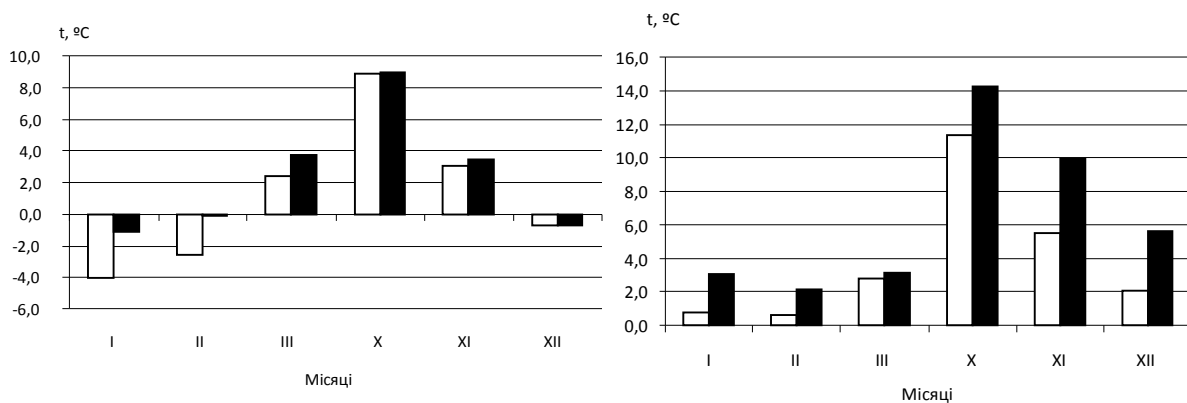


Рис. 1 – Температура повітря (а) і температура води у створі м. Могильов-Подільський
ліві стовпчики - у 1960-1988 роки, праві - у 1989-2008 роки

Актуальність. Важливість дослідження особливостей льодового режиму річок України у сучасності представлена як суто теоретичними аспектами (створення прогнозної методики), так і практичною значимістю: льодовий режим впливає на період навігації, проектування і проведення гідротехнічного будівництва, роботу ГЕС, життєдіяльність і активність риби та інших водних організмів [2].

Льодові явища на річках України спостерігаються в осінньо-зимовий період, коли радіаційний баланс від'ємний і знаходиться у межах від -80 мДж/м² на півдні до -250 мДж/м² на півночі. На території України головними є процеси циркуляції атмосфери, які переважають над радіаційними чинниками. Особливості циркуляційних умов пов'язані із фізико-географічним положенням України, а також із близьким розташуванням Атлантичного океану [3]. Циркуляція атмосфери розглядається через великомасштабні атмосферні процеси, які втілюються

у трансформацію повітряних мас, їх адвекцію, утворення атмосферних фронтів. Найбільш впливовим типом атмосферної циркуляції є Північно-Атлантичне коливання.

Метою роботи є оцінка впливу атмосферної циркуляції на появу льоду на річках. Об'єктом дослідження є льодовий режим річок та його характеристики. Дослідження проводилися для річок Дністер, Десна, Тілігул за період спостережень 1960-2008 рр.

Для вирішення поставленої задачі був застосований метод факторного аналізу. Факторний аналіз – багатовимірний статистичний метод, який використовується для вивчення взаємозв'язків між значеннями змінних. За допомогою факторного аналізу велика кількість змінних, за якими проводяться спостереження, зводиться до меншої кількості найбільш значущих незалежних величин. Для дослідження ролі атмосферних процесів у формуванні льоду вхідними даними були обрані характеристики похолодання у осінньо-зимовий сезон, показники термічного режиму річок, а також індекси атмосферної циркуляції: індекс Північно-Атлантичного коливання ($I_{\text{ПАК}}$) та індекс Скандинавської телоконекції ($I_{\text{СКАН}}$). Результати показали, що для річок Дністер та Десна вплив атмосферних процесів осіннього сезону на температуру води у річці ілюструють $I_{\text{ПАК}}$ і $I_{\text{СКАН}}$, які описуються першим фактором, їх ваговий внесок становить 0,84 та 0,83 відповідно. Для річки Тілігул вплив атмосферних процесів на процес вихолодження повітря також представлений $I_{\text{ПАК}}$, він описується другим фактором, ваговий коефіцієнт становить -0,81. Окрім індексів атмосферної циркуляції, на льодовий режим річок вплив мають період накопичення від'ємних температур повітря та водність річки.

Висновки. Льодовий режим річок України суттєво залежить від атмосферних процесів, які відбуваються над Північною Атлантикою. Це обумовлює подальше вивчення даних взаємозв'язків, що дозволить більш точно спрогнозувати майбутній стан річок у відповідності із атмосферою діяльністю.

Література:

1. Рахматулліна Е.Р. Оцінка характеристик льодового режиму річки Південний Буг / Е.Р. Рахматулліна, В.В. Гребінь, С.С. Дубняк // Періодичний науковий збірник «Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія». – 2009. – Том 17. – С. 99 – 105.
2. Гидрология : учебное пособие по курсу «Науки о Земле» для студентов, обучающихся по специальности 28020265 «Инженерная защита окружающей среды» / сост. В. А. Михеев. – Ульяновск : УлГТУ, 2010. – 200 с.
3. Степаненко С.М. Метеорологія і кліматологія. Підручник / під ред. д.ф.-м.н., проф. Степаненка С.М. – Одеса, ТЕС, 2008. – 534 с.

АНАЛІЗ УМОВ ФОРМУВАННЯ КАТАСТРОФІЧНИХ ПАВОДКІВ ХОЛОДНОГО ПЕРІОДУ НА РІЧКАХ ЗАКАРПАТТЯ

*Н.В.Куліш, магістр, В.А. Овчарук, к.геогр.н.,доц.
Одеський державний екологічний університет*

Територія Закарпаття відноситься до паводкоопасних регіонів нашої країни. Для досліджуваного району характерні паводки, як в теплу пору року, так і в холодну. Катастрофічно високі дощові паводки на річках Українських Карпат прийнято ділити на дві групи: регіональні і локальні.

До першої з них відносяться такі, які охоплюють один з гірських макросхилів або велику його частину. Локальні зливові паводки відрізняються обмеженою територією, але досить частим проявом в часі. І ті та інші паводки приносять величезні збитки народному господарству.

Як приклад регіонального паводку можна привести паводки, що пройшли на річках Закарпаття: в кінці грудня 1947 року; в середині грудня 1957 року; в листопаді 1998 року; в березні 2001 року.

Наприкінці грудня 1947 року у Закарпатті настало різке потепління, що супроводжувалося інтенсивними дощами зливового характеру. Зокрема, у басейні р.Тересви у с.Дубове 29/XII зареєстрований добовий максимум 107.1 мм. Рідкі опади при температурі повітря 10-12°C випадали на сніжний покрив висотою 40-60 см і більше. Максимальна кількість опадів за період з 25 по 30/XII випала в басейнах річок Тиси і Тересви і досягла 100-315 мм. Паводки, винятково високі і динамічні, спостерігалися на всіх річках південно-західного схилу Українських Карпат. Паводком на р.Тисі між смт Вилки і м.Тячів знесено два залізничних мости довжиною понад 100 м і багато невеликих. У м.Хуст розмита дамба і частина міста затоплена. Усього протягом доби було знесено 33 залізничних моста.

На початку другої декади грудня 1957 року в Українських Карпатах, у західній частині й особливо в Закарпатті, відбулося різке потепління (до 8-14°C), прогрімилі грози і випали опади, що супроводжувалися ураганним вітром.

Винятково сильні буреломні вітри з опадами спостерігалися з 13 по 15/XII (Подобовець - 135 мм, Пилипець - 135 мм, Маточів - 122 мм, Буковець - 121 мм, Сопки - 114 мм, Лозянське - 112 мм, Заломієвка - 107 мм, Ізки - 106 мм, Підполоззя - 100 мм). Запас води в снігу під час випадіння дощових опадів складав: у басейні р.Уж - 17 мм, Латориці - 22 мм, Ріки - 48 мм, а в цілому по басейні р.Тиса - 37 мм. Визначні паводки змішаного походження сформувалися на річках Уж, Латориця, Ріка, Тересва, Теремля та ін.

Паводок на річках Закарпаття в листопаді 1998 року спостерігався на фоні тривалого дощового періоду, що включив практично всю теплу частину року. Тільки в жовтні в горах випало від 170 до 250 мм опадів (при

нормі 80-120 мм). Перед листопадним паводком рівні води на річках регіону перевищували меженні в 3-6 разів. Сильні дощі були обумовлені впливом невисоких приземних баричних утворень у вигляді активних хвиль на холодному фронті при південно-західному переносі теплих і вологих повітряних мас на висотах 3-5 км.

Надходження паводкових вод з гірських водозборів, одночасне формування високих паводків на всіх притоках Тиси сприяло ще більш інтенсивному підйому води на річках низинної території басейну Тиси. У низов'ях Латориці і Боржави рівні води перевищили максимальні за період 1946-1997рр. За спостереженням постів гідрологічної мережі історичні максимуми були досягнуті чи перевищені в 17 створах.

Характерною рисою листопадового паводка 1998 року було те, що він спостерігався на більшості річок, тоді як інші були на окремих притоках Тиси - у східній чи західній частинах Закарпаття. Подібні паводки в цьому

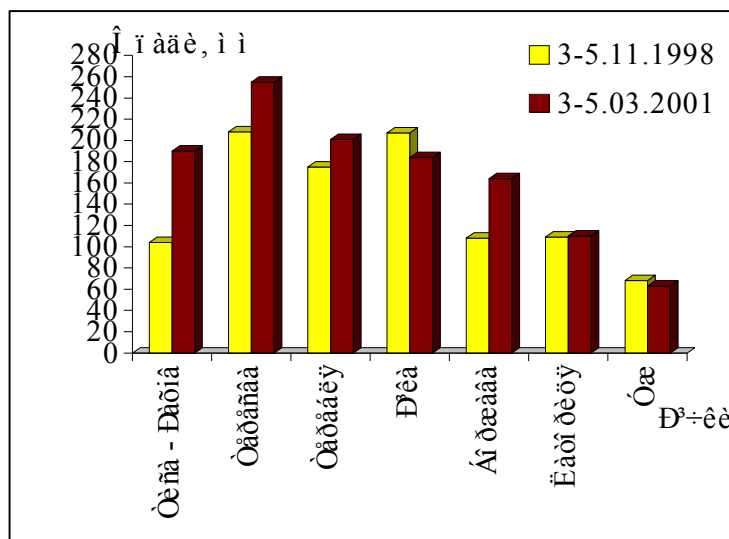


Рис.1 – Порівняння сум опадів за паводки листопада 1998р. та березня 2001р. на річках Закарпаття

течії Тиси і Латориці, пониззі Боржави, басейні Ужа 44-95 мм), що відповідає 15-20% річної норми. Порівняно з 3-5 листопада 1998 р., опади початку березня були більшими практично по всій території на 23-90 мм, за винятком басейнів Ужа, пониззя Латориці та Тиси, де вони були схожими (рис.1). За оперативними даними максимуми березневого паводку в створах 9 гідрологічних постів (г/п) на 16 - 38см перевищили історичні рівні води листопадового паводку 1998 року (в створі г/п Рахів – на 75 см), а саме біля г/п: Рахів, Великий Бичків, Тячів, Хуст, Чоп (р.р.Тиса, Латориця), Усть-Чорна, Колочава Косівська Поляна. Підйоми рівнів води супроводжувалися значним затопленням заплави та перевищення небезпечних відміток затоплення.

регіоні відзначалися і раніше, наприклад, у 1882, 1902, 1925, 1931, 1941 рр.

Аналізуючи хід розвитку паводку 4-9 березня 2001р., можна сказати, що основним гідрометеорологічним чинником його, як природного явища, є надзвичайна кількість опадів та режим їх випадіння. 3-5 березня дуже сильними,

тривалими та інтенсивними дощами було охоплене все Закарпаття. Випало 110-296 мм дощу (лише в середній та нижній

МОДЕЛИРОВАНИЕ МНОГОЛЕТНЕГО СТОКА ВОДЫ ОСНОВНЫХ УКРАИНСКИХ РЕК

*Е.М. Лемешко к. ф.-м.н, Н.Ф. Кириленко,
Морской гидрофизический институт НАН Украины*

*Funkquist Lennart
Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Sweden*

В работе представлены результаты сравнительного анализа расчетов стока рек по гидрологической модели Hydrological Predictions for the Environment (HYPER) и данных натурных измерений. Используемая модель первоначально была разработана для дренажного бассейна Балтийского моря, однако в рамках проекта OPERR (Operational Pan-European River Runoff) адаптирована для всей европейской территории, включая бассейны рек водосбора Черного моря. Эти действия были направлены на дальнейшую интеграцию HYPER с динамическими моделями, учитывающими процессы в системе устье реки - прибрежная зона моря. HYPER является полупараметрической гидрологической моделью стока воды и ее качества. Модель может быть использована для решения следующих задач:

- прогнозирование стока воды в некалиброванных бассейнах;
- оценивание стока воды и ее качества;
- моделирование больших речных систем;
- внедрение и использование в системе гидрологических прогнозов и управления водными ресурсами.

Модельный расчет проводился по таким крупным рекам Украины как р.Дунай, р.Южный Буг, р.Днепр. Для верификации модели использовались данные расчетного месячного стока по результатам наблюдений за расходом воды в период 1980-2006 гг. Основные результаты сравнения приведены в таблице 1.

Таблица 1 – Результаты сравнения среднемесячных данных по модели HYPER и данных наблюдений по станциям на замыкающих створах для бассейнов соответствующих рек.

Река	Коэф-т корр. по Qмес.	Угловой коэф-т	Площадь водосбора (км ²)	Q ср м ³ /с
Дунай	0,78	0,68	817000	6619,6
Южный Буг	0,67	0,24	63700	97
Днепр	0,61	0,32	504000	1331

Кроме того, для более детального изучения проблемы расхождения данных были рассчитаны коэффициенты корреляции для каждого месяца за период 1980-2006 гг., что представлено в таблице 2.

Таблица 2 – Коэффициент корреляции для каждого месяца за расчетный период

Месяц Река	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Дунай	0.92	0.73	0.93	0.92	0.85	0.87	0.88	0.85	0.93	0.94	0.97	0.95
Юж. Буг	0.83	0.76	0.37	0.90	0.78	0.76	0.82	0.81	0.75	0.61	0.68	0.88
Днепр	0.46	0.50	0.55	0.78	0.31	0.61	0.81	0.86	0.64	0.75	0.73	0.76

Предварительные расчеты стока воды с использованием модели НУРЕ продемонстрировали в целом удовлетворительные результаты для рек Украины: для р.Дунай отмечено хорошее согласование модельного и наблюдаемого рядов данных (табл.1), для остальных речных бассейнов (р.Юж.Буг, р.Днепр) модель дает существенное завышение. На наш взгляд, одна из причин снижения корреляционной связи между моделью НУРЕ и данными наблюдений по стоку воды заключается в следующем. Например, для реки Днепр основными факторами, определяющими величину стока, являются: зарегулирование, безвозвратный водозабор и дополнительные потери на испарение с поверхности шести основных водохранилищ. Кроме того, днепровскую воду потребляет более половины населения страны (более 1000 населенных пунктов, из которых 50 – крупные города), на ней работает около 10 тыс. промышленных предприятий Украины, она орошает почти 1,5 млн. га сельскохозяйственных угодий. А весь комплекс этих факторов невоспроизводим в рамках рассматриваемой численной модели. По этим причинам для достижения более лучшего результата модельный расчет (и соответственно сравнение с натурными данными) необходимо сперва проводить для площади водосбора р.Днепр до Киевского водохранилища (первое по каскаду). Для реки Южный Буг, причины ошибок расчетов схожи и требуют дополнительной калибровки модели по региональным особенностям гидрометеорологического режима.

Однако относительно высокая корреляционная связь между моделью и наблюдениями и достаточно высокий критерий Нэша свидетельствуют о перспективности применения модели к условиям украинских рек.

ВОЗМОЖНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ СЕТИ ПРИ ПОМОЩИ ГИС НА ПРИМЕРЕ РЕКИ ЧАПЛИНКА

*М.И. Малыгина, Д.А. Довганенко, ст. преподаватель
Днепропетровский национальный университет имени
Олеся Гончара*

Геоинформационные системы представляют собой мощный инструмент пространственного анализа природных систем, в частности и гидрологических объектов. Подобные системы и программные комплексы позволяют быстро и точно выполнять картометрические работы и гидрологические расчёты и представлять результаты в наглядной картографической форме. В частности существует ряд ГИС инструментов, позволяющих существенно расширить возможности исследования гидрографической сети водных объектов. Подобные инструменты позволяют уточнять существующие данные и выявлять новые пространственные закономерности развития гидрографической сети. Подобные ГИС-технологии были применены и в данном исследовании.

На сегодняшний день гидрографическая сеть Днепропетровской области остаётся не до конца изученной. Неучтёнными являются малые водотоки и балки. Решение данной проблемы предлагается осуществлять с применением систем ArcGis совместно с Quantum GIS.

В качестве объекта исследования была выбрана р. Чаплинка. Река находится в Днепропетровской области. Является левым притоком реки Орель. Длина основного водотока 73 км, площадь водосбора 621 км². Согласно каталога рек Днепропетровской области, река имеет 3 притока. Общая протяжённость гидрографической сети 109,7 км.

Данная река была выбрана в качестве объекта исследования, так как согласно официальным данным река имеет 3 притока. При этом, согласно топографических карт, можно выделить минимум 5 притоков первого порядка и намного больше притоков второго и третьего порядка.

Для анализа гидрографической сети данной реки использовался следующий комплекс инструментов гидрологического моделирования ArcGis и GRASS GIS в составе QGIS: r.terraflow, r.flow, r.watershed, r.mapcalc, Spatial Annalist.

В ходе исследования использовались следующие данные: цифровая модель рельефа (ЦМР) SRTM30, топографические карты (масштаб 1:100000), ресурсы Google Earth, каталог рек Днепропетровской области. Базовой моделью рельефа была выбрана именно SRTM30 поскольку она дает меньшую погрешность (по сравнению с AsterDEM) при расчетах и менее трудоемкая при подготовке к использованию.

Алгоритм обработки данных состоял из трех основных этапов:

1. Предварительная обработка ЦМР: выявление ложных понижений и создание гидрологически правильной ЦМР;
2. Проведение основных расчетов на базе ЦМР: карта экспозиции склонов, направления течения, аккумуляции стока, выделение и векторизация водотоков, выделение устьевых зон, выделение бассейнов водотоков;
3. Вычисление основных характеристик бассейна и притоков р. Чаплинка: количество и порядок водотоков, длина водотоков, площадь бассейнов водотоков;

В результате проведенных расчетов были получены карты бассейна реки (масштаб 1:200000), морфометрические характеристики бассейнов и гидрографической сети р. Чаплинка. Основные характеристики бассейнов и водотоков реки были получены при помощи инструмента алгебры карт.

Согласно расчетам длина основного водотока составляет 79,5 км. Площадь водосбора – 613,35 км². Было выявлено 142 притока. Из них 23 притока от 1-ого до 6-ого порядков, согласно классификации Хакса. Общая протяжённость гидрографической сети составила 295,58 км.

Различия в данных, полученных в результате расчётов, проведённых при помощи ГИС-технологий, и приведённых в каталоге рек Днепропетровской области незначительны. Существенно отличается лишь значение протяжённости гидрографической сети, что обусловлено значительно большим количеством выявленных притоков.

Расхождение по длине основного водотока составило 8,9%, а по площади водосбора – 1,23%. Такая погрешность в расчётах обусловлена, прежде всего, точностью исходной цифровой модели рельефа и качеством предварительной её обработки. При этом немаловажную роль играет пространственное разрешение ЦМР. В ходе обработки ЦМР были устранены артефакты, вызванные влиянием растительного покрова (противоэрозионные насаждения, лесные массивы и т.д.) и элементами рельефа искусственного происхождения (карьеры, насыпи и т.д.), что позволило существенно снизить погрешность расчетов.

Результаты, полученные без предварительной обработке исходных данных, имели погрешность, превышающую 20% по основным показателям, а выделение гидрографической сети производилось некорректно. Последнее особенно чётко проявлялось при выделении приустьевых участков водотоков.

Таким образом, полученные незначительные расхождения в результатах позволяют утверждать, что применение ГИС является допустимым при решении подобного рода проблем при наличии качественно подготовленных исходных данных.

МЕТОДИКА ПРОСТОРОВИХ ПРОГНОЗІВ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО ВЕСНЯНОГО СТОКУ ТА ЇЇ РЕАЛІЗАЦІЯ НА РІЧКАХ ПІВДНЯ УКРАЇНИ

*О.П. Марчук, Ж.Р. Шакірзанова к.геогр.н., доц.
Одеський державний екологічний університет*

Катастрофічні повені на річках та їх наслідки у вигляді затоплення територій та руйнування господарських об'єктів – одна з найбільш актуальних проблем, з якими стикаються владні структури України та багатьох інших держав.

Дане дослідження спрямоване на вирішення питань щодо:

- використання методу територіальних довгострокових прогнозів гідрологічних характеристик весняного водопілля в сучасних кліматичних умовах;
- встановлення ймовірності настання прогнозних величин у багаторічному періоді.

Мета та завдання дослідження.

- Практична реалізація методики територіального довгострокового прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля 2011-2012 р. на річках півдня України при використанні комп'ютерних технологій.
- Встановлення ймовірності або частоти повторюваності гідрологічних характеристик водопілля у багаторічному розрізі.
- Картографічна форма представлення прогнозних величин та їх забезпеченостей з метою просторового аналізу формування весняного водопілля на значних територіях.

Вихідні матеріали – багаторічні та оперативні вихідні матеріали спостережень у зимово-весняний період 2011-2012 рр., що отриманні з бази даних УкрГМЦ, що сформовані в системі АРМ-гідро:

- гідрологічні характеристики (витрати води в річках взимку);
- метеорологічні характеристики зимово-весняного періоду (дані снігозйомок, опади, температури повітря);
- агрометеорологічні характеристики (глибини промерзання та вологості ґрунтів).

Метод дослідження. Науковий метод для довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля полягає у побудові регіональних залежностей

$$k_Y = f(k_X), \quad (1)$$

де k_Y - модульний коефіцієнт шарів стоку чи максимальних витрат води весняного водопілля; k_X - модульний коефіцієнт сумарного надходження води на водозбір у період весняного водопілля.

Порядок довгострокового прогнозування характеристик весняного водопілля річок такий:

1) встановлення типу водності або діагноз типу водності майбутньої весни за дискримінантною функцією

$$DF = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2 + \dots + a_m x_m, \quad (2)$$

де $A = (a_0, a_1, a_2, \dots, a_m)$ - вектор коефіцієнтів дискримінантної функції; $X = (x_1, x_2, \dots, x_m)$ - вектор стокоформуєчих гідрометеорологічних факторів m ;

2) отримання кількісних значень очікуваних модульних коефіцієнтів шарів стоку чи максимальних витрат води водопілля за рівнянням

$$k_m = b_0 + b_1 k_x + b_2 (k_x)^2 + b_3 (k_x)^3, \quad (3)$$

де b_0, b_1, b_2, b_3 – коефіцієнти поліному прогностичних залежностей;

3) перехід від модульних коефіцієнтів до значень гідрологічних величин: шарів стоку або максимальних витрат води

$$Y_m = k_m Y_0 \text{ або } Q_m = k_m Q_0. \quad (4)$$

Слід відзначити, що середньобаторічні величини шарів стоку Y_0 та максимальних витрат води весняного водопілля Q_0 рекомендовано розраховувати станом, наприклад, на 2010 р. для врахування сучасних тенденцій до зниження водності річок весняного періоду у зв'язку з підвищенням температур повітря зимово-весняного періоду і зменшенням як максимальних снігозапасів на початок весни, так і глибин промерзання ґрунтів;

4) визначення ймовірнісних характеристик весняного водопілля в багаторічному періоді при використанні кривої трипараметричного гамма-розподілу С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля у вигляді інтервалу

$$P_1 < P_{Y(Q)} < P_2, \quad (5)$$

де P_1 и P_2 – верхня і нижня межі забезпеченості (для середнього по території значення $C_s / C_v = 2,5$).

Висновок. Формою представлення довгострокового прогнозування є картосхеми розподілу по території півдня України модульних коефіцієнтів шарів стоку чи максимальних витрат води весняного водопілля, а також ймовірності їх настання у багаторічному періоді $P\%$. Такі картосхеми дають змогу оцінювати розміри весняного водопілля на значній території щодо ступеня безпеки очікуваного явища.

ВИВЧЕННЯ ДИНАМІКИ РУСЛОВИХ ПЕРЕФОРМУВАНЬ Р.РІКА ЗА БАГАТОРІЧНИЙ ПЕРІОД

К.В. Мудра, О.С. Коноваленко, к.геогр.н.

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Вивчення руслових переформуваль за багаторічний період спостережень дає змогу спрогнозувати розвиток руслових деформацій в майбутньому та розробити схеми з урахуванням їх перебігу для надійного функціонування гідротехнічних споруд. Застосування прогнозів на практиці при запровадженні протипаводкових заходів дозволить вберегти від пошкодження велику кількість населених пунктів.

Річка Ріка є однією із річок Закарпаття, де питання про розвиток та направленість руслових деформацій стоїть досить гостро. Пов'язано це насамперед з великою кількістю паводків різної забезпеченості, що сильно інтенсифікують ерозійні, селеві та зсувні процеси, змінюють напрям русел річок.

Дослідження руслових переформуваль за багаторічний період відбувалося на основі використання даних про характерні витрати води, а саме застосування значень руслонаповнюючої витрати (Q_{bankfull}). При даній витраті має місце значна концентрація потоку і високі динамічні показники, мінімальна шорсткість русла, починається активний рух наносів, утворення чи руйнування мезоформ.

В основі визначення процесів розвитку та інтенсивності вертикальних деформацій лежить оцінка кривих $Q = f(H)$ – криві витрат, що показують зв'язок між рівнями та витратами води. При переважанні акумулятивних процесів зміщення кривої відбувається вгору, а під час активного розмиву русла навпаки – вниз. Аналіз результатів переформуваль для кожного із гідрологічних постів дає змогу оцінити динаміку руслових переформуваль для всього басейну річки (табл.1)

Таблиця 3.5.Оцінка приросту рівнів води р.Ріка за весь період спостережень

Пост	Роки спостережень	Q_{bankfull} , $\text{м}^3/\text{с}$	ΔH , см (за весь період спостережень)
р.Ріка - с.Верхній Бистрий	1946 - 2003	60	-1,44
р.Ріка - смт.Міжгір'я	1946 - 2003	150	-3,29
р.Ріка - м.Хуст	1946 - 1994	380	-2,08

За даними таблиці видно, що середня річна просадка рівнів за весь період спостережень по трьох гідрологічних постах є від'ємною, що

говорить про переважання процесів ерозії. Максимальне значення спостерігається в середній течії річки (сmt.Міжгір'я), дана тенденція є цілком закономірною. Хоча зазвичай нижні течії річок відносяться до районів зі значними процесами акумуляції, проте для гідропоста м.Хуст виявлені досить активні процеси врізання русла. Значно впливає на такий перебіг процесів руслоформування діяльність Тербле – Рікської ГЕС.

Підтвердженням отриманих результатів є вивчення часової динаміки наносів у руслі за багаторічний період, що відбувається на основі функціональних залежностей $d_{50\%} = f(T)$ (рис.1).

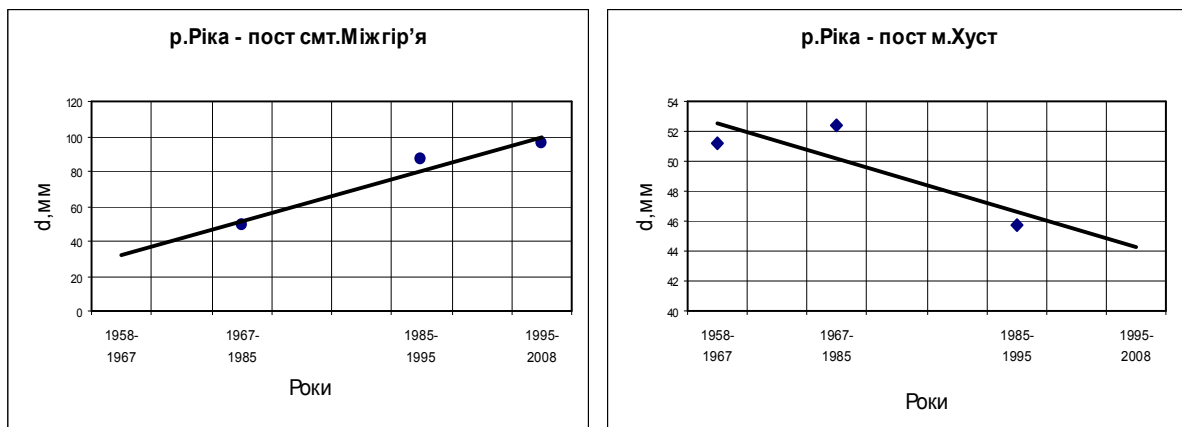


Рис.1 – Зміна середнього діаметру наносів у руслі р.Ріка за часом

Чітко вираженим є збільшення діаметру наносів з часом – від 35,7мм до 96 мм у середній течії. Така тенденція свідчить про переважання на даній ділянці ерозійних процесів, тобто відбувається активний розмив русла.

Разом з тим, ділянка нижньої течії річки характеризується протилежною ситуацією – крупність наносів з часом зменшується (від 52,9 мм до 44,3 мм), це говорить про вплив антропогенної діяльності, зокрема видобування алювію в руслі річки.

Вивчення динаміки руслових переформувань р.Ріка за багаторічний період здійснювалося на основі аналізу кривих витрат $Q = f(H)$ та функціональних залежностей $d_{50\%} = f(T)$.

Результати досліджень засвідчують тенденцію стрімкого розвитку процесів ерозії та розмиву, середньорічне значення зміни рівнів за багаторічний період по всій довжині річки залишається від'ємним. Оцінка часової динаміки наносів у руслі підтверджує превалювання ерозійних процесів у верхів'ї річки (пост с.Верхній Бистрий та сmt.Міжгір'я), проте в межах гирлової ділянки, за даними графіків $d_{50\%} = f(T)$, домінують акумулятивні процеси.

Отримані результати можна використовувати для розробки прогнозів інтенсивності руслових переформувань у майбутньому та при впровадженні протиаводкових заходів.

ОБҐРУНТУВАННЯ ПАРАМЕТРІВ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ПАВОДКІВ ДЛЯ РІЧОК БАСЕЙНУ РІЧОК САЛГИР ТА СУ-ІНДОЛ

*К.Л. Мирза, В.А. Овчарук, к.г.н, доцент
Одеський державний екологічний університет*

Річки Криму відносяться до гірських потоків, що мають змішане живлення. Водний режим річок гірського Криму у зв'язку з його порівняно невеликою висотою характеризується в цілому досить одноманітними гідрологічними умовами. Відповідно до класифікації П.С.Кузіна, на розглянутій території виділяються річки двох основних гідрологічних зон: 1)гірсько-лісової зони помірного клімату; 2)гірсько-лісової зони теплого клімату.

У даній роботі розглядаються річки першої зони. До найбільш великих річок цього району належать: Салгир, Біюк-Карасу, Кучук-Карасу, Су-Індол та ін. Салгир та його основні притоки беруть початок на північних схилах Головної гряди Кримських гір. Салгир разом з його притокою Біюк-Карасу представляють найбільшу в Криму річкову систему. Загальна довжина Салгира та 14-ти його приток – 923км. Площа водозбірного басейну Салгира – 3750км². Починається Салгир від місця злиття річок Кизил-Коба та Ангара північніше села Перевальне. Ліва притока Мокрого Індолу – Су-Індол (Індол) - бере початок на північному схилі Головної гряди, біля гори Караколь. Довжина річки - 27км, площа водозбору - 121 км².

Річки Криму відносяться до річок з паводковим режимом. Найбільш катастрофічні паводки тут відбуваються, в основному, в літній період у зв'язку з рясними дощами. Паводки завдають величезного збитку народному господарству: затоплюють і виводять з господарського обороту сільськогосподарські угіддя, підтоплюють населені пункти, руйнують житлові будинки і промислові підприємства, греблі, шосейні і залізні дороги, трапляються і людські жертви.

Метою наукової роботи є обґрунтування параметрів максимального стоку паводків для басейну річок східної частини північного схилу Кримських гір.

В основу розрахункової методики покладено математичну модель операторного типу, яка запропонована проф.Гопченком Є.Д. Її відрізняє від існуючих схем те, що вона є загальною як для паводків, так і для весняних водопіль. Крім того, вона охоплює весь діапазон водозбірних площ, починаючи від окремих схилів і до самих великих розгалужених річкових систем та дає змогу враховувати весь комплекс стокоутворюючих факторів.

Розрахункова формула має вигляд:

$$q_{p\%} = q'_{l\%} \psi(t_p / T_o) \varepsilon_F r \lambda_P, \text{ м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2, \quad (1)$$

де $q'_{1\%}$ – максимальний модуль схилового припливу,
 $\psi(t_p/T_0)$ – трансформаційна функція;
 ε_F – коефіцієнт русло-заплавного водообміну і регулювання;
 r – коефіцієнт регулювання максимального стоку озерами, водосховищами та ставками;
 λ_p – коефіцієнти забезпеченості.
 Максимальний модуль схилового припливу стоку дощових паводків, розраховується за формулою:

$$q'_m = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \text{ м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2 \quad (2)$$

де 0.28 – коефіцієнт розмірності при $q_{1\%}$ у $\text{м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$,
 $(n+1)/n$ – коефіцієнт нерівномірності схилового припливу,
 T_0 – тривалість схилового припливу у годинах,
 $Y_{1\%}$ – шар стоку за паводок 1%-ої забезпеченості у мм.
 З метою обґрунтування розрахункових параметрів використовувались дані по 15 гідрологічних постах, з періодом від початку спостережень до 2000р. включно.

Для часових рядів стоку річок басейнів Салгиру та Су-Індол була виконана стандартна статистична обробка. Максимальні шари стоку 1%-ої забезпеченості представлені в вигляді карти. В цілому за територією шар стоку зменшується з північного сходу на південь та південний захід від 50 до 30мм.

Коефіцієнт нерівномірності схилового припливу $(n+1)/n$ для досліджуваної території можна прийняти рівним 16, звідки $n=0,07$.

Тривалість припливу води зі схилів у руслову мережу T_0 також представлена в вигляді карти, і змінюється по території в межах від 10 до 40 годин.

Трансформаційна функція $\psi(tp/T_0)$ розрахована з врахуванням значень n , T_0 і t_p , та враховує трансформацію $q'_{1\%}$ за рахунок часу руслового добігання. Отримані значення змінюються в межах від 0,14 до 0,28.

Вплив русло-заплавного регулювання на максимальний стік визначається за допомогою коефіцієнта русло-заплавного регулювання ε_F . Цей параметр отриманий шляхом зворотного розрахунку та був узагальнений в вигляді залежності від площі водозборів F .

Отримані результати можуть бути використані для обґрунтування різних водогосподарських робіт при розробці раціонального використання водних ресурсів річок східної частини північного схилу Кримських гір.

АНАЛІЗ ГІДРОГРАФІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК І МАКСИМАЛЬНИЙ СТІК БАСЕЙНУ р. ПРУТ

*А.Б. Пірко, Ж.Р.Шакірзанова, к.геогр.н.,доц.,В.А. Овчарук, к.геогр.н.,доц.
Одеський державний екологічний університет*

Розвиток економіки Карпатського регіону потребує розробки рекомендацій по мінімалізації збитків, що наносяться народному господарству внаслідок проходження паводків різного походження. Однак, для обґрунтованого розрахунку гідрологічних характеристик необхідно глибоко і всесторонньо досліджувати процеси формування цих природних явищ. Вирішити це питання на належному рівні неможливо без врахування морфометричної структури річкової мережі.

Порівняльна характеристика основних гідрографічних характеристик басейну р.Прут за літературними джерелами різних років, таких як монографії [1,2] та «Атлас поверхневих вод басейну Прута (в межах України)» [3] показала, що середня висота, ухили та лісистість деяких водозборів басейну р.Прут значно відрізняються.

За різними джерелами [2,3] ідентифікація річкових систем відбувається таким чином:

- згідно європейської схеми [3] 1-ий порядок має найбільший водотік, а порядок річкової системи Прута встановлений як 5-ий;
- за даними монографії [2], де в основу положено класифікацію Хортон, 1-ий порядок відповідає найменшому водотоку, а порядок річкової мережі р.Прут – 7-ий .

Основні топологічні закономірності будови річкових систем можна описати так званими «законами Хортон» [2].

Перший з них носить назву закономірності приток

$$\sigma_0 = \frac{S_{k-1}}{S_k}, \quad (1)$$

де σ_0 – коефіцієнт біфуркації;

S_{k-1} і S_k - кількість приток суміжних порядків k і $k-1$.

Друга закономірність визначає те положення, що відношення між довжинами приток річок суміжних порядків залишається в середньому постійним

$$\lambda_0 = \frac{l_k}{l_{k-1}}, \quad (2)$$

де λ_0 – коефіцієнт довжин приток;

l_{k-1} і l_k - середні довжини водотоків порядків k і $k-1$.

Третя закономірність заключається в тому, що площі водозборів приток суміжних порядків також знаходяться в відповідному відношенні

$$\varphi_0 = \frac{F_k}{F_{k-1}}, \quad (3)$$

де φ_0 – коефіцієнт площ річкових водозборів;

F_k і F_{k-1} – площі водозборів притоків порядків k і $k-1$.

Четверта закономірність Р.Е.Хортон встановлює відношення між середніми ухилами річок суміжних порядків

$$I_0 = \frac{I_{k-1}}{I_k}, \quad (4)$$

де I_0 – коефіцієнт ухилу річок;

I_k і I_{k-1} – ухили річок суміжних порядків $k-1$ і k .

П'ята закономірність – співставлення водотоків у вигляді відношення кутів їх злиття [2]

$$\alpha_0 = \alpha_k / \alpha_{k-1}, \quad (5)$$

де α_0 - коефіцієнт кутів злиття річок;

α_k і α_{k-1} - середнє значення кутів злиття річок суміжних порядків.

Встановлено, що існують зв'язки між зазначеними морфометричними коефіцієнтами та порядками приточності річок.

Також в роботі для басейну р.Прут здійснено:

- визначення максимальних витрат води дощового паводку заданої ймовірності перевищення ($P=1\%$);
- оцінку точності обчислення максимальних витрат води;
- узагальнення шарів стоку при $P=1\%$;
- обчислення часу руслового добігання;
- обґрунтування характеристик графіків припливу води зі схилів до руслової мережі;
- розрахунок трансформаційної функції;
- визначення коефіцієнту русло-заплавного регулювання.

Розроблена розрахункова схема для одержання параметрів формули максимального стоку дощового паводку за моделлю руслових ізохрон.

Таким чином, основні закономірності будови річкових систем дозволяють виконати кількісну оцінку гідрографічної мережі будь-якої степені складності, а також порівнювати між собою різні річкові системи.

Література:

1. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6. Украина и Молдавия. Вып.1. Западная Украина и Молдавия / Под ред. М.С.Каганера. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 884 с.
2. Киндюк Б.В. Гидрографическая сеть и ливневой сток рек Украинских Карпат: Монография. – Одесса, изд-во «ТЭС», 2003. – 220 с.
3. Соловей Т., Грущинський Т., Юзвяк К. Атлас поверхневих вод басейну Прута (в межах України). – Кам'янець-Подільський: ПП Мошинський В.С., 2009. – 21 с.

БАГАТОРІЧНІ ЗМІНИ ВНУТРІШНЬОРІЧНОГО РОЗПОДІЛУ СТОКУ ВОДИ РІЧКИ ДНІСТЕР

І.Г. Паршенко; О.І. Лук'янець, к.геогр.н., доц.

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Дослідження внутрішньорічного розподілу річок важлива наукова і практична проблема сучасної гідрології. За розрахунками внутрішньорічного розподілу стоку встановлюються гарантована віддача води з водосховища, вироблення електроенергії, розрахунки необхідні при проектуванні водосховищ сезонного, місячного або декадного регулювання, для оцінки балансу притоку та споживання води.

На внутрішньорічний розподіл стоку впливає цілий комплекс факторів: кліматичні та фактори підстильної поверхні, які в свою чергу поділяються на стокоутворюючі, непрямі та умовні.

Стокоутворюючі фактори – це ті фактори, які безпосередньо формують річковий стік – опади та підземні води. *Непрямі* фактори безпосередньо не приймають участі в утворенні стоку річок, але впливають на перерозподіл та зміну величини стоку в часі та просторі (температура повітря і ґрунту, дефіцит вологості повітря, випаровування, рельєф водозбору, геологічна будова, ґрунти, озерність, заболоченість та лісистість). *Умовні* фактори включають: площу басейну, середню висоту водозбору, його довжину, ширину та глибину ерозійного врізу русла, коефіцієнт форми водозбору, похил русла, густоту річкової мережі. Також в останні десятиріччя значно зростає вплив господарської діяльності на формування стоку.

Дослідження внутрішньорічного розподілу стоку проводились по гідрологічному посту Заліщики на р. Дністер (площа водозбору 24600 км²) за 50-річний період (1960-2009 рр.). Використовувались щоденні, середньомісячні та середньорічні витрати води.

Водний режим Дністра характеризується формуванням весняного водопілля та проходженням паводків в основному в теплий період року, буває й протягом усього року. Сезоном, на який припадає найменша частка стоку є зима.

Простежуючи багаторічні коливання середньорічних значень стоку за розрахунковий період, можна побачити тенденцію на їх незначне збільшення та значну амплітуду їх коливань (рис. 1), що простежується на характерному відхиленні від норми.

Для виявлення динаміки у змінах внутрішньорічного розподілу стоку, досліджуваний період розбили на чотири 20-літні періоди (з перекриттям у десять років): 1960-1980, 1970-1990, 1980-2000, 1990-2009 рр. На графіку можна побачити деякі відмінності у його розподілі (рис. 2). Порівнюючи графіки різних розрахункових періодів, які більш детально описують зміни

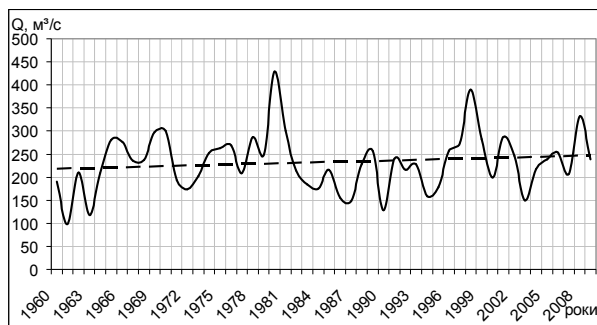


Рис. 1 – Багаторічні коливання середніх річних витрат води, р. Дністер–п. Заліщики, 1960-2009 рр.

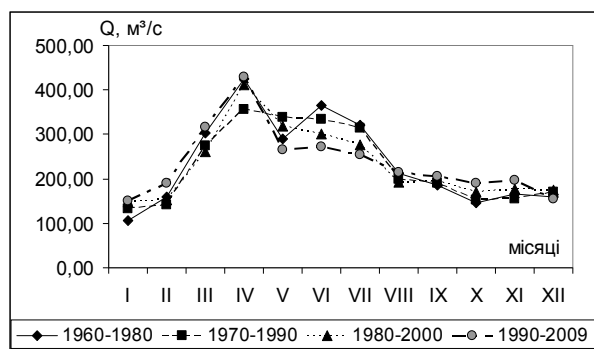


Рис. 2 – Динаміка змін внутрішньорічного розподілу стоку на р. Дністер п. Заліщики

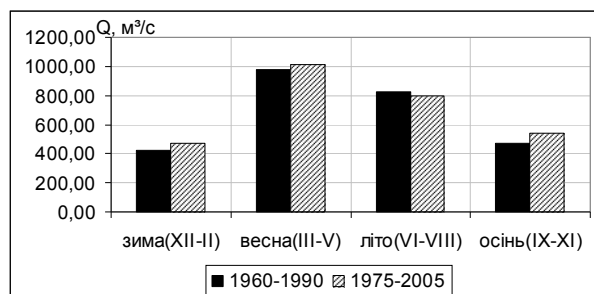


Рис.3 – Розподіл стоку за сезонами на р. Дністер п. Заліщики

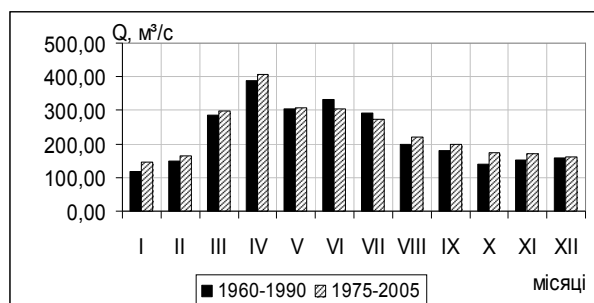


Рис. 4 – Внутрішньорічний розподіл стоку на р. Дністер п. Заліщики за два розрахункові періоди

у розподілі стоку треба відмітити, що відбувалось поступове зростання стоку з I по IV місяці, далі зменшення з V-VIII, знову зростання з IX-XI і в XII місяці – зменшення.

Розбивши період досліджень на 30-річні розрахункові періоди: 1960-1990 і 1975-2005 рр., можна сказати, що частка зимового, весняного і осіннього стоків за другий період зросла (рис. 3) в середньому на 7-10%. А частка літнього стоку зменшилась на 4-5%.

Якщо ж прослідкувати, як змінився стік води за місяцями за розрахунковими 30-річними періодами, то тут також простежується зростання стоку у зимові, весняні, осінні місяці та в серпні, а зменшення у червні та липні на обох постах (рис. 4). Також зменшення стоку простежується в грудні, але це зменшення не відіграло значного впливу на узагальнену частку зимового стоку. Оскільки стік є результатом випадіння опадів, та за дослідженнями Гребня В.В. [1] на території досліджень простежується зменшення кількості опадів взимку та травні – серпні, і зростання восени та весною в останні десятиріччя, що досить чітко видно на внутрішньо-річному розподілі стоку річки. На величину стоку також впливає і коливання температури повітря, зміни якої в останні десятиріччя також зростають певним чином, відбиваючись у розподілі стоку.

Література. 1. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). – К.: Ніка-Центр, 2010. – с. 179-232.

ПРОГНОЗ ПОЯВИ ЛЬОДОВИХ ЯВИЩ НА Р. СЕЙМ ТА ДЕСНА

О.О. Прищепя; О.І. Лук'янець, к.геогр.н., доц.

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Рациональне використання водних ресурсів в зимовий період можливе на основі прогнозу льодових явищ. Взимку майже всі річки, озера та водосховища на більший або короткий час покриваються льодом. Льодоставу передують поява заберегів та плаваючого льоду. Передбачення льодового режиму надає великий вплив на роботу водозабірних споруд, водного транспорту, експлуатацію гідротехнічних споруд, строки дії льодових доріг, будівництво доріг, прокладення нафто і газопроводів.

Осіннє зниження температури води в річках і наступні за ним процеси льодоутворення є наслідком теплообміну між водним потоком і навколишнім середовищем – атмосферою і ложем річки, включаючи приток тепла з підземними водами, які вклинюються в русло. Льодоутворення починається на поверхні річкового потоку, тому умова його початку виводиться із рівняння теплового балансу поверхні води.

В розробці методик прогнозів появи льодових явищ широко застосовують побудову фізико-статистичних залежностей, які визначають необхідні умови появи льодових утворень та витікають з тепло-балансових співвідношень. За фізико-статистичними залежностями прогноз появи льоду на річках виконується на основі побудови залежностей сумарної віддачі тепла водним потоком (або її індексу), потрібної для появи льоду, від визначальних факторів тепловіддачі. В цьому випадку в якості сумарної тепловіддачі використовують суму від'ємних значень температури повітря. А з факторів, що визначають тепловіддачу, яка потрібна для появи льодових явищ, враховують характеристики запасу тепла на ділянці річки – температуру і рівень води на передодні переходу середньої добової температури повітря до від'ємних значень. Але при невеликій мінливості рівня води перед льодоставом за багаторічний період тепловіддачу виражають в залежності тільки від температури води. На річках басейну Десни така мінливість рівня води перед льодоставом невелика, тому в основу розробки методики прогнозування появи льодових явищ покладено побудову залежностей $\sum \theta_- = f(v_o)$, де $\sum \theta_-$ - сума від'ємних значень температури повітря, зазвичай середніх добових, яка потрібна для появи льоду; v_o – початкова температура води напередодні переходу температури повітря від позитивних до від'ємних значень. Така методика потребує меншої вихідної інформації ніж тепло-балансові розрахунки, вони більш прості, але якість їх цілком задовільна.

Об'єктами дослідження – р. Сейм біля с. Мутин та р. Десна біля с.Розльоти. За вихідні дані для розробки методики прогнозування появи льодових явищ брались та аналізувалися середньодобові температури

повітря за жовтень, листопад та грудень по двом метеорологічним станціям: для басейну р. Сейм по метеостанції м. Глухів; для басейну р. Десна по метеостанції Дружба. Період спостережень з 1961 по 1990 роки.

За ці періоди фіксувалися дати не появи чи появи льодових явищ на р. Сейм - с.Мутин та р. Десна – с.Розльоти в залежності від суми від’ємних значень температури повітря $\sum\theta$ на період після переходу через 0°C , які не призвели або призвели до утворення льоду на річках у створах зазначених річок та температура води v_o напередодні переходу температури повітря від позитивних до негативних значень.

За даними були побудовано графіки залежності $\sum\theta_- = f(v_o)$ окремо для р. Сейм – с. Мутин та р. Десна – с.Розльоти (рис.1 та 2).

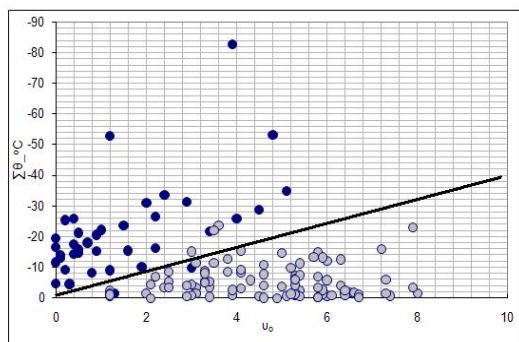


Рис. 1 – Графік залежності $\sum\theta_-$ від температури води v_o напередодні появи від’ємних значень температури повітря для р. Сейм біля с. Мутин.

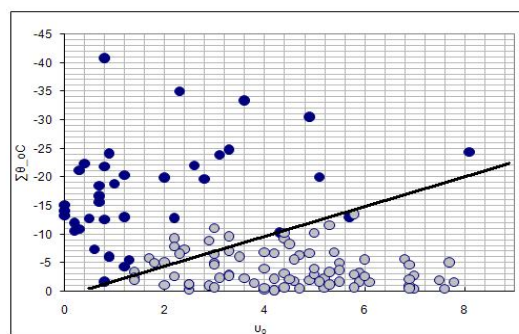


Рис. 2 – Графік залежності $\sum\theta_-$ від температури води v_o напередодні появи від’ємних значень температури повітря для р. Десна біля с. Розльоти.

На обох графіках залежностей є чітке відокремлення точок, що відповідають випадкам появи льодових явищ на річках, та точок, коли льодові явища не з’явилися. Точки, які відповідають випадкам появи льодових явищ на річках, розташувались вище лінії відокремлення, а точки, що відповідають датам, коли льодові явища не з’явилися, - нижче цієї лінії.

Для зручності у використанні отриманих залежностей для визначення необхідних для появи льодових явищ накопичених сум від’ємних значень температури повітря для р. Сейм - Мутин та р. Десна – Розльоти за даними спостережень на метеостанціях відповідно Глухів та Дружба в залежності від температури води в створах зазначених річок можна використати наступні рівняння:

$$(\sum\theta_-)_{\text{Глухів}} = -3,85 v_o, \text{ Сейм-Мутин} - 1,4 \quad (1)$$

$$(\sum\theta_-)_{\text{Дружба}} = -2,67 v_o, \text{ Десна-Розльоти} + 1,1 \quad (2)$$

Завчасність прогнозу температури повітря складає чотири доби та, якщо короткостроковий прогноз складається на основі прогнозу погоди, то допустима похибка дорівнює половині завчасності метеорологічного прогнозу, тобто для осінніх дат появи льодових явищ – 2 доби.

ВПЛИВ МОРФОМЕТРІЇ ДОЛИНИ НА ПРОЦЕСИ РУСЛОФОРМУВАННЯ Р.БИСТРИЦЯ-НАДВІРНЯНСЬКА

З.В. Розлач, Р.Б. Колісник

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Річки карпатського регіону відзначаються складним перебігом процесів руслоформування, що значно ускладнюється на урбанізованих ділянках, де штучний фактор часто стає домінуючим, змінюючи природну закономірність розвитку. Тому, комплексне їх вивчення є підґрунтям для точного прогнозування процесів, які відбуваються на водотоках та на прилеглих до них територіях. Детальних досліджень, які б розкривали залежність між геометрією річкових долин та русловими процесами на річках даного регіону все ще не було проведено. Така інформація є необхідною при плануванні будь-яких водогосподарських заходів, пов'язаних із руслорегулювальними роботами та гідротехнічним будівництвом у русло-заплавному комплексі. Вона також надає змогу визначати потенційні зони затоплення для будь-якої ділянки річки, що необхідно при координації дій для захисту населення від небезпечних гідрологічних явищ, особливо паводків. Враховуючи те, що річка Бистриця-Надвірнянська є однією з основних карпатських приток Дністра, що протікає в густозаселених регіонах, вивчення характеру її поведінки при різних умовах є необхідним для безпечного життя населення.

Загальний напрям досліджень визначала встановлена мета – визначення основних морфометричних характеристик долини річки для оцінки її впливу на перебіг процесів руслоформування. Вихідними даними слугували крупномасштабні топографічні карти, космічні знімки високої роздільної здатності, а також довідкові дані [1].

Першим кроком роботи було детальне вивчення річкової долини р.Бистриця-Надвірнянська від витoku до гирла. Використовуючи ГІС-інструментарій побудовано 135 поперечних перерізів річкової долини для її ідентифікації та визначення характеристик. На основі цих даних класифіковано річкові долини за їх формою. За основу взято класифікацію Ричагова Г.І. [2]. Виділено наступні типи долин: щілинний, жолобовидний, трапецевидний, жолобовидний асиметричний та трапецевидний асиметричний. Домінуючим типом є жолобовидний, який займає майже 53% всієї протяжності. Найменш поширений тип – щілинний (4,9 %), який розповсюджений лише у верхів'ї водотоку на висотах вище 1 км. Характерною особливістю досліджуваної річки є те, що значну площу займають асиметричні долини.

Наступний крок роботи стосувався дослідження русла річки та її заплави. Русло Бистриці-Надвірнянської класифіковано на ряд типів, де за основу поділу покладено класифікацію Чалова Р.С. [3]. Встановлено

наступні типи: поріжно-водоспадне, з розвинутими алювіальними формами, з нерозвинутими алювіальними формами, руслова багаторукавність, заплавна багаторукавність і обмежене меандрування. Основне поширення має тип – руслова багаторукавність, що простягається на 23,9 км (майже чверть від загальної довжини водотоку). Найменш поширений тип русла – поріжно-водоспадне, яке приурочене до верхів'я річки, із значними абсолютними висотами та похилами долини. На основі ГІС-технологій, складена карта типів русла.

У подальшому, для унаочнення отриманої інформації, був побудований поздовжній профіль річки Бистриця-Надвірнянська, із виділенням типів долин, русел та відображенням їх основних морфометричних характеристик (рис. 1). На ньому прослідковується динаміка зміни типів русла в залежності від типу долини. Варто зазначити, що у верхів'ї та середній частині річки у загальному випадку зміна типу долини спонукає і зміну типу річкового русла. Проте, з наближенням до гирла, у процесі руслоформування суттєво втручається штучний фактор.

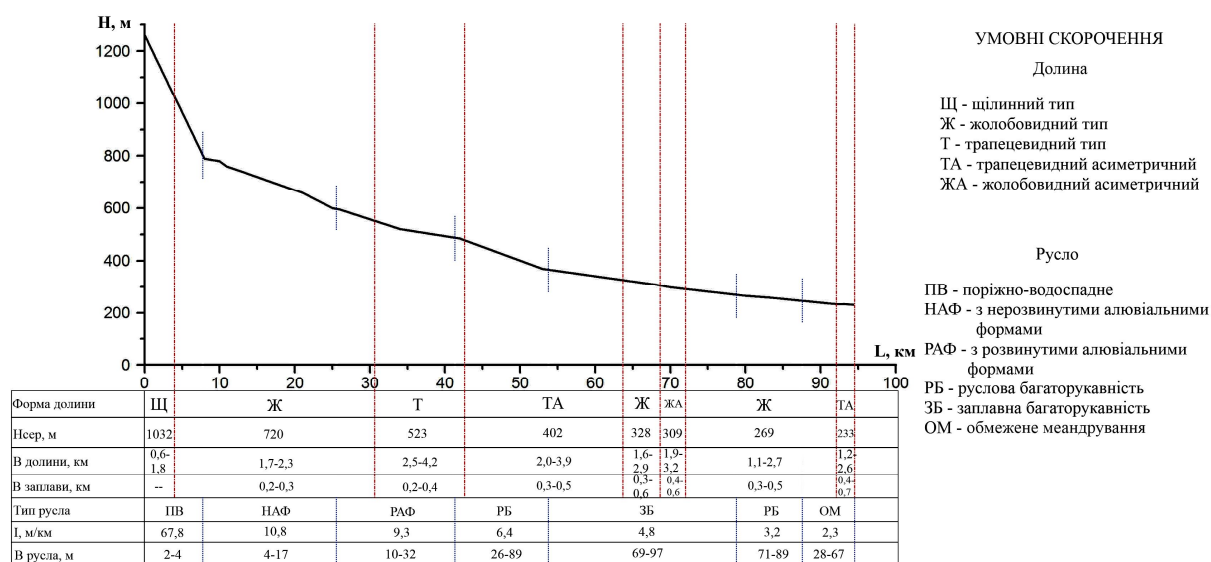


Рис. 1 – Поздовжній профіль р.Бистриця-Надвірнянська

На завершальному етапі робіт було побудовано ряд зв'язків, які відображають залежність між морфометричними параметрами долини, заплави та русла, а також опробована критеріальна залежність між співвідношенням ширини долини до ширини заплави та формою русла $V_{\text{дол}}/V_{\text{зап}} = f(V_{\text{рус}}/h_{\text{рус}})$. Отримана залежність дозволяє встановити зв'язок між морфометрією долин та перебігом руслових процесів, що виражається у типах річкових русел із притаманними їм характеристиками.

Література:

- 1.Каганер М.С. – Справочник по водным ресурсам СССР.–Л. 1955., – 1050 с.
- 2.Рычагов Г.И. Общая геоморфология. – М. 2006., – 416 с.
3. Чалов Р.С. Типы русловых процессов и принципы морфодинамической классификации речных русел //Геоморфология. 1996, №1. – С.15-22.

ПРОЯВ ІНТЕНСИВНОСТІ ВЕРТИКАЛЬНИХ РУСЛОВИХ ДЕФОРМАЦІЙ В ФАЗАХ ВОДНОСТІ НА ПРИКЛАДІ р. УЖ

В.В. Слопецький, студент

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Вирішення багатьох практичних водогосподарських задач, пов'язаних з процесами руслоформування, потребує ґрунтовної та детальної обізнаності про характер й особливості гідрологічного режиму, а саме режиму стоку і його циклічності. Особливої уваги, щодо даної проблематики, потребують річки Закарпатського регіону, прикладом яких є річка Уж.

Підвищена паводкова небезпека та висока мінливість стоку, обслуговування та будівництво гідротехнічних споруд, проведення руслорегулюючих робіт зумовлюють необхідність вивчення руслових деформацій, а саме вертикальних, в залежності від циклічності коливання річного стоку даного регіону.

Для дослідження інтенсивності вертикальних руслових деформацій залежно від водності річки було виділено цикл водності (1964 – 1995pp), який складається з двох фази (таблиця 1.). Для цього було застосовано метод різницевих інтегральних кривих. Перевага цього методу в тому, що він згладжує малі цикли (це не заважає визначати більші за тривалістю цикли), а також він дає можливість чіткіше, ніж в інших методах визначати межі циклів.

Аналіз вертикальних руслових деформацій було проведено із застосуванням залежності $Q = f(H)$, зв'язок рівнів і витрат води (криві витрат) та $Q = f(B/h_{\text{сер}})$ – зв'язок витрат і коефіцієнта розпластаності русла. Збільшення даних показників свідчить про те, що відбувається акумуляція наносів у руслі річки, а зменшення – ерозія. Оцінка вертикальних руслових деформацій була проведена окремо для кожної виділеної фази водності (табл. 1).

Таблиця 1 – Результати оцінки функціональних зв'язків між $Q=f(H)$ та $Q=f(B/h_{\text{сер}})$ русла р. Уж

Багатоводна фаза (1964-1985pp)	Qрф	
	$\Delta H, \text{ см}$	$\Delta B/h$
Жорнава	10	4
Зарічеве	-28	-5
Ужгород	-39	-7
Маловодна фаза (1985-1995pp)	Qрф	
	$\Delta H, \text{ см}$	$\Delta B/h$
Жорнава	-21	-6
Зарічеве	-12	-1
Ужгород	18	7

При аналізі вертикальних руслових деформацій під час маловодних фаз загалом відмічається акумуляція наносів у руслі (табл. 1), хоча і відбувалася незначна ерозія у верхньому створі – Уж – с. Жорнава, що є закономірним процесом. Про це свідчить і аналіз змін коефіцієнту розпластаності потоку.

Багатоводна фаза має певні особливості, вона характеризується частими проходженнями катастрофічних паводків, що не могло не вплинути на динаміку вертикальних руслових деформацій. Під час багатоводної фази на усіх постах відбувалося активне просідання рівнів води (-39 см, пост Уж – м. Ужгород).

Дані дослідження підтверджуються аналізом зміни середнього діаметру крупності наносів з часом (рис. 1.).

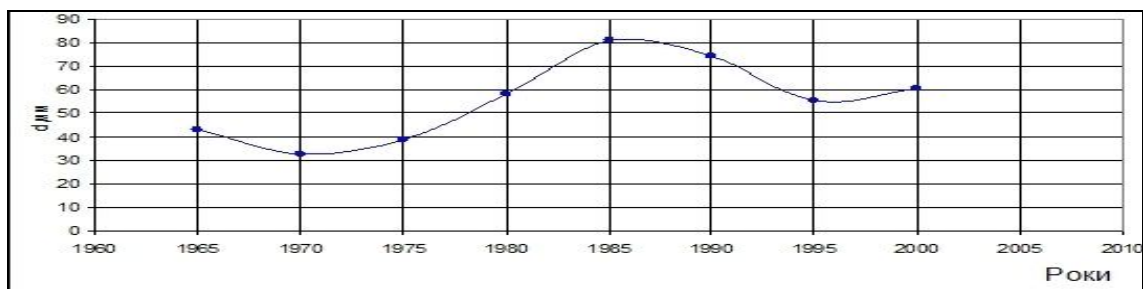


Рис. 1 – Часова зміна середнього діаметру наносів в руслі р. Уж – м. Ужгород

У багатоводну фазу фіксується збільшення крупності наносів, а при проходженні маловодної фази – зменшення. Як видно з рис. 1. починаючи з 1970 по 1985 рр. середній діаметр наносів збільшився від 32 до 81мм, що і є підтвердженням ерозії (розмиву русла) в цей період. Починаючи з 1985 року середній діаметр наносів починає зменшуватися, а при дослідженні інтенсивності вертикальних руслових деформацій саме в цей період відбувається акумуляція наносів в руслі р. Уж.

Висновки: при дослідженні циклічності коливань річного стоку для р. Уж було виділено повний цикл, у якому виявленні фази водності, по яких проводилося дослідження інтенсивності вертикальних руслових деформацій.

Оцінивши інтенсивність вертикальних руслових деформацій залежно від фаз водності помічена закономірність: під час багатоводної фази відбувається ерозія русла (опускання рівнів на посту Уж – м. Ужгород -39 см, при цьому закономірно змінюється і коефіцієнт розпластаності потоку, фіксується його зменшення на -7), а у маловодну фазу – акумуляція наносів в руслі (відбулося підняття рівнів на 18см., а показник $V/h_{сер}$ на посту Уж – м. Ужгород збільшився на 7). Це підтверджується і дослідженнями часової зміни середнього діаметру наносів в руслі р. Уж.

ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЭРОЗИОННОЙ ОПАСНОСТИ В ПРЕДЕЛАХ БАССЕЙНА Р. САМАРЫ

*О.А. Тимченко, Д.А. Довганенко, ст. преподаватель
Днепропетровский национальный университет имени Олеся Гончара*

Проблема охраны почв от эрозии остается наиболее актуальной для степных районов Украины, что связано с высоким уровнем сельскохозяйственной освоенности территории. Так эродированные грунты, расположенные на склонах разной крутизны и протяженности, разных форм и экспозиций занимают 36,6%, в том числе слабоэродированные – 27,3%, средне- и сильноэродированные – 9,3% .

На сегодняшний момент существует множество методик, по которым проводятся расчеты смыва почвенного покрова. При этом наиболее распространенными являются универсальные уравнения потерь почвы (USLE).

В целях данного исследования была использована методика RUSLE, так как она более проста в расчетах и более полно учитывает факторы дождевой эрозии.

Общий вид универсального уравнения потери почвы выглядит следующим образом:

$$Q = 0,224 R K L S C P$$

где Q – потеря почвы в т/га за год;

R – комплексная характеристика эродирующей способности дождя;

K – комплексная характеристика свойств почвы, определяющих ее эрозионные свойства (водопроницаемость и противоэрозионную стойкость);

LS – комплексная характеристика топографических факторов (длина и крутизна склонов);

C – комплексная характеристика влияния системы земледелия на смыв почв;

P – комплексная характеристика эффективности различных противоэрозионных мероприятий.

Привлекательность выше указанной модели обусловлена ее завершенностью, обширными возможностями в области прогнозирования и планирования противоэрозионных мероприятий, простотой применения на практике, хорошей обеспеченностью вспомогательным табулированным материалом, необходимым для расчета значений аргументов модели.

Наряду с достоинствами данная модель обладает и рядом недостатков, которые в отдельных случаях могут стать принципиальными. Так во всех вариациях этой модели механизм процессов формирования стока и смыва почвы не рассматривается.

В качестве объекта исследования был выбран бассейн реки Самары. Река Самара является левым притоком реки Днепр, протекает по территории Донецкой, Харьковской и Днепропетровской областей. Устье реки находится в пределах г. Днепропетровска на отметке 51,2 м, исток – 186 м. Длина реки составляет 324 км, площадь бассейна 22600 км².

Бассейн р. Самары распахан на 83%, при этом лесистость территории составляет 1,3%. Наиболее распространенными грунтами являются чернозёмы обыкновенные на лёссах (77,7% или 17613 км²). Из них чернозёмы обыкновенные тяжелосуглинистые и глинистые занимают площадь 11700 км² (51,6%). По гранулометрическому составу преобладают тяжелосуглинистые и глинистые грунты. В меньшей степени распространены суглинистые, супесчаные и песчаные грунты.

Согласно Назарова Г.В. представленные в пределах бассейна реки почвы обладают водопрочной структурой и хорошей водопроницаемостью и как следствие являются эрозионно устойчивыми. В связи с тем, что заданный регион характеризуется интенсивным использованием почвенных ресурсов в сельском хозяйстве эрозионная устойчивость почв сильно снизилась. В частности, согласно пространственных расчетов, произведенных на базе Quantum GIS, были получены следующие результаты.

Районы в наибольшей степени подверженные эрозии находятся на правобережной части бассейна: правобережье бассейнов рек Большой Терновки, Малой Терновки и Вязовок, б. Ивано-Михайловская, б. Большой Байрак. Смыв грунта с указанных территорий изменяется в пределах от 14 до 50 т/га*год. Наименьший смыв почв наблюдается в пределах бассейна р. Волчьей и на участке поймы р. Самары от устья р. М. Терновка до р. Б. Терновка – от 0,05 до 8 т/га*год. Наибольший смыв почв в пределах бассейна р. Волчьей характерен для прирусловых участков основного водотока (склоны 10 – 12°).

Практически во всех выявленных случаях интенсивного смыва почв основными причинами являлись: крутизна склона (от 2° до 27°), слабо развитый растительный покров (NDVI – 0.18 – 0.32) и поперечный тип пахоты. При этом величина смыва почв увеличивается от июня до августа. Максимум величины приходился на август месяц, что связано с периодом уборки урожая зерновых культур. Минимум величины смыва характерен для июня ($Q_{ср}=3\text{т/га*год}$).

Таким образом, по полученным результатам, согласно М.С. Кузнецова основная часть территории бассейна р. Самары соответствует IV типу местности по интенсивности эрозии. Доля смыва пахотного горизонта в среднем по бассейну составляет 20 – 30%. При этом эффективность существующих противоэрозионных мероприятий можно оценить как среднюю.

ДОСЛІДЖЕННЯ ВПЛИВУ ЗОНАЛЬНИХ І АЗОНАЛЬНИХ ЧИННИКІВ НА МАКСИМАЛЬНИЙ СТІК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ Р.ДНІСТЕР

*А.В. Траскова, аспірант, В.А. Овчарук, к.геогр.н.,доц.
Одеський державний екологічний університет*

За умовами живлення річки басейну Дністра відповідно до орографічних і кліматичних особливостей діляться на три основні групи: гірські річки, що характеризуються проходженням паводків протягом всього року; річки височин з високим весняним водопіллям і серією літніх дощових паводків; рівнинні степові річки, що характеризуються високою хвилюю весняного водопілля і невеликим стоком в решту частину року; нерідко річки тут пересихають і перемерзають.

Аналіз впливу зональних і інтразональних чинників на формування стоку весняного водопілля проведений по всьому басейну Дністра. З цією метою в роботі використовувалися дані по 105 гідрологічним постам з діапазоном площ від 70 до 43000 км² і 43 метеорологічним постам з періодом спостережень від 9 до 93 років (використовувалися дані по 2008р. включно).

На першому етапі побудована залежність середнього багаторічного шару стоку весняного водопілля від широти місцевості. На ній чітко виділяється група точок, яка відноситься до верхньої Карпатської частини території і для них залежність практично відсутня. Для решти частини басейну спостерігається збільшення шару стоку з півдня на північ з коефіцієнтом кореляції порядку 0,6.

Досліджувалася також залежність шару стоку від висоти місцевості. Не дивлячись на те, що із збільшенням висоти розкид точок збільшується, коефіцієнт кореляції такої залежності досить високий - 0,93 (рис.1).

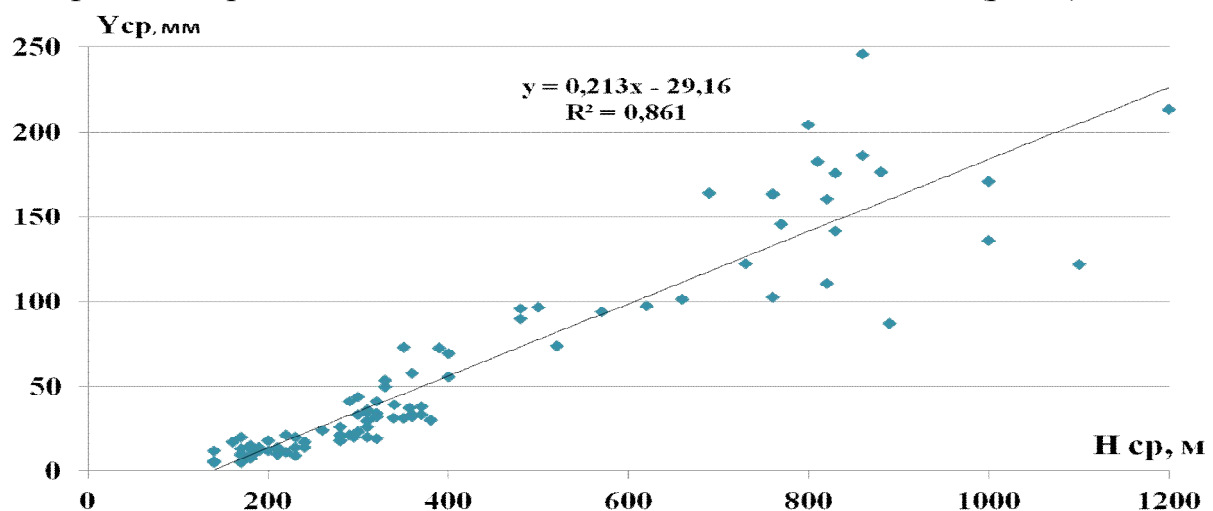


Рис. 1 – Залежність середнього шару стоку весняного водопілля від середньої висоти водозборів в басейні р. Дністер.

Далі, з урахуванням отриманої залежності від висоти, значення шару стоку були приведені до єдиної умовної висоти (700м), і проаналізований вплив на $\bar{Y}_{700}$ широти місцевості, залісеності і заболоченості водозборів. У всіх випадках залежність практично відсутня. В результаті, можна зробити висновок, що основним чинником, який істотно впливає на шар стоку весняного водопілля в басейні Дністра, є середня висота водозборів.

З іншого боку, основною складовою весняного стоку є максимальні снігозапаси на початок весняного водопілля. У досліджуваному басейні простежується чітка залежність в збільшенні снігозапасів з півдня на північ, а залісеність збільшує кількість максимальних снігозапасів на 26%.

Таким чином, проаналізувавши особливості формування максимального стоку весняного водопілля в басейні Дністра, можна прийти до висновку, що методика, яка розроблятиметься для всього басейну, повинна давати можливість вести розрахунки як ґрунтуючись на дані про максимальні снігозапаси, так і на шари стоку.

На основі аналізу сучасного стану в області нормування характеристик максимального стоку річок як базова рекомендується формула, яку можна віднести до типу граничної інтенсивності. Від відомих формул подібного типу вона відрізняється тим, що в ній реалізується не модель свого роду «чорного ящика» - «опадів - русловий стік», а операторна природна схема трансформації «схилувий приплив - русловий стік».

Пропонована структура граничної інтенсивності має розрахунковий вид формули (1) у разі розрахунку по максимальних снігозаписах, або вигляд (2), у разі використання даних про шари стоку:

$$q_m = \tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \eta (S_m + x) \varepsilon_F r \lambda_p, \quad (1)$$

або

$$q_m = \tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) Y_m \varepsilon_F r \lambda_p, \quad (2)$$

де $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ – трансформаційна функція;

η – коефіцієнт стоку;

S_m – максимальні снігозапаси до початку водопілля;

x – кількість опадів від дати S_m до закінчення водопілля;

Y_m – шар стоку за період водопілля або паводку;

ε_F – коефіцієнт русло-заплавного регулювання і водообміну.

r – коефіцієнт зарегулювання максимального стоку проточними озерами, водоймищами і ставками;

λ_p – коефіцієнт, який служить для переходу від опорної 1%-ої ймовірності перевищення до будь-якої іншої.

РАСЧЕТНАЯ МЕТОДИКА МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ НА РЕКАХ ЗАКАРПАТЬЯ

*А.С. Харитонова асп., Н.Р. Бучко маг., Є.Д. Гопченко д.г.н., проф.
Одесский государственный экологический университет*

Территория Закарпатья относится к зоне развитой ливневой деятельности. Тут всегда есть угроза возникновения катастрофических паводков: из-за горного рельефа, большой густоты речной сети, значительного количества осадков.

Весенний паводок состоит обычно из нескольких следующих друг за другом гребней и достигает наивысшего значения в начале–середине марта или затягивается на продолжительное время и, питаемый весенними дождями, образует пик в конце апреля – начале мая. В период июнь–сентябрь проходит до 6-12 дождевых паводков.

Паводки являются исключительными по своей величине и силе, нередко они переходят в наводнения, принося большие разрушения и бедствия. Как свидетельствуют хронологи, наиболее разрушительные и частные паводки наблюдались начиная с 1946 года. Так, в конце декабря 1947 г. в результате катастрофического подъема уровня, вызванного снеготаянием с одновременным выпадением дождей, частично были затоплены города Рахов и Хуст и полностью пгт Вилоч. Паводок 1998 г. (ноябрь) подтопил более 40 тис. домов, разрушены и повреждены водозащитные плотины, автомобильные трассы, мосты и железная дорога. Паводок 2001 г. (март) превысил паводок 1998 г. на 1,5-2 м. Было подтоплено 255 населенных пункта, полностью уничтожено около 2 тыс. домов, нанесен огромный ущерб сельскому хозяйству. Во время июльского паводка 2008 года на Закарпатье обошлось без человеческих жертв, но нанесенный ущерб составил миллионы гривен.

Современная расчетно-методическая база характеристик максимального стока дождевых паводков в основном ограничивается полуэмпирическими формулами – редуccionной и предельной интенсивности, которые не достаточно приспособлены к горным условиям. Так как Украина сейчас находится на пороге разработки нового нормативного документа в области максимального стока, вместо устаревшего СНиП 2.01.14-83, то необходимо, прежде всего, сосредоточиться на некоторых принципиальных вопросах, которые касаются таких важных расчетных характеристик, как слои стока и продолжительность притока воды со склонов в русловую сеть, которые в свою очередь дают возможность определить экстремальные модули склонового притока.

Наиболее перспективной для расчета максимального стока является формула операторного типа:

$$q_m = q'_m \Psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F, \quad (1)$$

где q_m - максимальный модуль стока; ε_F - коэффициент русло-пойменного регулирования; $\Psi(t_p/T_0)$ - трансформационная функция распластывания паводочных волн под влиянием руслового добега.

Потенциально-высокие модули склонового притока q'_m рекомендуется определять по уравнению:

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \quad (2)$$

где $\frac{n+1}{n}$ - коэффициент временной неравномерности склонового притока в русловую сеть; T_0 - продолжительность склонового притока; Y_m - слой стока за паводок.

При реализации (2) для расчета характеристик максимального стока рек Закарпатья были использованы данные по 43 гидрологическим постам с периодами наблюдений от 23 до 55 лет (до 2000 г., включительно).

Расчетные слои стока $Y_{1\%}$ получены в результате статобработки временных рядов и изменяется от 88 до 294 мм. При обобщении их по территории учитывается влияние высотного и географического положения водосборов. Влияния залесенности на слой стока не выявлено. Установлено, что с увеличением высоты увеличивается и $Y_{1\%}$,

Поэтому слои стока были приведены к одной условной высоте ($H_{cp}=1000$ м) и поставлены в зависимость от геометрических центров водосборов. С увеличением широты ($Y_{1\%})_{H=1000}$ уменьшается, а это стало основанием для картирования этой величины. Слои стока изменяются от 150 до 350 мм.

Коэффициент временной неравномерности склонового притока $(n+1)/n$ определялся через коэффициент неравномерности руслового стока $(m+1)/m$ - с помощью зависимости $(m+1)/m = f(\lg(F+1))$. Установлено, что для рек Закарпатья коэффициент неравномерности склонового стока $(n+1)/n$ равен 8,7.

Обобщение продолжительности склонового притока T_0 производилась с учетом влияния залесенности, высотного и широтного положения водосборов. Высотное положение не влияет на T_0 , в то время как широтное положение имеет значительное влияние на эту величину. Приведенные значения T_0 к одной широте были поставлены в зависимость от залесенности водосборов в результате чего получен коэффициент влияния залесенности на T_0

После исключения влияния залесенности на продолжительность склонового притока, значение T_0 были картированы. T_0 изменяется в пределах от 40 до 120 часов.

Полученные результаты по характеристикам склонового притока были использованы для нормирования характеристик максимального стока дождевых паводков на реках Закарпатья.

ЛЬОДОВІ ЯВИЩА НИЖНЬОЇ ЧАСТИНИ Р. ДУНАЙ ТА ЇХНІ СТАТИСТИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Б.Ф. Христюк, Л.О. Горбачова, к. геогр. н.

Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут, м. Київ

У багатьох роботах зазначається, що зміни клімату безпосередньо впливають на водний режим річок та призводять до порушення стаціонарності рядів спостережень. У свою чергу це унеможливорює використання традиційних статистичних методів обробки даних спостережень. Одним з основних чинників формування льодових явищ на річках є температура повітря, яка в останні десятиріччя має тенденцію до зростання. Саме тому, дослідження багаторічної динаміки льодових явищ дозволить визначити можливі зміни їхніх характеристик у часі та проаналізувати причини таких змін.

Метою дослідження є аналіз багаторічної динаміки дат появи льодових явищ та очищення від них, тривалості періодів з льодовими явищами, а також визначення ймовірнісних характеристик льодових явищ р. Дунай та її Кілійського рукава.

Виконаний аналіз методів дослідження рядів спостережень за льодовими явищами дозволив запропонувати комплексний підхід до аналізу однорідності та стаціонарності рядів, який базується на використанні різних методів оцінки однорідності одночасно, що дозволяє отримати більш достовірні та надійні результати. Вперше розроблені методичні засади використання статистичних методів оцінки однорідності рядів спостережень за льодовими явищами та на основі різницево-інтегральних кривих досліджено їхні циклічні коливання.

Оцінка стаціонарності багаторічних коливань льодових явищ виконувалась шляхом оцінки статистичної значимості лінійних трендів згідно [1]. При розрахунках імовірнісного розподілу дат основних фаз льодового режиму річок їхні статистичні ряди розташовувались від ранніх дат до пізніх, тобто малі значення забезпеченості надавались раннім датам, а більші – більш пізнім. Для згладжування та екстраполяції емпіричних кривих розподілу застосовувався біноміальний розподіл. Параметри аналітичних кривих розподілу дат льодових явищ (середнє багаторічне значення, середнє квадратичне відхилення, коефіцієнт асиметрії) визначались згідно [2]. При побудові сумарних кривих дат льодових явищ за початок відліку для їхнього чисельного вираження були прийняті найбільш рані дати появи (очищення) льодових явищ. Для згладжування та екстраполяції емпіричних кривих розподілу тривалості льодових явищ використовувався трипараметричний гама-розподіл, параметри цих кривих були визначені методом найбільшої правдоподібності.

Дані спостережень за льодовими явищами є однорідними, так як виконаний аналіз сумарних інтегральних кривих появи, очищення та тривалості льодових явищ не виявив будь-яких суттєвих точок перелому напрямків кривих, що свідчить про відсутність впливу як антропогенних чинників, так і прояву кліматичних змін.

Основні фази льодових явищ (поява, очищення та тривалість), також як і водний стік, мають циклічні коливання. Так, з 70-х років минулого століття дати появи льодових явищ мають чітку виражену зростаючу фазу

у циклічних коливаннях, тобто поява льодових явищ відбувається у більш пізні дати, в той час як очищення – в більш ранні дати (спадаюча фаза з 1968 р.). Це призводить до зменшення тривалості льодових явищ (спадаюча фаза з 1970 р.).

Наявність статистично значимих та не значимих трендів у рядах спостережень має періодичний характер, який залежить від тривалості самих рядів спостережень та їхніх циклічних коливань. Так, наявність майже завершеного циклу або завершеного з кінцевою та початковою фазами суміжних циклів при оцінці їхньої однорідності за статичними критеріями Стюдента та Фішера, а також стаціонарності за оцінкою статистичної значимості лінійних трендів фактично призводить до порівняння зростаючої та спадаючої фаз циклу, що не є коректним. Зрозуміло, що ці дві фази циклу не можуть мати близькі значення дисперсій та середніх значень априорі.

Кількісна оцінка однорідності рядів спостережень за льодовими явищами та їхньої тривалості була виконана за критеріями Фішера та Стюдента при 5 % рівні значимості з врахуванням внутрішньорічних та міжрядних кореляційних зв'язків. Виявилось, що ряди спостережень мають внутрішньорічні та міжрядні кореляційні зв'язки одночасно, крім пунктів р. Дунай – м. Рені, р. Дунай (Кілійський рукав) - м. Ізмаїл (очищення), р. Дунай (Кіслицький рукав) – с. Кіслиця (очищення та тривалість). Наявність таких зв'язків не дозволяє використовувати узагальнені критерії Фішера та Стюдента, так як вони розроблені окремо для рядів, які мають або внутрішньорічні або міжрядні кореляційні зв'язки [3]. Дані спостережень за очищенням льодових явищ в пункті р. Дунай (Кілійський рукав) - м. Ізмаїл виявились однорідними за критерієм Фішера і неоднорідними за критерієм Стюдента. Використання кількісних критеріїв Фішера та Стюдента для оцінки однорідності даних спостережень за льодовими явищами є досить обмеженим, також як і для водного стоку, бо вони мають одночасно внутрішньорічні та міжрядні кореляційні зв'язки. Використання ж цих критеріїв до рядів у випадку, коли фактично відбувається порівняння різних фаз циклу (зростаючої та спадаючої) призводить до хибних результатів оцінки однорідності рядів спостережень.

Розраховані дати появи, очищення льодових явищ та їхньої тривалості різної забезпеченості, параметри аналітичних кривих будуть уточнюватися з подовженням рядів спостережень й стануть достовірними при досягненні даних спостережень репрезентативності – наявності хоча б одного повного циклу.

Література:

1. Методические рекомендации по оценке однородности гидрологических характеристик и определению их расчётных значений по неоднородным данным. – ГУ «ГГИ». – 2010. – С. 39-40.
2. Гинзбург Б. Вероятностные характеристики сроков замерзания и вскрытия рек и водохранилищ СССР. – Труды Гидрометцентра СССР. – 1973. – Вып. 118. – с. 111.
3. Рождественский А.В., Ежов А.В., Сахарюк А.В. Оценка точности гидрологических расчётов. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – С. 276.

СЕКЦІЯ № 3
МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

ESTIMATION OF DAYS WITH THAW IN WINTER PERIOD FOR REPUBLIC OF MOLDOVA'S TERRITORY

Sirbu Rodica

Institute of Ecology and Geography of the Academy of Sciences of Moldova

Introduction

Days with thaw followed by sudden temperature decreases can be evaluated, as unfavorable climatic phenomena, during the cold period, because they influence several components of the environment: buildings, transport, agriculture, etc.- the agriculture remains the most receptive to this phenomenon. Determination of thaw periods' frequency and duration in complex with low temperatures, can contribute to mitigate with their negative influence.

Work materials and methods

The aim purpose of this work was to study the basic laws of distribution in time and space of thaw periods. More over, is that information concerning thaw manifestation in the Republic of Moldova's territory, represented by geographical areas is insufficient, and rather does not reflect their current state during the last decade. Thaw periods as a scientific concept had been discussing for a long time until a detailed study [2] throughout the ex-Soviet territory. The first scientific concept of thaw periods is found in V.Dali's research, in which they are characterized as "warm weather condition in winter, when are not condition to freeze, but contrary -to thaw". In other countries such as England and France [5], where air temperature passes daily over 0°C during the cold period, definition of "thaw" is the passage of water (degel) from snow and ice in liquid, caused by raising air temperature.

In the "Weather Dictionary" [1], "thaw" are considered days when in winter occurs air temperature increase up to 0°C and higher, based on general background of negative temperatures, but "thermal limits" of that period are not indicated. In addition, there is no specification about which temperatures is spoken: diurnal average, maximum or minimum. There is another determination of days with thaw, in accordance with it "thaw" is air temperature increase above 0°C during a constant frosty period.

An ample characterization of "thaw" were carried out on the Eastern Europe territory, and results can be found in the scientific works [3, 4]. Days with thaw were considered those, temperature whose was equal or above zero degrees in one of a series of meteorological observation. This criterion was later used by several researchers with the exception, that instead of the temperature recorded at the moment was used its maximum value.

For Republic of Moldova's winters, thaw periods [1] have been calculated using all of the above described criteria. The compared temperatures, high during the day and low- during the night determine diurnal amplitudes. Thus, [4] in Moldova 70% of cases of days with thaw have amplitude 7°C, and in other cases, thermal amplitude varies from 4-7°C. Thaw genesis in the Republic of

Moldova is different (advection, radiative and advection-radiative) and are conditioned by unstable weather state during the winter season [2]. According [5] in Republic of Moldova, around 80% of thaw are of advection genesis, caused by warm air masses moving from the Atlantic Ocean, the Mediterranean and Black Sea. The most intensive thaws are caused by dynamic cyclones coming from South-West and South. Comparatively rare, in the Republic of Moldova are radiative thaws, occurrence of which requires an intense radiation of the underlying surface during the night hours and during the hours on sunny days.

Analysis of results

In this work was undertook an attempt to research for evaluation of thaw periods on physical-geographical regions, the main purpose was to highlight the spatial distribution and the influence of regional factors on this phenomenon, using temperature observations that characterize the periods 1961-1997 and 1981-2011 from 17 meteorological stations.

As is shown, longer thaw periods are characteristic for IV and V physical-geographical regions, where their average is 56-58 days, to North their number decreases, and in the I physical-geographical region days with thaw are 46-on average. A decrease in the duration of thaw periods is observed in the central part of the country, in fact conditioned by higher altitude. At the same time we note that in the recent years we have observed an increase in the number of days with thaw from 46 to 49 days in the Northern region and from 58 up to 62 days in the Southern part of the country, this fact is explained by regional climate change, which at present is characterized by frequent alternating of cold with warm periods during the winter.

Variability estimation of thaw periods in temporal aspect allows the highlighting of certain temporal features of this phenomenon.

Thus, the contemporary period (1980-2011), for the largest part of the Republic of Moldova's territory the duration of thaw periods had been increased by 3-4 days, which in our opinion is very important to take into account when are estimated winter conditions for vine.

Bibliography:

1. Nedelcov Maria Ion, Condițiile agroclimatice ce caracterizează iernarea sîmburoaselor în Republica Moldova, PhD thesis in the field of geography, Chisinau, 2000.
2. Агроклиматические ресурсы Молдавской ССР. - Л., Гидрометеиздат, 1982.- С. 198.
3. Бабиченко В.И. Распределение оттепелей на территории Украины // Труды УкрНИГМИ.- Вып. 33.- 1962. С. 34- 46.
4. Константинова Т.С. Характеристика погоды с переходом температуры через 0 °С в Молдавии // Проблемы географии Молдавии.- Вып. 8.- 1973. С. 34 -40.
5. Лассе Г.Ф. Климат Молдавской ССР.- Л. Гидрометеиздат, 1978.- 367с.

АНАЛИЗ ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОРОДНЫХ ОТВАЛОВ УГОЛЬНЫХ ШАХТ ДОНБАССА В ВЕТРОЭНЕРГЕТИКЕ

В.В. Буняченко

Восточноукраинский национальный университет имени Владимира Даля

Породные отвалы угольных шахт, широко распространенные на территории Луганской и Донецкой областей, являются экологически опасными объектами. Их можно сравнивать с небольшими «спящими» вулканами, выбрасывающими в атмосферу примерно тот же спектр веществ – серную кислоту, сероводород, аммиак, метан, двуокись азота, углекислоту и угарный газ. Вместе с паро-газовыми выбросами в атмосферу из терриконов могут попадать летучие соединения токсичных элементов – ртути, мышьяка, кадмия и др.

Терриконы занимают площадь до 100000 м² и имеют высоту до 100 м.

В литературе имеется много рассуждений о их полезном использовании. Согласно патенту Украины номер 62077 предлагается устанавливать на верхушках терриконов ветротурбины. Суть этого изобретения заключается в том, что для установления ветротурбины используется верхушка бездействующих терриконов, где ветер имеет мощный энергопотенциал и генератор вырабатывает больше электроэнергии. Кроме того, при этом террикон заменяет металлическую башню, или часть башни ветротурбины. А это экономия металла и затрат труда на изготовление башни.

Однако в литературе практически не встречаются исследования по скорости ветра на терриконах.

Нами проведены замеры скорости ветра на типичном для Донбасса терриконе с помощью ручного анемометра на вершине и склонах разных экспозиций. Все полученные данные соответствуют критериям однородности.

При сравнении скорости ветра на вершине и склонах между собой выяснено, что при северном направлении ветра существенная разница наблюдается только между скоростью ветра на верхушке, посередине и внизу южного склона.

Для использования ветрогенераторов на терриконах необходим анализ повторяемости ветров разных направлений. По метеостанциям Луганской области получены архивные данные за год, составлен график (рис. 1) и выявлены преобладающие направления ветра для каждой из метеостанций и прилегающего к ней региона.

По данным Луганской метеостанции на графике (рис. 1) видно, что преобладающими в регионе являются восточные ветры. С помощью программы Google Earth по космическим снимкам была определена высота над уровнем моря подножия 42 терриконов.

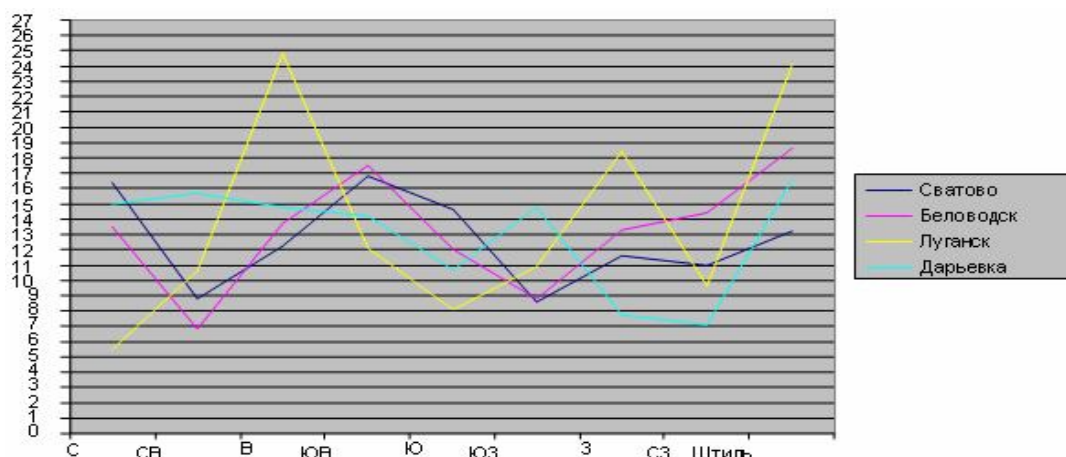


Рис.1 – Повторяемость направлений ветра и штилей за год

Поскольку Донбасс характеризуется сильнопересеченным рельефом, породные отвалы чаще всего расположены на балочных склонах различных экспозиций.

Для оценки «выгоды» расположения каждого из терриконов нами был предложен и рассчитан показатель, изменяющийся от 1 до 5 баллов (в сторону повышения качества). При совпадении румбов направления преобладающего ветра и экспозиции склона, на котором расположен террикон, что имеет место на наветренном склоне, расположение отвала оценивается в 5 баллов. При полной противоположности румбов расположение оценивается одним баллом. При перпендикулярности румбов отвалу присваиваются 3 балла. В два балла оценивается ситуация, когда угол между румбами экспозиции и направления ветра равен 135° . Если угол равен 45° , это 2 балла, если 135° — 4 балла.

Полученные данные были проверены на однородность и достоверность, произведен расчет теоретических частот и сравнение с эмпирическими через χ^2 -Пирсона. В табл. 1 показано распределение 42 обследованных терриконов по предложенной шкале.

Таблица 1 – Оценка эффективности расположения терриконов на склонах

Преобладающий ветер, румб	Румб направления, в котором дует ветер	Варианты экспозиции склона	Угол между направлениями	Балл	Количество терриконов	
					шт	%
В	З	З	0°	1	20	47,62
В	З	ЮЗ, СЗ	45° , 45°	2	3	7,14
В	З	Ю, С	90° , 90°	3	9	21,43
В	З	ЮВ, СВ	135° , 135°	4	4	9,52
В	З	В	180°	5	6	14,29

Полученные результаты позволяют более верно выбирать отвалы для размещения на их вершине ветротурбин.

НЕРАВНОМЕРНОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОСАДКОВ ПО ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ В XX-XXI ВВ.

Е.В. Вышкваркова, Е.Н. Воскресенская, д.геог.наук.

Морской гидрофизический институт НАН Украины, Севастополь

Атмосферные осадки – один из важнейших элементов обратной связи климатической системы. Анализ и прогноз количества и интенсивности осадков относятся к актуальным современным проблемам, от решения которых зависит устойчивое развитие регионов. При этом серьезное внимание в их исследовании уделяется пространственно-временной неравномерности выпадения осадков с акцентом на экстремальные ситуации с учетом их сезонного распределения и низкочастотной изменчивости. В свою очередь, отмеченная неравномерность обусловлена как крупномасштабными процессами в глобальной климатической системе, так и местными физико-географическими условиями.

Целью настоящей работы является изучение неравномерности распределения интенсивных осадков по территории Украины, включающее оценку вклада интенсивных осадков в их общее количество, анализ линейных трендов и низкочастотной изменчивости этой характеристики.

Данные и методика. В настоящей работе использованы ежедневные данные срочных наблюдений Гидрометслужбы Украины за осадками для 19 станций: Аскания Нова, Винница, Геничеськ, Дебальцево, Измаил, Керчь, Киев, Лубны, Луганск, Львов, Одесса, Полтава, Севастополь, Симферополь, Ужгород, Феодосия, Харьков, Черновцы, Шепетовка. Максимальный период наблюдений для некоторых станций составляет 120 лет (с конца XIX века по начало XXI в.).

Для решения сформулированных в работе задач с использованием суточных сумм осадков выбрана методика оценки индекса концентрации осадков CI (или индекса Джини). Более подробно методика описана в работе [1]. Индекс CI обычно используется в экономике как показатель характеризующий неравенство доходов населения [2]. В нашем случае большие значения индекса концентрации соответствуют большему вкладу интенсивных осадков в их общее количество. Помимо указанной методики расчеты и анализ проводился с помощью стандартных статистических методов.

Результаты и обсуждение. Для анализа неравномерности суточных сумм осадков для всех станций был рассчитан индекс концентрации для каждого года. Получено, что средние величины индекса CI за исследуемый период находятся в пределах от 0,59 до 0,64. При этом отмечено увеличение величины индекса с северо-запада и северо-востока на юг страны, достигающее максимума на приморских станциях юга Украины.

Анализ линейных трендов показал различие их знаков по территории Украины. Для большей части территории тренд имеет отрицательные значения, в то время как положительные тренды наблюдаются на южных станциях, включая Северное Причерноморье и Крым. Пример линейного тренда для Симферополя приведен на рис.1. Оценена значимость трендов

Во временном ходе индекса концентрации в период наблюдений обнаружены квазипериодические колебания. Для той же станции Симферополь такие колебания видны на графике распределения индекса CI по годам (рис.1). Отмечен возрастание CI в период с 1920-х до 1940-х гг., понижение до 1980 г., а затем вновь роста CI, продолжающийся до настоящего времени. Показано, что низкочастотные колебания около 70 лет характерны временному ходу индекса для всех станций.

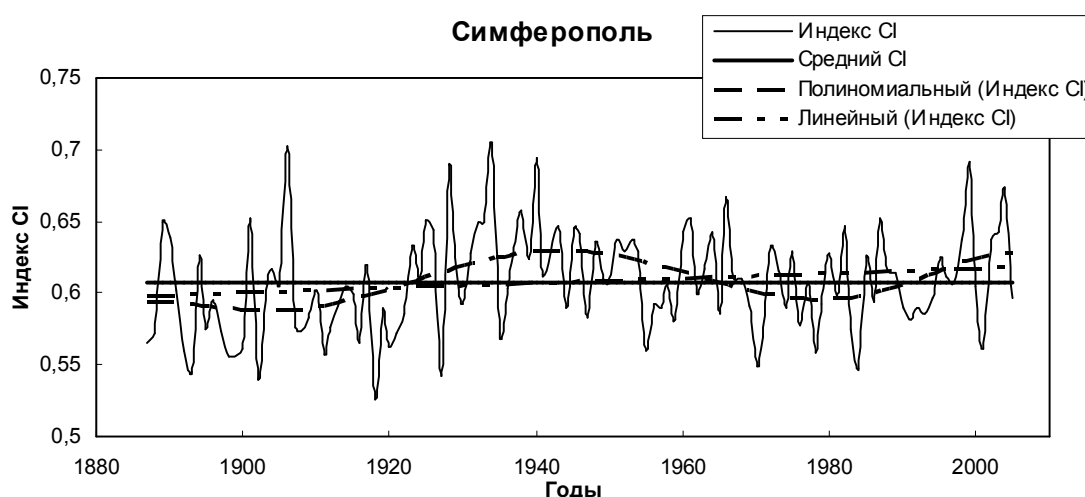


Рис. 1 – Временной ход индекса концентрации для станции Симферополь

Таким образом, анализ неравномерности распределения суточных осадков по территории Украины за последние 100 лет показал, что для южных станций страны характерен большой вклад интенсивных осадков в их общее количество. При этом отмечена тенденция к небольшому уменьшению вклада интенсивных осадков в суммарные осадки по Украине за исключением Азово – Черноморского региона, а также квазисемидесятилетние колебания индекса Джини, которые обусловлены влиянием процессов взаимодействия атмосферы и океана Северной Атлантики.

Литература:

1. Воскресенская Е.Н., Вышкваркова Е.В. Пространственное распределение индекса концентрации суточных осадков по территории Украины //Системы контроля окружающей среды /Сб. науч. тр. НАН Украины, МГИ. – Севастополь. – 2011 – Выпуск 15. – С. 235 – 239.
2. Гальперин В.М., Гальперин В.В. 50 лекций по микроэкономике (economicus.ru).

АНАЛІЗ ДОЦІЛЬНОСТІ ВИКОРИСТАННЯ РЕГІОНАЛЬНИХ КЛІМАТИЧНИХ МОДЕЛЕЙ ДЛЯ ПРОГНОЗУ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

Н.В. Гнатюк¹, Л.В. Паламарчук², С.В. Краковська¹

¹ Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут

² Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Дослідження закономірностей кліматичної системи та її змін показали, що процеси глобальних змін клімату відбуваються на планеті досить неоднорідно. Основним інструментом для вивчення регіональних кліматичних змін в сучасній кліматології є чисельні кліматичні моделі.

Проведений аналіз літературних та інших джерел для оцінки можливості застосування існуючих чисельних кліматичних моделей для прогнозу можливих змін регіонального клімату території України в ХХІ столітті показав, що оптимальними для застосування з наукової та технічної точки зору є регіональні моделі:

REMO (Інститут метеорології Макса-Планка, м. Гамбург, Німеччина);
RegCM3 (Міжнародний центр теоретичної фізики, м. Трієст, Італія);
HIRHAM5 (Данський метеорологічний інститут, Копенгаген, Данія);
CNRM-RM5.1 (Метео-Франс, Тулуза, Франція);
SMHIRCA (Шведський метеорологічний і гідрологічний інститут, Норрчепинг, Швеція).

Проведено верифікацію середньомісячних значень температури повітря, отриманих за допомогою обраних 5-ти регіональних кліматичних моделей (РКМ) європейського проекту ENSEMBLES для території України за два періоди 1971 – 1990рр. та 1991 – 2010рр., що були отримані в контрольному експерименті з початковими та граничними умовами ERA-40 та перераховані у вузли регулярної координатної сітки з кроком 25 км. Оцінка моделей проводилася за допомогою інтерпольованих у вузли сітки даних спостережень метеорологічної мережі E-Obs. Також проаналізовано зміни середніх річних та місячних температур повітря для досліджуваного регіону на два майбутні 20-річні періоди 2011 – 2030 рр. та 2031 – 2050 рр. з використанням статистичних методів.

Отримано абсолютні щомісячні похибки РКМ та їх ансамблю в розрахунках температури повітря відносно даних бази E-Obs за два періоди 1971 – 1990рр. та 1991 – 2010рр. у вузлах координатної сітки в

межах України (майже 1200 вузлів). Виявлено, що хоча й всі моделі мають близькі до одиниці коефіцієнти кореляції річного ходу температури повітря, але абсолютні похибки можуть бути значними, особливо максимальні для території України для REMO. В той же час визначено, що модель RCA3 має найменші абсолютні похибки для України та найвищі коефіцієнти кореляції. Тому цю РКМ можна рекомендувати для оцінок минулого, сучасного та майбутнього клімату України в цілому. Також в запропонованому ансамблевому усередненні 5-ти моделей було отримано середні щомісячні похибки в межах одного градуса.

Аналізуючи зміни середніх річних та місячних температур повітря для досліджуваного регіону на два майбутні 20-річні періоди 2011-2030рр., виявлено, що практично у всі місяці очікуються підвищення температури за винятком лютого, березня та квітня, коли прогнозується навіть деяке похолодання порівняно з сучасним періодом, а з липня до вересня температура повітря практично залишатиметься без змін на відміну від наступних 20 років, тобто у період 2031-2050 рр. Можна зробити висновок про однозначне підвищення температури повітря на території України у майбутньому сторіччі, в основному за рахунок значень холодного періоду.

ВИВЧЕННЯ ВЛАСТИВОСТЕЙ СНІГОВОГО ПОКРИВУ ДЛЯ ОБСТЕЖЕННЯ ВІДВАЛІВ ВУГІЛЬНИХ ШАХТ ТА ВИЗНАЧЕННЯ ЇХ МІКРОКЛІМАТИЧНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ

О.О. Дорофєєва

*Східноукраїнський національний університет
імені Володимира Даля*

Для збереження біологічного різноманіття степової зони та його підвищення необхідно створювати спеціальні умови бо в цій природно-кліматичній зоні надвисокі концентрації промисловості та населення – це є дуже актуальним. Такі об'єкти, як породні відвали вугільних шахт, планується включати як відновлювальні території до Національної екологічної мережі.

У зв'язку з цим актуальним є питання дослідження та оцінки можливості використання мікрокліматичних особливостей породних відвалів.

Однією з найважливіших характеристик ландшафту в зимовий період є властивості снігового покриву – його потужність і щільність. Від цих показників залежить як глибина промерзання ґрунту, так і запас води, який міститься в снігу, який у період вегетації рослин буде впливати на їх розвиток.

Для проведення снігомірних спостережень використовують спеціальні прилади: рейки снігомірні та снігомір ваговий ВС-43.

Записи результатів снігомірних вимірювань наведені в таблиці 1.

Отримані дані перевірялись нами на однорідність та достовірність. Перевірка достовірності виконувалась за допомогою метода спрямлених діаграм (рис. 1).

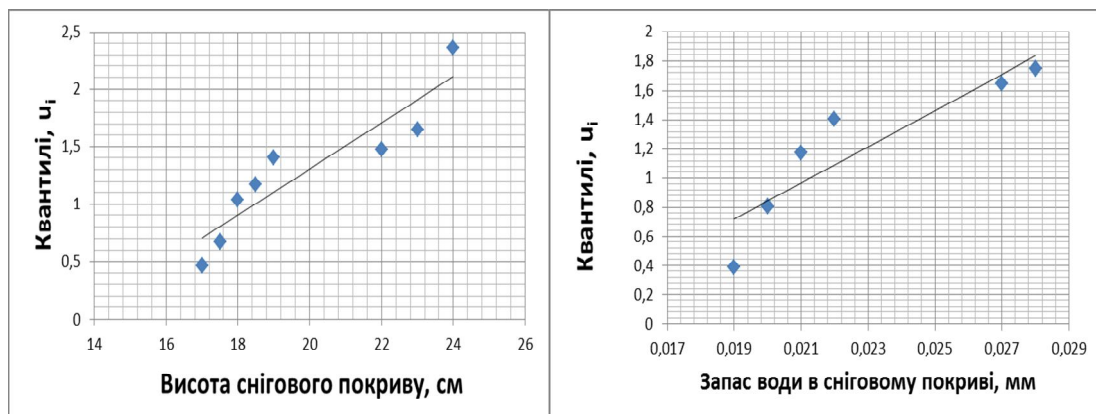


Рис. 1 – Графічне зображення перевірки даних висоти та щільності снігового покриву на достовірність

На графіку видно, що всі точки лежать поблизу прямої, тому немає підстав відкидати гіпотезу про нормальний розподіл отриманих даних.

В табл. 1 наведені середні значення запасу води в сніговому покриву на поверхні дослідного відвалу вугільної шахти.

Таблиця 1 – Середні значення запасу води в сніговому покриву, мм

Місце заміру		Відлік по лінійці ваг (мм)	Відлік за шкалою циліндра (Н), см	Щільність (d), г/см ³	Стан поверхні ґрунту	Примітка
Низ відвалу	Пн	32,4	17,2	0,19	мерзла	-
	ПнСх	33,0	17,2	0,19	мерзла	-
	Сх	31,2	15	0,21	мерзла	-
	ПдСх	33,6	17,3	0,19	мерзла	-
	Пд	32,2	17,5	0,18	мерзла	-
	ПдЗ	31,0	17,4	0,18	мерзла	-
	З	32,4	17,3	0,19	мерзла	-
	ПнЗ	31,4	16,6	0,19	мерзла	-
Середин а відвалу	Пн	22,0	13,2	0,17	мерзла	-
	Сх	20,2	11,7	0,17	мерзла	-
	Пд	23,6	11,8	0,20	мерзла	-
	З	24,0	12	0,20	мерзла	-
Верхівка відвалу		33,3	11,8	0,14	мерзла	-
Середнє значення		29,3	15,08	0,18		-
Запас води:		в шарі снігу (S _с)				2,8
		в шарі снігу, насиченого водою (S _{св})				-
		в шарі талої води (S _в)				-
		у крижаній кірці (S _к)				-
Загальний запас води: S _к = S _с +S _{св} +S _в +S _к						2,8

Виходячи з даних таблиці можна зробити висновок про те, що максимальний запас води знаходиться на південному і західному схилах терикону і, відповідно, мінімальний запас води на східному схилі. Ці дані дозволять надалі проводити комплексну оцінку мікрокліматичних особливостей відвалу, які дозволять районувати ці об'єкти в плані майбутнього розташування різних рідкісних рослин та найбільш повно використовувати штучно заліснені та природно зарослі поверхні відвалів вугільних шахт в якості об'єктів національної екологічної мережі.

Використання відвалів в екологічній мережі сприятиме створенню захисного рослинного покриву на їх поверхні та істотному зменшенню екологічної небезпеки цих об'єктів.

ВЛИЯНИЕ АЛЬБЕДО НА ФОРМИРОВАНИЕ ГОРОДСКОГО ОСТРОВА ТЕПЛА

*О.Р. Драничер, асп., А.Л. Казаков к.ф.-м. н.
Одесский государственный экологический университет*

В Одессе, как и в других больших городах мира, естественные погодные условия в значительной степени подвержены воздействиям самого города, особенностями его расположения и застройки, объектами хозяйственной деятельности. Вследствие этого внутри города формируются микроклиматические различия, обусловленные вмешательством человека в природный естественный ландшафт, который определялся характером подстилающей поверхности и рельефом. Здания, дороги и другие инфраструктуры постепенно вытесняют открытые и естественные поверхности, покрытые растительностью. Поверхности, которые были проницаемыми в большинстве случаев, становятся непроницаемыми и сухими. Такое развитие городов приводит к формированию городского острова тепла – явления, при котором в городе наблюдаются более высокие температуры, чем в окружающей сельской местности.

Отсюда возникает научная актуальность и практическая необходимость в изучении структуры городского острова тепла, его специфических особенностей и причин, по которым он возникает.

Цель работы – 1) изучение возмущений в трехмерных полях температуры воздуха над урбанизированными районами, 2) анализ влияния альбедо на формирование острова тепла над территорией, наиболее сильно преобразованной антропогенной деятельностью – городской застройкой, с помощью численного моделирования.

Исследование проводилось с помощью негидростатической мезомасштабной модели MM5v3.7.

При интегрировании модели использовано трехуровневое вложение сеток с двусторонним взаимодействием. Три модельные области были центрированы относительно точки с координатами 46,47° с.ш. и 30,75° в.д. с пространственным разрешением 9, 3 и 1 км и 39 уровнями по вертикали. Расположение модельной области №3 было выбрано так, чтобы детально воспроизвести состояние атмосферы над урбанизированной территорией г.Одесса и её сельскими окрестностями.

Численные эксперименты были выполнены для 08-13 мая 2002г. Выбор дат основывался на критерии условия малоградиентного поля в течение дня для минимизации синоптического влияния. Критериями для такого дня были ясное небо, низкая влажность, слабая скорость и неустойчивое направление ветра, высокое атмосферное давление и горизонтально-однородное поле приземной температуры воздуха.

При моделировании применялись следующие схемы параметризации: схема Блэкодера высокого разрешения для пограничного слоя, схема RRTM для радиационных процессов, схема Грела для конвективной облачности и пятислойная модель почвы.

Для формирования начальных и граничных условий использовались поля ре-анализа ERA40. В качестве характеристик подстилающей поверхности применялись данные USGS с 24 категориями.

Для того чтобы проанализировать влияние альбедо на формирование острова тепла над городом в ходе исследования было проведено два численных эксперимента: контрольную прогонку со стандартными значениями характеристик подстилающей поверхности (CTRL_A15) и модифицированную прогонку со сниженным значением альбедо, составившим 10 % (URB_A10).

По результатам моделирования был проанализирован суточный ход температуры воздуха и направления ветра на всех уровнях до высоты 500м. Особое внимание уделялось ячейкам с урбанизированной подстилающей поверхностью. Для каждого срока по Гринвичу (далее UTC) были построены поля пространственного распространения температуры воздуха и ветра. Для того чтобы охарактеризовать влияние городского острова тепла с высотой использовалась потенциальная температура.

В ходе выполненной работы получены следующие результаты:

- структура смоделированных изолиний температуры воздуха в целом повторяет структуру изолиний по фактическим данным, т.е. модель способна соответствующе смоделировать городской остров тепла;
- в поле температуры территория города выглядит как остров тепла в дневное время (с 05-14 UTC) и как остров холода в ночное время (18-04 UTC);
- возмущения в полях температуры, сформированные из-за влияния урбанизированной подстилающей поверхности, имеют трехмерную структуру. В дневное время тепловое влияние города может распространяться по вертикали до нескольких сот метров, т.е. практически на всю толщину пограничного слоя;
- изменение альбедо над урбанизированными территориями приводит к заметным изменениям в районах с однородной подстилающей поверхностью, но эта особенность слабее прослеживается на границе взаимодействия суша-море.

Приведенные выше и кратко проанализированные данные моделирования позволяют уточнить ряд представлений об особенностях и закономерностях формирования возмущений в термическом поле над городом.

ТРЕНДЫ ТЕМПЕРАТУР ВОЗДУХА РАЗЛИЧНЫХ КВАНТИЛЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПО ДАННЫМ МОРСКОЙ БЕРЕГОВОЙ СЕТИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ УКРАИНЫ

В.П. Евстигнеев, к.ф.-м.н.

Севастопольская гидрометеорологическая обсерватория

В большинстве случаев, современные исследования изменчивости климата сводятся к анализу изменений в средних значениях метеорологических величин. При этом в климатологии для оценки климатических трендов традиционно используется регрессионный анализ, основанный на методе наименьших квадратов (МНК). Однако в связи с увеличением в последние десятилетия частоты опасных гидрометеорологических явлений, стала возникать необходимость в оценке изменчивости метеовеличин в пределах всего диапазона принимаемых ею значений. В этом смысле применение МНК-регрессионного анализа оказывается ограниченным, поскольку не позволяет полноценно использовать информацию о распределении той или иной величины. Кроме того, МНК-оценки чувствительны к случайным выбросам в данных. В работе [1] был предложен непараметрический (квантильный) метод регрессионного анализа, позволяющий проводить оценку параметров линейной регрессии для любого из квантилей распределения зависимой переменной. Результат расчета квантильной регрессии обычно иллюстрируется процесс-диаграммой (рис.1б), представляющей зависимость коэффициента регрессии от величины выбранного квантиля распределения. Этот метод был взят в качестве основного расчетного метода в настоящей работе, целью которой стала оценка трендов суточных температур воздуха во всем диапазоне их изменчивости: от медианных до экстремальных значений.

В работе использовались данные наблюдений 12-ти подразделений морской береговой сети Гидрометслужбы Украины за период 1936-2010 гг. На первом этапе расчета для каждого месяца по-отдельности формировалась погодичная выборка среднесуточных температур воздуха как это показано на рис.1а. На втором этапе рассчитывались коэффициенты регрессии для различных квантилей распределения температур (см.рис.1б). На третьем этапе проводилось сравнение месячных процесс-диаграмм между собой для выявления сезонных изменений в трендах температур воздуха (см.рис.1в). Сезонное распределение коэффициентов регрессии имеет четко выраженные особенности, характерные для всех исследуемых станций и постов. Прежде всего, во всех рядах прослеживается положительный тренд зимних температур, что согласуется с хорошо известным фактом глобального

потепления со второй половины XX века именно в месяцы холодного полугодия.

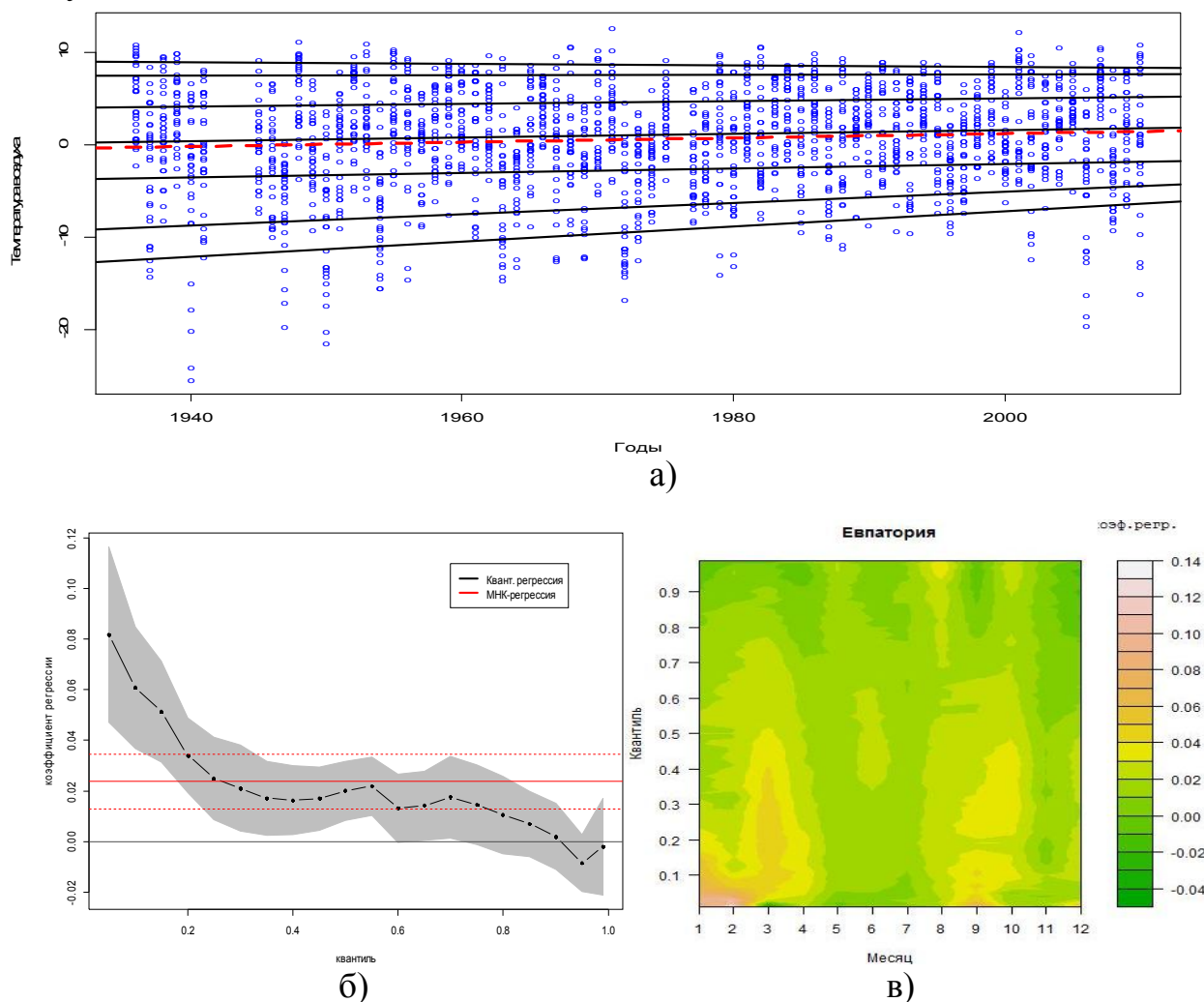


Рис. 1 – Способы визуального представления результатов квантильного регрессионного анализа на примере январских суточных температур воздуха по данным МГ Евпатория за период 1936-2010 гг.

Кроме того, для исследуемого региона потепление климата проявляется через повышение диапазона экстремально низких январских-февральских температур и низких температур марта и сентября. В остальные же месяцы тренды либо нулевые, либо слабо отрицательные. Для отдельных станций украинского побережья прослеживается положительный рост экстремально высоких августовских температур.

Дополнительно весь исследуемый период был разбит на равные подпериоды, для которых был проведен анализ температур воздуха по указанной выше схеме. Это позволило отследить изменения в структуре коэффициентов регрессии на десятилетних-междесятилетних масштабах времени.

1. Koenker R., Bassett G. Regression quantiles. – *Econometrica*, 1978, – V. 46. – P. 33-50.

БАНК ДАННЫХ МОРСКИХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

*В.П. Евстигнеев, к.ф.-м.н, *М.П. Евстигнеев, д.ф.-м.н., профессор,
В.А. Наумова, к.г.н.*

*Севастопольская гидрометеорологическая обсерватория,
Севастопольский национальный технический университет

По данным Всемирной Метеорологической организации за последнее десятилетие большая часть стихийных бедствий, возникающих в мире, была связана с метеорологическими и климатическими факторами естественного происхождения. Совершенствование методик прогноза опасных и стихийных явлений, снижение социально-экономических рисков от их возникновения и научные исследования в области климатологии требуют привлечения все большего объема информации о гидрометеорологических параметрах, как на региональном уровне, так и в глобальном масштабе. В Украине основным источником региональных гидрометеорологических данных являются материалы регулярных наблюдений, проводимых на сети морских береговых подразделений Гидрометеорологической службы Украины. Программа наблюдений включает в себя наблюдения за метеорологическими, морскими гидрологическими и гидрохимическими элементами, результатом которых являются количественные характеристики параметров, а также обязательный контроль их качества.

Необходимость обработки больших объемов данных с привлечением в отдельных случаях методов многомерного статистического анализа – это задача, которая должна решаться на основе современных вычислительных средств и программного обеспечения. Однако это возможно при условии, что ретроспективные и текущие данные гидрометеорологических наблюдений накапливаются в едином формате с использованием единых подходов и методик. Тем не менее, такая задача была решена Севастопольской гидрометеорологической обсерваторией (ГМО) для массивов морских гидрометеорологических данных.

На первом этапе был разработан комплекс программ АССОКА, позволяющий наблюдателям обрабатывать и накапливать в едином формате данные текущих морских гидрометеорологических (авт.св.№ 23158), метеорологических (авт.св.№ 23207), речных гидрологических (авт.св.№ 23205) и морских гидрохимических наблюдений (авт.св.№ 41070). Программный комплекс был внедрен и принят в качестве основного инструмента обработки данных наблюдений на подразделениях морской береговой и гидрологической сетях Гидрометслужбы Украины (Решения научно-технического совета Центральной геофизической

обсерватории (г.Киев) №11 от 20.10.1998г. и №11 от 20.10.2010г.) и получил распространение на метеорологической сети станций и постов.

Внедрение систем АССОКА сформировало условия для второго этапа работ – создание единого банка морских гидрометеорологических данных. В Государственном гидрометеорологическом архиве данные за разные периоды лет хранятся в форматах, реализованных с использованием порой несопоставимой логики хранения и представления информации: текстовый – ТМ-1 (1936-1965гг.), «Восход» (1966-1975гг.); бинарные –ТММ-1 (1976-1983гг.), ТМС (1984-2011гг.); в формате электронных таблиц – архив систем АССОКА. Такой способ хранения затрудняет использование архива, в значительной степени уменьшает скорость обработки данных и в качестве альтернативы требует создания унифицированной базы гидрометеорологических данных единого формата. С этой целью в Севастопольской ГМО была разработана структура базы данных по всем морским гидрометеорологическим элементам и создано программное обеспечение, позволяющее формировать единые исторические ряды из разнородных архивов. Разработки были приняты к использованию в Государственном гидрометеорологическом архиве. В результате цикл движения морских гидрометеорологических данных может быть представлен в виде схемы, представленной на рис.1.

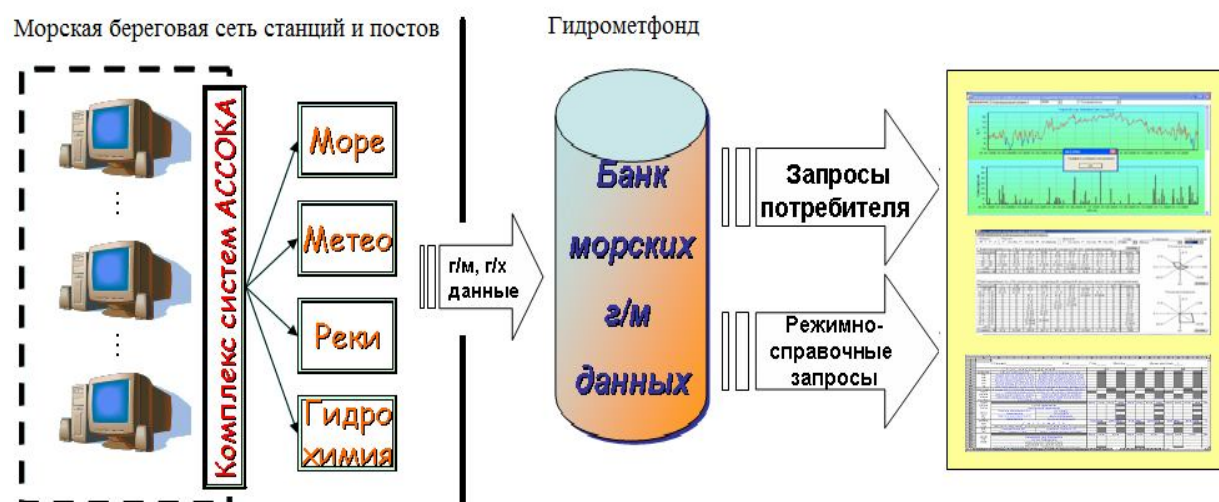


Рис. 1 – Цикл движения морских гидрометеорологических данных.

Преимущества созданного банка морских гидрометеорологических данных очевидны. Он может быть использован в производственных подразделениях Гидрометеорологической службы для формирования в кратчайшие сроки отчетов на запросы потребителей, своевременного составления обзоров и аналитических справок по гидрометеорологическому режиму Черного и Азовского морей в прибрежной зоне и в морских портах Украины, осуществлять обширный контроль качества данных наблюдений, а также проводить научные исследования, например, в области климатологии.

ВИЗНАЧЕННЯ ПРОСТОРОВО-ЧАСОВОГО РОЗПОДІЛУ ПОСУХ В УКРАЇНІ В РІЗНІ ПЕРІОДИ

*Н.С. Єрмоленко, аспірант, В.М. Хохлов, д.геогр.н.,проф.
Одеський державний екологічний університет*

Посуха є екологічною катастрофою, яка все більше привертає увагу захисників навколишнього середовища, метеорологів, гідрологів, екологів та інших вчених. Вона виникає практично у всіх кліматичних зонах і головним чином пов'язана зі скороченням кількості опадів. Висока температура повітря, сильний вітер, низька відносна вологість, інтенсивність та тривалість опадів грають істотну роль у формуванні екстремально посушливих умов. Але достатньо важко визначити час настання, ступінь тяжкості, тривалість та час закінчення посухи, оскільки причини її виникнення є дуже складними і залежать не тільки від атмосферних, а й від гідрологічних процесів. Слід зазначити, що посуха розвивається досить повільно, але у більшості випадків має найбільшу тривалість, а в даний час і найменшу передбачуваність серед усіх інших небезпечних метеорологічних явищ.

Зміни клімату є одним із факторів, що впливають на умови виникнення посух. Згідно з результатами дослідження Міжурядової групи експертів по змінам клімату, інструментальні спостереження показують, що за останні 157 років глобальна приземна температура повітря збільшилась з деякими регіональними відхиленнями. В середньому по всій земній кулі потепління в 20 сторіччі відбувалося в двох фазах – у 1910–1940-х роках (0,35 °C), і більш сильно, починаючи з 1970-их до теперішнього часу (0,55 °C). Але слід зазначити, що умови виникнення посух у великій мірі залежать не лише від змін температурного фону, але й від режиму зволоження. Зокрема в дослідженнях, що здійснювалися для території України, зазначено, що в останні 45 років спостерігається тенденція збільшення вологості ґрунту в верхньому однометровому шарі. Тому були зроблені чисельні спроби розробити нові індекси посухи або вдосконалити існуючі, які б при обчисленні періодів посух враховували не тільки дані температури, а й інші метеорологічні, гідрологічні та агрометеорологічні величини та параметри. З цією метою був сформований новий індекс посухи – стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування (SPEI).

Індекс SPEI був розрахований за даними про температуру повітря та опади з кроком сітки 0,5° для усієї земної кулі за період 1901–2006 рр. і враховує масштаби часу від 1 до 48 місяців. Цей індекс є стандартизованою величиною і може бути порівняний з аналогічними величинами в різних пунктах та за інший проміжок часу.

Метою цієї роботи є дослідження просторово-часового розподілу екстремальних посух для різних періодів та регіонів з використанням

стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування. Для даної роботи були вибрані SPEI лише за два періоди – 1901–1930 рр. та 1976–2005 рр., з масштабами часу 1, 3, 6, 9, 12, 24 місяці для деяких міст України, що знаходяться в різних регіонах країни для того, щоб визначити як змінюється просторово-часовий розподіл екстремальних посух в Україні в кінці 20 сторіччя в порівнянні з початком.

За результатами обчислення стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування підрахована кількість місяців з екстремальною посухою за тридцятирічний період – 1901–1930 рр., що був поділений на десятиріччя для більш детального аналізу просторово-часових характеристик посух на більш коротких проміжках часу.

Виявлено, що максимальна кількість місяців з екстремальною посухою спостерігається в південних та центральних областях на відміну від східних та західних, де ця кількість значно менша. Практично в усіх регіонах найбільша кількість місяців з екстремальною посухою реєструвалась для масштабу часу 24 місяці. Слід також зазначити, що третє десятиріччя, тобто 1921–1930, було найбільш посушливим для всіх регіонів, оскільки саме на цей період припадає найбільша частка екстремально посушливих місяців.

Подібні розрахунки проведені для ще одного тридцятирічного періоду – 1976–2005 рр. Розподіл максимальної кількості місяців з екстремальною посухою в період 1976–2005 рр. по території України практично співпадає з попереднім досліджуваним періодом; також максимальна кількість відмічається в центральних та південних районах, а мінімальна – в східних та західних. Але головна відмінність даного періоду полягає у значно меншій загальній кількості місяців з екстремальною посухою. А найбільша кількість екстремально посушливих місяців зареєстрована для масштабу часу 1 місяць. Відмінність між цими періодами є досить великою і свідчить про переважання в декілька разів кількості посух саме в 1901–1930 роках. Протягом 1976–2005 рр. максимальна кількість місяців з екстремальною посухою припадає на друге десятиріччя, тобто 1986–1995 рр.

Для більш детального аналізу окремо побудовані та проаналізовані графіки розподілу стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування в періоди дослідження для різних районів України для масштабів часу 1 та 12 місяців, що дозволило виявити найбільш екстремальні та тривалі посухи окремо для кожної області з зазначенням їх максимальної інтенсивності.

Таким чином, кількісні розрахунки показують, частота виникнення посух та їх тривалість була значно більшою на початку 20 сторіччя, ніж в кінці, а твердження про збільшення вологості ґрунту в останні роки, що може призвести до зменшення кількості посух, може мати практичне підтвердження.

О ПРИРОДЕ КВАЗИ–35 ЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ КЛИМАТА

*Т.С. Жигайло, асп., Н.С. Сидоренков, д. физ.-мат. н., проф.,
ННЦ «ИВуВ им. В.Е. Таирова», ГМНИЦ Российской Федерации*

Летом 2010 г. в европейской части России и восточной части Украины наблюдалась чрезвычайно жаркая погода. Она нанесла существенный ущерб природе, животному миру, населению и народному хозяйству в этих районах России и Украины.

Аномальная жара в 2010 г. была вызвана явлением **биения** колебаний. Фазы солнечного годового колебания температуры совпали с фазами лунных циклических колебаний температуры, произошло сложение их амплитуд. В итоге результирующая амплитуда годовых колебаний температуры воздуха оказалась катастрофически большой. Чтобы понять все это, напомним простые понятия.

Лунные колебания аномалий температуры складываются с солнечными нормальными колебаниями температуры. В результате возникают **биения** температуры. Сложение двух колебаний одинаковой амплитуды, но с разными частотами f_1 и f_2 дает

$$\cos 2\pi f_1 t + \cos 2\pi f_2 t = 2 \cos \frac{2\pi(f_1 - f_2)t}{2} \cos \frac{2\pi(f_1 + f_2)t}{2}$$

Последний косинус в правой части описывает колебание, частота которого равна средней частоте исходных колебаний. Первый косинус описывает изменение его амплитуды. Амплитуда нарастает и спадает с удвоенной частотой $(f_1 - f_2)$, а не с частотой $(f_1 - f_2)/2$, как можно было бы подумать на основании формулы (1). Происходит это потому, что амплитуда есть абсолютная величина отклонения от среднего значения рассматриваемой характеристики.

Рассмотрим, например, воздействие лунного годового цикла $f_1 = 1/355,12$ сут. на годовые колебания температуры воздуха $f_2 = 365,24$ сут. В этом случае $(f_1 + f_2)/2 = 1/360$ сут., а $(f_1 - f_2) = 1/12869$ сут. = $1/35,2$ лет. То есть из-за воздействия лунного годового цикла на годовые колебания температуры или других гидрометеорологических характеристик возникают биения с периодом, примерно, 35 лет.

Биения – это периодическое изменение амплитуды результирующего колебания. Когда фазы колебаний совпадают, амплитуды суммируемых колебаний складываются, и амплитуда результирующего колебания становится максимальной. Затем фазы колебаний постепенно расходятся, и амплитуда результирующего колебания уменьшается. Минимальной она становится, когда разность фаз достигает 180° , так как тогда амплитуды суммируемых колебаний вычитаются.

В 1972 г. фазы солнечного и лунного годовых колебаний совпали, поэтому амплитуды этих двух колебаний сложились, и амплитуда результирующего колебания достигла максимальной величины. Поэтому

лето 1972 г. было аномально жарким, а зима аномально холодной. Умеренно жаркое лето было также в 1975 г., 1977 г., 1981 г. В последующие годы фазы колебаний расходились, и амплитуда результирующего колебания уменьшалась. В 1990 г. разность фаз достигла 180° , амплитуда достигла минимального значения. Из-за этого в конце восьмидесятых начале девяностых годов летние сезоны были прохладными, а зимние – теплыми. С 1991 г. по 2007 г. фазы колебаний сходились, амплитуда увеличивалась и в 2007 г. она снова достигла максимального значения. Поэтому в первом десятилетии XXI века снова участились жаркие и засушливые летние сезоны (2002 г., 2007 г., 2010 г., 2011).

В климатологии этот 35 летний цикл колебаний климата известен как Брикнеров цикл по имени Эдуарда Брикнера, описавшего его в 1890 г. Однако этот цикл был известен уже в XVII столетии, о чем писал Френцисс Бэкон.

Возникает вопрос, почему Брикнеров цикл нечетко выражен в годовых колебаниях температуры. Почему после жаркого лета не всегда наступает холодная зима, а после холодной зимы часто бывает прохладное лето? Дело в том, что в спектре аномалий температуры имеется большой пик на половине периода эвекции в параллаксе Луны – 206 суток. Он складывается с полугодовым солнечным периодом, в результате возникают биения с периодом 4,4 года ($1/182,6 - 1/206 = 1/1614 \text{ сут} = 1/4,4 \text{ г.}$). Из-за таких биений 35 летний цикл изменения амплитуды годового колебания температуры настолько затухает, что создается впечатление, что соседние экстремумы температуры меняются случайным образом. На самом же деле они изменяются с периодом 4,4 г. Возможно, из-за обратной фазы 4,4 летнего цикла экстремально жаркими оказались летние сезоны 2010 г. и 2002 г., а не 2007 г.

Как же Луна – холодное небесное тело – может влиять на температуру воздуха? Наша гипотеза такова. Приливы влияют на вертикальные движения воздуха и формирование облачности. Отрицательные аномалии облачности, сформированные лунным приливом, приводят из-за ясной погоды летом к положительным аномалиям температуры воздуха, а зимой – к отрицательным (склонность к континентальному климату). При преобладании облачной погоды знаки аномалий температуры воздуха изменяются на обратные: летом преобладают отрицательные аномалии, а зимой – положительные. То есть при положительной аномалии облачности лето становится прохладным, а зима – теплой (склонность к морскому климату). Приливные эффекты повторяются с периодом 355 суток. Так сложение гравитационных эффектов Луны с радиационными условиями в атмосфере создают колебание аномалий температуры воздуха с периодом лунного года (355 сут) и амплитудой, зависящей от места расположения станции. Именно поэтому в спектре аномалий температуры имеется пик на периоде 355 суток.

СУЧАСНІ ЗМІНИ КОНТИНЕНТАЛЬНОСТІ КЛІМАТУ УКРАЇНИ

*Т.Л. Касаджик, асп., О.О. Врублевська, к.г.н., доц., Т.Є. Данова, к.г.н., доц.
Одеський державний екологічний університет*

Метою дослідження є з'ясування характеру змін (напрямку і інтенсивності) температурного режиму на території України за останнє сторіччя; дослідження змін в режимі опадів на рубежі XX і XXI ст.

Задачі: аналіз просторового розподілу амплітуди температури повітря; співставлення режиму опадів останнього двадцятиріччя зі стандартними кліматичними нормами; визначення особливостей в режимі опадів кожного з десятиріч на межі XX і XXI ст.; встановлення змін в континентальності клімату по даним з опадів; виявлення певних особливостей режиму зволоження за двадцятирічний період на межі століть, а також аналіз режиму опадів кожного десятиріччя в указаному періоді.

Для вирішення питання про зміни клімату України взагалі і його континентальності, в роботі проаналізовано просторовий розподіл амплітуди температури повітря, які були розраховані за багаторічними середніми даними по температурі повітря різних періодів осереднення (до і після 1960 року). Розрахунки проведені за даними 85 метеорологічних станцій, рівномірно розташованих на території України.

Для визначення тенденцій, які мали місце в зміні кількості опадів за останні роки відносно середнього рівня, було використано багаторічні дані базового періоду Всесвітньої Метеорологічної Організації 1961-1990рр. і фактичні дані з опадів 15 метеорологічних станцій Одеської і Миколаївської областей за період з 1991 по 2008 роки.

Результати дослідження: дослідження змін температурного режиму на території України протягом минулого століття, свідчать про неоднозначність цих змін в різні пори року і в різних її регіонах країни.

У просторовому розподілі річної амплітуди температури повітря, відбувається збільшення її величини від заходу на схід. Але в різні відрізки часу (до і після 1960 року) амплітуди різняться за величиною: спостерігається по всій території зменшення її від попереднього періоду до наступного більш, ніж на $0,5^{\circ}\text{C}$ на заході України і ніж на $1,0^{\circ}\text{C}$ на сході, особливо помітні зміни в амплітудах температури повітря відбувались в південних регіонах, на $1,5 - 2,0^{\circ}\text{C}$.

Протягом XX сторіччя відбувались помітні зміни в режимі опадів на території України, але з різною їх інтенсивністю як в окремих регіонах, так і в окремі періоди. Останнє призводить до змін в співвідношенні опадів теплого і холодного періодів, найбільшої та найменшої їх місячної кількості в році, тобто до змін їх річного ходу. Це свідчить про зменшення континентальності клімату України наприкінці XX сторіччя, що особливо

помітно на півдні України. В період до 1965 року тільки південні райони території дослідження відносились до напівконтинентального типу клімату. В період після 1965р., вже значна територія дослідження переходить в напівконтинентальний тип клімату. А на межі XX і XXI ст. вже вся територія дослідження переходить в статус регіону з напівконтинентальним типом клімату. Тобто на півдні України спостерігалось зменшення континентальності клімату.

Співставлення багаторічних значень опадів за різні періоди осереднення в межах XX століття свідчать про те, що як для території України, так і для району Причорномор'я було притаманне збільшення річної кількості опадів. За даними другої половини XX століття встановити чітко вираженої тенденції змін в режимі річних опадів не вдалось, що обумовлено різною спрямованістю цього процесу на різних відрізках часу цього періоду.

За останній 20 – річний період на всій території дослідження, за винятком центральних районів Одеської області, спостерігаємо зменшення річної кількості опадів. Суттєвими вони були тільки на сході і північному сході Миколаївської області: зменшення річної кількості опадів тут склало майже 40 – 50 мм.

Зміни в режимі річних опадів обумовлені аналогічними їх змінами, які відбувались в теплий період, коли зменшення опадів спостерігалось майже по всій території дослідження. В протилежність цьому в холодному півріччі переважним було менш інтенсивне, але збільшення опадів.

Співставлення змін в режимі опадів кожного десятиріччя з останніх двадцяти років свідчить про суттєві їх розбіжності: для першого десятиріччя притаманним було зменшення річних опадів на значній частині території дослідження в межах 10 – 40 мм. І тільки на границі з Молдовою, в південній частині Одеської області тенденція цих змін була протилежна; в другому десятиріччі за характером змін територія дослідження поділилася майже на дві однакові частини: східні райони відрізнялись збільшенням річної кількості опадів (20 – 40 мм), а західні – їх зменшенням (в середньому на 20 мм).

Характер змін опадів в тепле півріччя в першому десятиріччі протилежний змінам річної їх кількості: тут майже на всій території дослідження переважало їх збільшення. В другому десятиріччі характер змін опадів в теплий період майже співпадає з характером змін їх річної кількості.

В холодний період по кожному окремому десятиріччю характер змін майже схожий зі змінами річної кількості опадів. В перше десятиріччя в холодному періоді відбувалось помітне зменшення опадів на сході, і незначне збільшення в окремих районах на заході території дослідження. В друге десятиріччя – на більшій частині Одеської і Миколаївської області зберігається їх збільшення.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ВЫСОТАХ, ПРИВОДЯЩИЕ К ОТЛОЖЕНИЮ ЛЬДА У ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

О.П. Коваленко¹, Г.В. Хоменко², к. геогр. н., доц.

¹ Кировоградская летная академия Национального авиационного университета

² Одесский государственный экологический университет

Физические механизмы развития таких важных компонентов климатической системы, как облака и осадки, во многом остаются недостаточно изученными. В особенности это относится к гидрометеорам, которые образуются в холодное время года вследствие присутствия в атмосфере переохлажденных капель воды. Согласно классической схеме [1,2], такие гидрометеоры имеют место при наличии теплого слоя внутри облака: падающие кристаллы льда тают в этом слое, затем образовавшиеся капли переохлаждаются в нижележащем холодном слое и в зависимости от параметров, таких как мощность и высота „холодного” слоя, температура воздуха у поверхности земли, толщины „теплого” слоя, максимальная температура в слое инверсии, состояние осадков, в котором они достигают поверхности земли может быть различным, а именно: замерзающий дождь, снег с дождем, ледяной дождь, снег. Однако ситуации с теплым слоем в облаке реализуются относительно редко; в реальной атмосфере такие гидрометеоры могут выпадать и из холодных облаков при холодном подоблачном слое. Возможны и другие „неклассические” ситуации. Физика образования осадков в этих ситуациях не достаточно изучена, а их повторяемость варьирует в широких пределах в зависимости от физико-географических и циркуляционных факторов климата.

В работе исследуются условия выпадения осадков, причиной которых являются переохлажденные капли воды, а именно: замерзающая морось, замерзающий дождь, снег с дождем, снежная крупа и ледяной дождь, на территории Украины за 1986-2008 гг. по данным наземных наблюдений и радиозондирования.

Анализ данных наблюдений показал, что в Киеве осадки, причиной которых являются переохлажденные капли воды, отмечаются с октября по апрель. Наименьшая повторяемость явления приходится на октябрь (0,02%), а наибольшая – на декабрь и январь (0,61% и 0,60% соответственно). В среднем, в Киеве, повторяемость таких осадков составляет 0,31%.

Из всех типов осадков в Киеве преобладает слабый мокрый снег (49,5 % всех случаев).

Температура воздуха в Киеве при рассматриваемых явлениях изменялась в пределах -10,0...-2,9°C, исключая 5 случаев снежной крупы, имеющих место при температурах -18,0...-14,0°C. Максимум

повторяемости всех типов осадков (44,8%) относится к слабо отрицательным ($-1,0 \dots -0,1^{\circ}\text{C}$) температурам. Значительное число рассматриваемых случаев (18,1%) отмечается при положительных температурах, из них 93,7% случаев приходится на слабый снег с дождем.

Чаще всего при рассматриваемых типах осадков преобладают ветры северо-восточного, восточного, южного и юго-восточного направлений (69,4% всех случаев) с максимумом для ветра юго-восточного направления (18,2%). Повторяемость замерзающих осадков велика (66,5% от случаев с замерзающими осадками) перед теплыми фронтами, то есть в передней части циклона, для которой характерны ветры юго-восточного, восточного и южного направлений. Снег с дождем также довольно часто имеет место при южном (12,4%) и восточном (12,0%) направлениях ветра, а максимум повторяемости этого типа осадков приходится на западное направление (22,4% всех случаев снега с дождем). Наибольшее количество случаев снежной крупы наблюдается при ветре северного направления (23,1% случаев снежной крупы).

Скорость ветра при осадках рассматриваемых типов в Киеве не превышает 15 м/с. Максимум повторяемости всех осадков (21,1%) приходится на скорости ветра 5 м/с. В среднем, при погоде с снегом с дождем скорость ветра больше, чем при погоде с замерзающими осадками.

Проведена типизация вертикальных стратификаций температуры и ветра в облачных и подоблачных слоях. Найдено, что повторяемость классических ситуаций достаточно низкая. В большинстве случаев доминирует стратификация „везде отрицательные температуры”. В целом, доля случаев выпадения замерзающих осадков из холодных облаков на Украине невысока – 26 % (в Москве – 58%). Оценена повторяемость других неклассических ситуаций, с учетом стратификации подоблачного слоя. Основные выводы сопоставляются с результатами, полученными в последние десятилетия для других регионов средних широт в рамках международных проектов ВМО.

На основании комплексного анализа полученных характеристик состояния атмосферы на высотах и сведений о типе осадков у поверхности земли найдена связь этого явления с температурой на нижней и верхней границах облачных слоев и температурой у земли и ее максимальным значением в облачном слое. Указанные характеристики можно рассматривать как потенциальные предикторы для прогноза обледенения.

Литература:

1. Jeck R., 1996: Representative values of icing-related variables aloft in freezing rain and freezing drizzle. Tech. Rep. DOT/FAA/AR-TN95/119, US Dept. Transport., FAA Technical Center, Atlantic City, New Jersey.
2. M. Farzaneh, Ed., Atmospheric Icing of Power Networks, Springer, Berlin, ISBN 9781402085307, August 2008, 320 p.

ОСОБЛИВОСТІ УТВОРЕННЯ ЦИКЛОНІВ ВЛІТКУ НАД СХІДНОЮ ЄВРОПОЮ

*І.А. Ковальков, І.Г. Семенова к.геогр.н., доцент
Одеський державний екологічний університет*

Територія України влітку часто опиняється в зоні активної циклонічної діяльності, яка пов'язана з особливостями висотного поля тиску над Східною Європою, що стало виявлятися доволі часто в останнє десятиліття. Процес полягає у відсіченні осередку холодного повітря з утворенням відокремленої від основного потоку глибокої улоговини, орієнтованої на південь України. В результаті формується потужний висотний циклон, який за сприятливих умов розповсюджується до поверхні Землі [1]. В період 2001-2011 рр. в літні місяці кожного року спостерігалось від 5 до 11 випадків відсічених улоговин, причому в середньому 3 випадки супроводжувалися приземним циклогенезом. Циклони утворювалися шляхом розповсюдження циклонічної циркуляції з верхніх рівнів, і загалом були неглибокими, але досить тривалими (від 3 до 9 діб). Деякі випадки характеризувались швидким поглибленням, що призводило до значного погіршення погодних умов в Україні з утворенням небезпечних і стихійних явищ. Прикладом такого процесу є циклогенез 26-27 червня 2011 р., який супроводжувався сильним вітром та опадами, що досягали критеріїв СГЯ в південних та центральних областях України.

Аналіз осереднених за площею циклонів та періоду їх еволюції вертикальних профілів відносного вихору швидкості для трьох випадків літнього циклогенезу показав, що інтенсивність циклонічної циркуляції майже не змінюється в нижній половині тропосфери (рівні 700 та 500 гПа) (рис. 1).

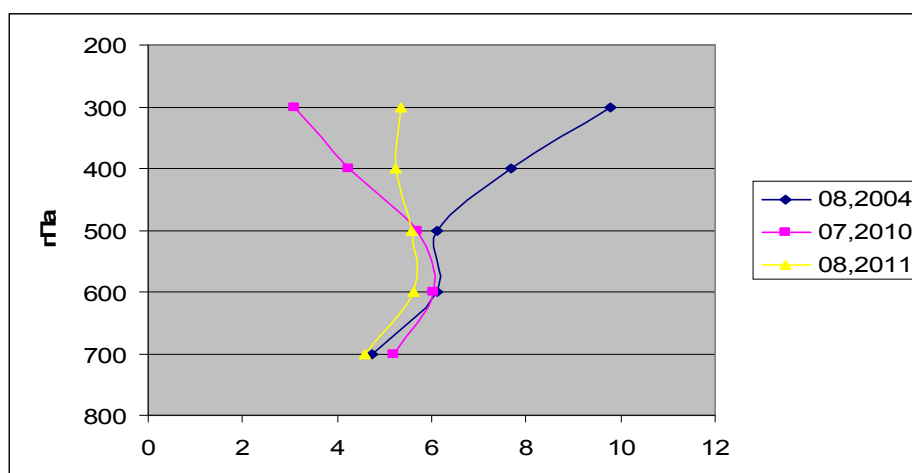


Рис. 1 – Осереднені профілі відносного вихору швидкості по випадках циклогенезу (серпень 2004р., липень 2010р., серпень 2011р.)

Але в верхніх шарах тропосфери характер поля завихореності повністю відповідає інтенсивності розвитку приземного циклону. Для глибоких циклонів, таких як 16-23 серпня 2004 р. з мінімальним тиском 997,6 гПа, вихор швидкості збільшувався з висотою, тоді як у випадках з менш інтенсивним розвитком приземного циклону відносний вихор мало змінювався або навіть зменшувався.

Процеси циклогенезу та фронтогенезу в середній і верхній тропосфері можуть бути досліджені з використанням потенціального вихору Ертеля (PV) [2]:

$$PV = -g(\Omega_p + l) \frac{\partial \theta}{\partial p}.$$

Для тропосфери $PV < 1 \text{ PVU}$, де $\text{PVU} = 1 \cdot 10^{-6} \text{ К} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$ - одиниця виміру потенціального вихору. Для стратосфери характерні значення PV на порядок вище, ніж для тропосфери. В перехідному шарі – тропопаузі, PV змінюється від 1 до 5 PVU .

Розраховані поля потенціального вихору для циклонів, що розвивалися з верхніх шарів тропосфери униз, показали наявність процесу опускання стратосферного повітря у висотній улоговині напередодні появи приземного циклону. Прорив субстратосферного повітря фіксувався навіть в середній тропосфері, особливо у випадку 26 червня 2011 р. що підтвердилося даними супутникових спостережень (рис. 2).

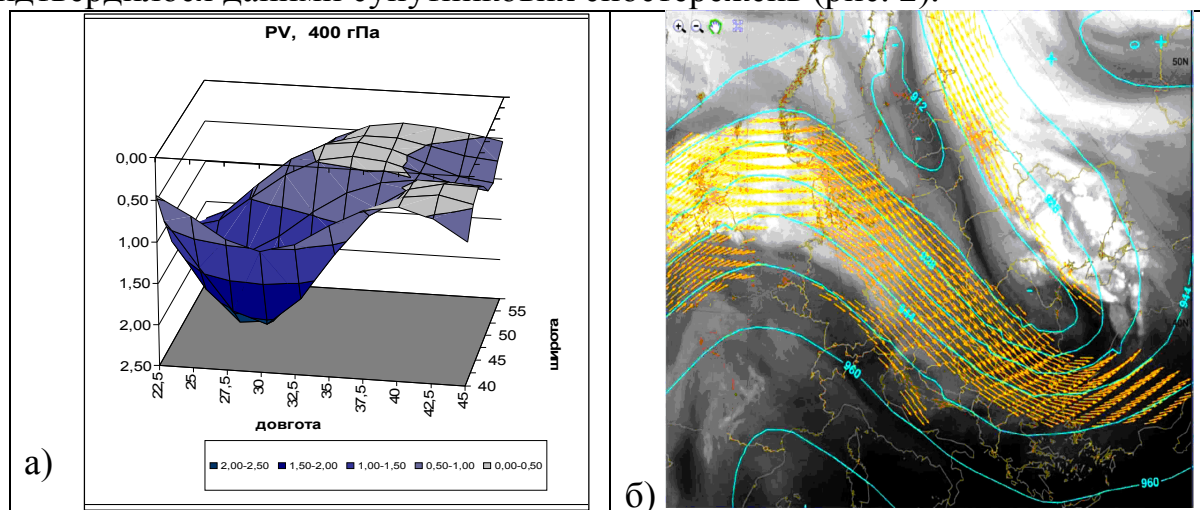


Рис. 2 – Розподіл потенціального вихору поверхні 400 гПа в області циклону (а) та ВП-знімок з геопотенціальною висотою та вітром АТ-300 (б)

Література:

1. Пальмен Э., Нютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. Пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 615 с.
2. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. - Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 264 с.

ФОРМУВАННЯ ЛІТНІХ НИЗЬКОТРОПОСФЕРНИХ ТЕЧІЙ НАД ОДЕСОЮ У 2001-2010 РР.

*О.І. Когогін, Г.П. Івус, к.геогр.н., проф.,
А.Б. Семергей-Чумаченко, к.геогр.н., доц.
Одеський державний екологічний університет*

Дослідження причин виникнення вузьких та інтенсивних потоків повітря на малих висотах, які можуть привести до авіакатастрофи та підвищення концентрації шкідливих домішок у нижніх шарах атмосфери є завжди актуальним через зростання активності економічного використання нижнього двохкілометрового шару.

Влітку 2001-2010 рр. на ст. Одеса-ГМО випущені 652 радіозонда, тобто 60 % від нормативної кількості, тому що не здійснювалося щоденного зондування. Протягом періоду дослідження виявлено 74 випадки, коли швидкість вітру перевищувала 15 м/с^{-1} , але було лише 46 струминних течій нижніх рівнів (СТНР), тобто їх повторюваність становила 6,7 %.

Протягом червня, липня та серпня 2001-2010 рр. інтенсивність низькотропосферних струменів коливалася від 18 до 34 м/с^{-1} , а у середньому становила – 18 м/с^{-1} (табл. 1).

Таблиця 1 – Структурні параметри СТНР над Одесою
влітку 2001-2010 рр.

Рік	Вісь СТНР			$H_{\text{нг}}, \text{ м}$	$\Delta H, \text{ м}$
	$V_o, \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$	$V_{\text{max}}, \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$	$H_o, \text{ м}$		
2001	17	19	1120	900	295
2002	18	27	1050	670	750
2003	17	19	690	550	275
2004	-	-	-	-	-
2005	22	22	1000	800	550
2006	17	17	570	300	700
2007	16	16	1010	910	190
2008	16	16	750	530	390
2009	20	34	680	630	650
2010	16	16	250	450	600
2001-2010	18	21	790	640	490

У чверті (25 %) випадків формувалися північно-західні низькі струмені. Найменша кількість СТНР мала північно-східний напрямок, і взагалі не було східних низьких течій, за винятком серпня. Вітер біля землі

за наявності СТНР найчастіше відмічався західного і південного напрямків - 35 і 25 %, відповідно, та у 55 % випадків спостерігався правий поворот вітру з висотою, що характерно для адвекції тепла.

Більшість літніх СТНР (56 %) утворювалася при відсутності інверсії, але переважала (71 %) стійка стратифікація ($\gamma < 0,65$ °C/100 м) нижньої тропосфери.

Частіше СТНР протягом сезону формувалися під впливом гребеня антициклона та улоговини циклона – 35 і 24 %, відповідно, а менш за все вони спостерігалися в тилу і передній частині антициклона (2% та 5 %). У червні 40 % струменів виникало в улоговині циклона або гребені антициклона, та значна частка (15 %) утворювалася в центральній частині антициклона. У липні більша частина (33 %) СТНР утворювалися в гребні антициклона і 16 % припадало на передню частину антициклона. Серпень відрізнявся від попередніх місяців відносно незначною часткою випадків явища (25%) в циклонічному полі та значною часткою (58 %) в гребні антициклона.

Для кількісної оцінки впливу типу та інтенсивності адвекції тепла на формування СТНР розраховані значення адвекції температури (A_T) на рівнях 925, 850 і 700 гПа. Виявлено, що над Одесою на всіх рівнях переважали додатні значення A_T (табл. 2), причому 60-70 % струменів спостерігалися при невеликих значеннях адвекції температури обох знаків - від $-0,3$ до $0,3 \cdot 10^{-4}$ К/с. Мінімальне значення цієї величини становило $-2,14 \cdot 10^{-4}$ К/с на рівні 925 гПа, а максимальне значення $-2,01 \cdot 10^{-4}$ К/с.

Таблиця 2 – Повторюваність (Р, %) типу адвекції температури за наявності СТНР, %

Рівень, гПа	Тип адвекції		
	тепло ($A_T > 0,0$)	0,0	холод ($A_T < 0,0$)
925	43	24	33
850	48	11	41
700	39	7	54

Літні низькотропосферні струмені практично в половині випадків виявлялися при позитивному значенні термічної адвекції нижче осі, що підтверджується перевагою правого повороту вітру з висотою від землі до осі СТНР.

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ РЕАНАЛИЗА ПРИ РОЗРАБОТКЕ ОРИЕНТИРОВОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ ИЗМЕНЧИВОСТИ ИНДЕКСА ГРОВОЙ АКТИВНОСТИ В ОДЕССЕ

*Ю.М. Мацук, аспирант, А.В. Холопцев, д.г.н., профессор
Севастопольский национальный технический университет, г.Севастополь*

Грозы являются опасным явлением природы, а изменение их активности существенно влияет на функционирование авиации, а также безопасность жизнедеятельности населения многих регионов планеты. Поэтому совершенствование методик разработки ориентировочных месячных прогнозов этого процесса является актуальной проблемой экологии, физической географии и физики атмосферы.

Одним из наиболее универсальных методов моделирования многофакторных природных процессов, к которым относятся изменения индекса грозовой активности (количество гроз над некоторым пунктом, зафиксированных за тот или иной месяц), является метод множественной регрессии. Этот метод применим и для их прогнозирования, при условии, что известны факторы изучаемого процесса, которые в будущем, для которого разрабатывается прогноз, окажутся статистически значимыми.

Общих методов выявления подобных факторов до сих пор не предложено. Тем не менее, для некоторых случаев данная задача представляется разрешимой. В частности, такое возможно, если имеются основания полагать, что в будущем, для которого разрабатывается прогноз, изменчивости изучаемого процесса, а также его факторов, будут свойственны те же основные закономерности, которые проявлялись и на их предыстории.

Целью данной работы является разработка ориентировочных месячных прогнозов изменчивости индекса грозовой активности для пункта Одесса, с использованием допущения, что изложенное выше предположение является адекватным.

Как известно[1], грозы возникают в облаках вертикального развития, формирующихся в циклонах на стадии максимального развития, а также на Ката-фронтах. Поэтому, изменения индекса грозовой активности непосредственно связаны с вариациями повторяемости упомянутых

синоптических процессов. В Восточную Европу летом данные процессы приходят с Северной Атлантики. Их траектории определяются особенностями поля атмосферного давления на пути их следования, формирующимися с участием крупномасштабных процессов взаимодействия океана и атмосферы, протекающих в Северной Атлантике и зависящих от распределения ее поверхностных температур. Поэтому, в качестве возможных факторов изучаемого процесса рассматривались данные реанализа [2], изменчивости аномалий поверхностных температур всех акваторий Северной Атлантики, ограниченных параллелями и меридианами, различающимися на 5^0 .

Из этих факторов были найдены те, статистические связи которых с изменениями индекса грозовой активности в Одессе, оцененные в скользящем окне длиной 22 года за период с 1973 по 2011 год устойчиво усиливались. Ориентировочные прогнозы, учитывающие наиболее мощные из этих факторов, разработаны для месяцев май – сентябрь на период до 2014 года.

1. Мучник В.М. Физика грозы. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 349 с.
2. <http://wxweb.meteostar.com/SST/index.shtml?point=730>

КОМПОНЕНТНИЙ АНАЛІЗ ПОЛІВ ВІДНОСНОЇ ВОЛОГОСТІ ПІВНІЧНОЇ ПОЛЯРНОЇ ОБЛАСТІ

*Є.А. Мельник, асп., Т.Є. Данова, к.г.н., доц.
Одеський державний екологічний університет*

Актуальність теми визначається тим, що температурно-вологісні характеристики являються найбільш достовірним матеріалом для моніторингу клімату високих широтах. Методи оцінок змін елементів екологічної системи (у тому числі й вологообігу) дозволяють оцінити їх природні коливання в роки екстремальних ситуацій: мінімальної і максимальної льодовитості морів, стоку рік, крупних аномалій температури повітря, посушливих і перезвожених літ. Аналіз елементів водного балансу системи підстильна поверхня – атмосфера в ці роки дозволяє виявити їх природні коливання до періоду активного антропогенного впливу.

Основним джерелом даних слугували дані проекту ERA-40, які являються результатом математичного моделювання з метою відновлення полів метеорологічних величин. Були використані поля відносної вологості повітря – їх середньомісячні значення в вузлах регулярної сітки $2,5 \times 2,5^\circ$ (0° сх.д - 180° сх.д.; 0° зах.д - 180° зах.д.; 90° - 60° пн.ш), які представлені European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF, Центр Рідинг, Великобританія) розширений reanalysis проект, ERA-40 за період з 1958 по 2001р.

Використання компонентного аналізу дозволило визначити головні компоненти. Як показав аналіз отриманих результатів, для дослідженого поля відносної вологості повітря Арктики, величини перших п'яти власних значень вичерпують більш 60% сумарної дисперсії поля. П'ять перших власних значень свідчать про вплив багатьох факторів на зміни відносної вологості в досліджуваному регіоні.

Для першої головної компоненти середньорічних значень відносної вологості повітря значимим є коливання з періодом 5 років. В енергетичному спектрі другої головної компоненти середньорічних значень відносної вологості повітря великою енергією характеризується чотирирічним коливанням.

Аналіз згладженого часового ряду першої головної компоненти середньорічних значень відносної вологості повітря Північної полярної області, яка характеризує великомасштабні процеси, показав, що динаміка процесів, яка спостерігається та трендова компонента добре відповідають змінам значень відносної вологості повітря з 1958 по 2001рр. та збігаються з динамікою кількості загальної хмарності.

Ряд першої головної компоненти середньорічних значень відносної вологості повітря характеризується стійким зростанням значень з 1958 по

1977рр. та подальшим зменшенням до 2001 року. В спектральній щільності першої головної компоненти середньорічних значень відносної вологості повітря домінуючим являється одинадцятирічні коливання, квазі-11-річне коливання являється домінуючим для значень льодовитості морів Арктичного басейну.

Взаємний спектральний аналіз першої головної компоненти середньорічних значень відносної вологості повітря зі значеннями льодовитості морів показав випередження на період 9 років змін розповсюдження морського льоду.

Такий же взаємозв'язок спостерігається з Тихоокеанським декадним коливанням. В свою чергу квазі-11-річне коливання процесу PDO являється показником змін сонячної активності. Інше кажучи приплив сонячної радіації до підстильної поверхні призводить до підвищення температури поверхні землі та океану, що є причиною танення морського льоду, що в свою чергу призводить до підвищення випаровування з поверхні океану та збільшення вологовмісту атмосфери.

Поле першого власного вектора, характеризується зонами максимальних значень, які знаходиться в районі Західної Сибірі, Анадирської затоки, а також території морів Чукотське, Бофорта. Зони мінімальних значень характеризують райони з циклонічною діяльністю – це район Північного Сходу Америки (вплив Алеутського мінімуму), Ісландського мінімуму та окремий осередок фіксується в районі Новосибірських островів. Ця зона над Новосибірськими островами характеризуються зоною максимальних горизонтальних градієнтів відносної вологості, відношення суміші, температури повітря, на полях хмарності нижнього ярусу. Більш складною структурою характеризується поле другого власного вектора. Тут спостерігаються області протилежних знаків, різних масштабів які характеризують райони з неоднорідним вмістом відносної вологості.

Аналіз середньорічних полів аномалій відносної вологості повітря на 1000 гПа поверхні показав, що на протязі досліджених 44 років в полях аномалій середньорічних значень відносної вологості повітря відбувались зміни: одночасне формування зони від'ємних аномалій відносної вологості повітря в районах: над Гренландією, між Землею Франца Йосифа та островом Шпіцберген, в районі Канадського Арктичного архіпелагу (в напрямку Північного магнітного полюсу) в відповідні роки (1968-69; 1975-76; 1982-83; 1989-90; 1996-97рр.). формування зон від'ємних аномалій над цими районами повторюється через кожні 7 років, що мабуть пов'язано з Північно-Атлантичним коливанням, для якого характерна 5-7 річна періодичність.

Аналіз згладженого часового ряду другої головної компоненти середньорічних значень відносної вологості повітря Північної полярної області показав, що динаміка процесів, добре збігається з динамікою ПАК.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ОТРАЖЕННОГО СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ОТ НЕФТЯНОЙ ПЛЕНКИ ПО ОПТИЧЕСКИМ И РАДИОЛОКАЦИОННЫМ СПУТНИКОВЫМ СНИМКАМ

*С.В. Михальцева, В.И. Сычев, зав. кафедрой ЮНЕСКО дистанционного зондирования и моделирования в океанографии, доцент
Российский государственный гидрометеорологический университет*

Рассмотрена возможность определения некоторых характеристик нефтяной пленки на водной поверхности с помощью дистанционного зондирования на примере разлива, произошедшего в 2010 г. в Мексиканском заливе. Использовались снимки спектрорадиометра Terra/Aqua MODIS и ENVISAT/ASAR.

Нефтяная пленка на морской поверхности уменьшает ее шероховатость и повышает величину отраженного солнечного излучения.

Анализировались абсолютные и относительные значения восходящей яркости от нефтяного пятна в зоне солнечного блика и вне него (рис.1). Наиболее информативными оказались снимки нефтяного пятна, находящегося в блике, они позволили в первом приближении выявить его некоторые неоднородности. Характер распределения относительных и абсолютных значений показал, что нефтяная пленка в большей степени отражает зеленую и красную длины волн, в то время как в районе чистой воды доминирует составляющая синей части спектра. Была сделана попытка оценить площадь покрытую нефтью (рис.2).

Нефтяные пятна на радиолокационных изображениях проявляются как темные пятна на более светлой водной поверхности из-за большего поглощения и меньшего рассеяния. Наиболее результативно нефтяные слики проявляются при скоростях ветра от 3 до 9 м/с. Малые скорости ветра, а также ветровая тень создают области малого рассеяния, из-за чего выделить на их области нефтяной слик достаточно затруднительно.

При сравнении радиолокационных снимков и полученных в оптическом диапазоне выявлена возможность определения структуры нефтяного пятна (рис.3). Оптические снимки позволяют фиксировать районы с различной толщиной нефти, чего невозможно добиться с помощью радиолокационных снимков. Штормовые условия, соответствующие высоким скоростям ветра и сильному волнению, не позволяют нефтяной пленке существовать на поверхности, вследствие чего она разрывается и частично перемешивается с водой.

Совместный анализ радиолокационных и оптических изображений помогает исключить области ветрового затишья, а также избежать возможных ошибок.

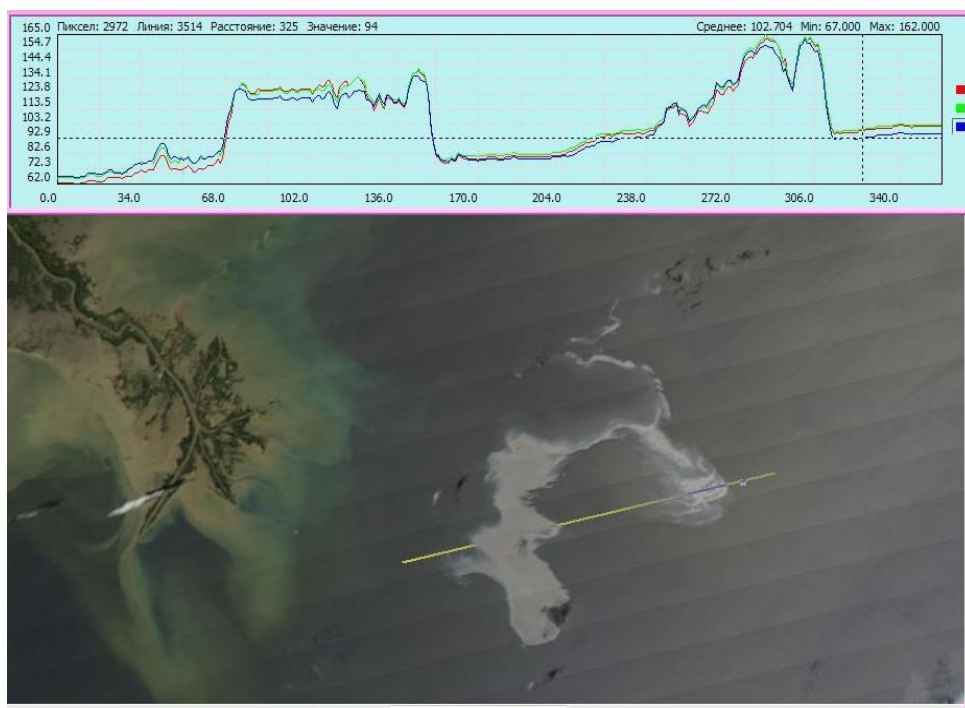


Рис. 1 – Относительные значения отраженной яркости на нефтяном пятне.



Рис. 2 – Разложение композитного изображения.



Рис. 3 – Радиолокационное (ASAR) и оптическое изображения нефтяного пятна от 2 мая.

ПЕРЕНЕСЕННЯ ВОЛОГИ В АТМОСФЕРІ НАД АНТАРКТИДОЮ

*О.М. Прокоф'єв, Т.Є. Данова, к.г.н., доц.
Одеський державний екологічний університет*

В роботі аналізуються дані відношення суміші, напрямку та швидкості вітру на різних ізобаричних поверхнях, отриманих в результаті радіозондування атмосфери на тринадцяти станціях Антарктики. Ці дані непрямим чином відносяться до вологопереносу і можуть служити одним з елементів моніторингу клімату у високих широтах, а також є достовірним матеріалом для подальшого аналізу і висновків. Для аналізу були вибрані станції, які характеризують особливості всіх кліматичних зон Антарктиди.

За методом Дроздова, використовуючи часові ряди середньомісячних значень відношення суміші та швидкості вітру на стандартних ізобаричних поверхнях, були розраховані перенесення вологи у шарі 850 – 300 гПа. Метеорологічний метод, який використовувався для розрахунків є простим і достатньо надійним при коректному визначенні коефіцієнтів, що враховують місцеві особливості розподілу вологості в атмосфері.

Аналіз результатів розрахунку вологопереносу показав, що:

- мінімальні значення вологопереносу спостерігаються в період антарктичної зими, максимальні – літом;

- для всього дослідженого періоду максимальні значення вологопереносу фіксуються над Антарктичним півостровом, станція Bellingshausen;

- на східному узбережжі максимальними значеннями вологопереносу виділяються три станції, які знаходяться в зоні дії стокових вітрів: Mirny, Molodezhnaya та Novolazarevskaya;

- найменші значення вологопереносу протягом року спостерігаються на станції Amundsen-Scott, це пов'язано з географічним розташуванням станції та зі значною висотою цієї станції над рівнем моря – 2835м.

Всі середньомісячні, середньорічні багаторічні значення вологопереносу були проаналізовані з метою виявлення прихованих періодичностей. Результати цього аналізу використовувалися при згладжуванні осереднених рядів. За даними значень вологопереносу були побудовані графіки часового ряду вологопереносу, згладжений ряд, а також лінійний тренд, що показує тенденцію в змінах вологопереносу за весь досліджений період.

Аналіз результатів свідчить, що максимальне зростання кількості вологи характерне для Західного узбережжя, воно втричі перебільшує значення зростання вологопереносу, яке має місце на деяких станціях Східної Антарктиди.

Від’ємні значення тренду на станціях східного узбережжя спостерігаються в різні місяці року, але переважають в зимовий період. Зростанням вологопереносу характеризуються перехідні сезони та літо, максимальний ріст фіксуються в осінні місяці (ст. Molodezhnaya) й тільки ст. Casey характерне зростання вологопереносу для усіх місяців року.

Для наглядної візуалізації було проведено картування отриманих результатів просторового розподілу характеристик вологопереносу (в якості прикладу наведені карти багаторічних значень вологопереносу за січень, липень та середньорічні).

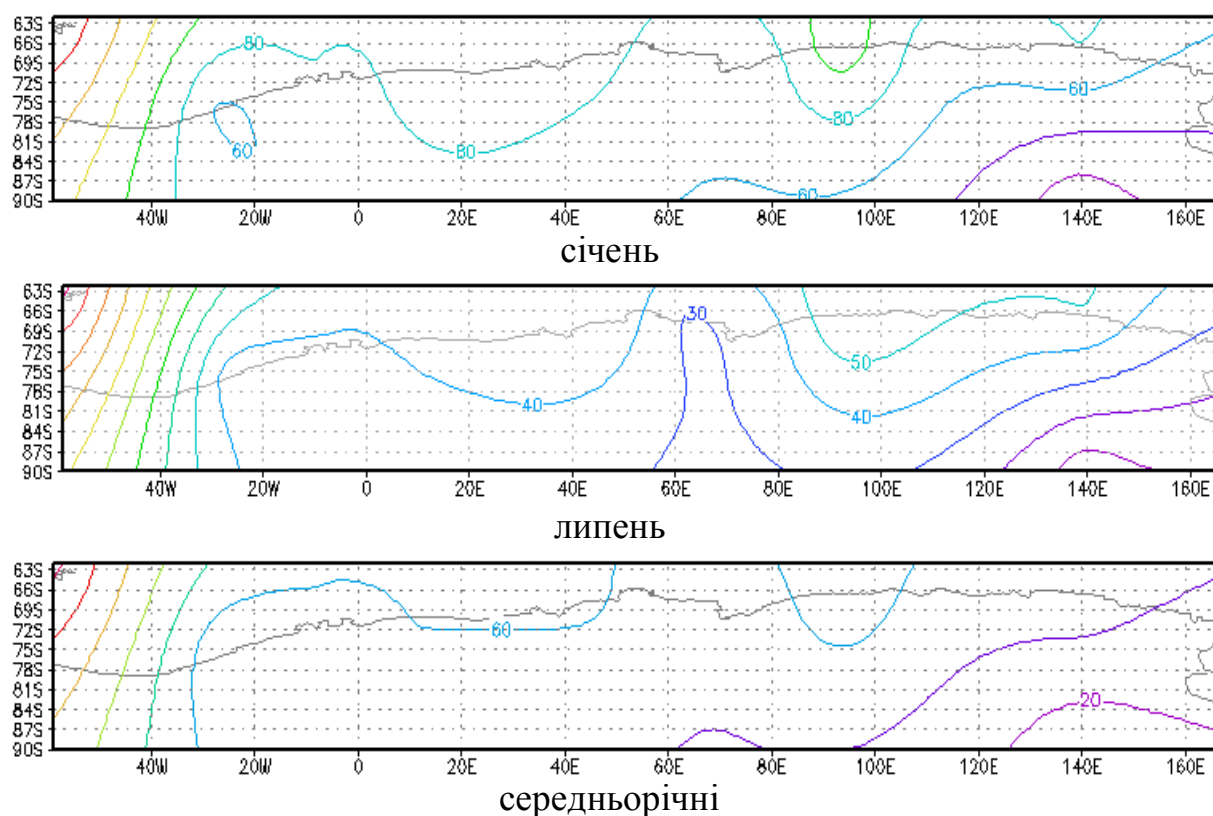


Рис. 1 – Карти вологопереносу для центральних місяців сезонів та середньорічні значення

Можна зазначити, що вологоперенос над Антарктичним материком має добре виражену зональність на загальному фоні визначаються зони з найнижчим вологопереносом – це Антарктичний купол (ст. Amundsen Scott), зони шельфових льодовиків (ст. McMurdo, Halley) та зони, які підвернені впливу стокових вітрів (ст. Novolazarevskaya, Molodezhnaya та Dumont d'Urville – взимку).

Максимальне зростання значень вологопереносу характерне для району дії Південно-Американської та Східно-Тихоокеанської гілок циклонів і спостерігається з періодичністю 5 років, що добре узгоджується з процесами ЕНЮК.

БИОЭНЕРГЕТИКА КАК ОДНО ИЗ НАПРАВЛЕНИЙ КОНТРОЛЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

И.В. Сай И.В., О.И. Родькин, к. биол. н., доц.

*Международный государственный экологический университет
имени А.Д. Сахарова, г. Минск, Республика Беларусь*

Одной из наиболее актуальных в современном мире экологических проблем является изменение климата, что связано с повышением средней температуры атмосферы. По мнению большинства ученых, это обусловлено непосредственно увеличением в атмосфере концентрации парниковых газов в результате антропогенной деятельности.

Для регулирования выбросов парниковых газов международным сообществом в 1997 был подписан Киотский протокол. В Республике Беларусь протокол был ратифицирован 26 августа 2005 года указом Президента. В соответствии с Протоколом Беларусь взяла на себя обязательства в размере 92 % сокращений выбросов по отношению к 1990 году, а так же по обеспечению дополнительного резерва в 7 %.

Как известно, основным антропогенным источником выбросов парниковых газов в атмосферу является сжигание ископаемого топлива, на долю которого в структуре выбросов по секторам экономики в Республике Беларусь приходится 74%. Переход в энергетическом секторе с ископаемого топлива на возобновляемые источники энергии позволит сократить выбросы и тем самым обеспечить выполнение обязательств Протокола.

В Республике Беларусь Национальной программой развития местных и возобновляемых энергоисточников на 2011-2015 годы предполагается увеличение использования доли биотоплива в энергетических целях. В частности источником биомассы может являться солома. Основным продуктом сгорания всех видов топливной биомассы является CO_2 . В большинстве источников указывается, что биомасса является нейтральным по парниковым выбросам топливом. Важным аспектом являются оптимальные условия сжигания соломы, позволяющие получить максимальный энергетический и экологический эффект.

Для того чтобы получить объективные значения выбросов парниковых газов при сжигании биомассы соломы, нами был проведен ряд экспериментов по определению влажности, низшей теплоты сгорания, зольности, химического состава.

Для расчета выбросов парниковых газов в эквиваленте CO_2 при сжигании биомассы соломы был разработан электронный калькулятор. Калькулятор по умолчанию содержит все необходимые данные для расчета выбросов. В случаях, предусмотренных методикой, пользователь может ввести свои данные, полученные либо в ходе испытания топлива,

либо из технического паспорта сырья. Таким образом, пользователь может внести свои данные по массе, зольности, влажности, низшей рабочей теплоте сгорания, содержанию углерода в рабочей массе. Если перечисленные данные отсутствуют, то они автоматически заполняются программой из таблицы по умолчанию. Так же преимущество данного калькулятора, что пользователь может рассчитать выбросы парниковых газов в эквиваленте CO_2 для различных типов соломы – ячменя, ржи, пшеницы, тритикале, льна. На рис.1. изображен интерфейс программы:

Выбросы парниковых газов в эквиваленте CO_2	
Тип биотоплива	wheat
Масса топлива, тонн	100
Рабочая влажность, %	9.95
Содержание золы, %	5.33
Низшая рабочая теплота, ГДж/т	16
Содержание углерода, %	29.07
рассчитать, т/год	93.45

Рис. 1 – Скриншот калькулятора выбросов парниковых газов в эквиваленте CO_2

Установлено, что выбросы парниковых газов в эквиваленте CO_2 зависят главным образом от таких факторов как вид соломы, влажность, низшая теплота сгорания и зольность. При сжигании тонны соломы выбросы парниковых газов составляют от 0,9 до 1 тонны в зависимости от условий сгорания, от типа соломы, что значительно меньше, чем при сжигании 1 тонны каменного угля (2,7 т CO_2) и природного газа (1,6 т).

В Республике Беларусь в качестве топлива ежегодно может использоваться порядка 1,46 млн.т. соломы, при этом в зависимости от типа соломы и влажности при сжигании одной тонны экономится от 0,9 до 1,1. тонны CO_2 . Таким образом, при частичной замене ископаемого топлива на биомассу соломы можно обеспечить значительное снижение выбросов парниковых газов. В масштабах Республики Беларусь это количество составит от 1,4 млн.т до 1,5 млн.т в эквиваленте CO_2 . В соответствии с решениями Протокола стоимость одной тонны составляет от 10 до 15 Евро, что обеспечивает не только экологический, но и экономический эффект.

МЕТОДОЛОГИЯ ПОЛЯРНЫХ ЦИКЛОНОВ В АРКТИЧЕСКОМ РЕГИОНЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ПАССИВНОГО МИКРОВОЛНОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Ю.Е. Смирнова, аспирантка

*Российский государственный гидрометеорологический университет,
Лаборатории спутниковой океанографии
Научный фонд «Международный Центр по Окружающей Среде и
Дистанционному Зондированию имени Нансена»*

Причиной сокращения ледяного покрова в Арктическом регионе является наблюдаемое значительное потепление климата, на которое наслаиваются погодные явления, способствующие таянию льда. Исследования мезомасштабных процессов, таких как полярные циклоны (П.Ц.), в Арктике, в связи с изменением климата, приобретают особую актуальность вследствие резкого уменьшения в последние годы площади морского льда в Северном Ледовитом океане и в арктических морях. Своевременное обнаружение и оценка характеристик П.Ц. крайне актуальная задача для обеспечения безопасности мореплавания, рыбного и нефтяного промысла и все возрастающего прибрежного строительства в Арктическом регионе. С высвобождением морской поверхности ото льда появляются новые области, над которыми могут зарождаться опасные П.Ц. И несомненно, что своевременное обнаружение П.Ц., изучение их характеристик, отслеживание их перемещения и, по возможности, прогнозирование, является одной из важнейших задач современной науки.

Термин «полярный циклон» обычно оставляют за барическими системами, в которых приповерхностный ветер равен силе урагана (15-25 м/с). Интенсивные полярные циклоны представляют собой короткоживущие (от 3 до 36 часов), но обладающие большой энергией погодные системы, которые наблюдаются над холодными водами океана свободными ото льда. Полярные циклоны являются циклонами малого масштаба (от 100 до 1000 км.), которые формируются в холодных воздушных массах к северу от основного струйного течения или фронтальных зон.

Современная сеть метеорологических наблюдений имеет серьезные ограничения при идентификации небольших мезомасштабных циклонов, поэтому существует острая необходимость совершенствования методов идентификации и мониторинга П.Ц. Появление спутниковой информации значительно расширило возможности, связанные с получением информации о П.Ц. Это делает исследование П.Ц. одной из важнейших, до сих пор, не решенных задач современной науки.

Разработана новая методика, основанная на данных микроволновых пассивных спутниковых сенсоров SSM/I и AMSR-E, позволяющая

обнаруживать П.Ц. в полях водяного пара в атмосфере и жидкокапельной влаги в облаках с разрешением 12, 5 км. Данная методика разработана в Международном центре по окружающей среде и дистанционному зондированию имени Нансена Е. В. Заболотских. Для восстановления содержания водяного пара в атмосферном столбе использовались специальные алгоритмы, основанные на численном моделировании яркостной температуры и ее инверсии с использованием нейронных сетей. Алгоритмы реализованы только над водной поверхностью свободной ото льда и имеют высокую точность при разнообразных условиях окружающей среды, включая грозовые облака и ураганные ветры. Идентификация П.Ц. включала в себя два этапа. Первый этап - это восстановление полей водяного пара и жидкокапельной влаги в атмосфере с использованием данных SSM/I в 1995-2009 гг. Второй этап - это выявление вихревых структур в полях водяного пара и жидкокапельной влаги и идентификация полярных циклонов путем визуального анализа каждого витка над Северо-Европейским бассейном. Применение данного подхода наиболее эффективно в полярных регионах, характеризующихся низкими значениями водяного пара и жидкокапельной влаги в атмосфере, что позволяет более точно оценивать рассчитанные параметры.

Для валидации метода основанного на микроволновых пассивных спутниковых данных, использовался мультиспектральный подход с привлечением данных дистанционного зондирования различных сенсоров: ASAR/Envisat, QuikSCAT/SeaWinds, MODIS/Terra, Aqua, AVHRR/NOAA, реанализ NCEP/NCAR. Наиболее полное изучение П.Ц., а именно от их зарождения до диссипации, обеспечит только мультиспектральный подход с комбинированным использованием данных от различных приборов. При использовании данных разных приборов вместе друг с другом, обеспечивает лучшие сведения о мезомасштабных циклонах: высокое временное и пространственное разрешение и все параметры, которые возможно оценить.

П.Ц. серьезно влияют на хозяйственную деятельность прибрежных районов Арктики, транспортные и рыбохозяйственные операции, нефтяные платформы Их разрушительная сила огромна. Штормовой ветер, обрушение волн и низкие температуры воздуха могут привести к быстрому обледенению судов, вероятность и интенсивность которого возрастают со скоростью и высотой волн. Появление спутниковой информации значительно расширило возможности, связанные с получением информации о П.Ц. Используя данные дистанционного зондирования, появилась возможность своевременно обнаруживать П.Ц., изучать атмосферные характеристики П.Ц., отслеживать их траекторию и прогнозировать их появление. Это делает исследование П.Ц. одной из важнейших, до сих пор, не решенных задач современной науки.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНАХ

*А.С. Соболевский, З. Зарудна, В. Казаны, Н.В. Кучеренко
Одесская национальная академия связи имени А.С. Попова,
Одесский государственный экологический университет*

Основной задачей исследования было изучение степени влияния энергии фазовых переходов воды в атмосфере на формирование и развитие тропического циклона. В качестве основы исследования были приняты опубликованные обобщения теоретического характера [1-5]. Показано, что процессы конденсации водяного пара (сопровожаемые выделением тепла и соответствующим снижением атмосферного давления), и процессы вакуумизации в объемах перехода воды из газа в жидкость (также сопровождаемые уменьшением атмосферного давления), начинающиеся в приводном слое, могут трансформироваться в мощные конвективные процессы и обеспечить рост объемов кучево-дождевой облачности в высоких слоях атмосферы. Вслед за этим, трансформации открытой конвективной ячейки в ураган способствует, экстремальный по интенсивности, процесс захвата атмосферой водяного пара из океана за счет резкого обострения градиентов парциального давления водяных паров на границе приводного слоя и сухой и холодной воздушной массы опускающейся сверху в «глазе бури».

Изучены условия формирования и развития мега-циклона, сформировавшегося в третьей декаде ноября 2011 г., с размерами более 2000 км в экваториальной зоне Индийского океана, который, перемещаясь на запад после выхода на территорию Индии, трансформировался в тропический циклон обычных размеров. Этот тропический циклон дошел до Персидского залива, вызвав там разрушения. Исследование циклона выполнено путем расчетов гистограмм площади облачности разной температуры в ИК диапазоне, по которым вычислены процентные соотношения низкой (теплой) и высокой (холодной) облачности. Установлено, что ежедневно в ночное время суток, когда температура воды выше температуры приводного воздуха, в приводном слое активность процесса конденсации атмосферной влаги достигает положительного экстремума. Выявлен эффект кратковременного усиления мега-депрессии 23-24 ноября. В этот период на 10% увеличилась площадь облачности вертикального развития, за счет существовавшей низкой области. В этот период в тропической мега-депрессии атмосферное давление снизилось на 8 гПа, сформировалась циклоническая ветровая циркуляция, за счет которой сформировалось волнение 5-ти метровой высоты.

Выполнены также исследования изменчивости интенсивности тропического циклона в южной части Индийского океана 8-15 февраля

2012 г. Этот циклон изучался по данным спутниковой радиолокации, проект TRMM. Результаты выполненных исследований показывают, что энергетический ресурс циклона ежедневно менялся с амплитудой до 50% с максимумами в ночные часы (рис.1), что соответствует экстремальным условиям развития кучево-дождевой облачности над океаном как результата трансформации внутренней энергии фазовых переходов воды в кинетическую энергию конвективных процессов, а в последующем - в вихревую структуру.

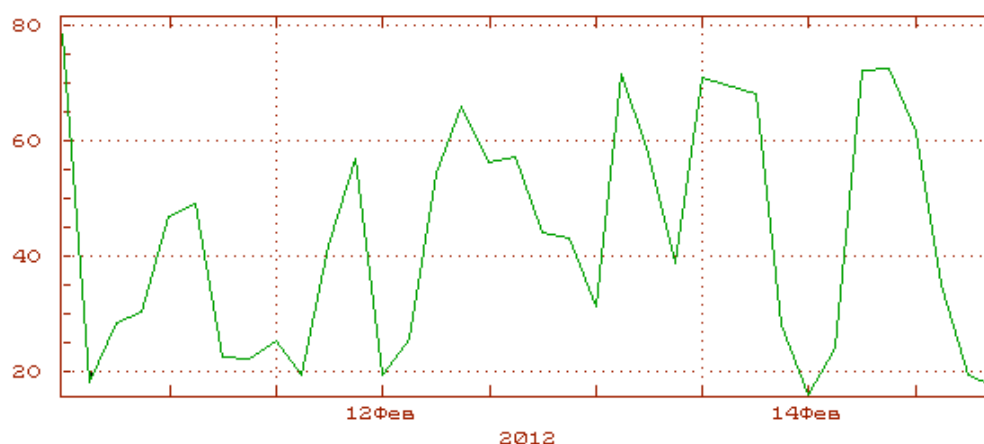


Рис. 1 – Изменчивость во времени осредненных по циклону объемов сконденсировавшейся влаги (усл. шкала).

Вывод. Феномен суточного хода энергии, получаемый тропическим циклоном от океана, позволяет дать объяснение часто фиксируемым ошибкам при прогнозе разрушений ураганов при выходе на сушу.

Литература:

1. Конкин В.В., Капочкин Б.Б., Кучеренко Н.В., Лисоводский В.В. Вихревые структуры с «глазом бури», вопросы формирования и классификации // Метеорологія, кліматологія та гідрологія, №48, 2004, сс.180-186.
2. В.В.Капочкин, N.V.Kucherenko, A.B.Капочкина \The theory of formation of a tropical cyclone. Geophysical Research Abstracts, 2007, Vol. 9.
3. В.В. Капочкин, N.V. Kucherenko, V.D. Dolia and A.B. Baadzhy \The theory of global tropical cyclogenesis, Geophysical Research Abstracts, 2009, Vol. 11.
4. Гладких І.І., Капочкін Б.Б., Кучеренко Н.В., Лісоводський В.В. Формування погодних умов в морських та прибережних районах // Монографія. - Одеса, 2007. -140С.
5. Михайлов В.И., Капочкина А.Б., Капочкин Б.Б. Взаимодействие в системе «литосфера - гидросфера» // Монография. – Одесса. – 2010. -156С.

ОСОБЕННОСТИ СТАТИСТИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА УРОВНЕ АТ-850 В ЗАПАДНОМ СЕКТОРЕ ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЯ

*А.Ю. Собченко, Е.П. Школьный проф, д.т.н.
Одесский государственный экологический университет*

Последнее десятилетие большое внимание уделяется изучению явления Эль-Ниньо Южное колебание. В ряде работ показано, что этот феномен оказывает влияние на развитие атмосферных процессов и формирование климатов не только в тропической зоне, но и в средних и высоких широтах обоих полушарий.

Было проведено детальное исследование статистической структуры полей температуры воздуха на уровне изобарической поверхности АТ-850 в западном секторе Южного полушария, и сделана попытка объяснить особенности этой структуры. С этой целью были использованы методы корреляционного и компонентного анализа многомерных полей. В качестве исходной информации использовались данные ре-анализа ERA-40.

Проведенные исследования показали, что характерной особенностью полей средних значений температуры и средних квадратических отклонений во все месяцы года на уровне АТ-850 является сдвиг в тропической зоне оси гребня тепла к западу от южной Америки и образование системы очагов низких и высоких значений изменчивости температуры. Очаг пониженной изменчивости температуры у берегов континента в тропической зоне, а также сдвиг в сторону океана оси области тепла можно объяснить влиянием пассатной инверсии, которая образуется у западных берегов континентов в тропических широтах. Область повышенной изменчивости температуры в тропической акватории Южного Тихого океана может быть объяснена наличием интенсивной влажной конвекции, стимулирующейся наличием контраста температур между зоной теплой поверхностной океанической воды и Чилийско-Перуанским холодным течением. Структура полей изменчивости температуры дает основания считать, что очаг образования волн Россби под действием явлений Эль-Ниньо Южное колебание, указанных в работе Петерсона и Уайта, целесообразно продлить в восточном направлении, по крайней мере, до 110°зд. Положение зон повышенной изменчивости, распространяющиеся от области высоких значений средних квадратических отклонений температуры воздуха, расположенных в акватории морей Беллинсгаузена, и Уэдделла, в северо-западном и северном направлении, а также структура полей корреляции, дают основание полагать, что они отражают траектории перемещения волн Россби от очага в тропической зоне к югу и юго-востоку, что

стимулирует циклоническую деятельность в Южном океане у побережья Антарктиды.

Компонентный анализ полей среднемесячных температур воздуха на уровне АТ-850 позволяет провести более детальный анализ статистической структуры этих полей, основных ее особенностей, определяющихся собственными значениями - дисперсиями ортогональных компонент полей и структурой полей собственных векторов. Расчеты показывают, что суммарная дисперсия полей температуры на поверхности АТ-850 в каждом из месяцев исчерпывается более чем на 60%, тремя собственными значениями. В годичном разрезе первое и второе собственные значения имеют характер периодических колебаний, причем в весенние месяцы они находятся в противофазе. Это означает, что формирование этих полей в этот период определяется как наиболее крупномасштабными процессами, развивающимися в исследуемом секторе, так и процессами меньшего масштаба – бароклинными волнами Россби. Это подтверждает и структура полей первого и второго собственных векторов в этот период времени.

Временные ряды первых трех главных компонент, полученные путем ортогонального преобразования полей температуры в базисе собственных векторов, сглаживались с помощью косинус-фильтра. Анализ сглаженных рядов показывает, что первой главной компоненте присущи хорошо выраженные квазидесятилетние колебания, на которые накладывается четырехлетняя периодичность. Эти осцилляции согласуются с осцилляциями, отмеченными во временном ряду параметра Эль-Ниньо Южное колебание. Временной ряд второй главной компоненты характеризуется наличием двух трендов. Первый из них имеет временную длительность с 1960 по 1980 год и отражает падение интенсивности колебаний на общем фоне незначительных осцилляций с периодом 4 года. Второй тренд имеет временную продолжительность с 1980 по 2002 год. Это тренд роста и общего увеличения интенсивности колебаний с 4-х летним периодом. Такая структура обусловлена, надо полагать, увеличением интенсивности генерации волн Россби, стимулирующей циклоническую деятельность в акваториях морей Беллинсгаузена и Уэдделла. Временной ряд третьей компоненты представляет собой упорядоченный осцилляционный процесс с наличием длинных волн периодом 8-9 лет.

Представленные результаты отражают взаимосвязь явления Эль-Ниньо Южное колебание с крупномасштабными процессами, формирующими структуры полей температуры на уровне АТ-850 в западном секторе Южного полушария.

ИССЛЕДОВАНИЕ ТИПОВ ЛЕТНЕГО СЕЗОНА ГОДА ДЛЯ РЕКРЕАЦИОННЫХ ЦЕЛЕЙ НА ЮГО-ЗАПАДЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

*А.С. Сорока, Л.Б. Филандышева, канд. геогр. наук, доц.
Томский государственный университет*

Летний сезон в условиях умеренного климата, где четко обозначены все четыре климатических сезона, является главным временем года для осуществления туристской и рекреационной деятельности.

Исследования структурных особенностей летнего сезона в связи с рекреационной деятельностью нами проведено на основе данных о временных границах двух метеостанций, расположенных на юго-западе Западно-Сибирской равнины (ЗСР) – ст. Леуши (южная тайга) и ст. Омск (лесостепь). Для них на основе комплексно - генетического метода ранее была установлена и обоснована структура летнего сезона, как в среднем многолетнем выводе (т.е. зональные модели сезонных ритмов), так и за каждый год с 1936 по 2006 гг.

Средняя многолетняя структура летнего сезона в пределах ЗСР равнины трёхфазная, она включает в себя следующие фазы: «умеренно-прохладное лето» (1 ф), «умеренно-теплое лето» (2 ф) и «спад лета» (3 ф). Для их разграничения взяты следующие значения средней суточной температуры воздуха и упругости водяного пара. Начало фазы «умеренно-прохладное лето» происходит при переходе этих показателей, соответственно через 10,0°С и 7гПа на ветви подъема их значений. Вторая фаза лета охватывает время с температурами устойчиво превышающими 15,0° С и влажностью равной или больше 9-10 гПа. Конец фазы «спад лета» совпадает с устойчивым переходом этих показателей через 10,0° С и 8гПа на ветви их спада. Указанные критерии начала (конца) структурных единиц летнего сезона нами были установлены и обоснованы на основе анализа графиков комплексного климатического режима [1].

Анализ временных границ летнего сезона и его структурных единиц за 70 лет показал на их большую изменчивость при движении с севера на юг. Так, в южной тайге лето начинается почти на две недели позже (23 мая), чем в лесостепи (8-10 мая). Конец сезона на севере регионов наступает 11 сентября и только через 7 дней в лесостепи (17-18 сентября). Продолжительность лета изменяется по территории от 113 дней на севере до 131- 134 дней, что составляет, примерно, 31-36% от длительности года.

Центральная фаза лета («умеренно-теплое лето») в южной тайге занимает 58 дней годового цикла (16%), а южнее она значительно продолжительнее - 71-84 дней (19-24% от длительности годового цикла). Раньше эта фаза начинается в лесостепи – 2 июня, тогда как в южной

тайге – 15 июня. Даты конца фазы «умеренно-теплое лето» по территории колеблются в пределах 13-26 августа.

В ходе исследований было выявлено пять различных по структуре типов летних сезонов, отличающихся по сочетанию фаз. Их повторяемость представлена в таблице, из которой следует, что чаще всего за период с 1936 по 2006гг. отмечались годы с трёхфазной структурой летнего сезона – в 72,5% случаев в лесостепи и 67% - в южной тайге.

Таблица 1 – Повторяемость (%) типов структуры летнего сезона года на юго-западе Западно-Сибирской равнины за период с 1936 по 2006 гг.

Станции	3ф	2ф без:			1ф без 1 и 3
		1	2	3	
Южная тайга	67%	23%	4%	6%	0
Лесостепь	72,5%	17%	0	9%	1,5%

Следующими по повторяемости идут двухфазные по структуре типы лета без фазы «умеренно-прохладное лето». Данный тип структуры, как правило, бывает в годы, когда последняя фаза весеннего сезона заканчивается значительно позднее средней многолетней даты и переход через 10,0°С и 15,0° С осуществляется практически одновременно (с разницей 1-2 дня), то есть после затяжной весны достаточно быстро происходит переход к фазе «умеренно-теплое лето». Реже встречались случаи, когда фаза «умеренно-прохладное лето» выпадала в связи с ранним наступлением тепла (при нормальных сроках окончания весны, начало летнего сезона знаменовалось сразу устойчивым переходом среднесуточной температуры воздуха выше 15,0°С).

Двухфазные типы лета без фазы «спад лета» стоят на третьем месте с повторяемостью 6-9%. Подобное связано с поздним концом фазы «умеренно-теплое лето» и ранним началом осеннего сезона, когда переход через 15,0°С и 10,0°С на спаде температур происходит практически одновременно и в таком случае фаза «спад лета» выпадает.

Остальные типы лета, а именно однофазный тип структуры без первой и третьей фаз и двухфазный тип без второй фазы наблюдались не на всех станциях.

Каждый из выделенных типов летних сезонов имеет свои отличительные особенности климатического режима, которые следует учитывать при проведении рекреационных мероприятий, что, в свою очередь, подчеркивает актуальность исследования естественной сезонной ритмики климата при оценке рекреационного потенциала территорий.

Литература:

1. Филандышева Л.Б., Окишева Л.Н. Сезонные ритмы природы Западно-Сибирской равнины.-Томск: Изд-во «Пеленг», 2002. – 404 с.

ПРИМЕНЕНИЕ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ NOAA/AVHRR ДЛЯ МОНИТОРИНГА СНЕГОТАЯНИЯ В КАЗАХСТАНЕ

С.С. Сулейменова, А.М. Кауазов, к.г.н.

Казахский Национальный университет имени аль-Фараби

Снежный покров играет огромную роль в формировании климата территории, водных ресурсов и гидрологического режима рек и озер. Данные о продолжительности залегания, высоте и водности снежного покрова позволяют оценить влагосодержание почв, что необходимо для регулирования сроков полевых работ и прогноза урожайности. Таким образом, исследование снежного покрова является одной из актуальнейших проблем современной гидрометеорологии.

Проведение измерений характеристик снежного покрова района традиционными методами, основанными на наземных измерениях - не позволяет оценить пространственное распределение снежного покрова. Вместе с тем, в последние годы большим достижением в области исследования снежного покрова стало применение методов дистанционного зондирования. В работе предложена методика мониторинга снеготаяния на основе анализа космических снимков NOAA.

Физической основой распознавания снежного покрова является его высокая отражательная способность в видимом диапазоне и низкая излучательная способность в ИК-диапазоне, а также рост рассеивающих свойств сухого снега по мере снижения длины волны микроволнового излучения при радиометрических измерениях [1].

Для выделения снега как правило используются общепринятые индексы, например NDSI, для AVHRR NOAA $NDSI = (b1+b3)/(b1-b3)$, где $b1$ и $b3$ – значения интенсивности излучения в каналах 1 и 3 радиометра NOAA/AVHRR. Применение NDSI с достаточной степенью надежности позволяют выявить границы сезонного снежного покрова.

Основной задачей работы является отслеживание динамики схода снежного покрова по спутниковым снимкам. В работе были использованы данные NOAA с 15 февраля по 15 апреля 2011 года.

Ежедневное выделение маски снежного покрова позволило, последовательно наложив их, создать картосхему динамики схода снежного покрова в 2011 году -рисунок 1.

На спутниковых снимках ежедневно определялась граница снежного покрова и выделялась определенным для этого дня цветом. Выделенные области последовательно накладывались в виде слоев за весь период снеготаяния.

Распределение снежного покрова на территории Казахстана показало, что в общем, характеристики залегания снежного покрова типичны для степных территорий. Увеличение мощности снежного покрова как правило

наблюдается на местных повышениях рельефа, преимущественно на склонах западных экспозиций.

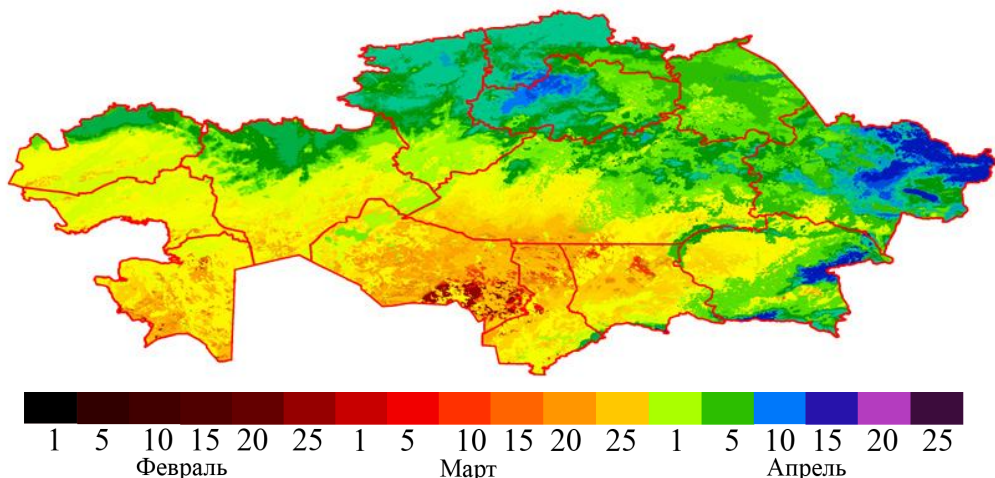


Рис. 1 – Динамика схода снежного покрова в 2011 году

Данный факт обусловлен не только преобладанием вторжения влагоносных воздушных потоков с западной части горизонта, но и дополнительным отложением снега метелями на тех же склонах, так как в целом преобладают метелевые ветры западных направлений. Однако в условиях степной сильно расчлененной местности, в связи с переносом снега с открытых ровных и возвышенных пространств, а также с наветренных склонов долин, влияние отдельных повышений местности в значительной мере сглаживается. Здесь изменение мощности снежного покрова в первую очередь зависит от микрорельефа и особенно от эрозионного расчленения водосборов [2].

Особенностью залегания снежного покрова за рассмотренный период является, нетипичное повсеместное его залегание по всей территории Казахстана так как южные области зачастую свободны от снега.

Вывод

Анализ результатов космического мониторинга схода снежного покрова в Казахстане и распределения снежного покрова по данным Национального Атласа Республики Казахстан [3] показывает, что в 2011 году снежный покров залегал не типично - по всей территории Казахстана, в остальном сход снежного покрова был типичен для исследуемой территории и даты схода снежного покрова лежали в пределах нормы.

Литература:

- 1 Снег: справочник / Под ред. Д.М. Грея, Д.Х. Мейла /Пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 751 с.
- 2 Кауазов А.М. Возможность определения дат схода снежного покрова в Северном Казахстане по спутниковым данным NOAA/AVHRR // Вестник КазНУ. Серия географическая. –2010. –№1. –С. 95-99.
- 3 Республика Казахстан. Природные условия и ресурсы / Под. ред. Н.А. Искакова, А.Р. Медеу. – Алматы, 2006. – Т. 1. - С. 232.

ОЦЕНКА КОМФОРТНОСТИ КЛИМАТА ГОРОДОВ БЕЛОРУСИ ДО 2020 ГОДА

*И.А. Телеш, А.Н. Витченко, д. геогр. н., проф.,
Белорусский государственный университет*

В XXI веке проблема изменения климата привлекла к себе внимание всего мирового сообщества и побудила рассматривать климат как важнейший природный ресурс, пространственно-временные вариации которого имеют серьезные социально-экономические и политические последствия, определяющие благосостояние государств мира. В связи с этим исследование комфортности климатических условий городов является актуальным и имеет фундаментальное и прикладное значение, является составной частью комплексной оценки геоэкологического потенциала среды жизнедеятельности населения урбанизированных территорий. Анализ метеорологических процессов и явлений, их пространственно-временной динамики позволяет проследить изменение климатических условий городов в результате естественного развития и антропогенной трансформации географической среды, дать поэлементную и комплексную оценку их воздействия на человека.

В работе рассмотрен прогнозный сценарий изменения комфортности климата городов Беларуси на период до 2020 года.

Прогнозный сценарий основан на изучении тенденций изменения эколого-климатических показателей за 1984-2008 гг. Двенадцатилетний лаг прогноза обусловлен небольшим периодом выборки исходной информации. При анализе исходной выборки ЭКП выполнялась процедура проверки «выбросов», далее определялись уравнения регрессии изменения ЭКП, вычислялись среднеквадратичные отклонения и доверительные интервалы, рассчитывались прогнозные значения ЭКП. При определении уравнений регрессии изменения ЭКП были выполнены расчеты для линейной и экспоненциальной регрессионной модели изменения ЭКП. В ходе исследований определены возможные вариации каждого ЭКП и интегрального показателя комфортности климата городов. Согласно разработанному прогнозному сценарию в 2020 г. во всех крупных городах Беларуси предполагается повышение уровня комфортности климатических условий (таблица 2).

Интегральный показатель комфортности климата, по сравнению со средними значениями $K_{\text{иПКК}}$ за 1984 – 2008 гг. увеличится от 0,56 в Могилеве до 1,22 в Минске. Наиболее высокие абсолютные значения $K_{\text{иПКК}}$, соответствующие комфортным климатическим условиям, ожидаются в Бресте (4,48), Минске (4,41) и Гомеле (4,1), несколько меньше $K_{\text{иПКК}}$, отвечающие умеренно комфортным климатическим условиям, в Витебске (3,73), Гродно (3,25) и минимальные $K_{\text{иПКК}}$, характерные мало комфортным климатическим условиям, в Могилеве (2,94).

Таблица 2 – Изменение интегрального показателя комфортности климата ($K_{ипкк}$) в городах Беларуси согласно прогнозируемому сценарию на 2020 г., отн. ед.

Город	Уравнение регрессии	Среднеквадратичное отклонение, σ	Доверительный интервал при $p (\alpha = 0,05)$	Средний $K_{ипкк}$ за 1984-2008	$K_{ипкк}$ в 2020
Брест	$y = 0,033x + 3,23$	0,43	$\pm 0,17$	3,66	4,48
Витебск	$y = 0,045x + 2,03$	0,45	$\pm 0,17$	2,62	3,73
Гомель	$y = 0,034x + 2,85$	0,52	$\pm 0,21$	3,29	4,1
Гродно	$y = 0,025x + 2,31$	0,44	$\pm 0,17$	2,64	3,25
Минск	$y = 0,05x + 2,54$	0,53	$\pm 0,21$	3,19	4,41
Могилев	$y = 0,023x + 2,08$	0,38	$\pm 0,15$	2,38	2,94

Анализ средних значений $K_{ипкк}$ по городам Беларуси за пятилетние периоды (рисунок 1, 2), также указывает на устойчивую динамику улучшения комфортности климатических условий в городах страны в течение 1984-2008 гг. и далее до 2020 г.

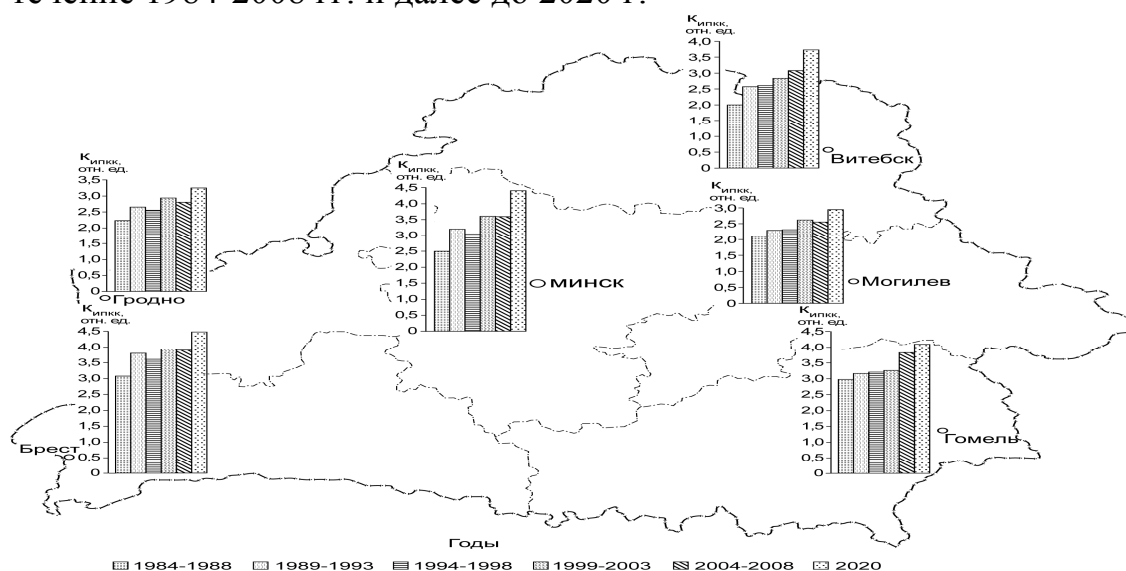


Рис. 1 – Динамика интегрального показателя комфортности климата ($K_{ипкк}$) в разрезе городов Беларуси.

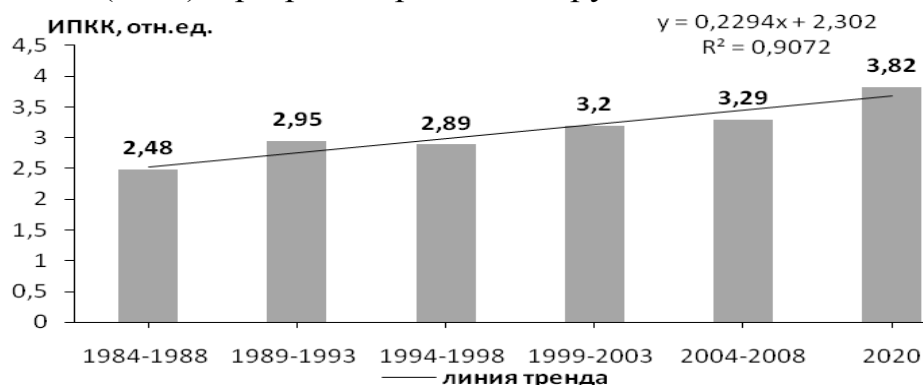


Рис. 2 – Динамика средних значений интегрального показателя комфортности климата ($K_{ипкк}$) городов Беларуси.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ НАБЛЮДЕНИЙ АВТОМАТИЧЕСКОЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ ИССЫК СО СТАНДАРТНЫМИ НАБЛЮДЕНИЯМИ

*М.О. Турсумбаева, В.С. Чередниченко, д.г.н., профессор.
Казахский национальный университет имени аль-Фараби.*

В связи с возрастающими потребностями в легкодоступной информации о погодных условиях, в последние годы на смену традиционным метеорологическим приборам приходят автоматические метеостанции. Современные автоматические метеостанции могут измерять метеорологические величины с гораздо более высокой временной частотой и без участия наблюдателя. Особенно актуально использование АМС для определения параметров окружающей среды в удаленных точках.

Несмотря на очевидные преимущества АМС, необходимо помнить о репрезентативности наблюдений, поскольку данные должны соответствовать требованиям точности, установленным ВМО [1].

Установка автоматической метеорологической станции AMS111 в г.Иссык, в Алматинской области, в ноябре 2008 года послужило поводом для такого вопроса, как сможет ли она полностью заменить существующую стандартную метеорологическую станцию МС. Таким образом, данная работа была посвящена изучению погрешностей и целесообразности использования AMS111.

Проверка АМС проводилась путем сравнения с данными традиционной метеостанции г. Иссык. В течение длительного периода (с 2009 по 2012 год) выполнялись синхронные наблюдения по АМС и по эталонным приборам. Работа была произведена по следующим метеорологическим параметрам: температура воздуха, влажность и скорость ветра.

В основе анализа лежит изменение отклонения величины Δ , которая определяется как разность значений, полученной на МС, от значения этой же величины на АМС ($\Delta = \text{МС} - \text{АМС}$). Например, если производитель AMS111 гарантирует измерение температуры воздуха с погрешностью $\pm 0,3^\circ \text{C}$, то на самом деле, картина выглядит следующим образом.

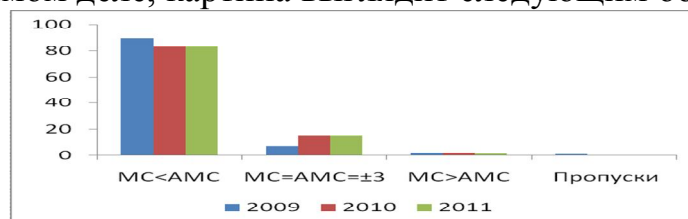


Рис. 1 – Распределение значений АМС и МС.

По результатам рисунка 1, данных оказалось, что допустимая погрешность в пределах $\pm 0,3^\circ \text{C}$ составляет лишь малую часть от всех случаев и равна 15 %. В большинстве случаев (80%) автоматизированная

метеорологическая станция будет завышать показания более, чем на $0,3^{\circ}\text{C}$. Количество случаев, когда АМС показывала меньшие результаты составило 2%. Таким же образом были проанализированы значения влажности воздуха и скорости ветра. В область допустимых значений при определении ветра попали только 60 % всех случаев, а при определении влажности воздуха 57% из них.

Также было рассмотрено, как ведет себя погрешность температуры воздуха между МС и АМС в течение суток.

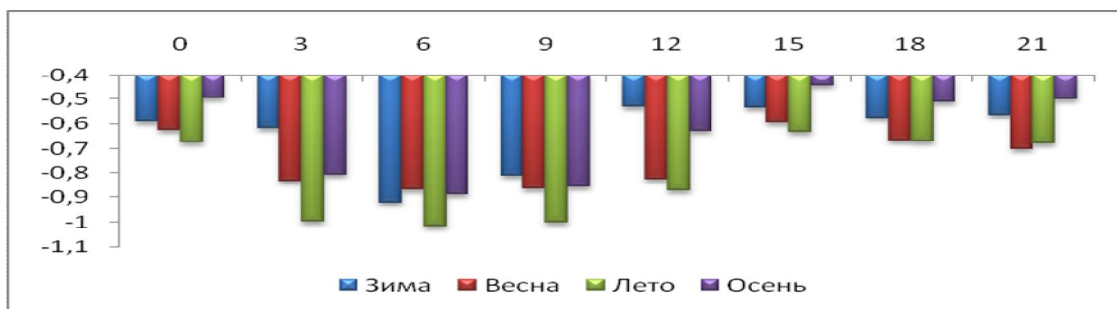


Рис. 2 – Годовое распределение погрешностей

Рисунок показывает, что во все сезоны года наблюдается идентичное изменение погрешностей в суточном ходе. Самые максимальные по значению погрешности прослеживаются в дневное время суток, в темное же время суток погрешности уменьшаются. В годовом ходе резко выделяются особо высокими значениями погрешности летний период года (погрешность может в среднем доходить до $1,0^{\circ}\text{C}$). Была обнаружена прямая пропорциональность между величиной Δ и значением температуры воздуха и ненадежность термоизоляционной защиты.

Погрешности при определении влажности воздуха также максимальны в дневное время, что говорит о влиянии температуры воздуха на показания датчиков. В случае со скоростью ветра было обнаружено, что погрешность будет выше при скорости ветра менее 1 м/с и более 8 м/с.

Таким образом, установлено, что АМС определяет температуру воздуха, влажность и скорость ветра с большой долей погрешностей, которые превышают допустимые значения. Самые максимальные погрешности при определении влажности и температуры воздуха наблюдаются в дневные сроки, а большие погрешности при определении скорости ветра связаны со скоростями меньше 1 м/с или же выше 8 м/с.

Литература:

1. Торопов П.А., Терентьев Б.А., Гидрометеорологический мониторинг в системах ООПТ Алтае - Саянского экорегиона//Методическое пособие. – Москва, 2011 г. - 132с.

МОНИТОРИНГ ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ (ФЕНОМЕН EL NIÑO)

*П.А. Чибисов, Н.В. Цимбалюк, А.А. Левченко, Н.В. Кучеренко, к.г.н.
Одесская национальная академия связи имени А.С. Попова,
Одесский государственный экологический университет*

Всемирная метеорологическая организация (ВМО) уделяет большое внимание проблеме долгосрочного прогнозирования динамики стихийных бедствий на основе мониторинга всевозможных прогностических признаков, в частности феноменов Эль-Ниньо и Ла Ниньо. Рассмотрена типичная для феномена Ла-Ниньо чрезвычайная ситуация - наводнение в Таиланде в октябре 2011 г., в результате которого погибло более 700 человек, а ущерб превысил годовой национальный продукт. Ливневые осадки в регионе изучались по данным спутниковой радиолокации (проект TRMM) и данным гидрометстанций. Установлено, что в сентябре и октябре объемы осадков были существенно ниже нормы. Отрицательная аномалия осадков перед и во время катастрофического наводнения согласуется с эффектом ослабления Ла-Ниньо в мае-октябре 2011 г.

В дальнейшем Ла-Ниньо усилилось, в результате чего в Таиланде следовало ожидать весенний максимум осадков (до 250 мм/мес.). Вместо этого Таиланд охватила необычная по длительности засуха (42 провинции объявлены зоной бедствия). Анализ спутниковой информации показал, что 5-10 апреля 2012 г. в экваториальной зоне Малазийского региона, охваченного засухой, возникла аномальная ситуация - облачность практически не образовывалась. В то же время в районе экваториальной зоны Колумбии (противоположная сторона Земли), охваченной катастрофическим наводнением (в 267 городах разрушено 12077 домов), в указанные даты формировалась аномальная по площади кучево-дождевая облачность. Показано, что нетипичные экстраординарные различия погодных условий в Таиланде и Колумбии согласуются во времени с аномалиями ротационного режима и экстремальными проявлениями сейсмической активности в Таиланде, обычно согласующимися с региональными аномалиями гравитационного поля Земли.

В результате исследования феномена прерванного в 2011 г. Ла-Ниньо было обнаружено, что отрицательные аномалии температуры морской поверхности могут проявляться в виде вихревых структур размерами порядка до 1 000 км, которые передвигаются вдоль экватора (рис. 1).

Скорости их поступательного движения составляют в среднем 30-50 км в сутки. Указанный эффект может быть связан с процессом ослабления пассатов и выходом на поверхность экваториального противотечения. Для изучения феномена прерванного Ла-Ниньо были использованы расчетные данные вертикальной скорости подъема вод на горизонте 50 м.

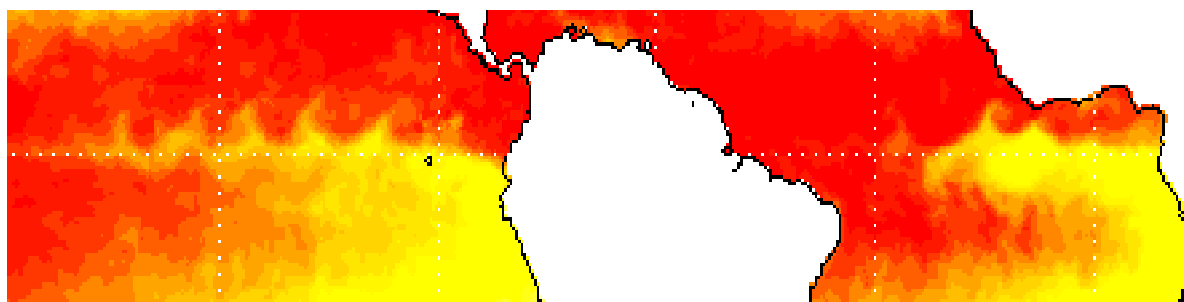


Рис.1 – Пример проявления вихревых структур в экваториальной зоне.

Выполнена оцифровка протяженности зоны экваториального апвеллинга в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах за 2011 - 2012 гг. В результате обработки данных о структуре проявления процессов в экваториальной зоне (формирование системы ячейки апвеллинг-даунвеллинг, аналога ячейки Гадлея в атмосфере) установлено наличие аналогичных закономерностей. Методами узкополосной фильтрации временных рядов выделены двухнедельные гармоники изменчивости угловой скорости вращения Земли и интенсивности экваториального апвеллинга в океанах отдельно, и в целом - по всему Мировому океану. Установлено, что влияние циклических ротационных эффектов с периодом 14 суток на процессы в экваториальной зоне проявляются с задержкой около 3-4 суток. При увеличении угловой скорости вращения Земли увеличивается и интенсивность экваториального апвеллинга.

Выводы. Сделана попытка исследования наличия взаимосвязи феноменов Эль-Ниньо и Ла-Ниньо со стихийными бедствиями в экваториальной зоне. Показано, что изменения температуры воды в экваториальной зоне и интенсивности вертикальных движений (апвеллинги, даунвеллинги) могут формироваться ротационными эффектами. Впервые показано, что феномен прерванного Ла-Ниньо может сопровождаться завихрениями в экваториальной зоне диаметром до 1000 км. Установлено, вихреподобные структуры перемещаются со скоростью 30-50 км в сутки и могут системно менять направление смещения.

Литература:

1. В. Капочкин, V. Mikhaylov, N. Kuchrenko and A. Malyshev The reasons of climatic changes named El-Nino. / Geophysical research Abstracts - Vol.12, EGU2010 -6292-1, 2010.
2. В.И. Михайлов, Н.В. Кучеренко, А.И. Малышев, Б.Б. Капочкин Мониторинг изменчивости экваториального апвеллинга для проблем диагноза и прогноза глобальных изменений // Системы контроля окружающей среды. -2010. – Вып. 14. С. 260 – 262.

АНАЛІЗ ПОЛІВ ЛЬОДОВИТОСТІ МОРСЬКОГО ЛЬОДУ АНТАРКТИЧНОГО БАСЕЙНУ

*С.А. Чехоцький маг., Т.Є. Данова, к.г.н., доц.
Одеський державний екологічний університет*

В роботі аналізуються дані середньомісячні значення сумарної згуртованості морського льоду Південного і Північного півкуль з 1972 по 2010 рік. Вихідні дані сумарної згуртованості представлені у вигляді сітки з поділом в один градус. Дані згуртованості морського льоду отримані за допомогою супутників Nimbus-7 SMMR (Arctic Sea Ice Concentrations or DMSP S) SM / I.

Період років 1980-2009рр., який представляє сучасний стан морського льоду в Антарктичному басейні можна характеризувати як період зі збільшенням концентрації морського льоду, який характеризує доданий лінійний тренд, що дозволяє визначити стійку тенденцію зростання льодовитості морського льоду Південної півкулі за період 1981-2009рр. на 10%. Виняток становить період 1973-1980рр., Тут в 1973, 1974 і 1975 роках спостерігаються максимальні сумарні значення згуртованості морського льоду Південної півкулі за весь період супутникових спостережень (29231,63; 27718,55 і 26685,69 відповідно).

Проведені розрахунки статистичних характеристик згуртованості морського льоду Південних морів виявили: найбільша амплітуда згуртованості морського льоду фіксується в 1992 – 2001рр.; переважає лівостороння асиметрія; розрахунки коефіцієнту ексцесу показали переважання витягнутої кривої розподілу, що є показником змін згуртованості в вузькому діапазоні на протязі всього дослідженого періоду років; у кожному десятилітті отримані максимальні негативні значення коефіцієнта асиметрії характеризують зменшення сумарної згуртованості морського льоду в літні місяці або в кінці зими; для всього періоду дослідження коефіцієнт асиметрії має позитивні значення, що свідчить про збільшення сумарної згуртованості морського льоду; практично у кожному десятилітті максимальні негативні значення коефіцієнта ексцесу припадають на місяці з негативними значеннями коефіцієнта асиметрії і свідчать про великий інтервалі значень, в якому змінюється згуртованість морського льоду в ці місяці. Для всього періоду дослідження крива розподілу є витягнутою, особливо взимку, коли коефіцієнта ексцесу набуває найбільші значення, що свідчить про малу мінливості досліджуваного параметра.

Далі був проведений взаємний спектральний аналіз між сумарною згуртованістю морського льоду південної півкулі та деякими показниками кліматичної активності, а саме: індексом Північно-Атлантичного Коливання (ПАК), явищем Ель-Ніньо - Південне коливання (ЕНЮК);

Тихоокеанським декадним коливанням (СТДК) або в англійській транскрипції "Pacific Decadal Oscillation" (PDO); Антарктичним коливанням (ААО). Проведений взаємний спектральний аналіз між сумарною згуртованістю морського льоду Південної півкулі, Північної півкулі і основними кліматичними індексами виявив тісний взаємозв'язок досліджуваних процесів з 90% ймовірністю.

Використання компонентного аналізу дозволило визначити головні компоненти. Як показав аналіз отриманих результатів, для дослідженого поля загальної згуртованості морського льоду Антарктики величини перших двох власних значень вичерпують 68% сумарної дисперсії поля. Графік першої головної компоненти середньорічних значень згуртованості морського льоду Південних морів, яка характеризує великомасштабні процеси, показав, що динаміка процесів, яка спостерігається та трендова компонента представлені зростанням значень, що добре збігається зі зростанням згуртованості морського льоду Антарктики.

Діаметрально відрізняється графік другої головної компоненти, яка описує вплив явища, на зміни згуртованості морського льоду Антарктики з вираженою від'ємною трендовою компонентою.

Поле першого власного вектора, характеризується зонами максимальних значень, які знаходяться в районі шельфових льодовиків: море Уедделла, море Роса, а також море Амундсена, що характерно для районів з максимальною згуртованістю льодів. Відповідно, зони мінімальних значень характеризуються райони з мінімальною згуртованістю льодів – це західне узбережжя Антарктичного материка та район території морів Лазарева та Рісер-Ларсена, які характеризуються мінімальною кількістю морського льоду.

Поле другого власного вектора чітко відображає циркуляцію океану та перенос вод в Південних морях. Воно характеризується більш складною структурою. Відомо, що в Антарктиці циркумполярна зональність проявляється у всьому: циркуляційних процесах, режимі опадів, вологості повітря, хмарності, вітровому режимі, в особливостях сніжного покриву, в загальних гляціальних і гідрологічних процесах.

Антарктичний лід поблизу материка дрейфують переважно на захід. Частка льоду, відхиляється на північ під впливом уступів берегової зони, попадає в Антарктичну кругову течію.

Поле третього власного вектора чітко відображує ще більш дрібну структуру. Так, в морях Уедделла и Роса добре виражена внутрішня циркуляція, о чом свідчать зони з протилежними знаками. Крім того, поле третього власного вектора дозволило виявити у середньорічному полі льоду моря Уедделла зону вільну від льоду, яка виражена у вигляді розрідженого льоду 35-45% згуртованості в районі між 60-65⁰ пд.ш. 0-20⁰ сх.д.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СЕЗОННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕТРОВОГО РЕЖИМА НА ТЕРРИТОРИИ ОДЕССКОЙ ОБЛАСТИ

*А.А. Шидловская, аспирант, А.В. Холопцев, доц., канд. геогр. наук
Севастопольский национальный технический университет*

Ветер является одним из перспективных экологически чистых и практически неисчерпаемых энергетических ресурсов, который все шире используется человечеством. Он также является одним из главных факторов, вызывающий ежегодно во многих регионах мира чрезвычайные ситуации метеорологического характера. Поэтому определение современных тенденций изменения их ветрового режима является актуальной проблемой физической географии, экологической безопасности, охраны окружающей среды, а также энергетики.

Решение этой проблемы вызывает наибольший интерес в регионах, где сохранились разнообразные природные ландшафты, а развитие их экономики лимитируется ограниченностью имеющихся традиционных энергоресурсов, к которым относятся и некоторые регионы Южной Украины. Принято считать, что одним из перспективных направлений дальнейшего экологически безопасного развития подобных регионов является обеспечение потребностей их экономики путем создания в них ветровых электростанций.

Существенный интерес вызывают также тенденции изменений в них максимальных среднесуточных значений скорости ветра, которые определяют степень его опасности, как фактора, что приводит к чрезвычайным ситуациям.

К регионам Украины, где анализ современных тенденций изменения указанных характеристик ветрового режима имеет большое практическое значение, принадлежит Одесская область.

Вместе с тем, их особенности, которые наблюдались здесь в период современного потепления климата, исследованы недостаточно.

Потому в качестве объекта исследования выбран ветровой режим на территории указанного региона Украины.

Предметом исследования являлись тенденции изменения среднемесячных и максимальных среднесуточных значений скорости ветра, наблюдаемых здесь в период современного потепления климата.

Цель работы - определение особенностей их динамики, имевшей место в период с 1973 по 2010 гг. Для ее достижения было осуществлено сравнение тенденций изменения обеих характеристик ветрового режима на территории Одесской области, которые были оценены за периоды с 1973 по 1984 гг., с 1985 по 1997 гг. и с 1998 по 2010 гг.

Установлено:

1. За период с 1973 по 1984 гг., с 1985 по 1997 гг. и с 1998 по 2010 гг. на территории Одесской области преобладали тенденции к уменьшению максимальных среднесуточных скоростей ветра. Наибольшее их снижение наблюдалось в ноябре - декабре. Это свидетельствует об уменьшении риска возникновения здесь опасных явлений природы, обусловленных воздействием ветра.

2. За период с 1973 по 1984 гг., с 1985 по 1997 гг. и с 1998 по 2010 гг. на территории Одесской области наблюдались тенденции к уменьшению среднемесячных скоростей ветра, что вызывает сомнения в перспективности развития здесь ветроэнергетики.

3. Полученные результаты соответствуют современным представлениям о закономерностях изменения ветрового режима над территорией Украины в последней четверти XX века.

СЕКЦІЯ № 4
ОКЕАНОЛОГІЯ ТА ГІДРОГРАФІЯ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ И ДИНАМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВИХРЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ С ПОМОЩЬЮ СПУТНИКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

*К.Г. Евграфова, В.И. Сычев зав.кафедрой ЮНЕСКО дистанционного зондирования и моделирования в океанографии, доцент
Российский государственный гидрометеорологический университет*

Океанические вихри позволяют отслеживать распространение нефтяных загрязнений и их эволюцию, концентрацию фитопланктона, и следить за антропогенным воздействием в целом. Для анализа вихревых структур были использованы изображения, полученные радиометрами MODIS Aqua/Terra, TM Landsat 5, ASAR (доступ к снимкам свободный), обеспечивающими съемку поверхности с различным пространственным и спектральным разрешением. Снимки обрабатывались с использованием программного комплекса ЮНЕСКО Bilko и программного обеспечения ScanMagic®, которые предназначены для просмотра, анализа и обработки спутниковых изображений. Снимки в разных диапазонах содержат дополнительную информацию, что позволяет проводить более детальный анализ в зависимости от поставленной задачи. На основе изображений в видимом и инфракрасном диапазонах хорошо отслеживаются элементы нестационарной динамики, такие как спиралевидные вихри, прибрежные вихри, грибовидные течения и объединенные вихри.

Определялись также механизмы проявления вихревых структур и их характерный масштаб. В ходе анализа показано, что в зонах конвергенции наблюдается повышенная концентрация веществ. Ширина зоны концентрации зависит от размеров вихревых образований и прозрачности воды, отличается белым цветом, что объясняется более ярким отражением. Через вихри были построены профили яркости излучения на различных длинах волн.

Таким образом, используя спутниковые снимки в целях исследования вихрей, показано, что можно следить за динамикой морской поверхности, объяснять ее физические свойства, определять зоны повышенной концентрации загрязняющих веществ, причины их возникновения, а также их эволюцию посредством переноса за счет вихревых движений.

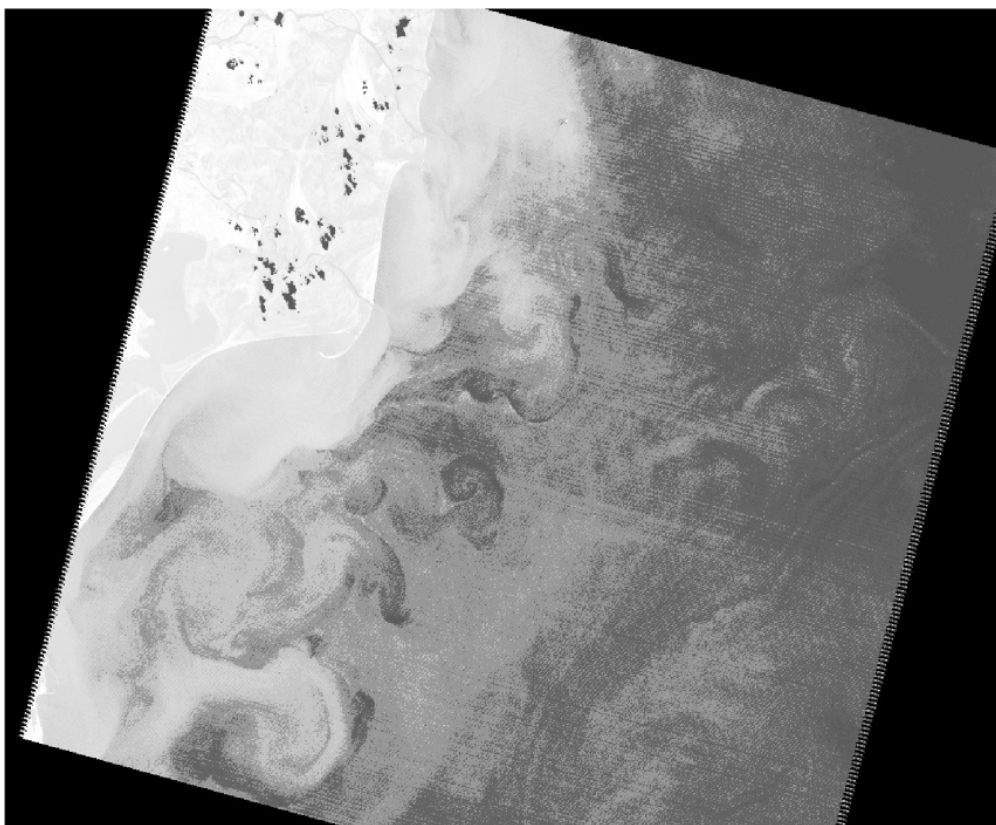


Рис. 1 – Идентификация вихрей в прибрежной зоне западной части Черного моря, Landsat 5/TM 7.06.11.

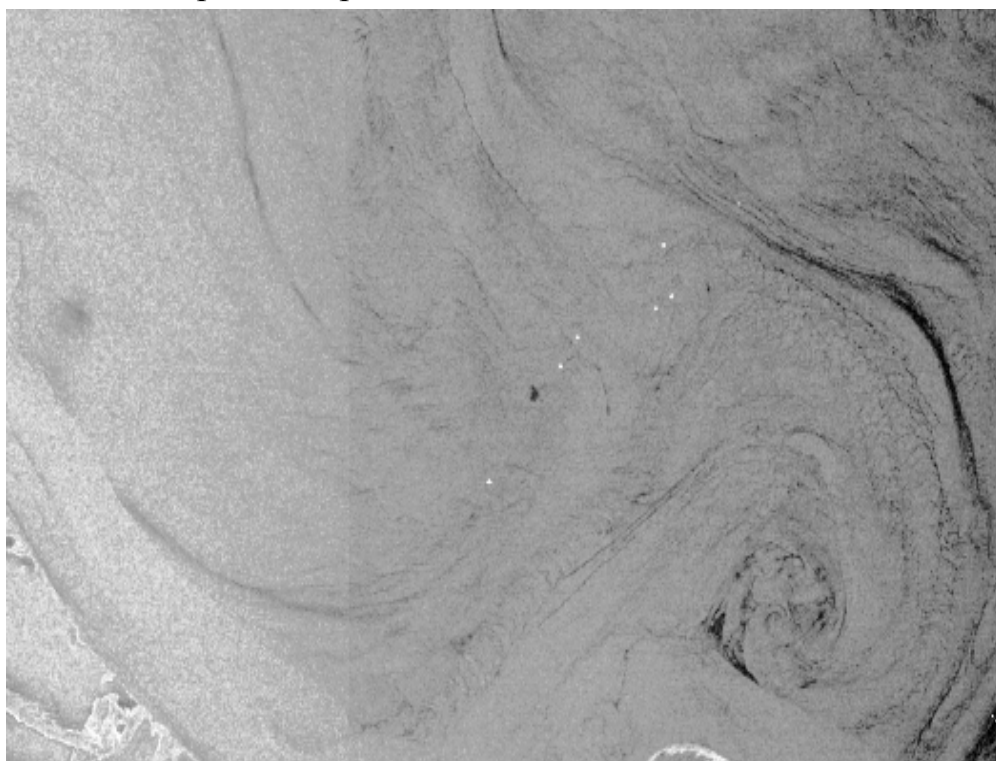


Рис. 2 – Фрагмент РЛИ изображения от 17.07.2011г., на котором идентифицируется антициклонический вихрь диаметром около 20 км.

ОБРАБОТКА ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ В ИЮЛЕ 2000 ГОДА НА ОСНОВЕ АССИМИЛЯЦИИ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ МГИ НАНУ

*Н.А. Евстигнеева, С.Г. Демьшев, д. физ.-мат. н., вед. науч. сотрудник
Морской гидрофизический институт НАН Украины*

Морские подразделения гидрометеорологической службы Украины осуществляют постоянный мониторинг состояния морских вод. Научно-исследовательские суда, принадлежащие им, выполняют регулярные экспедиционные наблюдения в прибрежной зоне Черного моря. Однако до настоящего времени обработка данных съемок с помощью гидротермодинамических моделей еще не проводилась.

Важность данного исследования заключается в возможности эффективно использовать результаты измерений, восстанавливая полную картину циркуляции в области съемки, и получать близкую к реальности картину изменчивости полей температуры и солёности.

В качестве объекта исследования выбрана прибрежная зона Южного берега Крыма (ЮБК) (рис. 1), которая имеет важное народнохозяйственное значение для Украины. Среди всех данных наблюдений, имеющих в банке данных Морского гидрофизического института (МГИ) за период с 2000 по 2009 гг., для исследования были выбрана гидрологическая съемка, которая была наиболее всего обеспечена данными по температуре и солёности и где наблюдалась значительная мезо и субмезомасштабная изменчивость (июль 2000 г.).

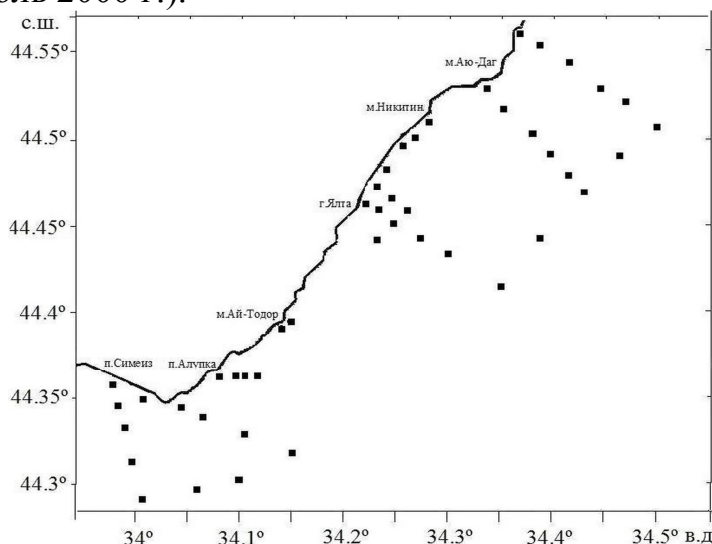


Рис. 1 – Месторасположение океанографических станций, выполненных на НИС "Нептун" в прибрежном районе ЮБК в июле 2000 г.

На основе гидродинамической модели МГИ НАНУ, адаптированной к условиям прибрежной зоны ЮБК, с усвоением данных наблюдений температуры и солёности, при учете реального атмосферного воздействия рассчитаны поля уровня, течений, температуры, солёности с пространственным разрешением 350×350 м по горизонтали и 38 горизонтов по вертикали в период с 11 по 15 июля 2000 г.

Показано, что изменение метеоусловий приводит к качественным изменениям в структуре полей приведенного уровня, в частности, при действии штормового ветра к сгущению изолиний при приближении к берегу. Максимальные по модулю значения достигают 7 см вблизи южной открытой границы.

Исследована структура полей течений в зависимости от действующего ветра. Получено, что в рассматриваемый период Основное Черноморское течение (ОЧТ) оказывает преобладающее влияние на формирование циркуляции вод, и только воздействие интенсивных юго-западных и западных ветров (с максимальной скоростью до 20 м/с) приводит к качественным изменениям в структуре полей в верхнем 10-метровом слое. Воздействие этих ветров приводит к увеличению скорости течений на верхнем горизонте до 1 м/с. Ниже горизонта 10 м основное направление течений – юго-западное и западное.

В ходе обработки съемки получены и исследованы такие динамические структуры как антициклонические мезомасштабные вихревые образования и прибрежные динамические возмущения, которые не были получены ранее, но анализ пространственной и вертикальной структуры океанографических характеристик подтверждает их наличие.

В Ялтинском заливе в верхнем пятиметровом слое сформировалась динамическая структура с антициклонической завихренностью как результат взаимодействия разнонаправленных потоков дрейфового течения под влиянием юго-западного ветра и ОЧТ, распространяющегося с северо-востока, определено время ее существования.

В слое воды 1 – 65 м в районе Симеиза – Алушки при взаимодействии ОЧТ с выступами берега могут генерироваться мезомасштабные антициклонические образования. Ниже глубины 40 м при взаимодействии ОЧТ с неоднородностями рельефа шельфа и конфигурации побережья сформировались такие элементы циркуляции как прибрежные динамические возмущения и антициклонические вихри в открытом море.

Исследованы особенности горизонтальной и вертикальной термохалинной структуры вод, сформированной до и после действия штормового ветра. Результаты численного расчета подтвердили формирование в западной части ЮБК зоны апвеллинга (с выходом на поверхность вод вдоль всего побережья с температурой ниже 20°C в ночь на 15 июля 2000 г.), которая наблюдалась по спутниковым наблюдениям, и позволили проанализировать распространение холодных вод на поверхности моря.

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТРАНСФОРМАЦИИ РЕЧНЫХ ВОД НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ШЕЛЬФЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

*Н.Ф. Кириленко, Е.М. Лемешко к. ф.-м.н.,
Морской гидрофизический институт НАН Украины*

Работа посвящена изучению межгодовой изменчивости трансформации речных вод на северо-западном шельфе Черного моря за период 1992-2010 г.г., с акцентом на распространение вод из приустьевой области реки Дунай. Основная цель исследования заключалась в проверке результатов расчетов по простой аналитической модели с данными гидрологических съемок, в определении горизонтальных и вертикальных масштабов фронтальной зоны в зависимости от расхода реки, геометрии устья и параметров стратификации шельфа. В результате получены оценки межгодовой изменчивости трансформации вод реки Дунай на северо-западном шельфе Черного моря, глубины залегания и положения внешней границы стоковой фронтальной зоны.

Область на поверхности моря, в которой происходит разрушение слоя почти пресной речной воды, называется речным гидрофронтом. Распределение солёности в поверхностном слое вод взморья определяется характером распределения речного стока по длине морского края дельты. В местах впадения крупных рукавов дельты Дуная (Прорвы и Потаповского, а также Старостамбульского и Сулинского) имеются обширные области сильно опресненных вод. На участках, не имеющих стока речных вод (между Сулинским и Георгиевским рукавами), солёность поверхностных вод почти также высока, как и у дна. Большое различие в плотности дунайских и черноморских вод препятствует их вертикальному перемешиванию. Поэтому воды Дуная, попадая на взморье, распространяются в тонком (1-5 м) поверхностном слое. Только в этом слое опреснение взморья зависит от характера распределения речного стока по длине морского края дельты. Нижележащие слои взморья заняты однородными водами, значительно более солёными, чем поверхностные. Согласно классификации фронтальных зон халинный фронт, образуемый распространением вод речного стока в прибрежном районе, называется стоковым фронтом. Все многообразие режимов развития стоковой фронтальной зоны определяется соотношением расхода воды в реке, формой и размерами устья, общей глубиной и протяженностью шельфа.

Аналитическая модель используется для расчета вертикального масштаба стоковой фронтальной зоны и расстояния до ее внешней границы в зависимости от расходов реки, геометрии устья и стратификации вод шельфа. В качестве данных использовались значения расхода воды Дуная Q за период 1997-2010 гг. и геометрические

параметры придельтового участка (глубина, ширина). По модели были рассчитаны значения расстояния до внешней границы гидрофронта, радиус деформации Россби и статистические параметры (табл. 1). Значения параметров плотности воды взяты из климатического массива МГИ НАНУ.

Таблица 1 – Параметры стратификации и средние значения положения гидрофронта за 1997-2010 гг.: ρ_i – плотность воды вблизи устья, ρ_0 – плотность вод на шельфе, R_{di} – радиус деформации Россби, μ – среднее расстояние до внешней границы гидрофронта, σ – среднеквадратичное отклонение, U_{min} , U_{max} – минимальное и максимальное значения расстояния до границы стоковой фронтальной зоны.

Период осреднения	$\rho_i(\text{кг/м}^3)$	$\rho_0(\text{кг/м}^3)$	R_{di} (км)	μ км	σ км	U_{min} км	U_{max} км
1997-2010	1004	1012.2	5.8	31.7	4.71	26.0	45.9
Фазы половодья	1003	1012.4	9.0	42.8	3.2	39.0	53.7
Фазы межени	1005	1012.0	7.8	38.2	3.7	33.5	50.4

Расчеты в таблице 1 – среднее, минимальное и максимальное значения расстояния до границы стоковой фронтальной зоны для различных сезонов года совпадают с результатами многолетних наблюдений. Максимальное расстояние до внешней границы (50-54 км) было получено в периоды половодья многоводной фазы стока Дуная (1999, 2000, 2005, 2006 гг.). Минимальное расстояние (26-28 км) – в период межени в маловодную фазу стока (1997-1998 гг., 2001-2003 гг.). Величина отношения $\mu/R_{di}=4.75$ в половодье, т.е. поверхностное распространение стокового гидрофронта более чем в 4 раза превышает радиус деформации Россби. Значение числа Фруда $Fi<1$ получено для сентября 2000 г., июля 2002 г., июля-декабря 2003 г., сентября 2004 г., октября-декабря 2006 г. В эти периоды складывались благоприятные условия для проникновения клина морских вод в устье Дуная.

Построены карты по данным SeaWiFS за период 1997-2010 гг. и проанализировано распространение речных вод на шельфе. Положение границы фронта по спутниковым изображениям в видимом диапазоне спектра хорошо согласуется с полученными оценками горизонтальных масштабов стоковой фронтальной зоны, что дает основание для развития количественных методов спутникового мониторинга распространения речных вод на северо-западном шельфе Черного моря.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХОЛОДНОГО ПРОМЕЖУТОЧНОГО СЛОЯ (ХПС) БАЛТИКИ ПО НАТУРНЫМ И СРЕДНЕМНОГОЛЕТНИМ ДАННЫМ

О.И. Козлова

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт океанологии им. П.П. Шишова Российской академии наук
Атлантическое отделение (АО ИО РАН)*

Промежуточные слои различного происхождения формируются во многих крупных стратифицированных водоёмах, например, в Чёрном море, Тихом океане. Холодный промежуточный слой (ХПС) Балтийского моря – это сезонное явление; он отчётливо выделяется по своей аномально низкой температуре на глубинах 40-60 м в тёплое время года в глубоководных районах моря. Благодаря связи с Атлантическим океаном, глубинные воды Балтики в центральной части моря имеют в течение всего года температуру 7-8°C, поверхностные воды летом прогреваются до 19-22 °C, в то время как в промежуточном слое сохраняется температура 2-4°C. При всей типичности формирования промежуточных слоёв в крупных стратифицированных водоёмах Земли, ХПС Балтики уникален: ни в одном другом водоёме не обнаружено холодного промежуточного слоя, воды которого были бы не только холоднее самых холодных вод на поверхности в данном месте (в зимнее время), но ещё и имели температуру ниже температуры максимальной плотности (T_{md}). (Козлова, 2010).

Наличие холодных промежуточных слоёв – довольно типичная черта внутренних морей, имеющих, как и Балтика, значительную вертикальную стратификацию по солёности (например, по ХПС Чёрного моря). Уникальность ХПС Балтики, позволяющая пролить некоторый свет на механизм его формирования, это наличие внутри него прослоек с $T < T_{md}$ (Chubarenko et al., 2009).

Цикл возникновения, развития и изменчивости ХПС может быть представлен следующим образом. Вертикальное перемешивание достигает максимальной интенсивности в январе и продолжается до установления минимальных поверхностных температур (март). В это время на мелководьях перемешивание проникает до дна, формируя почти однородный по температуре слой (от ~2,0-2,5 °C на юго-западе моря до ~0,1-0,5 °C в Ботническом заливе). При этом в глубоких районах собственно Балтийского моря нижняя граница квазиоднородного слоя заглубляется к его центральной части: от 45 м в Борнхольмской и Гданьской котловинах до 65 м в Готландском бассейне. С началом весеннего прогрева, процессы перемешивания в центральной части бассейна и на мелководье идут по-разному; в глубоких районах – одновременно по всей акватории моря - происходит формирование ХПС.

Увеличение глубины залегания сезонного термоклина и возрастание в нем вертикальных градиентов температуры происходит по мере летнего прогрева до достижения на поверхности температурного максимума (август). С началом осенне-зимней конвекции (сентябрь) ХПС начинает размываться, уменьшается по толщине, и к декабрю-январю уже практически неразличим. С началом осеннего охлаждения заметно опускание как сезонного термоклина, так и ядра ХПС (т.е. уровня минимума температуры воды), и в октябре-ноябре термоклин и ХПС достигают максимальной глубины (в своем регионе), однако величина вертикальных градиентов температуры при этом уменьшается. С января по март на всей акватории Балтики ХПС размыт (Козлова, 2012).

В работе изучается пространственная изменчивость ХПС в начальный период его существования – на примере экспериментального разреза, сделанного в мае 2006, судном ПШ №76 (НИС «Профессор Штокман») и массив данных, представленный в климатической базе данных (State and Evolution of the Baltic Sea, 1952–2005, 2008), получен путём осреднения данных судовых измерений температуры и солёности по всей акватории Балтийского моря в течение 1952–2005 гг., осреднённых по квадрантам $1^\circ \times 1^\circ$, слоям 10 м и месяцам года. Включены также и данные на 6 станциях, выполненных в 1900 г. Суммарное число измерений составляет порядка 4 млн. по каждому из параметров.

Литература:

1. State and Evolution of the Baltic Sea, 1952–2005. A Detailed 50-year Survey of Meteorology and Climate, Physics, Chemistry, Biology, and Marine Environment. 2008. Edited by: Feistel, R., Naush, G., and Wastmund, N., J. Wiley & Sons. 704 p.
2. Chubarenko I.P., Kozlova O.I., Sachenko L.S. (2009) Probable response of the Baltic sea Cold Intermediate Layer to climate warming: field data analysis and numerical modeling. Abstr. Int. Conf. on Climate Change «The environmental and socio-economic response in the southern Baltic region». Szczecin, Poland, 25 - 28 May 2009: 31-32.
3. Владимирцев Ю.А. О промежуточных слоях в океане Океанология, т. 3, вып. 5, стр. 798-805, 1963.
4. Козлова О.И. Характеристики холодного промежуточного слоя в центральной части Балтийского моря после зим различной суровости. Исследовано в России. 2010, стр. 149-158. <http://zhurnal.gpi.ru/articles/2010/010.pdf>.
5. Козлова О.И. О возможности вклада адвекции в формирование ХПС Балтийского моря. Вестник БФУ им.Канта, 2012, принято в печать.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА У ПОБЕРЕЖЬЯ ЮЖНОЙ АФРИКИ ПО ДАННЫМ ARGO

А.Д. Кораблина, С.А. Добролюбов, д.г.н., член-корр. РАН,¹

К.В. Лебедев, к.ф.-м.н., с.н.с.²

¹*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова*

²*Институт океанологии имени П.П. Шишова РАН*

В данной работе рассматривается изменчивость тепломассопереноса течения Агульяс (мыса Игольного). Оно считается самым крупным и мощным западным пограничным течением в южном полушарии. По предыдущим исследованиям, можно говорить о том, что система течений Агульяс – это одна из главных частей межокеанской термохалинной циркуляции, получившей название «глобального конвейера» (*Lutjeharms, J.R.E 1988, 2006*). Между бассейнами океанов существует постоянный обмен вод, который их и объединяет в глобальную систему. Во время движения водные массы постоянно перемещают энергию (в форме тепла), вещество (частицы, растворённые вещества и газы). Дополнительное тепло приходит в Атлантический океан, его количество изменяется, все это сказывается во взаимодействии океана и атмосферы (*Bryden H.L. et all, 2005, Gyory J. et all, 2004*).

Цель работы: оценить сезонную и межгодовую изменчивость переноса тепла и соли в западном пограничном течении у побережья Южной Африки по данным буев нейтральной плавучести Argo. На данный момент количество профилей Argo (начиная с 2005 года) достаточно для того, чтобы покрыть исследуемый район (и в целом Мировой океан) данными и интерполировать их на одноградусную сетку. В работе исследования основаны на среднемесячных и среднегодовых интерполированных значениях за весь период наблюдений (с 2005 по 2011 гг.). **Актуальность работы** заключается в важности количественных оценок тепломассопереноса и его изменчивости, влияющих на климат. Этот факт позволяет скорректировать и сделать точным расчет скорости течения на основе динамического метода. Пока не ясно, насколько верно такой расчет помогает оценить изменчивость течений.

При написании работы поставлены следующие **задачи**:

- выбрать такие разрезы за данный период наблюдений в районе исследуемого полигона, которые наилучшим образом отображают динамику системы течений;
- выбрать и обработать используемый материал для дальнейших расчетов, необходимых для поставленной цели;
- проверить степень достоверности методики расчета скорости;
- с помощью языка Fortran90 написать программу для расчетов скорости течения;

- рассмотреть среднемесячное распределение температуры и солености для течений системы Агульяс;
- построить TS-кривые главной и возвратной струи течения и оценить степень трансформации вод;
- определить границы и изменчивость течений в исследуемом районе.

Данные Argo находятся в открытом доступе, обновляются ежемесячно, непрерывно с 2005 г.. На данный момент количество автоматических буйковых систем достаточно для интерполяции данных на сетку $1^\circ \times 1^\circ$ глубиной до 2 км на 27 стандартных горизонтов. Данные содержат океанологические параметры: долготу, широту, температуру, соленость, а главное абсолютную динамическую глубину, которая уже пересчитана с помощью абсолютной динамической топографии по данным альтиметрии Aviso (при поддержке Cnes).

В работе используется новая методика расчета скорости течения на основе динамического метода расчета скорости течения, но уже с приведенной абсолютной динамической глубиной.

Для анализа изменчивости течения Агульяс выбраны три разреза: два по долготам ($18,5^\circ$ и $29,5^\circ$ в.д.) и один широтный (по $30,5^\circ$ ю.ш., длиной до 52° в.д.). Написаны программы для обработки данных на языке Fortran90 и использовались программы Surfer 9, Grapher 7.

Получена абсолютная скорость течения, граница распространения течения, характерные T-S кривые струй течения на разрезах, рассмотрена сезонная и годовая изменчивость этих характеристик.

Для объективного результата следует использовать только среднегодовые или среднемесячные данные Argo за весь период наблюдений (с 2005 года), интерполированные в узлы на одноградусную сетку, учитывая то, что на поверхность интерполируются данные с 5 м, так как на 5 м буй прекращает измерения.

Имея в распоряжении графики оценки погрешности абсолютной динамической глубины данных Argo, можно сказать то, что наша рассчитанная скорость для района данного исследования имеет погрешность 20%.

Данные Argo можно использовать для описания изменчивости тепломассопереноса течений, но для выбранного нами течения Агульяс они не подходят. Течение, главным образом, развито на шельфе, где буи не плавают. Однако буи хорошо охватывают Мировой океан в целом, например, с помощью них можно исследовать Циркумполярное течение, или другое крупное западное пограничное течение – Куроисио, - с одним ограничением по глубине (до 2000м).

Дальнейшие задачи работы: оценить точность и погрешность данного метода расчета скорости и расходов воды, тепла и солей течения, а также сравнить непосредственно скорость движения дрейфующего буя на поверхности с рассчитанной скоростью течения.

РОЛЬ ТЕЧЕНИЯ АГУЛЬЯС В ГЛОБАЛЬНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЯХ

О.В. Крукова, И.Г. Рубан, к.ф.-м.н., доц.

Одесский государственный экологический университет

Межокеанический обмен теплом и солью вдоль берегов южной Африки, предположительно, является ключевым звеном в поддержании глобальной термохалинной циркуляции Мирового океана. Утечка теплой, соленой воды из Индийского океана в Южный Атлантический осуществляется посредством отделения больших циклонических и антициклонических колец от течения Агульяс в месте его разворота (южная оконечность Африки, не достигая 21° в.д.) и их дальнейшего перемещения на запад. Для определения расхода воды переносимой кольцами Агульяс из Индийского океана в Атлантический использовался поплавковый метод наблюдения (рис.1), который показал, что около 25% объема в тысячеметровом слое воды течения Агульяс перетекает из одного океана в другой. Расход воды самого течения, рассчитанный динамическим методом, составил 66.5 Sv, отсюда 25% - 15,3 Sv расхода в утечке Агульяс.

С помощью спутниковой альтиметрии было обнаружено, что в среднем за год формируется около 5 колец в районе разворота течения Агульяс, с последующим делением некоторых из них на более мелкие. В итоге, в среднем, образуется 8,25 колец/год. Средний диаметр одного кольца - 250 км, тогда среднегодовой транспорт одного кольца составит 1,6-1,3 Sv в верхнем тысячеметровом слое воды. Общий транспорт воды переносимый кольцами приблизительно равен 12,8 Sv, что является только частью общей утечки Агульяс.

Около 2,6 Sv объема приходится на, так называемое, расширение Агульяс – западное продвижение вод течения Агульяс вдоль 41° ю.ш. от места разворота течения до 5° з.д (рис. 2). Траектории движения буйков в расширении Агульяс (рис.2) совпадают с географическим расположением некоторых крупных подводных гор в этом регионе: горы Дискавери (42°05' ю.ш., 0°15' в.д.), которая поднимается до глубины 426 метров ниже уровня моря, горы RSA (40° ю.ш. 6° з.д.). К западу от горы RSA расположены остров Гоф и гора МакНиш. Предположительно, что подводные горы и остров частично блокируют Антарктическое циркумполярное течение, движущееся на восток, разделяя его на два потока, что способствует западному проникновению сюда расширения Агульяс.

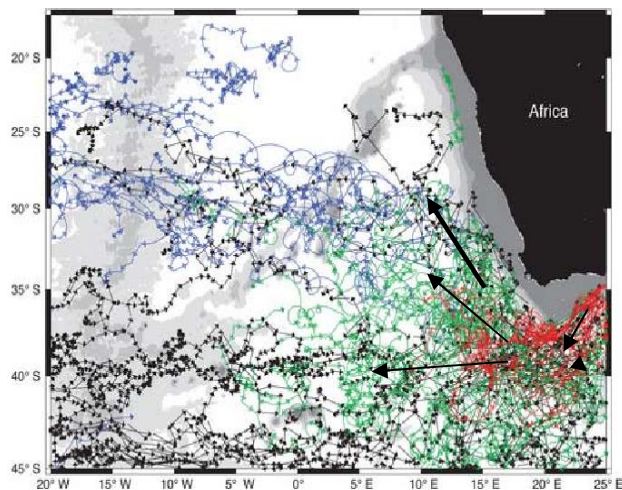


Рис. 1 – Траектории дрейфтеров от места разворота течения Агульяс

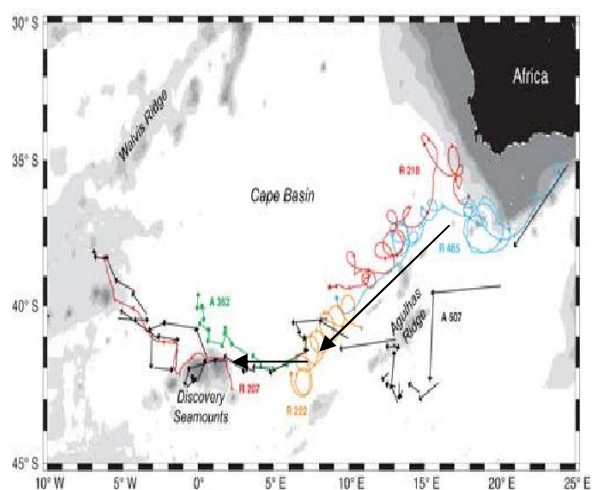


Рис. 2 – Траектории дрейфтеров в расширении Агульяс

Большая часть водной массы из утечки Агульяс поступает в Бенгельское течение, которое движется в северном направлении через Атлантику по периферии Южного экваториального течения, далее сливается с Северным бразильским течением и Северным бразильским подповерхностным течением. На широте 11° ю.ш. и 5° ю.ш. подводное течение имеет максимум скорости 70-90 см/с на глубинах 200-300 метров и занимает по вертикали пространство от приповерхностного слоя до глубины 1000 метров, с расходом воды около 26 Sv. Этот расход воды частично должен быть сбалансирован южным экмановским переносом и внебереговой циркуляцией, а оставшиеся около 15 Sv воды, движутся на север в общей атлантической меридиональной циркуляции. При этом большая часть из этих 15 Sv сконцентрирована в 500 метровом приповерхностном слое воды.

Таким образом, выходит, что в Атлантическом океане фактически весь верхний слой в меридиональной океанической циркуляции представлен водной массой из течения Агульяс (без учета 1-2 Sv поступающих сюда из пролива Дрейка). Будучи более соленной и плотной эта водная масса способствует интенсификации течения Гольстрим, скорость и расход которого зависит от разности градиента плотности воды самого течения Гольстрим и окружающих его вод.

Литература:

1. Philip L. Richardson. Agulhas leakage into the Atlantic estimated with subsurface floats and surface drifters. – Woods Hole Oceanographic Institution, MA USA: 2006. – 37 с.
2. Lisa M.Beal, Wilhelmus P.M. On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate.–Nature: 28 April 2011 – 429-434 с.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ОТРАЖЕННОГО СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ОТ НЕФТЯНОЙ ПЛЕНКИ С ПОМОЩЬЮ СПУТНИКОВЫХ СНИМКОВ

*С.В. Михальцева, В.И. Сычев, зав. кафедрой ЮНЕСКО дистанционного зондирования и моделирования в океанографии, доцент
Российский Государственный Гидрометеорологический университет*

В докладе рассмотрена возможность определения некоторых характеристик нефтяных пятен с помощью дистанционного зондирования на примере разлива, произошедшего в 2010 году в Мексиканском заливе. Использовались снимки спектрорадиометра Terra/Aqua MODIS и Asar.

При сравнении снимков, полученных в оптическом диапазоне и радиолокационном, выявлена возможность определения структуры нефтяного пятна в оптическом. Оптические снимки позволяют фиксировать районы с большей или меньшей толщиной нефти, чего невозможно добиться в радиолокационных снимках.

Анализировались абсолютные и относительные значения восходящей яркости от нефтяного пятна в зоне солнечного блика и вне нее. Наиболее информативными оказались снимки нефтяного пятна, находящегося в блике, они позволили выявить в первом приближении его некоторые неоднородности. В программном комплексе ScanMagic (демонстрационная версия) были построены профили нефтяного пятна. Характер распределения относительных и абсолютных значений показал, что нефтяная пленка существенно влияет на характеристики отраженного солнечного излучения. Таким образом, нефтяной пленкой в большей степени отражается зеленая и красная длины волн, в то время как в районе чистой воды доминирует синяя составляющая.

С помощью программного обеспечения ЮНЕСКО WinBilko была оценена площадь района, занятого нефтью. При разложении композитного снимка на составные каналы также определена площадь пятен с приближенной толщиной. Полученные результаты отображали области пятна с приближенной толщиной нефтяного пятна в 2, 2,5 и 3 мм.

Совместный анализ радиолокационных и оптических изображений помогает избежать возможных ошибок или исключить области начальных стадий льда, а также ветровое затишье.

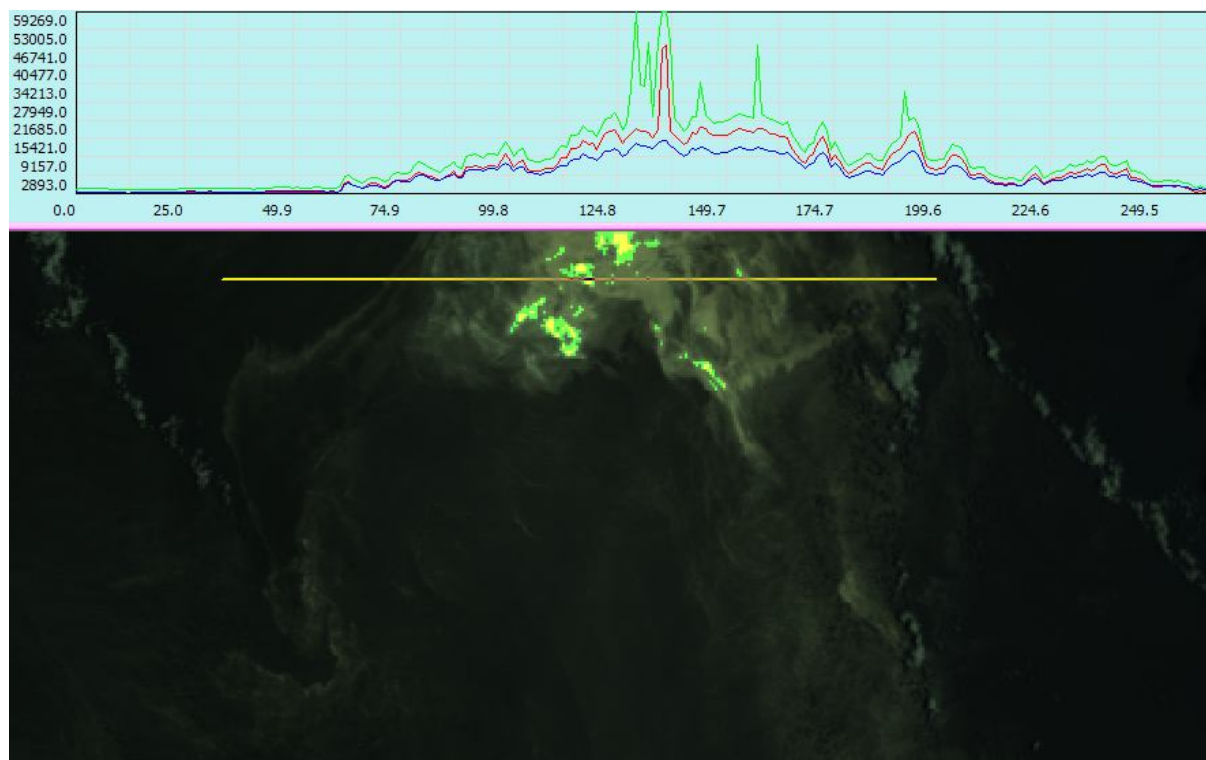


Рис. 3 – Абсолютные значения восходящей яркости.

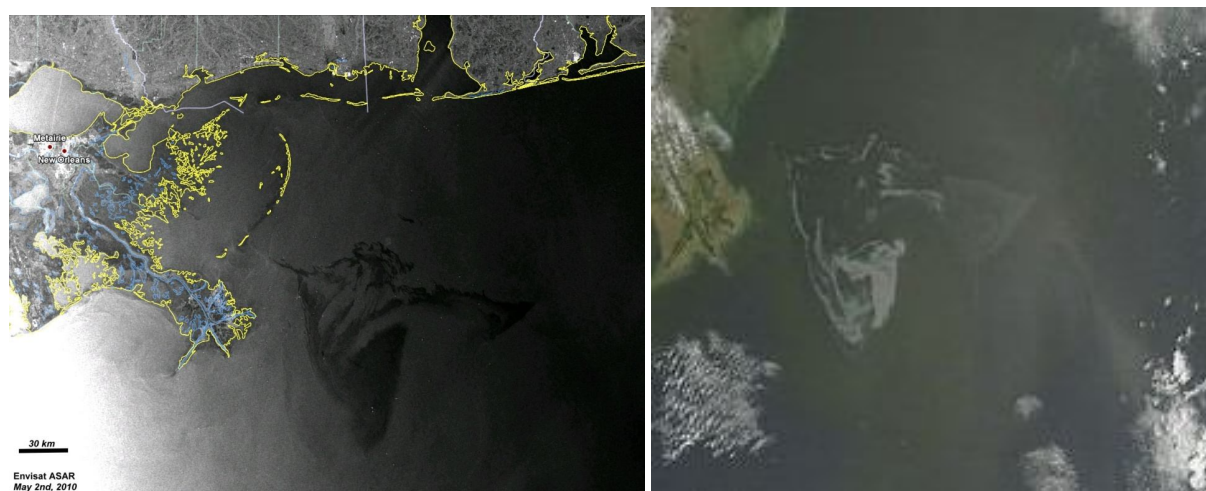


Рис. 2 – Сравнение радиолокационных и оптических снимков.

ОЦЕНКА ХАРАКТЕРИСТИК ОКЕАНИЧЕСКИХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ СНИМКОВ LANDSAT/ETM+, TERRA/MODIS

Е.В. Платонова, магистр

Российский государственный гидрометеорологический университет

В современных источниках по исследованию океанических внутренних волн указываются две области их образования: безприливное и приливное моря. Черное море (район вблизи Севастополя) и Средиземное море(акватория Гибралтарского пролива) уже давно признаны районами генерации внутренних волн.

Важную роль в исследовании поверхностных проявлений внутренних волн играют методы дистанционного зондирования с помощью оптической и радиолокационной аппаратуры, установленной на борту самолетов и ИСЗ.

Данная работа нацелена на определение параметров и структуры внутренних волн в зависимости от географического местоположения, направления приливного потока и других факторов при помощи спутниковых снимков MODIS и ETM+. Точность определения характеристик океанических внутренних волн в зависимости от пространственного разрешения спутниковых снимков, так же играет важную роль. Тогда, особый интерес представляет сравнение параметров волн, полученных со снимков различной точности, на примере приливного и безприливного морей.

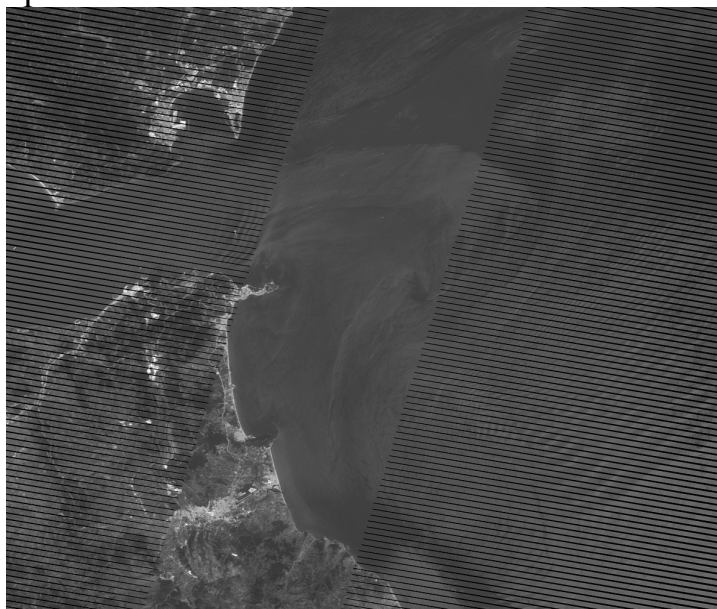


Рис. 1 – Очаги генерации ОВВ в Гибралтарском проливе (ETM +/- Landsat 7), красный канал, 30. 04 2010 , координаты районов генерации: широта: 035°59'20"N, долгота: 005°36'25"W.

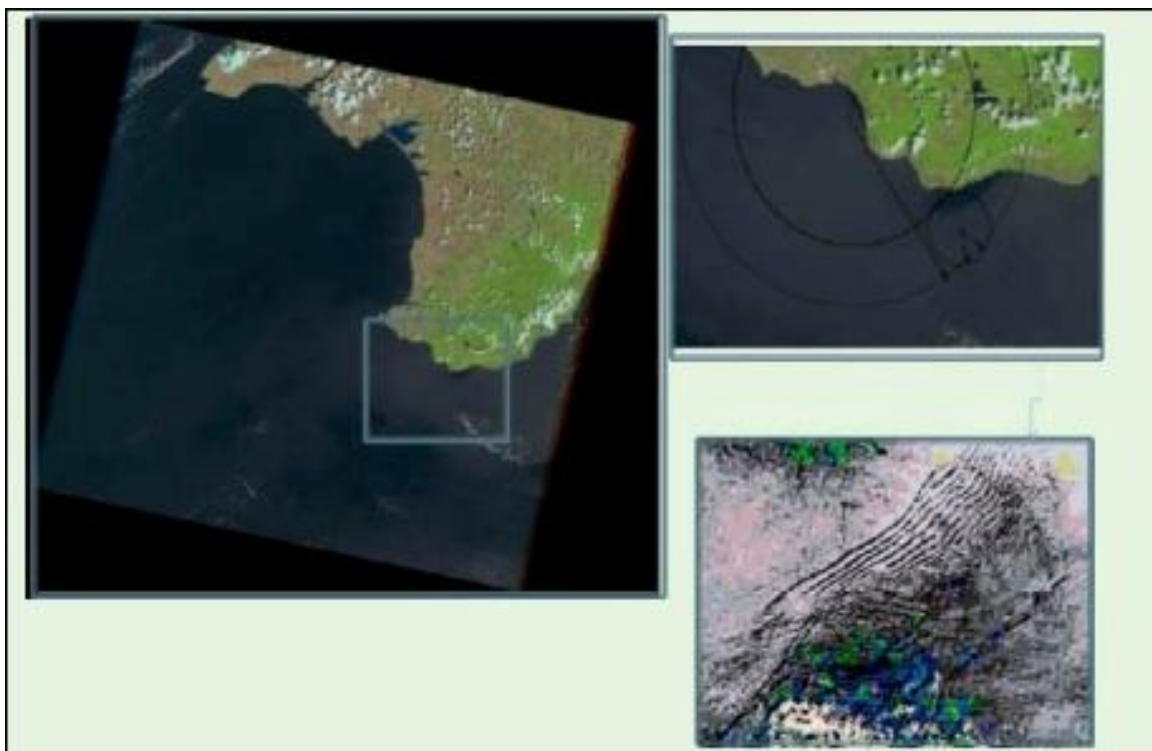


Рис. 2 – Landsat/ETM+, 13. 10 2011 Определение районов генерации ВВ волн в Черном море.

Литература:

- 1) Бондур В.Г., Морозов Е.Г., Гребенюк Ю.В. Радиолокационное наблюдение и численное моделирование внутренних приливных волн у побережья Северо-Западной Атлантики.//М.: Аэрокосмос,2004. 4.
- 2) Царев В.А., Коровин В.П. Неконтактные методы измерения в океанологии. Учебное пособие.// СПб. РГГМУ,2005.184.
- 3) Рис У. Основы дистанционного зондирования. // М.: Техносфера, 2006. 246 .
- 4) Гуревич М.М. Фотометрия (теория, методы и приборы).//Л.: Энергоатомиздат, 1983. 272.
- 5) Коняев К.В., Сабинин К.Д. Волны внутри океана.//СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 129.
- 6) Дикинис А.В., Иванов А.Ю., Карлин Л.Н. Атлас аннотированных радиолокационных изображений морской поверхности, полученных космическим аппаратом “Алмаз-1”. // М.: ГЕОС, 1999. 46.
- 7) Мясоедов А.Г., Кудрявцев В.Н. Ученые записки № 16. Оценка контрастов поверхностных проявлений океанических явлений по изображениям солнечного блика.
- 8) Cox C., and W. Munk (1954a). Statistics of the sea surface derived from sun glitter. J.Mar. Res., 13. 198–227.

ГІДРОЕКОЛОГІЧНИЙ СТАН АЗОВСЬКОГО МОРЯ

Ю.В. Позднякова, Л.Г. Зубова, д.т.н., проф.

Східноукраїнський національний університет ім. В.Даля

Азовське море є внутрішнім морем басейну Атлантичного океану, з яким воно з'єднане вузькою і мілкою Керченською протокою, Чорним та Середземним морями. Західна частина Азовського моря омиває береги України, східна – Росії. Це море є найменшим за площею і наймілкішим у світі. Його площа дорівнює 39 тис. км², об'єм води – 320 км³, середня глибина – 7,4 м, а максимальна – 15 м.

В Таганрозьку затоку Азовського моря впадає річка Дон, довжина якої 1870 км, площа басейну 422 тис. км². Відомо, що для зрошування степових земель, для підвищення врожаю сільськогосподарських культур у Волгоградській області Росії на ріках Дон та Кубань, яка теж пов'язана з Азовським морем, побудовані водосховища. Їх будівництво негативно позначилося на гідрологічному режимі річок та моря.

Нами проведені розрахунки впливу водосховищ на річковий стік за відомим рівнянням $\Delta W = (z_v - z_c) \cdot (F_{вдс} - F_p) \cdot 10^{-6}$,

де ΔW – величина зменшення річного об'єму стоку, км³;

z_v і z_c – річне випаровування з водної поверхні та суші, мм;

$F_{вдс}$ і F_p – площі водосховища і поверхні річки на місці штучного водоймища до його створення, км².

Розрахунки підтверджують зменшення стоку річок після створення водосховищ (табл. 1).

Таблиця 1 – Розрахунок впливу водосховищ на річковий стік

Річка	Водосховище	z_v , мм	z_c , мм	$F_{вдс}$, км ²	F_p , км ²	ΔW , км ³
Дон	Цимлянське	710	383	2700	13	0,8787
Кубань	Краснодарське	670	220	420	2,3	0,1880
	Кубанське	630	192	50	1,0	0,0215

Багато води річок Дону та Кубані без повернення забирається і використовується в промисловості. Це призводить до зменшення загального припливу річкових прісних вод в Азовське море, хімічний склад яких проаналізовано та оцінено нами у лабораторії кафедри гідрометеорології СХУ ім. В.Даля (табл.2).

Таблиця 2 – Результати хімічного аналізу проб води р. Дон (за КНД 211.1.1.4.010-94)

Місце відбору проб	Найменування показників	Значення	Категорія якості води	Ступінь забруднення
м. Константи-нівськ	хлорид-іони, мг/л	50-100	III-IV	достатньо чиста - слабо забруднена
	сульфат-іони, мг/л	10-100	I-IV	дуже чиста-слабо забруднена
	pH	7,8-7,9	III	достатньо чиста
	жорсткість, ммоль/ дм ³	8	середня жорсткість	середня жорсткість
	сухий залишок, мг/л	458	I	чиста
станція Старочеркаська	хлорид-іони, мг/л	50-100	III-IV	достатньо чиста- слабо забруднена
	сульфат-іони, мг/л	10-100	I-IV	дуже чиста-слабо забруднена
	pH	7,2	I	дуже чиста
	жорсткість, ммоль/ дм ³	10	жорстка	жорстка
	сухий залишок, мг/л	462	I	чиста

Таким чином, прісні, достатньо чисті води річок Дон та Кубань не всі доходять до Азовського моря. Відомо, що загальний обсяг недобору прісних вод Азовським морем складає 14 км³. Нестачу цієї води доповнює Чорне море.

Води Чорного моря значно солоніші від вод Азовського моря. За аналітичним методом ми розрахували наслідки змішування вод Чорного та Азовського морів (табл. 3).

Таблиця 3 – Вміст іонів при змішуванні вод Азовського та Чорного морів

Водний об'єкт	Вміст іонів,мг/л				Вміст іонів при змішуванні вод, мг/л			
	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	Ca ²⁺
Азовське море	6538	929	3496	172	9581,7	1354,3	5274,8	242,8
Чорне море	10230	1441	5795	253				

З наведених даних видно, що при змішуванні вод хлориди і сульфати в Азовському морі значно збільшуються. Таке змішування вже призвело до підвищення солоності вод Азовського моря та загибелі гідробіонтів, які зазвичай мешкають у прісноводних комплексах.

ПРИМЕНЕНИЕ ПРОГРАММНЫХ СРЕДСТВ ДЛЯ ОЦЕНКИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА БАССЕЙНОВ ЧЕРНОГО И СРЕДИЗЕМНОГО МОРЕЙ

*А.А. Ромашова, А.В. Картушинский к. ф.-м. н., доц.
Сибирский федеральный университет институт космических и
информационных технологий*

Разработана программа для исследования локальных особенностей двух важнейших морей евразийского континента, оказывающих существенное влияние на формирование климата в западной части материка. Сформированные в Атлантическом океане воздушные потоки, мощность которых довольно велика, приводят к образованию циклонов и антициклонов. Бассейны Черного и Средиземного морей могут являться препятствием для западного переноса воздушных масс, что существенно сказывается на погодных условиях в восточной части евразийского континента. По достижению области средиземноморского бассейна, принесенные с Атлантики атмосферные потоки, вступают во взаимодействие с водно-воздушными массами этого региона. В ряде случаев происходит локализация циклонов и антициклонов, создается некое препятствие движения воздушных потоков в пределах этих водных бассейнов.

Для работы с программой гидрометеорологические данные, измеренные в приземном слое на суше, дополняются данными, измеренными дистанционно со спутников. Совместное комплексное их применение предоставляет возможность оценить климатическую картину в целом, подтверждать истинность фактов и делать выводы наиболее правильными.

Входные данные по метеостанциям Чёрного и Средиземного морей изначально представлены в трех форматах:

- текстовый - данные, получены с сайта NCDC(National Climatic Data Center - Международный климатический центр данных);
- табличный формат Excel – данные, полученные со станции Морской Геофизической Лаборатории Одесского Государственного Экологического Университета;
- HDF - спутниковые данные MODIS AQUA.

Возникает проблема структуризации данных по времени, локализации, а также формату представления. Данные собраны из разных источников, представляют собой разноформатный материал, что было учтено при разработке структуры базы данных.

Для создания базы данных был использован программный комплекс, состоящий из пяти частей:

- «METEO.FDB» - репликационная база данных;

- «METEO v1.30» - программа-клиент для работы с базой данных (просмотр, редактирование, выборка данных с помощью встроенного редактора SQL запросов и т.д.);
 - «HDF2SS v1.99» - утилита обработки спутниковых данных из формата HDF в массив DAT;
 - «Kosmo» - утилита импорта обработанных спутниковых данных из файлов формата DAT в БД;
 - «MeteoExp» - утилита экспорта данных из БД в текстовые файлы.
- Структура и связи данного комплекса представлена на рисунке 1.

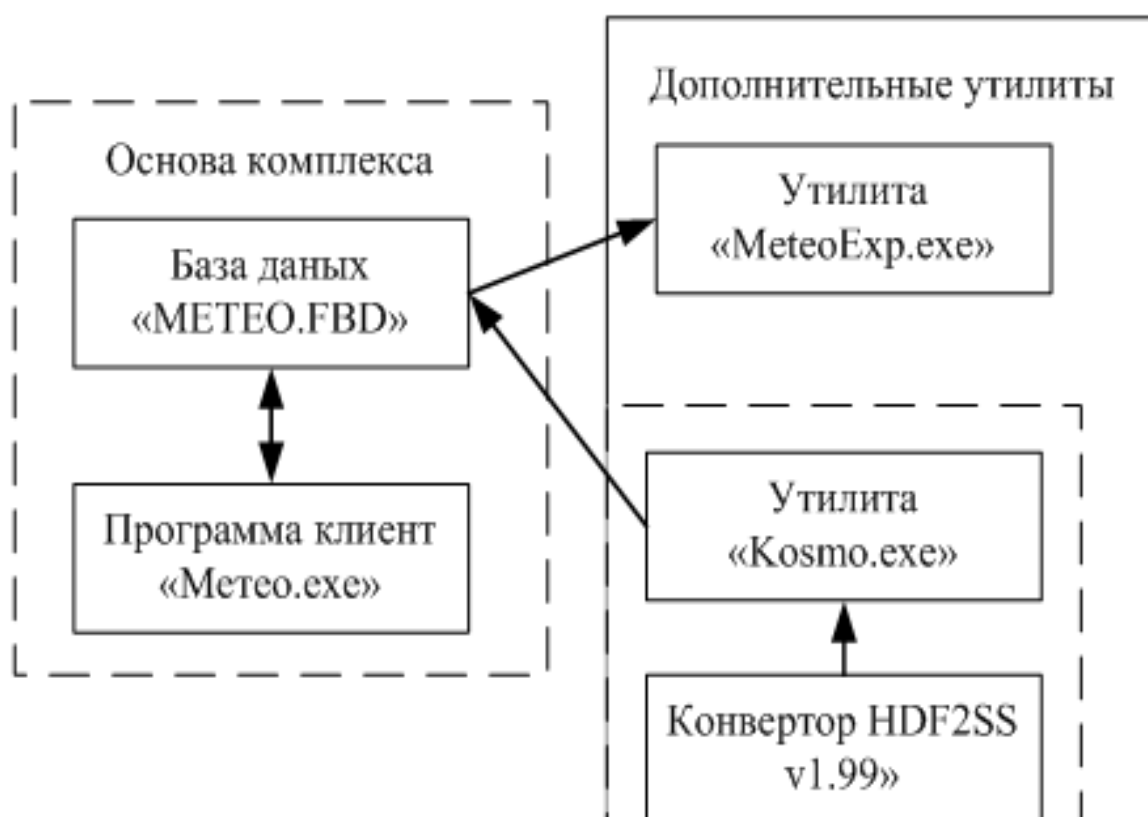


Рис. 1 – Блок-схема работы программного комплекса

Далее, для работы со сформированной БД создается электронная карта для обработки необходимых данных. На оцифрованную карту с географической привязкой наносятся метеостанции, пункты измерения гидрологических параметров. Возможно выделение интересующей области для последующей работы с ней. После выбора на карте станций становится доступной функция построения графиков и таблиц парных корреляций (используются для оценки изменчивости климатических условий и для выявления влияния одного водного объекта на другой ввиду наличия взаимосвязи между ними).

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОШИБКИ МЕЖДУНАРОДНОЙ СИСТЕМЫ РАННЕГО ВЫЯВЛЕНИЯ ЦУНАМИ (DART)

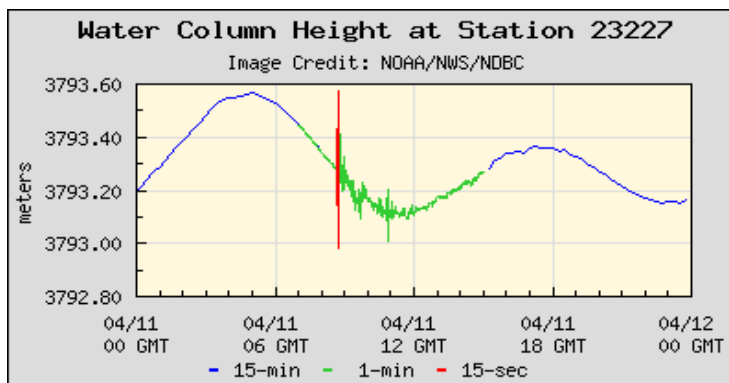
А.С. Соболевский, М.Б. Капочкина

*Одесская национальная академия связи имени А.С. Попова,
Одесский государственный экологический университет*

Волны цунами относятся к одному из самых разрушительных стихийных бедствий. В настоящее время в Тихом, Атлантическом, Индийском океанах развернуты системы раннего оповещения о цунами [Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis (DART®) Description], основанные на измерении донными станциями гидростатического давления. При возникновении «первого максимума», амплитуда которого превышает фон, принимается решение о появлении цунами. Недостатком существующей системы раннего выявления цунами является её невысокая достоверность (по нашим оценкам менее 10%). На рис. 1 показаны станции системы DART, «отреагировавшие» на «цунами», от землетрясения в Индонезии 11.04.2012 (M=8.6). Так называемая волна цунами, была зафиксирована станциями в районе Новой Зеландии и Камчатки, что физически невозможно. Система раннего предупреждения цунами дала оповещение об опасности цунами 26-и странам региона. Однако, как оказалось в последствии, это сильнейшее землетрясение не сформировало цунами.



а



б

Рис. 1 – Реакция системы DART на землетрясение M=8,9, (11.04.2012 г. Индонезия) а) станции пославшие оповещение о цунами, б) пример регистрации цунами.

Амплитуда сигнала составила 60 см, что должно было соответствовать на берегу катастрофическому цунами, однако фактически амплитуда волны цунами не превысила 10 см.

Рассмотрим пример регистрации цунами двумя станциями от Японского землетрясения M=9,2, 11.03.2011 г. (рис. 2). Результаты показали, что «первый максимум» сначала пришел на более удаленную станцию 21401, а непосредственно волна цунами приходит сначала на

более близкую станцию 21418. Амплитуда «первого максимума» - значительна (десятки сантиметров) и соизмерима с амплитудой цунами, но частотные характеристики отличаются.

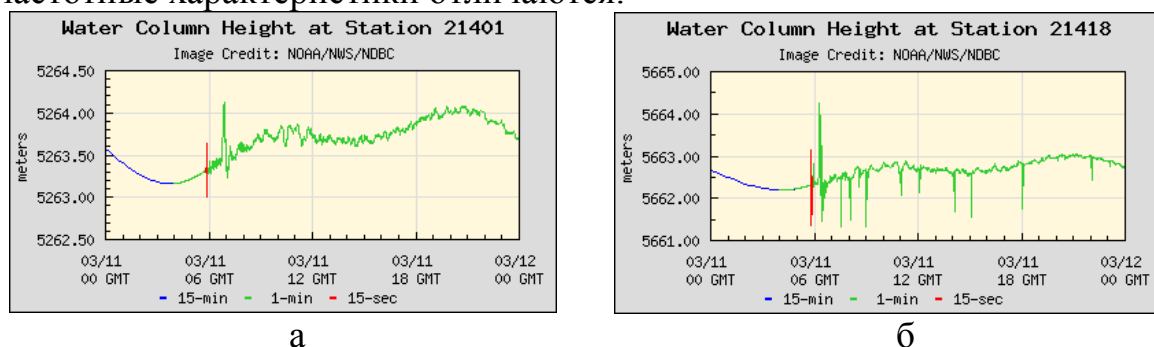


Рис. 2 – Результаты регистрации изменений придонного давления станциями DART 21401 (а) и 21418 (б) после землетрясения в Японии M=9,2 11.03.2011 г. (<http://www.ndbc.noaa.gov/>).

Для выяснения феномена «первого максимума» были изучены графики регистрации катастрофического цунами от землетрясения в Японии 11.03.2012 г. (M=9,2) десятью станциями. Были определены: эпицентральное расстояние к каждой станции, время прихода «первого максимума», непосредственно цунами, скорость распространения этих сигналов. Установлено, что «первый максимум» распространяется со скоростью до 3900 м/с (14 тыс. км/час), что значительно превышает скорость распространения волны цунами (до 1200 км/час). Установлено, что оповещение о цунами системой DART осуществляется по параметру неизвестной природы который не связан с прохождением волны цунами. Исходя из глубины гипоцентра землетрясения и возможной траектории сейсмических волн, сигнал, на основании которого дается раннее оповещение о возникновении цунами, не может генерироваться сейсмическими Р- (продольными) и S (поперечными) волнами. По нашим оценкам первый сигнал можно классифицировать как поверхностные поперечные волны Рэлея (иначе называемые медленными землетрясениями).

Выводы. Проведено исследование причин низкой надежности системы обнаружения и предупреждения о цунами (DART). Показано, что в качестве полезного сигнала ошибочно принимаются высокоамплитудные деформации морского дна, а не морской поверхности. На коротких эпицентральных расстояниях отделить цунами от волны Рэлея невозможно.

Литература:

1. Kapochkin B.B., Kucherenko N.V. Method of forecasting of the tsunami and sea earthquake European Geosciences Union General Assembly Vienna, 02-07- April 2006, Geophysical Research Abstracts. – Vol. 10. – 00514.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОГРЕШНОСТЕЙ ИЗМЕРЕНИЯ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

В.В. Хриненко, Т.В. Коломиец, М.Б. Капочкина
Одесская национальная академия связи имени А.С. Попова,
Одесский государственный экологический университет

Спутниковые альтиметрические измерения топографии поверхности Мирового океана становится неотъемлемой частью глобального мониторинга Земли. Список научных и прикладных задач, решаемых с использованием альтиметрических данных, включает в себя уточнение формы геоида, изучение поля тяготения Земли, выявления волн цунами, обеспечения безопасности судоходства и самое главное, оценку трансгрессии/регрессии моря в условиях глобальных климатических изменений. Затопление суши может происходить за счет подъема уровня океана при стабильном положении суши, за счет опускания суши при стабильном уровне океана и в условиях одновременных изменений уровня океана и вертикальных отметок суши. В настоящее время наблюдения за уровнем Мирового океана ведутся параллельно спутниковыми и контактными методами. Альтиметрический мониторинг позволяет выделить из береговых наблюдений геодинамические движения суши. Комплексный мониторинг позволяет вести мониторинг за вертикальными колебаниями суши, вертикальными колебания поверхности океана, трансгрессией/регрессией океана.

На точность спутниковой альтиметрии влияют атмосферные задержки радиосигнала, состояние морской подстилающей поверхности, океанские приливы, изменения атмосферного давления. Кроме этого, искусственно создана система искажения альтиметрических данных путем введения необоснованных поправок на контактные измерения уровня Мирового океана [1]. Для обеспечения высокой точности измерений, три параллельные системы обеспечивают ориентацию спутника в пространстве с точностью $\pm (1-3.5)$ см. Измерения проводятся вдоль наземных треков, циклически повторяющихся каждые 9.9156 дней с точностью ± 1 км. В монографии [1] впервые показано, что спутниковые альтиметрические измерения содержат систематическую периодическую погрешность, обусловленную нутациями земной оси с периодом 310 суток, предсказанную три столетия назад Леонардом Эйлером. Кроме этого, данные спутниковых альтиметрических измерений зашумлены систематической периодической (годовой цикл) погрешностью, обусловленной «Новой годовой модой» изменений формы Земли [1,2]. Наряду с «орбитальными» погрешностями спутниковых альтиметрических измерений были описаны погрешности изменения фигуры Земли в результате смещений твердой оболочки Земли по пластичным внутренним

сферам [1]. Было показано, что такой тип погрешностей более всего влияет на качество данных контактных измерений уровня моря на береговых пунктах за счет внесения циклических изменений вертикальных отметок суши относительно уровня океана. Для оценки этого фактора были изучены изменения гравитационного поля Земли в двух пунктах Украины с координатами 30,5° с.ш. 46,5° в.д. (Одесса) и в пункте 33,5° с.ш. 45,5° в.д. (Крым) относительно формы геоида (рис. 1).

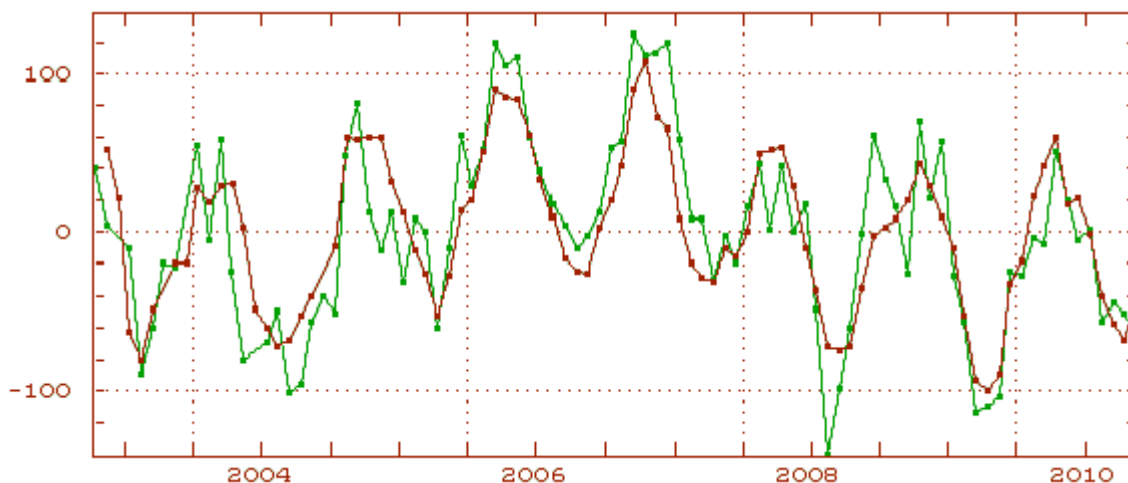


Рис. 1 – Изменения во времени гравитационного поля в пункте 30,5 сш 46,5 вд (зеленый) и в пункте 33,5 сш 45,5 вд (красный) в мм относительно формы геоида

Установлено, что суша на протяжении 420 суток поднимается и опускается с амплитудой примерно 150 мм, что связано с Чандлеровской циклическостью. Такие движения не учитываются в геодезической системе WGS-84 и могут создавать ложные представления о процессах трансгрессии/регрессии Мирового океана.

Выводы. В результате математической обработки временных рядов спутниковых альтиметрических измерений уровня Мирового океана и спутниковых гравиметрических измерений трансформации формы геоида выявлены и изучены систематические погрешности оценки трансгрессии/регрессии океана периодического характера, связанные с изменением взаимного положения поверхности Земли и орбиты спутника.

Литература:

1. Михайлов В.И., Дорофеев В.С., Ярошенко В.Н., Капочкин Б.Б., Кучеренко Н.В. Современные изменения уровня Черного моря как основа стратегии строительного освоения побережий. - Одесса, Астропринт, 2010. – 167 с.
2. Учитель И. Л., Дорофеев В. С., Ярошенко В. Н., Капочкин Б. Б. Геодинамика. Основы динамической геодезии. - Одесса: Астропринт, 2008. – 366 с.