

На правах рукопису

УДК 504.3.054

**Кваліфікаційна робота магістра**

Спеціальність 103 – Науки про Землю

Освітня програма «МЕТЕОРОЛОГІЯ»

**ЗМІНИ ПРИЗЕМНОГО ВМІСТУ АЕРОЗОЛІВ РІЗНОГО ПОХОДЖЕННЯ  
НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ**

Виконав

студент II курсу ОР «Магістр»

кафедри метеорології та кліматології

Петриченко Олександр

Олександрович

Науковий керівник

Кандидат географічних наук,

Савенець Михайло Валерійович

Робота рекомендується до захисту

Протокол № \_\_\_\_ засідання кафедри метеорології та кліматології

від «\_\_» \_\_\_\_\_ 2023 р.

Завідувач кафедри метеорології та  
кліматології

доктор географічних наук, професор

Сніжко Сергій Іванович

# ЗМІСТ

ВСТУП.....	3
1.Проблематика вивчення аерозолів в атмосферному повітрі .....	5
1.1 Загальне поняття про аерозолі та їх вплив в атмосфері.....	5
1.2 Аерозолі за їх хімічним складом і походженням.....	11
1.3 Вплив аерозольних частинок на здоров'я людини.....	16
1.4 Дослідження аерозолів в світі та Україні .....	17
2. Вихідні дані та методики обробки даних .....	26
2.1 Реаналіз MERRA-2.....	26
2.2 Створення бази даних аерозолів та методика проведених обчислень .....	29
3. Просторово-часовий розподіл аерозолів різного походження .....	32
3.1 Просторовий розподіл. Річний хід приземного вмісту аерозолів.....	32
3.2 Сезонна мінливість вмісту аерозолів .....	47
3.3 Добова мінливість .....	55
3.4 Тенденції вмісту аерозолів у сучасний період.....	68
ВИСНОВКИ.....	77
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	79

## ВСТУП

*Актуальність теми:* аерозолі відіграють важливу роль у атмосферних процесах, впливаючи на хмароутворення та конденсацію, змінюють хімічний склад опадів, їх фазовий стан, альbedo, тим самим чинять значний вплив на енергетичний баланс Землі та перерозподіл опадів. Аерозолі різного хімічного складу та розмірів часток також впливають на здоров'я населення. Вивченням аерозолів займаються провідні вчені усього світу, для цього залучаються супутникові технології, розробляються сучасні прилади для моніторингу.

Важливими аспектами розуміння ролі аерозолів у атмосферних процесах є вивчення їх хімічного складу, фізичних та хімічних властивостей, джерел надходження та стоку, тривалості життєвого циклу, просторового розподілу та концентрацій. За останні десятиліття в цих областях вже є суттєві напрацювання. З розвитком комп'ютерної техніки та якісним покращенням її обчислювальних можливостей було створено велику кількість прогностичних моделей, що залучають все більше параметрів. Значно розвинулись супутникові дослідження аерозолів, створено багато баз даних. Сучасні дослідження аерозолів – це використання передових технологій, сучасних моделей, що поєднують супутникові та наземні дані спостережень, обробка баз даних статистичними та іншими методами.

В Україні через недостатню кількість необхідних вимірювань та вхідних даних наразі проблематично проводити дослідження ролі аерозолів різного хімічного складу. Тому є актуальним завдання провести загальний аналіз аерозольних компонент на території України, користуючись сучасними супутниковими базами даних.

*Метою* кваліфікаційної роботи є встановлення закономірностей просторово-часового розподілу приземного вмісту аерозолів різного походження на території України.

Для досягнення мети було сформульовано наступні завдання:

1. Створити впорядковану електронну базу даних аерозолів різного походження над територією України на основі даних реаналізу MERRA-2;
2. Встановити особливості просторового розподілу аерозолів різного походження над територією України;
3. Визначити закономірності річного, сезонного та добового ходу аерозолів;
4. Встановити тенденції вмісту аерозолів у сучасний період в Україні .

*Об'єктом* дослідження є аерозолі різного походження.

*Предметом* дослідження є закономірності змін просторово-часового розподілу аерозолів різного походження на території України.

*Методологічною основою* дослідження були праці вітчизняних та закордонних авторів, в яких досліджуються роль аерозолів у атмосферних процесах, їх хімічний склад, фізичні та хімічні властивості, просторовий розподіл та концентрації.

# 1. Проблематика вивчення аерозолів в атмосферному повітрі

## 1.1 Загальне поняття про аерозолі та їх вплив в атмосфері

Аерозолі – це дрібні частинки різного походження, що знаходяться у зваженому стані в атмосферному повітрі. Вони розсіюють, поглинають та відбивають сонячне світло. Розсіювання сонячного світла може зменшити видимість (серпанок) і впливає на оптичну щільність атмосфери [79].

Аерозолі впливають як безпосередньо, так і опосередковано, на радіаційний баланс Землі та клімат. Прямий ефект полягає у розсіюванні чи поглинанні сонячного випромінювання. Непрямий ефект – являє собою вплив аерозолів в нижніх шарах атмосфери на процеси хмароутворення та конденсації, змінюючи хімічний склад опадів, їх фазовий стан, альbedo, тим самим впливаючи на енергетичний баланс Землі та перерозподіл опадів. [79]

Непрямий вплив аерозолів, у широкому сенсі, визначається як загальний процес, за допомогою якого аерозолі впливають на радіаційний баланс Земля-атмосфера шляхом модуляції альbedo хмар та кількості хмар. Його можна розглядати як серію процесів, що зв'язують різні проміжні змінні, такі як маса аерозолу в атмосфері, концентрація ядер конденсації хмар (cloud condensation nuclei - CCN), концентрація ядер льоду (ice nuclei - IN), розподіл водної фази, оптична густина хмари тощо, які пов'язують викиди аерозолів (або їхні прекурсори) у атмосферу до радіаційного впливу через хмари [3,28].

Залежно від розмірів частинок та ролі, яку вони виконують в метеорологічних процесах, аерозолі поділяються на кілька груп, наведених у *табл.1.1*. Переважаючою фракцією в кількісній концентрації атмосферних аерозолів є мода нуклеації, а у масовій концентрації переважаючими є акумуляційна та дисперсійна моди від 0,3 до 20 мкм (80%). [71]

Таблиця 1.1 Класифікація атмосферних аерозолів

Радіус частинки, мкм	Назва за Х. Юнге (1963)	Назва за Вайтбі і Свердрупом (1973)
< 0,01	Найдрібніші (ultrafeine)	Найдрібніша мода
0,01 – 0,1	Ядра Айткена	Мода нуклеації
0,1 – 1	Великі	Мода акумуляції
>1	Гігантські	Мода дисперсійна

Одним із визначальних впливів аерозолів на атмосферні процеси полягає у їх прямих і непрямих ефектах. Під час першого дистанційного зондування, супутникові дослідження хмар поблизу регіонів з високим рівнем викидів SO<sub>2</sub> показали, що забруднені хмари мають у середньому вищу відбивну здатність, ніж оточуючі “незабруднені” хмари [31]. Отримані за допомогою супутника концентрації хмарних крапель у стовпі атмосфери в хмарах нижнього ярусу значно зростають від морських до континентальних хмар, а також у тропічних районах, де поширене горіння біомаси [23]. Існує статистично значуща кореляція оптичної густини аерозолу з ефективним радіусом хмарної краплі (негативна кореляція) і оптичної густини аерозолу з оптичною густиною хмари (позитивна кореляція) для хмар з оптичною густиною менше 15 [61]. Подальші дослідження виявили додаткові докази непрямого впливу від аерозолів – було виявлено збільшення альbedo хмар, зменшення ефективного радіусу хмарних крапель і збільшення кількості хмарних крапель, зі збільшенням концентрації аерозолів у вимірюваному стовпі атмосфери [39].

Програми вимірювань за допомогою наземних систем спостереження виявили зв’язок між концентраціями ядер конденсації хмар і радіусами крапель дрібного дощу і хмар в морських шарувато-купчастих хмарах [28].

Щодо перистих хмар, велика частина як спостережень, так і теоретичних знань про непрямий вплив антропогенних аерозолів була нещодавно узагальнена у звіті про вплив аерозолів від викидів авіації на хмари [15]. Протягом останніх двох десятиліть у зонах інтенсивного повітряного руху спостерігається стабільна тенденція до зростання перистої хмарності, яка простежується, принаймні в загальних рисах, як у наземних, так і в супутникових базах даних [15]. Визначене

збільшення перистої хмарності приблизно на 4% з 1971 року можливо пов'язати з авіаційними викидами на великій висоті. Хоча суто метеорологічні тенденції (тобто збільшення вмісту водяної пари у верхніх шарах атмосфери, зміна моделей циркуляції) та/або збільшення, пов'язане з наземними викидами, не можна виключати як можливу причину цих тенденцій, ці спостереження очевидно свідчать про вплив авіаційних викидів на кількість хмар верхнього ярусу атмосфери.

Ефективність аерозольних частинок як ядер конденсації хмар залежить від їх розміру та реакції з водяною парою. Частинки атмосферного аерозолю можуть бути:

- гідрофобні (тобто не активуються в хмарі ні за яких обставин);
- нерозчинні у воді, але мають гідрофільні центри, які дозволяють частинкам змочуватись і активуватися при високих перенасиченнях вологою;
- мають деякий водорозчинний компонент і активуються при низьких насиченнях вологою за умови достатнього часу для досягнення свого критичного радіусу.

Лише частинки з деякими водорозчинними видами мають значення для непрямого впливу [32]. Однак в атмосферному аерозолі є багато водорозчинних сполук із різними ступенями розчинності. Водорозчинна фракція органічних частинок в аерозолях може бути високою порівняно з сульфатом, і органічні речовини можуть бути важливими джерелами ядер конденсації, принаймні за деяких обставин [41,49]. Аерозолі від спалювання біомаси в основному складаються з органічних речовин і можуть діяти як ядра конденсації, але деяка їх активність насправді може бути пов'язана з неорганічними компонентами, що знаходяться всередині [33,40,59]. Розчинність у воді насичених киснем органічних речовин має тенденцію до зменшення зі збільшенням кількості вуглецю [51].

Важливим фактором для розробки спектру CCN є окислення в хмарі  $\text{SO}_2$ . Сучасні моделі вказують на те, що частка вторинного сульфату, яка виникає внаслідок окислення  $\text{SO}_2$  у хмарі, може бути в діапазоні від 60 до 80%. Хоча

невизначеність у цій оцінці не сильно впливає на моделювання викидів сірки, що значні наслідки для величини прогнозованого непрямого впливу [10, 64].

Вплив ядер конденсації на концентрацію хмарних крапель (Nd) може бути нелінійним. Одним із наслідків цього є те, що кількість природних ядер конденсації може сильно впливати на те, як ядра конденсації від антропогенних викидів впливають на непрямий радіаційний вплив. Існують два загальні методи, які використовувалися для зв'язку змін концентрацій хмарних крапель зі змінами концентрації аерозолі. Перший і найпростіший підхід використовує емпіричне співвідношення, яке безпосередньо пов'язує певну кількість аерозолі з концентрацією крапель [16,33]. Другий метод базується на прогностичній параметризації процесу утворення крапель хмари [1,10,18]. Цей тип підходу вимагає уявлення про активність ядер конденсації і динамічні та термодинамічні властивості хмари. На даний момент для застосування цього підходу необхідно передбачити деякі властивості аерозолі, необхідні для опису спектру ядер конденсації.

Непрямий вплив аерозолів на хмари визначається не тільки миттєвою зміною середньої концентрації крапель (тобто, перший непрямий ефект або ефект Тумі [57], але він також тісно пов'язаний з розвитком, тривалістю життя окремих хмар і наступним географічним поширенням хмарності (другий непрямий ефект). Ці процеси добре ілюструють морські шаруватоподібні хмари. Довговічність морських шаруватоподібних хмар зумовлена балансом між низкою умов джерел та стоків для конденсованої води, включаючи турбулентні приховані та явні потоки тепла з поверхні океану, швидкості радіаційного охолодження та нагрівання, захоплення сухого повітря над верхньою межею хмари та випадіння опадів із хмари. На жаль, зміни розміру хмар, спричинені вірогідними змінами кількості крапель у хмарі через модуляцію аерозолів, можуть бути незначними та їх важко охарактеризувати [25]. Зміни в короткохвильовому поглинанні, спричинені змінами числа крапель, впливають головним чином на зміну товщини хмари – і товщина хмари в свою чергу також сильно залежить від безрадіаційних процесів. Залежно від типу хмари зворотний зв'язок, пов'язаний із товщиною хмари, може суттєво зменшити або посилити

альbedo хмари через зміну концентрації крапель [7]. Тим не менш, процеси опадів надзвичайно важливі для морських хмар, де, в залежності від інтенсивності опадів, зазнає змін часткова хмарність та вміст води у хмарах [2]. Одним із таких процесів є модуляція оптичної густини хмари опадами. Значна частина сезонного циклу альbedo хмар може бути пов'язана з модуляцією оптичної густини хмар аерозолями та їх впливом на ефективність опадів [8]. У той час як вплив модуляції опадів на кількість хмар підтверджується низкою досліджень, деякі інші стверджують, що зовнішні термодинамічні фактори, такі як температура поверхні моря, є основними факторами, що визначають формування та розсіювання морських шарувато-купчастих хмар [63].

Фазовий розподіл води в хмарах повинен мати суттєвий вплив на радіаційний вплив хмари, по-перше, тому що льодові гідрометеори мають тенденцію бути набагато більшими, ніж краплі хмари, і, таким чином, збільшувати кількість опадів, а по-друге, тому що розмір гідрометеорів (що визначається як розподіл відношення льоду до пари і льоду до рідкої фази) може мати значний вплив на радіаційний баланс. Кілька досліджень підтвердили ці очікування [53], продемонструвавши, що частка переохолодженої води в моделях, яка перетворюється на лід, має значний вплив на глобальний радіаційний баланс. Водночас, дослідження за допомогою моделі ECHAM [36], проведене для цієї оцінки, виявило дуже велику різницю в глобальному середньому форсингу хмар у  $+16,9 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ , викликаному включенням у модель лише льоду в хмарах з температурою нижче  $0^\circ \text{C}$  порівняно з включенням лише води в хмарах із температурою вище  $-35^\circ\text{C}$ . Зміна надходження води в цих експериментах (від  $160 \text{ г}\cdot\text{м}^{-2}$  до  $54,9 \text{ г}\cdot\text{м}^{-2}$ ) була більшою, ніж 60% похибка цієї величини за результатами вимірювань [21,60]. Однак це, безсумнівно, демонструє, що навіть невеликі зміни у формуванні льоду можуть мати значний вплив на непрямий кліматичний вплив через аерозолі.

Утворення льоду в атмосфері давно визнано дуже важливою темою через його ключову роль у процесі випадання опадів. Однак прогресу у визначенні цієї ролі заважає безліч складних питань, таких як точний спосіб впливу ядер льоду (IN), приземні вимірювання зміни впливу ядер льоду через покриття різними

субстратами, включаючи залишковий лід, вторинне утворення льоду та відсутності послідовності в методах вимірювання [5,50,58]. Через ці проблеми передчасно кількісно оцінювати вплив утворення льоду на непрямий вплив на клімат. Існує великий діапазон перенасичення, в якому гетерогенні ядра льоду можуть мати значний вплив [15]. Однак як у гетерогенних, так і в гомогенних випадках аерозолі відіграють важливу роль у зледенінні. Активне вторинне утворення льоду внаслідок таких процесів, як механізм Галлетта-Моссопа, робить встановлення чіткого зв'язку між виміряними концентраціями ядер льоду і концентраціями частинок льоду досить складним [4, 48]. Тим не менш, у деяких випадках було виявлено зв'язки між концентраціями ядер льоду та утворенням льоду в нижніх тропосферних хмарах [13,54]. Це підтверджує, що фактичний процес утворення льоду повинен модулюватися аерозолями.

Для перистої хмари, утвореної гомогенним зародженням на частинках аерозолів, є чіткі підстави стверджувати, що існує істотний антропогенний вплив на ядра льоду. Більші частинки збільшують потік опадів і зменшують кількість водяної пари з атмосфери, створюючи негативний вплив [44]. Є деякі докази також вуглецевих компонент, які, цілком ймовірно, походять від вихлопних газів літаків [29, 9]. Отже, хоча точний розподіл неоднорідної кількості ядер льоду між антропогенними і природними наразі неможливий, значна частина може бути антропогенною. Численні види аерозолів антропогенного походження були ідентифіковані як в лабораторних, так і в польових умовах як потенційно ефективні ядра льоду [27]. У деяких випадках у шлейфах забруднення у міських зонах були виявлені вище фонових концентрацій ядра льоду, тоді як в інших випадках були виявлені нижчі фонові рівні. Деякі розбіжності можуть бути пов'язані з різними методами вимірювання [55]. Однак можливо, що значною мірою це пов'язано з різним ступенем дезактивації ядер нуклеації.

## 1.2 Аерозолі за їх хімічним складом і походженням

*Вуглецеві аерозолі – органічний вуглець та сажа (англ.: organic and black carbon)*

Вуглецеві сполуки складають велику, але дуже мінливу частку атмосферних аерозолів. Органічні речовини є переважаючим компонентом аерозолів, при спалюванні біомаси [3]. Органічні речовини часто мають найбільшу частку серед аерозолів верхньої тропосфери [38]. Наявність карбонових і дикарбонових кислот робить органічні сполуки в аерозолях водорозчинними і дозволяє їм брати участь у зародженні хмарних крапель [51]. Сучасні польові вимірювання підтвердили, що органічні аерозолі можуть бути ефективними ядрами конденсації у хмарах і, отже, також відіграють важливу роль у непрямому впливі на клімат [49]. Існують значні аналітичні труднощі в проведенні спостережень за різними видами органічного вуглецю в аерозолях. Значні похибки можуть утворюватися шляхом як адсорбції органіки з газової фази на аерозолях, так і шляхом випаровування летких органічних речовин із аерозолю.

Особливе значення для прямого впливу має світлопоглинальний характер деяких вуглецевих речовин, таких як сажа та смолисті речовини. Дослідження модельних розрахунків свідчать про те, що велика кількість «чорного вуглецю» прямі аерозольні ефекти, що у подальшому впливають на зміну клімату [24, 52]. Незважаючи на важливість, вимірювання сажі та розрізнення сажі й органічного вуглецю все ще потребують удосконалення.

Глобальні викиди органічних аерозолів від спалювання біомаси та викопного палива оцінюються в  $4,5-8 \times 10^{10}$  кг і  $1-3 \times 10^{10}$  кг/рік відповідно [34]. Процеси горіння є домінуючим джерелом сажі. Згідно з останніми оцінками, глобальні викиди від спалювання біомаси становлять від 6 до  $9 \times 10^9$  кг/рік, а від спалювання викопного палива – від 6 до  $8 \times 10^9$  кг/рік [45, 34].

Основними джерелами вуглецевмісних аерозолів є спалювання біомаси та викопного палива, а також атмосферне окислення біогенних і антропогенних летких органічних сполук (ЛОС). Атмосферне окислення біогенних вуглеводнів сприяє утворенню аерозолів. Оскільки він формується шляхом фазового

переходу із газу в частинки, цей вторинний органічний аерозоль (англ.: secondary organic compounds (SOA)) присутній у фракції субмікронного розміру. Експерименти з вивчення потенціалу формування біогенного аерозолю показали, що об'єм залежить від механізму окиснення. Загалом, окислення  $O_3$  або  $NO_3$  окремо дає більше аерозолю, ніж окислення  $OH$  [26]. Однак через низькі концентрації  $NO_3$  і  $O_3$  за межами забруднених територій, у глобальному масштабі окислення більшості ЛОС відбувається через реакцію з  $OH$ . У поєднанні з відповідними механізмами перенесення та хімічними реакціями в моделях глобального хімічного транспорту оціночні викиди вторинного органічного аерозолю складають від 13 до  $24 \times 10^{10}$  кг/рік [22]. Слід зазначити, що хоча прекурсори цього аерозолю справді мають природне походження, залежність кількості сформованого аерозолю від механізму окиснення вказує на факт того, що на утворення аерозолю з біогенних викидів може впливати діяльність людини.

Антропогенні ЛОС також можуть бути окислені до органічних частинок. Однак лише окислення ароматичних сполук дає значну кількість аерозолю, як правило, приблизно 30 г твердих частинок на 1 кг ароматичних сполук, окислених у міських умовах. Глобальні викиди антропогенних ЛОС оцінюються в  $109 \pm 27 \times 10^{10}$  кг/рік, з яких приблизно 60% припадає на використання викопного палива, а решта – на спалювання біомаси [47]. Викиди ароматичних речовин становлять приблизно  $19 \pm 5 \times 10^{10}$  кг/рік, з яких  $12 \pm 3 \times 10^{10}$  кг/рік пов'язані з використанням викопного палива. Використовуючи ці дані, ми отримуємо дуже малу потужність джерела для цього типу аерозолю, приблизно  $0,6 \pm 0,3 \times 10^{10}$  кг/рік.

### *Пил (англ.: dust)*

Ґрунтовий пил вносить суттєвий вклад у загальну кількість аерозолів у атмосфері та її оптичну товщину, особливо в субтропічних і тропічних регіонах. Оцінки глобальної потужності викидів пилу в атмосферу коливаються від 1 до  $5 \times 10^{12}$  кг/рік [14], з дуже високою просторовою та часовою мінливістю. Основними джерелами пилу є переважно пустелі, дна висохлих озер і

напівпосушливі пустельні території, а також райони зі збіднілим рослинним покривом, або де поверхня ґрунту була порушена діяльністю людини. Основні джерела пилу знаходяться в пустельних регіонах Північної півкулі, тоді як викиди пилу в Південній півкулі відносно невеликі.

Дефляція (видування) пилу відбувається, коли швидкість приземного вітру перевищує порогову швидкість, яка є функцією шорсткості елементів поверхні, розміру часток та вологості ґрунту. Утворення кірки на поверхні ґрунту та обмеження доступних для видування частинок можуть зменшити викиди пилу з джерела [66]. З іншого боку, пошкодження таких поверхонь за рахунок людської діяльності може значно посилити утворення пилу. Було підраховано, що до 50% наявного атмосферного пилу надходить від порушених поверхонь ґрунту, і тому його слід вважати антропогенним за походженням [56]. Крім того, дефляція пилу може змінюватися як відповідь на природні зміни кліматичного режиму. Наприклад, перенесення пилу із Сахари у район островів Карибського моря збільшується в роки Ель-Ніньо, а перенесення в Середземне море та Північну Атлантику корелює з Північноатлантичним коливанням. Аналіз записів про пилові бурі показує регіони зі збільшенням і зменшенням частоти пилових бур за останні кілька десятиліть.

Тривалість життя часток пилу в атмосфері залежить від розміру частинок; великі частинки швидко осідають на земну поверхню завдяки силі земного тяжіння, тоді як частинки субмікронного розміру можуть знаходитися в атмосфері кілька тижнів. Було розроблено ряд моделей утворення та перенесення пилу у регіональних та глобальних масштабах.

Щоб оцінити вплив пилового аерозолі на радіаційний форсинг, необхідна інформація про розмір частинок, показник заломлення та їх склад. Типовий середній діаметр частинок пилу становить від 2 до 4 мкм. Показники заломлення, виміряні з проб сахарського пилу, часто використовувалися для оцінки глобального радіаційного ефекту. Оскільки альbedo пилу низьке, результуючий вплив є невеликим через часткове накладання та нівелювання сонячного й теплового впливу, а також накладання та нівелювання позитивного та негативного впливів на різні географічні регіони. Однак різні показники альbedo

пилу з різних регіонів, а також регіональні відмінності у відбивній здатності поверхні призводять до великої невизначеності результату впливу пилу у верхній частині атмосфери на радіаційний форсинг.

Транспорт, спалювання вугілля, виробництво цементу, металургія та спалювання відходів належать до промислових і технічних видів діяльності, які призводять до викидів первинних аерозольних часток.

Останні оцінки викидів цих аерозолів коливаються від приблизно  $10 \times 10^{11}$  кг/рік до приблизно  $20 \times 10^{11}$  кг/рік [62]. Ці аерозольні джерела мають найпомітніший вплив антропогенних аерозолів на якість навколишнього середовища, що призводить до їх контролю і регулювання. Викиди промислового пилу значно скоротився, особливо в розвинених країнах. Враховуючи потужність джерел та той факт, що велика кількість промислового пилу присутня у фракції розміру, яка оптично не дуже активна (діаметр  $>1$  мкм), це, ймовірно, не має суттєвого кліматичного значення на даний момент. З іншого боку, зростання індустріалізації без суворого контролю викидів, особливо в Азії, може призвести до збільшення викидів до значень вище  $30 \times 10^{11}$  кг/рік до 2040 року.

### *Морська сіль*

Аерозолі морської солі утворюються різними фізичними процесами, особливо шляхом відриву малих крапель з морської поверхні, що призводить до сильної залежності від швидкості вітру. Цей аерозоль може бути головним джерелом розсіювання світла та ядер конденсації хмар у тих морських регіонах, де швидкість вітру висока, а інші джерела аерозолів слабкі [38,42]. Частинки морської солі є дуже ефективними ядрами конденсації, і тому характеристика їхнього утворення на поверхні має велике значення для непрямих аерозольних ефектів. Наприклад, в концентраціях 1 частинка на літр, гігантські частинки солі здатні суттєво змінювати формування опадів у шарувато-купчастих хмарах та впливати на альбедо хмар.

Частинки морської солі охоплюють широкий діапазон розмірів (приблизно від 0,05 до 10 мкм у діаметрі) і мають відповідно широкий діапазон часу

існування в атмосфері. Таким чином, як і для пилу, необхідно досліджувати їх викиди та розподіл в атмосфері в моделях із кращою роздільною здатністю. Напівемпіричне формулювання було використано, щоб зв'язати швидкість викидів аерозолів морської солі у атмосферу, розділену за розміром частинок, із полем вітру та отримати глобальні місячні потоки морської солі для восьми інтервалів розміру від 0,06 до 16 мкм сухого діаметра (Таблиця 1.2) [20]. Для сучасного клімату загальний потік морської солі з океану в атмосферу оцінюється в  $33 \times 10^{12}$  кг/рік.

Таблиця 1.2 Викиди різних типів аерозолів у атмосферу з кількісними оцінками джерел викидів (у  $10^{11}$  г/рік) [37]

Table 5.3: Primary particle emissions for the year 2000 (Tg/yr)<sup>a</sup>.

	Northern Hemisphere	Southern Hemisphere	Global	Low	High	Source
Carbonaceous aerosols						
Organic Matter (0–2 μm)						
Biomass burning	28	26	54	45	80	Liousse <i>et al.</i> (1996), Scholes and Andreae (2000) Cook <i>et al.</i> (1999), Penner <i>et al.</i> (1993) Penner (1995)
Fossil fuel	28	0.4	28	10	30	
Biogenic (>1 μm)	—	—	56	0	90	
Black Carbon (0–2 μm)						
Biomass burning	2.9	2.7	5.7	5	9	Liousse <i>et al.</i> (1996); Scholes and Andreae (2000) Cooke <i>et al.</i> (1999); Penner <i>et al.</i> (1993)
Fossil fuel	6.5	0.1	6.6	6	8	
Aircraft	0.005	0.0004	0.006			
Industrial Dust, etc. (> 1 μm)			100	40	130	Wolf and Hidy (1997); Andreae (1995) Gong <i>et al.</i> (1998)
Sea Salt						
d < 1 μm	23	31	54	18	100	
d = 1–16 μm	1,420	1,870	3,290	1,000	6,000	
Total	1,440	1,900	3,340	1,000	6,000	
Mineral (Soil) Dust <sup>b</sup>						
d < 1 μm	90	17	110	—	—	
d = 1–2 μm	240	50	290	—	—	
d = 2–20 μm	1,470	282	1,750	—	—	
Total	1,800	349	2,150	1,000	3,000	

### 1.3 Вплив аерозольних частинок на здоров'я людини

Потенціал аерозолів у спричиненні проблем зі здоров'ям безпосередньо пов'язаний із розміром частинок. Маленькі частинки діаметром менше 10 мкм становлять найбільші проблеми, оскільки вони можуть проникати глибоко в легені, а деякі навіть у кровоносну систему (рис. 1.1).

Вплив таких частинок можливий як на легені, так і на серце. Численні наукові дослідження пов'язують вплив забруднення дрібнодисперсними частинками з різними проблемами, серед яких:

- передчасна смерть у людей із захворюваннями серця або легенів;
- не смертельні інфаркти;
- нерегулярне серцебиття;
- загострена астма;
- зниження функції легенів;
- посилення респіраторних симптомів, таких як подразнення дихальних шляхів, кашель або ускладнене дихання.

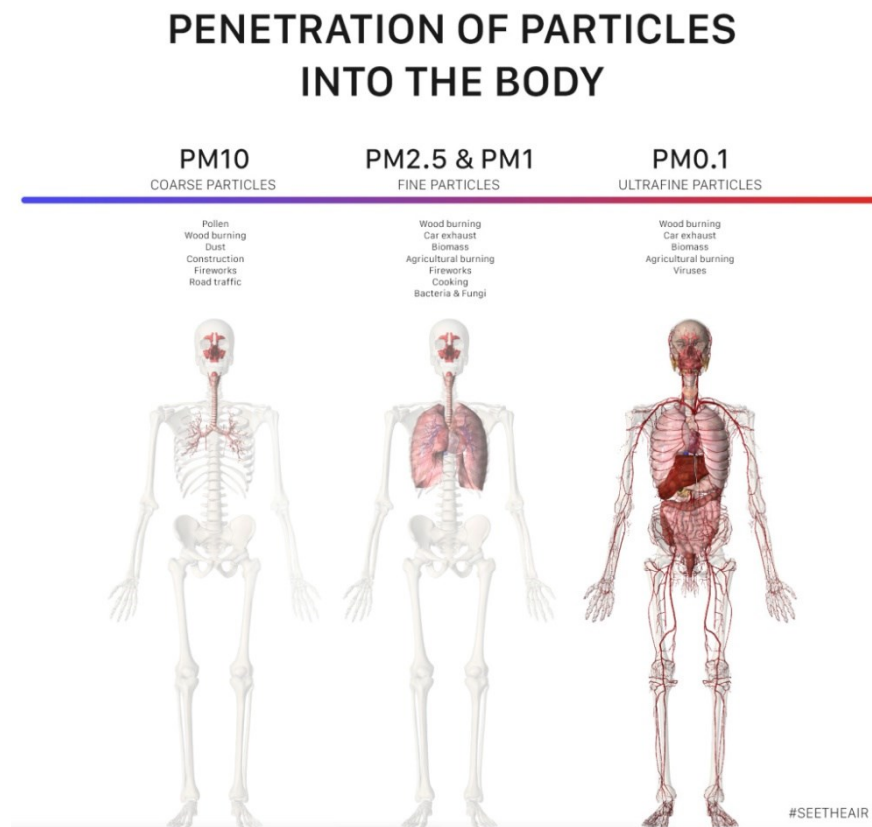


Рис. 1.1 Проникливість забруднюючих часток у тіло людини [76]

Люди, які страждають на серцеві або легеневі захворювання, діти та люди похилого віку найбільш схильні до впливу забруднення дрібнодисперсними аерозолями. [78]

З проблемами зі здоров'ям пов'язаний як тривалий, так і короткочасний вплив забруднюючих частинок. Тривалого впливу зазнають люди, які багато років живуть у районах з високим рівнем забруднення дрібними аерозолями. Основними проблемами таких людей стають зниження функції легенів та розвиток хронічного бронхіту і навіть передчасна смерть.

Короткочасний вплив забруднюючих часток (декілька годин або днів) може посилити захворювання легенів, спричиняючи напади астми та гострий бронхіт, а також може спричинити більш тяжкий перебіг респіраторних інфекцій. У людей із серцевими захворюваннями короткочасний вплив може викликати серцеві напади та аритмію. Не повідомлялося про серйозні наслідки короткочасного впливу на здоров'я дітей і дорослих, хоча вони можуть відчувати тимчасове незначне подразнення у горлі, коли рівень забруднення підвищений. [78]

## 1.4 Дослідження аерозолів в світі та Україні

Світові дослідження аерозолів мають суттєві напрацювання. Широкий спектр досліджень різних типів аерозолів зумовлений суттєвим впливом аерозолів на атмосферні процеси та, відповідно, зміни клімату, а також на здоров'я людини. Разом з дослідженням самих аерозолів постійно покращуються вже існуючі прогностичні моделі для аерозолів різних типів та створюються нові.

Початок сучасної науки про аерозолі лежить у роботах Ейткена (1888) [3] і Келера (1936)[17] про хмарну краплю. Приблизно через 20 років після досліджень Келера, Юнге (1955) [12] вивів степеневий закон, що описує число аерозольних частинок, і визначив стратосферний аерозольний шар, який тепер називають «шар Юнге». Юнге зробив висновок: «Справжній крок вперед у

розумінні основних процесів у хімії атмосфери можна зробити лише за умови одночасного, але окремого вимірювання аерозольних частинок і газів, і якщо аерозольні частинки, у свою чергу, розділені за розміром» [12]. Це було серйозним викликом для вчених того часу.

Було широко визнано дослідження процесів, таких як термодинамічні моделі на основі молярних фракцій і однопараметрична модель гігроскопічного росту ядер нуклеації [46]. Фаччіні та ін. у 1999 році [21] представили експериментальну роботу, спрямовану на розуміння ролі поверхневого натягу в зростанні хмарних крапель і подальшого впливу на альbedo хмар і радіаційне вплив (RF), тоді як Кніппінг [26] та ін. у 2000 році використали спрощений експеримент для дослідження ролі реакцій газів з іонами на межі повітря–вода.

Роль органіки в утворенні та зростанні аерозольних частинок також була важливою областю досліджень [32]. На додаток до природних вуглеводнів, стало зрозуміло, що антропогенні вуглеводні, такі як ароматичні сполуки, також беруть участь у формуванні та зростанні нових частинок [43]. Дженіке (2005) [35] був першим, хто припустив, що біологічні частинки є важливою частиною атмосферних аерозольних частинок. Ця стаття спонукала до розвитку нової галузі в науках про атмосферу. В подальшому, Фроліх-Новойскі та ін. (2016) [28] розглянули роль біоаерозолів у здоров'ї людини, кліматі та екосистемах.

З середини 2000-х років SOA був у центрі багатьох досліджень, присвячених джерелам і шляхам потрапляння цього аерозолу в атмосферу. Однією з основоположних робіт у цій галузі є визнання ролі природних і антропогенних вуглеводнів, зокрема ізопрену, у формуванні вторинного органічного аерозолу [11]. Хімічний склад SOA в усьому світі все ще погано вивчений, хоча способи опису збільшення його вмісту значно просунулися. Донахью та ін. (2006) [15] розробили підхід, заснований на мінливості органіки, концепцію, яка називається «базовий набір мінливості». Цю концепцію було розширено до безлічі волатильностей та їх класифікацій. Робінсон та ін. (2007) [20] виявили, що велика маса SOA не пояснюється наявними моделями, а методи, які використовуються для оцінки їх утворення, не враховують те, що вимірюється в польових умовах.

Дослідження з використанням мас-спектрометра (AMS) Ворснопа та його колеґ показали, що органічні сполуки наявні в аерозольних частинках. Чжан та ін. (2007) [59], а пізніше Хіменез та ін. (2009) [39] досліджували хімічний склад аерозолів у різних місцях по всій земній кулі, і зараз їхня робота була доповнена великою кількістю нових досліджень. Націлені на вирішення питання відсутності SOA у міському середовищі у моделях, Суррат та ін. (2010) [56] досліджували утворення SOA з ізопрену, а Віртанен та ін. (2010) [60] показали аморфний твердий стан біогенних вторинних органічних аерозольних частинок, ставлячи під сумнів традиційне уявлення про кінетику та термодинаміку процесів утворення та перетворення SOA, які припускали, що частинки у рідкій фазі з низькою в'язкістю швидко обмінюються хімічними речовинами з газовою фазою.

Леткі органічні сполуки (ЛОС) охоплюють широкий спектр аерозолів, що викидаються з антропогенних і природних джерел. У багатьох відношеннях ЛОС є паливом для окислювальних процесів в атмосфері, і бере участь у багатьох процесах у фазі газу та частинок. Екхальт (1974) [17] об'єднав детальні дані джерел та поглиначів метану та склав їх у послідовну структуру, яка описувала життєвий цикл метану. Цю концептуальну основу згодом було розширено до широкого діапазону слідів органічних газів. Початкове розуміння життєвого циклу метану в основному не змінилося протягом наступних 40 років і лягло в основу наукових оцінок ІРСС про роль метану в глобальному потеплінні та зміні клімату. Сам метан давно визнано важливим для хімії тропосфери, а також для зміни клімату як парниковий газ і як джерело водяної пари в стратосфері. Зокрема, робота Блейка та Роуланда (1986) [19] задокументувала глобальне збільшення викидів метану та його наслідки для зміни клімату.

Великі відмінності в реакційній здатності між окремими ЛОС завжди були особливістю їхньої хімії. Дарналл та ін. (1976) [22] розробив шкалу реакційної здатності атмосферних вуглеводнів на основі їх реакції з ОН, ідея, яка все ще є впливовою донині. Ця концепція була додатково розвинута Картером і Аткінсоном (1989) [4], які розглядали реакційну здатність вуглеводнів. Знання про реакційну здатність органічних речовин щодо утворення озону в атмосфері

може стати корисною основою для розробки відповідних стратегій контролю для зниження рівня озону в навколишньому середовищі. Це був початок підходу, який зараз часто використовується в регулюванні, щоб визначити, які органічні сполуки матимуть найбільший ефект у зменшенні озону.

Трансформація ЛОС може бути важливою в ряді різних атмосферних процесів. Одним із ранніх прикладів, який часто цитується, є робота Піттса та ін. (1978) [42] про атмосферні реакції поліциклічних ароматичних вуглеводнів і їх здатність утворювати мутагенні нітропохідні в типових атмосферних умовах.

Тривають дослідження щодо того, скільки ЛОС є в атмосфері та до яких наслідків може призвести неможливість виміряти та/або кількісно визначити їх усі. Робота Льюїса та ін. (2000) [33] використала нову техніку вимірювання ЛОС, в результаті якої було виявлено, що в міській атмосфері існує більша концентрація озonoутворюючих сполук вуглецю, ніж вважалося раніше. Пізніша стаття Голдштейна та Галбаллі (2007) [21] розширила цю роботу, висунувши гіпотезу про те, що тисячі летких органічних сполук досі не виміряні та невідомі, з потенційно величезними наслідками для балансу вуглецю в атмосфері.

### *Моделі хімічного транспорту*

Моделі хімічного транспорту (англ.: chemical transport models) є чисельними моделями для дослідження хімічних та фізичних процесів в атмосфері, який дозволяє прогнозувати та перевіряти дані спостережень у лабораторних та польових умовах. Дійсно, моделювання є ключовим інструментом тропосферної хімії. Твердження, що стосується клімату, якості повітря та кислотних опадів, наприклад, базуються на таких модельних прогнозах і прогнозах. Крім того, моделі представляють собою інструмент, який уможливив кількісне визначення викидів, ідентифікацію джерел та оцінку їх впливу.

Ранні прості хімічні моделі (без хімічного транспорту) були корисними інструментами для пояснення та перевірки основної теорії фотохімічного утворення озону. Визнання того, що не можна розглядати хімічні перетворення без урахування атмосферного переносу та змішування, прийшли доволі швидко.

Прості 1-D моделі, часто розроблені з параметризованим вертикальним транспортуванням у термінах концепції «вихрової дифузії», були витіснені двовимірними моделями і тепер значною мірою замінені складними 3-D моделями. Двовимірні моделі стратосфери (які є зональними середніми з широтою та висотою як змінними вимірами) були надзвичайно корисними та все ще використовуються (див., наприклад, [17]). Крім того, моделі хімічного транспорту часто використовуються для відділення атмосферної циркуляції від переносу хімічних речовин. Такі моделі надзвичайно важливі для аналізу даних спостережень, а також для визначення ролі різних хімічних процесів, що відбуваються в атмосфері.

Однак прогнози в мінливому кліматі вимагають поєднання знань з хімії атмосфери з моделями метеорологічного прогнозування. Зараз реалізовано трьохвимірні онлайн-моделі, які включають блок із параметризацією хімічних процесів, а постійне вдосконалення обчислювальних можливостей значно покращило можливості моделювання. Логан і співавтори визнані багатьма науковцями як такі, що надають базову модель опису глобальної хімії тропосфери [35] вперше описали GEOS-Chem, глобальну, тривимірну, тропосферну модель хімічного транспорту. Хоча це не єдина глобальна тропосферна модель з відкритим вихідним кодом та великою спільнотою користувачів. В останні роки також широко використовується модель дослідження та прогнозування погоди (WRF-Chem).

Іншим основним використанням моделей є інтерпретація великомасштабних наземних вимірювань. Одним із найперших детальних досліджень тропосферного хімічного моделювання, які об'єднували дані масштабної польової кампанії, було дослідження Харріса (1988) [24] для кампанії ABLE 2A (Експеримент граничного шару Амазонії) у граничному шарі річки Амазонки. Зараз використання багатьох моделей для інтерпретації наземних даних є загальною рисою сучасних досліджень хімії тропосфери.

Мультимодельні ансамблі, узагальнені Стівенсоном та ін. (2006) [48] є потужним інструментом для узагальнення модельного «розуміння» атмосфери. Цей підхід до моделювання використовує багато різних моделей для досягнення

більш точного представлення спостережень, ніж це було б можливо за допомогою використання лише однієї моделі, таким чином створюючи більш надійні результати для оцінок в глобальному масштабі. Крім того, багаторазові запуски одних і тих самих моделей із дещо різними початковими умовами часто використовуються для вивчення діапазону результатів. Цей підхід схожий на використання кількох моделей у прогнозах погоди.

### *Дослідження наслідків горіння біомаси*

Спалювання біомаси, особливо в тропіках, впливає на динаміку наземної рослинності, ерозію ґрунту, перенесення органічного вуглецю, якість повітря та [37]. Крутцен та ін. (1979) [10] першими підкреслили роль спалювання біомаси в тропіках як важливе джерело атмосферних газів, таких як молекулярний водень  $H_2$ ,  $CO$ ,  $N_2O$ ,  $NO$ , хлорметан ( $CH_3Cl$ ) і карбонілсульфід ( $COS$ ). Важливість спалювання біомаси, заснована на спостереженнях за невеликою групою пожеж, і оцінка його потенційної ролі є важливим кроком у розумінні ролі спалювання біомаси в якості повітря, зміні клімату та складі тропосфери. Хао та Лю (1994) [24] зробили ще один крок вперед, досліджуючи, де і коли відбувається спалювання біомаси та, отже, пов'язані викиди. Наприкінці 1970-х років вони розробили вдосконалену базу даних про кількість спаленої біомаси внаслідок вирубки лісів, зміни в культивуванні, пожеж у саванах, використання деревини як палива, та спалювання сільськогосподарських відходів, зосередившись на тропічній Америці, Африці та Азії.

Стаття 2001 року «Викиди незначних газів і аерозолів від спалювання біомаси» Андреа і Мерле містить коефіцієнти викидів для різноманітних видів аерозолів, що викидаються внаслідок горіння біомаси, і вважається ключовим орієнтиром для коефіцієнтів викидів від спалювання біомаси. Пізніше Рейд та ін. [49] представили подальшу роботу в області спалювання біомаси в оглядовій статті, в якій вони розглянули вимірювання розміру частинок в диму від спалювання біомаси, хімію процесів, термодинамічні властивості та коефіцієнти викидів з різних джерел. Вони об'єднали інформацію про спалювання біомаси у

єдине ціле та показали, що в літературі існують значні відмінності у вимірних властивостях частинок і вуглецевому балансі частинок.

Ван дер Верф та ін. (2006) [58] досліджували міжрічну мінливість і механізми, що лежать в основі регулювання мінливості від континентального до глобального масштабів, використовуючи часові ряди супутникових і модельних даних за 8 років. Загальні викиди вуглецю були спричинені горінням у лісистих районах, тоді як найбільші площі пожеж зумовлені пожежами в саванах, на які впливають інші екологічні та людські фактори.

### *Викиди та осадження аерозолів*

Викиди від автотранспорту та промисловості завжди були важливим аспектом якості повітря, і, отже, сферою, де була потрібна більш цілеспрямована робота з подальших уточнень цих викидів. Цей підхід було запроваджено в Каліфорнії на початку 1990-х років, а дослідження Калверта (1993) [12], Лоусон (1993) [34], Сінгера і Харлі (1996) [54] допомогли визначити та перевірити Каліфорнійську програму боротьби зі смогом, забезпечивши надійну наукову основу з даними про викиди. Також слід визнати роль таких методів, як, наприклад, дистанційний моніторинг СО, що утворюється транспортним потоком у розумінні викидів транспортних засобів.

Сільськогосподарські викиди (як від рослинництва, так і від тваринництва) відіграють важливу роль у кількох атмосферних процесах навколишнього середовища та здоров'я населення, що викликають занепокоєння. Ці атмосферні реакції та процеси впливають на якість повітря у навколишньому середовищі на місцевому та регіональному масштабах, вплив дрібнодисперсних частинок (PM), процеси окислення, вплив токсинів і патогенів. Викиди від сільського господарства також сприяють глобальним проблемам, спричиненим викидами парникових газів, зокрема закису азоту та метану.

Осадження газів і аерозольних частинок на поверхні є ще одним критично важливим процесом в атмосфері. Чемберлену (1966) [12] приписують перший опис поглинання газів поверхнею та ідентифікації їх переміщення через граничний шар атмосфери, приземний шар і через життєдіяльність рослин як

важливих елементів поверхневого поглинання. Спираючись на цю роботу, наприкінці 1980-х років Веслі (1989) [61] представив комплексну та широко поширену параметризацію процесу сухого осадження для регіональних і глобальних моделей. Наразі інтерес відновився у кількісному визначенні та розумінні процесів осадження. Тим не менш, систематичного опису, заснованого на фундаментальних незалежно вимірюваних фізико-хімічних параметрах, бракує [30].

### *Дослідження аерозолів в Україні*

Наразі в Україні дослідження аерозолів різного хімічного складу та їх впливу на клімат є доволі проблематичним через недостатню кількість необхідних вимірювань та вхідних даних.

Для м. Києва проведено значну роботу по оцінці рівня забруднення атмосферного повітря (Сніжко С.І. та Шевченко О.Г.) [71]. Виявлено просторово-часові закономірності повторюваності максимальних концентрацій забруднюючих речовин, здійснено районування території за умовами формування забруднення з використанням багатомірних статистичних методів. Оцінено вплив метеорологічних чинників на концентрацію шкідливих домішок у повітрі, а також запропоновано та апробовано методику короткострокового прогнозування забруднення атмосферного повітря на основі спектрального аналізу часових рядів.

Проведено опис більше 40 аерозольних сполук сірки, азоту, карбону, галогенів, а також джерела та стокові процеси аерозолів, їх хімічний склад, розподіл аерозольних частинок за розміром, прямі та непрямі ефекти впливу на клімат (Сніжко С. І., Олійник Р. В.) [69]. Проведені дослідження хімічного складу опадів, що залежить від хімічного складу аерозолю (Косовець-Скавронська О.) [66].

Досліджено спектральні оптичні характеристики аерозолів у атмосфері над Східною Європою за вимірюваннями у міжнародній мережі сонячних фотометрів AERONET, а також динаміку пожеж рослинності на цій території улітку 2010 р. за даними супутникового приладу MODIS (Є.І. Галицька, В. О.

Данилевський, С. І. Сніжко [65]). Було виявлено та проаналізовано вплив лісових пожеж, горіння торфу та трав'яного покриву на вміст, динаміку і властивості атмосферного аерозолу над Україною та прилеглими регіонами з урахуванням розвитку синоптичної ситуації та переміщень атмосферних мас.

Значного розвитку в Україні знання про аерозолі набули в рамках діяльності співробітників Головної астрономічної обсерваторії (Міліневський Г.П., Данилевський В.О., та ін). Ведеться робота по дослідженню просторово-часового розподілу забруднення атмосфери тонкодисперсними аерозолями в Східноєвропейському регіоні на основі спільних радіометрично-лідарних вимірювань та моделювання [67]. У дослідженнях дані наземних і супутникових спостережень використовуються для моделювання розподілу і переносу аерозолів з урахуванням хімічних перетворень за допомогою хіміко-транспортної моделі GEOS-Chem. Наразі виконується робота над українським космічним проектом Aerosol-UA, що має на меті надати інформацію про просторовий розподіл аерозолів у земній атмосфері та мікрофізику для кількісної оцінки внеску аерозолів у зміну клімату та моделювання енергетичного балансу планети.

Проведено дослідження загального вмісту пилу над територією України (Л.М. Надточій, М.В. Савенець, М.П. Баштаннік, І.В. Дворецька) [68], зокрема оцінено внутрішньорічні та міжрічні коливання вмісту пилу в атмосфері міст за умов впливу антропогенних та природних чинників формування концентрацій для різних часових масштабів.

Значна увага приділяється дослідженню впливу забруднення атмосферного повітря зваженими частинками пилу ( $PM_{10}$  та  $PM_{2,5}$ ) на здоров'я людини (І. Турос, Т. П. Маремуха, А. А. Петросян, Н. В. Брезицька) [72].

## 2. Вихідні дані та методики обробки даних

### 2.1 Реаналіз MERRA-2

Реаналіз — це процес, за допомогою якого незмінні алгоритми асиміляції даних використовуються для забезпечення послідовної повторної обробки метеорологічних спостережень, зазвичай охоплюючи розширені періоди історичних даних. Процес покладається на основну модель прогнозу для об'єднання різних спостережень у фізично обґрунтований, що дозволяє створювати набори даних у сітці для широкого діапазону змінних, включаючи ті, спостереження за якими є рідкісними або взагалі відсутніми. Таким чином, і з відповідним урахуванням властивих невизначеностей, продукти реаналізу не тільки стали основними у спільноті науковців-дослідників атмосфери, але й все частіше використовуються для моніторингу клімату, а також мають комерційне застосування, наприклад, в енергетиці та сільському господарстві.

Реаналіз клімату дає числовий опис клімату у минулому часі, отриманий шляхом поєднання даних моделей із даними спостережень. Він містить числові значення атмосферних параметрів, таких як температура повітря, тиск і вітер на різних висотах, аерозольний склад атмосфери, а також параметрів земної поверхні, таких як вологість ґрунту, температура поверхні моря, тощо. Значення обчислюються для всіх точок земної кулі та охоплюють тривалий період часу, який може охоплювати кілька десятиліть або більше. Реаналіз клімату генерує великі масиви даних, які можуть займати кілька петабайт пам'яті, і найкраще обробляти їх за допомогою хмарних сервісів, щоб уникнути великих навантажень на конкретний комп'ютер.

Реаналіз потребує спеціальних алгоритмів обробки даних, щоб забезпечити найкращу можливу часову узгодженість різних продуктів, на які можуть негативно вплинути модельні розбіжності і похибки наземних спостережень. Поточні дослідження зосереджені на розробці послідовного реаналізу об'єднаної кліматичної системи, включаючи атмосферу, поверхню

суходолу, океан, морський лід, вуглецевий цикл, аерозольний склад та ін. Додатковий напрямок досліджень спрямований на покращення обробки систематичних розбіжностей у моделях.

Реаналіз також передбачає включення, підготовку та оцінку нових доступних кліматичних спостережень, починаючи від початкових наземних спостережень на місцях, зроблених метеорологічними спостерігачами, до сучасних наборів супутникових даних високої роздільної здатності. Крім того, нові покоління реаналізу мають переваги від покращених версій існуючих спостережень, таких як останні доступні реаналізи супутникових даних космічних агентств [77].

MERRA-2 (Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications) — це реаналіз параметрів атмосфери розроблений НАСА, у 1980 році. Він замінює оригінальний реаналіз MERRA з використанням оновленої версії системи Годдарда моделі спостереження за Землею. MERRA-2 містить оновлення моделі та схеми аналізу глобальної статистичної інтерполяції (GSI).

Основною мотивацією для заміни MERRA на MERRA-2 є той факт, що система асиміляції даних MERRA була зупинена в 2008 році і не здатна отримувати кілька важливих нових типів даних: оскільки старі супутникові інструменти виходять з ладу, кількість спостережень, доступних для асиміляції в MERRA стрімко зменшується. MERRA-2 використовує GEOS-5 версії 5.12.4, яка може використовувати дані із нових мікрохвильових сенсорів та прилади гіперспектрального інфрачервоного випромінювання, а також інші типи даних.

Поряд із розширеним використанням супутникових спостережень у MERRA-2, другорядною мотивацією було включення більшої кількості типів даних. Важливим аспектом цього є асиміляція інформації про аерозолі на основі автономного набору даних «MERRAero», який був інтегрований з використанням метеорологічних полів від MERRA. Дані аерозолів MERRA-2 включені в додаткові набори файлів, які використовують теги AER, ADG і GAS у своїх назвах файлів, подібно до файлу даних MERRAero.

На відміну від MERRA, усі набори даних з MERRA-2 надаються на одній горизонтальній сітці. Ця сітка має 576 точок за довготою та 361 точку за

широтою, що відповідає роздільній здатності  $0,625^\circ \times 0,5^\circ$ . Поздовжня (по довготі) роздільна здатність даних змінюється з  $0,667^\circ$  в MERRA, а широтна роздільна здатність залишається незмінною ( $0,5^\circ$ ). Набори файлів MERRA з низькою роздільною здатністю, призначені для використання моделями хімічного транспорту, у MERRA-2 вилучені, але необхідна інформація зберігається у вихідних наборах даних. Версія моделі GEOS-5 MERRA використовувала звичайну сітку широт і довгот, і (більшість) вихідних наборів даних надавалися на цій сітці. У той час як вихідні дані MERRA-2 знаходяться на звичайній сітці  $0,625^\circ \times 0,5^\circ$  довготи  $\times$  широти, версія моделі GEOS-5 обчислювала всі поля на сферичній сітці координат з роздільною здатністю близько  $50 \text{ км} \times 50 \text{ км}$ . Для зручності користувачів набори даних просторово інтерполюються в сітку широт і довгот. Немає жодних змін у використовуваних вертикальних сітках: змінні надаються або на вертикальній сітці (на 72 рівнях моделі або на 73 поверхнях), або інтерпольовані до 42 стандартних ізобаричних рівнів.

Файли даних MERRA-2 надаються у форматі netCDF-4, на відміну від формату HDF-5/HDF-EOS, який використовується для MERRA. Оскільки файли netCDF-4 насправді є файлами HDF-5, які структуровані особливим чином, файли netCDF-4 також можна читати інструментами HDF-5.

Через розмір архіву MERRA-2 більшість датасетів стискаються методом GRIBlike, який непомітний для користувача. Цей метод впливає на точність даних, але його було оптимізовано до стану, коли відмінності між кінцевим продуктом реаналізу і оригінальними вихідними даними не несуть відчутної значущості.

Кожен датасет MERRA-2 містить змінні, що відповідають за розмір вузлів сітки довготи-широти та часу. Датасети продуктів, які містять тривимірні дані, також матимуть вертикальний вимір, який визначає або ізобаричні рівні, або т.з. гібридні рівні моделі.[74]

## 2.2 Створення бази даних аерозолів та методика проведених обчислень

Для аналізу зміни приземного вмісту аерозолів було створено базу даних реаналізу для 4 видів аерозолів – сажа (англ.: black carbon), органічний вуглець (англ.: organic carbon), пил (англ.: dust) та морська сіль (англ.: sea salt).

Створена база даних залучає дані реаналізу MERRA-2, які було отримано з проекту Earth Data (NASA) для 4 видів аерозолів з довжиною рядів у 10 років (січень 2011 – грудень 2020) помісячно. За кожен окремий місяць у датасетах представлені щогодинні дані добового ходу починаючи з 00:30 UTC. Дані інтерпольовані на сітку координат з кроком  $0,625^\circ$  за довготою та  $0,5^\circ$  за широтою. Розмірність отриманих даних –  $\text{кг}/\text{м}^3$ .

Подальші дії з обробки бази даних виконувалися у Cygwin Terminal - Linux-подібне середовище для Windows. Він складається з консолі, яка емулює як UNIX-термінал Linux і колекції інструментів, які забезпечують зовнішній вигляд ОС Linux. Cygwin містить велику кількість пакетів та бібліотек, які мають застосування для широкого спектру задач.

Для роботи зі створеною базою даних використовувався пакет CDO (Climate Data Operator). CDO — це пакет операторів командного рядка для обробки й аналізу даних кліматичних моделей. Серед підтримуваних форматів даних: GRIB 1/2, netCDF 3/4, що є основними форматами даних реаналізу таких проектів, як Copernicus та Earth Data. Існує понад 600 операторів, доступних для інтерпретації, обробки, форматування та аналізу даних.

Базова обробка бази даних складалася з:

- впорядкування файлів за назвою в залежності від даних про конкретний аерозоль всередині файлу;
- обрізання даних за сіткою географічних координат;
- приведення розмірності вихідних даних з  $\text{кг}/\text{м}^3$  у  $\text{мкг}/\text{м}^3$ .

Відповідно, для впорядкування за назвою було використано команду *cdo select, name = [назва аерозолу]*; для обрізання даних використано команду *cdo -*

*sellonlatbox,22,41,44,53* (координати крайніх точок обрізки); переведення розмірності з  $\text{кг}/\text{м}^3$  у  $\text{мкг}/\text{м}^3$  виконано командою *cdo -mulc,1000000000*.

Подальша обробка даних відбувалася відштовхуючись від конкретних потреб представлення даних. Командою *cdo ensmean* було осереднено дані у часі за всіма файлами бази даних. Утворений файл містить дані, осереднені за весь період спостереження, зберігаючи добовий хід. Аналогічна команда була засосована окремо до файлів з помісячними даними. Отримані дані було використано для побудови графіків добового ходу за весь досліджуваний період та у місяці з найбільшим та найменшим вмістом досліджуваних аерозолів у підрозділі 3.3.

Командою *cdo timmean* було проведено осереднення у часі за даними за весь період спостереження та окремо для файлів з помісячними значеннями аерозолів. Отримані дані було використано для побудови карт та графіків за весь 10-річний період спостереження (підрозділ 3.1) та сезонної мінливості (підрозділ 3.2) відповідно.

В основі функцій *ensmean* та *timmean* лежить формула середнього арифметичного 2.1

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^N X_i}{N} \quad (2.1)$$

де  $\bar{X}$  – середнє багаторічне значення концентрації аерозолу,  $X_i$  – вхідне середньомісячне значення концентрації у місяць  $i$ ,  $N$  – довжина ряду спостережень.

Обчислення тенденції вмісту аерозолів (підрозділ 3.4) здійснювався за наступним алгоритмом. Спочатку було обраховано величину аномалій (відхилення значень концентрацій ( $X_i$ ) від середнього ( $\bar{X}$ )) за допомогою команди *cdo monsub infile -monavg infile*. Далі командою *cdo mergetime* було об'єднано усі файли з обрахованими аномаліями для отримання часових рядів аномалій за увесь період спостереження. На основі цих рядів було обраховано величини лінійних трендів (див. формула 2.2) командою *cdo trend infile afile bfile*, де *afile* – величина тренду ( $a$ ), *bfile* – вільний член рівняння регресії ( $b$ ). За даними

часових рядів аномалій було побудовано карти та графіки трендів та аномалій вмісту досліджуваних аерозольних домішок.

$$Y = at + b \quad (2.2)$$

де  $Y$  – очікуване значення концентрації у момент часу  $t$ .

При створенні карт використовувалася програмний продукт Raportly – для побудови карт та графіків з даних форматів GRIB, NetCDF та ін. Графіки було побудовано за допомогою Excel.

### **3. Просторово-часовий розподіл аерозолів різного походження**

Вміст аерозолів в атмосферному повітрі значним чином залежить від розташування джерел викидів (як антропогенних, так і природних) та сезону року. Характеристики джерел викидів та їх розташування визначають кількість аерозолів в атмосфері, їх хімічний склад та співвідношення між собою. Залежність від сезону року визначає процеси перенесення аерозолу в атмосфері, ступінь його сухого та вологого осадження. Для розуміння характеру розподілу аерозолів різного складу над територією України, важливо дослідити його просторовий розподіл, наявність максимумів і мінімумів в полі концентрацій, а також річний і добовий хід.

#### **3.1 Просторовий розподіл. Річний хід приземного вмісту аерозолів**

##### *Пил*

Поняття пилу, що використовується у світовій практиці модельних розрахунків та даних реаналізів, включає у себе частинки саме пустельного походження із силікатним складом (на відміну від поняття пилу в практиці досліджень і спостережень на території України, де говориться про сукупність великих часток незалежно від хімічного складу та походження). У порівнянні із іншими аерозолями, вміст пилу в атмосфері над територією України часто є найвищим. Загалом, типовими є значення близько 10-15 мкг/м<sup>3</sup>. Формування максимумів приземного вмісту спостерігається на сході України внаслідок перенесення пустельного пилу із району Каспійського моря, досягаючи середніх багаторічних значень близько 27-30 мкг/м<sup>3</sup> (рис. 3.1). Перенесення зі сходу, спираючись на карту, є переважаючим джерелом пилу, відповідно, у напрямку на захід, значення концентрацій зменшуються. Локальних підвищень вмісту на основі даних реаналізу в межах території України не зафіксовано. Мінімальні

значення спостерігаються на північному заході країни та Закарпатті (5-6  $\text{мкг}/\text{м}^3$ )(рис. 3.1).

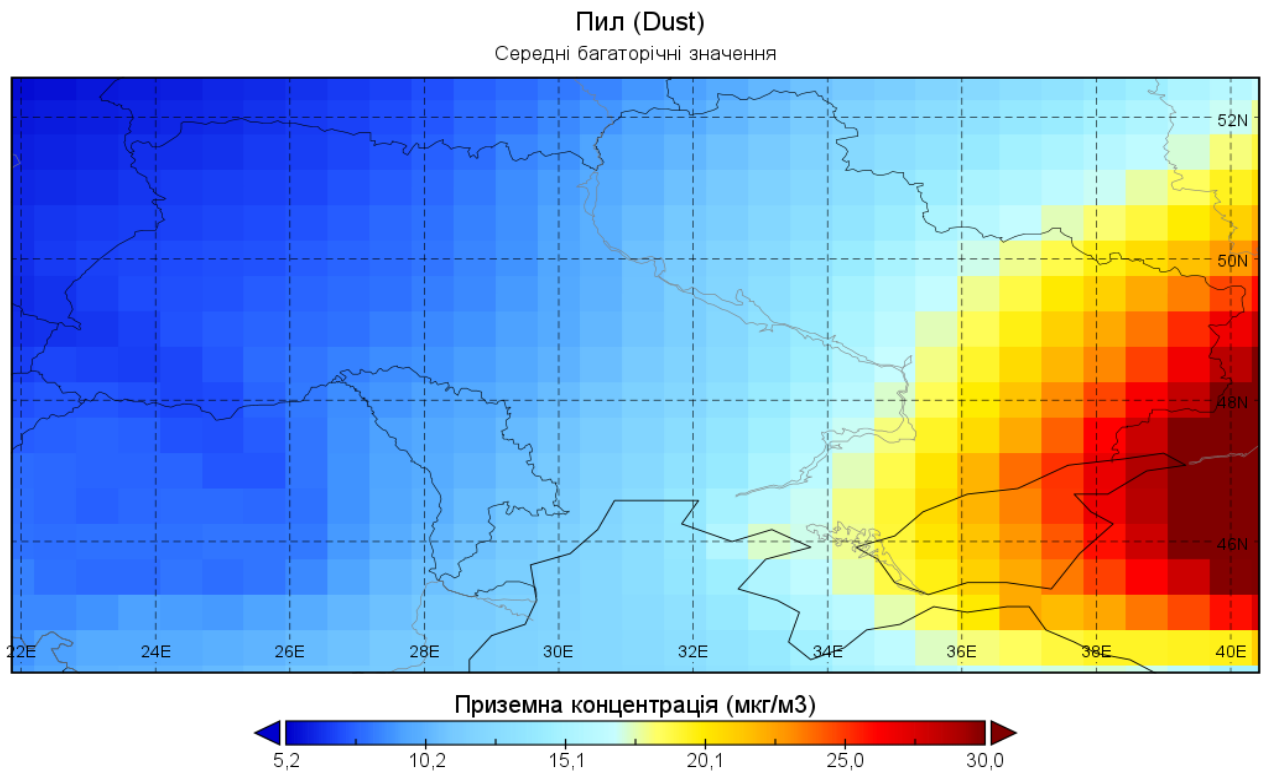


Рис. 3.1 Просторовий розподіл середніх багаторічних приземних концентрацій пилу на території України

Річний хід пилу представлено для територій з типовим високим та низьким вмістом, на прикладі м. Луганськ та територія Полісся в районі міст Шацьк та Любомль (рис. 3.2).

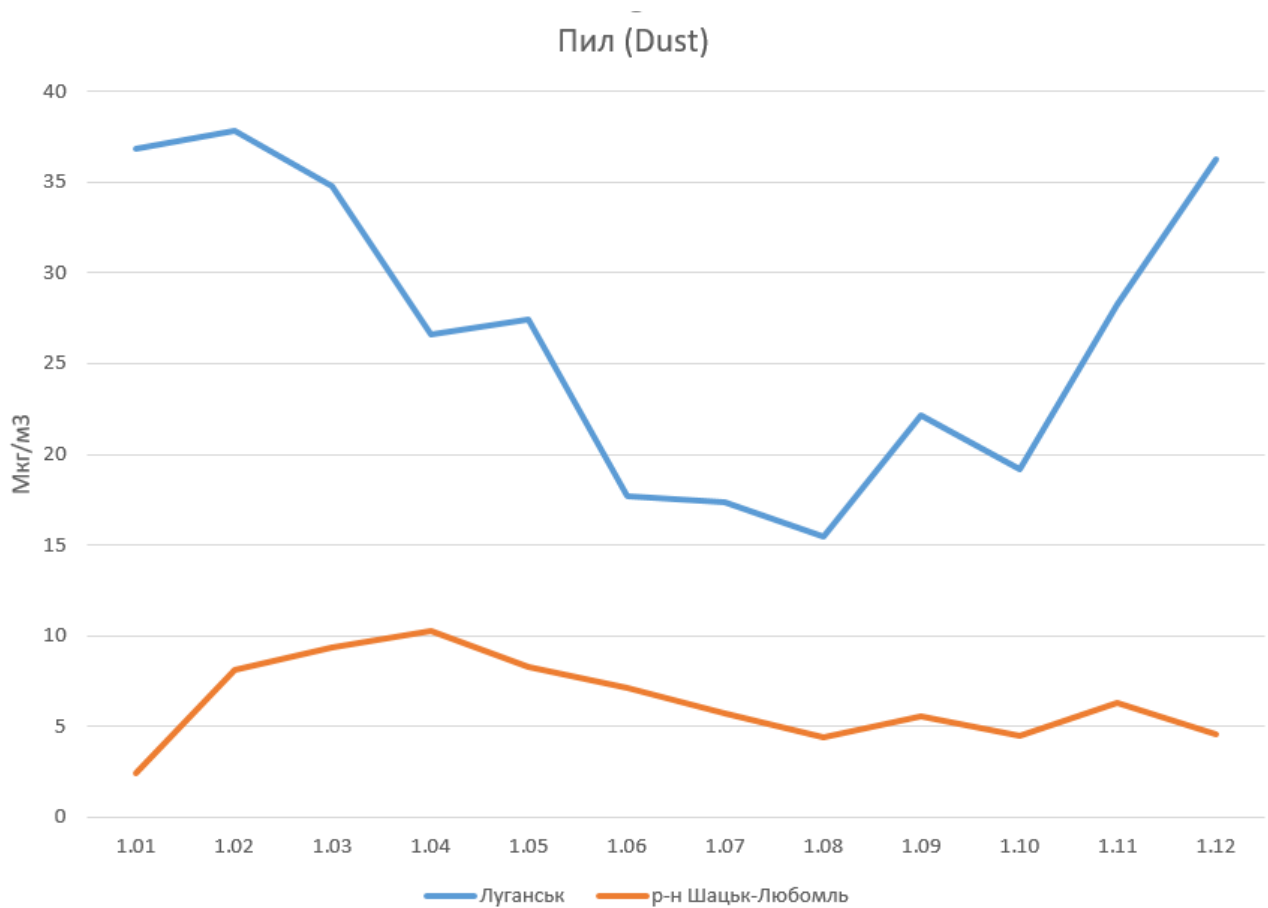


Рис. 3.2 Річний хід середніх багаторічних значень приземного вмісту пилу для точок з максимальними та мінімальними концентраціями

Максимальні значення вмісту для м. Луганськ спостерігаються у січні-лютому що досягають  $37 \text{ мкг/м}^3$ . Такий розподіл зумовлений південно-східними вітрами, які мають найбільшу інтенсивність саме взимку (рис. 3.3). У той час як у помірних широтах на території України встановлюється стійкий сніговий покрив, у пустельних районах біля Каспійського моря він відсутній, що не перешкоджає підняттю частинок пустельного пилу та його перенесення.

Зменшення інтенсивності південно-східних вітрів навесні призводять до послаблення перенесення пилу. Як наслідок, значення приземного вмісту спадають, досягаючи мінімуму в серпні ( $15 \text{ мкг/м}^3$ ).

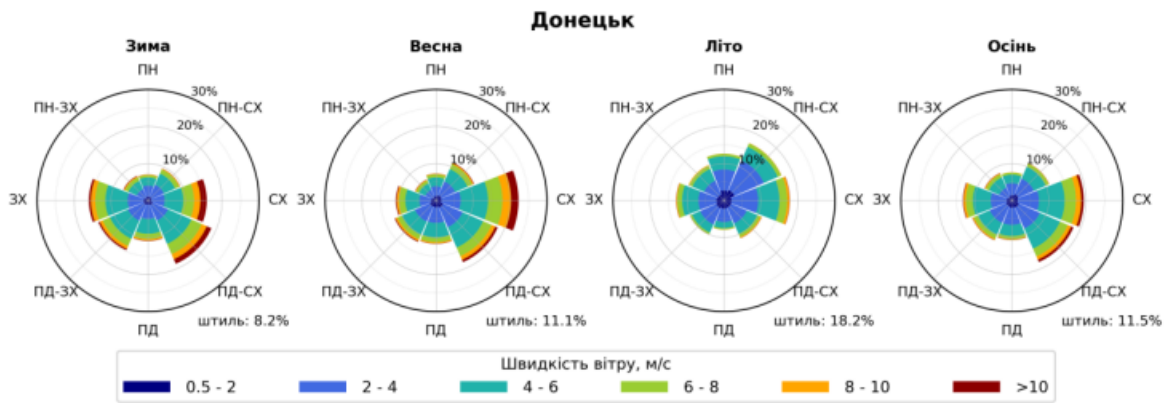


Рис. 3.3 Сезонна роза вітрів для м. Донецьк за даними 1981–2010 рр. [70]

Таким чином, співставивши графік багаторічного ходу пилу та розу вітрів, що актуальна для всього сходу України, видно чітку залежність між ними. В результаті, у точці з максимальними значеннями вмісту пилу було отримано чітко виражений хід цієї величини з одним максимумом у січні та одним мінімумом у серпні, зі значною амплітудою коливань.

Щодо територій з найменшим вмістом пилу, максимуми концентрацій формуються у травні ( $10 \text{ мкг/м}^3$ ). При цьому, у січні спостерігалися мінімальні значення у  $3 \text{ мкг/м}^3$ . За рахунок максимальної віддаленості від джерела переносу пилу, в результаті було отримано багаторічний хід цієї величини, що помітно відрізняється від ходу в районі з високими концентраціями та зі слабо вираженою сезонною мінливістю. На фоні домінуючих західних та південно-західних вітрів, максимум перенесення із південного-сходу спостерігається в перехідні сезони року (рис. 3.4). Враховуючи посушливість умов навесні останнього десятиріччя (тобто несприятливі умови до вологого осадження пилу), ці два фактори можуть бути причиною незначного підвищення вмісту пилу у цих районах навесні.

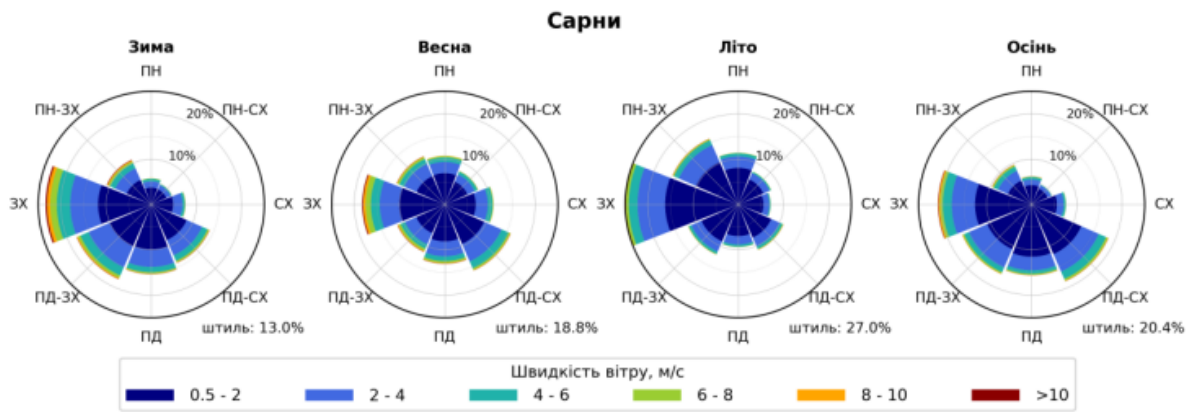


Рис. 3.4 Сезонна роза вітрів для м. Сарни за даними 1981–2010 рр. [70]

Загалом, динаміка вмісту пилу на території України характеризується рядом особливостей та відмінностей:

1. Присутні візуально помітні, значні відмінності у характері просторового та часового ходу концентрацій залежно від відстані до основного джерела та інтенсивності перенесення пустельного пилу із району Каспійського моря;
2. Максимуми сезонного ходу на різних територіях визначаються як переважаючою циркуляцією, так і можливим впливом метеорологічних умов у місцях з нижчими концентраціями (січень та серпень відповідно для м. Луганськ, травень та січень відповідно для району Шацьк-Любомль)
3. Сезонна мінливість чітко простежується на територіях із вищими концентраціями пилу.

### *Органічний вуглець*

Будучи продуктами неповного згоряння біомаси, просторовий та часовий хід органічного вуглецю визначається як антропогенною діяльністю, так і повторюваністю лісових пожеж. Найвищі концентрації органічного вуглецю спостерігаються у великих містах, промислових регіонах, а також у місцях з високою повторюваністю лісових пожеж (рис. 3.5). Так, найбільші концентрації зафіксовані у промисловому регіоні Донбасу ( $3 \text{ мкг/м}^3$ ), та на Поліссі в районі лісництв поблизу міста Сарни та Чорнобильської зони відчуження ( $2.5 \text{ мкг/м}^3$ ).

Райони з максимальними значеннями вмісту органічного вуглецю на Поліссі приурочені якраз до районів з частими лісовими пожежами протягом останнього десятиріччя.

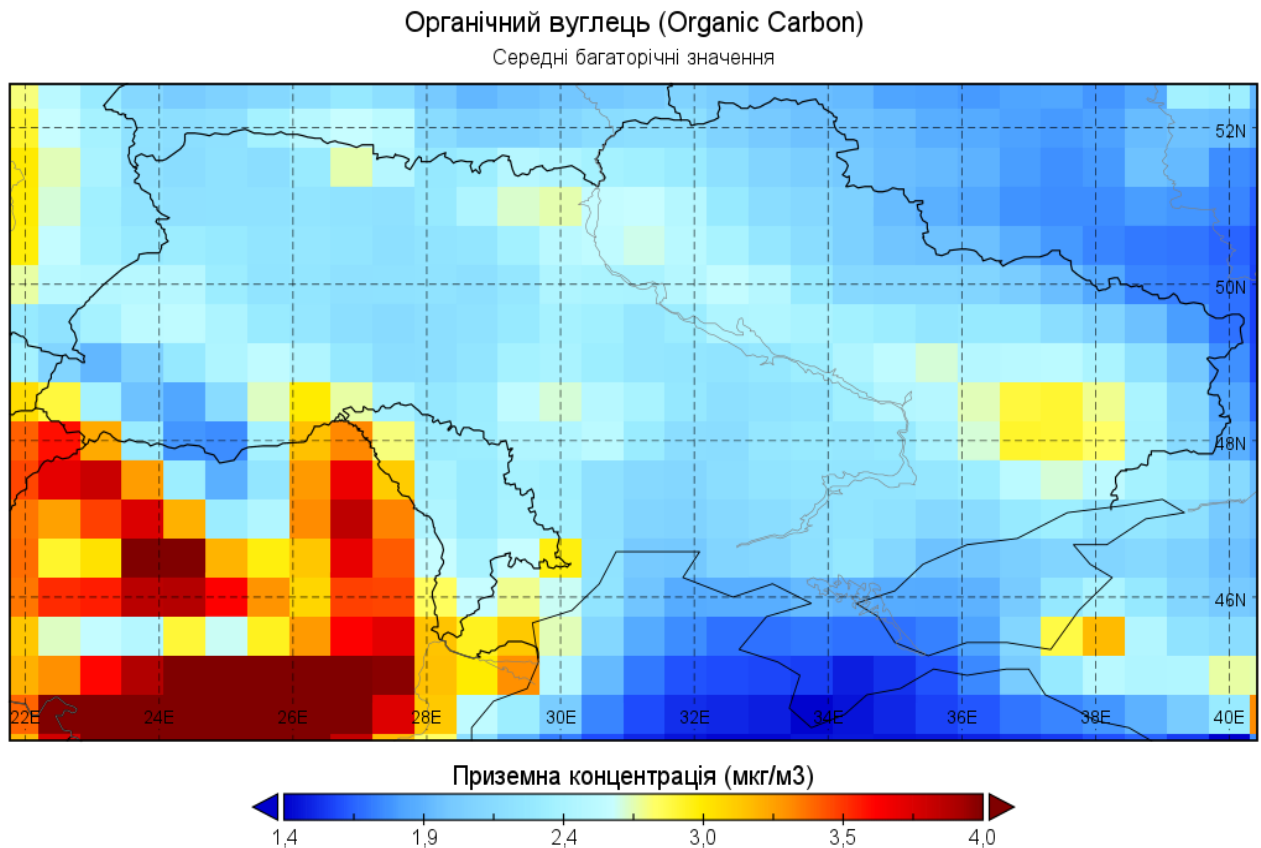


Рис. 3.5 Просторовий розподіл середніх багаторічних приземних концентрацій органічного вуглецю на території України

Також спостерігається транскордонне перенесення органічного вуглецю із заходу, з Польщі, Угорщини та Румунії. З рис. 3.5 видно, що насправді концентрації органічного вуглецю над територіями цих держав вищі, ніж наслідки викидів локального походження в Україні. Підвищення концентрацій внаслідок перенесення характерні для півдня Одеської області, Прикарпаття та Закарпаття.

Мінімальні значення концентрацій приземного вмісту спостерігаються на південному березі Криму (1,5 мкг/м<sup>3</sup>) та в Карпатах (2 мкг/м<sup>3</sup>). Основною причиною низьких концентрацій у високогірних районах є віддаленість від

промислових районах, де рельєф являє собою природні перешкоди для перенесення органічного вуглецю.

Річний хід приземного вмісту органічного вуглецю на території України характеризується двома чіткими максимумами – у квітні та у серпні (рис. 3.6). Графік річного ходу представлено на прикладі районів із максимальним вмістом поблизу м. Донецьк і район м. Сарни, та мінімумами в районі Верховини в Карпатах та Ялти-Алушти на південному узбережжі Криму.

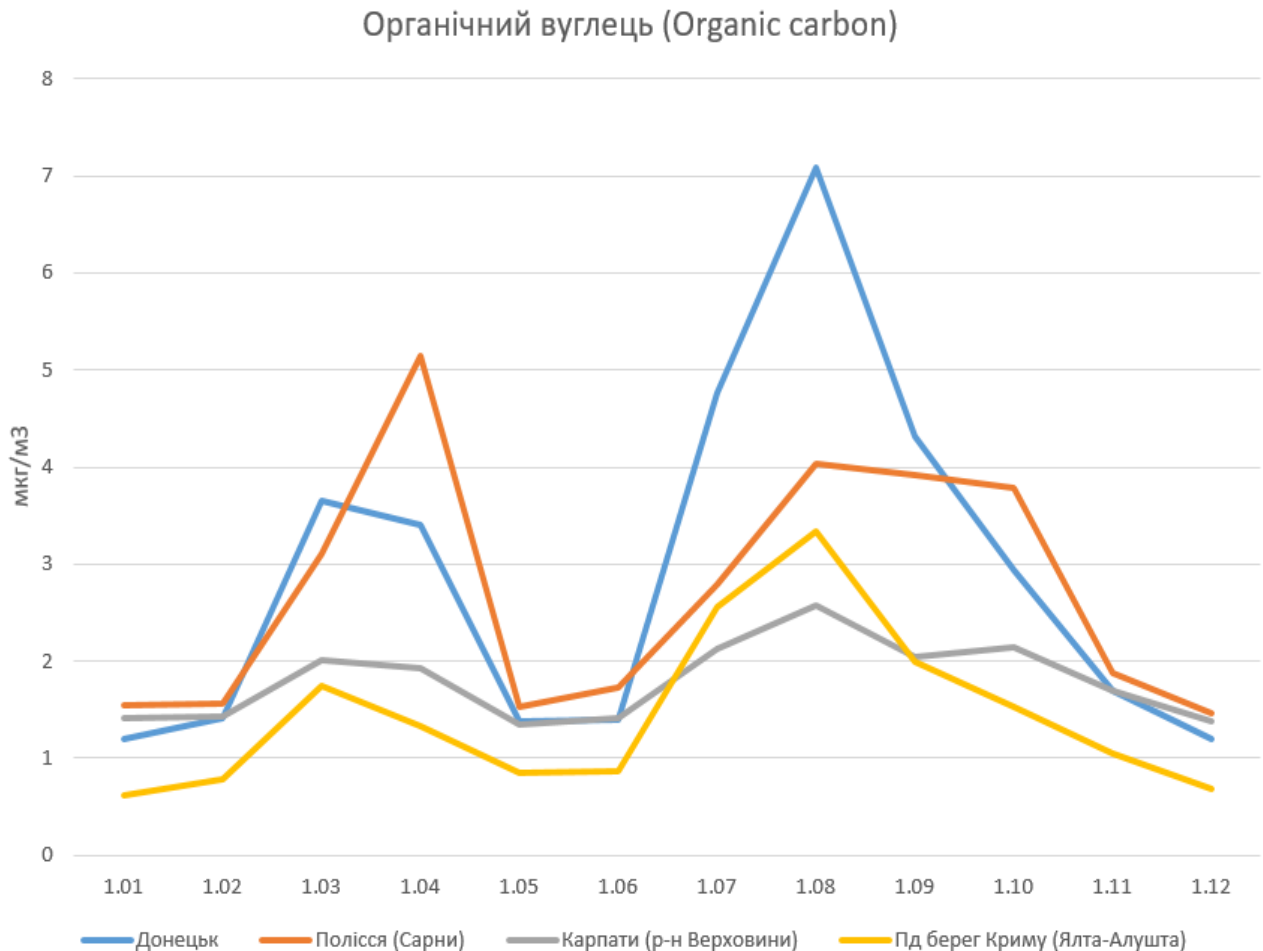


Рис. 3.6 Річний хід середніх багаторічних значень приземного вмісту органічного вуглецю для точок з максимальними та мінімальними концентраціями

Квітневий максимум формується під час типового для України сезону спалювання сухою на полях, що часто призводить до інтенсивних лісових пожеж. Значення приземного вмісту органічного вуглецю на Поліссі перевищують викиди з промислових районів Донбасу ( $5 \text{ мкг/м}^3$  та  $3.5 \text{ мкг/м}^3$

відповідно). Другий максимум у річному ході спостерігається у серпні, причиною якого також є наслідок лісових пожеж. Максимальні концентрації для м. Донецька і Донбасу, в цілому, вищі ніж на Поліссі накладенням впливу викидів від промисловості та ймовірною більшою посушливістю клімату сходу України та ( $7 \text{ мкг/м}^3$  для м. Донецьк та  $4 \text{ мкг/м}^3$  для району м. Сарни). Висока емісія вуглецю внаслідок пожеж у серпні підтверджується роботами інших авторів [75] (Рис. 3.7)

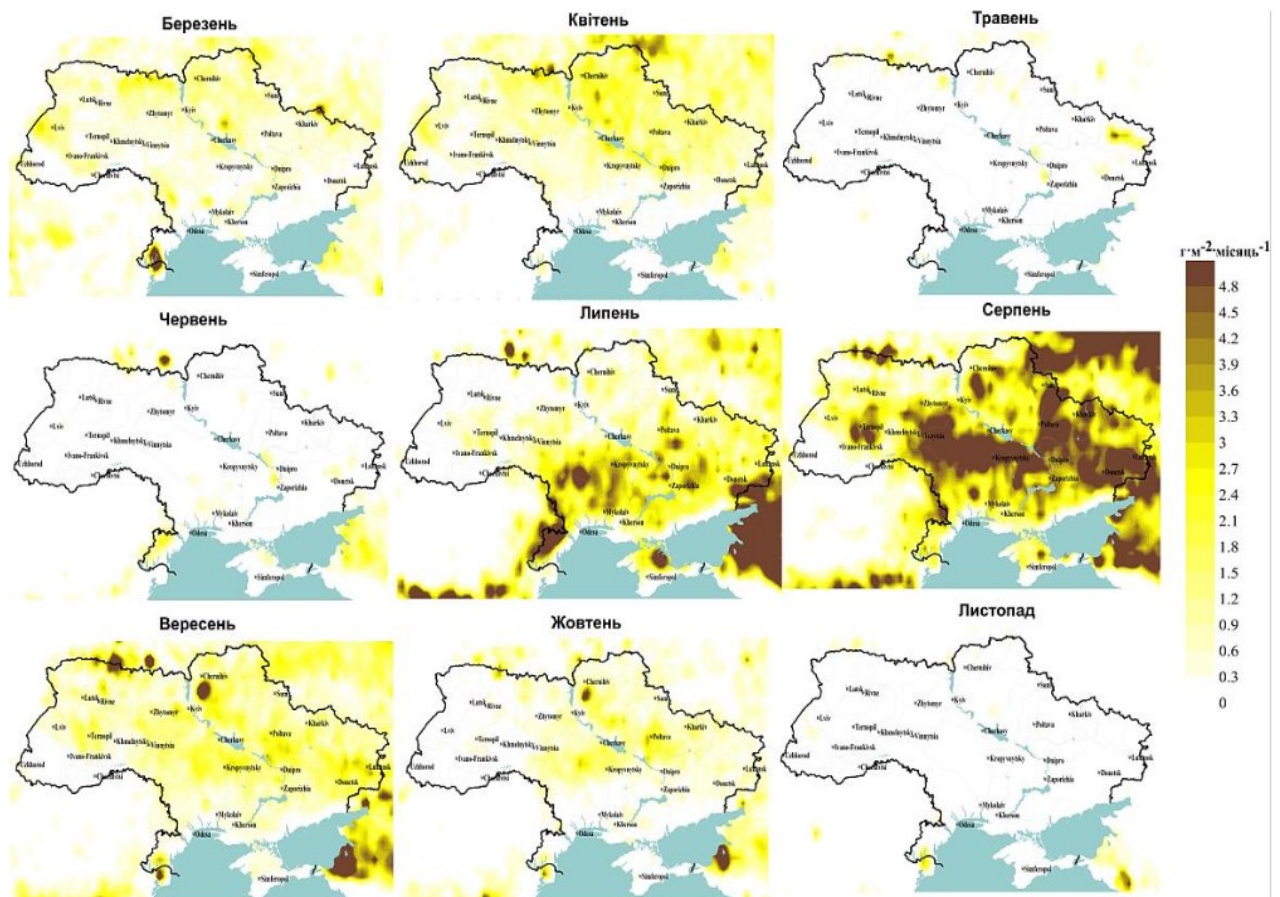


Рис. 3.7 Середня багаторічна емісія вуглецю для березня – листопада [75]

Мінімуми концентрацій припадають на травень та січень, складаючи лише близько  $1 - 1.5 \text{ мкг/м}^3$ .

Січневий і, в загальному, зимовий мінімум є очевидним через відсутність пожеж, а також вегетації рослин, тобто відсутність деяких джерел органічного вуглецю, зокрема ЛОС (наприклад, терпени, поліциклічні ароматичні вуглеводні). З травневого мінімуму та загалом низьких концентрацій

органічного вуглецю у період травень-липень можна зробити висновок, що пожежі у природних екосистемах насправді не охоплюють настільки значних територій як при спалюванні сухостою навесні та під час лісових пожеж у квітні та серпні. Це також помітно у значеннях багаторічної емісії вуглецю на рис. 3.7. В результаті, для районів з максимальними концентраціями отримано чіткий хід значень вмісту органічного вуглецю, зі значною та чітко вираженою сезонною мінливістю.

Для точок з мінімальними концентраціями притаманні всі ті самі риси річного ходу, що й для максимальних концентрацій. Весняний максимум спостерігається у березні, зі значеннями до  $2 \text{ мкг/м}^3$ , другий максимум в часі співпадає з точками максимальних концентрацій, з дещо більшими за весняний максимум значеннями ( $2.5 \text{ мкг/м}^3$  для району Верховини у Карпатах та  $3.5 \text{ мкг/м}^3$  для південного берегу Криму). Сезонна мінливість також чітко простежується, але має значно меншу амплітуду коливань.

За рахунок того, що в обох точках гірські масиви є природними перешкодами для перенесення аерозолі з інших районів, а також відсутності значних потужностей промисловості, можна зробити висновок, що приземний вміст там формується переважно під впливом локальних викидів органічного вуглецю.

Загалом для органічного вуглецю характерні наступні ключові особливості просторово-часового розподілу:

1. Просторові максимуми концентрацій тяжіють до промислових регіонів, великих міст та районів інтенсивних лісових пожеж; цими ж причинами пояснюються і максимальні викиди у квітні та серпні;
2. Хід приземного вмісту органічного вуглецю, в цілому, характеризується подібною поведінкою; відрізняється лише вираженість сезонної мінливості;
3. Для точок з мінімальним вмістом хід концентрацій формується більше під впливом локальних викидів органічного вуглецю.

### Сажа

Сажа, разом із органічним вуглецем, є дві вуглецевовмісні сполуки з деякою відмінністю у фізико-хімічних властивостях, проте надходять переважно із однакових джерел викидів. Як наслідок, просторовий розподіл сажі подібний до органічного вуглецю. Спалювання твердого палива, викиди автомобільного транспорту та промисловості – це основні джерела викидів сажі, тому у просторовому розподілі точки з максимальними значеннями тяжіють до промислових районів та великих міст (Рис. 3.8).

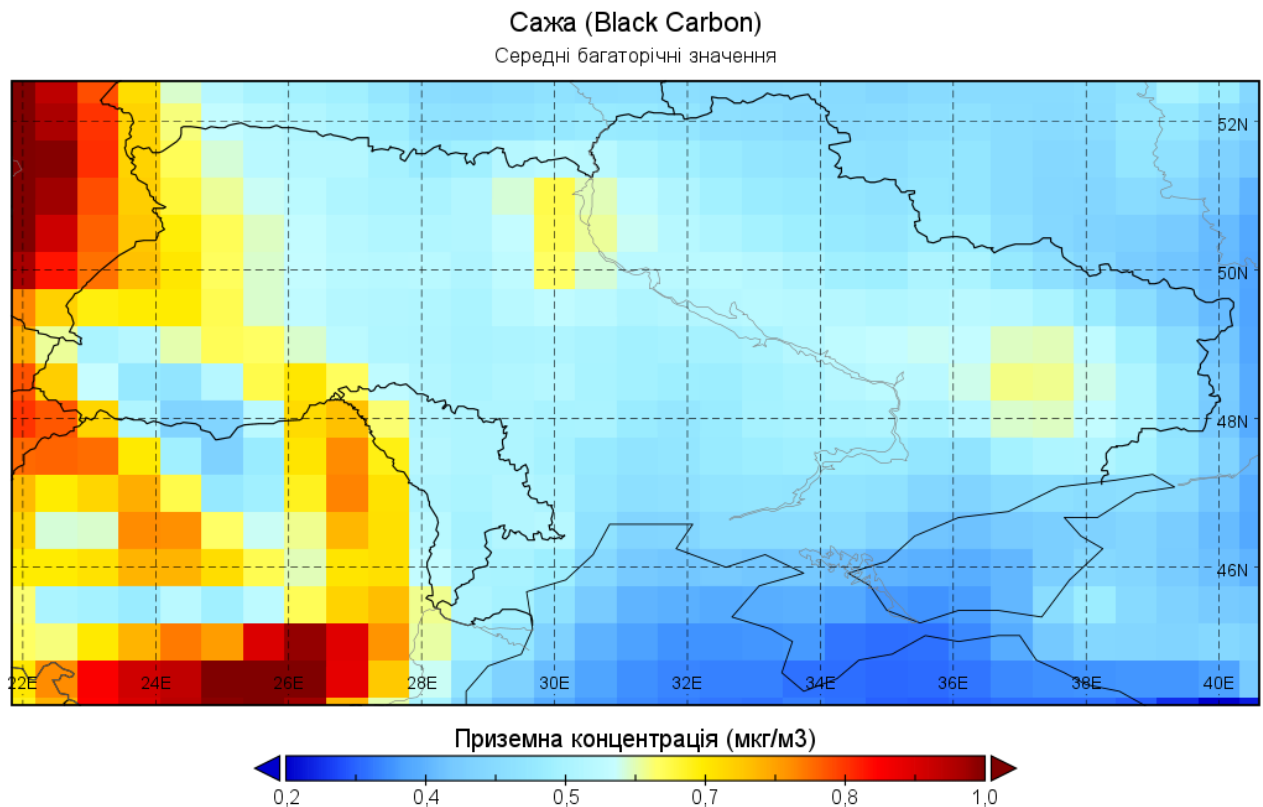


Рис. 3.8 Просторовий розподіл середніх багаторічних приземних концентрацій сажі на території України

Максимальні значення концентрацій спостерігаються на Донбасі – м. Донецьк,  $0.6 \text{ мкг/м}^3$ , у м. Києві –  $0.65 \text{ мкг/м}^3$ , та в районі м. Львів –  $0.75 \text{ мкг/м}^3$ . Як і в випадку з органічним вуглецем, фіксується перенесення значних концентрацій сажі з Польщі, Угорщини, Румунії, причому для Прикарпаття, Львівської області та прикордонній частині Волинської області – це домінуюче

джерело сажі, а значення середніх концентрацій за період спостереження вищі, ніж у промисловому Донбасі.

Мінімальні значення концентрацій знову спостерігаються в Карпатах (район Яремче-Ворохта) – 0.4 мкг/м<sup>3</sup>, та південному березі Криму – 0.3 мкг/м<sup>3</sup>. Аналогічно з органічним вуглецем, цьому сприяють гірські масиви Карпат та Кримських гір.

Річний хід концентрацій сажі загалом подібний до органічного вуглецю (рис. 3.9). Основна відмінність полягає у наявності лише одного чіткого мінімуму. Замість зимового мінімуму спостерігаються навпаки стабільно високі значення концентрацій через опалювальний сезон, з більш інтенсивною роботою ТЕС, котелень та ін., де спалюється тверде паливо – одне з основних джерел викидів сажі.

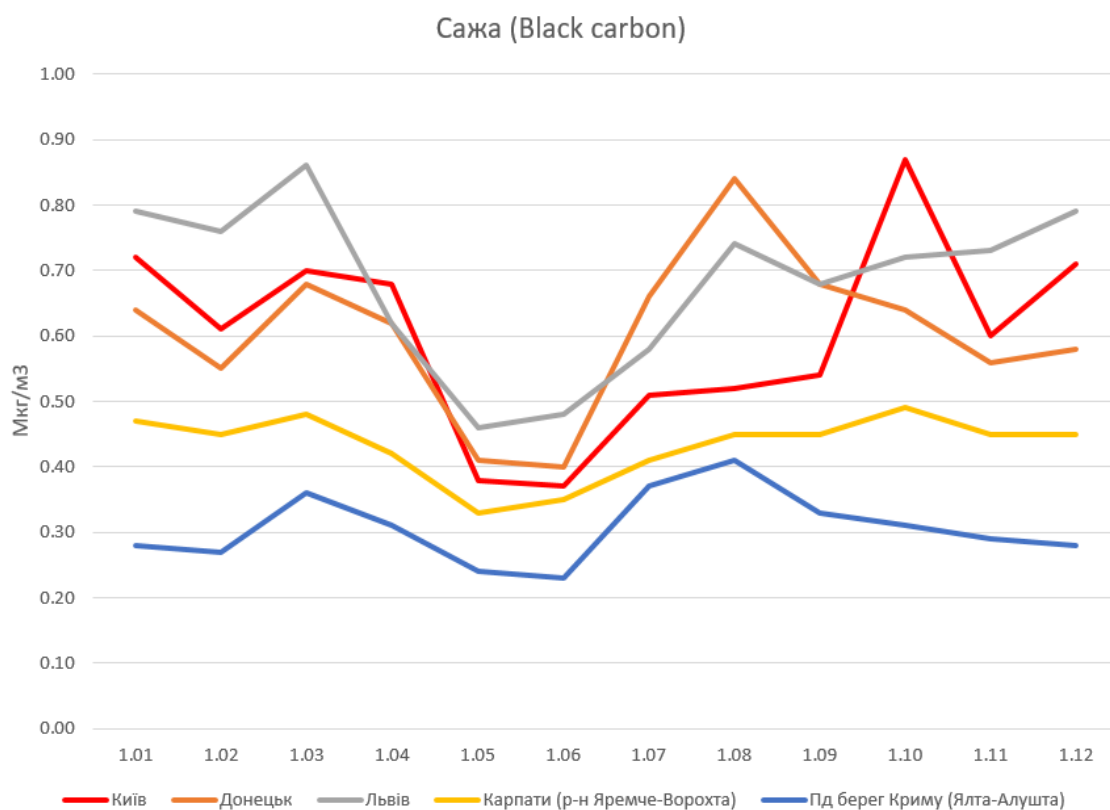


Рис. 3.9 Річний хід середніх багаторічних значень приземного вмісту сажі для точок з максимальними та мінімальними концентраціями

У районах із найвищим вмістом сажі, максимуми річного ходу спостерігаються у березні та в серпні. Березневий максимум пояснюється

накладанням опалювального сезону та початком лісових пожеж та спалювання сухої трави; тут значення концентрацій складають  $0.65 - 0.7 \text{ мкг/м}^3$  для Києва та Донецька та  $0.85 \text{ мкг/м}^3$  для Львова. Через більшу посушливість східної України, у м. Донецьк серпневий максимум характеризується більшими значеннями ніж у березні і є найбільшим серед досліджуваних точок і у серпні також -  $0.85 \text{ мкг/м}^3$ . Для м. Львів значення у серпні складає  $0.75 \text{ мкг/м}^3$ .

З загальної ситуації вибивається графік ходу для Києва через домінуючу роль викидів автотранспорту у формуванні концентрацій сажі. Так, у серпні значення відносно невеликі ( $0.5 \text{ мкг/м}^3$ ), а другий максимум фіксується у жовтні. Причина такого розподілу може полягати у залежності між викидами сажі від автотранспорту та інверсійними процесами в атмосфері (сприятливі умови до накопичення домішок), разом із накладанням початку опалювального сезону. Проте, встановлення фізичних механізмів формування такого річного ходу потребує проведення подальших детальних досліджень.

Мінімальні значення у всіх трьох точках фіксуються у травні-червні, що, як зазначалося у розділі 3.1.2, вказує на невеликий вклад пожеж у цей час відносно весняних та серпневих пожеж. Значення коливаються від  $0.35$  до  $0.45 \text{ мкг/м}^3$  для всіх трьох точок.

Хід у точках з мінімальними концентраціями аналогічний до максимальних. Пікові значення у березні складають  $\sim 0.5 \text{ мкг/м}^3$  для району Яремче-Ворохта та  $0.35 \text{ мкг/м}^3$  для району Ялта-Алушта. У районі Яремче-Ворохта графік більше повторює хід у м. Києві з максимумом у жовтні, де значення досягають  $0.5 \text{ мкг/м}^3$ . Хід значень концентрацій на південному березі Криму демонструє незначний спад взимку через відсутність потужних джерел забруднення у опалювальний сезон, максимальні значення у серпні сягають  $0.4 \text{ мкг/м}^3$ . Також для обох точок притаманна слабко виражена сезонна мінливість.

Аналіз просторово-часового розподілу сажі дозволив виявити основні закономірності формування концентрацій на території України:

1. Для західних регіонів домінуюче джерело сажі – перенесення з західних країн. Значення цих концентрацій перевищують інші просторові максимуми, сформовані викидами на території України;

2. Домінуючі джерела надходження сажі – викиди транспорту (характерні для великих міст) та промислові регіони, а також аналогічно з органічним вуглецем – пожежі та спалювання сухої трави.
3. Хід концентрацій сажі формується тими ж чинниками, що й хід органічного вуглецю, й загалом має подібні до нього риси, до яких накладаються інтенсивні викиди від спалювання палива взимку.

### Морська сіль

Незважаючи на віддаленість від океанів, на території України вміст морської солі є досить значним та пов'язаний із надходженням з морських поверхонь Чорного та Азовського моря. Просторові максимуми концентрацій морської солі загалом очевидні – це прибережні райони Чорного та Азовського морів, зокрема південний берег Криму, район Ялта-Алушта (15 – 20 мкг/м<sup>3</sup>) та район м. Залізний Порт (12 - 17 мкг/м<sup>3</sup>) (рис. 3.10).

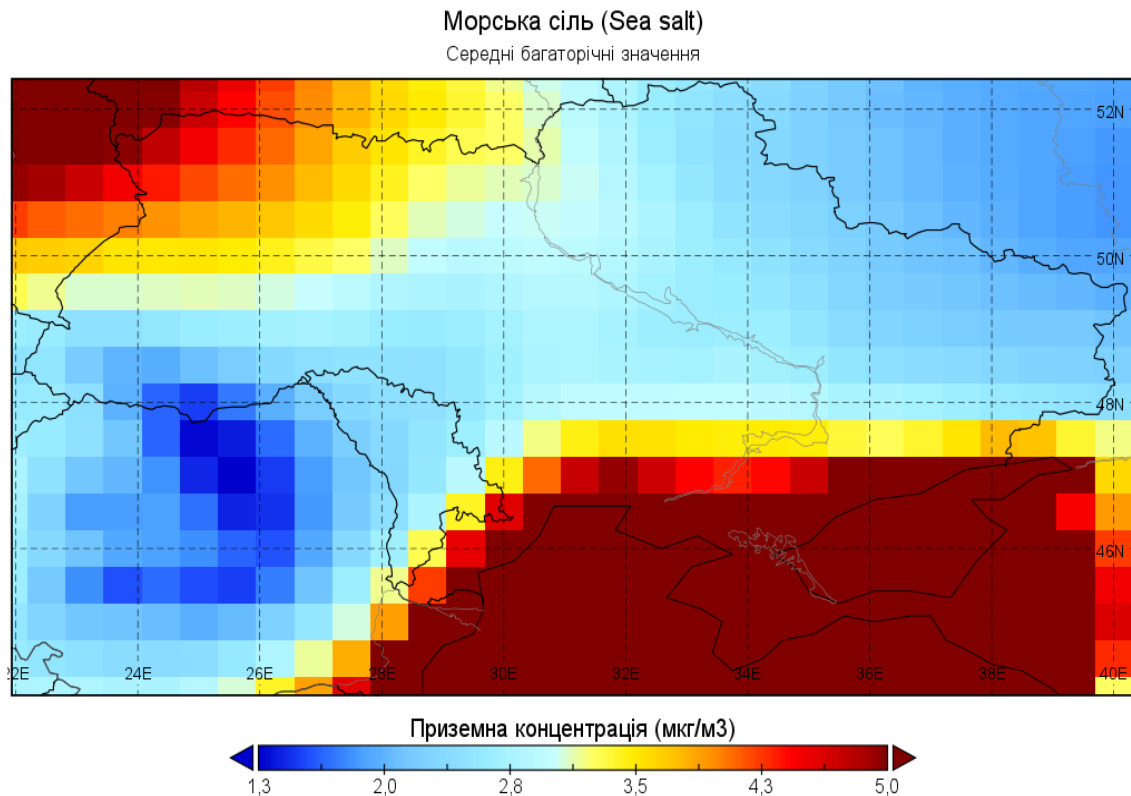


Рис. 3.10 Просторовий розподіл середніх багаторічних значень приземного вмісту морської солі на території України

Для північного-заходу території України характерним є перенесення морської солі із району Атлантики та Балтійського моря. Проте, загалом, цей процес не є визначальним у формуванні поля морської солі над усією територією України.

Максимальні концентрації морської солі у річному ході характерні для серпня зі значеннями 23 мкг/м<sup>3</sup> в районі Ялта-Алушта, та 17 мкг/м<sup>3</sup> в районі м. Залізний Порт. Мінімум для обох точок припадає на травень, коли значення зменшуються до 8 - 12 мкг/м<sup>3</sup>.

Мінімальні концентрації серед середніх багаторічних значень спостерігаються на значній частині території України. В цих районах сезонна мінливість морської солі фактично відсутня (на рис. 3.11 на прикладі м. Київ), а значення на протязі всього року коливаються на рівні ~ 3 мкг/м<sup>3</sup>.

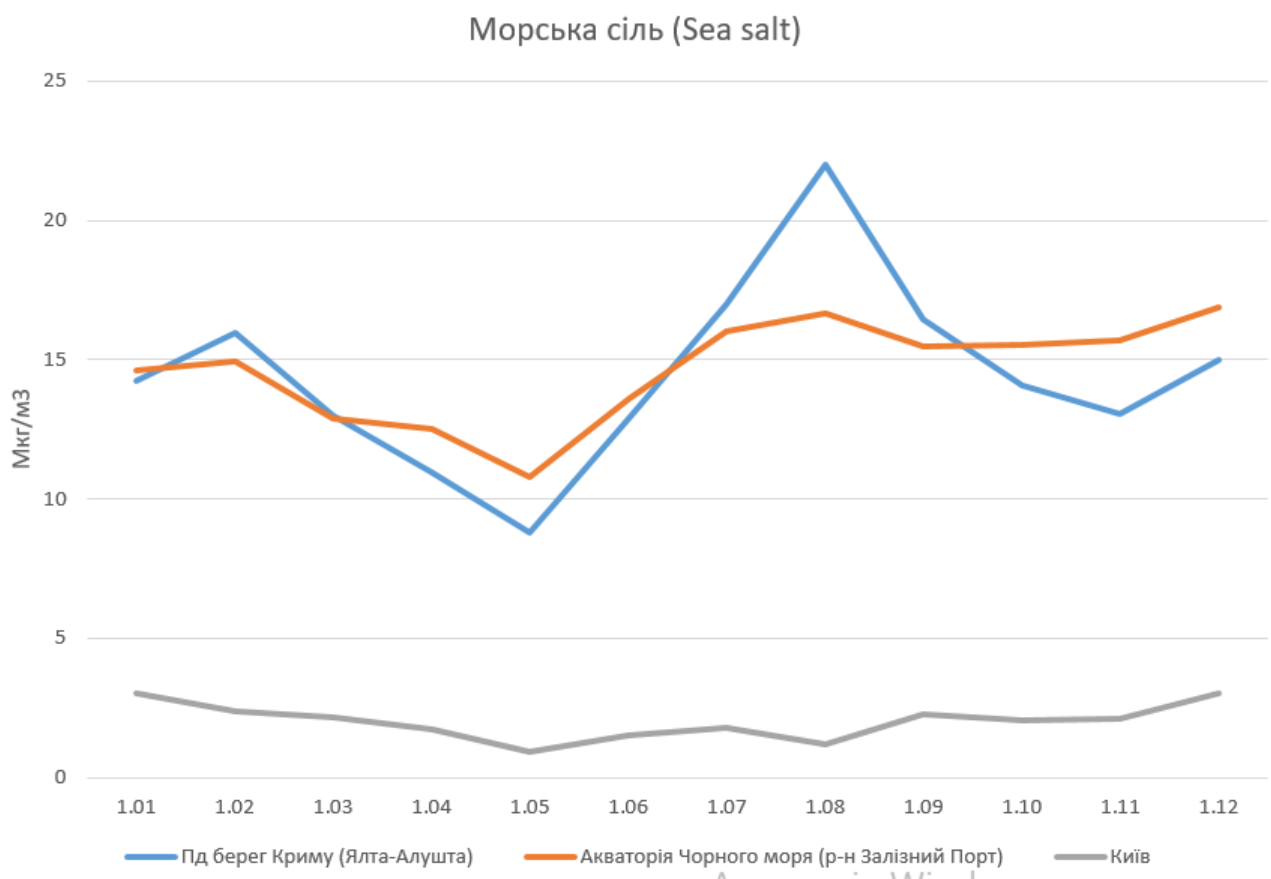


Рис. 3.11 Річний хід середніх багаторічних значень приземного вмісту морської солі для точок з максимальними та мінімальними концентраціями

Таким чином, для районів з максимальними концентраціями, отриманий річний хід має добре виражену сезонну мінливість. Проте, відсутність спостережень та достатньої кількості досліджень із моделюванням не дає можливості пояснити причини такого сезонного розподілу. Відомо, що надходження морського аерозолю в атмосферу залежить від температурних умов, інтенсивності хімічних реакцій у воді та сезонної мінливості кислотності морської води [73]. Тому, сезонні максимум та мінімум можуть бути зумовлені конфігурацією цих чинників, проте точне обґрунтування потребує проведення спеціалізованих досліджень, які наразі виконати неможливо.

В районах із низьким вмістом морської солі на всій території України сезонність виражена слабо, а концентрації вказують на типові “фонові” значення, що були отримані в результаті реаналізу супутникових даних. Проте, порівнюючи їх з іншими дослідженнями [73], відкритим залишається питання точності визначення концентрацій морської солі.

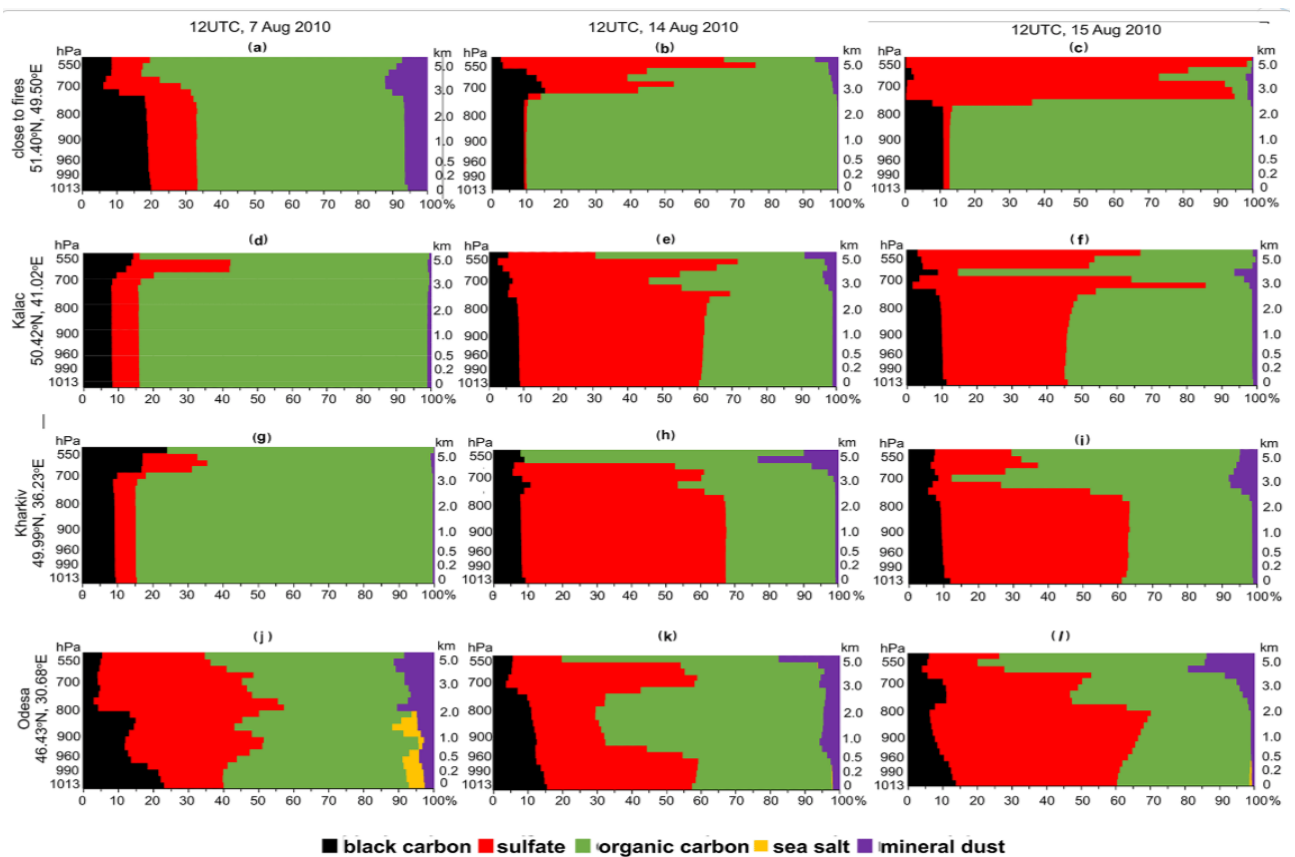


Рис. 3.12 Вертикальний розподіл співвідношення аерозолів на різних точках спостережень о 12:00 UTC 7, 14 та 15 серпня 2010 року. [73]

Так, на основі досліджень серпня 2010 року, з рис. 3.12(j, k, l) видно, що морська сіль займає вкрай малу частку серед інших аерозолів навіть в Одесі.

Отже, сезонна мінливість у річному ході концентрацій морської солі помітна лише у прибережних районах акваторій Чорного та Азовського морів, а значення цих концентрацій за межами прибережних районів потенційно підпадають під сумнів одночасно з неможливістю отримати інші дані через відсутність вимірювань. Так само через ці причини неможливо чітко обґрунтувати причини сезонного розподілу цього аерозолу. Тому щодо морської солі залишається багато відкритих питань для майбутніх досліджень.

### **3.2 Сезонна мінливість вмісту аерозолів**

Аналіз річного ходу аерозолів різного хімічного складу у багатьох випадках показав наявність вираженої сезонної мінливості. В той же час, її прояв відрізняється на різних територіях, що потребує більш детального аналізу просторового розподілу аерозолів залежно від сезону року.

#### *Пил (Dust)*

У місяці, коли концентрації пилу досягають своїх просторових максимумів над територією України, інтенсивне перенесення пилу з району Каспійського моря призводить до формування високого приземного вмісту вглиб території до м. Дніпро, Запоріжжя та правобережжя України. Максимальні концентрації спостерігаються на сході України – до  $40 \text{ мкг/м}^3$ , поступово спадаючи з просуванням на захід, досягаючи мінімальних значень на північному заході країни – всього у  $2 - 3 \text{ мкг/м}^3$  (рис. 3.13).

У серпні перенесення пилу зі сходу послаблене, що сприяє зменшенню концентрацій пилу на території України. Також зміщується і безпосередньо напрям переносу, що набуває південно-східного напрямку на відміну від східного

у січні. Максимальні значення фіксуються на крайньому сході зі значеннями у  $15 \text{ мкг/м}^3$ , мінімальні – на північному заході ( $5 \text{ мкг/м}^3$ ).

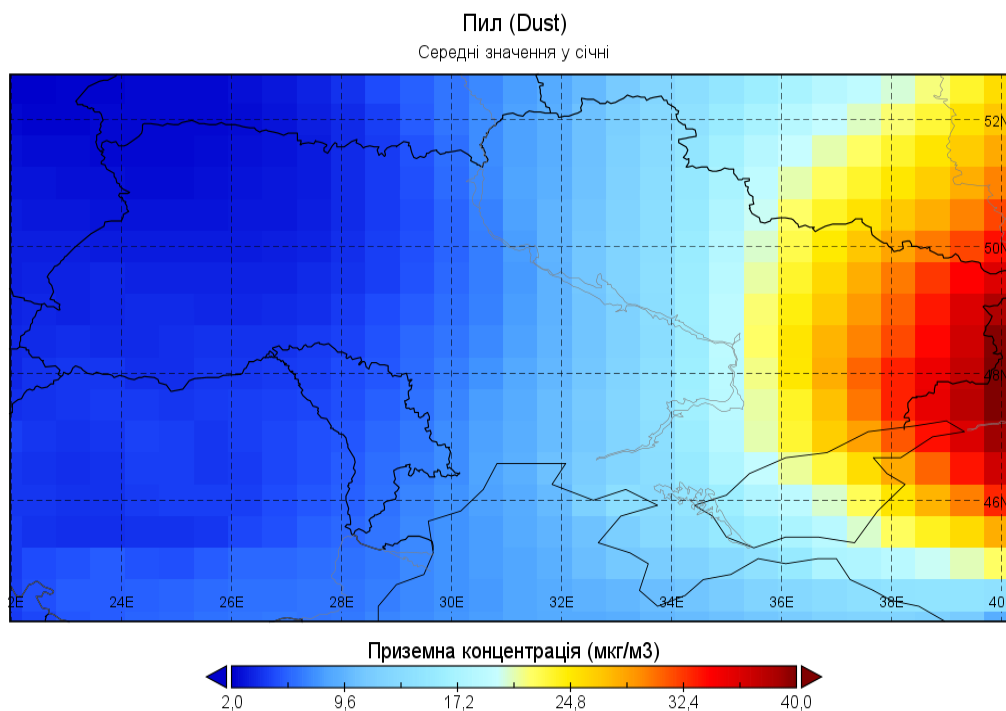


Рис. 3.13 Просторовий розподіл приземного вмісту пилу у січні на території України

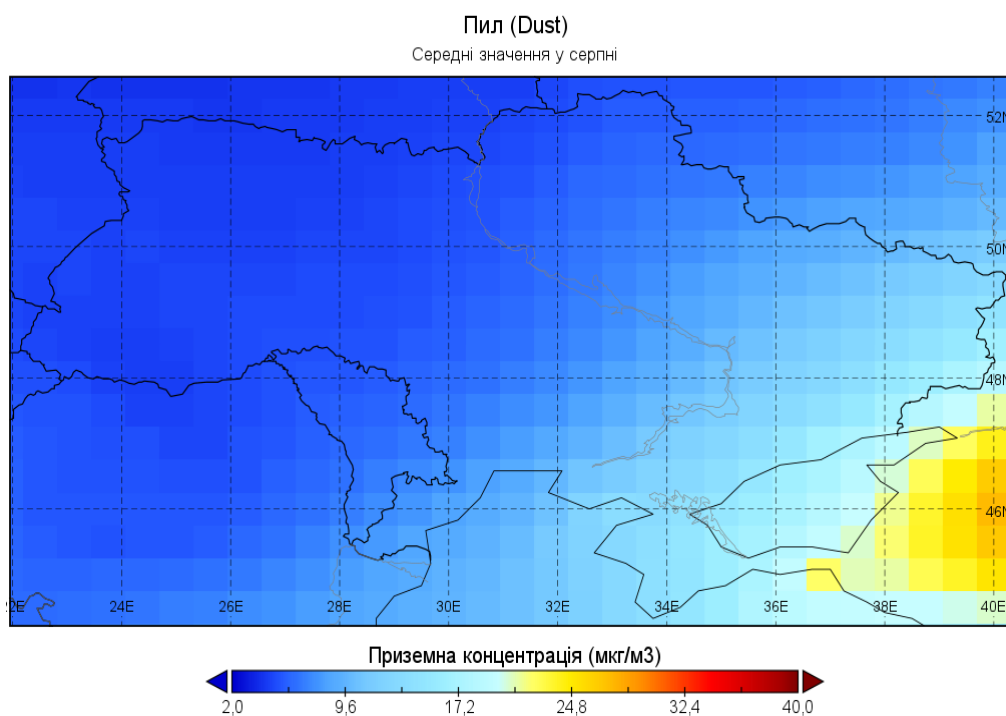


Рис. 3.14 Просторовий розподіл приземного вмісту пилу у серпні на території України

Як вже згадувалось у розділі 3.1.1, перенесення з району Каспійського моря є основним джерелом пилу, що формує фактичні значення вмісту пилу на всій території України, а сезонний хід визначається переважаючим напрямом вітру, що впливає на інтенсивність переносу. Таким чином, рис. 3.13 та 3.14 демонструють інтенсивність такого переносу та поширення високих концентрацій вглиб України. Сезонні коливання вмісту пилу складають до 25  $\text{мкг}/\text{м}^3$ , на сході, і на заході України майже відсутні ( $\sim 2 \text{ мкг}/\text{м}^3$ ).

### Морська сіль

Найвищі значення вмісту морської солі в атмосферному повітрі спостерігаються у серпні (рис. 3.15). Очевидно, що найбільші значення вмісту фіксуються над акваторіями Чорного та Азовського морів та прибережними районами, досягаючи 25  $\text{мкг}/\text{м}^3$ . На решті території України значення відносно низькі і не перевищують 5  $\text{мкг}/\text{м}^3$ .

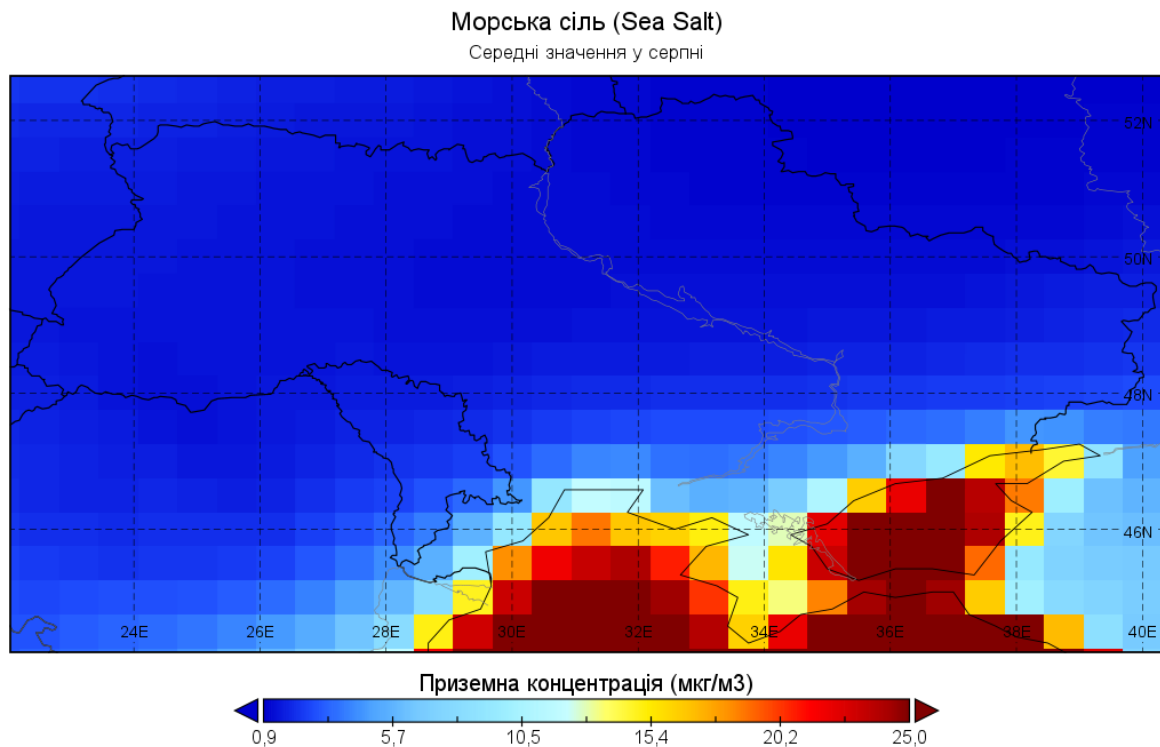


Рис. 3.15 Просторовий розподіл приземного вмісту морської солі у серпні на території України

Аналогічно з зазначеними вище причинами, з охолодженої за зиму морської води у атмосферу поступає значно менше морської солі, ніж у серпні. Над акваторіями морів та прибережними районами значення концентрацій не перевищують 15 мкг/м<sup>3</sup>, на решті території України концентрації незмінні – до 5 мкг/м<sup>3</sup>(рис. 3.16).

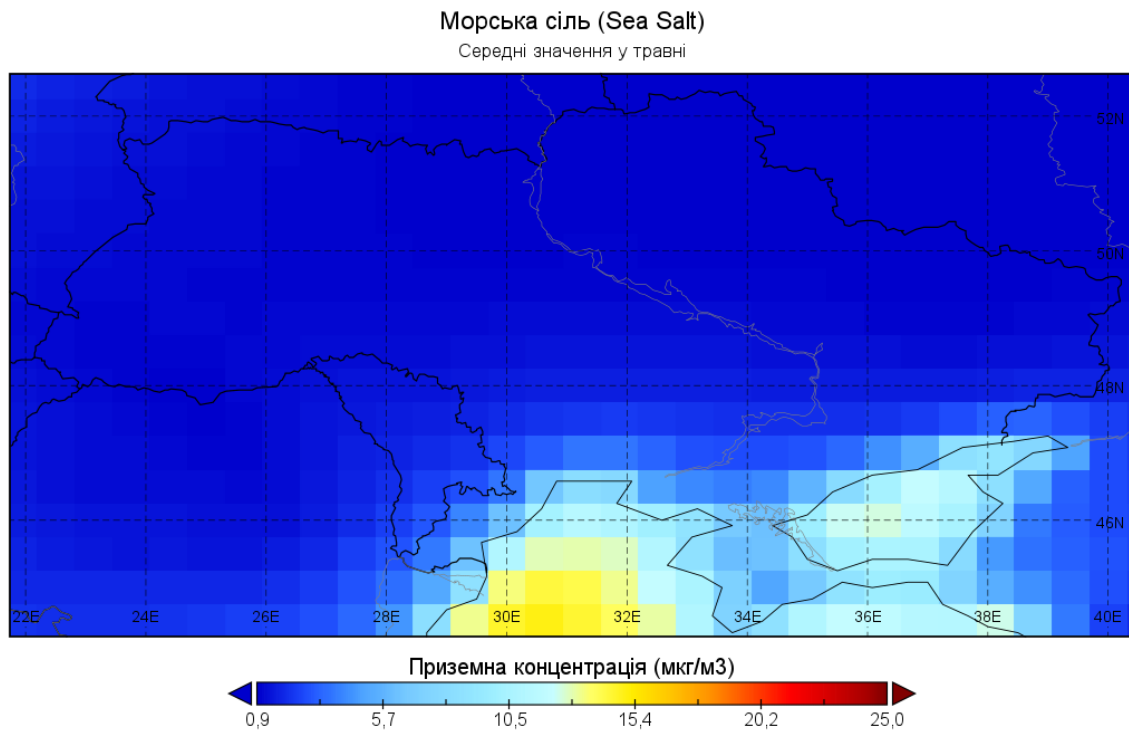


Рис. 3.16 Просторовий розподіл приземного вмісту морської солі у травні на території України

Отже, отриманий сезонний розподіл морської солі над територією України ймовірно формується відмінністю температурних умов, впливаючи на випаровування та інтенсивність перебігу хімічних реакцій у морській воді. Сезонна мінливість спостерігається лише у прибережних районах та акваторіях морів, на решті території України не проявляється. Сезонні коливання складають до 10 мкг/м<sup>3</sup>.

### *Органічний вуглець*

Серпневі максимуми органічного вуглецю в атмосферному повітрі найкраще проявляються у промисловому районі Донбасу зі значеннями 7 мкг/м<sup>3</sup>,

де традиційно великі викиди від підприємств, вплив яких накладається на інтенсивні серпневі пожежі (рис. 3.17). Також підвищені концентрації у 5 - 6 мкг/м<sup>3</sup> спостерігаються в усій степовій зоні від Донбасу до Херсонської області та Криму. Тут вже домінуюча причина –пожежі у степах через посушливість цього регіону. Ще один район – Прикарпаття, де підвищення концентрацій спричинене більше переносом із заходу, ніж локальними чинниками, і концентрації тут досягають ~5 мкг/м<sup>3</sup>. Незначні підвищення спостерігаються на Поліссі, проте за рахунок меншої посушливості можна відзначити, що у серпні тут масштаби пожеж набагато менші за східні та степові регіони України.

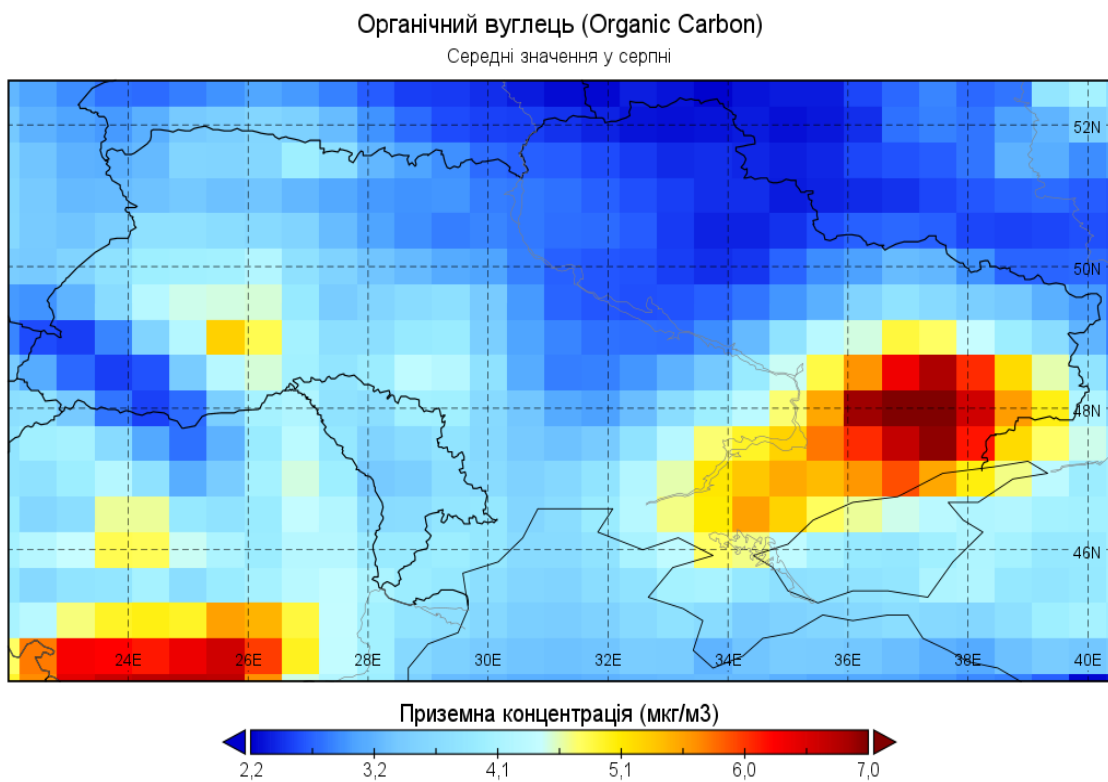


Рис. 3.17 Просторовий розподіл приземного вмісту органічного вуглецю у серпні на території України

Мінімальні значення спостерігається на північному сході та в Карпатах (2 - 3 мкг/м<sup>3</sup>). Для північного сходу можна зробити висновок, що такі низькі концентрації обумовлені відсутністю значних масштабів лісових пожеж. Щодо Карпат, тут значення обумовлені ізоляцією цієї території гірськими масивами від

переносу органічного вуглецю з заходу. У травні найменші значення концентрацій характерні для всієї території України (рис. 3.18)

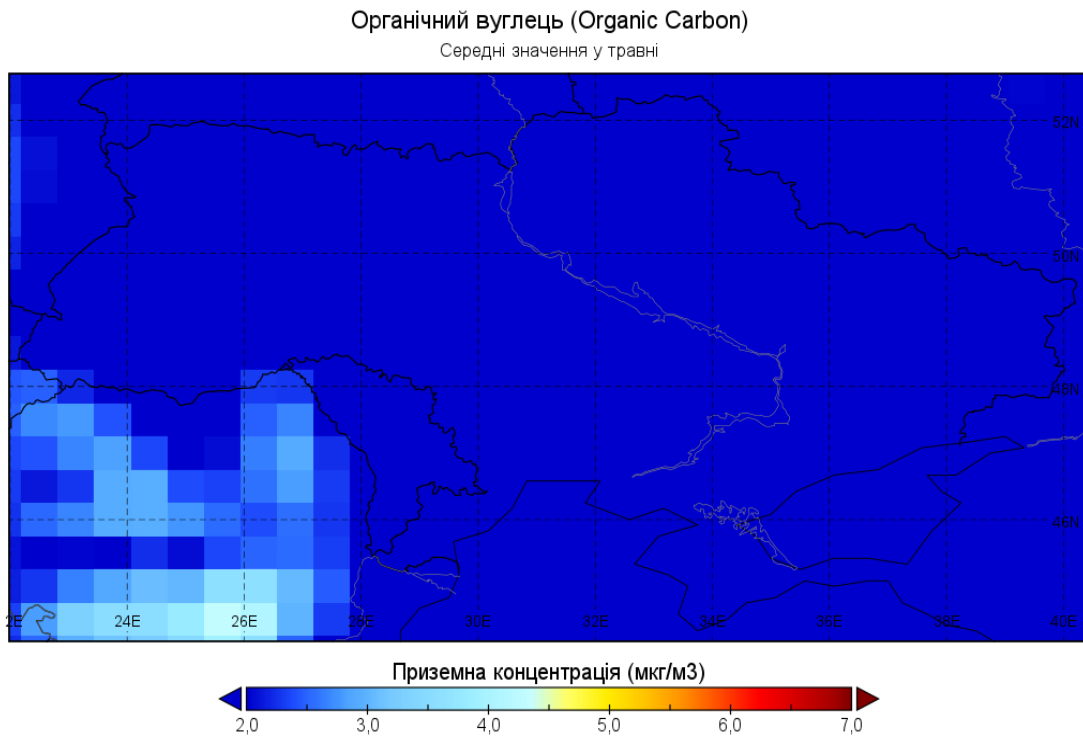


Рис. 3.18 Просторовий розподіл приземного вмісту органічного вуглецю у травні на території України

У розділі 3.1.2 (рис. 3.6) наголошено, що в цей місяць фіксуються мінімальні значення вмісту органічного вуглецю. Причинами такого розподілу може бути зменшення інтенсивності лісових пожеж після періоду спалювання сухостою у березні – квітні.

Отже, сезонна мінливість значень органічного вуглецю формується під впливом, в першу чергу, лісових пожеж та спалювання сухої трави, викидів промислових підприємств та переносу з інших територій (характерно для західних регіонів). Сезонні коливання найбільші на Донбасі та степових районах і сягають 6 мкг/м<sup>3</sup>, для Прикарпаття та Полісся вони складають до 3 мкг/м<sup>3</sup>.

### *Сажка*

Для сажі, максимум концентрацій припадає на серпень, аналогічно з органічним вуглецем (рис. 3.19). Як вже зазначалось раніше, для сажі характерні

ті ж риси просторового розподілу та річного ходу, що й для органічного вуглецю, тому і екстремуми в них теж співпадають. Але домінуючими джерелами надходження сажі в атмосферу вже стають викиди транспорту та промисловості. Таким чином пояснюється максимум на Донбасі ( $0.9 \text{ мкг/м}^3$ ), та підвищені значення для Києва –  $0.55 \text{ мкг/м}^3$  (для Києва через виключну роль автотранспорту у викидах сажі в атмосферу річний хід має відмінності від інших точок, з максимумом у жовтні –  $0.85 \text{ мкг/м}^3$ ). У степових районах пожежі в серпні також вносять значний вклад у значення концентрацій сажі. Також спостерігається суттєвий перенос сажі із заходу, що формує високі концентрації на Прикарпатті, Львівській та Волинській областях – до  $0.8 \text{ мкг/м}^3$ .

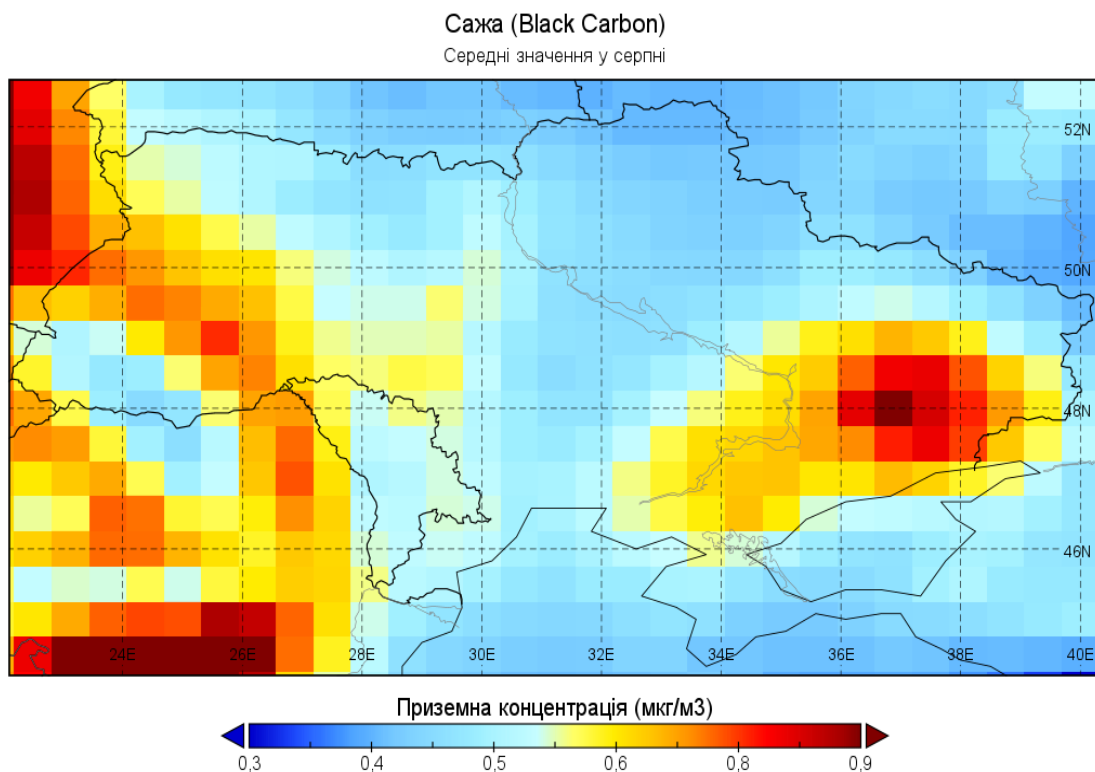


Рис. 3.19 Просторовий розподіл приземного вмісту сажі у серпні на території України

Мінімальні значення спостерігаються у Карпатах, півночі та на південному березі Криму ( $0.4 - 0.45 \text{ мкг/м}^3$ ). Для всіх трьох районів причинами низьких значень є відсутність великих промислових потужностей, невеликий потік

автотранспорту, разом з ізоляцією гірськими пасмами від переносу сажі з інших територій для Карпат та Криму.

Мінімальні значення концентрацій сажі фіксуються у травні (рис. 3.20), подібно до органічного вуглецю. Проте, оскільки основними джерелами вже є промисловість та транспорт, то основні регіони забруднення все ще простежуються на карті просторового розподілу. Для Донбасу та Києва значення сягають  $0.4 \text{ мкг/м}^3$ , трохи більші значення фіксуються в Прикарпатті - до  $0.5 \text{ мкг/м}^3$ . На решті території України значення не перевищують  $0.3 \text{ мкг/м}^3$ .

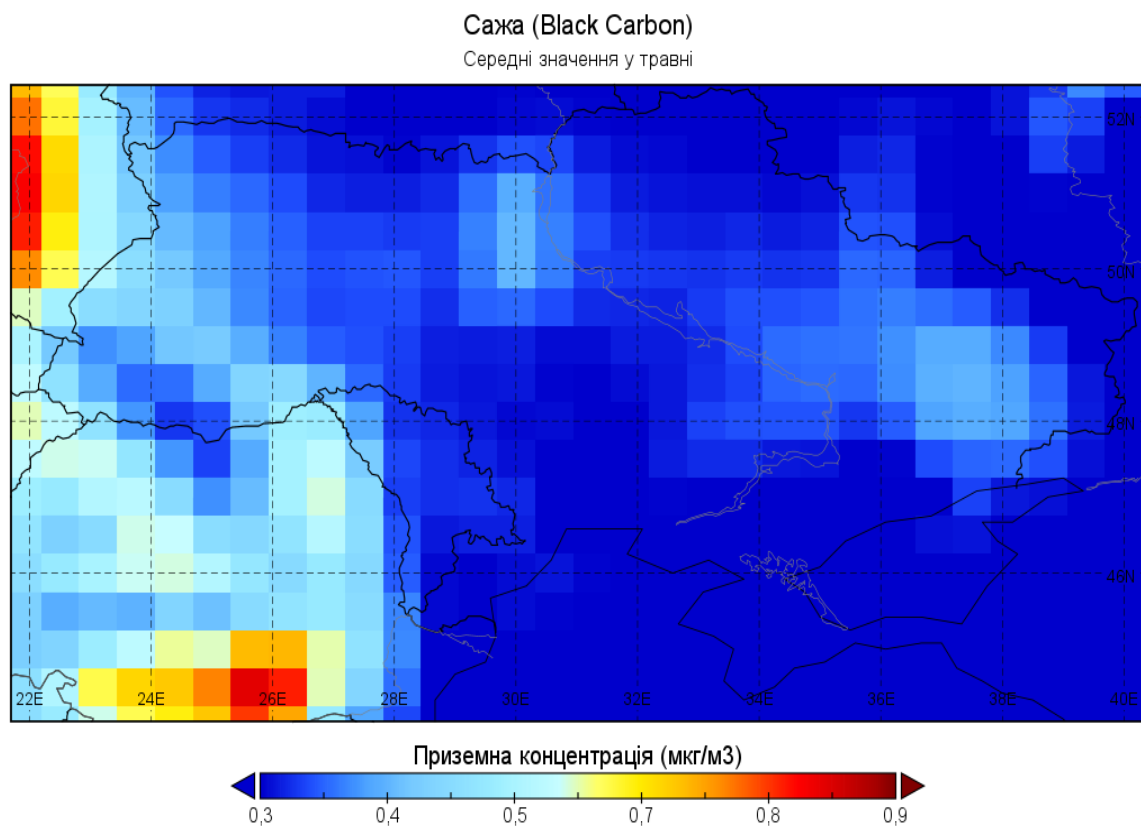


Рис. 3.20 Просторовий розподіл приземного вмісту сажі у травні на території України

Таким чином, за рахунок постійних джерел викидів сажі, у просторовому розподілі більш забруднені регіони помітні протягом усього року. Сезонна мінливість для таких забруднених районів (Донбас, Київ, Прикарпаття, Львівська область) складає  $0.4 - 0.45 \text{ мкг/м}^3$ , для решти території України вона складає близько  $0.15 \text{ мкг/м}^3$ .

### 3.3 Добова мінливість

Залежно від хімічного складу аерозолі, добова мінливість може бути як чітко виражена, так і практично не проявлятися. Загалом, вуглецевмісні сполуки більше варіюють протягом доби у порівнянні з аерозолями іншого складу, що є наслідком значного впливу антропогенних джерел викидів. У той час як для морської солі та пилу природний фактор надходження є домінуючим.

#### *Пил*

Добовий осереднений хід концентрацій пилу загалом демонструє слабкі амплітуди коливань (рис. 3.21). Для м. Луганськ, враховуючи зміщення за часом (UTC+2), максимальні значення фіксуються близько у проміжку 6-8 години ( $30 \text{ мкг/м}^3$ ), мінімальні – о 14 годині ( $23 \text{ мкг/м}^3$ ). У добовому ході помітне спадання значень вмісту з 10 до 14 години, весь інший час йде поступове збільшення концентрацій. Враховуючи високий вміст пилу у цьому регіоні та переважаюче природне надходження, варіації протягом доби можна пояснити лише метеорологічними факторами. Вранці за найбільш стійкої стратифікації атмосфери, зростає роль умов накопичення аерозолі в атмосферному повітрі. Відносно швидке спадання ближче до середини дня можна пояснити розвитком турбулентних процесів в атмосфері, що виникають внаслідок різниці температур підстилаючої поверхні та приземного шару атмосфери, спричинених більш швидким прогріванням ґрунту. Водночас, загалом невеликі добові амплітуди коливань ( $5 - 7 \text{ мкг/м}^3$ ) вказують на постійність перенесення пилу зі сходу протягом всього року.

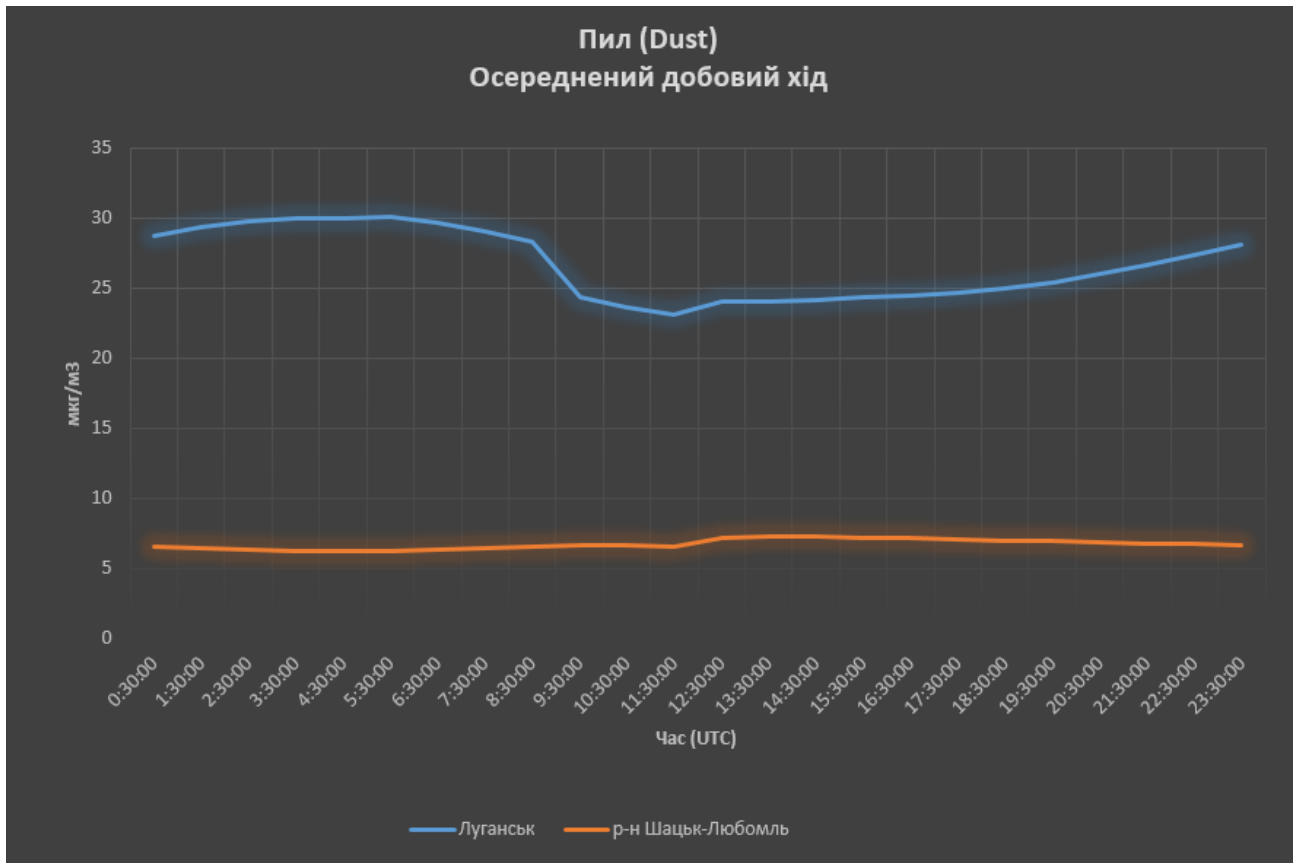


Рис. 3.21 Добовий хід приземного вмісту пилу для точок з максимальними та мінімальними значеннями

Для району Шацьк-Любомль з мінімальними значеннями концентрацій, добові амплітуди фактично відсутні, протягом усього часу спостереження вміст пилу у цьому районі складає 5 - 7 мкг/м<sup>3</sup>.

Проаналізувавши графіки добового осередненого ходу для місяців з максимальними та мінімальними концентраціями пилу (січень та серпень відповідно), виявлено, що добові коливання значень вмісту пилу загалом слабкі і майже не змінюють свою поведінку впродовж року (рис. 3.22, 3.23)

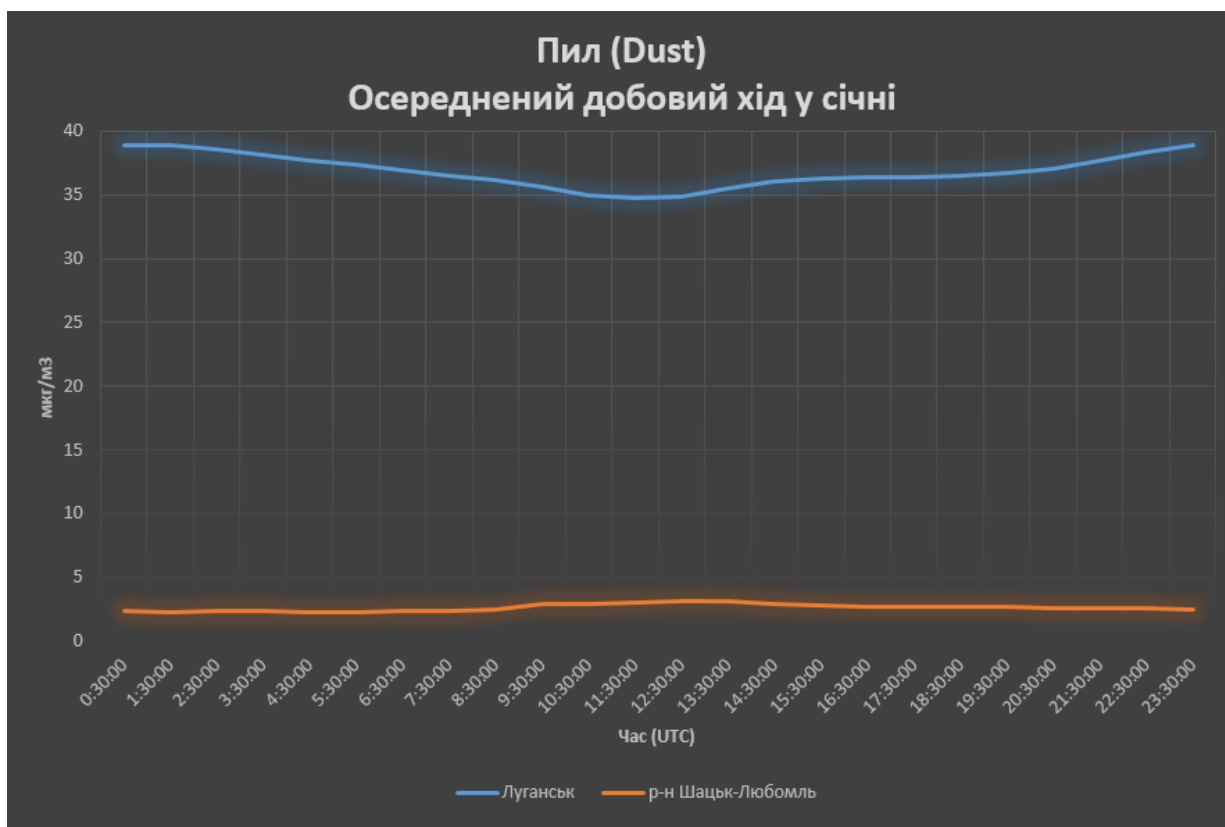


Рис. 3.22 Добовий хід приземного вмісту пилу у січні для точок з максимальними та мінімальними значеннями

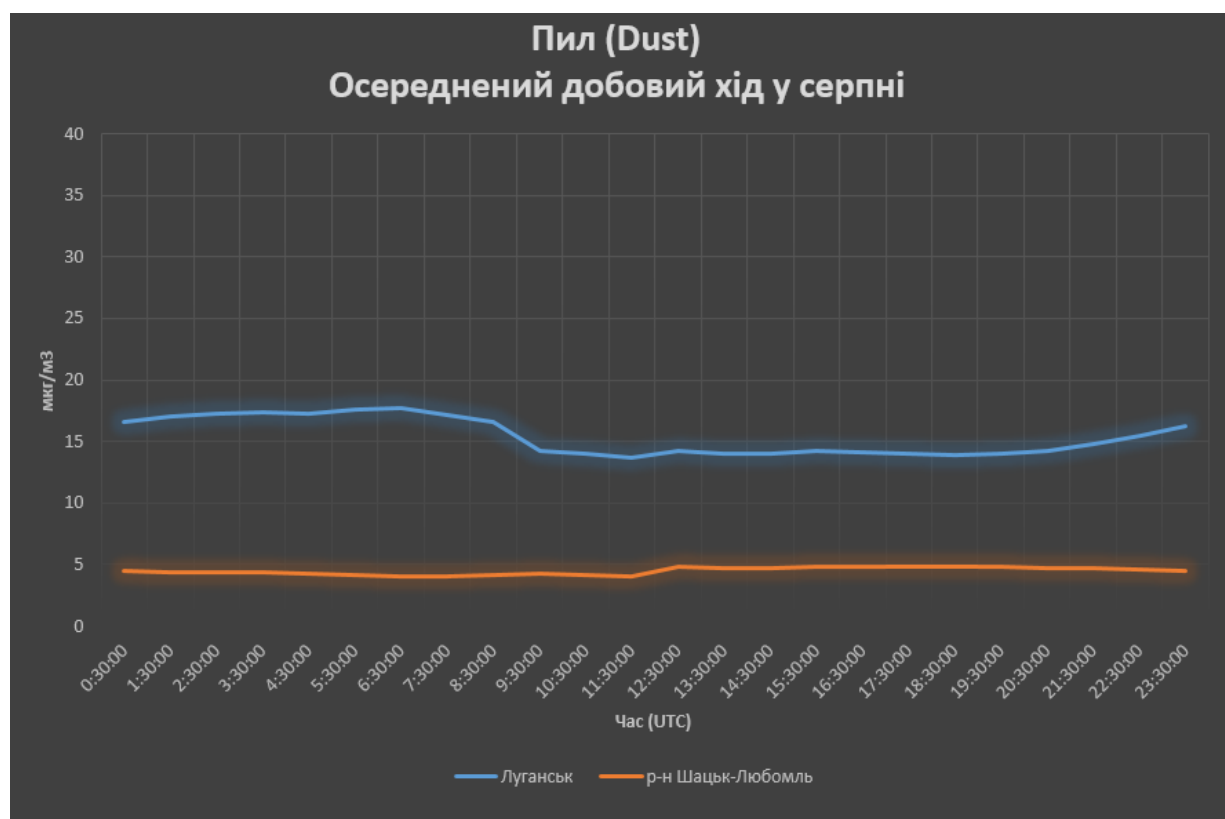


Рис. 3.23 Добовий хід приземного вмісту пилу у серпні для точок з максимальними та мінімальними значеннями

У січні максимальні значення пилу у  $39 \text{ мкг/м}^3$  зафіксовані між 1 та 4 годинами, мінімальні у  $35 \text{ мкг/м}^3$  – між 13 та 15 годинами. У серпні, через зазначені вище турбулентні процеси в атмосфері, поведінка ходу концентрацій більше подібна до типового осередненого ходу на рис. 3.21. Фіксується максимум о 10 годині ( $17 \text{ мкг/м}^3$ ), з більш швидким спаданням значень до мінімуму ( $14 \text{ мкг/м}^3$ ) о 15 годині. Для обох місяців добові коливання не перевищують  $3 \text{ мкг/м}^3$ .

В районі Шацьк-Любомль для обох місяців значення концентрацій лишаються незмінними, січневі значення більші від серпневих на 1 - 2  $\text{мкг/м}^3$ .

### *Морська сіль*

Добовий осереднений хід концентрацій морської солі має невеликі амплітуди коливань (рис. 3.24). Для м. Київ значення концентрацій лишаються незмінними протягом доби через віддаленість від джерел надходження морської солі. Аналогічна поведінка притаманна для усїєї території України, окрім прибережних регіонів.

Для точок з найвищими значеннями максимума простежуються ввечері, орієнтовно о 19 годині. Може спостерігатися зростання концентрацій рано вранці. Найвищий вміст протягом доби складає близько  $15 \text{ мкг/м}^3$ . Мінімальні значення фіксуються близько 12 години ( $13 \text{ мкг/м}^3$ ). Така поведінка пояснюється повільним нагріванням морської води, що таким чином досягає максимальних добових значень ввечері, та встановленою з розділу 3.2.2 закономірністю, що зі збільшенням температури підвищується інтенсивність хімічних реакцій у морській воді та випаровування в атмосферу. Ранні максимуми ймовірно мають динамічну природу, та пов'язані із більш стійкою стратифікацією, що сприяє деякому накопиченню аерозолі у приземному шарі.

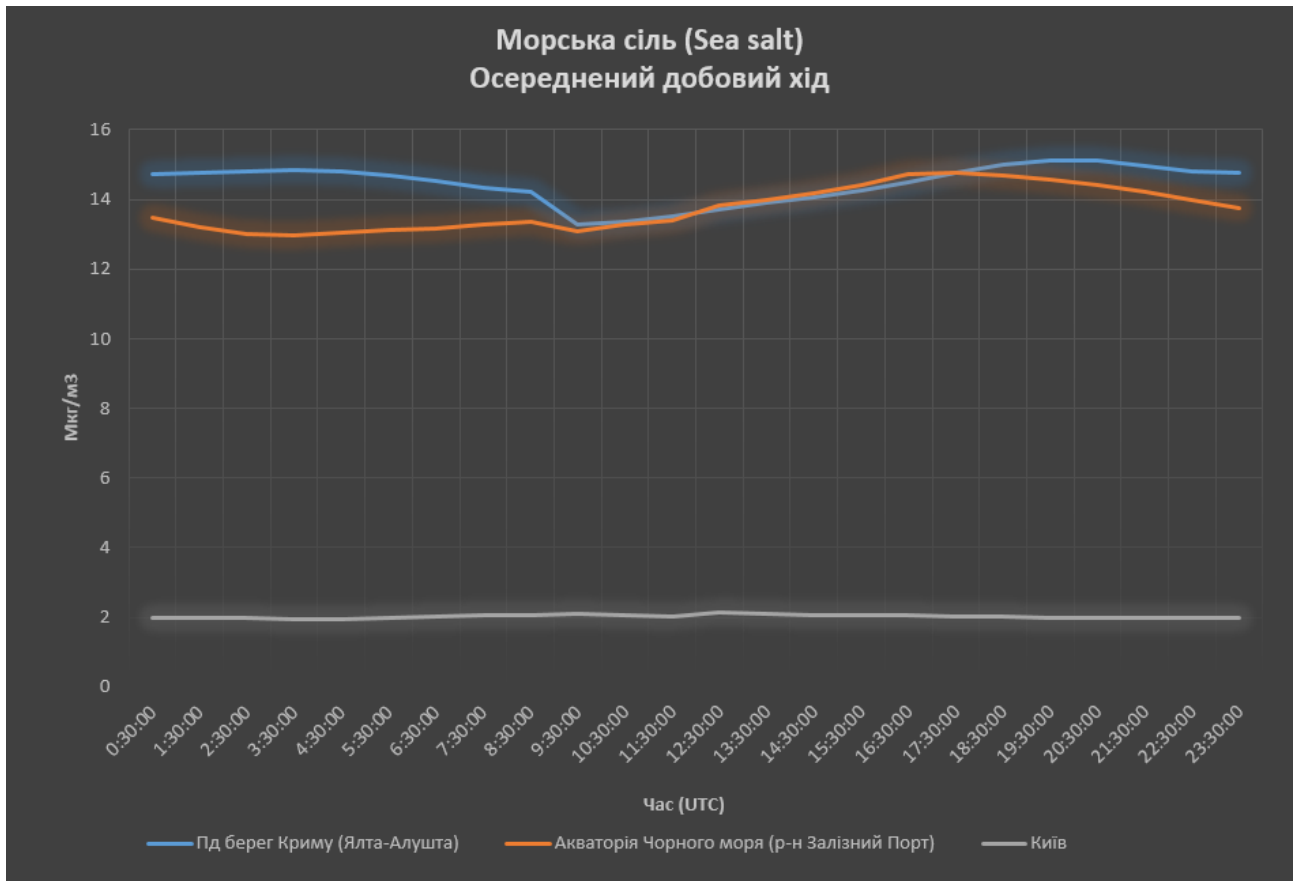


Рис. 3.24 Добовий хід приземного вмісту морської солі для точок з максимальними та мінімальними значеннями

Підтвердженням цьому є хід концентрацій на графіках добового осередненого ходу для місяців з максимальними та мінімальними концентраціями (рис. 3.25, 3.26).



Рис. 3.25 Добовий хід приземного вмісту морської солі у серпні для точок з максимальними та мінімальними значеннями

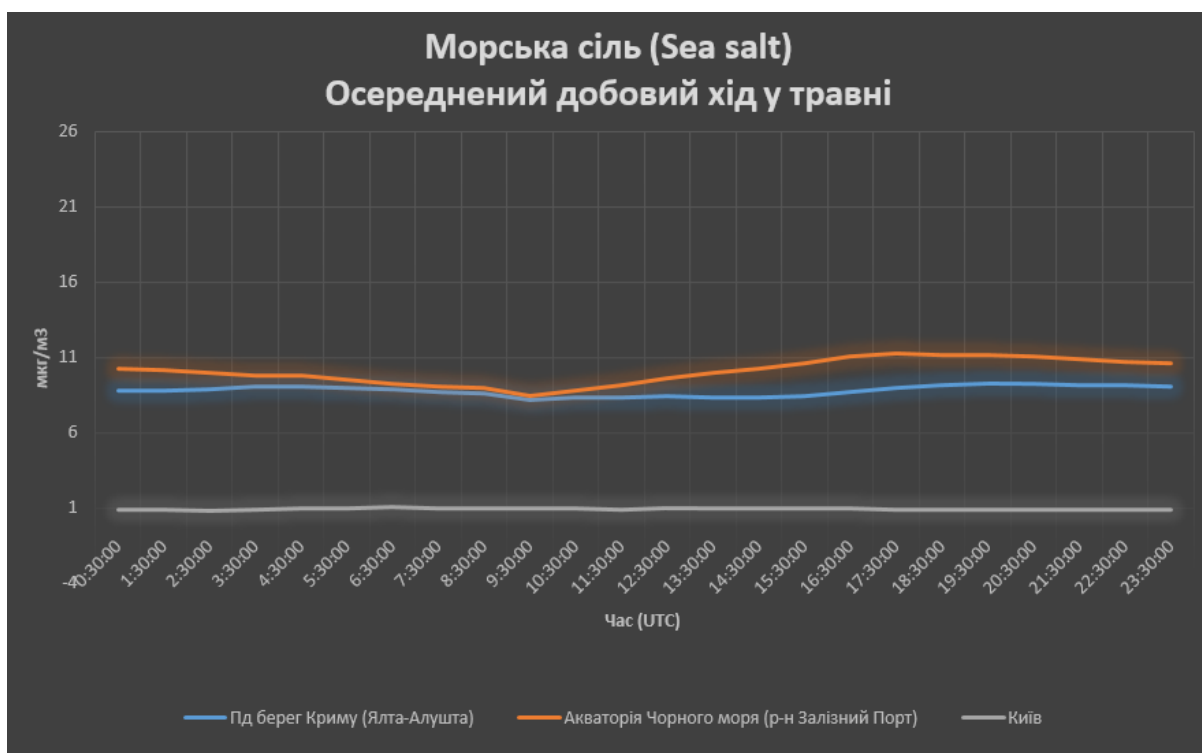


Рис. 3.26 Добовий хід приземного вмісту морської солі у травні для точок з максимальними та мінімальними значеннями

У серпні для районів із максимальними значеннями спостерігається аналогічний добовий хід. За рахунок вищих температур повітря і, як наслідок, більшого прогрівання морської води, максимум концентрацій зсувається до 5 години ( $25 \text{ мкг/м}^3$ ) для південного берегу Криму, а також збільшується добові амплітуди значень вмісту – до  $6 \text{ мкг/м}^3$ . У травні через недостатній прогрів морської води впродовж доби, амплітуди коливань незначні – не перевищують  $3 \text{ мкг/м}^3$ , і в добовому ході простежуються слабо.

Для решти території України значення концентрацій лишаються незмінними впродовж року, добові коливання не простежуються.

### *Органічний вуглець*

На відміну від пилу і морської солі, добовий хід органічного вуглецю характеризується чіткими коливаннями (рис. 3.27). Для точок з максимальними концентраціями максимуми фіксуються о 6 – 7 годині:  $4 \text{ мкг/м}^3$  для Полісся та  $4.5 \text{ мкг/м}^3$  для м. Донецьк. Мінімуми спостерігаються о 14 годині -  $1.6 \text{ мкг/м}^3$  для обох точок. Причини подібного добового ходу подібні до пилу. Враховуючи постійне надходження від антропогенних джерел викидів, високий вміст аерозолі краще реагує на зміну умов накопичення та розсіювання домішок. У нічні години стійка стратифікація сприяє накопиченню аерозолі у приземному шарі атмосфери. З початком прогрівання атмосфери після ранкових годин, зростає нестійкість та турбулентність атмосфери, що сприяє швидшому розсіюванню органічного вуглецю у приземному шарі атмосфери. Періоди спадання та збільшення концентрацій рівномірні та схожі між собою. Більш активне збільшення значень у другій половині доби для Донецька може бути наслідком накопичення протягом дня викидів промисловості. Добові коливання в обох точках доволі значні й складають 60 – 65% від максимальної концентрації аерозолі.

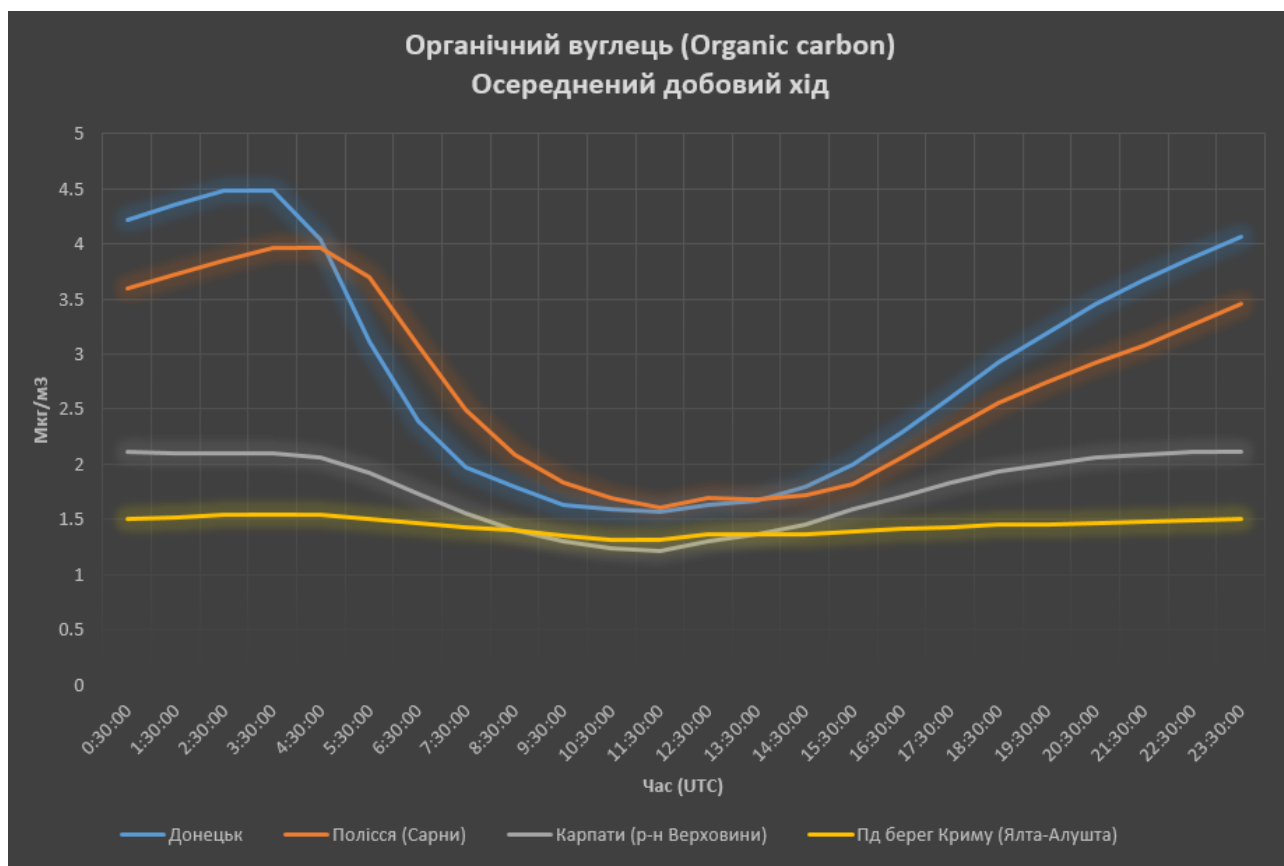


Рис. 3.27 Добовий хід приземного вмісту органічного вуглецю для точок з максимальними та мінімальними значеннями

У районі Верховини в Карпатах при мінімальних значеннях вмісту спостерігається аналогічний добовий хід, з максимумом о 7 годині ( $2.1 \text{ мкг/м}^3$ ) та мінімумом о 14 годині ( $1.2 \text{ мкг/м}^3$ ). Добові коливання знаходяться в межах 30% від максимальної концентрації. Для району Ялти-Алушти добові коливання не простежуються, значення лишаються сталими –  $1.5 \text{ мкг/м}^3$ , що пояснюється відсутністю значних локальних джерел органічного вуглецю.

Аналогічний добовий хід прослідковується на графіку для серпня, з найбільшими концентраціями органічного вуглецю (рис. 3.28)

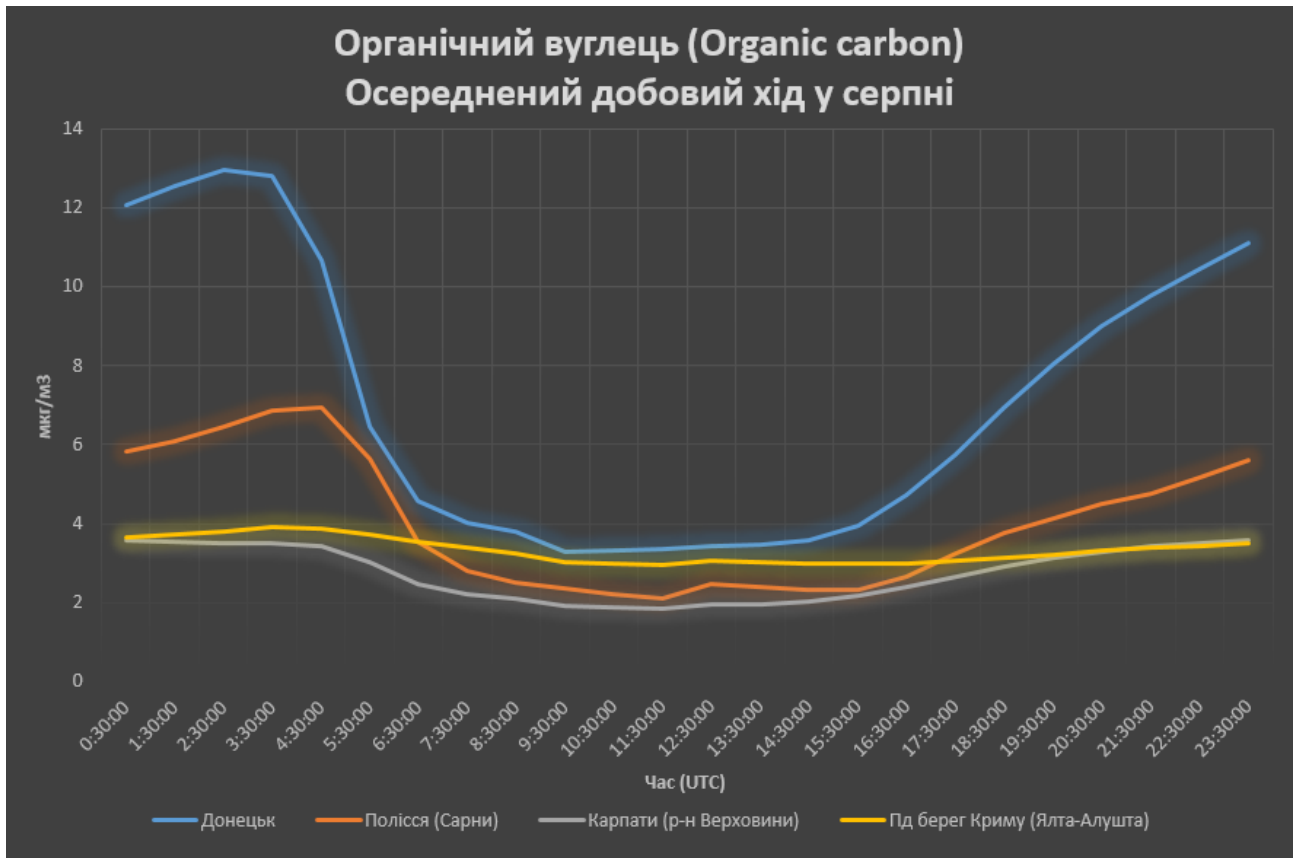


Рис. 3.28 Добовий хід приземного вмісту органічного вуглецю у серпні для точок з максимальними та мінімальними значеннями

Максимуми спостерігаються о 6 – 7 годині ( $13 \text{ мкг/м}^3$  та  $7 \text{ мкг/м}^3$  для Донецька та Полісся відповідно), мінімуми о 13 годині ( $2 - 3 \text{ мкг/м}^3$  для обох точок). Через швидше прогрівання атмосферного повітря спостерігається більш стрімке зменшення концентрацій у ранкові години. Амплітуда коливань також збільшується до 75% для Донецька та 70% для Полісся. Набагато більші значення для Донецька, ніж на Поліссі вказують на більший масштаб пожеж на сході України у серпні.

Для Карпат характерна аналогічна поведінка ходу з меншими добовими амплітудами (до 35% від максимальної концентрації). На південному березі Криму значення сталі, добові коливання майже відсутні.

У травні, за мінімальних концентрацій органічного вуглецю, добовий хід для усіх точок має приблизно однаковий характер (рис. 3.29)

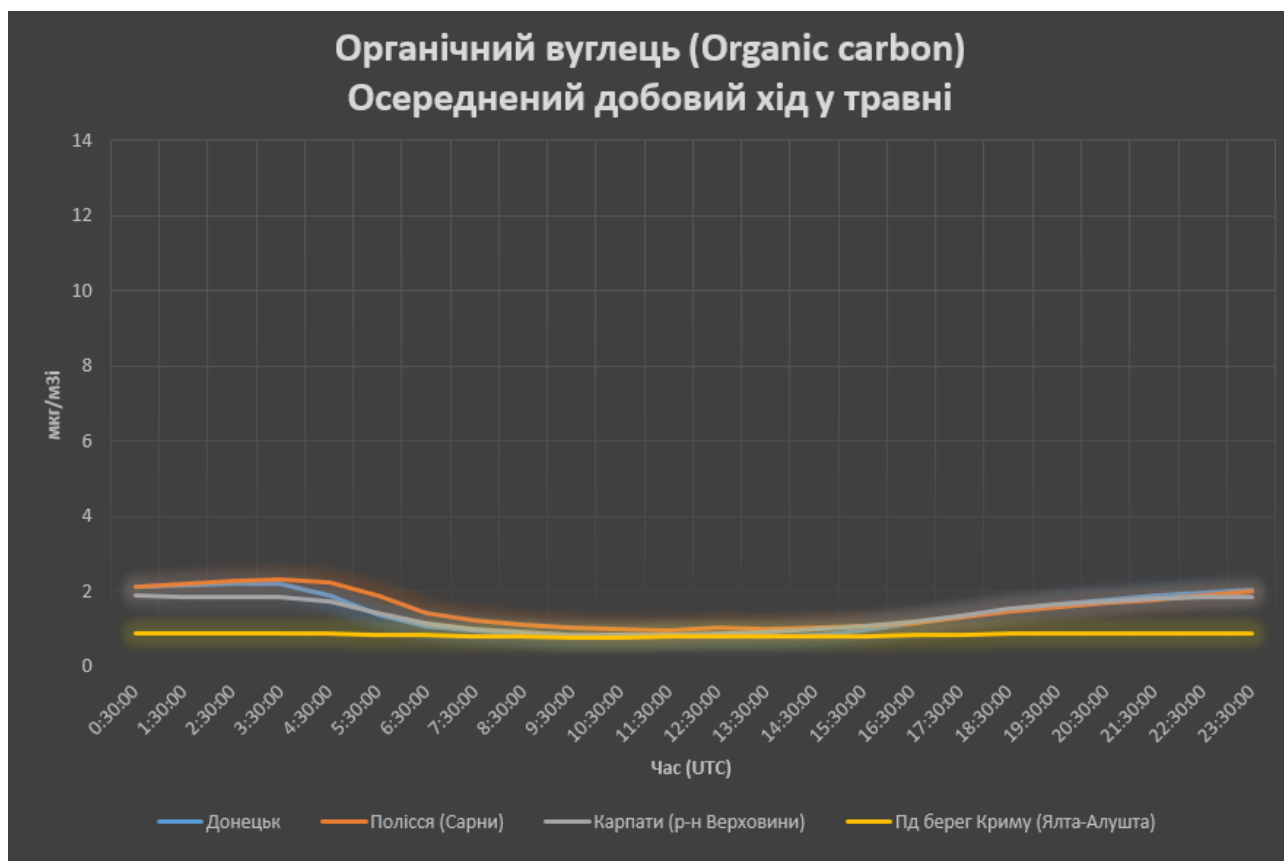


Рис. 3.29 Добовий хід приземного вмісту органічного вуглецю у травні для точок з максимальними та мінімальними значеннями

За умови відсутності потужних джерел органічного вуглецю, для всіх точок графік добового ходу має амплітуду до  $1 \text{ мкг/м}^3$ , добові коливання майже зникають.

### Сажка

Добовий хід концентрацій сажі також характеризується чітко вираженими коливаннями (рис. 3.30)

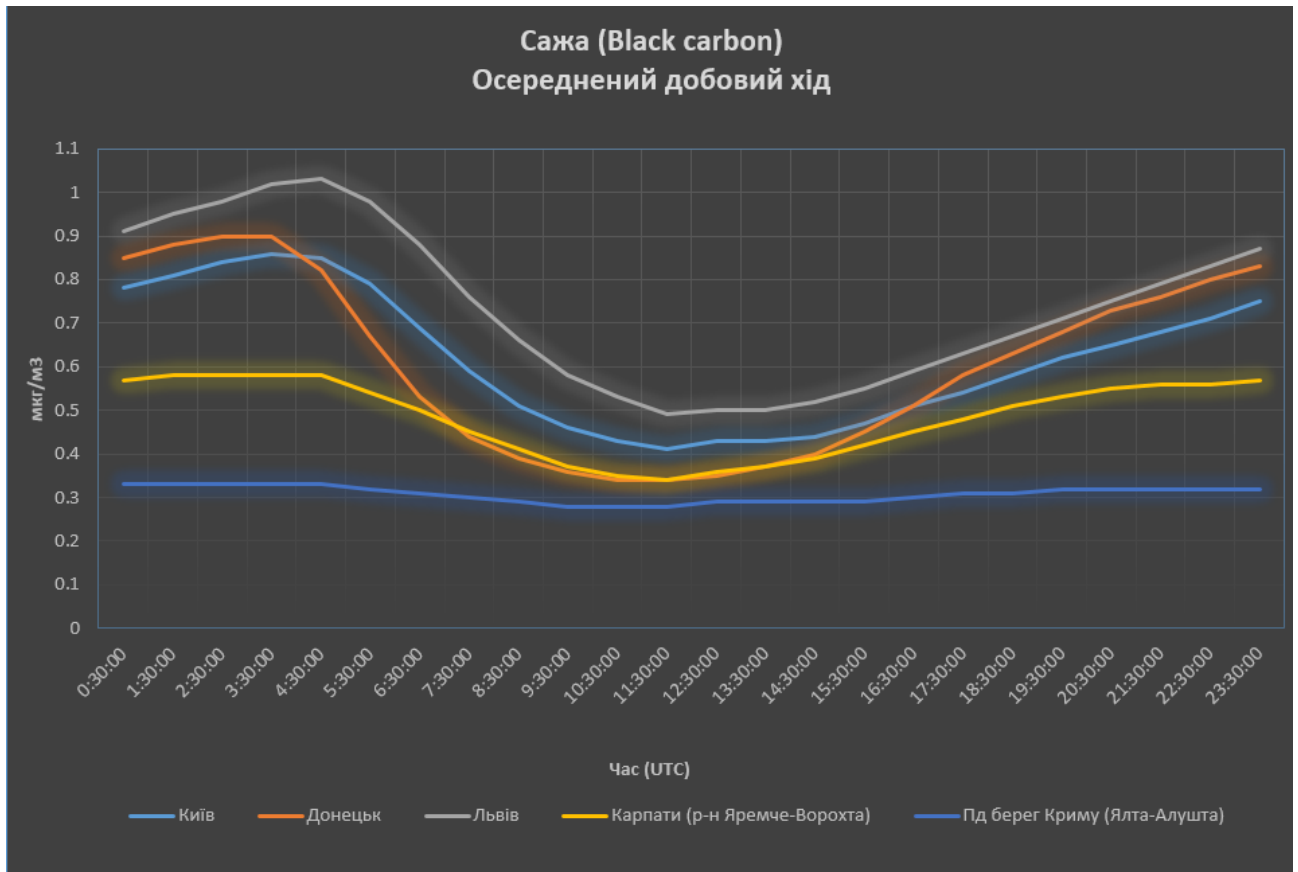


Рис. 3.30 Добовий хід приземного вмісту сажі для точок з максимальними та мінімальними значеннями

Для територій з максимальними значеннями, найвищі концентрації припадають на ранкові години за умов стійкої стратифікації атмосфери. Певна відмінність у добовому ході сажі, в порівнянні з органічним вуглецем, може бути наслідком початку викидів від автотранспорту перед ранковими годинами пік. Проте це припущення потребує додаткових досліджень на основі даних спостережень. Значення сягають  $1.05 \text{ мкг/м}^3$  для Львова,  $0.9 \text{ мкг/м}^3$  для Донецька та  $0.85 \text{ мкг/м}^3$  для Києва. Найвищі концентрації у Львові пояснюються також частковим впливом перенесення сажі із заходу, тоді як у Києві та Донецьку вони мають місцеве походження. Мінімуми в усіх точках спостерігаються о 14 годині, зі значеннями  $0.35 - 0.5 \text{ мкг/м}^3$ . Суттєві підвищення концентрацій спостерігаються з 18 години, накладаючись на вечірню годину пік. Промислові викиди роблять більш стрімким це підвищення у Донецьку.

У Карпатах простежується подібний до точок з максимальними значеннями хід. Максимум – о 7 годині ( $0.6 \text{ мкг/м}^3$ ). На південному березу Криму добові коливання не простежуються.

На графіках осередненого добового ходу для місяців з максимальними та мінімальними концентраціями спостерігається аналогічний розподіл значень вмісту сажі (рис. 3.31, 3.32)

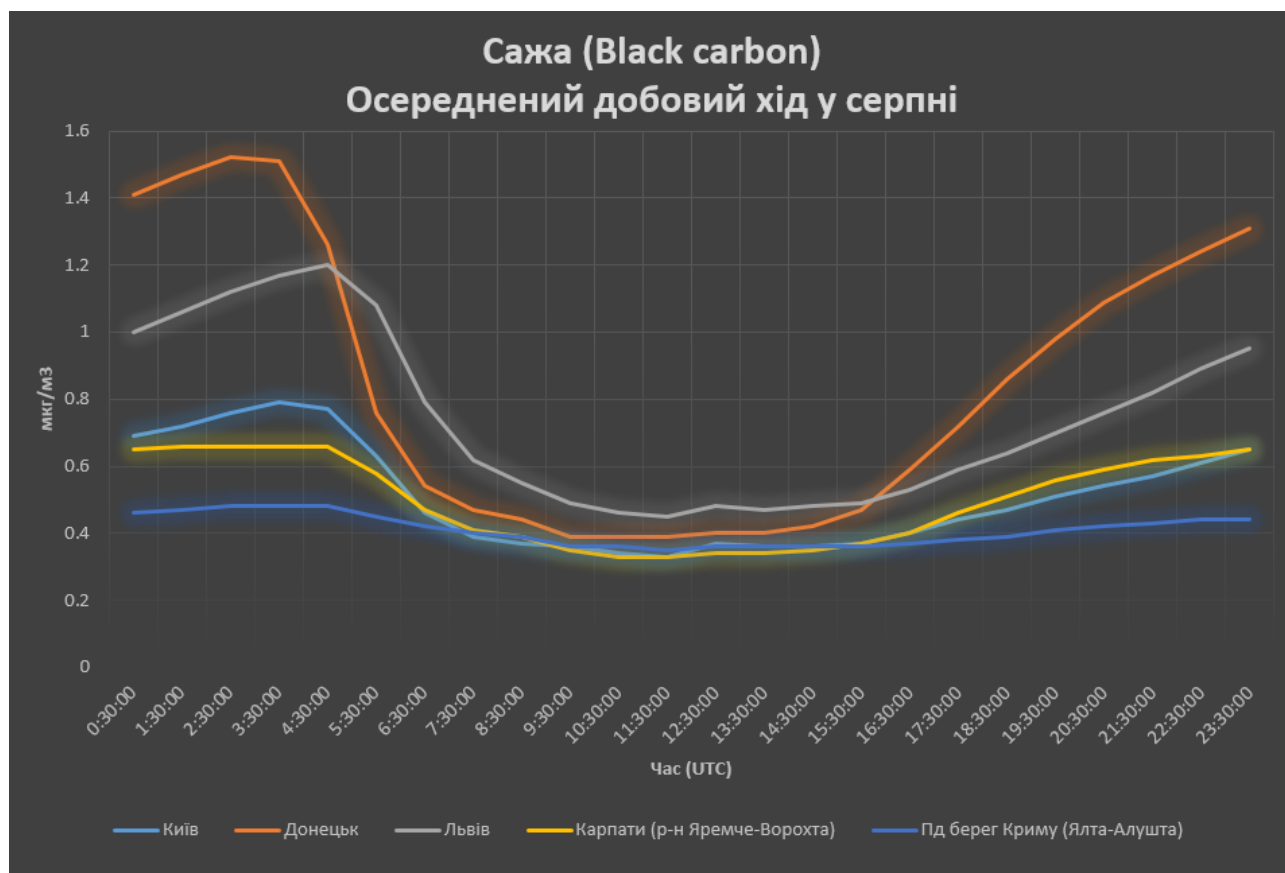


Рис. 3.31 Добовий хід приземного вмісту сажі у серпні для точок з максимальними та мінімальними значеннями

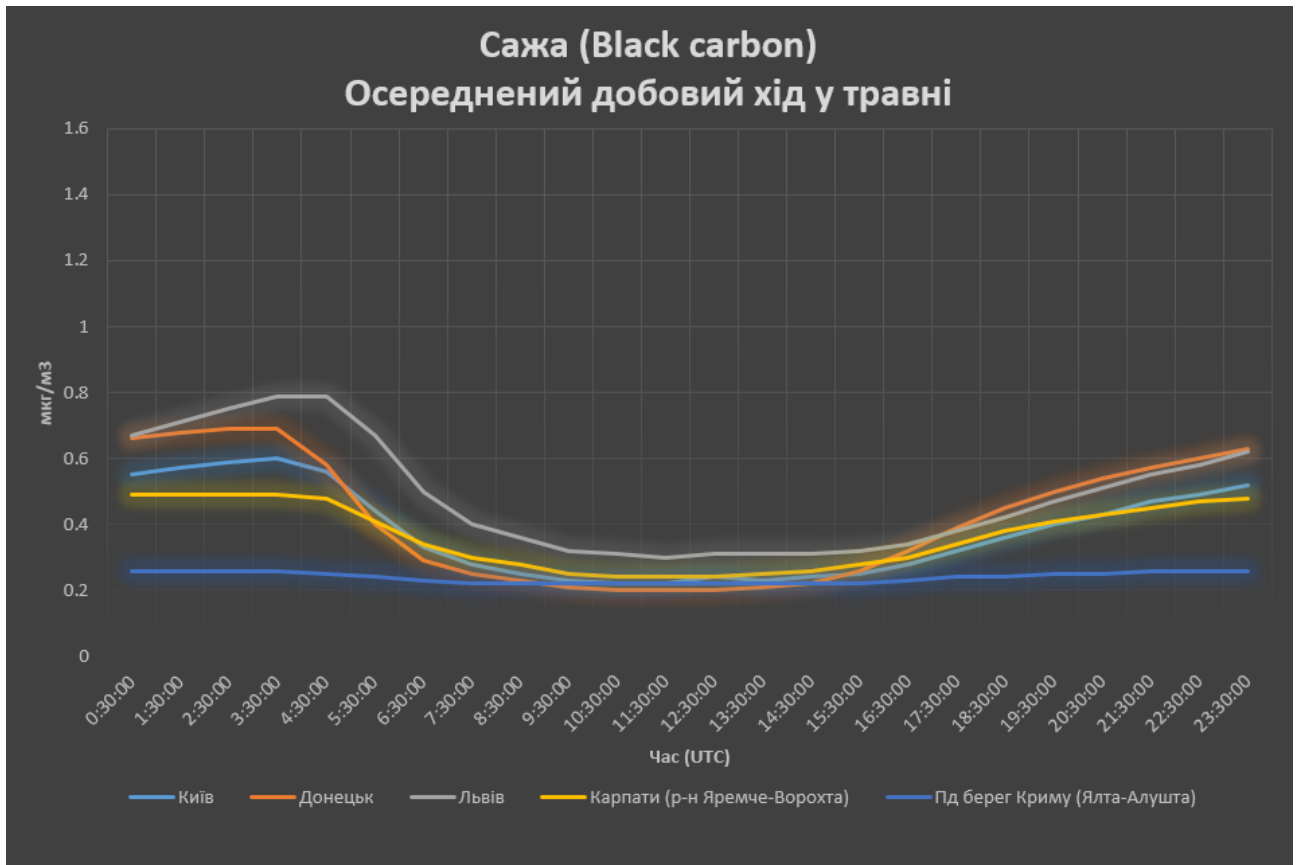


Рис. 3.32 Добовий хід приземного вмісту сажі у травні для точок з максимальними та мінімальними значеннями

У серпні найбільша амплітуда коливань спостерігається в Донецьку – до 75% від максимальної концентрації. У Львові та Києві амплітуди добових значень сягають 65% та 50% відповідно. Фіксуються більш різке спадання концентрацій у ранкові години через прогрівання атмосфери та початок інтенсивніших турбулентних процесів у атмосфері. Для Карпат добовий хід має аналогічні риси з меншою амплітудою коливань.

У травні для всіх точок характерні менші амплітуди коливань, проте, за рахунок постійності таких джерел як викиди промисловості та автотранспорту, зберігаються всі основні риси добового ходу. Найбільший максимум у Львові –  $0.8 \text{ мкг/м}^3$ , у Києві та Донецьку –  $0.6 \text{ мкг/м}^3$  та  $0.7 \text{ мкг/м}^3$  відповідно.

На південному березі Криму, за рахунок відсутності значних місцевих джерел сажі, протягом року амплітуди значень не перевищують  $0.1 \text{ мкг/м}^3$ , добові коливання прослідковуються слабо.

### 3.4 Тенденції вмісту аерозолів у сучасний період

Розуміння тенденцій вмісту аерозолію різного хімічного складу в атмосферному повітрі дає відповідь на питання про типову зміну активності джерел викидів аерозолію, і є важливим для майбутньої оцінки наслідків аерозольного забруднення на здоров'я населення та зміни фізичних процесів перебігу прямих і непрямих аерозольних ефектів.

Виявлені тренди для аерозольних компонент є слабкими та статистично незначущими у більшості випадків. Тобто з отриманих результатів можна зробити загальний висновок, що за останні 10 років хімічний склад аерозолів залишається відносно стабільним. Проте, при розгляді просторового розподілу величин трендів досліджуваних аерозолів (рис. 3.33, 3.35, 3.37, 3.38) слабо прослідковуються деякі закономірності, що у просторовому розподілі характеризуються чіткою детермінованістю, що не є характерним для випадкових процесів. Від'ємні значення аномалій на картах та графіках вказують, що концентрації зменшуються. Далі наведено детальні описи отриманих результатів за трендами для досліджуваних аерозолів.

#### *Пил*

Основні закономірності, що простежуються на карті величини трендів пилу – тенденція до зростання концентрацій на півночі та північному сході України і навпаки слабкі тенденції до зниження концентрацій пилу на південному сході (рис. 3.33). Це може вказувати на більш глибоке проникнення перенесеного пилу зі сходу вглиб країни. В той же час зі зміною клімату та посиленням посушливості регіону Каспійського моря, отримані тенденції можуть свідчити про майбутнє збільшення концентрацій перенесеного пилу та його подальше проникнення вглиб території України. У той же час закономірним є зменшення концентрацій над акваторіями морів, що свідчить про посилення метеорологічних умов вологого осадження в останні роки. У цих регіонах було

виділено точки з найбільшим та найменшим значенням трендів, для яких побудовано графік трендів та аномалій вмісту пилу (рис. 3.34)

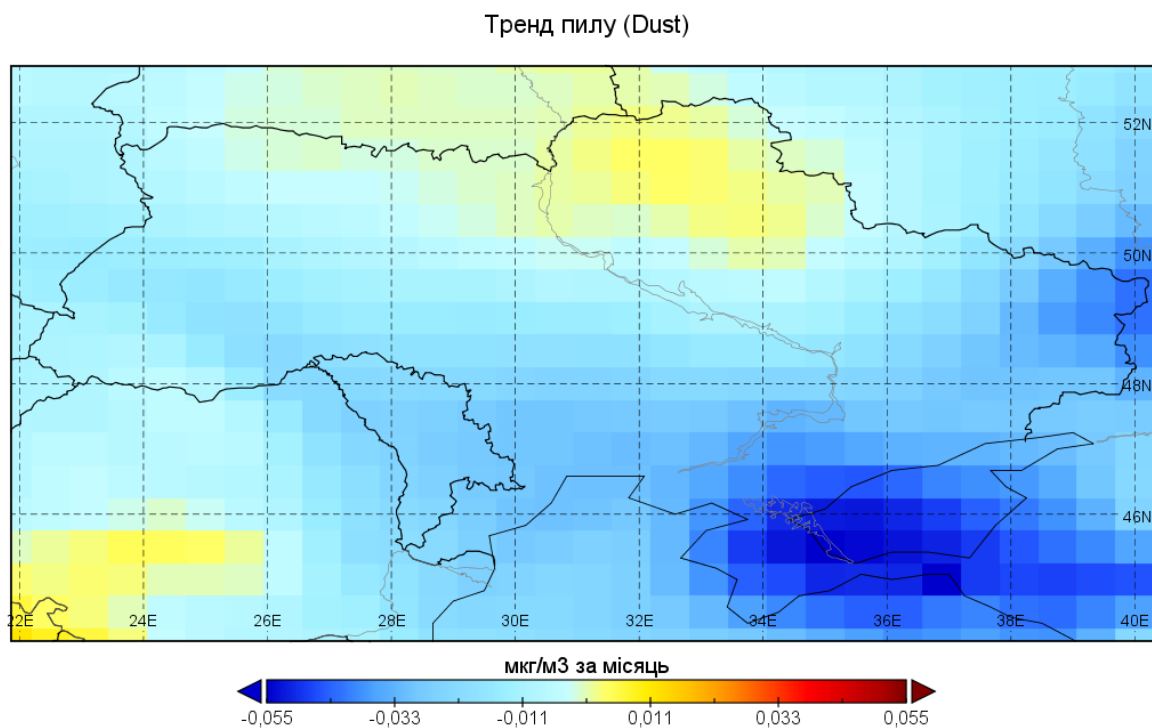


Рис. 3.33 Просторовий розподіл величини трендів концентрацій пилу на території України

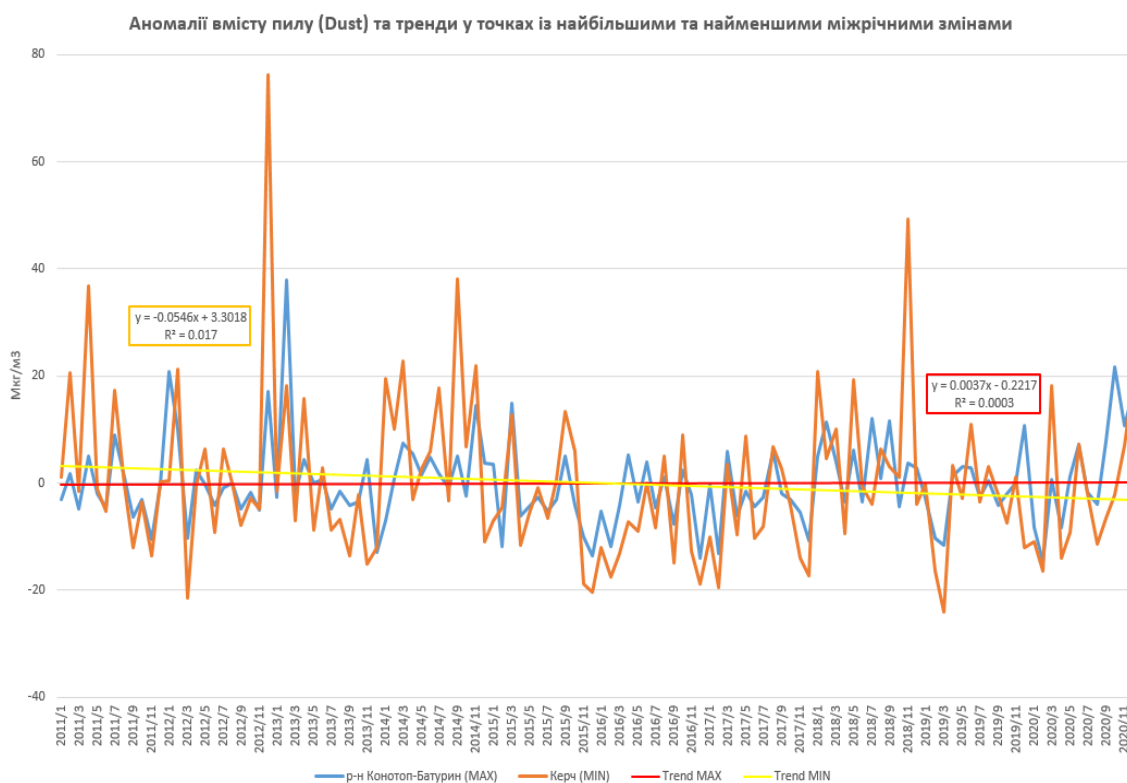


Рис. 3.34 Графік багаторічного ходу аномалій та трендів концентрацій пилу у точках з мінімальними та максимальними міжрічними змінами

З графіку чітко видно відсутність статистичної значущості трендів, проте їх прояв у просторовому розподілі свідчить про деяку детермінованість процесів. В той же час отримано закономірність, що аномалії вмісту пилу над морськими акваторіями мають набагато більшу амплітуду коливань, ніж це спостерігається на вівнічному-сході території України. Усі значні додатні аномалії для обох точок фіксуються у зимові місяці, переважно у січні, коли спостерігається максимальна інтенсивність переносу пилу.

Даним регіонам слід приділяти подальшу увагу, оскільки в майбутньому у південно-східному регіоні, при збереженні та посиленні отриманих закономірностей, можуть частішати пилові бурі, що негативно впливають на сільське господарство та здоров'я людини. Для північного сходу країни збереження тенденцій до зростання місячних аномалій пилу може мати наслідки для локальних та регіональних погодних умов, через взаємодію пилу як ядер конденсації з атмосферною вологою та його вплив на перерозподіл сонячної радіації.

### *Морська сіль*

У той час як вплив акваторій морів на пил полягає у зменшенні концентрацій, морська сіль у цьому регіоні тяжіє до зростання (рис. 3.35). Тобто, може відбутися зміна у співвідношенні аерозолів різного складу.

Цікавим проявом є закономірність до зростаючих тенденцій над більшою частиною сходу акваторій, тоді як в Криму біля Керченського півострова та Арабатської затоки тенденція спадає. Виявити реальні причини такого близького розташування двох протилежних за трендами районів важко через відсутність вимірювань морської солі та даних для більш спеціалізованих досліджень. Однією з причин зростання тренду концентрацій на південному сході може бути мала глибина моря, що веде до більшого прогрівання води і, як наслідок, підвищення інтенсивності хімічних реакцій у морській воді та випаровування в атмосферу.

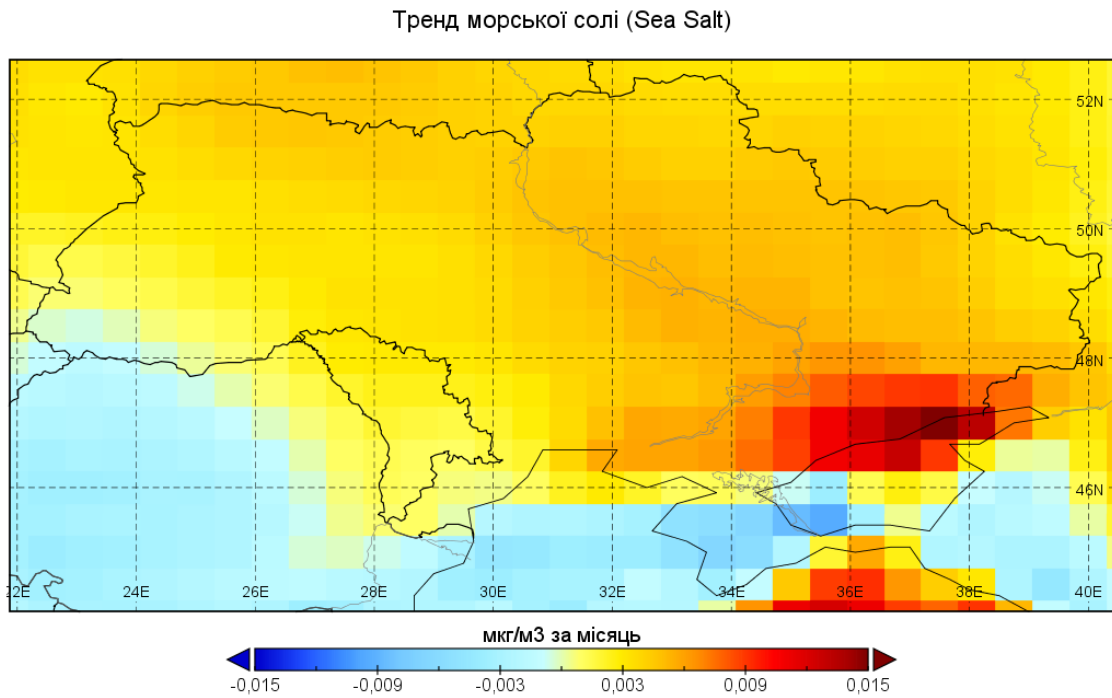


Рис. 3.35 Просторовий розподіл величини трендів концентрацій морської солі на території України

Для подальшого аналізу тенденцій було побудовано графік для точок з найбільш зростаючим та спадним трендом (рис. 3.36)

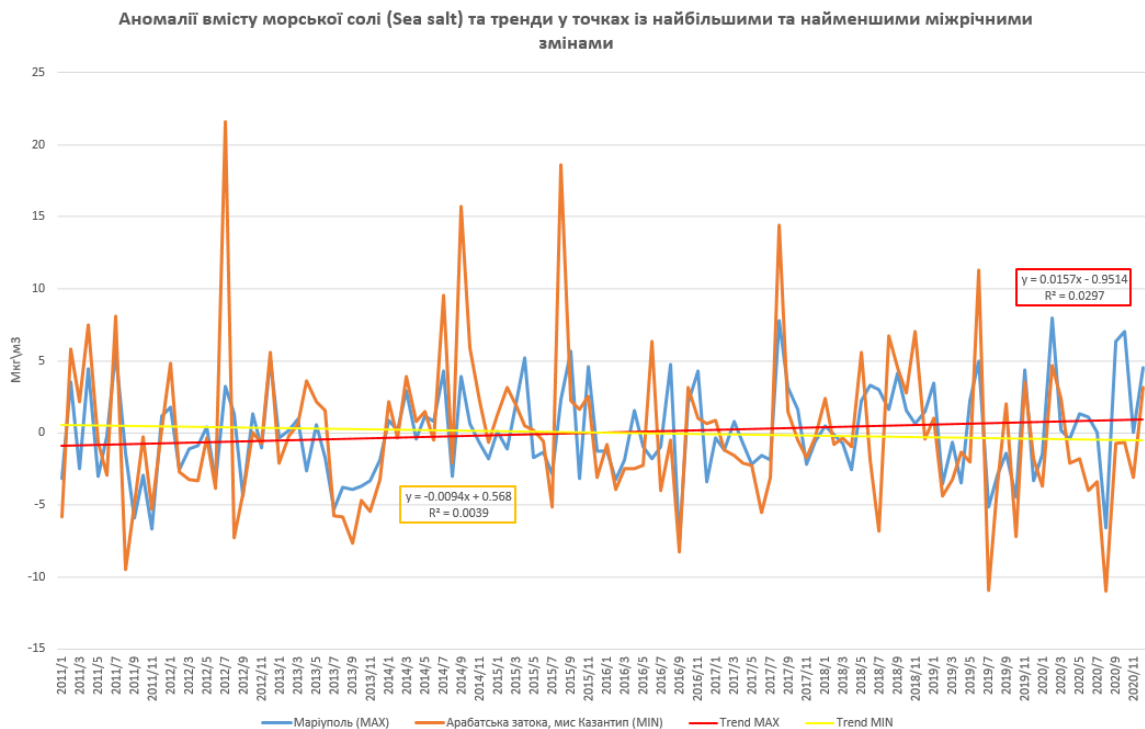


Рис. 3.36 Графік багаторічного ходу аномалій та трендів концентрацій морської солі у точках з мінімальними та максимальними міжрічними змінами

Хід аномалій зі зростаючим трендом (на прикладі м. Маріуполь) має характеризується позитивними аномаліями значень концентрацій, що за часом припадають в основному на липень та вересень. Спостерігається незначне зростання амплітуди коливань в останні два роки періоду спостережень. У районі Арабатської затоки при спадній тенденції фіксуються різкі збільшення аномалій, що у декілька разів перевищують аналогічні піки для м. Маріуполь, з неоднорідним розподілом у часі.

Для обох точок було помічено закономірність, що кожні два роки, починаючи з 2011, спостерігається більш тривалий період існування від'ємних аномалій.

Південно-східному регіону України слід приділити особливу увагу. З досліджених трендів маємо слабкі тенденції до зниження концентрацій пилу, натомість незначне зростання морської солі. При збереженні цих тенденцій, в майбутньому у цьому регіоні може відбутися зміна відсоткового відношення аерозолів різного складу. Оскільки морська сіль та пил по різному взаємодіють як ядра конденсації та мають різні оптичні властивості (відповідно і ефекти на перерозподіл сонячної радіації), зміни що спостерігаються потенційно можуть мати наслідки для локальних та регіональних погодних умов.

### *Органічний вуглець та сажа*

Просторовий розподіл величини трендів органічного вуглецю та сажі майже ідентичні між собою (рис. 3.37, 3.38). в обох випадках спостерігаються два райони зі зростаючими тенденціями. Оскільки на Донбасі основним джерелом обох аерозолів є переважно викиди промисловості, з карт можна зробити висновки про стабільне збільшення цих викидів протягом всього часу спостережень, незважаючи на початок воєнних дій з 2014 року. Другий район з найбільшим трендом – Полісся, північ Київської та Житомирської областей. Тут домінуюче джерело аерозольного забруднення – лісові пожежі.

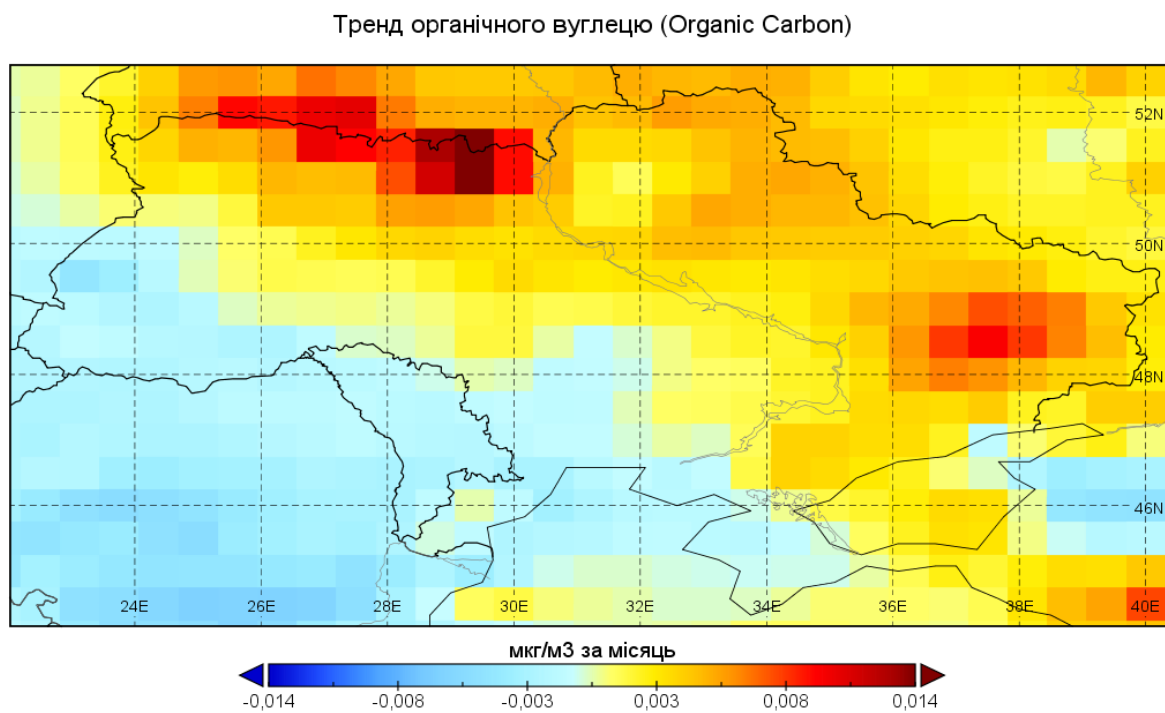


Рис. 3.37 Просторовий розподіл величини трендів концентрацій органічного вуглецю на території України

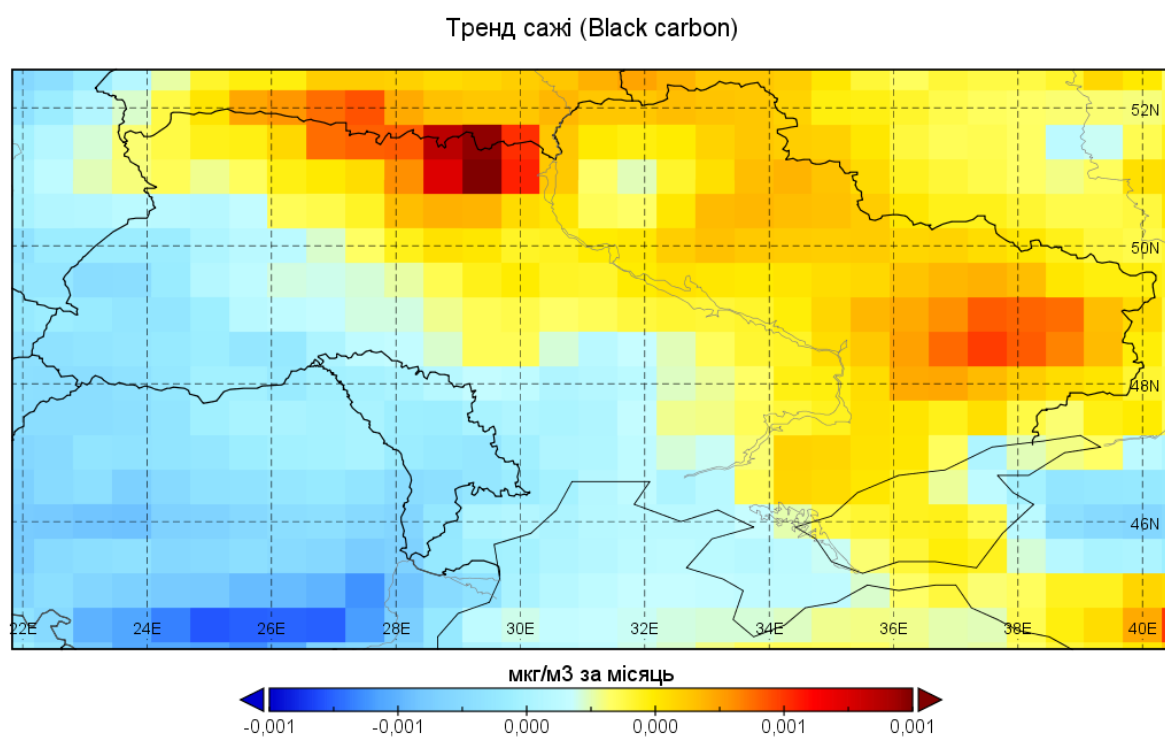


Рис. 3.38 Просторовий розподіл величини трендів концентрацій сажі на території України

Слабка тенденція до зниження концентрацій обох аерозолів прослідковується у прикордонних районах Львівської області, що може вказувати на незначне зменшення з часом переносу вуглецевих аерозолів із заходу.

Схожими є й графіки багаторічного ходу аномалій для обох аерозолів (рис. 3.39, 3.40)



Рис. 3.39 Графік багаторічного ходу аномалій та трендів концентрацій органічного вуглецю у точках з мінімальними та максимальними міжрічними змінами

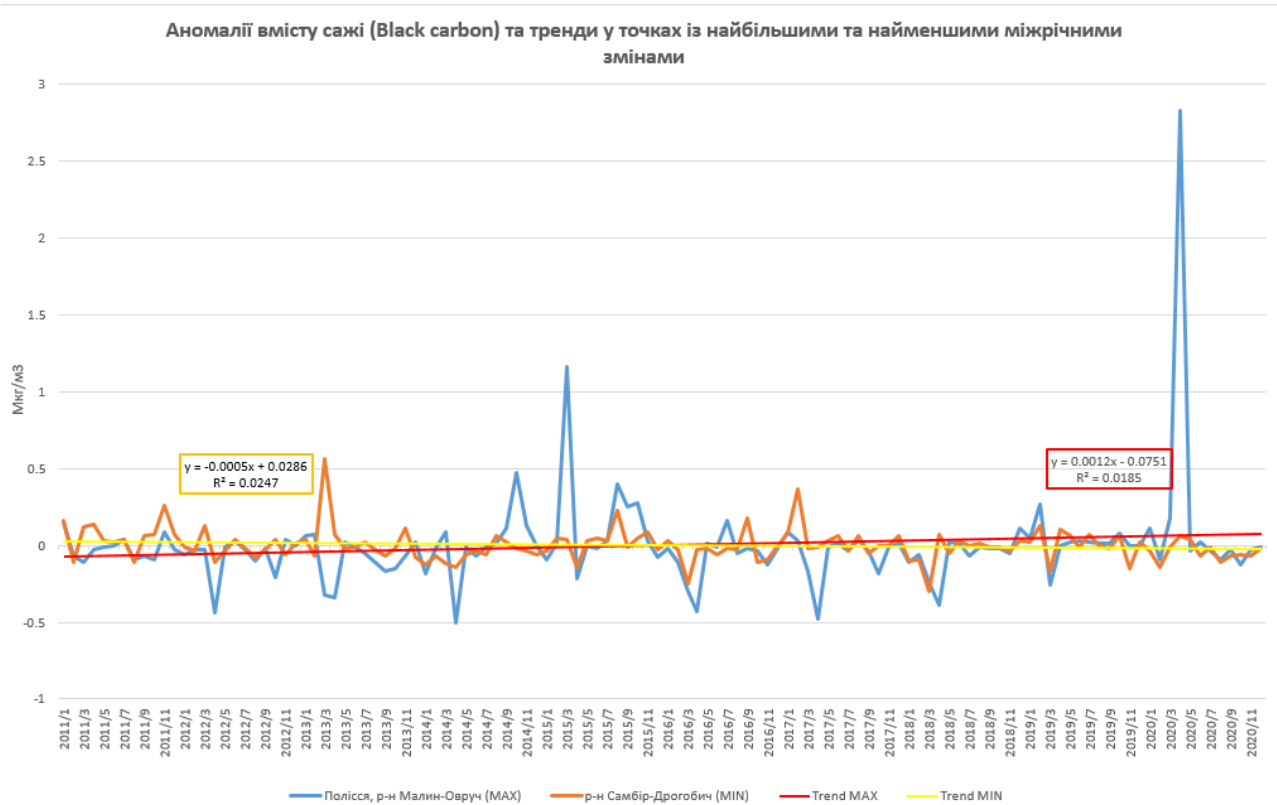


Рис. 3.40 Графік багаторічного ходу аномалій та трендів концентрацій сажі у точках з мінімальними та максимальними міжрічними змінами

Хід аномалій у районі Малин-Овруч повторює однакові патерни на обох графіках – найбільші додатні аномалії співпадають у часі зі значними лісовими пожежами у цьому районі, в часовому розподілі припадають на березень-квітень або серпень. Таким чином, Полісся – ще один регіон, до якого слід приділити особливу увагу, враховуючи тенденції потепління на території України та зростання несприятливих синоптичних умов, що формують пожежонебезпеку.

Для району Самбір-Дрогобич на Львівщині обидва графіки мають одиничні піки значних додатних аномалій, також спричиненими лісовими пожежами. Загалом хід величин аномалій має дуже незначні амплітуди коливань впродовж усього періоду спостережень, що вказує на стабільність переносу із заходу.

Аналіз багаторічної динаміки аномалій та просторового розподілу трендів для досліджуваних аерозолів, отримано певні закономірності, що мають визначені причини та характеризуються незначними тенденціями до зростання або спадання. Наразі вони є незначущими, проте детермінованими у просторі,

що ймовірно набуде ознак значущих змін у майбутньому. Враховуючи тенденції потепління на території України та діагностовані міжрічні зміни аерозолів вже на ранньому етапі формування закономірностей, в майбутньому можуть спостерігатися відчутні зміни з негативними наслідками для сільського господарства, здоров'я населення, тощо. Тому вкрай важливо продовжувати моніторинг аерозолів, приділяючи особливу увагу окремим районам, визначеним у цій роботі, де ці зміни можуть бути найвідчутнішими.

## ВИСНОВКИ

1. Створено впорядковану електронну базу даних приземного вмісту аерозолів різного походження над територією України на основі реаналізу MERRA-2, що містить щомісячні інтерпольовані значення з просторовою роздільною здатністю  $0,625^{\circ} \times 0,5^{\circ}$  довготи  $\times$  широти та збереженим добовим ходом із часовою дискретністю 1 година.
2. Встановлено закономірності просторового розподілу аерозолів різного походження над територією України. Формування вмісту пилу та морської солі залежить від інтенсивності атмосферного перенесення зі сторони джерел викидів: пустельних районів поблизу Каспійського моря для пилу, та з акваторії Чорного та Азовського морів для морської солі. Виявлено наслідки перенесення морської солі із Атлантичного океану та Балтійського моря. Вміст вуглецевмісних аерозолів залежить від впливу антропогенних джерел викидів та інтенсивності лісових пожеж. Це призводить до формування максимумів органічного вуглецю і сажі в районі Донбасу, м. Київ, та на Поліссі в зоні значної повторюваності лісових пожеж
3. Досліджено особливості річного ходу аерозолів різного походження. Максимальні та мінімальні концентрації для пилу формуються у січні та серпні відповідно; для інших аерозольних компонент – у серпні і травні відповідно. У річному ході концентрацій пилу та морської солі спостерігається один мінімум та максимум, в той час як для органічного вуглецю та сажі типовими є два максимуми та один мінімум.
4. Встановлено особливості сезонної мінливості аерозолів різного походження. Сезонні коливання вмісту пилу досягають  $25 \text{ мкг/м}^3$  на сході, в той час як на заході України майже відсутні ( $\sim 2 \text{ мкг/м}^3$ ). Виражена сезонна мінливість морської солі спостерігається лише у прибережних районах та акваторіях морів з коливання до  $10 \text{ мкг/м}^3$ . Сезонні коливання для органічного вуглецю чітко простежують на Донбасі і степових районах, досягаючи  $6 \text{ мкг/м}^3$ , а у Прикарпатті

та на Поліссі до  $3 \text{ мкг/м}^3$ . Сезонність сажі характерна у місцях зі значним антропогенним забрудненням (Донбас, Київ, Прикарпаття, Львівська область) досягаючи коливань близько  $0.4 - 0.45 \text{ мкг/м}^3$ , тоді як для решти території України лише близько  $0.15 \text{ мкг/м}^3$ .

5. Досліджено особливості добової мінливості аерозолів. Встановлено визначальну роль сприятливих метеорологічних умов до накопичення чи розсіювання домішок, пов'язаних із добовою зміною умов стратифікації атмосфери. Максимуми приземного вмісту спостерігаються приблизно о 6 – 8 годині, та відносно різко зменшується до 14 години з поступовим зростанням на кінець доби.

6. Аналіз тенденцій вмісту аерозолів виявив, що у сучасний період (останні 10 років) хімічний склад аерозолів залишається відносно стабільним. Незважаючи на статистичну незначущість трендів, у просторовому розподілі простежується чітка детермінованість змін. Встановлена два райони території України, які потребують подальшої уваги у майбутньому через можливі зміни з негативними наслідками для сільського господарства, здоров'я населення, тощо – це Полісся та південно-східні території України.

## СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Abdul-Razzak, H. and S. Ghan, 2000: A parametrization of aerosol activation 2. Multiple aerosol types. *J. Geophys. Res.*, 105, 6837- 6844. (1)
2. Albrecht, B., 1989: Aerosols, cloud microphysics and fractional cloudiness. *Science*, 245, 1227–1230. (2)
3. Andreae, M.O., E.V. Browell, M. Garstang, G.L. Gregory, R.C. Harriss, G.F. Hill, D.J. Jacob, M.C. Pereira, G.W. Sachse, A.W. Setzer, P.L.S. Dias, R.W. Talbot, A.L. Torres and S.C. Wofsy, 1988: Biomass-burning emissions and associated haze layers over Amazonia. *J. Geophys. Res.*, 93, 1509–1527. (3)
4. Beard, K.V., 1992: Ice nucleation in warm-base convective clouds: An assessment of micro-physical mechanisms. *Atmos. Res.*, 28, 125-152. (4)
5. Bigg, E.K., 1990: Long-term trends in ice nucleus concentrations. *Atmos. Res.*, 25, 409–425. (5)
6. Blanchet J.-P. and E. Girard, 1995: Water vapor and temperature feedback in the formation of continental Arctic air: Its implications for climate, *Sci. Total Environ.*, 160-161, 793-802. (6)
7. Boers, R. and R.M. Mitchell, 1994: Absorption feedback in stratocumulus clouds – influence on cloud top albedo. *Tellus*, 46, 229–241. (7)
8. Boers, R., 1995: Influence of seasonal variation in cloud condensation nuclei, drizzle, and solar radiation, on marine stratocumulus optical depth. *Tellus*, 47B, 578–586. (8)
9. Chen, Y., S. M. Kreidenweis, L. M. McInnes, D. C. Rogers, and P. J. DeMott, 1998, Single particle analyses of ice nucleating aerosols in the upper troposphere and lower stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1391-1394. (9)
10. Chuang, C.C., J.E. Penner, K.E. Taylor, A.S. Grossman, and J.J. Walton, 1997: An assessment of the radiative effects of anthropogenic sulphate. *J. Geophys. Res.*, 102, 3761-3778. (10)
11. Claeys, M., Graham, B., Vas, G., Wang, W., Vermeylen, R., Pashynska, V., Cafmeyer, J., Guyon, P., Andreae, M. O., Artaxo, P., and Maenhaut, W.:

- Formation of Secondary Organic Aerosols Through Photooxidation of Isoprene, *Science*, 2004, 303, 1173–1176. (11)
12. Clegg, S. L., Brimblecombe, P., and Wexler, A. S.: Thermodynamic model of the system  $\text{H}^+ - \text{NH}_4^+ - \text{SO}_2 - \text{NO}_3 - \text{H}_2\text{O}$  at tropospheric temperatures, *J. Phys. Chem. A*, 1998a, 102, 2137–2154. (12)
13. DeMott, P.J., J.L. Stith, R.J. Zen and D.C. Rogers, 1996: Relations between aerosol and cloud properties in North Dakota cumulus clouds. Preprints, 12th Int. Conf. on Clouds and Precipitation, Zurich, Switzerland, 19-23 August, pp. 320–323. (13)
14. Duce, R., 1995: Distributions and fluxes of mineral aerosol. In *Aerosol Forcing of Climate*, R.J. Charlson and J. Heintzenberg (eds), John Wiley, Chichester, UK, pp. 43–72. (14)
15. Fahey, D. W., U. Schumann, S. Ackerman, P. Artaxo, O. Boucher, M.Y. Danilin, B. Kärcher, P. Minnis, T. Nakajima, and O.B. Toon, 1999: Aviation-produced aerosols and cloudiness. In *Aviation and the Global Atmosphere*, J.E. Penner, D.H. Lister, D.J. Griggs, D.J. Dokken, and M. McFarland (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 65-120. (15)
16. Feingold, G., A.S. Frisch, B. Stevens, and W.R. Cotton, 1999b: The stratocumulus boundary layer as viewed by K-band radar, microwave radiometer and lidar. *J. Geophys. Res.*, 104, 22195-22203. (16)
17. Garcia, R. R. and Solomon, S.: A numerical model of the zonally averaged dynamical and chemical structure of the middle atmosphere, *J. Geophys. Res.-Ocean.*, 1983, 88, 1379 -1400. (17)
18. Ghan, S.J., C. Chuang and J.E. Penner, 1993: A parametrization of cloud droplet nucleation part I: single aerosol type. *Atmos. Res.*, 30, 197–211. (18)
19. Gillette, D., 1978: Wind-tunnel simulation of erosion of soil: Effect of soil texture, sandblasting, wind speed and soil consolidation on dust production. *Atmos. Environ.*, 12, 1735–1743. (19)
20. Gong, S.L., L.A. Barrie, J.-P. Blanchet and L. Spacek, 1998: Modeling size-distributed sea salt aerosols in the atmosphere: An application using Canadian

- climate models. In: *Air Pollution Modeling and Its Applications XII*, S.-E. Gryning and N. Chaumerliac (eds), Plenum Press, New York. (20)
21. Greenwald, T. J., G. L. Stephens, T. H. Vonder Haar, and D. L. Jackson, 1993: A physical retrieval of cloud liquid water over the global oceans using special sensor microwave/imager (SSM/I) observations. *J. Geophys. Res.*, 98, 18,471-18,488. (21)
22. Griffin, R.J., D.R. Cocker, III, J.H. Seinfeld and D. Dabdub 1999b: Estimate of global atmospheric organic aerosols from oxidation of biogenic hydrocarbons. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2721–2724. (22)
23. Han, Q, W.B. Rossow, J. Chou and R.M. Welch 1998a: Global variation of column droplet concentration in low-level clouds, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1419-1422. (23)
24. Hansen, J.E., M. Sato and R. Ruedy, 1997: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, 102, 6831–6864. (24)
25. Hignett, P., 1991: Observations of diurnal variation in a cloud-capped marine boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 48, 1474-1482. (25)
26. Hoffmann, T., J.R. Odum, F. Bowman, D. Collins, D. Klockow, R.C. Flagan and J.H. Seinfeld, 1997: Formation of organic aerosols from the oxidation of biogenic hydrocarbons. *J. Atmos. Chem.*, 26, 189–222. (26)
27. Hogan, A. W., 1967: Ice nuclei from direct reaction of iodine vapor with vapors from leaded gasoline. *Science*, 158, 158. (27)
28. Hudson, J. G. and S. S. Yum, 1997: Droplet spectral broadening in marine stratus. *J. Atmos. Sci.*, 54, 2642–2654. (28)
29. Jensen, E.J. and O.B. Toon, 1997: The potential impact of soot particles from aircraft exhaust on cirrus clouds. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 249– 252. (29)
30. Karl, T., Harley, P., Emmons, L., Thornton, B., Guenther, A., Basu, C., Turnipseed, A., and Jardine, K.: Efficient Atmospheric Cleansing of Oxidized Organic Trace Gases by Vegetation, *Science*, 2010, 1192534. (30)
31. Kuang, Z. and Y.L. Yung, 2000: Reflectivity variations off the Peru coast: Evidence for indirect effect of anthropogenic sulphate aerosols on clouds. *Geophys. Res. Lett.*, 16, 2501-2504. (31)

32. Kulmala, M., Pirjola, L., and Mäkelä, J. M.: Stable sulphate clusters as a source of new atmospheric particles, *Nature*, 2000, 404, 66–69. (32)
33. Leaitch, W.R., S.-M., Li, P.S.K. Liu, C.M. Banic, A.M. Macdonald, G.A. Isaac, M.D. Couture, and J.W. Strapp, 1996a: Relationships among CCN, aerosol size distribution and ion chemistry from airborne measurements over the Bay of Fundy in August-September, 1995. In: *Nucleation and Atmospheric Aerosols*, M. Kulmala and P. Wagner (eds). Elsevier Science Inc., pp. 840–843. (33)
34. Liousse, C., J.E. Penner, C. Chuang, J.J. Walton, H. Eddleman and H. Cachier, 1996: A global three-dimensional model study of carbonaceous aerosols. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 101, 19411–19432. (34)
35. Logan, J. A.: Nitrogen oxides in the troposphere: global and regional budgets, *J. Geophys. Res.*, 1983, 88, 10785–10807. (35)
36. Lohmann, U. and J. Feichter, 1997: Impact of sulphate aerosols on albedo and lifetime of clouds: A sensitivity study with the ECHAM4 GCM. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 102, 13685–13700. (36)
37. Monks, P. S., Granier, C., Fuzzi, S., Stohl, A., Williams, M. L., Akimoto, H., Amann, M., Baklanov, A., Baltensperger, U., Bey, I., V., Vlachokostas, C., and von Glasow, R.: Atmospheric composition change – global and regional air quality, *Atmos. Environ.*, 2009, 43, 5268–5350. (37)
38. Murphy, D.M., D.S. Thomson and T.M.J. Mahoney, 1998b: In situ measurements of organics, meteoritic material, mercury, and other elements in aerosols at 5 to 19 kilometers. *Science*, 282, 1664–1669. (38)
39. Nakajima, T., A. Higurashi, K. Kawamoto, and J. E. Penner, 2001: A possible correlation between satellite-derived cloud and aerosol microphysical parameters. *Geophys. Res. Lett.*, in press. (39)
40. Novakov, T. and C. E. Corrigan, 1996: Cloud condensation nucleus activity of the organic component of biomass smoke particles. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2141–2144. (40)
41. Novakov, T. and J.E. Penner, 1993: Large contribution of organic aerosols to cloud-condensation-nuclei concentrations. *Nature*, 365, 823–826. (41)

42. O'Dowd, C., M.H. Smith, I.E. Consterdine, and J. A. Lowe, 1997: Marine aerosol, sea-salt, and the marine sulphur cycle: A short review. *Atmos. Environ.*, 31, 73-80. (42)
43. Odum, J. R., Jungkamp, T. P. W., Griffin, R. J., Flagan, R. C., and Seinfeld, J. H.: The atmospheric aerosol forming potential of whole gasoline vapor, *Science.*, 1997, 276, 96–99. (43)
44. Particle Pollution and Your Health; U.S. Environmental Protection Agency, Office of Air and Radiation. – 2003; EPA-452/F-03-001. (44)
45. Penner, J.E., H. Eddleman and T. Novakov, 1993: Towards the development of a global inventory of black carbon emissions, *Atmos. Environ.*, 27A, 1277–1295. (45)
46. Petters, M. D. and Kreidenweis, S. M.: A single parameter representation of hygroscopic growth and cloud condensation nucleus activity, *Atmos. Chem. Phys.*, 1961–1971, 7. (46)
47. Piccot, S.D., J.J. Watson and J.W. Jones, 1992: A global inventory of volatile organic compound emissions from anthropogenic sources. *J. Geophys. Res.*, 97, 9897–9912. (47)
48. Rangno, A. and P. V. Hobbs, 1994: Ice particle concentrations and precipitation development in small continental cumuliform clouds. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, 120, 573–601. (48)
49. Rivera-Carpio, C.A., C.E. Corrigan, T. Novakov, J.E. Penner, C.F. Rogers and J.C. Chow, 1996: Derivation of contributions of sulphate and carbonaceous aerosols to cloud condensation nuclei from mass size distributions. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 101, 19483–19493. (49)
50. Rogers, D., 1993: Measurements of natural ice nuclei with a continuous flow diffusion chamber. *Atmos. Res.*, 29, 209–228. (50)
51. Saxena, P. and L.M. Hildemann, 1996: Water soluble organics in atmospheric particles: A critical review of the literature and application of thermodynamics to identify candidate compounds. *J. Atmos. Chem.*, 24, 57–109. (51)

52. Schult, I., J. Feichter and W.F. Cooke, 1997: Effect of black carbon and sulphate aerosols on the Global Radiation Budget. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 102, 30107–30117. (52)
53. Senior, C. A. and J.L.B. Mitchell, 1993: Carbon dioxide and climate: The impact of cloud parametrization. *J. Climate*, 6, 393–418. (53)
54. Stith, J. L., D. A. Burrows and P. J. DeMott, 1994: Initiation of ice: Comparison of numerical model results with observations of ice development in a cumulus cloud. *Atmos. Res.*, 32, 13–30. (54)
55. Szyrmer, W. and I. Zawadski, 1997: Biogenic and anthropogenic sources of ice-forming nuclei: A review. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 209–229. (55)
56. Tegen, I., and I. Fung, 1995: Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification. *J. Geophys. Res.*, 100, 18,707-18,726. (56)
57. Twomey, S., 1977, Influence of pollution on the short-wave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, 34, 1149–1152. (57)
58. Vali, G., 1991: Nucleation of ice. In: *Atmospheric Particles and Nuclei*, G. Götz, E. Mészáros and G. Vali (eds), Akadémiai Kiado, 131-132. (58)
59. Van Dinh, P., J.-P. Lacaux, and R. Serpolaý, 1994: Cloud-active particles from African savanna combustion experiments. *Atmos. Res.*, 31, 41- 58. (59)
60. Weng, F. and N.C. Grody, 1994: Retrieval of cloud liquid water using the special sensor microwave imager (SSM/I). *J. Geophys. Res.*, 99, 25,535-25,551. (60)
61. Wetzell, M. and L.L. Stowe, 1999: Satellite-observed patterns in the relationship of aerosol optical thickness to stratus cloud microphysics and shortwave radiative forcing. *J. Geophys. Res. Atmos.* 104, 31,287-31,299. (61)
62. Wolf, M.E. and G.M. Hidy, 1997: Aerosols and climate: Anthropogenic emissions and trends for 50 years. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 102, 11113–11121. (62)
63. Wyant, M.C., C.S. Bretherton, H.A. Rand and D.E. Stevens, 1997: Numerical simulations and a conceptual model of the stratocumulus to trade cumulus transition. *J. Atmos. Sci.*, 54, 168–192. (63)

64. Zhang, Y. and G.R. Carmichael, 1999: The role of mineral aerosol in tropospheric chemistry in East Asia-A model study, *J. App. Met.*, 38, 353-366. (64)
65. Галицька Є. І., Данилевський В. О., Сніжко С. І. Динаміка аерозолів у атмосфері над східною Європою за даними аеронет під впливом погодних умов протягом літа 2010 // Український гідрометеорологічний журнал. - 2016. - № 17. - С. 5-16. – Електронний ресурс: [http://nbuv.gov.ua/UJRN/Uggj\\_2016\\_17\\_3](http://nbuv.gov.ua/UJRN/Uggj_2016_17_3)
66. Косоvecь-Скавронська О. О. Надходження хімічних речовин з атмосферними опадами на територію України та оцінка їх ролі у формуванні хімічного складу річкових вод; автореф. дис. канд. геогр. Наук, 11.00.07 / ; Київ. нац. ун-т ім. Т. Шевченка. - К., 2010. - 20 с.
67. Міліневський Г.П., Данилевський В.О., та ін. Сезонні коливання аерозолів у містах України за даними AERONET та POLDER. Методи атмосферних вимірювань. Т.7, - №5. – С. 1459-1474.
68. Надточій Л.М., Савенець М.В., Баштаннік М.П., Дворецька І.В.. Особливості динаміки забруднення атмосферного повітря пилом у деяких містах України. Український географічний журнал 2019, - №1. – С. 43-50  
Електронний ресурс: <https://doi.org/10.15407/ugz2019.01.043>
69. Олійник Р. В., Сніжко С. І. Хімія атмосферних аерозолів: навч. посібник. –К.: “ ЦП “КОМПРИНТ” 2019. -204 с.
70. Ошурок Д.О. Вітроенергетичні ресурси України в сучасних кліматичних умовах. *Дисертація на здобуття ступеня кандидати географічних наук.* Київ, 2020. (Додаток 3). Електронний ресурс: [http://scc.univ.kiev.ua/upload/iblock/3ad/dis\\_Oshurok%20D.O..pdf](http://scc.univ.kiev.ua/upload/iblock/3ad/dis_Oshurok%20D.O..pdf) (Дата звернення: 27.04.2023)
71. Сніжко С.І., Шевченко О.Г. Урбометеорологічні аспекти забруднення атмосферного повітря великого міста: монографія. К.: Видавництво географічної літератури «Обрії», 2011. – 297 с.
72. Турос О. І., Маремуха Т. П., Петросян А. А., Брезницька Н. В. Дослідження забруднення атмосферного повітря зваженими частинками пилу (PM10 та

- PM<sub>2,5</sub>) у м. Києві // Environment & health. - 2018. - № 4. - С. 36-39.  
Електронний ресурс: [http://nbuv.gov.ua/UJRN/dtz\\_2018\\_4\\_9](http://nbuv.gov.ua/UJRN/dtz_2018_4_9)
73. Zhu, L., Jacob, D. J., Eastham, S. D., et al. Effect of sea salt aerosol on tropospheric bromine chemistry. Atmos. Chem. Phys. 2019. Vol. 19. P. 6497–6507. <https://doi.org/10.5194/acp-19-6497-2019>
74. Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2. URL: <https://gmao.gsfc.nasa.gov/reanalysis/MERRA-2/docs/> (Accessed: 27.04.2023)
75. Писаренко, Л. А., Савенець, М. В. Пожежі в екосистемах та вплив на атмосферу. Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія». 2020. Вип. 53. С. 255-266 (69). <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2020-53-19>
76. <https://seetheair.wordpress.com/>
77. ECMWF. Climate reanalysis. URL: <https://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis> (Accessed: 27.04.2023)
78. US EPA. Health and Environmental Effects of Particulate Matter (PM). URL: <https://www.epa.gov/pm-pollution/health-and-environmental-effects-particulate-matter-pm> (Accessed: 27.04.2023)
79. Atmospheric Aerosols: What Are They, and Why Are They So Important? URL: <https://www.nasa.gov/centers/langley/news/factsheets/Aerosols.html> (Accessed: 27.04.2023) (73)