

В. І. МИХАЙЛЮК

ГРУНТИ ДОЛИН РІЧОК

ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я:



- екологія,
- генеза,
- систематика,
- властивості,
- проблеми
використання

МІНІСТЕРСТВО АГРАРНОЇ ПОЛІТИКИ УКРАЇНИ

Одеський державний аграрний університет

В. І. МИХАЙЛЮК

**ГРУНТИ
ДОЛИН РІЧОК
ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО
ПРИЧОРНОМОР'Я:**

- екологія,
- генеза,
- систематика,
- властивості,
- проблеми використання

Одеса
“Астропринт”
2001

ББК 40.31(4Ук)

М691

УДК 631.4:551.4(477.7)

На основі системного підходу, поєднання концепцій елементарних ґрунтових процесів і еволюції ґрунтів з ландшафтно-геохімічним аналізом ґрунтоутворення проаналізовані генеза і властивості ґрунтів заплавл малих та середніх річок північно-західного Причорномор'я. Показані механізми і географічні закономірності функціонування елементарних ґрунтових і ландшафтно-геохімічних процесів. Розроблена профільно-генетична класифікація заплавлних ґрунтів.

Для фахівців у галузях ґрунтознавства і географії ґрунтів, меліорації земель, охорони природи, земельного кадастру, наукових працівників, аспірантів і студентів відповідних спеціальностей.

Рис. 75. Табл. 75. Бібліогр.: 301 назва.

Відповідальний редактор

С. П. Позняк, доктор географічних наук, професор.

Рецензенти:

Є. Н. Красєха, доктор біологічних наук, професор, Одеський національний університет ім. 1.1. Мечникова;

А. М. Польовий, доктор географічних наук, професор. Одеський державний екологічний університет.

Друкується за рекомендацією вченої ради

Одеського державного сільськогосподарського інституту

Протокол № 1 від 5 жовтня 2001 р.

3702040000 –205

М----- Без оголош.

549-2001

ISBN 966–549–714–6

© В. І. Михайлюк, 2001

Вступ

У північно-західному Причорномор'ї нараховується біля 250 малих річок та їх приток, що впадають у Чорне море або групу прибережних озер та лиманів. Їх відносно широкі й глибокі долини з маловодними пересихаючими річищами є місцем формування специфічного ґрунтового покриву, що має складну мозаїчну будову при значній частці глейових, засолених та злитоморфних ґрунтів.

На відміну від чорноземів, які активно досліджувалися ґрунтознавцями, ґрунтам долин річок Причорномор'я не приділялася належна увага. Відсутні систематика і дослідження з питань географії ґрунтів, є значні прогалини в теорії їх генези та еволюції, невивчені ґрунтові й ландшафтно-геохімічні процеси, відсутній моніторинг агроекологічного стану ґрунтів.

Правильна оцінка властивостей і потенційних можливостей ґрунтів дозволить оптимізувати природокористування у долинах річок, визначити доцільність освоєння заплавних земель, збільшити продуктивність угідь, що вже знаходяться у використанні, вирішити екологічні проблеми.

Дослідження ґрунтів долин річок Причорномор'я виконані на основі системного методичного підходу і поєднання концепцій еволюції ґрунтів і елементарних ґрунтових процесів з ландшафтно-геохімічним аналізом ґрунтоутворення, що дозволило реалізувати підхід до заплавних ґрунтів як до складних полігенетичних і поліхронних утворень, які відображають давні етапи літо- і педогенези та геоморфолого-геологічну будову річкових долин, зонально-фаціальні та локальні умови, природну трансформацію чинників ґрунтоутворення і різнобічний антропогенний вплив. Дослідження проводилися в межах двох геоморфологічних районів — Західно-Причорноморської плоскохвилястої і Дністерсько-Бузької лесової рівнин — у долинах Когильника, Сарати, Хаджидера, Барабоя, Великого, Малого і Середнього Куяльників, Тилігула, Сосика та інших. При виконанні даного дослідження передбачалося вирішення таких задач: розробити

теорію ґрунтоутворення в заплавах малих та середніх річок північно-західного Причорномор'я; встановити якісні відмінності між заплавними ґрунтами, розробити нові принципи класифікації заплавних ґрунтів, а також таксономічний список ґрунтів; удосконалити діагностику ґрунтів і дати морфолого-аналітичну характеристику основних типів ґрунтів у відповідності до нових принципів їхньої класифікації; встановити механізми та географічні закономірності функціонування елементарних ґрунтових і ландшафтно-геохімічних процесів, що визначають диференціацію ґрунтового покриву, розвиток і еволюцію заплавних ґрунтів. У практичному аспекті поставлено завдання організувати моніторинг агроекологічного стану осушених і зрошуваних ґрунтів та розробити критерії доцільності використання заплавних земель.

У монографії запропонована концепція ґрунтоутворення і формування структури ґрунтового покриву в заплавах річок Причорномор'я, яка відображає взаємопов'язаність функціонування елементарних ґрунтових і ландшафтно-геохімічних процесів в умовах просторово-часової неоднорідності природних та антропогенних факторів. На основі факторно-еволюційної моделі заплавного ґрунтоутворення запропоновано поняття “ґрунтова часова катена”, що використане для діагностики лабільних ґрунтових тіл. Розроблена профільно-генетична класифікація заплавних ґрунтів, проаналізовані географічні закономірності галогенези як ландшафтно-геохімічного процесу і запропоновані математичні моделі соленакопичення у ґрунтах та підґрунтових водах, запропонована теорія злитогенези як ландшафтно-механогеохімічного процесу, описані особливості функціонування елементарних ґрунтових процесів — гумусоутворення і гумусонакопичення, осолонцювання і солонцево-ілювіального процесу, глеєутворення, злитизації. Характеризуються морфологія, склад і властивості, а також режими заплавних ґрунтів.

Розділ 1

ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕНЬ ҐРУНТІВ ЗАПЛАВ МАЛИХ І СЕРЕДНІХ РІЧОК ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я

Заплавним ґрунтам Степу, на відміну від таких у лісовій та лісо-степовій зонах, особливо ґрунтам заплав малих і середніх річок півдня України, приділялась незначна увага.

В історії досліджень заплавних ґрунтів малих та середніх річок північно-західного Причорномор'я виразно простежується три періоди:

- 1) період описової характеристики заплавних земель у ХІХ сторіччі;
- 2) період спорадичної аналітичної характеристики ґрунтів, започаткований А. І. Набоких;
- 3) період виробничо-пошукових і комплексно-моніторингових ґрунтових досліджень з середини ХХ сторіччя.

Одну з перших характеристик галоморфних заплавних земель північно-західного Причорномор'я дали кадастрові інженери на початку ХІХ сторіччя, зробивши опис території між Прутом, Дністром і Чорним морем. У їх роботі (Статистичний опис Бессарабії власної так називаної Буджака з додатком генерального плану його краю, складений при цивільній зйомці Бессарабії, виконаний по високому повелінню розмежування її на ділянки з 1822 по 1828 рік. Акерман, 1899) було відзначено наявність “солончакуватих земель по лузі долини Когильника, по берегах солоних озер і дунайських плавнів... що корисні для пасіння худоби...”. Там же відмітили, що “...від поштової дороги, яка пролягає з міста Акермана до поселення Татар-Бунар униз до Чорного моря і далі до затоки Дунаю, між озерами Сосиком і Китаєм, хоч достатньо криниць, проте вода в них по більшій частині солена і гірка”.

На наявність у Буджаку солончаків у зв'язку з “перебуванням у цих місцях моря” вказував в 1827 р. Е.І. Ейхфельд. У першій частині роботи “Досвід статистичного опису Новоросійського краю” (Одеса, 1850) А. Скальковський відзначив ріки, що “впадають в озеро біля Чорного моря, створюючи при устьях солончаки”. Засолення річкових долин на

основі деяких аналітичних даних відзначається І.Ф. Синцовим у праці “Геологічне дослідження Бессарабії і прилягаючої до неї Херсонської губернії”, яка вийшла в Одесі у 1882 році.

У 1900 році в журналі “Почвоведение” була опублікована стаття В.В. Докучаєва, в якій характеризуються ґрунти Бессарабії. Стосовно “анормальних”, засолених ґрунтів ним було повідомлено, що “у Ізмаїльському повіті, там і тут, звичайно у вигляді окремих плям і острівців, розкидані, безсумнівно, солонцеві ґрунти, що містять у собі не тільки вуглекислі, але й легкорозчинні у воді сірчаноокислі і хлористі з’єднання” [57, с. 8].

Яскравий слід у вивченні ґрунтів Буджаку взагалі і заплавних зокрема залишив професор Новоросійського університету й один із засновників Одеського сільськогосподарського інституту А.І. Набоких. Примітною є його робота “Звіт про подорож по Бессарабії”, яка вийшла за підсумками декількох експедицій у 1910–1911 роках. У ній достатньо докладно, на основі хімічного аналізу, описуються засолені ґрунти вздовж Дунаю. Прираховуючи їх до групи “солонцевих”, він відзначає для “наносів ріки” високий вміст хлоридів, сульфатів, карбонатів. Методом топорядів (використовуючи сучасну термінологію), пристосувавши ґрунтові шурфи до різних елементів плавневого рельєфу — до “гряди середньої висоти”, “високої” і до “низьких місць”, — ним були встановлені розбіжності у розподілі тут основних солей, що накопичуються у ґрунтах через “утрату” ґрунтових вод шляхом випару [175].

У своїх роботах А.І. Набоких не тільки описує заплавні засолені ґрунти, але й знаходить пояснення їхньому утворенню, користуючись при цьому порівняльно-географічним методом. Наявність засолених ґрунтових вод він пояснює присутністю “третинних” глин. Вперше була звернена увага на наявність у регіоні засолених злитоморфних ґрунтів і роль антропогенного чинника в соленакопиченні. Досліджуючи Дунайські плавні, він установив, що “осолоніння” шляхом капілярного підняття з ґрунтових вод інтенсивно відбувається у щільних ґрунтах материкової околиці плавнів і на низьких пасмах, витоптаних худобою; у цих умовах утворюються плями і стрічки цілком неродючих солонців.

Дослідження А.І. Набоких не тільки теоретичні, але й мають прикладне значення. Він закликає звернути найсерйознішу увагу на вироблення найбільш доцільних прийомів обробітку солонцевих ґрунтів. Не можна забувати, що в цих ґрунтах, пише він, у випадку

достатку вологи солі капілярно будуть підніматися до поверхні і збиратися тут у шкідливих для рослин концентраціях [176].

З середини ХХ сторіччя Одеською філією Укрпівдендінпроводгоспу у зв'язку з освоєнням заплавних (плавневих) земель Дунаю, Дністра, Південного Бугу, а пізніше малих і середніх річок розпочаті передпроектні пошукові роботи. В окремих сільськогосподарських підприємствах здійснювалися великомасштабні ґрунтово-меліоративні зйомки з метою осушення заплав шляхом випрямлення й обвалування річищ і будівництва дренажних систем [21, 125, 126, 183–186].

Деякі матеріали ґрунтово-меліоративних зйомок були опубліковані співробітником філії Л.Г. Пекаторосом [194–199]. Більша частина його робіт стосувалася проблем меліорації в заплавах великих рік, але також у декількох публікаціях висвітлюються особливості розподілу засолених ґрунтів у заплавах малих і середніх річок [197, 198]. Була зроблена порівняльна характеристика заплав верхнього, середнього і нижнього плину річок Дунаю, Дністра, Південного Бугу, Інгула, Тилігула, Ялпуха і Ташбунара за запасами легкорозчинних солей у ґрунтах і мінералізацією підґрунтових вод. Для малих річок дається порівняльна характеристика особливостей соленакопичення у ґрунтах і ґрунтових водах; для трьох областей течії рік — верхньої, середньої і нижньої — приводяться середні запаси легкорозчинних солей, склад увібраних основ і гранулометрія ґрунтів. На підставі наведених даних показана різна інтенсивність процесів соленакопичення у ґрунтах і ґрунтових водах заплав малих річок, відзначена роль делювіальних процесів у розсоленні ґрунтів, залежність між засоленням і солонцюватістю.

Ці роботи були першими, в яких на основі значного фактичного матеріалу були показані тенденції соленакопичення в заплавах малих і середніх річок південно-західної України. Але у зв'язку з тим, що в публікаціях наведені середні дані або для великих за площею районів показані найбільш типові властивості ґрунтів, відзначені праці мали в основному ілюстративний характер. Наприклад, для характеристики гранулометричного складу в заплавах окремих річок перераховані тільки типові різновиди алювіально-лучних, лучних і лучних заболочених ґрунтів [197, с. 99]. Там же в цілому для районів верхньої, середньої і нижньої течії окремих річок показані середній вміст солей у шарі ґрунту 0–100 см, мінералізація ґрунтових вод, переважаючі іони в складі солей ґрунту. З огляду на складність структури ґрунтового покриву, різноманіття властивостей ґрунтів, стадійність процесів

соленакопичення, подібна характеристика показала тільки загальні тенденції галогенезу в заплавах малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я.

Таким чином, попередніми роботами було встановлено, що ґрунти в заплавах малих і середніх річок південного заходу України прогресивно засолюються через слабку врізаність річищ, які не дренують заплави, а процеси соленакопичення визначаються в основному геоморфологічним чинником [27, 196]. Встановлено також, що ґрунти мають несприятливі фізичні властивості і їх розсолення можливе тільки при проведенні додаткових агротехнічних і хімічних меліорацій [198]. Відзначено небезпеку вторинного засолення й осолонцювання при сільськогосподарському освоєнні заплавних ґрунтів [197].

Багатопланові дослідження алювіальних ґрунтів долин малих річок — приток Дністра, а також заплав верхньої течії річок, що впадають в Дунайські та Причорноморські лимани, — проводилися дослідниками Молдови. Вони також були обумовлені інтенсивним освоєнням і меліорацією заплавних земель, але, на відміну від України, дослідження в Молдові проводилися не тільки проектними організаціями, але й науково-дослідними установами, що дозволило встановити особливості генези алювіальних ґрунтів, виявити тенденції процесів соленакопичення, оцінити вплив меліоративних і агротехнічних заходів на властивості ґрунтів, дати рекомендації щодо використання заплавних земель [177, 205, 234–236, 243–245, 271, 272].

Розділ 2

МАЛІ ТА СЕРЕДНІ РІЧКИ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я: ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИЙ НАРИС

Причорноморська низовина розташована в області, де починаючи з палеозою і до четвертинного періоду мали широкий розвиток спадні тектонічні рухи, наслідком яких явилось багатократне опускання її поверхні і накопичення потужної товщі осадових відкладень різного геологічного віку — палеозойських, мезозойських, кайнозойських. Акумуляція червоно-бурої глини і лесу в післяпонтичний час і розчленовування поверхні долинно-балковою сіткою призвели до формування сучасного ерозійно-аккумулятивного рельєфу рівнини з переважно субпаралельною меридіонально орієнтованою ерозійною сіткою [213].

З урахуванням регіональних відмінностей рельєфу Причорноморську низовину поділяють на декілька геоморфологічних районів [213]. Дослідження проводилися в межах Західно-Причорноморської плоскохвилястої і Дністерсько-Бузької лесової рівнин (рис. 2.1). Перший район від долини Дунаю на південному заході до долини Дністра на північному сході має два геоморфологічних рівня — високий північний (корінне плато) і більш низький південний (верхньопліоценові тераси Дунаю і узбережжя Чорного моря) — і густо розчленований річковою і яружно-балковою сіткою. Долини річок Нерушай, Когильник, Сарата, Алкалія, Хаджидер і інших, що протікають тут, добре вироблені, їх ширина до 1,5–3 км. У південній частині річкові долини більш розширені, їх схили спадисті, в пониззях утворилися Причорноморські озера-лимани (Сасик, Шагани, Алібей, Бурнас і інші) і Дунайські прісноводні лимани — Ялпух, Котлабух, Китай. У межах Дністерсько-Бузької лесової рівнини, абсолютні відмітки якої зменшуються від 125–175 м на вододілах північної частини до 40–50 м на узбережжі Чорного моря, долини річок Малий і Великий Куяльник, Тилігул, Сасик, Березань також закінчуються лиманами — Хаджибейським, Куяльницьким, Великим і Малим Аджаликським, Тилігульським, Березаньським. Поверхня цього району характеризується порівняно глибоким долинно-балковим розчленуванням із глибиною місцевих базисів ерозії до 100–120 м. Різко виражені в рельєфі долини річок мають тут також аномальну

ширину і коритоподібну форму; вони, як правило, асиметричні, їх праві береги круті, високі, порізані ярками і балками, а ліві — похилі, терасовані. Добре розвинені заплави цих долин досягають у середньому ширини 300–800 м; їхня поверхня в основному рівна, але тимчасові водотоки, що несуть дрібнозем по яркам і балкам, нерідко формують тут потужні конуси виносу [213].

Між басейнами Дунаю, Дністра і Південного Бугу нараховується більше 1000 річок і струмків, режими яких визначаються місцевими фізико-географічними умовами. Протяжність понад 100 км мають лише Когильник (243 км), Тилігул (168 км), Великий Куяльник (150 км), Кучурган (123 км) і Сарата (119 км). Ще 15 річок мають довжину від 50 до 100 км (табл. 2.1).

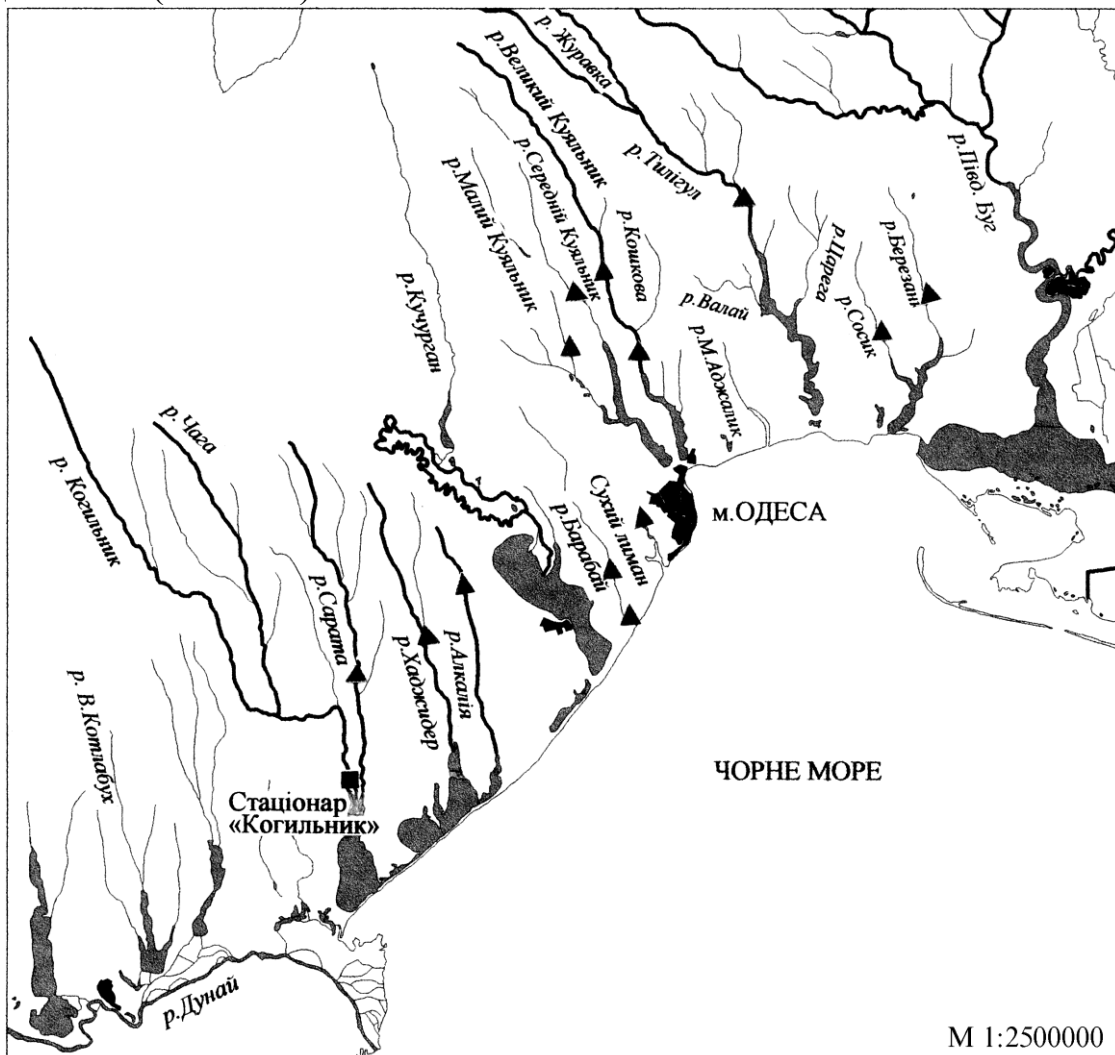


Рис. 2.1. Карта-схема району досліджень.

▲ — ключ-ділянки ґрунтових та геоботанічних досліджень

Таблиця 2.1

**Морфометрична характеристика річок північно-західного
Причорномор'я [122, 213, 270]**

| № п/п | Річка | Куди впадає | Площа басейну, км ² | Довжина річки, км | Відмітка витоку, м | Спад, м | Витрата гирла, м ³ /с |
|-------|------------------|-----------------------|--------------------------------|-------------------|--------------------|---------|----------------------------------|
| 1 | Когильник | оз. Сасик | 3910 | 243 | 230 | 230 | 2,423 |
| 2 | Скиноса | Когильник | 343 | 53 | 143 | 90,5 | 0,258 |
| 3 | Курюксилка | Скиноса | 79,7 | 23 | 154 | 84 | 0,082 |
| 4 | Бахмутка | Когильник | 63,8 | 17 | 150 | 120,5 | 0,031 |
| 5 | Чага | Когильник | 1270 | 120 | 144 | 131 | 0,508 |
| 6 | Карадай | Чага | 34,6 | 12 | 125 | 91 | 0,032 |
| 7 | Сака | Чага | 324 | 52 | 160 | 128 | 0,213 |
| 8 | Колбараш | Сака | 32,1 | 13 | 180 | 92 | 0,046 |
| 9 | Кантемир | Сака | 47,9 | 16 | 130 | 62 | 0,048 |
| 10 | Арса | Сака | 46,5 | 16 | 112 | 65 | 0,040 |
| 11 | Формошика | Чага | 55,4 | 18 | 113 | 86 | 0,031 |
| 12 | Джалар | Когильник | 86,1 | 21 | 80 | 69,6 | 0,018 |
| 13 | Чилігидер | Когильник | 334 | 57 | 150 | 141 | 0,090 |
| 14 | Кагач | Когильник | 108 | 15 | 41 | 39 | 0,015 |
| 15 | Сарата | оз. Сасик | 1250 | 119 | 122 | 122 | 0,188 |
| 16 | Бризоя | Сарата | 78,6 | 15 | 93 | 44 | 0,057 |
| 17 | Кобчак | Сарата | 109 | 25 | 140 | 100 | 0,093 |
| 18 | Бабей | Сарата | 220 | 31 | 150 | 122 | 0,169 |
| 19 | Джалаїр | Сарата | 151 | 33 | 135 | 110,5 | 0,096 |
| 20 | Курудере | Сарата | 129 | 13 | 41 | 29 | 0,023 |
| 21 | Хаджидер | оз. Хаджидер | 894 | 93 | 134 | 134 | 0,214 |
| 22 | Каплань | Хаджидер | 276 | 42 | 138 | 110 | 0,168 |
| 23 | Балакчеля | Хаджидер | 125 | 14 | 50 | 40 | 0,029 |
| 24 | Алкалія | оз. Солене | 654 | 67 | 103 | 102,9 | 0,186 |
| 25 | Барабой | Чорне море | 652 | 74 | | | |
| 26 | Аджалик | лиман Великий Аджалик | 157 | 26 | | | |
| 27 | Великий Куяльник | Куяльницький лиман | 1860 | 150 | | | |
| 28 | Малий Куяльник | Хаджибейський лиман | 1540 | 89 | | 66,3 | |
| 29 | Свиная | Хаджибейський лиман | 871 | 41 | | | |
| 30 | Тилігул | Тилігульський лиман | 3550 | 173 | 160 | 159,5 | |

Для класифікації рівнинних річок на малі, середні і великі використовується два кількісних критерії — довжина річки і площа її басейну. Підставою для віднесення річки до певної групи може служити також факт розташування її басейну в одній (для малої річки)

або декількох географічних зонах [26, 122]. Серед річок північно-західного Причорномор'я, що відрізняються за гідрологічними і морфологічними особливостями, можна виділити малі, які мають довжину меншу за 100 км, і середні з довжиною понад 100 км та басейнами, що розміщуються в двох — лісостеповій і степовій — зонах. Є спроби поділу малих річок Причорномор'я на три групи. Л.Г.Пекаторосом [196, 197] виділена група річок, що течуть із Волино-Подільської височини і Кодр (Тілігул, Великий Куяльник, Когильник); до другої групи віднесені річки, що течуть з області Південно-Молдавської височини (Ялпук, Ходжидер і ін.), а річки, що починаються балками на рівнині з позначками 150–200 м і не мають вираженого річища та постійного водотоку (Нерушай, Барабой і ін.), складають третю групу.

Малі і середні річки маловодні (їхній стік у межах Одеської області складає 346 млн.м³/рік, що в 2,9 раза менше одного Дністра) із повільною течією через незначний (0,8–1,6 м/км) ухил, їхні русла “блукаючі”, слабо врізані в заплаву і замулені. За характером водного режиму вони відносяться до східноєвропейського типу з короткочасною ранньовесняною повінню; їхнє живлення переважно снігове, і через край незначний підземний підтік навіть середні річки в посушливий час пересихають [122, 213].

Долини річок дугоподібні у верхньому плині і переважно трапецієподібні в нижній течії. Їхні заплави, що мають ширину в пониззі від 0,2–0,5 км (Барабой, Алкалія) до 1,5–2 км (Сарата, Тілігул, Когильник), формуються під одночасним впливом алювіальних і делювіальних процесів. Найбільш інтенсивно алювіальні процеси були виражені у заплавах рік першої (за Пекаторосом [197]) групи. Проте й у них закономірність розподілу алювію за гранулометричним складом порушується частою зміною замуленого руслового потоку і делювіальних процесів. Широкі заплави річок відрізняються строкатим рельєфом, де звичайно підвищена прируслова гряда переходить в окремі бугри і просторі старичні зниження в центральній заплаві, а піднята притерасна заплава зливається зі схилами долин. Інтенсивність делювіальних процесів зростає зі зменшенням водності річок, що обумовлює збільшення питомої ваги делювіальних відкладів до третьої групи заправ, які мають неширокі (до 0,3–0,6 км) дугоподібні і трапецієподібні заплави, в яких притерасна область сильно піднята і переходить у схили долин. На таких заплавах широке поширення

одержали лучні і лучно-чорноземні потужні важкосуглинисті ґрунти на алювіально-делювіальних відкладах.

Велике значення в формуванні ґрунтового покриву заплавл відіграли епейрогенічні рухи суші та трансгресії моря; долини понизь річок виявилися заглибленими, а затоплення їх лиманами сприяло підпору підґрунтових і річкових вод, чим встановилися сприятливі умови для накопичення важкого за гранулометричним складом алювію, заболочення і засолення [196]. Сучасними умовами, що сприяють соленакопиченню, є слабка врізаність річищ, формування конусів виносу, що перекривають заплаву, близьке залягання слабопроточних середньо- і сильномінералізованих підґрунтових вод, відсутність промивного заплавного режиму. Інтенсивність соленакопичення в долинах річок значно знижується при посиленні делювіальних процесів, що сприяють підняттю поверхні заплави над меженним рівнем річки, посилюючи тим самим її дренажну дію. Ґрунти на делювіальних відкладах повсюдно відрізняються слабкою виразністю солончакового процесу, а заплави, де ці ґрунти одержали переважне поширення (Барабой, Алкалія й ін.), “опріснені”.

Південно-західний степ України відноситься до атлантико-континентальної степової області, яка характеризується тривалим жарким літом і порівняно м'якою короткою зимою з частими відлигами, недостатнім зволоженням з середньою багаторічною нормою опадів 390–430 мм при коефіцієнті зволоження (за Івановим) 0,48–0,55 (табл. 2.2). Наведені характеристики є також важливими факторами, що обумовлюють високу інтенсивність соленакопичення у гідроморфних ландшафтах, широкий розвиток злитогенези, специфічність оглеювання ґрунтів.

Таблиця 2.2

Кліматичні показники південно-західного степу України

| Показники | Ізмаїл | Болград | Сарата | Одеса | Тилігуло-Березанка |
|--|--------|---------|--------|-------|--------------------|
| Середня температура повітря, °С | 10,8 | 10,1 | 9,9 | 9,7 | 9,2 |
| Безморозний період, дні | 201 | 190 | 178 | 195 | 172 |
| Сума температур більше 10°С | 3515 | 3395 | 3280 | 3285 | 3170 |
| Сума опадів за рік, мм | 403 | 416 | 400 | 398 | 387 |
| Опади за період з $t > 10^{\circ}\text{C}$ | 240 | 260 | 350 | 220 | 200 |

КЛАСИФІКАЦІЯ І ЗАКОНОМІРНОСТІ ПОШИРЕННЯ ҐРУНТІВ

3.1. Географічні закономірності факторів диференціації ґрунтового покриву і класифікація заплав на їх підставі

Ґрунтоутворення у заплавах і дельтах рік має ряд загальних екологічних особливостей. У долинах річок відбувається формування наносної, перевідкладеної кори звітрювання за рахунок надходження механічних і хімічних осадів із водозбірної площі і за рахунок випарної акумуляції з підземних вод, що виклинюються тут. У зв'язку з цим розвиток ґрунтоутворення у заплавах відбувається одночасно з перевідкладенням порід в умовах близького залягання підґрунтових вод, що визначають акумулятивний його баланс і періодичне омолодження ґрунтів, а більш сприятливі кліматичні умови забезпечують високу біогенність середовища.

Спільність багатьох ознак і процесів в алювіальних ґрунтах різних зон визначило віднесення їх до групи інтразональних ґрунтових утворень. Проте загальновідомим є факт зональності багатьох властивостей заплавних ґрунтів і формування структур ґрунтового покриву, що закономірно змінюються через трансформацію кліматичних умов [16, 29, 32, 54, 55, 61, 210, 231].

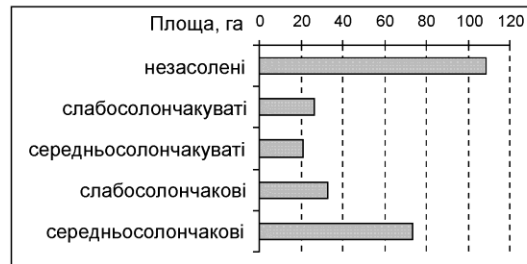
Диференціація ґрунтового покриву заплав зумовлена, головним чином, геоморфолого-геологічними характеристиками будови долин річок. Проте і зонально-фаціальні умови істотно видозмінюють механізми і результати впливу окремих чинників, особливо механізми переміщення речовин.

З усієї сукупності чинників і умов формування певних структур ґрунтового покриву у заплавах малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я варто виділити ті, що “забезпечують” формування літологічного профілю ґрунтів, процеси гумусоутворення і гумусонакопичення, розвиток оглеювання і процесів осолонцювання-засолення. За властивостями, що визначаються цими умовами і процесами, вирізняються як окремі ґрунти, так і в цілому ґрунтовий покрив окремих долин рік.

Наведені нижче дослідження складу ґрунтового покриву заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я, що відображені на рис. 3.2–3.4, зроблені на основі обробки великомасштабних ґрунтових карт, складених Укрпівдендінпроводгоспом для проектів осушення заплав [21, 125, 126, 183–186]. Ці ґрунтові карти в масштабі 1:10000 практично не відображають структури ґрунтового покриву, вони, як правило, мають невисоку якість, а зображені ареали ґрунтів описуються як різновиди за схемами “Вказівок по класифікації і діагностиці ґрунтів” 1967 року і “Класифікації...” 1977 року [90], або як сполучення ґрунтів різних таксономічних одиниць. Проте порівняльні дослідження ґрунтового покриву на окремих картах виявляють досить чіткі тенденції відносно складу ґрунтового покриву відповідних заплав, проявлення процесів засолення, розподілу ґрунтів за гранулометричним складом. При оформленні результатів досліджень (табл. 3.1, рис. 3.2–3.4) збережені назви ґрунтів, що приведені в легендах карт.

Аналіз ґрунтового покриву заплав показує істотні відмінності в чинниках його диференціації і особливостях ґрунтоутворення по окремих долинах малих і середніх річок, верхів'ям і пониззям річок, дельтовим областям. У першу чергу виділяються долини з одноманітними літологічними умовами заплав (прируслових областей) та з односкладовим ґрунтовим покривом. До них належать області малих річок і річок-балок із V-подібними долинами, що мають задовільні умови проточності поверхневих і ґрунтових вод. У таких долинах заплави з алювіальними відкладами відсутні і від річища (тальвегу) до крутих схилів на місцевості, що поступово підвищується, формується дво-, рідше трикомпонентний за гранулометричним складом ґрунтовий покрив на делювіальних, а на більш широких “заплавах” — алювіально-делювіальних відкладах (рис. 3.1). Диференціація ґрунтового покриву у таких умовах зумовлена, головним чином, процесами гумусонакопичення (ґрунти мають різну потужність) і соленакопичення. Останній чинник найбільшою мірою задіяний у пониззях річок.

Протилежні характеристики мають заплави середніх річок із трапецієподібними долинами. Вони, перш за все, характеризуються великою шириною (до 2–3 км), що не адекватна сучасній гідрологічній ситуації. Геоморфолого-літологічна “облаштованість” таких заплав



Фрагмент ґрунтової карти заплави р. Алкалія (М 1:22500)

0 – русло р. Алкалія
 1 – лучні потужні слабогумусні важкосуглинисті
 2 – лучні слабосолончакові потужні слабогумусні важкосуглинисті
 3 – лучні слабосолончакуваті потужні слабогумусні середньосуглинисті
 4 – лучні потужні слабогумусні середньосуглинисті
 5 – лучні середньосолончакові потужні слабогумусні середньосуглинисті

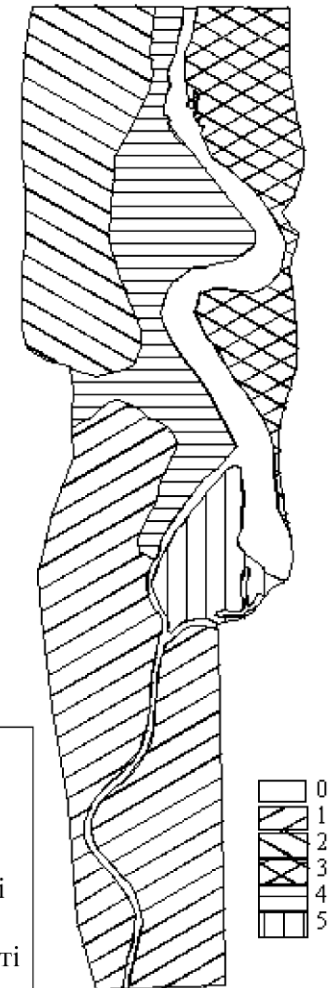


Рис. 3.1. Ґрунтовий покрив заплави малих річок: р. Алкалія: с. Великомар'янівка Білгород-Дністровського району; р. Балка Карпово: с. Карповка Роздільнянського району

відбулася в минулому, у періоди вологого клімату і виражених заплавно-алювіальних процесів, а сучасний стан гідрологічних умов і антропогенний фактор сприяють тільки замуленню і заболочуванню заплав, що характеризуються дуже малими ухилами і блукаючими пересихаючими руслами.

Найскладніші геоморфолого-літологічні умови мають широкі гирлові області середніх річок, що відчувають найменший вплив делювіальних процесів. Особливо складними умовами характеризується пониззя р. Когильник. Заплава цієї річки тут в основному рівнинна із чітко вираженими елементами мікрорельєфу у вигляді широких знижень, сухих старорічищ і пагорбкуватих форм висотою 0,5–1,5 м, овальної форми у вигляді окремих утворень або ланцюжка пасм. Її ширина навпроти м. Татарбунари біля 3 км; до меліоративних робіт із випрямлення й обвалування річища, а також устрою мережі відкритих дренажних каналів, що виконані у 1978–1981 роках, заплава мала численні рукави Когильника і його притоки — Кагача, стариці і заболочені ділянки на площі 190 га.

Особливості геоморфології дозволяли на початку меліоративних робіт виділяти на ній наступні елементи: 1) низьку, в основному заболочену, заплаву з відмітками 0,5–1 м і рівнями підґрунтових вод 0,2–0,5 м; 2) низьку, в основному солончакову, заплаву з відмітками 1–2 м і рівнями підґрунтових вод 0,5–0,7 м; вона була заболочена в паводковий час року; 3) високу лучну заплаву з відмітками 2–3,5 м і рівнями підґрунтових вод влітку 1–2,5 м, а в повінь 0,5–1,3 м; 4) високу лучно-делювіальну область — підошву схилів — з відмітками більше 3,5–4 м.

Основні (60%) масиви заплави пониззя р. Когильник зайняті, як повсюди, важкосуглинистими ґрунтами, що приурочені до низького солончакового геоморфологічного рівня і до лучно-делювіальної області. До низького рівня приурочена і частина легко- і середньосуглинкових солончакових ґрунтів, які розташовані тільки в гирлі (рис 3.2).

Винятково легким за гранулометричним складом (від супіщаного до середньосуглинкового) алювієм складені пагористі форми рельєфу високої заплави, на яких розвинені лучноземи ясногумусові (алювіальні дернові і лучні мікрогумусні ґрунти).

Ареали глинистого алювію також мають чітку приуроченість; ними викладені численні стариці і заплавні болота із глейоземами мулуватими і злитоземами [155, 165].

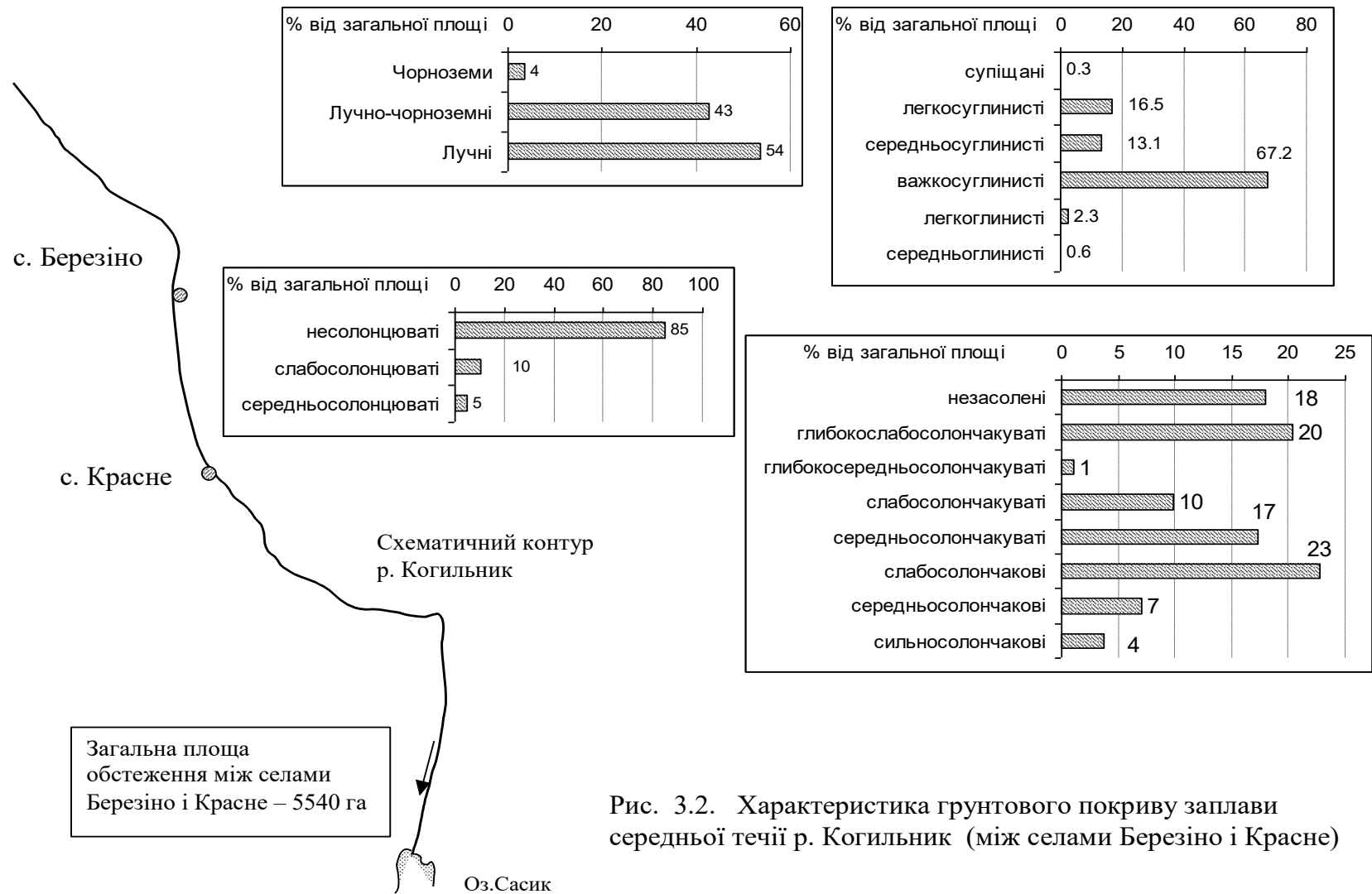


Рис. 3.2. Характеристика ґрунтового покриття заплави середньої течії р. Когильник (між селами Березіно і Красне)

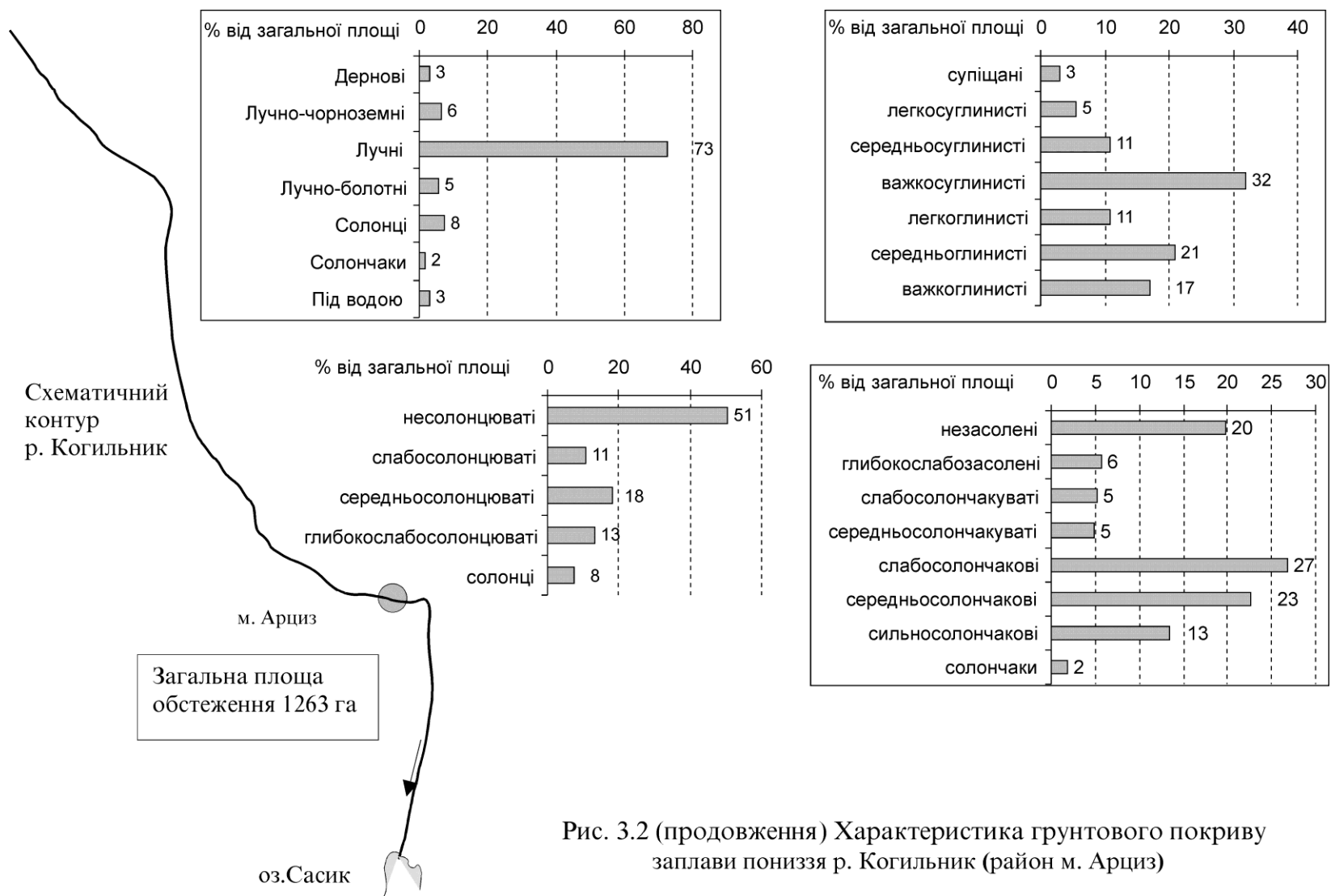


Рис. 3.2 (продовження) Характеристика ґрунтового покриву заплави пониззя р. Когильник (район м. Арциз)

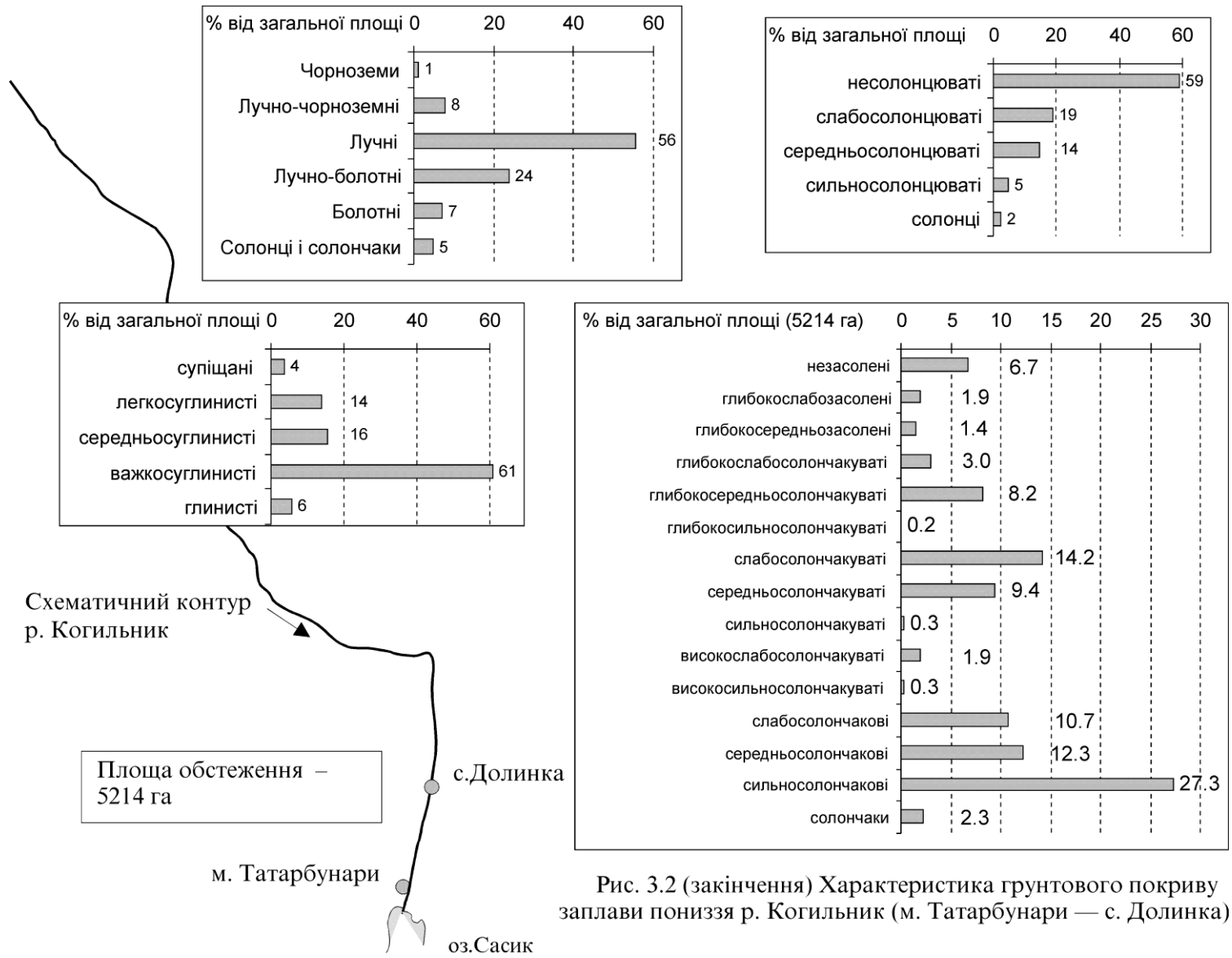


Рис. 3.2 (закінчення) Характеристика ґрунтового покриву заплави пониззя р. Когильник (м. Татарбунари — с. Долинка)

Аналіз ґрунтового покриву в низов'ї р. Когильник на основі великомасштабної (1:10000) ґрунтової карти показав такі характеристики структури ґрунтового покриву (СГП). Вверх від гирла річки зменшується строкатість ґрунтового покриву; у прилиманній зоні заплави р. Когильник (до 5 км від оз. Сасик) співвідношення контурів ґрунтів (різновидів) із площею меншою 25 га до контурів більших за 25 га складає 10,1, а для ділянок, віддалених від озера Сасик на 5 і 10 км, — відповідно 6,1 і 1,4 (табл. 3.1). Ці ж ділянки відрізняються загальною кількістю контурів ґрунтів, а також частотою рівновеликих контурів. Так, ареали різновидів ґрунтів площею менше 5 га займають на вищезазначених ділянках відповідно 64, 57 і 35% площі, а ареали менше 25 га — відповідно 91, 86 і 58% площі. При віддаленні від оз. Сасик зменшується частка ареалів, зайнятих ґрунтами болотного ряду (субаквальними, глейоземами мулуватими і зернистими).

Таблиця 3.1

Структура ґрунтового покриву заплави пониззя р. Когильник

| № ділянки * | Діапазон розміру контурів, га | Кількість контурів | Частка від загальної кількості контурів | Контури різновидів і ґрунтових комбінацій, % від загальної площі у відповідному діапазоні | | | | |
|-------------|-------------------------------|--------------------|---|---|----------------------------------|--|---------|-----------|
| | | | | Лучні слабо-солончакуваті | Лучні середньо- і сильнозасолені | Лучно-болотні середньо- і сильнозасолені | Болотні | Солончаки |
| 1 | <1 | 7 | 16 | 0 | 0 | 57 | 43 | 0 |
| | 1-6 | 21 | 47 | 14 | 29 | 39 | 9 | 9 |
| | 6-15 | 8 | 18 | 19 | 31 | 0 | 50 | 0 |
| | 15-50 | 6 | 14 | 33 | 0 | 0 | 50 | 17 |
| | >50 | 2 | 5 | 0 | 0 | 100 | 0 | 0 |
| 2 | <1 | 10 | 29 | 10 | 60 | 0 | 30 | 0 |
| | 1-6 | 10 | 29 | 0 | 10 | 50 | 40 | 0 |
| | 6-25 | 10 | 28 | 30 | 30 | 20 | 10 | 10 |
| | >50 | 5 | 14 | 0 | 18 | 80 | 2 | 0 |
| 3 | <1 | 1 | 4 | 0 | 0 | 0 | 100 | 0 |
| | 1-6 | 8 | 31 | 13 | 37 | 38 | 12 | 0 |
| | 6-25 | 6 | 23 | 33 | 33 | 17 | 0 | 17 |
| | 25-50 | 8 | 31 | 50 | 13 | 37 | 0 | 0 |
| | >50 | 3 | 11 | 34 | 33 | 33 | 0 | 0 |

* Контури різновидів і ґрунтових комбінацій на ґрунтовій карті масштабом 1:10000: ділянка 1 – гирлова область; ділянки 2 і 3 – області заплави, що віддалені від оз. Сасик на 5 і 10 км.

Також суттєві розходження відзначаються в розподілі галоморфних ґрунтів. У прилиманній зоні сильнозасолені роди займають 75%, а середньозасолені — 11% території. На ділянці віддаленій від оз. Сасик на 10 км сильнозасолені ґрунти займають 12%, а середньозасолені — 38% території.

Долина р. Когильник має область із ще більшою часткою глинистих ґрунтів, ніж її гирлова зона. Це закрут річки біля м. Арциз, що оминає Татарбунарську антикліналь, у якому легко-, середньо- і важкоглинисті ґрунти займають 49%. З огляду на той факт, що “лучно-болотні” ґрунти займають тут тільки 5%, можна зробити висновок про слабку все ж кореляцію між часткою важкого за гранулометричним складом алювію і питомою вагою болотних ґрунтів у заплавах середніх річок. Це ще раз підтверджує реліктовість літології заплав рік, на яких сучасний ґрунтовий покрив хоча і відображає гранулометричний склад наносів, але в чималій мірі є функцією теперішніх характеристик клімату і гідрології заплав.

До найбільш потужного чинника диференціації ґрунтового покриття заплав варто все ж таки віднести процес соленакопичення. Цей процес, що має складну стадійну природу, характеризується також особливостями прояву в залежності від зонально-кліматичних і геоморфолого-геологічних умов заплав.

На рис. 3.3, 3.4 наведені дані аналізу ґрунтового покриття, зробленого на основі матеріалів ґрунтових зйомок Укрпівдендіпроводгоспу в масштабі 1:10000, за областями долин з однотипною будовою, але розташованих у різних зонах і провінціях. Верхів'я р. Тилігул (між селами Олександрівка і Гандрабури) відноситься до південної підпровінції правобережної центральної високої провінції лісостепової зони, заплава р. Журавка (с. Миколаївка) розташована в західній частині Дністерсько-Дніпровської, а заплава р. Великий Котлабух (с. Банівка) у південно-західній провінції степової зони.

Сольові профілі за виділеними заплавами характеризують ґрунти із найбільшим соленакопиченням на обстежених масивах і, природно, є до деякої міри випадковими. Проте як за складом, так і за формою вони дуже примітні, будучи відбитком різних умов і механізмів соленакопичення в заплавах, що різняться за кліматичними і гідрологічними умовами. У верхів'ях р. Тилігул фоновими є ґрунти із вмістом солей у профілі не більше 0,15%, що розвиваються при близьких (0,8–1,5м), але слабомінералізованих (1,7–3,7 г/л) підґрунтових водах.

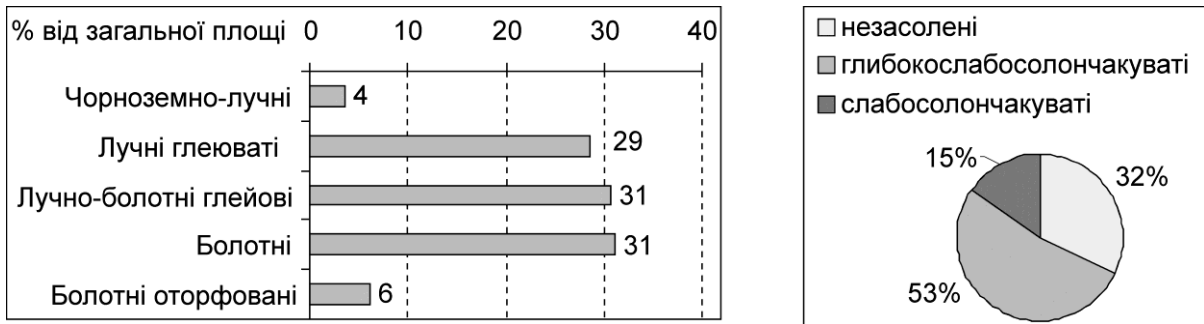


Рис. 3.3. Склад ґрунтового покриття заплави верхів'я р. Тилігул: ділянка між селами Олександрівка і Гандрабури Котовського району (площа обстеження 323 га)

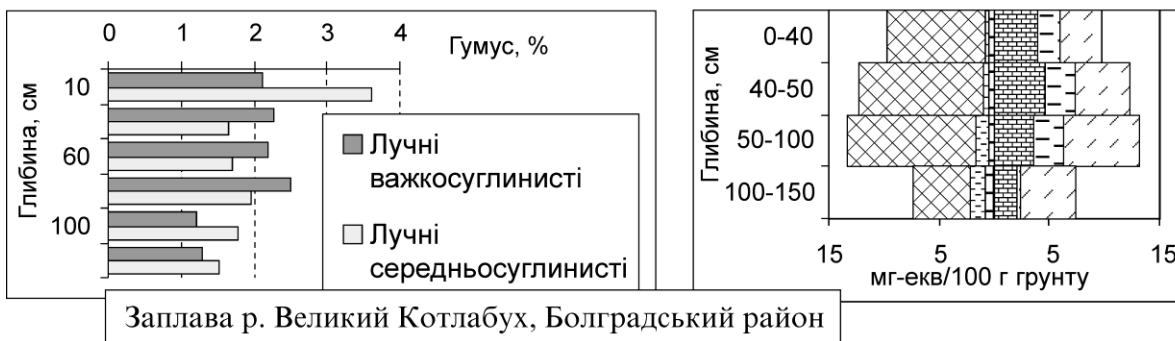
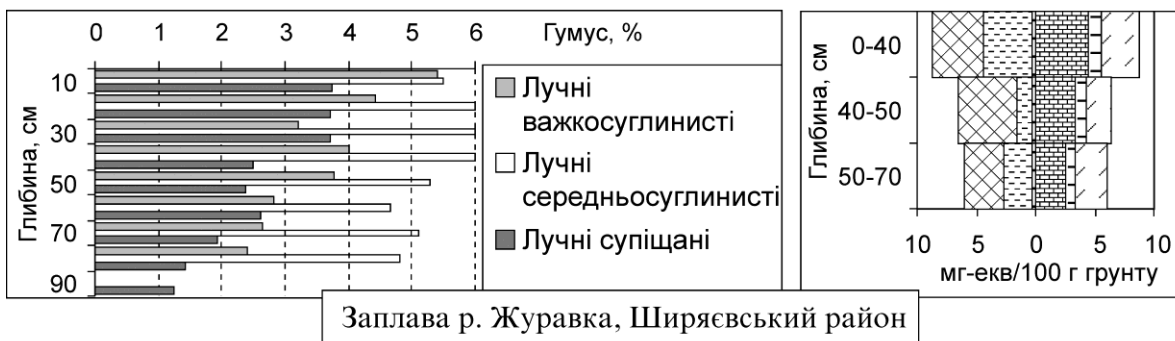
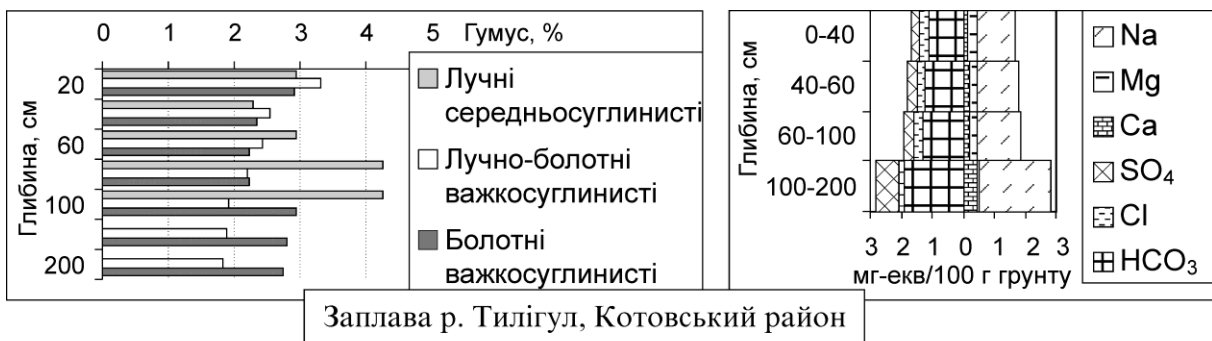


Рис. 3.4. Вміст гумусу в ґрунтах і сольові профілі, що характерні при максимальному соленакопиченні у заплавах відповідних районів

Профілі з найбільшим вмістом солей показують елювіальний тип їхнього формування, коли найбільші запаси солей зосереджуються в глибоких прошарках. Хімізм їхнього засолення — содово-сульфатний ($Cl < SO_4 < HCO_3 - Mg < Ca < Na$) — є близьким до першої стадії соленакопичення в пониззях річок. Відмінності полягають тільки в тому, що цей тип засолення при декілька підвищеній частці іона HCO_3^- виявляється у більш широкому діапазоні соленакопичення; по суті, до рівня вмісту солей 0,23%, а це є визначений максимум, у ґрунтах цієї заплави інших типів засолення не виявлено.

У центрально-степовій області, в заплаві р. Журавка, ґрунти розвиваються також в умовах близького залягання підґрунтових вод, які мають більш широкий діапазон мінералізації — від 1,6 до 10,3 г/л. Тут у найбільш засолених ґрунтах утримується до 0,7% легкорозчинних солей. При цьому сольові профілі таких ґрунтів мають прогресивно-акумулятивний тип, який відсутній у верхів'ях середніх річок (р. Тилігул) і є рідкісним для більш південних областей. Їхнє формування може бути пояснене більш сприятливими умовами соленакопичення, а також, і це головне, можливістю у “середній кліматичній смузі” підтримки необхідної вологості для підтягування солей у верхні горизонти.

Ґрунти понизь рік, у тому числі і більшість солончаків, мають максимум скупчення солей на деякій глибині від поверхні ґрунтів. Як буде показано нижче, це пов'язано із сильним і тривалим пересиханням їхніх верхніх горизонтів у жарку пору року.

Характерною рисою ґрунтів, що мають необхідні умови формування сольових максимумів у поверхневому горизонті, є підвищений вміст у них хлористих солей. У цьому зв'язку відносно більше зволоження ґрунтів центрально-степових заправ відповідає не тільки за формування прогресивно-акумулятивних сольових профілів при максимальному соленакопиченні, але й за вузьке співвідношення SO_4^{2-}/Cl^- .

У заплаві річки В. Катлабух в умовах близького залягання підґрунтових вод, що мають мінералізацію від 5,1 до 30,7 г/л, формуються типові для південних сухих областей сольові профілі. При максимальному тут вмісті солей — до 1,3% — вони формують прогресивно-ґрунтово-акумулятивний профіль з максимумом на деякій глибині від поверхні ґрунтів і сульфатний тип соленакопичення.

Таким чином, від південних меж лісостепової зони до сухого степу тип засолення алювіальних ґрунтів закономірно видозмінюється із

сульфатно-содового на хлоридно-сульфатний із наростанням униз за течією рік частки сульфатних солей.

Безпосередньо у вузьких гирлових областях засолення ґрунтів змінюється на сульфатно-хлоридне (див. рис. 6.21, 6.24), що визначається специфічністю умов приморських територій і, насамперед, приуроченими до них сульфатно-хлоридними сильномінералізованими і близькими до денної поверхні підґрунтовими водами.

Іншим немаловажним чинником диференціації ґрунтового покриву і визначення його структури в різноманітних областях течії рік і типах річкових долин є болотний процес. Він, так само як і соленакопичення, має чіткі особливості прояву в залежності від зонально-кліматичних і геоморфолого-літологічних характеристик окремих територій.

Передусім, торфонакопичення як складова частина болотного процесу має місце тільки у верхів'ях середніх річок і, наприклад, в межах масиву, що обстежений у верхній течії р. Тилігул, торф'янисті ґрунти займають до 6% території.

За особливостями прояву повсюдно діючого глейового процесу можна виділити такі області (типи) долин:

1. Лучні долини, де оглеювання виражене слабо, а не контрастна СГП формується винятково з лучно-чорноземних ґрунтів (лучноземів типових і глеюватих). До цього типу відносяться долини малих річок і річок-балок з нерозвиненою заплавою і хорошим дренаванням прируслових (схилувих) територій.

2. Долини з болотно-лучною заплавою, де оглеювання виражене слабо, але формується контрастна СГП у складі лучних (лучноземів типових і глеюватих) — 70% — і в меншій мірі лучно-болотних і болотних ґрунтів (глейоземів). До них відносяться трапецієподібні долини малих і середніх річок із задовільними умовами проточності і дренавання в заплаві.

3. Долини з лучно-болотними (лучно-торф'янисто-болотними і лучно-глейово-болотними) заплавами. До них відносяться області з заболоченими заплавами внаслідок незадовільних умов дренавання території і проточності поверхневих вод і де лучно-болотні і болотні ґрунти (глейоземи) займають площу більшу за 30%. Лучно-болотні заплави характеризуються складною СГП, що у пониззях річок визначається також і інтенсивним соленакопиченням. Це, у свою чергу, при відповідних умовах сприяє диференціації за типами глеєутворення — вичлененню з глейових ґрунтів підтипів із сульфідним глеєм.

4. Долини з болотною заплавою, а при її відсутності — прирусловою областю. Типи таких заплав зустрічаються в долинах малих річок, і їхнє походження пов'язано з діяльністю людини — підпирання поверхневих і ґрунтових вод автомагістралями і залізницями, будівництвом водосховищ і таке інше.

Підсумовуючи висловлені особливості умов ґрунтоутворення, прояву окремих ґрунтоутворювальних процесів і складу ґрунтового покриву в заплавах малих і середніх річок, пропонується така схема типізації заплав, або прируслових областей у долинах без вираженої заплави.

Типи за гідро-літологічними умовами ґрунтоутворення і проявом процесу оглеювання: 1) делювіально-лучні; 2) делювіально-алювіально-лучні; 3) алювіально-лучні; 4) алювіально-болотно-лучні; 5) алювіально-лучно-болотні; 6) мулуватоболотні.

Підтипи за гранулометричною диференціацією заплав: 1) суглинисто-недиференційовані; 2) суглинисто-диференційовані; 3) глинисто-суглинисті слабодиференційовані; 4) глинисто-суглинисті сильнодиференційовані; 5) суглинисто-глинисті.

Галоморфні підтипи за особливостями прояву процесу засолення:

1) незасолені; 2) диференційовано-засолені; 3) солончакові.

До першого типу належать області рік-балок і малих річок у їх верхній і середній течії з нерозвиненою заплавою. Вони ж характеризуються і першими підтипами за гранулометричними особливостями і особливостями соленакопичення. Їх ґрунтовий покрив виключно лучноземний, а формування ґрунтів проходить за участю делювіального і лучного процесів.

Малі річки з трапецієподібними долинами мають в основному другий-третій тип, другий-третій гранулометричний підтип і переважно диференційовано-засолений ґрунтовий покрив. СГП їх заплав сформовано всім спектром лучноземів при відносно малій частці глейоземів.

Середні річки мають у їх середній і нижній течії алювіально-лучно-болотні і алювіально-болотно-лучні заплави із сильно диференційованим глинисто-суглинистим і диференційовано-засоленим ґрунтовим покривом. При переважаючій частці лучноземів, в основному лучноземів зернистих, широкі заплави цих річок мають значні масиви глейоземів зернистих (лучно-болотних) і глейоземів мулуватих. Найбільш виражена диференціація ґрунтового покриву забезпечується процесами соленакопичення; в складі ґрунтового покриву слабодренуваних заплав середніх річок засолені ґрунти

складають 80–95% і вони представлені всіма ступенями засолення — від глибослабозасолених до солончаків.

Гирлові області мають алювіально-лучно-болотний і мулувато-болотний тип за гідролітологічними умовами ґрунтоутворення, в основному глинисто-суглинистий сильнодиференційований за гранулометричними умовами і переважно солончаковий підтип за особливостями соленакопичення. Приморські (прилиманні) області малих і середніх річок відрізняються найбільш високою часткою в складі ґрунтового покриву солончаків і глейземів мулуватих, і при цьому для них характерний сульфатно-хлоридний тип соленакопичення.

3.2. Профільно-генетична класифікація ґрунтів заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я

Ґрунти заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я донедавна залишалися практично не дослідженими з питань генези, екології і слабо вивченими за властивостями і режимами. До сьогодні залишаються актуальними діагностика й систематика ґрунтів, прогнозування розвитку ґрунтового покриву в заплавних агроландшафтах. У той же час номенклатурний список алювіальних ґрунтів України, який, наприклад, передбачає в групі лучних солонцюватих, засолених і осолоділих ґрунтів (8 найменувань), що “мають велике поширення в Степу...” [203, с. 211], поділ лише за ступенем солонцюватості з виділенням у двох випадках солончакових і окремо осолоділих ґрунтів, не може бути основою ґрунтово-меліоративних досліджень заплавних земель.

В останні роки у докучаєвському генетичному ґрунтознавстві здійснена спроба переходу в класифікації ґрунтів від факторно-екологічного принципу, що особливо чітко виявлявся при класифікації заплавних ґрунтів [7, 16, 29, 33, 54, 55, 61, 113, 210, 275], до профільно-генетичного [91, 115, 116, 250]. У новій класифікації ґрунтів Росії основою виділення таксонів вищого рівня послужила система поєднаних генетичних горизонтів, що виділяються за сумою субстантивних властивостей і ознак, зумовлених формуючими їх процесами [91]. На основі характерних ознак і характеристик за горизонтами А-В побудована нова класифікація ґрунтів Молдови, у якій, наприклад, у типі алювіальних ґрунтів виділені підтипи: моликові, охрикові, шаруваті, гідрикові, вертикалі, торф'яні, типові [256].

Спрощення й упорядкування класифікації ґрунтів, перехід від факторно-екологічного принципу її побудови до профільно-генетичного, безсумнівно, є логічним кроком у генетичному ґрунтознавстві, і українське ґрунтознавство не може залишатися осторонь, використовуючи “Класифікацію... 1977” в умовах нових тенденцій у систематиці ґрунтів, що простежуються у сусідніх країнах.

Відносно заплавлених ґрунтів півдня України, то “Класифікація ґрунтів Росії” не може, на наш погляд, бути використана без відповідних змін. Так, у ній галоморфні ґрунти (солончаки) віднесені до самотійного відділу постлітогенного стовбура, а галоморфізм в алювіальних ґрунтах (відділ алювіальні ґрунти) синлітогенного стовбура відзначається тільки на підтиповому рівні. У такому випадку алювіальні солончаки, що у заплавах пониззя малих і середніх річок півдня України розповсюджені достатньо широко, і алювіальні солончакові ґрунти будуть віднесені до різних відділів. Присутність типу “солончаки” у відділі “галоморфні ґрунти” стовбура “постлітогенні” припускає тільки позазаплавне їхнє походження і відсутність алювіальних солончаків. Окрім цього, у класифікації, яка при виділенні типів ґрунтів проголошує пріоритет системи основних діагностичних горизонтів, що утворюються в результаті дії відповідних процесів і режимів, виділяються як окремі типи в різних стовбурах алювіальні і позазаплавні глейові ґрунти, що мають ідентичну будову ґрунтового профілю.

У зв’язку з цим поділ ґрунтів на верхньому рівні (рівні стовбура) за літологічними особливостями з наступним поділом на рівні відділів і типів з урахуванням системи основних діагностичних горизонтів є, на наш погляд, певним недоліком класифікації. При такій ієрархії неминуче або дублювання відділів ґрунтів, або їх втрата: солончаки постлітогенні — солончаки синлітогенні; перегнійно-глейові постлітогенні — перегнійно-глейові синлітогенні й інші.

Наведений стислий аналіз “класифікації ґрунтів Росії”, стосовно об’єкта досліджень, висвітлює тільки окремі питання, що, можливо, варто вирішувати для умов України. Наведена нижче класифікація ґрунтів може розглядатися як ідея для колективної роботи зі створення профільно-генетичної класифікації ґрунтів України.

З іншого боку, йдучи від надтипових побудов, показані виділення типів і підтипів алювіальних ґрунтів півдня України є успадкуванням колишніх підходів “Класифікації... 1977”, класифікації заплавлених

ґрунтів Молдови і в основному узгоджуються з новою класифікацією ґрунтів Росії.

У ґрунтах заплавлених пересихаючих і зарегульованих малих і середніх річок Причорноморської низовини на фоні спільних біогенно-аккумулятивних процесів особливо чітко виявляються гідрогенно-аккумулятивні (засолення, загіпсування) і метаморфічні (оглеювання, злитоутворення) процеси, що у сукупності формують профілі тутешніх ґрунтів.

Основою виділення типів заплавлених ґрунтів у запропонованій класифікації послужили такі основні діагностичні горизонти, що в поєднанні з іншими горизонтами та ознаками формують відповідні типи будови ґрунтових профілів:

1) зернистий — темноколірний гумусово-аккумулятивний горизонт за типом “Molik”: нещільний, обов’язково зернистої або грудкуватої структури, в основному темно-сірого забарвлення. Визначений як темногумусовий у “Класифікації ґрунтів Росії”. В наведеній класифікації позначений як “зернистий” у зв’язку із тим, що темногумусові горизонти (за кольором) можуть бути як у структурованих, так і у безструктурних, легких за гранулометричним складом, ґрунтах;

2) ясногумусовий — світлий гумусово-аккумулятивний (горизонт за типом Ochrik). Характеризується здебільшого світлим забарвленням через низький вміст гумусу (переважно менше 2%) у піщано-середньосуглинистому профілі, а також слабооформленою структурою;

3) шаруватий: в гумусовому шарі (або до глибини 60 см) виділяються горизонти, що суттєво різняться за гранулометричним складом, а двочленність визначає особливості режимів ґрунтів, або чергуються шари (більше 25 см) слабопереробленого, з незначним вмістом гумусу, алювію і гумусовані горизонти;

4) злитий — темно-сірий або чорний, із вираженою динамікою об’єму, щільності і твердості у залежності від зволоження. Характерною діагностичною ознакою типових злитих горизонтів є площини ковзання — слікенсайди, — які утворюються через тиск, що розвивається у ґрунтовій масі при її набуханні;

5) глейовий: горизонт, що формується в результаті надлишкового зволоження і характеризується сизим, сталевим-сірим або чорним (сульфідним) плямистим забарвленням. Площа глейових плям складає більше 80%;

б) солончаковий — верхній 30см горизонт, що характеризується рясними новоутвореннями легкорозчинних солей; кількість токсичних солей у вегетаційний період більше 1%;

7) агрогенний — штучно створені горизонти, які відрізняються від підстилаючих морфологічними ознаками, що вказують на штучність шару: насипний шар, плантажований, штучний, з великою кількістю включень).

У заплавах малих і середніх річок півдня України за характером і ступенем прояву ґрунтоутворюючих процесів, сполучення діагностичних горизонтів та іншими особливостями морфології виділені типи і підтипи ґрунтів (табл. 3.2).

У наведеній класифікації типи ґрунтів об'єднуються в сімейства. Сімейства, в свою чергу, можуть поділятися на групи: синлітогенні (алювіальні, делювіальні, алювіально-делювіальні) і постлітогенні (позазаплавні). Роди в підтипах ґрунтів виділяються в основному за ступенем засолення і солонцюватості, види — за потужністю і вмістом гумусу, різновиди — за гранулометричним складом за схемою [90]. На рівні розряду вказується тип материнської породи.

У “Класифікації ґрунтів Росії” розроблена також нова індексація генетичних горизонтів. Система індексації А.Н.Соколовського, що застосовується в Україні, при переході на принципи профільно-генетичної класифікації ґрунтів теж потребує деяких змін. У класифікації ґрунтів заплавл малих і середніх річок південного заходу України використана така система індексів, яка зберігає українські принципи індексації (табл. 3.3).

У класифікації ґрунтів Росії [91] тип (у межах відділів) як опорна класифікаційна одиниця виділяється на основі єдиної системи основних діагностичних горизонтів, обумовлених подібністю режимів і процесів ґрунтоутворення. При цьому не враховуються особливості ґрунтоутворюючої породи і горизонтів, перехідних до неї. Підтипи же вирізняються якісними модифікаціями основних генетичних горизонтів, що відображають найбільш істотні особливості ґрунтоутворювальних процесів і еволюції ґрунтів. Наприклад, у типі алювіальних темногумусових ґрунтів виділяються підтипи: типові, солонцюваті, засолені, злитизовані, глеюваті, криптоглейові.

Таблиця 3.2

Класифікація ґрунтів заплав малих і середніх річок Причорноморської низовини

| Сімейство ґрунтів | Літогенні групи | Тип ґрунтів | Підтип ґрунтів | Будова профілю |
|-------------------|--|--------------------------------------|--|--|
| Стратоземи | Алювіальні Алювіально- делювіальні | Стратоземи шарувато- примітивні | Типові | HW – Pgl ~~ |
| | | Стратоземи шарувато- ясногумусові | Типові | HУ:P – [H – P] ~~ |
| | | Стратоземи шарувато-зернисті | Типові | HУ:P – [H – P] ~~ |
| Лучноземи | Алювіальні Алювіально- делювіальні | Лучноземи ясногумусові | Типові Глеюваті Ілювіально- солонцеві | HУ (k, s) – P gl (k, s) ~~ HУ (k, s) / gl – P gl (k, s) ~~ E – I – HУ (k, s) – P gl (k, s) ~~ |
| | | Лучноземи зернисті | Типові Глеюваті Злиті | HУ (k, s) – Pgl (k, s) ~~ HУ (k, s) / gl – P gl (k, s) ~~ HУ v (k, s) q – P gl (k, s) ~~ |
| Глейоземи | Алювіальні | Глейоземи мулуваті | Типові Сульфідні | Gl k, s – P:Gl ~~ GB k, s – P:Gl ~~ |
| | | Глейоземи зернисті | Типові Вохристі | HУ gl, k, s – Gl k, s ~~ HУ gf, k, s – GF k, s ~~ |
| | | Глейоземи ясногумусові | Типові Ілювіально- солонцеві | HУ gl, k, s – Gl k, s ~~ E – I – HУ gl, k, s – Gl k, s ~~ |
| | | Глейоземи зливо- криптоглейові | Типові | HУ v, q, k, s – Q k, s |

Закінчення табл. 3.2

| | | | | |
|-----------|----------------|--------------------------------|--|---|
| Злитоземи | Алювіальні | Злитоземи структурно-монолітні | Типові | V q, k, s – P q, k, s, f ~~ |
| | | Злитоземи дисперсно-монолітні | Типові | V gl, k, s – Gl k, s ~~ |
| Солончаки | Алювіальні | Солончаки ясногумусові | Типові Глейові | S : HY gl, s – P gl, s ~~ S : HY gl – Gl ~~ |
| | | Солончаки зернисті | Типові Глейові | S : HU s, gl – P gl, s ~~ S : HU s, q – Gl k, s ~~ |
| | | Солончаки злито-криптоглейові | Типові | S : V k, s – Q k, s ~~ |
| | | Солончаки ілювіально-солонцеві | Типові | E – I – S:HY – P k, s ~~ |
| | | Солончаки мулуватоголейові | Типові | S : GB s ~~ |
| Агроземи | Рекультивовані | Агроземи зернисті | Типові. На глейоземах. На злитоземах | HU:A – P gl ~~ |
| | Реплантовані | Агроземи ясногумусові | | HY:A – P gl ~~ |

Таблиця 3.3

Символи генетичних горизонтів

| Індекси | Російські аналоги [91] | Горизонт |
|------------------|------------------------|---|
| Основні | | |
| W | W | Органогенний слаборозвинутий; потужність менше 5 см. Поверхневий дрібношаруватий, коли перемежуються гумусовані шари з шарами “свіжого” алювію |
| HУ | AУ | Ясногумусовий слабоструктурний |
| HU | AU | Зернистий (темногумусовий структурований) |
| HT | H | Перегнійний (органічних речовин 10-35%, вологий безструктурний, бруднить руки) |
| PI | відсутній | Мулуватий (мул заплавлених водоймищ): органіки менше 10%, безструктурний, бруднить руки, в воло-гому стані темний (чорний), при висиханні світліє |
| Hр | | Перехідні до материнської породи гумусові горизонти |
| S | S | Солончаковий – в горизонті 0-20 см солей більше визначеної для солончаків кількості |
| Gl | G | Глейовий – більше 80% площі горизонту оглеєна маса (холодні тони, безструктурний, плямистий) |
| GB | | Гідротроїлітовий глей – чорні (B – black) сульфідні плями, більше 80% площі |
| GF | | Глейово-рудяковий з великою кількістю вохристих новоутворень оксидів заліза |
| Q | Q | Криптоглейовий (потайливоголейовий)– суцільний (без плям) холодних тонів, крупкуватий з карбонатними новоутвореннями |
| P | C | Материнська порода |
| HУ:P | RY | Шарувато-ясногумусовий: світлогумусовий, який має шар (більше 25 см) привнесеного свіжого алювію |
| HU:P | RU | Шарувато-зернистий: темногумусовий, який має шар (більше 25 см) привнесеного свіжого алювію |
| HU:A | PU | Зернистий агрогенний |
| HУ:A | PY | Ясногумусовий агрогенний |
| V | V | Злитий |
| Додаткові | | |
| gl | g | Глеюватий – в горизонті присутні ознаки оглеювання – менше 80% площі |

| Індекси | Російські аналоги [91] | Горизонт |
|---------|------------------------|---|
| q | q | Слабооглеєний без плям, крупкуватий з карбонатними новоутвореннями |
| s | s | У горизонті присутні новоутворення легкорозчинних солей |
| f | f | У горизонті присутні новоутворення оксидів заліза |
| v | v | Присутні ознаки набрякання і усадки; щільний |
| : | | Горизонт одночасно характеризується ознаками, показаними індексом після “двох крапок” |
| / | | Ознака, показана індексом після лінії, спостерігається в нижній частині горизонту |
| [] | | Поховані горизонти |
| ~~ | ~~ | Алювіальні відклади |

Щодо ґрунтів заплав річок північно-західного Причорномор'я, із таким підходом можна погодитися, мабуть, за винятком виділення засолених підтипів. По-перше, засолення може бути спільною особливістю ґрунтів — у досліджуваному регіоні практично всі ґрунти в тій або іншій мірі є засоленими, — а, по-друге, та ж російська класифікація визначає за особливостями складу ґрунтового вбирного комплексу і хімізму засолення виділення роду ґрунтів.

Запропонована схема на рівні типу і підтипу враховує прояв галоморфізму як “істотну особливість ґрунтоутворення”, що визначає якісні модифікації основних генетичних горизонтів не як констатацію факту наявності великої кількості солей, а як чинник, що істотно відобразився в будові ґрунтів. Виділені, наприклад, ілювіально-солонцеві підтипи за наявністю елювіально-ілювіальної диференціації профілю, “зобов'язані” пульсуючому типу соленакопичення. У більшості випадків засолення ґрунтів, що є “фоновою” їх характеристикою, показується на родовому рівні за “старою” схемою систематики [90, с. 218]. Вона передбачає детальну номенклатуру за особливостями прояву галоморфізму, особливо важливу в меліоративній практиці.

Далі наводяться схеми класифікації та особливості діагностики ґрунтів малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я.

Лучноземи

Сімейство заплавних (річково-долинних) лучноземів, що виділяється серед інших ґрунтів слабкими ознаками оглеювання або відсутністю їх

в гумусованій частині профілю, поділяється на два типи ґрунтів — лучноземи ясногумусові і лучноземи зернисті, що, в свою чергу, поділяються на підтипи: типові; глеюваті; ілювіально-солонцеві, злиті. Ґрунтоутворюючими породами в долинах річок для них є алювіальні, алювіально-делювіальні і делювіальні відклади. Загальна схема поділу лучноземів така.

| ТИП | ПІДТИП |
|------------------------|--|
| Лучноземи ясногумусові | типові; глеюваті; ілювіально-солонцеві |
| Лучноземи зернисті | типові; глеюваті; злиті |

Поділ на роди здійснюється за такими ознаками:

— за особливостями будови ґрунтів, ступеня засолення і солонцюватості: 1) *поверхнево-шаруваті* (шари слабопереробленого алювію знаходяться в поверхневому 0–25 см горизонті ґрунтів) і 2) *шаруваті* (по профілю поступово змінюється гранулометричний склад ґрунту, проте це не визначає їх особливих водно-фізичних властивостей);

— за ступенем солонцюватості і засоленості у відповідності до “Класифікації ...” [90]: 1) *засолені*, 2) *солонцюваті*.

Поділ на види провадиться:

— за потужністю гумусового горизонту: *короткі* (< 20 см), *малопотужні* (20–40 см), *середньопотужні* (40–80 см), *потужні* (80–120 см), *надпотужні* (> 120 см);

— за вмістом гумусу: *мікрогумусні* (< 2%), *малогумусні* (2–4%), *середньогумусні* (4–6%), *багатогумусні* (> 6%).

Для поділу за потужністю гумусового горизонту використана схема із “Класифікації...” [90, с. 198]; запропоновані там же градації за вмістом гумусу, на наш погляд, не відповідають умовам степової зони України, тому що, наприклад, найбільш гумусовані заплавні ґрунти із неймовірно високим вмістом гумусу — 6% — будуть віднесені тільки до малогумусних. У зв’язку із цим пропонується вищенаведена схема із менш вузькими діапазонами вмісту гумусу за окремими градаціями.

Лучноземи ясногумусові (алювіальні світлогумусові за класифікацією ґрунтів Росії [91], алювіальні дернові (нешаруваті) за “Класифікацією ... ґрунтів СРСР” [90]), що розвиваються на легких за гранулометричним складом алювіальних породах — супіщано-середньосуглинистих, — зустрічаються у переважній більшості на

широких заплавах середніх річок, які в минулому відчували інтенсивні алювіальні процеси. Приурочені вони у переважній більшості до заплавних підвищень — пагористих форм рельєфу “прирусових” областей, що мають висоту до 1–2 м.

Прилягаючи до старих річищ і заболочених понижень, лучноземи ясногумусові створюють разом з глейоземами і злитоземами контрастні поєднання, зумовлені стійкими до змін факторами — рельєфом заплави та літологією порід. Долини річок та їх окремі області суттєво різняться за площею світлогумусових ґрунтів, що мають легкий гранулометричний склад (рис. 3.2), і наявність цього компоненту в ґрунтовому покриві заплав відображає не тільки їх педологічні особливості, але й свідчить про більш загальні відмінності в будові річкових долин, історії їх формування тощо. Лучноземи ясногумусові відсутні у V-подібних долинах малих річок і вузьких областях долин середніх рік, а найбільш поширені на широких заплавах із ускладненим рельєфом.

За будовою профілю та властивостями лучноземи ясногумусові досить різноманітні. Але характерними спільними їхніми ознаками є легкий гранулометричний склад, яснозабарвлені гумусові горизонти, незначна шаруватість ґрунтового профілю, сильна ущільненість і зв'язність у сухому стані. На відміну від лучноземів зернистих ясногумусові лучноземи мають слабку, неміцну грудкувато-брилисту структуру або бувають зовсім безструктурні. За вмістом гумусу вони відносяться до виду мало- і мікрогумусних. При цьому кількість і склад гумусу чітко корелюють з гранулометриєю ґрунтів; у поверхневих горизонтах середньосуглинкових ґрунтів гумусу звичайно 2–3 %, а в ще “легших” ґрунтах його вміст коливається від 1 до 2%. Потужність гумусового шару також може змінюватися, але в більшості випадків зустрічаються 50–70-сантиметрові горизонти.

Верхня гумусована частина профілю лучноземів ясногумусових звичайно не має надлишку легкорозчинних солей. Акумуляція останніх може бути у перехідних горизонтах, де їхня кількість в деяких ґрунтах досягає до 1,5%. Вуглекисле вапно у “легких” лучноземах виявляється в сольових горизонтах, а його скупчення (може бути до 10–16%) приурочені ближче до підґрунтових вод (100–200 см).

Поділ лучноземів ясногумусових на типові і глеюваті підтипи зумовлений особливостями прояву глейового процесу. У перших ознак оглеювання у гумусовому і перехідних горизонтах немає, а тільки за межами гумусового шару, в горизонтах, що примикають до високо-

окиснених підґрунтових вод, можуть бути сегрегаційні утворення оксидів заліза. В підтипі глеюватих ґрунтів ознаки оглеювання у вигляді сизувато-сірих плям, сизуватого глянцю на поверхні агрегатів та іржавих прожилок виявляються в гумусових перехідних горизонтах.

Лучноземи зернисті (чотири підтипи алювіальних лучних насичених ґрунтів за “Класифікацією ... ґрунтів СРСР” [90]) на алювіальних і алювіально-делювіальних відкладах мають значне поширення на широких заплавах середніх річок — Когильник, Сарата, Тилігул — і переважно в долинах малих річок. Для них характерний потужний (часто до 100 — 120 см) гумусовий горизонт при вмісті гумусу біля 3,5–5% у шарі 0–30 см, переважно важкосуглинковий гранулометричний склад з практично невираженою шаруватістю, відносно висока (25–35 мг-екв/ 100г ґрунту) вбирна здатність і, на цій основі, водотривка грудкувато-зерниста (грудкувата) структура, за якою лучноземи зернисті нагадують чорноземи.

За російською класифікацією [91] подібні ґрунти визначаються як “темногумусові”. На наш погляд, у профільно-генетичній класифікації доцільніше використати термін В.Р. Вільямса [28], який влучно назвав лучні “чорноземоподібні” ґрунти зернистими. Цим самим відображається не тільки високий вміст гумусу, але й здатність до характерного оструктурення, яка забезпечується ще відповідним гранулометричним складом.

У долинах малих річок південного заходу України поширені ґрунти, утворені на делювіальних шлейфах спадистих областей уздовж схилів під впливом періодичного відкладання продуктів ерозії — лучноземи зернисті на делювіальних відкладах. Ці ґрунти здебільшого займають проміжне положення між зональними і заплавними, а їхній розвиток відбувається в умовах, коли на основні ґрунтові процеси (лучний і дерновий) накладений геологічний чинник — делювіальний процес, що деяким чином видозмінює процес ґрунтоутворення але слабо впливає на будову ґрунту. Подібне ґрунтоутворення, яке можна назвати заплавно-терасовим, особливо яскраво виражене у V-подібних долинах рік-балок і малих річок (Ходжидер, Алкалія, Барабой та інші). Його основні риси такі: а) ґрунти розвиваються в областях переходу заплави в стрімкі або спадисті області долин з глибокими рівнями підґрунтових вод, які практично не впливають на властивості ґрунтів; б) кількість продукту ерозії, що привноситься на поверхню ґрунту, недостатня для формування шаруватості, або привнесений матеріал уже являє собою гумусований мілкозем; в) ґрунти мають чорноземний вигляд, але за

потужністю можуть бути різноманітними — від коротких до надпотужних.

Поділ лучноземів зернистих на підтипи визначається особливостями прояву процесів оглеювання і злитизації. До лучноземів зернистих типових віднесені ґрунти, у гумусованій частині профілю яких відсутні ознаки оглеювання. Останні, у вигляді іржавих цяток, хвилястої плямистості і слабкої сизуватості, можуть бути у перехідних горизонтах і ґрунтоутворюючій породі. Глеюваті ґрунти, навпроти, мають чіткі, але слабкі у гумусовому горизонті ознаки оглеювання; цей підтип лучноземів зернистих є найбільш поширеним у заплавах малих і середніх річок південного заходу України.

Лучноземи зернисті злиті відрізняються від попередніх підвищеною щільністю ґрунтової маси і переважно горіхувато-стовбчастою структурою, більш вираженими ознаками оглеювання в глибоких горизонтах і прихованими у верхніх, більшим відособленням сольових мас від основи ґрунту. Їх можна вважати перехідним елементом до глейоземів зернистих і заплавних злитоземів.

Глейоземи

Сімейство ґрунтів “глейоземи”, що об’єднується наявністю в профілі глейового горизонту, поділяється у відповідності до профільно-генетичної класифікації на типи ґрунтів за будовою органо-мінеральної маси на глейоземи мулуваті, глейоземи зернисті, глейоземи ясногумусові, глейоземи зліто-криптоглейові із виділенням підтипів на основі відображення в профілі процесів оглеювання і осолонцювання: типові, сульфідні, вохристі, ілювіально-солонцеві. Загальна схема поділу глейоземів така:

| ТИП | ПІДТИП |
|-------------------------------|------------------------------|
| Глейоземи мулуваті | типові; сульфідні |
| Глейоземи зернисті | типові; вохристі |
| Глейоземи ясногумусові | типові; ілювіально-солонцеві |
| Глейоземи зліто-криптоглейові | типові |

Поділ на роди здійснюється за такими ознаками:

— за ступенем засолення у відповідності до “Класифікації...” [90, с. 216];

— за ступенем солонцюватості в залежності від відсотка увібраного натрію;

— за наявності ознак злитості (у ґрунтах, що осушуються, або пересихаючих на довгий час у природних умовах) виділяється рід субзлитих ґрунтів.

Поділ на види провадиться:

— за потужністю гумусового горизонту: *короткі* (< 20 см), *малопотужні* (20–40 см), *середньопотужні* (40–80 см), *потужні* (80–120 см), *надпотужні* (> 120 см);

— за вмістом гумусу: *мікрогумусні* (< 2%), *малогумусні* (2–4%), *середньогумусні* (4–6%), *багатогумусні* (> 6%), *перегнійні* (> 10%).

При визначенні виду у мулуватих ґрунтів слід брати до уваги потужність усього глинистого (мулуватого) горизонту. Такий підхід важливий в оцінці потенційного злиотоутворення при осушенні глейоземів.

Глейоземи мулуваті, що утворюються під осоково-очеретяною і осоковою рослинністю в заплавах старицях та інших болотистих зниженнях, є аналогами болотних ґрунтів — алювіальних болотних мулувано-перегнійно-глейових [90, с. 200]. Характерною їх ознакою є звичайна для подібних утворень мулуватість темної, що мається, органо-мінеральної маси верхньої частини профілю, яка переходить у сильнооглеєну мінеральну товщу. Торф'янисті глейоземи у заплавах малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я нами не виявлені, але можуть бути вставлені в схему як можливі в інших областях.

Генеза заплавних болотних ґрунтів у північно-західному Причорномор'ї пов'язана з сульфідним глеєутворенням, соленакопиченням, осолонцюванням. Детально їх особливості будуть описані нижче; тут відзначимо лише, що сульфідизація ґрунтів, яка є своєрідним ґрунтоутворюючим процесом і вирізняє так звані “гідротроїлітові” ґрунти з поміж інших, дозволила виділити сульфідні підтипи глейових ґрунтів.

Перехідною ланкою між “лучними” і “болотними” ґрунтами за класифікацією 1977 року [90] є один “мінеральний” підтип ґрунтів — лучно-болотний, в профілі якого виділяються гумусовий оглеєний горизонт, перехідний гумусований оглеєний горизонт і мінеральні глейові горизонти, що залягають під ними. У заплавах річок ґрунти з подібною будовою досить поширені, але мають при цьому суттєві відмінності, в першу чергу, за характеристиками гумусового шару — вмістом гумусу, кольором, структурою і таке інше. Суттєво вони відрізняються і за особливостями прояву процесу оглеювання.

Ґрунти лучно-болотної стадії заплавного ґрунтоутворення нами поділені на типи: глейоземи зернисті, що за структурою верхньої частини профілю, вмістом гумусу і кольором нагадують лучноземи зернисті, глейоземи ясногумусові — малогумусовані та слабоструктуровані ґрунти — і глейоземи зліто-криптоглейові з ознаками злитості і своєрідного оглеювання.

Глейоземи зернисті — виразно диференційовані ґрунти з добре сформованим гумусовим горизонтом, який у верхній 15–30-сантиметровій частині не має виразних ознак оглеювання, характеризується водотривкою зернистою і грудкувато-зернистою структурою, вміщує 3–6% гумусу. Нижня частина профілю цих ґрунтів інтенсивно оглеєна, безструктурна або з сироподібною структурою. Зустрічаються ґрунти, що характеризуються надзвичайно інтенсивним накопиченням гідратів тривалентного заліза, що надають профілю іржаво-бурого кольору і маскують основний — темно-сірий колір ґрунтів. Такі ґрунти віднесені до підтипу глейоземів зернистих вохристих.

Глейоземи ясногумусові є літогенним типом глейоземів, що вирізняється слабодиференційованим на генетичні горизонти профілем через незначний (не більше 2–3%) вміст гумусу, виразними ознаками оглеювання з поверхні або з деякої глибини, неміцною грудкуватою структурою. Це типовий компонент дельтових ландшафтів малих і, особливо, середніх річок, що приурочений до суглинистих алювіальних відкладів і місцевостей із близькими підґрунтовими водами, які сприяють інтенсивному соленакопиченню.

Глейоземи зліто-криптоглейові, що характеризуються глинистим гранулометричним складом, ущільненістю (злітістю) у верхній частині профілю, прихованим оглеюванням, що маскується за рахунок розвитку злітоутворення, є перехідним типом між глейоземами мулуватими і алювіальними злітоземами. Вони формуються під лучною і волого-лучною рослинністю в умовах згасання напруженого заплавного режиму в результаті природного або штучного осушення заплави.

Лучно-болотна стадія заплавного ґрунтоутворення, до якої належать глейоземи зернисті, ясногумусові і зліто-криптоглейові, вирізняється найбільшою інтенсивністю соленакопичення через близьке залягання мінералізованих підґрунтових вод. Кількість легкорозчинних солей у профілі цих ґрунтів може досягати 2–3,5%. В усіх “болотних” ґрунтах відзначено підвищений вміст гіпсу, і у горизонті капілярної кайми його

кількість може бути 5–15%. Вуглекислий кальцій присутній по всьому профілю глейземів, проте в верхній частині його кількість зазвичай невелика — 2–4%.

Злитоземи

Алювіальні ґрунти заплав середніх річок південного заходу України, що мають риси чорних злитих ґрунтів (вертисольних), описаних у заплавах рік Кубань, Волга, Дністер, в Алазанській долині [70, 104, 228, 237, 238, 293] — темно-сіре (чорне) забарвлення при порівняно малому вмісті гумусу, зливу будову, своєрідну “клиноподібну” структуру зі слікенсайдами, глинистий гранулометричний склад із великою часткою монтморилонітових мінералів, хімічну солонцюватість без текстурної диференціації профілю, низьку водопроникність, — віднесені до сімейства злитоземів.

У ґрунтознавстві склалося достатньо повне уявлення про географію, екологію, морфологію, фізичні та хімічні властивості злитоземів. Розходяться тільки погляди на їх генезис і еволюцію; основною вважають гіпотезу палеогідроморфного субаквального походження темноколірних злитих ґрунтів. Розвитком у перехідних супераквально-субаеральних ландшафтах пояснюють характерні їх властивості — темне забарвлення, важку окислювальність органічного вуглецю і високий вміст у складі гумусу залишку, що не гідролізується, високу щільність і тріщинуватість [237, 293, 299].

Суттєвою особливістю злитоземів алювіальних (за Класифікацією... 1977 [90] роду злитих в підтипі алювіальних лучних насичених темноколірних ґрунтів) є невідповідність між чорним забарвленням їхнього профілю і вмістом гумусу, кількість якого в акумулятивному горизонті не перевищує 2–3%. В даний час вважають, що вирішальну роль у забезпеченні інтенсивно чорного забарвлення злитих ґрунтів відіграють високостійкі глинисто-гуматні комплекси [237, 299].

Злитогенез є глобальним процесом, і злиті ґрунти повсюдно мають напрочуд подібні властивості і режими, характерними з яких є чорний потужний профіль при незначному вмісті гумусу, висока щільність, зернисто-монолітна або суцільно-монолітна структура, монтморилонітовий склад глин, карбонатність, наявність залізо-марганцевих конкрецій, виразна динаміка об’єму і окисно-відновного стану [99, 237, 290, 299]. У зв’язку із цим, окрема класифікація алювіальних злитоземів, можливо, є недоцільною. Уявляється за необхідне поділ злитих ґрунтів на типи тільки за особливостями будови злитого горизонту.

В алювіальних злитоземах заплав рік північно-західного Причорномор'я, а також і в інших подібних ґрунтах [237] злитий горизонт буває двох типів: 1) безструктурна, щільна маса, що розбита в сухому стані на тумбоподібні, з черепашковими зламами, окремісті; 2) монолітна товща, складена зернистими окремістями, що міцно злипаються одна з одною.

Структурні окремісті злитих ґрунтів характеризуються зональною анізотропністю, пов'язаною із взаємоузгодженим орієнтуванням глинистих часток. При істотно більшій компактності ґрунтової маси в її основі виявляється велика кількість зон, де зчеплені по площинах глинисті частки формують щільні великі агрегати (рис. 5.12). У зв'язку з цим запропоновано вважати злитоутворення процесом зміни початкової мікробудови ґрунтової маси, збільшення щільності енергії когезії за рахунок пресування тонкодисперсної частини та злипання глинистих часток по їхніх площинах в умовах почергового зволоження і висихання [165].

Щільні ґрунти без морфологічних ознак перебудови основи ґрунту названі субзлитими. Це в основному осушені глейоземи мулуваті на початковій фазі злитогенези, що не мають природних гідрологічних циклів, як у злитих типових ґрунтах. Їх короткочасне пересихання в літню пору призводить до значного ущільнення, що нагадує будову типових злитоземів. Через те, що субзлиті ґрунти є нестійкими ґрунтовими утвореннями і при збереженні незмінного комплексу факторів ґрунтоутворення за 5–10 років можуть еволюціонувати у типові злитоземи, їх, можливо, не варто виокремлювати на типовому рівні. Але при меліоративній характеристиці ґрунтового покриву заплав доцільно виділяти такі потенційно-злиті ґрунти (злитоморфні часові катени).

Зважаючи на сказане, запропоновано виділяти два типи злитоземів, у даному випадку злитоземів алювіальних:

1) *злитоземи структурно-монолітні*; 2) *злитоземи дисперсно-монолітні*.

Злитоземи структурно-монолітні є криптоглейовими ґрунтами, що мають сталевий блиск (неплямистий сизий відтінок) на темно-сірих гранях структурних окремістей, вони є також карбонатними, солонцюватими і засоленими. Потужність “структурного” горизонту в них не менше 40 см, нижче якого може залягати дисперсно-монолітний. Разом ці ознаки визначають “типовий” підтип алювіальних злитоземів.

Злитоземи дисперсно-монолітні мають більш широкі межі коливань властивостей, але у зв'язку з їх перехідним характером і слабкою вивченістю, вони віднесені також до одного підтипу — типових.

Злитоземи алювіальні на рівні роду поділяються за ступенем засолення і солонцюватості, а на рівні виду — за потужністю темного горизонту і вмістом гумусу, використовуючи попередні схеми.

Солончаки

Солончаки з часу В.В. Докучаєва, що виділив їх як особливі ґрунтові утворення, не мають у генетичному ґрунтознавстві однозначного визначення. Цьому сприяли й об'єктивні причини; солончаки — це інтрозональна група ґрунтів, і вони можуть формуватися у різних природних зонах, починаючи з арктичного поясу і закінчуючи тропічним. Одне з останніх визначень поняття “солончак” як особливої генетичної групи ґрунтів дали О.І. Панкова і І.О. Ямнова [190]: солончак — це ґрунт, головною діагностичною ознакою якого є постійна наявність у профілі поверхневого горизонту, що містить легкорозчинні солі у кількості, що придушує ріст і розвиток глікофітних рослин. Цьому відповідає вміст солей у прошарку 0–20 см не менше 1% при хлоридно-сульфатному їхньому складі або екологічно еквівалентний показник при інших типах засолення.

Солончаки як самостійний ґрунтовий тип виділяється практично в усіх класифікаціях світу, але їх систематика і діагностика поки недостатньо розроблені і знаходяться ще на стадії окремих пропозицій [73, 190].

Солончаки у заплавах малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я, особливо в їх гирлових областях, є досить поширеним компонентом ґрунтового покриву (рис. 3.2). Вони виділяються перш за все за еколого-фітоценологічними характеристиками і, звичайно, за наявністю критичної кількості легкорозчинних солей. Втім за іншими показниками, особливо за показниками гумусового стану і ознаками глейового процесу, вони багато в чому подібні до інших заплавних ґрунтів — лучноземів і глейоземів. Тому, враховуючи принципи профільно-генетичної класифікації, були виділені типи алювіальних солончаків в залежності від будови органо-мінерального профілю: солончаки ясногумусові, солончаки зернисті, солончаки мулуватоглейові, солончаки зливо-криптоглейові, солончаки ілювіально-солонцеві і підтипи в залежності від характеру оглеювання. Загальна схема поділу солончаків така.

| ТИП | ПІДТИП |
|--------------------------------|-----------------|
| Солончаки ясногумусові | типові; глейові |
| Солончаки зернисті | типові; глейові |
| Солончаки ілювіально-солонцеві | типові; глейові |
| Солончаки мулувато-глейові | типові |
| Солончаки зліто-криптоглейові | типові |

Поділ на роди здійснюється за такими ознаками:

– за особливостями будови ґрунтів і ґрунтоутворюючої породи: 1) *поверхнево-шаруваті* (шари слабопереробленого алювію знаходяться в поверхневому 0–25 см горизонті ґрунтів) і 2) *шаруваті* (по профілю поступово змінюється гранулометричний склад ґрунту, проте це не визначає їх особливих водно-фізичних властивостей).

Поділ на види і підвиди провадиться:

– за типом засолення у відповідності до “Класифікації...” [90];
– за особливостями розподілу легкорозчинних солей у профілі: 1) *поверхневі* (грибоподібна форма сольового профілю); 2) *глибоко-профільні* (високий вміст солей по профілю); 3) *сорові* (солончаки мулувато-глейові пересихаючих стариць із сольовою кіркою або мучнистими випарами на поверхні ґрунту); 3) *періодичні* (солончаки ясногумусові мікрогумусні піщані-легкосуглинисті з інтенсивним пульсуючим соленакопиченням при близьких до денної поверхні сильномінералізованих підґрунтових водах;
– за вмістом гумусу: *мікрогумусні* (< 2%), *малогумусні* (2–4%), *середньогумусні* (4–6%), *багатогумусні* (> 6%).

Для діагностики наведених таксономічних одиниць потрібно враховувати, насамперед, наявність поверхневого солончакового горизонту, в якому кількість солей перевищує встановлену критичну норму.

Солончаки ясногумусові типові, що є глеюватими ґрунтами, і *солончаки ясногумусові глейові* мають слабодиференційований на генетичні горизонти профіль через невеликий (не більше 1–2%) вміст гумусу. У них чітко виражений поверхневий сольовий горизонт, але вміст солей в ньому значно змінюється — влітку можливі сольові кірки і вицвіти на поверхні ґрунту, а в зимовий період тільки залишкові сульфатні стяжіння за межами солончакового (0 ... 20–30 см) шару. Найбільшого поширення набули глейові підтипи, в яких сліди інтенсивного оглеювання відзначаються по всьому профілю у вигляді іржавих прожилок, сизих і в деяких випадках чорних — гідро-

троїлітових плям. Останні з'являються періодично на початку теплого сезону у поверхневих перезволожених горизонтах ґрунтів. Профіль солончаків ясногумусових може бути диференційований за гранулометричним складом, а виразна динаміка солевмісту і оглеювання часто є причиною елювіально-ілювіальної будови поверхневих шарів у деяких ґрунтах.

У заплавах рік зустрічаються солончаки ясногумусові, які періодично в вегетаційний період можуть не мати критичної, за визначеними градаціями, кількості легкорозчинних солей через легкість їхньої відмивки з поверхневих горизонтів. Особливо значного поширення такі ґрунти набули в гирлових областях, де вони розвиваються на легких за гранулометричним складом породах при близьких (до 50–100 см) сильномінералізованих і часто ропних підґрунтових водах. У деяких класифікаційних побудовах [190] такі ґрунти визначаються як солончаки приморські. На наш погляд, доцільно виокремлювати ареали з інтенсивними процесами засолення-розсолення, як “солончакові часові катени” [154, 163]. Втім у період максимального вираження процесів соленакопичення такі ґрунти характеризуються як звичайні солончаки, але, враховуючи періодичний характер їх засолення, вони віднесені до виду “періодичних”.

Солончаки зернисті є аналогами солончаків темноколірних, лучних і лучно-болотних у інших класифікаційних побудовах [32, 51, 61, 90, 210]. Визначення “зернисті” не є строгим — їх структура зерниста, грудкувата, з елементами горіхувато-стовбчастої, пилюватої, — але означені ґрунти характеризуються розвинутим гумусовим горизонтом, вони темноколірні через високий (біля 3–4%) вміст гумусу, оструктурені й чітко диференційовані на генетичні горизонти. Типові солончаки, що у переважній більшості мають глибокопрофільний розподіл легкорозчинних солей з невеликою їх кількістю у поверхневому (10–15 см) шарі, відрізняються відносно слабкими ознаками оглеювання в гумусовому горизонті; нижче “глеювата плямистість” виразна. Солончаки зернисті глейові подібні до глейоземів зернистих, але при цьому постійно мають у профілі поверхневий горизонт із надкритичним вмістом легкорозчинних солей.

Основною діагностичною ознакою *солончаків зливо-криптоглейових* є періодична злитість з сизувато-сірим (сталевим) блиском глинистих кутан на поверхні темних зернистих структурних окремоостей, що відображає відносно інтенсивний глейовий процес, який, втім, не призводить до диференціації ґрунтової маси за кольором через

нерівномірний розподіл окиснених і відновних сполук заліза. Вони також є аналогами відповідних глейоземів з надкритичним вмістом легкорозчинних солей в поверхневому шарі.

Солончаки мулувато-глейові, що за розподілом солей поділяються на види — сорові і глибокопрофільні, є дериватами глейоземів мулуватих, що мають критичну кількість легкорозчинних солей. Їх ареали вузькими смугами оперізують заплавні болота, стариці, або вони безпосередньо утворюються при пересиханні останніх. Солончак соровий (шоровий, соліглей, за іншою термінологією [190]), що формується на місці старих річищ, має зверху сольові випари — кірки, під якими залягає чорний мулуватий горизонт з запахом сірководню. Глибокопрофільні, за розподілом солей, “берегові” солончаки мають мокрий темний профіль, при підсиханні якого появляються сольові мучнисті вицвіти, невиражений гумусовий горизонт, чіткі ознаки сульфідного глеєутворення з чорними плямами і великою кількістю іржавих жил гідроокису заліза.

Солончаки ілювіально-солонцеві є так званими “солончаками-солонцями”, що виділяються деякими дослідниками [190] за високим вмістом солей у поверхневому (0–30 см) горизонті і одночасно за елювіально-ілювіальною будовою профілю. Розвиток таких ґрунтів зв’язують з содовим засоленням і пульсуючим соленакопиченням, які забезпечують постійну підтримку чітко вираженого солонцевого горизонту навіть на фоні легкорозчинних солей.

Надвисоким вмістом увібраного натрію (більше 15–20% від ємкості катіонного обміну) характеризуються багато досліджуваних заплавних ґрунтів, в першу чергу глейоземи і злитоземи, але типові солонцеві профілі для заплав малих і середніх річок південного заходу України є рідкісними.

Ґрунти, в профілі яких чітко виокремлюється елювіальний, з виразними ознаками перерозподілу тонкодисперсної маси, і щільний горіхувато-стовбчастий оглинений ілювіальний горизонт, були описані у гирлових солончакових областях заплав малих річок, які характеризуються сульфатно-хлоридним типом засолення. Очевидно, що цей — приморський — тип засолення при пульсуючому соленакопиченні і є причиною формування в пониззях рік солончаків із елювіально-ілювіальними профілями.

Досліджені солончаки, що були віднесені до типу солончаків ілювіально-солонцевих, характеризуються мілким (за видовим поділом солонців) елювіальним горизонтом, під яким залягає чітко виражений

ілювіальний — щільний, призматичний, із слабою міцністю мікроструктури. Їх гумусовий профіль регресивно-акумулятивного типу і накладається на солонцевий горизонт; сольовий профіль має близьку до класичної форми будову із відносно незначним (0,2–0,3%) вмістом легкорозчинних солей у елювіальному горизонті і великою (0,5–3%) їх кількістю у солонцевому і підсолонцевому горизонтах.

Агроземи

Варіанти ґрунтів за характером їхньої антропогенної трансформації можуть бути такими [86, 113]: перелогові, зрошувані, осушені, рекультивовані, реплантовані.

Особливості антропогенної трансформації ґрунтів, в яких змінені деякі властивості, або при суттєвих змінах (наприклад, будови при вторинному осолонцюванні) відтворюються природні, за морфологічними ознаками, аналоги ґрунтів, доцільно позначати на відповідних (родових, видових) таксономічних рівнях. При цьому характер використання або трансформації ґрунтів зазначають на найнижчому (підрозряд) рівні.

Але в заплавах рік на масивах меліоративного фонду, в приватному секторі (на городах) існують штучно створені профілі ґрунтів. Здебільшого це нанесені продуктивні “чорноземні” горизонти на малопродуктивні солончакуваті, глейові, злиті природні ґрунти. Такі штучні ґрунти нами віднесені до сімейства агроземів з виділенням зернистих і ясногумусових типів. Останні, з нешаруватою будовою, віднесені до типових, а з ознаками двочленності — позначаються як створені на відповідних ґрунтах (див. табл. 3.2).

3.3. Факторно-еволюційна модель заплавного ґрунтоутворення

Географія ґрунтів, побудована тільки на твердофазних моделях (назвах ґрунтів), неспроможна сьогодні відобразити накопичену інформацію і потребує диференціації на: базову, класичну географію ґрунтів; географію структур ґрунтового покриву; географію внутрішньоґрунтового функціонування (режиму розчинів, водно-сольового режиму й ін.); географію ґрунтів як середовища життя; географію біологічних і біосферних функцій ґрунтів; географію ґрунтів як резервуарів біосфери (запасів азоту, фосфору, легкорозчинних солей і ін.); географію компонентів ґрунтів (гумусового стану, окисно-відновного режиму, солонцюватості); географію факторів ґрунтоутворення або ґрунтоутворюючих потенціалів природних

факторів; географію ґрунтових процесів; географію природної й антропогенної еволюції ґрунтів (В.О. Таргулян, 1999¹). В даний час для багатьох запропонованих розділів географії ґрунтів відсутні стандартні методи й узгоджена термінологія.

Заплавні ґрунти являють собою динамічні утворення, і питання їх діагностики, класифікації та картографування завжди розглядалися разом із поняттям еволюції. Розвиток заплавних і дельтових ландшафтів допускає поступове зниження ролі гідрологічного чинника й усе більш активну участь зональних умов. Вперше найбільш детальну схему розвитку заплавних ґрунтів степової зони розробив І.М. Крашенінніков [108]. Основна ідея його роботи зводиться до того, що при зниженні базису ерозії відбувається зміна ґрунтів від заболочених через солонці і солончаки до остеповілих. Подібної точки зору притримувався Л.І. Йозефович [77], який вважав, що напрямок еволюції заплавних ґрунтів зумовлено посиленням впливу зональних умов і зменшенням їх гідроморфності. Б.Б.Полинов [208] виділив ряд розвитку ґрунтів: озера, стариці, мулувате болото → болотно-лучні ґрунти → лучні солончакові → лучні солонцюваті → солонці → солончакові солонці → солончаки на солонцях → лучні вилуговані ґрунти. Тою чи іншою мірою часовий тренд через еволюцію території і рослинності покладений в основу діагностики лучних ґрунтів багатьма іншими дослідниками [39, 60, 118, 201, 203, 218, 235, 240, 244, 247, 263].

Останнім часом проробляється поняття “ґрунтоутворюючий потенціал природного фактора” (ГППФ), яке було запропоноване і обґрунтоване С.О. Шобою, М.І. Герасимовою, В.О.Таргуляном [274]. ГППФ — ґрунтоутворюючий потенціал клімату і біоти, материнської породи, рельєфу — визначається як здатність формувати з будь-якого твердофазного субстрату ґрунтового тіла та ґрунтового покриття з певними характеристиками. Раніше, в концепції просторово-часової організації ґрунтового покриття, яка запропонована Є.Н. Красехою [107], структура ґрунтового покриття (СГП) розгляд далася не статичною сукупністю

¹ Доповідь на міжнародній конференції “Генеза, географія та екологія ґрунтів”/ Львів, 16–18 вересня 1999 року.

ареалів, а “як форма існування великої кількості об’єктів (систем), зв’язаних потоками речовин та енергії ...”, де “люба типологічна одиниця СГП має впорядковану у просторі і часі безліч станів” [107, с. 50]. Концепції ГППФ і просторово-часової організації ґрунтового покриву можна об’єднати в одну модель факторно-еволюційної організації ґрунтового покриву заплав рік.

Структура ґрунтового покриву в заплавах річок зумовлюється як еволюцією ґрунтів при зміні факторів ґрунтоутворення (наприклад, трансформація алювіальних глейземів в алювіальні злитоземи при природній або антропогенній аридизації території), так і закономірною просторовою неоднорідністю чинників ґрунтоутворення в заплаві (неоднорідністю рельєфу, гранулометричного складу відкладів тощо).

Певна структура ГППФ здатна сформувати динамічно збалансовані і стійкі за функціонуванням ґрунтового тіла, квазірівноважний стан яких може бути порушений при зміні одного із факторів ґрунтоутворення, як, наприклад, при зрошенні лучноземів мінералізованими водами рік. Видозмінений комплект ГППФ реалізується через зміну ґрунтоутворюючих процесів в придбанні ґрунтами нових властивостей, що можуть суттєво порушувати їх попередні характеристики.

Отже, опис ґрунтового покриву заплав з вирішенням питань прогнозування його зміни доцільно провадити на основі тривимірної факторно-еволюційної моделі його організації. Запропонована модель (рис. 3.8) є упорядкованою сукупністю парагенетичних ґрунтових індивідуумів (об’єднаних у парагенетичні ряди долинно-заплавного ґрунтоутворення), розвиток яких зумовлений динамічним комплексом елементарних ґрунтових процесів, що діють при певному сполученні ГППФ, змінних у просторі і часі. Літогенний ряд заплавного ґрунтоутворення визначається геоморфолого-літологічною будовою заплав і через це відображає відносно сталі фактори ґрунтоутворення та характеристики ґрунтового покриву, а його опис можливий на основі моделі “стабільна структура ГППФ — ґрунтові процеси — ґрунт”. У таких моделях при умовно стабільних факторах середовища можлива трансформація ґрунтів за принципом аутометаморфози (розвитку ґрунтів при стабільних факторах ґрунтоутворення); вірогідна аутометаморфоза компонентів і складу СГП, “потоків”, границь та форм на основі циклічних процесів у ґрунтах і в цілому у ландшафті [109]. Галоморфний та гідроморфний ряди заплавного ґрунтоутворення об’єднують характеристики ґрунтового покриву, трансформація яких обумовлена циклічними або поступальними змінами факторів

середовища. Найбільш дієвим фактором, який спричиняє параметаморфоз заплавної ґрунтів, є трансформація гідрологічних умов, що віддзеркалюються в характеристиках сольового профілю, профілю окисно-відновного режиму, особливостях глеєутворення, розвитку злитості.

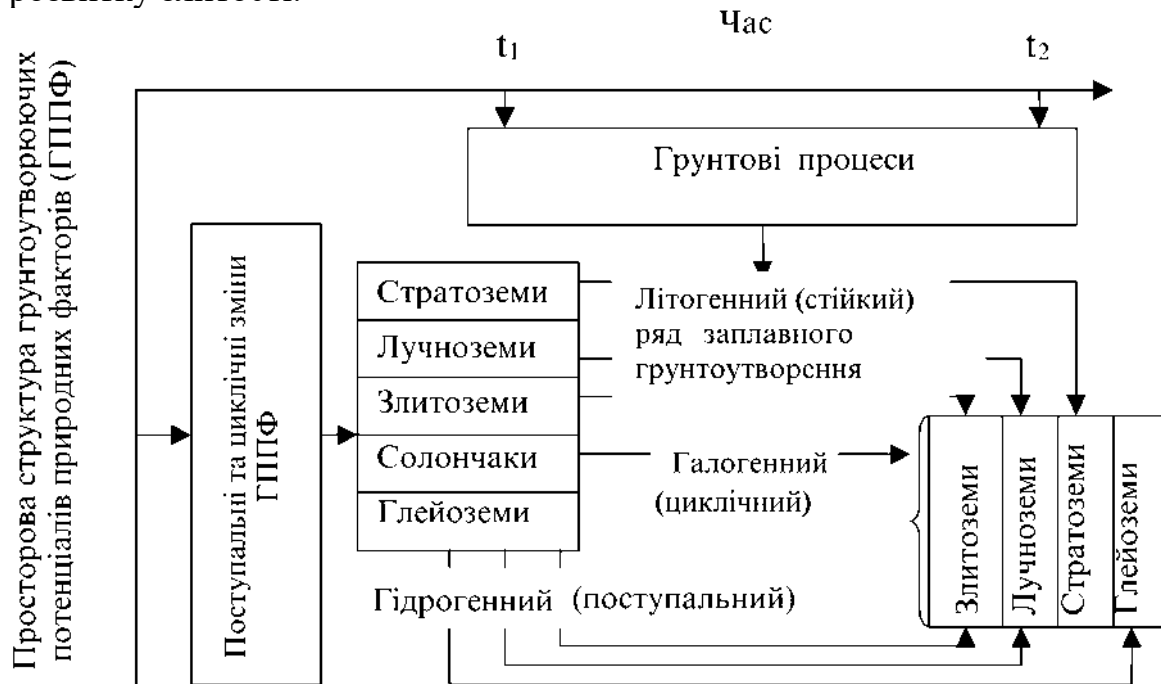


Рис. 3.8. Факторно-еволюційна модель заплавної ґрунтоутворення

Ґрунтоутворення в заплавах рік ускладнюється вираженою в часі циклічною динамікою природних факторів. Можуть циклічно змінюватися такі фактори, як рівні підґрунтових вод і умови дренажу території, алювіально-заплавний процес. У таких умовах формуються нестійкі ґрунти з великим потенціалом метаморфізму. Найбільш поширеними аналогами “циклічних” ґрунтів є алювіальні засолені ґрунти, які в разі зміни гідрологічних характеристик долини річки, а в деяких випадках і погодних умов, змінюють ступінь засолення.

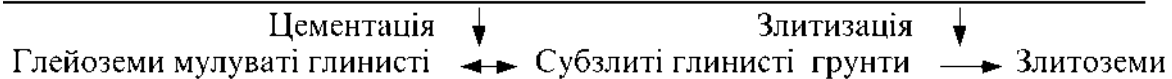
Зв’язки у моделі “динамічна структура ГППФ — ґрунтові процеси — ґрунти” можуть вивчатися не тільки на основі понять структури ґрунтового покриву і ґрунтової (просторової) катени, що відображають на практиці (при картографуванні) сталі закономірності географії ґрунтів. Зручним інструментом може бути поняття “ґрунтова часова катена — ГЧК”, яке дозволить аналізувати еволюцію ґрунтів,

зумовлену чинником їх міжстадійного метаморфізму через зміни, у першу чергу, гідрологічних умов у заплаві.

ГЧК являє собою певний ґрунтовий ареал, де циклічно або поступально ґрунти змінюються таким чином, що виникає необхідність зміни їх класифікаційної належності.

Доцільно виділяти “циклічні ГЧК”, коли через певні відрізки часу відтворюються декілька ґрунтів (класифікаційних одиниць). Прикладом циклічних ГЧК у заплавах рік Причорномор’я можуть бути ареали, де чергуються в часі глейоземи ясногумусові солончакові і солончаки ясногумусові глейові. Також пропонується виділяти “поступальні ГЧК”, в яких при певних циклічних процесах формуються ґрунти з новими стійкими властивостями і відтворення початкових ознак неможливе при збереженні даного комплексу факторів ґрунтоутворення. Прикладом поступальної ГЧК може бути “злитоморфна ГЧК”, яка складається із стадій: глейоземів алювіальних мулуватих потужних, глейоземів мулуватих субзлитих (осушувані глейоземи, що періодично пересихають і ущільнюються, але не мають основних рис будови типових злитоземів), глейоземів зливо-криптоглейових глинистих і злитоземів:

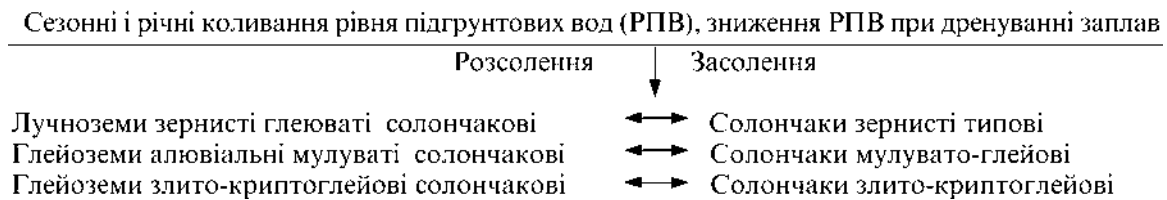
Природне або штучне осушення озер, лиманів, стариць із глинистим алювієм



Злитоморфні ГЧК, що мають найбільш специфічні характеристики, займають від’ємні форми рельєфу — здебільшого пересихаючі стариці із глинистим за гранулометричним складом алювієм. При осушенні заправ відзначені стадії розвитку, особливо перехід глейоземів алювіальних мулуватих в субзлиті ґрунти, які можуть мати короткий “характерний” час — декілька років. Осушувані субзлиті глинисті ґрунти також за невеликий проміжок часу — за 8–10 років — набувають багатьох ознак природних злитоземів.

Циклічність факторів соленакопичення через сезонні зміни рівня і мінералізації підґрунтових вод, а також промивної дії атмосферних опадів може бути причиною суттєвої трансформації ґрунтового покриву у зв’язку із зміною ступеня засолення ґрунтів (зміною класифікаційної приналежності ґрунтів). Окремими ареалами доцільно виділяти лучно-солончакові і глейово-солончакові ГЧК, в яких

періодично з'являються солончаки. За звичай в солончаки переходять глейоземи солончакові та лучноземи зернисті глеюваті солончакові:



Подальший аналіз факторно-еволюційної моделі заплавного ґрунтоутворення в її теоретично-прикладному значенні дозволяє сформулювати поняття “*потенціал ґрунтоутворення*” і “*географія потенціалів ґрунтоутворення*”.

Потенціал ґрунтоутворення — це прогнозний квазірівноважний стан ґрунтів, який відобразить припустиму зміну факторів ґрунтоутворення. Наприклад, в заплавах річок Причорномор'я можливі такі прогнозні моделі ґрунтів:

- ґрунти потенційно зліті в умовах контрастного гідротермічного режиму;
- ґрунти потенційно засолені (солончакуваті, солончакові) при каналізації річищ в умовах недостатнього природного промивання;
- ґрунти потенційно солонцюваті в умовах зрошення мінералізованими водами;
- ґрунти потенційно розсолені в умовах зниження рівня підґрунтових вод.

При цьому можливі багатоваріантні моделі в залежності від характеристик системи “фактори ґрунтоутворення — ґрунтові процеси — ґрунти”.

Дослідженнями встановлено, що при зміні певного фактора, наприклад при зниженні рівня підґрунтових вод, швидкість і напрямок трансформації ґрунтів визначаються еволюційними потенціалами їх окремих ознак та властивостей — *осібними еволюційними потенціалами*. В свою чергу, осібні еволюційні потенціали залежать від генетичних особливостей, характеристик складу і властивостей ґрунтів, стадії їх розвитку. Так, у легких за гранулометричним складом ґрунтах час релаксації деяких динамічних ознак до нового стану факторів ґрунтоутворення значно менший, ніж у важких. В усіх ґрунтах більш консервативні властивості — вміст гумусу, карбонатів та інші —

трансформуються (наприклад, при меліорації) досить повільно і їхня зміна не виходить за межі колишніх таксономічних одиниць.

Отже, потенціал ґрунтоутворення при прогресивній зміні структури ГППФ визначається особливими еволюційними потенціалами комплексу властивостей і режимів ґрунту.

На підставі запропонованих понять уявляється можливим розроблення прогнозних картограм, які б могли включати контури імовірних ґрунтових тіл у випадку реалізації тих або інших проектів зміни чинників ґрунтоутворення. Концепція потенціалу ґрунтоутворення і особливих еволюційних потенціалів дозволяє використати в прогнозних моделях еволюції СГП принципи геоінформаційних технологій.

Розділ 4

ГАЛОГЕНЕЗ У ДОЛИНАХ МАЛИХ І СЕРЕДНІХ РІЧОК ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я

Галогенез — це спрямований ландшафтно-геохімічний процес, в результаті якого відбувається акумуляція у ландшафті легкорозчинних солей [42]. Різносторонні процеси і умови сприяють різноманітним формам прояву галогенезу, призводять до формування багатьох типів і різновидів засолених ґрунтів, що мають не тільки різні властивості, але й потребують меліорацій різними методами і засобами [2, 10, 13, 33, 48, 72, 173, 235, 258, 281]. У субаридних та аридних ландшафтах степів, напівпустель і пустель галогенез місцями є основним ландшафтоутворюючим геохімічним процесом [42].

Всього у світі засолені ґрунти займають площу понад 950 млн. га, і їх вивчення має давні традиції у ґрунтознавстві [223]. Класичними є праці В.А. Ковди [92–97], І.М. Антипова-Каратаєва [3], Г.С. Гриня [48], В.В. Єгорова [62], О.Н.Соколовського [241], Н.І. Базилевич і О.І. Панкової [10, 190], Е. Bresler, В.Л. McNeal, D.L. Carter [281] та інших.

Узагальнюючи роботи, що присвячені питанням походження, накопичення і перерозподілу солей, географії сольових акумуляцій і боротьби з засоленням ґрунтів, можна відзначити такі основні причини соленакопичення і якісної диференціації засолення:

— основною причиною утворення солей у ґрунтах і підґрунті є виділення їх в результаті звітрювання мінералів магматичних порід і міграції у верхні шари літосфери. Вторинними факторами є давні відкладення, що містять солі, підтік мінералізованих підземних вод, продукти мінералізації органічних решток рослин, повітряний солепереніс (імпульверізація);

— нагромадження солей у підґрунтових водах і ґрунтах певної території визначається сукупністю фізико-географічних умов, екзо- і ендегенними процесами. Засолені землі, перш за все, поширені в областях із спекотним, сухим кліматом і умовами недостатнього природного дренажу території при близьких до денної поверхні мінералізованих підґрунтових водах. До найбільш засолених відносяться землі заплав і, особливо, гирлових областей рік; в межах

досліджуваного регіону своєрідності соленакопичення в долинах річок визначилися не тільки посушливістю клімату, рівнинністю, локальною безстічністю і недостатнім дренаванням, але й епейрогенічними рухами земної кори і морськими інгресіями, що утворили гирла затоплення [48, 271];

— основним джерелом солей при утворенні засоленних ґрунтів є близькі до денної поверхні підґрунтові води, мінералізація і рівень яких визначають як ступінь, так і тип засолення ґрунтів. Переміщення солей у системі “підґрунтові води — ґрунти” відбувається переважно у формі водних розчинів і, меншою мірою, шляхом так званої “спрямованої кристалізації солей” [51, 189, 223]; мають значення біологічний, еоловий і водно-ерозійний колообіги солей, процеси дифузії солей, сепарація іонів за їхньою вагою, обмінні реакції в ґрунтах, діяльність живих організмів.

Взаємодія різних факторів і процесів зумовлює існування районів, областей і провінцій із характерними типами соленакопичення, з властивими їм стадіями соленакопичення, з агромеліоративними особливостями освоєння і використання ґрунтів.

Вміст солей та їхній склад у підґрунтових водах і ґрунтах є, в загальних рисах, величинами випадковими. Вони залежать від впливу великої кількості факторів, які, у свою чергу, можуть бути функцією інших чинників-умов. Проте існують єдині закономірності формування сольового складу підґрунтових вод і ґрунтів. Насамперед, склад солей та їхня кількість перебувають в динамічній рівновазі і визначаються як внутрішніми властивостями хімічних елементів (міграційною здатністю, розчинністю), так і зовнішніми умовами.

Дослідженнями встановлено, що якісні типи соленакопичення у ґрунтах і водах залежать від кількісного фактору, тобто від збільшення концентрації солей. Підкреслюючи існування певної закономірності між кількістю і складом солей у природних сольових акумуляціях, В.А.Ковда [94, 95] виділяє декілька стадій соленакопичення; початковою стадією у ґрунтах є содове засолення, що змінюється содово-сульфатним і сульфатним (спочатку кальцієвим, а потім натрієвим) і надалі сульфатно-хлоридним і хлоридним (натрієвим і кальцієвим) засоленням.

У долинах рік динаміка солевмісту визначається в основному процесами, що відбуваються у системі “вододіл–схил–заплава”. У зв’язку з цим сольовий склад, ступінь засолення заплавної ґрунтів і мінералізація підґрунтових вод, визначаючись умовами дренавання

території, кліматом місцевості, внутрішніми властивостями геохімічних елементів, мають чітко виражений географічний характер. Заплави верхньої течії рік краще дреноються і мають належні умови для посилення міграції геохімічних елементів і їхнього “скидання” за межі ландшафту. У середній і, особливо, у нижній течіях рік рівень дронування різко погіршується і виникають сприятливі умови для засолення ґрунтів.

Питанням галогенези ґрунтів і підґрунтя України, у тому числі південно-західної її частини, присвячений ряд змістовних праць [48, 49]. Проте регіональні особливості географії засолених гідроморфних ґрунтів, їхні водно-сольові режими і особливості соленакопичення, кореляційні зв'язки в системі “підґрунтові води — ґрунти” у науковій літературі освітлені недостатньо.

Досліджувана педогалохімічна область знаходиться в межах Дністерсько-Дніпровської, Причорноморської середньостепової і Причорноморсько-Приазовської сухостепової провінцій, і простягається смугою від р. Дунай до р. Південний Буг. Кліматичні умови, геоморфологія території, наявність солевмістних, переважно дочетвертинних морських, осадових порід, мінералізованих підземних вод, близькість моря (солених лиманів) сприяють тут поверхневому соленакопиченню. Але з основних шляхів засолення ґрунтів і четвертинних відкладень півдня України (за Г.С. Гринем [49] їх чотири: 1) континентальне соленакопичення, 2) імпульверізація солей, 3) біологічне соленакопичення, 4) акумуляція солей за рахунок їхнього надходження із солевмістних відкладень) найбільш вагомим є переніс солей із солевмістних геологічних структур.

Південний захід України відноситься до хлоридно-сульфатної області соленакопичення [96, 101]. На вододільних просторах у лесових ґрунтах і підґрунті домінує залишково-акумулятивний, рідше акумулятивний тип сольових профілів із яскраво вираженими ознаками розсолення у верхній частині і сольовими максимумами із глибини 3–10 м. Сольовий склад лесових порід достатньо однорідний; в акумулятивних шарах домінують сульфати магнію і кальцію, а в міжакумулятивних — сульфати натрію [49].

Методичною основою досліджень проявлення галогенезу у долинах річок послужив поєднаний ландшафтно-геохімічний аналіз вмісту і закономірностей накопичення солей у підґрунтових водах і ґрунтах заплав різних геоморфологічних районів, а в межах останніх — різних областей течій середніх річок і окремо малих річок.

4.1. Закономірності географії та динаміки мінералізації і складу солей у підґрунтових водах

Нагромадження солей і їх якісний склад у гідроморфних ґрунтах залежать, головним чином, від мінералізації і глибини залягання підґрунтових вод [71, 94, 95, 100, 127, 171, 235, 246, 260, 272, 281].

Підґрунтові води долинних ландшафтів — долинно-гірлових і долинно-річкових — північно-західного Причорномор'я мають широкий діапазон мінералізації. Є прісні й слабомінералізовані, повсюдно поширені середньо- і сильномінералізовані, зустрічаються також розсоли з концентрацією солей до 50–70 г/л. Істотно коливаються і якісні характеристики засолення підґрунтових вод.

Залежність між мінералізацією підґрунтових вод і їхнім іонним складом, що є природною закономірністю, в заплавах малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я має такі особливості (табл. 4.1, 4.2; рис. 4.1).

При мінералізації до 2 г/л підґрунтові води — хлоридно-гідрокарбонатні або сульфатно-гідрокарбонатні. Переважаючим катіоном у цьому діапазоні є магній, який у деяких досліджуваних точках поступається натрію. Кальцій-іон практично завжди є залежним. Подальше зростання мінералізації підґрунтових вод зумовлює більш виразну закономірність у співвідношенні іонів. У діапазоні мінералізації 2–3 г/л підґрунтові води здебільшого сульфатно-хлоридні зі схожим на попередній діапазон співвідношенням катіонів. Але перевага кальцієво-натрієвого типу засолення за середнім вмістом іонів все ж зустрічається в меншій кількості випадків. Більшість випробуваних точок мали кальцієво-натрієво-магнієвий тип при практично рівній долі натрію і магнію.

Середньо- і сильномінералізовані води заплав малих і середніх річок мають найбільше поширення. В інтервалі 3–22 г/л (67% усіх досліджуваних проб) вони мають хлоридно-сульфатний магнієво-натрієвий склад. Наприкінці цього діапазону зростає доля хлор-іона, який при подальшому зростанні мінералізації (особливо після 35 г/л) різко переважає над сульфатом. Ропні підґрунтові води, що зустрічаються в солончакових комплексах лимано-гірлових ландшафтів середніх річок, мають натрієво-сульфатно-хлоридний склад із граничним співвідношенням Cl^- / SO_4^{2-} — трохи більшим за 0,2.

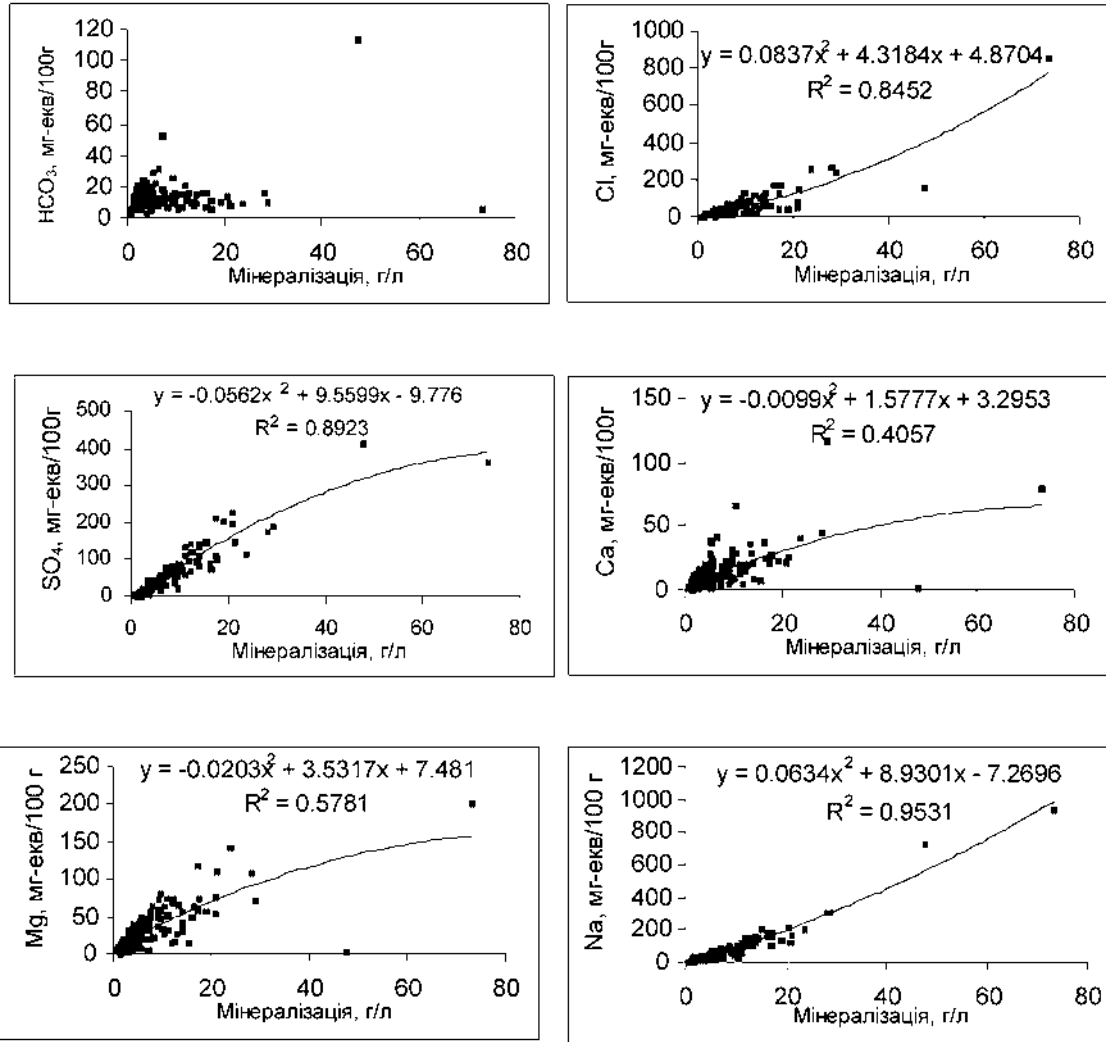


Рис. 4.1. Залежність між мінералізацією і вмістом основних іонів у підґрунтових водах заплава малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я (n = 157)

За трендовим аналізом підґрунтови води із хлоридним типом засолення повинні мати мінералізацію понад 115 г/л, але такі нам не зустрічалися.

Дослідження у заплавах окремих малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я виявили деякі індивідуальні особливості соленакопичення. Підґрунтови води середньої течії р. Когильник у межах північного (високого) геоморфологічного рівня західного Причорномор'я відзначаються підвищеною (порівняно з нижньою течією) сульфатністю. Цей іон є головним у вивченому діапазоні мінералізації від 3 до 50 г/л, але усе ж сам по собі не перевищує рівня 20 г/л.

Таблиця 4.1

Комплекти типів засолення підґрунтових вод у заплавах малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я

| Заплави річок | Тип засолення | Діапазон соленакопичення, г/л | Максимальне накопичення іонів, г/л | Примітка |
|--|---|---|---|---|
| Всі досліджувані | За регресійно-трендовим аналізом: Cl < HCO ₃ – Ca < Mg HCO ₃ < Cl – Ca < Mg SO ₄ < Cl – Na < Mg Cl < SO ₄ – Mg < Na Cl < SO ₄ – Na SO ₄ < Cl – Na | < 1,5 1,5-2,0 (2,2) 2,0-3,0 (2,6) 3,0-22,0 22,0-35,0 >35,0 (35-74) | SO ₄ – 19,0 Mg – 1,8 Ca – 1,5 | Переважаючи за кількістю випадків типи засолення в діапазонах: Cl ≤ SO ₄ < HCO ₃ - Ca < Na ≤ Mg SO ₄ ≤ Cl < HCO ₃ - Ca < Na ≤ Mg SO ₄ < Cl – Ca < Na ≤ Mg Cl < SO ₄ – Mg < Na SO ₄ ≤ Cl – Na SO ₄ < Cl – Na |
| Малий і Великий Куяльники | SO ₄ < HCO ₃ – Ca < Mg Cl < SO ₄ – Na < Mg SO ₄ < Cl – Mg < Na | < 1,5 1,5-3,0 >3,0 (3,0-30) | Mg – 1,26 | В нижній течії підвищений вміст Ca, Mg, Cl відносно середніх значень |
| Когильник (нижня течія) | Cl < SO ₄ – Na < Mg Cl < SO ₄ – Mg < Na Cl < SO ₄ – Na SO ₄ < Cl – Na | 2,4-4,0 4,0-14,0 14,0-26,0 >26,0 (26-74) | SO ₄ – 17,3 Mg – 2,5 Ca – 1,0 | В нижній течії підвищений вміст Na і Cl відносно середніх значень |
| Когильник (середня течія) | SO ₄ < HCO ₃ – Mg < Na Cl < SO ₄ – Mg < Na Cl < SO ₄ – Na | <3,0 3,0-15,0 >15,0 (15-50) | SO ₄ – 19,8 (за трендом до 25) Cl – 5,5 | В середній течії підвищений вміст SO ₄ відносно значень в нижній течії |
| Малі річки Барабой, Алкалія, Б.Карпово і ін. | Cl ~ SO ₄ < HCO ₃ – Mg < Na Cl < SO ₄ – Ca < Na Cl < SO ₄ – Mg < Na | <2,5 (2,0) 2,5 – 6 (5,5) > 6,0 (6-10) | | Характеризуються порівняно незначною мінералізацією |

Таблиця 4.2

Середні значення концентрації іонів (мг-екв/л) за діапазонами соленакопичення у підґрунтових водах заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я (n = 165)

| Діапазон соленакопичення, г/л | Кількість проб | Середня мінералізація, г/л | HCO ₃ ⁻ | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ |
|-------------------------------|----------------|----------------------------|-------------------------------|-----------------|-------------------------------|------------------|------------------|-----------------|
| Менше 1,5 | 11 | 1,1 | 8,0 | 4,8 | 5,6 | 2,9 | 9,1 | 5,4 |
| 1,5-2 | 18 | 1,8 | 12,1 | 9,1 | 7,9 | 5,0 | 11,0 | 13,5 |
| 2-3 | 21 | 2,5 | 12,7 | 13,4 | 14,6 | 7,4 | 12,6 | 17,2 |
| 3-22 | 110 | 7,7 | 13,1 | 45,9 | 59,8 | 14,7 | 33,9 | 64,1 |
| 22-35 | 3 | 26,6 | 12,2 | 253,9 | 161,8 | 67,3 | 107,1 | 270,1 |
| 35-73 | 2 | 60,5 | 5,9 | 503,9 | 386,7 | 40,5 | 102,2 | 827,4 |

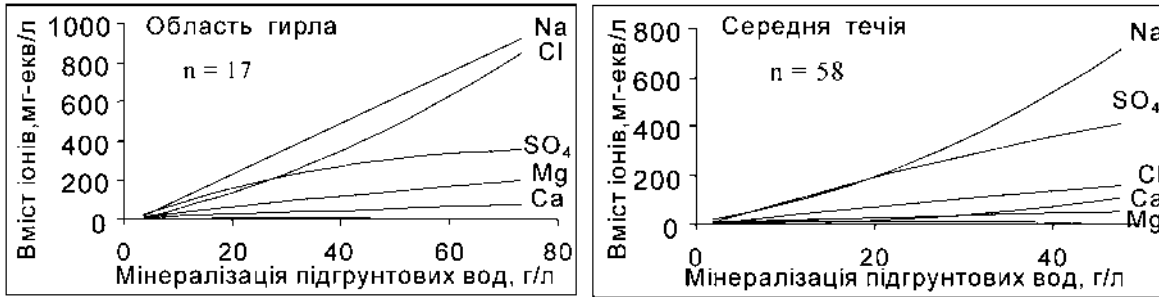
Зростання вмісту Cl-іона в цій області р. Когильник не носить прогресивного характеру, і при максимальних значеннях мінералізації вод його кількість не більша за 5,5 г/л. У середній течії також помітна деяка перевага Na-іона над магнієм у порівнянні із нижньою течією цієї річки.

Підґрунтові води заплави пониззя р. Когильник у межах верхньопліоценової тераси лівобережжя Дунаю й узбережжя Чорного моря відносно більш мінералізовані (мінімальна мінералізація, що визначена нами, дорівнювала 2,4 г/л, а максимальна — 73,3 г/л). Тут до рівня мінералізації 6 г/л води мають хлоридно-сульфатний, в основному, магнієво-натрієвий склад. При подальшому концентруванні підґрунтових вод вони стають сульфатно-хлоридно-натрієвими (рис. 4.2).

Безумовно, підвищена хлоридність підґрунтових вод заплав нижньої течії річок спричинена як більшою рухливістю хлору-іона і натрію в порівнянні із сульфатними солями, так і більш сприятливими умовами соленакопичення — меншим дренаванням гирлових областей, близькими до земної поверхні рівнями підґрунтових вод, меншою величиною коефіцієнта зволоження, близькістю моря, більш важким гранулометричним складом алювіальних відкладень.

Підґрунтові води заплав Великого і Малого Куяльників, розташованих на Дністерсько-Бузькій лесовій рівнині, в середньому менше мінералізовані (поширені концентрації — 5–7 г/л) і характеризуються трьома типами соленакопичення — сульфатно-гідрокарбонатним (мінералізація менше ніж 1,5 г/л), хлоридно-

сульфатним натрієво-магнієвим (1,5–3 г/л) і сульфатно-хлоридним магнієво-натрієвим із мінералізацією більшою ніж 3 г/л. У порівнянні із Західно-Причорноморською рівниною підгрунтові води нижнього плину середніх річок на схід від Дністра характеризуються підвищеним вмістом кальцію і магнію і, особливо, Cl-іона, що стає домінуючим уже на початку діапазону середньомінералізованих вод. Зауважимо, що в нижньому плині р. Когильник хлориди переважають при мінералізації, яка перевищує значення 26 г/л, а в усьому досліджуваному регіоні у середньому з 22 г/л (рис. 4.3).



| Область гирла | | Середня течія | |
|-----------------|--|-----------------|--|
| Cl | $y = 0,084x^2 + 5,505x - 1,451$ $R^2 = 0,98$ | Cl | $y = -0,023x^2 + 4,434x - 1,996$ $R^2 = 0,66$ |
| SO ₄ | $y = -0,061x^2 + 9,384x - 3,010$ $R^2 = 0,93$ | SO ₄ | $y = -0,019x^2 + 9,704x - 1,387$ $R^2 = 0,88$ |
| Ca | $y = -0,0013x^2 + 1,030x + 11,112$ $R^2 = 0,80$ | Ca | $y = -0,034x^2 + 1,679x + 0,317$ $R^2 = 0,40$ |
| Mg | $y = -0,008x^2 + 3,243x + 7,896$ $R^2 = 0,92$ | Mg | $y = -0,098x^2 + 4,886x - 6,281$ $R^2 = 0,63$ |
| Na | $y = 12,975x - 32,254$ $R^2 = 0,99$ | Na | $y = 0,216x^2 + 4,229x + 21,822$ $R^2 = 0,94$ |

Рис. 4.2. Залежність між мінералізацією і вмістом переважаючих іонів у підгрунтових водах заплави р. Когильник

Підгрунтові води V-подібних заплав малих річок (Барабой, Алкалія, Ходжидер, Б.Карпово і інші) внаслідок більшого ступеня дренажу мають найменшу мінералізацію; їхній склад закономірно відрізняється змішаним типом при приблизно рівній частці сульфатів і хлоридів і дещо підвищеній частці кальцій-іона (табл. 4.3).

Отже, мінералізація і склад підгрунтових вод заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я є взаємозалежними характеристиками, і особливості їх динамічної рівноваги мають певні географічні закономірності. По окремих заплавам і областям течії

річок варіювання вмісту певного іона у відповідних діапазонах різне. Для усього району досліджень примітним є більш високий ступінь залежності між мінералізацією підгрунтових вод і концентрацією переважаючих іонів — Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ . Наприклад, в області гирла р. Когильник між натрій-іоном і мінералізацією в діапазоні до 73 г/л взаємозв'язок практично функціональний — коефіцієнт кореляції склав 0,996. Величини вмісту Ca^{2+} і Mg^{2+} більш варіативні, а концентрація HCO_3^- у підгрунтових водах не залежить від їх мінералізації.

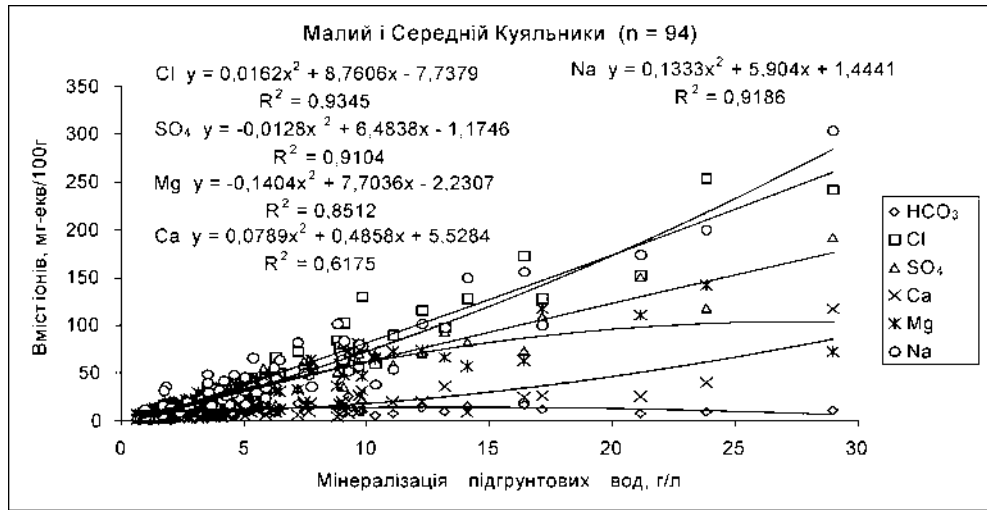


Рис. 4.3. Залежність між мінералізацією і вмістом переважаючих іонів у підгрунтових водах заплавл понизь Малеого і Великого Куяльників

Таблиця 4.3

Взаємозв'язок між мінералізацією (x, г/л) і вмістом провідних іонів (y, мг-екв/ 100 г ґрунту) у підгрунтових водах заплавл малих річок (Барабой, Б. Карпово, Алкалія, Хаджидер)

| Іон | Лінія тренду | Достовірність апроксимації |
|------------------|----------------------------------|----------------------------|
| Cl^- | $y = 0,227x^2 + 4,537x + 0,651$ | $R^2 = 0,970$ |
| SO_4 | $y = 7,430x - 3,962$ | $R^2 = 0,950$ |
| Ca^{2+} | $y = 3,241x + 6,238$ | $R^2 = 0,542$ |
| Mg^{2+} | $y = 5,664x - 3,610$ | $R^2 = 0,823$ |
| Na^+ | $y = 0,0789x^2 + 5,200x + 1,950$ | $R^2 = 0,958$ |

Отже, діапазони мінералізації за деякими іонами є досить чіткими, а за іншими характеризуються неоднозначними параметрами. Звичайними є змішані (різні) типи соленакопичення в слабомінералізованих підгрунтових водах і змінний характер співвідношення іонів кальцію і магнію для вод широкого діапазону мінералізації.

4.2. Типи соленакопичення у ґрунтах

Соленакопичення у ґрунтах визначається не тільки впливом підґрунтових вод — їхньою глибиною залягання і типом засолення, — але і рядом інших причин: гідротермічними умовами, умовами дренажу місцевості, водопроникністю ґрунтів і їх окисно-відновним режимом, типом рослинності, властивостями солей тощо [34, 76, 87, 94, 95, 97, 127, 177, 234, 242, 251].

Більшість дослідників стверджує, що накопичення солей у ґрунтах зумовлене сучасними процесами випару плівково-капілярних розчинів, що мігрують від підґрунтових вод. Допускається можливість підняття сольових розчинів із глибини 8–9 м [62, 94, 95, 174, 255]. Втім було відзначено, що в степових і напівпустельних умовах вихідні запаси солей у ґрунтах часто безпосередньо не залежать від глибини і мінералізації підґрунтових вод. Так, у Південному Заволжжі рівнозначні запаси легкорозчинних солей відзначені і при близьких (3–4 м), і при більш глибоких (6–7 м) підґрунтових водах. При цьому підґрунтові води при рівному ступені засолення ґрунтів інколи мають різну мінералізацію, що може вказувати на залишкові форми соленакопичення у ґрунтах [71].

Відомо, що процеси накопичення солей у ґрунтах також мають стадійний характер, і це зумовлює виділення регіональних ступеневих типів соленакопичення [94, 95, 260, 279]. Вони не співпадають зі стадіями метаморфізації підґрунтових вод через специфічність процесу засолення ґрунтів — профільну диференціацію солей за ступенем розчинності, підвищену вагу сульфатів тощо.

Дослідження засолених ґрунтів заплавлених малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я виявили досить чіткі фази соленакопичення. В заплавлених ґрунтах слідом за зростанням ступеня засолення виразно змінюється співвідношення між окремими іонами і як наслідок тип засолення. У зв'язку із різноманітністю заплавного ґрунтоутворення в досліджуваному регіоні виявлені декілька комплексів типів соленакопичення, які характеризуються індивідуальними межами стадій соленакопичення і кількістю окремих стадій.

Аналіз взаємозв'язку між складом солей і їх загальним вмістом в 233 сольових максимумах ґрунтів за всіма досліджуваними річками показав різний ступінь залежності для окремих іонів (рис. 4.4).

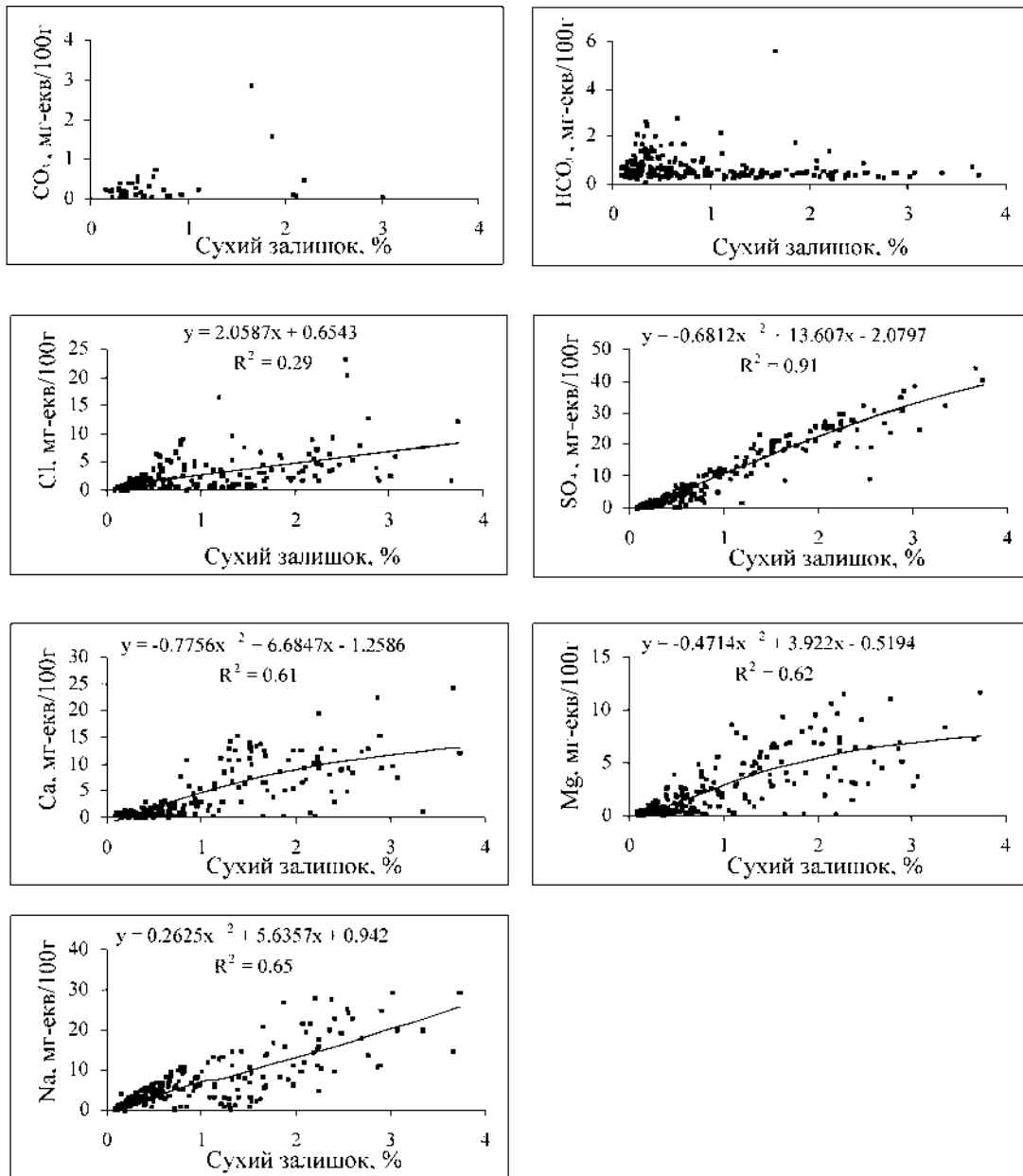


Рис. 4.4. Накопичення основних іонів легкорозчинних солей у сольових максимумах ґрунтів заплавл малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я в залежності від ступеня їх засолення ($n = 233$)

Найбільш висока залежність у ґрунтах виявлена між сумою солей і сульфат-іоном — $R^2 = 0,91$. Взаємовплив між іншими іонами і сумою солей у сольових максимумах менш значний — для Ca^{2+} , Mg^{2+} і Na^+ величина вірогідності апроксимації (R^2) лінії тренду знаходиться -

в межах 0,61 — 0,65. Вміст хлор-іона ще більш варіативний на різних етапах соленакопичення ($R^2 = 0,39$).

Практично відсутня залежність між ступенем засолення ґрунтів і вмістом у сольових максимумах іонів CO_3^{2-} і HCO_3^- . Тільки виразно позначений більш широкий інтервал коливання значень HCO_3^- у ґрунтах із вмістом солей до 0,6–0,8%, що свідчить про можливість в слабозасолених ґрунтах переваги цього іона над іншими. В 233 проаналізованих сольових максимумах відзначено 44 випадки наявності карбонату натрію. В профілі заплавних ґрунтів іон CO_3^{2-} зустрічається також і в горизонтах поза сольовою акумуляцією, зазвичай в слабозасолених, близьких до підґрунтових вод, горизонтах. У відзначених максимумах солей 38 випадків (із 44) появи Na_2CO_3 припадає на солевміст до 1% легкокорозчинних солей.

Аналіз метаморфізації сольового складу ґрунтів при збільшенні їхнього ступеня засолення виявив такі стадії засолення в заплавах малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я:

- 1) змішану (хлоридно-содову і сульфатно-хлоридно-гідрокарбонатну) і
- 2) хлоридно-сульфатну.

З урахуванням трансформації катіонного складу легкокорозчинних солей у ґрунтах заплав вказаних річок виділені чотири стадії соленакопичення; хлоридно-сульфатна додатково поділяється на: 1) змішану — кальцієво (магнієво)-натрієву, 2) кальцієво-натрієву і 3) натрієву (табл. 4.4, 4.5).

Перша стадія (при сумі солей меншій за 0,18%) характеризується в основному перевагою гідрокарбонатних солей і сульфату натрію. Зростання ступеня засолення на другій стадії (0,18 — 0,44%) здійснюється в основному за рахунок збільшення сірчаноокислого натрію і хлористого натрію. Подальше збільшення вмісту цих іонів, а також поява сульфату кальцію і збільшення частки хлориду магнію дозволяє виділити стадію хлоридно-сульфатного кальцієво-натрієвого засолення при вмісті солей 0,44 — 1,85%. Збільшення в сольових максимумах ґрунтів вмісту солей понад 1,85% супроводжується зниженням кількості хлористого натрію, деяким збільшенням хлористого магнію, значним нагромадженням тенардиту — мірабіліту (Na_2SO_4), збільшенням кількості сірчаноокислого кальцію. Ця стадія характеризується також нагромадженням у ґрунтах гіпсу.

Таблиця 4.4

Типи засолення ґрунтів заплав малих і середніх рік північно-західного Причорномор'я

| Заплави | Тип засолення | Діапазон вмісту солей, % | Максимальне (в середньому) накопичення іонів, %* |
|---------------------------------------|--|--------------------------|--|
| Всі досліджувані | 1) Змішаний: SO ₄ :Cl:HCO ₃ (Cl:CO ₃) – Ca~Mg<Na | < 0,18 | Ca – 0.12 Mg – 0.07 Cl – 0.25 |
| | 2) Cl < SO ₄ – Ca = Mg < Na | 0,18-0,44 | |
| | 3) Cl < SO ₄ – Mg < Ca < Na | 0,44-1,85 | |
| | 4) Cl < SO ₄ – 2(Mg+Ca) < Na | > 1,85 | |
| В. і М. Куяльники (n = 52) | 1)Змішаний за аніонами: а) Переважає SO ₄ < HCO ₃ – Ca < Mg б) Переважає Cl < HCO ₃ – Mg < Na | <0.1 <0.2 | Na – 0.30 Cl – 0.42 |
| | 2) SO ₄ < Cl – Mg < Na | 0.2-1.1 | |
| | 3) SO ₄ < Cl – Ca < Na | 1.1-1.4 | |
| | 4) SO ₄ < Cl – Na < Ca | 1.4-2.6 | |
| | 5) Cl < SO ₄ – Ca < Na | >2.6 | |
| Когильник (нижня течія) n= 95 | 1)Змішаний за аніонами: а) Cl < HCO ₃ – Ca < Na б) HCO ₃ < SO ₄ – Ca < Na | < 0.2 0.2-0.6 | Ca – 0.28 Mg – 0.10 |
| | 2) SO ₄ – Na < Ca | 0.6-2.1 | |
| | 3) SO ₄ – Ca < Na | >2.1 | |
| Когильник (середня течія) n= 58 | 1)Змішаний за аніонами: а) Cl < HCO ₃ – Ca < Na (Cl ~>SO ₄) б) Cl < SO ₄ – Ca < Na (Cl ~HCO ₃) | <0.25 0.25-0.5 | Ca – 0.14 Mg – 0.04 Cl – 0.18 |
| | 2) Cl < SO ₄ – Ca < Na | 0.5-1.4 | |
| | 3) SO ₄ – Ca < Na | 1.4-2.0 | |
| | 4) SO ₄ – Na | >2.0 | |
| Малі річки (n = 27) | 1) Cl < HCO ₃ – Na < Ca | <0,1 | |
| | 2) Cl < SO ₄ – Ca < Na | 0.1-1.4 | |

Нижні течії досліджуваних рік відрізняються більш інтенсивним накопиченням у ґрунтах сірчаноокислих солей (сульфатний тип засолення в гирловій частині р. Когильник відзначається вже при 0,6% легкорозчинних солей, у той час як у середньому плині — при соленакопиченні понад 1,4%), а також більш інтенсивним

нагромадженням кальцієвих солей (кальцій-іон має перевагу в інтервалі 0,6–2,1% легкорозчинних солей).

Таблиця 4.5

Середні значення вмісту іонів у горизонтах сольових максимумів ґрунтів заплави річок північно-західного Причорномор'я, мг-екв/100 г ґрунту

| Діапазон вмісту солей, % | Середній вміст солей, % | HCO ₃ ⁻ | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ |
|--------------------------|-------------------------|-------------------------------|-----------------|-------------------------------|------------------|------------------|-----------------|
| < 0,18 | 0,14 | 0,62 | 0,62 | 0,62 | 0,39 | 0,38 | 1,02 |
| 0,18-0,44 | 0,30 | 0,89 | 1,36 | 1,75 | 0,58 | 0,65 | 2,75 |
| 0,44-1,85 | 0,83 | 0,74 | 4,16 | 6,95 | 2,22 | 1,91 | 7,68 |
| > 1,85 | 2,13 | 0,75 | 4,77 | 25,30 | 4,39 | 4,58 | 22,11 |

Сольовий склад ґрунтів заплави середньої течії рік менш динамічний: у слабо- і середньозасолених ґрунтах тип засолення хлоридно-сульфатний кальцієво-натрієвий, у сильнозасолених — сульфатний кальцієво-натрієвий, а при вмісті солей понад 2% — натрієвий (рис. 4.5).

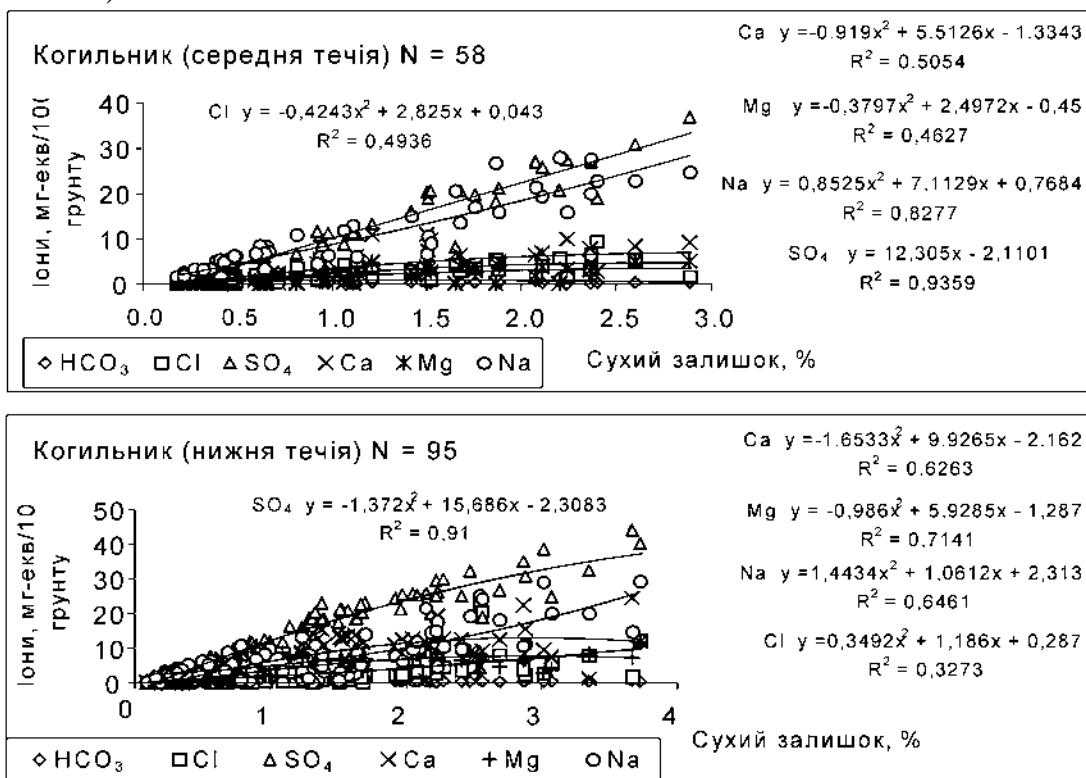


Рис. 4.5. Накопичення переважаючих іонів у сольових максимумах ґрунтів заплави р. Когильник в залежності від ступеня їх засолення

При порівнянні сольового складу ґрунтів східної і західної частини району досліджень спостерігаються індивідуальні для окремих заплави риси соленакопичення. Сольові максимуми у ґрунтах заплави Куяльників відрізняються меншою сульфатністю (при великих ступенях засолення зберігається хлоридно-сульфатний тип і відсутній чисто сульфатний) і більшою динамічністю катіонного складу (рис. 4.6). Тут у складі солей виразніша роль належить кальцію і, особливо, магнію; магнієво-натрієвий тип соленакопичення, рідкісний для заплави ґрунтів західного району, відзначається в заплавах Куяльників при вмісті легкокорозивних солей від 0,1 до 1,4%.

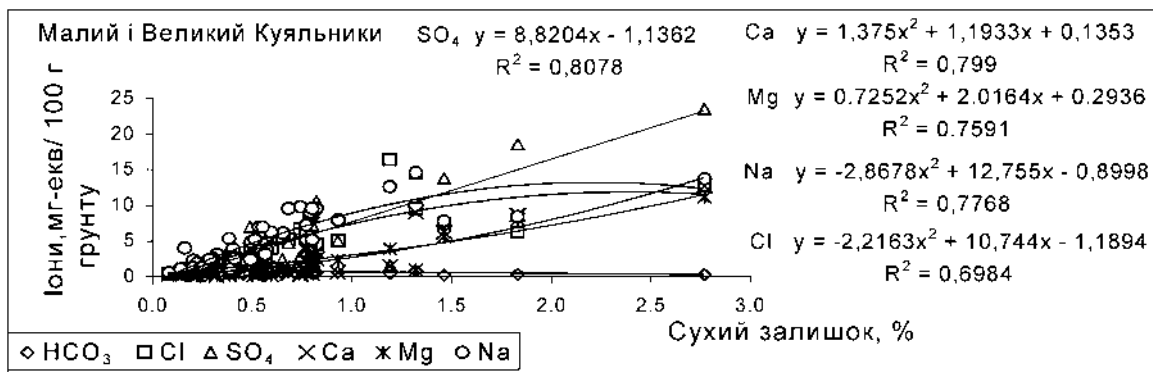


Рис. 4.6. Накопичення переважаючих іонів у сольових максимумах ґрунтів заплави річок Малиго і Великого Куяльників в залежності від ступеня їх засолення

Соленакопичення у ґрунтах малих річок менш виразне. Основні масиви ґрунтів на похилих, порівняно більш дренованих заплавах рік Барабой, Хаджидер, Алкалія та інших мають в сольових максимумах не більше 0,5% легкокорозивних солей. Практично в усьому діапазоні соленакопичення їх тип засолення хлоридно-сульфатний кальцієво-натрієвий (рис. 4.7). Відсутність “легких” ґрунтів, а також значна гумусованість переважаючих тут алювіально-делювіальних і делювіальних лучноземів зернистих, вірогідно, є причиною характерної для заплави малих річок ознаки — значно меншої питомої ваги лужних солей у незасолених родах .

Таким чином як у підґрунтових водах, так і в ґрунтах заплави малих і середніх річок північно-західного Причорномор’я відбувається стадійна трансформація типів засолення і простежуються місцеві особливості соленакопичення. Основним типом соленакопичення для найбільш поширеного діапазону мінералізації підґрунтових вод (3–22

г/л) і звичайних для заплавл слабо-сильнозасолених ґрунтів є хлоридно-сульфатний. При цьому для підґрунтових вод характерний магнієво-натрієвий склад, а для ґрунтів — кальцієво-натрієвий.

Мінералізація підґрунтових вод і відносний вміст хлор- і натрій-іона збільшується вниз за течією рік. В ґрунтах відносна кількість цих іонів збільшується в зворотному напрямку — вверху за течією. При цьому ступінь засолення ґрунтів теж більший в заплавах пониззя рік. Західно-Причорноморська і Дністерсько-Бузька рівнини мають менш виразні відмінності, але все ж у підґрунтових водах і ґрунтах на схід від Дністра в складі солей виявляється більша, у порівнянні із середніми значеннями, питома вага хлоридів.

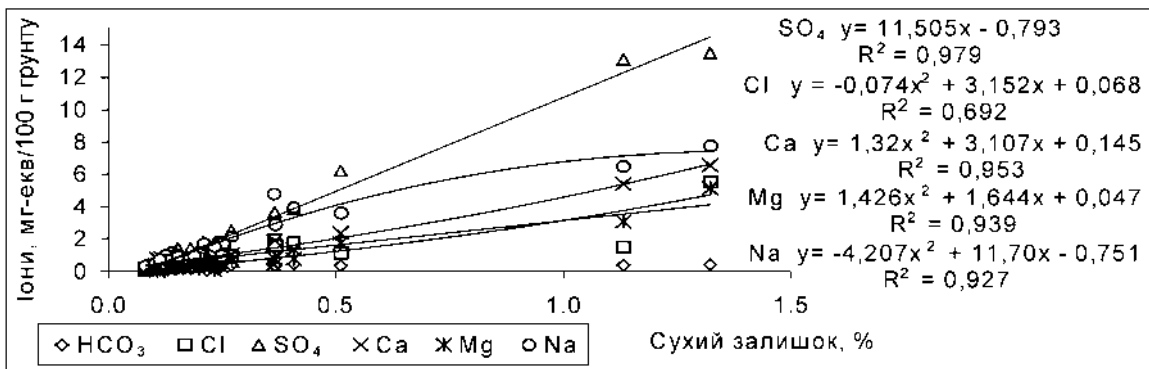


Рис. 4.7. Накопичення іонів легкокорозчинних солей у ґрунтах малих річок північно-західного Причорномор'я в залежності від ступеня їх засолення

Окремою стороною наведених результатів досліджень є можливість одержання за мінералізацією підґрунтових вод і ступенем засолення (сухим залишком) ґрунтів розрахункового складу солей. Враховуючи досить високі коефіцієнти кореляції за основними іонами, розрахунковий метод може бути достатньо надійний, тим паче що показники сольового стану ґрунтів мають досить високі просторову строкатість і динамізм в часі.

4.3. Фактори соленакопичення у заплавлних ґрунтах і підґрунтових водах

З приводу соленакопичення у ґрунтах і підґрунтових водах серед дослідників [32, 173, 260, 272] виявляється схильність перебільшувати роль регіональних геохімічних процесів, керованих геологічними

чинниками, а також враховувати закономірності розвитку ґрунтових профілів, для яких тип хімізму і водно-сольового режиму задані місцевими умовами і можуть значно відхилятися від зональних характеристик.

Процеси соленакопичення у ґрунтах заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я підпорядковуються загальним закономірностям, які встановлені для інших областей. Проте також має місце сильний вплив регіональних і місцевих умов, що видозмінює характер соленакопичення в межах окремих територій.

Найбільш важливими чинниками, що визначають тип і ступінь засолення заплавних ґрунтів, є рельєф, гранулометричний склад алювію і підґрунтові води. При цьому названі фактори, впливаючи на водно-сольовий режим ґрунтів, також зумовлюють один одного. Підвищені ділянки заплав у вигляді грив і положистих бугрів, що зустрічаються в заплавах середніх річок півдня України, представлені здебільшого легкими (супіщано-середньосуглинистими) алювіальними відкладами. Ґрунти низьких місцевостей — стариці, заплавні болота — мають глинистий гранулометричний склад.

Літологічні та геоморфологічні характеристики заплавних ландшафтів чітко визначають і їхню гідрологію. Відносні висоти заплав і форми рельєфу, гранулометричний склад алювію визначають рівні залягання підґрунтових вод (РПВ), сезонну і річну динаміку РПВ, мінералізацію і хімізм засолення підґрунтових вод. У комплексі ці чинники визначають процеси нагромадження і збереження легкокорозчинних солей, гіпсу і вуглекислого вапна, процеси горизонтального перерозподілу солей між ґрунтами поєднань, стійкість водно-сольового режиму до меліоративного впливу. При цьому на фоні контрастних літологічних і геоморфологічних умов у заплавах малих і середніх річок рівень підґрунтових вод і їхня мінералізація можуть у деяких випадках відігравати другорядну роль. При тих самих РПВ, але в умовах різного гранулометричного складу алювію зустрічаються ґрунти сильносолончакуваті і незасолені (рис. 4.8).

Аналіз взаємозв'язку між РПВ і вмістом солей у верхньому (50 см) шарі ґрунтів заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я свідчить, що в умовах близького залягання підґрунтових вод (0,3–1,6 м) зустрічаються як незасолені, так і сильнозасолені ґрунти. Тільки при РПВ глибше 2–2,2 м у верхніх шарах утримується

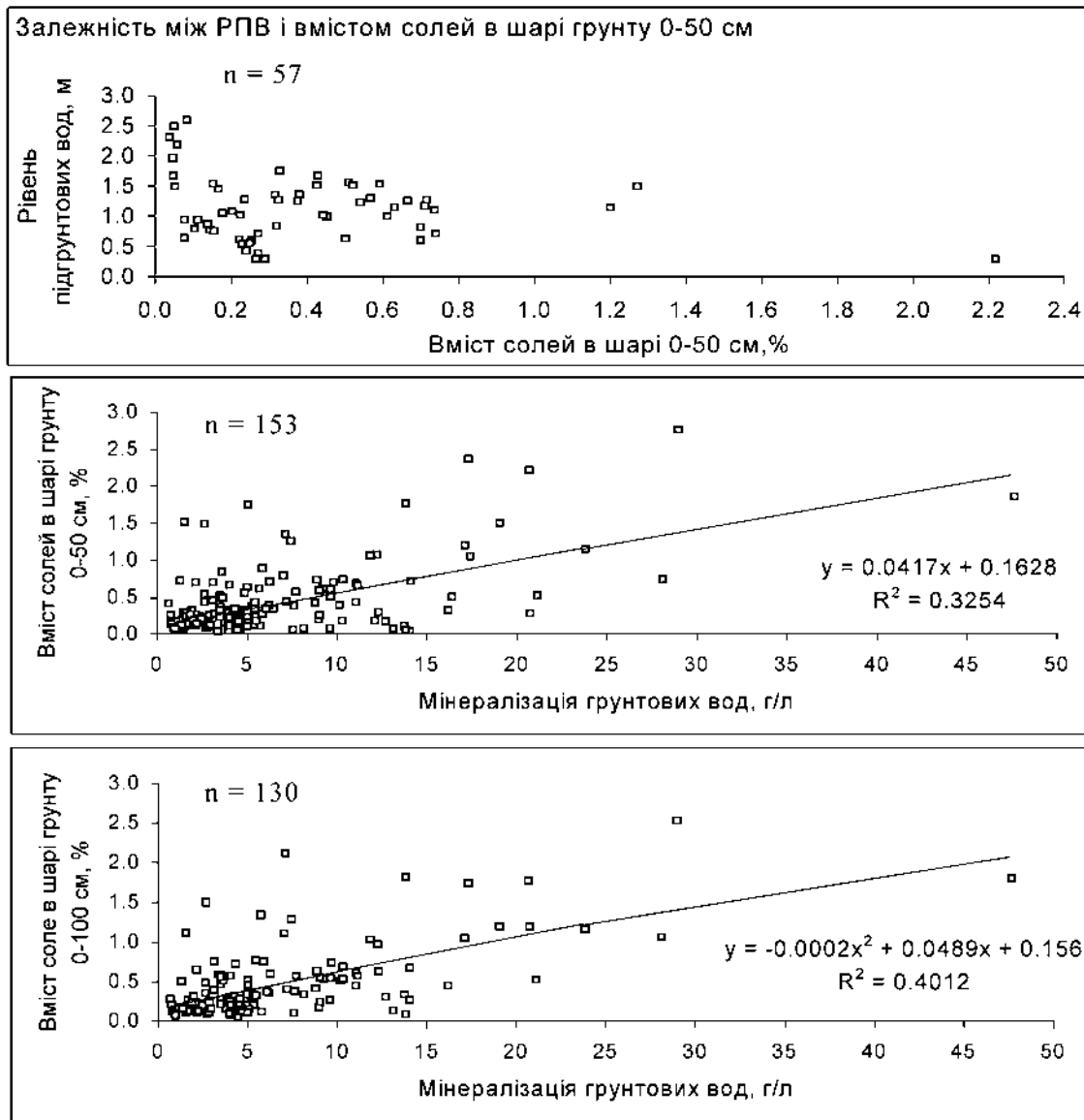


Рис. 4.8. Залежність між накопиченням легкокорозчинних солей у ґрунтах заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я, рівнем і мінералізацією підґрунтових вод

солей менше за критичну величину (рис. 4.8, 4.9, 4.10). При цьому в заплавних ландшафтах існує достатньо виразний взаємозв'язок між мінералізацією підґрунтових вод і їх глибиною. Так, в заплаві Когильника між цими факторами соленакопичення залежність має ступеневу лінію тренду із величиною достовірності апроксимації $R^2 = 0,56$. Проте в умовах близького залягання підґрунтових вод (до 1,5–1,8 м) їхня мінералізація більше спричиняється літологічними

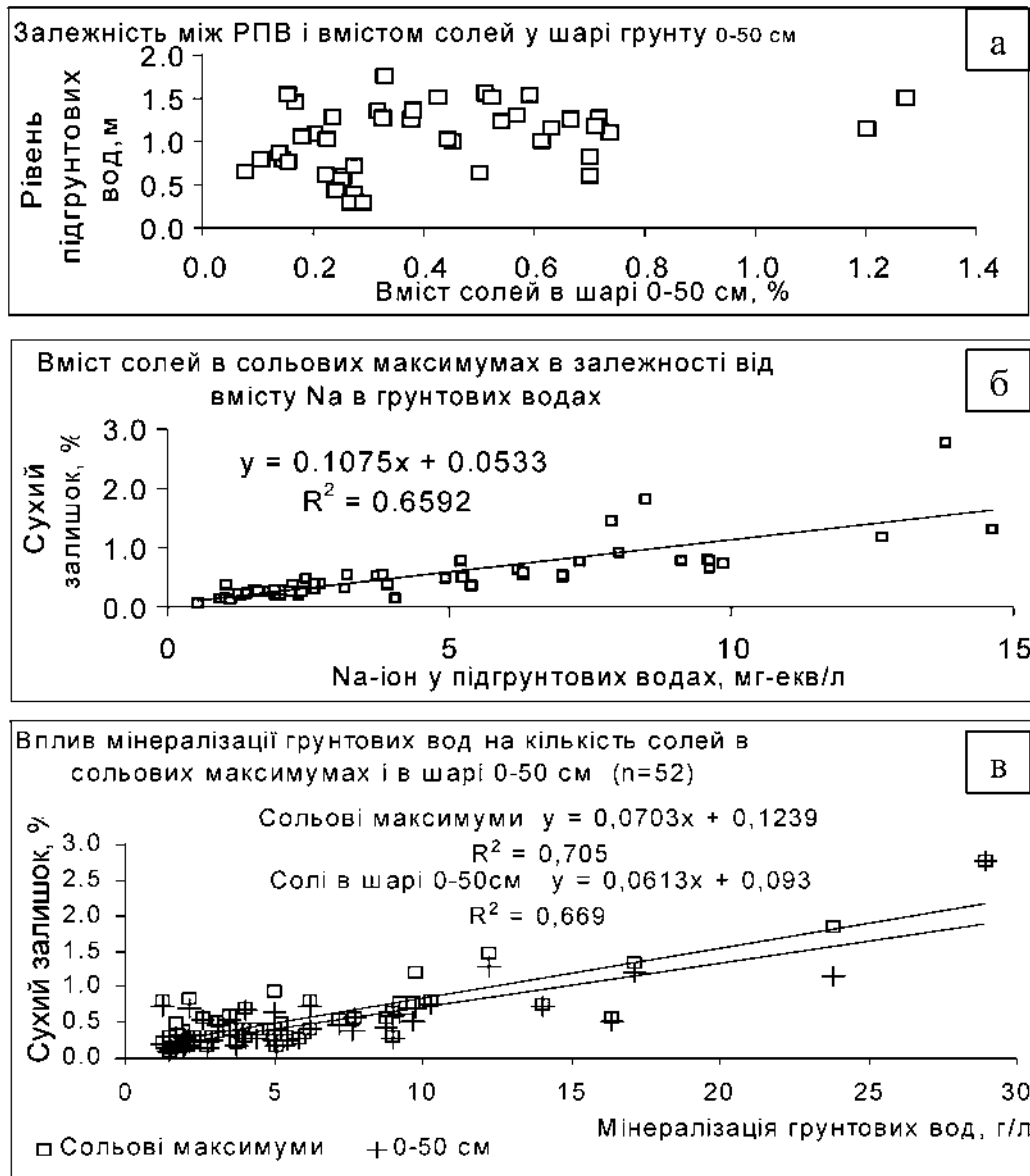


Рис. 4.9. Залежність між накопиченням легкорозчинних солей у ґрунтах заплав Малого і Великого Куяльників від рівня і мінералізації підґрунтових вод

і геоморфологічними характеристиками місцевості і може коліватися в достатньо широкому інтервалі значень — від 2 до 70 г/л.

При вивченні залежності між мінералізацією підґрунтових вод і особливостями соленакопичення у заплавних ґрунтах північно-західного Причорномор'я встановлено, що вміст солей у 0–50 см шарі ґрунтів у цілому вагомо (коефіцієнт кореляції 0,57 для всіх заплав) визначається кількістю солей у підґрунтових водах. Але у деяких ви-

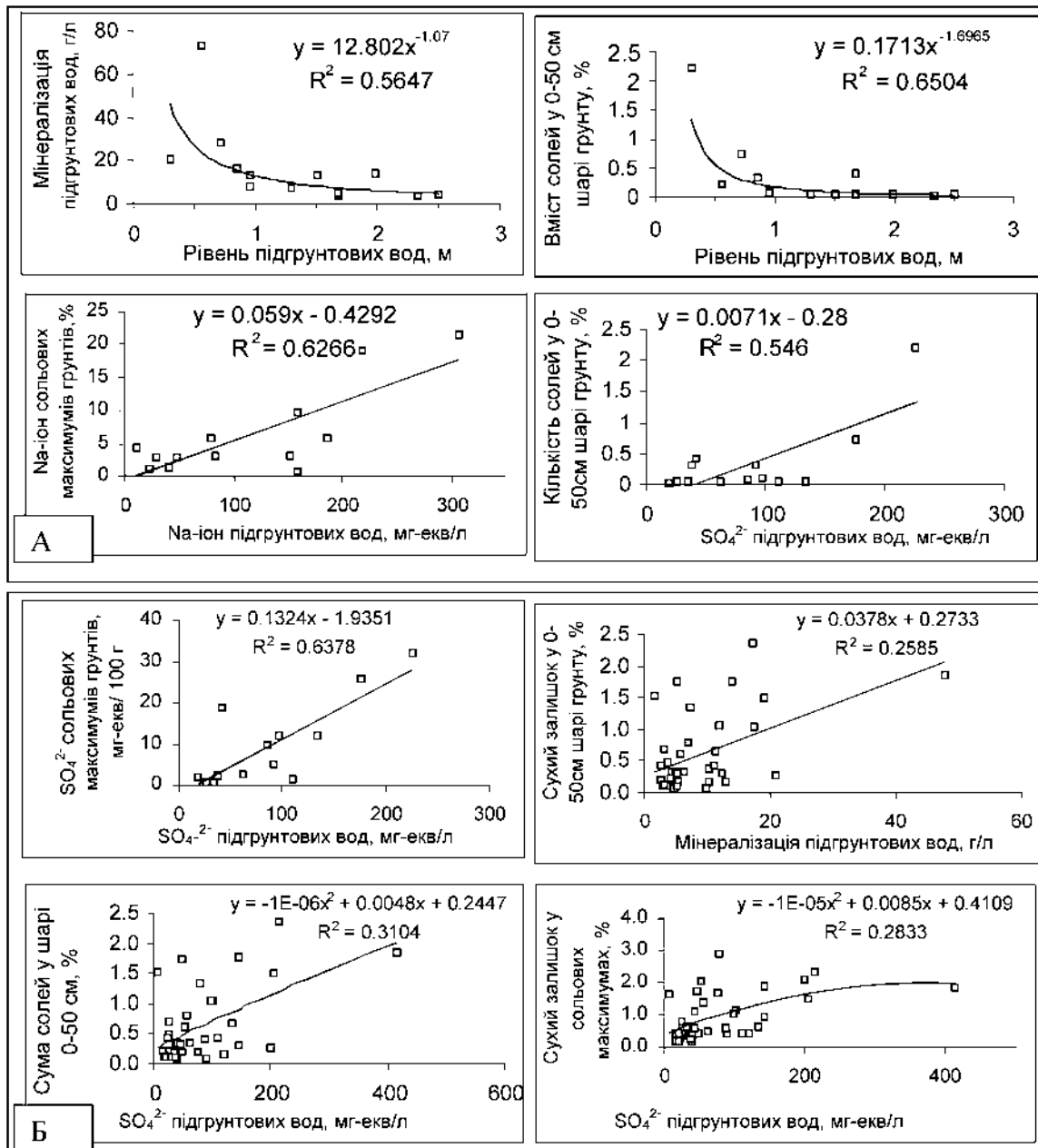


Рис. 4.10. Залежність вмісту легкокорозчинних солей в ґрунтах заплави р.Когильник від характеристик підґрунтових вод (в пониззі — “А” і середній течії — “Б”)

падках при високо стоячих ропних підґрунтових водах ґрунти при легкому гранулометричному складі в солончакових часових катенах можуть утримувати незначну кількість легкокорозчинних солей. У той же час, якщо виключити солончакові часові катени з інтенсивною сезонною акумуляцією солей, між мінералізацією підґрунтових вод і соленакопиченням у ґрунтах взаємозв'язок більш виразний (див.

рис. 4.9 в). При цьому можуть існувати тісні зв'язки між вмістом солей у ґрунті і концентрацією окремих іонів у підґрунтових водах (табл. 4.6). Найбільш вагомий вплив на соленакопичення у ґрунтах має сульфат-іон підґрунтових вод ($R^2 = 0,82$); гідрокарбонатний іон підґрунтових вод не визначає вміст солей у ґрунтах.

Таблиця 4.6

Взаємозв'язок між концентрацією іонів в підґрунтових водах і вмістом солей в сольових максимумах ґрунтів заплав Малого та Великого Куяльників

| Іон | Вміст солей в ґрунтах (у, %) в залежності від концентрації іону в підґрунтових водах (х, мг-екв/л) | R^2 |
|-----------------|--|-------|
| Cl | $y = -0.0027x^2 + 0.1449x + 0.0983$ | 0.63 |
| SO ₄ | $y = 0.0019x^2 + 0.0551x + 0.2821$ | 0.82 |
| Ca | $y = 0.0059x^2 + 0.1056x + 0.3472$ | 0.75 |
| Mg | $y = 0.011x^2 + 0.1014x + 0.2925$ | 0.77 |
| Na | $y = 0.004x^2 + 0.056x + 0.1572$ | 0.67 |

Більш чітка залежність простежується між мінералізацією підґрунтових вод і вмістом солей у 0–100 см шарі ґрунтів. При глибокому стоянні підґрунтових вод і неможливості в потужній зоні аерації швидкого відмивання солей, в умовах слабкої амплітуди сезонної акумуляції солей, між мінералізацією і рівнем соленакопичення взаємозв'язок має лінійний характер із коефіцієнтом кореляції 0,63 (див. рис. 4.8).

Досить виразні взаємозв'язки виявлені між одноіменними іонами в сольових максимумах ґрунтів і в підґрунтових водах. Так, в низов'ї р.Когильник у системі “підґрунтові води — ґрунти” між сульфатними іонами простежується лінійна залежність з коефіцієнтом кореляції 0,80, а поміж натрій-іоном — з коефіцієнтом кореляції 0,79 (див. рис. 4.10). Між іншими іонами тісних зв'язків не виявлено.

У заплавах і гирлах малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я не виявлено взаємозв'язку між мінералізацією підґрунтових вод і гранулометричним складом ґрунтів (рис. 4.11). Але, наприклад, сильномінералізовані води визначалися нами в заплавах (гирлові області є винятком із цієї залежності) тільки по від'ємним формам рельєфу, що викладені важким за гранулометричним складом алювієм, і ніколи в місцях заплавних підвищень з “легкими” породами.

Немає виразних ознак взаємовпливу гранулометричного складу і на загальний солевміст ґрунтів у шарі 0-50 см. У той же час фрак-

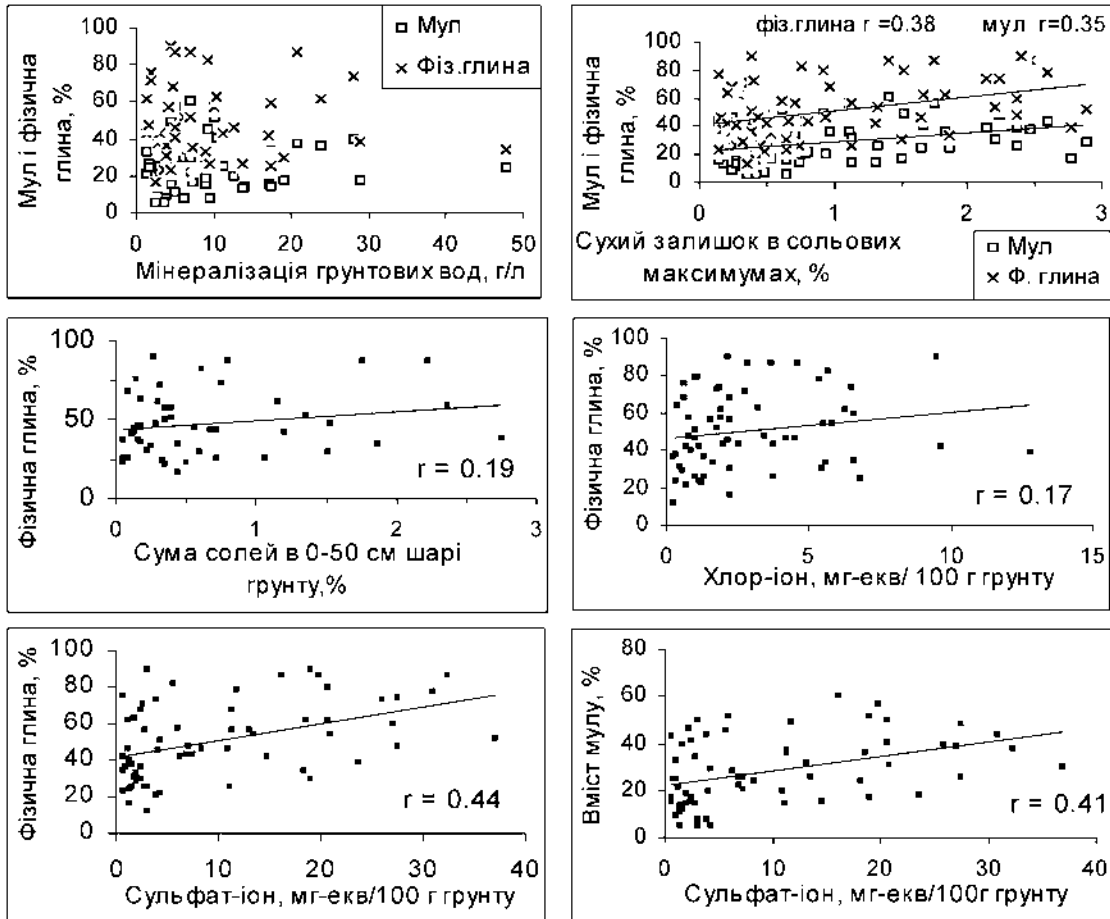


Рис. 4.11. Вплив гранулометричного складу ґрунтів на вміст легкорозчинних солей у підґрунтових водах і сольових максимумах заплавних ґрунтів

ція гранул фізичної глини може до деякої міри зумовлювати нагромадження сульфатів (коефіцієнт кореляції 0,44), що мають меншу рухливість; вміст хлоридів із незначною хімічною і хемсорбційною здатністю до вбирання також не визначається гранулометриєю ґрунтів.

Нагромадження солей у ґрунтах заплав має часто мікрозональний характер. У заплавах середніх річок найінтенсивніше соленакопичення відбувається на віддалених від русла слабодренованих місцевостях, а найбільш контрастні за солемістом ґрунти прилягають до прируслової заплави (рис. 4.12). У будь-якому випадку сольова гетерогенність ґрунтового покриву заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я визначається комплексом чинників — гранулометричним складом алювіальних відкладів і геоморфологічними характеристиками заплав. Ці ж фактори

визначають і склад солей, враховуючи залежність між ступенем і типом засолення у заплавних ґрунтах.



Рис. 4.12. Склад легкокорозчинних солей у 0–25 см шарі ґрунтів ключ-профілю К1, закладеного впоперек заплави пониззя р. Когильник

Найбільше до засолення схильні ґрунти заплав середніх річок (Когильник, Сарата, Куяльники, Тилігул), особливо ґрунти їхніх гирлових ландшафтів із слабким природним дренаванням. Більша інтенсивність соленакопичення в гирлах середніх річок може пояснюватися тим, що, по-перше, вони впадають у солоні лимани і при незначному поздовжньому ухилі створюється підпор підґрунтових вод. По-друге, при загальному малому ухилі заплав низов'їв річок відзначається велика різноманітність рельєфу, гранулометричного складу алювію і глибин залягання підґрунтових вод і їхньої мінералізації. Це сприяє формуванню ландшафтів із строкатими гідрологічними умовами і динамікою соленакопичення.

Прикладом інтенсивного соленакопичення, що досить чітко визначається “мікроумовами” заплави, може бути гирлова область р. Когильник. Тут на масиві площею 5200 га засолені ґрунти займають 93% території (див. рис. 3.2). При цьому в прилиманній зоні частка сильнозасолених ґрунтів складає 75%, а середньозасолених — 11%; на ділянці, що віддалена від оз. Сасик на 10 км, ці ж роди ґрунтів займають відповідно 12% і 38% (див. табл. 3.1)

За особливостями геоморфології заплава р. Когильник у гирловій області відображає достатньо активні в минулому заплавно-алювіальні процеси. До різних областей заплави приурочені прируслові

(пристаричні) вали і підвищення овальної форми, між якими значну площу займають стариці і болотисті зниження. Складні геоморфологічні і літологічні умови є причиною достатньо контрастних гідрологічних характеристик пониззя Когильника. Так, на ключ-профілі К1 (див. рис. 2.1) 19,3% площі займають території, де періодично виявляється верховодка. Вона зазвичай приурочена до замкнутих від'ємних форм рельєфу — сухих річищ і висушених боліт, викладених глинистим за гранулометричним складом алювієм.

До 70% площі ключ-профілю — це “озера” сильномінералізованих (10 — 30 г/л) підґрунтових вод. Частина цих вод (19% площі ключ-профілю) залягає у суглинково-супіщаних породах між глинистою товщею ґрунтів та сіро-зеленими меотичними підстилаючими глинами і характеризується відносно сильним напором; різниця між рівнем скресання підґрунтових вод і рівнем, що встановлюється (часто моментально), може бути 0,5–0,8 м. Для таких вод характерні також відносно стабільні в часі мінералізація і якісний склад (табл. 7.2, ключ-ділянка 14, 18). На противагу їм ненапірні підґрунтові води мають сезонно-пульсуючі рівні і мінералізацію.

Результатом впливу комплексу основних взаємозумовлених чинників — рельєфу, гранулометричного складу алювіальних відкладень (ґрунтів), рівня підґрунтових вод — є формування ґрунтів із різноманітними водно-сольовими режимами. 20-річний моніторинг ґрунтів на ключових ділянках в заплаві пониззя р. Когильник, у тому числі в умовах меліоративного впливу, дозволив виявити такі основні особливості соленакопичення в дельтових ландшафтах середніх річок північно-західного Причорномор'я.

По-перше, соленакопичення в заплавних ґрунтах має пульсуючий характер (див. табл. 6.2, рис. 7.2–7.5); у сезонному циклі відзначається період часткового засолення (квітень–жовтень) і період часткового розсолення (листопад–березень). При цьому величина сезонної акумуляції солей у сольових максимумах визначається їхньою близькістю до денної поверхні. У роді солончакових ґрунтів різниця між літнім і зимовим солевмістом може бути досить суттєва, а глибокі сольові максимуми відрізняються відносною стабільністю як у кількісному, так і в якісному плані.

Однак, при помітних пульсуючих або однонаправлених процесах соленакопичення (розсолення або засолення) ґрунти мають достатньо високий потенціал інертності стосовно зміни сольового профілю в багаторічному циклі. Порівняльний аналіз розподілу і складу солей на

ключ-профілі та окремих ключових ділянках у пониззі р. Когильник показав, що і в умовах 20-річного штучного дренажу заповни грунти виявляють в основному урівноважені сольові режими (рис. 7.2–7.5).

По-друге, соленакопичення в заповних грунтах відбувається з утворенням одного або декількох концентраційних піків (максимумів), де відбувається відносно більше накопичення сульфатних солей. В цілому сольовий профіль заповних грунтів (не враховуючи профілю солончаків) можна поділити за особливостями динаміки соленакопичення і якісного складу солей на три зони: 1) елювіально-сольову і 2) ілювіально-сольову з відносно більшим вмістом сульфатних солей, а також 3) транзитну з більш вузьким відношенням SO_4^{2-}/Cl^- .

Кількість і склад солей у грунтах, а також морфологія сольових профілів в високій мірі залежать від режиму зволоження грунтів. Сольові максимуми формуються зазвичай на межі переходу вологості до величин, які періодично наближаються до гігроскопічної вологи. З цієї причини сольові акумуляції у роді солончаків грунтів при високих підґрунтових водах (1–1,5 м) формуються на глибині 15–30 см від поверхні грунтів. Тобто у даному випадку віддзеркалюється середня глибина висихання профілю цих грунтів у спекотний період року. У солончаків грунтах максимальні скупчення солей приурочені також до меж капілярного підтягування підґрунтових вод, хоча режимними спостереженнями за вологістю такі межі важко вловити через поступові переходи величин вологості знизу вгору по профілю. Проте усе ж спостерігається чітка залежність між глибиною сольового максимуму і потужністю просушування профілю до величин вологості в межах “гігроскопічної вологи — вологості розриву капілярів”.

За умови виходу капілярної кайми на поверхню грунту і постійної підтримки близькими підґрунтовими водами (0,3–0,8 м) високої (у межах вологості розриву капілярів — повної вологоємності) вологості грунтів формуються “лінійні” сольові профілі із менш значним вмістом солей, але з ймовірністю утворення сольової кірки (вицвітів) на поверхні грунтів. Подібні сольові акумуляції відзначаються також більш вузькими співвідношеннями хлоридних і сульфатних солей (див. рис. 6.24).

У зрошуваних середньо- і важкосуглинкових грунтах також відзначається випрямлення сольових профілів. В умовах штучної підтримки високої вологості у верхній частині грунтів сольовий

профіль трансформується з утратою максимуму в середніх прошарках. При цьому виявляється підвищення вмісту солей і, що характерно, звуження відношення $\text{SO}_4^{-2}/\text{Cl}^-$ у поверхневому горизонті (див. рис. 6.11).

Природу диференціації відношення $\text{SO}_4^{-2}/\text{Cl}^-$ по профілю гідроморфних ґрунтів і відносно більше накопичення сульфатів у зонах сольових максимумів можна пояснити як “внутрішніми” властивостями хімічних елементів, так і умовами соленакопичення. Насамперед, іон SO_4^{-2} має більший радіус, ніж Cl^- , і він має здатність зв'язуватися з катіонами в комплексні іони. Якщо прийняти, що діаметр гідратованих іонів Ca^{+2} , Na^+ і SO_4^{-2} складає $4,5 \cdot 10^{-10}$ м, $6 \cdot 10^{-10}$ м і $4 \cdot 10^{-10}$ м, то іонні пари NaSO_4^- і CaSO_4^0 будуть мати розміри, які приблизно дорівнюють $8,5 \cdot 10^{-10}$ і $8,5 \cdot 10^{-9}$ м відповідно. Іонні пари такого великого розміру можуть механічно затримуватися порами ґрунту [30, 189].

В утворенні сульфатних зон істотну роль можуть відігравати вбирні основи. При піднятті змішаних розчинів хлористих і сірчаноокислих солей катіони Ca^{+2} і Mg^{+2} , що переходять із вбирного комплексу для нейтралізації надлишку аніонів Cl^- і SO_4^{-2} , повинні утворювати незаряджені іонні пари із SO_4^{-2} . На відміну від SO_4^{-2} іони Cl^- не утворюють іонних пар із жодним із катіонів, і тому зі збільшенням вологості в області старої акумуляції вони пересуваються вгору по профілю.

Крім цього існує так званий ефект “виштовхування хлор-іону”, не зв'язаного в іонні пари, внаслідок прояву дії поверхневого заряду ґрунтових часток. Сульфат-іон не тільки не має цієї здатності, але й послаблює у змішаних розчинах ефект виштовхування Cl^- [189]. З цієї причини концентраційний максимум хлор-іону, за даними дослідників, з'являється лише в тому випадку, якщо на шляху капілярним висхідним потокам зустрічається горизонт з вологістю, яка приблизно дорівнює максимальній гігроскопічності. В цих горизонтах накопичення аніонів викликано затримкою солей плівковою вологою. Затримка зумовлена особливими властивостями поверхні ґрунту і сильною взаємодією подвійних електричних шарів — тонких плівок води і поверхні часток. При максимальній гігроскопічній вологості електростатичні поля так перекриті, що рухливість аніонів наближується до нуля [25, 189, 223].

З підвищенням вологості максимум аніону зникає. Як наслідок максимум хлоридів у гідроморфних ґрунтах повинен утворюватися поблизу поверхні ґрунтів, а мінімум — на межі джерела вологи і межі верхнього сухого і нижнього вологого шару ґрунтів.

В місцях екстремумів аніонів суттєво змінюється весь склад водорозчинних солей. Для нейтралізації негативних зарядів (аніонів) із ґрунтового вбирного комплексу можуть переходити катіони Ca^{+2} і Mg^{+2} , збільшуючи їх відносну кількість. У сольовому мінімумі збільшується відносна кількість аніону HCO_3^- , в той час як у горизонтах сольових акумуляцій лужність зменшується.

Диференціація сольового складу по профілю гідроморфних ґрунтів може бути зумовлена особливими властивостями солей — розчинною і адсорбційною їх здатністю [127, 223, 271]. Так, хлориди легко рухаються і характеризуються високою сезонною пульсуючою акумуляцією, а їх кількість завдяки високій розчинності збільшується із зростанням засоленості ґрунту. Хлориди легко переносяться водою, і у системах, що їх містять, обмін катіонами між твердою і рідкою фазами ґрунту призводить до рівноваги уже при низькому ступені насичення натрієм через високу розчинність продуктів обміну. Завдяки цим властивостям алювіальні солончаки гирлових областей річок, що мають сульфатно-хлоридний склад легкорозчинних солей, характеризуються інтенсивним пульсуючим типом соленакопичення і виразними солонцево-ілювіальними процесами.

Рухливість сульфатів залежить від виду катіона, зв'язаного із сульфат-іоном. Сульфат кальцію має середню розчинність і рухливість, він може бути присутнім у ґрунтах у різних кількостях і різноманітних формах. Наявність гіпсу у ґрунтах припускає відносну стабільність концентрації іонів кальцію в розчині. Розчинність гіпсу — 2 г/л, ангідрид дає насичений водний розчин при 0,7–1 г/л [239]. Тому гіпсові акумуляції здебільшого приурочені до зони капілярної кайми. Сульфат магнію також має високу розчинність — до 262 г/л. Це типове з'єднання для засолених ґрунтів посушливих зон, яке характеризується незмінною рухливістю. Легко розчиняється у воді і сульфат натрію, концентрація якого в насиченому розчині дорівнює 280 г/л при 25°C. Особливими характеристиками сірчаноокислого натрію є залежність його розчинності від температури і низькотемпературний (18°C) перехід в дегідратовану форму (табл. 4.7). Вони призводять до того, що Na_2SO_4 акумулюється в літній період разом з іншими

легкорозчинними солями, а у зимовий період, при зменшенні розчинності, велика його частина залишається у верхньому прошарку ґрунтів, з якого відмиваються більш розчинні солі.

Роль карбонатів у ґрунтових процесах також визначається видом і властивостями окремих з'єднань. Спільні властивості усіх присутніх у ґрунтах вуглекислих солей полягають в тому, що, будучи солями слабкої кислоти і сильної основи, вони схильні до лужного гідролізу і, отже, їхні розчини мають лужну реакцію. Вуглекисле вапно може бути присутнім у будь-якому районі в прісних водах і у ґрунтах. Його вміст у ґрунті варіюється в широких межах (між частками відсотка і 80–90%), а форми бувають різноманітними: в осадових породах і ґрунтах можна виявити карбонат кальцію у вигляді міцелію, конкрецій, суцільних мас. CaCO_3 має дуже низьку розчинність — до 10 мг/л. Проте при збільшенні парціального тиску вуглекислого газу розчинність карбонату кальцію швидко зростає внаслідок утворення в розчині бікарбонату натрію [223, 239]. Карбонат магнію має більш високу розчинність, ніж карбонат кальцію. Концентрація насиченого розчину карбонату магнію біля 1,2 г/л. У процесі розчинення відбувається лужний гідроліз, і насичений розчин MgCO_3 може бути сильно лужним.

Сода — Na_2CO_3 — є найприкметнішою сіллю, за вмістом якої галоморфні ґрунти взагалі поділяються на дві групи — засолені нейтральними солями і содові. Карбонат натрію частий компонент підґрунтових вод в заплавах малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я, але у ґрунтах він виявляється зрідка, в основному на перших стадіях соленакопичення в глибоких капілярно-насичених ґрунтовими водами слабозасолених прошарках. Це добре розчинне з'єднання, а висока лужність розчину і слабка розчинність сполук, що утворюються в процесі катіонного обміну, є причинами значної насиченості натрієм твердої фази ґрунтів, часто до 90–95% [51, 92, 93, 223, 224].

4.4. Природа і морфологія новоутворень солей та особливості формування сольових профілів у ґрунтах заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я

В аридних районах найбільш засолені ґрунти вміщують, головним чином, легкорозчинні NaCl і Na_2SO_4 [96]. Але в разі складного

співвідношення іонів, які можуть визначатися аналізом “водної витяжки” (в заплавах досліджуваних річок це стандартний набір: CO_3^{2-} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+), при їхніх різноманітних співвідношеннях, в ґрунтах може утримуватися велика кількість комбінацій різноманітних водорозчинних солей (табл. 4.7).

Внаслідок різних температурних меж утворення солей в одному і тому самому розчині можуть кристалізуватись мінерали, що мають якісні і кількісні відмінності. На процеси засолення-розсолення, а отже, і кристалізації солей впливає ще, як було показано вище, комплекс характеристик самого ґрунту.

Таблиця 4.7

**Ймовірні мінерали-солі і температурні області їх утворення
в досліджуваних ґрунтах**

| Назва мінералу | Хімічна формула | Температурні межі кристалізації та інші властивості [239, 257] |
|--|--|--|
| Галіт | NaCl | $> 0^\circ\text{C}$ |
| Гідрогаліт | $\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ | Сезонний мінерал: $0 \div -21,2^\circ\text{C}$ |
| Сильвін | KCl | $> 0^\circ\text{C}$ |
| Бішофіт | $\text{MgCl}_2\cdot 6\text{H}_2\text{O}$ | Сильно легкорозчинний |
| Епсоміт | $\text{MgSO}_4\cdot 7\text{H}_2\text{O}$ | $18 - 35,5^\circ\text{C}$ |
| Кізерит | $\text{MgSO}_4\cdot \text{H}_2\text{O}$ | $> 18^\circ\text{C}$ |
| Мірабіліт | $\text{Na}_2\text{SO}_4\cdot 10\text{H}_2\text{O}$ | $< 18^\circ\text{C}$ в присутності NaCl |
| Тенардит | Na_2SO_4 | $> 13,5^\circ\text{C}$ в присутності NaCl |
| Астраханіт | $\text{Na}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]\cdot 4\text{H}_2\text{O}$ | $< 100^\circ\text{C}$ |
| Глауберит | $\text{Na}_2\text{Ca}[\text{SO}_4]_2$ | $> 0^\circ\text{C}$ |
| Гіпс | $\text{CaSO}_4\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ | $0 - 63^\circ\text{C}$ |
| Ангідрит | CaSO_4 | $11-36^\circ\text{C}$ в присутності NaCl |
| Сода | $\text{Na}_2\text{CO}_3\cdot 10\text{H}_2\text{O}$ | Легко звітряється з переходом в термонатрит |
| Термонатрит | $\text{Na}_2\text{CO}_3\cdot \text{H}_2\text{O}$ | |
| Кальцит | CaCO_3 | |
| Доломіт | $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ | |
| Карналіт $\text{KCl}\cdot \text{MgCl}_2\cdot 6\text{H}_2\text{O}$, полігаліт $\text{Ca}_2\text{MgK}_2[\text{SO}_4]_4\cdot 2\text{H}_2\text{O}$, глазерит $\text{K}_3\text{Na}[\text{SO}_4]_2$ епсоміт $\text{MgSO}_4\cdot 7\text{H}_2\text{O}$, кізерит $\text{MgSO}_4\cdot \text{H}_2\text{O}$, леоніт $\text{K}_2\text{SO}_4\cdot \text{MgSO}_4\cdot 4\text{H}_2\text{O}$, лангбейніт $\text{K}_2\text{SO}_4\cdot \text{MgSO}_4$, левеїт $\text{Na}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]\cdot 5\text{H}_2\text{O}$, вантгофіт $\text{Na}_6\text{Mg}[\text{SO}_4]_4$, пікромерит $\text{K}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2\cdot 6\text{H}_2\text{O}$ | | |

До теперішнього часу характеристика солей у ґрунтах проводиться, головним чином, за даними водної витяжки шляхом розрахунку гіпотетичних солей [5]. Безпосередніх даних про мінералогічну природу солей і види сольових новоутворень в ґрунтовій літературі досить мало. Найбільш відомі роботи Т.В.Турсіної зі співавторами [253, 254], в яких, насамперед, були рекомендовані методи морфологічної діагностики солей, а також наведені результати досліджень засолених ґрунтів.

Першими роботами щодо діагностики мінералів-солей вважаються публікації І.І.Феофарової [257], у яких на основі поділу мінералів за їх питомою масою описані мінералогічні форми легкорозчинних солей Азербайджану і Середньої Азії: галіту, тенардиту, мірабіліту й астраханіту.

Даних про мінералогічну природу солей і мікроморфологію засолених заплавних ґрунтів степу України на сьогоднішній день немає.

Наведені далі результати досліджень морфології легко- і важкорозчинних солей і мікробудови засолених ґрунтів виконані з використанням комплексного методу, запропонованого Т.В.Турсіною [254]. Його суть — поетапні макро-, мезо-, мікро- і субмікроморфологічні дослідження з паралельними хімічними і фізико-хімічними методами визначення кількісних і якісних характеристик новоутворень солей та системи “ґрунт — солі” в цілому.

У ґрунтах заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я виявлені такі мінерали-солі, що накопичуються у значних кількостях: мірабіліт, тенардит, галіт, гіпс, кальцит.

Мірабіліт — слабостійка кристалічна форма сульфату натрію, жорстко визначувана температурними умовами і вологістю середовища. Формування мірабіліту тісно пов'язане з певними генетичними горизонтами і з умовами кристалізації. Переважно ця форма сульфату натрію приурочена до періодично водонасичених сильнозасолених прошарків, наприклад зернисто-глейових ґрунтів. Мірабіліт виявляється у вигляді великих (до 2–3 мм) склоподібних кристалів у частих жилах легкорозчинних солей, що при підсиханні перетворюються на борошністу тенардитову масу.

Тенардит — також поширений мінерал солей у досліджуваних ґрунтах — дає різноманітні новоутворення, що зумовлені умовами кристалізації і через це тісно пов'язані з певними генетичними горизонтами і ґрунтами. Рясні скупчення тенардиту приурочені переважно до верхніх пересихаючих шарів сольових акумуляцій лучноземів алювіальних зернистих, глейоземів зернистих і злитоземів. Найрозповсюдженіша форма тенардиту — сольові агрегати з дрібних голчастих кристаликів. З них, головним чином, складаються новоутворення солей, що заповнюють пори: дрібні прожилки в основі, присипка стінок пор, великі новоутворення по тріщинах. Поширені тенардитові псевдоморфози по рослинних рештках у вигляді щільних недиференційованих мас із борошністих кристалів. По рослинних рештках і скелету ґрунтів можуть виділятися волосяні покриття, що

при великих збільшеннях мають вигляд довгастих кристаликів тенардиту.

Галіт також має декілька форм новоутворень. Його головна особливість — утворення не відокремлених кристалів, а формування або агрегатів, або суцільних монолітних склоподібних недиференційованих мас. Ажурні агрегати і друзи розміром до 1 мм формуються переважно у верхніх пересихаючих шарах сольових акумуляцій, а галітові кірочки можуть утворюватися на поверхні ґрунтів. У прилиманних солончаках, наприклад солончаках ясногумусових уздовж лиману Куяльник, на поверхні можуть кристалізуватися поодинокі і досить великі (до 7 мм) кубоподібні кристали галіту. В ажурних агрегатах галіт рідко має форму куба, а частіше формується кристалами, у котрих тільки окремі зони обмежені гранями; інші поверхні галітових агрегатів роз'їдені.

Гіпс — широко розповсюджений мінерал у сульфатно-засолених ґрунтах північно-західного Причорномор'я. Він зустрічається у вигляді поодиноких кристалів, друз, щільних і пухких скупчень. Поодинокі кристали утворюються частіше в основі, формуючи собі камери шляхом розсовування ґрунтової маси; тут вони мають веретеноподібну форму, що також типова і для гіпсових багатошарових покриттів у великих порах (рис. 4.13: 1, 2). Зустрічаються і зрощення кристалів подібної форми. Розміри веретеноподібного гіпсу можуть бути від сотих часток міліметра до 3–4 мм.

У гіпсанах (порах, що викладені гіпсом) виявляється мілкокристалічний гіпс ромбічної форми. Його гнізда можуть цілком заповнювати невеликі пори і виявляються по кремовому кольору дрібнозернистої пухкої маси. Але найбільш поширені слабощільні складні стяжіння, де гіпс складає певну частку. Так, в сольових агрегатах солончаків зернистих пониззя р. Барабой, що мають в діаметрі 2–5 см, гіпсу — 60–80% (рис. 4.13: 5). Гіпсові псевдоморфози, навпаки, утворюють ущільнені і подовжені форми, що складаються зі спресованої дрібнокристалічної маси.

Кальцит у досліджуваних ґрунтах є присутнім як у вигляді окремих новоутворень, так і у формі гомогенної глинисто-карбонатної маси. Остання його особливість — рівномірне просочування основи — відрізняє цю сіль від інших, що формуються в основному відокремлено від глинистого матеріалу ґрунтів.

Дрібні стяжіння і великі щільні ребристі конкреції із вуглекислого

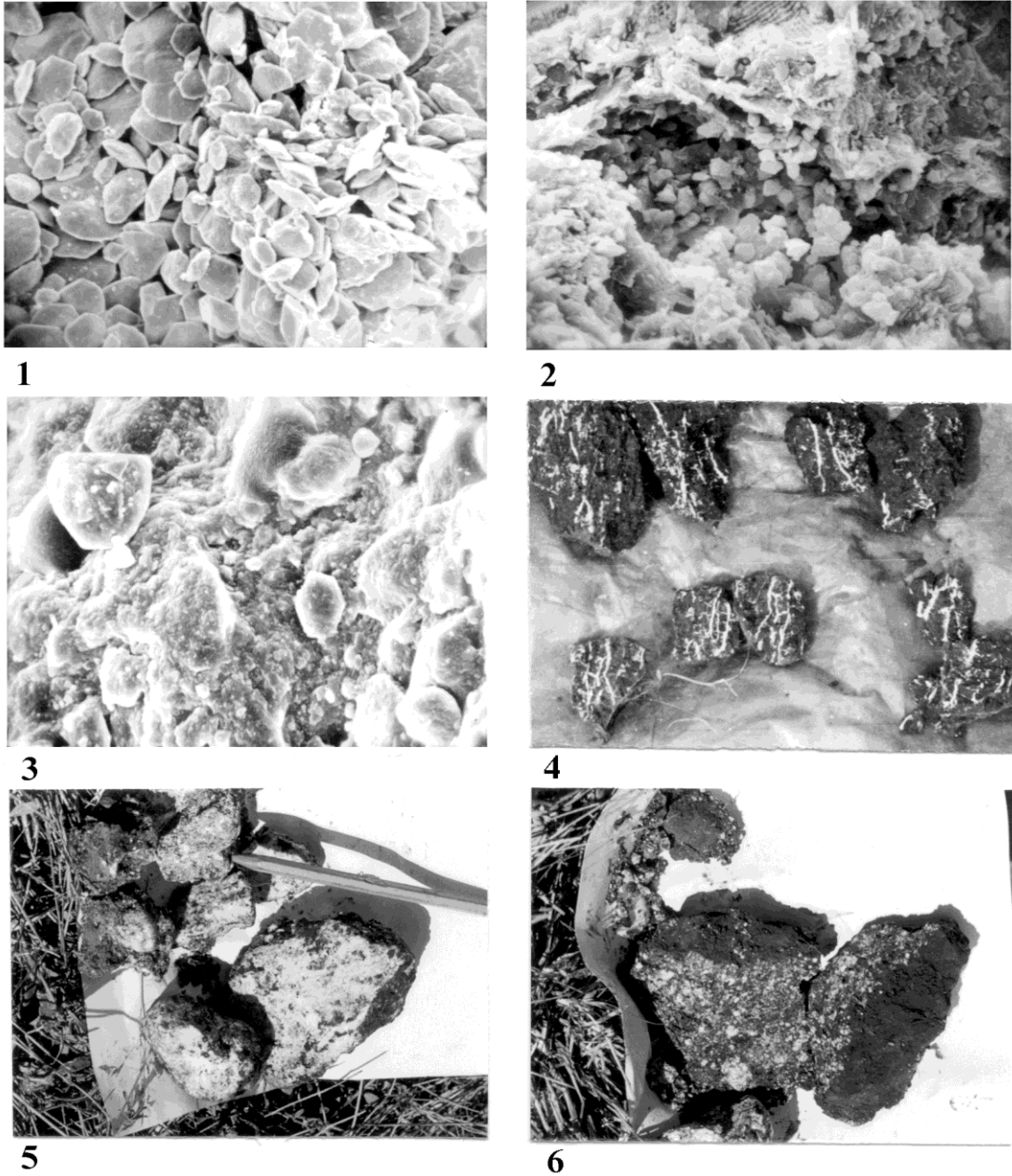


Рис. 4.13. Морфологія сольових новоутворень у заплавних ґрунтах:
 1 — веретеноподібний гіпс у лучноземах зернистих (РЕМ, 500X); 2 — фітоліти (SiO_2) і об'ємні кристали кальциту у глейоземах мулуватих (РЕМ, 1055X); 3 — глинисті кутани на кристалах солей (РЕМ, 500X); 4 — новоутворення солей в порах агрегатів (зменшено у 5 раз); 5 — сольові конкреції у солончаках зернистих (зменшено у 4 рази); 6 — пластові заповнення тріщин у солончаках зернистих (зменшено у 4 рази)

вапна, що складаються із сіруватої або білої криптокристалічної речовини, утворюються в безпосередній близькості до дзеркала ґрунтових вод важкосуглинистих — глинистих ґрунтів. У легких ґрунтах, очевидно, через вільніші умови проросту формуються, головним чином, пухкі карбонатно-силікатні стяжіння. Рівномірне карбонатне просочення характерне також для перезволожених горизонтів глейоземів, але і тут у порах формуються дрібні агрегати чистого кальциту (рис. 4.13: 2).

У середній і верхній частині ґрунтів за межами капілярної кайми формуються не менш різноманітні кальцитові новоутворення. Типовими є об'ємні, правильної форми кристали, що встеляють окремими групами шпари ґрунтів. Звичайними випадками є повне неупорядковане заповнення кальцитом відкритих і закритих шпар, а також псевдоморфози по рослинних рештках.

За формами виділення у ґрунтовій масі сольові новоутворення засолених ґрунтів заплавлених малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я можна об'єднати у такі види:

1. Сольові новоутворення в порах — тріщинах або кореневих ходах (рис. 4.13: 6). Це найбільш розповсюджений і чітко видимий вид сольових скупчень у сольових максимумах досліджуваних засолених ґрунтів. Характер цих утворень може бути різноманітним: від пухких розсіпів поодиноких кристалів на поверхні стінок пор до великих, розміром 0,5–4 см, округлих конкрецій із ускладненим набором солей.

Нижче наводиться діаграма таких конкрецій, виявлених у профілі солончаків зернистих заплави пониззя р. Барабой (рис. 4.13: 5; 4.14: а). Основу агрегатів, що виявляються у великих кількостях (8–10 штук на 10 дм²) на глибинах 20–50 см, складає гіпс — його питома вага може становити 55–80%. В цілому сульфатні солі займають 95–99%, а інші представлені хлористим магнієм і бікарбонатом кальцію.

Найбільш поширена форма шпарових сольових новоутворень досліджуваних ґрунтів — пластові заповнення тріщин. Маючи товщину від частки міліметра до 3–5 мм (рідко до 10 мм) вони можуть покривати суцільним прошарком немалі площі ґрунтової маси. Наприклад, в солончаках зернистих глейових вони в горизонтах сольових максимумів утворюють суцільний каркас-сітку, відокремлюючи агрегати — блоки один від одного. Їхня присутність може бути обумовлена збігом двох чинників — наявності тріщин, які можливі в поверхневих горизонтах, і випарної концентрації солей у тих самих верхніх шарах ґрунту. Такі умови типові для глейоземів

зернистих, субзлитих ґрунтів і злитоземів структурно-монолітних. Для цих ґрунтів також характерні сольові пласти, які мають не тільки прямовисне розташування, але і горизонтальне, розділяючи призмоподібні структурні окремості впоперек.

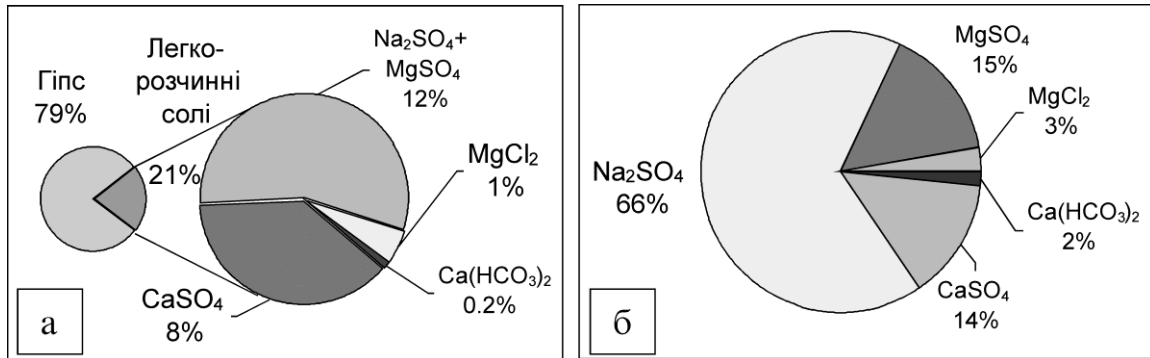


Рис. 4.14. Склад гіпотетичних солей сольових конкрецій солончаків зернистих заплави пониззя р. Барабой (а) і пластових новоутворень у сольовому максимумі солончаків зернистих пониззя р. Когильник (б)

У солончаках зернистих і сильносолончакуватих зернисто-глейових ґрунтах легкорозчинні солі акумулюються в основному тільки в порах. У внутрішніх зонах зернисто-горіхуватих окремоостей цих ґрунтів новоутворення солей не виявляються. При цьому основу легкорозчинних солей сольових пластів складає сульфат натрію, який, наприклад, у солончаках зернистих пониззя р. Когильник займав 66% (рис. 4.14 б).

До зони підйому капілярної кайми приурочені також гіпсові шпарові новоутворення. Вони мають вигляд суцільних багат шарових кутан з окремих великих (від частки міліметра до 1–3 мм) кристалів тарілкоподібної форми; зустрічаються і зростки кристалів гіпсу.

2. Сольові псевдоморфози по рослинних рештках. Розповсюджені в основному в поверхневих горизонтах, вони за морфологією можуть відрізнятися від першого виду тільки формою — це довгасто-округлі, різної щільності і розмірів (від декількох частин міліметра до 0,5–1,5 см у діаметрі), агрегати в колишніх оболонках коренів. Проте їхня приуроченість до кореневої зони й особливі умови кристалізації можуть сприяти формуванню трохи іншого сольового складу. Достатньо часто псевдоморфози по рослинних тканинах складаються з кальцитових агрегатів. Досить поширені гіпсові псевдоморфози, які мають вигляд округло-довгастих стяжін, складених сірою

мілкокристалічною щільною сольовою масою. В останніх на розломі за змінами сірого кольору можна досить чітко бачити концентричні зони росту.

3. Сольові покриття. Це добре помітні випари солей на живих коренях і рослинних рештках, а також рідше на поверхні зерен первинних мінералів. Вони представлені окремими кристалами і присипками і також найчастіше зустрічаються у верхніх горизонтах.

4. Грунтово-сольова гомогенна суміш. Ця форма малопоширена, але типова для солончаків ясногумусових і інших ґрунтів з легким гранулометричним складом та інтенсивним поверхневим засоленням. Поверхневі горизонти з подібною організацією мають розсипчастий (пухкий) склад, де окремі кристали і їхні агрегати солей змішані з глинисто-пилувато-піщаною масою. Глини при такій організації ґрунтової маси можуть бути самі у вигляді покриттів на поверхні солей.

5. Сольові вкраплення. У цю групу новоутворень входять розрізнені кристали та їхні агрегати в суцільній ґрунтовій масі, що формуються, певно, із неї (при висиханні) і самі собі утворюють шпару заповнення. Найрозповсюдженіші сольові вкраплення складаються з гіпсу, представленого часто дуже великими (до 5 мм) кристалами, і стяжінь кальциту. Останній або у вигляді конкрецій, або глинисто-карбонатних мас зустрічається практично в усіх ґрунтах. Проте найбільш типові кальцитові вкраплення поширені в глинистих глейоземах і злитоземах, де вони дрібними (0,3–1мм) сіруватими мікростяжіннями рівномірно встелюють основу ґрунту.

Звичайно, кількість, форми і динаміка сольових новоутворень не є постійними, але вони все ж таки чітко визначаються генетичною природою ґрунтів. Загалом заплавні ґрунти за особливостями організації ґрунтово-сольової маси можна об'єднати в три типи соленакопичення:

1) рідиннофазний, коли легкорозчинні солі містяться тільки в ґрунтовому розчині (малорозповсюджений в районі досліджень тип);

2) рідиннотвердофазний, коли легкорозчинні солі періодично знаходяться також і в твердій фазі ґрунту у вигляді окремих кристалів і невеликих агрегатів (типовий для незасолених і слабозасолених лучноземів);

3) твердофазний, коли солі у вигляді агрегатів формують стійкі і постійні акумуляції в порах ґрунту (основний тип у заплавних ґрунтах північно-західного Причорномор'я).

У різноманітних ґрунтах заплавл малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я, що істотно різняться за генезисом і властивостями, мінералогічна природа солей, особливості сольових новоутворень і будова ґрунтового-сольової маси, природно, достатньо різноманітні. З цих причин характер соленакопичення, форми сольових новоутворень, будова і динаміка сольових профілів були вивчені окремо в генетично різноманітних ґрунтах.

Лучноземи алювіальні ясногумусові

Лучноземи алювіальні ясногумусові є досить поширеними компонентами складних ґрунтових комплексів понизь середніх річок з широкими заплавами — Когильник, Куяльники, Тилігул, — де вони формуються на прируслових (пристаричних) пагорбах із легким (супіщано-середньосуглинковим) алювієм. Завдяки слабому засоленню ці ґрунти виокремлюються серед інших задовільними родючістю та умовами виробництва і тому здавна використовуються в сільському господарстві. За своїми властивостями і будовою профілю лучноземи ясногумусові надзвичайно різноманітні, що зумовлено розмаїтими поєднаннями природних факторів, тривалістю ґрунтоутворення, динамічністю умов їхнього розвитку. На відміну від інших заплавлних ґрунтів, серед лучноземів ясногумусових зустрічаються роди зі всією гамою засолення — від незасолених до сильносолончакуватих.

Виразність соленакопичення в лучноземах ясногумусових залежить не тільки від глибини і мінералізації підґрунтових вод (остання коливається в межах 3–10 г/л), але і від гранулометричного складу, про що свідчать дані по ключ-ділянках 17, 19, 20, 22 (табл. 4.8, 4.9). Супіщані (к-д. 17) ґрунти, що розвиваються в умовах впливу слабомінералізованих підґрунтових вод, зазвичай не засолені, а середньосуглинисті (к-д. 20), що підпираються середньомінералізованими водами, можуть утримувати досить значні запаси солей. Тип засолення лучноземів алювіальних ясногумусових у більшості випадків визначається як хлоридно-сульфатний.

Лучноземи ясногумусові глибокозасолені приурочені до найбільш високих ділянок заплавл середніх річок і розвиваються в умовах достатнього природного дренажу території, що можливе поблизу стариць, річищ, штучних каналів. Легкорозчинних солей у межах їх півто-

Таблиця 4.8

Склад гіпотетичних легкорозчинних солей і вміст вуглекислого вапна та гіпсу в лучноземях ясногумусових пониззя р. Когильник

| Глибина, см | Na ₂ CO ₃ | Ca(HCO ₃) ₂ | Mg(HCO ₃) ₂ | NaHCO ₃ | CaSO ₄ | Na ₂ SO ₄ | NaCl | MgCl ₂ | Сухий залишок, % | CaCO ₃ , % | CaSO ₄ *2H ₂ O, % |
|---|---------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|--------------------|-------------------|---------------------------------|------|-------------------|------------------------|-----------------------|--|
| | мг-екв / 100 г ґрунту | | | | | | | | | | |
| Ключ-ділянка 17: супіщані глибокозасолені | | | | | | | | | | | |
| 0-10 | 0 | 0,20 | 0 | 0 | 0 | 0,40 | 0,20 | 0,10 | 0,051 | 0 | 0,01 |
| 50-60 | 0 | 0,30 | 0,10 | 0 | 0 | 0,40 | 0,20 | 0,10 | 0,046 | 0 | 0,03 |
| 90-100 | 0 | 0,20 | 0,10 | 0,20 | 0 | 0,54 | 0,30 | 0 | 0,069 | 0 | 0,02 |
| 125-150 | 0 | 0,62 | 0,42 | 0,10 | 0 | 0,54 | 0,42 | 0 | 0,083 | < 1 | 0,03 |
| Ключ-ділянка 22: легкосуглинисті глибокосолончакуваті | | | | | | | | | | | |
| 0-10 | 0 | 0,18 | 0 | 0 | 0,53 | 0 | 0,26 | 0,24 | 0,039 | 0 | 6,80 |
| 20-30 | 0 | 0,36 | 0 | 0 | 0,08 | 0,26 | 0,08 | 0,18 | 0,033 | 0,03 | 7,45 |
| 80-100 | 0,24 | 0,56 | 0,66 | 1,22 | 0 | 0,62 | 0,36 | 0 | 0,137 | 16,21 | 8,40 |
| 140-160 | 0,20 | 0,22 | 0,08 | 1,75 | 0 | 4,81 | 1,24 | 0 | 0,297 | 8,90 | 8,35 |
| 220-230 | 0,10 | 0,30 | 0,24 | 1,06 | 0 | 4,22 | 3,22 | 0 | 0,311 | 2,61 | 8,30 |

раметрової товщі міститься менше ніж 0,25–0,3%, але у переважній більшості у гумусовому горизонті легких за гранулометричним складом ґрунтів, якими є лучноземі ясногумусові, утримується 0,05 — 0,1%, а в підгумусових — менше 0,25%. Вони не формують видимих новоутворень, а знаходяться або в ґрунтового розчині, або, при підсиханні ґрунту, утворюють потайливі поодинокі кристали.

Глибокі (150–200 см) горизонти деяких лучноземів ясногумусових можуть містити карбонат натрію в кількості 0,05–0,3 мг-екв/ 100 г ґрунту (зрідка 0,8) при загальній лужності 1–1,5 мг-екв, через що вони, за результатами аналізу водної витяжки, визначаються як глибокосередньо- і глибокосильнозасолені, переважно, при сульфатно-содовому типі соленакопичення. Новоутворення легкорозчинних солей і в цих випадках не виявляються.

У безсодових верхніх шарах тип засолення змішаний, але скоріше сульфатно-хлоридний. Сезонна пульсація солевмісту у зоні аерації глибокозасолених ґрунтів практично не виражена. У весняний і осінній періоди різниця в солевмісті перебуває в межах помилки вимірів.

Досліджувані ґрунти можуть мати значну кількість карбонату каль-

Таблиця 4.9

Склад гіпотетичних легкорозчинних солей і вміст вуглекислого вапна у лучноземях ясногумусових солончакуватих пониззя р. Когильник

| Глибина, см | Ca(HCO ₃) ₂ | Mg(HCO ₃) ₂ | NaHCO ₃ | CaSO ₄ | Na ₂ SO ₄ | MgSO ₄ | NaCl | MgCl ₂ | Сухий залишок, % | CaCO ₃ , % |
|---|------------------------------------|------------------------------------|--------------------|-------------------|---------------------------------|-------------------|------|-------------------|------------------------|--------------------------|
| | мг-екв / 100 г ґрунту | | | | | | | | | |
| Ключ-ділянка 20: сильносолончакуваті середньосуглинисті | | | | | | | | | | |
| 0-20 | 0,30 | 0,20 | 0,60 | 0 | 2,08 | 0 | 0,90 | 0 | 0,180 | 0 |
| 50-60 | 0,70 | 0,60 | 0,30 | 0 | 4,62 | 0 | 2,60 | 0 | 0,294 | < 1 |
| 60-70 | 1,30 | 0 | 0 | 4,10 | 10,54 | 1,60 | 0 | 3,60 | 0,714 | < 1 |
| 70-90 | 1,30 | 0 | 0 | 17,10 | 17,42 | 4,50 | 0 | 3,80 | 1,524 | 4,24 |
| 90-110 | 1,50 | 0 | 0 | 19,30 | 17,4 | 3,40 | 0 | 4,00 | 1,630 | 14,84 |
| 125-150 | 1,00 | 0 | 0 | 20,50 | 21,62 | 1,40 | 0 | 4,10 | 1,638 | 12,72 |
| 150-175 | 1,30 | 0 | 0 | 8,70 | 15,76 | 15,70 | 0 | 3,50 | 1,554 | 6,36 |
| 175-200 | 1,00 | 1,10 | 0 | 0 | 7,5 | 0 | 3,50 | 0 | 0,440 | 4,24 |
| Ключ-ділянка 37: слабосолончакуваті легкосуглинисті | | | | | | | | | | |
| 0-30 | 0,30 | 0,50 | 0 | 0 | 1,58 | 0 | 0,20 | 0,70 | 0,115 | 0 |
| 60-80 | 0,70 | 0,50 | 0 | 0 | 2,08 | 0 | 1,40 | 0,10 | 0,168 | 0 |
| 80-100 | 1,10 | 0 | 0 | 0 | 6,50 | 0 | 0,70 | 2,10 | 0,338 | < 1 |
| 100-125 | 1,00 | 0,30 | 0 | 0 | 2,92 | 0 | 1,40 | 1,80 | 0,254 | 3,37 |
| 125-150 | 1,40 | 0 | 0 | 0,20 | 5,88 | 0 | 1,70 | 1,30 | 0,350 | 6,36 |
| Ключ-ділянка 15: слабосолончакуваті середньосуглинисті | | | | | | | | | | |
| 0-20 | 0,70 | 0,10 | 0,30 | 0 | 2,50 | 0 | 0,90 | 0 | 0,150 | 0 |
| 43-55 | 1,10 | 0,50 | 0,70 | 0 | 1,66 | 0 | 1,30 | 0 | 0,186 | 10,55 |
| 60-70 | 1,10 | 0,70 | 0 | 0 | 2,16 | 0 | 1,90 | 0,40 | 0,202 | 14,84 |
| 70-80 | 0,50 | 1,10 | 0,20 | 0 | 4,12 | 0 | 2,20 | 0 | 0,206 | 11,02 |
| 80-100 | 0,50 | 0,40 | 1,60 | 0 | 4,50 | 0 | 3,40 | 0 | 0,352 | 8,48 |
| 100-125 | 0,40 | 0,50 | 1,50 | 0 | 4,62 | 0 | 1,00 | 0 | 0,337 | 4,24 |

цію, максимум якого часто вищий за максимум легкорозчинних солей, що свідчить про вторинність подібних сольових профілів. У гумусових шарах лучноземів ясногумусових вуглекисле вапно відсутнє практично завжди або присутнє в незначних кількостях — менше 0,2–0,4%. У той же час підгумусові глибокі шари ґрунтів можуть деколи утримувати значні скупчення CaCO₃ — до 10–18%, що надають ґрунтовій масі брудно-білесого кольору. Карбонати у досліджених ґрунтах не утворюють конкреційні форми, а просочують супіщану чи суглинисту основу, утворюючи мозаїчні маси із незначною щільністю. При цьому у глибококарбонатних ґрунтах чітко виявляється верхня межа зони скупчення вапна. Від неї до ґрунтових вод кількість карбонатів поступово зменшується; в зоні повного насичення вологою CaCO₃ виявляється тільки за ознаками закипання від 10% HCl.

Лучноземи ясногумусові глибокосолончакуваті приурочені до пагорбів прируслової (старичної) заплави середніх річок і

розвиваються в умовах більш слабкої “вентиляції” ґрунтових вод. Наприклад, у заплаві пониззя р. Когильник глибокосолончакуваті ясногумусові ґрунти розташовані в центральних областях розлогих пристаричних грив. Гумусові горизонти цих ґрунтів також позбавлені надлишку легкорозчинних солей, а наявні характеризуються змішаним типом без прояву соди. Сольові максимуми виявляються на глибині 120–150 см у вигляді окремих “вставних” у ґрунтову масу стяжінь карбонатно-сольових мас. Ступінь засолення таких ґрунтів зазвичай не більше середнього із вмістом солей 0,3–1,2%.

У складі солей сольових максимумів лучноземів ясногумусових глибокосолончакуватих часто різко переважають сульфатні солі, що пов’язано з хорошими умовами відмивання в “легких” ґрунтах більш розчинних хлоридів. Середньозасолені ґрунти уже мають чіткі новоутворення легкорозчинних солей, які в основному приурочені до горизонтів скупчення карбонатів. Вони мають вигляд окремих дрібних прожилок розміром 0,3–10 мм, що вклинені в суцільну легкосуглинкову жовтувато-бурувату карбонатну ґрунтову масу. Новоутворення солей концентруються, на перший погляд, у випадкових (поза шпарами) місцях. Густота їх розміщення теж може бути різною без виразних на те причин. Прожилки являють собою мікрокристалічні “склоподібні” скупчення тенардиту — мірабіліту. Інші солі — хлориди, легкорозчинні карбонати і бікарбонати, — очевидно, розпорошені рівномірно в ґрунтовій масі таких ґрунтів.

Досить суттєвою обставиною є періодична присутність у легких за гранулометричним складом ґрунтів, що підживлюються слабо- або середньомінералізованими підґрунтовими водами, соди. У глибокосолончакуватих родах лучноземів ясногумусових вона виявляється також в глибоких (100–200 см) горизонтах з капілярно-підпертою вологою, але за умови незначного (не більше 0,4%) в них загального вмісту легкорозчинних солей. Численні дослідження дозволяють стверджувати, що прояв соди в алювіальних ґрунтах досліджуваного району є ознакою слабкої буферності ґрунтів (легкого гранулометричного складу, незначної гумусованості і невисокого вмісту нейтральних легкорозчинних солей), а також відображенням хімізму слабомінералізованих підґрунтових вод.

Лучноземи ясногумусові солончакуваті і високосолончакуваті у переважній більшості містять середню кількість легкорозчинних солей (табл. 4.9). Це найбільш поширені роди серед лучноземів ясногумусових. При слабкому засоленні сольовий профіль

солончакуватих ґрунтів характеризується часто пилкоподібною формою з чергуванням більш і менш засолених шарів, а у середньо- і сильнозасолених родах чітко виявляється сольовий максимум. У першому варіанті засолення односкладове — із полуторною-подвійною перевагою сульфатів над хлоридами і $\text{Ca} - \text{Mg} - \text{Na}$ -євим типом по катіонному складу. У поодиноких сольових максимумах із вмістом солей до 1,5–1,6% засолення частіш чисто сульфатне, що також, очевидно, пояснюється сприятливими умовами відмивання більш розчинних солей. Зустрічаються і хлоридно-сульфатні типи засолення, проте вони виявляються в менш засолених ґрунтах (сухий залишок менше 0,5–0,8%).

Будова сольових профілів у солончакуватих родах лучноземів ясногумусових наближається до класичної; поверхневі горизонти у таких випадках мають відносно вузьке співвідношення між сульфатом і Cl^- іоном, нижче коефіцієнт $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ розширюється, а під горизонтом максимуму легкорозчинних солей залягає горизонт із гіпсовими новоутвореннями. Близьче до підґрунтових вод виявляються скупчення вапна. На масивах дії дренажних систем у “легких” ґрунтах сольові профілі здебільшого мають не природну будову, часто із зворотнім порядком розміщення легко- і важкорозчинних солей.

Наявність гіпсу є характерною ознакою середньо- і сильносолончакуватих заплачних ґрунтів. Гіпсові новоутворення у “легких” ґрунтах мають вигляд подекуди суцільних дрібнокристалічних сіруватих щільних прожилок, але частіше вони схожі на розсипчасті дрібнокристалічні (з розміром кристалів 0,05–1 мм) жилаві маси, що утворюють агрегати разом з кристалами легкорозчинних солей. Останні як самостійні новоутворення — сніжно-білі, також у вигляді крихких мілкокристалічних прожилок — займають окремі пори у верхній частині горизонту сольових акумуляцій.

Мезоморфологічні дослідження показали тенардитово-мірабілітову природу порових новоутворень солей у горизонтах сольових максимумів. Отже, хлориди і бікарбонати, що виявляються аналізом водної витяжки, також і в родах солончакуватих ґрунтів мають тенденцію до більш рівномірного проживлення ґрунтової маси. Ця їх властивість свідчить і про більш високу мобільність хлоридів і бікарбонатів через легку розчинність невеликих новоутворень цих солей.

Лучноземі ясногумусові солончакові менш поширені, але зустрічаються на рівнинних ділянках заплав і гирлових областей із легким (супіщано-середньосуглинистим) гранулометричним складом алювію. У 20–30 см прошарку цих ґрунтів виявляється 0,25–0,8% солей. При цьому в поверхневому шарі (0–10–15 см) зазвичай міститься незначна (менше 0,25%) їх кількість. Тип засолення верхніх горизонтів може бути як хлоридно-сульфатний, так і сульфатно-хлоридний магнієво-натрієвий. Останній тип є характерним для дельт малих і середніх річок.

Сольовий профіль слабо- і середньозасолених ґрунтів має переважно один-два максимуми скупчення солей у середніх шарах або відразу в підповерхневому (20–40 см) прошарку. Маючи найбільші запаси легкорозчинних солей в гумусовому шарі, вони характеризуються стандартним співвідношенням $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$. Слабо- і середньозасолені горизонти (ґрунти) мають більш вузький коефіцієнт $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$, але можуть характеризуватися і підвищеною вагою сульфатних солей. Так, у шарі 40–60 см лучноземів ясногумусових сильносолончакових середньосуглинкових (ключ-ділянка 19) співвідношення сульфатів до хлоридів дорівнює 15,7. У складі солей цих ґрунтів присутні в основному сульфати натрію і кальцію (табл. 4.10).

Характерною ознакою солончакових ґрунтів є їх закипання з поверхні. Однак видимі новоутворення вуглекислого вапна приурочені або до середніх горизонтів, де типові гіпсо-карбонатно-сольові (легкорозчинних солей) агрегати, або до близьких до підґрунтових вод шарів. Мікроморфологічні дослідження показують, що новоутворення вапна мають вигляд окремих суцільних стяжін дрібнокристалічного кальциту в основі, а гіпсові виділення займають переважно пори.

Гирлові ландшафти малих і середніх річок, а також широкі вирівняні області центральних ділянок заплав середніх рік характеризуються значною акумуляцією легкорозчинних солей. У прилиманній зоні, наприклад заплави р. Когильник, супіщано-середньосуглинисті солончакові ґрунти і солончаки ясногумусові займають 70% території. Серед засолених ґрунтів особливе місце належить так званим “ясногумусовим солончаковим часовим катенам”. Вони приурочені, головним чином, до прилиманних (пригирлових) територій заплав і розвиваються на легких породах в умовах близького залягання сильномінералізованих підґрунтових вод. У гирловій області р. Барабой солончакові ґрунти в поєднанні із солончаками зернистими

мають добре розвинений (до 60–80 см) гумусовий профіль із граничним для цих ґрунтів вмістом гумусу до 3,5%.

Таблиця 4.10

**Склад легкорозчинних солей і вміст вуглекислого вапна в
лучноземах ясногумусових високосолончакуватих пониззя р.
Когильник
(ключ-ділянка 19)**

| Глибина, см | Ca(HCO ₃) ₂ | Mg(HCO ₃) ₂ | CaSO ₄ | Na ₂ SO ₄ | MgSO ₄ | NaCl | MgCl ₂ | Сухий залишок, % | CaCO ₃ , % |
|----------------|------------------------------------|------------------------------------|-------------------|---------------------------------|-------------------|------|-------------------|---------------------|-----------------------|
| | мг-екв / 100 г ґрунту | | | | | | | | |
| 0-20 | 1,30 | 0,10 | 0 | 2,76 | 0,98 | 0 | 1,40 | 0,236 | 0 |
| 20-30 | 1,00 | 0 | 11,20 | 3,62 | 4,00 | 0 | 0,80 | 0,704 | 0 |
| 30-40 | 1,00 | 0 | 18,50 | 1,30 | 4,30 | 0 | 0,60 | 0,875 | 0 |
| 60-78 | 1,00 | 0 | 10,60 | 11,60 | 6,60 | 0 | 2,90 | 1,178 | 0 |
| 78-100 | 1,70 | 0 | 6,70 | 14,60 | 4,40 | 0 | 3,60 | 1,194 | 4,22 |
| 100-125 | 1,10 | 0 | 1,00 | 11,60 | 0,00 | 0,40 | 3,30 | 0,574 | 11,87 |
| 125-150 | 1,20 | 0 | 20,40 | 11,20 | 0,00 | 2,62 | 1,78 | 1,414 | 12,72 |

Головною особливістю ясногумусових солончакових ґрунтів є інтенсивне сезонно пульсуюче соленакопичення. У холодний період року (листопад–березень), а також після рясних літніх опадів у ясногумусових солончакових часових катенах можуть практично цілком відмиватися легкорозчинні солі. У жаркий період року вони характеризуються типовим виглядом (за ознаками морфології і галофітної рослинності) солончаків.

Прилиманні (приморські) ясногумусові солончакові катени на відміну від заплавних (материкових) солончакових ґрунтів і солончаків мають переважно сульфатно-хлоридний тип засолення, що також свідчить про важливу роль сульфатно-хлоридних ґрунтових вод у формуванні сольового профілю цих ґрунтів (див. рис. 6.21). По суті, подібні сольові профілі варто називати первинними (молодими), тому що вони копіюють своїм складом солей тип засолення ґрунтових вод. У хлоридно-сульфатних і сульфатних засолених ґрунтах сольові профілі сформовані уже в результаті складних і тривалих внутрішньоґрунтових процесів, що є причиною збагачення їх профілю сульфатними солями.

Таким чином, приморські ясногумусові солончакові часові катени можна розглядати як першу стадію соленакопичення в гідроморфних ландшафтах північно-західного Причорномор'я.

Стратоземи алювіальні шарувато-ясногумусові

Стратоземи шарувато-ясногумусові, що поширені в основному в заплавах середніх річок, з поверхні майже не відрізняються від лучноземів ясногумусових, але в цілому мають ускладнений профіль. Його розчленована будова формувалася не тільки алювіальними процесами, але й ґрунтовими — солонцево-ілювіальним, елювіально-глейовим та іншими.

Легкі за гранулометричним складом прошарки цих ґрунтів зазвичай незасолені або слабозасолені, і наявні легкорозчинні солі невидимі у їх ґрунтовій масі. Більш важкі — важкосуглинисті — глинисті горизонти вирізняються багатством сольових новоутворень.

Аналіз складу гіпотетичних легкорозчинних солей на ключ-ділянці 12, що характеризує шаруваті ґрунти гирлової зони р. Когильник, свідчить про невелику різницю сольових профілів стратоземів шарувато-ясногумусових і лучноземів ясногумусових, які також мають ознаки шаруватості, але вони не бувають такими виразними.

Крім того, і це головне, водний режим стратоземів шарувато-ясногумусових чітко визначається двочленною будовою, яка не може не впливати також на їх сольовий режим. Таким чином, якщо за видом сольового розчленування шаруваті ґрунти слабо відрізняються від інших, легких за гранулометричним складом, то за характером формування сольового профілю різниця між цими ґрунтами суттєва. Перш за все, горизонт з невеликим ступенем засолення визначається не тільки рівнем підґрунтових вод, але і потужністю “легкого” алювію. Можливі водозастійні явища також, без сумніву, впливають на характер розподілення сольових мас.

Як видно із таблиці 4.11, шарувато-ясногумусові ґрунти, як в “легкому” незасоленому шарі (0–45 см), так і у “важких” середньозасолених горизонтах, мають хлоридно-сульфатний склад солей, серед яких виразно домінує сірчаноокислий натрій. У природних умовах це тенардитовий псевдоміцелій або криптокристалічні маси, а в горизонтах сольових акумуляцій при достатній зволоженості — мірабіліт у складних прожилках по порах і кореневих ходах. При достатньо високому ступені засолення в горизонтах, близьких до підґрунтових вод, у великій кількості виявляється гіпс, частіше у вигляді крупнокристалічних крихких скупчень.

Таблиця 4.11

**Склад легкорозчинних солей і вміст вуглекислого вапна в
стратоземах шарувато-ясногумусових високосолончакуватих
(гірлова область р. Козильник, ключ-ділянка 12)**

| Глибина, см | Ca(HCO ₃) ₂ | Mg(HCO ₃) ₂ | CaSO ₄ | Na ₂ SO ₄ | MgSO ₄ | NaCl | MgCl ₂ | Сухий залишок, % | CaCO ₃ , % |
|----------------|------------------------------------|------------------------------------|-------------------|---------------------------------|-------------------|-------|-------------------|---------------------|--------------------------|
| | мг-екв / 100 г ґрунту | | | | | | | | |
| 0-30 | 0,50 | 0 | 0 | 0 | 0 | Сліди | 0,30 | 0,102 | 0 |
| 30-45 | 0,60 | 0 | 0,20 | 3,16 | 0 | 0,60 | 0,70 | 0,128 | 0 |
| 45-60 | 1,30 | 0 | 0,40 | 9,76 | 0 | 0,60 | 1,20 | 0,490 | < 1 |
| 100-125 | 2,10 | 0,30 | 0 | 13,56 | 0 | 0,10 | 3,60 | 0,640 | 2,11 |
| 125-150 | 1,90 | 0 | 3,70 | 13,64 | 3,30 | 0 | 3,20 | 0,894 | 4,24 |
| 150-175 | 1,60 | 0 | 2,60 | 11,64 | 2,60 | 0 | 1,50 | 0,692 | 12,72 |
| 175-190 | 2,10 | 0 | 0,60 | 14,54 | 2,30 | 0 | 1,60 | 0,770 | 25,44 |
| 190-240 | 1,10 | 0,70 | 0 | 5,96 | 0,70 | 0 | 1,60 | 0,362 | 2,12 |

Лучноземи алювіальні і алювіально-делювіальні зернисті

Лучноземи алювіальні зернисті відносяться до найбільш розвинених, родючих ґрунтів заплавл малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я. Вони є фоновими ґрунтами поряд із делювіальними зернистими й алювіально-делювіальними зернистими в заплавах малих річок і складають основу ґрунтового покриття в заплавах середніх рік.

Лучноземи зернисті відрізняються також розмаїтістю властивостей і режимів. В цілому переважають солончакуваті роди, засолені переважно сульфатними легкорозчинними солями за участю гіпсу. Примітною є менш часта поява в слабозасолених “темноколірних” ґрунтах карбонату натрію, очевидно, у силу більш високої буферності через відносно велику гумусованість і важкий гранулометричний склад.

Лучноземи зернисті мають потужний (більше 50 см, іноді до 100–120 см) гумусовий горизонт із вмістом гумусу в поверхневих прошарках до 3,5–4,5%. Нижні горизонти цих ґрунтів чітко слабооглеєні, а в середніх прошарках (підгумусових горизонтах середньопотужних видів) виявляється багато новоутворень легкорозчинних солей у вигляді прожилок за ходами коренів і тріщинами, а також у вигляді невеликих скупчень, що викристалізуються в щільній ґрунтовій масі.

Умови ґрунтоутворення лучноземів зернистих, наприклад, в пониззях середніх річок сприяють інтенсивному їх засоленню. Займаючи тут рівнинні або злегка нахилені місцевості, підживлюючись мінералізованими (5–10 г/л) підґрунтовими водами, що залягають на глибині 1,8–2,5 м, вони мають переважно елювіально-ілювіальні сольові профілі із сольовими максимумами в середніх (50–80 см) шарах. Але загалом внаслідок різноманітних умов по окремих заплавах розповсюджені всі роди за ступенем засолення — від незасолених до сильносолончакових.

Лучноземи зернисті глибокозасолені і глибокосолончакуваті формуються переважно на делювіальних і делювіально-алювіальних відкладах, що займають практично всю область біля річищ V-подібних долин малих річок і високу лучно-делювіальну (підшову схилів) заплаву середніх річок. Вони мають незасолений гумусовий горизонт і сольові акумуляції за перехідними горизонтами (100–200 см). На відміну від лучноземів ясногумусових, у зернистих ґрунтах набагато рідше виявляється карбонат натрію, а відношення SO_4^{2-} до Cl^- досить різноманітне. Зустрічаються як хлоридно-сульфатні, так і сульфатно-хлоридні слабозасолені прошарки над дзеркалом глибоких підґрунтових вод. У профілі цих ґрунтів, схожому на чорноземний, відсутні новоутворення легкорозчинних солей. Карбонати кальцію, навпаки, часто присутні в делювіальних групах через його привнесення з еродованих схилів долин. Його наявність у верхніх горизонтах може визначатись за закипанням, але окремі карбонатні новоутворення (окрім включень слабогумусованих “закипаючих” лесоподібних привнесених окреможестей) відсутні. За гумусовим горизонтом кількість вапна може бути досить значна; в делювіальних лучноземах зернистих ключ-ділянки 16 (табл. 4.12) в заплаві р. Когильник на глибині 150–175 см визначено 26% CaCO_3 .

Лучноземи зернисті солончакуваті відносяться до більш поширеного роду в заплавах малих і особливо середніх річок північно-західного Причорномор’я. Їхній сольовий профіль веретеноподібної форми, часто з кількома максимумами, в найбільш повному вигляді ха-

Таблиця 4.12

Склад гіпотетичних легкорозчинних солей лучноземів алювіально-делювіальних зернистих глибокосолончакуватих заплави пониззя р. Когильник (ключ-ділянка 16)

| Глибина, см | Ca(HCO ₃) ₂ | Mg(HCO ₃) ₂ | NaHCO ₃ | CaSO ₄ | Na ₂ SO ₄ | MgSO ₄ | NaCl | MgCl ₂ | Сума солей, % | CaSO ₄ *2H ₂ O, % | CaCO ₃ , % |
|----------------|------------------------------------|------------------------------------|--------------------|-------------------|---------------------------------|-------------------|------|-------------------|---------------|---|-----------------------|
| | мг-екв / 100 г ґрунту | | | | | | | | | | |
| 0-15 | 1,05 | 0,15 | 0 | 0 | 0,09 | 0 | 0,15 | 0,20 | 0,061 | 0,03 | 0,52 |
| 30-45 | 1,22 | 0 | 0 | 0,04 | 0,24 | 0,06 | 0 | 0,36 | 0,070 | 0,02 | 0,26 |
| 60-80 | 1,08 | 0,02 | 0 | 0 | 0,38 | 0,12 | 0 | 0,34 | 0,069 | 0,01 | 0,13 |
| 100-125 | 0,75 | 0,13 | 1,32 | 0 | 0,52 | 0 | 0,38 | 0 | 0,120 | 0,03 | 6,17 |
| 125-150 | 1,05 | 0,15 | 0,50 | 0 | 2,62 | 0 | 1,58 | 0 | 0,209 | 0,09 | 23,43 |
| 150-175 | 1,20 | 0 | 0 | 0,45 | 0,37 | 0 | 2,07 | 1,79 | 0,181 | Не | 26,22 |
| 175-200 | 1,12 | 0,14 | 0 | 0 | 5,52 | 0 | 1,52 | 3,24 | 0,367 | виз. | 15,26 |

рактизує процеси соленакопичення в домінуючих заплавних ґрунтах.

Верхні прошарки (0 — 20–40 см) цих ґрунтів мають некритичний (менше 0,25–0,3%) вміст легкорозчинних солей; новоутворення легкорозчинних солей тут можуть бути, але досить рідко і у вигляді дрібних прожилок. Ближче до підґрунтових вод у сильноокарбонатованому алювії або в перехідних гумусових горизонтах при слабкому ступені засолення переважає сульфат натрію, але при відносно вузькому співвідношенні Cl/SO₄. В той же час у ґрунтах під максимумом легкорозчинних солей може бути значна кількість гіпсу, який або окремими кристалами в основі, або багатошаровими відкладеннями веретеноподібних кристалів заповнює пори.

У сольових максимумах (одному або декількох), приурочених до середньої частини профілю (40 — 80 см), сульфатні солі зазвичай різко домінують: із легкорозчинних солей превалює мірабіліт — тенардит. Також може бути достатньо велика кількість гіпсу (табл. 4.13).

Основними новоутвореннями легкорозчинних солей у горизонтах сольових максимумів є шпарові заповнення у вигляді прожилок і пластинчастих форм з відносно великими розмірами: прожилки мають в середньому товщину 3–5 мм, а пластинчасті форми в міжагрегатних порах-тріщинах займають площу від декількох міліметрів до 1,5–5 см².

Отже, сольова складова частина ґрунтової маси в лучноземах зернистих набагато виразніше організується відокремлено. Домінуючі легкорозчинні солі заповнюють основу не рівномірно, а утворюють окремі зони сегрегації. Сольові горизонти в цих ґрунтах являють собою локально сильнозасолені і слабозасолені (незасолені) ґрунтові маси, в яких токсичні речовини (солі) займають переважно біопори і тріщини між структурними окремостями, тобто в певній мірі займають місце газової фази ґрунтів.

Видима взаємодія між солями та іншими складовими ґрунту, особливо з органікою, відбувається також локально — вздовж шпар. Вигляд контактних зон свідчить про взаємопроникаючий характер їх формування, з однієї сторони, а з іншої — про досить агресивний вплив солей на мінеральну й органічну частину ґрунту. Ґрунтова маса вздовж пори, що заповнена легкорозчинними солями, має роз'їдений, з острівками, вигляд, вона практично повністю відмита від гумусу, а наявний має виразну рухливість. В зонах, що прилягають до пори, відбувається вуглефікація рослинних решток.

Таблиця 4.13

Склад гіпотетичних легкорозчинних солей лучноземів алювіальних зернистих високосолончакуватих заплави пониззя р. Когильник (ключ-ділянка 3)

| Глибина, см | Ca(HCO ₃) ₂ | Mg(HCO ₃) ₂ | NaHCO ₃ | CaSO ₄ | Na ₂ SO ₄ | MgSO ₄ | NaCl | MgCl ₂ | Сухий залишок, % | CaCO ₃ , % |
|----------------|------------------------------------|------------------------------------|--------------------|-------------------|---------------------------------|-------------------|------|-------------------|------------------|-----------------------|
| | мг-екв / 100 г ґрунту | | | | | | | | | |
| 0-20 | 0,30 | 0,40 | 1,40 | 0 | 1,74 | 0 | 1,20 | 0 | 0,187 | не |
| 30-40 | 0,50 | 1,50 | 0,30 | 0 | 2,42 | 0 | 1,60 | 0 | 0,268 | 0,02 |
| 50-60 | 1,10 | 0 | 0 | 20,70 | 13,00 | 10,50 | 0 | 3,00 | 1,982 | 0,40 |
| 70-80 | 0,90 | 0 | 0 | 19,80 | 14,00 | 10,10 | 0 | 2,90 | 2,046 | 1,00 |
| 100-125 | 1,30 | 0 | 0 | 3,70 | 13,18 | 2,70 | 0 | 2,60 | 0,944 | 3,39 |
| 150-175 | Не визначалося | | | | | | | | 1,632 | 2,12 |
| 175-200 | Не визначалося | | | | | | | | 1,604 | 10,5 |
| 200-225 | 0,90 | 0,70 | 0,40 | 0 | 6,10 | 0 | 1,90 | 0 | 0,343 | 11,0 |

Лучноземи зернисті солончакові поширені в основному в пригірлових областях середніх і малих річок на рівнинних місцевостях, а також інших слабодренованих ділянках заплави середніх річок. Їхній профіль має перехідні риси до глейоземів зернистих.

Легкорозчинні солі в лучноземах зернистих солончакових виявляються під дерниною, але виразні ілювіально-сольові горизонти приурочені до 20–40 см шару ґрунтів. У складі солей солончакових родів, порівняно з глибокосолончакуватими, помітно більш вузьке відношення $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ у поверхневих горизонтах, що може пояснюватися сприятливішими умовами міграції солей до поверхні ґрунтів — близьким стоянням (або виходом на поверхню) капілярної кайми.

В сольових максимумах цих ґрунтів при значному соленакопиченні сульфатні солі різко домінують — основними є гіпс і Na_2SO_4 (табл. 4.14, 4.15).

Таблиця 4.14

Склад гіпотетичних легкорозчинних солей лучноземів алювіальних зернистих солончакових зрошуваних заплави р. Когильник (ключ-ділянка 28)

| Глибина, см | $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ | $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ | CaSO_4 | Na_2SO_4 | MgSO_4 | NaCl | MgCl_2 | Суха остача, % | CaCO_3 , % |
|----------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------|--------------------------|-----------------|---------------|-----------------|-------------------|---------------------|
| | мг-екв / 100 г ґрунту | | | | | | | | |
| 0-20 | 1,40 | 0 | 0,90 | 5,20 | 0,00 | 0,90 | 1,50 | 0,336 | 4,32 |
| 33-50 | 1,60 | 0 | 1,80 | 8,40 | 1,10 | 0 | 1,80 | 0,514 | 4,21 |
| 70-90 | 1,30 | 0 | 20,30 | 11,16 | 0,40 | 0 | 2,70 | 1,288 | 4,76 |
| 90-100 | 1,90 | 0 | 4,10 | 9,60 | 2,10 | 0 | 2,50 | 0,672 | 5,44 |
| 100-125 | 1,70 | 0 | 3,10 | 9,66 | 1,90 | 0 | 2,20 | 0,628 | 4,87 |
| 125-150 | 1,50 | 0 | 2,70 | 11,20 | 2,00 | 0 | 1,80 | 0,649 | 2,57 |
| 175-200 | 0,70 | 1,00 | 0 | 5,40 | 0 | 2,20 | 0 | 0,310 | 0,71 |

Таблиця 4.15

Склад гіпотетичних легкорозчинних солей лучноземів алювіальних зернистих солончакових заплави пониззя р. Великий Куяльник (розріз 4В)

| Глибина, см | $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ | CaSO_4 | Na_2SO_4 | MgSO_4 | NaCl | MgCl_2 | Сухий залишок, % | pH |
|-------------|-----------------------------|-----------------|--------------------------|-----------------|---------------|-----------------|------------------|------|
| | мг-екв / 100 г ґрунту | | | | | | | |
| 0-25 | 0,85 | 3,05 | 3,34 | 0 | 2,32 | 2,30 | 0,380 | 7,30 |
| 25-41 | 1,50 | 2,45 | 6,50 | 0 | 0,80 | 4,00 | 0,494 | 7,50 |
| 50-60 | 0,90 | 8,70 | 6,26 | 3,28 | 0 | 4,16 | 0,754 | 7,20 |

Новоутворення легкорозчинних солей у солончакових родах, які частіше є сильнозасоленими, найбільш виразні і різноманітні. Звичайні й найбільш поширені пластові заповнення тріщин поміж структурних окремоностей. Вони часто настільки “забивають” шпари ґрунту, що утворюють сітку, яка забарвлює профіль у світло-сірий колір з білесими плямами великих сольових жил. Значна маса солей кристалізується в біогенних каналах, в основному на місці відмерлих рослинних решток. Також сольові покриття можуть бути на живих частинах коренів. Нижче максимуму легкорозчинних солей збільшується відносна кількість гіпсу, який в основному великими (від 0,1 до 1–2 мм) кристалами одноосібно заповнює рідкі шпари сіруватою крихкою масою.

Алювіальні глейоземи і солончаки

Заплавні глейоземи і солончаки за особливостями процесу соленакопичення в умовах аридного клімату можна розглянути як стадії заплавного ґрунтоутворення. Підвищене зволоження через близькі підґрунтові води сприяє не тільки інтенсивному оглеюванню, але й значному соленакопиченню. Досліджувані глейоземи мали переважно солончаковий тип сольового профілю з балансуванням вмісту солей між середнім і дуже сильним ступенем засолення. Однак заплавні солончаки за багатьма ознаками можна охарактеризувати як глейоземи із надкритичним вмістом легкорозчинних солей у поверхневому горизонті.

Глейоземи алювіальні ясногумусові є мікрогумусними ґрунтами, що формуються в умовах близького залягання підґрунтових вод на “легкому” за гранулометричним складом алювії. Їх сольовий профіль характеризується переважно “грибоподібною” формою з початком сольового максимуму з 10–20 см. Горизонт рослинної повсті і малої потужності шар під дерниною має, здебільшого, окремі прожилки солей; у мікропониженнях із більш зрідженою рослинністю значні маси солей можуть бути з поверхні, й у такому випадку ці ареали діагностуються як солончаки ясногумусові глейові.

Характерною особливістю глейоземів ясногумусових є інтенсивна сезонна пульсація солевмісту в їх профілі з коефіцієнтом сезонної акумуляції солей за декотрими горизонтами (це в основному поверхневі) в межах 5–10. Це може бути причиною нерівномірного (з декількома максимумами) характеру розосередження новоутворень легкорозчинних солей, які безпосередньо у профілі утворюють в основному тонкі, але часті прожилки. Останні, до речі, через таку

будову можуть досить швидко розчинятися і тим самим сприяти більш інтенсивній пульсації вмісту солей.

Сольові максимуми глейоземів ясногумусових характеризуються відносно вузьким співвідношенням $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ (1,5–3), і типовим є сульфатно-хлоридний склад солей, характерний для гирлових областей малих і середніх річок (табл. 4.16). В їх профілі не зустрічається сода; вуглекислі кальцій і магній виявляються з поверхні в кількості 1–4% , але карбонатні сегрегації у цих ґрунтах не спостерігаються.

Важливою особливістю названих ґрунтів є їх переважно солончаковий тип сольового профілю з балансуванням за солевмістом поміж середньо- і дуже сильнозасоленим родом.

Солончаки ясногумусові глейові як другий компонент нескладних поєднань із “легкими” глейовими ґрунтами вирізняються серед глейоземів ясногумусових сильносолончакових за незначними ознаками будови і властивостями. Їх ареали можуть вирізнитися тільки за зовнішніми показниками — солончаки займають мікропониження з більш зрідженою і збідненою галофітною рослинністю — і наявністю відповідної кількості солей в поверхневих шарах або на поверхні.

Таблиця 4.16

Склад гіпотетичних легкорозчинних солей глейоземів алювіальних ясногумусових солончакових заплави пониззя р. Когильник (ключ-ділянка 39)

| Глибина, см | $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ | $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ | CaSO_4 | Na_2SO_4 | MgSO_4 | NaCl | MgCl_2 | Сухий залишок, % | pH |
|----------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------|--------------------------|-----------------|---------------|-----------------|---------------------|------|
| | мг-екв / 100 г ґрунту | | | | | | | | |
| 0-30 | 1,30 | 0 | 3,70 | 10,10 | 0 | 0,70 | 1,60 | 0,605 | 7,88 |
| 50-80 | 1,40 | 0 | 1,50 | 3,60 | 0,20 | 0 | 1,70 | 0,292 | 7,68 |
| 80-100 | 1,40 | 0 | 8,00 | 9,58 | 2,10 | 0 | 2,00 | 0,803 | 7,97 |
| 100-125 | 1,60 | 0,40 | 0 | 5,44 | 0 | 0,60 | 0,60 | 0,300 | 7,90 |
| 125-150 | 0,90 | 0,50 | 0 | 4,22 | 0 | 0,80 | 0,30 | 0,233 | 7,92 |

Склад легкорозчинних солей у поверхневих горизонтах або в сольових вицвітах на поверхні ґрунтів глейово-солончакових поєднань може бути різноманітним. У низов’ї р. Когильник у прилиманній зоні з ропними сульфатно-хлоридними ґрунтовими водами поверхневі (15 см) шари солончаків вміщували 1,2–2,1% солей із сульфатно-хлоридним

складом (див. рис. 6.21). Сольові борошністі маси на поверхні солончаків ясногумусових, які вище від дельтової області р. Когильник займають невеликі площі серед зернистих глейових, мали сульфатний склад (рис. 4.15). Сульфатним складом характеризувалися і солончаки глибокопрофільні долини Сухого лиману (табл. 4.17).

Таблиця 4.17

Склад гіпотетичних солей у солончаках ясногумусових глейових заплави Сухого лиману (ключ-мікропрофіль 1С)

| Глибина, см | Ca(HCO ₃) ₂ | Mg(HCO ₃) ₂ | CaSO ₄ | Na ₂ SO ₄ | MgSO ₄ | NaCl | MgCl ₂ | Сухий залишок, % | рН |
|-------------|------------------------------------|------------------------------------|-------------------|---------------------------------|-------------------|------|-------------------|------------------|------|
| | мг-екв / 100 г ґрунту | | | | | | | | |
| 0-4 | 1,4 | 0,5 | 0 | 8,28 | 0 | 1,7 | 1,1 | 0,451 | 7,90 |
| 4-8 | 1,6 | 0 | 15,9 | 52,1 | 8,3 | 0 | 3,2 | 2,822 | 7,33 |
| 8-19 | 1,7 | 0 | 18,2 | 40,76 | 9,7 | 0 | 2,9 | 2,549 | 7,46 |
| 19-40 | 1,2 | 0 | 11,4 | 51,42 | 11,8 | 0 | 3,1 | 2,704 | 7,55 |
| 40-70 | 2,8 | 0 | 1,8 | 13,14 | 0 | 0,5 | 2,2 | 0,711 | 7,87 |

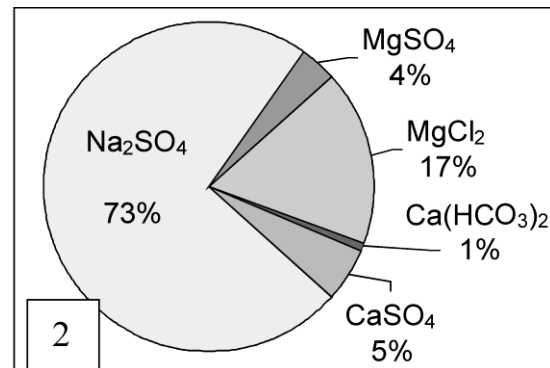
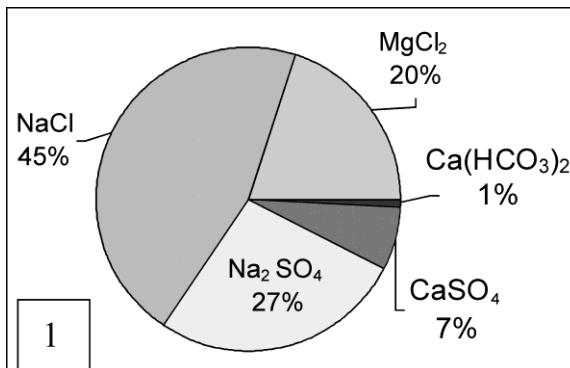


Рис. 4.15. Склад гіпотетичних легкокорозинних солей солончаків ясногумусових глейових: 1 — розріз 30 у гирловій області р. Когильник, шар 0–15 см, сухий залишок 2%; 2 — сольові вицвіти на поверхні ґрунту у низов'ї р. Когильник, сухий залишок 12%

Поверхневі новоутворення складаються або із однорідної суміші дрібнокристалічних сольових агрегатів з пилюватою силікатною частиною і, як видно із рисунків, мають змішаний склад або виглядають тонкими (1–3 мм) склоподібними галітовими кірочками,

що розбиті тріщинами ґрунту. Остання форма новоутворень типова для сульфатно-хлоридних солончаків.

Кількість і склад солей в сольових вицвітах величини динамічні. Найбільш інтенсивне їх відкладення спостерігаються в травні–червні, а в осінньо-зимовий період солі, особливо в сульфатно-хлоридних солончаках, практично повністю відмиваються з поверхневих горизонтів.

Глейоземи алювіальні зернисті і злизо-криптоглейові формуються на відносно низьких рівнях заплавл при поєднанні важкого гранулометричного складу алювію (важкосуглинистого і глинистого) і близьких (біля 120–160 см) рівнів ґрунтових вод. Ці ґрунти часто є компонентами дво- і тричленних поєднань за участю солончаків зернистих глейових і лучноземів алювіальних зернистих.

Вони мають частіше велику потужність гумусового горизонту (40–80 см) з інтенсивним темно-сірим забарвленням, хорошу структурність горизонту “Н” (мілкобрилисто-зернисту у важкосуглинистих різновидах і зернисто-брилисту в глинистих). Вміст гумусу в цих ґрунтах відносно високий — 3–5 % у верхніх горизонтах, — але гумусовий профіль частіше має регресивно-акумулятивну форму, за якої відбувається різке його падіння з глибиною. Шаруватість виражена слабо, але всюди важкосуглинисті-глинисті профілі ґрунтів підстилаються на деякій глибині (180–250 см) супіщано-піщаними водоносними породами.

Лучно-болотна стадія заплавного ґрунтоутворення, до якої належать зернисто-глейові ґрунти, одночасно є також фазою максимального розвитку солончакового процесу (табл. 4.18, 4.19, 4.20). Певну роль у процесах соленакопичення відіграють місцеві меліоративні заходи, особливо обвалування окремих ділянок для запобігання їхнього паводкового затоплення і створення неглибокого відкритого дренажу, що служить більше для збору поверхневого стоку, ніж для зниження рівня підґрунтових вод. Значне соленакопичення відбувається також при пошкодженні тваринами дернини на поверхні ґрунтів у випадку використання заплавлних угідь під вигін.

Склад солей у профілі глейоземів зернистих солончакових ґрунтів відрізняється від такого в “молодих” глейоземах мулуватих. У перших помітно накопичуються менш розчинні кальцієві солі і збільшується частка сульфату натрію. У прошарках, що відчують капілярне випаровування, формуються кристалічні гідратні їхні форми: мірабіліт, гіпс та інші. Солі у профілі ґрунтів утворюють щільні склоподібні

скупчення кристалів по біопорах, тріщинах і пустотах. У горизонтах сольових максимумів вони заповнюють більшу частину шпар. Важливо відзначити таку форму сольових скупчень, як заповнення ними замкнених пустот і запливання сольових агрегатів глинистою плівкою (див. рис. 4.13: 3). При низькій водопроникності ґрунтів це істотно ускладнює процес їхнього розсолення.

Таблиця 4.18

Склад гіпотетичних легкорозчинних солей глейоземів алювіальних зернистих вохристих (к-д. 32) і злиго-криптоглейових (к-д. 5В, 8П) солончакових заплав річок Когильник і В.Куяльник

| Ключ-ділянка | Глибина, см | Ca(HCO ₃) ₂ | CaSO ₄ | Na ₂ SO ₄ | MgSO ₄ | NaCl | MgCl ₂ | Сухий залишок, % | pH |
|--------------|-------------|------------------------------------|-------------------|---------------------------------|-------------------|------|-------------------|------------------|------|
| | | мг-екв / 100 г ґрунту | | | | | | | |
| 32 | 1-15 | 1,10 | 7,00 | 20,60 | 6,00 | 0 | 7,20 | 1,430 | 7,95 |
| | 15-40 | 1,00 | 9,90 | 22,82 | 3,50 | 0 | 7,30 | 1,534 | 7,85 |
| | 40-75 | 1,50 | 0,60 | 10,40 | 0 | 3,70 | 1,80 | 0,596 | 8,05 |
| 5В | 0-20 | 0,85 | 3,05 | 3,34 | 0 | 2,32 | 2,30 | 0,380 | 7,25 |
| | 25-40 | 1,50 | 2,45 | 6,50 | 0 | 0,80 | 4,00 | 0,494 | 7,55 |
| | 60-70 | 0,90 | 8,70 | 6,26 | 3,28 | 0 | 4,16 | 0,754 | 7,60 |
| 8П | 0-25 | 1,20 | 19,60 | 9,62 | 7,00 | 0 | 1,10 | 1,314 | 7,90 |
| | 25-50 | 0,70 | 24,60 | 7,00 | 4,80 | 0 | 1,20 | 1,400 | 7,80 |
| | 50-75 | 0,80 | 26,20 | 7,76 | 5,70 | 0 | 2,80 | 1,608 | 7,85 |
| | 75-100 | 0,70 | 27,00 | 5,80 | 3,90 | 0 | 6,40 | 1,624 | 7,80 |

Максимум легкорозчинних солей в глейоземах зернистих здебільшого зосереджений у підповерхневому (15–35 см) горизонті, проте мають місце ґрунти із сольовими піками в середній частині профілю.

Слабо- і середньозасолені роди глейоземів зернистих зустрічаються значно рідше, ніж сильносолончакові. Перші приурочені до зон інтенсивного дренажування, займають в основному підняті ділянки уздовж русла і стариць і можуть мати складний хлоридно-сульфатний сольовий профіль із кількома максимумами.

Глейоземи зернисті сильнозасолені типові для приморських і прилиманних областей долин малих і середніх річок. Вони характеризуються в основному грибоподібною формою сольового профілю з різкою перевагою сульфатів у сольовому максимумі (SO₄-

2/Cl⁻ — 4–20). Сильносолончакові роди таких ґрунтів за особливостями соленакопичення і морфологією новоутворень солей слабо відрізняються від солончаків зернистих глейових, в які вони, при відповідних умовах, можуть еволюціонувати.

Таблиця 4.19

Склад гіпотетичних солей в солончаках алювіальних зернистих шаруватих сульфатно-хлоридних заплави пониззя р. Тилігул

| № розрізу | Глибина, см | Ca(HCO ₃) ₂ | CaSO ₄ | Na ₂ SO ₄ | MgSO ₄ | NaCl | MgCl ₂ | Сухий залишок, % | рН |
|-----------|-------------|------------------------------------|-------------------|---------------------------------|-------------------|------|-------------------|------------------|------|
| | | мг-екв / 100 г ґрунту | | | | | | | |
| 3Т | 0-3 | 1,40 | 7,60 | 25,58 | 0 | 9,20 | 24,30 | 2,095 | 7,05 |
| | 6-40 | 0,86 | 11,96 | 15,66 | 1,98 | 0 | 13,00 | 1,369 | 7,15 |
| | 90-100 | 0,76 | 9,54 | 14,60 | 2,06 | 0 | 9,00 | 1,152 | 7,15 |
| | 130-150 | 0,90 | 9,50 | 14,60 | 2,94 | 0 | 9,00 | 1,183 | 7,20 |

Таблиця 4.20

Склад гіпотетичних солей в солончаках зернистих глейових заплави пониззя р. Барабой

| Глибина, см | Ca(HCO ₃) ₂ | Mg(HCO ₃) ₂ | NaHCO ₃ | CaSO ₄ | Na ₂ SO ₄ | MgSO ₄ | NaCl | MgCl ₂ | Сухий залишок, % | рН |
|-------------|------------------------------------|------------------------------------|--------------------|-------------------|---------------------------------|-------------------|------|-------------------|------------------|------|
| | мг-екв / 100 г ґрунту | | | | | | | | | |
| 0-5 | 1,50 | 0,40 | 0,60 | 0 | 8,90 | 0 | 1,30 | 0 | 0,441 | 7,92 |
| 16-24 | 1,40 | 0 | 0 | 15,40 | 50,92 | 10,50 | 0 | 1,70 | 2,781 | 7,60 |
| 24-40 | 1,40 | 0 | 0 | 18,80 | 58,90 | 8,60 | 0 | 2,20 | 3,108 | 7,86 |
| 50-80 | 1,60 | 0 | 0 | 18,90 | 56,36 | 5,80 | 0 | 3,10 | 2,983 | 7,63 |
| 100-125 | 1,90 | 0 | 0 | 1,90 | 27,66 | 0 | 0,30 | 2,60 | 1,195 | 7,70 |
| 125-150 | 0,70 | 0,20 | 1,60 | 0 | 4,778 | 0 | 1,20 | 0 | 0,295 | 7,95 |

У гирлових областях заплав рік мають місце і сульфатно-хлоридні роди засолення в умовах близького залягання сульфатно-хлоридних сильномінералізованих ґрунтових вод.

Найбільш поширеними новоутвореннями легкорозчинних солей у сильносолончакуватих і сильносолончакових родах є пластові заповнення тріщин, що особливо характерні для глейоземів зліто-

криптоглейових, але можуть бути і інші їх види — жили солей у біопорах, конкреції в замкнутих пустотах, псевдоморфози по рослинних рештках, присипки. Сольові маси в глейоземах зернистих концентруються в основному окремо від основи. Особливо характерна подібна організація ґрунтово-сольової маси для ґрунтів або горизонтів із зернисто-горіхуватою структурою. При “пухкій” структурі, наприклад у дрібногрудкуватих поверхневих горизонтах, новоутворення солей зменшуються за розмірами і заповнюють ґрунт більш рівномірно. Вони сіткою обрамлюють ґрунтові агрегати і, окремо, заповнюють внутрішньоагрегатні пори.

Переважає мінеральна форма легкорозчинних солей у верхніх горизонтах — криптористалічний (борошністий) тенардит. У вологих горизонтах новоутворення солей складаються із відносно великих кристаликів (до 0,05–0,1 мм) мірабіліту і, меншою мірою, гіпсу. Відокремлені гіпсові акумуляції зосереджені в зоні капілярної кайми, де зустрічаються як солюани, так і поодинокі кристали (рідко до 3 мм), і невеликі друзи (до 0,5 см) поза шпарами — в основі.

Глейоземи алювіальні мулуваті є компонентами ґрунтових поєднань гирлових областей рік і вирівняних ділянок заплав, що з тих або інших причин слабо дреновані. Численні стариці і заплавні болота, наприклад, складали основу ландшафтів заплави пониззя р. Когильник (біля м. Татарбунари) до її осушення; значні площі мулувато-глейових і субаквальних ґрунтів є також у пониззях Куяльників, Тилігулу.

Займаючи найменш дреновані місцевості, а також будучи тривалий час залитими або перезволоженими близькими (10 — 60 см) ґрунтовими водами, вони вирізняються проявом глейового процесу з поверхневих горизонтів. У сульфатно-засолених глейових ґрунтах північно-західного Причорномор'я глейовий процес відбувається з утворенням сульфідів, через що профіль мулувато-глейових ґрунтів має, поряд із сизувато-сірими й іржаво-бурими новоутвореннями, інтенсивно чорні плями по всій ґрунтовій масі і, особливо, по скупченнях слаборозкладених рослинних решток.

Мулувато-глейові ґрунти містять легкорозчинних солей відносно небагато — 0,2–1%, проте в літній період активна витрата їх на випарування і зменшення розчинно-промивного впливу поверхневих вод сприяє інтенсивному соленакопиченню на поверхні цих ґрунтів (табл. 4.21). Можуть з'являтися випарні сольові борошністі маси товщиною до 0,1–0,4 см у складі сульфату натрію (60–65% від суми солей) і хлориду магнію (30–35%). Мулуваті слабо- і середньозасолені

грунти, порівняно із глейоземами зернистими, характеризуються відносно вузьким відношенням $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ (нами виявлялося не більше ніж п'ятикратне перевищення сульфатів над хлоридами). Серед солей переважає також сульфат натрію при відносно великій частці хлориду магнію. До речі, підвищена частка MgCl_2 вирізняє “мулуваті” ґрунти серед інших, що розвиваються в умовах меншого впливу підґрунтових і поверхневих вод.

Мікроморфологічні дослідження показали, що водонасичені увесь рік горизонти мулувато-глейових ґрунтів виявляють ті самі властивості, що і субаквальні ґрунти. Їхня основа представляє дисперсну, рівномірно слабокарбонатну, слабошпарувату органіно-мінеральну масу, у яку включені невеликі агрегати дрібнозернистого кальциту. У початковий період природного або штучного осушення субаквальних ґрунтів їхня мікробудова, так само як і мікробудова поверхневих шарів глейоземів мулуватих, набуває чітко вираженої мікрозональності. Чергуються мікрозони сильно і слабокарбонатної плазми, суцільних виділень дрібнозернистого кальциту в основі і пустотах, скупчень легкорозчинних солей, крупнокристалічного гіпсу. Основною причиною перерозподілу речовин у цих шарах і втрати гомогенної будови звичайно слід вважати процеси пересування і концентрації речовин при переході до почергового зволоження і висушування в умовах близького залягання підґрунтових вод.

Легкорозчинні солі у вигляді прожилок по ходах коренів і тріщинах можуть інтенсивно інкрустувати профілі ґрунтів із відносно глибокими підґрунтовими водами, які через екрануючу дію глинистої товщі можуть не брати участі у ґрунтових процесах. У періодично пересихаючих старицях і болотах із середньо- і важкоглинистим потужним алювієм, які в заплавах ландшафтах є акумуляторами водорозчинних з'єднань, основну роль у перерозподілі сольових мас відіграє верховодка, яка, наприклад, на ключ-ділянці 38 в весінній період виявлялась на глибині 30–60 см (табл. 4.21).

Поверхневі горизонти цих, параглейових, ґрунтів можуть у значній кількості накопичувати легкорозчинні солі, які створюють регресивно-акумулятивні сольові профілі. У складі солей різко переважають сульфати натрію і кальцію при значній частці гіпсу. Останній сірими веретеноподібними кристалами у вигляді крупних (іноді 0,5–1 см) пухких скупчень і друз виявляється в глибоких, близьких до ґрунтових вод, горизонтах. Там же, в оливково-сірих мулувато-піщаних

прошарках над водоносними горизонтами, виявляється значна кількість червонуватобурих залізо-марганцевих крихких скупчень і прошарків, подібно ортзандам, а також в відносно меншій кількості рудякових конкрецій, що мають розміри 3–8 мм.

Таблиця 4.21

Гіпотетичний склад легкорозчинних солей і вміст гіпсу у глейоземах мулуватих солончакових (р. 31, 33, 38, 2Т) і солончаках мулувато-глейових (р. 34, 35) заплав річок Когильник і Тилігул

| № розрізу | Глибина, см | Ca(HCO ₃) ₂ | CaSO ₄ | Na ₂ SO ₄ | MgSO ₄ | NaCl | MgCl ₂ | Сухий залишок, % | CaSO ₄ *2H ₂ O |
|-----------|-------------|------------------------------------|-------------------|---------------------------------|--|-------|-------------------|------------------|--------------------------------------|
| | | мг-екв / 100 г ґрунту | | | | | | | |
| 31 | 5-10 | 1,30 | 10,80 | 26,28 | 3,10 | 0 | 10,80 | 1,844 | 1,26 |
| | 10-20 | 1,30 | 7,00 | 19,54 | 3,80 | 0 | 8,50 | 1,410 | 0,46 |
| 33 | 0-10 | 1,30 | 4,40 | 30,60 | 0,20 | 0 | 15,90 | 1,616 | 0,34 |
| | 10-20 | 1,30 | 5,90 | 20,76 | 4,30 | 0 | 8,30 | 1,350 | 1,75 |
| 34 | 0-5 | 1,20 | 7,60 | 46,02 | 1,90 | 0 | 23,50 | 2,840 | 1,09 |
| 35 | 0-10 | 1,20 | 18,30 | 39,66 | 5,80 | 0 | 14,50 | 2,834 | 1,05 |
| | 10-30 | 1,10 | 5,80 | 24,20 | 0,30 | 0 | 10,80 | 1,428 | 0,56 |
| | 30-50 | 0,80 | 19,50 | 21,76 | 5,70 | 0 | 9,50 | 2,088 | 4,72 |
| 38 | 0-30 | 1,20 | 0 | 2,00 | Mg(HCO ₃) ₂ 0,34 | 4,14 | 1,46 | 0,213 | Не визн. |
| | 30-40 | 2,00 | 3,00 | 20,36 | 0 | 2,64 | 4,80 | 1,267 | |
| | 40-50 | 1,43 | 13,57 | 42,97 | 0 | 4,00 | 5,00 | 2,120 | |
| | 50-60 | 1,58 | 19,02 | 41,38 | 0 | 2,44 | 7,40 | 2,476 | |
| | 60-70 | 1,22 | 17,78 | 38,22 | 0 | 6,96 | 5,00 | 2,356 | |
| | 70-80 | 1,35 | 13,65 | 32,55 | 0 | 14,48 | 3,20 | 2,199 | |
| | 80-90 | 1,38 | 16,12 | 24,68 | 0 | 7,42 | 4,50 | 2,164 | |
| | 90-100 | 1,59 | 3,91 | 17,89 | 0 | 4,30 | 2,50 | 1,348 | |
| | 175-200 | 0,70 | 0 | 0 | 0,87 | 9,53 | 0,43 | 0,358 | |
| 2Т | 0-20 | 1,80 | 0 | 7,46 | 0 | 1,14 | 2,20 | 0,423 | |

Карбонати кальцію і магнію в кількості 3–5% без виражених максимумів присутні по всьому потужному профілю глейоземів мулуватих, але в його верхній частині зазвичай буває небагато CaCO₃, в нижній же, ближче до підґрунтових вод, вуглекисле вапно у вигляді дрібних (0,5–2 мм) стяжінь може густо пронизувати ґрунтову масу.

Підґрунтові води на вище зазначених ключ-ділянках мають сульфатно-хлоридний склад із мінералізацією 4–16 г/ л.

Злитоземи алювіальні

Злитоземи алювіальні структурно-монолітні мають в основному легко- і важкоглинистий гранулометричний склад. Вони характеризуються незадовільними фізичними та водно-фізичними властивостями: великою щільністю (сухі агрегати ~ 2 г/см³), слабкою водопроникністю, незначною шпаруватістю аерації, набряканням (біля 35%), високою часткою зв'язаної води. Вміст гумусу в поверхневих горизонтах цих ґрунтів не перевищує 2–4%, проте в більшій частині гумусового горизонту міститься 1–1,5% гумусу.

Легкорозчинні солі в ґрунтовій масі злитоземів алювіальних структурно-монолітних розподілені нерівномірно, заповнюючи в основному біогенні канали і вузькі тріщини. Їхня кількість може досягати 2–2,5%, але зазвичай утримується 1,5–2,3%, а з поверхні злитих ґрунтів (0–20 см) — 0,2–0,7%. У складі солей переважає тенардит-мірабіліт, частка якого складає біля 50%. Питома вага хлоридів — 15–20%. Співвідношення $\text{Ca}^{2+} : \text{Mg}^{2+} : \text{Na}^+$ легкорозчинних солей біля 1:0.6:1.8 (табл. 4.22, 4.23).

Таблиця 4.22

Склад гіпотетичних легкорозчинних солей злитоземів алювіальних структурно-монолітних солончакових (утворилися в процесі осушення глейоземів зліто-криптоглейових потужних важкоглинистих) заплави пониззя р. Когильник (ключ-ділянка 18)

| Глибина, см | $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ | $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ | CaSO_4 | Na_2SO_4 | MgSO_4 | NaCl | MgCl_2 | Сухий залишок, % | CaCO_3 , % |
|----------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------|--------------------------|-----------------|---------------|-----------------|------------------|---------------------|
| | мг-екв / 100 г ґрунту | | | | | | | | |
| 0-15 | 1,00 | 0,05 | 0 | 2,90 | 0,02 | 0 | 1,30 | 0,204 | 0,09 |
| 15-30 | 1,30 | 0 | 5,00 | 10,82 | 3,30 | 0 | 1,60 | 0,798 | 0,09 |
| 30-40 | 1,50 | 0 | 6,30 | 21,4 | 6,20 | 0 | 2,40 | 1,282 | 0,05 |
| 50-80 | 1,90 | 0 | 5,60 | 42,22 | 13,10 | 0 | 7,50 | 2,452 | 0,06 |
| 80-100 | 1,60 | 0 | 4,70 | 46,62 | 18,50 | 0 | 9,50 | 2,736 | 1,01 |
| 100-125 | 2,10 | 0 | 2,70 | 28,52 | 0 | 3,60 | 5,20 | 1,398 | 10,56 |
| 125-150 | 0,80 | 1,00 | 0 | 12,50 | 0 | 6,30 | 0,80 | 0,699 | 11,75 |
| 150-175 | 0,60 | 0,80 | 0 | 10,54 | 0 | 4,90 | 0,50 | 0,566 | 14,86 |
| 175-200 | Не визначалося | | | | | | | | 14,72 |
| 200-225 | | | | | | | | | 13,08 |
| 225-250 | | | | | | | | | 4,44 |

Максимум соленакопичення в алювіальних злитоземах припадає на підповерхневі (з 10–15 см від поверхні) і середні горизонти. У значних кількостях у горизонтах верховодки, а також у глинистому алювії підґрунтових прошарків міститься гіпс. У дернистій частині профілю і по всьому темному горизонту злитих ґрунтів його кількість становить 0,2–0,5%, рідше — 1%; глибокі (80–150 см) горизонти алювіальних злитоземів можуть містити гіпсу більше 10%. Вуглекислий кальцій у досліджуваних ґрунтах виявляється по всьому профілю, проте, його кількість відносно інших ґрунтів невелика — 2–9%.

Таблиця 4.23

Склад гіпотетичних легкорозчинних солей злитоземів алювіальних структурно-монолітних солончакових (ключ-ділянка 14) і дисперсно-монолітних солончакових (ключ-ділянка 29) заплави пониззя р. Когильник

| Глибина, см | Ca(HCO ₃) ₂ | Mg(HCO ₃) ₂ | NaHCO ₃ | CaSO ₄ | Na ₂ SO ₄ | NaCl | MgCl ₂ | Токсичні солі, % від суми | Сухий залишок, % | CaCO ₃ , % |
|-----------------|------------------------------------|------------------------------------|--------------------|-------------------|---------------------------------|-------|-------------------|------------------------------|---------------------|-----------------------|
| | мг-екв / 100 г ґрунту | | | | | | | | | |
| ключ-ділянка 14 | | | | | | | | | | |
| 0-30 | 1,00 | 0,90 | 0 | 0 | | 3,40 | 2,80 | 88 | 0,266 | 2,01 |
| 30-50 | 1,40 | 0 | 0 | 4,10 | 15,10 | 5,40 | 5,30 | 82 | 1,046 | 1,31 |
| 50-60 | 1,60 | 0 | 0 | 13,90 | 33,56 | 2,70 | 10,60 | 75 | 2,120 | 2,27 |
| 80-100 | 2,00 | 0,30 | 0 | 0 | 15,86 | 14,70 | 3,10 | 94 | 1,160 | 5,44 |
| 100-125 | 2,20 | 0 | 0 | 0 | 20,56 | 15,30 | 4,46 | 95 | 1,360 | 4,22 |
| 125-150 | 1,00 | 1,00 | 0 | 0 | 13,24 | 16,00 | 1,42 | 97 | 1,092 | 6,33 |
| 150-175 | 0,80 | 1,50 | 0 | 0 | 14,84 | 13,60 | 0,70 | 97 | 1,006 | 8,48 |
| 175-200 | 0,60 | 1,20 | 0,50 | 0 | 5,82 | 14,60 | 0 | 97 | 0,694 | Не |
| 200-225 | 0,60 | 1,00 | 0 | 0 | 5,42 | 12,80 | 0,40 | 97 | 0,682 | визн, |
| 225-250 | 0,60 | 1,20 | 0 | 0 | 2,18 | 9,60 | 0,10 | 96 | 0,472 | |
| Ключ-ділянка 29 | | | | | | | | | | |
| 0-20 | 1,40 | 0 | 0 | 0,30 | 4,62 | 0 | 1,80 | 79 | 0,272 | 6,36 |
| 20-40 | 1,50 | 0 | 0 | 0,90 | 4,90 | 0,90 | 2,20 | 77 | 0,398 | 4,24 |
| 40-60 | 1,80 | 0 | 0 | 0,10 | 8,48 | 2,40 | 3,20 | 88 | 0,594 | 3,39 |
| 60-80 | 1,60 | 0 | 0 | 0,90 | 12,64 | 0,40 | 4,60 | 88 | 0,700 | 3,39 |
| 100-125 | 1,40 | 0 | 0 | 0,50 | 11,60 | 0,40 | 2,70 | 89 | 0,566 | 2,12 |
| 125-150 | 1,40 | 0 | 0 | 0 | 7,70 | 0,70 | 1,90 | 88 | 0,435 | 2,12 |

Динаміка легкорозчинних солей у сезонному і річному циклі визначається не тільки загальними погодними умовами, але і положенням ґрунтів у геохімічному ландшафті [9]. Досліджувані ґрунти є підпорядкованими і займають акумулятивні місцевості, що відіграє певну роль у їхньому водно-сольовому режимі. На думку Б.П. Подимова [203], засолення лучних злитих ґрунтів зумовлене локальними особливостями гідрологічних умов і його в усіх випадках варто розглядати як явище вторинне. Проте, очевидно, що безпосередньо для злитоземів значний вміст солей може бути реліктовою ознакою, яка віддзеркалює соленакопичення на лучно-болотній стадії заплавного ґрунтоутворення.

Формування потужного злитого профілю в процесі злитогенези, що екранує поверхневі горизонти і тим самим запобігає виникненню градієнта усмоктувального тиску вологи, повинно перешкоджати гідрогенній акумуляції речовин у типових злитоземах. Водночас непромивний водний режим сприяє консервації накопичених раніше солей. Це підтверджується дослідженнями, проведеними на ключ-ділянці 14, де підґрунтові води, які мають мінералізацію біля 13 г/л, не формують випарних сольових акумуляцій (рис. 6.20). Прямовисні переміщення сольових мас пов'язані тільки із сезонною динамікою зволоження верхньої частини профілю: у посушливий час року соленакопичення у поверхневих горизонтах відбувається за рахунок витрати води з верховодки, що має мінералізацію до 30 г/л, в осінньо-зимовий період частина солей (переважно хлоридів) із верхніх горизонтів виноситься й акумулюється в середніх шарах.

Вагому, а можливо і основну, роль у засоленні невеликих ареалів злитоземів відіграє бічний перерозподіл солей поміж ґрунтами поєднань. Легкорозчинні солі можуть потрапляти у профіль алювіальних злитоземів завдяки латеральному солепереносу від суглинистих ґрунтів, що є інтенсивними їх акумуляторами при випаровуванні підґрунтових вод.

Розділ 5

ЕЛЕМЕНТАРНІ ГРУНТОВІ ПРОЦЕСИ І ГЕОГРАФІЯ ЇХ ФУНКЦІОНУВАННЯ

Елементарні ґрунтоутворювальні процеси були виділені й обґрунтовані С.О. Захаровим, С.С. Неуструєвим, Б.Б. Полиновим у 1930 році; пізніше теоретичне обґрунтування їхнього виділення було виконане І.П. Герасимовим і М.А. Глазовською (1960), О.А. Роде (1971). Після запровадження в 1973 році І.П. Герасимовим поняття “елементарний ґрунтовий процес” (ЕГП) і його обґрунтування як горизонтоутворюючого, або профілеутворюючого, процесу концепція ЕГП одержала загальне визнання. Вона залишається дуже результативною і перспективною у відношенні генетичного аналізу ґрунтоутворення і широко використовується при дослідженні ґрунтів [40, 220, 225, 237].

Для ґрунтів заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я характерні гідрогенно-акумулятивні, метаморфічні, елювіальні, ілювіально-акумулятивні та інші ЕГП. Їхні комплекти і комплекси (за Я.М. Годельманом [44]) — сполучення ЕГП з відповідним співвідношенням інтенсивностей їхнього проявлення — визначають в заплавах відповідні типи ґрунтоутворення та формування різноманітних ґрунтів, що відрізняються властивостями, режимами, напрямком і динамікою еволюції, родючістю. У першу чергу, ґрунти заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я відрізняються за особливостями прояву процесів засолення, солонцево-ілювіального, злитизації, оглеювання і, природно, гумусоутворення та гумусонакопичення. У зв'язку з цим генетичний аналіз ґрунтоутворення і дослідження просторової організації ґрунтового покриву заплав річок доцільно виконувати на основі вивчення особливостей проявлення і географії функціонування вищеперерахованих ЕГП.

Запроваджене нами поняття *географії функціонування ЕГП* базується на тому, що відповідний елементарний ґрунтовий процес має різну інтенсивність проявлення в просторі, яка визначає утворення певних ареалів інтенсивності проявлення ЕГП. Розчленування окремого ЕГП за інтенсивністю проявлення дозволяє складати

картосхеми його функціонування, наприклад, картосхеми просторової структури окисно-відновної буферності ґрунтів, просторової структури інтенсивності оглеювання ґрунтів (див. рис. 5.8) тощо.

5.1. Гумусоутворення і гумусонакопичення

На сучасному етапі накопичено багато експериментального матеріалу, який дозволяє скласти певне уявлення про процеси трансформації органічних решток у ґрунтах. У цьому взагалі єдиному процесі виділяють дві основні ланки: розкладення-мінералізацію і розкладення-гуміфікацію [1, 102]. Наслідком першої є розпад органічних сполук і утворення мінеральних, а результатом другої — закріплення органіки у новій формі високомолекулярних гумусових кислот та їх похідних. Нижче буде запропоновано виділяти ланку “вуглефікації”, явище давно відоме, особливо для гідроморфних засоленних ґрунтів [225, 295].

Процеси трансформації органічної речовини нерозривно пов’язані з генетичними й екологічними особливостями ґрунтових тіл. У сучасній науковій літературі є достатньо інформації про гумусний стан різних ґрунтів і його зміну в результаті впливу різноманітних чинників, у тому числі антропогенних [8, 17, 59, 102, 205, 206, 227, 295].

Основними особливостями гумусу солонцевих і засоленних гідроморфних ґрунтів, що повсюдно відзначені дослідниками [8, 59, 295], є більш значна його рухливість із відносно вузьким співвідношенням гумінових кислот до фульвокислот, більш слабка конденсованість, підвищена дисперсність і гідрофільність. Ці риси виразно посилюються із зростанням солонцюватості і засоленості, проте для солонців є дані про незначну кореляцію між якістю гумусу і вмістом обмінного натрію [59]. Для гідроморфних ґрунтів в аридній зоні відзначається достатньо сильний вплив на кількість і властивості гумусу факторів гумусоутворення, що погіршуються через зменшення рослинної маси і відповідну зміну її якісного складу, сповільнення біологічної активності ґрунтів при їх засоленні і осолонцюванні [117].

Питання про фактори, що визначають формування гумусу, першорядні, а стосовно акумулятивних ландшафтів північно-західного Причорномор’я вони цілком не вивчені. У заплавах малих і середніх річок Причорномор’я, як і у багатьох інших регіонах, на процеси трансформації органічних речовин впливає комплекс чинників, але тут

окрім зональних виокремлюється достатньо вагомий фактор — виражена гідрогаломорфність ґрунтів.

Найвні дані свідчать про виразну реакцію процесу гумусоутворення на посилення ступеня оглеювання, засолення і солонцюватості ґрунтів. Підтверджується встановлена багатьма дослідниками [59, 224] пептизуюча і диспергуюча дія не тільки лужних солей, але й сульфатів натрію і магнію — типових сполук для ґрунтів заплав рік північно-західного Причорномор'я. У сульфатно-засолених ґрунтах із зростанням ступеня засолення звужується відношення Сгк/Сфк; частка солей гумінових кислот практично завжди більша в поверхневих більш гумусованих і менш засолених горизонтах, а перевага фульвокислот (або збільшення їхньої частки у фульватно-гуматному типі гумусу) типова для більш засолених середніх шарів і всього гумусового профілю солончаків і сильносолончакуватих ґрунтів.

Як видно із рис. 5.1, в заплавних ґрунтах взаємозв'язки між якісним складом гумусу і показниками, що відзначають засоленість і солонцюватість ґрунтів, носять в основному не лінійний характер, а описуються при найбільш високих величинах вірогідності апроксимації логарифмічним, ступеневим і експотенціальним рівняннями. При малому вмісті розчинних солей і увібраного натрію відзначаються досить широкі діапазони коливань відношення Сгк/Сфк і фракції гумінових кислот, зв'язаних з кальцієм, що може свідчити про вплив інших факторів, наприклад глеєутворення, на якісний склад гумусу в ґрунтах початкової фази соленакопичення. Наростання ступеня засолення і солонцюватості ґрунтів звужує розмах коливань названих показників гумусного стану і при цьому сприяє зменшенню їх значень. Наприклад, при вмісті сульфат-іону більше 13 мг-екв/ 100г ґрунту не відзначалось більше за одиницю відношення Сгк/Сфк.

Отже, якщо в цілому показники кореляції, що характеризують вплив засоленості і солонцюватості ґрунтів на якісний склад гумусу, невисокі, то сам характер взаємозв'язків досить виразно вказує на сильну залежність гумусоутворення від ступеня засолення і солонцюватості.

Аналіз впливу окремих характеристик прояву галоморфізу свідчить про різну їх значимість у процесах гумусоутворення. Передусім, солонцюватість ґрунтів є фактором, що в найменшій мірі визначає показники їх гумусного стану. Наприклад, більш суттєвий вплив на співвідношення Сгк/Сфк має сума обмінного і водорозчинного натрію порівняно з натрієм обмінним. Різною мірою впливають на якісний склад гумусу і легкорозчинні солі. Зростання загального вмісту солей

практично не відображається на відношенні Сгк/Сфк, але воно виразно залежить від накопичення у ґрунтах сульфатів і хлоридів натрію.

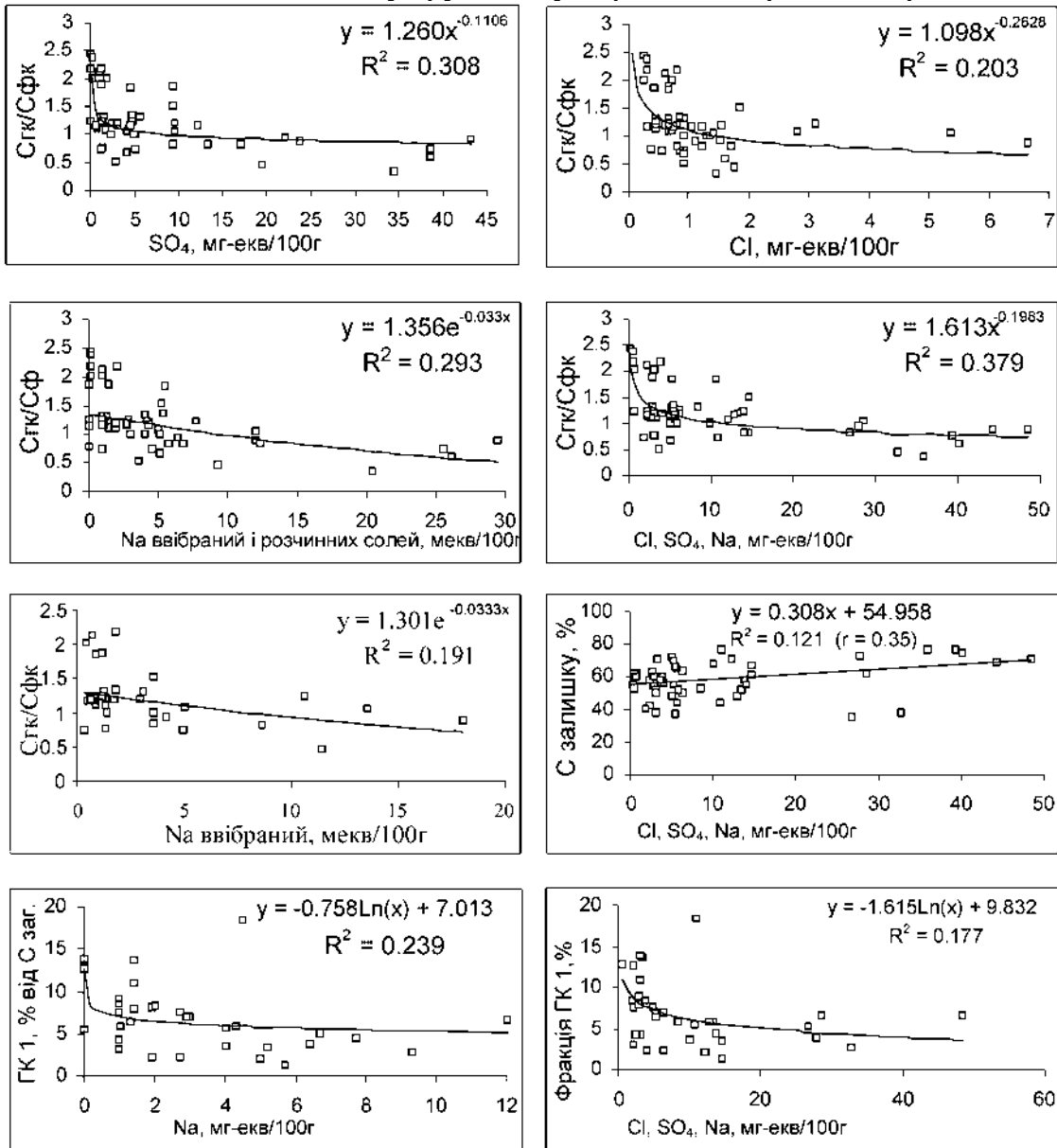


Рис. 5.1. Склад гумусу в залежності від вмісту легкокорозчинних солей і ввібраного натрію у ґрунтах

Наведені на рис. 5.1 і 5.2 дані свідчать про те, що вплив легкокорозчинних солей на процеси гуміфікації і якісний склад гумусу маскується процесом оглеювання. У поверхневих горизонтах, порівняно із усім гумусовим шаром ґрунтів, в умовах більш

вираженого окиснювального середовища між показниками гумусового стану і вмістом солей взаємозв'язок набагато тісніший. Так, коефіцієнт кореляції між відношенням Сгк/Сфк і вмістом сульфатів і хлоридів натрію у шарах ґрунтів до 30 см дорівнює $-0,45$. Досить високий ступінь взаємозв'язку виявлений і поміж сумою натрієвих солей та часткою фракції гумінових кислот, що зв'язана із кальцієм. Між цими ознаками величина вірогідності апроксимації (R^2) за логарифмічною лінією тренду дорівнює $0,68$.

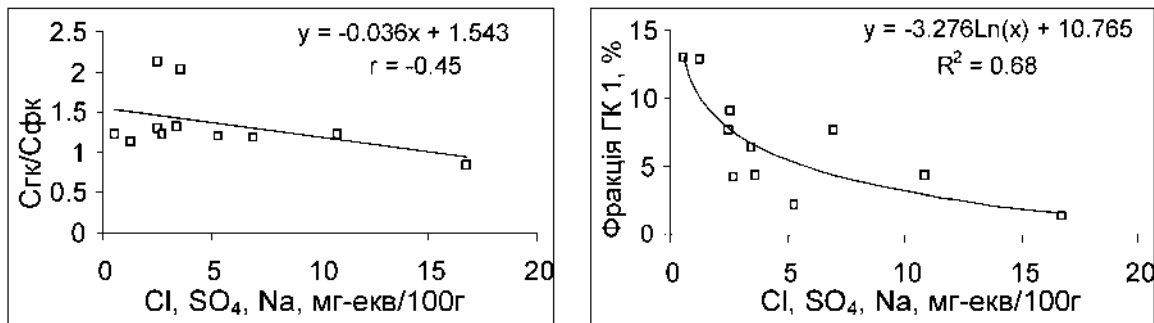


Рис. 5.2. Склад гумусу в поверхневих горизонтах (0–30 см) ґрунтів у залежності від вмісту легкокорозчинних солей

У найбільшій мірі увібраний іон натрію та легкокорозчинні солі впливають на вміст водорозчинних фракцій гумусу. Тут вагомішими виявилися також натрієві солі — коефіцієнт кореляції між іоном натрію і вмістом водорозчинного гумусу дорівнює $0,7$, але, на відміну від відношення Сгк/Сфк, розчинні фракції гумусу досить суттєво ($r = 0,63$) визначаються ступенем солонцюватості ґрунтів (рис.5.3).

Таким чином, дані регресійного аналізу свідчать, що в заплавах малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я гумусоутворення відбувається при значному впливі легкокорозчинних солей, солонцюватості й оглеювання. Найбільш істотний вплив на процес гуміфікації і якісний склад гумусу мають хлориди і сульфати натрію. Внаслідок поєднаності засолення і солонцюватості важко врахувати ступінь впливу цих ознак окремо, проте засоленість усе ж варто визнати фактором, який впливає більш вагомо на процес гумусоутворення і, відповідно, склад гумусу.

Результативними у відношенні вивчення впливу зовнішніх факторів на процеси гуміфікації є дослідження взаємозв'язків між кількістю гумусу і його складом у генетично різних ґрунтах. Наведені дані (рис. 5.4) аналізу взаємозв'язку між відношенням Сгк/Сфк

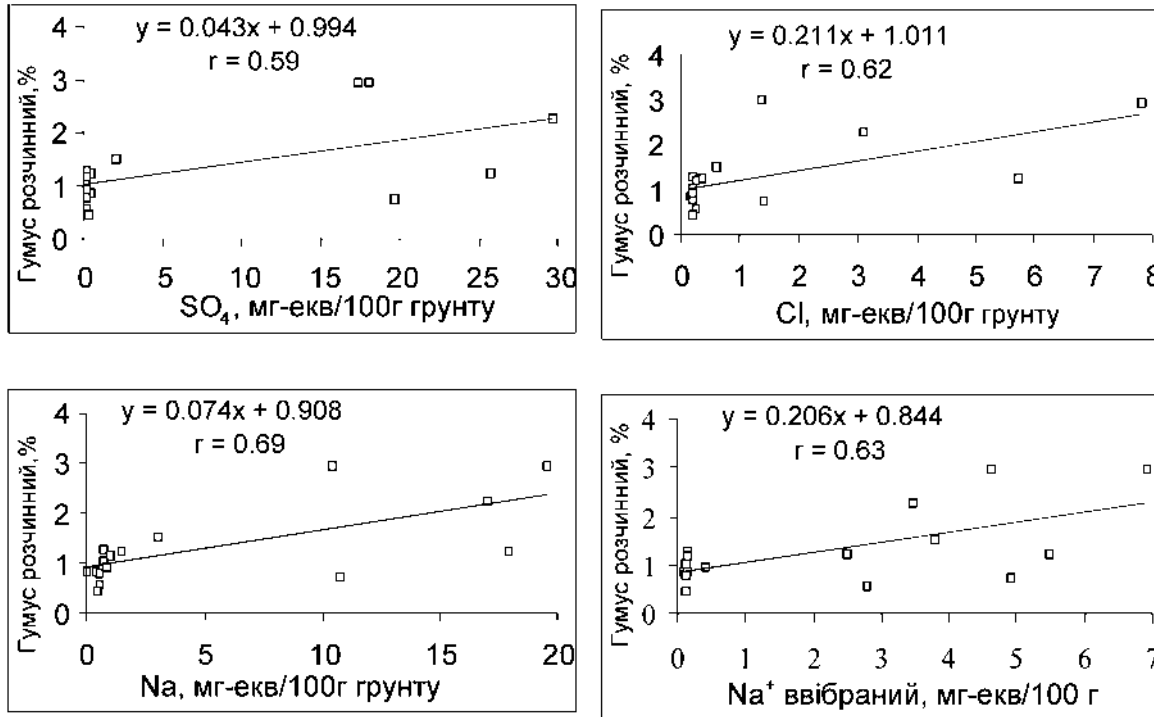


Рис. 5.3. Вплив іонів легкорозчинних солей і увібраного натрію на вміст водорозчинного гумусу в ґрунтах.

і його загальним вмістом підтверджують установлене дослідниками закономірне збільшення частки гумінових кислот у складі гумусу із збільшенням вмісту загального органічного вуглецю [1]. Ця закономірність, проте, справедлива тільки для досліджуваних лучноземів — ґрунтів без виражених ознак оглеювання в гумусовому горизонті. Винятком із правил є глейземи і злитоземи, гумус яких формується в умовах або контрастного окисно-відновного режиму, або при стійкому оглеєнні гумусових горизонтів. У поверхневих гумусованих шарах глейових ґрунтів спостерігається зворотний зв'язок — звуження співвідношення $S_{гк}/S_{фк}$ із збільшенням загального вмісту гумусу (рис. 5.4 в). Відсутність залежності між відношенням $S_{гк}/S_{фк}$ і загальним органічним вуглецем по усьому профілю глейових ґрунтів (рис. 5.4 г) також свідчить про визначальну роль глейового процесу у формуванні якісного складу гумусу.

Гідро- і галоморфізм степових заплавних ґрунтів яскраво відображаються у мікробудові органічної речовини, що акумулюється в трьох основних формах, кожна з яких обумовлена особливим елементарним процесом:

- а) накопичення детриту;
- б) накопичення власне гумусової речовини;
- в) вуглефікація рослинних решток.

Торфонокопичення, яскраво виражене в ґрунтах лісової зони [28], не виявляється в ґрунтах заплави малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я.

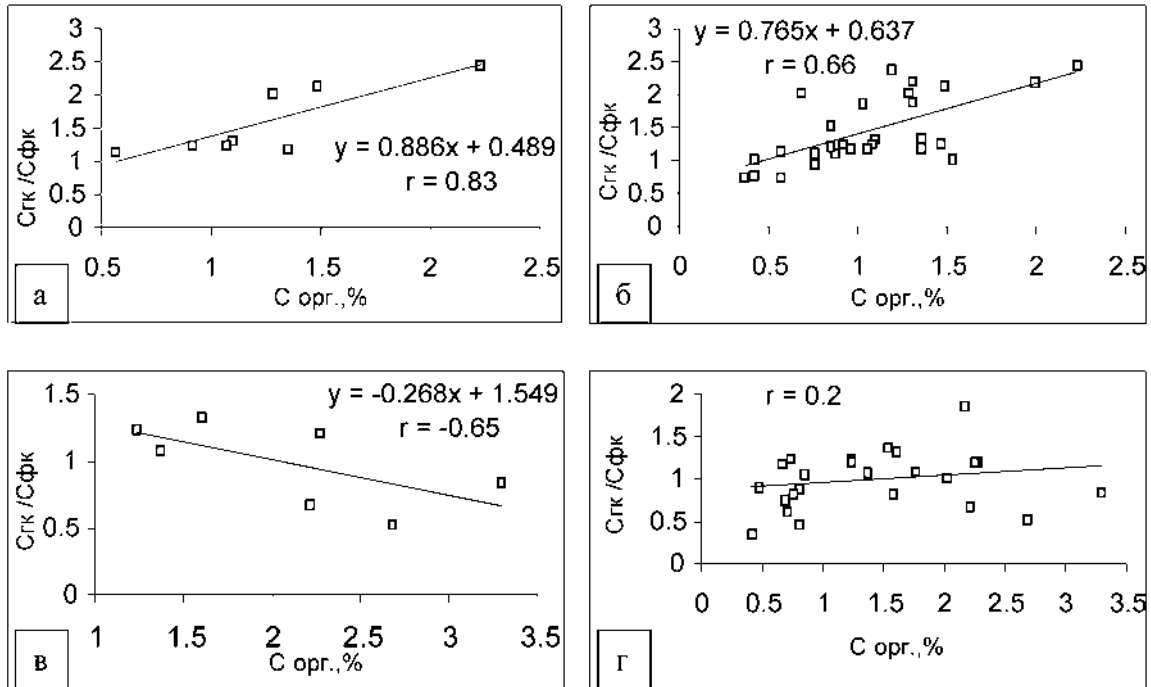


Рис. 5.4. Взаємозв'язок між відношенням Сгк/Сфк і вмістом вуглецю гумусу: поверхневі горизонти (до 30 см): а — лучноземів; в — глейоземів і злитоземів. Гумусові горизонти: б — лучноземів; г — глейоземів і злитоземів

Нагромадження решток рослин від слабо- і середньорозкладених із збереженою клітинною будовою до сильнорозкладених усе ж характерне для досліджуваних ґрунтів з надлишковим зволоженням. Особливо багато накопичується грубих фрагментів рослин і напіврозкладених органічних решток у заплавних глейоземах (перегнійних, мулуватих, зернистих). Формування перегнійно-глейових ґрунтів, як найбільш збагачених детритом, відбувається, головним чином, в умовах надлишкового зволоження без істотного соленакопичення. При зростанні ступеня засолення гідроморфних ґрунтів простежується чітка закономірність зменшення кількості органічних решток різного ступеня розкладення і збільшення частки

вуглефікованих решток. Таким чином, можна зробити висновок про те, що соленакопичення і нагромадження детриту не сумісні.

Характерною рисою згасання гідроморфізму і посилення гідрогенно-аккумулятивних процесів у глейоземах є також поява і збільшення частки рослинних решток, просочених залізом. В умовах контрастного ОВ-режиму ці мікроформи новоутворень органічної речовини є характерними. Часто виявляються фрагменти решток із чіткими переходами від ділянок із збереженою клітинною будовою до бурих, а потім чорних “озалізнених” мікрозон (див. рис. 6.13). Подібні переходи, а також значна кількість окремих фрагментів вуглеподібних часток у зразках ґрунту з інтенсивним формуванням залізо-марганцевих новоутворень може свідчити про те, що вуглефікація рослинних решток може бути наслідком їхнього озалізнення — утворення залізо-органічних сполук, а на останній стадії і псевдоморфоз заліза по органічних рештках. В найбільшій кількості вуглефіковані новоутворення зустрічаються в глейоземах зернистих та осушуваних мулуватих, що свідчить про можливе озалізнення рослинних решток тільки в умовах, що сприяють процесам сегрегації заліза. Таким чином, цей процес на відповідній стадії розвитку гідроморфних ґрунтів може сприяти консервації органічної речовини і збільшувати частку її інертної частини.

Гумусоутворення і гумусонакопичення, простежене за особливостями мікробудови і профільного розподілу органічних речовин, у ґрунтах заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я визначається великою кількістю чинників і має в конкретних ґрунтах і, природно, областях заплав, свої особливості. У цілому гумусові речовини всіх досліджуваних ґрунтів за мікроморфологічними особливостями можна віднести до таких форм:

1. Дифузний гумус — рівномірно розподілена органічна речовина, яка утворює глинисто-гумусову плазму і надає основі бурій, сірий (темно-сірий) колір.

2. Згустковий гумус — від пухких “хмарних” форм із розпливчастими краями до щільних зерен — гумонів. За кольором також може бути від світлих буруватих тонів до чорного забарвлення.

3. Натічний гумус — форми гумусу, пов'язані з його переміщенням. Він надає ґрунтовій масі строкатого кольору через різну густоту гумусу як барвника.

Всі три мікроформи гумусу зустрічаються в різноманітних ґрунтах, проте їхнє співвідношення, барвні характеристики (одна з головних

діагностичних ознак), співвідношення з органічними речовинами індивідуальної (неспецифічної) природи в різних підтипах і родах ґрунтів неодинакові. Це, у свою чергу, зумовлює зональність морфології гумусу в заплавах у зв'язку з неоднорідністю умов ґрунтоутворення і комплексністю ґрунтового покриву. Утворюється свого роду *просторова структура гумусного стану ґрунтів*.

Щодо факторів гумусоутворення в ґрунтах заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я, то доцільно виділити три типи умов накопичення гумусу:

- накопичення гумусу в умовах впливу анаеробіозису при перезволоженні ґрунтів;
- накопичення гумусу в умовах зниженої біологічної активності через наявність токсичних солей;
- накопичення гумусу в умовах, близьких до зональних.

Природно, що у більшості випадків біогенно-акумулятивні процеси проходять при поєднанні підвищеного зволоження, засоленості, солонцюватості з різноманітними ОВ-режимами і в умовах різного гранулометричного складу ґрунтів. Важливе значення при гумусоутворенні і гумусонакопиченні має антропогенний вплив, особливо при докорінних меліораціях — осушенні заплав, зрошенні ґрунтів. Основною тенденцією при освоєнні цілинних заплавних ґрунтів є різке зниження вмісту гумусу в верхніх горизонтах; так, за 12-річний період в алювіальних злито-криптоглейових ґрунтах в 0–30 см шарі запаси гумусу зменшились на 17 т/га (рис. 7.9).

Накопичення гумусу в умовах впливу анаеробіозису

Тривалість відновних умов, властива, наприклад, глейоземам перегнійним і, особливо, мулуватим, уповільнює гуміфікацію рослинного матеріалу і сприяє утворенню нескоагульованого рухливого бурого гумусу, у складі якого значна частка належить бурим гуміновим кислотам і пов'язаним із оксидом заліза фульвокислотам. Ці тенденції чітко простежуються при мікроморфологічних дослідженнях за світло-бурим забарвленням натічного нескоагульованого гумусу, що не рівномірно просочує основу (див. рис. 6.13). Визначення водорозчинної фракції гумусу в мулувато-глейових ґрунтах також показує значну кількість його лабільних компонентів при перезволоженні.

В умовах значного впливу анаеробіозису при перезволоженні ґрунтів виявляються такі мікроформи гумусу:

– колоїдно-дисперсний, що більш чи менш рівномірно просочує основу аморфною масою;

– пластівчастий, який утворює окремі пухкі згустки;

– натічний, що тече і зосереджується в окремих зонах основи ґрунтів.

Колір гумусо-глинистої плазми в перезволожених ґрунтах, наприклад у глейоземах мулуватих, звичайно сірий із буруватим відтінком, а колір пластівчастого гумусу — червоно-бурий із бурими внутрішніми ділянками згустків. Цією колірною характеристикою гумус “болотних” ґрунтів істотно відрізняється від неглейових ґрунтів із більш темними тонами мікроформ гумусових речовин. Лабільні форми гумусу виявляються в кращому забарвленні країв агрегатів і локалізації його в окремих зонах ґрунтової маси.

Значна частина органічної речовини “болотних” ґрунтів представлена органічно-залізо-марганцевими стяжіннями і кутастими обвугленими рослинними рештками, що мають переважно розміри від 0,001мм до 0,02мм із рідкісними екземплярами до 0,05мм. Рослинні рештки представлені в основному у вигляді слаборозкладених фрагментів, які у ґрунтах і горизонтах, що піддаються постійному перезволоженню, не мають ознак просочення залізом.

Таким чином, на основі досліджень органічної речовини глейових ґрунтів, у тому числі мікроморфологічних, можна зробити висновок, що гуміфікація в умовах впливу анаеробіозису, який, природно, супроводжується засоленням і солонцюватістю, відбувається шляхом утворення рухомого колоїдно-дисперсного гумусу гуматно-фульватного складу і вуглефікації органічної речовини.

Аналогічний хід біогенно-акумулятивних елементарних ґрунтових процесів відзначений також у гідроморфних заплавних ґрунтах лісової і лісостепової зон [221, 227, 268, 278]. З огляду на той факт, що загальними для ґрунтів є тривалі відновні умови, їх варто вважати основними у формуванні рухомого дисперсного гумусу болотних ґрунтів. На думку І.С.Каурічева і Д.С. Орлова [83], у глибокому анаеробіозисі, коли ОВП знижується до 100–200мВ і нижче, можливий розпад гумінових кислот. Зниження їхнього вмісту з розвитком відновних умов відзначали також О.М. Самойлова [225], М.М. Костенков [106] та інші. Проте, для оптимальних умов гуміфікації необхідне помірне окиснювальне середовище, в якому фульвокислоти, що утворюються на першій стадії гуміфікації, піддаються конденсації і надалі трансформуються в гумінові кислоти [102]. Природно, що у глейоземах відсутні сприятливі умови утворення гумінових кислот.

Можна допустити, що гуміфікація в глейоземах перебуває на першій стадії, де провідним є процес утворення вільних гумусових кислот і їхніх органо-мінеральних похідних.

Накопичення гумусу в умовах зниженої біологічної активності через наявність токсичних солей

Наявність токсичних солей також знижує біологічну активність ґрунтів і гнітить процеси мінералізації і гуміфікації органічної речовини [59, 92].

При визначенні нами біологічної активності в засолених ґрунтах методом закопування бавовняної тканини виявлена чітка залежність між засоленням і швидкістю розкладання органічної речовини. У сильносолончакових ґрунтах навіть після семимісячного перебування тканини на глибині 30–40 см відзначений тільки частковий, локальний (плямами) розпад волокон.

Численні експериментальні дані свідчать про те, що в умовах засолення і солонцюватості гумус ґрунтів характеризується більшою рухомістю, дисперсністю, фульватністю. Підвищений вміст рухомих фракцій пояснюється нестійкістю комплексів, пов'язаних із натрієм, розчинним і диспергуючим впливом солей [8, 59, 295].

За набором мікроформ органічної речовини засолені ґрунти подібні до глейових, проте, за їх співвідношенням, відмінності виявляються істотні. У неглейових засолених ґрунтах (горизонтах) відзначена велика частка зернистого інертного гумусу і, крім того, більша частина гумусу представлена пластівчастими згустками. Але також чітко відзначається рухомість гумусу у вигляді локалізації в окремих зонах і відмивання ґрунтової маси уздовж шпар, що містять солі.

Значна частина органічних решток у засолених ґрунтах також вуглефікована, але залежності між ступенем засолення і кількістю звуглених новоутворень не виявляється. Велика частка цих новоутворень приурочена до нижніх, менш гумусованих, але більш оглеєних горизонтів незалежно від ступеня засолення верхньої і нижньої частини гумусових прошарків.

Безпосередньо між мікроформами гумусу і ступенем засолення ґрунтів також не виявляється достатньо вираженої залежності. Безумовно, це може визначатися характером розподілу сольових мас у ґрунтовій масі — їхньою локальною концентрацією в порах і, отже, слабким впливом на процеси у внутрішньоагрегатних зонах.

Накопичення гумусу в умовах, наближених до зональних

За характеристиками найбільш “зональним” є гумус лучноземів алювіальних ясногумусових і зернистих глибокосолончакуватих і незасолених.

Грунтова маса гумусових горизонтів чорноземоподібних заплавних ґрунтів активно біогенна — складається, головним чином, з комплексу складних агрегатів і мікроагрегатів. Основа, наприклад, у зернистих ґрунтах має переважно губчасту мікробудову через велику кількість ходів хробаків, дрібних внутрішньоагрегатних шпар, а також викидів дощових черв’яків та інших безхребетних у біопорах.

Органічна речовина лучноземів представлена також трьома формами — рослинними рештками різних стадій трансформації, аморфним гумусом і вуглефікованими зернистими новоутвореннями.

Рослинних решток у активно біогенних ґрунтах, звичайно, небагато, і серед них переважають слабозкладені, що свідчить про їхню свіжість, з одного боку, а з іншого — про інтенсивні процеси гуміфікації і мінералізації.

Безпосередньо гумус за даними мікроморфологічного аналізу в лучноземах представлений чотирма мікроформами:

- 1) гумонами — темнозабарвленими (чорними) зернистими частинками зі слабкою пластівчастою облямівкою;
- 2) пластівчастим гумусом — менше скоагульованими “гумонами” із великими розмірами пластівчастих “хмар” навколо темних внутрішніх областей;
- 3) колоїдно-дисперсним бурим гумусом, що рівномірно просочує плазму;
- 4) темно-бурим тонкодисперсним гумусом, що накопичується в окремих областях основи, звичайно уздовж країв агрегатів, і надає їм більш темного забарвлення.

Кількість перших двох мікроформ гумусу в лучноземах може бути досить значна, утворюючи фон шліфа і маскуючи колоїдно-дисперсний гумус (рис. 6.6, 6.7). Це свідчить про переважну частку скоагульованої високополімеризованої і конденсованої гумусової речовини в чорноземоподібних заплавних ґрунтах.

Вниз по профілю лучноземів зернистих відчутно збільшується питома вага колоїдно-дисперсного гумусу, який повинен представляти гумусові речовини більш простої будови і більшої мобільності. Груповий аналіз гумусу свідчить, що й у високогумусованих зернистих ґрунтах вниз по профілю істотно звужується відношення $S_{гк}/S_{фк}$ і

зменшується частка гумінових кислот, зв'язаних із кальцієм (табл. 6.10). У чорноземах, за даними численних досліджень [206], зміна морфології і складу гумусу з глибиною виражена меншою мірою.

Таким чином, з одного боку, гумус лучноземів ясногумусових і зернистих (почасти зернисто-глейових ґрунтів) багато в чому подібний до гумусу зональних ґрунтів — чорноземів. Проте, з іншого боку, за профільним розподілом мікроформ — різким наростанням рухомості і збільшенням частки слабоскоагульованого гумусу з глибиною — гумус чорноземоподібних заплавних ґрунтів має свою специфіку, яка “ставить” лучноземи між зональними і глейовими заплавними ґрунтами.

5.2. Глеєутворення

Від часів В.В. Докучаєва у генетичному ґрунтознавстві надавали великого значення окисно-відновним (ОВ) процесам у генезисі ґрунтів і формуванні їхніх властивостей. Після робіт Г.М. Висоцького [35], що ввів у ґрунтову термінологію поняття “глей” і розкрив його основну сутність, виконана величезна кількість досліджень, результати яких пояснили природу процесу оглеювання і особливості його прояву в різних умовах [67, 79–83, 87].

Сучасний стан досліджень глеєутворення характеризується такими положеннями. Оглеювання є процесом метаморфічного перетворення мінеральної частини ґрунтів у результаті постійного або періодичного перезволоження, що призводить до розвитку відновлювальних процесів, іноді (або локально) змінюваних окиснювальними. Глеєутворення супроводжується відновленням іонів і з'єднань із змінною валентністю, руйнуванням мінералів, синтезом специфічних вторинних мінералів, що мають у своїй решітці іони з низькою валентністю, виносом основ і іноді акумуляцією заліза, сірки, фосфору. Морфологія оглеєного матеріалу змінюється в залежності від тривалості і циклічності перезволоження, ступеня і характеру мінералізації підґрунтових вод (або верховодки), складу ґрунтоутворюючої породи, характеру і кількості органічної речовини, яка надходить у товщу, що оглеюється, кількості і якості солей у ґрунті. Проте, в усіх випадках спостерігаються спільні ознаки — безструктурність і грузькість ґрунтової маси, плямистість, перевага зеленуватих, оливкових, сизих тонів у забарвленні, наявність іржавих плям сегрегованого окисленого заліза. І.П. Герасимов і М.І. Герасимова

спробували виділити декілька різновидів глейового процесу, які призводять до формування різних типів глейових горизонтів. Виділено віваніто-глейовий, сульфідно-глейовий, глауконітово-глейовий, ґрунтово-глейовий, надмерзлотно-глейовий горизонти, а також внутрішньоґрунтовий, атмосферний, схиловий і рисовий глей [41, 220]. Усі вони мають свої особливості забарвлення, умов розвитку, але усе ж суть оглеювання і загальна морфологічна картина в усіх випадках залишаються тими самими.

Дещо з іншої точки зору процес оглеювання розглядає Ф.Р. Зайдельман [67–69]. Для розвитку глеєутворення він вважає за необхідне поєднання трьох умов: 1) постійного або періодичного обводнювання окремих горизонтів або всього профілю ґрунтів; 2) наявності органічної речовини, спроможної до бродіння і генерації в результаті бродіння різноманітних низькомолекулярних активних органічних сполук (кислот, фенолів тощо); 3) наявності неспецифічної анаеробної гетеротрофної мікрофлори. Глеєутворення ж визначається як перехід окисних сполук у закисні з незбалансованим виносом заліза із ґрунту або горизонту. Останнє є основним моментом тлумачення суті процесу оглеювання. Йому протиставляється сульфатредукція — утворення (за І.П. Герасимовим) “сульфідного глею”; закріплення заліза у формі сульфідів у відновному середовищі при наявності сульфатів натрію, магнію і кальцію не вважається різновидом глеєутворення.

У той же час І.С. Каурічев і Д.С. Орлов [83] запропонував чітко поділяти ґрунти на власне глейові з переважанням постійного підґрунтового перезволоження, для яких характерна гідрогенна акумуляція сполук заліза у поверхневих горизонтах, і елювіально-глейові, для яких типове поверхнєве сезонне перезволоження з утворенням освітленого горизонту “Е” за рахунок виносу заліза. Більш того, процес, що супроводжується руйнуванням з’єднань і виносом частини продуктів руйнації, був названий псевдооглеюванням.

Потрібно відрізнити поняття “глей” як стан ґрунтової маси, і ґрунтові процеси, що визначають цей стан. У такому разі можливе об’єднання різних тлумачень глеєутворення.

Вивчення ОВ-режиму й особливостей глеєутворення в заплавах ландшафтах аридних областей має велике практичне і теоретичне значення. Для досліджуваних об’єктів це питання цілком не вивчене, хоча відомо про велику різноманітність умов і строкатість окисно-відновного середовища в гідроморфних ландшафтах півдня України

[167]. Вже перші дослідження проілюстрували тісний зв'язок між ОВ-станом і генетичною природою ґрунтів (рис. 6.23). Виділяється група ґрунтів із стійким окисним станом усього профілю, у котрих навесні і восени в зв'язку з підвищеним зволоженням ОВ-потенціали, хоча і декілька знижуються, але ніколи не опускаються нижче межі аеробності (рис 5.5). До них належать більшість лучноземів ясногумусових, що розвиваються на високих елементах рельєфу заплав із легким за гранулометричним складом алювієм і глибокими підґрунтовими водами. Подібний стан ОВ-режиму може відзначатися й в лучноземах алювіально-делювіальних зернистих похилих схилів V-подібних долин малих річок. У той же час основні масиви лучноземів алювіальних зернистих, що складають основу ґрунтового покриву малих і середніх річок, мають переважно окиснювальне середовище тільки у верхній частині профілю. Глибокі горизонти характеризуються перемінними значеннями окисно-відновного потенціалу (ОВП), і періодично (локально) тут відзначається помірно відновлювальне середовище. Натомість, заплавні глейоземи характеризуються пануванням відновлювального глейового середовища по всьому профілю, а їх перегнійні і мулуваті солончакові підтипи та алювіальні солончаки мулуватого-глейові можуть мати сірководневе відновне середовище (див. табл. 6.21, 6.22).

Дослідження особливостей прояву і поширення глейових процесів у ґрунтах заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я дозволили виявити і класифікувати типи глею і ОВ-режиму (табл. 5.1). При цьому були об'єднані підходи класифікацій ОВ-режимів І.С. Каурічева [79], М.М. Костенкова [106], а також класифікації типів глею І.П. Герасимова і М.І. Герасимової [40, 41].

Типовий глей виявляється, насамперед, у специфічних морфохроматичних ознаках — плямистому холодному (сизому) забарвленні із супутніми новоутвореннями — червоно-бурими вохристими плямами, прожилками, краплинами, сіро-чорними ортштейновими зернами. Причина появи характерного забарвлення холодних тонів відома — це звільнення мінеральних зерен від оксидних кутан заліза, а також утворення у ґрунтовому розчині гідрозакису заліза, що має блакитно-зелений відтінок [67, 83].

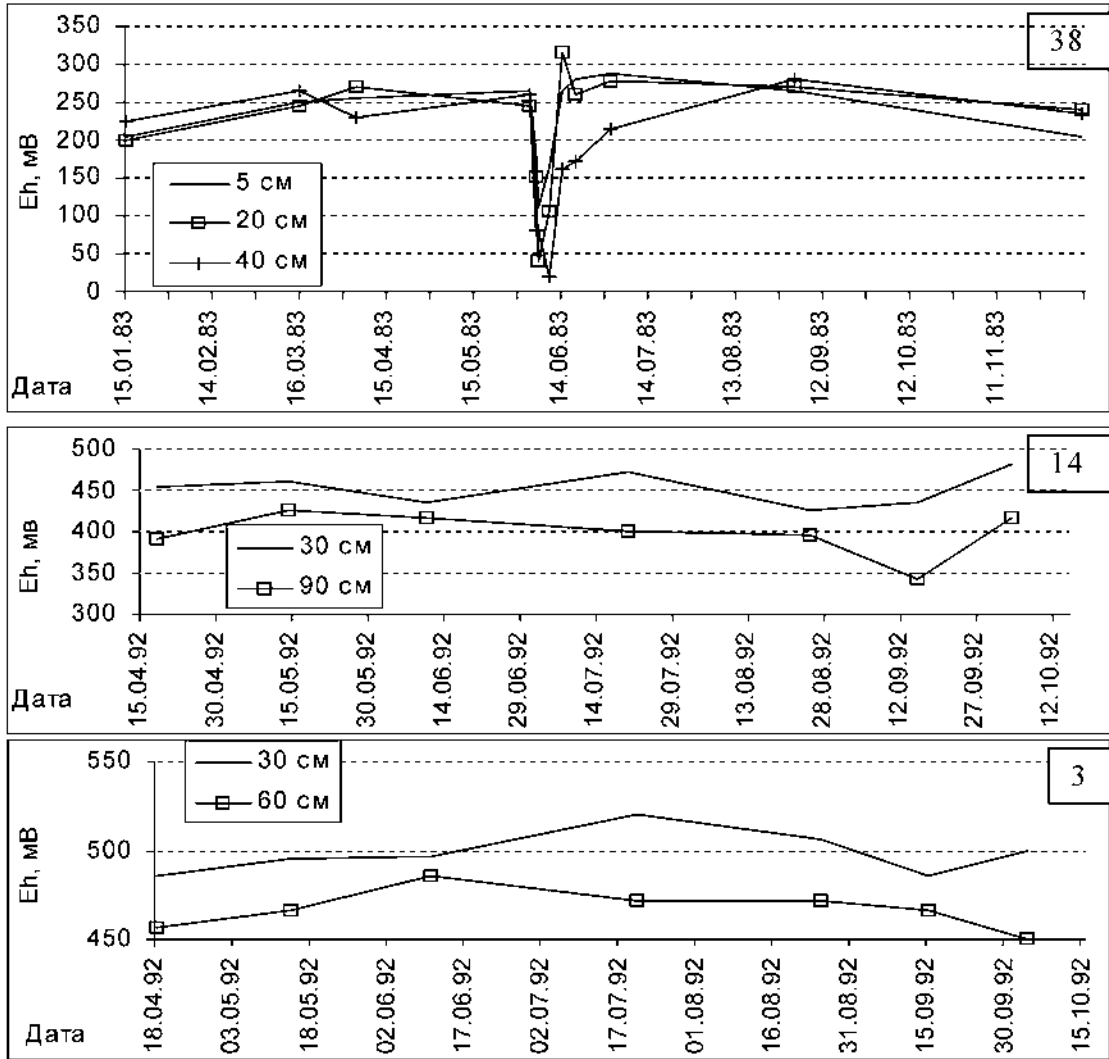


Рис. 5.5. Динаміка окисно-відновного потенціалу у заплавних ґрунтах: ключ-ділянка 38 — осушувані глейземи мулуваті солончакові; ключ-ділянка 14 — злитоземи структурно-монолітні солончакові; ключ-ділянка 3 — лучноземи зернисті солончакуваті важкосуглинисті

Досить важливо визначити умови і характер прояву названої форми глеєутворення. Насамперед, при типовому глеєутворенні виключені чинники, що необхідні для прояву інших типів, не повинно бути надінтенсивних відновлювальних умов за наявності сульфатних солей або помірно- чи слабовідновних умов в карбонатному середовищі темноколірних ґрунтів.

**Типи глею і ОВ-режиму у ґрунтах заплавл малих і середніх річок
північно-західного Причорномор'я**

| Тип глею | Вид за чинником глеєутворення | Тип ОВ-режиму |
|---------------|-------------------------------|--|
| 1. Типовий | 1. Гідрогенний | 1. З окиснювальним середовищем по всьому профілю |
| 2. Сульфідний | 2. Літогенно-гідрогенний | 2. З перевагою окиснювального середовища у верхній частині профілю і розвитком періодичного або постійного оглеювання в нижній |
| 3. Прихований | | 3. Із контрастним і різко контрастним ОВ-режимом у верхній частині профілю і періодичним або стійким оглеюванням в нижній |
| | | 4. З перевагою відновлювального середовища по всьому профілю |
| | | 5. Із сірководневим відновлювальним середовищем |

Найбільш характерна названа форма глею для перехідних горизонтів лучноземів і слабогумусованих ґрунтів (глейоземів ясногумусових, солончаків) із помірними відновними умовами (ОВП ~ 250–400 мВ). У них повною мірою виявляється необхідна умова для “незбалансованого виносу заліза”, або, іншими словами, для “типового” (за Ф.Р. Зайдельманом [69]) глеєутворення. Винос заліза з окремих зон ґрунтової маси і сегрегація його гідроксидних форм тут же в зонах окиснювання за умов перезволоження підґрунтовими або поверхневими водами при відповідних літологічних передумовах є головними процесами в типовому глеєутворенні.

Характерно, що підґрунтові води, виступаючи основним чинником глеєутворення, самі можуть мати більш високі і стабільні потенціали, ніж ґрунтова маса водонасичених горизонтів. Це свідчить про їхню малу активність у безпосередньому формуванні ОВ-потенціалу деяких ґрунтів.

Частим явищем є перезволоження (переважно періодичне) ґрунтів поверхневими водами через їх важкий гранулометричний склад. За таких умов утворюються “вісячі” глейові горизонти, але швидше весь профіль подібних ґрунтів має виразні ознаки оглеювання.

У заплавах малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я широко розповсюджені темнозбарвлені сульфідні ґрунти. Вони

розвиваються в умовах, коли можливий глибокий анаеробіозис, і за наявності достатньої кількості легкорозчинних солей і органічної маси. Подібні ґрунти в багатьох регіонах Землі займають значні площі, а процес сульфідизації вивчений і описаний достатньо повно [83, 280, 283, 289]. Його суть у тому, що за наявності всіх необхідних умов для глеєутворення залізо не переходить у рухому форму, а міцно фіксується *in situ* у вигляді сульфідів. Це відбувається тоді, коли в ґрунтах утримується значна кількість сульфатів натрію, кальцію і магнію, що у глибокому анаеробіозисі піддаються відновленню з утворенням сірководню. Останній, при взаємодії з залізом, дає чорний колоїдний мінерал гідротроїліт — $\text{Fe}(\text{HS})_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$, що і надає чорного до синяви забарвлення ґрунтовій масі [87]. Пірит FeS_2 і сульфід тривалентного заліза Fe_2S_3 також чорного кольору, і їх утворення в сульфатно-засолених глейових ґрунтах широко відоме [280].

Сульфідні горизонти або окремі плями зустрічаються практично в усіх глейоземах, у глейових солончаках, а в субаквальних ґрунтах уся мулиста маса на велику глибину звичайно має інтенсивне чорне забарвлення. На повітрі сульфідні плями достатньо швидко окиснюються, і це є свого роду діагностичною ознакою наявності гідротроїліту.

ОВП гідротроїлітових плям коливається в межах $+50 \div -200$ мВ. При цьому сусідні “окиснені” плями, що мають сіре (бурувато-сіре) забарвлення, характеризуються частіше помірними відновними умовами з Eh 200–260 мВ. Вони відрізняються і співвідношенням $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ (табл. 6.21). У сульфідних горизонтах може утримуватися до 100 мг/100 г ґрунту FeO при нульовому вмісті Fe_2O_3 , а по сусідству в сірих зонах при переважанні Fe^{2+} відзначається наявність оксидів заліза.

Ґрунти, що постійно перезволожені і мають стабільні низькі значення ОВП — субаквальні, декотрі із глейоземів мулуватих і перегнійних, — міцно фіксують залізо в формі нерозчинних сульфідів, але інші, що перебувають в умовах пульсуючої зміни аеробних і анаеробних умов, відзначаються значною його рухомістю і перерозподілом в ґрунтовій масі. Перші в умовах анаеробіозису — суцільно чорні, а при висиханні зразків швидко сіріють, і в їх масі відсутні сегрегаційні новоутворення з’єднань заліза.

Пульсуючий характер зволоження і ОВ-умов у сульфідно-глейових ґрунтах віддзеркалюється в значних акумуляціях гідроксидів $\text{Fe}(\text{OH})_3$ в зонах окиснення (див. рис. 6.14). Рухомі форми двовалентного заліза, в тому числі і сульфідні, за рахунок гідромеханічного переміщення суспензій утворюють на поверхні шпар ґрунту (особливо вздовж кореневих ходів) аморфний тривалентний осад гідроокису, який в подальшому може піддаватися дегідратації і утворювати слабокристалізовані і виразно окристалізовані мінерали заліза — лепідокрокит, гетит та інші [67]. Але через періодичне перезволоження новоутворення заліза в ґрунтах із інтенсивними відновлювальними процесами залишаються виключно аморфними у вигляді липких іржаво-бурих стяжінь і кірочок, часто товщиною до 4–6 мм.

Окиснення сульфиду заліза в ґрунтах проходить спочатку з утворенням ярозиту — $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$, а потім залізного купоросу і сірчаної кислоти. Такі реакції досить поширені в сульфідних ґрунтах, і значне зниження кислотності, наприклад в “маршах” тропічних країн і польдерах Європи, є чималою проблемою їх використання [68, 280, 289].

У досліджуваних ґрунтах не виявлялося зменшення величин рН нижче за 6,7, що, однак, не свідчить про відсутність реакцій утворення H_2SO_4 . Інтенсивне накопичення гіпсу в основі осушуваних мулуватоглейових і перегнійно-глейових ґрунтів, що підживлюються жорсткими, але порівняно не концентрованими підґрунтовими водами, показує можливість реакцій типу: $\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{CaCO}_3 = \text{H}_2\text{CO}_3 + \text{CaSO}_4$.

Нерідко обводнені тривалий час горизонти і ґрунтові профілі в цілому не мають (або мають дуже слабкі) морфохроматичних ознак типового глею. Таке явище спостерігається у випадку слабких проявів глейового процесу на фоні темно-сірого (чорного) кольору гумусованих горизонтів у зернистих ґрунтах або темних монтморилонітових профілях злитих ґрунтів. Часто і у перехідних перезволожених горизонтах, окрім плям і прожилок оксидів заліза, ніщо не вказує на процеси глеєутворення.

За деякими дослідженнями перезволожених ґрунтів [68] можна уявити про широке розповсюдження слабого або прихованого глею в умовах, коли можливий розвиток відновлювальних процесів. Переважно це відбувається у тих ґрунтах, які містять значну кількість карбонатів, що блокують дію утворюваних в умовах анаеробіозису органічних кислот і інших агресивних з'єднань [69, 83, 123].

Безумовно, що й у досліджуваних ґрунтах, які містять значну кількість вуглекислого кальцію, механізм гальмування глейового процесу задіяний повною мірою, а при наявності темного забарвлення горизонтів слабкі ознаки оглеювання можуть не виявлятися. У той же час локально або тимчасово в періоди надлишкового зволоження низькі — менше 400 мВ — значення ОВП вказують на наявність слабовідновних умов. У заплавах малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я подібні ґрунти нами визначаються як криптоглейові (потайливоглейові). Переважно це злиті і почасти зернисті ґрунти з темними потужними горизонтами.

Розвиток відновлювальної обстановки і характер глейових процесів не є простим дзеркальним відображенням зовнішніх глеєутворюючих чинників. Відновлювальні процеси в алювіальних ґрунтах виникають надзвичайно швидко (у модельних дослідах — рис. 5.6, 5.7 — уже на 2–3 день затоплення ґрунтів), і надалі за короткий термін інтенсивність оглеювання може досягти значного ступеня: відзначалися показники Eh до –250 мВ. Проте як швидкість, так і глибина падіння ОВ-потенціалів при пульсуючому анаеробіозисі визначаються також і природою ґрунтів. Є більш буферні — це ґрунти з пануванням окиснювальної обстановки в природному середовищі — і менш буферні ґрунти. До останніх можна віднести всі ґрунти, що у природних умовах періодично або на довгий час підпадають під вплив відновних умов — глейоземи алювіальні мулуваті і перегнійні, солончаки мулувато-глейові.

Різноманітна окисаційно-відновна буферність заплавлених ґрунтів є причиною зміни контрастності ґрунтового покриву (за виразністю глейового процесу) по окремих сезонах року і навіть окремих днях.

Надходження у ґрунти порівняно однакової кількості води при сніготаненні, випаданні дощів призводить у той же час до різкої їхньої диференціації за окисно-відновними умовами. Найвища активність відновних реакцій у злитоземах алювіальних, глейоземах злитокриптоглейових і, особливо, глейоземах мулуватих відзначається вже на 2–4 день їхнього затоплення, у той час як у лучноземах зернистих і ясногумусових типових відновні умови відзначаються тільки на 3–8 день, і тільки за умови їхнього повного затоплення, що в природних умовах спостерігається рідко або є зовсім не можливим. Високою ОВ-буферністю відрізняються сильнозасолені ґрунти, і, таким чином, диференціація ґрунтового покриву за інтенсивністю соленакопичення також визначає його контрастність за динамікою ОВ-режиму.

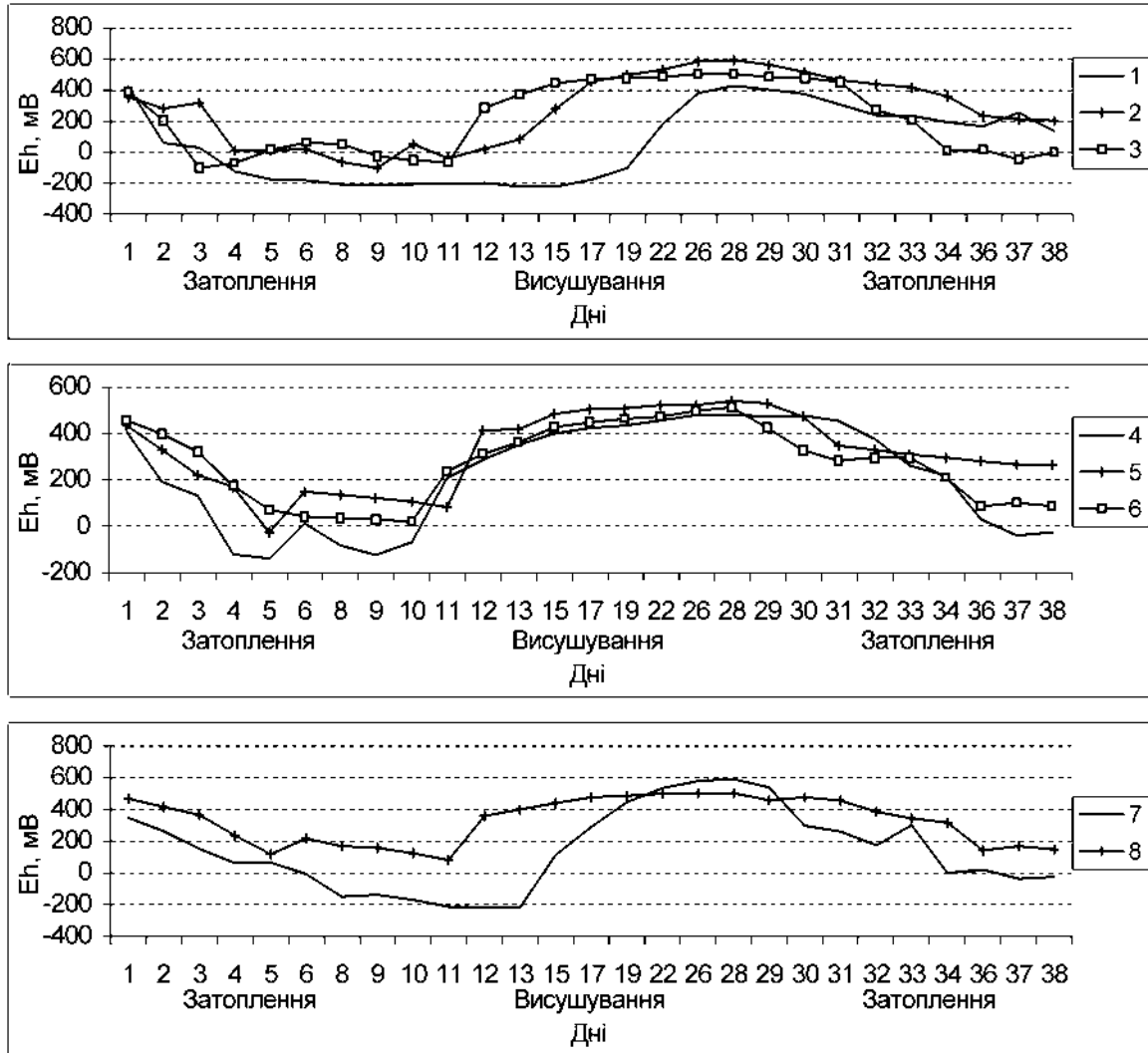


Рис. 5.6. Окисно-відновний режим заплавних ґрунтів при моделюванні глеєутворення в умовах періодичного зволоження: 1 — глейземи мулуваті солончакові глинисті (гор. GBs), 2,3 — горизонти “HUv” і “Gls” глейземів злитокриптоглейових солончакових глинистих, 4 — злитоземи структурно-монолітні солончакові глинисті (гор. Vq,s), 5,6 — горизонти “HUv,s” і “Hr,s” лучноземів зернистих глеюватих злитих солончакуватих глинистих, 7 — лучноземи ясногумусові солончакуваті середньосуглинисті (гор. HY), 8 — лучноземи зернисті типові солончакуваті важкосуглинкові (гор. “HU”)

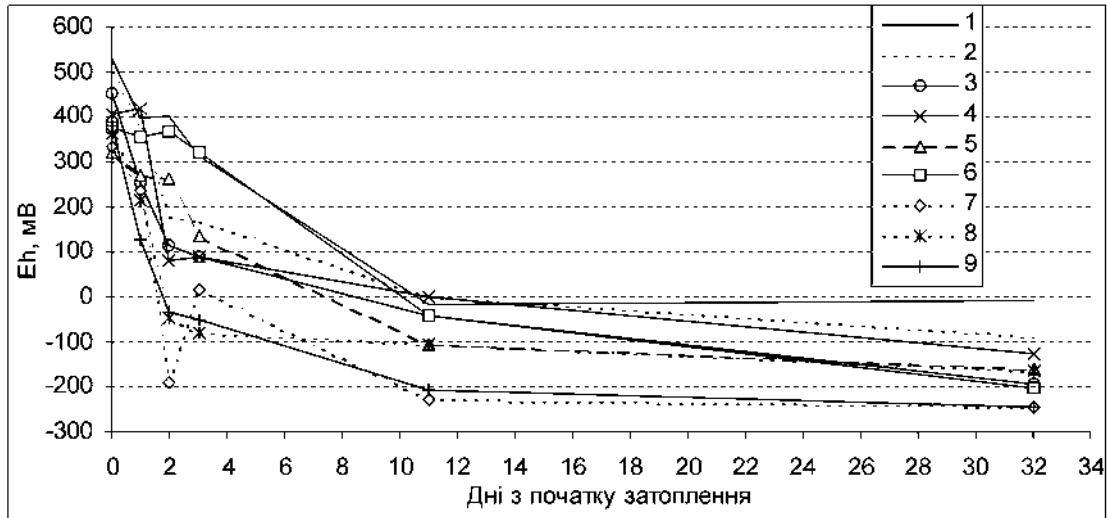


Рис. 5.7. Динаміка ОВП в ґрунтах при надлишковому зволоженні (лабораторні дослід): 1–2 — чорнозем південний малогумусний важкосуглинковий (глибина відповідно 0–20 і 20–40 см); 3–4 — лучноземи зернисті солончакуваті малогумусні потужні важкосуглинкові (глибина відповідно 20–30 і 40–50 см); 5 — горизонт 30–40 см лучноземів ясногумусових солончакуватих мікрогумусних середньосуглинистих; 6 — горизонт 20–30 см злитоземів структурно-монолітних сильносолончакових; 7–8 — злитоземи дисперсно-монолітні (осушені глейоземи мулуваті солончакові потужні глинисті) — глибина відповідно 0–30 і 40–50 см; 9 — глейоземи мулуватого-глейові сульфідні солончакові глинисті (глибина 0–30 см)

Для південного степу з контрастним режимом зволоження напівгідроморфних і гідроморфних ґрунтів відзначене явище становить не тільки науковий (теоретичний) інтерес, але й має практичне значення. В осушених ґрунтах — алювіальних глейоземах і злитоземах глинистих — нами спостерігалася втрата врожаю сільськогосподарських культур саме через систематичне (порівняно короткочасне) зниження ОВП із розвитком різко відновних умов. У глинистих ґрунтах болотного ряду відновлювальні реакції можуть за короткий час (в межах доби) охоплювати весь генетичний профіль, і особливо динамічно ОВ-процеси розвиваються у верхніх горизонтах.

Узагальнення матеріалів досліджень окисно-відновних процесів в алювіальних ґрунтах північно-західного Причорномор'я дозволило

згрупувати їх за ОВ-режимами (див. табл. 5.1) з виділенням таких типів:

- 1) ґрунти з окиснювальним середовищем по всьому профілю;
- 2) ґрунти з перевагою окиснювального середовища у верхній частині профілю і розвитком періодичного або постійного оглеювання в нижній;
- 3) ґрунти із контрастним і різко контрастним ОВ-режимом у верхній частині профілю і періодичним або стійким оглеюванням в нижній;
- 4) ґрунти з перевагою відновного середовища по всьому профілю;
- 5) ґрунти із сірководневим відновним середовищем.

Кожен тип має свої особливості, що характеризуються межами коливань ОВП по профілю ґрунтів, ОВ-буферністю (інтенсивністю зміни реакцій окиснення-відновлення), якісними умовами ґрунтового середовища за ОВ-станом, способами поліпшення ОВ-режиму ґрунтів.

Стійкість до розвитку відновних процесів може бути покладена в основу кількісної оцінки ступеня виразності глейового процесу. У ґрунтознавстві відомі методи діагностики ступеня ґрунтового гідроморфізму, побудовані в основному на визначенні кількості різних форм заліза і морфологічних характеристик [67]. Беручи до уваги численність ОВ-систем у ґрунті, а також індивідуальну природу розвитку глейового процесу, можна запропонувати *оцінку інтенсивності розвитку глейового процесу* через співвідношення ОВ-буферності (сталості ОВ-потенціалу при затопленні) у зональних ґрунтах і досліджуваних алювіальних:

$$K = T_z 200\text{мВ} / T_d 200\text{мВ} \cdot 100, \quad (1)$$

де $T_z 200\text{мВ}$ і $T_d 200\text{мВ}$ є час (у годинах), необхідний для зниження E_h до 200 мВ відповідно в зональних і досліджуваних ґрунтах при їх затопленні.

На основі досліджень алювіальних ґрунтів заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я виділені такі градації інтенсивності розвитку і виразності глейового процесу (табл.5.2), а також виконана типізація ґрунтів за їх ОВ-станом (табл. 5.3).

Численними дослідженнями встановлено, що перебування ґрунтів у стані анаеробіозису залишає в них глибокий слід, впливаючи на морфологію і властивості органічної частини ґрунтів [67, 223, 225]. Насамперед змінюється характер гумусоутворення, тому й в алювіальних ґрунтах заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я, що перебувають під значним впливом факторів

перезволоження, процеси трансформації органічної речовини також у більшості випадків визначаються ОВ-режимом ґрунтів. При пануванні відновних умов гумусоутворення відбувається шляхом утворення колоїдно-дисперсного гумусу гуматно-фульватного типу з консервацією органічних решток шляхом їхньої вуглефікації (рис. 6.13).

Таблиця 5.2

Типи інтенсивності розвитку глейового процесу в заплавних ґрунтах

| Тип інтенсивності розвитку глейового процесу | Орієнтовні значення інтенсивності розвитку відновних процесів у заплавних ґрунтах, % від чорноземів південних (розраховано за формулою 1) | Ґрунти і умови ґрунтового середовища |
|---|---|--|
| Ґрунти, стійкі до розвитку відновних процесів | 100-135 | Стратоземи і лучноземи заплавних узвиш і схилів долин (незасолені), і лучноземи ясногумусові солончакові. Відновні процеси розвиваються за 60-100 год.; зниження E_h до 0 мВ можливе приблизно за 240 год. , але стійкі від'ємні значення E_h (-10 ÷ -50 мВ) виявляються при більш тривалому затопленні |
| Ґрунти, слабостійкі до розвитку відновних процесів | 135-200 | Стратоземи і лучноземи глеюваті без значного соленакопичення і злитоземи із сильним ступенем засолення, а також заплавні глейові солончаки. Відновні процеси розвиваються за 60-100 год., можливе зниження E_h до 0 мВ за 120-240 год. і короткотривале підтримання E_h на рівні -100 ÷ -200 мВ за відсутності води на поверхні ґрунту |
| Ґрунти з мобільними реакціями відновлення і утрудненими реакціями оксидації | 200-1000 | Глейоземи і злитоземи без значного соленакопичення. Відновні процеси розвиваються за 12-48 год., можливе зниження E_h до 0 мВ за 50-70 год. і тривале підтримання E_h на рівні -100 ÷ -200 мВ за відсутності води на поверхні ґрунту |

Таблиця 5.3

Типізація ґрунтів заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я за ОВ-станом

| № типу ОВ-режиму | Ґрунти | Орієнтовні межі коливань Е _h , мВ у горизонтах: гумусових (у чисельнику) і перехідних (у знаменнику) | Можлива кількість періодів з Е _h : 300-200мВ (у чисельнику) <200мВ у гумусовому шарі (у знаменнику) | Якісна оцінка умов за ОВ-станом ґрунтів | Способи регулювання ОВ-стану ґрунтів |
|------------------|--|---|--|---|--|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 1 | Лучноземи ясногумусові на алювії високих грав прируслової заплави, зернисті на делювії похилих схилів "V"-подібних долин малих річок і делювіальних конусах виносу | 450-550 — 400-500 | Немає — немає | Оптимальні | Технології без спеціальних заходів щодо регулювання ОВ-стану ґрунті |
| 2 | Лучноземи: ясногумусові, зернисті на алювіальних і алювіально-делювіальних відкладах середніх рівнів заплав з пульсуючими підґрунтовими водами на рівні 1,8 - 3 м | 400-550 — 300-450 | 2 — немає | Задовільні, але періодично близькі до критичних | Регулювання поверхневого стоку і рівня підґрунтових вод, оптимальні поливні норми, агротехнічні заходи для поліпшення повітряного режиму і водно-фізичних властивостей |

Закінчення табл. 5.3

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|------------------------------------|--|--|
| 3 | а) стратоземи шарувато-ясногумусові, лучноземи ясногумусові і зернисті глеюваті та злиті, солончаки зернисті; б) злитоземи, солончаки ясногумусові і зернисті глейові, глейоземи зернисті | 200-450 періодично до 100 ————— 200-350 періодично до - 100 | 2 ————— 2-3 | Змінні: від задовільних до критичних (а) і тривало критичних (б) | Осушення, піскування глинистих різновидів, агротехнічні заходи по поліпшенню водно-фізичних властивостей, регулювання поверхневого стоку. Створення ґрунтоохоронних і природоохоронних ландшафтів у зв'язку з економічною та екологічною недоцільністю освоєння ґрунтів. |
| 4 | Солончаки глейові, глейоземи ясногумусові і зливо-криптоглейові | 50-450 ————— 50-450 | Практично постійно ————— 6-8 | Тривало критичні | Гідромеліорація. Створення ґрунтоохоронних і природоохоронних ландшафтів у зв'язку з економічною та екологічною недоцільністю освоєння ґрунтів. |
| 5 | Субаквальні, глейоземи мулуваті, солончаки мулуватого-глейові | 350 ~ -100 ————— 50-450 | Практично постійно | Критичні | Гідромеліорація. Створення ґрунтоохоронних і природоохоронних ландшафтів у зв'язку з економічною та екологічною недоцільністю освоєння ґрунтів. |

Специфіка умов досліджуваних об'єктів — контрастний гідротермічний режим, комплексні літологічні і геоморфологічні умови, сульфатне засолення вод і ґрунтів — допускає не тільки специфічність прояву глейових процесів, але й індивідуальність географії глеєутворення. Насамперед, відзначається висока комплексність ОВ-режимів, що найбільш характерна для дельт малих і середніх річок. Тут на невеликій території можуть спостерігатися ареали всіх типів глею з перевагою контурів сульфідного і типового зі стійкими відновними умовами з поверхні (рис. 5.8).

Крім того, заплави малих і середніх річок характеризуються підвищеним динамізмом глеєутворення, що останнім часом зумовлений в основному антропогенним чинником. Повсюдна каналізація річищ, будівництво осушувальних систем істотно видозмінили як перебіг глейових процесів, так і показники просторової структури ОВ-режимів.

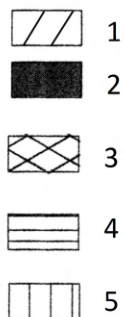
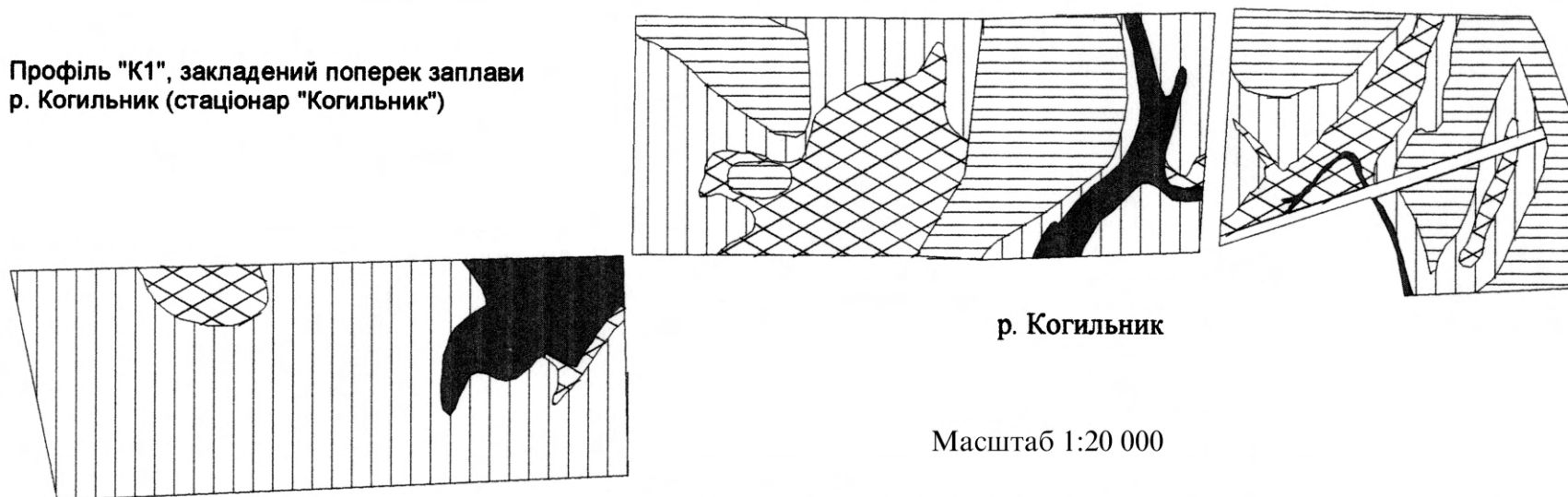
Зважаючи на різну ОВ-буферність ґрунтів, комплексність ґрунтового покриву за ОВ-характеристиками, доцільно складати картограми типів ОВ-режимів і картограми інтенсивності розвитку глейового процесу, що відображали б стан ґрунтового покриву за одною із найважливіших ознак і можливий розвиток цього стану у випадку зміни гідрологічних умов у заплаві. Наведена на рис. 5.8 картограма є прикладом такої роботи.

5.3. Осолонцювання і солонцево-ілювіальний процес

Солонцюватість є достатньо потужним чинником, що визначає родючість ґрунтів, і питання генезису солонців, особливості їх екології, будови, властивостей, еволюції, географії посідають значне місце у ґрунтознавстві. Вивчення солонцюватих ґрунтів має давні традиції. Навіть до того, як ґрунтознавство стало самостійною галуззю знань, до революційних робіт К.К. Гедройца [38], який створив вчення про вбирну здатність ґрунтів і показав роль увібраних катіонів у ґрунтоутворенні і житті рослин, у різних країнах, де мало місце засолення й осолонцювання, виконувалися широкі теоретичні і практичні дослідження галоморфних ґрунтів.

Про солонцюватість ґрунтів заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я було відомо, проте тільки у формі конста-

Профіль "К1", закладений поперек заплави
р. Когильник (стаціонар "Когильник")



1 – дренажні канали; 2 – ґрунти із сірководневим відновлювальним середовищем по всьому профілю; після осушення з мобільними реакціями відновлення і сповільненими реакціями окисації при контрастному ОВ-режимі у верхній частині і стійкому оглеюванні у нижній частині профілю; 3 – ґрунти з контрастним ОВ-режимом у верхній частині і стійким оглеюванням у нижній частині профілю; після осушення з мобільними реакціями відновлення і сповільненими реакціями окисації без зміни ОВ-режиму; 4 – ґрунти з окиснювальним середовищем по всьому профілю; після осушення ґрунти стійкі до розвитку відновних процесів без зміни ОВ-режиму; 5 – ґрунти з перевагою окиснювального середовища у верхній частині і розвитком періодичного оглеювання в нижній частині профілю; після осушення слабостійкі до розвитку відновних процесів без зміни ОВ-режиму

Рис. 5.8. Структура типів окисно-відновних режимів ґрунтів заплави низов'я р. Когильник з оцінкою інтенсивності розвитку глейового процесу

тації фактів наявності підвищеного в них вмісту обмінного натрію [196]. Але комплексних досліджень екології і географії солонцюватих ґрунтів, особливостей прояву солонцево-ілювіального процесу в різноманітних умовах тут не проводилося.

Наші дослідження підтвердили повсюдно, більшою або меншою мірою виражену, солонцюватість засолених алювіальних ґрунтів. При цьому виявлена чітка кореляція між солонцюватістю і ступенем засолення ґрунтів (рис. 5.10). Аналітичні дані свідчать, що практично всі шари сольових акумуляцій, а також багато незасолених прошарків ґрунтів мають підвищений вміст обмінного натрію, а ґрунти “болотного ряду” — і обмінного магнію (табл. 6.22).

У той же час солонцево-ілювіальний елементарний ґрунтовий процес у заплавах малих і середніх річок обмежений відносно вузькими рамками дії. Фізичні ознаки солонцюватості виявляються найбільш чітко в легких за гранулометричним складом ґрунтах у вигляді ілімерізації тонкодисперсної маси — відмивання мулистих часток із поверхні грубозернистого матеріалу. Повсюдно на масивах лучноземів і глейоземів ясногумусових солончакових та солончакуватих відзначається “солонцева плямистість”, коли невеличкі, в декілька квадратних метрів, ділянки поверхні набувають білуватого забарвлення.

Виражені елювіально-ілювіальні профілі із глино-акумулятивними горизонтами у ґрунтах заплави малих і середніх річок зустрічаються рідко. Ілімерізація, що відзначається в лучноземах і глейоземах ясногумусових, набуває зазвичай характеру рівномірного промунення ґрунтової маси, а напливні шаруваті орієнтовані глини практично не виявляються. Елювіально-ілювіальну диференціацію в таких випадках важко відрізнити від гранулометричної шаруватості у зв'язку з алювіальними процесами. У важкосуглинкових і глинистих лучноземах зернистих солончакових і солончакуватих глинисті кутани — орієнтовані глини по шпарах, згладжені і заплилі поверхні агрегатів, глинисті покриви на сольових новоутвореннях — є поширеною ознакою диспергуючого впливу натрію (рис. 6.7: 4). Проте вони носять “місцевий” характер, і в ґрунтах не виявляється формування ілювіального шару за рахунок перерозподілу мулистої фракції. В алювіальних злитоземах і алювіальних глейоземах (мулуватих, перегнійних) частка обмінного натрію може сягати 40–45% при відношенні обмінних кальцію і магнію 0,5–0,6 (див. табл. 6.22, 6.30),

але, крім загальної злитості і безструктурності, ніщо більше не вказує на високий ступінь їх хімічної солонцюватості.

Таким чином, аналітичні дані і морфологічний аналіз свідчать, що в заплавах малих і середніх річок солонцюватість ґрунтів у вигляді підвищеного вмісту обмінних натрію і магнію і солонцево-ілювіальний процес чітко поєднані з генетичними особливостями ґрунтів. Також виразно простежується залежність процесу осолонцювання від динаміки солевмісту і відсутність у більшості випадків умов для утворення типових солонцевих профілів.

Процес осолонцювання вивчений достатньо повно і в основному сучасні дослідження зводяться до аналізу особливостей прояву цього процесу в тих або інших умовах. У засолених ґрунтах виділяють такі компоненти, які спроможні самостійно брати участь в іонному обміні: а) силікати поверхні глинистої фракції; б) компоненти пілуватої фракції; в) органічна речовина і г) малорозчинні у воді солі [51, 287]. У досліджуваних алювіальних ґрунтах простежується зв'язок між вмістом гумусу і сумою вбирних основ, але більш вагомо на кількість обмінних Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{+} впливає вміст мулу ($r = 0,7$), а ще більш високий коефіцієнт кореляції ($r = 0,74$) із фізичною глиною вказує на певну частку крупних фракцій у визначенні ємності обміну ґрунтів.

Потенціал поверхні часток визначається багатьма динамічними чинниками — величиною рН, а в засолених ґрунтах — кількістю і співвідношенням легкорозчинних солей [74, 182, 188]. Для досліджуваних ґрунтів із сезонно-пульсуючим характером соленакопичення, у тому числі і в поверхневих горизонтах, остання обставина вкрай важлива для розуміння сутності прояву в них солонцево-ілювіального процесу.

Парксом і Де Брюном [188] розроблена теорія визначення знака заряду колоїдів, оснований на обчисленні різниці між рН сольовим і рН водним. Одержувана величина ΔpH може мати додатне, від'ємне і нульове значення, що відповідає знаку заряду поверхні часток. Для досліджуваних ґрунтів, що характеризуються вираженою динамікою солевмісту, ΔpH виявився достатньо інформативним показником, що чітко віддзеркалює зміни складу солей і фізичний стан ґрунтових колоїдів.

Як показали дослідження, у ґрунтах заплавл малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я відзначаються тільки від'ємні

значення ΔpH — від $-0,2$ до $-1,5$ (рис. 5.9). Вони, показуючи відносний розмір негативного заряду ґрунтових колоїдів, досить чітко варію-

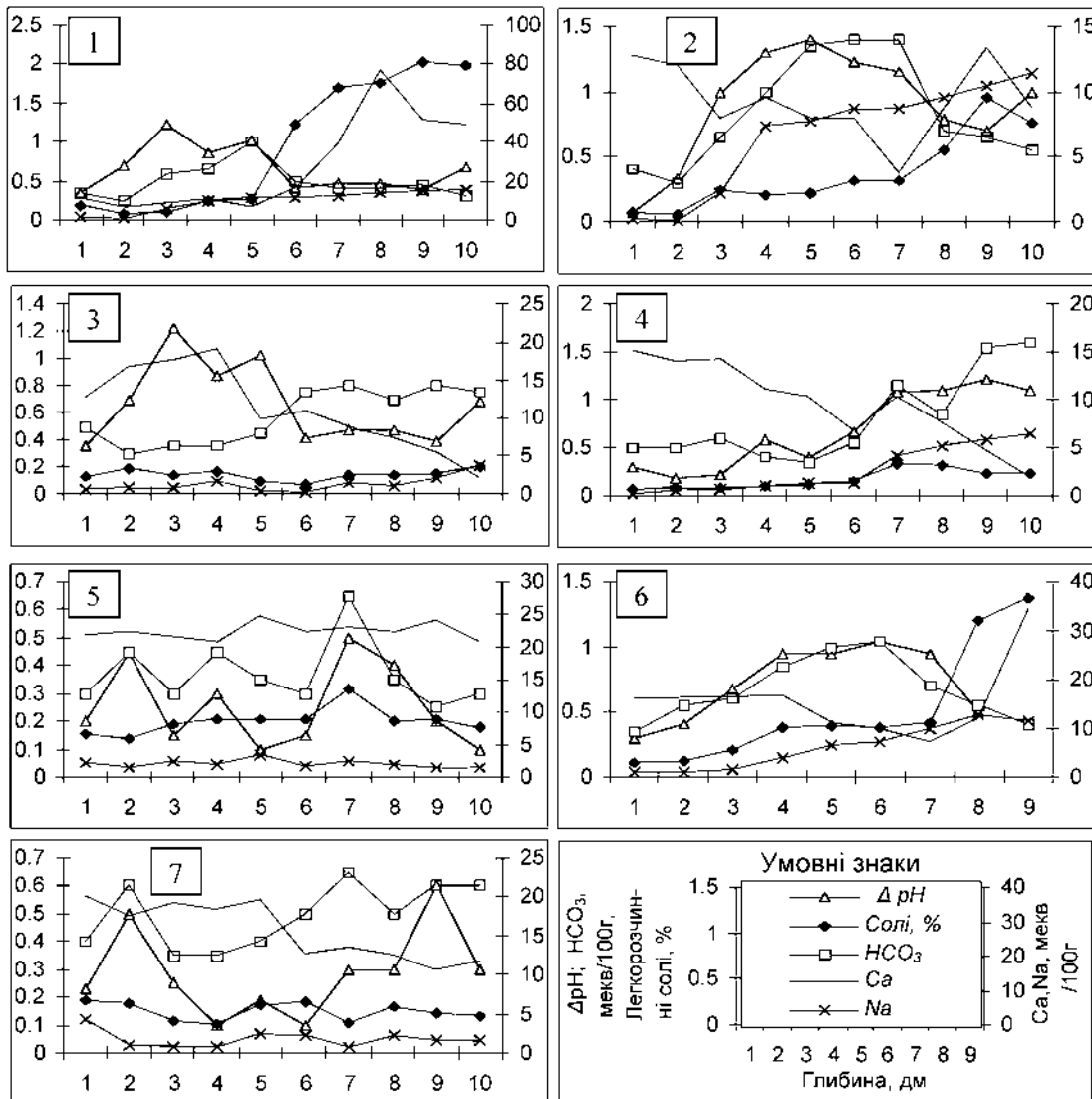


Рис. 5.9. ΔpH і профільний розподіл легкокорозчинних солей у заплавних ґрунтах: 1, 3, 5, 7 — в період весняного знесолення ґрунтів (1, 3, 7 — лучноземи ясногумусові, 5 — лучноземи зернисті); 2, 4, 6 — в період осіннього максимуму соленакопичення (2, 4 — лучноземи ясногумусові, 6 — лучноземи зернисті)

ються слідом за зміною значень рН, складом і кількістю легкокорозчинних солей. При підвищенні ступеня засолення за рахунок накопичення сульфатів і хлоридів негативний заряд ґрунтових колоїдів зменшується. Протилежну реакцію викликає зниження загального

солевмісту і закономірне при цьому підвищення лужності — збільшення частки NaHCO_3 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Поява карбонату натрію різко — до розмірів $\Delta\text{pH} -1,5$ — збільшує негативний заряд ґрунтових колоїдів. За таких умов відзначається пептизація колоїдів; водні витяжки із горизонтів ґрунту, що мають $\Delta\text{pH} -1,3 \div -1,5$, часто темнозбарвлені.

Поєднавши динаміку ΔpH із сезонною пульсацією солевмісту і проявами солонцево-ілювіального процесу, можна зробити такі висновки. Ємність поглинання ґрунтів визначається кількістю і складом солей і циклічно змінюється внаслідок сезонних процесів засолення і розсолення. Солонцево-ілювіальний процес можливий, і це підтверджується даними морфологічних спостережень, у періоди обезсолення верхніх шарів ґрунту і збільшення в них загальної лужності. Такі умови відзначаються в основному зимою і на початку весни, коли у верхній частині профілю, наприклад, лучноземів ясногумусових і зернистих вміст солей знижується до $0,03 - 0,05\%$, а ΔpH — до $-0,5 \div -1,4$. Процесу осолонцювання (збільшення частки Na^+ в ГВК) сприяє підняття розчинів солей і утворення екстремумів аніонів, що, як було описано у попередньому розділі, відбувається в умовах підвищеного зволоження поверхневих шарів ґрунту на початку теплого періоду. При піднятті змішаних розчинів хлористих і сірчаноокислих солей усі катіони Ca^{2+} і Mg^{2+} , що переходять із вбирного комплексу для нейтралізації надлишку аніонів Cl^- і SO_4^{2-} , повинні йти на утворення незаряджених іонних пар із SO_4^{2-} . За таких умов, звичайно, в системі “розчин — тверда фаза ґрунту” збільшується відсоток іону натрію. У той же час збільшення концентрації солей у ґрунті гальмує дисоціацію подвійного шару міцели, а зменшення потенціалу колоїдів, що при цьому спостерігається, сприяє їх коагуляції. Таким чином, в момент максимального прояву процесу осолонцювання солонцево-ілювіальний процес у період літнього засолення згасає. Процес розсолонцювання відбувається з початку сезонного розсолення заплавлених ґрунтів. В цей час — початок холодної пори року — відмиваються перш за все більш розчинні натрієві сполуки, а сульфат кальцію, що залишається, грає роль природного меліоранта ґрунту.

Отже, сезонно-пульсуюче соленакопичення, у тому числі і при урівноваженому сольовому балансі, може бути причиною наявності

підвищеної (до 3–10%) частки обмінного натрію в ґрунтовому вбирному комплексі ґрунтів, а також причиною прояву пептизації і лесиважу мулистої фракції, що відображається в придбанні ґрунтами масивної структури, підвищеної щільності і твердості та у деяких випадках формуванні елювіально-ілювіальних профілів.

Описаний механізм може пояснити солонцюватість верхніх незасолених шарів солончакуватих ґрунтів і солонцюватість легких за гранулометричним складом ґрунтів, що не мають в профілі надлишку легкорозчинних солей. Підвищена кількість обмінного натрію в шарах сольових акумуляцій, безумовно, є наслідком вирівнювання Na–Ca–Mg термодинамічних характеристик ґрунтового розчину і твердої фази ґрунтів. На це вказує достатньо високий коефіцієнт кореляції ($r = 0,73$) між натрієм водорозчинним і обмінним (рис. 5.10).

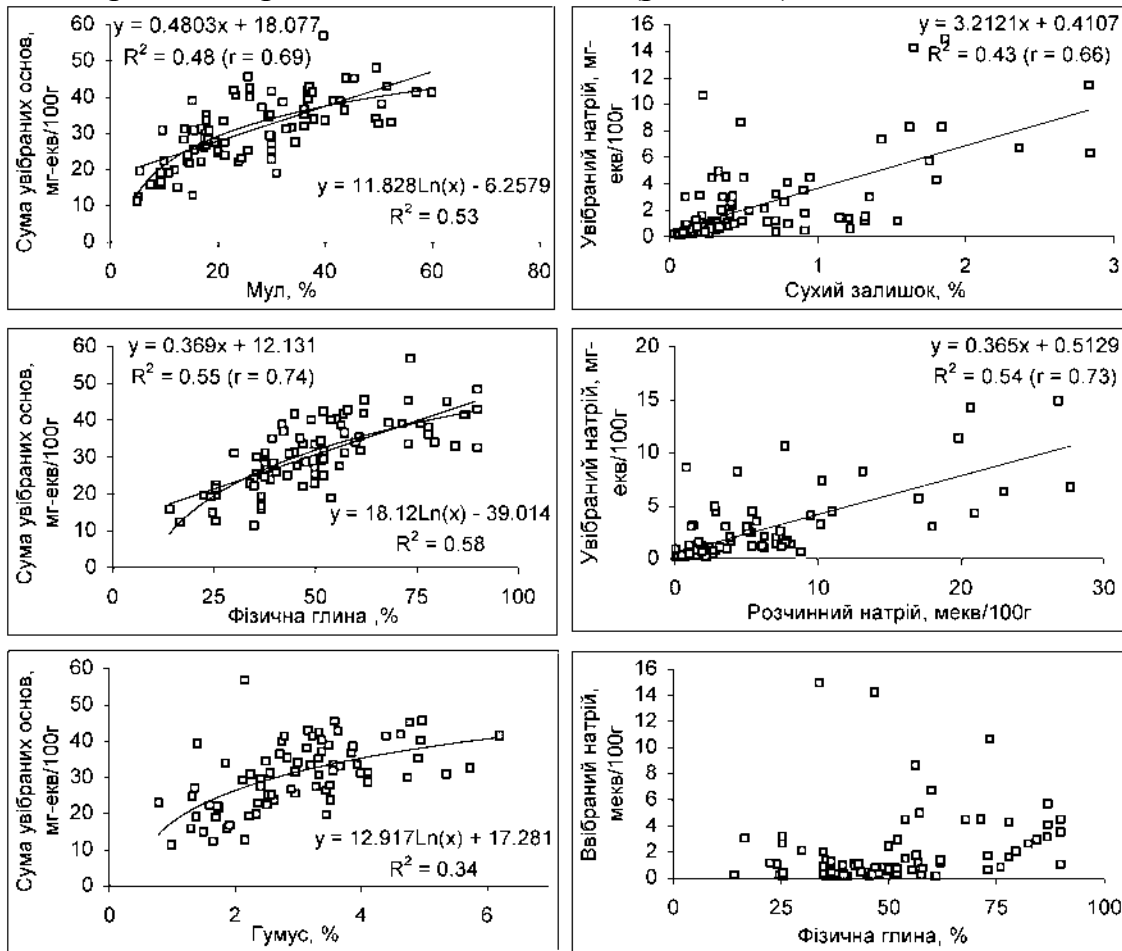


Рис. 5.10. Склад і сума вбирних основ у залежності від деяких властивостей ґрунтів заплавл малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я

Специфічним є склад вбирних основ ґрунтів, що відносяться до так званого “гідрогенного ряду” заплавного ґрунтоутворення — глейоземів мулуватих і інших, що проходили в своєму розвитку мулову стадію. Вони, не маючи навіть зачатків елювіально-ілювіальних горизонтів, характеризуються часто дуже високою часткою обмінного натрію (до 40–60%) і підвищеним вмістом обмінного магнію (табл. 6.30). Такий склад ґрунтового вбирного комплексу можна було б пояснити процесами вирівнювання термодинамічних потенціалів твердої фази ґрунту з ґрунтовим розчином, що містить у глейоземах мулуватих і перегнійних підвищену частку натрієвих і, особливо, магнієвих солей. Дійсно, як свідчать дані аналізу водних витяжок, у “болотних” ґрунтах співвідношення Ca:Mg:Na солей приблизно дорівнює 1,0 : 1,4 : 2,4, тоді як у сольових шарах лучноземів воно відповідає значенням 1,0 : 0,6 : 0,6. Високий вміст обмінних натрію і магнію в більш “зрілих” злитих ґрунтах, у яких кальцієві солі переважають над магнієвими, можна вважати реліктовою ознакою від мулової стадії їхнього розвитку.

Безумовно, склад солей у ґрунтах гідрогенного ряду відіграє важливу роль у формуванні складу обмінних основ. Проте й у слабозасолених, і практично не засолених мулуватих ґрунтах відзначають вузьке відношення обмінних Ca:Mg, і, отже, повинен бути більш суттєвий чинник формування специфічного кальцієво-магнієвого складу ґрунтового вбирного комплексу із підвищеним вмістом увібраного натрію. Логічно, що в “болотних” ґрунтах таким чинником є оглеювання. Зв’язок цього елементарного ґрунтового процесу із звуженням кальцієво-магнієвого відношення в ГВК відзначалося багатьма дослідниками у гідроморфних ґрунтах, у тому числі і в модельних дослідах із затопленням неоглеєних ґрунтів [67].

На наш погляд, можливі такі шляхи більш активного магній-натрієвого осолонцювання досліджуваних глейоземів і злитоземів:

1) біохімічне утворення соди — Na_2CO_3 — і виведення кальцію з обмінних реакцій шляхом утворення вторинного кальциту. Умови для проходження таких реакцій — низькі (до -200mV) значення окисно-відновного потенціалу, значна кількість органічних речовин і легкорозчинних сульфатних солей — у заплавних ґрунтах є;

2) зниження натрій-кальцієвого потенціалу ґрунтів за рахунок мобілізації натрієвих сполук у сульфідно-глейовому середовищі за відсутності соди.

За поглядами багатьох дослідників, процесу сульфатредукції належить провідна роль в утворенні соди [36, 37, 78, 209, 262]. Проте

достатньо складним уявляється питання про можливість накопичення в глейових ґрунтах карбонату натрію. Дослідники [225, 283] вважають, що сода, яка виникла в ґрунтах у результаті сульфатредукції, не накопичується, а нейтралізується сірчаною кислотою, у яку переходять відновлені форми з'єднань сірки при періодичній зміні відновних умов на окисні.

Наші дослідження не виявили соди у всіх зразках ґрунтів із постійно низькими (до $-100 \div -150$ мВ) значеннями ОВП, хоча процес сульфатредукції чітко фіксувався за морфологічними ознаками. рН сульфідно-глейових горизонтів звичайно перебуває в межах 6,8–7,8. У модельних дослідах при інкубації зразків в анаеробних умовах (рис. 5.11), в тому числі із додаванням сульфату натрію і глюкози, наявність соди також не зафіксована.

У 1982 році в 5-разовому повторенні був закладений вегетаційно-польовий дослід по вивченню особливостей окиснення субаквальних ґрунтів — мулу Аджаликського лиману — при заповненні ними ям, виритих у лесоподібних суглинках на глибину 100 см. У природному вигляді сульфатно-хлоридні середньозасолені субаквальні ґрунти мали рН від 6,84 до 7,44 і Eh $+95 \div -140$ мВ. Дослідження перебігу окиснення цих ґрунтів виявило такі особливості:

а) у сульфідно-глейових ґрунтах при висиханні достатньо швидко розвиваються окисні процеси зверху вниз із одночасним “підняттям” легкорозчинних солей;

б) значення рН ґрунтів при польових замірах (при природній вологості або штучному зволоженні сухих поверхневих горизонтів) не перевищували значень 8,25 і практично завжди були в межах 7,3–7,6. Підвищення рН до 8,25 і вище і поява іона CO_3^{2-} фіксувалися тільки аналізом водної витяжки після року окиснення в нижніх горизонтах із значеннями ОВП $+70 \div +390$ мВ;

в) у глибоких горизонтах із більш низькими значеннями ОВП і меншим вмістом легкорозчинних солей відзначається більша активність іонів натрію. За усіма варіантами дослідів між Eh і рNa відзначений чіткий прямопропорційний взаємозв'язок (рис. 5.12).

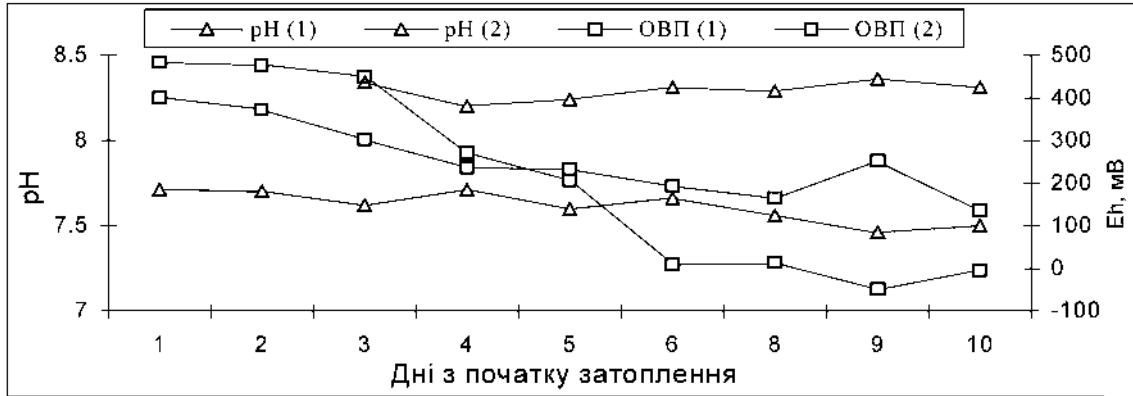


Рис. 5.11. Динаміка рН і Eh в модельному досліді по затопленню глейземів мулуватих солончакових (1) і глейземів злітокриптоглейових глинистих (2)

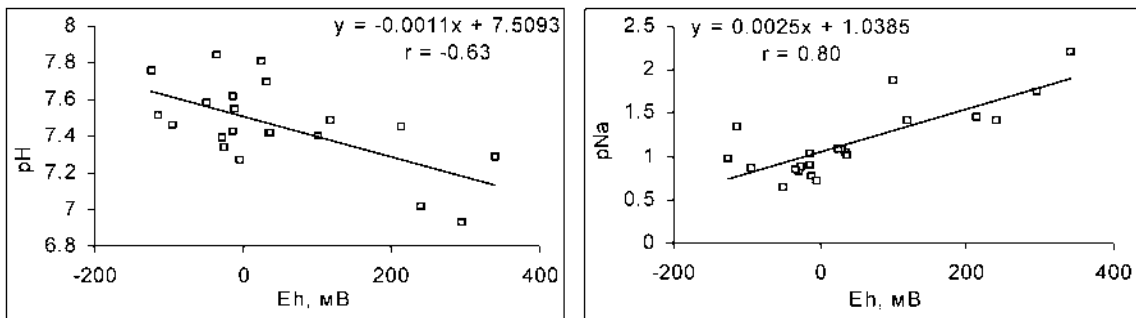
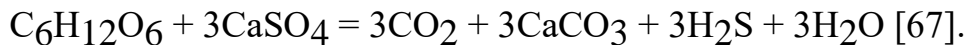


Рис. 5.12. Зміна активності іонів H^+ і Na^+ в процесі окиснення субаквальних ґрунтів Аджаликського лиману

Таким чином, відсутність содопрояву в глейових ґрунтах у їхньому природному стані дозволяє зробити висновок про несуттєвість чинника біохімічного утворення соди в осолонцюванні досліджуваних “болотних” ґрунтів. У той же час підвищення активності натрію при зниженні ОВП свідчить про більший ступінь дисоціації натрієвих сполук у глейовому середовищі. При цьому варто врахувати, що в результаті відновлення сірчаноокислих солей кальцію і магнію в анаеробних умовах поряд із сірководнем виникають вуглекислі кальцій і магній за схемою:



У результаті таких реакцій із ґрунтового розчину виводиться активний кальцій і в такий спосіб ще більше знижується натрій-кальцієвий потенціал ґрунтів.

Зниження натрієвого потенціалу ґрунтів за наведеною схемою діє подібно до содового осолонцювання, коли з іонообмінних реакцій також усувається кальцій шляхом переведення його в CaCO_3 . Посилення ж активності Na^+ у сульфідному середовищі повинно сприяти більш енергійному його впровадженню в ґрунтовий вбирний комплекс, що у глейових ґрунтах додатково забезпечується супердисперсним станом органічних і мінеральних сполук.

5.4. Злитогенез як ландшафтнo-механогеохімічний процес і злитизація як елементарний ґрунтовий процес

Морфогенетичні особливості злитоземів

У заплавах річок північно-західного Причорномор'я у 1983 році вперше описані алювіальні злитоземи, які раніше при ґрунтових зйомках визначалися як солонці-солончаки або як лучно-болотні ґрунти [129, 146]. Вони мають багато ознак чорних злитих ґрунтів (вертисольних), описаних у заплавах Уралу, Кубані, Дону, Волги, Дністра [22, 23, 70, 104, 228]: темно-сіре (чорне) забарвлення при порівняно невеликому вмісті гумусу, злиту будову, своєрідну “клиновидну” структуру з слікенсайдами, глинистий гранулометричний склад із великим відсотком набрякаючих монтморилонітових мінералів, хімічну солонцюватість без текстурної диференціації профілю, низьку водопроникність.

“Чорні злитоземи” широко поширені у різних країнах. Представники цієї великої групи ґрунтів відомі приблизно під 40 назвами і займають площу біля 2,5 млн. км² [104]. Ще в 1950 р. Оксом і Торпом [104] були зазначені 15 головних ознак для “grumosols” — чорних злитих ґрунтів у США: 1) текстурно недиференційований профіль; 2) темний колір; 3) середній або низький (1–3%) вміст гумусу; 4) карбонатність модальних і кисла, або нейтральна реакція перехідних видів; 5) висока насиченість Ca і Mg; 6) глинистий склад; 7) переважно монтморилонітовий склад глин; 8) високопластична консистенція; 9) значні набухання й усадка при зволоженні і висушуванні; 10) зерниста структура поверхневих (15–50 см) і крупнобриласта нижніх горизонтів; 11) початковий або мінімальний ступінь вивітрювання; 12) потужність ґрунтового прошарку більше 25 см, а в середньому приблизно 75 см; 13) карбонатність, висока глинистість і практично “нульова” водопроникність породи; 14) мікрорельєф типу “гільгай”; 15)

трав'яниста або саванна рослинність. Головною діагностичною ознакою злитоземів є площини ковзання — слікенсайди, що мають розміри від 1 до 15–20 см [98, 120, 264, 293, 294].

Типовими представниками чорних злитих ґрунтів є субтропічні і тропічні злитоземи. Такі, наприклад, регури Індії [75, 296], що мають низький вміст гумусу (1–2%), високий вміст мулу (60–80%), слабо диференційований потужний чорний профіль. Подібні до них чорні злиті ґрунти Гани і Судану, блек турфи Південної Африки, маргалітові ґрунти Індонезії, гравінігри Анголи, тірси Марокко [23, 180, 282].

Дослідженнями останніх десятиліть встановлений глобальний характер процесу злитизації і генези злитих ґрунтів [23, 58, 119, 193, 237, 265]. Ряд ґрунтовних робіт [64, 204, 238] присвячений опису злитих чорноземів Молдавії і Передкавказзя. Аналогічні ґрунти описувалися в Закавказзі, Нижньому Поволжі, Казахстані [104, 119], і при цьому відзначалася схожість умов утворення і властивостей цих ґрунтів із ґрунтами інших країн, у т.ч. і тропічних. Для них також характерний монтморилонітовий склад мулистої фракції, виражена динаміка об'єму в умовах почергового висушування і зволоження, відсутність елювіально-ілювіальної диференціації, приуроченість до виходів важких глинистих порід і перехідних напівгідроморфних (тепер або в минулому) ландшафтів.

Злиті ґрунти заплав помірної зони, як аналоги чорних злитих ґрунтів тропіків і субтропіків, багаторазово і докладно описані в ґрунтовій літературі. Найбільша кількість публікацій присвячена злитим ґрунтам Волго-Ахтубинської заплави. Тут вони описані ще І.І. Плюсніним у 1938 році [201], а також С.О. Владиченським [29], А.А. Поповим [210], В.П. Бобковим [17], Н.Н. Болишевим [20], Е.А. Корнбломом і Ф.І. Козловським [104], Т. Л. Бистрицькою і А.Н. Тюрюкановим [23]. Ряд робіт присвячений вивченню злитих ґрунтів у заплавах річок Уралу і Кубані [22].

У перших публікаціях злита будова ґрунтів розглядалася як одна з окремих властивостей, а генетична і класифікаційна сутність злитогенезу була вперше обґрунтована лише Т.Л. Бистрицькою і А.Н. Тюрюкановим [23]. Вони запропонували розглядати злиті ґрунти помірного поясу в якості особливого типу “злитозему”, сформованого процесом “злитогенези”.

Особливості екології і генези злитоземів

Чорні злиті ґрунти — це, насамперед, глинисті монтморилонітові карбонатні ґрунти, що сполучені із сіалітною корою вивітрювання [65,

98, 104, 293]. Найбільшого поширення і визнання набуло тлумачення про гідрогенність злитих ґрунтів помірного поясу [23]. При вивченні злитих заплавних ґрунтів виявляється їхня приуроченість до тих частин долини річок, де умови ґрунтоутворення мають перехідний напівгідроморфний характер. У долинах рік Уралу, Кубані, Дону, де виявляються злитоземи, “перехідними” ландшафтами є високі зстеповілі ділянки заплав, що вийшли зі стадії періодичного затоплення, а також надзаплавні тераси [22, 237]. У той же час відома надзвичайно широка екологічна амплітуда злитих ґрунтів: вони можуть бути заплавними, дельтовими, лиманними, терасовими, схиловими, вододільними і, відповідно, автоморфними, гідроморфними й автоморфно-гідроморфними [19, 23, 31, 204]. У зв’язку з цим немаловажною є друга умова — наявність пульсуючого характеру їхнього зволоження, що відзначається більшістю дослідників [98, 204, 237].

У долинах середніх річок північно-західного Причорномор’я із зарегульованими і пересихаючими річищами чорні злиті ґрунти виявлені не на позитивних, високих зстеповілих ділянках заплав, а на від’ємних формах рельєфу — висохлих унаслідок природної або штучної аридизації території старицях і болотах. Усе ж за специфікою гідротермічного режиму, який складається із чергування у річному циклі періодів надлишкового зволоження з періодами значного висихання ґрунтової товщі, виявлені злитоземи не відрізняються від описаних аналогів у заплавах річок степової зони Росії. Також можна стверджувати, що в осінньо-весняний період досліджувані злиті ґрунти розвиваються за лучним або лучно-болотним типом, а влітку — за дерновим. Це зумовлено не тільки зонально-кліматичними особливостями регіону, але і специфічністю їх водного режиму. У злитоземах, що досліджуються, чергування періодів переосушення та перезволоження в результаті виключно атмосферного водного живлення в річному і багатолітньому циклі зумовлено специфічною дією глинистої товщі, яка екранує верх ґрунтів і припиняє надходження вологи з підґрунтових вод.

Об’єднуючою рисою злитоземів заплав річок північно-західного Причорномор’я і чорних злитих ґрунтів інших регіонів є їх здатність до розтріскування на значну глибину в сухому стані, а також набухання при перезволоженні з переміщенням одних ґрунтових мас відносно інших і утворенням слікенсайдів (поверхонь ковзання). Ці явища, а також розвиток специфічного горбкуватого мікрорельєфу “гільгай” в

результаті випирання ґрунтових мас об'єднуються у так званий процес “вертисолізації” [98, 265, 282, 290, 292, 293, 294, 299, 300].

Рослинний покрив досліджуваних злитих ґрунтів також має багато загальних рис із рослинністю злитоземів заплав річок Кубані, Волго-Ахтуби, Уралу, де відзначена висока строкатість флористичного складу — від лучно-болотних до степових форм [22, 104]. Характерною рисою й істотним розходженням є присутність у заплавних злитоземах північно-західного Причорномор'я видів рослин, властивих засоленим ґрунтам. Остання обставина є відбитком специфіки місць виявлення тут злитих ґрунтів — їхньої приуроченості до від'ємних, акумулятивних форм рельєфу.

На сьогоднішній день існує безліч припущень про природу злитості. Гіпотези про ґрунтові процеси, які формують злитоземи, можна об'єднати за двома напрямками. Це фізико-хімічні і фізико-механічні концепції злитизації (злітоутворення).

Про високу щільність як результат натрієвої і магнієвої солонцюватості, цементації гідроокислами заліза, карбонатами або аморфним кремнеземом існує багато повідомлень, які характеризують злитоземи різноманітних ландшафтів [104]. Ряд дослідників пов'язує утворення злитоземів із змінною гідратацією — дегідратацією глинистої маси [31].

Концепції, що пояснюють формування специфічного (злитого, недиференційованого) профілю з фізико-механічної позиції, ґрунтуються на відзначених багатьма дослідниками процесах переминання ґрунтової маси злитих ґрунтів при почерговому набряканні (зволоженні) і усадці (пересушенні), процесах педотурбації і формування специфічного горбкуватого рельєфу через видавлювання ґрунтової маси. У зарубіжній літературі форми горбистого мікрорельєфу, до яких приурочені глинисті монтморилонітові злиті ґрунти, одержали загальну назву “гільгай” [98, 265, 282]. Дрібногорбкуватий рельєф описаний також у заплаві р. Дунай, у лиманах Казахстану, у Волго-Ахтубинській заплаві [23]. Відносно зміни упакування мінеральних часток при переминанні ґрунтів є дані стосовно алювіальних злитих ґрунтів Кубані, Волго-Ахтуби, злитоземів Іраку [237, 300]. Превалювання фізико-механічних процесів у формуванні злитих ґрунтів знайшло відбиток в американській класифікації ґрунтів, у якій виділені так звані “вертисолі” — чорні тропічні і субтропічні ґрунти з інтенсивним перемішуванням профілю, пов'язаного з динамікою об'єму глинистої маси.

Досить ґрунтовно природу злитогенези вивчали російські ґрунтознавці [50, 237, 264–267] і дійшли до висновку, що злитогенез — це розвиток і відтворення зворотних і незворотних бічних, локальних, різно спрямованих зсувів одних блоків ґрунту відносно інших під впливом набрякання й усадки, коли рідка фаза ґрунту не замерзає [65, 237, 265]

Ряд дослідників відзначає відсутність у слабогумусованій глинистій масі злитоземів несилікатних з'єднань (легкорозчинних солей, сполук вільного заліза, карбонатів), що, зазвичай, виступають її роздрібнювачами. У зв'язку з цим механізм формування зливої будови ґрунту пояснюється двома ґрунтоутворювальними процесами: 1) фізико-хімічним і хімічним “очищенням” ґрунтової маси від названих роздрібнювачів; 2) цементациєю, викликаною змінною гідратацією і дегідратацією ґрунтового матеріалу [104].

Виявлені чорні злиті ґрунти в дельтових ландшафтах середніх річок північно-західного Причорномор'я мають в основному схожі риси з подібними ґрунтами в інших регіонах. Це, по-перше, їхня приуроченість до ландшафтів згасаючого гідроморфізму. Проте специфічність умов тутешніх заплав — відсутність розливів у зарегульованих річок із спрямленими річищами, їхня відома маловодність — сприяла формуванню “перехідних ландшафтів” не тільки в результаті зниження базису ерозії, але й безпосередньо в низькій заплаві. Злитоморфні ландшафти самі себе “відгороджують” від підґрунтових вод водонепроникною потужною глинистою товщею алювію. По-друге, злитоземи розвиваються тільки на алювії, що відноситься до фації відкладів вторинних водоймищ заплав, тобто до фації старичного алювію. Для таких ґрунтів характерні тьмяні кольори по всьому профілю, почасти через підвищений вміст органічних речовин, але більшість дослідників стверджує, що в результаті утворення глинисто-органічних сполук у глейовому середовищі [237].

Спільними рисами морфологічних, мікроморфологічних, мінералогічних, водно-фізичних і хімічних властивостей виявлених ґрунтів і ґрунтів інших регіонів є: а) злитий, тріщинуватий у сухому стані профіль; б) потужний гумусовий горизонт із монотонним, без ясних переходів, темним забарвленням; в) незначна (не більш 3%) гумусованість; г) висока щільність (до 2 г/см³ у сухому стані) і незначна шпаруватість; д) важкий гранулометричний склад із переважно монтморилонітовою природою глинистих мінералів; е) наявність у злитому горизонті орієнтованих глин; е) просоченість

глинистого матеріалу з'єднаннями заліза і значна кількість карбонатних і залізо-марганцевих скупчень і конкрецій.

Характерною рисою злитих ґрунтів акумулятивних ландшафтів заплав річок північно-західного Причорномор'я є їхня значна засоленість. Вона, як виявилось, хоча і сприяє розщільненню ґрунтів, але через локальний характер розподілу легкорозчинних солей не є перешкодою для утворення злитих ґрунтів.

Ймовірний механізм злитогенезу в заплавах річок північно-західного Причорномор'я

Базуючись на відомих теоретичних засадах, співвідношенні історичних і сучасних уявлень про генезу і властивості злитоморфних ґрунтів, аналізуючи власні матеріали щодо їх будови, складу і властивостей, відомості про еволюцію території досліджень, ми подаємо таку гіпотезу генези алювіальних злитоземів.

Дотепер багатьма дослідниками злитогенеза розглядається як процес утворення зливої будови ґрунту. Але, насамперед, слід розділяти розвиток злитоземів (злитогенезу) і злитизацію — *один із* основних елементарних ґрунтових процесів, що формує злиті ґрунти [23, 220, 237]. У зв'язку з цим походження надщільного зложення ґрунтової маси і генеза злитоземів можуть бути з'ясовані тільки при комплексному аналізі генези злитоморфних ландшафтів і ґрунтових процесів.

Дослідники єдині в думці, що заплавні злиті ґрунти є однією із стадій так званого “болотного ряду” заплавного ґрунтоутворення. Повсюдно у своєму розвитку вони проходять підводну (мулову), лучно-болотну, лучну і сучасну, перехідну до ксероморфної, фази [203, 237].

Виявлені нами злитоземи в дельтах середніх річок мають чітку приуроченість до пересохлих стариць і боліт, які затоплювалися в минулому. Основною рисою подібних місць було формування в умовах поступової седиментації потужної товщі мулу, складеного тонкодисперсною фракцією, який в умовах тривалого субаквального ґрунтоутворення може піддаватися складним перетворенням компонентів під впливом фізико-хімічних і біохімічних процесів. Відомо, що субаквальна стадія характеризується інтенсивними процесами вторинного мінералоутворення і найважливішим аспектом мулової стадії заплавного ґрунтоутворення є монтморилонізація донних відкладень [104, 237, 285, 288]. Синтез монтморилоніту *in situ* можливий при лужній реакції середовища та достатній кількості основ

у природних водах, — і такими умовами характеризуються ґрунти аквальних і субаквальних ландшафтів досліджуваного району.

Безліч теорій, які тлумачать безпосередньо саме явище злитизації, свідчать про те, що причиною злитості в конкретних умовах можуть бути різноманітні чинники: склад увібраних катіонів, наявність закисних форм заліза, присутність рухливих з'єднань кремнезему тощо. Відомо, що метаморфізація з'єднань заліза й інших речовин при зміні окисно-відновних умов і гомогенне просочення ними у відновній формі ґрунтового профілю призводять до цементації ґрунтової маси у випадку обезводнювання, окиснення і кристалізації цих з'єднань [17, 46, 85, 211]. Значну роль в утворенні надміцної ґрунтової маси відіграють також органо-мінеральні сполуки. Цементації ґрунтової маси і її темному забарвленню сприяють також з'єднання заліза і марганцю з деякими глинистими мінералами й органічною речовиною [237]. З точки зору Е.А. Корнблюма і Ф.І. Козловського [104], властивості злитих ґрунтів є, по суті, властивостями самої глинистої маси, що насичена кальцієм і магнієм, але вміщує мінімальну кількість органічної речовини й інших, несилікатних форм мінеральних сполук.

Встановлені нами розходження у властивостях ґрунтової маси різних стадій злитогенези, а також виявлене поєднання злитизації з процесами соленакопичення дозволили пояснити основний механізм злитості через посилення енергії когезії внаслідок стадійної переорганізації основи потенційно злитих ґрунтів [146]. При цьому цементуючий вплив компонентів, що обезводнюються і кристалізуються, не заперечується, але цей вплив розуміється як неспецифічний, який має більш широкі межі дії. Наприклад, у висушених мулах, які мають дуже тверду будову саме через дію несилікатних цементуючих компонентів і дегідратацію глин, відсутня основна властивість злитих ґрунтів — злитостійкість — спроможність зберігати форму і цілісність агрегатів при почерговому зволоженні і висушуванні.

Утворення алювіальних злитоземів в цілому і механізм ущільнення ґрунтової маси окремо варто розглядати як явище поліфазне. Розвиток злитості уявляється спрямованою зміною текстури і мікробудови в потенційно злитих ґрунтах. До потенційно злитих ґрунтів заплавл і дельт середніх річок відноситься гідрогенний ряд заплавного ґрунтоутворення — глейоземи мулуваті і зліто-криптоглейові потужні, що розвинуті на відкладах старичної фації. Вони формують так звану “злітоморфну часову катену”, яка реалізується в злітоземах при природній або штучній аридизації відповідних територій. Для появи

типової злитості необхідний ряд чинників, серед яких визначальними є наявність пелітової структури, силікатних набрякаючих мінералів, контрастних гідротермічних умов ґрунтоутворення.

Дослідження властивостей і мікробудови ґрунтів злитоморфної часової катени виявили такі особливості злитизації в заплавах рік північно-західного Причорномор'я. Типова злитість проявляється в специфічній, відносно водостійкій зернисто-бриластій (крупнопризматичній) структурі розтріскування і злитій будові верхніх горизонтів, в суцільному масивно-злитому (масивно-зернисто-злитому) зложенні з слабо вираженими слікенсайдами середніх прошарків і грузлій будові нижніх горизонтів ґрунтів. Перші ознаки зливої будови виявляються при висиханні гомогенізованих горизонтів глейземів алювіальних мулуватих. Їхня маса, рівномірно просочена цементуючими мінеральними й органічними речовинами, має багато ознак чорних злитих ґрунтів, насамперед, високу зв'язність і твердість. Але ці глейземи відрізняються великими за розмірами блоками розтріскування, черепашковою формою зламів поверхні окремоостей, їх слабою водостійкістю й сталістю форми (агрегати відносно швидко розмокають у воді).

Ґрунтова маса водонасичених горизонтів глейземів злитокриптоглейових, маючи подібні структуру і зложення, характеризується вже більш темним забарвленням і більшою водостійкістю структури. Виявлена трансформація, що відзначається багатьма дослідниками [204, 237], очевидно зумовлена синтезом у нових окисно-відновних умовах органічними комплексів. Як засвідчують мікроморфологічні дослідження, в злитоморфних ґрунтах, в горизонтах, що піддаються оглеюванню, виявляється значна кількість дрібних обуглених рослинних решток, що густо розсіюються чорними крапками в сірій масі основи. Нерідко в глейоземах виявляються рештки ще з клітинною будовою і з ознаками поступового просочення залізом — спочатку червоно-бурого кольору, а потім — чорного (рис. 6.13). Вони зазвичай відіграють неабияку роль в створенні тьмяного кольору малогумусних злитих ґрунтів.

Більш істотні розходження між алювіальними злитоземами й висушеними мулуватоглейовими ґрунтами спостерігаються в мікробудові. Зливоокремісті "болотних" глинистих ґрунтів розділені тріщинами, що нагадують тріщини аморфних (вулканічне скло) мінералів, — дугоподібними з рівнобіжними жорсткуватими (порваними) стінками (рис. 5.13). У зонах біля шпар і по всій масі

структурних окремоостей відсутнє орієнтування глинистих часток. Останні розташовані хаотично і переважно арковим взаємним розташуванням надають основі некомпактної будови. Такі зсушені болотні ґрунти названі субзлитими.

Структурні окремоості алювіальних злитоземів відрізняються зональною анізотропністю, пов'язаною із взаємно узгодженим орієнтуванням глинистих часток. При істотно більшій компактності ґрунтової маси в її основі виявляється безліч зон, де поєднані за площинами глинисті частки формують щільні крупні агрегати. Тут тонкодисперсна маса набуває “сланцевої текстури” — шаруватої слабошпаруватої із вузькими щілиноподібними порами між блоками. Максимально подібна мікробудова виявляється в середніх (20–60 см), найбільш щільних і твердих прошарках гумусового горизонту злитих ґрунтів. Названа ламінарною, вона відзначена також у глинистих породах інших областей [229, 273]. При цьому завжди зазначається високий ступінь зчеплення і компактне зложення глинистих часток та їхніх агрегатів при поєднанні глини винятково за типом “базис-базис”.

На наш погляд, причиною виникнення нової мікробудови є, з одного боку, відома здатність орієнтації глинистих часток унаслідок сил притягання водних плівок на їхніх поверхнях, а з іншого — пресування ґрунтової маси в результаті тиску, що розвивається в умовах почергового набрякання й усадки ґрунтів. Другий чинник — пресування — повинен відігравати визначальну роль, якщо врахувати те, що ламінарний тип мікробудови найбільше виражений у горизонтах, де також присутні площини ковзання. На це вказує і порівняно великий розмір “сланцевих” агрегатів, і часто хвилясте, узгоджене з тріщинами й іншими агрегатами, орієнтування глинистих пластинок (див. рис 5.13: 2, 3, 5, 6).

Набрякання ґрунту з явищами випирання ґрунтової маси, утворення площин ковзання призводить не тільки до здавлювання основи в цілому, на мезорівні, але й на мікрорівні. Деформація при вільному набуханні у досліджуваних злитоземах складає до 37%, і, таким чином, при зволоженні злитих ґрунтів повинен розвиватися значний

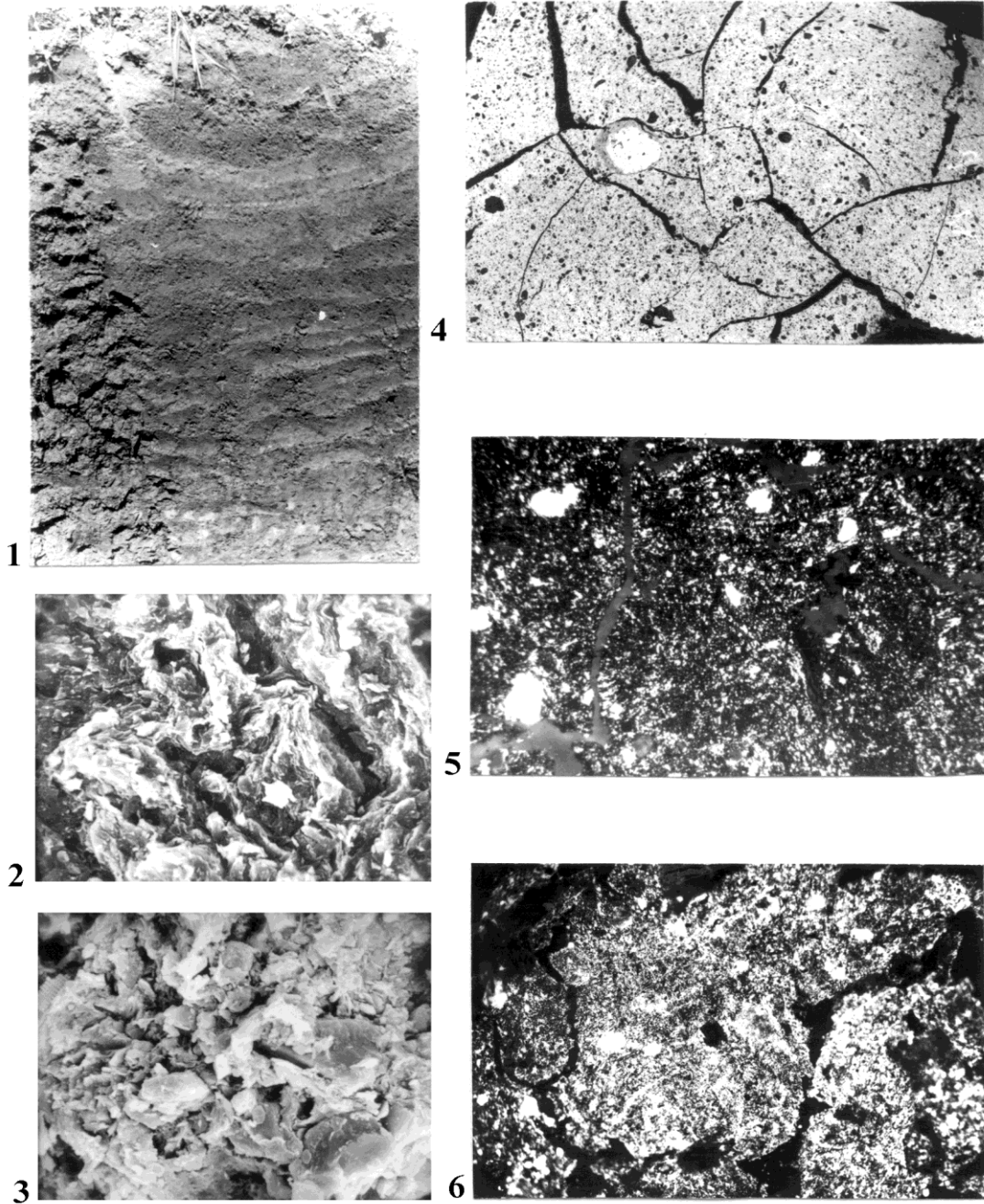


Рис. 5.13. Мікроморфологія процесу злитизації: 1 — ґрунтовий профіль глейоземів зліто-криптоглейових; 2 — пакети спресованих за площинами глинистих мінералів у злітоземах структурно монолітних, шар 20–30 см (РЕМ, 1050X); 3 — слабка агрегація і відносно некомпактна будова в осушених глейоземах мулуватих типових субзлитих (РЕМ, 1050X); 4 — фотограма глейоземів мулуватих (4,8X); 5 — локальне орієнтування глини у злітоземах, що утворилися при осушенні глейоземів мулуватих (нік. +, 50X); 6 — підвищення ступеня орієнтації глин в злітоземах структурно-монолітних (нік. +, 50X)

розклинюючий тиск водних плівок навколо глинистих часток і їхніх агрегатів, що може відігравати істотну роль у мікроструктурованості ґрунтів і формуванні упорядкованої, за площинами, будови глинистої маси. Відомо, що при зволоженні колоїдні частки у ґрунті прагнуть понизити хімічний потенціал поверхні за рахунок об'єднання, і чим менший розмір часток, що об'єднуються, тим міцніші зв'язки між ними [121]. Розклинюючий тиск у такому випадку розвивається не поміж окремими частками з надмірними зв'язками, а між їхніми агрегатами, що здавлюються з різних сторін і пресуються. Формування сланцевих мікроагрегатів глин може бути результатом цього процесу.

Виявлені відмінності будови і властивостей ґрунтів злитоморфних часових катен дозволили зробити висновок про те, що злитизація є процесом зміни вихідної мікробудови ґрунтів — збільшення щільності енергії когезії за рахунок пресування тонкодисперсної маси і масового злипання глинистих часток по їхніх площинах в умовах почергового зволоження і висихання, що супроводжуються зміною в монтморилонітово-глинистих ґрунтах явищ набрякання й усадки.

Значні розбіжності в мікробудові ґрунтів злитоморфних часових катен дозволяють диференціювати злитоутворення з виділенням стадій субзлитості і типової злитості.

Перша стадія — *субзлитість* — утворення ізотропних злітоокремостей. Вона виявляється, наприклад, у гомогенізованих зонах профілю осушуваних глейземів мулуватих. Діагностичною ознакою субзлитості є черепашковий злам на поверхні блоків розтріскування, що мають випадковий і хитливий вигляд. При повторному зволоженні і висиханні організується нова система структурних окремоостей, тому що некомпактне і безладне (аркове) взаємне розташування глинистих часток у злітоокремостях зумовлює відносно слабку їхню водостійкість. На цій стадії злитогенези основну роль у формуванні високої твердості ґрунтової маси відіграють відомі фізико-хімічні процеси — гомогенне просочення ґрунтового субстрату спочатку відновленими з'єднаннями, а потім, при окисненні, оксидами. У процесі обезводнення і кристалізації останніх відбувається цементация ґрунтової маси, що сама по собі при компактному упакуванні тонкодисперсних дегідратованих глинистих часток має високу енергію зчеплення.

Друга стадія — *власне злитість* — утворення анізотропних злітоокремостей. Вона проявляється в потенційно злитих ґрунтах, що схильні до багатократного набрякання й усадки при почерговому

зволоженні і висиханні, і мікроморфологічно спостерігається за виразною орієнтацією глинистої речовини і наявністю мікрозон (пакетів) із зчепленням пластівців глин за типом “базис-базис”. У початковий період розвитку типової злитості пакетна текстура відзначається у зонах біля шпар, а при наступній багаторазовій переорганізації мікробудови — і у внутрішніх областях злітоокреместей. Із збільшенням кількості пакетів глинистих часток зростає зв’язність і щільність структурних окреместей (відзначені показники мали більше 2 г/см^3), стійкість їхніх форм.

Цементуючі компоненти, безумовно, посилюють злитість, а, наприклад, легкорозчинні солі послаблюють. Отже, ці складові частини ґрунтової маси і процеси, пов’язані з ними, супроводжують фізико-механічну перебудову ґрунтового профілю й основи ґрунтів.

Вище зазначено механізм утворення специфічної мікробудови злитих ґрунтів, за яким типові злиті ґрунти відрізняються від ґрунтів із високою щільністю і твердістю, що виникають у результаті або цементації ґрунтової маси якими-небудь компонентами, або більш тривкого зчеплення тонких часток у безструктурній глинистій основі. Проте для “запуску” цього механізму в алювіальних ґрунтах недостатньо мати тільки монтморилонітово-глинистий склад. Крім чинників, необхідних для пресування глинистих часток, потрібні умови для зберігання нової будови ґрунтів. У заплавах малих і особливо середніх річок, ґрунти яких розвиваються при інтенсивному впливі мінералізованих підґрунтових вод, такі умови можуть виникнути тільки при специфічному “літогенному” водному режимі.

Алювіальні злітоземи виявляються винятково в сухих заплавах зниженнях, викладених потужною, більше 1,5 м, глинистою товщею, яка ізолює підґрунтові води від профілю ґрунтів. У результаті цього відсутнє їхнє підживлення і гідрогенна акумуляція водорозчинних речовин, хоча накопичення солей можливе завдяки латеральному солепереносу від суглинистих ґрунтів, що прилягають до вузьких ареалів злітоземів (рис. 6.20). Таким чином, типові алювіальні злітоземи розвиваються в умовах, близьких до автоморфних, при неглибоких підґрунтових водах. Почергове набрякання й усадка в злитих ґрунтах зумовлені тільки чергуванням періодів перезволоження і пересушення за рахунок “поверхневих” факторів — атмосферних опадів, перерозподілу води по рельєфу, паводковому затопленню.

Отже, у північно-західному Причорномор’ї злітогенез можливий в акумулятивних ландшафтах з відкладами болотно-старичної фації за

умови сполучення монтморилонізації порід, оглеювання, злитизації та виникнення літогенного водного режиму — самоекранування ґрунтів від підґрунтових вод потужною монтморилонітово-глинистою товщею і циклічного поверхневого перезволоження-пересихання в створених псевдоавтоморфних умовах (рис. 5.14, 5.15)

Для формування алювіальних злитоземів необхідні такі основні умови:

а) потужна, більше 1,5 (1,0 ?) м, глиниста товща алювію для ізоляції ґрунтів від підґрунтових вод;

б) монтморилонітовий склад ґрунтової маси;

в) контрастний гідротермічний режим для розвитку глейового процесу і створення умов пресування ґрунтової маси;

г) відсутність значного засолення, а при великому вмісті солей — локальний характер їхнього розподілу.

Таким чином, злитогенез є ландшафтно-утворюючим процесом, який обумовлює формування злитоземів, в яких процес злитизації, як спрямована перебудова зложення основи ґрунту, і вертисолізація, як педотурбаційні процеси розтріскування, поверхневого самомульчування ґрунту і переміщення одних ґрунтових мас відносно інших з утворенням горбкуватого мікрорельєфу, задіяні в результаті сполучення певних факторів і процесів, що виникають при еволюції відповідних (злитоморфних) ландшафтів. На цій підставі злитогенез варто розглядати як механогенний процес і одночасно як ландшафтно-геохімічний.

Отже, досліджені процеси — галогенез як ландшафтно-геохімічний; злитогенез як ландшафтно-механогеохімічний; гумусоутворення, гумусонакопичення, осолонцювання, солонцево-ілювіальний, оглеювання, злитизація, засолення як елементарні ґрунтові — складають основу ґрунтоутворення в заплавах малих та середніх річок північно-західного Причорномор'я. Найбільш потужним ландшафтно-утворюючим процесом є галогенез, інтенсивність якого визначається зонально-кліматичними та геоморфолого-геологічними умовами долин річок. При цьому найбільш загальною рисою є залежність направленості ґрунтоутворення в заплавах від ступеня дренажу їх руслом річки. При глибоко врізаному руслі, коли воно виконує роль природної дрени, формуються ґрунтові комбінації на основі незасолених і несолонцюватих лучноземів, а там, де русло не дренажує заплаву (дельтові області річок, широкі заплави пониззя середніх річок), формуються ґрунтові комбінації на основі глейово-солончакових ґрунтів.

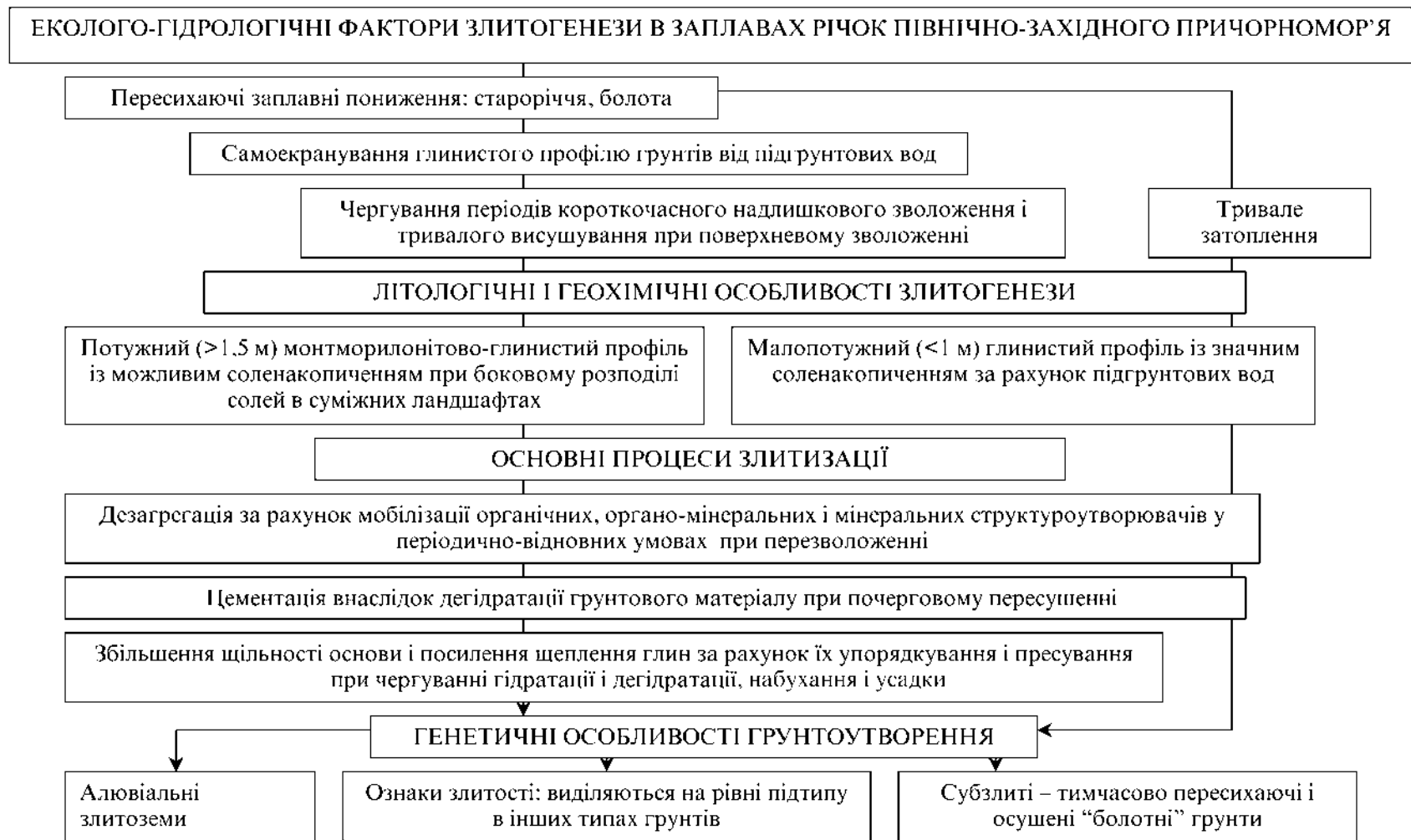


Рис. 5.14. Модель злитогенези як ландшафтно-механогеохімічного процесу в заплавах річок північно-західного Причорномор'я



Рис. 5.15. Морфологія, ознаки і режими злитоморфних ґрунтів заплавл малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я

ОСОБЛИВОСТЯ І ГЕНЕЗИ І МОРФОЛОГО-АНАЛІТИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ҐРУНТІВ

6.1. Лучноземи ясногумусові

Морфологія і фізика твердої фази ґрунтів

Основними морфологічними характеристиками лучноземів ясногумусових є більш чи менш виражена шаруватість, відносно легкий гранулометричний склад, сіре (світло-каштанове) забарвлення і слабка оструктуреність.

Шаруватість світлогумусових ґрунтів, що займають у заплавах середніх річок прируслові або пристаричні узвишся, чітко виявляється за гранулометричною диференціацією профілю. Гумусові горизонти цих ґрунтів візуально слабодиференційовані, але практично скрізь у підгумусових прошарках різко збільшується частка піщаних фракцій. Гранулометричний аналіз може розкрити ще більш складну картину в розподілі окремих гранул (рис. 6.1).

Мінеральний скелет лучноземів ясногумусових представлений переважно гострореберними, розміром 0,01–0,1 мм, і слабозгладженими, розміром 0,2–0,3 мм, зернами кварцу, що займає до 95% грубозернистої частини ґрунту. Кількість польових шпатів коливається в межах 5–9%. Порівняно з іншими ґрунтами “легкі” алювіальні лучноземи в незначній кількості містять уламки карбонатних порід і біогенний кремнезем, але більше міститься мінералів, що відносяться до важких, як, наприклад, рогова обманка. У мулуватій фракції переважає тонкодисперсний кварц, а в глинистому матеріалі — змішаношаруваті утворення нарівні з діоктаедричними гідролітами; каолінит і хлорит займають менше 10% у складі тонкодисперсної фракції ґрунтів (рис.6.2). Вуглекисле вапно у легких ґрунтах заплавних узвиш накопичується здебільшого у підгумусовому шарі, але перехідні до зернистих різновиди можуть бути карбонатними і з поверхні (рис. 6.6).

Внаслідок різного гранулометричного складу — основного чинника, що формує профіль означених ґрунтів, — лучноземи ясногумусові

характеризуються достатньо широкими діапазонами морфологічних ознак. Середньосуглинкові різновиди мають схожий профіль з лучноземами зернистими — колір, структуру, будову. Більш “легкі” ґрунти, особливо супіщані, характеризуються вираженою індивідуальною морфологією.

Ослаблені заплавно-алювіальні процеси в заплавах середніх річок сприяли накопиченню відносно важкого алювію, і серед лучноземів ясногумусових більшого поширення одержали середньосуглинкові. Нижче приведена морфологічна характеристика типового їх профілю, описаного в заплаві низов’я р. Когильник.

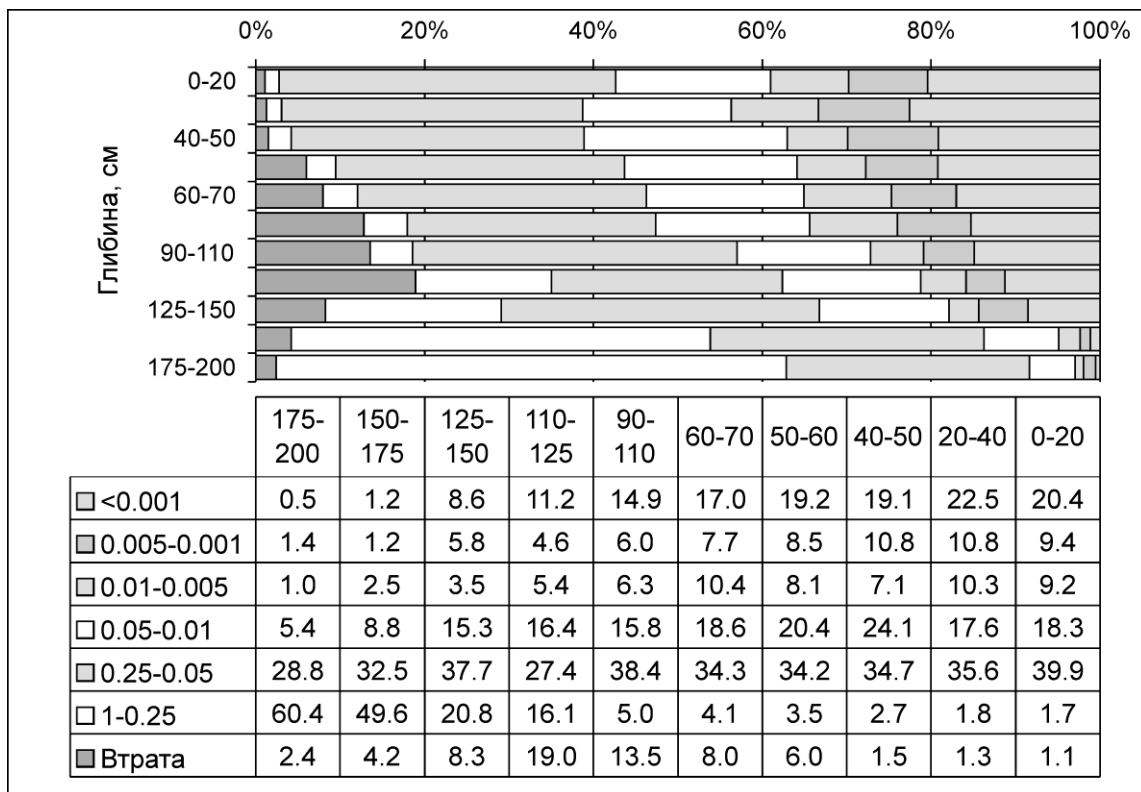


Рис. 6.1. Гранулометричний склад лучноземів ясногумусових (ключ-ділянка 20 у заплаві низов’я р. Когильник)

Розріз 20.92 закладений 21 квітня 1992 року на ріллі, що займає пристаричне узвишся із злегка хвилястою поверхнею.

НУ ор 0–25 см. Ясногумусово-аккумулятивний орний шар. Свіжий, сірий, розсипчастий або невираженої грудкуватої структури, серед-

ньосуглинковий. Поверхня ґрунту білувата через відмиті від гумусу пилуваті і піщані гранули. Перехід у наступний горизонт поступовий за кольором, різкий за зложенням.

НУ 25–52/27 см. Ясногумусово-акумулятивний. Свіжий, сірий із коричневим відтінком, середньосуглинковий, слабовираженої грудкувато-дрібностовбчастої структури, щільний. Перехід поступовий.

Нр 52–70/18 см. Гумусовий перехідний. Вологий, сірий із коричнюватим відтінком, середньосуглинковий, із стовбчато-дрібнобриластою структурою, ущільнений. Перехід поступовий.

Ph,gl,k,s~~ 70–110/40 см. Алювій з гумусовими затіками. Вологий, строкатий: на сіро-бурому фоні зустрічаються більш гумусовані розпливчасті сірі плями. Легкосуглинковий, із слабо вираженою дрібностовбчастою структурою, ущільнений. Зустрічаються іржаві цятки та прожилки окислів заліза, з 60 до 110 см (рясно 70 — 90 см) прожилки і присипки легкорозчинних солей, з 70 см пухка білозірка, максимальне скупчення якої спостерігається на глибині 80–90 см. Закипає з 60 см слабо, а з 70 см бурхливо.

Рк~~ 110–260 см. Однорідні сіро-жовті піщані супіски. З 260 см мокрий дрібнозернистий пісок.

Широко розповсюджені лучноземи алювіальні ясногумусові солонцюваті, що мають чітко виражену елювіально-ілювіальну будову. Їх профіль формується під впливом солонцево-ілювіального процесу, який інтенсивно проявляє себе в легких за гранулометричним складом ґрунтах уже при вмісті увібраного натрію 1–2% від суми обмінних катіонів. Нижче наводиться характеристика морфології лучноземів ясногумусових елювіально-солонцевих за розрізом 19–81, закладеного 22 квітня 1981 року на ділянці прируслової заплави низов'я Когильника, що має відносне перевищення 0,8–1,0 м над широким старичним пониженням. Ділянка під посівами озимої пшениці.

НУор. 0–27 см. Ясногумусово-акумулятивний. Орний шар сірого кольору, середньосуглинковий, дрібногрудкувато-пилуватої структури, щільність 1,48 г/см³. Перехід різкий за зложенням.

НУ 27–35/8 см. Гумусово-акумулятивний. Темно-сірий з буруватим відтінком, важкосуглинковий, невираженої грудкуватої структури, щільність 1,41 г/см³. Перехід у наступний горизонт дуже різкий.

І 35–50/15 см. Ілювіальний. Темно-сірий, важкосуглинковий, злитий із крупногоріхуватою структурою (щільність 1,64 г/см³). Перехід у наступний горизонт ясний за зложенням.

Ph ~ 50–67/17 см. Алювій з гумусовими затіками. Бурувато-сірий, видовжено-плямистий; грудкуватий, ущільнений, середньосуглинистий. Перехід ясний.

P(h)gl/k ~ 67–90/13 см. Алювій: темно-палевий з бурувато-сірими плямами, середньосуглинковий, горіхувато-крупностобчастий із щільністю 1,54 г/см³. На гранях іржаві прожилки, з 85 см окремі стяжіння карбонатів.

Pк ~ 90–120 см. Легкосуглинковий палевий алювій з рясною білозіркою, щільністю 1,59 г/см³. Закипає бурхливо з 80 см. Устояний рівень підгрунтових вод 130 см (квітень) і 220 см (листопад).

Мікроморфологічно ясногумусові лучноземи відрізняються неоднорідною мікробудовою — від піщано-пилувато-плазмової до плазмово-піщаної, — компактним мікроскладенням із шпаровою структурою і слабо вираженою агрегатністю. Шпари у верхніх горизонтах ґрунтів представлені зігнутими, безладно спрямованими тріщинами між структурними окремостями і біопорами, а в нижніх щільних — тільки пустотами між зернами скелета і поодинокими біопорами.

Гумусо-глиниста плазма в “легких” солонцюватих ґрунтах має виражену рухомість. Ілювіювання приймає характер рівномірного промулення ґрунтової маси, що є причиною виникнення масивного щільного слабoporистого зложення. У типових ґрунтах — лучноземах алювіальних ясногумусових мікрогумусних середньосуглинкових — виявлені такі мікроморфологічні характеристики.

НУ ор. 5–10 см. Контрастно чергуються мікрозони піщано-пилувато-плазмової і плазмово-піщаної елементарної мікробудови. Мікроскладення компактне зі шпаровою структурою. Шпари ізольовані у вигляді каналоподібних із розширеннями пустот і шпар-ходів. Окрема ділянка шліфа (15% площі) фрагментарного мікроскладення з неправильними, багатокутної форми, структурними окремостями, розміри яких коливаються від 0,1 до 4 мм. Шпари тут у формі кривих, безладно спрямованих тріщин. Гумусо-глиниста плазма сіро-бурого кольору, цементуючи скелет, нерівномірно розподілена в основі. Гумус пластівчастий у вигляді бурих коломорфних згустків. Зустрічаються обуглені частинки. Рослинних решток практично немає. Скелет складається з гострорезистих, розміром 0,01–0,06 мм, і слабозгладжених, розміром 0,2–0,3 мм, зерен кварцу. Рідше зустрічаються польові шпати, виявлений уламок вапняної породи.

НУ 20–25 см. Відрізняється більш слабою мікрозональністю. У елементарній мікробудові посилена плазмозна частина, помітно менше

піщаних гранул. Щільний, проте менше ніж попередній. Структура з ізольованими шпарами; пустоти каналоподібні з розширеннями й у вигляді тріщин. Гумусо-глиниста плазма нерівномірно розподілена в основі. Гумус має вигляд колоїдної аморфної маси і пластівчастих скупчень, нерівномірно просочує скоагульовану глину. Скелет в основному представлений гостроребристими зернами кварцу із середніми розмірами 0,07 мм.

Нр 35–40 мм. За елементарною мікробудовою нагадує попередній. Відрізняється більш високою міжагрегатною шпаруватістю. Каналоподібні та щілиноподібні пори, розділяючи ґрунтову масу, створюють враження структурності. Структурні окремоті, розміром 0,5–3 мм, кутастої форми з низькою внутрішньою шпаруватістю. Гумусований нерівномірно; гумус пластівчастий, бурого кольору, включає коломорфні згустки. Глина скоагульована. Склад скелета тотожний із попереднім горизонтом. Одиначні сферичні органічно-залізо-глинисті утворення.

Ph 55–60 см (пляма гумусованого затіку). За елементарною мікробудовою нагадує попередній. Горизонт щільний, мікроструктура з ізольованими шпарами. Ґрунтова маса не структурована зі шпарами у вигляді порожнин між зернами скелету і крупних шпар-ходів. Місцями чітко виявляється сепарація тонкодисперсної маси, у результаті якої утворюються навколоскелетні й шпарові, у вигляді кишень, глинисті відокремлення. Глина місцями з цівчастим орієнтуванням частинок, просочена рухомим дисперсним, рідше пластівчастим гумусом. Чергуються мікрозони, збагачені й збіднені гумусом. Його локалізація у вигляді дисперсної маси звичайно спостерігається в просторі біля шпар. Склад скелета тотожний із попереднім горизонтом. Зрідка зустрічаються органічно-залізо-глинисті сфероїди.

Нестійкість гумусо-глинистої плазми і низький гранулометричний показник структурності у лучноземах ясногумусових сприяють формуванню структури із слабою міцністю і періодичному переущільненню ґрунтів. Мікроморфологічно це явище спостерігається як з'єднання у великих слабопористих “блоках розтріскування” окремих мікроагрегатів, що відрізняються характером будови, співвідношенням плазми і грубозернистого матеріалу, кольором, вмістом органічних речовин. Утворення масивної будови при злитті структурних окремотей і ущільнення ґрунтової маси є причиною виникнення надвисокої твердості, що спостерігається влітку, при висушенні верхньої частини профілю лучноземів ясногумусових (рис. 6.3).

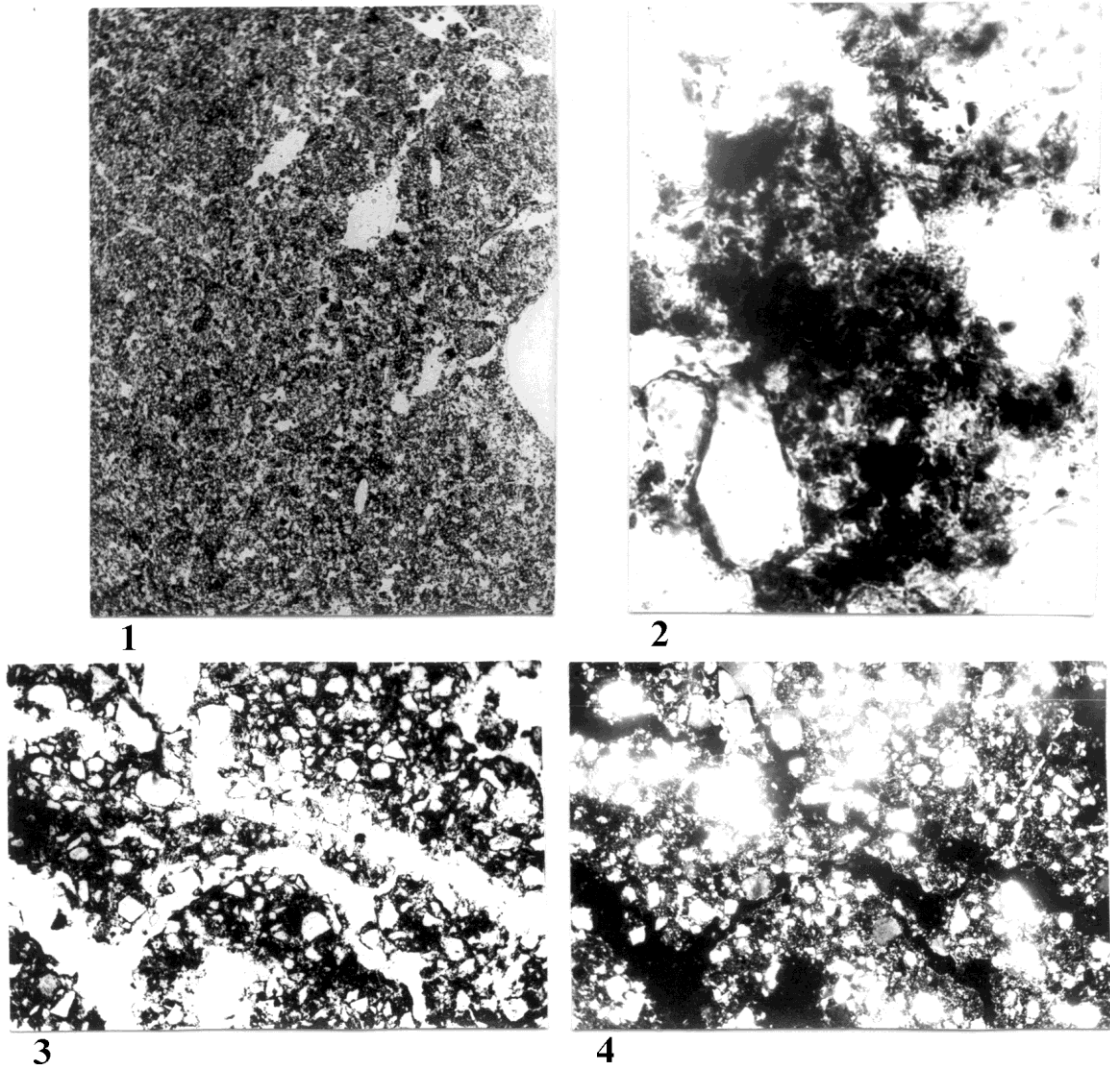


Рис. 6.3. Мікробудова лучноземів алювіальних ясногумусових типових мікрогумусних середньосуглинистих: 1 — компактна мікробудова гумусового шару (світлінограма, 2,5X); 2 — згустковий гумус в основі серед зерен кварцу (нік. II, 400X); 3 (нік. II, 70X), 4 (нік. +, 70X) — компактна плазмowo-піщана мікробудова з закритими порами

Визначення щільності ґрунтів засвідчило високу динамічність цього показника. У вологий період щільність будови поверхневих горизонтів, наприклад, середньосуглинистих мікрогумусних ґрунтів складає $1,30\text{--}1,35\text{г/см}^3$, а в посушливу пору року досягає $1,65\text{ г/см}^3$ (рис. 6.4). Нижні шари в окремі пори року мають порівняно постійну, але високу щільність — $1,45\text{--}1,65\text{г/см}^3$.

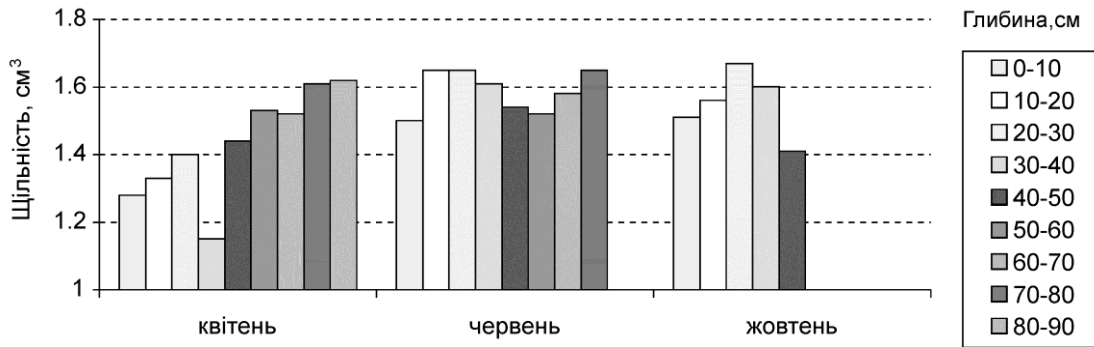


Рис. 6.4. Динаміка щільності в лучноземах ясногумусових типових мікрогумусних середньосуглинистих (ключ-ділянка 15, р. Когильник, м. Татарбунари)

Фракціонування ґрунту в повітряно-сухому стані й у воді показує, з одного боку, порівняно високу частку в легких за гранулометричним складом мало- і мікрогумусних ґрунтах бриластої фракції, а з іншого — у край низьку водостійкість агрегатів, особливо в супіщаних різновидах (табл. 6.1).

Таким чином, основними морфологічними і мікроморфологічними ознаками лучноземів алювіальних ясногумусових є:

1) відносно світле забарвлення гумусового горизонту, який у порівнянні з лучноземами зернистими має меншу потужність і менш різкі у несолонцюватих різновидах переходи;

2) легкий, але в широкому діапазоні (від супіщаного до середньосуглинкового) гранулометричний склад, що визначає мікробудову з більшою часткою скелетних гранул;

3) більш чи менш виражена, але поступова гранулометрична диференціація профілю з повсюдно присутніми супіщаними і мулуватопіщаними наносами, що підстилають ґрунтовий профіль;

4) слабка стійкість тонкодисперсної маси, що призводить до утворення масивної будови з компактним мікрозложенням, або формування елювіально-ілювіального профілю при порівняно невисокій частці увібраного натрію;

5) висока щільність у сухому стані та пилувато (піщано)-бриласта структура зі зниженою водостійкістю;

б) значне висушування профілю ґрунтів у літню пору.

Таблиця 6.1

Структурно-агрегатний склад лучноземів ясногумусових

| Глибина, см | Вид просіювання | Розмір фракцій, мм | | | | | | | | |
|---|-----------------|--------------------|------|------|------|------|------|-------|----------|-------|
| | | >10 | 10-7 | 7-5 | 5-3 | 3-2 | 2-1 | 1-0.5 | 0.5-0.25 | <0.25 |
| Лучноземи ясногумусові ілювіально-солонцеві середньосолончакуваті мікрогумусні середньосуглинисті (ключ-ділянка 19, р.Когильник, м. Татарбунари) | | | | | | | | | | |
| 0-10 | сухе | 65,4 | 10,2 | 5,1 | 2,6 | 3,6 | 1,7 | 0,6 | 3,4 | 7,4 |
| | мокре | - | - | - | 16,5 | 11,8 | 8,2 | 10,2 | 5,2 | 48,1 |
| 30-40 | сухе | 64,7 | 4,5 | 3,1 | 5,2 | 5,4 | 4,7 | 3,0 | 3,3 | 6,1 |
| | мокре | - | - | - | 4,2 | 3,5 | 13,9 | 5,7 | 9,4 | 63,3 |
| Лучноземи ясногумусові глеюваті шаруваті слабосолончаківі потужні малогумусні середньосуглинисті (розріз 2 [21], заплава р. В.Куяльник, с. Адамівка) | | | | | | | | | | |
| 0-10 | сухе | 88,0 | 3,0 | 2,1 | 2,0 | 1,3 | 1,2 | 0,6 | 0,9 | 0,9 |
| | мокре | - | - | 0,9 | 1,4 | 1,4 | 9,8 | 7,0 | 26,1 | 53,4 |
| 20-30 | сухе | 67,7 | 6,3 | 4,2 | 5,2 | 4,0 | 4,8 | 2,0 | 4,2 | 1,6 |
| | мокре | - | - | - | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 4,0 | 31,7 | 63,1 |
| 50-60 | сухе | 72,6 | 6,0 | 3,3 | 4,7 | 2,3 | 2,8 | 1,4 | 3,3 | 3,6 |
| | мокре | - | - | - | - | - | - | 1,6 | 29,4 | 69,0 |
| Лучноземи ясногумусові типові шаруваті потужні малогумусні середньосуглинисті (розріз 3 [21], заплава р. В.Куяльник, с. Севериновка) | | | | | | | | | | |
| 0-10 | сухе | 77,2 | 6,0 | 3,6 | 4,1 | 4,4 | 2,5 | 0,7 | 1,0 | 0,4 |
| | мокре | - | - | - | 1,4 | 1,8 | 25,8 | 4,2 | 20,0 | 46,8 |
| 20-30 | сухе | 41,7 | 12,3 | 9,5 | 10,7 | 5,9 | 6,2 | 3,5 | 6,7 | 3,5 |
| | мокре | - | - | - | 0,6 | 0,7 | 1,3 | 8,9 | 33,0 | 55,8 |
| 50-60 | сухе | 33,6 | 11,7 | 10,1 | 9,2 | 7,3 | 9,7 | 4,8 | 10,3 | 3,3 |
| | мокре | - | - | - | - | 1,0 | 1,9 | 2,6 | 43,2 | 51,3 |
| Лучноземи ясногумусові типові шаруваті слабосолончаківі потужні малогумусні легкосуглинисті (розріз ВФТ- 1 [125], заплава р. Когильник, с. Новоселівка) | | | | | | | | | | |
| 0-10 | сухе | 35,6 | 12,2 | 6,6 | 7,2 | 5,0 | 5,6 | 3,2 | 8,2 | 24,6 |
| | мокре | - | - | - | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,8 | 26,4 | 72,5 |
| 30-40 | сухе | 45,8 | 9,8 | 7,0 | 6,8 | 4,6 | 4,6 | 3,0 | 6,2 | 12,2 |
| | мокре | - | - | - | - | - | 0,6 | 0,6 | 26,8 | 72,0 |

Водно-сольовий режим

У природних умовах лучноземи алювіальні ясногумусові відрізняються найбільшим розмаїттям типів сольових профілів і сольових режимів внаслідок приуроченості до різних елементів рельєфу заплави, різної віддаленості від природних або штучних дрен, різних глибини і мінералізації підґрунтових вод, різноманітного гранулометричного складу.

Водний режим для легких за гранулометричним складом ґрунтів підвищених елементів рельєфу можна визначити як десуктивно-випарний із деякими особливостями в зв'язку з варіаціями співвідношення потужності товщі, що висушується, і глибини капілярної кайми. Їх режим зволоження складається стандартно — із двох періодів. У зимово-ранньовесняний час ґрунти змочуються водою атмосферних опадів до змикання з капілярною каймою підґрунтових вод. Влітку, під час підсихання ґрунтів, низхідний потік вологи змінюється висхідним і капілярно-підперта волога інтенсивно випаровується й поглинається рослинами безпосередньо в профілі ґрунтів. З поверхні і до глибини 80–100 см поступово наростає зона висихання слідом за рівнем підґрунтових вод, що знижується - (рис. 6.10: 2). Як було відзначено, сольові акумуляції (максимуми) у профілі є чіткою діагностичною ознакою глибини висихання ґрунтів до величин максимальної гігроскопічної вологи — вологості в'янення. При найпоширеніших рівнях підґрунтових вод 1,6–2,2 м максимуми легкорозчинних солей у лучноземах ясногумусових виявляються на глибині 50–100 см.

Потужною товщею пониженої вологості в жаркий період лучноземи ясногумусові відрізняються від лучноземів зернистих, які внаслідок більш важкого гранулометричного складу, кращої оструктуреності і часто більш близьких підґрунтових вод мають менші “зони висихання”.

Сольові акумуляції в легких ґрунтах були відзначені в основному у нижній частині гумусового горизонту і за його межами. Звичайним явищем є також і повна відсутність істотних кількостей легкорозчинних солей у півтораметровій товщі ґрунтів і підґрунтя.

Слід зазначити, що в минулому у відповідності із принципами генетичної інтерпретації сольових профілів, розробленими ще Б.Б. Полиновим у 1933 р., моногенетичний характер визнавали лише за профілем солончакового типу з максимумом на поверхні ґрунту. Розташування сольових максимумів безпосередньо в профілі ґрунтів схильні були розглядати як результат розсолювальної еволюції ґрунтів [95]. В даний час не викликає сумніву моногенетичність солончакуватих і глибокозасолених ґрунтів, тим більше що сольові профілі з максимумами на глибині 0,5–1,5 м є найбільш поширеними серед засолених ґрунтів степової-напівпустельної зон [16, 55, 63, 95]. Крім того, особливості засолення в сезонному і багаторічному циклі і характер розподілу солей у деяких роботах розглядаються як самостійні форми елементарного ґрунтового процесу засолення [99].

У випадку з лучноземами ясногумусовими заплавами середніх річок їхні глибокопрофільні акумуляції солей слід також аналізувати не як результат еволюції ґрунтів — розсолення колись поверхнево засоленого ґрунту, — а як урівноважений з “чинниками засолення” стан. Багаторічні стаціонарні спостереження свідчать про достатньо стійкі показники сольового стану “легких” ґрунтів, у тому числі й в умовах штучного дренажу заплави (рис. 7.4).

Визначною рисою ясногумусових лучноземів є найбільш інтенсивна серед інших ґрунтів сезонна пульсація солевмісту в їхньому профілі. Від весни до осені по деяких шарах кількість легкорозчинних солей може збільшуватися в 2–3 рази і більше. При цьому простежується виразний взаємозв'язок між величиною сезонної акумуляції солей (САС) і формою сольового профілю. Найбільші величини САС відзначаються при високо стоячих сольових максимумах та середньому сильному ступені засолення. У глибокозасолених ґрунтах сезонні процеси соленакопичення невиразні (табл. 6.2).

Таблиця 6.2

Сезонна акумуляція іонів легкорозчинних солей в лучноземах алювіальних ясногумусових солончакових ключ-ділянки 15 у заплаві пониззя р. Когильник (вміст солей у березні; САС за вмістом солей у листопаді)

| Глибина, см | HCO ₃ ⁻ | | Cl ⁻ | | SO ₄ ⁻² | | Ca ⁺² | | Mg ⁺² | | Na ⁺ | | Сума солей | |
|-------------|-------------------------------|-----|-----------------|-----|-------------------------------|------|------------------|------|------------------|------|-----------------|-----|------------|-----|
| | мг-екв | САС | мг-екв | САС | мг-екв | САС | мг-екв | САС | мг-екв | САС | мг-екв | САС | % | САС |
| 0-20 | 0,26 | 1,4 | 0,18 | 1,0 | 0,26 | 1,0 | 0,34 | 1,5 | 0,12 | 1,1 | 0,24 | 0,9 | 0,05 | 1,2 |
| 20-30 | 0,25 | 0,8 | 0,4 | 0,4 | 0,18 | 2,8 | 0,35 | 0,7 | 0,20 | 0,5 | 0,28 | 1,8 | 0,05 | 1,2 |
| 30-48 | 0,21 | 3,4 | 0,15 | 1,6 | 0,15 | 3,5 | 0,20 | 0,7 | 0,08 | 1,0 | 0,24 | 5,3 | 0,03 | 3,7 |
| 48-58 | 0,47 | 1,0 | 0,24 | 1,8 | 0,61 | 19,3 | 0,73 | 8,6 | 0,19 | 12,7 | 0,40 | 9,3 | 0,09 | 9,4 |
| 58-72 | 0,34 | 1,1 | 0,13 | 4,5 | 12,0 | 1,3 | 10,8 | 0,9 | 0,85 | 3,9 | 0,78 | 5,2 | 0,85 | 1,4 |
| 72-87 | 0,32 | 1,3 | 0,15 | 5,2 | 8,85 | 1,4 | 6,90 | 0,7 | 1,00 | 2,6 | 1,43 | 3,7 | 0,64 | 1,5 |
| 87-95 | 0,52 | 0,6 | 0,16 | 6,8 | 4,32 | 4,3 | 1,35 | 8,3 | 0,62 | 4,8 | 3,04 | 1,8 | 0,35 | 3,8 |
| 95-125 | 1,21 | 0,3 | 0,23 | 5,6 | 2,32 | 4,9 | 0,26 | 24,3 | 0,15 | 14,8 | 3,35 | 1,3 | 0,32 | 2,7 |
| 125-150 | 1,06 | 0,6 | 0,31 | 5,5 | 2,24 | 1,1 | 0,20 | 1,3 | 0,06 | 0,8 | 3,35 | 1,4 | 0,26 | 1,2 |

Характеризуючи сольовий режим у зв'язку з чинниками соленакопичення можна відзначити такі основні моменти. Незасолені або глибокозасолені лучноземи ясногумусові займають підняту частину заплави, наближену до природних дренажів — річища і стариць, —

в якій підґрунтові води із зниженою мінералізацією (менше 3–6 г/л) залягають нижче критичного рівня — глибше 2,2–2,4 м. Крім того, якщо врахувати, що засолення ґрунтів при певних рівнях підґрунтових вод і випарного режиму визначається критичною швидкістю руху підґрунтових вод [242], то природно, що в прируслових і пристаричних областях із легким за гранулометричним складом алювієм вони мають більш вільний відтік, і тим самим сприяють формуванню тут незасолених ґрунтів.

У півтораметровій товщі ґрунтів з некритичними умовами галогенези утримується звичайно не більше 0,2–0,3% легкорозчинних солей. Сезонні процеси соленакопичення зводяться до весняного обезсолення верхньої частини профілю, що часто спричиняє ілювіювання тонкодисперсного матеріалу в поверхневих шарах, а також до зміни складу солей — появи навесні Na_2CO_3 у нижній частині профілю — і до літнього відновного засолення (рис. 6.5, ключ-ділянка 22).

Розвиток високосолончакуватих і глибокосолончакуватих ґрунтів, а також слабкий і сильний ступінь їх засолення визначаються рівнем підґрунтових вод (РПВ), але більш вагомий комплекс чинників — РПВ, мінералізація підґрунтових вод, їхня проточність, особливості мікрорельєфу, гранулометричний склад ґрунтів. При найбільш вираженому соленакопиченні лучноземи алювіальні ясногумусові наближаються за будовою і властивостями до солончаків ясногумусових, а у випадку високих підґрунтових вод — до глейземів ясногумусових. Типовими ж являються середньосолончакуваті роди, що займають, наприклад, у заплаві пониззя Когильника 12% території. Тут вони приурочені до великих вирівняних підвищень, віддалених від річища і стариць. Їхній сольовий профіль має часто складну елювіально-акумулятивну форму із сезонним сильнопульсуючим характером соленакопичення легкорозчинних солей та підвищеною часткою сульфатів. Крім врівноваженого балансу легкорозчинних солей, в лучноземах ясногумусових мають місце також накопичувальний (баланс засолення) і негативний (баланс розсолення). Останні пов'язані або з погіршенням умов дренажу місцевості, або з його покращанням, наприклад, при спорудженні дренажних систем (див. рис. 7.2–7.8).

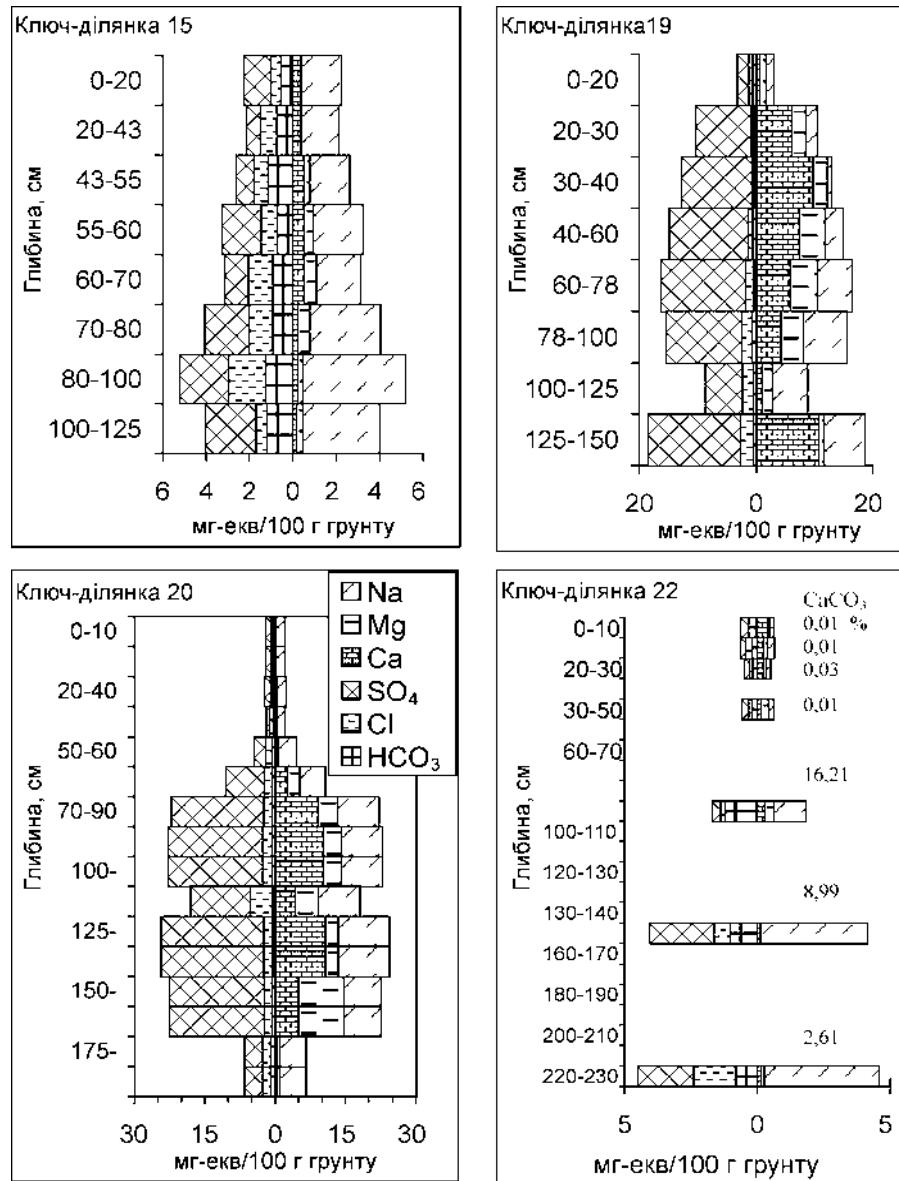


Рис. 6.5. Сольові профілі лучноземів алювіальних ясногумусових в період максимальної акумуляції солей (заплава р. Когильник: ключ-ділянки 15,19,20 — жовтень 1992 року; ключ-ділянка 22 — вересень 1981 року)

Легкі за гранулометричним складом лучноземи ясногумусові заправ рік північно-західного Причорномор'я при їх порівняно стійкому в часі водно-сольовому режимі усе ж слід віднести до найбільш лабільних ґрунтових тіл у відношенні відображення мінливих факторів ґрунтоутворення. Але тип профілю легкорозчинних солей, який має у "легких" ґрунтах найрізноманітніші форми, у переважній більшості не характеризує тип сольового балансу.

На наш погляд, діагностичною ознакою певного типу балансу солей може бути не форма профілю легкорозчинних солей, а профільний розподіл усіх сполук солей. Виразною в цьому плані є ключ-ділянка 22 у заплаві пониззя Когильника (див. рис. 6.5). Високий карбонатний максимум і розташовані під ним акумуляції легкорозчинних солей свідчать про вторинність такого профілю, а в конкретному випадку — про розсолювальну еволюцію ґрунтів.

Органічна речовина

Вміст гумусу в лучноземах ясногумусових визначається, в першу чергу, їх легким гранулометричним складом і коливається у верхніх шарах від 1,5 до 3% (рис. 6.6). Переважно гумусу міститься менше 2%, і основні масиви ясногумусових ґрунтів варто відносити до мікрогумусних. Профільний розподіл гумусу наближається до рівномірно-акумулятивного, можливо, через суцільне їхнє залучення в сільськогосподарський обіг. Відомо, що освоєння легких ґрунтів супроводжується процесами дегуміфікації [249] і часткова втрата гумусу у верхніх горизонтах вирівнює його профільний розподіл.

У процесі гумусонакопичення звичним є виділення ланок утворення гумусових речовин і закріплення їх мінеральною частиною ґрунтів [1, 248]. Отже, варто розрізняти умови гумусоутворення й умови закріплення гумусу. За умовами гумусоутворення лучноземи ясногумусові чітко вирізняються стабільно високими значеннями ОВП і тривалим висушенням верхньої частини профілю, що, безсумнівно, пригнічує мікробіологічну діяльність і не сприяє утворенню гумусових речовин. Але найбільш істотно легкі за гранулометричним складом ґрунти відрізняються від інших заплавлених умовами закріплення гумусу. Їхнє збіднення тонкодисперсним матеріалом повинно сприяти утворенню гумусу в “вільному стані” і як наслідок його інтенсивній мінералізації і виносу з розчинами. Підвищений вміст обмінного натрію і пульсуюче соленакопичення також повинні посилювати лабільність гумусових речовин.

Груповий аналіз гумусу свідчить про відносно вузьке відношення Сгк/Сфк в лучноземах ясногумусових, а в деяких випадках — у мікрогумусних супіщаних і легкосуглинкових — і про гуматно-фульватний його склад (табл. 6.3). Для легких за гранулометричним складом ґрунтів підвищений вміст фульвокислот є типовим. Він описаний й інтерпретований не тільки для умов гумідних областей, але й в аридних районах [59]. У досліджуваних ясногумусових ґрунтах вузьке відношення Сгк/Сфк можна пояснити також несприятливими

умовами гуміфікації через ослаблену мікробіологічну діяльність в умовах тривалого літнього висихання, а також слабою взаємодією з мінеральною частиною ґрунтів. В умовах заплав середніх річок північно-західного Причорномор'я важливим чинником формування рухомих фракцій гумусу є солонцюватість ґрунтів і пульсуюче соленакопичення, коли в “легких” ґрунтах чергуються періоди знесолення і засолення натрієвими солями.

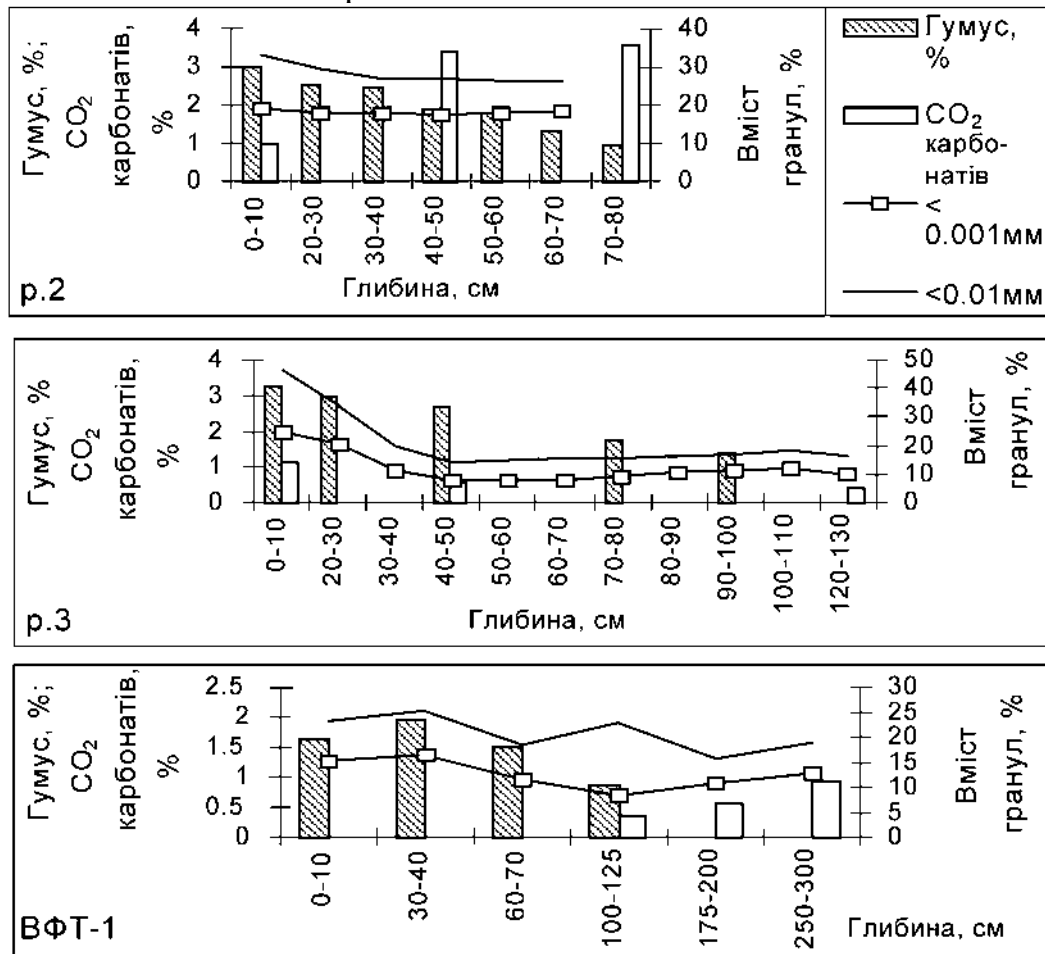


Рис. 6.6. Гранулометричний склад, вміст гумусу і CO₂ карбонатів у лучноземах ясногумусових: р. 2 — лучноземи ясногумусові глеюваті шаруваті слабосолончаківі потужні малогумусні середньосуглинисті (розріз 2, заплава р. В.Куяльник, с. Адамівка); р. 3 — лучноземи ясногумусові типові шаруваті потужні малогумусні середньосуглинисті (розріз 3, заплава р. В.Куяльник, с. Севериновка); ВФТ-1 — лучноземи ясногумусові потужні шаруваті слабосолонцюваті потужні легкосуглинисті (площадка 1, заплава р. Когильник, м. Сарата; за даними [21, 125])

Таблиця 6.3

Склад гумусу в лучноземах ясногумусових

| Глибина, см | Вміст і склад гумусу (вуглець, % від загального С гумусу) | | | | | | Валовий N | C/N | С _{ГК} Са, % від суми ГК | |
|--|---|-----------------|-----------------|------------|----------------------------------|--------------------------|-----------|----------|-----------------------------------|----|
| | С орг, % до ґрунту | С _{ГК} | С _{ФК} | С залиш ку | С _{ГК} /С _{ФК} | Фракції гумінових кислот | | | | |
| | | | | | | I | | | | II |
| Лучноземи ясногумусові типові мікрогумусні глибокослабосолончакуваті середньосуглинисті (ключ-ділянка 15, р. Когильник, м. Татарбунари) | | | | | | | | | | |
| 0-20 | 1,096 | 25,8 | 19,5 | 54,7 | 1,32 | 9,1 | 16,7 | 0,187 | 5,9 | 65 |
| 20-40 | 0,847 | 26,2 | 21,5 | 52,4 | 1,22 | 11,0 | 15,2 | 0,122 | 6,9 | 58 |
| 40-50 | 0,754 | 19,1 | 17,1 | 63,8 | 1,12 | 8,2 | 10,9 | 0,124 | 6,1 | 57 |
| 50-60 | 0,418 | 14,1 | 13,8 | 72,1 | 1,02 | 7,0 | 7,1 | 0,122 | 3,4 | 50 |
| Лучноземи ясногумусові типові мікрогумусні легкосуглинисті (ключ-ділянка 17, р. Когильник, м. Татарбунари) | | | | | | | | | | |
| 0-30 | 0,568 | 30,7 | 27,0 | 42,3 | 1,14 | 12,8 | 17,9 | 0,117 | 4,9 | 58 |
| 30-45 | 0,412 | 26,9 | 34,5 | 38,6 | 0,78 | 13,9 | 13,0 | не визн. | | 48 |
| 45-60 | 0,365 | 25,4 | 33,9 | 40,6 | 0,75 | 8,5 | 17,0 | 0,114 | 3,2 | 67 |
| Лучноземи ясногумусові ілювіально-солонцеві середньосолончакуваті малогумусні середньосуглинисті (ключ-ділянка 19, р. Когильник, м. Татарбунари) | | | | | | | | | | |
| 0-20 | 1,282 | 33,1 | 16,3 | 50,6 | 2,03 | 4,4 | 28,7 | не визн. | | 87 |
| 20-30 | 1,027 | 36,0 | 19,2 | 44,8 | 1,87 | 5,5 | 30,5 | не визн. | | 85 |
| 30-40 | 0,957 | 28,1 | 23,8 | 48,1 | 1,18 | 5,9 | 22,2 | 0,127 | 7,5 | 79 |
| Лучноземи ясногумусові глеюваті шаруваті сильносолончакуваті мікрогумусні середньосуглинисті (ключ-ділянка 20, р. Когильник, м. Татарбунари) | | | | | | | | | | |
| 0-20 | 1,073 | 23,2 | 18,5 | 58,3 | 1,25 | 4,3 | 18,8 | 0,135 | 7,9 | 81 |
| 20-43 | 1,050 | 22,5 | 19,0 | 58,5 | 1,18 | 3,2 | 19,2 | 0,156 | 6,7 | 85 |

За вмістом елементів живлення рослин лучноземи ясногумусові мають різні характеристики через суттєві коливання їх гранулометричного складу, кількості гумусу і легкорозчинних солей. Легко- і середньосуглинисті мікрогумусні різновиди характеризуються низьким або середнім ступенем забезпеченості НРК (табл. 6.5). Середньосуглинисті, що містять гумусу 2,5–3,0% на протязі усього гумусового горизонту високо забезпечені ввібраним калієм, у верхній частині гумусового горизонту високо, рідше до середнього рівня, забезпечені рухомим Р₂О₅, в середній або високій мірі забезпечені азотом сполук гумусу, що легко гідролізуються.

Загалом у поверхневому горизонті усіх заплавних ґрунтів, що досліджувалися, мають місце посередні позитивні взаємозв'язки лише

поміж вмістом гумусу, кількістю легкорозчинних солей та мулистій фракції, а також між вмістом калію і мулу (табл. 6.4). Кількість азоту, фосфору і калію в поверхневому горизонті ґрунтів мало залежить від вмісту легкорозчинних солей, гумусу, мулу.

Таблиця 6.4

**Матриця зв'язку між агрохімічними показниками ґрунтів
(коефіцієнти кореляції для шару ґрунту 0-10 см у 29 розрізах)**

| Показники | Легкорозчинні солі | Мул | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Азот, що легко гідролізується |
|-------------------------------|--------------------|------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|
| Гумус | 0,71 | 0,79 | 0,52 | 0,19 | 0,19 |
| Азот, що легко гідролізується | 0,05 | 0,04 | -0,11 | -0,04 | |
| P ₂ O ₅ | 0,21 | 0,06 | 0,63 | | |
| K ₂ O | 0,37 | 0,69 | | | |
| Мул | 0,42 | | | | |

Пряма кореляція між вмістом гумусу і мулом є закономірною. Додатне же значення коефіцієнта кореляції між кількістю гумусу і вмістом легкорозчинних солей пояснюється звичайно не сприятливим впливом засолення, а тим, що від лучноземів ясногумусових до лучноземів зернистих і глейземів збільшується вміст гумусу і одночасно вміст легкорозчинних солей; мікрогумусні лучноземи не бувають засоленими в поверхневому горизонті, а середньо- і багатогумусні глейземи зернисті в переважній більшості є сильнозасоленими.

Мікроморфологічні дослідження засвідчили перевагу у ясногумусових ґрунтах темнозафарбованого “згусткового” гумусу — від його пухких форм до більш щільних зерен гумонів. Існують й інші форми; через наявність великої кількості скелетних гранул невиразно представлений дифузний гумус і його напливні різновиди. Останні виявляються здебільшого у вигляді гумусо-глинистих кутан ілювіювання і у зв'язку з нерівномірним промуленням ґрунтової маси. Характерною рисою легких за гранулометричним складом ґрунтів є також практично повна відсутність вуглефікованої органічної речовини у верхніх незасолених шарах.

Таким чином, за мікробудовою гумус лучноземів ясногумусових має багато спільних рис із гумусом зернистих (чорноземоподібних) ґрунтів. У той самий час його груповий склад відрізняється більшою фульватністю і більшою часткою водорозчинних фракцій. Це може свідчити про те, що за механізмом гуміфікації ясногумусові і

темногумусові алювіальні ґрунти відрізняються набагато менше, ніж за умовами закріплення гумусових речовин.

Таблиця 6.5

Агрохімічна характеристика лучноземів ясногумусових

| № ключ-ділянки | Глибина, см | Гумус, % | Легкогідролізований азот, мг/100 г ґрунту | Рухомі форми елементів живлення, мг/100 г ґрунту | |
|---|-------------|----------|---|--|------------------|
| | | | | P ₂ O ₅ | K ₂ O |
| 2 | 0-10 | 1,87 | 2,52 | 9,30 | 34,55 |
| | 10-20 | 1,73 | 2,52 | 11,85 | 39,30 |
| | 20-30 | 1,68 | 3,63 | 12,60 | 37,80 |
| | 30-40 | 1,41 | 2,38 | 7,03 | 22,40 |
| | 40-50 | 1,39 | 2,22 | 7,90 | 13,00 |
| 4 | 0-10 | 1,73 | 4,06 | 10,20 | 53,50 |
| | 10-20 | 1,52 | 9,10 | 11,75 | 58,75 |
| | 20-30 | 1,74 | 3,36 | 8,55 | 49,50 |
| | 30-40 | 1,62 | 3,08 | 6,52 | 35,60 |
| | 40-50 | 1,57 | 4,76 | 7,45 | 25,40 |
| 5 | 0-10 | 2,14 | 6,58 | 13,53 | 29,00 |
| | 10-20 | 1,69 | 4,90 | 10,70 | 16,00 |
| | 20-30 | 1,32 | 3,24 | 4,32 | 25,40 |
| | 30-40 | 1,16 | 7,56 | 5,55 | 38,90 |
| | 40-50 | 1,01 | 3,64 | 2,90 | 39,65 |
| 6 | 0-10 | 1,71 | 3,65 | 16,10 | 51,40 |
| | 10-20 | 1,87 | 6,86 | 17,02 | 48,00 |
| | 20-30 | 1,81 | 6,58 | 16,45 | 43,70 |
| | 30-40 | 1,38 | 5,60 | 10,20 | 31,40 |
| | 40-50 | 1,05 | 3,78 | 7,85 | 19,40 |
| P ₂ O ₅ , K ₂ O – за Чиріковим | | | | | |

№2 — типових слабосолончакуватих легкосуглинистих; № 4 — типових глибокслабосолончакуватих середньосуглинистих; № 5 — ілювіально-сильносолонцюватих сильносолончакуватих легкосуглинистих; № 6 — типових глибокслабосолончакуватих середньосуглинистих

Фізико-хімічні властивості

Досліджувані ґрунти мають лужну реакцію розчину. Здебільшого високі значення рН 8,3 — 8,6 відзначаються навесні в нижніх, карбонатних горизонтах із капілярно-підпертою вологою. У верхніх прошарках лучноземів ясногумусових реакція середовища більш нейтральна і показники рН коливаються від 6,9 до 7,8. Тільки надлишок обмінного натрію підвищує значення рН до меж 8,0–8,2, а в деяких випадках, у глибоких горизонтах, до 9,5 (табл. 6.6, 6.7).

У цілому реакція середовища легких за гранулометричним складом ґрунтів є найбільш варіабельною серед інших заплавлених ґрунтів і найбільш чітко визначається їхнім сольовим режимом. Тільки в засоленіх нейтральними легкорозчинними солями і гіпсом горизонтах вона дещо постійна з показниками рН 7,2–7,7. Пульсація солевмісту поза горизонтами сольових акумуляцій супроводжується пульсацією лужності ґрунтів — її підвищенням услід відмивання нейтральних солей і закономірному при цьому збільшенні частки лужних солей.

Таблиця 6.6

Фізико-хімічні властивості лучноземів ясногумусових

| Глибина, см | рН | Вбирні катіони | | | | | | |
|--|------|----------------------|------------------|-----------------|-------|------------------|------------------|-----------------|
| | | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | Сума | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ |
| | | мг-екв/ 100 г ґрунту | | | | % від суми | | |
| Лучноземи ясногумусові типові слабосолончакуваті мікрогумусні легкосуглинисті (ключ-ділянка 2, пониззя р. Когильник) | | | | | | | | |
| 0-10 | 8.15 | 14.90 | 5.00 | 0.10 | 20.00 | 74.5 | 25.0 | 0.5 |
| 50-60 | 8.02 | 6.70 | 7.80 | 0.06 | 14.56 | 46.0 | 53.6 | 0.4 |
| 60-70 | 9.05 | 10.30 | 7.40 | 2.16 | 19.86 | 51.9 | 37.2 | 10.9 |
| 80-90 | 9.47 | 4.50 | 10.20 | 3.24 | 17.94 | 25.1 | 56.8 | 18.1 |
| 90-100 | 9.57 | 1.90 | 16.60 | 3.68 | 22.18 | 8.6 | 74.8 | 16.6 |
| Лучноземи ясногумусові ілювіально-сильносолонцюваті сильносолончакуваті мікрогумусні легкосуглинисті (ключ-ділянка 5, пониззя р. Когильник) | | | | | | | | |
| 0-10 | 7.57 | 10.30 | 9.90 | 0.54 | 20.74 | 49.7 | 47.7 | 2.6 |
| 10-20 | 7.75 | 6.60 | 15.90 | 0.80 | 23.30 | 28.3 | 68.3 | 3.4 |
| 20-30 | 8.60 | 9.00 | 16.30 | 5.20 | 30.50 | 29.5 | 53.5 | 17.0 |
| 40-50 | 9.27 | 5.90 | 16.20 | 10.70 | 32.80 | 18.0 | 49.4 | 32.6 |
| 50-60 | 8.41 | 11.30 | 12.50 | 1.88 | 25.68 | 44.0 | 48.7 | 7.3 |
| Лучноземи ясногумусові типові глибокослабосолончакуваті мікрогумусні середньосуглинисті (ключ-ділянка 6, пониззя р. Когильник) | | | | | | | | |
| 0-10 | 7.91 | 12.40 | 5.90 | 0.01 | 18.31 | 67.7 | 32.2 | 0.1 |
| 20-30 | 7.73 | 16.60 | 5.40 | 0.15 | 22.15 | 74.9 | 24.4 | 0.7 |
| 60-70 | 8.87 | 8.30 | 4.30 | 0.14 | 12.74 | 65.1 | 33.8 | 1.1 |
| 80-90 | 8.80 | 5.10 | 7.50 | 0.21 | 12.81 | 39.8 | 58.6 | 1.6 |
| 90-100 | 9.30 | 1.60 | 10.10 | 1.35 | 13.05 | 12.3 | 77.4 | 10.3 |

Ємність катіонного обміну в лучноземах ясногумусових визначається більшою мірою гранулометричною диференціацією, а меншою — розподілом гумусу. Значення суми обмінних Ca²⁺, Mg²⁺ і Na⁺ у прошарках із різним гранулометричним складом коливаються від 10–12 мг-екв/100 г ґрунту до 40 мг-екв/100г. При цьому збільшення суми увібраних основ, а також частки обмінного натрію простежується звичайно в середніх (30–60 см) горизонтах.

Таблиця 6.7

Фізико-хімічні властивості лучноземів ясногумусових

| № ключ - діля- нки | Глибина, см | МГВ, % * | Увібрані катіони, мг-екв/ 100 г ґрунту | | | | Увібрані катіони, % від суми | | | рН | рNa | рCa | рNa-0.5· р(Ca+Mg) | рН-0.5· р(Ca+Mg) | СС, ** мг-екв/ 100г ґрунту | Eh, мВ | |
|--------------------------------|----------------|-------------|---|------------------|-----------------|-------|------------------------------------|------------------|-----------------|------|------|------|----------------------|---------------------|-------------------------------------|-----------|-----|
| | | | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | Сума | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | | | | | | | | |
| | | | 1:5H ₂ O | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | |
| 15 | 0-20 | 5,53 | 10.45 | 4.75 | 0.58 | 15.78 | 66.2 | 30.1 | 3.7 | 7.60 | 2.73 | 3.59 | 0.97 | 5.83 | 16,64 | 553 | |
| | 20-43 | 7,39 | 12.45 | 6.35 | 0.77 | 19.57 | 63.6 | 32.4 | 4.0 | 7.78 | 2.73 | 3.58 | 0.97 | 6.02 | 17,35 | 564 | |
| | 43-55 | 10,98 | 12.05 | 6.95 | 0.80 | 19.80 | 60.9 | 35.1 | 4.0 | 7.92 | 2.46 | 3.42 | 0.83 | 6.29 | 10,59 | 521 | |
| | 55-60 | 8,96 | 10.45 | 9.60 | 0.68 | 20.73 | 50.4 | 46.3 | 3.3 | 7.75 | 2.38 | 3.44 | 0.78 | 6.15 | 9,06 | 498 | |
| | 60-70 | 7,76 | Не визначалося | | | | | | | | 7.80 | 2.44 | 3.43 | 0.88 | 6.23 | 10,21 | 457 |
| | 70-80 | 6,81 | Не визначалося | | | | | | | | 8.00 | 2.26 | 3.79 | 0.61 | 6.36 | 8,33 | 443 |
| | 80-100 | 6,81 | Не визначалося | | | | | | | | 8.15 | 2.15 | 3.81 | 0.37 | 6.37 | 7,63 | 468 |
| | 100-125 | 5,73 | Не визначалося | | | | | | | | 7.95 | 2.11 | 3.90 | 0.33 | 6.18 | 7,51 | 472 |
| 17 | 0-30 | 1,90 | 7.05 | 3.40 | | | | | | 7.31 | 3.25 | 3.95 | 1.63 | 5.69 | 14,52 | 608 | |
| | 30-45 | 2,35 | 8.30 | 7.45 | | | | | | 7.45 | 2.89 | 4.13 | 1.02 | 5.58 | 12,54 | 631 | |
| | 45-60 | 2,11 | 7.85 | 3.05 | 0.30 | 11.20 | 70.1 | 27.2 | 2.7 | 7.45 | 2.73 | 3.96 | 0.90 | 5.62 | 11,08 | 586 | |
| | 60-80 | 1,91 | 8.45 | 4.90 | 0.53 | 13.88 | 60.9 | 35.3 | 3.8 | 7.56 | 2.51 | 3.61 | 0.84 | 5.89 | 8,34 | 563 | |
| | 80-100 | 2,72 | 8.65 | 6.55 | 0.40 | 15.60 | 55.4 | 42.0 | 2.6 | 7.36 | 2.36 | 3.48 | 0.85 | 5.85 | 9,26 | 485 | |
| | 100-125 | 3,33 | Не визначалося | | | | | | | | 7.56 | 2.42 | 3.49 | 0.92 | 6.06 | 8,86 | 450 |
| | 125-150 | 2,78 | Не визначалося | | | | | | | | 7.65 | 2.32 | 3.31 | 0.79 | 6.12 | 7,07 | 463 |

* МГВ – максимальна гігроскопічна вологість; ** СС – содостійкість

Закінчення табл. 6.7

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|----|---------|------|----------------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-----|
| 19 | 0-20 | 4,05 | 16,55 | 2,25 | 0,39 | 19,19 | 86,2 | 11,8 | 2,0 | 7,55 | 2,74 | 3,37 | 1,26 | 6,06 | 15,32 | 536 |
| | 20-30 | 4,08 | 19,10 | 2,40 | 0,88 | 22,38 | 85,3 | 10,7 | 4,0 | 7,40 | 2,78 | 2,55 | 1,58 | 6,20 | 13,83 | 567 |
| | 30-40 | 4,33 | 16,65 | 3,95 | 1,00 | 21,60 | 77,1 | 18,3 | 4,6 | 7,42 | 2,77 | 2,38 | 1,63 | 6,28 | 15,69 | 529 |
| | 40-60 | 3,67 | 14,55 | 3,30 | 1,00 | 18,85 | 77,2 | 17,5 | 5,3 | 7,50 | 2,43 | 2,51 | 1,28 | 6,34 | 16,06 | 487 |
| | 60-78 | 5,98 | 15,00 | 7,25 | 1,90 | 24,15 | 62,1 | 30,0 | 7,9 | 7,26 | 2,07 | 2,63 | 0,89 | 6,07 | 10,36 | 464 |
| | 78-100 | 7,99 | 12,80 | 10,45 | 6,30 | 29,55 | 43,3 | 35,4 | 21,3 | 7,45 | 1,97 | 2,75 | 0,73 | 6,22 | 9,50 | 470 |
| | 100-125 | 5,41 | Не визначалося | | | | | | | 7,56 | 1,99 | 3,26 | 0,57 | 6,13 | 8,64 | 466 |
| | 125-150 | 3,93 | Не визначалося | | | | | | | 7,40 | 2,00 | 2,38 | 0,83 | 6,23 | 9,86 | 490 |
| 20 | 0-20 | | 9,85 | 5,50 | 1,23 | 16,58 | 59,4 | 33,2 | 7,4 | 7,41 | 2,73 | 3,95 | 0,87 | 5,54 | 13,39 | 532 |
| | 20-40 | | 9,75 | 5,90 | 1,30 | 16,95 | 57,5 | 34,8 | 7,7 | 7,31 | 2,59 | 3,74 | 0,79 | 5,51 | 11,69 | 561 |
| | 40-50 | | 9,75 | 6,70 | 1,27 | 17,72 | 55,0 | 37,8 | 7,2 | 7,42 | 2,45 | 3,74 | 0,66 | 5,62 | 11,60 | 548 |
| | 50-60 | | 13,25 | 9,70 | 1,40 | 24,35 | 54,4 | 39,8 | 5,8 | 7,56 | 2,27 | 3,65 | 0,58 | 5,87 | 12,35 | 486 |
| | 60-70 | | 15,70 | 7,40 | 2,40 | 25,50 | 61,6 | 29,0 | 9,4 | 7,50 | 2,13 | 2,89 | 0,84 | 6,20 | 10,09 | 483 |
| | 70-90 | | 25,00 | 4,65 | | | | | | 7,44 | 2,05 | 2,47 | 0,90 | 6,28 | 9,53 | 476 |
| | 90-110 | | | | | | | | | 7,38 | 1,94 | 2,43 | 0,79 | 6,23 | 8,21 | 468 |
| | 110-125 | | Не визначалося | | | | | | | 7,46 | 2,03 | 2,75 | 0,82 | 6,25 | 9,64 | 453 |
| | 125-150 | | Не визначалося | | | | | | | 7,30 | 1,94 | 2,42 | 0,78 | 6,14 | 8,73 | 465 |
| | 150-175 | | Не визначалося | | | | | | | 7,25 | 2,05 | 2,75 | 0,91 | 6,11 | 7,50 | 446 |
| | 175-200 | | Не визначалося | | | | | | | 7,65 | 2,11 | 3,54 | 0,51 | 6,04 | 7,08 | 459 |

Сольовим режимом і профільним розподілом солей визначається в основному і співвідношення обмінних катіонів в лучноземах ясногумусових. Звичайно кальцій займає головне положення в ГВК, складаючи 60–80% від суми увібраних катіонів. Проте в багатьох випадках відзначається підвищений вміст обмінного магнію, який може переважати в горизонтах сольових максимумів, а в деяких випадках і в незасолених прошарках. Пояснити “магнієву перевагу” у деяких ґрунтах можна кальцієво-магнієвим складом легкорозчинних солей; між відношенням Са:Мg у ґрунтового розчині й у ГВК виявлений чіткий взаємозв’язок. Перевага магнію у деяких незасолених ґрунтах може бути реліктовою ознакою їхньої солончакової фази розвитку.

Частка обмінного натрію в поверхневих горизонтах лучноземів ясногумусових рідко перевищує 2–3 %, проте ближче до середини профілю засолених ґрунтів його кількість може наростати до 10 — 18%, а в деяких випадках до 30% від суми обмінних основ.

Незначний — часто не більше 1 % — вміст обмінного натрію у поверхневих прошарках легких за гранулометричним складом ґрунтів все ж таки є істотним чинником їхньої дезагрегації. Безструктурне, а влітку монолітне складення легких ґрунтів є наслідком помітної пептизації тонкодисперсної маси в період весняного зниження іонної сили ґрунтового розчину при обезсоленні верхніх гумусових горизонтів ґрунтів.

6.2. Лучноземи зернисті

Морфолого-генетична характеристика і мінералогія ґрунтів

Основною морфологічною особливістю лучноземів алювіальних і алювіально-делювіальних зернистих є наявність в них “зрілого” чорноземоподібного ґрунтового профілю. Він зазвичай характеризується значною потужністю — у середньому 60–80 см, — поступовим переходом гумусових горизонтів до підстилаючих порід, відсутністю видимої шаруватості. Маючи переважно важкосуглинистий гранулометричний склад і зернисто-грудкувату структуру в потужному гумусованому профілі, вони належать до найбільш родючих ґрунтів малих і середніх річок північно-західного Причорномор’я і в той же час є доміантними у ґрунтовому покриві. Особливо значна питома вага зернистих ґрунтів у заплавах малих річок на алювіальних і алювіально-делювіальних відкладах.

Умови формування лучноземів зернистих також досить різноманітні. До низької заплави малих річок приурочені лучноземи алювіальні зернисті глеюваті і злиті, які можуть розвиватися при високо залягаючих, але слабомінералізованих підґрунтових водах. Перехідні шари їх гумусових горизонтів можуть бути нижче рівня підґрунтових вод, що залягають на початку літа на глибині 100–130 см. Визначним є те, що в них не тільки не виражене інтенсивне соленакопичення, але й ознаки оглеєння у водонасиченому горизонті слабкі.

Характерною є морфологія ґрунтів, досліджених у заплаві нижньої течії р. Барабой. Розріз 3-93Б, що закладений 14.05.1993 р. у 200 м на захід від залізничної станції Барабой на вирівняній центральній заплаві в 30 м від русла річки, характеризує лучноземи зернисті типові середньопотужні глинисті.

Nd 0–5 см. Люцернова повсть. Дрібнозем темно-сірий з буруватими прошарками свіжого алювію, грудкувато-плитчастий.

HU(v) 5–23 см. Темногумусово-акумулятивний злитизований. Темно-сірий до чорного, горіхувато-призматичний, глинистий; при розтиранні набуває буруватого забарвлення, з гумусовими плівками на поверхні окреможестей, щільний. Перехід поступовий.

HUs 23–78/56 см. Темногумусово-акумулятивний засолений. Темно-сірий до чорного, глинистий, зернистий із частими капролітами, пухкий, важкосуглинистий, із невеликою кількістю прожилок легкорозчинних солей по ходах коренів. Перехід поступовий.

Ph, gl 78–100/12 см. Алювій: сірий із буруватим відтінком, слабогумусований, строкатий від темно-сірих затіків. Горіхуватий, глинистий із сизими плямами і глянцем на гранях окреможестей. Устояний рівень підґрунтових вод 100 см. Слабо скипає з поверхні, бурхливо — з глибини 80 см.

Значні, а у V-подібних долинах малих річок основні площі лучноземів зернистих належать до алювіально-делювіальних і делювіальних синлітогенних груп ґрунтів. Характерними ознаками для них є слабо виражене оглеювання, менш виразне соленакопичення, “чорноземоподібний” профіль з грудкуватим темно-сірим гумусовим горизонтом. За потужністю вони досить різноманітні, хоча переважають глибокі види. Окремими ареалами на конусах виносу навпроти ярків і улоговин, а також смугами на розлогих схилах долин розповсюджені малопотужні лучноземи зернисті на делювіальних відкладах.

Уявлення про морфологію лучноземів зернистих на алювіально-делювіальних і делювіальних відкладах дають описи розрізу 16, закладеного на розлозі делювіальному шлейфі, що прилягає до корінного берега в долині р. Когильник (м. Татарбунари), і 1Х, викопаного на похилій високій притерасній частині долини Хаджидера (село Миколаївка Новоросійська).

Розріз 16: лучноземи зернисті типові малогумусні потужні важкосуглинисті на алювіально-делювіальних відкладах.

НУ 0–60 см. Темногумусово-акумулятивний. З поверхні люцернова повсть і густо переплетений корінням дрібнозем. Темно-сірий, важкосуглинковий, зернисто-дрібнобриластий, слабоущільнений. Перехід поступовий.

Нр 60–90/32 см. Гумусовий перехідний. Темно-сірий з буруватим відтінком, важкосуглинковий, грудкувато-стовбчасто-подібний, ущільнений. Перехід ясний.

Ph,k,gl~ 92–125 см. Алювій з гумусовими затіками. Бурувато-сірий з темно-сірими плямами, важкосуглинковий, дрібнобриласто-стовбчасто-подібний, ущільнений. Рідко в ґрунтовій масі — дрібні круглі стяжіння вуглекислого вапна і прожилки гідроокислів заліза. Перехід ясний.

Pk,gl~ 125–150/25 см. Алювій: палево-бурий до жовтого, із сизо-вохристими і брудно-білими плямами, глеюватий, важкосуглинистий, призматичний, дуже щільний; на поверхні окремоостей багато прожилок і плям гідроокислів заліза. Рясні стяжіння вуглекислого вапна, кількість яких збільшується вниз по профілю.

Закипає дуже слабо з поверхні і бурхливо з глибини 95 см.

Розріз 1Х: лучноземи зернисті типові середньопотужні важкосуглинкові на алювіально-делювіальних відкладах.

НУ 0–40 см. Темногумусово-акумулятивний. Темно-сірий, важкосуглинковий, грудкувато-горіхувато-бриластий, ущільнений. Перехід в цьому і в нижніх горизонтах поступовий.

Нр 40–57/17 см. Гумусовий перехідний. Темно-сірий з буруватим відтінком, важкосуглинковий з попередньою структурою, щільний.

Ph,gl~ 57–88 см. Алювій: бурувато-сірий із темно-сірими затіками, важкосуглинковий, горіхувато-бриластий, щільний. Нижче буруватий з розмитою білозіркою, щільний, важкосуглинковий, призматичний, з іржавими прожилками.

У заплавах середніх річок типовими є окультурені (розорані) слабо- і середньосолончакуваті глеюваті підтипи лучноземів зернистих.

Розріз 10В, що був закладений 17.06.2000 року на ріллі (розоране, але не засіяне поле) в центральній заплаві річки Великий Куяльник у кілометрі на північ від с. Адамівка, характеризує лучноземи зернисті глеюваті солончакуваті потужні важкосуглинисті.

HU орн. 0–16 см. Темногумусово-акумулятивний. Сухий, темно-сірий, важкосуглинковий, середньо-дрібногрудкуватий, розсипчастий. Перехід ясний.

HU(gl) 16–34 см. Темногумусово-акумулятивний. Вологий, темно-сірий, важкосуглинковий, грудкувато-зернистий (зерна чорні, щільні, багато капролітів), слабоущільнений; поверхня окремоостей із слабким сизуватим глянцем. Перехід поступовий.

HUgl 34–63 см. Темногумусово-акумулятивний. Вологий, чорний, зернистий, важкосуглинковий, слабоущільнений. Грані окремоостей із сизуватим глянцем. Перехід ясний.

Hr,s,gl 63–91 см. Гумусовий перехідний. Вологий, темно-сірий із бурим відтінком, важкосуглинковий, зернисто-грудкуватий, слабо-щільний, із сизуватими плямами і глянсовими гранями, поодинокі іржаві плями і значна кількість прожилок легкорозчинних солей. Перехід поступовий.

Ph,s,gl~~ 91–125 см. Алювій з гумусовими затіками. Сірувато-бурий із сизими плямами і вохристими прожилками, важкосуглинковий, слабоущільнений, з меншою кількістю прожилок солей. Перехід поступовий

Ps,gl~~ 125–140 см. Оглеєний жовтувато-бурий із сизувато-іржавими плямами важкосуглинковий алювій з грудкувато-стовбчастою структурою, слабоущільнений з рідкими прожилками солей.

У центральних областях заплав середніх річок розповсюджені здебільшого сильносолончакуваті і солончакові роди лучноземів зернистих глеюватих. Типовим є розріз 3, закладений на злаковому лузі (вівсюг (*avena fatua* L.) 90%, а також житняк, ромашка польова, полин) центральної заплави Когильника навпроти міста Татарбунари.

HU/s 0–46 см. Темногумусово-акумулятивний. Темно-сірий до чорного, грудкуватий, важкосуглинистий, слабоущільнений із поверхні і щільний у нижній частині. Слабо скипає з поверхні, одиничні прожилки легкорозчинних солей. Перехід поступовий за розподілом солей.

Hr,s 46–70/24 см. Гумусовий перехідний. Темно-сірий із бурим відтінком, грудкувато-зернистий із малою кількістю капролітів, пухкий, важкосуглинистий, із рясними прожилками легкорозчинних солей по кореневих ходах і тріщинках. Перехід ясний за розподілом солей.

Нр: S, gl 70–105/25 см. Гумусовий перехідний: бурувато-сірого кольору з сизуватим відтінком і рясними новоутвореннями (прожилки, краплення) легкорозчинних солей. Крупногоріхуватий, важкосуглинистий із поступовим переходом.

P(h) s, gl ~ 105–150/50 см. Алювій: жовтувато-сірий (внизу сірувато-зеленуватий) із видовженими плямами більш гумусованої породи. Грудкуватий, важкосуглинистий, пухкий із рідкими прожилками солей. Перехід поступовий.

Рівень підґрунтових вод на початку літа 130–160 см, а восени 185–220 см

Слабо скипає з поверхні, бурхливо — з глибини 70 см.

Отже, морфологічні ознаки в лучноземах зернистих на алювіальних і алювіально-делювіальних відкладах відображають, насамперед, водно-сольовий режим, особливості алювіального і делювіального процесу в минулому і в даний час. Більш важкі ґрунти можуть мати ознаки злитості, а пульсуюче соленакопичення у високосолончакуватих родах, яке сприяє осолонцюванню ґрунтів, може проявлятися у фізичних ознаках сучасної або реліктової солонцюватості. Рівень і мінералізація підґрунтових вод визначають не тільки особливості соленакопичення, а й процеси гумусоутворення і, звичайно, будову ґрунтів. Вони ж визначають і особливості глейового процесу в сульфатно-засолених ґрунтах. Освоєння, у першу чергу оранка, істотно змінює структуру верхньої частини профілю.

Мікроморфологічні ознаки також чітко віддзеркалюють особливості накладення злитості, солонцюватості, засоленості і глеюватості на основні біогенно-акумулятивні процеси в лучноземах зернистих. Їх верхні “чорноземоподібні” горизонти мають зернисту або грудкувату структуру із значною часткою біогенних агрегатів, що характеризується високою пористістю, механічною міцністю і водотривкістю. Співвідношення безструктурного і губчастого матеріалу в різних горизонтах і в різноманітних за накладеними ознаками ґрунтах є основним мікроморфологічним показником переходу чорноземного лику ґрунтів до вигляду лучних, лучних засолених злитоморфних ґрунтів.

Наведемо мікро- і субмікроморфологічну характеристику лучноземів зернистих глеюватих важкосуглинистих (солончакуватих — розріз 3, солончакових — розріз 28А, солончакуватих зрошуваних — розріз 28).

Розріз 3

HU (5–10 см). Сірувато-бурий з окремими більш темнішими - агрегатами, піщано-пилувато-плазмовий, губчастої пухкої мікробудови з агрегатами, розміром 1–7 мм. Багаточисельні внутрішньо- і міжагрегатні пори — тріщини і біопори. Гумус темно-бурий, тонкодисперсний і у вигляді пухких і щільних згустків. Рідко наявні напіврозкладені рослинні рештки, багато обвуглених часток. Скелет кварцовий, розміром 0,01–0,3 мм, є польові шпати, халцедон, уламки вапняку.

HUs (50–55 см). Сірий, компактно-губчастий. Гумус бурий дисперсний, багато вуглеподібних решток. Пори внутрішньоагрегатні у вигляді камер і тріщин, міжагрегатна шпаруватість незначна у вигляді тріщин і складних камер.

Розріз 28А

HUs (0–5 см). Контрастний: окремі кутасті агрегати темно-бурі до чорного, інші — сірі, піщано-пилувато-плазмовий, фрагментарної щільної мікробудови з відокремленими простими, розміром 1–4 мм, агрегатами. Внутрішньоагрегатні шпари нечасті, міжагрегатна шпаруватість — біля 60%. Гумус, що нерівномірно просочує плазму, тонкодисперсний і рухомий. Дуже багато обвуглених часток, які окремими скупченнями надають основі тьмяного кольору. Окремі розпливчасті червоно-бурі рослинні рештки, що просочуються залізом.

РЕМ: 100–1000X. Компактний, з виразною рухомістю глини, яка хвилястими покривами згладжує поверхню окремоостей, закриває шпари і повиває новоутворення солей. Останні представлені тільки веретеноподібним гіпсом, який або устеляє стінки шпар, або у вигляді поодиноких кристалів упроваджений в основу ґрунтів.

Розріз 28

HU (10–15 см). Сірувато-бурий, піщано-пилувато-плазмовий, губчасто-компактної мікробудови. Переважають міжагрегатні пори — тріщини і біопори. Гумус темно-бурий, тонкодисперсний і у вигляді пухких і щільних згустків, виразно рухомий, локалізований в основному в окремих зонах. Рідко наявні напіврозкладені рослинні рештки, багато обвуглених решток. Скелет складається із кварцу.

HU (60–65 см). Губчасто-компактний із макроагрегатами (3–10 мм), складеними кутастими простими блоками розтріскування (0,2–4 мм) і зрідка агрегатами біогенного походження. Плазма темно-сіро-бурого кольору, просочена темно-бурым пластівчастим гумусом, що включає бурі коломорфні згустки, бурувато-чорні гумони, а також кутасті вуглефіковані рослинні рештки. Гумус слабо локалізований по окремих мікрозонах, відзначені одиничні натьки полиніту.

Внутрішньоагрегатні пори у вигляді камер і тріщин, міжагрегатна пористість дірчаста (3–10 мм), з'єднана міжагрегатними порами-тріщинами.

РЕМ: 100–1000X. Структурований, губчасто-пористий із слабкими ознаками упорядкування і переміщення глини по окремих агрегатах.

Ph gl 78–120 см. Зверху пилювато-плазмовий, чітко мікрональний через чергування зон, збагачених і збіднених гумусом. Щільний, структура з ізольованими випукло-кутастими порами. Гумус дисперсний, рухомий, локалізований здебільшого вздовж шпар, мало бурих згусткоподібних форм, зустрічаються вугільні частки, рідко органо-залізо-глинисті конкреції. Локально мікрозернистий кальцит.

Внизу світлий, сіро-бурий, пилювато-плазмовий, фрагментарно-компактний, неструктурований. Окремості прості, кругло-кутастої форми, розміром від 0,1 до 15 мм (переважають 7–15 мм). Круглі пори, розміром 0,1–0,7 мм, з ознаками заповнення легкорозчинними солями. Гумус дисперсний, бурий, чітко локалізований уздовж шпар. Згусткоподібний гумус більш пухкий, просочує плазму локально. Зустрічаються вуглефіковані рослинні рештки. Присутні скупчення кристалів лінзоподібного гіпсу, розміром до 1–2 мм; локально дрібнозернистий кальцит.

Максимальна деградація мікробудови виражається в утворенні простих випукло-кутастих агрегатів із невеликою шпаруватістю у вигляді внутрішніх тріщинок, локалізації гумусового матеріалу як по окремих агрегатах, так і по окремих зонах основи ґрунтів, набутті рухомості гумусо-глинистої плазми і “запливанні” ґрунтової маси (рис. 6.7).

Растрова електронна мікроскопія лучноземів зернистих незасолених і несолонцюватих показала, що їхня ґрунтова маса має компактну агрегаційну будову із в основному добре оформлених пористих агрегатів, розміром від 0,05 до 1 мм. Вони складені сортованими середньозгладженими скелетними в основному зернами кварцу, що межуються випукло-кутастими гумусо-глинистими агрегатами. Глинисто-гумусова плазма покриває окремі великі мінеральні зерна, згладжуючи “мікрорельєф” поверхні агрегатів, а також перетинками з'єднує сусідні агрегати, створюючи складні губчасті зони. Шпари при такій мікробудові представлені невеличкими розгалуженими порами-тріщинами, що розділяють мікроагрегати, і внутрішньоагрегатними пустотами між скелетно-глинистими складовими основи. Всі вони переважно із жорсткуватими стінками, і тільки посилення

солонцюватості і засоленості супроводжується їхнім згладжуванням тонкодисперсним матеріалом.

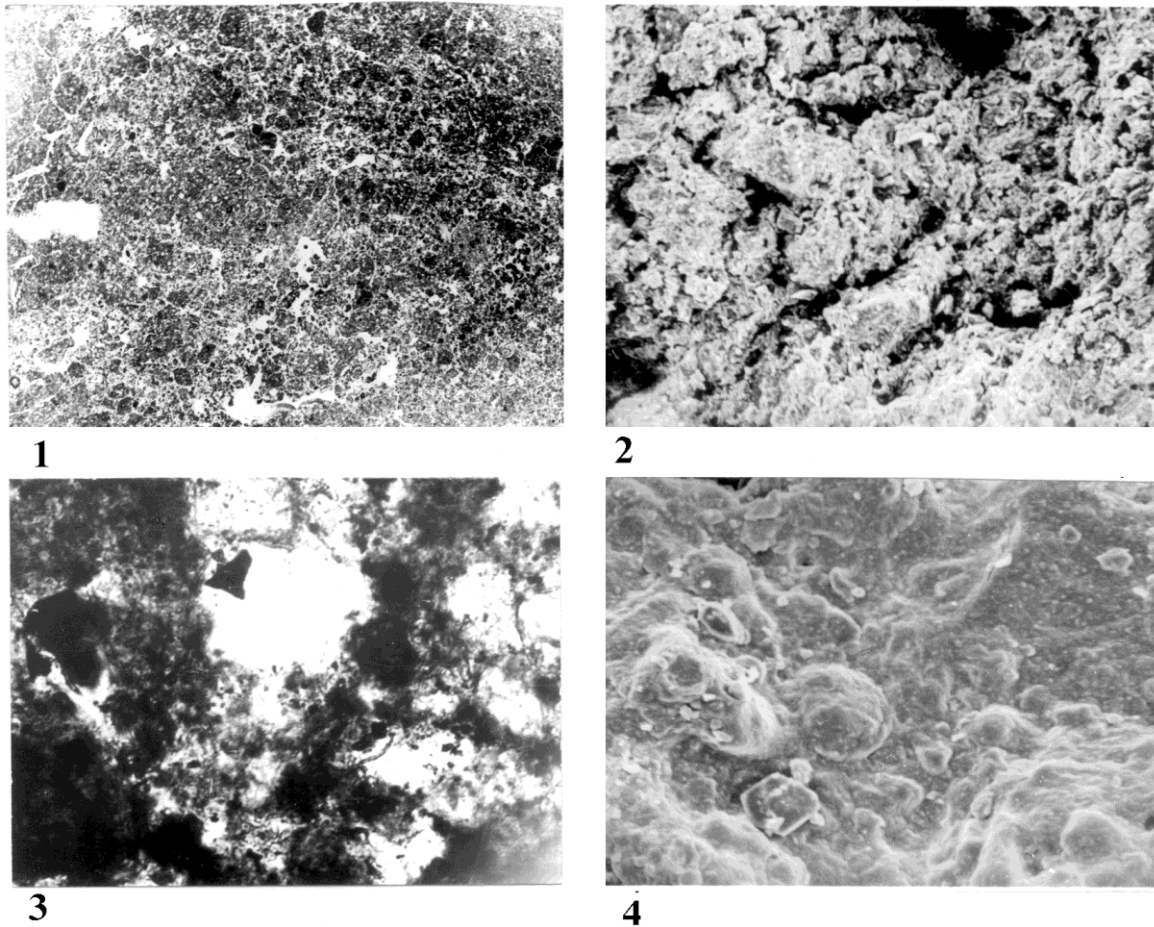


Рис. 6.7. Мікробудова лучноземів алювіальних зернистих: 1 — структурність гумусового горизонту солончакуватих ґрунтів з локалізацією гумусу по окремих агрегатах і зонах основи (світлінограма, 2X); 2 — компактна агрегаційна будова незасоленого горизонту (РЕМ 100X); 3 — згустковий і пластівчастий гумус (нік. II, 400X); 4 — кутани ілювіювання на поверхні агрегатів засоленого горизонту (РЕМ 300X)

Спільною рисою мікроморфології засолених зернистих ґрунтів є наявність блокових структурних окремоностей, складених слабоструктурованим або неструктурованим матеріалом і розділених між собою порами-тріщинами і каналоподібними шпарами. Подібну будову мають практично усі (засолені і незасолені) нижні горизонти зернистих ґрунтів. Це, ймовірно, пов'язане, як і в лучних ґрунтах

лісостепу [225, 227], із процесами запливання ґрунтової маси і наступним їх розтріскуванням при почерговому зволоженні і висушуванні. Солонцюватість і засоленість досліджуваних ґрунтів, які сприяють диспергації ґрунтової маси (табл. 6.8), істотно посилюють формування “простої” мікробудови.

Таблиця 6.8

Агрегатний склад лучноземів зернистих глеюватих слабосолонцюватих середньосолончакових середньогумусних потужних середньосуглинистих (р. Малий Куяльник, с. Цибулівка [186])

| Глибина, см | Вид просіювання | Розмір фракцій, мм | | | | | | | | |
|-------------|-----------------|--------------------|------|-----|------|------|------|-------|----------|-------|
| | | >10 | 10-7 | 7-5 | 5-3 | 3-2 | 2-1 | 1-0.5 | 0.5-0.25 | <0.25 |
| 0-10 | сухе | 38.5 | 8.2 | 8.4 | 11.9 | 11.2 | 9.3 | 3.6 | 3.3 | 5.6 |
| | мокре | 0 | 0 | 0 | 2.1 | 2.5 | 27.6 | 3.8 | 9.0 | 55.0 |
| 40-50 | сухе | 55.4 | 5.2 | 5.6 | 10.7 | 8.8 | 10.6 | 1.8 | 1.1 | 0.8 |
| | мокре | 0 | 0 | 0 | 0.4 | 2.4 | 44.0 | 4.0 | 8.4 | 40.8 |

Засолені горизонти характеризуються виразними формами зміни текстури й будови, особливо на зовнішніх поверхнях агрегатів. Тут спостерігається “затягування” глиною шпар; агрегати і навіть окремі сольові новоутворення (поодинокі кристали та їхні агрегати) покриті і склеєні щільними лакоподібними глинистими покривами — кутанами ілювіювання. Це створює компакту мікробудову з консервацією внутрішньоагрегатної маси, у тому числі й солей.

За мікроморфологією гумусу лучноземи зернисті “стоять” ближче усього до зональних. Тут, так само як і в чорноземах [206, 277], виявляються темноколірні частинки — гумони, але з пластівчастими навколо них “хмарами”, і колоїдно-дисперсний гумус, що просочує рівномірно глинисту основу. Проте, на відміну від плакорних ґрунтів, у досліджуваних значна частка напливного (з країв окремостей) тонкодисперсного гумусу і, що особливо примітно, велика кількість органічної речовини зосереджена у вуглефікованих рештках. Останні виявляються у більш значних кількостях у нижніх горизонтах і в більш засолених ґрунтах, що свідчить про зв’язок перезволоження і засолення з процесами вуглефікації рослинних решток.

Таким чином, лучноземи зернисті на алювіальних і алювіально-делювіальних відкладах мають такі основні відмінності за морфологічними ознаками:

1) зрілий, потужний “чорноземоподібний” профіль, що може відображати процеси засолення, осолонцювання й олучнення у вигляді сольових акумуляцій і деградації структури;

2) компактно агрегаційне мікророзложення, що деградує в сторону формування мікроструктури розтріскування зі спрощенням мікробудови при посиленні солонцюватості, засоленості і злитості;

3) наділені найбільш скоагульованим, подібним до “зонального”, гумусом, що посилює дисперсність і рухомість слідом за посиленням солонцюватості і засоленості ґрунтів.

Мінералогія і гранулометричний склад лучноземів зернистих в значній мірі визначаються особливостями відкладення алювію на різних елементах заплави і, звичайно, впливом ґрунтоутворюючого процесу. Є ґрунти з більшою або меншою гранулометричною диференціацією, але в основному поширені практично недиференційовані профілі (рис. 6.8, 6.9).

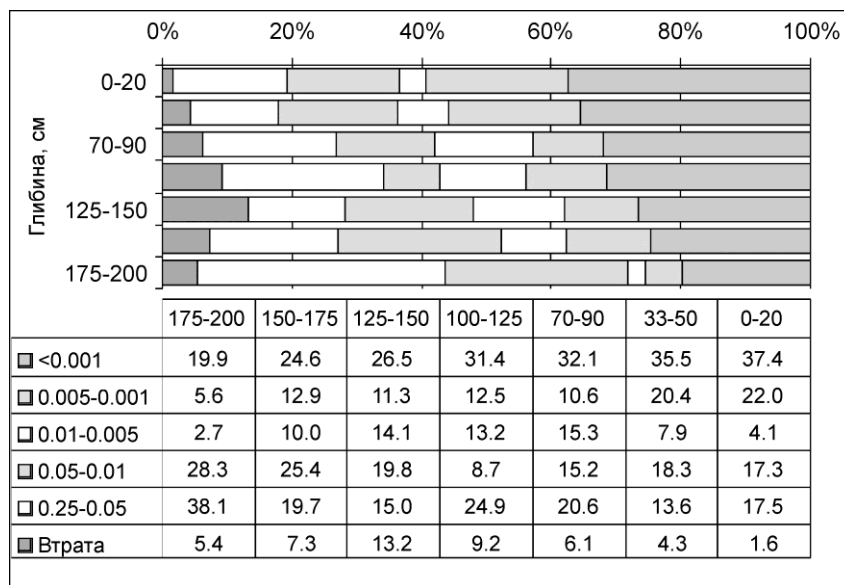


Рис. 6.8. Гранулометричний склад лучноземів зернистих глеюватих солончакуватих (ключ-ділянка 28 в заплаві пониззя р. Когильник)

Звичайним явищем для лучноземів в низькій заплаві середніх річок є підстилання їх суглинкової товщі супіщаними і мулувато-піщаними давньоалювіальними породами, що, наприклад в пониззі р. Когильник, простежуються на глибині 175–225 см. Ґрунти на делювіальних шлейфах схилів корінного берега мають значно більшу потужність суглинного шару; в заплавах малих річок також розповсюджені надпотужні суглинністі слабосаруваті відклади.

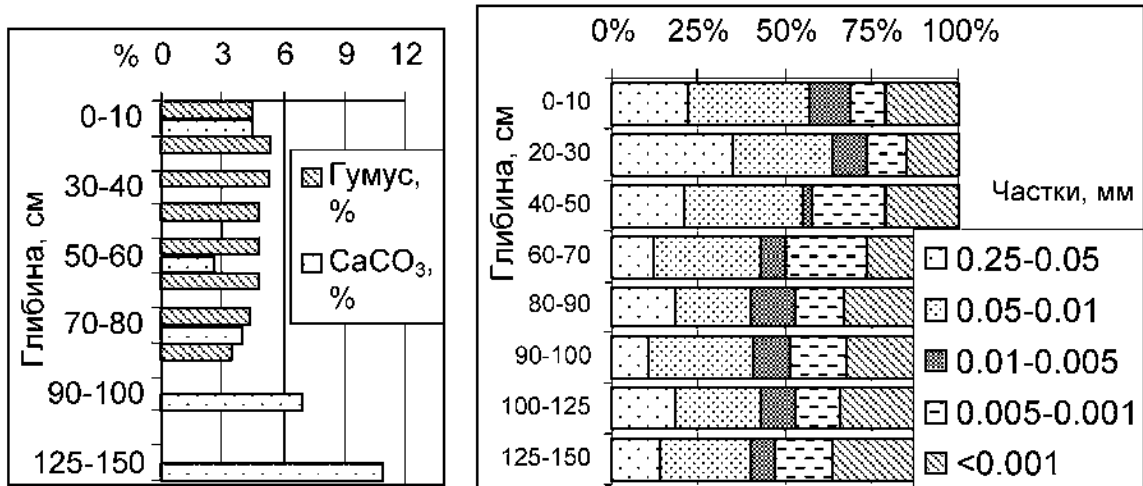


Рис. 6.9. Гранулометричний склад, вміст гумусу і вуглекислого вапна у лучноземах зернистих глеюватих слабосолонцюватих середньосолончакових середньогумусних потужних середньосуглинистих (р. Малий Куяльник, с.Цибулівка [186])

Для всіх лучноземів характерне різке перевищення в грубозернистій частині основи ґрунтів кварцу над іншими первинними мінералами; друге місце займають польові шпати, менше поширені халцедон, уламки карбонатних порід, біогенний кремнезем.

У глинистому матеріалі ґрунтів переважають складні неупорядковані змішаношаруваті утворення з лабільними кристалічними решітками, а також гідрослюди, що представлені діоктаедричними різновидами. У меншій кількості виявляється каолінит і досить мало хлориту. Загалом у мулистій фракції ґрунтів значне місце посідає дрібнодисперсний кварц (див. рис. 6.2).

Водно-сольовий режим

Особливістю водного режиму лучноземів зернистих є його періодичність: зимово-весняний промивний сполучається з літнім транспіраційно-випарним. Режим вологості ґрунтів, що визначається погодними умовами, також у цілому складається циклічно з періоду підвищеного зволоження (пізня осінь — зима — рання весна) всієї зони аерації і періоду (літо — рання осінь) висихання верхньої частини профілю, коли капілярний підтік менший за фізичний випар. Підняття підґрунтових вод у зимово-весняний період, а також підвищене зволоження при мінімальній витраті води на випаровування сприяють змиканню вологи, що просочується, із капілярно-підпертою водою. Дані визначення вологості ґрунтів свідчать про те, що в цей час значна частина профілю зволожена до величин найменшої вологоємкості і

вище (рис. 6.10). Це сприяє активному промиванню ґрунтового профілю гравітаційною водою й істотному зниженню кількості солей у ґрунтах. Опускання капілярної кайми слідом за ґрунтовими водами в літню пору призводить до висихання спочатку поверхневих горизонтів, а з другої половини літа — більшої частини профілю ґрунтів. Вологість зони висихання коливається в межах 15–25%, що відповідає діапазону вологості в'янення — найменшій вологоємкості. Безпосередньо у верхніх горизонтах вона може опускатися нижче за вологість в'янення, створюючи окремі тимчасові зони мінімальної вологості.

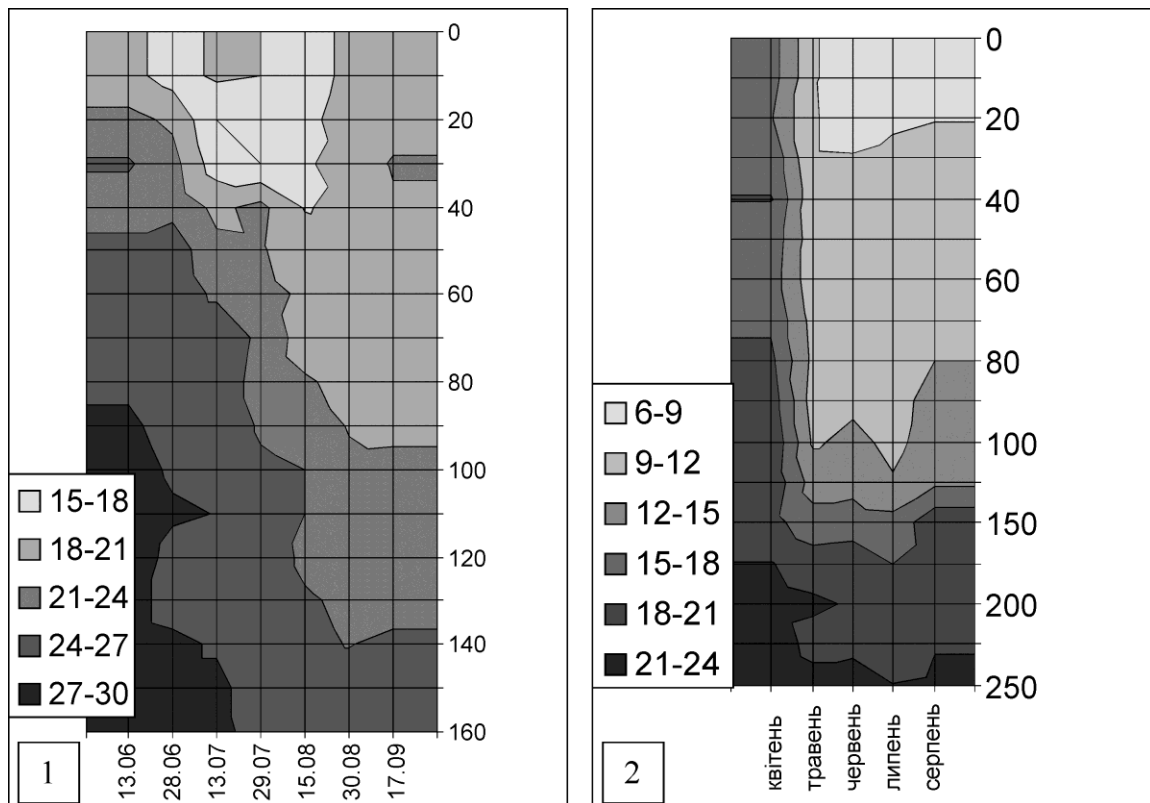


Рис. 6.10. Динаміка вологості (значення у вагових %) в лучноземах зернистих (1) та ясногумусових (2) заплави пониззя р. Когильник: 1 — ключ-ділянка 3: лучноземи зернисті глеюваті сильносолончакуваті середньогумусні потужні важкосуглинисті; 2 — ключ-ділянка Д1: лучноземи ясногумусові глеюваті солончакуваті потужні середньосуглинисті

Сольовий режим лучноземів зернистих, що формується почерговим впливом висхідних і низхідних рухів води, також має пульсаційний характер. Повсюдно в динаміці солевмісту спостерігається два періоди: період часткового сезонного розсолення (листопад–березень) і період

відновного засолення (квітень–вересень). Співвідношення між основними складовими сольового балансу, що визначаються зовнішніми чинниками — рівнем підґрунтових вод, рельєфом і ін., призводить до формування великої розмаїтості типів сольових профілів.

Слід зазначити, що практично усі сольові профілі в природних умовах мають достатньо стійкий у багаторічному циклі вигляд. Враховувати їхню форму для віднесення до трьох типів сольових балансів — балансу прогресивного засолення, стабільного і балансу розсолення (за В.А. Ковдою [94]), — як це зазвичай робиться, буде не зовсім правомірно. Досліджувані ґрунти з виражено прогресивно-аккумулятивним і відмінним від них регресивно-аккумулятивним типом сольових профілів мали у переважній більшості урівноважений баланс легкокорозчинних солей за умови незмінності чинників ґрунтоутворення. Тільки при зрошенні й осушенні заплавлених земель мали місце вторинне засолення ґрунтів (накопичувальний тип сольового балансу) і стійке їхнє розсолення. У зв'язку з цим можна запропонувати таку схему класифікації типів соленакопичення (табл. 6.9).

Таблиця 6.9

**Класифікація типів балансу солей і характеру соленакопичення
в заплавлених ґрунтах**

| Тип балансу солей у багаторічному циклі | Різновид за характером сезонної акумуляції солей | Тип сольових профілів |
|---|--|---|
| 1. Урівноважений 2. Накопичувальний а) зворотний; б) незворотний 3. Від'ємний | 1. Слабопульсуючий 2. Сильноппульсуючий | 1. Недиференційований 2. Елювіально - аккумулятивний 3. Ілювіально - аккумулятивний |

У сезонному циклі повсюдно відзначається пульсація солевмісту; розходження можуть бути тільки в інтенсивності накопичення і відмивання легкокорозчинних з'єднань. Зазвичай високосолончакуваті ґрунти мають найбільшу по сезонах різницю в кількості солей, а в глибокосолончакуватих від весни до осені їхнє нагромадження незначне. Сильно- і слабопульсуючий характер сезонної акумуляції солей у такому випадку розрізняється нами за тим, змінюється чи не змінюється по сезонах ступінь засолення ґрунтів у горизонтах сольових акумуляцій.

Лучноземи зернисті можуть також мати сольові профілі без значних максимумів — недиференційовані. Накопичення солей за цим типом

вірогідніше відбувається за межами півтораметрової товщі ґрунтів, і лише на глибині 150–250 см можуть бути “піки” вмісту солей.

Пересічним явищем є елювіально-акумулятивні й ілювіально-акумулятивні профілі із сольовими максимумами в підгумусовому горизонті (2-й тип) і в гумусовому (3-й тип) шарі. Останній тип має найбільше поширення в заплавах малих і середніх річок (рис. 6.11).

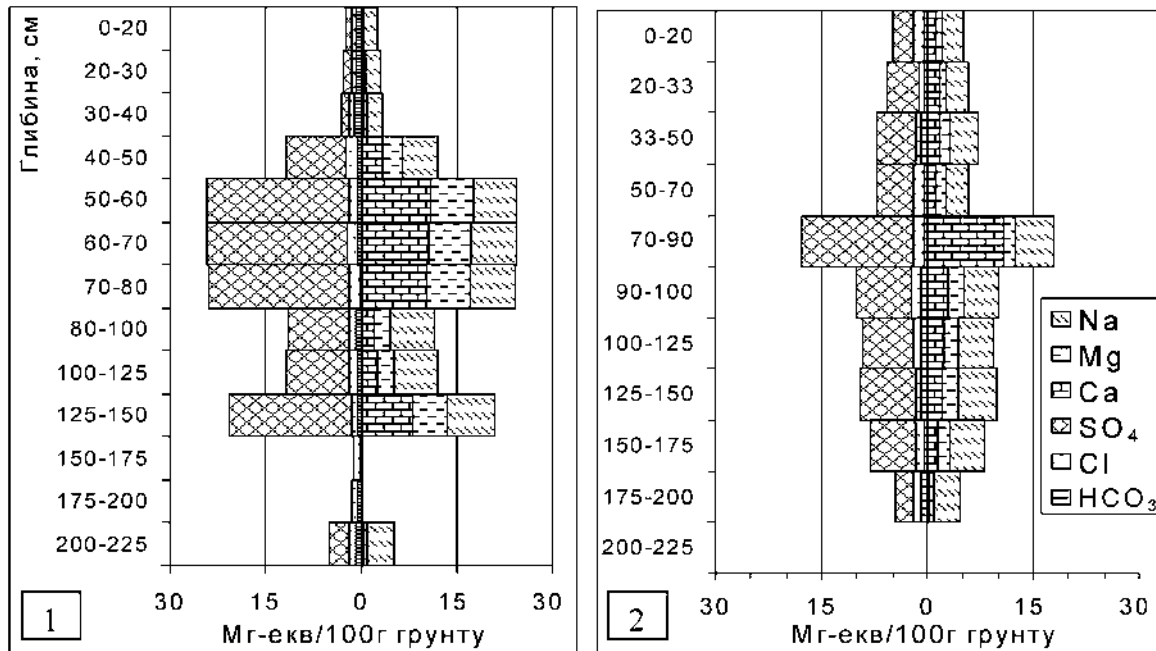


Рис. 6.11. Сольові профілі лучноземів зернистих: 1 — глеюватих солончакуватих потужних важкосуглинистих (ключ-ділянка 3 у заплаві пониззя р. Когильник); 2 — глеюватих солончакових важкосуглинистих зрошуваних (ключ-ділянка 28 у заплаві річок Кагач і Когильник, м. Татарбунари)

У потужних ґрунтах на глибині 40–120 см виявляється один або декілька сольових максимумів. Інші максимуми, точніше максимуми другого порядку, є переважно складовими частинами одного основного. З поверхні цих ґрунтів міститься не більше 0,2–0,3 % легкорозчинних солей. При високо ілювіально-акумулятивних профілях у складі солей перших засолених горизонтів часто підвищена (до 40 % від суми) частка хлоридів. Таке явище спостерігається при високих (1,6–2,3 м) рівнях підґрунтових вод і при їх значній (10–20 г/л) мінералізації. Середнє або низьке “стояння” сольових акумуляцій у гумусовому шарі забезпечує стандартний сольовий склад, коли сукупна кількість солей і співвідношення окремих іонів взаємозалежні і підпорядковуються вищеописаній схемі (див. рис. 4.4). У

досліджуваних ґрунтах у горизонтах сольових акумуляцій переважали Na_2SO_4 — 30–50%; CaSO_4 — 20–50%; MgSO_4 — 15–20 %; MgCl_2 — 3–8 % від суми солей.

Хімічні і фізико-хімічні властивості

Показники гумусного стану лучноземів зернистих найбільшою мірою наближаються до таких у зональних чорноземах (табл. 6.10).

Гумус чорноземів вивчений достатньо повно. Крім того, для чорноземів південних північно-західного Причорномор'я встановлені тенденції зміни складу і вмісту гумусу при їх сільськогосподарському використанні, в тому числі при зрошенні [206]. Показники ж незрошуваних чорноземів південних досліджуваної зони такі: вміст гумусу в орному шарі ґрунтів теплої фації менше 3%, а помірної — 3,2–3,7%; відношення C/N у гумусовій частині профілю змінюється в межах 8–11 і характеризується середньою збагаченістю гумусу азотом; фракційний склад гумусу показує його типово чорноземний вид — група гумінових кислот істотно переважає над групою фульвокислот, а в групі гумінових кислот різко домінує фракція, що зв'язана з кальцієм [206].

У своїй більшості лучноземи зернисті в межах південного степу належать до мало-, середньогумусних. Вміст гумусу в акумулятивному горизонті звичайно коливається в діапазоні 3–4%, а деякі — цілинні різновиди, глеюваті, але незасолені — в поверхневих прошарках містять його 4–6%. Характерною рисою профілю лучноземів алювіальних зернистих є рівномірний, недиференційований на велику глибину (80–120 см) тип розподілу гумусу. Цією особливістю вони відрізняються від чорноземів з їх переважно прогресивно-акумулятивним гумусовим профілем. З цієї причини за запасами гумусу, що коливаються в середньопотужних видах зернистих лучноземів у межах 420 — 450 т/ га, вони істотно перевершують чорноземи південні з його запасами 210,5–294,8 т/ га [72, 206, 207].

Вивчення фракційно-групового складу гумусу в лучноземах зернистих показало його чорноземоподібну природу; у ґрунтах гумінові кислоти домінують над фульвокислотами (Сгк/ Сфк 1,2–2,4), а серед гумінових кислот також переважає фракція, що зв'язана з кальцієм.

У той же час гумус лучноземів у більшій мірі збагачений азотом. Відношення C/N у верхній частині профілю коливається в межах 6–9, а глибокі горизонти можуть характеризуватися дуже високим ступенем збагачення гумусу азотом — $\text{C/N} < 5$. Для заплавлених зернистих ґрунтів

примітна повторюваність незначного збіднення азотом середніх горизонтів гумусового профілю ґрунтів (табл. 6.11).

Таблиця 6.10

Склад гумусу лучноземів зернистих

| Глибина, см | Вміст і склад гумусу (вуглець, % від загального С гумусу) | | | | | | | | Валовий N | C/N |
|--|---|------|------|-----------|---------|--------------------------|------|-----------------------|-----------|-----|
| | С орг, % до ґрунту | Сгк | Сфк | С залишку | Сгк/Сфк | Фракції гумінових кислот | | Сгк Са, % від суми ГК | | |
| | | | | | | I | II | | | |
| Лучноземи зернисті глеюваті сильносолончакуваті потужні важкосуглинисті (ключ-ділянка 3 у заплаві пониззя р. Когильник) | | | | | | | | | | |
| 0-20 | 1,485 | 28,4 | 13,3 | 58,4 | 2,14 | 7,7 | 20,6 | 73 | 0,169 | 8,8 |
| 20-30 | 1,305 | 26,0 | 13,8 | 60,3 | 1,89 | 8,0 | 18,0 | 69 | Не визн. | - |
| 30-40 | 1,305 | 27,3 | 12,4 | 60,3 | 2,20 | 8,4 | 18,9 | 69 | 0,135 | 9,7 |
| 40-50 | 0,847 | 23,2 | 15,2 | 61,6 | 1,53 | 3,5 | 19,7 | 85 | 0,122 | 6,9 |
| 50-60 | 0,754 | 13,2 | 13,9 | 72,8 | 0,95 | 3,9 | 9,4 | 71 | 0,140 | 5,4 |
| Лучноземи зернисті глеюваті слабосолончакові важкосуглинисті зрошувані (ключ-ділянка 28 у заплаві р. Фонтанка, м. Татарбунари) | | | | | | | | | | |
| 0-20 | 1,352 | 27,9 | 23,4 | 48,7 | 1,19 | 7,7 | 20,2 | 72 | 0,240 | 5,6 |
| 20-33 | 1,462 | 27,6 | 21,9 | 50,6 | 1,26 | 7,1 | 20,4 | 74 | - | - |
| 33-50 | 1,352 | 26,5 | 19,8 | 53,7 | 1,34 | 5,8 | 20,7 | 78 | 0,159 | 8,5 |
| 50-70 | 1,531 | 15,8 | 15,5 | 68,7 | 1,02 | 3,7 | 12,0 | 76 | 0,200 | 7,7 |
| Лучноземи зернисті глеюваті слабосолончакуваті середньопотужні важкосуглинисті (ключ-ділянка 3 у заплаві р. Барабой) | | | | | | | | | | |
| 0-10 | 2,230 | 31,9 | 13,0 | 55,1 | 2,45 | <i>Не визначалося</i> | | | | |
| 20-30 | 1,990 | 32,1 | 14,7 | 53,3 | 2,19 | | | | | |
| 30-45 | 1,190 | 26,7 | 11,2 | 62,1 | 2,38 | | | | | |
| 45-60 | 0,680 | 26,6 | 13,1 | 60,3 | 2,03 | | | | | |

Лучноземи також характеризуються середнім ступенем гуміфікації, що відрізняє їх від інших заплавних ґрунтів, і граничним (між середнім і високим) рівнем вмісту гідролізованого залишку.

Відмінною рисою лучноземів, як уже відзначалося, є наявність підвищеної кількості вуглефікованих рослинних решток, особливо в нижній частині гумусового горизонту, і підвищена рухомість гумусових речовин у глеюватих підтипах і солонцювато-солончакуватих родах ґрунтів.

Таблиця 6.11

Агрохімічна характеристика лучноземів алювіальних зернистих

| Глибина, см | Гумус, % | Валовий азот, % | C/N | Легкогідролізований азот, мг/100 г ґрунту | Рухомі форми елементів живлення, мг/100 г ґрунту | |
|---|-------------|--------------------|------|--|--|------------------|
| | | | | | P ₂ O ₅ | K ₂ O |
| * Лучноземи зернисті глеюваті слабосолончакові малогумусні важко-суглинисті зрошувані (ключ-ділянка 28 у заплаві р. Фонтанка, м. Татарбунари) | | | | | | |
| 0-15 | 3,26 | 0,246 | 7,7 | 6,95 | 12,13 | 31,88 |
| 15-30 | 3,47 | 0,263 | 7,6 | 6,81 | 12,25 | 30,64 |
| 30-45 | 2,23 | 0,183 | 7,0 | 7,52 | 6,48 | 26,86 |
| 45-60 | 2,71 | 0,155 | 10,1 | 5,37 | 3,21 | 24,86 |
| 60-80 | 2,54 | 0,147 | 10,0 | 4,65 | 2,78 | 24,91 |
| 80-100 | 2,28 | 0,125 | 10,6 | 4,22 | 1,95 | 24,96 |
| 100-120 | 1,74 | 0,105 | 9,6 | 4,08 | 1,51 | 24,96 |
| 120-140 | 0,94 | 0,112 | 4,8 | 4,52 | 1,25 | 25,01 |
| 140-160 | | | | 3,51 | | |
| * * Лучноземи зернисті глеюваті солончакуваті малогумусні важкосуглинисті (розріз ПЗ у заплаві пониззя р. Когильник) | | | | | | |
| 0-20 | 2,25 | Не визначалося | | 5,32 | 2,35 | 52,00 |
| 20-40 | 2,47 | | | 5,88 | 4,60 | 54,00 |
| * Лучноземи зернисті глеюваті солончакуваті малогумусні важкосуглинисті (розріз ПЗ у заплаві пониззя р. Когильник) | | | | | | |
| 0-20 | 2,23 | Не визначалося | | 4,34 | 20,30 | 24,50 |
| 20-40 | 2,14 | | | 3,64 | 13,00 | 15,00 |
| Лучноземи зернисті глеюваті слабосолончакуваті малогумусні важкосуглинисті (розріз 7 у заплаві пониззя р. Когильник) | | | | | | |
| 0-10 | 3,13 | Не визначалося | | 6,86 | 20,15 | 50,00 |
| 10-20 | 3,27 | | | 4,90 | 20,70 | 44,75 |
| 20-30 | 3,11 | | | 6,72 | 11,27 | 45,00 |
| 30-40 | 2,96 | | | 7,00 | 11,92 | 37,40 |
| 40-50 | 3,00 | | | 7,70 | 10,40 | |
| Лучноземи зернисті глеюваті сильносолончакуваті глибокосередньосолонцюваті малогумусні важкосуглинисті (розріз 3А у заплаві пониззя р. Когильник) | | | | | | |
| 0-10 | 2,60 | Не визначалося | | 3,92 | 20,52 | 25,40 |
| 10-20 | 2,57 | | | 3,64 | 20,12 | 27,85 |
| 20-30 | 2,49 | | | 3,92 | 21,22 | 28,20 |
| 30-40 | 2,36 | | | 2,80 | 5,55 | 28,60 |
| 40-50 | 2,32 | | | 3,08 | 5,90 | 32,10 |
| * P ₂ O ₅ – за Чіріковим, K ₂ O – Масловою. * * P ₂ O ₅ – по Мачигінім, K ₂ O – Протасовим. | | | | | | |

За вмістом елементів живлення рослин лучноземи зернисті належать до найбільш забезпечених. В гумусовому горизонті вони високо (рідше до середнього рівня) забезпечені легкогідролізованим азотом і завжди дуже високо — калієм. За вмістом рухомої P_2O_5 відзначається деяка диференціація профілю, але у поверхневих і середніх горизонтах ґрунти також практично завжди високо забезпечені цим елементом живлення рослин (табл. 6.11).

Лучноземи зернисті внаслідок своєї різноманітності мають достатньо широкий діапазон показників фізико-хімічних властивостей (табл. 6.12, 6.13). У глибокозасолених середньогумусних ґрунтах значення рН, сума обмінних основ і відношення вбирних катіонів близькі до показників зональних ґрунтів: рН 7,3–7,8; обмінного кальцію 75–85 % від суми; обмінного натрію не більш 1% від суми вбирних катіонів, що складає 30–40 мг-екв/100 г ґрунту.

Таблиця 6.12

Властивості лучноземів зернистих

| Глибина, см | рН | Вбирні катіони | | | | | | | Сухий залишок, % |
|---|------|----------------------|------------------|-----------------|-------|------------------|------------------|-----------------|------------------------|
| | | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | Сума | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | |
| | | мг-екв/ 100 г ґрунту | | | | % від суми | | | |
| Лучноземи зернисті глеюваті слабосолончакуваті малогумусні важкосуглинисті (розріз 7 у заплаві пониззя р. Когильник) | | | | | | | | | |
| 0-10 | 7,58 | 21,50 | 8,70 | 0,66 | 30,86 | 69,7 | 28,2 | 2,1 | 0,156 |
| 10-20 | 7,85 | 21,90 | 6,90 | 0,34 | 29,14 | 75,2 | 23,6 | 1,2 | 0,138 |
| 20-30 | 7,45 | 20,80 | 14,70 | 0,75 | 36,25 | 57,4 | 40,5 | 2,1 | 0,190 |
| 30-40 | 7,95 | 19,70 | 9,70 | 0,36 | 29,76 | 66,2 | 32,6 | 1,2 | 0,208 |
| 40-50 | 7,50 | 23,40 | 6,50 | 1,73 | 31,63 | 74,0 | 20,5 | 5,5 | 0,206 |
| 50-60 | 7,73 | 21,00 | 15,20 | 0,35 | 36,55 | 57,5 | 41,5 | 1,0 | 0,206 |
| 70-80 | 7,80 | 21,10 | 13,00 | 0,68 | 34,78 | 60,7 | 37,3 | 2,0 | 0,202 |
| 80-90 | 7,50 | 22,50 | 7,60 | 0,28 | 30,38 | 74,1 | 25,0 | 0,9 | 0,208 |
| 90-100 | 7,55 | 19,70 | 8,00 | 0,64 | 28,34 | 69,5 | 28,2 | 2,3 | 0,178 |
| Лучноземи зернисті глеюваті сильносолончакуваті глибокосередньосолонцюваті малогумусні важкосуглинисті (розріз 3А у заплаві пониззя р. Когильник) | | | | | | | | | |
| 0-10 | 7,80 | 15,80 | 11,10 | 0,05 | 26,95 | 58,6 | 41,2 | 0,2 | 0,110 |
| 10-20 | 7,88 | 16,20 | 6,70 | 0,23 | 23,13 | 70,0 | 29,0 | 1,0 | 0,122 |
| 20-30 | 8,20 | 16,20 | 8,30 | 0,75 | 25,25 | 64,2 | 32,8 | 3,0 | 0,204 |
| 30-40 | 8,30 | 16,60 | 11,50 | 1,23 | 29,33 | 56,6 | 39,2 | 4,2 | 0,376 |
| 40-50 | 8,72 | 11,00 | 19,10 | 3,39 | 33,49 | 32,8 | 57,1 | 10,1 | 0,392 |
| 50-60 | 9,17 | 9,80 | 20,70 | 4,14 | 34,64 | 28,3 | 59,7 | 12,0 | 0,384 |
| 60-70 | 9,07 | 6,90 | 24,00 | 4,48 | 35,38 | 19,5 | 67,8 | 12,7 | 0,420 |
| 70-80 | 8,37 | 8,90 | 14,90 | 3,17 | 26,97 | 33,0 | 55,2 | 11,8 | 1,200 |

Таблиця 6.13

Фізико-хімічні властивості лучноземів зернистих важкосуглинистих

| № ключ ділянк ки | Глибина , см | Увібрані катіони, мг-екв/ 100 г ґрунту | | | | Увібрані катіони, % від суми | | | рН | рNa | рСа | рNa-0.5· р(Ca+Mg) | рН-0.5· р(Ca+Mg) | СС, * мг-екв/ 100г ґрунту | Еh, мВ |
|---------------------------|--------------------|---|------------------|-----------------|----------------|---------------------------------|------------------|-----------------|------|------|------|----------------------|---------------------|------------------------------------|-----------|
| | | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | сума | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | | | | | | | |
| | | 1:5H ₂ O | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | | | 11 | 12 | 13 | 14 |
| 3 | 0-20 | 11,85 | 12,60 | 0,70 | 25,15 | 47,1 | 50,1 | 2,8 | 7,43 | 2,73 | 3,96 | 0,94 | 5,63 | 14,53 | 508 |
| | 20-30 | 12,20 | 10,10 | 1,12 | 23,42 | 52,1 | 43,1 | 4,8 | 7,23 | 2,59 | 3,85 | 0,86 | 5,50 | 13,86 | 512 |
| | 30-40 | 12,95 | 12,85 | 1,77 | 27,57 | 47,0 | 46,6 | 6,4 | 7,47 | 2,43 | 3,77 | 0,85 | 5,88 | 14,38 | 486 |
| | 40-50 | 17,85 | 13,00 | 3,50 | 34,35 | 52,0 | 37,8 | 10,2 | 7,38 | 2,07 | 2,81 | 0,80 | 6,11 | 14,81 | 471 |
| | 50-60 | | 12,05 | 4,17 | Не визначалося | | | | 7,28 | 2,01 | 2,43 | 0,90 | 6,17 | 29,34 | 464 |
| | 60-70 | | 9,70 | 7,18 | | | | | 7,29 | 1,98 | 2,44 | 0,87 | 6,18 | 27,61 | 466 |
| | 70-80 | | 12,30 | 6,98 | | | | | 7,31 | 1,97 | 2,45 | 0,85 | 6,19 | 34,20 | 444 |
| | 80-100 | 16,00 | 15,10 | 6,00 | 37,10 | 43,1 | 40,7 | 16,2 | 7,75 | 1,95 | 3,03 | 0,62 | 6,41 | 22,15 | 450 |
| | 100-125 | 14,50 | 12,95 | 6,20 | 33,65 | 43,1 | 38,5 | 18,4 | 7,85 | 1,97 | 2,94 | 0,66 | 6,54 | 20,34 | 423 |
| | 125-150 | | Не визначалося | | | | | | 7,45 | 1,98 | 2,53 | 0,83 | 6,30 | 23,57 | 411 |
| | 150-175 | | | | | | | | 7,50 | 1,98 | | | | 20,60 | 401 |
| | 175-200 | | | | | | | | 7,51 | 1,98 | | | | 14,91 | 396 |
| | 200-225 | | | | | | | | 7,82 | 2,20 | 3,56 | 0,54 | 6,17 | 12,25 | 384 |

* СС – содостійкість

Закінчення табл. 6.13

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | |
|----|---------|----------------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|----------|-------|-----|
| 28 | 0-20 | 13,25 | 8,05 | 1,50 | 22,80 | 58,1 | 35,3 | 6,6 | 7,73 | 2,32 | 3,16 | 0,85 | 6,26 | 17,06 | 486 | |
| | 20-33 | 14,15 | 7,75 | 1,00 | 22,90 | 61,8 | 33,8 | 4,4 | 7,56 | 2,30 | 3,03 | 0,89 | 6,15 | 16,35 | 476 | |
| | 33-50 | 13,70 | 11,75 | 1,30 | 26,75 | 51,2 | 43,9 | 4,9 | 7,65 | 2,16 | 3,04 | 0,78 | 6,26 | 13,83 | 463 | |
| | 50-70 | 13,65 | 15,15 | 3,20 | 32,00 | 42,7 | 47,3 | 10,0 | 7,70 | 2,16 | 3,20 | 0,74 | 6,28 | 14,08 | 472 | |
| | 70-90 | 18,60 | 10,05 | 1,20 | 29,85 | 62,3 | 33,7 | 4,0 | 7,56 | 2,15 | 2,38 | 0,99 | 6,40 | 17,64 | 451 | |
| | 90-100 | 15,60 | 6,10 | 2,80 | 24,50 | 63,7 | 24,9 | 11,4 | 7,63 | 2,13 | 2,84 | 0,84 | 6,34 | 15,50 | 431 | |
| | 100-125 | 14,60 | 13,55 | 2,10 | 30,25 | 48,3 | 44,8 | 6,9 | 7,61 | 2,11 | 2,92 | 0,78 | 6,28 | 12,38 | 386 | |
| | 125-150 | 17,30 | 9,50 | 3,30 | 30,10 | 57,5 | 31,6 | 10,9 | 7,73 | 2,08 | 2,98 | 0,74 | 6,39 | 13,85 | 398 | |
| | 150-175 | Не визначалося | | | | | | | | 7,73 | 2,12 | 3,09 | 0,73 | 6,34 | 14,55 | 366 |
| | 175-200 | | | | | | | | 7,80 | 2,19 | 3,66 | 0,56 | 6,16 | 11,06 | 376 | |
| 7 | 0-10 | 21,50 | 8,70 | 0,66 | 30,86 | 69,7 | 28,2 | 2,1 | 7,58 | 2,55 | 3,44 | 0,87 | 5,90 | Не визн. | | |
| | 10-20 | 21,90 | 6,90 | 0,34 | 29,14 | 75,2 | 23,6 | 1,2 | 7,85 | 2,68 | 3,44 | 1,07 | 6,23 | | | |
| | 20-30 | 20,80 | 14,70 | 0,75 | 36,25 | 57,4 | 40,6 | 2,0 | 7,45 | 2,49 | 3,25 | 0,88 | 5,85 | | | |
| | 30-40 | 19,70 | 9,70 | 0,36 | 29,76 | 66,2 | 32,6 | 1,2 | 7,93 | 2,55 | 3,13 | 1,04 | 6,42 | | | |
| | 40-50 | 23,40 | 6,50 | 1,73 | 31,63 | 74,0 | 20,6 | 5,4 | 7,50 | 2,53 | 3,04 | 1,06 | 6,02 | | | |
| | 50-60 | 21,00 | 15,20 | 0,35 | 36,55 | 57,5 | 41,5 | 1,0 | 7,72 | 2,63 | 3,04 | 1,17 | 6,26 | | | |
| | 60-70 | 21,70 | 8,40 | 0,28 | 30,38 | 71,4 | 27,6 | 1,0 | 7,30 | 2,43 | 3,03 | 1,01 | 5,88 | | | |
| | 70-80 | 21,10 | 13,00 | 0,68 | 34,78 | 60,7 | 37,4 | 1,9 | 7,80 | 2,65 | 3,07 | 1,20 | 6,35 | | | |
| | 80-90 | 22,50 | 7,60 | 0,28 | 30,38 | 74,1 | 25,0 | 0,9 | 7,50 | 2,64 | 3,01 | 1,19 | 6,05 | | | |
| | 90-100 | 19,70 | 8,00 | 0,64 | 28,34 | 69,5 | 28,2 | 2,3 | 7,55 | 2,81 | 3,12 | 1,32 | 6,06 | | | |

У роді засолених ґрунтів значення рН і склад ґрунтового вбирного комплексу визначається в основному діючим сольовим режимом і профільним розподілом солей. Пульсуюче соленакопичення у малогумусних видах лучноземів ясногумусових при близьких підґрунтових водах, що сприяє осолонцюванню верхньої частини профілю, супроводжується підвищеною лужністю (рН 8,3–9,2) на фоні 2–12 % частки обмінного натрію. Ступінь солонцюватості солончакових ґрунтів наростає униз по профілю і може бути “сильним” у горизонтах сольових максимумів.

У лучноземах зернистих, при порівнянні із ясногумусовими, помітна менше виражена або цілком відсутня тенденція до диференціального розподілу вбирних основ по профілю. Збільшення суми вбирних основ у середніх горизонтах деяких ґрунтів і повсюдне зниження ємкості обміну в глибоких прошарках зумовлені тільки гранулометричною диференціацією ґрунтів. Вміст обмінного кальцію як у верхніх, так і в нижніх, більш солонцюватих, горизонтах зазвичай коливається в достатньо вузькому діапазоні — від 60 до 75% від суми вбирних основ.

6.3. Стратоземи

Морфолого-генетична характеристика

Слабкий прояв алювіально-заплавних процесів не сприяє утворенню в долинах малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я ґрунтів із потужними “свіжими” прошарками алювію. Здебільшого шаруватість виявляється у вигляді невеличких, товщиною декілька сантиметрів, прошарків слабогумусованого шарувато-лускатого матеріалу з поверхні ґрунтів, які приурочені до заплавних водотоків. Проте в деяких заплавах із більш вираженим паводком зустрічаються і потужні прошарки слабопереробленого ґрунтоутворенням алювію.

Характерною є морфологія стратоземів шарувато-примітивних в заплаві низов'я р. Тилігул, де вони були описані в розрізі 1В, закладеному у “притерасній”, дещо підвищеній, області. Поверхня стратоземів задернована (переважно полин сантолійський — *artemisia santonica* L., — а також осоки, тонконіг лучний — *poa pratensis* L.), і до глибини 3–4 см видно сліди гумусонакопичення за більш темним забарвленням (темно-палевим) і лускато-зернистою структурою. Нижче будова така:

Рк, f~ 4–7 см. Алювій палево-вохристого кольору, легкосуглинистий, слабоущільнений, груболускувато-пластинчастий,

густо переплетений корінням, з великою кількістю іржавих цяток і прожилок на гранях структурних окремоностей. Перехід різкий.

[НУ:Ps,f] 7–33 см. Похований ясногумусовий: сірий з вохристими плямами свіжого алювію і неоднорідний за гранулометричним складом: легко- і важкосуглинистий, переважно зернисто-листуватої структури, ущільнений, з великою кількістю в ходах коренів і тріщинах прожилок легкорозчинних солей, а грані окремоностей вкриті іржавими цятками і плівками. Перехід поступовий.

Ps,f~~ 33–46 см. Алювій: темно-палевий з видовженими сірими плямами, шаруватий, супіщано-середньосуглинистий з неясною призматично-листуватою структурою, з великою кількістю прожилок легкорозчинних солей, прожилок і плям гідроксидів заліза. Перехід поступовий.

Pgl~~ 46–120 см. Алювій: темно-палевий з сизуватим відтінком, внизу мокрий, легкосуглинковий з прошарками піску. На стінці розрізу сизувато-іржаві плями, а на окремостях тонкі іржаві прожилки і нальоти.

Закипає бурхливо з поверхні; внизу закипання слабше. Устояний рівень підґрунтових вод 120 см.

На пристаричних узвишсях заплав середніх рік, що уже тривалий час не відчували впливу алювіальних процесів, виявляються ґрунти на двочленних породах. Їх можна визначити як реліктово-шаруваті. З поверхні і на деяку глибину вони за морфологічними ознаками швидше нагадують лучноземи ясногумусові — мають легкий гранулометричний склад, незначну (до 2,5%) кількість гумусу, слабку оструктуреність, високу щільність і твердість у сухому стані і не мають свіжих прошарків алювію. Нижче по профілю, із глибини 30–50 см, їхній гранулометричний склад різко важчає, і, як видно з опису морфологічних ознак, у деяких випадках глибокі прошарки можуть бути водотривкими. Без сумніву, така будова зумовлює своєрідні водно-сольовий й окисно-відновний режими, хімічні й фізико-хімічні властивості двочленних ґрунтів.

Розріз 12, що характеризує стратоземи шарувато-ясногумусові, закладений у дельті р. Когильник: рілля на вирівняному піднятті (перевищення відносно близько розташованих стариць становить +150 см) пристаричної заплави з білуватою поверхнею через відбілені пилювато-піщані зерна кварцу.

НУ 0–20 см. Ясногумусово-акумулятивний. Сухий, рівномірно-сірий, легкосуглинистий, пилювато-грубобрилистий з тріщинами. Перехід ясний за зложенням.

Нр 20–45 см. Гумусовий перехідний. Сірий із бурим відтінком, легкосуглинистий, нерозчленованої масивної структури (при роздрібненні грудкувато-грубобрилуватий), щільний. Перехід ясний.

Ph,gl,v~~ 45–70 см. Алювій сірувато-бурий, язиковатий із сизувато-сірими плямами, глинистий, горіхувато-крупнопризмовидний. Грані окреможестей із глинистими плівками сталевого відтінку, щільний. Перехід поступовий.

Ps~~ 125–190 см. Алювій палево-бурий із сизуватими плямами, важкосуглинковий, рідко наявні іржаві прожилки. Грудкувато-стовбчастий. По шпарах прожилки легкорозчинних солей. У нижній частині горизонту сольові крупнокристалічні (гіпсові) маси дуже рясні.

Водоносний горизонт спостерігається на глибині 190 см; підгрунтові води напірні і встановлюються на позначці 146 см. Закипання з глибини 45 см.

За деякими ознаками стратоземі шарувато-ясногумусові нагадують лучні солонці. На ключ-ділянці 12, як видно з наведеної характеристики, вони мають текстурно-диференційований профіль із чітким ілювіальним горизонтом, у якому обмінний натрій складає 17,1% від суми увібраних основ (табл. 6.15). Сольовий профіль із максимумом у піділювіальному горизонті також типово солонцевий (див. табл. 4.11).

Проте наявність глинистої товщі з глибини 45 см сприяє тимчасовому поверхневому перезволоженню, що може бути причиною розвитку елювіально-глейового процесу. Динаміка ОВП чітко свідчить про можливість формування елювіально-ілювіального профілю за рахунок виносу рухливих продуктів тимчасового поверхневого оглеювання.

Безумовно, солонцево-ілювіальний (типовий ЕГП для досліджуваних, легких за гранулометричним складом солонцюватих ґрунтів) і елювіально-глейовий процеси відіграють вагому роль у формуванні диференційованого профілю стратоземів шарувато-ясногумусових. Проте, як свідчить гранулометричний аналіз, диференціація ґрунтів виявляється не тільки за вмістом тонких фракцій, але й за розподілом піщаних часток. Це засвідчує першорядну роль алювіального процесу у формуванні стратоземів алювіальних. У зв'язку із цим вони визначаються як шаруваті, а елювіальні та ілювіально-аккумулятивні процеси і пов'язані з ними ознаки є вторинними.

За мікроморфологією гумусовий легкосуглинистий горизонт стратоземів шарувато-ясногумусових ключ-ділянки 12 нагадує будову

лучноземів ясногумусових. Він характеризується плазмово-пилувато-піщаною мікробудовою із перевагою гострореберних, розміром 0,01–0,3 мм, зерен кварцу, слабовираженою оструктуреністю, простою суцільною мікробудовою, тріщинуватою шпаруватістю. Органічна речовина представлена типовими формами: пластівчастим гумусом, малою кількістю напіврозкладених решток рослин і дрібних вуглефікованих новоутворень, кількість яких відносно інших алювіальних ґрунтів невелика, проте вони займають значну частину органічної речовини ґрунтів.

Гумус — пухкі хмароподібні сірувато-бурі плями в глинистій плазмі — не рівномірно розподіляється в основі цих ґрунтів, а утворює зони збагачення і збідніння, що відображає його високу лабільність. Натічні форми глин у супіщано-середньосуглинистих горизонтах шаруватих ґрунтів у край рідкісні, що, очевидно, зумовлено не лінійною, а фронтальною відмивкою тонкодисперсної маси через легкий гранулометричний склад ґрунтів.

Водно-сольовий режим

Займаючи території заплавл із динамічними умовами, алювіальні шаруваті ґрунти характеризуються вираженим пульсаційним типом соленакопичення, що, у свою чергу, сприяє інтенсивному їхньому осолонцюванню. Гумусові горизонти з легким гранулометричним складом звичайно не мають значних кількостей легкорозчинних солей, але часто їх міститься до 0,2–0,6%. У складі солей при підвищеному їхньому вмісті відзначається перевага хлоридів. Таке, не типово в цілому для досліджуваних ґрунтів, явище характерне для високих значень сезонної акумуляції солей.

Горизонти шаруватих ґрунтів, що мають важкий гранулометричний склад, повсюдно утримують значні (1–2%) сольові акумуляції зі стандартним хлоридно-сульфатним, часто з підвищеним вмістом гіпсу, типом засолення. Можливі ситуації, як на ключ-ділянці 12, коли глинисті прошарки у нижній частині профілю є водотривкими і напірні підґрунтові води практично не визначають водно-сольового режиму ґрунтів (рис. 6.12).

Режим зволоження і динаміка солей у таких ґрунтах визначаються атмосферними опадами та умовами фізичного випаровування і транспірації ґрунтової вологи. При достатньо стабільних багаторічних запасах легкорозчинних солей у зоні аерації у них відзначається тільки сезонний перерозподіл солей між верхньою (“легкою”) і нижньою (“важкою”) частинами профілю, а також безпосередньо тільки у

верхніх горизонтах. З цієї причини сольові профілі шаруватих ґрунтів ускладнені декількома максимумами легкокорозчинних з'єднань, часто невпорядкованою будовою щодо розподілу легко-, середньо- і важкорозчинних солей.

Хімічні і фізико-хімічні властивості

Ємність катіонного обміну і склад увібраних основ у шаруватих ґрунтах чітко відображають як гранулометричну диференціацію профілю, так і особливості їхнього водно-сольового режиму. Передусім, відзначається виражений поділ профілю на малонатрієвий і збагачений обмінним натрієм горизонти. Малонатрієвими горизонтами (2–7% обмінного натрію) є прошарки легкого гранулометричного складу, проте солонцево-ілювіальний процес у них більш виражений. Його наслідком є відбілювання скелета в поверхневих горизонтах, неоднорідність розподілу гумусу, безструктурність і масивність ґрунтової маси, висока її щільність і твердість у сухому стані.

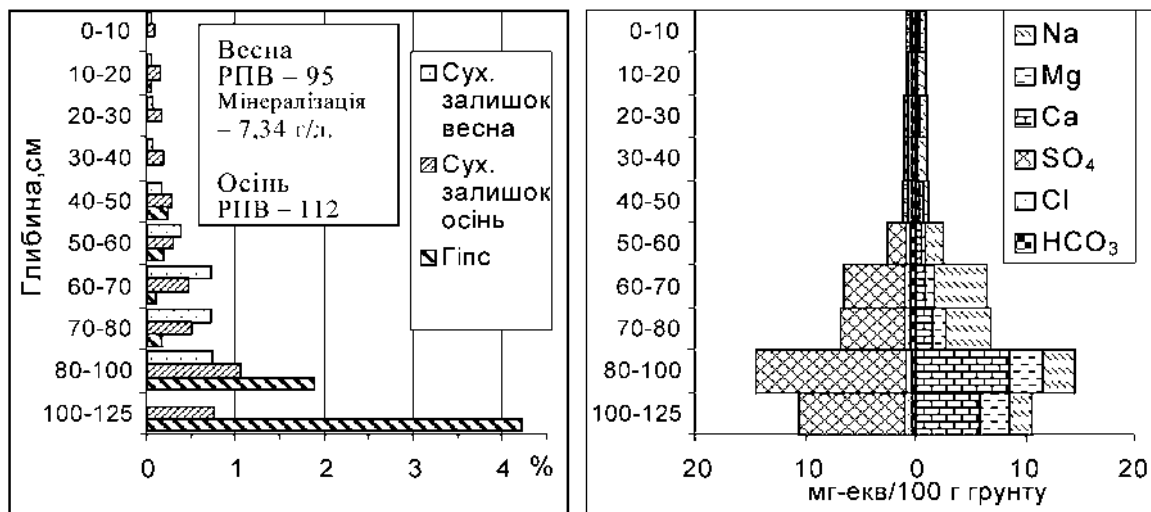


Рис. 6.12. Сольовий профіль і сезонна динаміка легкокорозчинних солей у стратоземах шарувато-ясногумусових ключ-ділянки 12 у заплаві пониззя р. Когильник

Більш важкі за гранулометричним складом горизонти стратоземів мають не тільки велику ємність обміну, але і більш високий ступінь солонцюватості — часто до 14–18% обмінного натрію. Тут чітко простежується і підвищення лужності, зниження натрій-кальцієвого і підвищення вапняного потенціалу (табл. 6.14, 6.15).

Таблиця 6.14

**Фізико-хімічні властивості стратоземів шарувато-ясногумусових
(ключ-ділянка 11 у заплаві пониззя р. Когильник)**

| Глибина, см | рН | Вбирні катіони | | | | | | |
|----------------|------|----------------------|------------------|-----------------|-------|------------------|------------------|-----------------|
| | | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | Сума | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ |
| | | мг-екв/ 100 г ґрунту | | | | % від суми | | |
| 0-10 | 7.87 | 12.60 | 3.10 | 0.10 | 15.80 | 79.8 | 19.6 | 0.6 |
| 10-20 | 7.80 | 11.80 | 1.50 | 0.10 | 13.40 | 88.1 | 11.2 | 0.7 |
| 20-30 | 8.35 | 7.80 | 9.90 | 1.43 | 19.13 | 40.8 | 51.7 | 7.5 |
| 30-40 | 8.85 | 9.40 | 16.70 | 6.20 | 32.30 | 29.1 | 51.7 | 19.2 |
| 40-50 | 9.27 | 7.80 | 17.10 | 6.17 | 31.07 | 25.1 | 55.0 | 19.9 |
| 50-60 | 9.55 | 7.80 | 7.90 | 5.11 | 20.81 | 37.5 | 38.0 | 24.5 |
| 60-70 | 9.47 | 3.60 | 17.10 | 4.94 | 25.64 | 14.0 | 66.7 | 19.3 |
| 70-80 | 9.07 | 8.20 | 15.00 | 3.05 | 26.25 | 31.2 | 57.2 | 11.6 |
| 80-90 | 8.67 | 10.30 | 11.50 | 2.09 | 23.89 | 43.1 | 48.2 | 8.7 |
| 90-100 | 9.10 | 7.70 | 12.40 | 3.20 | 23.30 | 33.1 | 53.2 | 13.7 |

Безумовно, аналогічний стан профільного розподілу увібраних катіонів є наслідком присутності тут максимумів легкорозчинних солей із вузьким співвідношенням Ca²⁺ : Na⁺ у середній частині ґрунтів. Проте більш підвищений вміст обмінного натрію відзначається й у верхній частині важкого за гранулометричним складом горизонту шаруватих ґрунтів. Це явно віддзеркалює процеси формування ілювіального горизонту за рахунок лесиважу тонкодисперсної маси, збагаченої обмінним натрієм.

Резюмуючи останнє, можна зробити висновок про те, що гранулометрична диференціація, що зумовлена алювіальним процесом, надалі при ґрунтоутворенні посилюється за рахунок солонцево-ілювіального і елювіально-глейового процесів. Ці процеси, внаслідок особливої, двочленної будови ґрунтів і приуроченості їх до областей заплавл з інтенсивним пульсуючим соленакопиченням є надзвичайно дійовими в шаруватих ґрунтах. Таким чином, досліджувані шаруваті ґрунти заплавл середніх річок є не чисто механічними утвореннями, а складними ґрунтовими тілами, диференціація яких зумовлена комплексом чинників і процесів.

За вмістом гумусу (часто менше 2%) шарувато-ясногумусові ґрунти відносяться до мікро- і малогумусних. Його склад своєрідний через специфічність гранулометричного складу, засоленість і солонцюватість, динамічність ОВП. Багато в чому гумус стратоземів шарува-

Таблиця 6.15

Фізико-хімічні властивості стратоземів шарувато-ясногумусових середньосуглинистих

| № к-д. | Глибина, см | МГВ ¹ % | Увібрані катіони, мг-екв/ 100 г ґрунту | | | | Увібрані катіони, % від суми | | | рН | рNa | рСа | рNa-0.5· р(Ca+Mg) | рН-0.5· р(Ca+Mg) | СС ² , мг-екв/ 100г ґрунту | Еh, мВ |
|--------|-------------|-----------------------|---|------------------|-----------------|-------|------------------------------|------------------|-----------------|------|------|------|----------------------|---------------------|--|-----------|
| | | | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | Сума | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | | | | | | | |
| 12 | 0-30 | 3.62 | 12.95 | 8.25 | 0.88 | 22.08 | 58.7 | 37.3 | 4.0 | 7.25 | 3.02 | 3.69 | 1.18 | 5.40 | 14,30 | 551 |
| | 30-45 | 5.43 | 9.20 | 5.65 | 0.83 | 15.68 | 58.7 | 36.0 | 5.3 | 7.36 | 2.59 | 3.56 | 0.81 | 5.58 | 18,32 | 534 |
| | 45-60 | 10.43 | 11.55 | 12.20 | 4.90 | 28.65 | 40.3 | 42.6 | 17.1 | 7.48 | 2.11 | 3.32 | 0.45 | 5.82 | 8,86 | 483 |
| | 60-70 | 8.36 | 11.95 | 10.80 | 3.70 | 26.45 | 45.2 | 40.8 | 14.0 | 7.57 | 2.03 | 3.35 | 0.35 | 5.90 | 9,52 | 486 |
| | 70-100 | 7.27 | Не визначалося | | | | | | | 7.75 | 2.07 | 3.49 | 0.32 | 6.01 | 8,64 | 451 |
| | 100-125 | 7.83 | Не визначалося | | | | | | | 7.77 | 2.02 | 3.27 | 0.38 | 6.13 | 10,25 | 466 |
| | 125-150 | | Не визначалося | | | | | | | 7.58 | 2.02 | 2.90 | 0.57 | 6.13 | 10,51 | 438 |
| | 150-175 | | Не визначалося | | | | | | | 7.70 | 2.08 | 2.99 | 0.58 | 6.21 | 9,68 | 426 |
| | 175-190 | | Не визначалося | | | | | | | 7.80 | 2.09 | 3.17 | 0.51 | 6.21 | 8,39 | 401 |
| | 190-240 | | Не визначалося | | | | | | | 7.69 | 2.31 | 3.48 | 0.57 | 5.95 | 11,20 | 396 |

¹ – МГВ – максимальна гігроскопічна волога;² – СС – содистість.

то-ясногумусових подібний до гумусу ясногумусових лучноземів, проте є й відмінні риси. Вищий ступінь засоленості у зв'язку з присутністю важких за гранулометричним складом прошарків, значний ступінь солонцюватості через інтенсивну сезонну пульсацію солевмісту, розвиток глейового процесу через водозастійні явища на контакті різних за водопроникністю прошарків призводять до формування більш рухомого гумусу, часто з вузьким відношенням Сгк/Сфк. Крім того, відзначається чітка диференціація гумусового профілю на горизонти з більшим (у верхній частині профілю) і меншим (у нижній) ступенем гуміфікації, що до того ж має невисокі (5–20%) значення. Ґрунти мають також диференційований профіль за відношенням вуглецю гумінових кислот і фульвокислот. Тільки в поверхневих горизонтах відзначається фульватно-гуматний, рідше гуматний типи гумусу. З глибини 30–40 см звичайним явищем є перевага фульвокислот при високій частці (до 3–8% від загального вуглецю гумусу) його водорозчинної частини (табл. 6.16).

Таблиця 6.16

Склад гумусу стратоземів

| № кліч- ділянки | Глибина, см | Вміст і склад гумусу (вуглець, % від загального С гумусу) | | | | | Валовий N | C/N |
|--------------------|----------------|---|------|------|--------------|-------------------|-------------------|-----|
| | | С орг, % до ґрунту | Сгк | Сфк | С залишку | $\frac{Сгк}{Сфк}$ | | |
| 12.92 | 0-30 | 0.916 | 20.8 | 16.6 | 62.5 | 1.25 | 0.190 | 4.8 |
| | 30-45 | 0.870 | 15.1 | 13.6 | 71.4 | 1.11 | | |
| 12.80 | 45-60 | 0.568 | 9.6 | 12.8 | 77.7 | 0.75 | 0.114 Не визн. | 5.0 |
| | 0-10 | 1.14 | 16.3 | 11.8 | 71.9 | 1.39 | | |
| | 10-20 | 1.22 | 14.3 | 10.3 | 75.3 | 1.39 | | |
| | 20-30 | 0.92 | 13.2 | 8.1 | 78.7 | 1.61 | | |
| | 30-40 | 0.82 | 9.3 | 14.4 | 76.3 | 0.64 | | |
| | 40-50 | 0.59 | 8.3 | 20.2 | 66.4 | 0.41 | | |

За вмістом валового азоту, азоту гумусових з'єднань, що легко гідролізуються, і рухомих форм фосфору і калію стратоземі шарувато-ясногумусові у їх верхній частині профілю практично не відрізняються від лучноземів ясногумусових (нешаруватих). Вони в цілому слабо забезпечені поживними речовинами, у тому числі і обмінного калію в них міститься у 1,5–2 рази менше, ніж в лучноземах зернистих. При цьому якщо за вмістом азоту шарувато-ясногумусові ґрунти слабо

диференційовані, то за калієм і фосфором диференціація виразна (рис. 6.17).

Таблиця 6.17

**Агрохімічні властивості стратоземів шарувато-ясногумусових
(ключ-ділянка 11 у заплаві пониззя р. Когильник)**

| Глибина, см | Гумус, % | Легкогідролізований азот, мг/ 100 г ґрунту | Рухомі форми елементів живлення, мг/100 г ґрунту | |
|----------------|-------------|--|---|------------------|
| | | | P ₂ O ₅ | K ₂ O |
| 0-10 | 1,45 | 3,92 | 18,15 | 27,55 |
| 10-20 | 1,55 | 5,60 | 13,35 | 16,30 |
| 20-30 | 1,26 | 3,08 | 11,90 | 14,50 |
| 30-40 | 1,52 | 4,06 | 5,92 | 32,10 |
| 40-50 | 1,05 | 3,64 | 7,40 | 32,10 |

6.4. Глейоземи

Глейоземи алювіальні у заплавах малих і середніх річок є типовими компонентами ґрунтового покриву; мало поширені перегнійні і відсутні торф'янисті види, але гирла середніх і, меншою мірою, малих річок характеризуються значними площами мулуватих і ясногумусових типів глейоземів в поєднанні із субаквальними ґрунтами; у заболочених областях із блукаючими річковими закрутами, озерами-старицями, болотами, у місцях впадіння приток формуються переважно глейоземи мулуваті, зернисті та злито-криптоглейові.

Глейоземи алювіальні мулуваті: морфолого-аналітична характеристика

Глейоземи алювіальні мулуваті мають з поверхні чіткі ознаки болотного процесу ґрунтоутворення, який в умовах південного степу проявляється переважно в сульфідному глеєутворенні.

Нижче наводимо характеристики ґрунтових профілів, що були закладені на ключових ділянках у долині Сухого лиману (глейоземи мулуваті сульфідні сильносолончакові перегнійні — ключ-мікро-профіль 4С) і в заплаві р. Когильник (глейоземи мулуваті сульфідні сильносолончакові — ключ-ділянка 33).

Розріз 4С.2 закладений 5.07.2000 року за с. Сухий Лиман в 5 м від осоково-очеретяного болота на вирівняній слабокупнистій місцині, вкритій осоками (*Carex nigra*, *C. praecox*, *C. elongata*) — 70%, очеретом звичайним (*Phragmites australis*) — 10%, стелюшком морським (*Spergularia marina*) — 20%.

T 0–5 см. Торф'янистий: мокрий, бурувато-коричневий, слабо-плямистий; мінеральна частина, у вигляді дрібнозернистих агрегатів, глиниста, сірувато-бурого із сталевим блиском кольору з нечастими прожилками солей. Перехід поступовий.

HTs 5–15 см. Мулувато-перегнійний з великою кількістю напіврозкладених органічних решток, безструктурний (мажеться), сірувато-бурого кольору з гідротроїлітовими чорними плямами за ходами коріння і в окремих зонах. Значна кількість солей (гіпсу) у вигляді слабоущільнених конкреційних стяжін жовто-сірого кольору із бурими нальотами на поверхні.

GBs — 19–40 см. Глейовий гідротроїлітовий: мокрий, сизо-чорний, глинистий, безструктурний (мажеться, а у підсохлом вигляді розламується з утворенням черепашкоподібного зламу). В невеликій кількості прожилки гіпсу сірого кольору. Устояний рівень підґрунтових вод — 5 см. Закипає бурхливо по всьому профілю.

Розріз 33 закладений у пересихаючій стариці гирла р. Когильник навпроти м. Татарбунари, яка густо поросла очеретом звичайним.

G1 0–3 см. Глейовий: мокрий, темно-сірий із брудно-зеленуватим відтінком, глинистий, крупкуватої структури, перемішаний із рослинними залишками різного ступеня розкладання. Перехід різкий.

G1, k,s 3–10 см. Глейовий: мокрий, строкатий: сизо-сірий із чорними плямами (50% площі) і прошарками сірого алювію (5%). Глинистий, мажеться, може розпадатися на грубозернисті окремісті. Багато коренів очерету, зустрічаються обвуглені (чорні) рослинні рештки, карбонати у вигляді крапкових включень, при підсиханні на стінці появляються легкорозчинні солі. Перехід не виражений, межа умовна.

GB 10–50 см. Глейовий гідротроїлітовий: мокрий, чорний з оливковим відтінком, глинистий, безструктурний, мажеться, багато коренів болотної рослинності, у тому числі обвуглених. Відчувається запах сірководню. Устояний рівень підґрунтових вод — 20 см. Закипання слабке з поверхні.

Мікро- і субмікроморфологічна характеристика

G1 3–10 см. Бурувато-сірий, пухко-губчатий. Агрегати здебільшого відокремлені, плазмові, за розмірами змінюються від 0,4 до 5 мм. Переважають міжагрегатні шпари, тріщино-клиноподібної форми, розміром 0,07–0,3 мм. Гумусований слабо і нерівномірно. Гумус червонясто-бурий: колоїдно-дисперсний із невеликою локалізацією уздовж шпар і пластівчастий утворює окремі згустки. Дуже багато вуглеподібних зернистих, розміром 0,004–0,03 мм, рослинних залишків. Рідко первинні мінерали (кварц), розміром 0,01–0,4 мм. Глиниста маса

сильно завапнована. Вапно (мікрозернистий кальцит) локалізоване; багато карбонатних стяжень у вигляді довгих жил, що заповнюють вузькі тріщини. Багато утвореного на місці гіпсу у вигляді окремих веретеноподібних кристалів.

GB 10–20 см РЕМ. Ущільнений із дрібноагрегаційною будовою, нерухомою плазмою і хаотичним (без орієнтації) розташуванням глинистих часток. Відрізняється великою кількістю біолітів (діатомових водоростей) і сольових новоутворень у вигляді об'ємного кальциту в порах і агрегатів кальциту з новоутвореннями заліза.

GB 20–25 см. Бурувато-сірий, компактної мікробудови, плазмовий, не структурований. Пустоти рідкісні, округлої форми. Гумус червоно-бурий у формі пластівчастого гелю. Багато вуглеподібних рослинних решток, розміром 0,007–0,05 мм. Скелет представлений в основному гострокутним кварцовим пилом. Безладно орієнтовану глинисту масу інтенсивно інкрустує дрібнозернистий кальцит.

За даними мікроморфологічних досліджень, горизонти глейоземів мулуватих, що знаходяться у водонасиченому стані, виявляють своєрідні ознаки. Їхня основа являє собою гомогенізовану, слабошпарувату, органо-мінеральну масу, у якій рівномірно включені напіврозкладені й обвуглені рослинні рештки і невеликі агрегати дрібнозернистого кальциту (рис. 6.13). Ґрунти, що характеризуються періодичними змінами вологості й окисно-відновного режиму, мають виражену тенденцію до втрати гомогенної будови і набувають структури розтріскування з дрібними (0,1–0,5 см) блоками. Їх ґрунтова маса складається з мікрозон сильно- і слабоокисненої плазми, суцільних виділень дрібнозернистого кальциту в основі і по пустотах, скупчень гіпсу та легкорозчинних солей.

За гранулометричним складом глейоземі мулуваті, що формуються на алювії старичної фації, виключно важкоглинисті і слабодиференційовані за вмістом окремих фракцій (табл. 6.18).

Рентген-дифрактометричний аналіз ґрунтової маси в цілому показав, що основу мулувато-глейових ґрунтів складають дрібнодисперсний кварц, гідрослюди і, в рівній кількості із ними, змішаношаруваті гідрослюдисто-монтморилонітові набрякаючі мінерали (див. рис. 6.2). Мулиста фракція крім гідрослюди має неупорядковано-змішаношаруваті монтморилоніт-гідрослюду з невеликою кількістю набрякаючих пакетів (базальні відображення при 10,1 (10,2); 5,01; 3,34 Е на дифрактограмах повітряно-сухих фракцій) і хаотично-змішаношаруваті гідрослюда-монтморилонітові утворення, що дають дифузні, без піків,

Таблиця 6.18

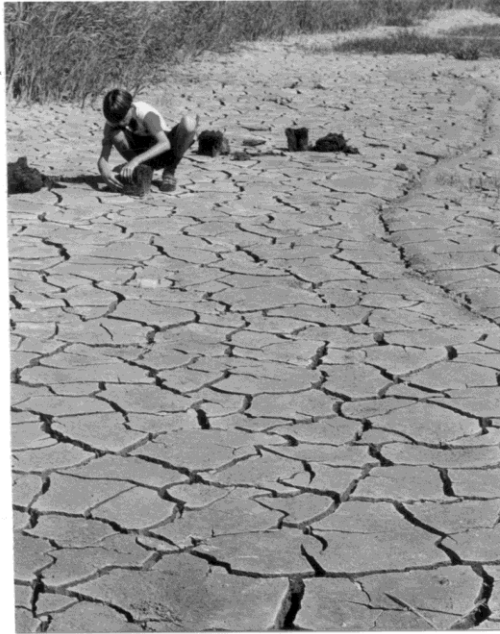
**Гранулометричний склад алювіальних глейземів
(в % маси сухого ґрунту)**

| № роз-різу | Гори-зонт, см | Втрата від обробки, % | Фракції, мм | | | | | | |
|---|---------------|-----------------------|-------------|-----------|-----------|------------|-------------|--------|-------|
| | | | 1-0.25 | 0.25-0.05 | 0.05-0.01 | 0.01-0.005 | 0.005-0.001 | <0.001 | <0.01 |
| Глейземи мулуваті сульфідні малопотужні важкоглинисті | | | | | | | | | |
| 31 | 0-10 | 10.05 | 0 | 3.03 | 1.24 | 3.31 | 28.05 | 54.33 | 85.69 |
| Глейземи мулуваті сульфідні потужні важкоглинисті | | | | | | | | | |
| 33 | 0-10 | 8.20 | 0 | 5.41 | 2.48 | 3.05 | 22.32 | 58.54 | 83.91 |
| Глейземи зернисті вохристі малопотужні легкоглинисті | | | | | | | | | |
| 32 | 0-10 | 7.33 | 2.50 | 22.35 | 1.57 | 5.30 | 10.61 | 50.34 | 66.25 |
| | 30-40 | 9.82 | 1.26 | 21.03 | 3.12 | 4.27 | 6.11 | 54.39 | 64.77 |
| | 50-60 | 10.42 | 0 | 17.99 | 6.72 | 6.17 | 15.64 | 43.06 | 64.87 |
| | 80-100 | 12.30 | 1.20 | 22.38 | 1.83 | 10.21 | 11.00 | 41.08 | 62.29 |
| Глейземи ясногумусові типові малопотужні середньосуглинисті | | | | | | | | | |
| 24 | 0-10 | Не визн. | 3.53 | 44.39 | 23.32 | 7.48 | 7.02 | 14.26 | 28.76 |
| | 30-40 | | 1.06 | 38.83 | 28.74 | 9.41 | 8.33 | 13.63 | 31.36 |
| | 80-100 | | 6.52 | 37.22 | 17.41 | 7.06 | 6.45 | 25.34 | 38.85 |

відображення в області 11,9–20 Е. Останнє свідчить про надзвичайно високу дисперсність глин, що складають основу “болотних” ґрунтів. Крім перерахованих основних мінералів, у мулуватих глейземах у невеликій кількості присутній каолінит і у ще меншій — хлорит.

Істотною особливістю досліджуваних ґрунтів, що мають у складі мулу набрякаючі змішаношаруваті гідролудисто-монтморилонітові мінерали, є їхня здатність збільшувати свій об’єм при зволоженні. Тому в природних умовах вони протягом усього року знаходяться в набряклому стані. Їхня щільність по горизонтах змінюється незначно — від 1,1 до 1,4 г/см³, а розрахункова загальна шпаруватість складає 47–50%. Характерною рисою досліджуваних ґрунтів, з одного боку, є також їхня велика зв’язність при підсиханні, а з іншого — слабка водотривкість окремоостей і відсутність повітряновмістних шпар у їх природному, набряклому стані. Займаючи від’ємні елементи рельєфу, вони можуть на тривалий час затоплюватися, що зумовлює своєрідний для ґрунтів амфібіальний водний режим.

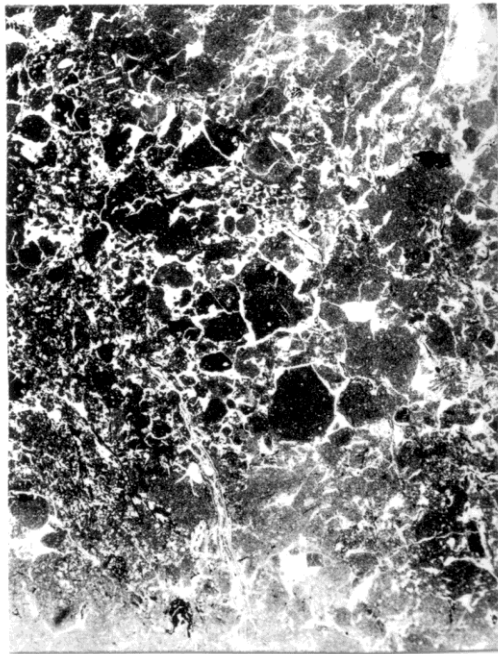
Вміст гумусу у верхніх горизонтах глейземів алювіальних мулуватих невеликий і не перевищує 2–4%, що, звичайно, пов’язано з несприятливим впливом на ґрунт засолення, солонцюватості й оглеювання. У солонцюгато-солончакових ґрунтах дуже низький (не більш 15%) ступінь гуміфікації органічної речовини і значна (7–13%)



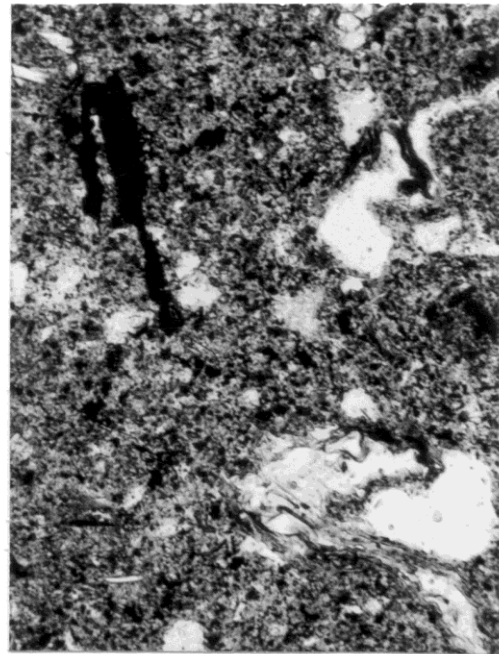
1



2



3



4

Рис. 6.13. Будова глейземів алювіальних мулуватих: 1 — тріщинувата поверхня глейземів мулуватих сульфідних субзлитих; 2 — чорні гідротрилітові і вохристі, вздовж шпар, плями у ґрунтовій масі глейземів мулуватих сульфідних; 3 — зональна будова гумусового шару: чергування зон різної біологічної активності, структурності, шпаруватості, гумусованості (світлінограма, 2,5X); 4 — вуглефікація рослинних решток при просоченні їх залізом (нік. П, 50X)

кількість водорозчинного гумусу. Відношення Сгк / Сфк також дуже вузьке — менше за 1. При цьому помітно його закономірне звуження униз по профілю, що повинно бути пов'язане з більш вираженими процесами відновлення у нижніх горизонтах (табл. 6.19).

Таблиця 6.19

Склад гумусу глейземів

| Глибина, см | Вміст і склад гумусу (вуглець, % від загального С гумусу) | | | | | | Валовий N | C/N | |
|---|---|------|------|-------------------|------------|--------------------------------|--------------|-------|------|
| | С орг, % до грунту | Сгк | Сфк | С зали- шку | Сгк Сфк | Фракції гумінових кислот | | | |
| | | | | | | I | | | II |
| Глейземи мулуваті сульфідні середньогумусні важкоглинисті (розріз 33.2 у заплаві пониззя р. Когильник) | | | | | | | | | |
| 0-10 | 3.29 | 15.0 | 17.8 | 67.3 | 0.84 | 1.4 | 13.5 | 0.307 | 10.7 |
| 30-40 | 2.21 | 20.9 | 30.8 | 48.3 | 0.68 | Не визначалося | | | |
| Глейземи мулуваті солончакові потужні глинисті осушені (ключ-ділянка 38 у заплаві пониззя р. Когильник) | | | | | | | | | |
| 0-15 | 2.020 | 24.2 | 23.7 | 52.0 | 1.02 | Не визначалося | | | |
| 15-30 | 1.580 | 20.1 | 24.2 | 55.8 | 0.83 | | | | |
| 40-50 | 0.730 | 34.8 | 28.0 | 37.2 | 1.24 | | | | |
| 50-60 | 0.660 | 30.2 | 25.6 | 44.3 | 1.18 | | | | |
| Глейземи зліто-криптоглейові солончакові глинисті (ключ ділянка 18 у заплаві пониззя р. Когильник) | | | | | | | | | |
| 0-30 | 1,75 | 10,0 | 8,9 | 81,0 | 1,1 | Не визначалося | | | |
| 30-40 | 0,86 | 9,5 | 10,3 | 80,1 | 0,9 | | | | |
| 40-50 | 0,85 | 4,8 | 10,3 | 84,8 | 0,5 | | | | |

Морфологічні дослідження виявили дві мікроформи гумусу: колоїдно-дисперсну, що просочує глину аморфною масою, і пластівчасту, що утворює окремі пухкі згустки. Але більша частина органічної речовини у мулуватих “болотних” ґрунтах представлена обвугленими рослинними рештками.

Характерною рисою сімейства глейземів є нерівномірна їх забезпеченість елементами живлення рослин. Легкогідролізованим азотом високо забезпечені перегнійні види, а до найменш забезпечених відносяться глейземи ясногумусові, що мають відносно легший гранулометричний склад (табл. 6.20). Важкосуглинисті і легкоглинисті мало- і середньогумусні ґрунти належать до середньозабезпечених азотом. За кількістю рухомих форм фосфатів, глейземи мають ту ж закономірність. У мулуватих і особливо мулуватих перегнійних типах вміст P₂O₅ може перевищувати 17 мг/ 100 г ґрунту, а мікрогумусні

Таблиця 6.20

Агрохімічна характеристика глейземів

| № розрізу | Глибина, см | Сухий залишок, % | СаСО ₃ , % | Гумус, % | Легкогідролізований азот, мг/100 г ґрунту | Рухомі форми елементів живлення, мг/100 г ґрунту | |
|-----------|----------------|---------------------|-----------------------|-------------|--|--|------------------|
| | | | | | | Р ₂ О ₅ | К ₂ О |
| 15Г | 0-10 | 0,29 | 17,05 | 9,40 | 10,08 | 8,80 | 22,80 |
| | 20-30 | 0,29 | 2,27 | 3,99 | 8,68 | 5,60 | 28,00 |
| 23Г | 0-10 | 0,77 | 4,30 | 6,54 | 8,12 | 12,00 | 54,00 |
| | 30-40 | 0,37 | 6,78 | 4,10 | 7,84 | 17,20 | 56,00 |
| 18 | 0-30 | 1,57 | 2,18 | 3,02 | Не визначалося | | |
| | 40-50 | 1,76 | 0,93 | 1,47 | | | |
| | 60-70 | 2,30 | 3,14 | 1,06 | | | |

(розріз 15Г — глейземи мулуваті середньосолончакові перегнійні легкоглинисті: р. Малий Куяльник, с. Баранове [186]; розріз 23Г — глейземи зернисті середньосолончакові багатогумусні середньоглинисті (там же); розріз 18 — глейземи зліто-криптоглейові сильносолончакуваті глинисті: р. Когильник, м. Татарбунари)

ґрунти утримують не більше 2–3 мг/ 100 г ґрунту. За вмістом рухомого калію, кількість якого у заплавних ґрунтах чітко визначається гранулометричним складом — вмістом фракції мулу (див. табл. 6.4), — до високо забезпечених належать глинисті різновиди глейземів.

Глейземи алювіальні мулуваті заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я характеризуються пануванням відновних процесів по всьому профілю. З поверхні ґрунтів звичайно відзначається виражена контрастність (плямистість) окисно-відновних умов. Осередки з найбільш вираженими умовами відновлення (ОВ-потенціал $-150 \div +50$ мВ) приурочені до зон з органічними рештками, а при наявності шаруватості — до зон із більш важким гранулометричним складом (табл. 6.21, 6.22). Вони мають чорне із синявою забарвлення, зумовлене сульфідом заліза — гідротроїлітом, яке при висиханні ґрунтової маси зникає й переходить у сіре. Вздовж шпар — коріння рослин і тріщин — ґрунтова маса може покриватися значною кількістю окисненого заліза у вигляді іржавих товстих (до 3–6 мм) плівок і дрібнозернистих прожилок. У водонасичених горизонтах (3–15 см від поверхні ґрунту) ґрунтова маса глейземів мулуватих

Таблиця 6.21

**Вміст заліза (мг/ 100 г ґрунту), окисно-відновний потенціал (Eh, мВ)
і показники активності іонів у глейоземах алювіальних мулуватих**

| № розрізу | Глибина, см | FeO, мг/100г | Fe ₂ O ₃ , мг/100г | Вологість % | Eh, мВ | pH | pNa |
|-----------|-------------|-----------------|---|----------------|----------|------|------------|
| 31 | 5-10 | 40,32 | 12,33 | 54,6 | 36 ÷ 269 | 7,15 | 1,04 |
| | 15-25 | 96,44 | 1,62 | 69,9 | 41 | 7,31 | 1,03 |
| 32 | 5-10 | 7,74 | 50,10 | 29,8 | 401 | 7,64 | Не виз. |
| | 15-20 | 4,34 | 35,76 | 33,2 | 391 | 7,45 | |
| | 35-40 | 3,89 | 49,97 | 35,6 | 411 | 7,73 | |
| | 40-75 | 7,14 | 52,42 | 46,1 | 461 | 7,78 | |

Таблиця 6.22

Властивості глейземів заплави пониззя р. Когильник

| Гли- бина, см | Eh, мВ: середні значення | pH | Сух. зали- шок, % | SO ₄ % | Cl, % | Вбирні катіони | | | | Гіпс, % | Гу- мус % |
|---|--------------------------------|------|----------------------------|----------------------|----------|-------------------------|------------------|-----------------|-----------------|------------|-----------------|
| | | | | | | мг-екв/ 100 г ґрунту | | % | | | |
| | | | | | | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | Na ⁺ | | |
| Глейоземи мулуваті сульфідні малопотужні малогумусні важкоглинисті: ключ-ділянка 31 | | | | | | | | | | | |
| 5-10 | 235 | 7,31 | 1,84 | 0,96 | 0,19 | 37,2 | 14,6 | 8,24 | 14 | 1,26 | 3,74 |
| 15-25 | -130/+250 | 7,15 | 1,41 | 0,73 | 0,15 | 31,2 | 15,9 | 7,32 | 13 | 0,46 | 2,78 |
| Глейоземи зернисті вохристі малогумусні легкоглинисті: ключ-ділянка 32 | | | | | | | | | | | |
| 1-10 | 400 | 7,95 | 1,43 | 0,81 | 0,13 | 27,8 | 11,6 | 7,32 | 16 | 0,04 | 2,37 |
| 10-20 | 400 | 7,85 | 1,53 | 0,87 | 0,13 | 35,2 | 16,2 | 8,40 | 14 | 0,05 | 1,98 |
| 30-40 | 410 | 8,05 | 0,60 | 0,26 | 0,10 | 18,6 | 17,2 | 17,6 | 33 | 0,08 | 1,97 |
| Глейоземи мулуваті сульфідні малогумусні важкоглинисті: ключ-ділянка 33 | | | | | | | | | | | |
| 0-10 | 150 | 7,63 | 1,62 | 0,84 | 0,28 | 15,6 | 23,8 | 8,24 | 17 | 0,34 | 2,96 |
| 10-20 | -90 | 7,35 | 1,35 | 0,74 | 0,15 | 23,4 | 20,4 | 7,32 | 14 | 1,75 | 2,80 |

суцільно чорна і лише в холодний період, при температурах нижче нуля, у верхній частині профілю сульфідні плями можуть зникати.

Реакція середовища досліджуваних ґрунтів нейтральна або слаболужна. Було відзначене підвищення активності іонів натрію в умовах із різко вираженими процесами відновлення (див. рис. 5.12). Це може свідчити про більший ступінь дисоціації з'єднань, що містять натрій, у сірководневому відновному середовищі, і, відповідно, більшу можливість вбирання іона натрію.

У природних умовах субаквальні ґрунти заплави характеризуються стабільним, порівняно невеликим (менше 0,1–0,6%) вмістом

легкорозчинних солей. Займаючи найнижчі гіпсометричні рівні в заплавах, пересихаючи з поверхні глейоземи мулуваті відчувають величезний вплив підґрунтових вод. Активна витрата їх на випаровування і зменшення промивного впливу поверхневих вод сприяє інтенсивному літньому випарному соленакопиченню в їхньому профілі. Нерідко на поверхні утворюється сольова кірка потужністю до 0,5 см, із перевагою у складі сульфату натрію (60–65% від суми солей) і хлориду магнію (30–35%). Останнє — підвищений у профілі ґрунтів вміст солей магнію, а також підвищена частка магнію у ґрунтовому вбирному комплексі — є характерною ознакою глейоземів мулуватих з інтенсивними ознаками оглеювання.

У ґрунтах, що рідко затоплюються, сольові максимуми із вмістом солей 0,5–2% приурочені до підповерхневих горизонтів — 10–30 см. Тут у складі легкорозчинних солей переважають мірабіліт, доля якого складає біля 50%, сульфат кальцію, 15–25% від суми солей, і магнієві солі (в основному $MgCl_2$) — 15–20% .

У всіх глейоземах відзначений підвищений вміст гіпсу. Він поширюється скупченнями з окремих веретеноподібних кристалів, що мають часто розміри до 1–2 мм. Вуглекислий кальцій у мулуватих типах присутній по всьому профілю в кількості 2–7%, і його накопичення відбувається здебільшого без утворення максимуму або зрідка у ґрунтах, що не затоплюються, відбувається формування максимуму $CaCO_3$ у поверхневому горизонті. Він представлений крипто- і дрібнозернистим кальцитом, що утворює мілкі, але часті скупчення в основі ґрунту.

Глейоземи алювіальні зернисті і злито-криптоглейові: морфолого-аналітична характеристика

Глейоземи зернисті, що розвиваються в проміжних умовах ґрунтоутворення між “лучноземами зернистими” і “глейоземами мулуватими”, займають знижені місцевості заплавл і мають значне поширення в дельтових ландшафтах, а також інших “болотистих” областях заплавл малих і середніх річок. У цих областях, що характеризуються сильною заболоченістю, вираженим мікрорельєфом і наявністю густої болотної рослинності, відбувалося переважне накопичення “важких” озерних і озерно-річкових осадів важкосуглинково-глинистого гранулометричного складу.

Глейоземи зернисті сформувалися при сполученні близьких (0,8–1,5 м) підґрунтових вод і важкого, в основному важкосуглинного —

легкоглинистого, гранулометричного складу алювію. У зв'язку з гранулометричною неоднорідністю вони, маючи у верхній частині профілю переважно ознаки зернистих лучноземів — високу гумусованість, зернисто-грудкувату структуру, високу шпаруватість і біогенність, — можуть також виявляти злитоморфні ознаки; на додаток близькі мінералізовані підґрунтові води сприяють гідрогенно-акумулятивним процесам і інтенсивному оглеюванню.

Для морфологічної характеристики глейоземів алювіальних зернистих приведемо опис розрізу 32, що характеризує підтип вохристих глинистих ґрунтів. Розріз закладено в центральній заплаві пониззя р. Когильник на периферії широкого старичного зниження, що різко відтинається уступом (0,6 м) від навколишніх угідь. Місце вибрано в 10 м від різко вираженої границі з глейоземами мулуватими, що перебувають у водонасиченому стані; поверхня ключ-ділянки рівна, задернована, з різнотравно-злаковим фітоценозом.

Nd 0–1 см — повсть; дрібнозем крупкувато-піщанистий.

HUf,s,gl 1–15 см. Темногумусово-акумулятивний. Темно-сірий з окремими синювато-чорними гідротроїлітовими плямами, крупкуватий, щільний, глинистий із дрібними прошарками піску. По ходах коренів рясні прожилки і плівки легкорозчинних солей і оксидів заліза. Перехід ясний.

HUf,v,s,gl 15–40 см. Темногумусово-акумулятивний. Темно-сірий із сизуватими плямами, крупчасто-крупнопризматичний, глинистий, щільний. По ходах коренів і пустотам окремі плівки оксидів заліза і багато прожилок легкорозчинних солей, перехід поступовий.

GFv,s 40–75 см. Глейово-рудяковий. Темно-сірий із невиразним зеленуватим відтінком, зернисто-крупногоріхуватий, щільний, глинистий. Новоутворень солей мало. Virізняється дуже рясними плівками заліза по ходах коренів і тріщинах. Перехід поступовий.

GF 75–100 см. Глейово-рудяковий. Сірий із сизуватим відтінком, мокрий, зернисто-грудкуватий, глинистий. Багато плівок і пухких скупчень оксидів заліза, легкорозчинних солей немає.

Закипає бурхливо з поверхні.

Мікро- і субмікроморфологічна характеристика

HUf,s,v 15–20 см. Темно-сіра слабогумусована глиниста плазма з великою кількістю звуглених частинок (0,001 до 0,3 мм) і рідкісними кварцовими (0,01–0,1 мм) зернами. В основному фрагментарної мікробудови. Блоки — 3–10 мм кутастих обрисів із рівними краями, без

внутрішньої шпаруватості. Тріщини клинчастої форми, розміром 0,03–0,1 мм. Гумус дисперсний, сірувато-бурий, спостерігаються натічні його скупчення.

10-20 см. PEM: 100-6300X. Грунтова маса щільна з узгодженим поєднанням глинистих часток. По тріщинах і біопорах велика кількість новоутворень заліза — гетиту з аморфною фазою на поверхні. Їхня форма різноманітна, звичайно куполоподібна (квіткова або у вигляді шапки гриба) із горбкуватою поверхнею. Помітні сліди росту новоутворень і їхнє розтріскування в результаті дегідратації на волокнисто-східчасті окремість. Деякі із них лійкоподібні із трубочками випаровування ґрунтового розчину.

35-40 см. PEM: 100-6300X. Сірувато-бурий, однорідної плазмової елементарної мікробудови з окремими округленими (0,01–0,03мм) зернами кварцу. Мікробудова фрагментарна з відокремленими блоками розміром 2–10 мм. Пори дуже рідкісні — округлі, розміром до 0,5 мм у вигляді замкнутих тріщинок. Між блоками тріщини рівнобіжні, вигнуті. Органічна речовина у вигляді різного ступеня розкладання рослинних решток, багато зуглених частинок. Дисперсний гумус не рівномірно просочує глину, а накопичується в основному біля рослинних решток і на периферії агрегатів. Згусткоподібні форми гумусу пухкі і порівняно рідкісні. Зустрічаються пластівчасті залізо-гумусові утворення. Багато скупчень гіпсу, у шпарах скупчення дрібнозернистого кальциту.

GF 75–100 см. Сірувато-бурий із безліччю червонясто-бурих плям залізо-гумусових утворень, розміром від 0,7 до 1 мм, — дрібних щільних і великих пухких, що просочують глину. Колір внутрішньої частини утворень чорний. Дослідження за допомогою растрового електронного мікроскопа виявили сморчкуваті куполоподібні із тріщинами утворення. Їх внутрішня частина радіально-променистої будови зі слідами росту, а природний колір утворень жовто-червоний і червоно-бурий.

Як було відзначено, алювіальні гідроморфні ґрунти в заплавах рік північно-західного Причорномор'я розвиваються в умовах, що гальмують або навіть виключають глеєутворення в анаеробному середовищі. Це відбувається через утримання ними значної кількості сульфатів натрію, магнію і кальцію. У анаеробному середовищі сульфатно-засолених ґрунтів при наявності органічної речовини і сульфатредуючих бактерій сульфати можуть піддаватися відновленню з утворенням сірководню. Якщо у відновному середовищі присутнє двовалентне залізо, то при взаємодії із сірководнем утворюється сульфід заліза, який випадає в осад. Останнє виключає

основну умову “типового оглеювання” — винос заліза із ґрунтової маси [67]. Залізо міцно фіксується на місці і лише змінюються його форми — оксиди переходять у сульфід. Незважаючи на перехід тривалентного заліза у двовалентне в ґрунтах не виявляються ознаки оглеювання у вигляді світлих тонів, а відзначається темне (чорне) забарвлення перезволожених горизонтів.

У відновному середовищі глеєутворення гальмується також при наявності карбонатів і жорстких підґрунтових вод. У цьому випадку механізм гальмування полягає в нейтралізації карбонатом або бікарбонатом кальцію низькомолекулярних і гумусових органічних кислот. За рахунок вапна зі сфери ґрунтових реакцій виключаються агресивні сполуки, відновники й комплексоутворювачі [69].

У глинистих різновидах ґрунтів оглеювання маскується також розвитком злитості, яке супроводжується утворенням сполук, що надають профілю темного кольору. Крім цього, потужний глинистий профіль, або його нижня глиниста частина при двочленній будові, “відсікає” підґрунтові води від гумусового горизонту і останній розвивається в умовах атмосферного зволоження. Оглеювання в ньому проявляється періодично, в періоди перезволоження атмосферними опадами.

“Напівболотні” з ознаками злитості карбонатні ґрунти заплавлених малих і середніх річок північно-західного Причорномор’я, що мають по профілю значну кількість сульфатів натрію, магнію і кальцію, у багатьох випадках наділені тільки слабкими ознаками “типового оглеювання”. Воно виявляється в основному у вигляді однорідної сизуватості, накладеної на темно-сірий або бурувато-темно-сірий колір у середніх і нижніх горизонтах.

Перезволожені ґрунти без циклів висушування, що з поверхні мають ознаки злитоземів (темний колір, зернисто-брилувату структуру) і в яких оглеювання гумусового горизонту чітко виявляється у вигляді однорідної сизуватості на гранях структурних агрегатів, віднесені до глейоземів алювіальних зліто-криптоглейових (потайливоглейових).

Наведемо характеристику морфологічних ознак солончакового важкосуглинного різновиду глейоземів зліто-криптоглейових за розрізом 5В, закладеним у заплаві р. Великий Куяльник у кілометрі на північ від околиці м. Іванівки.

HUvs 0–25 см. Темногумусово-аккумулятивний злитизований. Темно-сірий, важкосуглинистий (до глинистого), горіхувато-крупнобрилуватий, щільний. З 10 см рідко прожилки легкорозчинних солей, перехід ясний.

HUvq,s 25–43 см. Темногумусово-аккумулятивний злитизовано-криптоглейовий. Темно-сірий із буруватим відтінком, глинистий, стовбчастий, щільний; сольовий максимум в шарі 20–30 см у вигляді ряних прожилок легкорозчинних солей. З 28 см іржаві плями і прожилки оксидів заліза. Знизу сирий і грані окремоостей із сизуватим відтінком.

Qh 43–60 см. Криптоглейовий. Плямистий горизонт гумусових затіків із сіро-бурим кольором і сизим (сталевим) блиском на поверхні агрегатів; глинистий, зернисто-призматичний. Перехід поступовий.

Q~ 60–100 см. Криптоглейовий. Сизо-сірий із сизо-сіро-буруватими затіками, глинистий, зернистий. Зрідка іржаві прожилки. Перехід поступовий.

100–130 см. Схожий на попередній горизонт, але темніший, мокрий — рівень підґрунтових вод установився на глибині 115 см.

Закипає бурхливо з поверхні ґрунту.

Таким чином, морфологічні дослідження глейоземів зернистих виявили чітку диференціацію їхнього профілю на слабоущільнений біологічно активний гумусовий горизонт із переважно крупкувато-брилуватою структурою і при цьому чіткими ознаками оглеювання, а також грузлий глейовий горизонт, ґрунтова маса якого перебуває в набряклому стані, а при нетривалому висиханні організується в зернисто-гумбові блоки розтріскування. Серед інших рис морфології досліджуваних ґрунтів найбільш характерні такі: 1) новоутворення легкорозчинних солей зосереджені в основному в підповерхневих горизонтах, а вуглекислий кальцій при мікрозональній локалізації в цілому рівномірно розподіляється по профілю; 2) ознаки глейового процесу в гумусовому горизонті виявляються в рівномірному “сталевому” глянсі темно-сірої поверхні структурних окремоостей і періодично в виражених глейових плямах, аж до гідротроїлітових.

Глейоземи злито-криптоглейові відрізняються від зернистих темнішим кольором, ущільненою — горіхувато-брилуватою — структурою і рівномірними, без плям, ознаками оглеювання. При осушуванні такі ґрунти набувають злитого зложення і еволюціонують в злитоземи.

Основною мікроморфологічною рисою глейземів зернистих є виражена мікрональність ознак. Матеріал основи у верхніх гумусових горизонтах ґрунтів у цілому структурований і виражено біоактивний. Проте поряд із шпаровою структурою зі складними агрегатами значну частину займає структура розтріскування зі слабо структурованою речовиною. Перша форма ґрунтової мікроструктури приурочена до зон високої біогенності, де є значна кількість напіврозкладених залишків рослин і де відносно більше пластівчастого гумусу. Друга форма мікроструктури приурочена до зон з однорідною мікробудовою і дуже низькою біогенністю; тут гумусові речовини перебувають у стані високої дисперсності й рівномірно розподілені у світлозабарвленій плазмі. Мікроагрегати тут мають у край низьку внутрішньоагрегатну шпаруватість, спакування часток у них більш щільне.

Колоїдно-хімічне анатомування агрегатів показало велику роль зв'язків між глинистими мінералами і гумусовими речовинами в оструктуренні злитих і зернистих глейових глинистих ґрунтів [4]. Складні їхні агрегати “склеєні” пухкозв'язаними гумусовими речовинами; після видалення гуматів сильних основ ґрунтова маса розпадається на окремі першого порядку, що у злитоморфних ґрунтах можуть мати розміри до 1–4 мм. Видалення з них гуматів і змішаних гелів із гідроксидами заліза призводить тільки до часткового їхнього розпаду, а активний розпад органо-мінерального каркасу спостерігається лише після руйнування стійких органо-мінеральних зв'язків гіпобромітом натрію.

Влітку при рівнях підґрунтових вод 0,8–1,5 м гідрологічний профіль глейземів зернистих чітко поділяється на дві зони: поверхневі прошарки ґрунтів висушуються (вміст вологи 10–20%), а глибокі продовжують залишатися в капілярно-насиченому стані, що створює сприятливі умови для засолення підповерхневих горизонтів. Навесні сильномінералізовані (5–20 г/л) підґрунтові води в досліджуваних ґрунтах можуть підніматися на рівень 0,3–0,5 м.

Лучно-болотна стадія заплавного ґрунтоутворення, до якої належать глейземи зернисті, одночасно є фазою максимального розвитку солончакового процесу (див. табл. 6.20, 6.22). Особливу роль у процесах соленакопичення відіграють місцеві меліоративні заходи, особливо обвалування окремих ділянок для запобігання їхньому паводковому затопленню і створення неглибокого відкритого дренажу, що служить більше для збору поверхневого стоку, ніж для зниження

рівня підґрунтових вод. Значне соленакопичення відбувається також при пошкодженні тваринами дернини на поверхні ґрунтів у випадку використання заплавних угідь під вигін.

Склад солей у профілі глейоземів зернистих солончакових відрізняється від такого в “молодих” мулуватоглейових ґрунтах. У перших помітно накопичуються менш розчинні кальцієві солі і зменшується частка хлориду магнію. У прошарках, де відбувається капілярне випаровування, формуються кристалічні гідратні форми солей: мірабіліт, гіпс і інші. Солі у профілі ґрунтів утворюють щільні склоподібні скупчення кристалів по біопорах, тріщинах і пустотах. У горизонтах сольових максимумів вони заповнюють більшу частину шпар. Важливо відзначити таку форму сольових скупчень, як заповнення ними замкнених пустот і запливання сольових агрегатів глинистою плівкою. При низькій водопроникності ґрунтів це істотно ускладнює процес їхнього розсолення.

Глейоземи відносяться до ґрунтів, що мають у переважній більшості підвищену частку увібраного натрію — 4–20% від суми обмінних основ. В залежності від гранулометричного складу і вмісту гумусу ємність катіонного обміну у зернистих і зліто-криптоглейових типах глейоземів може бути в межах 15–40 мг-екв/100 г ґрунту. Ступінь їх солонцюватості чітко визначається сольовим режимом і вмістом легкорозчинних солей. Через це середні горизонти ґрунтів, що містять найбільшу кількість солей, мають і підвищену частку увібраного натрію. Поверхневі шари солончакуватих родів можуть бути слабо- і середньосолонцюватими. В останньому випадку може спостерігатися ілімеризація мулистій фракції і поверхня ґрунтів набуває білуватого кольору; таке явище спостерігалось в розрізі 23а (табл. 6.23).

Глейоземи зернисті характеризуються яскраво вираженими відновними процесами з контрастними ОВ-умовами у верхній частині профілю (ОВП ~ 350–500 мВ) і стійким розвитком лужного оглеювання в нижніх шарах (ОВП ~ 150–450 мВ). Визначення ОВ-буферності виявило деяку стійкість верхніх горизонтів при тимчасовому розвитку анаеробіозису, що може бути зумовлене значним їхнім засоленням, яке дуже пригнічує мікробіологічну діяльність. У сильнозасолених ґрунтах звичайно спостерігаються стабільні значення ОВП.

Займаючи в заплавах рубіжні зони між ареалами інтенсивного оглеювання і ареалами з перевагою окислювальних процесів, глейоземи зернисті можуть бути пастками для елементів зі змінною валентністю.

Таблиця 6.23

Властивості глейземів зліто-криптоглейових і зернистих

| № розрізу | Глибина, см | Вбирні катіони, мг-екв/100 г ґрунту | | | | Вбирні катіони, % від суми | | | Гумус, % |
|--|-------------|-------------------------------------|------------------|-----------------|------|----------------------------|------------------|-----------------|----------|
| | | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | Сума | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | |
| Глейземи зліто-криптоглейові слабосолонцюваті малогумусні (розріз 23) і середньосолонцюваті (розріз 23а) глинисті в заплаві пониззя р. Когильник | | | | | | | | | |
| 23 | 0-5 | 26.6 | 6.2 | 2.4 | 35.2 | 75.6 | 17.6 | 6.8 | 2,12 |
| | 5-12 | 24.4 | 5.6 | 2.5 | 32.5 | 75.0 | 17.2 | 7.8 | 2,16 |
| | 12-30 | 23.8 | 5.2 | 3.4 | 32.4 | 73.5 | 16.0 | 10.5 | 1,84 |
| | 30-50 | 20.8 | 8.0 | 6.4 | 35.2 | 59.1 | 22.7 | 18.2 | 1,31 |
| 23а | 0-10 | 21.6 | 6.6 | 3.0 | 31.2 | 69.2 | 21.2 | 9.6 | Не виз. |
| Глейземи зернисті слабосолончакові слабосолонцюваті багатогумусні середньосуглинисті (заплава р. Когильник, с. Долинка [183, розріз 1]) | | | | | | | | | |
| 1КГ | 0-30 | 23,6 | 9,6 | 1,6 | 34,8 | 67,8 | 27,6 | 4,6 | 7,25 |
| | 30-40 | 24,5 | 10,3 | 1,5 | 36,3 | 67,4 | 28,3 | 4,3 | 7,68 |

Найбільшою мірою до цього схильні ґрунти в прируслових і пристаричних областях, що розвиваються в умовах контрастного ОВ-режиму, але у відсутності умов для застою підґрунтових вод. Вони можуть значною мірою накопичувати з'єднання заліза, які надають профілю строкатого забарвлення, іноді з величезною кількістю плямистих і натічних новоутворень червоно-бурого і жовто-червоного кольорів.

Аналітичний вимір FeO і Fe₂O₃ показав наявність мобільних закисних форм заліза із поверхневих горизонтів глейземів зернистих (див. табл. 6.21, розріз 32), але в набагато меншій кількості, ніж у суміжних (всього в десяти метрах) мулуватоглейових (розріз 31). Основна форма заліза в зернисто-глейових ґрунтах оксидна, яка у вигляді звичайного для гідроморфних ґрунтів з'єднання гідроксиду Fe(OH)₃ червоно-бурого кольору може утворювати у відповідних умовах колоїдні розчини [83] або перебувати у вигляді осаду.

Дослідження засвідчують, що в результаті активних окисно-відновних процесів у сульфатно-засолених ґрунтах може відбуватися міграція значної кількості з'єднань заліза в іонній і колоїдній формах. У місцях, багатих киснем (на макрорівні — це смугасті ареали на границях глейових ґрунтів (глейові просторові катени), а на мезорівні — це пустоти в ґрунтовій масі), проходить його окиснення і коагуляція. Особливо виразні жовтуватоглинисті і червоно-бурі покриття із чіткими слідами росту і вивітрювання утворюються вздовж прямовисних біогенних шпар (рис. 6.14).

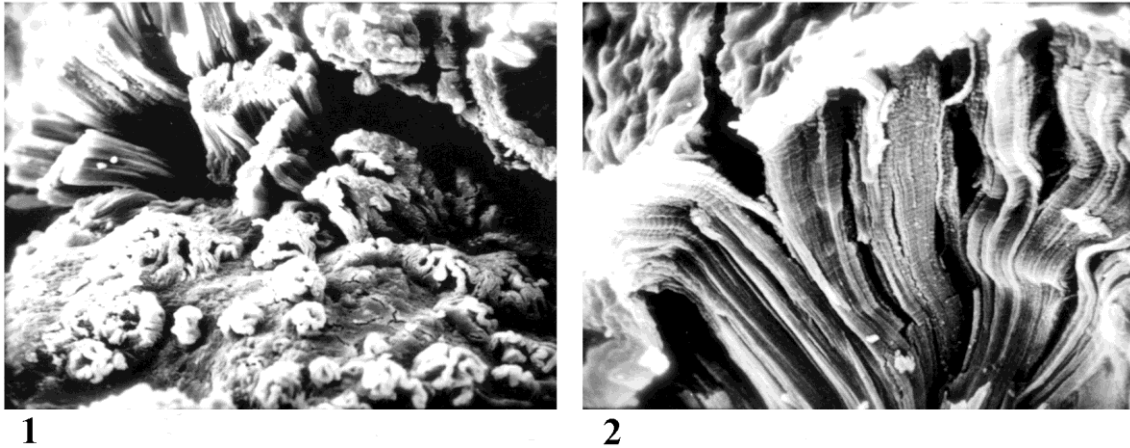


Рис. 6.14. Електронно-растрова мікроскопія новоутворень оксиду заліза у глейоземах зернистих вохристих: 1 — нитково-пластинчаста будова з пустотами випаровування (315X); 2 — радіально-промениста форма із слідами звітрювання і формування аморфної фази на поверхні (1050X)

Численні дослідження залізо-марганцевих новоутворень у ґрунтах інших районів виявили, що основними їх компонентами є аморфний гідрооксид тривалентного заліза і тонкодисперсний гетит [56]. Вивітрена “сморчкувата” й потріскана поверхня досліджуваних кутан свідчить про динамічність їх існування. Тут гелі гідроксиду заліза можуть старішати через дегідратацію, і поверхня кутан, очевидно, покривається дрібнокристалічним гетитом.

Прості солі дво- і тривалентного заліза у вохристих підтипах глейоземів не виявлені, можливо, через їх слабку стійкість у водних розчинах, де вони легко можуть утворювати гідроксиди.

У глейоземах зліто-криптоглейових вохристі прожилки зустрічаються в набагато меншій кількості; ці ґрунти вирізняються іншою формою новоутворень елементів із змінною валентністю — залізо-марганцевими конкреціями в водонасичених горизонтах.

За вмістом гумусу глейоземи зліто-криптоглейові не відрізняються різноманітністю. Їх малогумусний профіль, де в поверхневих шарах буває не більше 4% гумусу, а в більшій його частині — біля 2%, є, звичайно, одним із факторів злітої будови ґрунтів (див. табл. 6.20, 6.23). Гумус злітизованих глейоземів характеризується вузьким відношенням $S_{гк}/C_{фк}$ — біля одиниці в поверхневих шарах і менше за одиницю в середніх горизонтах, — великим відсотком негідролізованого залишку, малим ступенем гуміфікації органічної речовини.

Зернисті типи глейоземів, напроти, мають широкі “видові” характеристики. Малогумусні і малопотужні види містять 2,2–4% гумусу, але при цьому характеризуються середнім і високим ступенем забезпеченості (у поверхневих шарах) легкогідролізованим азотом, мають високий вміст рухомого калію (табл. 6.24). Звичайним явищем є середньо- і багатогумусні види глейоземів зернистих. Це здебільшого слабо- або середньозасолені важкосуглинисті різновиди, що мають до 6–8% гумусу (див. табл. 6.20).

Таблиця 6.24

Агрохімічна характеристика глейоземів зернистих малогумусних заплави пониззя р. Когильник

| № розрізу | Глибина, см | Гумус, % | Легкогідролізований азот, мг/ 100 г | Рухомі форми елементів живлення, мг/ 100г | |
|-----------|-------------|----------|-------------------------------------|---|------------------|
| | | | | P ₂ O ₅ | K ₂ O |
| C1 | 0-20* | 2,65 | 5,04 | 4,48 | 60,0 |
| | 20-40** | 2,18 | 1,96 | 17,80 | 22,0 |
| C2 | 0-20* | 2,93 | 5,44 | 3,35 | 61,2 |
| | 20-40** | 2,45 | 1,40 | 15,50 | 30,0 |
| C7 | 0-20* | 3,40 | 4,06 | 3,80 | 57,4 |
| | 20-40** | 2,26 | 3,08 | 10,10 | 15,0 |
| C8 | 0-20* | 2,28 | 5,46 | 3,10 | 60,4 |
| | 20-40* | 3,00 | 5,04 | 3,92 | 110,0 |

* P₂O₅– за Мачігіним, K₂O – за Протасовим;
 ** P₂O₅ за Чіріковим, K₂O – за Масловою

6.5. Злитоземи

Морфологія і міроморфологія ґрунтів

Морфологія алювіальних злитоземів є достатньо різноманітною у зв’язку з неоднорідністю умов їхнього утворення і стадійністю злитогенези. Розповсюджені ґрунти з дуже виразними злитоморфними ознаками — це контури, що приурочені до сухих стариць із важкоглинистим гранулометричним складом, — але також є і перехідні до зернистих типів ґрунти, які мають тільки слабозлитий горизонт з горіхуватою структурою. Істотно впливає на злитоутворення і, відповідно, на морфологію ґрунтів галогенеза.

Взагалі вважається, що накопичення солей є фактором, що не сприяє процесу утворення злитості [104], але в той же час алювіальні злиті

засолені ґрунти є досить поширеним типом в різних областях степової зони [237].

Насамперед необхідно відзначити, що злитість ґрунтів не є ознакою їхньої безструктурності. Типові — структурно-монолітні — злиті ґрунти мають із поверхні монолітну товщу або окремі блоки з міцно спаяних одна з одною зернистих окремоостей (рис. 6.15). Субзлиті ґрунти — дисперсно-монолітні — і глибокі горизонти злитих ґрунтів, навпроти, складені в основному щільною пластичною безструктурною масою, розбитою в сухий період прямовисними тріщинами на тумбоподібні окремоості.

Уявлення про морфологію злитоземів алювіальних структурно-монолітних солончакових дає опис розрізу 14.92 (ключ-ділянка 14), закладеного в пониззі р. Когильник на дні сухої стариці, що має ширину 40–50 м і відносне заглиблення 1 м. Староріччя характеризується вирівняним мікрорельєфом, а в жарку пору — густою сіткою широких (1–5 см) і глибоких тріщин; воно було сухе ще до устрою дренажної системи (до 1980 року), але в профілі досліджуваних злитоземів навесні і на початку літа, на глибині 60–120 см, виявляється верховодка, що просочує міжзернисті шпари. Підґрунтові води напірні — завжди виявляються на глибині 190 см, нижче глинистого алювію, і можуть моментально підійматися на висоту 40–60 см. В природному стані ключ-ділянка мала злаково-полиновий фітоценоз, який після розорення змінився на різнотравно-злаковий, і, наприклад, на початку літа 1999 року поверхня досліджуваних злитоземів була покрита (із вираженою синузальністю) пирійом (50%), горцем пташиним (15%), вівсюгом (10%), ромашкою лікарською (5%), а 10–20% поверхні залишалася не покритою рослинами.

Vs 2–20/18 см. (0–2 см — дернина). Злитий. Свіжий, темно-сірий, зернисто-стовбчастої структури, глинистий, щільний. При підсиханні злитий, крупностовбчастий. Рідко на гранях агрегатів іржаві крапки. Деякі шпари заповнені невеличкими прожилками легкорозчинних солей. Перехід дуже поступовий, межа умовна.

Vs,f/q 20–60/40 см. Злитий. Свіжий, темно-сірий до чорного, глинистий. Сухі структурні окремоості крупнопризматичні, сірі розламуються на зернисті з блискучими глянцевиими гранями. Блиск граней зникає при підсиханні. Тріщини шириною 2–3 см. Зустрічаються темно-бурі і чорні залізо-марганцеві конкреції і плями, багато прожилок легкорозчинних солей із максимумом на глибині 25–45 см. Тут вони

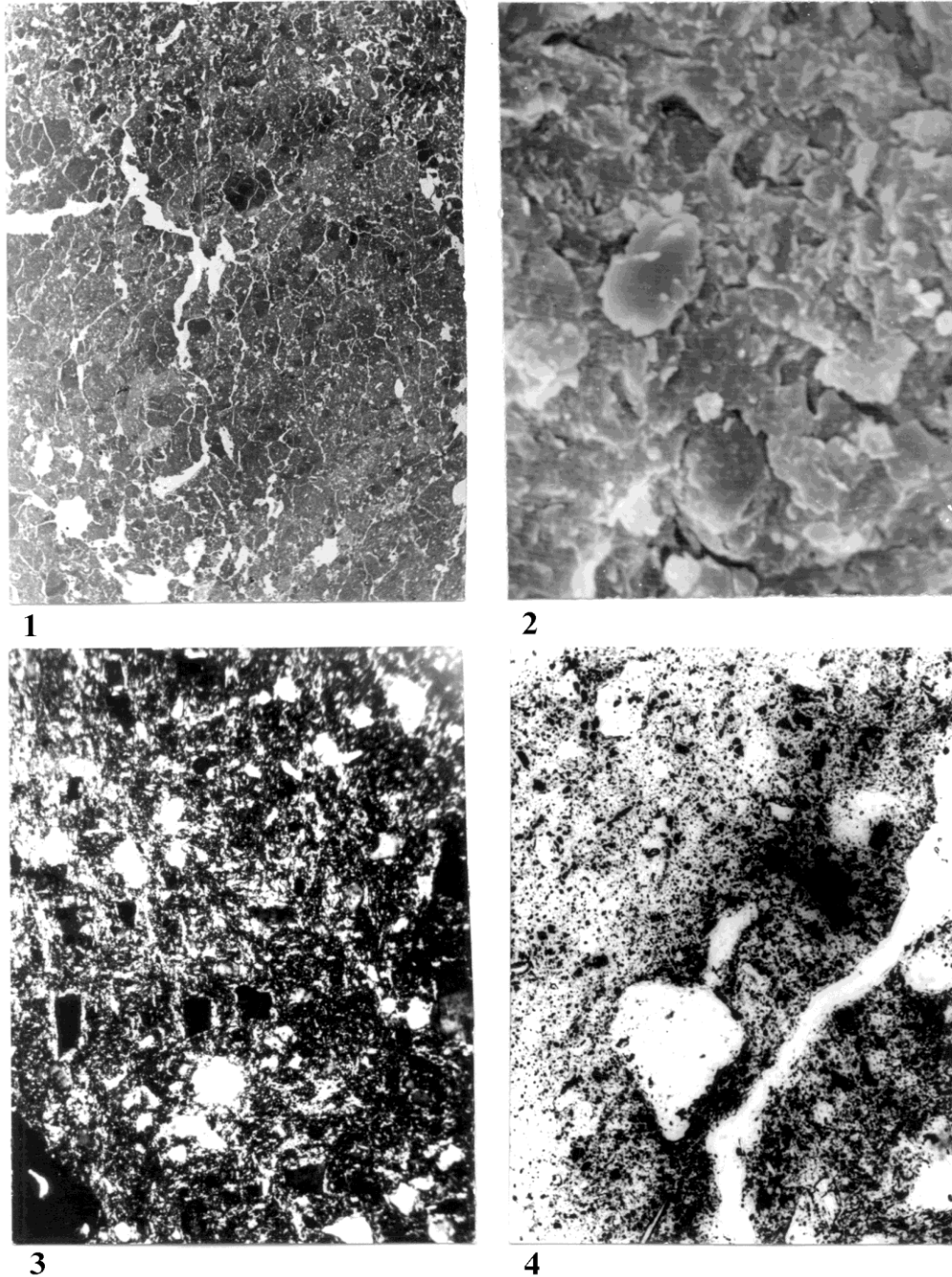


Рис. 6.15. Мікроморфологія злитоземів алювіальних структурно-монолітних (осушених глейоземів злито-криптоглейових ключ-ділянки 18): 1 — зональна будова гумусового горизонту (в шарі 20–30 см) з масивно-блоковою структурою і нерівномірним розподілом гумусу (світлінограма, 2,5X); 2 — зони із спресованими по площинам глинистими агрегатами (РЕМ 6300); 3 — сітчаста орієнтація глинистої плазми злитого горизонту (нік. +, 50X); 4 — дисперсний гумус з вуглистими частками (нік. II, 50X)

заповнюють практично всі біопори і, рідше, тріщини. Перехід поступовий, межа умовна.

Vs,fq 60–90/30 см. Злитий криптоглейовий. Мокрий, темно-сірий із сизим відтінком, глинистий, складається із зернистих структурних окремоостей, що мають грані з жирним блиском. У сухому стані злегка сіріє і цементується, створюючи дуже щільні крупнобрилісті (тумбоподібні) окремості. Багато чорних залізо-марганцевих, розміром 1–4 мм, нодулів, рідко прожилки легкорозчинних солей, багато дрібок вуглекислого вапна (0,3–2 мм) і гіпсових солюан. Перехід поступовий.

Vf,q 90–130/40 см. Злитий криптоглейовий. Мокрий, темно-сірий із сизим відтінком, глинистий, кришиться на ущільнені зернисті окремості з блискучими гранями. При підсиханні сіріє, цементується. Зустрічаються залізо-марганцеві ортштейни, частіше вохристо-бурі дендритові включення, багато брудно-білих дрібних карбонатних стяжінь, що рівномірно інкрустують глинисту масу. Перехід поступовий.

Pf ~ 130–190/60 см. Алювій: вогкий, сизо-сірий, глинистий (мажеться), із середини зеленувато-сірий, піщано-глинистий. Дуже багато (максимум 150–170 см) темно-бурих розводів і суцільних залізо-марганцевих мас у шпарах, що мають розміри від кількох міліметрів до 3–10 см; ґрунтова маса всяяна дрібками вуглекислого вапна і гіпсових камер. З глибини 190 см мокрий зеленуватий мулуватий пісок, а з 220 см однорідні синьо-зелені глини.

Закипає з поверхні, до низу закипання слабшає, а з глибини 60 см реакція з HCl бурхлива.

Мікро- і субмікроморфологічна характеристика

Vs 5–10 см. Сірувато-бурий із пилювато-плазмовою елементарною мікробудовою. Мікроскладення фрагментарне з відокремленими агрегатами. Агрегати (0,3–0,9 мм) здебільшого прості, дуже рідко II порядку. Останні приурочені до напіврозкладених рослинних залишків. Шпари — рівнобіжні тріщини між структурними окремостями і каналоподібні пустоти біогеного походження. Внутрішньоагрегатна шпаруватість незначна і представлена порами-ходами. Гумус бурувато-сірий, високодисперсний, із концентруванням у припоровому просторі. Багато рослинних решток різного ступеня розкладення і вуглеподібних часток. Глинисті мінерали лускатої композиції з цівчасто-волокнистими зонами на периферії і рідше усередині агрегатів. Скелет представлений в основному кварцовим пилом (< 0,01 мм).

Vs 10–20 см (PEM: 1000-3000 X). Одноманітний, біологічно не активний (рідко грибні гіфи), компактного складення. Спостерігається

чітка зональна орієнтація глинистих мінералів, особливо уздовж шпар із великим захопленням внутрішньої частини ґрунтової маси. По стінках шпар елементи переміщення глин. Новоутворення представлені правильними кристалами кальциту на тлі його аморфних виділень.

Vs,f/q 40–50 см (*PEM 200-6300 X*). Маса не структурована, дуже щільно упакована, із локально орієнтованою глиною. В середині окремих “блоків розтріскування” й уздовж шпар глинисті лусочки стикаються площинами, їхня орієнтація узгоджена й має хвилястий вигляд (за всіма ознаками через здавлювання). Пори у вигляді пустот між безладно орієнтованими частками й у вигляді шпар-тріщин, що повторюють напрямки орієнтації глини. Новоутворення з кубоподібного гіпсу в пустотах.

Vs,f/q 80–85 см. Сіро-бурий, плямистий через нерівномірний розподіл гумусу і карбонатів. Пилувато-плазмовий із рідкими скелетними (кварц, рідко польовий шпат, одиничний халцедон, гранат) зернами. Компактного мікроскладення; вузькими (0,04–0,2 мм) тріщинами розділяється на блоки розміром 1,3–5 мм. Блоки щільні з окремими щілиноподібними (менше 0,002 мм) порами. Стінки деяких шпар із розмитими краями через наявність у природних умовах легкорозчинних солей. Пустоти часто викладені кристалами кальциту з основи в пору. Гумус високодисперсний, бурого кольору, інертний. Багато вуглефікованих рослинних решток розміром 0,0001–0,008 мм. Глина анізотропна з помітним двопереломленням — нерівномірно інкрустована криптозернистим кальцитом і має в основному лускату будову. Зони цівчасто-волокнистого орієнтування спостерігаються по краях агрегатів, навколо залізо-марганцевих стягнень, рідше усередині агрегатів. У основі велика кількість друз гіпсу розміром 0,3–1,2 мм, кальцитових мікрозон, а також залізо-марганцевих кутан із дифузійними краями і нодулів розміром від 0,2 до 4 мм.

Процес злитоутворення відноситься до елементарних ґрунтових процесів із коротким “характерним часом”. Ознаки типової злитості набуваються монтморилонітово-глинистими “болотними” ґрунтами уже на 7–10 рік після їх штучного осушення. Наприклад, осушені у 1979 році глейоземи злито-криптоглейові солончакові глинисті (болотні солончакові глинисті за ґрунтовою зйомкою 1975 року) ключ-ділянки 18 в заплаві низов’я Когильника при повторному описі у 1986 році мали всі морфологічні ознаки типових злитих ґрунтів — злитоземів структуроно-монолітних. На їх “болотне походження” і водночас слабку біологічну активність вказували тільки наявність у профілі нерозкладених кореневищ і цибулин болотної рослинності.

Розріз 18, що характеризує вторинні злитоземи структурно-монолітні, закладений на розораному зниженні колишнього очеретяного болота в центральній заплаві низов'я р. Когильник навпроти м. Татарбунари.

Vs 0–15 см. Злитий. З поверхні (0–3 см) мульча із порошисто-дрібнозернистої темно-сірої ґрунтової маси. Нижче темно-сірий, глинистий, крупкувато-бриластий, у сухому стані окремої дуже тверді. По ходах коренів і на поверхні агрегатів жилки, плівки і крапки легкорозчинних солей. Перехід поступовий.

Vs,f/q 15–50 см. Злитий. Чорний із бурувато-оливковим відтінком, глинистий, злитий, крупнобриластий. У вологому стані розламується на щільні зернисті окремої з глянцевиими гранями. Багато прожилок легкорозчинних солей. Зустрічаються нерозкладені кореневища й цибулини болотної рослинності. Перехід поступовий.

Vs,f/q 50–100 см. Злитий. Темно-сірий із рівномірним оливковим відтінком (блиском), глинистий. У сухому стані розтріскується з утворенням злитих тумбоподібних окремої, у мокрому — грузлий з неявно вираженою зернистою структурою. На розломі масний блиск. Зустрічаються прожилки легкорозчинних солей, крапкові скупчення вуглекислого вапна. Перехід у наступний горизонт дуже поступовий, границя виділена за вологістю.

Pf~ 100–150 см. Алювій: сизувато-світло-сірий із іржаво-вохристими розводами, глинистий, безструктурний, грузлий. Багато залізо-марганцевих конкрецій, а також дрібок (0,5–3 мм) вуглекислого вапна. Зустрічаються сочевицеподібні кристали гіпсу до 2 мм. Слабо закипає від соляної кислоти з поверхні. Підґрунтові води напірні — виявляються на глибині 230 см і швидко устанавлюються на рівні 152 см.

Мікроморфологічна характеристика

HU 0–3 см. Горизонт мульчі сірий, фрагментарної будови із простими кутастими агрегатами розміром 0,1–2 мм. Пористість міжагрегатна — 70%, агрегатна у вигляді пустот — 5%. Гумус високодисперсний; окремі агрегати чітко відрізняються за інтенсивністю просочення гумусом. Зрідка чорні рослинні рештки.

Vs 20–25 см. Бурий із пиловато-плазмовою елементарною мікробудовою. Пористий (40%), але в основному суцільної будови. Пори у вигляді замкнених складних тріщин в основі; крупні (1–3 мм) пори складні, гіллястої будови, “розбивають” шліф на блоки 2–3 см. Гумус жовто-бурий, високодисперсний з окремими темно-бурими пластівцями, що нерівномірно просочують як окремі агрегати, так і

різні зони ґрунтової маси. Багато рослинних решток різного ступеня розкладення і просочення залізом, багато вуглеподібних часток розміром 0,0001–0,01. Глина із чітким цівчасто-волокнистим орієнтуванням по окремих зонах — на периферії і рідше усередині агрегатів, вздовж первинних мінералів. Скелет представлений в основному кварцовим пилом (< 0,01 мм).

Vs,f/q 60–65 см. Бурувато-сірий, чіткої фрагментарної будови. Пилувато-плазмовий із рідкими скелетними (кварц, рідко польовий шпат) зернами. Компактного мікроскладення; тріщинами (0,04–3 мм) розділяється на блоки розміром 2–10 мм. Блоки щільні з окремими замкнутими щілинами і круглими пустотами розміром 0,05–1 мм. Гумус високодисперсний, бурого кольору, інертний, нерівномірно просочує (з чіткими межами) окремі агрегати. Багато вуглефікованих рослинних решток. Глина анізотропна із великою кількістю зон цівчасто-волокнистого орієнтування — по краях агрегатів, навколо залізо-марганцевих стягнень, рідше усередині агрегатів. У основі велика кількість друз гіпсу розміром 0,2–1 мм, кальцитових мікрозон, а також залізо-марганцевих кутан із дифузійними краями і нодулів розміром від 0,1 до 1 мм.

Узагальнюючи дані досліджень морфології злитоземів алювіальних, слід зазначити такі основні риси їхньої мікробудови:

1) зложення злитих ґрунтів щільне зі зниженим порядком складності агрегатів. Основна маса структурована в дуже дрібні (0,001–0,03 мм) глинисті пакети, щільно упаковані в кутасти блоки. Переважає шпаруватість розтріскування, що складає 5–10% від площі шліфа. Внутрішньоагрегатні шпари тільки у вигляді пустот упаковки глин, тріщин між глинистими пакетами, пустот кристалізації солей і рідких біопор;

2) органічна речовина представлена високодисперсним бурим гумусом, що має ознаки рухомості, і значною кількістю вуглефікованих рослинних решток;

3) гумусо-карбонатно-глиниста плазма характеризується вираженою анізотропністю — має високу оптичну орієнтацію (лускувату, поплутано-волокнисту, цівчасту). Основа злитих ґрунтів складається із безлічі зон із пакетним упаковуванням глинистих частинок за типом “базис-базис”;

4) новоутворення, окрім карбонатних, мають локальний характер розподілу і представлені легкорозчинними солями між структурними зернами ґрунтової маси, скупченнями гіпсу в основі й у порах і залізо-

марганцевими конкреціями та пухкими масами (останні виявляються в мулувато-піщаних горизонтах, близьких до підґрунтових вод). Карбонати утворюють як окремі стяжіння невеликих розмірів (до 1–2 мм), які рясні в середніх і особливо в нижніх шарах, так і інкрустують всю основу з нерівномірним характером розподілу.

Мінералогія і фізика твердої фази злитоземів

Алювіальні злитоземи характеризуються в основному середньо- і важкоглинистим мулуватим гранулометричним складом (рис. 6.16). При цьому може бути виразною деяка шаруватість і, звичайно, глиниста товща на глибині 150–200 см підстиляється водоносним горизонтом, здебільшого мулистими пісками. Переважаючою фракцією в злитому глинистому шарі є мулиста. Вниз по профілю може збільшуватись або зменшуватись кількість грубих фракцій, що свідчить про пульсуючий характер накопичення алювію і переважаючу роль алювіального процесу в формуванні гранулометричного профілю цих ґрунтів.

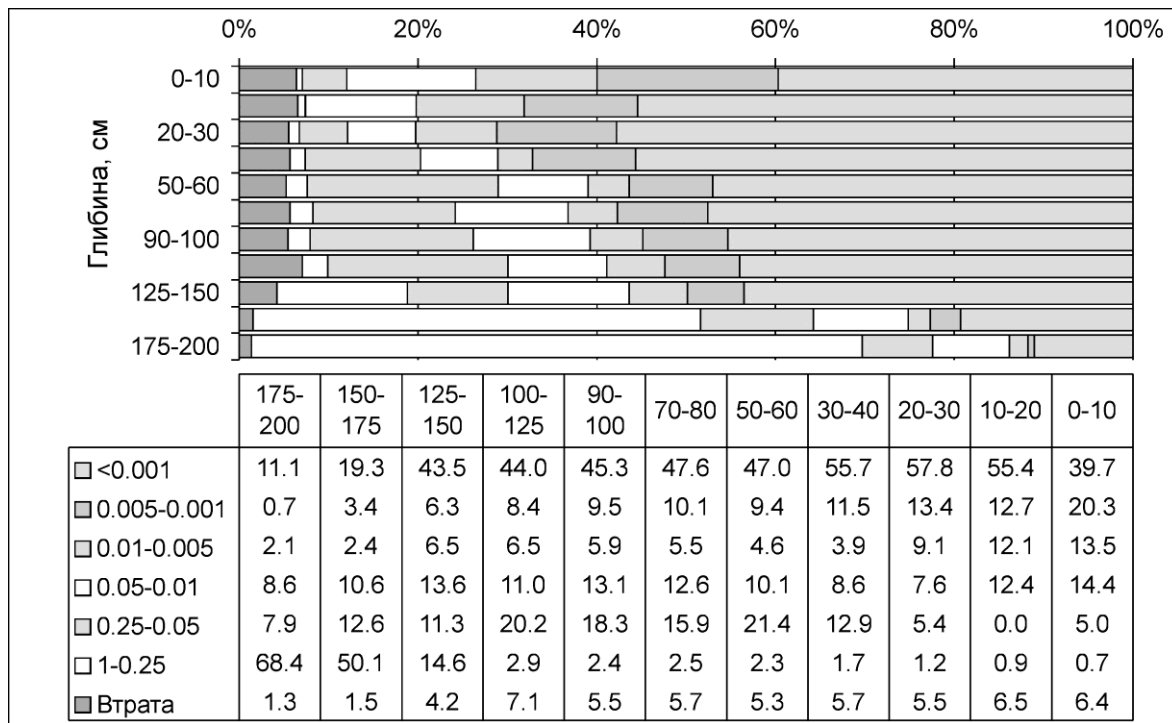


Рис. 6.16. Гранулометричний склад злитоземів алювіальних структурно-монолітних (ключ-ділянка 14 в заплаві пониззя р. Когильник)

Гідроморфні ґрунти, які формуються під впливом підґрунтових вод, що містять карбонат і бікарбонат натрію, мають специфічні особливості мінералогічного складу [225]. Насамперед вони характеризуються високим вмістом монтморилонітових пакетів у змішаношаруватому слюдо-монтморилонітовому утворенні і підвищеною дисперсністю глин. Водночас, наприклад, лучні ґрунти лісостепу і лесоподібні суглинки на плакорах мають схожий мінералогічний склад. У останніх глинистий матеріал представлений діоктаедричними гідрослюдами (50–60%), неупорядкованими змішаношаруватими слюдо-сметитовими утвореннями (30–40%), триоктаедричними хлоритами (0–10%), уламковим каолінітом, кварцом і польовими шпатами (0–10%) [225]. Основу мулистої фракції лесоподібних суглинків півдня України також складають два компоненти — гідрослюдистий і сметитовий [206].

До деякої міри злитоземи, що зустрічаються виключно в заплавах середніх рік північно-західного Причорномор'я, близькі за мінералогічним складом до охарактеризованих вище ґрунтів і ґрунтоутворюючих порід.

Серед мінералів високодисперсної фракції злитих ґрунтів переважають 2:1 силікати, представлені ілітами (25–35%) і лабільними структурами (40–50%). У меншій кількості наявний каолініт (10–25%), є також хлорит, а в цілому в ґрунтовій масі багато кварцу і присутні польові шпати (рис. 6.17).

Гідрослюдистий компонент за аналізом інтенсивності рефлексів належить до діоктаедричного типу. Лабільні силікати представлені пакетами в неупорядкованих змішаношаруватих утвореннях слюдо-сметитового типу, що дають широкі асиметричні максимуми від першого базального рефлексу (14–16 Е) і високі значення цього рефлексу у вигляді площадок до 18–20 Е з етиленгліколем. Привертає увагу аномально великий розмір d/n — міжплощинних відстаней слюдо-сметитового компонента (до 16 Е) або навіть дифузне розсіювання в малокутовій області замість самостійного дифракційного максимуму. Такі дифракційні характеристики, що зустрічаються і в інших гідроморфних ґрунтах [225], свідчать про супердисперсність змішаношаруватих іліт-сметитових структур; а подібний стан досягається звичайно при насиченні монтморилонітової групи мінералів іоном натрію [103, 285]. І дійсно, алювіальні злитоземи відносяться до ґрунтів з аномально високою часткою ввібраного натрію (табл. 6.29, 6.30).

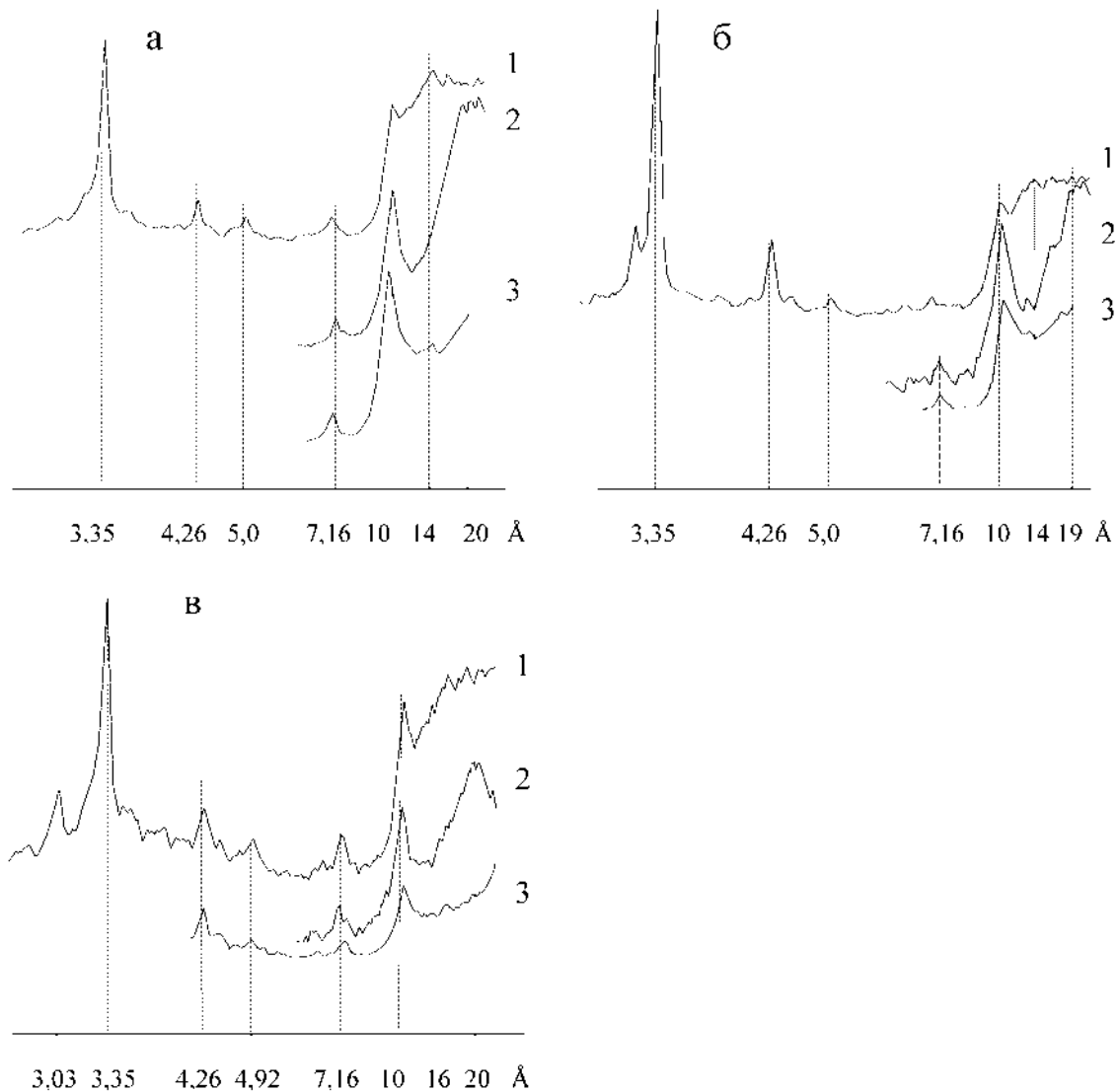


Рис. 6.17. Рентген-діфрактограми ґрунтів злитоморфної часової катени: а — злитоземів алювіальних структурно-монолітних; б — глейоземів злито-криптоглейових; в — глейоземів алювіальних мулуватих. 1 — повітряно-сухі; 2 — насичені в етиленгліколі; 3 — прожарені при t 550°C

Експериментами деяких дослідників встановлено, що зі зменшенням розмірів часток глини хімічна формула, розрахована за хімічним складом, наближається до формули монтморилоніту [225]. Наявність підвищеної кількості цього компонента в лучних ґрунтах інших зон є їхньою характерною ознакою. Монтморилонізація мулистої фракції шляхом трансформації кристалічної решітки гідролюд або слюдисто-

хлоритового матеріалу пояснюється в основному наявністю соди в профілі перезвожених ґрунтів [225], в яких, як було показано вище, вона може утворюватися біохімічним шляхом.

Безумовно, мінералогія злитих ґрунтів великою мірою успадковується з мулувато-глейової фази заплавного ґрунтоутворення, яку проходять алювіальні злитоземи. Порівняльний аналіз ґрунтів різних стадій злитогенези показує незначні розбіжності у їхньому мінералогічному складі. Але все ж частка монтморилонітових мінералів у злитоземах, порівняно з “болотними” ґрунтами, більша. Про це також наочно свідчать дані величин набрякання ґрунтів, які при однаковому гранулометричному складі виразно більші в типових злитоземах.

Отже, монтморилонітовий компонент, який є основою ґрунтів злитоморфного ряду, без сумніву, синтезується в процесі придбання ґрунтами ознак типової злитості. Тут очевидна роль деструктивної дії оглеювання на кристалічні решітки глинистих силікатів. Відомо, що при оглеюванні відбувається розчинення захисних плівок гідроксидів заліза і поверхня глин стає доступною для дії ґрунтових розчинів, відбувається також відновлення октаедричного заліза до двовалентного стану і його вихід з октаедричних позицій, що призводить до порушення електростатичної рівноваги в решітках і утворення вакантних октаедричних позицій [67]. Суттєвим фактором, що спричиняє розпад глинистих мінералів, є засолення гідроморфних ґрунтів солями натрію [225].

З іншої сторони, в процесі злиотоутворення при періодичних зволоженні й висиханні відбуваються активні процеси кристалізації, пов’язані із вивільненням конституційної води. В першу чергу, звичайно дегідратуються гідроксиди заліза, що в великій кількості виявляються в “болотних” ґрунтах. Як наслідок у злитоземах (ключ-ділянка 14) в порівнянні з глейоземами (ключ-ділянка 23), що мали дещо легший гранулометричний склад, конституційної води менше приблизно в два рази (табл. 6.24 а). Більш того, злиті ґрунти за її вмістом подібні до лучноземів ясногумусових середньосуглинистих, основу яких складає кварц. Отже, ці дані можуть свідчити про різке затухання процесів внутрішньоґрунтового вивітрювання в процесі еволюції ґрунтів злитоморфного ряду від “болотних” мулувато-глейових до злитих типових ґрунтів.

Злитоземи мають особливі фізичні властивості. Перемінне в різні пори року зволоження і монтморилонітово-глинистий склад сприя-

Таблиця 6.24 а

Вміст конституційної води у ґрунтах

| Глибина, см | Гігро-скопічна вода, % | Втрати при про-жарюванні, % з відрахуванням СІ | Гумус, % | СО ₂ карбо-натів, % | Конститу-ційна вода, % | Молекулярна кількість Н ₂ О |
|---|------------------------|--|----------|--------------------------------|------------------------|--|
| Злитоземи алювіальні структурно-монолітні солончакові (ключ-ділянка 14) | | | | | | |
| 0-10 | 5,37 | 9,65 | 4,65 | 1,31 | 3,69 | 205 |
| 20-30 | 5,57 | 7,03 | 2,51 | 0,44 | 4,08 | 226 |
| 40-50 | 6,53 | 6,73 | 1,58 | 0,61 | 4,54 | 252 |
| 60-70 | 7,08 | 6,54 | 1,38 | 1,23 | 3,93 | 218 |
| 80-90 | 6,51 | 7,38 | 1,54 | 1,75 | 4,09 | 227 |
| 90-100 | 6,39 | 8,71 | 1,54 | 3,04 | 4,13 | 229 |
| Глейоземи зліто-криптоглейові глинисті (розріз 23 в заплаві пониззя р. Когильник) | | | | | | |
| 0-5 | 4,51 | 10,29 | 2,12 | 0,09 | 8,08 | 448 |
| 5-12 | 4,33 | 9,98 | 2,16 | 0,10 | 7,72 | 428 |
| 30-50 | 4,63 | 9,65 | 1,31 | 0,04 | 8,30 | 461 |
| Лучноземи ясногумусові середньопотужні середньосуглинисті (ключ-ділянка 15 в заплаві пониззя р. Когильник) | | | | | | |
| 0-10 | 2,35 | 6,42 | 1,73 | 0,01 | 4,68 | 260 |
| 20-30 | 2,24 | 6,58 | 1,61 | 0 | 4,97 | 276 |
| 37-50 | 3,88 | 7,72 | 1,59 | 0,02 | 6,11 | 339 |
| 60-70 | 3,25 | 9,02 | 1,13 | 3,24 | 4,65 | 258 |
| 80-90 | 2,41 | 9,98 | 0,61 | 5,31 | 4,06 | 225 |
| 100-125 | 2,26 | 12,05 | He | 7,24 | 4,81 | 267 |
| 150-175 | 1,61 | 5,86 | | 1,74 | 4,12 | 229 |
| 175-200 | 1,42 | 4,75 | | 1,16 | 3,59 | 199 |

ють вираженій пульсації їх щільності. Так, у злитоземах структурно-монолітних ключ-ділянки 14 на глибину до 60 см значення величини щільності коливаються від 1,23–1,27 г/см³ навесні до 1,46–1,62 г/см³ восени (рис. 6.18). Нижче по профілю ґрунтова маса має відносно стабільні показники щільності, що повинно зумовлюватись постійно набряклим станом ґрунтової маси при її високому зволоженні.

Мікроагрегатний аналіз засвідчив добру мікроструктурність злитих горизонтів алювіальних злитоземів і незадовільну тривкість окремостей в їх поверхневому (0–10 см) шарі (табл. 6.25). Коефіцієнт дисперсності, який служить показником ступеня агрегатності ґрунту, коливається від 5–7 (велика ступінь агрегатності) в гумусо-акумулятивному і перехідному горизонтах до 60 у поверхневому шарі, що, таким чином, є найменш структурованою частиною профілю зліто-

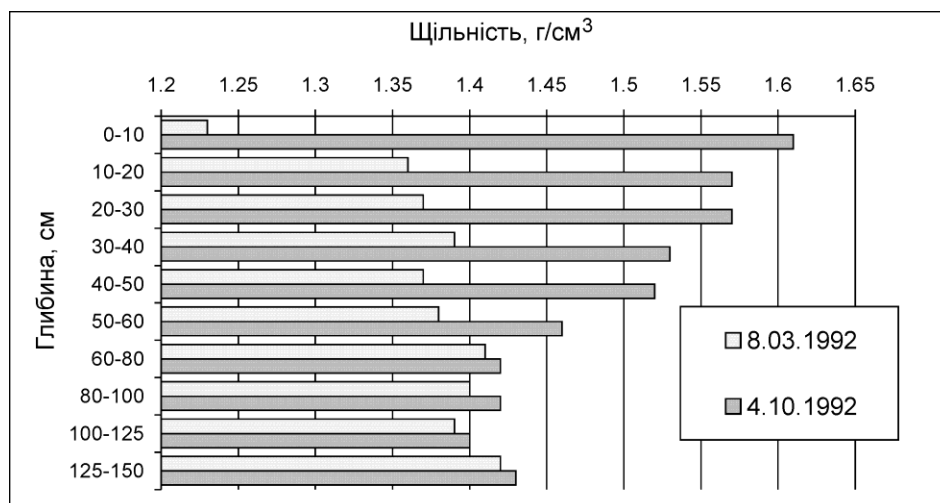


Рис. 6.18. Щільність злитоземів алювіальних у стані набрякання й усадки (ключ-ділянка 14)

Таблиця 6.25

Мікроагрегатний аналіз злитоземів алювіальних (ключ-ділянка 14)

| Глибина, см | Вміст агрегатів, % | | Фактор дисперсності за Качинським, % |
|-------------|--------------------|----------|--------------------------------------|
| | >0.25мм | <0.001мм | |
| 0-10 | 18,1 | 23,6 | 59,6 |
| 20-30 | 17,1 | 2,8 | 4,8 |
| 50-60 | 5,5 | 3,2 | 6,8 |

земів. Це наочно показує значну роль процесу злитоутворення (здавлювання ґрунтової маси) у формуванні водостійкої структури злитих ґрунтів; у поверхневих горизонтах, у яких необмежене просторове розповзання маси ґрунтів і де відбувається самомульчування (роздрібнення агрегатів до пилювато-дрібнозернистих окремостей) ґрунтової маси, низька водостійкість структури відображає істинне положення біологічного і фізико-хімічного чинника в оструктуренні злитих малогумусних глинистих ґрунтів. Водночас міцна структура злитих горизонтів не може вважатися агрономічно цінною через її вкрай низьку шпаруватість.

Гумус злитоземів

Характерною рисою алювіальних злитоземів є їх дуже низька біогенність з високою дисперсністю гумусових речовин і значною часткою в складі органічної речовини вуглефікованих решток. Гумусовий профіль злитоземів має виражений регресивно-

аккумулятивний характер. Тільки в поверхневих шарах цілинних ґрунтів — у повсті і до глибини 10–15 см — міститься біля 3,5–4,0% гумусу. У більшій частині темно-сірого профілю його кількість не перевищує 2% (табл. 6.26, 6.27). Аналіз групового складу гумусу свідчить про низький ступінь гуміфікації органічної речовини (не більш 9–11 %), підвищену частку залишку, що не гідролізується (78–84%), і вузьке співвідношення гумінових кислот і фульвокислот. Гумінові кислоти переважають ($C_{гк}/C_{фк} = 1,2–1,3$) тільки у верхніх горизонтах, де

Таблиця 6.26

Склад гумусу злитоземів алювіальних заплави пониззя р. Когильник

| Рік відбору зразків | Глибина, см | Вміст і склад гумусу (вуглець, % від загального С гумусу) | | | | | | | | | Валовий N | C/N |
|--|-------------|---|-----------------|-----------------|-------------|----------------------------------|--------------------------|------|-----------------------------------|-------|-----------|-----|
| | | С орг, % до ґрунту | C _{гк} | C _{фк} | С за-лиш-ку | C _{гк} /C _{фк} | Фракції гумінових кислот | | C _{гк} Са, % від суми ГК | | | |
| | | | | | | | I | II | | | | |
| Ключ-ділянка 14: злитоземи алювіальні структурно-монолітні солончакові | | | | | | | | | | | | |
| 1980 | 0-10 | 2,69 | 8,8 | 7,0 | 84,2 | 1,26 | Не визначалося | | | | | |
| | 10-20 | 1,72 | 10,6 | 8,7 | 80,7 | 1,22 | | | | | | |
| | 20-30 | 1,46 | 8,6 | 13,6 | 77,8 | 0,64 | | | | | | |
| | 30-40 | 1,15 | 6,3 | 9,3 | 84,4 | 0,68 | | | | | | |
| | 40-50 | 0,92 | 7,0 | 10,4 | 82,6 | 0,67 | | | | | | |
| | 50-60 | 0,88 | 8,1 | 8,9 | 83,0 | 0,90 | | | | | | |
| 1992 | 0-20 | 1,23 | 23,1 | 18,6 | 58,3 | 1,24 | 4,5 | 18,6 | 81 | 0,168 | 7,4 | |
| | 20-30 | 0,85 | 19,4 | 18,3 | 62,4 | 1,06 | 6,6 | 12,8 | 66 | 0,159 | 5,3 | |
| | 30-50 | 0,80 | 13,4 | 15,0 | 71,6 | 0,89 | 6,6 | 6,8 | 51 | 0,140 | 5,7 | |
| Ключ-ділянка 18: 1992 рік – злитоземи алювіальні структурно-монолітні солончакові (осушені у 1980 році глейоземи зліто-криптоглейові солончакові потужні глинисті) | | | | | | | | | | | | |
| 1980 | 0-30 | 1,75 | 10,0 | 8,9 | 81,0 | 1,20 | Не визначалося | | | | | |
| | 30-40 | 0,86 | 9,5 | 10,3 | 80,1 | 0,92 | | | | | | |
| | 40-50 | 0,85 | 4,8 | 10,3 | 84,8 | 0,47 | | | | | | |
| 1992 | 0-15 | 1,60 | 25,3 | 19,0 | 55,7 | 1,33 | 6,5 | 18,8 | 74 | 0,197 | 8,1 | |
| | 15-30 | 1,23 | 26,1 | 21,6 | 52,3 | 1,21 | 5,9 | 20,2 | 77 | 0,179 | 6,9 | |
| | 30-40 | 0,75 | 29,1 | 35,1 | 35,8 | 0,83 | 5,2 | 23,9 | 82 | 0,153 | 4,9 | |
| | 40-50 | 0,80 | 19,7 | 42,0 | 38,3 | 0,47 | 2,8 | 16,9 | 86 | 0,075 | 10,7 | |
| Ключ-ділянка 29: злитоземи алювіальні дисперсно-монолітні малогумусні важкоглинисті | | | | | | | | | | | | |
| 1992 | 0-20 | 2,27 | 23,9 | 19,8 | 56,3 | 1,21 | 2,3 | 21,7 | 91 | 0,247 | 9,2 | |
| | 20-40 | 2,24 | 19,4 | 16,2 | 64,4 | 1,20 | 2,3 | 17,1 | 88 | | | |
| | 40-60 | 1,76 | 15,2 | 14,0 | 70,8 | 1,09 | 2,1 | 13,1 | 86 | | | |

Таблиця 6.27

**Агрохімічна характеристика злитоземів алювіальних
структурно-монолітних**

| № розрізу | Глибина, см | Гумус, % | Легкогідролізований азот, мг/100 г ґрунту | Рухомі форми елементів живлення, мг/100 г ґрунту | |
|-----------|-------------|----------|---|--|------------------|
| | | | | P ₂ O ₅ | K ₂ O |
| 14.82 | 0-10 | 3,31 | 6,89 | 5,16 | 59,9 |
| | 10-20 | 2,87 | 5,75 | 6,52 | 65,7 |
| | 20-30 | 2,07 | 5,46 | | |
| | 30-40 | 1,97 | 3,64 | 4,08 | 69,3 |
| 18.89 | 0-10 | 2,85 | 4,20 | 3,80 | 74,8 |
| | 10-20 | 2,12 | 4,20 | 2,49 | 44,0 |
| | 20-30 | 1,64 | 2,24 | 2,40 | 68,0 |
| | 30-40 | 1,38 | 1,12 | 2,40 | 64,8 |
| | 40-50 | 1,34 | 2,52 | 2,30 | 62,0 |
| | 50-60 | 1,05 | 2,80 | 2,45 | 64,8 |
| | 60-70 | 0,86 | 3,08 | 2,03 | 64,8 |
| | 70-80 | 1,07 | 1,40 | 2,50 | 64,8 |
| | 80-90 | 0,75 | 1,68 | 2,15 | 62,0 |
| | 90-100 | 0,71 | 1,40 | 1,70 | 62,0 |
| | 100-125 | 0,67 | 1,40 | 1,60 | 56,0 |
| | 125-150 | 0,52 | 1,68 | 1,90 | 42,0 |

* P₂O₅ – за Мачигінім, K₂O – за Протасовим.

зосереджена основна маса коренів рослин і де спостерігаються порівняно високі значення E_h ~ 400–500 мВ. Нижче по профілю в оглеєних горизонтах відзначається підвищений вміст фульвокислот (С_{гк}/С_{фк} = 0,6–0,9). Величина відношення С/Н також відрізняється по горизонтах; у верхніх шарах вона складає 7–8, а з глибиною звужується до 5–6.

Мікроформи власне гумусових речовин у злитих ґрунтах представлені в основному колоїдно-дисперсним жовто-буриим гумусом, що рівномірно просочує основу, а також темно-буриим пластівчастим, характерним для поверхневих шарів, і тонкодисперсним, що накопичується по окремих зонах ґрунтової маси. Остання мікроформа характерна для засоленних горизонтів, у яких гумусові речовини мають виражену здатність до міграції і локалізуються в основному на периферії агрегатів.

Вуглефіковані рештки у злитоземах мають у порівнянні з “болотними” ґрунтами невеличкі (0,0001–0,008 мм) розміри. Їхня кількість наростає до середніх прошарків гумусового профілю, де вони складають основу органічної речовини.

На характер гумусоутворення в злитоземах, безумовно, впливає періодичне переупакування глинистого матеріалу. Рослинні рештки можуть виводитися із зон активного гумусоутворення з високим ОБ-потенціалом і консервуватися у внутрішньопедній масі з відновними умовами при періодичному набряканні й усадці ґрунтів. Тому в основі злитих ґрунтів зустрічається багато обвуглених і перехідних до них новоутворень з ознаками поступового озалізнення рослинних тканин.

Водно-сольовий режим ґрунтів

Для південних рік водний режим заплавних ґрунтів являє собою пульсуючий рух двох категорій води: капілярної підвищеної і капілярної підпертої. У меженний жаркий період зниження рівня підґрунтових вод призводить до диференціації двох зон вологості, аж до утворення розриву між ними. Алювіальні злиті ґрунти на відміну від більшості інших, у яких періодичне наскрізне інфільтраційне промочення всієї зони аерації є типовим, мають достатньо складний тип водного режиму.

Основні чинники, що визначають своєрідність водно-сольового режиму злитих ґрунтів, — це приуроченість їх до від'ємних, часто невеличких, витягнутих, але глибоких знижень (сухих стариць) і наявність потужного глинистого прошарку алювію, що екранує ґрунти від підґрунтових вод. Важливу роль відіграють також особливі фізичні та фізико-механічні властивості монтморилонітово-глинистих ґрунтів — висока щільність і тріщинувата шпаруватість, здатність набрякати, висока частка міцно зв'язаної води і мала водовіддача, висока вологоємність і дуже низький потенціал ґрунтової вологи [237]. У зв'язку з цим для алювіальних злитоземів можливі затоплення або значне перезволоження в повінь і при рясних атмосферних опадах або сніготаненні. Однак, характерна і провальна — по тріщинах — водопроникність, коли влітку дощова вода проникає в глибокі прошарки ґрунту без їх промивання, а потім, після набрякання ґрунтової маси, поступово випаровується і “виносить” у верхні горизонти легкорозчинні солі.

Злитоземи алювіальні заплавних знижень за рахунок поверхневого стоку отримують значно більше води, ніж інші ґрунти, що прилягають до них. Проте у водному балансі злитих ґрунтів значна частина атмосферних опадів не бере участі через водозастійні явища. Підґрунтові води через слабку водопроникність глинистого прошарку, що набрякає, також відіграють незначну роль у режимі зволоження і засолення ґрунтів. Так, на ключ-ділянці 14 вони виявляються на

глибині 190–200 см в оглинених пісках між товщею синьо-зелених меотичних глин і сучасним глинистим алювієм. Їхня напірність виражається в практично моментальному піднятті на висоту 50–60 см, а мінералізація в порівнянні з верховодкою у 2–2,5 раза нижче і складає 11–13 г/л. Водночас нижні глинисті прошарки алювію мають постійну, близьку до найменшої вологості, вологість 31–33% поблизу рівня підґрунтових вод і 33–40% в горизонті верховодки (рис. 6.19).

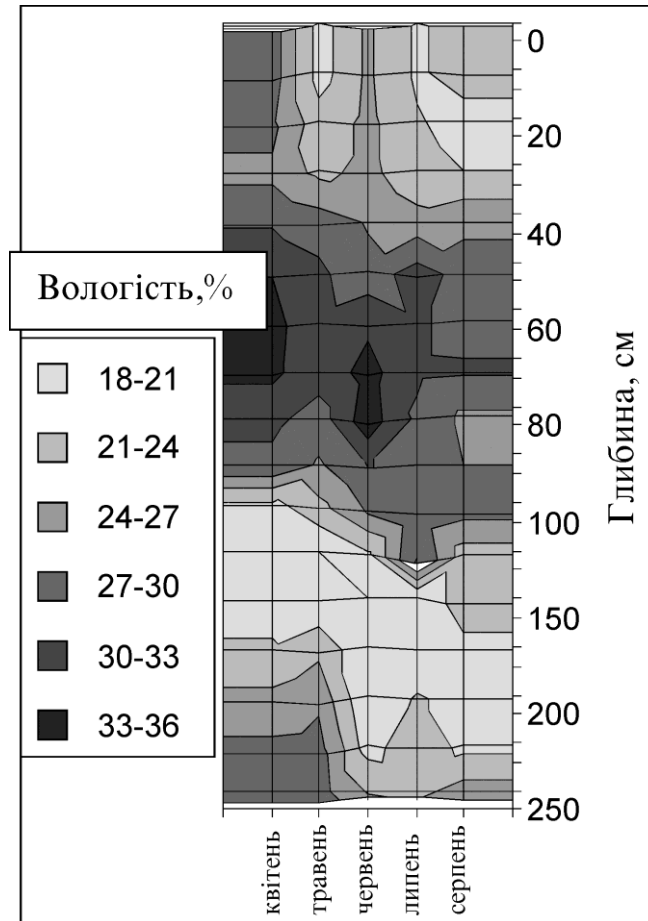


Рис. 6.19. Динаміка вологості у злитоземах структурно-монолітних (ключ-ділянка 18)

Верховодка в злитих ґрунтах ключ-ділянки 14 виявляється на глибині 70–110 см, має мінералізацію біля 30 г/л й триває до середини літа, а в осушених глейоземах (ключ-ділянка 18) невеличкі лінзи з вологістю вище НВ у 240 см глинистої товщі виявляються на глибині 50–80 см у жовтні (рис. 6.20).

Динаміка вмісту солей в алювіальних злитоземах також своєрідна. Насамперед, ці ґрунти виділяються достатньо стабільними їхніми за-

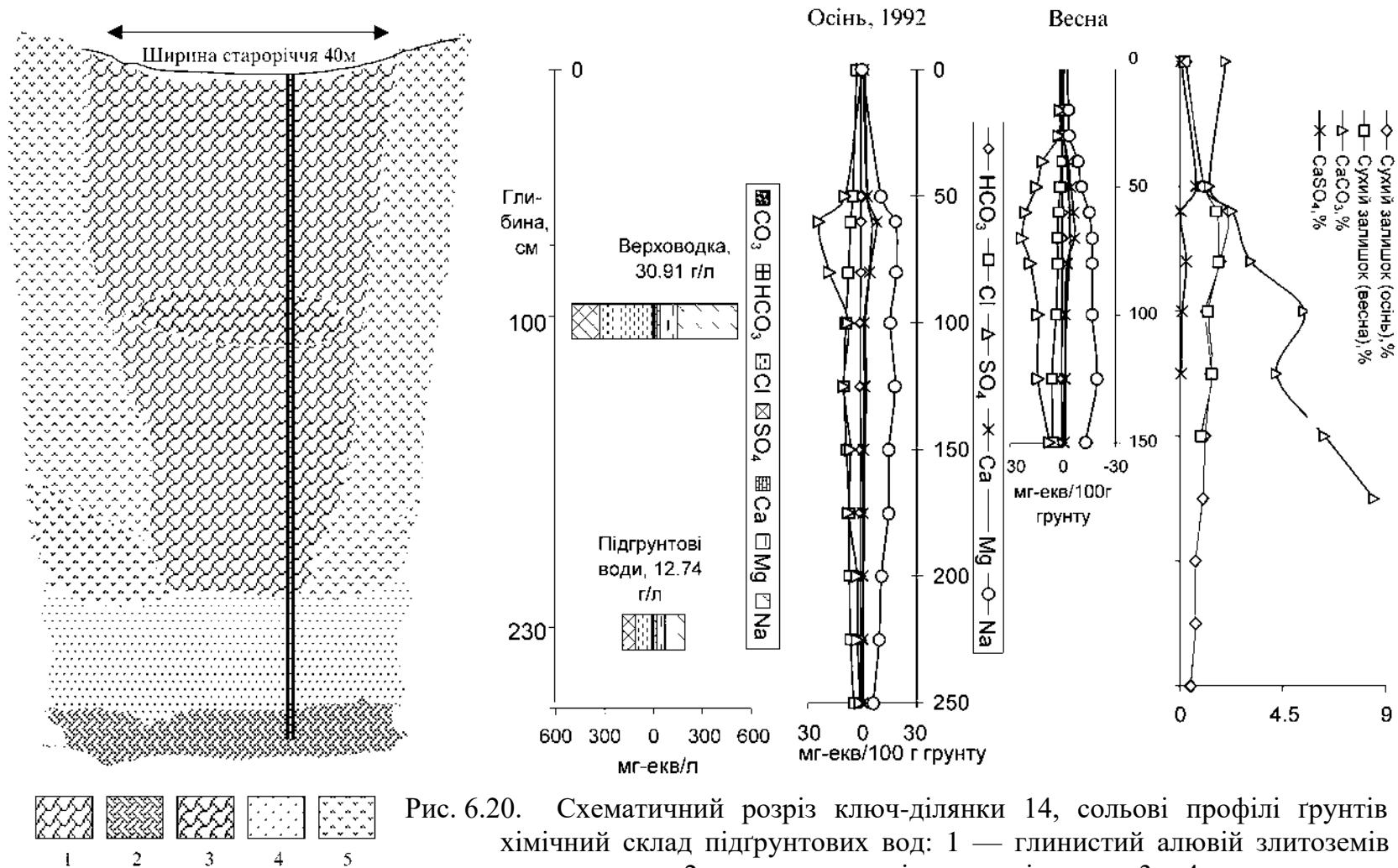


Рис. 6.20. Схематичний розріз ключ-ділянки 14, сольові профілі ґрунтів і хімічний склад підґрунтових вод: 1 — глинистий алювій злитоземів з верховодкою; 2 — синьо-зелені меотичні глини; 3, 4 — верховодка в глинистому алювії і підґрунтові води в піщано-суглинистих породах; 5 — суглинки пристаричних узвиш

пасами, у тому числі й в умовах штучного дренажу території (табл. 6.28). Під верховодкою у зоні стабільної вологості сезонна акумуляція солей не виражена, і у багаторічному циклі їх запаси тут відносно незмінні. Особливістю глибоких горизонтів є й вузьке відношення водорозчинних хлоридів і сульфатних солей, а в деяких горизонтах (ближче до підґрунтових вод) і позитивне значення пропорції Cl^-/SO_4^{2+} .

Таблиця 6.28

Динаміка запасів легкорозчинних солей у злитоземах алювіальних структурно-монолітних (ключ-ділянка 14)

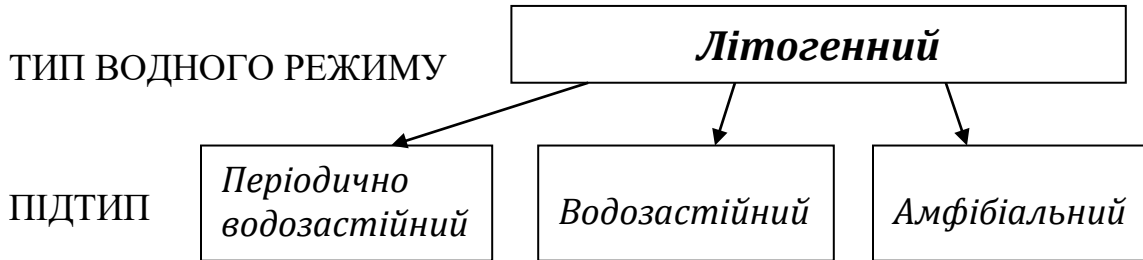
| Горизонт, см | Дата і запаси легкорозчинних солей, т/ га | | | | | |
|--------------|---|----------------|----------------|----------------|----------------|---------------|
| | 19.11. 1980 | 23.04. 1981 | 18.04. 1982 | 10.06. 1988 | 20.05. 1992 | 6.06. 1999 |
| 0-50 | 89,8 | 51,3 | 53,2 | 38,8 | 45,8 | 42,5 |
| 50-100 | 111,5 | 104,1 | 98,4 | 113,0 | 114,4 | 93,2 |
| 100-150 | 37,1 | -* | 41,1 | 93,3 | 30,8 | 88,6 |
| 150-200 | - | - | 32,8 | - | - | 38,5 |
| 0-100 | 201,3 | 155,4 | 151,6 | 151,8 | 160,2 | 135,7 |
| 0-150 | 238,4 | - | 192,7 | 245,1 | - | 224,3 |
| 0-200 | - | - | 225,5 | - | - | 262,8 |

* не визначалося

Над верховодкою кількість солей і їхній склад більш динамічні. Тут, передусім, відзначається сольовий максимум (60–70 см) із перевагою більш ніж у 2 рази сірчаноокислих солей. У порівнянні з зоною верховодки тут збільшується і вміст гіпсу. Але найбільш активний процес сезонного засолення відзначався у поверхневих горизонтах; він менш інтенсивний у задернованих ґрунтах і особливо виразний при оранці злитоземів.

Таким чином, у характері водного режиму алювіальних злитоземів і субзлитих ґрунтів у відповідності до прийнятої класифікаційної схеми [216, 217] наявні риси амфібіального типу, виражено непромивного, також періодично водонасичуючого (водозастійного) і десуктивно-випітного. Проте непромивний характер зволоження зумовлений не глибокими підґрунтовими водами або незначним надходженням вологи на поверхню, а літологічними особливостями алювію. Рисі періодично-насичуючого типу визначаються також не підґрунтовими водами, а застоюванням води, що проникає з поверхні ґрунтів. Десукція і періодичне випаровування вологи з горизонту верховодки активно перерозподіляє сольові маси в злитоморфних ґрунтах, і вони є основними чинниками засолення поверхневих горизонтів і, природно, родючості ґрунтів.

Зробивши підсумок про вищевикладені особливості водного режиму алювіальних злитоморфних ґрунтів північно-західного Причорномор'я, можна запропонувати виділення “літогенного” його типу. Його головною особливістю є дуже незначна участь підґрунтових вод у водному балансі ґрунтів через екрануючий вплив потужної товщі набрякаючих глинистих порід, а також перезволоження верхньої частини профілю за рахунок атмосферних опадів і поверхневого стоку аж до водозастійних явищ і утворення верховодки. Загальна схема така:



Слово “літогенний”, а не “непромивний” відображає суттєву особливість цього водного режиму — відсутність наскрізного промокання при часто близьких підґрунтових водах через слабку водопроникність і водопідіймальну здатність глинистих ґрунтів.

У зв’язку з охарактеризованими рисами водного режиму злитоземів алювіальних, для яких підґрунтові води не є чинником засолення, виникає питання про джерело значної кількості солей у їхньому профілі. На наш погляд, причиною соленакопичення в глинистих злитоморфних ґрунтах є бічний солеперенос. Ці ґрунти, займаючи звичайно вузькі ареали заплавних понижень, межують з великими масивами суглинистих ґрунтів, що виступають своєрідними “вікнами” інтенсивного проникнення солей у верхні горизонти за рахунок випаровування підґрунтових вод. Накопичуючи принесені бічним відтоком солі, глинисті ґрунти мають більшу здатність їх утримувати через безстоковий характер місць і відсутність умов промивання.

Наведений механізм соленакопичення підтверджується наростанням ступеня засолення ґрунтів від субзлитих (пересихаючих глейоземів мулуватих потужних глинистих) до злитоземів алювіальних структурно-монолітних на фоні слабпомітної сезонної акумуляції солей між зоною верховодки і водоносним горизонтом з підґрунтовими водами.

Таким чином, ареали злитих, а при осушенні заплав і потенційно злитих ґрунтів виступають пастками — геохімічними бар’єрами — для

водорозчинних сполук, і їхній сольовий режим може бути визначений як накопичувальний слабопульсаційний із формуванням переважно ілювіально-акумулятивних сольових профілів. При цьому доцільно розділяти накопичувальний режим на зворотний і незворотний. Для злитих ґрунтів характерний другий підтип, з огляду на їхній непромивний характер зволоження.

Фізико-хімічні властивості злитоземів

Злитоземи заплавлі рік північно-західного Причорномор'я, що мають переважно глинистий гранулометричний склад, відносяться до ґрунтів із найбільш високою ємністю катіонного обміну і водночас мають найбільш високу буферність. Значення рН у злитих ґрунтах порівняно високі (у стані пасти від 8 до 9, а у водній витяжці 7,8–8,2) і стабільні в часі. По профілю ґрунтів не виявляється закономірних змін лужності, можливо, через достатньо рівномірний розподіл карбонатів і високу ступінь засолення з поверхні (табл. 6.29, 6.30).

Сума обмінних основ у злитоземах коливається в межах 35–60 мг-екв/100 г ґрунту, і лише в нижніх прошарках глинистої товщі, ближче до супіщаних водоносних горизонтів, вона знижується нижче 20 мг-екв/100г ґрунту.

У ґрунтовому вбирному комплексі злитоземів значне місце займає натрій — 5–15% від суми обмінних основ у верхніх і 20–25% у середніх горизонтах. Звертає на себе увагу підвищений вміст обмінного магнію в порівнянні з обмінним кальцієм. Звичайно співвідношення ввібраних Ca^{2+} до Mg^{2+} у верхній частині гумусового горизонту близьке до 1, а в нижній частині — 0,8–0,9.

Це дещо менше, ніж у більш “молодих” ґрунтах злитоморфної часової катени, і, можливо, зумовлено зміною складу солей на користь кальцієвих при “виході” ґрунтів із болотної стадії ґрунтоутворення. Вже в субзлитих ґрунтах співвідношення $\text{Ca} : \text{Mg} : \text{Na}$ легкокорозчинних солей дорівнює приблизно 1,0 : 0,6 : 1,8. З цієї причини підвищену кількість обмінного магнію, що спостерігається в злитих ґрунтах, можна вважати реліктовою, але є дані і про вагому роль в магнієвому осолонцюванні процесу оглеювання [67].

З огляду на особливості генези злитих ґрунтів, склад солей і визначену залежність між натрієм водорозчинним і обмінним (див. рис. 5.9), високий ступінь солонцюватості всього профілю злитоземів слід також визнати “успадкованою” ознакою, що підтримується в сучасних умовах переважно натрієвим складом легкокорозчинних солей.

Таблиця 6.29

Фізико-хімічні властивості злитоземів структурно-монолітних глинистих

| № площадки | Глибина, см | МГВ, % * | Увібрані катіони, мг-екв/ 100 г ґрунту | | | | Увібрані катіони, % від суми | | | рН | рNa | рСа | рNa-0.5· р(Са+Mg) | рН-0.5· р(Са+Mg) | СС, ** мг-екв/ 100г ґрунту | Еh, мВ |
|------------|-------------|----------|--|------------------|-----------------|-------|------------------------------|------------------|-----------------|------|------|------|----------------------|---------------------|-------------------------------------|-----------|
| | | | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | Сума | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | | | | | | | |
| | | | 1:5H ₂ O | | | | | | | | | | | | | |
| 14 | 0-30 | 13,73 | 22,85 | 19,75 | 10,60 | 53,20 | 43,0 | 37,1 | 19,9 | 7,91 | 2,47 | 3,48 | 1,01 | 6,46 | 25,96 | 461 |
| | 30-50 | 14,20 | 25,65 | 11,50 | 13,50 | 50,65 | 50,6 | 22,7 | 26,7 | 7,45 | 1,90 | 2,91 | 0,59 | 6,14 | 22,10 | 446 |
| | 50-60 | 12,72 | 18,85 | 14,85 | 18,00 | 51,70 | 36,5 | 28,7 | 34,8 | 7,64 | 1,74 | 2,59 | 0,56 | 6,46 | 23,57 | 461 |
| | 60-80 | 16,05 | 9,80 | 18,70 | 22,80 | 51,30 | 19,1 | 36,5 | 44,4 | 7,58 | 1,73 | 2,84 | 0,46 | 6,31 | 26,32 | 453 |
| | 80-100 | 16,58 | 11,50 | 17,35 | 17,50 | 46,35 | 24,8 | 37,4 | 37,8 | 7,66 | 1,76 | 3,35 | 0,30 | 6,20 | 27,35 | 426 |
| | 100-125 | 14,99 | | | | | | | | 7,72 | 1,71 | 3,33 | 0,29 | 6,30 | 24,63 | 386 |
| | 125-150 | | Не визначалося | | | | | | | 7,82 | 1,75 | 3,63 | 0,20 | 6,28 | 22,40 | 401 |
| | 150-175 | | | | | | | | | 7,96 | 1,70 | 3,73 | 0,12 | 6,38 | Не | 391 |
| | 175-200 | | | | | | | | | 7,62 | 1,86 | 3,80 | 0,20 | 5,96 | изн. | 458 |
| | 200-225 | | | | | | | | | 7,50 | 1,88 | 3,79 | 0,22 | 5,84 | | 469 |
| 225-250 | | | | | | | | | 7,5 | 2,01 | 3,75 | 0,39 | 5,88 | | 485 | |
| 18 | 0-15 | 14,44 | 23,50 | 14,70 | 3,10 | 41,30 | 56,9 | 35,6 | 7,5 | 7,70 | 2,63 | 3,47 | 1,12 | 6,19 | 20,31 | 451 |
| | 15-30 | 14,44 | 26,45 | 13,50 | 2,90 | 42,85 | 61,7 | 31,5 | 6,8 | 7,49 | 2,15 | 2,83 | 0,86 | 6,20 | 23,58 | 436 |
| | 30-40 | 13,34 | 32,50 | 13,70 | 8,60 | 54,80 | 59,3 | 25,0 | 15,7 | 7,34 | 1,97 | 2,81 | 0,73 | 6,10 | 24,68 | 428 |
| | 40-50 | 14,67 | 32,35 | 14,10 | 11,40 | 57,85 | 55,9 | 24,4 | 19,7 | 7,46 | 1,84 | 3,11 | 0,59 | 6,21 | 28,13 | 401 |
| | 50-80 | 14,90 | 44,60 | 10,90 | 12,50 | 68,00 | 65,6 | 16,0 | 18,4 | 7,38 | 1,71 | 2,93 | 0,53 | 6,20 | 28,50 | 411 |
| | 80-100 | 16,55 | | | | | | | | 7,35 | 1,72 | 3,03 | 0,57 | 6,20 | 24,67 | 386 |
| | 100-125 | | Не визначалося | | | | | | | 7,55 | 1,80 | 3,01 | 0,45 | 6,20 | 27,06 | 393 |
| | 125-150 | | | | | | | | | 7,85 | 1,93 | 3,68 | 0,35 | 6,26 | 24,30 | 381 |
| 150-175 | | | | | | | | | 7,70 | 2,02 | 3,78 | 0,38 | 6,06 | 22,14 | 311 | |

* МГВ – максимальна гігроскопічна вологість; ** СС – содостійкість

Таблиця 6.30

Фізико-хімічні властивості злитоземів алювіальних дисперсно-монолітних глинистих

| № пло- щад- ки | Глибина, см | Увібрані катіони, мг-екв/ 100 г ґрунту | | | | Увібрані катіони, % від суми | | | рН | рNa | рCa | рNa-0.5· р(Ca+Mg) | рН-0.5· р(Ca+Mg) | СС, * мг-екв/ 100г ґрунту | Еh, мВ | |
|-------------------------|----------------|---|------------------|-----------------|-------|------------------------------------|------------------|-----------------|------|------|------|----------------------|---------------------|------------------------------------|-----------|-----|
| | | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | Сума | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | | | | | | | | |
| | | 1:5H ₂ O | | | | | | | | | | | | | | |
| 29 | 0-20 | 20,55 | 12,30 | 0,62 | 33,47 | 61,4 | 36,7 | 1,9 | 7.61 | 2.47 | 3.27 | 0.99 | 6.13 | 20,20 | 462 | |
| | 20-40 | 21,00 | 16,90 | 1,70 | 39,60 | 53,0 | 42,7 | 4,3 | 7.65 | 2.32 | 3.15 | 0.89 | 6.22 | 18,21 | 456 | |
| | 40-60 | 15,85 | 20,80 | 5,00 | 41,65 | 38,1 | 49,9 | 12,0 | 7.63 | 2.07 | 3.29 | 0.64 | 6.20 | 13,33 | 451 | |
| | 60-80 | 14,35 | 15,70 | 4,57 | 34,62 | 41,5 | 45,3 | 13,2 | 7.53 | 2.00 | 3.20 | 0.62 | 6.15 | 14,38 | 308 | |
| | 80-100 | 13,05 | 16,25 | 4,30 | 33,60 | 38,8 | 48,4 | 12,8 | 7.62 | 2.01 | 3.30 | 0.56 | 6.16 | 15,72 | 266 | |
| | 100-125 | Не визначалося | | | | | | | | 7,60 | 2,11 | 3,29 | 0,66 | 6,15 | 12,43 | 307 |
| | 125-150 | | | | | | | | | 7,86 | 2,16 | 3,39 | 0,65 | 6,35 | 10,55 | 343 |

* СС – содостійкість

6.6. Солончаки

Морфолого-аналітична характеристика солончаків ясногумусових і зернистих глейових

Солончаки в заплавах малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я займають значні площі, особливо в їхніх гирлових областях. Це достатньо велика група ґрунтів із різноманітними типами гумусових профілів, окисно-відновними режимами, гранулометричним складом, але об'єднана граничним засоленням, через що займає певну нішу в комплекті умов заплавного ґрунтоутворення. Це або вирівняні широкі простори гирлових областей рік, або вузькі ареали уздовж “болотистих” місць — пересихаючих стариць, заплавних очеретяних боліт, лиманів. Характерною ознакою солончакових ареалів є специфічна рослинність, що представлена здебільшого солонцем європейським (*Salicornia europea* L.), кураєм содовим (*Salsola soda* L.), содником солончаковим і простертим (*Suaeda salsa* L., *S. prostrata* Pall), лутигою простертою і татарською (*Atriplex prostrata*, *A. tatarica* L.), прутняком (*Kochia prostrata* L.) тощо. Окрім того, ареали цілинних солончаків об'єднує особливий мікрорельєф, що характеризується чергуванням замкнутих мікропонижень круглої або розгалуженої форми, глибиною від декількох сантиметрів до 0,4–0,5 м і горбкуватих форм з менш засоленими ґрунтами і продуктивнішими фітоценозами.

Необхідною умовою розвитку солончаків є близьке залягання мінералізованих підґрунтових вод, і в заплавах малих і середніх річок вони під солончаками мали рівні не глибше 1,5 м і мінералізацію більшу за 7 г/л.

У цілому солончаки заплав рік у більшості випадків можна описати як стратоземи, лучноземи або глейоземи із надкритичним для відповідного типу засолення вмістом солей у поверхневому горизонті. Здебільшого солончаки межують із глейоземами, але мають менш виражений гумусовий профіль.

Серед солончаків ясногумусових — мікрогумусних ґрунтів на відносно “легких” алювіальних відкладах — в заплавах рік північно-західного Причорномор'я поширені глейові підтипи, що складають основу глейово-солончакових поєднань гирлових областей. Така ситуація є природною через те, що значне соленакопичення у супіщаних, легко- і середньосуглинистих ґрунтах може відбутися тільки за умови близького стояння підґрунтових вод, які, у свою чергу, сприяють їх оглеюванню.

Уявлення про такі ґрунти може дати опис розрізу 24, закладеного в гирлі р. Когильник серед “рукавів” оз. Сасик на вирівняній місцевості із покривом — 50% площі — солонця європейського (*Salicornia europaea* L.).

S:HYgl 0–25 см. Солончаковий. Нерівномірно гумусований (на мікропідвищеннях із рослинністю темно-сірий, а в мікропониженнях без рослинності сірий) з неясною грудкуватою структурою, середньосуглинистий, плямистий: на сірому тлі зрідка видно сульфідні плями чорного кольору. Ділянки площею 1–6 м² без рослинного покриву білі з випарними кірками легкокорозчинних солей товщиною 0,1–1 мм. У ґрунтовій масі солі у вигляді псевдоміцелію й мілких прожилок. Багато іржавих крупинок і плям. Перехід поступовий.

Glk 25–55 см. Глейовий. Бурувато-сірий із сизими плямами: без гідротроїлітових зон, але з великою кількістю вохристих плям і прожилок, середньосуглинистий, безструктурний. Легкорозчинні солі не спостерігаються.

Закипає бурливо з поверхні. Рівень підґрунтових вод — 55 см.

Опис свідчить, що за вмістом солей і морфологією їх новоутворень солончаки ясногумусові глейові відрізняються від глейоземів ясногумусових солончакових, але інші ознаки — особливості прояву глейового процесу, будова гумусового профілю, структура, зложення — багато в чому спільні для цих сімейств ґрунтів.

Солончаки зернисті глейові приурочені більше до внутрішніх областей заплави, займаючи їх вирівняні слабодреновані центральні простори. Їхній розвиток зумовлений аналогічними чинниками, але більш розвинений гумусовий профіль є відбитком порівняно сприятливих умов гуміфікації та закріплення гумусу. Досліджувані ґрунти характеризуються середньо- і важкосуглинковим гранулометричним складом, вмістом гумусу від 3,3 до 4,7%, дрібногрудкуватою і зернисто-грудкуватою структурою в поверхневих горизонтах, середньолужною реакцією ґрунтового розчину, диференційованим за ОВ-умовами профілем з окисним середовищем у верхній частині і слабо відновними, рідше помірно відновними, умовами в нижній частині; їх сольові максимуми приурочені до глибини 10–25 см, що сприяє формуванню більш продуктивних фітоценозів.

Особливості морфології солончаків зернистих глейових характеризує розріз ЗП, що закладений у заплаві низов'я р. Когильник біля м. Татарбунари.

Nd 0–3 см. Повсть із зернистим темно-сірим дрібноземом і пронизуючими його дрібними прожилками легкокорозчинних солей.

HUs 3–18/15 см. Темногумусово-аккумулятивний: однорідний темно-сірий, важкосуглинистий, грудкуватий, слабоущільнений, з невеликою кількістю псевдоміцелярних прожилок легкорозчинних солей. Перехід ясний.

S/gl 18–42/24 см. Солончаковий: сірий з дуже великою кількістю прожилок легкорозчинних солей, які наповнюють усі шпари (білі сольові маси займають 70% площі зрізу), розсипчастий, дрібногрудкуватий. Внизу сизі плями та іржаві прожилки. Перехід поступовий.

Gh_s 42–66/24 см. Глейовий: плямистий — бурувато-сірий із чіткими сизими плямами, важкосуглинистий (до глинистого), грудкувато-зернистий із сталевим блиском на поверхні окреможестей. Легкорозчинних солей, що мають вигляд жовтувато-білих чітких прожилок, виражено менше; в масі часто іржаві плями та невеликі прожилки гідроксидів заліза. Перехід поступовий.

G1 66–100/34 см. Глейовий: плямистий бурувато-сіро-сизий, неясної зернистої структури з сизуватою, із блиском, поверхнею, пластичний, глинистий. Багато вкраплень вуглекислого вапна та веретеноподібних кристалів (0,2–2 мм) гіпсу, що утворюють стяжіння (3–10 мм) посеред глинистої основи ґрунту.

Скипає бурхливо з поверхні. Рівень підґрунтових вод 113 см.

Узагальнюючи морфологічні дослідження солончаків ясногумусових глейових і солончаків зернистих глейових, можна виділити як спільні, так і індивідуальні їх особливості. До перших належать виражені ознаки глейового процесу — або з поверхні, або з деякої глибини гумусового горизонту, — короткий органогенний профіль і, природно, значне соленакопичення в 0–30 см прошарку ґрунтів. Розбіжності виявляються в гранулометричному складі, структурі й кольорі, що віддзеркалює меншу гумусованість ясногумусових і більший вміст гумусу в зернистих солончаках. Суттєвою відмінністю є також різниця у будові гумусового горизонту: у солончаках ясногумусових глейових гумусовий горизонт слабодиференційований, а у солончаках зернистих глейових він здебільшого регресивно-аккумулятивної форми. Різні також і типи профільного розподілу легкорозчинних солей. У легких за гранулометричним складом ясногумусових (глейових) солончаках сольові максимуми формуються у поверхневому горизонті і безпосередньо на поверхні ґрунту, а у зернистих, більш гумусованих, з деякої глибини від поверхні, з 10–25 см.

Хімічні та фізико-хімічні властивості солончаків глейових багато в чому також зумовлені їхніми генетичними особливостями. Приурочені до дельтових ландшафтів, легкі за гранулометричним складом ясногумусово-глейові солончаки характеризуються інтенсивним

пульсуючим соленакопиченням із перевагою у складі солей хлоридів. При цьому солончакові масиви бувають виражено контрастні за вмістом солей у ґрунтах по окремих, площею від декількох квадратних метрів до 10–50 м², плямах-ареалах, що відрізняються складом і структурою фітоценозів. Звичайним буває чергування місць, позбавлених рослинності, й ареалів із солелюбними видами.

Спільно з комплексним рослинним покривом, що, безсумнівно, є також відбитком ґрунтових характеристик і особливостей мікрорельєфу, відзначаються широкі межі коливань складу ґрунтового вбирного комплексу, складу і кількості гумусу, режимів вологості й ОВ-стану ґрунтів. Місця, позбавлені рослинності, мають менший вміст гумусу (на ключ-ділянці 24 у гирлі р. Когильник у поверхневому прошарку (20 см) міститься 2,4 % гумусу), меншу ємність катіонного обміну, більш високу солонцюватість із подвійною перевагою обмінного магнію над обмінним кальцієм (рис. 6.21). Із збільшенням проектного покриття у фітоценозі вміст гумусу і ємність катіонного обміну також збільшуються, а відношення обмінних Ca²⁺/Mg²⁺ розширюється. Крім того, в солончаках ясногумусових глейових відзначена комплексність властивостей спостерігається на фоні надзвичайно інтенсивної сезонної акумуляції солей (на ключ-ділянці 24 величина САС у 0–20 см прошарку була в діапазоні 6–10), що, звичайно, є наслідком високого стояння (55–70 см) сильномінералізованих підґрунтових вод і легкого гранулометричного складу цих ґрунтів.

Солончаки зернисті глейові, що мають більш важкий гранулометричний склад (звичайно важкосуглинистий-легкоглинистий), вирізняються істотно меншою сезонною акумуляцією солей. Відсутність сприятливих умов для швидкого відмивання солей, як у солончаках ясногумусових глейових, сприяє інтенсивній їхній акумуляції при набагато меншій мінералізації підґрунтових вод і вираженій зміні їхнього складу.

Солончакові комплекси внутрішніх областей заплав середніх річок, приурочені до “важкого” алювію, мають уже хлоридно-сульфатний з підвищеним вмістом гіпсу тип сольових акумуляцій у ґрунтах.

Солончаки зернисті глейові також характеризуються контрастними, але взаємозалежними рослинним покривом, мікрорельєфом, властивостями і режимами. До мікропідвищень із більш щільним рослинним покривом приурочені ґрунти, що містять менші запаси легкорозчинних солей, мають більшу кількість гумусу (до 5% у прошар-

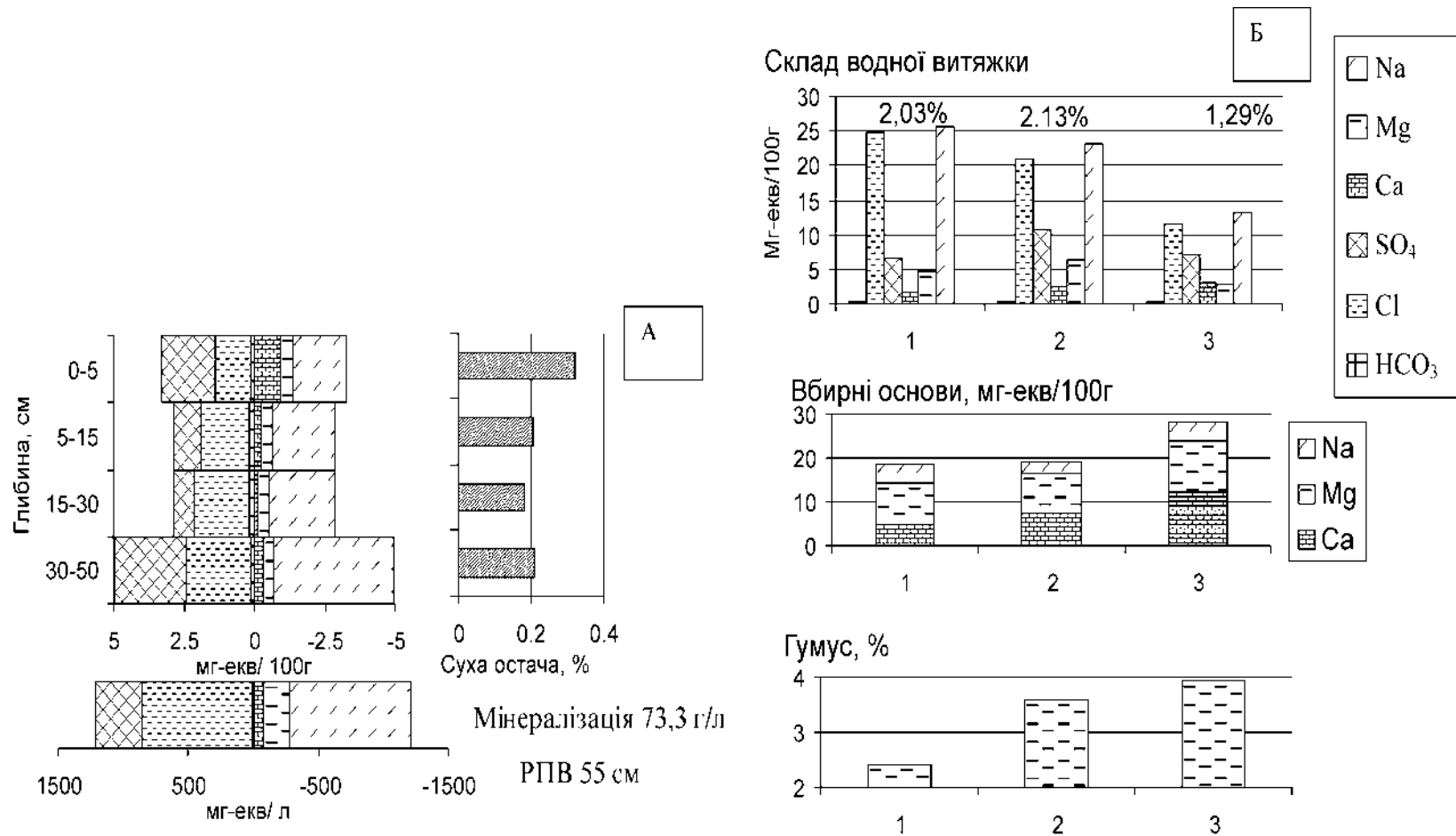


Рис. 6.21. Сольовий профіль і склад підґрунтових вод солончаків ясногумусових глейових в квітні (А) і властивості солончакового комплексу, горизонт 0–15 см, в вересні (Б): 1 — ареали без рослинного покриву; 2 — ареали з пригніченим солеросом звичайним; 3 — ареали з щільним покривом солероса звичайного

ку 0–25 см) і менший ступінь солонцюватості (рис. 6.22). Найбільш засоленими і менше гумусованими є ґрунти мікропонижень, особливо в їхніх периферійних областях. У літню пору вони мають нещільний рослинний покрив (покриття 40–70%), тріщинувату, із сольовими випарами, поверхню, зернисто-крупнопризматичну структуру, а у вологому стані (після дощів) відзначається запливання ґрунтової маси з утворенням “блюдець” із листуватою структурою.

Солончаки ясногумусові глейові та зернисті глейові мають також індивідуальні особливості ОВ-режиму, що, без сумніву, зумовлені їхнім сольовим режимом. Велика й практично постійна концентрація солей у солончаках зернистих глейових повинна пригнічувати мікробіологічну діяльність, що знаходить своє відображення у більш високих і відносно стабільних значеннях ОВП в усі пори року (рис. 6.23). Хоча зовнішні ознаки глейового процесу у вигляді холодних тонів і слабкої структурності в перехідних горизонтах, вохристих прожилок, плямистості і “сталевого” глянцю поверхні структурних окремоостей у гумусо-акумулятивному горизонті досить чіткі, але значення Eh у діапазоні 440–460 мВ характеризують слабо окиснювальне середовище гумусового шару солончаків зернистих глейових.

На відміну від темноколірних солончаки ясногумусові глейові мають контрастний ОВ-режим. Серед них поширені ґрунти з розвитком сезонних відновних процесів у верхніх горизонтах, але більш розповсюджені солончаки з пануванням відновної глейової обстановки по всьому профілю з періодичною появою сульфідного глею. Гідротроїлітові плями в сульфідних солончаках відзначаються у весняний період із поверхні, а в жаркий період інтенсивного соленакопичення і пересихання верхніх горизонтів — із глибини 20–40 см. Варіативні значення Eh у солончаках ясногумусових глейових — від –50 мВ до 470 мВ у поверхневому горизонті, — що чітко взаємопов’язані з умовами зволоження і соленакопичення, підтверджують відмінності ОВ-режимів між “ясногумусовими” і “темногумусовими” солончаками та свідчать про першорядну роль сольового режиму (який у даному випадку визначається в основному гранулометричним складом) у формуванні ОВ-стану ґрунтів. Виражений пульсаційний тип соленакопичення, визначаючи інтенсивність мікробіологічної діяльності, зумовлює також і мінливий у різні пори року ОВП ґрунтів.

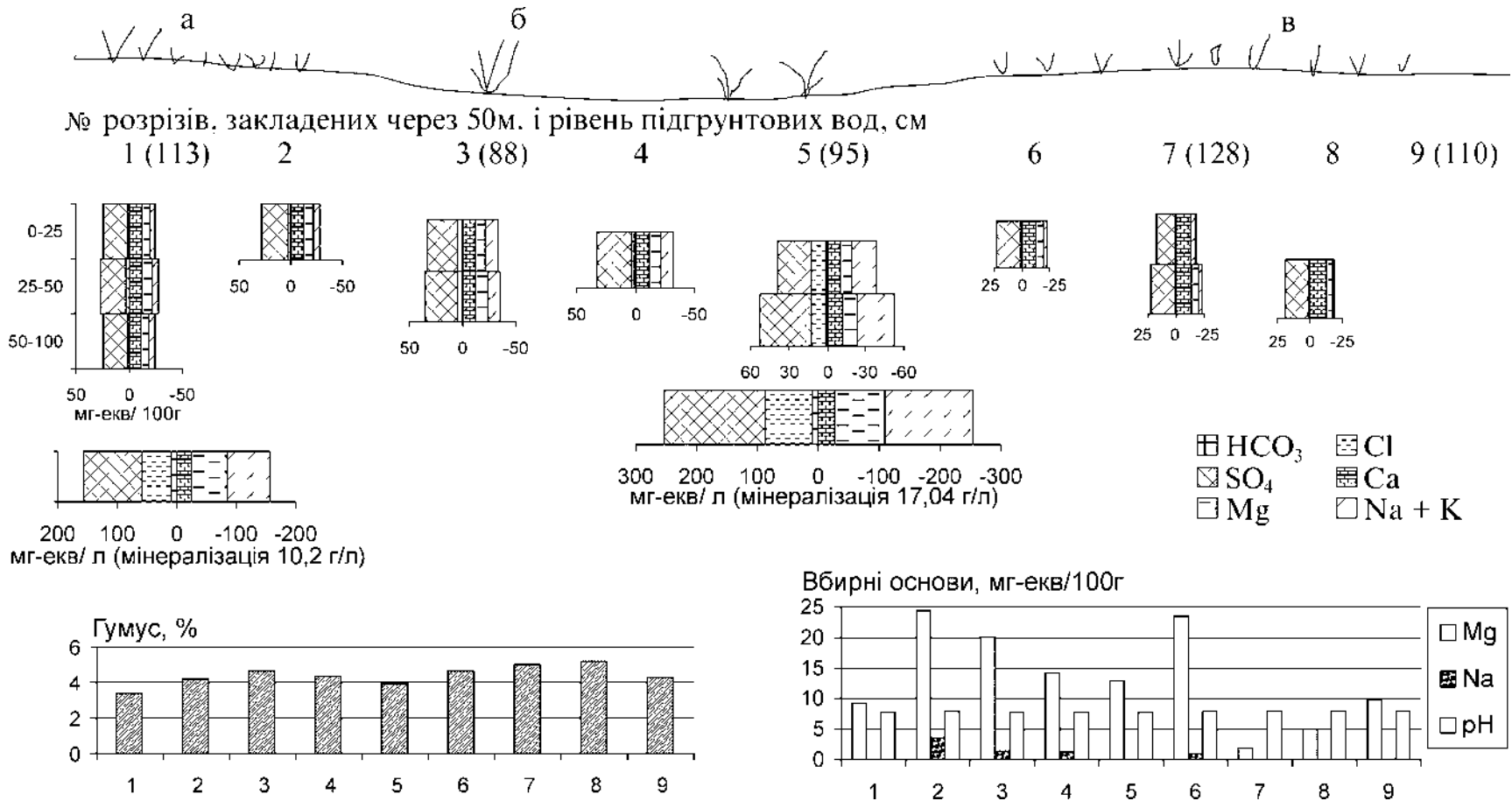


Рис. 6.22. Сольові профілі із складом підґрунтових вод, вміст гумусу і вбирні основи солончаків зернистих глейових: профіль через солончаковий комплекс в заплаві низов'я р. Когильник (масштаб вертикальний 1:100)

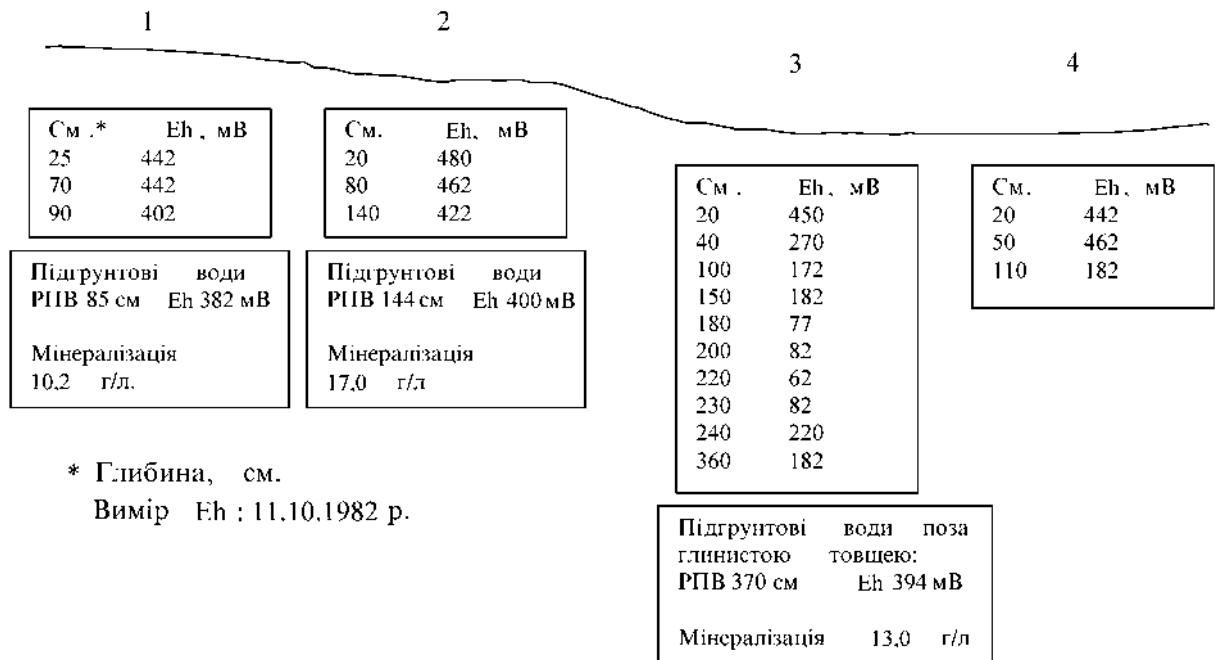


Рис. 6.23. Профільний розподіл ОВ-потенціалів у ґрунтах ключ-профілью К1 в заплаві р. Когильник: 1, 2 — солончаки зернисті глейові важкосуглинисті на мікропідвищеннях; 3 — злитоземі дисперсно-монолітні солончакові глинисті у мікропониженнях; 4 — глейоземі зернисті типові солончакові глинисті у мікропониженнях. Масштаб горизонтальний 1:200; відносне перевищення 1м.

Морфолого-аналітична характеристика солончаків зернистих - типових

Солончаки зернисті типові (глеюваті) характеризуються значно менше вираженими ознаками глейового процесу при більшій потужності гумусового шару. Вони виявляються тільки в нижній частині профілю — у перехідних горизонтах і в негумусованій породі у вигляді сизуватих плям, іржавих прожилок і сизо-сірій поверхні блискучих глинистих кутан, що обволікають структурні окремоті.

Приведемо опис подібних ґрунтів за розрізом 11Б і ключ-мікропрофілем 1Б, закладених відповідно 5.12.1999 р. і 8.06.2000 р. у заплаві річки Барабой у 1500 м від місця впадання її в море. Описані ґрунти примітні рідкісною будовою — дрібношаруватою з чергуванням тонких (1–4 мм) світло- і темнозабарвлених горизонтальних пластин (відмитих від гумусових речовин і гумусованих) впоперек усієї стінки розрізу і на глибину 40–45 см. Ґрунти також характеризуються сульфатно-хлоридним типом засолення із інтенсивною сезонною

динамікою солевмісту і знову ж таки рідкісними новоутвореннями солей — круглими, діаметром до 5 см, слабощільними сульфатними конкреціями.

Поверхня заплави мікрохвиляста з западинами, площею 10–20 м², без рослинного покриву або із зрідженим (покриття 40%) кураєвим фітоценозом, мікропідвищеннями середнього рівня з лутиго-злаковим фітоценозом і мікропідвищеннями високого рівня з полиновим фітоценозом (рис. 6.24).

Розріз характеризується такими ознаками:

HU 0–5 см. Темногумусово-акумулятивний: темно-сірий, майже чорний. У нижній частині шаруватий у вигляді чергування прошарків, (товщиною 2–4мм) збагачених і збіднених гумусом; у цілому грудкувато-зернистий із блискучими поверхнями граней структурних окремоостей, середньосуглинистий. Перехід поступовий.

S 5–20 см. Солончаковий. Темно-сірий (строкатий), шаруватий, у верхній частині зернисто-пластинчастий, у нижній грудкуватий, важкосуглинистий. Величезна кількість великих (до 2см) овальних мірабілітово-гіпсових конкрецій. Перехід ясний.

HU:Ps 20–43 см. Шаруватий. Горизонт складений чергуванням прошарків (товщиною 1–3мм, рідко до 1см) більш гумусованої ґрунтової маси, розділених тонкими прошарками світло-сірої негумусованої пилюватої фракції (за аналогією до кілець росту дерев). Важкосуглинистий, пластинчастий. Легкорозчинні солі у вигляді прожилок у меншій кількості. Перехід ясний.

HUq,s 43–75 см. Темногумусовий. Темно-сірий (однорідний), важкосуглинистий, грудкувато-зернистий із блискучими поверхнями граней структурних окремоостей. Зустрічаються іржаві пухкі стягнення і зрідка крупинки легкорозчинних солей. Перехід поступовий.

Hr,gl 75–90 см. Гумусовий перехідний. Темно-сірий із буруватим відтінком, слабо плямистий, дрібногрудкувато-зернистий, важкосуглинистий, з великою кількістю іржаво-бурих плям і прожилок. Перехід поступовий.

Ph,gl~ 90–120 см. Алювій: палево-бурий, плямистий із сталевим кольором на поверхні окремоостей.

Як свідчать дані досліджень на ключ-мікропрофілі, у теплий період року відбувається чітка диференціація солончакової западинно-горбкуватої заплави не тільки за рослинним покривом, але й за властивостями ґрунтів. Мікропониження вкриваються сольовими вицвітами із галіту, а в поверхневих горизонтах ґрунтів накопичується біля 6% легкорозчинних солей сульфатно-хлоридного складу. В ціло-

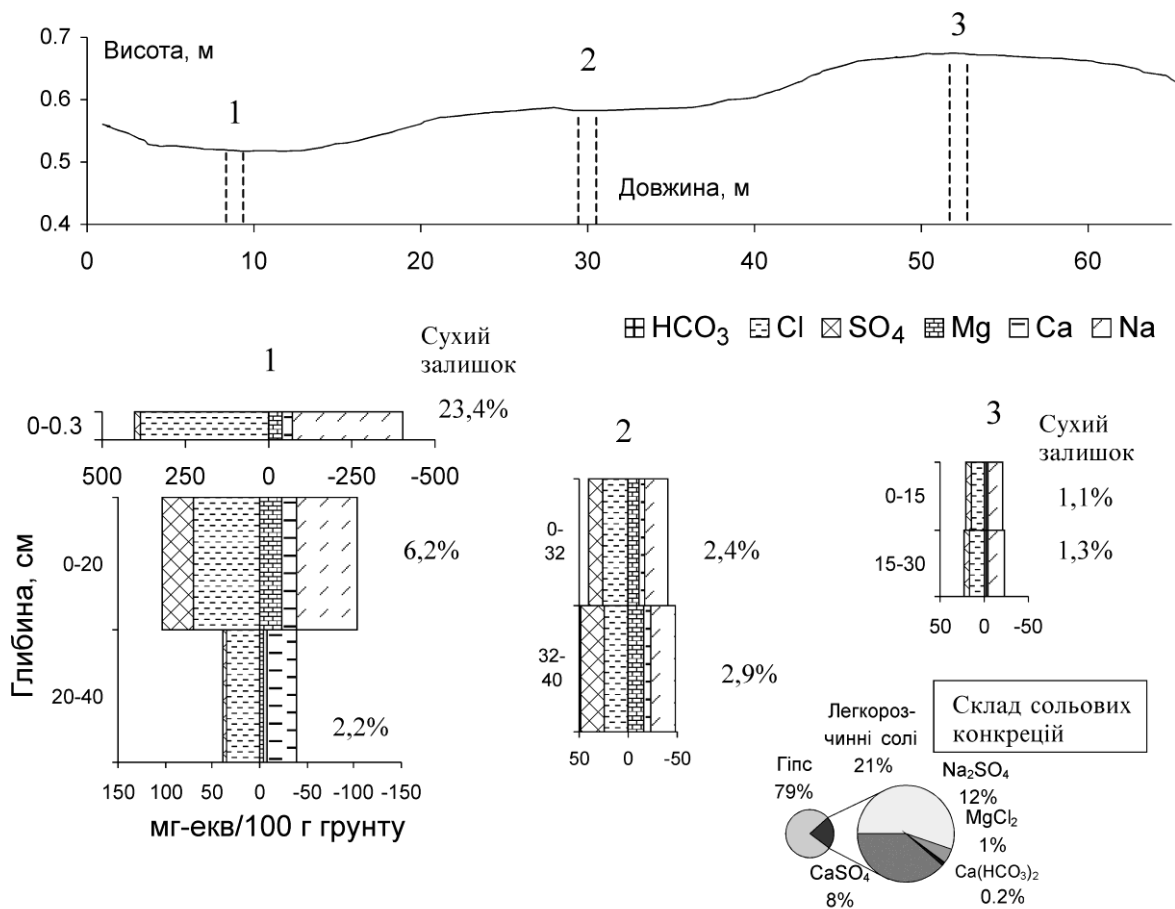


Рис. 6.24. Морфолого-аналітична характеристика солончакового комплексу у заплаві пониззя р. Барабой

1. Мікропониження 30%. S 0–25 см. Темно-сірий з сірими овальними плямами, середньосуглинковий, стовбчато-грудкуватий. Солі чітко локальні: густі прожилки і конкреції 0,3–15 мм. HUs 25–50 см. Сірий з темно-сірими плямами, середньосуглинистий, дрібногрудкуватий з великою кількістю капролітів. Прожилки солей зустрічаються рідко.

2. Середній рівень 65%. HUs 0–32 см. Сірий, пластинчато-брилуватий (товщина відмитих від гумусу прошарків 1–3 мм, площа 30%), середньосуглинистий. Прожилки солей рідкісні. S 32–45 см. Білуватий від великої кількості прожилок солей; із слабощільними сольовими конкреціями до 4–5 см, рідко кальцитові желваки. Грудкуватий, розсипчастий, середньосуглинковий.

3. Мікропідвищення 5%. HU 0–15 см. Сухий однорідно-сірий, середньосуглинистий, дрібногрудкуватий з дуже рідкісними дрібними прожилками солей. HUs 15–30 см. Сірий, не виражено шаруватий, середньосуглинистий, грудкуватий. Прожилок солей більше (3–4 шт. на 1 дм²). Нижче плямистий із іржавими прожилками.

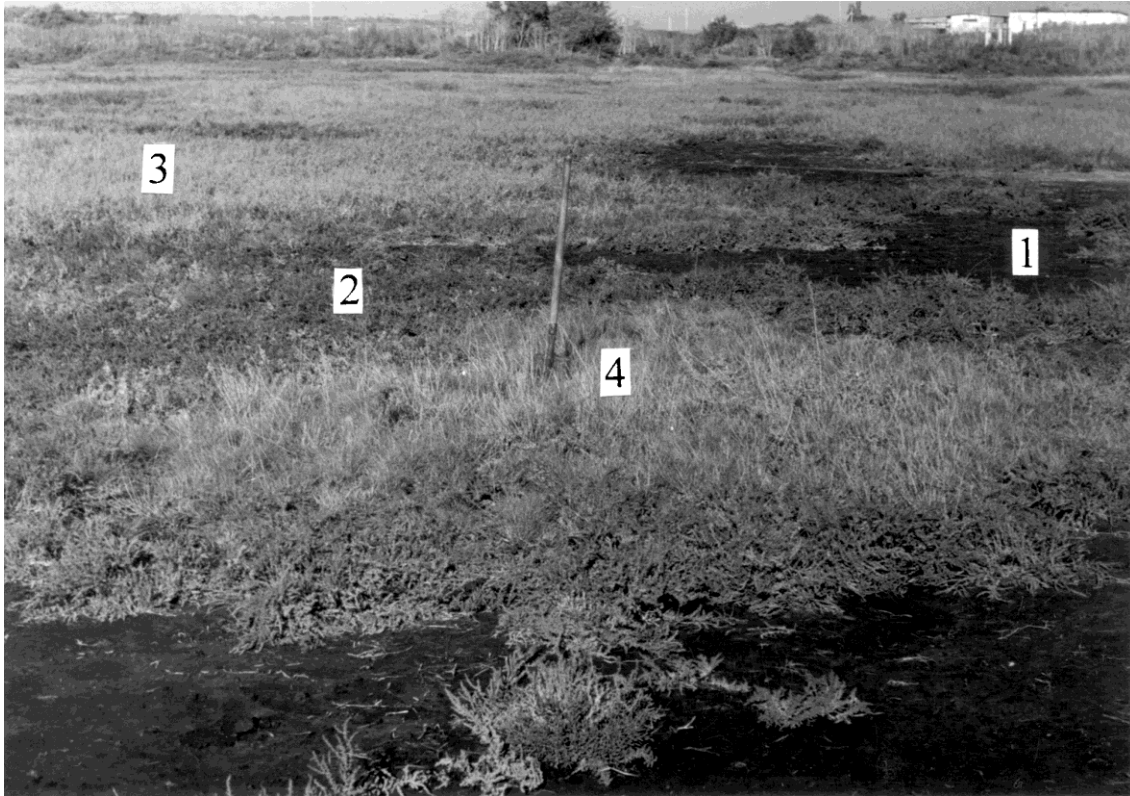


Рис. 6.24. *Продовження*: Мікрокомплексність рослинного покриву, що пов'язана з мікрорельєфом і характером соленакопичення у ґрунтах заплави пониззя р. Барабой

1. Мікропониження без рослинного покриву із сольовими вицвітами на поверхні солончаків.

2. Мікропониження із солончаками зернистими типовими вицвілими: покриття 40%. Курай содовий (*Salsola soda* L.) – 40%; курай іберійський (*Salsola iberika* Sennen et Pau) – 40%; лутига блискуча (*Atriplex nitens* Schkuhr) – 20%.

3. Середній рівень із солончаками зернистими типовими поверхневими: покриття 80%. Ячмінь колінчатий (*Hordeum geniculatum* All.) – 40%; пирій видовжений (*Elutrigia elongata* (Host) Nevski) – 40%; лутига блискуча (*Atriplex nitens* Schkuhr) – 20%; курай іберійський (*Salsola sberika* Sennen et Pau) – 1%; козельці великі (*Tragopogon major* Jacq.) – 0,1%.

4. Мікропідвищення з солончаками зернистими типовими глибокопрофільними: покриття 95%. Полин сантонійський (*Artemisia santonica* L.) – 90%; тонконіг лучний (*Poa Pratensis* L.) – 10%.

му всі сольові профілі гирлової області р. Барабой характеризуються влітку перевагою хлористих (NaCl) солей і лише відрізняються за інтенсивністю соленакопичення. На середніх за висотами рівнях

заплави в профілі накопичується 2,5–3%, а на мікропідвищеннях — всього 1,1–1,3% легкорозчинних солей. Після осіннього промивання в солончаках залишаються в основному сольові конкреції, що складаються на 75–80% із гіпсу; із легкорозчинних солей у конкреціях переважає сірчаноокислий натрій і в незначній кількості присутній хлористий магній.

Ймовірно, що і дрібношарувата на значну глибину будова солончаків, що характеризуються, пов'язана з інтенсивною пульсацією солевмісту, що сприяє розвитку у відносно “легких”, але гумусованих ґрунтах солонцево-ілювіальних процесів у такій формі.

За хімічними та фізико-хімічними властивостями охарактеризовані вище солончаки багато в чому подібні на алювіальні лучноземи. Солончаки зернисті типові (глеюваті) містять гумусу в поверхневих горизонтах від 2 до 5%, вони високо забезпечені калієм, мають різну — від низького до середнього ступеня — забезпеченість азотом і фосфором. Реакція середовища ґрунтів переважно середньолужна, ґрунтовий вбирний комплекс містить підвищену частку обмінних магнію і натрію.

Морфолого-аналітична характеристика солончаків мулуватоглейових

У старицях і заплавних болотах, що періодично пересихають, а також на периферії заплавних водоймищ можливі значні сольові акумуляції у ґрунтах, подібних до глейоземів мулуватих. Легкорозчинні солі у них концентруються у поверхневому горизонті або безпосередньо на поверхні. У такому випадку утворюються так звані “шори” — мулуватоглейові солончаки із сольовою кіркою або мучнистими вицвітами.

Нижче наводимо опис розрізу 34, що був закладений в пересихаючій стариці гирла р. Когильник і характеризує солончаки мулуватоглейові сульфідні глинисті. Поверхня ґрунту без рослинного покриву.

S 0–0,3 см сольові вицвіти у вигляді псевдоміцелію і присипок на поверхні ґрунту.

S:GBf 0–5 см. Солончаковий гідротроїлітово-глейовий. Мокрий, плямистий (сіро-чорний), мулуватий (мажеться), з дрібними прожилками солей. В тріщинах іржаві плівки заліза. Перехід поступовий.

GBf 5–40 см. Глейовий гідротроїлітовий. Мокрий, мулуватий: чорний з сірими плямами, мажеться. Багато іржавих плям. Рівень підґрунтових вод 35 см. Бурхливо закипає з поверхні.

За характеристиками вмісту гумусу, гранулометричного складу, складу увібраних основ солончаки мулуватого-глейові досить слабо відрізняються від однойменних глейоземів. Вони належать до малогумусних, слабо- і сильносолонцюватих із підвищеною часткою увібраного магнію ($Ca/Mg < 1$), середньолужних із пануванням відновного глейового (часто сірководневого) середовища (табл. 6.31).

Таблиця 6.31

Властивості солончаків заплави пониззя р. Когильник

| Глибина, см | Eh, мВ: середні значення | рН | Сух. залишок, % | SO ₄ % | Cl, % | Увібрані | | | | Гіпс, % | Гумус % |
|---|--------------------------|------|-----------------|-------------------|-------|----------------------|------|------|----|---------|---------|
| | | | | | | мг-екв/ 100 г ґрунту | | % | | | |
| | | | | | | Ca | Mg | Na | Na | | |
| Солончаки мулуватого-глейові сульфідні малогумусні важкоглинисті: ключ-ділянка 34 (поверхня пересихаючої стариці) | | | | | | | | | | | |
| 0-5 | - 60 | 7,56 | 2,84 | 1,33 | 0,41 | 18,8 | 23,2 | 6,28 | 13 | 1,09 | 2,16 |
| Солончаки злито-криптоглейові малогумусні важкоглинисті: ключ-ділянка 35 | | | | | | | | | | | |
| 0-10 | 410 | 7,85 | 2,83 | 1,53 | 0,26 | 38,2 | 23,6 | 11,4 | 16 | 1,05 | 3,93 |
| 10-20 | 340 | 7,95 | 1,43 | 0,73 | 0,19 | 19,0 | 16,8 | 7,72 | 17 | 0,56 | 1,28 |
| 30-50 | 275 / 383 | 7,75 | 2,09 | 1,13 | 0,17 | не виз. | 18,4 | 7,00 | - | 4,72 | 0,62 |

Легкорозчинні солі, яких у горизонті 0–10 см може бути до 3%, у солончаках мулуватих заплави р. Когильник характеризуються хлоридно-сульфатним складом при достатньо широкому співвідношенні SO_4^{2-}/Cl^- . Крім цього, солончаки утримують до 1% гіпсу і мають значну кількість вуглекислого вапна, що відносно рівномірно розподіляється у глинисто-мулуватій масі ґрунтів.

Солончаки солонцево-ілювіальні: морфолого-аналітична характеристика

Ґрунти, що мають не тільки критичну в поверхневих горизонтах кількість легкорозчинних токсичних солей, але й типові профіль та властивості солонців, поширені у солончакових областях заплави і гирлах малих та середніх річок. Їх питома вага в складі ґрунтового покриву незначна, можливо завдяки тому, що для розвитку таких ґрунтів необхідний збіг деяких факторів і процесів.

Характерною є морфологія солончаків солонцево-ілювіальних, що описана в розрізі 1М, закладеному у заплаві р. Сосик (с. Красне Миколаївської області). Місцевість являє собою солонцево-солончакову луку із складним мікрорельєфом; тут часті

мікропониження, глибиною 0,3–0,4 м і площею 2–6 м², і комплексний рослинний покрив — у зниженнях кермек Мейєра (*Limonium meyeri* Boiss.), лутига дрібноцвітна (*atriplex micrantha*), а на рівнинних місцевостях переважно прутняк (*kochia prostrata* L.) з покриттям 50%.

Е 0–7 см. Елювіальний: сірий, грудкувато-шкарлупувато-пластинчастий з шарами світло-сірої, відмитої від гумусу, пилюватої маси, що мають площу до 12–15 см² і товщину 0,1–3 мм. Середньосуглинистий, внизу зустрічаються вапняковий і силікатний обшліфований гравій тонкий, пісок грубий та подрібнена мушля. Перехід різкий.

Іs 7–25 см. Ілювіальний: темно-сірий до чорного, горіхувато-призматичний, середньосуглинистий (але більш “важчий”), щільний, з невеликими вставними прожилками легкорозчинних солей. Перехід ясний.

НUs 25–35 см. Темногумусовий: темно-сірий, важкосуглинистий, слабо ущільнений, зернисто-грудкуватий з мілкими прожилками легкорозчинних солей. Слабо виражена глейова плямистість, з 30 см на гранях структурних окремостей вохристі плями. Перехід поступовий.

Нr,s,q 35–45 см. Гумусовий перехідний криптоглейовий: чорний з дуже великою кількістю прожилок легкорозчинних солей, середньосуглинистий, слабо щільний, грудкуватий. На зрізі плямистий із слабким сизуватим відтінком. Перехід поступовий.

G1 45–70 см. Глейовий: сірий з сизуватими і вохристими плямами. Неясної грудкуватої структури, важкосуглинистий. Нижче мокрий, а ознаки оглеювання більш виразніші. Закипає бурхливо з поверхні.

Дані гранулометричного і мікроагрегатного аналізів свідчать, що елювіально-ілювіальний профіль описуваних ґрунтів сформувався в результаті комплексної дії алювіального і солонцево-ілювіального процесів. Механічну диференціацію профілю підтверджує різний вміст крупних фракцій за окремими горизонтами; у поверхневих горизонтах — елювіальному та ілювіальному — вміст фракції, розміром 1–0,25 мм, значно більший, порівняно з гумусованою піділювіальною товщею. Шаруватість, яка визначилася алювіальним процесом, помітна і за диференційованим, за окремими горизонтами (більшим у верхній частині профілю), вмістом скелетних включень — уламків мушлі, силікатних і вапнякових каменів. Водночас диференціація за вмістом мулу, розподілом гумусу, морфологією структури та мікроагрегатним станом виразно свідчить про неабияку роль солонцево-ілювіального процесу у формуванні ґрунту (табл. 6.32).

Таблиця 6.32

Гранулометричний і мікроагрегатний склад солончаків ілювіально-солонцевих заплави р. Сосик (в % маси сухого ґрунту)

Гранулометричний аналіз

| Глибина, см | Втрата від обробки 0,05 моль НСІ | Гігроскопічна волога, % | Фракції, мм | | | | | | | Корені рослин |
|-------------|----------------------------------|-------------------------|-------------|-----------|-----------|------------|-------------|------------|-------|---------------|
| | | | 1-0,25 | 0,25-0,05 | 0,05-0,01 | 0,01-0,005 | 0,005-0,001 | <0,001 (б) | <0,01 | |
| Е 0-3 | 15,71 | 4,22 | 0,31 | 15,24 | 32,61 | 7,10 | 6,15 | 21,35 | 34,60 | 1,53 |
| Е 3-7 | 16,77 | 3,99 | 0,50 | 11,29 | 31,18 | 6,79 | 6,48 | 26,46 | 39,73 | 0,52 |
| І 7-25 | 15,05 | 4,28 | 0,48 | 22,43 | 24,60 | 4,11 | 5,22 | 28,11 | 37,44 | |
| НУ32-45 | 17,32 | 4,41 | 0,05 | 26,03 | 24,65 | 4,88 | 4,78 | 22,28 | 31,94 | |

Мікроагрегатний аналіз

| Глибина, см | Морфологія структури | Фракції, мм | | | | | | Фактор дисперсності за Качинським, %. $K=a/б \times 100$ |
|-------------|---|-------------|-----------|-----------|------------|-------------|------------|--|
| | | 1-0,25 | 0,25-0,05 | 0,05-0,01 | 0,01-0,005 | 0,005-0,001 | <0,001 (а) | |
| 0-3 | Плитчасто-грудкувата, густо переплетена коріннями | 17,34 | 23,08 | 48,17 | 4,11 | 4,45 | 1,32 | 6 |
| 3-7 | Грудкувата-плитчаста з шарами (площею 3×5 см і товщиною 0,1-3 мм) відмитого кварцового пилу | 20,24 | 22,23 | 46,38 | 6,53 | 2,71 | 1,39 | 5 |
| 7-25 | Щільна горіхувато-призматична | 2,29 | 26,94 | 50,36 | 7,91 | 10,34 | 2,16 | 8 |
| 32-45 | Пориста грудкувата (горизонт сильнозасолений) | 1,94 | 20,75 | 68,8 | 7,39 | 0,21 | 0,91 | 4 |

В його профілі чітко виділяється елювіальний грудкувато-пластинчастий горизонт і щільний, горіхувато-призматичний солонцевий, із найнижчою в профілі міцністю мікроструктури. Елювіальний горизонт, особливо його верхня частина, характеризується чіткими ознаками перерозподілу гумусу і мулуватої фракції у вигляді чергування грубих (до 3 мм) світло-сірих прошарків пилуватої безгумусової маси. Сольовий профіль також має близьку до класичної будову — елювіально-ілювіальну — із відносно незначним (0,2–0,3%) вмістом легкорозчинних солей у поверхневих шарах і великою (2,7%) кількістю солей у підсолонцевому горизонті (табл. 6.33). При цьому розподіл гумусу і вуглекислого вапна у

охарактеризованих ґрунтах регресивно-акумулятивного типу із максимумом в елювіальному горизонті.

Таблиця 6.33

Властивості солончаків солонцево-ілювіальних заплави пониззя р. Сосик

| Глибина, см | Гумус, % | CaCO ₃ , % | Сухий залишок, % | HCO ₃ ⁻ , % | Cl ⁻ , % | pH |
|-------------|----------|-----------------------|------------------|-----------------------------------|---------------------|------|
| 0-3 | 6,08 | 4,05 | 0,207 | 0,043 | 0,077 | 7,64 |
| 3-7 | 3,85 | 3,83 | 0,237 | 0,040 | 0,103 | 7,32 |
| 7-25 | 3,37 | 2,20 | 0,575 | 0,031 | 0,291 | 7,40 |
| 32-45 | 2,17 | 1,67 | 2,704 | 0,022 | 0,757 | 7,10 |

Досліджувані солончаки-солонці характеризуються звичайним для гирлових ландшафтів малих річок сульфатно-хлоридним типом засолення, за яким іон натрію, не зв'язаний в іонні пари з хлором, має більш високу енергію поглинання твердою фазою ґрунтів. При цьому ґрунтовий розчин характеризується помірними величинами лужності, хоча профіль ґрунтів виразно диференційований на більш лужну (верхню елювіальну) і менш лужну (сильнозасолену) частину.

Отже, солонцево-ілювіальний і, ймовірно, глейово-елювіальний процеси, що беруть участь у формуванні профілю солончаків-солонців, “накладені” на незначну їх механічну шаруватість. Остання ознака може бути не фоною, а певним фактором, що “запускає” механізм диференціації профілю у процесі ґрунтоутворення, наприклад, через різну водостійкість структури, різну гумусованість, специфічність на двочленних відкладах водного режиму тощо.

Сполученість формування заплавлених ґрунтів із елювіально-ілювіально-диференційованим профілем (лучноземів ясногумусових і солончаків солонцево-ілювіальних, стратоземів ясногумусових) з такими факторами, як літологічна шаруватість, відносно легкий гранулометричний склад, пульсуючий характер соленакопичення, свідчить про певні передумови та відповідний механізм залучення і підтримки дії елементарних ґрунтових процесів, що спричиняють елювіально-ілювіальну диференціацію профілю.

Таким чином, алювіальний процес, що формує шарувату будову ґрунтів і визначає наявність легких за гранулометричним складом горизонтів, а також пульсуючий характер соленакопичення в комплексі необхідно визначити як *механогеохімічний генератор* елементарних ґрунтових процесів, що обумовлюють формування у долинах річок ґрунтів із елювіально-ілювіально-диференційованою будовою.

ОСОБЛИВОСТІ ҐРУНТОУТВОРЕННЯ ПРИ ОСУШЕННІ І ЗРОШЕННІ ҐРУНТІВ

Моніторинг агроекологічного стану осушених ґрунтів заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я відсутній. У той же час русла багатьох річок випрямлені й обваловані, на значній території діють дренажні системи.

Упорядкованість земель на осушених заплавах, перш за все, підвищила ефективність сільськогосподарських робіт, а зниження вмісту солей підвищило родючість деяких ґрунтів і дало змогу одержувати високі і стабільні врожаї пшениці, ячменю, соняшнику, кукурудзи, багаторічних трав, що вирощуються на окультурених заплавних землях півдня України. Але також відомі факти вторинного засолення осушених алювіальних ґрунтів [88, 195, 197, 198, 234, 235, 236, 242, 243, 245], є дані, що підтверджують слабку ефективність дренажу при відсутності умов для їх штучного промивання [271, 272], відомо про деградацію ґрунтів через їх пересушення [249].

У 1979–1981 роках для вивчення впливу осушувальних заходів на властивості ґрунтів був організований стаціонар “Когильник” на масиві заплав річок Когильник і Кагач у межах колгоспу ім. Татарбунарського повстання, де у ті ж роки на площі 1400 га був проведений комплекс меліоративних заходів, що включав розчищення і випрямлення річища (0,64 км), засипку стариць, закладку відкритих дренажних каналів, загальною довжиною 26,3 км, вирівнювання поверхні на площі 1046,1 га (рис. 2.2). Окремі масиви осушених заплавних земель зрошувалися водами річок Когильник і Кагач (Фонтанки).

7.1. Процеси соленакопичення при осушенні заплав

Як свідчать багаторічні — із 1979 по 1999 роки — спостереження (мал. 7.2–7.8, табл. 7.1), сольовий режим осушуваних ґрунтів має індивідуальні характеристики. Відзначені стабільні сольові профілі, режими розсолення і вторинного засолення ґрунтів. При цьому виявляються ґрунти, у яких, наприклад, при збереженні колишніх

запасів легкорозчинних солей відбувається підняття або опускання сольового максимуму.

На основі узагальнення наявних матеріалів пропонуємо таку схему сольових режимів для характеристики осушуваних (закладка дренажних каналів і обвалування-каналізація річищ) алювіальних ґрунтів:

| Критерій виділення | Відношення кількості солей в профілі ґрунтів до і після меліорації | Хід сольового максимуму (далі СМ) |
|-----------------------|--|--|
| Тип сольового балансу | Стабільний (урівноважений) | З підняттям СМ Із стабільним рівнем СМ З опусканням СМ З відсутністю СМ |
| | Вторинного засолення | З підняттям СМ Із стабільним рівнем СМ З опусканням СМ |
| | Розсолення | Із стабільним рівнем СМ З опусканням СМ Із зникненням СМ |

Сольовий режим ґрунтів до обвалування річища складався, з одного боку, під впливом мінералізованих підґрунтових вод, а з іншого — у результаті промивного впливу нечастого прісного або слабомінералізованого водопілля. На обвалованих ділянках ґрунти розвиваються тільки в умовах дії підґрунтових вод, яка визначається їх рівнем, особливостями мікрорельєфу і літології місцевості.

У цілому, як свідчать режимні спостереження, осушення заболочених ділянок заплави пониззя середніх річок створює тільки територіальні умови для зручності їхнього використання, але істотного поліпшення продуктивності ґрунтів осушувальні заходи не викликають. Дреновані ґрунти на обвалованих масивах у відсутність природного і штучного промивання (останнє у зв'язку з маловодністю річок) в основному або зберегли колишні запаси легкорозчинних солей, або піддалися вторинному засоленню. Це наочно показує вміст солей на ключ-профілі, що був закладений впоперек заплави річки Когильник у 1982-му і другий раз у 1999 році (рис. 7.1). Як на початковій стадії осушення заплави, так і після 20 років дії дренажної системи ґрунти в поверхневому 25 см прошарку зберігають високий (до 2,5–3%) вміст солей. При цьому залишається незмінною і колишня зако-

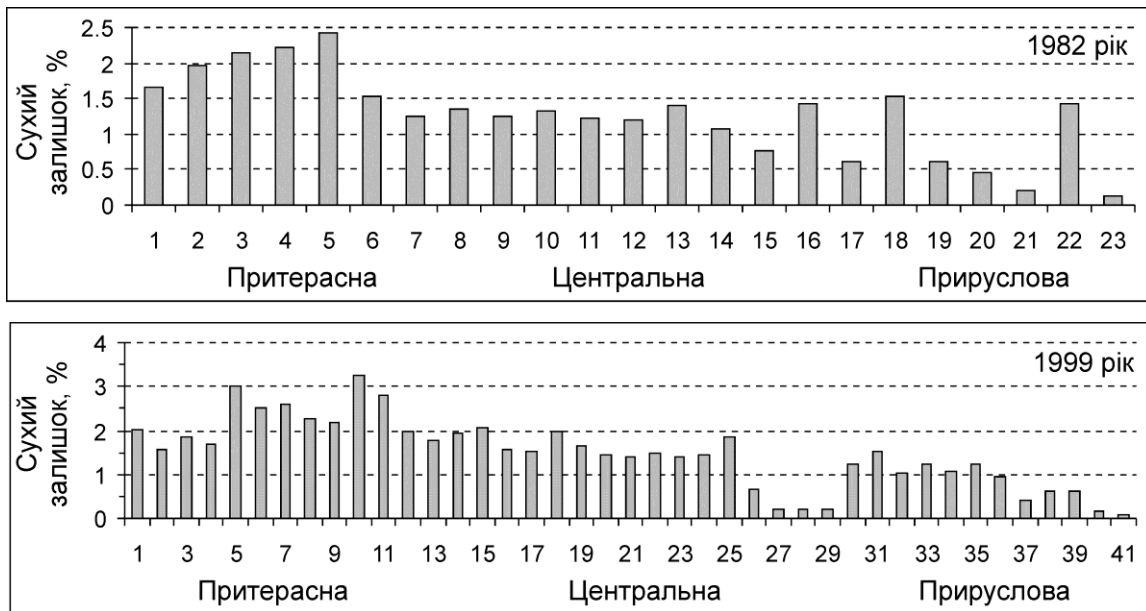


Рис. 7.1. Вміст легкорозчинних солей у грунтах ключ-профілю К1, закладеного впоперек заплави пониззя р. Когильник

номірність у приуроченості більш засолених ґрунтів до окраїнної заплави й у контрастності за ступенем засолення прируслових областей. Розрахунок запасів легкорозчинних солей засвідчив вторинне засолення земель усього масиву стаціонару “Когильник”; у середньому в 0–25 см прошарку ґрунтів запаси солей збільшилися на 6,9 т/га. У той же час на багатьох ключ-ділянках відзначено зменшення мінералізації підґрунтових вод (табл. 7.1).

Враховуючи індивідуальні особливості водно-сольового режиму в залежності від гранулометричного складу, рельєфу, рівня підґрунтових вод, доцільно простежити кількісні і якісні зміни окремо в різних типах алювіальних ґрунтів.

Динаміка вмісту легкорозчинних солей в осушених лучноземах зернистих солончакових

Динаміка вмісту солей в лучноземах алювіальних зернистих солончакових вивчалася на ключ-ділянці 3, що була закладена у 1979 році в притерасній області р. Когильник.

До будівництва осушувальної системи рівень підґрунтових вод в межах на ключ-ділянці 3 становив 185–187 см із сезонною амплітудою біля 70 см. Їхній сольовий профіль складався із широкого сольового максимуму з глибини 50–150 см і критичної кількості солей із 20 см (рис. 7.2). З 30 см відзначалася слабка позитивна сезонна аку-

Таблиця 7.1

Динаміка мінералізації підґрунтових вод в осушуваних алювіальних ґрунтах заплави пониззя р. Когильник:

| № ключ-ділянки | Дата | Мінералізація, підґрунтових вод, г/л | № ключ-ділянки | Дата | Мінералізація, підґрунтових вод, г/л |
|----------------|----------|--------------------------------------|----------------|----------|--------------------------------------|
| 1 * | 23.04.81 | 7,4 | 14 | 23.04.81 | 30,0 |
| | 05.10.99 | 5,6 | | 06.06.99 | 24,4 |
| 3 | 23.05.79 | 6,4 | | 05.10.99 | 22,6 |
| | 17.09.79 | 7,6 | | 18 | 23.04.81 |
| | 06.06.99 | 13,7 | 27.09.82 | | 21,8 |
| 15 | 19.04.82 | 9,6 | 38 | 06.06.99 | 14,9 |
| | 27.09.82 | 10,9 | | 28.11.83 | 18,4 |
| | 06.06.99 | 8,8 | | 06.06.99 | 16,2 |
| 20 | 23.04.81 | 14,5 | 28 | 05.10.99 | 14,2 |
| | 06.06.99 | 11,1 | | 19.04.82 | 12,8 |
| | | | | 06.06.99 | 8,0 |

* 1 — стратоземи шарувато-сірі; 3 — лучноземи зернисті; 15, 20 — лучноземи сірі; 14 — злитоземи структурно-монолітні; 18 — злитоземи структурно-монолітні (до осушення глейоземи зліто-криптоглейові); 38 — злитоземи дисперсно-монолітні (до осушення глейоземи мулуваті); 28 — лучноземи зернисті періодично зрошувані

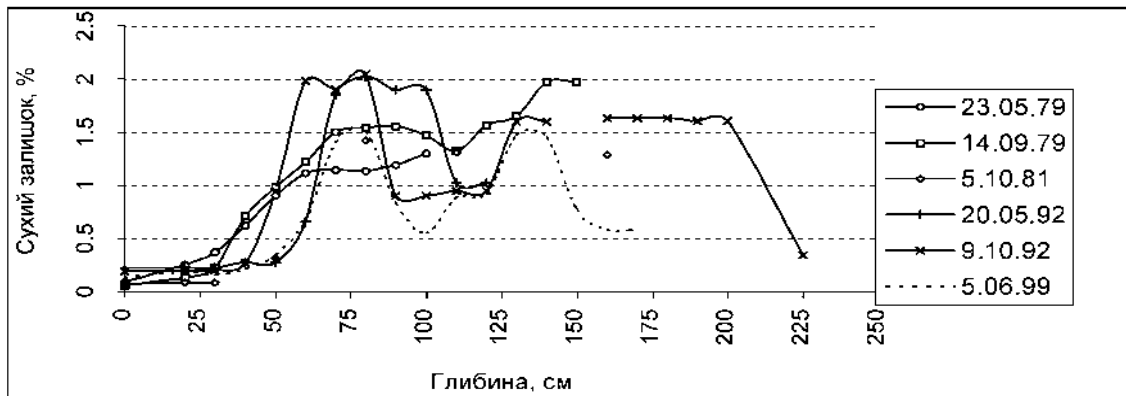


Рис. 7.2. Динаміка вмісту легкокорозчинних солей в лучноземах зернистих глейових високосолончакуватих потужних важкосуглинистих

муляція солей (САС) із значеннями 1,05–1,3; у складі солей різко переважали сульфати натрію і кальцію (гіпс).

Моніторинг сольового режиму засвідчив відносно стабільний характер динаміки солей в осушуваних лучноземах. Зміни в ґрунтах проявилися в пониженні сольового максимуму до глибини 75 см, зменшенні в ньому вмісту легкокорозчинних солей і виразному утворенні

двох горизонтів сольових акумуляцій. Але в цілому трансформація водно-сольового режиму не спричинила якісних перетворень і ґрунти залишилися високосолончакуватими з критичним вмістом солей із глибини 40 см. Звичайно, що розширення горизонту із нетоксичною кількістю солей і зменшення їх запасів в цілому по профілю стали вагомим фактором підвищення родючості цих ґрунтів.

Динаміка вмісту легкорозчинних солей в осушених стратоземах шарувато-ясногумусових солончакуватих

Стратоземи шарувато-ясногумусові солончакуваті, динаміка солевмісту в яких вивчалася з 1979 року на ключ-ділянці 1 (прируслова область заплави р. Когильник), також залишилися після осушення заплави засоленими (рис.7.3). Проте в них відбулося підтягування сольового максимуму — і за 20 років кількість солей у прошарку 50–100 см цих ґрунтів збільшилася в 1,6 — 1,9 рази. У даному випадку основним чинником підняття горизонту сольової акумуляції є повне припинення промивання цих ґрунтів в повінь, що у минулому інколи відбувалося, а зараз підтверджується шаруватою будовою профілю.

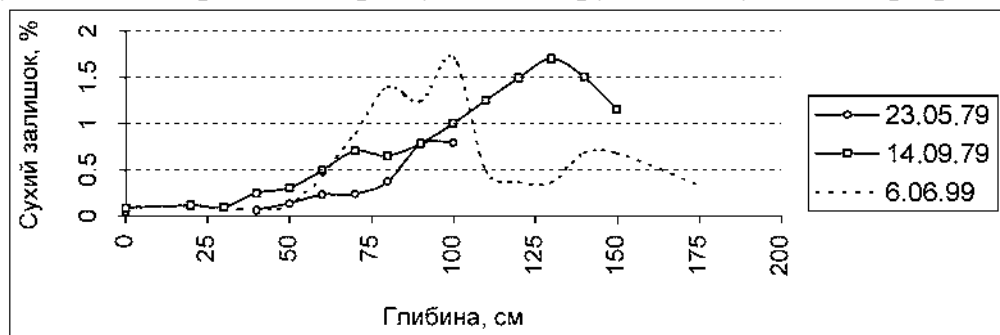


Рис. 7.3. Динаміка вмісту легкорозчинних солей в стратоземах шарувато-ясногумусових солончакуватих середньопотужних середньосуглинистих

Зниження рівня підґрунтових вод, що на ключ-ділянці 1 мають напірний характер з сезонними коливаннями в межах 150–180 см, виявилось не достатнім для запобігання висхідному руху солей. Але, приймаючи до уваги те, що запаси легкорозчинних солей в півтораметровій товщі осушуваних ґрунтів залишилися незмінними, їх сольовий баланс слід визначити як урівноважений з підняттям сольового максимуму.

Динаміка вмісту легкорозчинних солей в осушених лучноземах ясногумусових

Лучноземи ясногумусові, що у заплавах середніх рік приурочені до прируслових і пристаричних узвиш, мають у природних умовах досить

широкий спектр водно-сольових режимів, але, звичайно, являються незасоленими в гумусо-акумулятивному горизонті й у цьому зв'язку широко використовувалися і використовуються у сільськогосподарському виробництві.

Ключ-ділянки режимних спостережень за динамікою солевмісту в осушуваних лучноземах ясногумусових були закладені у 1979–1981 роках на незасолених супіщаних (ключ-ділянка 2) середньосолончакуватих легкосуглинкових (ключ-ділянка 4), слабосолончакуватих середньосуглинкових (ключ-ділянка 15) і сильносолончакуватих середньосуглинкових ґрунтах (ключ-ділянка 20). Таким чином були охоплені найбільш поширені їхні роди і різновиди, а також особливості сезонної акумуляції солей. Для ґрунтів легкого гранулометричного складу остання обставина особливо важлива у зв'язку з інтенсивними сезонними сольовими акумуляціями при близьких рівнях підґрунтових вод.

Аналіз даних свідчить, що в лучноземах ясногумусових, у межах масиву осушення, сольовий режим не зазнав особливих змін. Ґрунти ключ-ділянок протягом 20 років дії дренажної системи в основному зберегли як колишні запаси солей, так і рівні сольових горизонтів. Відзначувані пульсації солевмісту обумовлені більше сезонним промиванням, що надто виражене в “легких” ґрунтах, і особливостями режиму зволоження по окремих роках.

Як видно із рис. 7.4, незасолені і легкі за гранулометричним складом лучноземи ясногумусові мають у природних умовах по окремих горизонтах досить великі значення коефіцієнтів сезонної і річної акумуляції солей, що є звичайним явищем для ґрунтів із незначним вмістом солей. Обвалування річища і пониження рівня підґрунтових вод не призводять до якісного перетворення їх сольових профілів. На противагу їм у сильносолончакуватих ґрунтах ключ-ділянки 20, що мали сезонно-пульсуючий сольовий горизонт в шарі 60–125 см, на десятій рік дії дренажної системи відбулося незначне вторинне засолення — збільшення запасів легкорозчинних солей в горизонті сольових акумуляцій при збереженні рівня його залягання. Надалі коливання вмісту солей не мали однонаправленого характеру і ґрунти в наступні 10 років залишалися середньосолончакуватими з некритичними їх запасами до глибини 60 см. При цьому, так само як і в лучноземах зернистих, в “легких” ясногумусових ґрунтах відбулося роздвоєння горизонту сольової акумуляції на два окремих максимуми.

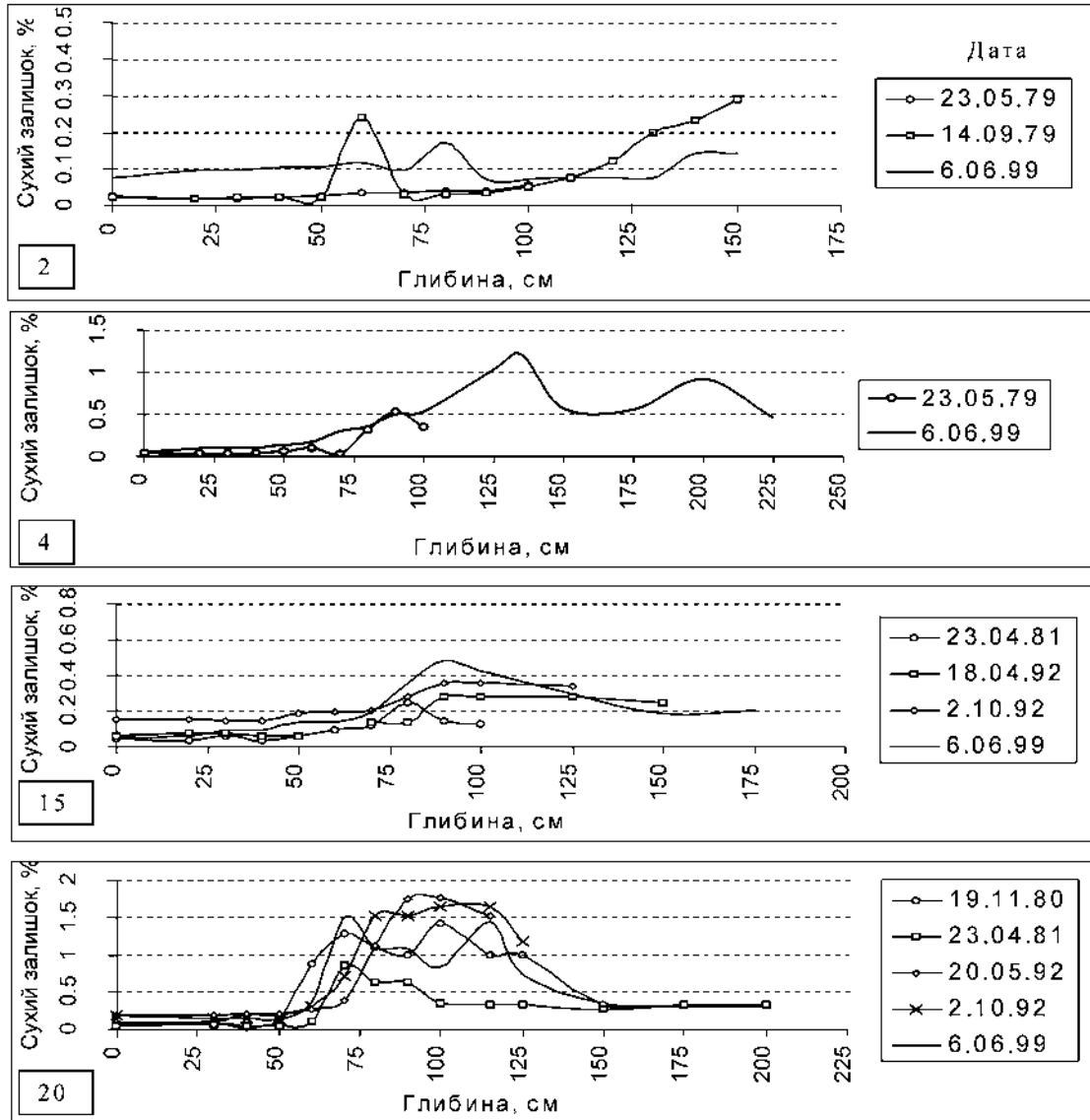


Рис. 7.4. Динаміка вмісту легкокорозчинних солей в осушуваних лучноземах ясногумусових (ключ-ділянки 2, 4, 15, 20) заплави пониззя р. Когильник

Збереження лучноземами ясногумусовими колишнього (як до осушення заплави) стану сольового режиму може бути пояснене тим, що вони й у природних умовах займали ділянки з задовільним дренаванням, а устрій рідкісної мережі дренажних каналів, обвалування і випрямлення річища не знизили істотно рівні підґрунтових вод. У ґрунтах за таких умов не виявилось причин для

вторинного засолення, але у той же час у солончакуватих родах збереглися колишні сольові акумуляції.

Динаміка вмісту легкорозчинних солей при осушенні ґрунтів злитоморфного ряду

Осушення заплав і обвалування річища сприяють інтенсивній злитогенезі і утворенню злитоморфних ґрунтів у колишніх численних старицях, рукавах рік, болотах. Відповідно до запропонованої класифікації злитоморфні ґрунти розділені на власне злиті і субзлиті. Останні розвиваються на середньо- і важкосуглинистих потужних (більш 1,5 м) старичних і болотних відкладах, але через ряд причин залишаються в теплий період довше в перезволоженому або підводному стані і мають, на відміну від типових злитих ґрунтів, рослинний індикатор — очеретяно-осоковий компонент у фітоценозі.

Алювіальні злитоземи, що розвиваються при специфічному, літогенному, типі водного режиму, є найбільш інертними ґрунтами у відношенні зміни їхнього сольового режиму при осушенні заплав [146, 237]. Вони у природних умовах, займаючи акумулятивні ландшафти, характеризуються високим ступенем засолення і мають характерний максимум легкорозчинних солей на глибині 40–70 см, що регулюється верховодкою і глибиною пересихання і у зв'язку з цим піддається незначним сезонним змінам за глибиною і кількістю солей.

Затоплення сухих старорічищ (основних ареалів злитих ґрунтів) в повільно до обвалування русла ріки не було значимим чинником їхнього розсолонення через слабку водопроникність ґрунтів. Цією обставиною можна пояснити і відсутність яких-небудь істотних змін у запасах солей і формі їхнього розподілу після дренажу заплави і обвалування русла.

Після 20-літньої дії осушувальної системи в низов'ї р. Когильник злитоземи структурно-монолітні ключ-ділянки 14 (рис. 7.5) залишилися сильносолончакуватими з аналогічною формою сольового профілю — двома сольовими максимумами, що розташовуються над верховодкою і під нею.

Таким чином, дренажу заплави з обвалуванням русла річки не змінює водно-сольовий режим злитоземів алювіальних, і він, як і раніше, визначається “внутрішніми” особливостями ґрунтів, що поля-

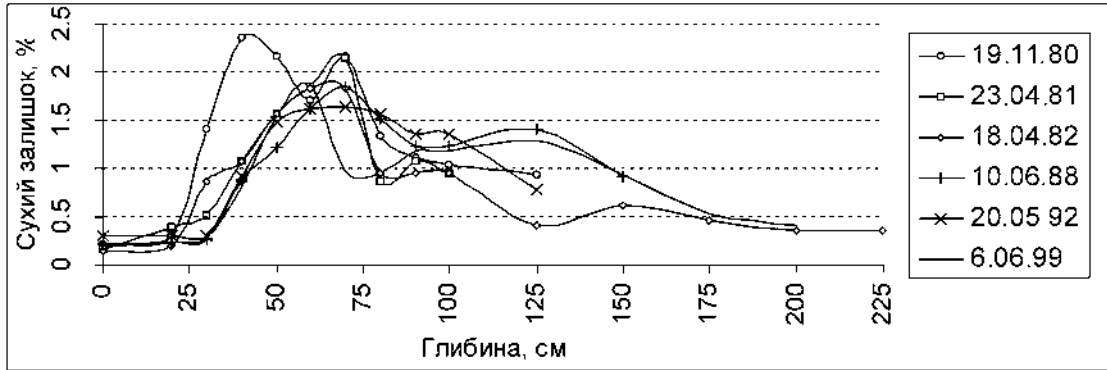


Рис. 7.5. Динаміка вмісту солей в злитоземах алювіальних структурно-монолітних ключ-ділянки 14

гають у слабкому впливі підґрунтових вод на ґрунти через здатність потужних набрякаючих глин екранувати поверхневі горизонти, утворенні верховодки, засоленні в результаті бічного солепереносу, контрастному режиму зволоження з глибоким пересушенням верхньої частини профілю літом.

На колишній заболоченій, а тепер осушеній заплаві можна виділити злитоморфний ряд (злитоморфну часову катену) — від глейземів алювіальних мулуватих потужних до алювіальних злитоземів. Прикладом розвитку злитоземів із осушуваних “болотних” ґрунтів є осушені глейземи ключ-ділянок 18 і 38.

У природних умовах виражена акумуляція солей у профілі глейземів мулуватих потужних і надпотужних глинистих відбувається тільки у поверхневому, що пересихає літом, горизонті. Водонасичені горизонти містять звичайно 0,4–0,6 % легкорозчинних сполук (рис. 7,6, 7,7, 7,8). Припинення тривалого затоплення поверхневими водами, але зберігання тривалого перезволоження з утворенням верховодки через важкий гранулометричний склад сприяють динамічним процесам соленакопичення.

У початковий період осушення глейземів мулуватих потужних величини сезонної акумуляції солей досягають в поверхневих горизонтах значень 2,5–2,8 при вмісті солей біля 1,5–2,5%. Особливо інтенсивне соленакопичення відзначається в квітні–травні при інтенсивному випаровуванні верховодки, що залягає періодично на глибині 30–40 см.

Десятилітня, а також із більшим терміном дія осушувального режиму сприяє стабілізації сольового профілю субзлитих, а надалі і зли-

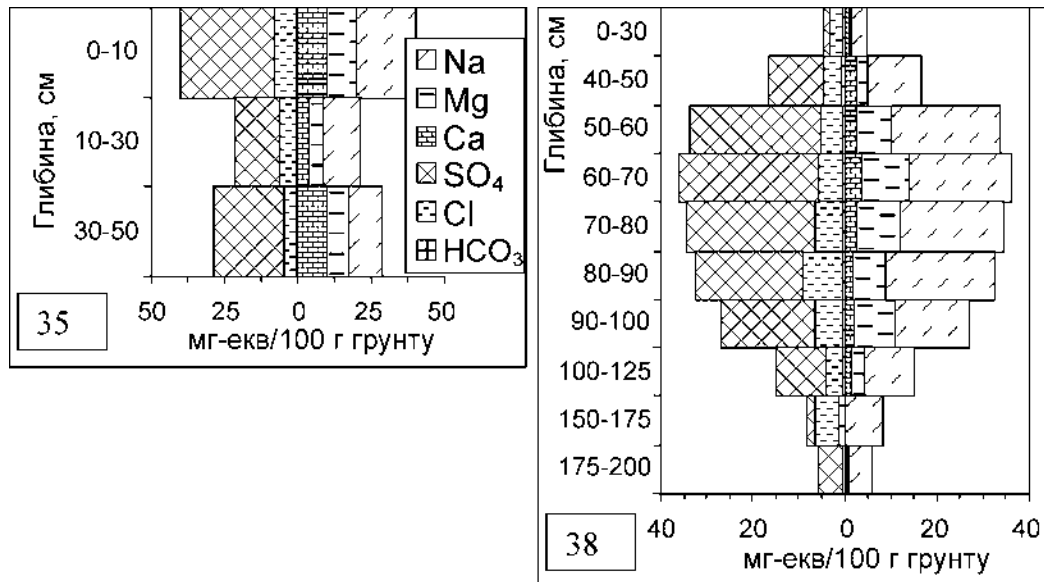


Рис. 7.6. Сольові профілі осушуваних глейоземів мулуватих: розріз 35 — осушувани 3 роки; ключ-ділянка 38 — осушувани 20 років

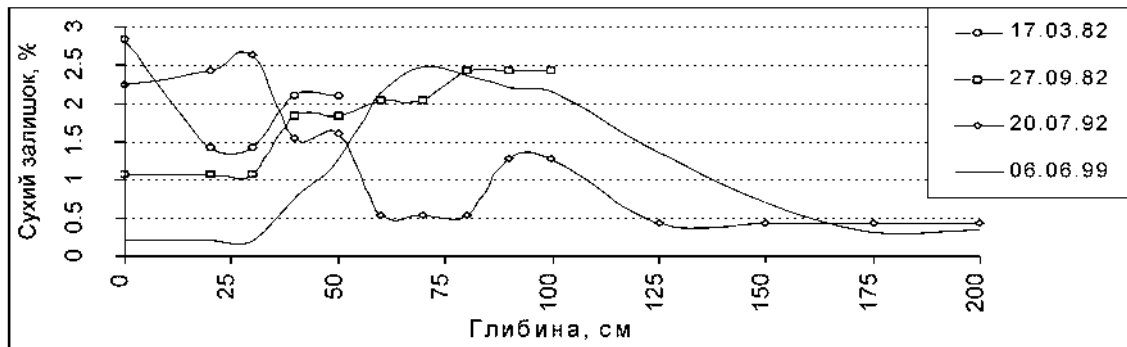


Рис. 7.7. Динаміка вмісту солей в осушених у 1980 році глейоземах мулуватих (злитоземах дисперсно-монолітних у 1999 році): ключ-ділянка 38

тих ґрунтів. На двадцятий рік після осушення глейоземів мулуватих потужних сольовий профіль своєю формою нагадує розподіл солей у типових злитоземах: із поверхні і до глибини 25–30 см міститься незначна кількість солей (0,2–0,3 %) при слабкій сезонній акумуляції солей; сольовий максимум займає середній (50–125 см) прошарок ґрунтів; у глибоких прошарках, аж до водоносного горизонту з напірними підґрунтовими водами, стійко низький вміст солей — біля 0,5%. Відмінність полягає у відсутності відображення на сольовому профілі горизонту верховодки, що у “старих” злитоземах виявляється у вигляді незначного, але постійного другого максимуму солей.

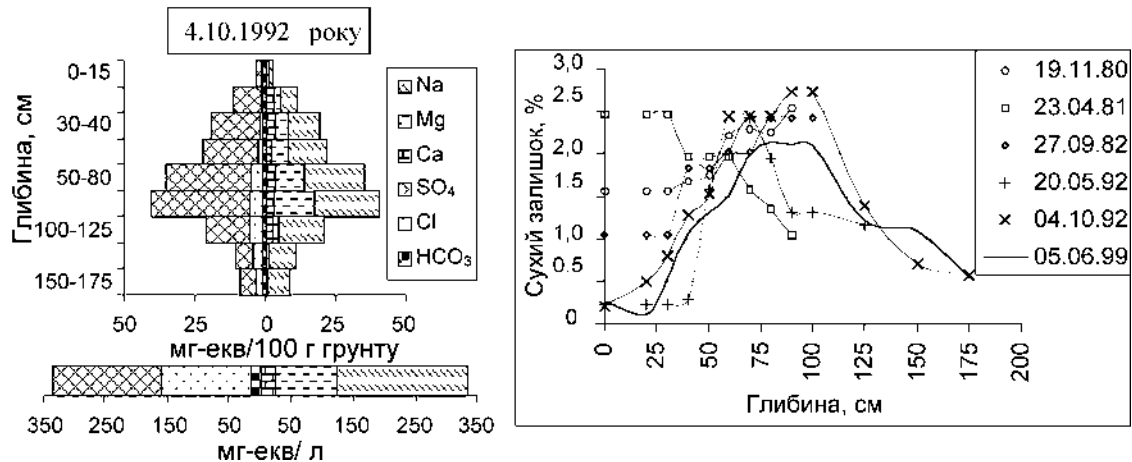


Рис. 7.8. Сольовий профіль і динаміка вмісту солей в осушених у 1980 році глейоземах зліто-криптоглейових (ключ-ділянка 18)

Таке розходження між природними злітоземами і утвореними в результаті осушення “болотних” ґрунтів свідчить про те, що розвиток злитості має менший “характерний час”, ніж формування типового для алювіальних злітоземів сольового профілю, і 20 років після осушення потенційно злитих ґрунтів виявилось недостатньо для придбання всіх ознак злітоземів.

Таким чином, на початковому етапі осушення глейоземів мулуватих їх сольовий баланс можна визначити як баланс вторинного засолення із підняттям сольового максимуму, а в подальшому, при набутті ґрунтами ознак злитості, як урівноважений з опусканням сольового максимуму. Ця їх особливість є досить суттєвою, тому що після інтенсивного вторинного засолення в перші роки осушення ґрунти надалі “консервують” сольові маси в профілі.

ґрунти ключ-ділянки 18, що у 1980 році визначені як глейоземи зліто-криптоглейові, через 7–8 років з початку осушення характеризувалися майже всіма морфологічними і мікроморфологічними ознаками злітоземів структурно-монолітних: високою щільністю і твердістю глинистої маси в сухому стані, зернисто-брилуватою структурою, злітою сланцевою мікробудовою, чорним кольором при порівняно незначному (близько 2,5%) вмісті гумусу. Але за динамікою солей і формою сольового профілю — достатньо лабільними властивостями — ґрунти цієї злітоморфної часової катени довгий час залишалися специфічними. Вони, так само як глейоземи мулуваті, в перші роки осушення піддаються вторинному засоленню в поверхневих шарах, але при збереженні загальних запасів

легкорозчинних солей в профілі. Надалі розподіл солей також копіює “злитоземну” форму із порівняно незначним вмістом солей у поверхневих шарах і формуванням сольового максимуму в середніх прошарках ґрунту.

7.2. Вплив осушення на гумусний стан ґрунтів

Гумусний стан ґрунтів є достатньо стійким, і його трансформація може бути обумовлена тільки суттєвими змінами способів їхнього використання, перетворенням водно-сольового й окисно-відновного режимів. Алювіальні ґрунти у такому випадку можна поділити на групи з більшим або меншим потенціалом трансформації гумусного стану в залежності від інтенсивності ймовірних змін властивостей та режимів при меліорації.

Стійкий гумусний стан повинні мати осушувані ґрунти, що використовувалися раніше в сільськогосподарському виробництві і для яких не передбачається істотних змін режимів, відповідальних за гуміфікацію і гумусонакопичення.

Як свідчать дослідження, до таких ґрунтів можна віднести лучноземи ясногумусові і зернисті, вміст гумусу в яких коливається по окремих роках після осушення, але зміни ці не є однонаправленими. Циклічні збільшення і зменшення запасів гумусу в лучноземах можуть бути викликані характером агротехнічних заходів, зміною культур у сівозміні, залуженням ґрунтів.

Протилежні характеристики мають осушувані глейоземи (рис. 7.9). Їхній гумусний стан у природних умовах істотно відрізняється від такого в не глейових ґрунтах (див. табл. 6.19) і тому має значний потенціал трансформації. Насамперед, болотні ґрунти повсюдно збагачені детритом — речовиною, що при осушенні інтенсивно мінералізується [8, 12, 100, 225].

Як видно з рис. 7.9, осушення і оранка глейоземів злизо-крипто-глейових, які вже є “продуктом” аридизації болотних ландшафтів, явилися причиною істотного зменшення вмісту гумусу у верхніх шарах. Аналізуючи динаміку дегуміфікації глейоземів можна побачити, що найбільш інтенсивно органічна речовина мінералізується в перші роки після осушення, хоча і з деяким запізненням. На ключ-ділянці 18

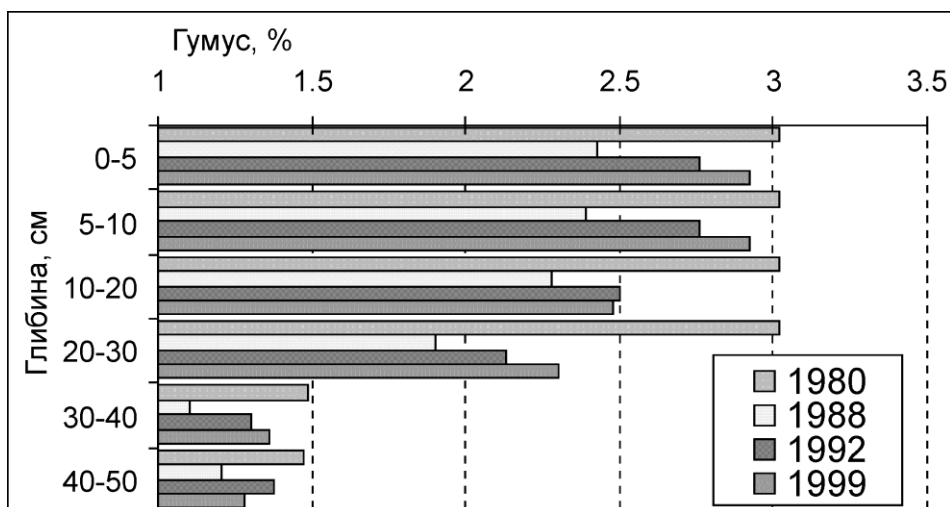


Рис. 7.9. Динаміка гумусу в осушуваних глейоземах злито-криптоглейових (ключ-ділянка 18)

у рік осушення глейоземів (1980 р.) у прошарку 0–30 см містилося 3,02% гумусу (дані за одним змішаним зразком), через два роки — у 1982 р. — було $3,08 \pm 0,10\%$ (12-кратна повторність) гумусу, на восьмий рік — $2,47 \pm 0,08\%$ (9-кратна повторність), а в 1992 році — 2,44% (за змішаним зразком). Втрати гумусу в тридцятисантиметровому прошарку ґрунтів з 1982-го по 1988 рік склали 28,5 т/га, або щорічно в поверхневому шарі мінералізувалося 4,7 т/га гумусу. Наступне використання осушених болотних ґрунтів у кормових сівозмінах, насичених багаторічними травами, а також залуження неболотною рослинністю сприяють частковому відновленню в них вмісту гумусу. На ключ-ділянці 18 за таких умов із 1988-го по 1992 р. вміст гумусу стабілізувався на рівні 2,45%. Перетворення гумусного профілю осушуваних глейоземів відбувається не тільки в кількісному, але й у якісному плані. У гумусі ґрунтів відбувається помітне зменшення частки негідролізованого залишку, а також збільшення вуглецю гумусових кислот при зберіганні колишніх показників відношення $S_{гк}/S_{фк}$ (див. табл. 6.26).

Таким чином, при осушенні заплав гумусний стан ґрунтів, що визначається достатньо широким спектром чинників — гранулометричним складом ґрунтів, характером їхнього засолення, водним і окисно-відновним режимами, типом рослинності тощо, — має індивідуальну природу трансформації, а ступінь перетворення гумусного профілю в окремих осушуваних ґрунтах визначається глибиною і характером зміни їхніх режимів і зовнішніх чинників.

7.3. Динаміка складу вбирних катіонів в осушуваних ґрунтах

Дослідження на ключ-ділянках стаціонара “Когильник” свідчать про можливість істотної трансформації стану ґрунтового вбирного комплексу (ГВК) в осушуваних ґрунтах, насамперед, через трансформацію їх гумусового стану, перебудову водно-сольового й окисно-відновного режимів. Природно, гіпсування і зрошення алювіальних ґрунтів є не менш діючими чинниками їхнього розсолонцювання або осолонцювання.

Як було показано раніше, склад ГВК у великій мірі визначається тими чинниками, на котрі “націлена” осушувальна меліорація. З огляду на різну ступінь змін, наприклад сольового режиму ґрунтів, можна припустити, що алювіальні ґрунти у відношенні трансформації складу вбирних основ повинні мати різну потенційну спроможність. Високо стійкими можуть бути, наприклад, злитоземи, у яких при осушенні (штучному дренажуванні) не змінюється водно-сольовий й окисно-відновний режими.

Найбільш складним перетворенням піддається ГВК осушуваних глейоземів, що складають злитоморфний ряд заплавної ґрунтоутворення. Проаналізуємо динаміку змін на ключ-ділянці 18, на якій глейоземи мулуваті трансформувалися в глейоземи злизо-крипто-глейові і, в остаточному вигляді, злитоземи структурно-монолітні (рис. 7.10). “Болотні” ґрунти ключ-ділянки мали типовий для глейоземів мулуватих склад вбирних основ. При високій ємності катіонного обміну (50–55 мг-екв/ 100 г ґрунту) вони характеризувалися підвищеним (5–7%) вмістом обмінного натрію і, що особливо характерно, негативним значенням відношення обмінних Ca/Mg. Підчас їхньої еволюції в злитоземи і згасання глейового процесу відбулася не тільки зміна складу ГВК, але й зменшилася ємність катіонного обміну (ЄКО) до значень 40–45 мг-екв.

Відзначене зменшення ЄКО “болотних” ґрунтів при їхньому осушенні може бути зумовлене такими причинами. Відомо, що в умовах тривалого перезволоження мінерали типу монтморилоніту, що у досліджуваних ґрунтах містяться у значних кількостях, гідратуються і, отже, міжплощинна відстань у них збільшується. За цих умов можливе інтерміцелярне вбирання катіонів [105]; висихання ж ґрунтової маси сприяє їхній необмінній фіксації у міжплощинних просторах кристалічної решітки.

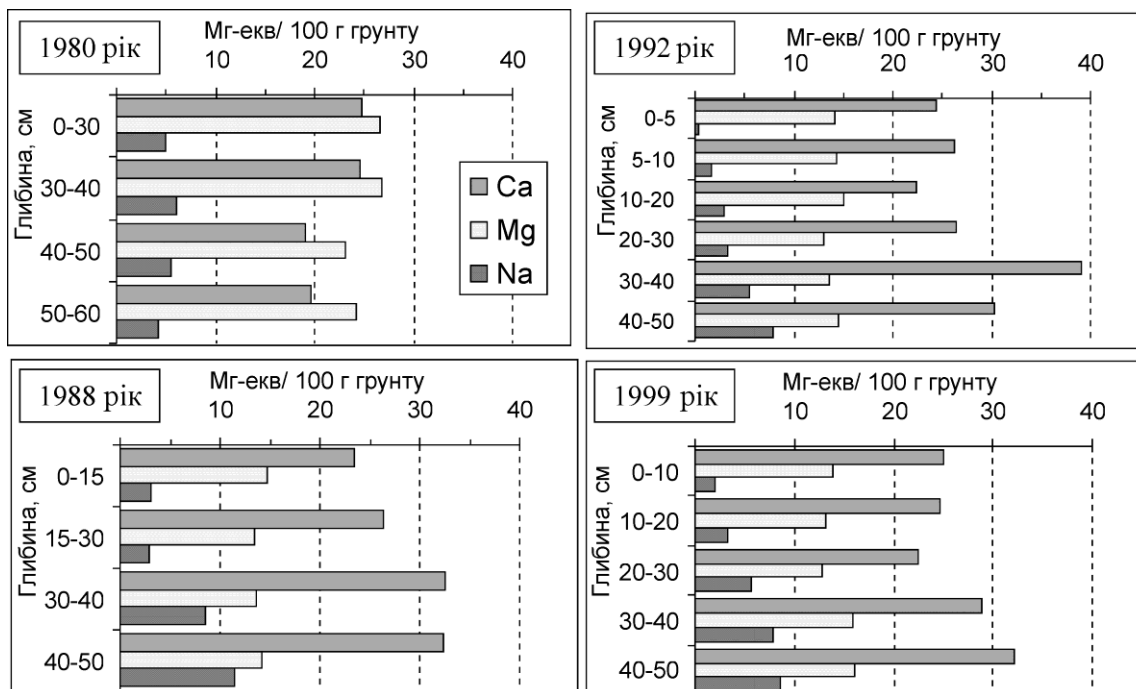


Рис. 7.10. Динаміка вмісту увібраних катіонів в осушених глейоземах ключ-ділянки 18 у заплаві пониззя р. Когильник: 1980 рік — глейоземи зливо-криптоглейові типові сильносолончакові в рік початку будівельно-монтажних робіт з осушення заплави (болотні ґрунти за даними передпроектного ґрунтового обстеження, проведеного Укрпівдендипроводгоспом у 1975 році); 1988 рік — глейоземи зливо-криптоглейові типові сильносолончакові через рік після гіпсування дозою 20 т/га; 1992 рік — злитоземи структурно-монолітні типові сильносолончакові в кормовій сівозміні під люцерною; 1999 рік — злитоземи структурно-монолітні типові під посівом соняшнику (сходів практично немає)

Іншим чинником може бути утворення органо-мінеральних з'єднань. Відомо, що взаємодія між гуміновими кислотами і рухомими у відновних умовах формами заліза і марганцю зменшують ЄКО за рахунок того, що залізо входить до складу аніонної частини макромолекул і не бере участі в обміні катіонів [105].

На наш погляд, не менш важливою причиною зменшення ЄКО є розвиток злитості ґрунтів. Злитоутворення відбувається шляхом формування особливої будови ґрунтів — утворення “пакетної” мікроструктури шляхом здавлювання глинистих часток. Природно, що при

цьому відбувається зменшення активної поверхні ґрунтів за рахунок “консервації” частини глинистих мінералів.

Істотною особливістю осушених глейових ґрунтів є перетворення їх Са-Mg співвідношення в ГВК. Ця обставина, а також виразний поділ алювіальних ґрунтів на інтенсивно оглеювані з негативним значенням відношення обмінних Са/Mg і помірно глейові з перевагою обмінного кальцію над обмінним магнієм можуть служити підставою для використання складу обмінних основ (відношення Са/Mg) для діагностики розвитку або згасання процесу оглеювання.

У відношенні обмінного натрію характер змін відображає як трансформацію сольового профілю (див. рис. 7.8), так і проведене на ключ-ділянці 18 гіпсування ґрунтів. Проте при високому ступені засолення ґрунти зберігають або відновлюють підвищену частку Na^+ в ГВК, і гіпсування в таких умовах є неефективним.

Динаміка складу вбирних основ в осушених лучноземах також відображає зміни їхнього водно-сольового режиму і способів використання, але, з огляду на несуттєвість таких змін на більшості ключ-ділянках, слід очікувати відносну стабільність складу ГВК. У лучноземах зберігається відносно незмінною величина ємності катіонного обміну, проте повсюдно відзначене деяке (на 1–3%) підвищення у верхніх шарах частки обмінного натрію (рис. 7.11). Остання обставина може бути пояснена, з огляду на факт відсутності повторного засолення, тільки періодичним (безсистемним) зрошенням ґрунтів мінералізованими водами р. Когильник. На ключ-ділянках 19 і 20 подібна практика спостерігалася в 1986–1990 роках.

Таким чином, осушення алювіальних ґрунтів є потужним чинником трансформації їхніх фізико-хімічних властивостей, проте інтенсивність і спрямованість змін визначаються генетичними особливостями ґрунтів і мають індивідуальний характер. У той же час за одним показником — питомою вагою обмінного натрію — можна стверджувати, що дренавання ґрунтів без штучного промивання не забезпечує їхнього розсолонення, а отже, і розсолонцювання й у багатьох випадках відзначається вторинне осолонцювання ґрунтів.

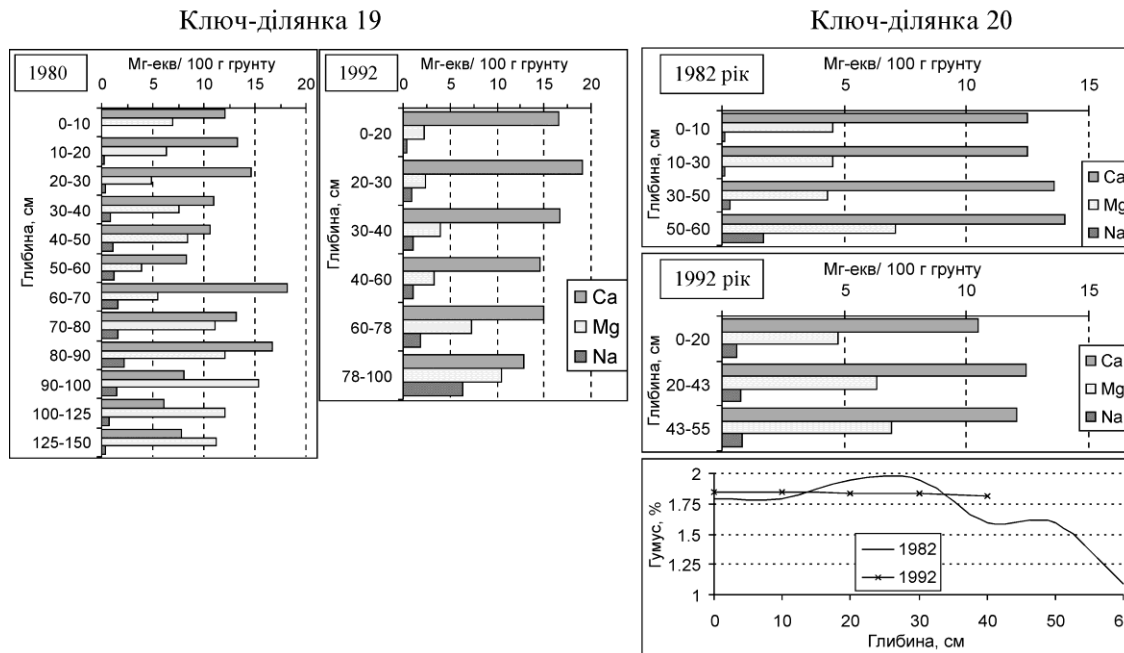


Рис. 7.11. Динаміка вмісту увібраних основ і гумусу в осушених лучноземах ясногумусових заплави р. Когильник

7.4. Зрошення лучноземів мінералізованими водами: термодинамічні потенціали ґрунтових реакцій і буферні властивості ґрунтів

При зрошенні земель часто виникають проблеми, що пов'язані із зниженням продуктивності ґрунтів. На зрошуваних масивах південного заходу України — Татарбунарській зрошувальній системі (ТЗС), Нижньодністерській (НДЗС) і особливо Дунай-Дністерській (ДДЗС), — на системах малого зрошення спостерігаються процеси, що свідчать про порушення природної рівноваги й погіршення деяких властивостей ґрунтів. Так, у чорноземах ДДЗС з початку використання для поливів вод оз. Сасик відбувалася інтенсивна перебудова профілю за солонцевим типом. Уже в перші роки зрошення відзначалася виражена деградація структури, у верхніх горизонтах набули рухомості органічні та мінеральні колоїди. Використання слабомінералізованих лужних поливних вод призвело до вторинного магнієво-натрієвого осолонцювання й інтенсивного перерозподілу тонкодисперсної маси на поверхні чорноземів. Нижче по профілю зміни виявляються в

запливанні ґрунтової маси, яка у вологому стані набуває липкопластичної консистенції зі слабкою водопроникністю, а в сухому — злитості. Три-п'ятирічне зрошення призводить до диференціації профілю чорноземів. В орному горизонті накопичуються плитоподібні окремоті зі значною кількістю прошарків відмитого скелету, нижня частина гумусо-акумулятивного горизонту збагачується призматичними агрегатами й ущільнюється [66, 71, 112, 206, 252].

За висновками деяких дослідників, напрямок і швидкість деградаційних процесів при використанні для зрошення вод низької якості залежать не тільки від характеристик самих вод, але й від природи ґрунтів, зокрема від величин розбіжності термодинамічних показників у системі “поливні води — ґрунти” [112, 206, 252]. Вбирна система ґрунтів прагне до рівноважного з поливними водами стану; відоме й суттєве сповільнення осолонцювання через декілька років з початку зрошення, наприклад в ґрунтах ДДЗС на рівні 4–7% частки вбирного натрію [206].

На південному заході України існують системи малого зрошення з використанням мінералізованої води для поливів солончакуватих ґрунтів, які, природно, мають інші, ніж у чорноземах, властивості й режими. Тому дослідження зрошуваних заплавних ґрунтів має не тільки практичне значення для їх раціонального використання, але й теоретичне для розуміння ґрунтових процесів на “великих” зрошувальних системах. Можуть бути ефективними порівняльні дослідження властивостей та процесів у генетично відмінних, зрошуваних мінералізованими водами, ґрунтах.

Води досліджуваних малих і середніх річок характеризуються підвищеною мінералізацією та лужністю. Для них характерна також виражена динамічність витрат, мінералізації та хімічного складу вод (табл. 2.1, 7.2).

Відповідно до прийнятих класифікацій [84], води більшості малих і середніх річок в повільно безпечні щодо солонцюючого впливу, і їх можна застосовувати для будь-яких ґрунтів, а мінералізовані меженні води здатні осолонцювати ґрунти, і їх можна застосовувати тільки для легких за гранулометричним складом різновидів. Але, очевидно, застосовувати подібний підхід для оцінки якості вод, що використовуються для зрошення галоморфних ґрунтів, недоцільно через різний ступінь засолення і солонцюватості останніх. Більш виправданою

Таблиця 7.2

Хімічний склад вод річок і оз. Сасик, мг/ дм³ (дані 1991–1992 року за [276])

| Джерело | Мінералізація | pH | HCO ₃ ⁻ (CO ₃ ²⁻) | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ + K ⁺ |
|----------------------------------|---------------|------|---|-----------------|-------------------------------|------------------|------------------|-------------------------------------|
| р. Когильник, гирло | | | | | | | | |
| 23.05.1979 р. | 3797 | 8,30 | 346 (5) | 568 | 1707 | 117 | 144 | 910 |
| 27.09.1982 р. | 3080 | 8,70 | 561 (36) | 525 | 1064 | 108 | 113 | 749 |
| 4.04.1983 р. | 720 | 7,80 | 187 | 124 | 198 | 72 | 34 | 99 |
| 13.06.1992 р. | 2769 | 8,40 | 506 (48) | 542 | 816 | 112 | 118 | 605 |
| 22.07.1992 р. | 2252 | 8,35 | 534 (18) | 484 | 552 | 60 | 122 | 459 |
| 23.09.1992 р. | 4055 | 7,90 | 476 | 450 | 1896 | 100 | 156 | 959 |
| 5.06.1999 р. | 3198 | 7,80 | 265 | 452 | 1171 | 180 | 220 | 698 |
| 5.10.1999 р. | 3986 | 8,10 | 478 | 435 | 1866 | 80 | 80 | 1142 |
| р. Сарата, гирло | | | | | | | | |
| 14.03.1991 р. | 4035 | 8,20 | 317 | 1110 | 1368 | 216 | 234 | 798 |
| 13.06.1992 р. | 3751 | 7,95 | 268 | 910 | 1392 | 224 | 182 | 763 |
| 23.09.1992 р. | 1730 | 7,20 | 244 | 636 | 269 | 98 | 91 | 348 |
| 10.10.1992 р. | 3117 | 8,40 | 598 (6) | 535 | 1066 | 128 | 176 | 600 |
| р.Кагач, гирло | | | | | | | | |
| 24.04.1991 р. | 4861 | 8,36 | 329 (9) | 663 | 2472 | 220 | 364 | 798 |
| 4.06.1991 р. | 5550 | 8,17 | 521 | 620 | 2822 | 268 | 352 | 959 |
| 1.07.1991 р. | 4654 | 8,26 | 366 | 904 | 2035 | 296 | 350 | 695 |
| 4.10.1991 р. | 5055 | 8,10 | 329 | 620 | 2650 | 330 | 327 | 798 |
| 11.06.1992 р. | 4929 | 7,43 | 348 | 556 | 2602 | 266 | 324 | 797 |
| 3.07.1993 р. | 4513 | 7,50 | 233 | 703 | 2680 | 220 | 384 | 897 |
| 6.06.1999 р. | 5542 | 8,05 | 588 | 497 | 2784 | 110 | 150 | 1376 |
| 5.10.1999 р. | 6122 | 7,96 | 356 | 564 | 2888 | 220 | 310 | 1617 |
| р. Чага, с. Мирнополле | | | | | | | | |
| 15.03.1991 р. | 2907 | 8,58 | 702 (25) | 564 | 730 | 36 | 131 | 695 |
| 3.10.1991 р. | 2012 | 8,10 | 1092 | 191 | 158 | 20 | 45 | 503 |
| р. Чилігидер, с. Новосільське | | | | | | | | |
| 14.03.1991 р. | 4877 | 8,47 | 336 (6) | 1095 | 2222 | 126 | 395 | 1004 |
| 4.06.1991 р. | 4108 | 7,94 | 500 | 890 | 1459 | 280 | 205 | 762 |
| 3.10.1991 р. | 5371 | 8,30 | 311 | 1340 | 2054 | 258 | 302 | 1101 |
| оз. Сасик (min) | 632 | | 151 (4) | 134 | 150 | 45 | 25 | 122 |
| оз. Сасик (max) | 1408 | | 146 | 448 | 364 | 77 | 70 | 303 |

є оцінка системи “поливні води — ґрунти” шляхом порівняння вапняних і натрієво-кальцієвих потенціалів вод і ґрунтів. За цими оціночними показниками слабомінералізовані води, що мають вапняний потенціал $pH - 0,5pCa < 6,5$, а натрієво-кальцієвий $pNa - 0,5pCa > 1$, цілком придатні для зрошення незасолених ґрунтів. Вони не підлужнюють ґрунти (вапняний потенціал незасолених лучноземів зернистих і ясногумусових менше 5,5), але можуть у ґрунтах із слабкою

активністю кальцію (легкі за гранулометричним складом ґрунти з натрієвим потенціалом 0,9–1,3) викликати слабе осолонцювання (табл. 7.3).

Таблиця 7.3

Іригаційна характеристика вод річок

| Дата | Мінералізація, мг/дм ³ | 1* | 2 | 3 | 4 | pH | pNa | pCa | pH-0,5pCa | pH-pNa | pNa-0,5pCa |
|---------------------------------|-----------------------------------|----|-----|---|----|------|------|------|-----------|--------|------------|
| р. Кагач, м. Татарбунари | | | | | | | | | | | |
| 24.04.1991 | 4861 | 4 | 1,4 | 2 | 58 | 8,36 | 1,59 | 2,79 | 6,96 | 6,77 | 0,48 |
| 4.06.1991 | 5550 | 4 | 1,5 | 3 | 61 | 8,17 | 1,52 | 2,72 | 6,81 | 6,65 | 0,40 |
| 1.07.1991 | 4654 | 2 | 1,1 | 2 | 52 | 8,26 | 1,65 | 2,64 | 6,94 | 6,61 | 0,56 |
| 11.06.1992 | 4929 | 3 | 1,4 | 2 | 57 | 7,43 | 1,59 | 2,71 | 6,07 | 5,84 | 0,48 |
| 3.07.1993 | 4513 | 4 | 1,5 | 3 | 60 | 7,50 | 1,54 | 2,80 | 6,39 | 5,96 | 0,44 |
| р. Когильник, гирло | | | | | | | | | | | |
| 23.05.1979 | 3797 | 8 | 3,5 | 4 | 78 | 8,30 | 1,52 | 3,00 | 7,04 | 6,78 | 0,26 |
| 27.09.1982 | 3080 | 7 | 3,4 | 4 | 77 | 8,70 | 1,59 | 2,99 | 7,42 | 7,11 | 0,32 |
| 4.04.1983 | 720 | 1 | 0,9 | 2 | 48 | 7,80 | 2,42 | 2,98 | 6,44 | 5,38 | 1,06 |
| 13.06.1992 | 2769 | 5 | 2,6 | 4 | 72 | 8,40 | 1,68 | 2,95 | 7,14 | 6,72 | 0,42 |
| 22.07.1992 | 2252 | 8 | 2,5 | 3 | 72 | 8,35 | 1,79 | 3,19 | 7,08 | 6,56 | 0,52 |
| 23.09.1992 | 4055 | 10 | 3,7 | 5 | 79 | 7,90 | 1,50 | 3,07 | 6,64 | 6,40 | 0,24 |

* Оцінка зрошувальних вод:

за М. Ф. Будановим: 1) Na^+ / Ca^{2+} не >1; 2) $Na^+ / (Ca^{2+} + Mg^{2+})$ не >0,7;

3) $\Sigma_{\text{катіонів}} / (Ca^{2+} + Mg^{2+})$ не >4;

за А.М.Можейком і Г.Х. Воротніком: 4) $Na^+ \times 100 / \Sigma_{\text{катіонів}}$ не >66%

Отже, за такими критеріями оцінки поливних вод очевидна інша їх характеристика — навіть слабомінералізовані води можуть викликати осолонцювання слабогумусованих, легких за гранулометричним складом ґрунтів, і якраз для цих ґрунтів такі води є найменш придатними.

Середньомінералізовані меженні води, маючи вапняний потенціал більше 7, а натрієво-кальцієвий менше 0,3–0,5, можуть сильно підлужнювати і солонцювати заплавні ґрунти з причини значних розходжень між термодинамічними характеристиками вод і ґрунтів. Ступінь цього впливу залежить від кількості солей у ґрунтах — у незасолених негативна дія поливних вод проявляється максимально, а, наприклад, у сильнозасолених злитоземах, де натрієвий потенціал також менше 0,5, мінералізовані води не повинні істотно порушувати сталу натрієво-кальцієву рівновагу (табл. 7.4).

Таблиця 7.4

**Термодинамічні характеристики алювіальних ґрунтів
(стратоземів шарувато-ясногумусових — № 11, 12, лучноземів ясногумусових — № 15, 19, лучноземів зернистих — № 6, злитоземів — № 18, 14)**

| № | Глибина, см | pH | pNa | pCa | pNa-0,5pCa | pH-0,5pCa | pH | pNa | pCa | pNa-0,5pCa | pH-0,5pCa |
|----|-------------|---------|------|------|------------|-----------|----------|------|------|------------|-----------|
| | | квітень | | | | | листопад | | | | |
| 11 | 0-10 | 6,85 | 3,34 | 3,77 | 1,50 | 5,01 | 7,60 | 3,01 | 3,79 | 1,21 | 5,80 |
| | 10-20 | 7,05 | 3,24 | 3,65 | 1,49 | 5,29 | 7,65 | 2,96 | 3,91 | 1,11 | 5,80 |
| | 20-30 | 7,10 | 3,16 | 3,69 | 1,43 | 5,36 | 7,75 | 2,99 | 3,70 | 1,25 | 6,01 |
| | 30-40 | 7,20 | 2,95 | 3,97 | 1,07 | 5,32 | 7,70 | 2,79 | 4,10 | 0,88 | 5,80 |
| | 40-50 | 7,35 | 2,38 | 3,87 | 0,51 | 5,47 | 7,60 | 3,02 | 3,70 | 1,40 | 5,98 |
| | 50-60 | 7,05 | 2,12 | 3,59 | 0,52 | 5,44 | 8,10 | 2,48 | 3,49 | 0,84 | 6,47 |
| 12 | 0-10 | 7,50 | 2,99 | 3,94 | 1,56 | 6,07 | 7,45 | 2,69 | 3,64 | 1,00 | 5,76 |
| | 10-20 | 7,20 | 2,74 | 3,69 | 1,33 | 5,79 | 7,06 | 2,20 | 2,87 | 0,82 | 5,69 |
| | 20-30 | 6,65 | 2,49 | 3,15 | 1,11 | 5,27 | 7,80 | 2,00 | 3,34 | 0,45 | 6,25 |
| | 30-40 | 6,9 | 2,29 | 3,04 | 0,91 | 5,52 | 7,8 | 1,81 | 3,24 | 0,32 | 6,31 |
| | 40-50 | 6,95 | 2,09 | 3,14 | 0,66 | 5,51 | 8,5 | 1,79 | 3,24 | 0,30 | 7,01 |
| | 50-60 | 7,5 | 2,00 | 3,12 | 0,60 | 6,10 | 8,2 | 1,79 | 3,09 | 0,37 | 6,78 |
| 15 | 0-10 | 7,00 | 3,42 | 3,64 | 1,69 | 5,27 | 7,60 | 4,25 | 3,25 | 2,68 | 6,03 |
| | 10-20 | 6,60 | 3,42 | 3,99 | 1,63 | 4,81 | 7,30 | 3,14 | 3,67 | 1,34 | 5,50 |
| | 20-30 | 7,10 | 3,09 | 3,71 | 1,36 | 5,37 | 7,30 | 3,02 | 3,68 | 1,25 | 5,53 |
| | 30-40 | 6,85 | 3,24 | 3,78 | 1,45 | 5,06 | 7,65 | 2,92 | 4,09 | 0,98 | 5,71 |
| | 40-50 | 7,1 | 3,00 | 3,74 | 1,18 | 5,28 | 8,2 | 2,45 | 3,94 | 0,60 | 6,35 |
| | 50-60 | 7,45 | 2,86 | 3,63 | 1,14 | 5,73 | 7,9 | 2,22 | 2,56 | 1,01 | 6,69 |
| 19 | 0-27 | 7,14 | 3,38 | 3,66 | 1,67 | 5,43 | 7,5 | 3,03 | 3,61 | 1,31 | 5,78 |
| | 27-33 | 7,30 | 3,17 | 3,87 | 1,33 | 5,45 | 7,55 | 2,97 | 3,70 | 1,17 | 5,75 |
| | 33-48 | 7,59 | 2,80 | 3,92 | 0,91 | 5,69 | 7,75 | 2,88 | 3,79 | 1,03 | 5,90 |
| 16 | 0-15 | 7,3 | 3,64 | 3,37 | 2,02 | 5,68 | 7,7 | 3,17 | 3,52 | 1,43 | 5,97 |
| | 15-30 | 7,45 | 2,96 | 3,19 | 1,41 | 5,90 | 7,75 | 3,26 | 3,42 | 1,59 | 6,08 |
| | 30-45 | 7,4 | 3,65 | 3,31 | 2,06 | 5,81 | 7,75 | 2,98 | 3,48 | 1,26 | 6,03 |
| | 45-60 | 7,35 | 3,49 | 3,39 | 1,87 | 5,73 | 7,75 | 3,08 | 3,52 | 1,34 | 6,02 |
| 18 | 0-30 | 6,90 | 1,55 | 2,58 | 0,41 | 5,76 | 8,10 | 1,78 | 2,66 | 0,58 | 6,90 |
| | 30-50 | 7,05 | 1,61 | 2,73 | 0,39 | 5,83 | 8,10 | 1,60 | 2,95 | 0,33 | 6,82 |
| 14 | 0-10 | 7,75 | 2,49 | 3,81 | 0,69 | 5,95 | 8,25 | 2,56 | 3,55 | 0,81 | 6,50 |
| | 10-20 | 7,45 | 2,14 | 3,38 | 0,60 | 5,91 | 8,20 | 2,26 | 3,68 | 0,61 | 6,55 |
| | 20-30 | 7,45 | 1,98 | 3,43 | 0,39 | 5,86 | 7,80 | 1,79 | 2,62 | 0,57 | 6,58 |
| | 30-40 | 7,25 | 1,77 | 3,55 | 0,43 | 5,92 | 7,90 | 1,60 | 2,48 | 0,45 | 6,75 |
| | 40-50 | 7,25 | 1,67 | 3,19 | 0,43 | 6,02 | 8,00 | 1,57 | 2,54 | 0,39 | 6,83 |
| | 50-60 | 7,30 | 1,61 | 3,37 | 0,41 | 6,10 | 8,00 | 1,52 | 2,97 | 0,19 | 6,68 |

Отже, за методом порівняння термодинамічних потенціалів ґрунтів і поливних вод, легкі за гранулометричним складом алювіальні ґрунти,

які зазвичай є незасоленими у поверхневих горизонтах, найбільш уразливі, і їх зрошення водами малих і середніх річок призводить до вираженої деградації. Проте важкі за гранулометричним складом засолені ґрунти із значним вмістом гумусу мають найбільшу стійкість до солонцюючого впливу поливних вод, і для їх зрошення можна використовувати мінералізовані води без суттєвих негативних наслідків.

Багаторічні дослідження впливу зрошення мінералізованими водами на властивості алювіальних ґрунтів проведені в заплаві Когильник — Кагач (околиця м. Татарбунари), де в 1979–1981 роках були закладені дві ключ-ділянки — № 3 на незрошуваному і поблизу № 28 на зрошуваному водами р. Кагач масиві.

Ґрунти на площадках-ключах — лучноземи алювіальні зернисті потужні важкосуглинкові — сформувалися в однакових умовах: поверхня заплави штучно дренажена, рівна, з абсолютною позначкою майже 4 м; пульсуючі підґрунтові води залягають на глибині 1,8–2,5 м і мають змінну (4–13 г/л) за сезонами і роками мінералізацію. Лучноземи зернисті на зрошуваному масиві належать до найбільш родючих, високогумусованих ґрунтів заплав; досліджувані мають важкосуглинний гранулометричний склад, потужний (до 120 см) гумусовий горизонт із гуматним типом гумусу. Близьке залягання мінералізованих підґрунтових вод сприяє інтенсивному сезонно-пульсуючому соленакопиченню; у ґрунтах акумулюється переважно сульфат кальцію і натрію з максимумом у середній (50–100 см) частині профілю. За класичним розподілом у профілі присутні гіпс і вуглекисле вапно.

Для порівняння, незрошувані чорноземи південні міцелярно-карбонатні ДДЗС і ТЗС мають потужність гумусового шару 54–55 см із нижньою межею горизонту гумусових затіків на глибині 73–76 см. Вони характеризуються низькою активністю натрію (рNa 3,5–3,7), підвищеною лужністю (рН біля 7,4–8,2), низьким (менше 3,5%) вмістом гумусу. У складі ввібраних основ на частку обмінного натрію припадає 1–2%.

Полівні води із р. Кагач — сульфатного магнієво-натрієвого складу при мінералізації 4,5–5,5 г/л. У сезонному і річному режимі кількість і склад солей цієї річки порівняно з іншими малими річками змінюються невиразно. Найбільш динамічними величинами є рН (7,4–8,4) і вміст кальцію (50–330 мг/л). Інші складові (Na^+ 700–900 мг/л, Mg^{2+} 325–420 мг/л) вирізняються відносною стабільністю. При несприятливих

воднево-натрієвому показнику (більше 5), вапняному (періодично більше 6,5) і натрієвому (менше 0,7) потенціалах у поливних водах рідко виявляється іон CO_3^{2-} , а відношення $\text{Ca}^{2+} / \text{HCO}_3^-$ більше одиниці.

Зрошення ґрунтів у будь-якому випадку спричиняє порушення їх термодинамічної рівноваги. Особливо значні зміни виявляються при використанні мінералізованих лужних вод, які призводять до значної метаморфози вбирного комплексу ґрунтів, зазвичай за рахунок переведення кальцію ґрунту в неактивний стан ($\text{ГВК}[\text{Ca}^{2+} + \text{Na}_2\text{CO}_3 = \text{ГВК}[\text{Na}^+ + \text{CaCO}_3]$). Використання для поливів сульфатних вод не позбавляє іон кальцію “конкурентоспроможності” внаслідок утворення більш розчинних солей при реакціях обміну ($\text{ГВК}[\text{Ca}^{2+} + \text{Na}_2\text{SO}_4 = \text{ГВК}[\text{Na}^+ + \text{CaSO}_4]$). Наприклад, використання прісних нелужних вод для зрошення чорноземів ТЗС призвело до відносно незначного збільшення в них увібраного натрію (до 2–3%), а зменшення натрієвого потенціалу до 1,6–1,8 може свідчити про відсутність якісних змін у зрошуваних ґрунтах цієї системи. Зменшення ж натрієвого потенціалу в чорноземах ДДЗС, зрошуваних лужними водами, до значень, менших за одиницю, призвело до суттєвої перебудови вбирного комплексу — збільшення натрію до 6–8%, магнію до 20–35%, гранулометричної та структурної диференціації ґрунтів (табл. 7.5).

Таблиця 7.5

**Фізико-хімічні властивості (середні в гумусовому горизонті)
чорноземів півдня України**

| Зрошувальна система, повторність | pH-0,5pCa | pNa-0,5pCa | Ввібрані, % | | |
|-------------------------------------|-----------|------------|------------------|------------------|-----------------|
| | | | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ |
| ТОС: незрошувані; n = 9 | 6,25 | 2,25 | 80,9 | 18,0 | 1,1 |
| ТОС: зрошувані; n = 9 | 6,03 | 1,66 | 80,0 | 17,4 | 2,6 |
| ДДОС: незрошувані; n = 6 | 6,12 | 1,98 | 82,8 | 15,5 | 1,7 |
| ДДОС: зрошувані; n = 6 | 5,55 | 0,96 | 74,8 | 17,5 | 7,7 |
| НДОС: незрошувані; n = 2 | 6,16 | 2,13 | 81,5 | 16,0 | 2,5 |
| НДОС: зрошувані; n = 3 | 5,52 | 1,97 | 78,7 | 19,0 | 2,3 |

Поряд із відзначеними звичними проявами процесу осолонцювання в зрошуваних ґрунтах можуть виявлятися процеси іншого напрямку. Так, у солонцюватих ґрунтах ДДЗС кількісно зберігається, або навіть збільшується буферність стосовно лугів, кількісно зберігається колишня содостійкість (СС), відбулося деяке підвищення активності іонів водню. Примітним є більш виразне зниження буферності стосовно кислот на фоні, коли стосовно лугів ґрунти стійкіші (табл. 7.6).

Таблиця 7.6

Буферні властивості чорноземів і ґрунтів заплав

| № роз-різу | Глибина, см | рН | | | | | | рН (H ₂ O) | СС, мг-екв |
|------------|-------------|--|-------------|-------------|--|-------------|-------------|-----------------------|------------|
| | | H ₂ O : 0,1 n H ₂ SO ₄ , мл | | | H ₂ O : 0,1 n H ₂ SO ₄ , мл | | | | |
| | | 23:2 | 20:5 | 15:10 | 23:2 | 20:5 | 15:10 | | |
| 3* | 0-32 | 6,94 | 6,34 | 5,07 | 9,10 | 10,22 | 11,00 | 8,03 | 29,2 |
| | 32-40 | 7,15 | 6,31 | 4,99 | 9,22 | 10,17 | 11,05 | 8,08 | 30,4 |
| | 40-52 | 6,65 | 5,50 | 4,03 | 9,16 | 10,23 | 10,99 | 8,04 | |
| 4 | 0-15 | 5,69 | 4,93 | 3,79 | 8,60 | 9,52 | 10,53 | 7,50 | Не визн. |
| | 15-29 | 5,90 | 4,76 | 3,80 | 8,47 | 9,70 | не виз | 7,76 | |
| | 29-45 | 7,25 | 6,83 | 6,58 | 8,98 | 9,99 | 10,93 | 8,09 | |
| 8 | 0-25 | 6,60 | 5,16 | 3,98 | 8,94 | 9,96 | 10,72 | 7,64 | 31,1 |
| | 25-39 | 6,04 | 5,06 | 3,86 | 8,85 | 9,75 | 10,79 | 7,64 | 30,7 |
| 10 | 0-10 | 6,23 | 4,82 | 3,83 | 8,42 | 9,60 | 10,28 | 7,21 | 31,2 |
| | 10-25 | 5,77 | 4,58 | 3,53 | 8,30 | 9,67 | 10,43 | 7,22 | |
| | 25-40 | 5,41 | 4,48 | 3,44 | 8,31 | 9,39 | 10,58 | 7,12 | |
| | 40-54 | 7,56 | 6,97 | 6,58 | 8,59 | 9,97 | 10,93 | 7,77 | |
| | | 22:3 | 19:6 | 16:9 | 22:3 | 19:6 | 16:9 | | |
| 14 | 0-30 | 7,3 | 6,93 | 6,80 | 9,38 | 9,92 | 10,20 | 8,55 | Не визн. |
| 15 | 0-30 | 5,06 | 3,90 | 3,20 | 10,01 | 10,88 | 11,38 | 7,74 | - |
| 16 | 0-30 | 6,58 | 6,05 | 5,62 | 10,27 | 11,07 | 11,38 | 8,01 | - |
| 17 | 0-30 | 3,42 | 2,35 | 1,97 | | 1,77 | 12,20 | 7,80 | - |

* р.3 – незрошувані ТЗС, р.4 – зрошувані ТЗС; р.8 – незрошувані ДДЗС, р.10 – зрошувані ДДЗС; р.14 – злитозем структурно-монолітні; р.15 – лучноземи алювіальні ясногумусові середньосуглинисті; р.17 – лучноземи алювіальні ясногумусові легкосуглинисті; р.16 – лучноземи алювіально-делювіальні зернисті важкосуглинисті.

Буферні властивості алювіальних ґрунтів контрастні, і їх показники визначаються, в першу чергу, гранулометричним складом, вмістом легкорозчинних солей, ступенем солонцюватості тощо. Найменш стійкими є супіщані ґрунти, зрошення яких може призвести до інтенсивних змін їх фізико-хімічних і фізичних властивостей.

Як засвідчили дослідження, при зрошенні лучноземів зернистих (на відзначеній ключ-ділянці проводили до 1994 року) їх прогресивно-ґрунтово-акумулятивний профіль розподілу солей змінюється на недиференційований, що відображає транзитний характер руху розчинних сполук. При іригаційно-дренажному типі водного режиму, насамперед, зменшується інтенсивність сезонної акумуляції солей. У зрошуваних ґрунтах різко знижується кількість сульфатів кальцію і

натрію, але загальне зменшення запасів легкорозчинних солей у зоні аерації може супроводжуватися збільшенням їх вмісту у поверхневих горизонтах, а також відзначається зростання частки токсичних солей (табл. 7.7). Особливо важливим є збільшення (безперечно, збереження) у верхній частині профілю зрошуваних “лучних” ґрунтів карбонату кальцію. За цією особливістю вони істотно відрізняються від зрошуваних чорноземів, де, як відомо, інтенсивно діє елементарний ґрунтовий процес вилуговування. Також примітне нівелювання у зрошуваних лучноземах характерного карбонатного максимуму в горизонтах, близьких до підґрунтових вод.

Таблиця 7.7

**Хімічні властивості лучноземів зернистих
(ключ-ділянка 3 — незрошуваних, ключ-ділянка 28 — зрошуваних)**

| Дата | Глибина, см | Сухий залишок, % | HCO ₃ | Cl | SO ₄ | Ca+Mg | Na | CaCO ₃ , % | Гумус, % |
|-----------------|-------------|------------------|-------------------|------|-----------------|-------|------|-----------------------|----------|
| | | | мекв/100 г ґрунту | | | | | | |
| Ключ-ділянка 3 | | | | | | | | | |
| 14.09. 1979 | 0-20 | 0,09 | | | | | | не визн. | не визн. |
| | 30-40 | 0,71 | 0,52 | 0,36 | 9,12 | 5,00 | 5,00 | | |
| | 50-60 | 1,22 | 0,52 | 0,69 | 16,77 | 11,48 | 6,50 | | |
| | 100-110 | 1,32 | 0,40 | 0,63 | 20,30 | 18,05 | 3,28 | | |
| 4.10. 1992 | 0-20 | 0,20 | 1,15 | 0,60 | 1,87 | 0,35 | 1,00 | частки | 2,65 |
| | 30-40 | 0,28 | 1,15 | 0,80 | 1,21 | 1,00 | 2,03 | —:— | 2,32 |
| | 50-60 | 2,05 | 0,55 | 1,50 | 22,10 | 17,65 | 6,40 | —:— | 1,35 |
| | 100-125 | 0,98 | 0,65 | 1,30 | 9,79 | 5,15 | 6,50 | 3,52 | 0,79 |
| | 200-225 | 0,35 | 1,00 | 0,95 | 3,05 | 0,80 | 3,60 | 11,46 | не визн. |
| Ключ-ділянка 28 | | | | | | | | | |
| 4.10. 1992 | 0-20 | 0,35 | 0,70 | 1,20 | 3,05 | 1,90 | 2,70 | 4,39 | 2,41 |
| | 33-50 | 0,53 | 0,80 | 0,90 | 5,65 | 3,15 | 4,00 | 3,51 | 2,41 |
| | 100-125 | 0,66 | 0,85 | 1,10 | 7,33 | 4,45 | 4,60 | 2,19 | 1,55 |
| | 175-200 | 0,32 | 0,85 | 1,10 | 2,70 | 0,85 | 3,60 | 4,41 | не визн. |

Зміна водного режиму з іригаційно-промивного на десуктивно-випітний після припинення зрошення призводить до відновлення старої форми сольового профілю, тобто до вторинного засолення ґрунтів. На ключ-ділянці 28 (рис. 7.12) вторинне засолення лучноземів відбувалося на протязі 1995–1999 років в умовах роботи дренажної системи, що дозволяє тут підтримувати рівні підґрунтових вод на позначках: навесні — 190 — 200 см, і восени — більше 250 см. У профілі незрошуваних ґрунтів за п’ять років сформувався сольовий максимум,

в основному за рахунок сульфатів натрію і кальцію, на глибині 40–100 см при деякому зменшенні вмісту солей у поверхневих горизонтах. Останнє також свідчить про “перехід” ґрунтів із режиму підвищеного зволоження верхньої частини профілю, при якому легкорозчинні солі мають більшу міграційну спроможність до поверхні ґрунтів, у режим його тривалого літнього пересихання, що сприяє накопиченню солей тільки на деякій глибині від денної поверхні.

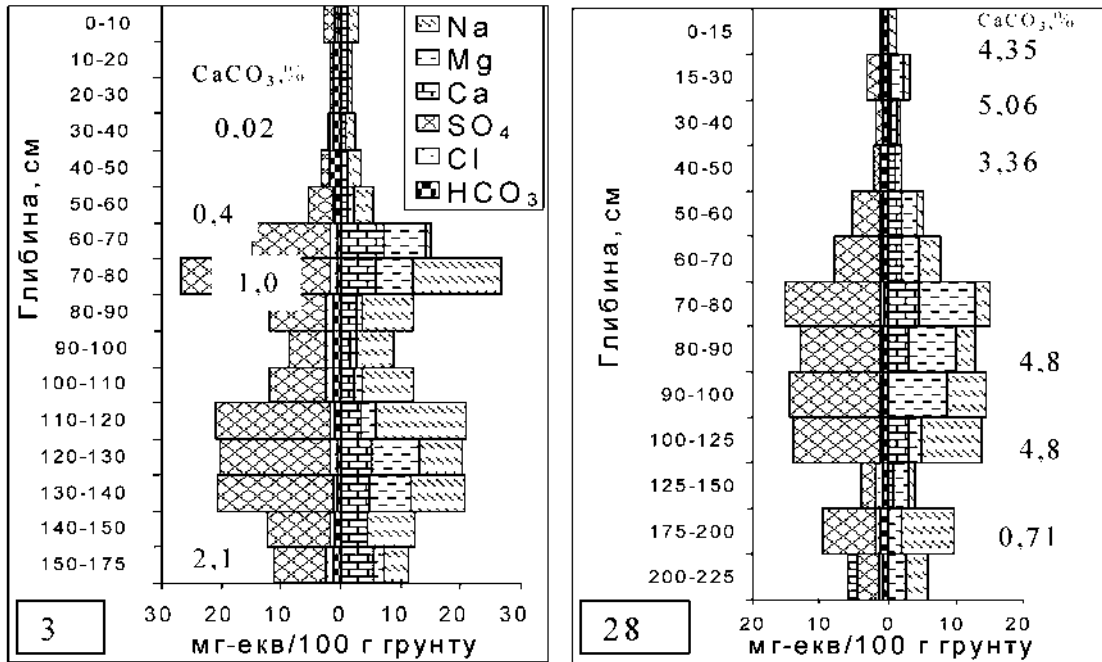


Рис. 7.12. Сольові профілі лучноземів зернистих: ключ-ділянка 3 — осушені незрошувані; ключ-ділянка 28 — осушені, періодично зрошувані в період 1983–1994 років (дата відбору зразків 6.06.1999 року)

Зменшення запасів легкорозчинних солей і зміни в складі ґрунтового вбирного комплексу в алювіальних зернистих ґрунтах при зрошенні призводять до зниження їх содостійкості. В солончакових і солончакуватих незрошуваних родах величини содостійкості складають 10–35 мг-екв/100 г ґрунту, і вони особливо значні в гумусових горизонтах і шарах сольових акумуляцій. Ґрунти, що зрошуються, мають меншу содостійкість — на 1–5 мг-екв у верхніх і на 15–25 мг-екв у нижніх горизонтах, — і вона характеризується як дуже слабка. Це, безумовно, є результатом відмивання нейтральних легкорозчинних солей, що є буферною системою стосовно соди, а також підвищення ступеня солонцюватості зрошуваних ґрунтів.

При вивченні термодинамічних характеристик слабосолончакуватих ґрунтів, зрошуваних магнієво-натрієвими водами з мінералізацією 4,5–5,5 г/л, виявлене зменшення активності кальцію (різниця рСа біля 0,8), збільшення активності натрію (різниця рNa біля 0,3–0,4) і лужності ґрунтів (різниця рН біля 0,2–0,3). У той же час залишився практично незмінним коефіцієнт селективності натрію, значення якого 0,12–0,17 моль/л свідчить про його другорядну роль в іонообмінних реакціях (табл. 7.8). Про це також свідчить більш інформативний показник:

$$K = \frac{V_{Na}}{\alpha_{Na} \sqrt{\alpha_{(Ca+Mg)} / V_{(Ca+Mg)}}} \quad [215]$$

(V_{Na} , $V_{(Ca+Mg)}$) — частка відповідних іонів у ґрунтовому вбирному комплексі, мг-екв/ 100 г ґрунту; α_{Na} , $\alpha_{(Ca+Mg)}$ — активності відповідних іонів у ґрунтовій суспензії, моль/л), що враховує не тільки активність іонів у ґрунтовому розчині, але й ступінь заповнення сорбційних місць ґрунтового вбирного комплексу іонами. Відомо, що коефіцієнт селективності обміну кальцію на одновалентний іон зменшується із зростанням іонної сили і зменшенням відсотка кальцію у ґрунтовому вбирному комплексі. Отримані значення “К” показують не тільки

Таблиця 7.8

Термодинамічні характеристики незрошуваних (ключ-ділянка 3) і зрошуваних (ключ-ділянка 28) алювіальних зернистих ґрунтів

| № ключ-ділянки. Рік | Глибина, см | рН* | рNa | рСа | $\alpha_{Na} / \sqrt{\alpha_{(Ca+Mg)}}$ | рН-0.5р(Ca+Mg) | Вибрані | | | | К ** |
|---------------------|-------------|------|------|------|---|----------------|------------------|------------------|-----------------|-----------------|------|
| | | | | | | | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | Na ⁺ | |
| | | | | | | | мг-екв/ 100 г | | | % | |
| 3. 1992 | 0-20 | 7,43 | 2,73 | 3,96 | 0,12 | 5,45 | 11,8 | 12,6 | 0,70 | 2,8 | 0,24 |
| | 20-30 | 7,23 | 2,59 | 3,85 | 0,14 | 5,30 | 12,2 | 10,1 | 1,12 | 4,8 | 0,36 |
| | 30-40 | 7,47 | 2,43 | 3,77 | 0,14 | 5,58 | 12,9 | 12,8 | 1,77 | 6,4 | 0,47 |
| 28. 1992 | 0-20 | 7,43 | 2,32 | 3,16 | 0,14 | 6,15 | 13,2 | 8,0 | 1,50 | 6,6 | 0,48 |
| | 20-33 | 7,56 | 2,30 | 3,03 | 0,13 | 6,04 | 14,1 | 7,7 | 1,00 | 4,4 | 0,37 |
| | 33-50 | 7,65 | 2,16 | 3,04 | 0,17 | 6,13 | 13,7 | 11,7 | 1,30 | 4,9 | 0,30 |

* активності визначені при співвідношенні ґрунт-вода – 1:5

** $K = V_{Na} / (\alpha_{Na} \sqrt{\alpha_{(Ca+Mg)} / V_{(Ca+Mg)}})$

переваги Ca^{2+} в реакціях обміну, але й посилення цих переваг зі зростанням ступеня солонцюватості ґрунтів.

Проте розбіжність термодинамічних потенціалів у системі “поливні води — ґрунти” все ж таки призвела до збільшення обмінного натрію в поверхневому (0–20 см) прошарку зрошуваних лучноземів до 6–7%. Але порівняно зі зрошуваними чорноземами ДДЗС, де такий самий відсоток натрію в ГВК (див. табл. 7.5), досліджувані “лучні” ґрунти мали меншу інтенсивність осолонцювання, з огляду на більшу початкову частку обмінного Na^+ і застосування більш мінералізованих вод. У порівнянні з чорноземами ДДЗС у зрошуваних лучноземах також відсутні виражені фізичні прояви солонцюватості. Очевидно, причиною цього є не тільки наявність вуглекислого вапна у ґрунті, але й чинники, що вважаються несприятливими, — високий ступінь мінералізації сульфатних поливних вод, а також засоленість ґрунтів. Раніше [112] було відзначено, що явища дезагрегації, лесиважу і злитоутворення у чорноземах ДДЗС зумовлені пептизацією колоїдів при зниженні іонної сили ґрунтового розчину у вологий період року. У ґрунтах, що характеризуються, високий вміст солей в осінньо-зимово-весняний період повинен перешкоджати диспергації ґрунтової маси.

Зрошення повсюдно активно впливає на фізичні властивості ґрунтів; здебільшого вказують на негативні наслідки іригації — ущільнення й погіршення структурного стану [66, 206]. У зв'язку з тим, що зрошення заплавних ґрунтів змінює, в першу чергу, їх водно-сольовий режим, ґрунти еволюціонують у незасолені або глибокосолончакуваті, доцільно дослідити фізичний стан засолених і незасолених ґрунтів.

У природних умовах за мікробудовою засолені і незасолені заплавні ґрунти істотно відрізняються одні від одних. У незасолених ґрунтах поряд із структурою розтріскування, об'єднуючою рисою перезволожених ґрунтів, значне місце посідає губчаста високопориста структура зі складними агрегатами. Їхня тонкодисперсна маса більш агрегована, з істотно меншою спроможністю до перебудови і переміщення. Засолені ґрунти характеризуються виразними ознаками зміни будови і мікроструктури. Поверхні їхніх агрегатів мають згладжені форми, відзначається запливання шпар і склеювання мікроагрегатів, сольові маси покриваються глинистими плівками, що сприяє їх консервації.

Зрозуміло, що визначальну роль в агрегації незасолених лучноземів відіграють їх відносно висока біогенність і більш значне надходження рослинної біомаси в ґрунт. Поліпшення умов гуміфікації при

відсутності солей сприяє накопиченню більш скоагульованого гумусу, який має меншу рухомість і внаслідок цього кращу агрегаційну здатність.

Зрошувані розсолені ґрунти за мікроморфологічними ознаками суттєво відрізняються від незасолених в природі ґрунтів. Штучне відмивання солей супроводжується різким збільшенням рухомості гумусових речовин. Це виявляється в утворенні великих зон збідніння і збагачення гумусом і в натічних формах гумусу. Також в цілому зберігається і “стара” мікробудова із великими ущільненими агрегатами, яка відрізняється від губчастої в незасолених ґрунтах.

Таким чином, зрошення і процеси розсолення алювіальних ґрунтів, що ним визначаються, супроводжуються деякими негативними явищами в першу чергу, збільшенням рухомості гумусових речовин, але явища пептизації і дезагрегації ґрунтової маси при 5–7% частці ввібраного натрію і за умов присутності легкорозчинних солей в кількості 0,2–0,35% у них практично не виражені. За отриманими даними можна відзначити, що характер процесу осолонцювання і зміни буферних властивостей зрошуваних ґрунтів залежить від комплексу властивостей у системі “поливні води — ґрунти”. Протистоять процесу осолонцювання і фізичним проявам солонцюватості фактори, що не зменшують конкурентоспроможності кальцію в іонообмінних реакціях (поливні води за цією ознакою погіршуються в ряду: сульфатно-натрієві — хлоридно-натрієві — содові), збільшують іонну силу ґрунтового розчину і зберігають буферну систему ґрунтів. Зрошення солончакуватих лучноземів середньомінералізованими сульфатними поливними водами не призводить до якісної перебудови їх ґрунтового вбирного комплексу і буферних властивостей через наявність вуглекислого вапна і легкорозчинних солей у їх поверхневих горизонтах.

Таким чином, осушення і зрошення заплавлених ґрунтів є потужними факторами їх еволюції. Проте осушення в заплаві не може бути вибірковою, і в такому разі при меліорації одних ґрунтів відбувається деградація інших. Серед деградаційних явищ найбільш суттєвими є: 1) пересушення легких за гранулометричним складом ґрунтів; 2) вторинне засолення глейоземів; 3) злитизація важких за гранулометричним складом глейоземів. Масштабне осушення заболочених заплавлених ґрунтів або їх періодичних промивок не є ефективним заходом щодо підвищення їх продуктивності в умовах південного заходу України. Зрошення, у тому числі мінералізованими водами, при

відповідному прогнозу наслідків на основі аналізу системи “поливні води — ґрунти”, є ефективним прийомом реалізації високої потенційної родючості заплавних земель.

Розділ 8

ЕКОЛОГО-АГРОМЕЛІОРАТИВНА КЛАСИФІКАЦІЯ І ОЦІНКА ЗАПЛАВНИХ ЗЕМЕЛЬ І ҐРУНТІВ

У розвитку економіки будь-якої країни земельні ресурси відіграють суттєву роль. Земля є не тільки просторовим базисом розміщення продуктивних сил країни, але в умовах гарантованих прав на землю являє собою об'єкт прикладання фінансових коштів на основі реалізації інвестиційних проектів і проведення операцій із землею. Для ефективного управління земельними ресурсами і розвитку земельного ринку необхідно мати інформацію про властивості земельних ділянок, властивості і рівень родючості ґрунтів, витрат на підтримку або збільшення продуктивності земель [214].

Існуюча оцінка якості ґрунтів — бонітування — ґрунтується на порівняльному аналізі діагностичних ознак (природних або здобутих) різновидів або агровиробничих груп ґрунтів. Проте застосування одного або декількох показників ґрунтів, що тісно корелюють із врожайністю, не відображає всієї картини взаємодії в системі “ґрунти — рослини”. Особливо це стосується ґрунтів із множиною чинників, що лімітують родючість. Наприклад, визначення взаємозв'язку між властивостями ґрунтів, морфометричними даними озимої пшениці і соняшнику і їх врожайністю в дослідях, проведених у заплаві р. Когильник (досліди в 8–10 варіантах) — свідчить про низький в деяких випадках ступінь впливу гумусу, а також відсутність впливу або навіть негативну дію поживних речовин на фоні засолення, солонцюватості, контрастності окисно-відновних умов. У свою чергу, зростання суми солей у ґрунтах (особливо вмісту хлор-іона і натрій-іона) супроводжується зниженням врожайності з коефіцієнтом кореляції більшим за 0,8–0,9.

У досліджуваних ґрунтах лучного ряду (лучноземах ясногумусових і зернистих), що виділяються задовільними фізичними властивостями й окисно-відновним режимом, формування врожаю культур в основному визначається типом і ступенем засолення. Кореляційний аналіз результатів дослідів в заплаві низов'я р. Когильник (6 варіантів за різним ступенем засолення) показав дуже високий взаємозв'язок між

середнім вмістом солей (%) у шарі 0–60 см і врожаєм озимої пшениці ($r = -0,98$); для шару 0–20 см корелятивна залежність менш виразна ($r = -0,70$), і це може бути пов'язано із формуванням у лучноземах сольових горизонтів на деякій глибині від поверхні ґрунту. Взаємозв'язок між ступенем солонцюватості (pNa) і врожаєм також невисокий: $R^2 = 0,36$ (табл. 8.1).

В осушених глейоземах алювіальних зліто-криптоглейових (дослід із 10 ділянок у заплаві низов'я р. Когильник), що містять легкорозчинні солі у шарі 0–30 см від 0,12 до 0,72%, із зростанням ступеня засолення відзначається зниженням вмісту гумусу ($r = -0,84$), зменшенням висоти рослин ($r = -0,79$) і довжини колоса ($r = -0,58$) озимої пшениці.

Дотепер вчення про ґрунти не має у своєму розпорядженні точних даних про вплив тих або інших діагностичних ознак на формування врожаю навіть у зональних (нормальних) ґрунтах. Оперують показниками, що впливають на врожай у кращому випадку на 80% [47, 114, 178, 191, 230]. При цьому визначення бонітету за основними критеріями ведеться переважно для модальних родів. Властивості, що обмежують родючість ґрунтів, враховуються застосуванням відповідних модифікаційних коефіцієнтів.

Застосування модифікаційних коефіцієнтів має складний, а в деяких випадках апріорний, механічний характер. Так, модифікаційний коефіцієнт на засолення повинний враховувати вплив на врожай культури суми солей у ґрунтах і глибини їхнього поширення по профілю, типу засолення, сезонної динаміки вказаних показників. Паралельне застосування модифікаційних коефіцієнтів, що враховують засолення і солонцюватість ґрунтів, взагалі, на наш погляд, не правомірне, тому що вони, у свою чергу, корелюють між собою.

Традиційна методика бонітування не дозволяє врахувати фактори, які для родючості заплавлених гідроморфних солонцювато-засолених ґрунтів півдня України в деяких випадках є вирішальними. Наприклад, відзначено, що більш легкий гранулометричний склад при близькому заляганні ґрунтових вод чинник у відношенні родючості позитивний, а при глибокому — негативний. Істотно впливає на продуктивність заплавлених земель мікрорельєф. Перезволоження мікропонижень із більш важкими за гранулометричним складом ґрунтами перешкоджає своєчасному обробітку ґрунтів, призводить до вимокання рослин.

Таблиця 8.1

**Показники кореляції між властивостями заплавлених ґрунтів і
врожайністю сільськогосподарських культур**

| Ґрунти дослідних ділянок | Властивості ґрунтів (x); інтервали значень | Врожайність та біометрія рослин; інтервали значень | R ² | Врожайність і біометричні дані (y) у залежності від властивостей ґрунтів (x) |
|--|---|--|----------------|--|
| Лучноземи ясногумусові і зернисті середньо-важкосуглинкові (середні в шарі 0-60 см; дослід: 6 варіантів) | pNa ґрунту* (2,28-3,78) | Озима пшениця (8,2-59,7 ц/га) | 0,36 | $y = -13.7x^2 + 106.9x - 147.7$ |
| | pNa водної витяжки (1,72-3,81) | | 0,73 | $y = 62.8\ln(x) - 13.4$ |
| | Сухий залишок, % (0,06-1,71) | | 0,96 | $y = -31.7x + 62.5$ |
| | pNa ґрунту* (2,17-4,00) | | 0,58 | $y = 22,1x - 23,8$ |
| Там же, в шарі 0-20 см | Сухий залишок, % (0,091-0,588) | | 0,49 | $y = -59,4x + 60,2$ |
| Комплекс: лучноземи ясногумусові середньо-важкосуглинкові та глейоземи ясногумусові осушені (показники в шарі: солі – 0-40 см; поживні – 0-20 см; дослід: 8 варіантів) | Cl ⁻ , т/га (0,6-5,3) | Соняшник (3,6-17,4 ц/га) | 0.61 | $y = 15.5 e^{-0,27x}$ |
| | SO ₄ ²⁻ /Cl ⁻ (6-46) | | 0.63 | $y = 6,0\ln(x) - 5,0$ |
| | Гумус, % (1,8-3,4) | | 0.02 | |
| | N, мг/100 г (2,4-5,5) | | 0.26 | |
| | P ₂ O ₅ , “- -” (1,5-4,5) | | 0.12 | |
| | K ₂ O, “- -” (33,2-61,2) | | 0.18 | |
| Глейоземи зліто-криптоглейові глинисті осушені: ключ-ділянка 18 (показники у шарі 0-20 см; повторність – 10 ділянок) | Cl, % (0,010-0,038) | Висота рослин озимої пшениці, (28,2-105,1 см) | 0,63 | $y = 124340x^2 - 8533x + 174.86$ |
| | SO ₄ ²⁻ (0,044-0,462) | | 0,61 | $y = -151.7x + 106.8$ |
| | Сухий залишок, % (0,116-0,720) | | 0,63 | $y = -105.1x + 113.0$ |
| | Гумус, % (1,82-3,00) | | 0,68 | $y = 76.0x - 19.7$ |
| | N, мг/100 г (3,6-5,3) | | 0,001 | |
| | P ₂ O ₅ , “- -” (9,8-24,8) | | 0,48 | $y = -3.6x + 133.9$ |
| | K ₂ O, “- -” (24,0-37,5) | | 0,60 | $y = -4.5x + 9.6$ |

* pNa ґрунту визначалося після відмивання легкорозчинних солей [172].

У класифікації земель, прийнятій для ведення земельного кадастру в колишньому СРСР, заплавні землі виділялися як категорії земель, придатні переважно під сіножаті і пасовища з виділенням двох класів за складом ґрунтового покриву — наявності важких або легких за гранулометричним складом ґрунтів.

Гідроморфні солонцювато-засолені ґрунти заплав річок північно-західного Причорномор'я доцільно групувати за землепридатністю для раціонального використання у природному стані або після проведення відповідних меліорацій із виділенням категорій напрямку використання земель, класів ґрунтів за факторами, що лімітують родючість, агроеліоративних груп і підгруп за піддатливістю меліоративному впливу і характеру необхідних агротехнічних і меліоративних заходів, які здатні зменшувати негативний вплив несприятливих факторів:

I. Категорії заплавних земель:

1. Землі, придатні для ріллі.
2. Землі, придатні під сіножаті.
3. Землі, придатні для пасовищ.
4. Землі, непридатні для сільськогосподарського виробництва.

II. Класи ґрунтів:

1. Лучно-степові (лучноземи алювіальні ясногумусові типові, лучноземи алювіально-делювіальні зернисті типові).
2. Лучні (лучноземи алювіальні ясногумусові глеюваті, лучноземи алювіальні зернисті типові).
3. Засолені (лучноземи алювіальні ясногумусові глеюваті та ілювіально-солонцеві, лучноземи алювіальні зернисті глеюваті).
4. Глейово-засолені (глейоземи ясногумусові і зернисті, солончаки ясногумусові, зернисті та ілювіально-солонцеві, стратоземи ясногумусові на глинистому підґрунті).
5. Зливо-глейово-засолені (глейоземи і солончаки зливо-крипто-глейові та злитоземи).
6. Субаквальні (глейоземи мулуваті і солончаки мулувато-глейові, субаквальні ґрунти).

III. Агроеліоративні групи ґрунтів:

1. Ґрунти з водно-сольовим та окисно-відновним режимами, що легко регулюються (ґрунти I і II класів на підвищених формах рельєфу: лучноземи алювіальні ясногумусові супіськово-середньосуглинкові, лучноземи делювіальні та алювіальні зернисті типові глибокосолончакуваті і глибокозасолені).

Підгрупи ґрунтів: а) мікро- і малогумусні, слабозв'язні, слабосодостійкі, що потребують окультурення, заходів боротьби з дефляцією, гіпсування, регулювання поживного режиму, зрошення; б) мало- і середньогумусні, содостійкі, що потребують профілактичних заходів в регулюванні водного і поживного режимів.

2. Ґрунти важко піддатливі щодо регулювання водно-сольового та окисно-відновного режимів (ґрунти III і IV класів на середніх рівнях заплавл середніх річок).

Підгрупи ґрунтів: а) засолені, із нестійкою сезонною акумуляцією солей, що потребують профілактичного дренажу і промивного режиму зрошення (лучноземи і глейоземи легкого гранулометричного складу); б) засолені, із стійкою сезонною акумуляцією солей — будівництво дренажних систем і спеціальні промивки (лучноземи важкосуглинисті); в) засолені, з низькою окисно-відновною буферністю, які мало придатні як сільськогосподарські угіддя; можуть бути основою для створення агроземів (глейоземи важкого гранулометричного складу).

3. Ґрунти, що набувають не регульованого дренажною системою водно-сольового і окисно-відновного режимів і не піддаються промиванню (ґрунти V і VI класів: глейоземи мулуваті потужні і глейоземи злито-криптоглейові, солончаки мулуватого-глейові, алювіальні злитоземи).

Підгрупи ґрунтів: а) злитоморфні і б) субаквальні, використання яких безпосередньо у сільськогосподарському виробництві не доцільно; можуть бути основою для створення агроземів.

Одним з головних чинників, що дестабілізує екологічну ситуацію в Україні, є надмірна сільськогосподарська освоєність і розораність земель. Згідно з проектом Національної програми охорони земель на 1997–2010 роки поліпшення екологічної ситуації вбачається в зниженні площі орних земель і збільшенні площ екологостабілізуючих угідь, які функціонують за природними аналогами при мінімальному антропогенному впливі. В контексті цього необхідне опрацювання нормативної бази для обґрунтування консервації земель і трансформації земельних угідь.

Як свідчать результати досліджень впливу показників алювіальних ґрунтів на формування врожаю сільськогосподарських культур (див. табл. 8.1), а також режимні спостереження за ефективністю меліоративних заходів, критеріями доцільності використання окремих заплавлних ґрунтів можуть бути в конкретних випадках різні їх властивості. Так, для лучноземів, що мають найбільш сприятливі

властивості та режими для їх безпосереднього використання, таким критерієм може бути середній вміст легкорозчинних солей у кореновому шарі. Із таблиці 8.2 видно, що 50% зниження врожайності (в багатьох країнах є рубіжним для визначення доцільності використання земель [96]) озимої пшениці на лучноземах ясногумусових і зернистих відбувається при однопроцентному середньому вмісті легкорозчинних солей в шарі 0–60 см.

Таблиця 8.2

Зниження врожаю озимої пшениці в залежності від вмісту легкорозчинних солей в кореновому шарі лучноземів ясногумусових і зернистих (за даними табл. 8.1)

| | | | | | |
|--|------|-----|-----|-----|-----|
| Вміст легкорозчинних солей у шарі 0-60 см, % | 0,25 | 0,5 | 1,0 | 1,5 | 2,0 |
| Зниження врожайності, % | 5 | 20 | 50 | 75 | 100 |

Серед інших показників, що обумовлюють здатність до деградації або невисоку продуктивність ґрунтів долин річок, можуть бути легкий і занадто важкий гранулометричний склад, еродованість і приуроченість до схилів місцевостей, низький вміст гумусу, висока реакція ґрунтового розчину, низька окисно-відновна буферність, фізична деградація, непродуктивна едафічна рослинна формація. В цілому можна запропонувати такі критерії і показники, які можуть вирішувати необхідність консервації і трансформації заплавних земель (табл. 8.3).

Безумовно, на значних площах, в тому числі на меліорованих масивах, заплавні землі є високопродуктивними угіддями. У той же час каналізація річищ, зарегулювання стоку і, особливо, осушення заболочених земель в пониззях річок призводять до порушення природного балансу речовин і в багатьох випадках до вторинного засолення та злитизації. Дослідження свідчать про неефективність дренажу в понизов'ях рік. На широких заплавах із невеликими абсолютними відмітками поверхні виявилось неможливим знизити рівні підґрунтових вод нижче критичної глибини через підпирання їх лиманами і неглибоко врізаними річищами. За таких умов ґрунти, без штучного промивання, або зберігають попередній вміст і склад солей, або незначно, але різнонаправлено змінюють типи будови сольових профілів, що спричиняє також ускладнення ґрунтового покриву.

Таблиця 8.3

**Показники властивостей ґрунтів, що обумовлюють необхідність
консервації і трансформації заплавлених земель**

| Властивості і ознаки ґрунтів | Одиниці виміру | Показники властивостей ґрунтів |
|---|--|---|
| Засолення | Сума легкорозчинних солей при хлоридно-сульфатному типі засолення, % | Понад 0,5-1,0% в шарі 0-60 см для лучноземів зернистих і ясногумусових |
| Солонцюватість | pNa Увібраний натрій, % від суми вбирних основ | < 2.5 > 3% для лучноземів ясногумусових > 5% для лучноземів зернистих |
| Перезволоження і окисно-відновна буферність | Кількість періодів з Eh: 300-200 мВ; < 200 мВ. Інтенсивність розвитку відновних процесів, % | В гумусовому шарі: Не більше двох; Немає > 200% від зональних чорноземів |
| Легкий гранулометричний склад | Вміст фізичної глини, % | < 15 |
| Важкий гранулометричний склад | Вміст фізичної глини, % | > 60 |
| Вміст гумусу | % в шарі 0-30 см | < 1,5 |

Отже сільськогосподарське використання земель долин малих і середніх річок повинно бути вибірковою, а у багатьох випадках долинні ландшафти повинні стати природоохоронними об'єктами. Особливо продуманим повинно бути використання заболочених ділянок, які доцільно залишати неосушеними, оскільки їхня меліорація є неефективною і у той же час знищується біологічна і ґрунтова різноманітність.

Висновки

1. Комплексність і динамічність умов, значна інтенсивність ґрунтоутворення, широкий розвиток процесів засолення, злитизації і оглеювання обумовили формування у заплавах річок Причорномор'я своєрідного ґрунтового покриву. Ґрунти долин річок є полігенетичними і поліхронними утвореннями, що відображають колишні етапи педо- і літогенези, геоморфолого-геологічний устрій річкових долин, зонально-фаціальні і місцеві умови, природну трансформацію чинників ґрунтоутворення і антропогенний вплив. Серед основних факторів функціонування певних структур ґрунтового покриву в заплавах річок виділяються ті, що обумовлюють формування літологічного профілю ґрунтів, процеси гумусонакопичення, оглеювання і засолення. Найбільш потужним чинником диференціації ґрунтового покриву заплав є галогенез, що проявляється у різних типах і ступенях соленакопичення і має місцеві особливості прояву в залежності від зонально-кліматичних та геоморфолого-геологічних умов долинно-заплавних ландшафтів.

2. У долинах малих і середніх річок та річок-балок Причорномор'я майже не відбуваються заплавно-алювіальні процеси, і ґрунтоутворення на їх заплавних терасах має багато спільних рис із гідроморфним позазаплавним. Запропонована схема профільно-генетичної класифікації (сімейства ґрунтів — літогенні групи ґрунтів — типи ґрунтів) дозволяє об'єднати синлітогенні (алювіальні, делювіальні) і постлітогенні (позазаплавні) типи ґрунтів з однаковими ознаками, властивостями і будовою.

У долинно-заплавних ландшафтах північно-західного Причорномор'я визначено шість сімейств ґрунтів — стратоземи, лучноземи, глейземи, злитоземи, солончаки і агроземи, — що об'єднали 18 типів ґрунтів, виділених на основі діагностичних горизонтів, що в поєднанні з іншими горизонтами та ознаками формують відповідні типи будови ґрунтових профілів.

Діагностику поширених у долинно-заплавних ландшафтах динамічних ґрунтових утворень доцільно проводити на основі поняття ґрунтової часової катени (ГЧК), яка являє собою певний ґрунтовий ареал, де циклічно або поступально ґрунт змінюється таким чином, що виникає необхідність зміни його класифікаційної належності. Виділені циклічні (глейово-солончакові) і поступальні (злитоморфні) ГЧК.

3. Галогенез є одним із головних ландшафто-утворюючих процесів у заплавах річок північно-західного Причорномор'я. Мінералізація і склад підґрунтових вод, ступінь і тип засолення заплавних ґрунтів є взаємозалежними характеристиками і особливості їх динамічної рівноваги мають місцеві і географічні закономірності. Основним типом соленакопичення для найбільш поширеного діапазону мінералізації підґрунтових вод (3–25 г/л) і звичайних для заплав слабо- і сильнозасолених ґрунтів є хлоридно-сульфатний. При цьому для підґрунтових вод характерний магнієво-натрієвий склад, а для ґрунтів — кальцієво-натрієвий. Найпоширенішою і моногенетичною формою соленакопичення є утворення солончакуватих ґрунтів із сезонно-пульсуючим солевмістом і диференційованим за співвідношенням SO_4/Cl елювіально-ілювіальним сольовим профілем. Основними мінеральними формами солей, що знаходяться у твердій фазі ґрунтів, є мірабіліт, тенардит, галіт, гіпс, кальцит. Типи і роди досліджених ґрунтів мають індивідуальні особливості морфології сольових новоутворень, будови ґрунтово-сольової маси, будови сольового профілю, складу і динаміки солей.

4. Злитогенез є ландшафтно-механогеохімічним процесом, що на сучасному етапі активно поширюється у заплавах долин і дельт річок у зв'язку з природно-антропогенним їх осушенням. У північно-західному Причорномор'ї злитогенез можливий в акумулятивних ландшафтах з відкладами болотно-старичної фації за умови сполучення монтморилонізації порід, оглеювання, злитизації, вертисолізації та виникнення літогенного водного режиму — самоекранування ґрунтів від підґрунтових вод потужною монтморилонітово-глинистою товщею і циклічного поверхневого перезволоження-пересихання у створених псевдоавтоморфних умовах. Складовою частиною злитогенезу є злитизація — елементарний ґрунтовий процес, що спричиняє формування злитого горизонту за рахунок спрямованої стадійної зміни вихідної мікробудови ґрунтів.

5. Елементарні ґрунтові процеси гумусоутворення і гумусонакопичення, засолення, осолонцювання і солонцево-ілювіальний, глеєутворення і злитизація складають основу комплексу ЕГП долинно-заплавного ґрунтоутворення у північно-західному Причорномор'ї:

а) накопичення й трансформація органічної речовини у заплавних ґрунтах визначається типом умов гуміфікації і відбувається у формі: 1) накопичення детриту; 2) накопичення власне гумусової речовини і 3) вуглефікації рослинних решток. Морфологія гумусу і гумусовий стан ґрунтів залежать від особливостей засолення і оглеювання ґрунтів;

б) у гідроморфних ландшафтах північно-західного Причорномор'я проявляється типовий, сульфідний і прихований глей. З точки зору меліоративної практики, гідроморфні ґрунти, що характеризуються широким спектром окисно-відновних режимів — від домінування окиснювального до сірководневого середовища, — доцільно поділяти за типами інтенсивності розвитку оглеювання на основі співвідношення окисно-відновної буферності між зональними автоморфними і гідроморфними ґрунтами. У заплавах малих і середніх річок виділяються: 1) ґрунти, стійкі до розвитку відновних процесів; 2) ґрунти, слабостійкі до розвитку відновних процесів; 3) ґрунти з мобільними реакціями відновлення і утрудненими реакціями оксидації;

в) у долинах річок розповсюджені ґрунти із підвищеною по профілю часткою увібраного натрію, яка має високу ступінь залежності від вмісту натрієвих легкорозчинних солей і розвитку глейового процесу. У той же час елювіально-ілювіальна будова є рідкісною, але може бути у легких за гранулометричним складом ґрунтах, переважно із сульфатно-хлоридним типом засолення. Осолонцювання ґрунтів має декілька механізмів. Для всіх ґрунтів характерний процес вирівнювання натрій-кальцієвого потенціалу ґрунтового розчину і твердої фази ґрунтів. Відсутність содопрояву в умовах глибокого анаеробіозису дозволяє зробити висновок про несуттєвість ролі чинника біохімічного утворення соди в осолонцюванні глейоземів. Осолонцювання глейових ґрунтів обумовлене зниженням натрій-кальцієвого потенціалу через підвищення активності натрій-іону у відновлювальному середовищі та хімічне вбирання кальцію при відновленні сірчаноокислих солей. Солонцево-ілювіальний процес у ґрунтах із сприятливими умовами ілімеризації забезпечується сезонно-

пульсуючим соленакопиченням і проявляється циклічно, разом із сезонними осолонцюванням та самомеліорацією ґрунтів;

г) злитизація є стадійним процесом спрямованої зміни вихідної мікробудови ґрунтів, що складається із фаз субзлитості — цементації ґрунтової маси в процесі чергування періодів відновлення і оксидації — і власне злитості — посилення щільності енергії когезії за рахунок незворотного мікроструктурення (масового формування пакетів орієнтованих глинистих мінералів) при чергуванні гідратації та дегідратації ґрунтової маси.

6. Основу ґрунтових комбінацій заплавл малих та середніх річок північно-західного Причорномор'я складають ґрунти із специфічними генетичними особливостями, морфологією, складом і властивостями:

а) лучноземи ясногумусові з незначним (близько 2%) вмістом гумусу і лучноземи зернисті — типові, глеюваті та злиті, — які є основним компонентом делювіально-лучних і алювіально-лучних заплавл і характеризуються потужним ізогумусовим із вираженою структурністю профілем, що може відображати процеси олучніння, засолення, злитизації і оглеювання;

в) глейоземи мулуваті, злито-криптоглейові, зернисті та ясногумусові, що в залежності від літо- і гідрологічних умов характеризуються індивідуальною будовою, специфічними мінералогічним складом, морфологією і складом гумусу, ґрунтового вбирного комплексу та фізичними властивостями;

г) сімейство злитоземів, що включає типи алювіальних злитоземів структурно-монолітних і дисперсно-монолітних. При їх специфічній генезі, що полягає у розвитку процесів злитизації у псевдоавтоморфних умовах, вони характеризуються своєрідними мінералогічним складом, фізичними і фізико-хімічними властивостями, окисно-відновним, водним, визначеним як літогенний, та сольовим режимами;

д) солончаки, що є переважно дериватами глейоземів і поширені в пониззях річок. Специфічність солончакових ландшафтів полягає у формуванні западинно-горбкуватого мікрорельєфу, у комплексності рослинного покриву, в утворенні контрастних за вмістом гумусу, солей і солонцюватістю мікроареалів ґрунтів;

е) стратоземи примітивно-шаруваті, що утворюються в результаті сучасних заплавно-алювіальних процесів, та шарувато-ясногумусові, що мають реліктову двочленну будову і специфічні завдяки їй водно-сольовий та окисно-відновний режими, властивості і ознаки.

Їх своєрідність полягає у виразній полігенетичності — посиленні реліктової літологічної шаруватості багатокомпонентною диференціацією за рахунок сучасних солонцево-ілювіального і елювіально-глейового процесів, пульсуючого соленакопичення.

7. Солонцеві (елювіально-ілювіальні) профілі у заплавах не є моногенетичними. Для гирлових областей із сульфатно-хлоридним типом засолення характерні полігенетичні ґрунти із властивостями так званих “солончаків-солонців”, що визначаються як солончаки ілювіально-солонцеві. Ілювіальний процес і пульсуючий характер соленакопичення в комплексі є механогеохімічним генератором, що забезпечує дію солонцево-ілювіального та глейово-ілювіального процесів і формування у долинах річок ґрунтів із елювіально-ілювіально-диференційованою будовою.

8. Трансформація комплексу ґрунтових процесів і еволюція заплавних ґрунтів визначаються характером антропогенного впливу та генетичними особливостями ґрунтів. В цілому, масштабне осушення заплав у пониззях середніх річок, при неможливості зниження рівня підґрунтових вод нижче критичної глибини і відсутності умов для зрошення (промивання), є екологічно і економічно не раціональним через неможливість якісної зміни сольового режиму в лучноземах та вторинне засолення і злитизацію глейоземів.

9. Зрошення засолених заплавних ґрунтів підвищує їх продуктивність, незважаючи на негативні тенденції — вторинне засолення поверхневих горизонтів при зменшенні загального солевмісту, зниження буферності та посилення рухомості гумусу. Характер трансформації властивостей зрошуваних ґрунтів залежить від величини розходження термодинамічних показників в системі “поливні води — ґрунти”. Виходячи з цього, іригаційну оцінку річкових вод з їх динамічними мінералізацією і хімічним складом, що використовуються для зрошення заплавних солонцюватих-засолених ґрунтів, доцільно проводити на основі порівняння вапняного і натрій-кальцієвого потенціалів у поливних водах і ґрунтах.

10. У ґрунтовому покриві гідроморфних ландшафтів північно-західного Причорномор'я є рідкісні за розповсюдженням та унікальні за генезою і властивостями ґрунти, що потребують охорони.

Землекористування при значному поширенні засолених, заболочених та потенційно злитих ґрунтів у долинах річок повинно базуватися на еколого-біосферній концепції відновлювального земле- і

природокористування, застосуванні адаптивно-ландшафтних систем землеробства для збереження природного різноманіття ґрунтів і збільшення площ екологостабілізуючих угідь, які функціонують за природними аналогами при мінімальному антропогенному впливі.

Список використаних джерел

1. Александрова Л.Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. — Л.:Наука, 1980. — 288 с.
2. Андреева Н.П., Николаева С.А. О содоустойчивости почв нижней дельты Кубани // Проблемы диагностики и мелиорации солонцов. — Новочеркасск, 1981. — С.132–137.
3. Антипов-Каратаев И.Н. Вопросы происхождения и географического распространения солонцов СССР // Мелиорация солонцов в СССР. — М.:Изд-во АН СССР, 1953. — С.11–226.
4. Антипов-Каратаев И.Н., Келлерман В.В., Хан Д.В. О почвенном агрегате и методах его исследования. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948. — 83 с.
5. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. 2-е изд., перераб. и доп. — Изд-во МГУ, 1970. — 488 с.
6. Афанасьев Д.Я., Билык Г.И., Костяковский А.Б., Котов М.И. Растительный и животный мир юга Украинской ССР и Северного Крыма. — К.: Изд-во АН УССР, 1952. — 88 с.
7. Афанасьев Т.В., Шеремет Б.В., Матекина Н.П. Математический подход к классификации аллювиальных почв гумидных ландшафтов // Вестн. Моск. ун-та.Сер. 17: Почвоведение. — 1989. — №3. — С. 3–11.
8. Ахтырцев Б.П., Яблонских Л.А. Гумусное состояние аллювиальных луговых почв лесостепи // Почвоведение. — 1995. — № 12. — С. 1460–1468.
9. Базилевич Н.И. Водная миграция и баланс химических веществ в почвах // Структура, функционирование и эволюция систем биоценозов Барабы. Т.2. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. — С.167–183.
10. Базилевич Н.И., Панкова Е.И. Характеристика засоленных почв // Засоленные почвы европейской части СССР и Закавказья. Тр. Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. — М., 1973. — С. 21–203.
11. Башкиров Г.С., Водопьянов П.А., Гузь П.К., Михайлюк В. И. и др. Предотвращение социальных напряжений в регионе Сасыкского водохранилища путем организации информационного мониторинга // Экологические проблемы Одесского региона и их решение // Тр.

- международ. научно-практич. конференции. — Одесса, 1994. — С. 165–169.
12. Бейдеман И.Н., Преображенский А.О. Взаимообусловленность развития почв и растительности в Кура-Араксинской низменности // Тр. Ботанического ин-та им. В.Л. Комарова. Сер. 3: Геоботаника, 1957. — Вып.11. — С.118–164.
 13. Беседин П.Н. Особенности засоления почв Центральной Ферганы // Распределение движения солей в орошаемых почвах и методы регулирования солевых процессов. — М.:Почв. ин-т, 1981. — С.51–58.
 14. Біланчин Я.М. Моніторинг ґрунтів та досвід організації його на масивах зрошення Одещини // Вісник Львів. ун-ту. Сер. Географічна. Вип. 23: Генезис, географія і екологія ґрунтів. — Львів: Простір М, 1998. — С. 39-45.
 15. Благовидов Н.Л. Сущность окультуривания подзолистых почв // Почвоведение. — 1954. — № 2. — С. 46–60.
 16. Блажный Е.С. Почвы дельты реки Кубани и прилегающих - пространств. — Краснодар: Краснодар. кн. изд-во, 1971. — 276 с.
 17. Бобков В.П. К характеристике некоторых физико-химических свойств пойменных луговых темноцветных слитых почв Волго-Ахтубинской поймы // Почвоведение. — 1961. — № 7. — С. 67–72.
 18. Бобков В.П. Об устойчивости почв и грунтов к содовому засолению // Почвоведение. — 1969. — № 8. — С. 65–73.
 19. Большев Н.Н. О природе слитости иллювиального горизонта слитых черноземов // Вестн. Моск. ун-та, 1948. — № 10. — С. 181–194.
 20. Большев Н.Н. Генезис слитых почв черноземной и каштановой зон // Почвоведение. — 1965. — № 6. — С. 53–64.
 21. Большая Куяльницкая система лиманного орошения с предварительным осушением Ивановского района Одесской области. Приложение. Часть 4: Материалы почвенно-мелиоративных изысканий к техническому проекту. — Одесса, 1974. — 96 л.
 22. Быстрицкая Т.Л. Генезис слитых почв долин рек Урала и Кубани (в их среднем течении) // Почвоведение. — 1962. — № 9. — С.59–68.
 23. Быстрицкая Т.Л., Тюрюканов А.Н. Черные слитые почвы Евразии. — М.: Наука, 1971. — 256 с.
 24. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. — 3-е изд., перераб. и доп. — М.: Агропромиздат, 1986. — 416с.

25. Варалляи Д., Мироненко Е.В. Влага в почвах, подверженных засолению и осолонцеванию // Моделирование процессов засоления и осолонцевания почв. — М.: Наука, 1980. — С. 39–107.
26. Вендеров С.Л., Коронкевич Н.И., Субботин А.И. Проблемы малых рек // Вопросы географии. Сб. 118: Малые реки. — М.: Мысль, 1981. — С. 11–18
27. Вернандер Н.Б. Почвы речных долин юго-западной части Украины // Тр. Укр. ин-та соц. земледелия, 1951. — Т.6. — С. 5–14.
28. Вильямс В.Р. Собрание сочинений: В 12 т. — М.: Сельхозгиз, 1948–1953 / Т.5. — Почвоведение, 1950. — 624 с.
29. Владыченский С. А. Генезис почв Волго-Ахтубинской поймы и Волжской дельты // Почвоведение. — 1954. — № 9. — С. 1-11.
30. Возбуждая А.Е. Химия почв. — 3-е изд., доп. и перераб. — М.: Высшая школа, 1968. — 428 с.
31. Волобуев В.Р. О слитых черноземах // Почвоведение. — 1948. — № 11. — С. 67–677.
32. Волобуев В.Р. Генетические формы засоления почв Кура-Араксинской низменности. — Баку: Изд-во АН Азерб.ССР, 1965. — 248 с.
33. Воронова Е.П. Процессы почвообразования и классификация пойменных почв степной зоны Центрально-Черноземной полосы // Почвоведение. — 1960. — № 7. — С. 43–52.
34. Воронова Е.П. Экологические аспекты пойменного почвообразования // Тр. Кубан. с.-х. ин-та, 1983. — Вып.226(254). — С. 140–153.
35. Высоцкий Г.Н. Глей // Почвоведение. — 1999. — № 10. — С. 1189–1195.
36. Вэрнер А.Р., Орловский Н.В. О роли сульфат-редуцирующих бактерий в солевом режиме почв Барабы // Почвоведение. — 1948. — № 9. — С. 553–561.
37. Галстян А.Ш. Роль ферментов в процессах образования соды в почвах // Почвоведение. — 1967. — № 5. — С. 89–96.
38. Гедройц К.К. Коллоидная химия в вопросах почвоведения // Почвоведение. — 1999. — № 9. — С. 1061–1067.
39. Геннадиев А.Н. Почвы и время: модели развития. — М.: Изд-во МГУ, 1990. — 232 с.
40. Герасимов И.П. Использование понятий об элементарных почвенных процессах для генетической диагностики почв // Тр. X междунар. конгресса почвоведов. Т.6, ч. 2. — М., 1974. — С. 482–489.

41. Герасимова М.И. Некоторые особенности глеевых явлений в кислых лесных почвах и их номенклатура (на примере почв Предкарпатья) // Почвоведение. — 1970. — № 7. — С. 14–21.
42. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР: Учеб. пособие для студ. геогр. спец. вузов. — М.: Высш. шк., 1988. — 328с.
43. Гоголев И.Н., Волошин И.Н. О генетической природе магниевосолонцеватых почв // Совершенствование приемов и методов мелиорации почв / Тез. докл. на Всесоюзн. научно-техн. совещании (25–29 мая 1976 г.). — Ростов, 1976. — М, 1976. — С. 8–9.
44. Годельман Я.М. Неоднородность почвенного покрова и использование земель. — М.: Наука, 1981. — 200с.
45. Горбунов Н.И. Минералогия и физическая химия почв. — М.: Наука, 1978. — 293 с.
46. Горохов М.И., Чигиринцев И.П. К вопросу об изучении физико-химических свойств пойменных слитых почв // Тр. Воронеж. гос. ун-та, 1968. — Т. 65, вып.1. — С. 213–217.
47. Гринченко Т.А., Перерва И.Н. Оценка эволюции плодородия на основе сводного показателя качества почв // Тез. докл. 3 съезда почвоведов и агрохимиков Украинской ССР / Почвоведение. — Харьков, 1990. — С. 48–51.
48. Гринь Г.С. Засоленные почвы Украинской ССР, их происхождение // Тр. Харьков. с.-х. ин-та им. В.В.Докучаева, 1962. — Т.39(76). — С. 8–102.
49. Гринь Г.С. Галогенез лессовых почво-грунтов Украины. — К.: Урожай, 1969. — 218 с.
50. Губин С. В. Диагностика начальных этапов изменения луговых почв с помощью микроморфологического метода // Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. — М.:Наука, 1983. — С. 121–129.
51. Дараб К., Редли М. Химические и физико-химические аспекты проблемы засоления и осолонцевания почв // Моделирование процессов засоления и осолонцевания почв. — М.: Наука, 1980. — С. 108–157.
52. Димо Н.А., Лунева Р.И. Слитые черноземы центральной части Молдавии // Тр. почв. ин-та им. Н.А. Димо, 1960. — Вып.4. — С. 19–36.
53. Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении. — М.:Изд-во Моск. ун-та, 1972. — 264 с.

54. Добровольский Г.В. Классификация пойменных почв лесной зоны // Почвоведение. — 1958. — № 8. — С. 93–101.
55. Добровольский Г.В., Федоров К.Н., Стасюк Н.В. Геохимия, мелиорация и генезис почв дельты Терека. — М.:Изд-во Моск. ун-та, 1975. — 247 с.
56. Добровольский Г.В., Шоба С.А. Растровая электронная микроскопия почв. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. — 144 с.
57. Докучаев В.В. К вопросу о почвах Бесарабии // Почвоведение. — 1900. — №1. — С.1–22.
58. Достовалова Е.В., Турсина Т.В. Морфогенетические особенности слитых черноземов Ставропольского края и их изменения в результате орошения // Микроморфология антропогенно измененных почв. — М.: Наука, 1988. — С. 114–123.
59. Дурасов А.Н., Марченко В.Ф. Групповой состав гумуса основных почв Казахстана // Почвоведение. — 1967. — № 9. — С. 125–135.
60. Дюшофур Ф. Основы почвоведения. Эволюция почв. (Опыт излучения динамики почвообразования) / Перев. с фр. — М.: Прогресс, 1970. — 592 с.
61. Егоров В.В. Схема классификации дельтовых почв аридных областей СССР // Почвоведение. — 1958. — № 11. — С. 19–26.
62. Егоров В.В. Почвообразование и условия проведения оросительных мелиораций в дельтах Арало-Каспийской низменности. — М.: Изд-во АН СССР, 1959. — 296 с.
63. Егоров В.В., Попов А.А. Почвы поймы Дона и их рациональное использование // Сельскохозяйственное использование пойм южных рек Европейской части СССР. — М., 1975. — С. 19–30.
64. Елисеева Н.В. Физические свойства и режим влажности слитых черноземов Западного Предкавказья // Почвоведение. — 1983. — № 4. — С. 56–63.
65. Елисеева Н.В., Умарова А.Б., Зубкова Т.А. Конференция по слитым почвам (Майкоп, 6–13 сентября 1998 г.) // Почвоведение. — 1999. — № 5. — С. 663–666.
66. Жанталай П.І. Діагностика ущільнення зрошуваних чорноземів у зв'язку з великомасштабними ґрунтовими дослідженнями // Вісник Львів. ун-ту. Сер.: Географічна. — Вип. 23: Генезис, географія і екологія ґрунтів. — Львів: Простір М, 1998. — С. 148–152.
67. Зайдельман Ф.Р. Естественное и антропогенное переувлажнение почв. Деградация, использование, охрана. — СПб.: Гидрометеиздат, 1992. — 287 с.

68. Зайдельман Ф.Р. Глееобразование — глобальный почвообразовательный процесс // Почвоведение. — 1994. — № 4. — С. 21–31.
69. Зайдельман Ф.Р. Процесс глееобразования и его роль в формировании почв // Генеза, географія та екологія ґрунтів: Зб.наук.праць. — Львів, 1999. — С. 34–37.
70. Зборищук Н.Г., Розанов Б.Г. О происхождении слитости некоторых аллювиальных почв дельты Днестра // Вестн. МГУ. Сер. почвовед., 1984. — № 1. — С. 3–9.
71. Зимовец Б.А. О происхождении, накоплении и перераспределении солей в комплексных почвах Прикаспийской низменности // Почвоведение. — 1970. — № 5. — С. 12–25.
72. Зимовец Б. А. Экология и мелиорация почв сухостепной зоны. — М., 1991. — 249 с.
73. Зимовец Б. А. Уточнение классификации засоленных почв России // Почвоведение. — 1995. — № 1. — С. 84–92.
74. Золотарева Б.И. Гидрофильные коллоиды и почвообразование. — М.: Наука, 1982. — 59 с.
75. Зонн С. В. О генетических особенностях коричневых, красных и черных слитых гидроморфных почв Индии // Почвоведение. — 1967. — № 2. — С. 11–24.
76. Иванова Е.Н. Генезис и эволюция засоленных почв в связи с географической средой // Почвы СССР. — М.; Л., 1939. — Т.1. — С. 349–403.
77. Иозефович Л.И. О возрасте и эволюции гидроморфных почв в связи с их использованием. — Сельколхозгиз, 1931. — 64 с.
78. Карнаухов И.И. О биогенном процессе содонакопления в заболоченных почвах юга Средней Сибири // Изв. Биолого-географ. НИИ Иркутск. гос. ун-та. Сер. почвовед. и биол., 1969. — Т.16. — С. 3–22.
79. Кауричев И.С. Группировка почв по окислительно-восстановительному режиму // Докл. ТСХА, 1979. — Вып. 253. — С. 49–54.
80. Кауричев И.С., Латфулина Г.Г., Савич В.И. Окислительно-восстановительная буферность почв // Изв. ТСХА, 1974. — № 2. — С. 75–85.
81. Кауричев И.С., Тарарина Л.Ф. Об окислительно-восстановительных условиях внутри и вне агрегатов серой лесной почвы // Почвоведение. — 1972. — № 10. — С. 39–42.

82. Кауричев И.С., Латфулина Г.Г. Изменение окислительно-восстановительной буферности почв под влиянием некоторых факторов // Изв. ТСХА, 1976. — № 3. — С. 105–113.
83. Кауричев И.С., Орлов Д.С. Окислительно-восстановительные процессы и их роль в генезисе почв. — М.: Колос, 1982. — 247 с.
84. ДСТУ 2730-94. Качество природной воды для орошения. Агронимические критерии. — К.: Госстандарт Украины. — 13 с.
85. Качинский Н.А. Природа механической прочности и водопрочности почвенной структуры в связи с ее генезисом // Вестн. МГУ. Сер. биол., почвовед., геол., геогр., 1958. — № 1. — С. 3–13.
86. Келаберда Т.Н., Другов А.Н. О систематике и классификации почв, образованных в процессе техногенеза // Почвоведение, 1983. — № 11. — С.17–21.
87. Керзум П.А., Васильчикова С. И., Горбунова Р.Г., Захарченко А.Ф. К вопросу о влиянии восстановительно-окислительных процессов на солевой состав луговых почв // Тр. Таджик. НИИ почвоведения, 1972. — Т.15. — № 1. — С. 83–95.
88. Киروشка И.В. Почвы поймы реки Ботны и их сельскохозяйственное использование: Автореф. дисс... канд. биол. наук. — Кишинев, 1963. — 27 с.
89. Кирюшин В.И., Лебедева И.Н. Влияние засоления и солонцеватости черноземных почв Казахстана на состав гумуса и некоторые свойства гуминовых кислот // Почвоведение. — 1975. — №4. — С. 38-49.
90. Классификация и диагностика почв СССР. — М.: Колос, 1977. —224 с.
91. Классификация почв России. — М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1997. — 236с.
92. Ковда В.А. Солончаки и солонцы. — М.: Изд-во АН СССР, 1937. — 246 с.
93. Ковда В.А. Солонцы // Почвы СССР. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. — Т. 1. — С. 229–348.
94. Ковда В.А. Происхождение и режим засоленных почв. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. — Т. 1. — 573 с.
95. Ковда В.А. Происхождение и режим засоленных почв. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947. — Т.2. — 376 с.
96. Ковда В.А. Основы учения о почвах. — М.: Наука, 1973. — 448 с. — Кн. 1.

97. Ковда В.А., Егоров В.В. Некоторые закономерности почвообразования в приморских дельтах // Почвоведение. — 1953. — № 9. — С. 14–25.
98. Ковда И.В., Моргун Е.Г., Алексеева Т.В. Формирование и развитие почвенного покрова гильгай (на примере Центрального Предкавказья) // Почвоведение. — 1992. — № 3. — С. 19–34.
99. Козловский Ф. И. Некоторые формы элементарного почвообразовательного процесса засоления в орошаемых почвах // Процессы почвообразования и эволюция почв. — М.: Наука, 1985. — С. 10–35.
100. Козловский Ф.И., Корнблом Э.А. Мелиоративные проблемы освоения пойм степной зоны. — М.: Наука, 1972. — 220 с.
101. Кондорская Н.И. Ареалы современных солевых аккумуляций в почвах СССР // Почвоведение. — 1967. — № 4. — С. 44–54.
102. Кононова М.М. Органическое вещество почвы. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — 314 с.
103. Корнблом Э.А. Превращение глинистых минералов при почвообразовании в Волго-Ахтубинской пойме // Почвоведение. — 1967. — № 11. — С. 107-122.
104. Корнблом Э.А., Козловский Ф.И. Слитые почвы Волго-Ахтубинской поймы как аналог черных слитых почв тропиков и субтропиков // География и классификация почв Азии. — М.:Наука, 1965. — С. 165–178.
105. Костенков Н.М. Окислительно-восстановительные условия и динамика поглощенных катионов в рисовых почвах // Тр. Приморск. с.-х. ин-та. Т. 18: Избыточно увлажненные почвы Дальнего Востока и их мелиорация. Вып. 2. — Владивосток, 1973. — С. 32–36.
106. Костенков Н.М. Окислительно-восстановительные режимы в почвах периодического переувлажнения: Автореф. дис. ... д-ра биолог. наук: 03.00.27 / Ин-т почвоведения и агрохимии СО АН СССР. — Новосибирск, 1990. — 31с.
107. Красеха Е.Н. Концепція просторово-часової організації ґрунтового покриву // Генеза, географія та екологія ґрунтів: Зб. наук. праць. — Львів, 1999. — С. 48–50.
108. Крашенинников И.М. Цикл развития растительности долин степных зон Евразии. (Опыт анализа ландшафта методом ботанико-географического исследования) // Изв. Географ. ин-та. — 1922. — Вып.3. — С. 44–61.

109. Корсунов В.М., Красеха Е.Н. Пространственная организация почвенного покрова. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. — 200 с.
110. Крейда Н.А., Михайлюк В. И. Почвы пойм малых рек юго-запада Украины, их группировка по показателю податливости к окультуриванию // Пути совершенствования научно-технического прогресса в сельскохозяйственном производстве: Тез. докл. научно-техн. конф. — Одесса, 1985. — С. 69–70.
111. Крейда Н.А., Михайлюк В. И. Эволюция пойменных почв как изменение их парагенетического профиля (на примере р. Когильник Одесской области) // Тез. докл. VII делегатского съезда всесоюзн. о-ва почвоведов. Ташкент, 1985. — Ч. 4. — С.51.
112. Крейда Н.А., Михайлюк В. И., Кичук И.Д. О деградации черноземов на Дунай-Днестровской оросительной системе // Почвоведение. — 1989. — № 5. — С. 74–79.
113. Крупеников И.А., Подымов Б.П. Классификация и систематика почв Молдавии // Генезис, география и классификация почв Молдавии. — Кишинев: Штиинца, 1973. — С. 7–34.
114. Крупкин П.П., Топтыгин В.В. Совершенствование способов бонитировки почв (на примере Красноярского края) // Почвоведение. — 1999. — № 12. — С. 1481–1491.
115. Лебедева И.И., Тонконогов В.Д., Герасимова М.И. Диагностические горизонты в субстантивно-генетических классификациях // Почвоведение. — 1999. — № 9. — С. 1068–1075.
116. Лебедева И.И., Тонконогов В.Д., Герасимова М.И. Опыт разработки факторной классификации почв // Почвоведение. — 2000. — № 2. — С. 148–157.
117. Лебедева И.К. К вопросу о влиянии засоленности и состава поглощенных оснований на процесс гумусообразования // Теоретические вопросы агропочвоведения и мелиорации солонцов. — Целиноград, 1975. — С. 128–131.
118. Макеев О.В. Генетические ряды почв // Почвоведение. — 1957. — № 12. — С. 79–82.
119. Макеева В.И. Микростроение слитых почв Восточной Грузии. — Вест. МГУ. Сер. почвовед. — 1983. — № 2. — С. 57–58.
120. Макеева В.И. Диагностика слитых почв // Вест. Моск. ун-та. Сер. 17: Почвоведение. — 1996. — № 4. — С. 14–20.

121. Макеева В.И., Лапицкий С.А. Характер и природа давления набухания в некоторых почвах // Почвоведение. — 1993. — № 9. — С. 64–70.
122. Малі річки України. Довідник / Під ред. А Яцика. — К.: Урожай, 1991. — 331 с.
123. Маркосян Г.Е. Окислительно-восстановительный режим засоленных почв Араратской равнины // Тр. Научно-исслед. ин-та почвовед. и агрохимии. — 1971. — Вып.6. — С. 85–91.
124. Медведєв В.В. Досвід застосування класифікаційної системи ФАО до ґрунтового покриву України // Вісник аграрної науки. — 1999. — № 1. — С. 11–17.
125. Мелиоративное улучшение пойменных земель р. Когильник в колхозе "Победа" Саратовского района Одесской области. Приложение 4: Материалы почвенно-мелиоративных исследований / Книга 1: Отчет по почвенно-мелиоративным изысканиям. — Одесса, 1986. — 86 л.
126. Мелиорация поймы реки Большой Котлабух в колхозе "Ленинский путь" Болградского района Одесской области / Материалы почвенно-мелиоративных изысканий. — Одесса, 1982. — 38 л.
127. Методы прогноза солевого режима грунтов и грунтовых вод / Под ред. Н.Н. Веригина. — М.: Колос, 1979. — 336 с.
128. Михайлюк В. И. Микроморфология процесса слитизации в осушаемых аллювиальных почвах юго-запада Украины // Тез. докл. VII делегатского съезда всесоюзн. о-ва почвоведов. Ч. 4. Ташкент, 1985. — С. 165.
129. Михайлюк В. И. Аллювиальные луговые слитые почвы в поймах малых рек юго-запада Украины // Тез. докл. II съезда почвоведов и агрохимиков Украинской ССР. Пленар. докл. Почвоведение, мелиорация почв. — Харьков: Украинский НИИ почвоведения и агрохимии, 1986. — С. 44.
130. Михайлюк В. И. Мелиорация и использование под зерновые культуры пойменных почв с признаками слитогенеза // Биология и агротехника зерновых культур в условиях интенсивного сельскохозяйственного производства на юге Украины: Сб. научн. тр. — Одесса: ОСХИ, 1986. — С. 84-90.
131. Михайлюк В. И. Процессы засоления и осолонцевания пойменных почв в связи с их использованием для возделывания сельскохозяйственных культур // Биология и агротехника зерновых

- культур в условиях интенсивного с.-х. производства: Сб. научн. тр. — Одесса, 1987. — С. 108–114.
132. Михайлюк В. И. Сельскохозяйственное освоение аллювиальных почв пойм малых рек юго-запада Украины // Биология и агротехника зерновых культур в условиях интенсивного с.-х. производства: Сб. научн. тр. Одесский СХИ. — Одесса, 1988. — С. 126–130.
133. Михайлюк В. И. Стадийность слитообразования: микроморфологическая диагностика // Бюллетень почвенного института им. В.В. Докучаева. Вып. 51: Микроморфология и плодородие почв. — М., 1989. — С. 58–59.
134. Михайлюк В. И. Субквальные почвы пойменных водоемов и морских лиманов юго-запада Украины // Тез. докл. VIII всесоюзн. съезда почвоведов. Кн. 5. Новосибирск, 1989. — С. 202.
135. Михайлюк В. И. Стадийность слитообразования в аллювиальных почвах болотного ряда // Тез. докл. III съезда почвоведов и агрохимиков Украинской ССР. 10–14 сентября 1990 года. Мелиорация и охрана почв. — Харьков: Украин. НИИ почвоведения и агрохимии, 1990. — С. 117–119.
136. Михайлюк В.И. Влияние орошения водой с разным натриевым потенциалом на плодородие черноземов // Биология и агротехника полевых культур Причерноморской степи Украины: Сб. научн. тр. — Одесса: ОСХИ, 1990. — С. 91–97.
137. Михайлюк В. И. Орошение черноземов южных водой с низким натриевым потенциалом // Вестн. с.-х. науки. — 1991. — № 5. — С. 98–101.
138. Михайлюк В. И. Проблемы малого орошения в поймах малых рек юга Украины // Оросительные мелиорации — их развитие, эффективность и проблемы: Материалы международ. научн. конф. — Херсон, 1993. — С. 148–149.
139. Михайлюк В. И. Осолонцевание почв при сезонно-пульсирующем соленакоплении // Тези доповідей IV з'їзду ґрунтознавців і агрохіміків України. Секції ґрунтознавства та меліорації. — Харків: НДІ ґрунтознавства і агрохімії ім. О.Н. Соколовського, 1994. — С. 144–145.
140. Михайлюк В. І. Часово-просторова модель еволюції заплавної ґрунтів // Проблеми географії України: Матеріали наукової конф. (Львів, 25–27 жовтня 1994 р.). — Львів: Львівськ. державн. ун-т, 1994. — С. 86–87.

141. Михайлюк В. И. Анализ взаимодействия засоленных почв и растительности в поймах низовьев малых рек Причерноморской низменности // Биологические и агротехнические аспекты повышения урожаев полевых культур в степи Украины: Сб. научн. тр. / Одесский СХИ. — Одесса, 1995. — С. 122–126.
142. Михайлюк В. И. Слитые почвы в поймах малых рек юга Украины // Почвоведение. — 1995. — № 11. — С. 1340–1344.
143. Михайлюк В. И. Термодинамическая оценка качества воды, применяемой для орошения засоленных почв // Информационный листок. ОЦНТЭИ, № 171 — 95. — 3 с.
144. Михайлюк В. И. Критерии целесообразности использования засоленных почв пойм малых рек юга Украины // Информационный листок. ОЦНТЭИ, № 031 — 96. — 4 с.
145. Михайлюк В. И. Механизм солонцовых процессов в аллювиальных засоленных почвах // Информационный листок. ОЦНТЭИ, № 032 — 96. — 5 с.
146. Михайлюк В. И. Эволюция структуры почвенного покрова пойм рек юга Украины при мелиорации // Грунти України: екологія, еволюція, систематика, окультурення, оцінка, моніторинг, географія, використання / Тези доповідей на конф., присвяч. 50-річчю факультету агрохімії та ґрунтознавства. Червень 1996 р. — Харків, 1996. — С. 8–9.
147. Михайлюк В. І. Агроекологічні та генетичні наслідки освоєння злитних ґрунтів // Матеріали міжнародн. наукової конф., присвяченої 100 річч. з дня заснування Одеськ. держ. с.-г. дослід. станції. Серпень 1996 р. Т. 1: Землеробство. — Одеса, 1996. — С. 12–13.
148. Михайлюк В. И. Генетико-агроэкологические последствия освоения пойменных болотных почв // Аграрний вісник Причорномор'я: Зб. наук. праць / Одеський СГІ. — Одеса: ОСГІ. — 1998. — № 2. — С. 38–46.
149. Михайлюк В. І. Процеси утворення злитності і осолонцювання в заплавних ґрунтах південного заходу України // Вісник Львівськ. ун-ту. Сер. географічна. Вип. 23: Генезис, географія і екологія ґрунтів. — Львів: Простір М, 1998. — С. 186–188.
150. Михайлюк В.І. Еколого-агромеліоративна класифікація заплавних земель і ґрунтів південного заходу України // Вісник Львівськ. ун-ту. Серія географічна, 1998. — Вип. 21: Географія України (регіональні проблеми). — С. 145–151.

151. Михайлюк В. И. Процессы засоления грунтовых вод и почв в поймах малых рек юго-запада Украины // Генеза, географія та екологія ґрунтів: Зб. наук. праць. — Львів, 1999. — С. 54–58.
152. Михайлюк В. І. Оцінка заплавлених ґрунтів півдня України // Аграрний вісник Причорномор'я. Економічні науки. — 1999. — № 2. — С. 180–183.
153. Михайлюк В.І. Галогенез у гідроморфних ландшафтах південного заходу України // Метеорологія, кліматологія і гідрологія. — 1999. — Вып. 39. — С. 201–208.
154. Михайлюк В.І. Ґрунтові часові катени як елемент ґрунтового покриву // Наукові записки Тернопільськ. держ. педагогіч. ун-ту. Сер.: Географія. — 1999. — № 2. — С. 40–42.
155. Михайлюк В.І. Морфолого-генетична характеристика глейоземів долин малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я // Науковий вісник Чернівецького Університету: Збірник наукових праць. Вип. 80: Географія. — Чернівці: ЧДУ, 2000. — С. 25–34.
156. Михайлюк В.І. Географія потенціалів ґрунтоутворення заплавлених річок північно-західного Причорномор'я // Україна та глобальні процеси: географічний вимір: Зб. наук. праць. — К.; Луцьк: Волин. держ. ун-т ім. Лесі Українки, 2000. — Т. 3. — С.128–131.
157. Михайлюк В.І. Гумусонакопичення в гідроморфних ландшафтах північно-західного Причорномор'я // Метеорологія, кліматологія і гідрологія. — 2000. — Вып. 40. — С. 59–63.
158. Михайлюк В.І. Морфолого-аналітична характеристика заплавлених лучноземів долин малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я // Географія і сучасність: Зб. наук. праць Національного педагогічного ун-ту ім. М.П.Драгоманова. — К.: Вид-во Національного педагогіч. ун-ту ім. М.П.Драгоманова, 2000. — С. 107–111.
159. Михайлюк В.І. Оксидативно-відновні процеси в алювіальних ґрунтах півдня України // Метеорологія, кліматологія і гідрологія. — 2000. — Вып. 41. — С.129–136.
160. Михайлюк В.І. Профільно-генетична класифікація заплавлених ґрунтів степової зони України // Вісник аграрної науки. — 2000. — № 6. — С. 14–18.
161. Михайлюк В.І. Процеси соленакопичення в ґрунтах і ґрунтових водах заплавлених річок південного заходу України // Вісник Львівськ. ун-ту. Сер. географічна. — 2000. — Вып. 27. — С. 131–136.

162. Михайлюк В.І. Термодинаміка іонного обміну і родючість зрошуваних мінералізованими водами лучних темноколірних ґрунтів // Вісник Львівськ. ун-ту. Сер. географічна. — 2000. — Вип. 26. — С. 138–142.
163. Михайлюк В.І. Алювіальні солончаки долин малих річок південного заходу України / Науковий вісник Чернівецького ун-ту: Зб. наук. праць. Вип. 104: Географія. — Чернівці: ЧНУ, 2001. — С. 20–28.
164. Михайлюк В.І. Особливості ґрунтоутворення при осушенні алювіальних ґрунтів заплавл малих річок південного заходу України // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. — 2001. — Вип. 43. — С.106–116.
165. Михайлюк В.І. Алювіальні злитоземи північно-західного Причорномор'я // Україна та глобальні процеси: географічний вимір: Зб. наук. праць.: В 4 т. — К.: Обрії, 2001 — Т. 4. — С.78–83.
166. Михайлюк В.І., Кічук І.Д. Зрошення чорноземів і лучноземів мінералізованими водами // Аграрний вісник Причорномор'я. Біологічні та сільськогосподарські науки: Зб. наук. праць. — Одеса: ОДСГІ, 2001. — Вип. 12. — С. 159–165.
167. Михайлюк В.І. Алювіальні солончаки долин малих річок південного заходу України // Науковий вісник Чернівецького ун-ту: Зб. наук. праць. Вип. 104: Географія. — Чернівці: ЧНУ, 2001. — С. 20–28.
168. Михайлюк В.І. Особливості ґрунтоутворення при осушенні алювіальних ґрунтів заплавл малих річок південного заходу України // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. — 2001. — Вип. 43. — С.106–116.
169. Михайлюк В.І. Морфологія солей і динаміка соленакопичення у гідроморфних ландшафтах північно-західного Причорномор'я // Наукові записки Вінницьк. державн. пед. ун-ту ім. Михайла Коцюбинського. Сер.: Географія. — Вінниця, 2001. — Вип. II. — С. 12–19.
170. Михайлюк В. І. Фактори і процеси ґрунтоутворення в основі класифікації заплавл малих і середніх річок південного заходу України // Вісник Львівськ. ун-ту. Сер. географічна, 2001. — Вип. 28. — С. 132–136.
171. Можейко И.А. Поймы рек Молдавии и их мелиорация. — Кишинев: Штиинца, 1977. — 144 с.

172. Молодцов В.А., Игнатова В.П. К определению состава обменных оснований в засоленных почвах // Почвоведение. — 1975. — № 6. — С. 123–127.
173. Муратова В.С. Процессы соленакопления в почвах и грунтовых водах Мильской равнины (Кура-Араксинская низменность) // Почвоведение. — 1958. — № 6. — С. 29–40.
174. Муратова В.С. Варьирование засоления почв в пределах одного разреза (на примере анализа почвенных растворов) // Почвоведение. — 1970. — № 9. — С. 107–118.
175. Набоких А.И. Дунайские плавни // Бессарабское сельское хозяйство. — 1915. — № 3. — С. 69–73; № 4. — С. 89–94.
176. Набоких А.И. Отчет о поездках по Бессарабии // Бессарабское сельское хозяйство. — 1911. — № 7. — С. 185–189.
177. Немеровский Г.Е. Географические закономерности процессов соленакопления в природных водах и в почвах бассейна Чудуков Центральной Молдавии и мероприятия по освоению засоленных почв: Автореф. дис. ... канд. географ. наук: 11.00.05 / Одесса, 1984. — 17 с.
178. Носов С.И., Гуртовая В.Н., Маркин В.И. Оценка и использование пойменных земель при ведении земельного кадастра // Почвы речных долин и дельт, их рациональное использование и охрана. — М.: Изд-во МГУ, 1984. — С. 9.
179. Обережану Г., Санду Г., Асенова И., Рудзик Н. Почвы поймы Дуная и вопросы их засоления, осолонцевания и мелиорации // Почвоведение. — 1967. — № 4. — С. 55–65.
180. Омар Абдо Дахаб, Градусов Б.П., Чижикова Н.П. Особенности минералогического состава и микростроение слитых почв центральной и восточной части Судана // Почвоведение. — 1984. — № 1. — С. 79–84.
181. Определитель высших растений Украины / Доброчаева Д.Н., Котов М.И., Прокудин Ю.Н. и др. — К.: Наукова думка, 1987. — 548 с.
182. Орлов Д.С. Химия почв. — М.: Изд-во Москов. ун-та, 1985. — 376 с.
183. Освоение пойменных земель р. Когильник в колхозе им. Димитрова Татарбунарского района Одесской области: Материалы почвенно-мелиоративных изысканий. — Одесса, 1983. — 64 л.
184. Освоение поймы реки Тилигул в колхозе им. Ленина Котовского района Одесской области: Материалы почвенно-мелиоративных изысканий и культуртехнической съемки. — Одесса, 1984. — 56 л.

185. Осушение пойменных земель р. Журавка в колхозе "Прогресс" Ширяевского района Одесской области. Раздел 4: Материалы почвенно-мелиоративных изысканий к обоснованию техно-рабочего проекта. — Одесса, 1977. — 58 с.
186. Осушение пойменных земель р. Малый Куяльник в колхозах им. Горького и "Победа" Ивановского района Одесской области. Раздел 4: Материалы почвенно-мелиоративных изысканий к техно-рабочему проекту. — Одесса, 1977. — 99 л.
187. Паас А.Ю. Изменение физических свойств и водного режима заболоченных песчаных почв при осушении и освоении // Почвоведение, 1981. — № 1. — С. 66-74.
188. Пакшина С. М. Влияние солей на поверхности потенциал почвенных коллоидов // Почвоведение, 1982. — № 6. — С. 119-124.
189. Пакшина С. М. Передвижение солей в почве. — М.: Наука, 1980. — 120 с.
190. Панкова Е.И., Ямнова И.А. О диагностике солончаков // Почвоведение. — 1993. — № 10. — С. 28-38.
191. Пантелеймонов А.І. Діагностичні ознаки для якісної оцінки осушених перезволожених ґрунтів Передкарпаття // Вісник Львівськ. ун-ту. Сер. географічна. — Вип. 23. — Львів: Простір М, 1998. — С. 207-210.
192. Парфенова Е.И., Ярилова Е.А. Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении. — М.: Наука, 1977. — 199 с.
193. Патил Д.Д., Рубилина Н.Е. Особенности микроморфологического строения слитых почв Западной Индии. — Почвоведение, 1983. — № 9. — С. 91-95.
194. Пекаторос Л.Г. Вторичное засоление пойменных почв степной зоны Правобережной Украины // Почвоведение. — 1969. — № 8. — С. 54-65.
195. Пекаторос Л.Г. Вторичное засоление почв левобережных пойм и дельты реки Дунай на территории Украины // Почвоведение. — 1962. — № 2. — С. 26-35.
196. Пекаторос Л.Г. О засоленности и солонцеватости почв пойм рек западной части Причерноморской низменности // Почвоведение. — 1967. — № 11. — С. 56-66.
197. Пекаторос Л.Г. О мелиорации засоленных почв пойм и дельт рек западной части Причерноморской низменности // Почвоведение. — 1970. — № 10. — С. 90-99.

198. Пекаторос Л.Г. О мелиорации почв поймы малых рек южной части междуречья Дунай–Днестр // Почвоведение. — 1968. — № 12. — С. 95–104.
199. Пекаторос Л.Г. Соленакпление в почвах Днестровских плавней и принцип их районирования // Почвоведение. — 1961. — № 5. — С. 13–20.
200. Петренко М.Я. Зависимость минерализации воды от расходов малых рек // Сб. научн. тр. Юж. проектно-изыскательского НИИ "Южгипроводхоза". — 1974. — Вып.5. — С. 83–87.
201. Плюснин И.И. Вопросы изучения почв речных долин // Тр. Одес. СХИ, 1948. — Вып.5. — С. 43–54.
202. Пономарева В. В., Плотникова Т. А. Гумус и почвообразование: Методы и результаты изучения. — Л.: Наука, 1980. — 222 с.
203. Полевой определитель почв / Под ред. Н.И. Полупана и др. — К.: Урожай, 1981. — 320 с.
204. Подымов Б.П. Скрябина Э.Е. Слитые почвы // Почвы Молдавии. — Кишинев: Штиинца, 1984. — Т. 1. — С. 247–254.
205. Подымов Б.П., Киروشка И.В. Аллювиальные (пойменные) почвы // Почвы Молдавии. — Кишинев: Штиинца, 1984. — Т. 1. — С. 270–289.
206. Позняк С.П. Орошаемые черноземы юго-запада Украины. — Львов: ВНТЛ, 1997. — 240 с.
207. Полупан М.І., Соловей В.Б., Ковальов В.Г. Визначення природного потенціалу ґрунтів акумулятивного типу // Вісник аграрної науки. — 1999. — № 11. — С. 12–20.
208. Польшов Б.Б. Почвы Аксайского займища и их отношение к мелиорации // Избр. тр. — М.: Изд-во АН СССР, 1956. — С. 49–78.
209. Пономарева Н.С. О роли биологического фактора в процессах образования щелочи в солонцах // Почвоведение. — 1962. — № 9. — С. 35–43.
210. Попов А.А. Систематика пойменных почв Волго-Ахтубинской поймы и дельты р. Волги // Почвоведение. — 1960. — № 5. — С. 64–71.
211. Попова Р.Т., Дронова Т.Я., Морозов В.В. и др. Роль глинистых минералов и несиликатных соединений железа в формировании некоторых слитых почв // Почвоведение. — 1992. — № 11. — С. 125–135.
212. Потоцкий С. Историко-географический очерк Бессарабской губернии. — Ялта, 1902. — С. 4.

213. Природа Одесской области. Ресурсы, их рациональное использование и охрана / Под ред. проф. Г.И.Швебса, доц. Ю.А.Амброз. — К.; Одесса: Вища школа, 1979. — 144 с.
214. Проблеми земельного кадастру та застосування його даних в умовах ринкової економіки. Монографія / Під ред. Д.І.Гнатковича. — Львів: ЛДАУ, 1996.
215. Пачепский Я.А. Количественные закономерности ионного обмена в почвах / Сообщение 1. О сходстве полуэмпирических изотерм обмена для черноземов // Агрохимия. — 1984. — № 7. — С. 72–80.
216. Роде А.А. Водный режим и его типы // Почвоведение. — 1956. — № 4. — С. 1–23.
217. Роде А.А. К вопросу о понятии гидроморфности почв в применении к классификации "гидроморфных" почв степной, сухостепной и полупустынной зон // Почвоведение. — 1959. — № 10. — С. 1–13.
218. Роде А.А. Почвообразовательный процесс и эволюция почв // Генезис почв и современные процессы почвообразования. — М.: Наука, 1984. — С. 56–136.
219. Роде А.А. Система методов исследования в почвоведении. — Новосибирск: Наука, 1971. — 83 с.
220. Розанов Б.Г. Морфология почв. — М.:Изд-во Моск. ун-та, 1983. — 320 с.
221. Ромашкевич А.И., Герасимова М.И., Турсина Т.В. Формирование микростроения почв гумидного ряда // Проблемы почвоведения: Сов. почвоведы к XI Междунар. конгр. почвоведов в Канаде, 1978 г. — М.:Наука, 1978. — С. 258–264.
222. Руководство по лабораторным методам исследования ионно-солевого состава нейтральных и щелочных минеральных почв. — М., 1990. — 236 с.
223. Сабольч И. Процессы засоления и осолонцевания почв // Моделирование процессов засоления и осолонцевания почв. — М.: Наука, 1980. — С. 9–38.
224. Самбур Г.Н. Солонцы УССР и их улучшение // Мелиорация солонцов в СССР. — М.:Изд-во АН СССР, 1953. — С. 502–550.
225. Самойлова Е.М. Луговые почвы лесостепи. — М.:Изд-во МГУ, 1981. — 284 с.
226. Самойлова Е.М., Макеева В.И. Черноземно-луговые почвы и их диагностика // Почвоведение. — 1979. — № 12. — С. 16–22.

227. Самойлова Е.М., Макеева В.И., Балабко П.Н. Микроморфология пойменных почв умеренного пояса // Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов . — М.:Наука, 1983. — С. 201–209.
228. Самойлова Е.М., Чернова О.В., Чигарова О.А., Черкинский А.Е. Происхождение слитоземов Алазанской долины // Почвоведение. — 1993. — № 8. — С. 5–11.
229. Сергеев Е.М., Грабовская-Ольшевская Б., Осипов В.И., Соколов В.Н. Типы микроструктур глинистых пород // Инж.геология, 1979. — № 2. — С. 48–58.
230. Серый А.И. Теоретические и методические аспекты бонитировки почв // Почвоведение. — 1995. — № 5. — С. 591–600.
231. Сибирцев Н.М. Пойменные почвы речных долин // Избранные сочинения. — М.:Сельхозгиз, 1953. — Т. 1. — С. 395.
232. Скальковский А. Опыт статистического описания Новороссийского края. Ч. 1. — Одесса, 1850. — 364 с.
233. Скворцов А.Ф. Глееобразование и физические свойства почвы // Почвоведение. — 1957. — № 11. — С. 97–104.
234. Скуртул А.Г. Характеристика засоления почв пойм малых рек юга Молдавии // Тр. Молд. НИИОЗ и О, 1961. — Т.3. — С. 55–66.
235. Скуртул А.Г., Галис Р.З. Некоторые закономерности накопления солей в грунтовых водах пойм малых рек МССР // Тр. Молд. НИИОЗ и О, 1962. — Т.4. — Вып.1. — С. 341–346.
236. Скуртул А.Г., Калашников К.Г. Сельскохозяйственное использование пойменных засоленных земель в Молдавии (Обзор). — Кишинев: Молд.НИИНТИ, 1974. — 58 с.
237. Слитоземы и слитые почвы / Под ред. Е.М. Самойловой. — М.: Наука, 1990. — 143 с.
238. Слитые почвы Молдавии (генезис, свойства, эволюция, использование). — Кишинев: Штиинца, 1990. — 167 с.
239. Смолянинов Н.А. Практическое руководство по минералогии. — М.: Госгеолтехиздат, 1955. — 432 с.
240. Соколов И.А. Почвообразование и время: поликлимакность и полигенетичность почв // Почвоведение. — 1984. — № 2. — С. 102–112.
241. Соколовский А.Н. Засоленные почвы как одно из солепроявлений на земной поверхности // Почвоведение. — 1941. — № 7–8. — С. 3–30.

242. Соколовский С.П., Солопов Г.С. Водно-солевой режим пойменных земель Предкавказья. — М.:Наука, 1970. — 144 с.
243. Статьев Г.Я. Луговые темноцветные солонцово-солончаковые почвы пойм малых рек Молдавии и их мелиорация: Автореф. дисс. ... канд. биол. наук. — Кишинев, 1974. — 20 с.
244. Статьев Г.Я. Эволюция почвообразования в поймах малых рек Молдавии // Охрана природы Молдавии. — Кишинев, 1973. — Вып. 2. — С. 43–46.
245. Сувак П.А., Шанин Г.И., Фрунзе М.П. Устойчивость мелиорации солонцово-солончаковых почв // Физика, мелиорация и освоение почв Молдавии. — Кишинев: Штиинца, 1982. — С. 32–44.
246. Супряга И.К., Липатов А.Б., Тимохин В.М., Родина В.Г. Грунтовые воды при критическом солевом режиме почв и их практическое использование в орошаемой земледелии // Информационный листок Крымского центра НТИ. Симферополь, 1976. — 3 с.
247. Таргульян В.О. Развитие почв во времени // Проблемы почвоведения: Сов. почвоведы к XII Междунар. конгр. почвоведов. — М.:Наука, 1982. — С. 108–113.
248. Тейт Р. Органическое вещество почвы: биологические и экологические аспекты / Пер. с англ. — М.: Мир, 1991. — 400 с.
249. Тихоненко Д.Г. Эволюция, систематика и использование легких почв юго-запада Русской равнины: Автореф. дисс. ... д-ра с.-х. наук. — Харьков, 1983. — 42 с.
250. Тонконогов В.Б., Лебедева И.И., Герасимова М.И. Становление и современное состояние классификации почв // Почвоведение. — 1999. — № 1. — С. 37–42.
251. Тонконоженко Е.В., Риад Аль-Шайеб. Засоленные почвы дельты р. Кубани и изменение их свойств при окультуривании // Почвоведение. — 1979. — № 6. — С. 136–144.
252. Тортик М.Й. Деякі особливості розвитку процесів вторинного осолонцювання в чорноземах зрошуваних слабомінералізованими водами // Вісник Львів. ун-ту. Сер. географічна. Вип. 23: Генезис, географія і екологія ґрунтів. — Львів: Простір М, 1998. — С. 132–137.
253. Турсина Т.В. Микроморфология засоленных почв // Проблемы почвоведения: Сов. почвоведы к XII Междунар. конгр. почвоведов. — М.:Наука, 1982. — С. 157–162.
254. Турсина Т.В., Панкова Е.И., Ямнова И.А. Изучение морфологии легко- и труднорастворимых солей и микростроения засоленных

- почв // Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. — М.:Наука, 1983. — С. 89–109.
255. Тюрюканов А.А. Об особенностях химического состава почвенно-грунтовых вод поймы и определяющих его факторов. — Почвоведение. — 1957. — № 9. — С. 79–88.
256. Урсу А.Ф. Некоторые особенности новой классификации почв Молдавии // Почвоведение. — 1999. — № 3. — С. 301–303.
257. Феофарова И.И. Минералогическое определение воднорастворимых минералов в засоленных почвах // Почвоведение. — 1940. — № 12. — С. 40–51.
258. Ферсман А.Е. Геохимия. — М.:Госхимиздат, 1939. — 440 с.
259. Физико-химические методы исследования почв / Под ред. Н.Г. Зирина, Д.С. Орлова. — М.: Изд-во МГУ, 1980. — 382 с.
260. Флоря Н., Стойка Л. Некоторые особенности соленакопления в почвах северо-восточной части Румынской равнины // Почвоведение. — 1958. — № 8. — С. 11–17.
261. Фридланд В.М. Структура почвенного покрова. — М.:Мысль, 1972. — 424 с.
262. Хазиев Ф.Х., Хабиров И.К., Агафарова Я.М. Экологический анализ биохимических процессов в пойменных и осушенных почвах // Почвоведение. — 1983. — № 5. — С. 80–85.
263. Хитров Н.Б. Морфологическая диагностика степени слитости почв // Почвоведение. — 1992. — № 12. — С. 13–22.
264. Хитров Н.Б. Модели антропогенной эволюции почв и почвенного покрова степной зоны: основные положения и общая структура моделей // Генеза, географія та екологія ґрунтів: Зб. наук. праць. — Львів, 1999. — С. 79–81.
265. Хитров Н.Б., Королюк Т.В., Турсина Т.В. и др. Слитые почвы территорий с микрорельефом гильгай // Почвоведение. — 1994. — № 7. — С. 33–44.
266. Хитров Н.Б., Чижикова Н.П. Минералогический состав слитых почв Ставрополя // Почвоведение. — 1995. — № 8. — С. 987–997.
267. Хитров Н.Б., Чижикова Н.П. Роль глинистых минералов в слитогенезе почв Ставрополя // Почвоведение. — 1995. — № 11. — С. 1408–1418.
268. Чижикова Н.П., Ярилова Е.А. Микроморфология, химико-минералогический состав и свойства пойменных почв реки Сейм // Почвоведение. — 1974. — № 8. — С. 60–73.

269. Швевс Г.И. Речные долинно-устьевые и морские прибрежно-аквальные парагенетические ландшафты // Лиманно-устьевые комплексы Причерноморья: географические основы хозяйственного освоения. — Л.: Наука, 1988. — С. 23–25.
270. Шведенко Г.В., Лобода Н.С., Обухов Е.В. К вопросу оценки теоретического гидроэнергетического потенциала малых водотоков Северо-Западного Причерноморья (Одесская область) на основе современного климатического стока // Метеорология, климатология и гидрология / Межведомственный научный сборник Украины. — Одесса, 1998. — Вып. 35. — С. 338–350.
271. Шестаков И.Л. Засоление почвы пойм и принципы их мелиорации // Исследования по мелиорации и физике почв Молдавии. — Кишинев: Штиинца, 1976. — С. 3–21.
272. Шестаков И.Л. Мелиорация засоленных почв Молдавии. — Кишинев: Штиинца, 1977. — 142 с.
273. Шоба С. А., Бганцев В.Н., Урусевская И.С. , Матинян Н.Н. Микроморфология поверхностно-переувлажненных почв на ленточных глинах // Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. — М.: Наука, 1983. — С. 153–179.
274. Шоба С.А., Герасимова М.И., Таргульян В.О. та ін. Почвообразующий потенциал почвообразующих факторов // Генеза, географія та екологія ґрунтів: Зб. наук. праць. — Львів, 1999. — С. 90–92.
275. Шраг В.И. Опыт классификации пойменных почв // Почвоведение. — 1953. — № 11. — С. 64–84.
276. Эколого-экономическое обоснование строительства второй очереди Дунай-Днестровской оросительной системы в Одесской области / Сводное заключение по комплексу эколого-экономических проблем ДДОС / Приложение 3: Исследование загрязнения малых рек и водохранилищ бассейна Сасыка. — Одесса, 1992. — 54 с.
277. Ярилова Е.А., Самойлова Е.М., Поляков А.Н., Макеева В.И. Микроморфология черноземов Русской равнины // Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. — М.:Наука, 1983. — С. 130–139.
278. Ярилова И.Я. Особенности микроморфологического строения почв // Структура, функционирование и эволюция системы биогеоценозов Барабы. — Новосибирск: Наука, 1974. — Т. 1. — С. 133-159.

279. Barzanyi A. F. and Stoops G. Fabric and mineralogy of gypsum accumulations in some soils of Iraq // Transactions 10th Intern. Congress of Soil Science. — Moscow, 1974. — v. 7. — P. 271–277.
280. Bloomfield C. Acidification and ochre formation in pyritic Soil // Acid Sulphate Soils, 1973. — V. 2. — P. 40–51.
281. Bresler E., McNeal B.L., Carter D.L. Saline and sodic soils. — New York, 1982. — 295 p.
282. Dudal R., Eswaran H. Distribution, properties and classification of vertisols // Vertisols: their distribution, properties, classification and management. L. Wilding and R. Puentes eds, Texas A & M Univ., 1988. — P. 1–22.
283. Engler R. M., Patrick W.H. Sulfate Reduction and Sulfide Oxidation in flooded Soil as affected by Chemical Oxidants // Soil Sci. Soc., Amer. Proc., 1973. — V. 37. — № 5. — P. 167–173.
284. Frenkel H., Hadas A. Effekte of tillage and gypsum incorporation rain runoff and crust gated Strength in field soil irrigated with Saline-Sodic Water // Soil Sci. Soc. Amer. J., 1981. — V. 45. — № 1. — P. 156–158.
285. Gerei L. Role of clay minerals formation and transformation in sodic processes of the Danube valley in Hungary // Transactions 10th Intern. Congress of Soil Science. — Moscow, 1974. — V. 7. — P. 52–60.
286. Gerei L. and Szendrei G. Micromorphological investigation of some representative meadow and solonetz soils of the alluvial plain of the Zagyva river in Hungary // Transactions 10th Intern. Congress of Soil Science. — Moscow, 1974. — V. 7. — P. 264–270.
287. Ghobadian A. Untersuchungen über den Ionenaustausch im Boden zum Zweck einer gezielten Melioration (mit besonderer Berücksichtigung der Salzböden) // Die Bodenkultur, 1969. — Jg. 20. — H. 4. — S. 325–369.
288. Gren-Kelly R. The identification of montmorillonoids in clays // Soil Science, 1953. — V. 4. — № 2. — P. 233–237.
289. Kuo S., Mikkelsen O.S. The Effects of Straw and Sulfate Amendments and Temperature on Sulfide Production in Two Flooded Soils // Soil Science, 1981. — V. 132. — № 5. — 353–357.
290. Landey R.J., Hirekerur L.R., Krishnamoorthy P. Morphology, genesis and classification of black soil // 12-th intern. Congress of soil Sci., 1982. — V. 2. — P. 483–497.
291. Mikhailiuk V. I. Micromorphology of alluvial soils of southern Ukraine. — Soil mikromorphology. Studies on soil diversity, diagnostics, dynamics / 10th international working meeting on soil micromorphology. — Moscow, 1996. — P. 61.

292. Mikhaylyuk V.I. Vertic soils in floodplains of small rivers of southern Ukraine // *Eurasian Soil Science*. — 1996. — Vol 28. — № 12. — P. 39–44.
293. Murthy R.S., Rhattacherjec J.C., Landey R.J., Pofali R.M. Distribution, characteristic and classification of vertisoil // *Vertisoils and Rise soils of the Tropics*. 12 Int. Congr. of soil sci. — New Delhi, 1982. — P. 246–255.
294. Puentes R., Wilding L.P., Drees L.R. Microspatial variability and sampling concepts in soil porosity studies of Vertisoils // *Geoderma*. — 1992. — V. 53. — P. 373–385.
295. Reddy K.R., Patrik W.K. Effect of alternate aerobic and anaerobic conditions on redox potential, organic matter gecoposition and nitrogen lose in a flooded soil // *Soil Biol., Biochem.* — 1975. — V. 7. — № 2. — P. 34–42.
296. Roy B.B., Barde N.K. Some characteristics of the blek soil of India // *Soil Sciense*. — 1962. — V. 93. — P. 142–148.
297. Schwertman U., Fischer W.R. and Taylor R.M. New aspekt of iron oxide formation in soils // *Transactions 10th Intern. Congress of Soil Science*. — Moscow, 1974. — V. 4 (1). — P. 237–249.
298. Sparks D.L. Ion activities: a historical and theoretical overview // *Soil Sci. Soc. Amer. Journ.* — 1984. — V. 48. — № 3. — P. 531–536.
299. Stephan S., Berrier J., De Petre A.A. et al. Characterization of in situ organic matter constituents of vertisoils from Argentina, using submicroscopic and cytochemical methods // *First report. Geoderma*. — 1983. — V. 30. — № 1-4. — P. 21–34.
300. Wilding L., Tessier D. Genesis of vertisols: shrink-swell phenomena // *Vertisols: their distribution, properties, classification and management*. L. Wilding and R. Puentes eds, Texas A & M Univ., 1988. — P. 55–81.
301. Yongerius A. The role of micromorphology in agricultural research // *Soil micromorphology*. — Rothamsted, 1981. — P. 110–138.

Зміст

| | |
|---|----|
| <i>Вступ</i> | 3 |
| Розділ 1 | |
| Історія досліджень ґрунтів заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я | 5 |
| Розділ 2 | |
| Малі та середні річки північно-західного Причорномор'я: фізико-географічний нарис | 9 |
| Розділ 3. | |
| Класифікація і закономірності поширення ґрунтів | 14 |
| 3.1. Географічні закономірності факторів диференціації ґрунтового покриву і класифікація заплав на їх підставі | 14 |
| 3.2. Профільно-генетична класифікація ґрунтів заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я | 27 |
| 3.3. Факторно-еволюційна модель заплавного ґрунтоутворення | 47 |
| Розділ 4. | |
| Галогенез у долинах малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я | 54 |
| 4.1. Закономірності географії та динаміки мінералізації і складу солей у підґрунтових водах | 57 |
| 4.2. Типи соленакопичення у ґрунтах | 63 |
| 4.3. Фактори соленакопичення у заплавних ґрунтах і підґрунтових водах | 69 |
| 4.4. Природа і морфологія новоутворень солей та особливості формування сольових профілів у ґрунтах заплав малих і середніх річок північно-західного Причорномор'я | 81 |

Розділ 5.

| | |
|--|-----|
| Елементарні ґрунтові процеси і географія їх функціонування | 114 |
| 5.1. Гумусоутворення і гумусонакопичення | 115 |
| 5.2. Глеєутворення | 126 |
| 5.3. Осолонцювання і солонцево-ілювіальний процес | 140 |
| 5.4. Злитогенез як ландшафтно-механогеохімічний процес і злитизація як елементарний ґрунтовий процес | 150 |

Розділ 6.

| | |
|---|-----|
| Особливості генези і морфолого-аналітична характеристика ґрунтів | 165 |
| 6.1. Лучноземи ясногумусові | 165 |
| 6.2. Лучноземи зернисті | 186 |
| 6.3. Стратоземи | 206 |
| 6.4. Глейоземи | 214 |
| 6.5. Злитоземи | 231 |
| 6.6. Солончаки | 254 |

Розділ 7.

| | |
|---|-----|
| Особливості ґрунтоутворення при осушенні і зрошенні ґрунтів | 270 |
| 7.1. Процеси соленакопичення при осушенні заплавл | 270 |
| 7.2. Вплив осушення на гумусний стан ґрунтів | 281 |
| 7.3. Динаміка складу вбирних катіонів в осушуваних ґрунтах | 283 |
| 7.4. Зрошення лучноземів мінералізованими водами: термодинамічні потенціали ґрунтових реакцій і буферні властивості ґрунтів | 286 |

Розділ 8.

| | |
|---|-----|
| Еколого-агромеліоративна класифікація і оцінка заплавлних земель і ґрунтів | 300 |
|---|-----|

| | |
|-----------------------|-----|
| <i>Висновки</i> | 307 |
|-----------------------|-----|

| | |
|---|-----|
| <i>Список використаних джерел</i> | 313 |
|---|-----|

Наукове видання

МИХАЙЛЮК Віктор Іванович

**ҐРУНТИ ДОЛИН РІЧОК
ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я:**

**екологія, генеза, систематика, властивості,
проблеми використання**

Монографія

Відповідальний редактор ***С. П. Позняк***

Зав. редакцією *Т. М. Забанова*

Технічні редактори *Р. М. Кучинська, М. М. Бушин*

Коректор *Н. І. Крилова*

Здано у виробництво 10.10.2001. Підписано до друку 25.10.2001. Формат 60x84/16.

Папір офсетний. Гарнітура "Таймс". Друк офсетний.

Ум. друк. арк. 19,76. Тираж 300 прим. Зам. № 701.

Видавництво і друкарня "Астропринт"

(Свідоцтво ДК № 132 від 28.07.2000 р.)

65026, м. Одеса, вул. Преображенська, 24.

Тел.: (0482) 26-98-82, 26-96-82. 37-14-25.

www.astroprint.odessa.ua

Михайлюк В. І.

М 691 Грунти долин річок північно-західного Причорномор'я: екологія, генеза, систематика, властивості, проблеми використання: Монографія. — Одеса: Астропринт, 2001. — 340 с.

ISBN 966–549–714–6.

На основі системного підходу, поєднання концепцій елементарних ґрунтових процесів і еволюції ґрунтів з ландшафтно-геохімічним аналізом ґрунтоутворення проаналізовані генеза і властивості ґрунтів заплав малих та середніх річок північно-західного Причорномор'я. Показані механізми і географічні закономірності функціонування елементарних ґрунтових і ландшафтно-геохімічних процесів. Розроблена профільно-генетична класифікація заплавних ґрунтів.

Для фахівців у галузях ґрунтознавства і географії ґрунтів, меліорації земель, охорони природи, земельного кадастру, наукових працівників, аспірантів і студентів відповідних спеціальностей.

Рис. 75. Табл. 75. Бібліогр.: 301 назва.

3702040000 –205

М----- Без оголош.

549-2001

ББК 40.31(4Ук)

УДК 631.4:551.4(477.7)